

Strižná zóna gemerika — nositeľka sideritovej formácie

LADISLAV ROZLOŽNÍK

Katedra geológie a mineralógie BF VŠT, Park Komenského 17, 043 84 Košice

(Doručené 16. 3. 1989)

Shear zone of Gemicum — bearer of siderite formation

The article characterizes the shear zone of Gemicum as a part of its tectonic style and as well as a bearer of alpine type veins, deposits of magnesite-talc, siderite and other minerals (i. e. so called siderite formation). Regional occurrence of siderite formation in the Central West Carpathians, and its deep-seated regional basic source, is stressed. A common geotectonic background formed during Mesozoic is attributed to the origin of shear zones, emplacement of granites of Gemic types and to the origin of siderite formation respectively.

Úvod

Sideritová formácia je významnou rudnou formáciou v Západných Karpatoch. Je to hydrotermálna rudná formácia zložená z viacerých asociácií vyskytujúcich sa zvyčajne na spoločných štruktúrach, ako je asociácia: žil alpského typu, magnezitovo-mastencová, sideritovo-barytová, kremeňovo-sulfidická, ankeritovo-kremeňovo-chalkopyritovo-tennantitová a kremeňovo-antimonitová.

Prejavy sideritovej formácie nájdeme prakticky na území všetkých jadrových pohorí, najmä však na území veporika a paleozoika gemerika.

Najčastejšie je lokalizovaná v predmezozoických jednotkách s hlbinným tektonickým štýlom, ktorý sa vyznačuje husto založenými strižnými diskontinuitami.

Závislosť sideritovej formácie od strižnej zóny najlepšie ukazujú ložiská Spišsko-gemerského rudohoria, kde sa táto väzba prvýkrát aj definovala (Rozložník, 1963).

Charakteristika strižnej zóny gemerika podľa starších poznatkov

Strižná zóna gemerika sa vymedzila ako súčasť hlbinného tektonického štýlu (Rozložník, 1963). Za svojráznu, charakteristickú črtu tohto štýlu sa označili najmä primárne plochy diskontinuity, tzv. vrstvomá bridličnatosť (S_1) a zvyčajne strmé, k juhu sklonené, husto založené plochy tzv. priečnej bridličnatosti (S_2). Okrem rôznosmerných vrásových osí osobitnou črtou je lineácia, ktorá je priesečnicou plôch primárnej a sekundárnej foliácie. Medzi vznikom plôch S_2 a prešmykov sa konštatovala symetrická spätosť, ktorej sa prisudzoval aj časový a genetický význam.

Za nositeľa strižnej zóny sa označilo paleozoikum gemerika (predovšetkým staršie), ktorého stavba ostro kontrastuje so stavbou mezozoika, sčasti aj mladšieho paleozoika. Horniny mladšieho paleozoika, najmä však mezozoika, ležia viac-menej vodorovne a vcelku postrádajú husté strmé štruktúrne prvky vzniknuté strihom, najmä kliváž, ale je v nich aj menej prešmykov.

Strižná zóna gemerika je výsledkom zložitých, polycyklických vrásovometamorfných procesov. Jej základom je relatívne veľmi tvárna, duktilná povaha staršieho paleozoika gemerika, ktoré, s výnimkou ojedinelých telies amfibolitovej fácie v rakoveckej skupine, neprešlo hercýnskou regionálnou granitizáciou a metamorfózou vyššieho stupňa. Pre celkový nedostatok rigidných členov bolo paleozoikum gemerika schopné neobyčajne silnej redukcie. Prestupujúci charakter plôch vzniknutých strihom možno pozorovať tak v rámci vzorky (obr. 1), odkryvu (obr. 2), ako aj väčších celkov (obr. 3 a 5). Tektonický inventár paleozoika gemerika pripomína typické bridličnaté pohoria.

K poznaniu stavby gemerika, najmä jeho staršieho paleozoika, prispeli najmä práce Mášku a Zoubka et al. (1961), Maheľa (1957), Greculu (1974, 1982), Snopka (1971), Snopka et al. (1969), Slavkovského (1978) a ďalších.

Strižná zóna je výsledkom dvoch veľkých deformačných etáp — hercýnskej a alpínskej.

V hercýnskej etape, v bretónskej či sudetskej fáze, sa tvorila vrstvomá bridličnatosť gelnickej a rakoveckej skupiny (S_1) s ojedinelou klivážou osovej roviny (S'_1). Plochy S_1 sa stali nositeľmi novovzniknutých, prednostne orientovaných minerálov, najmä sericitu, chloritu, kremeňa a ďalších. V ojedinelých prípadoch (v rulovo-amfibolitovom komplexe pri Dobšinej) sa

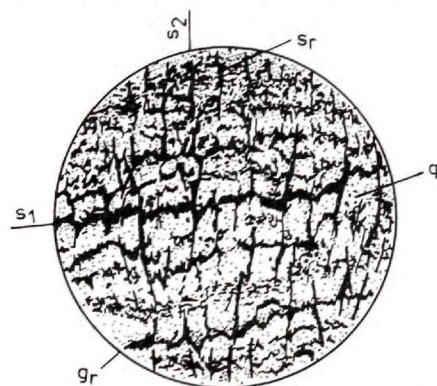
stretávame s orientáciou kremeňa zodpovedajúcou až granulitovej fácii. Obe hlavné skupiny staršieho paleozoika — gelnická a rakovecká — upadajú k severu v neobvyklej pozícii: ťažšia oceánska séria leží na ľahšej sérii, patriacej ku kôre, pravdepodobne ostrovných oblúkov. Viac sa dá predpokladať predvestfálske podsunutie rakoveckej skupiny pod kryštalinikum veporika (Vozárová a Vozár, 1988) než jej podsunutie pod gelnickú skupinu. Diskordantný vzťah medzi rakoveckou a gelnickou skupinou sa nepodarilo preukázať, ide tu skôr o tektonický styk. Po vrásovej metamorfóze staršieho paleozoika na predvestfálskom povrchu určite jestvovala lateritická kôra zvetrávania (Rozložník a Sasvári in Cambel a Jarkovský, 1985). Červený práškový hematit sa po puklinách často infiltroval do podložných hornín rakoveckej skupiny.

Bazálne zlepenie dobšinskej skupiny odrážajú petrografický charakter podložia (amfibolity, ruly a i.) a zároveň presvedčivo demonštrujú, že predvestfálske elementy prešli vrásovou metamorfózou vo fácii zelených bridlic, výnimočne až v amfibolitovej fácii. Kým bazálne zlepenie sú odrazom charakteru podložia, vyššie členy (sludnaté pieskovce, bridlice a zlepenie) poukazujú na blízkosť kryštallického pohoria (veporika?). Zaujímavá je aj skutočnosť, že dobšinská skupina pokrýva len územie rakoveckej skupiny. Po značnom hiáte a erózii sa na veľmi nerovnomerný reliéf dostáva krompašská skupina. Zo štruktúrnej analýzy okolia Dobšinej vyplynulo, že v priebehu mladohercýnskych fáz nedošlo k vrásovej metamorfóze. Sedy vrchného karbónu a permu prešli len deformáciami zodpovedajúcimi germanotypnej tektonike (Rozložník, 1963).

Plochy S_1 , ako plochy nielen látkovej, ale aj mechanickej diskontinuity („fylitizácia“ hornín dobšinskej, krompašskej skupiny, sčasti aj mezozoika), vznikli až v hlavnej vrchnokriedovej vrásnivej etape. S hlavnými alpínskymi tektonickými pohybmi je spojené aj založenie priečnej bridličnatosti — kliváže (plôch S_2) v horninách celého paleozoika a miestami aj mezozoika. Plochy S_2 v mladšom paleozoiku a mezozoiku vznikajú najmä na miestach, kde sú tieto horniny zaklínené do staršieho paleozoika a preberajú ich hlbinný tektonický štýl. Plochy S_2 sa tvoria väčšinou iba tam, kde orientácia starších diskontinuit (najmä S_1) nedovoľuje redukcii napätia v podobe ich obnovovania. Tak možno vysvetliť, že najintenzívnejší vývoj kliváže možno pozorovať tam, kde nemohlo dôjsť k interferencii hercýnskeho a alpínskeho štruktúrneho plánu, teda najmä na miestach, kde sú plochy S_1 sklonené k severu. Prevládajúci sklon plôch S_2 k juhu hovorí v prospech severovergentného prestupujúceho pohybu spojeného s veľkým stesňovaním. Príčinou

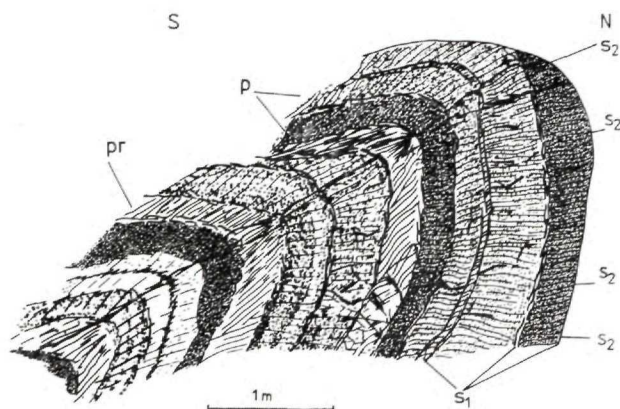
takého deformačného pohybu mohli byť mezozoické príkrovy, ktoré „vnútili“ podložíu svoju tektoniku. Alpínske tektonicko-metamorfné prepracovanie v horninách staršieho i mladšieho paleozoika gemerika rádiometricky zaznamenal a dotoval Cambel et al. (1980) na 130—150 mil. r. V kryštaliniku veporika sa zaznamenala trochu mladšia (70—130 mil. r.) alpínska metamorfóza.

K najintenzívnejším strižným tokom sprevádzaným výrazným vývojom kliváže a tvorbou nového sericitu, chloritu a žil alpského typu dochádza na rozhraniach hornín — komplexov rôznej vrásniteľnosti. V odkrych paleozoika gemerika vidno, že v mäkkších horninách sa zväčšuje hustota plôch S_2 (obr. 1 a 2) a v pevnejších horninách sa zmenšuje. Nie sú zriedkavé prípady „lomu“ kliváže (obr. 2) opísané už Máškom et al. (1961). Na základe analýzy okolia Dobšinej a Mlynkov dospel Rozložník (1963) k záveru, že zakladanie prešmykov, pozdĺž ktorých dochádza k zošupinateniu a zavlečeniu mladších útvarov do starších, nadväzuje na tvorbu kliváže. Medzi miestami priebehu veľkých prešmykových zón a intenzívneho prejavu kliváže sa našla korelácia. Medzi tvorbou kliváže a prešmykmi ide teda nielen o geometrický (symetrologický), ale aj o časový a genetický vzťah. Našli sa prípady, že plochy S_2 a zároveň aj intraklivážové žily prestupujú cez rozhranie staršieho a mladšieho paleozoika zároveň (napr. žila Július—Vlachovo), čo dokumentuje alpínsky vek sideritového zrudnenia. Charakteristickým fenoménom strižnej zóny — spodnej stav-



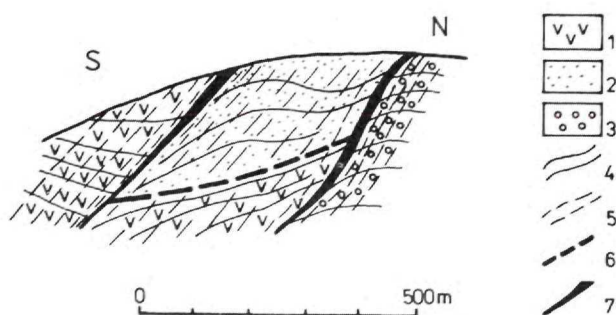
Obr. 1. Mikroskopický obraz kremeňovo-sericitického fylitu s uhľikovou substanciou z vrcholovej časti Volovca (1 283 m n. m.). Pôvodnú vrstvosť sedimentu (S_1) rozstrihujú plochy kliváže (S_2), pozdĺž ktorých dochádza k posúvaniu vrstvičiek a roztieraniu uhľikovej látky (gr). Na stavbe horniny sa zúčastňuje najmä kremeň (q) a jemnošupinkastý sericit (sr). Priemer zorného poľa 2,5 mm, $\times$ nikoly.

Fig. 1. Quartz-sericite phyllite with carbonaceous substance. Locality: the top part of Volovec Mt. (1 283 m above sea level). Microscopic image. Original bedding of sediment (S_1) is sheared by cleavage planes (S_2) along which the shifting of small beds and pulverization of carbonaceous substance takes place (gr). Mainly quartz (q) and fine tegular sericite (sr) participate in the structure of rock. The diameter of field of vision is 2.5 mm, crossed nicols.



Obr. 2. Odkryv prachovcov a pieskovcov gelnickej skupiny pri ladnici vo Vlachove. Vrása s vejárovitou klivážou. Pozorovať lom kliváže (S_2) a jej nerovnomernú hustotu v závislosti od toho, či ide o prachovec (pr) alebo pieskovec (p). S_1 — vrstvomá bridličnosť.

Fig. 2. Outcrop in siltstones and sandstones of the Gelnica Group near ice cellar at Vlachovo. Fold with fan-wise cleavage. Fracture of cleavage (S_2) and its irregular density can be observed in dependence on if it is siltstone (pr) or sandstone (p). S_1 — schistosity.



Obr. 3. Geologický rez pásmom žíl sideritu pri Mlynkoch. Rudné žily predstavujú prešmyky s úzkym vzťahom ku kliváži. 1 — metabazity a fylity rakoveckej skupiny (devón — spodný karbón?), 2 — zlepenec, pieskovce, bridlice a bazalty dobšinskej skupiny (vrchný karbón), 3 — pestré zlepenec a pieskovce krompachskej skupiny (perm). 4 — vrstvomitosť, 5 — kliváž, 6 — zlomy, 7 — hydrotermálne žily sideritu, ankeritu s kremeňom a so sulfidmi.

Fig. 3. Geological profile through zone of siderite veins at Mlynky. Ore veins are represented by overthrust faults with close relation to cleavage. 1 — metabasites and phyllites of the Rakovec Group (Devonian — Lower Carboniferous?), 2 — conglomerates, sandstones, shales and basalts of the Dobšiná Group (Upper Carboniferous), 3 — variegated conglomerates and sandstones of the Krompachy Group (Permian), 4 — bedding, 5 — cleavage, 6 — faults, 7 — hydrothermal veins of siderite, ankerite with quartz and sulphides.

by gemerika, je nielen kliváž a prešmyky, ale aj prítomnosť členov sideritovej formácie.

Nové poznatky o strižnej zóne gemerika

Prv definovaná sideritová formácia obsadzuje najrozmanitejšie štruktúrne prvky (Rozložník, 1980). Medzi

mineralizovanými štruktúrami nájdeme medzivrstvové polohy, klivážové a puklinové systémy, z praktického hľadiska sa však najvýznamnejšími ukazujú prešmyky a tektonicky prepracované polohy karbonátov. Kým prešmyky umožnili vznik pravých žíl, polohy karbonátov tvorbu metasomatických ložísk magnezitu a sideritu. Zrudnenie sa lokalizovalo vo vrchnej časti hlbinej stavby s vertikálnym rozpätím približne 2 km.

Nové poznatky o strižnej zóne gemerika sa získali najmä na základe štruktúrnej analýzy rudnianskeho a slovinského rudného poľa, ako aj stykovej zóny gemerika s pásmom Čiernej hory. Tie najdôležitejšie možno zhrnúť do týchto bodov:

1. Strižná zóna gemerika sa formovala pri meniaccej sa dynamike a kinematike deformačného poľa, v dôsledku čoho sa zvyčajne vyskytuje viac plôch kliváže (S_2) (Rozložník a Sasvári in Cambel a Jarkovský, 1985). Nezriedka sa vyskytujú tri vzájomne sa presekávajúce klivážové plochy ($V-Z$, $SV-JZ$, $SZ-JV$), z ktorých jedna môže prevládať. V západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria prevládajú karpatské, v strednej — východozápadné a vo východnej časti — sudetské smery. Vznik týchto rôznosmerných systémov kliváže nadväzuje na rôznosmerné osi vrás, medzi ktorými sa vyskytujú aj smery $S-J$. Deformácie mali takúto postupnosť: vrásy → kliváž → prešmyky. Hlbším pozadím rôznosmerných štruktúr je „čelný náraz“ plastického bloku gemerika s rigidným blokom veporika (Rozložník a Slavkovský, 1979), jeho vклиňovanie sa medzi bariéry veporika a pásma Čiernej hory (Rozložník a Sasvári, 1987).

2. „Šošovkovité rozklzávanie“ vrstvomých či klivážových plôch (resp. ich kombinácia) často vyvolala viacsystémová kliváž, a nie pravý ohyb. Niektoré (nie všetky!) veľké ohyby vrstvomých a klivážových plôch sú v skutočnosti vyvolané vzájomným presekávaním sa diskontinuít rôznosmerných systémov (Rozložník a Sasvári, 1987). Príčinou vzájomného presekávania sa (často na spôsob X , L , T), a to nielen kliváže, ale aj osí B a prešmykov, bol zrejme striedavý dynamický režim a zvyšujúci sa stupeň anizotropie deformujúcich sa komplexov.

So zvyšovaním počtu štruktúrnych prvkov pri presekávaní sa úmerne zvyšovala anizotropia stavby a stupeň skracovania priestoru. Výrazom skracovania je zostrmovanie mladších strižných prvkov (obr. 3). Pre narastajúci stupeň skracovania je príznačné, že prešmyky nadväzujúce na tvorbu kliváže sú síce smerovo približne rovnaké, ale ich sklony sú zvyčajne strmšie.

4. Po intenzívnom stesňovaní sa mladšie útvary zakliňovali do starších, ale aj opačne: vyzdvihovali sa plastické, ale aj rigidné telesá, najmä rulovo-amfibolitové pri Dobšinej, Mlynkoch a v Rudňanoch (Rozložník a Sasvári in Cambel a Jarkovský, 1985). Jančura

(1988) dokonca zistil rudolokalizujúci význam takéhto diapirizmu v Rudňanoch. Veľké vertikálne pohyby prekonalí gemerické granity tak počas ich kryštalizácie, ako aj po nej (Zvjagincev a Rozložník, 1989).

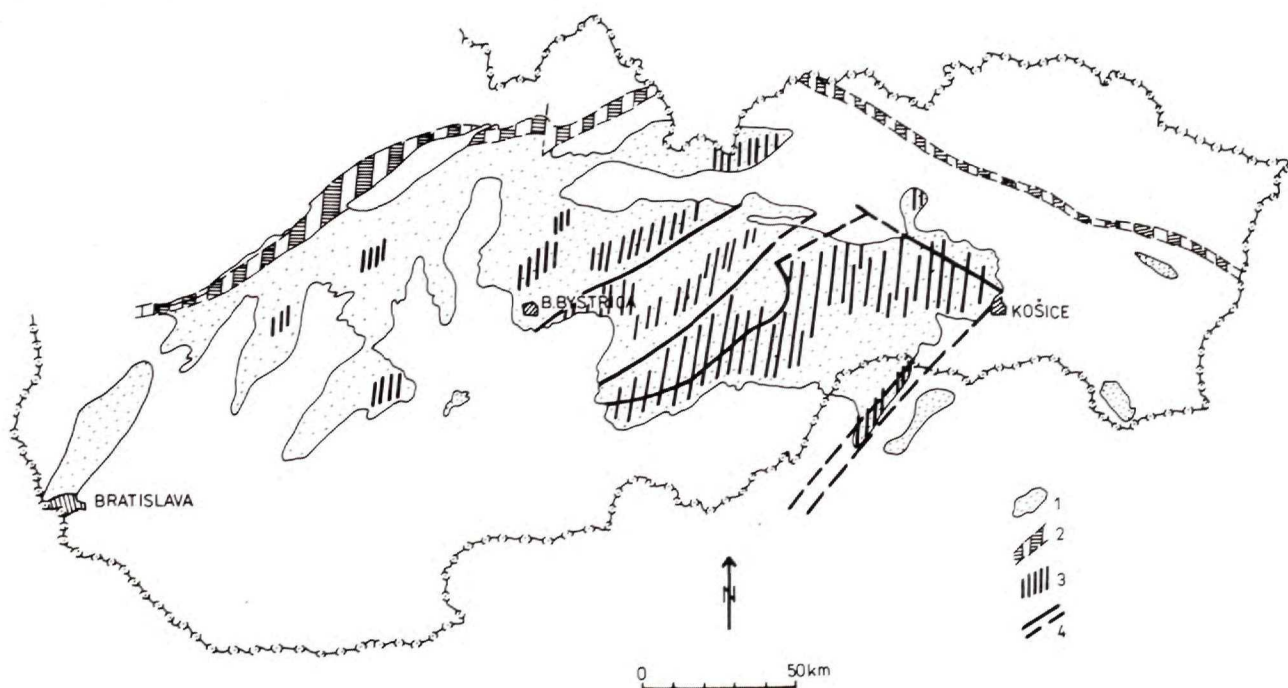
5. Deformácie lokalizujúce zrudnenia sideritovej formácie sú alpínskeho veku. Dôkazom je napr. mezozoický vek meliatskej skupiny (Kozur a Mock, 1973), ktorú miestami prestupujú strižné štruktúrne prvky zrudnené sideritovou formáciou. Izopachy bazálnej plochy došinskej a krompašskej skupiny v rudnianskom rudnom poli, ktoré na základe precíznych podkladov zostrojil Jančura (1988a), vykazujú identitu, to znamená, že ich deformácia bola spoločná a popermská — vrchnokriedová. Posledné dokazuje nielen germanotypný charakter mladohercýnskych tektonických pohybov, ale aj vrchnokriedový vek sideritovej formácie, pretože rudné žily sú mladšie ako hlavné deformácie karbónu a permu.

6. Spodná stavba gemerika a veporika má mnoho spoločného. Analogické sú najmä prešmyky spojené so zakoreňovaním mladších obalových jednotiek. Lubenícko-margeciarska línia predstavuje relatívne širokú zónu prešmykov, kliváže, mylonitizácie, t. j. strižnú zónu zachvacujúcu tak gemerickú, ako aj veporickú časť (Rozložník, 1978; Rozložník a Slavkovský, 1979; Jacko, 1971, 1979). Nižšia intenzita

mineralizácie severne od lubenícko-margeciarskej zóny (najmä v pásme Čiernej hory) sa pripisuje relatívnemu nedostatku hlboko siahajúcich strmých strižných plôch (Jacko et al., 1975).

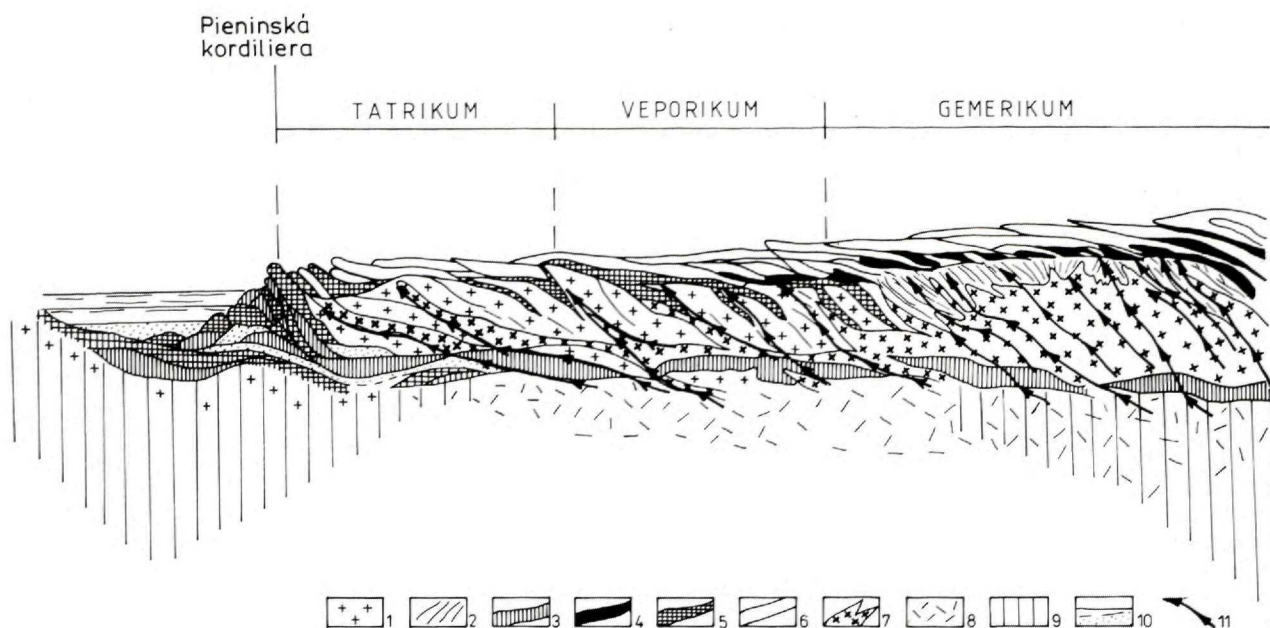
Postavenie strižnej zóny gemerika v rámci Západných Karpát

Z uvedeného vyplýva, že paleozoikum gemerika ako celok možno považovať za strižnú zónu. Nieto odkryvu paleozoických hornín, prakticky ani vzorky, kde by sme nenašli nejaké prejavy prestupujúcich pohybov vedúcich k rozstrihovaniu staršej stavby gemerika. Zároveň však niet odkryvu, kde by sme nenašli nejaké prejavy zrudnenia sideritovej formácie. Z poznámky o vzťahu medzi gemerikom a veporikom vyplýva, že strižná zóna nie je doménou iba gemerika. Štruktúrne prvky charakteristické pre strižnú zónu nájdeme, aj keď už menej výrazné, aj na území veporika a fatrotatrika. Tvrdenie, že strižná zóna gemerika prestupuje konvenčnú hranicu gemerika, vyviera aj z pochybností, či lubenícka línia je skutočne hranicou oddeľujúcou gemerikum od veporika. Tradičné vymedzenie lubeníckej línie je opodstatnené, ak revúcka skupina je mladopaleozoickým obalom kryštalinika veporika (Vozárová a Vozár, 1982). Lenže ak revúcka skupina je starším



Obr. 4. Schematická mapa rozšírenia sideritovej formácie na území internid Západných Karpát. 1 — rozšírenie predterciérnych útvarov. 2 — bradlové pásmo. 3 — rozšírenie sideritovej formácie, najmä asociácie minerálov žíl alpského typu, magnetitu a mastenca, sideritu a barytu, kremeňa so sulfidmi Cu, kremeňa s antimonitom. 4 — zlomy.

Fig. 4. Schematic map of the occurrence of siderite formation in the Internides of the West Carpathians. 1 — occurrence of pre-Cenozoic systems. 2 — the Klippen Belt. 3 — occurrence of siderite formation (mainly assemblages of minerals of alpine type veins, magnesite and talc, siderite and barite, quartz with Cu-sulphides, quartz with antimonite). 4 — faults.



Obr. 5. Schéma stavby Západných Karpát na rozhraní mezozoika a terciéru s generovaním granitovej vrstvy a fluidov sideritovej formácie pozdĺž strižných zón. 1 — predmezozoické kryštallické masívy, 2 — epimetamorfované paleozoikum gemerika, 3 — váhikum, 4 — meliatska skupina, 5 — obalové jednotky mladopaleozoických a mezozoických hornín, 6 — príkrovové jednotky tvorené väčšinou horninami mezozoika, 7 — vrchnokriedové granitoidy, 8 — zóna anatexie a mobilizácie, 9 — zanikajúce riftové zóny, 10 — výplň flyšového žlabu, 11 — postup mobilizácie a preniku hybridných fluidov.

Fig. 5. Scheme of the geological structure of the West Carpathians at the boundary of Mesozoic and Cenozoic with generation of the granite layer and fluids of siderite formation along shear zones. 1 — Pre-Mesozoic crystalline massifs, 2 — epimetamorphosed Paleozoic of Gemicum, 3 — Vahikum, 4 — the Meliata Group, 5 — envelope units of Late Paleozoic rocks, 7 — Upper Cretaceous granitoides, 8 — zone of anatexis and mobilization, 9 — destroyed rift zones, 10 — filling of flysch trough, 11 — progression of mobilization and penetration of hybrid fluids.

paleozoikom, čo vyplýva z toho, že ju kontaktne metamorfuje „rimavický granit“ bretónskeho veku (Bibakova et al., 1988) a že tu nejde o granit, ktorý by vyvolával regionálnu granitizáciu, potom „rimavický granit“ takisto ako revúcka skupina patrí ku gemeriku, a nie k veporiku. Ak teda „rimavický granit“ nie je alpským kôrovým granitom s devónskym zirkónom, potom lubenícku líniu treba posunúť severnejšie.

V každom prípade však strižné zóny vystupujú aj na území veporika a fatrotatrika. Zvlášť výrazné sú tie, ktoré sú hranicami odlišných blokov, napr. muránska, pohorelská, čertovická zóna a zóna Šifrovej. Ako sú rozšírené strižné prvky, a to nielen pozdĺž hraníc väčších jednotiek, tak je regionálne rozšírená aj sideritová formácia. Na obr. 4 sú vyznačené jej doposiaľ známe výskyty. Možno tvrdiť, že rozšírenie tejto formácie je v skutočnosti oveľa väčšie, pretože väčšinou ide o tenké žilky Fe-Mg-Ca-karbonátov, ktoré sú z praktického hľadiska zanedbateľné, a preto ostávajú nepovšimnuté.

Regionálne rozšírenie sideritovej formácie na území interníd Západných Karpát vnucuje myšlienku, že jej zdroj by mal byť tiež regionálny a hlboko uložený, „plášťový“. Keďže sideritová formácia je vlastne kolosálnou mobilizáciou predovšetkým

„plášťových“ kovov: Fe, Mg, Mn, Ti, Cu, Co-Ni atď., jej adekvátnym zdrojom by mali byť s najväčšou pravdepodobnosťou bazity — ultrabazity s dostatočným množstvom vody, ktoré by v podobe fragmentov oceánskej kôry boli podsunuté prakticky pod celé internidy Západných Karpát. Pri podsúvaní mohli byť zavlíkané aj fragmenty karbonátových a terigénnych hornín. Predpokladáme, že tento proces sa odohral po relatívne mierne sklonenej ploche na spôsob subdukcie typu A (obr. 5). Vychádzajúc najmä z geofyzikálnych údajov, model podobnej subdukcie načrtli už skôr Grecula a Varga (1979) a Leško a Varga (1980), ktorí subdukovanú jednotku korelujú s alpským penninikom. Podobnú subdukovanú jednotku, ale so strmším sklonom subdukcie, predpokladá aj Maheľ (1981) a nazval ju váhikom.

Náš model počíta s mierne sklonenou plochou pohlcovania, resp. prekryvania preto, lebo produkt subdukcie — sideritová formácia — je po internidách Západných Karpát rovnomerne rozšírená. Nerovnaká hĺbka ponoru pri subdukcii by sa odrazila vo vytvorení metalogenetickej zonálnosti.

Plytké podsúvanie váhika pod ľahšie bloky kryštalinika (obr. 5) sa uskutočnilo pri súčasnom nasúvaní sa blokov k severu, najmä však subatranských prí-

krovov. Súčasne sa z oceánskej oblasti bükka vyvliekali fragmenty meliatskej skupiny s prejavmi vysokotlakovej metamorfózy, ako aj bloky príkrovu silicika. Vzájomný protismerný pohyb (na jednej strane váhika smerom k juhu, na druhej strane severovergentné pohyby subatranských príkrovov) vyvolal v blokoch kryštalinika strižné napätie, strižné deformácie a veľké pohyby (najmä na hraniciach blokov odlišnej mobility). V tomto vzájomnom protismernom pohybe vidíme hlavnú príčinu vzniku aj strižnej zóny gemerika. Táto predstava sa od staršieho modelu líši (Rozložník, 1963) tým, že v novom modeli nadobúdajú význam nielen vrchné „sunuté masy“, ale podobná úloha, lenže opačného smeru (úloha podsunutia váhika), sa pripisuje aj podložíu.

Nie je bez zaujímavosti, že hlavná vergencia nasúvania podľa smeru hlavných strižných zón sa neprejavuje od juhu na sever, ale od juhovýchodu na severozápad.

Podsúvanie sa začalo asi v jure, subdukcia pretrvávala cez celú kriedu. Terciérne pohyby, výrazné najmä v externidiách, mali podľa nášho názoru iný mechanizmus než kriedové: v ich pozadí bol pravdepodobne panónsky plášťový diapír (Rozložník in Fusán et al., 1987).

Pod vrstvou mezozoických príkrovov a ľahkých hmôt kryštalinika Západných Karpát vzniká nová granitová vrstva, z ktorej sa jednotlivé časti vtlačajú do strižných zón viac-menej synkinematicky. Svedectvom o mladom jursko-kriedovom magmatizme v pribadlovom pásme sú nielen exotické obliaky ofiolitov a glaukofanitov (Mišík, 1979), ale aj rôznych intermediárnych a kyslých magmatitov, dokonca greisenizované granity (Marschalko a Samuel in Hovorka, 1985). Do lubenického línie preniká molybdenonosný rochovský granit (Klinec, 1979), do komplexov gemerika vnikajú synkinematické telesá gemerických granitov (Zvjagincev a Rozložník, 1989). Odôvodnene možno predpokladať, že aj do niektorých ďalších línií (línie Šifrovej, čertovickej a pod.) intrudovali podobné telesá. Domnievame sa, že tepelné toky spojené s uvedenými synkinematickými granitmi zohrali pri tvorbe strižných zón aj aktívnu dynamickú a kinematickú úlohu, najmä sa však stali hlavným faktorom metamorfnej mobilizácie látok váhika a ich vynášania do strižných zón až po rudolokalizujúce štruktúry sideritovej formácie. Granitový magmatizmus s mineralizáciou (Sn—W—Mo ± TR, Nb, U, Au) a mladšia pestrá mineralizácia sideritovej formácie sú dva následné procesy, ktoré majú spoločného menovateľa: hlbokú látkovú mobilizáciu vo vrchnej kriede. Granity a rudné roztoky sideritovej formácie spôsobujú tepelné prehriatie gemerika, ale aj severnejších jednotiek. Tepelná metamorfóza je mladšia, naložená na vysokotlakovú metamorfózu meliatskej skupiny (Rozložník, 1978). Vo

Východných Alpách Petraschek (1974) už dávnejšie poukázal na možnosť mobilizácie látok pre ložiská sideritu a magnezitu zo subdukovaného penninika. Povšimnutiahodná je aj prítomnosť kriedových ložisk sideritu v alpínsky aktivizovanej cantabrickej zóne v Španielsku.

Spoločnou formáciou Východných Alp a Západných Karpát je okrem ložisk sideritu a magnezitu aj scheelitová formácia. Na území Západných Karpát má sideritová a scheelitová formácia pozoruhodné spoločné metalogenetické črty: 1. regionálne rozšírenie oboch formácií, 2. väzba oboch formácií na strižné zóny, 3. priestorové a časové prepojenie mineralizácie scheelitu s karbonátmi Mg—Fe—Ca.

Záver

Prednostná lokalizácia sideritovej formácie v strižných zónach Západných Karpát je výrazná zvlášť v gemeriku. Strižná zóna tým, že poskytla „schodné cesty“ pre hybridné hydrotermy, sprostredkovala „tektonickú prípravu“ pre Fe—Mg metasomatózu v početných karbonátových polohách, alebo tým, že poskytla voľné priestory na uloženie rudnej substance v podobe početných rudných žíl s mocnosťou od milimetrov po niekoľko desiatok metrov, stáva sa prvoradým štruktúrnym faktorom lokalizácie zrudnenia sideritovej formácie. Vo svetle uvedeného sa ukazuje, že tento vzťah, zdôrazňovaný v predchádzajúcich prácach (Rozložník 1965a, 1976, 1984), je ešte užší: alpínske strižné zóny, granitový magmatizmus a vznik sideritovej formácie majú, zrejme spoločné hlbšie geotektonické pozadie a vznikli vo vzájomnej interakcii.

Literatúra

- Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovskij, S. P., Broska, I., Gračeva, T. V., Makarov, V. A. a Arakelians, M. M. 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides) *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 2, 147—157.
- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. a Gukasjan, R. CH. 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronical data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 27—48.
- Cambel, B. a Jarkovský, J. 1985: Rudnianske rudné pole — geochemicko-metalogenetická charakteristika. *Bratislava, Veda*, 42—77.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L. 1987: Položie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, 123 s.
- Grecula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Sbor. geol. Věd., Geol.*, 26.
- Grecula, P. a Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. *Mineralia slov.*, 11, 289—297.
- Hovorka, D. 1985: Vývoj poznatkov a výsledky výskumu Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 17, 214—223.
- Jacko, S. 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemerid s kryštalinikom pásma Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 57.

- Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: *Geologické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, 185—192.
- Jančura, M. 1988: Diapirizmus ako prejav tektonickej selekcie v rudnianskom rudnom poli. *Mineralia slov.*, 20, 537—549.
- Klincec, A. 1979: Poznámky o vzťahu granitoidov k ich okoliu v oblasti veporid a tatrid. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa*. Bratislava, 301—304.
- Kozur, H. a Mock, R. 1973: Zum Alter und zum tektonischen Stellung der Meliata — Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 3, 365—374.
- Leško, B. a Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathians structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, 97—130.
- Mahef, M. 1957: Geológia Stratskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš.*, 48, 200 s.
- Mahef, M. 1981: Island character of Klippen Belt. Vahicum — continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 3, 293—305.
- Máška, M., Zoubek, V. et al. 1961: Tectonic Development of Czechoslovakia. *Praha, Academia*, 245 s.
- Mišik, M. 1979: Pienidy Klippen Belt and the global tectonics model. In: *Czechoslovak geology and global tectonics*. Bratislava, Veda, 78—89.
- Petrascsek, W. E. 1974: Die alpinmediterrane Metallogenese im Lichte der Plattentektonik. *IAGOD, Abstracts, Varna*, 351—352.
- Rozložník, L. 1963: The relation between faults and foliation in the „Shear zone“ of Dobšiná vicinity. *Geol. Práce, Spr.*, 29, 103.
- Rozložník, L. 1976: Vzťah zrudnenia k tektonike Spišsko-gemerského rudohoria. In: *Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria*. Košice, 63—79.
- Rozložník, L. 1978: Vzťah alpinskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách. *Mineralia slov.*, 10, 311—320.
- Rozložník, L. 1980: Classification of the mineralized structures in the Spišsko-gemerské rudohorie Mountains. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 421—439.
- Rozložník, L. 1984: Source and structural condition of formation of siderit deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians). *Proc. of the Sixth IAGOD Symp. Stuttgart, E. Schweizerbratische Verlag*, 187—189.
- Rozložník, L. a Sasvári, T. 1987: Štruktúrne prvky v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a ich význam z hľadiska prognózovania. In: *II. geologické dni J. Slávika, Košice, Geol. prieskum*.
- Rozložník, L. a Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásmom Čiernej hory ilustrovaná geologickým profilom od Zlatej Idky po vrch Bujanová. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, 193—198.
- Slavkovský, J. 1978: Tektonická analýza rožňavského rudného rajónu. *Mineralia slov.*, 10, 505—526.
- Snopko, L. 1971: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 207—214.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1982: Nové stratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169—194.
- Vozárová, A. a Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ*, 314 s.
- Zvjagincev, L. I. a Rozložník, L. 1989: Petrophysical types of gemeride granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 5, 547—562.

Shear zone of Gemericum — bearer of siderite formation

Siderite formation is the most spread formation of the West Carpathians. It connects by metallogeny the West Carpathians with the Eastern Alps. The composition of several mineral assemblages is its characteristic feature. There are following assemblages: 1. mineral assemblage of alpine vein type (sericite, chlorite, fuchsite, albite, epidote, tourmaline, quartz, epidote and others), 2. magnesite-dolomite-talc assemblage, 3. siderite-barite assemblage, 4. quartz-sulphide assemblage (mainly chalcopryrite, tetrahedrite, Fe, As, Bi, Co-Ni sulphides and others) and quartz-antimonite assemblage respectively. The above assemblages are connected into common formation by the fact that they occur together on common structures. Regional extension is its characteristic feature. We can find its manifestations in crystalline complexes of core mountains and Veporicum, however, it occurs mainly in the area of Gemericum Paleozoic, where it forms relatively large deposits. Spatial occurrence of siderite formation coincides with deep tectonic style of Gemericum, which is characteristic mainly for its Paleozoic. Paleozoic of Gemericum, mainly Early Paleozoic, is faulted with steep, dense discontinuities as follows: schistosity, cleavage planes, joint systems and overthrust faults. Overthrust faults manifest the closest spatial as well as chronological-genetical connection with cleavage and they often occur on boundaries of rocks with the contrast mechanical behaviour. Slices of Late Paleozoic and Mesozoic respectively (mainly the Meliata Group) are wedged along overthrust faults into Early Paleozoic. The definition of deep tectonic style of Paleozoic, which was also defined as “shear zone” and the knowledge on

preferable occurrence of siderite formation in this zone is of older data (Rozložník, 1963).

In comparison with this deep tectonic style the upper structure of Gemericum, composed mainly of Mesozoic rocks, but partly of Paleozoic rocks, which lie on the above ones more or less tectonic discordantly and horizontally and, as a whole, they lack steep structural elements (cleavage and overthrust faults), is in the sharp contrast. The upper structure lacks structural elements favourable for one mineralization and that is why ore mineralization of siderite formation does not affect it, or it affects where the upper tectonic style is changed by deep-seated style. The boundary between upper and deep-seated tectonic style respectively does not follow precisely the boundary between Mesozoic and Paleozoic, it lies lower or higher at some places.

It has been found that mineralization of siderite formation occupies the most diversified structural elements (Rozložník, 1980); intrabed and intracleavage spaces, joint systems, however, the most significant bodies originated as the filling of overthrust faults, or as large metasomatic bodies, which were formed above each other in following systems: in carbonates of the Gelnica Group (Silurian—Devonian), in the Rakovec Group (Devonian—Lower Carboniferous?), the Dobšiná Group (Upper Carboniferous), the Krompachy Group (Permian). The Rudabánya deposit is known in the area of northern Hungary in Middle Triassic. Tectonic preparation of carbonate bodies for metasomatism was mediated by swarms of veins. Generally veins are most often thick only mm, cm, dm, but veins thick several tens of

metres are also present. Because the lower structure of Gemericum with numerous shear structural elements had a possibility to give a large number of steep access roads for mineralization, the energy of ore-forming pulses was dissipated, large number of low grade deposits originated. That is why there is no outcrop in Paleozoic of Gemericum, where you would not find a sort of manifestations of siderite formation.

The shear zone of Gemericum, as the bearer of siderite formation, is the result of deformational processes, both Hercynian and Alpine, but first of all Alpine. The fact that Paleozoic of Gemericum contrary to the other units of the West Carpathians did not undergo regional Hercynian granitization, and thus, as a whole, it was capable of very strong reduction during Alpine orogeny, is the deeper background of transformation of Gemericum Paleozoic into the shear zone. Moving masses of nappes, which forced the basement their tectonic, had the largest influence on the origin of shear zones. Alpine tectometamorphic reworking was radiometrically recorded and dated in rocks of Gemericum Paleozoic by Cambel et al. (1980) at 130–150 m.y. Alpine metamorphism in the crystalline complex of Veporicum was determined as younger (70–130 m.y.). The Alpine, probably Upper Cretaceous age of siderite, formation is proved not only by the Alpine age of structures, which are mineralized by it (Rozložník, 1963), but also by the fact that it penetrates into the Meliata Group of the Mesozoic age (Kozur — Mock, 1973), which bears features of high pressure metamorphism (Rozložník, 1978). Discovery of pebbles of siderites in the Eocene conglomerates determinates the upper age boundary of the origin of siderite formation. Siderite formation is a manifestation of younger thermic effect and thermal metamorphism (Rozložník, 1978). Shear zones are not only dominance of Gemericum, but they are present in the area of Veporicum and Fatrotaticum, too. The zones, which are boundaries of different blocks as are the Muráň zone, the Pohorelá zone, the Čertovica zone and the Šifrová zone are especially distinct. As shear structural elements are spread, not only along boundaries of largest units, so siderite formation has a regional development.

Localities of well known occurrences of members of siderite formation are marked in Fig. 4. It is possible to assume that the extension of this formation is in fact larger, because it is mostly present in form of thin veinlets of Fe-Mg-Ca carbonates, which are negligible from the practical point of view and that is why they are unnoticed and unregistered.

Regional occurrence of siderite formation in the area of the Internides of the West Carpathians suggests an idea that its source must also be regional and deep-seated, of a "mantle" nature. Because siderite formation represents colossal mobilization mainly of "mantle" elements e. g.: Fe, Mg, Ca, Mn, Ti, Cu etc., basic-ultrabasic rocks with sufficient amount of water, which were subducted, in form of fragments of oceanic crust as a matter of fact, under the whole Internides of the West Carpathians, should be its adequate source. Fragments of carbonate and terrigenous rocks could be displaced during the subduction. We assumed that this process took place along the relatively mildly dipping plane in the way of A type subduction (Fig.

5). Starting mainly from geophysical data, the model of similar subduction was sketched by Grecula, Varga (1979) and Leško, Varga (1980) earlier. The above authors correlate subducted unit with Alpine Penninicum. Maňel (1981) has assumed similar subducted unit, however, with steeper dip of subduction, he called it Váhicum. Our assumption about the mild dip of subduction plane is based on manifestations of siderite ore mineralization from the High Tatras to the south, to Rudabánya. Subduction of Váhicum under lighter blocks of crystalline complex took place contemporarily with overthrust of blocks of crystalline complex and mainly Subatric nappes to the northwest. Mutual movements both of Váhicum and Subatric nappes in opposite direction caused shear stresses in blocks of crystalline complex and Paleozoic of Gemericum. We see the main cause of the origin of shear zones, including shear zone of Gemericum, in these mutual movements in opposite directions. The beginning of subduction can be dated back to Jurassic, movements continued during the whole Cretaceous. Movements, which were distinct mainly in the Externides of the West Carpathians, had, according to our opinion, different background than that of Cretaceous, Pannonian mantle diapir was in their background (Rozložník in Fusán et al., 1987).

A new granitic layer originated under moving masses. Its individual portions penetrated into shear zones, more or less synkinematically. Not only exotic pebbles of ophiolites and glaucophanites (Mišík, 1979), but various intermediate and acid magmatites, even greisenised granites (Marschalko-Samuel, 1985) witness the young, Jurassic-Cretaceous magmatism. Molybdenum-bearing Rochovce granite penetrates into the Lubeník line (Klinec, 1979), synkinematic mantle-crustal Gemeric granites penetrate into complexes of Gemericum (Zviagincev, Rozložník, 1989). It is possible to assume that similar bodies intruded to other shear zones. Granite magmatism with ore mineralization (Sn-W-Mo $\pm$ TR, Nb, U, Au) and younger variegated ore mineralization of siderite formation are two subsequent processes, which have common denominator: the deep material mobilization in Upper Cretaceous. Sources of the Upper Cretaceous metallogenic processes of siderite formation in the West Carpathians were presumably hybride. Petraschek (1974) has already pointed out the possibility of similar hybride sources of siderite formation in the Alps.

Scheelite formation is the common formation both for the Eastern Alps and the West Carpathians, in addition to siderite and magnesite deposits. Remarkable common metallogenic features exist between siderite and scheelite formation in the area of the West Carpathians: 1. regional occurrence of both formations, 2. relation of both formations to shear zones, 3. spatial and chronological relation of scheelite mineralization with Mg-Fe-Ca carbonates.

Preferential localization of siderite formation in shear zones of the West Carpathians is distinct mainly in Gemericum. It has been proved, in light of the above mentioned that this relation, stressed in previous works (Rozložník, 1963, 1976, 1984), is even closer: Alpine shear zone and the origin of siderite formation have probably common deeper geotectonic background and they originated during reciprocal interaction.