**Český masiv**

Český masiv (ČM) je zbytkem rozsáhlého variského (hercinského) horstva, které vzniklo při variském vrásnění 380-300 milionů let před přítomností. Je největším povrchovým zbytkem vrásnění v Evropě a jeho okraje přesahují do Rakouska, Německa a Polska. V důsledku porušení zlomy a eroze již dnes vystupují na povrch pouze vzájemně izolované zbytky původních variscidních horstev, překryté mladšími uloženinami.

Vývoj ČM se dělí na předplatformní a platformní vývoj. Předplatformní období lze rozdělit do několika oblastí, které spolu pravděpodobně před variským vrásněním nesouvisely. Jsou složeny z hornin prekambrického a paleozoického stáří.

Moldanubivká oblast (moldanubikum, MO)

J a JZ část ČM,silně metamorfované prekambrické a paleozoické horniny (monotónní, pestrá a gföhlská jednotka), prostupované intruzivními tělesy hlubinných granitoidních hornin-především středočeký plutonický komplex, moldanubický pluton a třebíčský pluton. K MO často také řazeno kutnohorsko-svratecké krystalinikum. Je označováno jako orogenní kořen horstva (Kachlík, apendix)

Středočeská oblast (tepelsko-barrandienská, TBO)

Horniny svrchního proterozoika až mladšiho paleozoika, táhnoucí se od západních do východních Čech. Od ostaních oblastí se liší dobře rozpozantelným kadomským basementem (Kachlík, apendix) Patří sem Barrandien, metamorfované ostrovy, domažlické a tepelské krystalinikum, Železné hory a podloží české křídové pánve, pod kterou se na severu TBO noří.

Moravsko-slezská oblast (MOS)

Východní část českého masivu. Dělí se na moravikum, silezikum, brunovistullikum, moravskoslezský devon, moravskoslezský spodní a svrchní karbon. Významná hranice na východě je moravské zmovoé pásmo.

Západosudetská oblast (Lugikum)

severní část ČM, od TBO oddělena labskou zlomovou linií. Od MOS oddělena východním tektonickým nasunutím staroměstského pásma. Na území ČR k němu patří krkonošsko-jizerské krystalinikum, lužický pluton, krkonošsko-jizerský pluton, orlicko.sněžnické a zábřežské krystalinikum

Saxo-durynská zóna (Saxoturingikum, SDO)

Z německa zasahuje pouze svou okrajovou částí. Patří sem krušnohorské krystalinkum, krušnohorský pluton, durynsko-vogtlandské paleozoikum. Jižní omezení tvoří litoměřický zlom, skrytý pod mladšími uloženinami. Oherský rift zčásti vyplněn terciérními sedimenty podkrušnohorských pánví.

Dle některých názorů (Kachlík) je Lugikum součástí Saxoturingika, které ja pak děleno na oblasti krušnohorskou, labskou a sudetskou.

Saxoturingikum

vymezení:

Na J je od tepelsko-barrandienské zóny odděleno tepelskou suturou. Na jihozápadě je ostře omezeno franckými zlomy, za kterými se ztácí pod mladopermskými a mezozickými uloženinami s.Bavorska a Durynska . Na V a SV je ohraničeno labskou linií, která je na S částečně skrytá pod míšeňským složeným plutonem a granitoidními tělesy.(Cháb)

|  |
| --- |
|  |

V rámci saskodurynské oblasti lze vymezit širokou strukturní elevaci (antiformu, charakteru strukturní klenby), tzv. krušnohorské, resp. ***krušnohorsko-smrčinské antiklinorium***, na které v Německu navazuje ***durynské*** (dříve vogtlandsko-saské - viz Mísař et al., 1983) ***synklinorium***. Na našem státním území je zastoupeno jen krušnohorsko-smrčinské antiklinorium. Jeho podélná osa směru SSV-JJZ se noří k jihozápadu.

Intenzita metamorfózy a deformace v krušnohorské a durynské oblasti saxothuringika klesá k severozápadu tj. z oblasti přiléhající bezprostředně k tepelské sutuře směrem do oblasti durynského paraautochtonu. V bezprostředním sousedství sutury, tj. v Krušných horách a alochtonních jednotkách v Německu, je ovlivněna **existencí příkrovové stavby**, která způsobuje metamorfní inverzi.(<http://geologie.vsb.cz/reg_geol_cr/4_kapitola.htm>)

Durynský vývoj-severní část

**Saský granulitový masiv**

Přemístěn okolo 333Ma (Verner and Reich, 1997). Na SV hraničí s paleozoickými horninami Labské zóny (300Ma), na SZ a JZ hraničí s postorogenními red beds+kyselými vulkanity. Vnitřní struktura SGM ukazuje dehydrataci rozsáhlých částí metamorfovaných pásem od Granulitového komplexu po nadložní jednotky. Granulitová antiforma je v nadloží nízkotlakých jednotek, břidlic („Schists Cover“), které mají z tektonického hlediska pravostranný sled a tloušťku 3500m (Rötzler and Romer, 2001).

Během svrchního proterozoika až do svrchního devonu vzniká malé množství vulkanických mezivrstev. Intenzita metamorfózy břidlic stoupá soustřednými izográdami směrem ke kontaktu s granulity (Rötzler, 1992). Granulitový komplex a břidlice jsou rozděleny zlomovou zónou, ve které jsou zachovány zbytky rozmanitých jednotek. Jsou to:

* vysokostupňové metapelity (cordieritové ruly)
* oceánské středně-eruptivní horniny (metagabro, serpentinit)
* ortoruly

Datovaní úlomků zirkonu a zirkonových vyrostlic určuje dobu vzniku cordieritových rul během Karbonské sedimentace (Vavra and Reinhardt, 1997). Tyto jednotky mají pravotočivé P-T dráhy s MP podmínkami nástávajícími uvolněním Pa zahříváním do retrográdní fáze Granulitového komplexu (Rötzler, 1992). Z velké části serpentinizované, několik km2 rozsáhlé, ultramafické horniny mají příkrové stavby paralelní s hlavní foliací granulitů.

**Datování**

Stáří monazitu, datované Sm-Nd metodou udává, že granulity chladly během jeho finální(closing temperature) teploty, tedy 315Ma. To se příliš nedá ověřit ani stářím slíd (K-Ar metodou), které indikují chladnutí břidlic dříve než 333Ma (Werner and Reich, 1997) ani objevením granulitových úlomků(z eroze 310Ma) v post orogenních červených píscích (

Protože záznam v Schistech ukazuje malé alterace monazitových úlomků, chladl pravděpodobně SGM před 315Ma ( Vavra et al., 1998).

Pro U-Pb datování 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 355-320Ma. Důkazem je metamorfní zirkon vzniklý 355Ma nebo dříve, který je doprovázen zirkonovými alteracemi, vzniklými 320Ma nebo později. Analýza zirkonů světlých granulitů dle Kröner et al., (1998)(iontovou sondou, Pb evaporací atd) ukázala:

1)prekambrické pozůstatky; 2)485-470Ma staré jádro, datováno jako protolit; 3)zirkon-nárust a vyrostlice okolo 340Ma, což ukazuje na faciální granulitové podmínky. Tento fakt je v souladu s U-Pb datovaným stářím zirkonů (Quadt 1993). Starší metamorfní zirkony nebyly nalezeny a jejich zdánlivé stáří mezi 470 a 340Ma je bráno jako bezvýznamné, případně se považuje(405Ma) za indikátor krystalizace vyvřelin.

Analýzou různých monzogranitových těles uvnitř Granulitového komplexu a zirkonů z okrajových mylonitových zón bylo odhadnuto stáří homogenních intruzí na cca 333Ma (Nasdala et al., 1996; Kröner et al., 1998)

**Abstract datování zircon monazit**

Pro lepší porozumění formování a vzniku UHP felsických hornin se zjišťují stáří rozmanitých poloh zirkonů a monazitů v diamantonosných křemenno-živcových horninách Saské části Krušných hor. Na zakládě katodoluminescentního snímkování a Th/U poměrů byly ustanoveny tři zirkonové zóny. Každá byla datována několika bodovými analýzami Pb, U a Th isotopů, prováděnými citlivým iontovou mikrosondou s vysokým rozlišením. Výsledky:

1. jádro-21 analýz: Th/U</=0,023 a 337,0+/-2,7 Ma (2sigma, kombinováno s 206Pb/238U-207Pb/235U stářím)
2. diamantonosná střední zóna-23 analýz:Th/U>/=0,37 a 336,8+/-2,8 Ma.
3. okrajová zóna-12 analýz: Th/U=0,015-0,038 (jedna analýza vyšla 0,164) a 330,2+/-5,8. Získané U-Pb hodnoty jsou prakticky stejné.

Šest SHRIMP analýz monazitu nám dává věk 332,4+/-2,1Ma. (Pb, U a Th obsahy v monazitu byly zjištěny pomocí EMP-elektronovou mikrosondou). Průměrný věk 324,7+/-8,0 (2sigma) Ma byl získán ze 113 analýz. Kombinací zjištěného stáří s dříve publikovanými P-T podmínkami se předpokládá rychlost pohřbení a výzdvihu. 340Miliónů let na zpátek byly ruly pocházející z tenké kontinentální kůry (~1,8GPa, 650°C) transportovány do hloubky nejméně 130km, možná až 250 km. Zde byly zahřívány (>1050°C) a parciálně taveny a z toho důvodu začly rychleji stoupat. Pohřbení a následné stoupání zpět do hloubky 50km, kde vznikají zirkonové lemy a monazity trvalo pouze několik miliónu let a možná podstatně méně (Massone et al., 2007).

UHP horniny bohaté na SiO2 (>62 wt.%) vznikaly během kolize dvou kontinentů. Většina jich byla nalezena hlavně interpretací indikačních minerálů coesitu a diamantu v rozmanitých, často Fanerozoických horstvech, jako Alpínské, Norské kaledonidy a Qinling-Dabie-Sulu hory v Číně (Chopin, 2003). Mezi těmito ultra vysokotlakými regiony jsou jen dva, masiv Kokchetav v severním Kazachstánu a Saské Krušné hory v centrální Evropě, kde se dá určit UHP fáze diamantonosných křemenno.živcových hornin podle hojného výskytu mikrodiamantů (Shatsky et al., 1995; Massonne, 2003). Tyto mikrodiamanty se rovněž objevují jako inkluze v zirkonech, což umožňuje hledat souvilost mezi stářím vzniku zirkonů s UHP fází, pomocí pokročilých datovacích metod. Tento důležitý poznatek byl poprvé zjištěn z diamantonosných hornin Kokchetavského masivu (Claoue-Long et al., 1991), stáří se odhaduje měřením citlivou mikrosondou SHRIMP na 530 +- 7 Ma. Zároveň bylo ze SHRIMP zjištěno, že UHP horniny se objevují v hloubce ~200 km (Ota et al., 2000; Massonne, 2003), stáří 527 +- 5 Ma. Mladší zirkonové polohy vznikaly až po významném vyzdvižení a podléhají stáří 528 +- 8 Ma. Z těchto dat byla ustanovena minimální rychlost exhumace a to 1,8cm/ rok (Hermann et al, 2001), přestože větší rychlost je také možná. Hlavním problémem je souvislost s pohřbením jednotek diamantonosných hornin Kokchetavského masivu. Katayama et al. (2000) objevili grafitické inkluze v jádře zrn zirkonů, které uzavírají značné možství mikrodiamantů (2.). Z tohoto pozorování bylo vyvozeno, že prográdní jevy,m týkající se pohřbení hornin, mohou být zachovány v ložiskách diamantonosných zirkonů křemennoživcových hornin Kokchetavského masivu. Herman et al (2001) potvrdili tuto myšlenku objevení inkluzí chloritu a plagioklasu v jádře (doména 1.), datováno 535 +- 9 Ma, což itak nebylo ustanoveno jako minimální rychlost pohřbení. Pre UHP metamorfní zirkonové domény byly také určeny v diamantonosných křemennoživcových horninách (saidenbachitech) Saského pohoří. Massone a Nasdala (2003) našli inklize granátu a jadeitu zároveň se vznikem parageneze za P~1,8GPa a T~650°C v jádře diamantonosných zirkonů. Toto jádro je charakteristické nízkou katodoluminescencí (CL) pod paprskem elektronové mikrosondy (EMP). Po vzniku této minerální asociace, byly horniny pohřbeny do hloubky, korespondující s tlaky nejméně 5 Gpa, možná až 8GPa (Massonne, 2003). V těchto hloubkách (>150 km až 240 km), možná spíše při výzdvihu (Massone, 2003), byly malé diamanty uzavřeny střední zirkonovou zónou (2), rostoucí okolo granáto.jadeitového jádra. Tato zóna(2) má jasnější(průhlednější) katodoluminescenci než zirkonové jádro (1). Nejkrajnější zirkonová zóna (3) vznikala během rovnovážné fáze horninové matrix, obsahující draselnou slídu, plagioklas, křemen, granát a případně kyanit. Tato zóna májasnější katodoluminescenci-zjištěno ze studovaných zirkonů (Massone a Nasdala, 2003). PT podmínky pro formování matrix byly stanoveny 1,5-1,8 Gpa a 700°C-750°C.

**Granulity v Saském Granulitovém pohořím(SGM)**

První nazvání granulitu granulitem je v literatuře zaznámenáno právě ze SGM (Weiss, 1803). Světlá barva kamene, která je způsobena dominujícím křemenem+živcem mu dala jméno Weiss-stein (bílý kámen). Granulity jsou rozšířeny všude v Evropských variscidách, ale největší výskyt v českém Masivu je zaznamenán v Saském Granulitovém pohoří (O´Brien, 2006)

Granulity z typové lokality v Saském granulitovém pohoří v Německu jsou horniny široce granitického složení, obsahující především granát a kyanit uvnitř všeobecně mylonitizované živcovo křemenné matrix. Výskyt světlých granulitů převládá nad cm-m širokými mezivrstvami tmavých. Toto zvrstvení je typické pro granulitové facie, ale místy je deformováno isoklinálními mezifoliačními zlomy během mylonitizace. Dm tlusté čočky mafických granulitů se objevují jen na několika místech. Z geochemického hlediska je Granulitový komplex složen skoro výhradně jen z metamagmatitů (Werner, 1987; Rötzler, 1992; von Quadt, 1993; Hagen, 1994). Méně významné litologie jako křemenem bohaté, Bor silikátové světlé granulity a grt-cpx granulity zásobené Ca-silikátovými minerály jsou interpretovány jako metasedimetny (Werner, 1987; Grew, 1989), jejichž původ zatím není znám, možno zjišťovat O2 metodou (Hagen, 1994).

Petrografické záznamy převážně udávají minerální asociaci:

Felsické granulity

ternánrí živec(perthit)+křemen+granát+kyanit+rutil+akcesorie apatitu a zirkonu

Grt+ky jsou nahrazovány plg; spinel+plg; sapfirín+plg; bt+plg (tyto přeměny probíhají okolo pole stability sillimanitu); T=967°C, P=22,3 kbar (Rötzler and Romer, 2001).

Mafické granulity:

Granát+klinopyroxen

Grt+cpx nahrazovány cpx+amph+plg+magnetit; T=1010°C-1060°C (Rötzler and Romer, 2001).

Asociace nejspíše vzniklají parciálním tavením granitického protolitu, pro jehož rovnováhu byly ustanovany podmínky >1000°C a >1,5GPa.

Pravdivost těchto extrémních podmínek a odvozených minerálních asociací je potvrzována nově vzniklým geotermometrem (Zr v rutilu) a experimentálními studiemi celkového konkrétního složení (O´Brien, 2006).

Protože jsou tyto podmínky vyšší než požadované pro stabilitu plagioklasu v křemenných tholeiitech, leží všchny v eklogitové facii. Široce rozšířená modifikace minerální asociace (např. mesopertitizace ternárních živců, deformace způsobená rekrystalizací perthitů na dva živce+křemenné agregáty, biotit nahrazuje granát, ztráta Ca v grnátových lemech, sillimanit nahrazuje kyanit nebo sekundární růst granátu), způsobuje, že je velmi těžké spolehlivě interpretovat rovnovážnou asociaci a složení a zároveň vysvětluje všeobecně šířené PT hodnoty a následné zmatky v tektonometamorfních modelech.

První nazvání granulitu granulitem je v literatuře zaznámenáno právě ze SGM (Weiss, 1803). Světlá barva kamene, která je způsobena dominujícím křemenem+živcem mu dala jméno Weiss-stein (bílý kámen). Granulity jsou rozšířeny všude v Evropských variscidách, ale největší výskyt v ˇčeském Masivu je zaznamenán v Saském Granulitovém pohoří (O´Brien, 2006)

**Mafický granulit**

**„**safirínový granulit“(G97-1)(Rötzler and Romer, 2001).

Tvoří snadno určitelnou mezivrstvu ve světlých granulitech a obsahuje větší množství granátu. Je obohacený o Fe, Mg, Al a Ti, ale ochuzený o Si v porovnání s dominantním felsickým. Vzniká v něm nový safirín a od známých vzorků v lokalitách Saského granulitového masivu se liší absencí bor-silikátových fází (Grew, 1986,1989).

Obsahuje 22% granátu, 34% křemene, 27% mesoperthitu a 14% plagioklasu. Protomylonitická textura je jemnozrnná, tvořená křemenno-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 foiliace, plagioklas je koncentrován okolo granátu a kyanitu, částečně v asociasi s ostatními reakčními produkty těchto minerálů. Minerální inkluze v granátu tvoří biotit, křemen, kyanit, plagioklas, mesopertit, rutil a pyrrhotin.(Rötzler and Romer, 2001).

Živce-mikrotextury poukazují na přítomnost ternárního živce, objevujícího se jako šňůrkovitý mesopertit, jemně lamelární textury s přesnými, 2 μm širokými lamelami. Složení: 7-11 mol% anortit, 35-49mol% albit, 41-56mol% K-živce. V matrix je 9-17 mol% anortitu, v koronách grt a ky 18-24 mol% anortitu.

Granát+Kyanit

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

Granát-jen místy obsahuje spinel-plg agregáty, které prorůstají do jádra. Pravděpodobně jde o homogenní pyrop-almandin s trochou grossularu. (52-41 mol% prp, 46-56mol% alm a 0-5 mol% grs). Lemy a stěny puklin, hraničící s biotitem, jsou méně pyropické. Vykazují pokles Xmg[Mg/(Mg+Fe2+)] z 0,49-0,48 při kontaktu se spinelem a safitínem přes 0,43-0,41 při kontaktu s biotitem až k 0,34 při kontaktu s chloritem. Megakrysty grt jsou intenzivně zonální s dvěma skupinami Ca bohatých jader. 1.má 25mol% grossuláru a relativně malé Xmg~ 0,42. 2.skupiná obsahuje okolo 16 mol% grossuláru a Xmg~ 0,49-0,52, což se blží obsahům v homogenních granátech s malým obsahem Ca. Vzhledem k nejspodnějším hodnotám Xmg, se považují jádra s největším obsahem Ca jako části nově vznikajících prográdních biotitů. Grossulár vzniká asi ztrátou Ca z efektivní části fáze a z frakcionace Ca do koexistujícího ternárního živce do tekuté fáze.

Nejvýznamějším výsledkem výše uvedených reakcí je pseudomorfóza po kyanitu a rekrystalizované zbytky granátických lemů, vyplněné saf.-plg proůstáním. Přestože mohou být někdy zachovány vzájemné vztahy grt a ky, nejspíše jsou to závěrečné reakce z doby kdy byl kyanit částečně obrůstán granátem. Tyto texturní vztahy jsou však obvykle nacházeny ve felsických granulitech. Srostlice grt a ky jsou částečně representovány prostým plagioklasovým a výše popsanými texturami. Z toho by se dalo vyvodit, že grt a ky prošly těmito reakcemi:

1)GASP reakcí

**2)Grt+Ky=Spl+Plg+/-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 vzniká během silné vnější difůze Ca v granátu. Zatímco část je konzumována, zbytek je celý homogenizován se značnou ztrátou Ca.

3)Grt+Ky+Spl=Spr+Plg

Druhé dvě reakce jsou pravděpodobně aktvní na poli stability sillimanitu (reakční produkty jsou místy jemně srostlé se sillimanitem(Rötzler and Romer, 2001).

Spinel, korund a safirín-jsou stíněny plagioklasovou matrix a není u nich pozorován kontakt s křemenem. Safirín má při kontaktu s kyanitem menší Xmg než při kontaktu s granátem. Obsah TiO2, Cr2O3 a ZnO je zanedbatelný u safirínu i spinelu.

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

Biotit-tvoří 2 texturní typy, se stejným obsahem Al2O3, které se liší složením

1. v granátu-6,6-7,4 wt% TiO2; bohatší Cl a BaO; Xmg je 0,74-0,75
2. méně TiO2(1,6-4,1 wt%), větší Xmg (=0,79-0,8)

Toto dekompresní minerální složení je místy prorostlé malým množstvím retrográdního 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, které mohou vypadat takto:

1)Grt-Ky-Bt-Afs-Plg-Qtz-Rt-Ap-Gr-Po-Zrn-Mnz (prepeak fáze)

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

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

4)Grt-Sil-Bt-Kfs-Pl-Qtz (biotitová fáze)

5)Chl-Ms-Pl-Qtz-Rt-Ttn (pozdní fáze)

„Grt-cpx-granulit(G97-3)(Rötzler and Romer, 2001)

Tvoří maximálně 15m široké čočky tmavého granulitu, ležící konkordantně s foliací okolního světlého. Jsou zachovány hlavní metamorfní úseky, tvořené převážně granátem a klinopyroxenem. Vrstevní stavba je definována kolísáním poměrů těchto minerálů. Jedná se o mm až cm rozsahy a klinopyroxenické vrstvy převládají nad granátickými. Retrográdní přetisk zvyšuje heterogenitu v modálním složení, při čemž vzniká množství amfibolu a muskovitu. Granoblastická textura těchto jemně až střednězrnných hornin je tvořena:granátem+klinopyroxenem+titanitem+apatitem.

Granát-má opačné složení, než v safirínovém granulitu (46-38 mol% grs, 27-39 mol% alm, 19-13 mol% prp a do 10 mol% andraditu). Xmg se snižuje z 0,41-0,37 v jádře na 0,36-0,26 v lemech. Nepatrná zonálnost vzniká ze ztráty Ca a Mg a nabohacení Fe2+.

Klinopyroxen-je rozdělen do tří texturních typů. Ranný Cpx(1) a spinel se objevují jako inkluze v granátu, jakoby grt vznikal z oněch minerálů. Granátická a Cpx(2) matrix je částečně nahrazována symplectitem, tvořeným Cpx(3), amf, plg a magnetitem. Cpx(2) je převážně diopsidický, zonálnost se snižuje v blízkosti lemů.

Grt+Cpx(2)+H20=Cpx(3)+Amf+Plg+Mag

Texturní a chemografické vztahy připomínají brzký 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 prorlstána muskovitem, z čehož plyne, že draslík vstupuje do systému během pozdní fáze infiltrací externích fluid.

Amfibol-objevuje se v symplektitech, je hodně železitý. Obsahuje 5,8-6 p.f.u. Si; 1,7- 2,5 wt% halogenů; 0,2-6 wt% Cl. Xmg =0,59-0,67.

Magnetit-objevuje se v symplektitech. Obsahuje 66-73 mol% magnetitu, 18-23 mol% ulöspinelu a 6-10 mol% hercynitu.

Titanit+apatit-minoritní fáze, objevující se obě volně v matrix i jako inkluze v granátech. Titanit obsahuje 14-28 mol% fluor-titanitu a 0-4 mol% hydrox-titanitu. Obsah Al2O3 a XF hodnoty (0,81-1) jsou v souladu s HT,HP podmínkami. Fe3+ nahrazuje Ti z 10%.

Muskovit-vyrostlice v plagioklasu, obsah Si je 3,06-3,15 p.f.u., má zanedbatelné množství Na2O.

**Felsický granulit**

Weiss-stein je typický světlý kámen široce granitického složení ((Fiala et al., 1987a, b,; Vellmer, 1992; Janoušek et al., 2004) in O´Brien, 2006) obsahující především až několikamilimetrová zrna granátu a kyanitu uvnitř křemenno-živcové matrix ((Weiss, 1803; Sheumann, 1961; Scharbert, 1963; Fiala et al., 1987b; Rötzler, 1992; Carswell and O´Brien, 1993, Rötzler et al., 2004) in O´Brien). Charakteristická je mylonitická struktura (e.g. Behr, 1961) s destičkovitými křemeny a někdy také páskování způsobené sekundárním biotitem. Kyanit je často makroskopický viditelný jako modrá prismata seřazená ve směru foliace. U granátů se v mnoha případech objevuje biotitické halo.

V okolí Wolkenburgu je pro méně deformované granulity typická přítomnost velkých(několik milimetrů) oček perthitického K-živce, obklopeného mosaickou matrix obsahující jemnozrnný plagioklas, K-živec a křemen (pozůstatek z elongovaného, destičkovitého křemene) (O´Brien, 2006). V silněji deformovaných horninách tato protáhlá oka neexistují a dominují dvou-živcové a křemenné agregáty. Tato skutečnost je důležitá pro odhadnutí, zda se mohou granát, kyanit a rutil (také zircon a apatit) vyskytovat jako inkluse ve velkých perthitech (O´Brien, 2006). Další důležitou vlastností je přítomnost jehliček odmíšeného rutilu v perthitech; křemen je také obsahuje. V ještě silněji deformovaných příkladech jsou zachovány pouze vzácně, jako inkluse v granátech(O´Brien, 2006).

Granát je nezbytnou součástí světlých granulitů. Často méně než milimetrová růžová až oranžová zrna jsou nápadná ve vzorcích s absencí biotitu. V částečně retrográdních vzorcích je ho dokonce více kvůli přítomnosti corony sekundárního biotitu. Inkluse 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 (e.g. Waters and Whales, 1984). Anomálně protáhlé jehličky rutilu, se třemi hlavními orientacemi, jsou hlavním rysem granátu a dokazují odmíšení z Ti-granátu. Z toho důvodu je primární granát důležitější než ten (sekundární), který roste okolo rozpadlých zbytků kyanitu, případně, korundu, spinelu a někdy také sapphirinu ve vápenatých plagioklasech, a který obvykle obsahuje relikty těchto fází jako inkluse (Carswell and O´Brien, 1993; Owen and Dostal, 1996; Petrakakis and Jawecki, 1995; O´Brien, 1999). Dalšími vlastnostmi sekund. granátu je, že nemohou obsahovat inkluse ternánrního živce a jsou obehnány plagioklasem (viz O´Brien and Rötzler, 2003).

V saských felzických granulitech primárně chybí vodné minerály jako slídy nebo orthopyroxen -běžný indikátor v granulitové facii (de Waard, 1965; Mehnert, 1972; Winkler, 1979). Ve všech případech je biotit sekundární minerál, objevující se kvůli rozpadu granátu, což vede ke vzniku charakteristického tmavého páskování (O´Brien, 2006).

Základním aluminosilikátem v Saských granulitech, občas se vyskytujícím jako inkluse v perthitech je kyanit. Všeobecné bývá lemován granátem, ale zároveň mohou existovat inkluse gránátu v kyanitu. Retrogrese v granulitech vede k formování sillimanitu zvláště ve směru foliační plochy, ale také jako lemů nebo pseudomorfóze po kyanitu (O´Brien, 2006).

Dvěma hlavními minerály indikujícími změny složení ve felsických granulitech jsou živec a granát. Perthitický K-živec zbývá po odmíšení plagioklasu z ternánrního živce. Je nutné rekonstruovat složení pomocí termobarometrie dříve, než k odmíšení dojde. Měří se vnitřní části zrn (elektronovou mikrosondou), protože v lemech jsou hojnější exsoluční lamely a také proto, že během iontové výměny při posouvání hranic zrn může dojít ke změně složení. V případě hrubozrnného mezoperthitu se využívá mikrosnímků zpětné difůze, z nichž se zjišťují proporce lamel odmíšených do základní fáze. Z těchto vlastností se pak může zároveň s výsledky analýzy základní a odmíšené fáze vyvozovat iniciální složení. 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 vyskytuje nepertitizovaná fáze (O´Brien, 2006). Složení granátů ve felsických granulitech se zjišťuje složitě. Je to z důvodu malé velikosti zrn u níž je větší sklon ke vzniku difůzních přeměn. Tam, kde se objevují větší primární granáty (sekundarní může být větší než primární ve stejné hornině), je typickým složením Almandin-Pyrop-Grossular jen s malým množstvím Mn (Fiala et al., 1987b; Rötzler, 1992; Carswell and O´Brien, 1993; Cooke et al., 2000 in O´Brien, 2006). Obsah vápníku závisí na základním složení. Typické průměrné hodnoty jsou od 76%Alm, 18%Prp, 5%Grs u více granatických hornin po 55%Alm, 33%Prp a 12%Grs u hornin granodioritového složení. V lemech dochází ke ztrátě Ca (až na 4%Grs), což je kompenzováno růstem Fe a Mg. Největší Mg/(Mg+Fe) hodnota je ve středu zrn, zatímco nejmenší u sekundárně rostlých biotitů (O´Brien, 2006). U vzorků s pyroxenem je obsah Ca větší a Fe menší.

„Retrogresivní felsický granulit“(G97-2)(Rötzler and Romer, 2001).

Tato forma vzniká z retrográdního světlého granulitu. Obsahuje 38% křemene, 35% alkalického živce, 19% plagioklasu a 8% biotitu. Jemnozrnné horniny mají granoblastickou, nestejně zrnitou texturu s laločnatým kontaktem zrn. Křemeny ukazují pokračující zvětšování zrn porfyroblastů paralelně se slabou foliací. Zřetelná rekrystalizace živce je patrná ze ztráty textury: lamelární odmíšení ve vnějších částech perthitických zrn a lokalní přeměny těchto zrn na mikroklín. Některé silněji narušené relikty kyanitu jsou oplášťovány koronou ze spinelu+plagioklasu nebo jen plagioklasu. Textura vypadá stejně jako granátické lemy okolo kyanitu v méně alterovaných granulitech. Většina kyanitu je pseudomorfováno hustými agregáty prismatického sillimanitu. Obě reakční textury jsou místy jemně prorostlé, což připomíná uzavřenou řadu vztahů mezi kyanitem-sillimanitem a reakci vzniku spinelu. Granát je převážně nahrazován červenohnědými nebo zelenkavými biotitovými svazečky, což vytváří skvrnitý vzhled u světlých hornin. Místy se objevují světlé čočice. Biotit zároveň prorůstá i sillimanit a oba jsou společně obklopeny plagioklasem:

Grt+Sill+Kfs+H20=Bt+Pl+Qtz

Pozdní alterace obsahují vyrostlice hematitu a muskovitu v živcích a chloritu v biotitu. Rannější fáze tohoto granulitu jsou méně zachovány, přesto však vykazuje podobnou retrogresivní evoluci jako výše uvedený safirínový granulit.

**PT evoluce**

**Podmínky vzniku**

Pro zjištění se využívá:srovnání různých studií stejného složení; studie minerální rovnováhy hlavních a stopových prvků.

Základním prvkem (u felsických granulitů) je zjišťování pole stability granátu a orthopyroxenu, což bylo zjištěno při pokusech na adamellitu (křemenný monzonit) (Green & Lambert, 1965 in O´Brien, 2006). V některých případech se granát objevuje při 1kbar, což je vyšší tlak než má vznik grt u křemenných tholeiitů (Green and Ringwood, 1967 in O´Brien, 2006). Ortopyroxen je stabilní ve vyšších tlacích pouze krátce. Křivka stability opx leží skoro stejně jako svrchní limitní křivka plagioklasu v křemenných tholeiitech. Ta je brána jako počátek eklogitové facie. Vzhledem k tomu, že v Saských felsických granulitech chybí plagioklas a orthopyroxen, je jeho vznik přikládán eklogitové facii. Nepřítomnost opx byla objevena již velmi dávno (např. Winkler, 1979 in O´Brien, 2006)a proto se pro zjednodušení definice hornin granulitové facie může nazývat Saský granulit spíše granát-kyanit-křemenný granoblastit než granulit (O´Brien 2006).

exturní a minerálně chemické údaje z přítomného ternárního živce v safirínovém granulitu(G97-1) obecně vypovídají, že bylo dosáhnuto buď rozpustného bodu na isotermě dvojčatného živce nebo hyporsolvních podmínek. Výskyt ternárního živce je závislý na složení dvouživcové fáze při rozpouštění. Výsledný odhad tlaku se dělá za konstantních teplot. Pokud je složení mimo bod rozpouštění, stanovuje se jen minimální T. Na základě modelu rozpouštění živců může být zjištěno složení doprovodných živců, které spadají do protějšího ramena stejné isotermy.

Na příkladu Gföhlské ruly, jejíž protolit je brán jako hodně podobný granulitovému (např. Cook & O´Brien, 2001 in O´Brien, 2006), bylo zjištěno parciální tavení v bezslídné křemen-ternární živec-granát-kyanitové matrix při PT podmínkách 1000 °C a 15-20kbar (Tropper et al., 2005 in O´Brien, 2006). Granát obsahuje zvýšené množství Ti.

Geotermobarometrie-používá se dvou-živcový geotermometr a geobarometr založený na reakci:

An=Gross+Ky+Qtz (GASP). Pro obě metody je velmi důležité, aby byla přestavba ternárního živce spolehlivě dokončena. Vzácné zeminy byly také využity ke geotermometrii. Základem jsou obsahy Zr v rutilu v křemenno-zirkonových složeních (Zack et al., 2004 in O´Brien, 2006). Jejich srovnání s jinými HT a UHT poli jasně ukazuje, že felsické granulity Saského tyu vznikají při teplotách nad 1000°C. Izotopy kyslíku také jednoznačně ukazují tyto teploty (Hagen et al., 1995 in O´Brien, 2006). Hornina vzniká v poli stability kyanitu, tedy při teplotách 1000°C je tlak nad 1,4GPa, což hraničí s eklogitovou facií (O´Brien, 2006).

Minimální teploty pro vznik felsických granulitů jsou 945°C-1015°C za tlaků 22kbar (Rötzler et al., 1998). Teploty při kterých vzniká safirínový granulit jsou 935°C-984°C za tlaků 22kbar.

**Průměrná hodnota T vzniku felsických granulitů v Saském granulitovém masivu je 967°C +/- 12°C.**(Fuhrman & Lindsley, 1988); **mafických granulitů T= 1014°C-1062°C** (Berman et al., 1995).

**Průměrná hodnota P vzniku felsických granulitů v Saském granulitovém masivu je 22,3 kbar +/- 0,4 kbar.** (Fuhrman & Lindsley, 1988). Určeno GASP reakcí mezi ternárním živcem a granátem.**U mafických granulitů není P omezen** (Rötzler and Romer, 2001)

Rozpad biotitu v safirínovém granulitu způsobuje nárust Xmg hodnot v granátu. V KFMASH systému dochází k tavení biotitu při P > 9kbar a T ~ 900°C (Carrington & Harley, 1995). Při včlenění fluoru do biotitu dochází k tavení při T > 950°C (Mouri et al., 1996). Biotit může existovat pouze v rozsáhlém intervalu tavení, granát a živec mohou zároveň měnit své složení.

Metamorfní parageneze a P-T v **safirínových granulitech** poukazují na bezfluidní granitické složení (Green & Lambert, 1965), ačkoli jako výsledek peraluminické fáze se netvoří Cpx, ale Ky. Experimenty ukázaly, že granát nahrazuje Opx zhruba při P 16kbar (při T 950°C). Při P=23kbar je stabilním složením graná, klinopyroxen, plagioklas, alk. Živec a křemen. Při dalším růstu tlaku plg mizí a cpx rapidně roste a přijímá jadeitové složení. Při T=1100°C je přítomen hypersolvní ternární živec. Opx se rozpadá a roste jadeitický cpx, dochází k posunu P o ~ 2kbary.

Grt+Ky=Spl+Plg a Grt-Spinel změna Fe2+-Mg. Z těchto reakcí je vyvozeno koronitické složení safirínového granulitu. Koronitický plagioklas může růst ještě před vytvořením spinelu a částečně rekrystalizuje potom nebo může být spinel znovuustálen s granátem nebo safirínem. Nejshodnější data pocházejí ze spinel-plg agregátů, které pronikají do granátů, ale nejsou v kontaktu se safirínem.

P-T podmínky pro vznik koron jsou 930-940°C a 9,2-9,4 kbar.(Rötzler an Romer, 2001).

Při ochlazování se granát a biotit u vzájemného kontaktu znovu ustálí. Fe2+ a Mg se rozpouští při hranicích zrn. Vrcholná teplota těchto změn závisí na míře ochlazování a přítomnosti fluidní fáze na krystalových defektech. Grt-Bt termometr použitý na bt inkluze a vyrostlice v granátech nám říká při jakých teplotách ukončují tyto dva minerály(grt a bt) své přetváření.

Rozsah tlaku pro dráhu chladnutí v Saském granulitu se nejlépe určuje ze strukturně nadložních jednotek, které byly postupně zahřívány během extenzního odkrytí granulitového komplexu (Kroner, 1995). T peaku a postpeaková historie (Rötzler, 1992) se shoduje s fluidními inkluzemi a objevením andaluzitu ve složení granulitů (Grew, 1986); ukazuje na MP až LP podmínky. P=3kbar, základní tlak pro grt a bt inkluze, stanovuje teplotu 740°C. Grt lemy a bt vyrostlice vznikají při T=650°C a P=2kbar. Pozdní fáze fluidní infiltrace do granulitů připouští difúzi uvnitř matrix těchto hornin a stanovuje nízké teploty (Rötzler and Romer, 2001).

U **grt-cpx granulitů** se špatně dělají barometrické analýzy, protože chybí plg a Qtz. Termometrie je velmi citlivá, dochází k Fe2+-Mg výměně, termometr je citlivý na jemné niance ve změnách hodnot Xmg. Dle Berman et al. (1995) byla stanoven hodnota T= 1012-1062°C za průměrných tlaků 22kbar. Nepřesnosti způsobené různými záznamy obsahu Fe3+ mají odchylku~20°C. Na rozdíl od teplot získaných ze živcové taveniny, která nám dáva pouze spodní hodnoty teplotního peaku, rovnovážné teploty grt-cpx termometru nám udávají reálné peakové podmínky. Edenit-richteritový termometr (Holand and Blundy, 1994), určuje teploty amfibolů a plagioklasů:T~840+/-14°C p5i P=9kbar. Výpočty při P=4kbar udávají T~794+/-14°C, což souhlasí s dřívejšími P-T předpoklady, odhadujícími chladnutí granulitů během 800°C při P~4kbar (Grew, 1986; Rötzler, 1992).

**Diskuze(in o´brien):**

Všeobecně se bere, že granlity ze Saského granulitového pohoří a jim podobné horniny, vzniklé v Evropských Variscidech, vznikají za extrémně vysokých teplot a vysokých tlaků, což koresponduje s jinými, vzniklými v eklogitové facii (O´Brien and Rötzler, 2003). Pokud toto platí všeobecně, existuje záznam nefelsických hornin, vzniklých za stejných podmínek v eklogitové facii? Z několika studií v posleních letech vyplývá, že vedlejší mafické a inetermediální granulity uvnitř felsických komplexů obsahují původně klinopyroxen a ortopyroxen vzniká až jako sekundární fáze (Carswell and O´Brien, 1993; O´Brien et al., 1997; Kröner et al., 2000; Cooke et al., 2000; Rötzler and Romer, 2001; Rötzler et al., 2004). Klinopyroxeny jsou v těchto případech omfacity (jako v eklogitech) (např. Puba et al., 1985; Rötzler et al., 2004). Plagioklasy jsou stále přítomny. Aluminičtější bazalty obsahují plagioklas i přes podmínky, za kterých mizí v křemenných tholeiitech. Podstatnou součástí mafických vrstev ve felsických granulitech, jsou granátové peridotity s uzavřeninami eklogitů a pyroxenitů (Medaris et al., 1990, 1995a, b). Tlaky v granulitech, ekvivalentní se zjištěnými z granátových peridotitů, jsou jednoznačně dokázovány rozsáhlými nálezy diamantů a pseudomorfózami po coesitech v horninách granulitového koplexu (Klemd and Bröcker, 1999; Nasdala and Massone, 2000). Každý model vysvětlující metamorfní vývoj granulitů, musí vysvětlit tyto všudypřítomné úlomky plášťových peritotitů a tyto UHP minerály (např O´Brien, 2000). Celkové složení granulitů saského typu je granitické, ale jak bylo uvedeno v některých geochemických studiích (např. Fiala et al., 1987a, b; Vellmer, 1992; Janoušek et al., 2004), na rozdíl od prvků jako U, Th a Cs, ukazují horniny neúplné spotřebovaní vzácných prvků a jsou tedy částečně natavenými granitickými horninami. Tento fakt kontrastuje s regionálními granulitovými terány, jejichž horniny ztratily mnoho prvků během rozsáhlého tavení při výzdvihu (např. Vielzeuf et al., 1990). Spíše než primárně HP-HT taveny (např. model-Vrána, 1989), vypadají felsické granulity jako ekvivalenty migmatitů, tvořených pravděpodobně též granitickými horninami (ordovického stáří, na základě Rb-Sr datování): široce rošířěný horninový typ ve vnějších oblastech Českého Masivu (Janoušek et al., 2004). Z těchto informací vyplývá, že protolit granulitu se tvořil ve spodním paleozoiku a do extrémních teplot a tlaků se dostal během pozdější orogeneze (O´Brien, 2006). Stáří metamorfózy granulitů v Českém Masivu a celkově i v Evropských Variscidech je překvapivě mladé, 340Ma (van Breemer et al., 1982), což bylo následně potvrzeno (např. Quadt, 1993; Kotoková et al., 1996; Kröner and Willner, 1998; Kröner et al., 1998, 2000; Romer and Rötzler, 2001). Nízké stáří, výskyt některých komplexů v hloubkách, kde vznikají diamanty a/nebo coesity a výskyt granulitových oblázků v kongolmerátech již ve spodním karbonu (Kotková et al., 2001), poukazují na neobvyklé podmínky vzniku a okázale rapidiní exhumaci. Přeměna ze strmých do horizontálních struktur je dokumentována retrográdní paragenezí biotiu, sillimanitu a někdy spinelu (např. Štípská et al., 2004; Tajčmanová et al., 2004), zatímco konečné extenzní odkrytí (Reinhardt and Kleeman, 1994; Kroner, 1995) souvisí s LP-HT metamorfismem v nadloží, umocňujícím vedení tepla během rychlé exhumace (O´Brien, 2006).

**Modelace spodní kůry pomocí seismického datování**

**DEKORP 3-MVE´90-**model vedoucí podél saského granulitového komplexu

Seismická data nám dávají představu o vzhledu Zemského nitra lépe, než kterékoliv jiné geofyzikální metody. Vysvětlení těchto dat je složité. Petrologický a petrofyzický výklad seismických dat potřebuje přesné znalosti o elastických vlastnostech hornin. Důležitost laboratorních měření kompresních a střižných rychlostí a mineralogické, mikrostrukturální a chemické analýzy v korových a plášťových horninách pro pochopení a interpretaci geofyzikálních dat, byla vytyčena mnoha badateli (např. Fountain et al., 1990, 1994; Kern, 1991; Seront et al., 1993). Ve spojení s profilem jsou zkoumány HP elastické vlastnosti granitů a vysoce metamorfovaných hornin ze Saské oblasti. Předpokládá se, že jsou spodněkorového původu (Mueller, 1995).

Experimetny-Pro tento výzkum bylo kombinováno mnoho vysokotlakých experimentů. Ve všech případech měření elastických vln byly použity rychlosti Vp a Vs.

1)Bylo měřeny rychlsoti u cca 100 příkladů při tlaku vyšším než 0,5GPa za pokojové teploty. Relativní jednoduchost experimetnu umožňuje měření velkého množství příkaldů, čímž se minimalizují odchylky.

(Při experimetnech v kapalném skupenství je maximální teplota 400°C; v plynném je přípustná teplota i vyšší než 1000°C.)TABULKA S RYCHLOSTMI VLN(MUELLER,2005

Parciální tavení

Použití plynu jako tlakového transmitoru a speciální nastavení měření umožňuje zkoumat elastické vlsatnosti při PT podmínkách parciálního tavení větších než 2GPa a 1000°C.

FIG.5. Příkald Vp a Vs v horninách v Saském granulitovém pohoří. Vzhledem k nezvratným změnám v příkladech, jen jeden tepltní cyklus je podstatný v souvislosti s Fig4. Zvyšující se vliv teploty (např. 600°C u granulitů) je znát především ve vznikajícím rozpouštění při hranicích zrn. V důsledku parciálního tavení stoupá teplotní závislost na rychlostch dva až tři krát mezi 600°C a 900°C, při tlaku 2GPa a stává se nelineární. Po experimentu při více než 2Gpa a 100°C vznikají v granulitu nové granáty, pocházející z nesklovité matrix.

Vp/Vs poměr(při více než 2GPa a 400°C,fig8)

I přes velkou závislost vlnových rychlostí na tlaku, je Vp/Vs poměr téměř neměnný s P a T. Apři teplotách vyšších bež 1000°C je rozdíl poměrů Vp/Vs mezi jednotlivými horninami. Vypadají na první pohled stejně, ale křivky v grafu(fig 9) ukazují vvzrůstající poměr u pyroxenických granulitů a snižující se u granulitů vznilých při teplotách vyšších než 600°C. Vp/Vs poměry se zdají být více ovlivňovány složením horniny než PT podmínkami a proto je tento parametr spolehlivější pro určení složení ze seismických dat, než rychlosti vln samotné (Mueller, 1995).

Závislost na hloubce

Experimetnální data se dají použít pro konstrukci závislosti rychlostí elastických vln Vp a Vs na hloubce, při konstantním materiálu z povrchu až po maximální hloubku. Podstatná je T-h(hloubka) funkce pro Krušné hory (Oelsner, 1978): předpokldá se růst P o 0,3GPa za 10km hloubky.

Fig10-graf znázorňující závislost rychlosti Vp a Vs na hloubce u granulitu, pyroxenického granulitu a pyroxenitu až do hloubky 60km. Byla použita fce od Schwba (1966), jelikož Oelsnerova je vhodná pouze do hloubek 25km. U pyroxinckých granulitů a pyroxenitů byla zjištěny největší rychlost vln v hloubkách 15km. U felsinckých granulitů je maximální hloubka daleko menší než 15km. Závislost na hloubce je nepatrně jednoznačnější u Vs než u Vp.

Rychlost versus hloubka

Profil DEKORP prochází plutony Kirchberg a Eibenstock, z největší části je tvořen granitem. Vrstvy s největší rychlostí seismických vln v hloubce cca 16 s 28km se dají modelovat jako pyroxenické granulity. Zóna mezi těmito hloubkami se považuje za granulity s pruhy a čočkami pyroxenického granulitu. Takové struktury se dají spatřit v Saském granulitovém pohoří. Nízké rychlosti v hloubce 30km mohou být důsledkem parciálního tavení za teplot 550°C a více v kyselých komponentách granulitů. Je známo, že malé množství vody snižuje drasticky teplotu tavení. Na východě Krušných hor dominují ve svrchní kůře různorodé typy rul s přimíšeninami retrogresivních metabasitů. Interpretace dat s z vysokotlakých experimetů jsou v souladu výsledky terénních prací. Ve spodní kůře je všeobecně stejná situace jako v západních Krušných horách. Vrstvy s největšími rychlostmi, v 10km, 20km a 28km se dají charakterizovat jako vrstvy nebo čočky pyroxenického granulitu v kyselých granulitech a případně rulách. Zůžená vrstva s relativně nízkou rychlosti v 29km může pocházet z parciálního tavení , protože vypadá v celém rozsahu Krušných hor v této hloubce stejně. Relativně malá rychlost seismických vln a extrémní zúžení může indikovat zlomovou zónu. Zkoumání rychlosti anizotropie ovlivněné HP-HT podmínkami ukazuje reziduální anizotropii zhruba 10% pr granulity. Tímto způsobem mohou být interpretovány i změny v rychlsotech až 400m s-1. O 800 m s-1 nižší rychlost v západní části je pravděpodobně výsledek parciálního tavení. Není zde rozpor mezi dvěma představami. Komplikované derformace Krušných hor jsou jasně ustanoveny. Je známo, že v hloubce 29km se podmínky přibližují k parciálnímu tavení kyselých hornin. Pokud byla teplota hodně nízká, mohla zlomová zóna přinášet volatilní prvky podstatné pro tavení. Rozpínání této zóny v západních Krušných horách může znamenat nepatrně vyšší teplotní gradient nebo vyšší obsah volatilií. V každém případě existuje vztah mezi granitickými plutony a granulity v západních Krušných horách. Nejnižší část kůry má stejné charakteristické vlastnosti jako v západních Krušných horách.

Fig14-modelování kůry

Je to obrázek modelu zemské kůry v Erzgebirge založený na HP-HT výzkumech. Pro základní dělení sesismických rychlostí je použit výše zmíněný rychlostní model(Lang and Gebrande, personal comunication, 1992). Zároveň byly zváženy geologické interpretace reflektivních prvků (Bankwitz and Bankwitz, 1994,fig 15) a Vs refrakční seismický model (Lück, personal communication, 1992, fig 12). Výsledná podoba a význam granitického plutonu v západní části profilu (DEKORP) je založena na hustotě reflekčních prvků a není ovlivněna žádnými jinými daty. Dva strukturní prvky B v interpretaci Bankwitz and Bankwitz (1994) se dají ztotožnit s granulity a vrstvami pyroxenických granulitů v hloubkách okolo 10 a 20km. Dle petrologicko-petrofizických interpretací spodnějších vrstev se jedná o směs granulitů s proměnlivým množstvím pyroxenických granulitů a eklogitů, dohromady s parciálním tavením kyselých komponent. Je skvělé, že obsah těchto komponent se mění laterally? A zároveň rychlosti ukazují stejné změny. Největší rychlosti v západní části znamenají snížení tavení, vzniklé zesílením základních vlastností-nižší zásobou volatilíí a nižším teplotním gradientem.

HP-HT experimenty mohou hodnotně ovlivňovat materiální interpretace ze seismických dat. Vzorky hornin ze Saska a Saského granulitového pohoří byly zkoumány zároveň s kontrolou seismického profilu DEKORP 3-MVE´90 podél Krušných hor. Byl vytvořen krustální model na základě modelu seismických rychlostí a geologických interpretací reflekčních prvků. Vrstvy s vysokými rychlostmi ve spodní kůře jsou interpretovány jako granulity s vrstvami a čočkami pyroxernických granulitů a eklogitů. Vrstvy s nízkými rychlostmi seismických vln ve spodní kůře se považují za výsledek parciálního tavení kyselých komponent v asociaci s acidními a bazickými granulity. Refrakční sesimická Vs data udávají nízkorychlostní zónu ve spodní kůře (Mueller, 1995)