

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 2018

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 5. 1. 2018

.....

Abstrakt

Práce je zaměřena na problematiku deformačního záznamu jurské subdukce meliatského oceánského prostoru v oblasti Západních Karpat. Tato oceánská doména se otevřela během středního triasu a k jejímu uzavírání došlo na hranici střední a svrchní jury. Dokladem existence oceánské domény jsou sedimentární horniny oceánského původu, glaukofanitizované bazalty a serpentinizované ultramafické horniny 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. Vlastní výzkum byl zaměřen na identifikaci deformačního záznamu v jednotkách jižního Gemerika, Meliatské jednotce (příkrov Bôrky) a Silickém příkrovu. Na základě analýzy deformačních struktur byly ve studované oblasti identifikovány čtyři deformační události D1 – D4. Deformace D1 – D3, které se projeví různě v různých jednotkách, ukazují na zhruba východo-západní směr komprese související se subdukcí Meliatské oceánské desky, exhumací jejích částí do akrečního komplexu nad subdukční zónou a přesouváním těchto horninových komplexů přes jednotku Gemerika. Deformace D4 postihla všechny studované jednotky a ukazuje na severo-j jižní směr komprese. Vzhledem k předchozím výzkumům ve studované oblasti je tato deformace interpretována v souvislosti s křídovou konvergencí v Západních Karpatech.

Klíčová slova: Západní Karpaty; příkrov Bôrky; Meliatská jednotka; Silický příkrov; subdukce; sutura;

English abstract

The bachelor thesis is focussed on problems of Jurassic subduction of Meliatic ocean in the region of the Western Carpathians. This oceanic domain opened during the Middle Triassic and closed at the end of Middle Jurassic. The existence of the oceanic domain in the Western Carpathians is documented by sedimentary rocks of oceanic origin glaucophane bearing basalts and serpentized ultramafic rocks preserved in the area of the presumed suture zone. The chemical composition of metabasalts corresponds to the transition between the basalts of mid-oceanic ridges and basalts of island arcs. The metabasalts underwent high-pressure, low-temperature metamorphism, which proves their drag into to substantial depths during subduction and were later exhumed to

structurally lower parts of the accretionary wedge. The research was focussed on identification of deformation record in units of the southern Gemeric Superunit, Meliata Unit (Bôrka Nappe) and Silicic Nappe. Four deformation events D1 – D4 were identified on the basis of structural analysis in the studied area. Deformation events D1 – D3 show distinct record in different units and are associated with roughly east-west direct of compression connected with the subduction of Meliatic oceanic plate, exhumation of its parts into an accretion complex built above the subduction zone and thrusting of these rock complexes over the Gemeric Superunit. Deformation event D4 affected all studied units and is associated with north-south compression. Based on previous research in the studied area this deformation event is interpreted is realated in relation to Cretaceous convergence in the Western Carpathians.

Key words: Western Carpathians; Bôrka Nappe; Meliatic unit; Silicic Nappe; subduction; suture

Poděkování:

Touto cestou bych rád poděkoval svému školiteli docentovi RNDr Petru Jeřábkovi Ph.D. za odborné vedení v terénu, při psaní této práce, mnoho cenných rad a zejména trpělivost, kterou se mnou měl. Dále bych rád poděkoval docentovi Mgr Ondrovi Lexovi Ph.D. a docentovi Mgr Rastislavu Vojtkovi Ph.D. za odborné vedení v terénu. Velké díky patří také Mgr. Kubovi Krylovi a Mgr. Vítкови Peřestému za pomoc při řešení množství úkolů, které s touto prací souvisely.

Obsah

Úvod.....	8
1 Západní Karpaty	9
1.1 Vnější Západní Karpaty.....	10
1.2 Centrální Západní Karpaty.....	10
1.2.1 Pásmo Jádrových pohoří v centrálních Západních Karpatech – Tatransko-Fatrické pásmo.....	11
1.2.2 Veporské pásmo v centrálních Západních Karpatech	12
1.2.3 Gemerské pásmo v centrálních Západních Karpatech.....	14
1.3 Vnitřní Západní Karpaty	17
1.3.1 Meliatské pásmo ve vnitřních Západních karpatech	18
1.3.2 Pásmo Bükk ve vnitřních Západních Karpatech	18
2 Historický vývoj Západních Karpat.....	20
2.1 Triasový vývoj Západních Karpat.....	20
2.2 Jurský vývoj Západních Karpat	20
2.3 Křídový vývoj Západních Karpat.....	21
2.3.1 Období spodní křídy.....	21
2.3.2 Období svrchní křídy.....	22
3 Meliatský oceán	23
3.1 Jednotky derivované z Meliatského oceánu a jeho okolí.....	23
3.2 Meliatská jednotka	25
3.2.1 HP – LT horniny meliatské jednotky	26
3.3 Vývoj Meliatského oceánu.....	28
4 Praktická část	31
4.1 Deformační záznam.....	31
4.1.1 Příkrov Bôrky	32
4.1.2 Obal jižního Gemerika	35
4.1.3 Jednotky Basementu	36
4.1.4 Silický příkrov	37
4.2 Interpretace naměřených struktur	39
4.2.1 Příkrov Bôrky	39
4.2.2 Obal jižního Gemerika	39
4.2.3 Jednotky basementu	40
4.2.4 Silický příkrov	40

5 Závěr.....	41
6 Seznam použité literatury	43

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 prohřívát 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. Tato práce je zaměřená na oblast Západních Karpat, které obsahují záznam subdukce Meliatského oceánu. 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 a jednotek, které souvisí s vývojem Meliatského oceánu. Praktická část práce je zaměřena na prezentaci deformačních struktur naměřených v terénu, interpretaci jejich vzniku a jejich přiřazení k jednotlivým deformačním událostem.

1 Západní Karpaty

Západní Karpaty představují nejsevernější část orogenní zóny Evropských Alp (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 (Froitzheim et al., 2008). Současná struktura Západních Karpat je výsledkem riftingu Variské kůry, vzniku oceánských prostorů Meliatského a Penninského oceánu, jejich subdukce a následných kolizí kontinentálních mikrobloků, patřících do tzv. Tethydního mobilního pásu mezi stabilní Evropou a Apulskými kontinentálními fragmenty (Plašienka et al., 1997). Orogní procesy v Západních Karpatech doznívají během pozdního kenozoika, oddělením subdukující Penninské oceánské desky (Tomek a Hall, 1993).



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

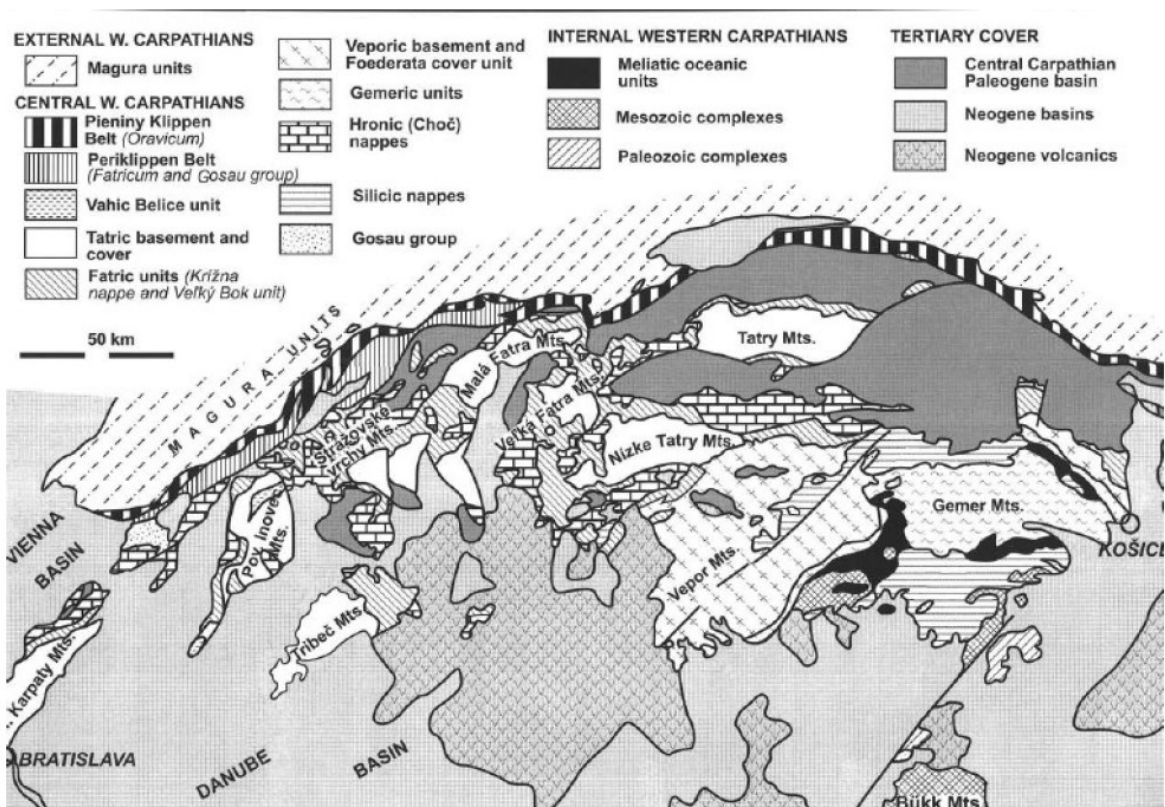
1.1 Vnější Západní Karpaty

Vnější Západní Karpaty zahrnují pozdně kenozoické molasové sedimenty Karpatské předhlubně a široký pás flyšových příkrovů, které přiléhají k úzké zóně bradlového pásma (Plašienka et al., 1997). Flyšové pásmo reprezentuje kenozoický akreční klín Karpatského orogénu a dělí se na dvě skupiny. Jedná se o mladší, vnější, Krosnenskou skupinu flyšových příkrovů a starší, vnitřní, Magurskou skupinu příkrovů. Bradlové pásmo představuje úzkou, strmou, transpresní zónu, která tvoří přechodnou hranici mezi akrečním klínem Vnějších západních Karpat a Centrálními Západními Karpatami a je interpretována jako sutura po Penninském oceánu. Povrchové části bradlového pásma jsou tvořeny sedimenty jury a křídly, oddělenými od svého podloží, které je interpretováno jako kontinentální lem Severoevropské platformy. Ačkoli považuje většina autorů bradlové pásmo za součást vnějších Západních Karpat, jeho vnitřní část tzv. příbradlová zóna, patří svým složením a strukturou do centrálních Západních Karpat (Froitzheim et al., 2008).

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).



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

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-Liguria, a Penninské jednotky, derivované z jeho substrátu (Plašienka et al., 1994). Tatrikum je zhruba 10 km mocná korová jednotka, složená z předalpinského, převážně Variského krystalinického basementu a jeho převážně mesozoického sedimentárního pokryvu, na jihu podsunutá pod severní okraj Veporika (Tomek, 1993). V důsledku zkrácení podél jižního okraje Tatrika tvoří rozhraní basementu a pokryvu v těchto okrajových zónách ležaté megavrásy; i přes to jsou zde přítomny velmi dobře zachované Variské struktury. (Plašienka et al., 1997). Fatrikum, neboli spodní Křížňanský 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 v podobě příkrovů

pasivně transportovány k severu (Andrusov, 1936, 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 jako celek má podobu 100 km dlouhého a 50 km širokého korového dómu, vystupujícího zpod mladšího komplexu desek mesozoického stáří (Plašienka et al., 1997; Jeřábek et al., 2012). 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).

Variský basement severního Veporika je postižen variabilně intenzivní retrogradní metamorfózou a překryt anchimetamorfovanými klastiky svrchnopermského až spodnokřídového stáří, tvořícími obalovou jednotku Veporu, tzv. sekvenci Velkého Boku, která je tektonicky překrytá Chočským příkrovem mesozoického stáří (Biely, 1964). Basement severního Veporika je imbrikován s vergencí pohybu směrem k severu, sedimentární obal je zde zvrásněn. Překocené vrásy dosahují kilometrových měřítek (Plašienka, 2003). Tato alpínská deformace probíhala za podmínek nižší facie zelených břidlic, přepracovává vertikální Variské struktury a je doprovázena vznikem kliváže upadající mírně k jihu. Basement i zvrásněný obal jsou dále převrásněny druhou generací vrás alpínského stáří, které mají jiho-západní směr (Jeřábek et al., 2012).

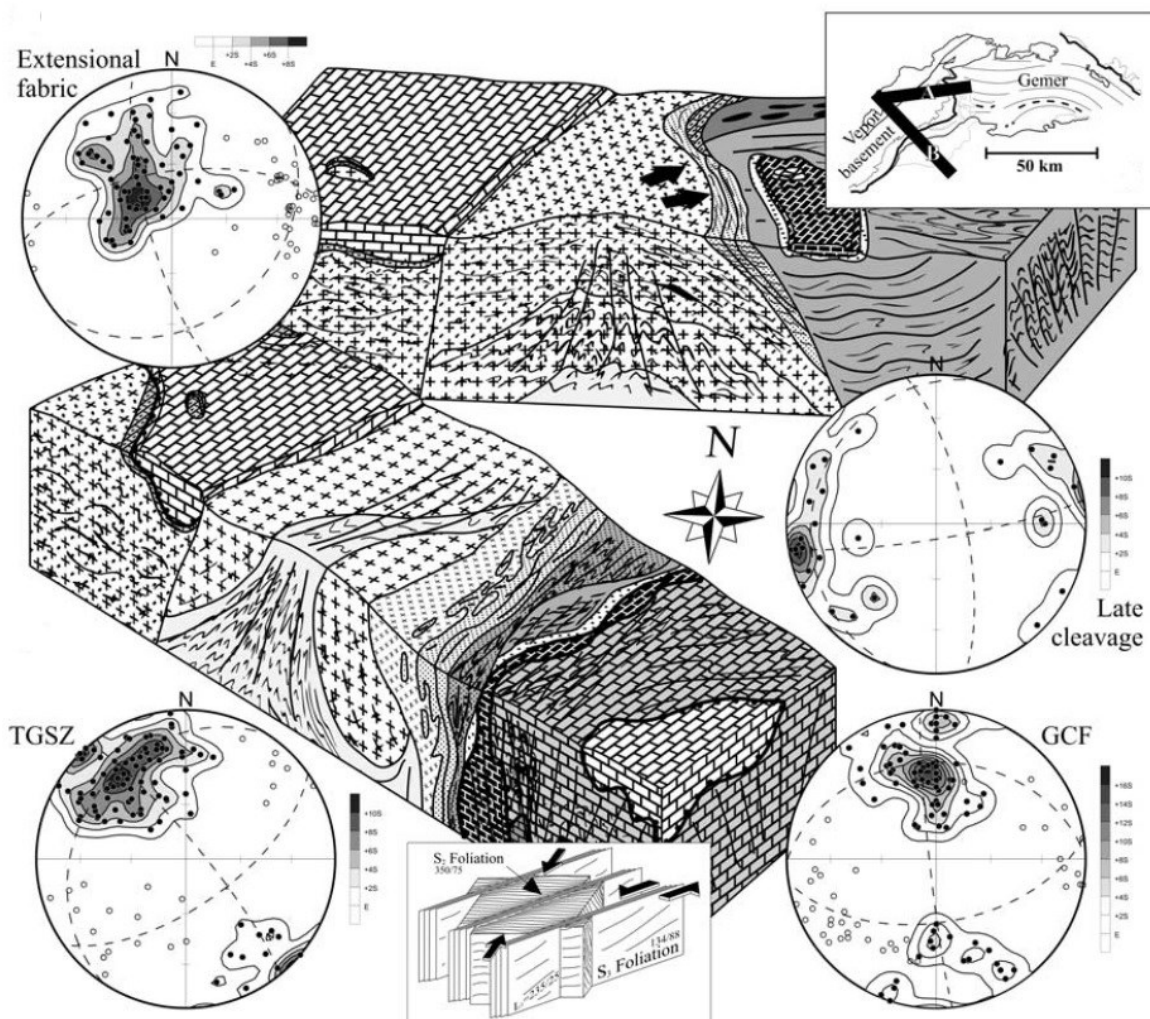
Centrální Veporikum je tvořeno Variským krystalinickým basementem, který vykazuje inverzní korovou strukturu, která je výsledkem Variské tektoniky (Jacko et al., 1996; Bezák et al., 1997) a lze je rozdělit na spodní komplex amfibolitů a metapelitů a vrchní komplex tvořený granitoidy a migmatity. Dle Jeřábka et al. (2012) se ve svrchním komplexu charakter deformace mění od západu k východu. Na západě, kde se Alpínská deformace téměř neprojevuje jsou zachované strmé Variské struktury, upadající směrem k severu. Dále směrem k východu pak převládají zhruba horizontální Alpínské struktury, které vznikaly v podmínkách amfibolitové facie a které jsou místy přepracovány druhou Alpínskou deformací v podmínkách facie zelených břidlic. Tato deformace se projevila vznikem lineace protažení upadající pod mírnými úhly směrem k východu. Obě Alpínské struktury jsou později převrásněny malými vrásami

Alpinského stáří. Ve spodním komplexu jsou strmé Variské struktury zcela přepracovány na horizontální Alpinské struktury, které jsou vrásněny za vzniku vertikální kliváže. První Alpinské struktury, které vznikaly v podmínkách amfibolitové facie, jsou později přepracovány druhou generací Alpinských vrás, za vzniku druhé generace vertikální Alpinské kliváže v podmínkách facie zelených břidlic (Jeřábek et al., 2012). Během druhé Alpinské deformace rotují ramena vrás proti směru hodinových ručiček, což svědčí o transpresním charakteru této deformace (Lexa et al., 2003). Variský basement v centrálním a jižním Veporiku je překryt intenzivně deformovanou obalovou jednotkou, tzv. jednotkou Foederata, tvořenou kvarcity a arkózami permo-triaského stáří (Rozložník, 1935), dále alochtonními permo-karbonskými sedimenty, které mají afinitu k jednotce Gemerika (Plašienka a Soták, 2001) a strukturně nejvyšším, slabě deformovaným Silickým příkrovem.

V basementu jižního Veporika jsou Variské struktury přetištěny horizontálními Alpinskými strukturami, které vznikaly v podmínkách facie zelených břidlic. Struktury první Alpinské deformace jsou přítomny také v mesozoickém obalu jižního Veporika a jsou spolu s Variskými strukturami vrásněny za vzniku vertikální Alpinské kliváže v podmínkách facie zelených břidlic. Variský basement jižního Veporika je spolu se svým autochtonním obalem tektonicky překrytý karbonským příkrovem Ochtiná (Kozur et al., 1976). Na kontaktu s Gemerikem je basement a obal Veporika silně ztenčen a deformován. Příkrov Ochtiná je zde silně deformován a zarovnan podél kontaktní zóny (Jeřábek et al., 2012).

V basementu kontaktní zóny Veporika s Gemerikem jsou Variské struktury vrásněny Alpinskými překocnými vrásami a přepracovány Alpinskou břidličnatostí v podmínkách amfibolitové facie. Tyto deformace postihují také vrstevnatost obalu jižního Veporika a příkrovu Ochtinná, zde v podmínkách facie zelených břidlic. Břidličnatost basementu a obalu je přetištěná druhou generací Alpinské kliváže upadající k východu (Jeřábek et al., 2012).

Schéma některých výše popsaných struktur v jižním, a východním Veporiku a v kontaktní zóně Veporika s Gemerikem je na (obr. 3).



Obr. 3: Schématické znázornění distribuce a prostorové orientace deformačních struktur v jižním a východním Veporiku a v kontaktní zóně Veporika s Gemerikem (převzato z Lexa et al., 2003)

1.2.3 Gemerské pásmo v centrálních Západních Karpatech

Přes Veporikum je podél linie Lubeník-Margecany přesunuto gemerikum, jehož basement je tvořen metasedimenty a metavulkanity svrchnopaleozoického až svrchnokarbonského stáří, do kterých intrudovala malá tělesa permských granitů (Plašienka et al., 1997). Stáří těchto granitových intruzí spadá do časového intervalu od permu do spodního triasu 275 – 245 mil let (Poller et al., 2002). Dřívější geologické výzkumy a seismická měření (Grecula, 1982; Tomek, 1993) vedly k představám, že Gemerikum je tenké deskovitá jednotka. Seismický profil vedený centrální oblastí Gemerika (Vozár et al., 1996), však ukázal, že Gemerikum je korový štít, imbrikovaný

v Meliatské sutuře. Stáří této imbrikované struktury je buď Variské (např. Grecula, 1982), anebo Alpinské (např. Ivanička et al., 1989).

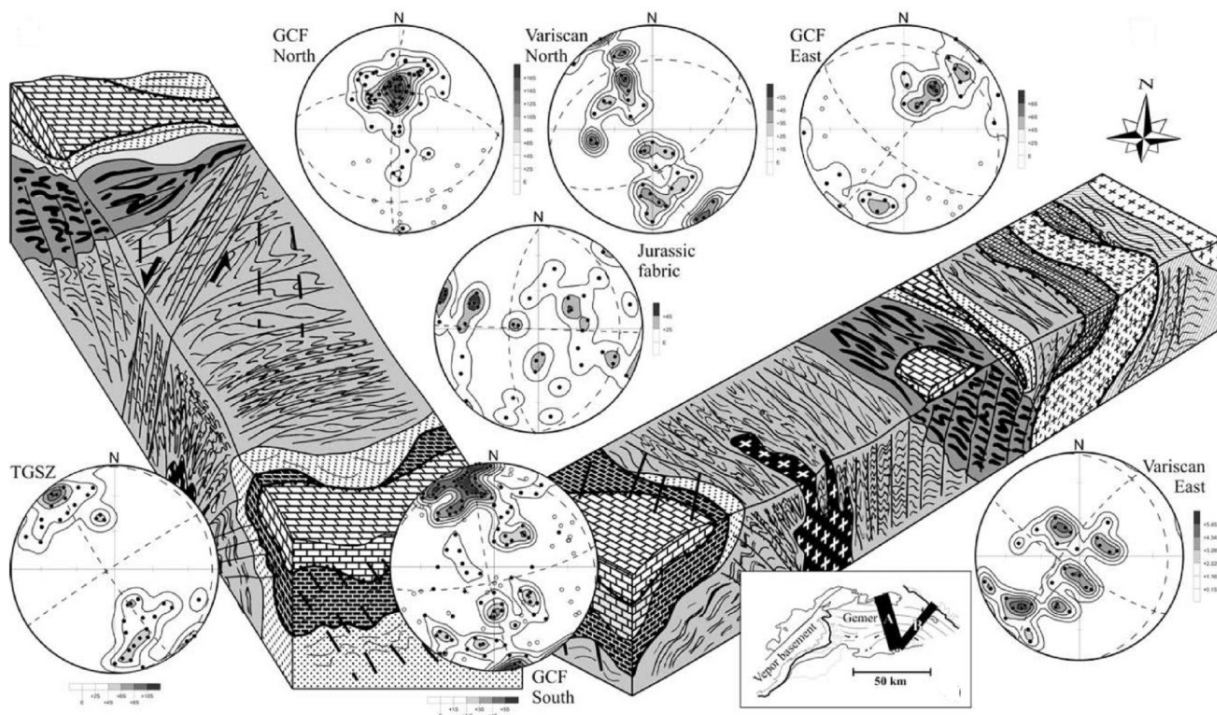
Jednotka Gemerikum je tvořena třemi hlavními horninovými skupinami paleozoického stáří, které se liší svým litologickým obsahem a stupněm metamorfózy (Faryad, 1990). Jsou to Klátovská, Rakovecká a Gelnická skupina. Klátovská a Rakovecká skupina jsou interpretovány jako relikty ofiolitových komplexů spodnopaleozoického bazénu (Plašienka et al., 1997). Klátovská skupina, metamorfovaná v podmínkách amfibolitové facie, tektonicky překrývá Rakoveckou skupinu, metamorfovanou v podmínkách facie zelených břidlic (Faryad, 1990). Obě tyto jednotky byly podsunuty pod jednotku Veporika a přesunuty přes komplexy Gelnické skupiny. K přesunutí přes Gelnickou skupinu zřejmě nastalo v předwestfálském období karbonu (Lexa et al., 2003). Tektonicky nejnižší skupinou je Gelnická skupina, tvořená nemetamorfovanými, nebo velmi slabě metamorfovanými vulkanosedimentárními komplexy, které vznikaly na kontinentální kůře spodnopaleozoického bazénu (Plašienka et al., 1997). Podloží gelnické skupiny je pravděpodobně tvořeno neoproterozoickým basementem (Lexa et al., 2003). 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. Basement jižní části Gemerika je dále tvořen Štóskou jednotkou, která je tvořena fylity nejistého stáří a jejíž kontakt s podloží gelnickou skupinou je tektonický (Froitzheim et al., 2008). Jednotky basementu Gemerika jsou diskordantně překryty permskými až středotriasovými klastickými sedimenty, které tvoří sedimentární obal Gemerika (Plašienka et al., 1997; Froitzheim et al., 2008). Na jihu Gemerika lze v rámci sedimentárního obalu rozlišit dvě skupiny, jsou to Gočaltovská skupina a tzv. Jasovský perm, které se od sebe liší stupněm metamorfózy. Jasovský perm obsahuje fengit s vysokým obsahem křemíku, který dokládá metamorfní podmínky 8-10Kbar/350-400°C, metamorfózy v období střední jury (Faryad et al., 1997).

Přes jednotky basementu i permský obal Gemerika jsou přesunuty horniny Meliatského akrečního komplexu. V nejvyšší strukturní pozici je přes Meliatský akreční komplex přesunut Silický příkrov. Bližší charakteristika, litologická náplň, strukturní záznam a diskuse paleogeografické pozice těchto komplexů je popsána v kapitole 3.

V jižních částech Gemerika je sedimentární vrstevnatost vrásněná velkými otevřenými vrásami, s vrásovými osami severo-j jižního průběhu. Tyto vrásy jsou spojeny se vznikem kliváže, upadající strmě k východu, která vznikla během jurských subdukčních procesů (Lexa et al., 2003).

Gemerský klivážový vějíř představuje první křídovou deformační strukturu spjatou s křídovými konvergentními procesy v centrálních Západních Karpatech. Má podobu asymetrického vějíře, tvořeného klivážovými plochami východo-západního směru, na severu upadajících k jihu a na jihu upadajících k severu, obloukovitě prohnutých směrem k severu. Tento vějíř je vyvinutý po celé délce Gemerika a přetišťuje pre-mesozoické metamorfnní struktury vyvinuté v Gelnické a Rakovecké skupině a postihuje také svrchnokarbonský a permský obal Gemerika. Na jihu intenzita deformace a stupeň metamorfózy, spjaté se vznikem vějíře, rychle klesají směrem k jihu, díky čemuž jsou zde dobře zachované struktury spjaté s přesouváním Meliatského akrečního klínu (Lexa et al., 2003).

Další křídovou deformační strukturou v Gemeriku je transgemerická střižná zóna, která vznikla vlivem transpresní deformace, během které došlo k sinistrálnímu přemístění velikosti 20 až 25 km. Jedná se o několik km širokou zónu severovýchod-jihozápadního směru, ve které je v podmínkách facie zelených břidlic vyvinuta strmá až vertikální kliváž, která přepracovává všechny dříve vzniklé struktury. Tato deformace postihuje basement jihozápadního Veporika, permokarbonský sedimentární obal Gemerika i mesozoické horniny Meliatského akrečního klínu a pak pokračuje dále přes Gelnickou skupinu až na severo-východní okraj Gemerika (Lexa et al., 2003). Schéma výše popsaných mezozoických a variských struktur je na (obr. 4).



Obr. 4: Schématické znázornění distribuce a prostorové orientace deformačních struktur v Gemeriku. GCF: Gemerský klivákový vějíř; TGSZ: transgemerická střížná zóna (převzato z Lexa et al., 2003)

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 (Froitzheim et al., 2008). Vnitřní Západní Karpaty jsou tvořeny paleozoickými až mezozoickými sedimentárními komplexy, které jsou nemetamorfované, případně slabě metamorfované v průběhu spodní křídly (např. Haas 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, 1997). Jiní autoři (např. Kovács, 1992, 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 Pelonského teránu, svědčí spíše o předkenozoickém kontaktu Pelonského 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). 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 paleogénní 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

Následující text týkající se historického vývoje Západních Karpat, je rešerše interpretací z následujících článků (Kováč et al., 1994; Plašienka et al., 1997; Frantzheim et al., 2008).

2.1 Triasový vývoj Západních Karpat

Triasový vývoj alpsko-karpatských jednotek probíhal v prostoru alpsko-karpatského šelfu, mezi severoevropskou platformou a oceánem Paleotethys. Jihovýchodně od paleoevropského šelfu, v oblasti uzavírajícího se paleozoického oceánského prostoru, začala vznikat meliatská oceánská pánev. Během středního triasu vznikly na šelfu poklesové zlomy, podél kterých se později začaly vytvářet deprese, které se v souvislosti se vznikem riftové zóny mezi alpsko-karpatskou a apulskou částí šelfu postupně zvětšovaly do rozměrů vnitrošelfových pánví, které měly na přelomu středního a svrchního triasu více než kilometrovou hloubku. 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.

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. 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 doložena přítomností flyšových a

olistostromových sedimentů v meliatské jednotce. Meliatský oceán se postupně uzavírá, ve svrchní juře už po něm zbyla pravděpodobně pouze sutura. V důsledku dlouhodobého zkracování, které probíhalo v několika fázích, mají vnitřní Západní Karpaty složitou vrásovo-šupinovou stavbu. 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 křídly, se v oblasti Západních Karpat projevila zejména deformací oblasti silicika.

2.3 Křídový vývoj Západních Karpat

2.3.1 Období spodní křídly

V průběhu spodní křídly pokračuje šikmý rifting a rozpínání dna Penninského oceánského prostoru. V oblasti centrálních Západních Karpat dochází vlivem tenzního napětí ke vzniku příkopovitých pánví. Pohyby africké desky se během spodní křídly změnila na severovergentní, což vyvolalo kompresi v oblastech při jižním okraji paleoevropského kratonu. 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 změnila 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 podsouvány pod větší a tlustší korové šupiny. Tři základní superjednotky centrálních Západních Karpat, které byly tímto způsobem imbrikovány, jsou Tatrikum, Veporikum a Gemerikum.

2.3.2 Období svrchní křídly

Ve svrchní křídě pokračuje konvergence ve vnitřních a centrálních Západních Karpatech. Na přelomu spodní a svrchní křídly začal být jižní okraj jurské křížňanské pánve pod vlivem kompresního napětí. Mezozoické komplexy uvnitř pánve byly podle nekompetentních vrstev 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. Velká část centrálních Západních Karpat byla během svrchní křídly 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 přibradlové zóny. Nejstarší horniny, které se dnes vyskytují v těchto zónách, jsou maximálně mezozoické, hlavně jursko-křídové členy, předalpínský 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.

3 Meliatský oceán

3.1 Jednotky derivované z Meliatského oceánu a jeho okolí

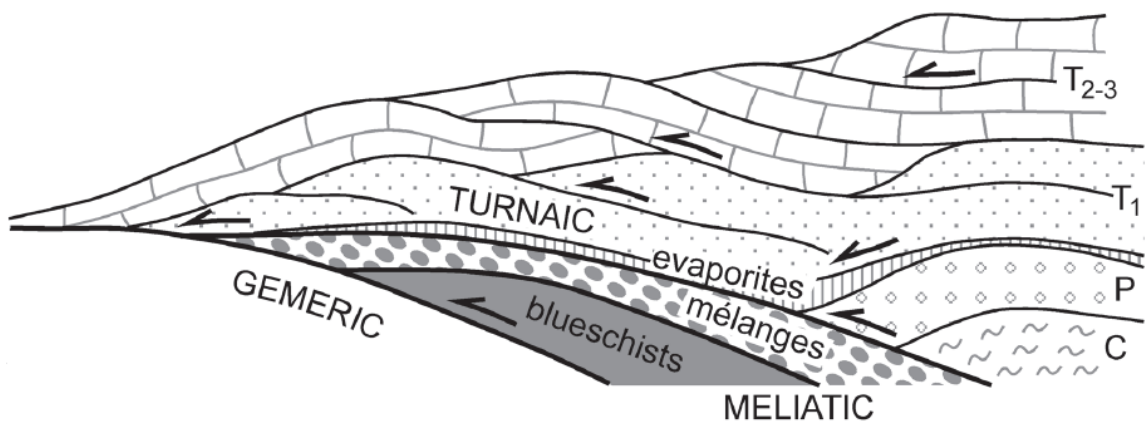
Jižní část centrálních Západních Karpat, oblast Veporika a Gemerika, je úzce spjatá s jednotkami vnitřních Západních Karpat, Meliatikem, Turnaikem a Silicikem, které vznikly při otevírání a uzavírání severozápadní větve oceánu Neotethys, označované jako Meliatský oceán (Lačný et al., 2016).

Okolo paleogeografické pozice Turňanského a Silického příkrovu je stále mnoho nejasností (Lačný et al., 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 et al., 2016).

Během první deformační události vznikla foliace, paralelní s vrstevnatostí (Lačný et al., 2016). Její vznik je pravděpodobně spjatý s tektonickým pohřbením jednotek Turnaika do hloubek 10-15 km a jejich začleněním do akrečního klínu (obr. 5), který vznikl během subdukce Meliatského oceánu (např. Faryad, 1995, 1999; Mello et al., 1998; Mock et al., 1998; Árkai et al., 2003; Dalmeyer et al., 2008; Lačný et al., 2016).

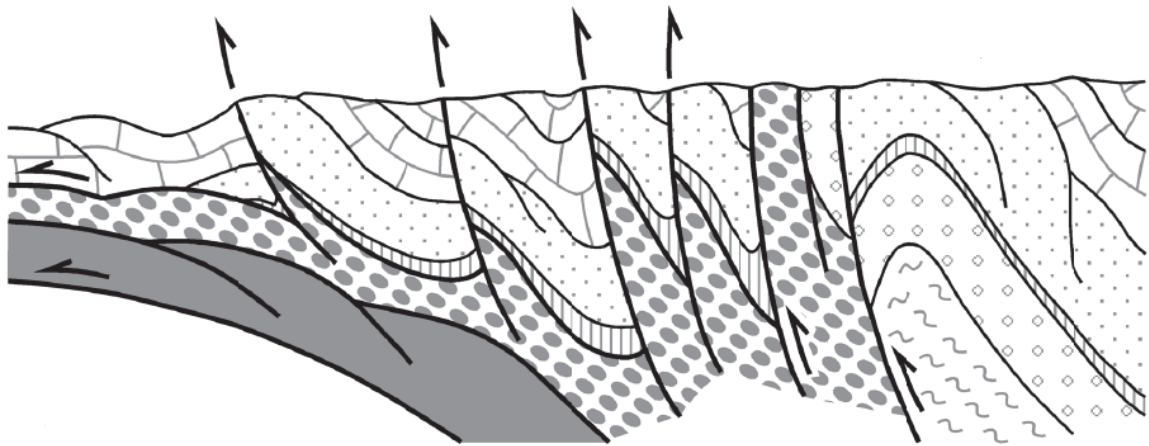
Následkem začlenění do akrečního klínu prodělaly jednotky Turnaika velmi slabou metamorfózu při teplotách 300-350 °C a tlacích 300-450 MPa, jejíž vrchol nastal na základě datování muskovitu na začátku spodní křídly (Árkai et al., 2003). Tato metamorfóza proběhla současně s částečnou retrográdní metamorfózou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



Obr. 5: Pohřbení jednotek Turnaika během vzniku akrečního klínu (převzato z Lačný et al., 2016)

Druhá deformační událost (obr. 6) 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 mohla být způsobena kolizí akrečního klínu s jednotkou Gemerika ve spodní křídě (Lačný et al., 2016), nebo se může jednat o deformaci akrečního klínu, již přesunutého přes jednotku Gemerika, spjatou se vznikem Gemerského klivážového vějíře (Lexa et al., 2003). Projevy této deformace 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 et al., 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. 6: Druhá deformační událost Meliatského akrečního komplexu (převzato z Lačný et al., 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, 1987, 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 et al., 2016).

3.2 Meliatská jednotka

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

V nejnižší strukturní pozici se nachází příkrov Bôrky (Froitzheim 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, 1999; Faryad et al., 1997, 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 metamorfítů, včetně modrých břidlic (Lačný et al., 2016), a také bloky rul a amfibolitů derivované z variského basementu, zřejmě Gemerika (Faryad & 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, metamorfni 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 prográdní metamorfni událost v podmínkách facie modrých břidlic. Stáří fengitů z metabazaltů a slídnatých břidlic bylo pomocí K-Ar a ^{40}Ar - ^{39}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, 1995). Dále se druhá skupina odlišuje od první přítomností reliktního muskovitu paleozoického stáří ve slídnatých břidlicích, jejichž chladnutí proběhlo, na základě analýzy izotopů argonu ^{40}Ar a ^{39}Ar , během intervalu 375-380 Ma. Přítomnost metamorfniho 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 metamorfni události v podmínkách amfibolitové facie. Pro druhou metamorfni 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}Ar a ^{39}Ar z fengitů bylo odvozeno maximální stáří 250 mil let pro vysokotlakou metamorfni 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 metamorfni historii. Tyto horniny prodělaly metamorfózu, nejdříve ve facii modrých břidlic a později ve facii zelených břidlic. Na základě analýzy izotopů ^{40}Ar a ^{39}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 krystalizací 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 indukuje 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 (Froitzheim et al., 2008).

Otevření Meliatského oceánu nastalo během svrchního triasu ve středním triasu (Kozur, 1991) a vedlo k oddělení nejjižnější části Apulské desky, bloku Tisza-Bihor, od Austroalpínské domény na západě (Faryad et al., 1997). Rifting byl ve středním triasu doprovázen vápenatoalkalickým vulkanismem v oblasti vnitřních Západních Karpat (Froitzheim 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 hranici střední a svrchní jury došlo ke kolizi Pelonského teránu se Slovensko-Karpatským kontinentálním okrajem (Froitzheim et al., 2008).

K přesunutí meliatského akrečního klínu přes Gemerikum došlo podle některých autorů během svrchní jury (Froitzheim et al., 2008; Dallmeyer et al., 1996; Faryad et al., 1997; Maluski et al., 1993), nebo na přelomu svrchní jury a spodní křídly (Lačný et al., 2016). Podle jiných autorů během spodní křídly v intervalu 140 – 130 mil let (Vozárová et al., 2008) a 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 křídly 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 kenozoickými vulkanosedimentárními komplexy (Plašienka et al., 1997).

Podle některých autorů probíhala subdukce Meliatského oceánu směrem k jihu (Kozur, 1991). Gradační zvrstvení flyšových sedimentů přítomných v pásnu 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 pásnu Bükk nejsou spjaty se subdukcí 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; Froitzheim et al., 2008).

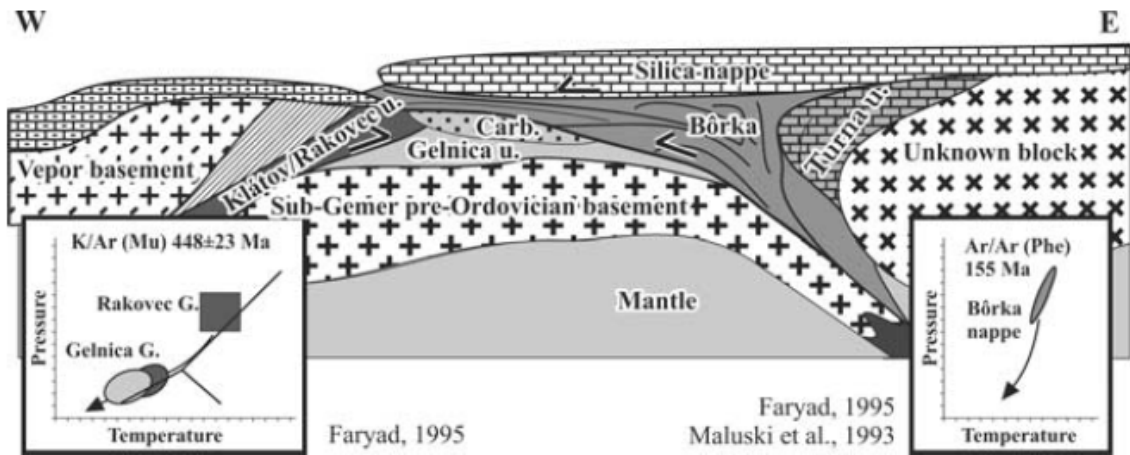
Ofiolity přítomné v pásnu Bükk pravděpodobně představují obdukované fragmenty, oceánské kůry zaobloukového bazénu, který se otevřel následkem subdukce Meliatského oceánu k jihu, která mohla být částečně intraoceánská (Plašienka et al., 1997).

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 triasové 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 v jihovýchodním až východním směru. Během jurské jihovýchodní subdukce Meliatského oceánu a jižního pasivního okraje Evropské platformy vznikl akreční klín, který byl během svrchní jury přesunut k severozápadu, přes jednotky Gemerika a Veporika (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1996; Faryad et al., 1997). Vzhledem k vysokotlakému metamorfnímu záznamu ve východních částech permského obalu jižního Gemerika tzv. Jasovském permu (Faryad et al., 1997), mohly být do subdukčního kanálu zataženy i tyto části sedimentárního obalu.

Poslední předkřídová tektonická událost, která se podílela na vzniku finálního předkřídového strukturního schématu centrálních Západních Karpat (obr. 7), byla

subdukce Meliatského oceánu a jižního pasivního okraje Evropské platformy směrem k jihovýchodu (Lexa et al., 2003). Zavírání meliatského oceánského bazénu probíhalo pravděpodobně subdukcí pod Východoevropskou platformu (Rakús, 1993).

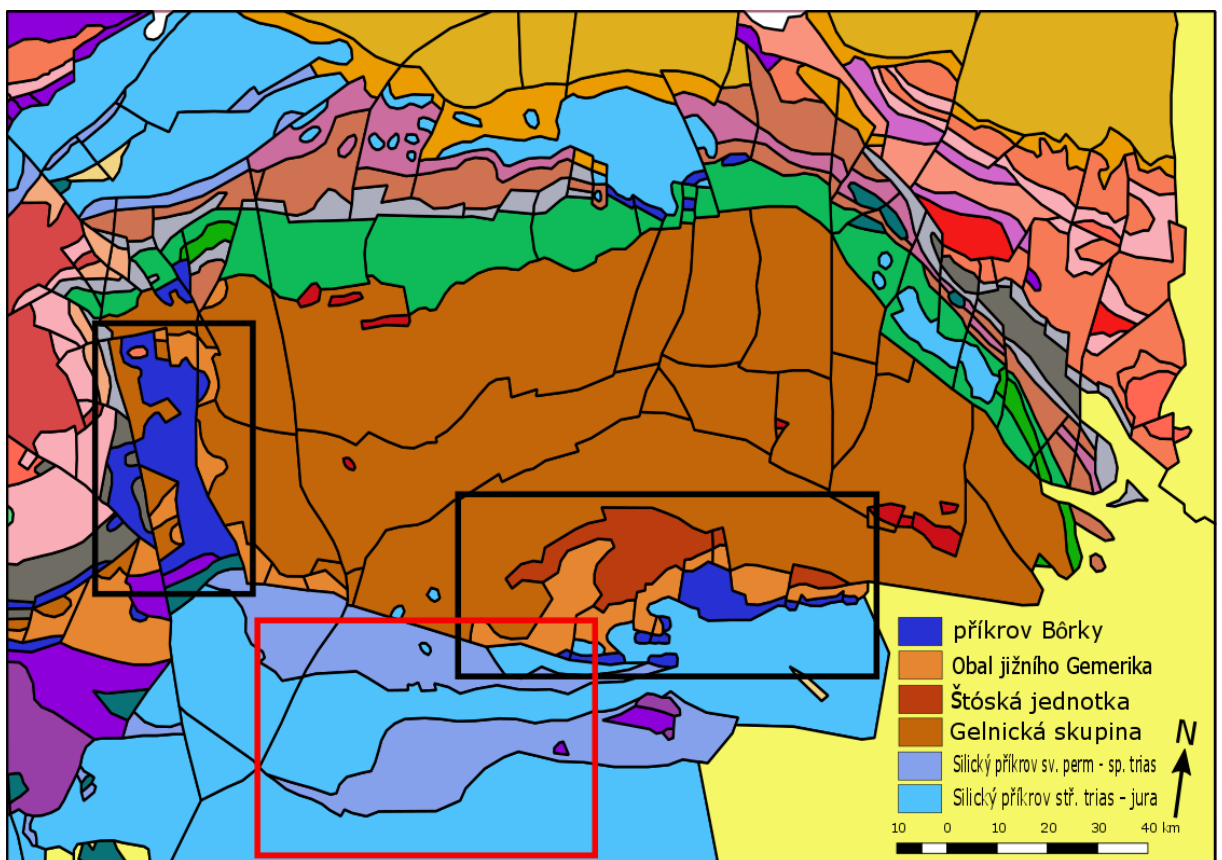


Obr. 7: Schéma předkřídového strukturního uspořádání centrálních Západních Karpat (převzato z Lexa et al., 2003)

4 Praktická část

4.1 Deformační záznam

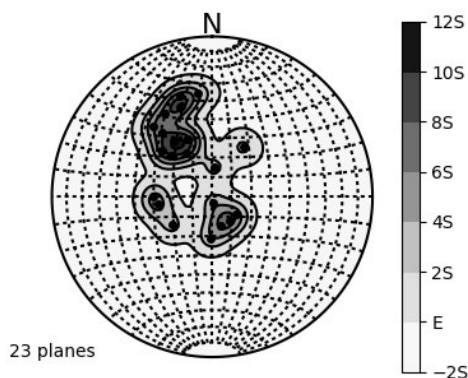
Studovaná oblast (obr. 8) se nachází na jihu Gemerika, v oblastech, kde zpod studované části Silického příkrovu, vychází na povrch příkrov Bôrky, permaký až střednotriasový obal jižního Gemerika a jednotky basementu jižního Gemerika; Gelnická skupina a Štóska jednotka. Deformační struktury jsou popisovány zvlášť v příkrovu Bôrky, obalu, basementu a Silickém příkrovu a jejich označení je jim přiřazováno podle jejich superpozice v rámci dané jednotky, nikoliv z regionálního hlediska.



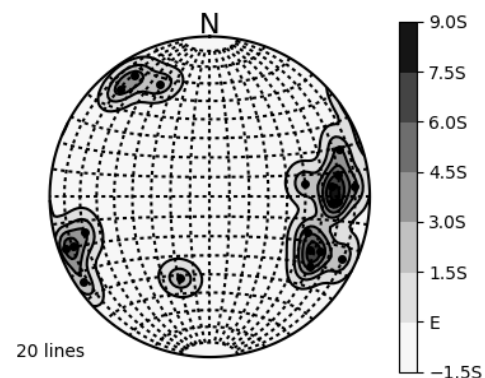
Obr. 8: Výřez z tektonické mapy Gemerika. Černými rámečky jsou vyznačeny studované oblasti příkrovu Bôrky, sedimentárního obalu a Basementu. Červeným rámečkem je vyznačena studovaná oblast Silického příkrovu.

4.1.1 Příkrov Bôrky

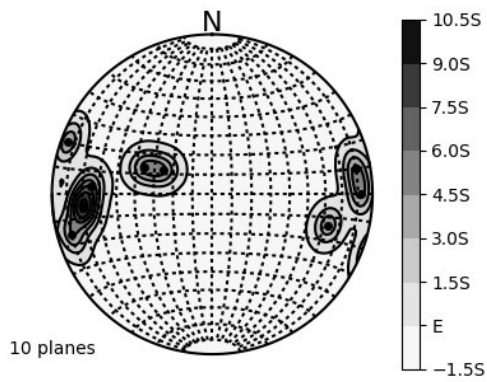
V této jednotce byly identifikovány projevy čtyř hlavních deformačních fází D1 – D4. S první deformační fází D1 jsou spjaty relikty metamorfní foliace S1, která vznikla vlivem deformace hornin v podmínkách facie modrých břidlic a je charakterizována rekrystalizací sodného amfibolu. Foliace S1 je až na pár výjimek přetištěná foliací S2, která vznikla v podmínkách facie zelených břidlic a která je projevem D2. Foliace S2 má stejné, nebo podobné orientace jako původní foliace S1, která vlivem D2 místy vytváří izoklinální vrásky a zaujímá tak orientaci zhruba paralelní s foliací S2. Foliace S1-S2 generelně upadá pod mírnými až středními úhly k JJV, nebo pod mírnými úhly do ostatních světových stran (obr. 9). V plochách foliace S1-S2 je přítomna lineace L1-L2, která upadá pod mírnými úhly zhruba k východu, nebo k SZ a JZ (obr. 10). V některých případech se jedná o lineaci protažení, v jiných případech se může jednat o intersekční lineaci, která vznikla intersekcí S1 a S2. Přes předchozí struktury je vyvinutá diskrétní strmá kliváž S3, která upadá k západu a k východu (obr. 11) a která je projevem D3. Nejmladší kliváž S4 má podobu diskrétní kliváže, která upadá pod středními úhly k jihu (obr. 12) a která je projevem D4. Na obrázcích 13; 14 a 15 jsou ukázky výše zmiňovaných struktur.



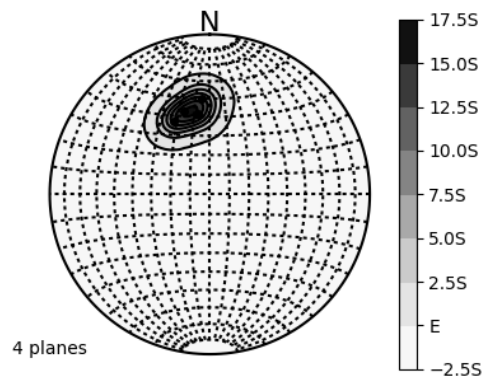
Obr. 9: Foliace S1-S2 v příkrovu Bôrky



Obr. 10: Lineace L1 v příkrovu Bôrky



Obr. 11: Kliváž S3 v příkrovu Bôrky



Obr. 12: Kliváž S4 v příkrovu Bôrky



Obr. 13: Foliace S2 v lomu Markuška, v západní částipříkrovu Bôrky



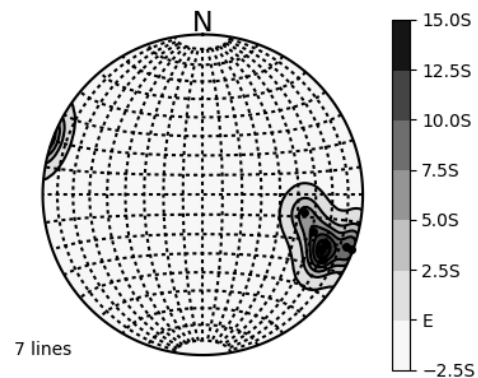
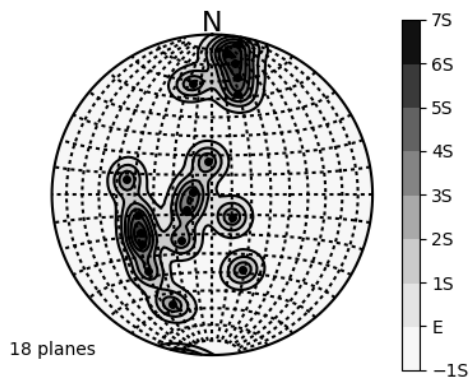
Obr. 14: Foliace S2 v lomu Markuška, v západní části příkrovu Bôrky



Obr. 15: Zvrásněná foliace S1, přetištěná foliací S2 v lomu Markuška, v západní části příkrovu Bôrky

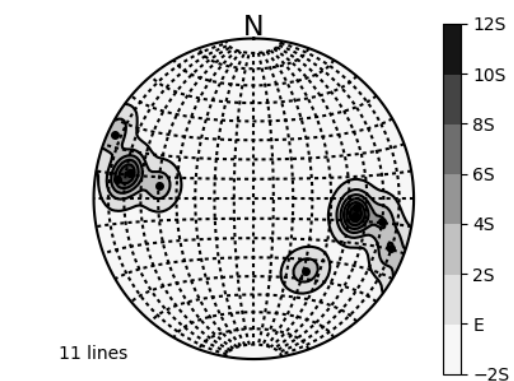
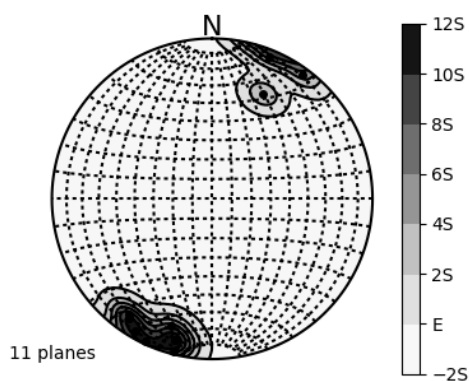
4.1.2 Obal jižního Gemerika

V obalu jižního Gemerika, který tvoří tuto jednotku, byly identifikovány dvě hlavní deformační události D1 – D2. Foliace S1, spjatá s deformací D1, upadá pod strmými úhly k jihu, kde vytváří jedno maximum a pod převážně středními úhly ke zhruba severo-východu, kde vytváří druhé maximum (obr. 16). V plochách foliace S1 je vyvinutá lineace protažení L1, která upadá pod mírnými úhly zhruba k VJV a ZSZ (obr. 17). Přes foliaci S1 a lineaci L1 je vyvinutá strmá krenulační kliváž S2, která upadá zhruba k SSV a JJZ (obr. 18) a hřbítková lineace L2, která upadá pod mírnými úhly zhruba k VJV (obr. 19). Kliváž S2 a lineace L2 jsou spjaty s deformací D2. Na obrázku 20 je ukázka lineace L2.



Obr. 16: Foliace S1 v obalu jižního Gemerika

Obr. 17: Lineace L1 v obalu jižního Gemerika



Obr. 18: Kliváž S2 v obalu jižního Gemerika

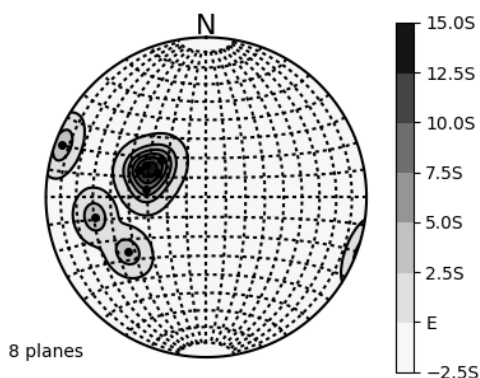
Obr. 19: Lineace L2 v obalu jižního Gemerika



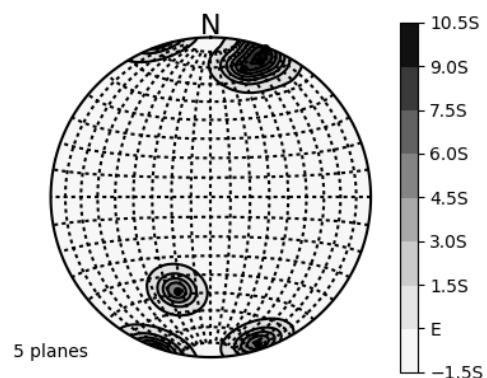
Obr. 20: Lineace L2, Jasovský perm

4.1.3 Jednotky Basementu

V jednotkách basementu byly identifikovány dvě hlavní deformační události D1 – D2. První deformační událost D1 je spjatá se vznikem diskrétní kliváže S1, která upadá pod strmými a středními úhly zhruba k východu (obr. 21). Druhá deformační událost D2 je spjatá se vznikem diskrétní kliváže S2, která upadá pod strmými úhly zhruba k severu a k jihu (obr. 22).



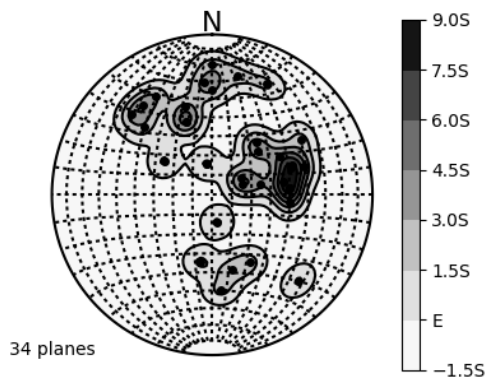
Obr. 21: Kliváž S1 v basementu Gemerika



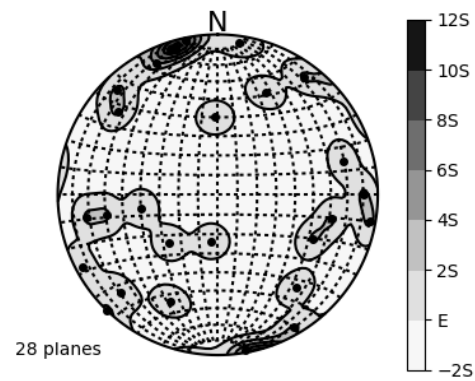
Obr. 22: Kliváž S2 v basementu Gemerika

4.1.4 Silický příkrov

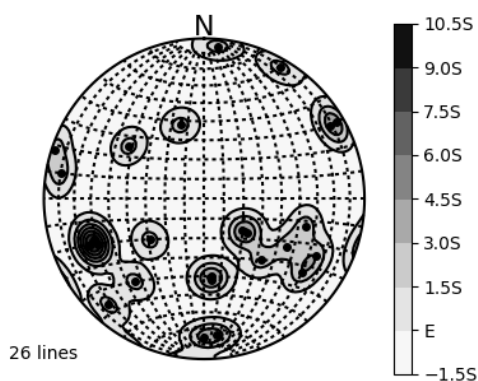
Ve studované části Silického příkrovu je přítomna sedimentární vrstevnatost paralelní s metamorfní foliací nízkého stupně S0-1, která upadá pod mírnými až středními úhly téměř do všech světových stran (obr. 23). Sedimentární vrstevnatost S0-1 je zvrásněná. Osní roviny vrás upadají pod strmými až středními úhly do všech světových stran a vytváří maximum strmých osních rovin ZJZ-VSV průběhu (obr 24). Vrásové osy upadají též pod mírnými až středními úhly do všech světových stran a vytváří maximum pod mírnými úhly, ve zhruba ZJZ směru (obr. 25). Distribuce osních rovin vrás je zobrazená ve strukturní mapě (obr. 26). Distribuce vrásových os ve studované oblasti je zobrazená ve strukturní mapě (obr. 27).



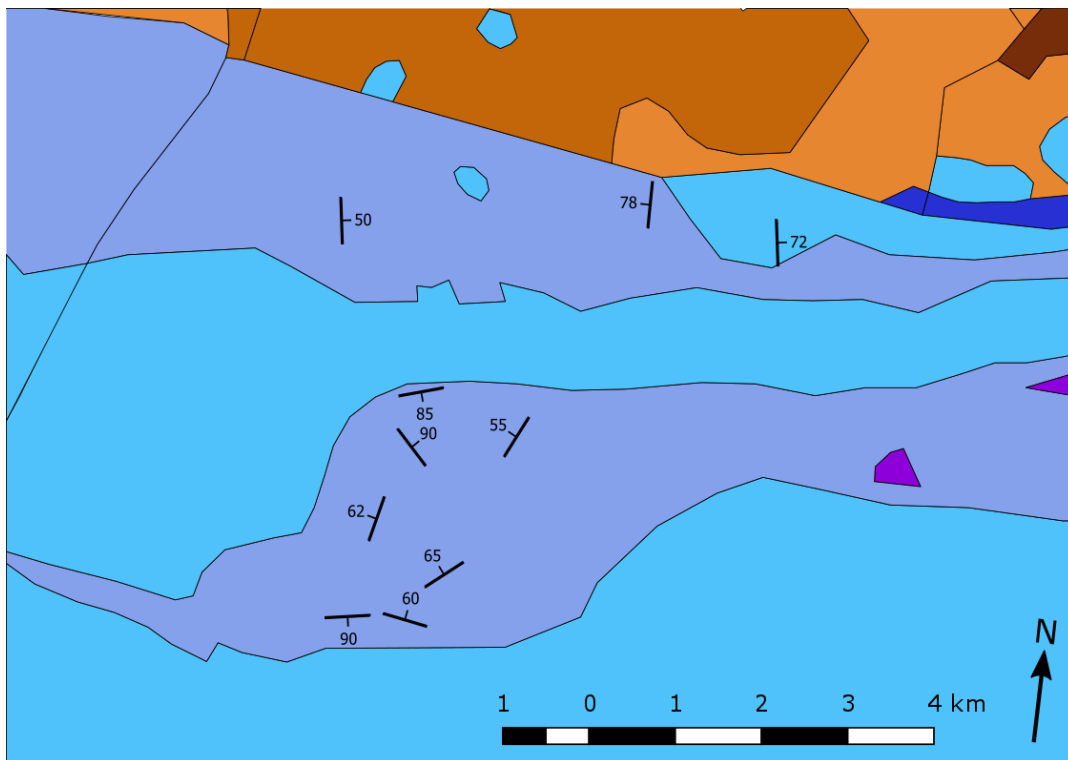
Obr. 23: Vrstevnatost S0 v Silickém příkrovu



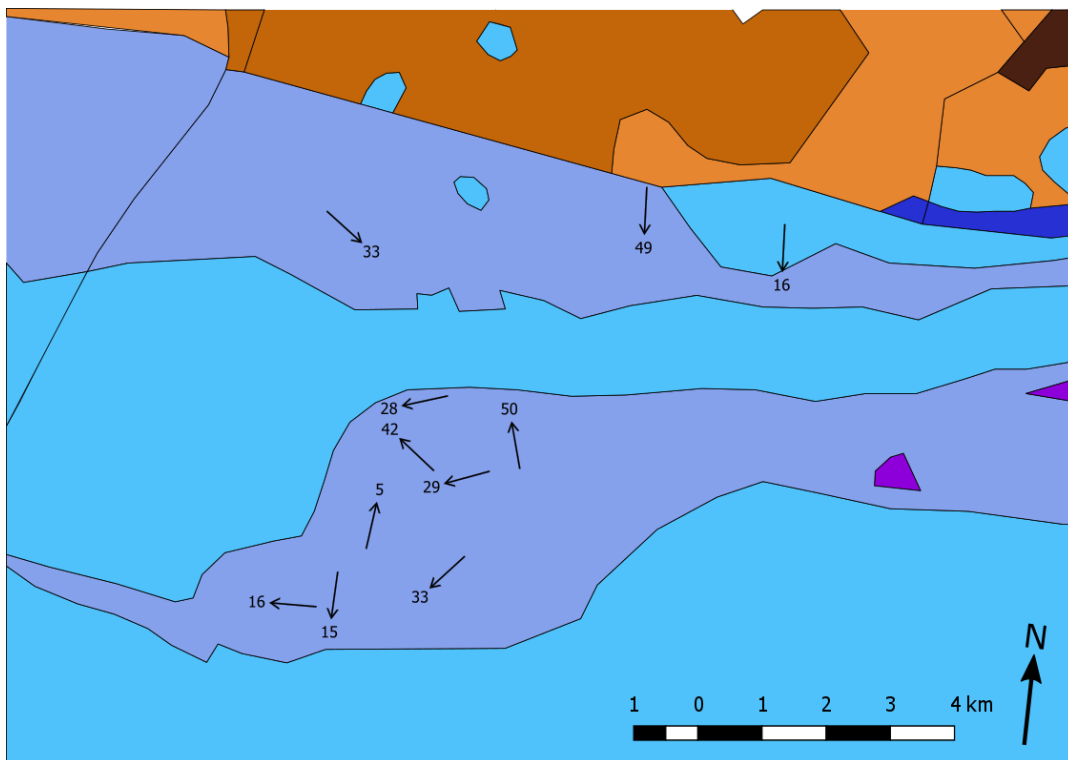
Obr. 24: Osní roviny vrás v Silickém příkrovu



Obr. 25: Osy vrás v Silickém příkrovu



Obr. 26: Mapa osních rovin vrás ve studované části Silického příkrovu



Obr. 27: Mapa vrásových os ve studované části Silického příkrovu

4.2 Interpretace naměřených struktur

4.2.1 Příkrov Bôrky

Foliace S1 v příkrovu Bôrky je definována modrým amfibolem a vznikla deformací D1 hornin hluboko v subdukčním kanálu. Deformační mechanismus, který vedl ke vzniku foliace S1, mohl být jednoduchý stříh, který nastal v horninách, vlivem pohybu subdukující desky směrem dolů a jejím třením o svrchní část subdukčního kanálu. Foliace S2 je původní foliace S1 přetištěná ve facii zelených břidlic, nebo se jedná o nově vzniklou foliaci, která vznikla během exhumace a začleňování hornin do akrečního klínu, což odpovídá deformaci D2. Lineace L1-L2 je intersekční lineace, a/nebo lineace protažení, která vznikla během deformační fáze D1 a/nebo D2. Kliváž S3 je strmá a má zhruba severo-j jižní průběh, mohla tak vzniknout v horninách již exhumovaných a začleněných do akrečního komplexu během kompresní fáze D3, po úplném uzavření Meliatského oceánu. Vzhledem k orientaci a charakteru kliváže S4 se pravděpodobně jedná o Gemerský klivážový vějíř popsaný Lexou et al. (2003).

4.2.2 Obal jižního Gemerika

Foliace S1 v obalu jižního Gemerika, může být vzhledem k projevům vysokotlaké metamorfózy ve východních částech této jednotky (Faryad et al., 1997), výsledkem deformačních procesů, spjatých se subdukcí Meliatského oceánu a odpovídá tak D1 v příkrovu Bôrky. Foliace S1 měla původně nejspíš subhorizontální orientaci a do současných orientací se dostala vlivem vrásnění, které doprovázelo vznik Gemerského klivážového vějíře v období křídly popsaného Lexou et al. (2003). Lineace L1 by vzhledem ke své orientaci a vysokotlakému záznamu v Jasovském permu mohla souviset s deformací D1 v příkrovu Bôrky. Naproti tomu z makrostrukturních dat není jasné, zda vznikla lineace L1 ve vysokotlakých podmínkách a proto může souviset také s přesouváním Meliatského akrečního komplexu a D2 v příkrovu Bôrky. V západnějších částech obalové sekvence (v Gočaltovském permu), by mohla být lineace L1 spjatá s přesouváním Meliatského akrečního komplexu přes Gemerikum, pak by odpovídala deformaci D2 v příkrovu Bôrky. Ačkoliv tato událost proběhla před křídovým vrásněním, pozdější vznik vrás s vrásovými osami zhruba východo-západního průběhu, nemusel orientaci již existující lineace L1 příliš změnit, protože průběh vrásových os L2 byl též zhruba východo-západní. Vzhledem k orientaci a charakteru kliváže S2 se pravděpodobně jedná o Gemerský klivážový vějíř popsaný Lexou et al. (2003).

4.2.3 Jednotky basementu

Kliváž S1 ve Štóske jednotce a Gelnické skupině vytváří maximum, které má podobnou orientaci jako maximum foliací S1-S2 v příkrovu Bôrky, proto by mohla být projevem deformace basementu, která by odpovídala deformaci D2 v příkrovu Bôrky, nebo by se mohlo jednat i o staré Variské struktury. Některá měření kliváže S1 jsou výrazně strmá a upadají zhruba k východu, mohlo by se tedy jednat o kliváž spjatou s jurskými subdukčními procesy, která je v Gemeriku popsána Lexou et al (2003) a odpovídala by tak deformaci D3 v příkrovu Bôrky. Vzhledem k orientaci a charakteru kliváže S2 se pravděpodobně jedná o Gemerský klivážový vějíř popsáný Lexou et al. (2003).

4.2.4 Silický příkrov

Vrásy přítomné v Silickém příkrovu mají strmé osní roviny, které zapadají do všech světových stran. Jsou tak výsledkem zkrácení studované oblasti Silického příkrovu v různých směrech. Vrásy, jejichž osní roviny mají zhruba severo-j jižní směr, poukazují na zkrácení ve východo-západním směru, které může souviset s přesouváním částí Silického příkrovu od východu k západu, po uzavření Meliatského oceánu a mohly by tak odpovídat deformaci D2, nebo D3 v příkrovu Bôrky. Vrásy, jejichž osní roviny mají zhruba východo-západní směr, poukazují na zkrácení v severo-j jižním směru, ke kterému zřejmě došlo během vzniku Gemerského klivážového vějíře, popsáného Lexou et al. (2003) a odpovídaly by tak deformaci D4 v příkrovu Bôrky. Vzhledem k absenci relativních vztahů obou směrů vásnění je ovšem také možné, že východo-západní zkrácení může odpovídat mladší post-křídové deformaci, známé z různých míst Západních Karpat, například v sousední jednotce Veporika (Jeřábek et al., 2012).

5 Závěr

Deformační struktury naměřené ve studovaných jednotkách Gemerika, Meliatské jednotce a Siliciku, byly na základě svého výskytu, prostorové orientace a superpozice v terénu, v kombinaci s předešlými terénními pracemi, přiřazeny k jednotlivým deformačním procesům, které tyto jednotky postihly. Vzhledem k rozmanitému původu, stáří a geologické historii těchto jednotek byly deformační události popisovány v každé jednotce zvlášť. Některé deformační události jsou však společné více jednotkám zároveň a některé jednotky byly postiženy deformacemi specifickými pouze pro danou jednotku. V příkrovu Bôrky byla identifikována sekvence nejvíce t.j. čtyř deformačních událostí a proto je sled deformací v této jednotce použit jako referenční. Deformační události v příkrovu Bôrky interpretuji v souvislosti se subdukci oceánské desky Meliatského oceánu, exhumací jejích částí do spodních partií akrečního klínu a křídovým zkrácením. Z předešlých terénních prací vyplývá, že během subdukce D1 vznikla v příkrovu Bôrky foliace S1 a lineace L1, spjatá s krystalizací glaukofánu, který indikuje metamorfní podmínky facie modrých břidlic. Foliace S1 generelně upadá pod mírnými úhly k VJV a lineace L1 má generelně zhruba východo-západní průběh. Obě tyto struktury mohly vzniknout vlivem komprese vyvolané v části subdukující desky, která se během subdukce oddělila od zbytku subdukující desky a dostala se mezi subdukující a nadložní desku. Během deformace D1 zřejmě také vznikla foliace S1 a lineace L1 ve východní části obalové jednotky tzv. Jasovském permu, který rovněž zaznamenal metamorfózu ve vyšších tlacích. Při deformaci D2 došlo v příkrovu Bôrky ke vzniku foliace S2 a L2 spjatých s retrogresí původně vysokotlaké minerální asociace v podmínkách facie zelených břidlic. Retrogrese v těchto horninách dokládá, že ke vzniku foliace S2 a lineace L2 došlo během exhumace a začlenění částí Meliatské oceánské desky do spodních partií akrečního komplexu. V případě L2 v příkrovu Bôrky se pravděpodobně jedná o lineaci protažení/transportu ve zhruba východo-západním směru. Ze získaných dat nelze zcela vyloučit, že S1 a L1 v Jasovském permu mohly vznikat také během exhumace částí příkrovu Bôrky, protože i obě lineace, L1 v Jasovském permu a L2 v příkrovu Bôrky, mají identický, zhruba východo-západní směr. Během deformace D2 mohly vznikat také vrásy s osními rovinami severo-j jižního průběhu v Silickém příkrovu, neboť stejně jako L2 v příkrovu Bôrky mohou ukazovat na zkrácení/transport Silického příkrovu ve východo-západním směru. Během deformace D3 vznikla v příkrovu Bôrky strmá, diskrétní kliváž S3, která upadá zhruba k východu a

západu a zřejmě zaznamenává pozdně exhumační zkrácení. Některá měření strmé diskrétní kliváže S1 v basementu Gemerika mají velmi podobnou orientaci a mohly by tady souviset s deformací D3 v příkrovu Bôrky. Jedná se ovšem pouze o dvě měření. Deformace D1, D2 a D3 zaznamenávají dominantní orientaci komprese ve východo-západním až VJV-ZSZ směru, což ukazuje na zhruba směr subdukce a uzavírání Meliatského oceánu. Tento závěr je v rozporu s tradičním pojetím uzavírání Meliatského oceánu ve zhruba severo-j jižním směru. Čtvrtá deformační událost v příkrovu Bôrky není spjatá se subdukčními, ani exhumačními procesy, ale s pozdější křídovou severo-j jižní kompresí, která se projevila vznikem kliváže ve všech studovaných jednotkách Gemerika, Meliatské jednotce a vznikem vrás s osními rovinami zhruba východo-západního průběhu v Silickém příkrovu.

6 Seznam použité literatury

- Andrusov, D., 1936: Subtatranské príkrovy v Západných Karpatoch, *Carpatica*, 1, 3 – 50[
- Andrusov, D., 1958: Geológia Československých Karpát, *Slovenská akadémia vied*, Bratislava
- 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., Hovorka, D., Kuzmin, M., & Vinogradov, V., 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk Mts. (North Hungary) *Ophioliti*. 8, 5 - 46.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrik, I. & Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians, in Geological Evolution of the Western Carpathians, edited by P. Grecula, D. Hovorka, and M. Putiš, pp. 261–268, *Mineral. Slovaca Corp.*, Bratislava, 1997.
- Biely, A., 1964: Ueber die “Veporiden”, *Geol. Zb. Geologica Carpathica*, 15, 263–266.
- Biely, A. & Fusán, O., 1967: der Wurzelzonen der sub-tatrischen Deckea, *Cat l'mce. Tfnri.*, 42, 51 - 64.
- Biely, A., Bystrický, J. & Fusán, O., 1968: 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
- Cambel, B., Král', J., & Burchart, J., 1990: Isotopic Geochronology of the Western Carpathians crystalline Complex With Catalogue of Data, pp. 183, *Veda*, Bratislava, Slovakia, 1990.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*. 208, 221 - 241.
- Csontos, L., 1995: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a review, *Acta Aiacmutagica*, 7, 1 -13.
- Csontos, L. & Vörös, A., 2004: Mesozoic plate-tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 210, 1 — 56.
- Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M. 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: 40Ar/39Ar mineral and whole rock data. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 203 – 277.
- 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.
- Downes, H., Pántó, G., Árkai, P. & Thirlwall, M. F., 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mts., Hungary, *Lithos*, 24, 201 - 216.
- Faryad, S. W., 1990: Gneiss-Amphibolite Complex of the Gemericum, *Mineralia Slovaca*, 22, 303 - 318.
- Faryad, S. W., 1995: Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia, *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 701 – 714.
- Faryad, S. W. Henjes, F., 1997: Petrological and K-Ar and ⁴⁰Ar-³⁹Ar age constraints for the tectonothermal evolution of the high-pressure Meliata unit, Western Carpathians (Slovakia)
- 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., 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. & Frank, W., 2011: Textural and age relations of polymetamorphic rocks in the HP Meliata Unit (Western Carpathians), *J. Asian Earth Sci.*, 42, 111 — 122.
- 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, *Geologica Carpathica*, 53, 15 — 17.
- Grečula, P., 1982: Gemicum - segment of the Paleotethyan riftogenes basin. *Mineralia Slovaca - Monogr.* Alfa Bratislava, 1 - 263.
- Grill, J., Kovács, S., Less, G., Réti, Z., Róth, L. & Szentpétery, I., 1984: Geology and evolution of the Aggtelek-Rudabánya Mts., *Földtani Kutatás*, 27, 49 — 56.
- Haas, J. & Budai, T., 1995: Upper Permian - Triassic facies zones in the Transdanubian Range, *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 101, 249 - 266.
- Haas, J., Kovács, S., Krystyn, L. & Lein, R., 1995: Significance of Late Permian – Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine – North Pannonian domain, *Tectonophysics*, 242, 19 – 40
- Havrila, M. & Ožvoldová, L., 1996: Meliaticum in the Stratenská hornatina Hills, *Slovak Geol. Mag.*, 3 — 4, 335 — 339.
- Havrila, M., 2011: Hronicum: palaeogeography and stratigraphy (late Pelsonian — Tuvalian), deformation and structure, *Geol. práce, Správy*, 117, 7 — 103.
- Hók, J., Kováč, P. & Rakús, M., 1995: Structural investigations of the Inner Carpathians - results and interpretation, *Mineralia Slovaca*, 27, 231 - 235.
- Ivanička, J., Snopko, L., Snopková, P. & Vozárová, A., 1989: Gelnica Group - lower unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. - Geologica Carpathica*, 40, 483 - 501.
- Jacko, S., Sasvari, T., Zacharov, M., Schmidt, R., & Vozár J., 1996: Contrasting styles of Alpine deformations at the eastern part of the Veporicum and Gemicum units, Western Carpathians, *Slovak Geol.*, 2, 151 – 164.
- Jeřábek, P., Lexa, O., Schulmann, K. & Plašienka, D., 2012: Inverse ductile thinning via lower crustal flow and fold-induced doming in the West Carpathian Eo-Alpine collisional wedge, *Tectonics*, 31, 1 – 26.
- Kovács, S., 1992: Tethys "western ends" during the Late Paleozoic and Triassic and their possible genetic relationships, *Acta Geologica, Hungary*, 35, 329 - 369.
- 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.
- Kováč, M., Král, 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.
- Kozur, H. & Mock, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes, *Geologica Carpathica*, 24 - 2, 365 — 374.

- Kozur, H., Mock, R. & Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueneinstufung der Karbonat gesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.* (Innsbruck), Bd. 6, 1, 1 – 29.
- Kozur, H. & Mock, R., 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläontol. Mitt.*, 14 - 6, 131 — 155.
- Kozur, H., 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, 87, 109 — 135.
- Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications, *Mineralia Slovaca*, 27, 301 - 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 Slovaca*, 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 Slovaca*, 29, 164 – 209.
- Lačný, A., Plašienka, D. & 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, *Geologica Carpathica*, 67 – 2, 177 – 193.
- Lexa, O., Schulmann, K., Ježek, J., 2003: Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modeling, *Tectonics*, 6, 1 – 16.
- Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: 40Ar-39Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting, *Tectonophysics*, 223, 313 – 337.
- Mello, J., 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.
- Mello, J., Reichwalder, P. & Vozárová, A., 1998: Bôrka nappe: highpressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia), *Geologica Slovaca*, 4, 261 — 273.
- Méres, Š., Ivan, P., Konečný, P., Aubrecht, R., Sýkora, M., Plašienka, D. & Reichwalder, P., 2013: Two monazite ages from the accretionary prism mélange of the Meliata Ocean (Bôrka Nappe, Meliatic Superunit, Western Carpathians). Abstract Volume, Internat. Conf. GEEWEC 2013, Smolenice, Slovakia, 2013, 62, 16 — 19.
- 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, *Geologica Slovaca*, 4, 223 — 260.
- Plašienka, D., 1991: Mosozoic tectonic evolution of the epi-Variscan continental crust of the Western Carpathians: A tentative model, *Mineralia Slovaca*, 23, 447 – 457.
- 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 Slovaca*, 26, 311 - 334.
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M., Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds) Geological Evolution of the Western Carpathians. Monograph, *Mineralia Slovaca*, 1 – 32

- Plašienka, D. & Soták J., 2001: Stratigraphic and tectonic position of Carboniferous sediments in the Furmanec Valley (Muráň Plateau, Central Western Carpathians), *Mineralia Slovaca*, 33(1), 29 – 44.
- Plašienka, D., 2003: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians, *Mitt Öster. Geol. Ges.*, 94, 79 – 98.
- Poller, U., Uher, P., Broska, I., Plašienka, D. & Janák, M., 2002: First Permian-Early Triassic zircon ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism, *Terra Nova*, 14, 41 – 48.
- 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. Geodynamics*, 81, 80 — 90.
- Rakús, M., 1993. Obstacles and problems of the Western Carpathians paleogeographical reconstruction during Mesozoic (in Slovak). In: Rakús, M., Vozár, J. (Eds.), *Geodynamic Mádcl and Deep Structure of The Western Carpathians*, Geol. Inst. Bratislava, 103 - 107.
- Rakús, M., 1996: Jurassic of the innermost Western Carpathians zones — its importance and influence on the geodynamic evolution of the area, *Geologica Slovaca*, 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.
- Rozložník, P., 1935: Die Geologische Verhältnisse der gegend von Dobšiná, *Geol. Hung.*, 5, 1–118.
- Soták, J., Vozárová, A. & Ivanička, J., 1999: New microfossils from the early Paleozoic formations of the Gemericum (Foraminiferida), *Geologica Carpathica*, 50, 72 – 74.
- Stampfli, G. M., 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 89, 13 – 42.
- 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*. *Gebrüder 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), *Geologica Slovaca*, 6, 335 — 346.
- Vozár, J., Tomek, Č., Vozárová, A., Mello, J. & Ivanička, J., 1996: Seismic section G-1, *Geol. Práce, Správy*, 101, 32 – 34.
- Vozárová, A., Soták, J. & Ivanička, J., 1999: 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., 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), *Geologica Carpathica* 59 - 2, 89 — 102.