

Metodika mezoskopického štúdia strižných zón a jej aplikácia pri kinematickej analýze hrádocko-zlatnickej strižnej zóny v Považskom Inovci

Methods of mesoscopic shear zone study and their application to the kinematic analysis of the Hrádok-Zlatníky Shear zone in the Považský Inovec Mts.

ONDREJ PELECH¹ a JOZEF HÓK²

¹Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04, Bratislava 11; ondrej.pelech@geology.sk

²Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava; hok@fns.uniba.sk

Abstrakt. Správne hodnotenie a určenie zmyslu strihu v duktilných strižných zónach vyžaduje dôsledné pozorovanie, meranie aj istú skúsenosť. Zmysel strihu väčšiny strižných zón sa môže dostatočne presne zistiť už voľným okom alebo lupou. Tento článok prináša ucelený prehľad využitia makroskopických kinematických indikátorov v duktilných strižných zónach a po prvýkrát sumarizuje slovenskú terminológiu duktilne deformovaných kinematických indikátorov. Slovenská terminológia na označovanie porfyroklastických systémov a budín nebola dodnes nikde dôkladne formulovaná. Článok obsahuje učebnicové príklady a kresby, ktoré sú doplnené fotografiami z odkryvov z rôznych regiónov, predovšetkým zo Západných Karpát. Opísané metódy analýzy asymetrických kinematických indikátorov boli v praxi použité počas výskumu hrádocko-zlatnickej strižnej zóny v Považskom Inovci. Makroskopické pozorovania štruktúr strižnej zóny naznačujú jej prešmykový a dextrálno-transpresný charakter v úvodnej etape alpínskeho vývoja prebiehajúceho v duktilných až semiduktilných podmienkach. Následná modifikácia krehkými zlomami mala za následok vznik strmo sklonených poklesových zlomov s komponentom horizontálneho (dextrálneho) pohybu.

KLúčové slová: strižná zóna, kinematický indikátor, porfyroklastický systém, budiny, kliváž, hrádocko-zlatnická strižná zóna

Abstract. Importance of correct evaluation and determination of sense of shear in ductile shear zones requires precise observation, measurement and skill. Shear sense of majority of ductile shear zones might be reliably inspected and determined by naked eye and hand lens. The present paper brings comprehensive review of use of macroscopic kinematic indicators in ductile shear zones and for the first time summarizes the use of Slovak terms of ductile kinematic indicators. Especially the Slovak terminology of porphyroclast systems and boudins has never been formulated thoroughly. Textbook examples and drawings are supplemented by photographs of nature examples from various regions, mostly from the Western Carpathians. Described methods of the kinematic analysis were used during the structural investigation of the Hrádok-Zlatníky shear zone in the Považský Inovec Mts. Macroscopic observations of the shear zone suggest both reverse to dextral transpressional character in the early Alpine stages occurring in the ductile to semi-ductile regime, that was later modified by the brittle faulting and appears as steeply dipping extensional (normal) fault with component of horizontal (dextral) slip.

Key words: Shear zone, Kinematic indicators, Porphyroclast system, Boudins, Cleavage, Hrádok-Zlatníky Shear zone

ÚVOD

V slovenskej odbornej literatúre, s výnimkou niekoľkých, pomerne stručných prác (Rajlich, 1990; Melichar, 1990), dosiaľ absentuje prehľad, ktorý by sa metodicky podrobnejšie zaoberal využitím duktilných štruktúr strižných zón a problematikou kinematických indikátorov, hlavne porfyroklastickými systémami v mezomierke. Označenie duktilný je negenetický, popisný termín označujúci (v danej mierke) deformáciu prebiehajúcu bez straty súdržnosti (pozri Dennis, 1967; Hobbs a Ord, 2015).

V porovnaní s analýzou krehkých štruktúr, ktoré sú v slovenskej literatúre spracované na pomerne dobrej úrovni (Marko, 1993; Marko, 2000; Vojtko a Marko, 2006), je táto absencia zarážajúca, pritom v praxi boli metódy analýzy tohto typu štruktúr použité viackrát (napr. Plašienka, 1983; Plašienka, 1990; Hók a Hraško, 1990; Hók et al., 1993; Jacko et al., 1997; Putiš et al., 1997; Madarás et al., 1999; Hók et al., 2000; Bukovská et al., 2013; Farkašovský, 2013; Lenárt a Hók, 2013).

Prehľad poznatkov o strižných zónach a interpretácie duktilných kinematických štruktúr ponúkajú viaceré zahraničné práce (napr. Passchier a Simpson, 1986; Simpson, 1986; Mawer, 1992; Hanmer a Passchier, 1991; McClay, 1992; Passchier a Trouw, 2005; Fossen, 2010; Davis et al., 2011; Mukherjee, 2014). Tento článok sa skladá z dvoch častí. Úvodná časť (prvé tri kapitoly) sa podrobnejšie zaoberá metodikou makroskopickej analýzy strižných zón, druhá, kratšia časť je venovaná jej aplikácii na oblasť hrádocko-zlatnickej zóny v Považskom Inovci (štvrtá kapitola).

STAVBA STRIŽNÝCH ZÓN

Deformácia v horninovom prostredí zvyčajne nebýva rozšírená homogénne. Častejším prípadom je jej lokalizácia do úzkej deformovanej zóny tabuľového tvaru označovanej ako strižná zóna (angl. *shear zone*), ktorá oddeľuje relatívne menej deformované alebo celkom nedeformova-

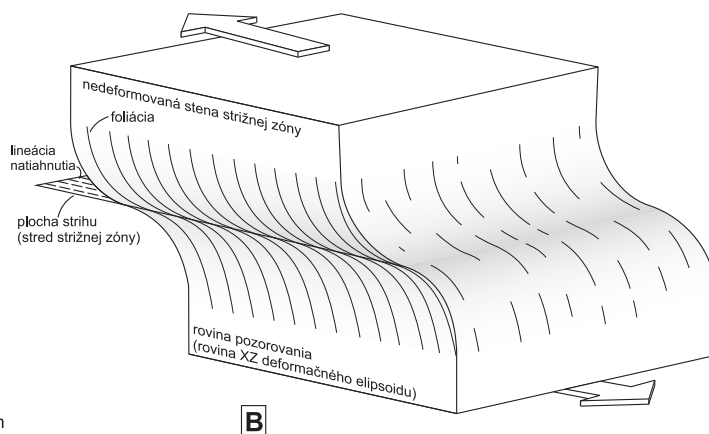
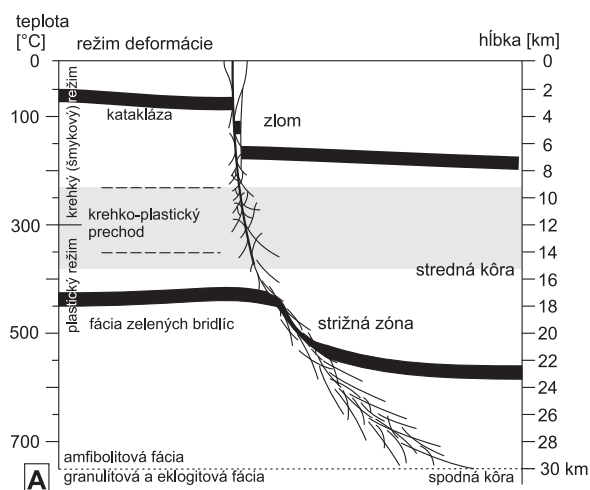
né bloky (Ramsay, 1980; obr. 1 a 13A a B). Aj v samotnej strižnej zóne je deformácia heterogénna, smerom od centra k okrajom jej intenzita klesá. Strižná zóna všeobecne predstavuje zónu lokalizovanej strižnej deformácie premenlivej hrúbky, ktorá môže vykazovať aj znaky objemovej zmeny (dilatácia alebo kompakcia; Johnson, 1995). Definície strižných zón v literatúre nie sú jednotné (pozri Schultz a Fossen, 2008), často sa pod týmto termínom synonymne chápe duktilná, resp. plastická strižná zóna, čím sa jasne odlišuje od zlomu, ktorý predstavuje typ krehkej strižnej zóny.

Každá strižná zóna je rovnako ako klasický zlom vymedzená nedeformovanými stenami (angl. *shear zone walls*) alebo blokmi, medzi ktorými nastáva pohyb. Ten možno kinematicky klasifikovať podobne ako pri krehkých zlomoch (pokles, prešmyk a bočný posun). Niektorí autori uvádzajú, že hranicou strižnej zóny je oblasť, kde je novovzniknutá foliácia orientovaná na stred zóny pod uhlom 45° a menej (napr. McClay, 1992; obr. 13B).

Strižné zóny sú klasifikované na základe kinematiky ako koaxiálne (čistý strih), nekoaxiálne (jednoduchý strih) a zmiešané (transpresné alebo transtenzné). Aj keď vo väč-

zóny sa v praxi označujú ako zlomy. Pri prechode krehko-plastickej hranice sa časť odolnejších minerálov správa ešte krehko, kým zvyšok už môže prejavovať duktilný charakter. O celkových podmienkach potom hovoríme ako o duktilných, resp. semiduktilných. V kremenno-živcových horninách pri teplote medzi 300 a 450 °C sa môže živec správať krehko, zatiaľ čo kremeň bude plastický (Passchier a Trouw, 2005). Pre krehko-duktilné strižné zóny je okrem plastického správania typická aj prítomnosť šmykových plôch (zlomov) a žíl. Duktilné strižné zóny sa vyskytujú v hlbšej časti kôry pod úrovňou krehko-plastickeho rozhrania (angl. *brittle-ductile transition*), t. j. 300 – 450°. Dominuje im mechanizmus plastického toku a na makroskopickú úroveň (odkryvu) v nej nemožno pozorovať nespojitú deformáciu (zlomy). Napriek tomu často ešte obsahujú krehké častice (porfyrroklasty), ako sú fragmenty živcov alebo granátov.

Strižné zóny môžu dosahovať hrúbku od niekoľko centimetrov po desiatky kilometrov (napr. hrúbka hrádokko-zlatníckej línie v Považskom Inovci varíruje naprieč pohorím v rozmedzí niekoľko desiatok až viac než 500 m). Hranica strižnej zóny sa môže nachádzať v nedeformo-



Obr. 1. A. Vzťah medzi deformačnými mechanizmami a prepojením zlomov a duktilných strižných zón. Prechod medzi zlomami a duktilnými strižnými zónami je pozvoľný a prebieha v zóne hrubej niekoľko kilometrov (upravené podľa: Alsop a Holdsworth, 2004). B. Strižná zóna násunového charakteru. Sivou farbou sú vyznačené deformované horniny strižnej zóny, bielou nedeformované horninové bloky. Rez XZ deformačného elipsoidu, v ktorom je možné študovať kinematický charakter strižnej zóny, musí byť rovnobežný s lineáciou natiahnutia.

Fig. 1. A. Relation between deformation mechanisms and connection of faults and ductile shear zones. Transition between faults and ductile shear zones is gradual and affects a several km wide zone (based on Alsop and Holdsworth, 2004). B. Example of thrust shear zone. Deformed rocks of the shear zone are grey, undeformed walls are white. The XZ plane, in which the shear zone should be observed, is parallel with stretching lineation.

šine strižných zón prevláda mechanizmus jednoduchého strihu, sú známe aj zóny s prevládajúcim čistým strihom (dilatačné a kompakčné zóny). Strižné zóny možno klasifikovať aj na základe deformačného mechanizmu (krehké, krehko-plastické a plastické; obr. 1A). Ideálna strižná zóna má dokonale planárne hranice, ktoré ju oddeľujú od nedeformovaných hornín, a vykazuje deformáciu jednoduchým strihom.

Krehké strižné zóny sa nachádzajú vo vrchnej kôre. Dominujú im krehké deformačné mechanizmy ako kataklatický tok (mikrofrakturácia, šmykové trenie na hraniciach zrn, rotácia pevných zrn a ich fragmentov). Krehké strižné

vaných horninách alebo môže nadväzovať na inú strižnú zónu. Ukončenie strižných zón môže mať komplikovanú stavbu tzv. konského chvosta, resp. kontrakčného imbrikovaného vejára.

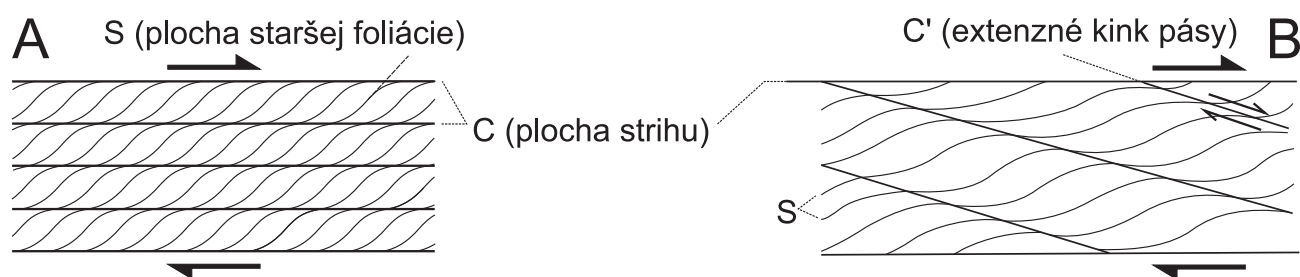
Z hľadiska interpretácie kinematiky je optimálne pozorovať strižnú zónu v reze XZ deformačného elipsoidu. Správne orientovaný pohľad na odkryv je kolmý na foliáciu strižnej zóny a rovnobežný s lineáciou natiahnutia (angl. *stretching lineation*), ktorá je súhlasná so smerom pohybu v strižnej zóne. Takýto rez poskytuje najlepšie podmienky pozorovania rotačného komponentu deformácie (Passchier a Simpson, 1986; obr. 1B).

KINEMATICKE INDIKÁTORY

Kinematický indikátor zmyslu deformácie je štruktúra, ktorá vznikla pri deformačných procesoch a jej geometria indikuje progresívnu rotáciu osí konečnej deformácie vzhľadom na hlavné kinematické osi alebo rovinu strihu. S termínom kinematický indikátor (angl. *kinematic indicator*) je synonymný aj termín indikátor zmyslu strihu (angl. *shear-sense indicator*) (napr. Pluijm et al., 2004). Indikátormi deformácie sú vždy objekty, ktorých tvar pred deformáciou je nám známy. Smer pohybu kôrových blokov je možné určiť podľa orientácie planárnych a lineárnych deformačných štruktúrnych prvkov (Rajlich, 1990). Na určenie zmyslu pohybu (relatívneho pohybu bloku vzhľadom na susedný blok) sú najvhodnejšie asymetrické štruktúry,

S-C-štruktúry, strižné pásy

Horniny, ktoré zaznamenávajú viacero fáz deformácie, môžu mať vyvinuté dve aj viac rôzne vyvinutých foliácií. V prípade prítomnosti dvoch planárnych anizotropií mladšia foliácia môže staršiu pretínať a deformovať ju. Keď úzke planárne plochy strihu pretínajú a deformujú staršiu foliáciu, tá sa označuje ako S-C-stavba, resp. S-C-foliácia (obr. 2A; niekedy aj ako S/C, napr. Passchier a Trouw, 2005). Plochy S (fr. *schistosité*) sú najčastejšie zvyškami staršej vrstvovitosti alebo kliváže, ktorá vznikla v dôsledku sploštenia. Plochy C (fr. *cisellament*) predstavujú zóny strihu subparalelné s pôsobiacim napätím blízkej strižnej zóny. Plochy S pritom rotujú do roviny plôch C, teda s narastajúcou progresívnou deformáciou sa uhol medzi plochami



Obr. 2. S-C-stavba a C-C'-stavba. A. S-C-štruktúra, kde plochy C predstavujú zóny strihu rovnobežné s hlavným strihom strižnej zóny, plochy S predstavujú ohýbané plochy staršej foliácie (najčastejšie pôvodnej kliváže). B. C-C'-štruktúra, kde popri plochách S a C vidno aj pásy C', ktoré sú extenznými plochami sekundárneho strihu, syntetické s hlavným strihom.

Fig. 2. S-C and C-C' structure. A. S-C structure, where C planes represent zones of shear parallel with main shear of the shear zone, planes S represent banded planes of older foliation (usually former cleavage). B. C-C' structure, where in addition of S and C planes C' bands represented by extensional kink bands – planes of secondary shear syntethic with main shear, are present.

teda štruktúry s nízkou symetriou. Ich tvar súvisí s rotačným komponentom (faktom, že objekty v dôsledku deformácie rotujú v prednostnom smere) a nekoaxialitou deformácie. Pri nekoaxiálnej deformácii je deformačná dráha častíc asymetrická (monoklinická). Pri koaxiálnej deformácii sú deformačné dráhy častíc symetrické a aj výsledné štruktúry sú viac súmerné (rombická symetria; Fossen, 2010). Možno rozlišovať planárne a lineárne kinematické indikátory.

Planárne kinematické indikátory

Planárne indikátory možno sledovať naprieč strižnou zónou, kde sa smerom od okrajov k jej strediu sigmoidálne ohýbajú v smere zmyslu strihu. Smer ohybu foliácie od okrajov dovnútra strižnej zóny je zvyčajne dobrým kinematickým indikátorom. Veľmi dobrým indikátorom je aj ohýbanie oporných horizontov (markerov) alebo starších štruktúr, ako sú pegmatitové dajky alebo žily. Sledovaním odstupov týchto štruktúr je možné presne zmerať aj veľkosť posunu medzi pôvodne spojitými bodmi v strižnej zóne (obr. 13A). Pri širších strižných zónach však často nie je možné definovať hranice strižnej zóny a oporné horizonty môžu byť veľmi zriedkavé alebo môžu celkom chýbať. V takom prípade na určenie zmyslu pohybu je potrebné použiť iné kritériá.

S a C zmenšuje (Berthé et al., 1979; Lister a Snoke, 1984). S-C-štruktúry môžu vznikáť v rôznych horninách, časté sú v deformovaných granitoidoch, aj v metamorfovaných horninách nižšieho stupňa (fylity, svory) alebo v deformovaných slienitých sedimentárnych horninách. Ich hrúbka sa pohybuje rádovo v milimetroch až centimetroch (obr. 13C).

Strižné pásy, niekedy označované ako asymetrická extenzná krenulačná kliváž, C'-pásy alebo extenzné kink pásy (angl. *shear bands*; Lexa et al., 2004, a nimi citovaná literatúra; obr. 2B), sú štruktúry extenzne deformujúce pôvodnú kliváž alebo vrstvovitosť menšími strižnými zónami. Na rozdiel od krenulačnej kliváže nie sú viazané na vrásovú deformáciu a vznikajú pod ostrým uhlom, synteticky k hlavnému strihu (Hanmer a Passchier, 1991). Bývajú široké od niekoľko milimetrov po desiatky centimetrov. Sú menej súvislé ako C-pásy v S-C-štruktúrach. Môžu byť ťažko odlišiteľné od klasickej krenulačnej kliváže, najmä v súboroch detailne zvrásnených hornín s výraznou foliáciou, ktorých šikmé rezy majú rovnakú geometriu ako strižné pásy. K chybnjej interpretácii týchto štruktúr môže najčastejšie dochádzať v oblastiach postihnutých viacerými fázami deformácie, kde sú staršie planárne štruktúry bežne zvrásnené (Lexa et al., 2004).

Lineárne kinematické indikátory

Porfyroklastické systémy

Horniny postihnuté deformáciou sa označujú ako tektonity (podrobnejšie Hók, 2006, a referencie tam). Mylonit je označenie súdržného tektonitu s podielom 50 – 90 % základnej hmoty, s rozoznateľnou foliáciou, možným výskytom porfyroklastov a typickou redukciou veľkosti zŕn pôvodnej horniny, pričom súčasná rekryštalizácia neprekráča pôvodnú zrnitosť horniny (Hók, l. c.). Mylonity vznikajú pri prevažne plastickej deformácii. Kataklazit je kohezívny tektonit s neusporiadanou štruktúrou, v ktorom dominuje tektonická redukcia veľkosti zŕn pôvodnej horniny (Woodlock a Mort, 2008). Vzniká prevažne pri krehkej deformácii. Minerálne zrná v tektonitoch možno rozdeliť na dva typy – porfyroklasty a porfyroblasty. Ide o relatívne väčšie kryštály, ktoré sa nachádzajú v jemnozrnnejšej základnej hmote. Porfyroklasty (z gr. *porphyro-* kryštál a *klastos-* lámať) sú výsledkom rozpadu – zjemňovania zŕn v základnej hmote. Sú väčšinou typické pre mylonity a kataklazity, môžu byť aj reliktnou štruktúrou po hrubozrnnejších horninách. Väčšinou ich tvorí živec, granát, slúda, amfibol, pyroxén a zriedkavo aj kremeň. Porfyroblasty (z gr. *blasis* – rásť) vznikli rastom kryštálov v jemnozrnnejšej základnej hmote. Kryštály rástli v pevnom stave (nebola prítomná tavenina). Bežne sa v nich nachádzajú inklúzie tvorené materiálom foliácie základnej hmoty, ktorá ich obklopovala (tzv. interná foliácia). Ak relikty internej foliácie vytvárajú výrazné rotačné štruktúry, označujú sa ako štruktúry snehových gúľ (angl. *snowball structure*). Ak možno sledovať aj vonkajšiu foliáciu okolitej základnej hmoty, porovnanie vzájomnej orientácie týchto foliácií umožňuje uvažovať o relatívnej rotácii porfyroblastov a základnej hmoty. Porfyroblasty sú typické pre metamorfované horniny ako fylity, svory a ruly. V niektorých prípadoch, napr. ak sú pôvodné svory a ruly mylonitizované, staršie porfyroblasty sa môžu zmeniť na porfyroklasty (Passchier a Trouw, 2005).

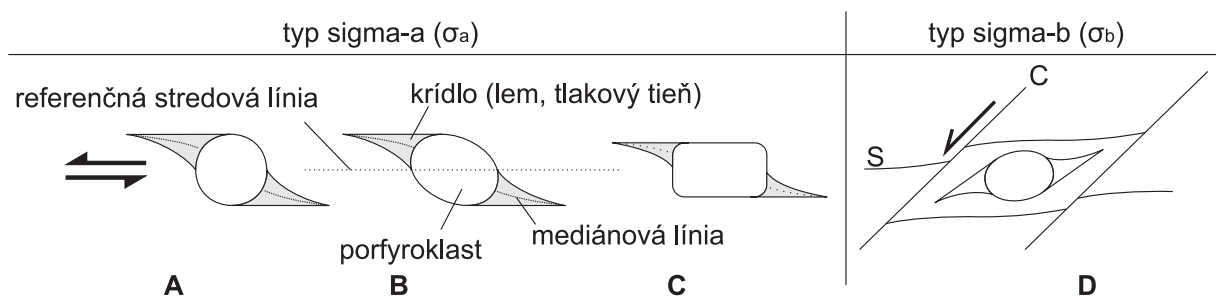
Porfyroklasty sú v deformovaných mylonitoch často obalené rekryštalizovaným materiálom. Ak má tento materiál rovnaké zloženie ako porfyroklasty, označuje sa ako lem (angl. *mantle*) a štruktúry ako porfyroklasty s lemom (angl. *mantled porphyroclasts*; Passchier a Trouw, 2005). Porfyroklasty s lemom sú častejšie ako porfyroklasty

obklopené materiálom s odlišným zložením (Hanmer a Passchier, 1991). Ak má materiál odlišné minerálne zloženie, zužujúce sa štruktúry priľahlé k porfyroklastom sa označujú ako tlakové, resp. deformačné tieňe (angl. *strain shadows*) a ako celok porfyroklasty s tlakovými tieňmi (angl. *porphyroclast with strain shadows*; Passchier a Trouw, 2005). Keďže priamo v teréne nie je vždy možné jednoznačne zistiť, či je minerálne zloženie materiálu obklopujúceho porfyroklast totožné alebo odlišné, pre tieto štruktúry sa používa viacero všeobecných pomenovaní – napr. minerálne „chvosty“ (Madarás a Nemčok in Nemčok et al., 1995; angl. *tails*; napr. Pluijm et al., 2004), stopy (angl. *trails*; Passchier a Trouw, 2005) alebo „kridla“ (angl. *winged inclusions*; Hanmer a Passchier, 1991; Passchier a Trouw, l. c.).

Pri interpretácii kinematického charakteru strižnej zóny na základe porfyroklastických systémov je dôležité brať ohľad na nasledujúce podmienky (Passchier a Simpson, 1986):

1. veľkosť zŕn základnej hmoty musí byť menšia, ako je veľkosť skúmaných porfyroklastov;
2. štruktúra základnej hmoty musí byť rovnírodá;
3. symetria porfyroklastu a jeho ramien vznikala počas jednej deformačnej fázy a nemôže byť výsledkom „naloženej“ deformácie;
4. tlakové tieňe porfyroklastov musia byť dostatočne dlhé na to, aby nimi bolo možné preložiť referenčnú stredovú líniu;
5. pozorovanie je nutné uskutočňovať v rezoch kolmých na foliáciu a rovnobežných s lineáciou natiahnutia.

Jednoduchý strih (nekoaxiálna deformácia) vnútri strižnej zóny má za následok nerovnorodý tok horninového materiálu a rotáciu objektov okolo osi kolmej na rovinu XZ. V spojení s rekryštalizáciou tak vznikajú asymetrické štruktúry, ktoré možno úspešne použiť na interpretáciu zmyslu strihu (napr. Hanmer a Passchier, 1991; Passchier a Trouw, 2005). Pri kryštaloplastickej deformácii vznikajú v okrajových častiach porfyroklastov mriežkové defekty. Vznikajúce napätie sa uvoľňuje dynamickou rekryštalizáciou, pričom vzniká a narastá minerálny lem okolo porfyroklastu (Hanmer a Passchier, 1991). Porfyroklasty tvoria podlhovasté, eliptické alebo kruhové kryštály, lem tvorí polykryštalický materiál. Deformačné tieňe sú vždy menej



Obr. 3. Rôzne typy sigma klastov. Vľavo sigma klasty typu *a* deformované pri ľavom (sinistrálnom) strihu: A – tvorený izometrickým kryštálom, B – tvorený eliptickým kryštálom, C – tvorený podlhovastým kryštálom, D – sigma klast typu *b* so zvýraznenou okolitou foliáciou S a C.

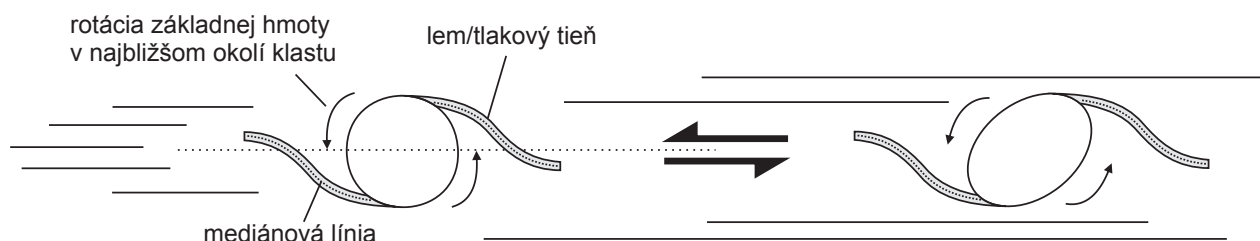
Fig. 3. Several types of sigma clasts. Sigma *a*-type clasts (left) deformed in left lateral (sinistral) shear: A – composed of isometric crystal; B – elliptical crystal; C – elongated crystal; D – Sigma *b*-type clast with surrounding S and C foliation.

pevné ako porfyroklast a pri progresívnej deformácii budú podliehať tvarovým zmenám. Tvar deformačných tieňov a jeho vzťah k foliácii strižnej zóny sú dva hlavné parametre, na základe ktorých možno vyčleniť sigma (σ) klasty (obr. 3) a delta (δ) klasty (obr. 4).

Sigma klast (σ -klast, obr. 3, 13D – F) má schodíkovitú stavbu, lem sa smerom od klastu stenčuje a je rovnobežný

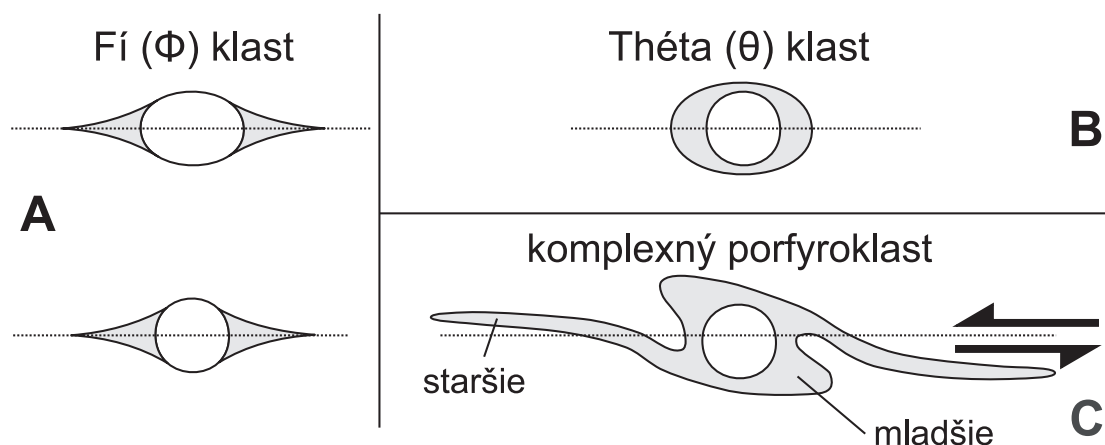
Druhý typ, označovaný ako typ sigma-b, je obklopený foliáciou S-C a tvorí súčasť takýchto štruktúr (spolu s nimi ho možno použiť ako kinematický indikátor).

Delta klast (δ -klast, obr. 4 a 13G) má tenší lem (deformačný tieň), ktorý obaľuje klast a prechádza až za stredovú líniu. Tvar lemu sa podobá na grécke písmeno delta (δ). Lem je rovnobežný s rovinou strihu až vo väčšej vzdiale-



Obr. 4. Stavba delta klastu tvoreného izometrickým kryštálom (vľavo) a eliptickým kryštálom (vpravo) deformovaného pri ľavostranom strihu a ich orientácia vo vzťahu k foliácii strižnej zóny.

Fig. 4. Structure of the delta clast composed of isometric or elliptical crystal and orientation related to the foliation of shear zone, deformed in left lateral shear.



Obr. 5. A. Fi klasty tvorené eliptickým (hore) a izometrickým kryštálom (dole). B. Théta klast nie je vhodný ako kinematický indikátor, rovnako ako fi klasty. C. Komplexný porfyroklast (vpravo dole) vznikajúci pri ľavom strihu.

Fig. 5. A. Phi clast composed of elliptical and isometric crystal. B. Theta clast which is not suitable as a kinematic indicator as well as phi clasts. C. Complex porphyroclast formed during the left lateral shear.

so strihom strižnej zóny. „Schody“ (angl. *stair-step*) vždy vedú smerom hore v smere strihu. Lem sigma klastu nikdy neprechádza za stredovú líniu a pripomína tvar gréckeho písmena sigma (σ). V prípade, že klast má eliptický tvar, jeho dlhšia os je vo vzťahu k strihu orientovaná antitetic-ky (šikmo ku generálnemu strihu v strižnej zóne). Sigma klasty sa častejšie viažu na podlhovasté (eliptické) porfyroklasty, majú relatívne vyššiu mieru rekryštalizácie (dodáva lemu viac materiálu) a nižšiu deformáciu (Passchier a Simpson, 1986).

Passchier a Simpson (1986) sigma klasty rozdelili na dve geneticky odlišné skupiny. Prvá, označená ako typ sigma-a, predstavuje typ nachádzajúci sa v jemnozrnnejšej základnej hmote. Foliacia má generálne jednotnú orientáciu (obr. 3A), vo väčšej vzdialenosti od porfyroklastov je rovnobežná s ich okrajmi. Tento typ, ktorý sme už opisali, je vhodným a jednoznačným kinematickým indikátorom.

nosti od klastu, keďže základná hmota obklopujúca klast rotovala v jeho bezprostrednom okolí spolu s ním a zdanlivo zatiekla medzi klast a jeho lem, kde vznikol trojuholníkový priestor vyplnený základnou hmotou, niekedy označovaný ako záliv. Pri analýze tohto typu štruktúr je potrebné pozorovať lem v bezprostrednom okolí klastu (overenie prítomnosti zálivov), ale aj ďalej, aby bolo jasné, či lem pretína stredovú líniu alebo nie. V prípade, že klast má eliptický tvar, resp. jeho dlhšia os je orientovaná šikmo, býva orientovaná synteticky (teda opačne ako pri sigma klastoch). Sigma klasty sú častejšie tvorené izometrickými porfyroklastami, vznikajú pri nižšej miere rekryštalizácie (dodáva lemu menej materiálu) a väčšej deformácii (Passchier a Simpson, 1986).

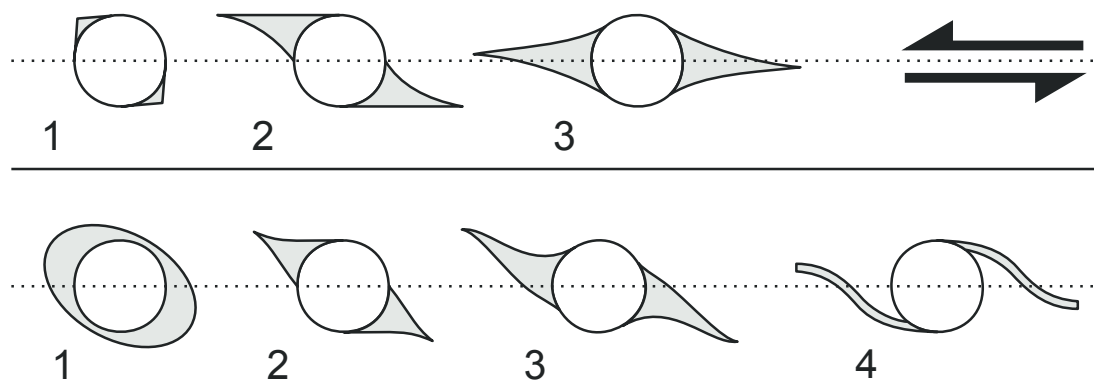
Deformačné tieňe (lem) fi klastu (Φ -klast, obr. 5A) sú usporiadané symetricky okolo stredovej línie tak, že pripomína grécke písmeno Φ . Tento typ klastu sa nedá po-

užiť ako kinematický indikátor. Najmä v prípade, ak má porfyroklast široký lem, môžu takéto formy vzniknúť aj pri jednoduchom strihu (Passchier a Trouw, 2005). Môže sa vyskytovať aj ako prechodný tvar pri rotácii porfyroklastu. Dokladovanie čistého strihu iba prítomnosťou ϕ klastov preto nie je vždy dostačujúcim argumentom. Niektoré porfyroklasty môžu mať lem tvoriaci kruhovú alebo eliptickú obrubu klastu bez výraznej asymetrie. Takéto štruktúry sa označujú ako θ klasty (θ -klast) a rovnako nie sú použiteľné ako kinematický indikátor (obr. 5B). Posledným typom porfyroklastov sú komplexné porfyroklasty, ktoré majú viac než jeden pár ramien (obr. 5C). Môžu vzniknúť buď z podlhovastých porfyroklastov pri rotácii v dôsledku tvorby sekundárnych ramien, alebo pri progresívnej rotácii delta klastov, ktorých krídla pri pokračujúcej rotácii už nemôžu ďalej narastať prijímaním rekryštalizovaného materiálu z porfyroklastu a nový rekryštalizovaný materiál preto vytvára nové krídla (Passchier a Simpson, 1986).

Počas jednoduchého strihu porfyroklasty rotujú rovnakým smerom, ale rýchlosť rotácie závisí od ich tvaru,

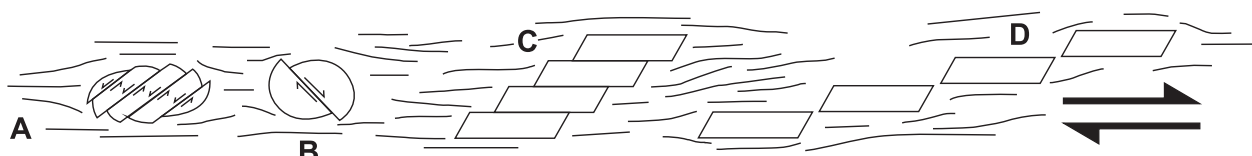
zmenu tvaru cez ϕ klast na delta klast, ktorý predstavuje neskorší stav deformácie. Pokračovaním deformácie delta klastu môže vzniknúť komplexný porfyroklast (Passchier a Simpson, 1986). Prítomnosť sigma klastov aj delta klastov v jednom odkryve môže byť dôsledkom odlišnej miery narastania deformačných tieňov, odlišného času ich vzniku alebo nehomogenity v strižnej zóne. Z terénnych pozorovaní (v reze XZ deformačného elipsoidu) je zrejmé, že sigma klasty vznikajú prevažne z podlhovastých minerálov (napr. živce), zatiaľ čo delta klasty sú typické pre okrúhle (izometrické) minerály (napr. granáty).

Za vhodných podmienok pri deformácii v strižnej zóne pri krehko-plastických podmienkach sa klasty alebo zrná kryštálov lámu a presúvajú. Takýto jav podporuje zvýšený reologický kontrast medzi základnou hmotou a klastami. Lámanie (frakturácia) sa môže diať viacerými spôsobmi. V prípade, ak sú strižné plochy orientované antiteticky oproti hlavnému strihu, nastáva pohyb, ktorý sa často nazýva knihovníčkový sklz (angl. *bookshelf*; obr. 7A, 13H). Inokedy môže dochádzať k syntetickému strihu, ktoré-



Obr. 6. Rôzne modely vývoja izometrických porfyroklastov pri ľavom strihu (upravené podľa Passchiera a Simpsona, 1986). Hore: postupný vývoj sigma klastov (1, 2) na ϕ klasty (3). Dole: postupný vývoj delta klastu (4) z počiatočného θ klastu (1) a sigma klastov (2, 3) pri vyššej miere rotácie klastu.

Fig. 6. Different models of evolution of isometric porphyroclasts during sinistral shear (according to Passchier and Simpson, 1986). Top row: Gradual evolution from the sigma (1, 2) to the phi clast (3). Lower row: Gradual evolution of the delta clast (4) from the initial theta (1) and sigma clasts (2, 3) during the higher degree of clast rotation.



Obr. 7. Rôzne typy fraktúrovaných a dislokovaných klastov, resp. kryštálov pri pravostrannom (dextrálnom) strihu: A – knihovníčkový sklz pôvodne eliptického klastu, B – porfyroklast presunutý syntetickým strihom, C a D – skoršia a neskoršia fáza presunu kryštálu pozdĺž plôch štiepatelnosti (upravené podľa Fossena, 2010, a Ramsaya a Hubera, 2006).

Fig. 7. Different types of fractured and displaced clasts or crystals during right lateral (dextral) shear: A – bookshelf slip originally elliptical clast; B – porphyroclast deformed by synthetic shear; C and D – early and later stage of dislocation of crystal along the mineral cleavage planes (modified after Fossen, 2010 and Ramsay and Huber, 2006).

orientácie a reologického kontrastu oproti základnej hmoty. Pri nízkom reologickom kontraste medzi základnou hmotou a porfyroklastom nevznikajú ramená, ale objekt sa transformuje do tenkej vrstvy rovnobežnej s plochou strihu strižnej zóny (Ten a Yuen, 1999). Pri väčšom reologickom kontraste dochádza pri progresívnej deformácii v počiatočných fázach deformácie k postupnému vývoju sigma klastov (obr. 6). Neskoršia deformácia spôsobuje postupnú

ho kinematický charakter je zrejmejší (obr. 7B). Kryštály a klasty sa môžu v strižnej zóne lámať aj pri vhodnej orientácii ich štiepatelnosti vo vzťahu k hlavnému strihu. Tento jav je najčastejší pri dobre štiepatelných mineráloch, ako je slúda, živce, amfibol alebo pyroxén (obr. 7C a D). Pri veľmi vysokej teplote môže v porfyrických horninách, ktoré podliehali pokračujúcej strižnej deformácii, vzniknúť imbrikované (škrídlovité) usporiadanie výrastlíc. Han-

mer a Passchier (1991, s. 59) však neodporúčajú používať škrídlivito usporiadané objekty ako kinematické indikátory vzhľadom na rôzne možné spôsoby ich vzniku.

Okrem porfyroklastických systémov je v mikromierke možné použiť ako kinematický indikátor napríklad aj deformované alebo rotované porfyroblasty (pozri napr. Johnson, 1999; Dyda, 2009).

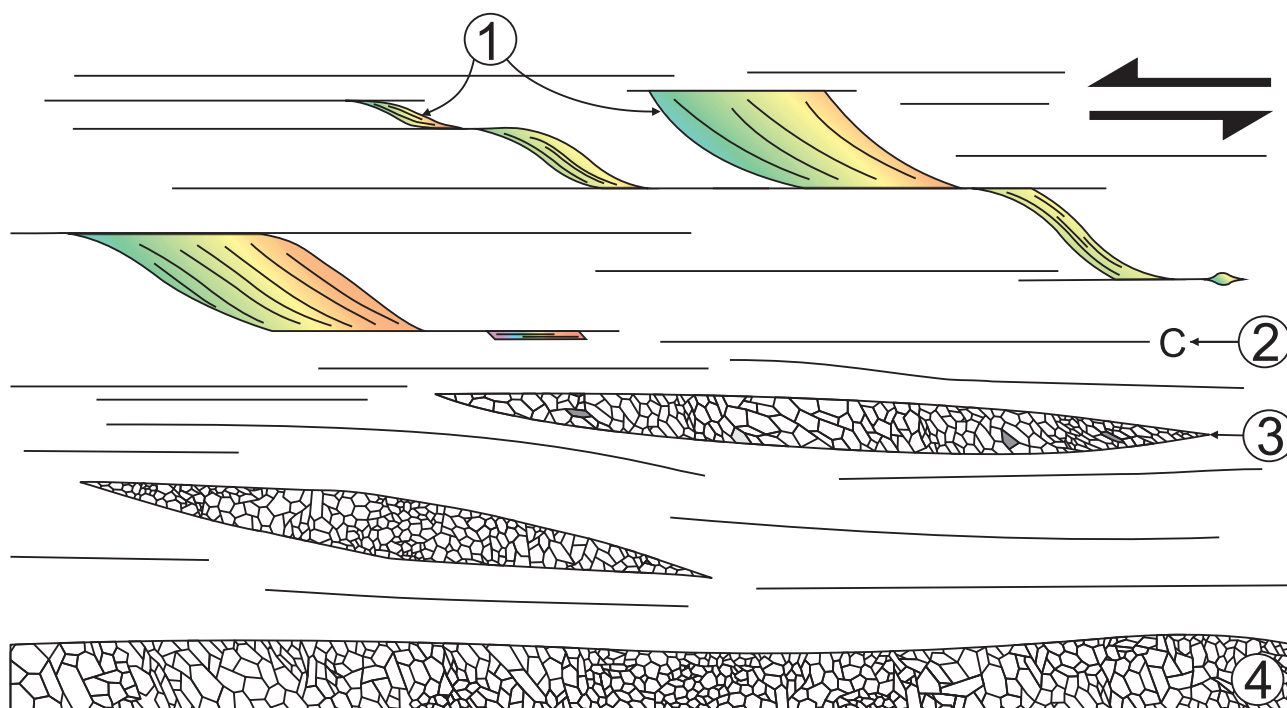
Sigmoidálne objekty a minerálne ryby

Niektoré porfyroklasty tvorené rigidným minerálnym zrnom môžu byť deformované a rekryštalizované ako celok. Označujú sa ako sigmoidálne objekty. Vznikajú z osamostatnených segmentov asymetrických budín sigmoidálneho tvaru alebo rekryštalizáciou pôvodne hranatých zŕn, úplnou rekryštalizáciou jadier sigma klastov alebo nehomogénnym tokom okolo šošovkovitých minerálnych agregátov. Minerálna ryba (angl. *mineral fish*) je označenie kosoštvorcových porfyroklastov v jemnozrnnejšej základnej hmote mylonitov, ktorých dlhšia os je sklo-

nená pod uhlom 15 – 45° k ploche hlavného strihu strižnej zóny. Minerálne ryby sú často prítomné v S-C-mylonitoch. Tvoria ich obyčajne muskovit, biotit, kremeň, turmalín, K-živce, granát alebo pyroxén, pričom sľudové ryby sú z nich najčastejšie (Grotenhuis et al., 2003). Vznikajú krehkým a kryštaloplastickým rozlamaním, resp. budinážou zŕn sľúd (Lister a Snoke, 1984). Okraje sľudových rýb sa systematicky ohýbajú od osi klastu v smere strihu v strižnej zóne (obr. 8). Na ploche foliácie možno makroskopicky na sľudových rybách pozorovať výraznejší lesk pri pohľade v smere strihu ako pri pohľade proti smeru strihu (Simpson, 1986). Časté je ich schodovité usporiadanie. Všeobecne sa považujú za dobrý kinematický indikátor.

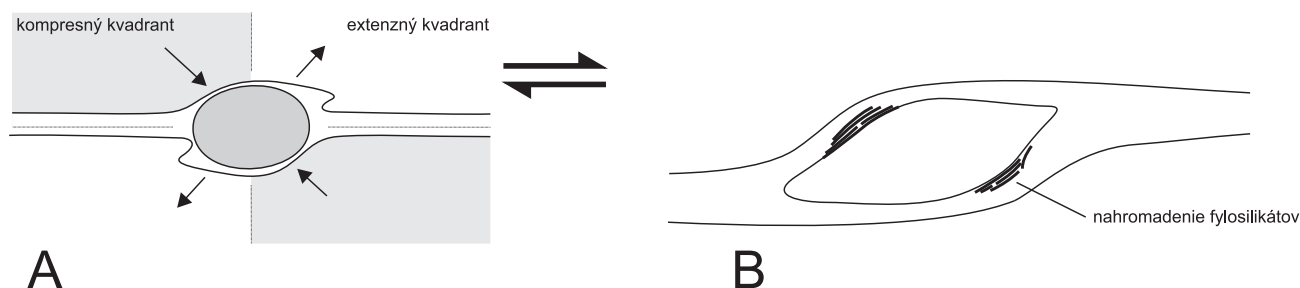
Kvadrantové štruktúry

Prítomnosť klastov alebo šošoviek reologicky odlišného materiálu v strižnej zóne má za následok zmenu deformačného poľa v okolitej základnej hmote. Deformáciu okolo objektov v strižnej zóne možno niekedy charaktéri-



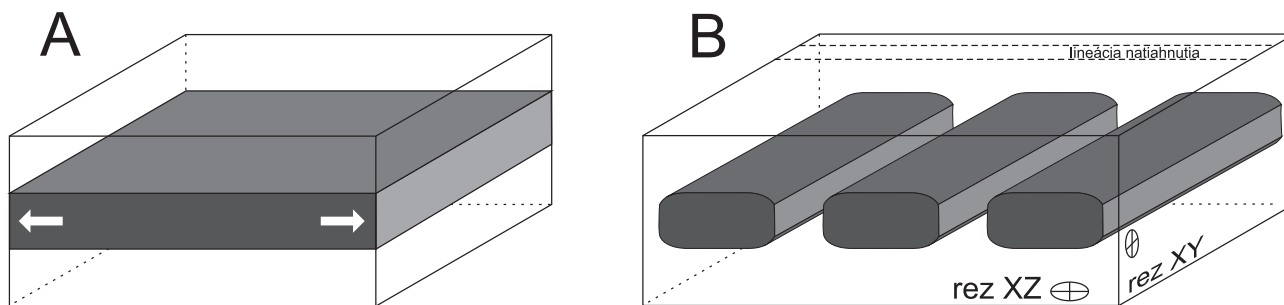
Obr. 8. Štruktúry typické pre kremenno-živcové mylonity: minerálne (sľudové) ryby (1), kliváž (2), sigmoidálne objekty (3), dynamicky rekryštalizovaný kremenný agregát (4), pri ľavostrannom strihu (upravené podľa Fossena, 2010).

Fig. 8. Sigmoidal objects and mineral (mica) fish associated with S-C structures in left lateral shear (modified after Fossen, 2010).

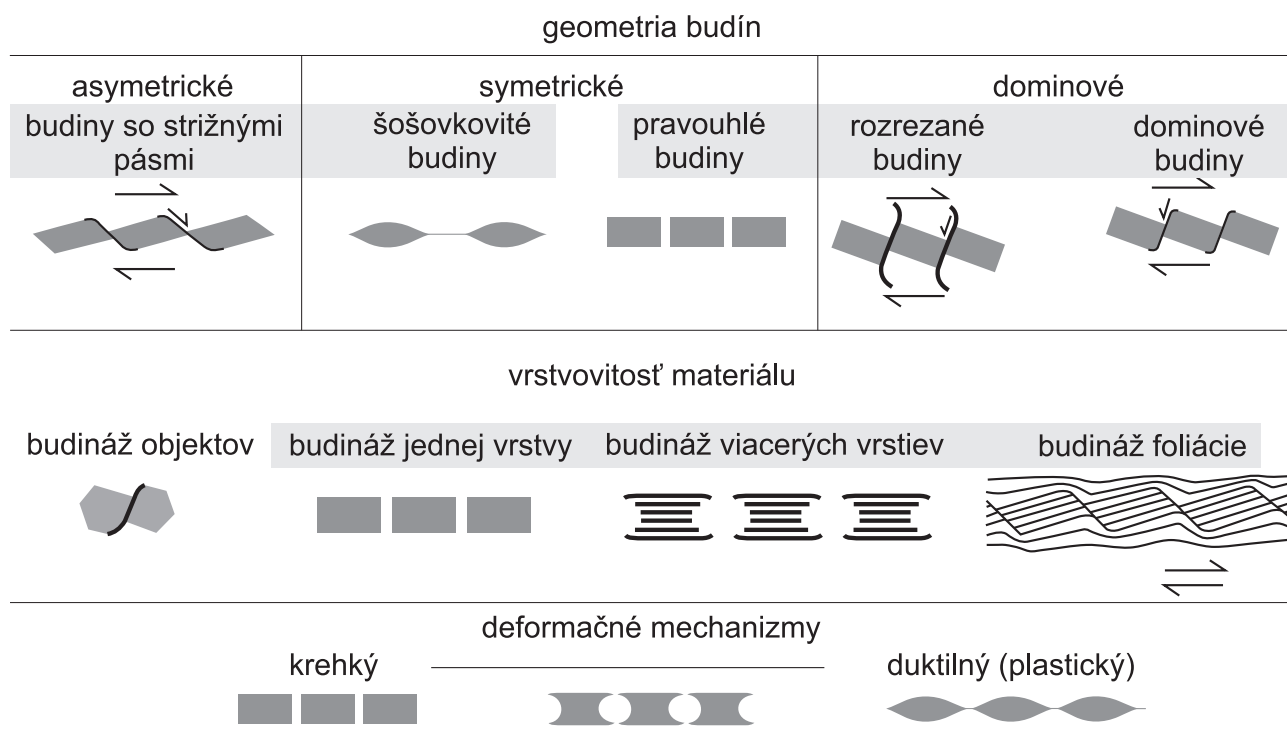


Obr. 9. Kvadrantové štruktúry vznikajúce pri pravostrannom pohybe: A – sektorové vrásy, B – sektorové povlaky fylosilikátov (upravené podľa Fossena, 2010).

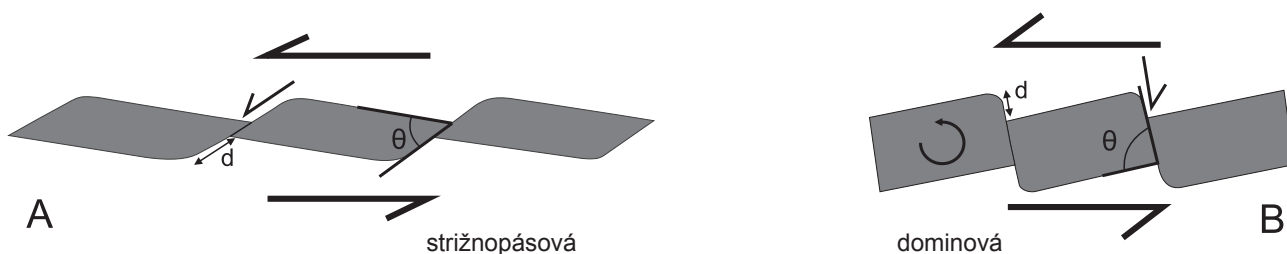
Fig. 9. Quarter structures formed during the right lateral shear: A – sector folds; B – sector mats of phyllosilicates (after Fossen, 2010).



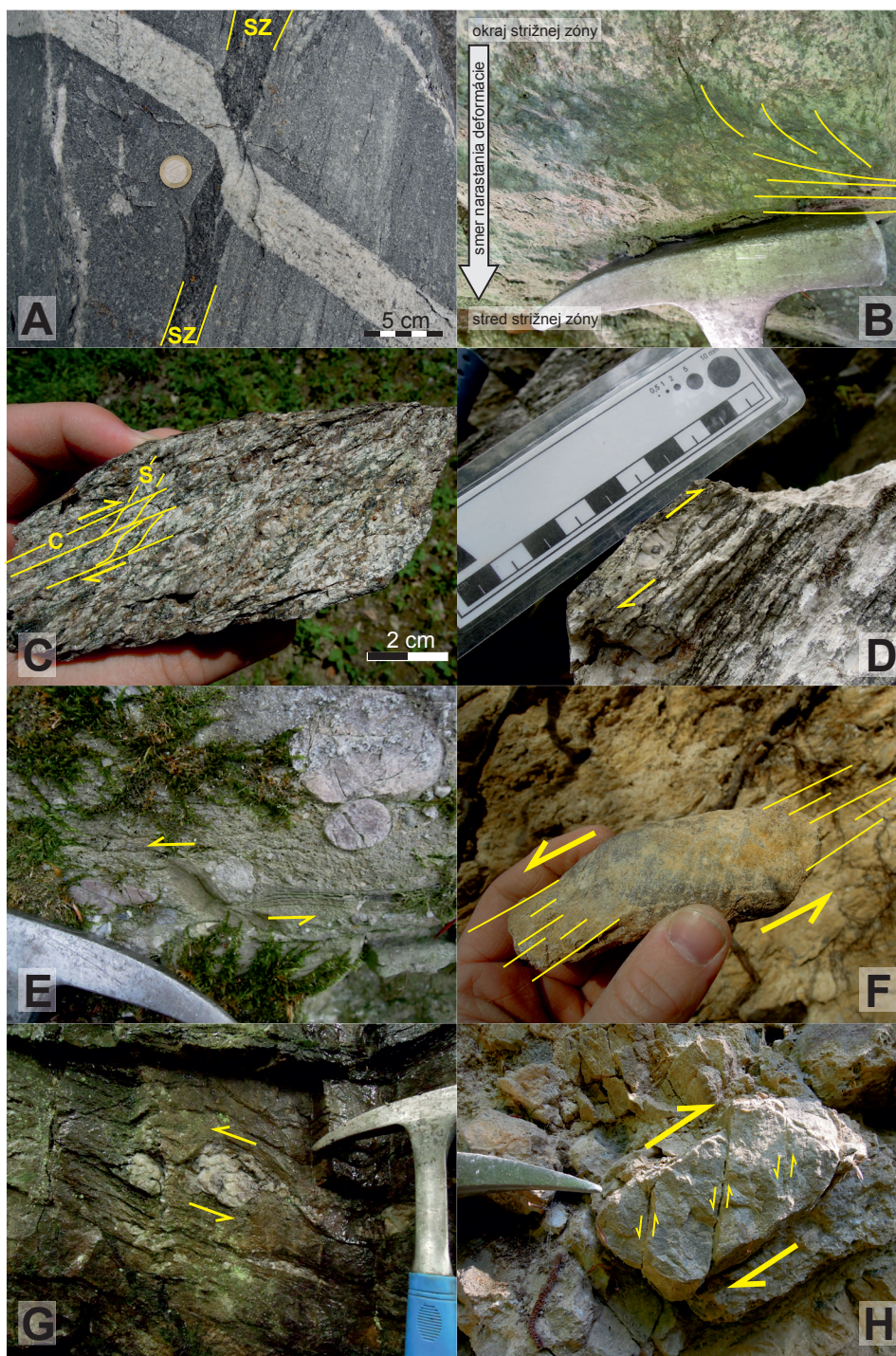
Obr. 10. Budináž pôvodne kompetentnej vrstvy (A) a geometria vzniknutých budín tvaru rybích úst (B). Ich vzťah k deformačnému elipsoidu v pravom dolnom rohu.
 Fig. 10. Boudinage of formerly competent layer (A) and geometry of the newly formed boudins (B). Relationship to the deformation ellipsoid in lower right corner.



Obr. 11. Klasifikácia budín podľa geometrie (hore) v reze XZ, vrstvovitosti (v strede) a deformačného mechanizmu (dole). Typy budín, ktoré sú označené sivou, naznačujú existenciu možných prechodov medzi skupinami (upravené podľa: Goscombe et al., 2004; Fossen, 2010).
 Fig. 11. Boudin classification according to: geometry (top row) in XZ section; stratification of material (middle) and deformation mechanism (lower row). Boudins marked by grey boxes indicate possibility of transitional character between neighbouring types (modified after Goscombe et al., 2004 and Fossen, 2010).



Obr. 12. Stavba a vlastnosti strižnopásových (A) a dominových budín (B). Uhol θ zvierajú hranice medzi budinami a vonkajšími hranami budín. Vzďialenosť d predstavuje veľkosť posunu medzi budinami. Oba parametre uľahčujú rozlíšenie medzi oboma typmi. Zatiaľ čo pri strižnopásových budinách je zmysel pohybu medzi budinami najčastejšie syntetický, pri dominových je to, naopak, prevažne antitetický (zjednodušené podľa Goscoma et al., 2004).
 Fig. 12. Structure and features of shear band boudins (A) and domino boudins (B). θ represents angle between boudin margins and contact edges between boudins. d represents amount of movement between boudins. Both parameters help distinguishing between boudin types. Whereas the sense of shear between boudins is mostly synthetic in the shear band boudins, it is mostly antithetic in the domino boudins (simplified after Goscombe et al., 2004).



Obr. 13. Príklady terénnych pozorovaní v odkryvoch. A. Dextrálna strižná zóna (SZ) deformujúca kremennú žilu, vzorka rúl penninika, Maltatal (Rakúsko). B. Prechod medzi nedeformovanými granitoidmi a mylonitizovanými horninami strižnej zóny, tatrikum, Veľké Jastrabie, Tribeč. C. S-C-mylonity granitoidov deformované pri dextrálnom strihu, tatrikum, Veľké Jastrabie, Tribeč. D. Sigmoidálne deformovaný porfyroklast živca v okatých rulách indikujúci dextrálny strih, tatrikum, hôrčanská strižná zóna, Považský Inovec. E. Sigmoidálne deformovaný obliak v zlepencoch Čierneho vrchu, lokalita Hradisko, Považský Inovec. Kinematické indikátory naznačujú sinistrálny strih (vrch na SZ). F. Deformovaný obliak s deformačnými tieňmi indikujúcimi sinistrálny strih. Vrchnokriedové zlepence, dolina Striebornica, Považský Inovec. G. Delta klast živcov s nedokonale zachovaným ľavým krídlom indikujúci sinistrálny strih, lokalita Krásny buček, Považský Inovec. H. Knihovníčkový sklz na fraktúrovanom obliaku vo vrchnokriedových zlepencoch indikujúci dextrálny strih (vrch na JV), dolina Striebornica, Považský Inovec.

Fig. 13. Outcrop examples. A. Dextral shear zone (SZ) deforming quartz vein, gneiss of the Penninic unit, Maltatal, Austria. B. Transition between undeformed granites and mylonitized rocks of shear zone, Tatricum, Veľké Jastrabie Valley, Tribeč. C. Granitic S-C mylonites deformed during dextral shear, Tatricum, Veľké Jastrabie Valley, Tribeč. D. Sigmoidal feldspar porphyroblast in augen gneiss, indicating dextral shear, Tatricum, Hôrčanská dolina Valley, Považský Inovec Mts. E. Sigma clast in deformed Čierny vrch conglomerates; locality Hradisko, Považský Inovec Mts. Kinematic indicators suggest sinistral shear (top to northwest). F. Deformed pebble with strain shadows indicating sinistral shear. Late Cretaceous conglomerates, Striebornica Valley, Považský Inovec Mts. G. Feldspar delta clast with imperfectly preserved left strain shadow, indicating sinistral shear, locality Krásny buček, Považský Inovec Mts. H. Bookshelf slip in the fractured pebble in Late Cretaceous conglomerates, Striebornica Valley, Považský Inovec Mts.



Obr. 14. A. Symetrické šošovkovité budiny v amfibolitoch naznačujúce laterálnu extenziu, tatrikum, Hôrčanská dolina, Považský Inovec. B. Symetrické šošovkovité budiny v amfibolitoch vystupujú v tom istom odkryve ako na obr. 14A, sú však orientované kolmo na predchádzajúce, čím vzniká efekt budináže typu tabuľkovej čokolády. C. Asymetrické strižnopásové budiny naznačujúce sinistrálnu (vrch na Z) deformáciu v permských vulkanoklastikách, tatrikum, Prostredná dolina, Považský Inovec. D. Budiny vznikajúce pri reologickom kontraste kremitých (sivých) a na hematit bohatých vrstvičiek (červených) v naleštenej vzorke páskovanej železnej rudy. Menej kompetentný materiál zatekajúci, resp. pasívne vrásnený do voľných priestorov medzi budinami (biela šípka), prípadne poklesávajúci v podobne malých telies medzi budiny (červená šípka). Vzorka z lokality Krivoy Rog, Ukrajina (zbierka autora).

Fig. 14. A. Symmetrical lenticular boudins in amphibolites indicating lateral extension, Tatricum, Hôrčanská dolina Valley, Považský Inovec Mts. B. Symmetrical lenticular boudins in amphibolites from the same outcrop as Fig. 14A, however oriented at right angle to previous, forming so called “chocolate-tablet boudinage”. C. Asymmetric shear band boudins indicating sinistral (top to west) deformation in Permian volcanoclastics, Tatricum, Prostredná dolina Valley, Považský Inovec Mts. D. Boudins forming due to rheological contrast between siliceous (grey) and hematite rich (red) layers in the polished sample of banded iron ore. Less competent material passively folded into the empty space between the boudins (white arrow), or alternatively descending in form of small graben-like structure (red arrow). Sample from the locality Krivoy Rog (Ukraine, collection of author).

zovať na základe rozličných štruktúr tak, že priestor okolo týchto objektov je rozdelený na extenzné a kompresné kvadranty, každý s typickými štruktúrami poukazujúcimi na daný režim deformácie. Kvadrantové štruktúry (angl. *quarter structures*; Hanmer a Passchier, 1991) môžu byť cenným kinematickým indikátorom najmä pre porfýroklasty bez deformačných tieňov. Niektoré z týchto štruktúr sú však pozorovateľné iba v mikromierke. Pri analýze tohto typu štruktúr je potrebné sledovať zhrubnutie alebo stenčenie okolia objektov a zmenu tvaru alebo rotáciu foliácie. Stenčenie, často spojené s rekryštalizáciou, je znakom kontrakcie, naopak, zhrubnutie alebo vrásky sú častým sprievodným javom extenzie. Sektorové vrásky (obr. 9A, angl. *quarter folds*) sú vrásky vyvinuté vo foliácii obklopujúcej rigidné objekty. Vyvíjajú sa zrejme pri ohýbaní foliácie v extenznom sektore deformácie počas progresívnej deformácie (Passchier a Trouw, 2005). Sektorové povlaky (obr. 9B, angl. *quarter mats*) tvorí materiál, ktorý sa rozpúšťal v kompresných kvadrantoch a následne precipitoval za vzniku jemnozrnného polykrystalického materiálu v extenzných kvadrantoch. V skracovaných kvadrantoch môže po odstránení kremeňa zostávať povlak menej rozpustných fylosilikátov (Passchier a Trouw, l. c.).

Budiny

Budiny sú štruktúry vznikajúce roztrhaním alebo vyvlečením kompetentnejších vrstiev (ale aj iných tabulárnych telies alebo foliácie) do formy oddelených segmentov, medzi ktoré sa dostala okolitá, menej kompetentná základná hmota (obr. 10 a 14). Jednotlivé budiny môžu byť oddelené aj žilami, puklinami alebo strižnými pásmi. Budináž je proces vzniku budín, niekedy sa týmto termínom označujú aj samotné budiny (napr. Jaroš a Vachtl, 1992; Marko a Jacko, 1999).

Štruktúry budín bývajú usporiadané v jednej ploche (tzv. *boudin train*), pričom na ich štúdium je najvhodnejšie sledovať ich priečny rez kolmý na ich dlhšiu os (rez XZ, podobne ako pri vrásach; obr. 10). Môžu vznikáť v krehkom aj plastickom deformačnom režime, rovnako aj pri ich kombinácii (obr. 11, 14D). V prípade, ak segmenty budín nie sú úplne oddelené, označujú sa ako šošovkovité budiny (angl. *pinch and swell*). Vzdialenosť medzi jednotlivými budinami nezávisí od kontrastu viskozity medzi materiálom budín a základnou hmotou, ale od miery deformácie, natiahnutia v smere vrstvy.

Vznik budín bol študovaný analýzou prírodných budín aj experimentálnym modelovaním (napr. Ramberg, 1955; Marques et al., 2012). Príčinou ich vzniku je roztekanie menej kompetentného materiálu, čo má spolu s naťahovaním za následok segmentovanie kompetentnejších vrstiev. Budiny sú zvyčajne pozorované v reze XZ deformačného elipsoidu a vykazujú pri tom rovinné pretvorenie, keď v smere osi Y nie je pozorovaná žiadna deformácia. Výnimkou však môže byť napr. budináž typu tabuľkovej čokolády (angl. *chocolate-tablet boudins*; obr. 14B), ktorá môže vzniknúť pri koaxiálnom spošťovaní (v dôsledku tiaže nadložia) alebo dvoch navzájom kolmých fázach extenzie.

Ak sú ich dlhšie osi (v reze XZ) rovnobežné s celkovou geometriou budinovanej vrstvy, ide o symetrické budiny, ktoré nehovoria veľa o kinematike, lebo vznikali pri čistom strihu (obr. 14A a B). V prípade, že nastala rotácia dlhších osí budín, ide o dominové alebo asymetrické budiny (obr. 11). Patria medzi relatívne časté, no problematické kinematické indikátory (Goscombe et al., 2004), keďže takéto budiny môžu vzniknúť aj postupnou rotáciou, ak bol uhol natiahnutia a pôvodnej orientácie vrstvy, resp. foliácie väčší ako 45°. Asymetrické budiny sú oddelené strižnými fraktúrami. Pohyb na takýchto strižných fraktúrach môže zahŕňať okrem jednoduchého strihu aj komponent čistého strihu.

Takto vzniknuté priestory fraktúr potom môžu vyplňať minerály. Asymetrické budiny majú obyčajne rovnobežníkový tvar. Ak sú ich strižné fraktúry sklonené rovnakým smerom, pravdepodobne vznikli nekoaxiálnou deformáciou (jednoduchým strihom). Ich klasifikácia je založená na dvoch možných orientáciách zmyslu strihu na plochách oddeľujúcich budiny, ktoré môžu byť syntetické (strih S) alebo antitetické (strih A) vzhľadom na celkový zmysel strihu (Goscombe et al., 2004). Problémom však býva jasné rozlíšenie celkového zmyslu strihu najmä pri budinách, ktorých vrstvy nie sú rovnobežné s naťahovaním. Všeobecne možno konštatovať, že ak sú budiny paralelné s foliáciou, strižnopásové budiny predstavujú typ so syntetickým pohybom na plochách oddeľujúcich budiny, zatiaľ čo väčšina dominových budín vznikla antitetickým pohybom (Goscombe et al., 2004). Rozdiel medzi oboma typmi možno vidieť na obr. 12. Strižnopásové budiny (obr. 14C) majú väčší pomer dĺžky a šírky budín (sú dlhšie a užšie) a na ploche medzi telesami jednotlivých budín je posun (d) relatívne väčší, nezriedka až natoľko, že sú osamotené. Uhol Θ , ktorý zvierajú vonkajšie hrany budín a hranice medzi budinami, je väčšinou menší ako 58°. Dominové budiny majú tento uhol väčší ako 58° a posun (d) je menší. Dilatácia hraníc medzi budinami jednoduchým strihom je typická iba pre dominové budiny.

ŠTRUKTÚRNY CHARAKTER HRÁDOCKO-ZLATNÍCKEJ STRIŽNEJ ZÓNY

Úvod do geologickej stavby

Uvedené metódy makroskopického štúdia boli využité pri terénnom výskume v oblasti Považského Inovca (Pelech, 2015). V štruktúrnom pláne tatrika Považského

Inovca sa za významný deliaci element považuje tzv. hrádocko-zlatnícka strižná zóna (alebo hrádocko-zlatnícka línia). Ide o alpínsku strižnú zónu oddeľujúcu celky tatrika seleckého a bojníanskeho bloku Považského Inovca (sensu Maheľ, 1986; obr. 15 a 16). Selecký blok v podloží strižnej zóny budujú hlavne svory a vrchnopaleozoicko-triasová autochtónna obalová sekvencia. Severnú časť bojníanskeho bloku v nadloží strižnej zóny tvoria pestrejšie kryštalinické komplexy budované svorovými rulami, pararulami a amfibolitmi, smerom na východ prechádzajúce do migmatitov, leukokratných granitoidov a pegmatitov, označované aj ako sekvencia alebo príkrov Panskej javoriny (Putiš in Krist et al., 1992; Putiš et al., 2008).

Západný priebeh hrádocko-zlatníckej strižnej zóny možno pozorovať v hornej časti Hrádockej doliny v okolí Štajnekerovej kopanice a vo vrchnej časti Stanovej doliny. Hrebeň pohoria pretína v oblasti medzi lokalitami Tri buky a Tri studienky. Centrálny a východný segment je pozorovateľný v oblasti Jelenej doliny, doliny Chotina a Livina. Strižná zóna má generálne vsv.-zjz. priebeh a stredný až strmý sklon na J až JV, ktorý sa v západnom segmente zostrmuje. V najzápadnejšom segmente má strižná zóna až takmer s.-j. priebeh.

V pruhu približne medzi záverom Hôrčanskej doliny a dolinou Železnica možno sledovať rozhranie litologicky pestrejšej severnej časti bojníanskeho bloku a južnej časti bojníanskeho bloku budovanou monotónnejším súborom granitov až granodioritov a ich metamorfovaným obalom (Ivanička et al., 2007). Jednotným horninovým typom oboch celkov sú predovšetkým leukokratné granitoidy.

Mezozoický sedimentárny obal tatrika má v bojníanskom bloku hlbokovodný charakter (Ivanička et al., 2007). Výskum v oblasti hrádocko-zlatníckej strižnej zóny bol orientovaný na zber štruktúrnych údajov. Cieľom tejto práce je bližšie charakterizovať jej kinematický charakter.

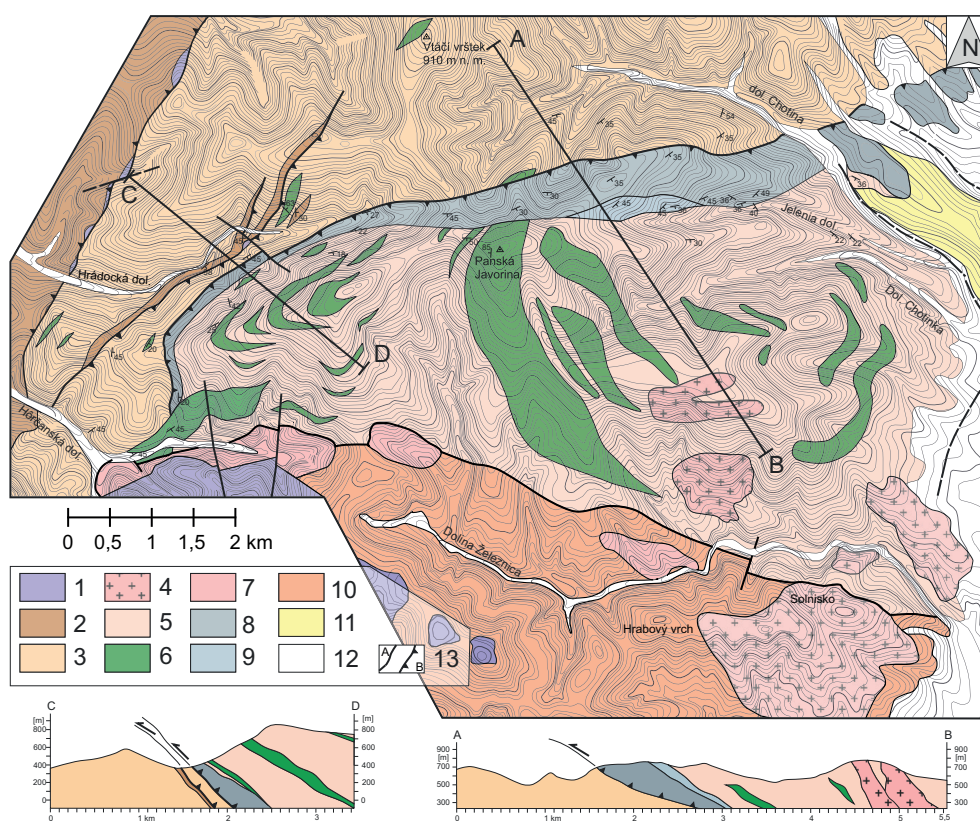
Vývoj predchádzajúcich poznatkov

Pásmo fylonitov a mylonitov oddeľujúce severný blok budovaný svormi a južnejší blok budovaný vyššie metamorfovanými horninami ako prvý identifikoval Kamenický (in Cambel et al., 1961). Tento jav interpretoval ako alpínsky násun južného (bojníanskeho) bloku na severný (selecký). V prvých geologických mapách a vysvetlivkách bola hrádocko-zlatnícka strižná zóna považovaná za výraznú transverzálnu poruchu (Kamenický in Maheľ et al., 1962). Neskôr bol tento násun označený ako hrádocký zlom (Maheľ et al., 1967). Onedlho bola existencia fylonitovej zóny označovanej ako transverzálna polarizovateľná zóna Hrádok – Zlatníky daná do súvisu s výskytom Au mineralizácie v regióne Zlatníky a Nemečky, pričom na základe geofyzikálnych indícií bol po prvýkrát znázornený jej predpokladaný priebeh (Polák a Kucharič, 1973). Niektoré neskoršie štruktúrne a petrologické výskumy spájali hrádocko-zlatnícku líniu so zlomom prebiehajúcim zsz.-vzv. smerom z oblasti Kálnickej doliny a štruktúru označovali ako kálnicko-zlatnícka línia (resp. angl. *Kálnica-Zlatník line*; Putiš, 1980, s. 622). Názov hrádocko-zlatnícka línia po prvýkrát použil Putiš (1981). Tento termín je zaužíva-



Obr. 15. A. Lokalizácia Považského Inovca v rámci Západných Karpát. B. Tektonická schéma Považského Inovca s vyznačením skúmanej lokality (podľa Bezáka et al., 2011): 1 – kryštalínium tatrika, 2 – vrchnopaleozoický a mezozoický sedimentárny obal tatrika, 3 – hornobelická skupina (vrchná krieda), 4 – fatrikum, 5 – hronikum, 6 – paleogénne sedimenty, 7 – neogénne a kvartérne sedimenty, 8 – zlomy: násuny, smerné posuny a poklesy.

Fig. 15. A. Location map of the Považský Inovec Mts. in the Western Carpathians. B. Tectonic scheme of the Považský Inovec Mts. with marked investigated locality (after Bezák et al., 2011): 1 – Tatricum crystalline basement, 2 – Tatricum Upper Paleozoic and Mesozoic sedimentary cover, 3 – Horné Belice Group (Late Cretaceous), 4 – Fatricum, 5 – Hronicum, 6 – Paleogene sediments, 7 – Neogene and Quaternary sediments, 8 – Faults: Thrust faults, strike-slip and normal faults.



Obr. 16. Mapa hrádocko-zlatníckej strižnej zóny a geologické rezy touto zónou (upravené podľa Ivaničku et al., 2007). Lokalizáciu skúmaného územia pozri na mape, obr. 16. 1 – mezozoické sedimenty obalovej jednotky, 2 – permské sedimenty obalovej jednotky, 3 – svory, 4 – granitoidy, 5 – svorové ruly až pararuly („pestrého komplexu“), 6 – amfibolity, 7 – ortoruly až migmatity, 8 – fylonity a mylonity, 9 – metakvarcity, 10 – biotitické pararuly, 11 – neogénne sedimenty, 12 – nečlenené kvartérne sedimenty, 13 – zlomy: A – poklesy a smerné posuny, B – násuny a prešmyky.

Fig. 17. Geological map and cross sections through the Hrádko-Zlatnícky shear zone (modified after Ivanička et al., 2007). 1 – Mesozoic of the Tatricum sedimentary cover, 2 – Permian of the Tatricum sedimentary cover, 3 – Mica schists, 4 – Granitoids, 5 – Mica schist gneiss to paragneisses (of the “Variegated complex”), 6 – Amphibolites, 7 – Orthogneiss to migmatites, 8 – Phyllonites and mylonites, 9 – Metaquartzite, 10 – Biotite paragneiss, 11 – Neogene sediments, 12 – Quaternary sediments undivided, 13 – Faults: A – Normal and strike-slip faults, B – Thrust and reverse faults.

ný (napr. Kováčik, 2007; Ivanička et al., 2011) a čiastočne akceptovateľný vzhľadom na geografickú lokalizáciu, t. j. Hrádocká dolina a územie sz. od obce Zlatníky, a pridrižiava sa ho aj tento článok. Ako akronym hrádocko-zlatníckej línie sa často používa aj označenie hrádocká línia, resp. zlom (napr. Maheľ et al., 1967; Maheľ, 1986; Plašienka a Marko, 1993), termín je ale v konflikte s termínom hrádocký zlom (sensu Maheľ, 1986), ktorým je pomenovaná mladšia zlomová zóna ssz.-jjv. smeru, sprostredkujúca styk svorového kryštalinika a jursko-spodnokriedových sekvencií fatrika v Hrádckej doline a pokračujúca ďalej na JV.

Niektorí autori na základe geofyzikálnych interpretácií vyslovili predpoklad, že hrádocko-zlatnícka línia sprostredkúva styk penninického inoveckého príkrovu a austroalpínskeho príkrovu Panskej javoriny (Leško et al., 1988). Takáto hypotéza však mala len málo geologických, petrologických alebo štruktúrnych opodstatnení a bola skôr založená na predpokladoch podobnej geometrickej pozície uvedených horninových komplexov.

Časový aspekt aktivity hrádocko-zlatníckej strižnej zóny bol dlho diskutovaný problém. Maheľ (1986) na základe chýbania materiálu derivovaného z bojníanskeho bloku v karbónskych a permských horninách kálnickej skupiny konštatoval, že tento kontakt sa síce javí ako hercýnsky, ale v prospech takéhoto tvrdenia chýbajú dôkazy, čo platí až dodnes. Významné spresnenie geologických poznatkov o strižnej zóne priniesol drobnotektonický výskum (Marko et al., 1990; Plašienka a Marko, 1993). Autori podrobne preskúmali strižnú zónu aj jej okolie. Poukázali na jej násunový (vrásky) a dextrálny charakter (zlomy) (Marko et al., l. c., s. 29). Zaoberali sa aj jej významom v hercýnskom období. Uvažovali o aktivite v duktilných podmienkach hlavne v hercýnskom období, zatiaľ čo jej násunový a smerne posuvnú aktivitu spájali s krehkými podmienkami počas alpínskej tektogenézy. V tomto istom období sa realizoval mikrotektonický výskum, ktorý naznačoval jej sinistrálny charakter a po prvýkrát boli publikované aj geochronologické údaje popisujúce jej aktivitu vo vrchnokriedovom až povrchnokriedovom období (Putiš, 1991). Strižná zóna bola označená ako rozhranie medzi dvomi čiastkovými jednotkami tatrika. Severný, selecký blok bol v tejto interpretácii označený ako infratatrikum, nadložný blok ako tatrikum *sensu stricto* (Putiš, 1992). Definícia termínov však v článkoch nebola uvedená. Geochronologické údaje o aktivite zóny neskôr doplnili údaje Frischa (in Putiš et al., 2006) a napokon práce Putiša et al. (2008 a 2009). Významným prínosom v poznaní strižnej zóny je geologická mapa Považského Inovca 1 : 50 000 (Ivanička et al., 2007) a práce s ňou súvisiace (Kováčik, 2007; Kováčik in Ivanička et al., 2011).

Litologický charakter

Na základe makroskopických pozorovaní hrádocko-zlatnícku strižnú zónu budujú prevažne tektonity fylonitovej a menej mylonitovej povahy. Pravá hrúbka zóny kolíše od 100 (západný segment) do 350 m (východný segment). V priestore hornej časti Jelenej doliny v strižnej zóne vystupuje aj rozsiahle, asi 200 m hrubé šošovkovité

teleso silne deformovaných kremenných mylonitov, resp. metakvarcitov (obr. 17A, B, C), lokálne v nej vystupujú aj šošovky amfibolitov.

Fylonity hrádocko-zlatníckej línie sú prevažne sivozelené až zelené tektonity s výraznou metamorfnou foliáciou, striedajúcimi sa plochami svetlých a tmavších minerálov a typickým perlet'ovým leskom (fylosilikátmi) na plochách foliácie (obr. 17D, E). Petrograficky ich možno rozdeliť na dve variety. Živcovo-kremenno-sericitové fylonity obsahujú početné očká plagioklasových porfýroklastov natiahnutých v smere lineácie (obr. 17D). Živce sú často sericitizované. Druhým typom sú karbonátové fylonity (horniny nápadne šumia so zriedenou 3,5 % HCl) obsahujúce kremeň, kalcit, chlorit a povlaky opakových minerálov na plochách foliácie (obr. 17E a F).

Štruktúrny záznam

Vo východnej časti zóny metamorfná foliácia fylonitov dobieha k štruktúram seleckého aj bojníanskeho bloku šikmo pod ostrým uhlom (Ivanička et al., 2007; obr. 16 a 18). V oblasti hlavného hrebeňa severne od Panskej javoriny je foliácia približne paralelná s priebehom zóny. V západnej časti v priestore Hrádckej doliny je metamorfná foliácia sklonená na východ, no strižná zóna v tejto oblasti mení smer z pôvodného vsv.-zjz. až na takmer s.-j. Priebeh foliačných plôch je generálne 25 – 30° vo východnom segmente a 25 – 45° v západnom segmente strižnej zóny.

Kliváž v západnom segmente hrádocko-zlatníckej zóny je rotovaná do s.-j. smeru so sklonom na východ (obr. 18C). V centrálnej a východnej časti je generálne paralelná so zjz.-vsv. priebehom strižnej zóny, resp. k nemu dobieha mierne pod ostrým uhlom a skláňa sa generálne na JV (obr. 19D). Lineácie natiahnutia merané v celom priebehu zóny indikujú dva hlavné smery tektonického transportu a sú generálne S – J a V – Z (resp. VSV – ZJZ; obr. 18A).

Makroskopické kinematické indikátory predstavujú hlavne asymetrické vrásky, foliačné ryby, duplexy a sigmoidálne deformované objekty, ktoré naznačujú dominantný tektonický transport na S (obr. 19A a C) až SZ. Časť kinematických indikátorov, hlavne živcové sigma klasty, sigmoidálne deformované kremenné objekty a asymetrické vrásky indikujú tektonický transport nadložného bloku na Z až SZ (obr. 19B, D – F).

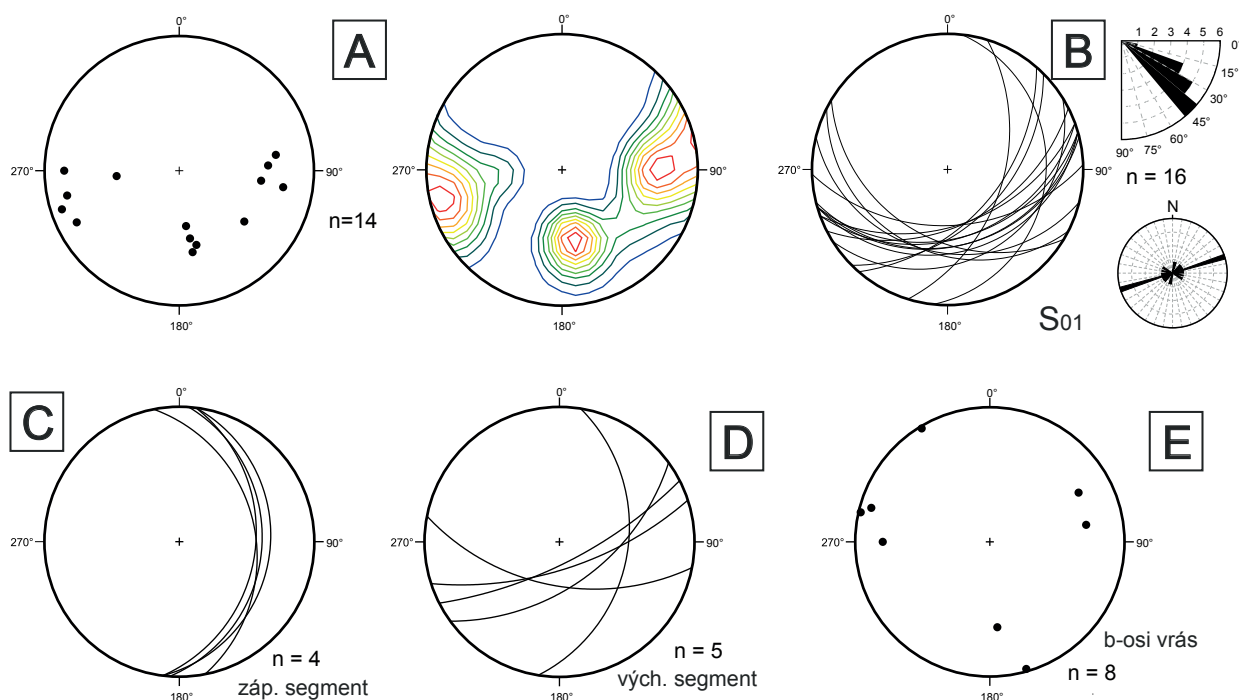
Vrásky sú pozorované vo všetkých mierkach. Početné sú makrovrásky predstavujúce stlačené až izoklinálne zvrásnené pegmatitové žily (obr. 19A) indikujúce tektonický transport na S až SZ. Objavujú sa aj asymetrické vrásky pôvodne kremenných žiliek vykazujúce znaky pasívneho vrásnenia, preukazujúce tektonický transport na S a splošťovanie tlakom nadložia. Duktilné kinematické indikátory v mikromierke vo fylonitoch predstavujú najmä sigmoidálne deformované porfýroklasty karbonátov a živcov. Všetky naznačujú tektonický transport na S až SZ.

Prítomnosť tektonických zrkadiel potvrdzuje, že na staršie duktilné štruktúry bola naložená mladšia krehká deformácia. Na základe manuálnej separácie a následnej analýzy metódou RD (pomocou softvéru WinTensor Delvaux a Sperner, 2003) možno vyčleniť 2 paleonapät'ové udalosti



Obr. 17. Základné typy tektonitov z hrádocko-zlatníckej zóny: A – defilé v metakremencoch, lokalita Javorina, B – detailnejší pohľad na metakremence na lokalite Javorina, C – štruktúra metakremencov v polarizačnom mikroskope pri skrížených nikoloch, D – odkryv živcovo-kremenne-chloritových fylonitov, Jelenia dolina, E – vzorka karbonatických fylonitov, lokálne s náznakmi kalcitických sigmoidálnych porfyroklastov, lokalita Jelenia dolina, F – štruktúra karbonatického fylonitu pri skrížených nikoloch.

Fig. 18. Main types of tectonites of the Hrádok-Zlatníky shear zone, A – Exposure in the metaquartzites, locality Javorina, B – Detailed view on the metaquartzites on locality Javorina, C – Microfabric of metaquartzites in cross polarized light, D – Outcrop of quartz-chlorite phyllonites in Jelenia dolina Valley, E – Sample of carbonate phyllonites in the Jelenia dolina Valley. F – Microfabric of carbonate phyllonites in cross polarized light.



Obr. 18. Štruktúrne merania v oblasti hrádocko-zlatníckej strižnej zóny: A – lineácia natiahnutia, B – metamorfna foliácia, C – kliváž v západnom segmente, D – kliváž vo východnom segmente, E – osi B makrovrás.

Fig. 19. Measurements of structures in the area of Hrádko-Zlatníky Shear zone: A – Stretching lineation, B – Metamorphic foliation, C – Cleavage in the western segment, D – Cleavage in the eastern segment, E – Fold B-axis.

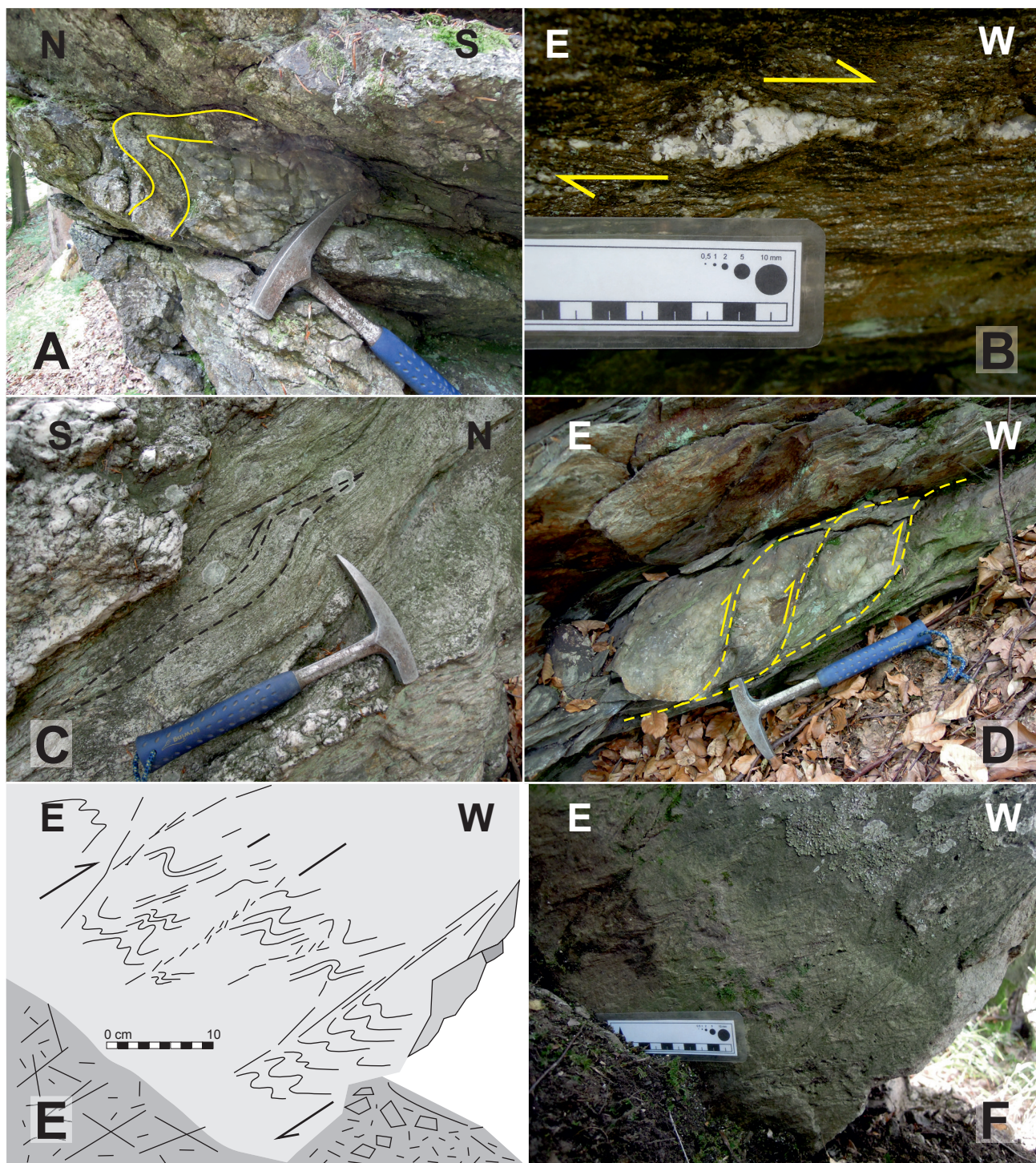
(obr. 20). Prvé bolo pravdepodobne deformačné štádium zodpovedajúce sz.-jv. kompresii až dextrálnej transpresii pozdĺž jz.-sv. až v.-z. orientovaných zlomov (obr. 20A). V dôsledku chýbania pozorovania ofsetov zrkadiel, ako aj nedostatku stratigrafických alebo geochronologických údajov možno vek tejto udalosti iba odhadovať. Na základe širších súvislostí a analógie s inými oblasťami Považského Inovca (cf. Pelech, 2015) však možno usudzovať, že kompresia predstavuje najstaršiu krehkú deformáciu, pravdepodobne prebiehajúcu vo finálnom štádiu kompresie v strižnej zóne po vrchnej kriede až v eocéne. Za mladšie možno považovať extenzné udalosti. Staršia, ssv.-jjz. extenzia sa prejavila zrejme ako relaxácia po období predchádzajúcej konvergencie. Prejavila sa strmými až stredne sklonenými, vsv.-zjz. až v.-z. orientovanými zlomami (obr. 20B). Za najmladšie možno považovať zriedkavo pozorované priečne štruktúry sz.-jv. až s.-j. smeru, ktoré možno zaradiť do neskoromiocénneho až neotektonického obdobia.

Vek strižnej zóny

Už staršie výskumy jasne definovali, že hrádocko-zlatnícka línia predstavuje alpsku strižnú zónu. O jej predalpskej aktivite chýbajú jasnejšie dôkazy (cf. Mahel', 1986). Geologickými dôkazmi jej veku sú predovšetkým šupiny hornín permského a triasového veku zaklínené pod šupinou svorov v jej podloží v oblasti južne od Stanovej doliny (obr. 16). V analogickej pozícii zaklínených tektonických šupín, resp. synklinál sa vo východnej časti seleckého bloku (podložie hrádocko-zlatníckej zóny) zároveň nachádzajú aj horniny vrchnokriedového veku (hornobelická skupina; Pelech et al., 2016). Údaje získané ZFT me-

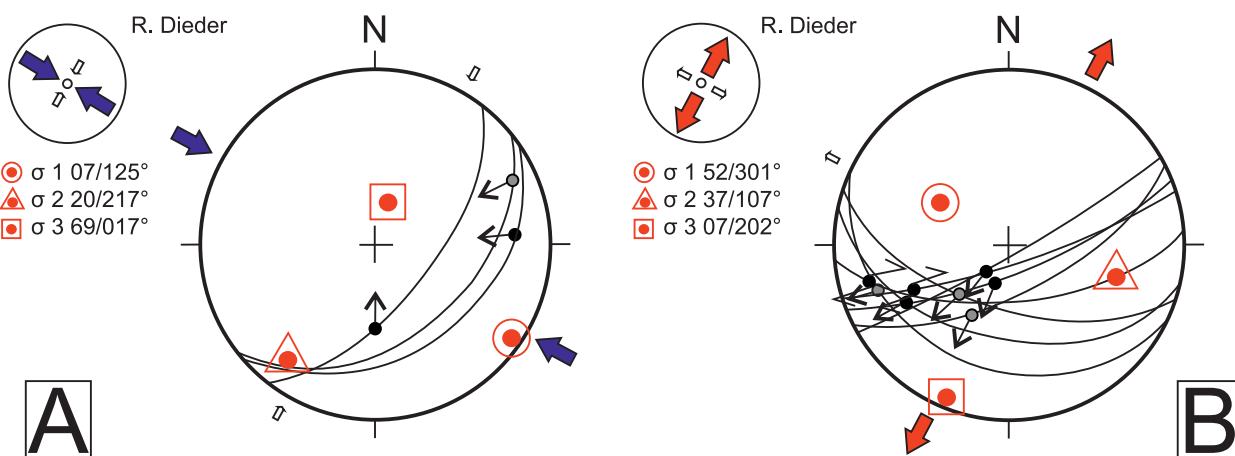
tódou zároveň poukazujú na to, že kryštalinikum seleckého bloku prešlo teplotnou izográdou okolo 240 °C naposledy pred zhruba 256,3 až 255,4 ± 20 mil. r. (stredný perm až stredný trias; Králiková et al., 2016). Pri zohľadnení Rb-Sr datovania apatitu a muskovitu a ⁴⁰Ar/³⁹Ar datovania muskovitu z rôznych oblastí kryštalinika seleckého bloku, ktoré sa pohybujú medzi 307 ± 5 mil. r. a 310,1 ± 3,5 mil. r. (vrchný karbón; Král' et al., 2013), možno konštatovať penetratívnu hercýnsku diaforézu. Na ňu bola podľa údajov Putiša et al. (2008 a 2009) naložená alpska metamorfóza, ktorá pravdepodobne nebola penetratívna, ale bola lokalizovaná len do úzkych strižných zón. Možno tiež doplniť, že staršie K-Ar datovanie muskovitu z oblasti horárne Vaškova chata z. od Dubodielu poskytlo vek približne 260 mil. r. (Kantor in Cambel et al., 1961).

Bližšie nelokalizované K-Ar datovania sericitu-muskovitu a K-živcov z hrádocko-zlatníckej zóny poukazujú na aktivitu od 93 do 53 mil. r. (turón a spodný eocén; Arakelians in Putiš, 1991). Ďalšie veky na základe K-Ar datovania novotvorených svetlých slúd sa pohybujú v rozmedzí 90 – 80 mil. r. (turón – kampán; Putiš et al., 2008). Ar-Ar datovanie sericiticko-muskovitického agregátu mylonitov poskytlo dva veky, 102,3 ± 1,9 (alb – cenoman) a 48 ± 2,2 mil. r. (spodný eocén; Putiš et al., 2009). ZFT údaj o veku prechodu granitoidov bojníanskeho bloku teplotnou izográdou okolo 240 °C spadá do obdobia pred 69 ± 8 mil. r., resp. 74,4 ± 5,9 mil. r. (kampán – mástricht; Kováč et al., 1994; Králiková et al., 2016). Tieto údaje reprezentujú obdobie maximálneho pochovania strižnej zóny do hlbších úrovní kôry. Na základe všetkých uvedených údajov možno konštatovať, že kompresná etapa vývoja strižnej zóny sa odohrala v dvoch fázach, prvej (AD₁) pri-



Obr. 19. A. Severovergentná zvrásnená pegmatitová žila, Jelenia dolina. B. Sigmoidálne deformovaný porfýroklast živca vykazujúci dextrálny strih („vrch na Z“), Jelenia dolina. C. Duplex s vergenciou na S, pozorovateľný v horninách fundamentu, Jelenia dolina. D. Duplexy vykazujúce dextrálny strih („vrch na Z“), Jelenia dolina. E. Zjednodušený náčrt mylonitických vrás a kliváže so západnou vergenciou, záver Hrádockej doliny. F. Fotografia vrás a kliváže z obr. 20E.

Fig. 20. A. North vergent folded pegmatite dike, Jelenia dolina Valley. B. Sigma type feldspar porphyroblast documenting dextral shear (“top to the W”), Jelenia dolina Valley. C. Duplex in the foliation of metamorphic rocks with N-vergence, Jelenia dolina Valley. D. Duplexes of former quartz vein indicating dextral, resp. “top to the W” shear, Jelenia dolina Valley. E. Scheme of mylonitic folds and cleavage in the deformed basement rocks with west vergence, end of Hrádocká dolina Valley. F. Photograph folds and cleavage from the Fig. 20 E.



Obr. 20. Výsledky paleonapäťovej analýzy mezoskopických zlomov (tektonických zrkadiel) zaznamenaných v horninových komplexoch hrádko-zlatníckej strižnej zóny (zrkadlá označené sivým kruhom prevzaté z práce Marko et al., 1990): A – tektonické zrkadlá staršej transpresnej deformačnej fázy, B – tektonické zrkadlá mladšej transtenznej deformačnej fázy.

Fig. 21. Results of paleostress analysis of mesoscopic faults (slickensides) recorded in the rock complexes of the Hrádko-Zlatníky shear zone (slickensides marked by grey circle taken from Marko et al., 1990): A – Slickensides of the older transpressional deformation phase, B – Slickensides of the younger transtensional phase.

blízne v albe až turóne (okolo 92 mil. r.) a druhej (AD_2) po skončení vrchnej kriedy, pravdepodobne v paleocéne až spodnom eocéne (53 – 48 mil. r.).

Interpretácia

Alpínska kompresná deformácia hrádko-zlatníckej strižnej zóny prebiehala v podmienkach fácie zelených bridlíc blízkyh teploty 300 °C a nízkom až strednom tlaku (Putiš et al., 2009, 2016). Ako naznačujú pozorovania krehkých štruktúr, záverečná fáza (kompresnej) deformácie mohla prebiehať aj v krehko-duktilných podmienkach, no pozorovania kompresných tektonických zrkadiel sú v skúmanej oblasti málo početné (obr. 20A). Pôvodne násunová, resp. prešmyková až transpresná strižná zóna bola napokon v neskoršej fáze vývoja krehko modifikovaná, takže v súčasnom obraze sa prejavuje ako strmo sklonený extenzný (poklesový) zlom so zastúpením horizontálnej (dextrálnej) zložky posunu (obr. 20B).

Bojniansky blok budujúci nadložie strižnej zóny sa považuje za typický tatrický kryštalinický fundament, ktorého prográdna metamorfóza prebiehala v podmienkach amfibolitovej fácie (amfibol, plagioklas, \pm granát) v priebehu hercýnskej orogenézy, pričom je zdokumentovaná koexistencia kyanitu, sillimanitu aj andaluzitu (Korikovskij a Putiš, 1986; Ivanička et al., 2007, 2011). Materiál strižnej zóny neobsahuje tieto vyššie metamorfne postihnuté celky ani napriek tomu, že boli pôvodne jeho protolitom, zrejme v dôsledku intenzívnej deformácie, rekryštalizácie a pôsobení fluid, ktoré zmazali stopy pôvodnej minerálnej paragenézy. Fylonity predstavujú koncový člen radu tektonitov, ktoré vznikajú v jadrách strižných zón exhumovaných z hĺbky najmenej 5 km (Imber et al., 2008) a bežne sa vyskytujú aj na báze nasúvaných príkrovov fundamentu (Holdsworth et al., 2006).

Vývoj hrádko-zlatníckej zóny možno rozdeliť na niekoľko etáp. V priebehu cenomanu až turóne v štádiu

AD_1 došlo k prvotnému alpínskemu zblíženiu nadložného bojnianskeho bloku s podložným seleckým blokom. V strednokôrových úrovniach sa pri tom deformovali preexistujúce hercýnske štruktúry. Vznikla nová metamorfická foliácia sklonená na J, ktorá prekryla staršiu stavbu. Pegmatitové dajky boli vrásnené do formy stlačených až izoklinálnych vrás s vergenciou na S. V silne izotropných mylonitoch a fylonitoch sa vyvíjala imbrikovaná severovergentná stavba, zdokumentovaná asymetrickými vrásami a duplexmi foliácie a kremenných objektov. Smer tektonického transportu AD_1 podčiarkuje maximum meraní lineácie natiahnutia so sklonom na J. Vývoj vrás sprevádzal aj vznik kliváže, ktorá je v strednom a východnom úseku zóny sklonená na JV.

Pri pokračovaní deformácie v priebehu vrchnej kriedy až paleogénu však os maximálneho napätia zrotovala do smeru šikmého až subparalelného s priebehom strižnej zóny (V – Z). Zmena mala za následok kulisovité usporiadanie štruktúr (metamorfická foliácia, kliváž a osi b vrás) v zóne do smeru SV – JZ. Prejavmi v.-z. pohybu je aj druhé maximum pozorovaných lineácií natiahnutia, ktoré sú v tomto smere takmer subhorizontálne alebo iba mierne sklonené. Záznam v.-z. pohybu sa najlepšie zachoval v západnom úseku zóny medzi Štajnekerovou kopanicou a Malinišťami, kde je metamorfická foliácia sklonená na V a je strmšia (obr. 16, profil C-D). Pozorovaná kliváž so sklonom na V, ako aj mylonitické vrásy poukazujú na tektonický transport na Z až SZ (obr. 19E a F). Vo východnej a centrálnej časti strižnej zóny možno túto deformáciu dokumentovať celým radom asymetrických, duktilne deformovaných živcových porfyroklastov a kremenných objektov (obr. 19B a D). Západovergentné štruktúry sú prejavom druhej fázy (AD_2) alpínskej deformácie, ktorá mala dextrálne transpresný charakter. Pozorované štruktúry sú v súlade s interpretáciou deformácie v seleckom bloku, pri ktorej sme konštatovali, že vo finálnom štádiu alpínskej deformácie sa prejavila šikmá transpresia (cf. Pešková, 2011; Pelech et al., 2016).

Diskusia

Význam hrádočko-zlatníckej strižnej zóny sa chápe rôzne (Leško et al., 1988; Marko et al., 1990; Plašienka a Marko, 1993; Putiš, 1992; Putiš et al., 2008). Komplexy svorov seleckého bloku sa tradične vnímajú ako stredná litotektonická jednotka, zatiaľ čo bojníansky blok ako migmatitovo-rulovo-granitoidný komplex, a teda vrchná litotektonická jednotka (sensu Bezák, 1994). Samotný rozdiel v litologickej náplni medzi horninovými komplexmi seleckého bloku a severnej časti bojníanskeho bloku nie je natoľko výrazný a možno ho považovať za postupný (svory až ruly a lokálne amfibolity v seleckom bloku; svorové ruly až pararuly s vyšším zastúpením amfibolitov a smerom na JV s pribúdajúcimi granitoidmi v „pestrej“ severnej časti bojníanskeho bloku), ale nepochybné alpínsky deformovaný. Zo štruktúrneho hľadiska je rovnako výrazné, ak nie výraznejšie, strmé rozhranie kontaktu severnej „pestrej“ časti bojníanskeho bloku a jeho rulovo-granitoidnej južnej časti vystupujúce v oblasti medzi Hrádočskou dolinou a dolinou Zeleznic (obr. 16).

Je potrebné poznamenať, že spomenutý „pestrý komplex“ na severe bojníanskeho bloku je možné vyčleniť ako samostatnú štruktúru poklesnutú medzi seleckým blokom a južnejšou rulovo-granitoidnou časťou bojníanskeho bloku. Z hľadiska horninovej náplne je takéto vyčlenenie opodstatnené. Na geologickej mape (Ivanička et al., 2007) je znázornené, že horninové komplexy rulovo-granitoidnej časti bojníanskeho bloku sú prešmyknuté na „pestré“ komplexy severnej časti bojníanskeho bloku. Násun je možné sledovať od rekreačnej oblasti Duchonka (na západnom okraji pohoria) až po záver Hrádočkej doliny, kde je vzájomný kontakt bojníanskeho a seleckého bloku zastretý poklesovými zlomami (hrádočský zlom sensu Mahel', 1986) s nezanedbateľnou amplitúdou. Tektonická separácia je natoľko výrazná, že sa horninové komplexy patrika stýkajú priamo s kryštalinikom tatrika seleckého bloku (Ivanička et al., 2007).

ZÁVER

Najspolahlivejšie štruktúry použiteľné na zistenie zmyslu strihu na miestach bez pozorovateľného oporného horizontu alebo viditeľných hraníc strižnej zóny sú asymetrické porfyroklasty obklopené dynamicky rekrystalizovaným jemnozrnnejším lemom, fraktúrované a premiestnené porfyroklasty, S-C-štruktúry a strižné pásy. Na vyvodenie nepochybných záverov sa odporúča kvantitatívne analyzovať čo najväčšie množstvo kinematických indikátorov na viacerých lokalitách. Pozorovanie viacerých typov kinematických indikátorov, ktoré preukazujú rovnaký zmysel strihu, poskytuje najväčšiu mieru istoty pri určovaní kinematickej deformácie.

Rôzne typy kinematických indikátorov použiteľné na určenie zmyslu pohybu strižných zón sú komplexná téma presahujúca rámec tejto práce. Existuje celý rad ďalších štruktúr vyskytujúcich sa v asociácii so strižnými zónami využiteľných pri dešifrovaní kinematickej a ďalších okolností deformácie (napr. Hanmer a Passchier, 1991; Cosgrove,

2007). Patria sem lineácia (Piazolo a Passchier, 2002), kľváž a foliácia (Cosgrove, 1976; Paterson et al., 1989), vrásky (Hudleston a Lan, 1993), kulisovito usporiadané systémy žíl (Beach, 1975; Lisle, 2013) a iné. Väčšina z nich však je v slovenskej, resp. českej literatúre opísaná (Jaroš a Vachtl, 1992; Nemček et al., 1995; Marko a Jacko, 1999).

Príkladom alpínskej strižnej zóny vyvinutej v horninách kryštalinického fundamentu tatrika je hrádočko-zlatnícka strižná zóna v Považskom Inovci. Na základe pozície a pozorovaných duktilných deformačných štruktúr ju možno považovať za rozhranie bojníanskeho a seleckého bloku (sensu Mahel', 1986). Vzhľadom na prítomnosť asymetrických, duktilne deformovaných živcových porfyroklastov a kremenných objektov, asymetrických mylonitických vrás, ako aj zvrásnených pegmatitových žíl rôznej mierky možno konštatovať jej prešmykový (s vergenciou na S) až dextrálne transpresný charakter (s vergenciou na Z až SZ). Možno predpokladať, že transpresia nastala vo finálnej fáze kompresie seleckého a bojníanskeho bloku. Naložená mladšia krehká deformácia má dextrálno-transtenzný charakter a je zrejme výsledkom odstrešenia bojníanskeho bloku z tektonického nadložia seleckého bloku pravdepodobne v priebehu miocénu (cf. Danišík et al., 2004).

Pod'akovanie

Výskum bol podporený projektom Agentúry na podporu vedy a výskumu č. APVV-0315-12. Autori ďakujú D. Plašienkovi za konštruktívne pripomienky k navrhovanej terminológii v skoršej verzii manuskriptu a recenzentovi J. Madarásovi za pripomienky, ktoré obohatili finálnu verziu článku.

LITERATÚRA

- Alsop, G. I. a Holdsworth, R. E., 2004: Shear zones – an introduction and overview. In: Alsop, G. I., Holdsworth, R. E., McCaffrey, K. J. W. a Hand, M. (Eds.): Flow Processes in Faults and Shear Zones. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 224, 1 – 9.
- Beach, A., 1975: The geometry of en-echelon vein arrays. Tectonophysics, 28, 245 – 263.
- Berthé, D., Choukrunte, 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, 1, 31 – 42.
- Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. Miner. Slov., 26, 1, 1 – 6.
- Bezák, V., Biely, A., Elečko, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M. a Potfaj, M., 2011: A new synthesis of the geological structure of Slovakia – the general geological map at 1 : 200,000 scale. Geol. Quart., 55, 1, 1 – 8.
- Bukovská, Z., Jeřábek, P., Lexa, O., Konopásek, J., Janák, M. a Košler, J., 2013: Kinematically unrelated S-C fabrics: an example of extensional shear band cleavage from Veporic Unit (Western Carpathians). Geol. Carpath., 64, 2, 103 – 116.
- Cambel, B., Kamenický, J. a Krist, E., 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribňa a západnej časti Vepora. In: Sjazdový sprievodca XII. sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a petrologiu. Slovenský výbor. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 22.
- Cosgrove, J. W., 1976: The formation of crenulation cleavage. J. Geol. Soc. London, 132, 155 – 178.
- Cosgrove, J. W., 2007: The use of shear zones and related structures as kinematic indicators: a review. In: Ries, A. C., But-

- ler, R. W. H. a Graham, R. H. (Eds.): Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 272, 59 – 74.
- Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W. a Král, J., 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian basin – an apatite fission track study. *Aust. J. Earth Sci.*, 95/96, 60 – 70.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J. a Kluth, Ch. F., 2011: Structural geology of rocks and regions. 2nd Ed. New York, John Wiley, 839 s.
- Delvaux, D. a Sperner, B., 2003: Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 212, 75 – 100.
- Dennis, J. G., 1967: International tectonic dictionary: English Terminology. *Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.)*, 7, 184 s.
- Dyda, M., 2009: Hominotvorné minerály pod mikroskopom. Bratislava, Univerzita Komenského, 213 s.
- Farkašovský, R., 2013: Shear zones and mylonite microfabric in the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia). *Monograph*. Eger, Líceum Kiadó, 58 s.
- Fossen, H., 2010: Structural geology. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 463 s.
- Goscombe, B. D., Passchier, C. W. a Hand, M., 2004: Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *J. struct. Geol.*, 26, 739 – 763.
- Grotenhuis, S. M. ten, Trouw, R. A. J. a Passchier, C. W., 2003: Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372, 1 – 2, 1 – 21.
- Hanmer, S. a Passchier, C., 1991: Shear-sense indicators. A review. *Geol. Surv. Canada Pap.*, 90 – 17, 72.
- Hobbs, B. a Ord, A., 2015: Structural Geology. Mechanics of Deforming Metamorphic Rocks. Vol. I: Principles. Amsterdam, Elsevier, 665 s.
- Hók, J., 2006: Mylonit a blastomylonit. In: Plašienka, D. (ed.): 4. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti. *Miner. Slov.*, 38, 2, *Geovestník*, 3 – 4.
- Hók, J. a Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Miner. Slov.*, 22, 69 – 80.
- Hók, J., Kováč, P. a Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Miner. Slov.*, 25, 172 – 176.
- Hók, J., Siman, P., Frank, W., Král, J., Kotulová, J. a Rakús, M., 2000: Origin and exhumation of mylonites in the Lúčanská Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.*, 6, 4, 325 – 334.
- Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., Alsop, G. I., Grant, C. J. a Wilson, R. W., 2006: Thrust sequences and the significance of low-angle, out-of-sequence faults in the northernmost Moine Nappe and Moine thrust zone, NW Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 163, 5, 801 – 814.
- Hudleston, P. J. a Lan, L., 1993: Information from fold shapes. *J. struct. Geol.*, 15, 3 – 5, 253 – 264.
- Imber, J., Holdsworth, R. E., Smith, S. A. F., Jefferies, S. P. a Colletini, C., 2008: Frictional-viscous flow, seismicity and the geology of weak faults: a review and future directions. In: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. a Colletini, C. (Eds.): *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. London, Geol. Soc. London, 299, 151 – 173.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Sherer, S. a Zuberec, J., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny, M = 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Havrila, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S. a Zuberec, J., 2011: Výsvetlivky ku geologickej mape regiónu Považský Inovca a jv. časť Trenčianskej kotliny, M = 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jacko, S., Hók, J. a Madarás, J., 1997: Pre- and syn-granitoid deformations of the Western Carpathian metamorphic complexes. In: Grečula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Eds.): *Geodynamic evolution of the Western Carpathians*. Bratislava, *Miner. Slov. – Monogr.*, 359 – 370.
- Jaroš, J. a Vachtl, J., 1992: *Strukturální geologie*. Praha, Academia, 437 s.
- Johnson, A. M., 1995: Orientations of faults determined by premonitory shear zones. *Tectonophysics*, 247, 161 – 238.
- Johnson, S. E., 1999: Porphyroblast microstructures: A review of current and future trends. *Amer. Mineralogist*, 84, 1 711 – 1 726.
- Korikovskij, S. P. a Putiš, M., 1986: Metamorfičeskaja zonalnosť i diaflorez v kristallinikume Považského Inovca. *Geol. zbor. Geol. Carpath.*, 37, 2, 115 – 136.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45, 2, 83 – 96.
- Kováčik, M., 2007: Petrogenetické a štruktúrne poznatky z kryštalínika centrálnej časti Považského Inovca. In: Plašienka, D., Németh, Z., Šimon, L., Iglárová, L. a Magálová, D. (eds.): 5. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti. *Miner. Slov.*, 39, *Geovestník*, 4 – 5.
- Král, J., Hók, J., Bachliński, R. a Ivanička, J., 2013: Rb/Sr a ⁴⁰Ar/³⁹Ar údaje z kryštalínika Považského Inovca (Západné Karpaty). *Acta Geol. Slov.*, 5, 2, 195 – 210.
- Králiková, S., Vojtko, R., Hók, J., Fügenschuh, B. a Kováč, M., 2016: Low-temperature constraints on the Alpine thermal evolution of the Western Carpathian basement rock complexes. *J. struct. Geol.*, 91, 144 – 160.
- Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. Bratislava, Comenius University Press, 324 s.
- Lenárt, R. a Hók, J., 2013: Polyfázová deformácia obalovej sekvencie a granitoidov zoborskej časti Tribeča. *Acta Geol. Slov.*, 5, 1, 107 – 115.
- Leško, B., Šutora, A. a Putiš, M., 1988: Geology of the Považský Inovca Horst based on geophysical investigation. *Geol. zbor. Geol. Carpath.*, 39, 2, 195 – 216.
- Lexa, O., Cosgrove, J. a Schulmann, K., 2004: Apparent shear-band geometry resulting from oblique fold sections. *J. struct. Geol.*, 26, 155 – 161.
- Lisle, R. J., 2013: Shear zone deformation determined from sigmoidal tension gashes. *J. struct. Geol.*, 50, 35 – 43.
- Lister, G. S. a Snoke, A. W., 1984: S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 6, 617 – 638.
- Madarás, J., Putiš, M. a Hók, J., 1999: Štruktúrne črty hercýnskej stavby južnej časti d'umbierskeho kryštalínika (Nízke Tatry, Západné Karpaty). *Miner. Slov.*, 31, 17 – 30.
- Mahel', M., 1986: *Geológia Československých Karpát I. Paleoolpínske jednotky*. Bratislava, Veda, 510 s.
- Mahel', M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, E., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: *Výsvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34 XXV Žilina*. Bratislava, Geofond, 272 s.
- Mahel', M. (ed.), Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: *Regionální geologie ČSSR. Díl II Západní Karpaty*. Svazek 1. Praha, Academia, 495 s.
- Marko, F., 1993: Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad). *Miner. Slov.*, 25, 285 – 287.
- Marko, F., 2000: Štruktúrna geológia II. Úvod do deformačnej a dynamickej analýzy. Bratislava, Univerzita Komenského, 122 s.
- Marko, F. a Jacko, S., 1999: Štruktúrna geológia I. Všeobecná a systematická. Košice, Harlequin, 180 s.

- Marko, F., Hacura, A., Janták, V. a Plašienka, D., 1990: Geologická stavba a štruktúrne vzťahy v strednej časti Považského Inovca. Čiastková záverečná správa za úlohu II-4-5/01 ŠPZV Geologická stavba Malých Karpát, Považského Inovca a príľahlých území. Manuskript. Bratislava, Archív Geol. úst. Slov. Akad. Vied, 85 s.
- Marques, F. O., Fonseca, P. D., Lechmann, S., Burg, J. P., Marques, A. S., Andrade, A. J. M. a Alves, C., 2012: Boudinage in nature and experiment. *Tectonophysics*, 526 – 529, 88 – 96.
- Mawer, Ch. K., 1992: Kinematic indicators in shear zones. In: Bartholomew, M. J., Hyndman, D. W., Mogk, D., Mason, R. (Eds.): *Basement Tectonics 8, Characterization and Comparison of Ancient and Mesozoic Continental Margins*, Proceeding of the International Conference on Basement Tectonics, Butte, Montana, August 8 – 12, 1988. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 67 – 81.
- McClay, K. R., 1992: *The Mapping of Geological Structures*. Chichester, John Wiley, 161 s.
- Melichar, R., 1990: Strižné zóny v magmatických horninách. *Miner. Slov.*, 22, 145 – 148.
- Mukherjee, S., 2014: *Atlas of Shear Zone Structures in Meso-scale*. Heidelberg, Springer, 124 s.
- Nemčok, M., Melichar, R., Marko, F., Madarás, J. a Hodáň, Š., 1995: *Základy štruktúrnej geológie*. Bratislava, Miner. Slov. – Monogr., 170 s.
- Passchier, C. W. a Simpson, C., 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. struct. Geol.*, 8, 831 – 844.
- Passchier, C. W. a Trouw, R. A. J., 2005: *Microtectonics*. Berlin, Springer, 352 s.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. a Tobisch, O. T., 1989: A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. struct. Geol.*, 11, 3, 349 – 363.
- Pelech, O., 2015: Kinematická analýza tektonických jednotiek Považského Inovca. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 166 s. Dostupné online: <http://alis.uniba.sk/storage/dpg/dostupne/PR/2015/2015-PR-37899/>.
- Pelech, O., Hók, J., Havrila, M. a Pešková, I., 2016: Structural position of the Upper Cretaceous sediments in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians). *Acta Geol. Slov.*, 8, 43 – 58.
- Pešková, I., 2011: Tektonická interpretácia západného úseku kontaktnej zóny externíd a interníd Západných Karpát. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 94 s.
- Piazolo, S. a Passchier, C. W., 2002: Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from Cap de Creus peninsula, NE Spain. *J. struct. Geol.*, 24, 24 – 44.
- Plašienka, D., 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Miner. Slov.*, 15, 3, 217 – 231.
- Plašienka, D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. *Miner. Slov.*, 22, 55 – 62.
- Plašienka, D. a Marko, F., 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. *Miner. Slov.*, 25, 11 – 25.
- Pluijm, B. A., van der Marshak, S. (Eds.), Allmendinger, R. W., Brandon, M. T., Burchfiel, B. C., Cook, F. A., Foster, D. A., Gray, D. R., Hibbard, J. P., Hoffman, P. F., Jordan, T. E., Miller, E. L., Natalin, B. A., Pickering, K. T., Royden, L. H., Schmid, S. M., Sengör, A. M. C., Smith, A. G. a Wilkerson, M. S., 2004: *Earth Structure. An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York, W. W. Norton, 656 s.
- Polák, S. a Kucharič, L., 1973: Transverzálna zóna polarizovateľných geologických objektov v Považskom Inovci a jej ložisková perspektíva. *Miner. Slov.*, 5, 3, 257 – 270.
- Putiš, M., Unozg, W., Wallbrecher, E. a Fritz, H., 1997: Mylonitization and chemical mass-transfer in granitoid rocks of the Vepor pluton near the Cretaceous Pohorelá thrust (Veporic unit, central Western Carpathians). In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): *Geodynamic evolution of the Western Carpathians*. Bratislava, Miner. Slov. – Monogr., 197 – 214.
- Putiš, M., 1980: Succession of tectonic structures in crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. zbor. Geol. Carpath.*, 31, 4, 619 – 625.
- Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery v predtriasových útvaroch Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. úst. Slov. Akad. Vied, 187 s.
- Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the Western Carpathian crystalline complexes. *Miner. Slov.*, 23, 459 – 473.
- Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathians crystalline complexes. *Geol. Carpath.*, 43, 6, 369 – 380.
- Putiš, M., Sulák, M., Gawlick, H. J. a Bojar, A. V., 2006: Infratratikum Považského Inovca (Západné Karpaty) – geodynamická evolúcia kontinentálneho svahu v susedstve oceánskeho penninika. *Miner. Slov.*, 38, 1, 7 – 28.
- Putiš, M., Gawlick, H.-J., Frisch, W. a Sulák, M., 2008: Cretaceous transformation from passive to active margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratratric unit. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 97, 799 – 819.
- Putiš, M., Frank, W., Plašienka, D., Siman, D., Sulák, M. a Biroň, A., 2009: Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subduction: constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas. *Geodynamica Acta*, 22, 1 – 3, 31 – 56.
- Putiš, M., Ružička, P., Ling, X. a Nemeč, O., 2016: U/PB SIMS zircon dating of a rhyolite intercalation in Permian siliciclastics as well as a rhyodacite dyke in micaschists (Infratratricum, W. Carpathians). *Miner. Slov.*, 48, 135 – 144.
- Ramberg, H., 1955: Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *J. Geol.*, 63, 512 – 526.
- Rajlich, P., 1990: Tektonika strižných zón. *Miner. Slov.*, 22, 1 – 17.
- Ramsay, J. G., 1980: Shear zone geometry: a review. *J. struct. Geol.*, 2, 1/2, 83 – 99.
- Ramsay, J. G. a Huber, M. I., 2006: *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures*. Amsterdam, Acad. Press, 700 s.
- Schultz, R. A. a Fossen, H., 2008: Terminology for structural discontinuities. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 92, 7, 853 – 867.
- Simpson, C., 1986: Determination of Movement Sense in Mylonites. *J. Geol. Ed.*, 34, 246 – 261.
- Ten, A. A. a Yuen, D. A., 1999: Time-dependent formation of mantled inclusion structures for different rheologies under a simple shear. *Earth planet. Sci. Lett.*, 165, 1, 25 – 35.
- Vojtko, R. a Marko, F., 2006: Paleonapťová analýza ako nástroj geodynamických rekonštrukcií. In: Kováč, M. a Dubíková, K. (eds.): *Nové metódy a výsledky v geológii Západných Karpát*. Bratislava, Zborník 2006, Univerzita Komenského, 77 – 90.
- Woodlock, N. H. a Mort, K., 2008: Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geol. Mag.*, 145, 3, 435 – 440.

Methods and results of kinematic analysis of ductile mesoscopic structures of the Hrádok-Zlatníky shear zone

SUMMARY

Slovak geological literature with except of several brief papers (Rajlich, 1990; Melichar, 1990) lacks any review that would methodically further explain use of kinematic indicators in ductile shear zones, especially the widely-used interpretation of porphyroclast systems in mesoscale. This absence is most striking in comparison with analysis of brittle structures which are relatively well described in Slovak literature (Marko, 1993; Marko, 2000; Vojtko and Marko, 2006). The ideal ductile shear zone represents zones

of concentrated deformation localized between relatively less or undeformed rock walls (e.g. Ramsay, 1980, Fig. 1A and B); however definitions of general shear zones in the literature are not uniform (see Schultz and Fossen, 2008). Based on mechanism of deformation, the shear zones could be classified as coaxial (pure shear); non-coaxial (simple shear) or mixed type. Although predominant mechanism of the most shear zones is simple shear, there are also known zones with prevailing pure shear (dilatation and compaction zones). The ductile shear zones are characterized by continuity of deformed markers, however in fact they may represent both signs of brittle and plastic deformation.

Secondary structures which are formed during deformation and their geometry reveals progressive rotation of axis of finite strain with respect to kinematic axis or shear plane are called kinematic indicators or synonymous shear-sense indicators (e.g. Pluijijm et al., 2004). Sense of movement of crustal blocks could be revealed as well by the orientation of planar and linear structural elements (cleavage, deformed dikes, lineations etc.). The planar indicators can be tracked across the shear zone where the sigmoidal bend in the direction of the movement could be observed from edge of the zone to its center (Fig. 1B; Fig. 13B). The foliation is usually sub-parallel to the shear plane in the center of the zone and bends outside in the shear zone margins; usually it is a reliable kinematic indicator. Other very good planar indicators include deformed marker horizons or older structures such as pegmatite dikes or veins (Fig. 13A). When rocks are exposed to several deformation phases, two or more foliation planes could be formed. In case of presence of two planar anisotropies, younger planes could cut and deform the older ones. Such case when planar shear planes (C) deform the older foliation (S) is called S-C structure or S-C foliation (Fig. 2A). During the progressive deformation older S-planes use to rotate in direction of C-planes and the angle between planes S and C is decreasing. S-C structures are particularly common in granitoids, where they form in temperature below plasticity of feldspars (Berthé et al., 1979; Lister a Snoke, 1984; Fig. 13C). Similar features which extensional character are called shear bands, C-bands or extensional crenulations cleavage (Lexa et al., 2004). Mylonites, deformed rocks, found in the natural shear zones often contain relatively larger mineral

grains called porphyroclasts in fine grained matrix. They are usually represented by feldspar, mica, garnet, amphibole, pyroxene or rarely by quartz. If the porphyroclasts are mantled by recrystallized material they may form asymmetric strain shadows or wings which could serve as excellent kinematic indicators (e.g. Hammer and Passchier, 1991; Passchier and Trouw, 2005). Conditions for correct determination of shear of sense are described in Passchier and Simpson (1986). One of the key conditions is that observation must be carried out in sections perpendicular to foliation and parallel to the stretching lination (XZ plane of deformation ellipsoid). Several types of porphyroclasts are recognized. Especially the sigma and delta type porphyroclasts are most suitable as the kinematic indicators (Fig. 3 and 4; Fig. 13E – G). Other structures include fractured and displaced clasts (Fig. 7; Fig. 13H), sigmoidal objects, mineral fish (Fig. 8) and relatively less common quarter structures (Fig. 9). Another type of secondary structures related to shear zone development are represent by budins described in Figs. 10 – 12 and 14.

The Hrádok-Zlatníky Shear Zone (or Hrádok-Zlatníky Line) represents a shear zone separating the Northern (Selec) Block and Central (Bojná) Block of the Tatricum in the Považský Inovec Mts. in the area of the Internal Western Carpathians (Slovakia). Based on observations of folds, sigma type porphyroclasts, foliation fish and duplexes it could be interpreted as thrust (“top to north”) and dextral transpressional zone (“top to west and northwest”). From the kinematic point of view, it initially acted as thrust of Bojná Block to the north, but later apparently went into dextral transpression. The Hrádok-Zlatníky shear zone is one of the field evidence of existence of imbricate thrust system in the Tatricum of Považský Inovec Mts. According to geochronological data, it was active during the period around 100 to 50 Ma (Albian – Cenomanian to Early Eocene; Putiš, 1991; Putiš et al., 2008 and 2009). It was later reactivated as dextral transtensional fault related to unroofing of the Bojná Block from above the Selec Block, probably during the Miocene.

| | |
|--------------------------------------|-------------|
| Manuskript doručený: | 22. 2. 2017 |
| Revidovaná verzia doručená: | 17. 4. 2017 |
| Rukopis akceptovaný redakčnou radou: | 16. 5. 2017 |

