

**Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta**  
**Ústav petrologie a strukturní geologie**



**Pozice saského granulitu v rámci evropských variscid**

Position of Saxonian granulite within the frame of European Variscides

Bakalářská práce

**Olga Ramešová**

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

Praha 2012

Poděkování:

Děkuji především svému školiteli RNDr. Petrovi Jeřábkovi, Ph.D. za velmi pečlivou korekci textu, cenné rady a připomínky, bez kterých by se práce nedostala do současné podoby.

Dále děkuji své matce RNDr. Nině Ramešové za pomoc při vyhledávání některých odborných článků a celému svému okolí za podporu a trpělivost vůči mé osobě při zpracovávání této bakalářské práce.

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracovala samostatně za pomoci školitele a s použitím uvedené literatury.

V Praze dne 28.8.2012

.....

Olga Ramešová

## **Abstrakt**

Saský granulitový masiv, typová granulitová lokalita, se nachází v severozápadní části Českého masivu. Vytváří antiformu dómového charakteru, vystupující na povrch z pod sasko-durynských paleozoických jednotek. Je tvořen vysokotlakými felsickými a mafickými granulity v jádře, které jsou obklopeny tektonickým obalem (tzv. břidlicovým pláštěm), tvořeným nížce-stupňovými svrchně-korovými horninami. Masiv je prostoupen několika tělesy granitů. Jádro a plášť jsou odděleny střížnou zónou o mocnosti cca 2km. Geochronologické datování udává stáří vystavení komplexu okolo 340 Ma. V celém komplexu je systém foliací a lineací. Masiv byl během hluboce pohřben, extrémně zahříván a posléze exhumován za vysokých rychlostí během postkolizní extenzní fáze variské orogeneze.

## **Abstract**

The Saxonian Granulite Massif (the type granulite locality) is situated in the northwestern part of Bohemian Massif. It is an antiform with dome structure, which came to the surface from below SaxoThuringian Paleozoic units. It consists of high-pressure “Granulite core” with felsic and mafic granulites, which are surrounded by tectonic cover called “Schist mantle” of low-grade upper-crustal rocks. Massif is penetrated by several granite bodies. The Core and Mantle are separated by shear zone with a thickness of about 2 km. Geochronological dating of complex exhumation gives ages of about 340 Ma. The whole complex is affected by system of foliation and lineations. Massif was deeply buried, extremely heated and then exhumed with high exhumation rates during post collision extensional phase of the Variscan Orogeny.

**Klíčová slova** – Saský granulitový masiv, vysokotlaké granulity, Schist mantle, exhumace

**Key words** – Saxon Granulite Massif, high-pressure granulite, Schist mantle, exhumation

## Obsah:

1. Úvod.....	5
2. Evropské variscidy, regionální umístění.....	5
2.1. Český masiv.....	6
2.2. Saxothuringikum.....	8
3. Granulity.....	10
3.1. Felsické granulity.....	10
3.2. Mafické granulity.....	10
3.3. Výskyt granulitů v Českém masivu.....	11
3.4. Výskyt variských granulitů v Evropě.....	12
4. Saský granulitový masiv.....	13
4.1. Petrologie oblasti .....	14
4.1.1. Granulity v Saském granulitovém pohoří .....	14
4.1.1.1. Felsický granulit SGM.....	15
4.1.1.2. Retrogresivní felsický granulit SGM.....	17
4.1.1.3. Mafický granulit SGM.....	20
4.1.1.4. Retrográdní mafický granulit SGM .....	22
4.1.2. Břidlicový plášť.....	22
4.1.3. Granity.....	23
4.1.4. Ostatní horniny SGM.....	23
4.2. PT podmínky vzniku.....	24
4.3. Datování hornin SGM.....	26
4.3.1. Monazity.....	26
4.3.2. Zirkony.....	27
4.3.2.1. Diamanty, inkluze v zirkonech.....	28
4.4. Strukturní poměry Saského granulitového masivu.....	29
4.4.1. Lineace a foliace.....	30
4.4.2. Křemenné stavby.....	30
4.5. Názory na vmístění granulitového komplexu.....	32
4.5.1. Současný model vzniku a vývoje granulitového komplexu.....	33
4.5.2. Metamorfnní kontrast granulitu a okolních hornin.....	34
5. Závěry.....	35
Seznam zkratk.....	37
Seznam použité literatury.....	38

# 1. Úvod

Variská orogeneze je jedním ze zásadních procesů formování současné podoby Evropy. Relikty variských masivů jsou zachovány zejména ve středu kontinentu a jsou velmi specifické svou stavbou a rozmanitými horninami, zvláště pak v Českém masivu, který tvoří většinu území České republiky. V rámci geologické stavby Českého masivu stále existuje řada nevyjasněných problémů. Jedním z nich je umístění saského granulitového tělesa, které leží při západní (německé) straně Saxothuringika. Tato bakalářská práce je rešerší, zabývající se polohou Saského granulitového masivu, původem a složením granulitů a okolního břidlicového obalu, tzv. „Schist Mantle“, PT podmínkami vzniku, stářím některých hornin, způsobem uložení a následné exhumace a vybranými strukturními stavbami uvnitř masivu.

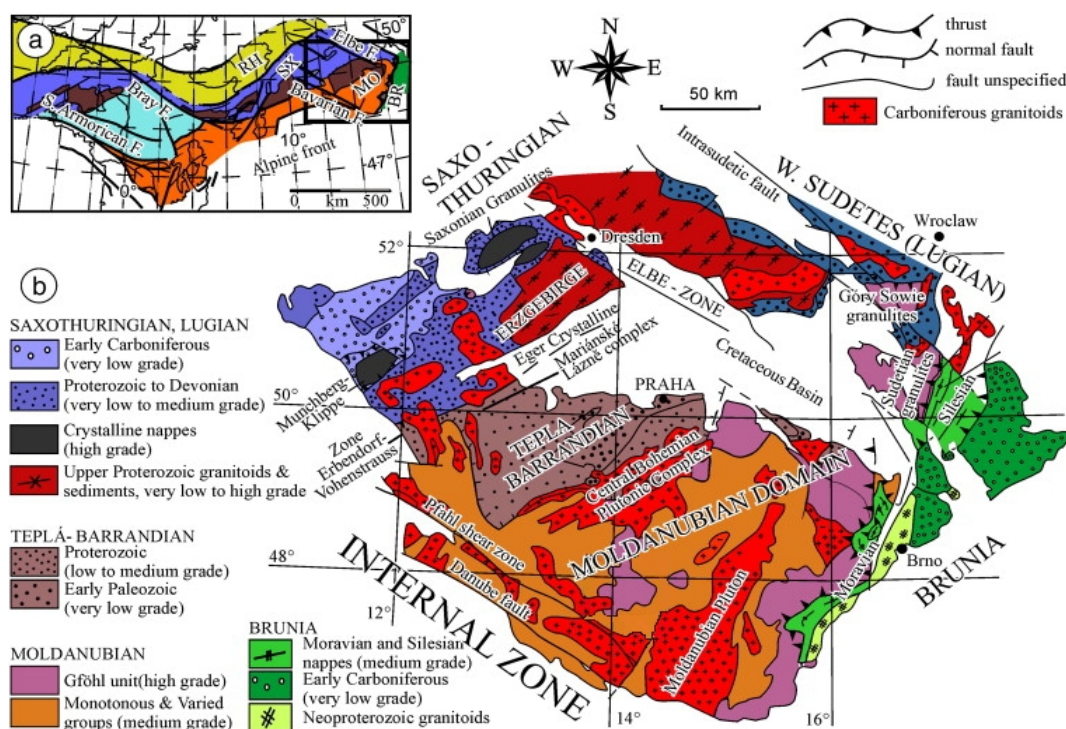
## 2. Evropské variscidy, regionální umístění

Evropské variscidy tvoří rozsáhlé pásmo, rozpínající se ve střední a západní Evropě. Vznikly během tzv. variské (hercynského) orogeneze v období od středního devonu až po spodní perm. Kolizí Gondwany, Avalonie a několika Armorických mikrokontinentů (Tait et al., 1997) došlo k vytvoření vysokohorského pásma, dnes již velmi denudovaného a peneplenizovaného. Toto seskupení lze dělit do několika podélných zón (Kossmat, 1927) s různým stářím i intenzitou deformace. Jedná se o moldanubickou zónu, sasko-durynskou zónu (saxothuringikum) a rhenohercynskou zónu na severu plynule přecházející do variského předpolí (Obr. 1a). Území naší republiky tvoří z variských jednotek převážně Český masiv, na nějž jsou na západě nasunuty příkrovové jednotky alpínské orogeneze, Západních Karpaty.

Dalšími relikty variského horstva v Evropě jsou (kromě Českého masivu) jižní Irsko, Cornwall a Devon, Armorický masiv, Brabantský masiv, Ardenny a Rýnské břidličné pohoří, centrální francouzský masiv, Vogézy, Schwartzwald, Odenwald a Spessart, Harc a Svatokřížské hory. Český masiv je z nich největší.

## 2.1. Český masiv

Český masiv (ČM) je nejvýchodnějším a zároveň jedním z největších (~100 000 km<sup>2</sup>) (Cháb et al., 2008) povrchových relikvů rozsáhlého variského horstva. Původní Gondwana tvoří jižní část a původní Laurusie tvoří severní část ČM. Jeho okraje přesahují do Rakouska (Mühlviertel a Waldviertel), Německa (Bavorsko, Sasko) a Polska (Horní a Dolní Slezsko). Povrchové hranice Českého masivu tvoří na západě francká linie, na severu oderský lineament, na východě okraj karpatské předhlubně a na jihu dunajské zlomové pásmo. Jednotlivé celky Českého masivu konsolidovaly v důsledku konvergentních procesů spjatých se subdukcí Saxothuringického oceánu a následné kolize se Saxothuringickým pasivním okrajem na severozápadě a Brunovistulíkem na východě. Pre-variský vývoj jednotek ČM zaznamenává rovněž 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 (Chlupáč et al., 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 Franěk et al., 2010).

Jedná se o moldanubikum (MO), tepelsko-barrandienskou (TBO) oblast, sasko-durynskou oblast (saxothuringikum, SDO) a mikrokontinent brunie (moravosilezikum, MO) (Guy et al., 2011). Jednotky jsou původně tvořeny horninami proterozoického až paleozoického stáří, z nichž některé jsou považovány za více než 2 mld. let staré (Wendt et al., 1993). V tektonické hranici mezi moldanubikem a tepelsko-barrandienskou oblastí je umístěn Středočeský pluton, který je složen z pozdně devonských ~ 354Ma až spodně karbonských ~ 349-346 Ma starých hornin (Guy et al., 2011 podle např. Janoušek et al., 2004). Hranice mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou oblastí je charakterizována devonskými reliktami oceánské sutury, které jsou velmi dobře zachované v Mariánsko-lázeňském komplexu.

*i) Moldanubická oblast* se nachází v jižní a jihozápadní části ČM. Na západě a severozápadě tektonicky hraničí s tepelsko-barrandienskou jednotkou, na východě jsou horniny moldanubika nasunuty na moravosilezikum. V moldanubikem jsou silně metamorfované prekambriické a paleozoické horniny (monotónní, pestrá a gřöhlská jednotka), prostoupené intruzivními tělesy hlubinných hornin (např. středočeský plutonický komplex, moldanubický pluton (granitoidy); tábořský pluton (syenit)). Moldanubikum tvoří orogenní kořen horstva a je k němu často také řazeno kutnohorská-svratecké krystalinikum.

*ii) Tepelsko-barrandienská oblast* leží ve středu ČM. Na severu a severovýchodě je skryta pod sedimenty České křídové pánve. Na jihu hraničí s moldanubikem a na západě se saxothuringikem. Je částečně fragmentem kadomského orogenu. Od ostatních oblastí se liší dobře rozpoznatelným kadomským basementem proterozoického stáří, na kterém jsou diskordantně uloženy sedimenty paleozoického stáří (kambrium–devon). Některé části jednotky jsou málo metamorfované a místy pouze deformované vlivem orogenních procesů. Na západě a severozápadě sahá metamorfóza až k podmínkám kyanitové facie. Tato oblast zahrnuje Barrandien, metamorfované ostrovy, domažlické a tepelské krystalinikum a Železné hory.

*iii) Saxothuringikum* se nachází na severozápadě ČM a na naše území sahá jen malá část. Dělí se na dvě oblasti, krušnohorskou a lugickou. Lugikum, někdy označované jako západní Sudety, se vynořuje na severu Čech z pod mladšího pokryvu jako soustava různých velkých korových bloků, nasunutých na krušnohorské krystalinikum. Na východě je v Hrubém Jeseníku tektonicky děleno od silezika nýznerovským nasunutím. Lugikum je tvořeno

složitými horninovými komplexy prekambriického a proterozoického stáří. Více kap 2.2.

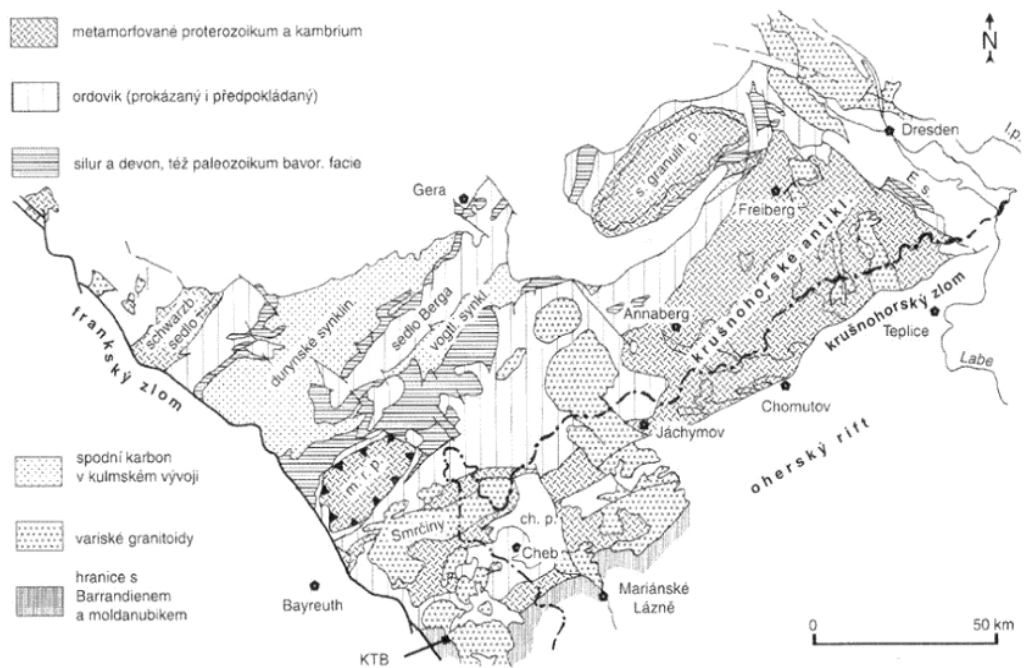
iv) *Moravosilezikum* leží ve východní části ČM. Na východě a jihovýchodě hraničí s mladšími uloženinami karpatských příkrovů, které vznikly během alpínského vrásnění. Významnou hranici na východě tvoří moravské zlomové pásmo. Jednotka je inverzně metamorfne zonální. Vystupuje z podloží moldanubika a tvoří více než 300 km dlouhý pás příkrovů metamorfovaných hornin. Dělí se na moravikum, silezikum, brunovistulikum, které je tvořeno převážně kadomskými granity, moravskoslezský devon a moravskoslezský spodní a svrchní karbon.

## 2.2. Saxothuringikum

Saxothuringikum (Obr. 2) je na jihozápadě ohraničeno franckými zlomy. Na východě a severovýchodě je ostře odděleno labskou linií, na severu částečně maskovanou Míšeňským složeným plutonem od lugika. Saxothuringikum je na jihu vůči mariánsko-lazeňskému suturovému pásmu a na severu vůči středo-německému krystalinickému pásmu vymezeno násunovými zlomy, pravděpodobně kombinovanými s horizontálním posuny a poklesovými zlomy. Styk s moldanubikem na západě je tvořen mylonitovou zónou Tirschenreuth – Märing, jež je na českém území nejistá (Kachlík a Melka, 1993). Na území České republiky zasahuje pouze svojí okrajovou částí.

SDO se dělí na dvě části, severní a jižní. Severní sasko-durynské paleozoikum je tvořeno nemetamorfovanými, či slabě metamorfovanými kambriickými až spodněkarbonskými sedimenty. Vytváří široké synklinorium, z pod kterého na severozápadě vystupuje na povrch Schwarzburská antifforma a ve střední části Saská granulitová antifforma, která je hlavním tématem této práce. V jižním krušnohorskó-smrčinském krystaliniku se jedná převážně o silně metamorfované jednotky, postupně mizející směrem k jihozápadu pod méně metamorfované horniny. Krystalinikum představuje širokou antifformu s osou upadající k jihozápadu (Cháb et al., 2008). Jednotky mají pravděpodobně příkrovovou stavbu (Schmädicke, 1991). Příkrovy jsou děleny na metamorfní fundament – (para)autochton, dvě vysokotlaké (HP)/vysokoteplotní (HT) rulové jednotky s eklogity, HP/nízkoteplotní (LT) svorovou jednotku s eklogity, střednětlakou (MP)/LT jednotku granátických fylitů a nízkotlakou(LP)/LT fylitovou jednotku (Rötzler et al., 1998).





Obr. 2: Zjednodušené schéma saxothuringika (podle Chlupáče, 2002), ch.p - chebská pánev, m.r.p - münchberská kra(příkrov), E.s.- labské břidličné pohoří, l.p.- lužický zlom.

### 3. Granulity

První zmínku o hornině, kterou v současnosti známe jako granulit, můžeme najít v geologické literatuře o Náměšti nad Oslavou již v roce 1754 (Kotková, 2005). Začátkem devatenáctého století byla definována typová lokalita v Sasku (Weiss, 1803). Světlá barva, která je způsobena dominujícím křemenem a živcem, dala hornině jméno Weiss-Stein (bílý kámen). Později byly podobné typy objeveny a určeny i v dalších částech světa. Granulity jsou rozšířeny všude v evropských variscidách, ale největší výskyt v Českém masivu je v Saském granulitovém pohoří (O'Brien, 2006).

Granulit je silně metamorfovaná hornina, vznikající za vysokých teplot a středních až vysokých tlaků. Jeho vznik můžeme přiřadit k podmínkám granulitové facie, některé typy nebo části však pravděpodobně vznikají ve facii eklogitové nebo amfibolitové. Granulity mají všeobecně masivní nebo páskovanou texturu. Páskování závisí na přítomnosti, resp. absenci biotitu. Struktura je homeoblastická nebo porfyroblastická. Porfyroblasty tvoří granát, vzácněji kyanit. Horniny běžně přecházejí svým složením i stavbou do tzv. granulitových rul (Kotková, 2005). Z petrologického hlediska je nutné je dělit ještě na felsický a mafický granulit, někdy označovaný též pyroxenický.

#### 3.1. Felsické granulity

Protolitem felsických granulitů mohou být kyselé vyvřeliny, případně sedimenty arkózového charakteru. Vznikají při teplotách od ~ 700 až po více než 1000 °C a tlaky mohou dosahovat i více než 2 GPa. Všeobecnou základní minerální asociací je živec (fsp) – výrazně pertitický draselný živec (Kfsp) a plagioklas (plg), křemen (qtz) – často typicky zploštělý ve směru foliace, granát (grt), kyanit (ky) či sillimanit (sill) a biotit (bt), který způsobuje zešednutí horniny. Pokud je ho více, jedná se spíše o rulu. Vedlejšími nebo akcesorickými minerály mohou být spinel a rutil (rt) nebo zirkon.

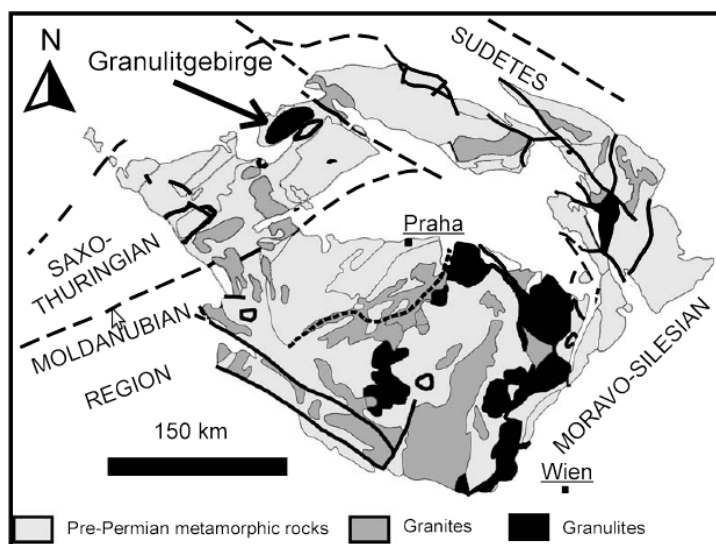
#### 3.2. Mafické granulity

Mafické granulity se vyskytují v souvislosti s felsickými granulity jako jejich minoritní součást. Vznikly nejspíše z bazických vyvřelin. Při sedimentárním původu felsických

granulitů by protolitem mohly být sedimentární polohy, ze kterých jinak vznikají paraamfibolity (Hejtman, 1962). Podmínky vzniku jsou teploty 700–900 °C a tlaky 1–1,2 GPa. Hlavní minerály v asociaci jsou křemen, plagioklas, biotit a pyroxen (px) (nejčastěji hypersten). Jako akcesorie mohou být zastoupeny K-živec, kyanit, sillimanit, granát nebo rutil.

### 3.3. Výskyt granulitů v Českém masivu

Vysokotlaké granulity v Českém masivu (Obr 3) tvoří četná tělesa o velikosti až 20 × 15 km (Kotková, 2005).



Obr. 3: Výskyt granulitů v Českém masivu s označením Saského granulitového masivu (O'Brien, 2006).

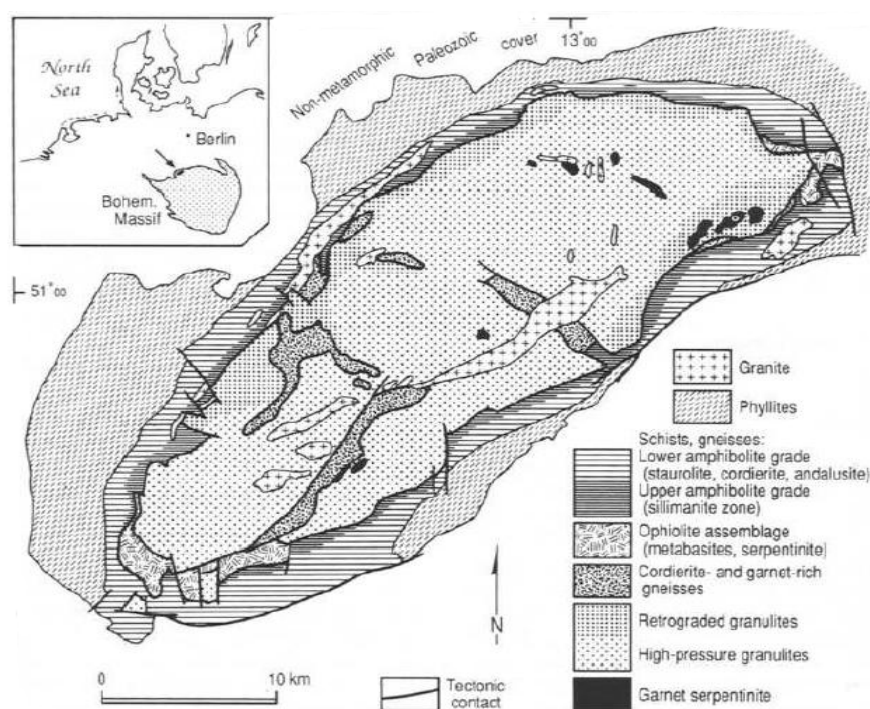
Jsou zastoupeny v moldanubiku, kde vytvářejí tělesa v moldanubických rulách, jako např. kříšťanovský masiv, prachatický masiv, masiv Blanského lesa, líšovský masiv a náměšťský masiv. Dále jsou horniny granulitového vzhledu v kutnohorském krystaliniku, v Poohří, münchberské kře, Rychlebských horách a v Sasku. Na rozdíl od moldanubických se v nich může vyskytovat muskovit, čímž se výrazně liší a jsou někdy označovány jako leptynit, či granoblastit (Svoboda et al., 1983). Unikátní jsou valouny granulitů ve slepencích kulmu Drahanské vrchoviny (Kotková, 2005).

### **3.4. Výskyt variských granulitů v Evropě**

Granulity podobné těm, které se vyskytují v ČM, je možné nalézt i jinde v evropských variscidách. Jde např.o granulity na Iberském poloostrově, v Centrálním a Armorickém masívu ve Francii, ve Vogézách, v Černém lese nebo v Polských Sudetech (Gory Sowie, Snieznik) (Kotková, 2005).

## 4. Saský granulitový masiv

Saský granulitový masiv (SGM) se nachází v německé části saxothuringika. Na severovýchodě hraničí s paleozoickými horninami Labské zóny (300 Ma), na severozápadě a jihozápadě hraničí s postorogenními červenými pískovci a kyselými vulkanity. Jeho pozice či mechanismus vmístění jsou ovšem dosud neobjasněny. Masiv je tvořen cca 340 Ma starými granulity (Kröner et al., 1998) saského granulitového pohoří, které vystupují v podloží paleozoického sub/paraautochtonu (Franke, Stein, 2000).



Obr. 4: Geologická mapa Saského Granulitového Masivu (Reinhardt and Kleeman, 1994)

Masiv byl do své současné pozice vmístěn okolo 333 Ma (Verner and Reich, 1997). Věk metamorfózy granulitů v Českém masivu a celkově i v evropských variscidách je překvapivě nízký, 340 Ma (van Breemer et al., 1982). Toto stáří bylo následně potvrzeno v dalších studiích (např. von Quadt, 1993; Kotková et al., 1996; Kröner and Willner, 1998; Kröner et al., 1998, 2000; Rötzler and Romer, 2001). Nízký věk, výskyt některých komplexů v hloubkách, kde vznikají diamanty a/nebo koezity a výskyt granulitových oblázků v konglomerátech již ve spodním karbonu (Kotková et al., 2001), poukazují na neobvyklé podmínky vzniku a velmi intenzivní a rychlou exhumaci.

## 4.1. Petrologie oblasti

Z petrologického hlediska je Saský granulitový masiv velice rozmanitý a zajímavý. Oblast lze rozdělit na granulitové jádro a břidlicový, svrchně-korový plášť, nazývaný též „Schist mantle“ (Reinhardt and Kleemann, 1994 podle Pietzsch, 1963). Ten se dále dělí na vnější a vnitřní doménu. Vnější je tvořena nízce metamorfovanými slídnatými břidlicemi a fylity, derivovanými ze sedimentů spodního paleozoika. Vnitřní je charakterizována mafickými horninami – metamorfovanými ofiolity obsahujícími gabro a serpentinity, rulami a slídnatými břidlicemi. Součástí masivu je několik intruzí granitu, které pravděpodobně hrají velmi důležitou roli při vzniku komplexu.

### 4.1.1. Granulity v Saském granulitovém pohoří

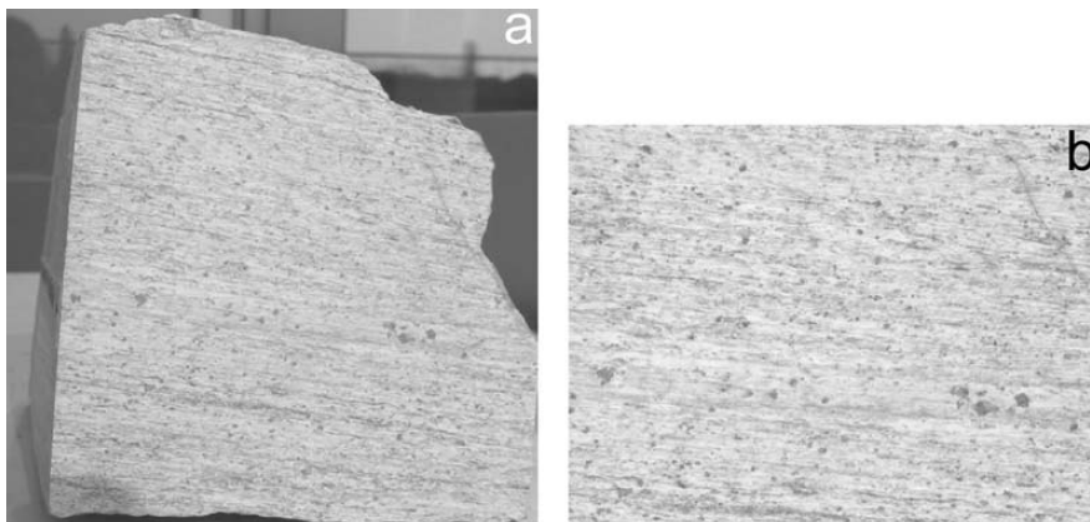
Protolit saských granulitů se tvořil ve spodním paleozoiku a do extrémních teplot a tlaků se dostal během pozdější orogeneze (O'Brien, 2006). Na rozdíl od regionálních granulitových teránů, vykazují horniny masivu neúplné spotřebování vzácných prvků (např. Fiala et al., 1987; Vellmer, 1992; Janoušek et al., 2004) a jedná se tedy pravděpodobně o částečně natavené granitické horniny. Obsahují především granát a kyanit uvnitř všeobecně mylonitizované živcovo-křemenné matrix. Hlavní minerály ztratily své původní složení během exsolučních a difúzních reakcí (Rötzler et al., 2008). Spíše než primárně HP – HT taveny (např. model Vrána, 1989), vypadají často jako ekvivalenty migmatitů, tvořených pravděpodobně též granitickými horninami ordovického stáří (zjištěno na základě Rb-Sr datování). Tyto migmatity jsou široce rozšířeny ve vnějších oblastech Českého masivu (Janoušek et al., 2004).

Výskyt světlých granulitů převládá nad centimetr až metr širokými polohami tmavých granulitů. Toto páskování je typické pro granulitové facie. Místy bylo během mylonitizace páskování deformováno izoklinálními mezifoliačními vrásami. Čočky a pásy mafických granulitů se objevují jen na několika místech. Z geochemického hlediska je granulitový komplex složen téměř výhradně z metamigmatitů (Werner, 1987; Rötzler, 1992; von Quadt, 1993; Hagen, 1994). Méně významné litologie jako křemenem bohaté, bor-silikátové světlé granulity a grt-px (mafické) granulity, zásobené vápenato-silikátovými minerály jsou interpretovány jako metasedimenty (Werner, 1987; Grew, 1989). Valounky granulitů se prvně objevují ve svrchněkarbonských sedimentech (westphal D, případně B nebo C)

krušnohorských pánví. V masivu se vyskytují felsické a mafické granulity a jejich retrogresivní ekvivalenty.

#### 4.1.1.1. Felsický granulit SGM

Weiss-Stein je typicky světlý kámen široce granitického složení (Fiala et al., 1987; Vellmer, 1992; Janoušek et al., 2004), obsahující především až několikamilimetrová zrna granátu a kyanitu uvnitř křemeno-živcové matrix (např. Fiala et al., 1987; Rötzler, 1992; Carswell and O'Brien, 1993, Rötzler et al., 2004). Charakteristická je mylonitická struktura (Behr, 1961) s destičkovitými křemeny a někdy také páskování způsobené sekundárním biotitem. Kyanit je často makroskopicky viditelný jako modrá prismata, usměrněná do směru foliace. U granátů se v mnoha případech objevují biotitické korony.



Obr. 5: Klasický vzhled felsického granulitu SGM. (a) - Vzorek felsického granulitu ze Saského granulitového pohoří, (b) - přiblížený vzorek (a). Typická mylonitická mikrostruktura s protaženými křemeny, světlé (bílé) části jsou zrna živců, tmavé skvrny jsou tvořeny sekundárním biotitem (O'Brien, 2006).

V okolí Wolkenburgu je pro méně deformované granulity typická přítomnost velkých (až několik milimetrů) oček perthitického K-živce, obklopeného matrix, obsahující jemnozrnný plagioklas, K-živec a křemen, případně pozůstatek z protaženého, destičkovitého křemene (O'Brien, 2006). V silněji deformovaných horninách tato protáhlá oka neexistují a dominují živcové a křemenné agregáty. Další důležitou vlastností je přítomnost jehliček odmíšeného rutilu v perthitech; křemen je také obsahuje. V ještě silněji deformovaných vzorcích je rutil

zachován pouze vzácně, jako inkluze v granátech (O'Brien, 2006).

V saských felsických granulitech primárně chybí minerály obsahující vodu jako slídy nebo orthopyroxen – běžný indikátor granulitové facie (např. de Waard, 1965; Mehnert, 1972; Winkler, 1979). Ve všech případech je biotit sekundární minerál, objevující se z důvodu rozpadu granátu, což vede ke vzniku charakteristického tmavého páskování (O'Brien, 2006).

Základní minerální asociací saských felsických granulitů je ternární živec (perthit) + křemen + granát + kyanit + akcesorie apatitu a zirkonu a rutilu.

Grt a ky jsou nahrazovány plg; spinelem a plg; safírínem a plg nebo bt a plg (tyto reakce probíhají v poli stability sillimanitu).

Perthitický **K-živec** zbývá po odmíšení plagioklasu z ternárního živce. V lemech jsou hojnější exsoluční lamely. Typický mesoperthit Weiss-Steinu obsahuje 50–70 % ortoklasu a více než 10 % anortitové komponenty. V mafických a intermediálních partiích je ternární živec jednoznačně bohatší anortitem a hojně se též vyskytuje neperthitizovaná fáze (O'Brien, 2006).

**Granát** je nezbytnou součástí světlých granulitů. V hornině se nachází primární a sekundární granát. Primární vytváří často méně než milimetrová růžová až oranžová zrna, nápadná ve vzorcích s absencí biotitu. Inkluze v granátu tvoří většinou křemen a perthit, v menší míře kyanit, apatit, rutil, a zirkon. Textura vermikulárního živce a křemenných zrn ve větších granátech připomíná ty, které vznikají v granátech během dehydratačního tavení biotitu (Waters and Whales, 1984). Anomálně protáhlé jehličky rutilu (se třemi hlavními orientacemi) jsou hlavním rysem granátových blastů a dokazují odmíšení Ti z granátu. Sekundární roste okolo rozpadlých zbytků kyanitu, případně korundu, spinelu a někdy také safírínu ve vápenatých plagioklasech. Obvykle obsahuje reliktové fáze jako inkluze (Carswell and O'Brien, 1993; Owen and Dostal, 1996; Petrakakis and Jawecki, 1995; O'Brien, 1999). Dalšími vlastnostmi sekundárního granátu je, že nemohou obsahovat inkluze ternárního živce a jsou obklopeny plagioklasem (viz O'Brien and Rötzler, 2003).

Původní složení granátů ve felsických granulitech se zjišťuje obtížně z důvodu malé velikosti zrn a jejich náchylnosti k difuzním změnám složení. Tam, kde se objevují větší primární granáty (sekundární může být větší než primární ve stejné hornině), je typickým složením almandin (Alm) – pyrop (Prp) – grossular (Grs) jen s malým množstvím Mn (O'Brien podle: Fiala et al., 1987; Rötzler, 1992; Carswell and O'Brien, 1993; Cooke et al., 2000).

**Kyanit** je základním aluminosilikátem v saských granulitech. Občas se vyskytuje jako inkluze v perthitech. Všeobecně bývá lemován granátem, ale zároveň mohou existovat inkluze granátu v kyanitu.



Retrogrese v granulitech vede ke vzniku sillimanitu usměrněného ve foliaci, ale také jako lemů nebo pseudomorfoze po kyanitu (O'Brien, 2006).

#### 4.1.1.2. Retrogresivní felsický granulit SGM\*

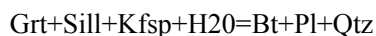
Retrogresivní granulit vzniká z retrogradního světlého granulitu. Je rekrystalizovaný, mylonitizovaný a hydratovaný (Rötzler et al., 2004). Obsahuje křemen, alkalický živec, plagioklas, kyanit, granát a biotit. Jemnozrné horniny mají granoblastickou, nestejně zrnitou texturu s laločnatým kontaktem zrn. Některé jsou velmi přesně páskované z důvodu různého obsahu biotitu. Biotit nahrazuje granát v podmínkách malého napětí.

**Křemeny** ukazují pokračující zvětšování zrn porfyroblastů paralelně se slabě patrnou foliací.

Zřetelná rekrystalizace **živce** je patrná ze ztráty textur, jako jsou lamelární odmíšení ve vnějších částech perthitických zrn a lokální přeměny těchto zrn na mikroklin.

Některé silněji narušené relikt zrn **kyanitu** jsou oplášťovány korunou ze spinelu + plagioklasu nebo jen z plagioklasu. Textura vypadá stejně jako granátické lemy okolo kyanitu v méně alterovaných granulitech. Pozdní alterace obsahují ještě vyrostlice hematitu a muskovitu v živcích a chloritu v biotitu. Většina kyanitu je pseudomorfována hustými agregáty prismatického sillimanitu. Obě reakční textury jsou místy jemně prorostlé, což připomíná uzavřenou řadu vztahů mezi kyanitem a sillimanitem.

**Granát** je převážně nahrazován červenohnědými nebo zelenkavými biotitovými svazečky, což vytváří skvrnitý vzhled u světlých hornin. Biotit zároveň prorůstá i sillimanitová zrna a běžně jsou oba minerály obklopeny plagioklasem. Biotit vzniká v retrogresivním felsickém granulitu podle této rovnice (Rötzler and Romer, 2001):



Ranější fáze tohoto retrogresivního felsického granulitu jsou méně zachovány, přesto však vykazuje podobný retrogradní vývoj jako níže uvedený safírinový granulit.

---

\* *Velmi podrobné informace o vlastnostech a složení minerálů některých typů granulitů, popsání zde v textu, pocházejí především z Rötzler and Romer, 2001.*

### Safirínový (saph) granulit (Rötzler and Romer, 2001)

Safirínový granulit je jedním z typů granulitů, vyskytujících se v SGM. Tvoří snadno rozpoznatelné pásy ve světlých granulitech, protože obsahuje větší množství granátu. Je obohacený o Fe, Mg, Al a Ti, ale ochuzený o Si v porovnání s dominantním felsickým granulitem. Vzniká v něm nově safirín a od jiných vzorků v lokalitách Saského granulitového masivu se liší absencí bor-silikátových fází (Grew, 1986, 1989).

Obsahuje především křemen, mesoperthit, plagioklas a granát. Protomylonitická textura je jemnozrnná, tvořená křemeno-živcovou matrix s akcesoriemi rutilu, apatitu, pyrhotinu, pyritu, grafitu, zirkonu a monazitu a také velkými závalky granátu, méně běžně kyanitu a mesoperthitu. Neodolná křemenná zrna určují směr foliace, plagioklas je koncentrován okolo granátu a kyanitu, částečně v asociaci s ostatními reakčními produkty těchto minerálů. Minerální inkluze v granátu tvoří biotit, křemen, kyanit, plagioklas, mesoperthit, rutil a pyrhotin. Nejvýznamnějším texturním prvkem je pseudomorfóza po kyanitu a rekrystalizované zbytky granátických lemů, vyplněné saph-plg prorůstáním. (Rötzler and Romer, 2001).

Mikrotextury **živců** poukazují na přítomnost ternárního živce, objevujícího se jako šňůrkovitý mesopertit. Má jemně lamelární textury s přesnými, 2  $\mu\text{m}$  širokými lamelami. Složení minerálu je 7–11 mol% anortitu, 35–49 mol% albitu, 41–56 mol% K-živce. V matrix horniny je 9–17 mol% anortitu. V korunách granátu a kyanitu se anortit vyskytuje v množství 18–24 mol%.

**Kyanit** je silněji rozpuštěný než granát, s nímž tvoří mnohačetné srostlice. Často má také spinel-plagioklasový prsteneček, který rovněž obsahuje korund. Tato korona a kyanit jsou obecně odděleny safirín - plagioklasovým prorůstáním. Některé části, relikty uvnitř ostatních textur, byly přeměněny na sillimanit.

**Granát** jen místy obsahuje spinel-plagioklasové agregáty, které by prorostly až do jádra.



(reakce vzniku agregátů v granátu)

Pravděpodobně jde o homogenní pyrop-almandin s trochou grossularu. (52–41 mol% prp, 46–56 mol% alm a 0–5 mol% grs). Lemy a stěny puklin, hraničící s biotitem, jsou méně pyropické. Megakrysty granátu jsou intenzivně zonální s dvěma typy vápníkem (Ca) bohatých jader. 1. má 25 mol% grossuláru 2. skupina

obsahuje okolo 16 mol% grossuláru, což se přibližuje obsahům v homogenních granátech s malým obsahem vápníku. Jádra s největším obsahem vápníku se považují jako části nově vznikajících progradních biotitů.

Ve felsických granulitech SGM jsou často definovány srostlice granátu a kyanitu. Tyto dva minerály prošly během metamorfózy protolitu pravděpodobně těmito reakcemi:

i) GASP reakcí

ii)  $Grt+Ky=Spl+Plg\pm Crn$  (CFMAS reakce, která potřebuje obsah grossuláru v grt > 83 mol %. I když tato hodnota daleko přesahuje i nejvyšší výsledky analýz grs obsahu, může lehce vzniknout, protože reakce nastává během silné vnější difúze Ca v granátu. Zatímco část je konzumována, zbytek je celý homogenizován se značnou ztrátou Ca.)

iii)  $Grt+Ky+Spl=Spr+Plg$

Druhé dvě reakce jsou pravděpodobně aktivní v poli stability sillimanitu, s nímž jsou reakční produkty místy jemně srostlé.

**Spinel, korund a safírín** jsou stíněny plagioklasovou matrix a není u nich pozorován kontakt s křemenem.

**Muskovit** má větší množství Si, než ten který je obsažen v grt-cpx (mafickém) granulitu.

**Biotit** tvoří 2 texturní typy, se stejným obsahem  $Al_2O_3$ , které se liší složením granátu.

Toto dekompresní minerální složení je místy prorostlé malým množstvím retrogradního biotitu, který se nachází v lemech a frakturách granátu. Prorůstání biotitu a granátu chloritem, částečně v asociaci s jehličkami rutilu nebo titanitu a vyrostlice muskovitu v granátu, sillimanitu nebo živci, poukazuje na pozdní fáze, jejichž asociace mohou být následující (a – e):

a) Grt - Ky - Bt - Afs - Plg - Qtz - Rt - Ap - Gr - Po - Zrn - Mnz (před-vrcholná fáze)

b) Grt - Ky - hypersolvní ternární živec - Qtz - Rt - Ap - Gr - Po - Zrn - Mnz (vrcholná fáze)

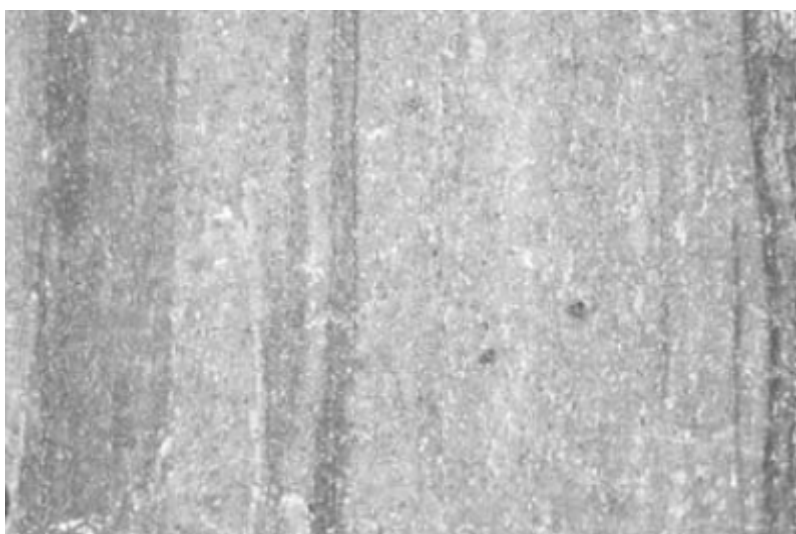
c) Grt - Sill - Spl - Crn - Spr - Afs - Pl - Rt - Ap - Gr - Po - Py (dekompresní fáze)

d) Grt - Sill - Bt - Kfs - Pl - Qtz (biotitová fáze)

e) Chl - Ms - Pl - Qtz - Rt - Ttn (pozdní fáze)

#### 4.1.1.3. Mafický granulit SGM

Mafické granulity se vyskytují v granulitovém masivu jen místy. Tvoří tenké pásy, pásky (Obr. 6) nebo čočky. Textura je velmi jemnozrná, granoblastická a některá až protomylonitická. Jsou tvořené jednotvárnou hmotou, obsahující především klinopyroxen, mesoperthit, plagioklas, křemen rutil a titanit, ve které se místy objevují až několik milimetrů velká zrna granátu (Hagen et al., 2008).



*Obr. 6: Typické páskování v granulitech SGM, tmavé pásy obsahují sekundární biotit, světlé jsou bez biotitu (O'Brien, 2006).*

Hlavní minerální asociací je klinopyroxen + živec + křemen + granát. Grt a cpx jsou nahrazovány cpx, amfibolitem (amph), plg a magnetitem.

#### Granáticko-pyroxenický (cpx) granulit

Tento typ tvoří maximálně 15 m široké čočky tmavého granulitu, ležící konkordantně s foliací okolního světlého granulitu. Je zachována hlavní metamorfní asociace, tvořená převážně granátem a klinopyroxenem. Páskovaná stavba je definována kolísáním relativního zastoupení těchto minerálů. Jedná se o milimetrové až centimetrové rozsahy a klinopyroxenické pásy převládají nad granátickými. Retrogradní přetisk zvyšuje heterogenitu v modálním složení, při čemž vzniká množství amfibolu a muskovitu. Granoblastická textura těchto jemně až střednězrných hornin je tvořena granátem,

klinopyroxenem, titanitem a apatitem.

V hornině dochází k patrným změnám. Jedná se například o mesoperthitizaci ternárních živců, deformaci způsobenou rekrystalizací perthitů na dva živce a křemenné agregáty, nahrazování granátu biotitem, ztráta Ca v granátových lemech, nahrazení kyanitu sillimanitem nebo sekundární růst granátu. Široce rozšířená modifikace minerální asociace způsobuje, že je velmi těžké spolehlivě interpretovat rovnovážnou asociaci.

**Granát** má je tvořen komponentami v množství 46–38 mol% grs, 27–39 mol% alm, 19–13 mol% prp a do 10 mol% andraditu.

**Klinopyroxen** je rozdělen do tří texturních typů (1-3). Ranný cpx(1) a spinel se objevují jako inkluze v granátu, jakoby grt vznikl z těchto minerálů. Granátická a cpx(2) matrix je částečně nahrazována symplektitem, tvořeným cpx(3), amf, plg a magnetitem. Cpx(2) je převážně diopsidický, zonálnost je méně výrazná v blízkosti lemů. V rovnici je popsáno nahrazení matrix symplektity. Dochází zde ke změně textury klinopyroxenu.



Texturní a chemické vztahy připomínají raný cpx koexistující se spinelem a plagioklasem. Se zvyšujícím se tlakem mění cpx a plg své složení.

**Plagioklas** je přítomen jako jemné lemy klinopyroxenu v matrix nebo jako uzavřeniny uvnitř titanitu. Velká část plagioklasu je prorůstána muskovitem, z čehož plyne, že draslík vstupuje do systému během pozdní fáze infiltračí externích fluid.

**Amfibol** se objevuje v symplektitech a je hodně železitý. Obsahuje 5,8–6 p.f.u. Si; 1,7–2,5 wt% halogenů a 0,2–6 wt% Cl.

**Magnetit** se také objevuje v symplektitech. Obsahuje 66–73 mol% magnetitu, 18–23 mol% ulvöspinelu a 6–10 mol% hercynitu.

**Titanit a apatit** jsou minoritní fáze, objevující se obě volně v matrix i jako inkluze v granátech.

**Muskovit** tvoří vyrostlice v plagioklasu. Obsah Si je 3,06–3,15 p.f.u. Má zanedbatelné množství Na<sub>2</sub>O.

#### 4.1.1.4. Retrográdní mafický granulit SGM

Retrogresí vznikají z mafických granulitů homogenní amfibolity s biotitovo-amfibolitovými rulami. Obsahují agregáty vápenatých amfibolitů, biotit a ilmenit. Granoblastická textura granátu a klinopyroxenu je místy zachována. Ternární živec se mění na myrmekit v asociaci s plagioklasem, biotitem, amfibolitem a křemenem. Došlo zde ke statické rekrystalizaci, což je dokázáno pseudomorfózami po granátu a klinopyroxenu. Granát je nahrazován zeleným biotitem, amfibolem (hornblendem), plagioklasem a křemenem s místy rostoucím apatiem (Rötzler et al., 2004).

#### 4.1.2. Břidlicový plášť

Břidlicový plášť se nachází okolo celého granulitového masivu. Pelitické až psamitické metasedimentární horniny (nízce metamorfované slídnaté břidlice a fylity) převažují nad felsickými a mafickými metavulkanity (metamorfované ofiolity, serpentinity, ruly, slídnaté břidlice). Místy jsou přítomna metagabra v asociaci se serpentinity bez granátu, které byly interpretovány jako tektonické fragmenty ofiolitového komplexu (Werner, 1981). Metamorfóza granulitů je mladší než stáří spodních částí plášťového komplexu (Lister and Dornsiepen, 1981). V blízkosti granulitů narůstá metamorfní stupeň až k amfibolitové facii. Směrem od kontaktu klesá rapidně až k anchimetamorfovaným nebo nemetamorfovaným horninám paleozoického stáří. Reinhardt and Kleemann (1994) považují za protolity ordovických částí obalu vedlejší stratigrafické ekvivalenty. Podle geologické mapy České republiky (Cháb et al., 2007) by protolitem mohly být například ordovické převážně velmi slabě až slabě metamorfované břidlice a prachovce s vložkami kvarcitů (fykodové souvrství), které vystupují na povrch severně a severozápadně od granulitového masivu. Úlomky (detrity) z břidlicového obalu jsou známy ze sedimentů nejsvrchnějšího visé.

Za součást pláště jsou dále pokládány kordieriticko-granátické ruly. Tyto ruly jsou považovány za restitické polohy spjaté se vznikem granulitů. Restitický charakter je podpořen výskytem granátu a kordieritu a nízkými obsahy Na, Si a K (Reinhardt and Kleemann, 1994). Dokazují to zonální zrna granátů, jejichž jádro koreluje s granáty z granulitů (Kroner, 1995). Obsah granátu je proměnlivý, ale větší než 45 %. Datováním úlomků zirkonu a zirkonových vyrostlic bylo určeno stáří sedimentárního protolitu na období karbonské sedimentace (Vavra and Reinhardt, 1997). Z velké části serpentinizované,

několik km<sup>2</sup> rozsáhlé ultramafické horniny mají příkrovové stavby paralelní s hlavní foliací granulitů. Někteří autoři tvrdí na základě Rb-Sr datování, že původ rul je nezávislý na granulitech, a že mají vulkano-sedimentární protolit (Vinogradov and Pokrovsky, 1987). V tomto případě by ruly byly samostatnou tektonickou jednotkou.

### **4.1.3. Granity**

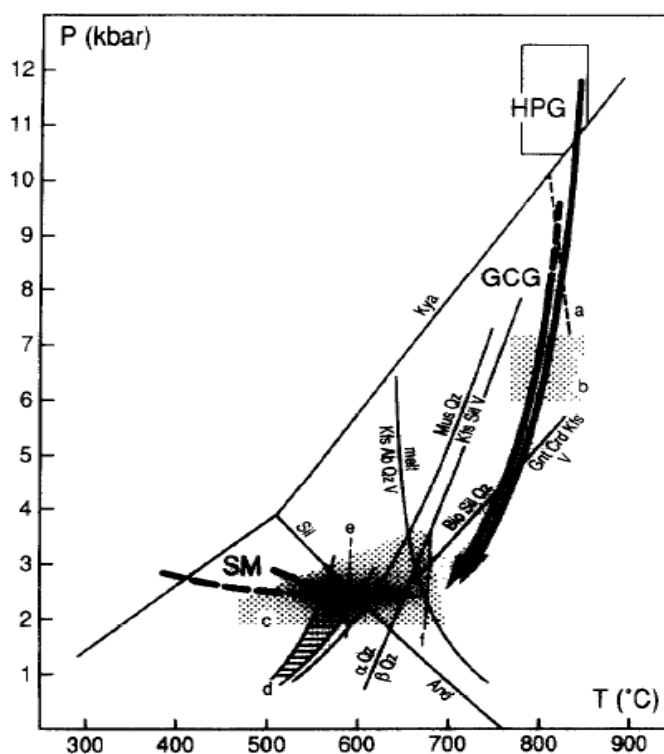
Granitické intruze se objevují v rámci celého Saského granulitového komplexu. Tvoří také diskrétní žíly, částečně pegmatitické nebo aplitické. Největší intruzí je tzv. Mittweidský granit ve středu saské antiformy a Berbersdorfský granit na jižním konci masivu. Horniny mají velice podobné složení. Nejhojnější jsou biotiticko +/- muskovitické monzogranity. Obsahy tmavých komponent jsou běžně velmi nízké (Gottesmann, 1987). Mittweidský granit je nepřetvořený, ale některé žíly byly deformací změněny na ortoruly. Ve vzorcích byly nalezeny kordierity (nyní pinity). To znamená, že se granity tavily při poměrně nízkých tlacích (Reinhardt and Kleeman, 1994). Nemohou být příčinou vzniku kontaktně metamorfni aureoly (která je okolo celého masivu), protože jejich objem je příliš malý a metamorfni zónalnost v aureole kopíruje spíše obrys granulitového komplexu, než uspořádání intruzí. Granity intrudovaly ve většině případů v období 340–350 Ma (Reinhardt and Kleeman, 1994 podle např. von Quadt, 1993).

### **4.1.4. Ostatní horniny SGM**

V komplexu se objevuje několik těles, spíše čoček, granátických, nyní serpentinizovaných (Mathé, 1969) peridotitů s polohami eklogitů (Rötzler and Kroner, 1993) a pyroxenitů (Medaris et al., 1995). Peridotity jsou paralelní s hlavní foliací granulitů. Serpentinity obsahují mezivrstvy mafických granulitů (Rötzler et al., 2008). Tyto plášťové horniny vznikaly ve svrchním proterozoiku (von Quadt, 1993), nevytvářejí souvislý celek a není zřejmá souvislost s genezí kordieritických rul. Tlaky, při kterých vznikaly granulity jsou ekvivalentní s tlaky provázejícími vznik granátických peridotitů. Vysoké tlaky jsou jednoznačně dokazovány rozsáhlými nálezy diamantů a pseudomorfózami po koezitech v horninách granulitového komplexu (např. Nasdala and Massonne, 2000).

## 4.2. PT podmínky vzniku

Všeobecně se předpokládá, že granulity ze saského granulitového pohoří a jim podobné horniny, vzniklé v evropských variscidách, vznikají za extrémně vysokých teplot a vysokých tlaků. To koresponduje s dalšími horninami, vzniklými v eklogitové facii (O'Brien and Rötzler, 2003). Z několika studií v posledních letech vyplývá, že vedlejší mafické a intermediální granulity uvnitř felsických komplexů obsahují původně klinopyroxen a ortopyroxen, který vzniká až jako sekundární fáze (např. Carswell and O'Brien, 1993; Cooke et al., 2000; Rötzler and Romer, 2001; Rötzler et al., 2004). Klinopyroxeny jsou v těchto případech omfacity (jako v eklogitech) (např. Pouba et al., 1985; Rötzler et al., 2004). Ortopyroxen je stabilní ve vyšších tlacích pouze krátce. Vzhledem k tomu, že v saských felsických granulitech chybí plagioklas a orthopyroxen, je vznik komplexu přikládán spíše eklogitové facii. Nepřítomnost opx byla objevena již velmi dávno (např. Winkler, 1979). O'Brien (2006) z důvodu zjednodušení definice hornin granulitové facie nazval saský granulit spíše granát-kyanit-křemenným granoblastitem.

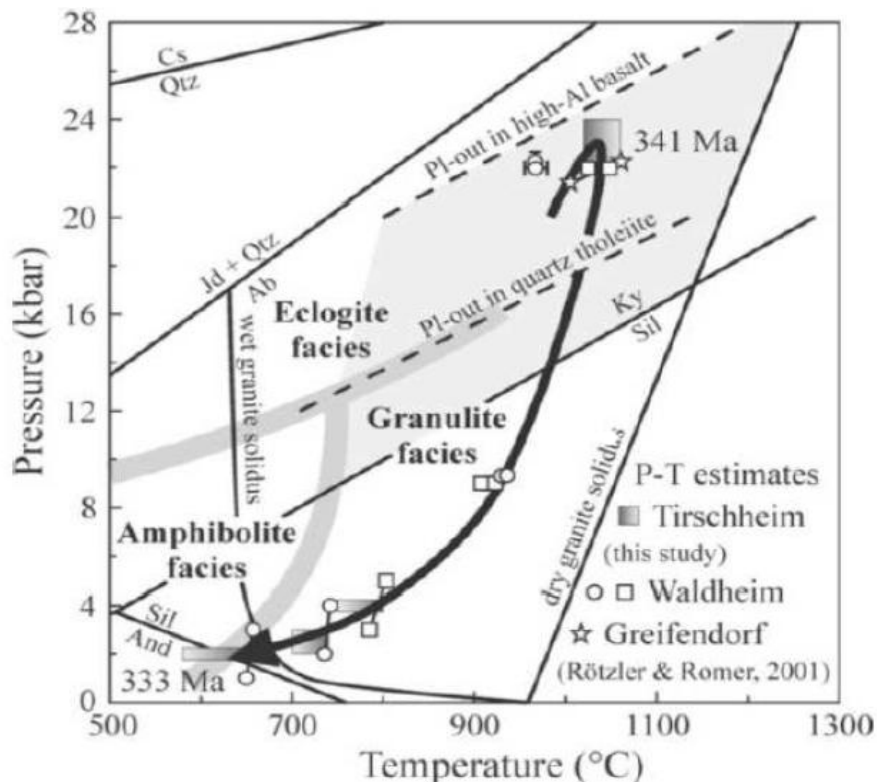


Obr 7: P-T dráhy různých tektonických jednotek (Reinhardt, Kleemann, 1994). HPG – vysokotlaké granulity (podle Rötzler, 1992), GCG – granát kordieritové ruly, SM – brádicový obal.



Rozsah tlaku pro dráhu chladnutí v saském granulitu se nejlépe určuje ze strukturně nadložních jednotek, které byly postupně zahřívány během extenzního odkrytí granulitového jádra (Kroner, 1995). Tyto jednotky mají P-T dráhy ve směru hodinových ručiček (Obr 7) s MP a LP podmínkami, které nastaly díky uvolnění tlaku a zahřívání do retrográdní fáze granulitového komplexu (Rötzler, 1992).

Průměrná hodnota PT podmínek vzniku felsických granulitů v Saském granulitovém masivu je  $T = 967 \text{ }^\circ\text{C} \pm 12 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fuhrman and Lindsley, 1988) a  $P = 2,3 \text{ GPa} \pm 0,04 \text{ GPa}$  (Fuhrman and Lindsley, 1988; Rötzler and Romer, 2001). Dle Rötzlera et al. (1998) vznikají felsické granulity za teplot minimálně 945–1015  $^\circ\text{C}$  za tlaků 2,2 GPa. To, že vznikají felsické granulity saského typu při teplotách nad 1000  $^\circ\text{C}$  jasně dokazují obsahy Zr (vzácná zemina) v rutilu v křemenno-zirkonových složeních srovnané s HT a UHT poli metamorfózy (Zack et al., 2004). Izotopy kyslíku jednoznačně ukazují teploty okolo 1000–1020  $^\circ\text{C}$  (Hagen et al., 2008).



Obr 8: P-T dráha pro granulity Saského granulitového masivu (Rötzler 2004). (10 kbar = 1 Gpa).

Podmínky pro vznik mafických granulitů jsou  $T = 1010\text{--}1060 \text{ }^\circ\text{C}$  a P není určen (Rötzler and Romer, 2001). Dle Berman et al. (1995) byly stanoveny podmínky pro vznik

granátovo-klinopyroxenických (mafických) granulitů na  $T = 1012\text{--}1062\text{ }^{\circ}\text{C} \pm \sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$  za průměrných tlaků 2,2 GPa.

Holland and Blundy (1994), určují pomocí edenit-richteritového termometru teploty amfibolů a plagioklasů v retrogresivních granulitech na  $T \sim 840 \pm 14\text{ }^{\circ}\text{C}$  při  $P = 0,9\text{ GPa}$ . Výpočty při  $P = 0,4\text{ GPa}$  udávají  $T \sim 794 \pm 14\text{ }^{\circ}\text{C}$ , což je v souladu s dřívějšími P-T předpoklady, odhadujícími chladnutí granulitů během  $800\text{ }^{\circ}\text{C}$  při  $P \sim 0,4\text{ GPa}$  (Grew, 1986; Rötzler, 1992). PT podmínky vzniku safírinového granulitu v Saském granulitovém masivu jsou  $T = 935\text{--}984\text{ }^{\circ}\text{C}$  za tlaků 2,2 GPa.

Protolity granulitů byly pohřbeny do hloubek, kde byly vystaveny teplotám na  $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$  a velmi vysokým tlakům,  $>20\text{ kbar}$ . Zde byly taveny. Následoval rychlý výzdvih, při kterém klesaly P-T podmínky a granulity prošly retrogresí. Retrogresivní granulity vznikaly při teplotách okolo  $800\text{ }^{\circ}\text{C}$  a tlacích 0,4 GPa. Na Obr. 8 je znázorněno intenzivní klesání tlaků z více než 2,2 GPa k hodnotám 0,3–0,4 GPa kbar během krátkého období (341–333 Ma) za snížení teploty z  $\sim 1050\text{ }^{\circ}\text{C}$  na  $\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

### **4.3. Datování hornin SGM**

Pro lepší porozumění vzniku UHP felsických hornin se zjišťují například stáří monazitů a zirkonů v diamantonosných křemeno-živcových horninách Saska. Analýzou různých monzogranitových těles uvnitř granulitového komplexu a zirkonů z okrajových mylonitových zón bylo odhadnuto stáří homogenních intruzí na cca 333 Ma (Nasdala et al., 1996; Kröner et al., 1998).

#### **4.3.1. Monazity**

Stáří monazitu v granulitech, datované Sm-Nd metodou udává, že granulity chladly kolem 315 Ma. Toto stáří je však v rozporu s věkem chladnutí slíd (K-Ar metodou), které indikují chladnutí břidlic nejpozději ve 333 Ma (Werner and Reich, 1997). Exhumace celého komplexu však vzhledem k přítomnosti granulitových úlomků v post orogenních červených píscích proběhla dříve než 310 Ma. SGM tedy chladl pravděpodobně před 315 Ma (Vavra et al., 1998).

V břidlicovém plášti se vyskytují malé alterace monazitů. Šest SHRIMP (the Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) analýz monazitu udává stáří pláště  $332,4 \pm 2,1$  Ma. Pb, U a Th obsahy v monazitu byly zjištěny EMP (elektronovou mikrosondou). Průměrný věk  $324,7 \pm 8,0$  Ma byl získán ze 113 analýz. (Massonne et al., 2007).

#### 4.3.2. Zirkony

Pro U-Pb datování granulitů byly vybírány nejméně retrográdní vzorky a zároveň viditelně hydratované pro Rb-Sr analýzu biotitu (Rötzler and Romer, 2001). U-Pb metodou byl u zirkonů zjištěn interval stáří 355–320 Ma. Důkazem je metamorfní zirkon vzniklý 355 Ma nebo dříve, který je doprovázen zirkonovými alteracemi, vzniklými 320 Ma nebo později. Další zjištěná stáří granulitů saxothuringika jsou uvedena v Tab. 1. Analýza zirkonů ze světlých granulitů dle Kröner et al., (1998) (iontovou sondou, Pb evaporací atd.) ukázala několik různě starých typů tohoto minerálů (1.-3.):

1. prekambričké pozůstatky zirkonů
2. 485-470Ma staré jádro zirkonů, datováno jako původní zirkon z protolitu granulitů
3. nárůst zirkonů (metamorfních) okolo stáří 340 Ma, což ukazuje na podmínky granulitové facie. Starší metamorfní zirkony nebyly nalezeny.

Metamorfní zirkony (3.) v granulitech jsou zonální a na základě katodoluminescentního snímkování a Th/U poměrů byly ustanoveny tři zirkonové zóny (domény) u vyrostlic (Massonne et al., 2007):

Doména/zóna 3a: **jádro** – 21 analýz: Th/U  $\leq 0,023$  a stáří  $337,0 \pm 2,7$  Ma

Doména/zóna 3b: **diamantonosná střední zóna** – 23 analýz: Th/U  $\geq 0,37$  a stáří  $336,8 \pm 2,8$  Ma (viz. dále kapitola 3.3.2.1. )

Doména/zóna 3c: **okrajová zóna** – 12 analýz: Th/U = 0,015–0,038 a stáří  $330,2 \pm 5,8$ .  
Získané U-Pb hodnoty jsou prakticky stejné.

#### 4.3.2.1. Diamanty, inkluze v zirkonech

V zirkonech se objevují inkluze. Jde například o grafitické, granátické, jadeitové a bylo objeveno také značné množství mikrodiamantů (Zr doména 3b). V křemeno-živcových horninách saského pohorí (seidenbachitech) jsou diamantonosné zirkony přítomny. V největších hloubkách pohřbení nebo při výzdvihu (Massonne, O'Brien, 2003), byly malé diamanty uzavřeny střední zirkonovou zónou (3b), rostoucí okolo granátovo-jadeitového jádra. Tato zóna (3b) má jasnější (průhlednější) katodoluminescenci než zirkonové jádro (3a). Nejkrainější zirkonová zóna (3c) vznikala během rovnovážné fáze horninové matrix, obsahující draselnou slídu, plagioklas, křemen, granát a případně kyanit (Massonne et al., 2007). Prográdní jevy, týkající se pohřbení hornin, mohou být zachovány právě v ložiskách diamantonosných zirkonů (Katayama et al., 2000). Z datování diamantonosných částí zirkonů tedy vyplývá stáří fáze, kdy byly horniny v největších hloubkách svého pohřbení, protože diamant vzniká za velmi vysokých PT podmínek.

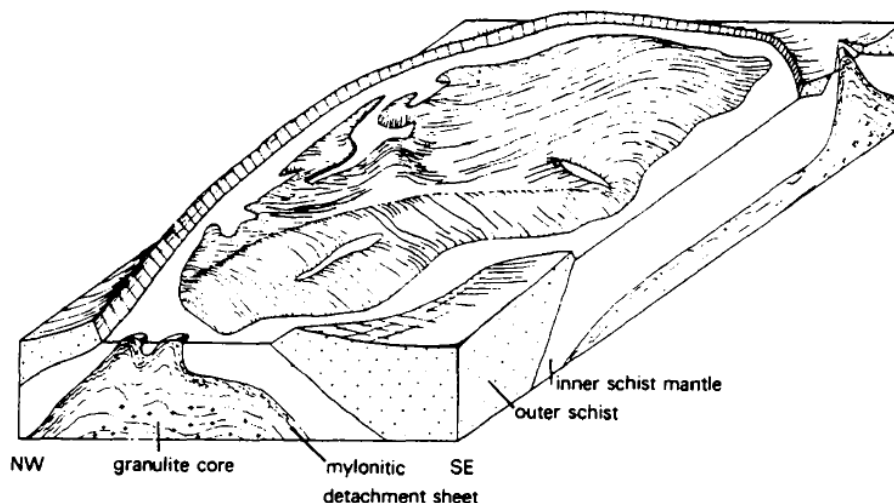
Tab. 1: Izotopový věk zirkonů z granulitů Saxothuringika (1 Kotková et al., 1996; 2 Kröner a Willner, 1998; 3 Kröner et al., 1998; 4 von Quadt, 1993; 5 Romer a Rötzer, 2001) v Cháb et al., 2008.

Hornina, lokalita	Vzorek	Metoda	Věk, Ma
<b>zirkon granulitů „kořenového pásma“ na JV KSK<sup>1</sup></b>			
felsický granulit, Stráž nad Ohří	6a	U-Pb	331,9 ± 2,2
táž hornina a lokalita	6a	<sup>207</sup> Pb- <sup>206</sup> Pb	338,8 ± 1,5
felsický granulit, vrt T7, 140–280 m	377	U-Pb	348,1 ± 8,4
táž hornina a lokalita	375 + 377	<sup>207</sup> Pb- <sup>206</sup> Pb	339,2 ± 1,4
<b>zirkon granulitů rulovo-eklogitové jednotky (příkrovu)<sup>2</sup></b>			
felsický granulit, saidenbašská nádrž	E42x	<sup>207</sup> Pb- <sup>206</sup> Pb	340,5 ± 1,1
granát-fengitický metapelit, Zöblitz	EZ13B		341,3 ± 1,1
granát-fengitický metapelit, Grundau	EZ14		341,6 ± 1,1
<b>granulity a granátické pyroxenity saské granulitové antiformy (Granulitgebirge)</b>			
jemně páskovaný felsický granulit, Waldheim, Zr	DDR 7a	U-Pb <sup>207</sup> Pb- <sup>206</sup> Pb	339,8 ± 4,9 <sup>3</sup> 339,8 ± 0,9 <sup>3</sup>
masivní felsický granulit, Waldheim, Zr	SGA	<sup>207</sup> Pb- <sup>206</sup> Pb	339,6 ± 1,0 <sup>3</sup>
felsický granulit se safirinem, Waldheim, vrch Pfaffenberg	G97-1	U-Pb	Zr 341,5 ± 0,5 <sup>5</sup> Mn 338 ± 0,5 <sup>5</sup> až 341 ± 1,1 <sup>5</sup>
granulit s klinopyroxenem, sv. od železniční stanice ve Waldheimu	G97-3		Ttn 342 ± 0,8 <sup>5</sup>
masivní světlý granulit, „Raubschloss Ringethal“, Zr	SG3	<sup>207</sup> Pb- <sup>206</sup> Pb	340,1 ± 1,2 <sup>3</sup>
leucogranulit, Knaumühle u Limbachu, Zr	Pa VIII	<sup>207</sup> Pb- <sup>206</sup> Pb	339,7 ± 1,0 <sup>3</sup>
felsický granulit, lom Diethensdorf, Zr	DIE 7	U-Pb	342 ± 4 <sup>4</sup>
mafický granulit, lom Diethensdorf, Zr	DIE 3		352 ± 2 <sup>4</sup>

Kombinací zjištěného stáří zirkonů ( $336,8 \pm 2,8$  Ma) s dříve publikovanými P-T podmínkami se předpokládá rychlost pohřbení a výzdvihu. Pohřbení a následné stoupání do hloubky 50 km, kde vznikají zirkonové lemy a monazity, trvalo pouze několik milionů let, 6-11 Ma (např. Rötzler et al., 2004) možná i podstatně méně (Massonne et al., 2007).

#### 4.4. Strukturní poměry Saského granulitového masivu

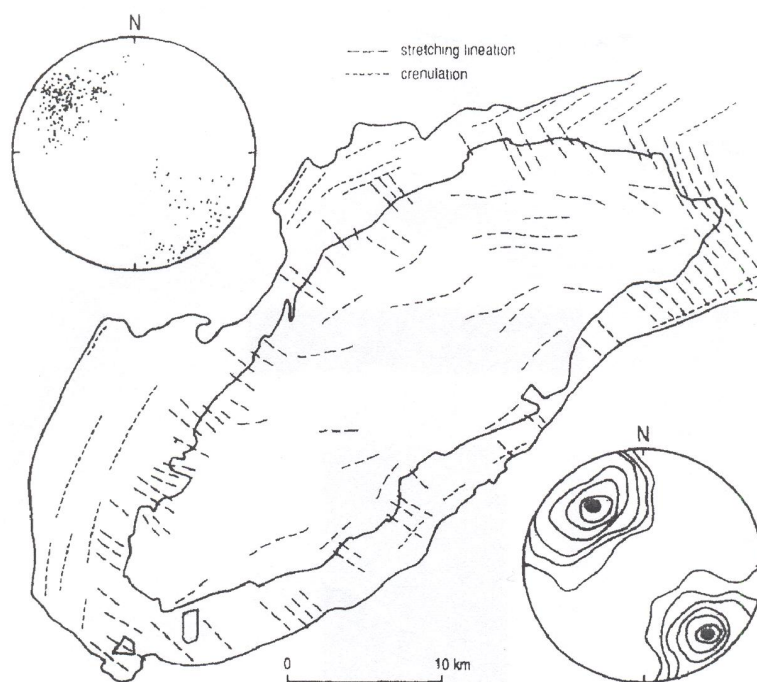
Saský granulitový komplex vytváří antiformu dómového charakteru protaženou jihozápadním-severovýchodním směrem. Granulitové jádro je od okolního obalu tektonicky odděleno střížnou zónou, což je znázorněno na Obr. 5. Zóna obsahuje retrográdně modifikované horniny, především kordieritové ruly a migmatity. Retrográdně postižené horniny odpovídají vnitřní doméně břidlicového pláště. Ruly, často okaté, vznikají v důsledku intenzivní střížné deformace. Foliace nadložních nízké metamorfovaných jednotek upadají k jihozápadu až k velmi nízko-stupňovým horninám v bázi Frankenbergského příkrovu (Rötzler et al., 2004) a mají mocnost až 3500 m (Rötzler and Romer, 2001). V hlubinách masivu je přítomna další, spodní střížná zóna. Celé granulitové jádro je obklopeno těsně nad střížnou zónou kontaktní aureolou, tvořenou LP – HT horninami.



Obr. 9: 3D schéma vzhledu Saského granulitového masivu (Behr, 1961)

#### 4.4.1. Lineace a foliace

V jádře granulitové antiformy jsou lineace protažené především v severovýchodně-jihozápadním směru. Anizotropie je v porovnání s okrajovými granulity slabá. Ve vnější okrajové zóně se objevují intrafoliační a obalové vrásky (Behr, 1980) a je zde intenzivní mylonitická foliace s lineacemi severozápadního-jihovýchodního směru. Tato foliace je konkordantní se střížnou zónou a ekvivalentní stavby se objevují v nadložních horninách. Lineace uvnitř břidlicového pláště (v tzv. vnitřní doméně) mají stejné severozápadně-jihovýchodní orientace, jako okolní granulity. V granulitech jsou lineace tvořeny retrográdními minerály (např. bt, sill, amph), zatímco v břidlicích jsou to minerály vrcholné metamorfózy (např. sill). Ve vnějších partiích pláště opět převažují severovýchodně-jihozápadní směry lineací a jsou definovány jako pozdní krenulace (Behr, 1961).



Obr. 10: Průběh lineace v Saském granulitovém masivu (Behr, 1961).

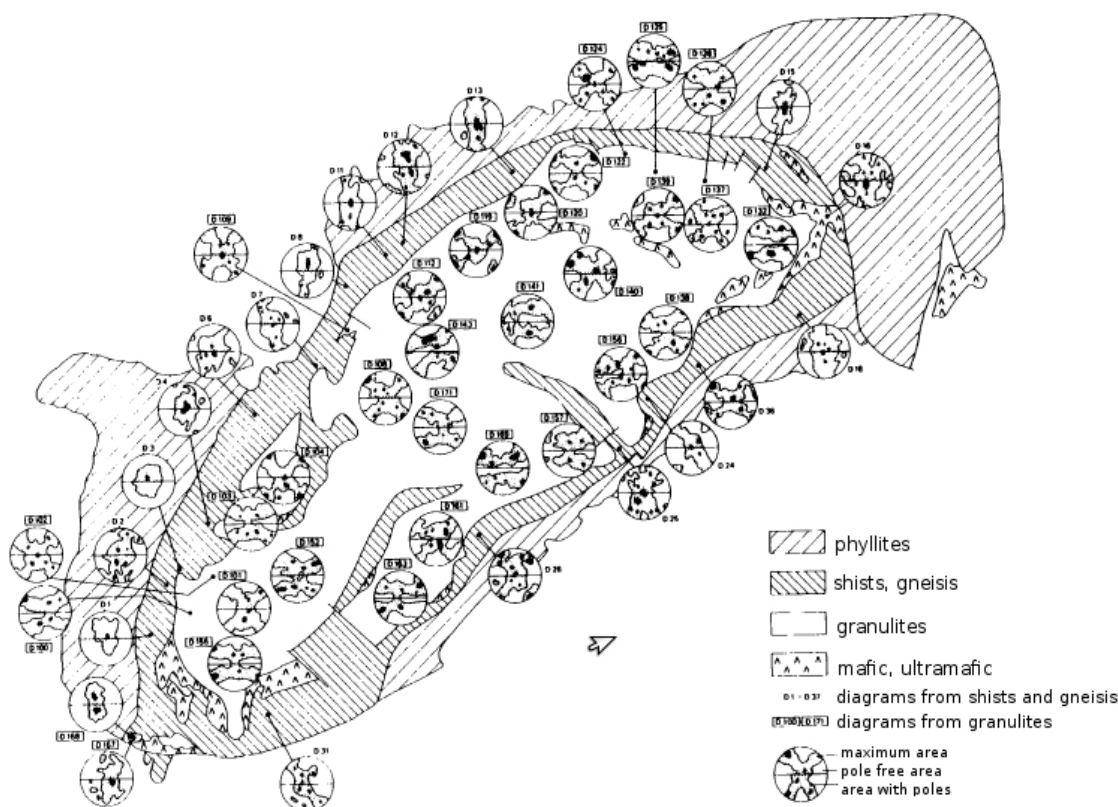
#### 4.4.2. Křemenné stavby

Během deformace masivu došlo k rozsáhlým změnám v křemenných zrnech. Tvary minerálů a směry c-os jsou velmi důležitými indikátory v určování historie průběhu vzniku komplexu. Stavby ukazují systematické změny napříč celým granulitovým masivem. Variace staveb je

připisována reologickým vlastnostem souvisejícím se dvěma faktory: stupeň metamorfózy a variace ve složení hornin (Lister and Dornstepen, 1981).

V SGM se vyskytují převážně dva typy staveb křemenných os. 1. mají velké rozpětí úhlů mezi c osami a foliací (40–50°) a nacházejí se ve výše metamorfovaných částech a migmatitizovaných ortorulách. 2. typ se vyskytuje ve fylitech a c-osy jsou vůči foliaci pod úhly cca 30°.

Přechody křemenných staveb lze vysvětlit jako reakce na změny metamorfních podmínek. Nejpodstatnější změnou je přechod k bazálnímu skluzu, který se aktivuje ve vyšší amfibolitové facii mezi 600 a 700 °C a okolo 6 kbar. Změny struktur jsou patrné od okraje masivu k jádru.



Obr. 11: Stavby c-os křemenů v různých částech Saského granulitového masivu (podle Behr, 1961, upraveno Lister and Dornstepen, 1982)

Stavby v jádře jsou paralelní s foliací a jsou pravděpodobně důsledkem úhlově symetrického zploštění (Lister and Hobbs, 1980). Velká část granulitového jádra má přetištěné křemenné

stavby (Behr, 1980), o čemž svědčí např. jednoduché pásy c-os, vyvinuté asymetricky k foliaci. Okrajové části granulitu vykazují planární deformaci a jsou zde typické zkřížené pásy c-os (Lister and Hobbs, 1980; Lister, 1981). V oblastech, které prošly sekundární migmatitizací jsou stavby nejasné. Některé křemeny nemají přesně stanovenou stavbu a většina c-os leží vůči foliaci pod velkým úhlem.

Okolo deformovaných gaber na jihozápadě terénu se vyskytují asymetrické stavby c-os, což se může vztahovat k zóně nekoaxiální deformace, způsobené pohybem gabra okolo granulitu. Gabro bylo pravděpodobně granulitem prostoupeno nebo protaženo. K jeho deformaci došlo v amfibolitové facii.

Výše popsané stavby jsou typické pro deformaci za vysokých teplot, nízké smykové rychlosti a malou intenzitu deviatorického napětí nebo pro deformaci s vysokým obsahem kineticky efektivního hydroxylu v křemenných strukturách (Lister and Dornsiepen, 1982).

#### **4.5. Názory na umístění granulitového komplexu**

Na vznik granulitového komplexu se postupem času vytvořilo několik různých názorů. Komplex byl dříve interpretován jako izolovaný diapir ze spodněkorových materiálů (Behr, 1987) nebo jako vrchol diapirické vrásky, formované během komprese (Weber and Behr, 1983). Jednou z myšlenek bylo umístění granulitů podél normálového zlomu, který vznikl během porušení ztenčené variské kůry (Matte et al., 1990). Franke (1993) předpokládá tři fáze vzniku granulitového komplexu. 1) vznik prekambriického protolitu, 2) dvě periody paleozoického riftingu, během kterých došlo k metamorfóze až v granulitové facii a roztažení kůry modelem jednoduchého stříhu a 3) komprese s výzdvihem v raném karbonu. Tento model však není doložen geochronologicky. Další možností je model extenzního vyzdvižení, založený na strukturních a petrologických datech, která dohromady s izotopovým stářím určují vyzdvižení granulitového masivu v postkolizním období, tedy během pozdně variské extenze (Kroner, 1992; Reinhard and Kleemann, 1994). Právě tento model je více rozveden v bakalářské práci. Jedním z náznaků tektonicky řízeného vyzdvižení je přítomnost spodno-korových hornin v tektonickém kontaktu s LP jednotkami (Reinhardt and Kleemann, 1994).



#### 4.5.1. Současný model vzniku a vývoje granulitového komplexu

Během variské orogeneze byly protolity saského granulitu a přidružené horniny subdukovány do hloubek cca 130, možná až 250 km a silně zahřívány. Tlak v těchto hloubkách dosahuje až 5–8 GPa (Massone, 2003). Zde byly zahřívány na teploty vyšší než 1050 °C a parciálně taveny.

Ve spodním karbonu (Visé) došlo k asymetrické extenzi kůry, která následovala kolizní fázi orogeneze (Reinhardt and Kleemann, 1994). Došlo k dekompresi částí subdukovaných komplexů, následované tokem spodní kůry a boční extruzí Granulitového komplexu, způsobenou tlakovým gradientem (Kroner et al., 2007). Po tomto procesu nastala rychlá exhumace při rychlosti výzdvihu 9–18 mm/rok, která se posléze snížila na 2 mm/rok. Rychlost ochlazování byla 50–80 °C/Ma (Hagen et al., 2008) a postupně klesala na 6 °C/Ma (Rötzler and Romer 2001b).

Výzvih velkého soudržného celku hluboce uložených krustálních hornin za podmínek granulitové facie provázely ve velkém měřítku duktilní přesmyky, které pronikaly hlubší kůrou. Horniny byly uloženy příkrovově. Takové krustální uložení způsobuje erozi, během níž dochází k odkrytí alochtonních partií spodní kontinentální kůry. Konečné extenzní odkrytí souvisí s LP – HT metamorfózou v nadloží (Reinhardt and Kleeman, 1994; Kroner, 1995), umocněnou vedením tepla během rychlé exhumace (O'Brien, 2006).

Součástí procesu bylo rozsáhlé proudění fluid z horní do spodní střížné zóny, což během retrogrese vedlo k parciálnímu tavení uvnitř masivu a produkci granitické taveniny, která krystalizovala uvnitř nebo migrovala po puklinách. Segregace taveniny byla spuštěna stříhem. Některé magmatity jsou usměrněné, z čehož plyne, že stříh pokračoval během i po intruzi. Během dekomprese, případně při extrakci taveniny došlo ke změně minerální parageneze granát-kordieritických rul (Reinhardt and Kleeman, 1994). Předpokládá se, že granitická tavenina se uvolnila a vyseparovala při migmatitizaci granulitů (Rötzler and Romer, 2001a).

Migmatity mohou být všeobecně tvořeny buď částečným tavením nebo subsolidovou reakcí. V SGM bylo parciální tavení generováno retrográdní aktivitou fluid, související se silnou, téměř izotermickou dekompresí (Rötzler and Romer 2001a). Množství taveniny se zvyšuje s obsahem fluid a rostoucí teplotou. Podstatné je i složení hornin. Rychlá exhumace

způsobila po se subdukci souvisejícím ohřevu konvekční tepelný transport do vyšších úrovní kůry. Migmatity v SGM mají zřídka zřetelné premigmatizační struktury a jsou typické svými chaotickými stavbami (Kroner, 1995). Jedná se dominantně o diatexity.

#### **4.5.2. Metamorfní kontrast granulitu a okolních hornin**

Metamorfní otisk granulitu je patrný v břidlicovém obalu na obou stranách kontaktu granulitového tělesa. Jedná se o prográdní metamorfózu v nadložních, níže metamorfovaných horninách a retrográdní metamorfózu v horninách podložních (převážně granulitech). V rámci břidlicového obalu prudce klesá metamorfní stupeň ze sillimanit – K-živec zóny do zóny zelených břidlic. Jde o vzdálenost menší než dva kilometry od kontaktu. V souvislosti s datováním umístění granulitů byly vymezeny dvě hlavní fáze metamorfózy břidlicového pláště. 1) LP fáze, která nesouvisí s pohyby granulitů a má nezávislý původ tavení při LP/HT metamorfóze. 2) LP fáze, jež je spojena s finální tektonickou exhumací granulitů, jenž byly alespoň z části primárním tepelným zdrojem při metamorfóze břidlicového pláště. Průběh metamorfních izográd v plášťových břidlicích sleduje tvar granulitového komplexu a není ve vztahu s prostorovým uspořádáním granitových intruzí. (Reinhardt and Kleeman, 1994).

## 5. Závěry

Je velmi složité pochopit přesný průběh vzniku současné podoby Saského granulitového masivu. Zpracování této rešerše mi však pomohlo ujasnit si některá fakta.

Granulitové jádro masivu je složeno z několika typů retrográdně metamorfovaných granulitů. Jde o felsické a mafické granulity a dále jejich retrogresivní ekvivalenty. Retrogresivní granulity jsou spíše při okraji jádra. Retrogrese byla způsobna snižujícími se PT podmínkami, které nastaly při výzdvihu. Felsické granulity značně převyšují svým zastoupením v masivu množství mafických granulitů, které tvoří pouze pásy, pásky a čočky. Břidlicový obal obsahuje nízce metamorfované horniny, především břidlice a kordieritové ruly. Vznikal prográdní metamorfózou pravděpodobně ordovických sedimentů okolních jednotek. Metamorfóza v těchto jednotkách byla nejdříve způsobena kompresí při variské orogenezi a nesouvisela s granulitovým jádrem. Následně byly některé partie metamorfovány ještě z důvodu exhumace spodně-korového granulitového jádra, protože při rychlém stoupání proudilo ze spodní kůry velké množství tepla a nadložní partie byly stlačeny. Při těchto procesech výzdvihu intrudovaly do komplexu granitické horniny, které kontaktně metamorfovaly své okolí.

Mezi granulity a břidlicovým pláštěm je úzká střížná zóna (pouze 2 km), v níž stoupají podmínky metamorfózy až k amfibolitové facii.

Minerální asociace jednotlivých hornin vypovídají o jejich původu. Pro pochopení jednotlivých fází retrográdní metamorfózy je nutné sledovat přeměny v minerálech a minerály nově tvořené. Jedním z důležitých indikátorů je například biotit. Vzniká sekundárně a čím větší množství biotitu je v granulitech přítomno, tím více jsou retrogresivní.

Přestože by snad měl granulit dle svého názvu vznikat v granulitové facii, jednotlivá fakta ukazují spíše na vznik ve facii eklogitové. Klinopyroxeny obsažené v granulitech jsou stejně jako v eklogitech (např. Poucha et al., 1985; Rötzler et al., 2004) především omfacity. Limitní křivka stability orthopyroxenu leží blízko počátku eklogitové facie. Ve felsických granulitech orthopyroxen chybí, případně vzniká až sekundárně při retrogresi. Horniny vznikají v poli stability kyanitu, tedy při teplotách okolo 1000 °C a tlacích více než 1,4 Gpa.

Tyto podmínky se řadí spíše do eklogitové facie.

Protolity granulitů byly během variské orogeneze pohřbeny do obrovských hloubek až 250 km, kde byly parciálně taveny a zahřívány na teploty vyšší než 1050 °C. Následně došlo vlivem post-kolizní extenze k rychlé exhumaci spodní kůry, během níž se rapidně snižovaly PT podmínky a horniny prošly retrográdní metamorfózou. Metamorfóza granulitů je mladší než stáří některých vnitřních partií břidlicového obalu.

Přítomnost mikrodiamantů v zirkonech (střední zirkonová doména) umožňuje hledat souvislost mezi stářím vzniku zirkonů a UHP fázi horniny. Diamanty vznikají za velmi vysokých podmínek  $P \sim 5,5$  GPa a  $T \sim 2700$  °C v hloubkách alespoň 140-190 km. V metamorfitech musí nastat podmínky alespoň 400 °C a tlak 2,5 Gpa. (Putiš, 2004). Při vzniku zirkonové domény, která uzavírá mikrodiamanty ( $\sim 336,8$  Ma), tedy musela být hornina ve své maximální hloubce pohřbení nebo velmi blízko.

Kombinací zjištěného stáří diamantů ( $336,8 \pm 2,8$  Ma) s dříve publikovanými P-T podmínkami se předpokládá rychlost pohřbení a výzdvihu. Pohřbení a následné rychlé stoupání až 9–18 mm/rok (Rötzler and Romer 2001b) do hloubky 50km, kde vznikají zirkonové lemy a monazity, trvalo pouze několik miliónu let, 6–11 Ma (např. Rötzler et al., 2004) možná ještě i podstatně méně (Massonne et al., 2007).

Z přečtených odborných prací, týkajících se Saského granulitového masivu, se většina zaměřuje spíše na granulitové jádro, případně granitické intruze (PT podmínky, mineralogické a geochronologické analýzy). V podstatě jsem nenalezla žádné podrobnější informace ohledně břidlicového obalu ani o jeho kontaktu s granulitovým jádrem. Autoři se o této problematice spíše jen krátce zmiňují. V tomto směru je tedy zcela jistě prostor k budoucímu bádání.

## Seznam zkratek

Alm – almandin

amph – amfíbolit

ČM – Český masiv

bt – biotit

cpx - klinopyroxen

fsp – živec (feldspar)

grt - granát

Grs – grossulár

HP – vysoký tlak (high pressure)

HT – vysoká teplota (high temperature)

Kfsp – draselný živec (K - feldspar)

ky – kyanit

LP – nízký tlak (low pressure)

LT – nízká teplota (low temperature)

Ma – milión let

MO – moldanubikum

MP – střední tlak (middle pressure)

MS – moravosilezikum

MT – střední teplota (middle temperature )

opx – ortopyroxen

plg – plagioklas

Prp - pyrop

px – pyroxen

qtz – křemen

rt – rutil

saph – safírín

SDO – saxoturingikum, sasko-durynská oblast

SGM – Saský granulitový masiv

sill - sillimanit

TBO – tepelsko-barrandienská oblast

## Seznam použité literatury

Behr, H.J. (1961): Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges, Freiberg. Forschungsh. 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.

Behr, H.J. (1987): KTB und Kontinentale Krustenforschung-warum ein wissenschaftliches Tiefbohrprogramm: KTB-Report. v. 87-1. p. 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 30-40.

Carswell, D.A., O'Brien P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. *J. Petrology* 34, 2, 427-459. Oxford.

Cooke, R.A., O'Brien, P.J., Carswell, D.A. (2000): Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure-temperature granulite from the Moldanubian Zone, Austria. *J. Metamorph Geol* 18, 551-569.

De Waard, D. (1965): A proposed subdivision of the granulite facies. *Am J Sci* 263: 455-461.

Fiala, J., Matějovská, O., Vaňková, V. (1987): Moldanubian granulites and related rocks: petrology, geochemistry, and radioactivity. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat.-přir. Věd* 97, 1. Praha.

Franke, W., Stein, E. (2000): Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian belt: geological constraints and geodynamic concepts. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (eds) (2000): *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscian Belt*. Geological Society, London, Special Publications 179, 337-354.

Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (eds) (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? *Geologische Rundschau* 82, 505-515.

Franěk, J., Schulmann, K., Lexa, O., Tomek, Č., Edel, J.B. (2010): Model of sin convergent extrusion of orogenic lower-crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens. *Journal of Metamorphic Geology*.

- Fuhrman, M.L., Lindsley, I.B. (1988): Ternary-feldspar modelling and thermometry. *Am. Mineral* 73, 201-212.
- Gottesmann, B., Gerstenberger, H. (1987): Petrographic studies of granite gneisses and granites from the Saechsisches Granulitgebirge: *ZFI - Mitteilungen*, v. 133, p. 309-336.
- Grew, E.S. (1986): Petrogenesis of kornerupine at Waldheim (Sachsen), German Democratic Republic. *Z. Geol. Wiss.*, 14, 525-558.
- Grew, E.S. (1989): A second occurrence of kornerupine in Waldheim (Sachsen), German Democratic Republic. *Z. Geol. Wiss.*, 17, 67-76.
- Guy, A., Edel, J.B., Schulmann, K., Tomek, Č., Lexa, O. (2011): Implications for modern collisional orogens. *Lithos*. 124, 144–157.
- 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. *Eur. J. Mineral*, 20, 1117-1133.
- Hejtman, U. (1962): Petrografie metamorfovaných hornin. Nakladatelství československé akademie věd. Praha. 539 Str.
- Holland, T., Blundy, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphibolites and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
- 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.
- Cháb, J., Stráník, Z., Eliáš, M. (2007): Geologická mapa České republiky 1 : 500 000. Česká geologická služba. Praha.
- 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 petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 95, 141-159.
- Kachlík, V. (2003): Geologický vývoj území České republiky. SURAO Praha. 65 str.
- Kachlík, V., Melka, R. (1993): Structural patterns in the area of Mariánské Lázně Complex and the Saxothuringian-Moldanubian boundary.
- Katamaya, I., Zayachkovsky, A.A., Maruyama, S. (2000): Prograde pressure temperature records from

inclusions in zircons from ultrahigh-pressure – high-pressure rocks of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9: 417-427.

Kossmat, F., (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes*, Bd. 1. S.

Kotková, J., Kröner, A., Todt, W., Fiala, J. (1996): Zircon dating of 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., Novak, M. (2001): Pressure-temperature-time evolution of granulite clasts from Lower Carboniferous conglomerates – evidence for rapid exhumation at the eastern margin of the Variscan 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 Böhmisches Masse: Die Exhumierung des Sächsischen Granulitgebirges. *Freiberger Forschungshefte C457*, 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 Variscan HP-HT metamorphism of quartzfeldspar 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 Carboniferous (~340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian granulite complex. *Geologische 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. *J. Struct. Geol.* 2, 355-370.

Lister, G.S. (1981): The effect of the basal-prism mechanism switch in fabric development during plastic deformation of quartzite. *J. Struct. Geol.* 3, 67-76.

Lister, G.S., Dornsiepen, U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony granulites terrain. *Journal of Structural Geology* Vol. 4. No. 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 Samassonexonian Erzgebirge – hints at burial and exhumation



velocities. *Min. Magazine*, Vol 71(4), 407-425.

Mathé, G. (1969): Die Metabasite des sächsischen Granulitgebirges. *Freiberg. Forschungsh.*, C, 251: 130 str.

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., Misař Z. (1995): Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *Europ. Journ.Mineral.*, 7, 1, 7-28. Stuttgart.

Mehnert, K.R. (1972): Granulites – results of discussion II. *N Jahrb Mineral Monatsh* 1972, 139-150.

Nasdala, L., Massonne, H.J. (2000): Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: in situ micro-Raman characterisation. *Eur. J. Mineral.* 14, 495-498.

Nasdala, L., Gruner, T., Nemich, A.A., Pidgeon, R.T., Tichomirowa, M. (1996): New SHRIMP ion microprobe measurements on zircons from Saxonian magmatic and metamorphic rocks. *Freiberger Isotopenkolloquium 1996, Proceedings*. Freiberg: Freiberg University of Mining and Technology. pp. 205-214.

O'Brien, P.J. (1999): Asymmetric zoning profiles in garnet from HP-HT granulite and implications for volume and grain boundary diffusion. *Mineral. Mag.* 63: 227-238.

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

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

Owen, J.V., Dostal, J. (1996): Contrasting corona structures in mafic granulite from blansky les complex, Bohemian Massif, Czech Republic. *Can. Mineral.* 34, 959-966.

Petrakakis, K., Jawecki, C (1995): High-grade metamorphism and retrogression of Moldanubian granulites, Austria. *Eur J Mineral* 7, 1183-1203.

Putiš, M. (2004): Petrografia metamorfovaných hornín. *Univerzita Komenského*. Bratislava. 131 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.

Reinhardt, J., Kleemann, U. (1994): Extensional 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). *Eur. J. Mineral.* 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, 1995-2032.

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, 1995-2032.

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* Vol. 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. *Eur. J. Mineral.* 20, 1097-1115.

Schmädicke, E. (1991): Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from the Saxonian Erzgebirge. *Eur. J. Mineral.* 3, 2, 231-238. Stuttgart.

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

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

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

Vavra, G., Reinhardt, J. (1997): Which processes are dated by U/Pb zircon ages of high-grade metamorphic rocks? Zircon genesis in various lithologies and structural levels of the Saxonian Granulite Massif. *Terra Nostra* 97(5), 190–192.

Vavra, G., Reinhardt, J., Todt, W., Pidgeon, R.T. (1998): Dating of exhumation of a hot complex (Saxonian Granulite Massif) – old prejudices and new perspectives of U-Pb dating of zircons and monazite. *Freiberger Forschungshefte* C471, 226-228.

Vellmer, C. (1992): *Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhemischen Masse in Niederösterreich*. Thesis, University of Göttingen.

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.

Vrána, S. (1989): Perpotassic granulites from southern Bohemia – a new rock type derived by partial melting of crustal rocks under upper mantle conditions. *Contrib Mineral. Petrol.* 103, 4, 510-522. Stuttgart.

Waters, D.J., Whales, C.J. (1984): Dehydration melting and the granulite transition in metapelites from southern Namaqualand, S. Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 269-275.

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.

Wendt, J.I., Kröner, A., Fiala, J., Todt, W. (1993): Evidence from zircon dating for existence of approximately 2,1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. *Geol. Rundsch.* 82, 1, 40-50. Stuttgart.

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, 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*, pp. 129-161.

Werner, O., Reich, S. (1997):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -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 p.

Zack, T., Moreas, A., Kronz, A. (2004): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148, 471-488.