

**Univerzita Karlova v Praze**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Vojtěch Čermák

Kinematický záznam jurské obdukce oceánské kůry v Západních Karpatech  
Kinematic record of the Jurassic obduction of the oceanic crust in the Western Carpathians

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Petr Jeřábek Ph.D.

Praha 2017

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 13. 8. 2017

.....

## Abstrakt

Tato práce je zaměřena na problematiku jurské subdukce meliatského oceánského prostoru v oblasti Západních Karpat. Tato oceánská pánev se otevřela během středního triasu a zavřela se koncem střední jury. Dokladem existence této oceánské pánve jsou sedimentární horniny oceánského původu a glaukofanitizované bazalty v oblasti předpokládané suturní zóny. Metabazalty, jejichž chemismus odpovídá přechodnému složení mezi bazalty středoocéánských riftů a ostrovních oblouků, prodělaly vysokotlakou, nízkoteplotní metamorfózu, což dokládá, že byly během subdukce zataženy do velkých hloubek a později exhumovány do spodních partií akrečního klínu. Praktická část této práce je zaměřena na prezentaci dat z měření krystalografické orientace kalcitových zrn v mramorech, které se vyskytují spolu s metabazalty v příkrovu Bôrky.

**Klíčová slova:** Západní Karpaty; příkrov Bôrky; Turnaikum; Silický příkrov; subdukce; sutura;

## English abstract

This thesis is specialised in problems of Jurassic subduction of meliatic oceanic area in the region of the Western Carpathians. This oceanic basin opened during middle trias and closed during middle Jurassic. Sedimentary rocks of oceanic origin and glaukofanitised basalts in the area of the presumed suture zone prove the existence of this oceanic basin. Metabasalts, whose chemism corresponds with the transitional composition between the basalts of mid-oceanic rifts and those of island arc, underwent high-pressure, low-temperature metamorphosis, which proves their being pulled to substantial depth during the subduction and later exhumed to lower parts of accretionary wedge. The practical part of this thesis is aimed at presentation of data gained from measurements of crystallographic orientation of calcite grains in marble appearing together with metabasalts in the Bôrka nappe.

**Key words:** Western Carpathians; Bôrka nappe; Turnaicum; Silicic nappe; subduction; suture

Poděkování:

V první řadě bych rád poděkoval svému školiteli doc RNDr Petru Jeřábkoví Ph.D. a doc Mgr Onřeji Lexoví Ph.D. za cenné rady k mojí práci.

Dále děkuji Mgr Martinu Rackoví Ph.D. za velkou pomoc a odborné vedení při práci na mikrosondě. Velké díky patří Mgr Jakubu Kryloví za velkou ochotu a pomoc se zpracováním vzorků a naměřených dat a Mgr Vítkoví Peřestému za pomoc při práci s počítačovým programem Q-GIS.

## Obsah:

Úvod .....	6
1 Západní Karpaty .....	7
1.1 Vnější Západní Karpaty.....	8
1.2 Centrální Západní Karpaty .....	9
1.2.1 Pásmo Jádrových pohoří v centrálních Západních Karpatech – Tatransko-Fatrické pásmo .....	9
1.2.2 Veporské pásmo v centrálních Západních Karpatech .....	10
1.2.3 Gemerské pásmo v centrálních Západních Karpatech .....	11
1.3 Vnitřní Západní Karpaty.....	11
1.3.1 Meliatské pásmo ve vnitřních Západních karpatech .....	12
1.3.2 Pásmo Bükk ve vnitřních Západních Karpatech .....	13
2 Historický vývoj Západních Karpat .....	14
2.1 Triasový vývoj Západních Karpat .....	14
2.2 Jurský vývoj Západních Karpat .....	15
2.3 Křídový vývoj Západních Karpat .....	16
2.3.1 Období spodní křídy.....	16
2.3.2 Období svrchní křídy.....	17
3 Meliatský oceán .....	19
3.1 Jednotky derivované z Meliatského oceánu a jeho okolí.....	19
3.2 Meliatská jednotka.....	21
3.2.1 HP – LT horniny meliatské jednotky .....	22
3.3 Vývoj Meliatského oceánu .....	23
4 Praktická část .....	26
4.1 Metoda EBSD.....	26
4.2 Mikrostruktury.....	27
4.3 Petrografie výbrusů .....	27
4.4 Výsledky měření z jednotlivých výbrusů .....	29
4.4.1 Výbrus FS 07A.....	30
4.4.2 Výbrus FS 06B.....	34
4.4.3 Výbrus FS 06A.....	38
5 Závěr .....	44
6 Seznam použité literatury .....	45

## Úvod

Během subdukce litosférických desek se horniny dostávají relativně rychle do velkých hloubek. Vzhledem k relativně nízké tepelné vodivosti materiálů, kterými je zemská kůra tvořena, se horniny během subdukce nestíhají prohřívat a dostávají se do podmínek vysokého tlaku a nízké teploty, kterým odpovídá metamorfní facie modrých břidlic. Části subdukujících desek mohou být během subdukce exhumovány a začleněny do orogenních pásem vznikajících během kolizního stádia po skončení subdukce a vlivem působení eroze se mohou dostat až na zemský povrch. Přítomnost těchto vysokotlakých, nízkoteplotních hornin na zemském povrchu dokládá existenci subdukční zóny v oblastech jejich výskytu. Během subdukce a následné exhumace mohou být horniny deformovány. Na základě studia deformačního záznamu hornin je pak možné rekonstruovat jejich deformační historii. Jednou z metod studia deformačního záznamu je analýza krystalografické přednostní orientace rekrystalizovaných hornin.

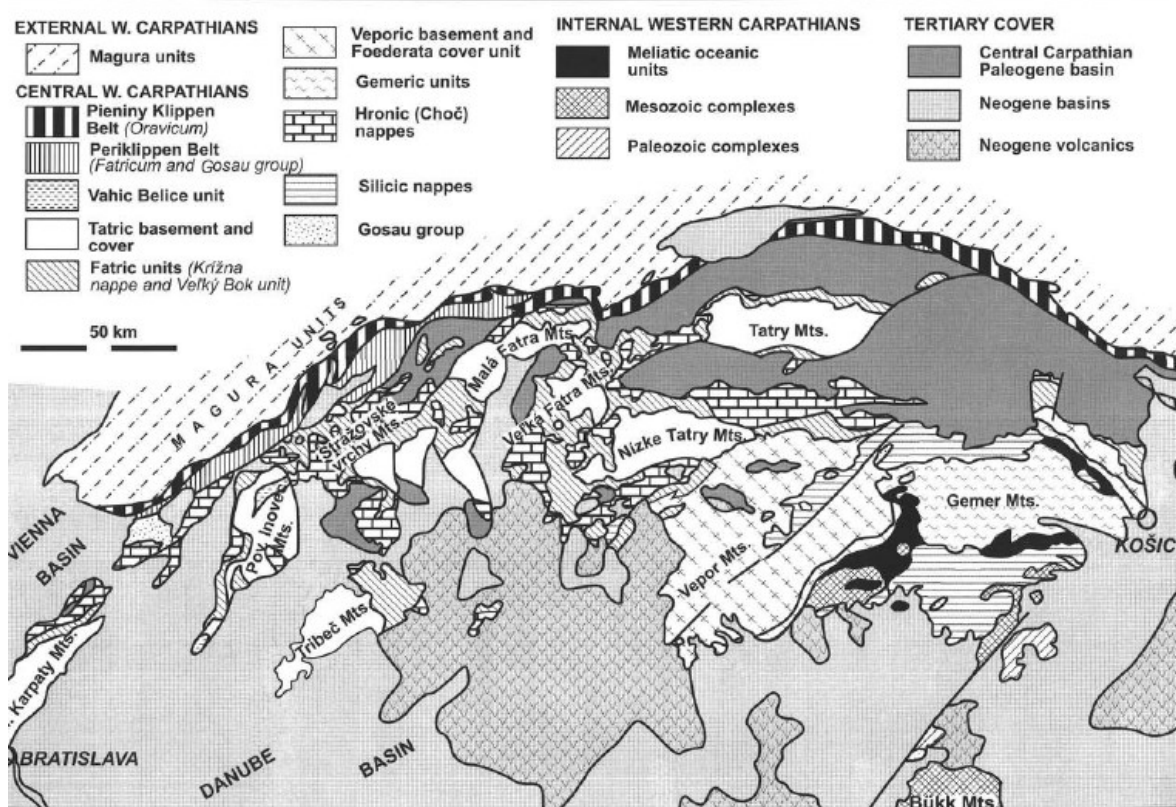
První rešeršní část této práce je zaměřena na stručnou charakteristiku jednotek centrálních a vnitřních Západních Karpat a jejich vznik. Druhá část rešerše je zaměřena na detailnější popis meliatské jednotky, Meliatský oceán a jednotek, které s vývojem této oceánské pánve souvisí. Poslední část této práce je věnována prezentaci naměřených dat a jejich možné interpretaci.

## 1 Západní Karpaty

Západní Karpaty představují nejsevernější část orogenní zóny Evropských Alpid (obr. 1). Na západě přechází do východních Alp, na východě do Východních Karpat. Severní předpolí karpatského orogénu tvoří Severoevropská platforma. Od severu k jihu se Západní Karpaty dělí na vnější, centrální a vnitřní (Frontzheim et al., 2008). Současná struktura Západních Karpat je výsledkem riftingu Variské kůry, vzniku oceánských prostorů Meliatského a Penninského oceánu, jejich subdukce a následnými kolizemi kontinentálních mikrobloků, patřících do tzv. Tethydního mobilního pásu mezi stabilní Evropou a Apulskými kontinentálními fragmenty. (Plašienka et al., 1997). Orogeenní procesy v Západních Karpatech doznívají během pozdního terciéru, oddělením subdukující Penninské oceánské desky (Tomek a Hall, 1993).



**Obr. 1:** Postavení Západních Karpat v rámci Evropských Alpid, Západní Karpaty jsou v obrázku vyznačeny šestiúhelníkem (převzato z Frontzheim et al., 2008)



**Obr. 2:** Centrální a vnitřní Západní Karpaty (převzato z Plašienka, 2003)

### 1.1 Vnější Západní Karpaty

Vnější Západní Karpaty zahrnují pozdně terciární molasové sedimenty Karpatské předhlubně a široký pás flyšových příkrovů, které přiléhají k úzké zóně bradlového pásma, které tvoří přechodnou hranici vnějších a centrálních Západních Karpat (Plašienka et al., 1997). Ačkoli považuje většina autorů bradlové pásmo za součást vnějších Západních Karpat, jeho vnitřní část (tzv. zóna periklappen) patří svým složením a strukturou do centrálních Západních Karpat. Povrchové části bradlového pásma jsou tvořeny sedimenty jury a křídly, oddělenými od svého podloží, které je interpretováno jako kontinentální lem Severoevropské platformy. Flyšové pásmo reprezentuje terciární akreční klín Karpatského orogénu a dělí se na dvě skupiny (Frontzheim et al., 2008). Jedná se o mladší skupinu vnějších flyšových příkrovů a Magurskou skupinu příkrovů. Příkrovy tvoří několik



kilometrů mocné převážně siliciklastické sedimenty jurského až svrchnomiocénního stáří, které byly shrnované ze silně ztenčené kontinentální nebo oceánské kůry. (např. Oszczypko, 1992; Schnabel, 1992; Švábenická et al., 1997). Předpokládaný basement zóny bradlového pásma geometricky odpovídá doméně Brianconnais, která odděluje severní a jižní Penninské zóny v Západních Alpách (Tomek, 1993)

## **1.2 Centrální Západní Karpaty**

Centrální Západní Karpaty (obr. 2) leží jižně od zóny bradlového pásma a skládají se ze tří korových superjednotek. Od severu k jihu to jsou: Tatrikum, Veporikum a Gemerikum. Povrch těchto superjednotek je lokálně překryt příkrovy Fatrika, Hronika a Silicika. Tyto superjednotky jsou tvořeny krystalinickým basementem a mladopaleozoickým až mesozoickým obalem (Plašienka et al., 1997).

Na základě charakteru krystalinického basementu a vzhledem k dalším podmínkám tektonického vývoje jsou centrální Západní Karpaty rozděleny do tří pásem. Od severu k jihu jsou to: pásmo Jádrových pohoří, Veporské pásmo a Gemerské pásmo (Plašienka et al., 1997).

### **1.2.1 Pásmo Jádrových pohoří v centrálních Západních Karpatech – Tatransko-Fatrické pásmo**

Pásmo jádrových pohoří zahrnuje okno Penninsko-Vahických oceánských horninových komplexů, dále Tatrikum, Fatrikum a Hronikum. Váhikum představuje jednotky západních Karpat, derivované z oceánského bazénu Piemont-Ligurian, a Penninské jednotky, derivované z jeho substrátu. Jediná jednotka Váhika, vyskytující se na povrchu, je jednotka Belice v pohoří Povážský Inovec. (Plašienka et al., 1994). Dále je Váhikum tvořeno podpovrchovou jednotkou Iňačovce-Krichevo, která je tvořena obdukovanými serpentinity, přesunutými přes metasedimenty triasu až křídy a paleogénní flyš. (Soták et al., 1994; Soták et al., 1997). Tatrikum je zhruba 10 km tlustá korová jednotka, složená z předalpinského, převážně Variského krystalinického basementu a jeho převážně mesozoického sedimentárního pokryvu, na jihu podsunutá pod severní okraj Veporu (Tomek, 1993). V důsledku zkrácení podél severního okraje Fatrika tvoří rozhraní basementu a pokryvu v těchto okrajových zónách ležaté megavrásy; i přes to jsou zde

přítomny velmi dobře zachované Variské struktury. Basement je složen převážně ze středně až vysoce metamorfovaných krystalinických hornin, svrchnopaleozoického stáří. Jedná se o vulkanosedimentární komplexy, ortoruly, amfibolity, fylity, břidlice a několik suit Variských granitoidů, které intrudovaly do vysoce metamorfovaných komplexů rul a migmatitů (Plašienka et al., 1997). Fatrikum, neboli spodní Krížňanský příkrov, a Hronikum, neboli svrchní Chočský příkrov, jsou deskovitá tělesa tvořená mesozoickými sedimenty, vzniklá v sedimentárních bazénech, které původně oddělovaly individuální korové segmenty a které byly během křídového zkrácení Variské kůry převráceny a v podobě příkrovů pasivně transportovány k severu (Andrusov, 1936; Andrusov 1958; Biely et al., 1968; Plašienka, 1991; Plašienka et al., 1997).

### **1.2.2 Veporské pásmo v centrálních Západních Karpatech**

Veporské pásmo je z největší části tvořeno superjednotkou Veporika. Jedná se korový blok reprezentující vnitřní zónu variského orogénu, tvořenou Variským krystalinickým basementem a svrchnopaleozoickým až mesozoickým sedimentárním obalem. Veporikum vykazuje subhorizontální deskovitou strukturu, porušenou strmými, šikmými, pravděpodobně listrickými zlomy (Hók a Hraško, 1990; Tomek, 1993; Madarás et al., 1994). Na severu je Veporikum přesunuto přes jižní okraj Tatrika; toto nasunutí se na povrchu projevuje jako Čertovická linie, která je považována za intrakontinentální suturu (Biely a Fusán, 1967). Na severu je Variský basement Veporika tvořen převážně středně metamorfovanými horninami, slídnatými břidlicemi, ortorulami, pararulami a amfibolity, do kterých intrudovala největší Karpatská granitoidní intruze, tzv. Veporický pluton. Jižní část Veporického basementu je tvořena metasedimenty, převážně granátnickými, slídnatými a černými břidlicemi, se vzácněji se vyskytujícími tělesy amfibolitů, serpentinitů a mastkových břidlic (Plašienka et al., 1997). Nejsevernější části Veporika jsou postiženy slabou Alpínskou metamorfózou, přednostně v zónách mylonitů a fylonitů (Putiš, 1991). Centrální a jižní zóny Veporika jsou alpínsky metamorfované v podmínkách facie zelených břidlic až nižší amfibolitové facie (Putiš et al., 1996). Svrchnopaleozoický až mesozoický sedimentární pokryv Veporika se dělí na dvě jednotky: jednotka Foederata pokrývající jižní a centrální oblasti a jednotka Velký Bok na severu (Plašienka et al., 1997).

### **1.2.3 Gemerské pásmo v centrálních Západních Karpatech**

Přes Veporikum je podél linie Lubeník-Margekany přesunuto gemerikum, jehož basement je tvořen metasedimenty a metavulkanity svrchnopaleozoického až svrchnokarbonského stáří, do kterých intrudovala malá tělesa permských granitů (Plašienka et al., 1997). Dřívější geologické výzkumy a seismická měření (Grecula, 1982; Tomek, 1993) vedly k představám, že Gemerikum je tence deskovitá jednotka. Seismický profil vedený centrální oblastí Gemerika (Vozár et al., 1996), však ukázal, že Gemerikum je tlustý korový štít, imbrikovaný v Meliatské sutuře. Stáří této imbrikované struktury je buď Variské (např. Grecula, 1982), anebo Alpinské (např. Ivanička et al., 1989).

Jednotka Gemerikum je tvořena třemi hlavními horninovými skupinami paleozoického stáří, které se liší svým litologickým obsahem a stupněm metamorfózy (Faryad, 1990). Jsou to Klátovská, Rakovecká a Gelnická skupina. Klátovská skupina, metamorfovaná v podmínkách amfibolitové facie, tektonicky překrývá Rakoveckou skupinu, metamorfovanou v podmínkách facie zelených břidlic (Faryad, 1990). Tektonicky nejnižší skupinou je Gelnická skupina. Její nejspodnější část je tvořena turbiditickými sedimenty ordoviku (Soták et al., 1999; Vozárová et al., 1999), směrem do nadloží postupně přechází do vulkanosedimentárních sekvencí, doprovázených silným ryolitovým a dacitovým vulkanismem, který je pravděpodobně silurského až devonského stáří (Cambel et al., 1990). Nejvyšší členy Gelnické skupiny jsou tvořeny fylity a černými břidlicemi, se vzácně se vyskytujícími čočkami karbonátů (Plašienka et al., 1997).

Gelnická a Rakovecká skupina je diskordantně překryta spodnokarbonským flyšem a permskými klastickými sedimenty typu „red bed“. Sedimentace končí spodnopermskými až svrchnotriasovými formacemi evaporitů (Šucha a Eberl, 1992).

### **1.3 Vnitřní Západní Karpaty**

Hranici mezi centrálními a vnitřními Západními Karpatami je tvořena předpokládanou suturní zónou, která je reprezentována oceánskými horninovými komplexy meliatské jednotky (Frontzheim et al., 2008). Vnitřní Západní Karpaty jsou tvořeny paleozoickými až mezozoickými sedimentárními komplexy, které jsou nemetamorfované, případně slabě metamorfované v průběhu spodní křídly (např. Hass et al., 1995; Trunkó, 1996). Dělí se na čtyři pásma: Meliatské pásmo, Transdanubické pásmo, Bükkikum a pásmo Zemplín

(Plašienka et al., 1997). Někteří autoři, na základě afinity jednotek Gemerika k jižním Tethydním zónám, považují tuto jednotku také za součást vnitřních Západních Karpat (např. Kozur a Mock, 1996; Kozur a Mock, 1997). Jiní autoři (např. Kovács, 1992; Kovács 1997; Hass et al., 1995) považují jednotku Gemer-Bükk za součást teránu Pelsonia, který měl být k ostatním jednotkám Západních Karpat připojen během miocénu. Tímto připojením měla vzniknout tzv. Severopannonská jednotka (Csontos et al., 1992), která byla později přejmenována na jednotku Alcapa (Csontos, 1995). Naproti tomu přítomnost okrajů Meliatského oceánu v Pelsonském teránu i v centrálních Západních Karpatech a dále přítomnost klastického materiálu, původem z centrálních Západních Karpat v jednotkách Pelsonského teránu, svědčí spíše o předterciérním kontaktu Pelsonského teránu a centrálních Západních Karpat (Plašienka et al., 1997).

### **1.3.1 Meliatské pásmo ve vnitřních Západních karpatech**

Meliatské pásmo se nachází jižně od Gemerského pásma, zahrnuje oblast Slovenského krasu a pokračuje dále na jih, do oblasti krasu Aggtelek a pohoří Rudabánya v severovýchodním Maďarsku. Nejspodnější část je tvořena akrečním komplexem Meliatského oceánu, triaského až jurského stáří (Plašienka et al., 1997). Tento komplex je tvořen množstvím útržků těles z platformních karbonátů, olistolitů, olistostrom a pelagických sedimentů středotriaského stáří, v podobě melanží, spolu s tělesy oceánských bazaltů, rozptýlených ve flyšové matrix, převážně jurského stáří (Kozur a Mock, 1997). Meliatské komplexy, v podobě strmě ukloněných příkrovových šupin, vytváří imbrikovanou, vějířovitou strukturu, která vykazuje střížnou deformaci s různou kinematikou na severním a jižním okraji sutury. Na severu jsou horní části akrečního komplexu střížené k severu, zatímco na jihu je smysl stříhu opačný (Hók et al., 1995). V nadloží meliatského akrečního komplexu se nachází komplex metasedimentů pozdně paleozoického až jurského stáří, známý jako Turnaikum, který je také součástí akrečního komplexu Meliatského oceánu (Plašienka et al., 1997). Jednotky Turnaika jsou složeny z formací divokého flyše karbonského stáří, které byly derivované z jižního okraje Meliatského oceánu (Vozárová a Vozár, 1992). Dále jsou zde přítomny permské sedimenty typu red-bed, triaské karbonáty, jurský flyš, oblázky vápenato-alkalických vulkanitů a malá intruzivní tělesa (Plašienka et al., 1997). V nadloží Turnaika se nachází komplex

sedimentů pasivního okraje, svrchnopermského až jurského stáří, známý jako Silicikum. Silická deska tvoří velké krasové plató na slovensko-maďarských hranicích. Je tvořena svrchnopermskými evapority, tlustou vrstvou spodotriasových, mělkovodních sedimentů a karbonátovými platformami triaského stáří (Plašienka et al., 1997). Silická deska spočívá na silně přepracovaných jednotkách Meliatika a Turnaika v horizontální pozici (Reichwalder, 1982) a je postižená vrásněním, spjatým pravděpodobně s křídovou až spodnoterciérní transpresí (Kovács, 1997).

### **1.3.2 Pásmo Bükk ve vnitřních Západních Karpatech**

Superjednotka Bükkikum se skládá ze dvou dílčích jednotek, které jsou tvořeny převážně mezozoickými horninovými komplexy triaského až jurského stáří. Spodní jednotka označována jako paraautochton Bükk je tvořena komplexy litostratigraficky pestrých horninových celků, které vznikaly na jižním okraji Meliatského oceánu. Jsou zde přítomny karbonátové platformy triaského stáří, paleozoická vápencová souvrství, hlubokovodní sedimenty a vápenatoalkalické vulkanity středního triasu. Komplexy paraautochtonu v pohoří Bükk jsou imbrikované s vergencí pohybu na jih. Naproti tomu paleozoické komplexy v pohoří Szendrő mají vergenci opačnou (Plašienka et al., 1997). Tyto komplexy jsou překryté ofiolitovými komplexy, které obsahují polštářové lávy jurského stáří (Balla et al., 1983; Downes et al., 1990).

## **2 Historický vývoj Západních Karpat**

### **2.1 Triasový vývoj Západních Karpat**

Triasový vývoj alpsko-karpatských jednotek probíhal v prostoru alpsko-karpatského šelfu, mezi severoevropskou platformou a oceánem Paleotethys. První fáze triasového vývoje je označovaná jako spodotriasový klastický megacyklus. Globální regrese světového oceánu spjatá se zpomalením rozšiřování oceánského dna na středooceánských riftech způsobila, že se podnebí na kontinentech změnilo v aridní, což vedlo k ukládání velkého množství fluviálních sedimentů typu playa na pozůstatcích variského orogénu. Jedná se zejména o křemenné pískovce, které vytvořily v oblasti šelfu plochý základ. Na klastických sedimentech se po mořské transgresi ve středním triasu začaly usazovat karbonáty. Tato fáze je označovaná jako středotriasový karbonátový megacyklus, během kterého vznikaly na šelfu, při západním pobřeží oceánu Tethys, rozsáhlé karbonátové platformy, malá tělesa korálových útesů a lagunární sedimenty. Jihovýchodně od paleoevropského šelfu, v oblasti uzavírajícího se paleozoického oceánského prostoru, začala vznikat meliatská oceánská pánve. Během středního triasu vznikly na šelfu poklesové zlomy, podél kterých se později začaly vytvářet deprese, do kterých padaly megabrekcie ze sedimentů, uložených na jejich okrajích. Deprese se v souvislosti se vznikem riftové zóny mezi alpsko-karpatskou a apulskou částí šelfu postupně zvětšovaly do rozměrů vnitrošelfových pánví a jejich vznik byl doprovázen podmořským vulkanismem. Následovala diverzifikace facií sedimentárního prostředí, na okrajích pánví se usazovaly rohovce, v jejich středových částech se usazovaly slínovce. Rychlost sedimentace v pánvích byla několikanásobně menší než rychlost poklesu jejich dna, proto na hranici středního a svrchního triasu měly pánve více než kilometrovou hloubku. Následuje svrchnotriasový karbonátový megacyklus, během kterého došlo ke změně klimatu a který ovlivnil charakter sedimentace na šelfu. Na karbonátech se začaly usazovat nevytříděné kontinentální sedimenty, které byly z kontinentu transportovány řekami a které zcela vyplnily několik set metrů hluboké pánve. Východní část evropské oblasti oceánu Tethys byla pod vlivem monzunů, zatímco na západě převládalo aridní klima. Ještě během svrchního triasu převládlo v celé oblasti opět aridní klima. Na šelfu vznikaly korálové útesy, za kterými se usazovaly sedimenty extrémě mělkovodního prostředí, směrem na kontinent vznikaly pánve, ve kterých se usazovaly mořské, jezerní, říční i eolické sedimenty. Na konci triasu došlo k mořské

transgresi, která způsobila mírné zvlhčení podnebí na kontinentu. Na rozhraní triasu a jury docházelo ke konvergenci ve vnitřních Západních Karpatech, kterou dokládají flyšové a olistostromové sedimenty svrchního triasu. Konvergence ve vnitřních Západních Karpatech byla zřejmě způsobená subdukcí oceánské desky Meliatského oceánu, která zároveň způsobovala extenzi, doprovázenou pasivním riftingem v oblasti budoucích centrálních Západních Karpat. Konvergence i rifting probíhaly s největší pravděpodobností šikmo (Kováč et al., 1993; Plašienka et al., 1997; Frontzheim et al., 2008).

## **2.2 Jurský vývoj Západních Karpat**

Na začátku jury se jižní kontinentální okraj severoevropské platformy změnil na transformní zlom, zatímco v oblasti Západních Alp se jednalo o okraj pasivní. Oceánská kůra v obou těchto oblastech se začala rozšiřovat a vznikla zde nová oceánská pánev, která postupně zcela oddělila oblast alpsko-karpatského šelfu od varisky konsolidované Evropy. Část této pánve v oblasti mezi jižním okrajem severoevropské platformy a alpsko-karpatským šelfovým fragmentem se nazývá Penninský oceán. Během střední a svrchní jury se vlivem rozšiřování Penninského oceánu ztenčovala kontinentální kůra v oblasti alpsko-karpatského šelfového fragmentu a vlivem tenzního napětí zde vznikaly hluboké pánve se strmými svahy, což vedlo k diferenciaci sedimentačních podmínek. Na elevacích, tvořených prahy mezi pánvemi, sedimentovaly hlíznaté vápence, zatímco uvnitř pánví, jejichž dno bylo pod kompenzační úrovní kalcitu, sedimentovaly radiolarity. Na rozdíl od vnějších a centrálních Západních Karpat, kde docházelo ke tvorbě pánví v extenzním režimu, ve vnitřních Západních Karpatech probíhaly konvergentní tektonické procesy. Konvergence byla zřejmě způsobená subdukcí oceánské desky Meliatského oceánu a je doložená přítomností flyšových a olistostromových sedimentů v meliatské jednotce, jejichž stáří spadá do intervalu v rozmezí nejvyššího triasu až střední jury. Meliatský oceán se postupně uzavírá, ve svrchní juře už po něm zbyla pravděpodobně pouze sutura. Jižně od zavírajícího se Meliatského oceánu vznikla v průběhu střední jury zaoblouková oceánská pánev Szarvaskö, která se uzavřela během křídý. V důsledku dlouhodobého zkracování, které probíhalo v několika fázích, mají vnitřní Západní Karpaty složitou vrásovo-šupinovou stavbu, dále jsou zde přítomny diastrofické sedimenty a alkalicko-vápenatý vulkanismus. V závěru jurského období došlo ke kolizi srbského, marmarošského

a rodopského bloku, spolu s východně se pohybujícími bloky apulského a alpsko-karpatského šelfu. Tato událost, označovaná jako mladokimérská kolize, postihla hlavně východní oblasti jižního okraje severoevropského kontinentu, avšak částečně se projevila i v Západních Karpatech, kde zřejmě souvisí také s uzavíráním Meliatského oceánského prostoru. Pohyby spjaté s mladokimérskou orogenezí, které pokračují až do období spodní křídy, se v oblasti Západních Karpat projevila zejména deformací oblasti silicika (Kováč et al., 1993; Plašienka et al., 1997; Frontzheim et al., 2008).

## **2.3 Křídový vývoj Západních Karpat**

### **2.3.1 Období spodní křídy**

V průběhu spodní křídy pokračuje šikmý rifting a rozpínání dna Penninského oceánského prostoru. V oblasti centrálních Západních Karpat dochází vlivem tenzního napětí ke vzniku příkopovitých pánví, oddělených elevacemi, na kterých vznikaly karbonátové platformy. Materiál z elevací vytvářel na úbočích elevací velké osypové kužely a dále se pohyboval směrem do větších hloubek, kde na pánevních sedimentech, v podobě světlých, hemipelagických vápenců, vznikaly hlubokomořské kužely. Tyto sedimentační procesy pokračovaly až do konce spodní křídy, kdy došlo k poklesu karbonátových platform pod úroveň fotické zóny, na karbonáty začaly sedimentovat nejdřív jílovité slíny a později klastika. Pohyby africké desky se během spodní křídy změnil na severovergentní, což vyvolalo kompresi v oblastech při jižním okraji paleoevropského kratonu a v důsledku paleogeografických změn a změn proudového režimu došlo ke změně sedimentace - karbonáty byly nahrazeny sedimentací materiálu kontinentálního původu. Pokračující konvergentní procesy vedly k zániku sedimentačních prostorů a zkrácení kůry, především v oblastech vnitřních a centrálních Západních Karpat. Zkracování a kompresní pohyby v celé oblasti Západních Karpat mají orogenetickou polaritu, osa sedimentace a ztlušťování kůry postupuje od jihu, z oblasti vnitřních Západních Karpat směrem k severu, až do oblasti vnějších Západních Karpat. Během zkracování prostoru centrálních Západních Karpat došlo k tzv. strukturní inverzi. Vhodně orientované poklesové zlomové struktury, které dříve vznikly působením extenze, se vlivem komprese změnily buď na násunové linie, anebo na přesmyky. Tímto způsobem byly přes sebe přesouvány jednotlivé korové šupiny, oddělené původně extenzními zlomy, anebo byly slabší korové části v celku



podsovány pod větší a tlustší korové šupiny. Tři základní superjednotky centrálních Západních Karpat, které byly tímto způsobem imbrikovány, jsou Tatrikum, Veporikum a Gemerikum (Kováč et al., 1993; Plašienka et al., 1997; Plašienka, 1997).

### **2.3.2 Období svrchní křídý**

Ve svrchní křídě pokračuje konvergence ve vnitřních a centrálních Západních Karpatech. Na přelomu spodní a svrchní křídý začal být jižní okraj jurské křížňanské pánve pod vlivem kompresního napětí. Mezozoické komplexy uvnitř pánve byly podle nekompetentních vrstev triaských břidlic a evaporitů odlepeny od stlačovaného a imbrikovaného korového substrátu, který byl podsunut pod severní okraj Veporika. Komplexy mezozoických sedimentů byly během oddělování od spodnějších vrstev deformovány, imbrikovány a vrásněny a později, během konvergence Veporika a Tatrika, vytlačeny na rampu jižního okraje tatrického fundamentu, odkud byl gravitačně v podobě příkrovu transportován na sever, do pánevních oblastí Tatrika. Podobným mechanismem byly zřejmě přesunuty i příkrovy hronika a silicika. Tyto příkrovy leží na svém nynějším podkladu diskordantně a překrývají ho bez ohledu na jeho strukturní stavbu. Na jižním okraji centrálních Západních Karpat, v oblasti jižního Gemerika, leží nemetamorfovaný silický příkrov na vysokotlakých metamorfitech meliatika.

Velká část centrálních Západních Karpat byla během svrchní křídý vyzdvižená až nad hladinu moře a vzhledem ke své poloze v tropických zeměpisných šířkách začala podléhat intenzivnímu zvětrávání. Penninská oceánská pánev se postupně uzavírala a před příkrovy sunutými z jihu na sever, v oblasti vnějších Západních Karpat, se prohybem litosféry vytvářela pánev, ve které sedimentovaly mocné vrstvy divokého flyše. Zkracování celého prostoru Západních Karpat bylo koncentrováno do oblasti styku centrálních a vnějších Západních Karpat, což vedlo ke vzniku bradlového pásma a příbradlové zóny. Nejstarší horniny, které se dnes vyskytují v těchto zónách, jsou maximálně mezozoické, hlavně jursko-křídové členy, předalpinský fundament zde chybí. Mezozoické sekvence jsou zde silně deformovány v konvergentním režimu a vytvářejí složité soustavy šupin, duplexů a makroskopických vrás. Po konvergentní deformační fázi nastala druhá, transpresní fáze, během které došlo k dextrálnímu posunutí mezi jednotkami vnějších a centrálních Západních Karpat. Kromě oblasti bradlového pásma a jeho okolí postihla tato dextrální

transprese i některé oblasti centrálních a vnitřních Západních Karpat (Kováč et al., 1993; Plašienka et al., 1997; Plašienka, 1997)

### 3 Meliatský oceán

#### 3.1 Jednotky derivované z Meliatského oceánu a jeho okolí

Jižní část centrálních Západních Karpat, oblast Veporika a Gemerika, je úzce spjatá s jednotkami vnitřních Západních Karpat, Meliatikem, Turnaikem a Silicikem, které vznikly při otevírání a uzavírání severozápadní větve oceánu Neotethys, označované jako Meliatský oceán (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016).

Okolo paleogeografické pozice Turňanského a Silického příkrovu je stále mnoho nejasností (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016). V současné době, na základě progradace orogenních procesů zhruba k severu, strukturní superpozice Silické, Turňanské a Meliatké jednotky a strukturního záznamu, který poukazuje na severovergentní přesun, je předpokládána paleogeografická pozice těchto jednotek jižně od Meliatského oceánu (Grill et al., 1984; Hók et al., 1995; Rakús, 1996; Mello et al., 1997; Lexa et al., 2003; Csontos a Vörös, 2004; Dalmeyer et al., 2008).

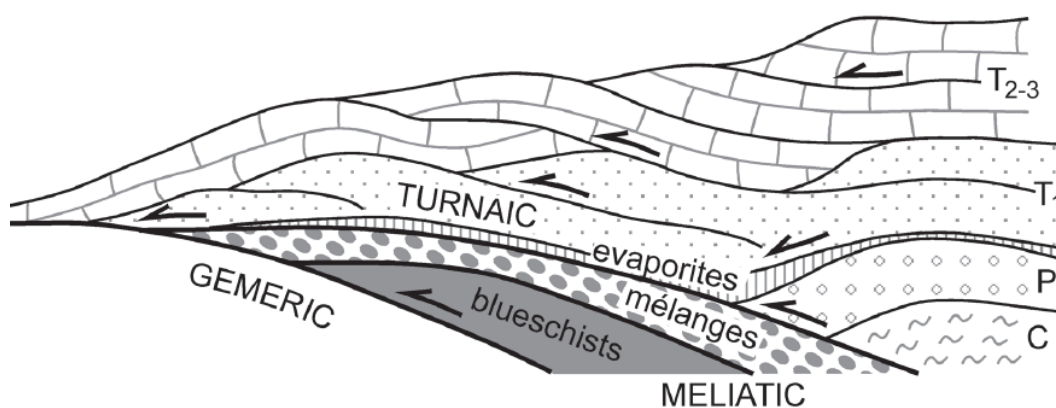
Na základě analýzy deformačních struktur byly v Turňanské jednotce rozpoznány tři hlavní deformační události (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016).

Během první deformační události (obr. 3) vznikla foliace, paralelní s vrstevnatostí (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016). Její vznik je pravděpodobně spjatý s tektonickým pohřbením jednotek Turnaika do hloubek 10-15 km a jejich začleněním do akrečního klínu, který vznikl během subdukce Meliatského oceánu (např. Faryad, 1995; Faryad, 1999; Mello et al., 1998; Mock et al., 1998; Árkai et al., 2003; Dalmeyer et al., 2008; Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016).

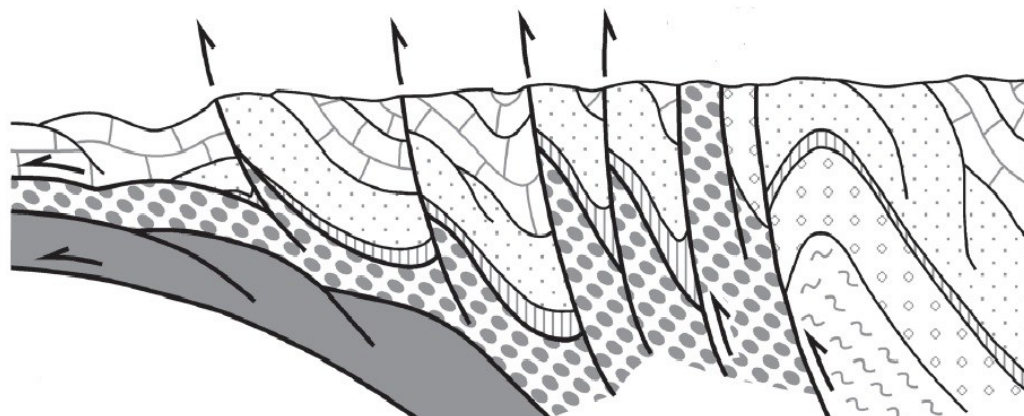
Následkem začlenění do akrečního klínu prodělaly jednotky Turnaika velmi slabou metamorfózu při teplotách 300-350 °C a tlacích 300-450 MPa, jejíž vrchol nastal na základě datování muskovitu na začátku spodní křídly (Árkai et al., 2003). Tato metamorfóza proběhla současně s částečnou retrográdní metamorfózou vysokotlakých hornin meliatské jednotky v podmínkách facie zelených břidlic (např. Faryad, 1995; Faryad, 1999; Dalmeyer et al., 2008) a pravděpodobně odpovídá době maximálního ztluštění akrečního klínu a exhumaci vysokotlakých hornin do jeho nejspodnějších částí (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016).

Druhá deformační událost (obr. 4) nastala v důsledku komprese v severo-j jižním až severozápad-jihovýchodním směru, projevila se vznikem vrás s vrásovou osou

v severovýchod-jihozápadním směru a kliváží paralelní s vrásovými osami. Tato deformace byla pravděpodobně způsobená kolizí akrečního klínu s jednotkou Gemerika ve svrchní křídě. Její projevy jsou pozorované také v některých částech meliatského příkrovu. Silický příkrov touto deformací postižen není, buď z důvodu jeho vyšší strukturní pozice, nebo proto, že ještě nebyl součástí akrečního klínu (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016). Třetí deformační událost proběhla opět v kompresním režimu s osou maximálního zkrácení ve směru VSV – ZJZ. Struktury spjaté s touto deformační událostí jsou přítomny také v meliatské jednotce a v silickém příkrovu.



**Obr. 3:** Vznik akrečního klínu a exhumace modrých břidlic do jeho podloží (převzato z Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016)



**Obr. 4:** Druhá deformační událost způsobená kolizí akrečního klínu s Gemerikem (převzato z Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016)

Podle ustáleného konvenčního konceptu je Silický příkrov považován za jednotný systém nemetamorfovaných sedimentárních sledů, které byly jako celek přesunuty přes centrální Západní Karpaty (např. Kozur a Mock, 1973; Kozur a Mock, 1987; Kozur a Mock, 1997; Mello et al., 1997). Naproti tomu z hlediska litostratigrafie, strukturního a metamorfního záznamu lze Silický příkrov považovat za jednotku složenou z více dílčích podjednotek s různým původem (např. Havrila a Ožvoldová, 1996; Vojtko, 2000; Gawlick et al., 2002; Havrila, 2011). Jednotlivé podjednotky Silického příkrovu mohou mít různý paleogeografický původ, mohou se lišit svojí metamorfní a strukturní historií a časem přesunutí. Dokonce není vyloučeno, že slabě metamorfované části mohly být součástí akrečního klínu během počátečních fází jeho vzniku, zatímco karbonátové desky klouzaly do svých nynějších pozic později, během gravitačního kolapsu orogénu na rozhraní svrchní křídly a paleogénu (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016).

### **3.2 Meliatská jednotka**

Meliatská jednotka je tvořena velmi heterogenní skupinou jednotek, které se liší svým sedimentárním, metamorfním a strukturním záznamem (např. Dallmeyer et al., 2008). Na základě těchto rozdílů lze Meliatikum rozdělit do tří dílčích jednotek (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016).

V nejnižší strukturní pozici se nachází příkrov Bôrky (Frontzheim et al., 2008). Horniny příkrovu Bôrky byly během subdukce Meliatského oceánu zataženy hluboko do subdukčního kanálu (30 – 40 km), metamorfovány ve facii modrých břidlic, poté rychle exhumovány a začleněny do akrečního klínu během uzavírání Meliatského oceánu (Faryad, 1995; Faryad, 1999; Faryad et al., 1997; Faryad et al., 2005; Dallmeyer et al., 2008). Exhumace modrých břidlic do podloží akrečního klínu nastala ve spodní křídě cca 147 mil let (Méres et al., 2013).

Druhou jednotkou Meliatika je chaotický komplex melanží, známý též jako Jaklovecká jednotka. Tato jednotka obsahuje různě velké bloky sedimentů, vulkanitů a metamorfů, včetně modrých břidlic (Lačný, Plašienka a Vojtko, 2016), a také bloky rul a amfibolitů derivované z variského basementu, zřejmě Gemerika (Faryad a Frank, 2011).

Třetí jednotkou je meliatský příkrov *sensu stricto* tvořený hlubokovodními sedimenty jurského stáří s olistolity a olistostromami triaských karbonátů a radiolaritů.

### 3.2.1 HP – LT horniny meliatské jednotky

Na základě litologie, metamorfní historie a geochronologické analýzy lze vysokotlaké horniny Meliatské jednotky rozdělit do čtyř skupin (Faryad et al., 1997).

První skupina představuje nejběžnější horniny Meliatské jednotky. Patří do ní mramory s metabazalty a fylity, obsahující glaukofán a fengit. Chemické složení metabazaltů odpovídá přechodnému složení bazaltů ostrovních oblouků a bazaltů středoocéánských riftů. Teplotní a tlakové podmínky metamorfózy odpovídají hodnotám 9-12 kbar/350-450°C (Faryad, 1995). Textura, minerální složení a geochronologická data poukazují na jednu progradní metamorfní událost v podmínkách facie modrých břidlic. Stáří fengitů z metabazaltů a slídnatých břidlic bylo pomocí K-Ar a  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  metody stanoveno v rozmezí 152-155 Ma, což odpovídá přelomu střední a svrchní jury, a bylo interpretováno jako stáří vysokotlaké metamorfózy. (Faryad et al., 1997).

Do druhé skupiny patří metabazalty a slídnaté břidlice s glaukofánem a fengitem. Litologie je odlišná od první skupiny a navíc se zde neobjevují žádné mramory. Chemické složení metabazaltů odpovídá intradeskovým bazaltům (Faryad, 1995b). Dále se druhá skupina odlišuje od první přítomností reliktního muskovitu paleozoického stáří ve slídnatých břidlicích, jejichž chladnutí proběhlo, na základě analýzy izotopů argonu  $^{40}\text{Ar}$  a  $^{39}\text{Ar}$ , během intervalu 375-380 Ma. Přítomnost metamorfního muskovitu paleozoického stáří nasvědčuje tomu, že druhá skupina představuje dřívější horniny basementu. Staropaleozoický muskovit má okraje tvořené fengitem, což poukazuje na pozdější vysokotlakou metamorfózu. Pomocí muskovit-rutilového geobarometru byly vypočteny teplotní a tlakové podmínky 10 kbar/550°C, první metamorfní události v podmínkách amfibolitové facie. Pro druhou metamorfní událost v podmínkách facie modrých břidlic byly stanoveny podobné teplotní a tlakové podmínky jako pro horniny z první skupiny. Na základě analýzy izotopů argonu  $^{40}\text{Ar}$  a  $^{39}\text{Ar}$  z fengitů bylo odvozeno maximální stáří 250 mil let pro vysokotlakou metamorfní událost (Faryad et al., 1997).

Třetí skupina se vyskytuje v tektonickém podloží první skupiny a obsahuje fylity bez glaukofánu a kvarcity s fengitem. Ze sedimentárních textur a velkého množství křemenných oblázků v metakonglomerátech lze předpokládat, že protolitem těchto hornin byly mělkovodní sedimenty, které vznikaly na kontinentálním klínu. Textura hornin vypovídá o jejich polyfázové metamorfní historii. Tyto horniny prodělaly metamorfózu,

nejdříve ve facii modrých břidlic a později ve facii zelených břidlic. Na základě analýzy izotopů  $^{40}\text{Ar}$  a  $^{39}\text{Ar}$  bylo zjištěno stáří metamorfózy v podmínkách facie modrých břidlic 172 mil let a pozdější nízkoteplotní deformační událost, která spadá do intervalu 80-90 mil let (Faryad et al., 1997).

Čtvrtá skupina obsahuje amfibolity a amfibolicko-granátické ruly metamorfované nejprve v amfibolitové facii a později ve facii modrých břidlic (Faryad et al., 1997). Geochronologická data z těchto hornin chybí, avšak na základě litologie a mineralogického složení lze tyto horniny korelovat s komplexem rul a amfibolitů Gemerika (Faryad, 1990). Vysokotlaké horniny Meliatského akrečního klínu prodělaly silnou polyfázovou deformaci. Je zde přítomna k východu zapadající mylonitická foliace, dále východozápadní lineace protažení a kinematické indikátory v podobě sigmoidálních klastů metabazaltů, ze kterých lze odvodit transport směrem k severozápadu (Lexa et al., 2003).

První deformace modrých břidlic meliatské jednotky, charakterizovaná penetrativní foliací a rekrytalizací sodného amfibolu, nastala po dosažení vrcholu teplotně tlakových podmínek během progradní metamorfózy ve facii modrých břidlic. Během tohoto procesu vznikla také lineace protažení zapadající k jihovýchodu, která indikuje severozápad-jihovýchodní protažení, které vedlo k otevírání tenzních puklin v méně duktilních litologiích (Dallmeyer et al., 2008). Struktury, které vznikly během metamorfózy v podmínkách modrých břidlic, jsou přetištěné semiduktilními, nepenetrativními strukturami v průběhu metamorfózy v podmínkách facie zelených břidlic. Obě tyto deformace mají střížný charakter se smyslem stříhu, vršek na sever až severozápad (Dallmeyer et al., 2008). Poslední duktilní deformační událost má opět střížný charakter, se smyslem stříhu, vršek na jihovýchod a vedla k protažení zrn kalcitu v mramorech. Vzniklá lineace protažení má jižní až jihovýchodní směr (Dallmeyer et al., 2008).

### **3.3 Vývoj Meliatského oceánu**

Meliatský oceán vznikl pravděpodobně následkem zaobloukové extenze, vyvolané subdukcí oceánu Paleotethys směrem k severu, pod Eurasijský kontinent (např. Stampfli, 1996). Oblast budoucího meliatského oceánského riftu během spodního triasu silně subsidovala, převládala v ní mělkomořská terigenní sedimentace doprovázená ryolitovým vulkanismem (Uher et al., 2002). Podmínky v oblasti budoucího Meliatského oceánu

napovídají, že svrchnoalpínský rifting, který vedl k otevření Meliatského oceánu v jižních oblastech centrálních Západních Karpat, mohl být geneticky spjatý s pozdně variskými událostmi, jako např. orogenní kolaps a ztenčování litosféry (Frontzheim et al., 2008).

Otevření Meliatského oceánu nastalo během svrchního anisu ve středním triasu (Kozur, 1991) a vedlo k oddělení nejj jižnější části Apulské desky, bloku Tisza-Bihor, od Austroalpínské domény na západě (Faryad et al., 1977). Rifting byl ve středním triasu doprovázen vápenatoalkalickým vulkanismem v oblasti vnitřních Západních Karpat (Frontzheim et al., 2008). Nejstarší hlubokomořské sedimenty Meliatského oceánu jsou ladinské radiolarity (Mock et al., 1998). Během svrchní jury došlo ke změně geodynamické situace, severní šelf Meliatského oceánu prodělal rozsáhlý rifting a následně započala subdukce. Tyto procesy pravděpodobně souvisely s jihovýchodním driftem Africké a Adriatické desky vůči Evropě, v důsledku otevření centrálního Atlantického oceánu. Po uzavření Meliatského oceánu na konci střední jury došlo ke kolizi Pelsonského teránu se Slovensko-Karpatským kontinentálním okrajem (Frontzheim et al., 2008).

K přesunutí meliatského akrečního klínu přes Gemerikum došlo podle některých autorů během svrchní jury (Frontzheim et al., 2008; Dallmeyer et al., 1996; Faryad et al., 1997; Maluski et al., 1993). Podle jiných autorů během spodní křídy v intervalu 140 – 130 mil let a (Vozárová et al., 2008). Během intervalu 130 – 120 mil let došlo ke kolapsu a zchladnutí akrečního klínu (Putiš et al., 2014). Podle (Dallmeyer et al., 2008) došlo k přesunutí metamorfovaných částí meliatské oceánské kůry, doprovázenému metamorfózou v podmínkách facie zelených břidlic až během spodní křídy cca před 105 Ma.

Názory ohledně směru uzavírání a subdukce Meliatského oceánu jsou různé. Přesná původní pozice meliatské sutury není zcela známá, obzvláště v oblastech, kde je překryta terciárními vulkanosedimentárními komplexy (Plašienka et al., 1997).

Podle (Kozur, 1991) probíhala subdukce směrem k jihu. Gradační zvrstvení flyšových sedimentů přítomných v pásmu Bükk, které vznikaly během počátků subdukce Meliatského oceánu, obsahují polohy tufů, které indikují vznik ostrovního oblouku jižně od Meliatského oceánu. Přítomnost ostrovního oblouku mezi jednotkami meliatika a bükkika a ryolitový vulkanismus, probíhající současně s ukládáním střednojurských turbiditových sedimentů meliatské jednotky, poukazují na subdukci Meliatského oceánu směrem k jihu. Není však vyloučeno, že projevy riftingu v pásmu Bükk nejsou spjaté se



subdukci jiných oceánů, které vznikaly v západní oblasti oceánu Tethys během střední jury. Názory o jižním směru subdukce Meliatského oceánu zastávají také další autoři (např. Dallmeyer et al., 2008; Frontzheim et al., 2008).

Ofiolity přítomné v pásnu Bükk pravděpodobně představují obdukované fragmenty, oceánské kůry zaobloukového bazénu, který se otevřel následkem subdukce Meliatského oceánu k jihu, která mohla být částečně intraoceánská (Plašienka et al., 1997).

Objevují se i názory, že původní pozice Meliatského oceánu byla v oblasti mezi Gemerikem a Veporikem. Dokladem této tzv. Folkmárské sutury je přítomnost Jaklovecké jednotky, která obsahuje triaské oceánské horniny (Kozur a Mock, 1995).

Jaklovecká jednotka však pravděpodobně představuje část meliatského příkrovu, která byla do jihovýchodní části Gemerského pásma přesunuta od jihu, a ne z tzv. Folkmárské sutury (Plašienka et al., 1997).

Podle některých geologů však mohla subdukce Meliatského oceánu probíhat ve východním až jihovýchodním směru.

Poslední předkřídová tektonická událost, která se podílela na vzniku finálního předkřídového strukturního schématu centrálních Západních Karpat, byla subdukce Meliatského oceánu a jižního pasivního okraje Evropské platformy směrem k jihovýchodu (Lexa et al., 2003).

Zavírání meliatského oceánského bazénu probíhalo pravděpodobně subdukci pod Východoevropskou platformu (Rakús, 1993).

## **4 Praktická část**

Předmětem výzkumné části je analýza kinematického záznamu vysokotlakých, nízkoteplotních hornin, přesunutých nebo obdukovaných přes basement a svrchnopaleozoický obal jednotky Gemerika během uzavírání Meliatského oceánu a následné křídové konvergence. Analýza kinematického záznamu byla prováděna měřením krystalografické orientace zrn kalcitu v mramorech z první skupiny hornin (viz kapitola HP – LT horniny Meliatské jednotky) rozlišených na základě litologie a metamorfní historie v příkrovu Bôrky. Pro účely analýzy kinematického záznamu byly mramory rozřezány řezy kolmými na foliační plochy a zároveň paralelně s lineací. Z těchto tzv. XZ řezů, tedy řezů určených osami X a Z deformačního elipsoidu (X je směr maximálního protažení, tj. směr lineace, a Z je směr maximálního zkrácení, tj. kolmý na foliaci), byly zhotoveny výbrusy. Ve vybraných oblastech výbrusů byla pomocí metody EBSD měřena orientace krystalografických os zrn kalcitu. Výsledky jsou prezentovány v podobě mikrostrukturních map, ve kterých jsou oddělena jednotlivá zrna podle své krystalografické orientace a znázorněna pomocí barev. Za účelem přehledného znázornění případné přednostní krystalografické orientace jsou vedle map zkonstruovány také stereogramy, ve kterých jsou vyneseny orientace krystalografických os z jednotlivých měření.

### **4.1 Metoda EBSD**

Metoda EBSD využívá difrakce zpět odražených elektronů (anglicky electron backscatter diffraction) k určování orientace krystalové mřížky zrn přítomných fází za použití skenovací elektronové mikroskopie. Výbrusy musí být před měřením mechanicky a chemicky vyleštěny, aby byl povrch výbrusu maximálně zarovnan, a posléze musí být povrch výbrusu pokryt tenkou vrstvou vodivého materiálu za účelem odvádění elektrického náboje. Během měření je vzorek umístěn do komory skenovacího elektronového mikroskopu pod úhlem  $70^\circ$  od horizontální roviny. Část elektronů z elektronového paprsku dopadajícího na vzorek pronikne do krystalické struktury vzorku a ohne se okolo atomových jader a odlétne ze vzorku ven. Tyto zpět odražené elektrony se chovají podle Braggova zákona a vytváří interferenční maximum. Po dopadu na fluorescenční destičku jsou vytvořeny tzv. Kikuchiho obrazce, které jsou charakteristické

pro každou konkrétní fázi. Na základě orientace Kikuchiho obrazců lze vypočítat orientaci krystalové mřížky známé fáze vůči rovině výbrusu.

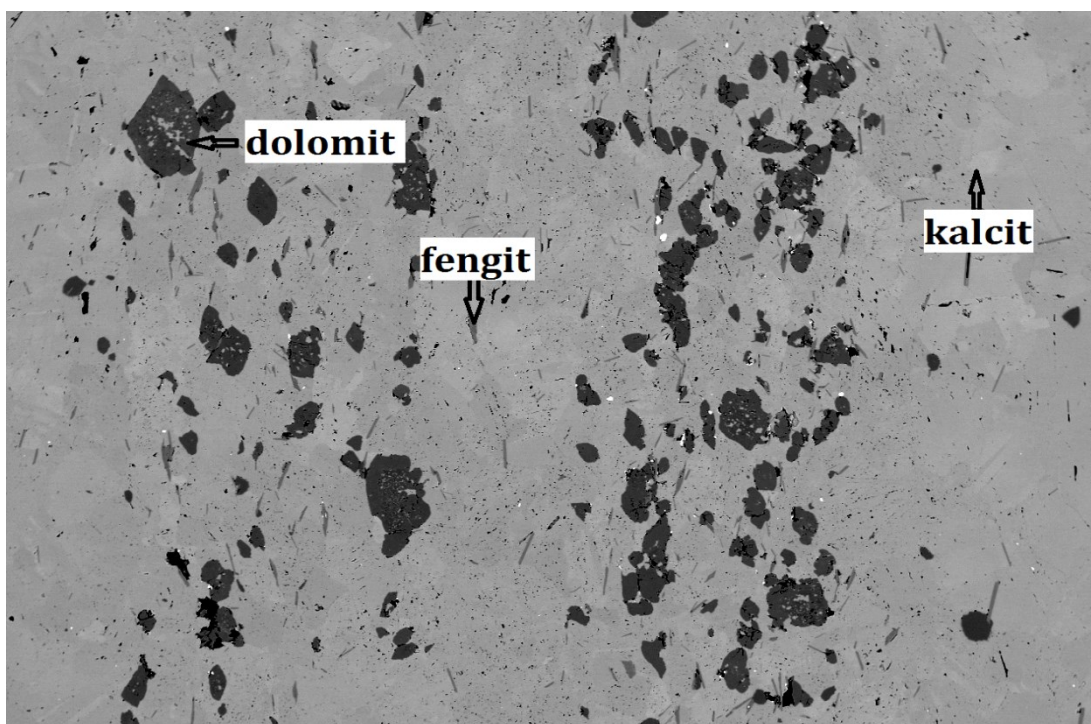
#### **4.2 Mikrostruktury**

V mylonitech, ve kterých je množství dolomitu několikanásobně menší než množství kalcitu, vznikají během deformace textury a mikrostruktury, které jsou velmi podobné texturám a mikrostrukturám v mylonitech, tvořených pouze kalcitem (Leiss et al., 1999).

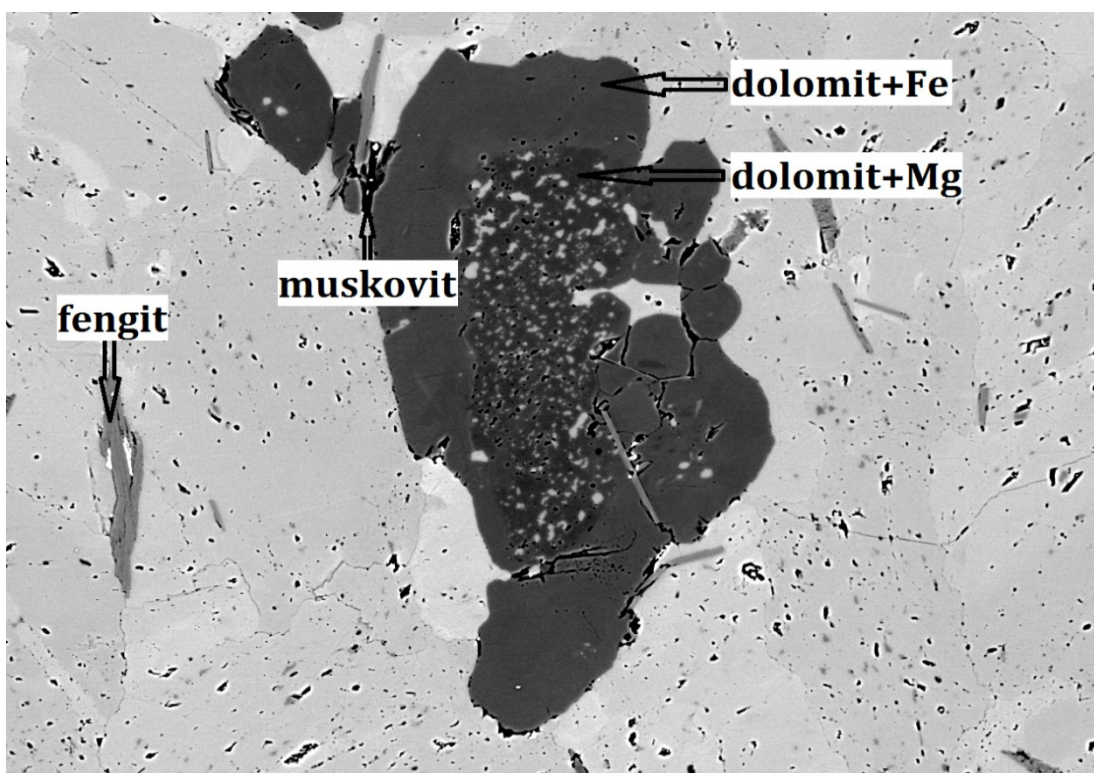
Na základě experimentů, během kterých byl kalcit deformován mechanismem jednoduchého stříhu, byly autory (Friedmann a Higgs, 1981; Kern a Wenk, 1983; Schmid et al., 1987) stanoveny tři rozdílné deformační mechanismy, které vedou ke vzniku určitých typů pólových obrazců krystalografických c os. Deformace mechanismem dvojčatění vede ke vzniku jednoho maxima, které je zrotováno proti směru smyslu stříhu (okolo střední osy deformačního elipsoidu). Intrakrystalový skluz vede ke vzniku dvou maxim: jedno je zhruba paralelní s normálou k průmětu foliace ve stereogramu, druhé je zrotované proti směru smyslu stříhu (okolo střední osy deformačního elipsoidu). Během deformačního mechanismu migrace hranic zrn vzniká podle výsledků experimentů prováděných autory (Friedmann a Higgs, 1981) maximum, které je zrotované ve směru smyslu stříhu, zatímco v experimentech prováděných autory (Schmid et al., 1987) vyšlo maximum zrotované proti směru stříhu.

#### **4.3 Petrografie výbrusů**

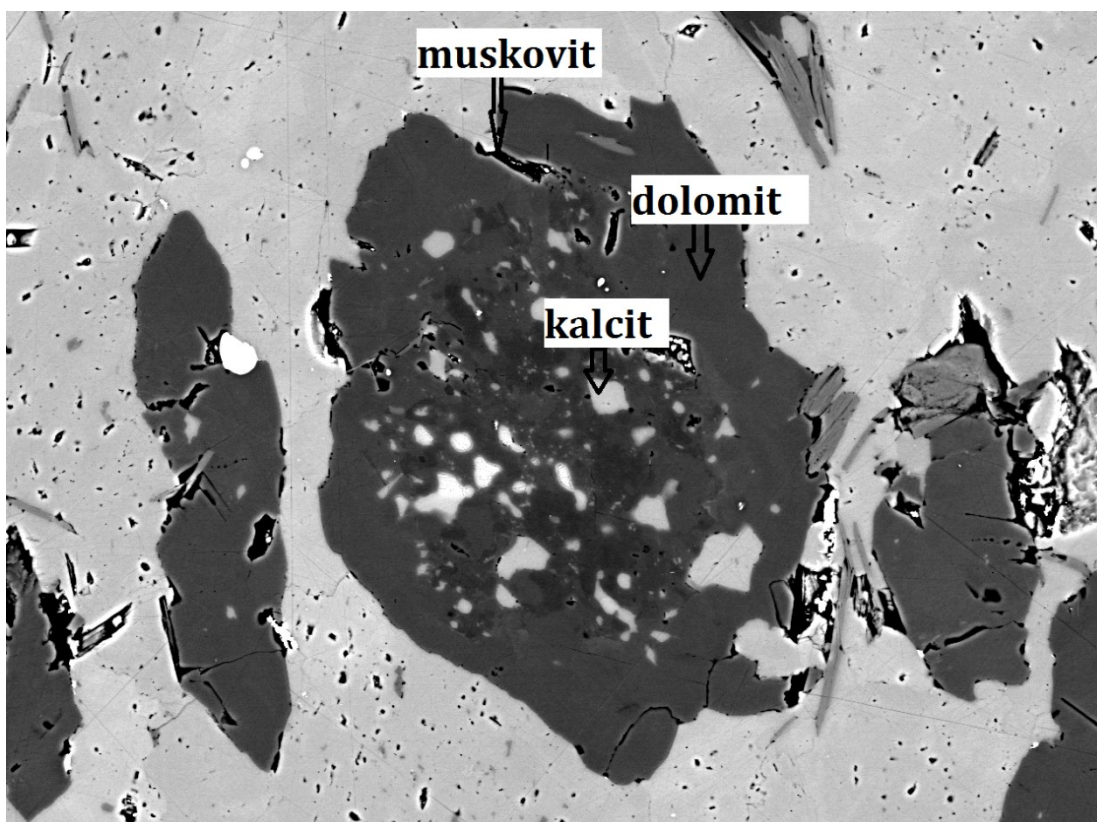
Studované horniny jsou tvořeny převážně kalcitem, dolomit zastupuje cca jednotky procent celkového objemu horniny. V ještě menším množství je zastoupen fengit a muskovit. Dále je ve výbrusech (obr 5; 6; 7) v akcesorickém množství přítomen také plagioklas a křemen.



*Obr. 5: Pásky s větším a menším množstvím dolomitu; snímek pořízený na elektronové mikrosondě v režimu compo při zvětšení 60X*



*Obr. 6: Zrno dolomitu s uzavřeninami kalcitu a muskovitu; snímek pořízený na elektronové mikrosondě v režimu compo při zvětšení 370X*



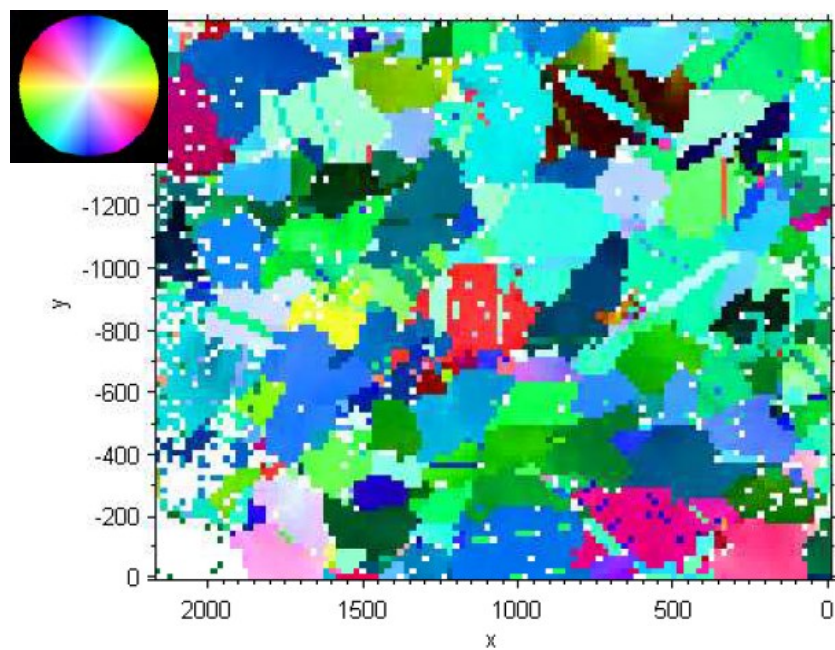
*Obr. 7: Zrno dolomitu; snímek pořízený na elektronové mikroskopě v režimu compo při zvětšení 600X*

#### **4.4 Výsledky měření z jednotlivých výbrusů**

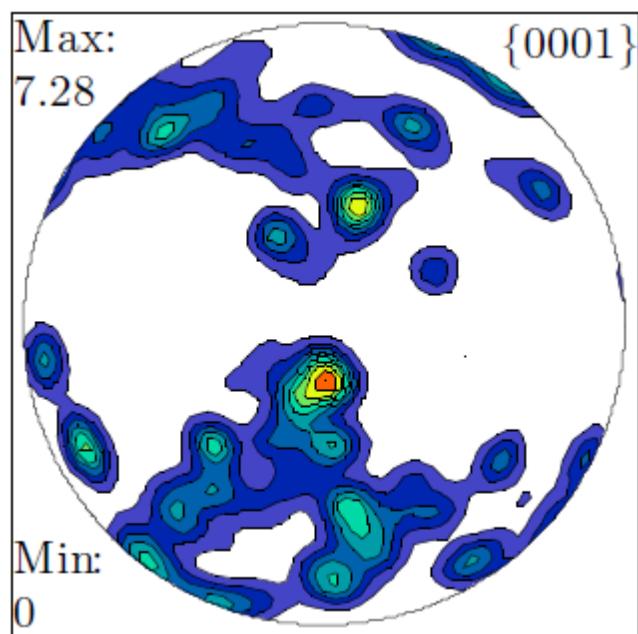
Výsledky měření jsou prezentovány v podobě map znázorňující krystalografickou orientaci zrn kalcitu v mramoru z příkrovu Bôrky. Prostorová orientace krystalografických c os vůči rovině foliace je v mapách vyjádřena škálou barev podle přiloženého barevného stereogramu. Kromě map (obr. 8; 11; 14; 17; 20; 23; 27) jsou krystalografická data vyjádřena v podobě pólových diagramů krystalografických c os a pólů ploch 10-10 a 11-20 (obr. 10; 13; 16; 19; 22; 25; 28)

#### 4.4.1 Výbrus FS 07A

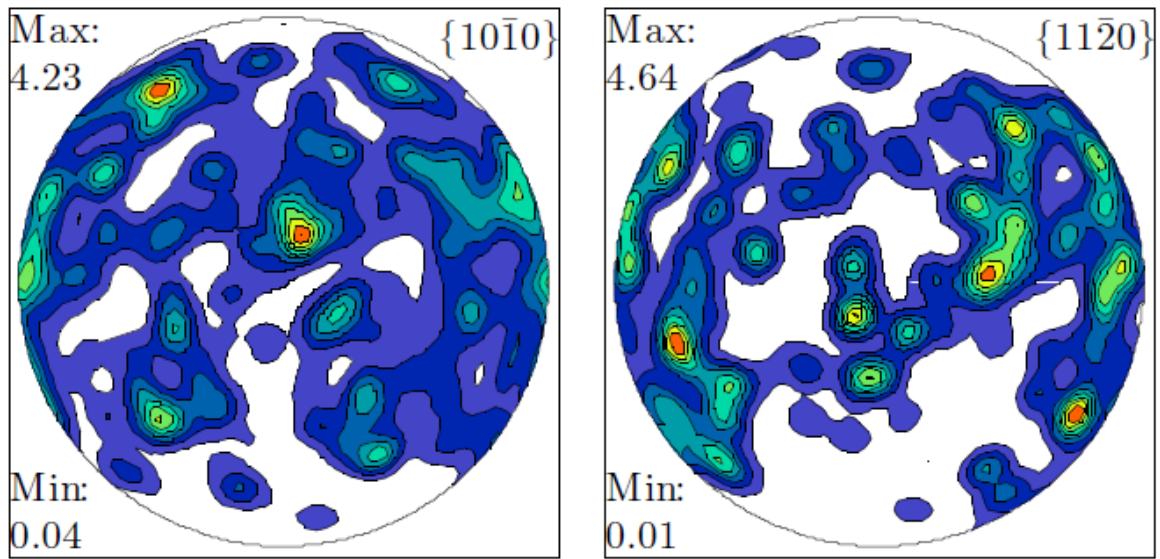
Výbrus FS 07A je zhotoven z orientovaného vzorku s foliací 150/5 a lineací 85/25



*Obr. 8: Mapa z výbrusu FS 07A*

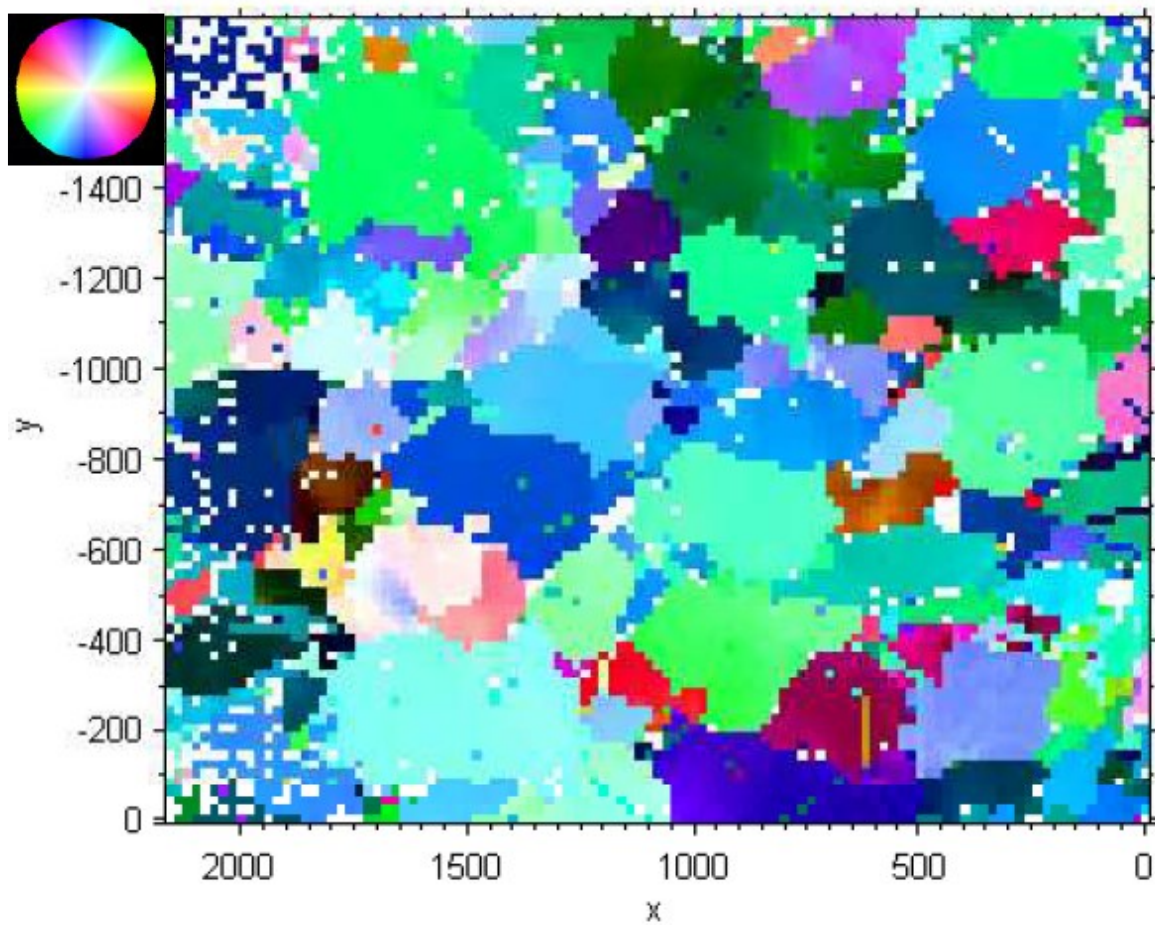


*Obr. 9: Stereografická projekce krystalografických c os*



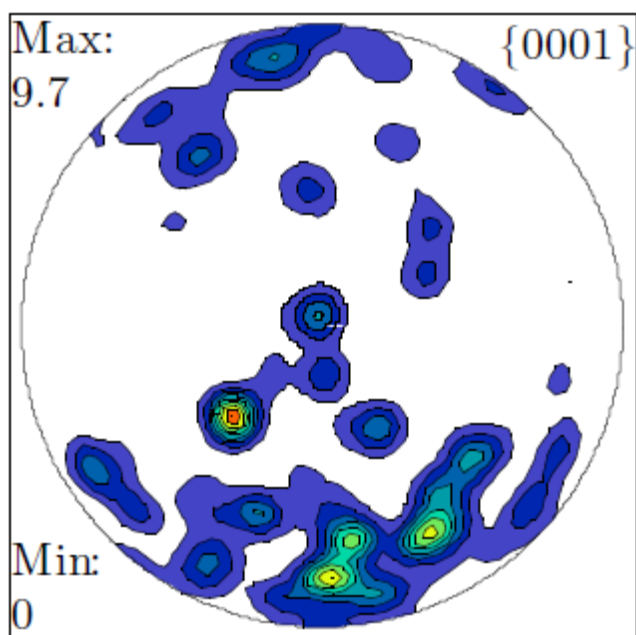
**Obr. 10:** Stereografická projekce pólů ploch 10-10 a 11-20

Prostorová přednostní orientace krystalografických c os (obr. 9) poukazuje na aktivaci bazálního a romboedrického  $\langle a \rangle$  skluzu vlivem deformace mechanismem jednoduchého stříhu, se smyslem stříhu zhruba top to the east.

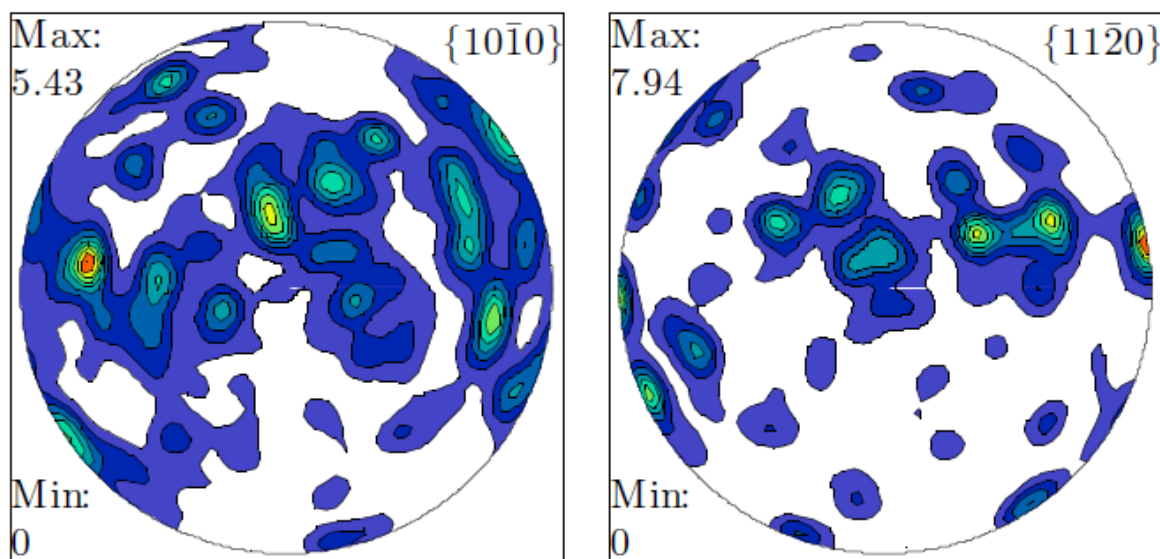


*Obr. 11: Mapa z výbrusu FS 07A*





**Obr. 12:** Stereografická projekce krystalografických  $c$  os

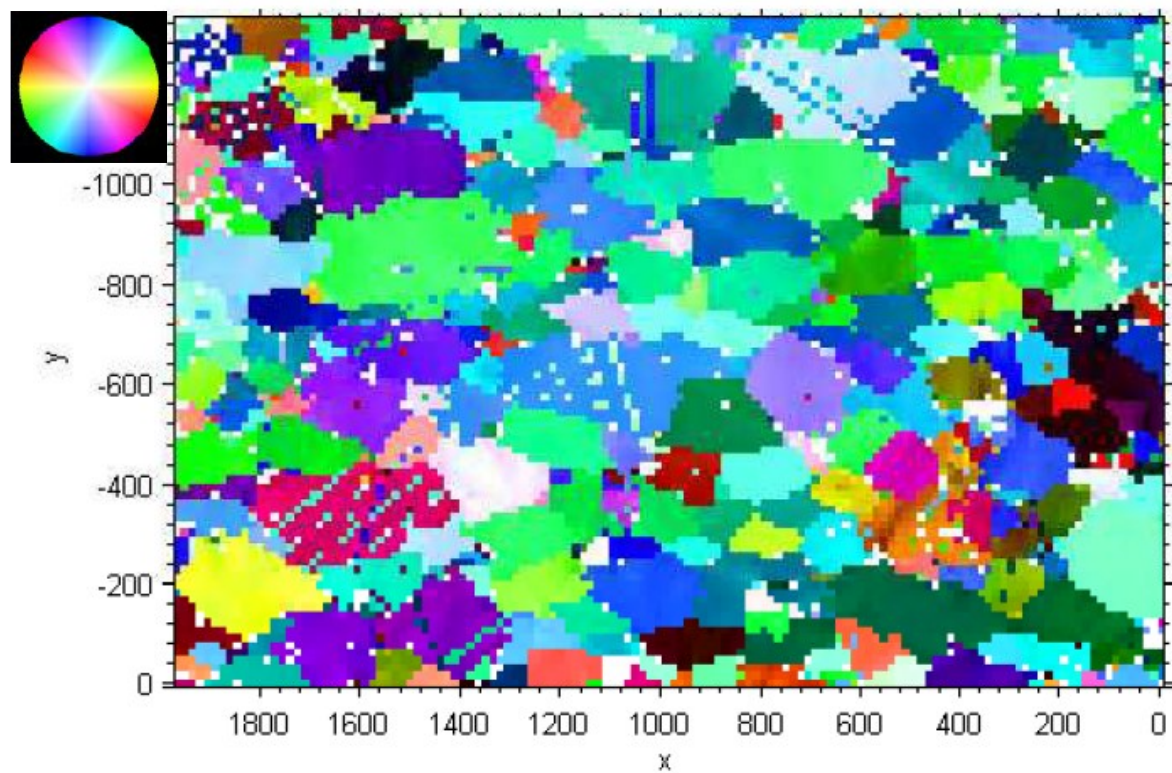


**Obr. 13:** Stereografická projekce pólů ploch  $10\bar{1}0$  a  $11\bar{2}0$

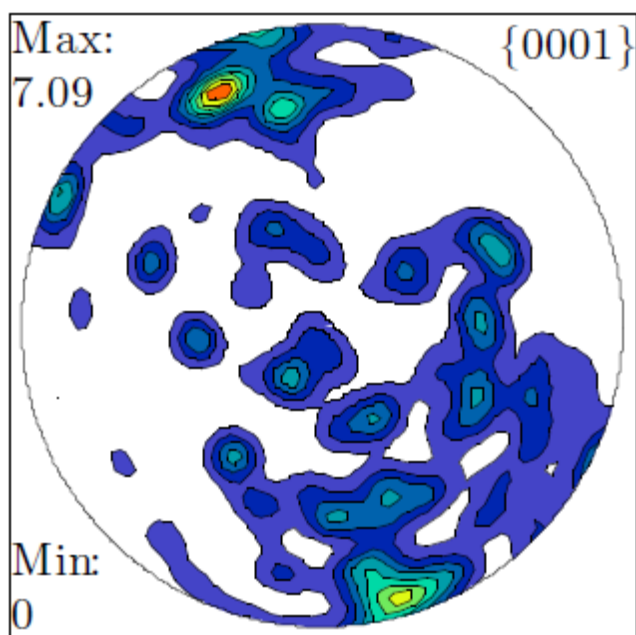
Prostorová přednostní orientace krystalografických  $c$  os (obr. 12) poukazuje na aktivaci bazálního a romboedrického  $\langle a \rangle$  skluzu vlivem deformace mechanismem jednoduchého stříhu, se smyslem stříhu zhruba top to the east.

#### 4.4.2 Výbrus FS 06B

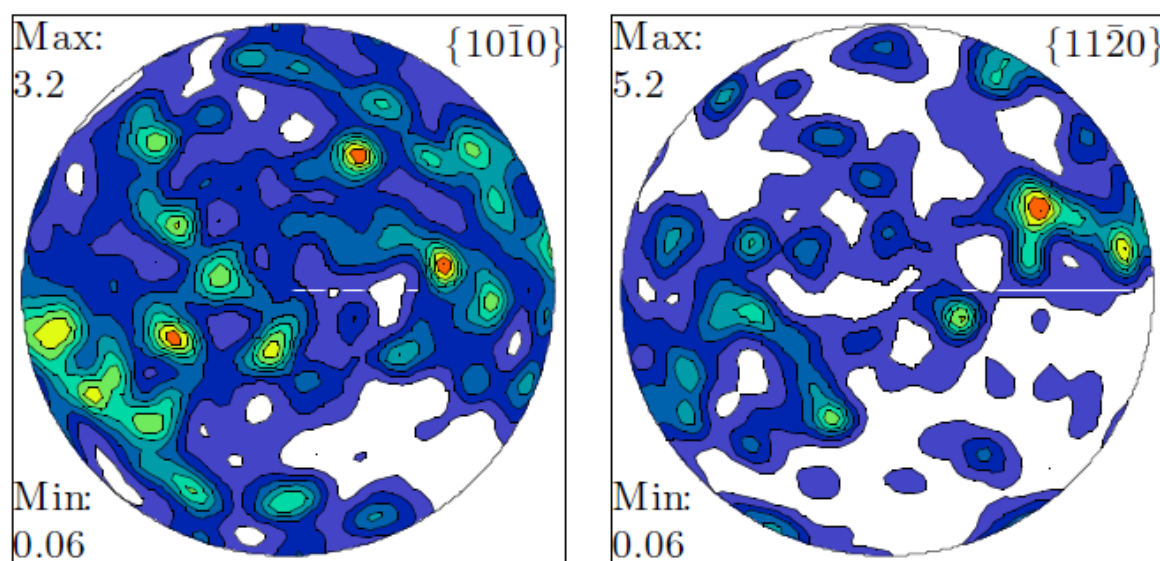
Výbrus FS 06B je zhotoven z orientovaného vzorku s foliací 145/35 a lineací 93/25



*Obr. 14: Mapa z výbrusu FS 06B*

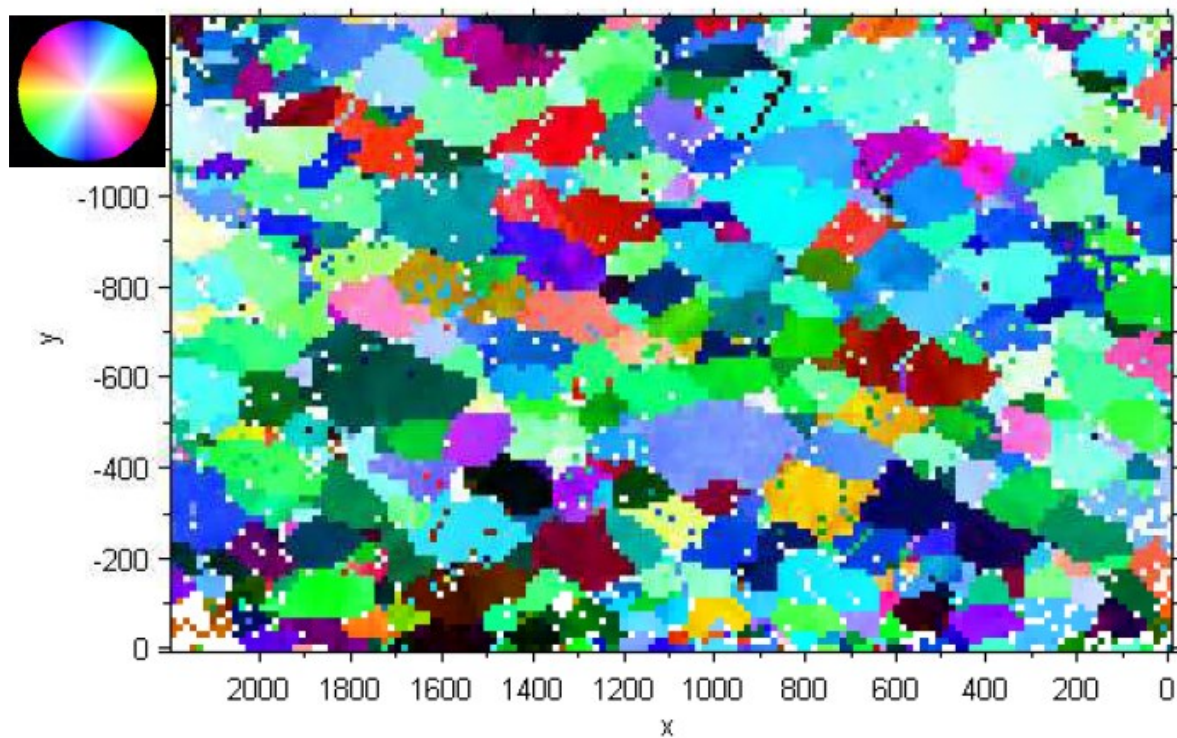


*Obr. 15: Stereografická projekce krystalografických c os*

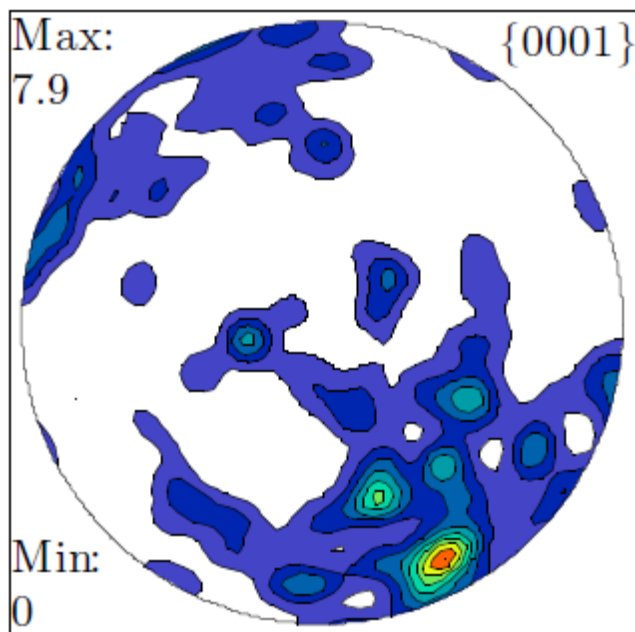


*Obr. 16: Stereografická projekce pólů ploch 10-10 a 11-20*

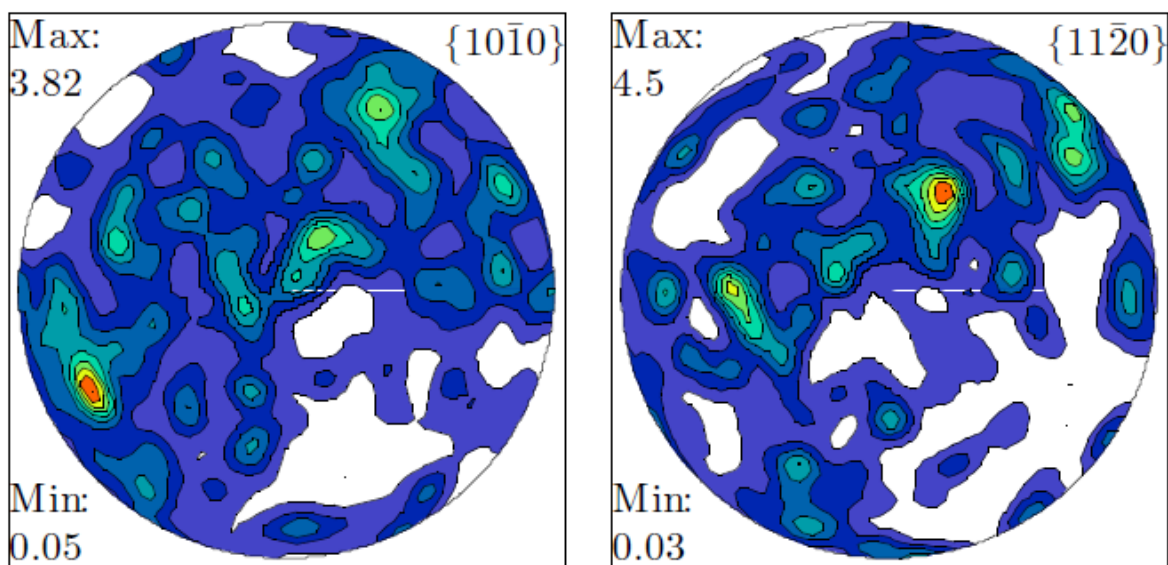
Prostorová přednostní orientace krystalografických c os (obr. 15) poukazuje na aktivaci bazálního  $\langle c \rangle$  skluzu, anebo na deformační dvojčatění vlivem deformace mechanismem jednoduchého stříhu, se smyslem stříhu zhruba top to the east.



**Obr. 17:** Mapa z výbrusu FS 06B



**Obr. 18:** Stereografická projekce krystalografických c os

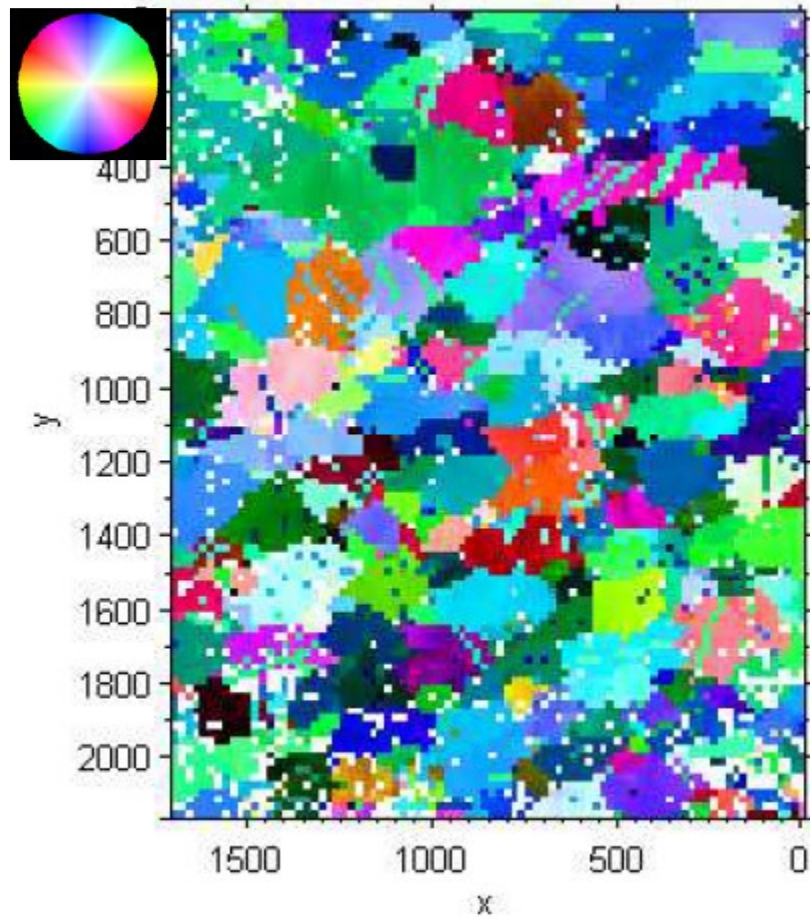


**Obr. 19:** Stereografická projekce pólů ploch  $10\bar{1}0$  a  $11\bar{2}0$

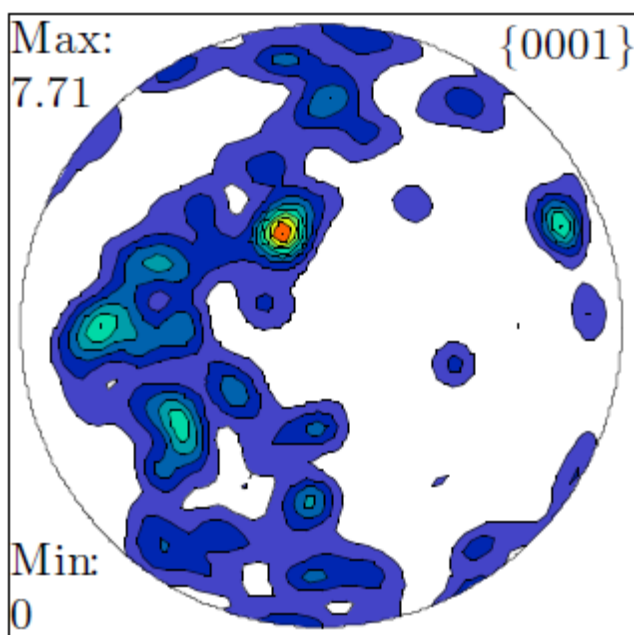
Prostorová přednostní orientace krystalografických  $c$  os (obr. 18) poukazuje na aktivaci bazálního  $\langle c \rangle$  skluzu, anebo na deformační dvojčatění vlivem deformace mechanismem jednoduchého stříhu, se smyslem stříhu zhruba top to the east.

#### 4.4.3 Výbrus FS 06A

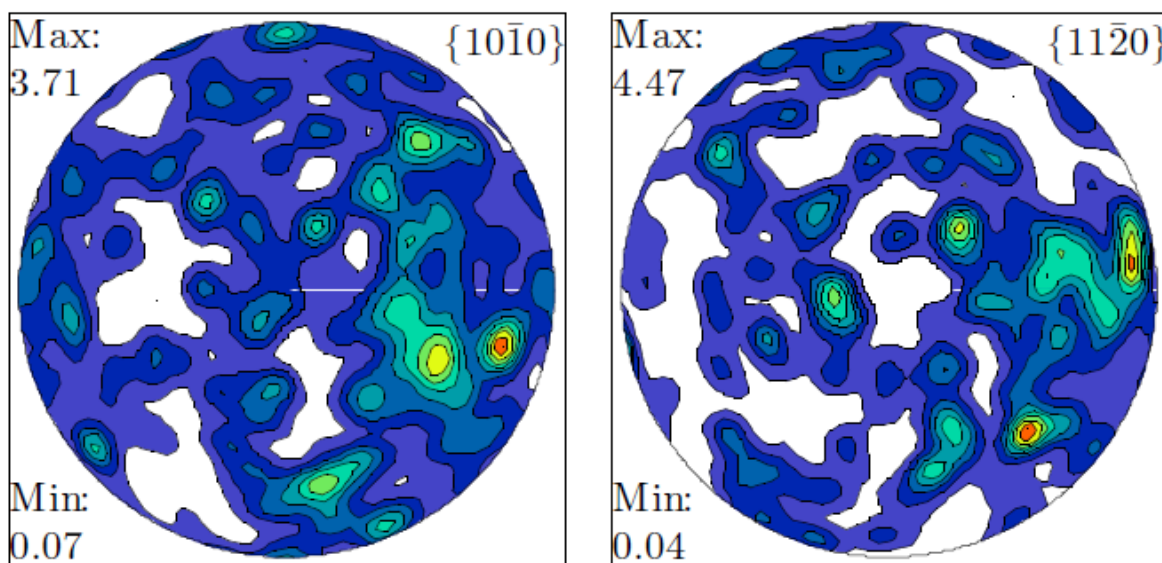
Výbrus FS 06A je zhotoven z orientovaného vzorku s foliací 142/42 a lineací 82/40



**Obr. 20:** Mapa z výbrusu FS 06A

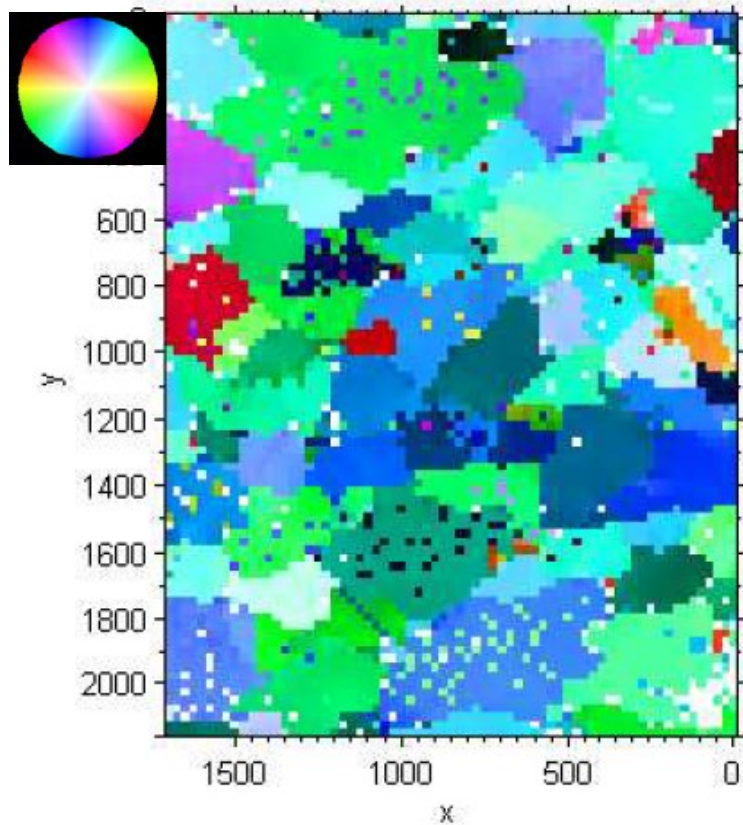


*Obr. 21: Stereografická projekce krystalografických c os*

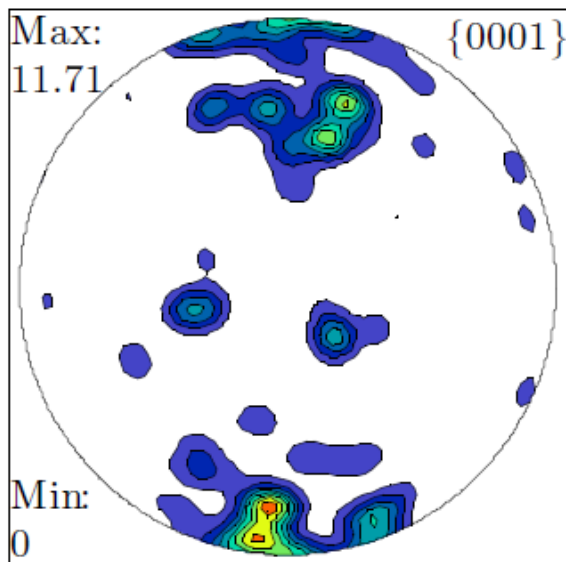


*Obr. 22: Stereografická projekce pólů ploch 10-10 a 11-20*

Přednostní orientace krystalografických c os (obr. 21) poukazuje na aktivaci bazálního  $\langle c \rangle$  skluzu vlivem deformace mechanismem jednoduchého stříhu, se smyslem stříhu zhruba top to the west.

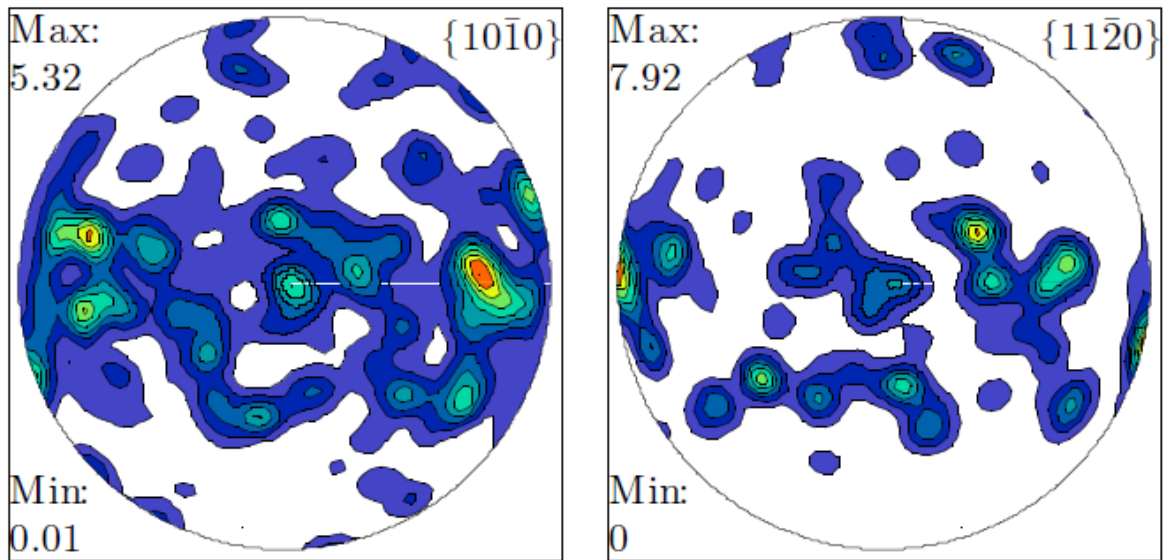


*Obr. 23: Mapa z výbrusu FS 06A*



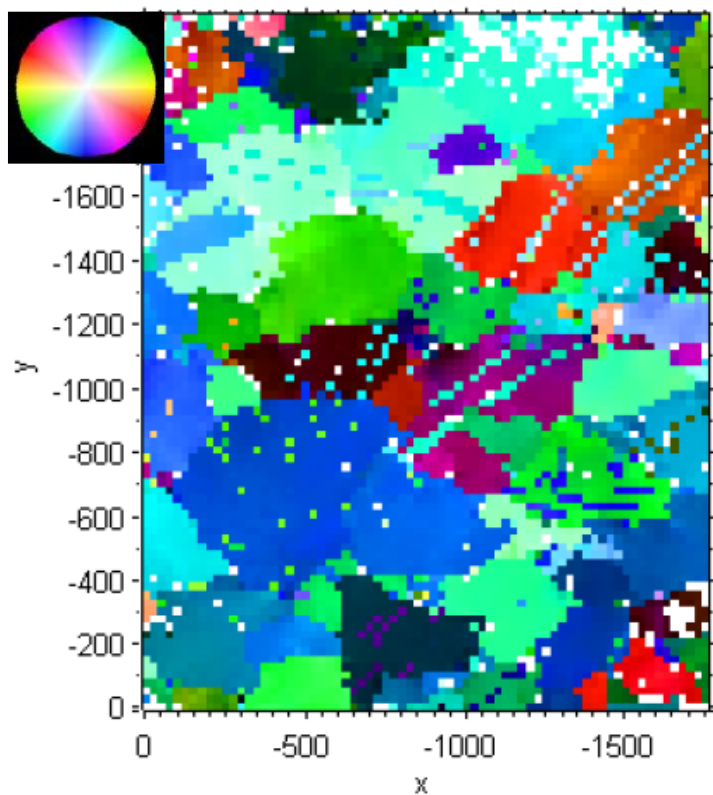
*Obr. 24: Stereografická projekce krystalografických c os*



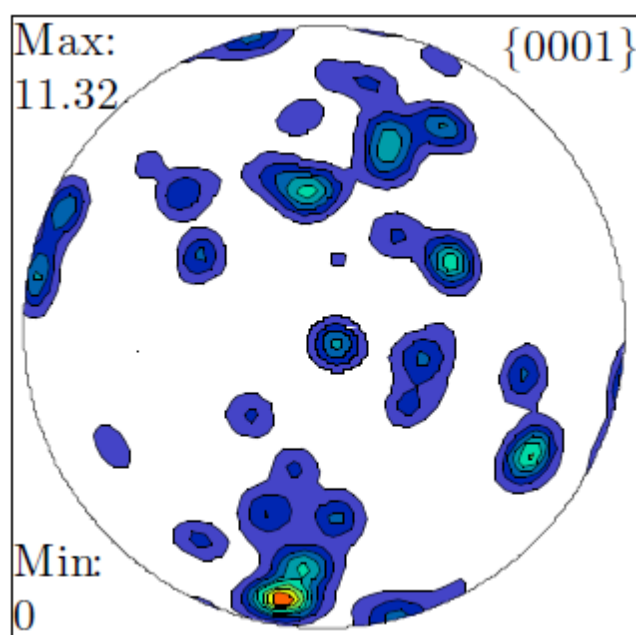


**Obr. 25:** Stereografická projekce pólů ploch 10-10 a 11-20

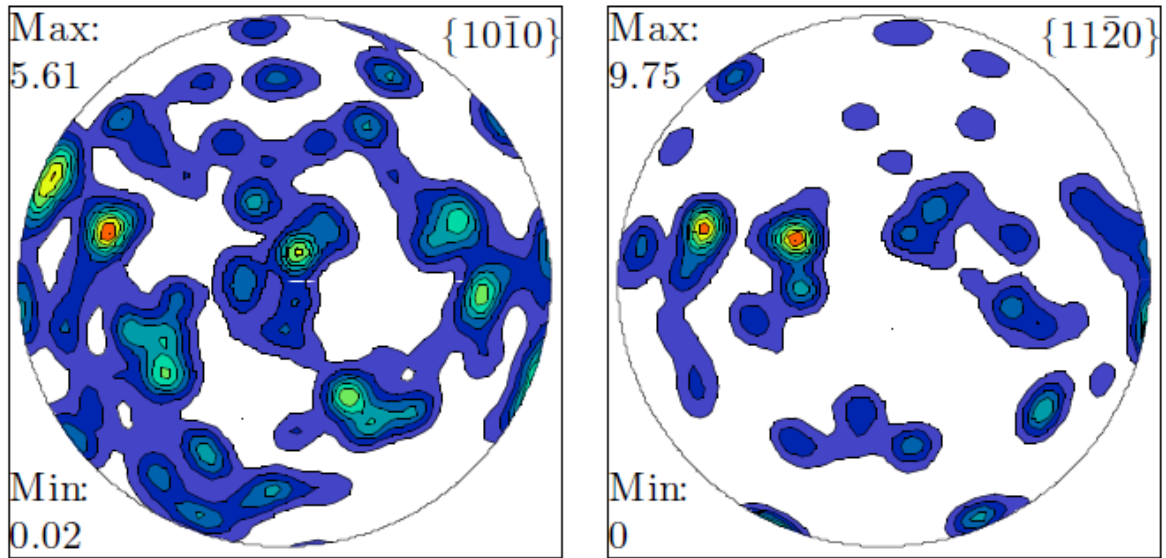
Prostorová přednostní orientace krystalografických  $c$  os (obr. 24) poukazuje na aktivaci bazálního  $\langle c \rangle$  skluzu, vlivem deformace mechanismem jednoduchého stříhu, se smyslem stříhu zhruba top to the west.



**Obr. 26:** Mapa z výbrusu FS 06A



**Obr. 27:** Stereografická projekce krystalografických c os



**Obr. 28:** Stereografická projekce pólů ploch 10-10 a 11-20

Prostorová přednostní orientace krystalografických c os (obr. 27) poukazuje na aktivaci bazálního  $\langle c \rangle$  skluzu, vlivem deformace mechanismem jednoduchého stříhu, se smyslem stříhu zhruba top to the west.

## 5 Závěr

Horniny studované v rámci této práce jsou mramory, tvořené převážně kalcitem. V menší míře (cca jednotky objemových procent) je zastoupen dolomit a v ještě menším množství je zastoupen muskovit a fengit. V akcesorickém množství byly ve výbrusech identifikovány také křemen a plagioklas. Zrna kalcitu vznikla patrně rekrystalizací a jsou výhradně xenomorfně omezena. Dolomit je tvořen xenomorfními, hypidiomorfními i idiomorfními zrny, často uzavírá kalcit, muskovit a fengit.

EBSD měření potvrdilo přednostní krystalografickou orientaci ve všech měřených oblastech výbrusů. Ve výbrusu FS 07A vytváří průměty krystalografických  $c$  os ve stereografické projekci obrazce, které poukazují na jednoduchý stříh top to the east. Ve výbrusu FS 06B vytváří průměty krystalografických  $c$  os asymetrické pruhy, které poukazují na jednoduchý stříh top to the east. Ve výbrusu FS 06A vytváří průměty krystalografických  $c$  os asymetrické pruhy, které poukazují na jednoduchý stříh top to the west.

## 6 Seznam použité literatury

- Andrusov, D., Geológia Československých Karpát, Zv. 1, Vydavateľstvo SAV, Bratislava, Slovakia, 1958.
- Andrusov, D., Subtatranské príkrovy v Západných Karpatoch, *Carpatica*, 1, 3 – 50, 1936.
- Árkai P., Faryad S. W., Vidal O. & Balogh K. 2003: Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. *Int. J. Earth Sci.* 92, 68—85.
- Balla, Z. Hovcafa. D. Tinaa It ft Vaogndov. V. 1983: Mesozoic ophiolites of tfee Ht Ite. Hapni *OfiolitL.* 8.5-46.
- Biely, A., J. Bystrický, and O. Fusán, De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes Translated Title: Relations of the nappes of the inner western Carpathians, paper presented at Int. Geol. Congr., Prague, 1968.
- Biely, A. & Fusán, O. 1967 der Wurzelzonen der sub-tatrischen Deckea. *Cat l'mce. Tjfnri.* 42.51 - 64.
- Csontos L. & Vörös A. 2004: Mesozoic plate-tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 210, 1—56.
- Csontos, L, 1995: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Aaicmutagjca.* 7.1 -13.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics.* 208. 221 - 241.
- Dallmeyer R. D., Neubauer F. & Fritz H. 2008: The Meliata suture in the Carpathians: regional significance and plications for the evolution of high-pressure wedges within collisional orogens. In: Siegesmund S., Fügenschuh B. & Froitzheim N. (Eds.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* 298, 101—115.
- Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putis, M. 1996. Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: 40Ar/39Ar mineral and whole rock data. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 203–277.
- Downes, H., Pántó, G., Árkai, P. & Thirlwall, M. F., 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Biikk Mts., Hungary. *Lithos*, 24. 201 - 216.
- Faryad S. W. 1999: Exhumation of the Meliata high-pressure rocks (Western Carpathians): Petrological and structural records in blueschists. *Acta Montanistica Slov.* 4, 137—144.
- Faryad, S. W., 1990. Gneiss-Amphibolite Complex of the Gemicum. *Miner. Slovaca*, 22, 303-318.
- Faryad S. W., Spišiak J., Horváth P., Hovorka D., Dianiška I. & Józsa S. 2005: Petrological and geochemical features of the Meliata mafic rocks from the sutured Triassic oceanic basin, Western Carpathians. *Ofioliti* 30, 1, 27—35.
- Faryad, S. W. Henjes, F. 1997: Petrological and K-Ar and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age constraints for the tectonothermal evolution of the high-pressure Meliata unit, Western Carpathians (Slovakia)
- Faryad, S. W., Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia, *J. Metamorph. Geol.*, 13, 701 – 714, 1995.
- Faryad, S. W., 1995b. Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata unit, Western Carpathians. Slovakia. *J. Metamorph. Geol.* 13, 701 714.

- Faryad S.W. & Frank W. 2011: Textural and age relations of polymetamorphic rocks in the HP Meliata Unit (Western Carpathians). *J. Asian Earth Sci.* 42, 111—122.
- Friedmann, M. and Higgs, N. G. (1981). Calcite fabrics in experimental shear zones. In: Mechanical Behaviour of Crustal Rocks, Eds. N. L. Carter, M. Friedmann, J. M. Logan and D. W. Stearns, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 21, 11-27.
- Froitzheim N., Plašienka D. & Schuster R. 2008: Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. In: McCann T. (Ed.): The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. *Geological Society Publishing House*, London, 1141—1232.
- Gawlick H.-J., Havrila M., Krystyn L., Lein R. & Mello J. 2002: Conodont colour alteration indices (CAI) in the Central Western Carpathians and the Northern Calcareous Alps — a comparison. *Geol. Carpath.* 53, spec. Issue, 15—17.
- Grecula, P., 1982: Gemericum - segment of the Paleotethyan riftogeno-basin. *Mineralia Slov. - Monogr. Alfa. Bratislava*, 1 - 263.
- Grill J., Kovács S., Less Gy, Réti Zs, Róth L. & Szentpétery I. 1984: Geology and evolution of the Aggtelek-Rudabánya Mts. *Földtani Kutatás* 27, 49—56. (in Hungarian)
- Haas, J. & Budai., T., 1995: Upper Permian - Triassic facies zones in the Transdanubian Range. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 101, 249 - 266.
- Havrila M. 2011: Hronicum: palaeogeography and stratigraphy (late Pelsonian — Tuvalian), deformation and structure. *Geol. práce, Správy* 117, 7—103. (in Slovak, English summary)
- Havrila M. & Ožvoldová L. 1996: Meliaticum in the Stratenská hornatina Hills. *Slovak Geol. Mag.* 3—4, 335—339.
- Hók, J., & Hraško, L., 1990: Deformation analysis of the western part of the Pohorelá line. *Mineralia Slov.*, 22, 69 - 80.
- Hók, J., Kováč, P. & Rakús, M., 1995: Structural investigations of the Inner Carpathians - results and interpretation. *Mineralia Slov.*, 27, 231 - 235.
- Ivanička, J., Snopko, L., Snopková, P. & Vozárová, A., 1989: Gelnica Group - lower unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. - Geol. Carpath.*, 40, 483 - 501.
- Kern, H. and Wenk, H.-R. (1983). Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zones. *Contrib. Mineral Petrol* 83, 231-236.
- Kovács, S., 1997: Middle Triassic rifting and facies differentiation in northeast Hungary. In *Sinha, A. K., Sassi, F. P. & Papanikolaou, D., (eds): Geodynamic domains in the Alpine-Himalayan Tethys. Oxford & IBH Publ., New Delhi*, 375 - 397.
- Kovács, S., 1992a: Tethys "western ends" during the Late Paleozoic and Triassic and their possible genetic relationships. *Acta Geol. Hung.*, 35, 329 - 369.
- Kováč, Michal. *Alpínsky vývoj Západných Karpát*. Brno: Masarykova univerzita, 1993. ISBN 80-210-0771-0.
- Kozur H. & Mock R. 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläontol. Mitt.* 14, 6, 131—155.

- Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Mineralia Slov.* 27. S0J-307.
- Kozur, H. & Mock, R., 1996: New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps. Part I: Central Western Carpathians. *Mineralia Slov.* 28. 151 -174.
- Kozur, H. & Mock, R., 1997: New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps. Part II: Inner Western Carpathians. *Mineralia Slov.* 29. 164 – 209.
- Kozur H. & Mock R. 1997: New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps and other parts of the Western Tethys. Part II: Inner Western Carpathians. *Miner. Slov.* 29, 164—209.
- Kozur, H. 1991. The Evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 87, 109–135
- Kozur H. & Mock R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Carpath.* 24, 2, 365—374.
- Lačný A, Plašienka D a Vojtko R., 2016 Structural evolution of the Turňa Unit constrained by fold and cleavage analyses and its consequences for the regional tectonic models of the Western Carpathians
- Leiss B. Siegesmund S. Weber K. 1999: Texture asymmetries as shear sense indicators in naturally Deformed mono-and polyphase Carbonate rocks
- Lexa, O. Schulmann, K. Ježek, J. 2003: Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modeling
- Madarás, J., Putiš, N., Dutsch, B., 1994: Structural characteristics of the middle part of the Pohorela tectonic zone. Veporicum, Western Carpathians. *Művelemények a Magyarországi Államok Körüljárásáról* 26. 177- 191.
- Maluski, H., P. Rajlich, and P. Matte, 40Ar-39Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting, *Tectonophysics*, 223, 313 – 337, 1993.
- Mello J., Reichwalder P. & Vozárová A. 1998: Bôrka nappe: highpressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). *Slov. Geol. Mag.* 4, 261—273.
- Mello J. (Ed.), Elečko M., Pristaš J., Reichwalder P., Snopko L., Vass D., Vozárová A., Gaál A., Hanzel V., Hók J., Kováč P., Slavkay M. & Steiner A. 1997: Explanations to the geological map of the Slovenský kras Mts 1:50,000. *Vydavateľstvo Dionýza Štúra*, Bratislava, 1—225. (in Slovak, English summary)
- Méres Š., Ivan P., Konečný P., Aubrecht R., Sýkora M., Plašienka D. & Reichwalder P. 2013: Two monazite ages from the accretionary prism mélangé of the Meliata Ocean (Bôrka Nappe, Meliatic Superunit, Western Carpathians). Abstract Volume, Internat. Conf. GEEWEC 2013, Smolenice, Slovakia, October 16—19, 2013, 62.
- Mock R., Sýkora M., Aubrecht R., Ožvoldová L., Kronome B., Reichwalder P. & Jablonský J. 1998: Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages, Slovakia. *Slov. Geol. Mag.* 4, 223—260.
- Oszczypko, N., 1992: Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura basin. *Geol. Carpath.*, 43, 333 - 338.

- Plašienka d. 2003. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians
- Plašienka, D. Grecula, P. Putiš, M. Kováč, M. Hovorka, D. 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview
- Plašienka, D, Marschalko, R., Soták, J., Uher, P. & Peterčáková, M., 1994: Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. Part 1: Lithostratigraphy and sedimentology. *Mineralia Slov.* 26, 311 - 334.
- Plašienka, D., Mosozoic tectonic evolution of the epi-Variscan continental crust of the Western Carpathians: A tentative model, *Miner. Slovaca*, 23, 447 – 457, 1991.
- Plašienka, D. 1999a. Tectonochronology and Paleotectonic Evolution of 64 65  
ALPINE TECTONICS OF THE ALPS AND WESTERN CARPATHIANS 87  
the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. Veda, Bratislava [English summary].
- Putiš M., Danišík M., Ružička P. & Schmiedt I. 2014: Constraining exhumation pathway in accretionary wedge by (U-Th)/He thermochronology – Case study on Meliatic nappes in the Western Carpathians. *J. Geodyn.* 81, 80—90.
- Putiš, M., Madarás, J., Korikovskiy, S.P., Kotov, A.B. & Filová, I., 1996: Ductile deformation and recrystallization of the variscan magmatic complex in the hanging wall of Cretaceous thrust (Veporic unit, Centra] Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.*, 3-4/96, 221 - 237.
- Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineralia Slov.*, 23, 459 - 473.
- Raktis, M., 1993. Obstacles and problems of the Western Carpathians paleogeographical reconstruction during Mesozoic (in Slovak). In: Raktis, M., Vozáir. J. (Eds.), *Geodynamic Mádél and Deep Structure of The Western Carpathians*. Geol. Inst. Bratislava, pp. 103-107.
- Rakús M. 1996: Jurassic of the innermost Western Carpathians zones — its importance and influence on the geodynamic evolution of the area. *Slov. Geol. Mag.* 3—4/96, Bratislava, 311—317.
- Reichwalder, P., 1982: Structural characteristic of root zones of some nappes in innermost parts of West Carpathians. In *M. Mahel (ed): Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone*. Veda Publ.. Bratislava, 43 - 56.
- Schmid, S. M., Panozzo, R. and Bauer, S. (1987). Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.* 9, 747-778.
- Schnabel, G. W., 1992: New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. *Cretaceous Res.* 13, 405 - 419.
- Soták, J., Spišiák, J. & Biroň, A., 1994: Metamorphic sequences with "Biindnerschiefer" lithology in the pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 86 (1993), 111 - 120.
- Soták, J., A. Vozárová, and J. Ivanička, New microfossils from the early Paleozoic formations of the Gemericum (Foraminiferida), *Geol. Carpath.*, 50, 72 – 74, 1999.
- Soták, J., Michalík, J., Reháková, D. & Hamršíd, B., 1997: Paleogene sediments below the base of a Mesozoic nappe in the Humenské vrchy Mts. (Podskalka borehole): stratigraphic con-straints for Tertiary thrust tectonics. *Geol. Carpath.*, 48, 193 - 203.



- Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G. 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159–204.
- Stampfli, G. M. 1996. The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 89, 13–42.
- Švábenická, L., Bubík, M., Krejčí, O. & Stránil, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpath.*, 48, 179 - 191.
- Tomek, C., 1993: Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. *Tectonophysics*, 226. 417 - 431.
- Tomek, C. & Hall, J., 1993: Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. *Geology*. 21, 535 - 538.
- Trunkó, L, 1996: Geology of Hungary. *Gebr. Borntraeger, Berlin*, 1 - 464.
- Uher, P., Ondrejka, M., Spišiak, J., Broska, I. & Putiš, M. 2002. Lower Triassic potassium-rich rhyolites of the Silicic unit, Western Carpathians, Slovakia: geochemistry, mineralogy and genetic aspects. *Geologica Carpathica*, 53, 27–36.
- Vojtko R. 2000: Are there tectonic units derived from the Meliata - Hallstatt trough incorporated into the tectonic structure of the Tisovec Karst (Muráň karstic plateau, Slovakia). *Slov. Geol. Mag.* 6, 335—346.
- Vozár, J., Tomek, Č., Vozárová, A., Mello, J. & Ivanička, J., 1996a: Seismic section G-I. *Geol. Práce, Správy*. 101, 32 - 34.
- Vozárová, A., J. Soták, and J. Ivanička, Cambro-Ordovician fossils (conodontes, foraminifers, chitinous shields) from the metamorphic series of the Gemericum (western Carpathians), in Tenth Meeting of European Union of Geosciences, vol. 4, Abstracts, p. 266, Cambridge Univ. Press, New York, 1999.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1992a: Tornaicum and Meliaticum in borehole Brusnik BRU-1, Southern Slovakia. *Acta Geol. Hung.*, 35, 97 - 116.
- Vozárová A., Konečný P., Vozár J. & Šmelko M. 2008: Upper Jurassic - Lower Cretaceous tectonothermal events in the Southern Gemeric Permian rocks deduced from electron microprobe dating of monazite (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.* 59, 2, 89—102.