

# Analýza strižnej deformácie v granitoidoch zoborskej časti Tribeča (Západné Karpaty)

Rudolf Lénárt & Jozef Hók

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; lenart@fns.uniba.sk, hok@fns.uniba.sk

## AGEOS Shear deformation analysis in granite of the Tribeč Mts. (Western Carpathians)

**Abstract:** The mylonitised granitic rocks were object of the study in the Zobor part of the Tribeč Mts. They were metamorphosed under greenschist facies conditions during simple shear deformation. The shear (mylonite) zones are oriented in the NE–SW direction in the investigated area. Prevailing of the shear zones has sinistral sense of displacement. The origin of the sinistral shear zones is connected with compression oriented in the N–S direction during the Latest Cretaceous to Palaeocene. The dextral shear zones together with folds observed in the Lower Triassic sediments of the Lúžna Fm. were generated under the WNW–ESE oriented compression. The origin of the dextral shear zones is interpreted as a consequence of thrusting of the Central Western Carpathian tectonic units (Veporic and Fatric units) during the Late Cretaceous (Cenomanian). The sinistral shear zones were most probably superposed on dextral shear zones because of reorientation of the stress field to the N–S direction during the Latest Cretaceous–Earliest Palaeogene.

**Key words:** Western Carpathians, Tribeč Mts., granite, shear zones, mylonite

### 1. ÚVOD

Tribeč je jedným z najtypickejších jadrových pohorí Západných Karpát. Základná koncepcia geologickej stavby Tribeča bola vyjadrená na geologických mapách v mierke 1:50.000 (Biely et al., 1974; Ivanička et al., 1998<sup>ab</sup>). Ivanička et al., (l.c.) rozdelili pohorie Tribeč na zoborskú časť, v ktorej vystupujú tektonické jednotky tatrika a fatrika, na tribečskú časť, kde vystupujú horniny tektonickej jednotky tatrika a rázdielsku časť s horninovými komplexmi tatrika, fatrika, veporika a hronika (Obr. 1). Tatrikum, v zoborskej časti, je tvorené kryštalickým fundamentom a jeho sedimentárnym mezozoickým obalom. Kryštalikum tatrika je tvorené prevažne granitoidnými horninami. Výskumom kryštalínika sa zaoberali hlavne Krist (1959, 1960, 1971), Krist et al. (1992), Broska et al. (1990), Broska & Petřík (1993), Petřík et al., (1994), Ivanička et al. (1998<sup>b</sup>) a Madarás et al., (2004). Strižnými deformáciami granitoidných hornín a vekom ich deformácie sa v rámci tribečskej časti zaoberali Král' et al. (2002).

Cieľom práce bolo lokalizovať priebeh strižných (mylonitových) zón v zoborskej časti pohoria Tribeča a definovať smerové charakteristiky a kinematický charakter strižných zón.

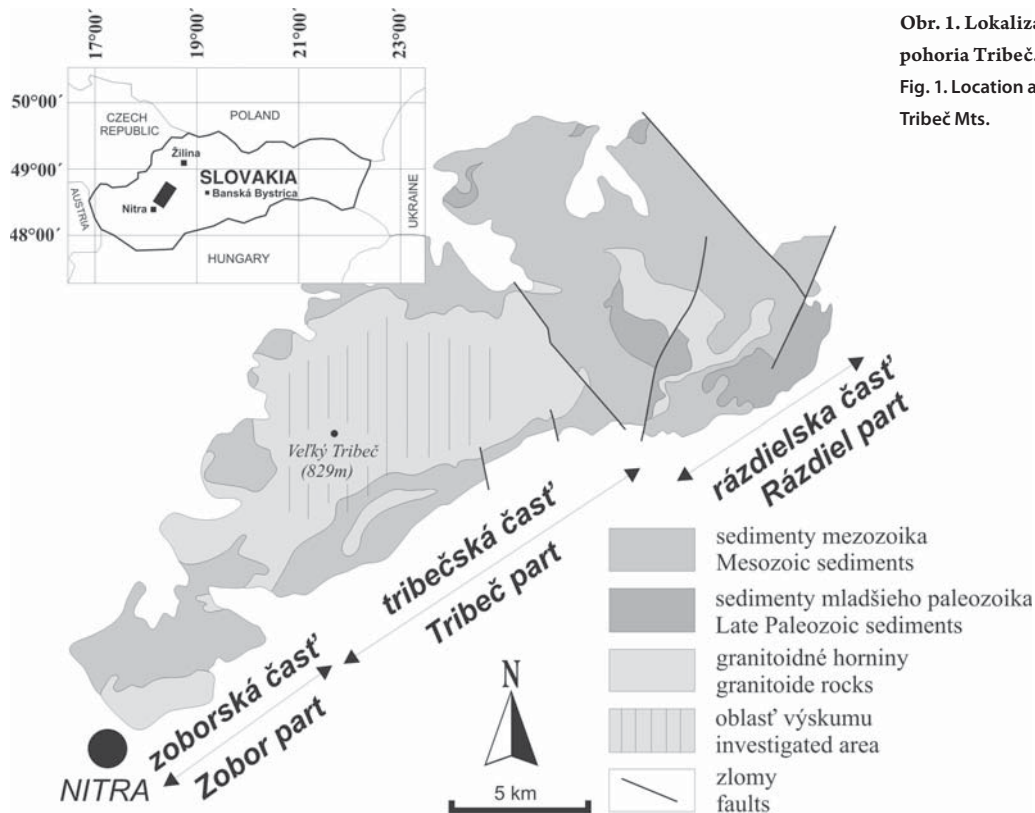
### 2. METODIKA TERÉNNEHO VÝSKUMU

Výskum bol sústredený na oblasti intenzívnej nekoaxiálnej deformácie, ktorú predstavujú strižné zóny (Ramsay, 1980) vyvinuté v granitoidných horninách tribečskej časti (Obr. 1; sensu Ivanička et al., 1998<sup>a</sup>). Strižné zóny, vo všeobecnosti, vznikajú vo všetkých veľkostných škálach a môžu byť vytvorené ako konjugované páry až systémy alebo individuálne pásma. Metamorfné podmienky v strižných zónach môžu dosahovať metamorfné podmienky anchizóny až po granulitovú fáciu (Sibson, 1977).

V závislosti od hĺbky resp. metamorfných podmienok, počas ktorých strižné zóny vznikali, sa deformácia realizuje v krehkých, krehko-plastických, alebo plastických podmienkach. Krehké strižné zóny smerom do hĺbky postupne nadobúdajú charakter krehko-plastickej až plastickej deformácie, pričom vo všetkých úsekoch je pohyb blokov rovnaký, odlišné sú len deformačné mechanizmy. Ak sa horniny strižnej zóny správajú plasticky, miera deformácie postupne vyznieva do strán a veľkosť deformácie je priamo úmerná veľkosti posunu blokov pozdĺž strižnej zóny (Ramsay, 1980; Marko, 2000).

V zoborskej časti je pôvodná nedeformovaná hornina zvyčajne masívny, hrubo až strednozrnný, rovnomerne zrnitý, svetlosivý granodiorit až tonalit, bohatý na biotit, titanit, allanit a epidot. So stúpajúcou deformáciou sa masívne horniny menia na bridličnaté, s jasnou foliáciou a hojným sericitom na plochách foliácie. Deformovaná hornina je zelenkáva až sivozelená často s bielymi očkami resp. porfyrroklastami živcov. Zelenú farbu spôsobujú novovytvorené fylosilikáty, sericit a chlorit, alebo chloritizovaný biotit. Strižná deformácia sa sústreďuje do úzkych (šírka max. 4 m) subparalelných strižných zón, pričom dĺžka niekoľkonásobne prevyšuje šírku. S narastajúcou deformáciou sa znižuje zrnitosť markantná hlavne pri kremeň, ktorý začína tvoriť pásiky, kým rovnako postihnuté živce sa správajú krehko resp. krehko-plasticky a nadobúdajú prednostnú orientáciu smerovo komformnú so zmyslom pretvorenia resp. strihu. Štruktúra sa mení na granolepidoblastickú s jasným usmerením (Král' et al., 2002; Madarás et al., 2004).

Terénny výskum bol zameraný na makroskopickú identifikáciu a určenie priestorových charakteristík základných štruktúrnych prvkov (foliácie, minerálne lineácie). Sibson (1977) zaviedol pre tektonicky pretvorené horniny pojem tektonit. Tektonity rozdelil na skupiny s neusporiadanou vnútornou stavbou a s vyvinutou foliáciou. Súdržné, foliované tektonity, v ktorých podiel matrix oproti porfyrroklastom je v rozmedzí od



Obr. 1. Lokalizácia a geologická schéma pohoria Tribeč.

Fig. 1. Location and geological sketch of the Tribeč Mts.

50 do 90 % definuje ako mylonity. V rámci terénneho výskumu boli pozorované tektonity, ktoré môžeme v zmysle uvedeného klasifikovať ako protomylonity až ultramylonity (Sibson, 1977; Hók, 2006). Pri detailnom skúmaní bolo možné v rámci strižných zón v skúmanej oblasti vyčleniť tri deformačné domény od nedeformovaných granitoidov cez protomylonity, mylonity až ultramylonity v centre strižnej zóny.

V zónach strižnej deformácie sa vyvíjajú zákonite orientované štruktúry, ktoré je možno využiť ako indikátory zmyslu resp. smeru posunu (tzv. kinematické indikátory). V rámci kinematickej analýzy v skúmanej oblasti boli využité planárne a lineárne kinematické indikátory. Najčastejšie použitým planárnym indikátorom pohybu resp. premiestnenia boli tzv. S–C mylonity (Lister & Snoke, 1984). S–plochy označujú foliáciu, ktorá podobne ako kliváž vzniká subparalelne s rovinou XY deformačného elipsoidu t.j. kolmo na tlak a C–plochy predstavujú foliáciu, v ktorej sa realizuje strižný pohyb v hornine (Obr. 2). Vo väčšine prípadov C–plochy vznikajú až po generovaní S–plôch (Vernon et al., 1983). Uhol medzi plochami S a C sa s narastajúcou deformáciou znižuje. Tento prvok je obvyčajne vyvinutý v centre zóny, kde deformácia dosahuje najväčších parametrov, rotovaný súhlasne so smerom priebehu a nedá sa vždy efektívne použiť.

Lin & Williams (1992) publikovali užitočný a v terénnych podmienkach efektívne použiteľný kinematický indikátor založený na diskontinuitách resp. stupňoch, ktoré vznikajú vzájomným zákonitým presekávaním plôch C a S (Obr. 3).

Lineárne kinematické indikátory reprezentujú tzv. lineáciu natiahnutia (stretching lineation). Dlhšie osi minerálov sú výrazom osi X deformačného elipsoidu pričom pohyb sa de

javí v rovine XZ. Medzi základné lineárne kinematické indikátory patria porfyrklastické systémy (Paschier & Simpson, 1986). Jednoduchý strih spôsobuje nerovnako intenzívny tok materiálu v hornine a otáčanie rigidnejších častí okolo svojej osi. Výsledná štruktúra má zaznamenanú deformačnú dráhu v podobe viac alebo menej rotovaných tlakových tieňov okolo rigidného stredy. Určenie zmyslu pohybu je závislé na pozícii tieňov voči stredovej línii a uhlu, ktorý zvierajú porfyrklast s tlakovým tieňom (Takagi & Ito, 1988). Ďalším lineárnym kinematickým indikátorom použitým pri výskume boli premiestnené a rozlamané minerálne zrná. Vyskytujú sa v horninách s reologickým kontrastom medzi matrixom a minerálnymi objektmi.

### 3. VÝSLEDKY VÝSKUMU

Štruktúrny výskum strižných deformácií bol realizovaný na prirodzených odkryvoch v zoborskej časti granitoidného plutónu. Odkryvy sa koncentrovali hlavne do oblasti centrálného hrebeňa. V ostatných oblastiach sa vyskytovali sporadicky a boli veľmi zle zachované (pokročilý stupeň zvetrania), čo často neumožňovalo korektnú interpretáciu kinematického charakteru strižnej deformácie.

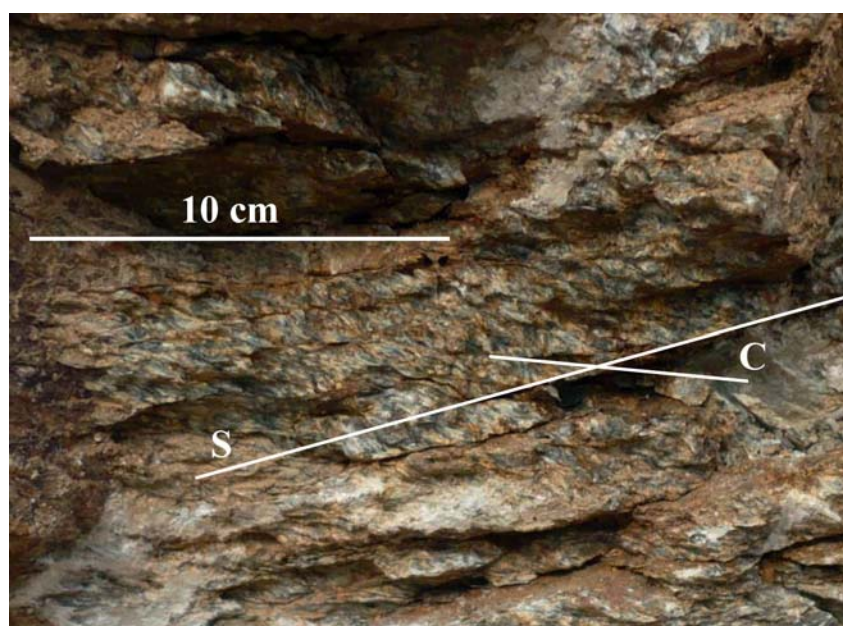
V rámci jednotlivých odkryvov boli s výnimkou hlavných charakteristík strižného pretvorenia zaznamenané aj štruktúrne charakteristiky rulových xenolitov a telesá mafických enkláv (Petřík & Broska, 1989). Petrografický charakter mafických enkláv (biotitické a biotiticko-amfibolické tonality až kremité diority) kontrastuje s okolnými granitoidnými horninami.



Veľkosť týchto enkláv nepresahuje v priemere 1 m. Okrem nich sú zriedka prítomné xenolity rúl. Oba spomenuté horninové typy boli podrobené štruktúrnemu výskumu, ktorého výsledky sú pri oboch typoch rovnaké. Enklávy či už magmatické alebo rulové sa vyskytujú v hrubozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch a predstavujú sploštené elipsoidálne útvary s dlhou osou orientovanou v smere SV–JZ, t.j. konformne so smerom pohoria. Vzájomný pomer osí elipsoidálnych enkláv je najčastejšie  $X:Y:Z = 5:4:1$ . Keďže enklávy dobre odrážajú orientáciu magmatickej foliácie v granoidoch zvýraznenú prítomnosťou xenolitov rúl vyhodnotením štruktúrnych meraní môžeme konštatovať, že magmatická foliácia kopíruje súčasnú klenbovitú stavbu pohoria. Jej terajšie usporiadanie je veľmi pravdepodobne výsledkom mladších procesov a neposkytuje

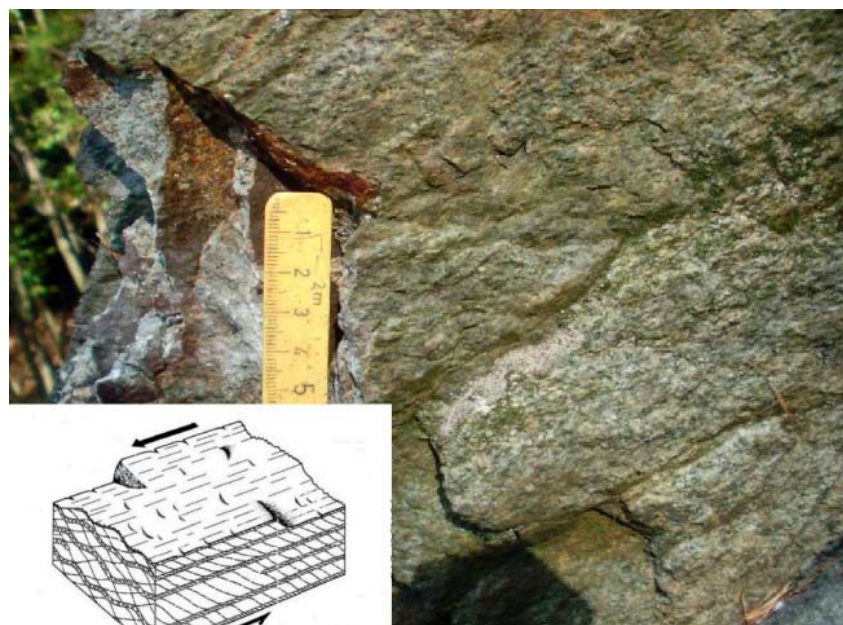
informáciu o pôvodnom magmatickom t.j. hercýnskom usporiadaní enkláv.

V rámci dokumentovaných odkryvov sa vyskytovali aj kremenné žily premenlivej hrúbky (rádovo decimetre až 2 m). Kremenné žily sú priestorovo aj smerne súhlasné s mylonitovými zónami. Sporadicky, hlavne v sedimentoch spodného triasu, sa vyskytujú aj žily smeru SZ–JV (kóta Svinec, 467 m n. m.). V granoidoch je absolútne prevládajúcim smer SV–JZ. S kremennými žilami tohto smeru je spojené Au zrudnenie severozápadne od Zlatna (Ivanička et al., 1998<sup>b</sup>). Predpokladáme, že tieto kremenné žily majú úzky súvis s vývojom mylonitových zón rovnakého smeru, ktoré mohli sprostredkovať prenos fluidnej fázy. Kremenné žily predstavujú ich sprievodné štruktúry vyvinuté vo vyšších – krehkých úrovniach deformácie.



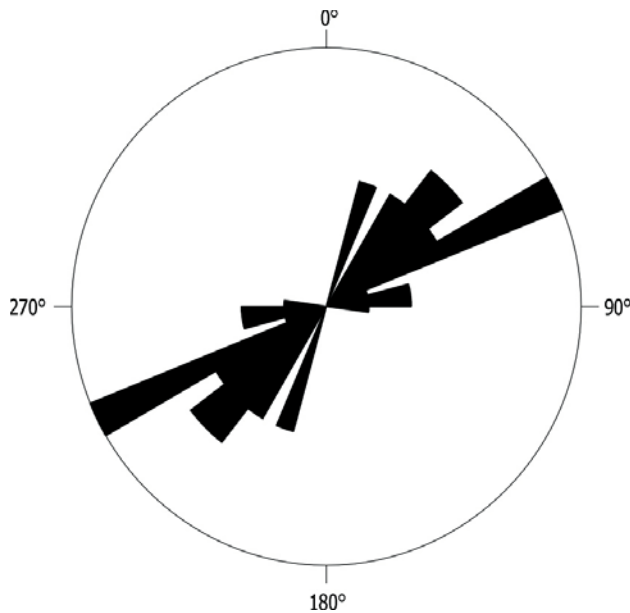
Obr. 2. Štruktúry S–C mylonitu vyvinuté v hrubozrnných granodioritoch jv. od kóty Javorový vrch (730 m n. m.).

Fig. 2. Structure of the S–C mylonite observed in coarse-grained granodiorite (southeast of Javorový vrch, 730 m asl.).



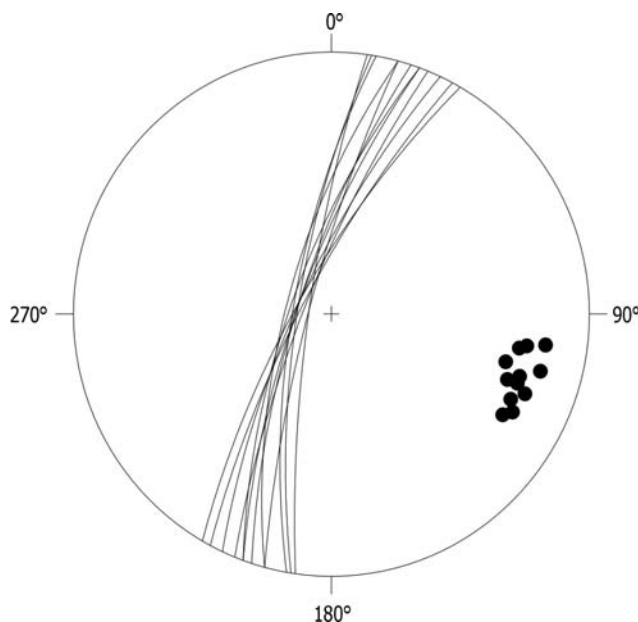
Obr. 3. Aplikácia vzťahu medzi tektonickými zrkadlami, ryhovaniami, odtrhovými stupňami a S–C stavbou (podľa Lin & Williams, 1992). Príklad využitia v terénnych podmienkach.

Fig. 3. The relationships between the slickenside, striae, incongruous steps and S–C structures (according to Lin & Williams, 1992). An example of application in field conditions.



Obr. 4. Ružicový diagram smerov mylonitickej foliácie (spodná hemisféra,  $n = 29$ , max. 3.0 %).

Fig. 4. Rose diagram of the mylonitic foliation directions (lower hemisphere,  $n = 29$ , max. 3.0 %).



Obr. 5. Diagram orientácie plôch kliváže na lokalite Svinec. Póly plôch kliváže indikujú smer kompresie (veľké oblúky, spodná hemisféra,  $n = 12$ ).

Fig. 5. Diagram of the cleavage planes orientation, the Svinec locality. Poles of the cleavage plains indicate orientation of the compression (large circles, lower hemisphere,  $n = 12$ ).

Z hľadiska postihnutia tektonodeformačnými procesmi je možné horniny v rámci jednotlivých odkryvov rozdeliť do troch skupín: (i) nedeformované granitoidy bez makroskopicky a mikroskopicky viditeľných deformačných štruktúr; (ii) stred-

ne deformované granitoidy, ktoré v zmysle Sibsona (1977) označujeme ako protomylonity; (iii) intenzívne deformované granitoidné horniny – mylonity (sensu Sibson l.c.).

V deformačnej doméne protomylonitov vznikali kvalitatívne nové plochy planárnej anizotropie označované ako S–plochy alebo negeneticky ako foliácia. Tieto plochy sú paralelné s rovinou XY deformačného elipsoidu a vznikajú v smere kolmom na smer najväčšieho tlaku. V ideálnom prípade by sa mali prvé S–plochy objaviť v hornine pod uhlom  $45^\circ$  ku hranici strižnej zóny. Smerom do centra strižnej zóny plochy bridličnatosti kontinuálne menia smer a sklon. V centrálnej časti strižných resp. mylonitových zón boli pozorované štruktúry označované ako S–C mylonity (Lin & Williams, 1992). V tejto zóne vznikajú nové foliačné plochy označované ako plochy „C”.

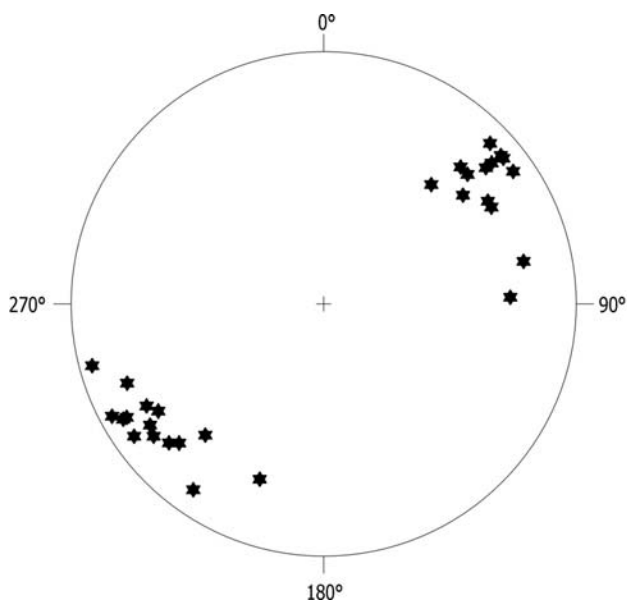
Na základe získaných údajov je možné konštatovať, že foliácia mylonitov, ktorá reprezentuje „S”–plochy je prevažne konformná so smerom pohoria a má prednostné usporiadania v smere SV–JZ (Obr. 4). Sklon plôch mylonitovej foliácie je prevažne smerom na JV. Väčšina meraných sklonov je strmá  $60\text{--}80^\circ$ , avšak boli zaznamenané aj sklony  $35^\circ$  (napr. oblasť Čierneho vrchu).

V oblasti kóty Svinec (467 m n. m.) sa vyskytujú sedimenty lúžňanského súvrstvia zvrásnené do vrásky dekametrových rozmerov. V rámci spomenutých sedimentov boli získané základné údaje o planárnych štruktúrnych prvkoch ako sú vrstvitosť a kliváž. Priesečníky plôch vrstvitosti indikujú orientáciu vrásvej osi generálne v smere SV–JZ. Orientácia plôch kliváže indikuje kompresiu, ktorá je orientovaná kolmo na smer plôch kliváže a môže byť reprezentovaná pólom plôch kliváže (Obr. 5). V danom prípade vrása v sedimentoch lúžňanského súvrstvia vznikla pri kompresii orientovanej v smere ZSZ–VJV. Tento smer je konformný zo smermi presunu hornín fatrika a veporika v rázdielskom bloku Tribeča (Hók et al., 1998).

Strižne pretvorené granitoidy (mylonity) boli podrobené kinematickej analýze. Priamo na odkryvoch týchto hornín, tam kde boli vyvinuté spoľahlivo určiteľné kinematické indikátory, bol definovaný zmysel strihu resp. posunu. Ako bolo už spomenuté prevažná väčšina plôch mylonitovej foliácie je sklonená subvertikálne. Minerálne lineácie reprezentované hlavne lineáciou natiahnutia (stretching lineation), boli situované na plochách foliácie subhorizontálne (Obr. 6) s najväčším pozorovaným sklonom  $25^\circ$ . Takýto vzťah foliácie a lineácie poukazuje na horizontálne posuny s malou zložkou vertikálnych pohybov na foliačných plochách. V danom prípade sú hlavné osi  $\sigma_1$  a  $\sigma_3$  napätia orientované subhorizontálne.

Výsledok kinematickej analýzy je zobrazený na (Obr. 7). Na základe výsledkov analýzy možno konštatovať, že prevažná väčšina skúmaných mylonitových hornín vykazuje sinistrálny posun. Znamená to, že vznikali pri subhorizontálnej kompresii (pozícia zložky napätia  $\sigma_1$ ) orientovanej generálne v smere S–J. Na základe predchádzajúcich výsledkov výskumu strižne pretvorených hornín v pohorí Tribeč (Král et al., 2002), možno datovať vek, kedy spomenutá kompresia spôsobila mylonitizovanie granitoidných hornín. Král et al., (l.c.) analyzovali svetlé sludy z mylonitovej zóny situovanej v sz. časti skúmaného územia (Obr. 7), na ktorej bol dokumentovaný sinistrálny posun. Údaje  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  poskytli vek mylonitizácie granitoidov v rozmedzí  $71\text{--}63$  Ma, čo je rozhranie vrchnej kriedy až paleocénu.





Obr. 6. Diagram smeru sklonu lineácií natiahnutia (spodná hemisféra,  $n = 29$ ).

Fig. 6. Diagram of the stretching lineation orientation (dip directions, lower hemisphere,  $n = 29$ ).

Na juhovýchodnom okraji skúmanej oblasti sú vyvinuté strižné zóny, ktoré majú dextrálny zmysel posunu (Obr. 7). V rámci strižných zón sa vyskytujú kremenné žily 0,5–2 m široké) a „zavrásnené“ sedimenty lúžňanského súvrstvia (napr. kóta Vřšky 487 m n. m.; Obr. 2). Dextrálne strižné zóny sa okrem zmyslu presunu odlišujú aj prítomnosťou kremenných žíl a tektonicky inkorporovaných sedimentov lúžňanského súvrstvia. Strižné zóny s dextrálnym zmyslom posunu vznikali pri napätí, ktorého kompresná zložka bola orientovaná v smere V–Z resp. ZSZ–VJV. Táto orientácia kompresie je smerovo súhlasná s kompresiou odvodenou na základe orientácie vrásovej osi a kliváže na lokalite Svinec (467 m n. m.).

Môžeme vysloviť predpoklad, že vrásové deformácie sedimentov lúžňanského súvrstvia na lokalite Svinec (467 m n. m.) a strižné deformácie granitoidov s dextrálnym zmyslom posunu vznikali súčasne. Na takúto interpretáciu môžu poukazovať aj výskyty sedimentov lúžňanského súvrstvia v dextrálnych strižných zónach granitoidov.

Na základe zistených skutočností možno predpokladať, že dextrálne strižné zóny v granitoidoch vznikali v období vrchnej kriedy a súvisia s presunom príkrovových tektonických jednotiek veporika a fatrika prítomných v rázdielskej časti (Ivanička et al., 1998<sup>a,b</sup>). Smer presunu hornín veporika a fatrika v rázdielskej časti Tribeča sa udial od VJV smerom na ZSZ (v dnešných geografických súradniciach). Tento smer kompresie je podobný smeru kompresie, pri ktorom vznikali dextrálne strižné zóny v granitoidoch a zároveň vrásové deformácie a kliváž na lokalite Svinec (467 m n. m.).

Sinistrálne strižné zóny sú pravdepodobne mladšie (vrchná krieda až paleocén; Král et al., 2002) a sinistrálny posun mohol byť superponovaný na preexistujúce strižné štruktúry dextrálneho charakteru.

#### 4. ZÁVER

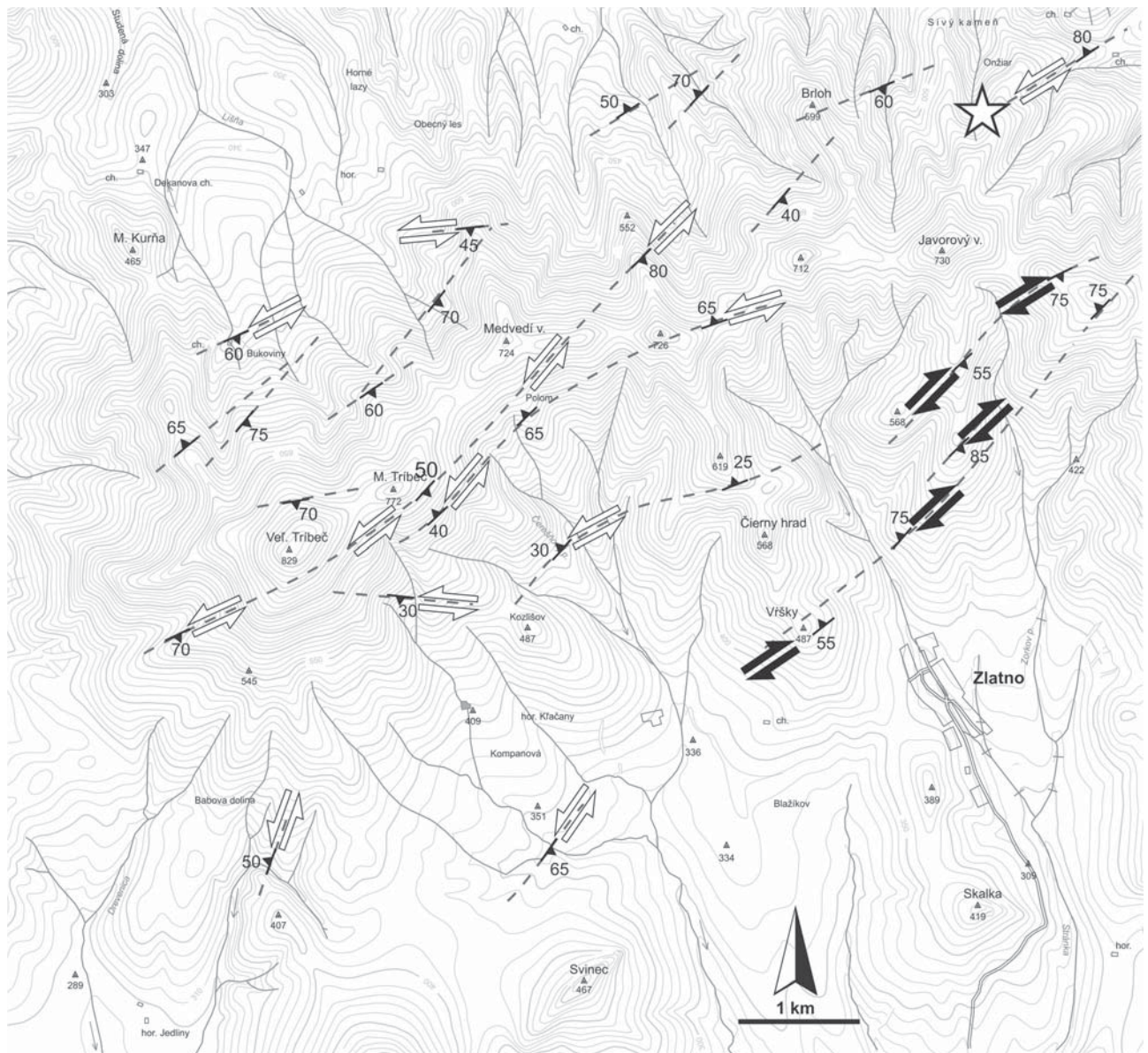
Strižne pretvorené granitoidné horniny v skúmanej oblasti je možné v zmysle Sibsona (1977) rozdeliť na protomylonity, mylonity až ultramylonity. Deformácia je spojená s nízkoteplotnou premenou vo fácií zelených bridlic (Král et al., 2002). V rámci deformovaných granitoidov boli analyzované hlavné makroskopické štruktúrne prvky: (i) foliácia (mylonitová foliácia); (ii) lineácie (stretching lineácia); (iii) rotované porfyroklasty; (iv) S–C štruktúry; (v) vrstvitosť a (vi) kliváž. S výnimkou deformovaných granitoidov boli štruktúrne analyzované aj zvrásnené sedimenty lúžňanského súvrstvia (spodný trias).

Na základe kinematických indikátorov bol určený zmysel posunu jednotlivých strižných zón. Strižné zóny majú orientáciu generálne v smere SV–JZ. Vo väčšine prípadov bol identifikovaný sinistrálny zmysel posunu. Vznik sinistrálnej strižnej zóny bol datovaný na obdobie vrchnej kriedy až paleocénu (63–71 Ma; Král et al., 2002). Časť strižných zón má dextrálny zmysel posunu. V zónach s dextrálnym zmyslom posunu sa vyskytujú reliktové sedimenty lúžňanského súvrstvia ako aj kremenné žily. Strižné zóny s dextrálnym posunom vznikali v rovnakom napätovom poli ako vrásové deformácie sedimentov lúžňanského súvrstvia. Kompresia bola orientovaná v smere ZSZ–VJV. Rovnaká orientácia napätia spojená s presunom tektonických jednotiek veporika a fatrika bola zistená v rázdielskej časti Tribeča (Ivanička et al., 1998<sup>b</sup>). Je možné predpokladať, že strižné zóny s dextrálnym zmyslom presunu a vrásové deformácie lúžňanského súvrstvia vznikali v období vrchnej kriedy, počas rovnakej tektonickej udalosti ako presun tektonických jednotiek v rázdielskej časti Tribeča.

Strižné zóny so sinistrálnym zmyslom posunu vznikali v napätovom poli s kompresnou zložkou orientovanou generálne v smere S–J a sú pravdepodobne mladšie ako predchádzajúce (vrchná krieda až paleocén).

#### Literatúra

- Broska I. & Petřík I., 1993: Tonalit typu Sihla sensu lato: variský plagioklasovo-biotitický magmatit I–typu v Západných Karpatoch. *Mineralia Slovaca*, 25, 1, 23–28.
- Broska I., Petřík I., Gregor T., Beličková H., Walzel E., Toman B., Martiny E., Kátlovský V. & Jančula D., 1990: Variský magmatizmus v tríbačko-zoborskom kryštaliniku. Čiastová správa za úlohu II-4-4/01, Geochémia geologických procesov a petrogenéza hornín Západných Karpát. Manuskript, archív Geologický ústav SAV, Bratislava, 206 p.
- Hók J., 2006: Mylonit a blastomylonit. *Mineralia Slovaca*, Geovestník, 38, 2, 3–4.
- Hók J., Ivanička J. & Polák M., 1998: Tectonic position of Veporicum and Hronicum in the Tribeč Mts. *Slovak Geological Magazine*, 4, 3, 177–184.
- Ivanička J. (Ed.), Polák M., Hók J., Határ J., Greguš J., Vozár J., Nagy A., Fordinál K., Pristaš J., Konečný V. & Šimon L., 1998<sup>a</sup>: Geological Map of Tribeč Mts. (1:50 000). 1. vyd., Region. geol. mapy Slovenska 1:50 000. Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky – Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava.
- Ivanička J., Hók J., Polák M., Határ J., Vozár J., Nagy A., Fordinál K., Pristaš J., Konečný V., Šimon L., Kováčik M., Vozárová A., Fejdiová O., Marcin D., Liščák P., Macko A., Lanc J., Šantavý J. & Szalaiová V., 1998<sup>b</sup>: Vysvetlivky



Obr. 7. Pozícia a orientácia strižných zón v granitoidoch zoborskej časti Tribeča. Šípky indikujú zmysel strihu. Hviezda v severovýchodnej časti lokalizuje údaje z práce Král et al. (2002).

Fig. 7. Position and orientation of the shear zones in granitic rocks of the Zobor part of Tribeč Mts. Arrows indicate sense of shearing. Star indicates published data according to Král et al. (2002).

ku geologickej Mape Tribeča 1:50 000. Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava, 237 p.

Král J., Hók J., Frank W., Siman P., Liščák P. & Jánová V., 2002: Shear deformation in granodiorite: structural,  $Ar^{40}/Ar^{39}$  and geotechnical data (Tribeč Mts., Western Carpathians). *Slovak Geological Magazine*, 8, 3–4, 235–246.

Krist E., 1959: Geologicko-petrografické pomery severovýchodnej časti kryštalinika pohoria Tribeč. Manuskript, archív PriF UK, Bratislava.

Krist E., 1960: Granitoidné horniny Tribeča. *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geologica*, Bratislava, 4, 183–230.

Krist E., 1971: Geologico-petrographical relations of the NE part of the Tribeč Mts. crystalline complex. *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geologica*, Bratislava, 21, 11–43.

Krist E., Korikovskij S.P., Putiš M., Janák M. & Faryad S.W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complex. Vydavateľstvo Univerzity Komenského, Bratislava, 324 p.

Lin S. & Williams P.F., 1992: The origin of ridge-groove slickenside striae and associated steps in a S–C mylonite. *Journal of Structural Geology*, 14, 3, 315–321.

Lister G.S. & Snoke A.W., 1984: S–C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6, 6, 617–638.

Madarás J., Kohút M., Ivanička J., Kováčik M. & Marsina K., 2004: Geologické vyhodnotenie štruktúrno-oporného vrtu RAO–3 (Tribeč). *Geologické Práce, Správy*, 109, 41–49.

Marko F., 2000: Štruktúrna geológia 2. Vydavateľstvo Univerzity Komenského, Bratislava, 121 p.

- Paschier C.W. & Simpson C., 1986: Porphyroclast system as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 8, 831–843.
- Petrík I. & Broska I., 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tribeč Mts., Western Carpathians: Geochemistry and Petrology. *Geologický zborník Geologica Carpathica*, 40, 6, 667–696.
- Petrík I., Broska I. & Uher P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rocks, geotectonic setting and relation to the variscan structure. *Geologica Carpathica*, 45, 5, 283–291.
- Ramsay J.G., 1980: Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2, 1–2, 83–99.
- Sibson R.H., 1977: Fault rocks and fault mechanism. *Journal of the Geological Society*, 133, 3, 190–213.
- Simpson C. & Schmid S.M., 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 11, 1281–1288.
- Takagi H. & Ito M., 1988: The use asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear. *Journal of Structural Geology*, 10, 4, 347–360.
- Vernon R.H., Williams V.A. & D'Arcy W.F., 1983: Grain size reduction and foliation development in a deformed granite batholith. *Tectonophysics*, 92, 1–3, 123–146.

**Resumé:** The main goal of this work is to analyse the shear deformation of granitic rocks of the Tatricum tectonic unit in the Zobor part of Tribeč Mts. Deformed granitic rocks can be divided into protomylonite, mylonite and ultramylonite (Sibson, 1977). The deformation was realized under conditions of the greenschist facies (Král et al., 2002).

The following structural data were collected: (i) mylonitic foliation; (ii) stretching lineation; (iii) porphyroclastic system; (iv) S–C structures; (v) bedding and (vi) cleavage in sedimentary rocks. Besides the granitic rocks folded sediments of the Lúžna Fm. (Lower Triassic quartzite sandstones) were structurally analysed. Macroscopic kinematics indicators have been used to identify the sense of shearing. Most of the shear zones are sinistral. Král et al. (2002) dated the sinistral shear zone to the Latest Cretaceous–Palaeocene. The sinistral shear zones origin was connected with the compression which is generally oriented in the N–S direction. The dextral shear zones as well as the fold deformations of the Lúžna Fm. were originated under the WNW–ESE compression. The last mentioned compression could be connected with the nappe displacement in the Late Cretaceous (e.g. Ivanička et al., 1998<sup>b</sup>). The sinistral shear zones are most probably younger than the dextral ones. They could be superposed on pre-existing shear structures.