

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav geologie a paleontologie

Studijní program: Navazující magisterské studium geologie
Studijní obor: Základní geologie



BC. MIROSLAV BURJAK

**STRUKTURNÍ VÝVOJ, MAGNETICKÁ STAVBA A MECHANISMUS
EXHUMACE PODOLSKÉHO KOMPLEXU**

**Structural evolution, magnetic fabric, and exhumation
of the Podolsko complex**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jiří Žák, Ph.D.

Praha 2013

Prohlášení:

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

V Praze dne 20. 6. 2013

.....
Miroslav Burjak

Obsah

English abstract	5
Abstrakt	6
1. Úvod	7
2. Stručný přehled geologie moldanubika	8
2.1. Pozice moldanubika v rámci Českého masívu	8
2.2. Charakter kontaktů moldanubika s okolními geologickými jednotkami	9
2.3. Litologie – tradiční rozlišení	10
2.4. Teplotně–tlakové podmínky metamorfózy	11
2.5. Plutonismus	12
2.6. Geochronologie	14
2.7. Architektura moldanubika a hlavní geotektonické modely	15
3. Přehled geologie podolského komplexu	19
3.1. Definice	19
3.2. Lokalizace a charakter kontaktů podolského komplexu	19
3.3. Litologie a distribuce hlavních horninových typů	20
3.4. Teplotně–tlakové podmínky metamorfózy	23
3.5. Geochronologie	23
3.6. Přehled dosavadních tektonických koncepcí	24
4. Terénní strukturní analýza	27
4.1. Struktury v migmatitech	28
4.2. Strukturní vztahy drobných intruzivních těles	30
5. Mikrostruktury studovaných hornin	32

6. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)	41
6.1. Obecný úvod – teorie	41
6.2. Aplikace AMS pro studium staveb v migmatitech	42
6.3. Metodologie	44
6.4. Výsledky analýzy AMS	45
6.4.1. <i>Celková susceptibilita</i>	45
6.4.2. <i>Orientace hlavních susceptibilit</i>	46
6.4.3. <i>Parametry magnetické stavby</i>	49
7. Diskuse	51
8. Závěry	55
9. Literatura	56
Přílohy	64

English Abstract

This thesis concentrates on a detailed field and structural analysis of the Podolsko complex, Moldanubian unit, Bohemian Massif, complemented by a microstructural study and analysis of magnetic susceptibility (AMS). The Podolsko complex occupies the footwall of a major Variscan normal shear zone and is juxtaposed against the southern to southeastern margin of the Central Bohemian Plutonic complex. During the field work, more than 160 outcrops were examined, the AMS samples were taken at 25 stations, and samples for microstructural studies were taken from 12 localities. On the micro-scale, leucocratic migmatites contain abundant garnet grains which may represent relics of an earlier (ultra-)high pressure metamorphic phase. Retrogression is obvious in other samples of biotite migmatites of the Moldanubian Variegated unit. The retrogression is marked by the presence of sillimanite and chlorite. The main tectonometamorphic event in the Podolsko complex is extensive migmatization coeval with formation of pervasive flat-laying fabric. This is corroborated by the AMS study which indicates concordant steep to flat-laying magnetic and mesoscopic foliations striking NNW–SSE. The AMS also shows that the subhorizontal N–S to NNW–SSE-trending magnetic lineations in the Podolsko complex correspond to those in the structurally overlying Červená granodiorite. In conclusion, these data suggest a common principal extension direction and strong coupling between upper brittle and middle anatectic crust in the eastern part of Variscan orogen during gravity-driven collapse of the Teplá–Barrandian unit.

Keywords: anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), exhumation, extension, Moldanubian unit, Podolsko complex, strain coupling

Abstrakt

V této diplomové práci jsou prezentovány výsledky detailní terénní analýzy podolského komplexu na J a JV od středočeského plutonického komplexu v centrální části Českého masívu. Jedná se o profil Vltavy od Podolí k Týnu nad Vltavou. Bylo proměřeno více než 160 výchozů, vzorky na AMS byly odebrány z 25 různých lokalit a vzorky pro studium mikrostruktur z 12 lokalit. Celkem bylo změřeno 290 válečků na AMS. Studium mikrostruktur byly v leukokratních migmatitech zjištěny granáty, které by mohly být pozůstatkem relativně nejstarší fáze vysokotlaké metamorfózy. V biotitických migmatitech pestré jednotky je patrná retrogrese, která je zaznamenána sillimanitem a poté chloritem. Hlavní tektonometamorfní událostí podolského komplexu je extenzivní migmatitizace pravděpodobně spjatá s dekompresí a s tvorbou ploché stavby. Výsledky měření anizotropie magnetické susceptibility se shodují s terénními měřeními. Póly ploch foliací v obou případech ukazují hlavní směr SSZ–JJV. Makroskopicky nezřetelné lineace jsou dobře zdokumentovány metodou AMS a jejich směry se téměř shodují se směry lineací z granodioritu červenského typu, který se nachází ve strukturním nadloží podolského komplexu. Tato diplomová práce tedy dokládá výrazné deformační propojení mezi svrchní křehkou a střední silně anatektickou kůrou ve východní části variského orogénu.

Klíčová slova: anizotropie magnetické susceptibility (AMS), deformační propojení, exhumace, extenze, moldanubikum, podolský komplex

1. Úvod

Tato diplomová práce s názvem „Strukturní vývoj, magnetická stavba a mechanismus exhumace podolského komplexu“ mi byla zadána v roce 2011 na Ústavu geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Cílem diplomové práce je detailní strukturní analýza vybrané části podolského komplexu, který se nachází jižně až jihovýchodně od středočeského plutonického komplexu v centrální části Českého masívu a řadí se do tzv. gföhlské jednotky moldanubika. Práce je založena na detailním terénním výzkumu a strukturním mapování, které jsou podpořeny kvantitativní analýzou staveb hornin pomocí anizotropie magnetické susceptibility (AMS) a mikrostrukturní studií.

Terénní mapování a odběr vzorků na AMS a studium mikrostruktur byly realizovány od léta 2011 do zimy 2012. Celkem bylo zdokumentováno 166 výchozů, z toho na 25 lokalitách byl proveden odběr vzorků na AMS a na 12 lokalitách odběr vzorků na výbrusy. Analýza a zpracování terénních dat probíhaly průběžně a měření a analýzy AMS a mikrostruktur se uskutečnily v roce 2013.

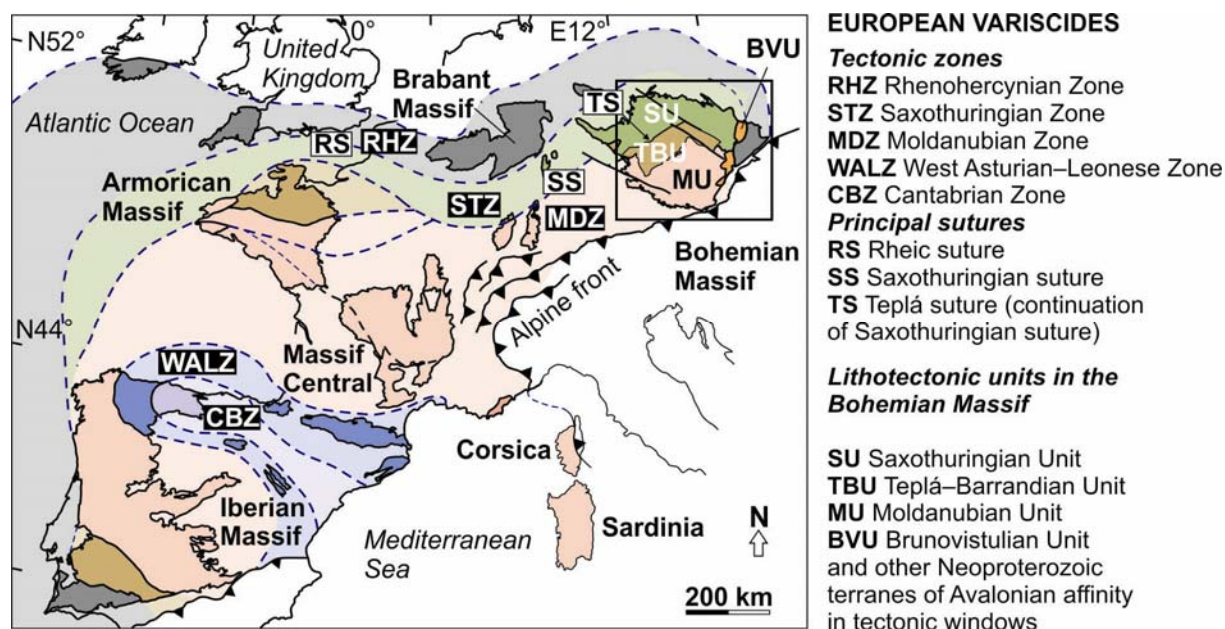
V první části diplomové práce stručně shrnuji geologické poměry zkoumané oblasti a okolních jednotek. V druhé části popisují terénní a strukturní vztahy, výsledky analýzy AMS a mikrostruktur. Ve třetí části jsou diskutovány veškeré výsledky, které jsou pak stručně shrnuty v závěrečné kapitole.

Diplomová práce vznikla za finanční podpory výzkumného záměru číslo MSM0021620855, projektu SVV261203 a grantu P210/11/1168. Dále bych chtěl poděkovat svému školiteli Jiřímu Žákovi za vedení a neocenitelné rady, díky kterým mohla tato diplomová práce vzniknout. Poděkování také patří mé rodině, která mě vždy podporovala a hlavně otci, který mi pomohl při dopravě v jinak nedostupném terénu.

2. Stručný přehled geologie moldanubika

2.1. Pozice moldanubika v rámci Českého masívu

Termín moldanubikum ("vltavsko–dunajská jednotka") byl zaveden již v roce 1901 rakouským geologem Franzem Eduardem Suessem (Kodym in Svoboda et al. 1964). Moldanubikum je součástí moldanubické zóny evropských variscid (obr. 1). Jedná se o středně až spodně korovou jednotku s vložkami plášťových hornin, která tvoří jihovýchodní, jižní a jihozápadní část Českého masívu (obr. 1). Jedná se o vysoce metamorfované komplexy, které jsou intrudovány velkým množstvím těles plutonitů různého složení. Moldanubikum tedy představuje interní část variského orogénu (též označovanou jako tzv. infrastrukturu). Geograficky vystupuje moldanubikum v oblastech Českomoravské vysočiny, jižních Čech, Šumavy, Českého lesa a dále pokračuje v Rakousku a části Bavorska.



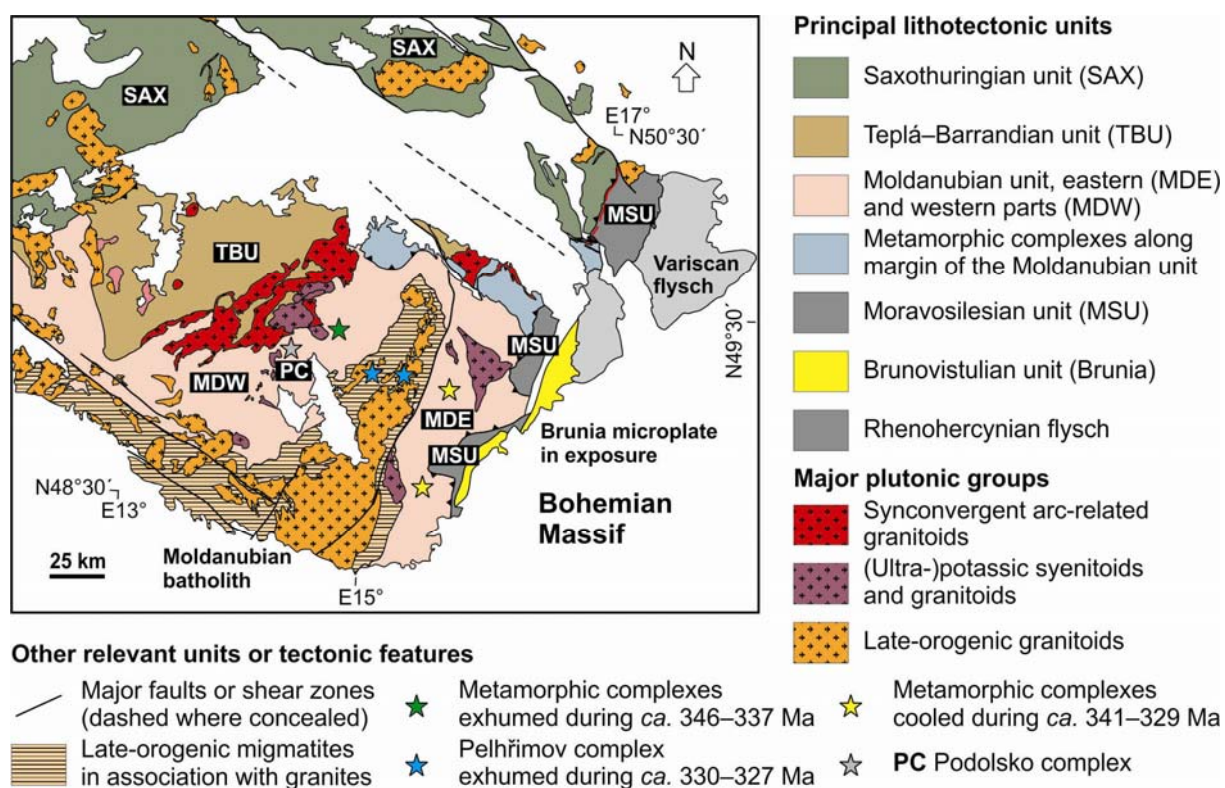
Obr. 1. Zjednodušená mapa evropských variscid podle Winchestera (2002) a Martíneze Catalána (2011). Český masív je nejvýchodnější odkrytou částí variského orogénu.

2.2. Charakter kontaktů moldanubika s okolními geologickými jednotkami

Kontakty moldanubika s okolními geologickými jednotkami jsou převážně tektonické (obr. 2). Hlavní část moldanubika se nachází mezi tepelsko–barrandienskou jednotkou a moravosilesikem (Fiala et al. in Dallmeyer et al. 1995, Finger et al. 2007). Severovýchodní okraj moldanubika podél kontaktu s tepelsko–barrandienskou jednotkou je lemován kutnohorským a svrateckým krystalinikem (Pertoldová et al. 2010, Verner et al. 2009), hlavní část tohoto kontaktu je pak intrudována středočeským plutonickým komplexem převážně spodnokarbonského stáří (Schulmann et al. 2009a). V západní části je pak kontakt moldanubika a tepelsko–barrandienské jednotky tektonický, interpretovaný jako poklesová střížná zóna (tzv. západočeská střížná zóna; Zulauf, 1994; 2002). Západočeská střížná zóna je indikátorem extenze Variského orogénu (Zulauf 1994). Podél této zóny byla podsunuta Tepelsko–barrandienská jednotka pod moldanubikum. Mylonity západočeské střížné zóny a stáří chladnutí hornblendů a slíd nasvědčuje, že duktilní zlomy podél této zóny byly aktivní od cca 330 do 310 Ma.

Na severozápadě je moldanubikum v kontaktu se saxothuringikem, jejich hranice je však konvenční (metamorfní) a tvoří jí přechod z pararul moldanubika do svorů saxothuringika západně od Mariánských Lázní (Fiala et al. in Dallmeyer et al. 1995). Na jihu a jihozápadě je moldanubikum zakryto sedimenty alpské předhlubně většinou terciérního stáří (Kachlík 1999, Kodým in Svoboda et al. 1964). Jihovýchodní okraj moldanubika tvoří významná násunová zóna, tzv. moldanubické nasunutí, podél které je moldanubikum přesunuto přes moravosilesikum (Finger et al. 2007, Petrakakis 1997, Schulmann et al. 2005; 2008; 2009a). Tato zóna je charakterizována velmi komplikovanou imbricační stavbou

(Franěk et al. 2011, Fritz & Neubauer 1993, Fritz et al., 1996, Schulmann et al. 1991; 2005; 2008).



Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa Českého masívu (podle Geologické mapy České Republiky vydané Českou geologickou službou Praha v roce 2007).

2.3. Litologie – tradiční rozlišení

Moldanubikum je charakterizováno středně až vysoce metamorfovanými horninami, které jsou polyfázově deformované a polyfázově metamorfované. Dominují zde zejména pararuly a migmatity s tělesy granulitů, eklogitů a peridotitů (Janoušek et al. 2006, Kalt et al. 2000). Tradičně se v moldanubiku vyčleňují 3 hlavní litologické jednotky – monotónní, pestrá a gřöhlská (Schulmann et al. 2005, Kodým in Svoboda et al. 1964). V jiných pracech je pro monotónní jednotku použit termín ostrongská a pro pestrá drosendorfská jednotka (Janoušek et al. 2006, Kachlík 1999, Linner 1996).

V *monotónní jednotce* převládají biotitické, biotit–cordieritické a sillimanitické

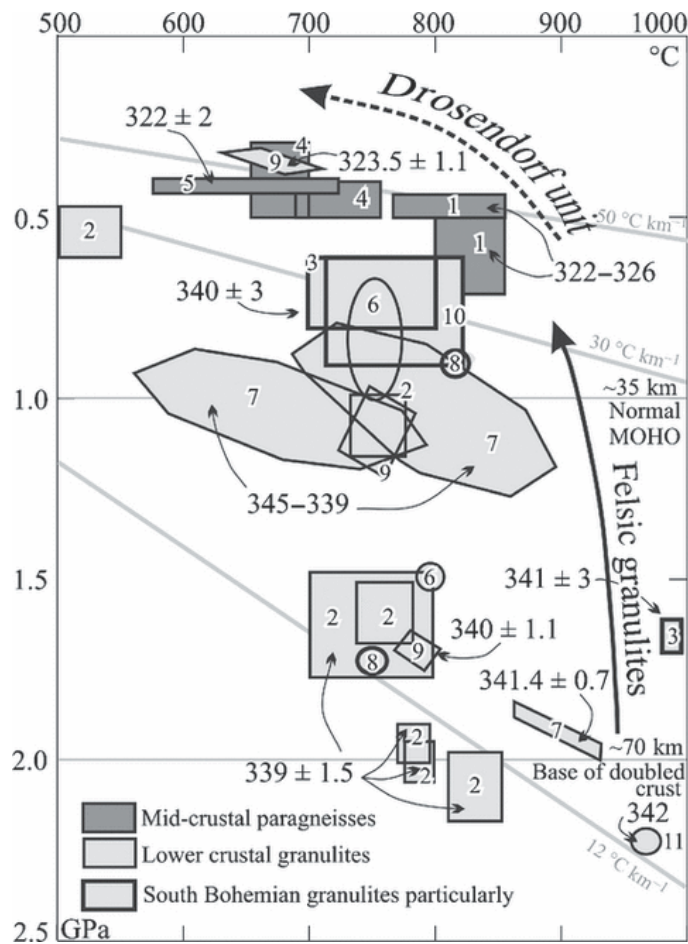
pararuly, které jsou často migmatitizované. Dále se zde nachází menší tělesa ortorul a budiny eklogitů. *Pestrá jednotka* je charakteristická přítomností dalších horninových typů, převládá biotit–sillimanitická pararula s vložkami kvarcitů, vápenců, erlánů, grafitických hornin a amfibolitů. Pestrá jednotka vystupuje ve třech hlavních pruzích označovaných jako sušicko–votický, českokrumlovský a jihomoravský (Rajlich et al. 1986). Nejvýše metamorfované horniny obsahuje *jednotka gföhlská*, která je tvořena převážně rulami, migmatity, eklogity, granulity a menšími tělesy plášťových peridotitů.

2.4. Teplotně–tlakové podmínky metamorfózy

Monotónní a pestrá jednotka odpovídá podmínkám amfibolitové facie, gföhlská jednotka se vyznačuje vyšším metamorfním stupněm odpovídajícím granulitové a eklogitové facii s tlaky a teplotami až cca 20 kbar a 650 °C (obr. 3). Na pararulách z monotónní jednotky byly identifikovány nejméně 3 metamorfní fáze (Linner 1996). První fáze se zachovala jako relikty kyanitu v cordieritových rulách a asociace kyanit–staurolit v pararulách s obsahem granátu. Maximální teplota této fáze je kolem 600 °C. Z cordieritických rul, cordieritických migmatitů a pararul s obsahem granátu byla určena druhá fáze. Podmínky metamorfního maxima byly odhadnuty na 720 ± 30 °C s minimálním tlakem $4,4 \pm 0,4$ kbar. Poslední fáze je retrográdní a je stanovena z porfyroblastů posttektonických světlých slíd. Tyto porfyroblasty krystalovaly hlavně v cordieritických migmatitech. Tlaky a teploty třetí fáze jsou odhadnuty na tlak 3–5 kbar a teplotu 650–700 °C.

Gföhlská jednotka byla postižena intenzivním přetiskem v rozsahu teplot 700–800 °C s tlaky 8–11 kbar (Petraakis 1997). Texturní důkazy naznačují, že tento přetisk byl dosažen při téměř izotermální dekompresi. To by znamenalo, že horniny byly vystaveny před přetiskem vyšším tlakům. Měření na líšovském granulitu stanovilo podmínky na teploty 800–

900 °C při tlacích 4–5 kbar (Janoušek et al. 2006). Odhady metamorfních podmínek gföhlské jednotky jsou 1,6–2,1 GPa při teplotě 850–1000 °C pro granulity, 2–4 GPa při teplotě 800–1000 °C pro eklogity a 3–5 GPa s teplotou 1000–1200 °C pro granátické peridotity (Faryad et al. 2010).



Obr. 3. Souhrn existujících P–T odhadů pro pestrou (drosendorfskou) a gföhlskou jednotku moldanubika podle Fraňka et al. (2011).

2.5. Plutonismus

Moldanubikum je intrudováno velkým množstvím těles plutonitů, které lze rozdělit do dvou hlavních kompozičních skupin (obr. 2). První skupina zahrnuje vysoce- až ultradraselné syenitoidy, druhá pak převážně granity korového původu.

První skupina melasyenitoidů tvoří dvě samostatné suity – typ Čertova břemena a

táborský typ (Holub et al. 1997b). Obě suity jsou ultradraselné. Intruze melasyenitu se dají rozřadit do dvou ssv.–jjz. pásů (Janoušek & Holub 2007). Západní pás vystupuje v jižních Čechách (pluton Čertova břemene a Knížecího stolce) a východní pás na západní Moravě (třebíčský pluton). Kromě těchto durbachitových těles jsou přítomny i menší tělesa ultradraselných pyroxenových melasyenitů až melagranitů (táborský a jihlavský pluton). Tyto syenitoidy byly derivovány z anomálních plášťových magmat a jejich míšením se zralým korovým materiálem. Datování na jihlavském plutonu určilo stáří intruze na $335,12 \pm 0,57$ Ma a z třebíčského plutonu $334,8 \pm 3,2$ (Kotková et al. 2010). Jiné datování z třebíčského plutonu stanovilo stáří metodou U–Pb SHRIMP na $341,6 \pm 2,8$ Ma a potvrzuje dřívější odhady umístění durbachitických intruzí ve variském orogénu kolem 340 Ma (Kusiak et al. 2009).

Druhá skupina plutonitů zahrnuje granitoidní intruze, které vystupují na ploše cca 6000–10000 km² a označují se souhrnně jako moldanubický batolit (též plutonický komplex). Z hlediska složení lze granitoidy moldanubického plutonu rozdělit na tři hlavní suity.

(1) Granity typu Weinsberg, který intrudoval mezi 331–323 Ma a zahrnuje hrubozrnné biotitické granity až granodiority převážně I-typu s velkými vyrostlicemi draselného živce. Detailní petrologická práce (Gerdes 2001) rozděluje weinsberský typ granitu na 2 suity. Jsou to typ I a II, s tím, že typ I je dále podrobněji rozdělen na typy Ia a Ib. Tyto tři typy mají rozdílný poměr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{init}}$ – typ Ia 0.7080, typ Ib 0.7093 a typ II 0.7106. Ovšem všechny typy byly ekvilibrovány během 327–329 Ma (datování krystalizace monazitu).

(2) Dvouslídne jemnozrnné až středně zrnité S-granity tzv. eisgarnského typu, které zahrnují jak neporfyrické tak porfyrické facie. Tyto granity intrudovaly zejména v rozmezí 328–327 Ma, ale i mohou být i výrazně mladšího stáří. (3) Nejmladší suita jsou granity tzv. freistadtského typu, které intrudovaly během 317–300 Ma a jsou charakteristické převážně

jemnozrnnými biotitickými granity až granodiority I-typu.

Tyto hlavní kompoziční suity tvoří dva navzájem téměř kolmé segmenty batolitu, a to východní ("český") a západní ("bavorský"). Východní segment je orientován ve směru SSV–JJZ a je tvořen objemově rozsáhlými intruzemi granitů typu Eisgarn, zatímco západní segment je orientován ve směru SZ–JV, podél tzv. pfahlské střížné zóny, a je tvořen menšími tělesy granitů všech tří suit (obr. 2).

2.6. Geochronologie

Protolitové stáří monotónní jednotky je určeno jako proterozoické až spodnopaleozoické (Guy et al. 2011, Kachlík 1999, Schulmann et al. 2005). Datování rul ze zirkonů udává stáří 727 ± 106 Ma (Kröner et al. 1988). Protolit pestré jednotky je určen jako svrchně paleozoický (Guy et al. 2011, Rajlich et al. 1986). Stáří zirkonu z pestré jednotky bylo určeno na 549 ± 5 Ma, což by odpovídalo kadomské intrusivní aktivitě (Fiala et al. in Dallmeyer et al. 1995). Protolity ortorul z gföhlské jednotky korespondují svrchněproterozoickému až ordovickému stáří. Protolitové stáří gföhlské ruly bylo změřeno na 550 ± 1 Ma (Schulmann et al. 2005).

Pestrá jednotka patří pravděpodobně k relativně mladším metamorfované sedimentům moldanubika, některé její horniny mohou být na základě nálezů mikrofosilií možná až silurského stáří.

Monotónní a pestrá skupina moldanubika zaznamenává metamorfní událost datovanou metodou U–Pb na zirkonech na 355 ± 2 Ma a 367 ± 19 Ma datováním kaplických pararul opět ze zirkonů (Franěk et al. 2011). Minimální stáří duktilní metamorfózy určené pegmatity udal stáří 331 ± 5 Ma metodou Rb-Sr na muskovitu.

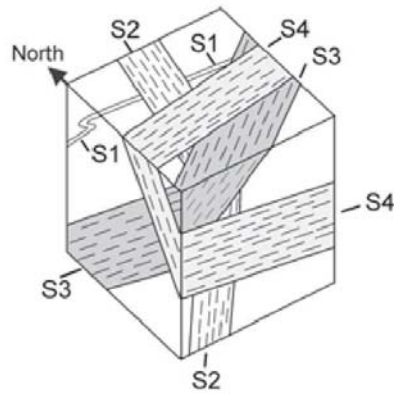
Metodou U–Pb na zirkonech, monazitech a rutilech bylo měřeno stáří metamorfovaných klastů konglomerátů svrchního visé na východním okraji Českého masívu

(Hartley & Otava 2001, Kotková et al. 2007). U–Pb data ze sférických zirkonů z různých granulitových klastů vyneslo stáří $339 \pm 0,7$ Ma. Z dalších úlomků bylo změřeno mladší stáří $337,1 \pm 1,1$ Ma. Tyto sedimenty dokazují, že moldanubikum bylo v dané době již exhumováno na zemský povrch a probíhala eroze hornin.

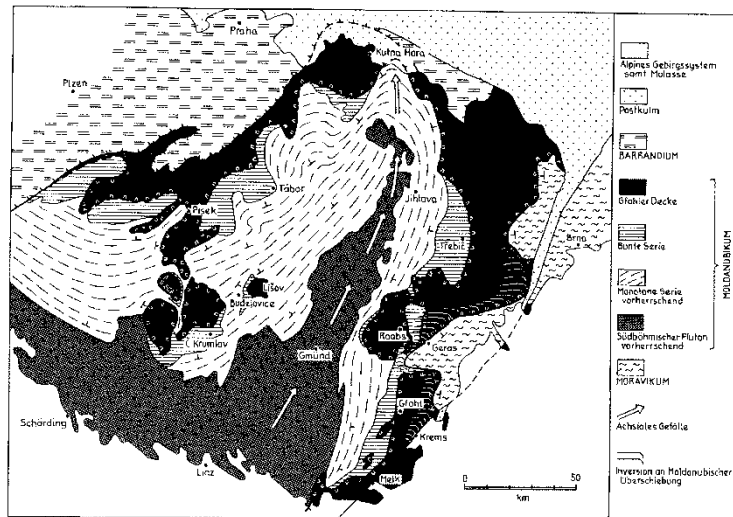
2.7. Architektura moldanubika a hlavní geotektonické modely

Moldanubikum lze rozdělit na 3 hlavní části: východní část, kde se moldanubikum stýká s moravsko–slezskou jednotkou, moldanubický pluton a okolní migmatity (tzv. pelhřimovský komplex) a západní část, kde mají vliv výrazné horizontální posuny (obr. 2). Tyto části mají pravděpodobně mírně odlišný tektonometamorfní vývoj a byly exhumovány v různou dobu (obr. 2).

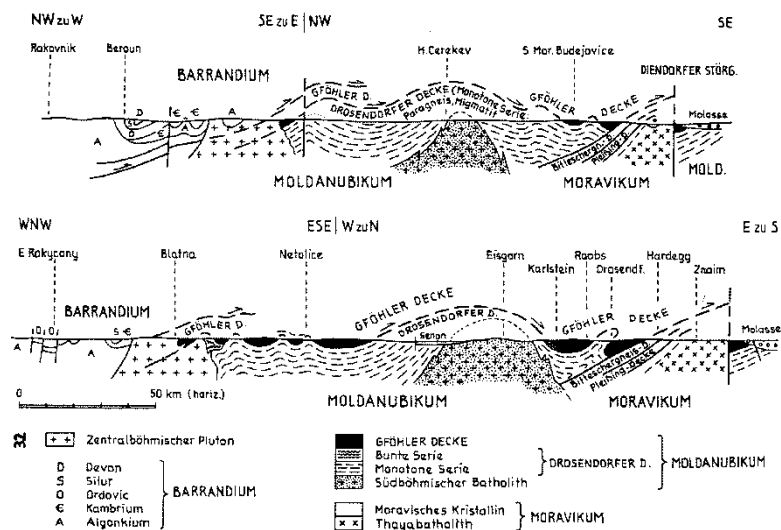
Názory na stavbu a vývoj moldanubika jsou značně kontroverzní a v současné době existuje několik zcela odlišných názorových proudů. Starší práce uvádějí v moldanubiku složitý foliační vývoj (obr. 4), který zahrnuje 4 deformační fáze S_1 až S_4 (Vrána 1988, Vrána & Bártek 2005). Velmi populární starší modely, vycházející z práce Tollmanna (1982), rovněž předpokládaly alochtonní původ gřohlské jednotky a její nasunutí na jednotku pestrou (Kachlík 1999, Linner 1996, Medaris et al. 2005, Rajlich et al. 1986). Západní a jihozápadní okraj moldanubika je pak postižen synmagmatickým stříhem a intruzí moldanubického plutonu (Büttner 2007). Synmagmatický stříh se pak změnil na čistě duktilní. Hlavní střížnou zónou této oblasti je dextrální pfahlská střížná zóna.



Obr. 4. Schéma předpokládaného vztahu jednotlivých superponovaných foliačních systémů v moldanubiku podle Vrány a Bártka (2005).

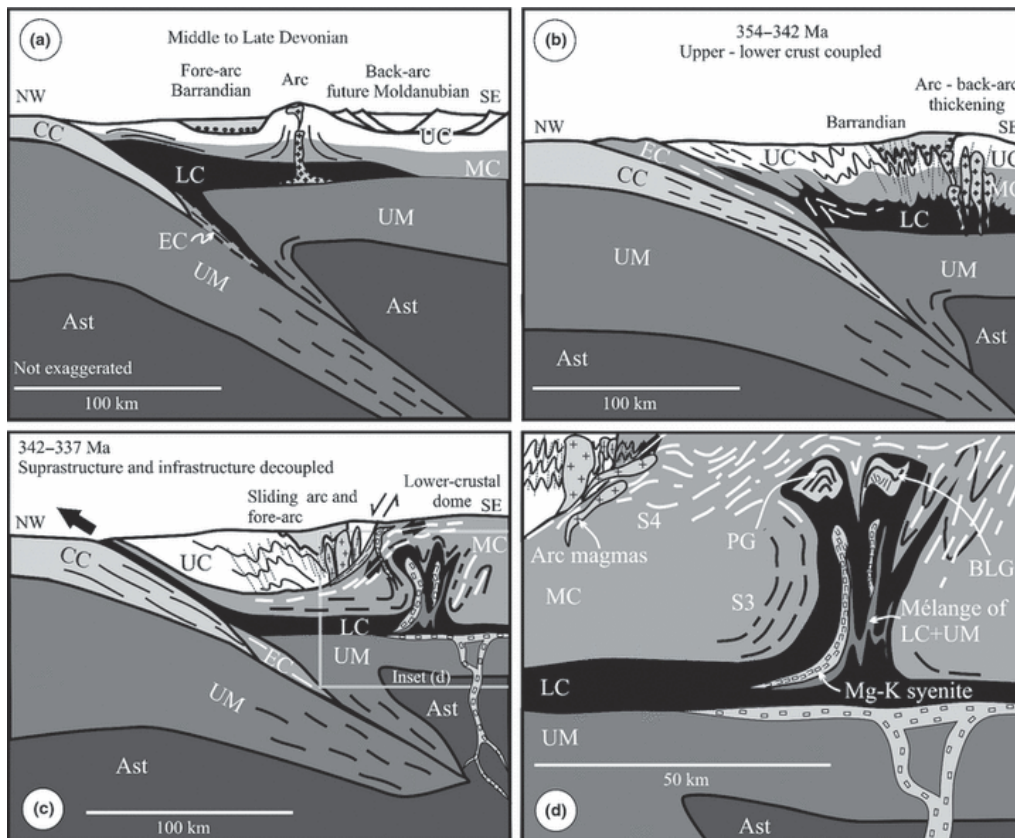


Obr. 5. Tektonické schéma moldanubika podle Tollmanna (1982).



Obr. 6. Profily přes moldanubikum znázorňující předpokládaný příkrov gföhlské jednotky podle Tollmanna (1982).

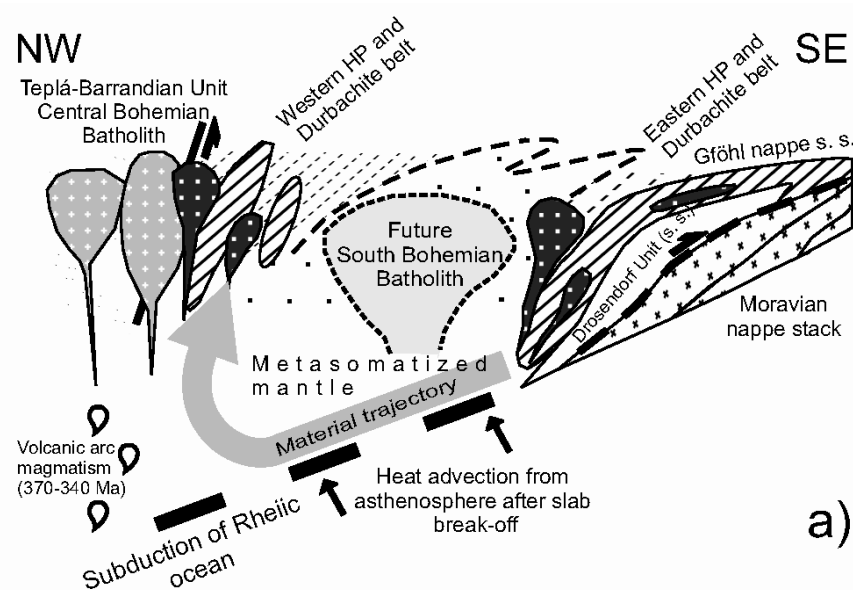
Novější hypotézy předpokládají exhumaci gföhlské jednotky po její subdukcii na rozhraní saxothuringika a tepelsko–barrandienské jednotky. Argumentem jsou granulity gföhlské jednotky, které vznikly během subdukce před karbonskou kolizí (Franěk et al. 2011). Tyto granulity jsou interpretovány jako součást spodně korové vrstvy, která byla poté exhumována mechanismem podobným gravitačnímu převrácení (Guy et al. 2011).



Obř. 7. Model tektonického vývoje moldanubika a vertikální extruze granulitové spodní kůry podle Fraňka et al. (2011).

Poněkud opačný je model Fingera et al. (2007) podle těchto autorů je moldanubikum interpretováno jako součást armorické skupiny mikrokontinentů (Franke 1989), které se otevíráním Rheického oceánu oddělily od Gondwany. Variský vývoj moldanubika pak lze podle Fingera et al. (2007) rozčlenit na dvě odlišné tektonometamorfní fáze: moravomoldanubickou (345–330 Ma) a bavorskou (330–315 Ma). V první fázi došlo k přesunu moldanubika přes moravosilesikum při subdukcii oceánské kůry mezi oběma

těmito mikrodeskami. Poté následovala exhumace vysokotlakých hornin gföhlské jednotky přes horniny monotónní a pestré jednotky, které byly součástí střední kůry. Exhumace proběhla podél kontaktu mikrodesek moldanubika a moravosilesika. Teplesko–barrandienská jednotka tvořila v tomto modelu rigidní záražku akrečního klínu. Z paleomagnetických dat Finger et al. (2007) odvozují, že moravo–moldanubický pás byl před cca 330 Ma rotován ve směru hodinových ručiček vzhledem k pozici Baltiky. Bavorská fáze je pak nezávislá, definovaná opětovným vysokým tepelným tokem, a tudíž LP–HT metamorfózou. Charakteristickým znakem je granitický plutonismus a tektonická remobilizace kůry v jihozápadní části Českého masívu. V této fázi byla západní část moravo–moldanubického pásu deformačně přetištěna a migmatitizována.



Obr. 8. Model vývoje moldanubika s dominantní (řídící) subdukcí od východu podle Fingera et al. (2007).

3. Přehled geologie podolského komplexu

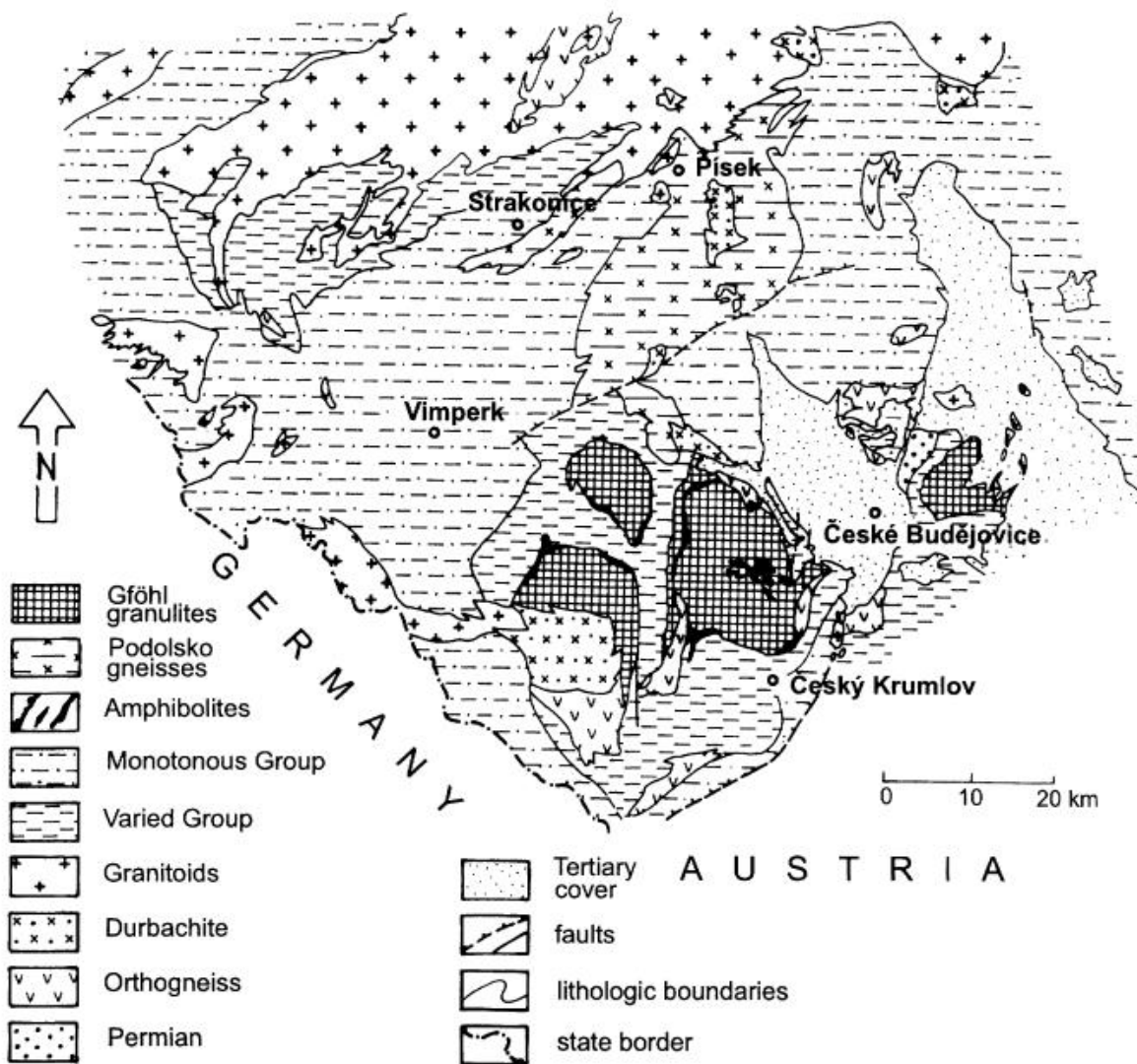
3.1. Definice

Podolský komplex, původně definován Kodymem (in Svoboda et al., 1964), se rozprostírá zhruba od Písku až k Týnu nad Vltavou a pokračuje směrem k JZ do severního okolí Prachatic (obr. 9). Je považován za součást gföhlské jednotky moldanubika (Kotková et al. 1997, Kodym in Svoboda et al. 1964). Podolský komplex zahrnuje velmi variabilní asociaci intenzívně migmatitizovaných převážně leukokrátních hornin (Fišera et al. 1982a). Přítomnost reliktních granulitů, peridotitů a skarnů naznačuje značnou kompoziční a metamorfni heterogenitu původního částečně taveného materiálu. Podle (Kotková et al. 1997) tvoří vysoce metamorfované horniny podolského komplexu nejsvrchnější strukturní úroveň gföhlské jednotky.

3.2. Lokalizace a charakter kontaktů podolského komplexu

Geografický rozsah podolského komplexu ve studované oblasti je zhruba vymezen lokalitami Jetěnice, Písek, Cehnice, Netolice, Vodňany, Protivín a Týn nad Vltavou (Fišera et al. 1982a, Kodym in Svoboda et al. 1964). Podolský komplex se rozprostírá se na ploše přesahující 400 km² a má protáhlý tvar ve směru SV–JZ. Delší osa komplexu v mapovém řezu má délku cca 40 km, jeho kratší osa cca 20 km (obr. 9). Na severu je v kontaktu s granitoidy se střeodočeského plutonického komplexu, na jihu s pestrou a monotónní jednotkou moldanubika. Východní a západní kontakty jsou s monotónní jednotkou moldanubika. Tento kontakt je silně modifikován exhumací monotónní jednotky podél tzv. vltavotýnského zlomu (Lobkowicz et al. 1996). Podle Lobkowicze et al. (1996) byla původně byla gföhlská jednotka

podolského komplexu oddělena od monotónní jednotky jednotkou pestrou.



Obr. 9. Zjednodušená geologická mapa západní části moldanubika s vyznačeným podolským komplexem (podle Kotkové et al. 1997).

3.3. Litologie a distribuce hlavních horninových typů

Dominantním horninovým typem v podolském komplexu jsou různé kompoziční a texturní variety migmatitů od stromatitických až po nebulitické. Tyto horniny jsou spolu spojeny pozvolnými petrografickými přechody.

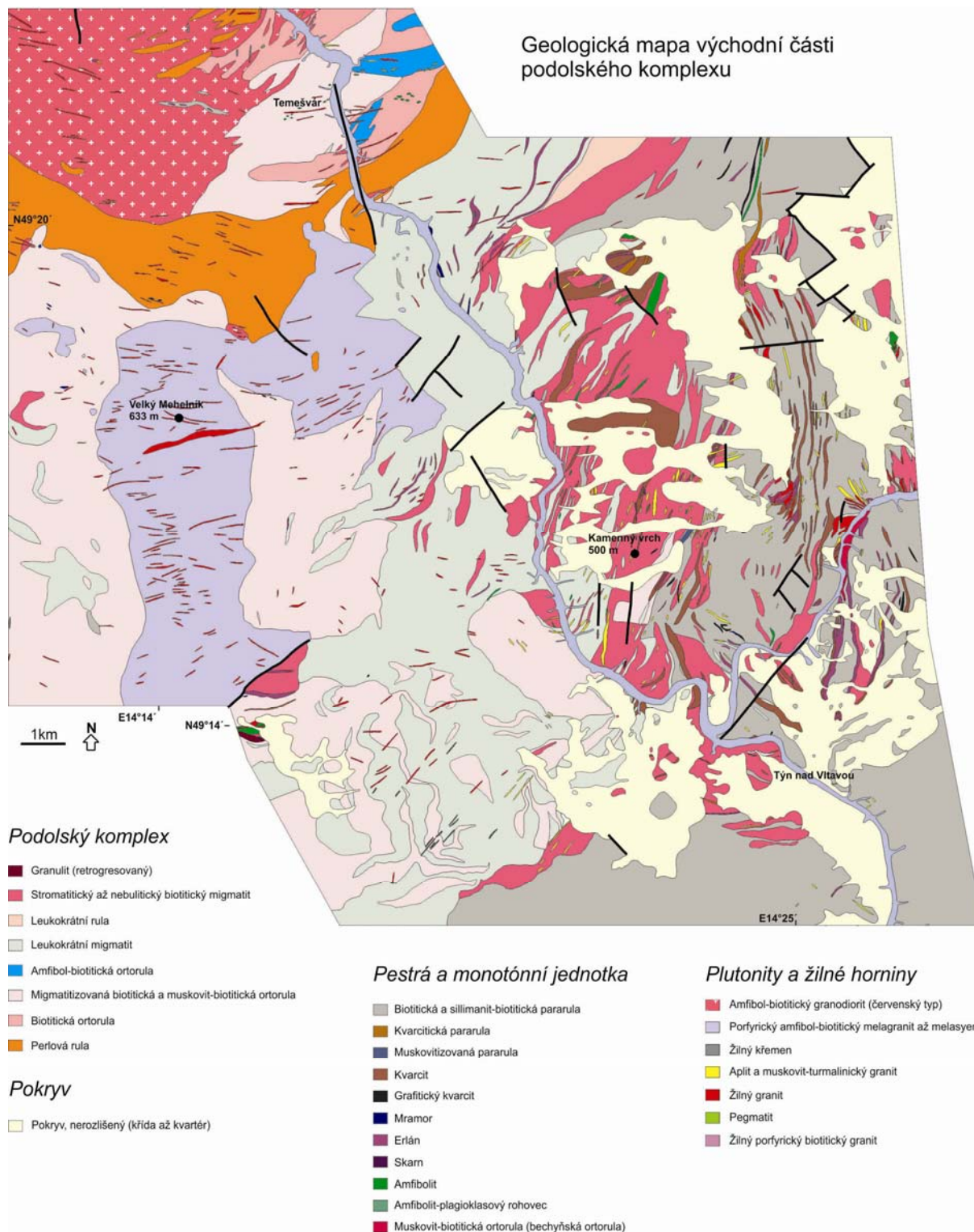
Hlavním typem migmatitů, který tvoří centrální část podolského komplexu, jsou intenzívně migmatitizované horniny, dříve označované jako "žuloruly". Tyto horniny vypadají místy až granitoidně a jsou tvořeny biotitem, plagioklasem, mikroklinem, křemenem a

akcesoricky apatitem a granátem (Fišera et al., 1982b). Pravděpodobně se převážně jedná o intenzivně migmatitizované ortoruly. Tato centrální část podolského komplexu je lemována na v. a j. leukokrátními migmatity, v nichž zcela převládá křemen–živcová složka (Fišera et al. 1982b, Vrána et al. 1989). Uvnitř těchto intenzivně migmatitizovaných hornin se nachází i vložky méně metamorfně postižených ortorul.

V leukokrátních biotitických migmatitech je ojediněle možné nalézt i reliktu ortopyroxenických a felsických granulitů (Fediuková & Fediuk 1971, Fišera et al. 1982a). Relikty ortopyroxenických granulitů tvoří v mapě pruhy v blízkosti migmatitů, oba typy hornin do sebe postupně přechází: granulit ztrácí ortopyroxen a mění se texturně na páskovaný migmatit. Tyto horniny se nacházejí v podolském komplexu pouze lokálně v okolí Žďárských chalup na východ od Protivína. Další zajímavou horninou, která se nachází ve stejné oblasti je vysokotlaký granátický kvarcit – garnetit (Kotková et al. 1997). Tento typ horniny byl nalezen pouze v blocích, výchoz jako takový nalezen nebyl.

Západně od podolského komplexu na sever od údolí Lužnice vystupuje pestrá jednotka moldanubika, reprezentovaná zejména kvarcity, erlány, amfibolity a mramory, které tvoří hojné vložky v biotitických migmatitech a biotitických pararulách. Méně se zde vyskytuje i kvarcitická pararula a grafitický kvarcit. Počet žil, které intrudují pestré jednotku, již není tak hojný jako v bezprostředním okolí středočeského plutonického komplexu a celkově se mění i jejich složení na převážně aplitické.

Na jihovýchod od podolského komplexu a pestré jednotky jižně a jihovýchodně od Týna nad Vltavou vystupuje monotónní jednotka moldanubika, která je zastoupena hlavně sillimanit–biotitickou pararulou. Vložky hornin v ní téměř chybí a žíly se zde nachází jen minimálně.



Obr. 10. Zjednodušená geologická mapa východní části podolského komplexu (zpracováno podle geologických map 1:25000, listy 22-234 Oslov, 22-412 Kluky, 22-414 Protivín, 22-421 Bechyně, 22-423 Týn nad Vltavou).

Podolský komplex je intrudován celou řadou mladších plutonických těles a žil. Na severozápadě je to zejména středočeský plutonický komplex, který je v této oblasti

zastoupen silně foliovaným amfibol–biotitickým granodioritem červenského typu. Tento granodiorit je součástí tzv. blatenské suity, jejíž radiometrická stáří (metodou U–Pb na zirkonech) se konzistentně pohybují kolem 346 Ma (Holub et al. 1997a, Janoušek et al. 2010). Červenským granodioritem prostupuje značné množství žil granitů, aplitů a pegmatitů převážně ZSZ–VJV směru. Dalším významným plutonickým tělesem je mehelnický pluton, tvořený porfyrickým melanokráním granitem až křemenným melanokráním syenitem. Tyto horniny patří k ultradraselné skupině plutonitů. V oblasti podolského komplexu nebyly radiometricky datovány, podobné horniny poskytují stáří od 343 ± 6 Ma (durbachit Čertovo břemeno; Holub et al. 1997a) do 337 ± 1 Ma (táborský syenit; Janoušek & Gerdes 2003). Mehelnický pluton je taktéž hojně prostoupen ZSZ–VJV žilami granitů a pegmatitů.

3.4. Teplotně–tlakové podmínky metamorfózy

Moderní petrologické studie v oblasti podolského komplexu zcela chybí, a tudíž přesné odhady teplotních a tlakových podmínek a metamorfní vývoj těchto hornin nejsou známy. Teplotně–tlakové podmínky metamorfózy byly studovány na vzorku garnetitu z oblasti Žďárských chalup (Kotková et al. 1997), které byly odhadnuty na tlak $2,8 \pm 3$ GPa a teplotu 830 ± 30 °C, což indikuje metamorfózu za ultravysokotlakých podmínek.

3.5. Geochronologie

Stáří protolitů a metamorfózy hornin podolského komplexu není rovněž dosud uspokojivě vyřešeno, neboť existující geochronologická data jsou velmi sporadická a zatížena relativně velkými chybami. Datován byl pouze garnetit, a to metodou U–Pb metodou na zirkonech (Kotková et al. 1998), jehož stáří bylo určeno na 360 ± 10 Ma. Datování monazitů

elektronovou mikrosondou z téže horniny poskytlo průměrné stáří 341 ± 15 Ma.

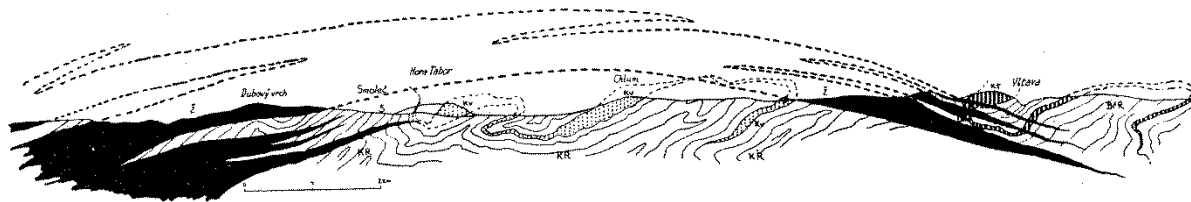
3.6. Přehled dosavadních tektonických koncepcí

V prvních pracech z oblasti podolského komplexu byly vyčleněny dvě hlavní "série" hornin (Zelenka 1927) a to "břidličná série" a "injekční cordieritová série", které zhruba odpovídají dnešním migmatitům a pararulám. Již v této práci ale Zelenka (1927) předpokládá složitý tektonický vývoj, přítomnost násunových struktur a celkovou dómovou stavbu podolského komplexu (obr. 11, 12).



Tektonická skizza území mezi Týnem n. Vlt. a Podolskem.
1. kordieritové horniny, 2. ruly břidličné, 3. černé = kvarcity vůbec, 4. acidní žuly a žuloruly, 5. granodiority.
S = Smoleč, D = Doubrava, A = Albrechtice, P = Pašovice.

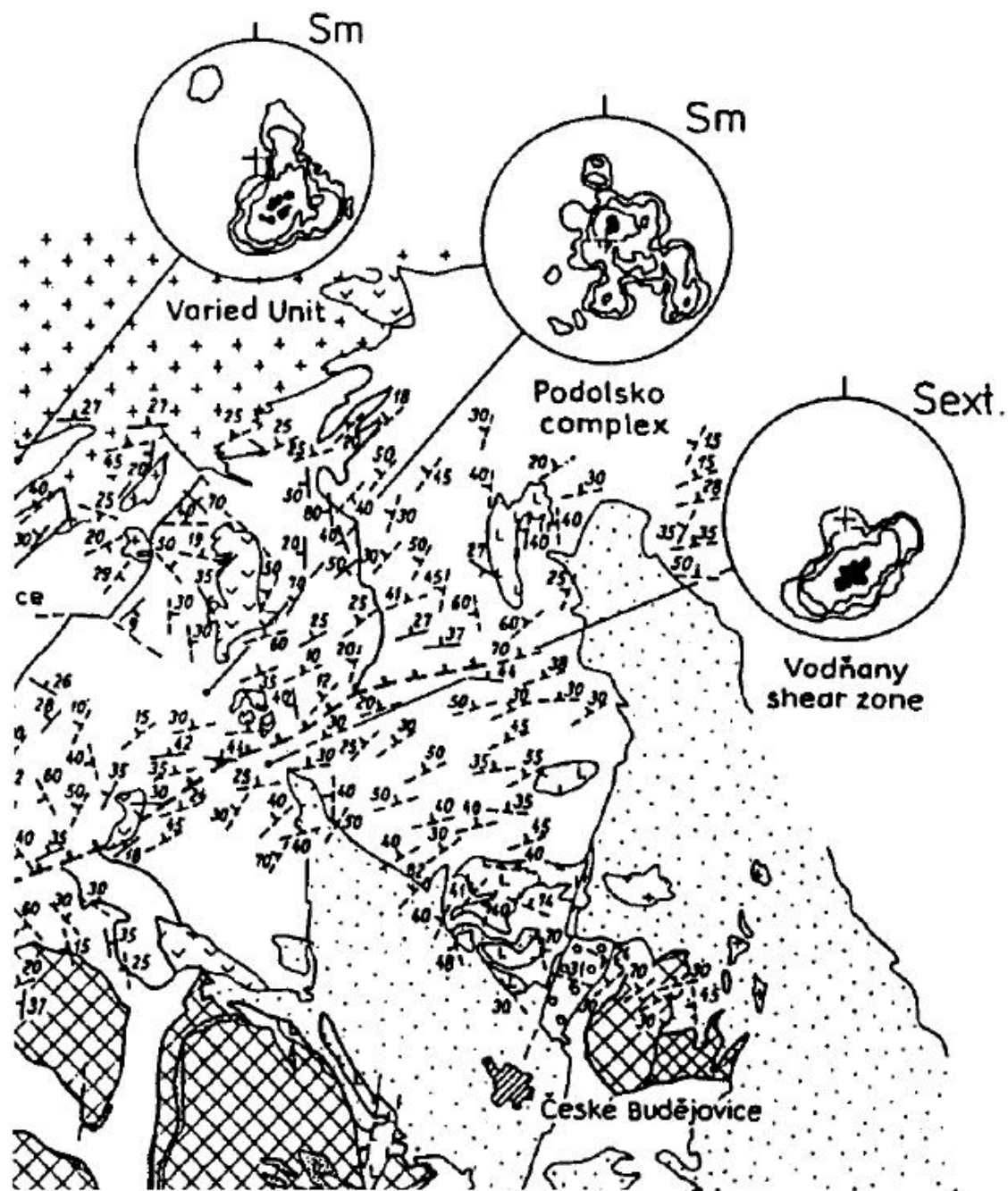
Obr. 11. Zjednodušená geologická mapa podél údolí Vltavy přes podolský komplex podle Zelenky (1927).



Obr. 2. Schematický profil územím mezi Týnem n. Vlt. a Podolskem.
 KR = kordieritové horniny, Kv = pyroxenické kvarcity,
 BřR = břidličné ruly, Kt = biotitické kvarcity,
 Ž = žula.

Obr. 12. Geologický řez znázorňující předpokládanou dómovou stavbu podolského komplexu podle Zelenky (1927).

Z tohoto předpokladu vycházejí i další práce. (Vrána 1979) byla definována hlavní tzv. vltavotýnská střížná zóna, která probíhá od Týna nad Vltavou na severovýchodě až k Vimperku na jihozápadě v délce několika desítek kilometrů a podél které došlo k násunu podolského komplexu přes pestrou a monotónní jednotku moldanubika směrem k jihovýchodu (Lobkowicz et al. 1996, Rajlich et al. 1986, Vrána 1979). Tato zóna byla podle Lobkowicze et al. (1996) následně reaktivována extenzním poklesovým stříhem, což způsobilo přepracování starší metamorfní stavby a retrográdní metamorfózu vysoce metamorfovaných hornin podolského komplexu. Retrográdní metamorfózu indikují reliktů dřívějších minerálních asociací v méně deformovaných doménách doménách. Celkový vertikální výzdvih podél této střížné zóny byl odhadnut na 12–18 km. Časové zařazení této etapy extenzní tektoniky je kolem 330 Ma (Lobkowicz et al. 1996). Podobnou extenzní tektonikou byl postižen i jižní okraj středočeského plutonického komplexu (Holub et al. 1997a, Lobkowicz et al. 1996, Žák et al. 2012). Přestože mají foliace migmatitů podolského komplexu variabilní směr, ve většině případů však mají foliační plochy směr severovýchod–jihozápad (Lobkowicz et al. 1996) a jsou asociovány se silnou minerální (agregátovou) lineací a lineární tvarovou přednostní orientací živcových klastů, které mají uniformní střední sklon směrem k SZ (obr. 13).

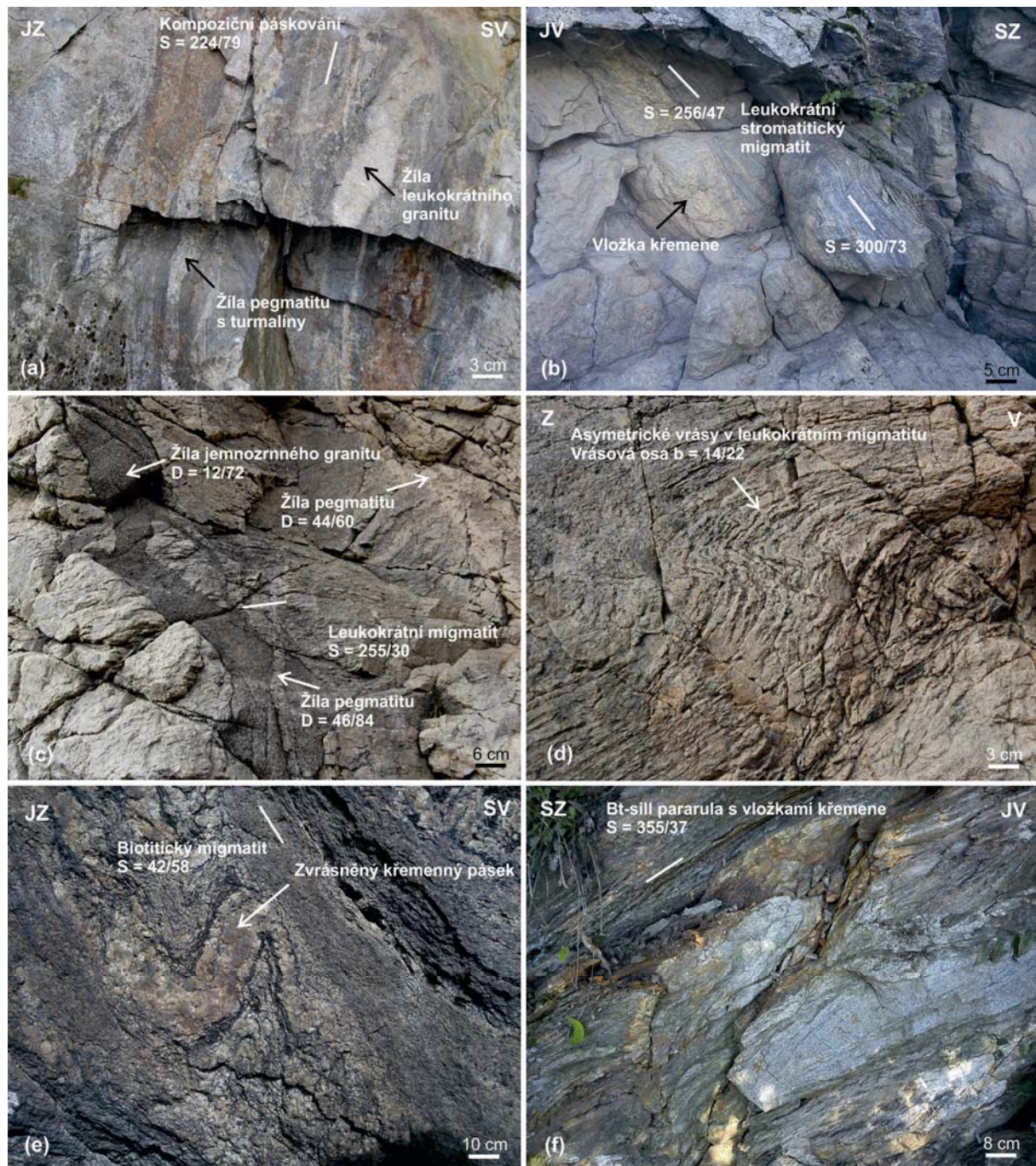


Obr. 13. Strukturální mapa foliací a lineací zahrnující i sv. část podolského komplexu podle Lobkowicze et al. (1996).

4. Terénní strukturní analýza

V rámci diplomové práce byl zpracován detailní strukturní profil podél Vltavy mezi Podolím a Týnem nad Vltavou. Tento profil vede hluboce erozně zaříznutým údolím a byl vybrán zejména kvůli vynikající odkrytosti, neboť mimo údolí říčních toků je terén značně peneplenizován a zakryt kvarténními uloženinami. Rovněž tento profil vede napříč hlavními litotektonickými jednotkami moldanubika. Na severozápadě vystupuje středočeský plutonický komplex zastoupený amfibol–biotitickým granodiorit červenského typu (obr. 10). Se středočeským plutonickým komplexem hraničí podolský komplex, který je hlavním cílem této práce. Typickou horninou podolského komplexu je biotitická „žulorula“, která je v přímém kontaktu s plutonem. Dále se zde nacházejí perlové ruly, biotitické a amfibol–biotitické ortoruly a hlavním horninovým typem je leukokrání (obr. 14a, c) a biotitický migmatit (obr. 14e). Na jihozápadě oblasti intruduje do těles „žulorul“ porfyrický amfibol–biotitický melanokrání syenit mehelnického plutonu. Ve východní části oblasti podél profilu se biotitické migmatity stýkají s pararulami pestré jednotky moldanubika. Tyto biotit–sillimanitické pararuly se liší od podobných pararul v jihovýchodní části profilu velkým množstvím pestrých vložek. Nejčastěji jsou zastoupeny kvarcity, erlány, vápence, a amfibolity. Výše zmíněné pararuly (obr. 14f) na jihovýchodním okraji patří do monotónní jednotky moldanubika.

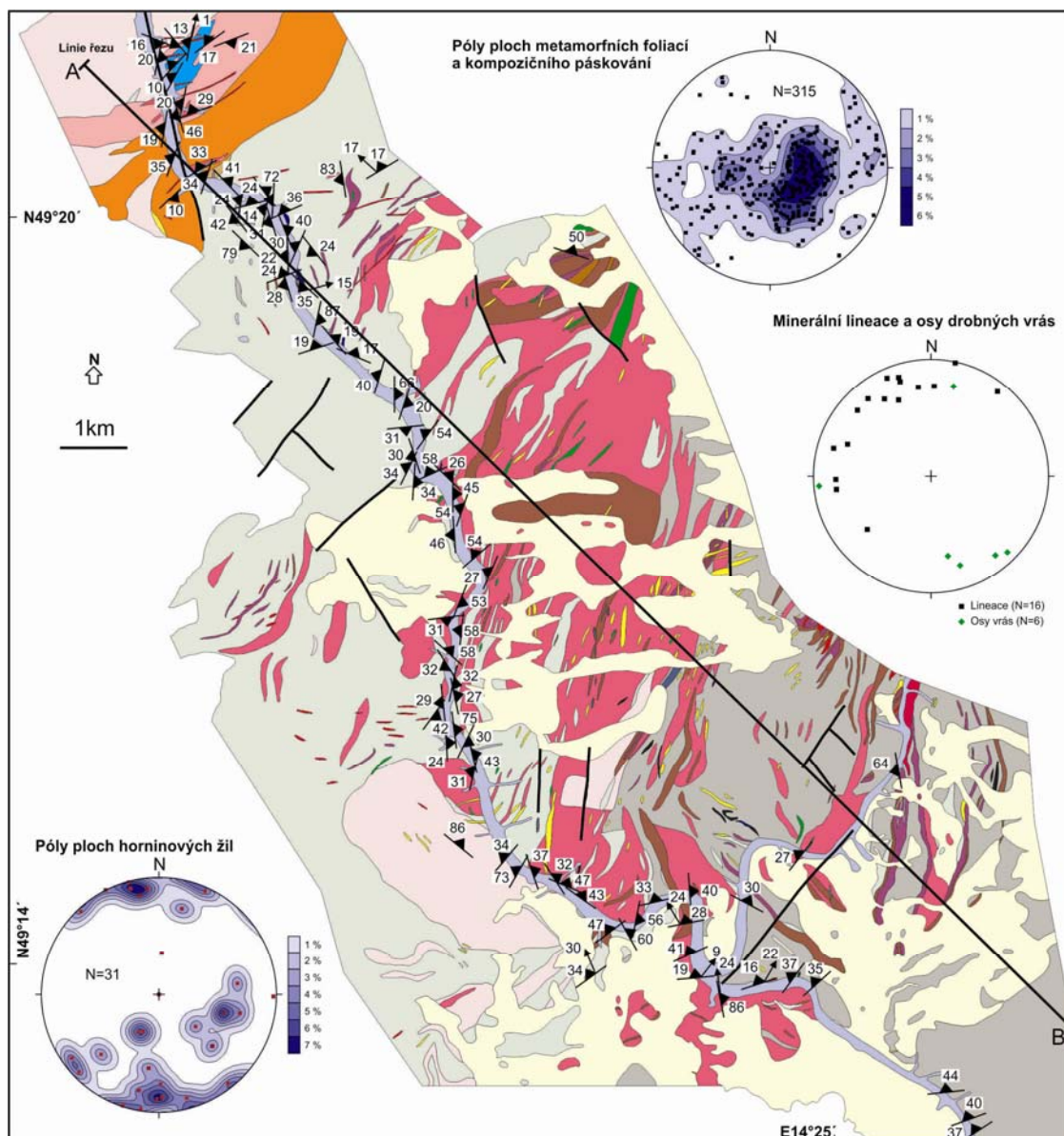
Kontakty hlavních jednotek nejsou bohužel nikde odkryty. Orientace kontaktů těchto jednotek tak byla pouze nepřímě odvozena z orientace foliací a drobných horninových těles v podobě čočkovitého tvaru. Generelně se zdá, že hlavní jednotky upadají pod středními úhly k severozápadu.



Obr. 14. Příklady mezoskopických struktur v migmatitech podolského komplexu a pararulách monotónní jednotky. (a) Střídání poloh páskovaného migmatitu s polohami křemen–živcové ruly. Lokalita MB24. (b) Leukokráttní migmatit s výrazným páskováním a masivními polohami křemene s mocností 15 cm. Lokalita MB119. (c) Výchoz leukokráttního migmatitu prostoupený žilami pegmatitu a granitu. Lokalita MB22. (d) Drobné ležaté asymetrické vrásy v leukokráttním migmatitu, vergence vrás k západu. Lokalita MB22. (e) Biotitický migmatit s vložkami zvrásněného křemene o mocnosti cca 10 cm. Lokalita MB114. (f) Výchoz biotit–sillimanitické pararuly s vložkami křemene. Lokalita MB132.

4.1. Struktury v migmatitech

V měřítku výchozu zcela dominují ve většině studovaných hornin planární strukturní prvky. Jedná se o metamorfní foliaci, která je definována především planární tvarovou předností orientací biotitu, a o kompoziční páskování migmatitů, kde se střídají světlé pásy tvořené křemenem a živcem s tmavými pásy tvořenými především biotitem (obr. 14 b). Lineace je pozorovatelná jen vzácně a je definována lineární tvarovou předností orientací agregátů křemene a biotitu.

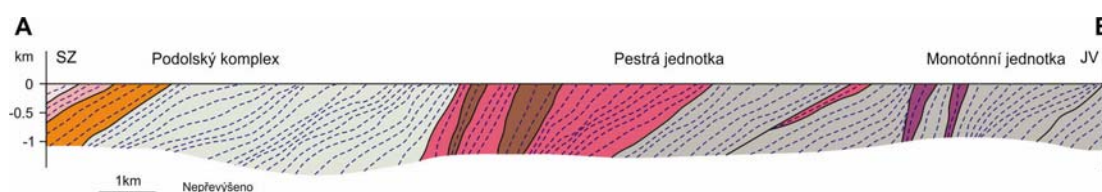


Obr. 15. Strukturní mapa podolského komplexu v širším okolí Vltavy. Stereografické projekce (Lambertova-Schmidtova síť, projekce na spodní polokouli) zobrazují orientace naměřených strukturních prvků.

V rámci této diplomové práce bylo provedeno celkem 315 strukturních měření foliací na více než 140 výchozech. Strukturní data jsou prezentována v mapě (obr. 15), řezu (obr. 16) a jsou též vyneseny ve stereogramech v projekci na spodní polokouli (obr. 15). Na základě těchto terénních měření byly identifikovány dva hlavní foliační systémy. Relativně starší strmé foliace mají směr SZ–JV a jsou intenzivně přepracovány do plochých foliací, které jsou ve studované oblasti zcela dominantní.

Naměřené lineace mají velký směrový rozptyl. Většina měření pochází z plochých foliací se sklonem do 30°. Na stereogramu jsou vyznačeny černými symboly (obr. 15). Mírně však převažují lineace se směrem k SZ až k S.

V terénu bylo rovněž zdokumentováno i několik drobných vrásových struktur. Jedná se především o přímé otevřené vrásy (obr. 14e), ale byly zjištěny i vrásy ležaté (obr. 14d). Odpovídající osní roviny těchto vrás upadají k JV a jsou ve stereogramu reprezentovány zelenými symboly (obr. 15). Tyto vrásy byly naměřeny převážně v plochých foliacích.

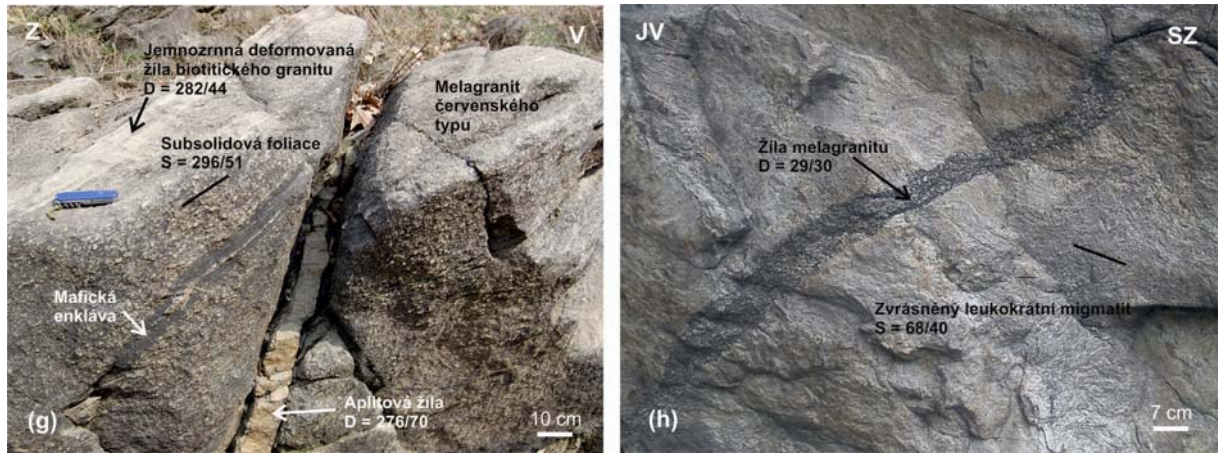


Obr. 16. Zjednodušený strukturní řez napříč podolským komplexem a okolními jednotkami moldanubika podél linie A–B (lokalizace linie řezu vyznačena v mapě na obr. 15).

4.2. Strukturní vztahy drobných intruzivních těles

Celá oblast je hojně prostoupena velkým množstvím intruzivních těles. Mezi syntecktonické intruze lze jednoznačně zařadit červenský granodiorit (obr. 17g), který je intenzivně deformován v pevném stavu. Posttektonicky intrudovaly do studované oblasti žíly variabilního složení zahrnující aplity, pegmatity (obr. 17g) melanokráttní žilné horniny odpovídající durbachitům (obr. 17h) nebo biotitickým granitům (obr. 14c). Tyto

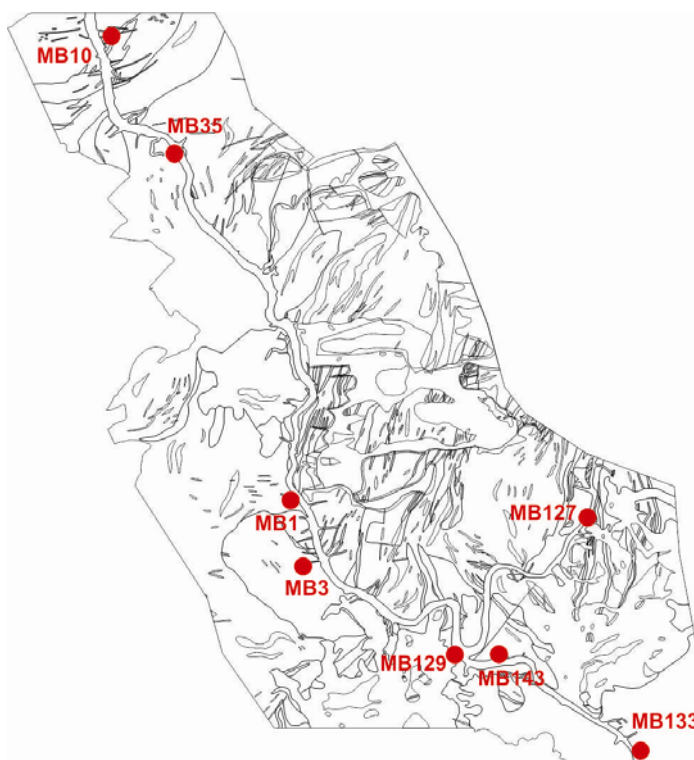
posttektonické žíly většinou sečou diskordantně metamorfní stavbu hornin, do kterých intrudovaly. Žíly z této studované oblasti mají variabilní orientace, avšak ze stereogramu lze vyčíst převažující strmé orientace směru V–Z (obr. 15).



Obr. 17. Příklady plutonitů a žil z podolského komplexu. (g) Výchoz melagranitu červenského typu s žílou aplitu diskordantní k subsolidové foliaci v melagranitu. Lokalita MB18. (h) Výchoz zvrásněného leukokráního migmatitu s diskordantní žílou melagranitu. Lokalita MB75.

5. Mikrostruktury studovaných hornin

Mikrostruktury byly studovány na reprezentativních 13 vzorcích hornin odebraných na celkem 12 lokalitách podél sz.–jv. profilu napříč podolským komplexem a okolními jednotkami moldanubika (obr. 18). Vzorky byly odebrány orientované a výbrusy byly zhotoveny v řezu kolmo na foliaci a paralelně s lineací (kinematický XZ řez) pokud byla makroskopicky patrná. Ke studiu a fotografování mikrostruktur byl použit optický polarizační mikroskop Nikon Eclipse 100LVPol s kamerou Canon, která umožňuje pořizovat mikrofotografie v rozlišení 10 megapixelů. Ke zpracování fotografií byl použit originální software NIS-Elements D verze 3.2.

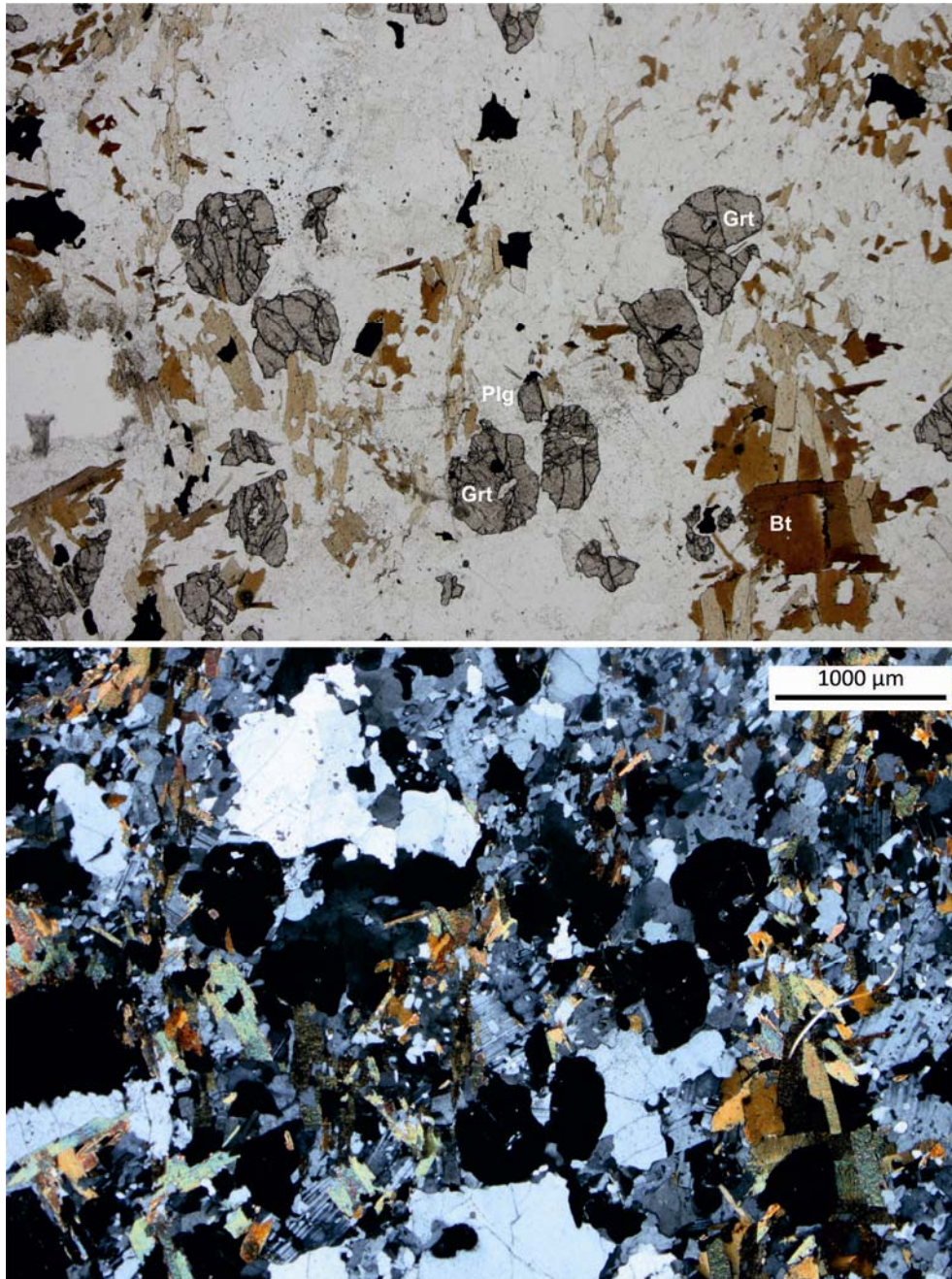


Obr. 18. Obrysová mapa studované oblasti s vyznačenými lokalitami reprezentativních vzorků hornin (mikrostruktury detailně popsány v textu).

Ke studiu mikrostruktur byly vybrány tyto hlavní horninové typy: stromatitický migmatit, leukokrání migmatit, ortorula (vše podolský komplex), biotitický migmatit (pestrá jednotka), a biotit–sillimanitická pararula (monotónní jednotka). Zkratky minerálů použité v

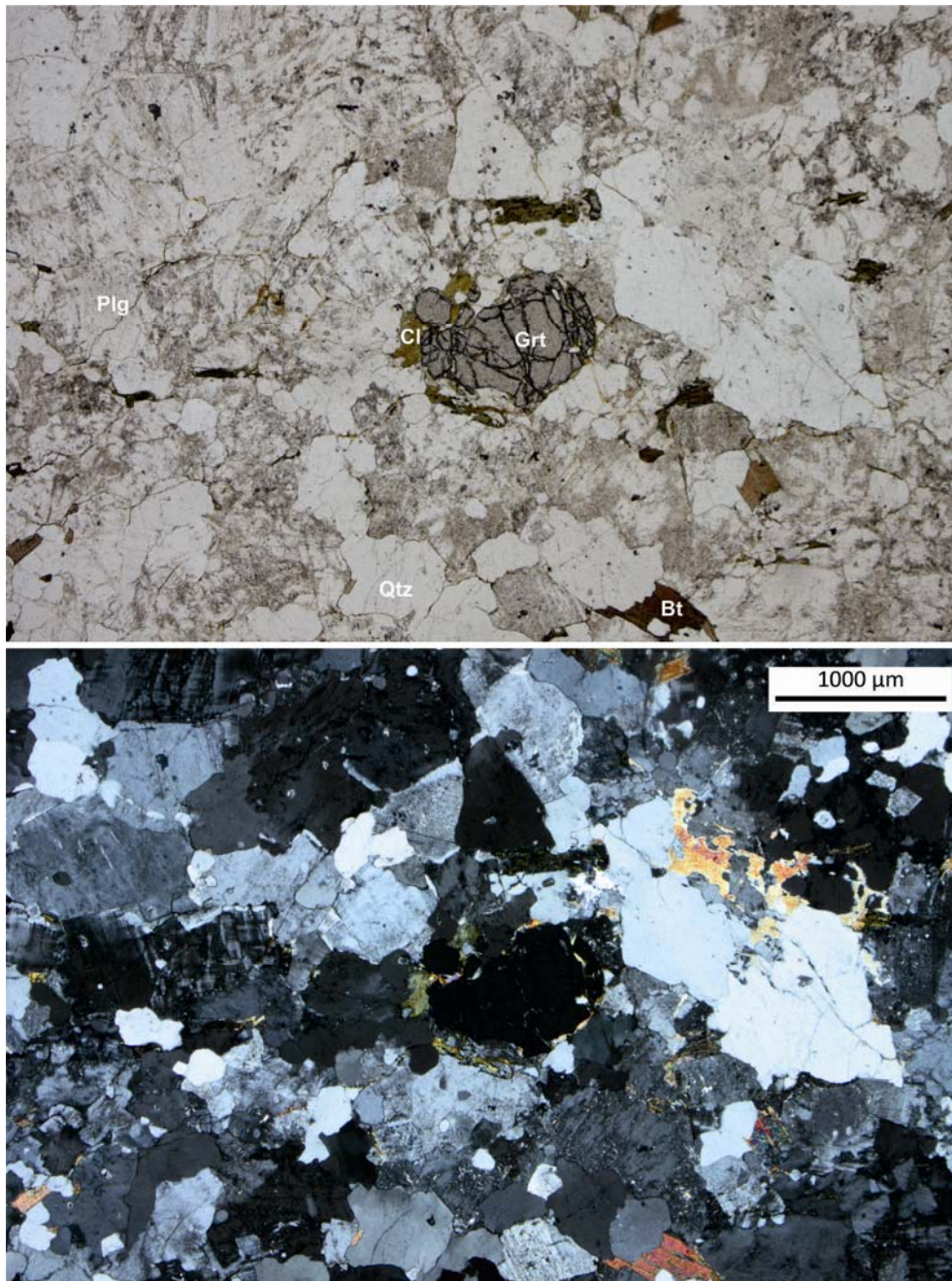
textu a ve fotografiích jsou podle Kretze (1983).

(1) Stromatitický migmatit (lokalita MB3, obr. 19) je charakterizován výrazným kompozičním páskováním, kde se střídají světlé pásy (leukosom) tvořené křemenem a živci, zatímco tmavé pásy (melanosom) jsou tvořeny biotitem. Dále se ve výbrusu nachází značné množství zrn granátu o velikosti až 800 μm s výraznými nepravidelnými mikrofrakturami.



Obr. 19. Mikrofotografie stromatitického migmatitu z lokality MB3 v nezkřížených a zkřížených nikolech (popis viz text).

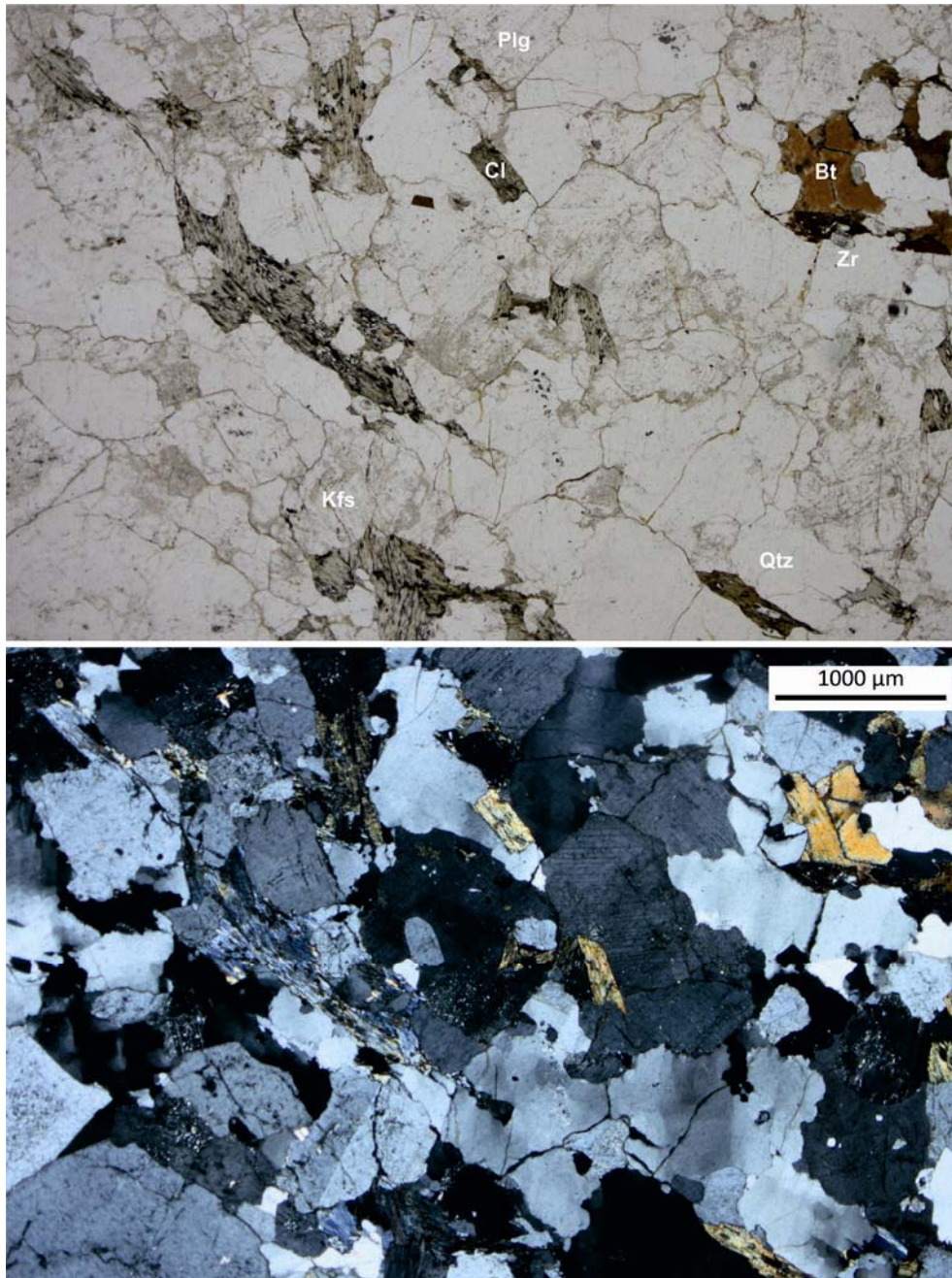
Granát se vyskytuje jak v leukosomu, tak v melanosomu. Metamorfní foliace je definována zejména tvarovou přednostní orientací zrn biotitu. Asymetrické struktury nebyly pozorovány.



Obr. 20. Mikrofotografie leukokrátňého migmatitu z lokality MB35 v nezkrížených a zkrížených nikolech (popis viz text).

(2) Leukokrátňý migmatit (lokality MB35, obr. 20) má ve srovnání s ostatními typy migmatitů výrazně méně granátu a biotitu. Biotit tvoří menší rozptýlená zrna v křemenživcové základní hmotě. Jak zrna granátu, tak biotitu jsou navíc často chloritizována (biotit

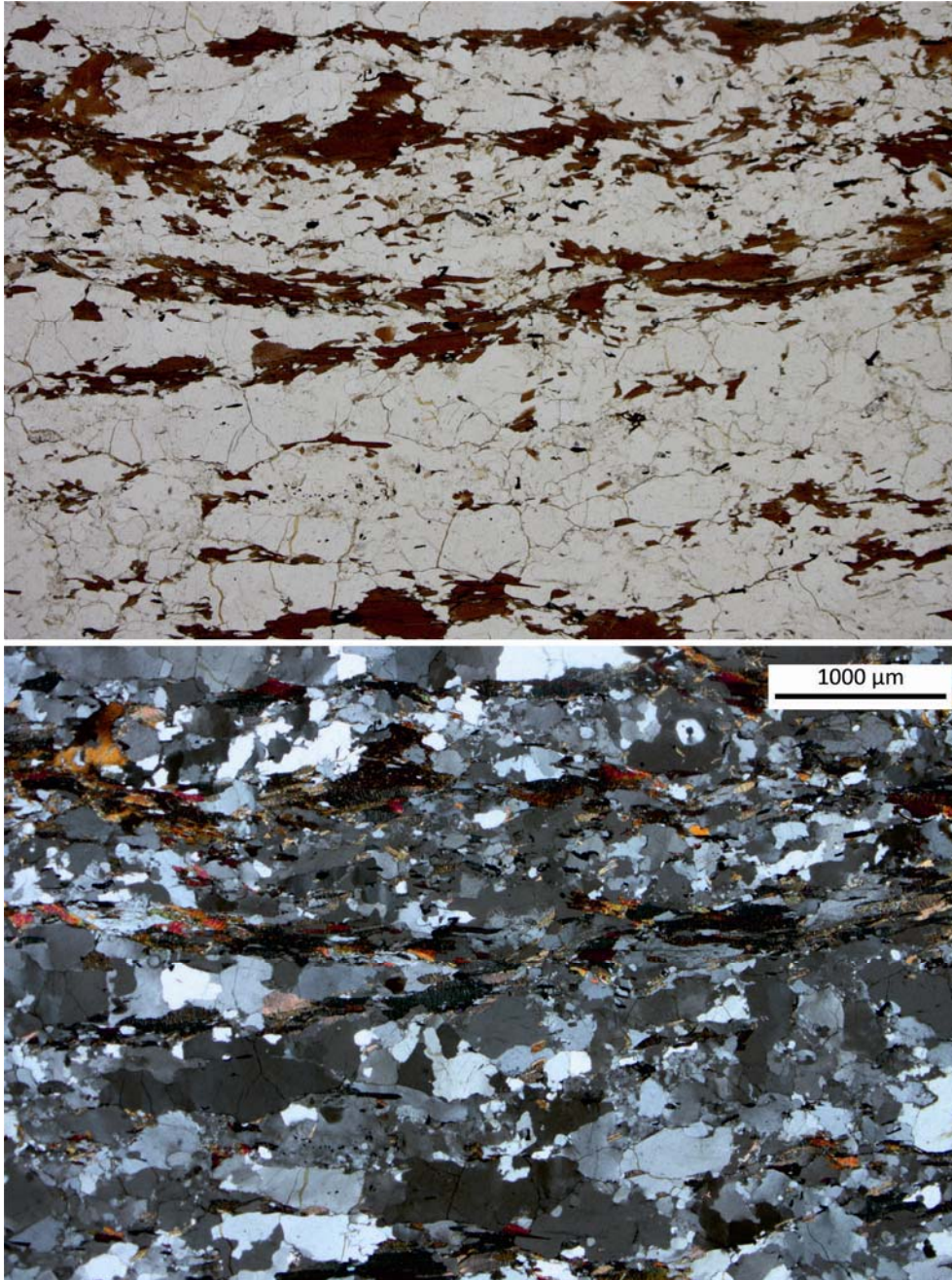
zcela, granát většinou pouze na okrajích). Typická pro tuto horninu je výrazně slabší foliace definovaná zrny biotitu, křemen–živcová matrix většinou nejeví známky tvarové přednostní orientace zrn. Asymetrické struktury nebyly pozorovány.



Obr. 21. Mikrofotografie ortoruly z lokality MB10 v nezkřížených a zkřížených nikolech (popis viz text).

(3) Hrubozrnná ortorula (lokality MB10, obr. 21) má velmi často do různé míry zachovanou primární magmatickou texturu. Skládá se z křemene, živců a biotitu, ve výbruse často přeměněného na chlorit. Z akcesorií jsou běžné až cca 100 µm velká zrna zirkonu se

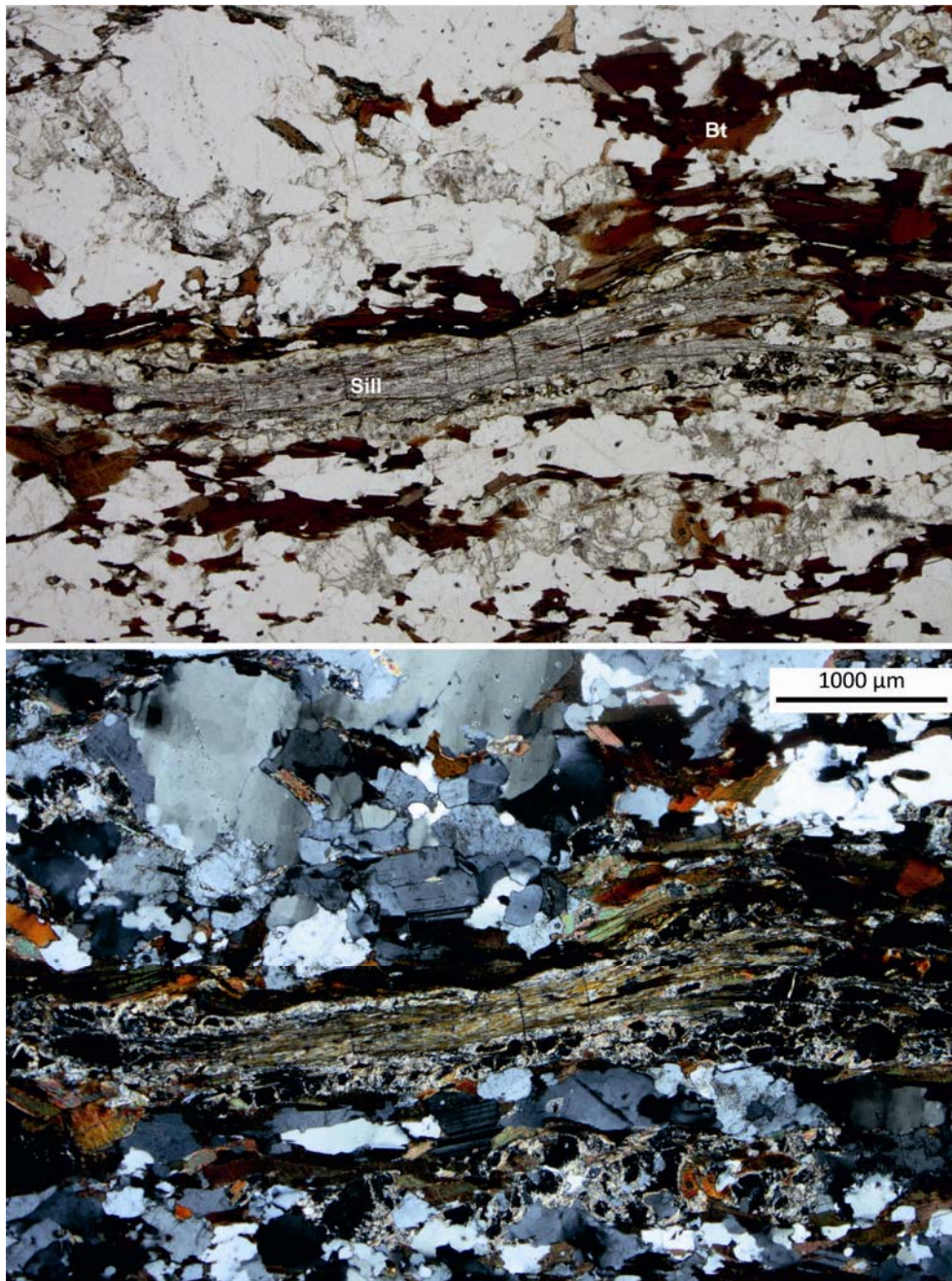
zachovanou magmatickou oscilační zonálností. Foliace je velmi slabě vyvinutá, pro křemen je charakteristické undulózní zhášení a často vyvinutá tzv. šachovnicová struktura ("chessboard pattern"; Kruhl 1996).



Obr. 22. Mikrofotografie stromatitického biotitického migmatitu z lokality MB129 v nezkřížených a zkřížených nikolech (popis viz text).

(4) Biotitický migmatit pestré jednotky (lokality MB1, MB127, MB129, MB143; obr. 22–25) má podobné minrání asociace jako migmatity podolského komplexu (viz výše), ale

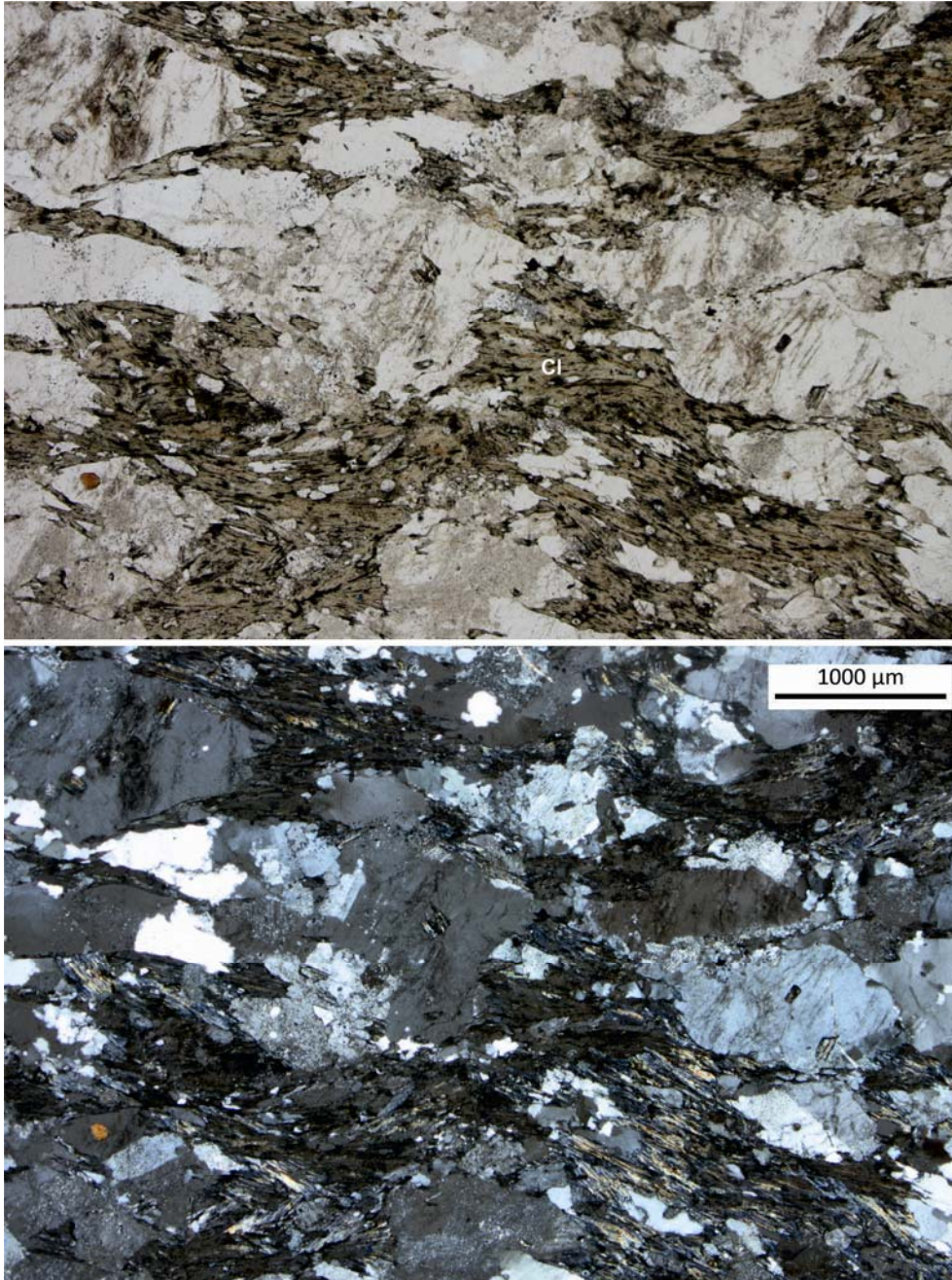
granát je zastoupen výrazně méně. Tyto migmatity jsou rovněž postiženy různým stupněm retrográdní metamorfózy. U nejméně retrogresovaných migmatitů je dobře zachována původní páskovaná textura horniny a biotit není téměř vůbec chloritizován (obr. 22). Asymetrické struktury typu poklesových střížných pásů jsou vyvinuty pouze velmi slabě.



Obr. 23. Mikrofotografie migmatitu se sillimanitem z lokality MB1 v nezkřížených a zkřížených nikolech (popis viz text).

V některých migmatitech roste hojně sillimanit na úkor biotitu paralelně s foliací (obr.

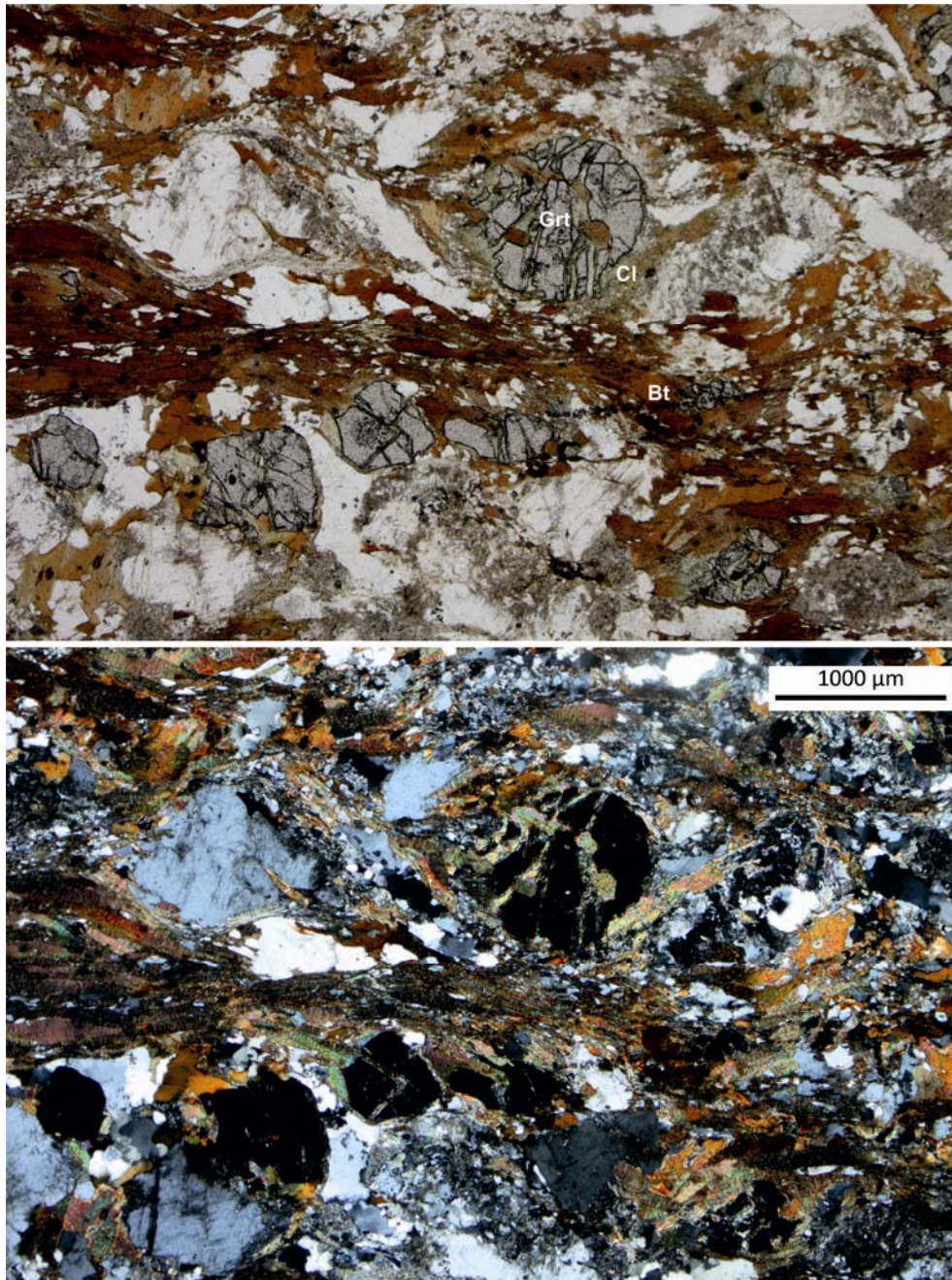
23). Nejvýraznější retrogrese se projevuje pervazivní chloritizací biotitu a granátu a je spjata s přítomností asymetrických struktur typu poklesových střížných pásů (obr. 24) a porfyroklastů granátu s vláknitými chvosty chloritu (obr. 25).



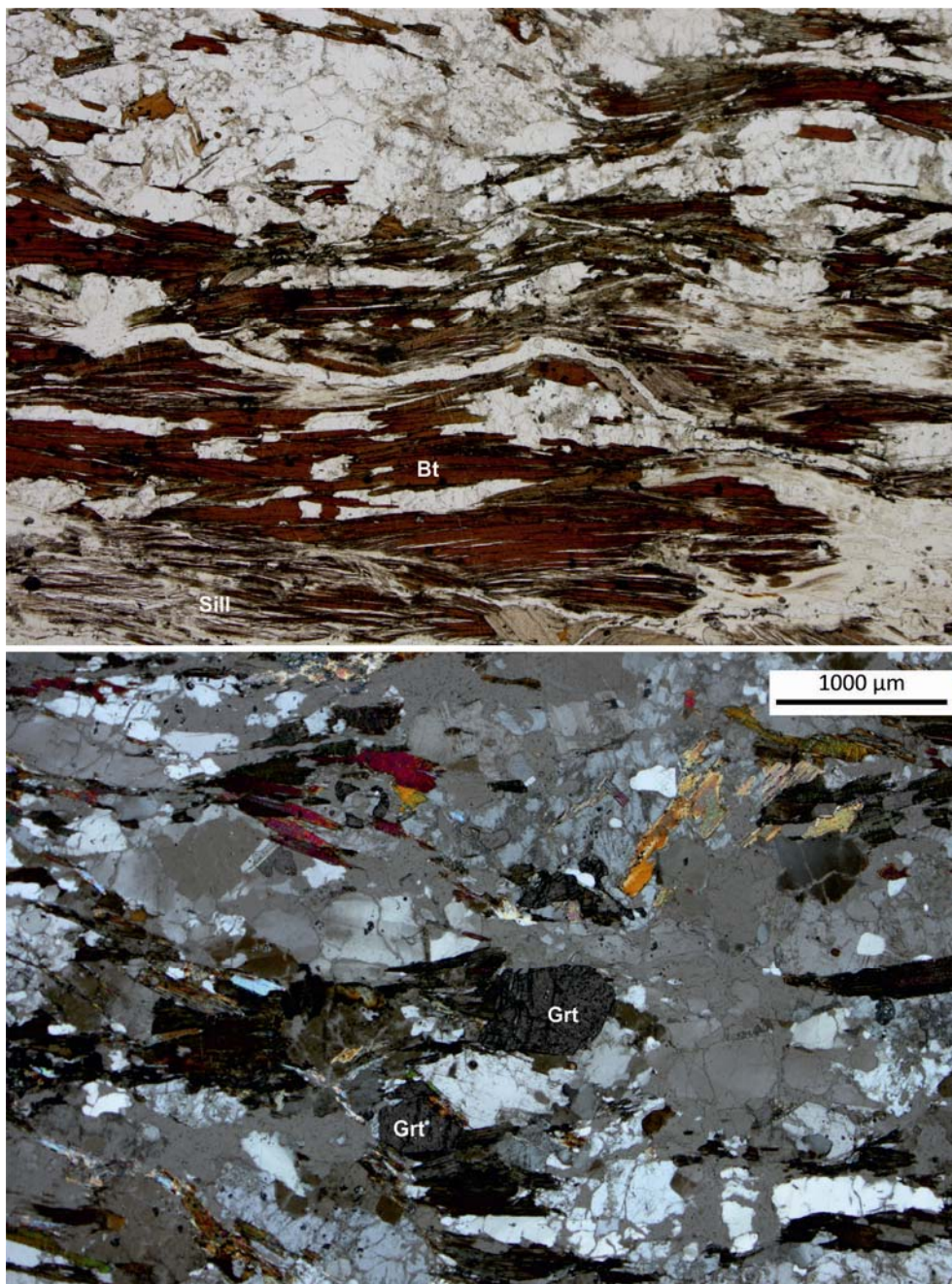
Obr. 24. Mikrofotografie silně retrogresovaného migmatitu z lokality MB127 v nezkřížených a zkřížených nikolech (popis viz text).

(5) Pararula (lokality MB133; obr. 26) má v základní hmotě křemen a živec, dále se zde hojně vyskytuje biotit, sillimanit a rovněž granát, ale v menším množství než v

leukokráních migmatitech podolského komplexu. Tato hornina má velmi silně vyvinutou foliaci definovanou biotitem a sillimanitem a je rovněž často porušena poklesovými střížnými pásy a retrográdně postižena částečnou chloritizací biotitu a granátu.



Obr. 25. Mikrofotografie retrogresovaného migmatitu s granátovými porfyroklasty obrůstanými vlákny chloritu z lokality MB143 v nezkrížených a zkřížených nikolech (popis viz text).



Obr. 26. Mikrofotografie pararuly se sillimanitem a reliktními zrna granátu z lokality MB133 v nezkřížených a zkřížených nikolech (popis viz text).

6. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)

6.1. Obecný úvod – teorie

Magnetická susceptibilita je bezrozměrná fyzikální veličina charakterizující vztah mezi indukovanou magnetizací M a intenzitou magnetického pole H (principy metody vysvětleny v detailu např. v pracích (Borradaile & Henry 1997, Borradaile & Jackson 2010, Hrouda 1982, Rochette et al. 1992, Tarling & Hrouda 1984). Magnetizace hornin ve slabém magnetickém poli je lineární funkcí intenzity magnetického pole

$$M_1 = k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3$$

$$M_2 = k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3$$

$$M_3 = k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3$$

kde M_i ($i = 1, 2, 3$) jsou složky vektoru magnetizace, H_j ($j = 1, 2, 3$) jsou komponenty vektoru intenzity magnetického pole a k_{ij} ($k_{ij} = k_{ji}$) jsou komponenty tenzoru susceptibility (Hrouda 1982).

Tenzor magnetické susceptibility je tenzor druhého řádu, geometricky je reprezentován trojosým elipsoidem s osami k_1, k_2, k_3 , kde k_1, k_2 a k_3 jsou hodnoty hlavních (maximální, střední a minimální) susceptibilit. Průměrná hodnota $k_{\text{bulk}} = 1/3(k_1 + k_2 + k_3)$ představuje celkovou hodnotu magnetické susceptibility.

Minerály, které jsou zdrojem magnetické susceptibility v hornině, mohou být diamagnetické, paramagnetické (většina horninotvorných minerálů, tj. Fe-silikáty, Fe-karbonáty), nebo feromagnetické, např. magnetit, přičemž příspěvek magnetitu k celkové anizotropii horniny je několikanásobně vyšší než příspěvky paramagnetických minerálů.

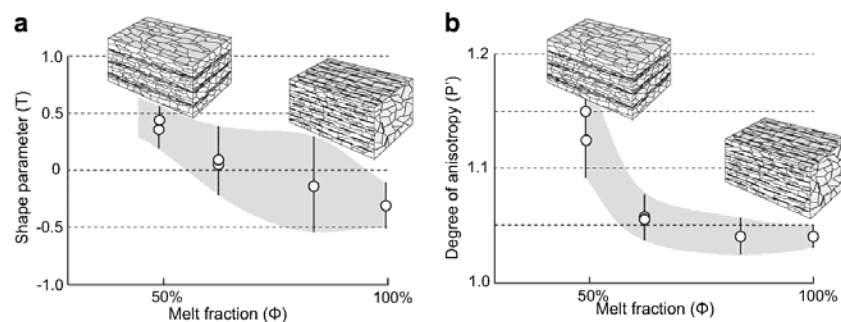
Celková magnetická anizotropie horniny pak závisí na anizotropiích jednotlivých zrn a stupni jejich tvarové nebo krystalografické přednostní orientace. Hrouda (1982) uvádí jako hlavní příčiny, které kontrolují magnetickou anizotropii v horninách, např. tvarovou přednostní orientaci zrn feromagnetických minerálů, krystalografickou přednostní orientaci zrn s magnetokrystalinní anizotropií, přednostní orientaci magnetických domén a deformací indukovanou anizotropii. Nejdůležitější je však tvarová a krystalografická orientace magnetických zrn.

6.2. Aplikace AMS pro studium staveb v migmatitech

Anizotropie magnetické susceptibility (AMS) je metoda, která se používá velmi často pro studium staveb granitů (Bouchez 1997). Pro studium migmatitů není tato metoda příliš běžná a dosud byla použita relativně ojediněle. Hlavním problémem při studiu staveb migmatitů je nejasně definovaný přechod mechanického chování slabě natavených hornin (metatexitů) a hornin s vysokým podílem taveniny (diatexitů; Schulmann et al. 2009b). Přesto se metoda AMS osvědčila jako důležitý zdroj informací např. pro dešifrování hlavních směrů viskozního až plastického toku parciálně natavených hornin (Kruckenberg et al. 2011), a tím pomáhá při studiu procesů ve spodní a střední kůře (Charles et al. 2009, Schulmann et al. 2009b, Teyssier et al. 2005). Kombinace strukturní a magnetické analýzy je proto velmi vhodná např. pro interpretaci procesů vzniku granito–migmatitových dómů. Interpretace AMS staveb v migmatitech je možná pouze v případě, že magmatické stavby hornin se dají odlišit od staveb vzniklých v pevném stavu a jsou přesně určeni nositelé magnetické anizotropie.

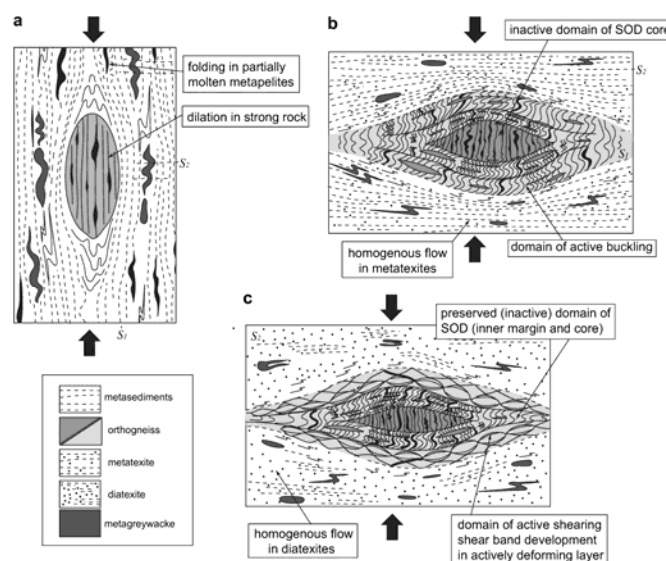
Vztah AMS k intenzitě migmatitizace, procentuálnímu podílu taveniny a reologii částečně natavených hornin je diskutován detailně např. v práci Schulmanna et al. (2009b).

Tato práce na příkladu z moldanubika Vogéz ukazuje, že magnetické stavby měřené v metasedimentárních migmatitech a anatektických granitech jsou shodné, ovšem stupeň anizotropie a stupeň oblátnosti klesá se zvyšujícím se množstvím taveniny (obr. 27). Magnetické stavby z této studie také ukazují, že tvar magnetického elipsoidu se vyvíjí z mírně oblátního na elipsoid typu plošné deformace a dále na mírně prolátní spolu se snížením stupně anizotropie.

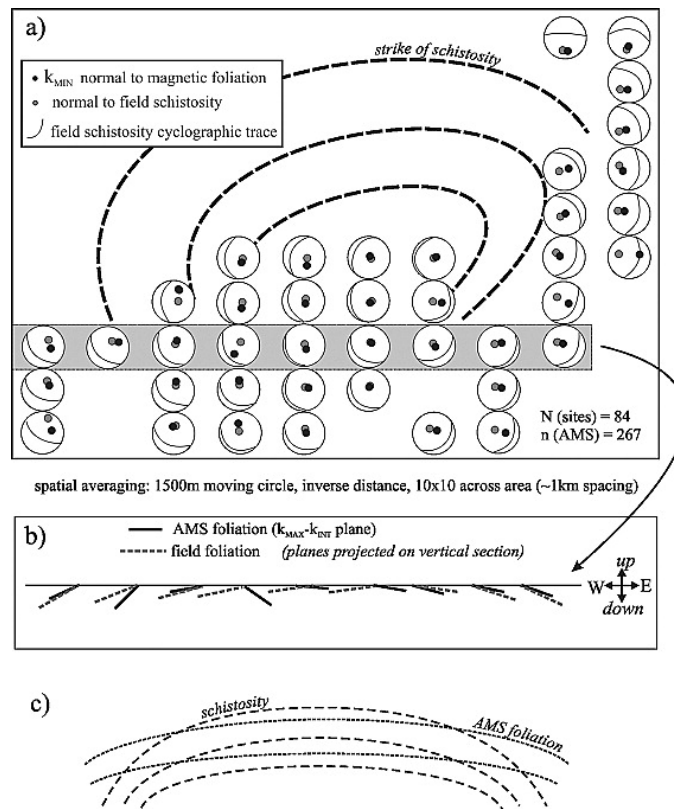


Obr. 27. Vztah mezi obsahem taveniny a parametry magnetické stavby v metasedimentárních migmatitech Vogéz. Převzato z Schulmanna et al. (2009b). (a) Vývoj tvarového parametru (T) s rostoucím obsahem taveniny. (b) Vývoj stupně anizotropie (P') s rostoucím obsahem taveniny.

Práce Schulmanna et al. (2009b) dále detailně popisuje heterogenní přetisk strmých staveb na ploché (obr. 28), což je běžný fenomén pozorovaný např. i v moldanubiku Českého masívu a též v rámci podolského komplexu.



Obr. 28. Tři fáze mechanického a reologického vývoje těles ortorul a metasedimentárních migmatitů Vogéz podle Schulmanna et al. (2009b).



Obr. 29. Expanze migmatitového–rulového dómu interpretovaná na základě AMS (podle Borradaila a Gauthiera, 2003).

6.3. Metodologie

Orientované vzorky na AMS byly v terénu odvrtny pomocí přenosné vrtačky na 25 lokalitách. Odebrané vzorky byly rozřezány v laboratoři a bylo získáno 289 standartních válečků o objemu 10 cm^3 . Tyto vzorky byly změřeny v Laboratoři magnetismu hornin na PŘF UK pomocí kappamůstku MFK1-A od firmy AGICO a.s. (Brno). Měření magnetické susceptibility probíhalo ve střídavém magnetickém poli 450 A/m při frekvenci 920 Hz , s detekčním limitem $4 \times 10^{-8} \text{ SI}$. Vyhodnocení a statistické zpracování bylo provedeno pomocí počítačového programu ANISOFT v. 4.2. Kompletní naměřená AMS data jsou uvedena v příloze.

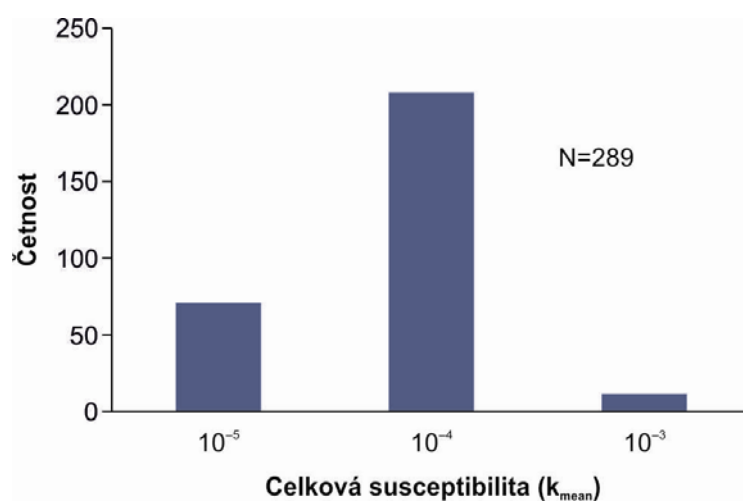
Magnetická stavba studovaných vzorků byla charakterizována pomocí následujících parametrů: intenzita přednostní orientace magnetických minerálů v hornině je vyjádřena

celkovým stupněm anizotropie $P = k_1/k_3$, tvar AMS elipsoidu je vyjádřen tvarovým faktorem $T = 2 [\ln(k_2/k_3)/\ln(k_1/k_3)] - 1$, pokud je $0 < T < 1$, magnetická stavba je planární (oblátní), pokud je $-1 < T < 0$, magnetická stavba je lineární (prolátní).

6.4. Výsledky analýzy AMS

6.4.1. Celková susceptibilita

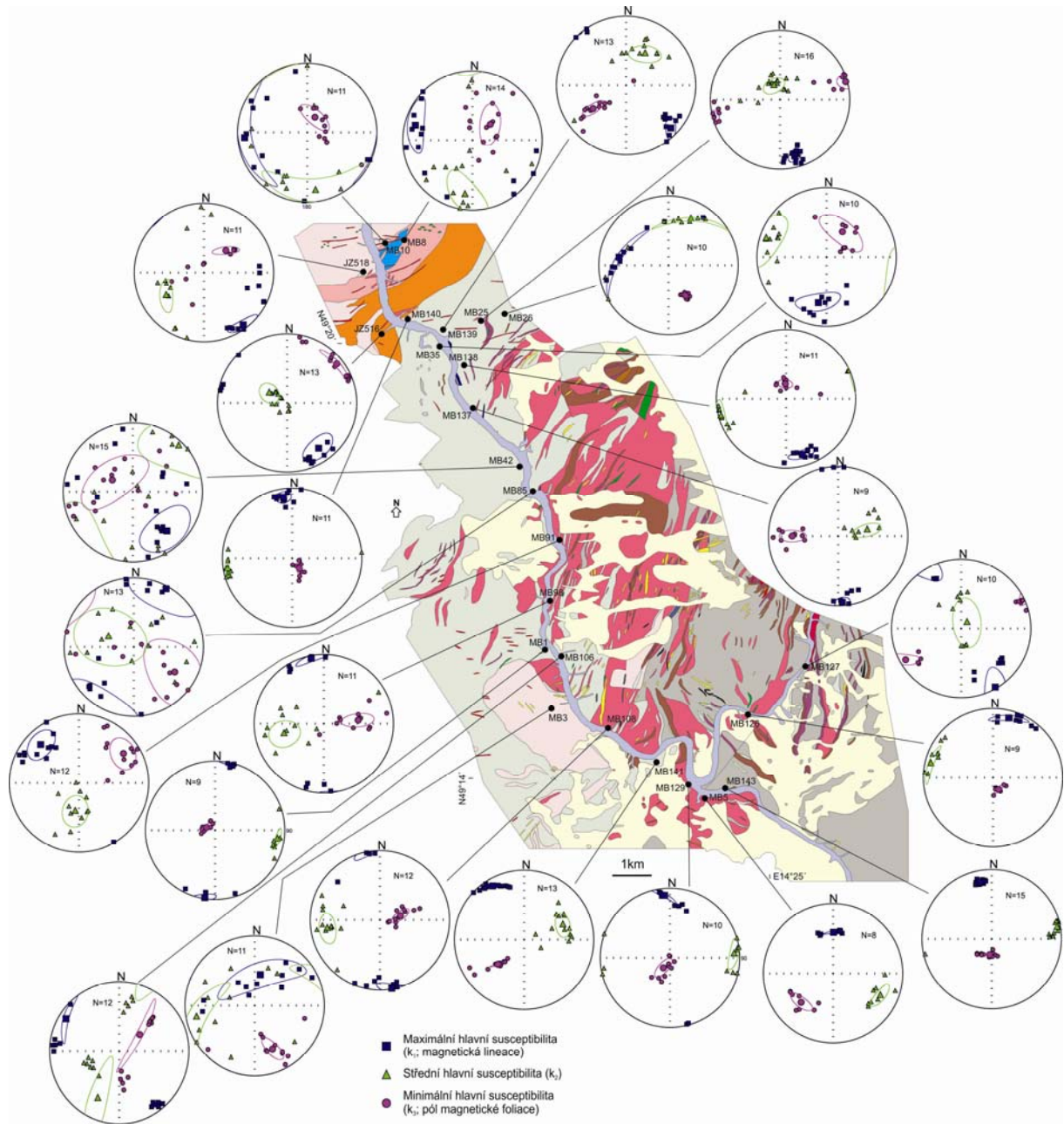
Celková střední susceptibilita změřených vzorků se pohybuje většinou v řádu 10^{-5} a 10^{-4} (obr. 30). Takto nízké susceptibility byly naměřeny na téměř všech lokalitách a naznačují, že nositelem AMS jsou paramagnetické minerály (Bouchez 1997, Hrouda & Kahan 1991). V případě migmatitů podolského komplexu a okolních jednotek moldanubika je tedy magnetická stavba nesena převážně biotitem. Pouze na lokalitě MB42 (leukokrání migmatit) a u dvou vzorků z lokality MB10 (ortorula) byly naměřeny vyšší susceptibility v řádu 10^{-3} (obr. 30). V těchto dvou případech by tedy mohl být v horninách přítomen i nějaký ferromagnetický minerál (např. magnetit).



Obr. 30. Histogram středních susceptibilit všech analyzovaných vzorků.

6.4.2. Orientace hlavních susceptibilit

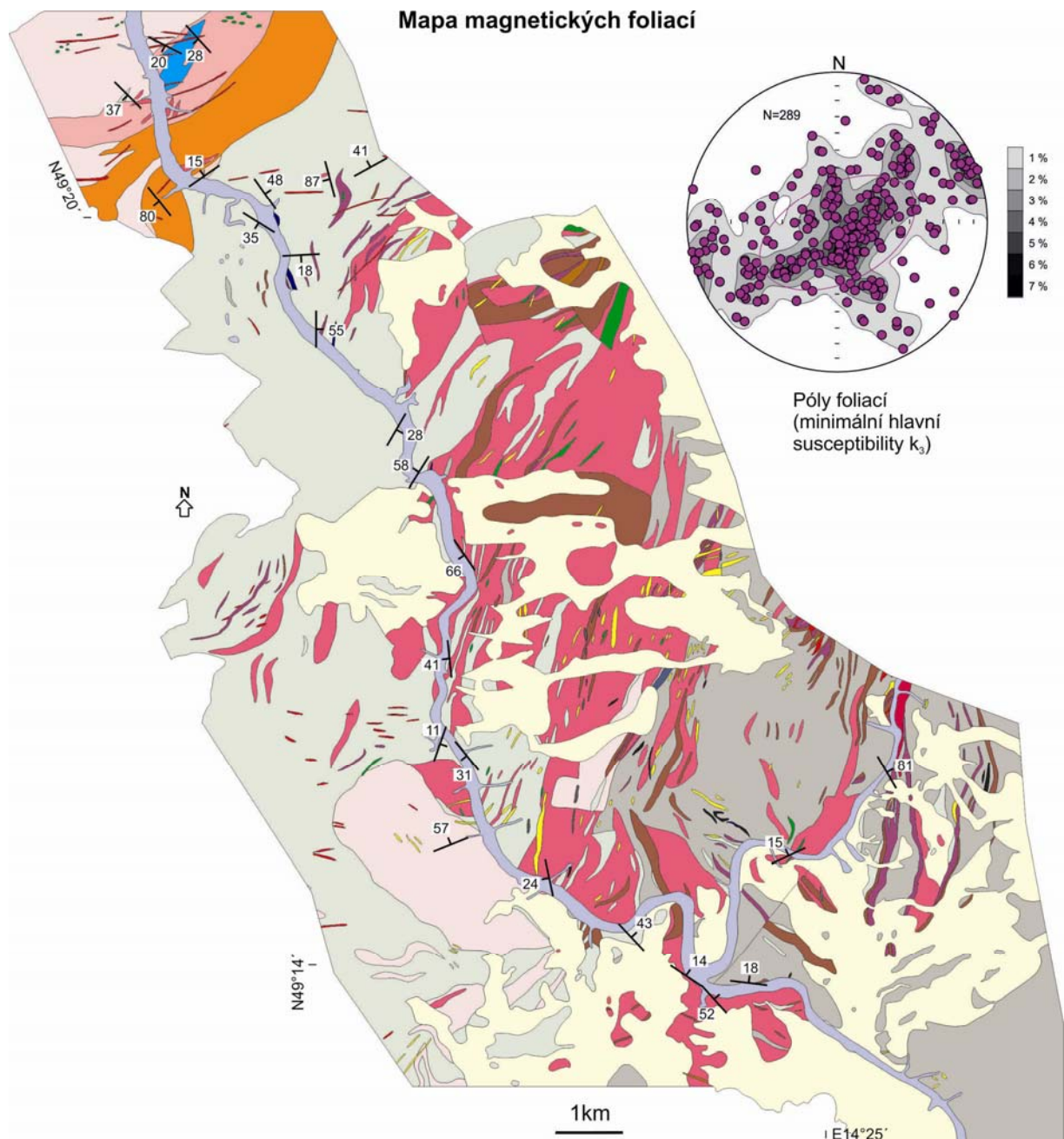
Ve většině případů lze na studovaných horninách v terénu makroskopicky určit a měřit pouze orientace foliací, lineace jsou většinou nezřetelné. Díky analýze AMS však lze mj. kompletně dešifrovat i lineární složku stavby.



Obr. 31. Mapa studované části podolského komplexu a okolních jednotek moldanubika s vyznačenými lokalitami odběru AMS vzorků. Orientace hlavních susceptibilit na každé lokalitě jsou znázorněny v projekci na spodní polokouli.

Směry hlavních susceptibilit na většině lokalit vykazují relativně malý rozptyl,

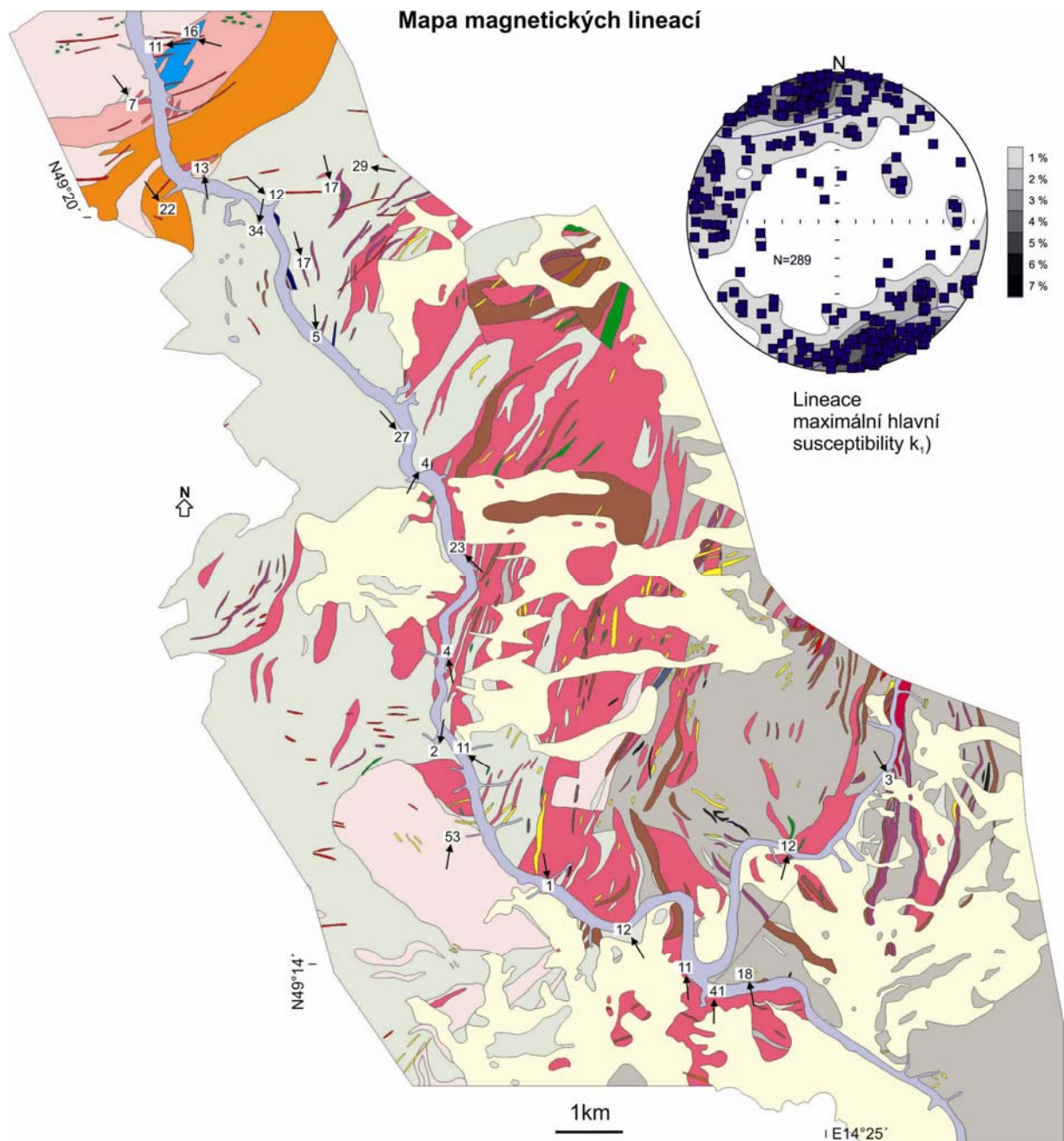
magnetická stavba a průměrné směry hlavních susceptibilit jsou tedy na jednotlivých lokalitách velmi dobře definovány (obr. 31). Směry hlavních susceptibilit rovněž vykazují homogenní orientace v rámci studované oblasti (obr. 31, 32, 33) a velmi dobře korespondují s mezoskopickými stavbami naměřenými v terénu (obr. 15).



Obr. 32. Mapa magnetických foliací studované části podolského komplexu (znázorněny jsou průměrné foliace za každou lokalitu).

Magnetické foliace vykazují dvě dominantní orientace, jednak jsou strmé a mají směr SZ–JV a jednak jsou subhorizontální až středně ukloněné k SV nebo JZ (obr. 32). Ve stereogramu pak

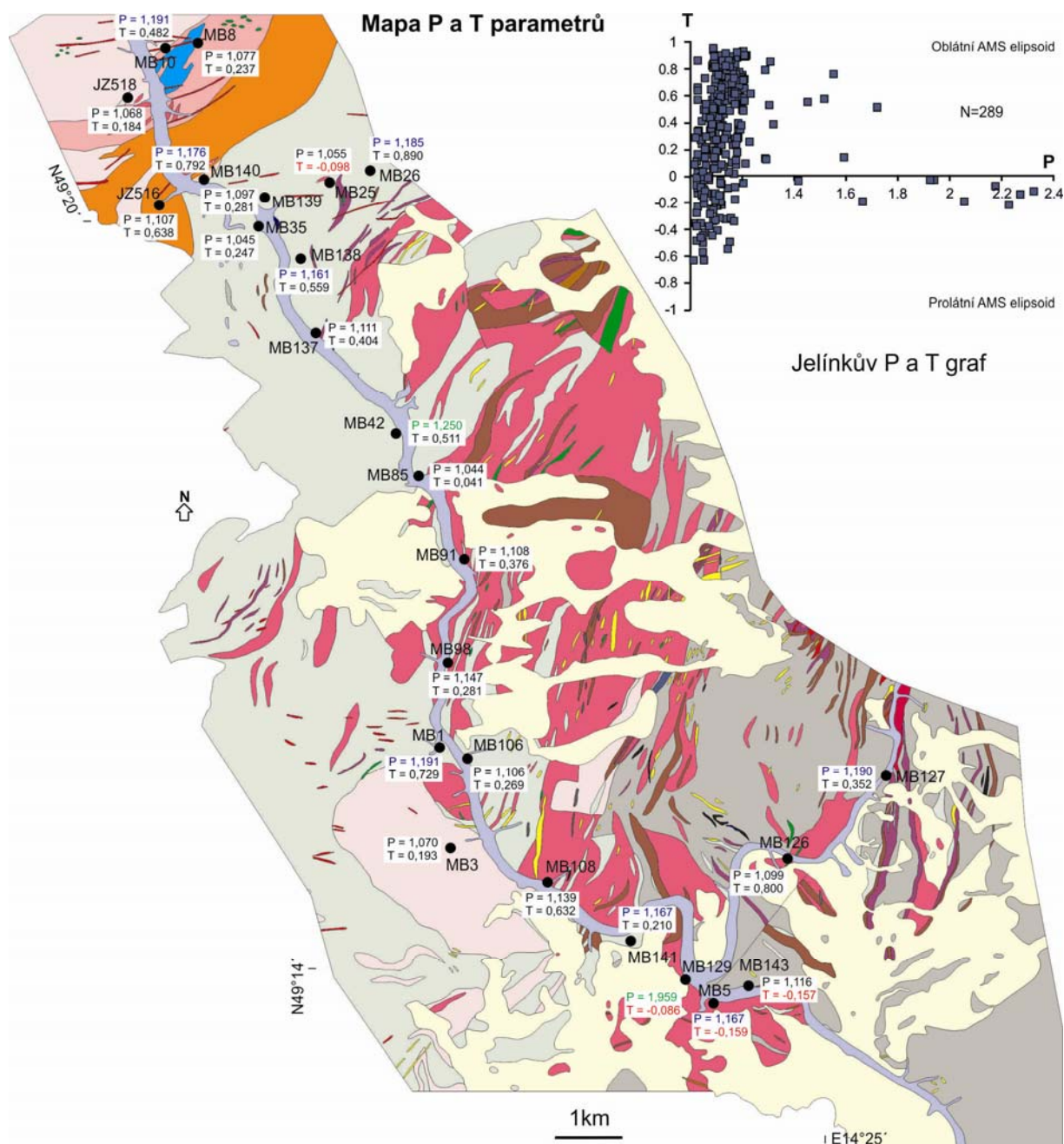
tyto dvě orientace definují výrazný pás minimálních susceptibilit s horizontální osou SZ–JV (obr. 32). Magnetické lineace jsou na většině lokalitách subhorizontální a statisticky dominuje směr SSZ–JJV až SZ–JV (obr. 33). Ve stereogramu je rovněž patrné jedno dílčí maximum odpovídající lineacím mírně ukloněným k ZSZ (obr. 33). Tato data pocházejí z lokalit MB8, MB10 (ortoruly) a MB26.



Obr. 33. Mapa magnetických lineací (znázorněny jsou průměrné lineace za každou lokalitu).

6.4.3. Parametry magnetické stavby

Stupeň anizotropie (P) vykazuje poměrně velký rozptyl od 1,015 do 2,321, nicméně většina dat má stupeň anizotropie menší než 1,235 (obr. 34), což odpovídá 23% magnetické anizotropii.



Obr. 34. Mapa průměrných P a T parametrů vypočtených pro každou lokalitu. Modře a zeleně jsou zvýrazněny lokality s vysokým stupněm anizotropie, červeně jsou zvýrazněny lokality s prolátními tvary elipsoidu susceptibilitivity. Sumární PT graf znázorňuje všechna naměřená data.

Tvarový parametr se pohybuje v intervalu od $-0,633$ do $0,956$ a indikuje tedy jak prolátní, tak oblátní tvary elipsoidu magnetické susceptibility (obr. 34). Většina (75 %) naměřených vzorků je však oblátní. Zatímco lokality s naměřeným vysokým stupněm anizotropie jsou v mapě rozmístěny nepravidelně (obr. 34), lokality s prolátními AMS elipsoidy jsou pouze čtyři a tři (MB5, MB129, MB143) se nacházejí v jedné oblasti v jižní části pestré jednotky (obr. 34).

7. Diskuse

V souladu s předchozími studii (Zelenka 1927, Fišera et al. 1982a, Lobkowicz et al. 1996, Kotková et al. 1997), tato diplomová práce potvrdila velmi složitý polyfázový metamorfní a strukturní vývoj podolského komplexu během variské orogeneze.

Nejstarší tektonometamorfní událost, která je v podolském komplexu zachována pouze reliktně, je ultravysokotlaká metamorfóza interpretovaná na základě studia garnetitu z okolí Písku, u kterého byly odhadnuty maximální podmínky metamorfózy na 2,8 GPa, což odpovídá zanoření do hloubek až cca 100 km (Kotková et al. 1997). Těchto hloubek již není možné dosáhnout běžným korovým ztluštěním a toto metamorfní stádium tak bylo interpretováno jako výsledek subdukce (Kotková et al. 1997). Ačkoli nebyla v rámci této práce prováděna detailní petrologická studie, reliktní vysokotlaké stádium by mohlo být hypoteticky zaznaménáno v některých studovaných migmatitech s granátem (obr. 20), které připomínají retrogresované granulity. Tento typ granátu byl pozorován pouze v jádru podolského komplexu, tvořeným leukokrátním migmatitem v severozápadní části studované oblasti (obr. 10). Detailní petrologická studie těchto hornin je plánována v rámci budoucího výzkumu.

Vzhledem ke geologické pozici těchto (ultra-)vysokotlakých hornin ve strukturním nadloží pestré a monotónní jednotky, lze nepřímo předpokládat, že po dosažení maximální hloubky byly alespoň některé části podolského komplexu exhumovány a vmístěny do střední kůry s jejich možným násunem přes pestré a monotónní jednotku (Rajlich et al. 1986, Vrána 1988).

Tyto tektonometamorfní události nejsou zaznamenány na strukturách pozorovaných v rámci této diplomové práce a lze tedy předpokládat, že tato první dvě stádia byla téměř

úplně přetištěna mladšími tektonometamorfními procesy.

Tyto mladší tektonometamorfní procesy byly spojeny s extenzivní migmatitizací. Migmatitizace postihuje jednak vlastní jádro podolského komplexu, kde vede k pervazivnímu přetištění původně (?) vysokotlakého protolitu, a jednak v pestré jednotce, kde dochází k parciálnímu tavení zejména původních metapelitů obklopujících vložky erlánů, mramorů, kvarcitů a amfibolitů. Z výsledků strukturní analýzy v rámci této práce jednoznačně vyplývá, že migmatitizace je současná se vznikem pozorovaných struktur, často za vzniku minerální asociace charakterizované metamorfní reakcí biotitu na sillimanit, pravděpodobně v důsledku dekomprese (obr. 23). Během anatexe vznikaly strmé SZ–JV foliace, indikující SV–JZ zkrácení, které byly kontinuálně přetištěny naloženými středně až ploše ukloněnými stavbami (obr. 15). Tyto ploché stavby v podolském komplexu výrazně převládají a naznačují tak, že dominantním režimem při dekompresi bylo vertikální zkrácení.

Tato v terénu dobře zdokumentovaná reorientace staveb ze strmých na ploché byla též průkazně potvrzena studiem anizotropie magnetické susceptibility (AMS). Velmi nízké celkové susceptibility změřené na většině vzorků naznačují (obr. 30), že AMS skutečně reprezentuje mřížkovou přednostní orientaci fylosilikátů (převážně biotitu) v migmatitech a AMS lze tedy dobře použít k tektonické interpretaci vývoje staveb. Naměřené převážně oblátní magnetické stavby pak skutečně odpovídají oblátní anizotropii zrn biotitu (obr. 34), který by tak mohl být hlavním nositelem AMS (Martín-Hernández & Hirt 2003). Tato interpretace bude v rámci budoucího výzkumu dále důkladně vyšetřena studiem magnetické mineralogie a závislosti susceptibility na teplotě.

Magnetické stavby migmatitů generelně velmi dobře korespondují s mezoskopickými stavbami naměřenými na výchozech. Tato shoda je rovněž doložena stejnou orientační distribucí pólů ploch mezoskopických foliací a minimálních susceptibilit ve stereografické

projekci (obr. 15 a 32). Analýza AMS tudíž potvrdila výše diskutovaný přetisk dvou deformačních staveb, jak vyplývá z pásového rozdělení minimálních susceptibilit kolem společné osy a výrazné maximum odpovídající plochým magnetickým foliacím.

Vzhledem k faktu, že lineace jsou mezoskopicky špatně rozeznatelné na většině výchozů v podolském komplexu a v okolních migmatitech, jsou nejzajímavějším výsledkem AMS studie výrazné magnetické lineace SSZ–JJV směru. Tyto lineace byly změřeny na většině lokalit a zhruba odpovídají ose pásu magnetických foliací. Klíčovým faktem pro další tektonické interpretace je, že i strmé magnetické stavby jsou spjaté s vodorovnými magnetickými lineacemi a jsou shodné s lineacemi v plochých magnetických foliacích. Z tohoto jednoznačně vyplývá, že ani strmé stavby podolského komplexu nereflektují jeho vertikální výstup (např. mechanismem podobným diapirům), ale mladší, naloženou deformaci.

Pro interpretaci této hlavní tektonometamorfní události je klíčové srovnání se stavbami granitoidů přilehlé části středočeského plutonického komplexu. Červenský granodiorit, který intruduje podél sz. okraje podolskému komplexu, byl na základě terénních vztahů a Al-in barometrie na amfibolu umístěn do relativně mělkých hloubek, odhadovaná hloubka umístění činí cca 8–10 km (Žák et al. 2012). Sz. okraj podolského komplexu je tedy jednoznačně v tektonickém kontaktu s horninami svrchní kůry. Zajímavým zjištěním je, že SSZ–JJV magnetické lineace červenského granodioritu (tedy svrchní kůry) jsou prakticky totožné s magnetickými lineacemi migmatitů podolského komplexu (srov. obr. 33 v této práci s obr. 5 v práci Žák et al. 2012). Obě tedy mohou indikovat cca SSZ–JJV až S–J extenzi v době intruze blatenské suity kolem 346 Ma (Janoušek et al. 2010). Tento odvozený regionální směr extenze je rovněž v souladu hojnými V–Z žilami ve středočeském plutonickém komplexu. Ty jsou prakticky shodné s lineacemi ve strmé i ploché stavbě

podolského komplexu.

Tato data naznačují, že hlavní událostí v podolském komplexu, která výrazně přetiskuje starší metamorfní stádia je právě S–J extenze, současná časově a shodná směrově s extenzí pozorovanou ve svrchní kůře podél JV okraje tepelsko–barrandienské jednotky. Na základě publikovaných prací, tato etapa odpovídá gravitačnímu kolapsu orogenní svrchní kůry během cca 346–337 Ma (Holub et al. 1997a, Zulauf 1994, Franěk et al. 2011, Žák et al. 2005, 2012). Tato extenzní etapa pokračovala i po migmatitizaci při chladnutí hornin podolského komplexu až do podmínek facie zelených břidlic, což je dobře zdokumentováno syntektonickým růstem chloritu ve foliaci na úkor biotitu a růstem chloritu v tlakových stínech granátových porfyroklastů (obr. 24 a 25).

Závěrem lze tedy konstatovat, že tato diplomová práce dokládá výrazné deformační propojení mezi svrchní křehkou a střední silně anatektickou kůrou ve východní části variského orogénu. Při hlavní fázi spodnokarbonského orogenního kolapsu (cca 346–337 Ma) se obě vrstvy, byť reologicky značně odlišné, deformovaly extenzí ve stejném směru (SSZ–JJV až S–J). Rovněž je zřejmé, že studovaná část podolského komplexu tvořila silně natavený (v důsledku rychlé dekomprese?) blok v podloží poklesové zóny orogenního měřítka, což je charakteristický znak tzv. jádrových metamorfních komplexů (Whitney et al. 2013).

8. Závěry

Výsledkem této diplomové práce je jednoznačné potvrzení složitého polyfázového metamorfního a strukturního vývoje podolského komplexu a přilehlých jednotek moldanubika. Bylo vyčleněno několik hlavních tektonometamorfních událostí, které následovaly v čase relativně po sobě:

(1) Nejstarší fáze je zastoupena pouze reliktně a předpokládá zatažení hornin subdukci do velkých hloubek, kde byly stanoveny metamorfní podmínky na ultravysokotlakou metamorfózu 2.8 GPa.

(2) Poté následovala exhumace vysokotlakých hornin a jejich vmístění do střední kůry a možný násun přes pestrou a monotónní jednotku. Ovšem tyto dvě starší události byly přetištěny mladšími tektonometamorfními událostmi, které nejsou zaznamenané na pozorovaných strukturách.

(3) Dominantní tektonometamorfní událostí ve studované oblasti je extenzivní migmatitizace, která je současná se vznikem plochých staveb.

Nejzajímavějším faktem, který byl zjištěn pomocí anizotropie magnetické susceptibility, jsou magnetické lineace naměřené v podolském komplexu, které jsou téměř shodné jako lineace granitoidů přilehlé části středočeského plutonického komplexu (červenský granodiorit). Z toho lze vyvodit shodný směr extenze (S–J až SSZ–JJV) výrazné deformační propojení mezi svrchní rigidní a střední anatektickou kůrou v této části variského orogénu.

9. Literatura

- Borradaile, G. & Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49–93.
- Borradaile, G. J. & Gauthier, D. 2003. Emplacement of an Archean gneiss dome, northern Ontario, Canada: inflation inferred from magnetic fabrics. *Tectonics* 22, doi:10.1029/2002TC001443.
- Borradaile, G. J. & Jackson, M. 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology* 32, 1519–1551.
- Bouchez, J. L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (edited by Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W. & Stephens, W. E.). Kluwer Academic Publishers, 95–112.
- Büttner, S. H. 2007. Late Variscan stress-field rotation initiating escape tectonics in the south-western Bohemian Massif: a far field response to late-orogenic extension. *Journal of Geosciences* 52, 29–43.
- Faryad, S. W., Nahodilová, R. & Dolejš, D. 2010. Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. *Lithos* 114, 54–69.
- Fediuková, E. & Fediuk, F. 1971. Moldanubian granulites of the Písek–Týn area. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 1, 25–47.
- Fiala, J., Fuchs, G. & Wendt, J. I. 1995. Stratigraphy. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W., Weber, K. (eds), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Verlag Berlin Heidelberg, 417–428.
- Finger, F., Gerdes, A., Janoušek, V., René, M. & Riegler, G. 2007. Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the

Bavarian and the Moravo–Moldanubian tectonometamorphic phases. *Journal of Geosciences* 52, 9–28.

Fišera, M., Vrána, S. & Kotrba, Z. 1982a. Orthopyroxene-garnet granulites in the Podolsko complex. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 57, 321–328.

Fišera, M., Čeloudová, J., Domáci, L., Hazdrová, M., Holásek, O., Klečák, J., Líbalová, J., Machart, J., Manová, M., Novotná, J., Odehnal, L., Šalanský, K., Zuska, V., & Žebera, K. 1982b. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 22-414 Protivín. Ústřední ústav geologický.

Franěk, J., Schulmann, K., Lexa, O., Tomek, Č. & Edel, J.-B. 2011. Model of syn-convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens. *Journal of Metamorphic Geology* 29, 53–78.

Franke, W. 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe: current ideas and open questions. *Tectonophysics* 169, 221–228.

Gerdes, A. 2001. Magma homogenization during anatexis, ascent and/or emplacement? Constraints from the Variscan Weinsberg Granites. *Terra Nova* 13, 305–312.

Guy, A., Edel, J.-B., Schulmann, K., Tomek, Č. & Lexa, O. 2011. A geophysical model of the Variscan orogenic root (Bohemian Massif): Implications for modern collisional orogens. *Lithos* 124, 144–157.

Hartley, A. J. & Otava, J. 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *Journal of the Geological Society, London* 158, 137–150.

Holub, F. V., Cocherie, A. & Rossi, P. 1997a. Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex: constraints on the chronology of thermal and tectonic

events along the Barrandian-Moldanubian boundary. *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325, 19–26.

Holub, F. V., Machart, J. & Manová, M. 1997b. The Central Bohemian Plutonic Complex: Geology, chemical composition and genetic interpretation. *Sborník geologických věd, Ložisková geologie, mineralogie* 31, 27–50.

Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37–82.

Hrouda, F. & Kahan, S. 1991. The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia. *Journal of Structural Geology* 13, 431–442.

Charles, N., Faure, M. & Chen, Y. 2009. The Montagne Noire migmatitic dome emplacement (French Massif Central): new insights from petrofabric and AMS studies. *Journal of Structural Geology* 31, 1423–1440

Janoušek, V. & Gerdes, A. 2003. Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. *Journal of the Czech Geological Society* 48, 70–71.

Janoušek, V., Gerdes, A., Stanislav, V., Finger, F., Erban, V., Friedl, G. & Braithwaite, C. J. R. 2006. Low-pressure Granulites of the Lišov Massif, Southern Bohemia: Viséan Metamorphism of Late Devonian Plutonic Arc Rocks. *Journal of Petrology* 47, 705–744.

Janoušek, V. & Holub, F. V. 2007. The causal link between HP–HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Proceedings of the Geologists' Association* 118, 75–86.

Janoušek, V., Wiegand, B. A. & Žák, J. 2010. Dating the onset of Variscan crustal exhumation in the core of the Bohemian Massif: new U–Pb single zircon ages from the high-K calc-

alkaline granodiorites of the Blatná suite, Central Bohemian Plutonic Complex. *Journal of the Geological Society, London* 167, 347–360.

Kachlík, V. 1999. Relationship between Moldanubicum, the Kutná Hora Crystalline Unit and Bohemicum (Central Bohemia, Czech Republic): A result of the polyphase Variscan nappe tectonics. *Journal of the Czech Geological Society* 44, 201–291.

Kalt, A., Corfu, F. & Wijbrans, J. R. 2000. Time calibration of a P±T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138, 143–163.

Kodym, O. (1964). Vltavsko–dunajská oblast (moldanubikum). In Svoboda, J., Beneš, K., Dudek, A., Holubec, J., Chaloupský, J., Kodym, O., Malkovský, M., Odehnal, L., Polák, A., Pouha, Z., Sattran, V., Škvor, V. & Weiss, J. 1964. Regionální geologie Československa I. Český masív. Ústřední ústav geologický, 13–61.

Kotková, J., Simon, L. H. & Fišera, M. 1997. A vestige of very high-pressure (ca. 28 kbar) metamorphism in the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic. *European Journal of Mineralogy* 9, 1017–1033.

Kotková, J., Dörr, W. & Finger, F. 1998. New geochemical and geochronological data on the very-high-pressure garnetite from the Podolsko complex, Moldanubian zone, Bohemian Massif. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 42, 281–282.

Kotková, J., Gerdes, A., Parrish, R. R. & Novák, M. 2007. Clasts of Variscan high-grade rocks within Upper Viséan conglomerates – constraints on exhumation history from petrology and U-Pb chronology. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 781–801.

Kotková, J., Schaltegger, U. & Leichmann, J. 2010. Two types of ultrapotassic plutonic rocks in the Bohemian Massif — Coeval intrusions at different crustal levels. *Lithos* 115, 163–176.

Kröner, A., Wendt, I., Liew, T. C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vanková, V. & Vaněk, J.

1988. U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 257–266.

Kruckenber, S. C., Vanderhaeghe, O., Ferré, E. C., Teyssier, C. & Whitney, D. L. 2011. Flow of partially molten crust and the internal dynamics of a migmatite dome, Naxos, Greece. *Tectonics* 30, doi: 10.1029/2010TC002751.

Kruhl, J. H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581–589.

Kusiak, M. A., Dunkley, D. J., Suzuki, K., Kachlík, V., Kędzior, A., Lekki, J. & Opluštil, S. 2009. Chemical (non-isotopic) and isotopic dating of Phanerozoic zircon—A case study of durbachite from the Třebíč Pluton, Bohemian Massif. *Gondwana Research* 17, 153–161.

Linner, M. 1996. Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). *Mineralogy and Petrology* 58, 215–234.

Lobkowitz, M., Štědrá, V. & Schulmann, K. 1996. Late-Variscan Extensional collapse of the thickened Moldanubian crust in the southern Bohemia. *Journal of the Czech Geological Society* 41, 123–138.

Martín-Hernández, F. & Hirt, A. M. 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics* 367, 13–28.

Martínez Catalán, J. R. 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* 23, 241–247.

Medaris, G., Wang, H., Jelínek, E., Mihaljevič, M. & Jakeš, P. 2005. Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos* 82, 1–23.

Pertoldová, J., Verner, K., Vrána, S., Buriánek, D., Štědrá, V. & Vondrovic, L. (2010). Comparison of lithology and tectonometamorphic evolution of units at the northern margin

of the Moldanubian Zone: implications for geodynamic evolution in the northeastern part of the Bohemian Massif. *Journal of Geosciences* 55, 299–319.

Petrakakis, K. 1997. Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *Journal of Metamorphic Geology* 15, 203–222.

Rajlich, P., Synek, J., Šarbach, M. & Schulmann, K. 1986. Hercynian-thrust related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites/ Southern Moldanubian, Bohemian Massif. *Geologische Rundschau* 75, 665–683.

Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30, 209–226.

Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O. & Štípská, P. 2005. Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian massif, Czech Republic. *American Journal of Science* 305, 407–448.

Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Racek, M., Tajčmanová, L., Konopásek, J., Edel, J.-B., Peschler, A. & Lehmann, J. 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology* 26, 273–297.

Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Štípská, P. & Ulrich, S. 2009a. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *C. R. Geoscience* 341, 266–286.

Schulmann, K., Edel, J.-B., Hasalová, P., Cosgrove, J., Ježek, J., & Lexa, O. 2009b. Influence of melt induced mechanical anisotropy on the magnetic fabrics and rheology of deforming migmatites, Central Vosges, France: *Journal of Structural Geology* 31, 1223–1237.

Tarling, D.H. & Hrouda, F. 1984. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall.

- Teyssier, C., Ferré, E. C., Whitney, D. L., Norlander, B., Vanderhaeghe, O. & Parkinson, D. 2005. Flow of partially molten crust and origin of detachments during collapse of the Cordilleran Orogen. *Geological Society Special Publication* 245, 39–64.
- Verner, K., Žák, J., Pertoldová, J., Šrámek, J., Sedlák, J., Trubač, J., & Týcova, P. 2009. Magmatic history and geophysical signature of a post-collisional intrusive center emplaced near a crustal-scale shear zone: the Plechý granite pluton (Moldanubian batholith, Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences* 98, 517–532.
- Vrána, S. 1979. Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 54, 75–86.
- Vrána, S. 1988. The Moldanubian zone in southern Bohemia: polyphase evolution of imbricated crustal and upper mantle segments. In: Kukul, Z. (ed) *Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif*. Czech Geological Survey, 331–336.
- Vrána, S., Kušková, J., Líbalová, J., Malecha, A. & Šalanský, K. 1989. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 22-423 Týn nad Vltavou. Ústřední ústav geologický.
- Vrána, S. & Bártek, J. 2005. Retrograde metamorphism in a regional shear zone and related chemical changes: The Kaplice Unit of muscovite-biotite gneisses in the Moldanubian Zone of southern Bohemia, Czech Republic. *Journal of the Czech Geological Society* 50, 43–57.
- Winchester, J. A. 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics* 360, 5–21.
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Rey, P., Buck, R. W. 2013. Continental and oceanic core complexes. *Geological Society of America Bulletin* 125, 273–298.
- Zelenka, L. 1927. Geologické poměry území mezi Týnem n. Vlt. a Podolskem. *Geologické studie Českomoravské vysočiny II. Sborník Státního geologického ústavu* 7, 479–506.
- Zulauf, G. 1994. Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone

(Moldanubian/Tepla-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. *Geologische Rundschau* 83, 276–292.

Zulauf, G., Bues, C., Dörr, W., & Vejnar, Z. 2002, 10 km Minimum throw along the West Bohemian shear zone: Evidence for dramatic crustal thickening and high topography in the Bohemian Massif (European Variscides). *International Journal of Earth Sciences* 91, 850–864.

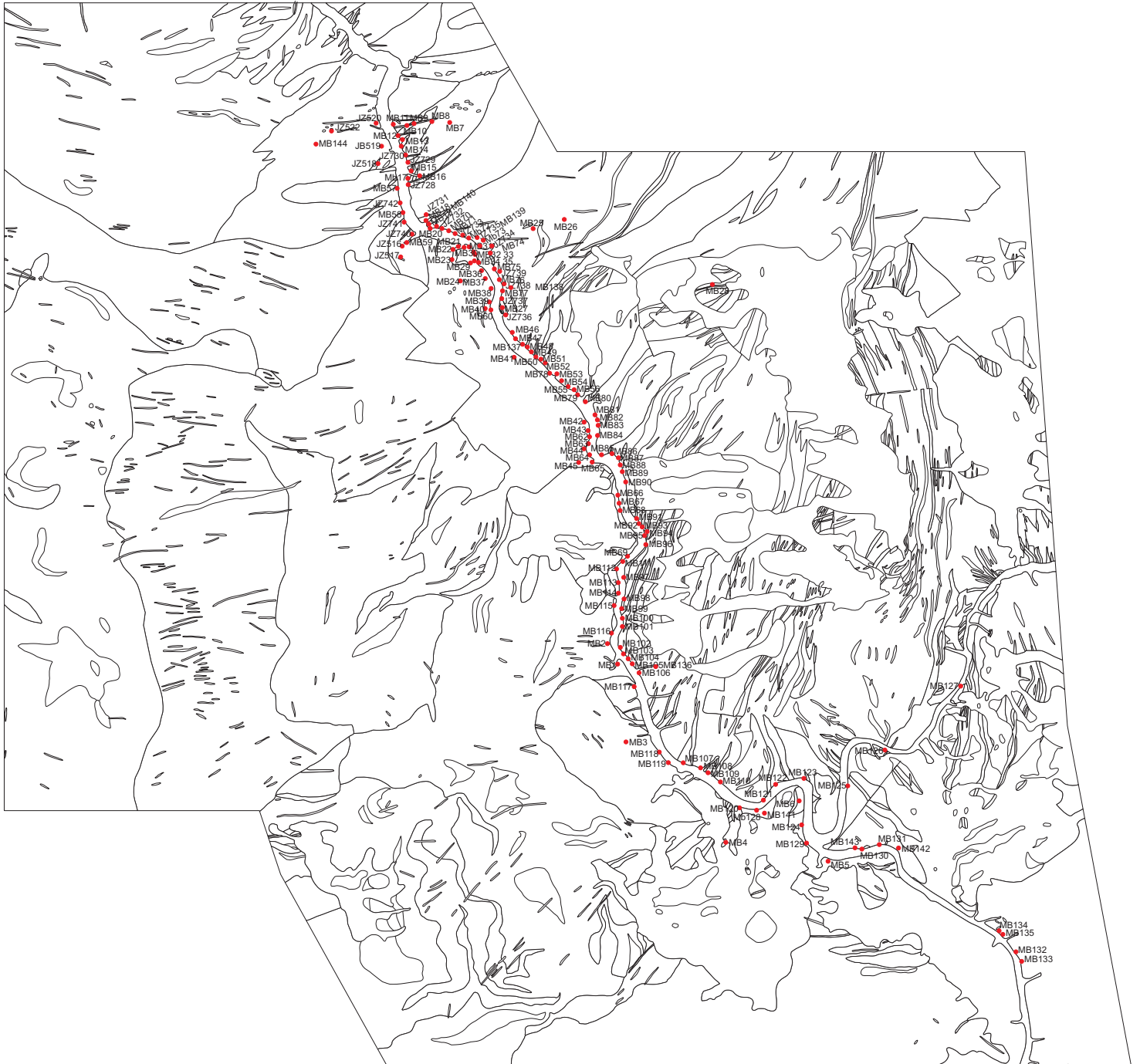
Žák, J., Holub, F. V. & Verner, K. 2005. Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences* 94, 385–400.

Žák, J., Verner, K., Holub, F. V., Kabele, P., Chlupáčová, M. & Halodová, P. 2012. Magmatic to solid state fabrics in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology* 36, 27–42.

Přílohy

Příloha 1

Mapa dokumentačních bodů



Příloha 2

Dokumentační deník

Dokumentační bod					Metamorfované horniny						
# bodu	Jednotka	Souřadnice GPS		Litologie	Metamorfní foliace		Metamorfní lineace		Žíla		
		X - délka	Y - šířka		Směr sklonu	Sklon	Trend	Plunge	Litologie	Směr sklonu	Sklon
MB1	Moldanubikum Gf	N49.26144500	E14.33537000	Bt migmatit	221	4					
					85	29					
					107	16					
					76	31					
					87	24					
MB2	Moldanubikum Gf	N49.26550500	E14.33372833	Bt migmatit více leukosomu	126	42					
					86	86					
					175	23					
MB3	Moldanubikum Gf	N49.24858167	E14.33792000	Stromatitický migmatit	39	86			Pegmatit s turmalíny	9	88
					66	16			Pegmatit	204	86
MB4	Moldanubikum Gf	N49.23133167	E14.36483000	Migmatit	324	34	337		30 leukogranit		
					241	76			kvarcit		
					233	74					
					242	65	321	16			
MB5	Moldanubikum Pestrá	N49.22842667	E14.39078167	Migmatit	79	86	352		24 Q	286	47
					318	24					
					255	83					
MB6	Moldanubikum Pestrá	N49.23804000	E14.38436333	Kvarcit + poloha s bt slídou	349	28	329	24			
MB7	Moldanubikum	N49.35651833	E14.28723833	Bt ortorula středně zrnitá	159	21					
MB8	Moldanubikum	N49.35635167	E14.28358667	Bt metagranit stejně zrnitý	324	17					
MB9	Moldanubikum	N49.35593500	E14.28080833	Bt ortorula	281	13	12		1 Pegmatit		

MB10	Moldanubikum	N49.35607167	E14.27915833	Migmatitizovaná ortorula	230	20			
MB11	Moldanubikum	N49.35595167	E14.27489333	Migmatitizovaná ortorula	202	16	Dvojslídny granit porušen kliváží	23	28
MB12	Moldanubikum	N49.35383000	E14.27633667	Bt metagranit ekvigranulární místy do mig	102	56			
MB13	Moldanubikum	N49.35329167	E14.27693667	Migmatitizovaná ortorula bez cor	313	19			
MB14	Molda	N49.35239500	E14.27732167	Ortorula místy cl, ep	299	10			
MB15	Molda	N49.34755167	E14.28022500	Porfyrický bt melagranit červenský typ					
MB16	Molda	N49.34694000	E14.28514333	Migmatitizovaná ortorula hrubozrnější bez páskování Bt perlová rula	240 340 324 313	19 29 42 37			
MB17	Molda	N49.34705333	E14.27922667	Perlová rula	254	46	Bt leukogranit 2 sys drobnozrný ekvigr.	8 317 359	53 93 65
MB18	Molda	N49.33956	E14.28462	Melagranit červenský typ					
MB19	Molda	N49.33893	E14.28444	Perlová rula	288	34	Jemnozrný bt granit v něm magm. stavba Pegmatit Leukogranit	18 54 345 165 169 165	89 81 80 83 75 89
MB20	Molda	N49.33849	E14.28454	Perlová rula	343 283	17 60	Bt granit Pegmatit Aplit	283 1 333	60 78 90

								Aplit-pegmatit	358	76
								Leukogranit	174	80
MB21	Molda	N49.33517	E14.29288	Stromatitický migmatit	18	10				
					10	19				
MB22	Molda	N49.33456	E14.29254	Leukokrání migmatit	280	24		Bt granit	12	72
					275	35		Pegmatit	46	84
					255	30			44	60
MB23	Molda	N49.33273	E14.29116	Leukokrání migmatit	232	42				
MB24	Molda	N49.32980	E14.29180	Páskovaný migmatit střídán s Q-živ rulou	224	79		Leukogranit		
								Pegmatit		
MB25	Molda	49.338585	14.314516	Leukokrání migmatit	270	76				
					242	72				
					261	83				
MB26	Molda	N49.34005	E14.32034	Leukokrání migmatit	329	17	312	17		
MB27	Molda Pestrá	N49.32457	E14.30425	Vápenec	222	35	286	15		
					42	85				
					53	61				
				Bt pararula	21	11				
MB28	Molda Pestrá	N49.32752	E14.36112	Erlán	18	50				
					15	50	291	25		
					26	28				
MB29	Molda	N49.33299	E14.29411	Leukokrání migmatit	324	12				
MB30	Molda	N49.33536	E14.29466	Leukokrání migmatit	346	24				
					349	12				
MB31	Molda	N49.33545	E14.29472	Leukokrání migmatit nevrásněný	316	16				
					252	13				
MB32	Molda	N49.33442	E14.29648	Leukokrání migmatit	281	14				
					333	19				

MB33	Molda	N49.33384	E14.29684	Leukokrání migmatit	265	34
					269	29
MB34	Molda	N49.33279	E14.29694	Leukokrání migmatit	282	42
MB35	Molda	N49.33314	E14.29755	Leukokrání migmatit	252	31
					234	25
					226	24
					269	23
					248	22
					258	39
MB36	Molda	N49.33061	E14.30007	Leukokrání migmatit	100	35
MB37	Molda	N49.32847	E14.30167	Leukokrání migmatit	190	25
MB38	Molda	N49.32731	E14.30233	Leukokrání migmatit	294	20
					229	20
					268	22
				Syenit		
MB39	Molda	N49.32662	E14.30127	Leukokrání migmatit	339	24
					167	16
				střídání se syenitem		
MB40	Molda	N49.32608	E14.30048	Leukokrání migmatit	261	24
					226	25
				+ syenit		
MB41	Molda	N49.31763	E14.30456	Leukokrání migmatit	160	20
					146	19
					260	12
					269	12
					342	19
MB42	Molda	N49.30815	E14.32041	Leukokrání migmatit	174	31
MB43	Molda	N49.30652	E14.32419	Leukokrání migmatit	167	29

MB44	Molda	N49.30097	E14.32787	Leukokrání migmatit	296	34		
MB45	Molda	N49.29652058	E14.326536655	Leukokrání migmatit	72	78		
MB46	Molda	N49.31845	E14.30869	Leukokrání migmatit	132	20		
MB47	Molda	N49.31736	E14.31039	Leukokrání migmatit	152	60		
					120	43		
					136	75		
					152	76		
					151	72		
MB48	Molda	N49.31667	E14.31204	Leukokrání migmatit	251	15		
					29	14		
MB49	Molda	N49.31617	E14.31244	Leukokrání migmatit	310	70		
					304	81		
					50	19		
MB50	Molda	N49.31564	E14.31343	Bt migmatit	21	24		
					48	17		
					344	35		
					192	30		
					72	34		
MB51	Molda	N49.31516	E14.31457	Leukokrání migmatit	20	20		
					167	17		
					86	20		
					116	10		
MB52	Molda	N49.31506	E14.31543	Leukokrání migmatit	317	23		
					23	17		
					320	25		
MB53	Molda	N49.31226	E14.31925	Leukokrání migmatit	240	15		
					244	44		
					60	16		
					344	46		
MB54	Molda	N49.31058	E14.32182	Leukokrání migmatit	286	40	Aplit	271 87

					300	30			314	53
					260	80			286	47
MB55	Molda	N49.309931526	E14.322491884	Leukokrání migmatit	1	22				
					345	15				
MB56	Molda	N49.30912	E14.32478	Leukokrání migmatit	107	37				
MB57	Molda	N49.34573	E14.27674	Leukokrání migmatit	279	19				
MB58	Molda	N49.34044	E14.27822	Leukokrání migmatit	268	43				
					290	35				
MB59	Molda	N49.33546	E14.27988	Leukokrání migmatit	136	10	Aplit		184	29
									195	65
MB60	Molda	N49.32622	E14.30215	Leukokrání migmatit	253	28				
					280	36				
MB61	Molda	N49.31013	E14.31805	Leukokrání migmatit	230	29				
					160	15				
MB62	Molda	N49.30285	E14.32817	Leukokrání migmatit	253	67				
					249	51				
MB63	Molda	N49.29682	E14.32939	Leukokrání migmatit	252	30				
					251	24				
MB64	Molda	N49.29682	E14.32955	Leukokrání migmatit	294	25				
MB65		N49.29640	E14.32859	Leukokrání migmatit	94	34				
MB66	Molda	N49.29070	E14.33571	Leukokrání migmatit	280	40				
MB67	Molda	N49.28878	E14.33624	Leukokrání migmatit	266	46				
MB68	Molda	N49.28680	E14.33703	Leukokrání migmatit	162	53				
MB69	Molda	N49.27988	E14.33814	Bt migmatit	112	53				
					316	35				

MB70	Molda	N49.33780	E14.29048	Leukokrátňní migmatit	46 54	41 50		
MB71	Molda	N49.33732	E14.29208	Leukokrátňní migmatit	22 352	36 44		
MB72	Molda	N49.33645	E14.29540	Leukokrátňní migmatit vrásněný	254 219 280	41 35 40		
MB73	Molda	N49.33532	E14.29797	Leukokrátňní migmatit	277	44		
MB74	Molda pestrá	N49.33309	E14.30160	Krystalický vápenec kompoziční páskování + bt granit	333	36		
MB75	Molda	N49.33088	E14.30292	Leukokrátňní migmatit	65 68 79	34 40 30	Pegmatit	29 30
MB76	Molda	N49.32954	E14.30386	Leukokrátňní migmatit	322 294 325	26 30 26		
MB77	Molda	N49.32832	E14.30465	Leukokrátňní migmatit	274	25		
MB78	Molda	N49.31236	E14.31786	Leukokrátňní migmatit	114	60		
MB79	Molda	N49.30926	E14.32447	Leukokrátňní migmatit	90	66		
MB80	Molda	N49.30665	E14.32724	Leukokrátňní migmatit	108 59	20 30		
MB81	Molda	N49.30393	E14.32962	Leukokrátňní migmatit	268	85		
MB82	Molda	N49.30322	E14.32995	Leukokrátňní migmatit	304	25		
MB83	Molda	N49.30284	E14.32986	Leukokrátňní migmatit	306	54		

MB84	Molda	N49.30112	E14.33070	Leukokrání migmatit	352 57	25 50
MB85	Molda	N49.29747	E14.33083	Leukokrání migmatit	336 321 89	58 49 6
MB86	Molda	N49.29782	E14.33191	Bt migmatit	273 274 32 334	62 60 30 31
MB87	Molda	N49.29745	E14.33525	Leukokrání migmatit	44	26
MB88	Molda	N49.29617	E14.33562	Leukokrání migmatit	89 75 80	20 81 29
MB89	Molda	N49.29543	E14.33615	Bt migmatit	90 56	45 56
MB90	Molda	N49.29410	E14.33685	Bt migmatit	289 316	54 53
MB91	Molda	N49.28646	E14.34031	Bt migmatit	319 264 262 274 269	54 87 70 74 76
MB92	Molda	N49.28595	E14.34092	Bt migmatit	295	87
MN93	Molda	N49.28575	E14.34163	Bt migmatit	90	35
MB94	Molda	N49.28495	E14.34311	Bt migmatit	293	27
MB95	Molda	N49.28392	E14.34332	Bt migmatit	69	36
MB96	Molda	N49.28286	E14.34362	Bt migmatit	54	54

MB97	Molda	N49.27632	E14.33857	Bt migmatit	276	58
MB98	Molda	N49.27293	E14.33744	Leukokrání migmatit	235 262	30 14
MB99	Molda	N49.27129	E14.33666	Leukokrání migmatit	349	27
MB100	Molda	N49.27005	E14.33648	Leukokrání migmatit	102	32
MB101	Molda	N49.26864	E14.33697	Leukokrání migmatit	78 72	27 26
MB102	Molda	N49.26416	E14.33637	Leukokrání migmatit místy více bt	112	15
MB103	Molda	N49.26327	E14.33730	Leukokrání migmatit	83	75
MB104	Molda	N49.26280	E14.33807	Bt migmatit	54	24
MB105	Molda	N49.26210	E14.33892	Leukokrání migmatit	116	30
MB 106	Molda	N49.26019	E14.34104	Leukokrání migmatit obsahuje bt	257 231 229	43 37 44
MB107	Molda	N49.24512	E14.35182	Leukokrání migmatit	71	37
MB108	Molda	N49.24355	E14.35794	Páskovaný migmatit	237 253 224	32 84 23
MB109	Molda	N49.24310	E14.35890	Leukokrání migmatit	23	47
MB110	Molda	N49.24209	E14.36142	Leukokrání migmatit	35	43
MB111	Molda	N49.27910	E14.33657	Bt migmatit	262 300	25 34
MB112	Molda	N49.27817	E14.33575	Bt migmatit	173	31

MB113 Molda	N49.27406	E14.33651	Bt migmatit	294	23
MB114 Molda	N49.27330	E14.33608	Bt migmatit	296	43
				256	40
				266	34
				254	49
				86	68
				42	58
				246	43
MB115 Molda	N49.27204	E14.33537	Bt migmatit	238	32
				198	34
MB116 Molda	N49.26597	E14.33411	Bt migmatit	312	15
				264	29
MB117 Molda	N49.25796	E14.34089	Bt migmatit	283	31
MB118 Molda	N49.25141	E14.34368	Leukokrání migmatit	310	22
				310	34
				244	26
MB119 Molda	N49.24657	E14.34745	Leukokrání migmatit výrazné střídání pásků	300	73
				256	47
MB120 Molda	N49.23752	E14.36800	Leukokrání migmatit	323	47
				288	40
MB121 Molda	N49.23834	E14.37367	Leukokrání migmatit	101	56
MB122 Molda	N49.23833	E14.37440	Leukokrání migmatit	347	33
MB123 Molda	N49.24205	E14.38326	Leukokrání migmatit	86	40
MB124 Molda	N49.23581	E14.38542	Leukokrání migmatit	352	31
				354	41
				336	39
MB125 Molda	N49.24015	E14.39696	Pararula	28	30

MB126 Molda	N49.24682	E14.40687	Migmatizovaná pararula	296	24				
				308	27				
				288	33				
				294	27				
MB127 Molda	N49.25795	E14.42784	Bt migmatit	80	64	342	12		
				67	75				
MB128 Molda	N49.23685	E14.37190	Leukokrání migmatit	61	60				
MB129 Molda	N49.23199	E14.38522	Bt migmatit	298	40			Pegmatit	262 57
				272	30				
				308	35				
				295	30				
				273	20				
				329	25				
				310	24				
				98	26				
355	19	2	24						
		38	9						
MB130 Molda	N49.23007	E14.40252	Bt migmatit	233	80				
				273	72				
				340	60				
MB131 Molda	N49.23034	E14.40410	Bt pararula	306	37				
MB132 Molda	N49.21292	E14.44029	Perlová rula	342	42			Q	311 34
				325	54				
				340	40				
				328	38				
				355	37				
MB133 Molda	N49.21252	E14.44059	Perlová rula	358	27				
				352	37				
				334	38				
				318	32				
				341	37				
				313	42				
				327	37				

MB134	Molda	N49.21574	E14.43581	Pararula	354	44		
MB135	Molda	N49.21570	E14.43671	Pararula	319 322	45 85	Pegmatit se skorylem	322 85
MB136	Molda	N49.26114	E14.34475	Leukokrání migmatit	260 87	23 18		
MB137	Molda	N49,318999	E14,307977	Leukokrání migmatit provrásněný	102 96	87 78		
MB138	Molda	N49,328577	E14,304807	Stromatitický leukokrání migmatit	232	24		
MB139	Molda	N49,33716	E14,29503	Leukokrání migmatit zvrásněný	54 28 41	72 84 81		
MB140	Molda	N49,338354	E14,285431	Migmatit	292	24		
MB141	Molda	N49,236292	E14,373595	Migmatit	267	64		
MB142	Molda	N49.23014	E14.40711	Pararula s vložky kvarcitu	318 315 289	35 22 25		
MB143	Molda	N49,229799	E14,399421	Migmatit	22 62 30	24 65 22	336 342	9 16
MB144	Molda	N49.35189671	E14.254261851	Dvojslídny granit				
JZ515	SPK			Granodiorit				
JZ516	SPK			Durbachit				
JZ517	SPK			Granodiorit				

JZ518	SPK	Durbachit				
JZ519	Molda	Pararula	230	35		
			240	35		
JZ 520	Molda	Ortorula	322	42		
			317	45		
JZ522	Molda	Ortorula	295	43		
JZ728	Molda	Rula	232	40		
JZ729	Molda	Rula	278	32	268	20
JZ730	Molda	Rula	352	46		
JZ731	Molda	Rula	279	46		
			272	37		
JZ732	Molda	Migmatit	64	47		
			52	80		
JZ733	Molda	Migmatit	246	22		
			230	83		
JZ734	Molda	Migmatit	280	33		
JZ735	Molda	Migmatit	260	30	262	20
JZ736	Molda	Migmatit	12	36		
			248	80		
			330	40		
JZ737	Molda	Migmatit	40	67		
JZ738	Molda	Migmatit	215	27	230	30
JZ739	Molda	Migmatit	259	30		
			67	79		
JZ740	Molda	Rula	270	40		
JZ741	Molda	Rula	264	72		
JZ742	Molda	Rula	310	76		

Příloha 3

Lokality na AMS

# bodu	Jednotka	Souřadnice GPS		Litologie	Vrt	Sklon vrtu	
		X - délka	Y - šířka			Směr sklonu	Sklon
MB1	Moldanubikum	49.26156	14.33561	Páskovaný bt migmatit	MB1/1	325	28
					MB1/2	322	30
MB3	Moldanubikum	49.24881	14.33826	Stromatitický migmatit	MB3/1	306	29
					MB3/2	302	34
					MB3/3	317	30
MB5	Moldanubikum	49.22822	14.39135	Migmatit	MB5/1	4	64
					MB5/2	3	59
MB8	Moldanubikum	49.35643	14.28333	Ortorula	MB8/1	141	35
					MB8/2	138	27
					MB8/3	140	33
MB10	Moldanubikum	49.35576	14.27785	Ortorula	MB10/1	26	51
					MB10/2	25	55
MB25	Moldanubikum	49.33859	14.31452	Stromatitický migmatit	MB25/1	150	73
					MB25/2	150	77
MB26	Moldanubikum	49.33988	14.3206	Stromatitický migmatit	MB26/1	258	31
					MB26/2	255	27
MB35	Moldanubikum	49.33315	14.29736	Leukokrání migmatit	MB35/1	128	34
					MB35/2	124	34
MB42	Moldanubikum	49.30361	14.32693	Leukokrání migmatit	MB42/1	72	66
					MB42/2	100	61
					MB42/3	104	67
MB85	Moldanubikum	49.29748	14.33045	Leukokrání migmatit	MB85/1	169	68
					MB85/2	175	71
MB91	Moldanubikum	49.28641	14.34033	Leukokrání migmatit	MB91/1	263	86
					MB91/2	47	78
MB98	Moldanubikum	49.27323	14.33756	Leukokrání migmatit	MB98/1	256	70
					MB98/2	269	70
MB106	Moldanubikum	49.26022	14.34097	Páskovaný migmatit	MB106/1	255	87
					MB106/2	168	87
MB108	Moldanubikum	49.24353	14.35809	Páskovaný migmatit	MB108/1	128	32
					MB108/2	109	53
MB126	Moldanubikum	49.24649	14.40762	Migmatizovaná pararula	MB126/1	159	24
					MB126/2	184	27
MB127	Moldanubikum	49.25795	14.42737	Bt migmatit	MB127/1	137	46
					MB127/2	133	55
					MB127/3	290	56
MB129	Moldanubikum	49.2315	14.38573	Bt migmatit	MB129/1	97	16
					MB129/2	100	45
MB137	Moldanubikum	49.319	14.30798	Leukokrání migmatit	MB137/1	183	44
					MB137/2	193	42
MB138	Moldanubikum	49.32858	14.30481	Leukokrání migmatit stromatitický	MB138/1	297	27
					MB138/2	299	29
MB139	Moldanubikum	49.33716	14.29503	Leukokrání migmatit	MB139/1	149	28
					MB139/2	149	28
MB140	Moldanubikum	49.33835	14.28543	Migmatit	MB140/1	132	22
					MB140/2	133	24
MB141	Moldanubikum	49.23629	14.3736	Migmatit	MB141/1	62	49
					MB141/2	64	54
MB143	Moldanubikum	49.2298	14.39942	Migmatit	MB143/1	172	34
					MB143/2	172	29
JZ516	Moldanubikum	49.3352	14.2775	Migmatit	JZ516/1	288	89
					JZ516/2	307	88

JZ518	Moldanubikum	49.34881	14.2712	Drobnozrný bt granit	JZ516/3	285	86
					JZ518/1	76	33
					JZ518/2	81	32

Příloha 4

Naměřená AMS data

Č. vzorku	Km	P	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
JZ516/1/1	281.1277	1.108	0.819	144.9	8.5	263.5	72.6	52.6	15.1
JZ516/1/2	333.4702	1.123	0.861	134.5	20	300.1	69.4	42.8	4.7
JZ516/1/3	317.1601	1.116	0.817	135.4	7.3	260.4	77.4	44.1	10.2
JZ516/1/4	328.0055	1.119	0.901	314.9	2	216.9	75.5	45.4	14.3
JZ516/2/1	281.3147	1.115	0.587	158.2	6.7	307.1	82.2	67.7	4
JZ516/2/2	255.2445	1.112	0.583	162.1	15.5	314.7	72.6	70	7.6
JZ516/2/3	225.6713	1.112	0.547	159.6	12.6	310.2	75.7	68	6.8
JZ516/2/4	225.9988	1.112	0.545	158.7	16.4	310.4	71.5	66.2	8.3
JZ516/2/5	226.754	1.108	0.503	156.1	8.4	306.2	80.3	65.4	4.7
JZ516/2/6	237.3044	1.11	0.576	157.5	16.4	311.5	71.8	65.3	7.6
JZ516/3/1	249.9595	1.086	0.566	286.4	4.8	166.7	80.3	17.1	8.4
JZ516/3/2	252.062	1.083	0.394	280.6	2.7	152.3	85.7	10.8	3.4
JZ516/3/3	239.3925	1.092	0.59	283.2	3.6	173.7	79.5	13.9	9.9
JZ518/1/1	22.42436	1.025	0.115	90.2	21.1	357.5	6.9	250.3	67.6
JZ518/1/2	19.45592	1.029	-0.126	115.9	4.7	206.7	10	1.1	78.9
JZ518/1/3	23.08156	1.028	-0.04	116.4	5	207.2	8.5	356.2	80.1
JZ518/1/4	22.85566	1.05	0.046	109.8	34.3	7.2	17.7	254.7	50.2
JZ518/1/5	22.38507	1.015	-0.632	103.7	20	194.4	2	289.8	69.9
JZ518/1/6	24.40722	1.021	-0.355	83.2	20.9	338.8	33.1	199.6	49.3
JZ518/2/1	50.4949	1.11	0.596	148.8	5.6	244.6	45.8	53.4	43.7
JZ518/2/2	62.76416	1.115	0.598	154.6	13.1	257.1	42.7	51.5	44.3
JZ518/2/3	67.17226	1.112	0.596	157.3	14.4	256.7	32.3	46.7	53.9
JZ518/2/4	59.45488	1.122	0.541	153	10.1	252.5	42.9	52.6	45.4
JZ518/2/5	52.57256	1.116	0.68	145.2	0.2	235.3	38.4	54.9	51.6
MB1/1/1	201.0595	1.193	0.589	12.8	2.7	103.4	13	271.4	76.7
MB1/1/2	245.5667	1.208	0.722	15.8	0.2	105.9	15.1	285	74.9
MB1/1/3	207.3236	1.191	0.662	15.6	4.4	106.5	12.1	266	77.1
MB1/1/4	262.4744	1.209	0.653	13.1	7.6	105.1	14.6	256.6	73.5
MB1/1/5	254.0416	1.191	0.681	10.6	1.6	101	15.4	275	74.5
MB1/2/1	211.6201	1.201	0.755	162.6	4.7	72.2	4	302.3	83.8
MB1/2/2	187.5925	1.158	0.757	188.4	9.7	97.2	6.7	333.3	78.2
MB1/2/3	223.5609	1.173	0.813	188.7	10.3	97.5	6.7	335.1	77.6
MB1/2/4	240.1048	1.196	0.929	206.7	5.8	116.1	5.8	341.2	81.8
MB10/1/1	170.1682	1.029	-0.091	216.8	30	14.5	58	120.9	10
MB10/1/2	150.2469	1.047	0.418	310.5	25	218	5.3	116.8	64.3
MB10/1/3	201.0277	1.076	0.344	242.4	28	149.6	5.3	49.7	61.4
MB10/1/4	551.6951	1.205	-0.049	294.4	15.7	200.2	14.6	69.4	68.3
MB10/1/5	1261.987	1.307	0.527	113.6	2	204.8	30.8	20.2	59.1
MB10/1/6	2619.646	1.321	0.39	114.4	5.6	207.5	28.8	14.3	60.5
MB10/2/1	142.0541	1.098	0.696	349.2	11.1	255.5	18.2	109.1	68.5
MB10/2/2	150.4318	1.11	0.83	299.5	8.5	206.1	21.3	49.9	67
MB10/2/3	109.3787	1.103	0.781	182.4	2	273.1	21.4	87.3	68.5
MB10/2/4	147.2876	1.09	0.939	268.9	14	0.1	4.8	108.6	75.2
MB10/2/5	195.9467	1.719	0.518	236.7	9.5	141.8	27.2	344.2	60.9
MB106/1/1	205.9019	1.119	0.403	275.4	8.6	11.5	35.2	173.7	53.4
MB106/1/2	230.6401	1.092	0.058	269.9	6.8	6.4	44	173	45.2

MB106/1/3	237.0483	1.125	0.38	277.4	15.4	15.4	26.8	160.7	58.4
MB106/1/4	239.9522	1.109	0.21	275	4.9	8	31.6	177.2	57.9
MB106/1/5	243.3827	1.107	0.189	280.4	6.8	13.1	21.9	173.9	67
MB106/2/1	241.2463	1.12	0.512	313.9	3.4	219.5	52.2	46.5	37.6
MB106/2/2	275.999	1.096	0.09	139.3	5.3	236.5	53.4	45.4	36
MB106/2/3	227.6475	1.095	0.137	141.6	11.1	248.6	56.2	44.8	31.4
MB106/2/4	228.2041	1.081	-0.247	143.6	5.6	240.5	50.8	49.1	38.6
MB106/2/5	251.6497	1.106	0.614	145	11	247.6	48.6	45.8	39.3
MB106/2/6	182.4384	1.105	0.423	148.7	11.6	250.7	45.3	47.9	42.4
MB106/2/7	174.711	1.118	0.456	145.5	15.5	256.6	52.4	45	33.2
MB108/1/1	182.7668	1.16	0.613	355.8	4.4	264.3	18.3	98.6	71.1
MB108/1/2	154.6814	1.141	0.747	348.8	1.6	258.1	21.8	82.8	68.2
MB108/1/3	134.1857	1.149	0.669	312.2	19.5	220.1	5.9	114.1	69.6
MB108/1/4	140.3309	1.129	0.472	351.1	4.1	260.5	9.1	105.1	80
MB108/1/5	146.3536	1.118	0.371	168.5	3.7	260.7	31	72.3	58.7
MB108/1/6	168.7459	1.132	0.632	165.5	1.2	256.6	42.1	74.2	47.9
MB108/2/1	176.2696	1.147	0.729	184.9	13.2	279.3	18	60.8	67.4
MB108/2/2	198.2153	1.14	0.56	180.9	18.9	290.1	43.8	74.1	40.2
MB108/2/3	140.1886	1.119	0.591	164.8	9.1	259.8	28.9	59.1	59.4
MB108/2/4	190.3999	1.165	0.835	168	6.5	261.8	30.1	67	59.1
MB108/2/5	184.1881	1.123	0.758	201.7	2.8	292.3	11.1	97.8	78.6
MB108/2/6	210.6551	1.151	0.6	191.6	4.6	283	17.3	87.3	72.1
MB126/1/1	682.4179	1.092	0.893	4.4	12.7	272.7	7.3	153.3	75.3
MB126/1/2	649.2786	1.091	0.844	21.1	3.7	289.9	17.7	122.5	71.9
MB126/1/3	490.9087	1.089	0.956	24.4	2.7	293.7	15	124.3	74.7
MB126/2/1	670.0215	1.087	0.825	36.4	7.8	305.1	9.5	165	77.7
MB126/2/2	681.1581	1.09	0.806	15.8	10.9	284.2	7.9	158.8	76.4
MB126/2/3	666.3815	1.092	0.844	41	6.8	309.6	11.7	160.5	76.4
MB126/2/4	704.716	1.099	0.814	21.9	11.7	290.3	7.5	168.3	76
MB126/2/5	758.4946	1.154	0.489	4.4	20.9	273.6	2.1	178.1	69
MB126/2/6	788.9395	1.099	0.728	25.4	11	292.5	14.3	151.5	71.8
MB127/1/1	302.0537	1.187	0.292	165.9	24.2	336.3	65.5	74.3	3.6
MB127/1/2	249.2573	1.169	0.02	163.5	34.8	316.1	51.9	63.9	13.4
MB127/2/1	287.0742	1.201	0.5	126.1	28.3	359.2	48.1	232.8	28.1
MB127/2/2	256.8625	1.208	0.587	133.1	27.5	10	46.4	241.2	30.8
MB127/2/3	261.497	1.208	0.559	130	23.5	358	57	230	21.8
MB127/2/4	209.9592	1.207	0.493	128.9	28.5	353.4	52.7	231.5	21.9
MB127/3/1	213.3049	1.165	0.263	332.9	21	166.7	68.5	64.7	4.7
MB127/3/2	260.8614	1.18	0.182	333.8	20.5	174.4	68.2	66.4	7
MB127/3/3	222.066	1.182	0.282	331.3	19	180.1	68.5	64.6	9.6
MB127/3/4	275.0615	1.187	0.339	334	20.6	163.2	69.2	65.2	3
MB129/1/1	316.4696	1.666	-0.191	12.9	22.4	103.4	1	195.9	67.6
MB129/1/2	438.6632	2.056	-0.19	9.8	25.6	103.6	7.8	209.2	63.1
MB129/1/3	218.9492	1.416	-0.033	19.4	29.7	289.4	0	199.4	60.3
MB129/1/4	363.9008	1.939	-0.027	5.1	25.6	103.5	17.1	223.5	58.5
MB129/2/1	261.6098	1.593	0.143	353.7	8.9	84.1	2.9	191.8	80.6
MB129/2/2	728.4588	2.226	-0.211	165.8	1.9	255.9	0.3	353.9	88.1
MB129/2/3	1481.062	2.271	-0.137	350.9	5	260.5	4.3	130	83.4
MB129/2/4	607.8847	2.175	-0.076	164.3	2.9	74.3	0.1	341.8	87.1
MB129/2/5	875.4118	2.321	-0.109	351.8	6.5	82.1	2.6	193.6	83.1

MB129/2/6	353.8908	1.923	-0.028	352.1	11.8	82.1	0	172.3	78.2
MB137/1/1	230.1474	1.104	0.546	166.3	20.2	54.3	45.3	272.8	37.7
MB137/1/2	298.3391	1.102	0.388	177.7	8.5	39.6	78.7	268.8	7.5
MB137/1/3	362.616	1.127	0.739	4.7	0.7	96.6	69	274.5	21
MB137/1/4	317.4919	1.122	0.754	171	18.1	66.6	37.3	281.7	47.1
MB137/1/5	317.3668	1.099	0.144	184.1	7.1	70.7	72.6	276.1	15.8
MB137/2/1	263.4439	1.127	0.865	159.4	18.5	54.9	36.8	270.7	47.3
MB137/2/2	331.1965	1.142	0.686	171.1	1.8	79.5	40	263.3	49.9
MB137/2/3	426.8261	1.09	-0.334	346.3	1.6	79.8	65.8	255.5	24.1
MB137/2/4	334.0759	1.09	-0.154	356.3	1.1	89.4	70.9	265.9	19.1
MB138/1/1	118.5682	1.172	0.591	149.7	16.4	242.2	8.6	358.9	71.4
MB138/1/2	100.0974	1.163	0.578	152.5	5.9	244.4	17.2	44.2	71.8
MB138/1/3	131.4377	1.175	0.747	169	21.5	259.9	2.3	355.6	68.3
MB138/1/4	62.95273	1.1	0.197	181.7	8.3	278.8	40.2	82.2	48.6
MB138/1/5	146.8559	1.177	0.541	169	21.5	260.3	3.4	358.9	68.2
MB138/1/6	153.6405	1.171	0.827	172.3	21.9	263.4	2.8	0.4	67.9
MB138/2/1	99.86493	1.16	0.632	152.4	23.8	246	8.2	353.8	64.7
MB138/2/2	104.677	1.174	0.634	157	21	65.9	2.7	329	68.8
MB138/2/3	118.8117	1.168	0.619	157.9	19.6	66.3	4.3	324.5	69.9
MB138/2/4	124.3603	1.173	0.612	156.6	11.2	66.1	2.1	325.6	78.6
MB138/2/5	112.5476	1.137	0.17	162	12.3	252.9	4.2	1.4	76.9
MB139/1/1	56.81035	1.094	0.446	324	5.5	56.9	27.4	223.5	62
MB139/1/2	69.76307	1.13	0.745	125.5	13.4	24.8	38	231.4	48.8
MB139/1/3	65.26799	1.09	0.056	144.3	0.1	54.2	52.5	234.4	37.5
MB139/1/4	66.38958	1.122	0.24	136	18.4	23.4	49.1	239.5	35
MB139/1/5	67.47993	1.139	0.334	131.1	26.7	9.3	46.4	239.1	31.6
MB139/1/6	57.56297	1.096	0.319	127.2	22.7	24.4	27.9	250.5	52.7
MB139/2/1	77.47402	1.084	0.521	139.2	5.6	45	36.8	236.5	52.6
MB139/2/2	67.23315	1.111	0.443	313.9	0.1	44	36.9	223.7	53.1
MB139/2/3	52.12658	1.082	0.197	120	12.4	22.7	30	229.7	57.1
MB139/2/4	60.9986	1.102	0.192	130	26.8	359.8	52	233.6	24.8
MB139/2/5	55.85575	1.084	0.333	126.6	30.7	329.5	57.3	222.9	10.4
MB139/2/6	49.262	1.083	0.323	130.6	30.1	352.5	52.1	233.4	20.8
MB139/2/7	64.4478	1.048	-0.495	325.3	0.8	235.1	10.3	59.9	79.7
MB140/1/1	179.6789	1.18	0.884	357.4	3.1	266.9	8.2	107.9	81.2
MB140/1/2	163.1004	1.176	0.885	7.5	1.3	277.3	8.2	106.7	81.7
MB140/1/3	168.6254	1.172	0.833	344.4	9.8	253	7.9	124.5	77.4
MB140/2/1	170.8374	1.188	0.776	352.7	27.5	260.6	4	163.1	62.2
MB140/2/2	156.1536	1.196	0.743	1.6	21	268.3	8.5	157.4	67.1
MB140/2/3	168.6564	1.198	0.724	352.6	17.4	260	8.1	146	70.7
MB140/2/4	153.1497	1.191	0.715	351	18.7	257.2	10.9	138.6	68.1
MB140/2/5	151.125	1.176	0.761	345.3	13.5	254.1	5.1	143.7	75.6
MB140/2/6	154.9821	1.164	0.785	347.8	10.4	256.7	6.1	136.9	77.9
MB140/2/7	154.0869	1.152	0.768	343.5	9.8	253.2	1.6	154.1	80.1
MB140/2/8	154.7893	1.147	0.834	355.7	7.8	85.7	0	176	82.2
MB141/1/1	176.9506	1.147	-0.092	337	17.5	117.8	67.8	242.8	13.2
MB141/1/2	169.0504	1.167	0.235	335.7	16.5	77.2	33.8	223.9	51.4
MB141/1/3	161.4835	1.186	0.398	341.3	19.4	84.9	33.8	226.8	49.6
MB141/1/4	188.0349	1.171	0.286	343.2	21.3	87.4	32.2	225.6	49.9
MB141/1/5	169.0823	1.164	0.24	344.9	23.1	92.9	35.9	229.6	45.1

MB141/1/6	180.1775	1.146	0.285	334.6	14.5	77.3	40.2	229	46.2
MB141/2/1	156.748	1.185	0.3	322.1	5.3	56.5	40	225.9	49.5
MB141/2/2	185.7829	1.193	0.355	324.5	7.9	59.9	33.8	223	55
MB141/2/3	163.4509	1.161	0.104	312.9	0.9	43.4	29.2	221.3	60.8
MB141/2/4	198.3915	1.139	-0.322	325.6	3.3	68.5	75.6	234.8	14
MB141/2/5	156.5101	1.14	0.312	318	5.1	52.6	41.5	222.3	48.1
MB141/2/6	170.712	1.177	0.241	326.8	8.9	69.8	55	230.9	33.5
MB141/2/7	159.7206	1.196	0.382	322.5	8	57.8	33.2	220.7	55.6
MB143/1/1	490.5388	1.123	-0.213	351.7	20.6	83.7	5.4	187.7	68.6
MB143/1/2	458.8788	1.115	-0.312	350.5	17.5	81.3	2.4	178.9	72.3
MB143/1/3	403.8175	1.106	-0.405	351	14.5	86	18.7	225.6	66
MB143/1/4	430.2497	1.099	-0.329	353.3	16.5	88.8	18	223.4	65.2
MB143/1/5	448.7118	1.105	-0.222	353.4	15.9	87.2	13.3	215.3	69
MB143/1/6	423.2336	1.102	-0.223	351.8	16.6	85.3	11.4	208.3	69.6
MB143/1/7	408.6336	1.097	-0.13	354.1	17.5	88.2	12.8	212.6	68
MB143/2/1	530.1418	1.148	0.033	347.5	20.9	256.7	2.2	161	68.9
MB143/2/2	434.9686	1.131	0.074	344.5	17.1	75.8	4	178.6	72.4
MB143/2/3	404.7615	1.122	-0.057	346.2	12.3	76.6	1.6	173.7	77.6
MB143/2/4	424.7646	1.119	-0.036	344.4	18.5	74.9	1.4	169	71.4
MB143/2/5	363.4168	1.119	-0.052	344.7	16.5	75.6	2.9	175.4	73.2
MB143/2/6	361.4902	1.116	-0.139	345	19.2	76.3	3.8	177.1	70.4
MB143/2/7	352.9992	1.116	-0.158	344.1	17.9	76.4	7.2	187.3	70.6
MB143/2/8	336.9055	1.118	-0.189	343.4	20	75.1	4.7	177.7	69.5
MB25/1/1	58.62867	1.073	0.005	158.8	20.9	333.4	69	68.1	1.8
MB25/1/2	50.10952	1.075	0.003	164.2	22.1	351.1	67.8	255.2	2.4
MB25/1/3	59.20494	1.044	-0.083	164	17.9	351	71.9	254.7	2.1
MB25/1/4	61.90985	1.049	-0.567	162.4	18.2	39.8	58.6	261.1	24.7
MB25/1/5	62.10069	1.059	-0.422	166.2	6.8	45.7	76.8	257.5	11.3
MB25/1/6	60.07967	1.064	-0.124	176.9	10.6	26.6	77.9	268	5.9
MB25/1/7	56.53189	1.072	-0.373	159	31	344.2	58.9	250.4	2.3
MB25/1/8	55.21527	1.028	-0.225	166.6	22.2	16.7	64.7	261.3	11.4
MB25/2/1	60.91053	1.052	-0.094	162.4	23.7	327.7	65.6	69.9	5.5
MB25/2/2	68.86182	1.044	0.245	167.5	21.5	352.5	68.4	258.2	1.7
MB25/2/3	74.85852	1.044	0.15	159.6	30.2	339.1	59.8	69.4	0.2
MB25/2/4	71.42014	1.063	0.219	174.5	19.5	322.8	67.5	80.6	10.9
MB25/2/5	55.22314	1.067	0.165	176.1	15.9	298.1	61.8	79.2	22.7
MB25/2/6	79.12446	1.046	-0.146	165.5	12.5	267.2	42.5	62.8	44.9
MB25/2/7	107.0421	1.043	-0.355	161.7	4.2	260.2	63.9	69.7	25.7
MB25/2/8	108.5955	1.051	0.031	159.1	8.7	21.9	78.2	250.4	7.9
MB26/1/1	107.1359	1.206	0.896	268.4	20.4	12	32.3	151.8	50.3
MB26/1/2	108.85	1.204	0.935	330.4	37.5	240.1	0.5	149.5	52.5
MB26/1/3	103.0604	1.18	0.924	286.7	33.3	31.9	21.8	148.8	48.5
MB26/1/4	128.8154	1.165	0.763	354.8	36.7	258.6	8.2	158	52
MB26/1/5	121.1805	1.159	0.874	294.3	40.5	38.8	16.3	145.8	44.9
MB26/1/6	81.62632	1.218	0.904	274.7	30.8	26	31.3	150.7	43.1
MB26/2/1	99.89729	1.155	0.891	268.1	24	17	36.1	152.3	44.3
MB26/2/2	76.23028	1.139	0.916	35.7	16	293.4	36.6	144.9	48.9
MB26/2/3	77.82108	1.215	0.892	262.6	17.9	6.5	36.5	151.7	47.9
MB26/2/4	79.39001	1.208	0.899	256.5	9.4	353.7	37.4	154.7	51.1
MB3/1/1	165.5192	1.059	0.146	275.9	27.3	35.7	43.9	165.8	33.7

MB3/1/2	443.1195	1.111	0.759	36.1	24.9	294.9	22.7	168	55.2
MB3/1/3	639.3404	1.116	0.373	64	9.3	326.8	37.6	165.5	50.8
MB3/1/4	538.2121	1.098	0.82	263.4	25.6	20.1	43.2	153	36
MB3/2/1	170.9859	1.062	0.085	331.1	76.1	237	1	146.7	13.9
MB3/2/2	137.832	1.051	-0.445	324.1	56.7	204.1	18.2	104.6	26.9
MB3/3/1	434.2177	1.055	-0.633	335.8	65.6	133	22.7	226.6	8.5
MB3/3/2	566.8514	1.073	-0.028	5.6	64.4	245.5	13.5	150.1	21.3
MB3/3/3	441.892	1.033	0.348	42.2	40.9	278.6	32.6	165	32
MB3/3/4	450.4662	1.053	0.501	50.7	18.5	286.4	59.3	149.1	23.6
MB3/3/5	723.007	1.063	0.194	56	51.4	246.7	38.1	152.6	5.2
MB35/1/1	44.39698	1.056	0.73	181.9	34.6	291.1	25.5	49.1	44.5
MB35/1/2	55.23298	1.057	0.206	177	39.1	290.9	26.5	45.1	39.4
MB35/1/3	40.71716	1.095	0.144	144.8	48.7	245.9	9.7	344	39.7
MB35/1/4	49.27975	1.028	0.86	156.7	28.5	264.6	29.6	31.6	46.7
MB35/1/5	42.0648	1.043	0.273	186.9	41.5	285.6	9.7	26.1	46.8
MB35/2/1	55.37501	1.027	-0.375	192.6	15.2	287	16	61.3	67.6
MB35/2/2	57.43759	1.027	-0.068	182	7.1	274	15.8	68.4	72.6
MB35/2/3	55.73685	1.03	0.335	203.5	19.3	298.7	14.4	63	65.5
MB35/2/4	50.06205	1.053	-0.202	219.4	21.9	312.6	8	61.4	66.5
MB35/2/5	51.25793	1.03	0.571	196.8	17.5	295.3	25.3	75.9	58.5
MB42/1/1	1078.014	1.29	0.136	276.5	6	186.3	2.2	75.8	83.6
MB42/1/2	202.5402	1.063	0.491	166.7	4.9	40.5	81.8	257.3	6.6
MB42/1/3	109.1339	1.12	0.664	62.7	50.6	152.8	0.1	242.8	39.4
MB42/1/4	45.57002	1.016	0.093	339.8	26.9	224.5	40.2	93.2	38
MB42/1/5	57.13673	1.517	0.577	139.2	34.3	40	13.2	292.2	52.6
MB42/1/6	1577.997	1.292	0.126	284.5	18.9	18.4	11.3	137.6	67.8
MB42/2/1	132.1072	1.12	0.489	154.2	21	359	67.1	247.6	8.8
MB42/2/2	197.1952	1.06	0.537	350.9	9.3	108.7	70.7	258.1	16.8
MB42/2/3	1898.63	1.551	0.764	57.5	47.4	157	8.6	254.6	41.3
MB42/3/1	1749.25	1.29	0.791	261.4	47.2	155	14.7	52.7	39.1
MB42/3/2	2483.361	1.235	0.617	143.5	30.9	268.6	43.9	32.9	30.4
MB42/3/3	5948.52	1.229	0.26	145.1	38.7	243.7	10.6	346.2	49.3
MB42/3/4	4424.488	1.311	0.857	142.8	34.3	52.4	0.7	321.4	55.7
MB42/3/5	2951.326	1.452	0.551	81.5	22.9	180.7	20.8	308.6	58.2
MB42/3/6	242.6856	1.205	0.719	129.3	54	35	3.1	302.8	35.8
MB5/1/1	164.6745	1.182	0.291	339.2	38.2	92.2	26.4	207.2	40.4
MB5/1/2	221.3793	1.176	0.087	342.7	40.8	109.8	35	223.2	29.7
MB5/1/3	174.9825	1.159	-0.314	340.9	42	113.6	37	225	25.8
MB5/2/1	215.5971	1.178	0.117	8.6	37.6	120.9	26.1	236.3	41.1
MB5/2/2	224.9416	1.174	-0.079	12.8	40.8	133.7	30.7	247.3	33.9
MB5/2/3	225.3197	1.169	-0.336	7.1	39.6	127.7	31.6	242.6	34.3
MB5/2/4	221.6522	1.155	-0.49	9	39.2	131.2	33.1	246.6	33.3
MB5/2/5	206.0895	1.145	-0.548	9.9	38	106.1	7.9	205.9	50.9
MB8/1/1	15.6352	1.023	0.292	235.6	17.9	132.8	34.3	348.3	50
MB8/1/2	12.55493	1.028	0.168	204.2	12	112.4	8.8	347.1	75
MB8/1/3	139.0155	1.104	0.059	263.7	5	356	24.2	162.7	65.3
MB8/1/4	16.46788	1.047	-0.134	134.5	18.4	228.9	13.1	352.5	67.2
MB8/1/5	54.32291	1.062	0.3	99.6	7.7	201.4	56.5	4.6	32.4
MB8/1/6	71.06641	1.091	-0.251	262.7	22.7	359.3	15.5	120.7	62
MB8/1/7	109.8434	1.093	0.27	276.9	26.9	184	5.7	83	62.4

MB8/2/1	46.69613	1.087	0.467	309.3	5.8	194.1	76.5	40.6	12.2
MB8/2/2	88.24928	1.083	0.647	314.4	0.2	224.2	44	44.7	46
MB8/3/1	95.06385	1.141	0.792	142.4	3.3	234.5	32.3	47.3	57.5
MB8/3/2	81.28529	1.153	0.817	283.7	27.1	188.6	9.9	80.3	60.9
MB8/3/3	19.45322	1.026	-0.271	293.3	9.4	199.8	19.8	47.4	67.9
MB8/3/4	48.6343	1.076	-0.281	280.4	12.9	190.3	0.1	99.9	77.1
MB8/3/5	44.31472	1.061	0.447	118.7	0.4	209.2	50.7	28.3	39.3
MB85/1/1	237.9598	1.027	-0.481	228.7	17.4	131.3	22.5	353.1	60.9
MB85/1/2	354.6848	1.031	0.664	251.9	45.8	44.3	40.7	146.8	14.2
MB85/1/3	306.1795	1.095	0.507	42.6	49.9	262.2	33	158.4	20.2
MB85/1/4	262.2582	1.028	0.027	226.1	13.7	349.8	66.2	131.3	19.1
MB85/1/5	303.5107	1.04	-0.462	213.6	15.5	313.2	30.8	100.5	54.7
MB85/1/6	260.59	1.053	-0.028	218.9	33.5	38	56.5	128.6	0.4
MB85/2/1	276.6751	1.041	-0.084	13.9	6.4	106.5	22.1	268.7	66.9
MB85/2/2	258.6013	1.056	-0.115	173.8	2.2	264.2	9.2	70.5	80.5
MB85/2/3	236.9743	1.054	-0.162	353.2	9.9	85.6	13.8	228.6	72.9
MB85/2/4	258.8181	1.041	-0.002	353.4	1.6	88.7	72.8	262.9	17.1
MB85/2/5	192.7145	1.026	-0.008	228.4	14.8	330.4	38.3	121.3	47.9
MB85/2/6	258.4666	1.028	0.64	27.1	11.7	282.2	51.1	125.9	36.5
MB85/2/7	294.1117	1.048	0.034	13.5	17.2	187.6	72.7	283	1.7
MB91/1/1	339.1254	1.1	0.275	304.5	27.7	204.5	18.3	85.3	55.9
MB91/1/2	254.5807	1.076	0.439	297.3	13.3	186.9	55.9	35.4	30.8
MB91/1/3	179.7307	1.083	0.364	295.3	5.9	172.7	79.2	26.2	9
MB91/1/4	147.2915	1.087	-0.442	290.6	14.6	154.1	70.3	24.1	13
MB91/1/5	189.5894	1.123	0.088	299	11	194.7	51.7	37.2	36.1
MB91/2/1	287.2939	1.149	0.734	307.2	40.8	189.7	28.1	76.6	36.3
MB91/2/2	301.1796	1.125	0.501	322.9	34.5	164.9	53.4	60.3	10.6
MB91/2/3	274.776	1.151	0.86	319.1	33.1	162.3	54.7	56.4	11
MB91/2/4	257.8127	1.086	0.388	332	0.6	240.8	62.1	62.3	27.9
MB91/2/5	210.0726	1.069	-0.014	149.8	1.4	262.9	86.5	59.7	3.2
MB91/2/6	119.8195	1.091	0.505	332.6	21.1	202.5	59	71.4	21.5
MB91/2/7	52.54271	1.154	0.816	327.1	39.1	175.9	47.2	69.4	14.7
MB98/1/1	314.8395	1.093	0.055	329	8.5	60.6	10.7	201.4	76.3
MB98/1/2	389.1245	1.099	-0.184	329.1	3.7	237.8	19.4	69.3	70.3
MB98/1/3	352.8278	1.112	-0.14	326.8	11.3	216.6	60	62.8	27.4
MB98/1/4	253.1608	1.137	0.828	179.7	13.3	280.9	39.4	74.7	47.5
MB98/1/5	279.5477	1.163	0.691	349.7	1.6	258.1	44.5	81.3	45.5
MB98/1/6	240.4111	1.147	0.365	174.2	2.4	265.1	19.7	77.5	70.2
MB98/2/1	305.3007	1.174	0.537	195.4	5.1	288.9	34.8	98.2	54.8
MB98/2/2	374.4019	1.213	0.099	349.6	5.4	229.8	79.1	80.5	9.4
MB98/2/3	317.9447	1.133	0.285	1.4	4.6	264.7	55.6	94.5	34
MB98/2/4	233.272	1.169	0.733	195.1	11.6	300.7	52.5	96.8	35.1
MB98/2/5	496.3	1.173	-0.174	348.9	2.7	258.2	14.8	88.9	74.9