Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Strukturní geologie

Bc. Olga Ramešová

Podmínky a mechanismus vmístění saského granulitového masivu v saxothuringiku

Conditions and mechanism of emplacement of the Saxon Granulite Massif in Saxothuringian

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Petr Jeřábek, Ph.D.

Praha, duben 2015

Prohlášení

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

V Praze, 30. 4. 2015 Olga Ramešová

Poděkování

Tato práce byla řešena na Ústavu petrologie a strukturní geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy pod vedením RNDr. Petra Jeřábka, Ph.D. Veškeré náklady (terénní výjezdy a zpracování vzorků), spojené s touto prací, byly financovány z grantu GAČR 241-440119 (Prográdní metamorfóza, korové ztluštění a spodnokorový tok: nový koncept budování kořene variského orogénu).

Poděkování náleží v první řadě mému školiteli Petrovi Jeřábkovi, který vždy prokázal trpělivost s mou osobou a vytvářením této práce. Poskytl mi cenné rady jak v terénu, tak i při pozdějším zpracovávání dat a pomohl mi tuto práci dovézt do finálního stádia.

Dále patří velký dík Martinovi Rackovi, který mi mnohokrát dokázal poradit s problematikou týkající se pseudosekcí a jejich výpočtů. Niky, Zitě, Víťovi nebo Kubovi, že mi nezavěsili telefon, když jsem se na ně obrátila s banálním dotazem a vůbec celému Ústavu petrologie a strukturní geologie za nezapomenutelné exkurze, oslavy a přátelské prostředí, na kterém má také poslední roky obrovský podíl nepochybně nejdůležitější osoba ústavu, Drahu Seemannová.

Poslední neméně podstatný dík věnuji rodině a přátelům za to, že se na mě smáli, když mi bylo nejhůře, ať už při psaní této práce nebo v osobním životě a vždy mě morálně i jinak podpořili.

Abstrakt

Saský granulitový masiv, ležící v saxothuringhiku v Českém masivu, je tvořen tělesem felsických a místy mafických granulitů, formovaných během variské orogeneze. Granulity metamorfovaly při tlacích $P \sim 2.3$ GPa a teplotách $T = 970–1060$ °C (Fuhrman a Lindsley, 1988; Rötzler a Romer, 2001). Byly exhumovány ve velmi krátkém čase a vmístěny do paleozoických sedimentů, což vedlo k jejich kontaktní metamorfóze a vzniku kontaktní aureoly. Granulitové těleso má oválný tvar, protáhlý severovýchod-jihozápadním směrem a je obklopeno metamorfním obalem (tzv. schist mantle). V průběhu dvou kilometrů směrem od kontaktu s granulitovým tělesem klesá v obalu stupeň metamorfózy od kordieritových rul, přes svory s andaluzitem až k fylitům. Detailní strukturní analýza zaznamenává deformační vývoj spjatý se čtyřmi fázemi. Starší stavby v granulitech mají strmé SV-JZ orientované trendy a obsahují kyanit a silimanit. Jsou lokálně, především podél okraje granulitového tělesa, přetištěny subhorizontálními stavbami charakteru facie zelených břidlic. V metasedimentech lze místy pozorovat původní sedimentární zvrstvení. V okolí kontaktu s granulitovým tělesem mají horniny obalu subvertikální stavby, které obsahují nebo jsou přerůstány kontaktně metamorfovanými minerály. Původní stavby SV-JZ průběhu jsou izoklinálně vrásněny a přetištěny subhorizontálními vrásovými rovinami, kdy se původně SV-JZ vrásové osy přerotují do SZ-JV orientací, paralelních s lineací. Všechny stavby v metamorfním obalu jsou zároveň postiženy dvěma epizodami post-metamorfního vrásnění. První je více zřetelná a vedla k vytvoření metr až kilometr velkých otevřených vrás se subvertikálním SV-JZ průběhem osních rovin a subhorizontálními vrásovými osami. Pozdější vrásnění je méně významné a vedlo k formování kinků se SZ-JV orientací osních rovin a subhorizontálních vrásových os. Náš předpoklad *P–T* podmínek metamorfního obalu – $P \sim 3,5$ kbar a $T = 530–620$ °C ukazuje na pravděpodobný izobarický nárůst teploty ve svorech metamorfního obalu během rychlé exhumace a vmístění do mělkých korových hornin. V těsném kontaktu s granulitovým tělesem dosahují *P–T* podmínky až parciálního tavení. Kontaktně metamorfní aureola v okolních horninách vznikla spolu se strmými deformačními stavbami, které byly později postiženy subvertikálním zkrácením.

Abstract

The Saxonian Granulite Massif in the Saxothuringian Domain of the Bohemian Massif, is represented by a single granulite body consisting of felsic and mafic granulites formed during Variscan tectono-metamorphic event. The granulites with peak metamorphic *P–T* conditions of ~2.3 GPa and 970–1060 °C (Fuhrman and Lindsley, 1988; Rötzler and Romer, 2001) were exhumed and emplaced into the palaeozic sedimentary cover sequence, which resulted into contact metamorphism affecting these metasedimentary rocks and development of a contact metamorphic aureole. In the map view, the granulite body has elongated shape with the long axis oriented in NE-SW direction and it is surrounded by the so called schist mantle reflecting the extent of the contact metamorphic aureole. Within two kilometers distance away from the contact with granulite body, the metamorphic grade in metasediments decreases from cordierite gneiss, andalusite bearing micaschist to phyllite. Detailed field structural analysis in the studied area revealed a deformation record associated with four main deformation phases. In granulites the oldest deformation fabric contains kyanite and sillimanite. This fabric is locally overprinted by the subhorizontal green schist facies fabric, mainly along the margins of the granulite body. In metasediments, the original sedimentary layering can be locally identified. In the vicinity of the contact with the granulite body, the metasediments show subvertical fabric, which contains or is overgrown by the contact metamorphic minerals. This originally NE-SW trending fabric is isoclinally folded and overprinted by the subhorizontal axial-planar green schist facies foliation. The subhorizontal NE-SW fold axes rotated to NW-SE orientation parallel to stretching lineation. All fabrics mainly in metasediments are subsequently affected by two episodes of post-metamorphic folding. The first one is more pronounced and results into development of m- to km-scale open folds with subvertical NE-SW trending axial planes and subhorizontal axes. The later folding is less important and it is associated with formation of kink bands with NW-SE trending axial planes and subhorizontal axes. Our *P–T* results, which are $P \sim 3{,}5$ kbar and $T = 530–620$ °C suggest the isobaric increasing of metamorphism in the schist mantle during the rapid exhumation and emplacing into shallow crustal levels. In the close contact with the granulite body the schist mantle reach the conditions of parcial melting. The contact metamorphic aureole of the surrounding metasediments is developed in association with steep deformation fabric, which was later affected by subvertical shortening probably shortly after the exhumation of the granulite massif.

Obsah:

1. Úvod.....12

2. Regionální umístění studované oblasti.....13

3. Saský granulitový masiv – přehled dosavadních výzkumů ve studované oblasti.....14
3.1. Petrologie oblasti.....15
3.1.1. Granulity.....15
3.1.2. Metamorfní obal.....15
3.1.3. Kordieritovo – granátické ruly.....16
3.1.4. Granity.....16
3.1.5. Ostatní horniny saského granulitového masivu.....16
3.2. Odhad teplotně-tlakových podmínek metamorfózy.....16
3.3. Strukturní záznam.....19
3.3.1. Lineace a foliace.....19
3.3.2. Křemenné stavby.....19
3.4. Názory na vmístění a model vzniku.....20

4. Vlastní práce a výsledky.....22
4.1. Strukturní záznam.....24
4.1.1. D1.....25
4.1.2. D2.....26
4.1.3. D3.....30
4.1.4. D4.....30
4.2. Charakteristika dominantních horninových typů a jejich petrografický popis.....33
4.2.1. Granát-kordieritové pararuly.....34
4.2.2. Svory, granátické břidlice, dvouslídné pararuly a migmatity.....35
4.2.3. Fylity.....38
4.2.3. Granulity.....39
4.3. Chemické složení minerálů ve vybraných vzorcích.....42
4.3.1. Granát-kordieritová pararula.....42
4.3.2. Horniny metamorfního obalu – metamorfóza za vyšších metamorfních podmínek.....48
4.3.2.1. Svor s andaluzitovými porfyroblasty.....48
4.3.2.2. Svor s granáty a silimanitem.....49
4.3.2.3. Granátická břidlice.....50
4.3.3. Retrográdní granulit.....53
4.4. Odhad teplotně-tlakových podmínek kontaktní metamorfózy.....56

5. Diskuse.....60
5.1. Strukturní záznam studované oblasti.....60
5.2. Kontakt metamorfního obalu s granulity z petrografického hlediska.....62
5.3. Vztah deformace a metamorfózy v granulitu a metamorfním obalu.....63

6. Závěr.....64

7. Literatura.....65

8. Přílohy.....70

Seznam použitých zkratek a jednotek

a.p.f.u – atom per formula unit
cm – centimetr
D1, D2, D3, D4 – deformační fáze
BSE – back scatered electrons
GPa – gigapascal
hm % – hmotnostní procenta
kbar – kilobar
km – kilometr
L2, L3, L4 – lineární stavby
Ma – milióny let
mm – milimetr
např. – například
Obr. – obrázek
P – tlak
P–*T* – teplotně-tlakový
S1, S2, S3, S4 – planární stavby
SGM – saský granulitový masiv
T – teplota
Tab. – tabulka
tzv. – takzvaně
V2, V3, V4 – vrásy
°C – stupně Celsia

Seznam použitých zkratek minerálů (podle Siivola a Schmid, 2007)

Alm – almandin
Amph – amfibolit
And – andaluzit
Bt – biotit
Crd – kordierit
Ep – epidot
Grs – grosulár
Grt – granát
Chl – chlorit
Ilm – ilmenit
Kfs – draselný živec
Ky – kyanit
Ms – muskovit
Mt – magnetit
Plg – plagioklas
Prp – pyrop
Px – pyroxen
Sil – silimanit
Spl – spinel
Sps – spessartin
Uv – uvarovit
Qtz – křemen

Seznam obrázků

Obr. 1: (a) hlavní zóny evropských variscid s vyznačeným Českým masivem, RH – rhenohercynská zóna, SX – saxo-durynská zóna, MO – moldanubická zóna, (b) schématická geologická mapa Českého masivu (podle Franke, 2000; upraveno v práci Fraňka a kol., 2011).

Obr. 2: Výskyt granulitů v Českém masivu s označením saského granulitového masivu (O'Brien, 2006).

Obr. 3: P–T dráhy různých tektonických jednotek (Reinhardt a Kleemann, 1994). HPG – vysokotlaké granulity (podle Rötzlera, 1992), GCG – granát kordieritové ruly, SM – břidlicový obal.

Obr. 4: P–T dráha pro granulity saského granulitového masivu (Rötzler, 2004).(10 kbar = 1 Gpa).

Obr. 5: Saský granulitový masiv – průběh lineací a trendy krenulační kliváže (Behr, 1961).

Obr. 6: C-osy křemenů v saském granulitovém masivu (Lister a Dornsiepen, 1981 (upraveno podle Behra, 1961)).

Obr. 7: Přehledná geologická mapa studovaného území se zdokumentovanými lokalitami (převzato z http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/geologie/index.html, upraveno). Legenda je orientační. Kompletní litologická legenda – Obr. 8.

Obr. 8: Legenda ke geologické mapě saského granulitového masivu (čerpáno z http://www.bgr.de/app/litholex – litostratigraphishe Lexikon, upraveno).

Obr. 9: Ideové strukturně-geologické profily (nepřevýšené), vedené jihovýchodním (AA´) a severozápadním (BB´) kontaktem granulitového tělesa a metamorfního obalu; průběh profilů vyznačen v Obr. 7, legenda k litologiím – Obr. 8.

Obr. 10: Makrofotografie izoklinálních vrás popsaných v metamorfním obalu granulitového masivu; (a) stavba S1 v metapelitu, osa izoklinální vrásy L2, (lokalita OR42); (b) izoklinální vrása ve svoru, (lokalita OR70); (c) izoklinální vrása v grafitickém fylitu, (lokalita OR45); (d) izoklíny intenzivně zapracované do foliace S2, vápenatý fylit, (lokalita OR85); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A; (e) legenda k vyznačeným strukturním stavbám ve všech makrofotografiích této kapitoly.

Obr. 11: Makrofotografie krenulačních kliváží a budiny popsané v metamorfním obalu granulitového masivu; (a) migmatit, (lokalita OR69); (b) fylit, (lokalita OR67); (c) svor, (lokalita OR71); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 12: Makrofotografie asymetrických vrás, popsaných v metamorfním obalu granulitovém masivu; (a) necylindrická vrása, (lokalita OR64); (b) toulcová vrása (lokalita OR65); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 13: Deformace D1, D2 – planární stavby S1 a S2 – ramena izoklinálních vrás V2, foliace; (a) S1, S2 vyjma přiblížené oblasti; (b) přiblížená oblast; n – počet vynesených strukturních prvků.

Obr. 14: Deformace D2 – lineární stavby L2; (a) osy izoklinálních vrás V2, hřbítkové lineace; (b) vrásové osy otevřených vrás V2; (c) přiblížená oblast; n – počet vynesených strukturních prvků.

Obr. 15: Makrofotografie velkých otevřených vrás, popsaných v metamorfním obalu granulitovém masivu; fylity; (a), (b) S2 stavby v nově vzniklé V3 vráse a její osa L3, (lokalita OR81); (c) osy (L4) vrás V4, deformujících starší stavby, (lokalita OR69); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 16: Deformace D3 – otevřené vrásy V3; (a) osní roviny S3; (b) osy vrás L3; n – počet.

Obr. 17: Deformace D4 – otevřené vrásy V4; (a) osní roviny S4; (b) osy vrás L4; n – počet vynesených strukturních prvků.

Obr. 18: Mapa granulitového masivu (http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/geologie/index.html, upraveno) s vyznačenými minerály vrcholné metamorfózy (část studovaných lokalit); černobílý podklad – geologická mapa saského granulitového masivu (podle Reinhardta and Kleemana, 1994, upraveno).

Obr. 19: Mikrofotografie granát-kordieritové ruly (lokalita OR02); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 20: Mikrofotografie zrna kordieritu s inkluzemi silimanitu, granát-kordieritová rula, (lokalita OR02); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly.

Obr. 21: Makrofotografie dvou rozdílných hornin vnitřního obalu granulitového masivu (a) svor ze severozápadního kontaktu s granulitovým masivem (lokalita OR58), porfyroblasty andaluzitů; tužka – 5 cm (b) granátická břidlice z jižního kontaktu (lokalita OR71); lokalizace vzorků – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 22: Mikrofotografie porfyroblastů ve svorech při severozápadním kontaktu s granulitem, původně andaluzity, přeměněné na jílové minerály, (lokalita OR53); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 23: Mikrofotografie mikroskopické izoklinální vrásy v granátické břidlici v jihozápadní části metamorfního obalu, (lokalita OR71); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 24: Mikrofotografie krenulační kliváže v migmatitizovaném svoru, ležícím 0,5 km od kontaktu s granulitem, (lokalita OR59); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 25: Mikrofotografie mikroskopických vrásek ve fylitu, (lokalita OR74); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 26: Mikrofotografie porfyroblastu v grafitickém fylitu, (lokalita OR64); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 27: Mikrofotografie kliváže v chlorit-sericitickém fylitu, (lokalita OR42); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 28: Mikrofotografie zrna kyanitu ve felsickém granulitu, (lokalita OR16); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 29: Mikrofotografie felsických granulitů, horní fotografie – hrubozrnná matrix s protaženými křemeny, dolní fotografie – jemnozrnná matrix s pásy biotitů (částečně retrogresovaný granulit), (lokalita OR53); (a), (c) rovnoběžné nikoly; (b), (d) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 30: Mikrofotografie mafického granulitu, (lokalita OR13); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Obr. 31: BSE (back scatered electrons – zpětně odražené elektrony) snímek zachycující vedle sebe dvě rozdílné partie granát-kordieritové ruly s celkovými silikátovými analýzami obou částí, (vzorek

OR05). Hodnoty – uvedeny v hmotnostních procentech oxidů.

Obr. 32: BSE snímek (vzorek OR05); (a) granát – Grt1 (Tab. 1), vyznačen směr měření kompozičního profilu (Obr. 33a), čísla – pozice měření; (b) drobná inkluze ze středu granátu (a); (c) okolí granátu (a).

Obr. 33: (a) kompoziční profil granátem Grt1 ze vzorku OR5C (Obr. 26a), m – pořadí měření v kompozičním profilu, výkyvy v hodnotách okolo m = 20 a 80 jsou způsobeny měřením v okolí inkluzí biotitů; (b) detail zastoupení spessartinové a grosulárové komponenty (0–10 %); (c) distribuční mapy zastoupení chemických prvků v granátu Grt1.

Obr. 34: (a) kompoziční profil granátem ze vzorku OR05 (Grt2 v Tab. 1), m – pořadí měření v profilu; (b) BSE snímek granátu – Grt2 (Tab. 1) s inkluzemi živců a ilmenitů, vyznačen směr měření kompozičního profilu.

Obr. 35: BSE snímek (vzorek OR05); (a) symplektit plagioklasu a kordieritu; (b) okraj draselného živce – prorůstání s plagioklasem.

Obr. 36: BSE snímek (vzorek OR06); (a) rozpadlá zrna andaluzitových porfyroblastů; (b) zachovalejší zrno andaluzitového porfyroblastu.

Obr. 37: (a) Kompoziční profil granátem ze svoru se silimanity (vzorek OR33), m – pořadí měření v profilu; (b) BSE snímek granátu ze vzorku OR33, vyznačen směr měření profilu.

Obr. 38: (a) Kompoziční profil granátem z granátické břidlice (vzorek OR71 – Grt1 (Tab. 2)), m – pořadí měření v profilu, výkyvy v hodnotách jsou způsobeny velkým obsahem inkluzí a měřením v nich; (b) BSE snímek měřeného granátu, vyznačen směr měření profilu.

Obr. 39: (a) Kompoziční profil granáty z granátické břidlice (vzorek OR71 – Grt2, Grt3 (Tab 2)); (b) BSE snímek shluku měřených granátů ze vzorku OR71, vyznačen směr měření profilů.

Obr. 40: (a) Kompoziční profil granátem z granátické břidlice (vzorek OR71 – Grt4 (Tab. 2)), (b) BSE snímek – matrix obsahující epidot, vyznačen směr měření profilu granátem.

Obr. 41: BSE snímek svoru (OR71); (a) rozpadlý granát v matrix, tvořené plagioklasem, chloritem a křemenem; (b) inkluze křemene v granátu s draselným živcem a epidotem.

Obr. 42: (a) Kompoziční profil granátem z retrográdního granulitu (vzorek OR61, Tab 2), m – pořadí měření; (b) BSE snímek granátu ze vzorku OR61, vyznačen směr měření profilu.

Obr. 43: BSE snímek retrogresivního granulitu, (vzorek OR61); (a) zrno rozpadlého alumosilikátu (pravděpodobně kyanitu); (b) zrno kordieritu, přeměněné, symplektity kordieritu s křemenem při okrajích zrna.

Obr. 44: BSE snímky vzorku OR33 (a) slídy s pásy jílových minerálů, ilmenit; (b) rozpadlý plagioklas, granáty, křemen.

Obr. 45: P–T pseudosekce pro vzorek z lokality OR33 s kompozičními izopletami grosuláru, spessartinu a xMg v granátu; hodnoty hmotnostních procent oxidů pro výpočet uvedeny v Tab. 3; hodnoty obsahu jednotlivých komponent granátu a poměru xMg jsou uvedeny v Tab. 1. Protnutí izoplet vyznačeno barevnou elipsou.

Obr. 46: P–T pseudosekce pro vzorek z lokality OR33 s popisem polí a modálními izopletami granátu. Šipka znázorňuje izobarický nárůst teploty při metamorfóze studovaného vzorku.

Seznam tabulek

Tab. 1: chemická složení dvou typů granátů ze vzorku OR05 a granátu ze vzorku OR33

Tab. 2: chemická složení granátu ze vzorku OR61 a granátů ze vzorku OR71

Tab. 3: obsahy jednotlivých oxidů z plošné chemické analýzy vzorku OR33

1. Úvod

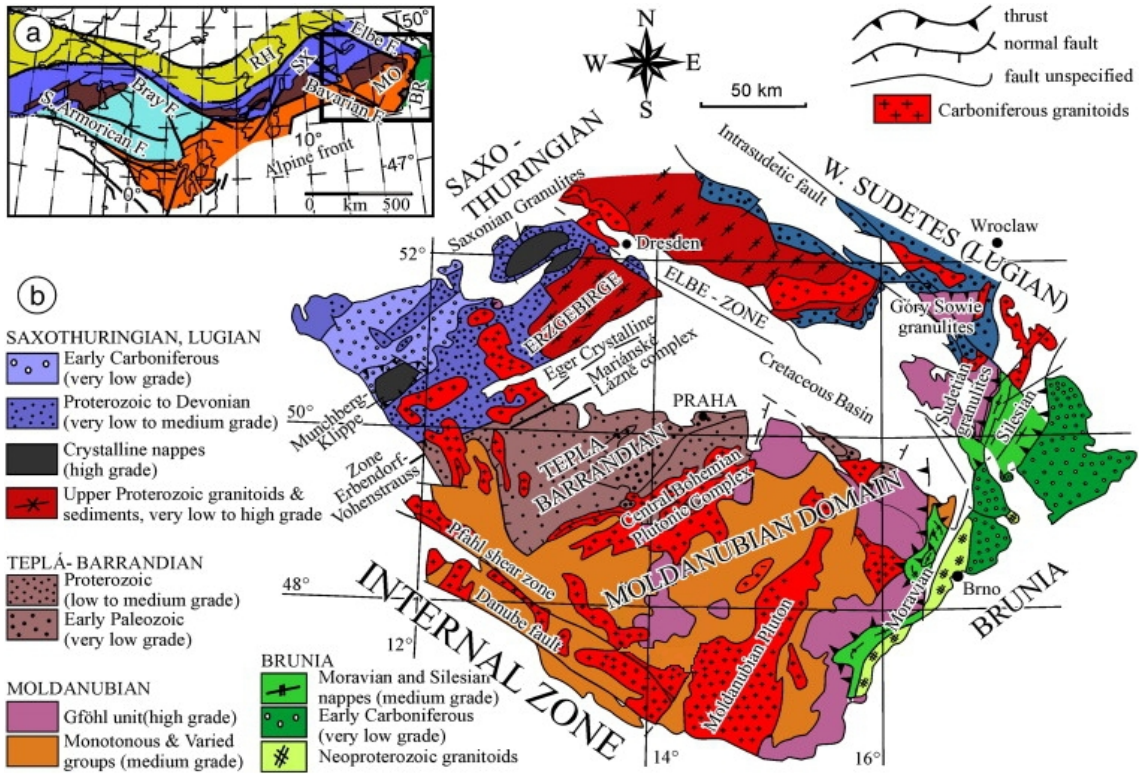
Jedním ze zásadních procesů formování současného vzhledu Evropy byla variská orogeneze. V rámci geologické stavby Českého masivu, velmi jedinečné a členité části orogenního komplexu, existuje řada ne zcela vyjasněných problémů. Jedním z nich je vmístění saského granulitového tělesa, které se nachází v západní, německé části saxothuringika.

Tato práce se zabývá zpřesněním poznatků o deformovaném metamorfním obalu, který obklopuje saský granulitový masiv. Popisuje strukturní stavby v těchto horninách, jejich petrografii, chemismy vybraných vzorků a předpokládá teplotně-tlakové podmínky metamorfózy hornin obklopujících granulitové těleso.

V první části práce je regionální umístění oblasti a shrnutí dosavadních poznatků o celém granulitovém masivu. Tyto kapitoly částečně vycházejí z mé bakalářské práce (Ramešová, 2012), v níž jsou detailněji rozvinuty konkrétní poznatky. V další části se práce zaměřuje na zpracování a popis vlastních dat, která byla získána během několika terénních výjezdů do studované oblasti a následně ze vzorků, které byly v terénu odebrány. Tato data zahrnují strukturní záznam a petrologii zájmových lokalit a dále chemické analýzy vybraných vzorků. Součástí zpracování dat je *P–T* pseudosekce předpokládající metamorfní podmínky vrcholné metamorfózy obalu při exhumaci granulitového masivu. V poslední části práce dochází ke srovnání nových výsledků s již existujícími daty a k vlastní interpretaci výsledků, vedoucích k lepšímu pochopení způsobu ovlivnění metamorfního obalu vystupujícím granulitovým masivem.

2. Regionální umístění studované oblasti

Studovaná oblast se nachází v severozápadní části saxothuringika a je součástí Českého masivu, který je jedním z největších reliktů variského horstva (Obr. 1a) (Cháb a kol., 2008). Variscidy vznikaly během variské orogeneze (období středního devonu až spodního permu) při kolizi Gondwany, Avalonie a armorických mikrokontinentů (Tait a kol., 1997). Jednotlivé celky Českého masivu konsolidovaly v důsledku konvergentních procesů spjatých se subdukcí saxothuringického oceánu a následné kolize se saxothuringickým pasivním okrajem na severozápadě a brunovistulikem na východě. Prevariský vývoj jednotek Českého masivu zaznamenává předplatformní a platformní období. Předplatformním vývojem lze vyčlenit 4 hlavní tektonické jednotky (Obr. 1b), které spolu pravděpodobně před variskou orogenezí nesouvisely a sjednotily se až v jejím průběhu. Jedná se o jednotky saxothuringikum, moldanubikum, tepelsko-barrandienskou zónu a brunovistulikum. Tyto jednotky jsou místy překryty platformním pokryvem (Chlupáč a kol., 2002).

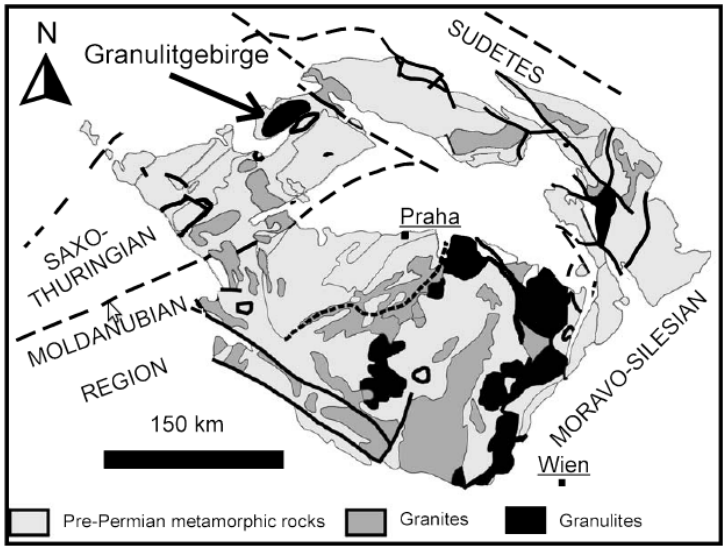


Obr. 1: (a) hlavní zóny evropských variscid s vyznačeným Českým masivem, RH – rhenohercynská zóna, SX – saxo-durynská zóna, MO – moldanubická zóna, (b) schématická geologická mapa Českého masivu (podle Franke, 2000; upraveno v práci Fraňka a kol., 2011).

3. Saský granulitový masiv – přehled dosavadních výzkumů ve studované oblasti

Saský granulitový masiv (SGM), vystupující na povrch v německém saxothuringiku (Obr. 2), tvoří oválné dómovité těleso, které je protaženo severozápadě-jihovýchodním směrem. Na severovýchodě hraničí s paleozoickými horninami Labské zóny (300 Ma), na severozápadě a jihozápadě je ohraničen post-orogenními červenými pískovci a kyselými vulkanity. Je tvořen cca 340 Ma starými granulity (Kröner a kol., 1998), které vystupují v podloží paleozoického sub/paraautochtonu (Franke a Stein, 2000). Do současné pozice byl masiv vmístěn okolo 333 Ma (Werner a Reich, 1997). Stáří metamorfózy granulitů Českého masivu jsou poměrně nízká ~ 340 Ma (van Breemer a kol., 1982; Kotková a kol., 1996; Kröner a kol., 1998; Rötzler a Romer, 2001). Podmínky vzniku byly pravděpodobně velmi neobvyklé a muselo dojít k velmi intenzivní a rychlé exhumaci. Oblázky granulitů se vyskytují v konglomerátech již ve spodním karbonu (Kotková a kol., 2001).

Granulitové horniny se nachází v celých evropských variscidách, a rovněž i v Českém masivu, kde tvoří tělesa o velikosti až 20 x 15 km (Kotková, 2005). Největší výskyt granulitů v Českém masivu je ale přisuzován právě saskému granulitovému pohoří (O' Brien, 2006). V granulitech Saska se často vyskytuje muskovit, čímž se liší od ostatních granulitů a jsou proto někdy nazývány leptynit, či granoblastit (Svoboda a kol., 1983).



Obr. 2: Výskyt granulitů v Českém masivu s označením saského granulitového masivu (O'Brien, 2006).

3.1. Petrologie oblasti

Oblast granulitového masivu lze rozdělit na granulitové jádro a metamorfní plášť, tzv. Schist mantle (Reinhardt a Kleemann, 1994 podle Pietzsche, 1963). Vnitřní část masivu je tvořena granulity, zatímco při okraji, na kontaktu s obalem, došlo k jejich retrogresi. Metamorfní plášť se dělí na vnější a vnitřní doménu. Vnější je tvořena nízce metamorfovanými fylity a svory, vzniklými ze sedimentů a vulkanitů spodního paleozoika. Vnitřní část obalu je typická svory, mafickými horninami – metamorfovanými ofiolity, obsahujícími gabro a serpentinity a dále rulami, kde sahají podmínky metamorfózy až k amfibolitové facii. Součástí masivu je několik intruzí granitu.

3.1.1. Granulity

Saské granulity byly definovány jako typová lokalita již začátkem 19. století (Weiss, 1803). Jedná se převážně o felsické granulity, ve kterých se místy vyskytují centimetr až metr široké polohy mafických granulitů, tvořící čočky a pásky. Při okraji masivu se nachází retrográdní granulity. Protolit odpovídá pravděpodobně paleozoickým granitům a do extrémních teplot a tlaků se dostal během pozdější orogeneze (O'Brien, 2006). Z geochemického hlediska je granulitový komplex složen téměř jen z metamagmatitů (Werner, 1987; Rötzler, 1992; von Quadt, 1993; Janoušek a kol., 2004). Méně významné litologie jako křemenem bohaté a bor-silikátové světlé granulity nebo granát-pyroxenové (mafické) granulity, zásobené vápenato-silikátovými minerály jsou považovány za metasedimenty (Werner, 1987; Grew, 1989).

3.1.2. Metamorfní obal

Na kontaktu s granulity se nachází tzv. metamorfní plášť. Protolitem těchto hornin byly pelitické až psamitické horniny paleozoika (nyní metamorfované svory a fylity). Metasedimenty převažují nad felsickými a mafickými metavulkanity (nyní metabasity, serpentinity, ruly a svory). Jsou zde přítomna metagabra v asociaci se serpentinity bez granátu, která byla interpretována jako tektonické fragmenty ofiolitového komplexu (Werner, 1981). Stupeň metamorfózy narůstá na vzdálenosti dvou kilometrů z facie zelených břidlic až po amfibolitovou facii (Reinhardt a Kleemann, 1994). Tyto dva kilometry metamorfního pláště odpovídají kontaktní aureole.

3.1.3. Kordieritovo – granátické ruly

Tyto horniny jsou rovněž považovány za součást metamorfního pláště. Jsou to polohy spjaté se vznikem granulitů. Mají v některých ohledech podobný charakter, což je podloženo výskytem granátů a kordieritů s nízkými obsahy Na, Si a K (Reinhardt a Kleemann, 1994). Chemická složení jader zonálních zrn granátů těchto hornin korelují s granáty z granulitů (Kroner, 1995). Dle některých autorů je původ rul nezávislý na granulitech a protolitem byly vulkano-sedimentární sledy (Vinogorov a Pokrovsky, 1987). Toto tvrzení je podloženo Rb-Sr datováním.

3.1.4. Granity

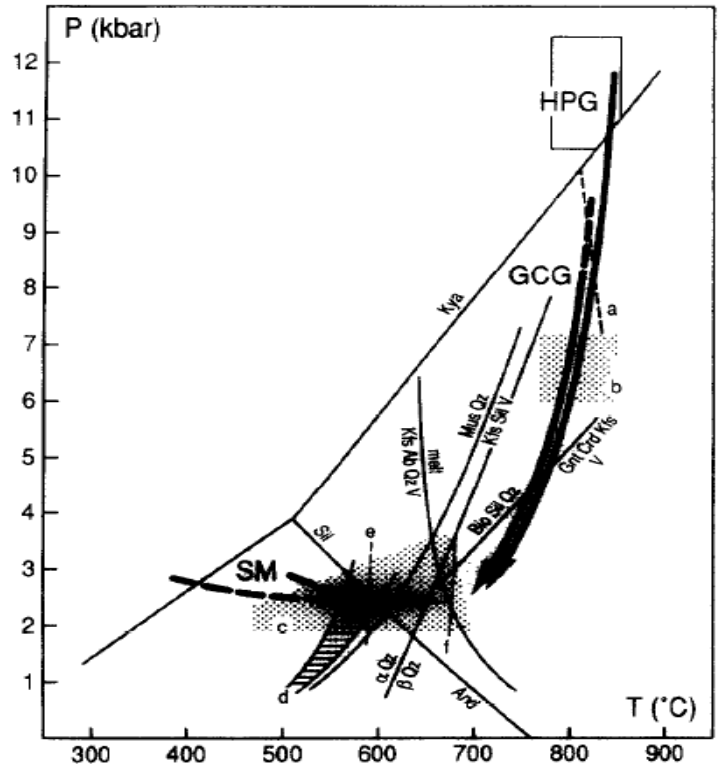
Intruze granitů se objevují na několika místech v rámci celého saského granulitového masivu. Mají velmi podobné složení a intrudovaly ve většině případů v období 340–350 Ma (von Quadt, 1993). Největšími z nich jsou Mittweidský granit ve středu antiformy a Berbersdorfský granit na jižním konci masivu. Kromě intruzí lze nalézt také diskrétní žíly, částečně pegmatitické až aplitické. Granity obsahují pinity (původ kordierity). Tavily se tedy za poměrně nízkých tlaků a nejsou příčinou vzniku metamorfního obalu (Reinhardt a Kleemann, 1994). Jejich celkový objem v masivu je příliš malý a břidlicový obal kopíruje svojí zonálností spíše tvar granulitového tělesa.

3.1.5. Ostatní horniny saského granulitového masivu

Mezi další horniny, vyskytující se v komplexu patří několik těles granátických, nyní serpentinizovaných (Mathé, 1969) peridotitů s polohami eklogitů (Rötzler a Kroner, 1993) a pyroxenitů (Medaris a kol., 1995). Čočky peridotitů jsou protažené paralelně s hlavní foliací a obsahují vložky mafických granulitů (Rötzler a kol., 2008). Tyto plášťové horniny vznikly ve svrchním proterozoiku (von Quadt, 1993) a nevytvářejí souvislý celek.

3.2. Odhad teplotně-tlakových podmínek metamorfózy

Protolity granulitů byly nejprve ve značných hloubkách vystaveny vysokému tlaku a teplotám přes 1000 °C. Došlo k parciálnímu tavení a následnému rychlému vyzdvižení k povrchu. Granulity mají spolu s granát-kordieritovými rulami v teplotně-tlakovém diagramu retrográdní metamorfní dráhu, zatímco horniny metamorfního obalu mají dráhu prográdní (Obr. 3) (Reinhardt a Kleemann, 1994).



Obr. 3: P–T dráhy různých tektonických jednotek (Reinhardt a Kleemann, 1994). HPG – vysokotlaké granulity (podle Rötzlera, 1992), GCG – granát kordieritové ruly, SM – břidlicový obal.

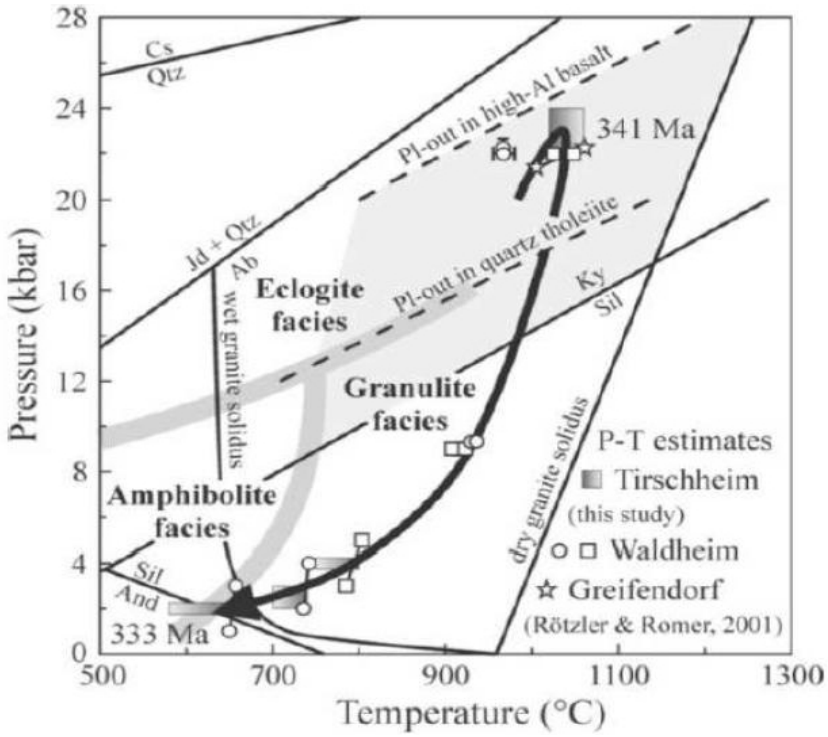
Při výzdvihu, který trval pravděpodobně jen několik miliónů let, 6–11 (např. Rötzler a kol., 2004; Massonne a kol., 2007), se snižovaly *P–T* podmínky a došlo k retrogresi okrajových částí masivu. Zároveň byly zahřívány nadložní horniny. Nízko-tlaká metamorfóza obalových hornin byla ovlivněna dvěma faktory. 1. nesouvisí s pohybem granulitů a 2. je úzce spojen s tektonickou exhumací granulitů. Jejich exhumace působila alespoň z části jako tepelný zdroj pro metamorfózu obalových hornin.

Maximální teplotně-tlakové podmínky zaznamenané ve felsických granulitech saského granulitového masivu jsou P = 2,3 GPa ± 0,04 GPa (Fuhrman a Lindsley, 1988; Rötzler a Romer, 2001) a T = 967 °C ± 12 °C (Fuhrman a Lindsley, 1988). Dle Rötzlera a kol. (1998) vznikaly granulity za minimálních teplot 945–1015 °C a tlaků 2,2 GPa.

Mafické granulity vznikaly za teplot T = 1010–1060 °C a tlak není určen (Rötzler a Romer, 2001). Dle Bermana a kol. (1995) byly stanoveny podmínky na T = 1012–1062 °C ± 20 °C za tlaků okolo 2,2 GPa.

Metamorfóza granulitů saského granulitového masivu je někdy přisuzována

podmínkám až eklogitové facie (Obr. 4) (O´Brien a Rötzler, 2003). Předpoklad vychází z nepřítomnosti plagioklasu a ortopyroxenu (Winkler, 1979) ve felsických částech a obsahu omfacitu v částech mafických (např. Pouba a kol., 1985; Rötzler a kol., 2004).

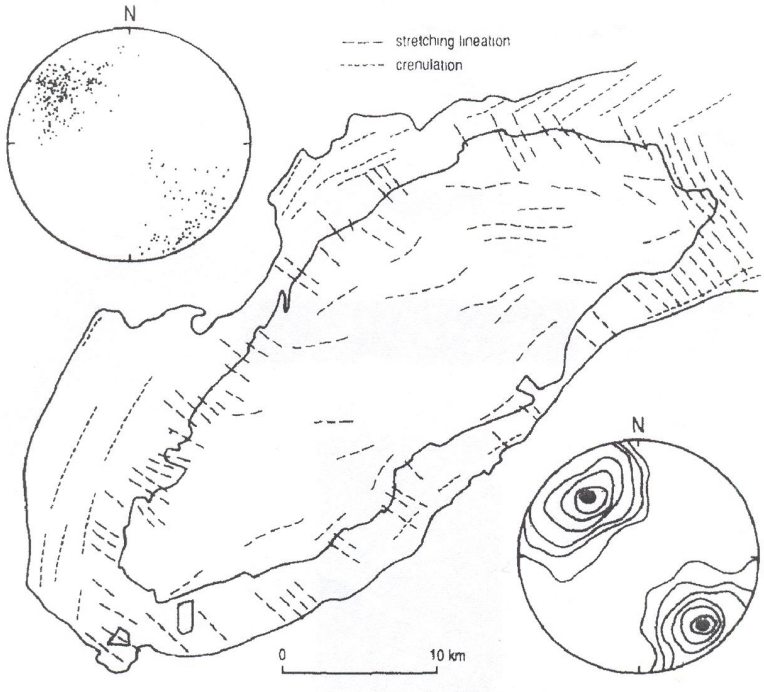


Obr. 4: P–T dráha pro granulity saského granulitového masivu (Rötzler, 2004).(10 kbar = 1 Gpa).

3.3. Strukturní záznam

3.3.1. Lineace a foliace

Strukturní záznam granulitového masivu je popisován především v pracích Behra (1961) a (1980) a dále Listera a Dornsiepena (1981). První autor popisuje lineace v průběhu celého masivu (Obr. 5). Autoři popisují lineace uvnitř granulitového masivu, mající severovýchodně-jihozápadní trend. V metamorfním obalu masivu se nacházejí lineace, protažené především v jihozápadně-severovýchodním směru.

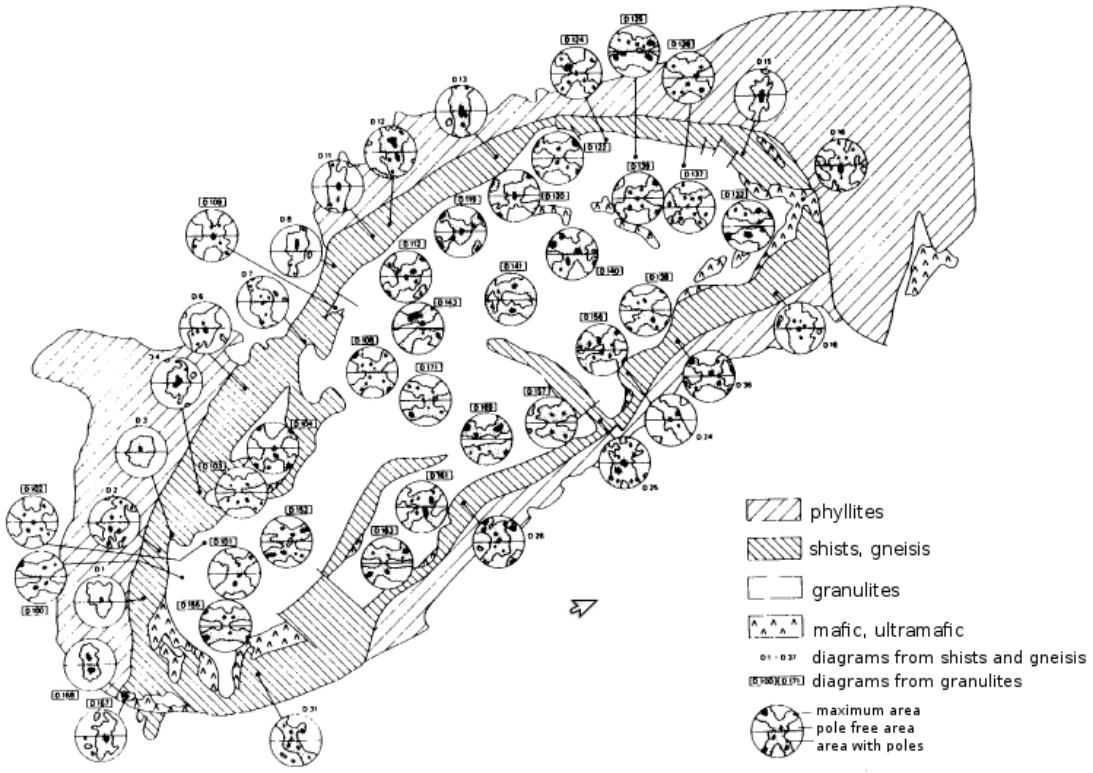


Obr. 5: Saský granulitový masiv – průběh lineací a trendy krenulační kliváže (Behr, 1961).

Lineace okrajových partií granulitového masivu mají stejné trendy jako v metamorfním obalu. Jsou tvořeny retrográdními minerály (sil, bt, amph), zatímco v metamorfním obalu se jedná o minerály vrcholné metamorfózy (sil). V publikaci je zmíněna přítomnost intrafoliačních a obalových vrás a rovněž mylonitická foliace. Ve vnějších partiích obalu jsou popsány pozdní krenulace se severovýchodně-jihozápadními trendy lineací (Behr, 1961).

3.3.2. Křemenné stavby

Lister a Dornsiepen (1982) vytvořili podrobný popis křemenných staveb v celém masivu (Obr. 6). Rozdílnost staveb je připisována dvěma reologickým faktorům: stupni metamorfózy a složení hornin (Lister a Dornsiepen, 1981).



Obr. 6: C-osy křemenů v saském granulitovém masivu (Lister a Dornsiepen, 1981 (upraveno podle Behra, 1961)).

Přechody křemenných staveb jsou vysvětlovány jako reakce na změny metamorfních podmínek. Tvary minerálů a směry c-os křemenů jsou podstatnými indikátory v pochopení vzniku komplexu. Stavby v jádře jsou spojovány s úhlově symetrickým zploštěním (Lister a Hobbs, 1980). V okrajových částech masivu se jedná o planární deformaci (Lister a Hobbs, 1980; Lister, 1981).

Křemenné stavby, vyskytující se v saském granulitovém masivu jsou typické pro deformaci za vysokých teplot, nízké smykové rychlosti a malou intenzitu deviatorického napětí (Lister a Dornsiepen, 1982).

3.4. Názory na vmístění a model vzniku

Saský granulitový masiv byl původně považován za izolovaný diapir ze spodnokorových materiálů (Behr, 1987) nebo jako vrchol diapirické vrásy, formované během komprese (Weber a Behr, 1983). Matte a kol. (1990) předpokládají vmístění granulitů podél normálového zlomu, vzniklého během porušení ztenčené variské kůry. V pozdější práci od Frankeho (1993) se objevuje trojfázový vznik granulitového komplexu. Nejprve vznikl prekambrický protolit. Dále došlo k dvěma periodám

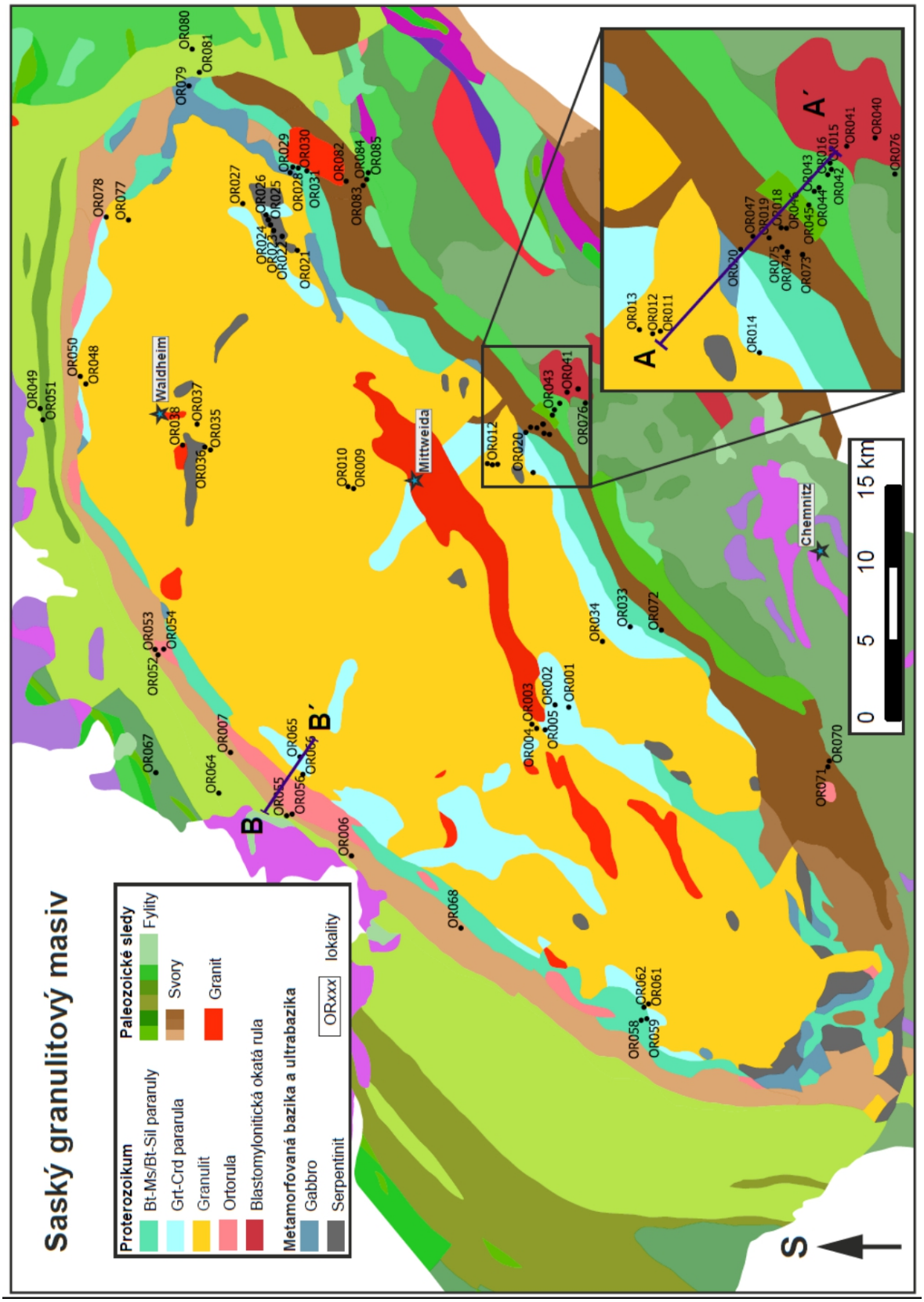
paleozoického riftingu, během nichž došlo k metamorfóze za vysokých teplot a tlaků (až granulitová facie) a k roztažení kůry jednoduchým střihem. Nakonec byl masiv vyzdvižen během komprese v raném karbonu. Reinhardt a Kleemann (1994) představili na základě přítomnosti spodnokorových hornin v tektonickém kontaktu s nízce-tlakými jednotkami model extenzního vyzdvižení masivu v postkolizním období, během pozdně variské extenze. Tento model je na rozdíl od předchozího geochronologicky a dále také petrologicky a strukturně podložen. Kontakt mezi granulity a obalem je považován za střižnou zónu. Dle Kronera a kol. (2007) se dostal granulitový masiv k povrchu díky tlakovému gradientu, který způsobil boční extruzi spodní kůry, uvolněné z dekompresované části subdukovaných komplexů variské orogeneze. Rychlost výzdvihu se pohybovala mezi 9 a 18 mm/rok. Při tomto procesu docházelo k rychlému ochlazování, a to až 50–80 °C/Ma (Hagen a kol., 2008).

4. Vlastní práce a výsledky

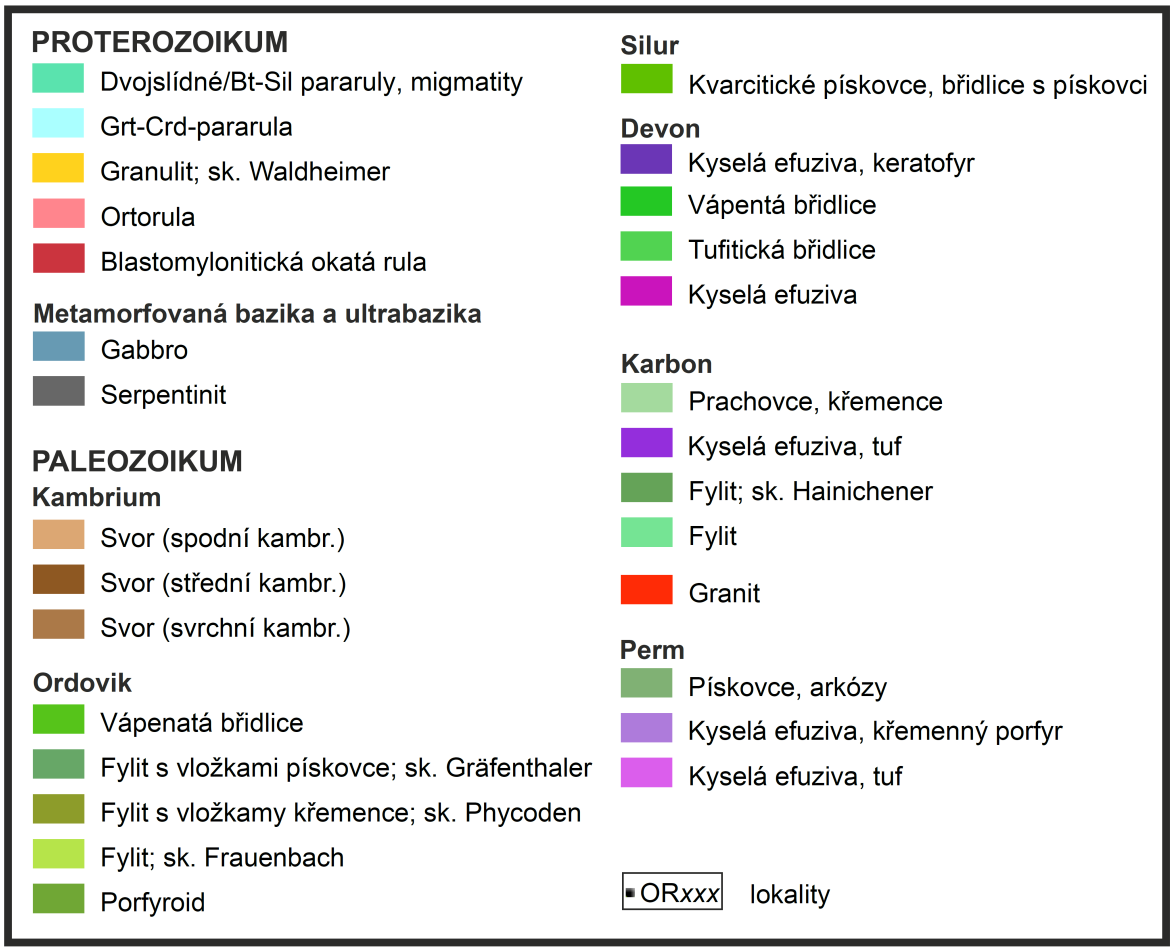
Na základě několika terénních výjezdů do studované oblasti, absolvovaných v letech 2011 až 2013 bylo zdokumentováno celkem 85 lokalit (Obr. 7; příloha A – mapa dokumentačních bodů, zeměpisné souřadnice jednotlivých lokalit jsou uvedeny v příloze B), na nichž byly odebrány petrologické a strukturní vzorky a popsán deformační záznam. Z odebraných vzorků byl pořízen výbrusový materiál a vybrané vzorky byly postoupeny k detailnímu zpracování. Výběr zpracovaných lokalit a vzorků odpovídá zaměření práce, tedy detailní charakteristice metamorfního obalu saského granulitového masivu, tzv. „Schist mantle“. Konkrétně byl výběr lokalit zaměřen na oblasti ležící co nejblíže ke kontaktu s granulity (do dvou až tří kilometrů od kontaktu). V těchto místech se intenzivně mění jak deformační stavby, tak i minerální asociace hornin a metamorfní gradient.

Pro tuto práci bylo stěžejní zjistit vztah deformačních struktur a nově vznikajících metamorfních minerálů. Pro komplexnější pochopení geologické situace byl v menší míře sledován vztah deformace a metamorfózy i v samotném granulitovém masivu a korelace tektonometamorfního záznamu granulitového masivu s jeho metamorfním obalem.

Výsledky této diplomové práce byly prezentovány formou posteru na konferenci CETEG 2015 v Kadani (příloha D).



Obr. 7: Přehledná geologická mapa studovaného území se zdokumentovanými lokalitami (převzato z http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/geologie/index.html, upraveno). Legenda je orientační. Kompletní litologická legenda – Obr. 8.

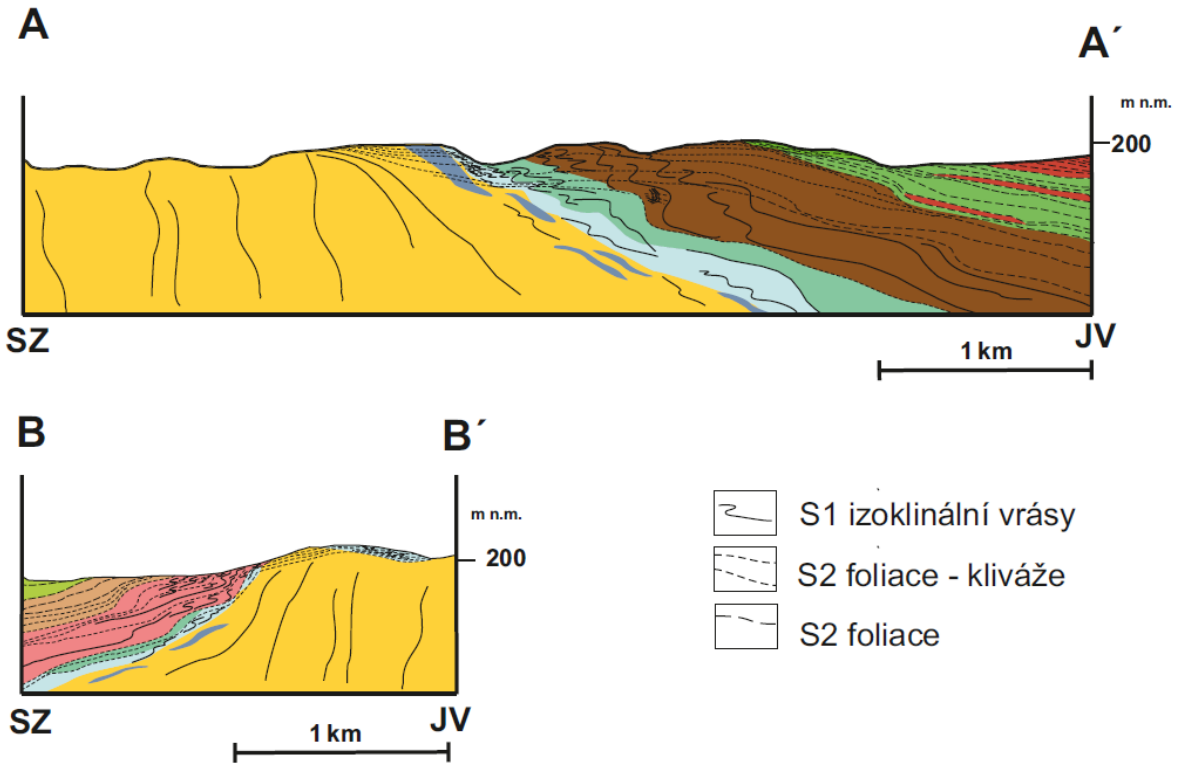


Obr. 8: Legenda ke geologické mapě saského granulitového masivu (čerpáno z http://www.bgr.de/app/litholex – litostratigraphishe Lexikon, upraveno).

4.1. Strukturní záznam

Ve studované oblasti bylo na základě podrobného terénního pozorování a následného měření (417 strukturních měření; kompletní terénní deník je uveden v příloze B) určeno několik rozdílných strukturních staveb. Tyto stavby byly rozčleněny do čtyř skupin a asociovány se čtyřmi deformačními fázemi – D1, D2, D3 a D4, z nichž kromě D1 všechny zahrnují planární i lineární strukturní prvky.

Na základě získaných poznatků byly zhotoveny dva strukturně-geologické profily (Obr. 9) ze severozápadního (AA´) a z jihovýchodního (BB´) kontaktu. Tyto profily představují ideový koncept pozice a deformace metamorfního obalu v nejbližším kontaktu s granulity.



Obr. 9: Ideové strukturně-geologické profily (nepřevýšené), vedené jihovýchodním (AA´) a severozápadním (BB´) kontaktem granulitového tělesa a metamorfního obalu; průběh profilů vyznačen v Obr. 7, legenda k litologiím – Obr. 8.

4.1.1. D1

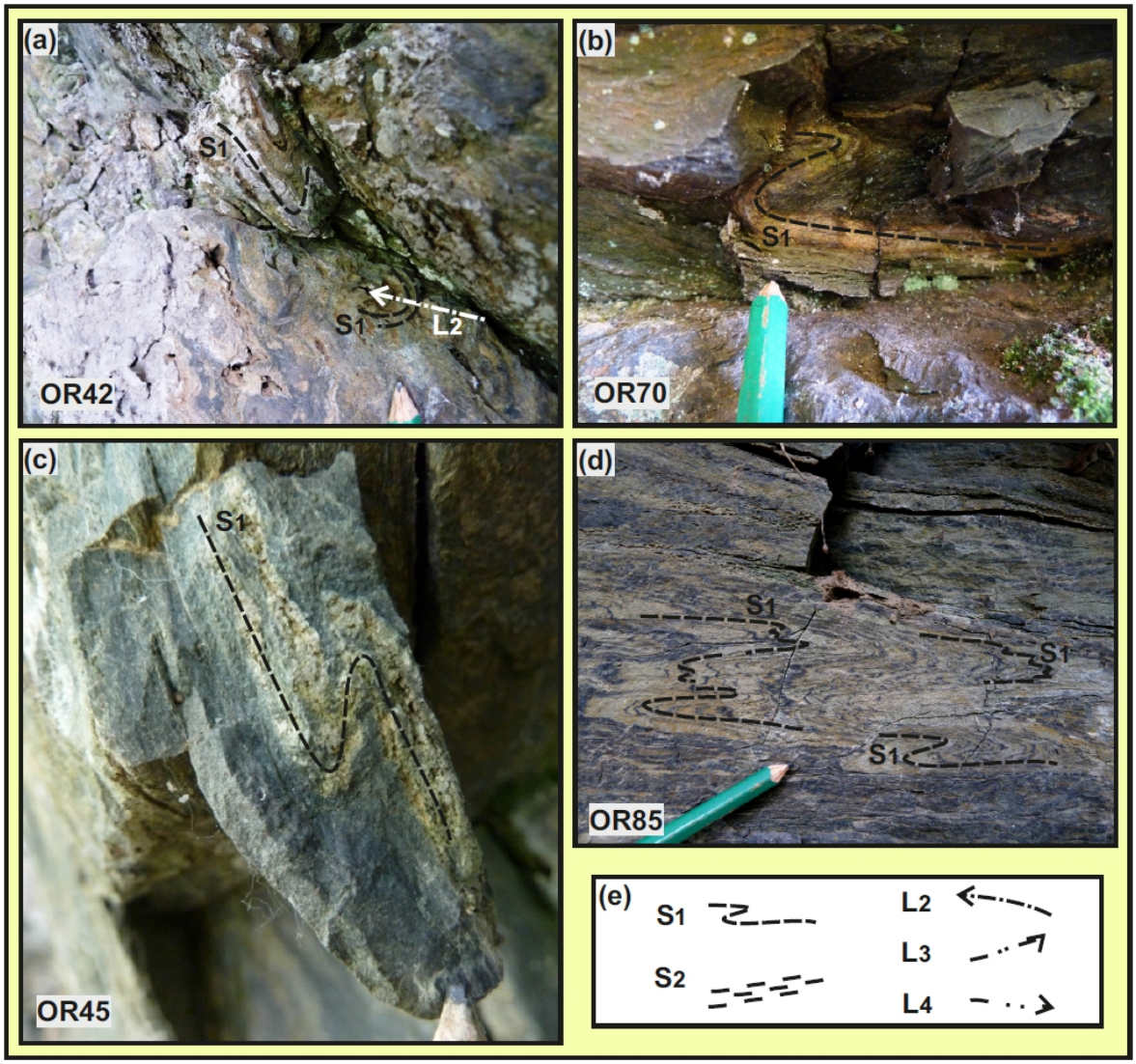
Nejstarší rozpoznaná stavba S1 byla pozorována v ramenech izoklinálních vrás (Obr. 10), které se ve studované oblasti vyskytují poměrně hojně. Lokálně je S1 v metamorfním obalu ve strmé orientaci, a to zejména v blízkosti kontaktu s granulitovým tělesem, kde je převrásněná otevřenými vrásami. Původní orientace S1 byly zřejmě strmé a následně rotovaly do plošších orientací v ramenou izoklinálních vrás dále od kontaktu. Tato stavba je definována usměrněním slíd a tvarovou přednostní orientací křemenných agregátů.

Vzhledem k tomu, že stavby S1 mají stejnou orientaci jako stavby S2 a není vždy možné obě stavby jednoznačně rozlišit, ve stereogramech a strukturních mapách jsou obě stavby vyneseny dohromady.

Stavby uvnitř granulitového masivu jsou definovány usměrněním křemene v matrix, popřípadě usměrněním biotitů a jsou strmé.

4.1.2. D2

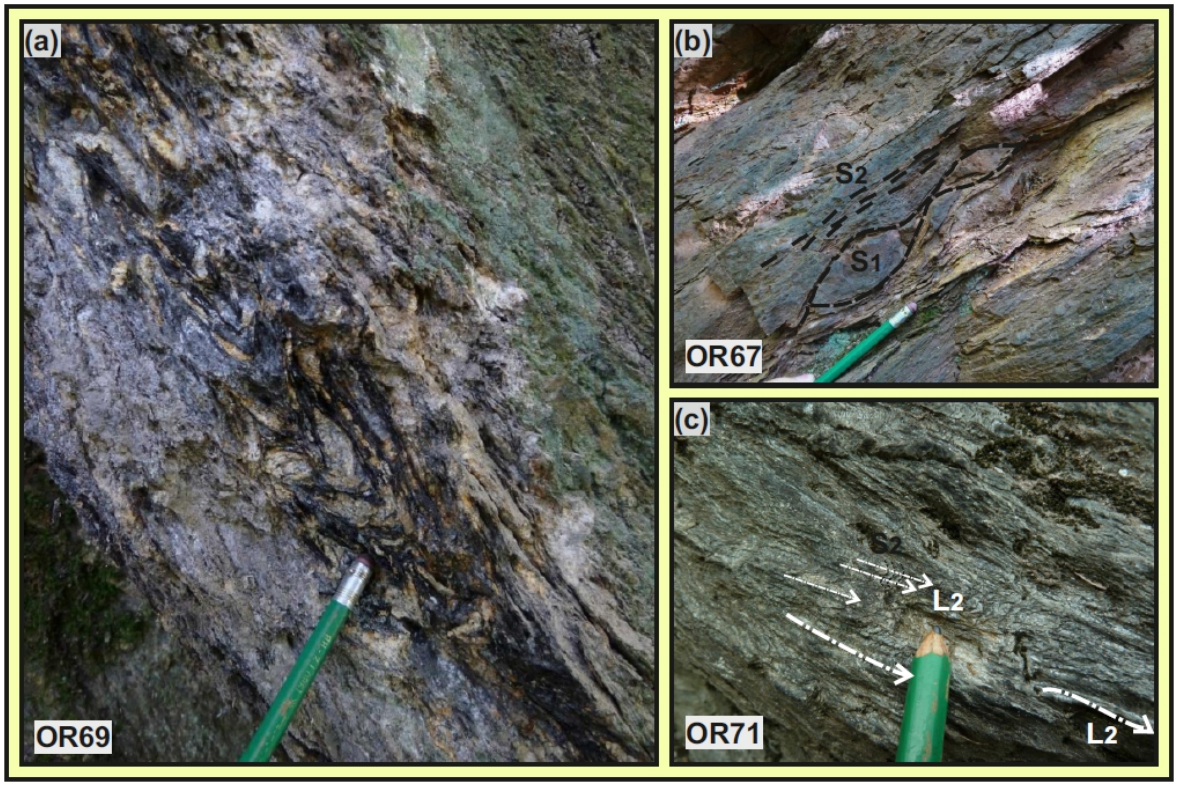
S2 jsou hlavní stavby, které je možné pozorovat takřka na všech studovaných lokalitách v metamorfním obalu granulitového masivu. Typicky je deformace D2 spjata s vrásněním S1 lokálně otevřenými, ale dominantně sevřenými až izoklinálními vrásami V2. Velmi dobře zachovalé izoklinální vrásy jsou asymetrické (Obr. 10) a jsou často tvořeny kompaktnějšími litologickými vrstvami. Jde vždy buď o jednu výraznou izoklínu ve foliaci (Obr. 10b, c) nebo byly v terénu pozorovány lokality, kde by se daly původní stavby spíše jen předpokládat. Izoklíny jsou v nich tak zapracovány, že téměř mizí v současné foliaci (Obr. 10d).



Obr. 10: Makrofotografie izoklinálních vrás popsaných v metamorfním obalu granulitového masivu; (a) stavba S1 v metapelitu, osa izoklinální vrásy L2, (lokalita OR42); (b) izoklinální vrása ve svoru, (lokalita OR70); (c) izoklinální vrása v grafitickém fylitu, (lokalita OR45); (d) izoklíny intenzivně zapracované do foliace S2, vápenatý fylit, (lokalita OR85); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A; (e) legenda k vyznačeným strukturním stavbám ve všech makrofotografiích této kapitoly.

Osní rovina těchto vrás je potom paralelní s nově vznikající kliváží S2, definovanou zejména usměrněním muskovitu a biotitu nebo chloritu. Tyto nově vznikající kliváže lze pozorovat komplexně v celém obalu. Fotografie na Obr. 11a pochází z lokality situované pouze několik set metrů od kontaktu s granulitem. Jedná se o kliváž v intenzivně migmatitizovaném svoru. Intenzita přepracování obalu se mění se vzdáleností od kontaktu s granulitem. Směrem od kontaktu se snižuje míra sevření izoklinálních vrás a kliváže (někdy až krenulační) se mění v rovnější foliace nebo se plochy vlní jen málo. Tento trend je pozorován podél celého kontaktu s granulitovým tělesem a je vyznačen ve strukturně-geologických profilech.

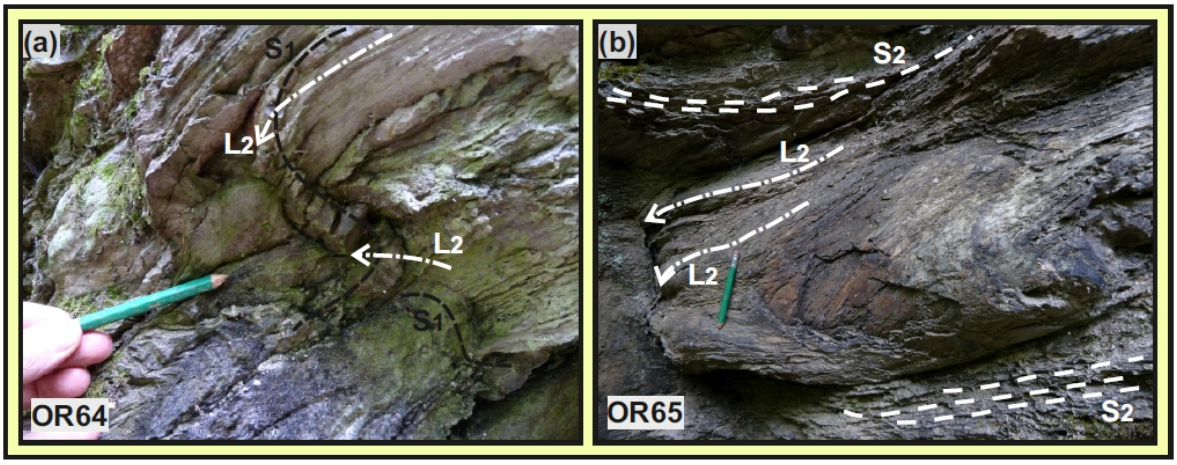
Místy lze v terénu pozorovat ve fylitech také budiny obsahující starší stavbu S1 (Obr. 11b). Budiny jsou v ramenech vrás V2. Během vrásnění se dostala S1 do orientace kliváže S2. Byla touto stavbou reaktivována a následně intrafoliačně budinována. Výjimkou pak nejsou v terénu ani hřbítkové lineace (Obr. 11c), které rovněž definují kliváž S2 a jsou jasně dány usměrněním drobných os mikrovrás V2.



Obr. 11: Makrofotografie krenulačních kliváží a budiny popsané v metamorfním obalu granulitového masivu; (a) migmatit, (lokalita OR69); (b) fylit, (lokalita OR67); (c) svor, (lokalita OR71); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A.

Osní roviny izoklín jsou paralelní s foliacemi S2. Izoklinální vrásy jsou často

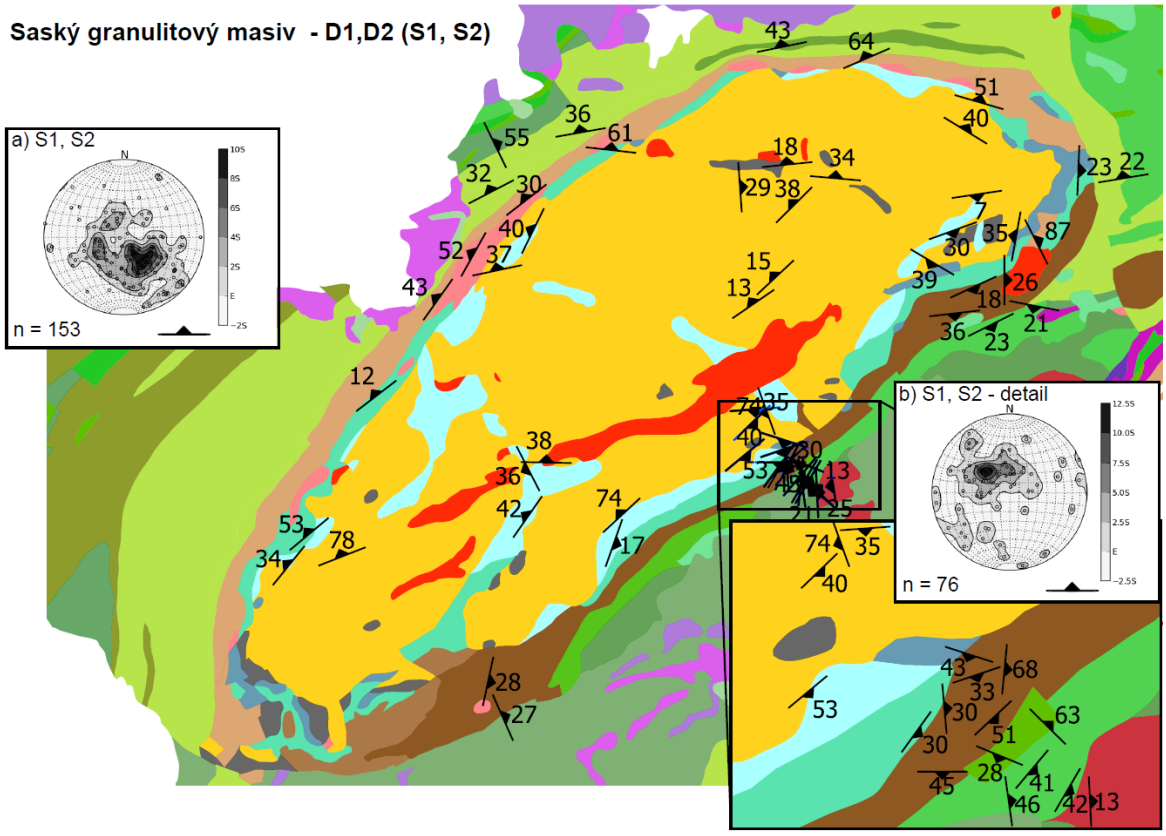
necylindrické (Obr. 12a) a místy mají charakter toulcových vrás (Obr. 12b). Jejich osy tedy mají proměnlivý směr.



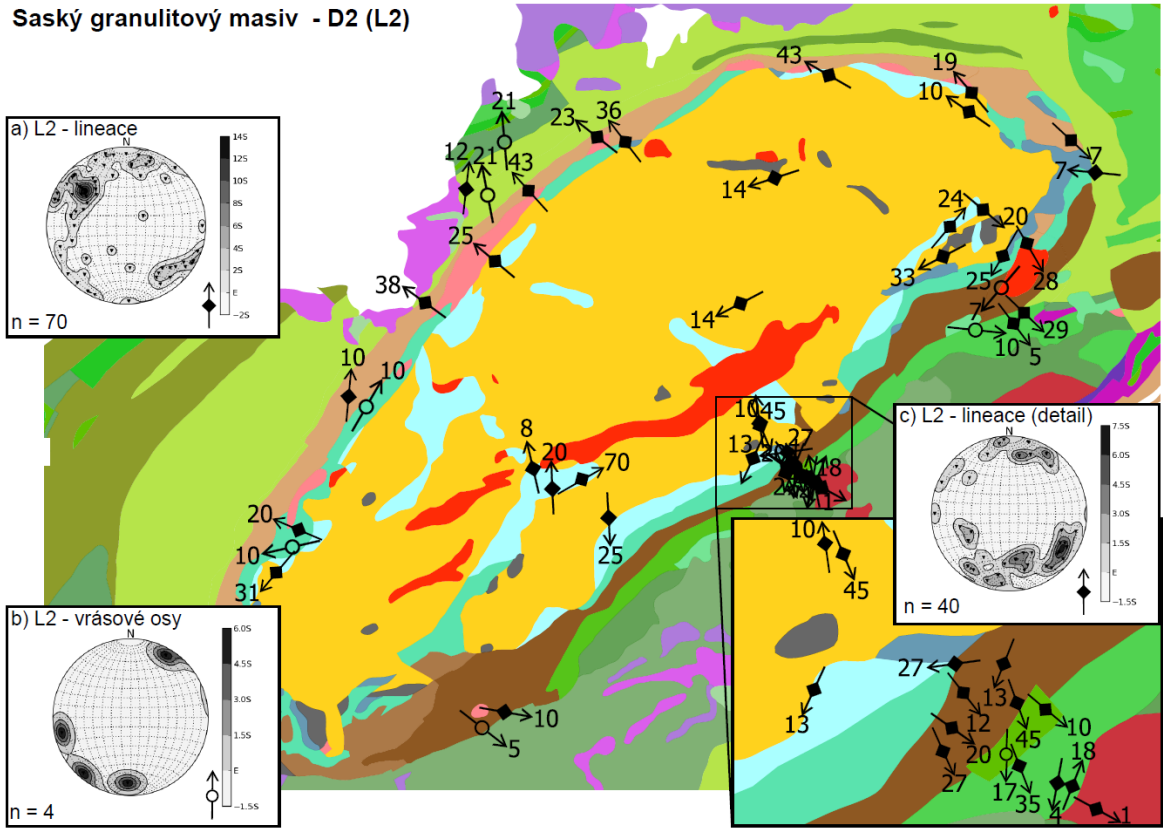
Obr. 12: Makrofotografie asymetrických vrás, popsaných v metamorfním obalu granulitovém masivu; (a) necylindrická vrása, (lokalita OR64); (b) toulcová vrása (lokalita OR65); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A.

Osní roviny izoklinálních vrás V2 a nově vznikající foliace S2 jsou převážně velmi ploché (Obr. 13). a kopírují dómovitý charakter granulitového masivu. Vrásové osy (L2) mají proměnlivý směr (Obr. 14). Při deformační události došlo k významnému zkrácení a zároveň také k reorientaci os vrás V2. Osy sevřených až izoklinálních vrás rotují se zvyšující se intenzitou zkrácení do směru severozápad-jihovýchod. Tento směr lineací (L2) je pozorován dominantně na plochách S2. U lokálně se vyskytujících otevřených vrás V2, pozorovaných v okolí granulitového tělesa, jsou orientace paralelní se směrem původní orientace S1, tedy převážně severovýchod-jihozápad (Obr. 14b). L2 upadají v severozápadní části masivu směrem k severozápadu (Obr. 13a) a v jihozápadní části převážně k jihozápadu pod poměrně nízkými úklony do ~ 40°. Deformace D2 jsou synmetamorfní.

V retrogresovaných granulitech na okraji granulitového masivu jsou stavby definovány především uspořádáním biotitů a mají plošší charakter. Vznikly rotací původní S1 stavby do novější stavy S2. Při rotaci stavby zároveň retrogresovaly.



Obr. 13: Deformace D1, D2 – planární stavby S1 a S2 – ramena izoklinálních vrás V2, foliace; (a) S1, S2 vyjma přiblížené oblasti; (b) přiblížená oblast; n – počet vynesených strukturních prvků*

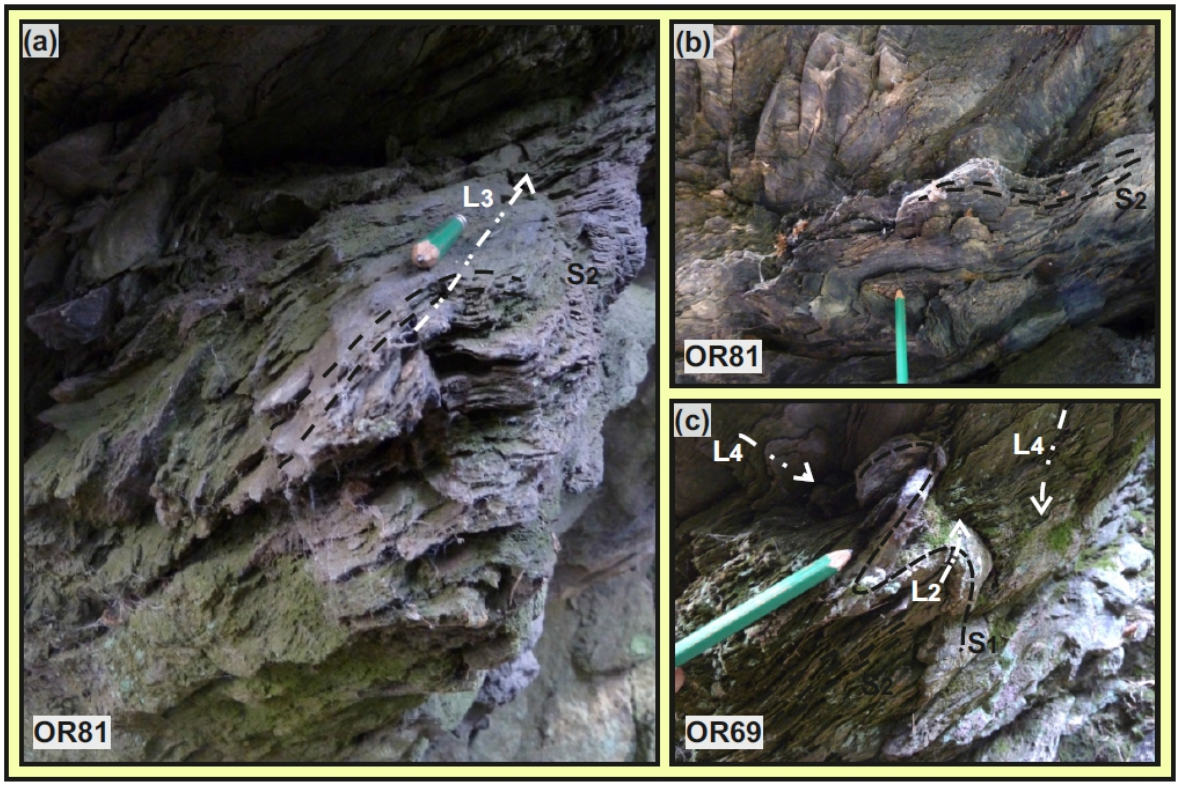


Obr. 14: Deformace D2 – lineární stavby L2; (a) osy izoklinálních vrás V2, hřbítkové lineace; (b) vrásové osy otevřených vrás V2; (c) přiblížená oblast; n – počet vynesených strukturních prvků.

*ve stereogramech jsou u S2 staveb vyneseny póly ploch; podkladová mapa pro strukturní mapy – viz Obr. 7

4.1.3. D3

Deformace D3 souvisí s vrásněním předchozích staveb S1 a S2 formou otevřených vrás V3, které byly v makro měřítku pozorovány pouze lokálně. Ze změny úklonů dominantních staveb ovšem vyplývá, že deformace D3 souvisí se vznikem vrás velkého měřítka. V terénu jsou zřejmé jako velké otevřené vrásy a kinky, které převrásňují stavby S2 (Obr. 15a, b).



Obr. 15: Makrofotografie velkých otevřených vrás, popsaných v metamorfním obalu granulitovém masivu; fylity; (a), (b) S2 stavby v nově vzniklé V3 vráse a její osa L3, (lokalita OR81); (c) osy (L4) vrás V4, deformujících starší stavby, (lokalita OR69); tužka – 5cm; lokalizace vzorků – viz. geologická mapa – Obr. 7 nebo příloha A.

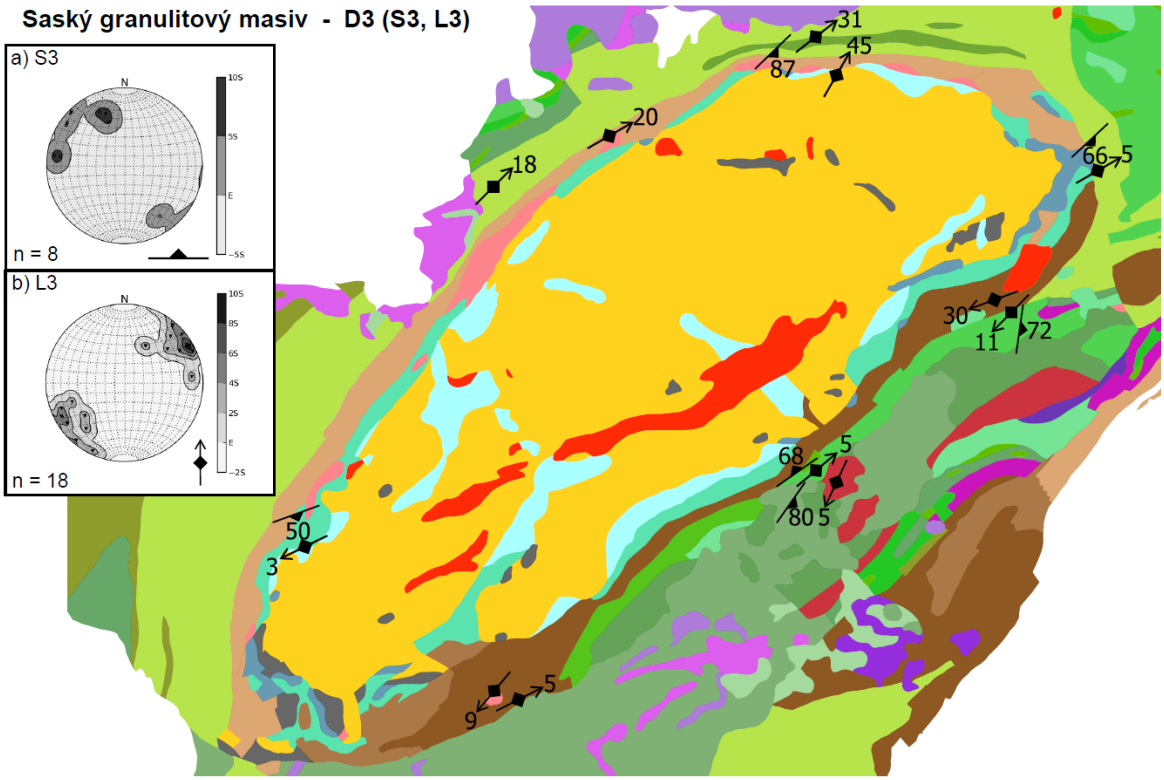
Osní roviny (S3) těchto vrás jsou velmi strmé (50–87°) a upadají k severozápadu (Obr. 16a). Osy vrás V3 (L3) vykazují velmi orientovaný, a to severovýchod – jihozápadní trend a mají nízké úklony – maximálně 31° (Obr. 16b).

4.1.4. D4

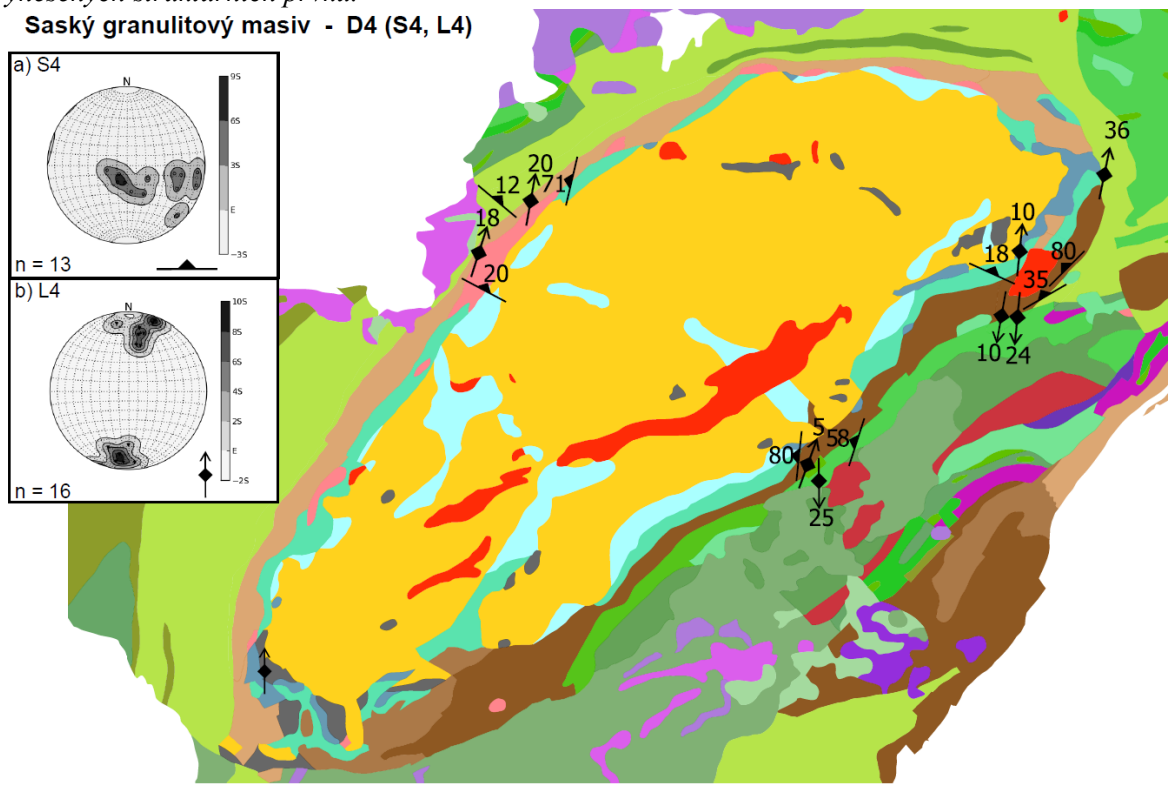
Deformace D4 souvisí s vrásněním staveb S1 a S2. Stejně jako deformace D3 se ve studované oblasti objevují pouze lokálně a zaznamenávají poměrně nevýrazné zkrácení. Vzniklé vrásy V4 jsou velmi podobné otevřeným vrásám V3 (Obr. 15c), avšak mají jinou orientaci a lokálně je možné pozorovat převrásnění vrás V3 vrásami V4. Osní roviny (S4)

mají severojižní trend a některé jsou opět velmi strmé – až 80°. (Obr. 17a). Orientace vrásových os (L4) vrás V4 mají severo-severozápadě–jiho-jihovýchodní trend. Úklony jsou stejně jako u vrásových os L3 poměrně malé – do 36° (Obr. 17b).

Deformace D3 i D4 byly pozorovány ve fylitech, tedy ve vzdálenějších lokalitách od kontaktu s granulitovým masivem. Jelikož nevzniká u vrás V3 ani V4 nová kliváž, jedná se o postmetamorfní deformace.



Obr. 16: Deformace D3 – otevřené vrásy V3; (a) osní roviny S3; (b) osy vrás L3; n – počet vynesených strukturních prvků.*



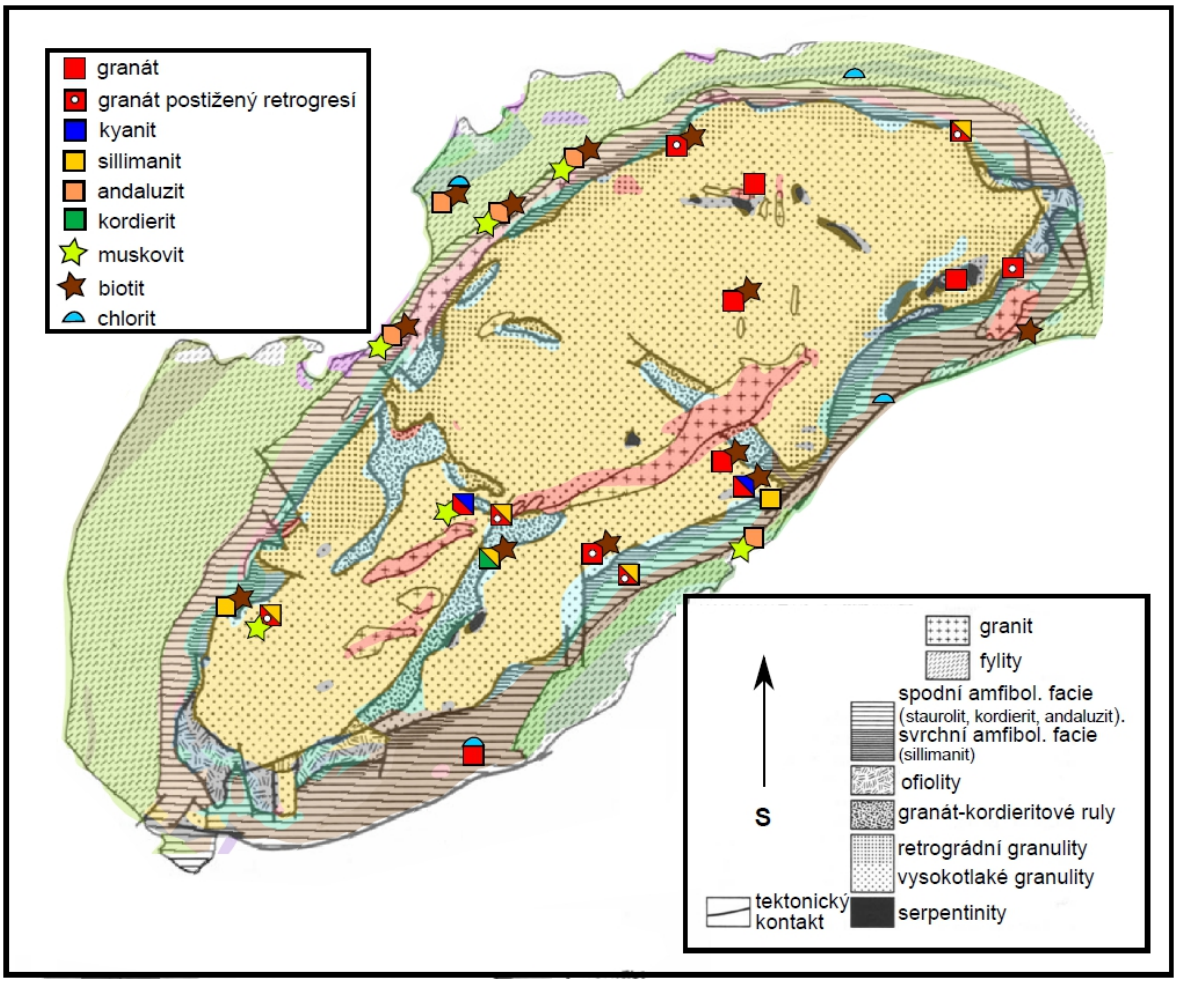
Obr. 17: Deformace D4 – otevřené vrásy V4; (a) osní roviny S4; (b) osy vrás L4; n – počet vynesených strukturních prvků.

*ve stereogramech jsou u planárních prvků vyneseny póly ploch; podkladová mapa pro strukturní mapy – viz Obr. 7

4.2. Charakteristika dominantních horninových typů a jejich petrografický popis

Granulity saského granulitového masivu vystupují na povrch obklopeny převážně metamorfním pláštěm. Relikty proterozoických metakonglomerátů a pararul jsou překryty metamorfovanými paleozoickými sedimenty. V nadloží masivu, blíže ke kontaktu s granulitovým tělesem, leží migmatity, svory, ruly a granátické břidlice. Některé tyto horniny vykazují stupeň metamorfózy až v amfibolitové facii. Ve větší vzdálenosti od kontaktu už metamorfóza dosahovala u stratigraficky nadložních hornin pouze facie zelených břidlic a jedná se převážně o fylity a chlorit-sericitické břidlice, někdy obohacené vápenatou složkou nebo grafitem. Stupeň metamorfózy hornin obalu se snižuje s rostoucí vzdáleností od granulitů. Zároveň je patrné též ve stejném směru snížení intenzity deformace, což je spjato s mírou ovlivnění vystupujícím granulitovým masivem. Změna ve stupni metamorfózy se dá sledovat i díky výskytu alumosilikátů a minerálů vrcholných podmínek metamorfózy (Obr. 18).

Pro petrografický popis byly vybrány dominantní horninové litotypy. V těchto horninách byly především odebírány vzorky a sledovány deformační stavby. V masivu se nalézají i další horniny (např. granity, serpentinity nebo metagabra), jejichž analýza nebyla cílem práce. Hlavními popisovanými litologiemi jsou tedy kordieritové ruly; svory + granátické břidlice + dvouslídné ruly + migmatity (vyšší stupeň metamorfózy); fylity + chloritické břidlice (nižší stupeň metamorfózy) a granulity. Výbrusový materiál byl studován na Ústavu petrologie a strukturní geologie pod optickým polarizačním mikroskopem.

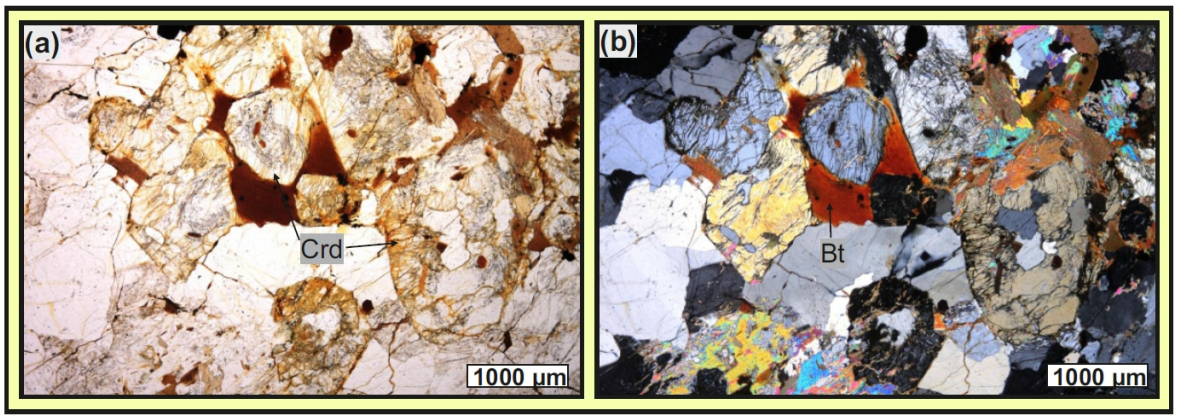


Obr. 18: Mapa granulitového masivu (http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/geologie/index.html, upraveno) s vyznačenými minerály vrcholné metamorfózy (část studovaných lokalit); černobílý podklad – geologická mapa saského granulitového masivu (podle Reinhardta and Kleemana, 1994, upraveno).

4.2.1. Granát-kordieritové pararuly

Granát-kordieritové ruly se vyskytují ve studovaném území ojediněle. Na rozdíl od okolního metamorfního obalu je nalézáme i ve středních partiích masivu, kde leží v nadloží granulitů. Protolitem granát-kordieritových rul jsou sedimenty proterozoického až spodněpaleozoického stáří. Jedná se o pararulu, obsahující dominantně kordierity (Obr. 19), v některých nacházíme granáty. Struktura je porfyroblastická a obvyklá minerální parageneze je:

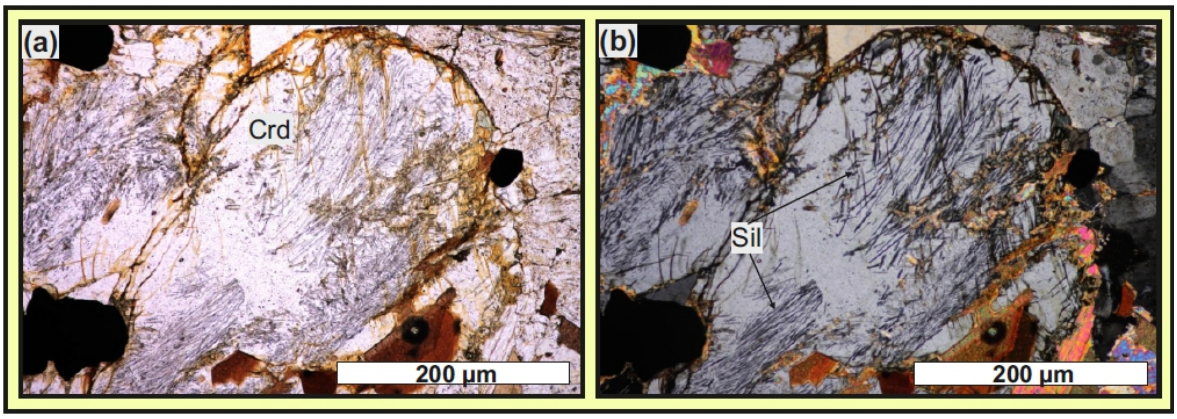
granát + kordierit + biotit + muskovit + chlorit + silimanit + plagioklas + K-živec + křemen ± ilmenit, spinel, rutil



Obr. 19: Mikrofotografie granát-kordieritové ruly (lokalita OR02); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Kordierity tvořící podstatnou část horniny jsou rozpraskané a rozpadají se. Mají velké množství jehlicovitých inkluzí silimanitu, které se nacházejí jen v přítomných kordieritech (Obr. 20), popřípadě v granátech. Více jehliček je vždy při středu minerálu. Okraje kordieritů jsou zbarvené do žluta, přeměňují se na chlorit a jsou obrůstány biotitem. Ve vzorcích některých lokalit jsou kordierity rozpadlé na jílové minerály (více kap 4.3.).

Plagioklasy obsahují místy exsoluční lamely. Slídy se nacházejí v hornině jako velké tabulovité destičky, ale také jako malé inkluze v křemenech nebo granátech.



Obr. 20: Mikrofotografie zrna kordieritu s inkluzemi silimanitu, granát-kordieritová rula, (lokalita OR02); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly.

4.2.2. Svory, granátické břidlice, dvouslídné pararuly a migmatity

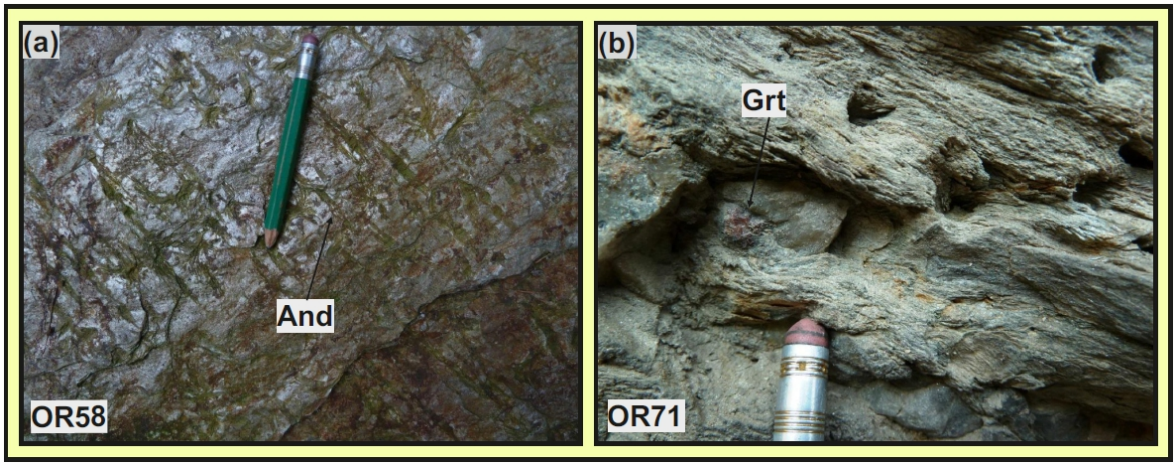
Tyto horniny se nacházejí v blízkosti kontaktu s granulity (do vzdálenosti dvou kilometrů). Metamorfóza postihla proterozoické a spodnopaleozoické sledy (kambrium), a to až ve svrchní amfibolitové facii. Minerální parageneze v těchto litologiích se liší, jelikož protolitem byly nejrůznější horniny (např. konglomeráty, arkózy, pískovce,

prachovce). Pro tuto práci je však stěžejní sledovat společné znaky deformace a společné minerály jejich vrcholné metamorfózy, které v nich nacházíme. V horninách se vyskytují tyto minerály:

granát + biotit + muskovit + chlorit + plagioklas + draselný živec + andaluzit (v litologiích bez granátu) + aktinolit (mafické protolity) + křemen ± zirkon, ilmenit, epidot, turmalín, magnetit

V některých svorech nacházíme velké porfyroblasty alumosilikátů, původně pravděpodobně andaluzity. Nyní jsou ve většině případů již přeměněné na jílové minerály. Tyto porfyroblasty jsou až 4cm dlouhé a rostou napříč foliací S1 (Obr. 21a). Porfyroblasty často rotují do směru foliací S2. Horniny obsahují zároveň malé zachovalé andaluzity v matrix. Velké porfyroblasty alumosilikátů jsou zachovalé v hojném množství spíše v severozápadní partii metamorfního obalu. V jihovýchodní části obalu byly porfyroblasty pozorovány pouze místy, jsou zastoupeny v menší míře a jejich usměrnění je slabší než v horninách na severozápadě.

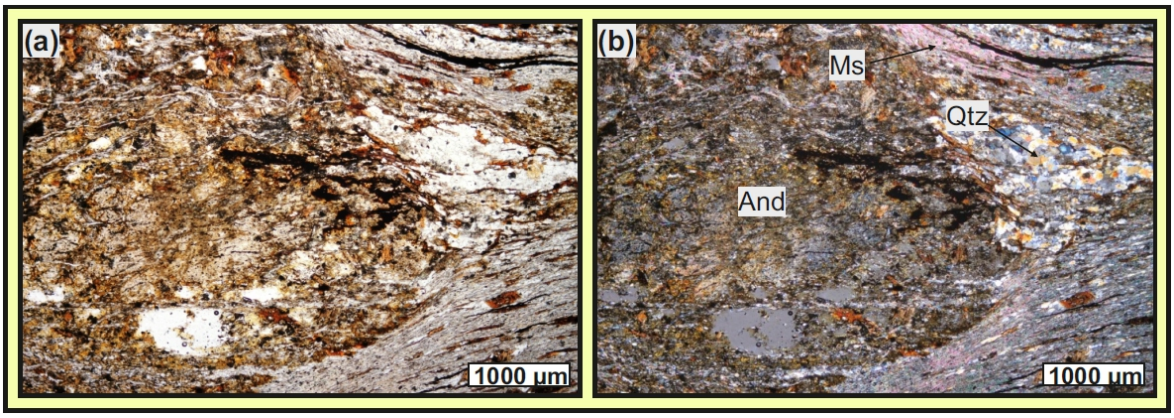
V jižní části metamorfního obalu se nacházejí granátické břidlice. Na lokalitě OR71 se polohy granátických břidlic vyskytují v blízkosti křemenných žil, kde jsou granáty zachovalejší, zatímco ve zbylé matrix jsou granáty rozpadlé nebo takřka zmizely (Obr. 21b).



Obr. 21: Makrofotografie dvou rozdílných hornin vnitřního obalu granulitového masivu (a) svor ze severozápadního kontaktu s granulitovým masivem (lokalita OR58), porfyroblasty andaluzitů; tužka – 5 cm (b) granátická břidlice z jižního kontaktu (lokalita OR71); lokalizace vzorků – Obr. 7 nebo příloha A.

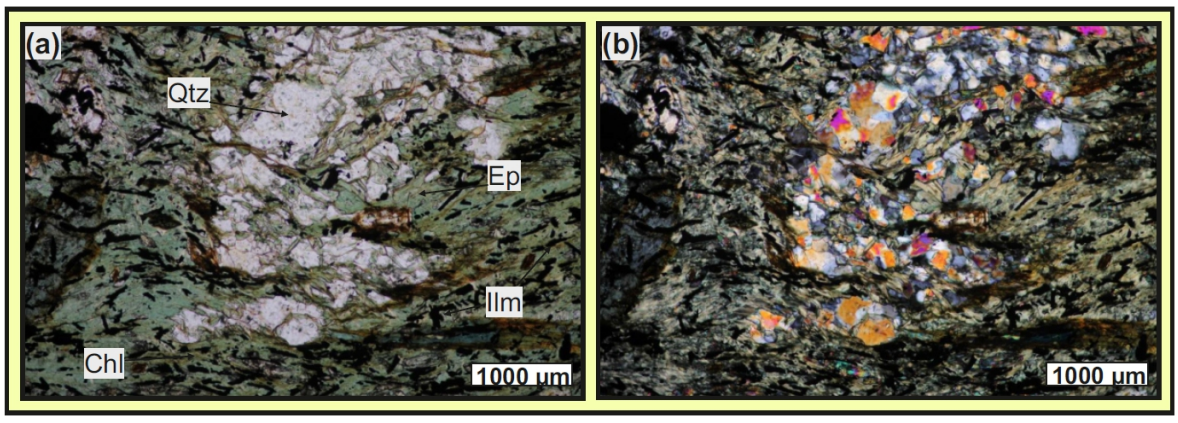
Andaluzitové porfyroblasty ve svorech severozápadní části obalu jsou obtékány

jemnozrnnou matrix. Foliace, která je definována především usměrněním slíd, ale i dalších minerálů (křemeny, plagioklasy, akcesorické minerály) se přizpůsobuje tvarům zrn (Obr. 22).



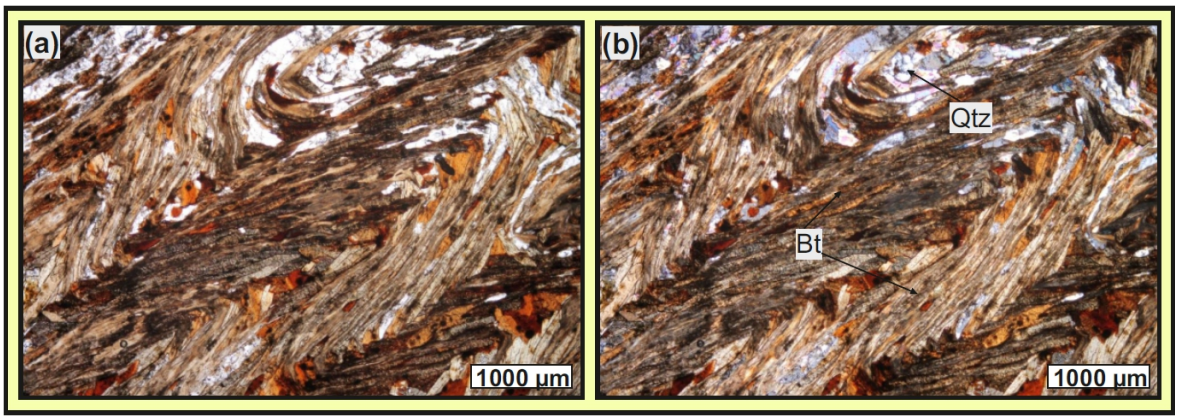
Obr. 22: Mikrofotografie porfyroblastů ve svorech při severozápadním kontaktu s granulitem, původně andaluzity, přeměněné na jílové minerály, (lokalita OR53); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Všechny horniny metamorfního obalu jsou v blízkosti kontaktu s granulitem deformovány podobně v rámci míry vzdálenosti od masivu. Izoklinální vrásy sledujeme i v mikroskopickém měřítku (Obr. 23). Asymetrické izoklinální vrásky jsou často definovány přednostní orientací křemene a slíd.



Obr. 23: Mikrofotografie mikroskopické izoklinální vrásy v granátické břidlici v jihozápadní části metamorfního obalu, (lokalita OR71); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Na kontaktu s granulitovým tělesem se nacházejí migmatitizované ruly a svory, často intenzivně natavené a deformované. Výrazná krenulační kliváž je definována usměrněním slíd a křemenů (Obr. 24).



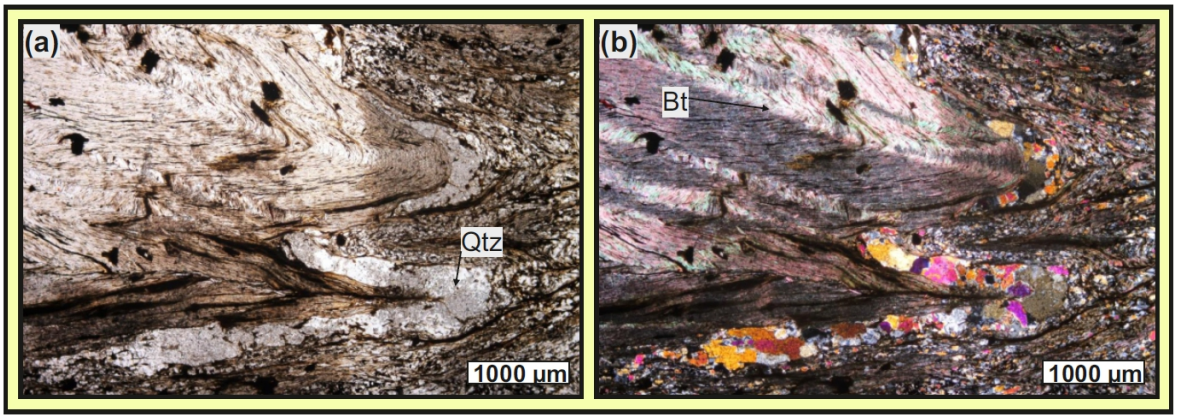
Obr. 24: Mikrofotografie krenulační kliváže v migmatitizovaném svoru, ležícím 0,5 km od kontaktu s granulitem, (lokalita OR59); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

4.2.3. Fylity

Fylity vnějšího metamorfního obalu saského granulitového masivu jsou tvořeny paleozoickými sledy. Sedimenty nejrůznějších typů (grafitické, vápenaté, chloritické, kvarcitické) prošly metamorfózou přibližně ve facii zelených břidlic. Mají velmi dobrou břidličnatost. Ve fylitech metamorfního obalu granulitového masivu nacházíme tyto minerály:

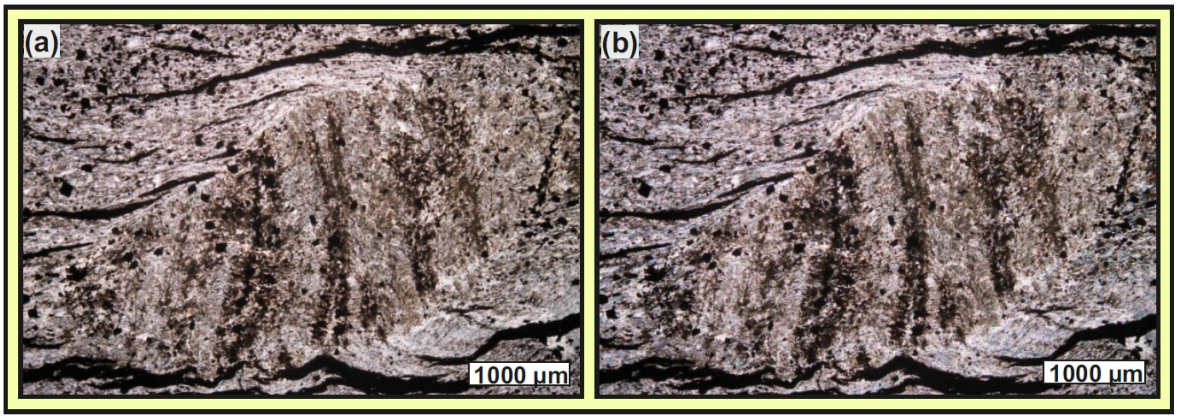
plagioklas + sericitický muskovit + biotit+ muskovit + chlorit + křemen ± grafit, kalcit, akcesorické minerály

Opět se objevují drobné vrásky, definované křemeny a slídami, které se v některých případech střídají s grafitickými polohami (Obr. 25).



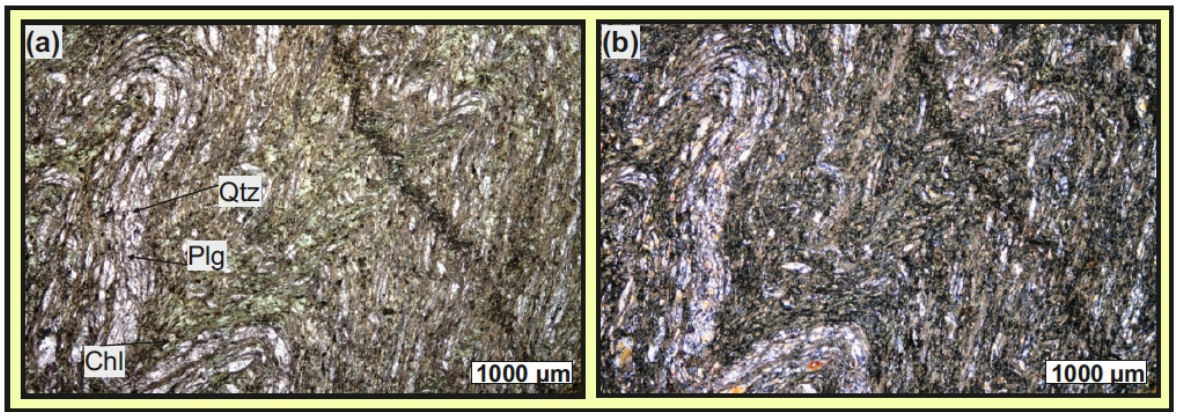
Obr. 25: Mikrofotografie mikroskopických vrásek ve fylitu, (lokalita OR74); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Grafitické fylity (Obr. 26) obsahují polohy bohatší pískovci a prachovci. Mají v sobě intersekce dřívějšího beddingu a pozdější nově tvořené kliváže. V některých fylitech se stejně jako ve svorech vyskytují porfyroblasty (neurčen původní minerál, protože jsou zcela přeměněné na jílové minerály), které postkinematicky přerůstají starou foliaci. Jsou následně přepracované novou klivážní, do níž rotují.



Obr. 26: Mikrofotografie porfyroblastu v grafitickém fylitu, (lokalita OR64); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Takřka ve všech fylitech, vzniklých za nízkých teplotně-tlakových podmínek je rovněž patrná kliváž (Obr. 27). Je definována usměrněním slíd a křemenů, avšak je méně intenzivní než ve více metamorfovaných polohách blíže k masivu. V mikroskopickém měřítku sledujeme izoklinální a také velké otevřené vrásy.



Obr. 27: Mikrofotografie kliváže v chlorit-sericitickém fylitu, (lokalita OR42); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

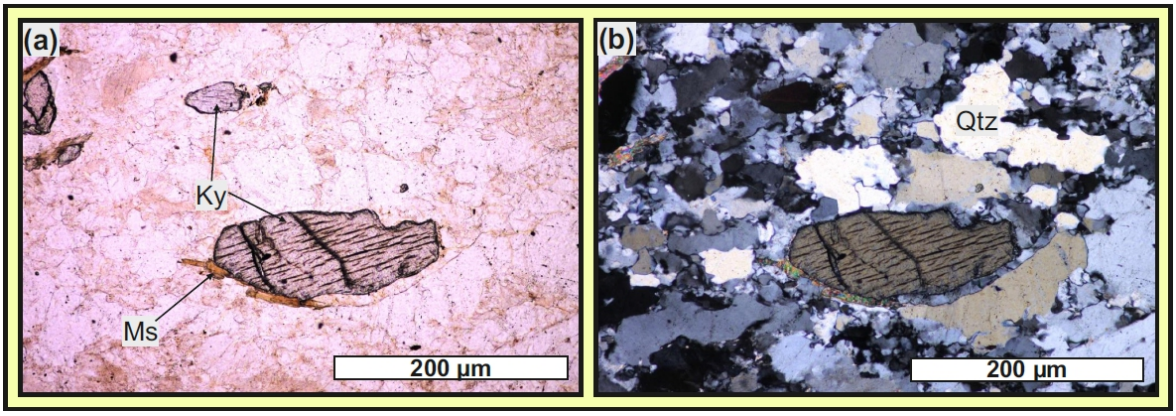
4.2.3. Granulity

Tyto horniny tvoří tělo celého masivu. Zastoupeny jsou převážně felsické granulity, obsahující polohy granulitů mafických. V blízkosti kontaktu jsou granulity retrogresované.

Felsické granulity jsou světlé. Matrix je tvořena výhradně křemenem a živci a dále v ní rostou zrna granátů a kyanity, ojediněle biotit. V jiných partiích masivu se vyskytují granulity s větším množstvím granátů, které také dorostly do větších velikostí. Jsou obrůstány biotitem a obsahují mnoho inkluzí, například titanitu. Minerální asociace granulitu je:

plagioklas + K-živec + granát + kyanit + křemen ± muskovit, biotit, akcesorie

Kyanity se objevují v horninách většinou jako jednotlivá zrna. Na okrajích se mění na muskovit (Obr. 28).

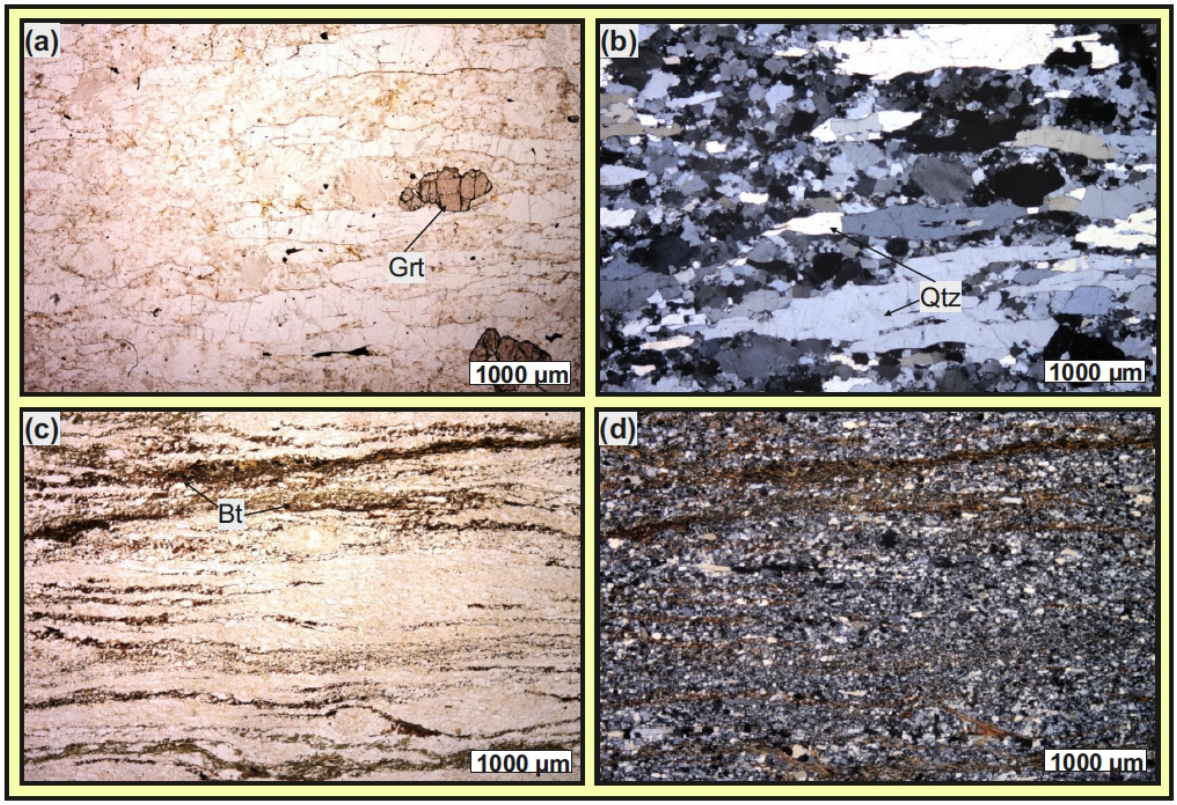


Obr. 28: Mikrofotografie zrna kyanitu ve felsickém granulitu, (lokalita OR16); (a) rovnoběžné nikoly; (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Při okrajích masivu je patrná retrográdní přeměna. Intenzita retrogrese se dá pozorovat díky obsahu biotitu, který v retrogresovaném granulitu vzniká. Biotit často obrůstá granáty, pokud je ještě v hornině zachován. Místy jsou biotity rozeznatelné jako jednotlivá zrna, jinde tvoří takřka souvislé biotitové pásky. Množství biotitu a jeho tvar tedy závisí na stupni retrogrese. Biotit je často chloritizovaný. Minerální asociace felsických retrográdních granulitů je:

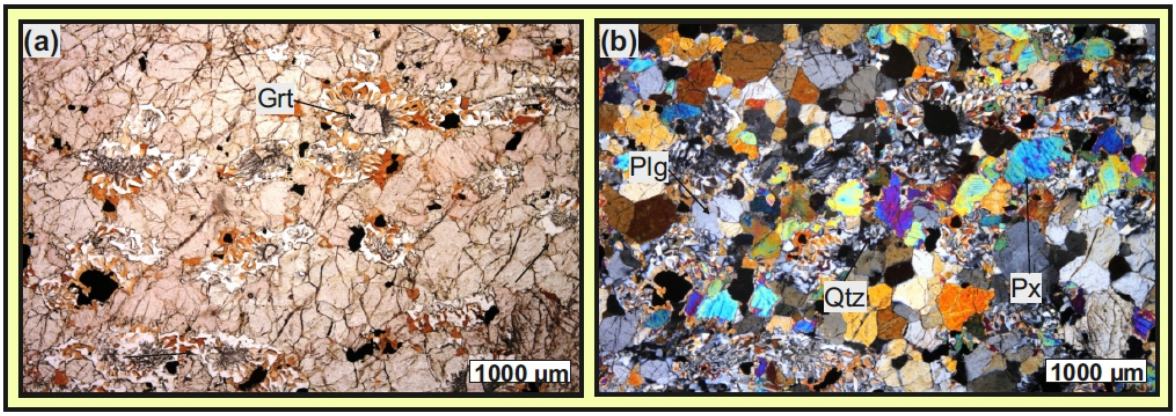
plagioklas + K-živec + biotit + kyanit/silimanit + křemen ± granát, akcesorie

V matrix felsických granulitů se střídají polohy s velkými usměrněnými křemeny, protáhlými ve směru foliace (Obr. 29a, b) s polohami velmi jemnozrnné matrix (Obr. 29c, d). Křemeny jsou rekrystalizované. Někdy roste napříč matrix jedna jehlice biotitu.



Obr. 29: Mikrofotografie felsických granulitů, horní fotografie – hrubozrnná matrix s protaženými křemeny, dolní fotografie – jemnozrnná matrix s pásy biotitů (částečně retrogresovaný granulit), (lokalita OR53); (a), (c) rovnoběžné nikoly; (b), (d) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

Ve tělese granulitového masivu jsou polohy pásků a čoček mafických granulitů, které mají z důvodu odlišného protolitu jinou minerální asociaci. Hlavním minerálem v matrix jsou pyroxeny (Obr. 30). Jedná se o ortopyroxeny (nízké interferenční barvy), které mají exsoluční lamely a rozpadají se. Okolo granátů rostou místy symplektity tvořené biotitem, plagioklasem a křemenem.



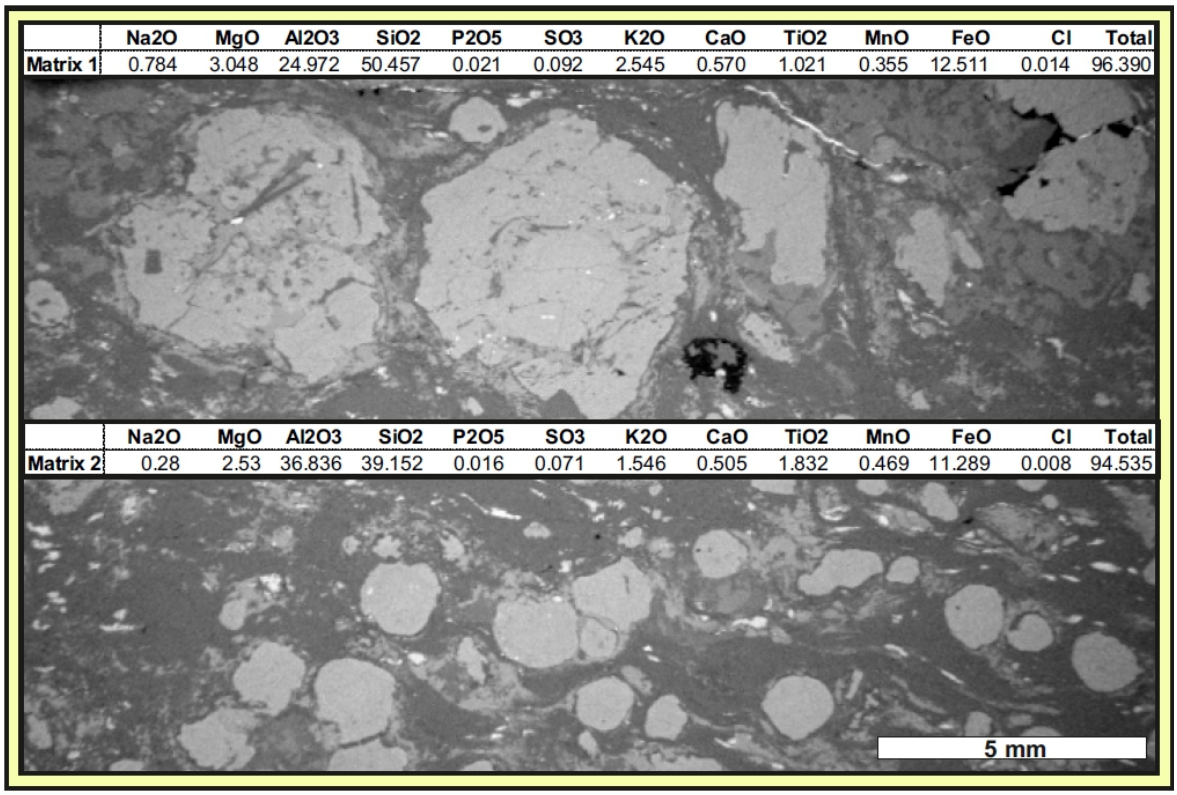
Obr. 30: Mikrofotografie mafického granulitu, (lokalita OR13); (a) rovnoběžné nikoly, (b) zkřížené nikoly; lokalizace vzorku – Obr. 7 nebo příloha A.

4.3. Chemické složení minerálů ve vybraných vzorcích

Pro bližší studium chemismu byly vybrány vzorky granát-kordieritové pararuly (OR05), dále několik vzorků hornin z vnitřního metamorfního obalu, vykazujících metamorfózu za vyšších metamorfních podmínek (až amfibolitová facie) (OR06, OR33, OR71) a retrogresivní granulit (OR61); lokalizace vzorků – Obr. 7 nebo příloha A. Vzorky byly analyzovány na Ústavu petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy v Praze pomocí skenovacího elektronového mikroskopu TESCAN Vega za použití EDS detektoru X-Max 50 (Oxford Instruments, PřF UK). Záměrem bylo blíže pochopit chemismus hornin z několika partií metamorfního obalu a také získat složení hornin pro výpočet teplotně-tlakových podmínek metamorfózy. Přehled kompletních bodových chemických analýz je uveden v příloze C.

4.3.1. Granát-kordieritová pararula

Vzorek granát-kordieritové pararuly (OR05) pochází ze středu masivu (Obr. 7), a to přímo z kontaktu s granulitem. Vzorek lze rozdělit na dvě různé části, které se liší velikostí granátů a dále také celkovým chemickým složením (Obr. 31).

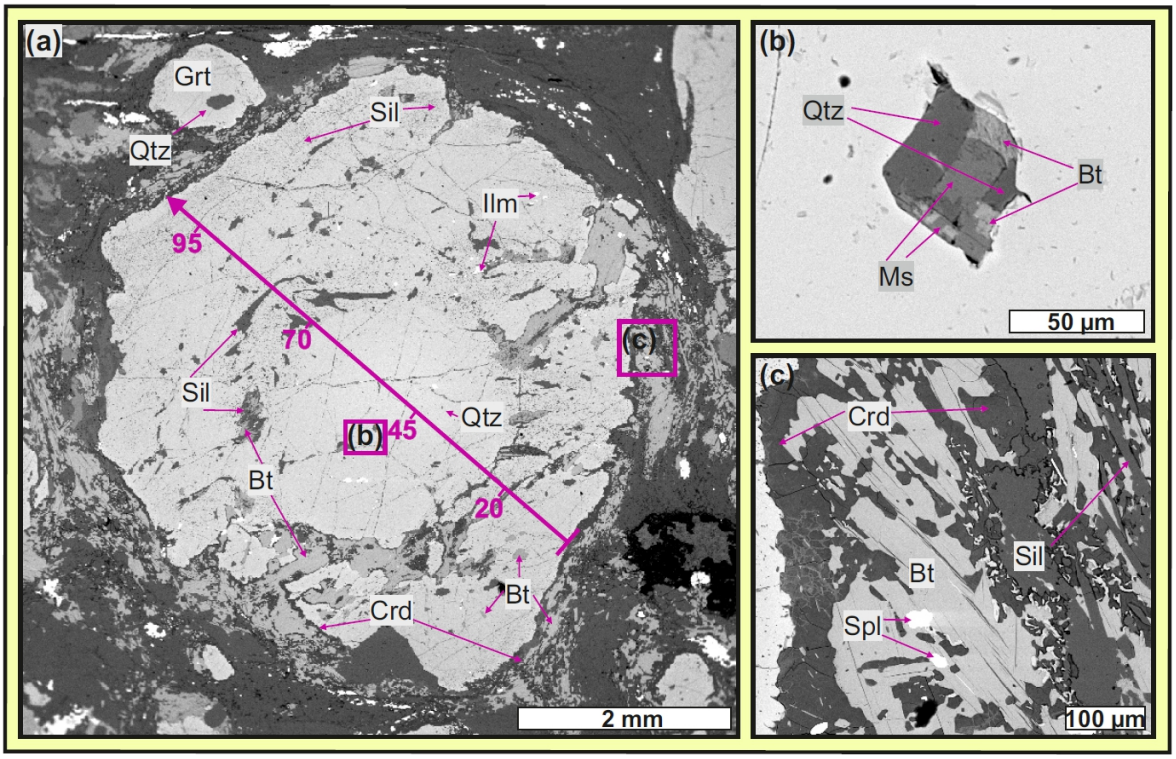


Obr. 31: BSE (back scatered electrons – zpětně odražené elektrony) snímek zachycující vedle sebe dvě rozdílné partie granát-kordieritové ruly s celkovými silikátovými analýzami obou částí, (vzorek OR05). Hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech oxidů.

Matrix je tvořena křemenem, plagioklasy, draselnými živci, alumosilikáty a relikty po kordieritech, dále jsou zde zrna granátů, biotity a četné akcesorie. Partie s většími granáty obsahuje méně hliníku a naopak více křemíku a více draslíku (Obr. 31).

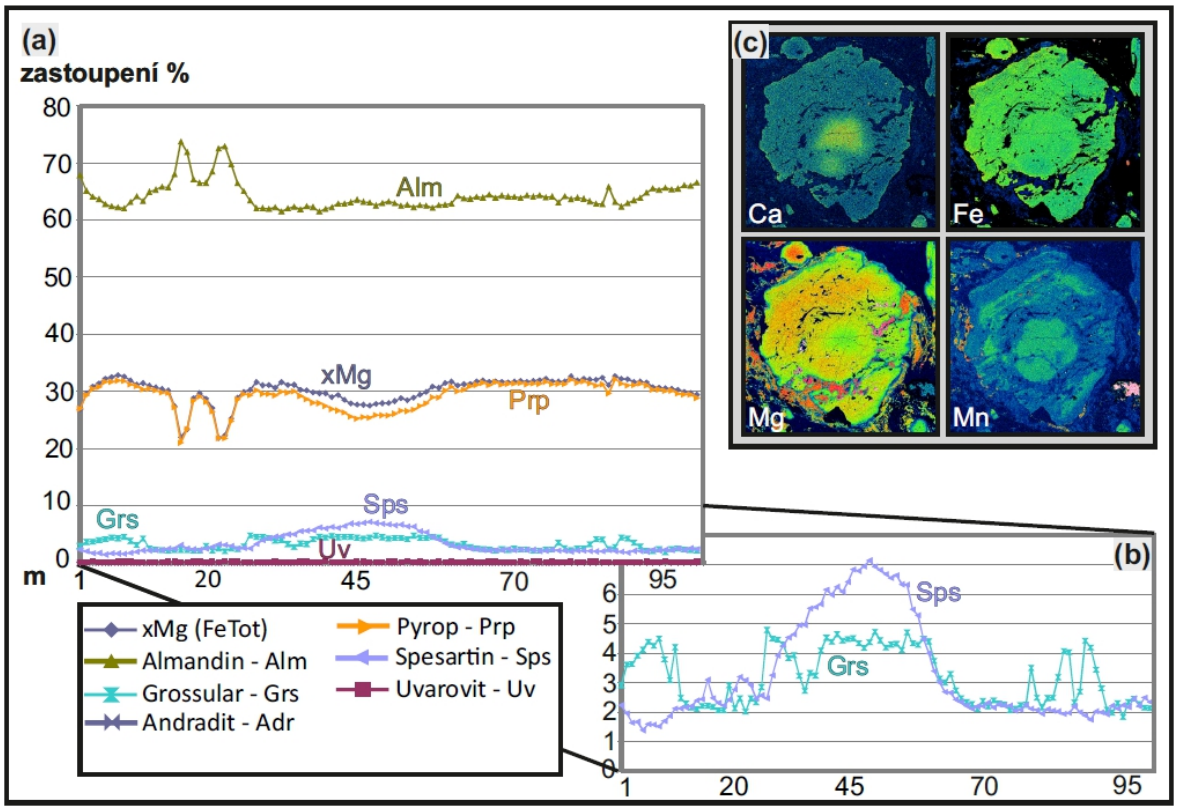
Granát

Velké, často více než dvoumilimetrové (až 4 mm) granáty ve vzorku OR05, rostou rovnoměrně v matrix. Některé z těchto granátů se rozpadají, některé jsou zonální (Obr. 32a). Uvnitř granátů bývají četné inkluze, které komunikují s okolím díky prasklinám. Inkluze jsou tvořeny především křemeny, silimanity, biotity, monazity, ilmenity/rutily a výjimečně muskovity (Obr. 32b). Muskovit nebyl pozorován v matrix ani v jiných minerálech. Nachází se pouze uvnitř granátů, a to vždy ve středu zrna. Zonalitu granátu vytváří růst drobných inkluzí silimanitů a v místě jejich výskytu se liší chemické složení. V těchto partiích nacházíme též biotitové inkluze, které nemají destičkovitý charakter a pravděpodobně nekomunikují s okolní matrix. Okolí granátu je tvořeno křemeny, plagioklasy, silimanity, relikty po kordieritech a většími destičkovitými biotity (Obr. 32c). Místy se objevuje ilmenit a spinel.



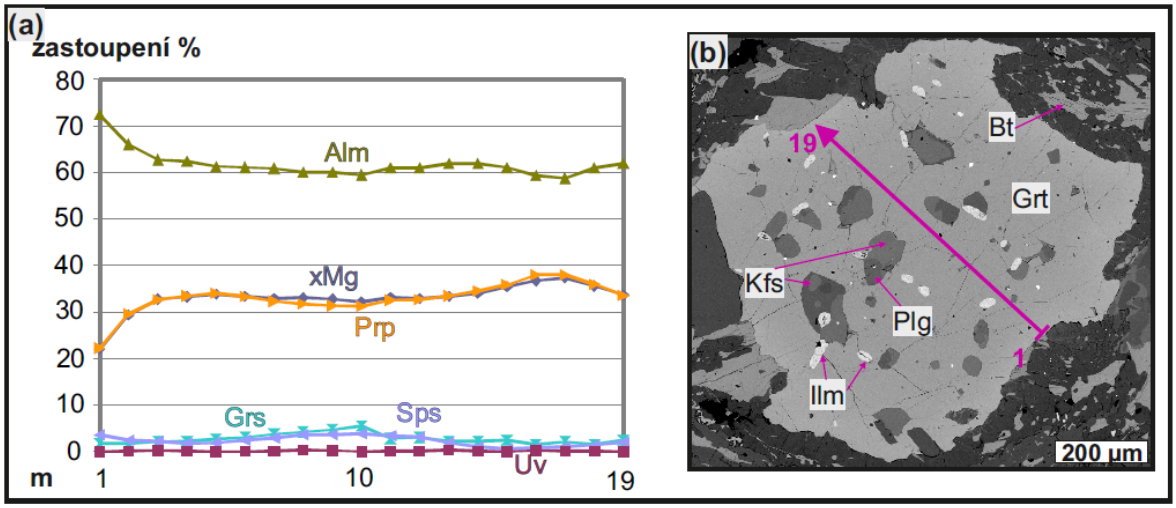
Obr. 32: BSE snímek (vzorek OR05); (a) granát – Grt1 (Tab. 1), vyznačen směr měření kompozičního profilu (Obr. 33a), čísla – pozice měření; (b) drobná inkluze ze středu granátu (a); (c) okolí granátu (a).

Velké zonální granáty mají složení v partiích se silimanitem: $Alm_{68–74}$ $Prp_{27–32}$ $Grs_{2–3}$ $Sps_{2–3}$ $Uv_{0,2}$ a v partiích bez obsahu silimanitu (např. střed granátu) $Alm_{62–64}$ $Prp_{26–28}$ $Sps_{5–7}$ $Grs_{3–5}Uv_0$ (Obr. 32a, Tab. 1 – Grt1). Střed granátu je bohatší manganem a vápníkem (spessartinová a grosulárová komponenta) (Obr. 33b). Distribuční mapy (Obr. 33c) rovněž znázorňují obsahy jednotlivých komponent. Střed granátu je bohatý vápníkem. Partie bez inkluzí silimanitu jsou bohaté manganem. Celkově jsou granáty bohaté železem a hořčíkem. Hodnota xMg (xMg=Mg/Mg+Fe^{tot}) se pohybuje od 0,268 až po 0,319.



Obr. 33: (a) kompoziční profil granátem Grt1 ze vzorku OR5C (Obr. 26a); m – pořadí měření v kompozičním profilu, výkyvy v hodnotách okolo m = 20 a 80 jsou způsobeny měřením v okolí inkluzí biotitů; (b) detail zastoupení spessartinové a grosulárové komponenty (0–10 %); (c) distribuční mapy zastoupení chemických prvků v granátu Grt1.

V granát-kordieritové rule je také značné množství celistvých granátů, které jsou mnohem menší a nevykazují zonalitu, ovlivněnou obsahem silimanitu (Obr. 34a). Tyto granáty nemají biotitové inkluze a obsahují mnohem více inkluzí živců – draselných i plagioklasů (Obr. 34b). Jejich složení je při okraji okolo Alm_{72} Prp_{22} Sps_4 Grs_2 a směrem ke středu se mění na ~ Alm_{59} Prp_{31} Grs_6 Sps_4. Jejich složení se podobá složení středu velkých zonálních granátů (Grt1) a xMg se pohybuje mezi 0,220–0,322. (Tab. 1 – Grt2).



Obr. 34: (a) kompoziční profil granátem ze vzorku OR05 (Grt2 v Tab. 1); m – pořadí měření v profilu; (b) BSE snímek granátu – Grt2 (Tab. 1) s inkluzemi živců a ilmenitů; vyznačen směr měření kompozičního profilu.

Spinely

Spinely, které vznikly rozpadem biotitu nebo alumosilikátů, tvoří srůsty se silimanitem nebo plagioklasem. Některé další inkluze jsou prorostlé křemeny se silimanitem, některé biotity se silimanitem.

Silimanity

Jehličky silimanitu se přizpůsobují tvaru porfyroblastů, které obrůstají. Někdy tvoří až 3mm velké jehlice v granátech, jindy jen shluky drobných zrnek.

Biotity

Tabulkovité biotity se hojně vyskytují v matrix a dále tvoří drobné inkluze v granátech.

Kordierity

Biotity i granáty jsou jemně lemovány rozpadlým kordieritem. Kordierity často tvoří symplektity s plagioklasem (Obr. 35a). Jsou ve značném stádiu rozpadu a mají velmi nízké výsledné sumy chemických analýz. Obsahují tedy pravděpodobně hodně vody.

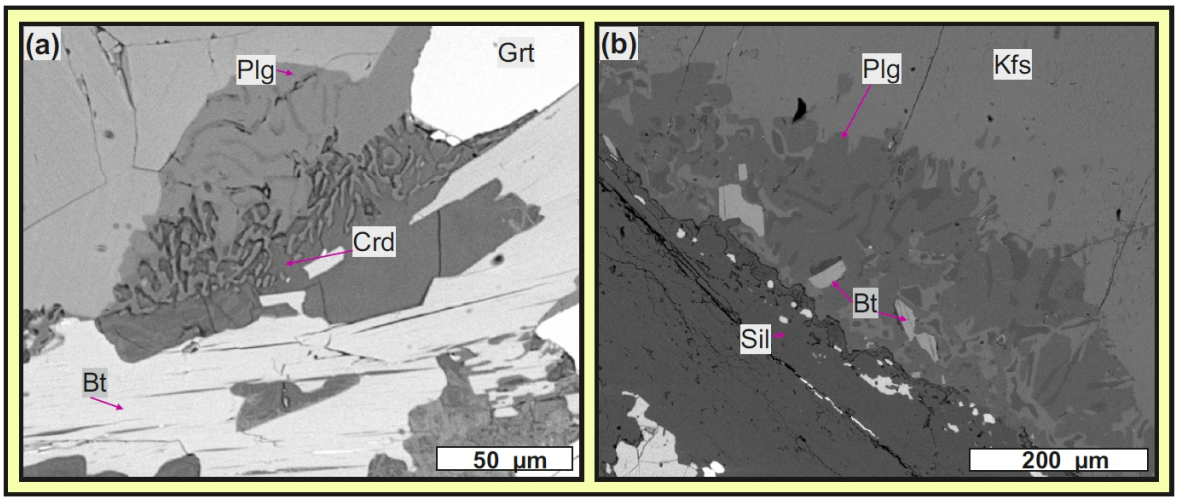
Tab. 1: chemická složení dvou typů granátů ze vzorku OR05 a granátu ze vzorku OR33

	OR05-Grt$_1$					OR05-Grt$_2$		OR33	
	okraj	→	střed	→	okraj	okraj	střed	okraj	střed
SiO_2	37,003	37,558	37,250	37,799	37,821	36,473	37,949	35,597	35,916
TiO_2	0,037	0,000	0,046	0,000	0,000	0,102	0,124	0,007	0,034
Al_2O_3	21,380	21,610	21,271	21,544	21,650	20,732	21,143	20,040	20,368
FeO	32,489	32,028	29,914	30,192	31,183	34,307	29,350	25,957	26,521
MnO	0,978	1,226	3,046	0,915	0,985	1,560	1,688	13,160	12,391
MgO	6,689	6,666	6,454	7,943	7,470	5,444	7,828	2,106	2,605
CaO	1,044	0,806	1,639	0,816	0,817	0,580	1,909	1,498	0,858
Cr_2O_3	0,034	0,053	0,000	0,061	0,013	0,000	0,000	0,007	0,000
Suma	**99,653**	**99,948**	**99,620**	**99,270**	**99,939**	**99,199**	**99,991**	**98,373**	**98,692**
Si	2,941	2,965	2,957	2,974	2,969	2,947	2,973	2,961	2,965
Ti	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,007	0,000	0,002
Al	2,003	2,011	1,991	1,998	2,003	1,974	1,953	1,959	1,978
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	2,159	2,115	1,986	1,987	2,047	2,318	1,923	1,806	1,831
Mn	0,066	0,082	0,205	0,061	0,065	0,107	0,112	0,927	0,866
Mg	0,792	0,784	0,764	0,932	0,874	0,656	0,914	0,261	0,321
Ca	0,089	0,068	0,139	0,069	0,069	0,050	0,160	0,134	0,076
Cr	0,002	0,003	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Suma	**8,055**	**8,028**	**8,045**	**8,025**	**8,029**	**8,059**	**8,043**	**8,055**	**8,042**
xMg	0,268	0,271	0,278	0,319	0,299	0,220	0,322	0,126	0,149
Almandin	**67,79%**	**68,48%**	**62,53%**	**64,32%**	**66,04%**	**72,42%**	**59,49%**	**55,15%**	**57,41%**
Andradit	**0,00%**	**0,00%**	**0,00%**	**0,00%**	**0,00%**	**0,00%**	**0,00%**	**0,00%**	**0,00%**
Grosulár	**2,91%**	**2,13%**	**4,71%**	**2,12%**	**2,27%**	**1,70%**	**5,47%**	**4,51%**	**2,56%**
Pyrop	**26,95%**	**26,46%**	**25,83%**	**31,32%**	**29,44%**	**22,25%**	**31,22%**	**8,86%**	**10,81%**
Spessartin	**2,24%**	**2,76%**	**6,93%**	**2,05%**	**2,21%**	**3,62%**	**3,82%**	**31,45%**	**29,22%**
Uvarovit	**0,11%**	**0,17%**	**0,00%**	**0,19%**	**0,04%**	**0,00%**	**0,00%**	**0,02%**	**0,00%**

hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech, přepočtené kationty v jednotkách a.p.f.u.

Draselné živce

Draselné živce prorůstají při okrajích s plagioklasy (Obr. 35b). Jsou perthitické a mají exsoluční lamely. Rostou jako inkluze v granátech nebo jsou součástí matrix. Inkluze draselných živců se od těch v matrix liší přítomností železa a nižším obsahem sodíku.



Obr. 35: BSE snímek (vzorek OR05); (a) symplektit plagioklasu a kordieritu; (b) okraj draselného živce – prorůstání s plagioklasem.

Plagioklasy

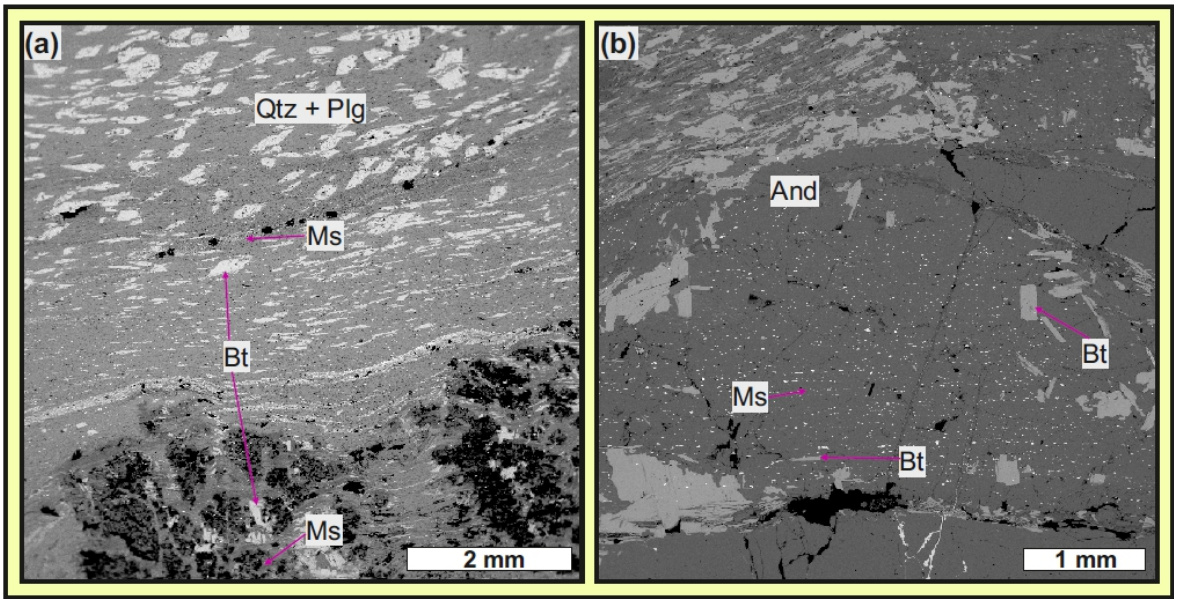
Plagioklasy se stejně jako například biotity nebo silimanity vyskytují jako inkluze i jako součást matrix. Dochází zde k myrmekitizaci s křemenem. Inkluze mají okolo 49 % anortitové komponenty. Jedná se o andezíny až labradority. Plagioklasy v matrix mají 27 % anortitové komponenty a jde tedy o oligoklasy.

4.3.2. Horniny metamorfního obalu – metamorfóza za vyšších metamorfních podmínek

Pro chemickou analýzu byly vybrány vzorky tří různých litologií: svor s porfyroblasty (OR06), svor s granáty a silimanitem (OR33) a granátická břidlice (OR71). Kromě rozdílné minerální asociace pocházejí každý z jiné části metamorfního obalu, avšak podmínky jejich metamorfózy vykazují společné rysy a jsou řazeny k výše metamorfovaným horninám vnitřního obalu saského granulitového masivu (až svrchní amfibolitová facie).

4.3.2.1. Svor s andaluzitovými porfyroblasty

Vzorek svoru (OR06) pochází ze severní části metamorfního obalu. Jedná se o svor, ve kterém jsou dominantní andaluzitové porfyroblasty. Některé porfyroblasty se rozpadají na jílové minerály (Obr. 36a), ale nacházíme zde i zachovalejší zrna (Obr. 36b). Uvnitř porfyroblastů i v okolní matrix, která se skládá především z plagioklasů, křemenů a minoritně také drobných zachovalých andaluzitů, je značné množství jak světlých, tak i tmavých slíd.



Obr. 36: BSE snímek (vzorek OR06); (a) rozpadlá zrna andaluzitových porfyroblastů; (b) zachovalejší zrno andaluzitového porfyroblastu.

Slídy

Biotity jsou různě usměrněné v souvislosti s porfyroblasty. Blíže k porfyroblastům jsou protažená a více usměrněná zrna, zatímco ve větší vzdálenosti tvoří méně usměrněné destičky. Hodnoty xMg se pohybují u biotitů v rozmezí 0,295–0,366. Muskovity rostou

volně v hornině i jako inkluze v biotitech. Tyto dva typy se neliší složením.

Plagioklas

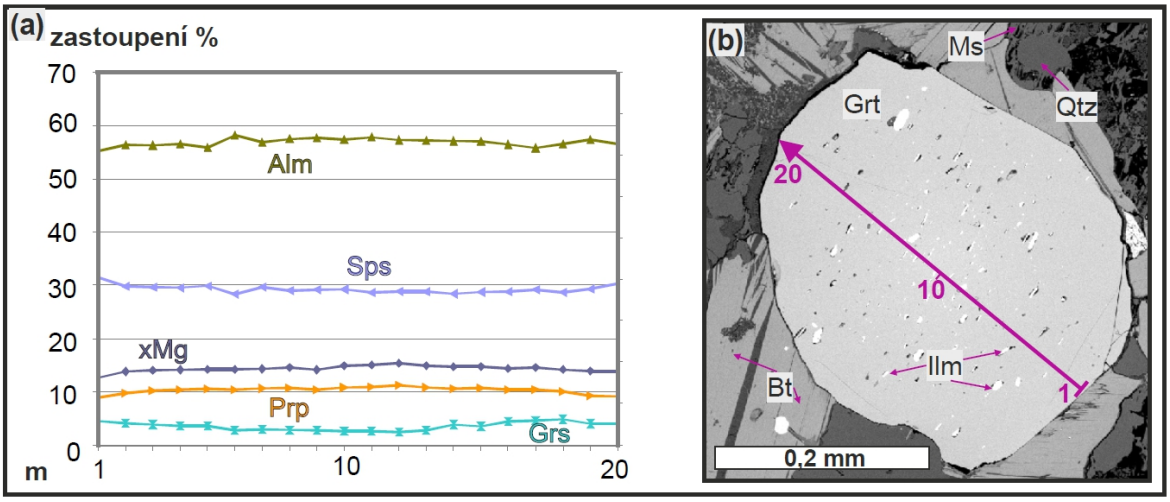
Plagioklasy tvoří součást jemnozrnné matrix. Mají průměrně 25 % anortitové komponenty. Jde tedy o oligoklasy.

4.3.2.2. Svor s granáty a silimanitem

Vzorek této horniny (OR33) byl odebrán v jihovýchodní části metamorfního obalu, jen několik set metrů od kontaktu s granulitem. Hornina je složena takřka jen ze světlých a tmavých slíd, křemenů, místy se objevují relikty plagioklasu a celkově obsahuje hodně jílových minerálů. V matrix pak nepravidelně rostou zrna granátů. Uvnitř slíd se nachází hnízda inkluzí silimanitu a zřejmě se zde nachází také zcela rozpadlý kordierit.

Granát

Granáty jsou většinou idiomorfní. Tyto granáty mají složení Alm_{56} $Spess_{29\rightarrow31}$ $Prp_{8\rightarrow11}$ $Grs_{3\rightarrow5}$ (Obr. 37a, Tab. 1). Hodnoty xMg se pohybují od 0,126 do 0,149. Mají v sobě drobné inkluze ilmenitů a křemenů (Obr. 37b).



Obr. 37: (a) Kompoziční profil granátem ze svoru se silimanity (vzorek OR33); m – pořadí měření v profilu; (b) BSE snímek granátu ze vzorku OR33; vyznačen směr měření profilu.

Slídy

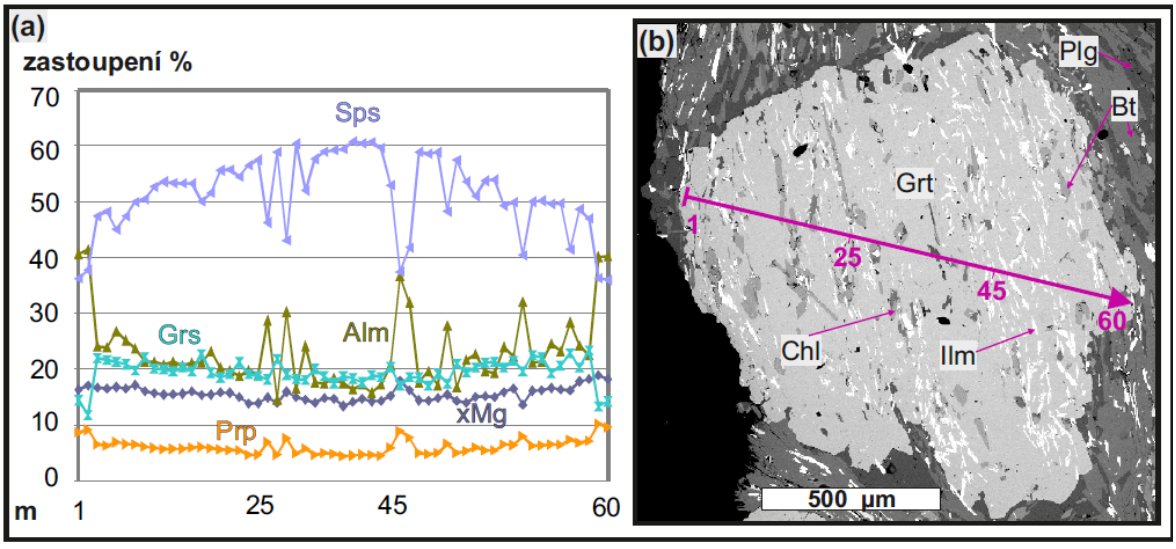
Muskovit i biotit tvoří v hornině spolu s křemenem základní matrix. Velká tabulovitá zrna slíd se intenzivně rozpadají na jílové minerály. Tento rozpad tvoří v každém zrnu jasně viditelné páskování. Jílové minerály lemují také granáty a křemeny. Hodnoty xMg u biotitů se pohybují od 0,419 do 0,462.

4.3.2.3. Granátická břidlice

Tato hornina rovněž pochází z jižní části metamorfního obalu, avšak lokalita je situována o kilometr dále od kontaktaktu s granulitem, než předchozí popsaný vzorek (kap. 4.3.2.2.). Vzorek (OR71) lze opět rozdělit na dvě části podle rozdílných minerálních asociací. V prvním případě je matrix složena z plagioklasů, křemenů, chloritů a místy biotitů. V matrix pak rostou až milimetrová zrna granátů. V druhém případě je v matrix ještě značné množství epidotu a granáty jsou i pětkrát menší než v prvním případě. Místy se objevuje v hornině zrno draselného živce. Akcesoricky jsou zastoupeny magnetit nebo zirkon. Hojné inkluze ilmenitu jsou intenzivně usměrněné. Rozdílnost dvou částí vzorku je sledována i z hlediska hodnot celkové chemické analýzy.

Granát

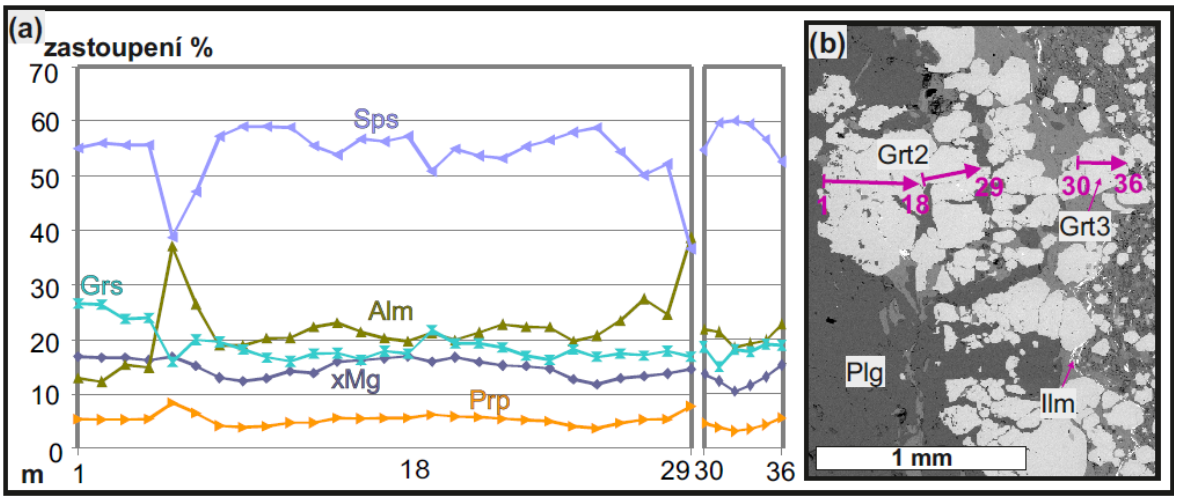
Granáty z části, kde není v matrix epidot, dorůstají do velikosti až 1mm. Mají rozpadlé okraje a složení středu granátu se liší od složení okraje. Jednotlivé komponenty se od středu k okraji mění takto: $Sps_{60\rightarrow36}$ $Alm_{17\rightarrow40}$ $Grs_{19\rightarrow14}$ $Prp_{4\rightarrow9}$. Hodnoty xMg stoupají směrem k okraji z 0,131 k 0,164. (Obr. 38a, Tab. 2). Uvnitř granátu i v okolní matrix sledujeme velké množství inkluzí ilmenitu, které způsobily výkyvy v hodnotách měřeného profilu. Dále jsou v granátu inkluze chloritu a biotitu. Ilmenit ukazuje přednostní tvarovou orientaci ve směru paralelním s kliváží.



Obr. 38: (a) Kompoziční profil granátem z granátické břidlice (vzorek OR71 – Grt1 (Tab. 2)); m – pořadí měření v profilu, výkyvy v hodnotách jsou způsobeny velkým obsahem inkluzí a měřením v nich; (b) BSE snímek měřeného granátu; vyznačen směr měření profilu.

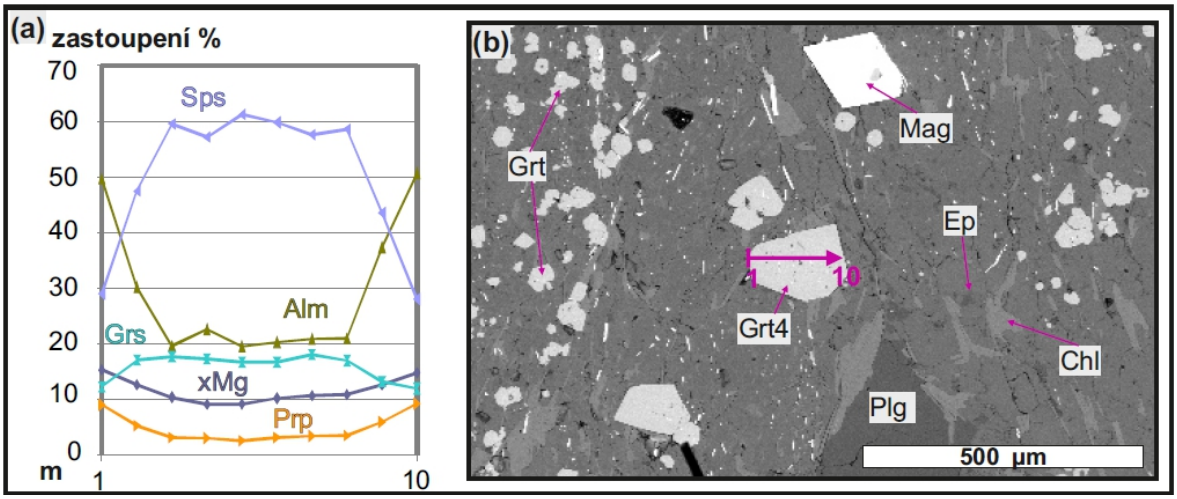
Granáty, pocházející z druhé části vzorku (epidot v matrix), mají složení od středu k okraji $Alm_{18\rightarrow21}$ $Grs_{16\rightarrow20}$ $Prp_{3\rightarrow7}$ $Spess_{60\rightarrow47}$. Hodnoty xMg se nacházejí mezi 0,102-0,162

(Obr. 39a, Tab. 2 – Grt2, Grt3). Tvoří shluky, přerůstají jeden přes druhý a nemají v sobě téměř žádné inkluze (Obr. 39b). Grt2 je pravděpodobně také shlukem několika zrn granátu (určeno na základě tvaru kompozičního profilu).



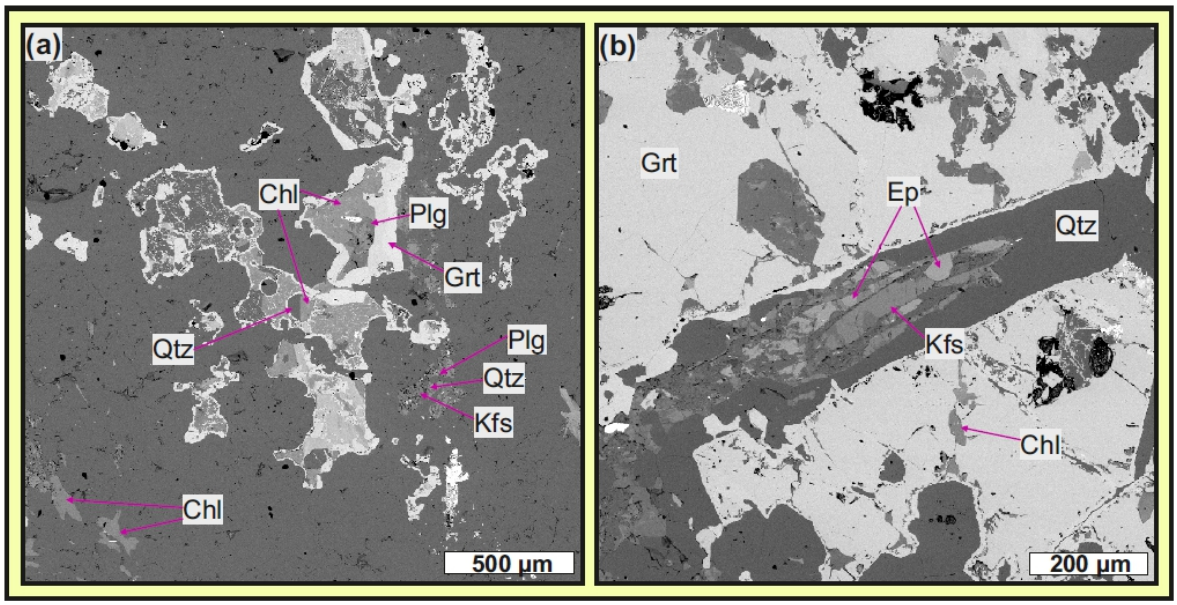
Obr. 39: (a) Kompoziční profil granáty z granátické břidlice (vzorek OR71 – Grt2, Grt3 (Tab 2)); m – pořadí měření v profilu; (b) BSE snímek shluku měřených granátů ze vzorku OR71; vyznačen směr měření profilů.

V nejmenších granátech se pak intenzivně mění složení okrajů oproti středům granátu, obzvláště spessartinová a almandinová komponenta (Obr. 40a). Od středu k okraji se zastoupení jednotlivých komponent mění takto: $Alm_{20\rightarrow50}$ $Grs_{17\rightarrow12}$ $Prp_{3\rightarrow9}$ $Spess_{60\rightarrow29}$. Hodnota xMg stoupá od středu k okraji z 0,105 na 0,154. Granáty mají často subhedrální okraje (Obr. 40b).



Obr. 40: (a) Kompoziční profil granátem z granátické břidlice (vzorek OR71 – Grt4 (Tab. 2)); m – pořadí měření v profilu; (b) BSE snímek – matrix obsahující epidot; vyznačen směr měření profilu granátem.

Některé granáty jsou zcela rozpadlé a jejich relikty nacházíme v matrix s inkluzemi chloritu a plagioklasu (Obr. 41a). Draselný živec tvoří místy součást matrix a v některých případech se objevuje jako inkluze, vždy však v přítomnosti epidotu a křemene (Obr. 41b).



Obr. 41: BSE snímek svoru (OR71); (a) rozpadlý granát v matrix, tvořené plagioklasem, chloritem a křemenem; (b) inkluze křemene v granátu s draselným živcem a epidotem.

Plagioklas

Plagioklasy tvoří spolu s chloritem, křemenem a z části s epidotem základní matrix horniny. Mají 30 – 57 % anortitové komponenty.

Epidot

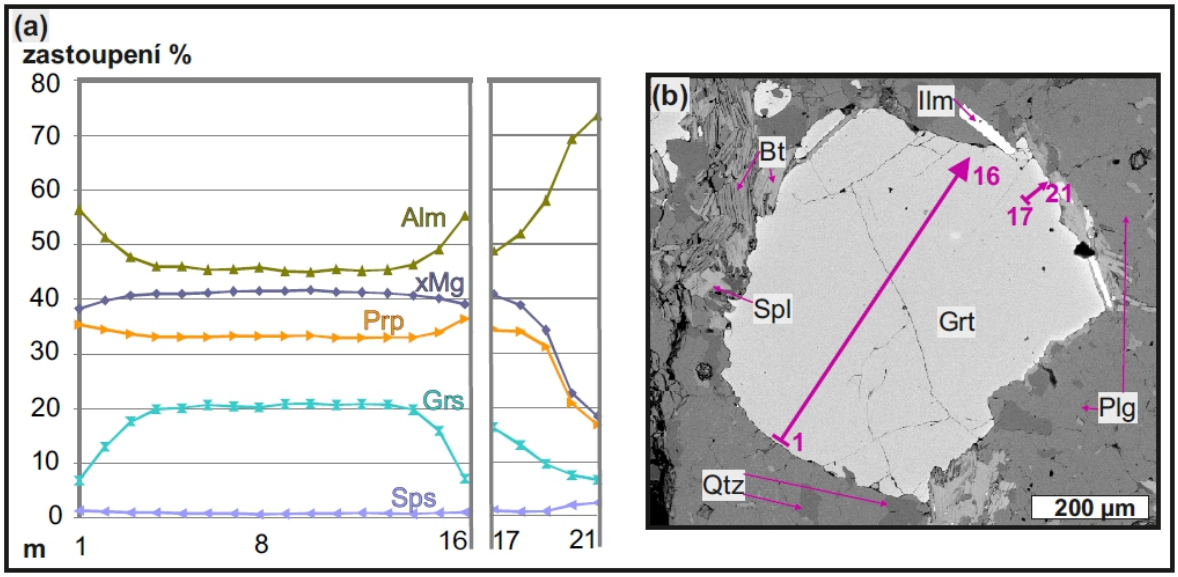
Zrna epidotu jsou součástí matrix jemnozrnnější části vzorku.

4.3.3. Retrográdní granulit

Pro analýzu byl vybrán retrogresivní granulit, ležící přímo na kontaktu s okolním obalem. V matrix, která je složena z plagioklasů, draselného živce a křemene jsou zrna granátů, protažená zrna alumosilikátů a kordieritů a destičky biotitů. Kordierity vznikly až po vrcholné metamorfóze granulitu. Objevily se pravděpodobně při retrogresi, kdy se významně změnily teplotně-tlakové podmínky.

Granát

Granáty tvoří jak hypidiomorfní zrna v matrix, tak allotriomorfní zrna rostoucí jako inkluze v dalších minerálech. První typ vykazuje rozdílnost ve složení středu a okrajů (Obr. 42a, Tab. 2). Směrem k okrajům roste obsah almandinové komponenty a klesá xMg a grosulárová a pyropová komponenta. Od středu k okrajům se složení granátů mění takto: $Alm_{45,5\rightarrow73,5}$ $Grs_{20\rightarrow7}$ $Prp_{33\rightarrow17}$ $Spes_{0,5\rightarrow2,5}$. Hodnoty xMg se pohybují mezi 0,185 až 0,415. Tyto změny způsobila difúze při retrogresi. Granáty nemají téměř žádné inkluze (Obr. 42b).



Obr. 42: (a) Kompoziční profil granátem z retrográdního granulitu (vzorek OR61, Tab 2); m – pořadí měření v profilu; (b) BSE snímek granátu ze vzorku OR61; vyznačen směr měření profilu.

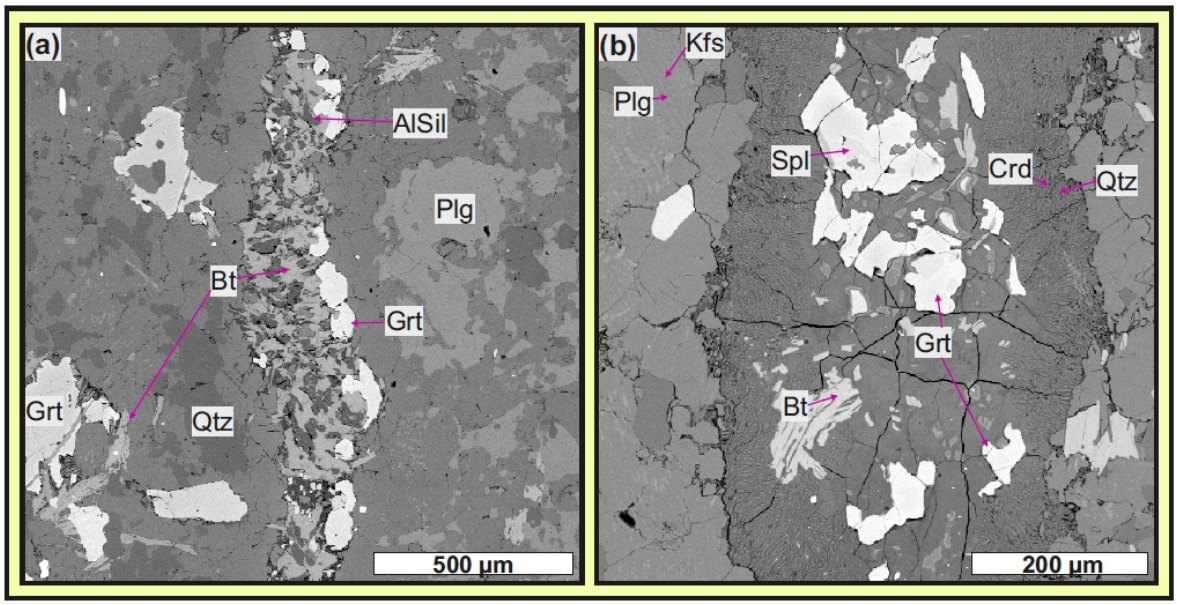
Alumosilikáty a kordierit

Protažené shluky alumosilikátů byly původně kyanity. Zrna jsou nahrazována biotity a obrůstána novými granáty (Obr. 43a). Kordierity tvoří rovněž protažená zrna. Jsou to spíše relikty po kordieritech. Při analýzách mají velmi nízké výsledné sumy chemického

složení a obsahují pravděpodobně velké množství vody. Při okrajích těchto zrn nacházíme symplektity tohoto minerálu s křemenem (Obr. 43b). Uvnitř se nacházejí granáty, které mívají ve středu spinely. Tyto granáty zaznamenávají obdobné složení jako okraje prvního typu granátů, rostoucích při retrogresi. Drobené inkluze (ostrůvky) uprostřed kordieritů mají ve středu složení blížící se muskovitu. Světlé okraje jsou pak bohaté hořčíkem a železem, avšak neobsahují draslík.

Plagioklas

Plagioklasy jsou páskovitě prorostlé s draselnými živci a také tvoří myrmekity s křemenem. V hornině je nacházíme jako inkluze nebo jako součást matrix. Průměrné složení inkluzí plagioklasů je 37 % anortitové komponenty. Jde tedy o andezíny. Plagioklasy obsažené v matrix mají okolo 26 % anortitové komponenty. Jsou tedy na rozdíl od inkluzí méně vápenaté a jedná se o oligoklasy.



Obr. 43: BSE snímek retrogresivního granulitu, (vzorek OR61); (a) zrno rozpadlého alumosilikátu (pravděpodobně kyanitu); (b) zrno kordieritu, přeměněné, symplektity kordieritu s křemenem při okrajích.

Biotit

Biotity rostou buď volně v matrix, kde tvoří usměrněné pásy svými tabulovitými zrny nebo všesměrně přerůstají kyanit. Tyto rozdílné typy biotitů nevykazují rozdílnost ve složení (příloha C). Hodnota xMg se v biotitech pohybuje mezi 0,401-0,572.

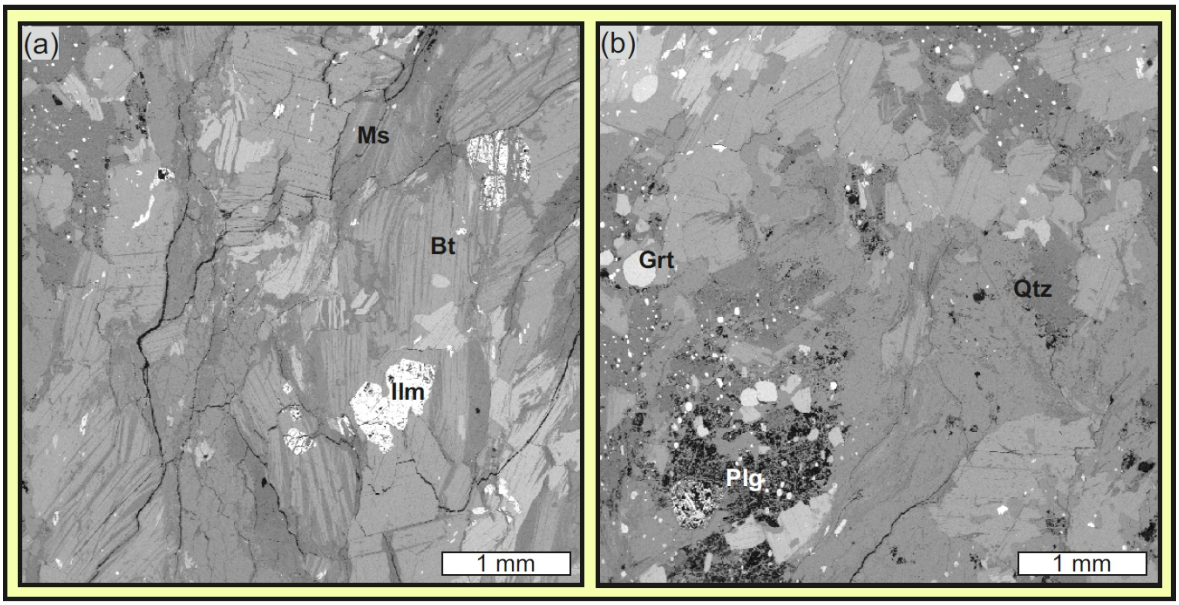
Tab. 2: chemická složení granátu ze vzorku OR61 a granátů ze vzorku OR71

	OR61		$OR71\text{-}Grt_1$		$OR71\text{-}Grt_2$		$OR71\text{-}Grt_3$		$OR71\text{-}Grt_4$	
	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed
SiO_2	37,077	38,989	37,099	36,569	36,887	36,768	36,807	36,696	36,944	37,527
TiO_2	0,000	0,167	0,163	0,438	0,271	0,073	0,230	0,285	0,079	0,315
Al_2O_3	20,904	22,056	20,607	19,564	19,688	20,154	20,029	19,818	20,783	19,705
FeO	33,015	21,855	19,385	11,771	15,188	12,136	13,145	11,456	22,063	11,596
MnO	1,155	0,287	15,597	24,251	19,339	23,883	22,001	24,870	12,584	24,606
MgO	4,202	8,701	2,124	1,023	1,517	1,312	1,337	0,753	2,239	0,741
CaO	2,384	7,368	4,905	6,073	6,485	5,435	6,265	5,940	4,212	5,438
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Suma	**98,737**	**99,424**	**99,881**	**99,688**	**99,374**	**99,760**	**99,813**	**99,818**	**98,903**	**99,928**
Si	2,996	2,987	2,994	2,989	3,005	2,993	2,990	2,996	3,001	3,046
Ti	0,000	0,010	0,010	0,027	0,017	0,004	0,014	0,017	0,005	0,019
Al	1,991	1,992	1,960	1,885	1,891	1,933	1,918	1,907	1,990	1,885
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	2,231	1,401	1,308	0,805	1,035	0,826	0,893	0,782	1,499	0,787
Mn	0,079	0,019	1,066	1,679	1,335	1,647	1,514	1,720	0,866	1,692
Mg	0,506	0,994	0,255	0,125	0,184	0,159	0,162	0,092	0,271	0,090
Ca	0,206	0,605	0,424	0,532	0,566	0,474	0,545	0,520	0,367	0,473
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Suma	**8,009**	**8,007**	**8,017**	**8,041**	**8,033**	**8,036**	**8,037**	**8,033**	**7,999**	**7,992**
xMg	0,185	0,415	0,163	0,134	0,151	0,162	0,154	0,105	0,153	0,102
Almandin	73,49%	45,86%	40,62%	17,39%	26,48%	21,39%	22,79%	18,51%	49,62%	20,28%
Andradit	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Grosulár	6,91%	20,25%	14,43%	18,81%	19,96%	16,34%	18,96%	18,17%	12,28%	16,72%
Pyrop	16,95%	33,27%	8,69%	4,41%	6,50%	5,49%	5,63%	3,20%	9,08%	3,17%
Spessartin	2,65%	0,62%	36,26%	59,39%	47,06%	56,77%	52,63%	60,12%	29,01%	59,82%
Uvarovit	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%

hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech, přepočtené kationty v jednotkách a.p.f.u.

4.4. Odhad teplotně-tlakových podmínek kontaktní metamorfózy

Pro odhad teplotně-tlakových podmínek metamorfózy metamorfního obalu byl použit svor z lokality OR33 (Obr. 7, severozápadně od města Chemnitz). Lokalita se nachází velmi blízko kontaktu s granulitovým tělesem. Pomocí mikroskopického pozorování byla určena následující minerální asociace: biotit, muskovit, plagioklas, křemen, silimanit, granát, ilmenit a magnetit (Obr. 44). Výpočet *P–T* pseudosekcí byl proveden v softwaru Perple_X (Connolly, 2005) v systému MnNCKFMASTiO, za použití hodnot z analýzy celkového složení vzorku (v hmotnostních procentech), získaných plošným scanováním na elektronovém scanovacím mikroskopu na Ústavu petrologie a strukturní geologie PřF UK (Tab. 3). Dále byly pro upřesnění vrcholných podmínek metamorfózy tohoto svoru zkonstruovány kompoziční izoplety granátu pro určení konkrétních teplotně-tlakových podmínek jeho růstu v hornině. Z důvodu přítomnosti magnetitu v minerální asociaci bylo do modelu zahrnuto trojmocné železo, což bylo provedeno kompenzací celkového složení navýšením hodnot O_2 a to na 0,24 hmotnostních procent. Tato hodnota byla určena na základě vypočtení TX řezu (X = hodnoty O_2 od 0 do 0,4 hm %) za konstantního tlaku 3,5 kbar. Do TX řezu byly rovněž vyneseny kompoziční izoplety granátu. Pole, kde došlo k jejich protnutí, udává hodnotu O_2 právě 0,24 hm %.



Obr. 44: BSE snímky vzorku OR33 (a) slídy s pásy jílových minerálů, ilmenit; (b) rozpadlý plagioklas, granáty, křemen.

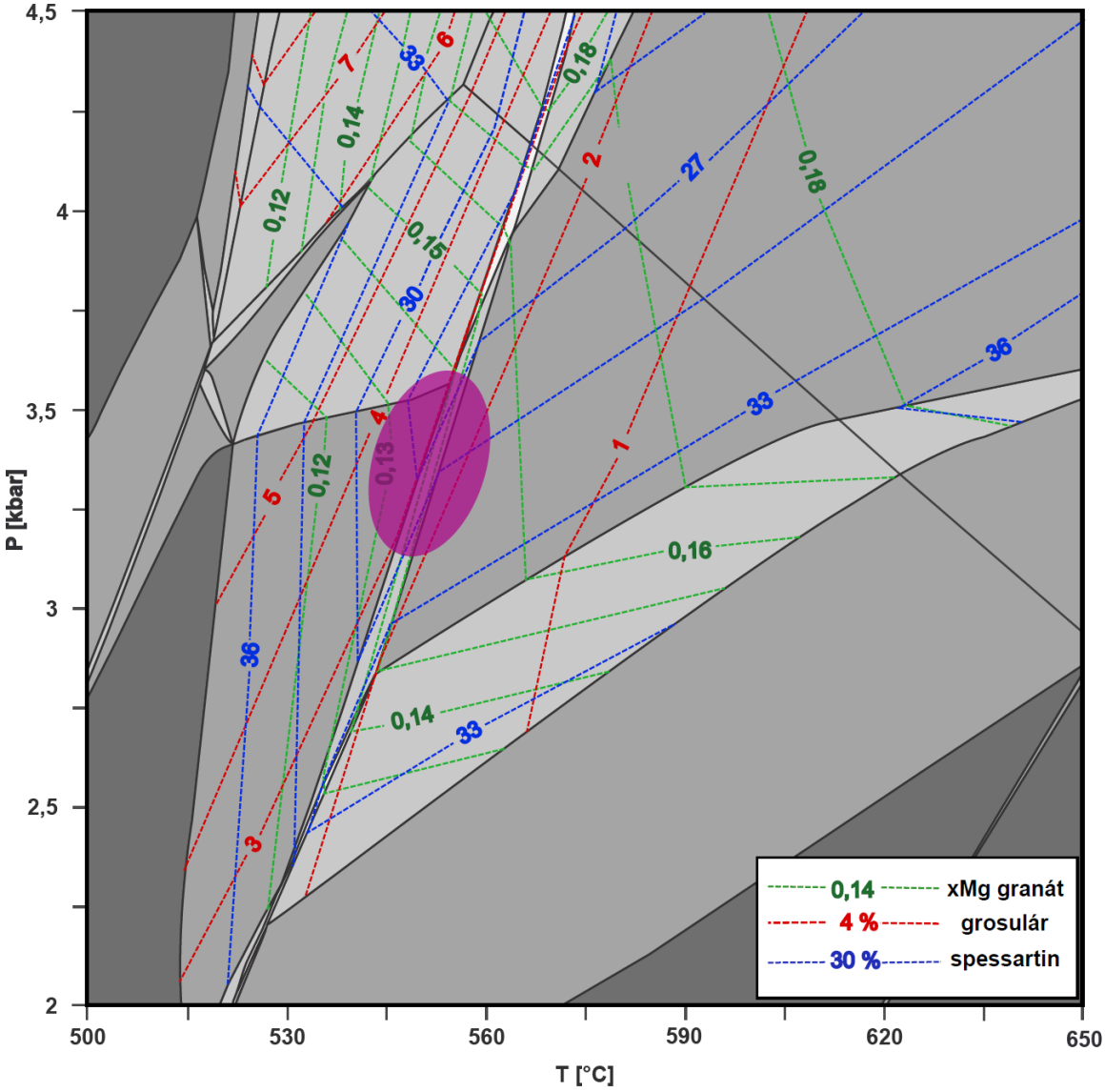
Tab. 3: obsahy jednotlivých oxidů z plošné chemické analýzy vzorku OR33

Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	MnO	FeO	O2
0,976	1,422	24,418	58,255	4,525	0,136	1,245	0,198	6,474	0,240

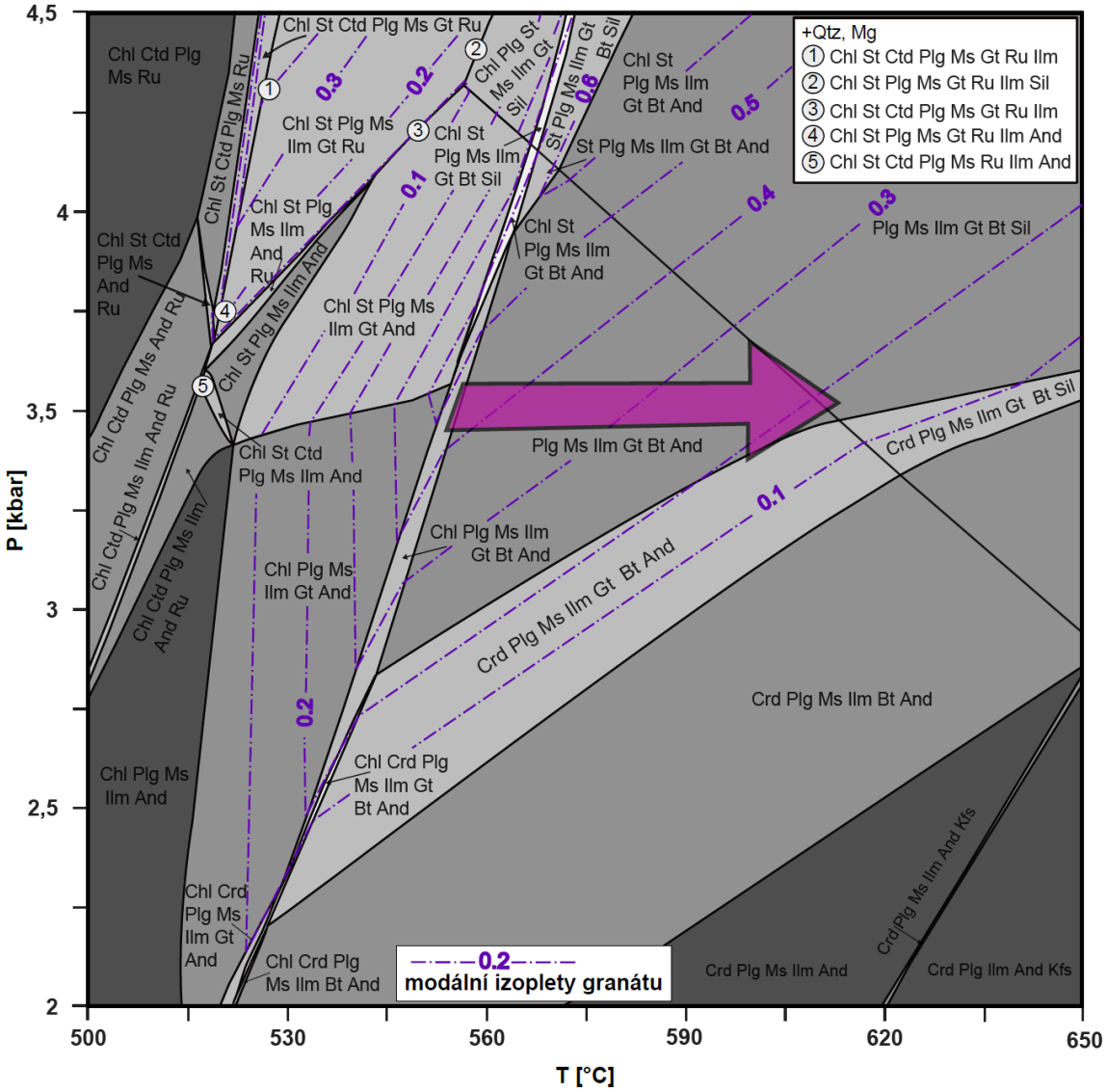
hodnoty uvedeny v hm %

Pro výpočet pseudosekce byly použity tyto modely: chlorit (model Chl(HP): Holland a kol., 1998); granát (model Gt(WPH): White a kol., 2007); plagioklas (model Pl(h): Newton a kol., 1980); biotit (model TiBio(HP): Powell a Holland, 1999), slída (model Mica(CHA1): Coggon a Holland, 2002; Auzanneau a kol. 2010); kordierit (model hCrd: Holland a kol., 1998); staurolit (model St(HP): Holland a kol., 1998); ilmenit (model IlGkPy: Connolly, 2005); chloritoid (model Ctd(HP): White a kol., 2000) a termodynamická data databáze Holland & Powell (1998), verze hp04ver. Pro potřeby modelování byly vyřazeny koncové členy tip (titanový člen modelu Mica(CHA1)), ma (margarit), oilm a dilm (koncové členy modelu IlGkPy). Teplotně-tlakový řez (Obr. 45, 46) byl vypočítán pro rozpětí teplot 500–650 °C (773–923 K) a tlaků 2–4,5 kbar.

V teplotně-tlakovém řezu vychází průnik kompozičních izoplet granátu ze vzorku OR33 do pole s minerální asociací chlorit-plagioklas-muskovit-ilmenit-granát-biotit-andaluzit-magnetit-křemen, což odpovídá P = 3,5 kbar a T = 530–560 °C. Pozorovaná minerální asociace vzorku však ukazuje na pole stability s o něco vyššími teplotními podmínkami vzniku zejména z důvodu přítomnosti silimanitu. Růst granátu pravděpodobně odráží P–T podmínky rané fáze metamorfózy, zatímco přítomnost silimanitu v minerální asociaci indikuje izobarický nárůst teploty až k teplotám 620 °C (počátek pole stability silimanitu).



Obr. 45: P–T pseudosekce pro vzorek z lokality OR33 s kompozičními izopletami grosuláru, spessartinu a xMg v granátu; hodnoty hmotnostních procent oxidů pro výpočet uvedeny v Tab. 3; hodnoty obsahu jednotlivých komponent granátu a poměru xMg jsou uvedeny v Tab. 1. Protnutí izoplet vyznačeno barevnou elipsou.



Obr. 46: P–T pseudosekce pro vzorek z lokality OR33 s popisem polí a modálními izopletami granátu. Šipka znázorňuje izobarický nárůst teploty při metamorfóze studovaného vzorku.

5. Diskuse

5.1. Strukturní záznam studované oblasti

Ze strukturního hlediska byla oblast saského granulitového masivu popsána v několika pracích (Behr, 1961; Behr, 1980; Lister a Hobbs, 1980; Lister a Dornsiepen, 1981, 1982). Detailnější záznam strukturních staveb v metamorfním obalu dosud nebyl studován. Na základě výše uvedených dat, získaných z terénního pozorování a strukturních měření ve studované oblasti, jsme určili čtyři deformační události (D1, D2, D3, D4). Byl podrobně popsán jejich charakter a strukturně-geologické poznatky byly vyneseny do dvou ideových profilů (Obr. 9). U stavby S1 se jedná o starší původně strmou metamorfní foliaci, která byla během následující deformační fáze D2 izoklinálně vrásněna až kompletně přepracována stavbou S2. Stavba S1 je zachována formou izoklinálních vrás, popřípadě vzácně se vyskytujících intrafoliačních budin v pozdější foliaci S2. Lokálně nacházíme v blízkosti granulitového tělesa stavby S1 v původní strmé SV-JZ orientaci. Tato S1 stavba je převrásněna během události D2 otevřenými vrásami V2, které mají subhorizontální osní roviny a severovýchodně-jihozápadní orientaci vrásových os. S narůstající intenzitou deformace D2 se vrásy stávají sevřenější až izoklinální a vrásové osy postupně přerotovávají do směru lineace L2, tedy SZ-JV směrem. Stavby S2 jsou dominantní v celé oblasti a osní roviny izoklinálních vrás jsou s nimi paralelní. Během následujících deformací D3 a D4 došlo k přepracování předchozích staveb vrásami V3 a V4. Tyto vrásy jsme ve studované oblasti pozorovali pouze lokálně a v případě V3 se jedná o velké otevřené vrásy a kinky. D3 a D4 se liší v orientaci osních rovin vrás a nepatrně v orientaci vrásových os. Vrásové osy L3 jsou subhorizontální a orientované v SV-JZ směru, zatímco L4 mají úklon k SSV-JJZ. Lokálně pozorované vztahy obou vrásnění ukazují na převrásnění vrás V3 vrásami V4.

Tvar masivu je určen jako antiforma dómovitého charakteru (Behr, 1961). Granulitový masiv skutečně tvoří vzhledem k topografii oblasti a strukturnímu záznamu v metamorfním obalu antiformní těleso dómovitého charakteru. V metamorfním obalu, v těsné blízkosti kontaktu, se lze odkázat na deformace D2. Tyto ploché stavby S2 kopírují svými trendy tvar granulitového masivu. Uklání se vždy směrem od kontaktu s granulitovým masivem (~ severozápad nebo jihovýchod), a tudíž reflektují dómovitý tvar granulitového tělesa.

Dle Reinhardta a Kleemanna (1994) je těleso granulitu odděleno od metamorfního

obalu poklesovým zlomem nebo střižnou zónou, která je definována retrográdně přeměněnými horninami a dále kordieritovými pararulami a migmatity. Tyto horniny jsou autory přiřazeny doméně vnitřního metamorfního pláště, kde v důsledku intenzivní střižné deformace vznikají okaté ruly. V hlubinách masivu je přítomna další, spodní střižná zóna. Nad zónou se nachází kontaktní aureola, tvořená vysoko-teplotně–nízko-tlakými horninami. Dle našich závěrů se skutečně na kontaktu s granulitovým tělesem nalézá kontaktní metamorfní aureola zahrnující horniny s vyššími podmínkami metamorfózy, jako kordieritové ruly a migmatity, avšak primárně strmý kontakt granulitového tělesa a metamorfního obalu neukazuje na přítomnost střižné zóny. Během pozdní fáze výzdvihu pak došlo k subvertikálnímu zkrácení a k intenzivnímu stisknutí nadložních hornin. Tento proces vedl k přepracování původně strmějších staveb v granulitu, ale také v obalu, za vzniku izoklinálních vrás a nové metamorfní kliváže ukazující na vznik v podmínkách zelených břidlic.

Celkově byly v metamorfním obalu sledovány intrafoliační a obalové vrásy (Behr, 1980) a intenzivní mylonitická foliace s lineacemi, paralelními s kontaktem obalu a granulitového tělesa. Intenzivně sevřené izoklinální vrásy nacházíme podél celého kontaktu. Na kontaktu s granulitovým tělesem pak lineace mají dle Behra (1980) nebo Listra a Dornsiepena (1982) severozápadně-jihovýchodní směry (v obalových horninách i v retrogresovaných granulitech), tyto trendy odpovídají námi určeným lineacím protažení L2 a osám izoklinálních vrás, vzniklým během deformace D2. Izoklíny jsou necylindrické a mají někdy až toulcový charakter. V granulitovém jádře jsou dle Behra (1980) lineace severozápad-jihovýchodně usměrněné a ve vzdálenějších partiích obalu mají rovněž podobný směr. Ve vnějším obalu jsou podle Behra (1980) definovány jako pozdní krenulace, což lze opět korelovat s námi sledovanými klivážemi, určenými jako stavby S2. Lister a Hobbs (1980) a Lister a Dornsiepen (1981, 1982) provedli velmi podrobný popis staveb c-os křemenných zrn. Na základě této práce určili stavby c-os v jádře granulitového masivu jako paralelní s foliací v důsledku úhlově symetrického zploštění. Ve vnitřním metamorfním obalu pak připisují autoři vznik strukturních staveb vzhledem ke zjištěným stavbám křemenných c-os planární deformaci.

Ze strukturního záznamu ve studované oblasti vyplývá, že intenzita deformace metamorfního obalu se výrazně mění se vzdáleností od kontaktu s granulitem. Míra sevření izoklinálních vrás klesá směrem od kontaktu a kliváž se mění v dobře vyvinuté foliace S2. S narůstající vzdáleností od kontaktu s granulitem ovšem foliace S2 pozvolna mizí na přechodu do velmi nízce metamorfovaných sedimentů. Tento trend je pozorován podél

celého kontaktu s granulitovým tělesem.

5.2. Kontakt metamorfního obalu s granulity z petrografického hlediska

Z petrografického a chemického hlediska byly v dřívějších pracích spíše než metamorfní obal popisovány samotné granulity. Existují velmi podrobné petrografické popisy felsických i mafických granulitů a jejich retrogresivních ekvivalentů. Metamorfní obal je vždy zmiňován spíše okrajově (např. Reinhardt a Kleemann, 1994; Rötzler a Romer, 2001). Pro petrologickou analýzu byly z většiny lokalit metamorfního obalu odebrány vzorky, ze kterých byl pořízen výbrusový materiál. Okolní metamorfní obal byl silně ovlivněn vystupujícím granulitem. V dizertační práci J. Rötzlera (1992) je popsán klesající metamorfní gradient s rostoucí vzdáleností od granulitu, což je v souladu s naším pozorováním. Zatímco ve větší vzdálenosti od kontaktu s granulitem nacházíme metasedimenty s běžnou minerální asociací hornin metamorfovaných za podmínek facie zelených břidlic a s další rostoucí vzdáleností i horniny zcela nemetamorfované, směrem blíže ke kontaktu stupeň metamorfózy roste. Metamorfované sedimenty jsou místy až migmatitizované a obsahují velké množství slíd. Jasným důkazem o snižování stupně metamorfózy směrem od kontaktu je také rozdílnost ve výskytu alumosilikátů. Zatímco v granulitech a v retrogresovaných granulitech se nacházejí kyanity, popřípadě silimanity, v metamorfním obalu již nacházíme pouze silimanity a ve větší vzdálenosti andaluzity (Obr. 18).

Dalšími ukazateli metamorfního gradientu jsou kordierity, které nacházíme v pararulách v několika partiích metamorfního obalu v těsné blízkosti s granulity. Tyto kordieritové ruly mají zonální granáty (zonalita je tvořena přítomností silimanitových inkluzí) a v práci Kronera (1995) jsou chemická složení jader těchto granátů korelována se složením zrn granátů pocházejících z granulitů, což dle autora vypovídá o retrográdní metamorfóze kordieritových rul. Dle našeho pozorování mají kordieritové ruly místy až natavený charakter a s jistotou tedy prošly velmi vysokými podmínkami metamorfózy. Kordierity v těchto horninách obsahují inkluze silimanitů nebo lemují zrna biotitů a granátů. Jsou však ve většině případů rozpadlé a často tvoří symplektity s plagioklasem (Obr. 35a).

Granáty se vyskytují jak v retrogresovaných granulitech, tak i v horninách metamorfního obalu. V retrogresovaných granulitech jsou často rozpadlé nebo téměř chybí. V některých případech jsou granáty vypadlé nebo po nich nacházíme pouze relikty

i v metamorfním obalu, což je zřejmě způsobeno intenzivním deformačním přetiskem a retrogresí migmatitů a svorů během D2. Granáty nacházíme až jeden kilometr od kontaktu s granulitem.

Andaluzitové porfyroblasty se nacházejí častěji při severozápadním okraji masivu, kde rostou napříč foliací S1. Rostly pravděpodobně postkinematicky mezi deformační událostí D1 a D2. Dorůstají lokálně až čtyř centimetrů a v současné době jsou již převážně rozpadlé na jílové minerály. Zrna andaluzitu často rotují do foliace S2.

Teplotně-tlakové podmínky kontaktní metamorfózy svoru z lokality OR33 (Obr. 7) byly stanoveny za pomoci termodynamického modelování v programu Perple_X. Ukazují tlaky ~ 3,5 kbar a zároveň zaznamenávají izobarický nárust teploty od 530 °C (teplota růstu granátu – určeno na základě průniku izoplet granátu ze vzorku OR33) až k 620 °C (počátek pole růstu silimanitu). Podobné metamorfní podmínky byly dříve odhadnuty v práci Reinhardta a Kleemanna (1994) (Obr. 3). Ve srovnání s naším odhadem tito autoři uvádějí nižší tlaky ~ 3 a méně kbar a teploty *T* určují jako rostoucí k 600 °C.

5.3. Vztah deformace a metamorfózy v granulitu a metamorfním obalu

Stavby v retrogresovaných granulitech na okraji granulitového masivu jsou výrazně plošší a zároveň subparalelní se stavbou S2 v metamorfním obalu. Retrográdní stavba v granulitu a S2 stavba v obalu ukazují na podobné podmínky deformace a zřejmě se tedy jedná o synchronní přetisk obou horninových komplexů. Naproti tomu strmé stavby v granulitu zaznamenávají vysokotlaké podmínky metamorfózy (např. Rötzler a Romer, 2001), zatímco strmé stavby S1 v metamorfním obalu zaznamenávají nízké tlaky a izobarický nárůst teploty spjatý s kontaktně metamorfním přetiskem těchto hornin v důsledku exhumace granulitů. Strmé stavby S1 v obou horninových komplexech jsou tedy diachronní. Deformace D1 a D2 vznikaly synmetamorfně, zatímco deformace D3 a D4 jsou postmetamorfní, protože během nich nevzniká nová kliváž.

6. Závěr

Na základě získaných strukturních a petrologických dat jsme dospěli k následujícímu závěru. Saský granulitový masiv byl exhumován a vmístěn do svrchně-korových sedimentárních paleozoických hornin, což způsobilo jejich kontaktní metamorfózu. Horniny metamorfního obalu granulitového tělesa vykazují parciální tavení na kontaktu s granulitem. Teplotně–tlakové podmínky odhadnuté za pomoci termodynamického modelování v programu Perple_X ukazují na izobarické zahřívání studovaných svorů za tlaků 3,5 kbar a teplot od 530 až do 620 °C. Směrem od kontaktu s granulitem stupeň kontaktní přeměny intenzivně klesá až do nemetamorfovaných sedimentů ve vzdálenosti cca 2 km od kontaktu. Kontaktně metamorfní minerály vznikají jako synkinematické až postkinematické vůči subvertikálním SV-JZ orientovaným stavbám S1 v metamorfním obalu. Podobně orientované stavby v granulitovém masivu nesou záznam vysokotlaké metamorfózy granulitové facie a jsou tedy vůči strmým stavbám v metamorfním obalu dřívější. Následná subhorizontální kliváž S2 postihuje metamorfní obal stejně jako granulitový masiv a způsobuje retrogresi obou horninových celků. Tato stavba opět směrem od kontaktu s granulitovým tělesem vyznívá a zřejmě tedy reflektuje subvertikální zkrácení v pozdním stádiu exhumace granulitu. Následující deformační události D3 a D4 jsou spojeny s post-metamorfním vrásněním předchozích staveb. D3 je spjata se vznikem velkých vrás V3 během subhorizontálního SZ-JV zkrácení, zatímco D4 ukazuje na V-Z subhorizontální zkrácení a intenzita této deformační fáze je spíše nižší. Obě D3 a D4 deformační fáze dotvořily současnou podobu mapované oblasti.

7. Literatura

Auzanneau E., Schmidt M.W., Vielzeuf D., Connolly J.A.D. (2010): Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. Contributions To Mineralogy And Petrology, 159, 1-24.

Behr H.J. (1961): Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges, Freiberg. Forschungs. C, 19, 5-118.

Behr H.J. (1980): Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian Massif. Journal of structural geology, 2, 249-254.

Behr H.J. (1987): KTB und Kontinentale Krustenforschung-warum ein wissenschaftliches Tiefbohrprogramm: KTB-Report, 87-1, 1-35.

Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R.M. (1995): Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. Contributions To Mineralogy And Petrology 119, 30-40.

Coggon R., Holland T.J.B. (2002): Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. Journal of Metamorphic Geology, 20, 683-96.

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.

Franke W., Stein E. (2000): Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian belt: geological constraints and geodynamic concepts. Geological Society, London, Special Publications, 179, 337-354.

Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (2000): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscian Belt. Geological Society, London, Special Publications, 179, 337-354.

Franke W. (1993): The Saxonian Granulites: a metamorphic core complex? Geologishe Rundschau, 82, 505-515.

Franěk J., Schulmann K., Lexa O., Tomek Č., Edel J.B. (2011): Model of sinconvergent extruzion of orogenic lower-crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens. Journal of Metamorphic Geology, 29/1, 53-78.

Fuhrman M.L., Lindsley I.B. (1988): Ternary-feldspar modelling and thermometry. American Mineralogist, 73, 201-212.

Grew E.S. (1989): A second occurence of kornerupine in Waldheim (Sachsen), German Democratic Republic. Z. Geol. Wiss., 17, 67-76.

Hagen B., Hoernes S., Rötzler J. (2008): Geothermometry of the ultrahigh-temperature Saxon granulites revisited. Part II: Thermal peak conditions and cooling rates inferred from oxygen-isotope fractionations. European Journal of Mineralogy, 20, 1117-1133.

Holland T.J.B., Powell R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology, 16, 309-43.

Holland T., Baker J., Powell R. (1998): Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. European Journal of Mineralogy, 10, 395-406.

Cháb J., Breitr K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. Vydavatelství České geologické služby. Praha. 283 str.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha. 436 str.

Janoušek V., Finger F., Roberts M., Frýda J., Pin C., Dolejš D. (2004): Deciphering the petrogneisis of deeply buried granites: whole-rock geochemical contraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci., 95, 141-159.

Kotková J., Kröner A., Todt W., Fiala J. (1996): Zircon dating od north Bohemia granulites, Czech Republic: further evidence of the Lower Carboniferous high-pressure event in the Bohemian Massif. Geol. Rundsch. 85, 1, 154-161. Stuttgart.

Kotková J., Gerdes A., Parrish R.R., Novák M. (2001): Pressure-temperature-time evolution of granulite clasts from Lower Carboniferous conglomerates – evidence for rapid exhumation at the eastern margin of the Variscian Bohemian Massif. J. Conf. Abstr., 6, 434.

Kotková J. (2005): Granulity Českého masivu: jak, z čeho a kdy vznikaly? Abstrakt. 2. sjezd české geologické společnosti, Slavonice, 19. – 22. října 2005.

Kroner U. (1995): Postkollisionale Extension am Nordrand der Böhmischen Masse: Die Exhumierung des Sächsischen Granulitgebirges. Freiberger Forschungshefte C, 457, 1-114.

Kroner U., Hahn T., Romer R.L., Linnemann U. (2007): The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone — Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. Geological Society of America Special Paper, 423.

Kröner A., Willner A.P. (1998): Time of formation and peak of Variscian HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Ertzgebirge, Saxony, Germany. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132, 1-20.

Kröner A., Jaeckel P., Reischmann T., Kroner U. (1998): Further evidence for an early Carboniferos

(~340 Ma) age od high-grade metamorphism in the Saxonian granulite complex. Geologishe Rundschau, 86, 751-766.

Lister G.S., Hobbs B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the effect of deformation history. Journal of Structural Geology, 2, 355-370.

Lister G.S. (1981): The effect of teh basal-prism mechanism switch in fabric development during plastic deformation of quartzite. Journal of Structural Geology, 3, 67-76.

Lister G.S., Dornsiepen U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony granulites terrain. Journal of Structural Geology, 4/1, 81-92.

Massonne H.J., O'Brien P.J. (2003): The Bohemian Massif and the NW Himalayas. Notes in Mineralogy, 5, 14.

Massonne H.J., Kennedy A., Nasdala L., Theye T. (2007): Dating of zircon and monazite from diamondiferous quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge – hints at burial and exhumation velocities. Min. Magazine, 71(4), 407-425.

Mathé G. (1969): Die Metabasite des sächsischen Granulitgebirges. Freiberg. Forschungs., C 251, 130 p.

Matte P., Maluski, H., Rajlich P., Franke W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif. Results of large-scale Variscian Shearing. Tectonophysics, 177, 151-170.

Medaris G. jr, Jelínek E., Mísař Z. (1995): Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. European Journal of Mineralogy, 7/1, 7-28. Stuttgart.

Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J. (1980): Thermochemistry of the high structural state plagioclases. Geochemica Cosmochimica Acta 44, 933-41.

O´Brien P.J., Rötzler J. (2003): High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions, and implications for tectonics. Journal of Metamorphic Geology, 21, 1-19.

O´Brien P.J. (2006): Type – locality granulites: high – pressure rocks formed at eclogite – facies conditions. Mineralogy and Petrology, 86, 161-175.

Pietzsch K. (1963): Geologie von Sachsen: (Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig). 2., unveränderte Aufl. Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, 870 s.

Pouba Z., Paděra K., Fiala J. (1985): Omphacite granulite from NE marginal area of the Bohemian Massif, (Rychleby Mts.). N. Jahrb. Mineral Abh., 151, 29-52.

Powell R., Holland T. (1999): Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid

solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. American Mineralogist, 84 , 1-14.

Ramešová O. (2012): Pozice saského granulitu v rámci evropských vraiscid. Bakalářská práce.

Reinhardt J., Kleemann U. (1994): Extenzional unroofing of granulites lower crust and related low – pressure, high – temperature metamorphism in the Saxonian Granulite Massif, Germany. Tectonophysics, 238, 71-94.

Rötzler J. (1992): Zur petrogenese im Sächsischen Granulitgebirge. Geotekton. Forsch., 77, 1-100.

Rötzler J., Kroner U. (1993): New petrological data on Saxon Granulite Massif and correlation between metamorphic and deformative processes. 8. Rundgespräch Geodynamik des europäischen Varistikums, Abstr., p. 33.

Rötzler K., Schumacher R., Maresch V.W., Willner A.P. (1998): Contrast in the metamorphic evolution and exhumation history of different metapelite units in the western Erzgebirge (Saxony, Germany). European Journal of Mineralogy, 10/2, 261-280. Stuttgart.

Rötzler J., Romer R.L. (2001): P-T-t Evolution of Ultrahigh-Temperature Granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part I: Petrology. Journal of Petrology, 45, 1995-2013.

Rötzler J., Romer R.L. (2001): P-T-t Evolution of Ultrahigh-Temperature Granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part II: Geochronology. Journal of Petrology, 45, 2015-2032.

Rötzler J., Romer R.L., Budzinski H., Oberhänsli R. (2004): Ultrahigh temperature high-pressure granulites from Tirschheim, Saxon Granulite Massif, Germany: P-T-t path and geotectonic implications. European Journal of Mineralogy,16, 917-937.

Rötzler J., Hagen B., Hoernes S. (2008): Geothermometry of ultrahigh-temperature Saxon granulites revisited. Part I: New evidence key mineral assemblages and reaction textures. European Journal of Mineralogy, 20, 1097-1115.

Siivola J., Schmid R. (2007): List of Mineral Abbreviations Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.

Svoboda J. et al. (1983): Encyklopedický slovník geologických věd, Academia, Praha.

Tait J.A., Bachtadse V., Franke W., Soffel H. C. (1997): Geodynamic evolution od the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints. Geologishe Rundschau, 86/3, 585-598.

Van Breemen O., Aftalion M., Bowes D.R., Dudek A., Mísař Z., Povondra P., Vrána S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance int the evolution of Central Europe. Trans. Roy. Soc. Edinb., Earth Sci., 73/1, 89-108. Edinburg.

Vingradov V.I., Pokrovski B.G. (1987): O-18 and Rb-Sr systematics in metamorphic rocks of the Saxonian Granulite Massif. ZfI-Mitt., 133, 73-87.

Von Quadt A. (1993): The Saxonian Granulite Massif: New aspect from geochronological studies. Geol. Rundsch. 82, 3, 516-530. Stuttgart.

Weber K., Behr H.J. (1983): Geodynamic interpretation of the Mid-European Variscides intracontinental fold belts. Berlin.

Weiss C.S. (1803): Über die Gebirgsart des sächsischen Erzgebirges, welche unter dem Namen Weisstein neuerlich bekannt gemacht worden ist. Neue Schr. Gesellsch. Naturf. Freunde Berlin, 4, 342-366.

Werner C.D. (1981): Sächsisches Granulitgebirge – Saxonian Granulite Massif. In: Ophiolites and Initialites of the Northern Border of the Bohemian Massif. Guidebook of Excursions in the German Democratic Republic and Polish People's Republic, 129-161.

Werner C.D. (1987): Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-grade metamorphic complexes. Gerlands Beitr. Geophys. 96, 271-290.

Werner O., Reich, S. (1997): $^{40}Ar/^{39}Ar$-Abkühlalter von Gesteinen mit unterschiedlicher P-T-Entwicklung aus dem schiefermantel des Sächsischen Granulitgebirges. Terra Nostra, 97/5, 196-198.

Winkler H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rock. fifth edn. Springer, New York, 348 pp.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B., Worley B.A. (2000): The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineralequilibria calculations in the system K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3. Journal of Metamorphic Geology, 18, 497-511.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B. (2007): Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. Journal Of Metamorphic Geology, 25, 511-27.

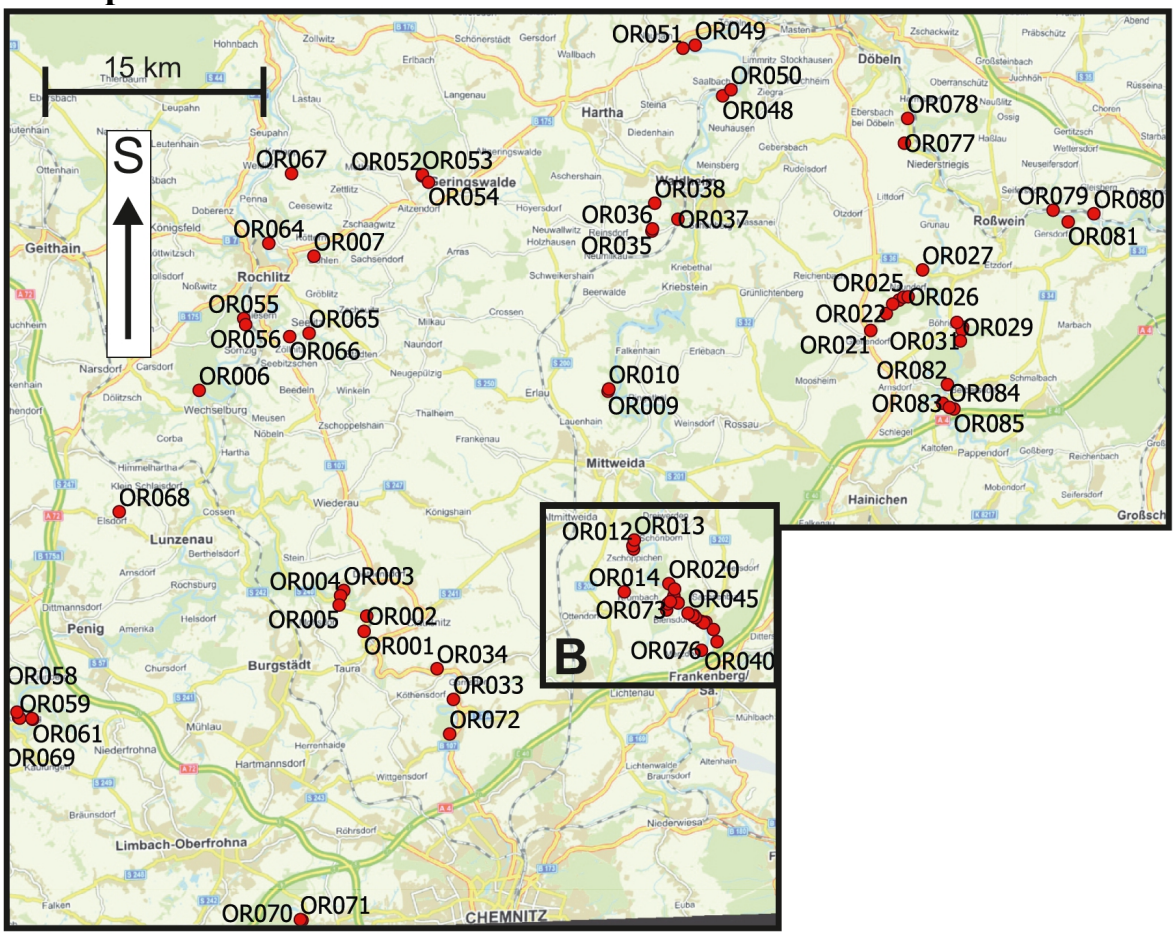
http://www.bgs.ac.uk/

http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/geologie/index.html

8. Přílohy

A: Mapa dokumentačních bodů
B: Terénní strukturní deník
C: Bodové chemické analýzy
D: Poster CETEG 2015

A: Mapa dokumentačních bodů



Příloha B: Terénní strukturní deník

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR001	12,8516573	50,9290175	L2_iso	5	25
			L2_iso	5	23
			L2_iso	0	10
			L2_iso	340	20
			S2	35	30
			S2	20	22
			S2	278	63
			S2	33	73
			S2	286	50
			S2	270	62
			S2	82	80
			S4	302	26
			S4	5	18
OR002	12,8529956	50,9340693	L2_iso	60	70
			S2	310	70
			S2	332	30
OR003	12,8409517	50,9425581	S2	23	43
			S2	340	38
			S2	358	36
OR004	12,8392693	50,9408382	L2_iso	14	30
			L2_iso	18	40
OR005	12,8385172	50,9377313	L2_iso	350	10
			L2_iso	344	6
			S2	270	30
			S2	270	40
			S2	235	54
			S2	225	36
			S2	216	30
OR006	12,7649472	51,008884	L2_iso	306	38
			S2	330	30
			S2	294	48
			S2	305	50
			S2	300	45
OR007	12,8252539	51,0532909	L2_iso	320	40
			L2_iso	316	45
			S2	322	30
			L4	10	20
			S4	280	60
			S4	286	82
OR009	12,9798832	51,0085939	L2_iso	230	5
			L2_iso	245	10
			L2_iso	290	42
			L2_iso	40	5
			S2	334	15
			S2	320	12

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR010	12,9802823	51,0093315	S2	310	20
			S2	330	10
OR011	12,9932875	50,9563091	L2	155	35
			L2_iso	108	30
			L2_iso	210	35
			S2	140	30
			S2	144	30
			S2	126	38
			S2	136	65
OR012	12,9929267	50,9574097	L2_iso	352	10
			S2	260	80
			S2	240	68
OR013	12,9936547	50,9593001	S2	192	34
			S2	172	32
			S2	165	40
OR014	12,9884159	50,9421142	L2_iso	198	10
			L2_iso	212	15
			S2	114	30
			S2	146	65
			S2	140	32
			S2	330	80
			S2	145	80
OR015	13,0313112	50,9320253	L2_iso	10	25
			L2_iso	32	10
			S2	40	80
			S2	140	70
			S2	110	70
			S2	41	20
			S2	50	70
			S2	120	30
			S2	130	38
OR016	13,0288287	50,9323407	L2_iso	160	30
			L2_iso	15	5
			L2_iso	10	25
			L2_iso	165	25
			L2_iso	185	35
			L2_iso	41	20
			L2_iso	32	10
			S2	106	45
			S2	285	72
			S2	130	35
			S2	140	70
OR017	13,0250247	50,9342775	L2_iso	130	10
			S2	110	40
			S2	84	35
			S2	92	50

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR018	13,0166733	50,9385197	L2_iso	218	15
			L2_iso	186	10
			S2	128	40
			S2	168	18
			S2	183	20
			S2	115	55
			L4	20	5
			S4	276	80
OR019	13,0144837	50,9407291	L2_iso	142	12
			S2	150	25
			S2	82	85
			S2	60	80
			S2	90	85
OR020	13,0118514	50,9448211	L2_iso	236	37
			L2_iso	244	45
			L2_iso	255	35
			L2_iso	270	5
			L2_iso	295	5
			S2	210	30
			S2	198	60
			S2	320	25
			S2	350	85
OR021	13,1179453	51,0287287	L2_iso	254	30
			L2_iso	230	35
			S2	230	30
			S2	269	38
			S2	234	24
			S2	200	45
			S2	345	83
OR022	13,1261198	51,034329	S2	38	30
OR023	13,1295066	51,0374728	S2	160	60
OR024	13,132797	51,0387566	L2_iso	40	24
			S2	62	34
			S2	54	35
OR025	13,135214	51,0397429	S2	110	32
OR026	13,1376186	51,0398785	S2	50	35
OR027	13,1452004	51,0487595	L2_iso	130	20
			S2	130	20
			S2	124	15
			S2	270	25
OR028	13,1632425	51,0313823	S2	80	85
			S2	100	90
			L4	350	15
			L4	21	5
			S4	350	28
			S4	75	20

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR029	13,1662637	51,0298069	L2_iso	18	20
			L2_iso	16	35
			S2	112	50
			S2	78	42
			S2	320	50
OR030	13,1659541	51,0288891	L2_iso	210	60
			S2	270	85
			S2	296	70
			S2	70	60
			S2	310	45
OR031	13,1650842	51,0252514	L2_iso	150	25
			S2	172	25
OR033	12,8985652	50,9064167	S2	70	26
			S2	160	21
OR034	12,8899939	50,9166155	L2_iso	178	4
			L2_iso	175	45
			S2	330	75
			S2	310	85
			S2	80	5
			S2	125	57
OR035	13,0029289	51,0616236	S2	86	29
OR036	13,0032236	51,0623429	L2_iso	252	14
			S2	315	38
OR037	13,0165994	51,0655329	S2	5	34
OR038	13,0044344	51,0708297	S2	325	20
			S2	290	32
			S2	60	45
OR040	13,0371783	50,92556	S2	266	24
			S2	265	20
			S2	255	30
			L3	205	5
			S3	125	80
OR041	13,03528	50,9296217	L2_iso	312	10
			L2_iso	105	12
			S2	88	20
			S2	192	6
			S2	165	30
			S2	30	45
OR042	13,0302067	50,931825	L2_iso	312	32
			L2_iso	340	20
			L2_iso	356	5
			L2_iso	20	20
			S2	55	60
			S2	45	70
			S2	10	58
			S2	34	46
			S2	72	58

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR042			S2	194	20
			S2	30	58
			S2	5	72
			L4	200	25
OR043	13,0258617	50,93359	S2	130	32
			L3	50	5
			S3	325	68
OR044	13,0244767	50,93419	S2	82	30
			L4	175	10
			L4	184	10
			S4	295	60
			S4	280	52
OR045	13,0219383	50,935045	L2_iso	150	41
			L2_iso	172	40
			L2_iso	172	40
			L2_iso	145	18
			L2_f.ax	165	25
			L2_f.ax	170	15
			L2_f.ax	184	15
			L2_f.ax	210	10
			S2	142	35
			S2	252	55
			S2	185	25
			S2	174	27
			S2	245	89
			S2	90	30
OR046	13,0166533	50,9384267	L2_iso	160	45
			S2	110	50
			S2	124	52
OR047	13,014815	50,94304	S2	145	22
			S2	170	45
OR048	13,0401033	51,10632	L2_iso	300	43
			S2	345	65
			S2	325	75
			S2	342	54
			S2	340	80
			S2	330	45
			L3	30	45
OR049	13,0256867	51,123065	S2	342	43
			L3	52	31
			S3	136	87
OR050	13,044505	51,108345	S2	360	50
			S2	10	45
			S2	330	45
			S2	350	55
OR051	13,019201	51,12204	S2	340	40
			S2	355	55

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR052	12,882199	51,079865	L2	108	10
			L2	110	10
			L2_iso	314	10
			L2_iso	300	23
			L2_iso	310	35
			S2	25	30
			S2	340	42
			S2	355	20
			S2	345	35
			L3	60	20
OR053	12,882296	51,080296	L2_iso	285	35
			L2_iso	308	35
			L2_iso	310	35
			S2	328	38
			S2	210	75
			S2	360	50
			S2	350	55
OR054	12,885493	51,077774	L2_iso	345	35
			L2_iso	325	33
			L2_iso	311	32
			S2	208	80
			S2	320	30
OR055	12,788365	51,032677	S2	313	30
			S2	310	30
OR056	12,789373	51,030655	S2	320	35
			S2	280	60
			S2	304	65
			L4	15	25
			L4	20	10
			S4	28	20
OR058	12,669168	50,902195	L2_iso	220	20
			S2	320	45
			S2	320	60
OR059	12,670632	50,9002	L2_f.ax	240	5
			L2_f.ax	275	15
			S2	325	80
			S2	338	20
			S2	330	20
			S2	300	30
			S2	290	30
			L3	248	15
			L3	60	10
			S3	160	50
OR061	12,677429	50,899822	S2	310	80
			S2	305	65
			S2	310	85
			S2	310	80

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR062	12,67701	50,900078	S2	330	35
			S2	350	25
OR064	12,801537	51,057564	L2_iso	20	10
			L2_iso	10	10
			L2_iso	20	15
			L2_iso	335	10
			L2_f.ax	345	20
			L2_f.ax	335	10
			L2_f.ax	10	30
			S2	340	25
			S2	330	20
			S2	15	10
			S2	323	80
			L3	45	18
			S4	40	12
OR065	12,822724	51,027805	S2	300	60
			S2	290	30
			S2	295	30
OR066	12,812529	51,026703	L2_iso	310	30
			L2_iso	310	20
			S2	355	40
			S2	340	35
OR067	12,813489	51,080635	S1	10	35
			S1	10	23
			S1	15	35
			S1	355	20
			S1	356	72
			L2_f.ax	355	7
			L2_f.ax	355	35
			S2	60	63
			S2	64	57
			S2	70	44
OR068	12,722912	50,968658	L2	300	35
			S1	300	45
			L2_iso	210	4
			L2_iso	204	4
			L2_iso	305	32
			L2_f.ax	30	10
			S2	318	40
			S2	300	38
			S2	105	38
			S2	120	65
OR069	12,670023	50,900471	L2_iso	280	30
			L2_iso	310	30
			L2_iso	270	35
			S2	300	42

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR070	12,819007	50,833069	L2_iso	90	5
			L2_iso	290	5
			L2_f.ax	130	7
			L2_f.ax	110	5
			L2_f.ax	140	20
			S2	50	25
			S2	80	30
			L3	65	5
			L3	40	5
			L3	85	15
OR071	12,818141	50,833279	L2_iso	125	10
			L2_iso	110	5
			L2_iso	140	15
			L2_iso	120	5
			L2_f.ax	110	5
			L2_f.ax	150	5
			L2_f.ax	124	5
			S2	155	15
			S2	135	80
			S2	125	20
			S2	80	25
			S2	60	30
			L3	220	5
OR072	12,8966	50,894939	S1	128	22
			S1	145	30
OR073	13,010668	50,9361	L2_iso	190	20
			L2_iso	120	25
			S2	180	45
OR074	13,011299	50,938114	L2_iso	118	20
			L2_iso	128	20
			L2_iso	130	20
			S2	120	25
			S2	130	35
OR075	13,012659	50,938908	S1	210	55
			L2_iso	120	15
			S2	120	15
OR076	13,028951	50,922722	S2	210	10
			S2	210	25
			S2	230	30
OR077	13,135665	51,090683	L2_iso	305	10
			S2	40	40
			S2	35	42
			S2	20	40
OR078	13,137382	51,098854	L2_iso	325	28
			L2_iso	315	10
			S2	15	60
			S2	18	43

Lokalita	X koordinát	Y koordinát	Struktura	Azimut	Inklinace
OR079	13,21382	51,068516	L2_iso	134	24
			L2_iso	312	10
			S2	60	23
			S2	110	25
			S2	80	25
			S2	130	25
OR080	13,235255	51,067352	L2	320	5
			S1	28	25
OR081	13,221735	51,064671	L2_iso	220	5
			L2_iso	290	10
			S2	328	15
			S2	5	33
			S2	30	20
			S2	320	30
			L3	60	5
			S3	98	80
			S3	160	60
			L4	10	28
			L4	15	40
OR082	13,158274	51,010815	L2_f.ax	220	15
			L2_f.ax	225	2
			L2_f.ax	216	5
			S2	155	18
OR083	13,15576	51,004604	L2_iso	150	15
			L2_iso	118	5
			L2_f.ax	96	5
			S2	145	32
			S2	160	40
			L3	250	30
			S4	330	35
OR084	13,159316	51,003258	S1	330	78
			S2	206	18
			S2	180	25
			L3	235	12
			L3	242	10
			L4	190	10
OR085	13,16169	51,002724	L2_iso	146	28
			L2_iso	140	30
			S2	158	30
			S2	180	36
			S2	220	5
			L3	220	25
			L3	230	35
			S3	98	72
			L4	180	32
			L4	188	20
			S4	315	80

Příloha C: Chemické analýzy

Biotit		SiO2	TiO2	Cr2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	suma hm%
OR5C	Bt-mat.	34,043	5,248		17,055	20,662	0,016	8,722		0,216	9,372	95,335
	Bt-mat.	34,390	3,157		17,026	20,362	0,079	9,738		0,135	9,279	94,167
	Bt-mat.	34,204	4,098		16,856	21,190		8,879		0,080	9,399	94,706
	Bt-mat.	33,684	5,378		16,695	21,260		7,866		0,083	9,346	94,312
	Bt-mat.	32,908	5,233		17,463	21,239		7,625		0,193	9,369	94,030
	Bt-mat.	34,219	4,865		17,923	21,111	0,118	8,301	0,075	0,154	9,400	96,167
	Bt-mat.	33,444	4,977		17,305	21,417		8,366		0,136	9,191	94,836
	Bt-inkl.	35,786	5,456		16,517	13,849	0,018	12,985		0,283	9,101	93,995
	Bt-inkl.	38,183	0,031		21,766	15,569	0,088	13,331	0,282	0,592	7,613	97,455
	Bt-inkl.	35,753	5,885		16,848	12,083	0,000	12,996		0,255	9,387	93,209
	Bt-inkl.	35,755	3,638		17,047	12,832	0,035	14,641		0,684	8,011	92,644
	Bt-inkl.	35,297	4,552		17,412	13,243		13,416	0,055	0,416	8,478	92,870
	Bt-inkl.	35,484	4,663		16,603	13,087		13,310		0,507	8,744	92,398
	Bt-inkl.	35,176	5,739		17,052	14,156		11,959	0,062	0,344	9,345	93,834
	Bt-inkl.	34,721	2,790		17,204	17,252	0,042	12,092		0,168	9,166	93,434
	Bt-inkl.	33,592	4,666		16,745	20,849		8,769		0,144	9,212	93,977
	Bt-inkl.	34,798	3,696		17,102	14,376	0,034	13,343		0,175	9,197	92,721
OR6B	Bt	33,486	2,620	0,000	19,232	22,519	0,000	6,489	0,000	0,195	8,909	93,451
	Bt	33,598	3,442	0,000	19,318	23,593	0,000	5,822	0,000	0,219	8,956	94,947
	Bt	34,366	2,736	0,000	19,726	23,861	0,000	5,877	0,000	0,246	8,829	95,641
	Bt	33,588	2,370		19,904	23,386	0,128	6,155	0,000	0,256	8,703	94,490
	Bt	33,733	2,087	0,156	19,897	21,999	0,163	7,129	0,000	0,175	8,628	93,967
	Bt	33,167	1,502	0,176	20,374	24,255	0,137	6,908	0,000	0,202	6,925	93,646
	Bt	34,315	3,067	0,000	19,558	24,365	0,000	5,956	0,000		8,835	96,096
	Bt	32,635	1,960	0,111	18,666	25,240	0,090	6,752	0,000	0,087	7,966	93,506
	Bt	33,559	2,976	0,000	18,986	24,993	0,130	5,863	0,000	0,181	8,926	95,615
OR33	Bt	35,052	2,482		18,747	19,941	0,509	8,430		0,339	9,145	94,646
	Bt	35,414	2,183		19,074	19,648	0,358	9,476		0,422	8,885	95,461
	Bt	34,678	2,606		18,646	20,197	0,540	8,369		0,330	9,073	94,439
	Bt	34,317	2,732		18,156	19,770	0,468	8,333		0,299	9,041	93,117
	Bt	34,394	2,466		18,783	20,764	0,542	8,399		0,276	8,915	94,538
OR61	Bt	35,213	0,215		20,284	17,552		11,528	0,075	0,083	9,002	93,953
	Bt	36,771	0,148		20,635	16,709		12,251	0,132		8,677	95,322
	Bt (Ky)	35,161	0,245		18,766	16,226		11,781			9,209	91,388
	Bt (Ky)	33,834	0,140		22,963	16,675		9,927	0,126	0,080	5,311	89,056
	Bt	36,202	1,429		18,324	16,793		10,684		0,097	9,504	93,033
	Bt	36,577	3,564		17,014	16,288		10,128	0,079		9,598	93,248
	Bt	33,800	3,252		16,471	20,963		7,859			9,601	91,946
OR71	Bt	37,081	1,263		17,257	14,339	0,339	14,054		0,303	8,886	93,522

Živce		SiO2	TiO2	Cr2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	suma hm%
OR5C	Kfs-mat.	64,051			19,202				0,144	2,034	13,489	98,921
	Kfs-mat.	64,020			19,185				0,246	2,479	12,868	98,798
	Kfs-mat.	64,079			19,156				0,216	2,373	12,948	98,772
	Kfs-mat.	64,374			19,054				0,210	2,475	12,849	98,962
	Kfs-inkl.	63,520			19,089	0,719			0,064	1,582	13,518	98,493
	Kfs-inkl.	63,564			19,119	0,296				1,656	13,886	98,522
	Kfs-inkl.	64,173			18,932	0,529			0,178	1,468	14,370	99,651
	Kfs-inkl.	64,630			19,277	0,279			0,346	3,104	11,871	99,507
	Kfs-inkl.	64,065			19,180				0,453	2,465	12,579	98,742
	Plg-mat.	59,367			23,624	0,166			5,456	8,090	0,199	96,902
	Plg-inkl.	55,021			28,262	0,301			10,209	5,831	0,144	99,768
OR6B	Plg	61,014	0,000	0,000	24,250	0,000	0,000	0,000	5,139	8,704	0,115	99,222
	Plg	61,091			24,330				5,476	8,586	0,035	99,518
	Plg	60,874			24,575				5,572	8,401	0,150	99,572
	Plg	61,885			24,214				4,941	8,685	0,267	99,991
	Plg	61,014	0,000	0,000	24,250	0,000	0,000	0,000	5,139	8,704	0,115	99,222
	Plg	61,091			24,330				5,476	8,586	0,035	99,518
	Plg	60,874			24,575				5,572	8,401	0,150	99,572
	Plg	61,885			24,214				4,941	8,685	0,267	99,991
	Plg	61,014	0,000	0,000	24,250	0,000	0,000	0,000	5,139	8,704	0,115	99,222
	Plg	61,091			24,330				5,476	8,586	0,035	99,518
	Plg	60,874			24,575				5,572	8,401	0,150	99,572
	Plg	61,885			24,214				4,941	8,685	0,267	99,991
OR61	Kfs-mat.	64,617			18,480				0,101	1,137	15,378	99,713
	Kfs-mat.	64,541			18,658				0,070	0,969	15,633	99,871
	Kfs-mat.	64,169			19,138				0,826	1,394	14,380	99,907
	Plg-mat.	62,191			23,578				5,185	8,501	0,257	99,712
	Plg-mat.	59,796			24,790	0,131			6,609	7,535	0,252	99,112
	Plg-mat.	62,375	0,000	0,000	23,072	0,000	0,000	0,000	4,757	8,560	0,292	99,056
	Plg-inkl.	58,913	0,000	0,000	25,472	0,194	0,000	0,000	7,412	7,247	0,080	99,317
	Plg-inkl.	58,253	0,000	0,000	25,796	0,462	0,000	0,000	7,758	7,048	0,139	99,456
	Plg-inkl.	61,302			24,179				5,729	8,153	0,189	99,552
OR71	Kfs	64,573	0,000	0,000	18,122	0,000	0,000	0,000	0,082	0,000	16,695	99,471
	Kfs	64,967	0,000	0,000	18,228	0,195	0,000	0,000	0,064	0,090	16,433	99,976
	Plg	58,459			26,026				7,880	7,167	-0,003	99,529
	Plg	59,109			25,577				7,366	7,470	0,036	99,558
	Plg	60,364			24,793	0,313			6,426	8,044	0,009	99,948
	Plg	59,212			25,587				7,500	7,589	-0,002	99,885
	Plg	57,614	0,000	0,000	26,198	0,169	0,000	0,000	8,151	6,943	0,000	99,075
	Plg	52,912			29,050	0,088			11,586	4,876		98,511
	Plg	56,352			27,048	0,195			9,206	6,370	0,028	99,198
	Plg	59,877	0,000	0,000	24,686	0,187	0,211	0,000	6,438	7,859	0,035	99,292
	Plg	58,459			26,026				7,880	7,167	-0,003	99,529
	Plg	59,109			25,577				7,366	7,470	0,036	99,558

Epidot												
OR71	Ep	38,747	0,564		28,587	5,379	1,261	0,134	22,976			97,648
	Ep	37,928	0,461		26,697	6,837	1,630	0,154	22,352			96,059
	Ep	37,411			24,997	9,657	1,310		22,215			95,589

Muskovit		SiO2	TiO2	Cr2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	suma hm%
OR5C	Ms	44,147	0,047		34,379	2,430		0,705		1,483	8,785	91,976
OR6B	Ms	45,097	0,492		37,327	0,739		0,269		0,841	9,995	94,759
	Ms	45,384	0,277		36,832	0,872		0,327		0,806	9,811	94,307
	Ms	45,342	0,849	0,183	36,755	0,989	0,040	0,327		0,777	10,093	95,355
	Ms	45,307	0,308		37,118	0,991		0,314		0,817	9,763	94,618
	Ms	44,777	0,712		36,330	1,094		0,270		0,697	9,431	93,311
	Ms	46,191	0,415		35,775	1,331		0,613		0,637	9,836	94,798
	Ms	45,404	0,565		35,943	0,931		0,438		0,754	9,755	93,789
OR33	Ms	44,528	1,167		33,889	3,883		0,619		0,804	9,886	94,776
	Ms	44,173	1,127		32,991	3,936		0,662		0,821	9,893	93,603
	Ms	44,024	1,092		32,948	3,634		0,692		0,794	9,929	93,112
	Ms	44,559	1,137		33,493	3,308	0,032	0,641		0,813	9,898	93,880
	Ms	44,487	0,914		34,120	3,030		0,563		0,773	10,048	93,935

Chlorit												
OR33	Chl	24,755	0,304		21,345	25,732	0,743	12,926			0,105	85,910
OR71	Chl	24,843			23,125	19,095	0,576	17,410				85,049
	Chl	25,214			22,778	19,025	0,607	17,316				84,941
	Chl	25,705			21,906	16,915	0,606	19,273				84,405
	Chl	24,909			20,385	21,285	1,856	14,772	0,123			83,331
	Chl	25,674			22,666	18,735	0,821	18,501				86,397
	Chl	24,847	0,123		21,513	18,414	0,828	17,478	0,052			83,255

Spinel												
OR5C	Spl		0,255	0,136	56,944	37,202	0,291	3,729				98,556
OR61	Spl				57,579	31,695	0,212	3,182				92,667
	Spl				57,298	32,104	0,197	3,064				92,663
	Spl				60,013	30,216		5,952				96,182
	Spl				59,782	32,601	0,137	4,482				97,002

Granát												
OR5C	Grt	37,326			21,383	30,523	1,416	7,852	0,766			99,266
	Grt	38,175			21,694	29,311	0,445	9,675	0,501			99,802
	Grt	36,390			20,808	30,309	3,083	6,148	1,543			98,282
	Grt	37,186			21,219	29,874	2,491	6,979	1,545			99,296
	Grt	37,016			21,146	30,871	0,981	7,591	1,220			98,825
	Grt	37,110			21,268	30,598	0,970	7,812	0,896			98,653
	Grt	37,136			21,388	30,387	0,874	7,756	1,569			99,109
	Grt	37,499	0,000	0,000	21,422	31,394	1,078	7,254	0,820	0,000	0,000	99,467
	Grt	37,176			21,001	28,624	1,545	7,876	1,847			98,070
	Grt	37,528			21,322	29,659	1,627	7,983	1,237			99,356
	Grt	36,750	0,000	0,000	21,026	34,847	2,038	4,266	0,884	0,000	0,000	99,812
	Grt	37,350			21,306	29,329	1,389	7,882	1,173			98,430
	Grt	36,982			20,987	29,437	1,923	6,994	2,093			98,416
	Grt	37,492			21,422	29,420	1,887	7,168	2,067			99,456
	Grt	36,755			20,962	32,587	1,343	6,063	0,839			98,549

		SiO2	TiO2	Cr2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	suma
												hm%
OR30	Grt	36,626	0,000	0,000	20,963	34,879	1,281	4,400	0,961	0,000	0,000	99,109
	Grt	36,370	0,000	0,000	20,719	35,453	1,314	4,251	0,951	0,000	0,000	99,058
	Grt	36,543	0,000	0,000	20,888	35,027	1,288	4,400	0,996	0,000	0,000	99,141
	Grt	36,804	0,000	0,000	20,979	35,274	1,420	4,316	0,954	0,000	0,000	99,747
	Grt	36,597			21,175	35,696	1,258	4,276	0,993			99,994
	Grt	35,948	0,000	0,000	20,529	37,237	1,886	2,461	0,989	0,000	0,000	99,050
	Grt	36,250	0,000	0,000	20,933	36,825	1,483	3,104	0,973	0,000	0,000	99,568
	Grt	35,117			20,045	35,845	1,451	3,922	1,013			97,393
	Grt	36,684	0,000	0,000	21,062	34,691	1,360	4,936	0,963	0,000	0,000	99,696
	Grt	36,505	0,000	0,000	20,883	36,074	1,676	3,139	1,204	0,000	0,000	99,481
	Grt	36,323	0,000	0,000	20,832	36,076	1,431	3,739	0,987	0,000	0,000	99,387
	Grt	36,258	0,000	0,000	20,885	35,880	1,342	3,770	0,985	0,000	0,000	99,119
OR33	Grt	35,925	0,123	0,000	20,098	26,986	11,983	2,517	1,685	0,000	0,000	99,317
	Grt	36,430			20,725	26,783	11,420	2,791	1,704			99,855
	Grt	36,463	0,000	0,000	20,678	25,938	13,235	2,321	0,909	0,000	0,000	99,544
	Grt	35,785			19,922	26,927	12,143	2,523	1,195			98,495
	Grt	36,161	0,083	0,000	20,500	25,702	12,808	2,276	1,544	0,000	0,000	99,073
	Grt	35,693			19,913	27,174	12,240	2,508	1,092			98,620
	Grt	35,319			19,952	26,290	12,392	2,552	1,006			97,512
	Grt	36,187			20,672	25,251	14,278	2,122	0,963			99,474
OR61	Grt	38,980	0,207		21,632	22,880	0,397	8,470	6,914			99,478
	Grt	38,823	0,162		21,902	22,098	0,477	8,007	7,919			99,389
	Grt	37,426			21,321	31,149	0,878	5,313	3,159			99,247
	Grt	37,493	0,107		21,399	32,456	0,694	5,217	2,257			99,624
	Grt	36,064			20,665	32,861	0,769	4,486	2,384			97,229
	Grt	38,980	0,207		21,632	22,880	0,397	8,470	6,914			99,478
	Grt	38,823	0,162		21,902	22,098	0,477	8,007	7,919			99,389
	Grt	37,426			21,321	31,149	0,878	5,313	3,159			99,247
	Grt	37,493	0,107		21,399	32,456	0,694	5,217	2,257			99,624
	Grt	36,064			20,665	32,861	0,769	4,486	2,384			97,229
	Grt	38,980	0,207		21,632	22,880	0,397	8,470	6,914			99,478
	Grt	38,823	0,162		21,902	22,098	0,477	8,007	7,919			99,389
OR71	Grt	36,634	0,232		20,037	25,427	9,342	2,288	4,574			98,534
	Grt	36,845			20,450	23,170	12,549	1,950	4,547			99,513
	Grt	37,302	0,613	0,000	20,134	4,748	23,754	1,050	12,128	0,000	0,000	99,729
	Grt	37,121	0,000	0,000	20,763	21,270	13,965	2,707	3,363	0,000	0,000	99,190

Kordierit		SiO2	TiO2	Cr2O3	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	suma
												hm%
OR5C	Crd	39,243			30,967	5,610		2,489	0,581	0,081	0,789	79,760
	Crd	37,840			31,954	6,160		2,910	0,644	0,040	0,647	80,195
	Crd	39,399			36,786	3,103		2,217	0,567	0,072	0,559	82,702
	Crd	39,399			36,786	3,103		2,217	0,567	0,072	0,559	82,702
	Crd	27,174			17,511	5,099		1,337	0,363		1,326	52,810
	Crd	35,345			34,809	3,929		2,115	0,676	0,073	0,333	77,280
	Crd	37,285			38,077	4,357		2,032	0,484	0,103	0,233	82,572

Příloha D: Poster na konferenci CETEG 2015, Kadaň 22.-25.4. 2015