

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

**Metamorfni záznam násunů korového měřítka a
význam metamorfózy gemerské a veporské
jednotky pro interpretaci orogenních procesů
Západních Karpat**

**Metamorphic record of crustal scale thrusting
and the significance of metamorphism in the
Gemer and Vepor Units for the interpretation of
orogenic processes in the West Carpathians**

Bakalářská práce

Nikol Novotná



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

Praha 2008

PODĚKOVÁNÍ

Děkuji RNDr. Petru Jeřábkovi, Ph.D. za ochotu a odbornou pomoc při zpracování bakalářské práce.

ABSTRAKT

Práce je zaměřena na metamorfni záznam násunů korového měřítka. Stručně popisuje některé pojmy metamorfni petrologie, které jsou nezbytné pro pochopení vzniku metamorfniho záznamu. Je uveden krátký přehled vybraných termálních modelů. Na příkladu gemerské a veporské jednotky je uvedeno, jak mohou být interpretovány orogenní procesy na základě metamorfniho záznamu.

SUMMARY

This work is focused on a crustal scale thrusting. The work briefly describes some terms from metamorphic petrology, which are necessary to understand the genesis of metamorphic significance. There is also a short list of chosen thermal models. Interpretation of orogenic processes based on significance of metamorphism is shown on an example of Gemer and Vepor Units.

OBSAH

1. ÚVOD	1
2. METAMORFNÍ ZÁZNAM NÁSUNŮ	2
2.1 Koncept metamorfních facií a koncept minerálních izográd	3
2.1.1 Koncept minerálních izográd.....	3
2.1.2 Koncept metamorfních facií.....	4
2.2 Konvergentní rozhraní	5
2.2.1 Himaláje.....	5
2.2.2 Český masív.....	6
2.3 Termální modely	8
2.3.1 Modely korového ztlustění.....	8
2.3.2 Modelování anatexe a inverzní metamorfózy.....	10
3. GEOLOGICKÁ POZICE GEMERSKÉ A VEPORSKÉ JEDNOTKY	13
3.1 Západní Karpaty, centrální Západní Karpaty	13
3.1.1 Gemerská jednotka.....	14
3.1.2 Veporská jednotka.....	14
4. METAMORFÓZA GEMERSKÉ A VEPORSKÉ JEDNOTKY	16
4.1 Variská metamorfóza gemerské jednotky	16
4.2. Alpinská regionální metamorfóza gemerské jednotky	18
4.3 Variská metamorfóza veporské jednotky	18
4.4 Alpinská regionální metamorfóza veporské jednotky	19
5. ZÁVĚR	20
6. POUŽITÁ LITERATURA	21

1. ÚVOD

Studie metamorfních minerálních asociací nám pomáhají určit geologickou minulost horniny. Díky terénnímu pozorování, experimentům a modelování jsme dnes schopni mnohem lépe chápat orogenní procesy.

Tato rešeršní bakalářská práce je zaměřena na metamorfní záznam násunů korového měřítka. Práce se skládá z úvodu, třech kapitol a závěru. Každá kapitola obsahuje několik podkapitol, které blíže specifikují danou problematiku.

Úvodní kapitola je věnována stručnému objasnění některých teorií vzniku barrovienské a inverzní metamorfní zonality charakteristické právě pro násuny. Kapitola obsahuje příklady metamorfního záznamu násunů z vybraných lokalit. Je uveden i přehled existujících termálních modelů, sloužících k objasnění vzniku charakteristického metamorfního záznamu.

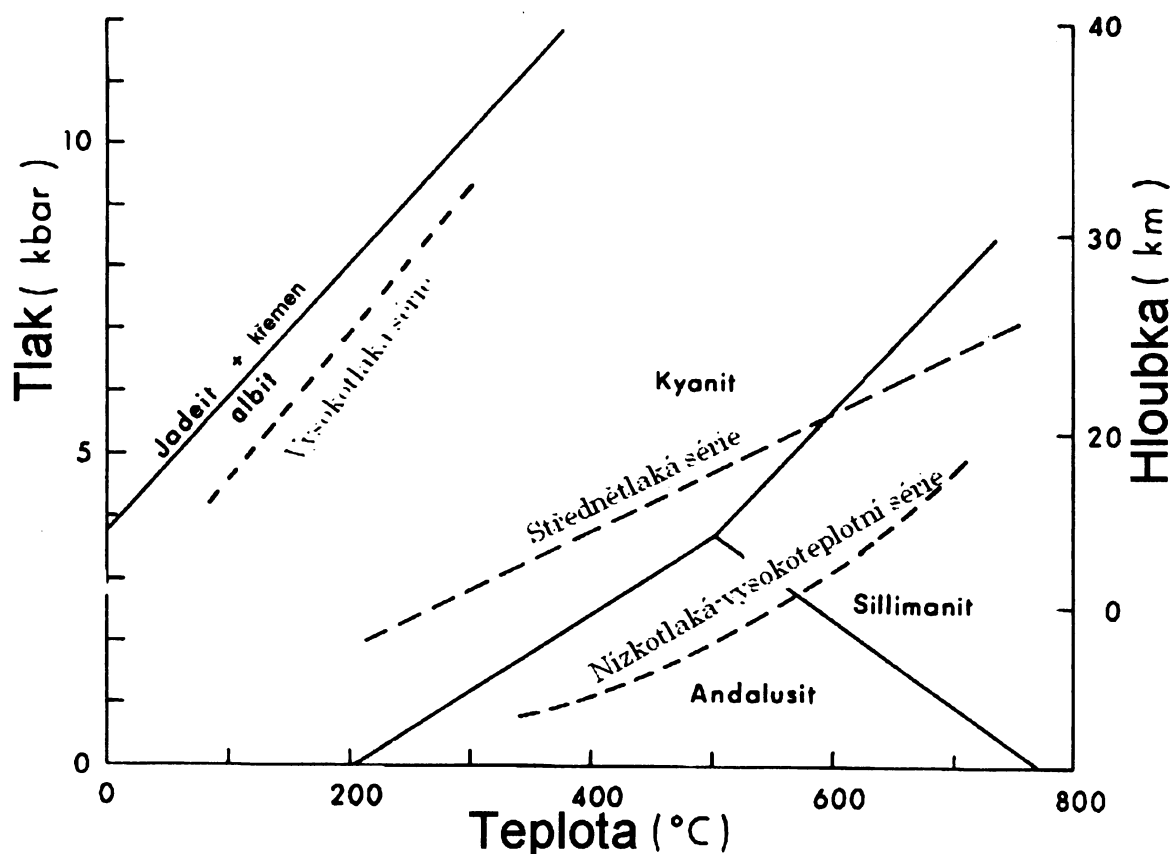
Geologická stavba studované oblasti je stručně popsána v samostatné kapitole, důraz je kladen na stavbu gemerské a veporské jednotky. Poslední kapitola se zabývá záznamem polyfázových metamorfních událostí obou jednotek.

V závěru je stručně uvedeno, jak může být na základě metamorfního záznamu interpretován polyfázový metamorfní vývoj Západních Karpat.

2. METAMORFNÍ ZÁZNAM NÁSUNŮ

Násuny korového měřítka jsou obvykle spojovány s orogenními procesy korového ztluštění a subdukce oceánské desky. V rámci těchto procesů obvykle dochází k redistribuci hmoty a adiabatickému přenosu tepla. Jednotlivá orogenní pásma mají různé termální vývoje a studium minerálních asociací umožňuje získat informace o termálním gradientu v době metamorfózy hornin (Konopásek a kol., 1998).

Petrologické studie, probíhající od 50.let 19.století v mnoha světových regionech umožnily blíže popsat diverzitu metamorfózy. Miyashiro, 1961 rozdělil regionální metamorfózu do kategorií podle teplotně-tlakového gradientu (obr.1). Znamená to širší pohled na vývoj metamorfních zón a jejich souvislost s tektonickým prostředím regionální metamorfózy (Miyashiro a kol., 1984).



Obr 1. Kategorie podle teplotně-tlakového gradientu (Miyashiro a kol., 1984)

V současné době se používá koncept metamorfních facií a koncept minerálních izográd. Podle poměru teplotně-tlakového gradientu vyčleňujeme vysokotlakou sérii, střednětlakou sérii a nízkotlakou-vysokoteplotní sérii facií (Konopásek a kol., 1998).

2.1 Koncept metamorfních facií a koncept minerálních izográd

Pro jednotlivé horninové typy existují určité metamorfní reakce, které umožňují odhad metamorfních podmínek horniny.

2.1.1 Koncept minerálních izográd

Distribuce minerálních izográd se používá k identifikaci metamorfních gradientů spojovaných s tektonickými procesy korového měřítka.

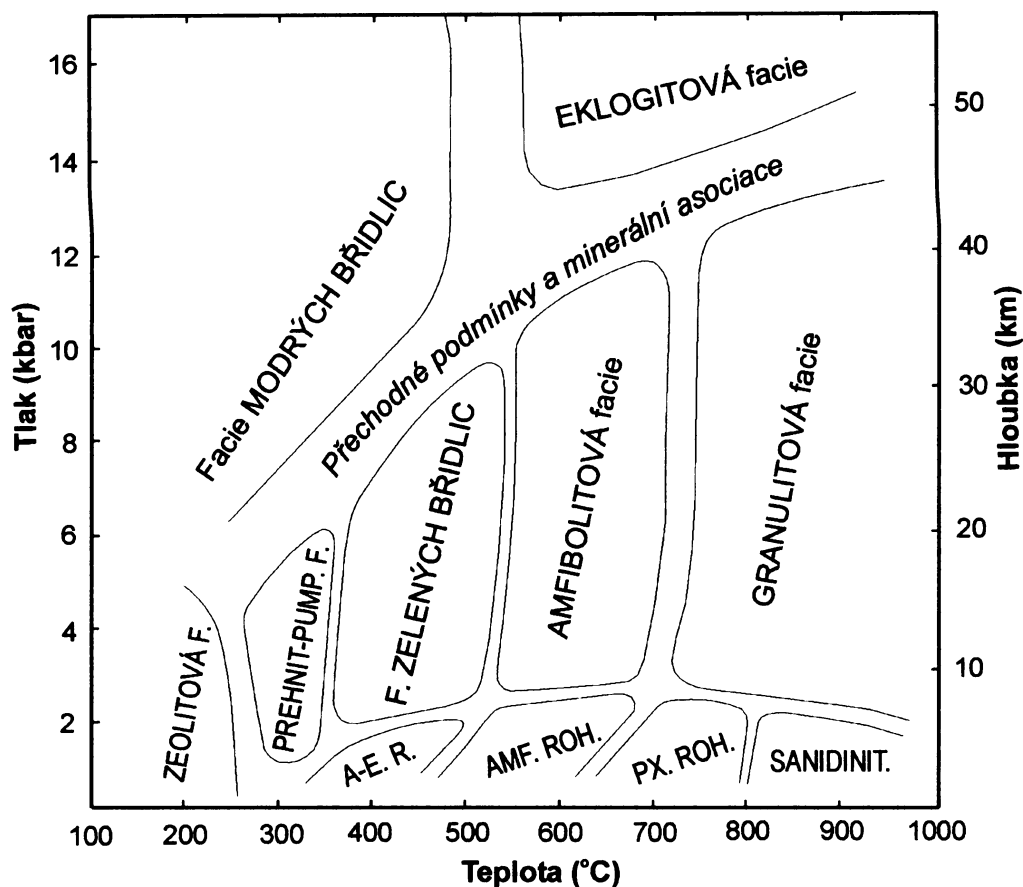
V terénu umožňují metamorfní izogrady identifikovat zvyšující se stupeň metamorfózy vstupem indexového minerálu do horniny.

Klasická barrovienská metamorfní zonalita chlorit-biotit-granát-staurolit-kyanit-sillimanit vzniká střednětlakou a středněteplotní metamorfózou pelitických sedimentů. Na počátku metamorfózy jsou pelitické sedimenty přeměněny na jílové břidlice, které obsahují chlorit. Stabilita chloritové zóny trvá až do teplot mezi 300-400°C. Prvním indexovým minerálem metapelitů je biotit. Biotit se objevuje na úkor chloritu a draselného živce kontinuální reakcí. V hliníkem bohatých horninách se místo biotitu objevuje chloritoid. Dalším indexovým minerálem je granát, který se v přírodě objevuje v asociaci s chloritem a biotitem již za teplot kolem 440°C. Reakcí granátu s chloritem se v hliníkem chudých metasedimentech objevuje staurolit. V hliníkem bohatých metasedimentech vzniká staurolit na úkor chloritoidu. Po staurolitové izográdě následuje kyanitová izograda. Posledním indexovým minerálem, charakteristickým pro metamorfózu pelitů za středních tlaků, vstupujícím do horniny je sillimanit. Vzniká nejdříve přeměnou kyanitu a později i na úkor muskovitu a křemene.

Dalším typem metamorfní zonality je Abukuma. Vzniká za nízkých tlaků. Zpočátku jsou indexové minerály shodné se zonalitou za středních tlaků. Místo kyanitu se v horninách objevuje andalusit. Většina metamorfních reakcí probíhá mezi minerály bohatými železem, může se proto stát, že nedojde ke vzniku chloritoidu, granátu nebo staurolitu, jestliže výchozí hornina má vysoký poměr hořčík/železo. V horninách bohatších hořčíkem zůstává chlorit stabilní až do teplot kolem 550-560°C. Kolem těchto teplot začne v horninách vznikat cordierit, andalusit a biotit na úkor muskovitu a chloritu. V hořčíkem chudších horninách se cordierit objeví o něco později kontinuální reakcí biotitu s andalusitem. Ke krystalizaci sillimanitu dochází při nízkotlaké metamorfóze pelitických hornin na úkor andalusitu za teplot okolo 570°C.

Vysokotlaká metamorfóza pelitických sedimentů za nízkých teplot se vyznačuje stabilitou karfolitu. Za vyšších teplot jsou u vysokotlakých metapelitů charakteristické minerální asociace s mastkem. Mastek vzniká v horninách na úkor biotitu a chloritu. Za ultra-vysokých tlaků se křemen mění na coesit (Konopásek a kol., 1998).

2.1.2 Koncept metamorfních facií



Obr. 2. Metamorfní facie a vymezení podmínek jejich vzniku v diagramu „celkový tlak“ (hloubka) – teplota. Při dolním okraji jsou facie kontaktní metamorfózy (A-E. R. = facie albit-epidotických rohovců, AMF. a PX. ROH. = facie amfibolických a pyroxenických rohovců). Blízko levého dolního rohu facie zeolitová a prehnit-pumpellyitová odpovídají podmínkám počáteční a velmi nízké metamorfózy. (Podle Turner, 1981).

Metamorfóza mafických hornin je odlišná od metamorfózy sedimentů. Počáteční minerální asociace mafických hornin obsahují bezvodé minerály, které jsou stabilní za vysokých teplot. Oproti sedimentům mají mafické horniny malý počet fází. Pro identifikaci metamorfních gradientů mafických hornin se používá koncept metamorfních facií (Obr.2).

Horniny zeolitové facie obsahují asociaci křemen+zeolit. Prehnit-pumpellyitová facie je charakteristická minerály prehnitem a pumpellyitem. Obě facie jsou typické pro metamorfózu pohřbení. Aktinolit, epidot, albit, chlorit a v některých případech i křemen jsou typickou minerální asociací facie zelených břidlic. Na počátku amfibolitové facie je typickou asociací oligoklas, obecný amfibol, epidot a v některých případech křemen a chlorit. Reakce, které konzumují chlorit a epidot za vyšších teplot produkují granát. Ve vysoké amfibolitové facii se poprvé objevuje klinopyroxen. Krystalizací ortopyroxenu je za nižších tlaků dosaženo granulitové facie, za vyšších tlaků (~ 6 kbar) vzniká bezvodá asociace klinopyroxen, granát a plagioklas. Facie modrých břidlic je charakteristická

významným množstvím glaukofanové složky. Facie eklogitová obsahuje minerály omfacit a granát (Konopásek a kol., 1998).

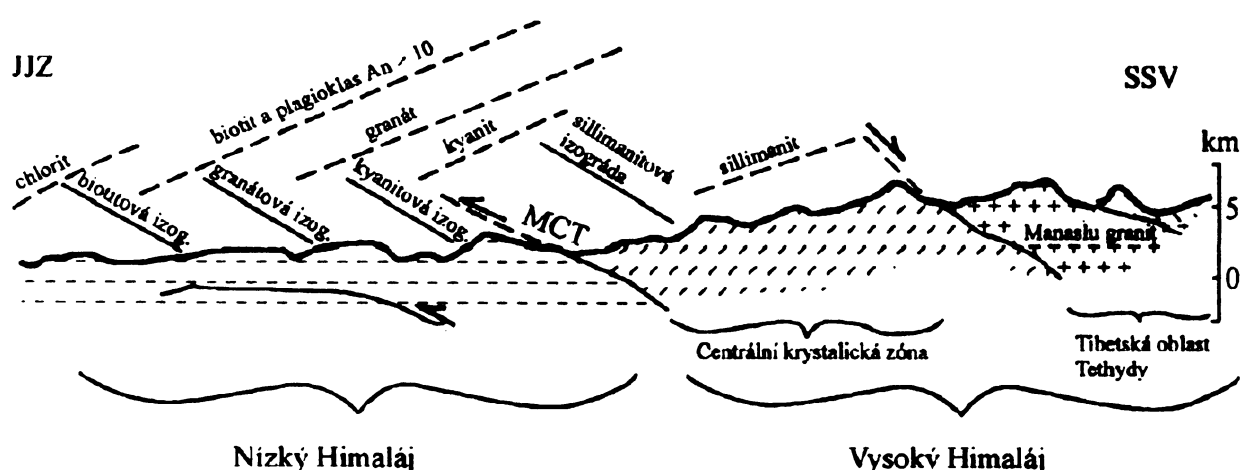
2.2 Konvergentní rozhraní

Z petrologického hlediska jsou významné dva typy konvergentních rozhraní. Za prvé se jedná o kolize bloků kontinentální kůry, které dávají vzniknout střednětlaké a středněteplotní metamorfóze a za druhé pak subdukce oceánické kůry pod kontinentální, které dávají vzniknout facii modrých břidlic a facii eklogitové.

Barrovienské zóny vznikají podsouváním bloků kontinentální kůry. Ztluštění kůry vede v ideálním případě ke vzniku metamorfních izográd od chloritové zóny až po sillimanitovou. Velmi často se zonalita vyskytuje v převráceném pořadí (Konopásek a kol., 1998).

2.2.1 Himaláje

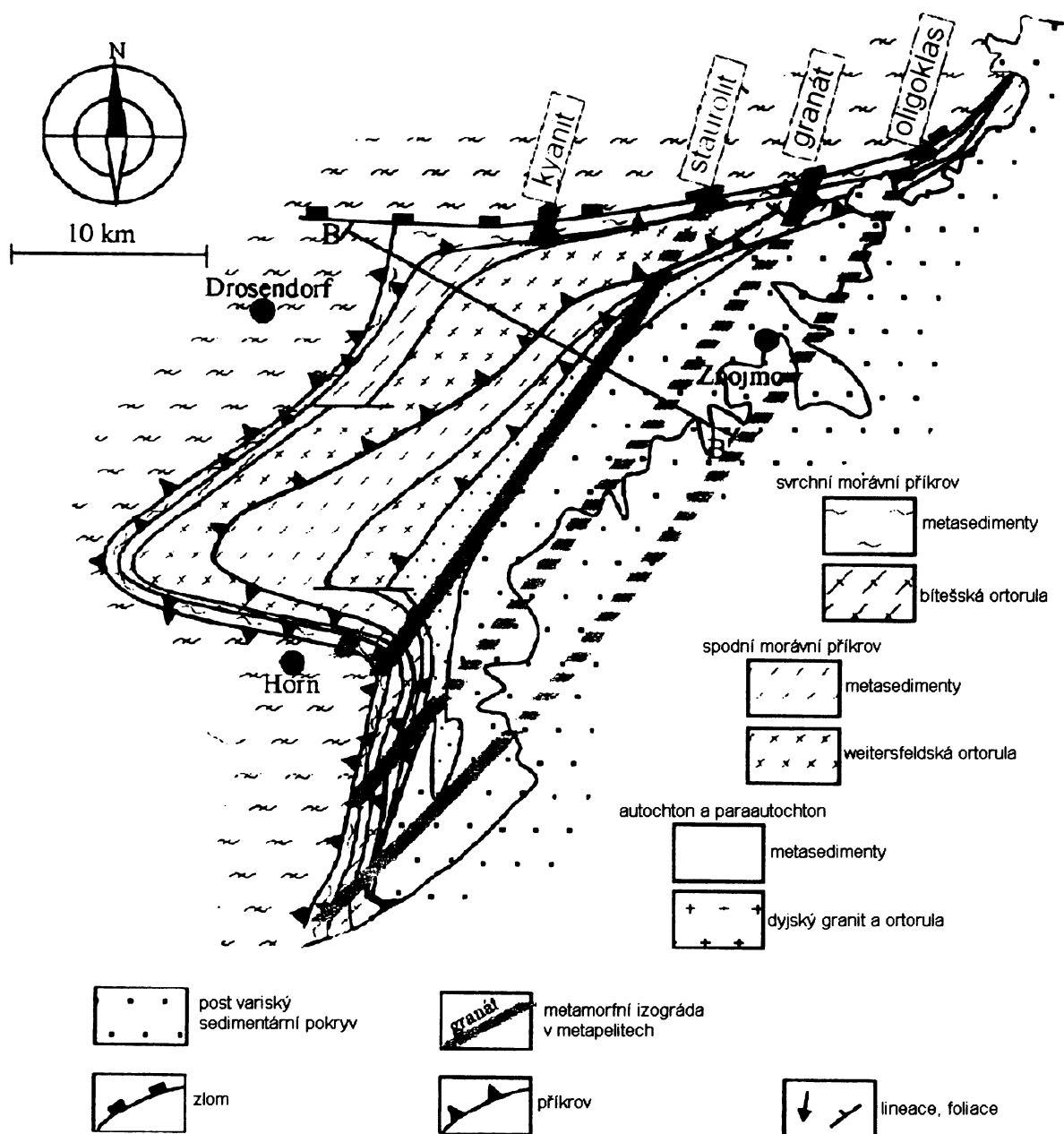
Himaláje jsou typickým příkladem kontinentální kolize indické a asijské desky za vzniku inverzní metamorfní zonality. Zonalita od chloritové po sillimanitovou izográdu je dobře vyvinutá v oblasti hlavního centrálního násunu (MCT). Zjednodušený profil je na obr.3. Spodní indická deska je tvořena horninami, které vykazují středně-tlakou a středně-teplotní barrovienskou metamorfózu. Nadložní asijská deska je tvořena vysoce metamorfovanými horninami. (Harrison a kol, 1999). Pro objasnění vzniku inverzní metamorfní zonality v oblasti hlavního centrálního násunu vznikla již celá řada termo-mechanických modelů (Harrison a kol., 1999) viz. Kap. 2.3.



Obr. 3: Inverzní metamorfní zonalita v oblasti hlavního centrálního násunu v Himalájích. Profil okolo Lhaské cesty (Brunel a Kiénast, 1986).

2.2.2 Český masív

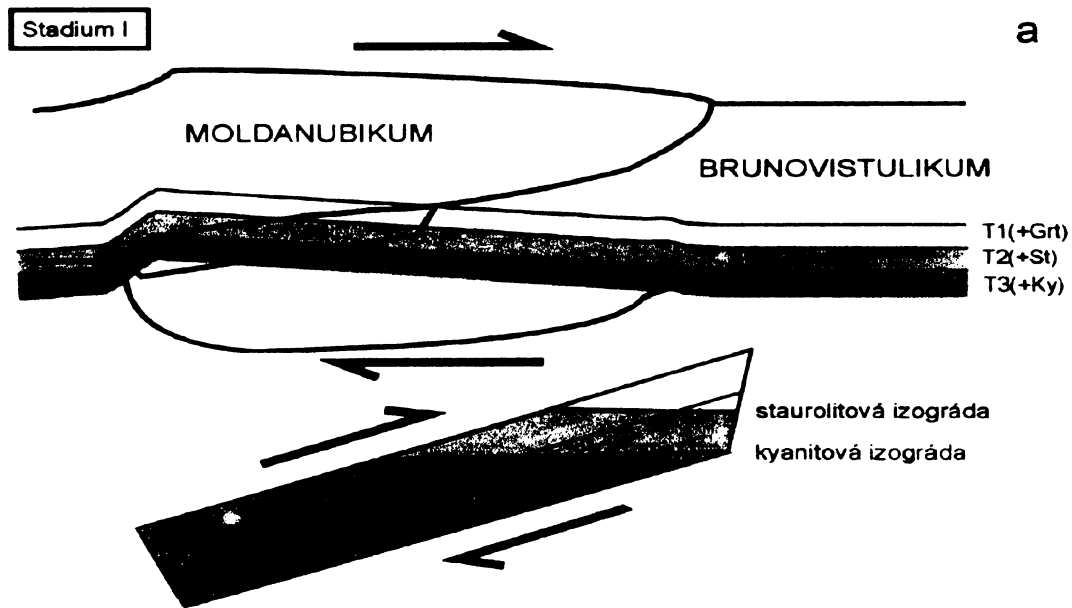
V Českém masívu je inverzní metamorfní zonalita vyvinuta na několika místech. Dobrým příkladem inverzní metamorfní zonality je dyjská klenba moravika (obr.4).



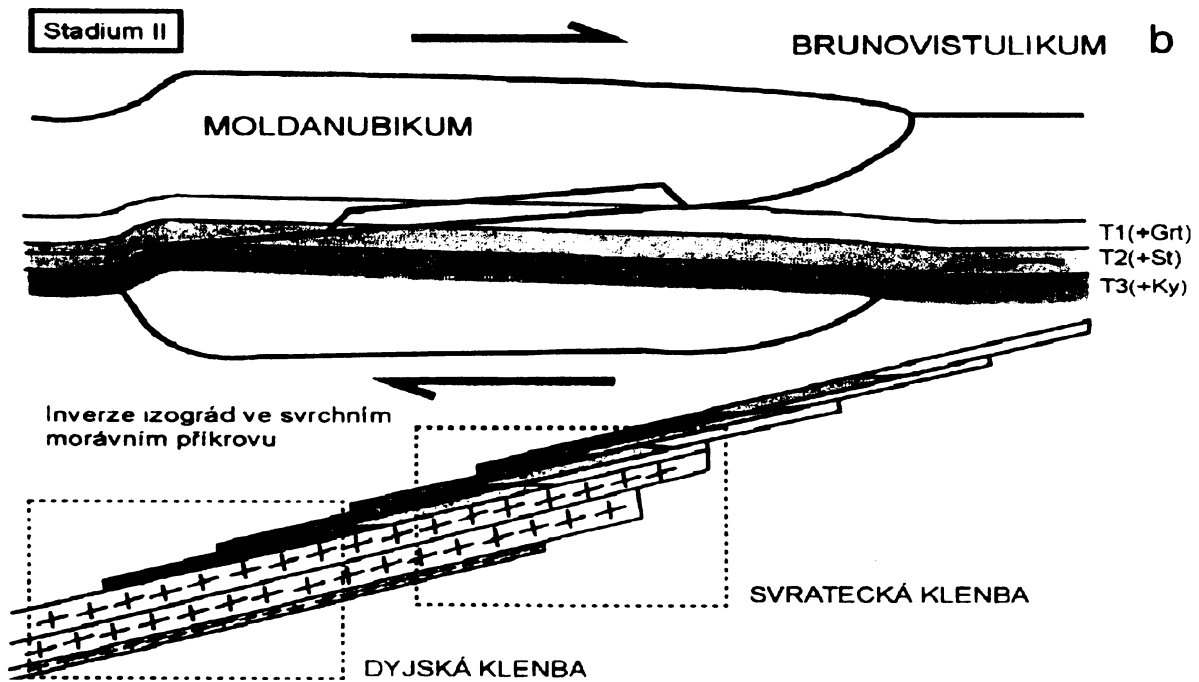
Obr. 4: Metamorfní zonalita dyjské klenby moravika. Mapa ukazuje růst metamorfního stupně od východu na západ (Štípská a Schulmann, 1995)

Dyjská klenba vznikla přesunutím příkrovu moldanubika přes brunovistolickou chladnější desku (Suess 1912, 1926). Minerální asociace získané za použití termobarometrie ukazují nárůst teploty z 580-600°C na 650°C a nárůst tlaku z 6 na 10 kbar směrem ze spodní k vrchní části příkrovové stavby. Podsouvání brunovistolického fundamentu pod moldanubikum způsobilo perturbaci geotermie. Model (obr.5) ukazuje progresivní odštěpení hlouběji zanořené části

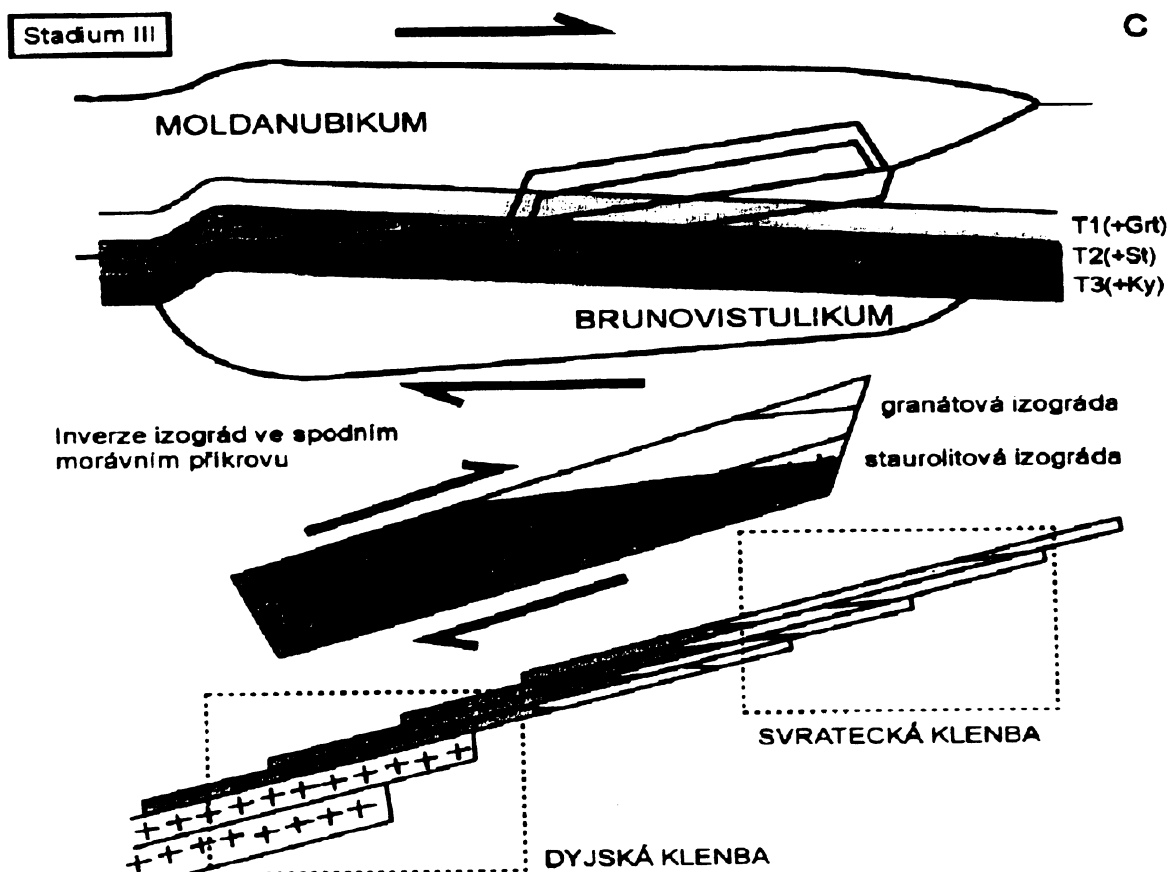
Brunovistolika, jeho výsun směrem k bázi svrchní desky a následný transport do středně korových úrovní (obr. 6 a 7) (Štípská a Schulmann, 1995).



Obr. 5: Model kontinentálního podsouvání na příkladu východního okraje Českého masivu. Metamorfni zonalita vzniká v ranných stadiích konvergence (Stadium I). Podle Štípské a Schulmana (1995), převzato od Konopásek a kol. (1998)



Obr. 6: Po odlepení prvního příkrovu vzniká převrácená metamorfni zonalita, která je mechanicky rozstříhána (Stadium II). Podle Štípské a Schulmana (1995), převzato od Konopásek a kol. (1998)



Obr. 7: Pokračující konvergence vytvoří nakupení příkrovů s inverzním barrovienským profilem, ale i metamorfni inverzi v rámci jedné jednotky (Stadium III). Podle Štípské a Schulmana (1995), převzato od Konopásek a kol. (1998)

Termální gradient odvozený z metamorfni zonality pozorované v terénu nereflektuje normální geotermální gradient (Štípská a Schulmann, 1995).

2.3 Termální modely

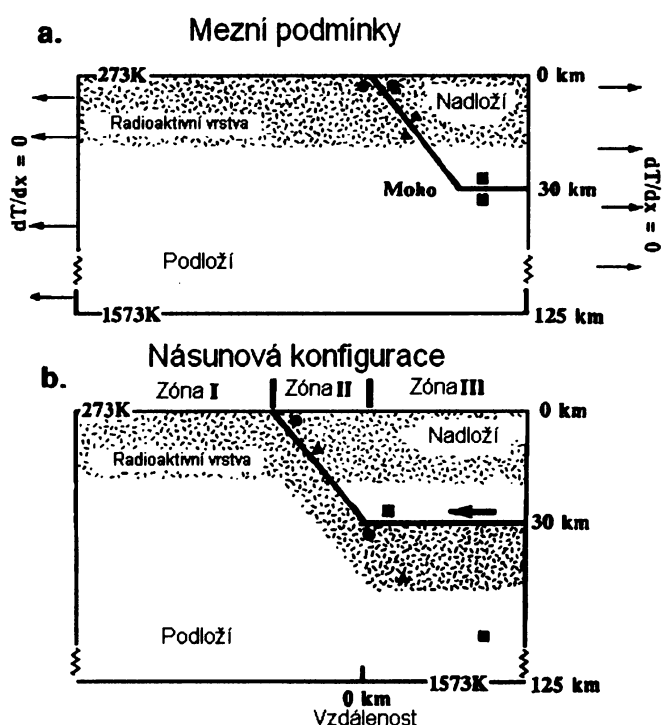
Termální modelování je založeno na představě přenosu tepla horninami kondukcí. Mezi nejvýznamnější modely patří modely korového ztlustění, které se snaží objasnit vznik regionální metamorfózy (Konopásek a kol., 1998). Další skupiny modelů se snaží objasnit vznik inverzní metamorfni zonality, anatexi, vztahy mezi násuny korového měřítka, inverzní metamorfózou a anatexí (Harrison a kol., 1999).

2.3.1 Modely korového ztlustění

Již v 70. letech si petrologové uvědomovali, že pouhé analytické modely a numerické výpočty nepostačí k objasnění termální historie orogenních procesů. Oxburgh a Turcotte, 1974, přišli jako první s jednorozměrnými modely okamžitého přesunutí kůry ve snaze objasnit metamorfni záznam v Alpách. England a Thompson, 1984, rozšířili jednorozměrné modely o řadu důležitých variabilních parametrů, zahrnujících radioaktivní teplo, tok tepla a termální konduktivitu. Oba modely

předpokládají okamžité přemístění materiálu a jednorozměrnou, vertikální tepelnou kondukcí. Pokračující přesouvání horkého příkrovového násunu přes chladnější podloží objasňuje vznik inverzní metamorfické zonality. V minulých letech mnoho petrologů pracovalo s jednorozměrnými modely, které objasňovaly vznik inverzní zonality v oblastech násunů korového měřítka (např. MCT, Himaláje), zatímco dvourozměrné modely nebyly schopné objasnit vznik inverzní zonality (Ruppel a Hodges, 1994).

Ruppel a Hodges, 1994, představili nový model korového ztluštění operující s dvourozměrnou rovnici. Tento model indikoval, že rychlost pohřbení kontroluje průběh teplotně-tlakového vývoje hornin. To byl velký rozdíl oproti modelům jednorozměrným, které indikovaly, že násunová geometrie kontroluje průběh teplotně-tlakového vývoje. Model také poukázal, že za zvýšeného tepla okolí, či za zvýšeného radiogenního tepla v kůře nevznikne inverzní metamorfická zonalita. Ruppel a Hodges ukázali, jak citlivé jsou teplotně-tlakové dráhy v modelech na změny různých parametrů. Mezi variabilní parametry dvourozměrných modelů patří termální, mechanické, ale i geometrické faktory vztahující se k tektonickému vývoji. Na obr.8 je schematicky znázorněna geometrie jednoduchého dvourozměrného termálního modelu.



Obr. 8: Schematický diagram geometrie jednoduchého dvourozměrného termálního modelu. Za a) mezní podmínky modelu jsou konstantní teplota 273 K na povrchu a 1573 K na bázi litosféry (hloubka 125km). Radioaktivní materiál se nachází v laterální homogenní svrchně-korové vrstvě. Násunový zlom zapadá pod úhlem Φ (měřeno od horizontály) mezi povrchem a bází kůry (hloubka 30km). Za b) během násunového přemístění se horniny nadloží posouvají pouze ve směru horizontály x a horniny podloží se pohybují pouze ve směru osy z. Povrch zůstává plochý během modelování. Báze litosféry se nachází v konstantní hloubce 125km (Ruppel a Hodges, 1994).

Současné modely jsou vytvořeny, aby objasnily termální a mechanický vývoj orogenních prostředí (Willet a kol., 1993). Výsledkem kontinentální kolize je deformace kůry, která ovlivňuje následný termální vývoj hornin. Termo-mechanické modely korového měřítka předpovídají interakce mezi teplotou, deformací a dále také doprovodné exumační procesy, ovlivňující struktury korového měřítka, modelové teplotně-tlakové dráhy a profily maximálních metamorfních podmínek (Jamieson a kol., 2001).

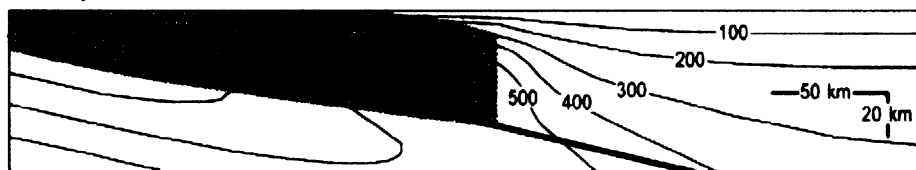
2.3.2 Modelování anatexe a inverzní metamorfózy

Inverzní termální zonalita bývá připisována několika mechanismům. V současné době není stále úplně objasněn její vznik. Dle některých autorů, inverzní metamorfóza může být důsledkem efektu tzv. horké žehličky, kdy dochází k násunu horkého příkrovu přes chladnější materiál (Hubbard a kol., 1989, Štípská a Schulman, 1995). Dalšími mechanismy vzniku mohou být lokalizované zvýšení termální energie na povrchu střížné zóny (England a Molnar, 1993; Štípská a Schulmann, 1995) a postmetamorfní imbrikace zabraňující vzniku metamorfních sekvencí (Brunel a Kienast, 1986; Štípská a Schulmann, 1995). Inverzní metamorfní zonalita může být způsobená vmístěním granitických intruzí podél násunové plochy (Davidson a kol., 1997). Další modely uvádí možnost, pre-existujících izográd, které byly později převrásněny (Frank a kol., 1973). Hubbard a kol., 1996 uvádí, že distribuce metamorfních minerálních asociací je pouze výsledkem pozdějších deformací.

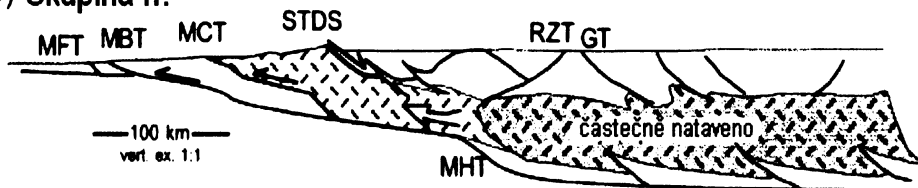
Na příkladu himalájské anatexe a inverzní metamorfózy jsou uvedeny čtyři hlavní skupiny modelů. První skupina předpokládá, že inverzní metamorfní sekvence v podloží himalájského násunu a současná anatexe nadloží souvisí časově a prostorově s nasouváním (obr. 9-a). Druhá skupina modelů předpokládá, že nasouvání je výsledkem anatexe (obr. 9-b). Naproti tomu třetí skupina pracuje s anatexí jako výsledkem vzniku poklesového zlomu (obr. 9-c) a čtvrtá skupina připisuje vznik zdánlivé inverzní metamorfózy deformaci normálního sledu izográd (obr. 9-d) (Harrison a kol., 1999).

V nejnovějších modelech se uvažuje o vzniku tzv. kanálového toku (obr.10-A). Jedná se o úzkou zónu na bázi spodně-korové vrstvy, kde teplota překračuje 600°C. Zóna kanálového toku je charakteristická opačným prouděním hmoty je řízena tlakem nadloží. Teplotně závislý horizont nízké viskozity ve střední kůře usnadňuje vznik kanálového toku. Různé způsoby exumace hornin způsobí odlišné efekty v modelech (obr. 10) (Jamieson a kol., 2001, Beaumont a kol., 2001).

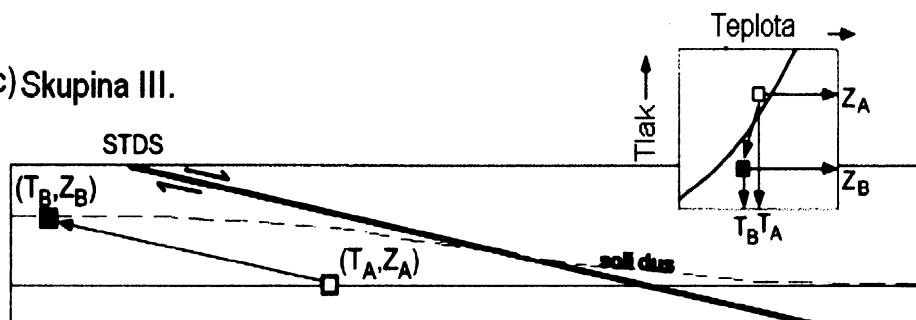
(a) Skupina I.



(b) Skupina II.



(c) Skupina III.

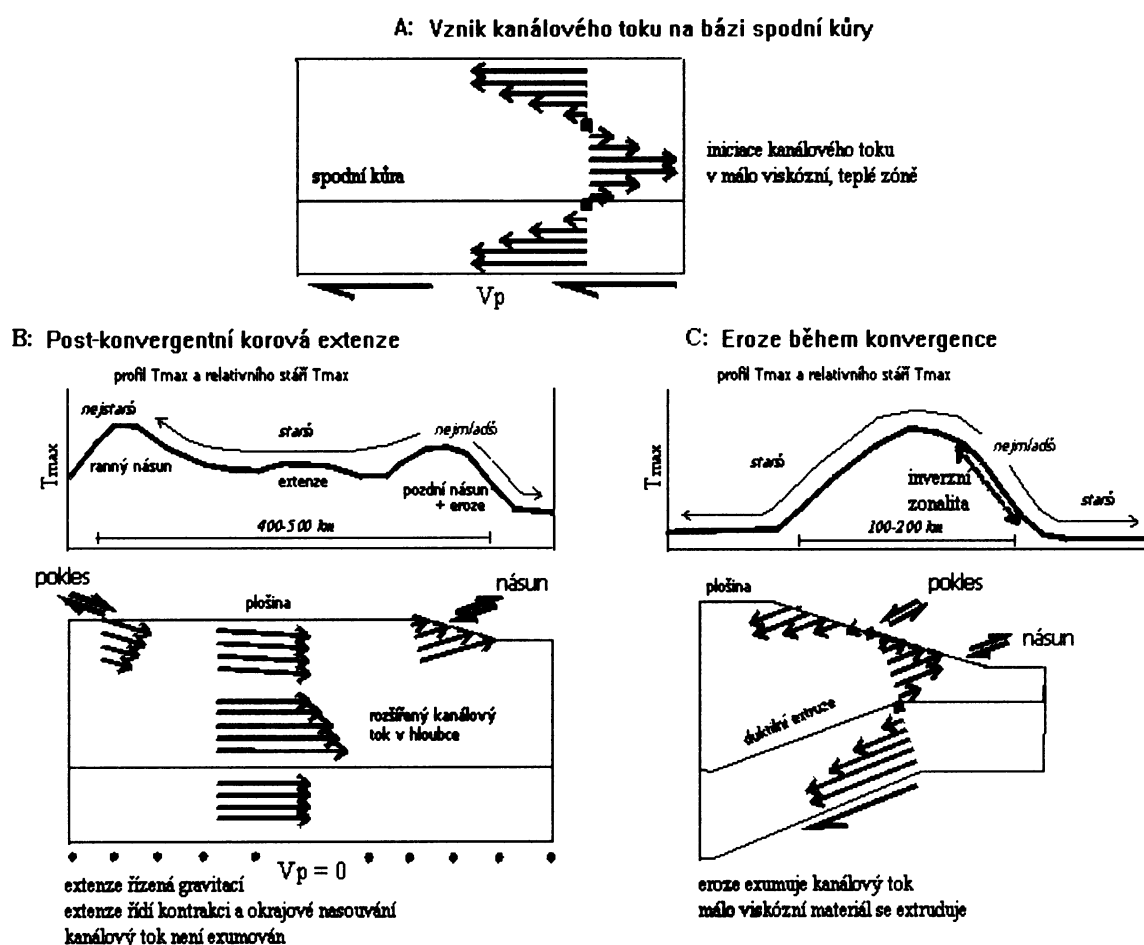


(d) Skupina IV.



Obr. 9: a) inverzní metamorfni sekvence v podloží himalájského násunu a současná anatexe nadloží souvisí časově a prostorově s nasouváním, transfer radiogenní kůry směrem z podloží subdukční zóny do nadloží způsobil perturbaci geotermie, směr transportu materiálu je znázorněn šipkou. Izotermie jsou v °C (Huerta a kol., 1996). b) nasouvání je výsledkem anatexe, částečně natavená asijská deska extruduje jižním směrem (Nelson a kol., 1996). c) anatexe je výsledkem vzniku poklesového zlomu, obrázek ilustruje změnu hloubkově-teplotních podmínek v podloží poklesového zlomu. Počáteční hloubka Z_A za teploty T_A, po poklesu se hloubka významně snížila na Z_B, za doprovodu pouze malého poklesu teploty, T_B, což může vést až k anatexi (Harrison a kol., 1999). d) zdánlivá inverzní metamorfni zonalita vzniká deformací normálního sledu izográd (Hubbard, 1996).

Post-konvergentní korová extenze vede ke ztenčení orogenního kořene a zóna kanálového toku není pak exumována (obr. 10-B). Eroze během konvergence způsobí exumaci zóny kanálového toku (obr. 10-C). Tato zóna jeví inverzní metamorfni sekvence. Model kanálového toku je zřejmě v současnosti nejvíce reálným objasněním výskytu inverzní metamorfni zonality v oblasti hlavního centrálního násunu v Himalájích (Jamieson a kol.,2001).



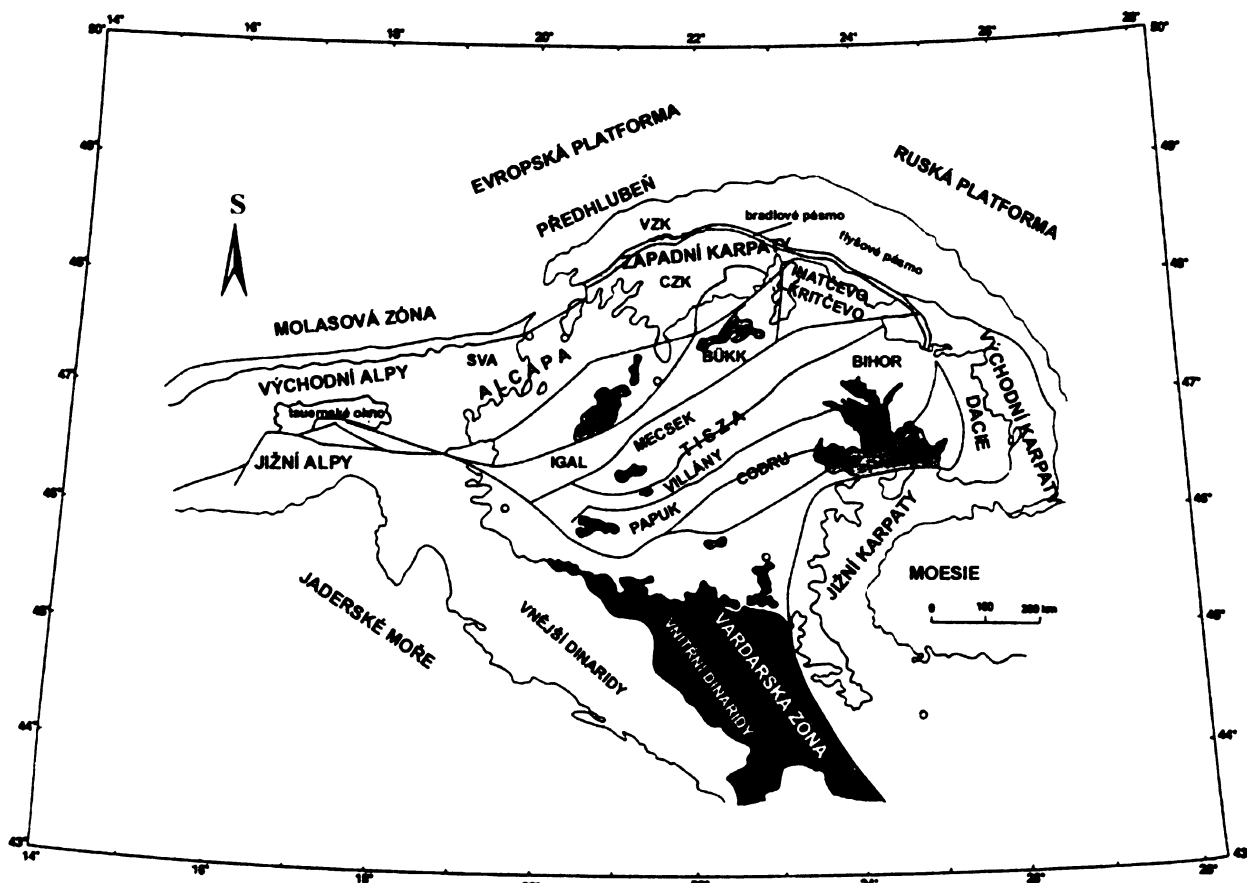
Obr. 10: Jednoduchá skica ukazující kontrastní efekty extenze a eroze na vývoj a exumaci zóny kanálového toku (Jamieson a kol., 2001).

3. GEOLOGICKÁ POZICE GEMERSKÉ A VEPORSKÉ JEDNOTKY

3.1 Západní Karpaty, centrální Západní Karpaty

Západní Karpaty jsou jednou z větví rozsáhlého orogenního pásma tethydních alpid. Tradičně jsou rozděleny do třech dílčích jednotek na vnější, centrální a vnitřní Západní Karpaty. Pravděpodobnou oceanickou suturou je pieninské bradlové pásmo, které odděluje centrální a vnější Západní Karpaty. Pieninské bradlové pásmo je považováno za projev uzavření subdukční zóny Pieniny-Liguria v kenozoiku (obr.11).

Centrální Západní Karpaty se dále rozdělují na tatranskou-fatranskou, veporskou a gemerskou jednotku. Tyto jednotky jsou z části překryty vápencovými příkrovy vnitřních Západních Karpat (Plašienka, 1997).



Obr. 11: Dílčí jednotky Západních Karpat. CZK- centrální Západní Karpaty, SVA- Severní Vápencové Alpy, VZK- vnější Západní Karpaty (Plašienka a kol., 1997)

3.1.1 Gemerská jednotka

Fundament gemerské jednotky je složen z raně-paleozoických až pozdně-karbonských metasedimentů a metavulkanitů. Kontaktní zóna gemerské a veporské jednotky se nazývá Lubeník-Margecanská linie. Gemerská jednotka je rozdělována do třech hlavních skupin, které se navzájem odlišují litologií a metamorfním stupněm (obr.12) (Plašienka a kol., 1997).

Horniny fundamentu, které prodělaly metamorfózu stupně facie zelených břidlic, jsou rozděleny na gelnickou a rakoveckou skupinu. Gelnická skupina je strukturně nejnižší doménou. Skupina je tvořena metasedimenty, hlavně křemennými fylity, metapelity, fylity a mramory, a kyselými až intermediálními vulkanity (Faryad, 1994).

Rakovecká skupina naproti tomu zahrnuje velké množství bazaltických hornin (Faryad a kol., 1999).

Metamorfní podmínky amfibolitové facie jsou dokumentovány z klátovské skupiny (Faryad, 1990), která tektonicky překrývá metabazity a fylity Rakovecké skupiny.

Obal rakovecké a gelnické skupiny tvoří flyšové sedimenty karbonského stáří a permské klastické sedimenty (Šucha a Eberl, 1992).

3.1.2 Veporská jednotka

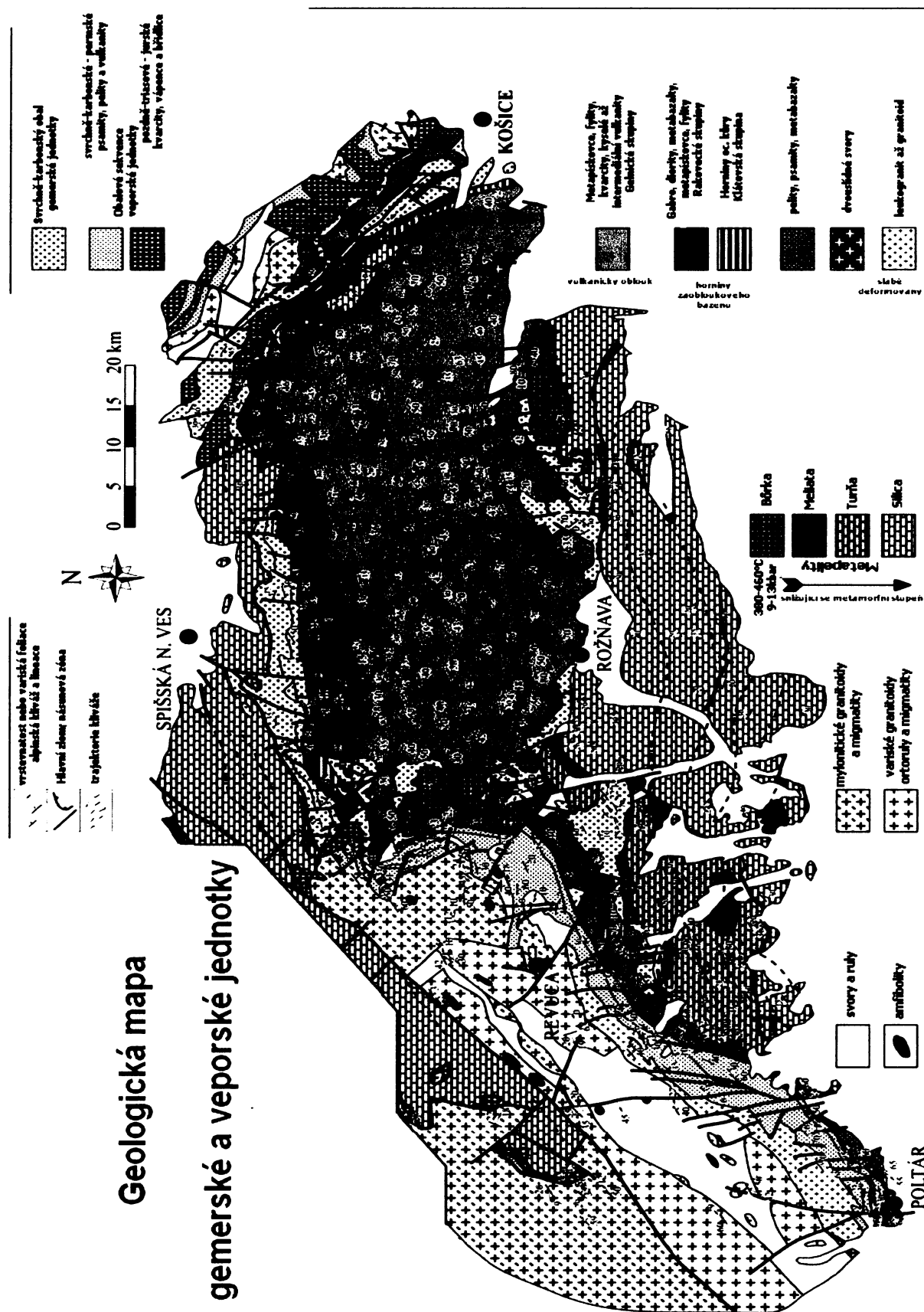
Veporská jednotka zahrnuje z geografického hlediska východní část Nízkých Tater, západní část Slovenského Rudohorie, Branisko a Čiernou Horu. Ve shrnutí je charakteristická SV-JZ protaženými litologickými pásy. Jednotku reprezentují z velké části korové horniny veporského fundamentu předalpinského stáří, které jsou generelně rozděleny do dvou kontrastních metamorfních domén (Klinec, 1966).

Strukturně nižší doména veporského fundamentu (hronský komplex) je tvořena převážně svory a pararulami (Korikovskij a kol., 1989; Méres and Hovorka, 1991). Ve východní části této domény je dokumentována variská barrovienská zonalita, která začíná biotitovou zónou na jihu a přechází do staurolitové zóny a kyanitové zóny na severu, tato zonalita je nejlépe patrná v oblasti Černé Hory (Jacko a kol., 1990; Korikovskij a kol., 1990). V ostatních částech domény zonalita není dokumentována z důvodu intenzivního alpinského přetištění za podmínek odpovídajících facii zelených břidlic (Korikovskij a kol. 1989; Bezák, 1991; Kováčik, 1996). Někteří autoři dokonce uvádějí přetištění za dosažení podmínek amfibolitové facie (Plašienka a kol., 1999; Koroknai a kol., 2001; Janák a kol., 2001; Jeřábek a kol., 2008).

Strukturně vyšší doména (kráľovohorský komplex) zahrnuje amfibolity, ortoruly a migmatity, obsahující intruze peraluminických granitů. Páskování v migmatitech vytváří foliaci generelně zapadající k SZ a k S (Hovorka a Méres, 1989; Janák a kol., 1996).

Pozdně-paleozoický až mesozoický obal veporského fundamentu tvoří jižní a centrální Foederata a severní jednotka Veľkého Boku. Foederata je tvořena sedimenty permotriasového stáří,

alpínská metamorfóza zde dosáhla nižší facie zelených břidlic. Jednotka Veľkého Boku je postihena pouze anchimetamorfózou (Biely, 1964; Plašienka a kol., 1997; Lupták a kol., 2003).



Obr. 12: Geologická a strukturná mapa gemerské a veporské jednotky (Lexa a kol., 2003, preloženo, upraveno)

4. METAMORFÓZA GEMERSKÉ A VEPORSKÉ JEDNOTKY

Metamorfni historie obou jednotek je polyfázová. Horniny gemerského a veporského fundamentu prodělaly variskou (podle Bezáka, 1991 a Dallmeyera, 1996 dokonce kadomskou metamorfózou) a později dvě alpínská přetištění (Janák, 2007). Vozárová, 1990 uvádí tři typy metamorfózy na gemersko-veporské kontaktní zóně. Za první se jedná o variskou regionální metamorfózu nízkého stupně s indexovými minerály muskovitem, albitem a pargasitem. Za druhé alpínskou regionální metamorfózu, charakteristickou nízkou teplotou za středních tlaků a indexovými minerály chloritoidem a kyanitem. Za třetí Vozárová popisuje alpínskou kontaktní metamorfózu nízkotlakou, vysokoteplotní, s indexovými minerály biotitem, cordieritem a andalusitem.

4.1 Variská metamorfóza gemerské jednotky

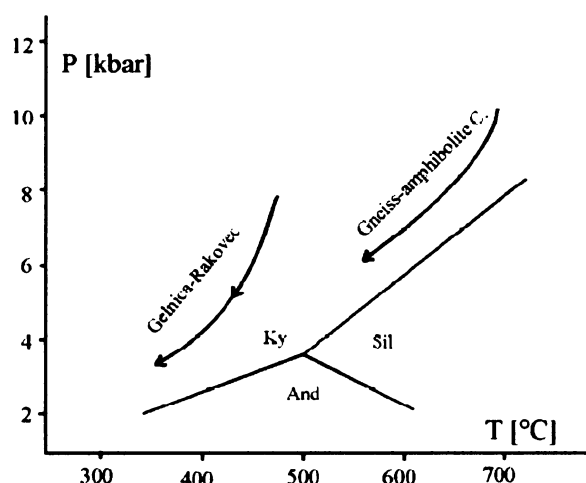
Protolitem metamorfovaných bazických hornin rakovecké a klátovské skupiny gemerika jsou bazalty, bazaltické tufy a malé množství gaber nebo doleritů, které mohou obsahovat relikt magmatických pyroxenů. Nejčastější metamorfni minerály v metabazitech jsou albit, epidot, chlorit, aktinolit a titanit. Některé horniny také obsahují stilpnomelan a biotit. Kalcit bývá přítomen v horninách, které neobsahují aktinolit. Obsah Na_2O v amfibolu je obvykle nízký (0,1-0,8 obj.%). Některé metabazity ze severní části gemerika obsahují Na-bohatý aktinolit nebo Na-Ca amfibol. Pozdější amfibol, prvně objeven v metabazaltech z rakovecké skupiny, odpovídá Na-Ca klinoamfibolu (Hovorka a kol., 1988, Faryad a Bernhardt, 1996). Vyskytuje se společně s albitem, epidotem, Ca-granátem (Grs_{73} , And_{18} , Sps_2 , Alm_2 , $\text{Py}_{0,2}$), titanitem a biotitem. Hrubě zrnitý Na-Ca klinoamfibol může být slabě zonální a směrem od jádra se snižuje obsah Al a zvyšuje obsah Fe^{3+} směrem k okrajům (Faryad a kol., 1999).

Kyselá až intermediální metavulkanity jsou reprezentovány hlavně tufy. Metamorfni minerály jsou křemen, albit, slídy, chlorit a vzácněji biotit. Draslíkem bohaté horniny mohou obsahovat také mikroklin. Složení slíd závisí na chemickém složení výchozí horniny. Fengit se vyskytuje v metadacitech, muskovit pak v draslíkem-bohatých metaryolitech. Také některé Al-bohaté metatufy mohou obsahovat muskovit. Naproti tomu Fe-bohaté metatufy (pravděpodobně tyto metatufy představují směs tufů a sedimentů) obsahují chloritoid a pyrofy lit (Varga, 1973; Korikovskij a kol., 1992, Faryad, 1995). Přítomnost chloritoidu bývá omezena na jižní a východní část gemerika. Vztah chloritoidu k variské či alpínské metamorfóze není úplně objasněn (Faryad a kol., 1999).

Nejběžnější metasedimenty v gemeriku jsou fylity, odvozené z pískovců, drobných pelitických hornin a černých břidlic. Další horniny sedimentárního původu jsou mramory a lydity. Metapelity a metapsamity jsou typické monotónním minerálním složením. Obsahují křemen, slídy, chlorit a vzácněji pak albit. V jižní a východní části gemerské jednotky obsahují i chloritoid. Slídy jsou většinou fengitového složení (Sassi a Vozárová, 1987; Mazzoli a Vozárová, 1992).

Mn-bohaté karbonátové horniny, které prodělaly metamorfózu podmínek facie zelených břidlic byly nalezeny na třech lokalitách v centrální části gemerské jednotky (Faryad, 1994). Obsahují rodonit, kalcit, Mn-kalcit, spessartin (Sps_{60-90} , Grs_{10-30} , Alm_{0-15}), biotit, fengit, chlorit, Mn-aktinolit a tirodit (Hovorka a kol., 1980).

Teplotní podmínky variské metamorfózy získané z chemického složení minerálních fází za použití termo-barometrických metod jsou v rozmezí 350–450°C (Varga, 1973; Faryad, 1991; Korikovskij a kol., 1992). Tlakové podmínky jsou 3–5 kbar pro centrální a jižní část gemerské jednotky (Faryad, 1995). Díky alpínskému přetištění za nízkého stupně metamorfózy jsou vztahy mezi předalpínskými a alpínskými minerálními asociacemi nejasné. Předalpínské minerální asociace mohou být zachovány v některých magmatických tělesech. Tlakové podmínky 6–8 kbar za teplot 440–480 °C byly získány z metabazaltů rakovecké skupiny obsahujících Na-Ca klinoamfibol (Hovorka a kol., 1988; Faryad a Bernhardt, 1996).



Obr. 13: Teplotně-tlakové podmínky variské metamorfózy prohorniny gemerského fundamentu (Hovorka a kol., 1980; Farayad a kol., 1990; Faryad a kol., 1999)

Klátovský příkrov je tvořen zejména ortorulami a amfibolity. Horniny zaznamenávají metamorfózu za dosažení podmínek amfibolitové facie a leží v nadloží hornin facie zelených břidlic z rakovecké skupiny. Kontakt dvou odlišných horninových typů zapadá generelně k severu a je zčásti překryt svrchněkarbonskými konglomeráty. Tyto konglomeráty obsahují jak valounky hornin klátovské skupiny tak rakovecké skupiny (Vozárová, 1973). Kromě amfibolitu se může vyskytovat i serpentinit. Metamorfními minerály v amfibolitu jsou amfibol, plagioklas a v některých případech také granát. Ortoruly mohou obsahovat kromě plagioklasu a křemene také amfibol, granáty a biotit (Rozložník, 1965; Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka a kol., 1984; Faryad, 1990). Termobarometrickými výpočty byly získány maximální P-T podmínky variské metamorfózy klátovské skupiny 6–10kbar za teplot 650–700°C (Hovorka a kol., 1989; Faryad, 1990).

4.2 Alpinská regionální metamorfóza gemerské jednotky

Díky nízkému teplotně-tlakovému gradientu je velmi složité v gemerském fundamentu odlišit minerální asociace utvořené variskou metamorfózou od asociací vzniklých během alpinských deformačních událostí. Teplotně-tlakové podmínky metamorfózy pozdně paleozoických až mesozoických obalových sekvencí jsou odhadovány z permských granitů. Permské granity obsahují metamorfní granát (30%Alm, 30% Sps, 30% Grs), fengit, chlorit, draselný živec a albit (Faryad a Dianiška, 1989). Na základě minerálních asociací permských granitů byly maximální teplotně-tlakové podmínky stanoveny za tlaku 6-8kbar a teplot 300-350°C (Faryad a Hoinkes, 1998). Granáty amfibolitové facie klátovské skupiny bývají lemovány nově tvořeným granátem grossularového složení. Granátické lemy nám dokazují alpinské přetištění (Faryad a kol., 1999). Teplotně tlakové podmínky přetištění jsou stanoveny za tlaků 5-8 kbar a teploty 550°C (Vrána, 1964, 1980; Vozárová, 1990; Méres a Hovorka, 1991).

SvrchněkARBONSKÉ obalové horniny gemerské jednotky v sousedství veporské jednotky (ochtinská skupina) vykazují metamorfózu za dosažení podmínek facie zelených břidlic. Horniny jsou charakteristické přítomností fengitu, draselného živce, chloritu a chloritoidu (Korikovskij a kol., 1997).

4.3 Variská metamorfóza veporské jednotky

Veporský fundament je tvořen magmatickými a metamorfovanými horninami, které částečně zachovávají variskou příkrovovou stavbu (Bezák, 1994; Putiš, 1994). Ve fundamentu je dokumentována polyfázová variská metamorfóza, která je spojována s nejvyššími metamorfními podmínkami (Jeřábek a kol., 2008; Janák a kol., 2008).

Všechny horniny veporské jednotky jsou velmi intenzivně přetištěny alpinskou metamorfózou, která zaznamenává křídový orogenní cyklus. Díky přetištění a následné reekvilibraci je složité ve veporské jednotce stanovit teplotně-tlakové podmínky variských metamorfních událostí.

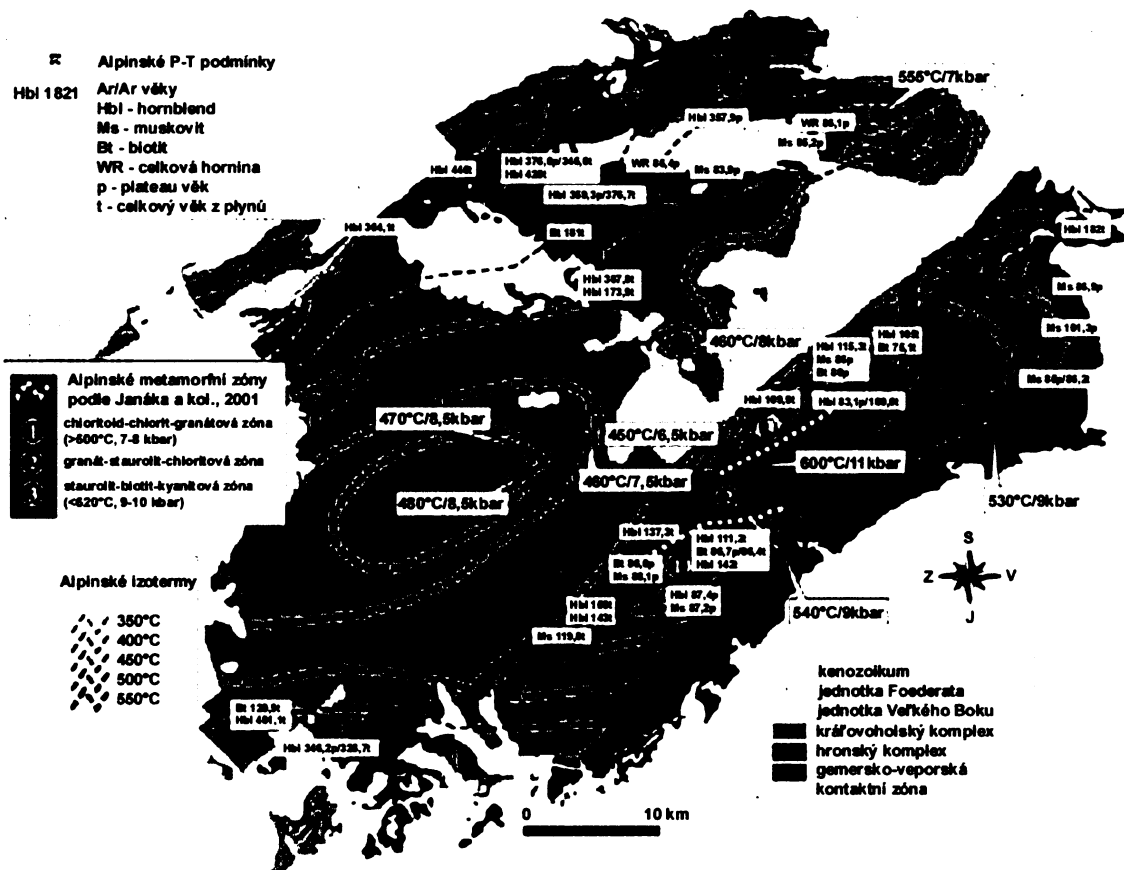
Variská metamorfóza metapelitů hronského komplexu dosáhla kyanitového stupně (Merés a Hovorka, 1991; Kováčik, 1993). Severní část hronského komplexu obsahuje i eklogity variského stáří, které ukazují na vysokotlakou metamorfózu odpovídající pravděpodobně subdukci oceánské desky za tlaku 25kbar a teploty až 700°C (Janák a kol., 2007). Ta byla následována reekvilibrací za podmínek amfibolitové facie (570-670°C a 6-8,5kbar) (Jeřábek a kol., 2008). V ortorulách a migmatitech kráľovo-hoľského komplexu veporika dosáhly variské teplotně-tlakové podmínky 4-6kbar a 680-730°C, což odpovídá parciálnímu tavení (Siman a kol., 1996).

4.4 Alpínská regionální metamorfóza veporské jednotky

Janák a kol., 2001 stanovil tři alpínské metamorfní zóny v jižní části hronského komplexu – 1) chloritoid, chlorit a granát, 2) granát, staurolit a chlorit, 3) staurolit, biotit a kyanit. Těmto zónám odpovídají teplotně-tlakové podmínky od 500°C a 7kbar až do 620°C za tlaku 10kbar (obr.14). Alpínská metamorfóza královo-hořského komplexu je spojována s přetištěním za podmínek facie zelených břidlic odpovídajících teplotě 400-500°C a tlaku 5 kbar (Vrána, 1980; Jeřábek a kol., 2008).

Gemersko-veporská kontaktní zóna ukazuje na podmínky 500-590°C za tlaku 4,5-7,7 kbar a je charakteristická výskytem chloritoid-kyanitových břidlic (Lupták a kol, 2000; Jeřábek a kol, 2008). Na gemersko-veporské kontaktní zóně se místy vyskytuje následné přetištění způsobené pozdně-křídovými granitickými intruzemi (Vozárová, 1990).

Ve veporské jednotce rozlišujeme dvě metamorfované obalové sekvence. Foederata dosahuje alpínských metamorfních podmínek nepřesahujících 380°C a 4,5 kbar (Lupták a kol., 2000). Velký Bok představuje metamorfní přetištění nízkého stupně (Plašienka a kol., 1989; Lupták a kol., 2003).



Obr.:14: Předpokládané alpínské metamorfní podmínky ve veporské jednotce (Janák a kol., 2001; Jeřábek a kol., 2008)

5. ZÁVĚR

Záznam polyfázového metamorfního vývoje dílčích jednotek umožňuje vysvětlení vývoje orogenních pásem. Variský metamorfni stupeň gemerské a veporské jednotky nasvědčuje severojižní polaritě paleozoického orogenu. Vznik variské barrovienské zonality ve veporské jednotce se dá vysvětlit podsouváním rakovecké a klátovské skupiny hornin pod veporikum. Další významnou metamorfni událostí byla křídová kolize, během které se metasedimenty gemerika přesunuly přes veporikum. Korové ztluštění vede k progradní metamorfóze veporské jednotky. Pomocí detailního studia minerálních asociací jednotlivých horninových typů můžeme stanovit teplotně-tlakové podmínky variských i alpinských metamorfni událostí.

Propojením poznatků z metamorfni petrologie a strukturní geologie kolizních prostředí se dá objasnit vznik orogenních pásem. Jednotlivá orogenní pásma se liší intenzitou a typem metamorfniho záznamu. Detailní studium metamorfovaných hornin umožňuje získat přehled o jejich teplotně-tlakovém vývoji. Termo-mechanickým modelováním se dá předpovědět interakce mezi deformací a termálním vývojem, což vede k pochopení procesů vzniku metamorfózy v korovém měřítku.

6. POUŽITÁ LITERATURA

Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H. & Lee, B., 2001. Mid-crustal channel flow in large hot orogens: results from coupled thermal-mechanical models. Slave-Northern Cordillera Lithospheric evolution (SNORCLE) and Cordilleran Tectonics Workshop; Report of 2001 Combined Meeting (compiled by Cook, F. & Erdmer, P.). Lithoprobe report, 79, 112-170.

Bezák, V., 1991. Metamorphic conditions of the Veporic unit in the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 42, 4, 219-222.

Bezák, V., 1994. Proposal of the new dividing of the Western Carpathian crystalline based on the Hercynian tectonic building reconstruction. *Mineralia Slovaca*, 26, 1-6

Biely, A., 1964. ,Über die Veporiden. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 15, 263-266.

Brunel, M. & Kiénast, J.R., 1986. Étude pétro-structurale des chevauchments ductiles himalayens sur la transersale de L'Everest-Makalu (Népal Oriental). *Canadian Journal of Earth Science*, 23, 1117-1137.

Dallmeyer, R.D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1996. Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians; evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral and whole-rock data. In: Schmid, S.M., Frey, M., Froitzheim, N., Heillbronner, R. & Stünitz, H. (eds) *Alpine geology; Proceedings of the Second Workshop. Eclogae Geologicae Helvetiae*. Birkhaeuser, Basel, 203-227.

Davidson, C., Grujic, D.E., Hollister, L.S., Schmid, S.M., 1997. Metamorphic reactions related to decompression and synkinematic intrusion of leucogranite, High Himalayan Crystallines, Bhutan. *Journal of Metamorphic Geology* 15, 593-612.

Dianiška, I. & Grecula, P., 1979. Amfibolitovo-mrulový komplex jako súčasť ofiolitovej stuity rakoveckeho prikrovu. *Mineralia Slovaca*, 11, 5, 405-427.

England, P.C. & Thompson, A.B., 1984. Pressure temperature time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25, 894-928.

England, P.C. & Molnar, P., 1993. The interpretation of inverted metamorphic isograds using simple physical calculations. *Tectonics* 12, 145-157.

Faryad, S.W., 1990. Gneiss-amphibolite Complex of the Gemericum. *Mineralia Slovaca*, 22, 303-318.

Faryad, S.W., 1991. Pre-alpine metamorphic events in Gemericum. *Mineralia Slovaca*, 23, 395-402.

Faryad, S.W., 1994. Mineralogy of Mn-rich rocks from greenschist facies sequences of the Gemericum, West Carpathians, Slovakia. *N. Jb. Miner. Mh*, 10, 464-480.

Faryad, S.W., 1995. Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata unit, West Carpathians, Slovakia. *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 701-714.

Faryad, S.W. & Bernhardt, H.J., 1996. Taramite-bearing metabasites from Rakovec (Gemic Unit, The Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 47, 349-357

Faryad, S.W. & Dianiška, I., 1989. Garnet from granitoids of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 40, 6, 715-734.

Faryad, S.W. & Hoinkes, G., 1998. Correlation of metamorphic P-T conditions between basement rocks in the Austro-Alpine units east from the Tauern Window and in the eastern sector of the Western Carpathians. *Carpathian-Balkan Geological Association, 16 Congress, August 2- September 2, Vienna (Austria)*.

Faryad, S.W., Ivan, P., Jacko, S., Janák, M., Lupták, B., Spišiak, J., Plašienka, D. & Vozárová, A., 1999. Metamorphic evolution of the eastern part of the Western Carpathians, with emphasis on Meliata unit. *Acta Montanica Slovaca*, 4, 2, 148-160.

Frank, W., Hoinkes, G., Miller, C., Purtscheller, F., Richter, W., Thöni, M., 1973. Relations between metamorphism and orogeny in a typical section of the Indian Himalayas. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 20, 303-332.

Harrison, T.M., Grove, M., McKeegan, K.D., Coath, C.D., Lovera, O.M., Le Fort, P., 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya. *Journal of Petrology* 40, 3-19.

Hovorka D., & Méres, Š., 1990. Clinopyroxene-garnet metabasites of the Trábeč Mts. *Mineralia Slovaca*, 22, 533-538.

Hovorka, D. & Spišiak, J., 1988. Mesozoic volcanism of the Western Carpathians. Veda Publishing, Bratislava, 1-263.

Hovorka, D. & Méres, 1989. Relics of high-grade metamorphics in Tatroveporic crystalline of the Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 21, 193-201

Hovorka, D., Ivan P. & Spišiak, J., 1984. Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 16, 73-88.

Hovorka, D., Ivan, P., Jilemnická, L. & Spišiak, J., 1988. Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric Group, Inner Western Carpathians), *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 39, 395-425.

Hubbard, M.S., 1996. Ductile shear as a cause of inverted metamorphism: example from Nepal Himalaya. *Journal of Geology* 104, 493-499.

Hubbard, M.S., Harrison, T.M., 1989. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constrains on deformation and metamorphism in the MCT Zone and Tibetan Slab, eastern Nepal Himalaya. *Tectonics* 8, 865-880.

Huerta, A.D., Royden, L.H., Hodges, K.V., 1996. The interdependence of deformational and thermal processes in mountain belts. *Science* 273, 637-639.

Jacko, S., Korikovskiy, S.P. & Boronichin, V.A., 1990. Equilibrium assemblages of gneisses and amphibolites of Bujanov complex. *Mineralia Slovaca*, 22, 231-239.

Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M.H., Lee, B., 2002. Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens. *Journal of Metamorphic geology* 20, 9-24.

Janák, M., O'Brien, P.J., Hurai, V. & Reutel, Ch., 1996. Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Western Tatra Mts., Central Western Carpathians. *Lithos*, 39, 57-59,

Janák, M., Méres, Š. & Ivan, P., 2007. Petrology and metamorphic P-T conditions of eclogites from the northern Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 58, 121-131.

Janák, M., Jeřábek, P., Plašienka, D., 2008. How many orogens – how much metamorphism in the Vepor Unit? (Western Carpathians). In: Németh, Z., Plašienka, D., (eds.): *Proceeding and Excursion Guide Slovtec 08*, 51-53.

Janák, M., Plašienka, D., Frey, M., Cosca, M., Schmidt, S.T., Lupták, B. & Méres, Š., 2001. Cretaceous evolution of a metamorphic core complex, the Veporic unit, Western Carpathians (Slovakia): P-T conditions and in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laser probe dating of metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 197-216.

Jeřábek, P., Faryad, S.W., Schulmann, K., Lexa, O., Tajčmanová, L., 2008. Alpine burial and heterogeneous exhumation of Variscan crust in the West Carpathians: insight from thermodynamic and argon diffusion modelling. *Journal of the Geological Society*, 165, 479-498.

Klinec, A., 1966. On the structure and evolution of the Veporic crystalline unit. *Zborník Geologických Vied*, 6, 7-28.

Konopásek, J., Štípská, P., Kláková, H. & Schulmann, K., 1998. *Metamorfní petrologie*, Karolinum, 241 str.

Korikovskij, S.P., Krist, E., Boronikhin, V.A., 1989. Staurolite-chloritoid schists from Klenovec region: Prograde metamorphism of high-alumina rocks of the Kohút zone: Veporides. *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 39, 187-200.

Korikovskij, S.P., Jacko, S., Boronichin, V.A., 1990. Facial conditions of Variscan prograde metamorphism in the Lodina complex of Černá Hora crystalline, eastern Slovakia. *Mineralia Slovaca*, 22, 225-230.

Korikovskij, S.P., Putiš, M. & Plašienka, D., 1997. Cretaceous low grade metamorphism of the Veporic and North-Gemeric zones: a result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M. (eds), *Geological evolution of the Western Carpathians*, 107-137.

Koroknai, B., Horvath, P., Balogh, K. & Dunkl, I., 2001. Alpine metamorphic evolution and cooling history of the Veporic basement in northern Hungary: new petrological and geochronological constrains. *International Journal of Earth Sciences*, 90, 740-751.

Kováčik, M., 1993. Polyphase evolution of Lower Paleozoic metamorphites in the middle part of the Kohút zone, Veporic unit, Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 25, 245-255.

Kováčik, M., Kráľ, J. & Maluski, H., 1996. Metamorphic rocks in the Southern Veporicum basement: their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution. *Mineralia Slovaca*, 28, 185-202.

Lexa, O., Schulmann, K. & Ježek, J., 2003. Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modeling. *Tectonics*, 22, 1066.

Lupták, B., Janák, M., Plašienka, D., Schmidt, S.T. & Prey, M., 2000. Chloritoid-kyanite shists from the Veporic unit, Western Carpathians, Slovakia: implications for Alpine (Cretaceous) metamorphism. *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 80, 213-223.

Lupták, B., Janák, M., Plašienka, D. & Schmidt, S.T., 2003. Alpine low grade metamorphism of the Permian-Triassic sedimentary rocks from the Veporic superunit, Western Carpathians: phyllosilicate composition and „crystallinity“ data. *Geologica Carpathica*, 54, 367-375.

Mazzoli, C., Sassi, R. & Vozárová, A., 1992. The pressure character of the Alpine-metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians. In: Vozár, J. (ed): Special volume IGCP-276, GÚDŠ, Bratislava, 109-117.

Méres, Š. & Hovorka, D., 1991. Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). *Mineralia Slovaca*, 23, 435-442.

Miyashiro, A., Uyeda, S., Sugimura, A., Akimoto, S., Mizutani, S., Nakamura, K., Banno, S. & Mizutani, H., 1984. *Orogeny*. John Wiley&sons, 242 str.

Nelson, K.D.a kol., 1996. Partially molten middle crust beneath Souther Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. *Science* 274, 1684-1696.

Oxburgh, E.R. & Turcotte, D.L., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps, *Schweiz Mineral Petrogr. Mitt.*, 54, 614-622.

Plašienka D., Janák, M. & Hacura, A., 1989. First illite-crystallinity data from Alpine metamorphosed rocks of the Veporicum, Central Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 21, 43-51.

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. & Kováč, M., 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M., 1997 (eds): Geological evolution of the Western Carpathians, *Mineralia Slovaca*, 1-24i.

Plašienka, D., Janák, M., Lupták, B., Milovský, R. & Frey, M., 1999. Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex: the Veporic unit of the Western Carpathians. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24, 651-658.

Rozložník, L., 1965. Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *Západné Karpaty*, 4, 95-145.

Ruppel, C., Hodges, K.V., 1994. Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models: Prograde, retrograde and inverted metamorphism. *Tectonics* 13, 17-44.

Sassi, F.P., Vozárová, A., 1987. The Pressure character of the Gemericum. *Rendi. Soc. It. Mineral Petrol.*, 42, 73-81.

Siman, P., Johan, V., Ledru, P., Bezák, V. & Madarás, J., 1996. Deformation and P-T conditions estimated in „layered migmatites“ from the southern part of Veporicum crystalline basement (Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geological Magazine*, 4, 209-213.

Suess, F.E., 1912. Die Moravischen fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denkschr. Österreichische Akademie der Wissenschaft mathematik naturwissenschaft* 88, 541-631.

Suess, F.E., 1926. *Intrusionstektonik und Wandertektonik in variszischen Grundgebirge*. Bornträger, Berlin.

Štípská, P., Schulmann, K., 1995. Inverted metamorphic zonation in a basement-derived nappe sequence, eastern margin of the Bohemian Massif. *Geological Journal*, 30, 385-413.

Šucha, V. & Eberl, D.D., 1992. Burial metamorphism of the Permian sediments from the Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 24/5, 399-405.

Thompson, A.B. & England, P.C., 1984. Pressure temperature time paths of regional metamorphism 2. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 929-955.

Turner, F.J., 1981. *Metamorphic Petrology – Mineralogical Field and Tectonic Aspects*. 2nd edition – McGraw-Hill, New York.

Varga, I., 1973. Mineralnye asociacii regionalnovo metamorfizma a ich zonalnosť v Spišsko-gemerskom rudohorii. *Mineralia Slovaca*, 5, 115-134.

Vozárová, A., 1973. Valúnová analýza mladopaleozoických zlepenčov Spišsko-gemerského rudohoria. *Západné Karpaty*, 18, 7-99.

Vozárová, A., 1990. Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). *Geologický Zborník Geologica Carpathica*, 41, 475-502.

Vrána, S., 1964. Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). *Krystalinikum*, 2, 125-143.

Vrána, S., 1980. Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the Western Carpathians. *Časopis pro Mineralogii a Geologii*, 25, 41-54.

Willet, S.D., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, 371-374.

