

Ústav petrologie a strukturní geologie  
Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze



# TEKTONICKÝ VÝVOJ MARIÁNSKO-LÁZEŇSKÉHO KOMPLEXU A OKOLNÍCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTEK

**Diplomová práce**

Shumran Hafoudh

Vedoucí diplomové práce:  
Odborný konzultant:

Mgr. **Jiří Konopásek**, Ph.D.  
Mgr. **Petr Jeřábek**, Ph.D.

Srpen 2009

<b>Obsah</b>	<b>strana</b>
<b>0. Abstract</b>	3
<b>1. Úvod</b>	5
<b>2. Geologie západní části Českého masívu</b>	8
<b>3. Geologie studovaného území</b>	12
<i>3.1 Kladská jednotka</i>	12
3.1.1. Litologická charakteristika	14
3.1.2. Geochemická charakteristika	15
3.1.3. Metamorfnní charakteristika	16
3.1.4. Geochronologie	16
<i>3.2. Mariánsko-lázeňský komplex</i>	17
3.2.1. Litologická charakteristika	17
3.2.2. Geochemická charakteristika	18
3.2.3. Metamorfnní charakteristika	19
3.2.4. Geochronologie	20
<i>3.3. Tepelské krystalinikum</i>	22
3.3.1. Litologická charakteristika	22
3.3.2. Geochemická charakteristika	23
3.3.3. Metamorfnní charakteristika	23
3.3.4. Geochronologie	24
<b>4. Strukturní charakteristika</b>	25
<i>4.1. Strukturní charakteristika kladské jednotky</i>	25
4.1.1. Deformační událost D <sub>1</sub>	25
4.1.2. Deformační událost D <sub>2</sub>	27
4.2. Strukturní charakteristika mariánsko-lázeňského komplexu	27
4.2.1 Deformační událost D <sub>1</sub>	30
4.2.2. Orientace strukturních prvků z D <sub>1</sub> v horninách mariánsko-lázeňského komplexu	30
<i>4.3. Strukturní charakteristika tepelského krystalinika</i>	32
4.3.1. Deformační událost D <sub>1</sub>	33
4.3.2. Deformační událost D <sub>2</sub>	34

4.4. <i>Strukturní mapa a profily</i>	35
<b>5. Mřížková přednostní orientace</b>	38
5.1. Mikroskopický popis studovaných vzorků	38
5.2. Výsledky měření	40
<b>6. Metamorfnní podmínky na západním okraji tepelského krystalinika</b>	42
6.1. Mikroskopický popis studovaných vzorků	43
6.2. Odhady metamorfnních podmínek	48
<b>7. Diskuze</b>	55
<b>8. Závěr</b>	57
<b>9. Přehled použité literatury</b>	58
<b>Příloha 1. - Mapa lokalit</b>	62
<b>Příloha 2. - Terénní deník</b>	66

Diplomova práce vznikla za podpory Grantové agentury University Karlovy (projekt číslo B-GEO-270/2006).

Chtěl bych poděkovat vedoucímu práce Jiřímu Konopáskovi za čas, který mně věnoval vždy, když jsem ho potřeboval, za věcné debaty a společný čas strávený v terénu. Petru Jeřábkovi, Ondrovi Lexovi, Stanislavu Ulrichovi, Davidu Dolejšovi a Shah Wali Faryadovi bych chtěl poděkovat za jejich rady při nesčetných debatách. V neposlední řadě bych chtěl poděkovat paní Wontrobové za výbornou kávu, které jsem v posledních třech měsících vypil přes 50 litrů.

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci vypracoval samostatně a použil jsem pouze podklady (literaturu, mapy atd.) uvedené v příloženém seznamu (viz kapitola 9.).

V Praze dne ..... podpis.....

## Abstract

Tectonic evolution of the western margin of the Bohemian Massif is the result of southeastward Devonian subduction of the Saxothuringian Ocean followed by collision of the Saxothuringian continental crust with the easterly lying Teplá-Barrandian Domain during early Carboniferous (e.g. Franke 2000). Northwestern flank of the Teplá Barrandian Domain is represented by mafic and ultramafic rocks of the Mariánské Lázně Complex usually considered as an ophiolite complex documenting the closure of the Saxothuringian Ocean (e.g. Kastl & Tonika, 1984, Beard et al., 1994). Mariánské Lázně Complex is in the NW thrust over medium-grade metabasites and metasediments of the Kladská Unit with suggested Saxothuringian affinity (Kachlík, 1993), and in the SE it is overthrust by medium- to high-grade metasediments of the Teplá Complex (Cháb & Žáček, 1994). Geochronological data show that the northwestern flank of the Teplá-Barrandian Domain was exhumed already during Upper Devonian (Dallmeyer & Urban, 1998) and suggest apparent lack of deformation and metamorphism associated with Carboniferous collision. Our study has concentrated on structural record along the profile from the Kladská Unit to the Teplá Complex in order to separate structures produced during Devonian subduction and exhumation from those developed during Carboniferous collision.

Structural pattern of the Kladská Unit is defined by foliation moderately dipping to the SE in amphibolites, or by steep, NE-SW trending spaced cleavage in low grade metabasites. Lineation dips moderately towards the ENE.

Mariánské Lázně Complex consists of strongly serpentinized peridotite forming a NE-SW elongated body at its base, and of amphibolites with lenses and boudins of retrogressed eclogites. Amphibolites have metamorphic foliation defined by alternating bands with prevailing felsic or mafic minerals and the felsic bands often show migmatitic features. Foliation commonly surrounds low-strain domains of massive amphibolite and retrogressed eclogite.

Field observations reveal a systematic pattern that is common to both foliation and lineation. From the SE to the NW, the generally moderately inclined foliation and lineation change their direction of inclination from SE through ESE to E up to ENE. The Teplá Complex metasediments have homogeneously developed metamorphic foliation dipping generally towards the SE. Meter-decimeter scale folds and small-scale folds are



common. Their axial planes are steep and dip towards SE, their fold axes dip moderately to NE. Lineation dips moderately towards the SE.

In the Mariánské Lázně Complex, the presence of low-strain domains surrounded by newly developed migmatitic foliation suggests heterogeneous deformation during exhumation. The change in inclination of the foliation and lineation from SE to NE could be explained by a passive rotation of both structural elements around a rotation (fold) axis dipping moderately towards ENE. Folds with the same orientation are developed also in the Teplá Complex. Structural analysis suggests, that the rocks of all studied units have preserved old Devonian fabric, which is very weakly reworked by a Carboniferous deformation manifested by the development of steep cleavage in the Kladská Unit, development of a regional scale open-fold with an ENE-WSW trending axis in the Mariánské Lázně Complex and by weak decimeter-meter scale folding in the rocks of the Teplá Complex. The main Carboniferous deformation is thus probably concentrated in rocks underlying the Kladská Unit.

# 1. Úvod

Variské tektonometamorfní procesy daly vznik rozsáhlému horstvu, jehož izolované zbytky dnes vystupují v jižní Anglii, na Pyrenejském poloostrově, ve Francii a ve střední Evropě. Horstvo vzniklo následkem devonské až karbonské kolize typu kontinent-kontinent, mající charakteristiky Andského typu kolize (Schulmann et al. 2009). Jednu z největších odkrytých částí variscid tvoří Český masiv (obr. 1). Dělí se na dílčí horninové celky, které mají rozličný tektonometamorfní vývoj, různou stratigrafickou náplň a převážně tektonické omezení vůči svému okolí. Jsou to saxothuringikum, lugikum, tepelsko-barrandienská jednotka, moldanubikum a jednotka moravskoslezská (obr. 1b).

Rozhraní mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou je považováno za reliktní sutury, podle které probíhala devonsko-karbonská subdukce tzv. saxothuringického oceánu směrem k jihovýchodu pod tepelsko-barrandienskou jednotku (např. Franke 1989, 2000). Tato subdukce byla během spodního karbonu následována kontinentální kolizí. Tyto dva procesy představovaly řídicí síly pro utváření geologické stavby celého Českého masívu (Schulmann et al. 2009). Rozhraní mezi saxothuringickou a tepelsko-barrandienskou jednotkou je bohužel z větší části zakryté syn- až post-orogenními (variskými) plutonity, křídovými sedimenty a z největší části terciérním vulkanosedimentárním pokryvem oháreckého riftu (obr. 1b). Jediné místo, kde v Českém masívu najdeme odkrytý spojitý profil jdoucí napříč tímto variským rozhraním se nachází v západních Čechách v okolí měst Bečov nad Teplou, Teplá a Mariánský Lázně. Profil začíná v severozápadním cípu tepelsko-barrandienské jednotky a táhne se severozápadním směrem do dílčích geologických jednotek saxothuringika (obr. 1b).

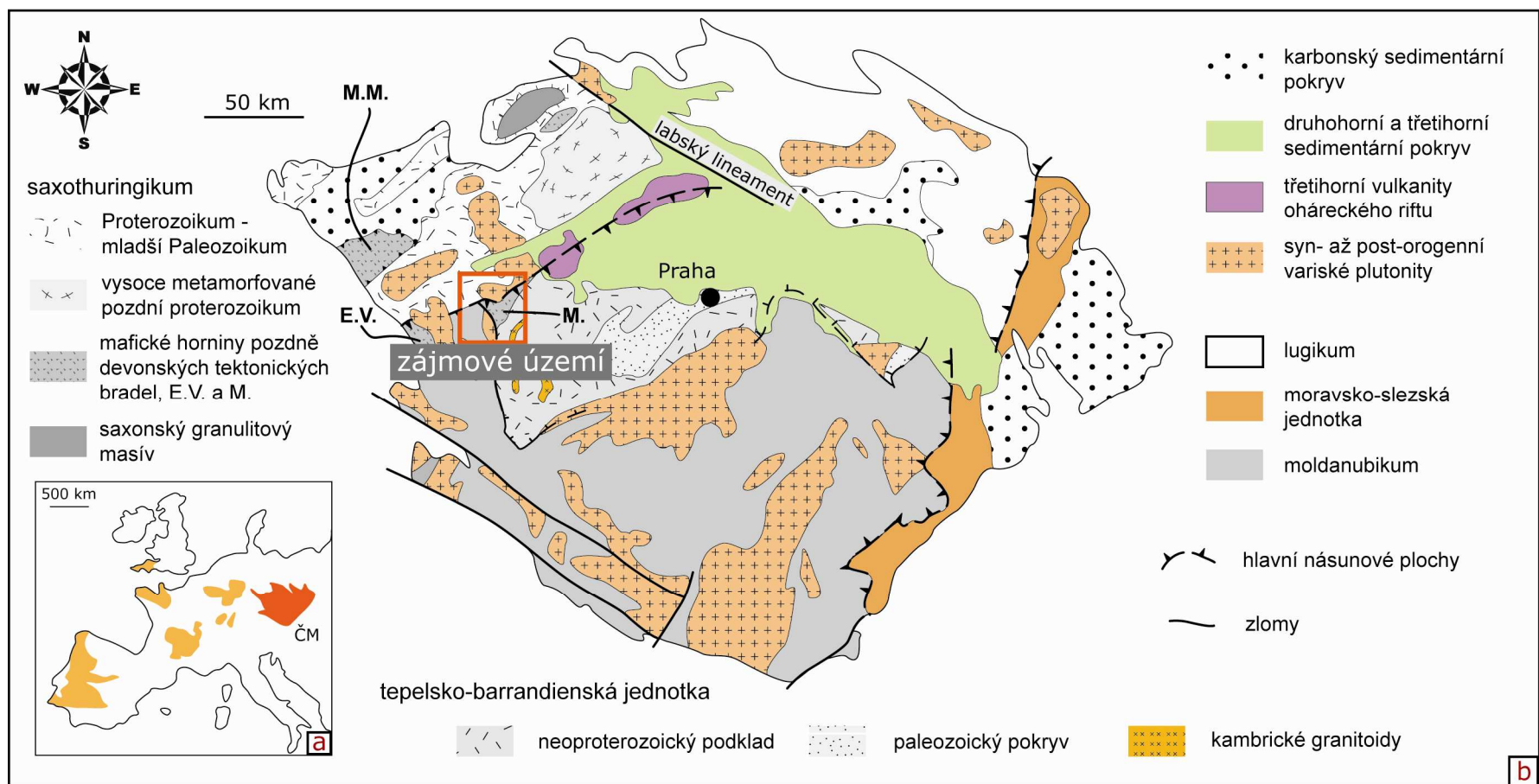
Tepelsko-barrandienská jednotka je na severozápadě reprezentována mafickými a ultramafickými horninami mariánsko-lázeňského komplexu, které byly nejčastěji interpretovány jako ofiolitový komplex dokumentující uzavření saxothuringického oceánu (např. Kastl & Tonika 1984, Beard et al. 1995). Na severozápadě je mariánsko-lázeňský komplex nasunutý na středně až nízce metamorfované metabazity a metasedimenty kladské jednotky o které se soudí, že má afinitu k horninám saxothuringika (Kachlík, 1993). Na jihovýchodě jsou s horninami mariánsko-lázeňského komplexu v tektonickém kontaktu středně až výše metamorfované sedimenty tepelského krystalinika (Cháb & Žáček 1994). Velice podobné výsledky z geochronologických dat získaných z analýz izotopických Sm/Nd

a Ar/Ar poměrů nasvědčují, že západní okraj tepelsko-barrandienské jednotky byl metamorfován a následně exhumován již ve svrchním devonu (Beard et al. 1995, Dallmeyer & Urban 1998). Zásadním problémem v pochopení geologického vývoje této části Českého masívu je fakt, že v celé tepelsko-barrandienské oblasti zdánlivě chybí jakýkoliv tektono-termální záznam událostí, které by souvisely s karbonskými deformačními a metamorfními procesy dobře dokumentovanými v severozápadně ležící jednotce saxothuringika (např. Kotková et al. 1996; von Quadt a Gebauer 1998; Werner a Lippolt 2000).

Tato diplomová práce se snaží pomocí studia deformačních struktur a s použitím petrologických metod porozumět geologickému vývoji hornin mariánsko-lázeňského komplexu a jednotek v jeho bezprostředním okolí. Hlavní otázky, na které chce odpovědět, jsou následující:

- a) Jaký je projev výše zmíněných dvou geochronologicky dobře dokumentovaných tektonometamorfních událostí v mariánsko-lázeňském komplexu a v jednotkách v jeho bezprostředním okolí?
- b) Existuje strukturní záznam karbonské kolize na západním okraji tepelsko-barrandienské jednotky?

Studie se soustřeďuje na strukturní profil z kladské jednotky přes mariánskolázeňský komplex až do tepelského krystalinika. Jejím cílem je vyčlenit struktury, které se vyvinuly při devonské subdukci a exhumaci od struktur, které vznikly vlivem karbonské kolize. Petrologické studium hornin tepelského krystalinika v bezprostředním nadloží mariánskolázeňského komplexu by mělo vysvětlit, jaké jsou teplotní a tlakové podmínky sblížení těchto dvou jednotek.



**Obrázek 1.** Zjednodušená geologická mapa Českého masívu (s důrazem na saxothuringikum a tepelsko-barrandienskou jednotku). (a) Izolované zbytky variského horstva v Evropě. ČM - Český masív. (b) Český masív a jeho rozdělení na dílčí horninové celky. Rámeček ukazuje zájmové území, jediné místo, kde se nachází spojitý profil rozhraní mezi Saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou. E.V. - zóna Erbendorf-Vohenstrauß; M.M. - münchberský masív; M. - mariánsko-lázeňský komplex. Mapa je upravená podle Schulmann et al. (2009).

## 2. Geologie západní části Českého masívu

Studovaná jednotka mariánskolázeňského komplexu a jednotky v jeho bezprostředním okolí se nachází na rozhraní mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou v západní části Českého masívu.

V širším kontextu se saxothuringikem rozumí severní a severozápadní část Českého masívu, která je podél střížné zóny se severozápad-jihovýchodním trendem označované jako labský lineament rozdělena na dvě části, na saxothuringikum s.s. a lugickou oblast (obr. 1b). Obě oblasti se liší různou mírou metamorfózy kadomského podkladu a jeho paleozoického sedimentárního pokryvu.

Mluví-li se o saxothuringiku, nejčastěji se jím chápou tři tektonicky odlišné skupiny jednotek. Jsou to para-autochtonní podklad, alochtonní jednotky středně devonského stáří derivované z tepelské sutury (Franke 2000) zachované ve formě tektonických bradel podél severozápadního okraje saxothuringika a alochtonní jednotky v jihovýchodní a centrální části, které mají karbonské stáří (Rötzler et al. 1998; Konopásek et al. 2001; Konopásek a Schulmann 2005) (Obr. 1b).

Starší para-autochtonní neoproterozoický podklad prošel polyfázovým metamorfickým a strukturním vývojem v průběhu kadomské a variské orogeneze. Je tvořen migmatity a pararulami, které byly intrudovány kambro-ordovickými vápenatoalkalickými granitoidy, jež byly variskou deformací přeměněny na ortoruly. Diskordantně na nich leží sled kambro-ordovických vulkanosedimentárních hornin, který pokračuje ordovicko-devonskými pelagickými sedimenty a je zakončen flyšovými sedimenty spodního karbonu.

Alochtonní jednotky střední a západní části Saxothuringika tvoří tektonická bradla Münchnberg (Obr. 1b), Wildenfels a Frankenberg (Franke 2000). Vyznačují se inverzní metamorfózou a klesajícím stářím ze strukturního nadloží do podloží. Spodní část alochtonu budují ordovicko-devonské pelagické sedimenty ekvivalentní horninám para-autochtonu, na nichž leží flyšové sedimenty. Strukturně vyšší část budují raně ordovické mafické horniny typu MORB (bazalty středo-oceánských hřbetů), které byly metamorfované v podmínkách eklogitové facie v čase ~ 395 milionů let, a sled středně metamorfovaných hornin, jejichž věk se podle zirkonů, hornblendů a slíd pohybuje mezi 380-365 miliony let (Franke et al. 1995b). Tyto jednotky jsou podle Frankeho (2000) exhumovány z rozhraní mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou oblastí, kde se podle něho nacházejí jejich horninové ekvivalenty, tj. mariánsko-lázeňský komplex s kladskou jednotkou (hlavní náplň této studie) a zóna erbendorf-vohenstrauss, která se nachází na západním okraji Českého

masívu (Obr. 1b). Metamorfní záznam v těchto bradlech je chápán jako důsledek prvotních projevů variské orogeneze dokládajících devonskou konvergenci mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou.

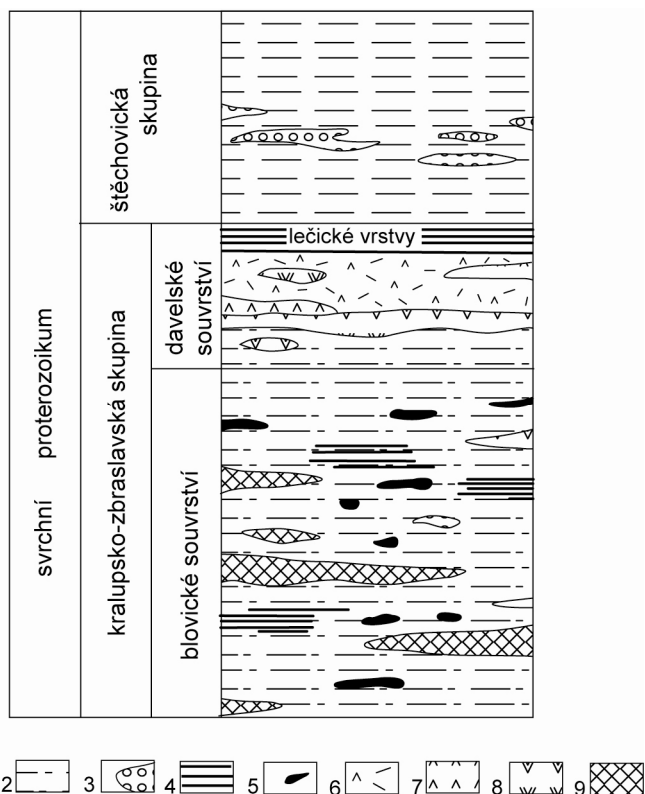
Alochtonní jednotky východní části Saxothuringika reprezentují příkrovy ležící na para-autochtonním podkladu. Ty se dělí na tzv. spodní krystalinický a svrchní krystalinický příkrov. Spodní krystalinický příkrov tvoří ortoruly asociované s mafickými eklogity a metasedimenty metamorfovanými v eklogitové facii (Konopásek et al. 2001). Nejvyšší metamorfní podmínky byly odhadnuty z mafických eklogitů a odpovídají 20-26 kbar a 630-700°C (Klápová et al. 1998). Svrchní krystalinický příkrov tvoří migmatitické ortoruly asociované s granulitickými rulami a vysokotlakými felsickými granulity. Metamorfní podmínky granulitů byly odhadnuty na tlaky okolo 15-20 kbar a teploty dosahující 800°C (Kotková 1993). Staří metamorfózy a exhumace bylo stanovené na 340 milionů let (Kotková 1996, Willner et al. 1997). Srovnání metamorfních stáří alochtonních jednotek na západním a východním okraji saxothuringické jednotky poukazuje na pokračující konvergenci mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou od středního devonu až do spodního karbonu.

Na území České republiky v oblasti Krušných hor, Smrčín a v podloží oháreckého riftu je saxothuringikum tradičně označováno jako krušnohorský komplex, který je tvořen především para-autochtonním podkladem a alochtonními jednotkami východního saxothuringika. V podloží studované oblasti je krušnohorský komplex reprezentován slabě metamorfovanými sedimenty a metabazity kladské jednotky a dále pak výše metamorfovanými sedimenty, rulami a migmatity tzv. slavkovského krystalinika (Obr. 2). Vzhledem k vyššímu stupni metamorfózy a silnému deformačnímu přetisku je řazení slavkovského krystalinika ke krušnohorskému komplexu problematické.

V tepelsko-barrandienské jednotce lze dobře rozlišit dvě strukturní patra: neoproterozoický, převážně slabě metamorfovaný podklad, na němž jsou diskordantně uloženy nemetamorfované staropaleozoické sledy sedimentárních hornin tzv. barrandienu.

Starší a velmi rozšířená část neoproterozoického podkladu označovaná jako kralupsko-zbraslavská skupina je tvořená sledem sedimentů (břidlic, prachovců a drob s vložkami konglomerátů a lydítů) doprovázených submarinním vulkanismem (Obr. 2). Charakter vulkanismu se měnil z bazických členů blovického souvrství (strukturně ve spodní části), k intermediálním a kyseljším členům davelského souvrství, které je zakončeno sledem černých břidlic lečických vrstev. Mladší část neoproterozoika, štěchovickou skupinu,

nalezneme v jihovýchodní části tepelsko-barrandienské jednotky. Tvoří ji siliciklastika s vložkami slepenců. Flyšový charakter a vulkanické vložky v sedimentárních sekvencích jsou interpretovány jako důsledek sedimentace na aktivním kontinentální okraji (Kachlík 2003). Na západním okraji jsou proterozoické sledy intrudovány granitoidy kambrického stáří (Obr. 1b, 3).



**Obrázek 2.** Stratigrafické schéma tepelsko-barrandienského proterozoika. 1 - střídání prachovců a jílových břidlic, 2 - střídání prachovců, drob a jílových břidlic, 3 - slepence, 4 - černé břidlice, 5 - lydity, 6 - pyroklastika kyselých a intermediálních vulkanitů, 7 - kyselá vulkanity, 8 - intermediální vulkanity, 9 - bazické vulkanity. (podle Maška 1981)

Na kadomsky deformovaném podkladu jsou diskordantně uloženy paleozoické sledy sedimentárních hornin, které můžeme rozdělit do dvou sedimentárních cyklů. Starší kambrický cyklus tvoří sedimentární sekvence slepenců, pískovců, drob a břidlic, které jsou ve svrchním kambriu doprovázeny vulkanismem spjatým s riftingem (Drost et al. 2004). Mladší ordovicko-devonský cyklus je reprezentován velkými mocnostmi ordovických siliciklastik doprovázených bazickým vulkanismem, sedimentací silurských graptolitových břidlic a silursko-devonských karbonátů zakončených givetskou sekvencí turbiditů, které mimo jiné obsahují i redeponované zirkony stejného stáří (Strnad & Mihaljevič 2006). Toto stáří koresponduje se stářím metamorfózy v okrajových částech tepelsko-barrandienské

jednotky.

Horniny tepelsko-barrandienské jednotky byly při variských horotvorných procesech zvrásněny. Podle karbonských sedimentů, které diskordantně nasedají na zvrásněné ordovické sledy, je pravděpodobné stáří deformace pozdní devon. Deformací byl postižený i neoproterozoický podklad, kde intenzita deformace a metamorfóza rostou směrem k západu. V tepelském krystaliniku a domažlickém krystaliniku, dosahují podmínky metamorfózy až amfibolitové facie.

Samotným tepelským krystalinikem se rozumí metamorfované sedimenty, pravděpodobně proterozoického stáří (viz kapitola 3.3.4), které navazují na horniny centrální části tepelsko-barrandienské jednotky. Podle některých autorů (Mašek 1981, Chlupáč 1993, Henjes-Kunst et al 1995) jsou metasedimenty svým chemismem podobné sedimentům kralupsko-zbraslavské skupiny svrchního proterozoika (viz výše) a proto k ní bývají řazeny. Spolu s podložním mariánsko-lázeňským komplexem tvoří důležitou náplň této studie.



### 3. Geologie studovaného území

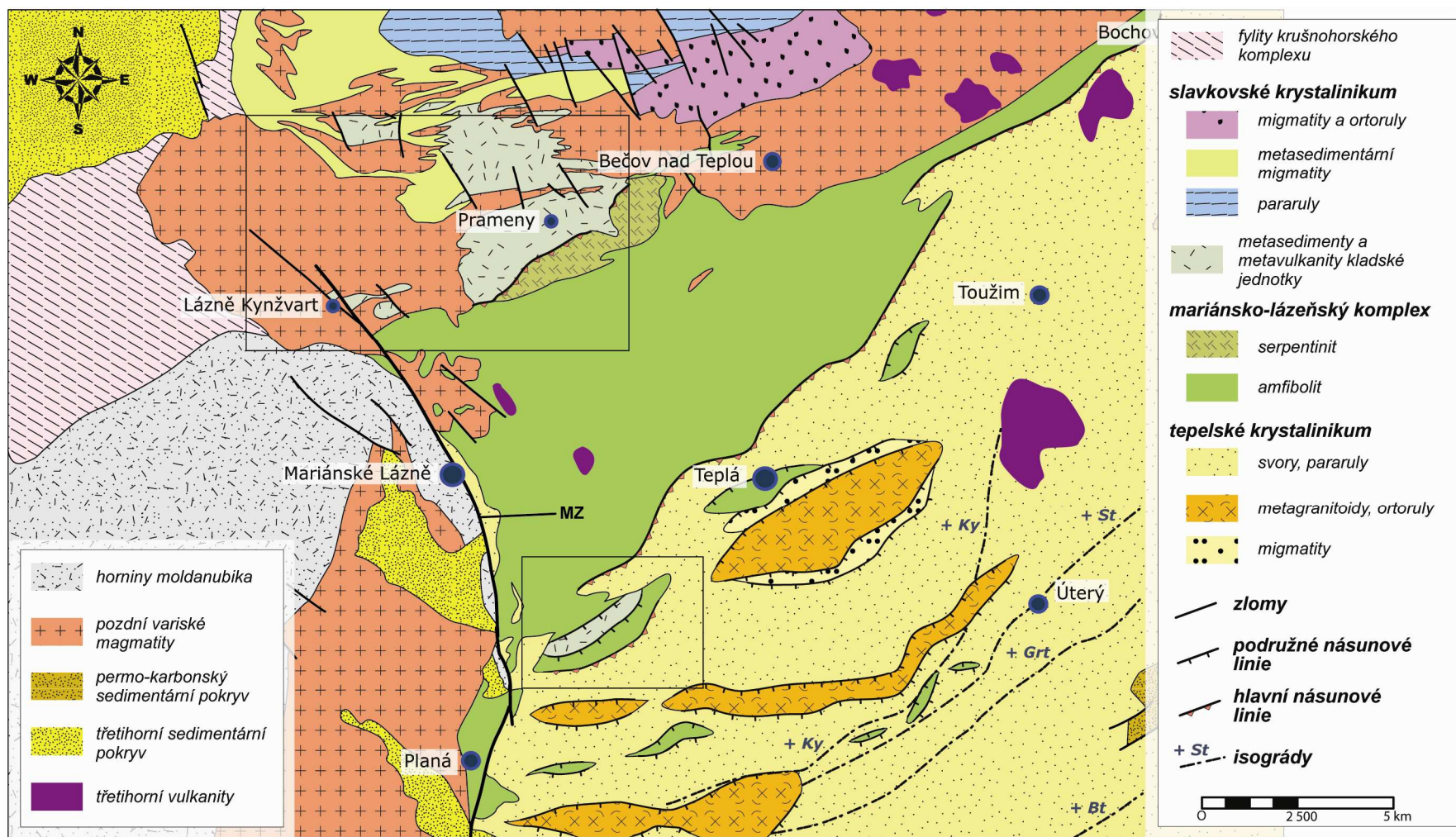
Studované území zahrnuje tři geologické jednotky. Kladskou jednotku na severozápadě (kromě Lazurového vrchu - viz níže), jejího jihovýchodního souseda, mariánsko-lázeňský komplex a tepelské krystalinikum, které vystupuje jihovýchodně od mariánsko-lázeňského komplexu (Obr. 3). Rozhraní mezi kladskou jednotkou a mariánsko-lázeňským komplexem je podle Kachlíka (1993,1997) chápáno jako přesmyková plocha s úklonem k jihovýchodu, podle které se mariánsko-lázeňský komplex nasouvá k severozápadu přes kladskou jednotku (Obr. 3, 4). Existence tohoto násunu je autorem vyvozena z velkého rozdílu metamorfózy mezi jednotkami (viz níže v této kapitole) a generelním trendem střížných ploch a foliací v jednotkách. Pro hranici mezi mariánsko-lázeňským komplexem a tepelským krystalinikem navrhují Cháb a Žáček (1994) přesmykovou plochu, po které se nasouvá tepelské krystalinikum směrem k severo-západu na mariánsko-lázeňský komplex (Obr. 3). Vzhledem k mladším studiím Zulaufa (2001) poukazujícím na existenci duktilních extenzních zlomů, datům ze seismického profilu (Tomek et al. 1997), kde hlavní reflexní rozhraní mají v zájmové oblasti sklon k jihovýchodu a v neposlední řadě díky nižšímu stupni metamorfózy tepelského krystalinika oproti mariánsko-lázeňskému komplexu je pravděpodobnější normálový smysl pohybu na daném rozhraní. Nicméně, nic nevylučuje, že bylo rozhraní později reaktivované jako plocha násunu tepelského krystalinika na mariánsko-lázeňský komplex.

Následující podpis jde ze strukturního podloží směrem do strukturního nadloží, tedy z kladské jednotky přes mariánsko-lázeňský komplex až do tepelského krystalinika.

Zkratky minerálů použité v dokumentu jsou podle Kretze (1983).

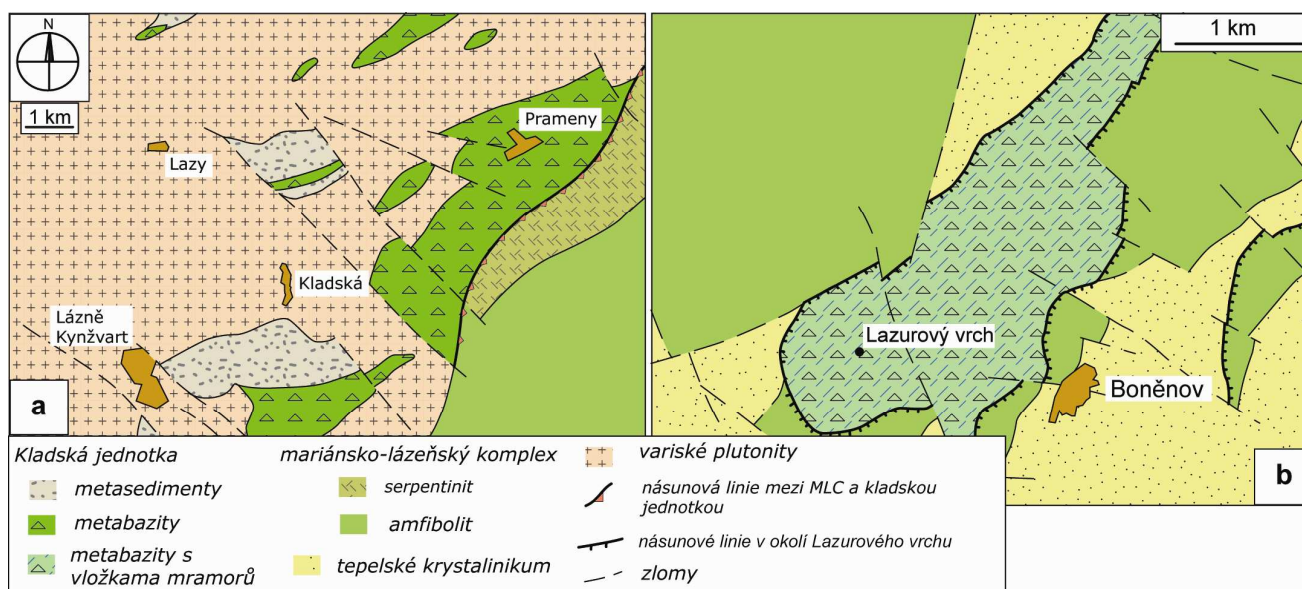
#### 3.1. Kladská jednotka

Kladská jednotka byla definována Kachlíkem (1993). Objevuje se v tektonickém nadloží jednotky slavkovského krystalinika a v podloží mariánsko-lázeňského komplexu. Výjimku tvoří metabazity s vložkami metasedimentů a mramorů v oblasti Lazurového vrchu na jihovýchodním okraji mariánsko-lázeňského komplexu (Obr. 3, 4), které byly vzhledem k podobnému stupni metamorfózy přiřazeny Kachlíkem (1993) rovněž ke kladské jednotce.



**Obrázek 3.** Geologická mapa studované oblasti. Rámečky lokalizují podrobnou geologickou mapu kladské jednotky v obrázku 4. MZ - mariánsko-lázeňský zlom. Metamorfní isogrady jsou zakresleny dle map v Žáček a Cháb (1993). Mapa je zpracovaná podle geologické mapy ČSSR 1 : 200 000 (Zoubek 1963).

Horniny kladské jednotky tvoří větší či menší osamocené výskyty ve většině případů obklopené syn- až post-orogenními variskými plutonity. Vyskytují se u severozápadní hranice mariánsko-lázeňského komplexu mezi městy Lázně Kynžvart, Lazy, a vesnicí Prameny a v oblasti Lazurového vrchu západně od obce Boněnov (Obr. 4).



**Obrázek 4.** Podrobná geologická mapa kladské jednotky. (a) Severozápadní část - okolí Lázní Kynžvart a Pramenů. (b) Jihovýchodní část - Lazurový vrch. (Upraveno podle Kachlíka 1993, 1997)

Do vzniku nové definice kladské jednotky (Kachlík 1993) byly horniny této jednotky považovány za součást mariánsko-lázeňského komplexu. Jejich kontrastní metamorfóza byla odhalena již v šedesátých letech Fialou a Vondrovou (v Zoubek et al. 1963), kteří označili horniny jako tzv. kladskou sérii. Kachlík (1993) podle svých terénních studií definici upravil a na základě odhadů rozdílů metamorfózy mezi kladskou jednotkou a nadložním mariánsko-lázeňským komplexem mezi nimi stanovil výše zmiňovanou důležitou tektonickou linii.

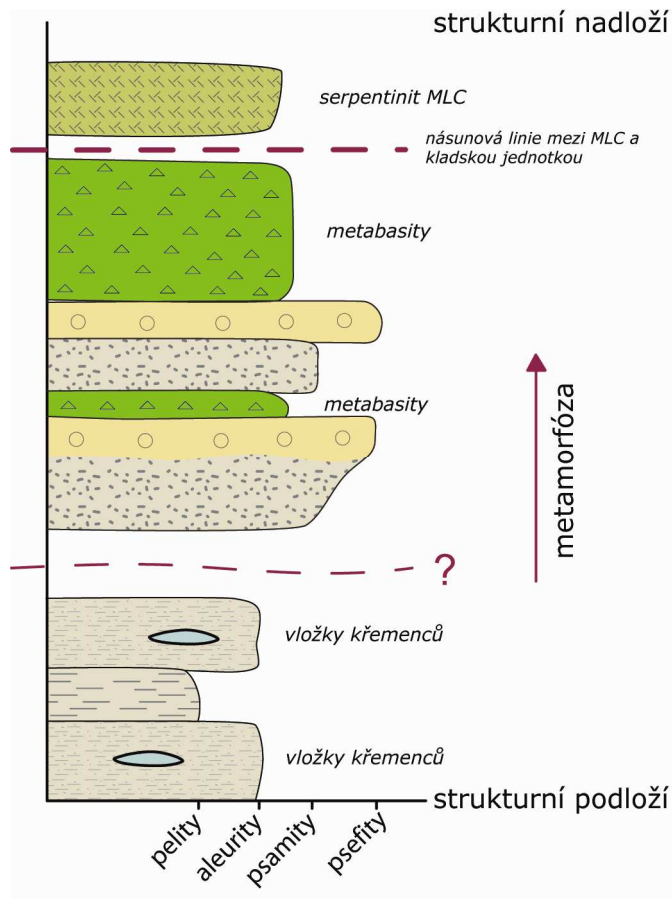
### 3.1.1. Litologická charakteristika

Hlavní horninové typy kladské jednotky vyčleněné Kachlíkem (1993) jsou (Obr. 4, 5):

- 1) metapelity - metaaleurity s vložkami kvarcitů metamorfované na různé typy břidlic bohatých na metamorfní amfibol,
- 2) metapsamity (výjimečně až metapsefity) s vložkami kvarcitů, často bohaté metamorfním amfibolem,



3) metabazity - tufy a brekcie lávových proudů s reliktními primárními magmatickými texturami. Tyto horniny obsahují v okolí Lazurového vrchu vložky mramorů a metasedimentů.



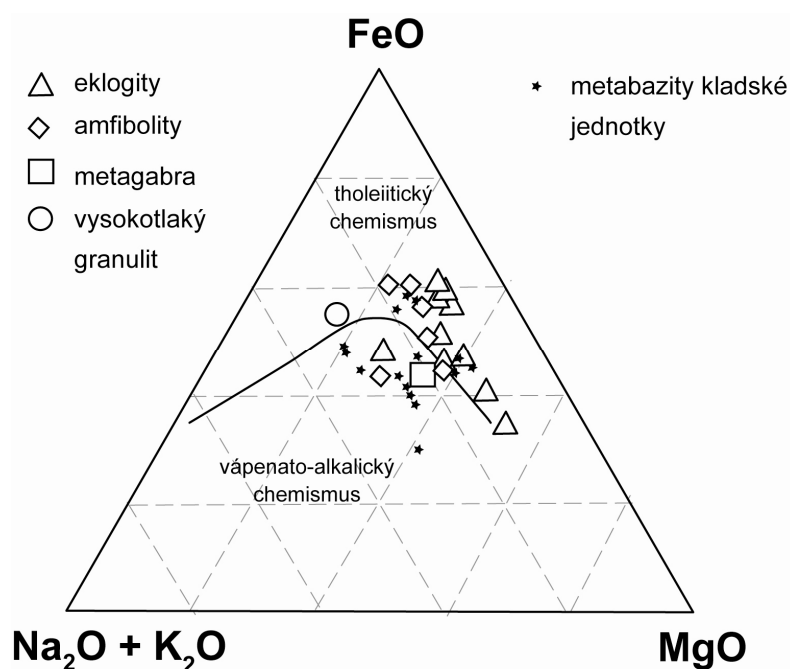
**Obrázek 5.** Zjednodušený log diagram znázorňující horniny kladské jednotky podle Kachlíka (1993).

v těsném sousedství s mariánsko-lázeňským komplexem a na Lazurovém vrchu. V okolí Lázní Kynžvart se vyskytují slabě metamorfované variety bazaltů se zachovanými magmatickými texturami (hlavně různé typy vulkanických brekcií).

### 3.1.2. Geochemická charakteristika

Na základě obsahů hlavních a stopových prvků se mafické horniny kladské jednotky řadí mezi alkalické a subalkalické metabazity, nicméně alkalické typy převládají. Na rozdíl od méně alkalických metabazitů mariánsko-lázeňského komplexu ukazují vyšší poměry  $Fe_{tot}/Mg$ . Spolu s vyšší mírou alkálií se posouvají v diferenciační řadě ke zralejším členům (Obr. 6), což

by mohlo poukazovat na jejich vnitrodeskový původ (Kachlík 1997).



**Obrázek 6.** AFM diagram s rozlišeným vápenato-alkalickým a tholeiitickým chemismem podle Irvine a Baragar (1971). Data jsou převzata z Timmermann et al. (2004), Štedrá (2001), Beard et al. (1995) a Kachlík (1997).

### 3.1.3. Metamorfnní charakteristika

Metasedimenty a metabazity kladské jednotky jsou charakteristické nízkotlakou metamorfózou. V metabazitech existuje inverzní metamorfnní zonálnost jdoucí od západu směrem na východ ze strukturního podloží do nadloží z biotitové až do andalusitové zóny, která je doprovázena zvětšováním velikosti zrn plagioklasu, amfibolu a epidotu spolu s úbytkem reliktních primárních magmatických textur. Ve svrchních částech metasedimentární sekvence kladské jednotky se vzácně vyskytují granáty, cordierity a draselné živce.

Metamorfnní minerální asociace metabazitů dosahují epidot-amfibolitové facie. Podle amfibol-plagioklasové termobarometrie odvodil Kachlík (1997) metamorfnní podmínky odpovídající teplotám 500 - 640 °C a tlakům 4 - 6 kbar. Na rozdíl od hornin mariánsko-lázeňského komplexu nenesou tyto metabazity žádné známky vysokotlaké metamorfózy.

### 3.1.4. Geochronologie

Jediná geochronologická data z této oblasti získal Kreuzer (1989). Jsou to data

vypovídající o stáří uzavření K-Ar systému v metamorfním amfibolu metabazitu kladské jednotky, který byl odebraný západně od obce Prameny. Data ukazují stáří chladnutí  $363 \pm 9$  a  $362 \pm 8$  Ma, která jsou ve shodě s věky chladnutí získanými v nadložním mariánsko-lázeňském komplexu a tepelském krystaliniku (např. Beard et al. 1995, Dallmeyer et al. 1998, Timmermann et al., 2004).

## 3.2. Mariánsko-lázeňský komplex

Mariánsko-lázeňský komplex se rozkládá mezi městy Bečov nad Teplou, Mariánskými Lázněmi a Teplou (Obr. 3). Jak již bylo výše uvedeno, liší se od podložní kladské jednotky především svým vyšším metamorfním stupněm a primitivním charakterem svého protolitu. Na jihovýchodě sousedí mariánsko-lázeňský komplex s tepelským krystalinikem. Jihozápadní hranici mariánsko-lázeňského komplexu tvoří mariánsko-lázeňský zlom, který je na západní straně lemován syn- až post-orogenními (variskými) plutonity a terciárními sedimenty (Obr. 3).

### 3.2.1. Litologická charakteristika

Na bázi mariánsko-lázeňského komplexu se nachází silně serpentinizované peridotity s žilkami pyroxenitů, které tvoří těleso protažené do severovýchod-jihozápadního směru. Na okrajích je lemováno tremolitickými a aktinolitickými břidlicemi. Minerální asociace obsahuje především Atg (či jiný minerál skupiny serpentinu), Phl, Opx, Cpx, případně Tr a Act.

Mariánsko-lázeňský komplex obsahuje širokou škálu amfibolitů s různými metamorfními charakteristikami. Tvoří nejobemnější skupinu hornin v mariánsko-lázeňském komplexu. Mezi amfibolickými rulami, masivními amfibolity, střednězrnnými amfibolity a migmatitizovanými amfibolity existuje celá řada přechodných členů. V centrální části mariánsko-lázeňského komplexu obsahují amfibolity domény vysokotlakých hornin, nejčastěji ve formě silně mafických amfibolitů, různou mírou zpětně přeměněných eklogitů a vysokotlakých granulitů. Výjimečně obsahují metabazity i vložky ortorul. Minerální asociace jsou tvořené hlavně Hbl, Pl, Qtz, Bt a v menší míře i Chl. Různou mírou zpětně přeměněné eklogity mají častý Zo a někdy i Ky.

Na jihovýchodním okraji mariánsko-lázeňského komplexu a v přilehlé části tepelského krystalinika se vyskytují metagabra. Představují bazické horniny s dobře zachovalou

magmatickou stavbou a s relikty magmatických minerálních asociací Pl, Cpx, Ilm, Ap ± amfibol. Metamorfní minerály, které nahrazují původní magmatické jsou především metamorfní amfibol, Grt a výjimečně i Zo a Ky, které ale nikdy nedosahují velikostí ani habitu Zo a Ky z mariánsko-lázeňských eklogitů (Štědrá 2001).

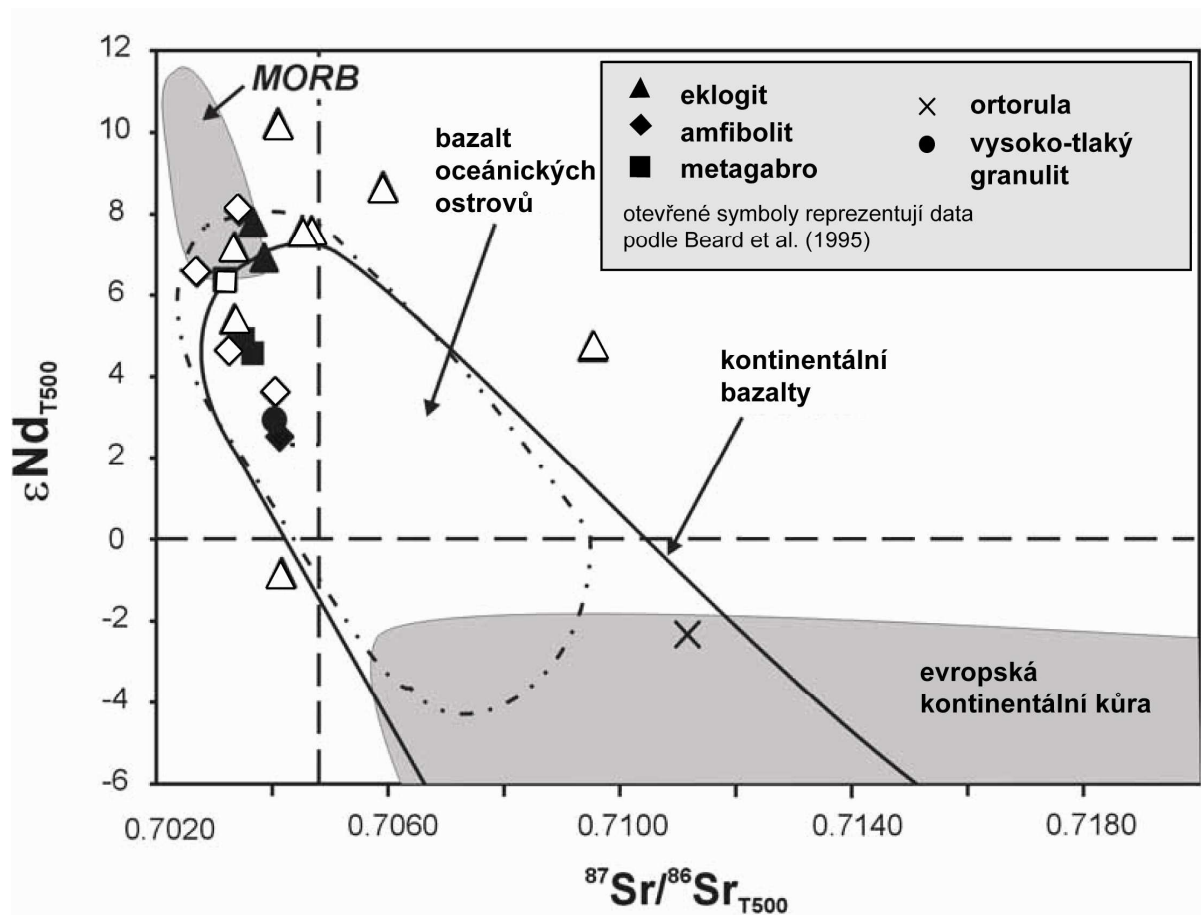
### 3.2.2. Geochemická charakteristika

První analýzy hornin mariánsko-lázeňského komplexu byly provedeny Kastlem a Tonikou (1984), kteří zpracovali celkem 82 chemických analýz amfibolitů, serpentinitů, tremolitických břidlic, gaber, gabrodioritů a eklogitů. Většina vzorků spadá na hranici alkalické a subalkalické série hornin. Autoři argumentovali, že zvýšené obsahy alkálií jsou výsledkem metamorfózy a horniny tedy spíše řadili k subalkalickým sériím, které reprezentují abysální tholeiity. Dále autoři zjistili, že serpentinitové těleso na bázi mariánsko-lázeňského komplexu svým chemismem koresponduje se serpentinity atlantského středooceánského hřbetu. S přihlédnutím k jiným příkladům ve světě označili horniny mariánsko-lázeňského komplexu za ofiolitovou sérii.

Práce Beard et al. (1995) ve směs potvrzuje chemické charakteristiky získané Kastlem a Tonikou (1984). Horniny, které autoři analyzovali, byly eklogity, granátické amfibolity a jedno metagabro. Autoři horniny popsali jako subalkalické horniny, které v AFM diagramu ukazují více-méně železem obohacený trend typický pro tholeiitické bazalty (Obr. 6). Podle hodnot  $\epsilon Nd$  a poměrů  $^{87}Sr/^{86}Sr$  byl jejich protolitem bazalt typu MORB a ve spíše výjimečných případech bazalt oceánických ostrovů (Obr. 7).

Rozsáhlé analýzy stopových a hlavních prvků amfibolitů, eklogitů, metagaber a ortorul byly provedeny Štědrá (2001). Porovnáním stopových prvků autorka zjistila, že horniny neodpovídají přímo ofiolitové asociaci, ale spíše reflektují promíchání oceánické kůry se spodní kontinentální kůrou, jež následně prodělala metamorfózu.

Studie Timmermanové et al. (2004) se k této interpretaci přiklání. Podle vyšší hodnoty  $\epsilon Nd$  a nižších poměrů  $^{87}Sr/^{86}Sr$  odpovídá většina vzorků eklogitů lehce obohacené oceánské kůře, nicméně analýza ortoruly se zápornými hodnotami  $\epsilon Nd$  a vyššími poměry  $^{87}Sr/^{86}Sr$  naznačuje původ ve spodní části ztlustěné kůry (Obr. 7), což vede autory ke shodě s prací Štědré (2001).



**Obrázek 7.** Diagram  $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vypočítaný pro 500 Ma. Data pochází z Timmermann et al. (2004) a Beard et al. (1995). Pole bazaltů oceánických ostrovů a kontinentů jsou podle White (1999). Pole MORB je podle Taylor et al. (1997) a Kempton et al. (2002). Evropská kontinentální kůra (pre-mezoziická) je podle Gerdes et al. (2000). Převzato a upraveno z Timmermann (2004).

### 3.2.3. Metamorfní charakteristika

Mariánsko-lázeňský komplex budují hlavně metamorfované horniny. Nejnižší metamorfóza je zaznamenaná v metagabrech, kde jsou místy přítomné relikt magmatických textur jen částečně přetištěných metamorfními procesy. Nicméně horniny s tímto texturním záznamem tvoří jen domény, které jsou uzavřené ve výše metamorfovaných metabazitech. Hlavní metamorfní minerální asociace metagaber tvoří Hbl, Zo a Ky. Horniny byly Štědrou (2001) podrobeny termobarometrickým analýzám (viz níže).

Ultrabazické horniny, vyskytující se na bázi mariánsko-lázeňského komplexu jsou silně serpentinizované. Jejich okraje tvoří tremolitické a aktinolitické břidlice. Metamorfní podmínky hornin nebyly studovány.

Metamorfóza nadložních amfibolitů s budinami eklogitů a granulitů, amfibolických rul a metagaber byla podrobně studována Štědrou (2001). Metamorfní dráha eklogitů začíná



v tlacích okolo 20 kbar a teplot mezi 600 - 800 °C. Vývoj pokračuje exhumací hornin do tlaků okolo 12 kbar, který byl doprovázen slabým zvýšením teploty. V poslední fázi došlo k isobarickému snižování teploty na 600 - 750 °C (Obr. 8a).

Minerální asociace granulitů nepřesahují tlaky 18 kbar. První fáze metamorfózy vypovídá o dlouhém setrvání hornin v místech spodní kůry, kde docházelo k isobarickému prohřívání z teplot 550° až do 750°-800°C. Ve druhé fázi dochází k téměř isothermální dekompresi z tlaků 16-18 kbar do zhruba 11 kbar. Třetí fáze odráží rychlé isobarické klesání teplot z 750°-800°C do 630°-720°C (Obr. 8b).

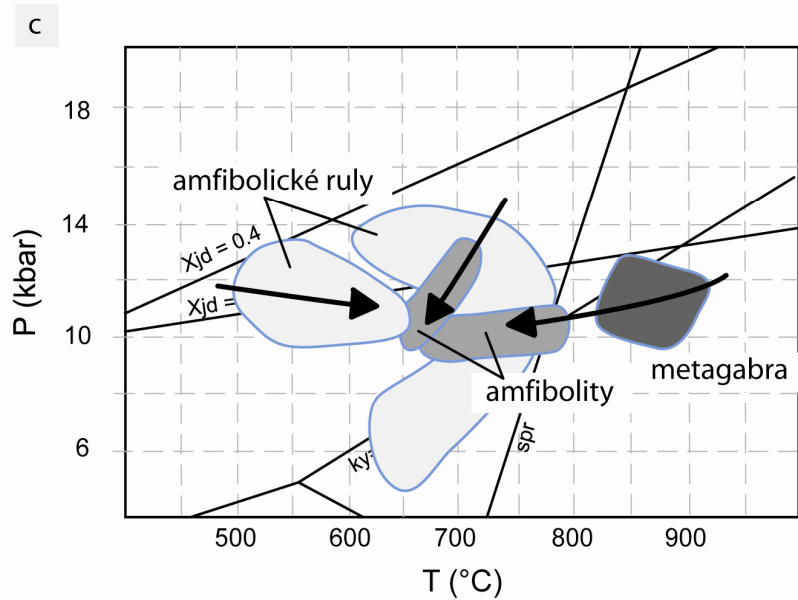
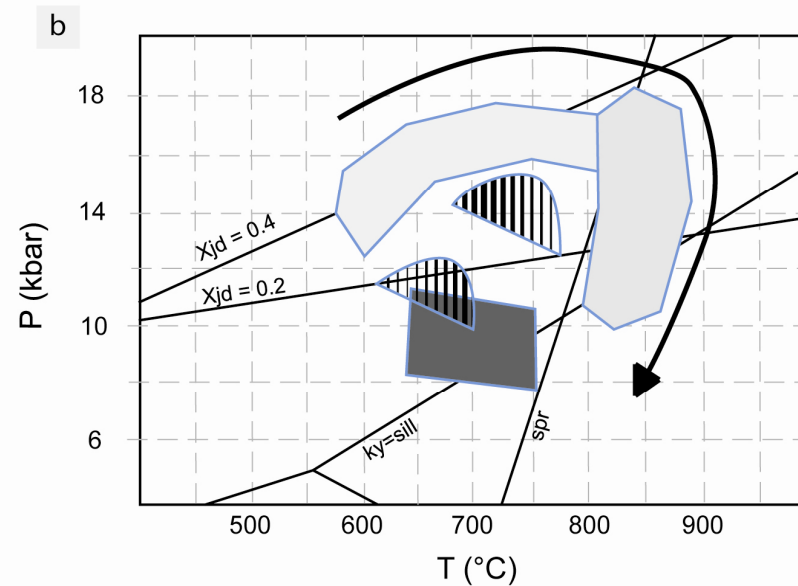
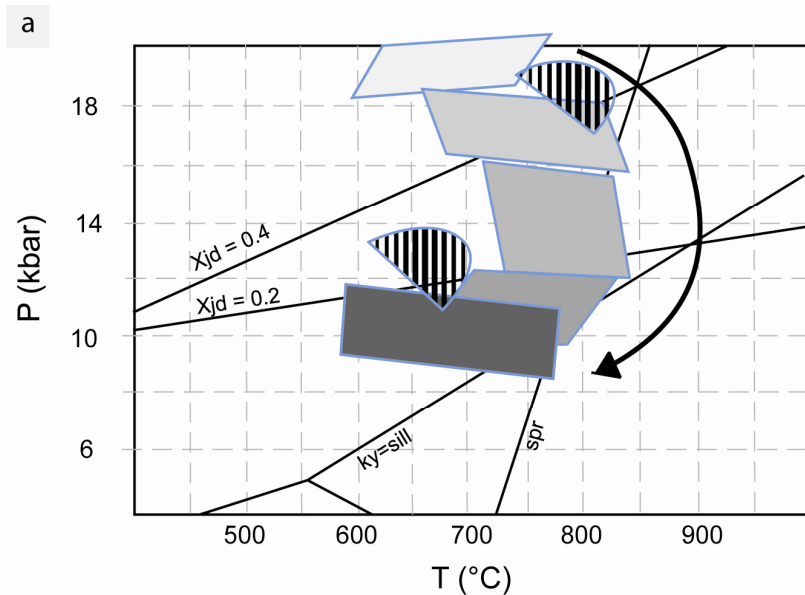
Metagabra dokládají dráhu počínající v magmatické fázi, která proběhla ve střední kůře (10-12 kbar), a kterou následovalo pomalé chladnutí a možná slabý nárůst tlaků. Další data dokládají rychlé zchlazení za isobarických podmínek, které je podobné třetí fázi metamorfózy granulitů (Obr. 8c).

Amfibolity vykazují charakteristiky dekompresie podobné u eklogitů a isobarické zchlazování, které je pozorované v metagabrech. Metamorfní podmínky amfibolických rul široce varírují v P-T poli. Studované vzorky ukazují záznamy metamorfózy od nejspodnější části eklogitové facie přes epidot-amfibolitovou facii až do facie zelených břidlic (Obr. 8c).

### 3.2.4. Geochronologie

Bowes a Aftalion (1991) měřeními isotopických poměrů U-Pb v zirkonech datovali gabrový pegmatit tvořící hrubozrnné domény uvnitř granátických metagaber na jihovýchodní okraji mariánsko-lázeňského komplexu nedaleko obce Vyškovice. Zjištěný raně ordovický věk  $494 \pm 2$  Ma byl interpretován jako věk krystalizace zirkonových frakcí. Podle autorů by věk mohl odpovídat intruzi gaber.

Geochronologie provedená pomocí analýzy izotopických poměrů Sm a Nd u granátů a omfacitů ze dvou vzorků eklogitu analyzovaných Beardem et al. (1995) ukazuje věky  $377 \pm 7$  a  $367 \pm 4$  Ma. Autoři tyto věky interpretují jako záznam vysokotlaké metamorfózy, která proběhla při subdukcii saxothuringického oceánu pod tepelsko-barrandienskou jednotku.



**Obrázek 8.** PT diagramy s vnesenými termobarometrickými daty (a) eklogitů, (b) granulitů a (c) amfibolitů, amfibolických rul a metagaber podle Štedré (2001). Šrafovaná pole representují minimální tlaky odvozené z jadeitové složky klinopyroxenu. Isopléty jadeitu ( $X_{jd}$ ) jsou převzaty podle Gasparik a Lindsley (1980), linie spr označuje spodní limit stability safirinu podle Ackerman et al. (1975).

Dallmeyer et al. (1998) získali z koncentrátů obecných amfibolů metagaber a jemnozrnných amfibolitů konzistentní Ar/Ar věky chladnutí mezi 370 a 375 miliony let. Podle autorů tyto věky dokládají relativně rychlé zchlazování, které následovalo variskou (raně devonskou) regionální metamorfózu, popisovanou Beardem et al. (1995).

Stáří deformované pegmatitové žíly měřené pomocí Ar/Ar metody (Bowes et al., 2002), která protíná amfibolity a jejich struktury, je  $378,7 \pm 3,5$  a  $379,5 \pm 4,3$  Ma. Společně s výše uvedenými daty poukazují věky na relativně rychlé exhumační procesy v mariánsko-lázeňském komplexu.

U-Pb analýzy zirkonů, monazitů, titanitů a rutilů z eklogitů, vysoko-tlakých granulitů, amfibolitů, ortorul a leukosomu z krčku budiny mafického amfibolitu poukazují na dvě věkové skupiny - (1) ~540 milionů let a (2) ~380 milionů let (Timmermannová et al., 2004). Z petrografických a katodoluminiscenčních studií autoři usuzují, že starší věky odráží protolitové stáří hornin, kdežto mladší souvisí s variskou exhumací a s ní asociovaným dekompresním tavením v podmínkách vyšší amfibolitové až granulitové facie. Implikují, že stáří získané Beardem et al. (1995) nesouvisí přímo se stářím eklogitové metamorfózy, ale spíše s metamorfním přetiskem v amfibolitové až granulitové facii.

### 3.3. Tepelské krystalinikum

Tepelské krystalinikum leží na severozápadním okraji barrandienského proterozoika, z něhož se pozvolna vyvíjí přibýváním metamorfózy. Podle Mísaře (1983) tvoří jeho jihovýchodní hranici biotitová isograda. Na severozápadě sousedí s podložním mariánsko-lázeňským komplexem. Na severovýchodě se noří pod sedimenty permokarbonu a vulkanity doupovského stratovulkánu. Mariánsko-lázeňský zlom tvoří jeho jihozápadní hranici (Obr. 3).

#### 3.3.1. *Litologická charakteristika*

Na jihovýchodě je tepelské krystalinikum budováno metadrobami a metaprachovci s vložkami metavulkanitů. Směrem na severozápad se zvyšuje deformace a metamorfóza hornin, následkem čehož se horniny pozvolna mění ve svory a pararuly. Do hornin intrudovala tělesa granitoidů dnes známá jako lestkovský metagranit, hanovská a tepelská ortorula. Protolity metagranitů a ortorul mají charakter granitů, granodioritů až tonalitů (Dörr et al. 1998). Jemnozrnné heterogenní partie, které se nachází v externích částech tepelské ortoruly, by mohly representovat migmatity vzniklé z přilehlých sedimentů (Cháb a Žáček 1994).

### 3.3.2. Geochemická charakteristika

Žádné podrobné geochemické studie nebyly v oblasti tepelského krystalinika provedeny. Nicméně, podle některých autorů (Mašek 1981, Chlupáč 1993, Henjes-Kunst et al 1995) jsou metasedimenty podle obsahů stopových prvků podobné sedimentům kralupsko-zbraslavské skupiny svrchního proterozoika a proto k ní bývají řazeny.

### 3.3.3. Metamorfnní charakteristika

Z jihovýchodu na severozápad je v tepelském krystaliniku vyvinutá barrovienská metamorfóza, která je charakterizovaná isográdami se severovýchod-jihozápadním trendem. Jsou to biotitová, granátová, staurolitová a kyanitová isograda (Obr. 3; Cháb a Žáček 1994). I přes přítomnost reliktních kadomských minerálních asociací barrovienského typu je výše popsána barrovienská metamorfóza podle Zulaufa (1997) variského původu: granitoidy kambriického stáří, které se nacházejí západně od St isogrady, byly silně deformované a dnes jsou reprezentované ortorulami; dále pak byl And raně ordovických pegmatitů nahrazen variským Ky (Žáček 1994) a Crd z kontaktní aureoly lestkovského plutonu nahrazen St (Cháb a Žáček 1994), což naznačuje, že St isograda odráží variský a ne kadomský metamorfnní cyklus.

Metamorfnní podmínky hornin tepelského krystalinika byly studovány Žáčkem a Chábem (Žáček 1992, Žáček a Cháb 1993, Cháb a Žáček 1994, Žáček a Cháb 1998) a Zulaufem (1997). Studie byly zaměřeny na korelaci minerálů a jejich chemismu s experimentálně odvozenými poli stability minerálů a reakcí v p,T prostoru, ale také na Grt - Bt termometrii a GASP barometrii.

Autoři Žáček a Cháb (1998) spatřují v horninách tepelského krystalinika tři metamorfnní události. První je charakteristická krystalizací Grt a minerálních asociací v granátové a staurolitové zóně, kde docházelo k růstu teploty (450 - 520 °C) za konstantního tlaku 3-4 kbar nebo klesajícího tlaku (Žáček et al. 1993). Tuto etapu označují jako kadomskou. Ta je přetištěna metamorfózou ve vyšších tlacích a středních teplotách zaznamenanou ve staurolitové a kyanitové zóně: 5 - 7,7 kbar a 530 - 620 °C podle Žáčka (1992); 5 - 8,7 kbar a 550 - 645 °C podle Chába a Žáčka (1994). Nejvyšší tlaky jsou měřeny v kyanitové zóně. Metamorfózu asociují se ztluštěním kůry a segmentací kyanitové zóny na šupiny s různou rychlostí výzdvihu. Spolu s výzdvihem autoři asociují imbrikaci tepelského krystalinika horninami mariánsko-lázeňského komplexu, jejíž výsledkem jsou dnes osamocené výskyty

hornin mariánsko-lázeňského komplexu v západní části tepelského krystalinika (Obr. 3). Stáří metamorfózy autoři neuvádějí. Poslední metamorfní etapu autoři Žáček a Cháb (1998) spatřují v podsouvání mariánsko-lázeňského komplexu pod tepelské krystalinikum podél pásma vysokoteplotních mylonitů, zachovaných jako silimanitické, silně usměrněné ruly, kdy došlo k výzdvihu a dekompresi hornin tepelského krystalinika a k reaktivaci foliací spojené s rekrystalizací slíd v celém tepelském krystaliniku. Této poslední události připisují věky, které byly získané z koncentrátů muskovitů a hornblendů autory Dallmeyer a Urban (1998) (viz níže). Přesné teplotní a tlakové podmínky této poslední metamorfní události neuvádějí.

Termobarometrická měření Zulaufa (1997) poukazují na tlaky 6 - 7 kbar a teploty 500 - 570 °C pro granátovou zónu a tlaky 6 - 9 kbar a teploty 550 - 600 °C pro staurolitovou zónu. Autor metamorfním procesům připisuje pozdně devonské variské stáří (viz níže).

#### 3.3.4. *Geochronologie*

V tepelském krystaliniku bylo metodou U-Pb určeno stáří zirkonů z metagranitoidů a ortorul (Dörr et al. 1998). Získaná stáří 510 - 520 milionů let jsou interpretována jako stáří intruze granitoidních hornin do okolních sedimentů.

Dále byly autory Dallmeyerem a Urbanem (1994) metodou Ar-Ar a K-Ar datovány Hbl a Ms z metasedimentů tepelského krystalinika. Data poukazují na věky  $382.9 \pm 2.5$  a  $369.4 \pm 0.8$  Ma, které dokládají fakt, že horniny tepelského krystalinika dosáhly minimální teploty 500°C během raných fází variské orogeneze.

## 4. Strukturní charakteristika

Mezi hlavní náplň této studie patří popis strukturních prvků studovaných jednotek. Vychází z terénní práce, která byla realizovaná především v letních měsících let 2007 a 2008. Bylo navštívených přes 150 lokalit (Příloha 1) a vyhodnoceno přes 1400 strukturních prvků. Lokality se soustřeďují především do míst dvou profilů vedoucích z kladské jednotky do mariánsko-lázeňského komplexu a dále do tepelského krystalinika. Strukturní profily vyznačené na obrázku 16 jsou uvedené na konci této kapitoly (Obr. 17).

Popis je strukturovaný jako v předešlé kapitole, tj. začíná ve strukturním podloží a jde do strukturního nadloží.

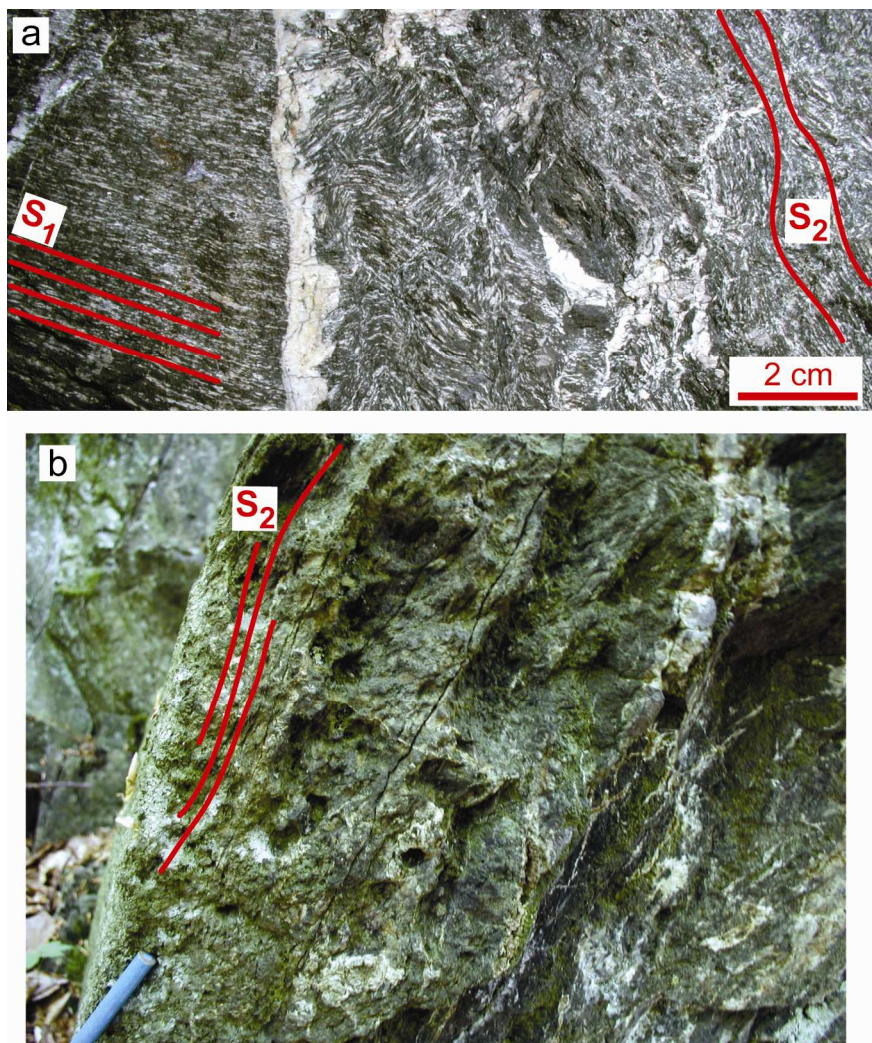
### 4.1. Strukturní charakteristika kladské jednotky

Hlavní oblasti s výchozy jsou v této jednotce situovány v metabazitech blízko obce Prameny, v okolí Lázní Kynžvart a u jihovýchodního cípu mariánsko-lázeňského komplexu na Lazurovém vrchu v metabazitech s vložkami metasedimentů a mramorů (Obr. 3,4 a Příloha 1). I přes malou odkrytost terénu bylo možné v těchto dílčích oblastech pozorovat společné rysy dvou různých deformačních událostí, respektive strukturní prvky, které vznikaly ve dvou různých metamorfních a napěťových podmínkách. Označujeme je jako  $D_1$  a  $D_2$ .

#### 4.1.1. Deformační událost $D_1$

Deformační událost  $D_1$  je na výchozech charakterizovaná všudypřítomnou foliací označovanou jako  $S_1$ . Makroskopicky je v metabazitech definovaná střídáním několik mm- až cm-mocných pásků bohatých mafickými a felsickými minerály (Obr. 9a). Pod mikroskopem ji tvoří střídání amfibolem bohatých a chudých poloh, ve kterých jsou přítomné felsické minerály - živec a křemen. Jak bylo definováno v kapitole 3.1., kladskou jednotku budují více či méně metamorfované metasedimenty a metabazity.  $S_1$  je zpravidla zachovalá jen ve výše metamorfovaných metabazitech. V okolí obce Prameny se pod středními úhly uklání k východo-jihovýchodu (Obr. 10). V okolí města Lázně Kynžvart se uklání pod mírnými úhly k východo-severovýchodu až k severovýchodu (Obr. 10). Lineace  $L_1$  se v okolí obce Prameny projevuje protažením světlých a tmavých agregátů. Pod mikroskopem jsou patrné protažené amfiboly, agregáty živce, křemene a někdy i zoisitu. V této oblasti se  $L_1$  uklání pod mírnými úhly k východo-jihovýchodu (Obr. 10). V okolí obce Lázně Kynžvart se uklání k východo-

severovýchodu až k severovýchodu (Obr. 10). Makroskopicky se zde  $L_1$  projevuje jako světlé agregáty, která dávají hornině vzhled L tektonitu. Pod mikroskopem zjistíme, že světlé agregáty tvoří extrémně jemnozrný živec, křemen a občas i amfibol.



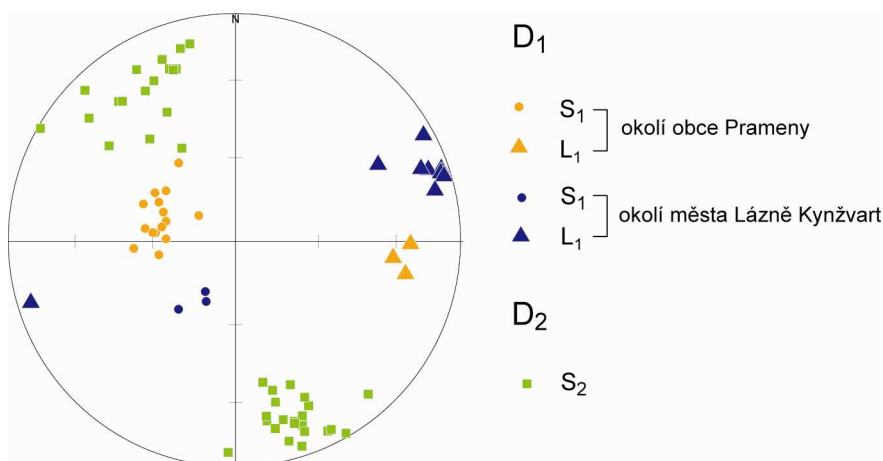
**Obrázek 9.**  $S_1$  a  $S_2$  v kladské jednotce. (a)  $S_1$  v amfibolitu, kterou přetíná  $S_2$  nedaleko obce Prameny. (b)  $S_2$  v metabazitu nedaleko města Lázně Kynžvart.

Výše popsaná variace v orientaci  $S_1$  a  $L_1$  mezi oblastmi okolí obce Prameny a Lázně Kynžvart by mohla být vysvětlena pozdním vrásněním, které postihlo horniny podložních jednotek náležejících ke krušnohorskému komplexu (viz diplomová práce Šárky Bezděkové 2009). Nicméně, nedostatek strukturních měření vzhledem k nesouvislosti odkryvu kladské jednotky prozatím nedovoluje problém orientací objasnit.

Datování, které bylo provedené na metamorfních amfibolech z metabazitu odebraného blízko obce Prameny, ukazuje věky chladnutí  $363 \pm 9$  a  $362 \pm 8$  Ma. Vzhledem k tomu, že je v oblasti všechen metamorfní amfibol protažený a organizovaný v pásčích, které definují  $S_1$ ,



může být výše uvedený věk chápán jako věk metamorfních a deformačních procesů  $D_1$ .



**Obrázek 10.** Orientace foliace a lineace v kladské jednotce. Počet měření je 82. Pro bližší vysvětlení viz text. Poznámka: jedná se o plochojevnou Schmidtovu projekci lineací a pólů foliačních ploch na spodní hemisféru.

#### 4.1.2. Deformační událost $D_2$

Deformační událost  $D_2$  je na výchozech charakterizována diskretní kliváží  $S_2$ , tedy plochami, které se na výchozech soustřeďují do diskretních zón (Obr. 9). V méně metamorfovaných metabazitech to jsou zóny silné alterace, kde plochy deformace jsou reprezentovány žilkami světlých minerálů (převážně živce a křemene), které anastomózním způsobem prostupují horninou (Obr. 9b). Jejich orientace je subvertikální přičemž se uklánějí jak k severozápadu tak i na jihovýchod (Obr. 10). Kliváž  $S_2$  přetíná foliaci  $S_1$  (Obr. 9a). Stáří  $D_2$  je neznámé.

#### 4.2. Strukturální charakteristika mariánsko-lázeňského komplexu

Mariánsko-lázeňský komplex má relativně jednoduchou stavbu. Na jeho bázi (u hranice s kladskou jednotkou) leží těleso silně serpentinizovaných ultrabazických hornin, jehož okraje lemují tremolitové a aktinolitové břidlice. V nadloží serpentinitů a břidlic je hlavní těleso amfibolitů, které zejména v centrálních částech mariánsko-lázeňského komplexu obsahuje budiny reliktních vysokotlakých hornin. Na jihovýchodním okraji se spolu s amfibolity nacházejí granátická gabra s reliktními magmatickými strukturami.

Větší část mariánsko-lázeňského komplexu tvoří morfologicky vyvýšenou plošinu luk a polí, do které se zařezávají hluboká údolí místních vodních toků. Právě v těchto zářezích bývají nejčastěji situovány výchozy hornin. Jsou to především zářezy řeky Teplé,



Pramenského a Otročínského potoka.

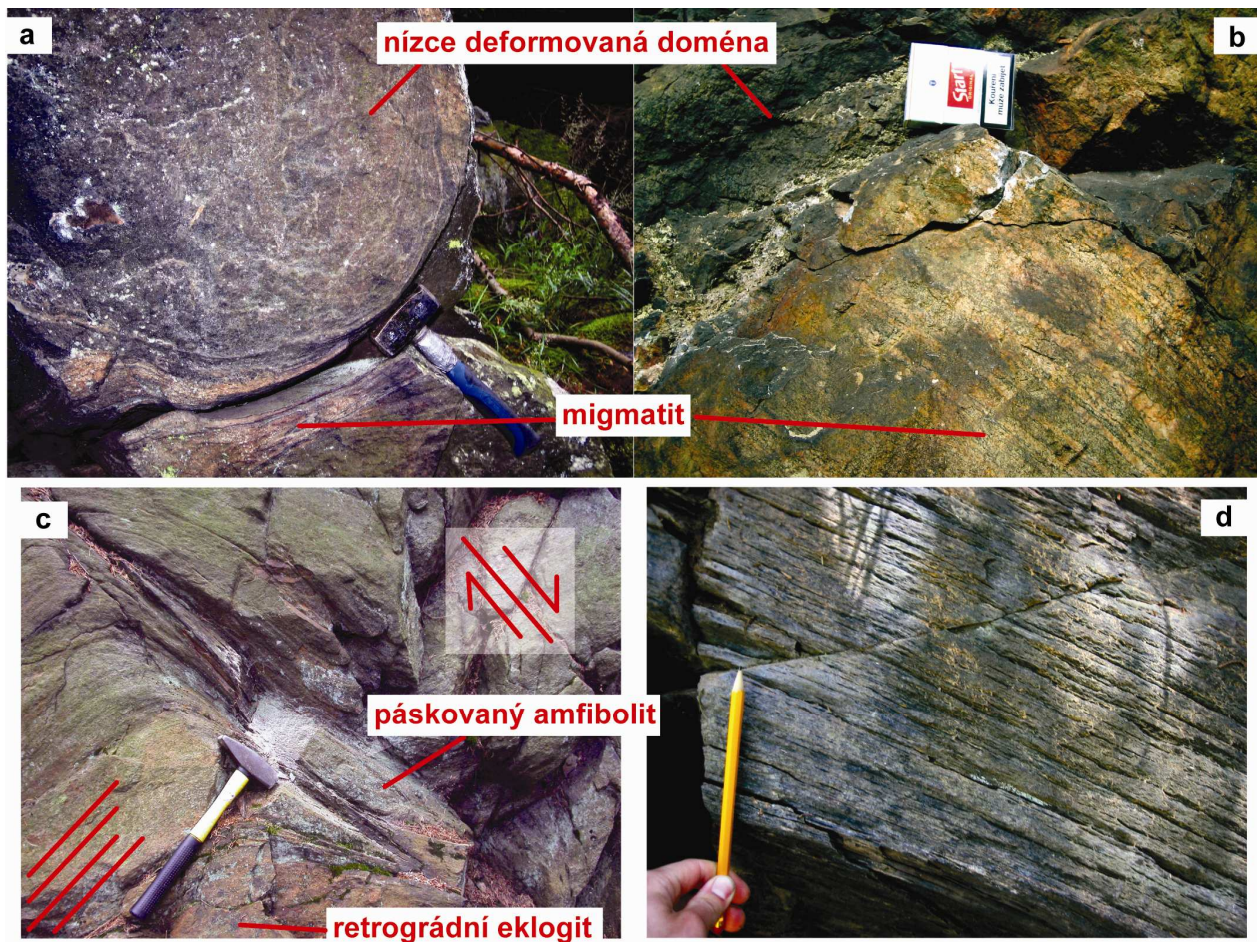
Na výchozech hornin mariánskolázeňského komplexu se zpravidla setkáváme se třemi případy deformačního záznamu: (1) výchoz tvoří masivní hornina bez makroskopicky pozorovatelných strukturních prvků; (2) výchoz buduje masivní hornina tvořící málo deformovanou doménu bez makroskopicky viditelných strukturních prvků, která je obklopena horninou s dobře vyvinutou foliací; (3) Výchoz tvoří pouze hornina s dobře vyvinutou foliací.

- (1) Výchozy masivních hornin, které nemají žádné makroskopicky pozorovatelné strukturní prvky. Jsou tvořené především amfibolity, často bohatými na granát a eklogity různou mírou postiženými zpětnou metamorfózou.
- (2) U výchozů s málo deformovanými doménami obklopenými horninou s dobře vyvinutou foliací tvoří běžně nízce deformovanou doménu masivní amfibolit, výjimečně pak retrográdně metamorfovaný eklogit. Velikosti málo deformovaných domén jsou v řádech několika decimetrů, metrů až do řádů, které nám nejsou díky odkrytosti terénu zcela známé. Bývají zřetelně „obtékány“ foliací více či méně vyvinutou v páskovaných amfibolitech až migmatitech (Obr. 11a,b).
- (3) V mariánsko-lázeňském komplexu se můžeme dále setkat s výchozy hornin, kde je foliace dobře vyvinutá po celém výchoze. Často má tato foliace homogenní orientace v rámci celého výchozu. Zpravidla se jedná o migmatitické páskování, které přechází do páskovaného amfibolitu a nazpět. Velikost těchto výchozů nebývá velká (řádů několika metrů). Někdy můžeme na větších výchozech typu (2) nalézt domény řádů metrů, kde je foliace podobným způsobem jako u výchozu typu (3) homogenní.

Žádné systematické rozložení výše uvedených typů výchozů nebylo v jednotce mariánskolázeňského komplexu pozorováno. To naznačuje, že komplex je jako celek tvořen relikty hornin s malou anizotropií, které tvoří nízkodeformované domény různého měřítko. Ty jsou heterogeně přepracovávány deformací spojenou se vznikem výrazné anizotropie.

Na výchozech většinou nebyla pozorovaná diskordance strukturních prvků. Ve výjimečných případech byl pozorován plynulý přechod nevýrazné foliace v retrográdním eklogitu do střížné zóny silně páskovaného amfibolitu o jiné orientaci. Starší stavba v retrográdním eklogitu, kterou můžeme označit jako  $S_{ekl}$ , je definována slabě vyvinutou anizotropií tvořenou protaženými agregáty křemene. Daný přechod  $S_{ekl}$  do střížné zóny páskovaného amfibolitu byl podle symetrie struktur vždy interpretován jako indikátor poklesu podél střížné zóny. Z jedné takové zóny (Obr. 11c) byly odebrány vzorky a porovnány

mřížkové přednostní orientace křemene přítomném v jednotlivých stavbách (viz kapitola 5).



**Obrázek 11.**  $S_1$  a  $S_{ekl}$  v mariánsko-lázeňském komplexu. (a) (b) Nízce deformované domény, které jsou lemované  $S_1$  v migmatitu. (c) Příklad superpozice různě orientovaných foliací páskovaného amfibolitu ( $S_1$ ) a křemenných pásků v retrográdním eklogitu ( $S_{ekl}$ ). Struktura prezentuje pokles podél střížné zóny. Na vzorcích obou staveb z dané lokality byly měřeny a porovnány mřížkové přednostní orientace křemene (viz kapitola 5). (d)  $S_1$  ve formě jemného páskování v amfibolitu. Poznámka: paralelně uskupené červené linky na fotce (c) zvýrazňují starší foliaci v retrográdním eklogitu ( $S_{ekl}$ ), která pozvolna přechází do páskovaného amfibolitu ( $S_1$ ).

Díky malému výskytu starší stavby jsme se jí v rámci studie nemohli podrobněji zabývat. Hlavními strukturálními prvky mariánsko-lázeňského komplexu jsou foliace a lineace definované v páskovaném amfibolitu až migmatitu, které vznikaly v podmínkách vyšší amfibolitové facie. Označujeme je jako  $S_1$  a  $L_1$  deformační události  $D_1$ .

#### 4.2.1. Deformační událost $D_1$

$D_1$  charakterizuje několik typů foliace přítomné v amfibolitech a migmatitech, kterou souborně označujeme jako  $S_1$ . Nejvíce se na výchozech setkáváme s  $S_1$  definovanou páskováním v amfibolitu, které je místy až migmatitického charakteru (Obr. 11a,b). Méně častá  $S_1$  definovaná jemným páskováním v amfibolitu mnohdy plynule přechází do hrubšího migmatitického páskování (Obr. 11d).

- $S_1$ , která je místy až migmatitického charakteru, je definována střídajícími se světlými a tmavými pásky. Světlé pásky bývají zpravidla tvořeny minerální asociací křemene a živce, které často doplňují podružný biotit a amfibol protažený do směru páskování. Tmavé pásky jsou bohaté minerály protaženými do foliačních ploch. Jedná se o amfibol, který je v asociaci s podřízeným biotitem, živcem a křemenem (často bývá v malém množství přítomný i chlorit). Granát bývá často přítomen v tmavých i světlých páscích.
- $S_1$ , definovaná jemnými pásky není tolik častým typem foliace (Obr. 11d). Často pozvolna přechází až do migmatitického páskování. Hlavní charakteristikou je střídání několik milimetrů mocných pásků světlých minerálů - živce a křemene - a tmavých minerálů – hlavně amfibolu s podružným biotitem, živcem a křemenem.

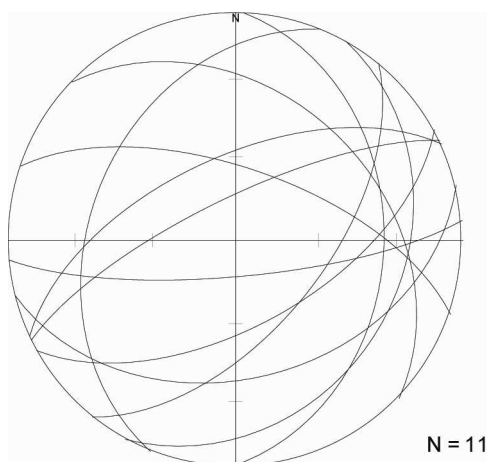
Pozorovaná lineace, označená jako  $L_1$ , je lineace protažení. Definuje ji protažení světlých či tmavých minerálů a agregátů minerálů na plochách foliace. Zpravidla se jedná o živce a křemen, respektive amfibol. Místy tvoří lineárně protažené světlé agregáty  $L$  tektonit.

Až na drobné výjimky, poukazuje datování hornin mariánsko-lázeňského komplexu na věky ~ 370 - 380 Ma, které jsou spojovány s tavením v podmínkách vyšší amfibolitové až granulitové facie (viz kapitola 3.2.4.). Vzhledem k tomu, že se tavenina účastní deformačních procesů (bývá častým prvkem  $S_1$ ), je stáří přisuzované jak metamorfním procesům dekompresního tavení (viz kapitola 3.2.4) tak i deformačním procesům.

#### 4.2.2. Orientace strukturních prvků z $D_1$ v horninách mariánskolázeňského komplexu

Porozumění orientací  $S_1$  napříč mariánsko-lázeňským komplexem komplikuje přítomnost nížce deformovaných domén, kolem kterých se díky odchýlení od generálního napětového pole  $S_1$  stáčí do různých orientací. Ve stereogramu obrázku 12 je ukázáno, jakých různých orientací může  $S_1$  nabývat v okolí takových domén v rámci jediného výchozu. Teprve dostatečný počet měření a rozdělení strukturního měření podle oblastí pomohlo objasnit obecný trend  $S_1$ , který jde napříč celým komplexem. Oblasti, podle kterých byla strukturní

měření rozdělena jsou: jižní, střední, severní a západní. Orientace  $S_1$  a  $L_1$  v jednotlivých oblastech popisují stereogramy na obrázku 13 a v mapě na obrázku 16.

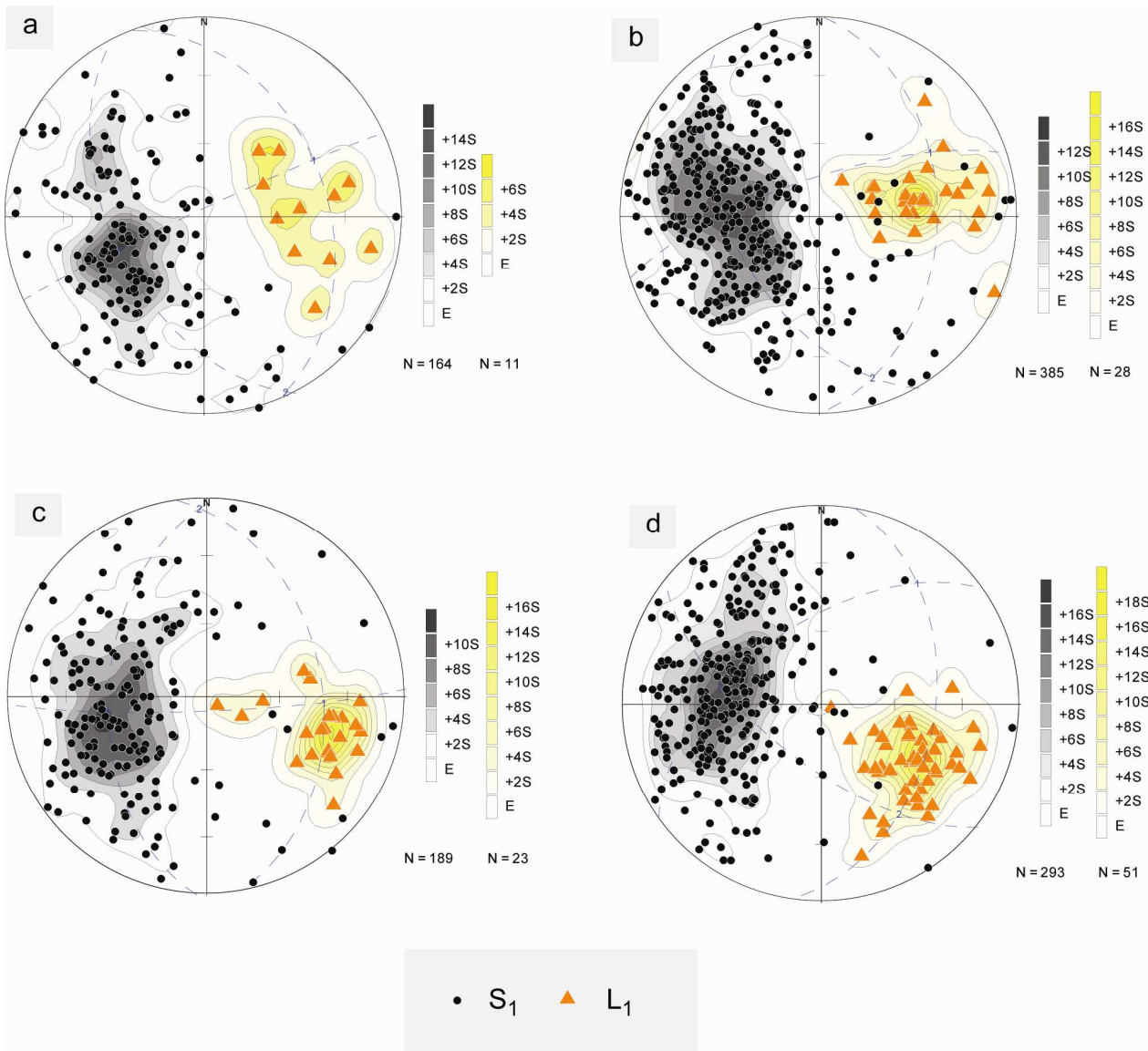


**Obrázek 12.** Orientace  $S_1$  na lokalitě SH81 (v centrální části mariánsko-lázeňského komplexu), která lemuje nízce deformované domény. Poznámka: jedná se o plochojevnou Schmidtovu projekci ploch na spodní hemisféru; N - počet měření.

- Oblast jižní, která se nachází na jihovýchodním kraji MLC v těsném sousedství s tepelským krystalínem má foliace a lineace zapadající pod středními úhly převážně k jihovýchodu.
- V oblasti střední se foliace a lineace uklánějí pod středními úhly k východojihovýchodu.
- Oblast severní je charakteristická úklony foliací a lineací pod středními úhly k východu až východoseverovýchodu.
- V oblasti západní se foliace a lineace uklánějí pod středními úhly k východu až východoseverovýchodu, podobně jako v oblasti severní.

Výše uvedené zjištění poukazují na pozvolnou změnu orientace  $S_1$  a  $L_1$  ze středních úklonů k jihovýchodu v oblasti jižní do mírných úklonů k východu až východoseverovýchodu v oblasti severní a západní. Důležité je podotknout, že stejná změna orientace probíhá jak u  $S_1$  tak i u  $L_1$ .





**Obrázek 13.** Stereogramy popisující orientace  $S_1$  a  $L_1$  v mariánsko-lázeňském komplexu. (a) měření z oblasti západní, (b) severní, (c) střední a (d) jižní (viz text a mapa v obrázku 16). Poznámka: jedná se o plochojevnou Schmidtovu projekci lineací a pólů k  $S_1$  na spodní hemisféru. N - počet měření (větší N jsou  $S_1$ , menší  $L_1$ ). Kontury jsou spočítány Gaussovou metodou; E (mean value) - uniformní distribuce měření v projekci; S (standard deviation) - průměrná hodnota odchylky distribuce od E.

#### 4.3. Strukturální charakteristika tepelského krystalinika

Strukturální studie v tepelském krystaliniku se soustředily v jeho západní části, přednostně v oblastech pokračování profilu z kladské jednotky a mariánsko-lázeňského komplexu. Tuto oblast, která se vyznačuje vyšší metamorfózou vzhledem ke zbytku tepelského krystalinika (viz kapitola 3.3.3.), budují především svory a pararuly. Studované výchozy se nacházejí v granátové, staurolitové a kyanitové zóně (Příloha 1). Na základě strukturálních vztahů bylo

možné vyčlenit dvě události, ke kterým došlo v různých napět'ových, teplotních a tlakových podmínkách. Označujeme je jako  $D_1$  a  $D_2$ .

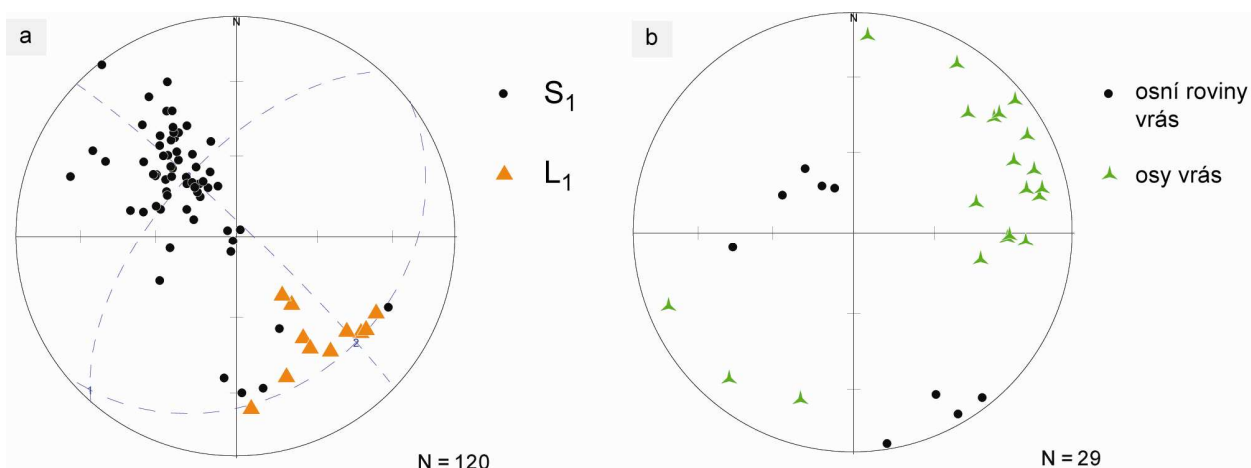


**Obrázek 14.** Strukturální prvky tepelského krystalinika. (a) (b) Zvrásněný ( $F_2$ ) sekreční křemen. (c) Otevřené vrásy  $F_2$  zalomené v zámku. (d) Pás zalomení.

#### 4.3.1. Deformační událost $D_1$

Deformační událost  $D_1$  je na výchozech charakterizována foliací, kterou označujeme  $S_1$ . Zatímco v pararulách, kde je přítomno menší množství slíd a celkové větší množství křemene a plagioklasu, není tolik znatelná, ve slídou bohatých svorech ji definují výrazné plochy břidličnatosti a sekreční křemen, který tvoří několik centimetrů až decimetrů dlouhé vrásněné žilky (Obr. 14a,b). Pod mikroskopem tvoří  $S_1$  agregáty a pásy živců a křemene, jejichž hranice jsou lemované biotitem a muskovitem protaženým do ploch foliace. Uklání se pod mírnými úhly k jihovýchodu, nicméně je silně vrásněná ( $F_2$ ) a tak není zřejmé, zda-li se jedná o původní orientaci. Lineace  $L_1$  je definovaná protažením světlých agregátů, které jsou tvořeny především křemenem a živcem. Uklání se pod mírnými úhly k jihovýchodu (Obr. 15a).

Výsledky Ar/Ar a K/Ar datování muskovitových koncentrátů získaných z metasedimentů tepelského krystalinika (Dallmeyer a Urban 1998) ukazují věky  $382.9 \pm 2.5$  a  $369.4 \pm 0.8$  Ma. Vzhledem k tomu, že muskovit leží ve foliačních plochách, připisujeme těmto věkům i stáří deformačních procesů  $D_1$ .



**Obrázek 15.** Orientace strukturálních prvků v tepelském krystaliniku. (a) Orientace  $S_1$  a  $L_1$ . (b) Orientace osních rovin a vrásových os vrás  $F_2$ . Poznámka: jedná se o plochojevnou Schmidtovu projekci lineací, vrásových os, pólů k osním rovinám a k  $S_1$  na spodní hemisféru; N - počet měření.

#### 4.3.2. Deformační událost $D_2$

Deformační událost  $D_2$  je na výchozech charakterizována vrásami měřítek několika centimetrů až decimetrů a pásy zalomení (Obr. 14). Osy vrás  $F_2$  se uklánějí pod mírnými úhly k severovýchodu (Obr. 15b). Vrásky jsou běžně asymetrické. Delší rameno se uklání pod středními úhly k jihovýchodu a kratší pod strmými úhly taktéž k jihovýchodu či k severozápadu. Jsou-li vrásky symetrické, bývají otevřené a ostře zalomené v zámku (Obr. 14c). Spolu s vyskytujícími se pásy zalomení (Obr. 14d) tak poukazují na přechod mezi duktilním a křehkým chováním horniny při deformačních procesech. V osních rovinách vrás, nebyly pozorovány žádné metamorfní minerály.

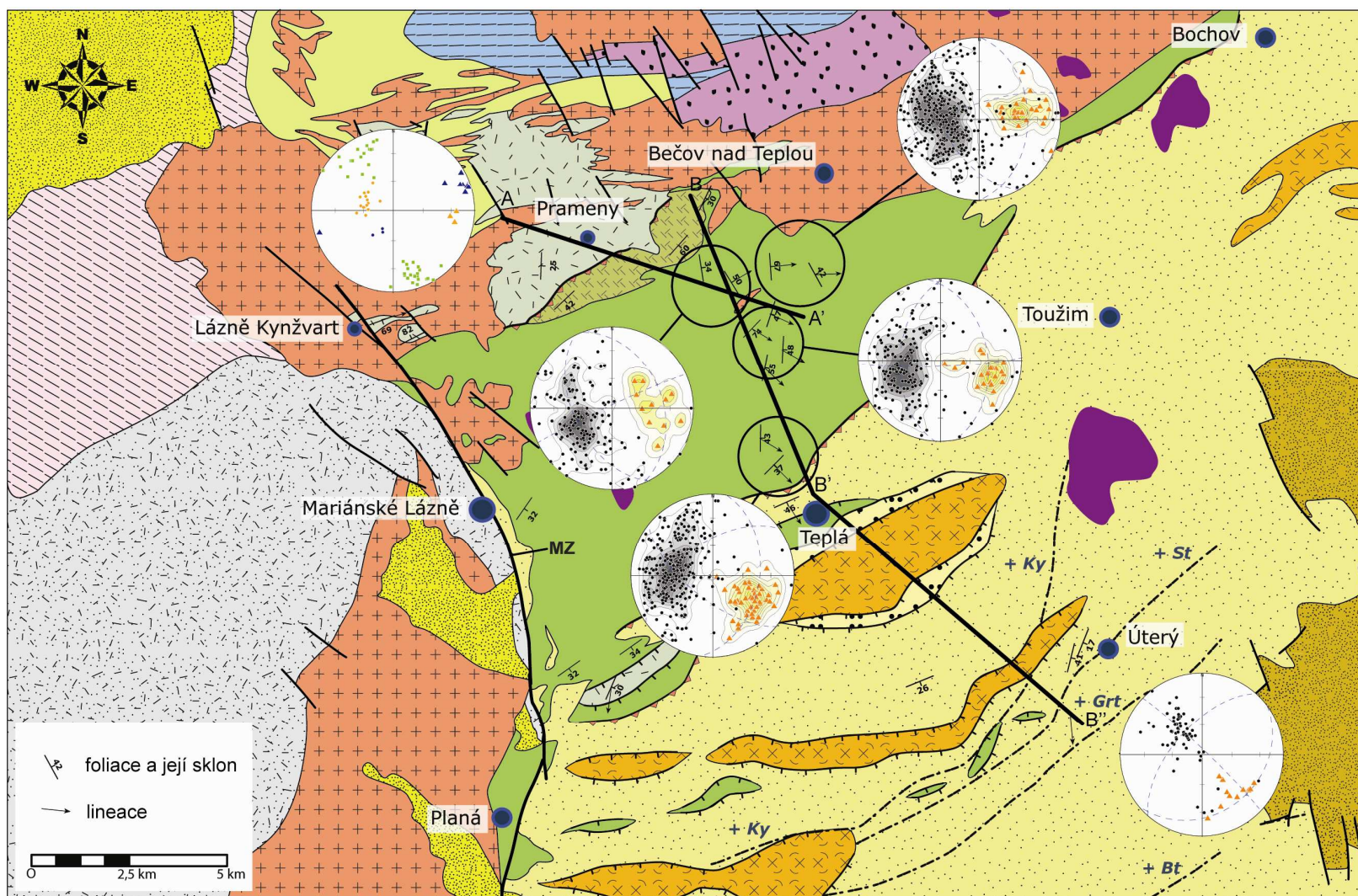
Stáří  $D_2$  je neznámé.

#### 4.4. Strukturní mapa a profily

Strukturní mapa a profily, které následují, shrnují strukturní informace zjištěné ve studované oblasti. Jedná se především o rozličné deformační události ( $D_1$  a  $D_2$ ), které jsou zaznamenány v kladské jednotce a tepelském krystaliniku. V profilech jsou zakreslené i nízce deformované domény a pozvolný přechod orientací  $S_1$  a  $L_1$  v mariánsko-lázeňském komplexu.

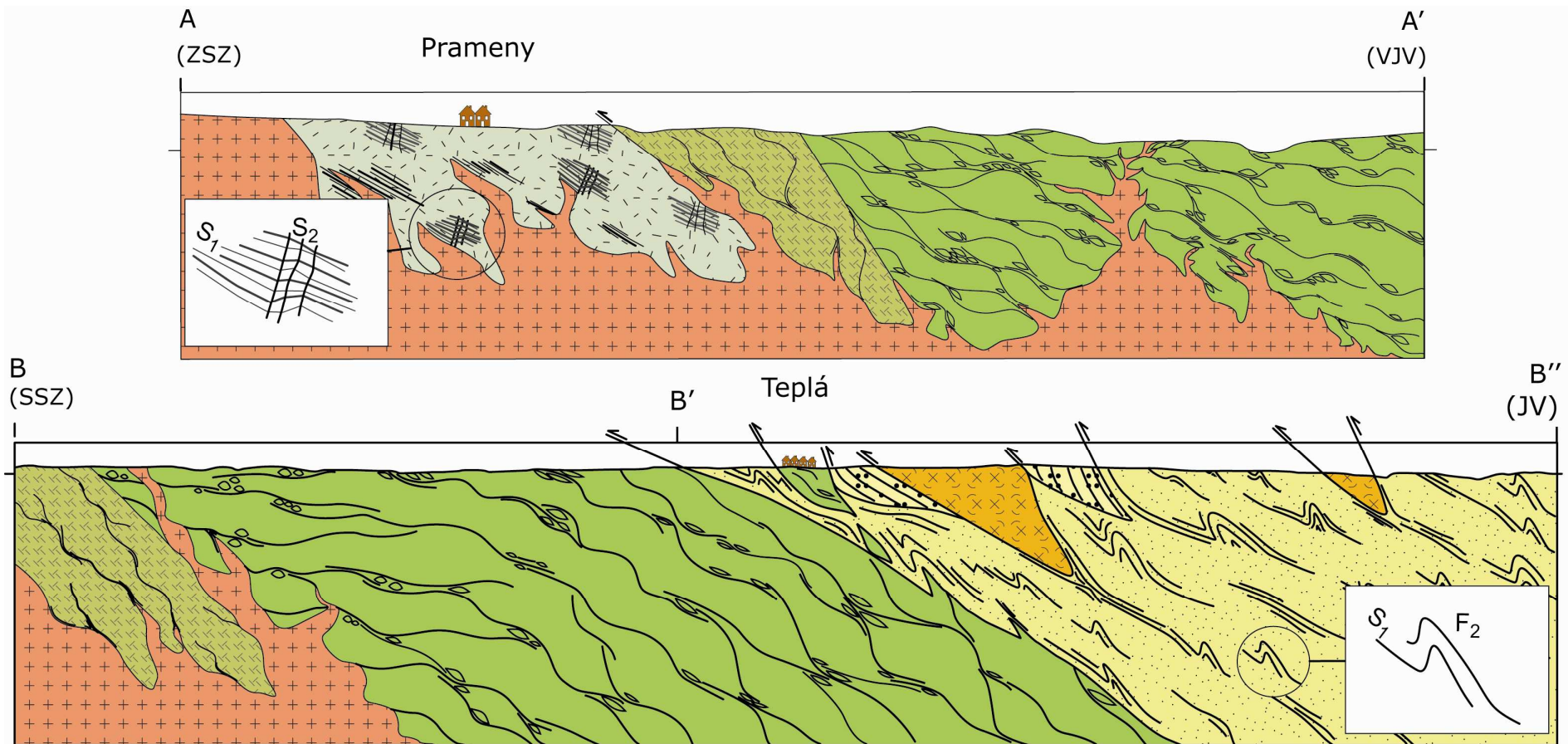
Z výše uvedených fakt je zřejmé, že  $D_1$  v kladské jednotce, mariánsko-lázeňském komplexu a tepelském krystaliniku má podobný věk:  $363 \pm 9$  a  $362 \pm 8$  Ma je věk  $D_1$  kladské jednotky;  $\sim 370 - 380$  Ma je věk  $D_1$  mariánsko-lázeňského komplexu;  $382.9 \pm 2.5$  a  $369.4 \pm 0.8$  Ma je věk  $D_1$  tepelského krystalinika. Dále je zřejmé, že v kladské jednotce a tepelském krystaliniku existuje jasný přetisk  $D_1$  mladší deformační událostí  $D_2$ , jejíž stáří není jasné. Orientace strukturních prvků  $D_2$  by mohla indikovat, že vznikali v podobném napět'ovém poli. V mariánsko-lázeňském komplexu je přítomná prostorová variace orientací  $D_1$  struktur, která mohla vzniknout následkem mladších deformačních procesů, tedy  $D_2$ . Je-li tomu tak doopravdy však z této studie nevyplývá. Nicméně, nacházel-li se mariánsko-lázeňský komplex v čase  $D_2$  v blízkosti kladské jednotky a/nebo tepelského krystalinika tak se dá jen těžko vyloučit, že by horniny komplexu nebyly postižené mladší deformační událostí  $D_2$ .





**Obrázek 16.** Strukturální mapa. Legenda viz obrázek 3. Použité stereogramy jsou z obrázků 10,13 a 15. Černé kroužky a jejich vazba na stereogramy, ukazují oblasti, do kterých byl podle strukturálních měření rozdělen mariánsko-lázeňský komplex (vysvětlení viz text).



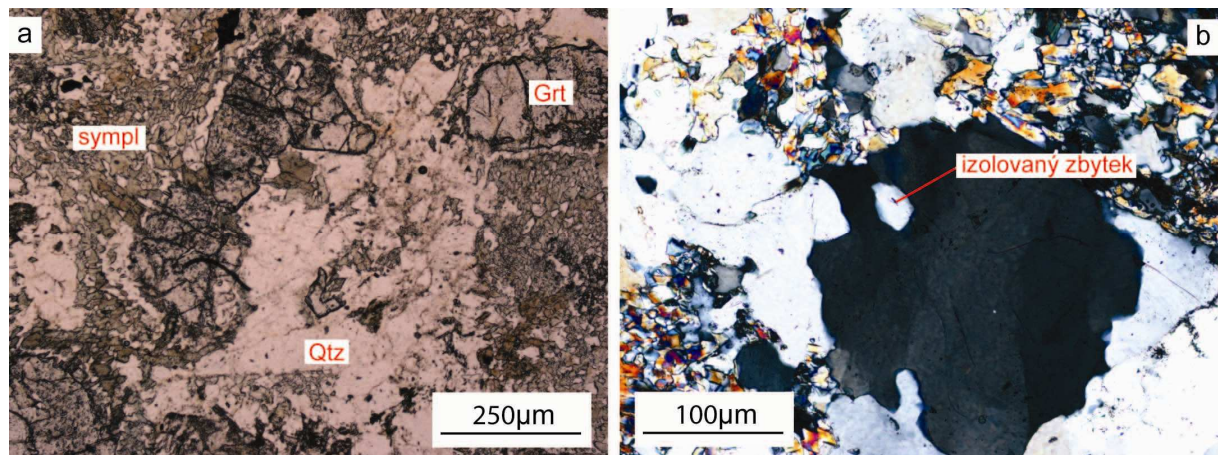


**Obrázek 17.** Profily. Detaily v profilech poukazují na pozorovanou superpozici D1 a D2, respektive S1 a S2 v případě kladské jednotky, a S1 a F2 v případě tepelského krystalinika. V případě mariánsko-lázeňského komplexu jsou zakresleny nízcе deformované domény různého měřítka, které jsou lemovány foliací (plně křivky), a pozvolný přechod orientací S1. Poznámka: barvy použité pro rozlišení jednotek jsou v souladu se strukturální mapou na obrázku 16; umístění profilů je na mapě v obrázku 16; reliéf profilů je nepřevýšený; výše umístěný profil je 9 km dlouhý a 1,5 km hluboký; níže umístěný profil je 21 km dlouhý a 3,5 km hluboký.

## 5. Mřížková přednostní orientace

Jak již bylo řečeno v předchozí kapitole (4.2.),  $S_1$  je v mariánsko-lázeňském komplexu definována jemným a hrubším páskováním v amfibolitu, které je místy až migmatitického charakteru. V několika vzácných případech do této stavby plynule přechází starší  $S_{ekl}$  stavba definovaná protaženými křemennými agregáty v retrográdním eklogitu. Pro bližší pochopení vztahů těchto rozličných staveb, jsme se rozhodli srovnat mřížkové přednostní orientace křemene (dále jen LPO křemene), který je v nich přítomný.

Dva vzorky byly odebrané z lokality SH102, místa superpozice staveb (Obr. 11c), a jeden vzorek z retrográdního eklogitu z lokality SH120 (viz Příloha 1). Měření byla provedena na elektronovém mikroskopu SEM CamScan 4 na ÚPSG v Praze. Výsledky byly zpracovány s použitím softwaru PFch5 a ROTctf2 (Mainprice, 2007).



**Obrázek 18.** Výbrus 102a - retrográdní eklogit. (a) symplektit (sympl) a agregát křemene, ve kterém leží granát. (b) Růst jednoho zrna křemene na úkor druhého. Poznámka: (a) foceno bez zkřížených nikolů, (b) foceno se zkříženými nikoly.

### 5.1. Mikroskopický popis studovaných vzorků

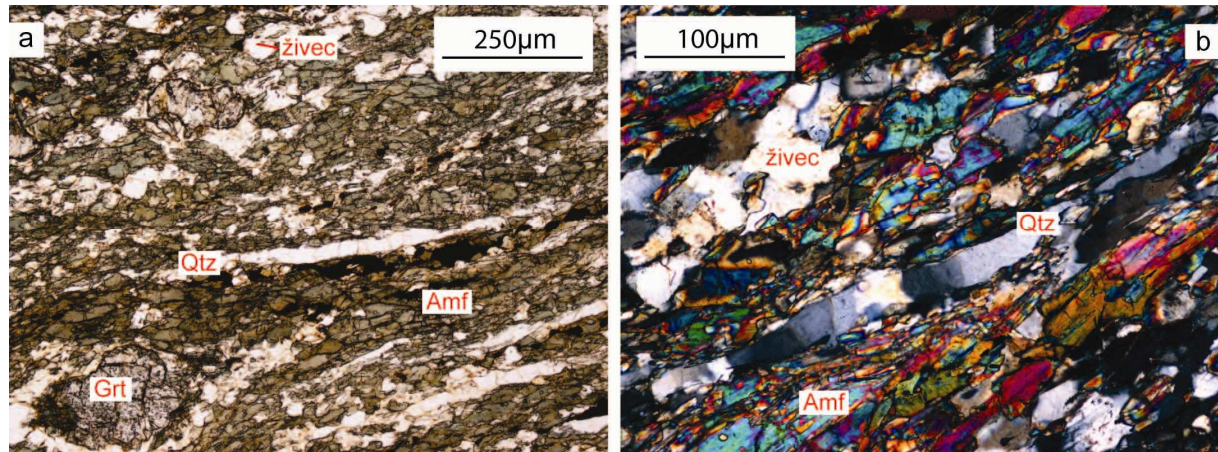
#### *SH102a*

Studovaný výbrus SH102a byl vybrán z domény retrográdního eklogitu, která měla na krjích zachovalou foliaci  $S_{ekl}$ . Má minerální asociaci amfibol (Amf), draselný živec (Kfs), plagioklas (Pl), křemen (Qtz), omfacit (Omp), granát (Grt) a v menší míře titanit (Spn), zoisit (Zo), chlorit (Chl) a opakní minerály. Texturu výbrusu definuje symplektit tvořený prorůstáním malých zrn amfibolu, plagioklasu, křemene a omfacitu. Tento symplektit tvoří matrix, ve které leží zrna granátu (Obr. 18a). Mimo symplektitu se křemen organizuje do



agregátů, které jsou ve výbruse rozmístěné bez zjevného řádu. Často bývá přítomný izolovaný zbytek jednoho zrna křemene v zrně jiném, což spolu s nerovnými tvary hranic indikuje růst jednoho zrna na úkor druhého (Obr. 18b). Tento jev je charakteristický pro migraci hranic zrn v podmínkách vyšších teplot (Passchier a Trouw 2005).

Ačkoliv nejsou zrna křemene či jejich agregáty přednostně orientována, podle výše popsaného pozorování mají známky deformace.



**Obrázek 19.** Výbrus 102b - páskovaný amfibolit. (a) agregáty až pásy amfibolu, křemene a živce, ve kterých leží granát. (b) Tenké pásy křemene. Poznámka: (a) foceno bez zkřížených nikolů, (b) foceno se zkříženými nikoly.

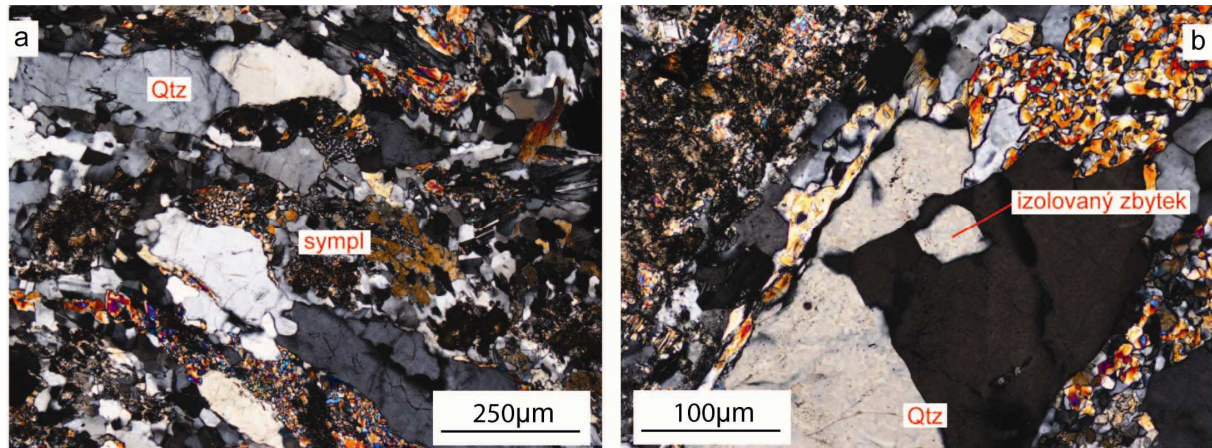
### **SH102b**

Výbrus SH102b páskovaného amfibolitu ze střížné zóny  $S_1$ , do které pozvolna přechází  $S_{ekl}$  předchozí domény, má minerální asociaci amfibol, draselný živec, plagioklas, křemen, granát a v menší míře biotit, chlorit a opakní minerály. Hlavní známkou deformace je organizace amfibolu, draselného živce a plagioklasu, křemene a opakních minerálů do monominerálních tenkých agregátů až pásků. V těchto páscích je přítomný xenomorfní granát (Obr. 19a). Samotné křemenné pásy, méně hojné oproti páskům amfibolu a živců, jsou velice tenké (Obr. 19b). Křemenná zrna v nich undulózně zhášejí a mají mezi sebou nerovné hranice.

### **SH120a**

Textura retrográdního eklogitu SH120a je velmi podobná vzorku SH102a. Hlavním rozdílem je foliace vzorku SH120a, která je definovaná agregáty a pásy křemene a živce prstovitě pronikajícími symplektitem amfibolu, omfacitu, živce a křemene (Obr. 20a). Ve výbruse jsou přítomné až několika milimetrová xenomorfní zrna granátu. Zrna křemene

mohou v páscích dorůstat až délek přesahujících 1 milimetr. Undulózně zhášejí a jako u předchozích vzorků mají nerovné hranice (Obr. 20b). Isolované zbytky zrn v sousedních zrnech indikují migraci hranic zrn v podmínkách vyšších teplot, jako u vzorku SH102a.



**Obrázek 20.** Výbrus 120a. (a) pásky křemene obklopené symplektitem (b) Přerůstání zrn křemene. Poznámka: (a) i (b) foceno při zkřížených nikolech.

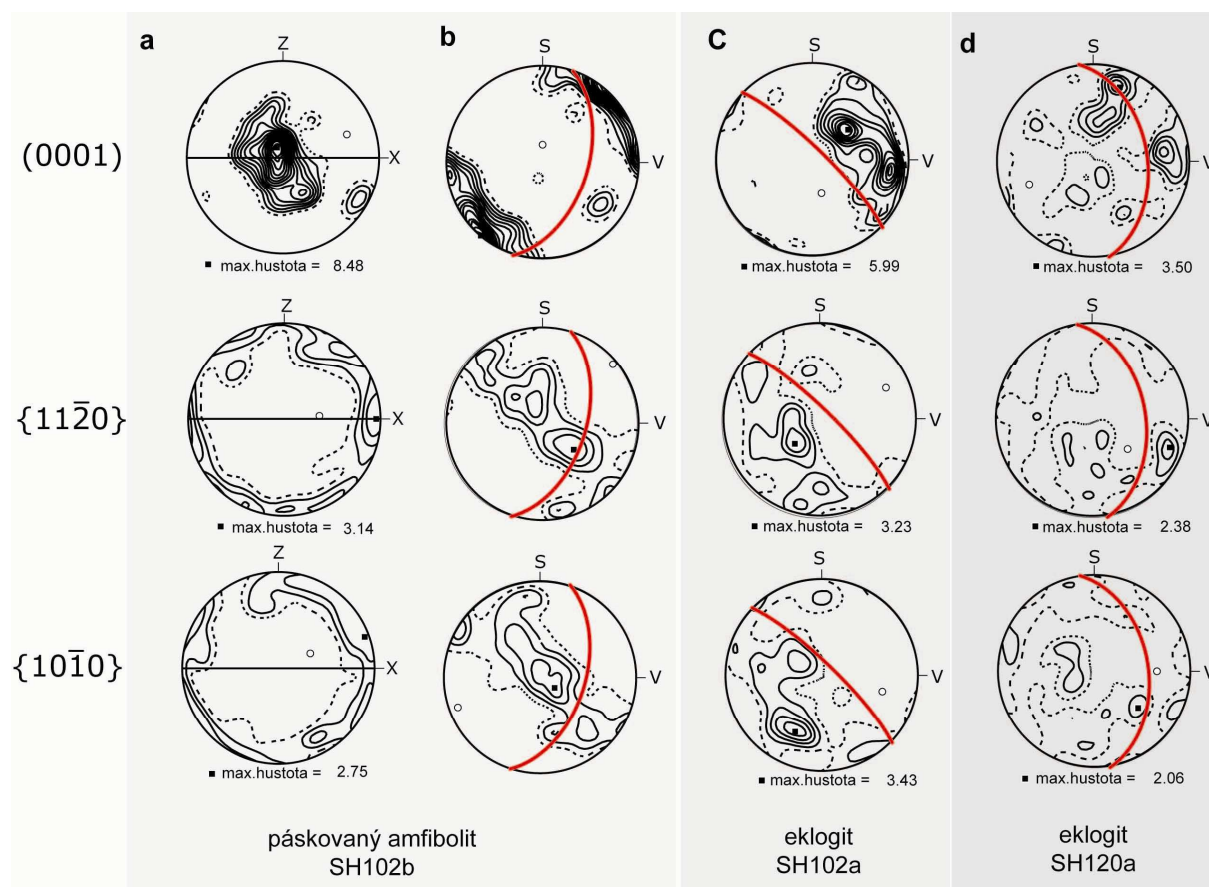
## 5.2. Výsledky měření

Výsledky jsou shrnuté v obrázku 21. Jelikož u vzorků SH102a a SH120a nebyla identifikovaná lineace, bylo nutné pro účely vzájemného porovnání rotovat výsledky všech vzorků do zeměpisných souřadnic (Obr. 21b,c,d).

Měření vzorku SH102b v XZ řezu (řez kolmý k foliaci a paralelní s lineací) ukazuje koncentraci pólů bazálních ploch ve středu stereogramu (Obr. 21a) a koncentraci pólů prismatických ploch při okraji diagramu. Trochu větší rozptyl pólů bazálních ploch okolo středu diagramu poukazuje na dominantní aktivitu prismatického <a> skluzu s menším přispěním rombického <a> skluzu (e.g. Schmid a Casey 1986) (Obr. 21a). Při rotaci do zeměpisných souřadnic ukazují maxima pólů basálních ploch, že c plochy jsou strmé a mají severozápad-jihovýchodní trend. Póly prismatických ploch vytváří pásy, které indikují sklon prismatických ploch k severozápadu či jihovýchodu pod strmými i mírnými úhly (Obr 21b).

U vzorků SH102a a SH120a je možné pozorovat podobné uskupení maxim pólů k basálním plochám jako u vzorku SH102b, tj. v severozápadní části stereogramu (Obr. 21c,d). Navíc jsou patrné i pásy pólů k prismatickým plochám, které mají severozápad-jihovýchodní trend. Společně tyto charakteristiky poukazují na slabší mikrostrukturní záznam podobný vzorku SH102b.

Tuto podobnost si vysvětlujeme jako neúplnou přestavbu původní LPO křemene v  $S_{ekl}$  při vzniku  $S_1$ .



**Obrázek 21.** Výsledky měření LPO křemene. (a) LPO křemene ve vzorku SH102b. Měření bylo provedeno v řezu XZ - foliaci reprezentuje horizontální čára. (b) Stejné výsledky jako v (a) přetočené do zeměpisných souřadnic. (c) LPO křemene ve vzorku SH102a přetočené do zeměpisných souřadnic. (d) LPO křemene ve vzorku SH120a přetočené do zeměpisných souřadnic. Poznámka: červená křivka u (b), (c) a (d) je plocha foliace, přičemž u vzorků SH102a a SH120a je aproximována z bezprostředního okolí. Orientace mřížky křemene je zobrazená v plochojevné projekci pólů krystalografických ploch na spodní hemisféru. Počet měřených zrn se pohybuje v rozmezí 100 až 170. Konturování je v m.u.d. (multiples of uniform distribution - násobky uniformní distribuce, v %) v intervalu 0.5 m.u.d., kde nejnižší kontura je čárkovaná (reprezentuje 1 m.u.d.).

## 6. Metamorfní podmínky na západním okraji tepelského krystalinika

Podmínky metamorfózy jednotlivých horninových typů mariánsko-lázeňského komplexu byly podrobně analyzovány Štědrá (2001). Termobarometrická data pochází především z termometrů založených na výměnných reakcích mezi Grt-Cpx a Pl-Hbl, dále pak z barometrů založených na kontinuální výměně některých hlavních prvků mezi minerály se změnou tlaku a teploty a v neposlední řadě z korelací minerálů a jejich chemismu s experimentálně odvozenými poli stability minerálů a reakcemi v p, T prostoru. Výsledky svědčí o různých metamorfních historiích jednotlivých horninových typů s jedním společným rysem, kterým je retrogresní reekvilibrace metamorfních asociací v tlacích okolo 10 - 12 kbar a teplotách v rozmezí 650 - 750 °C. Starší metamorfní asociace eklogitů, vysokotlakých granulitů a části amfibolitů a amfibolických rul pocházejí z podmínek ještě vyšších teplot a tlaků (viz kapitola 3.2.3 a v ní Obr. 8).

Odhady metamorfních podmínek Žáčka a Chába (Žáček 1992, Žáček a Cháb 1993, Cháb a Žáček 1994, Žáček a Cháb 1998), a Zulaufa (1997) pro horniny tepelského krystalinika byly také získány na základě konvenční termobarometrie a pomocí korelací minerálů a jejich chemismu s experimentálně odvozenými poli jejich stability v p,T prostoru (viz kapitola 3.3.3). Žáček a Cháb v komplexu vidí několik metamorfních událostí. Nejstarší metamorfní událost odhadují na teploty 450 - 520 °C a tlaky 3 - 4 kbar. Ta je podle autorů přetištěna metamorfózou ve vyšších tlacích a středních teplotách: 5 - 7,7 kbar a 530 - 620 °C., a následně vysokoteplotní metamorfní událostí, u které podmínky metamorfózy nebyly blíže specifikovány. Zulauf (1997) pro granátovou zónu spočítal tlaky 6 - 7 kbar a teploty 500 - 570 °C. pro staurolitovou zónu vypočítal tlaky 6 - 9 kbar a teploty 550 - 600 °C .

Ačkoliv tato data vypovídají o teplotním a tlakovém vývoji hornin tepelského krystalinika, byly metamorfní podmínky v této práci ověřeny termodynamickým modelováním stabilních minerálních asociací pozorovaných ve dvou vzorcích metasedimentů tepelského krystalinika.

Cílem modelování bylo zjištění přesnějších metamorfních podmínek, které by pomohlo vysvětlit sblížení hornin mariánsko-lázeňského komplexu a tepelského krystalinika.

Horniny, respektive výbrusy z nich a výsledky analýz na nich provedené nám byly zapůjčeny dr. Žáčkem z České geologické služby. Vzorky pocházejí ze staurolitové a



kyanitové zóny tepelského krystalinika (viz kapitola 3.3.3) z lokalit SH166 a SH167 (viz Příloha 1 a 2). Výbrusy jsou označené CH12, CH13 a odpovídají vzorku dvojslídne metadroby s granátem (CH12 - ze staurolitové zóny) a dvojslídneho svoru s granátem a kyanitem (CH13). Jejich podrobná mikroskopická charakteristika je uvedena v následující kapitole 7.1. Z horninových vzorků byly v laboratořích České geologické služby provedeny silikátové analýzy (viz Tabulka 1). Ve výbrusu byla dr. Žáčkem analyzována pomocí elektronové mikrosondy složení hlavních minerálů, a to především granátů (ve vzorku CH12 byly analyzovány dva podrobné profily granátů), v menší míře pak složení muskovitů, biotitů, staurolitů, chloritů a plagioklasů (viz Tabulka 2 a 3).

	CH12	CH13
SiO <sub>2</sub>	71.73	72.53
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.98	12.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.07	1.38
FeO	3.19	2.18
MgO	1.75	1.4
MnO	0.068	0.037
CaO	1.24	0.63
SrO	0.026	0.016
BaO	0.063	0.045
Li <sub>2</sub> O	0.004	0.007
Na <sub>2</sub> O	3.17	3.89
K <sub>2</sub> O	1.05	1.84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.112	0.079
F	0.06	0.055
CO <sub>2</sub>	0.03	0.07
C	0.033	0.179
S	0.005	0.035
H <sub>2</sub> O	2.11	1.43
celkem	99.43	99.42

**Tabulka 1.** Silikátové analýzy (v hmotnostních %) vzorků CH12 a CH13 převzaté od Dr. Žáčka.

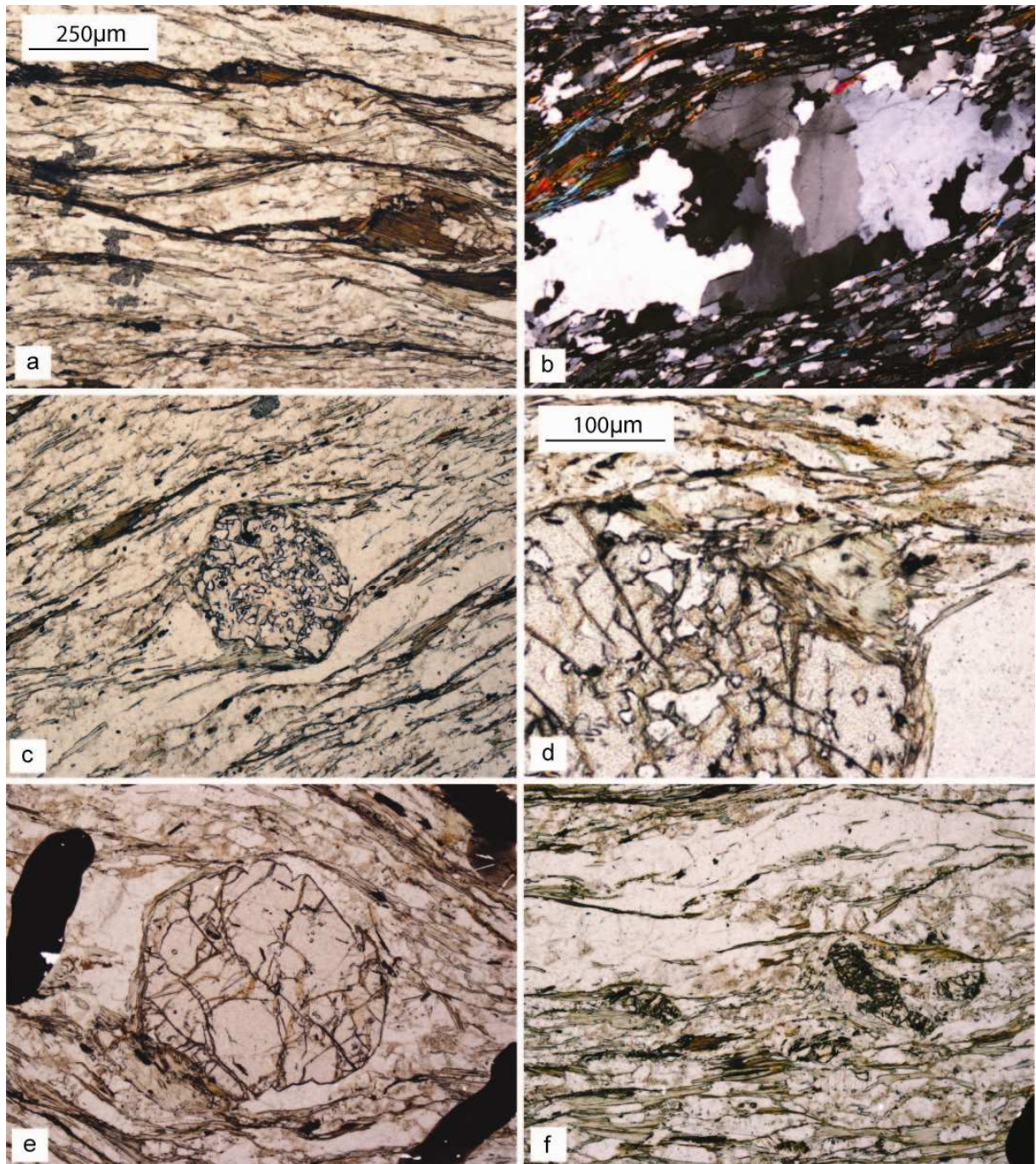
## 6.1. Mikroskopický popis studovaných vzorků

### CH12

Studovaný výbrus označený CH12 má minerální asociaci plagioklas (Pl), křemen (Qtz), biotit (Bt), chlorit (Chl), granát (Grt), muskovit (Ms), staurolit (St) a opakní minerály. Ve výbruse převládá plagioklas, jehož agregáty jsou lemované protáhlými zrny biotitu a chloritu. Fylosilikáty spolu často definují základní plochy S-C staveb, takže agregáty plagioklasu vytvářejí charakteristické čočkovité tvary (Obr. 22a). Křemen (0,25 až přes 1 mm v průměru) je uspořádaný do pásků a agregátů o délkách několika milimetrů, které leží v plochách foliace. Silně undulózně zháší a má velice nerovné hranice charakteristické pro

migraci hranic zrn (Obr. 22b). Biotit tvoří xenomorfní zrna o průměru až 750  $\mu$ m, která jsou protažená ve foliaci. Často uzavírají zrna křemene a plagioklasu a bývají lemována pozdním chloritem. Dále biotit tvoří tenká, silně protažená zrna (~ 300  $\mu$ m), která rostou v plochách foliace. Hodnota  $X_{Mg}$  biotitu je 0,46. Ve výbruse hojný chlorit tvoří silně protažená tenká zrna rostoucí v plochách foliace. Hodnota  $X_{Mg}$  chloritu se pohybuje v rozmezí 0,42 - 0,46. Nepříliš hojný granát má průměr ~ 1 mm a idiomorfní i xenomorfní tvary (Obr. 22c, d, e).





**Obrázek 22.** Mikroskopická analýza výbrusu CH12. (a) Agregáty Pl lemované Bt a Chl, jež definují S-C stavbu. (b) Agregát Qtz s nepravidelnými hranicemi, typickými pro migraci formou bulging. (c) Korodovaný Grt s deformačními stíny. (d) Detail Chl, který roste v deformačním stínu Grt. (e) Idiomorfnní zrno Grt. (f) St rozpadající se na Ms a Chl, který se pasivně pokládá do plochy foliace. Poznámka: foceno při nezkřížených nikolech, a kromě (d) platí měřítko uvedené v (a).

Minerál	SiO2	TiO2	Cr2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	celkem
1. profil granátem	37.66	0.00	0.00	21.26	35.36	2.87	2.30	2.30	0.00	0.00	101.74
	37.03	0.00	0.00	21.14	36.00	1.57	2.66	1.61	0.00	0.00	100.01
	37.47	0.00	0.00	20.93	35.82	2.12	2.32	2.20	0.00	0.00	100.86
	37.09	0.00	0.00	20.56	33.16	4.27	1.92	2.46	0.00	0.00	99.45
	36.88	0.00	0.00	20.60	32.03	4.90	1.90	2.75	0.00	0.00	99.06
	36.93	0.00	0.00	20.77	32.06	5.22	1.81	2.70	0.00	0.00	99.48
	37.00	0.00	0.00	20.77	33.59	3.86	2.08	2.47	0.00	0.00	99.78
	36.58	0.00	0.00	20.60	34.00	2.91	2.11	2.13	0.00	0.00	98.33
	37.37	0.00	0.00	21.02	35.26	1.95	2.40	1.89	0.00	0.00	99.89
37.20	0.00	0.00	20.83	36.20	1.38	2.48	1.65	0.00	0.00	99.73	
2. profil granátem	37.15	0.00	0.00	21.41	36.46	2.09	2.19	1.49	0.00	0.00	100.79
	37.01	0.00	0.00	21.24	35.66	1.88	2.46	1.58	0.00	0.00	99.84
	37.21	0.00	0.09	21.30	34.88	1.94	2.48	1.89	0.00	0.00	99.79
	37.56	0.08	0.00	21.40	34.44	2.79	2.15	2.26	0.00	0.00	100.66
	37.20	0.10	0.00	21.15	33.67	2.92	2.32	2.30	0.00	0.00	99.67
	37.23	0.00	0.00	21.28	34.20	3.56	2.12	2.30	0.00	0.00	100.70
	37.09	0.00	0.00	21.26	33.42	3.68	2.12	2.19	0.00	0.00	99.75
	37.35	0.00	0.00	21.06	32.99	4.43	1.90	2.37	0.00	0.00	100.09
	37.57	0.00	0.00	21.48	32.95	4.82	1.97	2.75	0.00	0.00	101.54
	36.69	0.00	0.12	20.94	31.35	5.00	1.70	3.23	0.00	0.00	99.02
	36.81	0.08	0.00	20.91	31.86	5.48	1.90	2.55	0.00	0.00	99.58
	37.20	0.08	0.11	21.16	31.44	5.39	1.89	2.71	0.00	0.00	99.97
	37.15	0.09	0.00	21.04	32.01	5.57	1.79	2.88	0.00	0.00	100.53
	36.92	0.00	0.00	21.05	31.87	5.68	1.80	2.58	0.00	0.00	99.90
	37.25	0.00	0.00	21.41	31.62	5.36	1.88	2.83	0.00	0.00	100.36
	36.91	0.11	0.00	21.11	32.00	5.21	1.90	2.66	0.00	0.00	99.90
	36.90	0.00	0.00	21.31	32.75	4.79	1.96	2.48	0.00	0.00	100.19
	36.99	0.10	0.00	21.05	32.90	4.41	2.01	2.50	0.00	0.00	99.96
	37.34	0.00	0.00	21.09	33.55	3.89	1.98	2.54	0.00	0.00	100.39
	37.25	0.00	0.13	21.35	33.82	3.54	2.10	2.32	0.00	0.00	100.51
	37.08	0.00	0.00	21.09	33.78	3.10	2.26	2.54	0.00	0.00	99.85
	37.07	0.00	0.00	21.44	34.52	2.82	2.40	2.15	0.00	0.00	100.40
	37.02	0.00	0.00	21.31	34.45	2.45	2.37	2.33	0.00	0.00	99.92
36.90	0.16	0.00	20.97	34.43	2.33	2.31	2.16	0.00	0.00	99.26	
37.15	0.00	0.00	21.07	34.60	2.28	2.31	2.13	0.00	0.00	99.54	
37.18	0.12	0.00	20.99	34.88	2.26	2.49	2.14	0.00	0.00	100.06	
chlorit	24.76	0.28	0.00	21.53	27.61	0.00	11.44	0.00	0.16	0.00	85.77
chlorit	23.98	0.00	0.00	22.68	26.46	0.00	12.73	0.00	0.00	0.00	85.85
biotit	35.47	1.72	0.00	18.89	19.06	0.00	9.38	0.00	7.63	0.00	92.14

**Tabulka 2.** Složení hlavních minerálů vzorku CH12 (v hmotnostních %) převzaté od Dr Žáčka.

Sám nenese žádné projevy deformace, ale v jeho bezprostředním okolí jsou deformační stíny tvořené protaženými agregáty křemene, biotitu a chloritu. Hranice granátů, které jsou nerovné i rovné, jsou často lemovány biotitem, chloritem i muskovitem (Obr. 22d). Inkluze v granátu tvoří především křemen a plagioklas. Dva podrobné profily granátů ukazují, že jeho chemické složení není zcela homogenní. Grossulárová komponenta, která je v jádrech ~ 0,08 a na okrajích ~ 0,05, poukazuje na jeho růst při progradní metamorfóze. Hodnoty  $X_{Mg}$  jsou v jádrech ~ 0,09 a na okrajích ~ 0,11. Staurolit tvoří silně korodovaná zrna uprostřed agregátů

xenomorfního muskovitu (Obr. 22f). Ten se ve výbruse vyskytuje v rovnovážné asociaci s biotitem.

Hornina tedy zaznamenává metamorfni událost, při které došlo ke stabilizaci minerální asociace Grt-St-Bt-Ms-Plg-Qtz, a dále pak zpětnou metamorfózu, kdy se staurolit a zřejmě částečně i granát rozpadá a dochází k jejich nahrazení nejdříve biotitem (v případě staurolitu i muskovitem) a následně chloritem.

V tabulce 2 jsou uvedeny chemické analýzy hlavních minerálů vzorku CH12, měřené dr. Žáčkem (Žáček a Cháb, 1998). Jedná se především o dva podrobné profily granátů, které byly díky množství měřených bodů stěžejní pro určení teplotních a tlakových podmínek metamorfózy vzorku CH12.

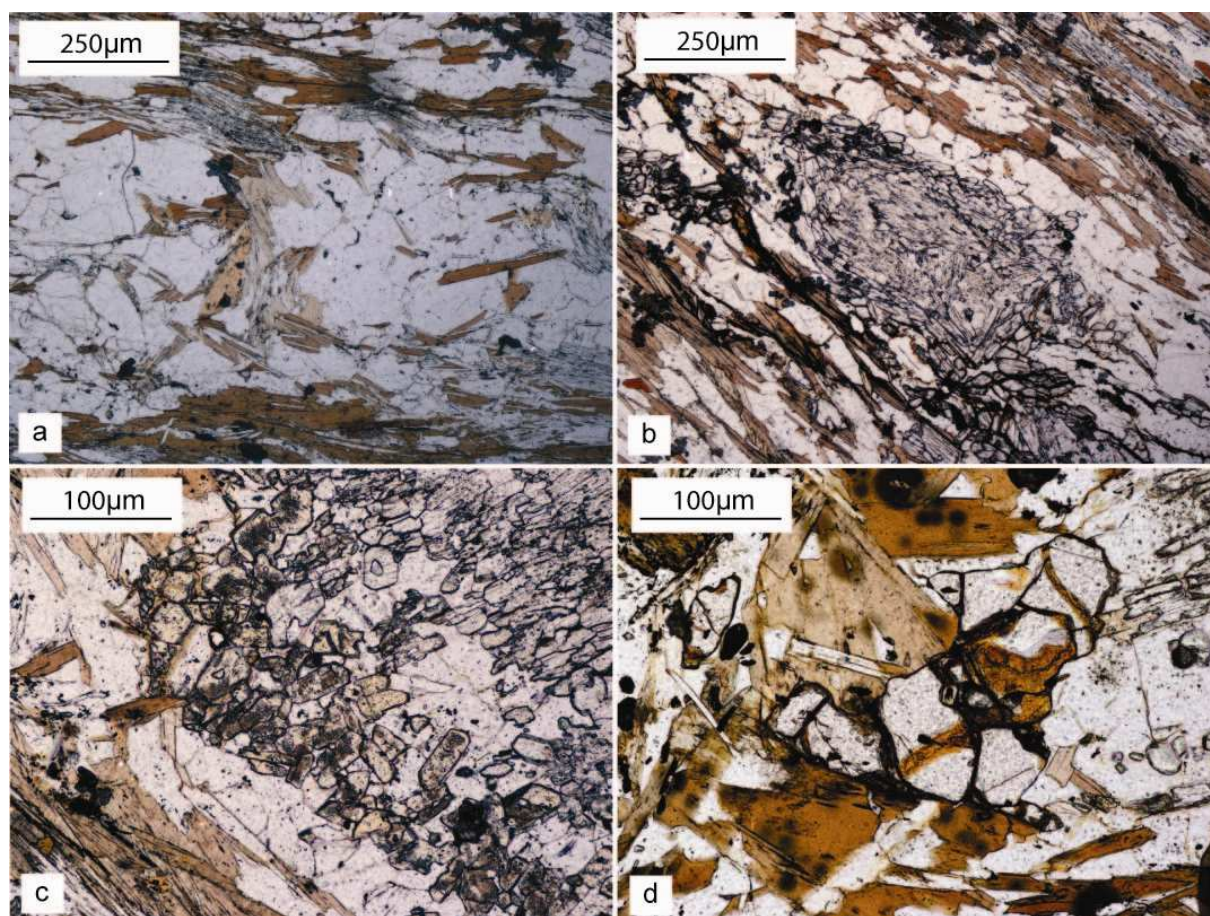
### **CH13**

Minerální asociace pozorovaná ve výbrusu CH13 je křemen, biotit, muskovit, plagioklas, staurolit, granát, kyanit (Ky) a opakní minerály. Zrna křemene a plagioklasu, jež mají rozměr ~ 300  $\mu\text{m}$  tvoří agregáty až pásy, ve kterých se často objevuje biotit a muskovit. Tyto pásy místy definují plochy foliace (Obr. 23a,b,c). Křemen má rovné hranice s trojnými body, kde hranice svírají úhel blízký 120° a undulózně zháší. Plagioklas také undulózně zháší, ale oproti křemeni má nerovné hranice typické pro migraci hranic zrn. Podíl anortitové komponenty v plagioklasu ( $X_{\text{an}}$ ) se pohybuje v rozmezí 9 - 10 %. Biotit tvoří protáhlá zrna (v delším směru ~ 300  $\mu\text{m}$ ), která mají rovné hranice. Hodnota  $X_{\text{Mg}}$  biotitu je ~ 50 %. Muskovit má tenčí a protaženější habitus. Jak muskovit tak biotit jsou ve výbrusu stabilní, respektive mají rovné hranice a nerozpadají se na jiné minerály. Idiomorfni kyanit má dva habitusy - tabulkovitý (~ 250  $\mu\text{m}$ ) a oválný (~ 100  $\mu\text{m}$ ) a tvoří spolu s plagioklasem a křemenem oválné agregáty o průměru několika milimetrů (Obr. 23b,c). Staurolit (~ 50  $\mu\text{m}$ ) je idiomorfni a ve výbrusu se vyskytuje jen v malém množství (Obr. 23c). Hodnota  $X_{\text{Mg}}$  staurolitu se pohybuje v rozmezí 19 - 20 %. Granát (50 - 100  $\mu\text{m}$ ) je xenomorfni s rovnými hranicemi (Obr. 23d). Grossulárová komponenta se v granátech pohybuje v rozmezí 20 - 23 %, hodnota  $X_{\text{Mg}}$  v rozmezí 12 - 18 %.

Dle rovných hranic a nepřítomnosti reakčních textur se přítomná minerální asociace Grt-St-Bt-Ky-Pl-Ms-Qtz zdá být v rovnováze. Proč některá zrna neleží ve foliaci by mohlo být vysvětleno přítomností velkého množství slíd, které akomodují veškerou deformaci a zamezují tak pasivní rotaci kompetentnějších minerálů přítomných v agregátech kyanitu, plagioklasu a křemene. Z texturních znaků se nedá posoudit úspěch vzniku jednotlivých metamorfni minerálů.



V tabulce 3 je uvedené chemické složení hlavních minerálů vzorku CH13, měřených dr. Žáčkem (Žáček a Cháb, 1998).



**Obrázek 23.** Mikroskopická analýza výbrusu CH13. (a) Agregáty Pl a Qtz lemované Bt a Ms, jež definují foliaci. (b) Ky a jeho dva habitus - tabulkovitý a ovalný. (c) Nažloutlé zrna St na středu, které jsou v asociaci s Ky (v pravo nahoře na stejné fotce). (d) Zrna Grt, které mají rovné hranice. Poznámka: foceno při rovnoběžných nikolech.

Minerál	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	celkem
granát	37.603	0	21.131	33.826	2.72	4.243	0.747	0	0	100.27
granát	35.656	0	20.181	32.387	6.07	2.468	0.703	0	0	97.465
biotit	32.837	1.965	19.316	18.937	0	10.863	0	0	6.294	90.212
granát	37.712	0	21.071	32.741	4.976	3.489	0.822	0	0	100.811
staurolit	29.779	0.678	52.104	12.203	0.472	1.692	0	0.471	0	97.399
staurolit	28.317	0.715	52.709	12.304	0.399	1.642	0	0.602	0	96.688
staurolit	27.512	0.689	53.191	12.163	0	1.695	0	0.514	0	95.764
staurolit	27.303	0.731	53.273	11.835	0.471	1.599	0	0.428	0	95.64
plagioklas	66.819	0	21.52	0	0	0	2.069	10.664	0	101.072
plagioklas	67.446	0	21.555	0	0	0	1.803	10.462	0	101.266
biotit	36.368	2.274	18.377	17.3	0	9.832	0	0.571	8.719	93.441

**Tabulka 3.** Složení hlavních minerálů vzorku CH13 (v hmotnostních %) převzaté od Dr Žáčka.

## 6.2. Odhady metamorfních podmínek

### Metodika a použité databáze

Pro odhady metamorfních podmínek hornin v těsném nadloží mariánskolázeňského komplexu byla použita metoda konstrukce PT řezů pomocí termodynamického modelování. PT řezy představují mapy polí stabilních minerálních asociací, které musí hornina s daným chemickým složením ve zvolených teplotních a tlakových podmínkách obsahovat. Jednotlivá pole jsou od sebe oddělena křivkami, které v naprosté většině případů reprezentují úplnou konzumaci/první stabilizaci jedné minerální fáze. Ve vzácných případech pak křivky představují přímo univariantní reakce. Předpokladem pro modelování je tedy předem definované chemické složení horniny získané nejčastěji pomocí silikátové analýzy. Pro upřesnění odhadů P-T podmínek stability pozorovaných minerálních asociací se ve výbrusech vzorků hornin analyzuje i chemismus jednotlivých minerálů. V modelovaném P-T řezu je pak možné vynést tzv. isoplety (linie stejného složení), které pole stability pozorovaných minerálních asociací rozdělují na menší oblasti odpovídající složení příslušného minerálu. Výsledné pole stability minerální asociace je pak zúženo jen na část odpovídající reálnému chemismu pozorovaných minerálů, a tak je výsledný odhad p, T podmínek ještě přesnější.

Modelování probíhalo pomocí softwaru *Perple\_X*, což je soubor programů pro výpočet a zobrazení fázových diagramů, fázových rovnovah a termodynamických dat (Connolly a Petrini 2002, Connolly 2005).

Výpočet byl proveden v systému MnO-Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub> (MnNCKFMASHT). Byla použita termodynamická data pro koncové členy mísivostních řad publikovaná Hollandem a Powellem (1998). Modely pro mísení koncových členů jednotlivých minerálů použité během výpočtů byly následující: Berman (1990) pro granát, Coggon a Holland (2002) pro muskovit, Holland et al. (1998) pro chlorit, Powell a Holland (1999) pro staurolit, choritoid, cordierit, klinopyroxen a ortopyroxen, Thompson a Hovis (1979) pro draselný živec, Newton et al. (1980) pro plagioklas, Tajčmanová et al. (2008) pro biotit a White et al. (2007) pro taveninu.

## Výsledky modelování

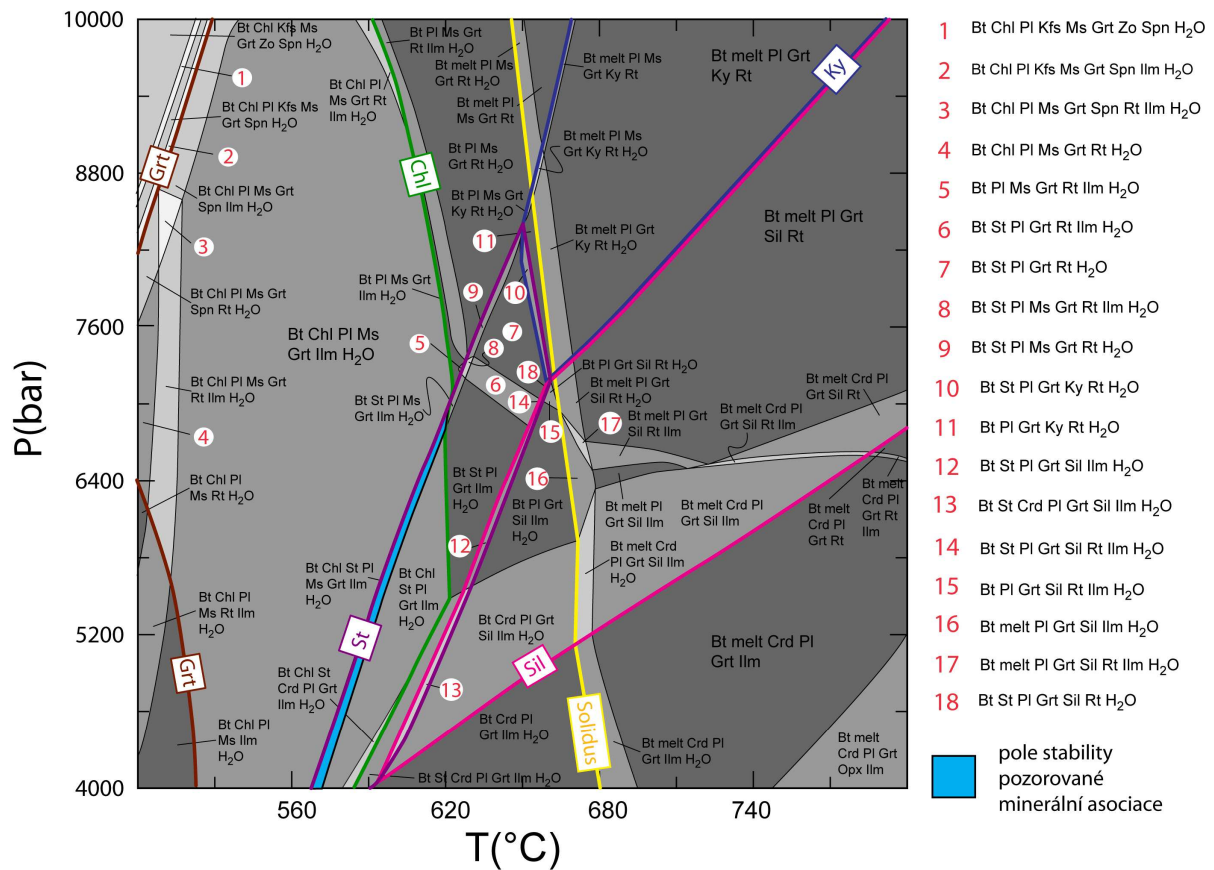
### CH12

Na základě silikátové analýzy (Tabulka 1) byla pro vzorek CH12 spočtená pseudosekce (Obr. 24). Pro odhady teplotních a tlakových podmínek vzorku byly dále spočteny isoplety hodnoty  $X_{Mg}$  a podíl grossulárové složky granátů a hodnoty  $X_{Mg}$  pro biotit a chlorit. Na základě vypočítaných isopleť chemismu výše uvedených minerálů byla zvýrazněna pole jejich modelované stability na základě znalosti jejich chemismu z mikrosondových analýz (analýzy v Tabulce 2) (pseudosekce s isopleťami na Obr. 25).

Pole hodnoty  $X_{Mg}$  a podílu grossulárové složky v jádrech granátů se protínají v rozmezí teplot 490 - 560 °C a tlaků 4,7- 7,1 kbar (Obr. 25b,c). Pole  $X_{Mg}$  hodnoty a podílu grossulárové složky na okrajích granátů se protínají v rozmezí teplot 540 - 580 °C a tlaků 4,6 - 6,1 kbar (Obr. 25b,c). Uvedené údaje vypovídají o progradní metamorfóze, která je v zrnech granátu zaznamenána. Trendy isopleť naznačují, že by se mohlo jednat o snižování tlaků při zvyšování teploty (Obr. 25b). Isopleť  $X_{Mg}$  hodnot pro biotit sice protínají obě výše uvedená pole, v případě jader granátů však není možné zjistit, jaké složení měl případný biotit, který s nimi koexistoval (Obr. 25c). Vzhledem k jedinému údaji pro který bylo pole vykresleno, nebude na základě průniku polí získaný rozsah teplot a tlaků zpřesněn. Isopleť  $X_{Mg}$  hodnot pro chlorit neprotínají pole stability okraje granátu (Obr. 25c), což naznačuje, že se pravděpodobně jedná o pozdní, retrogradní fázi, která není s vrcholnou minerální asociací stabilní. Vysvětlením termodynamické nerovnováhy mezi chloritem a granátem může tedy být, že granát zaznamenává metamorfózu ve vyšších teplotních a tlakových podmínkách než chlorit. Při retrogradní metamorfóze, kdy s velkou pravděpodobností vznikal chlorit (viz kapitola 7.1.), se díky nižší difuzivitě (a velikému průměru zrna) chemismus granátu nestihl přizpůsobovat vnějším podmínkám a proto nese záznam vyšší metamorfózy.

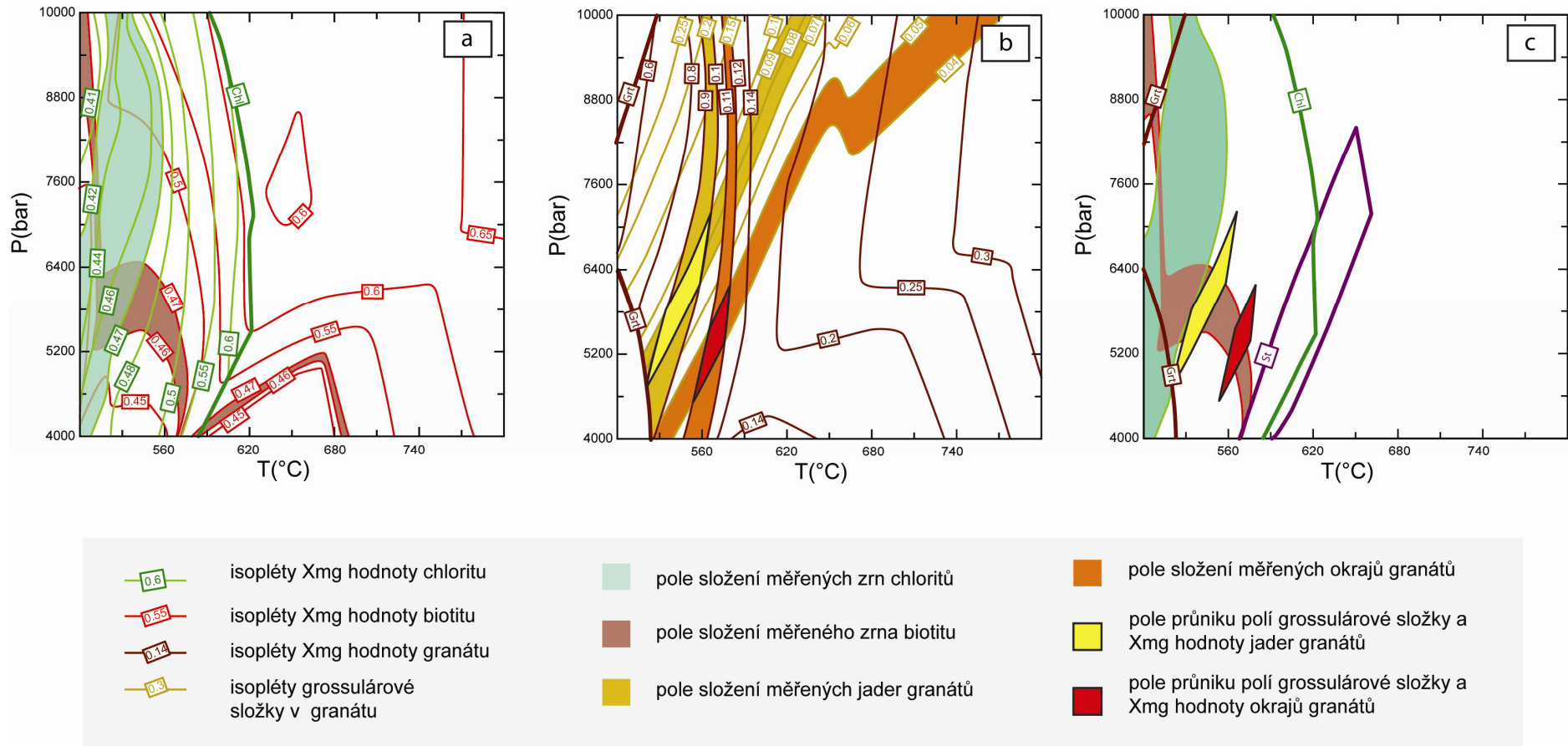
Vypočtené PT podmínky pro okraje granátu a koexistující biotity nedosahují pole stability staurolitu, který je v hornině sporadicky přítomný. Tento fakt lze interpretovat dvěma způsoby. Buďto je chemismus okrajů granátu částečně modifikován během retrogrese, takže neodráží vrcholné metamorfní podmínky, nebo je staurolit stabilizován do nižších teplot některou z minoritních komponent (nejčastěji ZnO), což nemůže být výpočtem v systému MnNCKFMASHT postiženo. Bohužel, chemické analýzy staurolitu neexistují a tak se nedají určit teplotní a tlakové podmínky, při kterých se staurolit stabilizoval. Spočtené teploty a tlaky 540 - 580 °C a 4,6 - 6,1 kbar pro okraje granátu lze v tomto případě považovat za nejlepší odhad maximálních dosažených metamorfních podmínek pro vzorek CH12. Podmínky jsou

podobné teplotám a tlakům publikovaným Chábem a Záčkem (Žáček 1992, Cháb a Žáček 1994) pro staurolitovou zónu a kyanitovou zónu (viz kapitola 3.3.3.).



**Obrázek 24.** Výsledná pseudosekce podle silikátové analýzy vzorku CH12. s křemenem v přebytku. Výrazné barevné linie oddělují pole stability a metastability dílčích fází.





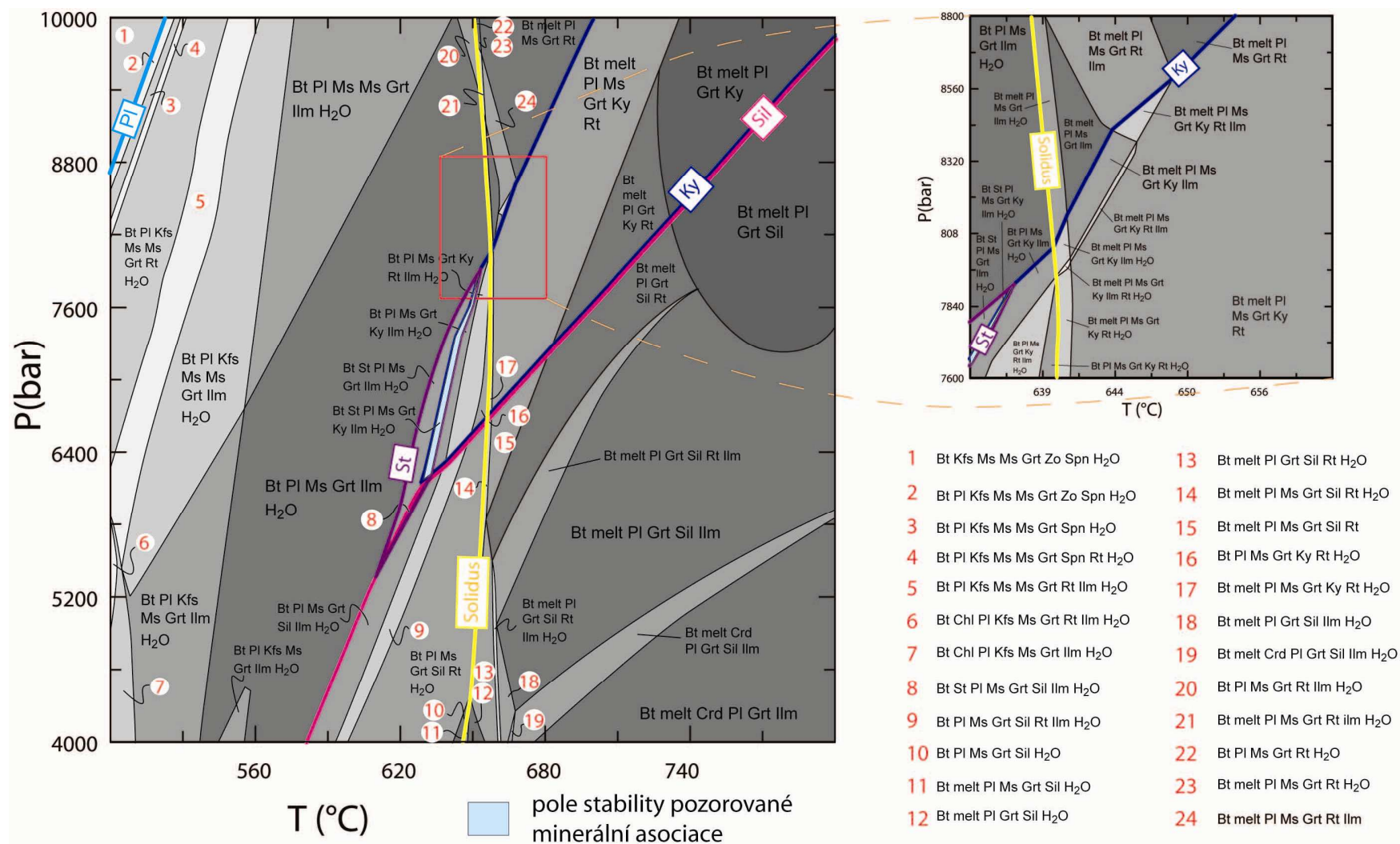
**Obrázek 25.** Pseudosekce s isopléty dílčích minerálů spočítané podle silikátové analýzy (tabulka 1) vzorku CH12 a zvýrazněné pole stability dílčích minerálů podle mikrosondových analýz (tabulka 3). (a) Isopléty  $X_{Mg}$  hodnot a pole stability Chl a Bt. (b) Isopléty  $X_{Mg}$  hodnot a grossulárové složky s poli stability jader a okrajů Grt. (c) Pseudosekce s vnesenými výslednými poli stability dílčích minerálů. Vysvětlení viz text.

### CH13

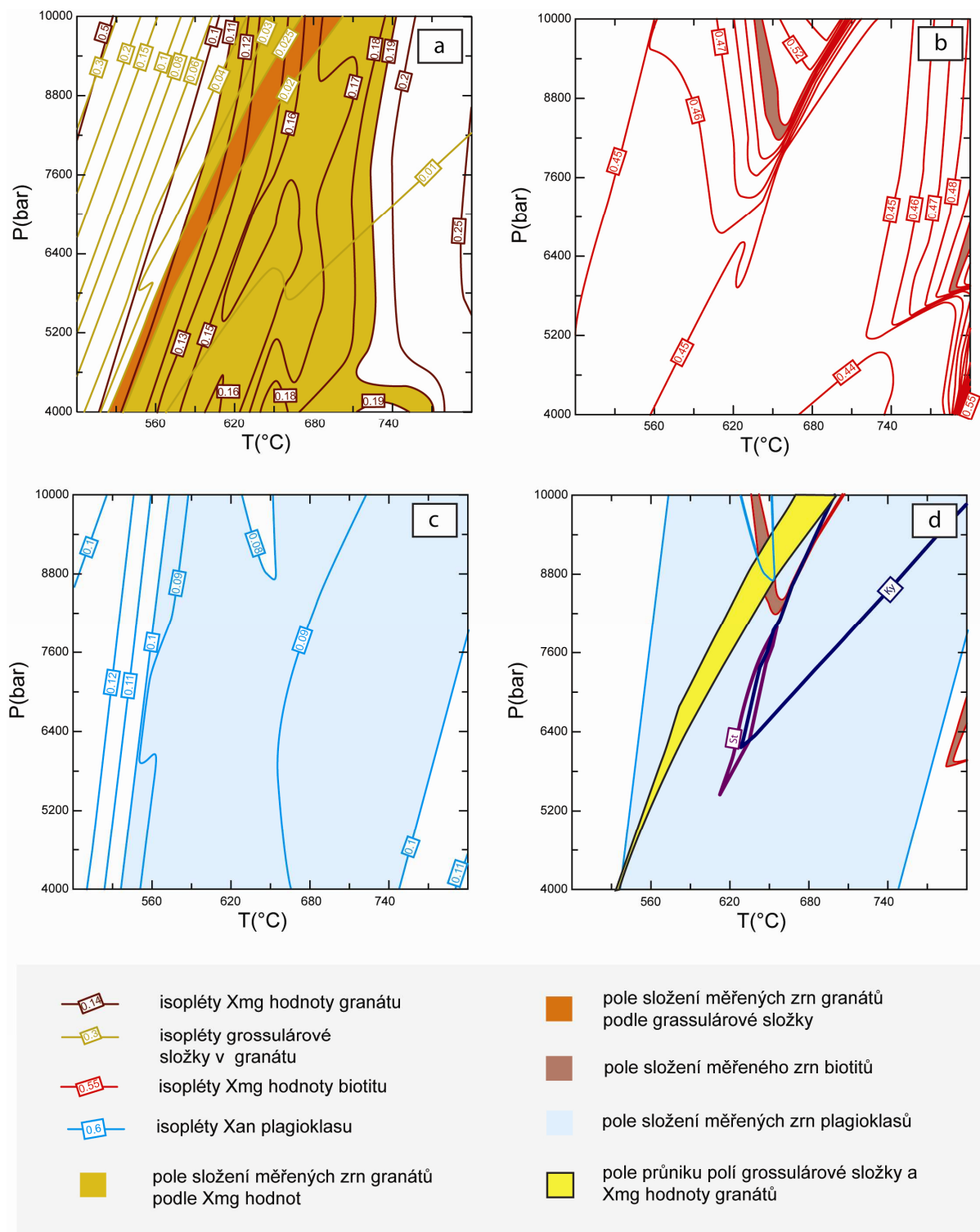
Na základě silikátové analýzy (Tabulka 1) byla pro vzorek CH13 spočtená pseudosekce (Obr. 26). Pro modelování teplotních a tlakových podmínek vzorku byly dále spočteny isoplety hodnoty  $X_{Mg}$  a podílu grossulárové složky granátů,  $X_{Mg}$  hodnoty biotitu a anortitové složky plagioklasu ( $X_{An}$ ). Na základě reálného složení minerálů ve vzorku CH13 byly příslušné isoplety vyneseny do PT prostoru, kde by jejich průnik měl odpovídat PT podmínkám stability pozorované vrcholné minerální asociace granát-biotit-staurolit-kyanit-plagioklas-křemen. Pole stability granátu, vyznačené podle průniku hodnot  $X_{Mg}$  a podílu grossulárové složky, prochází napříč celou pseudosekcí (Obr. 27a,d). S polem odpovídajícím hodnotě  $X_{Mg}$  v biotitu se protíná v nejvyšších částech pseudosekce (~ 8,8 kbar a ~ 650 °C) (Obr. 27d). V pseudosekci je pole stability plagioklasu (podle  $X_{An}$ ) velice široké (Obr. 27c). Pole stability asociace granát-staurolit-kyanit-biotit se neprotíná s polem stability granátů určeným podle jejich chemického složení.  $X_{Mg}$  hodnoty staurolitu se nevyskytují v pseudosekci.

Tento nesoulad by mohl poukazovat na chybné vstupní chemické složení horniny (silikátovou analýzu) či na nedostatky v použitých mísivostních modelech pro jednotlivé minerály.

Porovnáním vypočtených polí stability pro pozorovanou minerální asociaci a pole stability odvozeného na základě chemismu granátu a biotitu je vidět, že pole se shodují v odhadnutých teplotních podmínkách (~ 620 - 650 °C), nesoulad však panuje v odhadech tlaků (6,3 - 8 kbar vs. ~ 8 - 9,5 kbar). Na základě termodynamického modelování lze tedy jako nejlepší možný odhad metamorfních podmínek pro vzorek CH13 uvést interval 620 - 650 °C a 6,3 - 9,5 kbar. Cháb a Žáček (1994) uvádí pro kyanitovou zónu na základě konvenční termobarometrie PT podmínky 5 - 8,7 kbar a 550 - 645 °C.



**Obrázek 26.** Výsledná pseudosekce podle silikátové analýzy vzorku CH13 s detailem. Křemen je v přebytku. Výrazné barevné linie dělí pole stability a metastability jednotlivých fází.



**Obrázek 27.** Pseudosekce s isopléty dílčích minerálů spočítané podle silikátové analýzy (tabulka 1) vzorku CH13 a zvýrazněné pole stability dílčích minerálů podle mikrosondových analýz (tabulka 3). (a) Isopléty  $X_{Mg}$  hodnot a grossulárové složky s poli stability Grt. (b) Isopléty  $X_{Mg}$  hodnot a polem stability Bt. (c) Isopléty  $X_{An}$  složky a polem stability Pl. (d) Pseudosekce s vnesenými výslednými poli stability dílčích minerálů. Vysvětlení viz text.

## 7. Diskuze

Z geochemických studií, které byly uskutečněny v kladské jednotce a mariánsko-lázeňském komplexu vyplývá, že protolitem těchto jednotek byla mírně obohacená oceánická kůra v případě kladské jednotky (Kachlík 1997) a spíše ochuzená oceánická kůra v případě mariánsko-lázeňského komplexu (Kastl a Tonka 1984, Beard et al. 1995, Jelínek et al. 1997, Štědrá 2001, Timmermann et al. 2004). Metasedimenty nalézající se především ve strukturně nižších pozicích kladské jednotky poukazují na možnou existenci sedimentárního prostředí kontinentálního charakteru v této jednotce. Některá data nasvědčují, že v případě mariánsko-lázeňského komplexu je oceánický materiál částečně promíchaný s horninami mající charakteristiky kontinentální kůry (Štědrá 2001, Timmermann et al. 2004). Bohužel neexistují žádné podrobné geochemické studie tepelského krystalinika, jeho metasedimentární charakter blízký kralupsko-zbraslavské skupině indikuje jeho příslušnost ke kontinentu.

Nízkotlaká metamorfóza s inverzní metamorfní zonálností je charakteristická pro kladskou jednotku (Kachlík 1997), přičemž nejvyšší stupeň metamorfózy dosahují horniny kladské jednotky ve svém strukturním nadloží u hranice s mariánsko-lázeňským komplexem. Samotný mariánsko-lázeňský komplex pak vykazuje známky vysokotlaké metamorfózy a to i v bezprostřední blízkosti kladské jednotky (Jelínek et al. 1997). Pokud by se mariánsko-lázeňský komplex nasouval přes kladskou jednotku na severozápad, bylo by nanejvýš pravděpodobné, že by při těchto procesech vznikl záznam inverzní metamorfózy v podloží, méně metamorfované kladské jednotce. Tyto znaky vedly Kachlíka (1993) k definici tohoto kontaktu jako hlavní násunové hranice mezi saxothuringickou a tepelsko-barrandienskou jednotkou. Nicméně, dnešní těsné sousedství jednotek by se také dalo vysvětlit přítomností zlomu, po kterém v průběhu post-variských procesů došlo k vertikálním či dalším možným pohybům. Na přítomnost podobné diskontinuity v daném místě poukazuje gravimetrická studie (Polanský 1978), která existující strmý gravitační gradient interpretuje jako pokračování litoměřického zlomového systému. Předložená studie však u obou jednotek prokazuje přítomnost metamorfní a deformační události  $D_1$ , která má velice podobné stáří. Z toho se dá soudit, že k jejich sblížení došlo již během  $D_1$ . Deformační událost  $D_2$  pak představuje slabší přetisk, který je s velkou pravděpodobností karbonského stáří (viz níže).

Petrologická studie potvrzuje předešlé studie Žáčka a Chába (1994), že tepelské krystalinikum zdaleka nedosáhlo metamorfních podmínek zaznamenaných v mariánsko-lázeňském komplexu. Stejně jako v případě kladské jednotky a mariánsko-lázeňského komplexu poukazuje rozličnost metamorfního záznamu na existenci diskontinuity mezi

jednotkami tepelského krystalinika a mariánsko-lázeňským komplexem. I v případě těchto dvou jednotek by se rozhraní dalo vysvětlit existencí zlomu, po kterém při post-variských procesech došlo k vertikálním či dalším pohybům. Předešlé strukturní studie (např. Zulauf 2001), poukazující na přítomnost extenzních střížných zón v západní části tepelského krystalinika a seismické studie, poukazující na důležité diskontinuity s úklonem k jihovýchodu (Tomek et al. 1997) spíše podporují druhou možnou hypotézu, a to že mezi mariánsko-lázeňským komplexem a tepelským krystalinikem existuje důležitá střížná zóna. Deformační událost  $D_1$  má u mariánsko-lázeňského komplexu a tepelského krystalinika podobné stáří a u obou jednotek se jedná o proces v infrakrustálních podmínkách. Timmermannová et al. (2004) připisují danému stáří v mariánsko-lázeňském komplexu (370 - 380 Ma) procesy dekompresního tavení spjaté s jeho rychlou exhumací. Nejnižší podmínky metamorfózy, které byly zaznamenány v amfibolitech mariánsko-lázeňského komplexu (Štedrá 2001), jsou podobné nejvyšším metamorfním podmínkám hornin tepelského krystalinika, které jsou blízko hranice s mariánsko-lázeňským komplexem (Žáček a Cháb 1994). Společně by daná fakta mohla poukazovat na sblížení jednotek při deformační události  $D_1$ , kdy rozhraní mezi jednotkami fungovalo jako extenzní střížná zóna.

Deformační událost  $D_2$  je reprezentovaná vrásněním  $F_2$  v tepelském krystaliniku a plochami kliváže  $S_2$  v kladské jednotce. Tyto struktury vznikaly v podobném kompresním napětíovém poli s orientací hlavní komprese zhruba ve směru severozápad-jihovýchodním. Oproti  $D_1$  není  $D_2$  doprovázená výraznými metamorfními procesy a pravděpodobně se jedná o událost v suprakrustálních podmínkách. Jelikož je dnes mariánsko-lázeňský komplex v pozici mezi tepelským krystalinikem a kladskou jednotkou, je velice nepravděpodobné, že by neměl žádné známky této deformační události. Proč není  $D_2$  v horninách mariánsko-lázeňského komplexu jasně vyčlenitelná je možné vysvětlit jejich jiným reologickým chováním oproti horninám kladské jednotky a tepelského krystalinika při deformaci v suprakrustálních podmínkách. Vysoce metamorfované horniny mariánského komplexu budou při kompresním napětím hůře deformovatelné nežli méně metamorfované metabazity kladské jednotky či metasedimenty tepelského krystalinika. Proto je přirozené se domnívat, že při procesech  $D_2$  bude deformace operovat hlavně v okolních měkčích horninách a tudíž nedejde k výraznému záznamu deformace do hornin mariánsko-lázeňského komplexu. Tento nevýrazný záznam může být v našem případě reprezentován pouze změnou orientace  $S_1$  i  $L_1$  napříč mariánsko-lázeňským komplexem. Stáří deformace  $D_2$  není známé, nicméně rozsáhlé deformační a metamorfní procesy podložních jednotek saxothuringika karbonského stáří (např. Kotková et al. 1996; von Quadt a Gebauer 1998; Werner a Lippolt 2000) naznačují, že výše popisované

struktury  $D_2$  mohou představovat slabé projevy karbonské tektonometamorfní události. Můžeme se domnívat, že v průběhu karbonských deformačních procesů již tepelsko-barrandienská oblast představovala suprakrustální jednotku, která byla výrazně rigidnější než podložní saxothuringická deska, která zdánlivě ukazuje pouze karbonské stáří metamorfózy.

## 8. Závěr

I přes nejasnosti přesných vztahů mezi studovanými jednotkami prokázala studie zaměřená na západní okraj tepelsko-barrandienské jednotky přítomnost dvou odlišných metamorfních a deformačních událostí  $D_1$  a  $D_2$ . Devonská  $D_1$  je záznamem deformace a metamorfózy v infrakrustálních podmínkách, kdy došlo v době 370 - 380 Ma s velkou pravděpodobností ke sblížení mariánsko-lázeňského komplexu, tvořeného z velké části metamorfovanými oceánickými horninami, s tepelským krystalinikem, které je tvořeno horninami kontinentálního charakteru. Vzhledem k metamorfním rozdílům a strukturním vztahům lze odvodit sblížení obou jednotek formou exhumace mariánsko-lázeňského komplexu podél extenzní střížné zóny na rozhraní s tepelským krystalinikem.  $D_1$  deformace zároveň s velkou pravděpodobností zapříčiňuje sblížení kladské jednotky s mariánsko-lázeňským komplexem. Následné kompresní deformační procesy  $D_2$  jsou pravděpodobně karbonského stáří a poukazují na deformaci celé oblasti v suprakrustálních podmínkách, které byly pravděpodobně vyvolány kolizí tepelsko-barrandienské jednotky se saxothuringikem.



## 9. Přehled použité literatury

- Ackermann D., Sefert F., Schreyer W. (1975).** Instability of sapphirine in high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 79-92.
- Beard, B. L., Medaris, L.G., Johnson, C.M., Jelínek, E., Tonika, J. & Riciputi, L.R. (1995).** Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: implications for Varican orogenesis. *Geologische Rundschau* 84, 552-567.
- Berman, R. G. (1990).** Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist*, 75, 328–344.
- Bowes, D.R. & Aftalion, M. (1991).** U-Pb zircon isotope evidence of Early Ordovician and Late Proterozoic units in the Mariánské Lázně Complex, Central European Hercynides. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* 7, 315-326.
- Bowes, D. R., van Breemen, O., Hopgood, A.M. & Jelínek, E. (2002).**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic evidence for mid-Devonian post-metamorphic pegmatite emplacement in the Mariánské Lázně Complex, Bohemian Massif, Central European Hercynides. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* 10, 445-457.
- Coggon, R., Holland, T.J.B. (2002).** Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 683-696.
- Connolly, J.A.D., Petriani, K. (2002).** An automated Strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *J Met Geol*, 20,697-708.
- Connolly, J. A. D. (2005).** Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 524–541.
- Dallmeyer, R.D. & Urban, M. (1998).** Variscan vs. Cadomian tectonothermal activity in the northwestern sectors of the Teplá-Barrandien zone, Czech Republic: constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . *Geologische Rundschau* 87, 94-106.
- Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z. & Zulauf, G. (1998).** U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian Massif (Czech Republic). *Geologische Rundschau* 97, 135-149.
- Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, C., Marek, J. (2004).** New data on the Neoproterozoic–Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *Int. J. Earth Sci.* 93, 742–757.
- Fiala, F. & Vondrová, N. (1963).** Silur synklinály Kladské. In: Zoubek, V. a kol. 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000, M 33 X III Karlovy Vary. *Ústř. úst. geol.* Praha.
- Franke, W. (1989).** Variscan plate tectonics in central Europe—current ideas and open questions. *Tectonophysics* 169, 221–228.
- Franke, W., Kreuzer, H., Okrusch, M., Schüssler, U., Seidel, E. (1995b).** Saxothuringian Basin. Exotic metamorphic nappes, stratigraphy, structure and igneous activity. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K.: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, Berlin, Heidelberg, 277–294.
- Franke, W. (2000).** The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 179, 35–61.
- Gasparik T a Lindsley D.H. (1980).** Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: Prewitt C.T. (ed.): Pyroxenes. *Mineral. Soc.Am. Rev. Mineral.*, 7, 309-339, Washington.

- Gerdes, A., Wörner, G. & Henk, A. (2000).** Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the example from the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society*, London 157, 577–587.
- Henjes-Kunst, E., Miller-Sigmund, F., Vejnar, Z., Fiala, J. (1995).** Geochemical and Sm-Nd isotopic composition of Teplá-Barrandien metasediments. *Terra Abstracts*, Abstrakt Supplement No. 1 to *Terra Nova*, 7, EUG 8, Stuttgart.
- Holland T. J. B. and Powell, R. (1998).** An internally consistent thermodynamic data set for phase or petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Holland, T., Baker, J., Powell, R. (1998).** Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *European Journal of Mineralogy*, 10, 3, 395-406.
- Cháb J. and Žáček V. (1994).** Metamorphism of the Teplá Crystalline Complex. *KTB Report 94-3*, 33-37. Hannover.
- Chlupáč, I. (1993).** Geology of the Barrandian: a field trip guide. Senckenberg-Buch 69. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt, 163pp.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971).** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Jelínek, E., Štědrá, V. & Cháb, J. (1997).** The Mariánské Lázně Complex. In: Vrána, S., Štědrá, V. (eds) Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany. *Journal of Geological Sciences, CGS Prague* 47, 61-70.
- Kachlík, V. (1993).** The evidence for Late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (W. Bohemia). *Journal of the Czech Geological Society* 38, 46-58.
- Kachlík, V. (1997).** The Kladská Unit. In: Vrána, S., Štědrá, V. (eds) Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany. *Journal of Geological Sciences, CGS Prague* 47, 70-79.
- Kachlík, V. (2003).** Geologický vývoj území České republiky. Doplněk k publikaci „Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva“. *Správa uložišť radioaktivních odpadů*. (in preparation)
- Kastl, E. & Tonika, J. (1984).** The Mariánské Lázně metaophiolitic complex (west Bohemia). *Krystalinikum* 17, 59-76.
- Klápová, H., Konopásek, J. & Schulmann, K. (1998).** Eclogites from the Czech part of the Erzgebirge: multi-stage metamorphic and structural evolution. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 567–583.
- Konopásek, J., Schulmann, K. & Lexa, O. (2001).** Structural evolution of the central part of the Krušné Hory (Erzgebirge) Mountains in the Czech Republic—evidence for changing stress regime during Variscan compression. *Journal of Structural Geology*, 23, 1373–1392.
- Konopásek, J., Schulmann, K. (2005).** Contrasting Early Carboniferous field geotherms - evidence for accretion of a thickened orogenic root and subducted Saxothuringian crust (Central European Variscides). *Journal of the Geological Society, London* 162, 463-470.
- Kotková, J. (1993).** Tectonometamorphic history of lower crust in the Bohemian Massif - example of north Bohemian granulites. *Spec. Pap. Czech Geol. Survey*, 2, 42pp., Praha.
- Kotková, J., Kröner, A., Todt, W., Fiala, J. (1996).** Zircon dating of North Bohemian granulites, Czech Republic: further evidence for the Lower Carboniferous high-pressure event in the Bohemian Massif. *Geol. Rundsch.* 85, 154–161.
- Kretz, R. (1983).** Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277–279.

- Kreuzer, H., Seidel, E., Schüssler, U., Okrusch, M., Lenz, K. L. & Raschka, H. (1989).** K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics* 157, 149-178.
- Mainprice, D. (2007).** [ftp://www.gm.univ-montp2.fr/mainprice//CareWare\\_Unicef\\_Programs/](ftp://www.gm.univ-montp2.fr/mainprice//CareWare_Unicef_Programs/).
- Mašek, J. (1981).** Ke geologii proterozoika jv. křídla Barrandien. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek. *Vest. Ústř. Úst. geol.* 6, 14-28.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V. & Weiss, J. (1983).** Geologie ČSSR I – Český masív. SPN Praha.
- Newton, R. C., Charlu, T. V. & Kleppa, O. J. (1980).** Thermochemistry of high structural state plagioclases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 933-941.
- Passchier, C.W., Trouw, R., A., J. (2005).** Microtectonics - Second edition. Springer, Berlin.
- Powell, R., Holland, T. J. B. (1999).** Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions; activity modeling of pyroxenes, amphiboles and micas. *American Mineralogist*, 84, 1–14.
- Rötzler, K., Schumacher, R., Maresch, W.V. & Willner, A. P. (1998).** Characterisation and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed high-pressure units of the western Erzgebirge. *European Journal of Mineralogy*, 10, 261–280.
- Schmid, S.M., Casey, M. (1986).** Complete fabric analysis of some commonly observed quartz [c]-axis patterns. In: Hobbs, B.E., Heard, H.C. (Eds.), Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies; the Paterson Volume. *Geophysical Monograph*, 36. American Geophysical Union, Washington DC, 263-286.
- Schulmann, K., Konopasek, J., Janousek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Stipska, P., Ulrich, S. (2009).** An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geosciences*, Volume 341, Issues 2-3, Mecanique de l'orogenie varisque: Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogenie, February-March 2009, 266-286.
- Strnad, L., Mihaljevič, M. (2005).** Sedimentary provenance of Mid-Devonian clastic sediments in the Teplá-Barrandian Unit (Bohemian Massif): U–Pb and Pb–Pb geochronology of detrital zircons by laser ablation ICP-MS. *Mineral. Petrol.* 84. 47–68.
- Štědrá, V. (2001).** Tectonometamorphic evolution of the Mariánské Lázně Complex, Western Bohemia, based on the study of metabasic rocks. *Ph.D. thesis*, Charles University, Prague.
- Tajcmanova L, Connolly JAD, Cesare B (2008).** A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 2, 153-165.
- Taylor, R.N., Thirlwall, M. F., Murton, B. J., Hilton, D. R. & Gee, M. A. M. (1997).** Isotopic constraints on the influence of the Icelandic plume. *Earth and Planetary Science Letters* 148, E1–E8.
- Thompson, J. B., Hovis, G. L., (1979).** Entropy of Mixing in Sanidine. *American Mineralogist*, 64, 57-65.
- Timmermann, H., Štědrá, V., Gerdes, A., Noble, S. R., Parrish, R. R. & Dörr, W. (2004).** The Problem of Dating High-pressure Metamorphism: a U-Pb Isotope and Geochemical Study on Eclogites and Related Rocks of the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic. *Journal of Petrology*, 45, 0, 1-28
- Tomek, C., Dvořáková, V., Vrána, S. (1997).** Geological interpretation of the 9HR and 503 seismic profiles in the western Bohemia. *Sborník Geol. Ved* 47, 43-50 (Prague)
- von Quadt, A., Gebauer, D. (1998).** Evolution of eclogitic rocks in the Erzgebirge: a conventional and SHRIMP U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Acta Univ. Carol. Geol.* 42, 324–1324.
- Werner, O., a Lippolt, H.J. (2000).** White mica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of Erzgebirge metamorphic rocks: simulating the chronological results by a model of Variscan crustal imbrication. In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D., (eds) Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, *Geological Society*,

London, *Special Publications*, 179, 323-336.

**White, W. M. (1999).** Geochemistry. Poznámky k přednáškám. Cornell University (<http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Geo656/656notes00.html>).

**White, R. W., Powell, R., Holland, T.J.B. (2007).** Progress relating to calculation of 744 partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511–745 527.

**Willner, A. P., Rötzler, K. & Maresch, W. V. (1997)** Pressure–temperature and fluid evolution of quartzofeldspathic metamorphic rocks with a relic highpressure, granulite-facies history from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). *Journal of Petrology*, 38, 307–336.

**Zoubek, V. et al. (1963)** Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:20 000, M-33-XIII- Karlovy Vary. – Ústí. Úst. Geol. *Praha*.

**Žáček, V. (1992).** Garnets and metamorphic evolution of the Teplá Crystalline Komplex. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 7/8, 847-856, Stuttgart.

**Žáček, V., Cháb, J. (1993).** Metamorphism in the Tepla upland, Bohemian massif, Czech Republic (preliminary report). *Bull. Czech Geol. Soc.*, 68, 33., Praha.

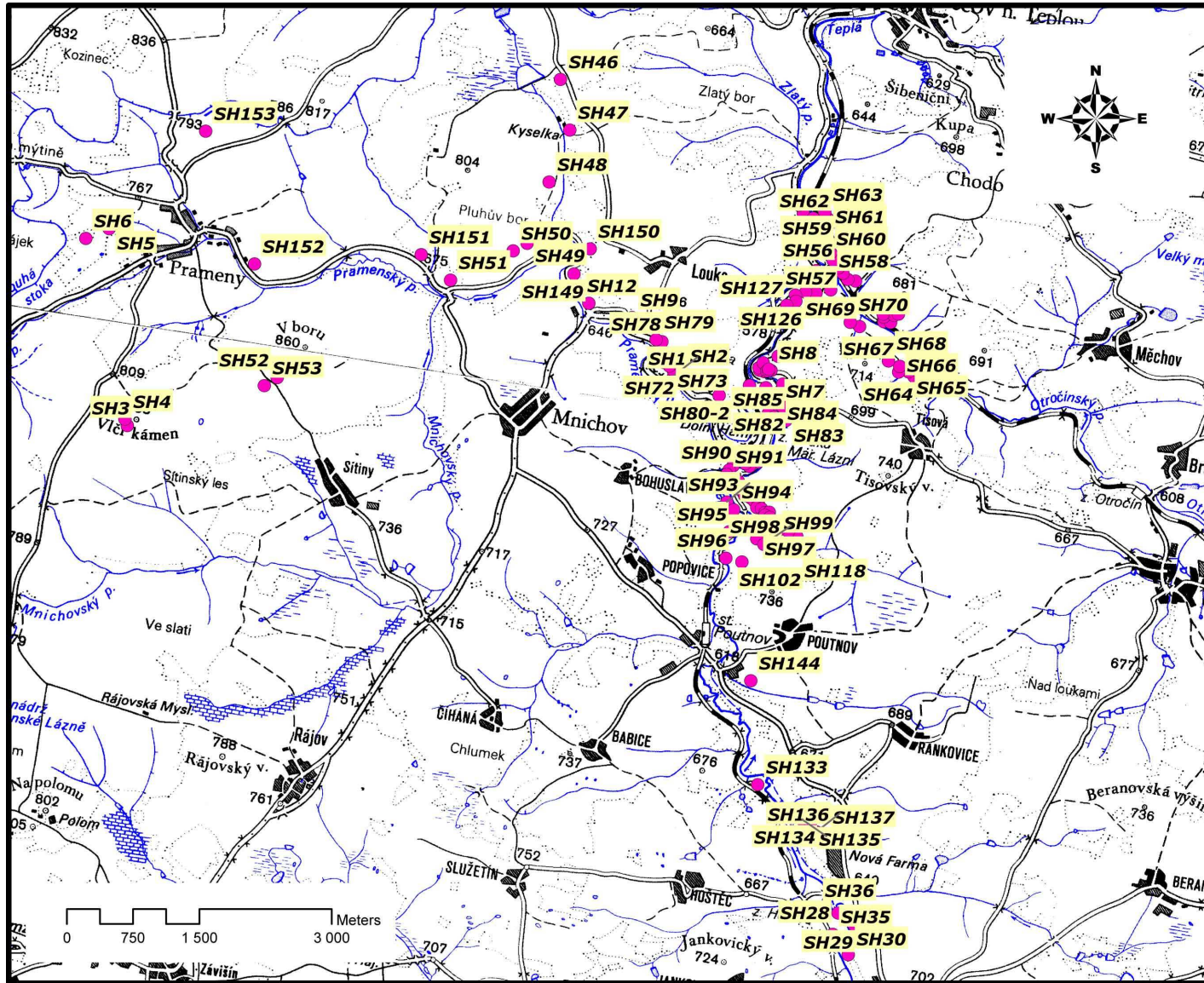
**Žáček, V. (1994).** Garnets and metamorphic evolution of the Teplá crystalline complex, western Bohemia. *Zentralbl. Geologie. Palaontol.*, 1, 847–856.

**Žáček, V., Cháb, J. (1998).** Výsledky doplňkového výzkumu metamorfózy a tektoniky tepelského krystalinika. Český Geologický ústav, Praha.

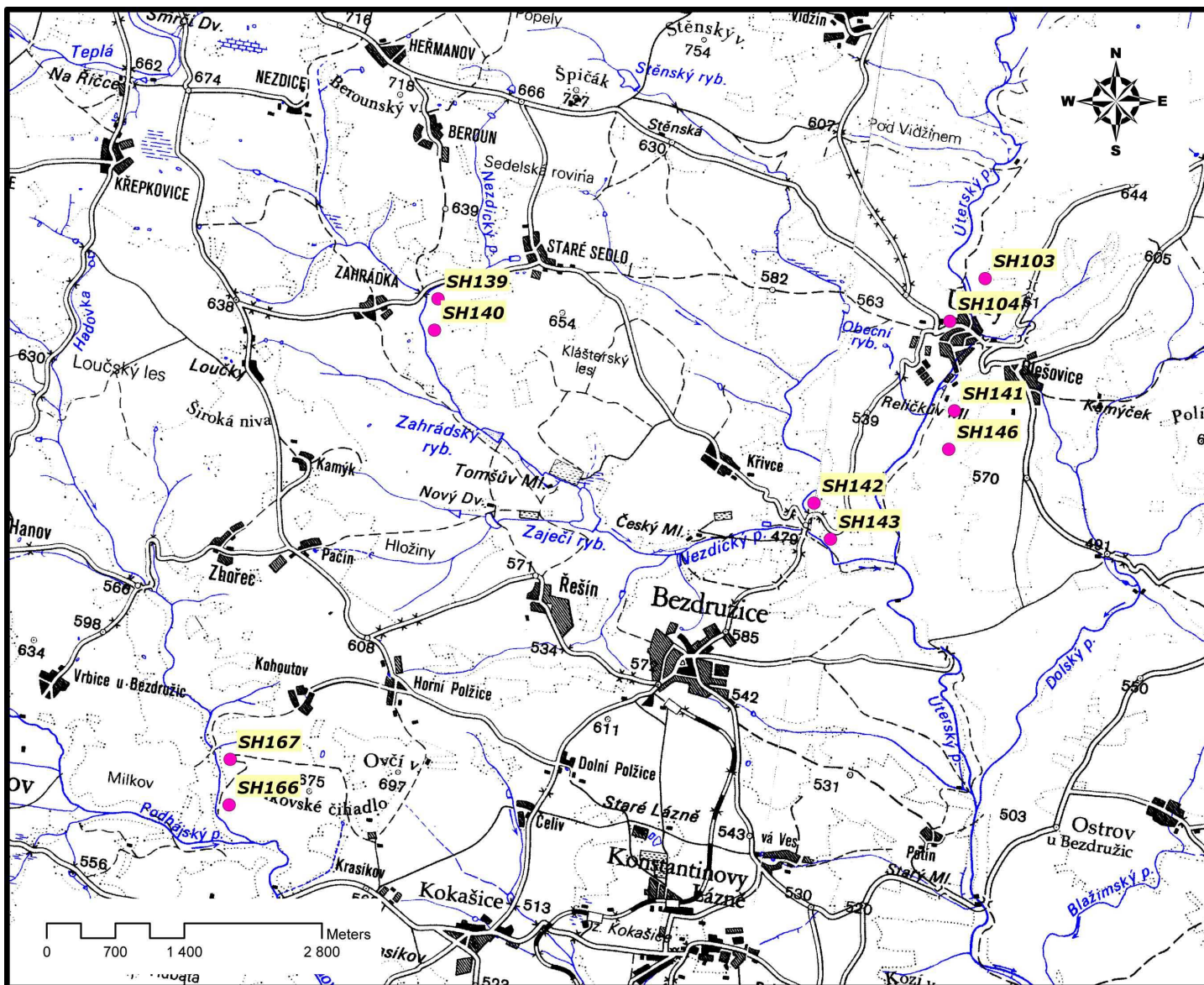
**Zulauf, G., (1997).** Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmisches Masse). *Geotekton. Forsch.*, 89, 1–302.

**Zulauf, G. (2001).** Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section: constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif). *Tectonophysics* 332. 211–237.

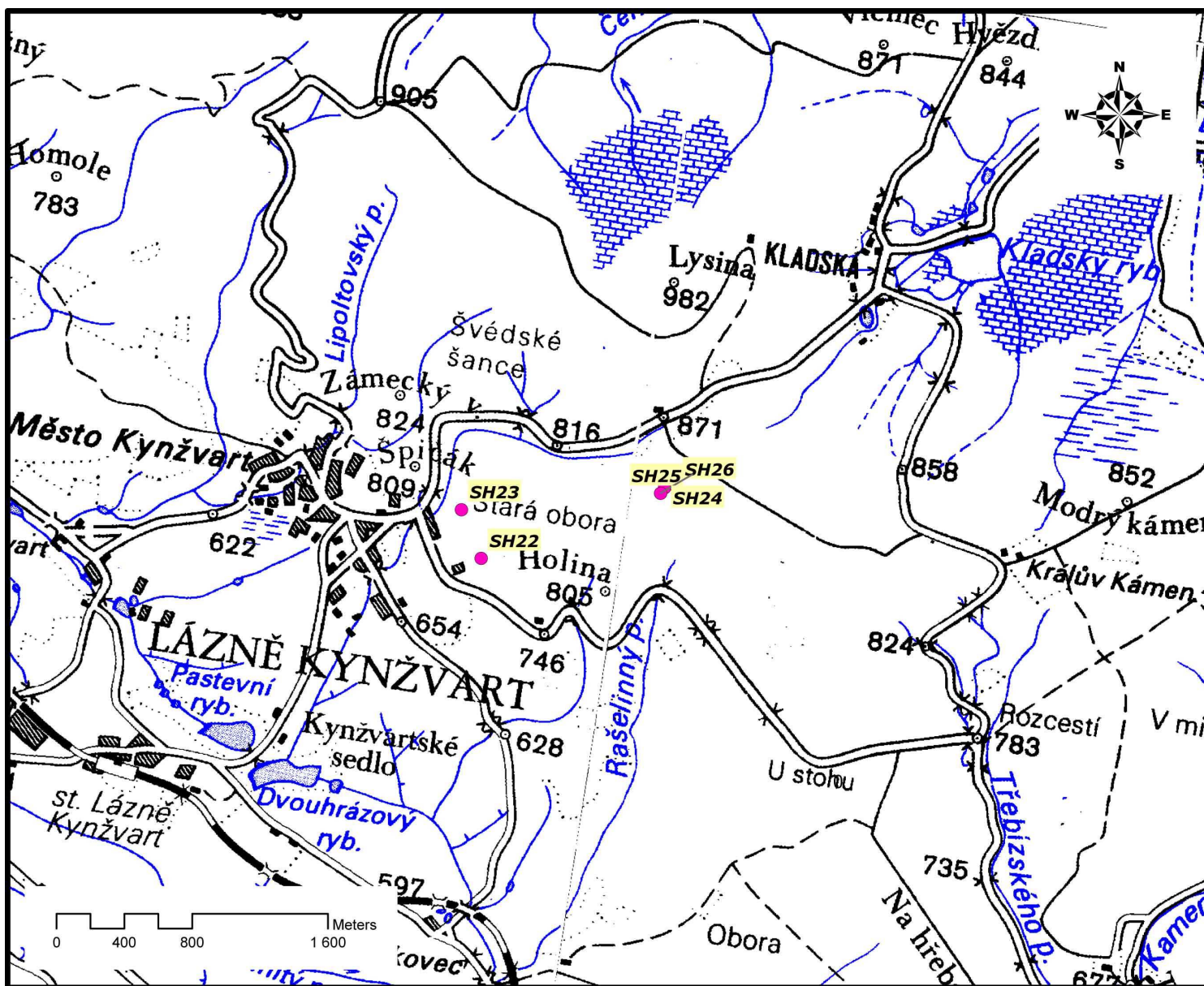
## Příloha 1 - Mapa s vyznačenými lokalitami











## **Příloha 2. Terénní deník**

**Příloha obsahuje terénní deník a souřadnice k jednotlivým lokalitám v souřadnicovém systému S-JSTK Křovák East North.**

### **Legenda k terénnímu deníku**

- KLD - kladská jednotka
- MLC - mariánsko-lázeňský komplex
- TK - tepelské krystalinikum
- SP - serpentinizovaný peridotit
- A - amfibolit
- MA - migmatitický amfibolit
- PA - páskovaný amfibolit
- S1 - foliace starší deformační fáze D<sub>1</sub>
- S2 - foliace, kliváž a mladší deformační fáze D<sub>2</sub>
- Sekl - starší stavba v eklogitech
- L1 - lineace starší deformační fáze
- B-osa - osa vrásy
- OR - osní rovina vrásy