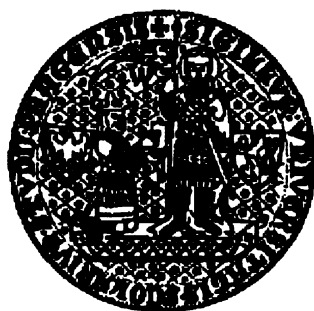


BP 31

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE, PŘÍRODOVĚDECKÁ
FAKULTA
Ústav petrologie a strukturní geologie



**Hranice mezi saxothuringickou a
tepelsko-barrandienskou
jednotkou na západním okraji Českého masívu**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Šárka Bezděková

Vedoucí: Mgr. Jiří Konopásek, Ph.D.

Konzultant: RNDr. Petr Jeřábek

Praha, srpen 2007

OBSAH

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. Úvod | 3 |
| 2. Amalgamace Českého masivu a příslušnost jednotek k variským kontinentálním doménám | 4 |
| 3. Tepelsko-barrandienská jednotka | 6 |
| 3.1 Vymezení oblasti | 6 |
| 3.2. Geologická charakteristika | 7 |
| 3.3. Horninové asociace | 8 |
| 3.4. Tektonický vývoj | 9 |
| 3.5. Dílčí jednotky tepelsko-barrandienské oblasti na hranici se Saxothuringikem | 10 |
| 4. Saxothuringická jednotka | 12 |
| 4.1 Vymezení oblasti | 12 |
| 4.2. Geologická charakteristika | 13 |
| 4.3. Horninové asociace | 14 |
| 4.4. Metamorfní podmínky | 15 |
| 4.5. Dílčí jednotky Saxothuringika na hranici s tepelsko-barrandienskou oblastí | 16 |
| 6. Rozhraní mezi saxothuringickou a tepelsko-barrandienskou jednotkou | 19 |
| 6.1. Tektonický vývoj hranice podle Franke (2002) | 19 |
| 6.2. Tektonický vývoj hranice podle O'Briena (2000) | 20 |
| 6.3. Exhumační model podle Konopásk a Schulmanna (2005) | 22 |
| 6.4. Tektonický vývoj hranice podle Matte (1998) | 24 |
| 6.5. Tektonický vývoj hranice podle Kachlíka (1993, 1997) | 25 |
| 6.6. Tektonický vývoj hranice podle Krohe (1996) | 25 |
| 7. Závěr | 26 |
| 8. Přehled použité literatury | 27 |

1. ÚVOD

Hranice mezi tepelsko-barrandienskou jednotkou a jednotkou Saxothuringika představuje v rámci evropských Variscid rozhraní prvního řádu. Toto tektonické rozhraní je výsledkem subdukce oceánské kůry a následné kontinentální kolize. Tyto procesy měly zásadní vliv na formování Českého masívu ve svrchním paleozoiku. V oblasti rozhraní bylo definováno velké množství geologických jednotek, které nám poskytují mnoho informací o vývoji této hranice, ale jejich příslušnost k tepelsko-barrandienské či saxothuringické oblasti není vždy příliš jasná. Významnou komplikací je fakt, že naprostá většina kontaktní zóny mezi těmito oblastmi je skryta pod křídovými sedimenty, tercierními vulkanity a sedimenty oherského riftu. Tato práce podává přehled geologických jednotek vyčleněných v minulosti v oblasti hranice mezi tepelsko-barrandienskou a saxothuringickou oblastí a věnuje se modelům tektonických procesů které probíhaly v oblasti této hranice během variské kolize.

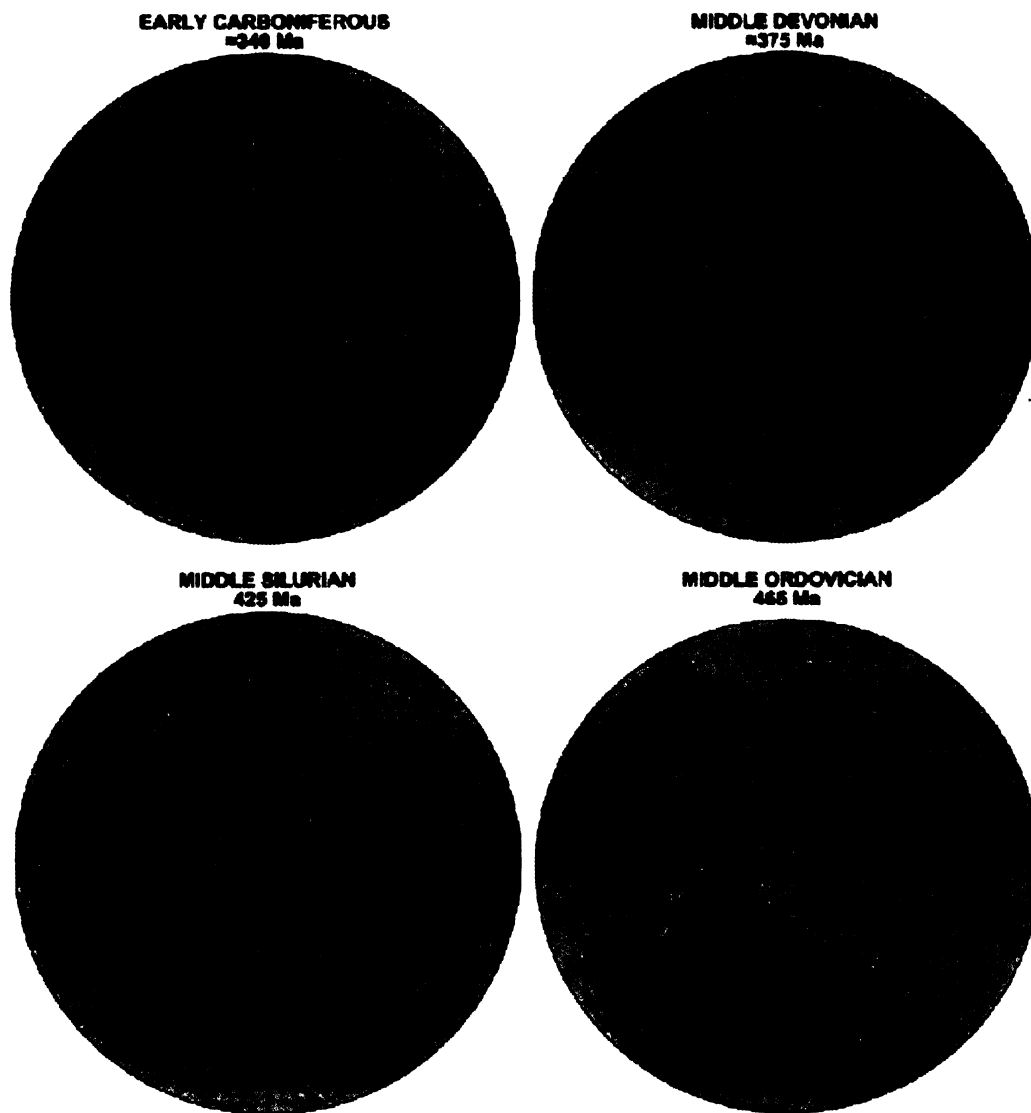
2. AMALGAMACE ČESKÉHO MASIVU A PŘÍSLUŠNOST JEDNOTEK K VARISKÝM KONTINENTÁLNÍM DOMÉNÁM

Dnešní uspořádání Českého masivu je výsledkem předvariských pohybů litosférických desek, variské orogeneze a v neposlední řadě postvariské zlomové tektoniky.

Vlastní amalgamací Českého masivu předcházela rozpad okraje gondwanského kontinentu. V průběhu kambria se začaly podél vznikajících riftů oddělovat mikrokontinenty. Nejdříve se oddělila východní Avalonie, následovaly malopolský blok, Brunovistlikum a na přelomu kambria a ordoviku pak armorická skupina kontinentů (Kachlík, 2003).

První fáze amalgamace jednotek, které dnes nacházíme jako součást Českého masivu, probíhala v kambriu, kdy se k baltickému kontinentu připojily první z gondwanských mikrokontinentů - malopolský blok a pravděpodobně také moravskoslezská oblast, zahrnující Brunovistulikum a Moravosilesikum (Kachlík, 2003). Tyto mikrokontinenty jsou v současné době situovány podél Tornquistovy linie. Během druhé fáze se uzavíral oceán Iapetus mezi Laurentií a Baltikou. Tyto kontinenty kolidovaly (mladokaledonské vrásnění) během siluru a daly tak vzniknout novému kontinentu Larussii (severoatlantský kontinent) (obr. 1). Téměř současně se jižně od Larussie uzavíralo Torquistovo moře, což vyústilo v připojení dalšího krustálního fragmentu východní Avalonie (obr. 1). Po uzavření Rheického oceánu v devonu dochází na jihu Larussie vlivem variského orogenu k amalgamací armorické skupiny mikrokontinentů a gondwanského kontinentu (obr. 1).

V karbonu vyvrcholila variská orogeneze, během které mezi sebou kolidovaly armorické mikrokontinenty uzavírané mezi Avaloni a Gondwanu. V pozdní fázi variského orogenního cyklu dochází k exhumaci vysoce metamorfovaných hornin spojené s intruzemi granitoidních hornin. Ve spodním permu se Český masiv stal plně konsolidovanou částí severoevropské platformy a následně byl ovlivněn už jen post-orogenní zlomovou tektonikou a intruzemi postvariských vulkanitů.



Obr. 1: Paleozoická rekonstrukce pohybu kontinentů od středního ordoviku (465 Ma) do spodního karbonu (340 Ma) podle Matte (2002)

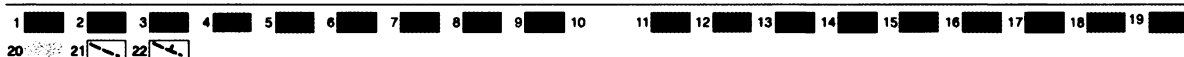
3. TEPELSKO-BARRANDIENSKÁ JEDNOTKA

3.1 Vymezení oblasti

Tepelsko-barrandienská jednotka se nachází ve střední a západní části Českého masivu. Na svém jihovýchodním okraji se tepelsko-barrandienská jednotka stýká s jednotkou moldanubickou. Rozhraní mezi nimi je tvořeno SV-JZ probíhajícím variským dextrálním zlomem – středočeskou střížnou zónou (Rajlich, 1987) (obr. 2). Tepelsko-barrandienská jednotka v této oblasti tektonicky překrývá horniny Moldanubika (Matte et al., 1989).

Západní okraj tepelsko-barrandienské oblasti je oddělen od saxothuringické jednotky západočeskou střížnou zónou (obr. 2) (Zulauf, 1994) - Tepelská sutura (Kachlík, 2003), která je většinou skryta pod permokarbonskými a křídovými sedimenty. Podle Zulaufa (1997); Buese a Zulaufa (2000) byla tato sutura později přetištěna vrásněním velkého měřítká. Matte et al. (1989) předpokládá, že tato oblast (západní roh tepelsko-barrandienské jednotky) je kořenem allochtonních příkrovových jednotek, které se vyskytují jak v západní části německého Saxothuringika (münchberská kra, zóna Erbsdorf-Vohnestrauss), tak na západním okraji tepelsko-barrandienské jednotky (mariánsko-lázeňský komplex) (obr. 2).

Severní a východní část tepelsko-barrandienské jednotky je pokryta platformními sedimenty permo-karbonu, křídly a v menší míře i terciéru. Na severovýchodním okraji tepelsko-barrandienské jednotky se noří proterozoické a paleozoické sedimenty do podloží České křídové pánve, kde pokračují až do oblasti Železných hor (obr. 2).



Tepelsko-barrundtenská oblast (Bobemikum, středočeská oblast): 1 svrchnoproterozoické sedimenty a vulkanity; 2 prevariské (kambro-ordovické) magmatity; 3 staropaleozoické sedimenty a vulkanity (kambrium až devon);

Sasko-duryšská oblast (saxothuringikum): 4 svrchnoproterozoické metasedimenty; 5 kadomské metagranity (ortority); 6 paleozoické metasedimenty (kambrium - devon) 7 spodnokarbonský flyš (kulm) 8 spodní část allochtonních jednotek tvořená epizodálně metamorfovanými sedimenty bazalty a ultrabazity; 9 silně metamorfované jednotky allochtonních komplexů v saxothuringiku a moldanubiku (Winklarn); 10 granulitové komplexy s masivy ultrabazických plášťových a vysokotlakých bornitů;

Moldanubická zóna (v pojetí Matte et al. 1989): 11 silně metamorfované vulkanosedimentární komplexy proterozoického až paleozoického stáří (ostrongká a drosendorfská jednotka); 12 allochtonní silně metamorfované komplexy gřiblské jednotky s relikty vysokotlakých bornitů;

Moravsko-slezská oblast (moravoslezikum včetně brunovistulika): 13 kadomský fundament brunovistulika (kadomské granitoidy a jejich metamorfní plášť; 14 kadomské ortority moravosilesika; 15 devonské až spodnokarbonské platformní i zvrásněné vulkanosedimentární formace moravosilesika a brunovistulika; 16 viséžská až namurská klastika variského flyše s přechodem do slabě deformovaných sedimentů variské předblubně;

Variské granitoidy: 17 melanokratické žuly a syenity (durbachity) 18 tonality až granity (350-305 Ma); 19 permokarbonské platformní sedimenty; 20 mladší platformní pokryvy; 21 významné zlomové linie; 22 příkrovové násuny.

Obr.2: Tektonická mapa Českého masivu s vyznačením základních stavebních jednotek (upraveno podle Matte et al. 1989), (převzato a upraveno, Kachlík, 2003):

A - západočeská střížná zóna; B - středočeská střížná zóna; ZEV – zóna Erbendorf-Vohnestrauss; MM- münchberská kra; MLC – mariánsko-lázeňský komplex.

3.2. Geologická charakteristika

Tepelsko-barrandienská jednotka je jeden z nejlépe zachovaných reliktů avalansko – kadomského orogénu (Kachlík, 2003), který byl během variské orogeneze začleněn do stavby evropských Variscid.

Ve vertikálním řezu lze rozlišit dvě strukturní patra:

- Proterozoický fundament je tvořen převážně sedimenty, které vznikly v oblasti akrečního klínu, v předobloukové pánvi nebo při úpatí aktivního kontinentálního okraje (Kachlík, 2003). Během variské orogeneze byly proterozoické sedimenty (tepelské krystalinikum) postiženy metamorfózou v podmínkách amfibolitové facie. Na bázi se vyskytuje soubor metamorfovaných mafických a ultramafických hornin kambrického stáří – mariánskolázeňský komplex.
- Staropaleozoický pokryv diskordantně nasedá na kadomsky deformované podloží. Tyto sedimenty a vulkanity jsou kambrického až středně devonského stáří a byly uloženy ve dvou samostatných sedimentačních cyklech. Starší kambrický cyklus odráží transtenzní režim spojený s riftingem tepelsko-barrandienské jednotky od gondwanské pevniny, zatímco mladší ordovicko-devonský sedimentační cyklus odráží extenzní režim a rychlou subsidenci v intrakontinentální oblasti nebo v blízkosti pasivního kontinentálního okraje (Kachlík, 2003).

3.3. Horninové asociace

Obecně se dá říci, že anchimetamorfované kadomsky deformované jednotky barrandienského proterozoika směrem k JZ a SZ postupně přecházejí do metamorfitů tepelského a domažlického krystalinika (Kettner, 1917; Zoubek, 1948; Vejnar, 1982; Žáček a Cháb, 1993).

V tepelsko-barrandienské oblasti se vyskytují následující horniny:

- Prekambrium – neoproterozoické vulkano-sedimentární sekvence (Kettner, 1917; Zoubek, 1948) formované kadomským i variským orogenním cyklem. Intenzita deformace a metamorfózy narůstá směrem na západ. Nejvíce metamorfované části tepelsko-barrandienské oblasti tvoří domažlické a tepelské krystalinikum (Vrána a Štědrá; 1997). Tato krystalinika jsou často srovnávána s allochtonními metamorfovanými komplexy v německé části Saxothuringika.
- Kambrium – kontinentální a mořská molasa kadomského orogénu reprezentuje nejstarší pokryv prekambrického fundamentu (Kukal, 1971). Kambrické vulkanity indikují prostředí ostrovních oblouků nebo aktivního kontinentálního okraje (Chlupáč et al., 1994; Chaloupský et al., 1995).

- Gabroidy a granitoidy kambrického a spodno-ordovického stáří intrudující do prekambriického fundamentu (Dörr et al, 1998).
- Ordovicko – devonská vulkanosedimentární sekvence tvořící svrchní patro pokryvu prekambriického basementu (Chlupáč et al., 1994). V souvislosti s variským horotvorným procesem je poslední pre-orogenní sekvencí (Chlupáč a Kukul; 1988).
- Devonské a karbonské granitoidní (+gabroidní) intruze reprezentující variské tektonotermální a intruzivní procesy (Vrána a Štědrá, 1997; Dörr et al., 1997, 1998).
- Permokarbonská kontinentální syn-orogenní molasa (Vrána, Štědrá; 1997).

3.4. Tektonický vývoj

Holubec (1968) popsal ploché brachysynklinály a brachyantiklinály JZ-SV trendu, desítky km široké a až 200 km dlouhé. Tyto struktury jsou odkloněny o 10° na západ od variské brachysynklinály velkého měřítka, ve které je zachován sled ordovických až devonských sedimentů Barrandienu.

Prekambriický strukturní vývoj lze v případě tepelsko-barrandienské jednotky velmi špatně interpretovat, jelikož jsou zde kadomské a variské deformační procesy velmi těžce rozeznatelné.

Získaná geochronologická data (Kreutzer et al., 1992; Dallmayer a Urban, 1994) ukazují, že Středočeská střížná zóna chladla během svrchního karbonu díky styku s chladnější tepelsko-barrandienskou jednotkou. Kůra tepelsko-barrandienské oblasti chladla už během kambria a opětovně ji prohřály až variské termální děje v devonu. Podél středočeské střížné zóny byla vyzdvižena prohřátá moldanubická kůra (Cháb, Žáček, 1997).

V oblasti západočeské a středočeské střížné zóny došlo v období 310 – 330 Ma k výraznému zdvihu prohřátého Moldanubika oproti relativně chladné tepelsko-barrandienské jednotce. Tento výrazný zdvih byl podle Zulaufa (1994) způsoben regionální extenzí.

Tektonický kontakt tepelsko-barrandienské jednotky a mariásko-lázeňského komplexu byl interpretován Žáčkem et al. (1993) jako násunová plocha, která má v nadloží

tepelské krystalinikum nasunuté na mariánsko-lázeňský komplex ze SV (Matte, 1990). Tato zlomová plocha je považována za strukturní bázi tepelsko-barrandienské jednotky. Dílčí zlomy, které sledují hlavní zlomovou linii, oddělují jednotlivé šupiny tepelského krystalinika.

3.5. Dílčí jednotky tepelsko-barrandienské oblasti na hranici se Saxothuringikem

Tepelské krystalinikum

Tepelské krystalinikum představuje SZ okraj barrandienského proterozoika, do kterého postupně přechází snižováním stupně metamorfózy směrem k V (Mísař et al., 1983). Na JV je ohraničeno biotitovou izográdou, na SZ je ohraničeno rozhraním tepelsko-barrandienské oblasti a Saxothuringika. JZ hranici tvoří mariánsko-lázeňský zlom a na J přechází do domažlického krystalinika.

Tepelské krystalinikum je tvořeno metapelity a metapsamity, jejichž stupeň metamorfózy narůstá napříč sledem metamorfních zón (Zoubek, 1951). Přítomny jsou zde metamorfní zóny biotitová, granátová, staurolitová a kyanitová (Mísař et al., 1983).

V jádře tepelského krystalinika vystupují tepelské ortoruly obklopené migmatity. Protolitem tepelské ortoruly je autochtonní granit (Zoubek, 1951). Dále k JV vystupuje těleso hanovského masivu a masivu lestkovského. Na SV tepelského krystalinika vystupuje čistecko-jesenický masiv z většiny skrytý pod sedimenty permokarbonu.

Mariánsko-lázeňský komplex

Mariánsko-lázeňský komplex reprezentuje největší akumulaci metamorfovaných basik v Českém masivu (Kastl & Tonika, 1984). Je interpretován jako ofiolitový komplex v prostoru mezi Saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou (Kastl a Tonika, 1984) a považován Vránou a Štědrou (1997) za jeden z Peri-gondwanských teránů. Jeho vývoj poskytuje mnoho cenných informací o ordovické tvorbě oceánské kůry a o devonské HP metamorfóze v amfibolitové a eklogitové facii.

Mariánsko-lázeňský komplex vystupuje v prostoru rozhraní se Saxothuringikem na SZ, tepelsko-barrandienskou jednotkou na SV a Moldanubika na JV. Přítomnost eklogitů

naznačuje, že horniny mariánsko-lázeňského komplexu představují relikty paleozoické subdukční zóny. Distribuce stopových prvků a Nd a Sr izotopů indikuje, že protolity mnohých z ekogitů a amfibolitů mariánsko-lázeňského komplexu byly horniny typu MORB a ostrovních oblouků (Vrána, Štědrá, 1997).

Strukturně je mariánsko-lázeňský komplex alochtonním tělesem v nadloží jednotky Kladské (viz dále), od které je oddělen duktilní střížnou zónou (Kachlík, 1993). Na JV jsou horniny mariánsko-lázeňského komplexu v tektonickém kontaktu s metamorfovanými prekambrickými horninami tepelského krystalinika. Žáček et al. (1993) stanovil svrchní hranici mariánsko-lázeňského komplexu tak, aby korelovala s hypotetickou násunovou plochou mezi amfibolity mariánsko-lázeňského komplexu a rulami tepelského krystalinika. V severní části mariánsko-lázeňského komplexu jsou hlavní foliace poměrně variabilní a nekorespondují s generelními směry foliace v jižní části, kde zapadají poměrně jednotně k JV (Štědrá 2001),

Mariánsko-lázeňský komplex je tvořen několika typy metamorfovaných hornin:

- Serpentinity – serpentinizované a retrogresované ultramafické horniny na SZ tvoří strukturní bázi mariánsko-lázeňského komplexu na kontaktu s Kladskou jednotkou (Štědrá 2001).
- Metagabra – gabroidní horniny se nacházejí hlavně v JV oblasti mariánsko-lázeňského komplexu a ve vedlejším tepelském krystaliniku (Jelínek et al., 1997).
- Eklogity – původní minerální asociace eklogitů mariánsko-lázeňského komplexu obsahovala granát a omfacit (Vrána, Štědrá; 1997). Tyto horniny ekvilibrovaly v podmínkách přechodné zóny mezi granulitovou a eklogitovou facií, později však prošly retrogresí a získaly přetisk v amfibolitové facií. Relikty HP/HT eklogitů jsou zachovány v amfibolitech ve formě budin.
- Amfibolity – jsou nejrozšířenější skupinou hornin zastoupenou v mariánsko-lázeňském komplexu. Jsou zde přítomny amfibolity i intermediální až felsické amfibolové ruly.

Horninové skupiny mariánsko-lázeňského komplexu prodělaly polyfázovou tektonickou a metamorfní historii, která předcházela samotné variské orogenezi. Podle Štědré (2001) po prvním, nejstarším vysokotlakém stádiu následovala fáze parciálního tavení v podmínkách odpovídajících nižší až střední kůře, spojená s metamorfózou ve

středních a vyšších podmínkách amfibolitové facie. Třetí stádium je etapou exhumace, která mohla probíhat odlišně pro různé horninové celky mariánsko-lázeňského komplexu. Následně nastoupilo isobarické zchlazení doprovázené násuný a přechodem z domény duktilní deformace do domény deformace křehké.

Věky 377 a 367 Ma (Beard et al., 1994) zjištěné analýzou izotopických poměrů Sm/Nd u granátů a omfacitů z eklogitu zřejmě určují dobu eklogitizace. Stáří hornin 370 až 375 Ma získané z hornblendových koncentrátů z metagaber a jemnozrnných amfibolitů $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ metodou podle Dallmeyer-Urban (1994) datuje finální chladnutí amfibolitů a metagaber mariánsko-lázeňského komplexu při teplotě přibližně 500°C a konečnou fázi regionální metamorfózy.

Mariánsko-lázeňský komplex je často srovnáván s jednotkami ležícími v německé části Saxothuringika. Horninové asociace mariánsko-lázeňského komplexu jeví několik společných znaků s jednotkami münchberské kry a zóny Erbendorf-Vohnestrauss:

- koncentrace a distribuce stopových prvků, REE a Nd, Sr v metabazitech
- stáří eklogitové metamorfózy hornin münchberské kry: 380 Ma (Stosch-Lugmair; 1990), mariánsko-lázeňského komplexu: 370 - 380 Ma (Vrána, Štědrá; 1997)
- stáří protolitů - metamorfní zirkony metagaber: mariánsko-lázeňský komplex - 496 Ma v porovnání s věkem krystalizace magmatu metagaber münchberské kry - 480 - 500 Ma (Bosbach et al. 1991) a stářím intruze protolitu metabazitů - 480 Ma (Köhler & Holzl, 1994). Srovnání mariánsko-lázeňského komplexu a zóny Erbendorf-Vohnestrauss vychází z podobnosti horninových sekvencí.

4. SAXOTHURINGICKÁ JEDNOTKA

4.1 Vymezení oblasti

Saxothuringikum tvoří severní a severozápadní část Českého Masivu. Na jihozápadním okraji je od tepelsko-barrandienské jednotky odděleno tepelskou suturou (Matte, 2000) vzniklou uzavřením Saxothuringického oceánu (Kachlík, 2003). Labská zóna dělí Saxothuringikum na dvě části, krušnohorskou a lugickou oblast. Vzhledem k tématu práce se budu dále zabývat jen krušnohorskou částí Saxothuringika.

Pro část Saxothuringika vystupující na našem území v Krušných horách, Smrčinách a v podloží oháreckého příkopu, se používá označení krušnohorská oblast. Celkově jsou Krušné hory vyzdviženou krou krystalinika s jednostraným úklonem k SZ (Škvor, 1975) a tvoří antifonní strukturu s proterozoickým metamorfovaným jádrem a paleozoickým metasedimentárním obalem. Toto antiklinorní pásmo je rozděleno příčnou depresí na antiklinorium krušnohorské a smrčinské. Tektonika oblasti Krušných hor je interpretována jako výsledek západním směrem orientované kontinentální kolize (Matte et al., 1990).

4.2. Geologická charakteristika

V krušnohorské oblasti Saxothuringika se dají vyčlenit dvě strukturní patra:

- Autochton – na kadomský fundament diskordantně nasedá autochtonní až parautochtonní paleozoikum (Buschmann et al., 1995). Sedimentace v kambriu a ordoviku byla doprovázena riftovým vulkanismem (Siebel et al., 1997; Bankwitz et al., 1994) a intruzemi granitů, které byly poté přeměněny na různé typy ortorul (Linneman, 1995). Od ordoviku do famenu se ukládaly pelagické sedimenty. Od famenu byly zaznamenány první projevy flyšové sedimentace (Kachlík, 2003). Tyto sedimenty jsou derivovány z vyzvedávajícího se okraje tepelsko-barrandienské oblasti (Jakeš et al., 1979).

Tyto autochtonní komplexy vystupují v Durynsku, Vogtlandu a v západní části Krušných hor a Smrčin (dyleňské a slavkovské krystalinikum). Schäffer et al. (2000) předpokládá zpětné násuny směrem k JV okraji Saxothuringika, které vznikaly v souvislosti s tvorbou rhenohercinského akrečního klínu, i v západní, autochtonní části saxothuringika.

- Alochton – alochtonní krystalinické příkrovy vysunuté z tepelské sutury na durynský parautochton. Alochtonní příkrovy jako münchberská kra, zóna Erbendorf-Vohenstrauss a další menší tektonická bradla vystupují hlavně na území Německa. Podle Kachlíka (1993, 1997) k těmto šupinám patří i jednotka Kladská v Čechách.

Alochton se vyznačuje stratigrafickou i metamorfní inverzí (Franke, 1989). Paleozoické jednotky v alochtonních jednotkách zaznamenaly jiný faciální vývoj, než jednotky parautochtonní (Franke, 1984; Franke 1989; Falk et al. 1995). Takzvaný bavorský vývoj odráží hlubokovodní prostředí, naopak vývoj durynský

odráží sedimentaci v mělčích partiích Saxothuringického oceánu (Franke, 1984). Strukturně nejvyšší patro alochtonu tvoří metamorfované vysokotlaké horniny vysunuté z tepelské sutury, jejichž protolitem byla kambro-ordovická oceánská kůra (Stosh, 1987).

Imbrikace krustálního charakteru s patrným střídáním šupin hornin tepelsko-barrandienské a saxothuringické provenience, je patrná především v okolí mariánsko-lázeňského komplexu (Kachlík, 1997).

V západní části Saxothuringika lze velmi dobře rozlišit alochtonní krystalinické jednotky se znaky vysokého stupně metamorfózy od metasedimentárních autochtonních jednotek jevících znaky jen nízkého stupně metamorfózy (Konopásek et al., 2001). Naopak ve východní části saxothuringika je rozlišení autochtonních a allochtonních jednotek poměrně složité, protože jednotky byly ovlivněny dvoufázovou metamorfózou vysokého stupně (Mlčoch a Schulmann, 1992; Kröner et al., 1995).

4.3. Horninové asociace

Regionální metamorfóza a nedostatek paleontologicky vyhodnotitelného materiálu, ztěžují stratigrafické a časové zařazení sérií metamorfovaných hornin.

Obecně lze říci, že krušnohorská oblast je tvořena čtyřmi skupinami hornin:

- Proterozoické pararuly - nazývané spodní "šedé" neboli freiberské. Zastoupeny jsou biotitickými až dvojslídnyými pararulami, migmatity, svory a granodioritovými rulami (Svoboda et al., 1964).
- Prekambrické – kambrické "červené" ruly, které představují intruzivní granitoidy, které intrudovaly v závěru kadomské orogeneze do metamorfovaného migmatitového komplexu šedých rul (Svoboda et al., 1964). Tyto ruly jsou intenzivně deformovány a ve svrchních patrech způsobily kontaktní metamorfózu.
- Fylitová série – slabě přeměněné sedimenty ordovického až silurského stáří s hojnými vložkami kvarcitů (Svoboda et al., 1964).
- Granitoidy Krušnohorského plutonu různého variského stáří.

Podle Konopáska et al. (2001) byl na autochtonní metasedimentární basement nasunut příkrov allochtonních ortorul, přičemž násunová plocha příkrovu je definována přítomností mafických eklogitů (Konopásek, 1998; Rötzler et al., 1998; Kláková et al., 1998; Schmädicke et al., 1992) se zachovanými stavbami vzniklými v podmínkách subdukční zóny. Tento západovergentní násun je zodpovědný za vznik hlavní metamorfní foliace a V-Z linace dobře znatelné v alochtonních rulových tělesech (Rajlich, 1987; Matte et al., 1990; Mlčoch a Schulmann, 1992) a později i za vznik vrásových struktur velkého měřítka se S-J orientovanými vrásovými osami a vertikálními vrásovými plochami. Následná S-J komprese je zodpovědná za převrásnění předchozích staveb jak basementu, tak alochtonních těles. Tato kompresní událost dala vzniknout vrásám velkého měřítka s vrásovými osami zapadajícími k západu a VZ lineaci. Ve stejném deformačním režimu se v pozdější fázi projevuje křehká deformace, která předpokládá pokles teploty a zřejmě vyzvednutí celé oblasti. V poslední fázi vývoje vznikla na některých místech krenulační kliváž a pásy zalomení s plochými osními rovinami, což předpokládá sub-vertikální směr komprese.

4.4. Metamorfní podmínky

Stáří metamorfózy v krušnohorské oblasti je interpretováno převážně jako variské a intenzita metamorfózy a deformace klesá směrem k SZ (Kossmat, 1927), do oblasti durynského parautochtonu. Oblasti v blízkosti tepelské sutury a allochtonní jednotky Saxothuringika jsou typické svou příkrovovou stavbou způsobující metamorfní inverzi (Kachlík, 2003). PT data ze všech litologií naznačují vysokotlaký metamorfní gradient variské metamorfózy (Schmädicke et al., 1992; Holub a Souček, 1994; Kláková et al., 1998; Konopásek, 1998; Rötzler et al., 1998).

Teplotně tlakové podmínky, ve kterých byly metamorfované krušnohorské ortoruly nejsou známy, ale přítomnost plagioklasu ve všech vzorcích vylučuje možnost, že by tyto parautochtonní ortoruly mohly dosáhnout podmínek eklogitové facie. Maximální dosažené metamorfní podmínky byly Konopáskem (1998) stanoveny na 13-15 kbar/580-630°C. Maximální dosažené metamorfní podmínky mafických eklogitů byly Klákovou et al. (1998) určeny na 26 kbar/650-700°C. Podobné hodnoty (22 kbar/640°C) byly Konopáskem (2001) určeny i pro granátické břidlice nasunutého příkrovu. Rozdíl v teplotně-tlakových podmínkách stanovených pro parautochtonní metasedimenty a pro mafické eklogity a nadložní granátické břidlice byl Klákovou et al. (1998) vysvětlen interpretací parautochtonních

metasedimentů jako hornin vysunutých ze subdukční zóny v počáteční fázi kontinentální kolize.

4.5. Dílčí jednotky saxothuringika na hranici s tepelsko-barrandienskou oblastí

Mísař et al. (1983) rozděluje krušnohorskou oblast podle směrných SV-JZ struktur odpovídajících osám zón saxothuringika (ohárecké synklinorium, smrčinsko-krušnohorské antiklinorium, vogtlandsko-saské synklinorium, durynské antiklinorium) a podle příčných SZ-JV struktur, které mají charakter hlubinných zlomů. Dílčími jednotkami jsou:

Krušnohorské krystalinikum

Krušnohorské krystalinikum je jednotkou litologicky velmi pestrou. Všechny horniny jsou patrně dvoufázově regionálně metamorfovány a intenzivně zvrásněny (Mísař et al. 1983). Osa krušnohorského krystalinika je protažena SV-JZ a noří se k JZ, lze tedy spatřovat starší skupiny na SV a mladší na JZ. Ve směru od SV k JZ se objevuje skupina freiberská, krušnohorská a jáchymovská.

- Freiberská skupina je tvořena monotonními freiberskými rulami, které jsou často označovány jako ruly granodioritové.
- Krušnohorská skupina vystupuje ve střední části krušnohorského krystalinika. Jedná se o velmi složitý komplex šedých rul přecházejících do skupiny rul červených a migmatitů.
- Jáchymovská skupina je pestrou skupinou zařazovanou do svrchního proterozoika až spodního paleozoika (Mísař et al., 1983). Vystupuje jako souvislý lem centrální části krušnohorského krystalinika a je zastoupena dvojslídnyými rulami, dvojslídnyými svory, drobovými rulami, grafitickými a karbonátovými břidlicemi a metabazity.

Smrčinské krystalinikum

Smrčinské krystalinikum je od krušnohorského krystalinika odděleno jáchymovským a mariánsko-lázeňským zlomem. Smrčinské krystalinikum představuje méně obnaženou část antiklinální zóny než krušnohorské krystalinikum. V malém množství se vyskytují ekvivalenty krušnohorské skupiny. Více na území smrčinského krystalinika vystupují ekvivalenty skupiny jáchymovské (Mísař et al., 1983).

Svatavské krystalinikum

Krušnohorský zlom rozděluje svatavské krystalinikum na kru kynšperskou a na kru Oloví. Směrem od SZ k JV byly vyčleněny metamorfní zóny s různými metamorfními asociacemi - muskovitické svory s albitem a granátem, dále na JV muskovitické dvojslídne svory, chloriticko-muskovitické fylity až svory místy s granátem a staurolitem Mísař et al. (1983) . Svatavské krystalinikum je samostatnou, tektonicky omezenou jednotkou.

Chebsko-dyleňské krystalinikum

V chebském krystaliniku stoupá směrem k JV metamorfní stupeň do facie dvojslídnych svorů se staurolitem a dále do facie dvojslídnych až biotitických rul a svorů v krystaliniku dyleňském (Mísař et al., 1983).

Slavkovské krystalinikum

Slavkovské krystalinikum představuje z regionálně geologického hlediska spojení mezi Saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou. Slavkovské krystalinikum jeví přítomnost reliktní starší klenbovité stavby, která byla později využita intruzemi karlovarského plutonu, který zde způsobil regionální metamorfózu (Mísař et al., 1983). Zoubkem et al. (1963) je toto území považováno za regionálně metamorfované a kontaktními účinky variských granitoidů dotvořené svrchní proterozoikum.

Jednotka Kladská

Jednotka Kladská se nachází na SZ okraji mariánsko-lázeňského komplexu a leží v jeho podloží. Strukturně leží jednotka kladská v nadloží slavkovského krystalinika a dyleňského krystalinika, které byly považovány za parautochtonní jednotky Saxothuringika (Franke 1989) nebo za tranzitní zónu mezi saxothuringikem a moldanubikem (Kreuzer et al., 1989). Slavkovské krystalinikum a domažlické krystalinikum jsou silně přetištěny pozdně Variskou LP/HT metamorfózou, Kreutzerem et al. (1989) datovanou na 330-320 Ma.

Zoubkem a Vejnarem (1962) byla jednotka Kladská definována jako součást mariánsko-lázeňského komplexu. Zoubek (1963) řadil Kladskou jednotku k Saxothuringiku. Fiala, Vondrová (1963) již vyslovili pochybnosti o její příslušnosti k mariánsko-lázeňského komplexu a následně byla Kachlíkem (1993) redefinována jako součást Saxothuringika. Tato nová definice byla postavena na základních odlišnostech od mariánsko-lázeňského

komplexu jak ve strukturních, metamorfních i geochemických vlastnostech hornin jednotky Kladské.

Jednotka Kladská je tvořena metasedimenty a metabazity, které se výrazně liší od metabazitů mariánsko-lázeňského komplexu. Metabazity Kladské jednotky jsou alkalického charakteru (Kachlík 1993), zatímco metabazity mariánsko-lázeňského komplexu sledují primitivnější tholeitický trend (Kastl & Tonika, 1984).

Horniny Kladské jednotky byly podle Kachlíka (1993) ovlivněny variskou metamorfózou nízkého až středního stupně, během které bylo dosaženo jen nízkých tlaků, narodil od hornin mariánsko-lázeňského komplexu, které prokazují, že byly ovlivněny HP/HT metamorfózou. Na některých lokalitách jednotky Kladské byly v metabazitech dokumentovány zachované primární magmatické stavby.

Jednotka Kladská je typická LP metamorfními asociacemi s inverzní zonálností od biotitové do andaluzitové zóny. Metabazity při metamorfóze dosáhly stupně epidot-amfibolové facie. Minerální asociace typická pro metasedimenty jednotky kladské: křemen, muskovit, biotit ± plagioklas. V oblastech, kde vystupují horniny postižené vyšším stupněm metamorfózy se objevuje andalusit (rostl ve fázi tvorby dominantní foliace) a granát. Minerální asociace typická pro metabazity jednotky Kladské: hornblend, plagioklas, clinozoisit, epidot, titanit, ilmenit ± magnetit, biotit, chlorit, granát, pyroxen, kalcit, křemen.

Horninové celky jednotky Kladské mají SV-JZ stavbu zapadající generelně k JV. Na JV okraji jednotky Kladské jsou horniny imbrikovány k MP granátickým amfibolitům mariánsko-lázeňského komplexu a rulám tepelského krystalinika. Horniny jednotky Kladské, tepelského krystalinika a mariánsko-lázeňského komplexu, které se v této oblasti stýkají, prodělaly výrazně odlišnou teplotně-tlakovou historii. Tyto odlišné horninové celky byly spojeny během variského ztlušťování a zkracování kůry (spodní devon – svrchní karbon) (Gebauer-Grünenfelder, 1979; Söllner et al., 1981; Müller et al., 1987; Stosh-Lugmair, 1987; Teufel, 1988; Franke, 1989; Kreutzer et al., 1989; Beard et al., 1995). Strukturní pozice jednotky Kladské je srovnatelná s pozicemi bazálních jednotek saxothuringických allochtonních komplexů. (Franke, 1984, 1989; Weber-Vollbrecht, 1989).

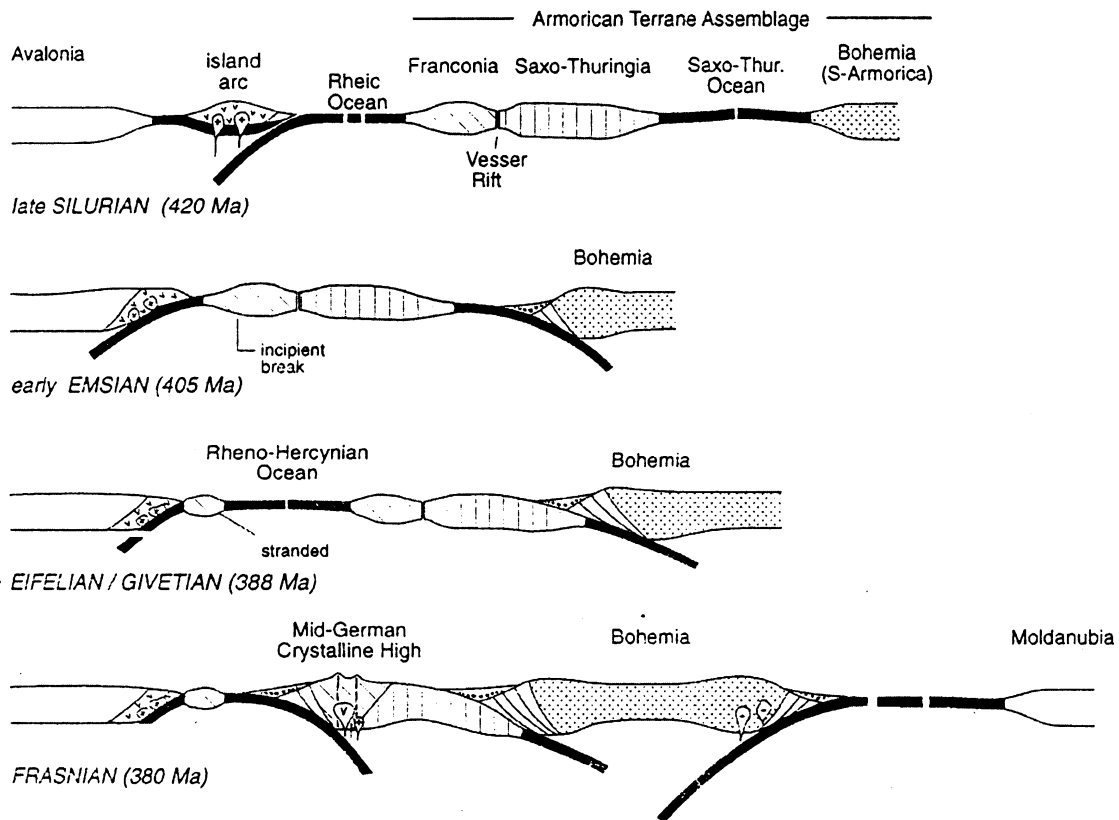
Oherské krystalinikum

Oherské krystalinikum vystupuje v erozním okně středního toku Ohře zařízlého do vulkanitů Doupovských hor. Vyskytují se zde různé typy vysoce metamorfovaných hornin, především ruly, granulitické ruly, granulity, ortoruly a migmatity. Ohárecké granulity mohou být ekvivalentem červených krušnohorských ortorul (Škvor, 1967).

6. ROZHRANÍ MEZI TEPELSKO-BARRANDIENSKOU A SAXOTHURINGICKOU JEDNOTKOU

6.1. Tektonický vývoj hranice podle Franke (2002)

Podle Franke (2000) je variský orogen výsledkem subdukce a následné kolize rheno-hercynského, saxothuringického a moldanubického pásu Variscid. Franke (2000) podporuje tektonický model bilaterálně symetrické subdukce. Na severním okraji Variscid kolize vyústila v jižně zapadající subdukční zónu (Reno-hercynikum, Saxothuringikum), v jižní části Variscid se kolize vyvinula v subdukční zónu zapadající k severu (Moldanubikum). Úzké oceánské domény na obou stranách Bohemika (mezi Saxothuringikem a Moldanubikem) se uzavřely během středního až svrchního devonu též díky bilaterálně symetrické subdukci saxothuringika a moldanubika pod mikrokontinent Bohemia (obr. 3). Uzavírání Saxothuringického oceánu mezi Moldanubikem a Bohemikem započalo ve svrchním siluru (420 Ma) a vyústilo na počátku devonu (405 Ma) ve vytvoření jihovýchodně zapadající subdukční zóny a k počátku akrece saxothuringické oceánské kůry. Následně během svrchního devonu (380 Ma) subdukuje i saxothuringická kontinentální kůra a kolize kulminuje během karbonu v režimu dextrální transprese.



Obr. 3: Evoluce kinematických pohybů litosférických desek v oblasti středoevropských Variscid (převzato od Franke, 2000).

6.2. Tektonický vývoj hranice podle O'Briena (2000)

Podle O'Briena (2000) se dá pozdně-paleozoický vývoj krystalických jednotek na rozhraní mezi Saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou rozdělit do dvou subdukčních stádií, přičemž horniny vzniklé v těchto dvou subdukčních epizodách mají výrazně rozdílný charakter. První fáze subdukce a s ní spojená nízko – středně teplotní metamorfóza se odehrála v devonu (déle než 380 Ma). Během této fáze subdukce vznikly a byly obdukovány MT eklogity a modré břidlice derivované z LP basaltů a gaber. Tyto HP/L–MT horniny vzniklé v prvním stádiu subdukce byly exhumovány ve svrchním devonu, jelikož leží v podloží svrchno-devonských sedimentů. Horniny vzniklé a exhumované v devonském stádiu subdukce jsou podle O'Briena (2000) derivovány z oceánské kůry.

Druhá fáze sestávala ze subdukce hornin kontinentálního okraje, jejich exhumace a finálního uzavření sutury. Tato fáze spadá do karbonu (340 Ma) a je spojena s HP/HT

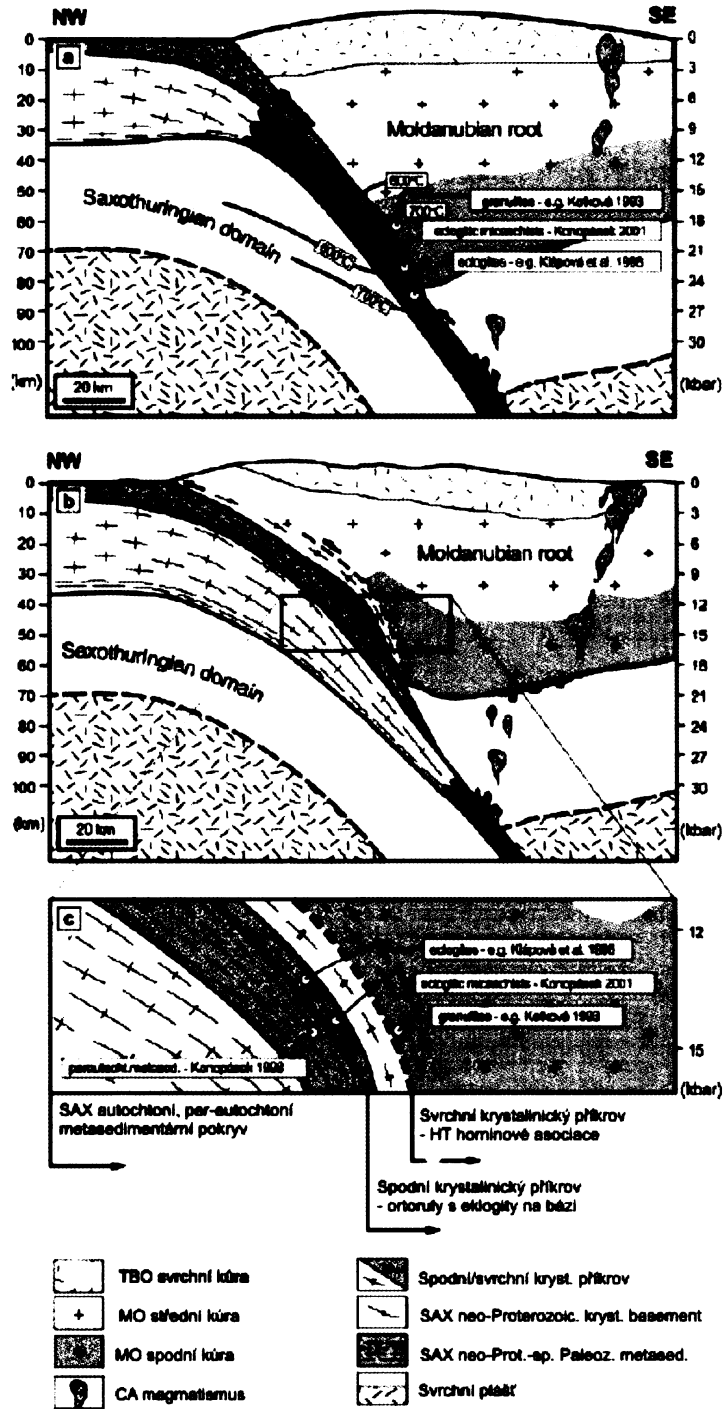
metamorfózou a exhumací příkrovových komplexů, které obsahují různé typy plášťových peridotitů, pyroxenity a HT eklogity spojené s mnoha tělesy HP/HT felsických granulitů (900 – 1000°C, 15 – 20 kbar). Etapa exhumace proběhla v extrémně krátké době. Tento předpoklad dokládají variské zlomové struktury které protínají tělesa peridotitů a granulitů. Pro porozumění vývoje celé této oblasti je nutné všimnout si i vysokometamorfovaných hornin, které jsou jako alochtonní příkrovy nasunuté na méně metamorfované horniny Saxothuringika. Jedná se například o münchberský masív, který leží na velmi málo metamorfovaných jednotkách Saxothuringika a obsahuje pět příkrovových jednotek, přičemž jednotky na bázi jsou metamorfované maximálně ve facii zelených břidlic a jednotky metamorfované v eklogitové facii jsou v horních částech celé příkrovové sekvence. Tyto exhumované alochtonní příkrovy obsahují spodno-devonské MP metamorfní horniny obklopené litologickými celky, které byly během karbonu ovlivněny jednoznačně mladší LP metamorfózou.

K-Ar datování (Kreutzer et al., 1989) alochtonních jednotek SZ okraje Českého masivu, metamorfovaných hornin münchberského masivu a zóny Erbendorf-Vohenstrauss pravděpodobně dokumentuje konec regionální MP metamorfózy ve spodním devonu (380 Ma). Naopak příkrovové jednotky v nejnižších částech münchberského masivu a zóny Erbendorf-Vohenstrauss mají stejnou termální historii jako saxothuringický autochton, který datováním spadá do středního až svrchního karbonu. Nejstarší zaznamenané karbonské věky (330 – 320 Ma) jsou záznamem spodno- karbonské regionální LP metamorfózy, prvního regionálního projevu intruzí post-kinematických granitoidů. Též časté věky 300 – 295 Ma jsou záznamem termálních projevů pozdních pulsů granitoidních magmat během svrchního karbonu a spodního permu. Nejmladší zaznamenané věky 280 – 270 Ma mohou odrážet pozdní zlomovou aktivitu nebo post-magmatickou hydrotermální alteraci.

6.3. Exhumační model podle Konopáska a Schulmanna (2005)

Na východním okraji saxothuringické jednotky v oblasti Krušných hor se vyskytují současně metabazity metamorfované v podmínkách eklogitové facie a vysokotlaké felsické granulity. Přítomnost těchto HP a UHP hornin potvrzuje domněnku, že se jedná o suturu po uzavření Saxothuringického oceánu a reliktní subdukční zóny. Stáří obou hornin bylo stanoveno díky přítomnosti metamorfních zirkonů v obou litologiích na 340 Ma (von Quadt & Gebauer, 1998; von Quadt & Günther, 1999; Kotková et al., 1996). Granulity z oblasti Krušných hor ukazují, že k dosažení maximální teploty metamorfózy dochází během jejich maximálního zanoření. Z faktu, že vzorky granulitů z této oblasti nikdy nevykazují LP/HT přetisk (Kotková 1993; Wilner et al. 1997), vyplývá, že interpretace jejich spodno-karbonského metamorfního stáří jako věku maximálního stupně metamorfózy zároveň určuje tento věk jako dobu, kdy byly dosaženy maximální tlaky. U metabazitů je nejdůležitější reakcí pro krystalizaci zirkonů rozpad amfibolu (Fraser, 1997). Následná eklogitizace je tedy podle Konopáska a Schulmanna (2005) reakcí, která řídí krystalizaci nových metamorfních zirkonů. Z toho vyplývá, že granulity i eklogity byly během svého vývoje vystaveny maximálním tlakům a teplotám ve stejnou dobu.

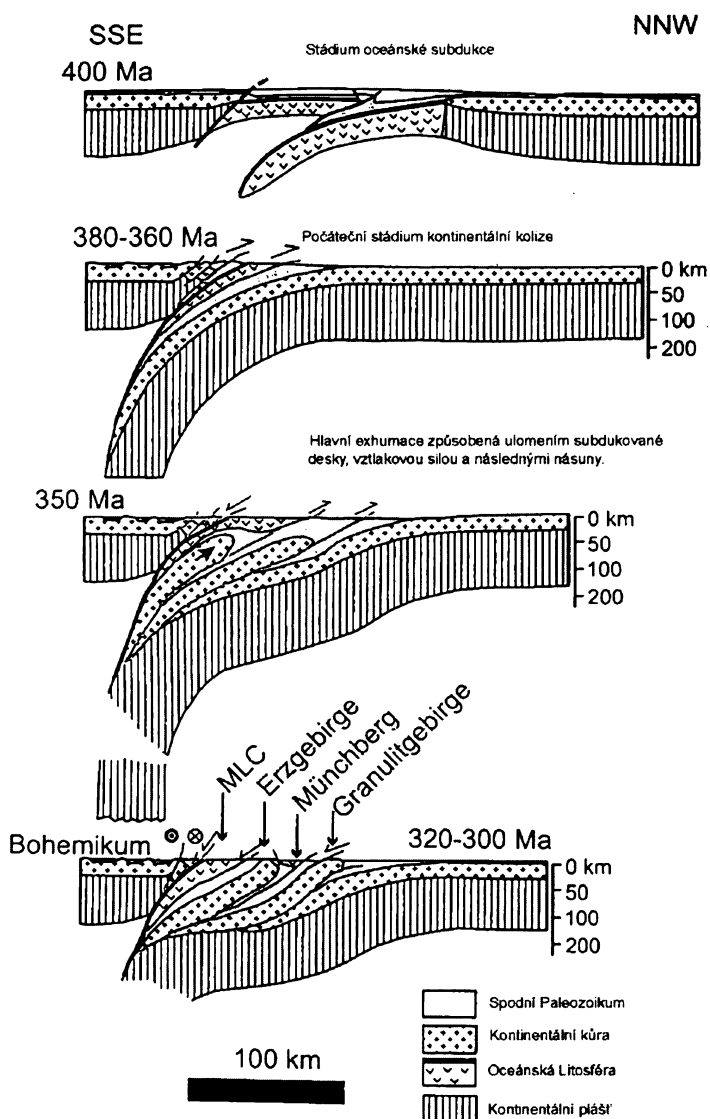
Jak bylo uvedeno výše, v oblasti východního okraje saxothuringické jednotky jsou v těsné blízkosti umístěny bazické horniny metamorfované v eklogitové facii a felsické granulity. Tyto horniny byly ve stejném čase 340 Ma metamorfovány v naprosto rozdílných metamorfních podmínkách, což naznačuje, že tyto horniny nejsou derivovány ze stejné jednotky. HP granulity byly formovány v tektonotermálním prostředí spodní kůry tepelsko-barrandienské jednotky. Tepelsko-barrandienská jednotka společně s moldanubikem tvořily kontinentální kořen zesílený díky saxothuringické subdukci. Na rozdíl od granulitů byly mafické eklogity derivovány ze subdukující saxothuringické oceánské desky. Tyto interpretace jsou základem pro následující exhumační model a stanovení nového tektonického rozhraní mezi subdukující oceánskou a kontinentální kůrou saxothuringické a tepelsko-barrandienské jednotky (obr.4).



Obr. 4: Pozice litologií v geologickém modelu západního okraje ČM; a) 342 Ma – doba dosažení P max u allochtonních litologií; b) doba dosažení P max u parautochtonních litologií; c) vzájemné postavení parautochtonních a allochtonních jednotek před závěrečnou exhumací. (převzato od Konopáska a Shulmanna, 2005)

6.4. Tektonický vývoj hranice podle Matte (1998)

Matte (1998) eklogity Krušných hor na rozdíl od Konopáska a Schulmanna (2005) srovnává s eklogity münchberské kry. V tomto modelu se předpokládá, že eklogity i granulity exhumované ze subdukční zóny jsou v obou případech derivovány z oceánské a kontinentální kůry saxothuringické jednotky. Matte (1998) vysvětluje exhumaci řízenou násunou v případě eklogitů a vztlakovou silou v případě felsických granulitů v následujícím modelu (obr.5).



Obr. 5: Zjednodušený model kolize a subdukce vysvětlující vznik a exhumaci krušnohorských UHP hornin (Převzato a upraveno od Matte, 1998)

6.5. Tektonický vývoj hranice podle Kachlíka (1993, 1997)

Podle Kachlíka (1993) byl během variské orogeneze (330-320 Ma) nasunut mariánsko-lázeňský komplex po duktilní střížné zóně na paraautochtonní Kladskou jednotku Saxothuringika. Tato k JV zapadající duktilní střížná zóna, oddělující Kladskou jednotku od mariánskolázeňského komplexu, může být považována za hranici mezi saxothuringickou a tepelsko-barrandienskou jednotkou. Rozdíly mezi stupněm metamorfózy Kladské jednotky a slavkovského krystalinika spolu s faktem, že jednotka Kladská ukazuje inverzní metamorfní zonálnost rozdílnou od pravděpodobně autochtonního slavkovského krystalinika, podporují domněnku, že se jedná o komplikované tektonické rozhraní tepelsko-barrandienské jednotky a Saxothuringika.

6.6. Tektonický vývoj hranice podle Krohe (1996)

Krohe (1996) interpretuje nynější rozhraní mezi jednotkami Variscid jako shluk do sebe zapadajících, zlomy ohraničených krustálních jednotek, které prodělaly rozdílnou teplotně-tlakovou historii. Tato rozhraní vznikla mezi 360 – 320 Ma, což je až v pozdních fázích variské orogeneze. Během kolize se deformací slabé litosféry vytvořil složitý systém střížných zón a zlomů s komponentou krustálního měřítka. Podél těchto šikmých střížných zón docházelo během extenzního režimu k výzdvihu a exhumaci středně a vysokotlakých hornin do vyšších krustálních pater.

7. ZÁVĚR

Rozhraní mezi tepelsko-barrandienskou a saxothuringickou jednotkou patří mezi nejvýznamější v oblasti evropských Variscid vůbec. Studiu tohoto rozhraní se věnuje mnoho autorů, kteří se pomocí výzkumu v oborech petrologie, geochemie, strukturní geologie a geochronologie snaží vysvětlit současnou pozici geologických jednotek ležících v oblasti rozhraní. Bylo publikováno mnoho různých tektonických modelů, které se snaží rekonstruovat procesy operující v oblasti rozhraní během utváření variského orogénu. Jednotlivé tektonické modely se více, či méně liší, jisté ale je, že dnešní podoba sutury mezi saxothuringickou a tepelsko-barrandienskou jednotkou je výsledkem subdukce a následné kolize kontinentálních domén během formování variského orogeniího pásma. Této problematice bych se ráda dále věnovala ve své diplomové práci a jejími výsledky bych ráda přispěla k vyjasnění podstaty této významné sutury.

8. PŘEHLED POUŽITÉ LITERATURY

- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Kramer, W., Pin, C.** (1994) Early Palaeozoic bimodal volcanism in the Vesser area, Thuringian forest, eastern Germany. *Zbl. Geol. Paläont. Teil. I*, 1992: 1113–1132.
- Beard, B. L., Medaris, L.G., Johnson, C.M., Jelínek, E., Tonika, J. & Riciputi, L.R.** (1995) Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: implications for Variscan orogenesis. *Geologische Rundschau* 84, 552-567.
- Bosbach, D., Stosch, H. G., Siedel, E.** (1991) Magmatic and metamorphic evolution of metagabros in the Münchberg Massif, N.W. Bavaria. *Contrib. Mineral Petrol.* 107: 112-123.
- Bues, C. & Zulauf, G.** (2000) Microstructural evolution and geologic significance of garnet pyroclastics in the Hoher-Bogen shear zone (Bohemian Massif, Germany). *International Journal of Earth Sciences*. 88, 808-813.
- Buschmann, B., Linneman, U., Schneider, J., Süß, T.** (1995) Die Cadomische Entwicklung im Untergrund der Torgau-Doberluger Synklinale. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaften*, 23(5/6): 729–749.
- Cocks, L.R.M. & Fortey, R.A.** (1982) Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. *Journal of Geological Society, London*, 139, 465-478.
- Dallmeyer, R.D. & Urban, M.** (1994) Variscan vs. Cadomian tectonothermal evolution within the Teplá-Barrandien zone, Bohemian Massif, Czech Republic: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral and whole-rock slate/phyllite ages. *Journal of the Czech Geological Society* 39, 21-22.
- Dörr, W., Fiala, J., Schastock, J., Scheuven, D., Wulf, S., Zulauf, G., Ahrendt, H. & Wemmer, K.** (1997) Dating of fault related Plutons along terrane boundaries in the Bohemian Massif. *Terra Nova, Abstract supplement no.1*, 9. 100.
- Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z. & Zulauf, G.** (1998) U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian Massif (Czech Republic). *Geologische Rundschau* 97, 135-149.
- Falk, F., Franke, W. & Kurze, M.** (1995) Saxothuringian Basin: autochthon and nonmetamorphic nappe units: stratigraphy. In: Dallmeyer, D., Franke, W. & Weber, K. (eds) *Pre-Permian Geology Of Central and Western Europe*. Springer, Berlin. 219-234.
- Fraser, G. et al.** (1997) Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, 25 (7), 607-610
- Fiala, F. & Vondrová, N.** (1963) Silur synklinály Kladské. In: Zoubek, V. a kol. 1963: Vsvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000, M 33 X III Karlovy Vary. *Ústř. úst. geol. Praha*.
- Franke, W.** (1984) Variszischer Deckenbau im Raume der Munchberger Gneissmasse – abgeleitet aus Facies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Palaeozoikum. *Geotekt. Forsch.*, 68: 1–253.
- Franke, W.** (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 230: 67–90.
- Franke, W.** (2000) The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D., (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Geological Society, London, Special Publications, 179, 35-61.
- Gebauer, D., Grünenfelder, M.** (1979) U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks, example: Münchberg Gneiss Massif, Northeast Bavaria. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 42: 35-44.

Holub, F.V. & Souček, J. (1994) Blueschist–greenschist metamorphism of metabasites in the western Krušné Hory (Erzgebirge) Mts. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, 7/8, 815–826.

Holubec, J. (1968) Structural development of the geosynclinal Proterozoic and its relations to the deeper zones of the Earth's crust. (Central European domain). *Rozpr. České Akademie Věd*. 78 (8) 3-77.

Cháb, J. and Žáček, V. (1997) The Teplá-Barrandian Unit - Deformation and Metamorphism: In Vrána, S. and Štědrá V. (eds.): Geological Model of Western Bohemia related to the KTB Borehole in Germany. *Jour. Geol. Sci, Geology*, 1-240.

Chaloupský, J., Chlupáč, I., Mašek, J., Waldhausrová, J., Cháb, J. (1995) Teplá-Barrandian Zone (Bohemicum) stratigraphy. In: Dallmeyer, R. D., Frake, W., Weber, K. (eds.), *Pre - Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, pp. 379-391.

Chlupáč, I., Kukal, Z. (1988) Possible global events, the stratigraphy of the Barrandian Palaeozoic (Cambrian – Devonian). *Sbor. Geol. Věd., Geol.*, 43: 83–146.

Chlupáč, I. (1994) Facies and biogeographic relationships in Devonian of the Bohemian Massif. *Courier Forchsh. Senckenberg*, 169: 299–317.

Jakeš, P., Zoubek, J., Zoubková, J., Franke, W. (1979) Graywackes and metagraywackes of the Teplá-Barrandian Proterozoic area. *Sbor. Geol. Věd., Geol.*, 33: 83–122.

Jelínek, E., Štědrá, V. & Cháb, J. (1997) The Mariánské Lázně Complex. In: Vrána, S., Štědrá, V. (eds) Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany. *Journal of Geological Sciences, CGS Prague* 47, 61-70.

Kachlík, V. (1993) The evidence for Late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia). *Journal of The Czech Geological Society* 38/1-2, 43-58.

Kachlík, V. (1997) The Kladská Unit. In: Vrána, S. & Štědrá, V. (eds) Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany. *Journal of Geological Sciences* 47, 70–79.

Kachlík, V. (2003) Geologický vývoj území České republiky. Doplněk k publikaci „Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva“. *Správa uložišť radioaktivních odpadů*. (in preparation)

Kastl, E. & Tonika, J. (1984) The Mariánské Lázně metaophiolitic complex (west Bohemia). *Krystalinikum* 17, 59-76.

Kettner, R. (1917) Versuch einer stratigraphischen Einteilung de Böhmischen Algonkium. *Geol. Rundschau*, 8: 169.

Klápová, H., Konopásek, J. & Schulmann, K. (1998) Eclogites from the Czech part of the Erzgebirge: multi-stage metamorphic and structural evolution. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 567–583.

Köhler, H., Hözl, S. (1994): Zirkondatierungen an Gesteinen der KTB. *KTB Report* 94-2, B29, Poster; Hannover.

Konopásek, J. (1998) Formation and destabilization of the high pressure assemblage garnet–phengite–paragonite (Krušné Hory Mountains, Bohemian Massif): the significance of the Tschermak substitution in the metamorphism of pelitic rocks. *Lithos*, 42, 269–284.

Konopásek, J., Schulmann, K. & Lexa, O. (2001) Structural evolution of the central part of the Krušné Hory (Erzgebirge) Mountains in the Czech Republic—evidence for changing stress regime during Variscan compression. *Journal of Structural Geology*, 23, 1373–1392.

Konopásek, J., Schulmann, K. (2005) Contrasting Early Carboniferous field geotherms - evidence for accretion of a thickened orogenic root and subducted Saxothuringian crust (Central European Variscides). *Journal of the Geological Society, London* 162, 463-470.

Kotková, J. (1993) Tectonometamorphic history of lower crust in the Bohemian Massif - example of north Bohemian granulites. *Spec. Pap. Czech Geol. Survey*, 2, 42pp., Praha.

Kotková, J., Kröner, A., Todt, W. & Fiala, J. (1996) Zircon dating of North Bohemian granulites, Czech Republic: further evidence for the Lower Carboniferous high-pressure event in the Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, 85, 154–161.

Kossmat, F. (1927)a Gliederung der varistischen Gebirgsbaues. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts*, 1:1–39.

Kreuzer, H., Seidel, E., Schüssler, U., Okrusch, M., Lenz, K. L. & Raschka, H. (1989) K–Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics* 157, 149–178.

Kreutzer, H., Vejnar, Z., Schüssler, U., Okrusch, M., Seidel, E. (1992) K–Ar dating on the Teplá – Domažlice Zone at the western margin of the Bohemian Massif. In: *Proceedings of the First International Conference on the Bohemian Massif, 26 September-1 October 1988, Prague*, pp. 168-175.

Krohe, A. (1996) Variscan tectonics of central Europe: postaccretionary intraplate deformation of weak continental lithosphere. *Tectonics*, 15, 1364–1388.

Kröner, A., Willner, A. P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hofmann, J., Berger, R. (1995) Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P–T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geol. Rundschau*, 84(3): 437–456.

Kukal, Z. (1971) Sedimentology of Cambrian deposits of the Barrandian area (Central Bohemia). *Sb. Geol. Věd, Geol.* 30, 53-100.

Linneman, U., Buschmann, B. (1995) Die Cadomische Diskordanz im Saxothuringikum (oberkambrisch-tremadosische overlap-Sequenzen). *Z. geol. Wiss.*, 23(5/6).

Matte, P. (2002) The Variscides, between the Appalachians and the Urals, similarities and differences between subduction-collision Paleozoic belts. In: Martinez Catalan, J. R., Hatcher, R. D., Jr., Arenas, R. & Diaz Garcia, F. (eds) *Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic Basement*, *Geological Society of America, Special Papers*, 364, 239–251.

Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W. (1990) Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177, 151–170.

Matte, P. (2000) The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13: 122–128.

Misař, Z. a kol. (1983) *Geologie ČSSR I Český masív*. SPN, Praha

Miřoch, B. & Schulmann, K. (1992) Superposition of Variscan ductile shear deformation on pre-Variscan mantled gneiss structure (Catherine dome, Erzgebirge, Bohemian Massif). *Geologische Rundschau*, 81(2), 501–513.

Müller-Sohnius, D., Von Drach, V., Horn, P., Köhler, H. (1987) Altersbestimmungen an der Münchberger Gneiss-masse Nordost-Bayern. *Neues. Jahrb. Mineral. Abh.*, 156: 175-206.

O'Brien, P. (2000) The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. *Geological Society, London, Special Publications*, 179, 369–386.

Rajlich, P. (1987) Hercynian ductile tectonics in the Bohemian Massif. *Geologische Rundschau* 76 (3), 755-786.

Rötzler, K., Schumacher, R., Maresch, W.V. & Willner, A. P. (1998) Characterisation and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed high-pressure units of the western Erzgebirge. *European Journal of Mineralogy*, 10, 261–280.

Siebel, W. et al. (1997) Early palaeozoic acid magmatism in the Saxothuringian belt: New insights from a geochemical and isotopic study of orthogneisses and metavolcanic rocks from the Fichtelgebirge, SE: Germany. *Journal of Petrology*, 38(2): 203–230.

Schäffer, F., Oncken, O., Kemnitz, H., Romer, R. (2000) Upper-plate deformation during collisional orogeny: a case study from the German Variscides (Saxo-Thuringian Zone). Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. London, Spec. Publ., London*, 281–303 pp.

Schmädicke, E., Okrusch, M. & Schmidt, W. (1992) Eclogite-facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: high pressure metamorphism under contrasting P–T conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 226–241.

Sölner, F., Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1981) Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gestein der Münchberger Gneismasse (MM), NE-Bayern. Teil 2, Mineraldatierungen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlung*, 142. 178-198.

Škvor, V. (1975) Geologie české části Krušných hor a Smrčín. *Ústřední ústav geologický, Praha*.

Škvor, V. (1967) Die geologische Entwicklung des Kristallin des Fichtel-und Erzgebirges und ihre Probleme. *Krystalinikum*. 5, s. 105-124.

Stosh, H. G., Lugmair, G. (1987) Geochronology and geochemistry of eclogites from the Munchberg Gneiss Massif, F.R.G. *Terra Cognita*, 7: 163.

Štědrá, V. (2001) Tectonometamorphic evolution of the Mariánské Lázně Complex, Western Bohemia, based on the study of metabasic rocks. Ph.D. *thesis*, Charles University, Prague.

Svoboda a kol. (1964) Regionální geologie ČSSR 1-1. *Československá akademie věd, Praha*.

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

Teufel, S. (1988) Vergleichende U-Pb und Rb-Sr Altersbestimmungen an Gestein des Übergangsbereiches Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*. 35, 1-87.

Van der Voo, R., Briden, J. C. & Duff, A. (1980) Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents. In: Cogné, J. & Slánský, M. (eds.) *Géologie de l'Europe. Mémoires du BRGM*, 108, 203-212.

Vejnar, Z. (1982) Regionální metamorfóza psamiticko-pelitických hornin domažlické oblasti. *Sb. Geol. Věd. Geol.* 37, 9-70 (in Czech šity English summary).

von Quadt, A. & Günther, D. (1999) Evolution of Cambrian eclogitic rocks in the Erzgebirge: a conventional and LA-ICP-MS U–Pb zircon and Sm–Nd study. *Terra Nostra*, 99(1), 164.

von Quadt, A. & Gebauer, D. (1998) Evolution of eclogitic rocks in the Erzgebirge: a conventional SHRIMP U–Pb zircon and Sm–Nd study. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 42, 324–325.

Vrána, S. & Štědrá, V. (1997). Geological model of western Bohemia in relation to the deep borehole KTB in FRG. *Journal of Geol. Science – Geology* 47, CGS Prague.

Vollbrecht, A., Weber, K., Schmoll, J. (1989) Structural model for the Saxothuringian-Moldanubian suture in the Variscan basement of the Oberoflatz (Northeastern Bavaria, F.R.G.) interpreted from geophysical data. *Tectonophysics*. 157: 123-133.

Werner, O., a Lippolt, H.J. (2000) White mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Erzgebirge metamorphic rocks: simulating the chronological results by a model of Variscan crustal imbrication. In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. &

TANNER, D., (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Geological Society, London, Special Publications, 179, 323-336.

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

Zoubek, V. (1948) Poznámky ke geologii krystalinika Českého masivu (Remarks on the geology of the crystallinicum of the Bohemian Mass). *Sborník SGÚ*, 15: 339–398.

Zoubek, V., Vejnar, Z. a kol. (1962) Vysvětlivky k přehledné geol. Mapě ČSSR 1 : 200 000 list Mariánské Lázně – Švarcava, Praha.

Zoubek, V. (1951) In: *Kratochvíl et al.*

Zoubek, V. et al. (1963) Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 2000 000, list Karlovy Vary. Ústř. Úst. Geol. Praha.

Zulauf, G. (1997a) Constriction due to subduction: evidence for slab pull in the Mariánské Lázně complex (central European Variscides). *Terra Nova* 9, 232-236.

Zulauf, G. (1994) Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian / Tepla Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. *Geologische Rundschau*, 83: 276–292.

Žáček, V., Cháb, J. (1993) Metamorphism in the Teplá Upland, Bohemian Massif, Czech Republic. *Bull. Czech geol. Surv.*, 68(3): 33–37

