

Kinematická a paleonapätová analýza zlomov v butkovskom lome (manínska jednotka, Západné Karpaty)

Viera Šimonová & Dušan Plašienka

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

AGEOS Fault kinematics and palaeostress analysis in the Butkov quarry (Manín Unit, Western Carpathians)

Abstract: The paper presents interpretation of the brittle tectonic structures measured in the Butkov quarry of the Manín Unit, which is located in the western part of the Pieniny Klippen Belt. Detailed and systematic field structural research of meso-scale brittle deformational structures revealed the record of its tectonic evolution during the Senonian – Pliocene times. The study area experienced polystage ductile-brittle and brittle tectonic evolution that occurred in six deformation stages differing in reconstructed palaeostress fields and structural regimes. The first three meso-scale brittle structures were formed under the transpressional tectonic regime during the Palaeogene – Early Miocene. Generally, the maximum stress axis σ_1 rotated clockwise from W–E to N–S direction. Thereafter, transtensional tectonic regime is characterized by the NNE–SSW to ENE–WSW oriented compression between the Middle and Late Miocene. Extensional tectonic regime influenced structural evolution of the area in the Pliocene. Gradual reorientation of the stress field resulted in development of variable, often reactivated fault structures.

Keywords: Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Manín Unit, tectonic regime, palaeostress analysis, faults

1. ÚVOD

Pieninské bradlové pásmo je najzložitejším štruktúrnym prvkom Západných Karpát (Obr. 1). Vynára sa z podložia neogénnej výplne Viedenskej panvy pri Podbranči a v podobe úzkeho oblúkového, na sever vyklenutého pásu sa tiahne na rozhraní centrálnych a externých Karpát na území Slovenska, Poľska a pokračuje cez Ukrajinu až do Rumunska. Jeho charakteristickým znakom je absencia predmezozoických hornín, variabilný vývoj sedimentov jury a spodnej kriedy a prevažne flyšový vývoj vrchnokriedových a paleogénnych uloženín. Najvýraznejším znakom je však zvláštny tektonický štýl deformácie, označovaný ako bradlový štýl, podľa ktorého dostalo bradlové pásmo pomenovanie. Komplikovanosť stavby bradlového pásma je výsledkom viacnásobného postihnutia intenzívnymi tektonickými deformáciami. Okrem klasických oravických jednotiek, patriacich vlastnej bradlovej zóne, tu vystupujú aj jednotky takzvanej pribradlovej zóny. Pribradlovú zónu definoval Maheľ (1967, 1980, 1986) ako skupinu jednotiek bradlového pásma, ktoré sa stali jeho súčasťou až neskôr, v kolíznej fáze. Maheľ (1980) ju situuje do priestoru medzi bradlovou zónou a peripieninským hlbinným zlomom. K takým patria manínska, klapská a drietomská jednotka, ktoré neboli pôvodne sedimentárnou súčasťou oravika. Ide o jednotky s centrálnokarpatskou afinitou, resp. jednotky, ktoré vznikli vo flyšových trógoch v predpolí presúvajúceho sa bloku centrálnych Západných Karpát (Rakús & Hók, 2005).

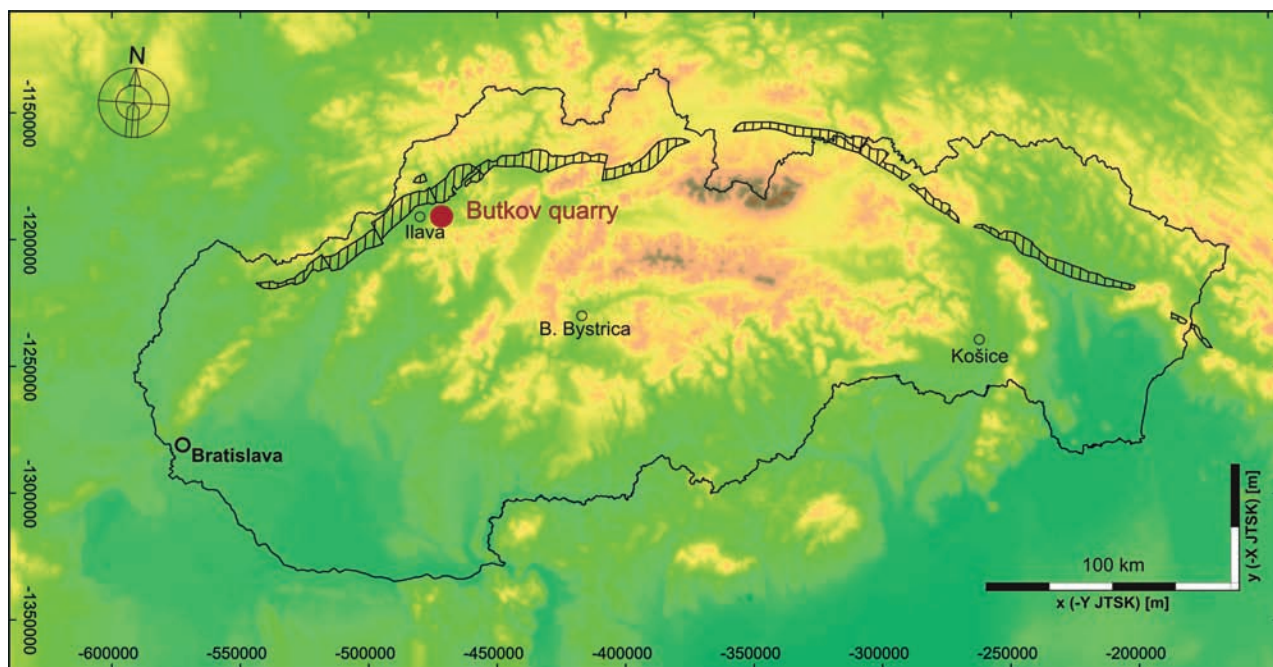
Základom dnešných teórií o tektonickom vývoji bradlového pásma je transpresná hypotéza rozvinutá v práci Ratschbachera

et al. (1993). Autori podávajú štruktúrny dôkaz o transpresii prítomnej vo východnom úseku bradlového pásma. Na základe štruktúrnych meraní a následným použitím metód deformačnej analýzy a modelovania potvrdili existenciu vzťahu smerne-posuvnej a násunovej deformácie. Výsledkom horizontálneho skrakovania, vertikálneho predlžovania a strižných pohybov smerne-posuvného charakteru je pozitívna vejárovitá štruktúra v širšej oblasti bradlového pásma, ktorá súvisí s transpresnou tektonikou študovanej oblasti.

Významná je aj práca autorov Nemčok & Nemčok (1994), ktorí sa zaoberali rekonštrukciou a dynamikou pieninského bradlového pásma vo vrchnej kriede, pričom vychádzali z deformačných štruktúr, sedimentárných paleoprúdových a paleomagnetických údajov. V práci vyčleňujú dve významné deformačné fázy na prelome kriedy a paleogénu. Opisujú SV-JZ kompresiu, datovanú do najvrchnejšej kriedy a SZ-JV kompresiu z obdobia paleogénu až spodného miocénu. Obe boli sprevádzané vznikom vrás, násunov a horizontálnych posunov.

Kováč & Hók (1996) sa vo svojej práci venovali zmenám v orientácii deformačného poľa v západnej časti bradlového pásma počas kenozoika. Na základe štúdia kinematiky zlomov a datovaní ich aktivity, vymedzili 3 etapy: kompresnú, transpresnú a extenznú, v období oligocén – miocén, a charakterizovali ich deformačný vývoj.

Cieľom tejto práce je paleonapätová analýza, interpretácia krehkých štruktúr a chronológia deformačných udalostí v mezozoických komplexoch manínskej jednotky pribradlovej zóny, založená na štruktúrnych meraniach v lome Butkov na stred-



Obr. 1. Pozícia študovanej oblasti vzhľadom na priebeh bradlového pásma.

Fig. 1. Position of the examined area with respect to the Pieniny Klippen Belt.

nom Považí. V minulosti bola rekonštrukcia tektonického vývoja manínskej jednotky založená predovšetkým na výsledkoch stratigrafického a sedimentologického výskumu. Analyzované údaje sú preto prvou rekonštrukciou paleonapätí a tektonických režimov v tejto oblasti.

2. GEOLOGICKÉ POSTAVENIE MANÍNSKEJ JEDNOTKY

Manínska jednotka vystupuje na strednom Považí, kde zaberá 6-10 km široké pásmo medzi klapskou jednotkou, šupinami kostoleckej jednotky a čelovými časťami krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch (Bezák et al., 2004 a tamojšie citácie). Tiahne sa približne od Trenčianskej Teplej smerom na Ilavu, Košec, Ladce, Beluškú Slatinu, Dolný a Horný Lieskov, Dolný Moštenec, Považskú Bystricu, Považskú Teplú, Rašov, Hrabové a končí severozápadne až severne od Žiliny. Z hľadiska litologickej náplne vrstvomého sledu tu môžeme vyčleniť dve skupiny sedimentárnych sekvencií. Kým manínsko-butkovská skupina (Rakús, 1977) je tvorená prevažne plytkovodnými vápencami a slieňovcami vrchnej jury až spodnej kriedy, podmanínska skupina (Kysela et al., 1982) je tvorená flyšovými a pelagickými komplexami „strednej“ a vrchnej kriedy.

Aj napriek tomu, že sa manínskej jednotke venovalo množstvo autorov, stále neexistuje všeobecná zhoda v tektonickom zaradení a paleogeografickej pozícii tejto jednotky. V priebehu dlhoročných výskumov boli vypracované 4 nezávislé teórie. Najstaršou je hypotéza Andrusova (1938, 1959, 1968), ktorý považoval manínsku jednotku za vonkajšiu súčasť tatrika na základe výskytu urgónskej fácie, vyskytujúcej sa ako v manínskej, tak aj vysokotatranskej sérii. K tejto koncepcii sa priklá-

ňajú aj Rakús et al. (1998) a Rakús & Hók (2005). Ďalšiu teóriu o paleogeografickom postavení manínskej jednotky vypracoval Maheľ (1978). Umiestnil ju južnejšie od tatrika a na základe podobnosti s belianskym vývojom krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch ju zaradil do skupiny vysokých príkrovov tatrika. S Maheľovou interpretáciou súhlasí aj množstvo autorov ako napr. Borza (1980), Michalík (1992, 1994), Reháková & Michalík (1994) a Plašienka (1995). Salaj & Samuel (1966) považovali manínsku jednotku za súčasť bradlového pásma. Odlišné názory na paleogeografickú pozíciu publikovali Rakús & Marschalko (1997), ktorí chápu manínsku jednotku ako samostatné pásmo úplne nezávislé od oravika, ale aj od jednotiek centrálnych Západných Karpát.

Prvá práca širšieho významu pochádza od Štúra (1860), ktorý v tejto oblasti vyčlenil niekoľko faciálnych typov jury (napríklad z úžiny nad Belušskými Slatinami opísal liasové krinoidové vápence, domnele totožné s „Vilserkalkom“ Východných Álp) a na základe toho vyčlenil základné tektonické pásma: bradlové pásmo, pásmo Manína a Rohatina, a vnútorné pásmo.

Andrusov (1929, 1931, 1932) vyčlenil manínsku sukcesiu ako samostatnú príkrovovú jednotku. Neskôr svoju definíciu upravil a manínsku jednotku charakterizoval ako jednotku podobnú centrálnokarpatským jednotkám na základe litostratigrafických a tektonických znakov, ale pozíciou a tektonickým štýlom včlenenú do bradlového pásma (Andrusov, 1938).

Maheľ (1948, 1950) preukázal značný rozsah manínskej jednotky a rozsiahlu ležatú vrásu krížňanského príkrovu v jej nadloží. Manínsku jednotku považoval za súčasť čiel vnútrokarpatských príkrovov, včlenených laramským vrásnením do štruktúrneho plánu pienid (Maheľ, 1959, 1962). Neskôr ju definoval ako pôvodnú súčasť krížňanského príkrovu (s.l.), ktorý od „strednej“ kriedy tvorí súčasť pribradlového pásma, teda zóny

tektonicky zblížených jednotiek počas ranoalbského skrátenia priestoru (Maheľ 1979, 1980, 1986).

Rakús (1977) sa venoval jurskej a kriedovej stratigrafii, kde pre jurské obdobie definoval 2 vývoje: manínsky vývoj s.s., charakterizovaný plytkovodnými dogerskými sedimentami, a butkovský vývoj s hlbokovodnou sedimentáciou, ktorú počas oxfordu vystriedala plytkovodná sedimentácia. Zameril sa na rozhranie apt/alb a existenciu manínskej fázy vrásnenia. Jeho závery viedli k definovaniu manínskej jednotky ako samostatného sedimentačného pásma, severne od pásma centrálnych Západných Karpát. Sedimenty vrchnej kriedy, ktoré Marschalko & Kysela (1979) zaradili do podmanínskej skupiny, začlenili Rakús et al. (1998) a Rakús & Hók (2005) do podhájskej jednotky, ktorú paleogeograficky umiestnili do južnej časti kysuckej jednotky. Dokázali, že po strednom turóne, bola z dôvodu presunu fatrika, ukončená sedimentácia v manínskom bazéne a teda tu nemohla pokračovať sedimentácia počas vrchnej kriedy, ako tvrdia Salaj (1962) a Salaj & Samuel (1966).

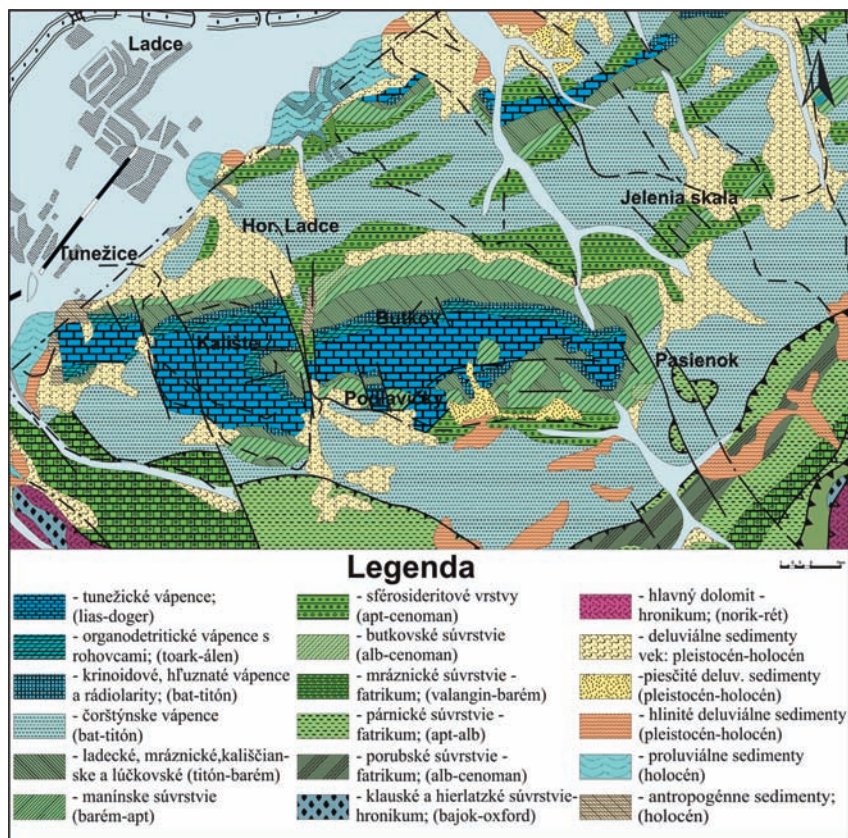
Vrch Butkov (765 m n.m.) predstavuje výraznú morfológickú dominantu na západnom okraji Strážovských vrchov. Samotná študovaná lokalita, sa rozkladá na SZ svahu butkovského telesa, v ktorom je založený lom cementárenských surovín pre cementáreň Ladce patriacej podniku Považské cementárne a vápenky. V súčasnosti sa ložisko ťaží ako stenový etážový lom (Obr. 2) s výškovým rozdielom 330 m medzi bázou (350 m n.m.) a najvyššou 15. etážou (680 m n.m.).

Prvé pozorovania z tejto lokality pochádzajú od Štúra (1860), ktorého zaujala zložitá tektonická štruktúra Butkova. Popísal mohutný sled mezozoických hornín a zameril sa najmä na netypické uloženie spodných vrstiev. Pri podrobnejších štúdiách neskorších autorov sa stále viac ukazovala zložitá tektonická štruktúra Butkova a jej interpretácia bola náročná. Andrusov (1932, 1938, 1945) opísal butkovské teleso ako veľkú antiklinálnu štruktúru s useknutým severozápadným krídlom. Opísal rozsiahlu vrásu s jadrom z liasových vápencov, ktoré tvoria väčšiu časť Butkova. Maheľ (1979, 1980) interpretoval vrásu

Butkova ako zvyškovú štruktúru rozbitého čela manínskeho príkrovu. Geologickým mapovaním, ktoré bolo sprevádzané litofaciálnym a biostratigrafickým skúmaním pribrodlovej zóny sa zaoberali Michalík et al. (1980, 2005), Vašíček & Michalík (1981, 1986), Michalík & Vašíček (1984, 1987) a Borza et al. (1987). Pozornosť venovali najmä úsekom umožňujúcim definovanie amonitových zón. Z hľadiska litologickej náplne vrstvého sledu manínskej jednotky sú na študovanej lokalite odkryté komplexy vrchnojurských až spodnokriedových sekvencií (Obr. 3). Najstarším pozorovaným členom sú tunežické vápence liasového veku vystupujúce v najvyššie položenej etáži ťaženého ložiska. Ide o súvrstvie piesčito-krinoidových vápencov až pieskocov s vložkami slieňovcov tmavosivej až sivočiernej farby. Nasleduje súvrstvie tmavosivých silicítov a ilovcov, organogénnych vápencov, ktoré sú typické pre butkovský vývoj (Rakús, 1977). Čorštýnske vápence (Birkenmajer, 1977) sú rozdelené do troch častí. Spodnú časť tvoria červené hluznaté vápence (kelovej), v strede vystupujú silicity a silicitické vápence zelenkastožltej farby (oxford). Podstatnú časť súvrstvia tvoria hluznaté vápence veku oxford-vrchný titón. V monotónnom komplexe spodnej kriedy vyčlenili Borza et al. (1987) 4 nové súvrstvia (ladecké, mraznické, kalištianske a lúčkovské). Najspodnejšie ladecké vápence sú doskovité pleťovosivé a hnedé slienité mikritové vápence, v spodnej časti brekciovité. Nasledujú sivé škvritné mikritové mraznické vápence s turbiditmi, ktoré prechádzajú do slieňov. Spodnú časť kalištianskych vápencov tvoria sivé rohovcové vápence, vo vrchnej časti celistvé, s ojedinelými rohovcami. Poslednou formáciou sú lúčkovské vápence čiernych slieňovcov a škvritných vápencov. Podstatnú časť tohto súvrstvia tvoria sivé, do žltá zvetrávajúce belemnité vápence barémskeho veku. Najcharakteristickejšim členom manínskej jednotky je mohutný súbor masívnych urgónskych vápencov barému až spodného albu, označovaného ako manínske súvrstvie (Vašíček et al., 1994). V albe nastal v sedimentačnom priestore manínskej jednotky hiát, spätý s neskorším rapidným prehĺbením. Po ňom nasledovala sedimentácia pelagických tmavých



Obr. 2. Pohľad na kameňolom Butkov.
Fig. 2. View on the Butkov quarry.



Obr. 3. Geologická mapa študovanej oblasti (podľa Mello et al., 2006, modifikované).

Fig. 3. Geological map of the examined area (after Mello et al., 2006, modified).

butkovských slietov. V cenomane sa začal prínos detritického materiálu v podobe flyšu s exotikami (praznovské súvrstvie).

Butkovská štruktúra predstavuje vrásu, orientovanú V-Z smerom s osovým ponorom v oblasti vrchu Kalište na západe a Hradište na východe. Vrásová štruktúra je výrazne tektonicky porušená mladšími zlomami. Jej vrchnojursko-spodnokriedové členy spočívajú na vlastných „obalových“ vrchnoalbských až cenomanských sedimentoch (Andrusov, 1938). Severné krídlo antiklinály je buď subvertikálne alebo strmé, v prevrátenej polohe, zatiaľ čo južné je miernejšie sklonené. Sklon vrstiev sa vo vyšších etážach pohybuje do 50° na S-SZ, v strednej časti lomu stúpa na 60-70°, v najspodnejších etážach sú vrstvy v zvislej až prevrátenej pozícii. To dokazuje zväčšovanie sa sklonu SZ ramena butkovskej antiklinály smerom do hĺbky až po úplné vztýčenie a prevrátenie vrstvomého sledu (Borza et al., 1987). Celé ložisko je oddelené od východného pokračovania butkovského bradla výraznou morfológiou pozorovateľnou tektonickou poruchou.

3. METÓDY

Štruktúrna analýza sa opiera o merania zlomových plôch a striácií v rozdielnych typoch hornín s rozdielnym vekom. Východiskom pre rekonštrukciu paleonapätového tenzora sú namerané krehké deformačné štruktúry – tektonické zrkadlá (Obr. 4). Pri vzájomnej korelácii postupnosti jednotlivých tektonických udalostí sa vychádzalo z existencie viacerých generácií kinematických indikátorov na povrchu určitého tektonického zrkadla (Obr. 4C). Približné veky pre jednotlivé orientácie pa-

leonapätového tenzora sú stanovené na podklade doterajších výskumov v púchovskom úseku pieninského bradlového pásma.

Namerané údaje boli spracované pomocou softvérového balíka Win-Tensor – verzia 1.4.19 (autor Damien Delvaux), v ktorom sa pre výpočet redukovaného napätového tenzora používajú dve inverzné metódy, a to:

- ▶ zdokonalená klasická metóda kompresných a extenzných sektorov (metóda DIEDER, Angelier & Mechler, 1977),
- ▶ rotačno-optimalizačná metóda (inverzná metóda SHEAR).

Inverzná metóda spočíva v hľadaní takej orientácie a tvaru napätového elipsoidu, ktorý by sa čo najviac približoval smerom strižných pohybov na analyzovaných poruchách. To znamená, že pomocou tejto metódy môžeme vypočítať tenzor napätí, pôsobením ktorého mohli vzniknúť pohyby na tektonických zrkadlách (Angelier, 1994; Marko, 2000; Vojtko & Marko, 2006). Táto metóda predpokladá, že každá planárna plocha môže byť aktivovaná vo forme zlomu bez ohľadu na to, či ide už o existujúce zlomy (reaktívované zlomy), prípadne vrstvomé plochy, alebo o novotvorené zlomy, ktoré sa vyvinuli v danom napätovom režime. Dôležité je určenie napätového tenzora T , ktorý sa vzťahuje k orientácii a zmyslu sklzu na zlomovej ploche. Každé premiestnenie na zlomovej ploche je charakterizované smerom a zmyslom strižného napätia. To korešponduje s jednoduchým napätovým tenzorom, ktorý je charakterizovaný tromi napätovými osami σ_1 , σ_2 , σ_3 . Pri terénom meraní zväčša nameriame heterogénnu (polygenetickú) populáciu zlomov, ktorá vznikala pri rôznej orientácii napätí. Je potrebné ju separovať na homogénne skupiny zlomov, ktoré vznikali pri jednom napätovom tenzore. Podmienkou však zostáva, že všetky zlomy, ktoré sa pohli počas

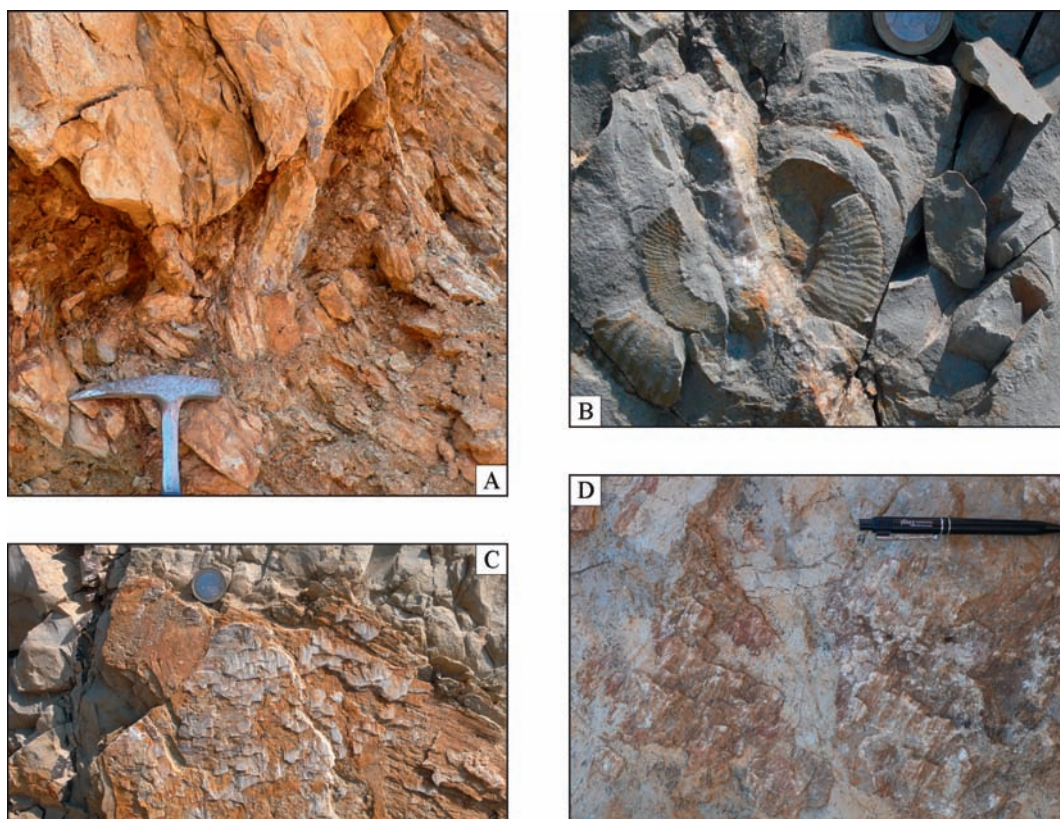
tej istej tektonickej udalosti a pohybovali sa nezávisle, boli pod vplyvom jedného napäťového tenzora (Angelier, 1994).

Z nameraných zlomov sa v programe Win-Tensor vytvorí databáza, pričom program v prípade veľkej odchýlky medzi nameranou striáciou a plochou zrkadla upraví orientáciu striácie tak, aby sa minimalizovala odchýlka na tejto ploche. Na prvotnú separáciu polygenetickej populácie zlomov slúži metóda DIEDER. Pri tejto metóde program najprv prepočíta každý zlom, vyhodnotí priemernú orientáciu tenzora pre celú skupinu zlomov a nakoniec určí tzv. counting deviation (CD), čo je veľkosť odchýlky každého zlomu od vypočítaného priemerného tenzora. Zlomy s najvyššou odchýlkou sú odstránené z analyzovanej skupiny a vzniká skupina s menším počtom zlomov a s presnejším výpočtom tenzora. Vyseparované zlomy sú ďalej spracovávané metódou SHEAR, ktorá najprv testuje kompatibilitu zlomov z metódy DIEDER. Kritériom pre zaradenie zlomu do skupiny je slip deviation (uhol α) – uhol medzi smerom striácie a smerom maximálneho vypočítaného strižného napätia. Táto separačná funkcia je založená na minimalizovaní uhla α , pričom sa na každej zlomovej ploche maximalizuje strižné napätie a minimalizuje normálové napätie. Kritériom pre dobre vy-

separovanú skupinu zlomov je priemerná hodnota uhla α do 30° (Delvaux, 1993). Výsledkom je charakterizovanie tektonického režimu pomocou parametrov R a R' (niekedy označované aj Φ a Φ'). Pre hodnotenie kvality bola vypracovaná schéma hodnôt kvality, ktorá je súčasťou programu. Jej hodnoty (A – najlepšia až E – najhoršia) závisia od rôznych faktorov, napr. od počtu zlomov v skupine, odchýlkou medzi vypočítaným a nameraným smerom posunu, atď (cf. Delvaux et al., 1995, 1997; Delvaux & Sperner, 2003).

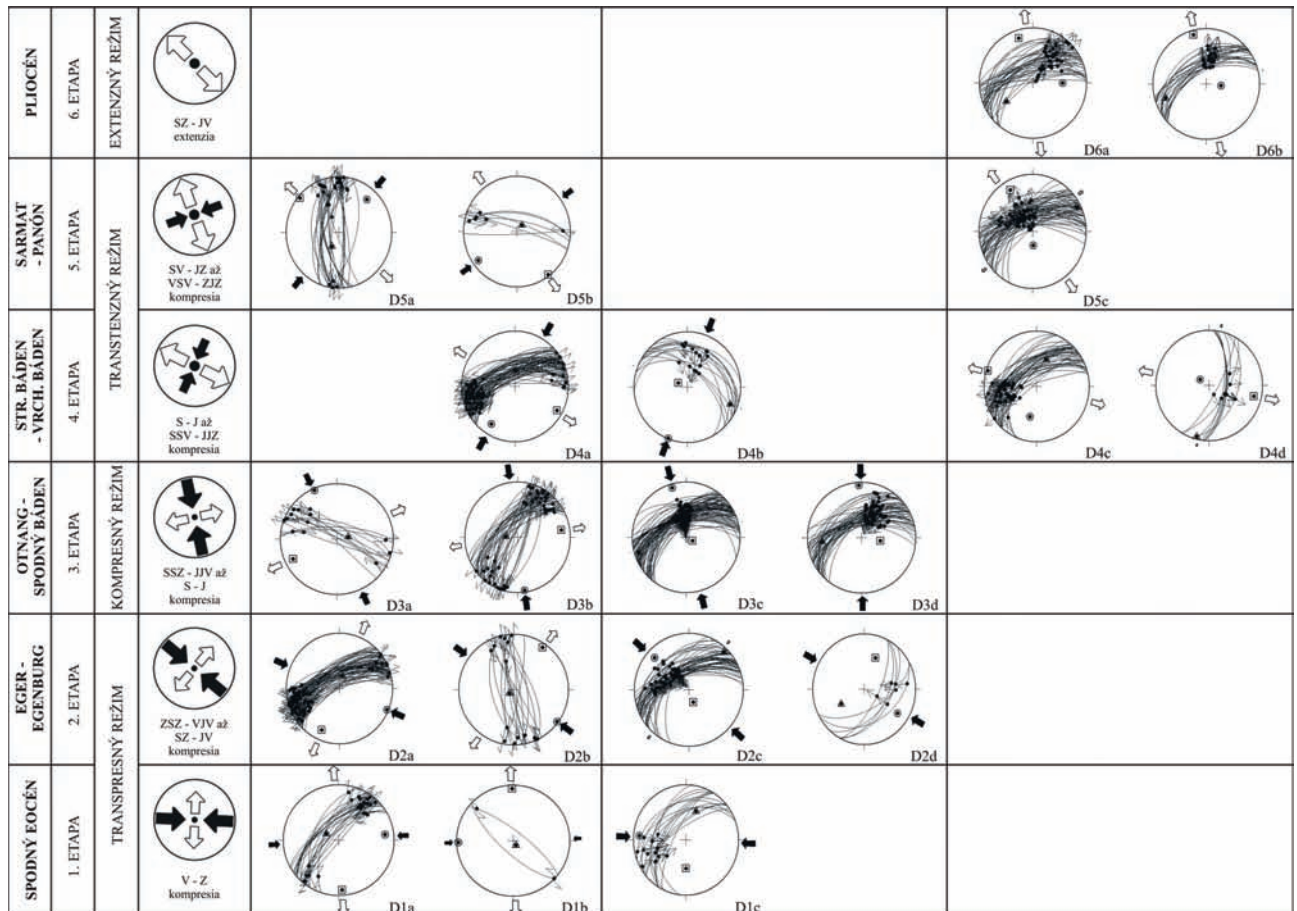
4. VÝSLEDKY A DISKUSIA

Z priameho pozorovania môžeme povedať, že butkovské teleso prestupuje veľké množstvo tektonických porúch v podobe zložitého systému, ktoré sú každodenne odkryté počas rozsiahlych ťažobných prác. V sedimentoch kameňolomu Butkov bolo celkovo nameraných 787 zlomov. Namerané zlomy boli zaradené do niekoľkých paragenetických skupín, ktorými sú definované jednotlivé deformačné štádiá (Obr. 5). Ide o skupiny štruktúrnych prvkov deformačného pôvodu, ktoré vznikli v približne



Obr. 4. Príklady krehkých deformačných štruktúr pozorovaných počas terénneho výskumu (foto: Bučová). A) Zlomová plocha s ohybom plôch vrstovitosti; B) Amonit preťatý zlomovou plochou vyplnenou fibróznym kalcitom; C) Príklad vzťahu medzi mladšími subvertikálnymi a staršími subhorizontálnymi striáciami (kalcitové akrečné minerálne stupne) na povrchu zlomu v slieňovci; D) Typické kalcitové minerálne akrečné stupne na zlomovej ploche.

Fig. 4. Examples of brittle deformational structures observed in the field (photo: Bučová). A) shear zone with observed drag folds; B) Ammonite bisected by a fault plane filled by fibrous calcite; C) Example of interaction between younger subvertical and older subhorizontal fault striae (calcite accretionary mineral steps) on one fault surface in marlstone; D) Typical calcite accretionary mineral steps on a fault plane.



Obr. 5. Chronologická tabuľka deformačných fáz (od fázy 1 – najstaršia, po fázu 6 – najmladšia) pozorovaných na študovanej lokalite. Ide o homogénne skupiny porúch, ktoré sú reprezentované stereogramom (zlomové plochy sú vynesené ako veľké oblúky s pozorovanými lineáciami a zmyslom pohybu, a sú znázornené pomocou stereografickej projekcie – Schmidtova sieť; spodná hemisféra).

Fig. 5. Chronological table of all deformational phases (phase 1 as the oldest to phase 6 as the youngest one) observed in the study localities. Each homogeneous group of faults is represented by stereogram (the fault planes are plotted as great circles with observed slip lines and slip senses using stereographic projection – Schmidt net; lower hemisphere).

rovnakých reologických a napätových podmienkach. V rámci takejto skupiny môže existovať určitá postupnosť formovania štruktúr. Vzájomná korelácia postupnosti jednotlivých tektonických udalostí vychádza z existencie viacerých generácií kinematických indikátorov na povrchu tektonického zrkadla. Približné veky pre jednotlivé orientácie paleonapätového tenzora boli stanovené na podklade doterajších výskumov na území externých a centrálnych Západných Karpát. Jednotlivé skupiny sú chronologicky usporiadané a očíslované na základe tektonickej udalosti D1-D6, pričom číslom 1 je označená najstaršia a číslom 6 najmladšia tektonická udalosť. Písmená a-d označujú jednotlivé homogénne populácie zlomov v danej deformačnej etape, nesúvisia však s časovou postupnosťou v danej etape.

Pre najstaršiu deformačnú udalosť zaznamenanú v krehkých podmienkach je charakteristická kompresia v smere V-Z a na ňu kolmá tenzia generovaná počas smerne-posuvného tektonického režimu. Je sprevádzaná prevažne vznikom smerných posunov. V tejto etape boli vyčlenené tri homogénne skupiny (D1a, D1b, D1c). Skupinu D1a predstavujú SV-JZ orientované smerné posuny s dextrálnou zložkou pohybu na zlome. Ďalšia skupina

zlomov (D1b) je tvorená dvomi sinistralnými smernými posunmi SZ-JV smeru. Poslednou skupinou (D1c) sú prešmyky, ktoré vznikli pri kompresii. Na základe týchto poznatkov môžeme celú deformačnú udalosť charakterizovať ako transpresné tektonické štádium a zaradiť ju do obdobia spodného eocénu (Marko et al., 1995; Fodor et al., 1999). Ďalšia tektonická udalosť je pokračovaním transpresného tektonického režimu pri ZSZ-VJV orientovanej kompresii. Pre túto etapu je typické okrem množstva nameraných párových smerných posunov (D2a, D2b) aj vznik väčšieho množstva prešmykov (D2c, D2d), ktoré naznačujú prechod z transpresného tektonického režimu na kompresný. Z generovaných smerných posunov majú sinistralne posuny smer S-J a dextrálne posuny smeru SV-JZ. Spolu s prešmykmi, ktoré vznikali pri SZ-JV kompresii definujú zlomy túto udalosť ako prejav eger – egenburskej transpresie (Marko et al., 1991, 1995; Fodor, 1995; Kováč & Hók, 1996; Fodor et al., 1999). Nasledujúca tektonická udalosť je určená SSZ-JJV smerom kompresie a VSV-ZJZ smerom extenzie. V tejto etape prechádza transpresný tektonický režim do kompresného, o čom svedčí aj veľké množstvo nameraných prešmykov. Prešmyky

(D3c) majú generálne SV-JZ smer. Na lokalite boli namerané aj prešmyky so šikmou zložkou pohybu (D3d), ktoré vznikli pri S-J kompresii. Počas tohto režimu boli generované aj párové smerné posuny. Prevalu majú sinistrálne posuny (D3b) nad dextrálnymi (D3a). Deformácia zaznamenaná na zlomových zrkadlách je zaraďovaná do obdobia otnang – spodný bádén (Marko et al., 1991, 1995; Fodor, 1995; Kováč & Hók, 1996; Fodor et al., 1999). Počas 4. etapy dochádza k opätovnej zmene tektonického režimu a to z kompresného na transtenný. K zmene dochádza pri pôsobení mladšej SSV-JJZ kompresie a na ňu kolmej extenzie. Výsledkom sú VSV-ZJZ orientované sinistrálne smerné posuny (D4a). Pri takto orientovanej kompresii bolo namerané aj malé množstvo prešmykov (D4b) SZ-JV smeru. Vznik väčšieho množstva párových poklesov (D4c, D4d) sklonených prevažne na západ je viazaný na ZSZ-VJV orientovanú extenziu. Takto generované zlomy sú charakteristické pre transtenný tektonický režim a sú datované do obdobia stredný-vrchný bádén (Hók et al., 1995; Marko et al., 1995; Kováč & Hók, 1996). Piata deformačná udalosť je pokračovaním transtenzie. Vznikajú hlavne smerné posuny a poklesy. Odmerané boli S-J orientované dextrálne (D5a) a V-Z orientované sinistrálne (D5b) smerné posuny, vznikajúce v smerne-posuvnom tektonickom režime. Formovali sa pri SV-JZ orientovanej kompresii. Naopak, SV-JZ orientované poklesy (D5c), vznikli pri SZ-JV extenzii, ako prejav transtenného tektonického režimu. Udalosť je časovo zaraďovaná do obdobia sarmat až panón (Marko et al., 1991, 1995; Fodor, 1995; Hók et al., 1995; Kováč & Hók, 1996; Fodor et al., 1999). Pre najmladšiu zaznamenanú tektonickú udalosť v študovanej oblasti je príznačný vývoj veľkého množstva poklesov (D6a, D6b) pri SZ-JV až S-J orientovanej osi σ_3 . Vygenerované homogénne skupiny vznikli pri extenznom tektonickom režime, pravdepodobne v období pliocénu až kvartéru (Vojtko et al., 2008; Králiková et al., 2010), pričom skupiny predstavujú poklesy orientované v smere VSV-ZJZ.

Nedávne výskumy v alpsko-karpatskej oblasti (Pešková et al., 2009; Bučová et al., 2010; Mikuš, 2010; Vojtko et al., 2010) dokazujú prítomnosť niekoľkých podobných etáp deformácie počas kenozoika. Pešková et al. (2009), Bučová et al., (2010), Mikuš (2010) a Vojtko et al. (2010) rozlišujú niekoľko etáp deformácie v západnom úseku bradlového pásma a v prilahlých oblastiach, ktoré sú s našimi výsledkami temer totožné. Najstaršie štruktúry sú veku vrchná krieda až spodný paleogén. Ako možno usudzovať z geometrie vrásových štruktúr v pribradlovej zóne, hlavné kompresné napätie bolo počas umiestňovania manínskej jednotky orientované kolmo na dnešný priebeh bradlového pásma. Kompresia spôsobila formovanie vrásovo-príkrovového systému, spojeného s uzatváraním sa oceánskej vetvy medzi oravikom a centrálnokarpatským blokom v období vrchnej kriedy až eocénu (Plašienka, 1990, 1995). Na túto vrásovo-príkrovovú kompresnú fázu nadväzuje prvé vyčlenené deformačné štádium charakterizované kompresiou v smere Z-V, pri ktorom dominoval v bradlovom pásme dextrálny transpresný režim. Táto udalosť nebola zaznamenaná v lutétsko-oligocénnych sedimentoch centrálnokarpatskej paleogénnej panvy, preto sa udiala ešte počas staršieho paleogénu, pravdepodobne spodného eocénu. Neskôr os hlavného kompresívneho napätia rotovala zo smeru V-Z do smeru SZ-JV. Vo vrchnom oligocéne

až egenburgu fungovala SZ-JV kompresia, pričom paleonapätová os rotovala počas spodného miocénu postupne až do smeru S-J. V otnangu a spodnom bádene blok centrálnych Západných Karpát postupne rotoval v protismere pohybu hodinových ručičiek (napr. Kováč & Túnyi, 1995; Márton et al., 1996, 1999) o 60-80°. Rotovali aj staršie deformačné štruktúry, zmeny v orientácii napätového pola v predstrednomiocénnom období sa preto pripisujú tejto rigidnej blokovej rotácii pri viacmenej stabilnom napätovom poli so severo-južnou (SSZ-JJV až SSV-JJZ) osou hlavného kompresného napätia (Marko et al., 1991, 1995, 2005; Ratschbacher et al., 1993; Kováč et al., 1994; Fodor et al., 1999). Počas blokovej rotácie mala kompresia SSZ-JJV smer. Vznikla sinistrálna strižná zóna SV-JZ smeru, ktorá v strednom miocéne akomodovala transláciu Západných Karpát smerom na SV, čím došlo k prechodu od transpresie do transtenzie (Marko et al., 1991, 1995; Kováč et al., 1994; Fodor et al., 1999). Vo vrchnom bádene a sarmate, po ukončení rotácie blokov, sa os hlavného kompresného napätia premiestňovala do SV-JZ až VSV-ZJZ smeru, čo indikuje aktívnu rotáciu paleonapätového pola v smere pohybu hodinových ručičiek. Pre toto obdobie je príznačný sinistrálny transtenný tektonický režim a vznik malých paniev typu pull-apart pozdĺž bradlového pásma, ako je ilavská a oravská panva. Obdobie panónu je charakterizované pokračovaním SV-JZ kompresie a pliocén SZ-JV až SSZ-JJV orientovanej extenzie za vzniku poklesov (Vojtko et al., 2008, 2010).

S. ZÁVER

Náplňou práce bolo riešenie problematiky deformačných štruktúr pomocou štruktúrnej analýzy zlomov v mezozoických komplexoch manínskej jednotky, v kameňolome Butkov.

Butkovská štruktúra ako súčasť manínskej jednotky je v súčasnosti priradovaná do tzv. pribradlovej zóny, situovanej medzi bradlovým pásmom s.s. a tatransko-fatranským pásmom centrálnych Západných Karpát (Maheľ, 1980). Otázka paleogeografickej pozície a vzťahu manínskej jednotky k jednotkám tatrika, fatrika a bradlového pásma nie je zatiaľ uspokojivo vyriešená a jednotlivé názory sú v tomto smere dosť kontroverzné.

Z výsledkov paleonapätovej rekonštrukcie vyplýva, že celé študované územie prešlo pestrou deformačnou históriou. Na odkryvoch boli dominantné predovšetkým smerné posuny. Pozorovaním vymedzených tektonických etáp od najstaršej po najmladšiu definujeme postupnú rotáciu paleonapätového pola. Počínajúc prvou etapou, ktorou je kompresia V-Z smeru, paleonapätové pole postupne rotovalo v smere pohybu hodinových ručičiek cez S-J až po VSV-ZJZ orientovanú kompresiu. Najstaršie zlomy boli generované v transpresnom režime, pričom os kompresie sa počas eocénu až spodného miocénu menila zo smeru V-Z cez ZSZ-VJV až do SZ-JV smeru. Obe etapy transpresie boli sprevádzané vznikom predovšetkým smerných posunov a prešmykov. Transpresný tektonický režim bol nasledovaný zmenou režimu na kompresný, v ktorom boli generované hlavne prešmyky, sprevádzané párovými smernými posunmi. Následne dochádza k výraznej zmene v tektonickom režime, kedy v strednom miocéne transpresno-kompresný re-

Tab. 1. Tabuľka paleonapäťových tenzorov zo zlomových údajov. Vysvetlivky: Tensor name – označenie homogénnej skupiny zlomov; n – počet zlomových údajov použitých na výpočet napäťového tenzora; σ_1 , σ_2 a σ_3 – hlavné napäťové osi v tvare azimut/sklon (v stupňoch); R – napäťový parameter $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; R' – typ tenzora (alebo napäťový režim) index definovaný v práci Delvaux et al. (1997); α – odchýlka (uhol medzi nameraným a vypočítaným smerom, v stupňoch); Q (QRw) – hodnotenie kvality definované v práci Sperner et al. (2003): A (najlepšie) do E (najhoršie).
Tab. 1. Palaeostress tensors from fault slip data. Explanations: Tensor name – name of the homogenous group of faults; n - number of fault-slip data used for stress tensor computation; σ_1 , σ_2 and σ_3 - principal stress axes in format azimuth/dip (in degrees); R - stress ratio $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; R' - tensor type (or stress regime) index as defined in Delvaux et al. (1997); α - mean slip deviation (angle between observed and computed slip directions, in degrees); Q (QRw) – World Stress Map project (WSM) quality ranking as defined in Sperner et al. (2003): A (best) to E (worst).

Tensor name	n	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	α	Q (QRw)	Stress regime according to Delvaux et al. (1997)
D6c	5	032/57	286/10	190/31	0,40	0,40	9,60	E	pure extensional
D6b	26	097/67	251/21	345/09	0,54	0,54	5,09	C	pure extensional
D6a	41	097/43	252/44	355/13	0,46	1,54	8,46	A	extensive
D5c	59	177/70	063/08	330/18	0,32	0,32	11,15	A	pure extensional
D5b	6	234/12	041/78	143/03	0,67	1,33	10,35	D	pure strike-slip
D5a	26	042/22	208/67	310/05	0,58	1,42	14,03	A	pure strike-slip
D4d	10	302/74	194/05	103/15	0,70	0,70	10,75	C	pure extensional
D4c	15	201/01	111/15	295/75	0,47	2,47	14,86	B	pure compressional
D4b	71	213/20	003/67	119/11	0,45	1,55	14,98	A	pure strike-slip
D4a	48	193/43	021/47	287/04	0,38	1,62	13,34	A	extensive
D3d	55	357/06	264/28	099/61	0,51	2,51	9,13	A	pure compressional
D3c	86	344/08	253/08	118/79	0,49	2,49	7,69	A	pure compressional
D3b	46	172/04	274/72	081/17	0,33	1,67	15,08	A	pure strike-slip
D3a	13	336/04	079/73	245/16	0,62	1,38	14,89	C	pure strike-slip
D2e	6	125/06	217/22	021/67	0,50	2,50	15,22	D	pure compressional
D2d	15	103/02	011/37	196/53	0,53	2,53	10,10	B	pure compressional
D2c	49	315/05	046/15	207/74	0,47	2,47	13,94	A	pure compressional
D2b	15	126/02	228/82	035/08	0,40	1,60	14,44	B	pure strike-slip
D2a	75	113/03	014/71	204/19	0,45	1,55	11,84	A	pure strike-slip
D1b	2	268/04	148/82	359/07	1,00	1,00	9,00	E	extensional strike-slip
D1a	25	083/17	298/70	176/11	0,76	1,24	15,22	A	extensional strike-slip

žim prechádza do transtenzného. Prejavuje sa vznikom sinistralne orientovaných smerných posunov a poklesov. Posledný záznam transtenzie je sprevádzaný vznikom poklesov a dextrálnych smerných posunov. Najmladšie namerané zlomy sú už výsledkom poslednej tektonickej udalosti, ktorou je SZ-JV orientovaná extenzia pri vzniku výrazných poklesov.

Podrobné mapovanie krehkých deformačných štruktúr v mezoskopickom meradle a výsledky paleonapätovej analýzy preukázali prítomnosť šiestich deformačných etáp v tektonickom vývoji butkovského bradla. Pozoruhodná je postupná rotácia paleonapätového poľa v smere hodinových ručičiek, ktorú pozorujeme od najstaršej etapy, a ktorá je zakončená záverečnou extenziou, spôsobenou pravdepodobne relaxáciou napätí na danom území. Tieto etapy sú porovnateľné s výsledkami z priľahlých oblastí pribradlovej zóny, a boli zaradené do obdobia od paleocénu až po pliocén (Marko et al., 1991, 1995; Kováč et al., 1994; Fodor, 1995; Hók et al., 1995; Kováč & Hók, 1996; Fodor et al., 1999; Vojtko et al., 2010).

Podakovanie: Táto práca bola podporená Agentúrou na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0465-06 a grantom VEGA 1/0388/10.

Literatúra

- Andrusov D., 1929: Urgan vážskeho údolí. *Věstník státního geologického ústavu*, 5, Praha, 137-147.
- Andrusov D., 1931: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech, I-II. *Rozpravy státního geologického ústavu ČSR*, 6, Praha, 167 p.
- Andrusov D., 1932: Několik výsledků geologických výzkumů v bradlovém pásmu v Považí mezi Vlárou a Púchovem. *Věstník státního geologického ústavu*, 8, Praha, 7-74.
- Andrusov D., 1938: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech III. Tektonika. *Rozpravy státního geologického ústavu ČSR*, 9, Praha, 135 p.
- Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV-V. *Geologické práce, Zošit*, 13, Bratislava, 176 p.
- Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 376 p.
- Andrusov D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, 188 S.
- Angelier J., 1994: Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock P.L. (Ed.): *Continental deformation*. Pergamon Press, University of Bristol (U.K.), London, 53-100.
- Angelier J. & Mechler P., 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la société géologique de France*, 7/19, 1309-1318.
- Bezák V. (Ed.), Broska I., Elečko M., Havrila M., Ivanička J., Janočko J., Kaličiak M., Konečný V., Lexa J., Mello J., Plašienka D., Polák M., Potfaj M. & Vass D., 2004: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky. ŠGÚDŠ, Bratislava, 71 p.
- Birkenmajer K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45, 5-158.
- Borza K., 1980: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). *Geologické Práce, Správy*, 74, Bratislava, 33-56.
- Borza K., Michalík J. & Vašíček Z., 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterisation of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequences of Mt. Butkov. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 38, 3, 323-348.
- Bučová J., Plašienka D. & Mikuš, V., 2010: Geology and Tectonics of the Vršatec Klippen area (Pieniny Klippen Belt, Western Slovakia). In: Christofides G., Kantiranis N., Kostopoulos D.S. and Chatzipetros A.A. (Eds.): *Proceedings 19th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*, Aristotle University, Thessaloniki, 100, 197-207.
- Delvaux D.F., 1993: The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. *Terra Nova*, 5, suppl n°1, Proceedings of EUG VII, Strasbourg, 4-8 April, p. 216.
- Delvaux D. & 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*. Geological Society, London, Special Publications, 212, 75-100.
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A. & Ermikov V., 1995: Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I. Pre-rift evolution: Paleozoic and Mesozoic. *Tectonophysics*, 252, 61-101.
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V. & Sankov V., 1997: Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh S., Fernandez M., Munaz J.A., Sassi W. & Horváth F. (Eds.): *Structural controls on sedimentary basin formation*. *Tectonophysics*, 282, 1-38.
- Fodor L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. *Tectonophysics*, 242, 151-182.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I. & Benkovics L. 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F. and Séranne M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 295-334.
- Hók J., Šimon L., Kováč P., Elečko M., Vass D., Halmo J. & Verbich F., 1995: Tectonics of the Hornonitrianska kotlina Depression in the Neogene. *Geologica Carpathica*, 46, 4, 191-196.
- Kováč M. & Túnyi I., 1995: Interpretácia paleomagnetických údajov zo západnej časti Centrálnych Západných Karpát. *Mineralia Slovaca*, 27, 213-220.
- Kováč P. & Hók J., 1996: Tertiary development of the western part of Klippen Belt. *Slovak Geological Magazine*, 2, 137-149.
- Kováč M., Kráľ J., Márton E., Plašienka D. & Uher P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geologica Carpathica*, 45, 83-96.
- Králiková S., Hók J. & Vojtko R., 2010: Reorientácia napätového poľa odvodená z morfoštruktúr a zlomového porušenia pliocénnych sedimentov Hronskej pahorkatiny (Západné Karpaty). *Acta Geologica Slovaca*, 2, 1, 17-22.
- Kysela J., Marschalko R. & Samuel O., 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geologické Práce, Správy*, 78, 143-167.
- Mahel M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. *Práce státného geologického ústavu*, 18, GÚDŠ, Bratislava, 78 p.
- Mahel M., 1950: Tektonika subatranských príkrovov v strednej časti Strážovskej hornatiny. *Geologický Zborník SAV*, 1, 1-4, 251-252.
- Mahel M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývoj mezozoika centrálnych Západných Karpát. *Geologické Práce, Zošit*, 55, 61-81.
- Mahel M., 1962: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. *Geologické Práce, Zošit*, 62, 187-204.

- Maheľ M., 1967: Regionální geologie ČSSR II. Západní Karpaty. Svazek 1, ÚÚG ČSAV, Praha, 496 p.
- Maheľ M., 1978: Manín tectonic unit: Relation of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 29, 2, 197-214.
- Maheľ M., 1979: Nové geologické poznatky z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: Maheľ M. (Ed.): Tektonické profily Západných Karpát, GÚDŠ, Bratislava, 105-127.
- Maheľ M., 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia Slovaca*, 12, 193-207.
- Maheľ M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleopalínske jednotky, 1. Vydavateľstvo Veda, Bratislava, 503 p.
- Marko F., 2000: Štruktúrna geológia II. Úvod do deformačnej a dynamickej analýzy. Univerzita Komenského, Bratislava, 124 p.
- Marko F., Fodor L. & Kováč M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia Slovaca*, 23, 189-200.
- Marko F., Plašienka D. & Fodor L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geologica Carpathica*, 46, 19-27.
- Marko F., Vojtko R., Plašienka D., Sliva L., Jablonský J., Reichwalder P. and Starek D., 2005: A contribution to the tectonics of Periklippen zone near Zázrivá (Western Carpathians). *Slovak Geological Magazine* 11, 1, 37-43.
- Marschalko R. & Kysela J., 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. In: Maheľ M. (Ed.): Tektonické profily Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 41-58.
- Márton E., Vass D. & Túnyi I., 1996: Rotation of the South Slovak Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. *Geologica Carpathica*, 47, 1, 31-41.
- Márton E., Mastella L. & Tokarski A.K., 1999: Large counterclockwise rotation of the Inner West Carpathian Paleogene flysch – evidence from paleomagnetic investigations of the Podhale Flysch (Poland). *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 24, 8, 645-649.
- Mello J. (Ed.), Potfaj M., Teťák F., Havrila M., Rakús M., Buček I., Filo I., Nagy A., Salaj J., Maglay J., Pristaš J. & Fordinál K., 2006: Geologická mapa Stredného Považia. MŽP SR, ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Michalík J., 1992: Comments on the Mesozoic palinspastic interpretations of the Western Carpathians. *Acta Geologica Hungarica*, 35, 39-47.
- Michalík J., 1994: Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 86, 101-110.
- Michalík J. & Vašíček Z., 1984: To the Early Mid Cretaceous West Carpathian Development: The Age and Environmental Position of the „Skalica Breccia“. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 35, 5, 559-581.
- Michalík J. & Vašíček Z., 1987: Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie). *Mineralia Slovaca*, 19, 2, 115-134.
- Michalík J., Borza K., Kahan Š., Putiš M. & Rakús M., 1980: Sprievodca po Strážovských vrchoch a prilahlej časti bradlového pásma. In: Fusán O. & Samuel O. (Eds.): Materiály XXIII. Celostátnej geologickej konferencie SGS. K.S.S., GÚDŠ, Bratislava.
- Michalík J., Vašíček Z., Skupine P., Kratochvílová L., Reháková D., Halásová E., 2005: Lower Cretaceous sequences of the Manín Unit (Butkov Quarry, Strážovské vrchy Mts, Western Carpathians) – integrated biostratigraphy and sequence stratigraphy. *Slovak Geological Magazine* 11, 1, 29-35.
- Mikuš V., 2010: Tektonika pieninského úseku bradlového pásma medzi Jarabinou a Litmanovou na východnom Slovensku. Dizertačná práca, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, Bratislava, 130 p.
- Nemčok M. & Nemčok J., 1994: Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Tectonophysics*, 239, 81-109.
- Pešková I., Vojtko R., Starek D. & Sliva L., 2009: Late Eocene to Quaternary deformation and stress field evolution of the Orava region (Western Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 59, 1, 73-91.
- Plašienka D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. *Mineralia Slovaca*, 22, 55-62.
- Plašienka D., 1995: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klape and related units in western Slovakia. *Geologica Carpathica*, 46, 101-112.
- Rakús M., 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. *Geologické Práce, Správy*, 69, 21-38.
- Rakús M. & Hók J., 2005: Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. *Mineralia Slovaca*, 37, 9-26.
- Rakús M. & Marschalko R., 1997: Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the boundary of the Central and Outer Carpathians. In: Plašienka D., Hók J., Vozár J. & Elečko M. (Eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. International conference, Abstracts and Introductory articles to the excursion, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, 79-97.
- Rakús M., Potfaj M. & Vozárová A., 1998: Basic paleogeographic and paleotectonic units of the Western Carpathians. In: Rakús M. (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Dionýz Štúr Publishers, Bratislava, 15-26.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.-G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemčok M., Nemčok J. & Grygar R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics*, 226, 471-483.
- Reháková D. & Michalík J., 1994: Abundance and distribution of Upper Jurassic and Lower Cretaceous microplankton in Western Carpathians. *Geobios*, 27, 2, 135-156.
- Salaj J., 1962: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov krížňanskej a manínskej jednotky, a ich vzájomný vzťah. *Geologické Práce, Zošit*, 62, 245-259.
- Salaj J. & Samuel O. 1966: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 291 p.
- Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts Aufnahme des Wassergebietetes der Waag und Neutra. *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, 9, Wien, 17-151. - preložené Fusán, O., 1960: Práce Dionýza Štúra – vybrané state. Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní v povodí Váhu a Nitry. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, 34-181.
- Vašíček Z. & Michalík J., 1981: Remarks to the Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the northern part of the Western Carpathians. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 32, 1, 143-153.
- Vašíček Z. & Michalík J., 1986: The Lower Cretaceous Ammonites of the Manín Unit (Mt. Butkov, West Carpathians). *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 37, 4, 449-481.
- Vašíček Z., Michalík J. & Reháková D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria*, 10, Würzburg, 169.
- Vojtko R. & Marko F., 2006: Paleonapätová analýza ako nástroj geodynamických rekonštrukcií. In: Kováč M. & Dubíková K. (Eds.): Nové metódy a výsledky výskumu v geológii Západných Karpát. GEO-GRAFIKA, Bratislava, 77-90.
- Vojtko R., Hók J., Kováč M., Sliva L., Joniak, P. & Šujan, M., 2008: Pliocene to Quaternary stress field change in the Western Carpathians (Slovakia). *Geological Quarterly*, 52, 1, 19-30.

Vojtko R., Tokárová E., Sliva L. & Pešková I., 2010: Cenozoic palaeostress field reconstruction and revised tectonic history in the northern part of the Central Western Carpathians (the Spišská Magura and Tatra Mountains). *Geologica Carpathica*, 61, 3, 211-225.

Summary: This study is focused to the analysis of fault kinematics and palaeostress reconstruction from the Butkov quarry (Manín Unit, Western Carpathians). Mt. Butkov is an expressive morphological dominance of the area on the western margin of the Strážovské vrchy Mts. It was formed during multistage ductile-brittle and brittle tectonic evolution that occurred in several deformation stages and produced variable fault structures. Palaeostress analysis in the Butkov quarry revealed the existence of six different stress fields during the Palaeogene – Pliocene times. The generalized maximal horizontal stress axis changed gradually from E-W to NW-SE and finally to SW-NE directions. The oldest deformation stage was accompanied by the formation of strike-slip faults: NE-SW trending dextral, NW-SE trending sinistral strike-slip faults, and by NE-SW trending oblique reverse faults. The horizontal principal compressive stress axis σ_1 was oriented in the E-W direction. Generally, these faults were activated under the dextral transpressive tectonic regime. The younger stage is characterized by the WNW-ESE oriented σ_1 and resulted in transpressive to compressive tectonic regime, with predominantly NNE-SSW trending right-lateral and NW-SE left-lateral faults and rare NE-SW trending reverse faults. The latter indicate the change of the tectonic regime from the transpression dominated (E-W oriented σ_1 axis) to the compression regime with the NNW-SSE (N-S) maximum horizontal stress axis σ_1 . The next change of the tectonic regime occurred during the younger N-S (NNE-SSW oriented σ_1 axis) oriented compression. Generally normal faults and strike-slip faults (sinistral faults) were formed as a result of the transtensive tectonic regime. Transtension prolonged during ENE-WSW compression, where strike-slip faults (dextral) and normal faults dominated. Normal faults resulted from NW-SE oriented extension. The last deformation phase is characterized by a number of conjugate normal faults as the result of the extensional tectonic regime with the NW-SE oriented σ_3 .

The above reconstruction of paleostress evolution in the Manín Unit is based on the overprinting criteria and on the stratigraphy of sedimentary formations involved from only one, but comparatively large outcrop – the Butkov quarry. The analysed data represent the first attempt at palaeostress reconstruction in this area.