

JP 2849

PETROLOGIE METAMORFITŮ

MELIATSKÉ

JEDNOTKY

Kateřina Freudová 2004-

2007

ÚVOD

V roce 2004 jsem začala pracovat na diplomové práci Petrologie metamorfitů Meliatské Jednotky v návaznosti na řešení grantu KU projekt 373/204B GEO, který obdržel Ústav petrologie a strukturní geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v roce 2004. Jedná se o studium a popis Meliatské jednotky v její západní části. Lokalita sama se nachází v jižní části Slovenské republiky při hranicích s Maďarskem. Hlavním smyslem mé diplomové práce bylo pokusit se charakterizovat výskyty Meliatské jednotky v její západní části. Dané území jsem studovala litologicky, strukturně a petrologicky. Vrámci zadání práce byl jeden z hlavních předpokladů, že Meliatská jednotka ve svých částech dosáhla metamorfních podmínek facie modrých břidlic. Pro potvrzení této domněnky byly použity metody geotermometrie, počítačového programu PTGIBBS a modelování pseudosekcí pomocí programu VERTEX. S terénními pracemi jsem začala v roce 2004 a v průběhu dvou let postupně doplňovala další vzorky pro upřesnění daného předpokladu vysokotlaké metamorfózy Meliatské jednotky. Celou práci jsem konzultovala s mým školitelem Prof.Ing.S.W.Faryadem, kterému za poskytnuté konzultace, rady a trpělivost tímto velice děkuji.

Kateřina Freudová
2004-2007

Obsah

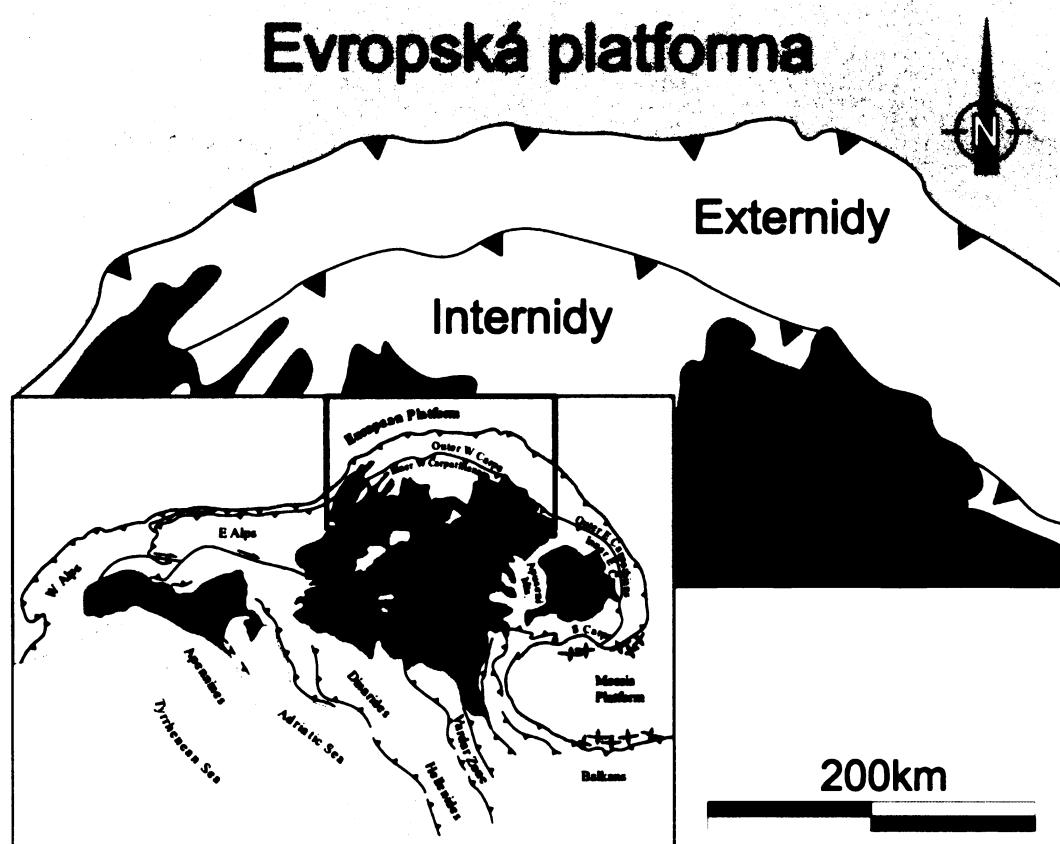
Petrologie metamorfitů Meliastké jednotky

1. Postavení Západních Karpat.....	2
2. Geologie Západních Karpat.....	4
3. Geologie Meliatika.....	11
4. Mesozoický vývoj Západních Karpat	13
5. Geologie studované oblasti.....	16
Gemerikum	16
Meliatikum	18
- Spodní jednotka.....	19
- Svrchní jednotka	19
Příkrov Silica	21
6. Petrografie.....	22
Spodní jednotka	22
- metakonglomeráty	22
Svrchní jednotka.....	23
a.Fility s chloritoidem	23
b.Fility s glaukofánem.....	25
c.Svory	25
d.Metabasity.....	29
- modré břidlice.....	29
- zelené břidlice.....	32
- metabasity s karbonatickou příměsí	32
7. Chemické složení minerálů	34
7.1. Chemické složení - amfiboly	34
7.2. Chemické složení - granáty.....	37
7.3. Chemické složení - slídy	41
7.4. Chemické složení - chlority	42
7.5. Chemické složení - epidoty	42
8. Metamorfní podmínky	43
8.1. Shrnutí texturních vztahů.....	43
a.Amfibolické svory	43
b.Metabasity.....	44
c.Klastické metasedimenty	44
8.2. PT podmínky metamorfózy.....	45
a.PT podmínky starší metamorfózy v amfibolických svorech	45
b.PT podmínky facie modrých břidlic.....	45
9. Diskuse a závěr.....	47
9.1.Strukturní vztahy.....	47

9.2.Metamorfní vývoj	48
10. Seznam zkratek minerálů.....	49
11. Tabulky.....	50
11.1. Seznam lokalit.....	50
11.2. Strukturní měření.....	51
11.3. Pozorované minerály ve výbrusech.....	53
a.Spodní jednotka	53
b.Svrchní jednotka	53
11.4. Chemické složení minerálů	55
a.Amfibol.....	55
a.Amfibol - pokračování.....	56
b.Slída	57
b.Slída - pokračování	58
c.Granát.....	59
c.Granát - pokračování.....	60
d.Epidot a chlorit.....	61
11.5. Výsledky termometrie	62
a.Amfibolitová facie.....	62
b.Facie modrých břidlic.....	62
12. Použitá literatura	63

1. Postavení Západních Karpat

Západní Karpaty jsou součástí alpsko-karpatské soustavy patřící do horského systému mediteranních alpid, které vznikly mezi střední křídou a miocénem z mediteranního úseku Tethydy díky kolizi afrického a severoevropského kontinentu. Západní Karpaty (ZK) představují severní část alpského orogenu, který začíná Pyrenejemi, pokračuje západními a východními Alpami, západními, východními a jižními Karpaty (obr.1.1.), dále pokračuje do balkanid, taurid a dále k východu do himalájského segmentu alpid (Kováč et al., 2002). Během této alpinské orogeneze byly rozděleny Karpaty na dvě orogenní větve, větev východní a západní. Obě větve jsou odděleny radiální dislokací (Csontos a Vörös, 2004).



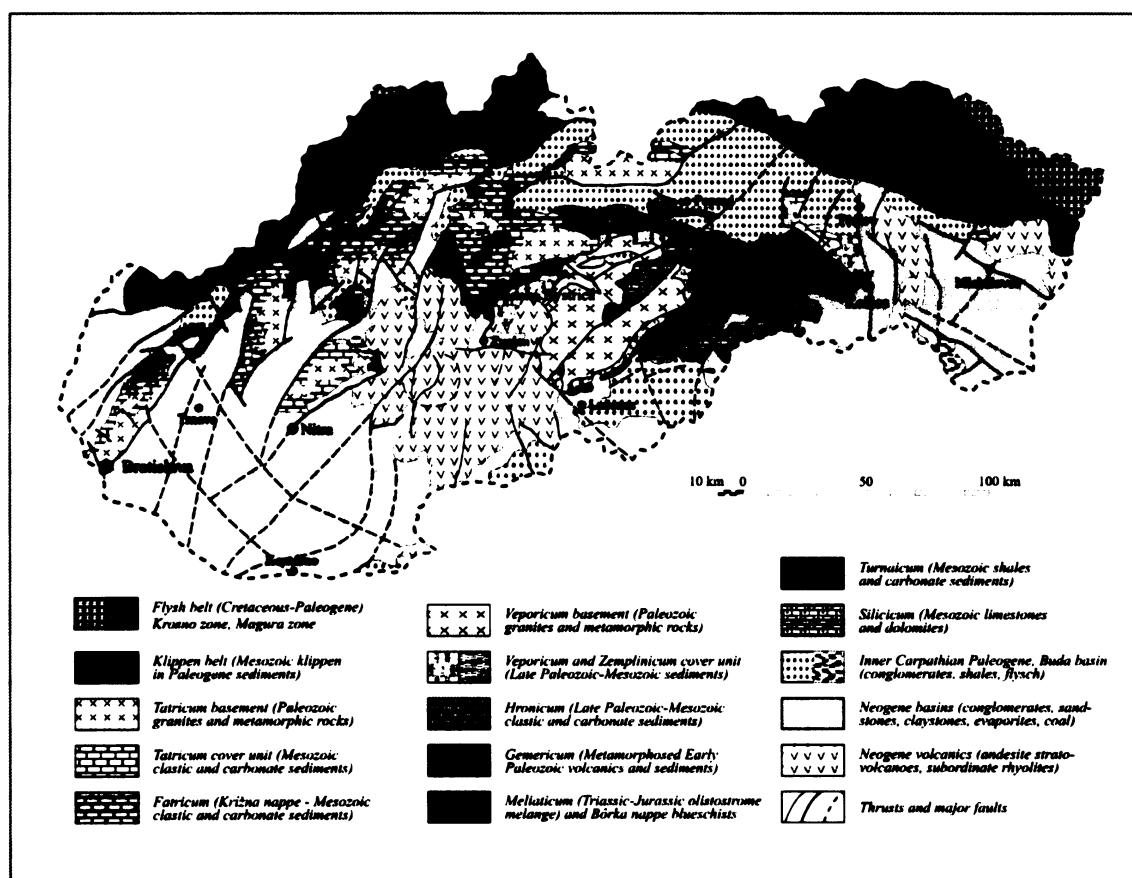
Obr.1.1. Geografická mapa západních a východních Karpat (www.unibas.ch).

Mediterranní segment alpského orogenu je uzavřený mezi paleoevropským a africkým kratonem. Sledované území Západních Karpat se nachází v severní části evropských alpid. Jsou orientované východo-západním směrem (obr.1.2.). Východní část navazuje na Východní Karpaty, západně pak východní Alpy. Severní předpolí Západních Karpat tvořené severoevropskou platformou obsahuje varisky konsolidované jednotky polské platformy a Českého masívu i s jejich epi-variským platformním pokryvem. Tessyere-Tornquistova linie odděluje severoevropskou platformu od ruské platformy ve směru od severu k východu. Jižně jsou Západní Karpaty překryty komplexem tertierních sedimentárních a vulkanických hornin, patřících panonské zaobloukové pánvi.

Důsledkem kolize afrického a severoevropského kontinentu bylo uzavírání Meliatsko-Hallstattského oceánu jako pokračování Vardarského oceánu v období triasu.

2. Geologie Západních Karpat

ZK se člení na základě alpinského vývoje (Mahel', 1986, Kozur a Mock, 1996 a Plašienka et al., 1997) na vnější, centrální (Andrusov, 1968) a vnitřní. Tři základní tektonické jednotky jsou navzájem odděleny uzavřenými oceánskými paleosuturami. Díky polyfázovému vývoji ZK je důležité představit jednotky v rámci vývoje v čase, neboť některé jednotky se vyvíjely nejdříve samostatně a teprve později byly dány do prostorové souvislosti (proto zde používám rozdelení související s časovým vývojem a to rozdelení na Vnější Západní Karpaty, Pienninské bradlové pásmo, Centrální Západní Karpaty a Vnitřní Západní Karpaty). Jednotky Západních Karpat obsahují krystalinní basement a později nasunuté obalové jednotky. Souvislost těchto dělení uvádí v tabulce 1.



Obr.1.3. Geologická mapa Západních Karpat (Plašienka et al, 1997)

Tabulka 1. Rozdelení Západních Karpat (dle Mahel', 1986, Kozur a Mock, 1976 a Plašienka et al., 1997, Andrusov, 1968). Jednotlivé jednotky jsou uvedeny v geologické mapě 1.3.

	Vnější Západní Karpaty	Magurská skupina Krosenská skupina
EXTERNIDY	Pienninské bradlové pásmo	Czorstyn jednotka
		Kysuca a Pieniny jednotky
INTERNIDY	Centrální Západní Karpaty	Tatrikum
		Veporikum
INTERNIDY	Vnitřní Západní Karpaty	Gemerikum
		Meliatikum
		Turnaikum
		Silicikum

Vnější Západní Karpaty (dále jen VZK) jsou oddeleny od centrálních Pieninským bradlovým pásmem, které tvoří pás lemující na severu karpatský oblouk. Vnější Západní Karpaty jsou budovány terciérními molasovými sedimentárními horninami karpatské předhlubně, ukládané na okraji severoevropské platformy, a pozdně juruskými až ranně miocénními flyšovými horninami. Karpatský flyš (Rakús et al., 1998) obsahuje množství příkrovových jednotek a buduje terciérní akreční klín karpatského orogénu. Je rozdelen na Magurskou a Krosenskou skupinu příkrovů. Karpatský flyš je od Centrálních západních Karpat oddelen paleosuturou pieninského (vahického) oceánu (Mahel', 1986, Penninikum-Vahikum dle Rakús, 1998), lemovanou Pieninským bradlovým pásmem. Vnější západní Karpaty jsou charakterizované nepřítomností před-Mesozoických formací a absencí kořenů flyšových příkrovů.

Pieninské bradlové pásmo (dále jen PBP) je obvykle uváděno jako dělící zóna mezi vnějšími a vnitřními Karpatami, která se začala vyvíjet během jury na jižní části evropské desky, nicméně strukturní a morfologická charakteristika této zóny vyplývá z mladších, převážně terciérních, levostraných pohybů (Rakús et al., 1998). Ačkoliv struktura PBP je komplikovaná, je možné zde rozeznat dvě jurasko-křídové jednotky – Czorstyn, Kysuca a Pieniny jednotky.

Centrální Západní Karpaty (dále jen CZK) jsou komplikovanou oblastí s mesozoickou příkrovovou stavbou, do které jsou začleněny prevariské a variské krystalinické jednotky (Plašienka, 1998). Nacházejí se na jih od pieninského bradlového pásma a od Vnitřních západních Karpat jsou odděleny lubenicko-margecianskou linií, která ovšem není všude dobře definována. Obsahují krystalinické tektonické jednotky tatrika, vaporika, a příkrovové systémy mesozoických hornin fatrika, hronika a silicika. Tyto jednotky obsahují krystalinní basement se svrchno paleozoickými sedimentárními obaly. Obsahují spodní trias až střední křídu (alb až spodní cenoman Križňanského příkrovu) a střední turon (tatrikum). Příkrovový systém této oblasti byl zformován po středním turonu (Plašienka, 1997). Nejvnější člen CZK nacházející se blízko PBP je zóna Manín-Vysoké Tatry.

Tatrikum Jednotka tatrikum tvoří severní část Centrálních Západních Karpat a vystupuje v tzv. jádrových pohořích a zapadá jižně pod jednotku vaporika. Tatrikum je budováno pre-alpinským krystalinickým basementem a jeho sedimentárním paleozoickým (perm) a mesozoickým (spodní trias až turon) pokryvem (Plašienka, 1998). Basement tatrika je budován středně až vysoce metamorfovanými horninami (spodno-paleozoické vulkanosedimentární komplexy) a variskými granitoidy intrudujícími často do rulovo-migmatitických komplexů (Hovorka a Petrík, 1992, Petrík et al., 1994). Komplexy basementu jsou začleneny do variských příkrovových struktur. Převážně středně až vysoce metamorfované komplexy překrývají méně postižené a vystupují v několika tektonických oknech z alpinských struktur (Putiš, 1992). Sedimentární obal tatrika je tvořen různými, převážně však karbonátovými litologiemi (Plašienka et al., 1997).

Vaporikum Fundament vaporika zabírá na povrchu ostrovy předterciérního podloží neovulkanitů, západní část Slovenského Rudohoří a Čierná Hora (Plašienka, 1998). Fundament je překryt dvěma obalovými jednotkami Velkého Boku a Foederata (paraautochtonní). Jižní hranici vaporika tvoří lubenicko-margecianská linie, severní hranici je nasunutí na tatrikum.

Jednotka vaporikum je přesunutá na fatrický substrát a jižní část tatrika. Na vaporikum je nasunuto gemenikum. Vnitřní stavba fundamentu je daná dřívějšími variskými procesy a je později přetvořena alpinskou deformací a metamorfózou (Plašienka, 1998). Obsahuje metamorfované horniny zahrnující vysokotlaké svory, migmatity, krystalické břidlice, proniklé vaporským plutonem, terigenní klastika z mladšího paleozoika, šelfové karbonáty a písčité břidlice z triasu.

Vnitřní Západní Karpaty se nacházejí na jih od lubenicko-margecianské linie. Jejich jižní hranicí je středomadžanský lineament, označovaný také jako záhřebsko-kulčský nebo záhřebsko-zemplínský lineament (Grecula, 1997), který je rozsáhlým terciérním dextrálním horizontálním posunem vůči teranu Tisia (Tisza, Dacia ve smyslu Csontos a Vörös, 2004). Obsahují jednotky gemenikum, meliatikum, turnaikum a silicikum. K CZK se připojily v období spodní křídy při uzavírání Meliatsko-Hallstattského oceánu. Proto je rozhraní mezi vnitřními a centrálními Západními Karpaty representováno suturou Meliatsko-Hallstattského oceánu (Kozur, 1996, Plašienka et al., 1997, Rakús, 1998). Meliatský oceánský prostor se nacházel jižně od gemenika a severně od turnaika i silicika, což je podloženo i nynější příkrovovou pozicí těchto jednotek.

Gemenikum na povrchu zabírá východní část Slovenského Rudohoří. Oproti veporiku je menší plošně i objemově. Obsahuje dvě jednotky - jižní a severní. Strukturně je možné gemenikum charakterisovat jako soustavu příkrovů fundamentu a mladopaleozoických komplexů (s podřadně zastoupeným mezozoickým obalem) (Plašienka, 1998).

Severní gemenikum je možné charakterisovat vulkanosedimentárními komplexy, které reflektují subdukčně-kolizní procesy variského vrásnění (Rakús, 1998). V alpinských strukturách jsou zachovány pouze reliktů variského vrásnění. Representují je předkarbonské středno a nízko metamorfované komplexy (jednotky Klátov a Rakovec). Obsahuje také reliktů residuálních pánví zastoupené spodnokarbonovými olistolity a ultramafity (v jednotce Ochtinná). Postorogenní transpresně-transtenzní režim byl spojen s vývojem kontinentálních permických formací (jednotka Krompachy). Usazené lagunární sedimenty svrchno permické až spodno triasové jsou spojené s alpinským vývojovým cyklem, ale pouze u spodno triasových je jisté, že patřily k mesozoickým obalovým jednotkám basementu severního gemenika (Rakús, 1998).

Jižní gemenikum obsahuje hlavně spodnopaleozoické flyšové horniny Gelnické skupiny, které byly nejdříve vrásněny a metamorfovány ve variském cyklu. V těchto horninách jsou zachované znaky turbiditních proudů a jiných druhů gravitačních transportů odpovídajících hlubokovodnímu flyšovému prostředí. Vývoj komplexů sedimentů byl spojen s aktivní kontinentální pánví, jak dokumentuje chemické složení synsedimentárních vulkanitů stejně jako faciální analýzy sedimentů (Vozárová, 1993), které ukazují na tři zdroje klastického materiálu - kontinent, synsedimentární magmatický oblouk a subdukční komplexy (Rakús, 1998). Na Gelnickou skupinu nasedají rytmické horniny Štôsské skupiny, která má stejnou zdrojovou oblast klastů jako Gelnická skupina. Na obě jednotky nasedá nekonformě jednotka Gočaltovo, obsahující permické kontinentální sedimenty. Spojení alpinského vrásnění s

gemerikem je dokázáno hlavně věky gemerského granitu, které dávají věky pozdně variské až alpinské. Obsahuje také zbytky ofiolitových komplexů a permeké alkalické a specifické gemerské granity.

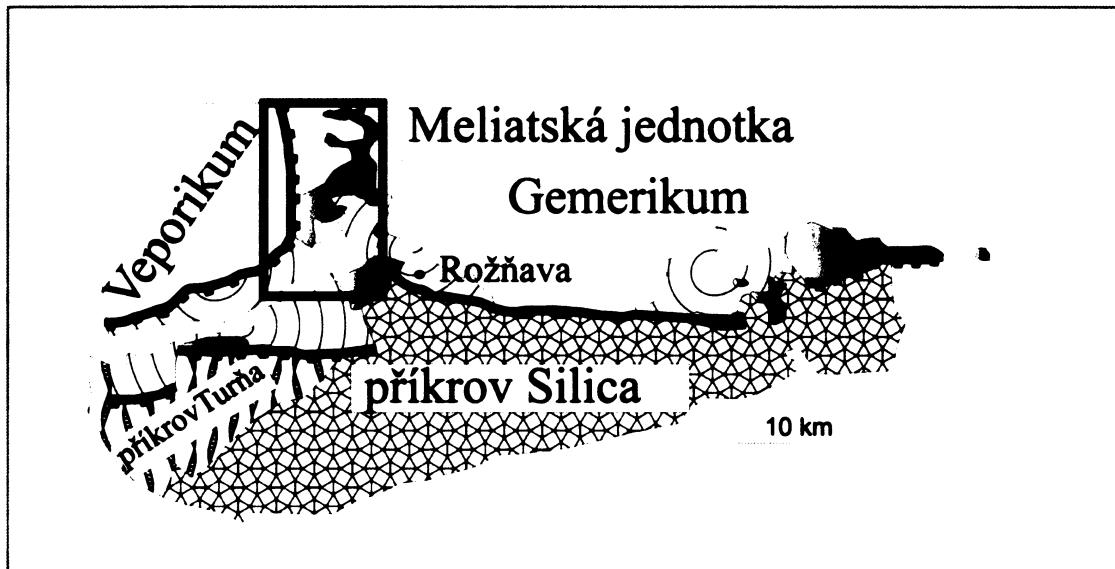
Meliatikum jako regionálně geologická jednotka je známá v ZK více než dvacet let, nicméně její význam je stále předmětem diskuse (Rakús, 1998). Žádná jednotka neprošla tolika změnami, jak stratigrafickými tak změnami zařazení do tektonické pozice. Meliatikum s.s. zde chápou jako tektonickou jednotku pocházející z jurské oceánské oblasti, která se uzavírala ve svrchní juře (Rakús, 1998). Dřívěji bylo meliatikum chápáno jako oceánská oblast existující již od permu (Stämpfli, 1996) nebo od středního triasu (Kozur, 1991, 1995, Mello et.al., 1997). Hlavním důvodem pro různé definice meliatika je doba otevíráni Meliatského oceánu.

Základem pro definici meliatika s.s. je výskyt formace jurských břidlic a radiolaritů „in situ“ na klasické lokalitě Meliatský mlýn, kde se starší triasové horniny vyskytují pouze jako extraklasty (Mock, 1993). Výchozy meliatika jsou zastoupeny malými, vysoce deformovanými tělesy tektonických bloků, které vznikly díky své pozici mezi podložním gemerikem a nadložním silicikem (obr.1.4. a 1.5.). Díky této pozici není skoro možné popsat meliatskou stratigrafii, stejně jako umístění mafických vulkanitů tvořících část stratigrafického záznamu.

Meliatikum s.s. je charakteristické vývojem tmavě šedých až černých nevápenatých břidlic s vložkami pískovců flyšoidního charakteru, místy se vyskytujícími jílovci, černými a zelenými radiolarity a nepravidelně se vyskytujícími olistostromatickými těly. Velikost klastů v olistostromech se pohybuje od několika cm po několik m. V této jednotce se vyskytují i různé typy triasových vápenců, krystalických vápenců až mramorů, černých radiolaritů, basických vulkanitů i serpentinitů (Mock, 1993, Vozárová a Vozár, 1992).

Po detailním stratigrafickém studiu jurských turbiditů se našly výskyty meliatika ve východních Alpách (Kozur, 1997). Toto zjištění podpořilo teorii o více větvích Meliatského oceánu, který byl rozšířen na Meliatsko-Hallstattský oceán jehož vývoj ve východní části začal v Anisianu kolapsem karbonátové platformy a pokračoval hlubokovodní sedimentací. V jurských turbiditských komplexech byly nalezeny bloky předdriftových litologií, převážně formace olistostromů. Zavírání Meliatsko-Hallstattského oceánu ve středním Oxfordu je dokumentováno procesem subdukce oceánských hornin v jižním směru (Kozur, 1991), který je dokumentován výskytem modrých břidlic (Kamenický, 1957, Faryad, 1988) a anchimetamorfovaných tholeitických basaltů v této jednotce. Deriváty modrých břidlic můžeme nalézt v jižní větvi meliatika, severní větev je charakteristická tholeitickými pillow

lávami. Metamorfóza ve facii modrých břidlic byla datována na 165-150Ma (Maluski et al., 1993, Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Kořen oceánského meliatika byl lokalizován do Rožňavské linie (Reichwalder, 1971), která byla později přejmenována na Rožňavsko-Šugovskou suturu (Kozur a Mock, 1995).



Obr.1.4. Zjednodušená geologická mapa výskytu Meliatské jednotky na Slovensku (Faryad, 1995).

Fialově jsou vyznačeny výskyty Meliatské jednotky, červený obdélník vyznačuje studovanou oblast meliatské jednotky v této práci. Černou linií je označena Rožňavská tektonická linie nacházející se mezi pŕíkrovem Silica a gemerikem.

Geochronologie: K-Ar a Ar-Ar data získaná z fengitů mafických modrých břidlic udávají stáří metamorfózy odpovídající období střední jury 165-150Ma (Maluski et al., 1993, Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Ar-Ar data pro muskovity ze svorů z lokality Zádiel, ve východní části meliatské jednotky, ukazují na variské věky protolitu (375-380Ma) těchto hornin (Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Granátické amfibolity s doloženou vysokotlakou metamorfózou byly zjištěné u Rudníku (Faryad, 1988). Díky kombinaci dat petrologických a geochronologických je možné říci, že tyto horniny amfibolitové facie, které byly součástí jurské subdukční zóny, pocházejí z basementu, který nevystupuje na povrch.

Metamorfóza: Chemické složení, zonálnost a fázové vztahy minerálů v těchto horninách nalezených ukazují na progresivní zvyšování tlaku během metamorfózy, a to z hranice mezi faciami zelených a modrých břidlic do facie modrých břidlic. Maximální PT podmínky odpovídají 13kb a 450°C odpovídající facii modrých břidlic (Faryad, 1995) byly zjištěny z hornin obsahujících glaukofán. V horninách bez glaukofánu byly maximální podmínky určeny na 8-10kb a 350°C.

Silicikum Nemetamorfované horniny silicika, strukturně nejvyšší jednotky meliatské jednotky, se nachází v příkrovové pozici nasunuté na vepríkum, gemeríkum, meliatíkum a turnaíkum.

Strukturou odpovídá málo komplikované příkrovové desce odlepené na bázi mocného triasového komplexu karbonátové platformy. Hlavní náplní této jednotky jsou evaportity a břidlice pocházející ze svrchního permu a spodního triasu. Karbonáty pak pocházejí ze středního až svrchního triasu. Lze nalézt i jurské slabě zachované členy.

Turnaíkum je považováno za příkrovovou jednotku strukturně pod silicikem s obsahem klastických permických i pozdně karbonských sedimentů.

3.

Geologie Meliatika

Předmětem této práce jsou metamorfy meliatika, které vznikly v důsledku jihovergentní subdukce při uzavírání Meliatsko-Hallstattského oceánu existujícího během triasu a spodní jury. Do meliatika patří v souladu s geologickou mapou (Bajaník et al., 1983) a údaji Mocka (1978) i nemetamorfované až velmi slabě metamorfované klastické sedimenty, vápence, radiolarity a serpentinizované ultrabazika. V západní části jsou horniny meliatika nasunuty na starší paleozoikum směrem na sever. Vysokotlaké/nízkoteplotní metamorfy jsou reprezentované mramory, metabazity a fylity, které se vyskytují u Radzimu, Štítniku, Bôrky, Hačavy a Šugova (první dvě lokality se nacházejí ve studované oblasti).

Meliatikum s.s. je rozděleno na tři podjednotky (od spodu nahoru) (Faryad et al., 2004):

1. Spodní jednotka
2. Svrchní jednotka
3. Melanž

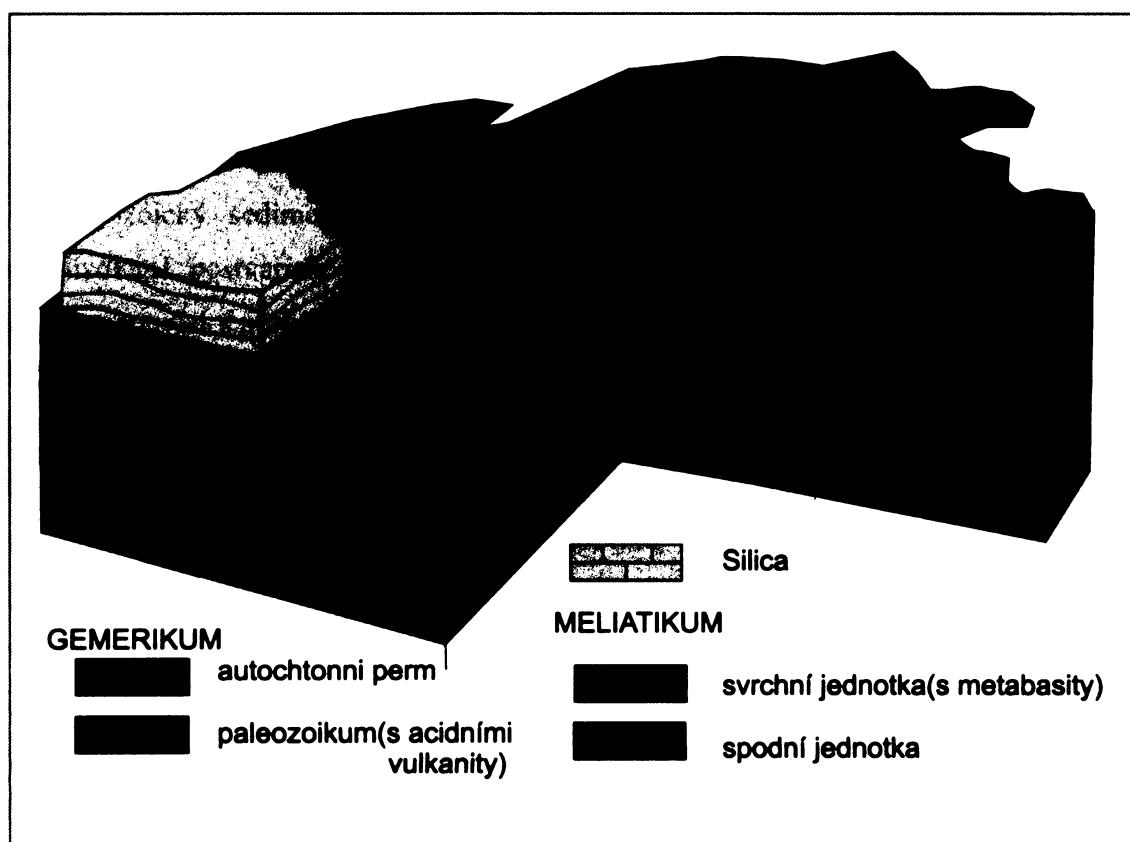
Spodní jednotka (obr.3.1.) vystupuje na povrchu převážně ve východní části meliatika a je charakterizována křemitými fylity s chloritoidem a fengitem nacházejícími se v podloží mramorů a metabasitů. Jedná se převážně o původně křemité psamity a slepence, místy i pelity. V křemitých fylitech jsou zachovány původní sedimentární struktury s valouny křemene, které ukazují na jejich vznik v mělkovodním prostředí. Litoklasty psamitů byly zjištěny i v pelitických horninách u Štítníku. Břidličnatost je obvykle paralelní s vrstevnatostí a je přetínána kliváží (Faryad, 1995).

Metamorfén odpovídá tato jednotka podmínkám mezi facií zelených a modrých břidlic, a to 8-10kb a 350°C (Faryad, 1995) .

Svrchní jednotka (obr.3.1.) vystupuje na povrch ve východní i západní části meliatské jednotky. Obsahuje metabasity, fylity, mramory, které jsou metamorfované ve facii modrých břidlic, a horniny basementu (svory obsahující glaukofán). Metabasity tvoří čočky nebo lavice uvnitř mramorů nebo se vyskytují na jejich styku. Postupný přechod mezi metabasity a mramory ukazuje na to, že vznikly z bazaltů, bazaltických tufů a vápenců. Jejich geochemická charakteristika, vztah Zr/Y k Zr a distribuce REE odpovídá bazaltům vulkanického oblouku s přechodem k typu MORB (Faryad, 1995). Oceánský

původ těchto metabasitů předpokládají i Ivan a Kronome (1996). Nicméně některé metabasity (u Zádielu), které se nevyskytují spolu s mramory, je možné podle obsahu stopových prvků porovnat i s vnitrodeskovými bazalty (Faryad, 1995). Jejich maximalní PT podmínky metamorfózy byly stanoveny podle obsahu jadeitu v klinopyroxenu z metabasitu a na základě asociace granát-glaukofán-paragonit na 13kb a 450°C (Faryad, 1995). Většina odebraných a použitých vzorků v této práci pochází právě z této svrchní jednotky.

Melanž je složena z permiských evaporitů a pískovců obsahujících bloky radiolaritů, břidlic, serpentinitů, gabr a modrých břidlic. Horniny ukazují na velmi nízký stupeň metamorfózy (Faryad, 1995).



Obr.3.1. Prostorový schematický obrázek uspořádání Meliatské jednotky (Faryad et al., 2004).

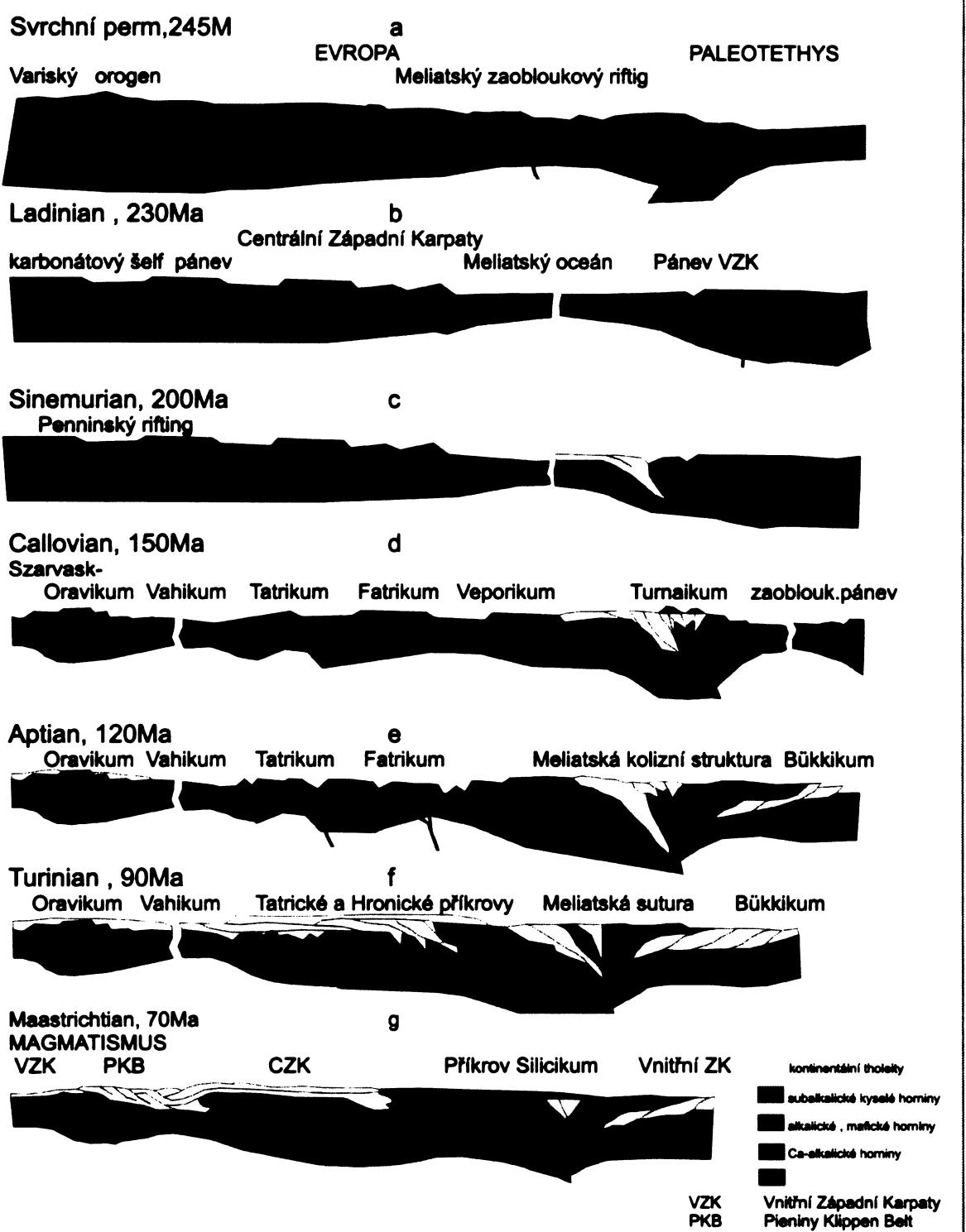
4.

Mesozoický vývoj Západních Karpat

Pro současné uspořádání a charakter základních tektonických jednotek Západních Karpat byly klíčové orogenní procesy probíhající během mesozoika až terciéru. Na základě téměř kontinuálního sedimentárního záznamu v mesozoiku je možné mesozoické procesy rozdělit do čtyř základních časových a tektonických etap, které se částečně časově a prostorově překrývají (Plašienka et al., 1997). Mesozoické procesy v základních časových a tektonických etapách, které jsou znázorněny na obr.4.1.:

- spodní až svrchní trias - platformní režim
- střední trias až střední křída - riftingový extenzní režim spojený se ztenčováním kůry
- svrchní jura až svrchní křída - kompresní režim spojený se ztluštováním kůry
- svrchní křída - transpresní až transtenzní režim

Mesozoický sedimentační cyklus začíná triasovou epikontinentální sedimentací na stabilizované postvariské kontinentální kůře. Postupné prohlubování sedimentace jižním směrem souvisí s probíhajícím otevíráním meliatského oceánu (Michalík, 1994, obr.4.1.b). Spodnětriasové pobřežní klastické sedimenty a střednětriasové karbonátové platformy pokrývaly celou oblast Západních Karpat. Na začátku jury se v oblasti intenzivněji uplatňuje extenzní režim (obr.4.1.c). Intenzivní extenze variské kontinentální kůry centrální části vedla k separaci korových jednotek tatrika a vaporika, a také k otevření pieninského bazénu (Vahika) (Michalík a Kováč, 1982), oddělujícího alpsko-karpatskou mikrodesku od severoevropské platformy (obr.4.1.d). Severojižní extenzní režim způsobil rozčlenění Západních Karpat do kontinentálních hřbetů a protažení hlubokomořských pánví umožňujících sedimentaci mesozoických sekvencí (Šiprúnská a Zliechovská pánev). Vrchol extenzního stádia je dokumentován malými submarinními extruzemi láv svrchnopláštového původu ve spodní křídě (obr.4.1.e) (Hovorka et al., 1988). Severní migraci jurisko-křídového zkracování v prostoru centrálních Západních Karpat dokládá mládnutí synorogenní flyšové sedimentace severním směrem v předpolních bazénech. Zavírání meliatského oceánu začalo již ve svrchní juře (Kozur, 1991).



Obr. 4.1. Nástin mesozoického tektonického vývoje Vnitřních a Centrálních Západních Karpat. Orientace profilu zhruba sever-jih. podle (Plašenka et al. 1997)

Dokladem uzavírání meliatského oceánu je nasunutí meliatského akrečního klínu s modrými břidlicemi na okraj gemenika (Faryad, 1995, Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Aktivní konvergence během křídy zapříčinila částečné ztluštění kůry v oblasti vepríka a gemenika (Lexa et al., 2003) a následnou propagaci deformačních událostí do tatické a fatické oblasti (obr.4.1.e,f,g). V období aptu až cenomanu se kompresní zóna přemístila severně do oblasti severního vepríka a fatrika. Kontinentální kúra fatrika (mesozoický Zliechovský bazén) se podsouvá pod vepríkum (Jaroš, 1968, Plašienka, 1997). Dochází k podsouvání tatro-fatické desky pod vepríkum. Sedimentární záznam v některých jednotkách severního okraje tatrika indikuje, že režim zkracování orogenu v této oblasti probíhal během turonu až senonu (Plašienka, 1997). Do konce křídy dochází k redukci pieninského sedimentačního prostoru. Oceánská kúra pieninského (vahického) oceánu byla podsouvána jižním směrem pod jednotku tatrika. Kompresní tektonický režim se na rozhraní křídy a terciéru po kolizi okrajů tatrika a oravského okraje mění na transpresní režim. Během tohoto režimu dochází k vytvoření komplikované stavby bradlového pásma.

5. Geologie studované oblasti

Studovaná oblast je omezená na severu kopcem Radzim jižně pak obcí Gočaltovo (blízko Štítníku) a Štítníkem. Východně Nižnou Slanou a západně hranicí jednotky Veporika. Studovaná oblast obsahuje jednotky gemerika, veporika, meliatika. Má práce je zaměřená na meliatikum, tudíž je mu věnována převážná část jak geologie (tabulka č.1), tak petrologie, nicméně v geologii je zmíněno i gemerikum, které s meliatikem bezprostředně souvisí (obr.5.1).

Gemerikum

Nachází se v podloží meliatika. Nejrepresentativnější výchozy jsem v roce 2004 nalezla na levém břehu Štítníku (západní strana) a potom v roce 2005 na sever od silnice ze Štítníku do Honců. Byl zde nalezen krystalinní basement, karbonské břidlice a permické metakonglomeráty (vzorky K5b, K14, K15, K17, K16, RS29, RS4, viz tabulka č.6)

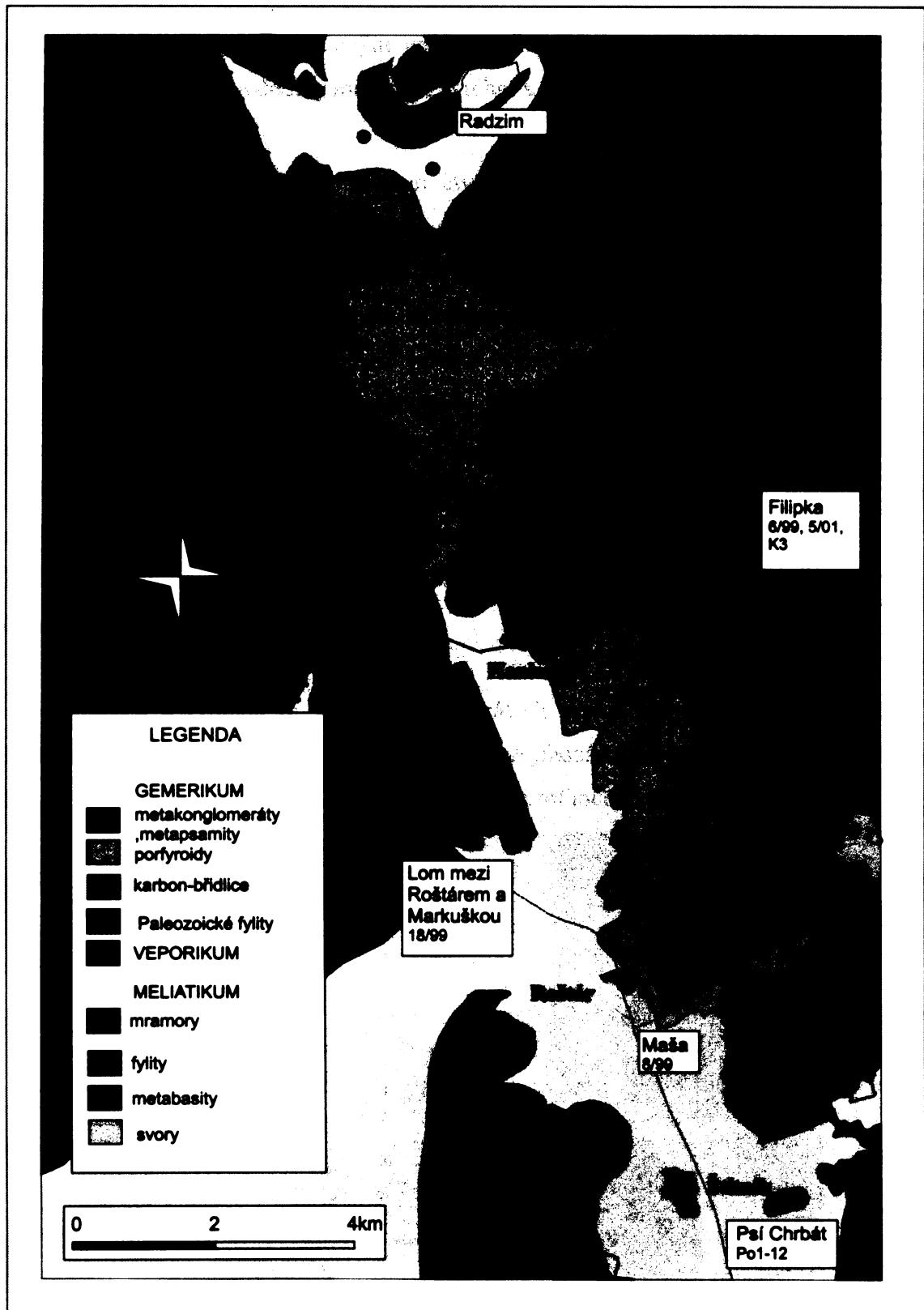
Krystalinní basement je na studovaném území zastoupen porfyroidy vyskytujícími se okolo Betliarské obory, na Spušťadle a nad obcí Rudná. V této oblasti jsou zastoupeny kontaktně metamorfované porfyroidy, jemnozrnné nebo střednězrnné, s vyrostlicemi křemene nebo křemennými žilkami protaženými ve směru hlavní foliace, jak vyplývá ze studia vzorků (K14, K15, K17, RS4, viz tabulka č.6). Základní hmota porfyroidů je tvořena světlou slídou, křemenem, plagioklasem, chloritem, biotitem a kalcitem. Vykazují břidličnatost ve směru SV-JZ.

Karbonské břidlice nacházíme v údolí potoka mezi Markuškou a Roštárem, v okolí Rochovců a Hankové. Jedná se o grafitické (někdy kvarcitické) velmi deformované břidlice, které jsou málo metamorfované. Lze pozorovat silnou foliaci upadající na jih pod středními úhly (viz vzorek RS29, tab.č.1. a 2.)

Metakonglomeráty - permické jsem nalezla na jih od obce Rudná, v okolí Repiska, Petrova, Glacu, Brdárky, a u Gočaltova nacházíme permické metakonglomeráty.

Středně až hrubozrnné metamorfované slepence ze vrchní části jednotky Gemerika lze najít v podloží Meliatské jednotky. Matrix je tvořena pásky světlé slídy s doménami křemene obsahujícími křemenné klasty a s vyrostlicemi plagioklasu, v malé míře obsahuje také grafit a hematit.

Geologická mapa studované oblasti



Obr.5.1.Geologická mapa studované oblasti. Plné kruhy značí místa, kde byly vytvořeny výbrusy.

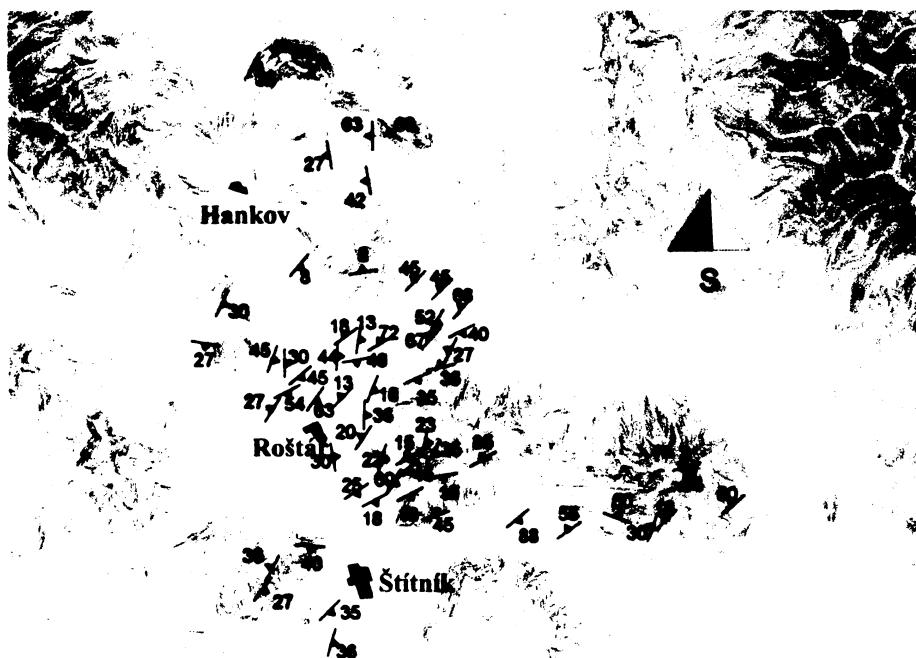
Meliatikum

Meliatikum je příkrovem nasunutým na krystallinní basement gemerika. Ve studovaném území se vyskytují dvě jednotky meliatika, svrchní a spodní (jejich uspořádání je uvedeno na obr.3.1.).

Celé meliatikum obsahuje záznam čtyř rozpoznatelných deformací (Faryad et al., 2004). První stádium je zachováno pouze minimálně a je definováno vývojem isoklinálních vrás v metabasitech. Druhá deformace (D2) spojená s metamorfózou je zachovaná ve většině hornin a je charakteristická vývojem dominantní foliace upadající na JV nebo SZ pod malými až středními úhly (obr.5.3.) a lineace definované přednostní orientací světlé slídy vykazující V-Z trend. Nejlépe je zachována v metabasitech a metakonglomerátech. Tato deformace probíhala během jury.

Třetí deformace (D3) je zachovaná pouze místy (nejlépe na lokalitě Rudná a v lomu mezi Roštárem a Markuškou v metabasitech) a je charakteristická vývojem kinků a vrás s téměř axiálními plochami upadajícími na severozápad a osami upadajícími na severovýchod a jihozápad pod malými úhly.

Čtvrtou deformaci (D4) je možné pozorovat v meliatské jednotce převážně v metabasitech a fylitech (a v metakonglomerátech permekých z jednotky gemerika). Je charakterisovaná vývojem kinků a vrás s převážně jihozápadím upadáním ve velmi malých úhlech. Jejich osy pak vykazují SZ-JV trend. Strukturní měření uvádím v tabulce č.2.



Spodní jednotka

V daném území byly nalezeny metamorfované konglomeráty, psamity a fylity permanského věku.

Permské metamorfované psamity a konglomeráty byly nalezeny na lokalitách v okolí kopce Bučina a okolí Kobeliarova. Mají světlou okrovou barvu. Obsahují převážně křemen a křemenné klasty a mají zachovanou původní vrstevnatost totožnou s břidličnatostí.

Křemenné fylity byly nalezeny na lokalitě Dubrava a v okolí Turecké hory, mají tmavě šedou až černou barvu. Makroskopicky obsahují křemen, světlou slídu a jehličky chloritoidu. Jsou silně defomované a vykazují břidličnatost danou orientací jehliček chloritoidu a světlé slídy, a kliváž tuto břidličnatost přetínající. Jak vyplývá z pozorování na některých lokalitách lze nalézt fylity ve formě vrstev v mramorech, kde tvoří ostré kontakty s mramory (například v okolí kopce Trojštít). Nacházíme zde jemnozrnné fylity, které obsahují převážně světlou slídu a chlorit a vyrostlice chloritoidu o velikosti až 1,2 cm. V některých lokalitách je patrný výskyt sigmoidálních klastů a křemenná zrna o velikosti až 2 cm. V odebraných vzorcích lze pozorovat plagioklasové žilky orientované ve směru foliace (například vzorek K1 a K9).

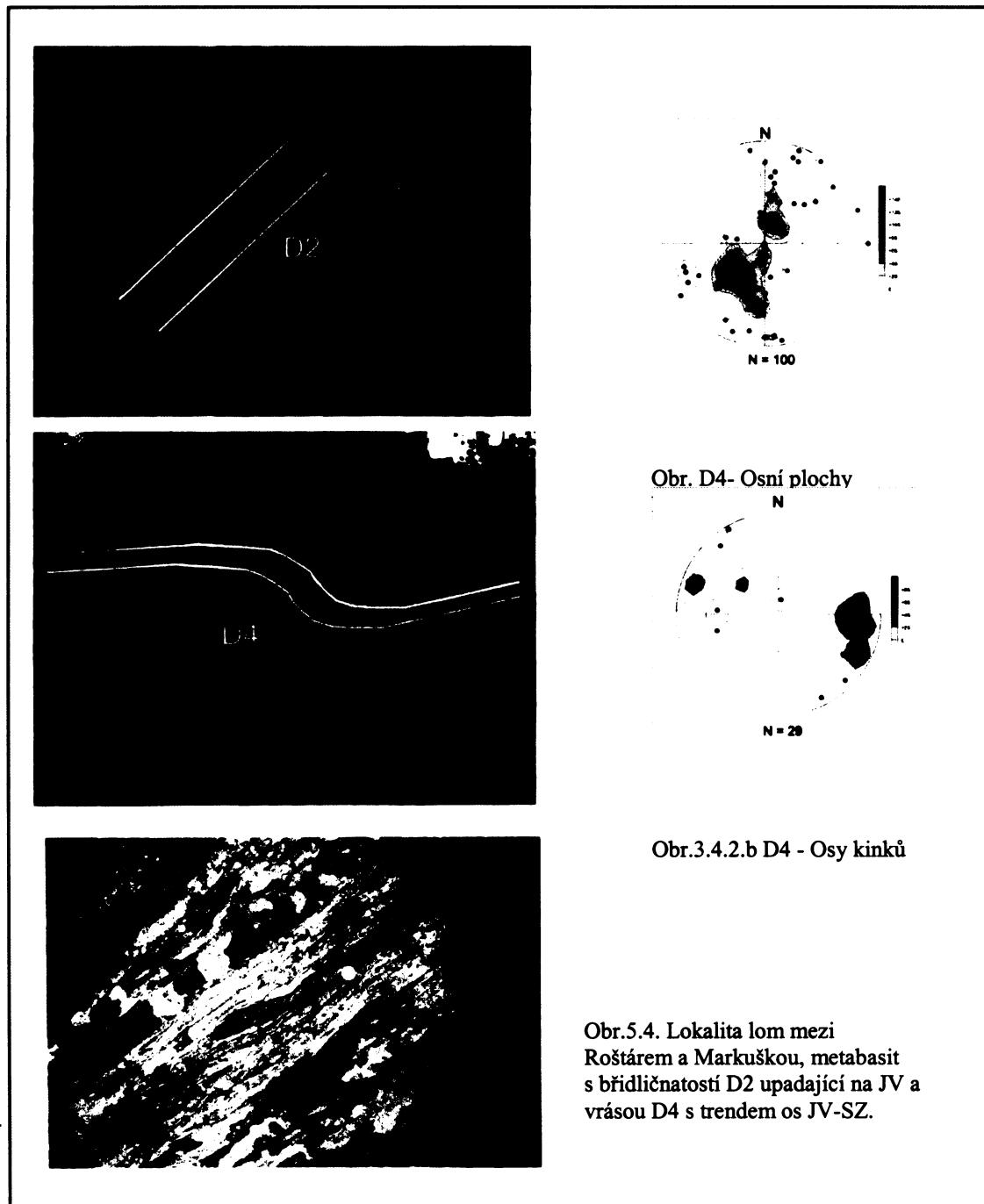
Svrchní jednotka

Svrchní jednotka obsahuje metabasity, mramory, fylity a svory .

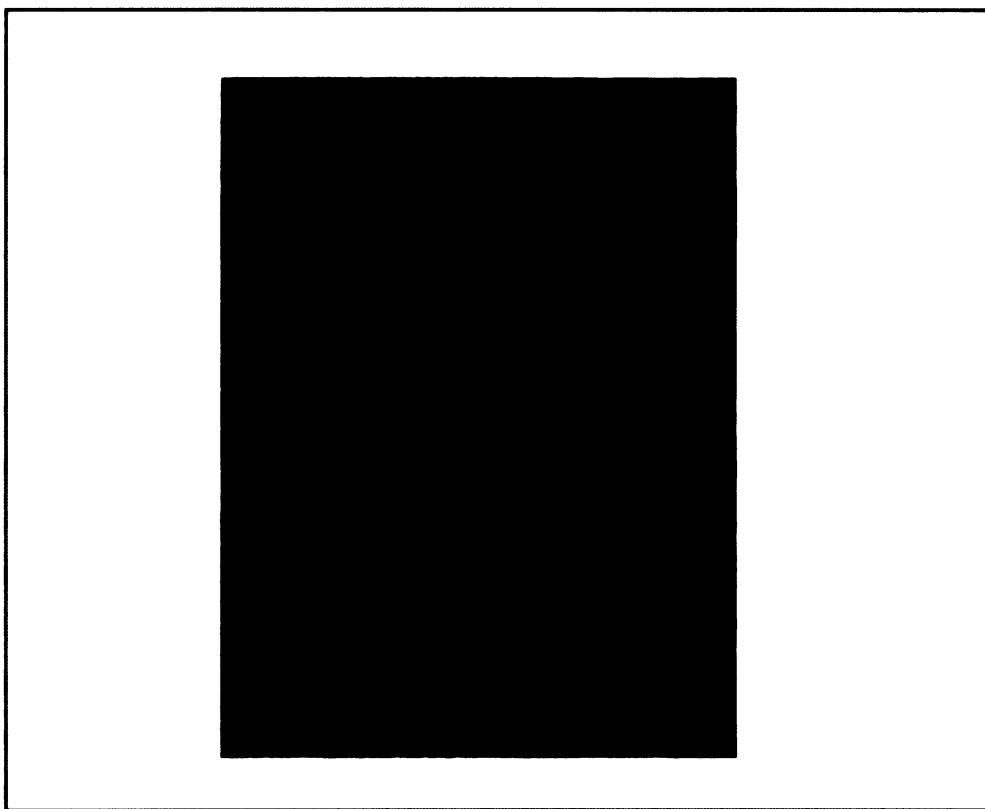
Mramory se nachází v okolí kopce Dubravy, nad silnicí mezi Štítníkem a Honcemi, na Radzimu a v oblasti mezi Slavoškou a Kobeliarovem, v jejich podloží se nacházejí provrásněné meliatské fylity a mramory obsahující vložky nebo čočky metabasitů, vrstvy nebo úlomky fylitů. Barevnost mramorů v dané oblasti kolísá od černé k narůžovělé. Také zrnitost kolísá od jemnozrnné k masivní. Z větší části jsou tvořeny kalcitem a pouze v malé míře je patrný obsah dolomitu.

Metabasity se vyskytují samostatně nebo jako budiny v mramorech v nadloží černých provrásněných fylitů. Vzorky metabasitů z okolí kopce Radzim, v lomu mezi Roštárem a Markuškou, na lokalitě Maša a pod kopcem Ždiar potvrzují i výskyt kalcitových vložek ve formě žilek paralelních s hlavní foliací. Nazelenalé, jemnozrnné až masivní metabasity obsahují minerály albit, glaukofán, epidot, světlou slídu, chlorit, aktinolit a místy i biotit. Je patrné páskování s usměrněním daným střídáním tmavších a světlejších poloh obsahujících buď kalcit ve světlejších polohách nebo amfibol s chloritem v tmavších polohách. Pouze na některých lokalitách lze potvrdit i nález vložek světlých fylitů.

V metabasitech je možné rozpozнат všechna deformační stádia (D1-D4, obr.5.4.). Nicméně nejlépe je zachovaná druhá deformace spojená s vývojem metamorfní, na JV upadající foliace. Ta je nejlépe zachovaná na lokalitě v lomu mezi Roštárem a Markuškou, méně pak v Maše a u Radzimu.



Svory byly nalezeny na lokalitě Filipka u Nižné Slané, která se vyznačuje výskytem silně deformovaných a metamorfovaných svorů. Jsou středně až hrubozrnné, nazelenalé barvy. Hornina obsahuje křemen, světlou slídu a vyrostlice granátu až 1cm velké. Kliváž potvrzující deformaci je definována pásky světlé slídy a upadá na JV pod velkými úhly (obr.5.5.).



Obr. 5.5. Břidličnatost upadající na jihovýchod na výchozu svorů z lokality Filipka .

Příkrov Silica

Vápencová tabule Silica nasedající jak na Meliatskou jednotku tak na gemerikum a veprorikum se vyskytuje ve studované oblasti například v okolí kopce Radzim (viz vzorky RS31, RS21).

Vápenec obsahuje jemnozrnný kalcit a v malé míře dolomit. Rozpukaná hornina narůžovělé až šedé barvy se vyskytuje v nadloží meliatských metabasitů a mramorů. Na bázi těchto hornin se vyskytují Gutensteinské vápence, jemnozrnné až masivní s převážným obsahem kalcitu.

6.

Petrografie

Předmětem petrografického studia byly horniny meliatika (spodní, ale hlavně svrchní jednotky). Pro přesný popis jednotlivých studovaných hornin byly udělány výbrusy z representativních vzorků. Snažila jsem se prokázat předpokládanou vysokotlakou metamorfózu pomocí výskytu jednotlivých metamorfních minerálů a jejich vzájemných vztahů. Pro odhad metamorfních podmínek meliatské jednotky byly na sledovaných lokalitách odebrány vzorky uvedené v tabulkách 1 a 3. Procentuální zastoupení minerálů bylo odhadováno na základě mikroskopické analýzy.

Spodní jednotka

Metakonglomeráty

Metakonglomeráty obsahující velké množství křemenných valounů s lokálním výskytem valounů fyllitů nebo břidlic a matrix obsahující převážně světlou slídu a křemen. Metakonglomeráty se vyskytují na lokalitách Rudná, okolí Repiska, Petrova, Glacu, Brdárky a u Gočaltova. Na jejich charakteristiku byly použity vzorky RS2, RS3, RS4, RS6, RS9, RS18, RS78, W28, LP77b. Tyto metakonglomeráty ukazují místy jasnou břidličnatost, definovanou přednostní orientací krystalů světlé slídy, chloritu a protažením valounů. Metakonglomeráty obsahují také v menší míře plagioklas a kalcit.

Charakteristika jednotlivých minerálů z použitých výbrusů

Křemen se vyskytuje ve vzorcích buď jako jednotlivé zaoblené valouny, v některých vzorcích i rozpukané, místy obsahující světlou slídu, nebo jako součást matrix, v které tvoří shluhy či domény jemnozrných krystalů s blastickou strukturou. Většina těchto zrn vykazuje undulózní zhášení. Jeho podíl v hornině se pohybuje mezi 40-60 objemovými %.

Světlá slída se vyskytuje ve všech vzorcích ve formě protáhlých střednězrných až jemnozrných krystalů, jež jsou součástí matrix, rostoucích ve směru břidličnatosti. Často tvoří tenké polohy mezi krystaly křemene nebo křemennými valouny.

Tvoří 38-60 objemových % horniny .

Chlorit se vyskytuje pouze v některých vzorcích ve formě tabulkovitých krystalů (RS3, RS78) do 5 % objemu horniny.

Epidot lze nalézt pouze v některých vzorcích a to ve formě isometrických krystalů s maximálním zastoupením 4-8 % objemu horniny.

V akcesorickém množství se vyskytují turmalín, rutil, monazit, zirkon, grafit, hematit, limonit a ilmenit. Turmalín s řídkým výskytem ve formě středně velkých idioblastických krystalů je obsažen pouze v některých vzorcích. Roste napříč foliací. Rutil pak nacházíme jako sloupcovité krystaly. Oxidy železa při puklinách tvoří tenké domény mezi jednotlivými zrny.

Svrchní jednotka

V rámci svrchní jednotky byly předmětem studia kromě mramorů a metabasitů také fylity a svory.

a.Fylity s chloritoidem

Tuto horninu jsem popsala (podle vzorků č. PO4, PO5, PO9, PO10, PO12, PO1) na lokalitě Psí Chrbát nedaleko Štítníku. Hornina je jemnozrnná a je tvořena křemenem, slídou, slupcovitými krystaly chloritoidu a relativně velikými slupcovitými pseudomorfózami (po glaukofánu) (obr.6.1.), které jsou tvořené albitem a chloritem, a jsou často silně limonitzované.

Charakteristika jednotlivých minerálů z použitých výbrusů

Světlá slída tvoří do 60 % objemu horniny. Byly nalezeny dvě generace světlé slídy. Jedna tvoří slupcovité krystaly, které jsou součástí matrix a definuje hlavní břidličnatost. Druhá se vyskytuje v podobě tabulkovitých idioblastů přerůstajících břidličnatost a pravděpodobně vznikla ve statickém prostředí nebo během dekomprese.

Křemen je součástí základní hmoty a tvoří 30 až 40% objemu horniny. V horninách jsem pozorovala shluky zrn tvořené dílčími undulózně zhášejícími subzrny, které jsou obklopené hmotou jemnozrnné světlé slídy.

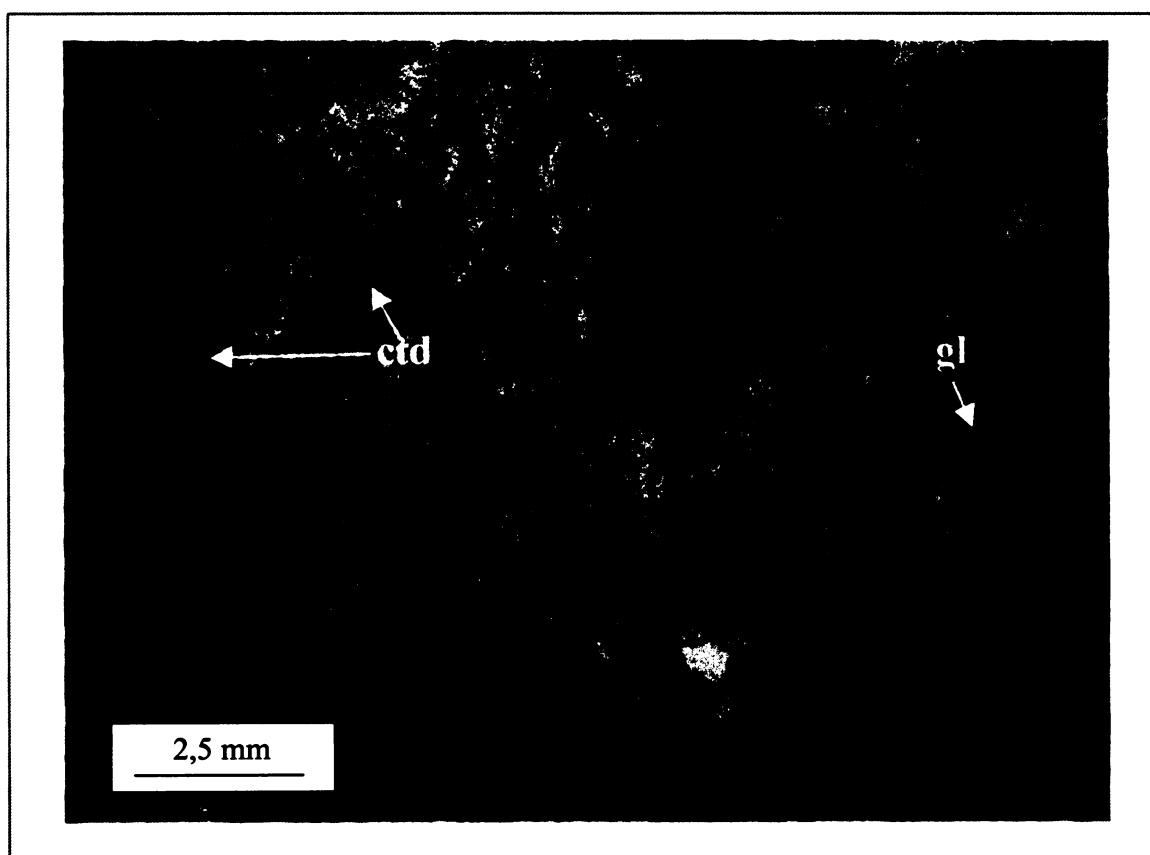
Albit se vyskytuje v pseudomorfózách po glakofánu.

Chlorit do 15% objemu v hornině, tvoří místy tabulkovité hypidioblasty a především menší tabulkovité krystaly v základní hmotě. Kromě pseudomorfóz vzniká chlorit často přeměnou chloritoidu. Chlorit často vzniká jako produkt přeměny po amfibolu.

Chloritoid je zastoupen z 5 až 10% objemu horniny. Krystaly jsou sloupcovité, někdy tvoří i paprsčité všesměré agregáty, místy navětralé, vyplněné chloritem nebo hematitem, často zonální. Mají všesměrou orientaci nebo rostou napříč foliací. V některých vzorcích přetínají i pseudomorfózy po amfibolu.

V akcesorickém množství obsahují horniny turmalín, hematit, limonit a rutil.

Turmalín nacházíme ho jako ostrohrané krystaly, za kterými se tvoří křemenné tlakové stíny. Je přítomen lokálně s obsahem do 0,1% objemu horniny .



Obr.6.1. Fyllit s chloritoidem a pseudomorfózami po glaukonitu ze vzorku PO10.

b. Fylity s glaukofánem (8/99)

Jedná se o jemnozrnou horninu s výraznou foliací, která je tvořena prevážně křemenem (60 %), světlou slídou (20-30 %), v menší míře glakofánem, chloritem a akcesorickým granátem.

Charakteristika jednotlivých minerálů obsažených ve vzorku

Světlá slída se vyskytuje v podobě sloupcovitých krystalů, které sledují směr foliace.

Kopíruje všechny krystaly křemene a místy se koncentruje do paralelních pásku, které se střídají s tenkými polohami křemene.

Amfibol tvoří protáhlá zrna, která spolu se světlou slídou sledují směr foliace. Tento amfibol byl analyzován a nemá žádné znaky chloritizace.

Granát tvoří idiomorfní krystaly, které jsou nepravidelně distribuovány v hornině. Místy jeví znaky chloritizace.

c. Svory

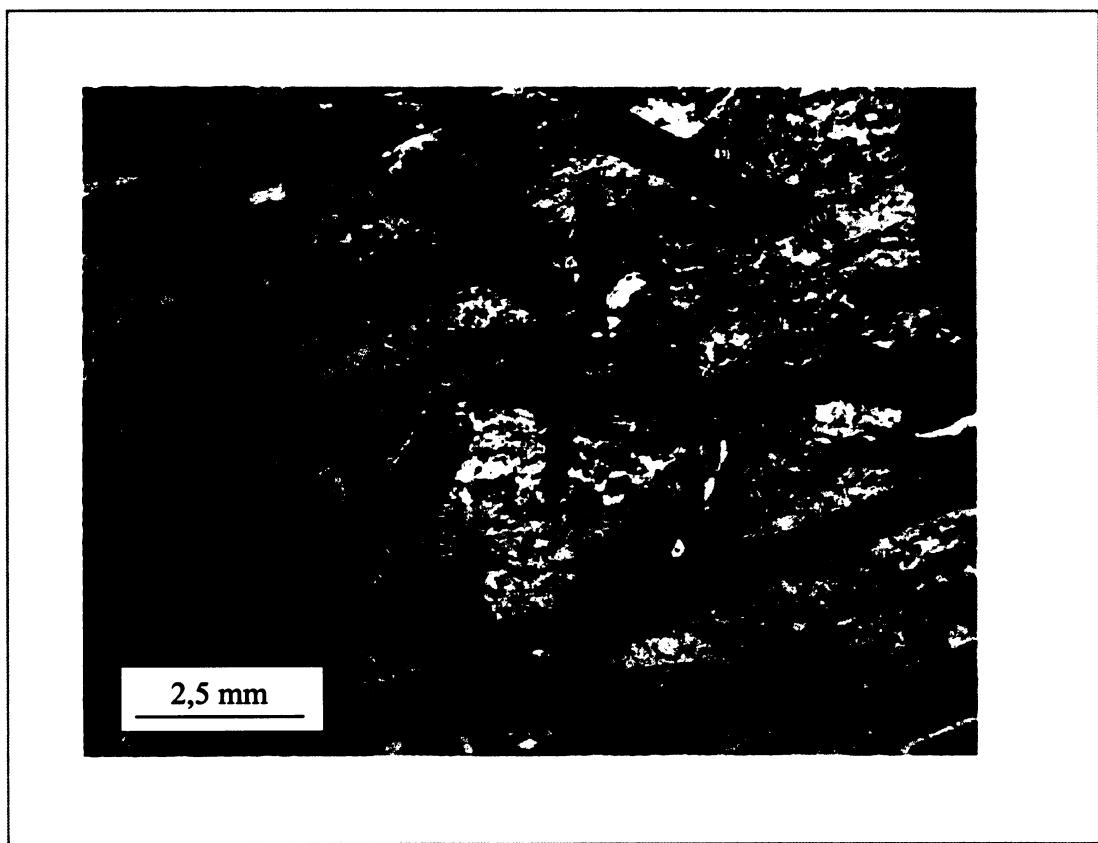
Svory se vyskytují na lokalitě u Filipky ve vzorcích WO2/3, 6/99, 5/01, K3 a jsou popsatelné jako středně až hrubozrnné s jasnou břidličnatostí a obsahem velkých, až několik cm dlouhých krystalů amfibolu s všesměrou orientací. Foliace je definována přednostní orientací jehliček světlé slidy. Pozorovány byly až 0,5 cm velké hnědé krystaly rutilu. Struktura je většinou granolepidoblastická, někdy lepidogranoblastická s profyroblasty amfibolu nebo jeho pseudomorfózami.

Charakteristika jednotlivých minerálů obsažených ve vzorcích

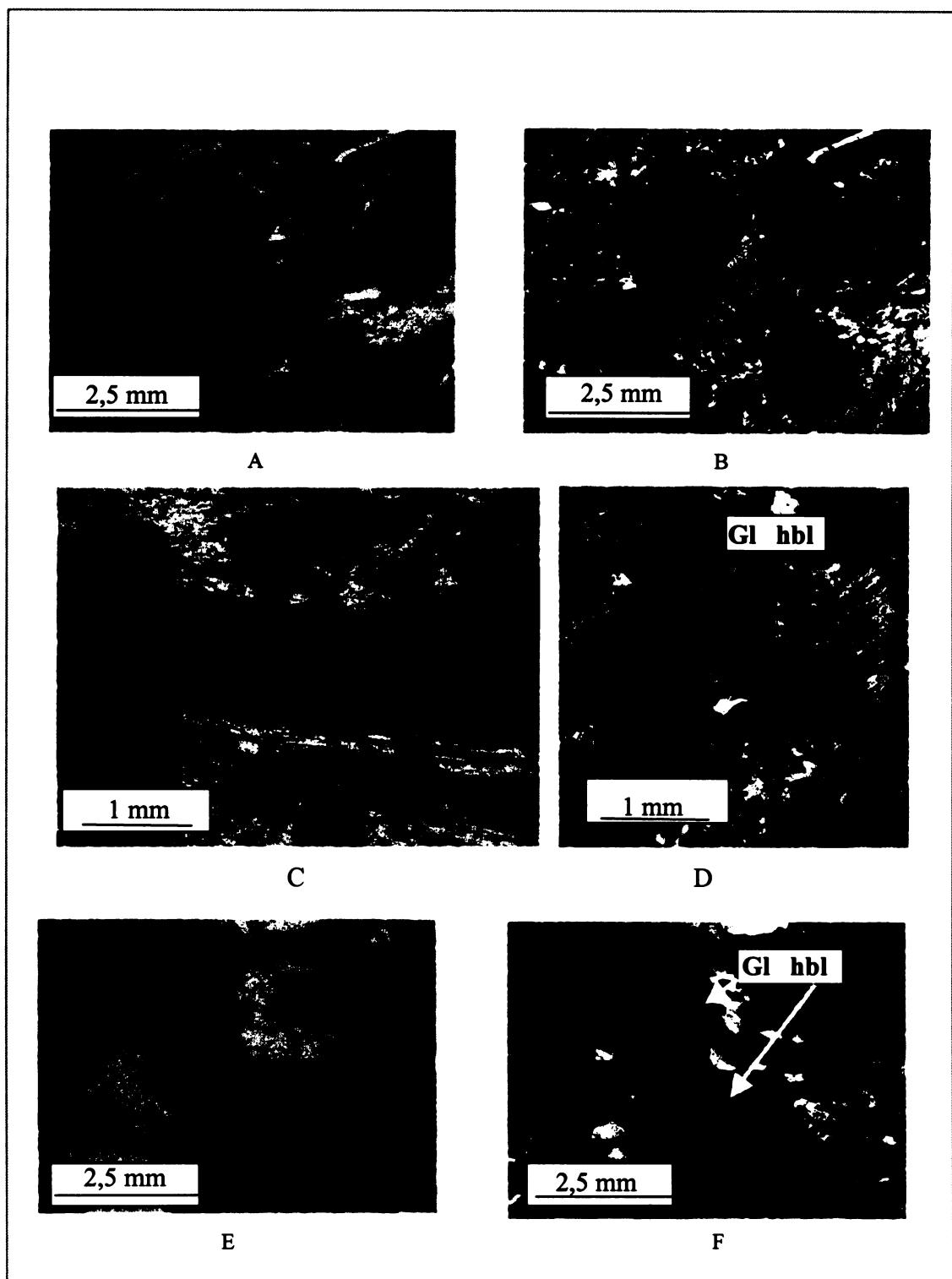
Amfibol tvoří ve výbrusu až 8 mm velké profyroblasty. Je omezen krystalovými plochami a roste většinou ve směru hlavní břidličnatosti (obr. 6.2.), ale místy břidličnatost přetíná. Byly nalezeny dva druhy amfibolu – zelený a modrý. V některých vzorcích jsou zachovány pouze pseudomorfózy po amfibolu vyplněné hmotou tvořenou chloritem a plagioklasem. Jeho obsah v hornině je cca 5-15 obj. %. Ve všech případech vzorků má ostré hranice s granátem (viz. obr. 6.3.).

Zelený amfibol tvoří sloupcovité krystaly až 8 mm velké. Tyto zelené až hnědozelené amfiboly jsou často rozpukané. Některé krystaly jsou přeměněné na agregáty epidotu, chloritu, albitu a světlé slídy. Krystaly amfibolů mají ostré kontakty s granátem, plagioklasem, epidotem a světlou slídou.

Modrý amfibol tvoří okraje velkých sloupcovitých zelených amfibolů nebo ho nahrazuje (obr.6.3.). V některých vzorcích je hnědozelený amfibol úplně pseudomorfovaný glaukofánem, který je pak místy chloritizován. Jsou však případy, kde chlorit tvoří samostatné krystaly a glaukofán nevykazuje žádné znaky přemněny.



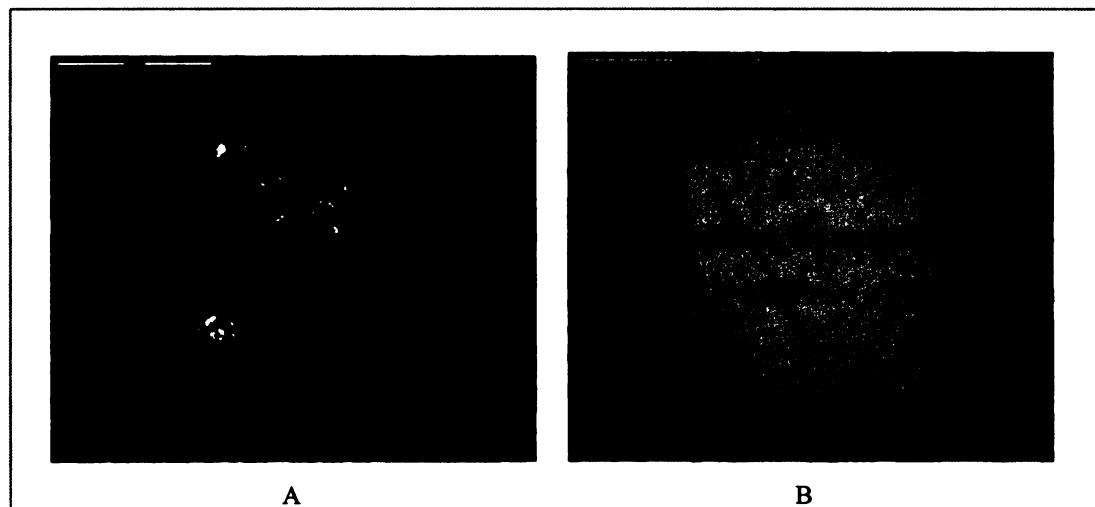
Obr.6.2. Mikrosnímek svoru s vše směrně orientovaným amfibolem.



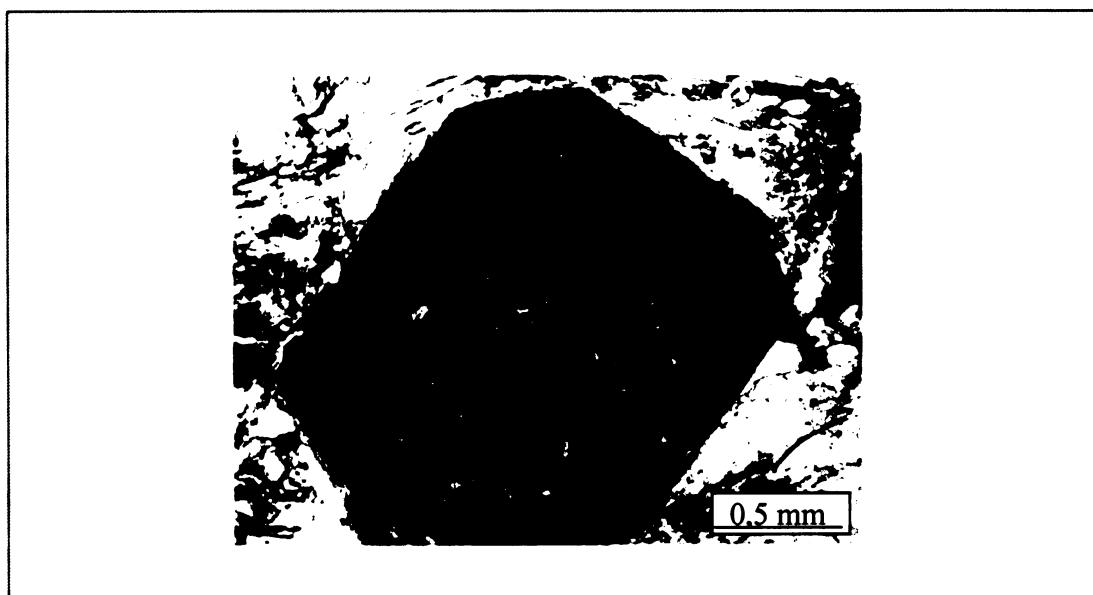
Obr.6.3. Mikrosnímky ze vzorku č.K3. Nahoře granát s amfibolem (vpravo zkřížené nikoly).

Mikrofotky amfibolů ve středu odpovídají složením hornblendu až tschermakitu v centru, který je po okrajích a trhlinách nahrazovaný glaukofánem. Mikrosnímky dole ukazují přeměnu hornblendu po okrajích a trhlinách na glaukofán.

Granát tvoří převážně idioblastické krystaly (obr.6.3. a 6.4.). Často bývá rozpukaný s minerálními výplněmi - chlorit, epidot, albit, světlá slída (obr.6.4.). Zachované krystaly obsahují inkluze epidotu, světlé slídy a plagioklasu, hematitu a pyritu (obr.6.5.). Krystaly jsou až 0.6 cm velké. Je obsažen pouze v některých vzorcích a to do 5-10% objemu horniny na rozhraních převážně křemenných poloh. Vyskytuje se spolu s amfibolem, se kterým má ostré kontakty (obr. 6.3.). Některé granáty jsou konzumovány plagioklasem, epidotem a světlou slídou.



Obr. 6.4. Obrázek granátu ve zpětně odražených elektronech na Camscenu ÚPSG Karlovy University.
A. Vzorek vlevo č.5/0, relikt granátu s výplní puklin tvořenou chloritem, plagioklasem a muskovitem
B. Vzorek vpravo č.K3, krystal granátu po okrajích přerostlý novým granátem



Obr.6.5. Mikrosnímek ze vzorku č.K3. inkluze v granátu – světlá slída , epidot, chlorit.

Albit tvoří základní hmotu ve svorech spolu se světlou slídou. Tvoří inkluze v amfibolech a granátech.

Světlá slída tvoří jehličkovité krystaly, které jsou místy opticky zonální. Tvoří základní hmotu a i inkluze v granátu a amfibolu. Světlá slída je obsažena 30-45% objemu v hornině. Lístkovité krystaly definující břidličnatost a jsou postižené krenulační kliváží. Krystaly jsou v některých vzorcích deformované, místy obsahují inkluze epidotu.

Epidot tvoří 5-20% objemu horniny s výskytem ve formě isometrických nezonálních krystalů. Místy tvoří výplně rozpukaných granátů a roste v rovnováze s chloritem. Vzniká také rozpadem amfibolu.

Chlorit se vyskytuje pouze zřídka, a to ve formě tabulkovitých krystalů, které přetínají zrna amfibolu. Tvoří do 10% objemu horniny. Nahrazuje krystaly amfibolu a granátu.

Křemen tvoří až 20% horniny a vyskytuje se ve formě drobných krystalů, undulózně zhášejících. Často jsou protažené ve směru foliace.

V malém množství se vyskytují i minerály titanit a rutil, který se vyskytuje v menší míře v granátu a ve větší míře na okrajích amfibolu či ho nahrazuje.

d. Metabasity

Na základě obsahu, složení metamorfních minerálů a případně příměsi sedimentárních hornin rozdělujeme metabasity do tří skupin. První a druhá skupina představuje původní bazalty nebo jejich tufy přeměněné na modré a zelené břidlice. Třetí skupina jsou tufity s příměsi peliticke nebo karbonatické složky. Metabasity bez příměsi dělíme podle přítomnosti galukofánu nebo aktinolitu na modré a zelené břidlice.

Modré břidlice jsou metabasity střední zrnitosti s často charakteristickou břidličnatostí definovanou protažením krystalů glaukofánu, epidotu a světlé slídy. Ve vzorcích z lokalit Maša, Radzim a lomu mezi Roštárem a Maruškou (vzorky 5/99, 7/99, 16/99, RS 16,25a,e, W2,c, 25f, 76a, Fg6-03) byly zjištěné různé struktury a stupně deformace. Některé vzorky si zachovaly původní bazaltovou strukturu s amygdaloidálními útvary (obr. 6.6.), bez známek

jakýchkoliv břidličnatostí. Hornina obsahuje krystaly amfibolu až 1,2 cm velké. Vzorky s původní bazaltovou strukturou jsou poměrně čerstvé a obsahují převážně glaukofán, epidot a chlorit. Mezi další minerály patří plagioklas, světlá slída, křemen.

Charakteristika jednotlivých minerálů obsažených ve vzorcích

Amfibol je obsažen ve všech vzorcích s podílem v hornině až 40 objemových %. Převážně se jedná o sodný amfibol modré až fialové barvy, nebo vápenatý amfibol, zelený až světle zelený. Tvoří v menší míře jehličkovité, převážně ale sloupcovité až tabulkovité idioblastické krystaly. V případě retrorese je amfibol nahrazovaný chloritem a albitem, místy epidotem a biotitem. V některých pseudomorfózách je ve středech zachován glaukofán modré barvy. Někdy bývá nahrazen zeleným aktinolitem. Byla pozorována i zonálnost krystalů s modrým glaukofánem v centru a zeleným aktinolitem při okrajích. V některých vzorcích lze najít aktinolit v lemu glaukofánového krystalu (viz obr.6.7.).

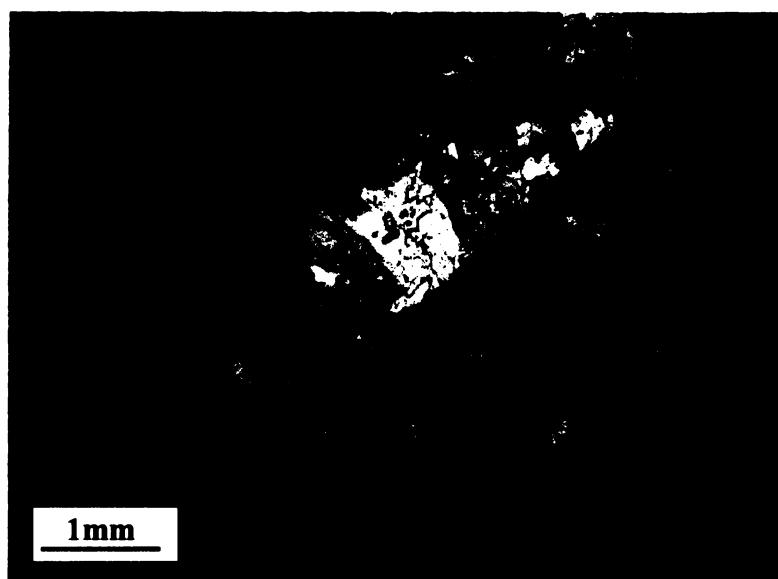
Chlorit se jeví ve všech vzorcích jako součást směsi vzniklé retrográdní přeměnou amfibolu, která obsahuje chlorit a plagioklas, s obsahem 5-30% objemu horniny. Tvoří také agregáty a idioblasty, které nahrazují modrý amfibol.

Světlá slída je součástí matrix ve všech vzorcích v 10 až 15 % objemu horniny. Krystaly jsou jemnozrnné až střednězrnné. Definuje břidličnatost tam, kde je znatelná.

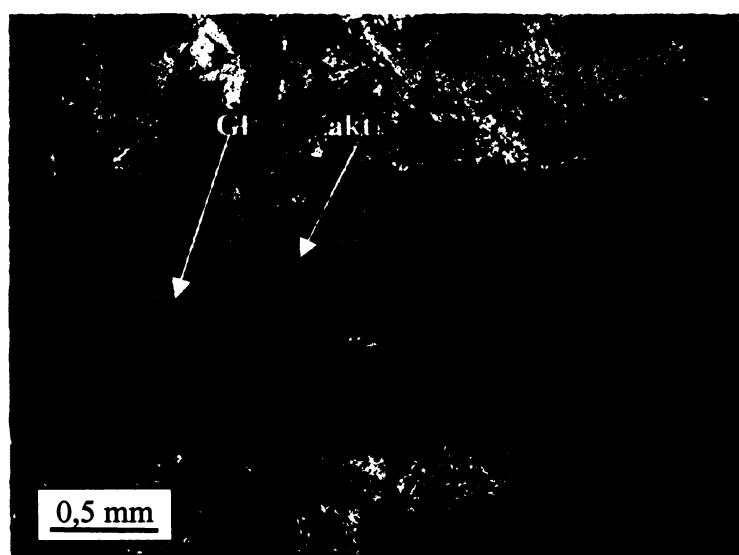
Epidot se objevuje jako isometrické krystaly. Je obsažen ve velkém množství, až 25% objemu horniny. Jako zonální roste v rovnováze s okrajem glaukofánu.

Křemen se vyskytuje pouze v minoritním množství ve formě malých krystalů.

Plagioklas je v zastoupení 10-20% objemu horniny. Vyskytuje se v asociaci s epidotem, světlou slídou, chloritem, křemenem, kalcitem a zeleným amfibolem. Část plagioklasu je v rovnováze s modrým amfibolem, většinou však vzniká rozpadem amfibolu spolu s chloritem.



Obr. 6.6. Metabasit s amygdaloidální texturou, vzorek č. 18/99, tvořenou albitem, glaukofánem a idotem.



Obr. 6.7. Metabasit modrých břidlic s aktinolitem v kůře glaukofánového zrna. Vzorek č. 18/99.

Zelené břidlice Pro charakteristiku těchto hornin byly použity výbrusy z odebraných vzorků z lokality blízko Štítníku (vzorky č.P2O, LP80, LP46, LP46a, 46b). Hornina je jemnozrnná až střednězrnná bez velkých sloupcovitých krystalů amfibolu. Struktura je páskovaná, s polohami obsahujícími větší množství epidotu s chloritem, albitem, kalcitem, nebo křemenem. Metamorfní foliace je rozpoznatelná a definovaná protažením šupin chloritu, světlé slídy a zrn křemene. Patrná minerální asociace se světlou slídou tvoří chlorit, epidot, zelený amfibol a křemen. V minoritním množství jsou obsaženy rutil, titanit, kalcit a magnetit. Pravděpodobně se jedná o silně retregresované modré břidlice, nicméně nebyly zjištěné žádné reliky po glaukofánu.

Charakteristika jednotlivých minerálů obsažených ve vzorcích

Světlá slída je obsažena ve všech vzorcích v množství mezi 10 až 15% objemu horniny.

Krystaly jsou orientované ve směru foliace.

Chlorit v 10-15% objemu horniny se vyskytuje ve formě tabulkovitých hnědých zrn, která jsou v rovnováze s albitem. Chlorit místy uzavírá drobné krystaly aktinolitu.

Epidot tvoří jemnozrnné až střednězrnné isometrické krystaly o obsahu do 20% objemu horniny.

Amfibol má zelenou barvu a zaujímá 5-10% objemu horniny. Vyskytuje se ve formě drobných nebo ojediněle dlouhých světlých tenkých sloupcovitých krystalů rostoucích většinou všesměrně, nicméně často se stáčí ve směru foliace (asi třetina krystalů).

Křemen je přítomen do 5 % objemu horniny, ve formě drobných, ve směru foliace mírně protáhlých zrn definujících foliaci.

Metabasity s karbonatickou příměsí

Byly použity výbrusy z lokalit u Rochovců (vzorky č. RS30, RS30b, RS48, RS52). Metabasit se jeví jako střednězrnný s pásky tvořenými polohami metabasitů a karbonátů. Lze rozpoznat dva typy foliace. Starší deformace je charakteristická břidličnatostí definovanou páskováním poloh metabasitů a metapelitů. Mladší struktura je zachována ve formě břidličnatosti v metapelitových polohách, kde je definována orientací zrn světlé slídy.

Charakteristika jednotlivých minerálů obsažených ve vzorcích

Amfibol v polohách metabasitů tvoří sloupcovité krystaly zelené barvy a je součástí základní hmoty. Není jasné zda patří do stabilní minerální asociace, nebo zda vznikl přeměnou glaukofánu, který nebyl v těchto horninách identifikován, zatímco čistě basické horniny v sousedství tento glaukofán obsahují. Aktinolit je často retrográdně chloritizován.

Chlorit je obsažen ve všech vzorcích a to z 15 až 20% objemu horniny jako výplň krystalů amfibolu přeměněného během retrográdního stádia.

Světlá slída se vyskytuje ve všech vzorcích ve velkém množství do 30% objemu horniny, a to jak v metapelitových, tak v metabasitových polohách. Roste ve směru foliace a tvoří krátké hypidioblastické krystaly.

Epidot se vyskytuje pouze v některých vzorcích ve formě velkých zonálních krystalů, které jsou v ostrém kontaktu se světlou slídou.

Křemen se vyskytuje v množství do 5% objemu horniny v metabasitových polohách a až 40% v metapelitových polohách, kde je součástí základní hmoty.

Rutil je přítomen akcesoricky. Je roztroušen rovnoměrně po celé hornině ve formě jemnozrnných sloupečkovitých krystalů. Místy se koncentruje pouze do některých pásků, které definují foliaci.

Kalcit se vyskytuje asi v polovině vzorků do 10-18% objemu horniny. Bývá součástí pásků v kombinacích typu : epidot - kalcit , albit - křemen – kalcit , křemen – chlorit - kalcit. Vyskytuje se spolu s křemenem, epidotem, světlou slídou, chloritem, chloritoidem, rutilem a albitem. Krystaly mají tabulkovitý tvar.

7. Chemické složení minerálů

Pro studium složení minerálů jsem vybrala vzorky svorů 5/01, 6/99, K3, fylitu (8/99) a metabasitů (18/99), které obsahují indexové minerály použitelné pro výpočet PT podmínek metamorfózy v horninách svrchní jednotky Meliatika. Vzorky byly analyzovány elektronovou mikrosondou Cameca 100 na Ruhr-Universität Bochum a doplněné analýzami na elektronovém rastrovacím mikroskopu Cam-Scan S4 (PrF UK) při urychlovacím napětí 20 kV pod vedením Mgr. R. Procházky. Pro přepočet chemických analýz a jejich normalizaci byl použit program CalcMin21. Representativní analýzy minerálů jednotlivých vzorků jsou uvedeny v tabulkách 4 a až d.

7.1. Chemické složení - amfiboly

Analyzované amfiboly svými složeními kolísají mezi vápenatým a sodným amfibolem. Pro jejich klasifikaci jsem použila klasifikaci Leake et al. (1997), jež je založena na několika parametrech

- 1 Obsazení B pozice
- 2 Množství kationtů při přepočtu na 23 kyslíků
- 3 Obsah oktaedrického hliníku ($\text{Al}^{\text{VI}} = \text{hliník na pozici C}$) a trojmocného železa (Fe^{3+} pozici C)

Základní rozdělení amfibolů je založeno na obsazení pozice B:

- a. Mg-Fe-Mn-Li amfiboly:
 - i. $(\text{Ca} + \text{Na})_B < 1$ a $(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Li})_B \geq 1$
- b. Ca amfiboly:
 - i. $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1$ a $\text{Na}_B < 0.5$
- c. Na-Ca amfiboly:
 - i. $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1$ a $\text{Na}_B = 0.5-1.5$
- d. Na amfiboly:
 - i. $\text{Na}_B \geq 1.5$

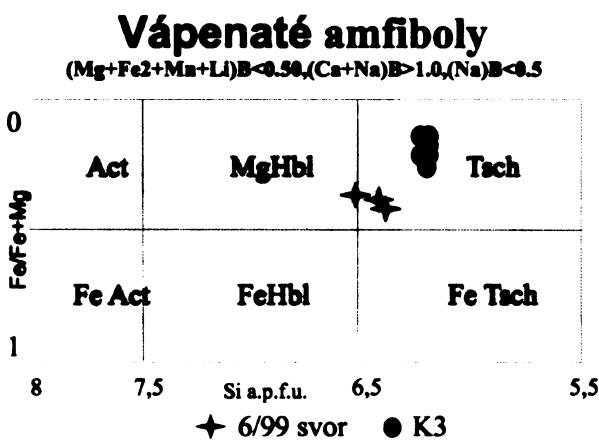
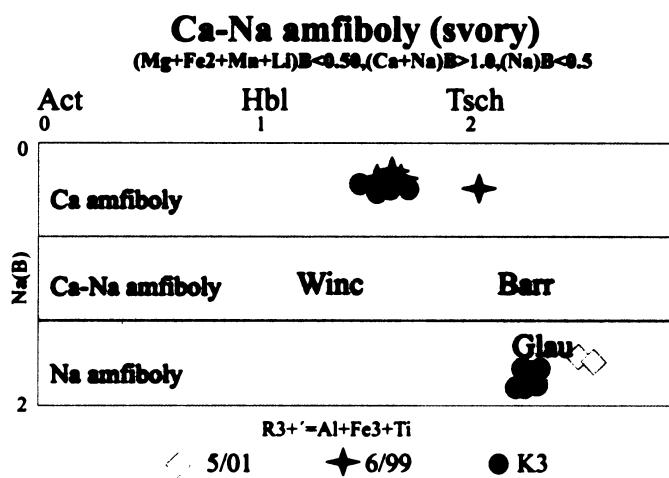
Poměr $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ byl vypočítán na základě normalizace na 46 nábojů.

Amfiboly ve svorech byly analyzovány ve třech reprezentativních vzorcích (6/99, 5/01, K3).

Analýza potvrdila výskyt dvou předjímaných amfibolů, a to vápenatého a sodného (obr. 7.1.).

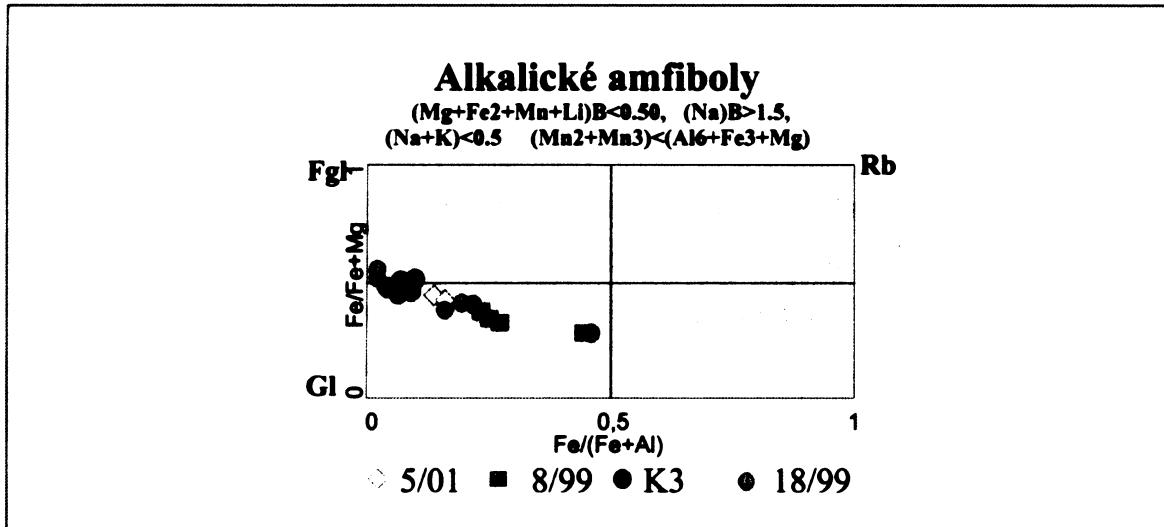
Amfiboly ve fylitech byly analyzovány ve vzorku 8/99 a v metabasitech ve vzorku 18/99.

Vápenatý amfibol ze vzorku svoru (6/99 a K3) má složení hornblendu až tschermakitu (obr.7.1.) o $X_{(Mg)} = 0,49-0,7$ a.p.f.u. a $X_{(Fe)} = 0,29-0,39$ a.p.f.u.. Vyskytuje se jako relikt lemovany sodným amfibolem (obr.6.3.). $Na(A) = 0,38-0,6$ a.p.f.u., $Na(B) = 0,32-0,4$ a.p.f.u..

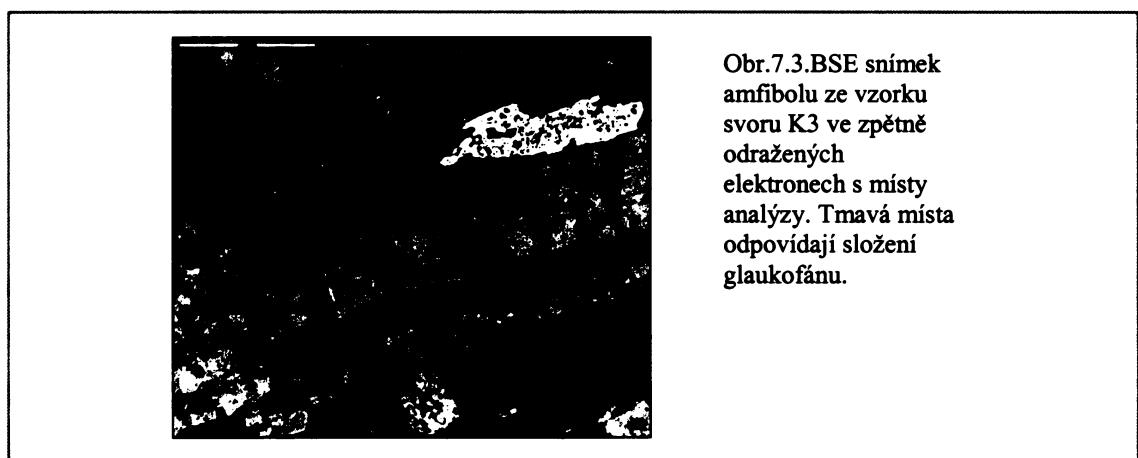


Obr.7.1. Chemické složení vápenatých a alkalických amfibolů ze vzorků svorů

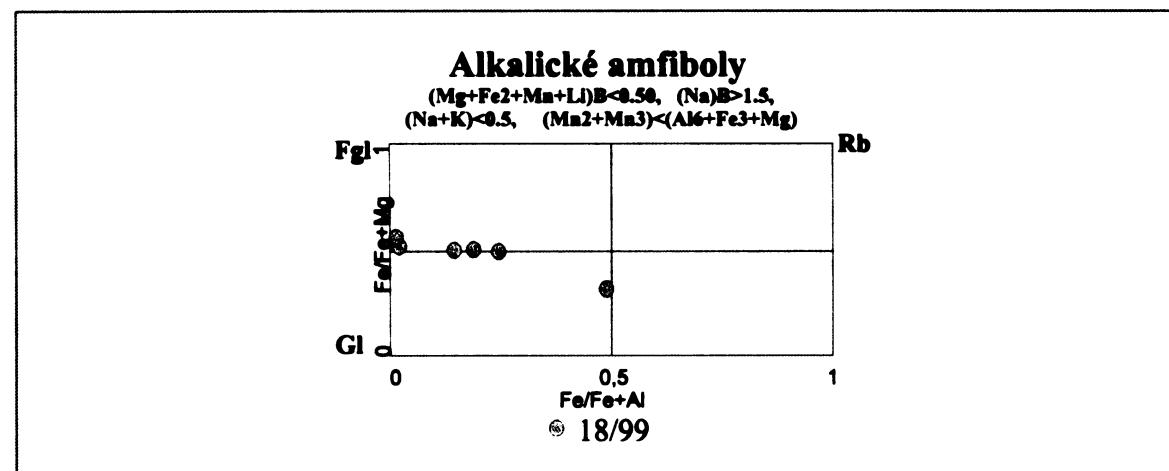
Sodný amfibol byl analyzován ze vzorků svorů 5/01, K3 (místa analýz obr.7.3.) a fyllitu 8/99. Jejich složení odpovídá glaukofánu až ferro-glaukofánu (obr.7.2.) o obsahu $Na(B) = 1,71-1,88$ a.p.f.u. a $Na(A) = 0,05-0,16$ a.p.f.u.. Poměr $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ se pohybuje mezi 0.38 a 0.53 a $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al_t) = 0.04-0.2$. V případě svoru tento amfibol vzniká částečnou nebo úplnou přeměnou vápenatého amfibolu. Sodný amfibol z fyllitu (8/99) má složení blízké glaukofánu ve svorech (obr.7.2.).



Obr.7.2.Chemická složení sodných amfibolů ze svorů (5/01, K3), fylitu (8/99) a metabasitu (18/99).



Amfiboly metabasitů (18/99) mají složení glaukofánu až ferroglaukofánu a vykazují silnou zonálnost, kde střed je bohatý na riebeckitovou složku a okraj na glaukofánovou (obr.7.2. a 7.4.). Obsahují $Na(B) = 1,38-1,87$ a.p.f.u. a $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) = 0.46-0.55$.



Obr.7.4. Chemické složení sodných amfibolů ze vzorku metabasitů

7.2. Chemické složení - granáty

Pro chemickou charakteristiku granátů byly použity vzorce pro koncové členy granátů:
 $\text{Alm} = \text{Fe}^{+II}/(\text{Fe}^{+II} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$, $\text{Prp} = \text{Mg}/(\text{Fe}^{+II} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$,
 $\text{Sps} = \text{Mn}/(\text{Fe}^{+II} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$, $\text{Grs} = \text{Ca}/(\text{Fe}^{+II} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$,
a poměr $X_{(\text{Fe})} = \text{Fe}^{+II}/(\text{Fe}^{+II} + \text{Mg})$.

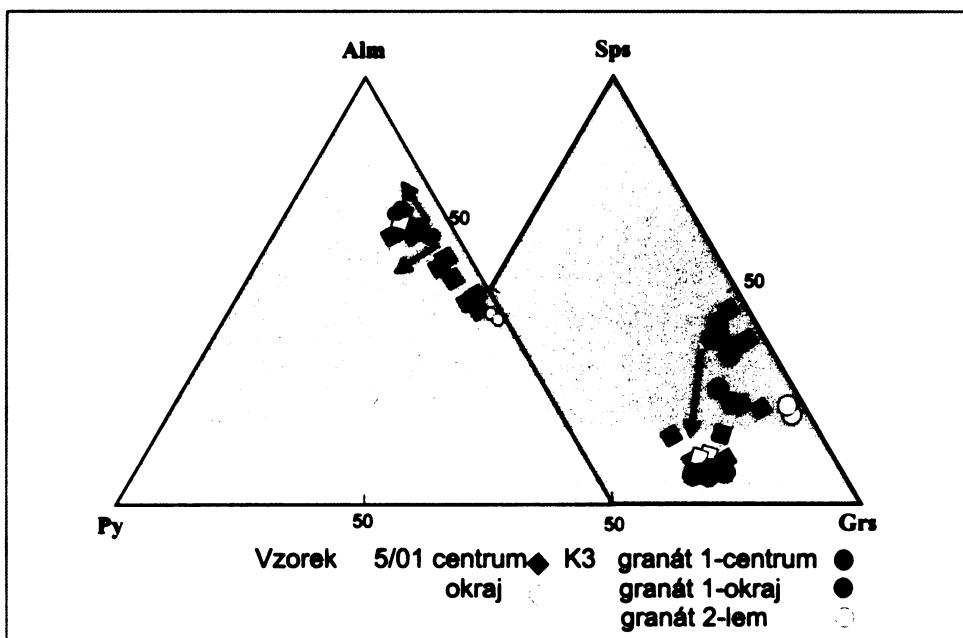
Granáty byly analyzovány ze dvou vzorků svorů (5/01 a K3) a jednoho vzorku fyllitu (8/99), odebraných z lokality Filipka nedaleko Nižné Slané. Složením odpovídají analyzované granáty ze vzorku (obsahy složek jsou uvedeny v procentech) (obr.7.5.):

• 5/01	$\text{Alm}_{61 \rightarrow 64}$ $\text{Prp}_{07 \rightarrow 10}$ $\text{Sps}_{04 \rightarrow ,06}$ $\text{Grs}_{22 \rightarrow 24}$
• K3 granát I - centrum	$\text{Alm}_{49 \rightarrow 57}$ $\text{Prp}_{04 \rightarrow 06}$ $\text{Sps}_{10 \rightarrow 20}$ $\text{Grs}_{25 \rightarrow 27}$
granát I - okraj	$\text{Alm}_{52 \rightarrow 66}$ $\text{Prp}_{05 \rightarrow 10}$ $\text{Sps}_{02 \rightarrow 17}$ $\text{Grs}_{21 \rightarrow 27}$
granát II - lem	$\text{Alm}_{36 \rightarrow 38}$ $\text{Prp}_{02 \rightarrow 03}$ $\text{Sps}_{12 \rightarrow 14}$ $\text{Grs}_{47 \rightarrow 48}$
• 8/99	$\text{Alm}_{32 \rightarrow 60}$ $\text{Prp}_{03 \rightarrow 12}$ $\text{Sps}_{06 \rightarrow 30}$ $\text{Grs}_{32 \rightarrow 36}$

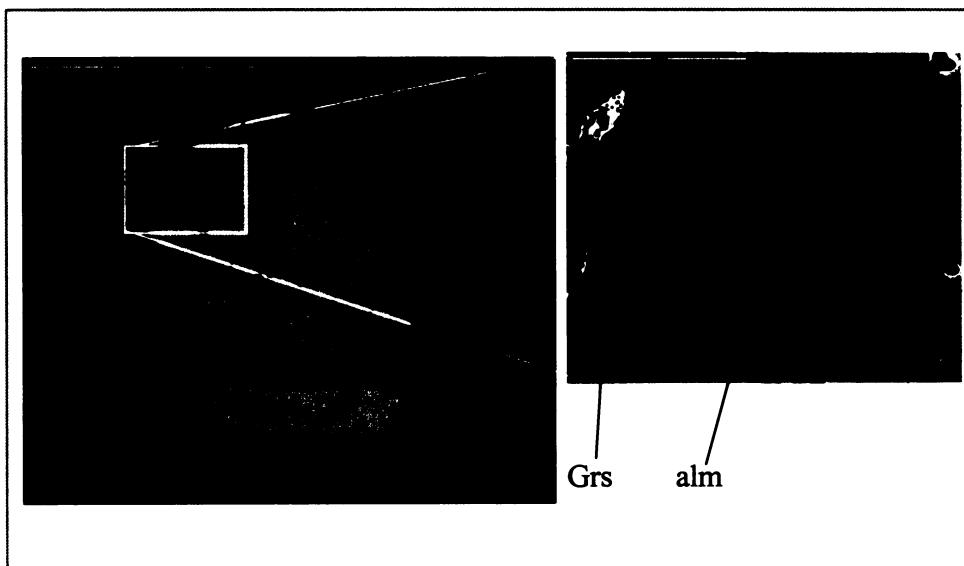
Snímky z odražených elektronů a chemické složení granátů ve vzorku K3 ukázalo na přítomnost dvou typů granátů, starší granát I má tenký lem (obr. 7.6. a 7.7.), který se liší hlavně v obsahu Ca a Fe. Nový granát II tvoří lem granátu (obr.7.7, místa analýzy obr.7.6.- g1-06-g1r a g1-07-g1r) a vzniká také podél trhlin. Je bohatší grosulárovou a spessartinovou složkou a má nižší obsah almandinu než starší granát I.

Vysoký obsah Mn v novém granátu je pravděpodobně výsledkem rozpadu staršího granátu během retrogrese a stabilizace nového granátu během mladšího metamorfního procesu.

Granáty ukazují zonálnost od centra k okraji zvyšováním Mg a Fe a snižováním Ca a Mn u vzorků 5/01, 8/99 i K3 (obr.7.5.). Kompoziční profil granátem (vzorek svoru K3 - obr. 7.9.) ukazuje jak zvyšování obsahu almandinové a pyropové složky tak snižování grosulárové a spessartinové složky od centra ke kraji (obr.7.10.). Pro nejlepší zachycení změny obsahů složek byl vybrán řez, který nezachycuje poslední lem granátu (provedeny bodové analýzy).

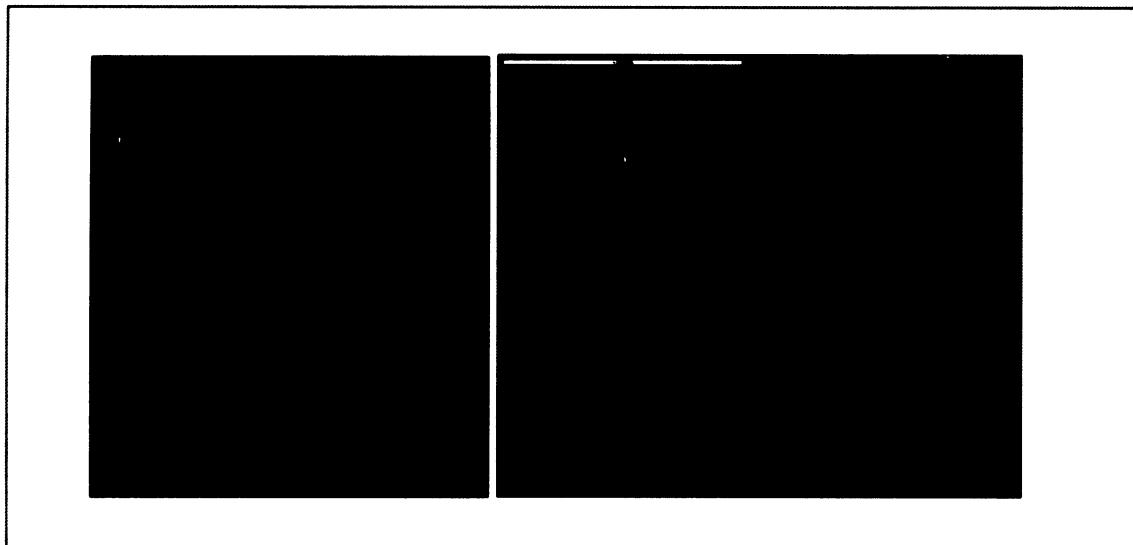


Obr.7.5. Chemické složení granátů ze vzorků svorů 5/01, K3. Šipky značí zvyšování obsahu od centra k okraji (lem granátu – body analýzy na obr.7.9. g1-06-g1r,g1-07-g1r- je značen žlutými kruhy).

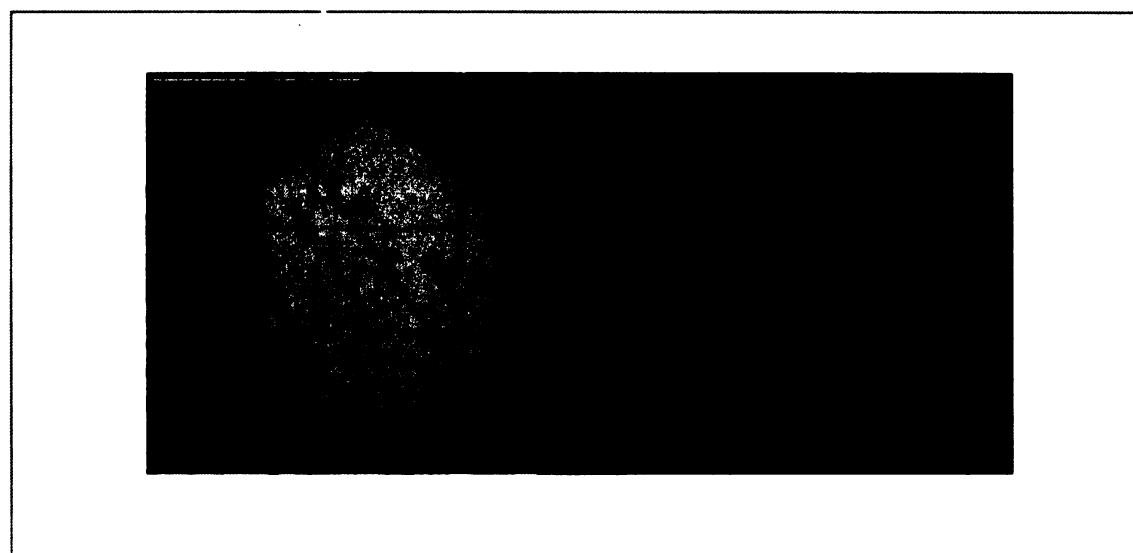


Obr.7.6. Gránát ze vzorku svoru K3 lokality Filipka ve zpětně odražených elektronech s místy analýzy. Hvězdy jsou ista uvedených analýz.

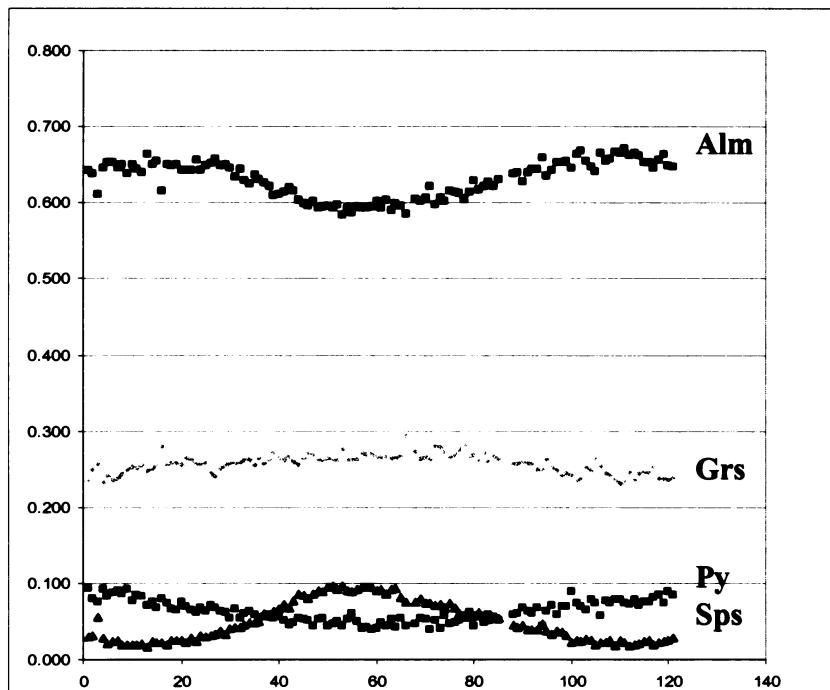
Obr.7.7. Gránát ze vzorku svoru K3 z lokality Filipka ve zpětně odražených elektronech s Ca bohatým lemem. Všimněte si vznik Ca-granátu podél trhlin



Obr.7.8. Kompoziční mapa Mn gránátu (vzorek svoru K3 z lokality Filipka) se znatelnou zonálností, o vysokém obsahu Mn v centru (vyznačeno červenou linkou), nízkém v kůře a vysokém v lemu.



Obr.7.9. Na pravé mikrofotce jsou znatelná místa, po okrajích a trhlinách, kde se vyskytuje granát grosulárového složení.

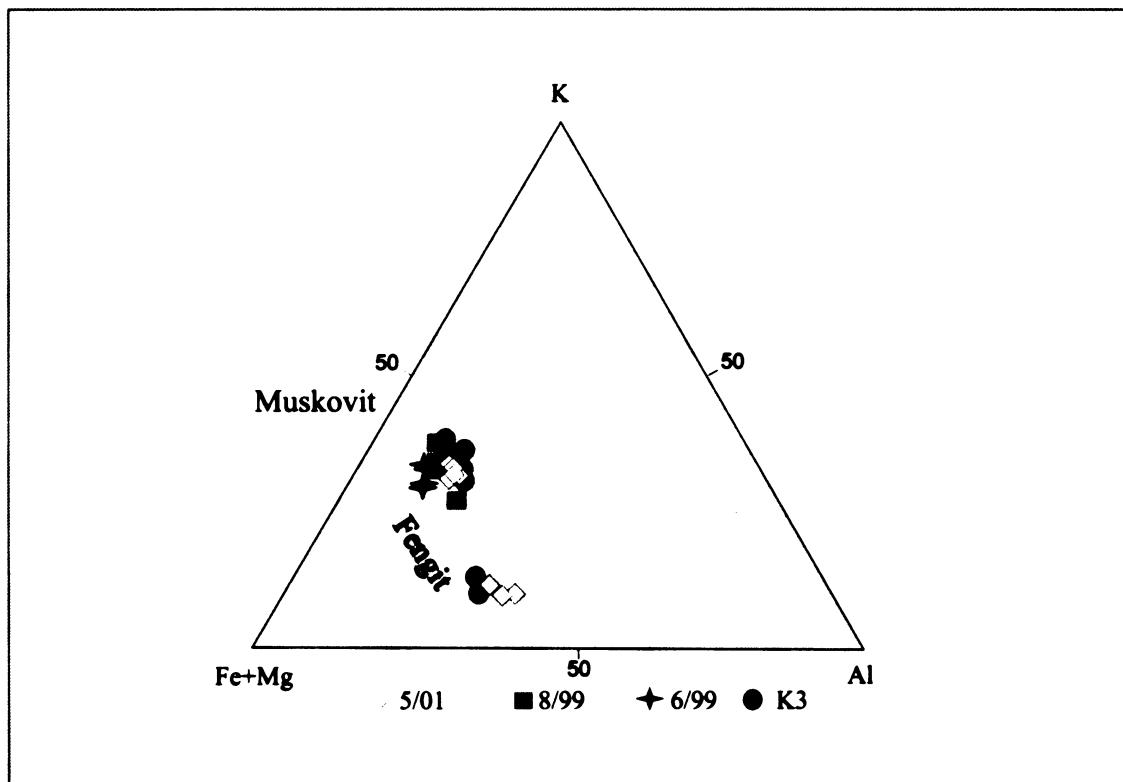


Obr. 7.10. Kompoziční profil přes granát (vzorek č.K3) ze svoru z lokality Filipka.

7.3.

Chemické složení - slídy

Slídy byly analyzovány na vzorcích svorů (5/01, 6/99, K3). Jejich složení odpovídá převážně muskovitu s $\text{Si} = 3,13\text{-}3,22$ a.p.f.u. s $\text{Mg+Fe} = 0,46\text{-}0,53$ a.p.f.u., méně častěji pak fengitu s obsahem $\text{Si} = 3,25\text{-}3,6$ a.p.f.u. s $\text{Mg+Fe} = 0,55\text{-}1,15$ a.p.f.u., který tvoří lemy okolo muskovitu. Ve vzorku fylitu (8/99) byla analyzována světlá slída odpovídající složením fengitu o obsahu $\text{Si} = 3,25\text{-}3,3$ a.p.f.u. s $\text{Mg+Fe} = 0,47\text{-}0,87$ a.p.f.u.(obr.7.11.).

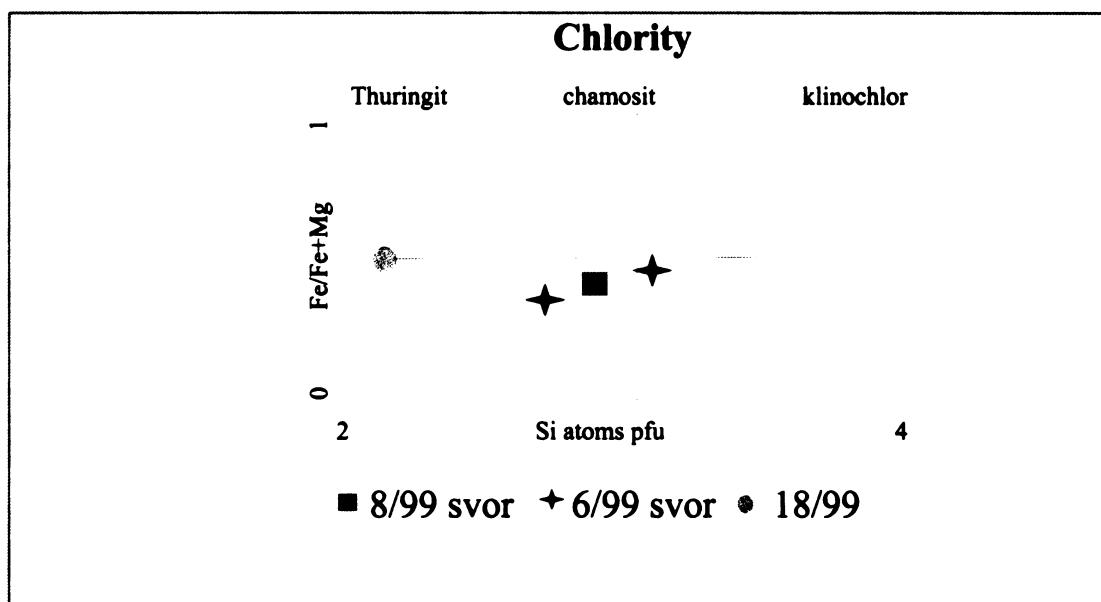


Obr.7.11. Chemické složení slíd ze vzorků 5/01, 8/99, 6/99 a K3.

7.4.

Chemické složení - chlority

Chlorit byl analyzován ve svorech (6/99 a 8/99) a v metabasitu (18/99). Je charakterisován jako chamosit ve svorech o obsahu Si = 5,39-6,17 a.p.f.u. a obsahuje $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} = 0.37-0.44$. Ve vzorku metabasitu byl chlorit klasifikován jako thuringit o obsahu Si = 4,3 a.p.f.u. a obsahu $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} = 0,51$ (viz. obr. 7.12.).



Obr. 7.12. Chemické složení chloritů ze vzorků svorů a metabasitů

7.5.

Chemické složení - epidoty

Epidot byl analyzován ze vzorků svorů (5/01 a 6/99) a metabasitu (18/99). Analyzované epidoty mají $\text{Al} = 2,34-2,58$ a.p.f.u. a obsah $\text{Fe} = 0,17-0,47$ a.p.f.u.. Hodnota $X_{\text{Fe}} = 0,86-0,9$.

8.

Metamorfní podmínky

Vzhledem k nízkému počtu minerálů použitelných pro geotermometrii, a také díky silné retrogresi studovaných hornin, byla aplikace geotermometrie omezena pouze na některé typy hornin. Pro odhad teplotních podmínek jsem použila geotermometrie granát-fengit (Green a Hellman, 1982, Krogh a Raheim, 1978), geotermometrie granát-hornblend (Graham a Powell, 1984, Perchuk et al., 1985). Oba termometry jsou založené na principu výměných reakcí mezi koncovými členy koexistujících minerálů. Pro odhad teplotních i tlakových podmínek jsem použila počítačový software PTGIBBS (Brandelik a Massonne, 2004). Dále jsem se pro svory pokusila o sestrojení pseudosekce pomocí programu VERTEX (Connoly, 2002), ale vzhledem k polymetamorfnímu vývoji těchto hornin jejich výsledky nebyly použitelné.

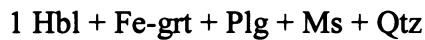
8.1. Shrnutí texturních vztahů

I přes silnou retrogresi modrých břidlic, vzájemné vztahy mezi přítomnými minerály umožňují rekonstruovat prográdní i retrográdní vývoj vysokotlaké metamorfózy. V souhrnu jsem vrámcí spodní a svrchní dílčí jednotky Meliatika studovala tři litologické typy hornin, které podlehly vysokotlaké metamorfóze. Jedná se o metabasity, klastické metasedimenty a svory s přítomností dvou generací amfibolu a granátu. Mramory, které jsou nejčastěji přítomné v Meliatiku, jsou kalcitické, a přítomnost jiných minerálů je závislá na tom, jestli obsahují příměs basických nebo sedimentarních hornin.

a. Amfibolické svory

Krystaly hornbledu (veliké až několik cm) jsou silně chloritizované, nicméně se podařilo najít vzorky, kde je hornblend po okrajích nebo podél štěpných trhlin nahrazen glaukofánem, což ukazuje na to, že hornblend a glaukofán vznikly při dvou metamorfních událostech s odlišnými PT podmínkami. Také velké krystaly muskovitu jsou lemované fengitem. Akcesorický idioblastický granát ukazuje na prográdní zonálnost s vyšším obsahem spesartinu v centru a postupně narůstajícím obsahem Mg směrem k okraji. Obsah pyropové složky je nízký a zdánlivě se zdá, že patří do minerální asociace vysokotlaké metamorfózy. Detailní studium ve zpětně odražených elektronech však ukázalo na přítomnost tenkého

okraje nového granátu s vysokým obsahem Ca. Tento granát vzniká také podél okrajů trhlin staršího granátu. Toto svědčí o dvou generacích granátu, přičemž pouze tenký okraj granátu bohatý na grosulár vznikl během vysokotlaké metamorfózy. Také epidot ukazuje dva texturní typy, starší epidot se vyskytuje v muskovitu a patří do starší minerální asociace, mladší se vyskytuje v hornblendu jako produkt rozpadu spolu s glaukofánem, titanitem a místy i chloritem. Tyto pozorované minerály je možné rozdělit do dvou asociací :



Horniny s glaukofánem, hornblendem a granátem byly popsány Faryadem (1988) z lokality Rudník ve východní části meliatské jednotky.

b. Metabasity

Tyto horniny mají lokálně zachované magmatické (amygdaloidální) textury. Zřídka je možné pozorovat amfibol, který má v jádře aktinolit s pozvolným a hladkým přechodem k glaukofánu. Není jasné, jestli tyto horniny překonaly starší regionální metamorfózu nebo se jedná o oceánský typ metamorfózy během které vznikl aktinolit v jádřech glaukofánu. Přeměna glaukofánu na aktinolit, ale převážně na chlorit a albit, patří do procesu retrograze. Většinou je glaukofán nahrazen aktinolitem, ale byly zjištěny i případy, kdy glaukofán postupně přechází do aktinolitu. Tento jev ukazuje na postupnou dekomprezi během exhumace z vysokotlakého stádia.

c. Klastické metasedimenty

Kromě světlé slídy, křemene, chloritu a albitu, tyto horniny pouze lokálně obsahují chloritoid. Na lokalitě Psí Chrbát obsahují jemnozrnné černé fylity také pseudomorfózy po glaukofánu. Ten je limonitizován, ale místy jsou patrné také shluky albitu s chloritem, které sledují krystalové tvary amfibolu. Fyllit s glaukofánem, granátem a fengitem z lokality Filipka je na rozdíl od svoru jemnozrnný a neobsahuje epidot, zelený amfibol nebo jeho pseudomorfózy.

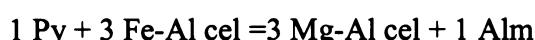
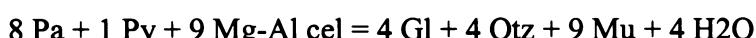
8.2. PT podmínky metamorfózy

a. PT podmínky starší metamorfózy v amfibolických svorech

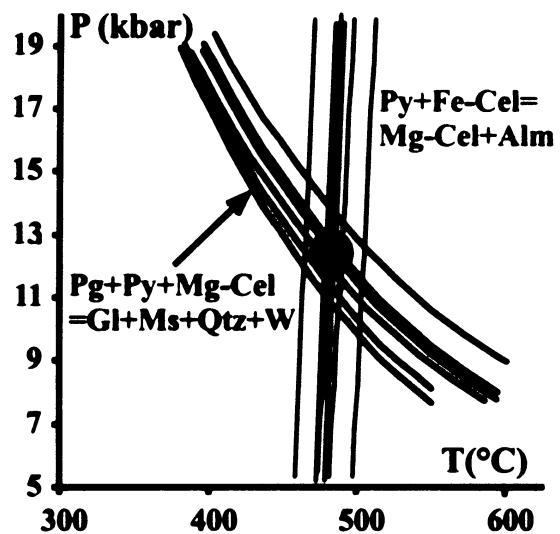
Reliktní minerální asociace (Hbl + Grt + Plg + Ms + Qtz) ve svorech je typická pro střednětlakou metamorfózu. Pro odhad teplotních podmínek této asociace jsem použila geotermometrie hornblend-granát (vzorek K3) navrhnutý autory Graham a Powell (1984) a Perchuk et al. (1985) a granát-muskovit (vzorek 5/01 a K3) navrhnutý autory Krogh a Raheim (1978) a Green a Hellman (1982). Výsledky ukázaly na teploty $554 \pm 31^\circ\text{C}$ podle Grahama a Powella (1984), na $511 \pm 20^\circ\text{C}$ podle Perchuka et al. (1985) nižší teploty jsem získala pro granát-muskovitový termometr, a to $556 \pm 21^\circ\text{C}$ podle Greena a Hellmana (1982) a $486 \pm 47^\circ\text{C}$ podle Krogha a Raheima (1978). Přítomnost granátu v asociaci s hornblendem svědčí o tlacích vyšších než 5 kbar (Ghent et al., 1984).

b. PT podmínky facie modrých břidlic

Pro svor s granátem a glaukofánem (K3) jsem použila termometer granát-fengit (podle Greena a Hellmana, 1982). Teploty byly odhadnuty pro okraj granátu s relativně vysokým obsahem Mg. Pro granát II - lem byly odhadnuty teploty na $413 \pm 26^\circ\text{C}$ podle Krogha a Raheima (1978) a na $474 \pm 16^\circ\text{C}$ podle Greena a Hellmana (1982). Dále jsem pro tento vzorek, který také obsahuje glaukofán a paragonit použila program PTGIBBS (Brandelik a Massone, 2004). Tento program je založený na principu TWEEQ nebo Geo-Calc a používá thermodynamické parametry (Berman, 1988, Holland a Powell, 1998). Aktivity jednotlivých koncových členů jsem spočítala v kombinaci programů Calc-Min (Brandelík a Massone, 2004) a programu PTGIBBS. Chemické anylýzy jednotlivých minerálů použitých pro tento program jsou uvedeny v tabulkách č.11.4. a až d. Bylo možné použít dvě reakce,



které se protínají při tlacích 11 až 14 kbar a teplotách 460°C až 510°C (viz.obr.8.1.) (výsledky jsou uvedeny na obr.8.1.). Střední hodnota teplot a tlaků 480°C a 13 kbar je velmi blízká výsledkům termobarometrie ($460^\circ\text{C}/13$ kbar) pro horniny z východní části Meliatika (Faryad, 1995, Faryad et al., 1999),



Obr. 8.1. PT diagram pro glaukofanické fyllit s granátem (vzorek 8/99) z lokality Filipka. Reakce jsou spočítané programem PTGIBBS (Brandelik a Massonne, 2004)

9.

Diskuse a závěr

Výsledky studia popisovaných vzorků a jejich korelace s výskyty Meliatika ve východní části ukázaly na pokračování téměř všech litologických a metamorfních typů hornin této vysokotlaké jednotky (Reichwader, 1973, Faryad et al., 1995). Jedná se převážně o kalcitické mramory s vložkami glakofanických metabasitů. Na jejich stycích jsou místy zachované také fylity s pseudomorfózami po glaukofánu. Za významné pokládám zjištění výskytu tmavých břidlic z lokality Psí Chrbát u Štítníku obsahujících chloritoid a pseudomorfózy po glaukofánu, které byly vymapovány předchozími studiemi jako součást téměř nemetamorfované meliatské série (Meňo et al., 1997). Výskyt hornin Meliatika na obou stranách Hončianského potoka a také na lokalitě Maša ukazuje na kontinuitu vysokotlakých hornin a relativně větší rozměry tektonických šupin Meliatika, které jsou zakryté horninami silického příkrovu. Svory s novotvořeným glaukofánem, chloritoidem a fengitem jsou popsané ve východní části Zadielské doliny. Velká šupinkovitá slída těchto svorů ukázala na staropaleozoický věk 372 Ma (Faryad et al., 1997). Mé výsledky potvrzují přítomnost vysokotlakých hornin vzniklých ze starších metamorfitů amfibolitové facie vyskytujících se podél celého Meliatika. Lokálně se také vyskytují chloritoidové fylity spodní jednotky. Zajímavá je přítomnost permekých obalových metakonglomerátů, které podle přítomnosti světlé slídy, rekryystalizovaného křemene, chloritu a albitu, ukazují na podmínky facie zelených břidlic. Nejvíce jsou rekryystalizované tyto konglomeráty na kopci Filipka, kde se v jejich nadloží vyskytují svory a modré břidlice. Tyto metakonglomeráty spíše patří do spodní jednotky a ne do obalové série.

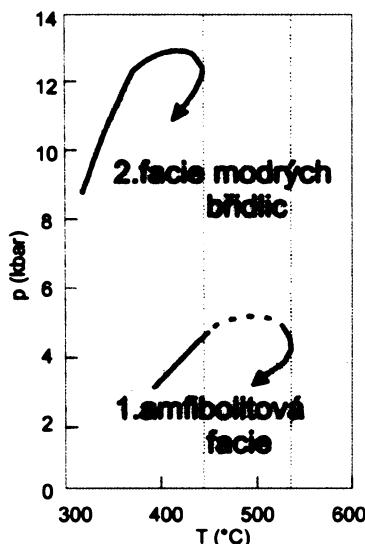
9.1. Strukturní vztahy

Na základě pozorování strukturních vztahů v terénu a výbrusech a studiu naměřených dat jsem identifikovala čtyři deformační stádia popsána již Faryadem et al., 2004. Je možné identifikovat dominantní břidličnatost spojenou s metamorfní foliací upadající na JV nebo SZ pod malými až středními úhly, jež definuje druhé deformační stádium. Třetí deformační stádium lze podle pozorování v terénu a studia výbrusů definovat vývojem kinků a vrás s téměř axiálními plochami upadajícími na severozápad. Čtvrté deformační stádium bylo potvrzeno výskytem kinků a vrás s převážně jihozápadním upadáním ve velmi malých úhlech.

9.2. Metamorfní vývoj

Studium minerálních textur a výpočty PT podmínek v horninách svrchní a spodní jednotky umožnily rozlišit nejméně dvě metamorfní události. Asociace hornblend-granát-muskovit ukazuje na podmínky amfibolitové facie s minimálními tlaky 5 kbar. Vzhledem k tomu, že granát-muskovitový termometr podle Greena a Hellmana (1982) a granát-hornblendový termometr podle Grahama a Powella (1984) udávají podobné hodnoty, zdají se být pravděpodobné teploty mezi 554-556°C. Tato metamorfóza měla podle přítomnosti zonálního granátu prográdní charakter. Podle korelace s metamorfním vývojem z východní části meliatské jednotky může tato metamorfóza souviset s tvorbou muskovitu, jehož věk byl určen na 374 Ma (Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Přítomnost Ca-granátu podél trhlin staršího granátu svědčí o tom, že tyto horniny byly před vysokotlakou metamorfózou vystavené křehké deformaci.

Teplotní podmínky 413-480°C získané pro vysokotlakou metamorfózu se zdají být realné a porovnatelné s horninami podobné minerální asociace ve východní části meliatské jednotky. Podle texturních vztahů v metabasitech (aktinolit ve středu glaukofánu) měla metamorfóza prográdní charakter s postupným zvýšením tlaku, a to z facie zelených do modrých břidlic, kde dosáhla maximálního tlaku 13 kbar (obr. 8.2.). Podle geochronologických dat se tato metamorfóza odehrála během střední jury (Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Charakter vysokotlakých hornin Meliatika vnesených na povrch svědčí o tom, že do subdukční zóny se dostal materiál ze staršího krystalinika, klastické sedimenty a částečně hloubokomořské sedimenty (mramory) a basalty.



Obr. 8.2. Metamorfní vývoj hornin Meliatika. 1. amfibolitová facie odpovídá staropaleozoické metamorfóze a 2. facie modrých břidlic jurké subdukci.

10. Seznam zkratek minerálů

1	Ab	albit
2	Akt	aktinolit
3	Alm	almandin
4	An	anortit
5	Bar	barroisit
6	Ep	epidot
7	Fgl	Fe glaukofán
8	Fanth	Fe antofylit
9	Gl	glaukofán
10	Grs	grosulár
11	Grt	granát
12	Chl	chlorit
13	Jd	jadeit
14	Law	lawsonit
15	Mic	mikroklín
16	Mgrb	Mg riebeckit
17	Omph	omfacit
18	Pa	paragonit
19	Plg	plagioklas
20	Py	pyrop
21	Qtz	křemen
22	Rb	riebeckit
23	San	sanidin
24	Sps	spessartin
25	Tsch	tschermakit
26	Win	winschit

10. Seznam zkratek minerálů

1	Ab	albit
2	Akt	aktinolit
3	Alm	almandin
4	An	anortit
5	Bar	barroisit
6	Ep	epidot
7	Fgl	Fe glaukofán
8	Fanth	Fe antofylit
9	Gl	glaukofán
10	Grs	grosulár
11	Grt	granát
12	Chl	chlorit
13	Jd	jadeit
14	Law	lawsonit
15	Mic	mikroklín
16	Mgrb	Mg riebeckit
17	Omph	omfacit
18	Pa	paragonit
19	Plg	plagioklas
20	Py	pyrop
21	Qtz	křemen
22	Rb	riebeckit
23	San	sanidin
24	Sps	spessartin
25	Tsch	tschermakit
26	Win	winschit

11. Tabulky

Tabulka 11.1. Seznam lokalit

Označení		Název lokality	Označení		Název lokality
bodů	Hornina		bodů	Hornina	
k1	svor	Filipka	rs10	metakonglomerat	hrbet mnichu
k6	metabasit	lom	rs20	vápence	lom honce
k7a	metabasit	masa	rs23	metakonglomeraty	glac
k8	metakonglomeraty	rudna	rs24	metakonglomeraty	glac
k9	svor	pod filipkou	rs25	metabasites	lom
k13	metabasit	radzim	rs27	vápence	trojstít
k16	metavulkanit	kobeliarovo	rs35	fylit	před filipkou
k18	metabasit	pod ždiarom	rs38	svor	filipka
k19	metakonglomeraty	petrovo	rs40	metapsamit	petrovo
rs2	metakonglomerat	rudna	rs53	metabasity	vysoka hora
rs4	porfyroid	nadabula	p4	fylit	mnich
rs6	fylit	turecka	p5	fylit	mnich
rs9	metapsamity	mnich hrbet	p9	fylit	mnich
rs11	metapsamity	roznavska bystra	p10	fylit	mnich
rs16	metabasit	kopolit	p11	fylit	mnich
rs19	metakonglomeraty	pod repiskem	p12	fylit	nad mašou
rs22	konglomeraty	glac	p13	fylit	nad mašou
rs26	vápence	trojstít	p7	konglomerat	glac
rs29	bridlice-karbon	rochovce	p8	konglomerat	glac
rs31	vápence	dubrava	p15	fylit	nad mašou
rs32	metabasit	dubrava	p19	fylit	nad mašou
rs33	fylity	kocelovce	p21	fylit	nad mašou
rs34	metakonglomeraty	petrovo	p22	fylit	glac
rs37	svor	filipka	p26	fylit	glac
rs39	metapsamit	petrovo	p29	fylit	glac
rs41	fylit	masa	p33	fylit	glac
rs45	fylit	slavoska	p37	fylit	stitník
rs48	metabasit	lom	p38	fylit	stitník
rs49	vápence	lom	p39	fylit	stitník
rs51	vápence	vysoka hora	p40	fylit	stitník
rs52	metabasit	vysoka hora	p41	fylit	stitník
rs55	bridlice-karbon	slavoska	p42	fylit	chrábát
rs56	fylit	slavoska	p43	fylit	chrábát
k7b	svor	filipka	p44	fylit	U chrábátu
k7c	svor	filipka	p49	metaprachovec	dubrava
k20	metakonglomerat	z petrova do stitníku	p58	metaprachovec	dubrava
k21	bridlice cerna	silnice na gocaltovo	p62	fylit	dubrava
k22	metapsamit	gocaltovo	W17	vapenec	trojstít
K2	svor	filipka	W21	konglomerat	gocaltovo
k3	svor	filipka	W59	mramor	plesivec
k4	svor	filipka	W73	vapenec	Honciansky p
k5	silica	radzim	W74	vapenec	Honciansky p
k5,5	graf.břidlice	Karbon- lom	k23	metabasit	nad masou
k10	fylit	pod filipkou	k25	fylit	mnich
k11	metakonglomerat	pod brdarkou	k27	metapsamit	mnich
k12	metabasit	radzim	5/01	svor	filipka
k14	porfyroid	spustadlo	6/99	svor	filipka
k15	porfyroid	kobeliarovo	8/99	fylit	filipka
k17	porfyroid	kobeliarovo	18/99	metabasit	maša

Tabulka 11.2. Strukturní měření

první sloupec značí lokalitu

druhý směr sklonu strukturního znaku

třetí sklon

čtvrtý označení strukturního znaku

1 jurská první deformace – planární stavba

2 jurská první deformace – lineární stavba

3 jurská druhá deformace – planární stavba

4 jurská druhá deformace – lineární stavba

5 jurská třetí deformace – planární stavba

6 jurská třetí deformace – lineární stavba

7 křídová deformace – planární stavba

8 jur křídová deformace – lineární stavba

k1	356	81	3	k22	340	18	3	k7a	178	20	3	p26	306	54	6
k1	279	63	3	k22	333	28	3	k7a	86	30	8	p26	230	54	5
k1	331	65	3	k22	330	30	3	k7a	10	78	8	p27	191	39	5
k1	311	65	3	rs2	315	18	3	k7a	240	30	5	p27	330	4	6
k1	352	72	3	rs2	289	42	3	k7a	296	35	5	p27	63	72	5
k6	153	58	3	rs2	284	31	8	k7b	62	42	0	p28	22	9	0
k6	153	54	3	rs2	324	22	8	k7c	153	18	3	p29	126	38	3
k6	162	45	3	rs2	36	72	7	k7c	81	22	5	p32	150	22	3
k7a	144	31	3	rs2	306	27	7	k7c	190	27	5	p32	128	11	3
k7a	142	32	3	rs2	47	67	7	k7c	27	85	6	p32	92	22	3
k7a	108	32	3	rs2	243	22	7	k20	93	44	3	p32	136	33	3
k7a	144	18	3	rs10	14	55	3	k21	140	40	3	p32	118	35	3
k7a	160	49	3	rs10	202	75	7	k22	36	32	0	p32	148	18	3
k8	315	18	3	rs10	44	80	5	k22	18	40	0	p33	9	54	5
k8	290	42	3	rs10	192	60	5	k22	0	22	0	p37	95	40	0
k9	36	22	0	rs20	185	40	4	k22	117	22	5	p38	315	13	3
k9	306	49	3	rs20	350	50	4	k22	36	36	5	p38	248	4	6
k9	315	45	3	rs23	230	75	3	k22	135	27	5	p38	144	72	5
k13	130	27	3	rs24	175	15	1	k22	76	22	5	p39	72	27	5
k13	117	36	3	rs24	285	75	7	k22	126	22	3	p39	89	40	6
k16	270	58	1	rs25	95	55	3	k22	144	18	3	p39			0
k16	270	63	1	rs25	85	90	3	k22	126	27	3	p40	108	13	3
k16	234	63	1	rs25	200	25	3	k22	126	36	3	p40	108	13	6
k18	207	13	0	rs25	130	35	3	k22	81	18	6	p40	186	86	5
k18	351	5	0	rs25	135	35	3	k22	99	32	0	p40	112	18	5
k18	9	9	0	rs25	150	30	3	k22	36	32	0	p40	148	27	5
k19	99	13	3	rs25	110	30	3	k22	126	27	0	p41	27	36	5
k19	85	45	3	rs25	255	38	4	k22	86	28	0	p41	27	36	5
k19	175	76	0	rs27	10	15	5	k22	106	36	0	p42	9	36	7
rs4	320	50	0	rs35	170	48	3	k22	72	27	0	p42	313	50	8
rs6	346	85	3	rs38	58	30	5	k22	99	27	0	p42	58	85	7
rs2	340	18	3	rs38	40	40	5	k22	153	45	0	p43	27	36	5
rs2	333	28	3	rs40	330	72	3	k22	11	0	0	p44	92	36	3
rs2	330	30	3	rs53	225	19	5	k22	144	45	0	p45	43	45	5
rs9	20	50	0	rs57	172	25	7	k22	142	45	0	p46	355	10	6
rs9	220	60	0	rs57	354	5	7	k22	27	45	0	p46	59	40	5

rs11	255	50	0	rs58	30	35	7	k22	18	49	0	p47	359	40	5
rs16	140	80	3	rs58	320	28	7	k22	47	54	0	p48	155	35	3
rs19	330	85	3	p4	328	23	7	k22	99	31	0	p49	244	18	5
rs22	0	50	0	p5	54	30	5	k22	118	32	0	p50	100	45	3
rs22	355	50	0	p9	342	12	3	k22	137	45	0	p50	225	4	8
rs26	250	85	3	p9	342	18	6	k22	153	45	0	p50	274	82	7
rs26	240	80	3	p9	4	59	7	k22	144	45	0	p51	88	40	3
rs26	270	90	3	p10	304	20	3	k22	142	45	0	p51	18	9	8
rs29	185	40	0	p10	320	13	4	k22	86	28	0	p51	297	27	7
rs29	190	35	0	p11	47	30	0	k22	106	36	0	p52	27	18	5
rs31	220	29	3	p12	189	12	3	k22	72	27	0	p52	350	27	7
rs31	210	28	3	p12	216	40	3	k22	99	27	0	p52	27	72	7
rs31	250	28	3	p12	135	9	4	k22	117	9	0	p53	54	27	5
rs31	190	27	3	p12	216	32	4	k22	99	18	0	p53	63	27	8
rs31	225	35	3	p13	2	12	5	K2	92	6	5	p53	142	81	7
rs31	230	30	3	p13	2	55	5	K2	270	65	5	p54	153	40	3
rs32	200	35	3	p13	290	10	6	k3	311	67	3	p55	347	36	3
rs32	200	17	3	p13	200	86	5	k3	352	72	3	p56	90	45	3
rs33	60	40	0	p7	106	22	3	k4	311	68	3	p57	198	18	5
rs33	55	32	0	p8	144	50	3	K2	170	15	6	p58	324	18	3
rs33	50	50	0	p8	40	81	6	k5a	350	22	3	p61	275	27	3
rs33	50	40	0	p14	189	36	5	k10	306	49	3	p61	302	27	3
rs34	80	50	3	p14	288	13	6	k10	315	45	3	p61	63	13	6
rs34	110	40	3	p14	225	13	4	k11	20	80	5	p61	330	63	5
rs34	110	45	3	p14	125	63	3	k11	0	80	5	p62	292	20	6
rs37	110	57	3	p14	164	54	0	k11	359	80	5	p62	198	77	5
rs37	130	48	3	p14	306	68	0	k15	280	85	3	W17	36	27	5
rs37	120	52	3	p15	81	30	3	k15	225	60	3	W21	126	27	3
rs39	320	63	3	p15	81	27	4	k17	270	55	3	W27	297	36	7
rs39	330	72	3	p18	225	45	5	k17	270	50	3	W59	360	50	7
rs41	46	48	3	p19	274	40	3	k20	88	45	3	W59	18	50	8
rs45	147	25	3	p19	180	68	7	k21	135	35	3	W73	342	45	7
rs45	60	35	3	p21	331	15	3	k22	126	35	3	W74	9	54	7
rs48	185	55	3	p21	49	9	6	k22	126	27	3	W82	153	18	3
rs49	140	30	0	p21	144	86	5	k22	36	31	5	W82	81	22	5
rs49	177	69	0	p22	101	23	3	k22	18	40	5	W82	190	27	5
rs49	170	55	0	p22	153	9	6	k22	99	22	3	W82	27	85	6
rs51	184	40	0	p22	268	76	5	k22	153	45	3	W85	62	42	5
rs51	188	60	0	p23	97	7	4	k22	144	45	3	W87	120	60	3
rs51	189	50	0	p23	171	81	3	k22	142	45	3	W89	200	20	3
rs52	220	15	3	p24	140	18	3	k22	135	27	0	W89	175	20	3
rs52	236	17	3	p25	97	22	3	k22	76	18	0	W89	240	30	6
rs52	225	19	3	p25	100	63	3	k22	36	36	0	W89	296	35	5
rs55	325	15	0	p25	108	81	3	k22	108	22	0	W90	178	20	3
rs55	112	25	0	p25	117	76	3	k22	36	31	0	W90	165	25	3
rs55	115	30	0	p25	90	68	3	k22	126	27	0	W90	86	30	8
rs56	57	25	0	p25	94	36	3	k22	117	18	4	W90	10	75	7
rs56	150	10	0	p25	122	27	6	k22	99	31	4	W96	170	33	3
rs56	130	8	0	p25	214	86	5	k22	81	18	8	k23	171	45	3
k7a	120	60	3	p26	48	32	5	k22	99	32	8	k25	261	42	3
k7a	178	20	3	p26	306	54	6	k22	117	9	8	k27	261	27	3
k7a	86	30	8	p26	230	54	5	k22	99	18	8	k27	18	27	4

Tabulka 11.3. Pozorované minerály ve výbrusech

a. Spodní jednotka

Metakonglomeráty

vzorek	minerály						
LP77b	cc	qtz	mss	tur	chl		
RS18	mss	plg	qtz	mss	plg	qtz	
RS2	qtz	cc	mss				
RS3	chl	ab	btt	qtz	mss	cc	
RS33A	ap	qtz	mss	chl	rt	ilm	tur
RS4	mss	qtz	ep	tur	zirkon		
RS6	rt	mss	qtz	rt	mss		
RS78	chl	qtz	mss	tur			
RS79	mss	chl	plg	qtz			
RS9	qtz	mn	hem	ilm	graf	tur	mss
W28	rt	qtz	mss	gl			
W9	qtz	mss					

b. Svrchní jednotka

Fylit s chloritoidem

vzorek	minerály				
PO1	gl	ctd	mss	hem	lim
PO9	gl	ctd	mss		
RS19/20	btt	ctd	mss	qtz	

Fylit s glaukofánem

vzorek	minerály								
PO10	ctd	gl							
PO12	hem	qtz	tur	rt	gl	ab	mn	mss	lim
PO4	gl	ctd	mss	qtz					
PO5	gl	ctd	chl						
RS25c	gl	chl	qtz	mss	plg				
W10	tnt	gl	cc	rt	ab	ep	chl		

Svory

vzorek	minerály									
5/01	ep	grt	gl	mss	qtz	ep	gl	akt	mss	chl
6/99	cc	qtz	ep	mss	akt	plg	chl	gl		
RS25d	btt	qtz	mss	ph	grt	chl	ilm			
WO 2/3	plg	hem	grt	mss	btt	rt	chl			
K3	gl	grt	chl	mss	ph	ep	tnt	ab	rt	

Metabasity - modré břidlice

vzorek	minerály						
16-99	ab	gl	cc	ep	mss	chl	
7/99	ep	mss	gl	chl	cc	akt	ctd
Fg 6-03	mss	chl	gl	qtz	plg		
RS16	plg	gl	mss	ep			
RS25	gl	ep	chl	mss	plg	akt	
RS25 e	gl	akt	qtz	ep	chl		
RS25a	gl	ab	qtz	mss	chl	ep	
RS25b	rt	ab	mss	gl	ep	chl	
RS25f	akt	plg	ep	chl	mss	gl	
RS76 d	ab	qtz	chl	rt	gl	ep	
RS76a	chl	ab	tur	ep	gl		
RS76c	plg	mss	ep	gl			
W2	rt	tnt	chl	gl	akt	ab	btt
K1	gl	cc	plg	mss	plg	rt	
K4	gl	cc	plg	mss	plg	tnt	

Metabasity - zelené břidlice

vzorek	minerály						
LP46	akt	ep	qtz	chl			
LP46 b	tnt	cc	qtz	ab	chl	mss	ep
LP46a	cc	qtz	rt	akt	chl	ep	
LP80	qtz	akt	mss	magnetit	chl		
P200	ep	akt	chl	mss	plg		
W8	tur	rt	mss	akt	qtz	graf	

Metabasity s karbonatickou příměsí

vzorek	minerály							
RS30	akt	mss	plg	cc	ep	qtz	chl	
RS30b	ep	rt	qtz	chl	cc	akt		
RS48	cc	rt	qtz	ilm	mss	chl	ep	plg
RS52	rt	ep	akt	plg	qtz	mss	cc	chl

Tabulka 11.4. Chemická složení minerálů

a.Amfibol

	vzorek 5/01			vzorek 6/99				vzorek 8/99				vzorek 18/99				
	glaukofán			hornblend-tschermakite				glaukofán				glaukofán				
SiO ₂	57.47	56.75	56.99	42.00	42.68	44.12	43.16	54.28	55.49	56.82	56.68	55.84	53.16	54.75	54.97	54.80
TiO ₂	0.00	0.18	0.03	0.39	0.38	0.38	0.49	0.14	0.03	0.01	0.02	0.11	0.20	0.18	0.15	0.09
Al ₂ O ₃	11.51	11.50	11.30	15.16	15.16	13.81	14.81	11.70	11.57	10.95	10.64	11.31	9.99	11.03	10.62	11.45
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	6.77	2.94	3.28	3.04	3.38	3.10	3.46	4.12	2.82	10.13	3.65	4.81	0.59
FeO	13.53	13.29	14.06	7.67	10.97	10.06	10.50	9.56	11.61	9.59	10.20	11.57	6.88	11.61	11.65	13.44
MnO	0.09	0.07	0.18	0.14	0.19	0.23	0.23	0.07	0.10	0.02	0.08	0.18	0.21	0.13	0.17	0.27
MgO	7.78	7.65	6.50	10.40	9.79	10.82	10.29	7.97	7.29	8.34	8.04	7.73	8.99	7.26	7.30	7.46
CaO	0.78	0.90	0.64	10.38	10.81	11.00	11.04	0.92	0.77	0.16	0.41	0.94	2.17	1.06	1.42	2.30
Na ₂ O	6.18	6.07	6.22	2.07	2.11	1.88	1.94	6.36	6.73	6.84	6.73	6.87	5.62	6.49	6.26	6.18
K ₂ O	0.02	0.04	0.04	0.40	0.44	0.34	0.42	0.04	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03
F	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.30	0.00	0.26	0.25	0.01	0.00	0.13	0.09	0.03	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.05	0.06	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02
total	97.37	96.46	95.97	95.51	95.54	95.95	96.23	94.49	97.06	96.51	96.95	97.40	97.54	96.30	97.45	96.69
Si	7.95	7.93	8.06	6.25	6.38	6.53	6.41	7.78	7.83	7.96	7.93	7.83	7.51	7.80	7.77	7.79
Al (iv)	0.05	0.07		1.75	1.62	1.47	1.59	0.22	0.17	0.04	0.07	0.17	0.49	0.20	0.23	0.21
Al (vi)	1.82	1.83	1.88	0.91	1.04	0.93	1.00	1.76	1.75	1.76	1.68	1.70	1.17	1.65	1.54	1.71
Ti	0.00	0.02	0.00	0.04	0.04	0.04	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe(iii)	0.34	0.28	0.09	0.76	0.33	0.36	0.34	0.36	0.33	0.36	0.43	0.30	1.08	0.39	0.51	0.06
Fe(ii)	1.23	1.27	1.58	0.96	1.37	1.24	1.30	1.15	1.37	1.12	1.19	1.36	0.81	1.38	1.38	1.60
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Mg	1.60	1.59	1.37	2.31	2.18	2.38	2.28	1.70	1.53	1.74	1.68	1.62	1.89	1.54	1.54	1.58
Ca	0.12	0.14	0.10	1.65	1.73	1.74	1.76	0.14	0.12	0.02	0.06	0.14	0.33	0.16	0.22	0.35
Na(B)	1.66	1.65	1.71	0.60	0.61	0.54	0.56	1.77	1.84	1.86	1.82	1.87	1.54	1.79	1.72	1.70
Na(A)	0.00	0.00	0.00	0.25	0.34	0.28	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.01	0.08	0.08	0.06	0.08	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01

a.Amfibol – pokračování

	vzorek K3												
	hornblend-tschermakit							glaukofán					
	hbl1	hbl2	hbl3	hbl4	hbl5	hbl6	hbl7	g11	g12	g13	g14	g15	g16
	SiO ₂	42.97	41.23	41.91	41.49	41.17	40.74	40.66	56.30	53.89	54.61	54.24	53.63
TiO ₂	0.59	0.46	0.51	0.50	0.62	0.47	0.72	0.08	0.00	0.06	0.00	0.23	0.10
Al ₂ O ₃	17.34	16.97	17.06	17.12	16.49	16.86	16.46	12.26	11.87	11.98	11.53	12.72	11.25
FeO	15.76	16.20	15.79	16.09	16.09	15.59	15.61	14.07	13.17	13.38	13.58	14.71	13.46
MnO	0.08	0.02	0.05	0.02	0.00	0.26	0.08	0.00	0.13	0.17	0.07	0.06	0.13
MgO	9.37	8.43	8.83	8.23	8.04	8.00	8.24	7.99	8.14	7.97	8.19	7.77	7.83
CaO	10.78	10.07	10.72	10.60	10.46	10.39	10.33	1.10	1.68	0.82	1.64	1.96	0.98
Na ₂ O	2.93	2.70	2.87	2.95	2.82	3.11	3.15	7.20	6.67	7.32	6.54	6.85	7.06
K ₂ O	0.54	0.42	0.51	0.38	0.42	0.36	0.49	0.07	0.06	0.04	0.06	0.01	0.00
total	100	96.51	98.27	97.39	96.11	95.78	95.74	99.06	95.61	96.36	95.84	97.96	95.71
Si	6.20	6.20	6.19	6.19	6.23	6.18	6.18	7.79	7.74	7.77	7.77	7.58	7.85
Al (iv)	1.80	1.80	1.81	1.81	1.77	1.82	1.82	0.21	0.26	0.23	0.23	0.42	0.15
Al (vi)	1.15	1.21	1.16	1.20	1.17	1.20	1.13	1.79	1.74	1.78	1.72	1.70	1.75
Ti	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.08	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
Fe(iii)	0.27	0.37	0.23	0.19	0.17	0.15	0.14	0.14	0.15	0.17	0.19	0.21	0.12
Fe(ii)	1.61	1.63	1.70	1.80	1.85	1.82	1.83	1.48	1.42	1.41	1.42	1.52	1.48
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Mg	1.99	1.86	1.93	1.82	1.80	1.80	1.86	1.64	1.73	1.68	1.74	1.62	1.66
Ca	1.65	1.60	1.68	1.68	1.68	1.68	1.67	0.16	0.26	0.12	0.25	0.29	0.15
Na(B)	0.35	0.40	0.32	0.32	0.32	0.32	0.33	1.84	1.74	1.88	1.75	1.71	1.85
Na(A)	0.46	0.38	0.50	0.53	0.51	0.59	0.60	0.08	0.10	0.13	0.05	0.16	0.10
K	0.10	0.08	0.10	0.07	0.08	0.07	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00

b.Slída

	vzorek 5/01								vzorek 6/99			vzorek 8/99	
	muskovit				fengit				muskovit			muskovit	fengit
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	K ₂ O
SiO ₂	47.78	48.71	48.26	47.98	48.83	52.88	54.04	53.16	46.15	45.92	45.95	48.89	49.06
TiO ₂	0.5	0.71	0.57	0.59	0.52	0.2	0.12	0.1	0.56	0.5	0.52	0.46	0.38
Al ₂ O ₃	33.69	33.63	33.03	33.03	32.74	26.05	26.86	25.38	31.9	32.74	32.01	33.09	33.34
FeO	1.4	1.58	1.56	1.46	1.53	4	2.45	3.12	1.42	1.34	1.49	1.9	1.58
MnO	0.09	0.01	0.04	0	0.06	0.05	0.03	0.03	0	0	0.03	0	0.01
MgO	1.31	1.47	1.51	1.52	1.78	3.5	3.68	3.72	1.78	1.58	1.8	1.9	1.96
CaO	0.02	0.09	0.08	0.04	0.01	0.02	0.05	0.04	0	0	0	0.02	0.02
Na ₂ O	1.45	1.2	1.19	1.19	1.12	0.06	0.13	0.04	1.05	1.23	1.1	0.79	0.98
K ₂ O	8.93	8.86	8.92	9.11	8.7	9.02	9.92	9.36	9.7	9.33	9.71	9.62	9.37
total	95.17	96.26	95.16	94.92	95.29	95.78	97.28	94.95	92.56	92.64	92.61	96.67	96.7
Si	6.35	6.43	6.44	6.41	6.51	7.12	7.12	7.2	6.31	6.26	6.29	6.31	6.6
Al (iv)	1.65	1.57	1.56	1.59	1.49	0.88	0.88	0.8	1.69	1.74	1.71	1.69	1.4
Al (vi)	3.63	3.65	3.63	3.61	3.65	3.26	3.28	3.25	3.46	3.53	3.46	3.55	3.26
Ti	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.01	0.01	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03
Fe	0.16	0.17	0.17	0.16	0.17	0.45	0.27	0.35	0.16	0.15	0.17	0.15	0.28
Mn	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.26	0.29	0.3	0.3	0.35	0.7	0.72	0.75	0.36	0.32	0.37	0.32	0.59
Ca	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0.01
Na	0.374	0.307	0.307	0.309	0.29	0.015	0.034	0.01	0.279	0.325	0.293	0.335	0.118
K	1.514	1.491	1.517	1.553	1.479	1.549	1.667	1.616	1.692	1.624	1.697	1.499	1.569

b.Slída - pokračování

	vzorek K3							
	muskovit						fengit1	fengit 2
SiO ₂	45.67	45.7	45.57	46.57	46.48	44.01	49.71	48.24
TiO ₂	0.44	0.32	0.38	0.54	0.51	0.41	0.46	0.01
Al ₂ O ₃	32.52	33.56	32.84	31.69	33.28	32.66	26.98	28.19
FeO	1.59	1.34	1.67	1.8	1.46	1.27	2.99	2.55
MnO	0.09	0	0.09	0	0	0	0.09	0.03
MgO	2.21	1.63	2.34	2.4	2.04	1.54	3.94	3.2
Na ₂ O	1.64	1.72	1.61	1.15	1.42	1.78	0.6	0.66
K ₂ O	9.58	9.24	9.61	9.25	9.39	8.79	10.8	10.88
total	93.74	93.51	94.11	93.4	94.58	90.76	95.57	94.06
Si	6.21	6.19	6.17	6.32	6.23	6.15	6.68	6.57
Al (iv)	1.75	1.77	1.79	1.62	1.72	1.81	1.27	1.43
Al (vi)	3.46	3.59	3.45	3.45	3.54	3.57	3	3.19
Ti	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0
Fe	0.18	0.15	0.19	0.2	0.16	0.15	0.34	0.28
Mn	0.01	0	0.01	0	0	0	0.01	0
Mg	0.45	0.33	0.47	0.49	0.41	0.32	0.79	0.6
Na	0.43	0.45	0.42	0.3	0.37	0.48	0.16	0.15
K	1.66	1.6	1.66	1.6	1.6	1.57	1.85	1.93

c.Granát

	vzorek 5/01			vzorek 8/99										
	centrum	okraj1	okraj2	centrum	okraj1	okraj2	okraj3	okraj4	okraj5	okraj6	okraj7	okraj8	okraj9	
SiO ₂	37.59	37.95	37.77	36.94	36.7	36.73	37.37	36.88	36.89	36.77	36.84	37.37	36.92	37.21
TiO ₂	0.07	0.03	0.16	0.21	0.2	0.16	0.04	0.16	0.17	0.14	0.09	0.19	0.06	0.2
Al ₂ O ₃	20.85	21.23	20.93	20.65	20.46	20.8	20.59	20.9	20.72	20.65	20.65	20.6	20.69	21.41
FeO	27.16	27.99	27.91	15.21	15.97	23.67	25.71	16.86	19.24	18.24	23.43	22.95	27.57	28.31
MnO	2.84	1.87	1.87	12.89	13.21	4.93	4.56	10.11	9.25	10.43	4.67	5.15	1.76	1.84
MgO	1.93	2.26	2.49	0.77	0.68	1.35	3.08	1.94	2.24	0.7	1.88	1.71	2.25	2.7
CaO	8.53	7.69	7.85	12.26	11.99	11.46	8.41	12.28	11.24	12.52	11.48	11.39	10.19	8.32
Na ₂ O	0.15	0.12	0.05	0.11	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01
Total	99.12	99.14	99.03	99.04	99.22	99.1	99.77	99.14	99.76	99.46	99.05	99.36	99.44	100
Si	3.03	3.04	3.04	3	2.98	3.04	2.99	2.97	2.97	2.98	2.98	2.98	2.96	2.97
Al	1.98	2.01	1.98	1.94	1.93	1.97	1.99	1.94	1.94	1.95	1.92	1.95	1.96	1.96
Ti	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01
Fe	1.83	1.88	1.87	0.99	0.97	1.72	1.1	1.25	1.12	1.54	1.47	1.81	1.86	1.51
Mn	0.19	0.13	0.12	0.85	0.91	0.19	0.7	0.63	0.71	0.32	0.35	0.12	0.12	0.34
Mg	0.23	0.27	0.3	0.09	0.08	0.37	0.11	0.15	0.08	0.14	0.2	0.27	0.32	0.16
Ca	0.72	0.66	0.67	1.06	1.04	0.65	1.07	0.97	1.09	1	0.97	0.79	0.71	0.99
Alm	61.42	63.97	63.07	33.12	32.21	50.19	58.8	37.03	41.64	37.23	51.41	49.05	60.44	61.72
Gro	24.23	22.51	22.73	35.41	34.78	33.12	22.06	35.84	32.34	36.14	33.18	32.54	26.52	23.54
Sp	6.53	4.34	4.14	28.33	30.28	11.27	6.4	23.32	21.05	23.81	10.68	11.62	4	4.11
Py	7.82	9.19	10.06	3.14	2.74	5.42	12.73	3.82	4.97	2.81	4.74	6.78	9.04	10.63

c.Granát – pokračování

	vzorek K3													
	granát I								granát II					
	Centrum				okraj1	okraj2	okraj3	okraj4	okraj5	okraj6	okraj7	lem1	lem2	
SiO ₂	36.38	36.63	36.41	36.54	36.38	36.4	36.05	35.49	36.27	36.78	36.36	36.28	37.89	38.43
TiO ₂	0.12	0.17	0.34	0.33	0.32	0.04	0.03	0.06	0.1	0.25	0.05	0.04	0.09	0.28
Al ₂ O ₃	20.7	21.12	21.22	19.84	20.76	20.88	20.94	20.83	20.65	20.6	20.8	20.47	21.76	21.01
FeO	26.01	25.76	23.01	23.55	22.71	29.18	29.91	29.63	28.83	23.69	30.13	28.99	17.38	16.57
MnO	5.12	4.43	8.6	8.69	8.58	1.12	1.01	1.02	1.02	7.47	0.99	1.62	5.37	5.6
MgO	1.69	1.49	1.11	1.12	1.39	2.65	2.51	2.22	2.04	1.18	2.71	2.78	0.69	0.54
CaO	8.98	9.47	9.02	8.98	9.16	8.73	8.57	9.6	8.05	9.6	7.69	8.09	16.66	17.2
Si	5.42	5.43	5.41	5.46	5.4	5.43	5.41	5.38	5.47	5.45	5.41	5.49	5.47	5.49
Al	3.63	3.69	3.64	3.59	3.63	3.67	3.7	3.72	3.67	3.6	3.65	3.65	3.7	3.63
Ti	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04	0	0	0.01	0.01	0.03	0.01	0	0.01	0.03
Fe	3.24	3.19	2.81	2.77	2.82	3.64	3.71	3.76	3.64	2.93	3.75	3.54	2.1	1.98
Mn	0.65	0.54	1.11	1.13	1.08	0.14	0.13	0.13	0.13	0.94	0.12	0.15	0.66	0.8
Mg	0.38	0.33	0.25	0.26	0.31	0.59	0.56	0.5	0.46	0.26	0.6	0.54	0.15	0.12
Ca	1.43	1.5	1.48	1.45	1.46	1.24	1.22	1.24	1.3	1.52	1.23	1.31	2.58	2.63
Alm	56.9	57.38	49.74	49.44	49.78	64.93	66.02	66.78	65.82	51.89	65.78	63.88	38.27	35.82
Gro	25.15	27.01	26.12	25.82	25.73	22.03	21.69	21.94	23.54	26.93	21.5	23.65	47.02	47.64
Sp	11.35	9.71	19.69	20.18	19.06	2.53	2.29	2.34	2.36	16.57	2.19	2.78	11.99	14.45
Py	6.6	5.9	4.45	4.57	5.43	10.51	9.99	8.94	8.28	4.61	10.53	9.69	2.73	2.09

d.Epidot a chlorit

epidot			
	vzorek 18/99	vzorek 5/01	
SiO ₂	36.63	38.51	39.55
TiO ₂	0.04	1.11	0.11
Al ₂ O ₃	22.72	25.16	27.18
FeO	13.79	8.52	5.72
MnO	0.23	0.03	0.26
MgO	0	0.63	0.19
CaO	22.25	22.56	21.99
Na ₂ O	0	0.08	0.07
K ₂ O	0	0	0
total	95.66	96.6	95.07
Si	2.99	3.04	3.14
Al	98.65	2.34	2.55
Ti	0.00	0.07	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00
Fe(iii)	0.85	0.47	0.38
Mn	0.02	0.00	0.02
Mg	0.00	0.07	0.02
Ca	1.95	1.91	1.87
Na	0.00	0.01	0.01

chlorit			
	vzorek 8/99	vzorek 6/99	
SiO ₂	26.78	29.36	25.64
TiO ₂	0	0.64	0.04
Al ₂ O ₃	18.13	16.96	20.45
FeO	23.27	21.88	19.94
MnO	0.31	0.31	0.17
MgO	16.96	15.52	19.41
CaO	0.04	0.07	0
Na ₂ O	0	0.01	0.02
K ₂ O	0.05	2.51	0.02
total	85.54	87.26	85.69
Si	5.74	6.17	5.39
Al (iv)	2.27	1.83	2.61
Al (vi)	2.31	2.37	2.45
Ti	0	0.1	0.01
Fe	4.17	3.85	3.5
Mn	0.06	0.06	0.03
Mg	5.41	4.86	6.08
Ca	0.01	0.02	0
Na	0	0.01	0.01
K	0.01	0.67	0

Tabulka 11.5. Výsledky termometrie

a. Amfibolitová facie:

Termometrie granát I - muskovit (°C):

	Vzorek K3 (granát I-okraj)	Vzorek 5/01 (granát-okraj2)		sřední hodnota
Krogh a Raheim, 78	533	481	439	502
Green a Hellman, 82	577	548	535	506
				448
				486 ± 47
				556 ± 21

Pro výpočet byly použity analýzy z tabulky č.11.4.b a 11.4.c.

Termometrie granát I – hornblend (°C):

	vzorek K3			
	Graham and Powell (1984)		Perchuk et al.(1985)	
	Granát I-okraj1	Granát I-okraj2	Granát I-okraj1	Granát I-okraj2
hbl2	548	523	502	491
hbl3	550	535	504	492
hbl4	572	557	525	513
hbl5	579	564	532	520
střední hodnota	564 ± 16	544 ± 21	517 ± 10	506 ± 15
průměr	554 ± 31		511 ± 20	

Pro výpočet byly použity analýzy hbl2-5 a granát I-okraj 1 a 2 z tabulky č.11.4.a a 11.4.c.

b. Facie modrých břidlic:

Termometrie granát II (lem) - fengit (°C):

	vzorek K3		střední hodnota
	fengit 1	fengit 2	
	Granát II - lem1	Granát II - lem2	střední hodnota
Krogh a Raheim, 78	439	387	413 ± 26
Green a Hellman, 82	490	458	474 ± 16

Pro výpočet byly použity analýzy fengit 1 a 2 a granát II - lem 1 a 2 z tabulky č.11.4.b a 11.4.c.

12.Použitá literatura

- Andrusov, D., 1968, Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpathen. Veda Publishing House, Bratislava
- Bajaník, Š., Vozárová, A., 1983, Vysvetlivky ku geol. mape Slov. rudoohoria. Bratislava : GÚDŠ, 1983 223
- Berman, R.G., 1988, Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₂-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. Journal of Petrology, 29, 445-522.
- Bezák, V., Jacko, S., Ledru, P., Siman, P., 1998, Geodynamic development of the Western Carpathians.Dionýz Štúr Publishers, Bratislava [ed: Rakús, M.], s. 27-34 SK
- Bielik, M., Šefara, J., Kováč, M., Bezák, V., Plašienka D., 2002, The Western Carpathian lithosphere – a mosaic of neoalpine, paleoalpine and hercynian structures. Tectonophysics (accepted)
- Brandelik a Massonne, 2004, An EXCEL (TM) Visual Basic program for computing and visualizing thermodynamic functions and equilibria of rock-forming minerals. Computers & Geosciences, 30: 909-923.
- Csontos, L., Vörös, A., 2004, Mesozoic plate tectonic,reconstruction of the Carpathian region. Paleogeogr., 210
- Connolly, J.A.D., Kerrick, D.M., 2002, Metamorphic controls on seismic velocity of subducted oceanic crust at 100-250 km depth. EPSL 204:61-74
- Faryad, S.W., Spisiak, J., Horváth, P., Hovorka, D., Dianiska, I., Józsa, S. , 2002, Meliata Unit - Petrology, geochemistry and geotectonic position of metabasites. Geologica Carpathica, 53 special issue, p. 180-18
- Faryad, S.W., 1999, Exhumation of the Meliata high-pressure rocks(Western Carpathians):Petrological and structural records in blueschists.Acta Montanistica Slovaca,Ročník 4,,2,137-144
- Faryad, S.W., Henjes-Kunst, F., 1997, Petrological and K-Ar and Ar-Ar age constrains for the tectonothermal evolution of high pressure Meliata unit, Western carpathians(Slovakia). Tectinophysics,280,141-156
- Faryad, W., Vozárová, A., 1997, Geology and metamorphism of the Zemplinicum basement unit (Western Carpathians). In: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš M. (Eds.) 1997: Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slovaca, Bratislava, 351-358.
- Faryad, S.W., 1995, Petrology and phase relations of low-grade high.pressure metasediments from Meliata Unit(West Carpathians,Slovakia). Journal Mineralogical,7,71-78
- Faryad, S.W., 1988, Litology and metamorphism of Meliata Unit high-pressure rocks. Mineralia Slovakia,131-144
- Faryad, S.W., Schullmann, K., Lexa, O., 2004, Pre-Conference Fieldtrip: Structure and Metamorphism of the Meliata Unit, Geolines, 17, 2004, s. 113-120 - SCI.
- Ghent, E.D., Stout, M.Z., Black, P.M., 1987, Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New Caledonia. J. Metamorphic. Geol., 5, 239-254
- Goeke, E.R., Foster, C.T., 2005, Psedosection modeling of high pressure metapelites in the NCKFMASH systém:comparison to samples from Alp de Confin,Central Alps.Salt Lake City annual Meeting,Paper No.96-5
- Graham, C.L., Powell, M., 1984, A garnet-hornblend geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, southern California. – Journal of Metamorphic Geology, 2(1), 13–31. USA.

- Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M., 1997, Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov., Bratislava, 356 p.
- Green, T.H., Hellman, P.L., 1982, Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high-pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer, Lithos, 15, , 253-266.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998, An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. J Met Geol,16, 309, (1998).
- Hovorka, D., Ivan ,P., Jilemnicka ,L., Spišiak ,J. , 1988, Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemic Group, Inner Western Carpathians),Geol. Zobr. Geol carpath., 39, 395-425.
- Hovorka,D., I. Petrik, 1992, Variscan granitic bodies of the Western Carpathians; the backbone of the mountain chain. Special volume to the problems of the Paleozoic geodynamic domains; Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. J. Vozar. Bratislava, Czechoslovakia, Dionyz Stur Inst. Geol.: 57-66.
- Hrouda, F., Plašienka, D., Gregorová, D., 2002, Assumed Neogene deformation in the Central West Carpathians inferred from magnetic anisotropy investigations. EGS Stephan Mueller Publication Series, vol. 1, 195-211.
- Ivan, I., Kronome, B., 1996, Predmetamorfý charakter a geodynamické prostredie vzniku vysokotlakovo metamorfovaných bazitov meliatskej jednotky na lokalitách Radzim, Bôrka, Hačava a Rudník. Mineralia Slovaca, 28, , 26-37.
- Jaroš J., 1968, Strukturní geologie, Academia, Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, p.201
- Jaroš, J., 1971, Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. Rozpr.Čs.Akad.Věd 81(6): 1-59
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989, Experimentalcalibration of the aluminum-in-hornblende geobarome-ter with application to Long Valley caldera (California)volcanic rocks: Geology, v. 17, p. 837-841
- Kamenický, J., 1957, Triassic Serpentinites, diabases and glaucophanic rocks from Spišsko-gemerske rudoohorie. Geologické práce, Zošit 45, , Geol. Inst. D. Štúr, Bratislava, 1-57
- Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J., Šefara, J., 2002, Geodynamic evolution of the Carpathian – Pannonian region during the Neogene. Geolog. Carpath. 53, spec. Issue 1-2, CD ROM.
- Kováč, M., Bielik, M., Hók, J., Kováč, P., Kronome, B., Labák, P., Moczo, P., Plašienka, D., Šefara, J., Šujan, M., 2002, Seismik activity and neotectonicsa evolution of the Western Carpathians(Slovakia), EGU ,3,167-184,
- 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 and paleoceanography of Tethys. L. F. Jansa. Amsterdam, Netherlands, Elsevier. 87: 109-135.
- Kozur, H., R. Mock, 1996, New paleogeographic and tectonic interpretation in the Slovacian Carpathians and their implications for correlations with Eastern Alps. Part .1 Central Western Carpathians. Miner. Slovacia. 28: 151-174.
- Kozur, H., Mock, R. a Mostler, H., 1995, Stratigraphische Neue-instufung der Karbonategesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise Serpukchovian (Namur A). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 1-29.

- Kozur, H., 1997, The evolution and continuation of the Western Carpathian Meliata-Hallstatt ocean (MHO) in: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas, International conference, Bratislava GS SR, Dionýz Štúr Publ., p.25
- Krist, E., Korikovskij, S.P., Putiš, M., Janák, M., Faryad, S.W., 1992, Geology and Petrology of Metamorphic Rocks of the Western Carpathian Crystalline Complexes. - Bratislava : Comenius University Press .324 s.
- Krs, M., Prunr, P., Krsová, M., 1993, Paleomagnetické výskumy v roku 1992 pro úlohu: Hlbinná stavba a geodynamický model Západných Karpát, GU ČAV, Paleomagnetická laborator Príhonice, manuskript, Archív GS SR, Bratislava. Mate to prace?
- Krogh, E.J., Raheim, A., 1978, Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. Contrib. Mineral. Petrol., 66, , 75-80
- Leake, 1997, International Mineralogical Association Working Group on Amphiboles, Amer. Mineral. v 82, 1019-1037
- Lexa, O., Schulmann, K., Ježek, J., 2003, Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: view based on structural analysis and numerical modeling. Tectonics, 22, 6
- Mahel', M., 1986, Geological structure of the Czechoslovak Carpathians. Paleoalpine units. Veda, Bratislava, 496 pp.
- Maluski, H., Rajlich, P., 1993, ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics 223: 313-337.
- Mello, J., Ivan, P., Reichwalder, P., Vozárová, A., Vozár, J., 1997, Geodynamický vývoj vnútorných Západných Karpát počas mladšieho paleozoika až jury. Čiastková záverečná správa. Archív GS SR, Bratislava,
- Mello, J., Filo, I., Havrla, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, P., Siráňová, Z., Szalaiová, Z., Žáková, E., 2000, Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny. Bratislava : ŠGÚDŠ, 303 s.
- Michalík, J., Kováč, M., 1982, On some problems of palinspastic reconstructions and Meso-Cenozoic paleogeographical development of the Western Carpathians. Geol. Zbor. geol. Carpath. 33: 481-507
- Michalík, J., 1994, Notes to paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during Early Mesozoic time., Mitt. Öster. Geol. Ges. 86: 101-110.
- Mock, R., 1978, Some new knowledges about southern part of the West Carpathians. In: Paleogeographic development of the West Carpathians (ed. Vozár, J.), 322-341. Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 68, 95-111.
- Mock, R., 1993, Problematika meliatika v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a v Slovenskom krase. Archiv GS SR, Bratislava, p.1-22, pl.1-16
- Perchuk, L. L., Lavrent'eva, I. V., Aranovich, L. Ya., Podlesskii, K. K., 1983. Biotite-Garnet-Cordierite Equilibria and Metamorphic Evolution, Nauka Press, Moscow, 197, (in Russian).
- Petrik, I., I. Broska, 1994, The story of Variscan granite magmatism in the Western Carpathians (Slovakia). Evolution of Variscan (Hercynian) and comparable Palaeozoic orogenic belts; Joint meeting of Geologische Vereinigung e.V. and Ceska geologicka spolecnost. S. Vrana. Prague, Czech Republic, Česká Geologická Společnost při AV ČR. 39: 83.

- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, Hovorka, D. , 1997, Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. in: Geological evolution of the Western Carpathians - P.Grecula, D.Hovorka & M. Putis (eds.). Mineralia Slovaca-Monograph. Bratislava:1-24
- Plašienka, D., 1998, Tectonochronology and paleotectonic evolution of the central western carpathians during the Jurassic and Cretaceous. Veda,Bratislava,127p
- Putiš, M., 1992, The Variscan and Alpine nappe-structures of the West-Carpathian crystalline basement. ALCAPA; Geological evolution of the internal Eastern Alps, Carpathians and of the Pannonian Basin. Anonymous. Oxford, International, Blackwell Scientific Publications. 4: 54-55.
- Reichwalder, P., 1971, Rožňavská zlomová línia a jej vzťah k sedimentácií,magmatismu a metamorfóze. Geol.Práce,Správy 57,215-222,Bratislava
- Reichwalder, P.,1973, Geologische Verhältnisse des jüngeren Palläozoikums im Süd Teil des Zips-Gemerer Erzgebirges. Západné Karpaty, 18, , Geol.Inst. D. Štur, Bratislava, 99-139
- Rakús, M., Potfaj, M.,Vozárová, A., 1998, Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, s. 15 - 26 SK
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002, Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny. Journal of the Virtual Explorer
- Vozárová, A., 1993, Provenance of Gelnica Group metasandstones and relationship to paleotectonics of the basin of deposition (in Slovak). Záp.Karp.Sér.miner., petrol.geochém.metalogen. 16(7-54).
- Vozárová, A.,Vozár, J., 1992, Tornaicum and meliaticum in the borehole Brusník BRU-1, Southern Slovakia.Acta Geol.Hung.35/2,p.97-116,Budapest

