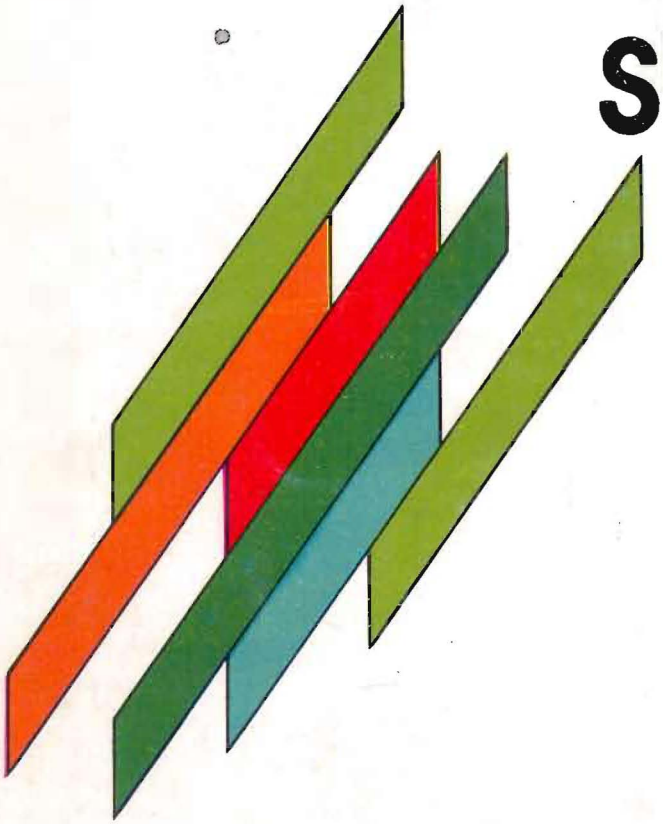
1/22/1990

Mineralia slovaca



vydavateľstvo alfa publisher

MINERALIA SLOVACA

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

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava; Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závod, š. p. Košice; Železorudné bane Spišská Nová Ves

Published by Mineralia slovaca corporation:

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor
Ing. Ján Bartalský, CSc.
Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor
RNDr. Pavol Grecula, DrSc.
Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office
Geoprieskum—Mineralia slovaca
p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, ČSSR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.
Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

akademik Bohuslav Cambel
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Daniel Jadroň
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Marián Jančura, CSc.
Železorudné bane, Spišská Nová Ves

prof. Jakub Kamenický, DrSc.
Súťažná 13, Bratislava

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody, Košice

akademik Michal Maheľ
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

prof. Ing. Milan Matula, DrSc.
Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bratislava

Ing. Jozef Michalenko
Rudné bane, Banská Bystrica

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel, Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad, Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Moravské naftové doly, Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Milan Ťapák, CSc.
Geofond, Bratislava

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc.
Katedra ložiskovej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum, Košice

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia
Mária Greculová

Jazyková redakcia
Magdaléna Čikovská

Administrácia
Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.
Podmienkou pre uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.
Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovať bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occassionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company.
Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.
Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice.
Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 38,— ročné predplatné Kčs 228,—.

The Mineralia slovaca is published six times a year.
Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava, 1990

Tektonika střižných zón

PETR RAJLICH

Ústav geologie a geotechniky ČSAV, V Holešovičkách 41, 182 00 Praha 8

(Doručené 5. 4. 1989)

Tectonics of shear zones

Shear zones which represent basic structure of the earth's crust are characterized as well as the outline of methods of their field and laboratory study is given. Their descriptive properties comprise ductility, foliation with stretching lineation attitude and the asymmetrical structures. They may be classified into three basic kinematical types such as strike-slips, normal and/or reverse faults. The strain in the shear zones can be partitionned into pure shear and simple shear components, their basic associations are transpression, transtension and two-fold simple shear. Strain analysis helps to determine shear type, strain path and amount of displacement. One of the most important factors in their built-up is their metamorphism and grain size change. Special problem is posed by a-folds parallel to the shear zone finite strain X axis trajectory and/or parallel to the stretching lineation. Shear zones can be grouped into associations related to the compatibility of their movement. To the thrust and/or extensional character a special type of magmatism can be attributed and the field study often reveals that they could live over a considerable time span.

Úvod

Střižné zóny jsou definovány jako planární nebo zakřivená pásma vysoké deformace s poměrem délky ku šířce převyšujícím 5 (Ramsay a Huber, 1987) a obklopené horninami, vykazujícími nižší stav konečného přetvoření. Mohou být rozděleny na duktilní, duktilně křehké nebo křehké, podle toho, zda došlo k přerušení souvislosti horniny nebo ne. Křehké střižné zóny odpovídají tedy zlomům. Konečná strukturně tektonická charakteristika střižných zón je většinou výsledkem různých, postupných fází pohybu, které mohou být odděleny i delšími časovými úseky.

Tektonika střižných zón způsobila zásadní obrat ve strukturně geologické metodice a interpretaci jejích výsledků v posledním období. Za mezní událost v této oblasti můžeme považovat publikaci práce Ramsayho a Grahama (1970) a empirické ověření faktu, že směr pohybu krustálních jednotek je možno určovat z orientace planárních a lineárních strukturních prvků (Mattauer, 1975; Mattauer a Mercier, 1980). Teoreticky a empiricky bylo zároveň ověřeno, že směr pohybu udává tzv. lineace *a*, zahrnující kromě jiného striace, lineaci roztažení a vrásy *a*.

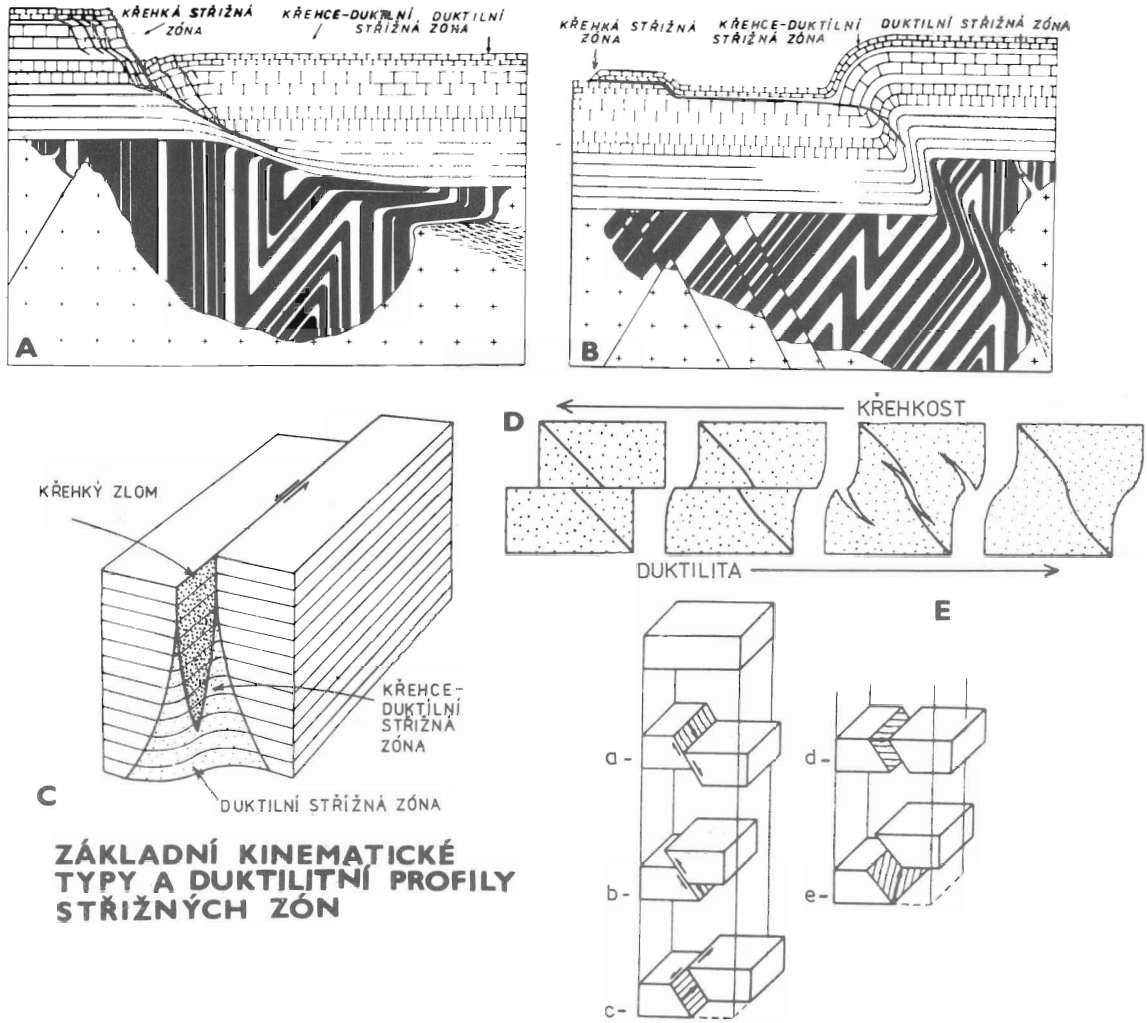
V tomto příspěvku jsem se pokusil podat základní charakteristiky střižných zón, abych doplnil určitou mezeru v jejich výzkumu, která u nás vznikla. Soubor modelových situací je určen pro aplikaci této metodiky v československých terénech. Z tohoto důvodu byl text co nejvíce proložen obrazovými přílohami.

Duktilita v pohybu

Vezměme si voskovou destičku. Když ji trochu podchladíme, podaří se nám ji patrně velmi snadno zlomit. Pokud budeme mít více destiček a budeme brát jednu po druhé a stále více je zahřívat, je zřejmé, že jednotlivé destičky se už nebudou lámat, ale budou se ohýbat a vytahovat ve směru, ve kterém jsme je chtěli zlomit. Dokážeme si i představit, že v určitém okamžiku postihne duktilní roztahování celou destičku. To, co jsme si řekli o uvedeném příkladu, platí vlastně pro celou zemskou kůru. Na povrchu máme chladnou voskovou destičku, která praskne, a čím více půjdeme do hloubky, tím více se budou destičky chovat duktilněji. Představme si dále, že do uvedené situace zasáhne eroze, nebo že kernými pohyby byly některé oblasti vyzdviženy. Bude to, jako bychom odřezávali nebo snímali opětovně jednu destičku po druhé. Čím hlouběji se dostaneme, tím více bude ubývat diskontinuitního porušení a přibývat plastické deformace, rozkládající se zároveň do většího objemu horniny (obr. 1). Podíl teploty na tvorbě střižných zón způsobuje, že se na jejich stavbě účastní horniny od fylitů až po magmatity. Teplota zároveň ovlivňuje jejich duktilitu: chladný proces vede k mylonitizaci, vyšší teplota k plastické deformaci.

Lineace protažení

Horniny, které zastihneme v hlubší části erozívní-



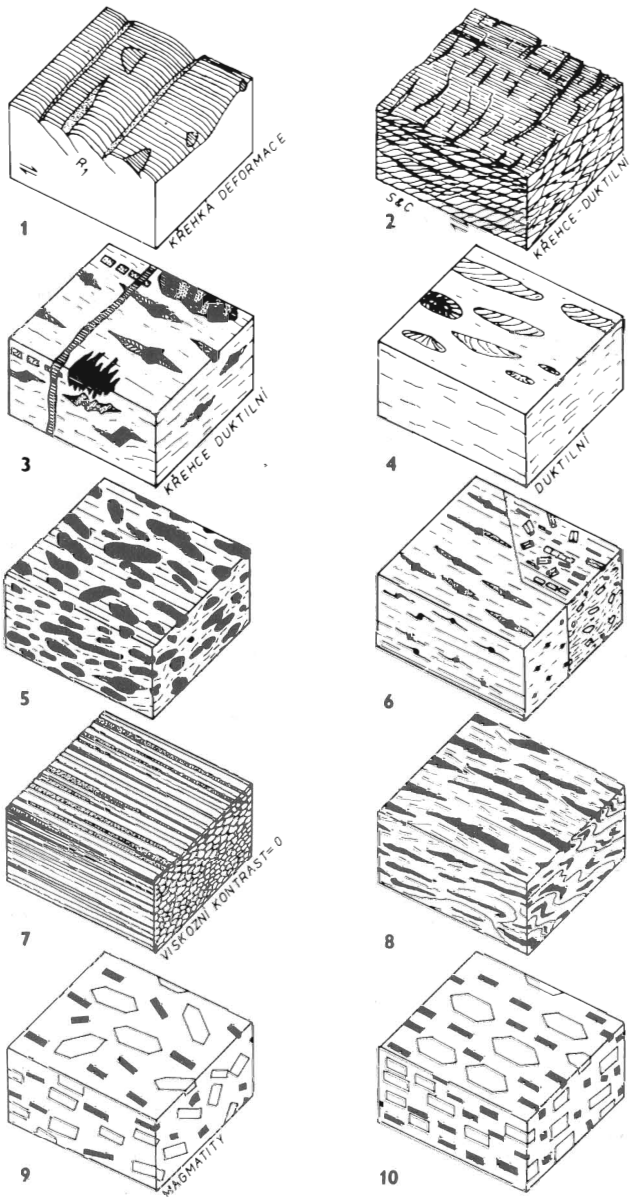
Obr. 1. Základní kinematické typy a duktilní profily střižných zón. A — krustální roztahování, B — krustální zkrácení (Ramsay, 1980), C — duktilní profil horizontálním posunem (Ramsay a Huber, 1987), D — přechod struktur duktilního a křehkého porušení při progresívním — duktilním vývoji střižné zóny, E — základní kinematické typy střižných zón (šipky a šrafování udávají polohu lineací a: a — pokles, b — násun, c — horizontální posun, d — šikmý pokles, e — šikmý násun; Nicolas, 1984).

Fig. 1. Basic kinematical types and ductile profiles through the shear zones. A — crustal extension, B — crustal shortening (Ramsay, 1980), C — ductile profile of the strike-slip shear zone (Ramsay and Huber, 1987), D — transition of the ductile to brittle structures in the progressive brittle-ductile development of shear zone, E — principal kinematical types of shear zones (arrows and hatching indicate the attitude of a-lineation: a — normal fault, b — reverse or thrust fault, c — strike-slip, d — oblique slip, e — oblique thrust; Nicolas, 1984).

ho řezu střižnou zónou, budou mít své typické struktury. Rýhování na zlomech v nejsvrchnějších částech zemské kůry bude stále více nahrazovat protahování částí hornin ve stejném směru, jako bylo rýhování, tj. ve směru pohybu. V horninách se nám počne vytvářet lineace protažení (obr. 2). Ta může mít rozdílné duktilní formy, počínaje výše zmíněným rýhováním a konče stébelnatou stavbou. Tektonický styl lineace protažení je dán materiálem — horninou, ve které vzniká. Pěkný tektonický styl s velkou řadou zajímavých podrobností vytvářejí různé agregátní středně zrnité až hrubozrnné horniny, ať už se jedná o vyvřeliny nebo sedimenty. U hrubozrnnějších materiálů může dojít i k tomu, že se matrix deformuje duktilně a ostatní částice, jako jsou valouny nebo větší krystaly, jsou pouze otáčeny. Rýhované a stébelnaté stavby jsou jedním z hlavních projevů tzv. lineace *a* (podle os *a*, *b* a *c* Sanderova tektonického kříže) a udávají směr pohybu v deformované zóně. Jak uvidíme dále, mohou patřit do kategorie lineací *a* i vrásy, tj. tzv. vrásy *a*, popřípadě i jiné struktury (obr. 3).

Asymetrické struktury

Jedním z velmi důležitých charakteristických jevů střižných zón jsou asymetrické struktury, které udávají smysl tektonického transportu (obr. 4a, 4b).



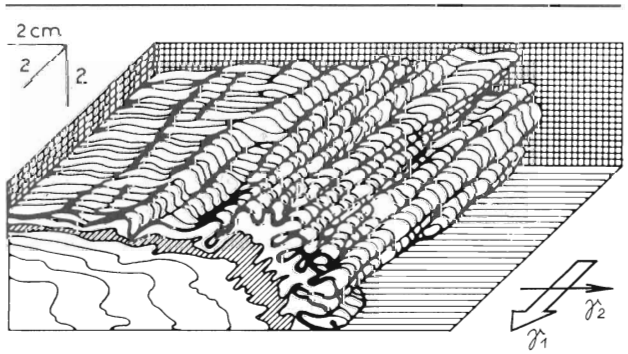
◀ Obr. 2. Systematika lineací a (I), striace a lineace protažení. 1 — rýhování na zlomech, R_1 — Riedelovy střihy, 2 — rýhování v křehce duktilních horninách se strukturami S — C, 3 — lineace syntektonických vláken v minerálních žilách a v tlakových stínech rigidních částic, 4 — protažení fosilií, 5 — agregátní lineace protažených valounů ve slepencích, 6 — lineace biotitu vznikající na úkor granátu a lineace daná orientací rigidních krystalů (např. staurolitu), 7 — lineace stébelnatých staveb (ortorul) vznikající v prostředí bez viskózního kontrastu živce a křemene, 8 — lineace agregátů křemene v metamorfovaných horninách, 9 — lineace usměrněných jehlicovitých krystalů a zonárně usměrněných tabulkovitých krystalů, 10 — minerální lineace jehlicovitých a tabulkovitých krystalů.

Fig. 2. Systematics of a-lineation (I), striations and the stretching lineation. 1 — striation on faults, R_1 — Riedel shears, 2 — striation in the brittle — ductile rocks containing S — C structures, 3 — lineation of the syntectonic fibres in the mineral veins and in the pressure shadows of the rigid particles, 4 — stretching of fossils, 5 — aggregate lineation of stretched pebbles in conglomerates, 6 — lineation of biotite formed at the expense of garnet in granulites and lineation of orientation of rigid crystals (e. g. staurolite), 7 — lineation of pencil structures (orthogneisses) formed in the conditions without the viscosity contrast of quartz and feldspath, 8 — lineation of quartz aggregates in metamorphic rocks, 9 — lineation of oriented needle shaped crystals and the zonal oriented platy crystals, 10 — mineral lineation of needle and platy crystals.

Sem patří známé plochy S—C (Berthé et al., 1979), asymetrické tlakové stíny: struktury σ, otáčené struktury σ = struktury δ, ohyb kliváží, asymetrické vrásy, Riedelovy střihy, střižná pásma (shear bands) vznikající při kompenzaci objemových změn (Platt, 1984; Dennis a Secor, 1987), asymetricky umístěný soubor eliptických částic v grafu R_f/ϕ (Choukroune et al., 1987) aj. Stylolity určující směr napětí, doprovodné Riedelovy střihy a ostatní struktury karbonátových souvrství, dovolují rovněž určit smysl tektonického transportu.

Zde je nutno podotknout, že vývin asymetrických struktur má zákonitý vztah k duktilitě a typu deformace. Nejlépe jsou patrné v materiálech s větším duktilním kontrastem, v materiálech bez duktilního kontrastu, jako jsou např. stébelnaté stavby, jsou hůře zjistitelné.

Nejlépe jsou pozorovatelné ve výbrusech nebo skalních odkryvech orientovaných kolmo k foliaci, rovnoběžně s lineací protažení. Může se však i stát, že v případě více pohybů směrově odlišných budou i na několika odlišně orientovaných řezech horninou asymetrické struktury různých generací.

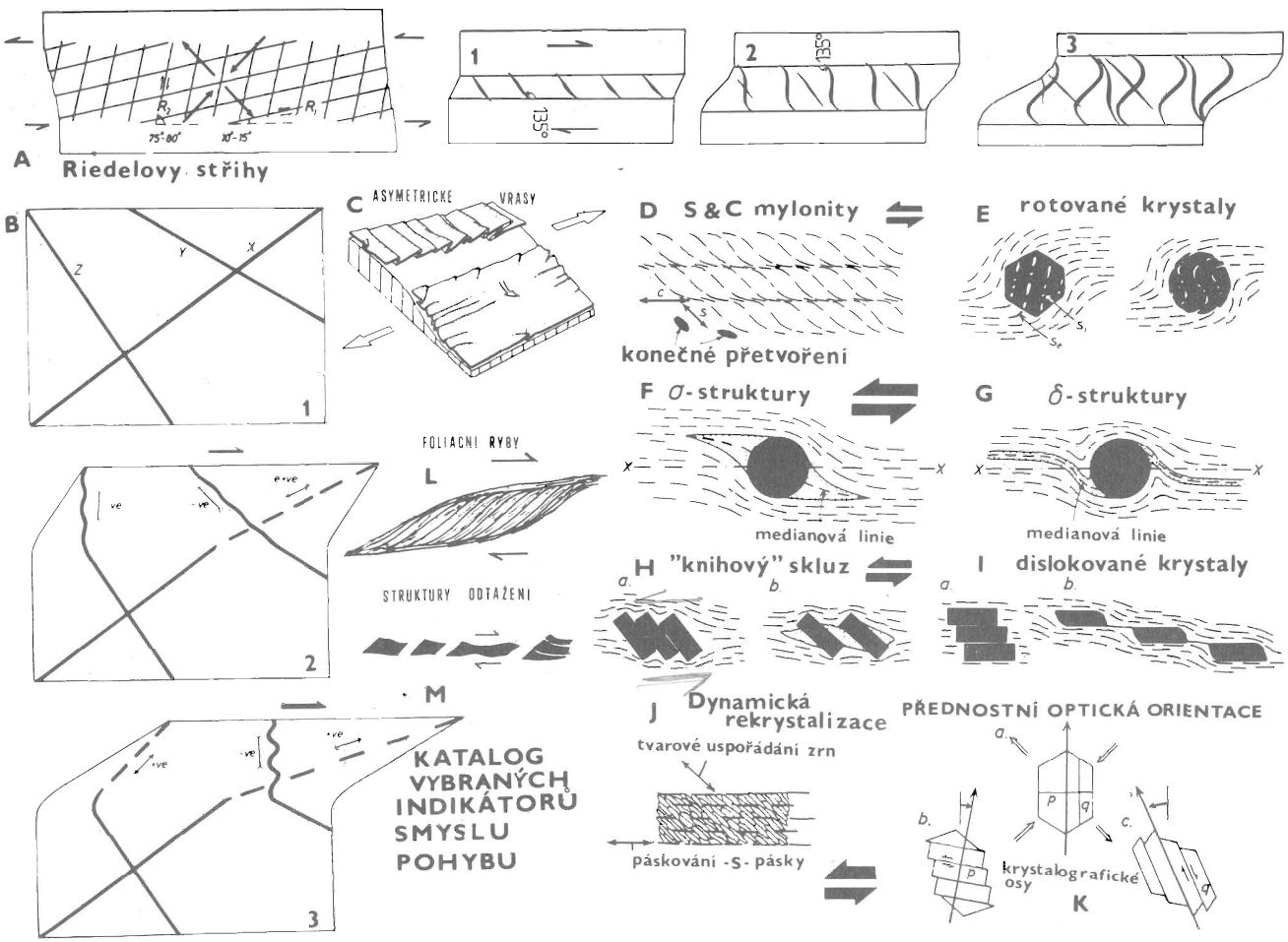


Obr. 3. Vznik mullionových struktur rovnoběžných s lineací roztažení bočním střihem ((γ_2), kolmým na hlavní osu tektonického transportu (podle Cobbolda in Nicolas, 1984).

Fig. 3. Origin of mullion structures parallel with stretching lineation in the sideways shear (γ_2), perpendicular to the main axe of the tectonical transport (Cobbold in Nicolas, 1984).

Kinematické typy střižných zón

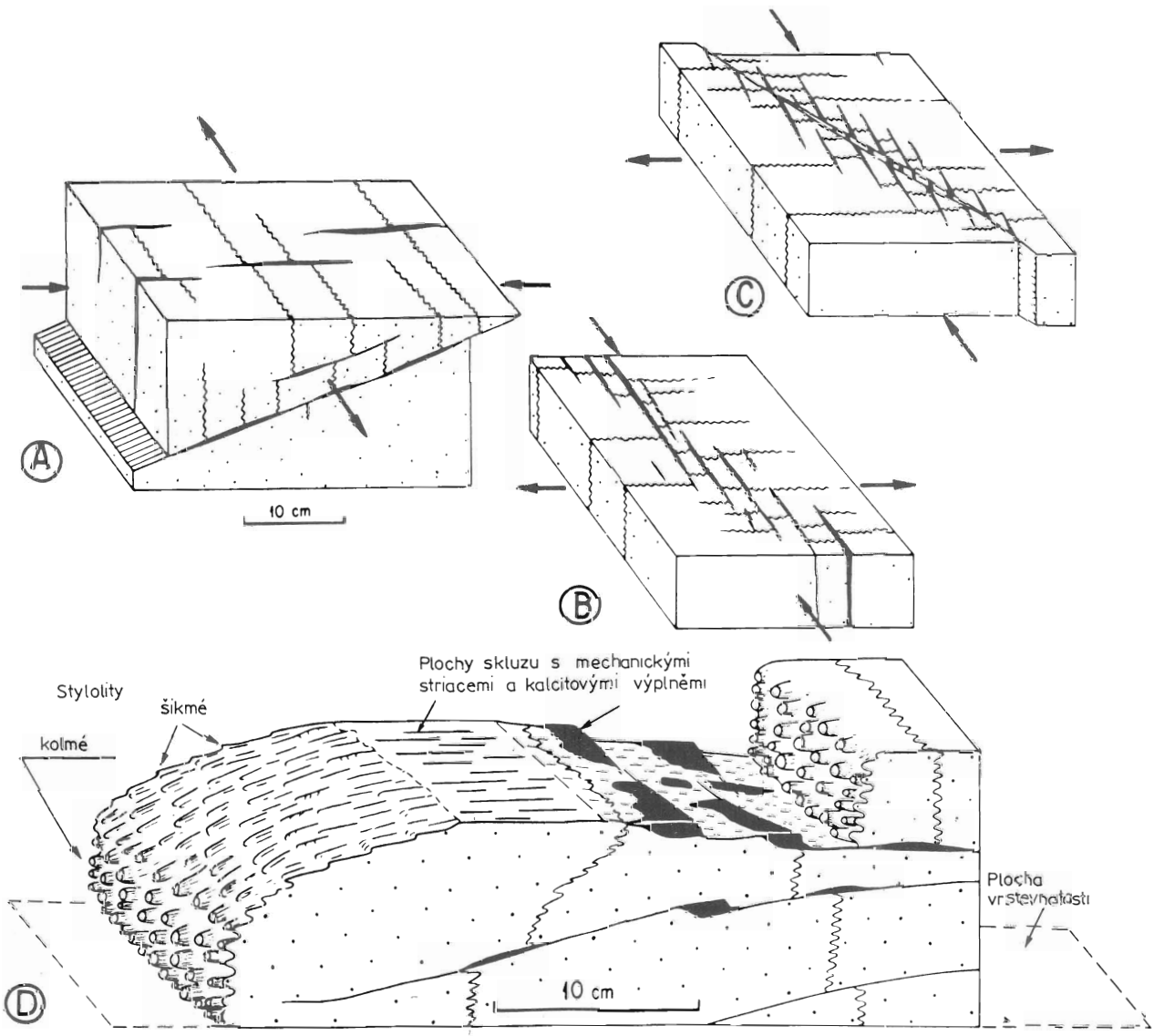
Plocha kliváže ve střižné zóně představuje hlavní plochu, po které dochází k pohybu, a můžeme ji přirovnat i ke zlomové ploše, s tím rozdílem, že kluzných plošek máme v tomto případě více. Podle směru a sklonu je možno podobně jako u zlomů rozlišit násunové nebo poklesové střižné zóny a horizontální posuny (obr. 1).



Obr. 4a. Katalog vybraných indikátorů smyslu pohybu ve střižných zónách. A — asymetrické uspořádání Riedelových střihů (Ramsay a Huber, 1987) a 1, 2, 3 — jednotlivá stadia jejich deformace (Ramsay a Huber, 1983); B — vzájemná asociace struktur budináže a vrásnění určuje sektor stlačení a roztažení, tj. polohu deformační elipsy a smysl střihu (Ramsay a Huber, 1987); C — asymetrické vrásy (Nicolas, 1984); D — mylonity S — C (Berthé et al., 1979; Lister a Snoke, 1984); E — rotované krystaly nebo krystaly současně dorůstající s deformací; F — asymetrické, dynamicky rekrystalizované tlakové stíny (Passchier a Simpson, 1986), mediánová linie nekříží průměrný trend foliace (linie X, X′); G — struktury δ ukazující následnou rotaci tlakových stínů; tato struktura je charakteristická pro oblasti velkých střižných přetvoření, kde rychlosti rekrystalizace jsou menší než rychlosti otáčení (Passchier a Simpson, 1986); H — „knihový", nebo také „knihovničkový" skluz (bookshelf sliding), daný pohybem fragmentů rigidního materiálu (krystalů) mechanismem podobným padající řadě knih, další deformace vede k jejich separaci a vyplňování mezer materiálem tlakových stínů; I — dislokované krystaly, a, b — jednotlivá stádia odtažení; tento typ deformace postihuje minerály s dobrou štěpností, jako jsou muskovity apod. (Lister a Snoke, 1984); J — dynamická rekrystalizace (Schmid et al., 1981) — pásky křemene nebo kalcitu obsahují malá, šikmo uspořádaná zrna s výrazným přednostním usměrněním; K — přednostní optická orientace vznikající deformací krystalů ve střihu; jednoduchý střih vede k roztahování ve směru osy X (−45°) a zkracování (+45°) ke směru střihu; původní krystalový tvar je modifikován tak, že se blíží tvaru přírůstkové deformační elipsy (obr. 5), skutečná deformace však probíhá podél aktivizovaných kluzných systémů p nebo q; kluzný systém se stáčí a podle něho i optické osy; v případě aktivního systému p se optická osa otáčí ke směru zkrácení, v případě systému q směrem k ose roztažení, souhlasně se smyslem střihu (Ramsay a Huber, 1987; Bouchez et al., 1983 aj.); L — typické asymetrické struktury představují foliační ryby, které jsou vlastně malými duplexy (obr. 8) foliací nebo štěpností dobře štěpných minerálů, jako je muskovit apod.; M — smysly střihu udávají deformované rigidnější struktury odtažení (pull aparts — Hanmer, 1986).

Fig. 4a. Catalogue of selected indicators of shear sense in shear zones. A — asymmetrical arrangement of Riedel shears (Ramsay and Huber, 1987) and 1, 2, 3 — stages of their development (Ramsay and Huber, 1983); B — association of boudinage and folding delimitates stretching and compressional sectors and attitude of deformational ellipse and shear sense (Ramsay and Huber, 1987); C — asymmetrical folds (Nicolas, 1984); D — S—C mylonites (Berthé et al., 1979; Lister and Snoke, 1984); E — rotated crystals and crystals growing contemporaneously with deformation; F — asymmetric, dynamically recrystallized pressure shadows (Passchier and Simpson, 1986), median line does not cross the foliation trend (X—X′ line); G — δ-structures originated in the following rotation of pressure shadows; this structure is characteristic for regions of high shear strain where the speed of recrystallization is lower than that of rotation (Passchier and Simpson, 1986); H — bookshelf sliding of rigid material (crystals) with mechanism similar to falling books in library, protracted deformation leads to their separation and filling of the voids by the material of pressure shadows; I — dislocated crystals, a, b — single pull-apart stages; this type of deformation affects the crystals with good fissibility e. g. muscovites (Lister and Snoke, 1984), J — dynamical recrystallization (Schmid et al., 1981) — quartz and calcite bands contain small, obliquelly oriented graines with the pronounced preferred

orientation; K — preferred optical orientation originated in the simple shear deformation of crystals which leads to stretching in the X axe (−45°) and shortening at 45° with respect to shear direction; original crystal shape is modified on such a way that it approaches the shape of incremental deformational ellipse (Fig. 5), real deformation takes place along p and q slip systems, the slip system is rotated, p close to shortening direction and q close to stretching direction conformably to shear sense (Ramsay and Huber, 1987; Bouchez et al., 1983 etc.); L — typical asymmetrical structures represent foliation fishes (duplexes) of foliations (Fig. 8) and of fissibility of well fissible minerals, muscovite etc., M — asymmetrical pull-aparts in rigid structures (Hanmer, 1984).

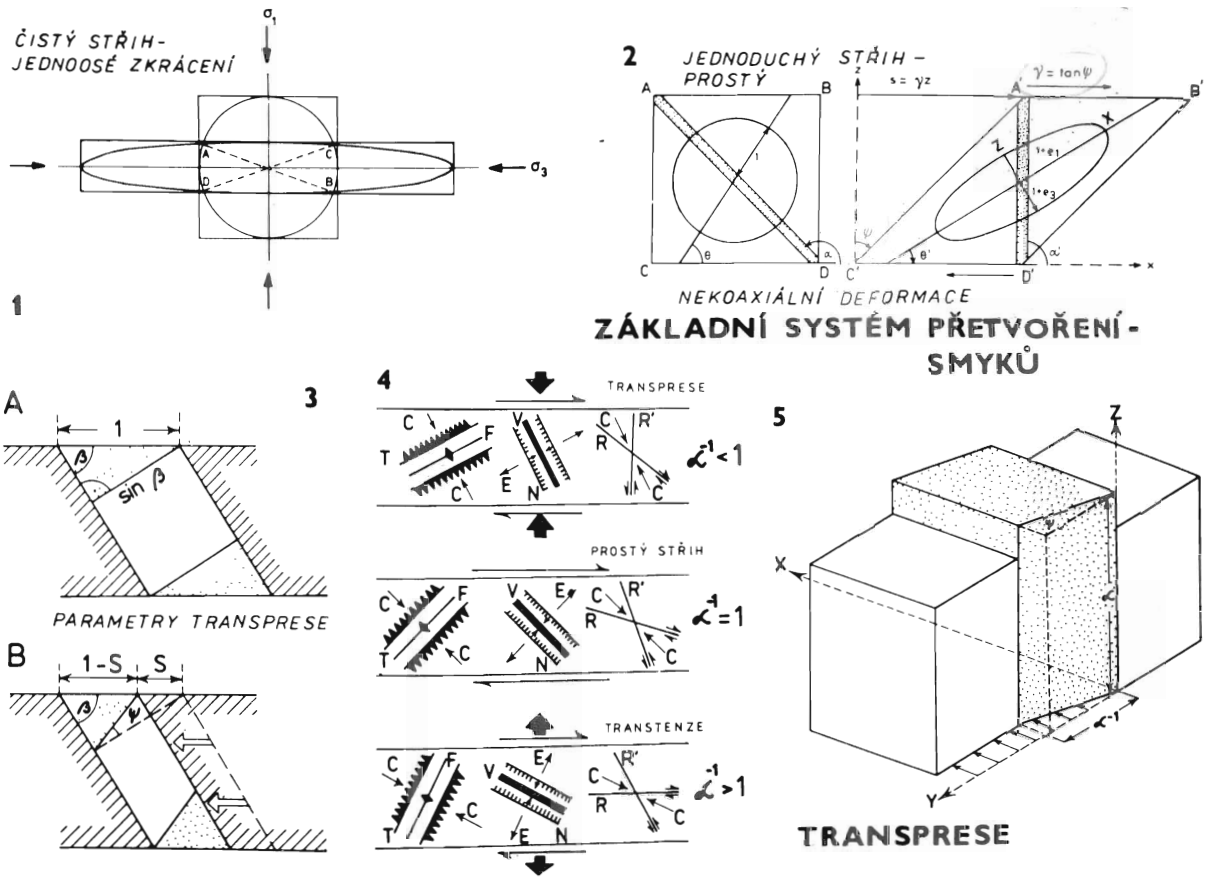


Obr. 4b. Kombinace struktur v karbonátových horninách dovolují určit smysl pohybu. Stylolity určují směr působícího napětí. A — násun, B — roztažení, C — horizontální posun (podle Mattauera, 1973, upraveno).

Fig. 4b. Shear sense read from combination of structures in carbonate rocks. Stylolites determine the direction of principal stress axe. A — thrust, B — extension, C — strike-slip (according to Mattauer, 1973, modified).

Základní typy přetvoření ve střižných zónách

Dvěma hlavními typy deformací ve střižných zónách jsou jednoduchý a čistý střih. Jednoduchý, nebo také prostý střih je rovinná deformace, dochází při něm k vzájemnému úhlovému posunu částí horniny (obr. 5). Důležitým parametrem je deformační elipsa a úhel střihu, tzv. $\gamma = \mathrm{tg}\,\psi$ a, je přímým výrazem jednotek posunu pro danou mocnost. Kombinací jednoduchého a čistého střihu je transprese (čistý střih kolmo na rovinu XY), nebo transtenze (čistý střih kolmo na rovinu XZ). Mohou existovat i jiné kombinace (dvojitý střih, obr. 9B). Působení jednotlivých mechanismů lze zjistit prostřednictvím asymetrických struktur, nebo měřením konečné deformace ve střižných zónách, tj. pomocí deformační analýzy, jejímž účelem je rekonstrukce předdeformačního stavu horniny a určení celkové



Obr. 5. Základní systém přetvoření. 1 — jednoosé zkrácení, 2 — jednoduchý (prostý) střih, 3 — základní úhlové parametry jednoduché transprese, S — zkrácení (Harland, 1974), 4 — úhlové vztahy struktur v transpresi, jednoduchém střihu a transtenzi, C — stlačení, E — roztažení, T — násuny, F — vrásy, V — žíly, N — poklesové zlomy, E — Riedelovy střihy (podle Sandersona a Marchiniho, 1984), 5 — systém deformačních souřadnicových os v transpresi, α^{-1} — zesílení mocnosti transpresního bloku.

Fig. 5. Basic shear type system. 1 — uniaxial shortening, 2 — simple shear, 3 — basic angular parameters of simple transpression, S — shortening (Harland, 1974), 4 — angular relations of structures in transpression, simple shear and transtension, C — compression, E — extension, T — thrust, F — folds, V — veins, N — normal faults, E — Riedel shears (Sanderson and Marchini, 1984, modified), 5 — system of deformational coordinates in transpression, α^{-1} — increase of thickness of transpressional block.

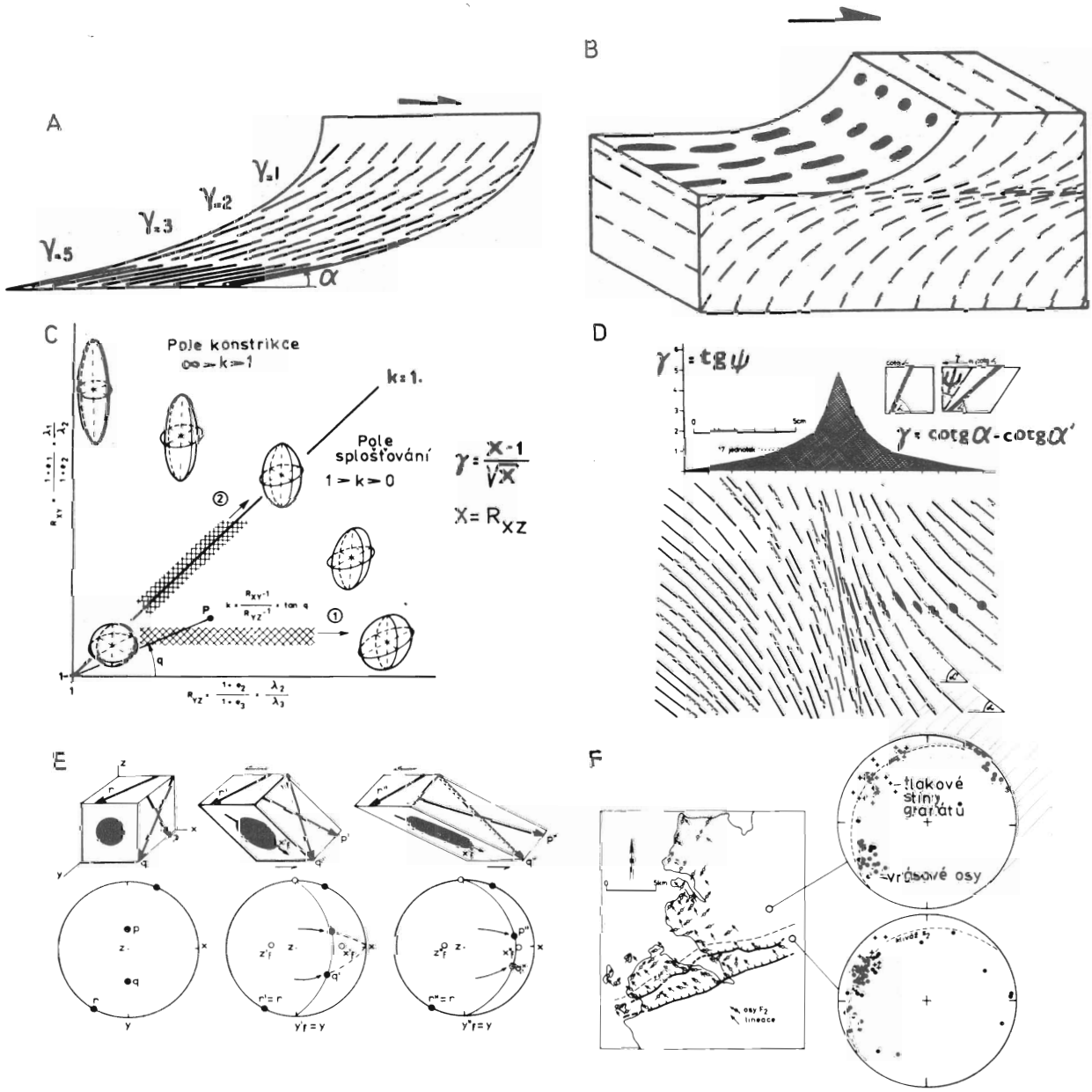
konečné deformace, popřípadě deformačních drah (blíže viz Ramsay a Huber, 1983).

Zjišťování pohybu ve střižných zónách

K měření pohybu ve střižných zónách, ale i k jiným účelům, jako je dešifrování jejich vývoje, se používá výše zmíněné deformační analýzy. Nejjednodušší jsou přímá zjištění odsunutí těles, ale často jsme nuceni v monotónních sériích odhadovat odsunutí těles pomocí planimetrie plochy pod křivkou γ (obr. 6). Zde je možno využít i přepočtu vztahu elipsy deformace k pohybu (obr. 6). Jednou z nejznámějších technik měření konečné deformace je tzv. graf $R_f/\varnothing$ (Ramsay, 1967; Lisle, 1985) s „cibulovými" křivkami (Dunnet, 1969), určujícími distribuci konečného tvaru eliptických částic v závislosti na jejich výchozí úhlové pozici (obr. 7).

Metamorfóza

Významným doprovodným fenoménem střižných zón je metamorfóza hornin. Protože střižné zóny pronikají různými hloubkovými úrovněmi kůry, závisí její stupeň na úrovni v zemské kůře, kterou střižná zóna proniká, a na tepelném toku. Dva jevy se zde navíc mohou navzájem podporovat — pohyb vytváří diskontinuitu, která naopak usnadní průnik tepla a fluid. Ty opět ovlivní reologický stav tak, že usnadní deformaci horninových částic a uvolní napětí (White, 1984). Ve střižných zónách se podle úrovně jejich denudace setkáváme s metamorfity, které jsou svědky těchto procesů. Jsou to např. granulity, migmatity a různé diaftority. Příkladem usnadnění násunové tektoniky průnikem fluid jsou násunové struktury na Z Spojených států, doprovázené migrací nafty (Huber a Rubey, 1954). Zde můžeme konstatovat,



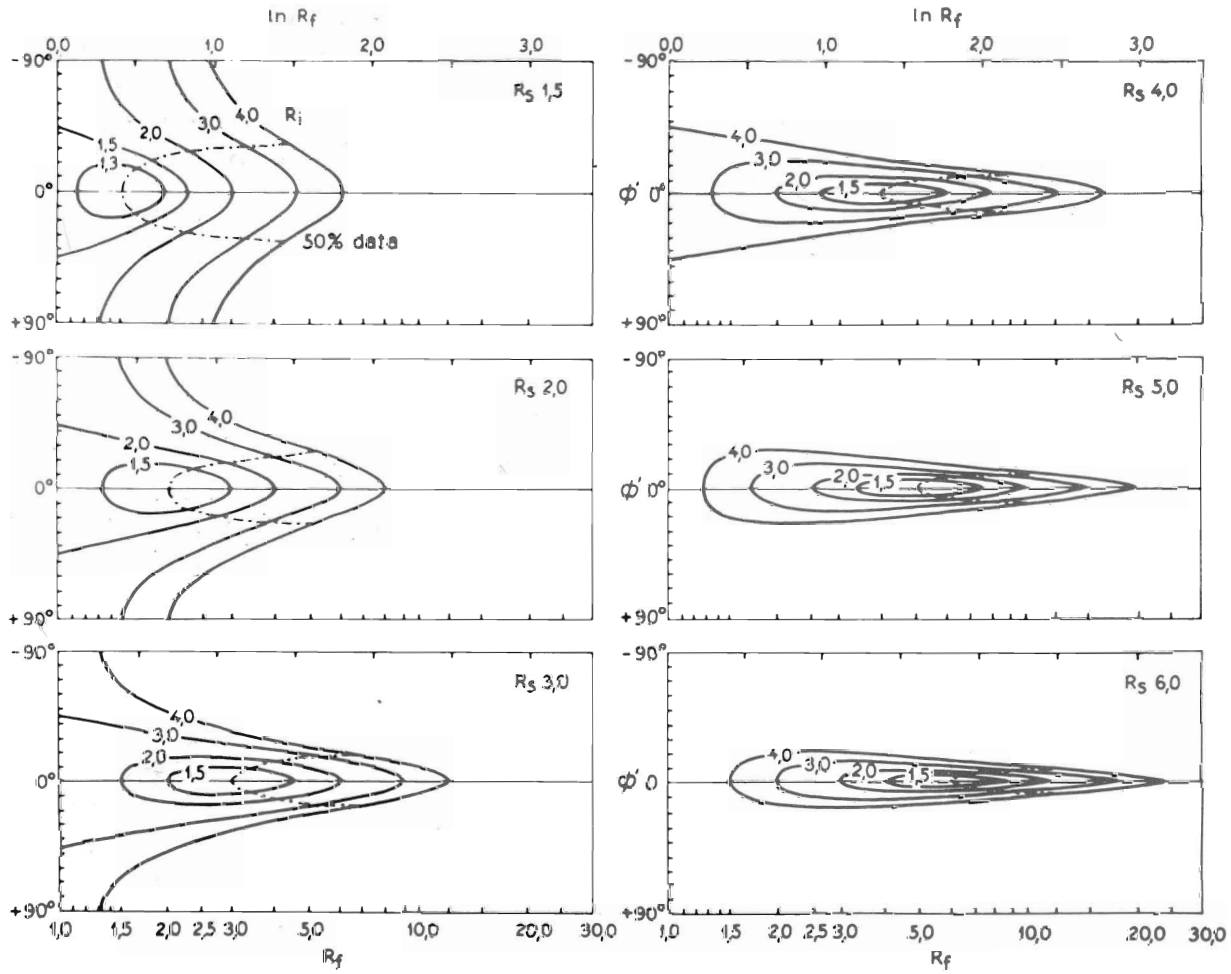
Obr. 6. Geometrické a deformační charakteristiky střižných zón. A — úhlový ohyb foliací v závislosti na úhlovém střižném přetvoření. B — poloha a tvary deformačních elipsoidů ve střižné zóně, C — Flinnův k-graf klasifikace deformačních elipsoidů, D — výpočet pohybu ve střižné zóně s využitím ohybu foliací nebo deformačních elipsoidů, E — konvergence lineárních prvků ve střihu do směru osy X (Ramsay, 1980), F — reorientace stavby vrás ve střižné zóně do směru lineace a, definované lineací protažení tlakových stínů granátů (Williams, 1978, upraveno).

Fig. 6. Geometrical and deformational characteristics of shear zones. A — angular deviation of foliatons in dependence on angular shear strain, B — attitude and shape of deformational ellipsoide in shear zone, C — Flinn's k-graph of classification of deformational ellipsoids, D — calculation of displacement in shear zone with use of foliation deflection and deformational ellipsoide, E — linear elements convergence into X finite strain axe (Ramsay, 1980), F — reorientation of folds in shear zone into direction of a-lineation defined by stretching of pressure shadows (Williams, 1978, modified).

že s výjimkou kontaktní metamorfózy vznikly všechny metamorfity v podstatě ve střižných zónách. Metamorfóza v nich může mít jak progresivní, tak i retrográdní charakter. K jejímu studiu slouží rovnovážné asociace minerálů.

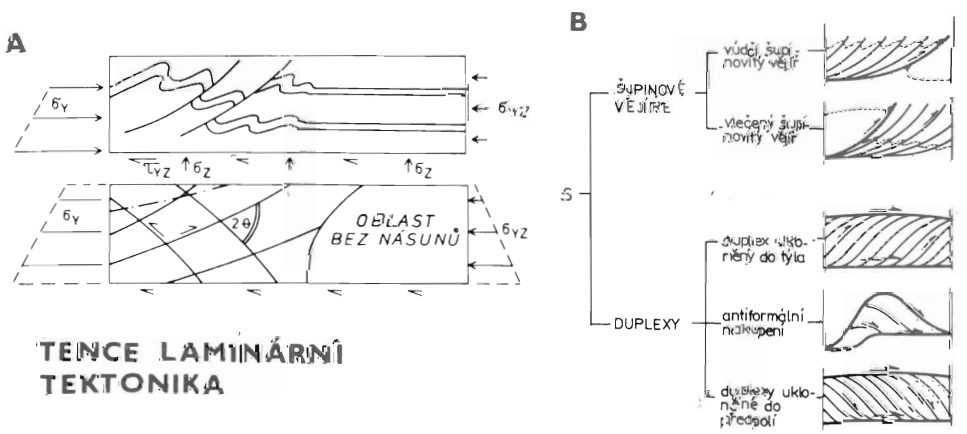
Duktilita a změny velikosti zrna

Podle reologického chování hornin je rovněž možné určit metamorfní stupeň, ve kterém došlo k deformaci. Horniny, jako jsou např. granity,



Obr 7 „Cibulové" křivky (Dunnet, 1969), udávající vztah konečné elipticity R_f a úhlu φ k původní elipticitě částic (R_i) a jejich orientaci (∅).

Fig. 7. „Onion" curves (Dunnet, 1969) relating shape of final ellipse R_f and φ angle to initial ellipticity (R_i) and orientation (∅).



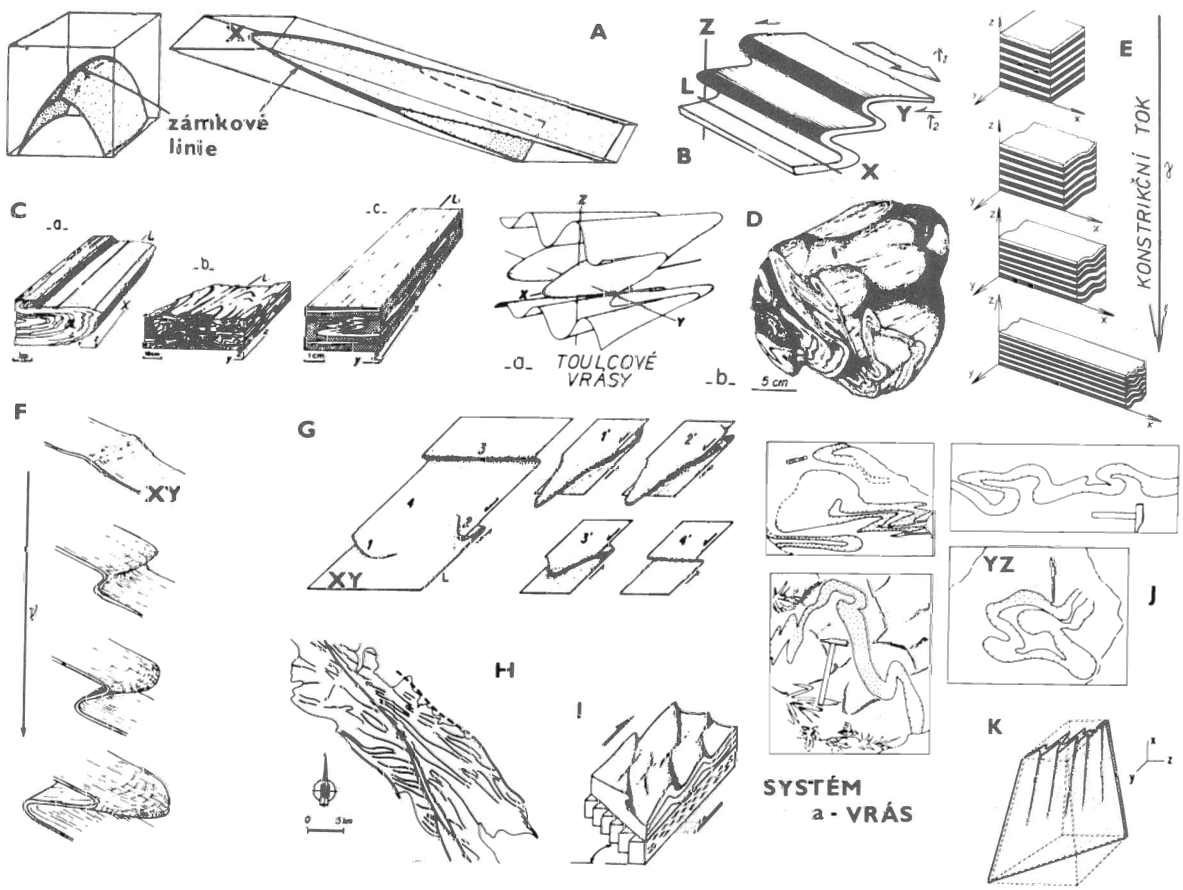
Obr 8. Střižné zóny povrchové čili tence laminární tektoniky. A — jednostranné stlačení souvrství vytváří násuny, jejichž úklon je dán mocností souvrství a gravitací zatěžující čelo souvrství; nejintenzívnější násuny se vytvářejí ze strany působícího napětí (Huber a Rubey, 1959). B — klasifikace systému duplexů (zdvojení) (Boyer a Elliot, 1982).

Fig. 8. Shear zones of thin skinned (superficial) tectonics. A — thrusts originated in one sided shortening, their inclination is given by the strata thickness and gravitational loading in the front of thrusts; the most intense thrusts are from the direction of the acting stress (Huber and Rubey, 1959). B — classification of duplex system (Boyer and Elliot, 1982).

obsahují řadu minerálů, jež mají rozdílná teplotní pole duktility. Např. křemen se začne chovat duktilně již při teplotách ca 350 °C, živec až v amfibolitové facii (Gapais, ústní sdělení). Stébelnaté stavby vznikají v poli, kdy již živec a křemen se chovají stejně, to jest v teplotách kolem 600 °C. Tektonický styl zde tedy ukazuje na metamorfní podmínky deformace. Totéž se může týkat vzájemného chování rul a amfibolitů aj. Dalším „termometrem" deformace je např. typ skluzu v mřížce křemene (Tullis et al., 1973). Bazální skluz indikuje nízké teploty, prizmatický vysoké. V křehkých, nebo i v totálně suchých podmínkách dochází k mylonitizaci hornin — zjemňování zrna. V podstatě zde platí pravidlo, že čím větší je tektonický transport, tím je hornina jemnozrnnější (Draper, 1976). K rozlišení tektonického stylu krystalinického fundamentu a pokryvu se někdy používá pojmů „thick skinned" (silně laminární) a „thin skinned" (tence laminární) tektonika (např. Coward, 1983, viz rovněž obr. 8).

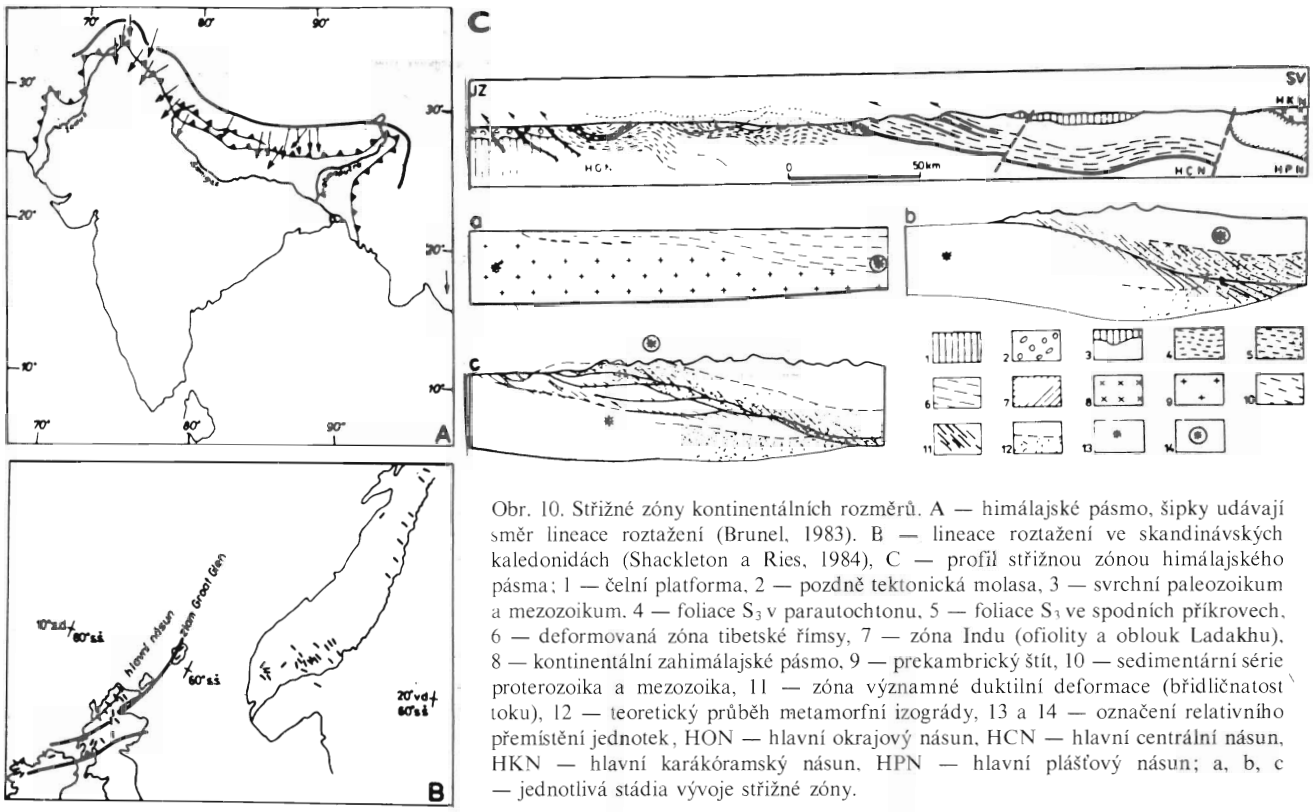
Vrásy *a*

Vrásy upoutávaly hlavní pozornost geologů, i když



Obr. 9. Systematika lineací a (II), vrásy. A — tvarové změny a protahování vrás v prostém střihu (Ramsay, 1980), B — vznik vrás současně směrově orientovaných vrásovou osou do směru X deformačního elipsoidu při dvojí složce γ (Coward a Potts, 1983), C — příklady tektonického stylu vrás rovnoběžných s osou X deformačního elipsoidu (Mattauer et al., 1981), D — toulcové vrásy, a — tvarové charakteristiky v deformační souřadnicové soustavě, b — tektonický styl v přirozených výchozech (Faure a Malavieille, 1980), E — vznik vrás rovnoběžných s osou X deformačního elipsoidu v deformaci s konstantní osou Z modelu podle Watkinsona (1975), F — progresivní vývoj toulcových vrás z nerovností ve foliované střižné zóně, G — charakter zárodečných nerovností dávajících vzniknout toulcovým vrásám či ostatním vrásám ve střižné zóně 1—1′, 2—2′, 3—3′, 4—4′ (podle Nicolase, 1984, upraveno), H, I — vrásy „en échelon", vznikající v terénech omezených horizontálními posuny, K — mechanismus tvorby a příklady vrás konstrikčního toku v alpských peridotitech (podle Nicolase a Boudiera, 1975, upraveno).

Fig. 9. Systematics of a-lineations (II), folds. A — form changes and stretching of folds in simple shear (Ramsay, 1980), B — origin of folds parallel with their axe with X axe of deformational ellipsoid in two shear component (Coward and Potts, 1983), C — examples of tectonic styles of folds parallel with X axe of deformational elipsoid (Mattauer et al., 1981), D — sheath folds, a — shape characteristics in the deformational coordinate system, b — tectonic style of sheath folds in natural outcrops (Faure and Malavieille, 1980), E — origin of folds parallel with X axe of deformational ellipsoid with constant Z axe of model (Watkinson, 1975), F — progressive development of sheath folds from the foliation protuberàtions in the foliated shear zone, G — character of the incipient inequalities in the shear zone from which the sheath folds can be formed 1—1′, 2—2′, 3—3′, 4—4′ (Nicolas, 1984, modified), H, I, „en échelon" folds originated in the wrench folded zones; K — mechanism of folding and examples of folds of constrictional flow in alpine peridotites (Nicolas and Boudier, 1975, modified).



Obr. 10. Střižné zóny kontinentálních rozměrů. A — himálajské pásmo, šipky udávají směr lineace roztažení (Brunel, 1983). B — lineace roztažení ve skandinávských kaledonidách (Shackleton a Ries, 1984), C — profil střižnou zónou himálajského pásma; 1 — čelní platforma, 2 — pozdně tektonická molasa, 3 — svrchní paleozoikum a mezozoikum, 4 — foliace S_3 v parautochtonu, 5 — foliace S_3 ve spodních příkrovech, 6 — deformovaná zóna tibetské římsy, 7 — zóna Indu (ofiolity a oblouk Ladakhu), 8 — kontinentální zahimálajské pásmo, 9 — prekambrický štít, 10 — sedimentární série proterozoika a mezozoika, 11 — zóna významné duktilní deformace (břidličnatost toku), 12 — teoretický průběh metamorfní izogrády, 13 a 14 — označení relativního přemístění jednotek, HON — hlavní okrajový násun, HCN — hlavní centrální násun, HKN — hlavní karákóramský násun, HPN — hlavní plášťový násun; a, b, c — jednotlivá stádia vývoje střižné zóny.

Fig. 10. Shear zones of crustal dimensions. A — Himalaya belt, arrows indicate the stretching lineation direction (Brunel, 1983), B —. stretching lineation in the Scandinavian Caledonides (Shackleton and Ries, 1984), C — cross-section through the shear zone of the Himalaya belt; 1 — frontal platform, 2 — late tectonic molasse, 3 — Upper Palaeozoic and Mesozoic, 4 — S_3 foliations in parautochtone, 5 — S_3 foliation in Lower nappes, 6 — deformed zone of the Tibet ledge, 7 — Indus zone (ofiolites and the Ladakh bow), 8 — continental Transhimalayan belt, 9 — Precambrian shield, 10 — sedimentary series of Proterozoic and Mesozoic, 11 — zone of the prominent ductile deformation (flow cleavage), 12 — theoretical course of the metamorphic isograde, 13 and 14 — sign for the relative movement indication; HON — Main Boundary Thrust, HCN — Main Central Thrust, HKN — Main Caracorum Thrust, HPN — Main Mantle Thrust; a, b, c — single stages of development of shear zone.

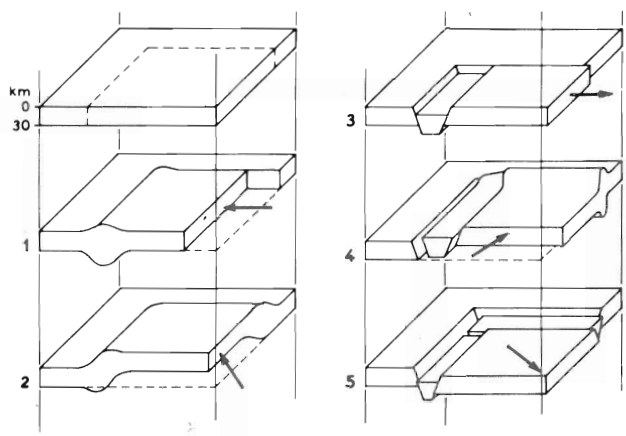
jejich podíl na celkové deformaci horniny je menší. Podle zkušeností z povrchových výchozů vznikají kolmo na směr tektonického transportu (s výjimkou transpresních zón) a tato zkušenost přenesená do duktilních domén velmi ztížila jejich tektonickou interpretaci. V duktilních doménách je naopak velmi častý případ, že vrásy jsou rovnoběžné s lineací roztažení (Balk, 1953). Zde je možno uvažovat zhruba 5 mechanismů deformace, jejichž konečným výsledkem jsou vrásy rovnoběžné s osou tektonického transportu (Rajlich, 1987a, b):

a) reorientaci původních vrás (obr. 6), b) transpresi (obr. 9), c) toulcové vrásy, d) konstrikční tok a e) dvojí střih (obr. 9).

U a) až c) je rovnoběžnost vrás a s lineací roztažení závislá na úhlovém střižném přetvoření γ.

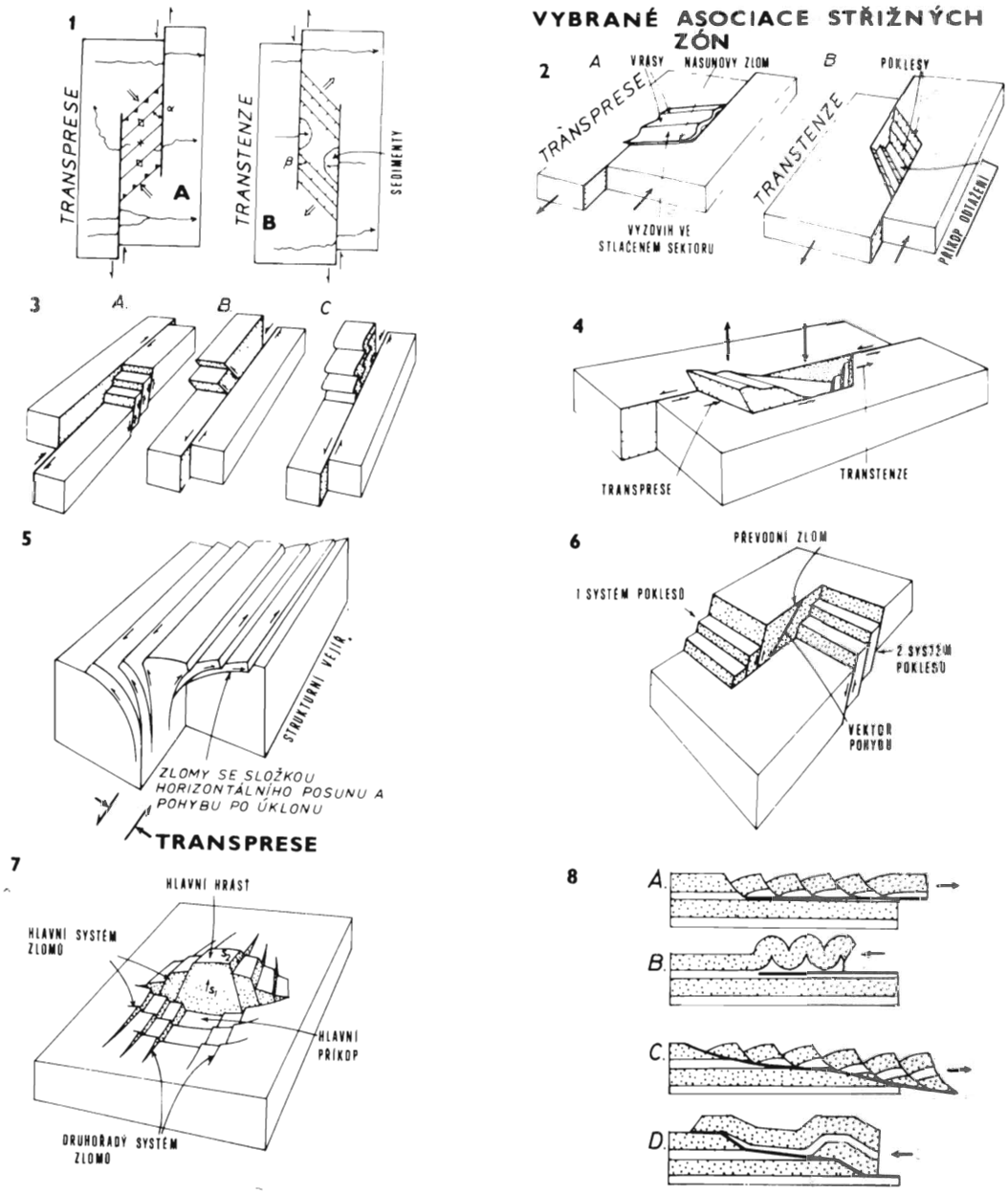
Tektonické asociace střižných zón

Střižné zóny jsou struktury různých měřítek — pásma mocná od zlomků milimetrů až po stovky



Obr. 12. Některé varianty vzájomného pohybu litosférických desek (podle Mattauera, 1973). 1 — komprese a kulisovitý posun, 2 — šikmé stlačení, 3 — roztažení a kulisovitý posun, 4 — roztažení a komprese, 5 — dvě šikmá roztažení.

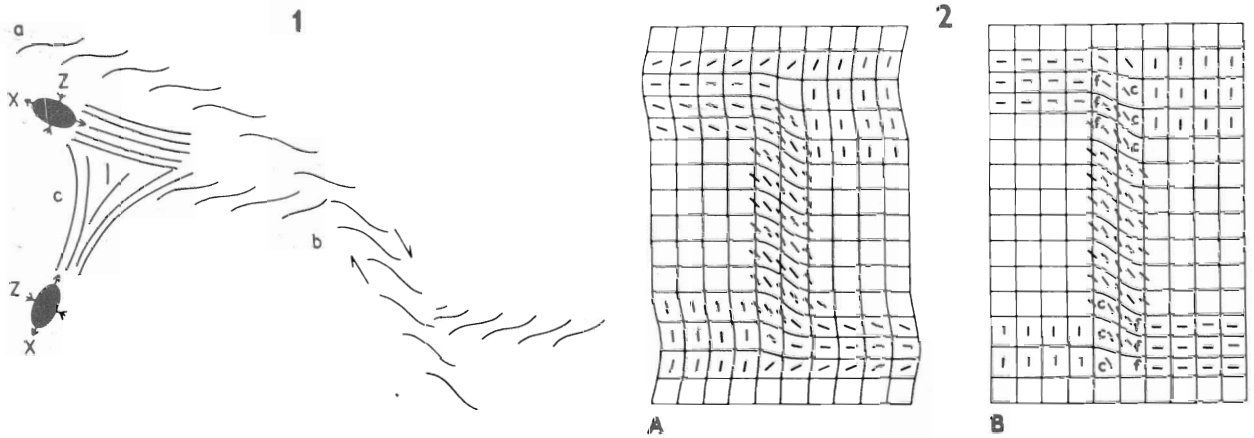
Fig. 12. Several variants of mutual lithospheric plates movement (Mattauer, 1973). 1 — compression and the wrench fault, 2 — oblique compression, 3 — extension and wrench fault, 4 — extension and compression, 5 — two oblique extensions.



Obr. 11 Vybrané asociace střižných zón 1 a 2, geometrická pozice zpeřených zlomů, dávající vznikhout transpresnímu a transtenznímu režimu. 1A a 2A — zlomy uspořádané „en échelon" jsou rovnoběžné s osou roztažení přírůstkové deformační elipsy čili kolmé na hlavní směr zkrácení. To vede k vytváření kosočtverečných hrástí a šikmo orientovaných vrás (transpresi podle Harlanda, 1974), popřípadě k formování rozsáhlých násunů. Další rotace zlomů až do pozice rovnoběžné s hlavními horizontálními posuny vede až k vytvoření tzv. strukturního vějíře (5), kde zlomy s násunovým charakterem mají i komponentu horizontálního posunu; 1B a 2B — jestliže zlomy „en échelon" jsou kolmé na hlavní osu roztažení, vede jejich pohyb k roztahování v sektoru jimi vymezeném. Mohou vzniknout příkopy odtažení nebo tzv. „rhombochasmy" (Carey, 1976). Změny mocností uvnitř takovýchto příkopů ukazují na snos sedimentů z topograficky vyšších oblastí v jejich okolí (Ramsay a Huber, 1987), 3 — vertikální pohyb hornin v sousedství horizontálního posunu (Chinnery, 1966) vede k vytváření struktur typu A, B, C, 4 — současný pokles a výzdvih v boku horizontálního posunu vede k formování transpresního a transtenzního sektoru a vytváření odpovídajících současných poklesových a násunových struktur, 6 — poklesové zlomy mohou být propojeny při ukloněném horizontálním posunu tzv. „převodním" zlomem (transfer fault), 7 — zlomy spojené do komplexního systému vytvářejí systém nepravidelně vyzdvižených hrástí a příkopu. Relativní výzdvih hrástí vyžaduje extenzi v horninách tvořících podloží příkopu. Toto druhotné roztažení může být kompenzováno druhořadými poklesovými zlomy, zhruba kolmými k hlavním zlomům.

Fig. 11. Selected associations of shear zones 1 and 2 and geometrical position of feathered faults with transpressional and transtensional characteristics. 1A and 2A — „en échelon" faults are parallel to the stretching axe of the incremental strain ellipse and perpendicular to the main shortening direction. This configuration results in the rhomb-shaped horsts and in oblique folds originated in transpression (Harland, 1974), or leads to the formation of extensive thrusts. Further fault rotation towards the attitude of the main boundary strike-slips leads to formation of structural fan (5), where faults of thrust character have the component of strike-slip; 1B — 2B — if the „en échelon"

faults are perpendicullar on the main stretching axe their movement leads to the extension and pull apart basins (rhombochasms of Carey, 1976) are formed. Thickness changes in such basins point to erosion of topographical heights in their surrounding (Ramsay and Huber, 1987), 3 — vertical movement in the vicinity of strike-slip (Chinnery, 1966) is responsible for the formation of structures of the A, B and C types, 4 — contemporaneous sagging and uplift in the strike-slip wall create the transpressional and transtensional sector and thrust and normal fault with corresponding structures formation, 6 — normal faults can be related in the inclined strike-slip by transfer fault, 7 — faults of the complex system form the system of horsts and grabens. The upheaval of the most elevated horsts necessitates the extension in the grabens basement. This secondary extension may be compensated by the secondary normal faults approximativelly perpendicular to the main faults.



Obr 13. Kompatibilita křížení střižných zón. 1 — mladší střižná zóna (a) odsazuje starší střižnou zónu (b), c — zóna přechodu prolátních elipsoidů do oblátních, 2 — deformační vzory vznikající při křížení střižných zón (podle Naruka, 1986, upraveno), A — model výhradně plošné deformace, B — model neplošné deformace (ve směru k pozorovateli dochází ke změnám mocností) (Ramsay, 1980, upraveno).

Fig. 13. Compatibility of the shear zone crossing. 1 — younger shear zone (a) offsets the older shear zone (b), c — zone of the transition of prolate to oblate ellipsoids, 2 — deformational pattern of the crossing shear zones (Naruk, 1986, modified), A — model of the plain strain deformation, B — model of non-plane strain deformation (with thickness changes in direction towards observer) (Ramsay, 1980, modified).

kilometrů (obr. 10). Tato pásma prodělala deformace různých typů, jako je výše zmíněný jednoduchý střih apod., přičemž vnitřní nehomogenní deformace je rozdělena do systému střižných zón s různou orientací nebo i smyslem pohybu (obr. 11). Ten je výsledkem celkové kompenzace pohybu a ve svém souhrnu dává určitý konečný typ celkové deformace (Gapais et al., 1987). Tím se dostáváme k problému kompatibility deformací a jejich vzájemných asociací, které vytvářejí určitá velká pohybová pásma (obr. 12). Nejcharakterističtějším typem této deformace jsou např. strukturní vějíře nebo také tzv. struktura palmového stromu, kde jsou kombinovány násuny nebo také příkrovy v transpresní zóně s horizontálním posunem (obr. 11—5). Křížící se střižné zóny zachovávají při těchto deformacích kompatibilitu smyslu pohybu nebo deformace (obr. 13).

Magmatismus

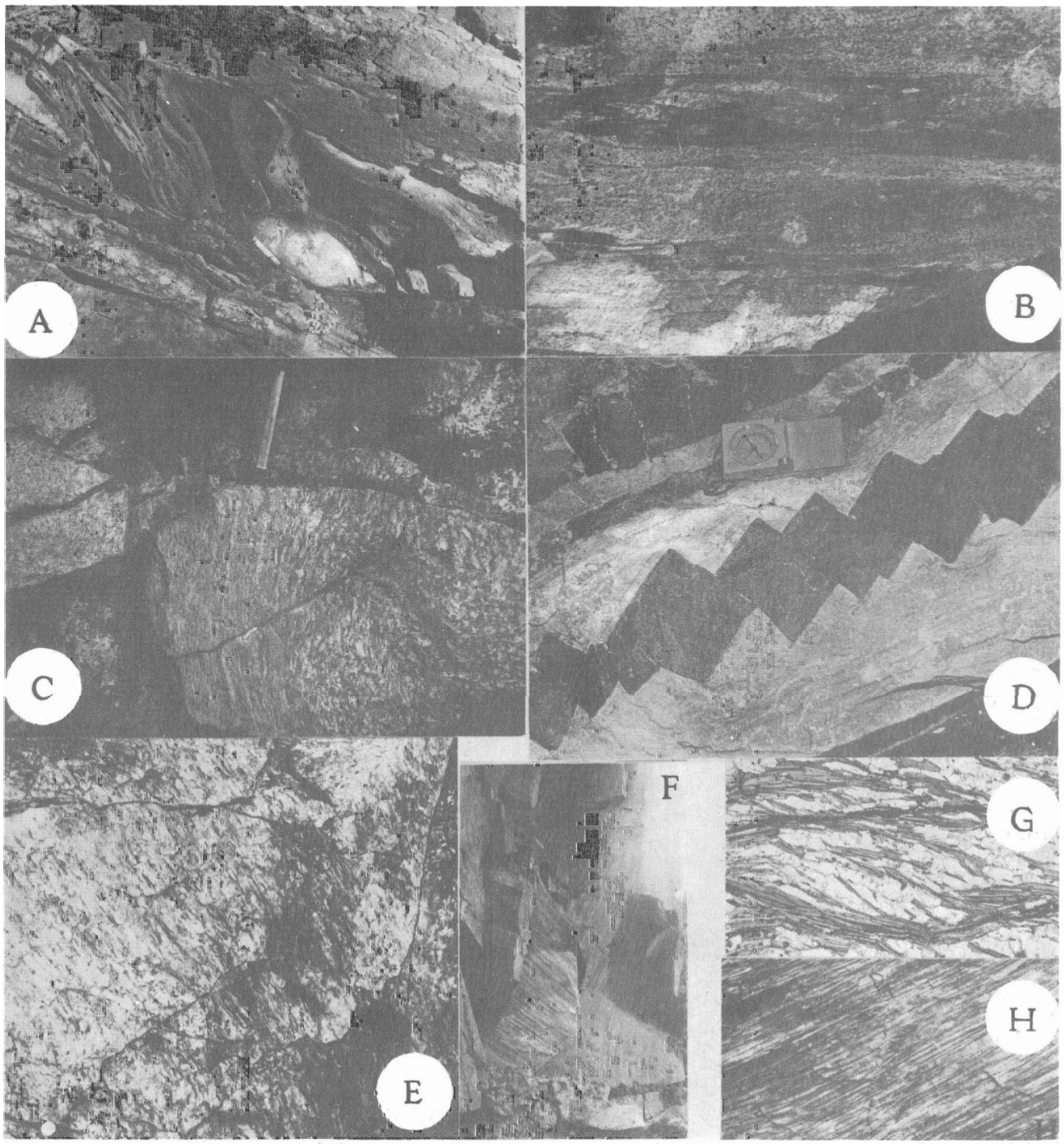
S kinetickým plánem střižných zón souvisí do určité míry i typ magmatismu. U velkých násunů, jako je Himálaj apod., dochází k prohřátí kůry a natavení jejích velkých částí, tj. ke vzniku migmatitů a granitoidů, specifických pro Himálaj, tj. leukogranitů (Le Fort et al., 1987). Naopak krustální extenze bývá doprovázena bazickým až ultrabazickým magmatismem.

Progresivní vývoj střižných zón v čase

Střižné zóny mívají velmi často dlouhodobý vývoj, i v rozmezí od archaika až po současnost, např. střižné zóny v okolí Bajkalského jezera. Nejvýznamnější z nich mívají vzhledem k větší dlouhodobosti pohybu rovněž progresivní vývoj. To je nejlépe patrné na metamorfóze, které může buďto ubývat, to znamená, že s postupujícím pohybem se deformace soustřeďuje do stále užších, křehčích pásem (obr. 1D), nebo naopak. Opačný vývoj je možné vidět u nejprve křehké aktivizace hranic sedimentárních souvrství.

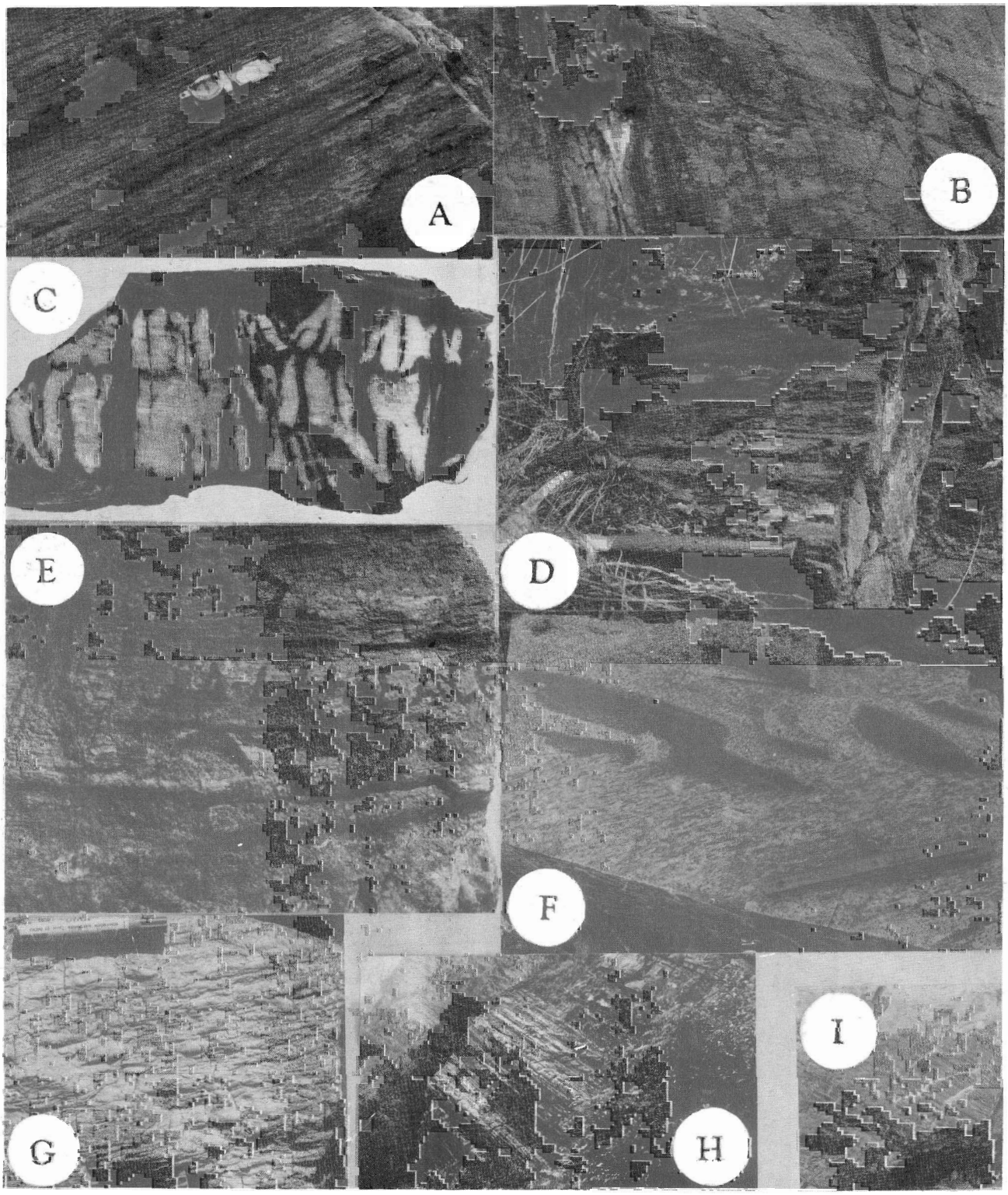
Závěr

Tektonika střižných zón je jednotícím pohledem na vývoj zemské kůry a doplnila chybějící článek v přenosu tektoniky litosférických desek do kontinentální kůry. Současně do ní zavedla i pohyb a zapojila tím do velké tektoniky tzv. drobnou tektoniku. Obě byly v minulosti uměle odděleovány

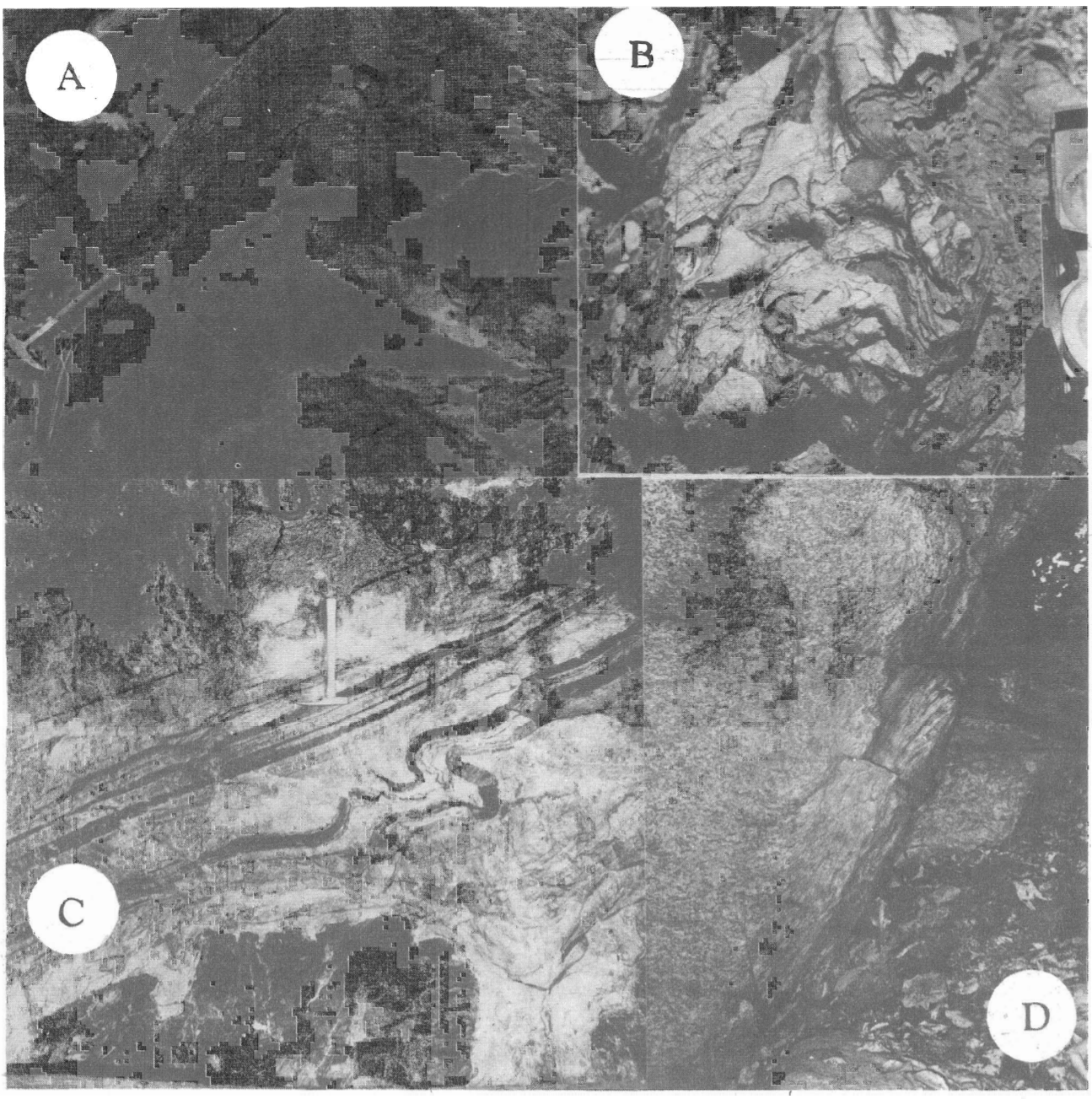


Obr. 14. Příklady asymetrických struktur a lineací protažení. A — foliační ryba v pararulách českokrumlovské skupiny, B — velký asymetrický krystal živce a foliační ryby v granulitech, lom Plešovice, Blanský les, C — zmenšování zrnitosti ve střižné zóně v choustnických ortorulách, D — asymetrická rotace — „knihovničkový skluz (bookshelf sliding) v amfibolitových budinách českokrumlovské pestré skupiny, E — lineace roztažení ve střižné zóně v choustnických ortorulách., F — postupné stáčení stébelnaté stavby do nového směru, lom Sudějov, kutnohorské krystalinikum, G — foliační ryba ve svorech, žlutická série, 50 × zvětšeno, H — téměř subparalelní střižná pásma s foliací určují smysl posunu v původně gigantoporfyrické střižně deformované kouřimské ortorule, Barchovice.

Fig. 14. Examples of asymmetrical structures and of stretching lineations. A — foliation fish in the Český Krumlov paragneises, B — large asymmetrical porphyroclast and foliation fishes in granulites of Plešovice quarry, Southern Bohemia., C — grain size decrease in the shear zone of Choustník orthogneisses, D — asymmetrical rotation-bookshelf sliding in the amphibolite boudins of the Český Krumlov Varied Group, E — stretching lineation in the shear zone of Choustník orthogneisses., F — successive rotation of pencil structure into new direction, Sudějov quarry, Kutná Hora crystalline., G — foliation fish in micaschists., Žlutice series, 50 × magnified, H — nearly subparallel shear bands and foliation determine the faulting sense top to left in the originally megaporphyric granite of Kouřim orthogneiss, Barchovice.



Obr. 15. Příklady různých lineací a. A — lineace hrubých tyčí (rods) v amfibolitech násunu českokrumlovské pestré skupiny, Černá v Pošumaví, B — lineace protažení v metavulkanitech středočeské střižné zóny, Solenice, C — lineace protažení definované syntektonickými vláknitými žilami, Horní Město, D — lineace protažení v metadioritech středočeské střižné zóny, Počaply, E — lineace protažení — mullionové struktury v erlanech českokrumlovské pestré skupiny, F — dvojí lineace protažení — starší v amfibolitových uzavřeninách, mladší jako biotit tvořící se na úkor granátů v granulitech, Plešovice, G — agregátní lineace protažení v klemenových metakonglomerátech desenské klenby, Medvědí vrch, H — mullionové struktury ve směru lineace a ve vápenatých sušické pestré skupiny, Sušice, I — rýhováním a syntektonické žíly z násunové plochy v kulmu, lom Jakubčovice, Oderské vrchy.



Obr. 16. Vrásy ve střižných zónách. A — vrása *a*, rovnoběžná s lineací protažení, v amfibolitové žíle v pararulách českokrumlovské pestré skupiny, Český Krumlov, B — toulcové vrásy v erlanech, Čulut Cagan Del, Mongolsko, C — asymetrické vrásy indikující pokles v českokrumlovské pestré skupině, D — střižná zóna v choustnické ortorule.

Fig. 16. Folds in shear zones. A — *a*-fold parallel with stretching lineation in amphibolite dyke in paragneisses of the Český Krumlov Varied Group, B — sheath folds in calc-silicate rocks, Čulut Cagan Del, Mongolia, C — asymmetrical folds indicating normal faulting in the Český Krumlov Varied Group, D — shear zone in Choustník orthogneiss.

Fig. 15. Various examples of *a* lineation. A — lineation of rods in amphibolites of the Český Krumlov Varied Group thrust, Černá in Böhmerwald, B — stretching lineation in the metavolcanites from the Central Bohemian Shear Zone, Solenice, C — stretching lineation defined by the syntectonic fibres in keratophyre bomb, Horní Město, Jeseníky area, D — stretching lineation in the metadiorites of the Central Bohemian Shear Zone, Počaply, E — stretching lineation as mullion structures in the calc-silicate rocks of the Český Krumlov Varied Group, F — two generations of stretching lineations — older in the amphibolite enclaves and younger as biotite formed at the expense of garnet in granulites, Plešovice quarry, G — aggregate lineation in the quartz metaconglomerates of Desná dome (Devonian), Medvědí Hill, Jeseníky area, H — stretching lineation as mullion structures in Sušice Varied Group marbles, I — striation and syntectonic veins from the thrust plane of Culmian rocks, Jakubčovice quarry, Odra Hills.

a jejich vzájemná spojitost nebyla jasná. Ukázalo se, že „drobně tektonické" struktury, se kterými se setkáváme v deformovaných terénech, jsou odrazem pohybu větších krustálních celků. Jejich oddělování v minulosti poznamenalo tektonickou interpretaci řady terénů. Příkladem je práce Máška (1954) z Krkonoš, kdy rovnoběžnost lineací (protažení. pozn. autora) v nasunutých jednotkách byla považována za důkaz popírající jejich existenci. Moderní strukturní geologie zároveň ukázala, že v horninách nemůže být pohyb, aniž by zde nebyly vytvořeny odpovídající struktury (Wilson, 1961).

Literatura

Balk, R. 1953: Faltenachsen in Überschiebungszonen. *Geol. Rdsch., 41, 90—103.*

Berthé, D., Choukroune, P. a Jegouzo, P. 1979: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol., 1, 31—42.*

Bouchez, J. L., Lister, G. S. a Nicolas, A. 1983: Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rdsch., 72, 401—420.*

Boyer, S. C. a Elliot, D. 1983: Thrust systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., 66, 1 196—1 230.*

Brunel, M. 1983: Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya. *These de l'Université de Paris, VII.*

Carey, W. S. 1976: Expanding Earth. *Amsterdam, Elsevier.*

Chinery, M. A. 1966: Secondary faulting, II. Geological aspects. *Canad. J. Earth. Sci., 3, 163—174.*

Choukroune, P., Gapais, D. a Merle, O. 1987: Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol., 9, 5/6, 525—530.*

Coward, M. 1983: Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned and the continuation of thrusts to deep in the crust. *J. Struct. Geol., 5, 2, 113—123.*

Coward, M. a Potts, G. J. 1983: Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips of shear zones and thrust zones. *J. Struct. Geol., 5, 3/4, 383—399.*

Dennis, A. J. a Secor, D. T. 1987: A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *J. Struct. Geol., 9, 7, 809—817.*

Dunnet, D. 1969: A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics, 7, 117—136.*

Faure, M. a Malavieille, J. 1980: Les plis en fourreau du substratum de la Nappe des Schistes Lustrés de Corse. Signification cinématique. *C. R. Acad. Sci. (Paris), 290, Série D, 1 349—1 352.*

Hanmer, S. 1986: Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *J. Struct. Geol., 8, 2, 111—122.*

Harland, W. B. 1971: Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag., 108, 27—42.*

Hubert, M. K., Rubey, W. W. 1959: Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull., 70, 115—166.*

Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S. M. F., Upreti, B. N. a Vidal, P. 1987: Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics, 134, 39—57.*

Lisle, R. J. 1985: Geological strain analysis a manual for the Rf/Ø method. *Oxford, Pergamon Press, 99s.*

Lister, G. S. a Snoke, A. W. 1984: S—C Mylonites. *J. Struct. Geol., 6, 6, 617—638.*

Máška, M. 1954: K tektonické analýze krystalinika (drobná tektonika Krkonoš). *Praha, Knih. ÚÚG, 258 s.*

Mattauer, M. 1973: Déformation des matériaux de l'ecorce terrestre. *Paris, Hermann, Méthodes.*

Mattauer, M. 1975: Sur le méchanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett., 28, 144—154.*

Mattauer, M. a Mercier, J. L. 1980: Microtectonique et grande tectonique. *Mém. Soc. Géol. France, 10, 141—161.*

Naruk, S. J. 1986: Strain and displacement across the Pinaleño Mountains shear zone, Arizona. *J. Struct. Geol., 8, 1, 35—46.*

Nicolas, A. 1984: Principes de tectonique. *Paris, Masson.*

Nicolas, A. a Boudier, F. 1975: Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. *Tectonophysics, 25, 233—260.*

Passchier, C. W. a Simpson, C. 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol., 8, 831—843.*

Platt, J. L. 1984: Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol., 6, 4, 439—442.*

Rajlich, P. 1987a: Tektonika duktilních domén Českého masívu. *Praha, Knih. ÚÚG, 35 ú. 82 s.*

Rajlich, P. 1987b: Variszische duktile Tektonik im Böhmischen Massiv. *Geol. Rdsch., 76, 755—786.*

Ramsay, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. *New York, Mc Graw Hill,*

Ramsay, J. G. 1980: Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol., 2, 83—99.*

Ramsay, J. G. a Graham, R. H. 1970: Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci., 7, 786—813.*

Ramsay, J. G. a Huber, M. I. 1987: Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures, 309—700. *London, Academic Press.*

Sanderson, D. J. a Marchini, W. R. D. 1984: Transpression. *J. Struct. Geol., 6, 5, 449—458.*

Schmid, S. M., Casey, M. a Starkey, J. 1981: The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). In: K. R. McClay, N. J. Price (Eds.): Thrust and Nappe Tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ., 9, 151—158.*

Schmid, S. M. a Casey, M. 1986: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Amer. Geophys. Union Monograph., 36, 263—286.*

Shacleton, R. M. a Ries, A. C. 1984: The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. struct. Geol., 6, 1/2, 111—117.*

Tullis, J. A., Christie, J. M. a Griggs, D. T. 1973: Microstructures and preferred orientations of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics, 39, 87—102.*

Watkinson, A. J. 1985: Multilayer folds initiated in bulk plane strain, with the axis of no change perpendicular to the layering. *Tectonophysics, 28, T7—T1.*

White, S. Ch. 1984: Chrupkije deformacii v plastičeskich zonach razlomov. *27. mezinár. geol. kongr. Moskva, Sekce C. 07, T7, 163—180.*

Williams, G. D. 1978: Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksejford, Finmark. Tectonophysics, 48, 29—40.

Wilson, G. 1961: Signification tectonique des structures á petit échelle et leur importance pour la Géologie sur le terrain. *Ann. Soc. Belge Géol., t. LXXXIV, juin 1961.*

Tectonics of shear zones

The shear zones as a basic structural character of crustal deformation and a long-term crustal evolution are classified according to their kinematics into three basic types e.g. strike-slips, thrusts and normal faults, whereby the X (stretching lineation, "a" — type folds) and XY (foliation) finite strain trajectories are of the primary importance. Their inner tectonic style is the brittle and/or ductile behaviour of rocks and material dependent, as it can be

exemplified on the stretching lineation tectonic styles. In one type of rock the brittle-ductile deformation type is mostly conditionned by temperature but the time can be important as well.

Strain inside the shear zone can be factorized into the pure and simple shear types. Strain data beside their importance for the strain path reconstruction are necessary in the most cases for the displacement estimation. To the stretching lineation parallel folds are the typical phenomenon of shear zones and sheath, transpressional, constrictional, reoriented and sideways shear (drag) folds are the most representative types of them.

In the deformed volumes shear zones are often grouped into associations from which the structural fan and/or flower structure and pull-aparts are very frequently found in relation whether the deformation was of the transpressional and/or transtensional type. The kinematics and strain in individual shear zones in larger rock volumes is governed by the compatibility rules. The sense of shear determination is made using a wide variety of asymmetrical structures which occur on the XZ face of rock outcrops. They have microscopical, mesoscopical and larger dimensions. The mafic and/or leucogranitic magmatism can be used for judgement of the total crustal shortening and/or extension in the zone.

Návod k používání tektonické symboliky

PETR RAJLICH

Ztotožnění vrásových os s osou *b* tektonického kříže (Sander, 1948, 1950) se na počátku 60. let ukázalo jako neudržitelné (Ramsay, 1962, 1967). Strukturní prvky studované na výchoze jsou proto nejprve zařazovány do souřadnicového systému lokálního deformačního elipsoidu s označením os *X, Y, Z*, který posléze můžeme vztáhnout k tektonickému osnímu kříži *a, b, c*, charakterizovanému zároveň soustavou zeměpisných souřadnic *x, y, z*. Polohu deformačního elipsoidu určíme podle lineace (osa *X*), foliace (rovina *X, Y*) a osy maximálního zkrácení (*Z*). Osy *a, b, c* tektonického kříže souhlasí s osami *X, Y, Z* deformačního elipsoidu pouze ve zvláštním případě čistého střihu. Při vysokých duktilních přetvořeních jednoduchým střihem se osa *X* deformačního elipsoidu úhlově přibližuje ose *a* tektonického kříže a vrásy a lineace tohoto stadia bývají označovány jako lineace *a*. Do indexových znamínek strukturních prvků můžeme zahrnout i označení střihů z Riedelových experimentů (Riedl, 1929), protože se poměrně často vyskytují na výchozech střižných zón, a označení asymetrických struktur t. zv. mylonitů S & C. Pro označení strukturních prvků doporučujeme použít velkých písmen stejným způsobem, jako jsou v matematice označovány množiny.

x, y, z — zeměpisné souřadnice
a — osa maximálního tektonického pohybu směrem od středu osního kříže
b — osa minimálního pohybu
c — osa maximálního pohybu směrem do středu osního kříže
X, Y, Z — osy deformačního elipsoidu, *X* — osa maximálního protažení, *Z* — osa maximálního zkrácení

$L\ {}^{a, \ldots, z}_{1, \ldots, n}$ — *lineace*

$S\ {}^{a, \ldots, z}_{1, \ldots, n}$ — *foliace*

$F\ {}^{a, \ldots, z}_{1, \ldots, n}$ — *vrasy*

Spodním indexem u strukturních prvků označujeme pořadí ve sledu událostí, horním indexem můžeme specifikovat vlastnosti odlišující strukturní prvek v rámci jedné deformační události.

$R_{1, 2}$ —Riedelovy střihy
SZ — střižná zóna
$P_1, \ldots, n$ — pukliny.

Literatura

Ramsay, J. G. 1962: The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. *J. Geol., 70, 309—327.*

Ramsay, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. *New York, Mc Graw Hill Book Comp., 568 s.*

Riedel, W. 1929: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zeit. Miner. Geol. Palaeontol., 1929, 354—368.*

Sander, B. 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I. *Wien, Springer-Verlag.*

Sander, B. 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. *Wien, Springer-Verlag.*

RECENZIA

D. Vass, M. Elečko et al.: **Geológia Rimavskej kotliny.** Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 1989, 161 s.

Recenzovaná publikácia svojím obsahom, grafickou úpravou a formou znovu dokazuje, že Geologický ústav D. Štúra je naším najlepším vydavateľom geologickej literatúry. Na 140 stranách slovenského textu je veľmi podrobne rozvedená stavba Rimavskej kotliny, vhodne je doplnená krátkym anglickým textom.

Predmetná monografická práca predstavuje syntézu veľmi širokého diapazónu problémov, na výsledkoch ktorých sa podieľal početný autorský kolektív (12) pod vedením znalca geológie neogénneho obdobia D. Vassa.

Úvodná časť práce podáva chronologický prehľad doterajších výskumov oblasti. Veľmi podrobne a detailne je rozpracovaná litológia, stratigrafia, a to tak predterciérneho podložia, vystupujúceho hlavne v severných okrajových častiach kotliny, ako predovšetkým terciéru. Terciérna výplň je hlavným ťažiskom práce. V Rimavskej kotline zahŕňa tri obdobia — oligocén — spodný miocén (kišcel, eger a egenburg), stredný miocén (báden — sarmat), ďalej panón — pont a pliocén. Všetky súvrstvia sú začlenené do litostratigrafických jednotiek s podrobným opisom, dokumentovaným na profiloch vrtov, paleogeografických mapách a tabuľkách.

Významnú časť práce zaberá vyčerpávajúce hodnotenie geofyzikálnych meraní a ich interpretácia. Z týchto podkladov vychádzali autori aj pri riešení stavby terciéru a jeho podložia, ako aj v súčasnom trende geofyziky „neodmyslitelnom" riešení stavby hlbšej časti kôry.

Na základe geologických výskumov, geofyzikálnych meraní a vrtov autori podávajú štruktúrno-tektonickú schému predterciérneho podložia, ako aj tektonickej stavby samotného terciéru. Vyústením týchto prác je paleogeografická rekonštrukcia terciéru Rimavskej kotliny.

V ďalšej časti práce autori zamerali pozornosť na hydrogeologické pomery študovanej oblasti, a to tak starších, ako aj terciérnych a kvartérnych sedimentov. Zistené údaje sú vhodne zoradené do tabuliek.

Podrobne sa autori venovali otázkam recentného pôdneho pokryvu a svahových deformácií. V závere predložili súhrn existujúcich a perspektívnych surovinových zdrojov v Rimavskej kotline.

Z pohľadu recenzenta by bolo možné uviesť, že k množstvu grafických príloh mohli autori pripojiť 2—3 regionálne geologické rezy, ktoré by plastickejšie odzrkadlili stavbu terciéru a podložia kotliny. Na týchto podkladoch by sa ukázalo, že zlomy prechádzajúce z terciéru do podložia sú buď kolmé, alebo majú inú pozíciu (pozri prílohu č. 1 a 7). Dosť neprirodzené je označenie tých istých zlomov rôznymi názvami v podloží a v terciéri — nejde tu o veľkú snahu všetko za každú cenu pomenovať?

Tieto pripomienky však neznižujú kvalitu práce, ktorá predstavuje ďalšie obohatenie karpatskej geologickej literatúry a poskytuje podrobný a ucelený podklad pre nadväznú výskumnú aj praktickú činnosť v tejto oblasti.

Rudolf Rudinec

Současné možnosti identifikace střižných zón v oblasti Západních Karpat

LUBOMIL POSPÍŠIL

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 1. 3. 1989)

The present possibilities of identification of shear zones in the area of the West Carpathians

The article presents data on basic features accompanying transcurrent systems. The essential part of the article is aimed to the evaluation of identification possibilities of transcurrent systems in the area of the West Carpathians on the basis of correlation with similar structures in other regions. Macrostructural, sedimentological, seismological analyses and data of remote sensing of the Earth are a criterion. The contribution of deformation theory of rigid bodies in plastic half-space is utilized. The importance of knowledge on stress of the whole lithosphere, as to the development of shear zones, as well as the consequences of the participation of transcurrent systems in failure and the development of metallogenic zones are discussed, too.

Úvod

Jednou z opomíjených oblastí výzkumu území Západních Karpat bylo v minulosti sledování a prokazování kinematických charakteristik zlomových systémů. Tak se stalo, že do 80. let nebyly zjištěny a prokázány na území Západních Karpat žádné významnější transkurentní systémy. Je třeba připomenout, že se ojediněle (např. Roth et al., 1962) už dříve interpretovaly levostranné horizontální posuny na zlomu směru SV—JZ v blízkosti ukončení vídeňské pánve, nebo Maheľ předpokládal pravostranný posun na štítnickém zlomu. Byly to však pouze výjimečné případy, které nebyly zcela akceptovány, a z hlediska vývoje Západních Karpat i opodstatněně se upřednostňovaly interpretace jiného typu střižních zón, dalekosáhlých násunů, případně reverzních zlomů. Teprve začátek 80. let, který přinesl interpretaci vývoje neogenních mladových pánví (především v sousedním Maďarsku Horváth a Royden, 1981; Royden et al., 1982; u nás Vass, 1979; Pospíšil a Vass, 1984, aj.) vedl k aplikaci a využívání modelů Moodyho a Hilla (1956), Wilcoxe et al. (1980) aj. k posouzení jejich možného genetického vývoje.

V této době se staly dostupnými i družicové snímky, na jejichž základě bylo možno identifikovat celou řadu prostorově rozsáhlých transkurentních systémů, o jejichž reálnosti nelze na základě posledních výzkumů v oblasti celých Západních Karpat pochybovat (Janků et al., 1984; Dokulil et al., 1985; Buday et al., 1986, aj.). Zvláště sjednocený soubor geofyzikálních údajů (Šefara et al., 1987; Pospíšil et al., v tisku) umožňuje poměrně snadnou verifikaci tektonických rozhraní tohoto typu. Cílem této práce je ukázat současné možnosti identifikace transkurentních zlomů na území Západních Karpat na základě porovnání s teoretickými a experimentálními postupy aplikovanými v jiných jednotkách, resp. orogenních celcích (obr. 1). V práci je úmyslně vynechána oblast týkající se mikrostrukturní analýzy, geochemických a petrologických studií aj. Pozornost je zaměřena na makrostrukturní, geofyzikální, geodetické analýzy a využití údajů dálkového průzkumu Země (DPZ).

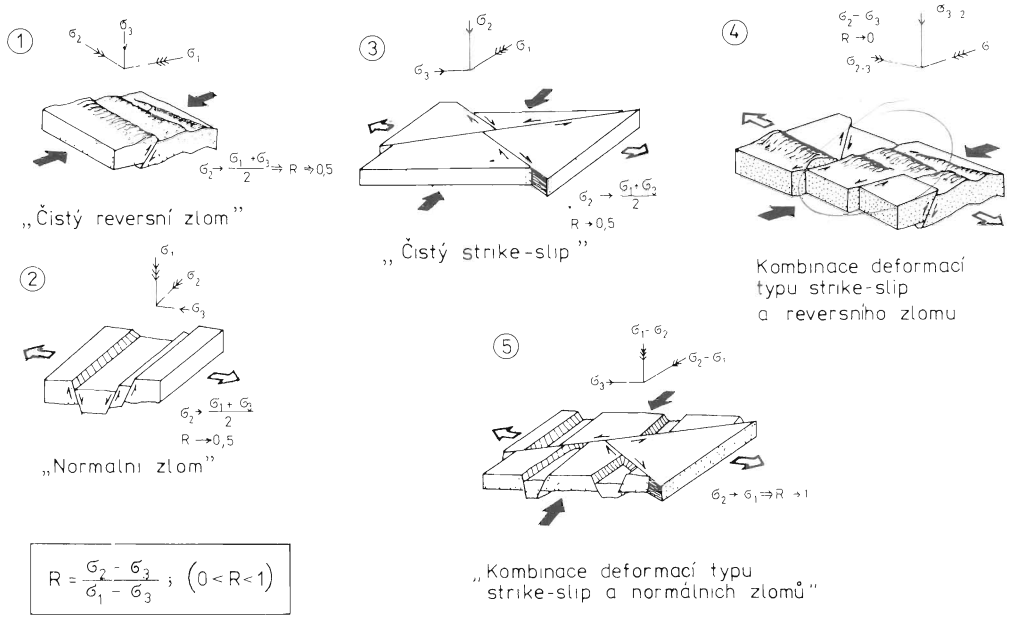
Mechanické podmínky vzniku střižných zón

Jedním z postupů využívaných při určování charakteru zlomu je analýza sítě puklin. Z teoretických i experimentálních výzkumů je zjevný vztah mezi směrem působících sil a orientací vzniklých zlomů a puklin (obr. 1). Předpokládá se, že analogické vztahy budou platit mezi zvolenými orientovanými silami a zlomovými liniemi stanovenými na základě teorie deformací. Z tohoto hlediska se přistupuje i ke stanovení průběhu teoretických zlomových linií dvěma způsoby (Spencer, 1969):

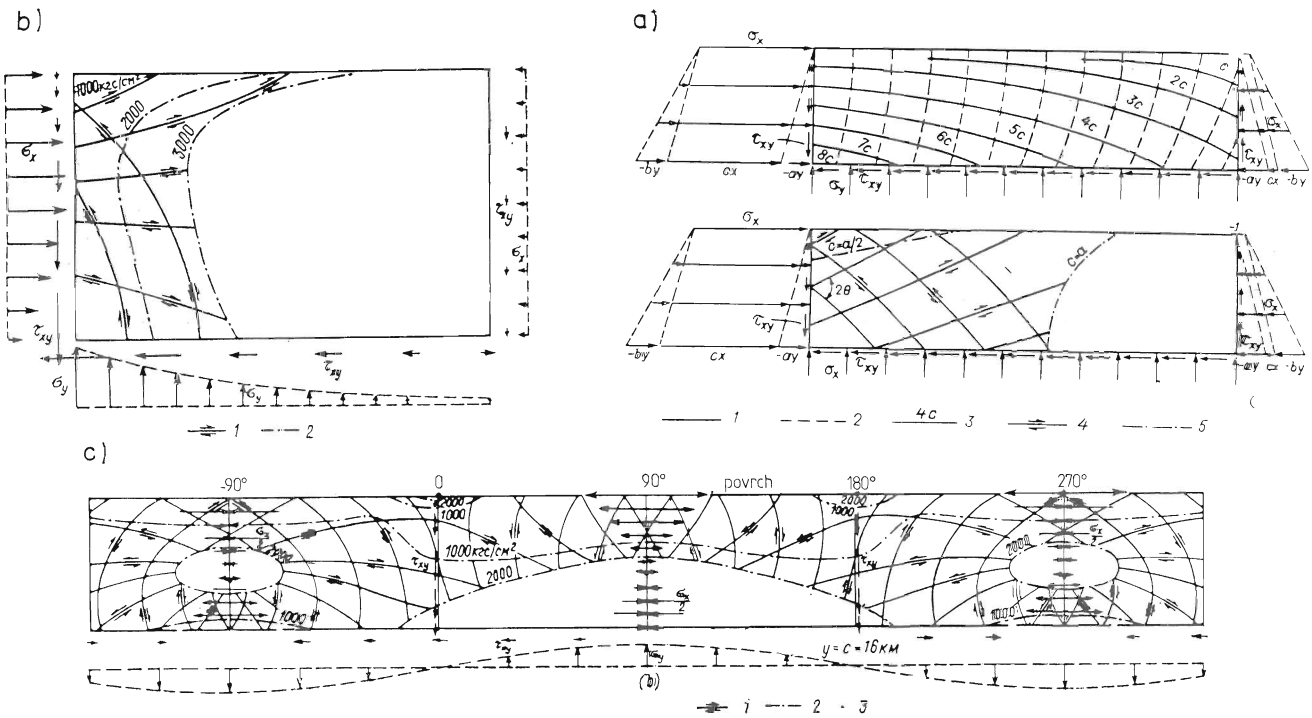
1. Při prvním způsobu se k představovanému bloku ze stejnorodého materiálu přiřadí hypotetický systém napětí. Orientace hlavních napětí v bodech tohoto bloku se stanoví na základě určených hraničních podmínek. Potom se po stanovení prostorové orientace potenciálních zlomových linií používá jednoho z kritérií zlomových linií — kritéria Mohrova.

2. Při druhém způsobu se systém napětí a s ním související zlomové linie určují podle známých nebo zadaných přemístění (posunů) podél hranice bloku.

Metodika této analýzy zahrnuje představy o některých normálních stavech, k nimž se přiřazují doplňu-



Obr 1. Vztahy mezi velikostí a orientací hlavních napětí a odpovídajícím typem deformací (Philip, 1986).
Fig. 1 Relations between magnitude and orientation of principal stresses and corresponding type of deformation (Philip, 1986).



Obr. 2. Průběh napěťového pole a skluzových linií, které vyvolává: a) působení horizontálního (bočního) tlaku s konstantním bočním i vertikálním gradientem, 1 — linie maximálního působícího tlaku, 2 — linie minimálního tlaku, 3 — linie stejných hodnot maximálního střihového napětí, 4 — plocha možného vzniku násunu (přesmyku), 5 — hranice oblasti stability pro různý poměr a/c, kde a — hustota, c — konstanta; b) boční tlak exponenciálně klesající směrem zleva doprava; 1 — plocha a místo předpokládaného vzniku zlomu, 2 — hranice oblasti stability pro různé hodnoty konstanty c; c) prostorové rozložení skluzných linií pro případ proměnného vertikálního a smykového napětí na spodní hranici bloku (hraniční a vnitřní podmínky i detailní popis převzaty podle Hafnera, 1951).

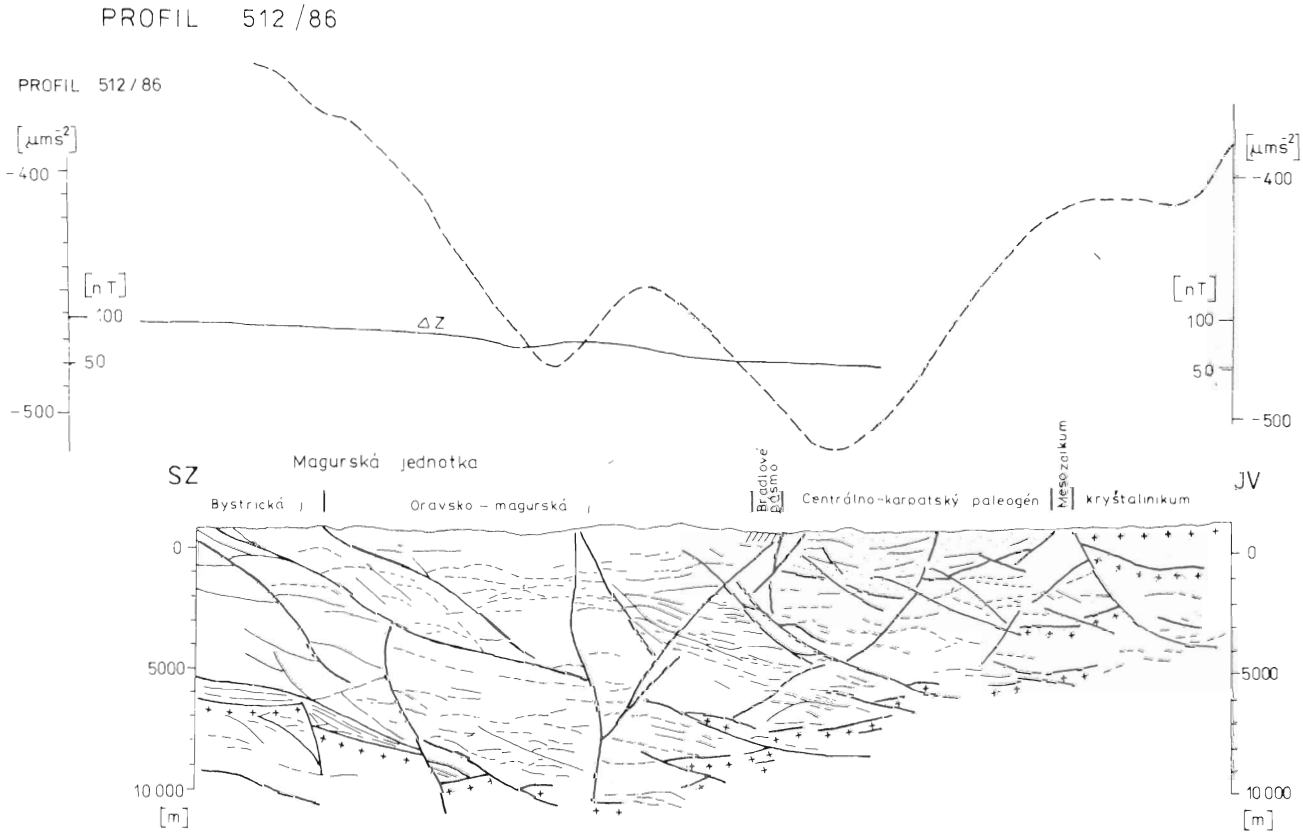
Fig. 2. Course of stress field and slip lines, which were caused by: a) effect of horizontal (lateral) stress with constant lateral and vertical gradient; 1 — lines of maximal acting stress, 2 — lines of minimal stress, 3 — lines of equal values of maximal shear stress, 4 — plane of possible origin of charriage (overfault), 5 — boundary of the stability area for different a) a/c ratio, where a — density, c — constant; b) lateral stress, exponentially decreasing from the left to the right; 1 — plane and locality of the assumed origin of fault, 2 — boundary of the stability area for different values of c constant, c) spatial distribution of slip lines for the case of variable vartical and shear stress at the bottom boundary of a' block (extreme and internal conditions and detail descriptions are taken over Hafner, 1951).

jící hraniční podmínky, aproximující pravděpodobnou tektonickou situaci. Používá se plošného uspořádání sil. Všechny grafy se sestavují v ploše xy; proto přímky na obrazcích zobrazují plochy kolmé ke čtenáři. Všechny obrázky odrážejí (zobrazují) libovolnou délku a hloubku modelu.

Normální stav představuje soubor napětí vyvolaných silou tíže. Pro takový případ jsou stanoveny 4 hraniční podmínky, týkající se napětí na horní a spodní ploše litostatického bloku a vzniku skluzových napětí.

Dále je třeba přihlédnout k výběru doplňujících podmínek stanovených Hafnerem (1951). V případě na obr. 2a je doplňující napětí vyvoláno rovnoměrným horizontálním tlakem, působícím na jednu stranu bloku. Potom je litostatický tlak funkcí hloubky a vyjádřen jako ay, kde y je hloubka a a hustota vynásobená konstantou tíhového zrychlení, vertikální tlak σ_y je konstantní na celé spodní hranici bloku; směr horizontálního napětí (síly) cx se považuje za konstantní od povrchu až po spodní hranici bloku (c — konstanta). Tahové (tangenciální) napětí vzniká na hraně bloku tak, aby splňovalo podmínku rovnováhy bloku (vyloučilo vratnost procesu). Směr maximálních a minimálních hlavních sil (napětí) se vypočítá na základě deformační teorie (Hafner, 1951). Boční gradient tlaku, doplňující horizontální napětí, se vyjadřuje v dílcích vertikálního gradientu tlaku *(c/a)*. Na obr. 2a jsou ukázány stabilní oblasti *(c = a)* i plochy vzniku potenciálních zlomových linií. Tento případ je typický pro většinu alpinotypně postihnutých oblastí.

V druhém případě dochází ke vzniku zlomů, nakreslených na obr. 2b, vlivem působení horizontálního tlaku s bočním slábnutím (exponenciálně). Na obrázku není zobrazen nárůst litostatického tlaku s hloubkou, k jehož vlivu se přihlédlo při sestrojení grafu. Zóna skluzných linií je velice úzká a téměř vertikální. V tomto systému mohou vznikat jak horizontální násun, tak i strmě upadající reverzní zlomy. Tento příklad je znám a srovnatelný s pozicí bradlového pásma, kde dochází k dosouvání flyšových komplexů a zpětným přesmykům bradlového posunu, to vše pod vlivem gravitačně působí-



Obr. 3. Reflexní seizmický hloubkový profil 512/86 (Kadlečík et al., 1988, upraveno autorem) poskytuje základní údaje o tektonické stavbě území mezi západní částí Vysokých Tater a čs.-polskou státní hranicí. V jv. části profilu je patrný kombinovaný systém zpětných přesmyků a násunů. Ve střední části je zachycen zlomový systém směru SV—JZ, s mnohými prvky transkurentního zlomu.

Fig. 3. Reflex seismic depth profile 512/86 (Kadlečík et al., 1988, modified by the author) affords basic data on tectonic structure of this area between the western part of the High Tatras and Czechoslovakian — Poland state frontier. A combined system of reverse charriages and overfaults is visible in the southeastern part of the profile. The fault system with NE—SW strike with many features of transcurrent fault is described in its central part.

cích hmot vnitřních Západních Karpat. Ukázku může poskytnout obr. 3.

Ve třetím případě jde o případ sinusoidálních vertikálních a tahových napěťových podmínek na spodní hranici bloku (obr. 2c), odpovídající dvěma základním geologickým situacím: předně — vertikálním výzdvihům území, za druhé — jevům vlečení, resp. tažení, jejichž existenci připouští hypotéza konvekčních toků, ale i riftogeneze.

Pro stanovení skluzných linií v libovolně zvoleném systému mezních podmínek je možno použít metodiky podle Hafnera (1951). Tento model je podobný většině zjištění v hlavních pánevních oblastech (v pánvích podunajské, rimavské, lučenecké, východoslovenské), kde je ztenčená kůra a většina korových rozhraní má klenbovitý charakter (Pospíšil a Vass, 1984).

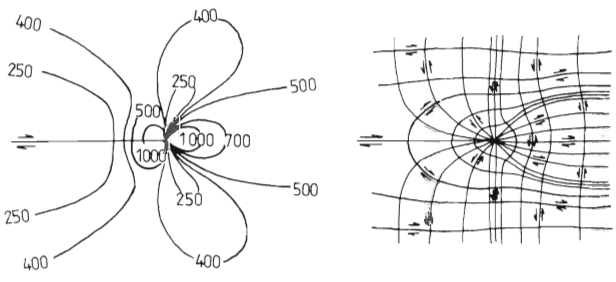
Největší obtíže vznikají při výběru geologicky odpovídajících systémů. V současnosti nejsou vždy k dispozici způsoby pro analýzu podmínek napětí, existujících v geologické minulosti. Navíc pak Země není homogenní, což značně ztěžuje stanovení a řešení mechanických podmínek, a to ovlivňuje přesnost využití dané teorie skluzových linií. Přednosti této teorie lze shrnout do těchto bodů:

1. Jestliže v oblasti známe rozložení zlomů, je možno pomocí této teorie objasnit napětí a síly, které vyvolaly vznik zlomů.

2. Jestliže zcela neznáme založení zlomů v oblasti, lze prognózovat rozložení zlomů v hloubce.

3. V daném území je možno ukázat všechny možné konfigurace zlomů, které dané tlakové a napěťové podmínky umožňují.

Jiný případ, mnohem jednodušší, představují skluzové linie objevující se při posunu podél pukliny (pravý posun — Belousov, 1985). Zde se objevuje komplikovaný systém skluzových linií, kdy v koncové části pukliny pod vlivem působících tangenciálních napětí nastává jejich rozvětvení a vznikají mělké poruchy, vytvářející struktury typu „koňského ohonu". V Západních Karpatech zatím nebyl zjištěn takovýto způsob bifurkace. Podobnost tohoto modelu by se však dala využít pro řešení koncové části periadriatické linie (Wein, 1979; Varga, 1976; Grecula a Varga, 1979, aj.).



Obr. 4. Rozložení napětí a průběh skluzových linií vznikajících na konci jednoduché pukliny s horizontálním posunem (Belousov, 1985).

Fig. 4. Distribution of stresses and course of slip lines originated at the end of simple joint with horizontal movement (Belousov, 1985).

Příklady průběhu skluzových linií ukazují na možnosti změn v orientaci zlomů směrem do hloubky při daných napěťových podmínkách, což při využití mapy známých zlomů umožňuje řešit podmínky paleotektonických napětí (Spencer, 1977).

Dalšího způsobu, využívajícího teorii deformací vyvolaných průniky rigidních těles do rigidně plastického poloprostoru, rozpracovanou např. Nadaiem (1924) a několikrát aplikovanou např. Tapponierem a Molnárem (1976), lze elegantně použít pro modelování, resp. analýzu transkurentních pohybů. I když získané výsledky mají charakter přibližného řešení, přesto poskytují možnost aspoň teoreticky vysvětlit zdánlivě „nevysvětlitelné" vztahy mezi vzájemně kolmými transkurentními systémy. Takto vysvětlují např. Tapponier a Molnár (1977, 1978) tektonickou situaci v západní Himálaji a Pamíru, resp. Číně. Tímto způsobem je možno objasnit i oblouky Západních Karpat (Pospíšil, 1988; Pospíšil et al., v tisku).

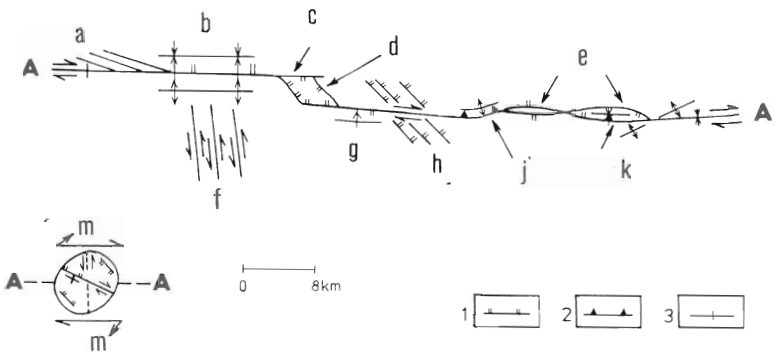
Charakteristické znaky střižné zóny

Střižné zóny se ve všeobecnosti chápou jako smykové nebo posunové struktury vznikající v plochách maximálního smykového napětí. V případě čistého smyku jsou orientovány kose k maximálním a minimálním hlavním napěťovým osám (obr. 1) a v zóně střední osy se protínají. V homogenním a izotropním prostředí mohou vznikat tři typy střižných zón (zlomů) — poklesy (normální zlomy), přesmyky (reverzní zlomy), horizontální posuny („wrench", transkurentní zlomy nebo „strike-slips" — synonyma).

Dále se budeme věnovat pouze transkurentním zlomům a jejich charakteristice.

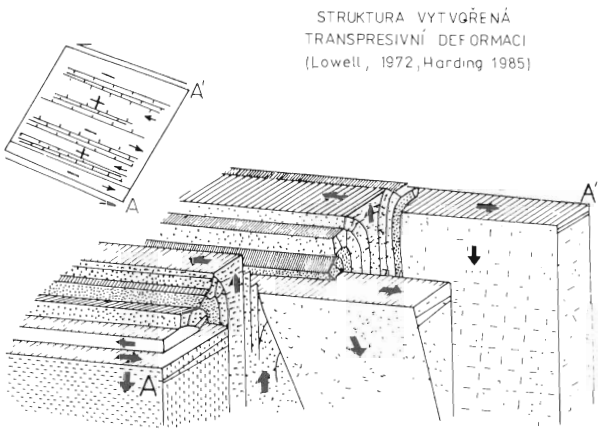
Všeobecně lze konstatovat, že horizontální posuny podél zlomových systémů se prokazují velice nesnadno, i když se projevují na značnou vzdálenost stykem lineárně uspořádaných, resp. ohraničených komplexů, drcených zón, výrazně členitým reliéfem atp. Obnažení hlubších částí takového zlomu je velice výjimečné. Proto se při analýze transkurentního zlomu sledují všechny dostupné geologické, geomorfologické a geofyzikální údaje.

Převládající hlediska týkající se stylu zón transkurentních zlomů zdůrazňují výskyt a přítomnost vrás „en échelon" a podobných struktur (obr. 5), které vznikly zkrácením prostoru. Tyto rysy jsou často patrné podél horizontálních posunů, při kterých se bloky navzájem pohybují paralelně (obr. 6), nebo se pohybují s určitou složkou konvergence (tzv. konvergentní nebo transpresní zlom; Sylvestor a Smith, 1976).



Obr. 5. Charakteristické prvky doprovázející divergentní transkurentní pravostranný zlom (podle Hardinga et al., 1985). 1 — normální zlom, 2 — reverzní zlom, 3 — vertikálně upadající zlom. A — hlavní zlomová linie: a — drobné divergentní zlomy "en échelon" na okraji velkých zlomů (často označované „koňský ohon"), b — paralelní, zaklesnuté vrásy (flexury), c — extenze, transgrese a vznik pánve typu „pull-apart", d — normální zlom, e — liniové uspořádání hřbetů a příkopů, f — antitetické zlomy "en échelon", často s horizontálním posunem, g — paralelně usměrněná monoklinála, h — normální zlomy "en échelon", j — ohyb zlomu doprovázený šikmými vrásami, k — strukturní vějíř ("flower structure").

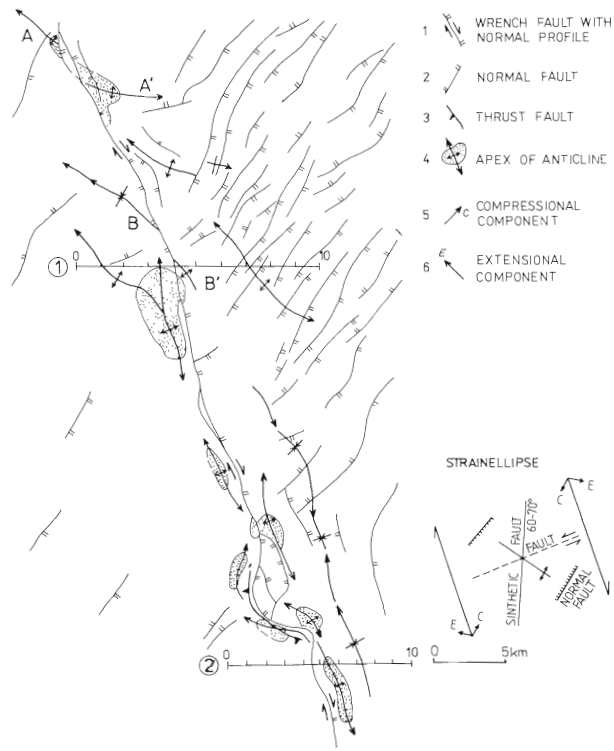
Fig. 5. Characteristic features accompanying divergent transcurrent right-slip fault (according to Harding et al., 1985). 1 — normal fault, 2 — reverse fault, 3 — vertical fault. A — main fault line: a — small divergent en echelon faults at the outskirts of large faults (often called "horse-tail"), b — parallel, step fold (flexure), c — extension, transgression and the origin of a basin of "pull-apart" type, d — normal fault, e — line arrangement of ridges and grabens, f — en echelon antithetic faults, often with horizontal movement, g — parallel monocline, h — en echelon normal faults, j — bend of fault accompanied with inclined folds, k — structural fan ("flower structure").



Obr. 6. Strukturní vějíř vytvořený při konvergenci několika bloků (podle Lowella, 1972 a Hardinga, 1985).

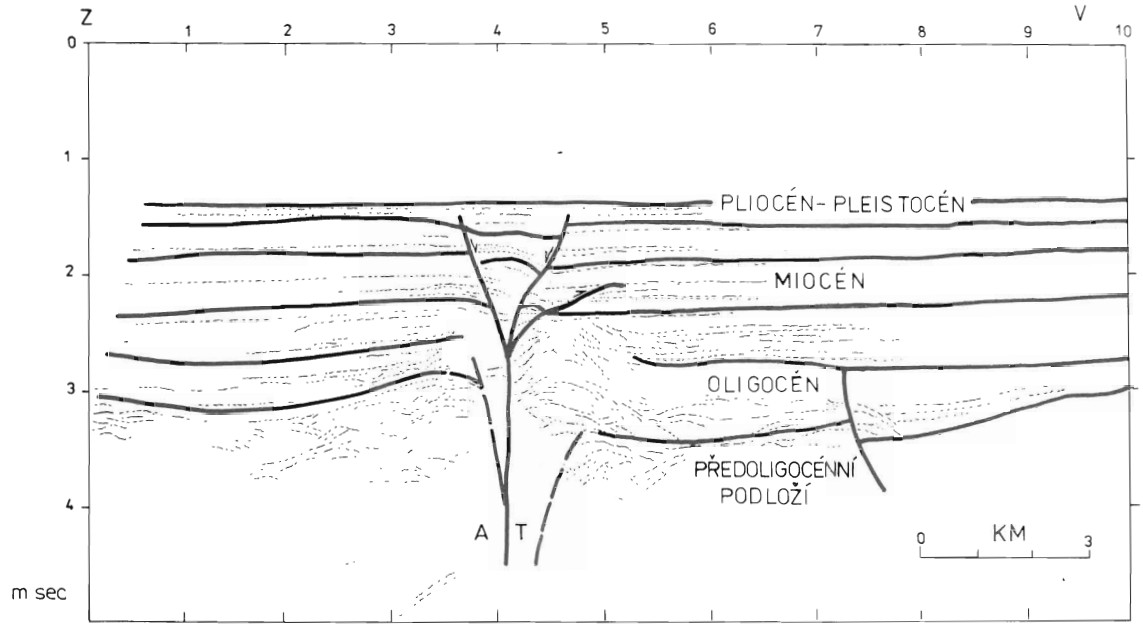
Fig. 6. Structural fan formed during convergence of several blocks (according to Lowell, 1972 and Harding, 1985).

Jiná skupina struktur charakterizuje zóny horizontálního posunu, kde se bloky pohybují šikmo vůči sobě (tz. divergentní nebo transtenzní zlom). Tyto zóny se projevují přítomností negativních „stromečkových" struktur, resp. strukturními vějíři (anglicky „palm structures" nebo „flower structures"), které jsou definovány jako lineární, mělké synformy, které jsou posunuty nahoru směřujícími zlomy s horizontálními posuny, většinou normálního charakteru. Tento typ strukturního vějíře se liší od pozitivních struktur, které jsou rovněž lineární, tvoří mělké antiformy, které jsou posunuty nahoru směřujícími zlomy, převážně reverzního charakteru. Tento případ struktur lze doložit příkladem z Andamanského moře i s demonstrací nejdůležitějších kritérií k identifikaci těchto zón (obr. 7 a 8).



Obr 7. Příklad pravostranného transkurentního zlomu z oblasti Andamanského moře i s průvodními deformacemi (Harding, 1973). 1 — transkurentní zlom, 2 — normální zlom, 3 — reverzní zlom, 4 — osa antiklinály, 5 — kompresní složka napětí, 6 — extenzní složka napětí.

Fig. 7. An example of right-slip transcurrent fault from the area of the Andamany sea with accompanying deformations (Harding, 1973).



Obr. 8. Seizmický časový řez podél linie 1 i s geologickou interpretací (Harding, 1973). Ve střední části je zjištěný negativní strukturní vějíř, v pravé části obrázku jsou registrovány normální zlomy "en échelon".

Fig. 8. Seismic time profil along the line 1 with geological interpretation (Harding, 1973). Negative structural fan has been found in the central part, en échelon normal faults have been registered in the right-hand part of the picture.

Na profilu 1 (obr. 8) se transkurentní zlom podobá normálnímu zlomu (vnitřní blok je relativně posunut směrem dolů). Dále je patrná všeobecná absence doprovodných struktur naznačujících zkrácení. Též je charakteristické, že se okraje zlomu rozbíhají směrem nahoru a ohraničují relativně dolů pokleslou část příkopu. Sedimenty lemující tuto část se všeobecně ponořují směrem dovnitř (2,2—2,6" na referenčním bodu 3 až 4,3 na obr. 8), tvoří zlomovou synformu, paralelní se zónou transkurentního zlomu.

Antiklinální flexury, které jsou paralelní se zónou zlomu, jsou patrné na západním rozhraní zlomu na seizmickém profilu. Migrace seizmických dat zvýší a zploští čela větví těchto flexur, ale neodstraní opačný směr ponoření.

Jiný příklad transkurentního zlomu uvádějí Onfro a Glagola (in Bally, 1983) z oblasti jihovýchodní Asie. Zlom probíhá paralelně se svrchnokřídovým systémem ostrovní oblouk — příkop v místech starého zlomu. Podloží tvoří melanže (na obr. 9 pod R 5).

Transkurentní zlomy jsou charakterizovány i dalšími znaky, i když zjištění strukturních vějířů má pro jejich důkaz zásadní význam. Mezi významné příznaky je možno zařadit (Moody a Hill, 1956):

— posun říčních toků a pokryvných útvarů,
— orientaci vrás majících asymetrické tvary,
— přítomnost tektonických brekcií, mylonitů atp. podél zlomu,
— přítomnost hojných skluzových těles a jiných produktů gravitačního působení,
— odřezávání bloků na hlavní ploše zlomu, které přechází až do listrických systémů,
— orientaci puklin, které svírají s osou maximální komprese kosý úhel (cca 30°).

Tyto znaky se však objevují i u jiných typů zlomů. Proto je třeba analýzu provádět pečlivě a doložit ji podle více kritérií, nejlépe výsledky mikrostrukturní analýzy.

Možnosti identifikace transkurentních zlomů v Západních Karpatech

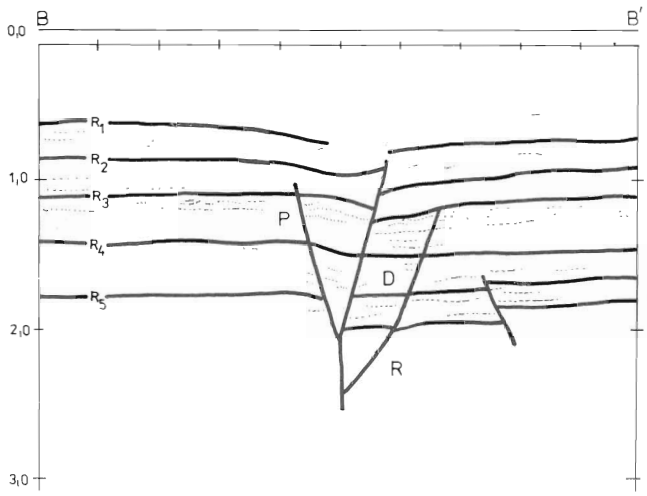
V současnosti se na území Západních Karpat na základě mikrotektonických a strukturních analýz získávají zcela nové údaje, které umožňují regionální zhodnocení nejvýznamnějších zlomových systémů (viz další práce tohoto čísla Mineralia slovaca).

Typ deformací, eventuálně i jejich vývoj v čase, lze určit kromě mikrostrukturních analýz i dalšími způsoby (Philip, 1987), jako jsou např.:

a) makrostrukturní analýzy, umožňující analyzovat recentní tektoniku a popsat různé typy současných deformací;

b) řešení ohniskových mechanismů zemětřesení, makroseizmické analýzy a měření recentních vertikálních a horizontálních pohybů zemské kůry, poskytující údaje o současné tektonické aktivitě a rozložení napětí v zemské kůře;

c) geofyzikální údaje (hlavně reflexní seizmické, tíhové a magnetometrické), které na základě časo-



Obr. 9. Seizmický časový řez negativním strukturním vějířem tvaru V. Zlomy P a D se generují ze strmého, špatně definovaného zlomového pásma pod úrovní R_5. Seizmické horizonty mění mocnost napříč hlavního zlomu (Onfro a Glagola, 1983).

Fig. 9. Seismic time profile through V-shaped negative structural fan. P and D faults respectively are generated from steep, difficult defined fault zone under the R_5 level. Seismic horizons change their thickness across the main fault (Onfro and Glagola, 1983).

vých a hloubkových řezů, distribuce hustotních magnetických, odporových aj. vlastností prostředí a ztráty jejich vzájemné korelace umožňují přímo i nepřímo vymezit významná rozhraní;

d) analýzy družicových a leteckých snímků, které umožňují nejen vymezit zlomová pásma, ale sledovat i regionální geomorfologické a tektonické vztahy. Navíc se nově zjištěná rozhraní mohou už v prvé fázi ověřovat pomocí geofyzikálních údajů (tíhových a magnetometrických), které jsou dnes k dispozici už z celého území Západních Karpat.

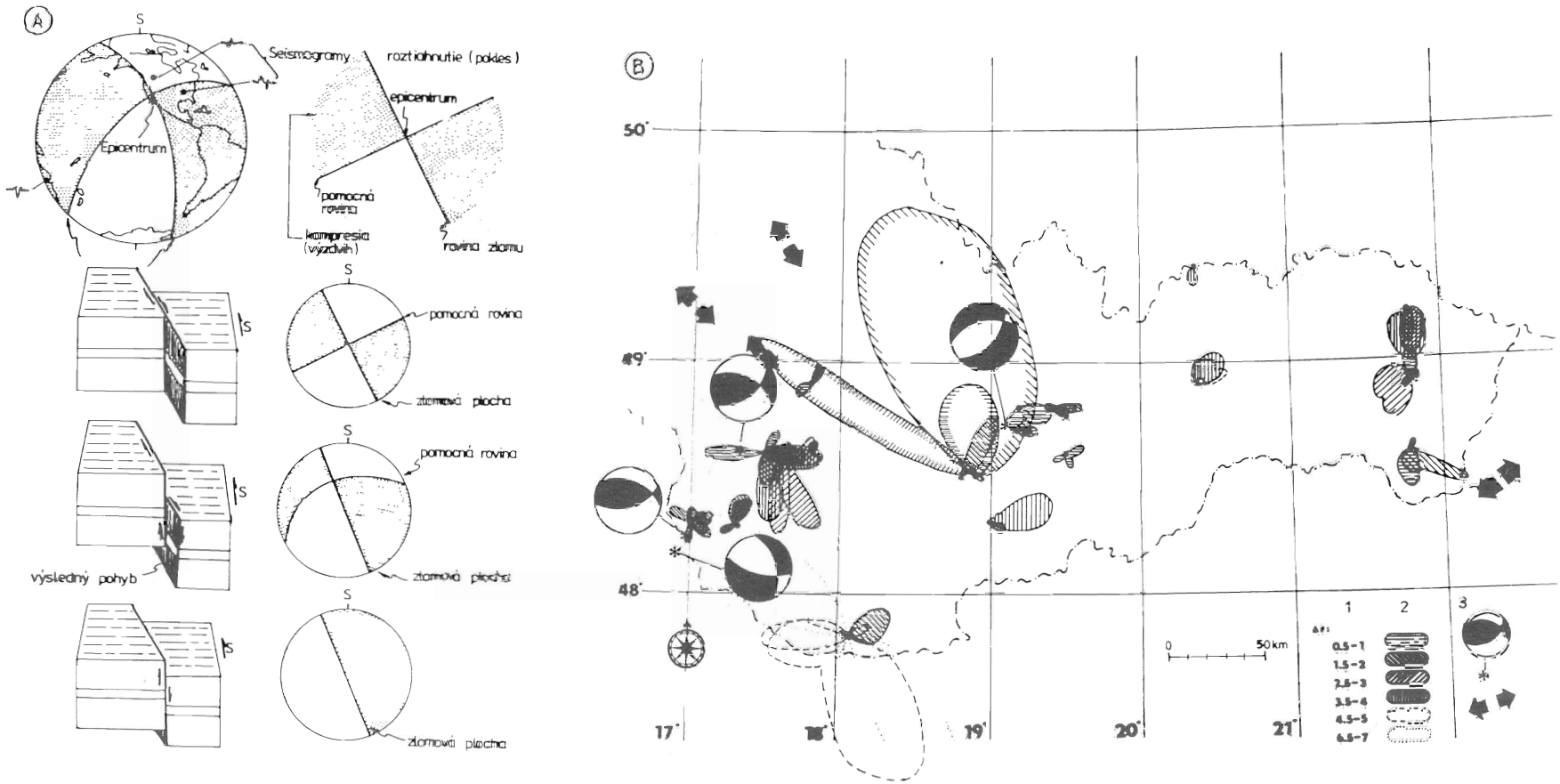
Základní strukturní prvky vznikající podél transkurentního zlomu zachycuje obr. 5. Při terénním mapování se však sleduje i stratigrafická proměnnost výplně, velikost posunu, směr a šířka puklin, zonálnost vulkanické výplně, žíly vyhojující zlom, ale též orientace a charakter zpeřených trhlin a zlomů (Utkin, 1980; Spencer, 1981). Důležitou informaci poskytují i změny horniny podílející se na vlastní výplni zlomového systému, jako jsou brekcie, tektonické hlíny, mylonity, prokřemenělé nebo mineralizované komplexy.

Někdy je možno usuzovat na přítomnost transkurentních zlomů i ze strukturního plánu území. Tektonické deprese (příkopy) nebo výzdvihy v koncových částech zlomu, přesuny a deference antiklinálních a synklinálních pásem či celých násunů jsou známy u většiny transkurentních zlomů (Moody a Hill, 1956; Wilcox et al., 1973). Řadu příkladů využívajících podpůrných údajů ze strukturní analýzy území Západních Karpat je možno nalézt v pracích: Plička (1967); Janků et al. (1984); Buday et al. (1986); Pospíšil et al. (1986) aj.

Řešení ohniskových mechanismů zemětřesení umožňuje přímo určit směr a charakter pohybu na zlomu (obr. 10) Výsledkem registrace charakteru polarity prvých nasazení podélných seizmických vln je diagram složený ze čtyř kvadrantů, představující oblasti komprese a extenze. Pro území Západních Karpat neexistuje dostatek vhodných porovnání, což způsobuje obtíže při řešení ohniskových mechanismů. Zatím byly sestaveny pouze 4 diagramy (Schenk et al., 1985) pro zemětřesení podél malokarpatsko-vážského systému zlomů (Buday et al., 1986) , resp. hronského rozhraní (Pospíšil et al., 1986; Schenk et al., 1985). Další možnost využití seizmologických údajů je zpracování makroseizmických pozorování formou konstrukce směrových diagramů (tzv. „motýlků" — Schenk et al., 1985), které charakterizují svým protáhlým tvarem zóny, ve kterých nastává menší útlum seizmických energií.

Současnou aktivitu zlomů dokládají i měření vertikálních a horizontálních pohybových tendencí. Rozsáhlý soubor dat z území Západních Karpat (Vanko a Kvítkovič, 1982; Vanko, 1981; Vyskočil a Zeman, 1979; Sobakar et al., 1975; Gofštejn, 1974) poskytuje přehled o nejvýznamnějších recentních aktivních zónách. Pokud jde o extenzní procesy, jsou zajímavé údaje z oblasti styku Českého masívu a Karpat, z karpatské předhlubně a z úseku bradlového pásma zakarpatské části transkurentské deprese. V obou případech jde o z.-v. směr roztažení.

Údaje o střižných zónách můžeme získat i z geofyzikálních údajů, a to buď údaje přímé, nebo nepřímé. Mezi přímé řadíme, jak už bylo výše uvedeno, seizmické reflexní profily, umožňující rozpoznat strukturní vějíř, násunové plochy, resp. reverzní a normální zlomy. Většina geofyzikálních metod poskytuje přesné údaje o průběhu zlomů, avšak není již možno jednoznačně rozlišit typ zlomu. Např. pomocí metod vertikálního elektrického sondování či odporového profilování (VES, KOP, SOP aj.), metod velmi dlouhých vln (VDV) či magnetoteluriky (MTS), mikrogravimetrie, magnetometrie i geochemických a atmochemických metod můžeme určit polohu zlomu, ale jen nepřímo, na základě změny hloubky nebo mocnosti vrstev v různém fyzikálním parametru (hustota, odpor, susceptibilita aj.) podél zlomu, resp. porušení lineárního průběhu, můžeme usuzovat na charakter a typ tektonického rozhraní. K tomu lze využít i příslušných geofyzikálních map, které poskytují i plošný obraz průběhu daného rozhraní. Jako nejnovější příklad je možno uvést výsledky měření MTS (Varga a Lada, 1986), která podél profilu 2 T projektovali Tomek a Korán (1985). Výsledky získané v prostoru veporika potvrzují interpretaci nejvýznamnějšího transkurentního zlomového systému v oblasti



Obr. 10. Príklady riešení ohniskových mechanizmů (A) a smerových diagramů (B) v oblasti Západních Karpat (Pospíšil et al., 1985; Schenk et al., 1985). 1 — ΔI intenzita zemětřese 2 — prostorový diagram prvých nasazení seizmických vln, 3 — zóny roztažení.

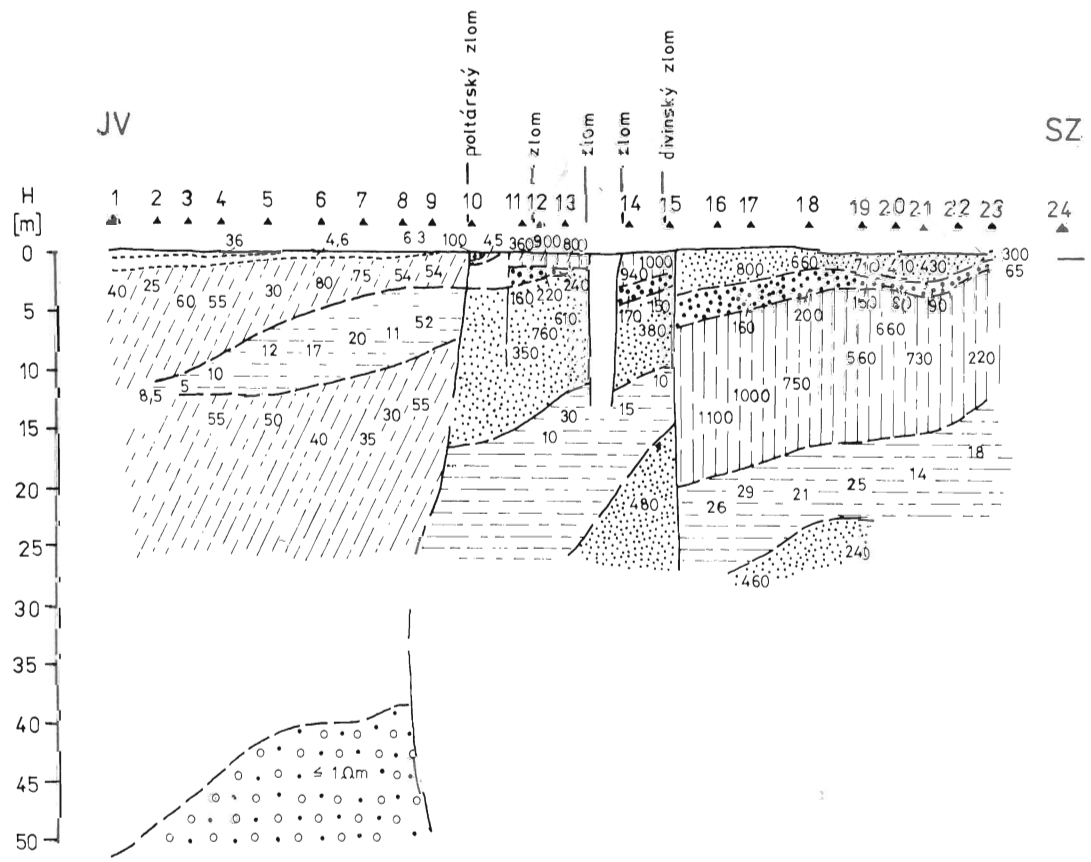
Fig. 10. Examples of solution of focus mechanisms and trend diagrams in the area of the West Carpathians (Pospíšil et al., 1985; Schenk et al., 1985). 1 — ΔI intensity of earthquake, 2 — spatial diagram of the first arrival of seismic waves, 3 — zones of dilatation.

Západních Karpat — muráňského tektonického systému (obr. 11, Pospíšil et al., v tisku). Problematické bude vysvětlit zcela odporově odlišný blok jižně od poltárského zlomu, zvláště zjištění vysoce vodivého prostředí v hloubkách okolo 45 km.

Progresívně zasáhly do výzkumu střižných zón družicové snímky. Především při analýze transkurentních systémů umožňují komplexně sledovat a hodnotit strukturní kritéria. Navíc pak rozsah plošného záběru umožňuje a pomáhá sledovat vzájemné vztahy např. kolmých systémů s různými směry pohybu (levostranným, pravostranným). Prvé interpretace tektonických rozhraní na základě družicových snímků se objevují koncem 70. let (Trunkó, 1977). Už v počátcích 80. let se však podařilo nalézt a předložit prvé modely transkurentních systémů (Janků et al., 1984; Doktór a Graniczny, 1982; Schenk et al., 1985, a další). Nadějným pro vysvětlení recentní tektonické sítě v oblasti Západních Karpat se jeví i využití teorie deformací vyvolaných průniky rigidních těles do rigidně plastického poloprostoru, doplněné studiem družicových snímků (Pospíšil, 1988; Pospíšil et al., v tisku). Zvláště nejnovější poznatky o vlivu miocenní tektoniky horizontálních posunů na uspořádání vnějšího flyšového pásma a bradlové zóny (Mastella, 1988; Birkenmajer, 1985; Pospíšil et al., v tisku) tyto předpoklady velmi posilují.

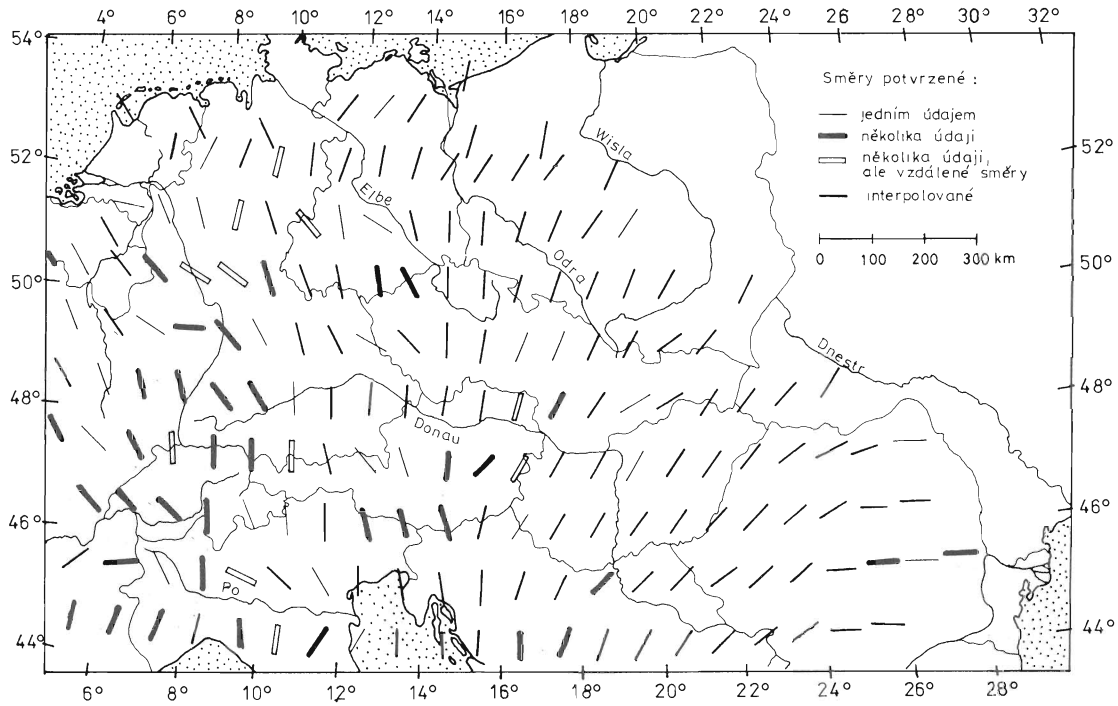
Diskuse

Pro poznání geodynamických procesů v zemské kůře, jejichž odraz pozorujeme na průběhu existující tektonické sítě, je nutno znát rozložení a orientaci horizontálního napětí nejen v minulosti, ale i v současnosti. Detailní studie orientace recentního tlaku existují zvláště pro území Alp, resp. západní a jižní části okolí Středozemního moře (Philip, 1986; Ahorner, 1978 aj.), méně už pro východní část střední Evropy (obr. 12; Grünthal a Stromeyer, 1986). Tyto údaje potvrzují skutečnost, že různé sektory eurasijsko-afrického kolizního systému se mohou odlišovat nejen na základě odlišných typů deformací, ale i na základě recentního a současného tlakového pole. Jeho vliv na kinematické charakteristiky jednotlivých transkurentních systémů může být různý a mělo by se k němu přihlédnout při

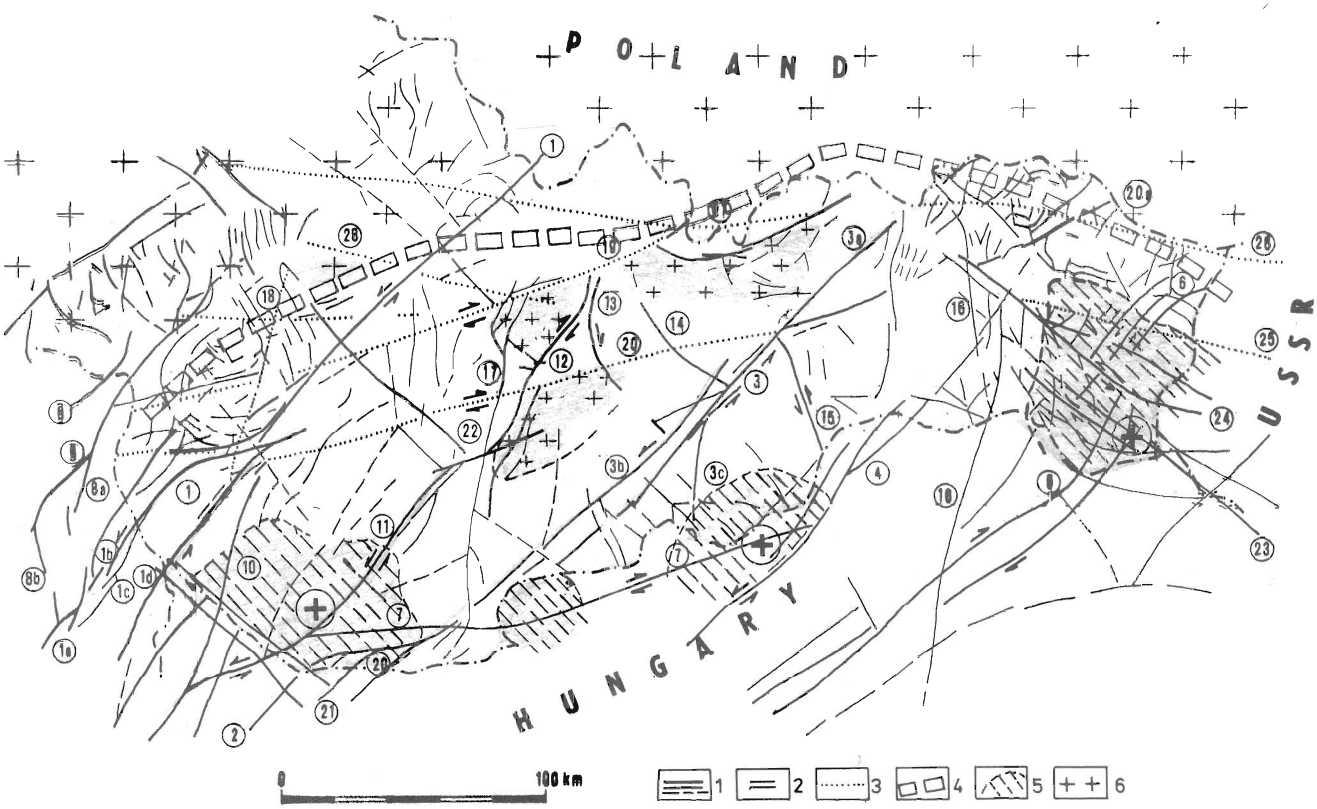


Obr. 11. Předběžné výsledky magnetotelurického sondování (MTS) na profilu 2T (Varga a Lada, 1986), doplněné a upravené autorem (hodnoty v Ω hm).

Fig. 11. Preliminary results of magnetotelluric sonding (MTS) on the 2T (Varga and Lada, 1986), completed and modified by the author (values in Ωhm).



Obr. 12. Rozložení a orientace horizontálního tlaku v oblasti střední Evropy (podle Grünthala a Stromeyera, 1986).
Fig. 12. Distribution and orientation of horizontal press in Middle Europe (according to Grünthal and Stromayer, 1986).

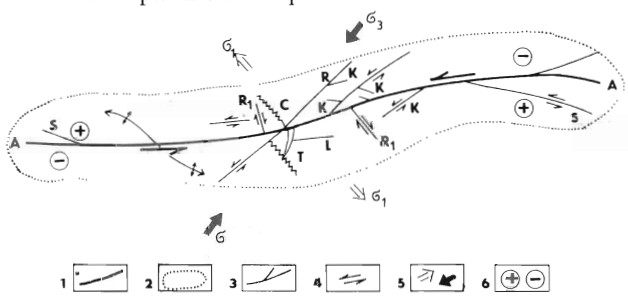


Obr 13. Hlavní korové anomality Západních Karpat a jejich vztah k současné tektonické síti (Pospíšil et al., v tisku). 1 — zlomy, 2 — zlomy se znaky horizontálních posunů, 3 — zlomy určené z údajů DPZ, 4 — rozhraní vysoké vodivosti (Pěčová et al., 1979), 5 — těžké hmoty ve spodní části kůry (plášťové diapiry?), 6 — lehké hmoty ve střední části kůry.

Fig. 13. Principal crustal anomalies of the West Carpathians and their relation to the present tectonic network (Pospíšil et al., in press). 1 — faults, 2 — faults with features of horizontal shift, 3 — faults defined using RSM, 4 — hihg conductivity boundaries (Pěčová et al., 1979), 5 — heavy materials in the lower part of the crust (mantle diapires?), 6 — light materials in the central part of the crust.

každé palinspastické rekonstrukci. Dále nelze opomenout významné korové a litosférické anomálie, které mohou lokálně i regionálně ovlivnit napěťové pole v dané oblasti. V oblasti Západních Karpat jsou to především anomálie spojené se stavbou panonské pánve a na styku s epivariskou platformou (obr. 13, Pospíšil a Vass, 1984; Blížkovský et al., 1987; Šefara et al., 1987), které mohou fungovat jako dílčí „motory" pro horizontální i gravitační pohyby rozsahem omezené.

Současný progresívní trend komplexního výzkumu tektonických deformací spojených s horizontálními pohyby na území Západních Karpat umožňuje zpřesnění prognózních a perspektivních území z hlediska výskytu nerostných surovin. Např. Šutora et al. (1988) uvádějí příklady vzniku možných strukturních pastí na transkurentních zlomech podunajské pánve. Jiný případ strukturních uspořádání se týká metalogenetické prospekce (obr. 14, Safonov a Parfenov, 1983). Jako patrně metalogeneticky významné se uvádějí pukliny, resp. zlomy K a R_1. Z tohoto hlediska bude zajímavé sledovat další příspěvky k objasnění podílu střižných zón, zvláště transkurentních zlomových systémů, na uspořádání a stavbě Západních Karpat.



Obr. 14. Uspořádání strukturních prvků podél levostranného transkurentního zlomu z pohledu metalogenetické prospekce (Safonov a Parfenov, 1983). 1 — hlavní zlom, 2 — zóna zvýšeného tangenciálního smykového napětí, 3 — zpřeřené zlomy: A, R, R_1, K, L, posuny: T, C, 4 — směr pohybu na zlomu, 5 — osy směru hlavního napětí (σ_1 a σ_3), 6 — zóny komprese a roztažení.

Fig. 14. Arrangement of structural elements along left-slip transcurrent fault from the point of view of metallogenic prospection (Safonov, Parfenov, 1983). 1 — main fault, 2 — zone of high tangential stress (shear stress), 3 — pinnate faults A, R, R_1, K, L, shifts: T, C, 4 — directions on a fault, 5 — axises of the direction of main stress (σ_1 and σ_3), 6 — zones of compression and dilatation.

Literatura

Ahorner, L. 1978: Horizontal compressive stress in Central Europe. *In: Clossh.: Reeder, D., Schmidt, K. (Ed.): Alps, Apennines, Hellenides. Stuttgart, 17—19.*

Bally, A. W. O. (Ed.) 1983: Seismic expression of structural Styles. *A picture and work atlas Volum 3, The American associat. of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, 74101, USA.*

Belousov, V. V. 1985: Osnovy strukturnoj geologii. *Moskva, Nedra, 258 s.*

Birkenmajer, K. 1985: Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary Rotation of the Carpathians. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., A—16 (175), 101—115.*

Buday, T., Pospíšil, L. a Šutora, A. 1986: Geologický význam některých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na západním Slovensku a vých. Moravě. *Mineralia slov., 18, 481—499.*

Doktór, S. a Graniczny, M. 1983: Fotogeologiczna analiza zdjec satelitarnych Karpat. *Kwart. Geol., 27, 3, 645—656.*

Doktór, S., Dornič, J., Graniczny, M. a Reichwalder, P. 1985: Structural elements of Western Carpathians and their Foredeep on the basis of satellite interpretation. *Kwart. Geol., 29, 1, 129—138.*

Gofštejn, I. D. 1975: Nekotoryje dannyje o dinamike zemnoj kory Ukrainskich Karpat. *In: Proceedings of Xth congress KBA — TECTONICS — Section III. Bratislava, GÚDŠ, 148—152.*

Grecula, P. a Varga, I. 1979: Main discontinuity belts on the Inner side of the Western Carpathians. *Mineralia slov., 11, 389—403.*

Grunthal, G. a Stromeyer, D. 1986: Stress Pattern in Central Europe and Adjacent Areas, *Gerlands. Beitr. Geophyzik (Leipzig), 95, 5, 443—456.*

Hafner, W. 1951: Stress ditributions and faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull., 62, 373—398.*

Harding, T. P., Vierbuchen, R. C. a Christie-Blick, N. 1985: Structural styles, plate-tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtentional wrench faults). *In: Biddle, K. T., Christie-Blick, N. (Eds.): Strike -slip deformation, basin formation and sedimentation. Tulsa, Oklahoma, The Society of Econ. Paleontol. and Mineralogists.*

Horváth, F. a Royden, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: A Review *Earth Evol. Sci., 3—4, 307—316.*

Janků, J., Pospíšil, L. a Vass, D. 1984: Príspevok DPZ k poznaniu stavby Západných Karpát (Západný úsek). *Mineralia slov., 16, 121—137.*

Kadlečík, J. et al. 1988: Reflexně-seismický průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatských jednotek. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno, 29a.*

Lowell, J. D. 1972: Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Bull. Geol. Soc. Amer., 83, 3 091—3 102.*

Mastella, L. 1988: Budowa , ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany zony Dolnej , Polskie Karpaty zewnetrzne. *Ann. Soc. Geol. Pol., 58, 53—173.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky, 1 Bratislava, Veda, 503 s.*

Moody, J. D. a Hill, M. J. 1956: Wrench fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 1 207—1 246.*

Nadai, A. Z. 1924: Plasticity. *Physic, 30, 106 s.*

Pěčová, J., Petr, V. a Praus, O. 1979: Internal electrical conductivity distribution on Czechoslovak territory. International geodynamics project final report of Czechoslovakia. *Bratislava, Veda, 119—127.*

Philip, M. 1987: Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophys., 5B, (3), 301—320.*

Plička, M. 1968: Joint zones in the flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech Massif. *Geol. Práce, Zpr., 44—45.*

Pospíšil, L. a Vass, D. 1984: Influence of the structure of the lithosphere on the formation and development of intramontane and back molase basins of the Carpathian Mts. *Geophys. Trans., 30, 355—371.*

Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny , M. a Doktór, S. 1985: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Z. Karpat. *Mineralia slov., 18, 385—402.*

Pospíšil, L. 1988: Možnosti interpretace transkurentních systémů

v Západ. Karpatech. *In: Hlubinná geologická stavba ČSSR. Smolenice, 2.—5. 5. 1988.*

Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. a Obernauer, D. 1989: Muránsky tektonický systém — významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 305—322.*

Reading, H. G. 1980: Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *In: Ballance, P. B., Reading H. G. (Eds.): Sedimentation in oblique-slip mobile zones. Intern. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 4, 7—26.*

Royden, L. M., Horváth , F. a Burchfiel, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian Region. *Geol. Soc. Amer. Bull., 93, 717—725.*

Roth, T. et al. 1962: Vysvětlivky ke geologické mapě ČSSR, 1 : 200 000, list Olomouc (M33).

Safonov, J. G. a Parfenov, V. D. 1983: Primenenie kosmičeskich snimkov v issledovanie struktur rudnych polej i mestoroždenij. *In: Pejve, A. V. (Ed.): Kosmičeskaja informacija v geologii. Moskva, Nauka, 533 s.*

Schenk, V., Pospíšil, L. a Schenková, Z. 1985: Remote Sensing data and Earthquake occurrences in the West Carpathians. *In: Procc. 3rd Symposium on Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Liblice, 17.—22. 6. 1985, ČSSR.*

Schenk, V., Schenková, Z., Pospíšil, L. a Zeman, A. 1985: Seismotektonický model svrchní části zemské kůry ČSSR. *In: Sb. referátů z celost. konference geofyziků České Budějovice, Sekce S1 — seismická, 60—69.*

Sobakar, G. T., Somov, V. I. a Kuznecova, V. G. 1975: Sovremennaja dynamika i struktura zemnoj kory Karpat i prilegajuščich territorij. *Kiev, Naukova dumka.*

Spencer, E. W. 1977: Introduction to the structure of the Earth. *New York, McGraw — Hill Book Company.*

Sylvester, A. G. a Smith, R. D. 1976: Tectonic transpression and bassement — controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California. *AAPBG, 60, 2 031—2 102.*

Šefara et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálne interpretácie. *Manuskript — archiv Geofond Bratislava, 267 s.*

Šutora, A., Pospíšil, L. a Obernauer, D. 1988: Je možné šuranský zlóm interpretovať ako strike-slip? *Mineralia slov., 20, 507—517.*

Tapponier, P. a Molnár, P. 1976: Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature, 264, 319—329.*

Tapponier, P. a Molnár, P. 1977: Active faulting and tectonics in China. *J. Geophys, Res., 85, 20, 2 905—2 930.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R. a Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt. Czechoslovak deep seismic reflaction profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. astron. Soc., 89, 383—388.*

Trunkó, L. 1977: Karpathenbecken und Plattentektonik. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., 153, 2, 218—252.*

Utkin, V. P. 1980: Sdvigovye dislokacii i metodika ich izučenija. *Moskva, Nauka, 143 s.*

Vanko, J. a Kvitkovič, J. 1982: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry. M = 1 : 1 000 000. Atlas SSR, Bratislava, Veda, s. 21, mapa č. 5.

Varga, I. 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov., 10, 395—441.*

Varga, G. a Láda, F. 1988: Magnetolelurická měření na profilu 2T. Elgi Budapest. Manuskript — archiv Geofyzika Brno, 239 s.

Vass, D. 1979: Genesis of Inner-Molasse Basins in West Carpathians in light of leading function of Mantle in Earth's Crust Development. Czechoslovak Geology and Global Tectonics. *In: Proceedings of the Conference, Smolenice, May 19—21, 1976. Bratislava, Veda, 183—197.*

Vyskočil, P. a Zeman, A. 1979: Recent Movements of the Earth's Crust in the Region of the Bohemian Massif and its South-East Border. *In: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, s. 139.*

Wein, G. 1978: A Kárpát-medence kialakulásának vázlata. *Általános Földtani Szemle, 11, 5—34.*

Wilcox, R. E., Harding, T. P. a Seely, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57, 1,*

The present possibilities of identification of shear zones in the area of the West Carpathians

Problem of the existence of transcurrent systems is one of important problems, which affect kinematics of the West Carpathians. No possibilities of the existence of transcurrent faults in the West Carpathians, which had to regulate or at least to participate in the whole process of folding, short-cutting and overthrusting of „Carpathian masses" were ascertained or analysed up to the 80th.

The fact that the West Carpathians are situated in the collision zone, which underwent a complicated development during Cenozoicum and Quaternary with intensive thrust faults, which disguised significant horizontal movements of blocks, participates in this situation in a great extent.

Only the 80th have brought the reversion in opinion on the existence of transcurrent systems in the West Carpathians. Not only satellite images (Janků et al., 1984; Pospíšil et al., 1986; Doktór and Graniczny, 1983 and others) but a new view on the development of Neogene basins in the area of the Pannonian Basin (Royden et al., 1981; Horváth and Royden, 1981; Vass, 1979 and others) have shown new, morphologically significant boundaries.

Generally it is possible to state that the theory of deformation is also a significant criterion (Nadai, 1924; Hafner, 1951; Fig. 1 to Fig. 4). So called "flower" structures (structural fans — Fig. 6 to Fig. 9), which were described for the first time from the area of the Andamany Sea (Harding et al., 1983), are one of the most significant features, which have proved the existence of transcurrent systems. We did not manage to find a large number of typical structural fans (see other works of this coppy) in the area of the West Carpathians. Some interpretations of structural fans, mainly in the East Slovakian part of the Transcarpathian depression are "set up" and diminished by drag folds.

The increase of data on microtectonic analyses in the area of the West Carpathians contributes significantly to the evidence of shear zones. However, it is possible to obtain suitable data using further classical methods (Philip, 1986):

— structural analyses, which enable to analyse Recent tectonics and describe different types of present deformations,

— solution of focus mechanism of earthquakes, macroseismical analyses and measurements of Recent vertical and horizontal movements of the earth's crust, which give data on the present tectonic activity of the area and on distribution of compressive stresses (Fig. 10, 12, 13),

— using analyse of satellite and aerial images, it is possible not only to define boundaries and fault zones

respectively, but to follow regional geomorphologic and tectonic relations as well, moreover, these boundaries can be verified, at the first stage, in the area of the West Carpathians, using geophysical data (those of gravimetric and magnetometric), which today cover the whole area of the West Carpathians (Šefara et al., 1987);

— geophysical data (mainly those of reflection seismic, gravimetric and magnetometric), which enable, on the basis of chronologic and depth profiles, distribution of density, magnetic, resistivity and other properties of environment and loss of their mutual correlation, to define, direct and indirect, significant boundaries. It is possible to present, as an example, results of measurements of magnetotelluric sounding (Varga and Lada, 1986), which were projected along the 2T profile by Tomek et al. (1985) — Fig. 11.

It is necessary to know, for the knowledge of geodynamic processes in the earth's crust, which reflection we observe in the course of existed tectonic network, the distribution and orientation of horizontal stresses not only in the past, but today, too. Detail studies of the orientation of the Recent compression exist mainly for the area of the Alps and for the western and southern parts of the Mediterranean (Philip, 1986; Ahorner, 1978 and others), in lesser extent for the eastern part of Middle Europe (Grünthall and Stromeyer, 1986 — Fig. 12/. These data confirm the fact that different sectors of the Eurasian-African collision system can differ not only on the basis of different types of deformation, but on the basis of the Recent and present compression field as well. Its influence on kinematic characteristics of individual transcurrent systems will be different and it should be considered at each palinspastic reconstruction. Moreover, we must not forget significant crustal and lithospheric anomalies, which can locally and regionally influence the stress field in the given area. There are mainly anomalies connected with the geological structure of the Pannonian Basin and anomalies on the boundary with epi-Variscan platform (Pospíšil and Vass, 1984; Blížkovský et al., 1987; Šefara et al., 1987 — Fig. 13/, which can act as partial "motors" of horizontal and gravity movements respectively.

The present progressive trend of complex investigation of tectonic deformations connected with horizontal movements in the area of the West Carpathians affords a possibility for making more accurate prognostic and prospective areas from the point of view of the occurence of raw materials. For example Šutora et. al., 1988 present examples of the origin of possible structural traps on transcurrent faults of the Podunajská panva Basin. Another case of structural arrangement is connected with metallogenic prospection (Salfonov and Parfenov, 1983 — Fig. 14). Joints and K and R faults respectively are presented as potentially interesting from the point of view of metallogeny. It will be interesting to follow further contributions, which will throw light upon the contribution of shear zones, mainly transcurrent fault systems, to the geological structure of the West Carpathians.

ZO ŽIVOTA SGS

L. Kaménický: **Prognózne typy zrudnenia vo vybraných typoch granitov tatrika** (Bratislava 5. 10. 1989)

Pri štúdiu genézy scheelitového zrudnenia v Nízkych Tatrách vyvstala pred pracovníkmi GÚDŠ a neskôr aj ďalších inštitúcií otázka genézy tohto zrudnenia. Klarkove obsahy W v granitoidoch i sedimentoch sú totiž blízke, a preto treba hľadať príčinu zvýšených koncentrácií. Samotný výskyt scheelitu v endo- a exokontakte nie je absolútnym dôkazom genetickej spätosti s magmou granitoidov. V tomto ohľade štúdium zrudnenia na kontakte leukogranitov s granitoidmi vo Veľkej Fatre umožňuje preukázať aj takúto genézu. Keďže dlhší čas nebolo možné na GÚ SAV separovať šlichové vzorky z tohto pohoria, autor sa venoval štúdiu starého súboru výbrusov (cca 1 500) z hornín kryštalinika Západných Karpát, ktorý mal k dispozícii. Z nich 2,5 % obsahovalo scheelity v zaujímavých obsahoch, v ďalších 4,5 % scheelit indikoval zrudnenie. V dvoch prípadoch sa takýto priaznivý výsledok potvrdil aj priamo v teréne plošným zrudnením. Jedna lokalita má zrudnený endo- a exokontakt leukogranitov, a tak isto okoložilné premenené horniny. Ďalšie pozitívne výbrusy sú z Malej a Veľkej Fatry, Nízkych Tatier, Braniska, z kraklovskej a kohútskej zóny i z veporika Čiernej hory a nakoniec aj z granitov i metamorfitov gemerika. Tým sa tiež len potvrdili staré poznatky Kantora, Hvoždaru, Slavkaya a ďalších, že scheelit je v kryštaliniku Západných Karpát extenzívne rozšírený. Zaujímavým prvkom je možnosť zrudnenia v okoložilných premenených horninách, najmä v karbonátoch.

Štúdium výbrusov doplnené pozorovaním hornín v UV svetle (napr. pod horským slnkom) a chemickými analýzami dáva konkrétnejšiu predstavu o type, intenzite a formách zrudnenia. Morfológia scheelitu je pestrá, lebo veľku ide o postupne regenerované koncentrácie. Okrem väčších alotriomorfných zŕn má výraznú tendenciu k idiomorfnému vývoju zŕn s rozmermi desatín až stotín mm. Agregáty zŕn bývajú uložené v súlade s textúrou metamorfitov, ale aj v priečnych trhlinkách s viac-menej pozorovateľnou individualizáciou zŕn a v povlakoch na foliačných plochách bez kryštálového vývoja.

Scheelit obsahuje obvykle Mo (žltá fluorescencia). Jeho farba sa mení od temer opakovej po čiru. Analytické stanovenie W a Mo vyžaduje primeranú prípravu vzorky, lebo scheelit ľahko prechádza do prachovej frakcie a sčasti uniká. Aj úprava takýchto rúd musí byť osobitá, s postupným obohacovaním, ako to mohol autor sledovať pri návšteve ložiska Bishop v Kalifornii. Je potrebné prispôsobiť sa možnosti, že často ekonomický výskyt môže dať produkciu len okolo 1 000 kg WO_3. V distrikte Bishop z 53 výskytov len 21 vyprodukovalo viac ako 1 000 kg WO_3.

ZO ŽIVOTA SGS

J. Spišiak, P. Pitoňák: **Metamorfóza nízkotatranského kryštalinika** (Bratislava 19. 10. 1989)

Nízkotatranské kryštalinikum je klasickou oblasťou vývoja kryštalinika v Západných Karpatoch, v ktorej narážame na mnohé z nevyriešených problémov západokarpatského kryštalinika. Prednáška bola zameraná na oblasť Jasenia-Kyslej, kde sa vďaka mimoriadnej preskúmanosti a rozvoju technických prác podarilo získať množstvo kvalitného, často raritného vzorkového materiálu. Z petrografického hľadiska možno v nízkotatranskom kryštaliniku vyčleniť viacero základných horninových typov:

A. Granitoidy: prašivský, ďumbiersky, králičský typ, typ Kotlísk, latiborský typ, dajky leukokratných granitoidov, tzv. amfibolické diority v granitoidoch.

B. Metamorfity: migmatity rôznych textúrnych typov, pararuly rôznych typov, amfibolické ruly, páskované amfibolické ruly, amfibolity, granatické granitoidy, tzv. enklávy v nebulitovej zóne, tzv. ortoruly Struhára, skarny, metaultramafity, slabo metamorfované sedimenty staršieho paleozoika (?) atď.

Z kvalitatívnej stránky možno teda toto kryštalinikum označiť ako petrograficky pestré, ale z kvantitatívnej stránky celkom prevládajú migmatity rôznych typov, pararuly a amfibolické horniny. Migmatity a pararuly svojím protolitom zodpovedajú drobám, resp. drobám nižšieho rádu. Amfibolické horniny zodpovedajú bázickým vulkanitom s väčšou či menšou prímesou terigénneho sedimentárneho materiálu. Predstaviteľmi protolitov s vyšším obsahom karbonatickej zložky sú Koutkove pyroxenické ruly, novozistené skarny zloženia granát (andradit), amfibol, kremeň, epidot, hedenbergit. Tzv. enklávy v nebulitovej zóne majú najvyšší obsah Al a chemicky zodpovedajú ílovitým bridliciam s pravdepodobne zvýšeným obsahom karbonatickej zložky. Problematika genézy granitoidov nízkotatranského plutónu i jeho tektonickej pozície je stále otvorená. Považujeme ho za anatektický plutón, ktorý hlavne v nebulitovej zóne, ale i napr. v oblasti Liptovskej Dúbravy silne interagoval s metamorfným plášťom. V metamorfitoch sa zistili nasledovné minerálne asociácie:

Bi + Musk + Plg + − Kfs + Q; Bi + Czoi + Musk + Plg + Q; Bi + Plg + Hbl + Cpx + Q; Bi + Gar + − Sill + Plg + Q; Bi + Plg + Gar + Q; Bi + Plg + Hbl + Q + − Kfs; Gar + Cpx + Ep + Krb + Hbl; Musk + Plg + Q + Sill + Kfs + − Bi + − Gar; Musk + Plg + Q + Kfs; Gar + Czoi + Bi + Plg + Q; Hbl + Plg + Q + − Czoi + − Gar + − Bi.

Je zrejmé, že vznikli v amfibolitovej fácii. V zmysle Korikovského zodpovedajú biotitovo-muskovitovo rulovej fácii s udávanými podmienkami vzniku 580—630 °C pri tlaku 0,35—0,55 GPa. V oblasti nebulitovej zóny prechádza táto fácia až do sillimanitovo-biotitovo-ortoklasovej fácie.

Z retrográdnych asociácií spomeňme aspoň 2: Ser + Krb + Czoi + Ab + Q; Ser + Chl + Czoi + Ab + Q.

Podobné výsledky sa získali zo štúdia zloženia jednotlivých horninotvorných minerálov, optického štúdia a pod. Najväčšie množstvo faktov sme získali z mikrosondového štúdia horninotvorných minerálov: živcov, granátov, biotitov a amfibolov. Teploty metamorfózy v pásme oftalmitov a stromatitov sa pohybovali okolo 600 °C, zatiaľ čo v granátovo-biotitových enklávach z nebulitovej zóny sa teploty zvyšovali do 700—750 °C. Získané tlaky sa pohybovali od 0,4 do 0,7 GPa.

Variscan shearing tectonics in the Bohemian Massif

PETR RAJLICH

Ústav geologie a geotechniky ČSAV, V Holešovičkách 41, 182 00 Praha 8

(Doručené 17. 4. 1989, revidovaná verzia doručená 1. 11. 1989)

Abstract

Between Bretonian and Asturian phases by Stille bracketed Variscan (Hercynian) shearing in the Bohemian Massif mossaic of terraines is considered as a result of the dextral lateral movement of the Fenosarmatia and Baltica with respect to Africa. The estimated throw for the Bohemian Masif is approximatelly 400 km and the compatibility of the movement for the whole massif was reached through two principal kinematic events: 1) Sinistral shear on NE-SW strike-slips (Bretonian phase) and 2) dextral shear on the NE-SW strike-slip (Asturian phase). The first event was accompanied by the mafic and ultramafic rock intrusions and leucogranulitic melt generation. The second event preceded and was accompanied by granite batholites intrusions. It is corelated with Culmian basin opening.

Introduction

Use of the stretching lineation and foliation plane attitudes together with their correlation with the geophysical and geological data in the Bohemian Massif (Svoboda et al., 1966) led to the delimitation of the principal shear zones as featured in Fig. 1. The Bohemian Massif is divided by them into a mossaic of blocks with different type of internal deformation corresponding to transpression and/or transtension. Following the fault displacement and the thickness of the shear zone the most important ductile strike-slips are: 1. Bavarian shear zone of the NW-SE direction (BSZ), 2. Elbe-Oder shear zone, NW—SE (ESZ), 3. Moravian shear zone, NNE—SSW (MSZ), 4. Erbendorf-Ohře (Eger) shear zone, ENE—WSW (EOSZ), 5. Central Bohemian shear zone, NE—SW (CBSZ).

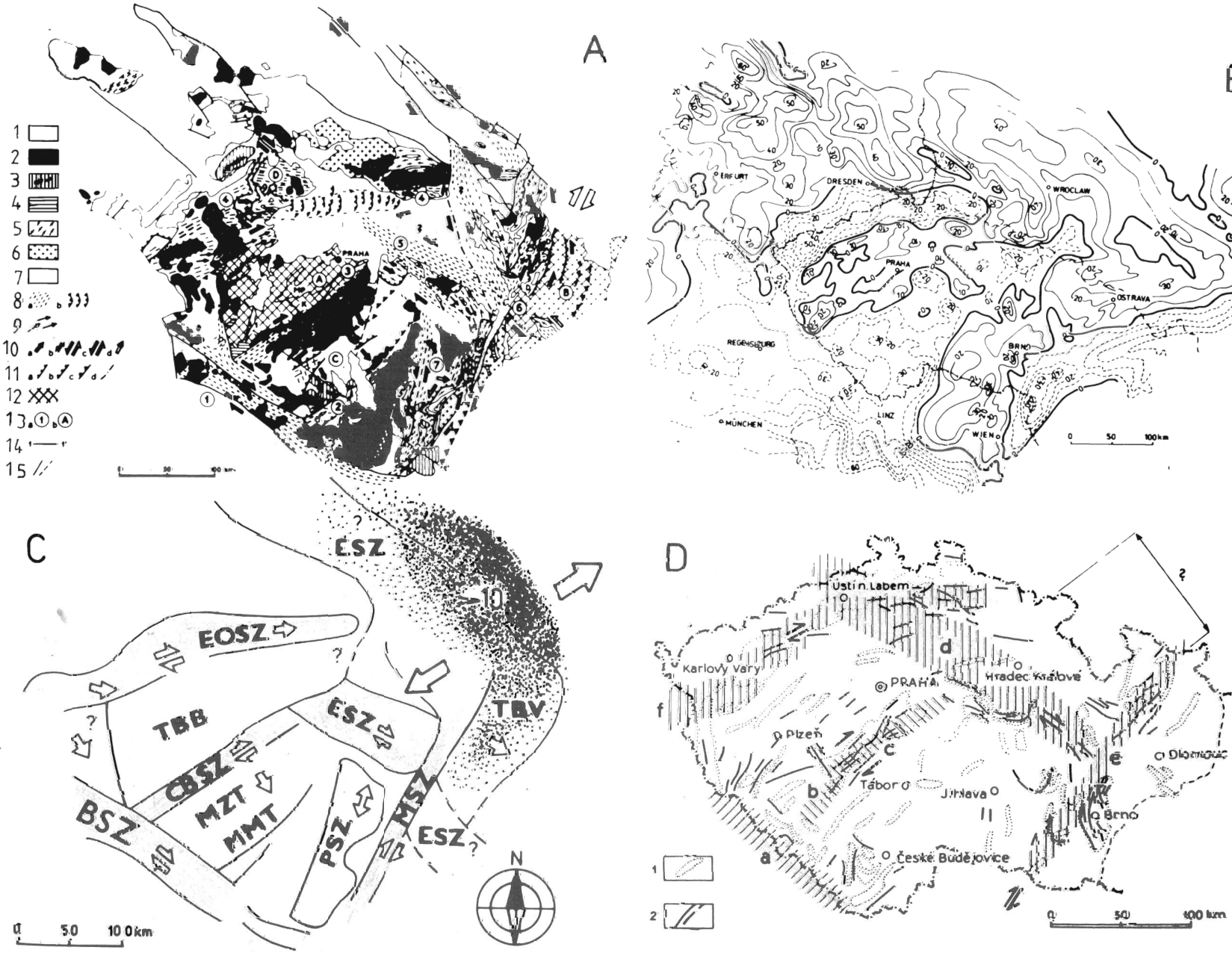
The Central Bohemian and the Erbendorf-Ohře shear zones limit from the SE and NW the transpressional block of Bohemicum. The Moravian shear zone (after the Morava river) delimitates from W the transpressional block with Panafrican basement called here as the Brunovistulian block after the Brunovistulicum by Dudek (1980). The Moldanubian block bounded from all sides by strike-slips is segmented by inner shear zones of strike-slip, thrust and/or normal fault geometries from which the Moldanubian Main thrust seems to be the most important (Rajlich et al., 1986).

Structures in the wrench zones

Beside the inner transpressional and/or transtensional deformation of the inner part of blocks and/or terrains (Matte, Rajlich, 1988), the structure of the ductile strike-slips and/or wrench zones has particular features such as the development of structural fans (positives or negatives) in the function when the inner deformation of the wrench zone was of the transpressional and/or transtensional character. Thrusts moving paralelly with the strike-slips along flat décollement planes are also common (Fig. 3) and are represented for instance by the Svratka dome thrusts. The thrusting could occur also perpendicularly to the strike-slip trend as it is exemplified by the Eastern border of the Culmian basin in the Moravian shear zone (Fig. 4). These structures were modelled by Emmons (1967) and bear the common name structural fans, flower or palm-tree structures (Ramsay and Huber , 1987). The strongest ductile deformation occur in the places where the level of the flat décollements planes which compensated the strike-slip fault movement on the surface occur (Woodcock, Fisher, 1986) and were exhumed in crustal boudinage-like formes, such as the Kutná Hora crystalline, with pencil gneisses. This development was schematically summarized in Fig. 3. The principal characteristics of the above mentionned shear zones are summarized in Table 1 and more detailed characteristics are published by Rajlich (1987 a, b, c).

Crustal extension

Crustal boudinage (Malavieille, 1987) is a particular feature of several areas and the crystalline cores such as the Desná and Keprník domes represent the best example (Becke, Schuster, 1887), where the Panafrican boudinaged crust is rised among the Devonian and Culmian strata. This occurred through the extensional — normal faulting tectonics on the


A
B
C
D
PRAHA
ERFURT
DRESDEN
WROCLAW
OSTRAVA
BRNO
REGENSBURG
LINZ
MÜNCHEN
WIEN
ESZ
EOSZ
TBB
TBV
CBSZ
MZT
MMT
BSZ
PSZ
MSZ
N
Ústí n. Labem
Karlovy Vary
Hradec Králové
Plzeň
Tábor
Jihlava
Brno
České Budějovice
0 50 100 km

TAB. 1
Characteristics of the principal shear zones of the Bohemian Massif

Name	Lenght (km)	Width (km)	Direction	Shear sense indicators	Estimated offset (method)	Metamorphic grade	Accompanying tectonic style
Bavarian shear zone	500	40	NW-SE	D-oblique folds, bent of Kaplice-Rožumberk Group	D 100 km (comparison with Elbe zone)	Amphibolite facies	Uniformly oriented foliations
Elbe-Oder shear zone	500	60	NW-SE	D-displacement of magnetic anomalies S-metamorphic pull--apart domes (Kutná Hora crystalline)	D 120 km — displacement of the NE-SW belt of magnetic anomalies	Upper amphibolite facies	Imbricate structures in flancs, metamorphic pull-apart domes
Moravian shear zone	350	20	NNE-SSW	D-transpression of the Culmian basin, asymmetric structures S-metamorphic pull--apart domes with ENE-WSW stretching lineation	D 100 km, strain analysis, reoriented folds	Amphibolite and granulite facies	Thrusts parallel and perpendicular to the shear zone trend, metamorphic pull-apart domes and sedimentary basins
Erbendorf-Ohře (Eger) shear zone	350	20—30	ENE--WSW	D-transpression of Bohemicum terrane,	D 90 km, offsetting of Elbe shear zone	Amphibolite facies	Imbricate structures in flancs
Central Bohemian shear zone	150	15—20	NE-SW	D-transpression of Bohemicum terrane, asymmetric structures, E-W minette dykes S — ENE-WSW obliques folds of Barrandian, N-S diabase dykes	D 100 km, strain data, mylonitization	Amphibolite facies	Tectonic fan, syntectonic granite intrusion

D — dextral shear sens, S — sinistral shear sens

flancs of domes (Rajlich et al., 1989), Fig. 5, which are formed of the upper-not uniformly stretched Proterozoic crust (1 400—590 m. y. U-Pb age of the Keprník orthogneiss, van Breemen et al., 1982).

The crustal extension is also a particular feature of the development of the Bohemian Massif in later Variscan stage. The important extension which amounts up to 130 % of the original width was found in the Moravian shear zone (Fig. 4) and up to 120% and more stretching can be supposed in the extended area of the Moldanubian and Central Bohemian plutons (Fig. 2). The granite intrusions are directly related to this phase as it can be deduced from the small scale tectonic structures related to migmatization (Rajlich et al., 1986) and/or deformation of the Low Paleozoic-Upper Proterozoic granites (Klečka et al., 1986). The model of Wickham and Oxburgh (1985) for the rift setting of the metamorphism can be evoked here and the granites were probably created through the fusion inside the principal — extensional décollement plane (Fig. 6).

Chronology of the principal Variscan kinematic events

Comparing shearing sense, geochronology of metamorphism (van Breemen et al., 1982; Maluski.

◀ Fig. 1. A — Principal shear zones of the Bohemian Massif (Rajlich, 1987 a, b). 1 — platform cover, 2 — Variscan granites, 3 — granulites with inclusions of ultramaphic rocks, 4 — larger bodies of maphic and ultramaphic rocks, 5 — orthogneisses, 6 — Cadomian granites, 7 — domains of the Variscan tectogenesis, 8a — stretching lineation attitude, 8b — thrusts hidden under platform cover, 9 — direction and sense of tectonic transport in imbricate zones, 10a — direction of tectonical transport in larger thrusted units, 10b — strike-slip sense in wrench shear zones — Westphalian stage, 10c — strike-slip sense in Givetian phase of shearing, 10d — thrust sense in the early Variscan (Givetian?) stage of shearing, 11a — thrusts, 11b — thrusts inferred from the geophysical study, 11c — early Variscan thrusts, 11d — limit between NW — SE and N-S stretching lineation attitude on the junction of Elbe and Moravian shear zones. B — Generalized gravity map of Central Europe (Imbrmajer, 1981). C — Areal delimitation of the principal shear zones and blocks (terraines) of the Bohemian Massif, dotted — area of intense Devonian and Culmian subsidence. D — Magnetic anomaly map (Šalanský, 1983) with shear sense on the most important shear zones, a — Bavarian shear zone, b, c — Central Bohemian shear zone, d — Elbe shear zone, e — Moravian shear zone, f — Erbendorf-Ohře (Eger) shear zone. The interrogation mark denotes the displacement of maphic rocks (magnetic anomalies, Bernard et al., 1983; Krs, 1988) in the Bohemian Massif.

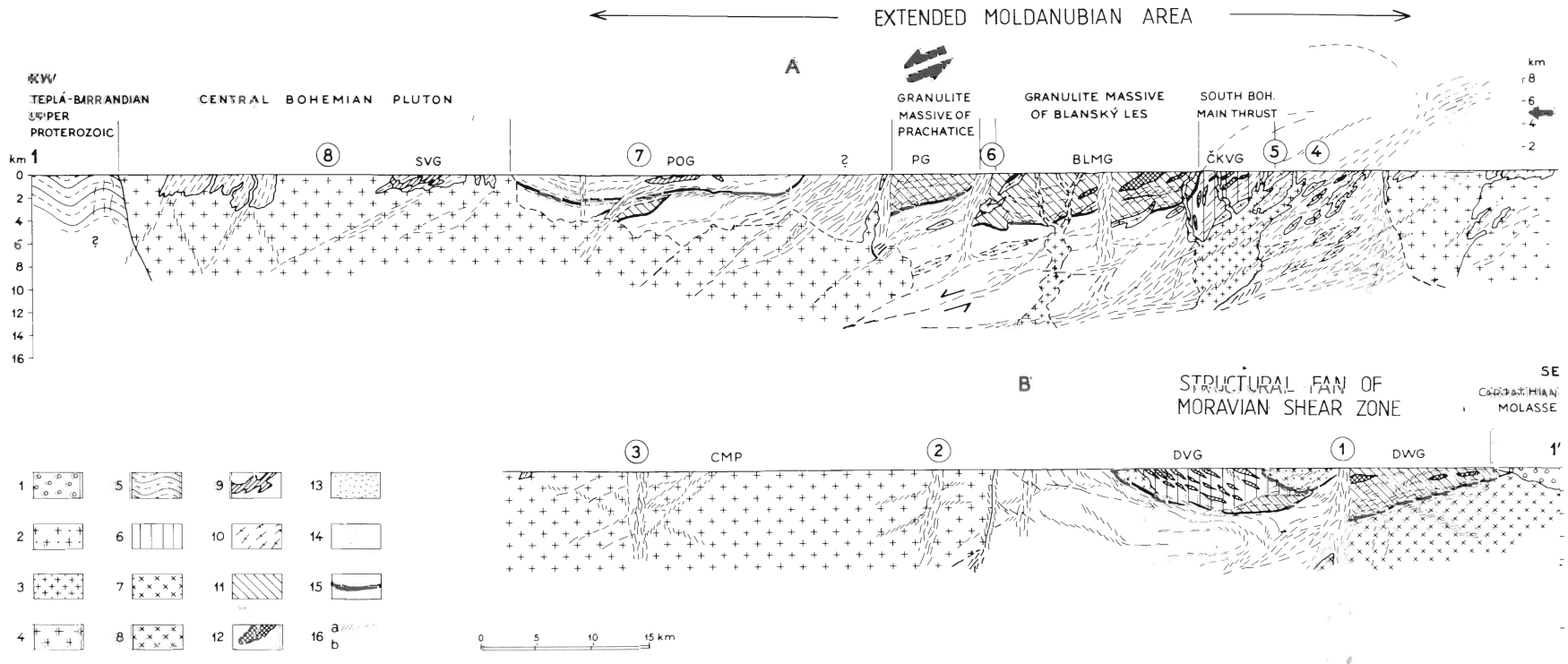


Fig. 2. Cross-section through the Moldanubian area: 1 — sediments of the Carpathian molasse, 2 — Mrákotín type (331 m. y. $^{39}Ar/^{40}Ar$, Maluski, unpublished data) granite of the Central Moldanubian pluton, 3 — Variscan granites and aplites, often sheared (304 m. y., U-Pb dating, Wendt et al., 1988), 4 — granites of the Main Variscan intrusive phase (330 m. y., van Breemen et al., 1982), 5 — folded Upper Proterozoic sediments, 6 — paragneisses with varied intercalations, 7 — Bíteš orthogneiss, 8 — Brno, Upper Cadomian granite massif, 9 — presumably Paleozoic limestones, 10 — orthogneisses, 11 — granulites (370—340 m. y., U-Pb see text), 12 — ultramaphic inclusions in the granulites, 13 — retrogressed rocks and muscovitization, 14 — pre Variscan metamorphites (1 800 m. y.?), 15 — assumed principal décollement plane of the early Variscan thrusts, 16 a, b — Variscan shear zones. Numbers in circles: 1 — Moravian shear zone, 2 — Přibyslav shear zone, 3 — inner shear zones of the Central Moldanubian pluton, 4 — Kaplice-Rožmberk unit of retrogressed rocks in the Main Moldanubian thrust, 5 — main thrust plane of Moldanubian thrust, 6 — Lhenice shear zone, 7 — Protivín shear zone, 8 — Central Bohemian shear belt, SVG — Sušice Varied Group, POG — Podolsko Varied Group, ČKVG — Český Krumlov Varied Group, CMP — Central Moldanubian pluton, DVG — Diendorfer Varied Group, DWG — Dunkelsteiner Wald granulite.

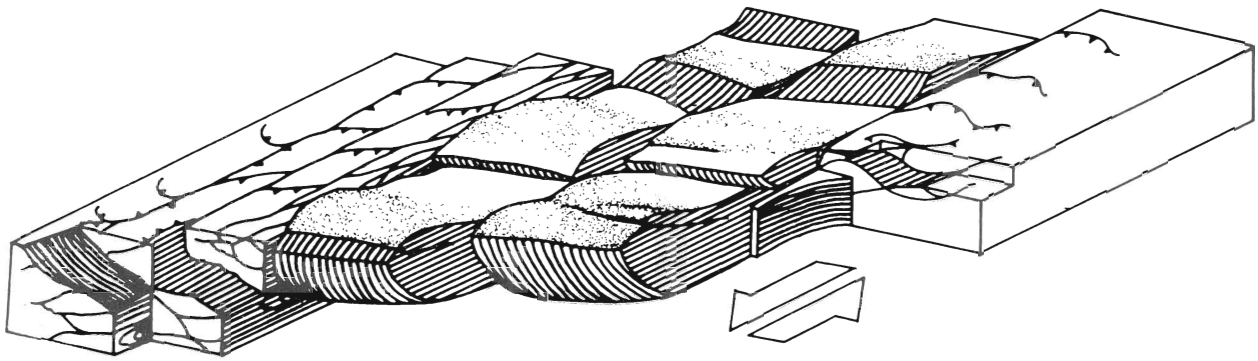


Fig. 3. Cartoon summarizing the tectonic style of strike-slip and/or wrench tectonic in the Bohemian Massif.

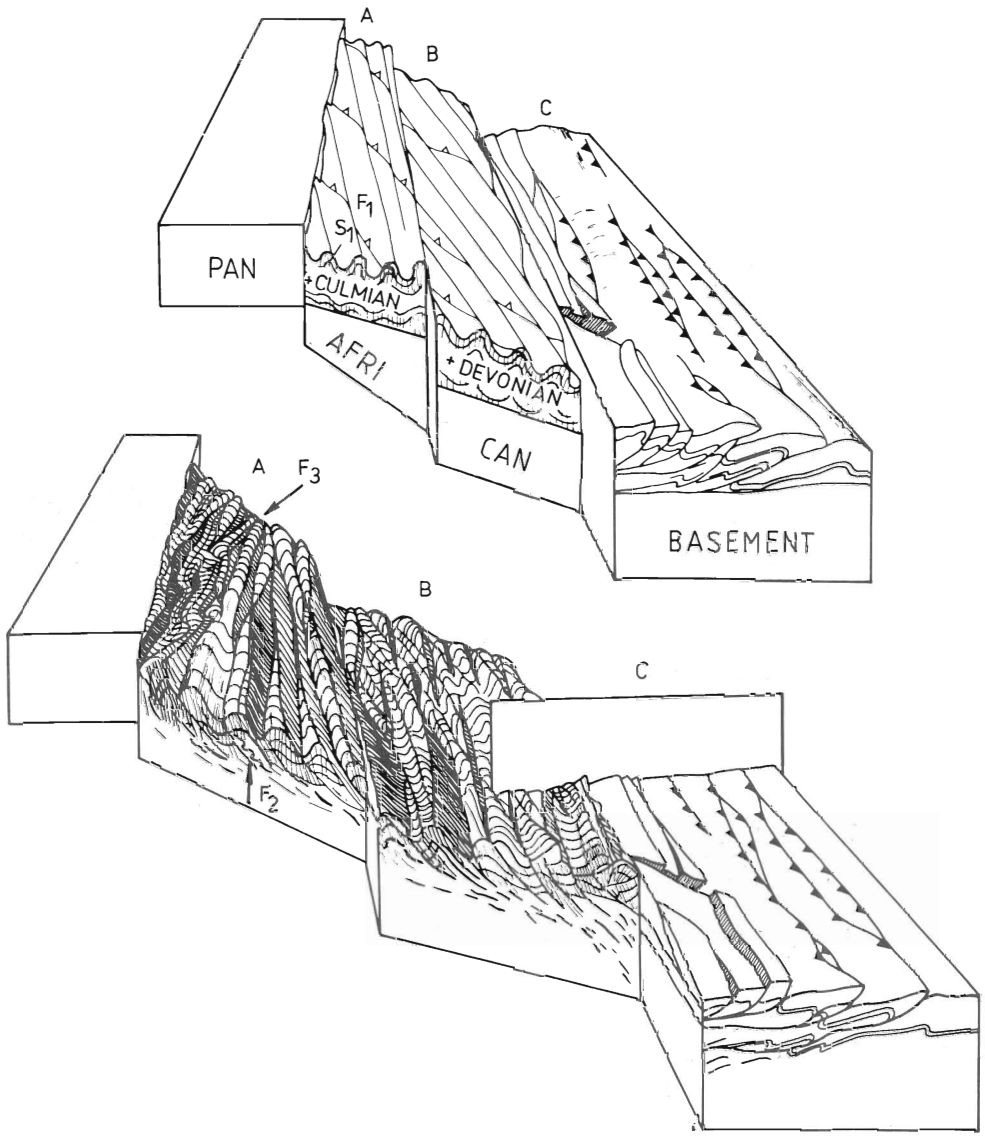


Fig. 4. Transpressional followed by transtensional tectonic development of the Moravian shear zone.

unpublished data; Wendt et al., 1988), granites and stratigraphical constraints, two bulk kinematical phases are discernible in the Bohemian Massif (Fig. 7). The first phase of the sinistral movement on the NE-SW faults began in the Low Givetian (360—370 m. y.) and was accompanied by the folding and regression in the Barrandian area (Srbsko strata) and by maphic and intermediary rocks intrusions.

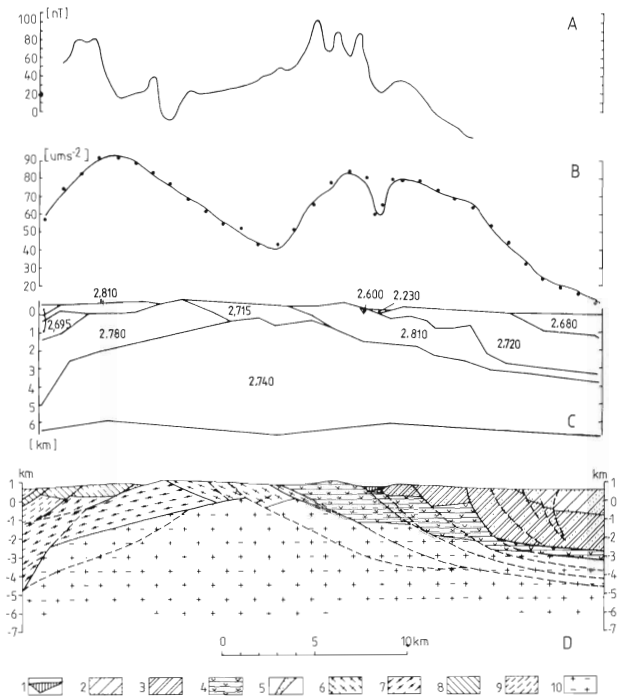


Fig. 5. Example of crustal boudinage in Moravian shear zone (NE-SW section through the Desná dome; Rajlich et al., 1989). A — magnetometry curve, B — gravity — observed curve and calculated gravity values (dotts) according to modelled densities and shape of bodies, C — density model, D — tectonic interpretation; 1 — Quaternary and Tertiary unconsolided sediments, 2 — graywackes and shales (Lower Viséan, Horní Benešov beds), 3 — slates and graywackes (Frasnian — Famenian, Andělská Hora beds), 4 — Quartzites and phyllites with inclusions of maphic volcanics (Siegenian-Gedinian), 5 — Lower Devonian quartzites, 6 — mylonitized granites and migmatites, 7 — paragneisses and maphic volcanics, 8 — Devonian amphibolites, 9 — orthogneisses and paragneisses, 10 — Panafrican crust.

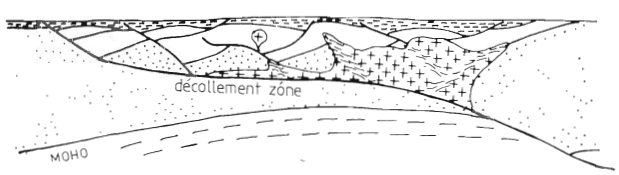


Fig. 6. Probable tectonic setting of Variscan granites in the Bohemian massif on the oblique décollement zone. Drawn with use of the model by Wernicke (1985).

Pull-apart basins were formed in the NNE-SSW striking Moravian zone and they have grown up to Tournaisian. The later right-hand movement on the NNE-SSW Moravian zone was concomitant with the crustal extension in the Moldanubian especially between the Central Bohemian and Moldanubian plutons. The Carboniferous flysh sediments were folded in the same time. The main phase of the extensional tectonics in Moldanubian preceded the 336 m. y. old intrusions of durbachites (melanocratic syenodiorites) and undeformed Variscan granites in this area. It continued to move up to Middle Westphalian as it can be deduced from the

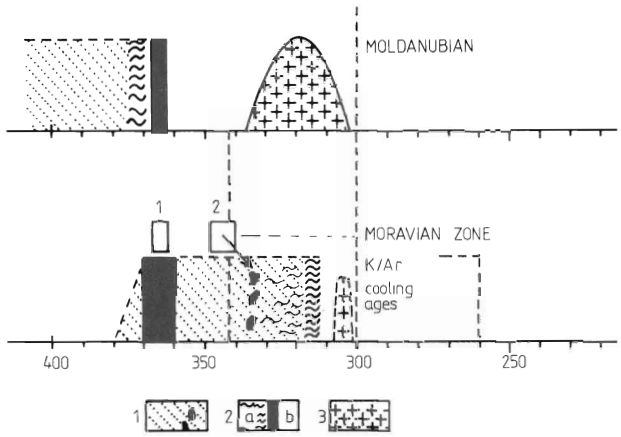


Fig. 7 Correlative diagram of tectonometamorphic and magmatic evolution in the Moldanubian block-terrane and Moravian shear zone. 1 — sedimentation, black spots occurrence of granulite pebbles, 2a — folding, b — mafic intrusions, 3 — granites. Numbers in picture: 1 — time of the leucogranulitic melt derivation, 2 — time of the granulitic mineral assemblage metamorphism.

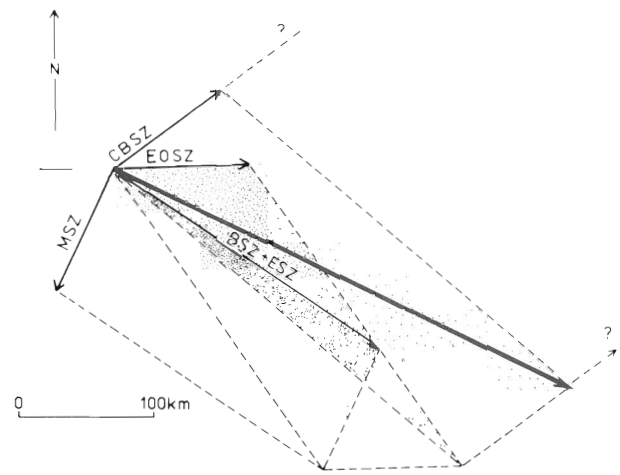


Fig. 8. Resulting vector product for the estimated displacement on the principal shear zones of the Bohemian Massif.

304 m. y. (U-Pb) old sheared granites (Wendt et al., 1988) in the normal faulting stage of the Main Moldanubian thrust. E-W minette dykes of the Central Bohemian pluton are direct evidence of the dextral shear sense in later stage of the granite emplacement (Rajlich, 1988 a, b, c).

The first stage of shearing led also to the fusion and leucogranulitic melt formation as it was found in the Southern Bohemian granulites (Wendt et al., 1988) and to the tectonic intermixing of ultramaphic rocks and Gföhl gneiss (Medaris, Mísař, unpublished data; Mísař, Urban, 1988). The onsetting of the granulite metamorphism or the closing stage of the granulite mineral assemblage growth was now dated

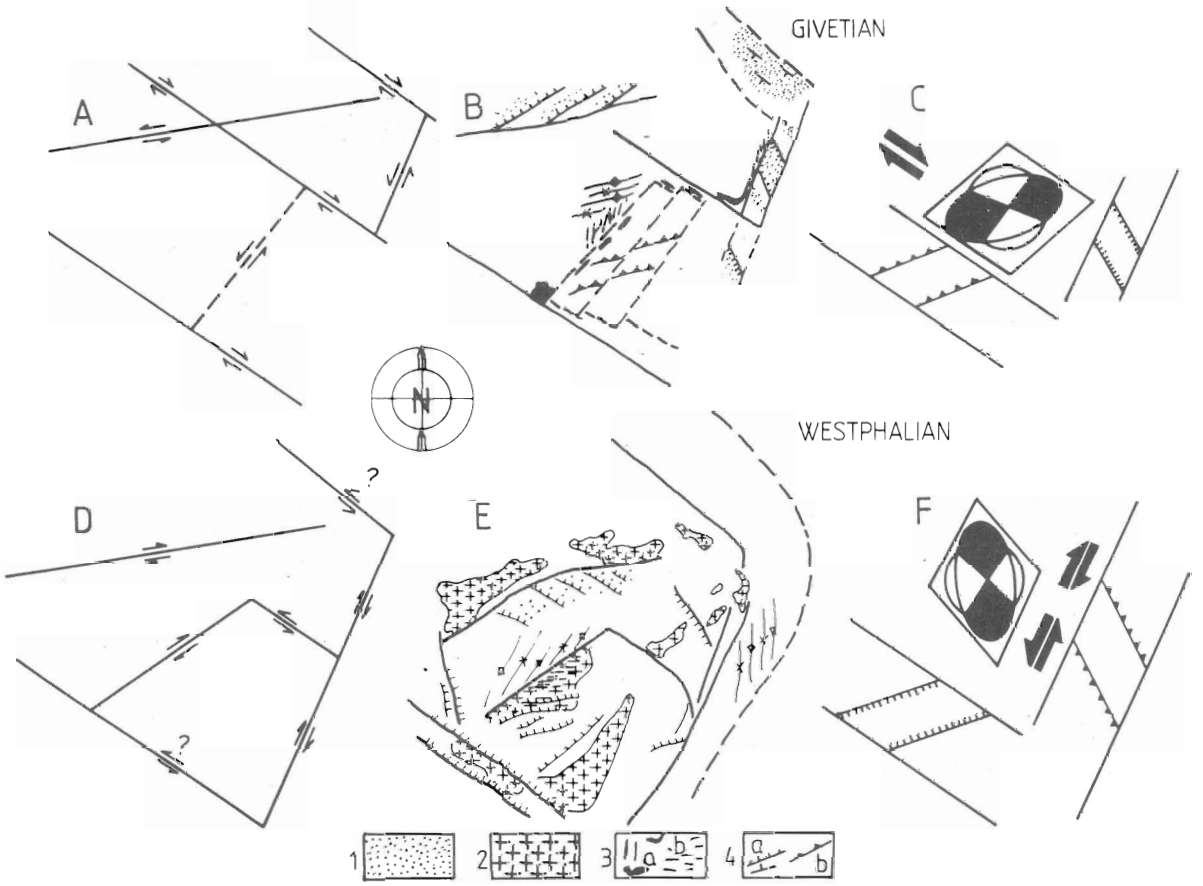


Fig. 9. Diagramatic representation of principal shearing kinematics in Bohemian Massif. 1 — sedimentary basins, 2 — granites, 3a — mafic rocks intrusions, 3b — minettes, 4a — normal faults, 4b — thrusts. A — shearing sense on the NW-SE and NE-SW shear zones during Acadian — first Variscan stage, B — folds, thrust and pull-apart basins attitude, C — transpression and transtension sectors attitude in the Acadian shearing stage, D — NE-SW shear zones dominated shearing sense in the Asturian stage, E — fold, normal faults and granite batholites attitude in the Asturian stage, F — transpression and transtension sectors attitude in the Asturian shearing stage.

unequivocally in the Bohemian Massif as a 338—348 m. y. old event (van Breemen et al., 1982; Wendt et al., 1988; Aftalion et al., 1988). Rapid uplift of granulites through the thrusting and/or extension in the Moravian zone is documented by the presence of their pebbles in the Lower Viséan conglomerates (Dvořák et al., 1985). The metamorphism lasted than up to Lower Permian following to the K/Ar cooling ages from muscovites and biotites from the Jeseníky area (Melková, unpublished data).

Relation of the Variscan shearing in Bohemian Massif to global tectonics

The outlined kinematics in the shear zones of the Bohemian Massif can be used for the testing of various aspects of the Variscan plate tectonics in Central Europe. Estimated movement on the shear zones and their attitude yield the vector product of the principal movement as featured in Fig. 8. According to this construction, the principal kinematical direction is 116°.

Estimated translation of the Northern area with respect to the Southern one between which the Bohemian Massif has moved is 378 km. No less important Late Variscan — Permian translation (Arthaud, Matte, 1977) is included. The 26° deviation of the resulting vector from the principal kinematic axe which is expected to be E-W for the European Variscides (ENE—WSW dextral shear of Moroccan High Atlas, Rajlich, 1985; Variscan Pyrenees, South Armorican shear zone, Jegouzo, 1979; Appalachians and European Variscides, Arthaud, Matte, 1977; Badham, 1982; Misař, Urban, 1988), can be explained by: 1. the presence of undetected NE-SW shears inside the Moldanubian and inside the Saxothuringian, 2. by passive rotation of the shear zone strikes during Variscan development and during Alpine orogeny. The bulk translation for the

E-W trend with undetected NE-SW strike-slip would amount to 600 km.

Conclusions

The kinematical analysis of the principal shear zones of the Bohemian Massif reveals the prominent role of the wrench tectonics in the Variscan orogeny. The compatibility of the deformation in the whole area was reached through the thrusting and transpression and/or transtension and extension within the wrench zones and/or within the block (terraines) separated by strike-slips. Two total kinematical phases of the Givetian and Westphalian age (Bretonian and Asturian phases of Stille) can be separated in the principal shear zones and they occurred in the progressive dextral translation of the Baltica and Fenosarmatia with respect to Africa.

References

Aftalion, M., Bowes, D. R. and Vrána, S. 1988: Early Carboniferous U-Pb zircon age for garnetiferous perpotassic granulites, Blanský Les Massif, Czechoslovakia. Abstracts. Conference on the Bohemian Massif, Prague 26. 9—1. 10. *Prague, Geological Survey of Czechoslovakia.*

Arthaud, F. and Matte, Ph. 1977: Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. Geol. Soc. Amer., 88, 1 305—1 320.*

Badham, J. P 1982: Strike-slip orogens — an explanation for the Hercynides. *J. Geol. Soc., 139, 495—506.*

Becke, F. and Schuster, M. 1887: Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge. *Verh. geol. Reichanst. (Wien), 109—119.*

Bernard, J. H., Krs, M., Morávek, P. and Polanský, J. 1983: Endogeneous mineralization in the Bohemian Massif: in relation to global tectonics concepts: confrontation of geophysics and metallogeny. *Sbor. Geol. Věd. 18. 11—51*

Dudek, A. 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia — Brunovistulicum. *Rozpr. Čs. Akad. věd. Ř. mat. přír. Věd, 90, 8. 1—85.*

Dvořák, J. 1985: Horizontal movements on deep faults in the Proterozoic basement of Moravia (Czechoslovakia). *Jb. Geol, Bundesanst., 127, 4, 551—556.*

Emmons, R. C. 1969: Strike-slip rupture patterns in sand models. *Tectonophysics, 7, 1, 71—87.*

Ibrmajer, J. 1981: Geological interpretation of gravity maps of Czechoslovakia. *In: Geophysical Syntheses in Czechoslovakia. A. Zátopek (Ed.). Bratislava, Czechoslovak Academy of Sciences, Veda, 135—148.*

Jegouzo, P. 1980: The South Armorican Shear Zone. *J Struct. Geol., 2, 1/2, 39—47.*

Klečka, M., Rajlich, P. and Melka, R. 1986: Ductile shear zones and origin of orthogneisses in the thrust sheet of Choustník. *Acta Montana (Praha), 72, 35–62.*

Krs, M. 1988: A contribution to the global-tectonics model of the Bohemian Massif. *In: Abstracts Conference on the Bohemian Massif, Prague 26. 9.—1. 10. Prague, Geological Survey of Czechoslovakia, 49.*

Malavieille, J. 1987: Les mécanismes d'amincissement d'une croûte epaissie: les „Metamorphic core complexes" du Basin and Range (USA). *Thesis Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.*

Matte, Ph. and Rajlich, P. 1988: Terranes boundaries in the Bohemian Massif: comparison with the French Massif Central. *In: Terranes in the Variscan belt of France and Western Europe, Abstracts, Montpellier 26—31 August.*

Mísař, Z. and Urban, M. 1988: The Bohemian Massif in the framework and structural history of the European Variscides (Hercynides). *In: Abstracts Conference on the Bohemian Massif, Prague 26. 9.—1. 10. 1988. Prague, Geological Survey of Czechoslovakia, 60.*

Rajlich, P. 1985: Tektonika V. Marockého Atlasu. [Kand. diz. práce.] *PřF UK.*

Rajlich, P., Synek, J., Šarbach, M. and Schulmann, K. 1986: Hercynian thrusting related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites (Southern Moldanubian, Bohemian Massif). *Geol. Rdsch., 75, 3, 665—683.*

Rajlich, P. 1987a: Tektonika duktilních domén Českého masívu. *Výzk. Práce Ústř. Úst. Geol., 35ú, 1—82.*

Rajlich, P. 1987b: Variszische duktile Tektonik im Böhmischen Massiv. *Geol. Rdsch., 76, 3, 755—786.*

Rajlich, P. 1987c: Variská tektonika Jeseníků. *Práce Odb. Přír. Věd Kraj. Vlast. Muzea v Olomouci, 36, 62—64.*

Rajlich, P. 1988a: Tectonics of the NW border of the Central Bohemian pluton. *Sbor. Geol. Věd, Geol., 43, 1—81.*

Rajlich, P. 1988b: Ductile faulting Tectonics of the Bohemian Massif, geophysical problematics. Research in the deep structure of the Czechoslovakia. *Geofyzika Brno, 191—201 (in Czech).*

Rajlich, P. 1988c: Kinematics of the ductile faults of the Bohemian Massif. *In: Interpretation of the Geophysical data. Geofyzika Brno, 136—143.*

Rajlich, P., Slobodník, M. and Novotný, A. 1989: Variscan crustal boudinage in the Bohemian Massif: gravimetry, magnetometry and structural data from the Desná dome. *Jb. Geol. A (Wien), 132/1, 241—264.*

Ramsay, J. G. and Huber, M. I. 1987: Techniques of modern structural geology, *Vol. II. Oxford, Pergamon Press.*

Svoboda, J. et al. 1966: The Bohemian Massif. Part I. The regional geology of Czechoslovakia. *Prague, Academia, 668 p.*

Šalanský, K. 1983: Regional magnetic structures in the Bohemian Massif. *Věst. Ústř. Úst. geol., 58, 5, 275—286.*

Breemen, O. van, Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mísař, Z., Povondra, P. and Vrána, S. 1982: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Trans. Edinburgh geol. Soc., 73, 89—108.*

Wendt, I., Kröner, A., Todt, W., Fiala, J., Rajlich, P., Liew, T. C. and Vaněk, J. 1988: U-Pb zircon ages and Nd whole-rock systematics for Moldanubian rocks of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. *In: Abstracts Conference on the Bohemian Massif, Prague 26. 9.—1. 10. Prague, Geological Survey of Czechoslovakia.*

Wernicke, B. 1985: Uniform sense normal simple shear of the continental litosphere. *Canad. J. Earth Sci., 22, 108—125.*

Wickham, S. M. and Oxburgh, E. R. 1985: Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature, 318 — 330.*

Woodcock, N. H. and Fisher, M. 1986: Strike-slip duplexes. *J. Struct, Geol., 8, 7, 725—735.*

Strižné zóny, ich prejavy (oblúky a niektoré priečne prelomy) v Západných Karpatoch

Michal Maheľ

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

(Doručené 5. 4. 1989)

Shear zones, their manifestations (arcs and some transverseal rifts) in the West Carpathians

Transpression character of the Klippen Belt, as the most significant texture of the Carpathian arc is manifested by coulisselike structure — the basis of klippen tectonic style. Arcs with manifestations of coulisse structure and with shear zones exist in the Inner Carpathians, however, they are mainly in the Central Carpathians. Paleogene and miocene basins are genetically connected with the inner arcs.

Viaceré osobitosti i anomálie v stavbe Západných Karpát sprevádzajú strihy regionálnejšieho rozsahu, a to spolu s fenoménmi, ktoré by mohli byť prejavmi súvisiacimi s významnejším horizontálnym posunom. Keďže nové smery v svetovej geológii upriamujú pozornosť na horizontálne posuny ako na významný geodynamický prejav pri formovaní stavby orogénnych systémov, prichodí nám hľadať vzťahy medzi strihmi a sprievodnými štruktúrnymi prejavmi.

Pri takýchto úvahách venujeme pozornosť bradlovému pásmu a tektonickému obmedzeniu niektorých kryštalických jadier, styku tatrika v Nízkych Tatrách s veporikom, ale i okrajom gemerika pozdĺž margecianskej línie a mlynského zlomového pásma.

Cieľom tohto príspevku je ukázať, aký význam by malo vyhľadávanie „spojovacích" článkov, takých potrebných na poznanie genetickej väzby význačných tektonických rozhraní s ďalšími štruktúrnymi fenoménmi. Zároveň chceme podnietiť autorov, aby prehodnotili význam viacerých geologických fenoménov. Výber týchto fenoménov nie je ani komplexný, ani náhodný, ale je zacielený aj na rozdiely štruktúrnych prejavov v odlišných geotektonických podmienkach.

1. Bradlové pásmo — úzka zóna pitoreskného morfoštruktúrneho charakteru typu stykovej zóny, rozhrania vonkajších flyšových Karpát a centrálnych Karpát, je známe svojím bradlovým tektonickým štýlom vysvetľovaným hlavne diapirickým vertikálnym pohybom pri enormnom stlačení (Andrusov, 1938, 1968; Birkenmajer, 1956). Dnes však vieme, že ani diapirizmus, ani kompresia neboli hlavnými činiteľmi tvorby bradlovo-šupinovito-kulisovitej stavby, typickej pre bradlové pásmo.

Tzv. materiálová tektonika s veľkými rozdielmi v plasticite hornín a s náhlymi zmenami litotypov vo vertikálnom i laterálnom smere výrazne ovplyvnila tektonickú pestrosť stavby a bradlový tektonický štýl (Maheľ, 1963), predovšetkým pri drobení. V bradlových jednotkách oravika či pienid s. s. však chýbajú telesá (sadrovcov, anhydritov, solí), ktoré by mohli spôsobovať diapirizmus. Pokiaľ sú známe (napr. z keuperu pri Trenčíne) viažu sa na centrálnokarpatské jednotky (Maheľ, 1978). V bradlovom pásme sú podradne zastúpené aj ležaté vrásy všetkých veľkostí, zväčša viazaných na jednotky centrálnokarpatského pôvodu (manínsky a drietomský príkrov). Jednotlivé litotypy bradlového pásma sa líšia od centrálnokarpatských i oveľa lepšou zachovanosťou makro- i mikrofauny, čo zrejme umožnila slabšia intenzita kompresie, a tým i rekryštalizácia hornín. Aj prevaha vrás typu buckle, ktoré vznikli kĺzným ohybom, a obmedzený rozsah prejavov plastického toku dokladajú osobitosť procesov vzniku stavebného štýlu. Nie diapirizmus ani enormné stlačenie, ale drobenie, segmentácia v malom je zrejme hlavným faktorom tvorby väčších i menších bradlových foriem, súčastí rozsiahlejších štruktúrnych elementov, šupín a kulís.

Bradlá typické pre predstrednokriedové členy a šupiny mladších, hlavne flyšových súvrství sú zoradené do kulís obmedzených tektonickými líniami hlavne prešmykového charakteru. Pritom štruktúrne prvky (osi vrás, priebeh šupín i samotných kulís) sa spravidla stýkajú pod ostrým uhlom v niektorých úsekoch s vnútorným, inde s vonkajším, ale v rade prípadov s obidvoma zlomami obmedzujúcimi okraje bradlového pásma. To všetko nás nevdojak núti uvažovať o viacetapovitom, navzájom previazanom procese tvorby štruktúrnych elementov, ich vnútornej stavby, ale i tektonického štýlu bradlového pásma. Ak bradlové pásmo považujeme za širokú hlbinnú zónu na rozhraní dvoch blokov, je logické vysvetľovať, že uvedený súbor štruktúrnych elementov vznikol transpresiou geneticky zviazanou s formovaním oblúku Západných

Karpát kombinovanou rotáciou blokov (Birkenmajer, 1988; Maheľ, 1988). Lenže aj pri súhre viacerých štruktúrnych fenoménov (typ a smer vrás, šupinovitá stavba kombinovaná s vykliňovaním, resp. s urezávaním šupín, zoradenie do kulís) nemožno jednoznačne tvrdiť, že bradlový štýl sa vytvoril len počas najmladšej fázy vrásnenia (Birkenmajer, 1988).

Na okrajoch bradlového pásma sa miestami vyskytujú šupiny tzv. prechodného, ale i „exotického" typu. Pri vonkajšom okraji bradlového pásma sú to hlavne šupiny paleogénu, ktoré vykazujú znaky niektorých bradlových litotypov, karbonátového flyšu, v Pieninách v jednotke Grajcarek i staršie členy, iné členy majú znaky typické pre vonkajšie jednotky, hlavne pre drobový flyš. I pri vnútornom okraji bradlového pásma sa v niektorých úsekoch (na Orave, vo východoslovenskom úseku) nájdu zvyšky „chýbajúcich" jednotiek. Zrejme ide o šupiny-relikty jednotiek, ktoré sú buď prekryté v hĺbke alebo odrezané a odsunuté.

Poznatky z bradlového pásma sa napriek osobitosti typu strižnej zóny môžu stať dôležitým východiskom k poznaniu ďalších starších strižných zón Západných Karpát zviazaných s formovaním karpatského oblúka.

2. Keďže *kryštalické jadrá* sú jedným zo špecifických morfoštruktúrnych znakov Západných Karpát, je nevyhnutné venovať im pozornosť pri riešení hlbinnej stavby i pri zostavovaní geodynamického modelu (Grecula a Roth, 1978) včítane genetických vzťahov k strižným zónam.

Zvlášť sa upriamime na dumbiersky masív, na ktorom sú najzjavnejšie nielen výraznejšie vertikálne zdvihy, ale i horizontálne posuny so sprevádzajúcimi strihmi (Maheľ, 1986; obr. 170).

Pri severnom okraji dumbierskeho masívu je nápadný „nenormálny" styk kryštalinika od západu na východ: s tatrickou jednotkou Červenej Magury, s krížňanským plytkovodnejším príkrovom (ilanovská sekvencia), so zliechovským typom krížňanského príkrovu, s chočským príkrovom bielovážskeho typu, s chočským príkrovom čiernovážskeho typu a s jednotkou Veľkého boku, ktorá je prikorenenou časťou krížňanského príkrovu (Maheľ, 1986; obr. 170). I pri južnom okraji granitoidného masívu pozdĺž zlomovej línie Šiffovej sú náznaky styku pod ostrým uhlom s viacerými kulisami metamorfitov a segmentov (?) mezozoika „synklinály" Trangesky; dôsledok uplatnenia horizontálnych posunov (?) (Kubíny, 1979).

Zaujímavé sú aj prejavy kulisovitého vyznievania šupín mezozoika v hronskom synklinóriu s lokálnymi prejavmi bradlového štýlu pozdĺž pohronského zlomu (Maheľ, 1964), ako aj východné ukončenie synklinória a divergencia štruktúr dvoch smerov (Z — V, SV — JZ) včítane bridličnatosti južnej časti kryštalinika dumbierskeho masívu (Siegl, 1976, 1978; Klinec, 1985; Siegl in Maheľ, 1986, obr. 67 a 171; Klinec in Maheľ, 1986, obr. 173; Maheľ, Klinec a Plašienka in Maheľ, 1986, obr. 181).

Rozloženie zlomov smeru SZ — JV, S — J, ale i SV — JZ (pozri mapu zlomov in Maheľ, 1986) v dumbierskom masíve dokladá oblúk.

Západný okraj dumbierskeho „paleooblúka" lemuje revúcky prelom s priečne orientovanými vrásovými štruktúrami smeru SSZ — JJV s východnou vergenciou vrás, názornými v titónskych vápencoch pri osade Hubová v Ružomberku (pozri obr. 36 in Maheľ et al., 1967), ktorým pripisujeme laramský vek. Také vrásy sú známe z viacerých miest v Nízkych Tatrách (pri Banskej Bystrici; v Hiadli).

Kombinácia priečneho revúckeho prelomu, sprevádzaného radom nielen zlomových, ale i priečne orientovaných vrásových štruktúr, a to i regionálnejšieho rozsahu (šošovská a lučanská antiklinála), s dumbierskym paleooblúkom umožňuje vysvetliť vznik ďalších štruktúrnych fenoménov, ktoré sa podieľajú na zložitej stavbe západného okraja Nízkych Tatier, napr. neobvykle hlbokého zaklesnutia členov chočského príkrovu, dokonca uprostred „obalového mezozoika", i viacerých kulís spodnotriasových kremencov uprostred kryštalinika a pod.

Pri úvahách o veku vzniku oblúka sa vynára úloha dumbierskeho prahu už v priebehu eocénu ako ostrova medzi zubereckým flyšovým a horehronským flyšoidným bazénom (Marschalko, 1968).

Povšimnutiahodné sú rozdiely v morfoštruktúrnom pláne tatrika medzi blokmi východne a západne od revúcko-zázrivskej prelomovej zóny (Maheľ et al., 1967), ale i v odlišnosti základných členov výplne centrálnokarpatských paleogénnych bazénov. V západnom bloku sú mocné flyšové komplexy zuberecких, ale i bielopotockých vrstiev zastúpené podradne, často chýbajú. Hlavnú úlohu nezohráva flyš s. s., ale ílovcový flyš blízky litotypu hutnianskych vrstiev. I to by mohlo hovoriť v prospech laramského, resp. pyrenejského veku vzniku revúckeho prelomu, ale i priečne orientovaných vrásových štruktúr a s nimi geneticky spätého paleooblúka.

Ďalší čiastkový oblúk založený i v predmezozoických komplexoch je volovský v generiku, poznamenaný rotáciou i posunom doprava. Jadrovú časť oblúka predstavujú staropaleozoické sekvencie generika — rakovecká a gelnická. Tie, rovnako ako staropaleozoické členy v dumbierskom masíve, vykazujú výrazný bridličnatý štýl (slate-belt; Grecula, 1974, 1983; Rozložník, 1980) so znakmi kulisovitej stavby na mlynskej zlomovej zóne, ktorá pod ostrým uhlom utína plochy S_2 (Snopko a Bajaník in Maheľ, 1986, obr. 36). Na margeciánskej línii sú ešte výraznejšie známa kulisovite rozložených šupín (Roz-

ložník a Slavkovský, 1979; Jacko, 1982; Maheľ, 1986, obr. 51; Jacko in Maheľ, 1986, obr. 73) zložených z elementov mladšieho paleozoika, inde v severnom gemeriku neznámych, analogických typu známemu zo západokarpatskej ostrohy: rimavské súvrstvie — hámorské súvrstvie, stredný karbón s kremencami (košicko-beliansky) blízky železníckemu, črmelské súvrstvie, „magnezitový karbón" (košický). Prudké stočenie pri hornádskom zlome naznačuje i neoalpínske pohyby.

I volovský paleooblúk sprevádza zo západnej strany priečne orientovaná (SSZ — JJV) nižnoslanská prelomová zóna, sprevádzaná štítnickým posunom (Maheľ, 1975). Priečne orientovaná kompresia (zhruba Z — V) sa prejavuje vo viacerých rudných rajónoch (Rozložník, 1980). Neskorolaramský až pyrenejský vek volovského oblúka naznačuje rozsiahla priehlbeň centrálnokarpatského flyšu s osovou časťou v levočskej oblasti (až 4 000—5 000 m mocné; Gross et al., 1967).

Medzi volovským a ďumbierskym paleooblúkom sa rozprestiera pásmo veporika s viacerými štruktúrnymi osobitosťami; tri štruktúrne fenomény nesú znaky strižnej zóny, a to (Maheľ, 1986):

— divergencia štruktúrnych smerov pozdĺž čertovickej línie sprevádzaná uťatím ľubietovskej šupiny i vonkajších šupín kraklovskej zóny; prejavy kulisovitej stavby (Klinec, Maheľ a Marko in Maheľ, 1986, obr. 185; Maheľ, 1986, obr. 58),

— pásma výraznejšej kliváže pri prešmykoch hlbšieho založenia (Maheľ, 1986, obr. 58; Siegl in Maheľ, 1986, obr. 59, 61, 67; Bezák in Maheľ, 1986, obr. 62, 63).

— zbiehanie sa štruktúrnych elementov do uzlov (vernárskeho) a zúženého hrdla (švermovského), a to i v podložnom kryštaliniku, výraznejšie v mezozoických štruktúrach synklinórií Muránskeho krasu a Slovenského raja (Maheľ, 1986, obr. 51 a 53).

— „kosé" ukončenie vnútorných šupín mezozoika synklinály Muránskej plošiny na muránskej línii (Klinec a Maheľ et al. in Maheľ, 1986, obr. 54) a vonkajších šupín synklinória Slovenského raja na jej severnej vetve (Maheľ, 1986, obr. 53, 54); v jednotke Kopanca s kulisovitou stavbou.

Najvnútornejší západokarpatský *oblúk Bukových hôr* je pravdepodobne najstarší oblúk geneticky spätý s vrchnokriedovým bazénom v jeho predpolí. Rozsiahle synklinórium Slovenského krasu, rozložené medzi ním a severnejším volovským oblúkom, sprevádzajú viaceré fenomény podobné vyššie uvedeným: vejár prešmykov, ich zbiehanie, kosé uťatie štruktúr, prejavy kulisovitej stavby pri severnom okraji na rožňavskej línii s nábehmi k bradlovému štýlu (Mello a Reichwalder, 1979), šupinovitá stavba v rudabanskom pohorí, celý rad štruktúrnych anomálií hlavne pozdĺž línie Darnó spájanej s ďalekosiahlym horizontálnym posunom zasahujúcim azda i zemplínske paleozoikum (Grecula a Együd, 1977). Povrchnokriedový vek synklinória naznačuje tektonické vklinenie kampánskych vápencov (Mello a Snopková, 1971).

Záver

Vznik oblúka Západných Karpát je viacetapovitý: laramský, resp. pyrenejský — mezoalpínsky a sávsko-staroštajerský — neoalpínsky.

Laramsko-pyrenejský členitý oblúk sa výraznejšie prejavuje v ďumbierskom masíve a v gemeriku (hlavne v jeho severnej časti). Vyvolal:

— roztiahnutie kôry v svojom predpolí, jej aktivizáciu s vytvorením členitej priehlbne vyplnenej centrálnokarpatským flyšom,

— vytvorenie strihových zón, ktoré sa prejavujú:

a) v kryštaliniku hlbokosiahajúcimi prešmykmi sprevádzanými širokými zónami S_2 plôch — štýlom slate-belt,

b) v mezozoických, prevažne príkrovových komplexoch vznikom pretiahnutých synklinórií s vejárovitým rozložením prešmykov, s prejavmi kulisovitej stavby so zbiehaním štruktúr do úzkych hrdiel až uzlov so zlomami posunového charakteru.

Paleoalpínsky oblúk člení priečne prelomy sprevádzané zlomami posunového charakteru: revúcky s revúcko-párnickým zlomovým pásmom posunového charakteru, nižnoslanský so štítnickým posunom. Vďaka ich hĺbkovému založeniu sa uplatnili v blokovej stavbe centrálnych Karpát a rovnako ako jastrabiansky a hornádsky zlom v období dezintegrácie kôry, hlavne od bádenu, i na formovaní panví a tektonomagnetických štruktúr.

Sávsko-staroštajerský oblúk, najvýraznejší v bradlovom pásme, vyznieva v založení ranomolasových pozdĺžnych bazénov a prejavuje sa vytvorením transpresnej zóny s bradlovo-šupinovito-kulisovitým štýlom označovaným ako zrelý bradlový štýl.

Literatúra

Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. III.: Tektonika. *Praha, Rozpr. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, 135 s.*

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV, 188 s.*

Birkenmajer, K. 1956: Diapiric tectonic in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Acad. Polon. Sci. Sér. Sci. chim. geol. et géogr., V, 7 (2), 123—126.*

Birkenmajer, K. 1985: A model of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Repts-Abstr., 13 Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Kraków, 1, 169—171.*

Birkenmajer, K. 1988: Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Stud. Geol. Polon., XCI, 7—38.*

Grecula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Sbor. geol. Věd, Geol., 26.*

Grecula, P. a Együd, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov., 9, 449—462.*

Grecula, P. a Roth, Z. 1978: Kinematický model Západných Karpát v souborném řezu. *Sbor. geol. Věd, Geol., 32, 49—73.*

Grecula, P. 1983: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov., — Monogr., Bratislava, Alfa, 263 s.*

Gross, P. a kol. 1967: Základné geologické mapovanie na liste Levoča (1 : 50 000). Manuskript — Geofond Bratislava.

Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: Geologické profily Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, sér. Konf. — Sem.—Symp., 185—192.*

Klinec, A. 1985: Geologická mapa Nízkych Tatier — kryštalinikum západnej časti — M =1 : 50 000. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overturns in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. Práce, Zpr., 28, 39—58.*

Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v centrálnych Karpatoch. *Čas. Mineral. Geol., 9/4, 393—401.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II — Západní Karpaty, 1. *Praha, ÚÚG, 495 s.*

Maheľ, M. 1978: Manín tectonic unit: relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 2, 197—213.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky 1. *Bratislava, Veda, 510 s.*

Maheľ, M. 1988: Členenie kôry a geodynamický model Západných Karpát. In: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa. *Sborník referátů ze semináře konaného ve dnech 2. 5. 1988. Brno, Geofyzika, 9—19.*

Maheľ, M. 1989: Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu. *Mineralia slov., 21, 99—108.*

Marschalko, R. 1968: Facies distributions, Paleoccurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West Carpathians. *Geol. Zbor Geol. carpath., 19, 1, 70—94.*

Mello, J. a Snopková, P. 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. *Geol. Práce, Spr., 72, 61—76.*

Mello, J. a Reichwalder, P. 1979: Geologické profily jv. časťou Spišsko-gemerského rudohoria a priľahlou časťou Slovenského krasu. *In: Geologické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, sér Konf. — Sem. — Symp.*

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

Rozložník, L. 1963: The relation between faults and foliation in the "shear zone" of the Dobšina vicinity. *Geol. Práce, Zpr., 28, 103—112.*

Rozložník, L. a Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásmom Čiernej hory. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ,* sér. Konf. — Sem. — Symp., 193—198.

Rozložník, L. 1980: Classification of the Mineralized Structures in the Spišsko-gemerské rudohorie Mountains. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 421—440.*

Siegl, K. 1976: Vrásové deformácie ďumbierskeho kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 28, 115—125.*

Siegl, K. 1978: Faults in the Contact area of the Ďumbier and Kraklova crystalline complexes (West Carpathians). *Geol. Zbor Geol. carpath., 29, 1, 147—160.*

Snopko, L. 1971: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Spr., 57, 207—214.*

Shear zones, their manifestations (arcs and some transversal rifts) in the West Carpathians

The objective of the contribution is to set the need of collection of "connecting" links very necessary for knowledge of genetic linking of significant tectonic boundaries with further structural phenomena but also to stimulate new views of the importance of several geological phenomena as arcs and strike-slip faults, transversal fault gaps, transversal fold structures , synclinores, tectonic knots and gorges. The choice is neither complex, nor fortuitous, but also focused on differences of structural manifestations under different geotectonic conditions.

1. The Klippen Belt — a narrow zone of picturesque morphostructural character of seam zone type, of the boundary of the Outer Flysh Carpathians? and Central Carpathians is known by its tectonic style — klippen style — mainly explained by diapir free movement with enormous compression (Andrusov, 1938, 1968; Birkenmajer, 1956). Nowadays we, however, know that neither diapirism, nor compression were the main factors of formation of the klippen-imbricate-coulisse structure.

The so called material tectonics with great differences in plasticity of rocks with sudden changes of lithotypes in vertical and lateral direction played a significant role in tectonic variety of the structure and in formation of the klippen tectonic style (Maheľ, 1963), mainly in crumbling. In klippen units of the Oravicum or Pienids s.s., however, bodies (of gypsum, anhydrites , salt) are missing which could be actor of diapirism. So far as they are known, e.g. from the Keuper near Trenčín, they are bound to Central Carpathian units (Maheľ, 1978). In the Klippen Belt also recumbent folds of all scales are represented subordinately, mostly bound to units of Central Carpathian origin (Manín and Drietoma nappes). The individual lithotypes of the Klippen Belt differ from the Central Carpathian ones in much better preservation of macro-and microfauna, obviously as a consequence of weaker intensity of compression and so also of recrystallization of rocks. The prevalence of buckle type folds formed by slip bend and the restricted extent of plastic flow manifestations also prove the particularity of processes of building style formation. Neither diapirism, nor enormous compression, but crumbling, segmentation in small scale, is obviously the main factor of formation of larger and smaller klippen forms; slices and coulisses (Maheľ, 1989).

The klippen typical of pre-Middle Cretaceous and slices of younger , mainly flysh formations, are arranged into coulisses bordered by tectonic lines mainly of upthrust character. The structural elements (fold axes, course of slices and coulisses themselves) are usually bordering at sharp angle in some sections with inner, in other places with outer, but in a series of cases with both margins of the Klippen Belt bordered by faults. That all, however, forces us to consider a process of formation of structural elements in several stages, mutually linked, their inner structure, but also of the tectonic style of the Klippen Belt.

Explanation of the mentioned set of structural phenomena by transpression linked genetically with formation of the arc of the West Carpathians combined with rotation of blocks at the view of the Klippen Belt as a seam deep zone at the boundary of two blocks does not lack logic (Birken-

majer, 1988; Maheľ, 1988). It is, however, necessary to add that also in combination of several structural phenomena (type and direction of folds, imbricate structure combined with wedging out or truncation of slices, arrangement into coulisses) we have to be careful in explanation of formation of the klippen style with one youngest phase of folding only (Birkenmajer, 1988).

The knowledge from the Klippen Belt, in spite of the particularity of the type of shear zone, may become an important starting-point to knowledge of other older shear zones of the West Carpathians, linked with formation of the Carpathian arc.

2. The crystalline cores, already in being one of the specific morphostructural marks of the West Carpathians, force attention in solving of deep structure and compiling of the geodynamic model (Grecula and Roth, 1978) including genetic relations to shear zones.

We shall pay particular attention to the Ďumbier massif, because suspicion of not only more distinct vertical uplifts, but also of strike-slip faults with accomanying shears is perhaps most apparent here (Maheľ, 1986, Fig. 170).

At the northern margin of the Ďumbier massif there is a conspicuous "abnormal" contact of crystalline rocks from west to east: with the Tatric unit of Červená Magura — with the shallower-water Krížna nappe (Ilanovo sequence) — with the Zliechov type of the Krížna nappe — with the Choč nappe of Biely Vás type — with the Choč nappe of Čierny Váh type—with the Veľký bok unit, the near-root part of Krížna nappe (Maheľ, 1986; Fig. 179).

At the southern margin of the granitoid massif, along the Šifrová fault line, are indications of a contact at sharp angle with several coulisses of metamorphites and segments (?) of the Mesozoic of the Trangoška syncline; a consequence of manifestation of horizontal strike-slip movements (Kubíny, 1989)?

The manifestations of coulisse-like fading out of Mesozoic slices in the Hron synclinore with local manifestations of the klippenstyle along the Hron fault (Maheľ, 1964), also the eastern termination of the synclinore and divergence of structures of two directions (W—E, NE—SW), including schistosity of the southern part of crystalline rocks of the Ďumbier massif, are not uninteresting (Siegl, 1976, 1978; Klinec, 1985; Siegl in Maheľ, 1986, Figs. 67 and 171; Klinec in Maheľ, 1986, Fig. 173; Maheľ, Klinec and Plašienka in Maheľ, 1986, Fig. 181).

Distribution of structural elements including faults (of NW—SE, N—S, but also NE—SW directions; see the map of faults by Klinec, Maheľ and Marko in Maheľ, 1986) in the Ďumbier massif proves the arc.

The western margin of the Ďumbier "paleoarc" is bordered by the most distinct transversal Revúca fault gap with parallely oriented fold structures of NNW—SSE direction with eastern vergency of folds so clear in Tithonian limestones near the village Hubová in the area of Ružomberok (see Fig. 36 in Maheľ et al., 1967); we ascribe to them a Laramide age. Such folds are known from several places in the Nízke Tatry Mts. (near Banská Bystrica; Hiadeľ).

The combination of the transversal Revúca fault gap accompanied by a series not only of fault structures, but also of transversally oriented fold structures, also of more regional extent (Šôšov and Lúčky anticlines/with the Ďumbier paleoarc provides possibilities of explanation of the complicated structure of the western Nízke Tatry Mts. margin (the uncommonly deep sinking of the Choč nappe members even amidst the "envelope Mesozoic", also of several coulisses of Lower Triassic quartzides amidst crystalline rocks etc.).

The age of farmation of the paleo-arc initates the Ďumbier ridge (Marschalko, 1968) already throughout the Eocene as an island between the Zuberec flysch basin and Upper Hron flyschoid basin emerges.

The differences not only in the morphostructural plan of the Tatricum, between blocks east and west of the Revúca—Zázrivá fault gap zone (Maheľ et al., 1967), but also in the fundamental members of filling of the Central Carpathian Paleogene basins are not uninteresting. In the western block thick flysch complexes of the Zuberec, but also Biely Potok beds are subordinately represented, often missing. Not the flysch s.s. or sandy flysch, but the claystone flysch, subflysch close to the lithotype of the Huty beds plays the main rôle. This also could testify in favour of the Laramide or Pyreneic age of formation of the Revúca fault gap, but also of transversely oriented fold structures and of the paleoarc linked with them genetically.

Another partial arc also founded in the pre-Mesozoic complexes is the Volovec arc in the Gemericum, marked by rotation , also strike-slip faults. The core part of the arc is represented by Early Paleozoic sequences of the Gemericum, the Rakovec and Gelnica sequences. These equally as the Early Paleozoic members in the Ďumbier massif, display a distinct schistose style (slate-belt; Grecula, 1974, 1983; Rozložník, 1980) with features of coulisse structure at the Mlynky fault zone, with interesting S_2 surfaces at sharp angle (Snopko and Bajaník in Maheľ, 1986, Fig. 36). At the Margecany line are still more distinct truncations of slices arranged in coulisse shape (Rozložník and Slavkovský, 1979; Jacko, 1982; Maheľ, 1986, Fig. 51; Jacko in Maheľ, 1986, Fig. 73), composed of Late Paleozoic elements, unknown elsewhere in the Northern Gemericum, of type analogous as known from the West Gemeric spur: the Rimava formation—Hámor formation, Middle Carboniferous with quartzites (Košice—Belá type), close to the Železník formation, Črmeľ formation, "Magnesite Carboniferous" (Košice type). The sudden turn at the Hornád fault also indicates Neoalpine movements.

The Volovec paleoarc is also accompanied from the western side by the Nižná Slaná fault gap zone of transversal (NNW—SSE) orientation, connected with the Štítnik strike-slip fault (Maheľ, 1975). The manifestations of compression of transversal orientation (roughly W—E) are known from several ore districts (Rozložník, 1980). The Late Laramide to Pyreneic age of the Volovec arc is indicated by the extensive depression of the Central Carpathian flysch with the axial part in the area of Levoča (up to 4000—5000 m thick; Gross et al., 1967).

Between two partial paleoarcs, the Volovec and Ďumbier ones, the Veporicum zone with several structural particularities extends, three structural phenomena have markes of shear zone, as follows (Maheľ, 1986):

— divergence of structural directions along the Čertovica line, accompanied by truncation of the Ľubietová slice and outer slices of the Kraklova zone; manifestations of coulisse structure (Klinec, Maheľ and Marko in Maheľ, 1986, Fig. 185; Maheľ, 1986, Fig. 58),

— zones of more distinct cleavage with upthrusts of deeper foundation (Maheľ, 1986, Fig. 58; Siegl in Maheľ, 1986, Figs. 59, 61, 67; Bezák in Maheľ, 1986, Figs. 62, 63),

— convergence of structural elements into knots (Vernár knot) and narrowed george (of Švermovo), also in the underlying crystalline rocks, more distinct in Mesozoic structures of synclinores of the Muráň Karst and Slovak Paradise with fan-like structure,

— "oblique" termination of inner Mesozoic slices of the Muráň plateau syncline at the Muráň line (Klinec, Maheľ et al. in Maheľ, 1986, Fig. 54) and outer slices of the Slovak Paradise synclinore, at its northern branch (Maheľ, 1986, Figs. 53, 54); in the Kopanec unit with coulisse structure.

The innermost West Carpathian arc of the Bükk Mts. also cannot be omitted. It is probably the oldest, genetically linked with the Upper Cretaceous basin in its fore-land. The synclinore of the Slovak Karst is accompanied by several phenomena similar to the above mentioned ones, such as: the fan of upthrusts, their convergence, oblique truncation of structures , manifestations of coulisse structure at the northern margin at the Rožňava line also with trends to a klippen style (Mello and Reichwalder, 1979), imbricate structure in the Rudabánya Mountains, a whole series of structural anomalies mainly along the Darnó line, put into connection with a far-reaching horizontal strike-slip fault perhaps also reaching the Zemplín Paleozoic (Grecula and Együd, 1977). The post-Upper Cretaceous age of synclinore is indicated by tectonic wedging in of Campanian limestones (Mello and Snopková, 1971).

Conclusion

Formation of the West Carpathian arc proceeded in several stages — Laramide or Pyreneic — Mesoalpine and Savian — Early Styrian—Neoalpine.

The Laramide-Pyreneic dissected arc is manifested more distinctly in the Ďumbier massif and Gemericum (mainly in its northern part). It induced:

— stretching of crust in its fore-land, its activation with formation of a dissected depression filled up with the Central Carpathian flysch,

— formation of shear zones, which are manifested by: a) in the crystalline rocks by deep-reaching upthrusts accompanied by wide zones of S_2 surfaces — slate-belt style; b) in Mesozoic, prevailingly nappe complexes by formation of stretched synclinores with fan-like distribution of upthrusts, with manifestations of coulisse structure with convergence of structures into narrow klippes to knots with faults of strike-slip character.

The Paleoalpine arc is dissected by transversal fault gaps accompanied by faults of strike-slip character: the Revúca fault gap with the Revúca -Párnica fault zone of strike-slip character, the Nižná Slaná fault gap with the Štítnik strike-slip fault. Owing to their deep foundation they were manifested in the block structure of the Central Carpathians and equally as the Jastrabie and Hornád fault gaps in the period of crust disintegration, mainly from the Badenian also in formation of basins of tectonomagmatic structures.

The Savian-Styrian arc, most distinct in the Klippen Belt, was fading out in foundation of early molasse and is manifested in formation of a transpression zone with klippen-imbricate-coulisse style designated as mature klippen style.

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 Gemericum — bearer of siderite formation

The article characterizes the shear zone of Gemericum 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 occurence 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 Gemeric 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. vrstvová 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 symetrologická 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.

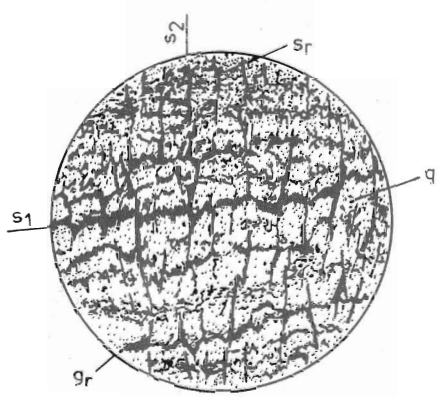
V hercýnskej etape, v bretónskej či sudetskej fáze, sa tvorila vrstvová bridličnatosť gelnickej a rakoveckej skupiny (S_1) s ojedinelou klivážou osovej roviny (S'_1). Plochy S_1 sa stali nositeľmi novovzniknutých, prednostne orientovaných minerálov, najmä sericitu, chloritu, kremeňa a ďalších. V ojedinelých 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 zlepence dobšinskej skupiny odrážajú petrografický charakter podložia (amfibolity, ruly a i.) a zároveň presvedčivo demonštrujú, že predvestfálske elementy prešli vrásovou metamorfózou vo fácii zelených bridlíc, výnimočne až v amfibolitovej fácii. Kým bazálne zlepence sú odrazom charakteru podložia, vyššie členy (sľudnaté pieskovce, bridlice a zlepence) poukazujú na blízkosť kryštalického 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. Sedimenty vrchného karbónu a permu prešli len deformáciami zodpovedajúcimi germanotypnej tektonike (Rozložník, 1963).

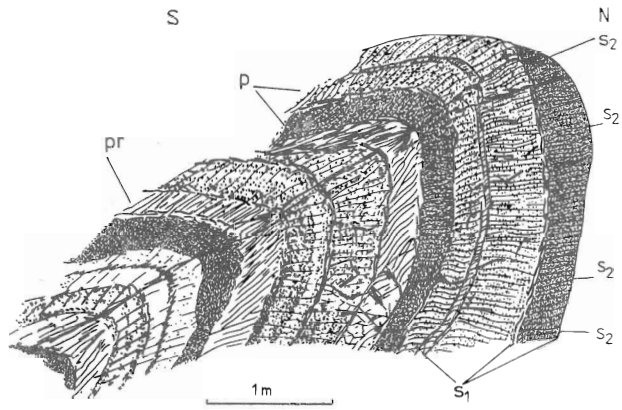
Plochy S_1, ako plochy nielen látkovej, ale aj mechanickej diskontinuity („fylitizácia" hornín dobšinskej, krompašskej skupiny, sčasti aj mezozoika), vznikli až v hlavnej vrchnokriedovej vrásnivej etape. S hlavnými alpínskymi tektonickými pohybmi je spojené aj založenie priečnej bridličnatosti — kliváže (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 zaklinené do staršieho paleozoika a preberajú ich hĺbinný tektonický štýl. Plochy S_2 sa tvoria väčšinou iba tam, kde orientácia starších diskontinuít (najmä S_1) nedovoľuje redukciu 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" podložiu svoju tektoniku. Alpínske tektonicko-metamorfné prepracovanie v horninách staršieho i mladšieho paleozoika gemerika rádiometricky zaznamenal a datoval 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 žíl alpského typu dochádza na rozhraniach hornín — komplexov rôznej vrásniteľnosti. V odkryvoch paleozoika gemerika vidno, že v mäkších 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-



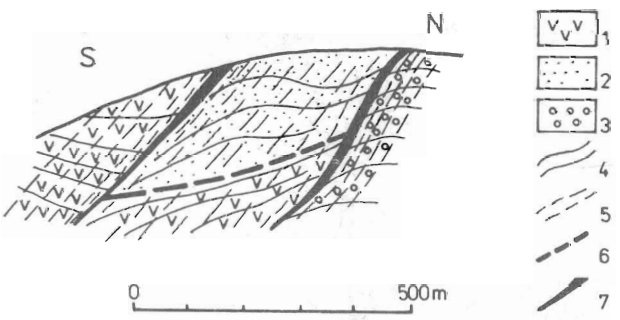
Obr. 1. Mikroskopický obraz kremeňovo-sericitického fylitu s uhlíkatou substanciou z vrcholovej časti Volovca (1 283 m n. m.). Pôvodnú vrstvovitosť sedimentu (S_1) rozstrihujú plochy kliváže (S_2), pozdĺž ktorých dochádza k posúvaniu vrstvičiek a roztieraniu uhlíkatej látky (gr). Na stavbe horniny sa zúčastňuje najmä kremeň (q) a jemnošupinkastý sericit (sr). Priemer zorného poľa 2,5 mm, × 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 ľadnici 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 — vrstvová bridličnatosť.

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 — zlepence, pieskovce, bridlice a bazalty dobšinskej skupiny (vrchný karbón), 3 — pestré zlepence a pieskovce krompašskej skupiny (perm), 4 — vrstvovitosť, 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 hlbinnej 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 meniacej 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 vkliňovanie sa medzi bariéry veporika a pásma Čiernej hory (Rozložník a Sasvári, 1987).

2. „Šošovkovité rozklzávanie" vrstvových či klivážových plôch (resp. ich kombinácia) často vyvolala viacsystémová kliváž, a nie pravý ohyb. Niektoré (nie všetky!) veľké ohyby vrstvových 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

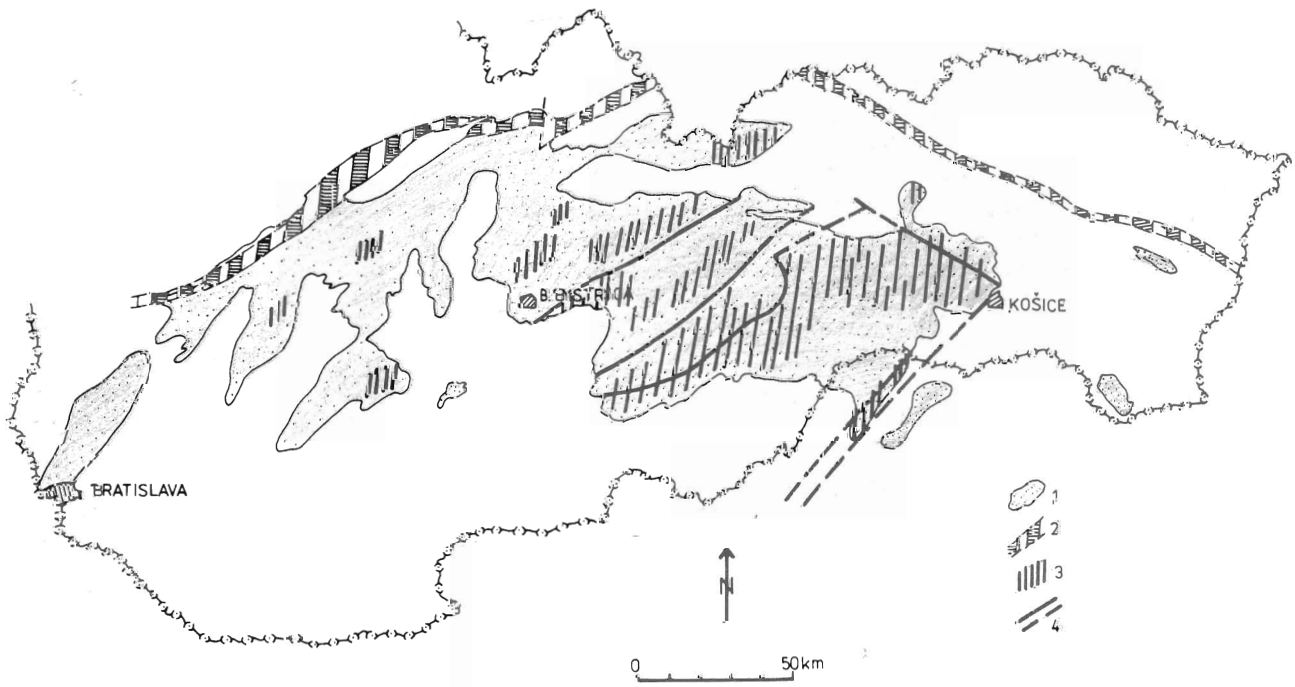
(1988) dokonca zistil rudolokalizujúci význam takéhoto diapirizmu v Rudňanoch. Veľké vertikálne pohyby prekonali gemerické granity tak počas ich kryštalizácie, ako aj po nej (Zvjagincev a Rozložník, 1989).

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 dobšinskej 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-margecianska 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-margecianskej zóny (najmä v pásme Čiernej hory) sa pripisuje relatívnemu nedostatku hlboko siahajúcich strmých strižných plôch (Jacko et al., 1975).

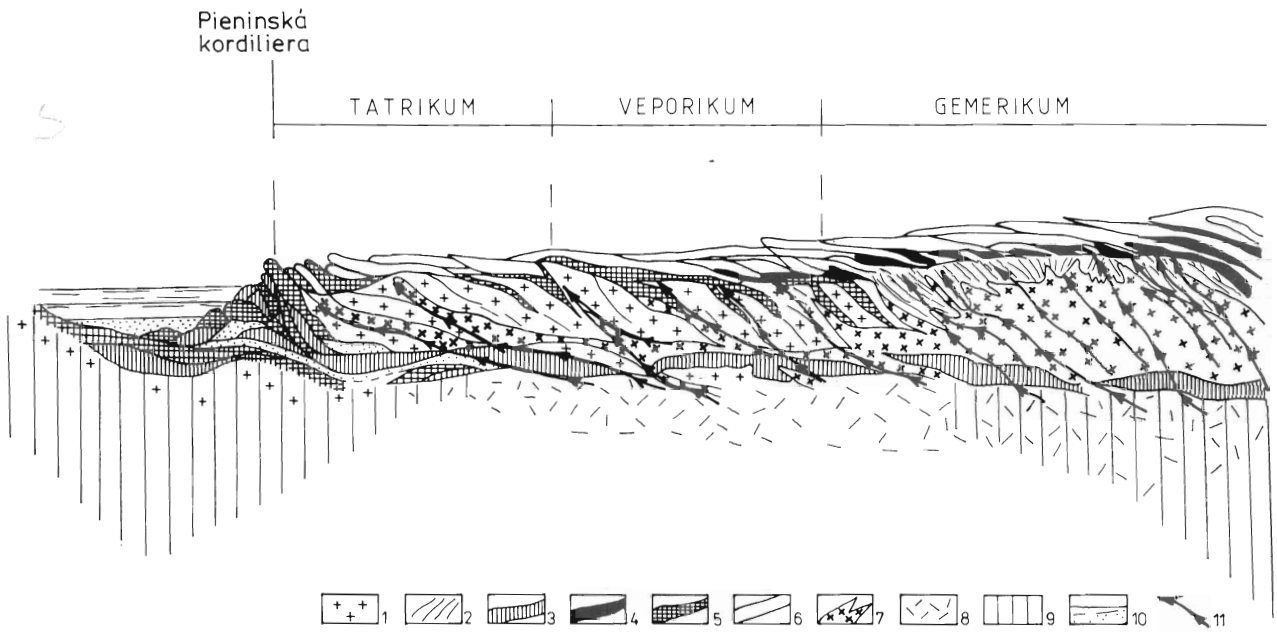
Postavenie strižnej zóny gemerika v rámci Západných Karpát

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 lubenickej 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, magnezitu a mastenca, siderit a barytu, kremeňa so sulfidmi Cu, kremeňa s antimonitom, 4 — zlomy.

Fig. 4. Schematic map of the occurence of siderite formation in the Innerides of the West Carpathians. 1 — occurence of pre-Cenezoic systems, 2 — the Klippen Belt, 3 — occurence 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 kryštalické 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 žľabu, 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 Gemericum, 3 — Vahicum, 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 alpínskym 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 internid 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 zavliekané 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. prekrývania 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 subtatranských prí-

krovov. Súčasne sa z oceánskej oblasti bükkika 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 subtatranských 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 podložiu.

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 externidách, 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 vtláčajú do strižných zón viac-menej synkinematicky. Svedectvom o mladom jursko-kriedovom magmatizme v pribradlovom 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 lubenickej 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 ložísk sideritu v alpínsky aktivizovanej cantabrickej zóne v Španielsku.

Spoločnou formáciou Východných Álp a Západných Karpát je okrem ložísk 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 substancie 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 Arakeliants, 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.*

Klinec, A. 1979: Poznámky o vzťahu granitoidov k ich okoliu v oblasti veporíd a tatríd. *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.

Maheľ, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš., 48, 200 s.*

Maheľ, 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.*

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

Petraschek, 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 alpínskej 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, epidotite, tourmaline, quartz, epidote and others), 2. magnesite-dolomite-talc assemblage, 3 siderite- barite assemblage, 4. quartz-sulphide assemblage (mainly chalcopyrite, 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 occurence 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 occurence 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 found 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 radiometricaly recorded and dated in rocks of Gemericum Paleozoic by Cambel et al. (1980) at 130—150 m.y. Alpine metamorphosis 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 metamorphosis (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 metamorphosis (Rozložník, 1978). Shear zones are not only dominance of Gemericum, but they are present in the area of Veporicum and Fatrotatricum, 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 occurences 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 occurence 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 subducated unit with Alpine Penninicum. Mahel (1981) has assumed similar subducated 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 contemporaryly with overhtrust of blocks of crystalline complex and mainly Subtatric nappes to the northwest. Mutual movements both of Váhicum and Subtatric 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 ± 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 occurence 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 closier: Alpine shear zone and the origin of siderite formation have probably common deeper geotectonic background and they originated during reciprocal interaction.

Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát

DUŠAN PLAŠIENKA

Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 13. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 23. 6. 1989)

Regional shear and transpression zones in the Tatric unit of the Little Carpathians

The Tatric unit of the Little Carpathians is composed of subautochtonous partial units (Borinka and Orešany units) as well as of allochtonous ones (Bratislava and Modra nappes). Thrust planes of nappe units are surrounded by ductile shear zones developed in non-coaxial deformation regime. The subhorizontal foliation, stretching lineation and asymmetric structures point to the transport of allochtone from SE to NW. The brittle transpression zone in the Northern Little Carpathians divides Tatric complexes from the higher superficial nappes (Krížna, Choč and higher nappes). This transpression zone underwent complicated and long-lasting structural development (Upper Cretaceous to Oligocene) with dominating dextral movements giving a positive flower structure in surface-near levels.

Úvod

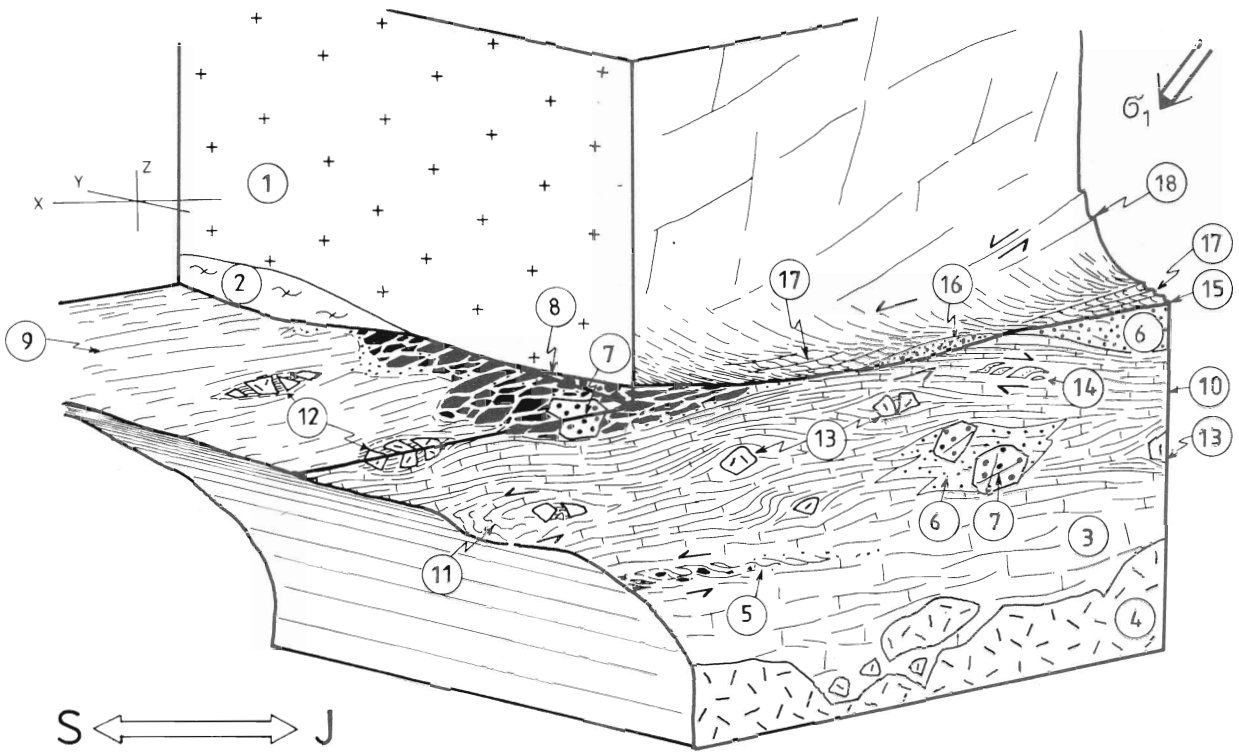
Malé Karpaty, ako okrajové jadrové pohorie Západných Karpát s radom štruktúrnych „anomálií" v stavbe, oproti iným pohoriam s prevahou tatrických elementov (cf. Maheľ, 1987), nám poskytlo viacero možností na štúdium štruktúrnych asociácií, ktoré vznikli za špecifických deformačných podmienok v štruktúrnych doménach označovaných súborne ako „strižné zóny". V tomto príspevku chceme stručne charakterizovať 2 príklady strižných zón regionálneho významu — duktilnú strižnú zónu, sprevádzajúcu bazálnu násunovú plochu bratislavského príkrovu fundamentu tatrika, a krehkú transpresnú zónu, oddeľujúcu blok tatrického fundamentu a jeho mezozoického pokryvu od subtatranských superficiálnych príkrovov rozložených v severnej časti pohoria. Hoci tieto zóny nemajú všetky znaky „ideálnych", teoreticky definovaných strižných zón (Ramsay a Graham, 1970; Ramsay, 1980), vysoký stupeň intenzity a priestorovej lokalizácie deformácie, ako aj dominujúci nonkoaxiálny deformačný režim dovoľujú, aby sme ich označili a opísali ako strižné zóny.

Duktilná strižná zóna na báze bratislavského príkrovu (dolina Prepadlé)

Bratislavský príkrov tatrika tvorí rozsiahla, vnútorne len málo alpínsky prepracovaná doska variského kryštalinika zahrňujúceho celý bratislavský granitoidový masív, tzv. pezinsko-pernecké kryštalinikum a severnú (baďurskú) časť modranského masívu. Jeho mezozoický pokryv tvoria viaceré, svojou litostratigrafickou náplňou čiastočne sa líšiace sledy (devínska, kuchynská, kadľubská a solírovská sukcesia). V podloží bratislavského príkrovu vystupuje v jz. časti pohoria subautochtónna borinská jednotka, v sv. časti modranský príkrov tatrika a subautochtónna orešianska jednotka. Násunová plocha so sprievodnou duktilnou strižnou zónou je najlepšie odkrytá a štruktúrne najbohatšia v doline Prepadlé pri Borinke.

V duktilnej násunovej strižnej zóne vystupujú v tejto oblasti odspodu spodnojurské masívne a lavicovité vápence (borinské) s početnými roztrúsenými klastami a olistolitmi (rozmery rádove od mm po 100 m) triasových karbonátov, hlavne dolomitov, a nepravidelnými telesami kremenitých pieskovcov, hlavne vo vrchnejších polohách, a nad nimi polymiktné brekcie Somára (stredná — vrchná jura) s klastami mm — dm rozmerov hornín predalpínskeho kryštalinika (fylity, metabáziká). V pieskovcoch a v brekciách „plávu" megaolistolity spodnotriasových kremencov (cf. Plašienka, 1987). V bratislavskom alochtóne nad diskrétnou násunovou plochou vystupujú lokálne šošovky kryštalických bridlíc a nad nimi mohutné teleso bratislavských granitoidov (obr. 1).

Charakter a intenzita deformácií v strižnej zóne závisí od reologických vlastností horninového média v období násunových strižných pohybov. Znaky alpínskej metamorfózy, ako častá premena brekcií s prevahou klastov metabázik na chlorit — klinozoisit — epidotické bridlice a kryštalinita illitu pelitov marianskeho súvrstvia vystupujúcich v blízkom okolí (Hacura, ústna informácia), poukazujú na teplotu deformácie v rozmedzí približne 300—350 °C, pri ktorej krípové deformačné mechanizmy aktivizovali predovšetkým kalcit, menej kremeň. Preto aj kalcitické horniny (borinské vápence) vykazujú často penetračnú deformačnú stavbu, kým horniny bohaté na kremeň (hlavne olistolity spodnotriasových kremen-



Obr. 1. Blokdiagram distribúcie mezoskopických štruktúr duktilnej násunovej strižnej zóny v doline Prepadlé. (Štruktúry nie sú vo vzájomnej mierke.) 1 — granitoidy bratislavského príkrovu, 2 — kryštalické bridlice bratislavského príkrovu, 3 — borinské vápence (spodná jura borinskej subautochtónnej jednotky), 4 — karbonáty stredného triasu, 5 — piesčité vápence s asymetrickými štruktúrami, 6 — kremenité pieskovce (jura), 7 — olistolity spodnotriasových kremencov, 8 — polymiktné brekcie Somára (stredná — vrchná jura borinskej jednotky), 9 — lineácia roztiahnutia L_1, 10 — foliácia S_1, 11 — vrásy F_1, 12 — extraklasty dolomitov rozťahované a budinované v smere L_1, 13 — rigidné extraklasty dolomitov s nerovnomerným splošťovaním duktilného matrixu borinských vápencov v ich okolí, 14 — lokálne asymetrické štruktúry s opačným smerom pohybu ako celkový pohyb v strižnej zóne, 15 — diskrétna násunová plocha bratislavského príkrovu, 16 — všesmerné kataklazity granitoidov, 17 — S-C mylonity granitoidov, 18 — doplnkové krehké Riedlove strihy R_1 v granitoidoch.

Fig. 1. Block-diagram of mesoscopic structure distribution whithin the ductile thrust shear zone in Prepadlé valley. (Structures are not in relative scale.) 1 — granitoids of the Bratislava nappe, 2 — crystalline schist of the Bratislava nappe, 3 — Borinka limestone (Lower Jurassic of the Borinka subautochtonous unit), 4 — carbonate, Middle Triassic, 5 — arenaceous limestone with asymmetric structures, 6 — quartz arenite (Jurassic), 7 — olistolith of the Lower Triassic quartzite, 8 — the Somár polymict breccia (Middle to Upper Jurassic of the Borinka unit), 9 — L_1 stretching lineation, 10 — S_1 foliation, 11 — F_1 folds, 12 — extraclasts of dolomite stretched and boudinaged in L_1 direction, 13 — rigid extraclasts of dolomite with uneven flattening of ductile matrix of Borinka limestone in the surroundings, 14 — local asymmetric structures with reverse motion sense in relation with total movements of the shear zone, 15 — discrete thrust plane of the Bratislava nappe, 16 — directionless cataclasite of granitoids, 17 — S-C mylonite of granitoids, 18 — R_1 complementary brittle Riedel's shear planes in granitoids.

cov) sa duktilne takmer vôbec nedeformovali. Rozhodujúcimi mezoskopickými štruktúrnymi prvkami na deskriptívnu analýzu duktilných strižných zón sú foliácia, lineácia a asymetrické štruktúry.

Foliácia, označovaná ako S_1, je vedúcim mezoskopickým prvkom v borinských vápencoch. Je hlavnou plochou *xy* konečnej deformácie. Jej morfológia varíruje od anastomozických typov cez sínusové až po hustú paralelnú laminácii. Intenzita (penetračnosť) foliácie S_1 stúpa smerom k násunovej ploche v zóne hrubej niekoľko desiatok metrov. Geneticky ide o nízkometamorfnú bridličnatosť laminárneho toku. Plochy foliácie sú zvýraznené nahromadením reziduálnych fylosilikátov, čo je znakom uplatnenia sa tlakového rozpúšťania počas jej formovania. V pozorovaných prípadoch je foliácia S_1 rovnobežná s vrstvovitosťou vápencov S_0 (plochy S_{01}). Hlavný smer foliácie S_1 je subhorizontálny a subparalelný s násunovou plochou. Naprieč nej sa prejavuje silné splošťovanie planárnej stavby a „obtekanie" — nerovnomerné valcovanie v okolí rigidných inklúzií (obr. 1).

V polymiktných brekciách sa foliácia S_1 prejavuje takisto silným splošťovaním klastov kryštalických bridlíc (hlavne bázických metatufitov). V kremenných pieskovcoch je splošťovanie len slabé, v rigidných inklúziách — spodnotriasových kremencoch a strednotriasových dolomitoch sa mezoskopicky neprejavilo.

Lineácia L_1 je typickou lineáciou roztiahnutia. Jej

intenzita priamo závisí od hustoty foliácie S_1, ktorá ju nesie. Lineácia L_1 reprezentuje hlavnú os *x* konečnej deformácie. Prejavuje sa: intenzívnym žliabkovaním na plochách S_1 tvoreným agregátmi kalcitu, paralelne usporiadanými šmuhami nerozpustného rezídua, dlhými osami roztiahnutých zŕn a väčších klastov a pod. Jej regionálna orientácia je pomerne veľmi stála v smere SZ — JV (obr. 1).

Asymetrické štruktúry sú pozorovateľné v rezoch *xz* elipsoidu konečnej deformácie v duktilných strižných zónach s vysokým stupňom konečnej deformácie, keď v nonkoaxiálnom deformačnom režime (jednoduchý strih) je foliácia — rovina *xy* konečnej deformácie — postupne rotovaná smerom k rovine strihu a stáva sa kinematicky aktívnou. V tomto procese sa rigidné inklúzie nerovnomerne rozťahujú alebo rotujú za vzniku asymetrických „krídel" a krenulovaných tlakových tieňov, mikroskopicky tiež možno pozorovať nonparalelitu mezoskopickej foliácie S_1 a roviny *xy* poslednej inkrementálnej deformácie. Tieto znaky slúžia na určenie zmyslu pohybu v strižných zónach (cf. Simpson a Schmid, 1983). V našom prípade poukazujú asymetrické štruktúry na pohyb alochtónu od JV na SZ, len v jednom prípade bol zistený opačný pohyb.

Vo vysoko duktilných strižných zónach sa kinematicky aktívna toková foliácia môže pod vplyvom lokálnych nerovnomerností v rýchlosti deformácie a vznikom vzperových nestabilít zakrivovať a v tokovom poli pasívne amplifikovať do vrásových deformácií (Platt, 1983). Navyše v nehomogénnom tokovom režime alebo pri rotácii osí inkrementálnej deformácie (cf. Passchier, 1986) sa foliácia S_1 mohla dostať až do sektoru skracovania okamžitého tokového deformačného poľa (napr. nerovnomerným splošťovaním okolo rigidných inklúzií) a deformovať do vrás s osami paralelnými s osou *y* konečnej deformácie. Tieto vrásy sú v opisovanej zóne pomerne zriedkavé, označujeme ich F_1. Pozícia krátkeho ramena asymetrických vrás F_1 poukazuje opäť na tektonický transport alochtónu od JV na SZ.

Zónu deformovaných hornín na báze alochtónneho telesa bratislavského príkrovu študoval Putiš (1987). Granitoidy sú mylonitizované a drvené v zóne hrubej niekoľko m až 10 m. V bezprostrednej blízkosti diskrétnej násunovej plochy vystupujú v granitoidoch lokálne aj všesmerné kataklazity, najčastejšie však bridličnaté mylonity, miestami so stavbou S—C. Ďalej od násunovej plochy majú štruktúry skôr krehký charakter (doplnkové Riedlove strihy a pod. — obr. 1).

Opisovaná štruktúrna asociácia duktilnej strižnej zóny v doline Prepadlé má znaky kompatibility, jednotného nonkoaxiálneho deformačného režimu a pomerne stálych reologických vlastností hornín počas jej formovania. Možno ju preto spojiť do jednej paragenetickej skupiny — deformačného štádia AD_1. Subhorizontálne duktilné strižné zóny sprevádzali príkrovové preskupovanie vrchnokôrových elementov v priestore malokarpatského tatrika so skracovaním v smere SZ—JV (v dnešných geografických súradniciach).

Transpresná zóna v severozápadnej časti Malých Karpát

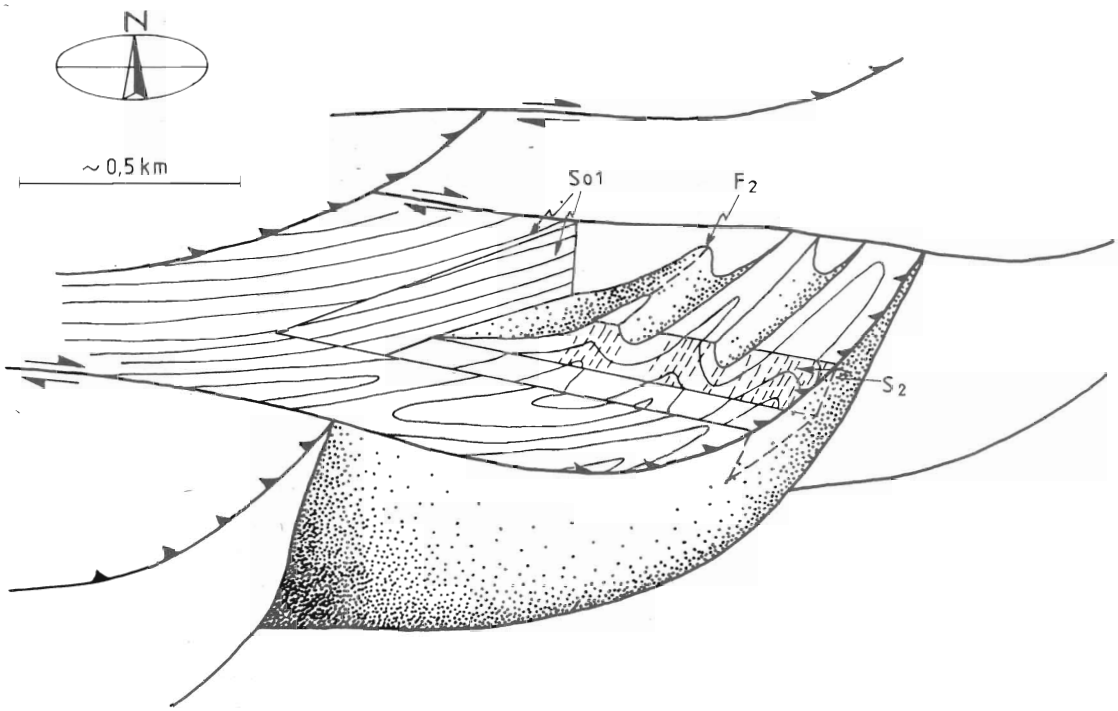
Na rozdiel od predchádzajúcich mezoštruktúr deformačného štádia AD_1 nemožno štruktúrnu asociáciu naložených deformácií charakterizovať v intenciách paragenetických vzťahov, pretože sa vyvíjala viacetapovite po dlhé obdobie; súborne ju zaraďujeme do deformačného štádia AD_2. V progresívnom deformačnom režime bola väčšina mezoskopických štruktúr AD_2 modifikovaná a reorientovaná, dnešná štruktúrna asociácia je výsledkom viacerých naložených konečných deformácií. Najvhodnejším spôsobom na jej analýzu sa preto javí sledovanie makroskopickej zostavy mezoštruktúr a ich vzťahu k mapovateľným štruktúram. Zároveň s vývojom štruktúr AD_2 prebiehal aj výzdvih a erózia, čo sa prejavuje systematickým poklesom duktility hornín a stále „krehkejším" charakterom deformácií.

Najvýznamnejšími makroskopickými štruktúrami sú oblúkovité listrické zlomy — sústava šikmých (oblique-slip) prešmykov vyvinutá hlavne v mezozoických komplexoch (tatrických i subtatranských) po sz. periférii kryštalinického fundamentu malokarpatského tatrika. Prešmyky oddeľujú jednotlivé imbrikačné segmenty (šikmé transpresné dextrálne duplexy) s charakteristickou, opakujúcou sa vnútornou stavbou (obr. 2).

Oblúkovité zlomy majú 2 ramená — približne sj. rameno s prevládajúcou prešmykovou zložkou pohybu a zhruba vz. s prevládajúcim dextrálnym bočným posunom. Obe ramená do seba plynule prechádzajú, pričom sj. rameno je zrezávané vz. ramenom vedľajšieho zlomu a vz. rameno zasa obyčajne prešmykom externejšej šupiny (obr. 2, 4).

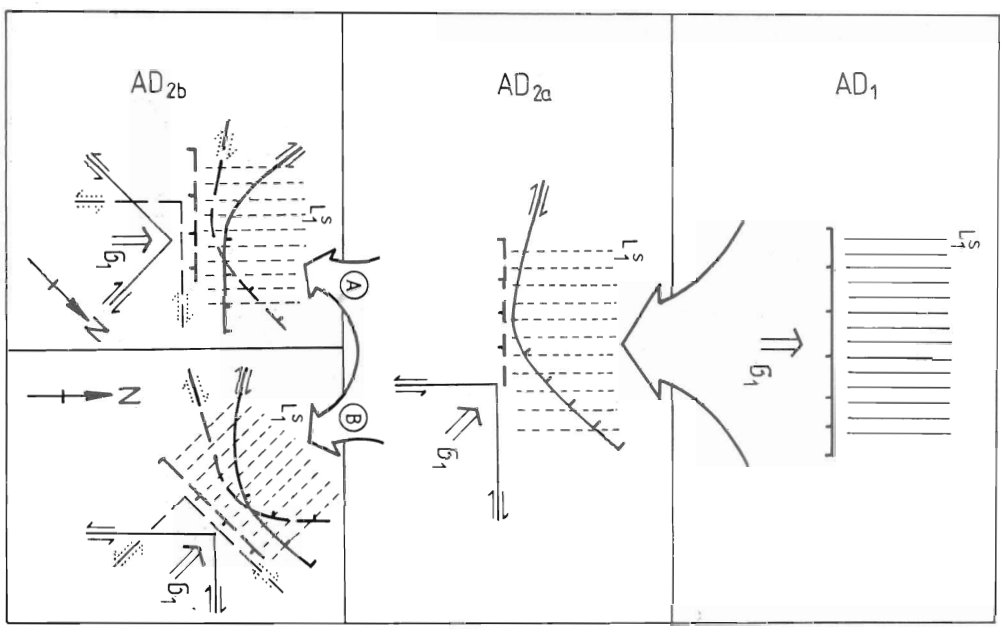
Najvýznamnejšími štruktúrami vnútri imbrikačných šupinových segmentov sú mezo- a makroskopické vrásy F_2 a foliácia S_2, ktorá je kliváž ou ich osovej roviny. Vrásy F_2 sú väčšinou paralelné, len mierne modifikované (triedy 1B—1C v zmysle klasifikácie Ramsaya, 1967), symetrické alebo len mierne asymetrické, so subvertikálnymi alebo strmo na SZ upadajúcimi osovými rovinami. Kliváž S_2 je vyvinutá len miestami v hlbších štruktúrnych úrovniach. V slienitých a pelitických horninách má charakter diskrétnej alebo zónovej krenulačnej kliváže tlakového rozpúšťania, vo vápencoch zasa subparalelných, viac-menej planárnych stylolitických švov.

Vnútorná stavba imbrikačných šupín (smer vráso-



Obr 2. Trojrozmerný model usporiadania štruktúrnych prvkov deformačného štádia AD_2 (F_2, S_2) vnútri šikmo prešmykových transpresných imbrikačných šupín mezozoických komplexov tatrika severnej časti Malých Karpát. Tieňované sú štruktúrne plochy.

Fig. 2. Three-dimensional model of structural element arrangements in the AD_2 deformation stage (F_2, S_2) within the oblique-thrust transpression-imbrication slices of Tatric Mesozoic complexes in the northern Little Carpathians. Structural surfaces are hachured.



Obr. 3. Náčrt orientácie hlavných štruktúr deformačných štádií AD_1, AD_{2a} a AD_{2b} voči smeru pôsobenia hlavného napätia σ_1 v čase ich vzniku. Referenčným prvkom pri posudzovaní vzájomných rotácií napäťového poľa či horninových komplexov nesúcich štruktúry je lineácia roztiahnutia L_1^s. Pre situáciu počas AD_{2b} sa zdá byť pravdepodobnejšia alternatíva B.

Fig. 3. Sketch of main structure orientation during the AD_1, AD_{2a} and AD_{2b} deformation stages in relation with the principal stress orientation in the time of their generation. The reference element for the assumption of mutual rotations of the strain field, or of rock complexes carrying the structures, is represented by the L_1^s stretching lineation. The B alternative seems to be more probable for the situation during AD_{2b} stage.

vých osí F_2 a kliváže S_2) je často rovnobežná s priebehom oblúkovitej prešmykovej plochy. Vo vz. ramenách s dominujúcim bočným posunom miestami externe rotovali aj štruktúrne prvky staršieho deformačného štádia AD_1. Táto rotácia dosiahla až 30—40 ° (výnimočne až 90 °) v smere pohybu hodinových ručičiek, čo lokálne viedlo k paralelizácii horninových pruhov s bočne posuvným ramenom a k makroskopickej budináži rigidných komplexov.

Kinematická interpretácia transpresnej zóny

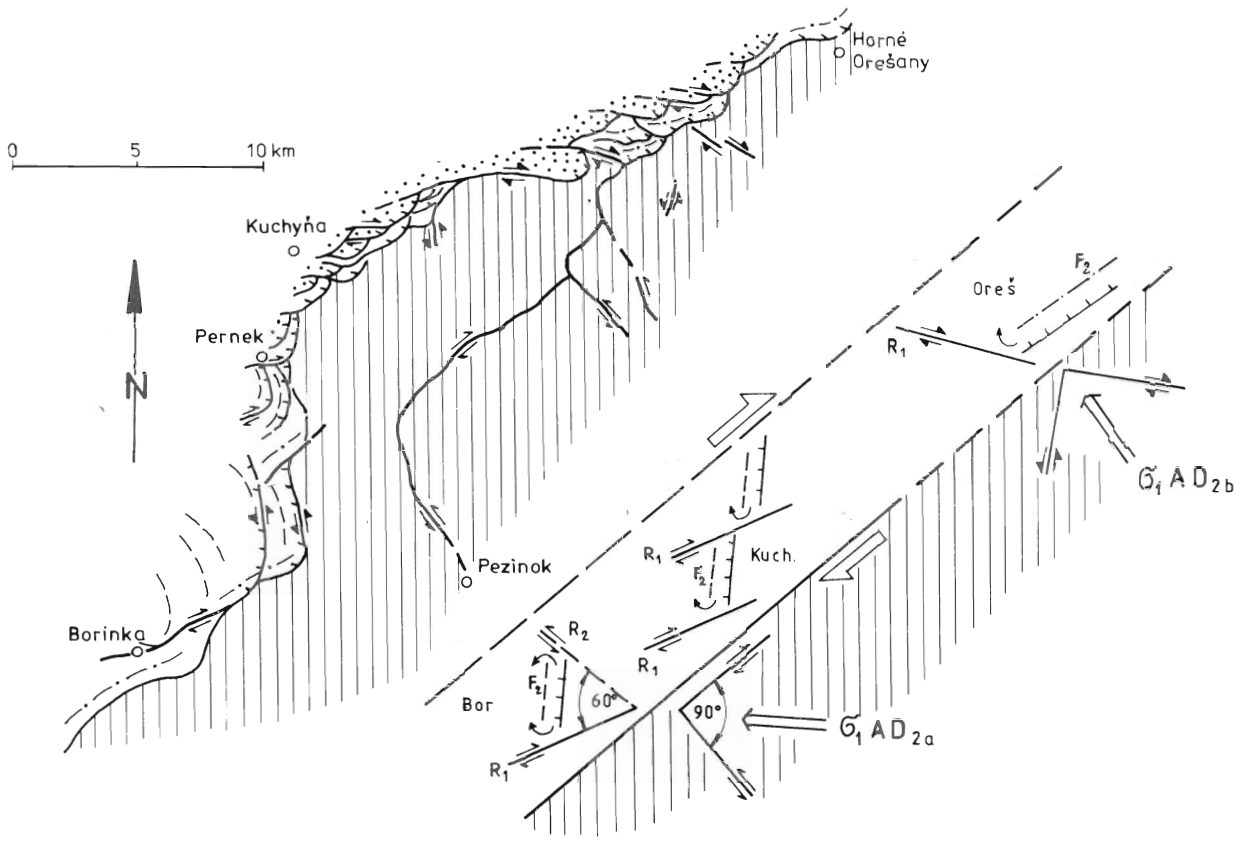
Pokúsili sme sa rekonštruovať priebeh progresívnej deformácie počas obdobia, ktoré označujeme ako deformačné štádium AD_2. V preddeformačnom (pred AD_2) stave budovali jv. časť zóny hlavne komplexy fundamentu bratislavského a modranského príkrovu, ktoré sa chovali ako rigidný, makroskopicky pomerne homogénny celok, kým mezozoické, celkove subhorizontálne ležiace súbory budovali hlavne sz. časť zóny. Hranica medzi mechanicky homogénnym fundamentom a nehomogénnymi, planárne anizotrópnymi a dobre vrásniteľnými mezozoickými masami prebiehala v smere SV—JZ (v dnešných súradniciach). Iniciálne stlačovanie pozdĺž vrstvovitosti (layer-parallel shortening) prevažne subhorizontálne ležiacich mezozoických komplexov rezultovalo spočiatku vo vzniku symetrických mezovrás vzperu F_2 so subvertikálnymi osovými rovinami. Takéto vrásnenie je však možné len v pripovrchových podmienkach, kde bolo najnižšie napätie σ_3 orientované subvertikálne. Preto aj tieto iniciálne mezovrásy pozorujeme len vo vyššie ležiacich alochtónnych komplexoch. Malorozmerové koncentrické vrásnenie však čoskoro vyčerpalo možnosti skracovania zvrstvených komplexov a prechádzalo do vrásnenia stále väčších vlnových dĺžok a amplitúd a vznikali makrovrásy F_2. Charakteristickým rysom takéhoto vývoja vrásnenia je vejárovité usporiadanie osových rovín symetrických mezovrás v krídlach mladších makrovrás. Vzperové vrásnenie so subvertikálnym preskupovaním horninových más viedlo k výzdvihu a erózii najmä v zóne na styku mezozoických komplexov a fundamentu, ktorý fungoval ako rigidná bariéra „podopierajúca" vrásnené komplexy v jeho predpolí. Vrásnenie, výzdvih a erózia tak postupne formovali mapový obraz geologických telies v predmetnej zóne do dnešnej zostavy.

V hlbších štruktúrnych úrovniach sa vzperové vrásnenie realizovalo postupnou eróziou a redukciou vertikálneho tlaku nadložia. Charakteristické je veľkorozmerové vrásnenie s malými amplitúdami a niekedy až s penetračnou rozpúšťacou klivážou osovej roviny umožňujúcou aj vyšší stupeň modifikácie makrovrás. Nerovnomernosť vzperového vrásnenia (temer holomorfné vo vyšších štruktúrnych úrovniach, idiomorfné v stredných a prakticky žiadne v nižších), kde horizontálne skracovanie prebiehalo cestou splošťovania a tlakového rozpúšťania na plochách subvertikálnej kliváže S_2 a navyše bariérový účinok rigidného fundamentu viedol k veľkorozmerovej nonkoaxialite deformačného režimu — k preklápaniu pripovrchových vrás na JV. Vrásové ramená i ich osové roviny rotovali do pozícií s vysokými strižnými napätiami, kde sa rozrušovali a vznikali strižné prešmykové štruktúry.

Z geometrie vzťahu prešmykových štruktúr voči orientácii preexistujúcich štruktúr (napr. voči smerovo pomerne stálej lineácii roztiahnutia L_1 vyplýva, že vektor hlavného napätia σ_1 napäťového tenzoru AD_2 rotoval voči σ_1 napäťového tenzoru AD_1 približne o 45° proti smeru pohybu hodinových ručičiek (smer prešmykov s prevládajúcim pohybom v smere spádnice zviera s L_1 uhol okolo 45°, obr. 3). Subvertikálne rozhranie fundamentu a jeho pokryvu v systéme ležatých makrovrás F_1 alochtónnych komplexov bratislavskej jednotky prebiehalo skoro kolmo na L_1, pôsobilo počas AD_2 ako výrazná mechanická diskontinuita, dostalo sa do pozície maximálneho strižného napätia a začalo fungovať ako dextrálny bočný posun. Segmenty šikmých pripovrchových prešmykových duplexov smerom k tomuto hlbšie situovanému bočnému posunu v reze virgujú a spolu tvoria štruktúru pripomínajúcu rameno pozitívnej vejárovitej (flower) štruktúry typickej pre zóny významných bočných posunov (Sanderson a Marchini, 1984; Woodcock a Fischer, 1986).

V rigidnom bloku fundamentu napätie vyvolalo sústavu strmých bočných posunov. Dextrálne majú dnes smer približne SV—JZ, sinistrálne SZ—JV, vektor σ_1 bol ich bisektricou (obr. 3, 4). Ako dextrálny posun sa aktivizovala hlavne pôvodne subhorizontálna násunová zóna bratislavského príkrovu nad modranskou a orešianskou jednotkou, sinistrálne posuny nájdeme v Píľanskej a hlavne Hrubej (Cajlanskej) doline, kde sa sústava pôvodne subhorizontálnych šupín vyššej časti modranského príkrovu i samotná násunová plocha bratislavského príkrovu vzťýčila až prevrátila (cf. Putiš, 1987).

V borinskom úseku Malých Karpát, v ktorom na povrch vystupujú hlavne mezozoické komplexy borinskej subautochtónnej jednotky a ktorý leží už mimo vlastnej transpresnej zóny, pri stlačení rotovali kompresné štruktúry (F_2, S_2) nielen na dextrálnych doplnkových Riedlových strihoch R_1, ale aj na sinistrálnych strihoch R_2 s rotáciou vrásových osí F_2 až do smeru SZ—JV (obr. 4). Stlačenie tu malo viac koaxiálny charakter, mechanické rozhranie fundament — pokryv sa na prešmykoch sformovalo do smeru S—J a ako sinistrálny bočný posun sa aktivizovalo až neskôr. Rozhranie fundament — pokryv smeru SV—JZ medzi dolinou Račieho potoka, Borin-



Obr. 4. Náčrt priestorovej distribúcie makroskopických štruktúr AD_2 v tatriku Malých Karpát a ich kinematická interpretácia v dextrálnej transpresnej zóne. Vertikálne šrafovaný je rigidný blok fundamentu i s niektorými mezozoickými sledmi, nešrafované sú deformované mezozoické komplexy tatrika, bodkovaný je krížňanský (vysocký) príkrov. Smerovú divergenciu hlavného napätia σ_1 AD_{2b} voči AD_{2a} spôsobila skôr rigidná rotácia bloku fundamentu než rotácia napäťového poľa.

Fig. 4. Sketch of spatial distribution of AD_2 macroscopic structures in the Tatric unit of the Little Carpathians and their kinematic interpretation within the dextral transpression zone. Vertical hachure indicates the rigid basement block with some Mesozoic sequences, unhachured are the deformed Tatric Mesozoic sequences. Stippled area represents the Krížna (Vysoká) nappe. Directional divergence of the principal stress σ_1 AD_{2b} in relation with AD_{2a} has been induced rather by rigid rotation of the basement than by rotation of the stress field.

kou a Záhorskou Bystricou nemá strižný, bočne posuvný charakter, ale kompresný s naloženými makrovrásami s osami toho smeru (obr. 3, 4). Tieto makrovrásy nie sú kompatibilné s predchádzajúcimi štruktúrami, lokálne rotujú a deformujú aj staršie prvky AD_2. Stlačenie v smere SZ—JV sprevádzajú aj početné strižné krehké zóny uklonené väčšinou strmo na SZ (mezodislokácie, zalomené pásy — kink bands a pod.). Celkove to svedčí o rotácii napäťového poľa asi o 45 ° v smere hodinových ručičiek (alternatíva A na obr. 3), alebo, čo sa nám zdá byť pravdepodobnejšie, ide o rigidnú rotáciu celého bloku fundamentu (na juh od línie Pernek — Horné Orešany aj všetkých pokryvných mezozoických útvarov) Malých Karpát pri stabilnom napäťovom poli (alternatíva B na obr. 3). V dnes odkrytých pripovrchových štruktúrnych úrovniach sa takáto rotácia štruktúrne zaznamenávala len v elastických reologických podmienkach, bez jasného, parageneticky systematizovateľného štruktúrneho inventára. Puklinové systémy veľmi pestrých orientácií a typov sú zrejme tiež odrazom postupnej elastickej relaxácie napäťového poľa rotujúceho voči rigidným horninovým komplexom. Dve krajné pozície orientácie napäťového poľa a ich štruktúrny záznam označujeme ako deformačné štádiá AD_{2a} (σ_1 pod uhlom okolo 45° voči L_1) a AD_{2b} (σ_1 paralelný s priebehom L_1 — obr. 3).

Celkove fáza AD_{2b} znamenala už postupné odumieranie pohybu v transpresnej zóne v severnej časti pohoria, pretože prešmykové plochy s maximálnou zložkou dextrálneho bočného posunu, rovnako ako pre tento pohyb určujúci smer styčnej zóny fundamentu a mezozoických komplexov, sa dostávali postupne z orientácie paralelnej s maximálnym strižným napätím do orientácie až kolmej k hlavnému napätiu σ_1, teda do pozície s maximálnym kompresívnym a nulovým strižným napätím (obr. 3, 4). Vo východnom, orešianskom úseku transpresnej zóny sa pohyb zmene orientácie napätia postupne prispôsoboval, čiastkové strihy R_1 tu majú smer až VJV—ZSZ

a transpresné spätne násunové šupiny prekrývajú stále južnejšie ležiace komplexy rigidného bloku fundamentu. To svedčí o kontinuálnej rotácii s permanentným pohybom a deformáciou v transpresnej zóne. Kým teda vo východnej časti sa štruktúry zmene orientácie napäťového poľa prispôsobovali, na západe vznikali štruktúry nové, amputujúce staršie, alebo staršie štruktúry boli pri vhodnej orientácii rejuvenizované s iným charakterom pohybu (prešmyky sa zmenili na bočné posuny a naopak).

Pri našom výskume v Malých Karpatoch sme sa zaoberali hlavne mezozoickými komplexmi tatrika. Podobnú stavbu — rozdelenie do transpresných šikmo prešmykových imbrikačných šupín — má aj južný okraj krížňanskej (vysockej) jednotky. Na základe publikovaných geologických máp Malých Karpát a štruktúrnych rysov stavby subtatranských príkrovov (Maheľ in Maheľ et al., 1967; Michalík, 1984) sa domnievame, že komplexy alochtónnych superficiálnych jednotiek boli takisto súčasťou transpresnej zóny, a to vrátane vrchnokriedovo-paleocénnych zlepencov (Michalík, 1. c.) i komplexov paleogénnej výplne bukovskej depresie. Osi vzperových vrás v oligocénnych flyšových sedimentoch pri Sološnici prebiehajú v smere SSV—JJZ (Kováč et al., 1988), teda šikmo na priebeh horninových pruhov, v pozícii podobnej ako v južných okrajových častiach transpresnej zóny. To zároveň umožňuje datovať posledné pohyby v dextrálnej transpresnej zóne ako pravdepodobne sávske. Predpokladáme, že prvá aktivizácia transpresnej zóny nastala ešte v laramskom období.

Záver

V malokarpatskom tatriku sme rozlíšili a stručne charakterizovali 2 regionálne strižné zóny prvoradého významu:

— duktilnú strižnú zónu, ktorá sprevádza subhorizontálnu násunovú plochu alochtónnych elementov tatrika,

— megaskopickú krehkú transpresnú zónu v severnej časti Malých Karpát, pozdĺž ktorej došlo k významným dextrálnym bočným posunom medzi blokom fundamentu tatrika a pripovrchovými jednotkami tatrika, subtatranských príkrovov a ich predmiocénnym sedimentárnym pokryvom.

Niektoré morfologické znaky duktilných strižných zón sme ilustrovali na príklade násunovej zóny bratislavského príkrovu nad borinskou jednotkou v doline Prepadlé. Štruktúrna paragenéza a vzájomné genetické a sukcesívne vzťahy mezoskopických štruktúr v duktilnej strižnej zóne poukazujú na nonkoaxiálny deformačný režim, P—T podmienky metamorfózy nízkych stupňov a na pohyb alochtónneho telesa od JV na SZ v dnešných geografických súradniciach.

Transpresná dextrálna zóna na severe Malých Karpát mala dlhodobý, zložitý štruktúrny vývoj. Jej dnes pozorovateľné štruktúrne elementy sa formovali prevažne v pripovrchových, krehkých deformačných podmienkach. Celková štruktúrna evolúcia malokarpatského tatrika bola počas vrchnej kriedy až vrchného paleogénu výrazne ovplyvnená vzájomnými rotáciami megaskopických horninových celkov a napäťového štruktúrotvorného poľa. Po príkrovových násunových deformáciách (AD_1) rotovalo napäťové pole (vektor σ_1) voči štruktúram AD_1 (lineácii L_1) o 45° proti smeru pohybu hodinových ručičiek a realizovalo sa štruktúrami, ktoré označujeme ako deformačné štádium AD_{2a}. Potom už napäťové pole zostalo stabilné, ale rigidne rotovali horninové komplexy fundamentu tatrika a južný okraj transpresnej zóny, a to opäť približne o 45° proti smeru hodinových ručičiek. Komplexy tatrického mezozoického pokryvu a superficiálnych príkrovov spolu s ich vrchnokriedovo-oligocénnym pokryvom v severnej časti pohoria sa tejto rotácii postupne štruktúrne prispôsobovali a tvoria dnes južné, spätne násunové krídlo vejárovitej (flower) dextrálnej transpresnej zóny, ktorá pravdepodobne pokračuje ďalej na SV pozdĺž pribradlovej zóny západného Slovenska. Severné krídlo s vonkajšou vergenciou zahŕňa pravdepodobne mezozoicko-paleogénne komplexy Brezovských a Čachtických Karpát, pribradlovej a bradlovej zóny celého západného Slovenska.

Literatúra

Kováč, M., Marko, F. a Baráth, I. 1988: Geologická dokumentácia hliniska na ložisku Sološnica — Hrabník. *Manuskript — knižnica GÚ CGV SAV Bratislava.*

Maheľ, M. 1987: The Malé Karpaty Mts. — constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. *Mineralia slov., 19, 1—27.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Západné Karpaty. 1. *Praha, ÚÚG, 486 s.*

Michalík, J. 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 489—504.*

Passchier, C. W. 1986: Flow in natural shear zones — the consequences of spinning flow regimes. *Earth Planet. Sci. Lett., 77, 70—80.*

Platt, J. P. 1983: Progressive refolding in ductile shear zones. *J. Struct. Geol., 5, 619—622.*

Putiš, M. 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia slov., 19, 135—157.*

Ramsay, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. *New York, etc., McGraw — Hill, 568 s.*

Ramsay, J. G 1980: Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol., 2, 83—101.*

Ramsay, J. G. a Graham, R. H. 1970: Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci., 7, 786—813.*

Sanderson, D. J. a Marchini, W. R. D. 1984: Transpression. *J. Struct. Geol., 6, 449—458.*

Simpson, C. a Schmid, S. M. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movements in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer Bull., 94, 1 281—1 288.*

Woodcock, N. H. a Fischer, M. 1986: Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol., 8, 725—735.*

Regional shear and transpression zones in the Tatric unit of the Little Carpathians

Tatric units of the Little Carpathians are composed of crystalline schists of the Pre-Alpine basement (Lower Paleozoic volcano-sedimentary formations) and of Variscan granitoids with their Mesozoic cover distributed into several lithostratigraphic sequences. The Tatric displays nappe structure where the subautochton is represented by the Borinka and Orešany units whereas the allochton is created by the Bratislava and Modra nappes. This nappe structure originated during Paleoalpine time (Upper Cretaceous).

Thrust planes of basement nappes originated in 6—10 km depth at 250—350° C temperatures. Deepest uncovered parts of thrust planes are surrounded by extensive ductile shear zones mainly developed in Mesozoic limestone environment of subautochtonous units (Borinka unit, Fig. 1). The S_1 penetrative foliation is developed there representing the xy plane of the finite deformation ellipsoid together with the L_1 stretching lineation expressing the x-axis of the finite deformation ellipsoid. Small F_1 folds and asymmetric structures testing for non-coaxial deformation regime point to the motion of the allochton from SE to NW.

Structural association of the ductile shear zone in the Prepadlé valley displays features of compatibility occuring under a uniform non-coaxial deformation regime and relatively stable rheological properties characterizing the involved rocks during its development. Hence it may be assembled into a single paragenetic group of the AD_1 deformation stage. Subhorizontal ductile shear zones associated with the nappe motion of upper crustal elements in the Tatric unit of the Little Carpatians reflect shortening in NW—SE direction (in recent coordinates).

A brittle dextral transpression zone is present between the Tatric basement block and masses of Tatric Mesozoic complexes with Subtatric nappes (Krížna—Vysoká, Choč and higher nappes) in the northwestern Little Carpathians. The structural association of this zone may be assembled into a hybrid, AD_2 deformation stage in which the single structural elements, gradually developed in progressive shear regime of the transpression zone, are associating. Older elements are there frequently reoriented and modified, whereas the subsequent ones are either tracing the older elements or they are overprinted.

The most significant megascopic structures are represented by arched listric faults developing as oblique slip thrusts namely within Mesozoic complexes along the NW periphery of the Tatric crystalline basement of the Little Carpathians. Thrusts are separating the single imbrication segments (oblique dextral transpression duplexes) with characteristic repeating internal fabric (Fig. 2).

Arched faults have two limbs: a nearly N—S limb with prevailing thrust motion component and a E—W one with prevailing dextral strike-slip. Both limbs continuously link together when the N—S limb is cut by the E—W limb of the nearby fault and the E—W limb itself usually by the thrust of the more external slice (Figs. 2, 4).

The most significant structures within the imbrication slice segments are the meso-macroscopic F_2 folds and the S_2 foliation representing their axial plane cleveage. The F_2 folds are mostly of parallel type only slightly modified (1B—1C clases), symmetric or slightly asymmetric with subvertical or steeply NW dipping axial planes. The S_2 cleveage developed but in places in deeper structural levels. In marly and pelitic rocks, this cleveage is a discrete or a zonal crenulation cleveage of pressure solution, whereas in limestone environment the subparallel, more or less planar stylolithic seams are present.

The transpression zone underwent complicated structural evolution with two marginal structure-forming phases: AD_{2a} and AD_{2b} between which the rigid Tatric block of the Little Carpathians underwent counterclockwise rotation together with the transpression zone itself by about 45° in relation with the stress field (Figs. 3, 4). Transpression movements influenced the structure of Mesozoic Tatric and nappe complexes and their Upper Cretaceous to Paleogene cover in the northern part of the mountain range. The system of transpressive dextral thrusts along the basement margin appears to represent the southern limb of a positive flower structure running in the area of Brezovské Karpaty Mts. farther to NE along the Peri-Klipen Zone of the West Carpathians in Western Slovakia.

Stromečkové struktury — důkazy pro horizontální posuny ve vídeňské pánvi

FRANTIŠEK HUBATKA, LUBOMIL POSPÍŠIL

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 1. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 13. 7. 1989)

Evidence for horizontal shifts in the Vienna Basin

„Flower structure", which originates on strike-slip type faults, has been ascertained during seismic reflex investigation in surroundings of the Kúty village. It is the first structure of this type, ascertained on the basis of seismic data in the area of the West Carpathians. Its age is Pontian — Quaternary. Confrontation and reappraisal of older seismic profiles from this area has shown the existence of similar structures and young anticlines at faults with the ENE — WSW strike in the area of the Kúty trough.

Úvod

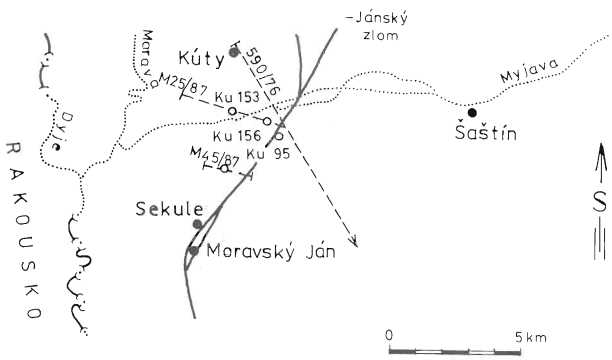
Jednou z významných struktur charakterizujících horizontální posuny na zlomech je tzv. větvení zlomů („flower structure" nebo „palm structure"), které vytvářejí bloky pohybující se vůči sobě šikmo, resp. paralelně, kdy vznikají tzv. divergentní čili transtenzní nebo konvergentní čili transpresní horizontální posuny (Sylvester a Smith, 1976). Tyto typy zlomů s horizontálními posuny se projevují větvením zlomů a vznikem tzv. „stromečků" nebo strukturních vějířů („flower structure"), ktoré mohou mít charakter buď negativní nebo pozitivní „stromečkové" struktury.

Negativní struktury jsou definovány jako lineární, mělké synformy, které vznikají mezi dvěma zlomy normálního charakteru.

Pozitivní struktury se naopak projevují vznikem mělkých antiforem, ktoré jsou posunuty nahoru směřujícími zlomy, převážně přesmykového charakteru.

Na území Západních Karpat doposud nebyl zjištěn ani popsán případ výskytu „stromečkové" struktury, i když existence a přítomnost zlomů s horizontálními posuny se v tektonických schématech objevovala a tyto struktury se předpokládaly (Horváth a Royden, 1981; Janků et al., 1984; Pospíšil et al., 1986 aj.).

Při seizmickém reflexním průzkumu v okolí obce Kúty (obr. 1; Jihlavec a Džuppa et al., 1987), který byl zaměřen na sledování horizontu uhelných slojí dubňanského souvrství, byla na profilu M 25/87 zjištěna výrazně se projevující „stromečková" struktura, spojená s divergentními pohyby, pravděpodobně na systému shodném s myjavsko-podtatranským rozhraním, pozorovatelným na družicových snímcích (Janků et al., 1984), které v prostoru vídeňské pánve je možno ztotožnit s průběhem zlomů vymezujících kútský příkop (Kocák et al., 1986).



Obr. 1. Situace seizmických profilů na lokalitě Kúty.
Fig. 1. Situation of seismic profiles in the Kúty locality.

Kritéria identifikace „stromečkových" struktur

„Stromečkové" struktury, vázané na zlomy s horizontální složkou pohybu („strike-slip"), se oproti podobným zlomům definovaným u nás Greculou (1985), které mají charakter pouze poklesových zlomů, vyznačují těmito charakteristickými prvky (obr. 2; Bally, 1983; Wilcox et al., 1973 aj.):

a) podobají se poklesovým zlomům; vnitřní blok je relativně posunut směrem dolů, okrajové zlomy se rozbíhají směrem nahoru (tvoří tvar V);

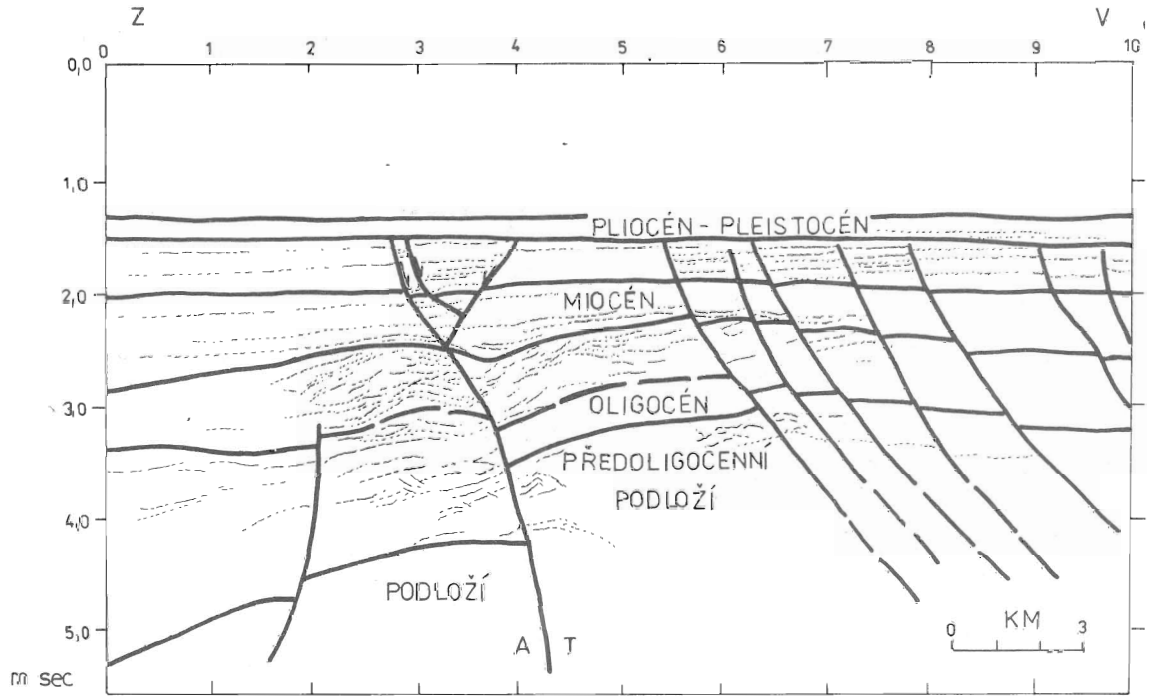
b) je patrna všeobecná absence doprovodných struktur naznačujících zkrácení;

c) na okraji jednoho ze zlomů se objevují antiklinální flexury, paralelní se zlomem; flexury se často objevují přímo v pokleslé části synformy;

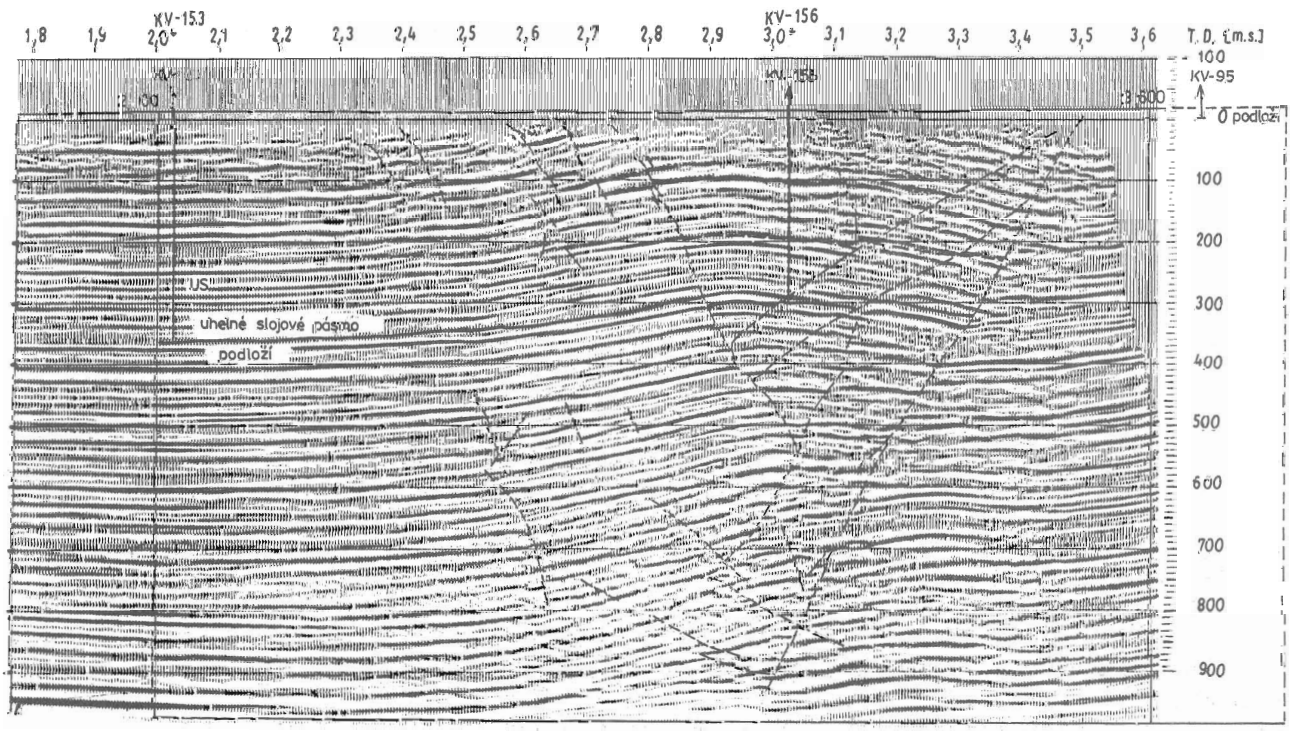
d) přítomny jsou i malé násunové zlomy, pokud se divergentní rozhraní ohýbá (stáčí);

e) anomálně zmenšena (zvětšena) je mocnost souvrství;

f) pozorují se změny ve výšce poklesu na zlomu ve směru do hloubky.



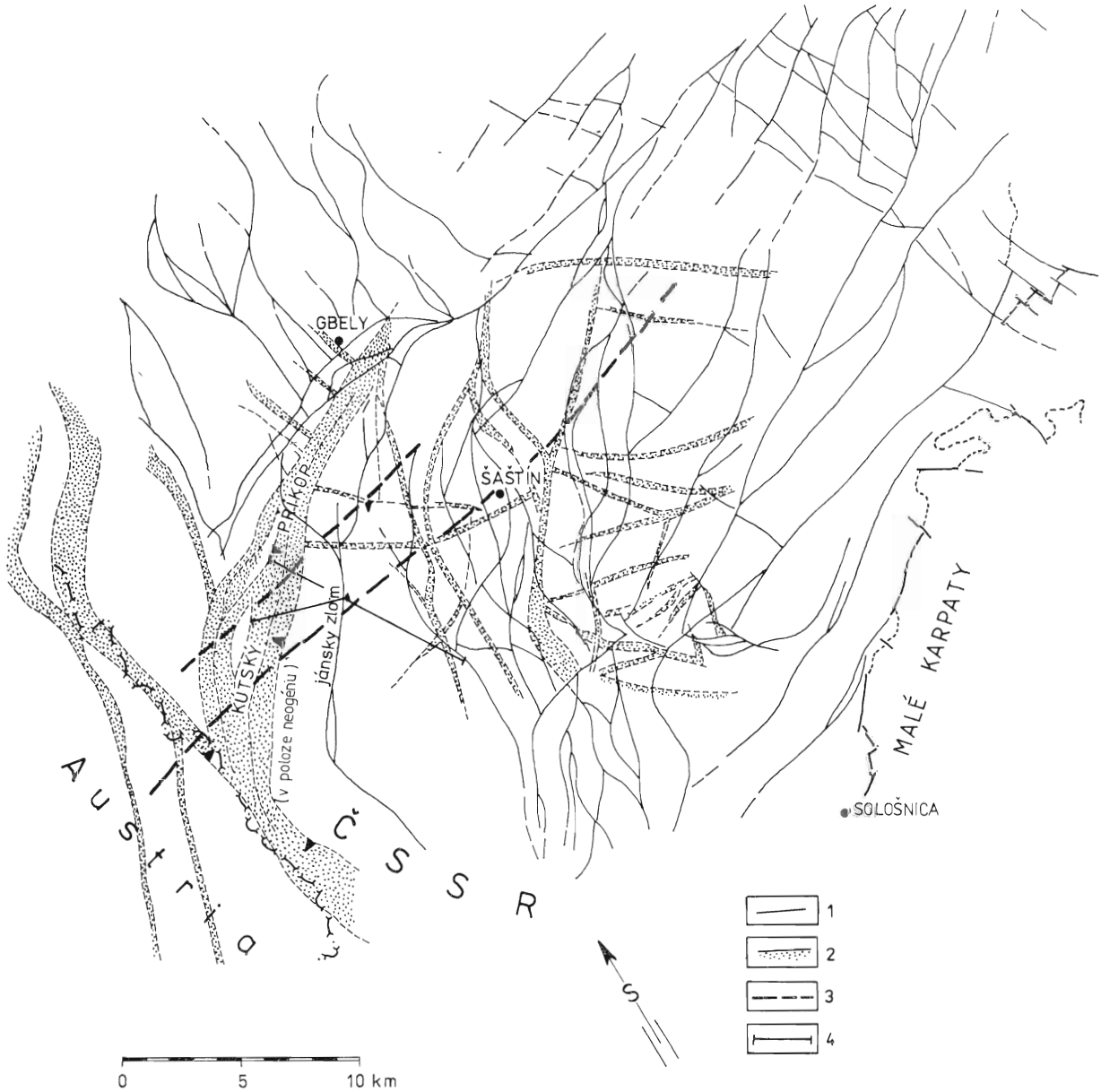
Obr. 2. Příklad negativní „stromečkové" struktury patřící k divergentnímu typu transkurentního systému (Harding in Bally, ed., 1983).
Fig. 2. An example of negative "flower" structure belonging to the divergent type of transcurrent system (Harding in Bally, ed., 1983).



Obr. 3. Seizmický profil M 25/87 s projevem „stromečkové" struktury. a — časový řez, b — schematizovaná interpretace.
Fig. 3. M 25/87 seismic profile with manifestation of the "flower" structure, a — time section, b — schematic interpretation.

Seizmické údaje

Dokumentovaný seizmický reflexní profil M 25/87 byl proměřen jako jeden z řady profilů detailního seizmického měření v rámci úkolu „Slovensko, uhlí — geofyzika" (Džuppa et al., 1987). Profil byl situován do oblasti Kúty-jih za účelem sledování uhelné sloje a zachycení jámského zlomu poklesového charakteru, který prostorově ohraničuje výskyt lignitové sloje směrem na východ.



Obr. 4. Pozice „stromečkové" struktury v tektonickém plánu vídeňské pánve. 1 — zlomy na povrchu (Maheľ, ed., 1961; Buday, ed., 1961), 2 — zlomy na podloží neogénu (Kocák et al., 1988), 3 — interpretovaná rozhraní z družicových snímků (Janků et al., 1987), 4 — seismický profil.

Fig. 4. Position of the "flower" structure in tectonic plan of the Vienna Basin. 1 — faults at the surface. (Maheľ, ed., 1961; Buday, ed., 1961), 2 — faults in the Neogene basement (Kocák et al., 1988), 3 — boundaries interpreted from satellite images (Janků et al., 1987), 4 — seismic profil.

Výsledný seizmický řez zachycuje reálně nejsvrchnější partie sedimentárních souvrství, a to do času 600—800 ms od srovnávací hladiny 150 m n. m.

Po zpracování se na časovém řezu objevila složitá struktura „stromečkového" charakteru („flower structure"), která se jeví jako výsledek několika po sobě následujících dynamických deformací a procesů (obr. 3). Na lignitové sloji (v časovém řezu zachyceném nejvýraznějším souvislým reflexem na časech 300—380 ms) se tato struktura projevila tak, že v pravé části časového řezu uhelnou sloj tektonicky omezila (staničení 3,3—3,4 km, kde je patrný pokles řádově ve stovkách metrů). Dále je patrné v prostoru vlastní struktury vydutí uhelné sloje (staničení 2,5—3,4 km) a okolních sedimentárních souvrství, jejich rozlámání a poklesnutí těchto dílčích částí (řádově o desítky metrů).

Průběh uhelné sloje na časovém řezu byl sledován a korelován s jejím výskytem ve strukturních vrtech Ku-94, Ku-153, Ku-156, Ku-95, které byly

rozmístěny podél profilu za účelem zachycení a identifikace uhelné sloje. Na vrtech Ku-94, Ku-153 a Ku-156 byla uhelná sloj zachycena v hloubce cca 336—277,5 m (obr. 3). Na vrtu Ku-95, který se nachází o několik desítek metrů dále ve směru výhodního pokračování profilu, nebyla uhelná sloj zachycena a pod kvartérním pokryvem bylo navrtáno podloží dubňanského souvrství.

Jánský zlom byl zachycen též profilem M 45/87, proměřeným v rámci stejného úkolu v blízkosti obce Sekule. Na časovém řezu se jánský zlom projevil jako jednoduchá zlomová struktura poklesového charakteru. Neobjevují se na něm takové strukturní prvky jako na profilu M 25/87.

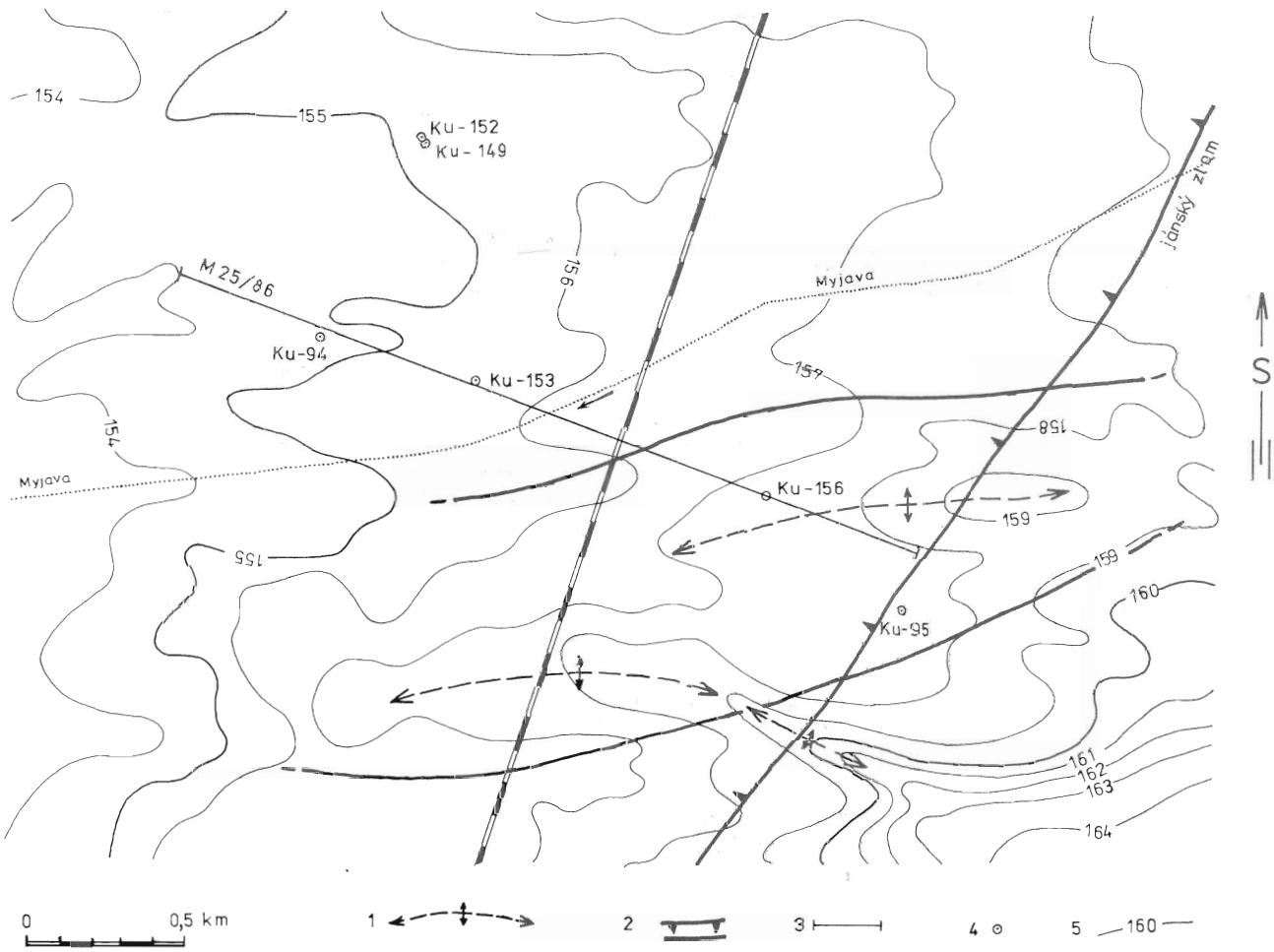
Další zajímavý prvek, svědčící pro vějířový styl na zlomovém systému zachyceném profilem M 25/87, je záznam přesmykového charakteru pohybu některých reflexních rozhraní, např. na západní větvi zlomového systému (staničení 2,85 na čase 100 ms).

Na základě vrtných údajů a porovnání s projevem jánského zlomu na profilu M 45/87 a s profilem 590/76 (Kocák et al., 1977) je možno považovat území v okolí profilu M 25/87 za místo křížení dvou aktivních zlomových systémů, resp. za oblast, kde dochází k bifurkaci jánského zlomového systému (obr. 4).

Za zmínku stojí i skutečnost, že právě v této části území prochází rozhraní směru VSV — ZJZ, patrné na družicových snímcích a doprovázené výrazným tíhovým gradientem. Četnost směrově souhlasných zlomů ve vídeňské pánvi vzrůstá v oblasti Kútů směrem k SV. Ve většině případů jde o zlomy spodnomiocenního stáří.

Výsledky a diskuse

Vzhledem k tomu, že u nás doposud nebyly popsány „stromečkové" struktury, domníváme se,



Obr. 5. Projev pliocenních až kvartérních antiklinálních struktur v topografickém reliéfu v blízkosti „stromečkové" struktury. 1 — osa antiklinály, 2 — zlomy, rozhraní DPZ, 3 — M 25 — seizmický profil, 4 — vrt, 5 — vrstevnice 160 m.

Fig. 5. Manifestation of Pliocene-Quaternary anticline structures in topographic relief near the flower structure. 1 — axis of anticline, 2 — faults, RSM boundaries, 3 — M 25—seismic profile, 4 — borehole, 5 — level line 160 m.

že i v tomto případě nelze vývody vyplývající z tohoto zjištění zevšeobecnit pro území vídeňské pánve. Proto se naše diskuse omezí pouze na prostorové a směrové vztahy mezi zjištěnými zlomy.

Z obrázku 4 je patrna pozice známých zlomů v prostoru kútského příkopu (Maheľ, 1961; Buday, 1961; Kocák et al., 1977). Tzv. myjavsko-podtatranské rozhraní, viditelné na družicových snímcích (Janků et al., 1984), je vyznačeno silně a čárkovaně.

„Stromečková" struktura je zjištěna na profilech M 25/87 a 590/76, probíhajících územím v místě, kde dochází ke křížení systému jánských zlomů se systémem rozhraní viditelných na družicových snímcích. Na profilu M 45/87 (Jihlavec et al., 1988) už tato struktura patrna není.

Z toho usuzujeme, že pohyb nastává na rozhraní směru VSV—ZJZ. Pliocenní až kvartérní antiklinála na západním křídle struktury se projevuje i v reliéfu a je orientována stejným směrem. Podobná paralelní antiklinála se v topografickém podkladu jeví i jižně od profilu M 25/86 (obr. 5), zde však chybějí srovnávací údaje.

Vysvětlit tuto strukturu a s ní spojený zlomový systém nelze v současnosti úplně a jednoznačně, ale přijatelným se jeví spojovat tyto mladé pohyby s oživením již existujících oligocenních až spodnomiocenních zlomových systémů, jak je to patrné i v geologické mapě 1 : 200 000 (list Bratislava — Wien, Maheľ, 1961; Buday, 1961), resp. jak to již dříve předpokládali Janků et al. (1984).

Existence typické vějířové struktury a dalších doprovodných prvků na profilu M 25/87 se tak stává prvním konkrétním důkazem o horizontálních posunech na zlomech ve vídeňské pánvi.

Literatura

Bally, A. W. (Ed.) 1983: Seismic expression of structural styles; A picture and Work atlas. *Vol. III.*

Džuppa, P. et al. 1987: Slovensko — uhlie: geofyzika. Čiastková zpráva za r. 1985—87. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Grecula, P. 1985: Vertikálne vetvenie zlomov. *Mineralia slov., 17, 4, 289—306.*

Harding, T. P. a Lowell, D. J. 1979: Structural styles, their plate tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *AAPG Bull., 63, 1 016—1 058.*

Horváth, F. a Royden, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: A Review. *Earth Evol. Sci., 3—4, 307—316.*

Janků, J., Pospíšil, L. a Vass, D. 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát. *Mineralia slov., 16, 121—137.*

Kocák, A. 1986: Seismický průzkum v jižní části svahů Českého masívu a Vídeňské pánve. *In: Sborník referátů ze semináře „Výzkum hlubinné geologické stavby Československa" 10.—13. 3. 1986, Loučná n/Desnou, 83 s.*

Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktór, S. 1986: Příspěvek interpretace metod DPZ k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. *Mineralia slov., 18, 385—402.*

Sylvester, A. G. a Smith, R. R. 1976: Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. *AAPG Bull., 60, 2 081—2 102.*

Wilcox, R. E., Harding, T. P. a Seely, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. *AAPG Bull., 57, 74—96.*

Evidence for horizontal shifts in the Vienna Basin

The Pliocene — Quaternary flower structure with accompanied elements — domatic structure , a synform and with the indications of reverse faults — has been ascertained on the M 25/87 profile during seismic reflex measurement in the area of the Kúty village.

The flower structure is situated in the place of the crossing or bending and splitting of the Jánske fault from the SW-SE direction to the WSW—ENE direction.

It appears from detail analysis that horizontal movement took place on faults of WSW—ENE direction, which was earlier connected with the existence of the so called Myjava — Subtatric boundary ascertained from satellite images (Janků et al., 1984).

The existence of the flower structure was conformed by reinterpretation of older seismic profile 590/76 (Kocák et al., 1986).

This partial result confirms previous opinions and assumptions on the existence of wrench faults in the Vienna Basin (Horváth — Royden, 1981, Janků et al., 1984 and others).

ZO ŽIVOTA SGS

J. Čurlík, J. Forgáč: **Geochemická interpretácia niektorých poznatkov zo štúdia hornín severogemerického permu** (Bratislava 14. 9. 1989)

Geochemické zhodnotenie hlbokého ložiskového vrtu č. 860 (Novoveská Huta), ktoré sa opiera o podrobné petrografické štúdium vzorkového materiálu, prináša poznatky, ktoré možno využiť pri poznávaní geologickej stavby širokého okolia, ale aj severogemerického permu ako celku.

Podľa stratigrafickej schémy by mal vrt č. 860 s ohľadom na geologickú stavbu, ako ju interpretoval Novotný a Miháľ (1987), prechádzať tzv. hutianskym vulkanickým komplexom s mocnosťou okolo 350 m. Tieto horniny boli klasifikované ako andezity a dacity.

Najdôležitejším poznatkom je fakt, že v tomto vrte sa nepotvrdila opodstatnenosť vyčleňovania tzv. hutianskeho vulkanického komplexu ani hornín andezitovo-dacitovej povahy. V týchto predpokladaných vulkanických horninách sa ani v jednom prípade nezachovalo pôvodné minerálne zloženie a štruktúry tak, aby sa dali použiť pri klasifikačnom zatriedení k dacitom a andezitom. Zistilo sa, že: 1. Horniny majú bridličnaté textúry a metamorfné štruktúry. 2. Základná hmota hornín je ílovitá, kremenito-ílovitá až karbonátovo-ílovitá. 3. Horniny sú často silne kremenité (prekremenené), karbonatizované, s kumuloblastami kremeňa. Vyskytuje sa v nich autigénny turmalín. 4. Sivofialové a fialové variety týchto hornín obsahujú Fe pigment, aký sa vyskytuje v ostatných sedimentárnych komplexoch.

Preukázala sa nápadná geochemická príbuznosť hornín tohto tzv. hutianskeho vulkanického komplexu s ostatnými sedimentárnymi komplexami vo vrte. Petrografické aj geochemické údaje potvrdzujú, že to boli pôvodne klastická s rôznorodým materiálom, ale s nepodstatným obsahom vulkanického materiálu, ktoré boli zmenené (karbonatizované, prekremenené) počas diagenetických až anchimetamorfných procesov.

Prostredie sedimentácie v severogemerickom perme bolo variabilné, prevažne salinné až hypersalinné. Z geochémie bóru, ale aj z rozšírenia evaporitov a karbonátov vo vrte č. 860 a z poznania litologickej povahy hornín vyplýva, že v doteraz vyčleňovaných litostratigrafických jednotkách treba upresniť model sedimentácie. Schematický model sedimentácie, ktorý zostavil Čurlík, Forgáč a Veselský (1986), pre knolské súvrstvie zahrňuje terigénnu sedimentáciu s playas (salinas), sprievodne v soľných jazerách, v petrovohorskom súvrství sedimentáciu terigénnu, vulkanogénnu, soľných jazier a sprievodne v playas, v novoveskom súvrství sedimentáciu terigénnu, lagunárnu, sprievodne soľných jazier a lokálne v sebkhách. Naďalej však ešte nie je vyriešené, v akom prostredí vznikali evapority, ktoré mohli vznikať v soľných lagúnach aj v lagúnach.

V okolí žilných štruktúr zachytených vrtom č. 860, ktoré sa nevyznačujú veľkou mocnosťou ani kovnatosťou, sa nezistili výrazné primárne geochemické anomálie.

J. Mišković: **Mineralogicko-paragenetické pomery na ortuťovom ložisku Rákoš** (Bratislava 7. 9. 1989)

Ortuťové zrudnenie ložiska Rákoš v juhozápadnej časti Spišsko-gemerského rudohoria je situované v bridličnato-karbonátovom súvrství gočaltovskej skupiny (perm). Ložisko vzniklo v podloží smernej tektonickej línie v.—z. smeru oddeľujúcej súvrstvia gočaltovskej skupiny od mezozoických a mladších súvrství. Pri novšom výskume na ložisku sa zistilo niekoľko typov mineralizácie.

Ortuťovú mineralizáciu tvorí: kremeň, ankerit, baryt, sericit, hematit, magnetit, pyrit, chalkopyrit, schwazit, galenit, rumelka a kaolinit.

Mineralizácia karbonátových konkrécií obsahuje: kremeň, siderit, ankerit, sericit, arzenopyrit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, sfalerit, galenit, jamesonit, boulangerit, bournonit, ullmannit, antimón, dickit a kaolinit.

V žilnej mineralizácii sideritovej formácie sú tieto minerály: kremeň, siderit, ankerit, baryt, hematit, pyrit, markazit, chalkopyrit, tetraedrit, Co-gersdorffit, horobetsuit, kobellit (?).

Mineralizáciu oxidačnej zóny tvoria: limonit, baryt, oxidy Mn, chalkantit, melanterit, sadrovec, malachit, chalkozín, covellín, kuprit, tenorit-melakonit, meď, halloyzit a alofán.

Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie

JOZEF HÓK, LADISLAV HRAŠKO

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

(Doručené 6. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 12. 7. 1989)

Deformation analysis of the western part of the Pohorelá line

Trend analysis of dilatation lineations, structure and character of folds, orientation of optic axes of quartz, 001 planes of biotite, deformation analysis and asymmetric structures (evaluated in meso- and microscale) stressed minimally two stages of dynamic working out of the area in Alpine tecto-deformation cycle. The Pohorelá line is a tectonic boundary, which brings the Hron complex (phyllonites, mica schists) and the Kráľova hoľa complex (granitoides, migmatites, gneisses) nearer to each other. It is interpreted, using seismic sounding, as one of Alpine listric faults with charriage characteristic in subhorizontal parts and as a horizontal shift in steeper parts, charriage phenomenon being older.

Úvod

Západný úsek pohorelskej línie prebieha severozápadnou časťou Veporských vrchov (obr. 1). Termín „pohorelská línia" zaviedol do literatúry Zoubek (1957) a označil ním topografický prejav nasunutia kráľovohoľského pásma na pásmo kraklovské. Klinec (1966) pokladá pohorelskú líniu za povrchový prejav širšie chápanej „rimavskej plochy", ktorá je plochou zbliženia, resp. nasunutia kráľovohoľského príkrovu na hronský komplex. Vo svetle dnešných poznatkov predpokladáme, že pohorelská línia je len jednou z viacerých „listrických plôch". Jej význam je umocnený reologickým rozhraním dvoch komplexov (hronský a kráľovohoľský) s rôznou horninovou náplňou, resp. rozdielnym uplatnením metamorfných procesov. Pokiaľ hronský komplex je budovaný prevažne metamorfitmi (fylonity, svory, ojedinele ruly), v horninových súboroch kráľovohoľského komplexu sa uplatňujú okrem migmatitov, rúl, svorov a fylonitov a fylitov značnou mierou aj granitoidy. Pre metamorfity oboch je charakteristický polymetamorfný vývoj, kde okrem regionálnej premeny ich veľmi často postihla aj diaftoréza. Kvalita a kvantita týchto premien však nie je v oboch celkoch rovnaká, čo je aj dôsledok tektogenetických dejov tvoriacich ich dnešnú stavbu.

Hlavnou náplňou deformačnej analýzy bolo zhromaždenie, štúdium a vyhodnotenie štruktúrnych fenoménov v mezo- a mikrookrsku v zmysle Jaroša a Vachtla (1980). Ďalším cieľom bolo poukázať na niektoré metodiky deformačnej analýzy a na možnosti ich efektívneho praktického využitia.

V mezoštruktúrnom okrsku sme merali smer sklonu plôch foliácie. Sem radíme plochy vrstvovej bridličnatosti, plochy kliváže, plochy osových rovín vrás, plochy puklín a kremenných žíl, tiež priebeh plôch S-C mylonitov.

Lineárne charakteristiky pozostávajú z meraného smeru sklonu vrásových osí, lineácií najdlhších osí deformovaných minerálov, príp. budín kremeňa a z ryhovania na tektonizovaných plochách.

V mikrookrsku sme študovali výbrusový materiál z orientovaných vzoriek. Výbrusy na stanovenie prednostnej orientácie c osí kremeňa a plôch 001 biotitu boli orientované v rovine XZ deformačného elipsoidu. Tieto merania sme robili na fedorovskom stolíku metódou Fediuka (1961). Podobným spôsobom sme ich vyhodnocovali.

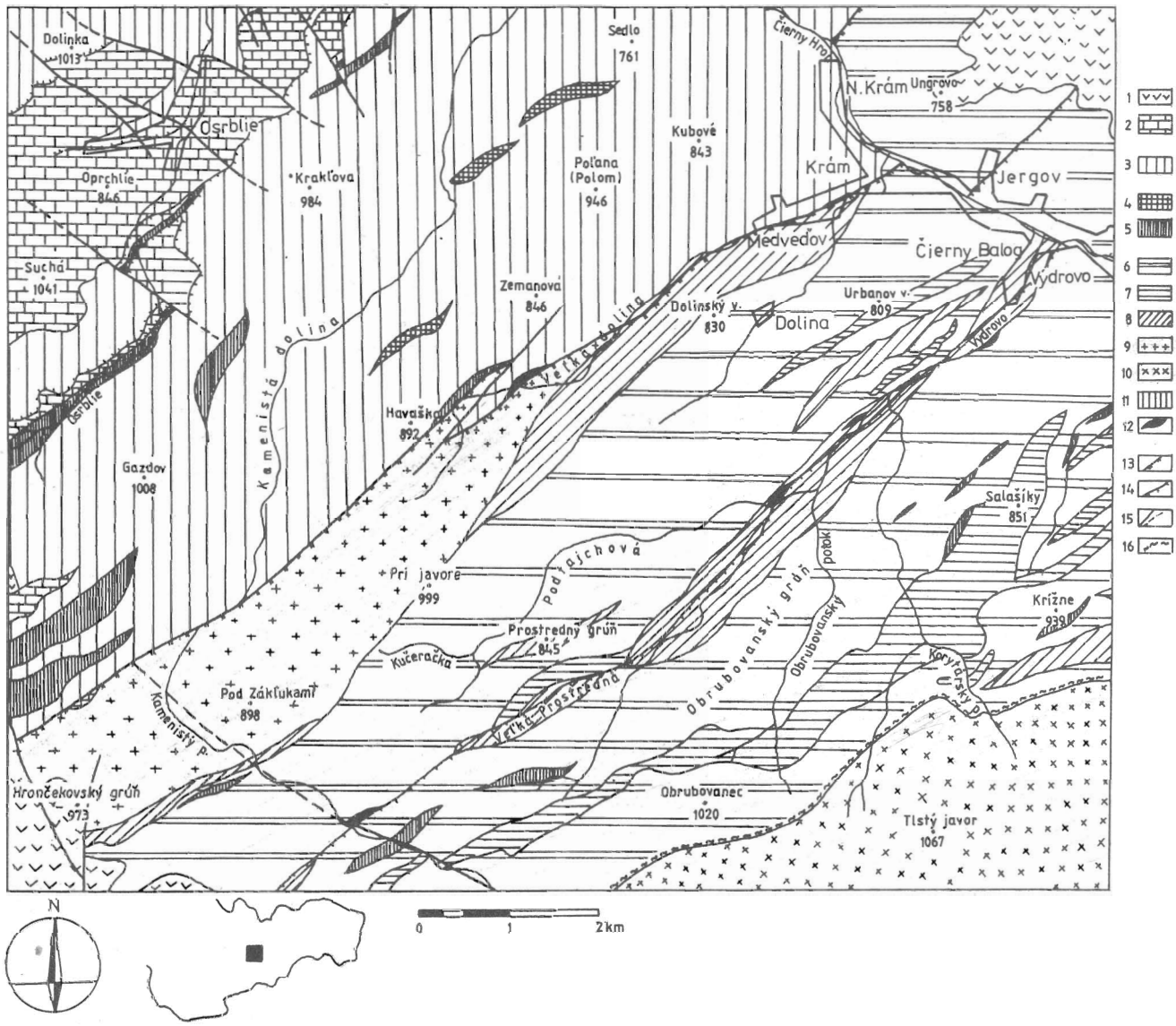
Deformačné elipsoidy sme merali v dvoch vzájomne kolmých rezoch — orientovaných výbrusoch v rovine XZ a YZ. Podobným spôsobom sme určovali zmysel pohybu, resp. strihu na deformovaných minerálov v S—C mylonitoch.

Mezoštruktúrna deformačná analýza

Foliácie

Základné foliačné prvky, ktoré boli spracúvané pri štruktúrnej analýze, sú plochy vrstvovitosti a kryštalizačnej bridličnatosti (metamorfované horniny kryštalinika).

Plochy vrstvovitosti a kryštalizačnej bridličnatosti. Merali sme ich jednak v komplexoch hornín mezozoika severozápadne od priebehu pohorelskej línie, jednak v horninách kryštalinika. Merania boli zacielené na porovnanie deformácie hornín mezozoika a kryštalinika v danom regióne (obr. 2). Po spracovaní výsledkov v Lambertovej sieti (Rajlich, 1980, resp.

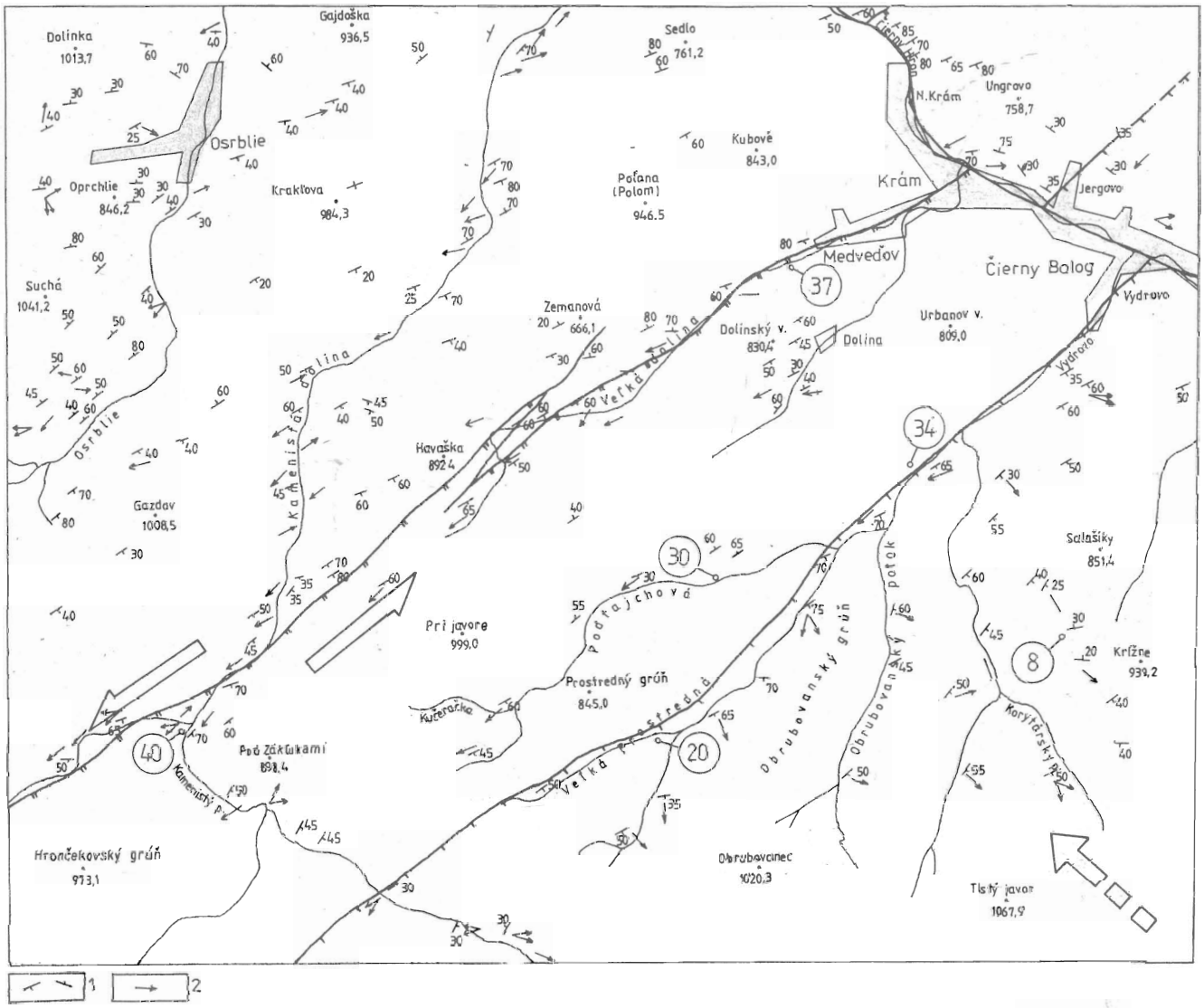


Obr. 1. Prehľadná geologická mapa. 1 — neovulkanity (báden — sarmat), 2 — séria Veľkého boku (mezozoikum — mladšie paleozoikum). Hronský komplex: 3 — albiticko-chloriticko-sericitické fylonity až svory, granatické fylonity a metamorfované produkty „porfyroidy" kyslého vulkanizmu, 4 — biotitické pararuly, 5 — zelené bridlice, amfibolické ruly a amfibolity. Kráľovohoľský komplex: 6 — synkinematické a neskoropostkinematické migmatity, 7 — biotitické a kremenité pararuly, 8 — diaftorické svory až fylonity, grafitické fylonity, 9 — granit — granodiorit typ Hrončok, 10 — granodiorit typ Sihla, 11 — amfibolity, 12 — granitové porfýry, 13 — pohorelská línia, 14 — vydrovský a osrblianský zlom, 15 — zlomy zistené a predpokladané, 16 — mylonity.

Fig. 1. Synoptical geological map. 1 — neovolcanites (Badenian — Sarmatian), 2 — the Veľký bok Group (Mesozoic — Late Paleozoic). The Hron complex: 3 — albite-chlorite-sericite phyllonites to mica schists, garnet phyllonites and metamorphosed products „porphyroides" of acid volcanism, 4 — biotite paragneisses, 5 — green schists, hornblende gneisses, amphibolites. The Kráľova hoľa complex: 6 — synkinematic and late postkinematic migmatites, 7 — biotite and quartz paragneisses, 8 — diaphtoric mica schists and phyllonites, graphitic phyllonites, 9 — granite — granitoid of the Hrončok type, 10 — granitoid of the Sihla type, 11 — amphibolites, 12 — granite porphyries, 13 — the Pohorelá line, 14 — the Vydrovo and Osrblie fault, 15 — faults ascertained and assumed, 16 — mylonites.

Ramsay a Huber, 1983) môžeme konštatovať, že spomínané horninové súbory boli vrásnené spoločne, pričom os konštrukčnej vrásy má smer SV — JZ. Častejšie upadanie plôch na JV poukazuje na severozápadnú vergenciu vrásovej stavby (obr. 3).

Plochy kliváže. V celom území je dominujúca kliváž osovej roviny geneticky spojená s tvorbou vrás. Smer sklonu klivážových plôch je veľmi jednotný — od 150 do 160° so sklonom 60°. V úsekoch s vhodnými reologickými vlastnosťami hornín je vyvinutá krenulačná kliváž. Morfologicky patrí k typu „F", typickému pre krídla vrás, menej k typu „U", vyskytujúcemu sa vo vrcholových častiach — zámkoch vrás (Synek, 1983). Uvedený smer sklonu



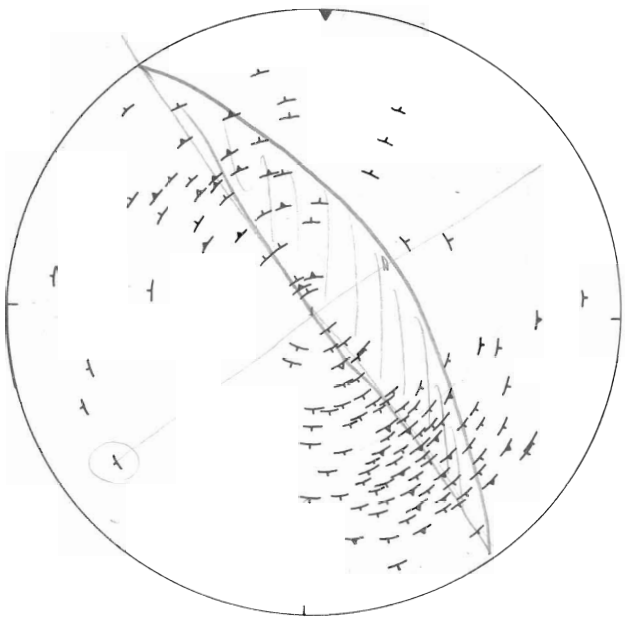
Obr. 2. Hlavné trendy foliácií (1) (vrstvovitosť, vrstvová bridličnatosť) a lineácií (2) (lineácie natiahnutia, ryhovanie) s lokalizáciou odberu orientovaných vzoriek.

Fig. 2. Main trends of foliations (1) (bedding, schistosity) and lineations (2) (dilatation lineations, striation) with localization of sampling of oriented samples.

plôch kliváže osovej roviny a zároveň vyskytujúce sa typy krenulačnej kliváže umožňujú stanoviť vergenciu vrás súhlasne s predchádzajúcim konštatovaním. Existencia opísaných typov krenulačnej kliváže je navyše typická pre chloritovú zónu metamorfného vývoja hornín, čo je v súlade so získanými petrologickými výsledkami.

Plochy osových rovín. Smerovo sú totožné s plochami kliváže, na ich smere sklonu sa dá najnázornejšie dokumentovať vergencia vrás k severozápadu.

Pukliny. Predstavujú zvláštny a veľmi zložitý štruktúrny prvok. Ich genetická klasifikácia v literatúre je nejednotná, ich vzťah k deformačnému poľu je funkciou viacerých premenných a názory na ich genézu sa v mnohom rozchádzajú (Pollard a Aidyn, 1988). Z týchto dôvodov má štúdium puklín pri štruktúrnej analýze v takej exponovanej oblasti len orientačný charakter. Po spracovaní nameraných dát môžeme konštatovať, že pukliny vykazujú dva hlavné systémy smeru SV — JZ a SZ — JV. Intenzívnejšie je vyvinutý systém smeru SZ — JV. Cenné údaje o charaktere a kinematike deformácie nám poskytli pukliny typu „en echelon". Pri ich analýze sme vychádzali predovšetkým z prác Roeringa (1968), Beacha (1975), Ramsaya a Hubera (1983), Mitchela a Forsythea (1988). Ich smer sklonu v blízkosti pohorelskej línie umožňuje určiť sinistrálny zmysel horizontálneho strihu v smere SV — JZ.



Obr. 3. Tektonogram smeru sklonu vrstvovitosti (sklon vyjadrený trojuholníkmi) a vrstvovej bridličnatosti (sklon vyjadrený čiarkou). Sever označený tmavým trojuholníkom na obvode (137 meraní).

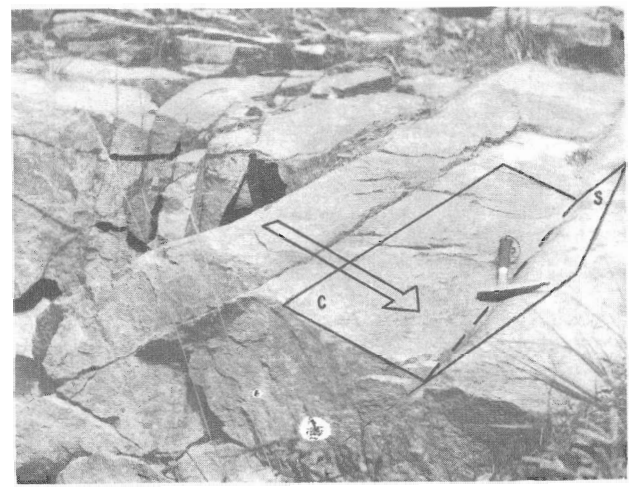
Fig. 3. Tectonogram of dip direction of bedding (dip is marked by triangles) and schistosity (dip is marked by dashes). The North is marked by dark triangle at periphery. Number of measurements 137.

Kremenné žily. Vykazujú, podobne ako pukliny, dva hlavné smery SZ—JV a SV—JZ, oba so strmými sklonmi. Žily smeru SZ—JV vypĺňa masívny biely kremeň, kým žily smeru SV—JZ vypĺňajú poruchové zóny a kremeň v nich tvorí nepravidelné šošovky. Podľa Huraia (1983) oba systémy sú výsledkom alpínskej tektonogenézy, pričom na základe štúdia plynno-kvapalných uzavrenín starším sa javí systém smeru SZ—JV.

S—C mylonity. Po prvý raz ich definovali Berthé et al. (1979) v granitoidných horninách. Autori zároveň vymedzili mechanizmus a hlavné deformačné charakteristiky ich vzniku ako výsledok strižnej deformácie. Lister a Snoke (1984) podrobne analyzovali tento fenomén a vyčlenili 1. typ S—C mylonitov pre granitoidné horniny s tektonickými štruktúrami markantnými v mezookrsku a 2. typ S—C mylonitov pre horniny kryštalických bridlíc s deformáciami lepšie študovateľnými v mikrookrsku. Na základe zákonite orientovaných tektonických foliácií sme mohli v granite typu Hrončok determinovať 1. typ S—C mylonitov s vektorom tektonickej deformácie smeru SV—JZ (obr. 4).

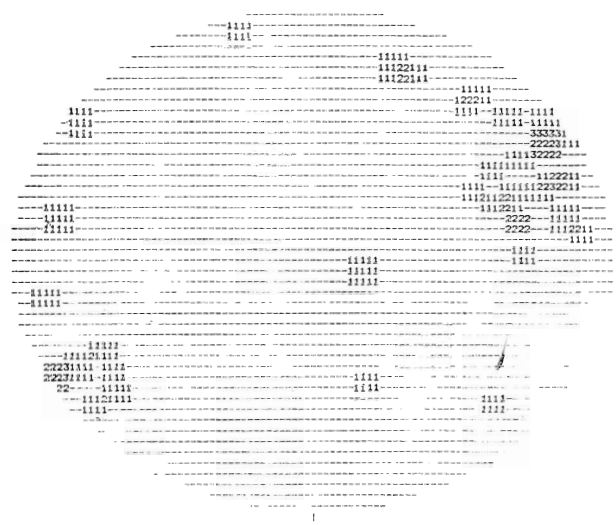
Lineácie

Vrásové osi. V celom regióne majú jednotný smer SV—JZ, pričom sklon varíruje na obe strany do 20°.



Obr. 4. S—C mylonit 1. typu. Granitoid typu Hrončok jz. od kóty Pod Zákľukami (898,0).

Fig. 4. S—C mylonite of the 1st type. Granitoid of the Hrončok type, south-western of Pod Zákľukami elevation point (898.0).

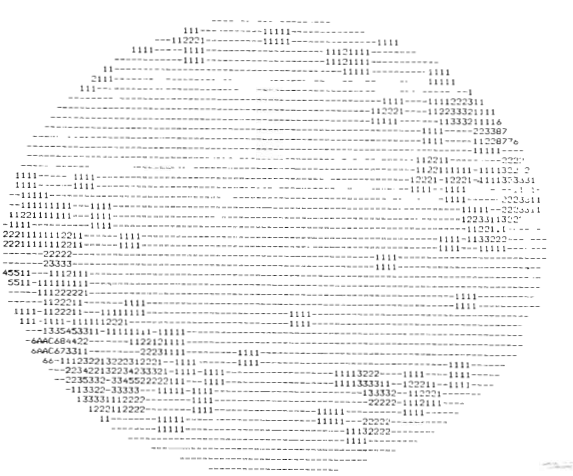


Obr. 5. Kontúrový diagram b osí vrás (27 vstupných údajov).

Fig. 5. Contoured diagram of b-axes of folds (27 entrance data).

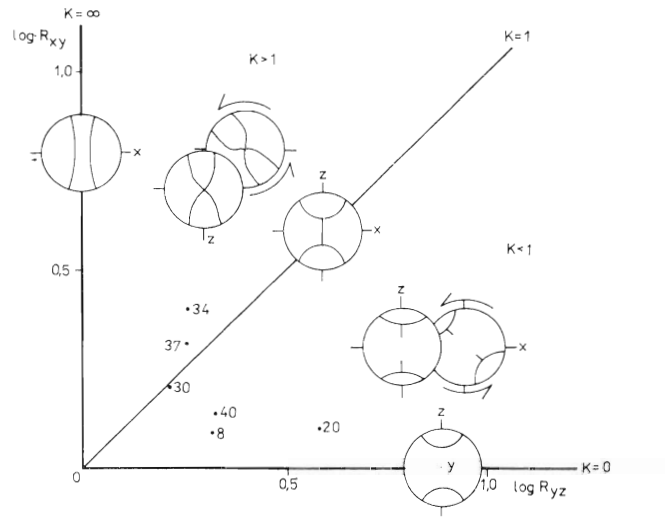
Vrásové osi v mezozoických sekvenciách sú totožné, resp. paralelné s vrásovými osami kryštalických bridlíc. Táto skutočnosť znovu poukazuje, že vrásnenie malo jednotný režim (obr. 5).

Lineácie natiahnutia. K nim radíme najdlhšie osi deformovaných minerálov a budín kremeňa (stotožnené s osou X deformačného elipsoidu). Najdlhšia os indikuje principiálne smer najväčšej extenzie, a tým aj tektonického transportu (stretching lineations). Zároveň sa minerály vplyvom tlaku (resp. strihu) deformujú (Simpson a Schmid, 1983; resp. Passchier a Simpson, 1986). Zákonité deformácie minerálov môžeme využiť ako kinematický indikátor. V tektonickom transporte kráľovohoľského



Obr. 6. Kontúrový diagram lineácií (lineácie natiahnutia, ryhovanie) (86 vstupných údajov).

Fig. 6. Contoured diagram of lineations (lineations of dilatation, striation) (86 entrance data).



Obr 7 Pozícia deformačných elipsoidov získaných analýzou orientovaných vzoriek vo Flinnovom grafe (modifikovanom podľa Ramsaya, 1967). Distribúcia maxím optických c osí kremeňa s naznačeným sinistrálnym strihom (podľa Lawa, 1986; upravené).

Fig. 7. Position of deformation ellipsoides obtained by the analysis of oriented samples in Flinn's diagram (modified according to Ramsay, 1967). Distribution of optic c — axes maxima of quartz with marked left-slip shear (according to Law, 1986; modified).

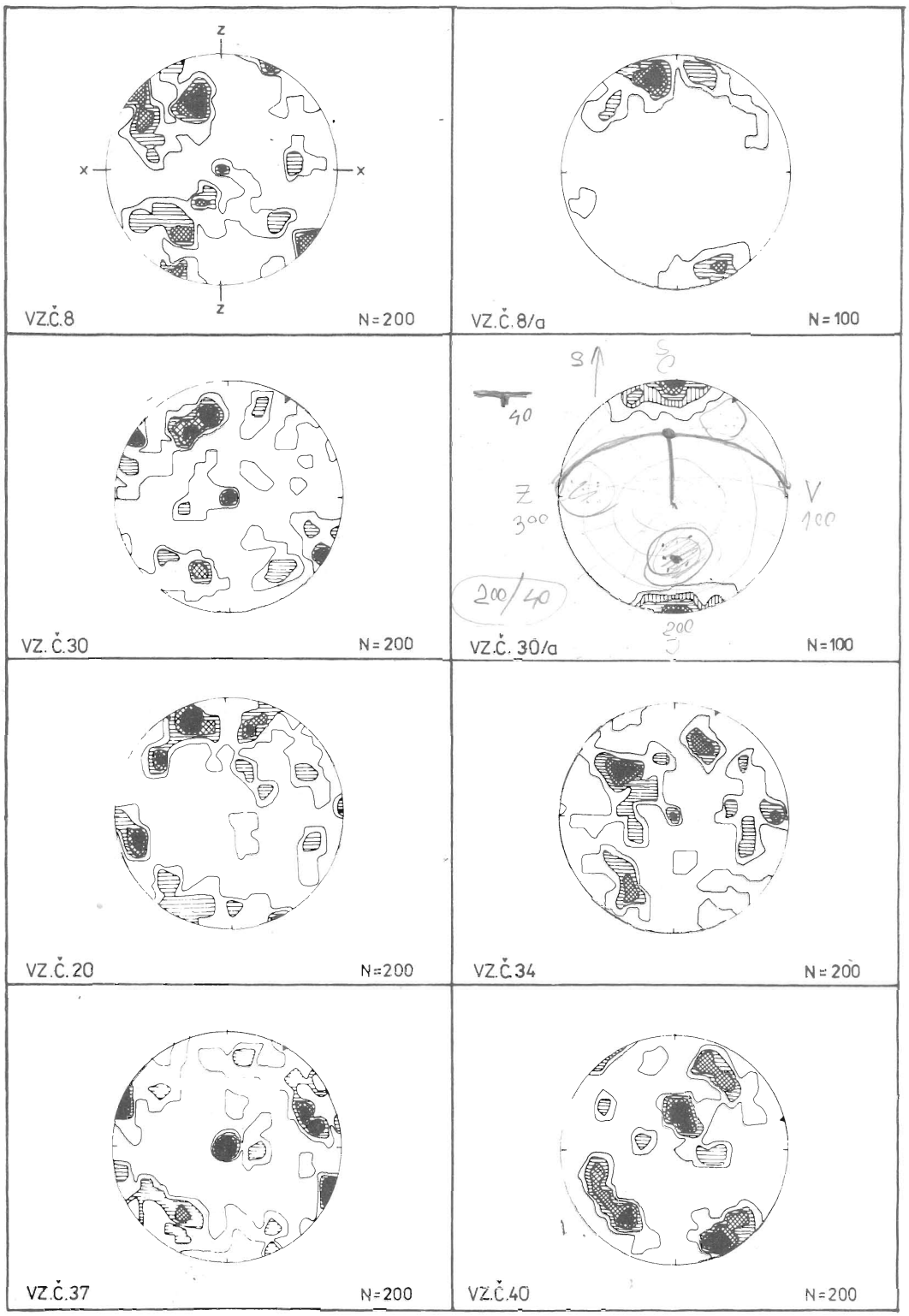
komplexu prevláda smer z JV na SZ. V blízkosti pohorelskej línie je ich smer SV—JZ tak v kráľovohoľskom, ako aj v hronskom komplexe (obr. 2 a 6).

Ryhovanie (striae) na tektonizovaných plochách. Pod týmto pojmom rozumieme ryhovanie spôsobené reorientáciou minerálov, prípadne ich rastom v prednostnom smere na plochách vrstvovitosti, vrstvovej bridličnatosti alebo kliváže. Najklasickejšie je ryhovanie vyvinuté na plochách, ktoré sa zvyčajne označujú ako „tektonické zrkadlá". Pri dostatočnom štatistickom súbore možno pomerne jednoznačne určiť smer a zmysel tektonickej deformácie. Na pohorelskej línii sme po spracovaní údajov mohli konštatovať, že prevládajúcim smerom je SV—JZ a zmysel posunu je ľavostranný. Naproti tomu v širšom okolí prevláda kolmý smer, t. j. sz. — jv. (obr. 2 a 6).

Mikroštruktúrna deformačná analýza

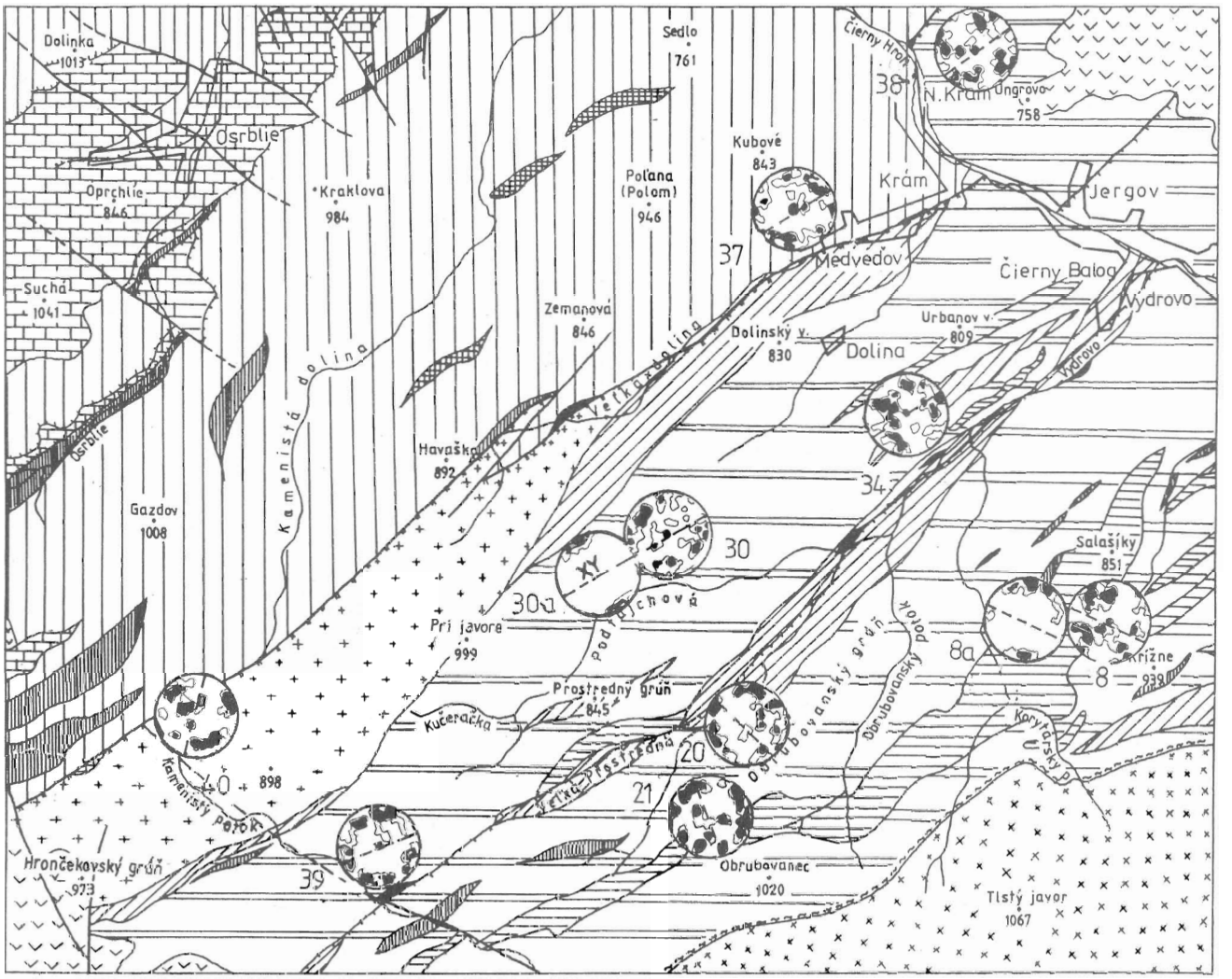
Ťažisko práce pri mikroštruktúrnej analýze spočívalo predovšetkým v meraní a vyhodnocovaní prednostnej orientácie optických osí kremenných zŕn, plôch 001 biotitu a deformačných elipsoidov odvodených z deformovaných zŕn minerálov a v určení zmyslu tektonických pohybov na základe typických deformácií S—C mylonitov 2. typu.

Prednostná orientácia c osí kremeňa. Tieto merania sme robili, aby sme určili smer strižného napätia v horninách a z toho vyplývajúci smer tektonického transportu. Prednostná orientácia optických *c* osí kremeňa závisí od stupňa a spôsobu deformácie horniny. Lister et al. (1978) vyčlenil štyri základné typy — modely tvaru kontúrových diagramov s ohľadom na konečný stav deformácie, t. j. polohu deformovaného objektu vo Flinnovom grafe. Pre lepšiu názornosť môžeme uvažovať o dvoch základných typoch (a ich vzájomných prechodoch). Jeden typ pre „diskový" (oblate) tvar deformačného elipsoidu s maximami sústredenými okolo osi Z. Druhý pre „cigarovitý" (prolate) tvar elipsoidu s pásmi v rovine XY. Pri jednoduchom strihu (simple shear) sa maximá „odchyľujú" z pôvodného miesta v závislosti od smeru strihu. Tento vzťah veľmi názorne podáva Law (1986), (obr. 7). Distribúcia *c* osí kremenných zŕn a s ňou súvisiaca anizotropia prednostnej orientácie v kontúrovom diagrame závisí aj od usporiadania a vzťahu medzi dlhými osami rekryštalizovaných kremenných zŕn a hlavnou foliáciou napr. v S—C mylonitoch (Knipe a Law, 1987; Lister a Snoke, 1984). Pre granitoidné horniny túto problematiku veľmi inštruktívne rozpracoval Burg a Laurent (1978), ktorí dokumentovali súvis medzi intenzitou deformácie a distribučnou anizotropiou optických *c* osí kremeňa v kontúrovom diagrame. Podrobne sa problematikou prednostnej orientácie *c* osí kremeňa pri modelových podmienkach alebo prirodzenej deformácii zaoberá predovšetkým Carreras et al. (1977), Lister (1977), Lister a Price (1978), Law et al. (1984), Law (1987), Etchecopar a Vasseur (1987), Gapais a Cobbolt (1987) a iní. Hlavné smery tektonického transportu odvodené z kontúrových diagramov prednostnej orientácie *c* osí kremeňa v danom území umožňujú dešifrovať násun kráľovohoľského komple-



Obr. 8. Kontúrové diagramy prednostnej orientácie optických c osí kremeňa (vzorky 8, 30, 20, 37, 34, 40) a plôch 001 biotitu (vzorky 8/a a 30/a). N — počet meraní; tmavý trojuholník na obvode označuje sever. Os Y je kolmá na rovinu diagramu, os X je vodorovná, os Z je vertikálna. Kontúry 1 — 3 — 5 — 7 %.

Fig. 8. Contoured diagrams of preferred orientation of optic c-axes of quartz (samples 8,30, 20, 37, 34, 40) and 001 planes of biotite (samples 8/a, 30/a). N — number of measurements, dark triangel on periphery marks the North. Y axis is perpendicular the the plane of diagram, X axis is horizontal, Z axis is vertical. Contours 1 — 3 — 5 — 7 per cent.



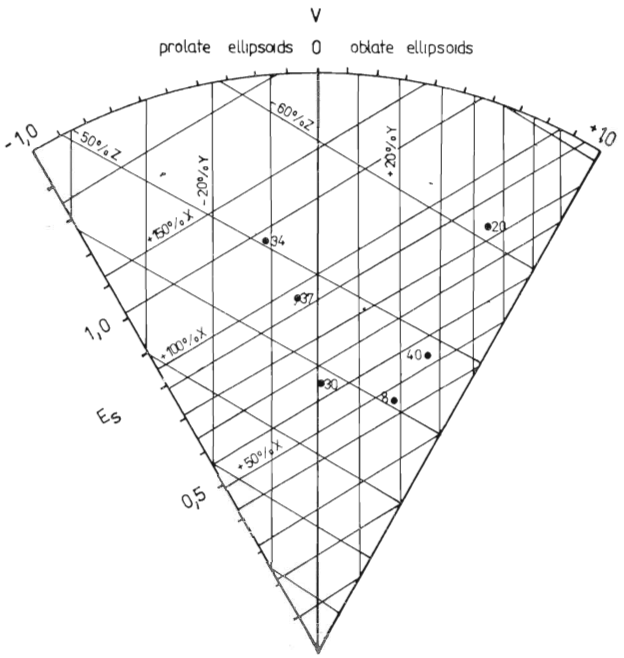
Obr. 8a. Lokalizácia kontúrových diagramov. Prerušovaná čiara označuje rovinu XY.

Fig. 8a. Localization of contoured diagrams. Broken line denotes XY plane.

xu na severozápad (obr. 8 — vz. 8 a 20) a zároveň ľavostranný posun v blízkosti pohorelskej línie (obr. 8 — vz. 30, 34, 37, 40), (porovnaj obr. 10).

Prednostná orientácia plôch 001 biotitu. Podobne ako *c* osí kremeňa aj spodové plochy biotitu pri deformácii vykazujú dobre definovateľné a zákonite rozmiestnené maximá okolo osi Z kontúrového diagramu (obr. 8 — vz. 8/a a 30/a). Túto závislosť najlepšie vidíme pri prechode z nedeformovaných do tektonicky intenzívnejšie prepracovaných hornín (Borg a Handin, 1966; Burg a Laurent, 1978; Wilson a Bell, 1979). Biotit sme v skúmanom území mohli analyzovať len v dvoch vzorkách. Jeho orientácia však jasne potvrdzuje tektonický trend získaný z predchádzajúcich meraní.

Analýza deformovaných minerálov. Pôvodne izometrické a rôzne orientované minerály sa vplyvom tektonického tlaku deformujú a prednostne orientujú. Môžeme ich potom za istých podmienok stotožniť s deformačným elipsoidom, ktorého pretvorenie dosiahlo určitú konečnú deformáciu. Pri analýze sme vychádzali zo štúdia výbrusového materiálu dvojíc orientovaných výbrusov. Merali sme mikrometrickým okulárom v rovine XZ a YZ priamo na deformovaných zrnách. Merania sme navyše „kontrolovali" aj jednoduchou, no spoľahlivou a účinnou metódou podľa Frya (1979). Z takto získaných údajov sme mohli vypočítať hodnoty deformácie pre osi X, Y, Z, ktoré sa potom použili na výpočet určenia polohy daného elipsoidu vo Flinnovom grafe (Flinn, 1962) alebo v jeho modifikovanej verzii (Ramsay, 1967), (obr. 7). Následne môžeme použiť veľmi informatívny graf podaný v práci Lawa (1986), (obr. 9) a priamo odčítať percentuálne skrátenie v osi Zrovnajúce sa skráteniu horninového objektu. Získané výsledky korešpondujú s výskytom opísaných



Obr 9. Grafický záznam stavu konečnej deformácie umožňujúci priame odčítanie extenzie, resp. skrátenia v smeroch hlavných osí deformačného elipsoidu. E_s — logaritmický oktaedrický strih, V — Lodeov parameter (podľa Lawa, 1986).

Fig. 9. Graphic record of the final deformation state, which enables direct reading of extension or shortening in directions of main axes of deformation ellipsoid. E_s — logarithmic octahedric shear, V — Lode's parameter (according to Law, 1986).

typov kliváže, ktorá sa objavuje až pri určitom skrátení priestoru (Siddans, 1977). Na základe získaných údajov môžeme vypočítať aj relatívnu hodnotu posunu, ktorá je značne variabilná a pohybuje sa od 0,5 do 1,5 dĺžkovej jednotky na jednotku mocnosti (centimetra, metra atď). Z uvedeného vidieť, že intenzita deformácie v danom území nebola rozložená homogénne. Poukazuje na to aj hustota disjunktívnych deformácií (trhliny, mylonitové pásma, kremenné žily, výrazné tektonické zrkadlá), ktorá v pásme fylonitov v blízkosti pohorelskej línie dosahuje hodnotu 35 až 45 a v zóne vydrovského zlomu 30 až 35 dislokácií na sto metrov. Táto skutočnosť ilustruje účinok strižnej deformácie v exponovanejších zónach na rozdiel od okolia, kde je hodnota 5, maximálne 10 dislokácií na sto metrov. S tým by mohla súvisieť aj nejednotná petrologická interpretácia alpínskej diaftorézy v danom regióne (obr. 1).

Orientácia deformačných elipsoidov potvrdzuje hlavné smerové deformačné trendy. Smery SZ—JV, do ktorých spadajú typy cigarovitých (prolate) elipsoidov (obr. 7), súvisia s ich splošťovaním pri tvorbe vrás a zároveň súvisia s násunovým charakterom tektonickej deformácie v kráľovohoľskom komplexe (obr. 10). Hlavný tektonický transport v oblasti jv. od pohorelskej línie sa dial v smere na severozápad, migrácia materiálu v horninách bola orientovaná týmto smerom (obr. 11). Extenzia sa však prejavila tak v osi X, ako aj v osi Y deformačného elipsoidu (obr. 9). Tento fakt zrejme ovplyvnil tvorbu kremenných žíl smeru SZ—JV. Vznik žíl smeru SV—JZ je podmienený strižným, resp. posunovým charakterom deformácie v blízkosti pohorelskej línie (cf. stať mezoštruktúrna deformačná analýza).

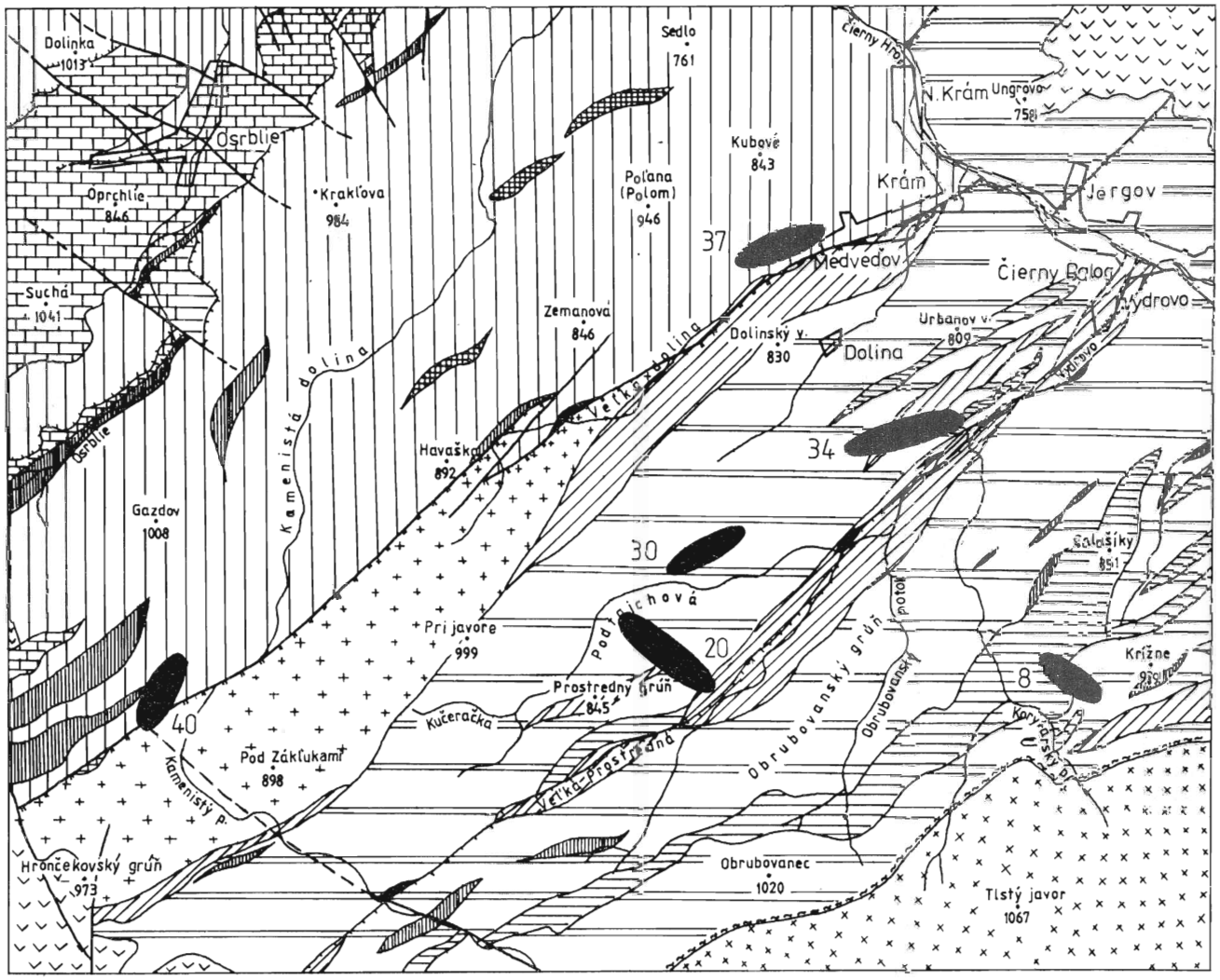
S—C mylonity. Smer transportu sme určovali aj na základe typických deformácií vyvinutých v 2. type S—C mylonitov (Choukroune et al., 1987; Simpson a Schmid, 1983; príp. Driesche a Burn, 1987). V tomto prípade konštatujeme, že sa jedná o dva hlavné smery, a to smer z JV na SZ a sinistrálny horizontálny posun v blízkosti pohorelskej línie smeru SV—JZ (obr. 12).

Diskusia

Ako vidieť z hodnôt smeru sklonu plôch vrstvovitosti a vrstvovej bridličnatosti, ako aj zo smerov sklonov vrásových osí, najmarkantnejším prvkom je vrásová deformácia celého územia. Z toho vyplýva, že celé územie bolo prevrásnené v jednom akte spoločne, to znamená v alpínskom orogenetickom cykle. Vergencia vrásových rovín spolu s vyvinutými typmi kliváže indikuje vrásovo-násunový charakter celej oblasti s násunom na severozápad. Dokladom toho je aj pozícia hornín kryštalinika na mezozoických sekvenciách a ich spoločné prevrásnenie v rade odkryvov v širšom okolí Osrblia. Takýto mechanizmus potvrdzujú aj lineácie juhovýchodnej časti územia (obr. 2 a 6). Neskôr alebo súčasne sa v čele kráľovohoľského komplexu zmenila orientácia sunutia, čo zase veľmi dobre dokumentujú lineácie (obr. 2 a 6). Takéto prípady sú opísané aj z iných oblastí (napr. Carreras a Casas, 1987; Ghosh a Sengupta, 1987 a iní). Napriek tomu sme tento jav podrobili aj skúmaniu v mikrookrsku a výsledky potvrdzujú uzávery mezoštruktúrnej analýzy.

Zarážajúcou sa nám javí skutočnosť, že sme nenašli štruktúrne prvky, ktoré by sa vzťahovali na starší tektonometamorfný cyklus a ktoré sú z iných častí veporika veľmi dobre dokumentované (Bezák, 1988). Datovanie veku granitoidov typu Hrončok metódou K-Ar vykazuje kriedový vek (Kantor, 1960), ktorý je však pravdepodobne len vekom poslednej intenzívnej tektonometamorfnej — alpínskej etapy. O prítomnosti staršieho tektonometamorfného cyklu však hovorí polymetamorfný charakter hornín. Je možné, že alpínska tektogenéza zotrela štruktúrne prejavy staršieho orogénu a na úrovni našich dnešných poznatkov ich nevieme uspokojivo definovať.

Model tektonického vývinu. Po spracovaní štruktúrnych tektonických údajov a s ohľadom na výsledky

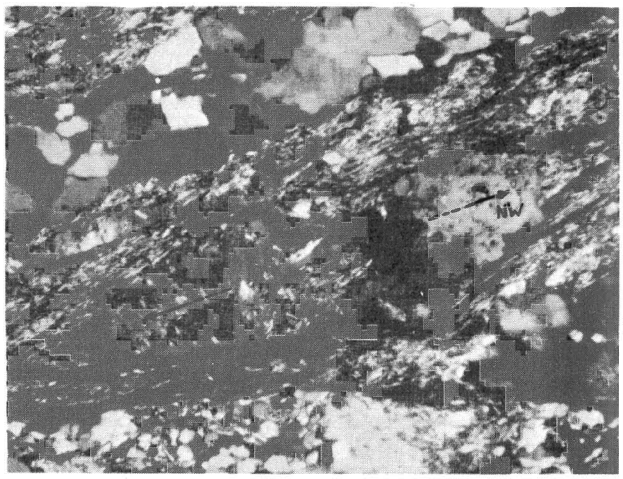


Obr. 10. Pozícia a tvar deformačných elipsoidov v skúmanej oblasti. Dlhá os indikuje smer hlavného tektonického transportu. Rezy v rovine XY.

Fig. 10. Position and shape of deformation ellipsoides in the investigated area. Long axis indicates the direction of main tectonic transport. Cuts in XY plane.

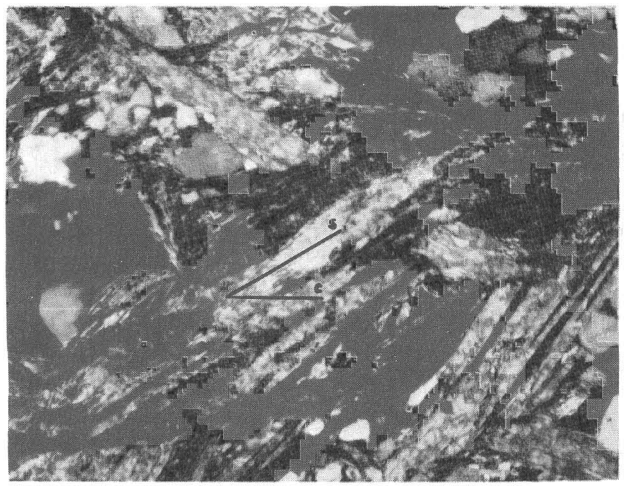
geofyzikálnych prác (Tomek et al., 1987; Varga a Láda, 1988) sme vychádzali zo základných charakteristík územia — vrásovo-šupinovej stavby a indikovaného sinistrálneho horizontálneho posunu.

Situáciu pred alpínskym orogénom nevieme interpretovať, pretože sme nenašli deformačný záznam hercýnskej stavby. Vychádzame z predstavy, že kráľovohoľský komplex bol presúvaný na hronský komplex z juhovýchodu na severozápad. V priestore dnešného priebehu pohorelskej línie zrejme existovala výrazná priestorová diskontinuita, na ktorej vznikla listrická plocha pravdepodobne odvodená od čertovickej, prípadne osrblianskej línie, ktoré prebiehajú v podloží. Také mechanizmy sú pomerne dobre preskúmané a dokumentované v literatúre (Ramsay a Huber, 1987). Na tejto diskontinuite sa kráľovohoľský komplex presunul na hronský komplex, ktorý bol súčasne prevrásnený. Tento fakt dokumentuje prevrásnené mezozoikum a výskyt rauwackov v priebehu pohorelskej línie. Rauwacky pôvodne predstavovali karbonátové horniny zmenené vplyvom nadložných tlakov do dnešnej podoby (Masson, 1972). S pokračujúcim tlakom na „predpolie" presúvaného kráľovohoľského komplexu sa listrické zlomy pohorelskej línie a paralelného zlomu Vydrovskej doliny (Krist a Siegl, 1971) zostrmovali a súčasne relatívne poklesávalo územie juhovýchodne od pohorelskej línie. So skracovaním územia súvisí aj vznik kliváže osovej roviny a prechod zložky napätia orientovanej v smere SZ—JV na smer SV—JZ už na plochách vzniknutých diskontinuít (zostrmených úsekoch listrických plôch, kliváže atď.)



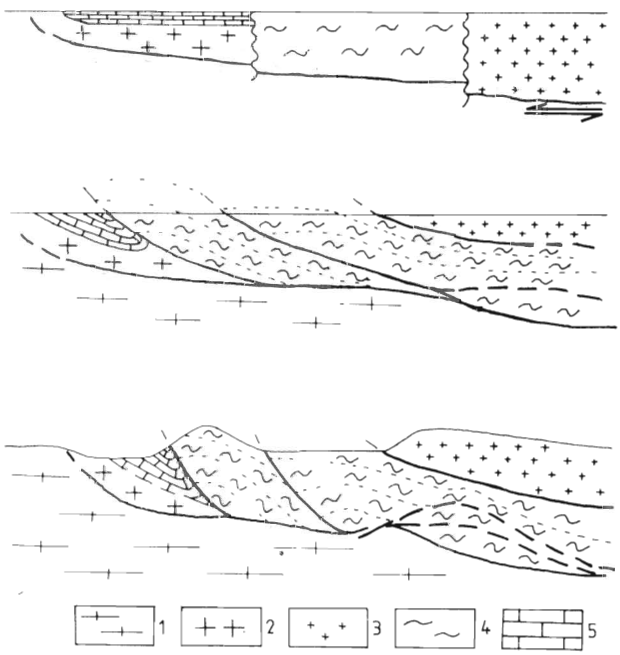
Obr. 11. Krehko-plastická deformácia porfyroblastu živca v extenznom režime. Os X v smere extenzie je sz.-jv. Vzorka č. 20, zv. 22x, × nikoly.

Fig. 11. Brittle-plastic deformation of feldspar pseudophenocryst in extension regimen. X axis in the direction of extension is NW—SE. Sample No. 20, magn. x22, × nicols.



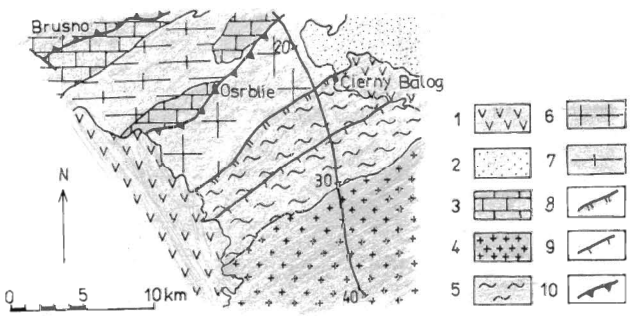
Obr. 12. Charakteristická deformácia v S—C mylonitoch 2. typu. Vzorka č. 34, zv. 38x, × nikoly.

Fig. 12. Characteristic deformation in S–C mylonites of the 2nd type. Sample No. 34, magn. x38, × nicols.



Obr. 13. Model tektonického vývoja širšej oblasti pohorelskej línie. Rezy orientované v smere SZ—JV. 1 — tatrikum, 2 — hronský komplex, 3 — granitoid typ Sihla, 4 — kráľovohoľský príkrov, 5 — séria Veľkého boku.

Fig. 13. Model of tectonic development in wider environs of the Pohorelá line. Sections are oriented in the NW—SE direction. 1 — Tatricum, 2 — the Hron complex, 3 — granitoid of the Sihla type, 4 — the Kráľova hoľa nappe, 5 — the Veľký bok Group.



Obr. 14. Priebeh migrovaného časového rezu 2T/85 („Line Drawing") v úseku 20.—40. km. 1 — neovulkanity, 2 — paleogénne sedimenty breznianskej panvy, 3 — mezozoikum subtatrika, 4 — granitoidy veporika, 5 — kryštalické bridlice kráľovohoľského komplexu, 6 — kryštalické bridlice hronského komplexu, 7 — kryštalické bridlice ľubietovského pásma, 8 — pohorelská línia, 9 — vydrovský zlom, 10 — osrblianský zlom.

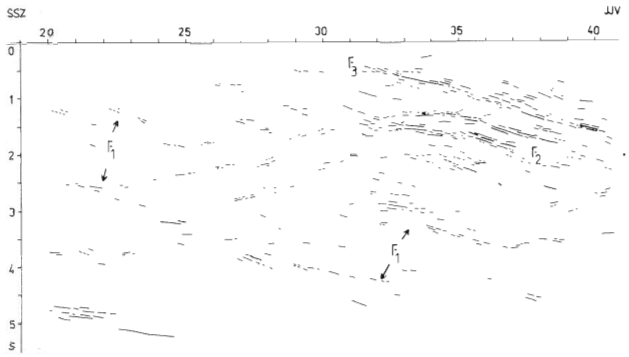
Fig. 14. Course of 2T/85 migrated time section („Line Drawing") in the lenght of 20—40 km. 1 — neovolcanites, 2 — Paleogene sediments of the Brezno Basin, 3 — Mesozoic of Subtatricum, 4 — granitoids of Veporicum, 5 — crystalline schists of the Kráľova hoľa complex, 6 — crystalline schists of the Hron complex, 7 — crystalline schists of the Ľubietová zone, 8 — the Pohorelá line, 9 — the Vydrovo fault, 10 — the Osrblie fault.

(obr. 13). Pri predkladanom modeli vychádzame zo záznamu reflexno-seizmického profilu 2T v skúmanej oblasti (obr. 14 a 15).

Na interpretáciu sme za vhodný považovali model uvedený v práci Woodcocka a Fischera (1986), ktorý umožňuje vysvetliť aj seizmický záznam plôch orientovaných na severozápad (spätný prešmyk).

Záver

Všeobecne môžeme o stavbe územia povedať, že má násunový, resp. šupinovo-príkrovový charakter.



Obr. 15. Výsek migrovaného časového rezu 27/85 („Line Drawing") v úseku 20.—40. km.

Fig. 15. Section of the migrated time profile 27/85 („Line Drawing") in the lenght of 20—40 km.

Kráľovohoľský komplex je nasunutý severozápadne na horninový súbor hronského komplexu a v blízkosti ich styku je postihnutý dislokačnými pohybmi, ktoré majú charakter horizontálneho ľavostranného posunu smeru SV — JZ. Na základe výsledkov štruktúrnej a deformačnej analýzy sa domnievame, že spomenuté tektonické fenomény sú výsledkom alpínskej tektonometamorfnej etapy.

Literatúra

Beach, A. 1975: The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics, 28, 245—263.*

Berthé, D., Choukroune, P. a Jegouzo, P. 1979: Ortogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South American Shear-Zone. *J. struct. Geol., 1, 31—42.*

Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov., 20, 131—142.*

Borg, I. a Handin, J. 1966: Experimental deformation of crystalline rocks. *Tectonophysics, 3, 249—368.*

Burg, J. P. a Laurent, P. 1978: Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics, 47, 15—52.*

Carreras, J., Estrada, A. a White, S. 1977: The effects of folding on the C—axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics, 39, 3—24.*

Carreras, J. a Casas, J. M. 1987: On folding and shear zone development: A mesoscale structural study on the transition between two different tectonic styles. *Tectonophysics, 135, 87—98.*

Choukroune, P., Gapais, D. a Merle, O. 1987: Shear criteria and structural symetry. *J. struct. Geol. 9, 525—530.*

Driesche Van den, J. a Burn, I. P. 1987: Rolling structures at large shear strain. *J. struct. Geol., 9, 691—704.*

Etchecopar, A., a Vasseur, G. 1987: A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. *J. struct. Geol., 9, 705—717.*

Fediuk, F. 1961: Fjodorovova mikroskopická metóda. *Praha, ČSAV, 185 s.*

Flinn, D. 1962: On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. Jl. Geol. Soc. Lond., 118, 385—428.*

Fry, A. 1979: Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics, 60, 89—105.*

Gapais, D. a Cobbold, P. R. 1987: Slip system domains. 2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics, 138, 289—309.*

Ghosh, S. K. a Sengupta, S. 1987: Progressive development of structures in a ductile shear zone. *J. struct. Geol., 9, 277—287.*

Hurai, V. 1983: Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín. *Mineralia slov., 15, 243—260.*

Jaroš, J. a Vachtl, J. 1980: Strukturní geologie obecná a systematická. I. *Praha, UK, 267 s.*

Kantor, J. 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. *Geol. Práce, Zpr., 19, 23—30.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 7—28.*

Knipe, R. J. a Law, R. D. 1987: The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration on microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. *Tectonophysics, 125, 155—169.*

Krist, E. a Siegl, K. 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti kraklovského a kráľovohoľského kryštalinika veporíd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21, 45—46.*

Law, R. D. 1986: Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice Quartzites of Plougastel, Western Britany. *J. struct. Geol., 8, 493—515.*

Law, R. D. 1987: Heterogenous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine thrust zone at the Stack of Glencoul, Northern Asynt. *J. struct. Geol., 9, 819—833.*

Law, R. D., Knipe, R. J. a Dayan, H. 1984: Strain path partitioning within thrust sheets: Microstructural and petrofabric evidence from Moine thrust zone at Loch Eriboll, Northwest Scotland. *J. struct. Geol., 6, 477—497*

Lister, G. S. 1977: Discussion: crossed-girdle C-axis fabrics in quarzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics, 39, 51—54.*

Lister, G. S., Paterson, M. S. a Hobbs, B. F. 1978: The situation of fabric development in plastic deformation and its application to quarzites: the model. *Tectonophysics, 45, 107—158.*

Lister, G. S. a Price, G. P. 1978: Fabric development in quartzfeldspar mylonite. *Tectonophysics, 49, 37—78.*

Lister, G. S. a Snoke, A. W. 1984: S-C mylonites. *J. struct. Geol., 6, 617—638.*

Masson, H. 1972: Sur l'origine de la corneville par fracturation hydraulique. *Ecl. Geol. Helv., 65, 1, 27—41*

Mitchel, J. P. a Forsythe, R. D. 1988: Late Paleozoic noncoaxial deformation in the Green Pond outlier, New Jersey, Highlands. *Bull. Geol. Soc. Amer., 100, 45—59.*

Paschier, C. W a Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. struct. Geol., 8, 831—843.*

Pollard, D. D. a Aydin, A. 1988: Progress in understanding jointing over the past century. *Bull. Geol. Soc. Amer., 100, 1 181—1 204.*

Rajlich, P. 1980: Analýza orientovaných dát v geológii. *Knih. Ústř. Úst. geol., 54.*

Ramsay, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. *New York, McGraw-Hill, 568 s.*

Ramsay, J. G. a Huber, M. I. 1983: The techniques of modern structural geology. *Vol. 1. London, Academic Press, 295 s.*

Ramsay, J. G. a Huber, M. I. 1987: The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. *London, Academic Press, 309—697.*

Roering, C. 1968: The geometrical significance of natural en-echelon crack arrays. *Tectonophysics, 5, 107—123.*

Siddans, A. W. B. 1977: The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics, 39, 533—557*

Simpson, C. a Schmid, M. S. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sence of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 1 281—1 288.*

Synek, J. 1983: Morphology of crenulation cleavage in NW umb of the Teplá—Barrandian Proterozoic. *Věst. Ústř. Úst. geol., 58, 2, 65—74.*

Tomek, Č. et al. 1987: Dílčí správa o hlubinném reflexněseizmic-

kém průzkumu metodou SRB na profilech 2T v oblastech flyšového pásma na Oravě, vnitrokarpatských jednotek a neogénu Lučenecko-rimavské kotliny za roky 1983—85. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Varga, G. a Láda, F. 1988: Magnetoteluric measurement along profile 2T. *Budapest, Eötvős loránd geophysical institute of Hungary, 1—10.*

Wilson, C. L. J. a Bell, I. A. 1979: Deformation of biotite and muscovite: optical microstructure. *Tectonophysics, 58, 179—200.*

Woodcock, N. H. a Fischer, M. 1986: Strike-slip model. *J. struct. Geol., 8, 725—735.*

Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46, 38—50.*

Deformation analysis of the western part of the Pohorelá line

The western part of the Pohorelá line represents a classical area of the boundary of the Hron and Kráľova hoľa complex respectively. The work is aimed to the solution of structural character of the boundary of the above complexes using selective units of deformation analysis. On the basis of size scale we worked in meso and microscale respectively. Mesoscale deformation analysis covers bedding and schistosity planes. The result of their evaluation is that the area was folded together during Alpine tectometamorphic cycle. The vergency of fold assemblages is that of northwestern, i.e. rocks were overthrusted from SE to NW. This fact is also documented by the orientation of cleavage planes and S—C mylonites. Results of the investigation of lineations of dilatation, striation on tectonic planes, orientation of "en echelon" joints and S—C mylonites, which change their strike from NW—SE to NE—SW near the Pohorelá line, suggest left-slip horizontal shift of the Kráľova hoľa complex. Microscale deformation analysis was done for the purpose of acknowledgement of results obtained by previous observations. Preferred orientation of c-axes of quartz and 001 planes of biotite was analysed in microscale. We have used deformed geological objects for analysis of deformation field by the method of deformation ellipsoid. At the same time we analysed regularly oriented deformations of S—C mylonites of the 2nd type. Data obtained by microstructural analysis are in correspondence with the data obtained in mesoscale. We can acknowledge that the Kráľova hoľa complex is overthrust on the Hron complex from SE to NW. The Pohorelá line represents, together with the fault running through the Vydrovo Valley subordinate listric, planes, derived evidently from the Čertovica or Osrblie tectonic line, running in the basement. Tectonic movement on these planes had two components. Charriage-nappe — oriented towards NW. This movement took place on subhorizontal parts of listric faults, mainly in the initial stage. Shear-dislocation component had a character of horizontal left-slip fault and it was situated in subsurface parts of listric planes, which get steep. The formation of the nappe structure and of horizontal shift is placed into Alpine orogenic cycle, unified tectometamorfic style in crystalline rock complexes and Mesozoic rocks and the occurence of Mesozoic rocks in the Pohorelá line points out this fact. Polymetamorphosis of rocks of the Hron and the Kráľova hoľa complex witness the presence of older (Hercynian) tectometamorphic cycle. Structural record of older orogene is, however, worked out by younger (Alpine) deformation processes. That is why we are not able to interpret satisfactory its meaning at formation of geological structure of the area.

Základné princípy analýzy zlomov v štruktúrnej geológii

MICHAL NEMČOK

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

(Doručené 7. 12. 1988, revidovaná verzia doručená 23. 6. 1989)

Main principles of fault analysis in structural geology

In a literature review, physical laws of fault generation and of movements along are summarized, the main fault plane markers indicated and regularities between the movements and the stress field are explained.

Úvod

Odvetvie štruktúrnej geológie zaoberajúce sa zlomovou tektonikou zaznamenalo v priebehu posledných dvadsiatich rokov nebývalý rozmach. Rozsiahle štúdie aktívnych zlomov s rôznym režimom pohybu (Angelier, 1985; Tchalenko a Ambraseys, 1970; Woodcock a Fischer, 1986; Naylor et al., 1986; Gamond, 1987), modelové štúdie na ľadovcoch (Croot, 1987), merania súčasných napätí v kôre (Gaviglio, 1985), štúdie súčasných pohybov platní (Seno, 1977), ako aj experimentálne (Wilcox et al., 1973; Bartlett et al., 1981) a numerické modelovanie zlomovej tektoniky (Means, 1976; Turcotte a Schubert, 1982; Mandl, 1988) umožnili sformulovať ucelenú teóriu zaoberajúcu sa vznikom a pohybom na zlomoch vo vzťahu k napätiu, ktoré ho vyvolalo.

Zákonitosti vzniku pohybu na zlome

Prv než sa dostaneme k samotným vývodom, zjednodušíme si vzťah napäťového tenzora a zlomu, na ktorý pôsobí. Budeme uvažovať o troch ideálnych orientáciách napäťového tenzora vzhľadom na zlom (sensu Anderson, 1951; obr. 1).

Ktorýkoľvek napäťový tenzor sa dá rozdeliť na 3 navzájom kolmé vektory napätia: σ_1 — maximálna kompresná zložka napätia, σ_2 — stredná kompresná zložka napätia, σ_3 — minimálna kompresná zložka napätia. Obr. 1a znázorňuje situáciu prešmyku: σ_3 je zvislá, σ_1, σ_2 sú horizontálne, pričom σ_2 je totožná so smerom poruchy. Obr. 1b ukazuje pokles: σ_1 je zvislá, σ_3, σ_2 sú horizontálne, pričom σ_2 je totožná so smerom poruchy. Obr. 1c vyjadruje horizontálny posun: σ_2 je zvislá, σ_1, σ_3 sú horizontálne a obe zvierajú so smerom poruchy uhol 45°.

Aby sme pochopili nasledujúce matematické vzťahy, definujeme rozklad napätia v rovine pohybu na zlome podľa obr. 2a. σ je normálové napätie a τ je horizontálne napätie a platí $\sigma = F/A$, $\tau = V/A$. Normálové napätie vyjadruje silu pôsobiacu kolmo na plochu zlomu a horizontálne napätie silu pôsobiacu v smere pohybu na zlome (A – plocha a F, V — sily).

Napäťové ohraničenie pre tvorbu zlomov , t. j. tvorba šmykového typu diskontinuít, je opísané Coulombovým a Mohrovým trecím a plastickým usporiadaním:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \varphi, \text{ kde}$$

τ = pevnosť v plasticite,
c = pevnosť v súdržnosti,
σ_n = normálové napätie,
φ = uhol vnútorného trenia.

Z tohto vzťahu skúsime odvodiť priestorovú orientáciu novovzniknutej strižnej plochy v účinkujúcom stave napätia. Uveďme si ešte, že vždy vznikajú podmienky pre vznik páru strižných plôch, ktoré sa pretínajú v osi σ_2 a obe ich bisektrice tvoria osi σ_1 a σ_3.

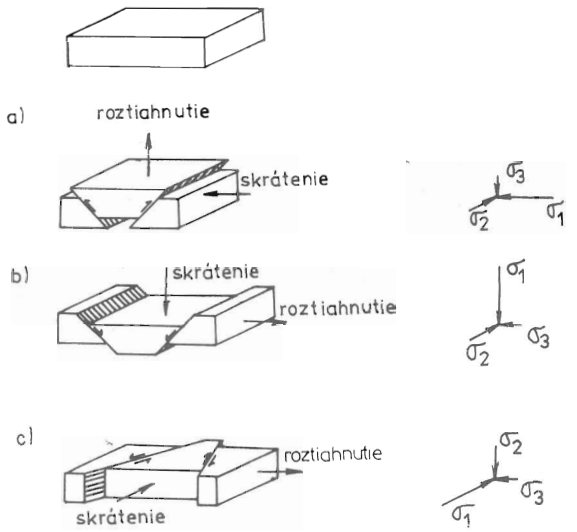
V zmysle Coulomba a Mohra hraničné podmienky vzniku stanovujú, že začiatok tvorby zlomov nastáva na páre plôch vtedy, keď vzťah

$$\frac{\tau - c}{\sigma_n}$$

($\tau = c + \sigma_n \tan \varphi$) dosahuje maximálnu hodnotu tangensu φ. Kým strižné napätie τ má riadiaci vplyv, účinkujúce normálové napätie σ_n na potenciálnu šmykovú plochu spôsobuje vzrastanie odolnosti voči šmýkaniu. Preto sa budú šmykové plochy vyskytovať tak (obr. 2b), aby spĺňali kritické podmienky v Coulombovom a Mohrovom vzťahu, teda:

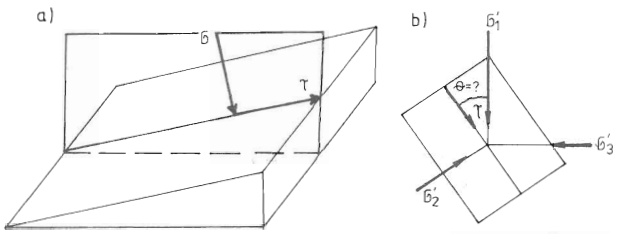
$$\theta = \pm (45° - \varphi/2).$$

V praxi však lokalizáciu strižných plôch silne



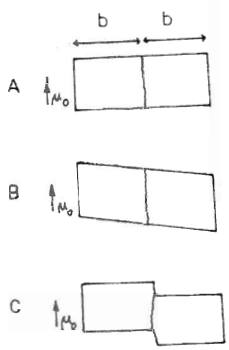
Obr. 1. Ideálne typy strižných zlomov podľa Andersona (1951).

Fig. 1. Ideal cases of shear faults according to Anderson (1951).



Obr 2. a — Rozklad napätia na zlome na horizontálnu a normálovú zložku (Turcotte a Schubert, 1982). b — Orientácia strižnej plochy voči hlavným zložkám napätia (Mandl, 1988).

Fig. 2. a — Stress resolution along the fault into horizontal and normal components (Turcotte and Schubert, 1982). b — Shear plane orientation against the main stress components (Mandl, 1988).



Obr. 3. Vznik zlomu (Turcotte a Schubert, 1982). A — po poslednom zemetrasení je zlomová škára zaklinená, B — vyjadruje postupný nárast napätia na zlome ešte pri zaklinení, C — dosiahnutie napätia potrebného pre epizodický pohyb na zlome. μ_0 — relatívna rýchlosť území susedných blokov ležiacich vo vzdialenosti b od zlomu.

Fig. 3. Fault generation (Turcotte and Schubert, 1982). A — weding in fault split after the last earthquake, B — gradual strain increase expressed still under wedging, C — strain necessary for episodic movement along the fault has been achieved, μ_0 — relative velocity of neighbour blocks in distance b from the fault.

ovplyvňujú preexistujúce plochy anizotropie (oslabenia).

Pohyb na zlome si vysvetlíme na horizontálnom posune. Vo väčšine prípadov nemôžeme hovoriť o plynulom pohybe, ale o epizodickom. Ide vlastne o zemetrasné pohyby schematicky načrtnuté na obr. 3. Môžu byť vysvetlené funkciou $\tau = \tau_{fd} + \frac{G\mu_o t}{2f}$

kde

τ = napätie potrebné na epizodický pohyb na zlome,
τ_{fd} = napätie na zlome po ukončení posledného pohybu,
G = modul pružnosti v šmyku,
μ_o = relatívna rýchlosť území susedných blokov ležiacich vo vzdialenosti b od zlomu,
t = čas od posledného pohybu,
f = koeficient trenia.

Tento jednoduchý vzťah v skutočnosti komplikujú nerovnosti zlomovej škáry, prítomnosť vody, teda pomer litostatického a hydrostatického tlaku, koeficient pokojového trenia závislý od litológie (obr. 4) a ďalšie faktory. Dôležitosť veľkosti hydrostatického tlaku vyjadruje pomer:

$\tau = \mu\sigma_n = \mu(\sigma_n - P)$

kde

τ = strižné napätie na ploche poruchy,
σ_n = normálové napätie na ploche poruchy,
μ = koeficient trenia,
P = hydrostatický tlak.

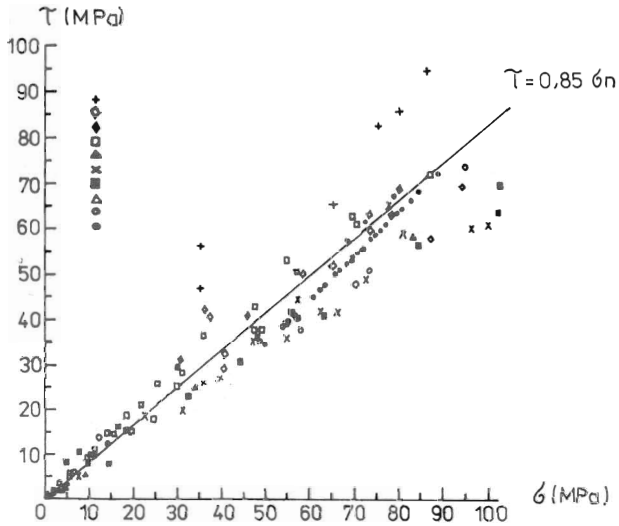
Ide vlastne o to, že ak sa zvyšuje hydrostatický tlak, skôr dochádza k pohybom na zlomoch. Ako príklad slúžia prípady, keď sa v seizmoaktívnych oblastiach pri vháňaní výplachov do vrtov vyvolajú malé zemetrasenia (Turcotte a Schubert, 1982).

Zákonitosti pohybu na zlome

Pohyb na zlome si môžeme fyzikálne namodelovať (obr. 5). Obr. 5a ukazuje, ako sa po podložke (plocha poruchy) pohybuje teleso pritláčané k nej silou F, ťahané silou V pôsobiacou cez pružinu. Sila V pôsobiaca na podložku A nám vytvorí strižné napätie a sila F pôsobiaca na podložku vytvorí normálové napätie. Na obr. 5b vidíme, že pri vzrastaní sily V po hodnotu V_A sa prekoná pokojové trenie a teleso sa dá do pohybu. Pohyb má charakter skoku. Sila V_B je sila prekonávajúca maximálne pokojové trenie (pri nerovnostiach podložky). Po určitom čase zdrsnie zlomová škára, začne sa vypĺňať a nastáva režim sklzu pri sile V_C.

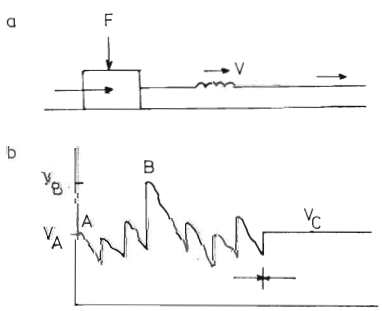
Tvorba pohybových stôp

V ideálnych prípadoch zlomov (sensu Anderson, 1951; obr. 1) rozdelíme napätie pôsobiace na zlome



Obr. 4. Závislosť koeficientu trenia od litológie (Turcote a Schubert, 1982). Grafické symboly pri vertikálnej osi zhora: 1 — vápenec, gabro, 2 — pórovitý pieskovec, 3 — pieskovec, 4 — rauwack, kvarcit, granit, 5 — granit, gabro, 6 — cement v žilách kremenného monzonitu, 7 — žily kremenného monzonitu, 8 — granit, 9 — granodiorit, 10 — rula, mylonit.

Fig. 4. Relation between the coefficient of friction and lithology (Turcotte and Schubert, 1982). Graphic symbols at the vertical axis from above: 1 — limestone, gabbro, 2 — porous sandstone, 3 — sandstone, 4 — rauhwacke, quartzite, granite, 5 — granite, gabbro, 6 — cement in quartz monzonite dykes, 7 — quartz monzonite dykes, 8 — granite, 9 — granodiorite, 10 — gneiss, mylonite.

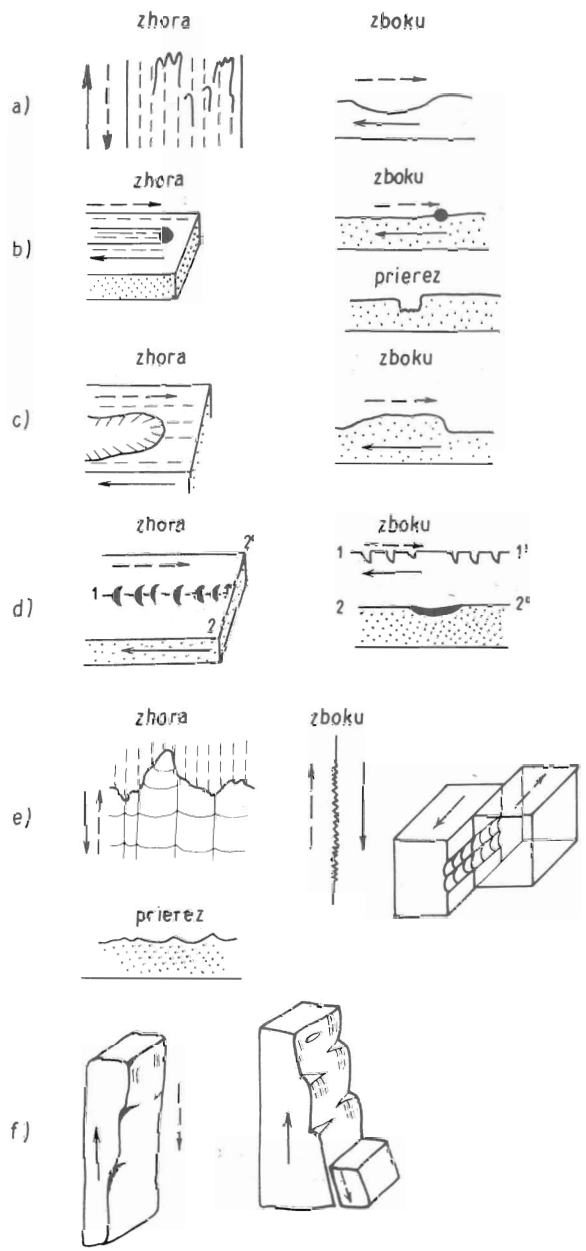


Obr. 5. Fyzikálny model pohybu na zlome (Turcotte a Schubert, 1982).

Fig. 5. Physical model of motion along the fault (Turcotte and Schubert, 1982).

na normálovú a strižnú zložku podľa obr. 2a. Oba vektory napätia nám vytvoria rovinu pohybu na zlome. Priesečnicou roviny pohybu a zlomovej plochy je smer pohybu na zlome, ktorý sa nazýva striácia (alebo zlomová lineácia). Striácie obsahujú zákonité štruktúry, podľa ktorých môžeme určiť zmysel pohybu na zlome.

Niektoré z najzákladnejších stôp pohybu podľa Dzulinského a Kotlarczyka (1965) a podľa Petita (1987) ukazujú obrázky 6a—f. Obr. 6a znázorňuje tzv. „slickenside flutes", na začiatku zahĺbené, pomaly sa vytrácajúce, podstatne pretiahnuté v pomere k šírke. Ďalšie stopy sú „slickenside prod marks", ktoré tvorí krátka depresia obyčajne so zachovaným tvrdým kúskom horniny, ktorý ju vytvoril, zovretý medzi dvomi pohybujúcimi sa stenami (obr. 6b). „Knobby elevations" (obr. 6c) sú najčastejšie vytvorené z mineralizácie. V tlakovom tieni na kolmej stene elevácie bývajú často vyvinuté idiomorfné kryštáliky. „Tension gashes" (obr. 6d) majú na ploche zrkadla polmesiacovitý tvar. Na priereze 1—1' sú orientované strmšou stenou oproti pohybu nadlož-



Obr. 6. Pohybové stopy na zrkadlách (Dzulinski a Kotlarczyk, 1965; Petit, 1987).

Fig. 6. Fault plane markers on polishes (Dzulinski and Kotlarczyk, 1965; Petit, 1987).

ného bloku. „Slickenside chevrons" (obr. 6e) sa nevyskytujú na vyhladených plochách, ale pod vrstvičkou drviny na stene zlomu. „Step-like breaks" (obr. 6f) vyformovala masa rozdrvenej horniny, narážajúca na stenu zlomu. Rôzni autori im však pripisujú rôzny zmysel pohybu. Najbežnejšie sa vyskytujú dlhé úzke ryhy, ktoré však podávajú len smer pohybu bez zmyslu.

Odvodenie napätia zo zlomových plôch

Všetky metódy zisťujúce napätie analýzou zlomových plôch, podľa už uvedených fyzikálnych zákonitostí, vlastne využívajú spätný postup. Založené sú na tom, že sa najprv určí typ zlomu, potom sa vypočítava alebo zostrojuje rovina pohybu alebo výsek priestoru pohybu na zlome. Ak máme štatistický celok zlomovej populácie, o ktorej vieme, že vznikla v jednej pohybovej fáze, dostávame potom určité body alebo minimálne výseky priestoru, o ktorých vieme, že sú miestom optimálnej orientácie hlavných zložiek napätia.

Poznáme grafické (napr. Hoeppner, 1955; Arthaud, 1969; Jaroszewski, 1972; Angelier a Mechler, 1976; Alexandrowski, 1985; Vergely et al., 1987) a numerické (Carey, 1976; Armijo, 1977; Armijo a Cisternas, 1978) metódy. Niektoré metódy ďalej dovoľujú rozlíšiť 2 alebo viac napäťových tenzorov z dát korešpondujúcich s polyfázovou tektonikou (Angelier a Manoussis, 1980; Etchecopar et al., 1981; Etchecopar, 1984).

Po zistení hlavných zložiek napätia zo zlomových populácií vezmeme do úvahy zákonité vzťahy medzi orientáciou napätia a regionálnym tektonickým usporiadaním (subdukčné, riftové, transformné) a vyvodzujeme druh a smer pohybu študovaného územia.

Literatúra

Alexandrowski, P. 1986: Graphical determination of principal directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *J. struct. Geol. (Bristol), 7, 73—82.*

Anderson, E. M. 1951: The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: *Edinburgh, Oliver and Boyd, 2nd edition, 206s.*

Angelier, J. 1985: Extension and rifting: the Zeit region, Gulf of Suez. *J. struct. Geol,(Bristol), 7, 5, 605—612.*

Angelier, J. a Manoussis, S. 1980: Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. *C. R. hebd. séanc. Acad. Sci., Sér. D (Paris), 290, 651—654.*

Angelier, J. a Mechler, P. 1976: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diédres droits. *Bull. Soc. géol. France, 19, 1 309—1 318.*

Armijo, R. 1977: La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et néotectonique. *Thesis Univ. Paris, VII, 98 s.*

Armijo, R. a Cisternas, A. 1978: Un probléme inverse en microtectonique cassante. *C. R. hebd. séanc. Acad. Sci., Sér. D, (Paris), 287, 595—598.*

Arthaud, F. 1969: Méthode de determination graphique des directions de racornurcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. France, 11, 729—737.*

Bartlett, W. L., Friedman, M. a Logan, J. M. 1981: Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part. IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics, 79, 255—277.*

Carey, E. 1976: Analyse numérique d'un modéle mécanique élémentaire appliqué á l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes á partir des stries de glissement. *Thesis Univ. Paris Sud, 138 s.*

Croot, D. G. 1987: Glaciotectonic structures: a mezoscale model of thin skinned thrust sheets. *J struc. Geol. (Bristol), 9, 7, 797—808.*

Dzulinski, S. a Kotlarczyk, J. 1965: Tectoglyphs on Slickensided Surfaces. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér Sci. géol. géogr. (Varsovie), 2, 149—154.*

Echecopar, A. 1984: Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (aproche mathématique). *Thesis U.S.T.L. Montpellier, 269 s.*

Etchecopar, A., Vasseur, G. a Daignieres, M. 1981: An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. struct. Geol. (Bristol), 3, 1, 51—65.*

Gamond, J. F. 1987: Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *J. struct. Geol. (Bristol), 9, 5/6, 609—620.*

Gaviglio, P. 1985: A fault and stress field analysis in a coal mine (Gardanne, Bouches du Rhone, France). *Tectonophysics, 113.*

Hoeppner, R. 1955: Tektonik im Schiefergebirge. *Geol. Rdsch. (Stuttgart), 44, 26—58.*

Jaroszewski, W. 1972: Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Swietookrzyskie Mountains. *Stud. geol. pol. (Warszawa), 38, 215 s.*

Mandl, G. 1988: Mechanics of tectonic faulting. *Amsterdam, Elsevier, 407 s.*

Means, W. D. 1976: Stress and strain. *Heidelberg, Springer-Verlag, 339 s.*

Naylor, M. A., Mandl, G. a Sijpesteijn, C. H. 1986: Fault geometries in basement — induced wrench faulting under different initial stress states. *J struc. Geol. (Bristol), 7, 737.*

Petit, J. P. 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J struc. Geol. (Bristol), 9, 5/6, 597—608.*

Seno, T. 1977: The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics, 42, 209—226.*

Tchalenko, J. S. a Ambraseys, N. N. 1970: Structural analyses of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 41—60.*

Turcotte, D. L. a Schubert, G. 1982: Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. *New York, John Wiley and Sons. Ruský preklad: 1985, Moskva, Mir, 730 s.*

Vergely, P., Sassi, W. a Carey-Gailhardis, E. 1987: Analyse graphique des failles a'l'aide des focalisations de stries. *Bull. Soc. géol. France, 2, 395—402.*

Wilcox, R. E., Harding, T. P. a Seely, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull. (Tulsa), 57, 74—96. Prebraté z: Christie-Blick, N. a Biddle, K. T. 1985: Deformation and basin formation along strike-slip faults. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Lamont-Doherty Geological Observatory Contribution, No 3 910, 1—34.*

Woodcock, N. H. a Fischer, M. 1986: Strike-slip duplexes. *J struc. Geol. (Bristol), 8, 7, 725—735.*

Main principles of fault analysis in structural geology

Investigations of active faults during the last two decades created a complex theory of fault mechanics including examples of active faulting, experimental modelling of fault zones and both physical and mathematic laws of Stress and faulting.

In a strong simplification, as e.g. assuming only ideal cases of shear foults sensu Anderson (1951) and neglecting relations between fault plane orientation and the stress with a chosen reference system or even the size of this plane, it si possible to give characteristics of main stress components which are significant for assumptions made on relations between the foult and the acting stress state. These are the normal stress perpendicular to the shear plane expressed by the strenght acting normal to plane ($\tau = F/A$), the shear stress τ expressed by strenght acting along the plane ($\tau = V/A$), the plasticity strenght expressed by the sum of bond strenght and of product of normal stress and the tangent of the angle of internal friction.

Also the relation of fault plane orientation with the main stress components could be expressed (Fig. 2b) similarly as the motion along the fault could be physically modelled (Figs. 3, 5).

In the case of an opposite procedure, i.e. deducing the stress orientation for the existing fault planes, the fault plane markers represent an useful tool (Fig. 6). Accordingly, one could reversibly assume the orientation of single stress components. In this case the single main stress components are evaluated in statistical way for which the various regional structural arrangements appear as the regular ones.

ZO ŽIVOTA SGS

B. Lešku, A. Šutora: **Príspevok komplexnej geologicko-geofyzikálnej analýzy k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti východného Slovenska** (Bratislava 7. 9. 1989)

Nové geologické a geofyzikálne poznatky pri riešení geologickej stavby prináša aj komplexná analýza tiažových a geomagnetických dát. Analýzu sme zamerali na problém vzťahu anomálnych prvkov v hĺbkovom intervale kôry od reliéfu predterciérnych komplexov po úroveň Moho-diskontinuity. Hustotné heterogenity litologických celkov sme modelovali na transkarpatských profiloch A, B, C do hustotných telies a testovali sme ich 2,5-rozmernou Talwiniho úlohou na počítači ICL-PC Quatro, takže sme získali obraz o hmotnom rozložení litologicko-stratigrafických jednotiek kôry v prostredí skracovania a pohlcovania kôrových plástov dvoch segmentov.

Južný segment na profile A zasahuje smerom na S—SV po líniu Számos—Trebišov a vyznačuje sa epikontinentálnym obsahom paleozoika, ale zvlášť mezozoika (uhľonosný lias), preto ho považujeme za mimozápadokarpatský prvok. Odlišnú situáciu od profilu A znázorňuje tiažový obraz na profile B, C, pretože prezentuje južný segment ako dokonale roztrieštený a v celokôrovom profile imbrikovaný.

V severnom predpolí južných segmentov sa vyvinul vlastný kolízny aparát obdukcie, reprezentujúci odlúpnuté a ulomené kryhy pôvodného južného okraja severoeurópskeho kontinentu v nadloží so zvyškami západokarpatských geosynklinálnych prvkov z predchádzajúcich alpínskych orogénov. Spodná vrstva kôry v kolíznom aparáte smerom na juh zaniká v plášťovom substráte, ale smerom na S—SV v dôsledku vyklenutia severoeurópskej platformy vytvára spolu s povrchovými jednotkami tatrika, „subtatrika", bradlového a južných jednotiek magurského flyšového pásma severný segment skracovania kôry.

V koncovej časti profilov smerom na SV spodná časť kôry už nejaví známky po intenzívnej alpínskej aktivizácii, ale v jej nadloží a v bezprostrednom podloží flyšových príkrovov sa vyskytujú litologické komplexy s relatívne nízkymi hustotami (D_o=2,40 kg.dm^{-3}), ktoré smerom do vnútra Karpát zasahujú líniu zmeny vektorov elektrickej vodivosti (Pěčová et al., 1979). Komplexy s nízkymi hustotami v podloží flyšových Karpát považujeme za útvary oligo- miocénnej molasy z čela karpatskej predhĺbne a zároveň za ukazovateľ vzdialenosti transportu (110—150 km) karpatských geosynklinálnych a platformných litologických celkov smerom na S v čase vrchnomiocénneho skracovania kôry. Získaný tiažový a seizmologický obraz kôry je výsledkom pôsobenia všetkých alpínskych orogénov, začínajúcich sa v jure a končiacich v pleistocéne až v kvartéri vo vertikálnych pohyboch čiastkových segmentov kôry, na základe ktorého konštatujeme, že miocénne orogénne procesy skracovania a pohlcovania kôry vytvorili z flyšových bazénov pri vonkajšom okraji Karpát mohutné príkrovy, zatiaľ čo v priestore vnútorných Karpát príkrovové štruktúry z predošlých orogénov iba dotvorili, či skôr devastovali.

Naproti tomu tieto procesy v miocéne vytvorili priaznivú geologickú konštaláciu pre vznik a akumuláciu uhľovodíkov práve tým, že do techniky dosiahnuteľných hĺbok vysunuli kôrové plásty epikontinentálneho litologického obsahu (Čverčko et al., v tlači). Z toho pohľadu za perspektívnu oblasť považujeme pribradlovú zónu (Leško et al., 1974), ktorú tektonicky tvoria podpovrchové jednotky so sedimentmi severoeurópskej platformy (predkambrium — jura) a v jej nadloží karbonátové a psefitické tylové časti bradlového a magurského flyšového pásma, ale aj miocénne sedimenty pásma Lesné— Vranov—Zámutov, uložené na južných svahoch platformného vyklenutia.

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Vybrané problémy kryštalinika-II.

(Bratislava 26. 10. 1989)

Š. Méres, D. Hovorka: **Svory kohútskeho kryštalinika**

Základným a zároveň prevládajúcim typom východiskových hornín horninového komplexu kohútskeho kryštalinika, označeného v minulosti ako tisovecké svory, resp. svory typu Breziny, boli ílovité bridlice. Okrem svorov sú v tomto horninovom komplexe prítomné aj albitické ruly, ktoré sa vzhľadom od svorov odlišujú len nevýrazne. Bezák (1988) ich zaradil do klenoveckého komplexu (svory do komplexu Ostrej) a za ich protolit považoval droby. Na základe našich výsledkov sa protolit svorov a albitických rúl odlišoval iba vyšším kvantitatívnym zastúpením kremeňa siltovej zrnitostnej frakcie v pomere k ílom v albitických rulách. Zdrojovou oblasťou protolitu svorov a albitických rúl bola vrchná kontinentálna kôra.

P. Ivan, D. Hovorka, J. Spišiak: **Kompletné ofiolity v materiáli konglomerátov vrchnej kriedy pri Dobšinskej ľadovej jaskyni**

Okrem známeho typu (v záreze železnice v Dobšinskej ľadovej jaskyni) sme v záreze železnice asi 1 km na západ od Ostrej skaly a na lesnej ceste na SZ od osady zistili odlišný typ konglomerátov. Ide o polymiktné konglomeráty s výrazne na červeno sfarbeným matrixom, ktorý tvorí najmä hmota dezintegrovaných serpentinitov, resp. lizarditizovaných ortopyroxénov. Hojné sú v nej zrná spinelov. V obliakoch konglomerátov prevládajú rôzne horninové členy kompletného ofiolitového komplexu (serpentinizované metamorfované peridotity, horniny kumulátového komplexu — dvojpyroxénové gabrá s kumulátovými i nekumulátovými štruktúrami, zrnité dolerity — pravdepodobne horniny komplexu paralelných dajok a tholeiitické bazalty komplexu pillow láv). Prítomné sú aj obliaky rádiolaritových bridlíc až rádiolaritov. Okrem uvedených typov obliakov derivovaných z kompletného ofiolitového komplexu sme v študovaných konglomerátoch zistili aj ďalšie horninové typy: vápenato-alkalické bazalty, ryolity, glaukofanické bridlice a i.

M. Dyda: **Fluidný režim v metapelitoch amfibolitovej fácie**

Numerické spracovanie dehydratačných reakcií v konkrétnych minerálnych asociáciách metamorfovaných hornín vytvára základný obraz fluidného režimu sledovaného horninového systému. Horniny majú individuálne krivky uvoľňovania vody charakterizované dehydratačnými pulzami podmienenými rôznymi teplotnotlakovými režimami počas metamorfózy. Konzistentné termodynamické údaje a správny analytický rozbor týchto asociácií umožňujú číselne vyjadrovať aj proporcionalitu jednotlivých zložiek v metamorfnom fluide. Vďaka tomuto prístupu možno porovnávať a hodnotiť niektoré aspekty transportu mobilných prvkov, kvalitu a kvantitu produkovaného metamorfného fluida aj stanoviť rozsah retrográdneho procesu v horninách.

Problematika variských tektonických procesov v kryštaliniku tatrika a veporika

VLADIMÍR BEZÁK

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

(Doručené 7. 7. 1989)

Variscan tectonic processes in the crystalline of the Tatric and Veporic units

The paper evaluates significant data for deductions on the character of Variscan tectonic events and geotectonic state of the West Carpathian crystalline during their action (intracratonic orogene type). The problem of older than Paleozoic fragments in the Variscan structure and their modification by Alpine processes is discussed as well.

Nahromadenie nových údajov o stavbe kryštalinika veporika a niektorých oblastí tatrika si vynucuje ich zhodnotenie hlavne z hľadiska ich prínosu pre poznanie variskej stavby kryštalinika Západných Karpát. Úvodom treba zdôrazniť, že pre staršie ako alpínske tektonické elementy nemožno používať termíny tatrikum a veporikum, pretože sú výhradne rezervované pre alpínske tektonické jednotky, ktoré vychádzajú len z analýzy mezozoických sérií a zahrňujú v sebe rôzne elementy kryštalinika — fragmenty rozbitej variskej sústavy. Posledné výskumy ukazujú, že existujú podobné typy kryštalinických komplexov v oboch alpínskych jednotkách (preto len analýzou kryštalinika nemôžeme dešifrovať alpínsku stavbu). Spoločné črty tatrika a veporika sa prejavujú najmä výskytom podobných typov vysoko metamorfovaných hornín a migmatitov, podobných typov hercýnskych granitoidov, ďalej výskytmi nízko metamorfovaných hornín spodného paleozoika v oboch jednotkách a podobným charakterom metamorfózy. Tektonické vzťahy medzi jednotlivými komplexami kryštalinika podľa štruktúrnych a ďalších kritérií sa nedajú vysvetliť len alpínskymi tektonickými procesmi. Takejto zjednodušenej koncepcii dnes odporujú mnohé nové geologické i geofyzikálne údaje. Do popredia sa tým dostáva funkcia variských tektonických procesov.

Vo väčšine výstupov oblasti kryštalinika tatrika a veporika sa nachádzajú jednak vysoko metamorfované horniny a migmatity a jednak v nich zavrásnené celé komplexy alebo šupiny nízko metamorfovaných hornín spodného paleozoika (ich prehľad pre Nízke a Vysoké Tatry, Malú Fatru a veporikum urobila posledne Planderová et al., v tlači). Metamorfný skok medzi oboma typmi sa dá vysvetliť ich rôznym vekom alebo neskorším dosunutím. V niektorých oblastiach vystačíme s predstavou spodnopaleozoického obalu, inde (hlavne v prípade zavrásnenia do granitoidov) musíme predpokladať neskorší násun. Z tohto hľadiska sú tiež zaujímavé litologické odlišnosti jednotlivých výskytov spodného paleozoika, často zviazaných rovnakým mezozoickým obalom. Násuny sú indikované aj štruktúrnymi výsledkami a niektorými geofyzikálnymi údajmi (napr. málinecká magnetická anomália pod migmatitmi v jz. časti veporika — Pospíšil et al., 1989). Hercýnske tektonické procesy sa prejavujú aj odlišnou orientáciou starších štruktúr (sz. orientované štruktúrne prvky sú známe z jz. časti veporika, z Tríbeča, Považského Inovca, Malých Karpát), výskytom hlbinných blastomylonitov (v podmienkach minimálne biotitovej zóny) a nerešpektovaním tektonických stykov komplexov kryštalinika vrchným paleozoikom a mezozoikom.

Pri pátraní po variskej stavbe je potrebné sa najprv vyrovnať s dvoma základnými otázkami — je to odčítanie účinkov mladšej naloženej tektoniky (paleo- a neoalpínskej) a otázka existencie starších ako variských elementov v stavbe. Alpínske tektonické procesy spôsobili modifikáciu starších tektonických fenoménov (príp. rotáciu celých fragmentov) počas niekoľkých etáp, pri ktorých sa uplatnili postupne násuny, prešmyky, horizontálne posuny a v závere v extenznom režime poklesy. V poslednom čase sa čoraz väčší význam pripisuje posunom. Ich genéza, trvanie a rozsah je však zatiaľ predmetom diskusií (Pospíšil et al., 1989). Keďže napríklad vo veporiku ide o posuny na rade paralelných strižných zón (Bezák, 1988), nemusí to byť rozsiahly posun, ale rozptýlenie pohybu práve do týchto zón.

O existencii starších fragmentov sa vedie dlhá polemika (posledne napr. Kamenický a Kamenický, 1983), pretože ich dokazovanie naráža na nedostatok priamych geologických dôkazov spôsobený naložením dvoch orogénov a na nedostatok geochronologických údajov. Uvedieme však niektoré údaje, ktoré podporujú predpoklad, že takéto fragmenty

existujú. Je to už spomínaný metamorfný skok medzi spodnopaleozoickými a vysoko metamorfovanými komplexami, stopy variskej diaftorézy a mylonitizácie, často fixované neskorovariskou granitizáciou, kyslé vulkanity v spodnom paleozoiku, znaky niektorých ortorúl umožňujúce interpretovať ich vznik zo starších granitoidov, znaky inej ako hercýnskej metamorfózy (pyropové granáty, kryštalický grafit) a v neposlednom rade tiež analógia s európskymi oblasťami variscíd, kde je na mnohých miestach dokázaný kadómsky orogén (Suk, 1987).

Z predpokladanej existencie staršej kontinentálnej kôry možno usudzovať, aký mala variská orogenéza geotektonický charakter. V kontexte s ostatnými oblasťami variscíd nejde zrejme priamo o typ subdukčnej zóny, ani o „strike-slip" orogén v zmysle Badhama (1982), ale o orogén založený na kontinentálnej kôre, ako to v Českom masíve predpokladá Rajlich (1987). Tento názor podporujú aj litologické údaje, charakter vulkanitov spodného paleozoika a neprítomnosť ofiolitov a vysokotlakovej metamorfózy. Zdá sa, že tu možno aplikovať model intrakratonického orogénu, ako ho opísal Dalmayrac et al. (1980) z variského pruhu Južnej Ameriky. Na stenčenej prekambrickej kôre sedimentoval v spodnom paleozoiku niekoľko kilometrov mocný komplex sedimentov a vulkanitov, ktorý bol pri kompresii vrásnený a metamorfovaný väčšinou vo fácii zelených bridlíc počas dvoch variských orogenetických etáp. Pre celý variský tektonicko-metamorfný cyklus sa udáva rozpätie 420—270 mil. r. (Suk, 1987). Do akej miery sa uplatnili príkrovy fundamentu a vplyv fundamentu na vznik relatívnych tepelných anomálií, a tým zdanlivých metamorfných skokov („efekt soklu", Fonteilles a Guitard, 1964), ostáva predmetom ďalšieho výskumu.

Literatúra

Badham, J. P. 1982. Strike-slip orogens — an explanation for the Hercynides. *J. Geol. Soc., 139, 495—506.*

Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov., 20, 131—142.*

Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C. a Tomas, P. 1980: La chaine hecynienne d'amerique du sud: structure et evolution d'un orogéne intra-cratonique. *Geol. Rdsch., 69, 1, 1—21*

Fonteilles, J. M. a Guitard, G. 1964: L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'envelope paléozoique des gneiss des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Fr., 258, 4299—4 302.*

Kamenický, L. a Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Mineralia slov., 15, 289—302.*

Planderová, E., Bezák, V. a Pulec, M. (v tlači): Stratigrafické postavenie uhlíkatých formácií v kryštaliniku tatrika a veporika. *Acta geol. geogr Univ. Comen.*

Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. a Obernauer, D. 1989: Muránsky tektonický systém — významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 21, 305—322.*

Rajlich, P. 1987: Tektonika duktilních domén Českého masívu. *Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 82s.*

Suk, M. 1987: Metamorphic history of the European Variscan Belt. *In: Precambrian in Younger Fold Belts. Zoubek, V. (Ed.), 17—35.*

KRONIKA

K sedemdesiatinám prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského

Dňa 6. januára 1990 sa dožil sedemdesiatich rokov prof V. Zorkovský.

Patrí k málopočetnej generácii, ktorá koncom štyridsiatych a začiatkom päťdesiatych rokov pod vedením akademika Andrusova položila základy slovenskej geologickej vedy a výchovy geológov a banských inžinierov na Slovensku. Pod jeho vedením sa formovala Katedra geológie a mineralógie na Baníckej fakulte zriadenej v rámci novozaloženej Vysokej školy technickej v Košiciach r. 1952. Do 1. 7. 1989, keď odišiel do dôchodku, vychoval tisícky študentov stavebného, zememeračského, najmä však banského inžinierstva a banskej geológie. Ako vysokoškolský učiteľ stál 46 rokov za katedrou, z toho 31 rokov viedol Katedru geológie a mineralógie Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach. Napísal 31 knižných publikácií, 32 učebných textov, vyše 74 vedeckých a odborných publikácií a vyše 100 vedecko-populárnych článkov.

Rozsiahla vedecká činnosť prof. Zorkovského sa orientuje najmä na riešenie otázok petrológie mezozoických a treťohorných vulkanitov. Ako prvý opísal výskyty a podal petrologickú charakteristiku bazitov permu a mezozoika na Považí, v Malých Karpatoch, Nízkych Tatrách, Vysokých Tatrách, Malej Fatre a na hornej Nitre. Prvý poukazuje na bimodálny vulkanizmus permu a na veľké rozšírenie a rozmanitosť bazitov v mezozoiku. Prvý na Slovensku začal na riešenie petrologických problémov využívať granáty, najmä z andezitov a ryolitov východného Slovenska. Niekoľko prác venoval stratigrafii Štiavnických vrchov. Rozsiahla je jeho publikačná činnosť zameraná na problematiku rudných a nerudných nerastných surovín Slovenska. Výrazne sa podieľal na zostavení regionálnej mapy nerastných surovín Západných Karpát, opísal nové výskyty nerastných surovín, venoval sa genéze a praktickému využívaniu najmä ohňovzdorných ílov, bauxitov, magnezitu, stratiformných polymetalických rúd. V niekoľkých publikáciách oboznámil geologickú verejnosť so svojimi poznatkami zo zahraničia. Je autorom, resp. spoluautorom troch celoštátnych učebníc a mnohých učebných textov, ktorými vypĺňal medzery v základnej geologickej literatúre. Mimoriadne záslužnú prácu vykonal pri popularizácii geológie. Publikáciami, verejnými prednáškami, rozhlasovými a televíznymi reláciami sprístupňuje geologické zaujímavosti Slovenska aj sveta, ako aj diela veľkých osobností našej a svetovej geológie.

Prof. Zorkovský sa dožíva svojho významného životného jubilea v plnom zdraví, plný elánu a svieżosti. Jeho žiaci, priatelia a spolupracovníci mu želajú do ďalšieho života veľa dobrého zdravia, síl, radosti a úspechov.

Zoznam publikovaných prác prof. RNDr V. Zorkovského za roky 1980—1989

Zorkovský, V. 1979: Zdroje prírodných nerastných surovín na území SSR vhodných pre výrobu drveného kameniva. *Zborník prednášok „Drvené kamenivo v stavebníctve" Košice, BF VŠT, 1—10.*

Zorkovský, V. 1980—1981: Geologická exkurzia do oblasti Kremnických a Štiavnických vrchov. *Přírodní vědy ve škole, 5, 175.*

Zorkovský, V. 1980: Treťohorné vulkanické pohoria — jedna z nezabudnuteľných krás Slovenska. *Přírodní vědy ve škole, 7, 255—257.*

Zorkovský, V. 1981: Výskyt tufitických hornín pri Ardove v Slovenskom krase. *Mineralia slov., 13, 25—34.*

Zorkovský, V. 1981—1982: Za minerálmi do Spišsko-gemerského rudohoria. *Přírodní vědy ve škole, 1, 12—15.*

Zorkovský, V. 1982: Amfibolitový dioritový porfyrit z juhovýchodného svahu Klenovského Vepora. *Mineralia slov., 6.*

Zorkovský, V. 1982: Význam geologických vied v komunistickej výchove našej mládeže. *Zborník PF UPJŠ „K svetonázorovým otázkam v prírodných vedách". Bratislava, SPN, 115—121.*

Zorkovský, V. 1983: Za prírodnými krásami a minerálmi do južnej oblasti Spiša. *Přírodní vědy ve škole, 6, 212—215.*

Zorkovský, V. 1983: Za prírodnými krásami Slovenského krasu. *Přírodní vědy ve škole, 10, 372—375.*

Zorkovský, V. 1984: Veľká Fatra očami geológa. *Přírodní vědy ve škole, 10, 370—373.*

Zorkovský, V. 1984: Návody na prevádzanie cvičení zo všeobecnej a historickej geológie. *[Vysokoškolský učebný text.] Bratislava, Alfa.*

Zorkovský, V. 1985: Historická geológia. *[Vysokoškolský učebný text.] Bratislava, Alfa.*

Zorkovský, V. 1985: Za geologickými zaujímavosťami do Slanských vrchov. *Přírodní vědy ve škole, 3.*

Zorkovský, V. 1985: Za prírodnými krásami do Malej Fatry. *Přírodní vědy ve škole, 7.*

Zorkovský, V. 1985: Svojrázna krása slovenskej prírody. *Krásy Slovenska, 6.*

Zorkovský, V. 1986: Za prírodnými zaujímavosťami do okolia Bojníc. *Přírodní vědy ve škole, 5.*

Zorkovský, V. 1986: Pieniny — najatraktívnejší úsek bradlového pásma. *Přírodní vědy ve škole, 6.*

Zorkovský, V. 1987: Úlohy geológie pri vyhľadávaní a prieskume ložísk nerastných surovín. *Přírodní vědy ve škole, 1*

Zorkovský, V. 1986: Genetické postavenie výskytov polymetalických rúd stratiformného typu na juhovýchodnom úpätí Nízkych Tatier. *Rudy, 34, 12.*

Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F. a Zorkovský, V. 1987: Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie. *[Celoštátna učebnica.] Bratislava, Alfa.*

Zorkovský, V. 1987: Magnezity a ich význam pre naše národné hospodárstvo. *Prírodní vědy ve škole, 9.*

Zorkovský, V. 1988: Súľovské skaly očami geológa. *Přírodní vědy ve škole, 2.*

Zorkovský, V. 1989: Slovenské travertíny, ich vznik a výskyt. *Přírodní vědy ve škole.*

Zorkovský, V. 1989: Ako viesť geologickú exkurziu. *Přírodní vědy ve škole, 2.*

Kumpera, O., Foldyna, J. a Zorkovský, V. 1989: Všeobecná geológia. *[Celoštátna učebnica.] Praha, SNTL.*

Zoznam publikácií jubilanta do roku 1980 zverejnila Mineralia slovaca 1980 (12), s. 91—94.

Ladislav Rozložník

Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., šesťdesiatročný

V plnom pracovnom nadšení sa 5. marca 1990 dožil šesťdesiatich rokov prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., popredný predstaviteľ československej ložiskovej a banskej geológie.

Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., sa narodil v Rákošskej Bani (okr. Rožňava), detstvo a študentské roky prežil v Rožňave. Roku 1948 začal študovať na Slovenskej vysokej škole technickej v Bratislave banské inžinierstvo. Po absolvovaní vysokoškolského štúdia sa stal asistentom na novozaloženej Katedre geológie a mineralógie Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach. Ako mladý asistent sa s veľkou láskou a húževnatosťou venoval štúdiu geológie, predovšetkým štruktúrnej, ložiskovej a banskej. Podieľal sa na výchove niekoľko sto absolventov Baníckej fakulty, z ktorých viacerí sa zamerali priamo na ložiskovú geológiu a v súčasnosti predstavujú významnú časť geologických kádrov na pracoviskách základného i aplikovaného výskumu, prieskumu a ťažby nerastných surovín. Mnohých priamo viedol pri diplomových alebo ašpirantských prácach, mnohých usmerňoval ako konzultant, recenzent alebo oponent ich výskumných správ a publikácií. Bol garantom viacerých postgraduálnych štúdií organizovaných Baníckou fakultou VŠT pre pracovníkov geologického prieskumu, ako i pracovníkov banského priemyslu na Kube.

Významné úspechy dosiahol jubilant aj vo vedeckovýskumnej činnosti. Pri analýze štruktúr rudných polí Západných Karpát ho ako rodáka z Gemera už od študentských rokov najviac zaujímala rudná oblasť Spišsko-gemerského rudohoria a v nej najmä územie v okolí Dobšinej a Mlyniek, ale i Rožňavy, Rudnian, Zlatej Idky, Sloviniek a Gelnice. Výsledky dlhoročného štúdia zákonitostí vzniku a rozmiestnenia ložísk v tejto oblasti zhrnul vo svojej doktorskej dizertačnej práci (1976). Analyzuje v nej morfogenézu štruktúr rudných polí a rudných zón, klasifikuje ich, hodnotí ich postavenie v rámci tektonického vývoja tejto významnej metalogenetickej oblasti, čo veľmi prispieva k objasneniu genézy a veku zrudnenia a poskytuje vedecký základ pre prognózovanie, podnecuje ďalšie vyhľadávanie nových ložísk nerastných surovín.

Pod jeho vedením pracovníci Katedry geológie a mineralógie uskutočnili komplexný geologický výskum územia banskoštiavnicko-hodrušského rudného rajónu, zameraný na zistenie priebehu neovulkanickej činnosti, tektonickej aktivity a na procesy metalogenézy. Vymedzili hodrušský intruzívny komplex ako jadro stavby rudného rajónu, zistili stopy eocénneho vulkanizmu a ozrejmili význam žilných granodioritových porfýrov z hľadiska skarnového a Cu-porfýrového zrudnenia. Výsledky dosiahnuté týmto výskumom viedli napr. k nálezu nového žilníkovo-impregnačného typu Cu zrudnenia, za čo roku 1982 udelili jubilantovi štátnu cenu K. Gottwalda.

V ostatnom období L. Rozložník študuje štruktúry rudného poľa Jasenie v Nízkych Tatrách, rieši vzťah metalogenézy Západných Karpát k susedným regiónom, venuje sa petrológii gemerických granitov a hodrušského intruzívneho komplexu, analyzuje vzťahy komagmatičnosti, vekovej postupnosti, hĺbky a podmienok tuhnutia intrúzií pomocou moderných metód a v úzkej spolupráci s domácimi i zahraničnými bádateľmi a inštitúciami. Spolupracuje s O. Fusánom a kol. pri štúdiu hlbinnej stavby a dynamiky kôry Západných Karpát z hľadiska metalogenézy.

Vedeckovýskumné práce jubilanta možno vďaka aplikácii štruktúrnoanalytických, petrologických a petrofyzikálnych metód pri objasňovaní štruktúr rudných polí považovať za priekopnícke. Ich výsledky vyústili do konkrétnych

návrhov na usmernenie ďalších výskumných a prieskumných prác zameraných na vyhľadávanie a prieskum ložísk nerastných surovín.

Presvedčivým dôkazom o rozsiahlej a plodnej činnosti jubilanta je jeho publikačná činnosť. Je autorom viac než sto vedeckých pojednaní, početných recenzných, expertíznych a oponentských posudkov, správ zo zahraničných ciest a správ o výsledkoch vyriešených vedeckovýskumných úloh. Napísal jedenásť učebných textov, z nich dva v španielskom jazyku, je spoluautorom celoštátnej učebnice Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie (r. 1972) a hlavným autorom jej nového vydania v roku 1987.

Vďaka úspešnej pedagogickej, vedeckovýskumnej a publikačnej činnosti si jubilant veľmi rýchle zvyšoval vedecko-pedagogickú kvalifikáciu. Kandidátsku dizertačnú prácu obhájil 1961, na docenta sa habilitoval roku 1962, profesorom banskej geológie sa stal roku 1969 a roku 1978 získal titul doktora geologických vied.

V rokoch 1963—1964 L. Rozložník pôsobil ako expert na Kube, kde zastával funkciu hlavného geológa kubánskych baní. Po svojom návrate bol v rokoch 1964—1966 poverený vedením katedry geológie a mineralógie, v rokoch 1959—1961 bol prodekanom a v rokoch 1970—1972 dekanom Baníckej fakulty VŠT v Košiciach. V rokoch 1973—1975 zastával funkciu vedúceho Laboratória pre výskum nerastných surovín na Baníckej fakulte a v rokoch 1965—1966 a 1972—1985 funkciu prorektora VŠT.

Dlhé roky je zodpovedným riešiteľom výskumných úloh štátneho programu základného výskumu ložísk nerastných surovín na Slovensku. Zúčastňoval sa aj na riešení metalogenézy celého alpínskeho pásma v rámci multilaterálnej spolupráce akadémií vied socialistických štátov.

Vysoká úroveň vedeckej a pedagogickej práce získala jubilantovi vysoké uznanie našej i zahraničnej geologickej verejnosti. Stal sa členom mnohých vedeckých rád, kolégií a odborných komisií, v ktorých zastával a v niektorých i v súčasnosti zastáva významné funkcie: je mnohoročným členom kolégia SAV pre vedy o Zemi a vesmíre, predsedom komisie pre obhajobu doktorských a kandidátskych dizertačných prác v odbore ložisková geológia a užitá geofyzika, podpredsedom komisie pre klasifikáciu zásob nerastných surovín pri Predsedníctve vlády ČSSR, v rokoch 1971—1982 zastával funkciu predsedu Slovenskej geologickej spoločnosti — pobočky v Košiciach, bol členom redakčných rád časopisov Mineralia slovaca a Geologický průzkum, vedúcim jednej z pracovných skupín v rámci mnohostrannej dohody akadémií vied socialistických krajín a i.

Nemožno nespomenúť rozsiahlu činnosť jubilanta pri organizovaní a vedení rôznych geologických podujatí — kongresov, konferencií, sympózií, zjazdov a exkurzií s medzinárodnou účasťou. Sám sa zúčastnil na podobných podujatiach v zahraničí, kde predniesol rad odborných referátov. Navštívil viacero vysokoškolských a vedeckých pracovísk, ako i ložísk v ZSSR, Maďarsku, NSR, NDR, Rumunsku, Juhoslávii, Rakúsku, Mexiku, Francúzsku, Španielsku a Poľsku, čo mu umožnilo získať široký prehľad o problematike rudných ložísk a metodike ich výskumu a pomáhalo realizovať smelé plány vo výskume a prieskume ložísk podľa svetového trendu.

Za úspešnú spoluprácu s banskými a vedeckovýskumnými pracoviskami odmenili jubilanta viacerými vyznamenaniami, medailami a diplómami. Je medzi nimi napr. vyznamenanie Za pracovnú obetavosť, Za pracovnú vernosť, Zlatá plaketa D. Štúra SAV, Za zásluhy o výstavbu a ďalšie.

Prof. Ing. L. Rozložník, DrSc., významne prispel do pokladnice úspechov československej geológie a v ložiskovej geológii sa stal osobnosťou uznávanou nielen doma, ale i za hranicami našej vlasti. Celá naša geologická verejnosť si ho váži ako významného pedagóga, vedeckého pracovníka, odborníka, ale aj ako priateľského, kolegiálneho a optimizmom prekypujúceho človeka. S potešením a hrdosťou sa teda môže náš jubilant pozerať na doterajšie výsledky svojej práce. Do ďalších rokov mu želáme pevné zdravie a životnú pohodu pri dokončení všetkých prác, na ktorých pracuje.

Zoznam publikovaných prác prof. Ing. L. Rozložníka, DrSc.

Rozložník, L., Kubišta, J. a Marschalko, R. 1954: Predbežná správa o výskytoch červenice v Juhoslovenskom krase. *Geol. Zbor. SAV, 4, 3—4, 863—873.*

Rozložník, L. 1955: Pomoc štatistickej korelačnej analýzy pri výpočte zásob. *Rudy, 1, 7—10.*

Rozložník, L. a Šalát, J. 1956: Správa o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. *Geol. Práce, Spr., 7, 109—122.*

Rozložník, L. 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. *Geol. Práce, Spr., 11, 100—108.*

Rozložník, L. 1957: Niektoré problémy voľby hustoty prieskumných diel. *Rudy, 6, 211—219.*

Rozložník, L. 1958: Príspevok ku geológii ložiska Georgi severovýchodne od Dobšinej. *Geol. Zbor. SAV, 9, 1, 80—102.*

Rozložník, L. 1961: Tektonické postavenie rudných ložísk medzi Dobšinou a Mlynkami. [Kandidátska diz. práca.] 321 s. Publikovaná pod názvom: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty, 1963, 4, 29—93.*

Rozložník, L. 1962: Problémy metalogenézy okolia Dobšinej. *Geol. Práce, Zoš., 61, 127—140.*

Rozložník, L. 1962: Petrografia, petrotektonika a petrochémia granitizovaných hornín rakoveckej série a ich vzťah k zrudneniu v okolí Dobšinej. [Habilitačná práca.] 178 s. Publikovaná pod názvom: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty, 1965, 4, 95—114.*

Rozložník, L. 1963: Bázické vulkanity v karbóne dobšinského vývinu. *Geol. Práce, Spr., 27, 35—48.*

Rozložník, L. 1963: Relation Between Faults and Foliation in the Shear Zone of the Dobšina Vinicity, *Geol. Práce, Spr., 28, 103—112.*

Rozložník, L. a Šalát, J. 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov na Štiavnickom ostrove. *In: Zbor. vedeckých prác VŠT Košice, 103—110.*

Rozložník, L. 1964: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín ČSSR — list Košice. *Geofond Bratislava.*

Rozložník, L. 1964: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín ČSSR — list Snina. *Geofond Bratislava.*

Rozložník, L. 1964: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín ČSSR — list Čierna nad Tisou. *Geofond Bratislava.*

Rozložník, L. 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *In: Zbor. geol. Vied Západ. Karpaty, 4, 29—93.*

Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. Vied Západ. Karpaty, 4.*

Rozložník, L. 1967: Tektonický vývoj Štiavnického ostrova. In: Zborník referátov Ved. ban. konferencie. *Košice, 178—194.*

Rozložník, L. 1967: Metalogenetické pomery Štiavnického ostrova. *In Zborník referátov Ved. ban. konferencie. Košice, 195—208.*

Rozložník, L., Zorkovský, V., Zábranský, F., Slavkovský, J., Srnka, R. a Jacko, S. 1967: Geologická stavba Štiavnického ostrova. *In: Zborník ref. Ved. ban. konferencie. Košice, 153—177.*

Rozložník, L. 1967: Geologicko-montanistické dielo M. V. Lipolda o bansko-štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode vo svetle dneška. *In: Zborník Slov. ban. múzea v Banskej Štiavnici, 3, 15—22.*

Rozložník, L. 1968: Fault technics of Štiavnica horst. *Geol. Práce, Spr., 43—44.*

Rozložník, L. a Šalát, J. 1968: Vyhne, Hodruša valley — geological section through the Štiavnica horst. *Quide to Excursion, 18 AC SAV. Bratislava, 23—27.*

Rozložník, L. a Slavkovský, J. 1968: Príspevok k postaveniu tzv. vrcholových andezitov v rámci neovulkanitov Slovenského stredohoria. *Geol. Práce, Spr., 46, 95—100.*

Rozložník, L. a Zábranský, F. 1968: Perspektíva vyhľadávania skarnových ložísk na území Štiavnického ostrova. *Geol. Průzkum, 2, 50—53.*

Rozložník, L. 1969: Vývoj neogénneho subsekventného vulkanizmu na území Štiavnického ostrova. *Geol. Práce, Spr., 48, 39—45.*

Rozložník, L. 1969: K problematike štúdia zlomov. *Geol. Práce, Spr., 47, 35—44.*

Rozložník, L. 1969: Niektoré problémy vzťahu zrudnenia k tektonike v Spišsko-gemerskom rudohorí vo svetle doterajších poznatkov. *Mineralia slov., 2, 89—99.*

Rozložník, L. 1969: Sú banatity na Štiavnickom ostrove? *In: Zborník Slov. ban. múzea v Banskej Štiavnici, 5, 135—154.*

Rozložník, L. 1969: Nové poznatky o štruktúre bansko-štiavnického a hodrušského rudného obvodu. *Mineralia slov., 1, 3—4, 167—176.*

Rozložník, L. 1971: O možnostiach výskytu meďonosných skarnov a porfýrových medených rúd na území Západných Karpát. *Geol. Průzk., 13, 7, 193—196.*

Rozložník, L. a Zábranský, F. 1971: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medi medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká — Uhliská. *Mineralia slov., 3, 85—94.*

Rozložník, L. 1971: Nové poznatky o stavbe Štiavnického ostrova. *Mineralia slov., 3, 80—83.*

Rozložník, L. 1972: Vyhľadávanie a prieskum ložísk. *In: Zorkovský V. et al.: Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie. Bratislava, Alfa, 369—450.*

Rozložník, L. 1972: Tektonika zlatoidského rudného revíru. *In: Zborník referátov Ved. ban. konferencie, Košice, 29—45.*

Rozložník, L., Samuel, O. a Jacko, S. 1973: Prejavy eocénneho vulkanizmu pri Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Spr., 61, 143—153.*

Rozložník, L. 1974: Nerastné suroviny v stredoslovenských vulkanitoch v ich podloží v naväzujúcich jednotkách. *In: Materiál z III. celoslov. geol. konferencie. Bratislava, 222—230.*

Rozložník, L. 1974: Pripomienky k zameraniam geologického výskumu v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Materiál z III. celoslov. geol. konferencie. Bratislava, 329—330.*

Rozložník, L. 1974: Príspevok Baníckej fakulty VŠT pri riešení geologických problémov na Slovensku. *In: Materiál z III. celoslov. geol. konferencie. Bratislava, 65—66.*

Rozložník, L. 1974: The relationship of mineralization to faults of higher in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *In: Sbor geol. vied, Geol., 26, 245—252.*

Rozložník, L. 1975: K niektorým otázkam zákonitosti rozmiestnenia rudných ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí a perspektívy ich vyhľadávania. *Geol. Průzk., 17, 8, 225—229.*

Rozložník, L., Grecula, P., Bartalský, J., Snopko, L. a Varček, C. 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 7.*

Rozložník, L. 1976: Vzťah metalogenézy sideritovej formácie Spišsko-gemerského rudohoria k tektogenéze a jej postavenie v rámci alpíd. *[Dokt. diz. práca.] 287 s.*

Rozložník, L. 1976: Postavenie alpínskej metalogenézy v Západných Karpatoch z hľadiska globálnej tektoniky. *In: Zbor. referátov z konferencie: Československá geológia a globálna tektonika. Smolenice, 151—157.*

Rozložník, L. a Cambel, B. 1976: Neovulkanizm i kristaličeskij massiv centraľnych Západnych Karpat. *Putevoditeľ ekskursii „B" Simposium po problemam petrogenezisa i geochimii geologičeskich procesov. Bratislava, 22—27.*

Rozložník, L. 1976: Vzťah zrudnenia k tektonike v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Zbor. referátov „Geológia, metalogenéza a prognózy surovín SGR" Košice, 63—73.*

Rozložník, L. 1977: Problémy vymedzenia Spišsko-gemerského rudohoria ako metalogenetickej oblasti. *In: Zborník referátov z konferencie „Ložiskotvorné procesy Západných Karpát," Bratislava, 88—92.*

Rozložník, L. 1978: Teoretické základy prognózovania v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Zborník prednášok z konferencie „Teoretické základy prognóz nerastných surovín". Praha, 98—103.*

Rozložník, L. 1978: Vzťah alpínskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách. *Mineralia slov., 10, 311—320.*

Rozložník, L. 1979: Z histórie geologických výskumov v oblasti Zlatej Idky. *In: Baníčko-geologické sympózium. Zborník prednášok. Košice, 1—18.*

Rozložník, L. 1979: A Nyugati Karpátok és a lemeztektonika. *Általános Főltani Szemle, 12, 67—81.*

Rozložník, L. a Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásmom Čiernej hory ilustrovaná geologickým profilom od Zlatej Idky po vrch Bujanova. *In: Zborník referátov „Tektonické profily Západných Karpát". Bratislava, 193—198.*

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

Rozložník, L. a Šalát, J. 1979: Chemizmus hodrušského intruzívneho komplexu z hľadiska metalogenézy. *Sympózium o petrogenéze a geochémii geologických procesov. Bratislava, Veda, 215—222.*

Rozložník, L., Šalát, J., Timčák, G., Jakabská, C. a Čirčárová, G. 1979: Vlastnosti granátov neovulkanitov Západných Karpát a ich petrologické interpretácie. *Sympózium o petrogenéze a geochémii geologických procesov. Bratislava, Veda, 231—242.*

Rozložník, L. 1979: Metallogenesis of the West Carpathians and its relation to neighbouring regions. *Proceeding of 26th Inter. geolog. congr Abstracs, 1 001, Paris.*

Rozložník, L. a Slavkovský, J. 1979: Niektoré štruktúrne vlastnosti ložísk antimónových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Antimónové rudy Československa. GÚDŠ Bratislava, 115—126.*

Rozložník, L. 1981: Classification of the mineralized structures in the Spišsko-gemerské rudohorie Mountains. *Geol. Zbor., Geol. carpath., 31, 4, 421—439.*

Rozložník, L. 1981: Možnosti výskytu medeno-porfýrových rúd na území Západných Karpát. *In: Sympózium „Druhé baníčko-geol. dni Zlatá Idka. Košice, 68—80.*

Rozložník, L. 1981: Geologické poznatky zo študijnej cesty v Mexiku. *Mineralia slov., 13, 488.*

Rozložník, L. 1981: Poznatky z 26. medzinárodného geol. kongresu v Paríži. *Mineralia slov., 13, 6, 488.*

Rozložník, L. 1981: Zakonomernosti kajnozojskoj metallogenii na territorii Stredneslovackich neovulkanitov. *Abstracts 12 th Congress CBGA, Bukurešť, 262—263.*

Rozložník, L. 1981: Problémy metalogenetického rajónovania v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Zborník referátov sekcia 2, IV. Slovenská geologická konferencia. Bratislava, 167—176.*

Rozložník, L. 1981: Bilancia práce slovenských organizácií za roky 1970—1980 a jej ďalšie výhľady. *Geol. Průzk., 11, 317—318.*

Rozložník, L. a Slavkay, M. 1982: Problémy metalogenézy Západných Karpát. *In: Zborník prednášok z konferencie „Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR" Bratislava, 125—146.*

Rozložník, L. 1982: Niektoré problémy metalogenézy na území stredoslovenských neovulkanitov. In. *Zborník prednášok z konferencie „Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR" Bratislava, 337—387*

Rozložník, L. 1982: Istočniki i strukturnyje uslovja obrazovanja sideritovej formacii Spišsko-gemerskich rudnych gor. *IAGOD, Tezisy doklada. Tbilisi, 43.*

Rozložník, L. 1982: Typy štruktúr metalogenetických jednotiek sideritovej formácie Spišsko-gemerského rudohoria. *In: Zborník prednášok: Hornícka Příbram-sekce „Prognoza nerostnych surovin ČSSR", Příbram, 52—68.*

Rozložník, L., Timčák, G. a Jakabská, K. 1983: Studies of zircons and biotites in Štiavnica granitoids part one· Zircons. In: *Symposium on Geochemistry and endogenous and exogenous processes. Bratislava.*

Rozložník, L. 1983: Panoráma okolia Dobšinej. *In: Sprievodca IV pracovnej skupiny IX. problem. komisie mnohostrannej spolupráce akad. vied social. štátov. SAV Bratislava.*

Rozložník, L. 1983: Úloha grafitu pri zrudňovacích procesoch v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Zborník seminára „Vplyv geol. prostredia na zrudnenie". GÚDŠ Bratislava, 65—71*

Rozložník, L. 1983: Zakonomernosti kajnozojskoj metallogenii na territorii sredneslovackich neovulkanitov. Annuaire de l'institut géologie at de géophysique, *TOM LXI. Travaux du XII^ème congrés de l'Association géologique carpatho-balkanique, Bukurešť, 333—341.*

Rozložník, L. 1984: Vzťah treťohornej metalogenézy k vývoju neotektonických blokov Západných Karpát. *In: Zborník seminára „Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám". GÚDŠ Bratislava, 103—106.*

Rozložník, L. a Sasvári, T. 1984: Aplikovanie metód štruktúrnej analýzy pre potreby geomechaniky v baníctve. *Zborník prednášok „Tretie banícko-geologické dni Zlatá Idka. Košice, 194—212.*

Rozložník, L. 1984: Sources and structural conditions of formation of siderite deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians). *Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium. E. Schweizerbarische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 187—189.*

Rozložník, L., Timčák, G. a Jakabská, K. 1985: Morfometrické a chemické vlastnosti zirkónov vo vzťahu k petrogenéze hodrušského intruzívneho komplexu. *In: Zborník seminára „Akcesorické minerály". Bratislava, 37—50.*

Rozložník, L. a Sasvári, T. 1985: Povaha mineralizovaných štruktúr a ich postavenie vo vývoji stavby rudnianskeho poľa. *In: B. Cambel a J. Jarkovský: Rudnianske rudné pole. Veda Bratislava.*

Rozložník, L. 1985: Výsledky výskumu a prieskumu nerastných surovín po roku 1980. *Mineralia slov., 17, 237—251.*

Rozložník, L. 1985: Regionálny geologický výskum v SSR v období 7 päťročnice. *In: Prínos slovenskej geológie pre národné hospodárstvo. GÚDŠ Bratislava, 22—23.*

Rozložník, L., Timčák, G. a Jakabská, K. 1985: Zirkóny gemerických granitov. *In: Zborník konferencie „Akcesorické minerály". Bratislava, 47—77*

Rozložník, L., Havelka, J., Čech, F a Zorkovský, V. 1987 Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie. *Bratislava, Alfa, 693 s.*

Rozložník, L. a Sasvári, T. 1987: Vzťah metalogenézy a štruktúrneho vývoja slovinsko-gelnického rudného poľa. *In: Technicko-ekonomický spravodaj Železorudných baní. Spišská Nová Ves, 28—31*

Rozložník, L. a Sasvári, T. 1987. Štruktúrne prvky v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a ich význam z hľadiska prognózovania. *In: Zborník prednášok: II. geologické dni J Slávika. Košice, 105—119.*

Rozložník, L. 1987: Výskyt stratiformných rúd zlata a striebra v bývalom banskom poli Leander pri Dobšinej. In: Zborník konferencie „Zlato v Západných Karpatoch". GÚDŠ Bratislava, 55—63.

Rozložník, L. 1987: Vzťah hlbinnej stavby Západných Karpát k magmatizmu a metalogenéze. *In: O. Fusán et al.: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava.*

Rozložník, L. 1988: Perspektivy poiskov rudnych mestorožděnij v Zapadnych Karpatoch. *In: Zborník II. meždunarodnaja konferencia „Ekonomika mineralnogo syrja i geologorazvedočnych rabot" Košice, 16.*

Rozložník, L. 1988: Graphite as a source of information concerning the genesis of some deposites in Spiš-Gemer Ore Mts. *In: Zborník prednášok zo seminára „Metallogenesis of carbonaceous formations of Czechoslovakia. Bratislava, 38—39.*

Rozložník, L. 1989: Problémy veku a zdroja sideritovej formácie Západných Karpát. *Geol. Průzk., 31, 3, 67—72*

Rozložník, L. a Jakabská, K. 1989. Zircons of Gemeric granites. *Geol. Zbor., 39, 2, 141—160.*

Rozložník, L. 1989: Dynamika zemskej kôry Západných Karpát z hľadiska metalogenézy. *In. Zborník konferencie „Teoretické a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín Západných Karpát" VŠT Košice, 13—14.*

Rozložník, L. a Jakabská, K. 1989: Spherical accesories in Gemeric granites. *Geol. Zbor., 40, 3, 305—322.*

Rozložník, L., Zvjagincev, L. J. a Jakabská, K. 1989: Nové poznatky o hodrušskom intruzívnom komplexe. *In: Zborník referátov seminára „Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska" Bratislava, 36—37*

Rozložník, L. 1989· Outline of metallogenesis of the West Carpathians. *Rudarsko-geološko-naftni zbornik (Zagreb), 1, 29—34.*

Rozložník, L. 1989: Volframitovo-scheelitonosné feromagnezity — nový typ ložísk vo Východných Alpách a možnosti ich výskytu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 475—476.*

Rozložník, L. a Zvjagincev, L. J. 1990: Petrophysical types of Gemeric granites. *Geol. zbor. (v tlači).*

Vojtech Zorkovský

Jubilujúci prof. Ing. František Čech, DrSc.

Dňa 14. 12. 1989 sa dožil šesťdesiatych narodenín prof. Ing. F. Čech, DrSc. Je to príležitosť, aby sme si spoločne zrekapitulovali jeho mnohotvárnu aktivitu a pripili mu pohárom obľúbeného skalického rubínu.

Rodák zo Skalice po ukončení stredoškolského štúdia začal študovať na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Ako nadaný a pre štúdium palivových surovín rozhodnutý vysokoškolák bol vybraný na štúdium naftovej geológie na Institute Petrol si Gase v Bukurešti. Štúdium úspešne ukončil promovaním na inžiniera geológie v roku 1954. Nastúpil pracovať do Čs. naftových dolov v Hodoníne, no ešte v tom istom roku prešiel na internú vedeckú ašpirantúru na Prírodovedeckej fakulte UK. V roku 1959 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu a v roku 1965 sa habilitoval na docenta. Doktorskú dizertáciu na tému „Vzťah ložísk palív k hlbinnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka" obhájil v r. 1980.

Prof. Čech prešiel od roku 1957 rebríčkom všetkých vedecko-pedagogických hodností na Prírodovedeckej fakulte. Jeho pedagogická kariéra vyvrcholila menovaním za profesora v roku 1981.

Na Prírodovedeckej fakulte UK prednášal problematiku nerastných, najmä nerudných surovín. Desiatky študentov si ho však pamätá aj z prednášok zo základov baníctva a vrtnej techniky. Viedol početných diplomantov, doktorantov a viac ako desiatku vedeckých ašpirantov. Jubilant pochopil, že bez vhodných učebných textov nie je pedagogický proces plnohodnotný; je spoluautorom 2 vysokoškolských učebníc a autorom 2 učebných textov, ktoré vyšli v španielčine na Kube.

Nezastupiteľné miesto v odbornom vývoji prof. Čecha má jeho pôsobenie ako experta pri vyhľadávaní nerudných surovín v Latinskej Amerike (Argentína, Chile), resp. ako profesora na Universidad de Chile v Santiagu a v Havane. Z toho obdobia (k čomu iste pomáha aj kľudná letora a náhľad znalca mentality latinskoamerických národov na denné problémy) sa datuje jeho osobná sympatia k španielskemu koloritu. Nie neprávom ho zahraniční študenti z krajín hovoriacich po španielsky považujú na fakulte za „amatérskeho" vyslanca ich vlastí.

Mnohotvárna a bohatá je vedeckovýskumná aktivita jubilanta. Od roku 1957 je prakticky nepretržite (okrem období pôsobenia v zahraničí) zodpovedným riešiteľom čiastkových úloh ŠPZV. U jubilanta si treba predovšekým ceniť jeho schopnosť rýchlo sa orientovať v problematike a rozhodnúť sa pre aktuálne zameranie nielen vlastných výskumov, ale aj pre zameranie širšieho kolektívu spolupracovníkov. Dokladom toho je orientácia jubilanta po jeho dlhoročnom zahraničnom pôsobení na najaktuálnejšie problémy „naftovej geológie" našich neogénnych panví. A netrvalo dlho a prof. Čech napísal (1982) prvú modernú syntézu o ropnej geológii terciérnych panví Západných Karpát. Jubilant zároveň patrí medzi výskumníkov, ktorí pochopili spätosť tvorby a akumulácie nerastných surovín so základnými procesmi formovania geologických či tektonických jednotiek. Z uvedeného vyplýva jeho záujem riešiť základné problémy genézy neogénnych panví západokarpatského úseku Neotetýdy. Riešenie problematiky tvorby panví, resp. dešifrovanie ich genetického typu a poznanie ich vývoja v priestore a čase sa v poslednom desaťročí aj jeho pričinením posunulo na výrazne vyššiu kvalitatívnu úroveň.

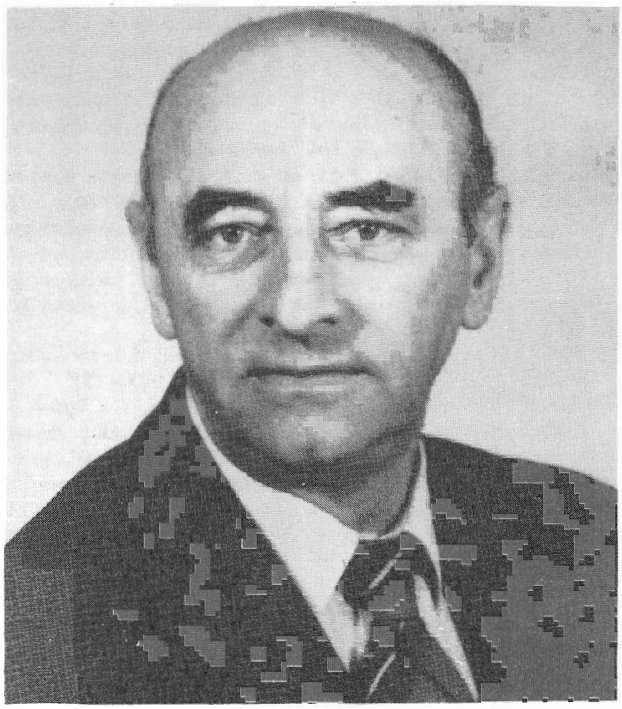
Veľmi rozsiahla publikačná činnosť jubilanta je námetovo rozmanitá, výrazne funkčná, odráža dianie v svetovej literatúre. Súpis publikácií prof. Čecha uverejnil Geologický zborník geologica carpathica, 43, 2 (1990), my zdôrazníme aspoň autorstvo 3 knižných monografií.

Veľa času a síl si v živote prof. Čecha vyžiadala jeho práca v riadiacich či politických funkciách. Z tejto oblasti uveďme aspoň jeho 10-ročné pôsobenie vo funkcii prodekana Prírodovedeckej fakulty UK a dlhoročnú prácu podpredsedu Centrálneho výboru Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV. Od roku 1982 je riaditeľom geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK.

V mene všetkých pracovníkov Geologického ústavu PF UK a v mene členov Slovenskej geologickej spoločnosti želáme jubilantovi aj do ďalších desaťročí dobré zdravie, lebo ono je základom duševnej kondície prinášajúcej nápady pre odbornú prácu, ale súčasne aj nezbytným predpokladom plnenia funkcií pozorného manžela, otca či deda v usporiadanej rodine.

Dušan Hovorka

Doc. RNDr. Ján Turan, CSc., šesťdesiatnikom



Jubilant, samostatný vedecký pracovník Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, sa dňa 26. 12. 1989 v plnom zdraví, jemu príslovečnej optimistickej nálade a usilovnej práci dožil šesťdesiatin. Absolvent Fakulty geologicko-geografických vied (1955) Univerzity Komenského v Bratislave, neskôr asistent, odborný asistent a docent na katedre nerastných surovín už plných 20 rokov pracuje v Geologickom ústave PF UK. I keď je funkčne zaradený medzi vedeckých pracovníkov, nesporné pedagogické vlohy a učiteľskú zanietenosť realizuje každoročnou účasťou na banských mapovacích kurzoch, vedením diplomantov, ale v neposlednom rade aj mnohostrannou konzultačnou činnosťou pre desiatky poslucháčov geologických špecializácií na PF UK, ktorí potrebujú jeho pomoc nielen pri štúdiu karbonátov, ale aj pri štúdiu rudných ložísk.

Doc. Turan patrí medzi vedeckých pracovníkov-výskumníkov, ktorí už v začiatkoch svojej profesionálnej kariéry pochopili nutnosť spätosti výskumnej aktivity s riešením problémov praxe. Dokladom toho je skutočnosť, že sa už desaťročia venuje problematike karbonátových minerálov so zreteľom na ložiská magnezitu a sideritu, v ktorej sa vypracoval na špičkovú úroveň. Koncepčná príprava jubilanta na štúdium karbonátov vyústila do rozpracovania metodiky rýchlej a presnej identifikácie zmesí uhličitanov manometrickou metódou. Za konštruovanie „TMS" (Turanov manometrický stroj) bolo manželom Turanovcom v roku 1981 priznané autorské osvedčenie; t. č. sa posudzuje priznanie patentu na metodiku stanovenia izomorfných zmesí uhličitanov.

V našej krátkej zdravici nemožno rozoberať celú mnohostrannú odbornú aktivitu jubilanta. Slovenská odborná verejnosť ju pozná; jej dokladom sú okrem desiatok publikovaných prác aj ďalšie desiatky správ, početných vystúpení na konferenciách a iných odborných podujatiach, v ktorých so zanietenosťou, preň takou typickou, ako jeden z prvých našich geológov obhajoval a obhajuje myšlienky akumulácie či mobilizácie úžitkových zložiek v samotných horninových komplexoch.

Záverom v mene spolupracovníkov, všetkých priateľov, ako aj v mene celej slovenskej geologickej pospolitosti želáme jubilantovi dobré zdravie a životný optimizmus, aby mohol tak ako doteraz ešte desaťročia pri nohejbalovej či tenisovej sieti preháňať podstatne mladších protihráčov.

Zoznam publikovaných prác J. Turana

Turan, J. 1958: Zpráva o výskume limnokvarcitov z oblasti Slaská a Lutila v Žiarskej kotline. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 181—262.*

Turan, J. 1959: O neoidnom veku barytového zrudnenia v doline Nižná Matejková pri Ružomberku. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 115—122*

Turan, J. 1961: O zrudnení na Trangoške a o niektorých výskytoch v údolí Bystrej a Mlynnej na južnom svahu Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Zpr.*, 23, 85—114.

Turan, J. 1961: Dajky porfyrických hornín na južnom svahu Nízkych Tatier. *Geol. Zbor., XII, 2, 277—291.*

Turan, J. 1961: Baryty Nízkych Tatier a priľahlých oblastí. *Geol. Práce, Zoš., 62, 115—123.*

Turan, J. 1963: Zpráva o výskume borinských vápencov z údolia Prepadlé v Malých Karpatoch. *Zpr. geol. Výsk. R. 1963, Slovensko, 2.*

Turan, J. 1965: Kvantitatívne stanovenie karbonátov typu kalcit — dolomit manometrickou metódou. *Zpr. geol. Výsk. R. 1964, Slovensko, 2, 172—173.*

Turan, J. 1965: Quantitative manometrische Bestimmung von Karbonaten des Typs Kalk — Dolomit. *Geol. Zbor., XVI, 1, 231—240.*

Turan, J. 1965: Quantitative determination of macroelements in Borinka limestones of the Little Carpathians by manometrical method. *Sbor. I. geochem. konf. v Ostravě, 305—310.*

Turan, J. a Vavro, L. 1970: Výskyty autigénnych živcov a kremeňa v „borinských vápencoch" obalovej série Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 19, 165—175.*

Jablonský, E. a Turan, J. 1970: Príspevok ku genéze dolomitových pieskov v oblasti Chalmovej a Malých Krštenian. *Mineralia slov., II, 6, 109—117.*

Veiser, J., Demovič, R. a Turan, J. 1971: Possible use of strontium in sedimentary carbonate rocks as a paleoenvironmental indicator. *Sed. Geol. (Amsterdam), 5, 5—22.*

Turan, J. a Vančová, L. 1971: Výskyt fluoritu v karbonátových horninách ružbašského mezozoického ostrova. *Mineralia slov., 10, 155—157.*

Vančová, L. a Turan, J. 1971: Využitie manometrickej analýzy pre kvantitatívne stanovenie karbonátov. *Zbor. symp. Interlab 71 v Ostravě, 21.*

Turan, J. a Vančová, L. 1972: Möglichkeiten zur Nutzung der manometrischen Methode bei der Bestimmung von Karbonaten. *Geol. Zbor. Geol. carp., XXIII, 1, 99—114.*

Turan, J. 1972: Niektoré nové poznatky o magnezitových ložiskách Západných Karpát. *Zbor. ref. I. vedeckej geol. konf. absolventov geol. špec. na Univ. Comen., Bratislava, 75—76.*

Turan, J. a Vančová, L. 1976: Výskyty magnezitu v evaporitoch

Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Ložiská, 2, 95—149.*

Turan, J. a Vančová, L. 1977: Postavenie magnezitov Západných Karpát v čase a priestore. *Zbor ref. z konf. Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, Bratislava, 283—287*

Turan, J. a Vančová, L. 1978: Zariadenie na kvantitatívne stanovenie karbonátových minerálov volumometrickou metódou. *AO 187505.*

Turan, J. a Vančová, L. 1979: Bridlice magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 11, 205—218.*

Vančová, L. a Turan, J. 1979: Výskyty síranov na magnezitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 11, 218—227*

Turan, J. a Vančová, L. 1979: Strukturen und Texturen der Lagerstättenausfüllung von Magnesitlagerstätten im Karbon der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 207—226.*

Turan, J. a Vančová, L. 1979: Ďalšie výskyty magnezitu v sz. časti gelnickej série gemerid. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 6, 157—202.*

Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E. a Turan, J. 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I — Bodies of the Gemeride Mesozoic. Mineralia slov., 12, 481—505.

Turan, J. a Vančová, L. 1980: Die metamorphen Minerale von Karbonatkörpern des Kristallinikums der Klenovec-Subzone der Veporiden. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 343—357.*

Vančová, L. a Turan, J. 1980: Mineralogicko-geochemická charakteristika rudnianskeho magnezitu. *Geol. Práce, Spr., 74, 145—164.*

Vančová, L. a Turan, J. 1981: Prejavy skarnoidnej mineralizácie v ložisku Mútnik. *Mineralia slov., 13, 69—74.*

Vančová, L. a Turan, J. 1981: Distribúcia stopových prvkov v magnezite Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 9, 145—165.*

Turan, J. a Vančová, L. 1981: Jemnozrnný siderit a breunnerit ako prejav synsedimentárneho zrudnenia v horninách rudnianskeho rudného poľa? *Zbor. IV. Slov. geol. konf. Geológia a suroviny Spišsko-gemerského rudohoria, Bratislava, 214—223.*

Vančová, L. a Turan, J. 1982: Magnesite Deposits and Occurences in the West Carpathians, their genesis and geochemistry. *Zbor Symposia on Geochemistry of endogenous and exogenous processes, Smolenice, 282—300.*

Turan, J. a Vančová, L. 1982: Príspevok k identifikácii serpentínových minerálov termickou analýzou. *Zbor Termanal'82, Vysoké Tatry, 235—236.*

Turanová, L. a Turan, J. 1983: Možnosť využitia „diagenetického" sideritu v rudnianskom rudnom poli. *Zbor II. cyklického miner. sem., Valtice, 71—74.*

Turan, J. a Vančová, L. 1983: Výskyty zrudnených konkrécií v perme gemerika. *Zbor. Vplyv geol. prostredia na zrudnenie, Bratislava, 259—270.*

Vančová, L. a Turan, J. 1983: Asociácia uhličitanov a sprievodných minerálov v závislosti na sedimentárnom prostredí. *Zbor. Vplyv geol. prostredia na zrudnenie, Bratislava, 271—277.*

Turanová, L., Turan, J. a Kobulský, J. 1983: Charakteristika uhličitanovej polohy z vrtu MPV-8 pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia slov.*, 15, 363—372.

Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E. a Turan, J. 1983: Serpentine-groups minerals of the West Carpathian ultramafics. II — Bodies in Pre-Mesozoic metamorphosed complexes. *Mineralia slov., 15, 23—47.*

Turanová, L. a Turan, J. 1984: Geochemická charakteristika Mg-Fe uhličitanových asociácií v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Acta montana (Praha), 68, 71—78.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Šúpala, L. Turan, J. a Turanová, L. 1984: Albitolites in Sedimentary complexes of the Northgemeride Permian. *Geol. Zbor Geol. carp., 35, 6, 727—740.*

Turan, J. a Turanová, L. 1984: Carbonate concretions in variegated sandy shales from the Rudňany region (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 40, 107—124.*

Turanová, L. a Turan, J. 1985: Distribúcia stopových prvkov v uhličitanových konkréciách z permu v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Sbor. III. cykl. miner. sem., Jetřichovice, 119—120.*

Turan, J. a Turanová, L. 1985: Využitie stopových prvkov ako kritéria pre rozlíšenie základných genetických typov magnezitu. *Sbor. III. cykl. miner. sem., Jetřichovice, 90—91.*

Turanová, L. a Turan, J. 1985: Magnezity Západných Karpát, ich genesis. *Bjul. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otd. geol., 60, 5, 134.*

Turan, J. a Turanová, L. 1985: Možnosť výskytu diagenetického sideritu v rudnianskom rudnom poli a výskyt uhličitanových konkrécií. *In: Cambel, B., Jarkovský, J. et al.: Rudnianske rudné pole — geochemicko-metalogenetická charakteristika, Bratislava, Veda, 112—129.*

Činčárová, M. a Turan, J. 1985: Výsledky štúdia diferenčno-termických dejov chloritov. *Mineralia slov., 17, 325—333.*

Holzer, R., Hrušková, A., Kováčik, M., Modlitba, I. a Turan, J. 1985: Fyzikálno-mechanické vlastnosti výplní puklín. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol., 6, 127—156.*

Turan, J. a Turanová, L. 1986: Možnosti využitia manometrickej metódy pri štúdiu izomorfie Mg-Fe uhličitanov. *Sbor. II. celost. sem. „Vybrané otázky z geochemie", Praha, 322—331.*

Turan, J. a Turanová, L. 1986: Genetical types, the laws of distribution and prognoses of brucite and magnesite deposits (V. P. Petrov). *Mineralia slov., 18, 88.*

Turanová, L. a Turan, J. 1987: Určovanie Mg a Fe uhličitanov pomocou spektier absorpcie svetla. *Mineralia slov., 19, 375—377.*

Turanová, L. a Turan, J. 1987: Luminiscenčné spektrá magnezitu. *Mineralia slov., 19, 379—381*

Turanová, L. a Turan, J. 1987: Mineralogický výskum sideritu z ložiska Slovinky. *Technicko-ekonomický spravodaj ŽB (Spišská Nová Ves), 1, 47—52.*

Turanová, L. a Turan, J. 1988: Štúdium izomorfie uhličitanov rôznymi metódami aplikovanej mineralógie. *Zbor. Moderní metody v aplikované mineralogii, Mariánské Lázne, 114—116.*

Turanová, L. a Turan, J. 1989: Separácia magnezitu z evaporitov. *Zbor. Separační metody používané v mineralogii, Ústí nad Labem, 97—99.*

Spišiak, J., Hovorka, D., Rybka, R. a Turan, J. 1989: Spessartín a piemontit v emtasedimentoch staršieho paleozoika vnútorných Západných Karpát. *Čas. Mineral. Geol., 34, 17—29.*

Kátlovský, V., Turanová, L. a Turan, J. 1989: Mineralogical-geochemical characteristics of black shales from magnesite deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Newsletters of the IGCP project 254 „Metalliferous black shales" (Praha), 1, 22.

Turanová, L., Turan, J. a Kátlovský, V. 1989: Uhličitany a geochémia čiernych bridlíc magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 21, 259—265.*

Turan, J. a Turanová, L. (v tlači): O problematike vzniknovenija stratiformnych karbonatnych mestorožderij Zapadnych Karpat. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 45.*

Turanová, L. a Turan, J. (v tlači): Distribúca hlavných a stopových prvkov v magnezite Západných Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 45.*

Turan, J., Turanová, L. a Stettner, O. (v tlači): Charakteristika uhličitanovej mineralizácie v oblasti Slovinek. *Geol. Práce.*

Turanová, L., Turan, J., Hovorka, D., Kátlovský, V., Méres, Š. a Spišiak, J. (v tlači): Composition of the Black Shales from the Rudňany Ore Field (Gemeric Unit, Carboniferous, the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 46.*

Ilavský, J., Turan, J. a Turanová, L. (v tlači): Metalogenéza stratiformných magnezitových ložísk Západných Karpát. *Západ. Karpaty.*

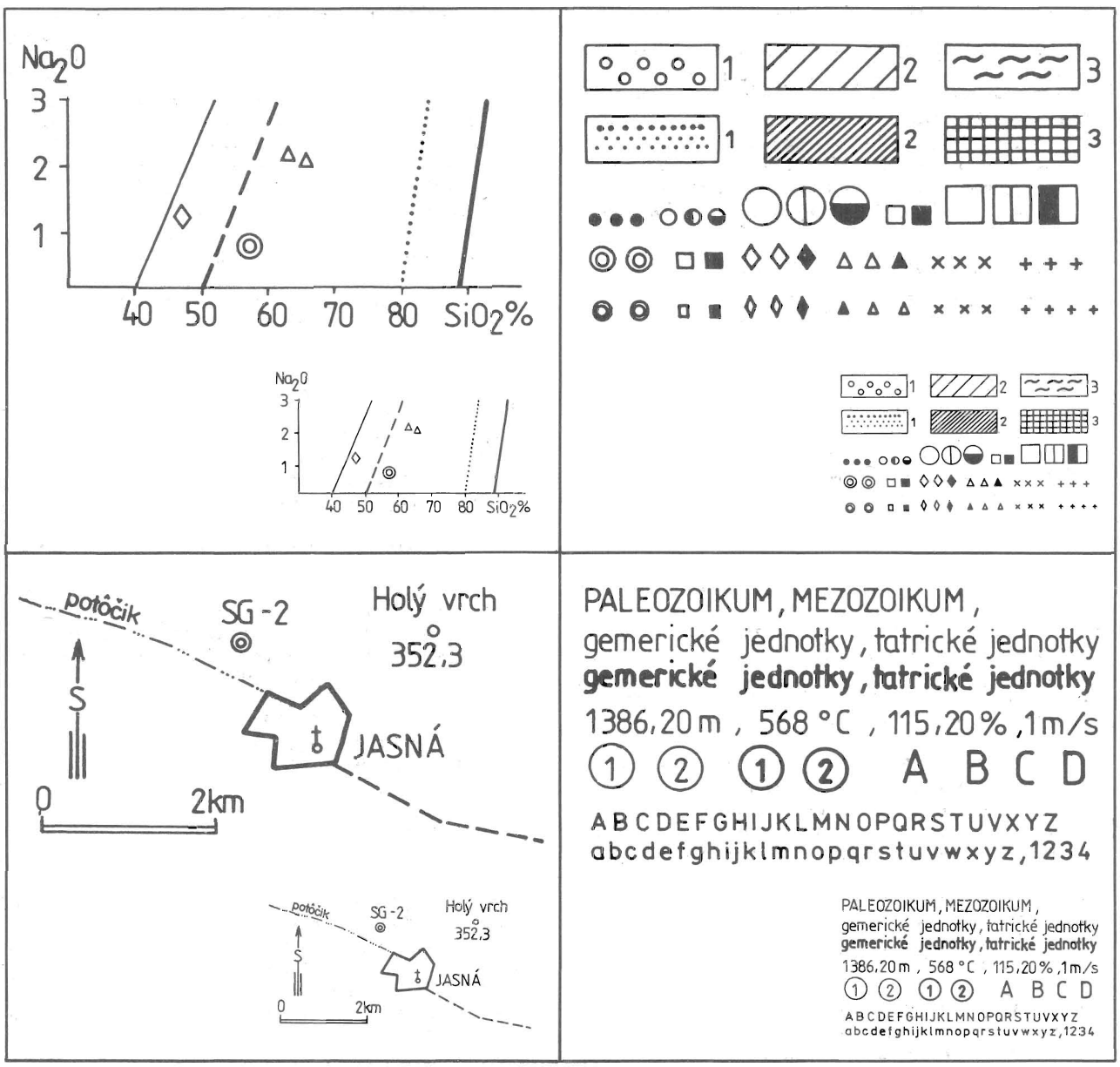
Dušan Hovorka

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Grafická úroveň ilustrácií bude vo Vašom článku kvalitná, ak dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázku zvážte, či sa obrázok umiestni na jeden alebo dva stĺpce, resp. na jednu tlačenú stranu. Ak je obrázok vhodne upravený (veľkosť písmen, hrúbka čiar), možno ho reprodukovať aj v pomere 1 : 1. Odporúčame však, aby ste kresby (perovky) urobili väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť vyhotovené sýtym čiernym tušom.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu voľte hrúbku čiar, veľkosť písma, čísel, zodpovedajúcu hustotu šrafovania a pod. Slová môžu byť napísané väčším i menším písmom (nie verzálkami — veľkými písmenami), a to podľa toho, čo chcete zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je: veľké písmená a čísla 2 mm, malé písmená 1,6 mm.

Príklady 1 až 4 ukazujú pôvodnú veľkosť obrázku a jeho veľkosť po 50 % zmenšení.



Ročník/Volume 22

MINERALIA SLOVACA

Číslo/Number 1

49 374
April/April 1990

OBSAH CONTENTS

Petr Rajlich

Tektonika střižných zón — **1** Tectonics of shear zones

Petr Rajlich

Návod k používání tektonické symboliky — **17** Suggestion to using of tectonical symbols

Lubomil Pospíšil

Současné možnosti identifikace střižných zón v oblasti Západních Karpat — **19** The present possibilities of identification of shear zones in the area of the West Carpathians

Petr Rajlich

Kinematika variské střižné deformace v Českém masívu — **33** Variscan shearing tectonics in the Bohemian Massif

Michal Maheľ

Strižné zóny, ich prejavy (oblúky a niektoré priečne prelomy) v Západnych Karpatoch — **41** Shear zones, their manifestations (arcs and some transversal rifts) in the West Carpathians

Ladislav Rozložník

Strižná zóna gemerika — nositeľka sideritovej formácie — **47** Shear zone of Gemericum — bearer of siderite formation

Dušan Plašienka

Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát — **55** Regional shear and transpression zones in the Tatric unit of the Little Carpathians

František Hubatka, Lubomil Pospíšil

Stromečkové struktury — důkazy pro horizontální posuny ve vídeňské pánvi — **63** Evidence for horizontal shifts in the Vienna Basin

Jozef Hók, Ladislav Hraško

Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie — **69** Deformation analysis of the western part of the Pohorelá line

Michal Nemčok

Základné princípy analýzy zlomov v štruktúrnej geológii — **81** Main principles of fault analysis in structural geology

Vladimír Bezák

Problematika variských tektonických procesov v kryštaliniku tatrika a veporika — **87** Variscan tectonic processes in the crystalline of the Tatric and Veporic units

KRONIKA CHRONICLE

Ladislav Rozložník

K sedemdesiatinám prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského — **89** To seventy years of Prof. RNDr. Vojtech Zorkovský

Vojtech Zorkovský

Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., šesťdesiatročný — **90** Sixty years of Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc.

Dušan Hovorka

Jubilujúci prof. Ing. František Čech, DrSc. — **94** Prof. Ing. František Čech's, DrSc., jubilee

Dušan Hovorka

Doc. RNDr. Ján Turan, CSc., šesťdesiatnikom — **95** Doc. RNDr. Ján Turan, CSc., is sixty

RECENZIE BOOK REVIEWS

D. Vass, M. Elečko et al.: Geológia Rimavskej kotliny (R. Rudinec) — **18** D. Vass, M. Elečko et al.: Geology of the Rimavská kotlina Basin (R. Rudinec)

ZO ŽIVOTA SGS THE SOCIETY'S LIFE

31, 32, 68, 85, 86