

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav petrologie a strukturní geologie

Deformační mikrostruktury

křemeno-živcových hornin a jejich význam

při interpretaci orogenních procesů

na příkladu veporského krystalinika

Západních Karpat

Zita Bukovská



Bakalářská práce

Vedoucí práce RNDr. Petr Jeřábek, Ph.D.

Praha 2008

Poděkování

Děkuji mému školiteli RNDr. Petru Jeřábkovi, Ph.D. za odborné vedení práce a cenné rady při jejím zpracování.

Obsah

1	ÚVOD	1
2	DEFORMAČNÍ MIKROSTRUKTURY	2
2.1	KŘEHKÁ DEFORMACE	2
2.2	TLAKOVÉ ROZPOUŠTĚNÍ (DISSOLUTION-PRECIPIATION).....	2
2.3	INTRAKRYSTALINNÍ DEFORMACE (INTRACRYSTALLINE DEFORMATION).....	3
2.4	DEFORMAČNÍ DVOJČATĚNÍ (TWINNING)	4
2.5	ZALAMOVÁNÍ (KINKING)	5
2.6	DEFORMAČNÍ ZOTAVENÍ (RECOVERY)	5
2.7	DYNAMICKÁ REKRYSTALIZACE	5
2.7.1	<i>Rekrystalizace mechanismem vyklenutí hranic zrn (bulging recrystallization, BLG)</i>	7
2.7.2	<i>Rekrystalizace mechanismem rotace subzrn (subgrain rotation recrystallization, SGR)</i> ...	9
2.7.3	<i>Rekrystalizace mechanismem vysokoteplotní migrace hranic zrn (grain boundary migration, GBM)</i>	10
2.8	DIFÚZNÍ TOK (GRAIN SIZE SENSITIVE CREEP)	11
2.9	STATICKÁ REKRYSTALIZACE (STATIC RECRYSTALLIZATION, ANNEALING).....	12
2.10	TVAROVÁ PŘEDNOSTNÍ ORIENTACE ZRN (SHAPE PREFERRED ORIENTATION).....	12
2.11	MŘÍŽKOVÁ PŘEDNOSTNÍ ORIENTACE (LATTICE PREFERRED ORIENTATION, LPO).....	13
2.12	PALEOPIEZOMETRIE.....	13
2.12.1	<i>Paleopiezometr založený na hustotě volných dislokací</i>	14
2.12.2	<i>Paleopiezometr založený na velikosti zrna</i>	14
2.12.3	<i>Paleopiezometr založený na velikosti dynamicky rekrystalizovaného zrna</i>	14
2.13	TOKOVÉ ZÁKONY	15
2.13.1	<i>Toková rovnice pro dislokační tok</i>	15
2.13.2	<i>Toková rovnice pro difúzní tok</i>	15
2.14	DEFORMACE KŘEMENE.....	15
2.15	DEFORMACE ŽIVCŮ	16
2.15.1	<i>Deformace plagioklasu</i>	17
2.16	DEFORMACE KŘEMENO-ŽIVCOVÝCH AGREGÁTŮ	18
3	ZÁPADNÍ KARPATY	20
3.1	CENTRÁLNÍ ZÁPADNÍ KARPATY	21
3.1.1	<i>Veporská jednotka (veporikum)</i>	22
4	METAMORFNÍ PODMÍNKY A STRUKTURNÍ ZÁZNAM DEFORMACÍ VEPORSKÉHO KRYSTALINIKA	25
4.1	MIKROSTRUKTURNÍ ZÁZNAM DEFORMACÍ.....	27
4.1.1	<i>Mikrostruktury živců</i>	27
4.1.2	<i>Textury plagioklasu</i>	28
4.1.3	<i>Mikrostruktury křemene</i>	28
4.1.4	<i>Textury křemene</i>	31
5	NÁZORY NA TEKTOMETAMORFNÍ VÝVOJ VEPORSKÉHO KRYSTALINIKA BĚHEM KŘÍDY	33
6	ZÁVĚR	37
7	POUŽITÁ LITERATURA	38

1 Úvod

Křemeno-živcové horniny jsou běžnými horninami zastoupenými v zemské kůře. Jsou tvořeny především křemenem, živci a slídami, jejichž mikrostruktury lze využít pro charakterizaci deformačních procesů těchto hornin. Křemen je pro svou hojnost v korových horninách a relativní mechanickou měkkost vůči ostatním minerálům nejčastěji studovaným minerálem. Pomocí mnoha experimentů bylo možné poměrně dobře odvodit jeho chování při deformaci za celého spektra podmínek. Tyto vlastnosti z něj činí minerál, který je často využíván pro aproximaci reologického chování zemské kůry.

Deformační mikrostruktury hornin nám umožňují alespoň částečně nahlédnout do deformačního chování podstatně větších litologických celků, čímž se stávají významnými indikátory deformačních procesů ve větším měřítku.

Veporské krystalinikum je součástí domény centrálních Západních Karpat. Jako součást alpsko-karpatského orogenního pásma obsahují Západní Karpaty zachovalý variský fundament, zakomponovaný do stavby dnešních Karpat během alpínské orogeneze. Ve fundamentu veporika byl nalezen záznam orogen-paralelního prodloužení, které se také označuje jako extenze paralelní s osou orogenu a laterální únik. Tento fenomén byl dokumentován v mnoha oblastech kontinentálních kolizí (např. Ellis a Watkinson, 1987, Schmid a kol., 1998).

V této rešeršní práci je důraz kladen na objasnění vývoje a interpretace mikrostruktur a geologickou historii veporské jednotky v Západních Karpatech. Pro přehlednost má každé z témat obecný úvod, dále je uveden příklad deformačních mikrostruktur ve veporském krystaliniku při alpínské orogenezi a jejich význam.

2 Deformační mikrostruktury

Studium deformačních mikrostruktur napomáhá k pochopení mechanismu deformace hornin na základě relativně jednoduchých pozorování hornin pomocí optického mikroskopu. Interpretace se vždy opírá o výsledky experimentů. Experimentální znalosti deformačních mikrostruktur mohou být u některých minerálů (např. u křemene) použity jako indikátory teploty, kinematiky a tokového napětí.

Studium mikrostruktur hornin, a především v nich nejběžněji zastoupených minerálů, probíhá intenzivně v posledních přibližně padesáti letech, a obvykle navazuje na studium mikrostruktur v kovech.

2.1 Křehká deformace

Za nízkých teplot nebo vysoké rychlosti deformace se horniny deformují křehce. V hornině se tvoří fraktury, mikrofraktury, může docházet ke skluzům a tvorbě kataklazitů či brekcí. Skluzy a rotace fragmentů vyvolávají tzv. kataklastický tok. Ten se projevuje fragmentací horniny na drobnější úlomky. Často dochází k vyplňování prázdných prostorů ve formě žil nebo cementací. Kataklastický tok obvykle nastává za podmínek diagenese nebo velmi nízkého stupně metamorfózy (Passchier a Trouw, 2005).

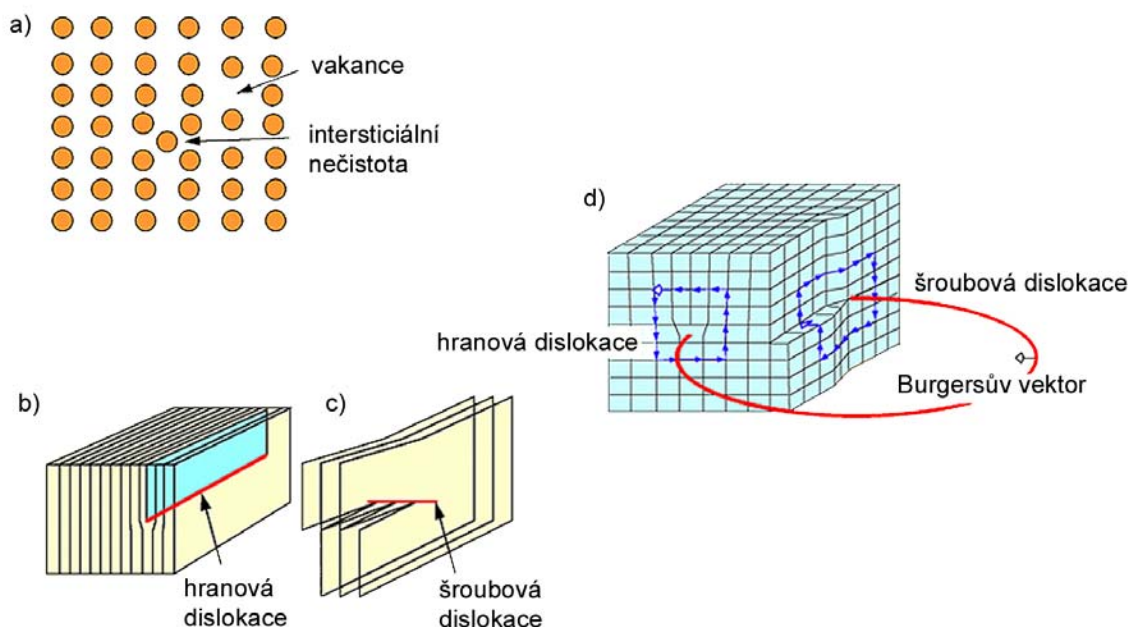
2.2 Tlakové rozpouštění (*dissolution-precipitation*)

Důležitým deformačním mechanismem, který probíhá za přítomnosti intergranulárních fluid, je tlakové rozpouštění. Tento mechanismus probíhá za nízkých teplot, zvýšeného normálového napětí a přítomnosti fluidní fáze. Ke tlakovému rozpouštění dochází v oblastech působení nejvyššího napětí, obvykle na kontaktech mezi zrny. Materiál precipituje na místech s nižším napětím. Typickými projevy tlakového rozpouštění jsou stylolity (švy tlakového rozpouštění), nově narostlé idiomorfnní krystaly, „ořezané objekty“ a idiomorfnní fenokrysty (Passchier a Trouw, 2005).

2.3 Intrakrystalinní deformace (intracrystalline deformation)

Krystaly se mohou deformovat pohyby mřížkových defektů bez křehkého porušení procesem intrakrystalinní deformace. Defekty mřížky mohou být bodové nebo lineární. Mezi bodové defekty patří chybějící nebo nadbytečné atomy nebo molekuly v mřížce (obr. 1a), které se označují jako vakance a intersticiální nečistota. Lineární defekty jsou způsobené přítomností částečných mřížkových ploch. Tím vznikají hranové (obr. 1b) nebo šroubové dislokace (obr. 1c). Ty se mohou propojovat a dochází k dislokačnímu skluzu.

Dislokace jsou charakterizované Burgersovým vektorem (obr. 1d), který určuje délku a směr skluzu na ploše skluzu (Passchier a Trouw, 2005).



Obr. 1: a) Mřížka se dvěma typy bodových defektů. b), c) Lineární defekty mřížky: b) hranová dislokace, c) šroubová dislokace. d) Hranová a šroubová dislokace a vymezení Burgersova vektoru (převzato z Passchier a Trouw, 2005, upraveno).

Dislokační skluz nastává prokluzem dislokací s ohledem na orientaci krystalové mřížky. Dislokace se mohou pohybovat jen v určitých krystalografických plochách a směrech. Specifická plocha propojená se směrem skluzu se označuje jako skluzný systém. Ve většině běžných horninotvorných minerálů je více skluzných systémů, které mohou být za určitých podmínek aktivní.

Důležitým výsledkem působení intrakrystalinní deformace je vznik mřížkové přednostní orientace (lattice-preferred orientation, LPO). Díky pohybu dislokací pouze po specifických skluzných plochách se v hornině deformované pohybem dislokací může vyvinout přednostní orientace zrn (LPO).

Protože se vzdálenost mezi atomy může měnit jen velmi málo, dochází pouze k elastické deformaci. Stálá změna tvaru nastává změnou relativních pozic atomů nebo molekul pohybem mřížkových defektů krystalem procesy intrakrystalinní deformace (Poirier, 1985). Pohyb dislokací může také způsobit přemístění částí krystalové mřížky.

Jednotlivé dislokace není možné pozorovat optickým mikroskopem, sledovat lze pouze projevy jejich přítomnosti. Intrakrystalinní deformace můžeme pozorovat jako undulózní zhášení, zalamování pásů v mikroměřítku nebo vznik deformačních lamel (Passchier a Trouw, 2005).

2.4 Deformační dvojčatění (twinning)

Některé minerály se mohou deformovat deformačním dvojčatěním. Dvojčatění může akomodovat jen omezenou deformaci, dochází k němu jen v určitých krystalografických směrech, takže pro akomodaci větší deformace je třeba procesů tlakového rozpouštění, dislokačního toku nebo rekrystalizace. Běžně k dvojčatění dochází za nižších teplot, nejčastěji v plagioklasech, kalcitu, ale nastává také v dalších minerálech (Passchier a Trouw, 2005).

Deformační dvojčata tvoří obvykle klínovité hranice, mohou propagovat pohybem po bodcovitých lamelách nebo hranicích dvojčat do okolního nedvojčatného materiálu. Za zvýšených teplot mohou hranice dvojčat vykliňovat rekrystalizací migrací hranic dvojčat (twin boundary migration recrystallization, Vernon, 1981).

Deformační dvojčata se od růstových dvojčat rozeznávají tvarem, tvoří bodcovité lamely. Mohou se tvořit jen v diskrétních částech krystalu, zatímco zbytek krystalu může zůstat nedvojčatný. Často jsou vytvořena na okrajích krystalů v doménách s vyšší deformační intenzitou (Passchier a Trouw, 2005).

2.5 Zalamování (*kinking*)

Zalamování nastává především u minerálů s velkou anizotropií krystalové mřížky. K zalamování dochází, pokud pro zachování homogenní deformace nestačí skluz na jedné skluzné ploše.

Tento proces se podobá dvojčatění, ale není pevně vázán na určité krystalografické plochy a směry. Zalamování je běžné v krystalech s jediným aktivním skluzným systémem, jakými jsou např. slídy, ale vyskytuje se také v křemenu, živcích, amfibolech a dalších minerálech (Passchier a Trouw, 2005).

2.6 Deformační zotavení (*recovery*)

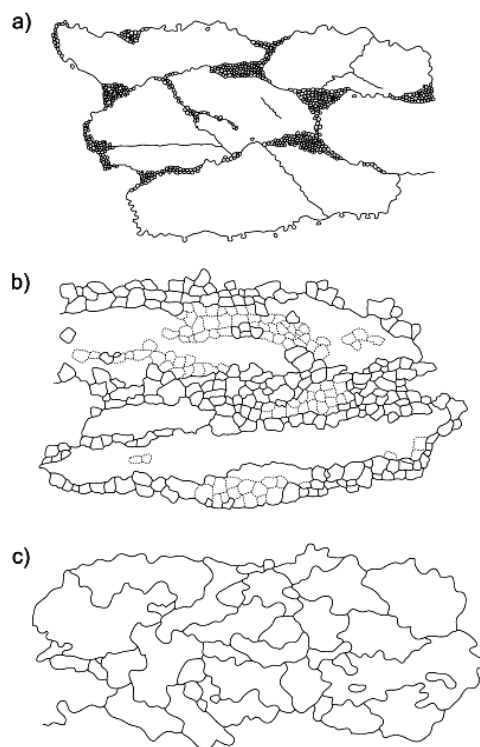
Deformační zotavení vede ke snížení hustoty dislokací v zrně např. tvorbou hranic subzrn. Růst teploty při deformaci umožňuje šplhání dislokací a tvorbu dislokačních stěn, z nichž vznikají hranice subzrn. Uspořádání dislokací v dislokačních stěnách způsobuje vznik úhlové misorientace v sousedních částech jediné mřížky, subzrna jsou tak mírně pootočena vzhledem k původnímu zrně (Passchier a Trouw, 2005). Orientace hranice subzrna závisí na orientaci skluzného systému dislokací, které jsou akumulované v hranici subzrna (Trepied a kol., 1980). Hranice subzrn se mohou vyvinout nahromaděním dalších dislokací v hranice nových zrn nebo mohou dále propagovat (Means a Ree, 1988).

2.7 Dynamická rekrystalizace

Dynamická rekrystalizace byla definována jako deformací vyvolaná změna velikosti, tvarů nebo orientace mřížky zrn beze změny nebo jen s minimální změnou chemismu. Již v 70. letech 20. stol. rozlišeny dva základní rekrystalizační mechanismy – migrace hranic zrn a progresivní rotace subzrn (Poirier a Guillopé, 1979). Během dynamické rekrystalizace jsou zcela nejdůležitějšími procesy.

Spouštěcím mechanismem pro subzrnovou rotaci je redukce energie dislokací, která vzniká hromaděním dislokací v dislokačních stěnách deformovaného zrna. Migrace hranic zrn je způsobena rozdíly ve vnitřní deformační energii sousedících zrn, která závisí na hustotě dislokací (Urai a kol., 1986). Procesy rotace subzrn a migrace hranic zrn nefungují nezávisle, vždy jde o kombinaci obou.

Během rekrytalizace se mění krystalografická přednostní orientace zrn. Zrna některých orientací mohou růst, zatímco jiná zrna mohou být konzumována. Růst, konzumace a dominantní rekrytalizační proces silně závisí na hustotě dislokací a aktivitě skluzných systémů. Aktivita skluzných systémů a hustota dislokací je určena orientací krystalu s ohledem na převládající směr napětí (Stünitz, 1998).



Obr. 2: Charakteristické deformační mikrostruktury typické pro rekrytalizaci a) mechanismem vyklenutí hranic zrn, b) mechanismem rotace subzrn, c) mechanismem migrace hranic zrn (převzato ze Stipp a kol., 2002).

Nejvíce byly studovány mechanismy dynamické rekrytalizace křemene pro jeho jednoduché chemické složení. Jednotlivé deformační mikrostruktury se liší v závislosti na podmínkách deformace. Pro srovnání teoretických konceptů deformací hornin a pozorování přírodních podmínek dislokačního toku byly provedeny experimentální studie. Hirth a Tullis (1992) experimentálně rozlišili tři režimy dislokačního toku pro mikrostruktury křemene založené na mechanických datech a použití optické a transmisní elektronové mikroskopie.

Deformační mikrostruktury diagnostické pro tyto tři experimentální režimy jsou srovnatelné s mikrostrukturami pozorovatelnými v přírodních podmínkách. Stipp a kol.

(2002) srovnával mikrostruktury z předešlých experimentů s mikrostrukturami pozorovanými podél teplotního gradientu v kontaktní aureole spjaté s intruzí adamellského plutonu v oblasti východní tonalské střížné zóny v severní Itálii. Zde charakterizoval tři základní typy mikrostruktur dynamické rekrystalizace křemene v přírodních podmínkách (obr. 2) a jejich vznik.

2.7.1 Rekrystalizace mechanismem vyklenutí hranic zrn (bulging recrystallization, BLG)

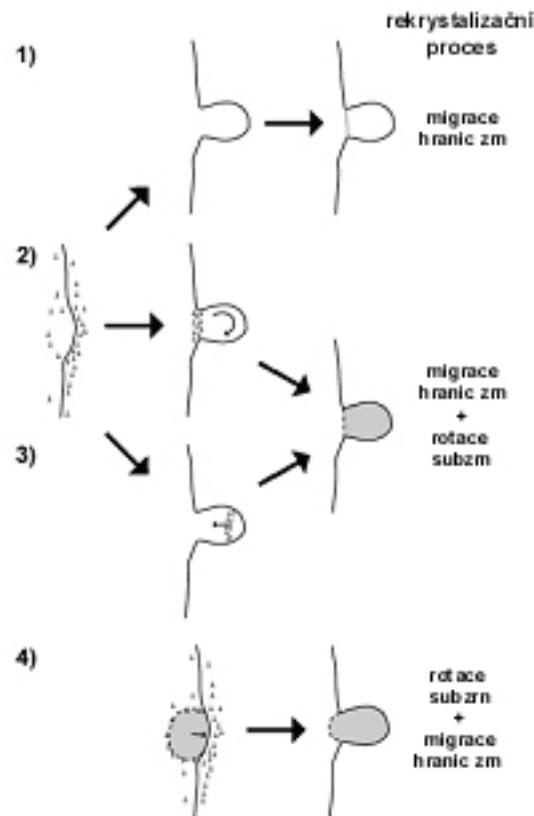
Za nízkých teplot se v horninách obvykle projevuje křehká deformace, kdy dochází k frakturaci a kataklastickému toku. Při zvyšování teploty ji za nízkých metamorfních podmínek nahrazuje rekrystalizace vyklenutím hranic zrn.

Jedná se o dynamickou rekrystalizaci křemene, která se projevuje migrací hranic zrn (Stipp a kol., 2002) a také rotací subzrn, která vytváří nízko a vysokoúhlové hranice (Stipp a Kruse, 2008). Postiženy bývají jen hraniční oblasti porfyroklastů (obr. 2 a). Hranice porfyroklastů se do sousedních zrn vyklenují a tvoří zálivy. Výsledné hranice zrn mohou být odděleny od původních zrn za tvorby nových relativně malých zrn. Tento typ dynamické rekrystalizace byl nazván vyklenování hranic (bulging) a později označován jako rekrystalizace mechanismem vyklenování hranic zrn (bulging recrystallization, obr. 2a). V experimentech bylo prokázáno, že hranice zrn se vyklenují nebo migrují v mikrometrickém měřítku do oblastí s vyšší hustotou dislokací, což vede k vyrovnání potenciální energie. Vytváří se nové zrno, které již nemá dislokace. Oddělení vyklenutých hranic od mateřského zrna může nastat migrací hranic zrn a/nebo rotací subzrn (Stipp a kol., 2002).

Pro rekrystalizaci vyklenováním hranic zrn byly rozlišeny různé modely vzniku (Stipp a kol., 2002, obr. 3):

- lokální pomalá migrace hranic zrn (oddělení vyklenuté hranice od porfyroklastu může nastat mikrofrakturací) – obr. 3-1,
- progresivní rotace subzrn vyklenuté hranice (oddělení od mateřského zrna přemostěním subzrnové hranice) – obr. 3-2,
- migrace nové vysokoúhlové hranice od vyklenuté hranice do mateřského zrna – obr. 3-3,
- vyklenutí subzrna na deformované hranici do sousedního zrna – obr. 3-4.

Mikrostruktury vzniklé rekrytalizačním mechanismem vyklenování hranic zrn byly definovány na experimentech, označeny jako režim 1 dislokačního toku (Hirth a Tullis, 1992) a jsou považovány za okrajové nízkoteplotní mikrostruktury migrační rekrytalizace v přírodních mylonitech (Stipp a kol., 2002).



Obr. 3: Různé možnosti vzniku vyklenuté hranice, vysvětlení viz text (převzato ze Stipp a kol., 2002, upraveno).

Kromě zálivů, které se tvoří na hranicích porfyroklastů, nalzáme i novotvořená zrna. Přednostně se vyklenují hranice v trojných bodech a na hranicích starých zrn, která jsou orientována přibližně kolmo k foliaci. Vyklenování hranic se může objevovat také podél fraktur (Stipp a kol., 2002).

S rostoucí teplotou deformace roste velikost rekrytalovaných zrn. Proporcionální zastoupení rekrytalizovaných zrn narůstá v poli vyklenování hranic od 0 do 25 % a vede k tvorbě struktury jádra a pláště, která může být charakteristická pro výše teplotní vyklenování hranic, ale také pro rotaci subzrn. Rekrytalizace mechanismem vyklenování hranic zrn nastává podle přírodních pozorování v přibližném rozmezí teplot 280-400 °C (Stipp a kol., 2002). V korelaci s experimenty

odpovídá rekrystalizace mechanismem vyklenování hranic zrn režimu 1 a nižší části režimu 2 podle Hirtha a Tullis (1992).

Pole rekrystalizace mechanismem vyklenování hranic lze rozdělit na níže (BLG I) a výše teplotní vyklenování hranic (BLG II). Za nižších teplot je v jednotlivých porfyroklastech znatelná frakturace a rekrystalovaná zrna jsou velmi malá. Elongace porfyroklastů interní plastickou deformací není znatelná. Za vyšších teplot není frakturace možná nebo znatelná, porfyroklasty undulózně nebo políčkovitě zháší, často jsou pozorovatelné deformační lamely. Pokud rekrystalovaná zrna ohraničují původní porfyroklasty, stává se rotace subzrn převažujícím procesem. Hranice mezi BLG I a BLG II odpovídá přibližně hranici mezi režimy 1 a 2, která je interpretována jako změna z migrace hranic zrn k zotavení. To je umožněno šplháním dislokací. Za BLG I, resp. režimu 1 není plastická deformace znatelná (Stipp a kol., 2002).

2.7.2 Rekrystalizace mechanismem rotace subzrn (subgrain rotation recrystallization, SGR)

Pokud dojde ke zvýšení teploty nad podmínky rekrystalizace mechanismem vyklenutí hranic, stává se obvykle hlavním rekrystalizačním mechanismem v přírodních mylonitech rekrystalizace procesem rotace subzrn.

Na přechodu z rekrystalizace mechanismem vyklenování hranic k rekrystalizaci mechanismem rotace subzrn se vytváří typická struktura jádra a pláště (obr. 2 b). V oblasti SGR se porfyroklasty přeměňují na žebrová (ribbon) zrna. Jejich tvar je různorodější než v oblasti vyklenování hranic. Rekrystalizovaná zrna shodné velikosti se koncentrují ve vrstvách šikmých nebo subparalelních k foliaci (Stipp a kol., 2002).

Hlavním mechanismem rekrystalizace je progresivní rotace subzrn. Za SGR mírně roste velikost rekrystalizovaných zrn. Jejich proporce vůči porfyroklastům se zvyšuje až na 90% novotvořených zrn. Subzrna jsou přibližně stejné velikosti jako zrna novotvořená a vznikají stejným procesem. Polygonizace a rotace subzrn produkují relativně rovné hranice zrn porfyroklastů ve srovnání s rekrystalizací mechanismem vyklenování hranic zrn. Při pozorování rekrystalizovaných zrn v mikroskopu obvykle nezaznamenáváme deformaci uvnitř zrna. V blízkosti svrchní hranice oblasti SGR jsou žebrová zrna obvykle zcela rekrystalizována a tvoří se domény, které mohou představovat původní žebrová zrna (Stipp a kol., 2002).

Rekrytalizace mechanismem rotace subzrn nastává v přírodních podmínkách při teplotách přibližně 400–500 °C (Stipp a kol., 2002) a odpovídá svrchní části režimu 2 definované experimentálně (Hirth a Tullis, 1992).

Zrna na přechodu mezi rekrytalizací mechanismem rotace subzrn (SGR) a rekrytalizací mechanismem vysokoteplotní migrace hranic zrn (GBM) vykazují podstatně větší různorodost ve tvaru a velikosti než v poli rotace subzrn (Stipp a kol., 2002).

2.7.3 Rekrytalizace mechanismem vysokoteplotní migrace hranic zrn (grain boundary migration, GBM)

Při dalším zvýšení teploty dominuje migrace hranic zrn (GBM), v přírodních podmínkách konkrétně okolo 500–550 °C až k 700 °C (Stipp a kol., 2002). GBM je charakterizována „rychlou“ migrací hranic, kde hranice zrn přetínají celá zrna. I přesto se nové hranice zrn mohou tvořit progresivní rotací subzrn.

V poli migrace hranic zrn je podstatně širší rozpětí velikosti zrn než v poli rotace subzrn. Hranice zrn tvoří laloky a vzájemně do sebe vyklíňují (obr. 2 c). Podle přírodních pozorování roste mezi 550–700 °C velikost zrn až na několik milimetrů (Stipp a kol., 2002).

Růst velikosti laloků a vyklíňování vede ke tvorbě ostrovních zrn (island grains). Dále je možné pozorovat zabrždění migrace křemenných zrn na kontaktu s jinými minerály a mikrostruktury značící směr migrace. V poli migrace hranic zrn již nenacházíme reliktů porfyroklastů (Stipp a kol., 2002).

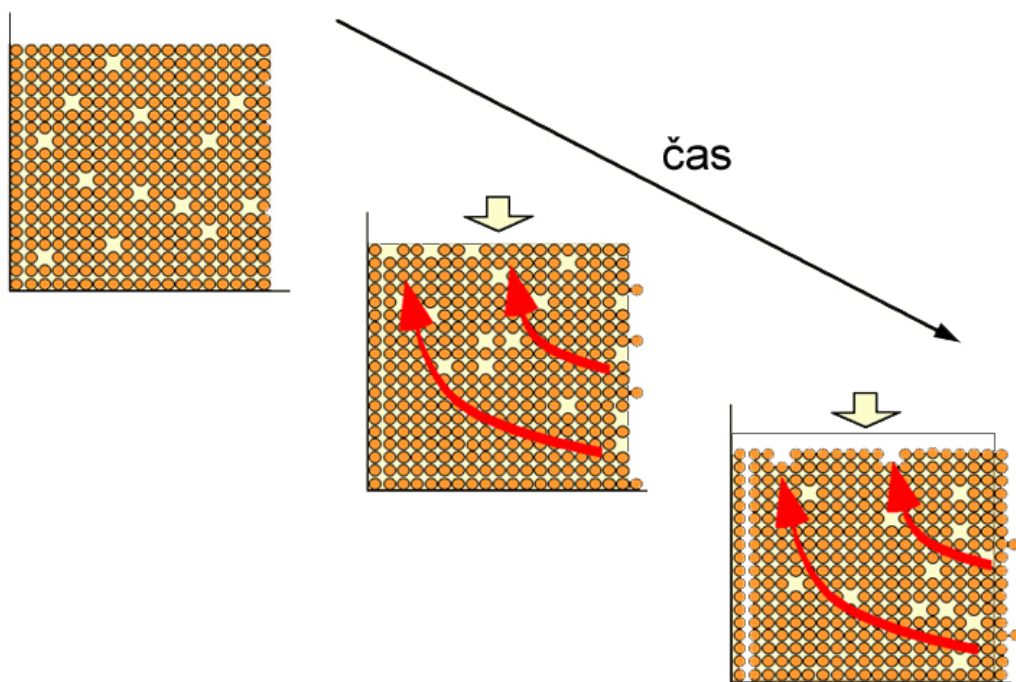
Ačkoli jsou hranice zrn velmi laločnaté, lze najít úseky, které se zdají být krystalograficky kontrolované. S rostoucí teplotou se tvoří šachovnicové zhášení, které je dané tvorbou subzrn. Je vysvětlováno kombinací basálních $\langle a \rangle$ a prizmatických $[c]$ skluzů. Díky velké varianci v přírodních mikrostrukturách GBM lze vymezit nižší a vyšší teplotní subpole, jejichž hranice podle Stippa a kol. (2002) přibližně odpovídá α – β transformaci křemene.

Při korelaci s experimenty lze srovnat pouze hraniční mikrostruktury SGR/GBM s režimem 3 (Hirth a Tullis, 1992). Další mikrostruktury nebyly experimentálně ověřeny. V rámci GBM dochází ke změně z nečistotami kontrolované na bez nečistot kontrolovanou migraci hranic zrn (Stipp a kol., 2002).

2.8 Difúzní tok (*grain size sensitive creep*)

U difúzního toku bývají procesy spjaté s pohybem dislokací zanedbatelné, namísto toho narůstá vliv difúzních procesů a skluzu po hranicích zrn (*grain boundary sliding*). Difúzní tok je závislý na velikosti zrna, je to proces probíhající za vysokých teplot.

Za teplot relativně vysokých vzhledem k teplotě tavení jednotlivých minerálů se krystaly deformují téměř výhradně pohybem vakancí skrze mřížku (obr. 4). Tento mechanismus označujeme jako difúzní tok a rozlišujeme dva základní typy: difúzi po hranicích zrn a objemovou difúzi. Při deformaci probíhají vždy oba typy difúze současně.



Obr. 4: Zkrácení krystalu pohybem vakancí z pravé části do horní části krystalu, šipky značí smysl pohybu vakancí (převzato z Passchier a Trouw, 2005, upraveno).

Difúze po hranicích zrn (Cobleho tok, Coble creep) nasává pohybem vakancí, po hranicích zrn a je asociována se skluzem na hranicích zrn, kdy dochází k prokluzu po hranicích mezi jednotlivými zrny (Passchier a Trouw, 2005).

Objemová difúze (Nabarro-Herringův tok, Nabarro-Herring creep) je řízen pohybem vakancí a atomů přes mřížku, přičemž dochází ke změně tvaru zrna (Passchier a Trouw, 2005).

Především v jemnozrnných agregátech se po sobě krystaly kloužou, přičemž vzniku mezer mezi zrny je zabráněno difúzí a precipitací fluid na hranicích zrn. Tento deformační proces se označuje jako granulární tok (granular flow, Stünitz a Fitz Gerald, 1993). Velmi jemnozrnné agregáty stejnoměrných zrn s velikostí zrna 1-10 μm , které jsou deformovány za velmi vysokých intenzit deformace bez vývinu výrazné mřížkové nebo tvarové přednostní orientace, se deformují skluzem po hranicích zrn a tato deformace se označuje jako superplastická (superplastic deformation, superplasticity; Boullier a Guéguen, 1975).

2.9 Statická rekrytalizace (static recrystallization, annealing)

Rekrytalizovaný materiál obvykle nemá po ukončení dynamické rekrytalizace minimální vnitřní energii, především díky přítomnosti zbytkových dislokací, dislokačních stěn, subzrnových hranic apod. Hranice zrn jsou nepravidelné a zvlňené, některé minerály mohou být nestabilní. Ve statických podmínkách nejsou takové hranice zrn udržitelné, nastává statická rekrytalizace (Evans a kol., 2001). Dochází k narovnávání hranic zrn (grain boundary area reduction), mizí undulózní zhášení a subzrna. Statická rekrytalizace mění geometrii hranic zrn a subzrn a může smazat tvarovou přednostní orientaci zrn (Passchier a Trouw, 2005). Krystalová přednostní orientace však zůstává zachována (Heilbronner a Tullis, 2002).

2.10 Tvarová přednostní orientace zrn (shape preferred orientation)

Protažená nebo velmi plochá zrna často vytváří v horninách stavbu, která určuje plochy nebo lineace, pokud jde o uspořádání lineární. Tento typ stavby se označuje jako tvarová přednostní orientace. Měřením protažení a orientace jednotlivých zrn lze určit při deformaci působící napětí, tedy elipsoid konečné deformace (Passchier a Trouw, 2005).

2.11 Mřížková přednostní orientace (*lattice preferred orientation, LPO*)

Orientace mřížek zrn stejné fáze, které jsou si blízké, označujeme jako mřížkovou přednostní orientaci (krystalografická přednostní orientace, *crystallographic preferred orientation*). Jedná se o projev krystalové plasticity, proto je LPO běžná u většiny horninotvorných minerálů.

V případě minerálů, které tvoří planární nebo protažená zrna se tato orientace snadno rozpozná jako foliace nebo lineace. Pro jiné minerály, jakými jsou např. křemen nebo kalcit, není rozpoznání přítomnosti krystalové orientace tak snadné. Pro její určení se využívá např. difrakce zpětně odražených elektronů (*electron back-scattered diffraction*).

Mřížková přednostní orientace se prezentuje do pólových diagramů (vynáší se krystalografické osy nebo normály na krystalografické plochy), inverzních pólových diagramů (vynáší se lineace apod. prvky do soustavy krystalu) nebo ODF prostorů (orientační distribuční funkce). Podle záznamu přednostních orientací zrn lze určit skluzné systémy, které byly při deformaci aktivní (Passchier a Trouw, 2005).

2.12 Paleopiezometrie

Paleopiezometrie je metodou, kterou lze vypočítat diferenciální napětí dynamicky rekrystalovaných agregátů (Twiss, 1977, Post a Tullis, 1999). Využívá se různých typů paleopiezometrů, tj. funkcí diferenciálního napětí velikosti dynamicky rekrystalizovaného zrna, které jsou založené na hustotě volných dislokací, velikosti subzrna nebo velikosti dynamicky rekrystalizovaného zrna.

Schmid a kol. (1977) konstatoval, že za stejných podmínek může docházet ke zmenšování i zvětšování zrna. Velikost rekrystalizovaného zrna je funkcí diferenciálního (tokového) napětí.

Paleopiezometrie lze použít pouze pro monominerální horniny, které neprošly statickou rekrystalizací. Horniny musí mít mikrostruktury typické pro rekrystalizaci dislokačním skluzem nebo dislokačním tokem.

Využívá se tří typů paleopiezometrů založených na hustotě volných dislokací, velikosti subzrna nebo velikosti rekrystalizovaného zrna.

2.12.1 Paleopiezometr založený na hustotě volných dislokací

Byl vytvořen pro olivín a křemen (Kohlstedt a Weathers, 1980). Využívá závislosti tokového napětí a hustoty volných dislokací, tj. dislokací, které nejsou vázány v dislokačních stěnách. Popisuje se rovnicí

$$\Delta\sigma = k \cdot \mu \cdot b \cdot \rho^{1/2},$$

kde $\Delta\sigma$ je tokové napětí, které je přímo úměrné součinu konstanty k , střížného modulu μ , velikosti Burgersova vektoru b a hustoty dislokací $\sqrt{\rho}$.

2.12.2 Paleopiezometr založený na velikosti zrna

Ve stabilním stavu musí být zachována rovnováha mezi objemovou deformační energií dislokací uvnitř subzrna a povrchovou energií dislokací vázaných ve stěnách subzrna. Zvýšení napětí vede ke generaci většího množství dislokací a následně ke zvýšení objemové deformační energie. Pro zachování rovnováhy je nutné, aby došlo ke zvýšení povrchové energie dislokací, čímž dochází ke zmenšení velikost subzrna. Menší subzrno proto vypovídá o působení vyššího napětí (Poirier, 1985).

Paleopiezometr je vyjadřován ve formě následující rovnice:

$$\Delta\sigma = k \cdot \rho_s^{-p},$$

kde $\Delta\sigma$ je tokové napětí, ρ_s velikost subzrna, k a p jsou materiálové konstanty.

2.12.3 Paleopiezometr založený na velikosti dynamicky rekrystalizovaného zrna

Tento paleopiezometr byl vytvořen empiricky pro jednotlivé horniny, lze použít jen pro danou horninu. Rozlišuje se paleopiezometr pro rekrystalizaci rotací subzrn a rekrystalizaci migrací hranic zrn (Guillopé a Poirier, 1979).

Paleopiezometr vyjadřuje následující rovnice:

$$\Delta\sigma = k \cdot D^{-p},$$

kde $\Delta\sigma$ je tokové napětí, D je velikost rekrystalizovaného zrna a k , p jsou materiálové konstanty.

2.13 Tokové zákony

K fyzikálnímu vyjádření toků se používají tzv. tokové zákony (rovnice; flow laws; Poirier, 1985, Hirth a kol., 2001), pomocí kterých lze vyjádřit tokové napětí. Téměř všechna data, se kterými v tokových zákonech operujeme, pochází z experimentů, které probíhají za podstatně vyšších rychlostí deformace, než jaké nastávají v přírodě. Pro většinu deformačních mechanismů má růst teploty stejný význam jako pokles rychlosti deformace, proto je možné extrapolovat experimentální data do rychlostí deformace běžných v geologii. Základní tokové rovnice popisují dislokační tok a difúzní tok (Passchier a Trouw, 2005).

2.13.1 Toková rovnice pro dislokační tok

$$\dot{\xi} = A \cdot (\Delta\sigma)^n \cdot \exp\left(\frac{-Q}{R \cdot T}\right),$$

kde $\dot{\xi}$ je rychlost deformace, $\Delta\sigma$ tokové napětí, Q aktivační energie, R univerzální plynová konstanta, T teplota, n napěťový exponent, A preexponenciální konstanta; A , Q , n jsou experimentálně stanovené parametry (Ghosh, 1993).

2.13.2 Toková rovnice pro difúzní tok

$$\dot{\xi} = A \cdot (\Delta\sigma)^n \cdot \exp\left(\frac{-Q}{R \cdot T}\right) \cdot D^{-m},$$

kde $\dot{\xi}$ je rychlost deformace, $\Delta\sigma$ tokové napětí, Q aktivační energie, R univerzální plynová konstanta, T teplota, D velikost zrna, n napěťový exponent, m exponent vyjadřující typ difúze, A preexponenciální konstanta; A , Q , n , m jsou experimentálně stanovené parametry (Ghosh, 1993).

2.14 Deformace křemene

Za velmi nízkých teplot dochází ve křemenu k frakturaci, kataklastickému toku, tlakovému rozpouštění nebo deformačnímu dvojčatění (Stipp a kol., 2002). Typická je přítomnost fraktur v zrnech, undulózniho zhášení, pásů zalomení a znaků tlakového rozpouštění a redepozice materiálu (Nishikawa a Takeshita, 1999). Rekrystalizace

mechanismem vyklenování hranic může nastat pouze lokálně ve velmi silně deformovaném křemenu (Wu a Groshong, 1991).

Při zvýšení teploty se křemen začíná deformovat dislokačním tokem a dochází k dynamické rekrytalizaci. Ta postihuje široké spektrum podmínek (podrobně viz. kapitola 2.7).

Za nízkých teplot (300-400 °C) dochází k aktivaci především bazálních <a> skluzů. Za středních teplot (400-500 °C) se stává dominantním skluzným systémem prizmatický <a>. Při teplotách nad 700 °C dominuje prizmatický <c> skluz (Mainprice a kol., 1986).

Teplota je důležitým, ale ne jediným parametrem, který ovlivňuje deformační chování křemene. To je také výrazně závislé na rychlosti deformace, diferenciálním napětí, přítomnosti vody v mřížce a na hranicích zrn. S rostoucím diferenciálním napětím může být aktivováno více skluzných systémů (Hobbs, 1985).

2.15 Deformace živců

Živce jsou jednou z nejhojněji zastoupených fází v zemské kůře. Rozpoznávání jejich rekrytalizačních mechanismů není, např. díky jejich složitějšímu chemismu, tak jednoduché jako u křemene. Intrakrystalinní plasticita u živců nastává za teplot vyšších než u křemene (Fitz Gerald a Stünitz, 1993). Poměrně malá velikost rekrytalizovaných zrn obvykle vede ke změně z dominantně dislokačního toku na tok difúzní.

V nižších metamorfních faciích se živce deformují frakturací nebo deformačním dvojčatěním. Rekrytalizovaná zrna mají obvykle jiný chemismus než porfyroklasty, a proto je třeba brát v potaz nejen dynamickou rekrytalizaci, ale také kompoziční změny (Stünitz, 1998). Díky kompozičním změnám hraje chemicky řízená nukleace významnou roli v dynamické rekrytalizaci (Fitz Gerald a Stünitz, 1993).

Živce deformované dislokačním tokem za facie zelených břidlic až amfibolitové ukazují silnou tendenci ke tvorbě duktilních střižných zón. Toto je následkem nízkoteplotní rekrytalizace migrací hranic zrn za teplot tak nízkých, že nemůže docházet ke šplhání dislokací (Post a Tullis, 1999). Mobilita hranic zrn je velmi malá, tvoří se velmi malá zrna podél hranic zrn deformačních pásků. Rekrytalizovaná zrna jsou mechanicky významná, protože jsou měkčí než původní zrna, která jsou deformačně tvrzena (Hirth a Tullis, 1992). Dvojčatění je úzce spjato s frakturací.

Nejvýznamnějšími místy vzniku dislokací jsou deformační dvojčata a fraktury (Stünitz a kol., 2003).

Deformační dvojčata mohou reprezentovat vyhojené trhliny (Stünitz a kol., 2003). Malá zrna vzniklá frakturací mohou být místy nukleace během rekrystalizace vyklenováním za nízkých teplot (Stünitz a kol., 2003). K vyklenování hranic zrn může docházet současně s nukleací (Fitz Gerald a Stünitz, 1993). Se snižující se velikostí zrna dochází ke změně z intrakrystalinních deformačních procesů k procesům závislým na velikosti zrna, např. ke skluzu po hranicích zrn (Fitz Gerald a Stünitz, 1993). Rekrystalizace mechanismem rotace subzrn nastává jen při hranici amfibolitové facie za teploty přibližně 500-550 °C (Stünitz a Fitz Gerald, 1993).

Živec rekrystalizuje mechanismem migrace hranic zrn ve vyšší amfibolitové facii, za tvorby mikrostruktury jádra a pláště. K rekrystalizaci rotací subzrn dochází také, ale nemá takový význam jako rekrystalizace mechanismem migrace hranic zrn (Fitz Gerald a Stünitz, 1993).

2.15.1 Deformace plagioklasu

Plagioklasy obvykle tvoří polysyntetické srůsty (Fitz Gerald a Stünitz, 1993). Dominantním skluzným systémem v plagioklasu je (010)[001].

Zrna bývají dělena do dvou skupin podle orientace na zrna s „měkkou“ orientací (zrna vhodně orientovaná pro skluz) nebo „tvrdou“ orientací (zrna nevhodně orientovaná pro skluz). Bylo prokázáno, že míra rekrystalizace a reorientace zrn je různá u zrn s tvrdou a měkkou orientací (Kruse a kol., 2001).

U zrn s měkkou orientací, označovaných také jako porfyroklasty typu 1 (Kruse a kol., 2001) se zdá být misorientace dána aktivací nejběžnějšího skluzného systému (010)[001] a způsobena procesem rotace subzrn. Výsledkem je původním porfyroklastem kontrolovaná orientace. U zrn s tvrdou orientací, označovaných také jako porfyroklasty typu 2, není vztah k misorientaci zrn znám. U porfyroklastů typu 2 je pozorována mikrofrakturace, zatímco u porfyroklastů typu 1 nebyla pozorována. Mikrofrakturace se u porfyroklastů typu 2 zdá být mechanismem pro nukleaci nových zrn, jejímž výsledkem není hostitelem kontrolovaná rekrystalizace (Kruse a kol., 2001). Plastická deformace je u zrn s tvrdou orientací lokalizována na kontaktních plochách zrn, která jsou charakteristická undulózním zhasením, přítomností mikrofraktur a deformačního páskování (Stünitz a kol., 2003).

Vývoj mikrostruktur byl popsán v práci Kruseho a kol. (2001) na norských anortozitových mylonitech. Zde byly rozlišeny tři odlišné záznamy deformace závislé na intenzitě deformace.

Za nejnižší deformační intenzity jsou některé plagioklasy silně deformované, undulózně zháší, jsou přítomny pásy zalomení a struktury jádra a pláště. Jiná zrna jsou intenzivně zdvojitěná. Objevuje se dvojčatění podle karlovarského, periklinového a albitového zákona. Rekrystalovaná zrna jsou zastoupena v hornině 10-20%, tvoří souvislé vrstvy a obvykle nejsou dvojčatná. Hranice zrn a hranice pásů zalomení jsou často vroubkované od vyklenování hranic (Kruse a kol., 2001).

Proporcionální zastoupení rekrystalovaných zrn narůstá s rostoucí intenzitou deformace. Pokud je rekrystalizováno 25-30% zrn, lze makroskopicky pozorovat minerální lineaci. Toto nastává při střední intenzitě deformace. Mnohé porfyroklasty jsou silně protažené a obklopené matrix z rekrystalizovaných zrn. Většina zrn je rekrystalizovaná a polysynteticky zdvojitěná. Rekrystalizovaná zrna se tvoří podél planárních defektů (např. mikrofraktur). Porfyroklasty lze rozdělit na porfyroklasty typu 1, které mají vysoký poměr stran, rovné hranice zrn a polysyntetická dvojčata albitu, která jsou orientována v nízkém úhlu k foliaci. Porfyroklasty typu 1 (Kruse a kol., 2001) rekrystalizují na okrajích foliačních ploch a/nebo podél úzkých pásků v porfyroklastech orientovaných subparalelně k foliaci. Porfyroklasty typu 2 mají nižší poměr stran a nepravidelné hranice zrn. Rekrystalizované oblasti tvoří bodcovité úzké zóny v porfyroklastech (Kruse a kol., 2001).

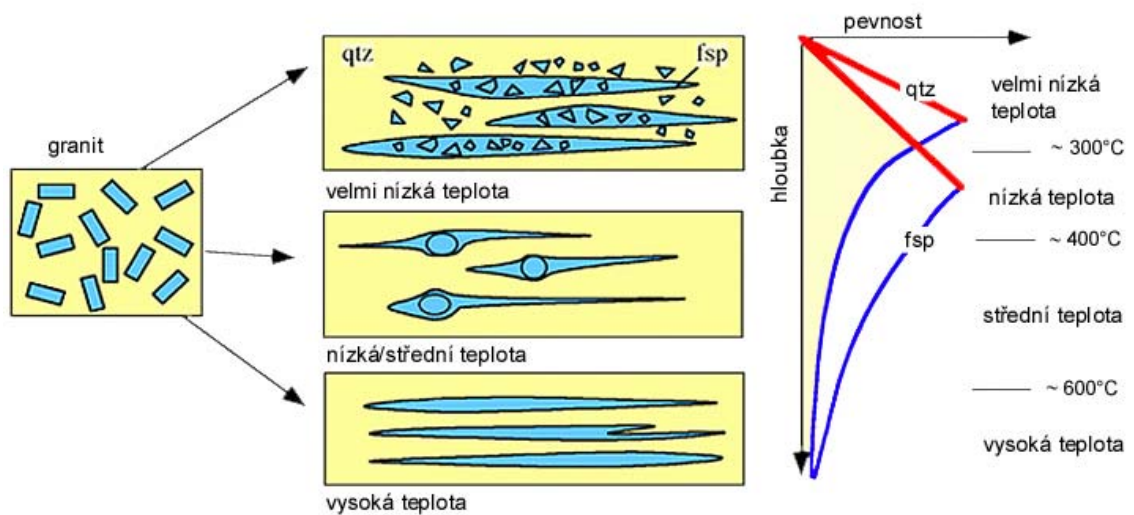
S progresivní deformací narůstá proporcionální zastoupení rekrystalizovaných zrn až k úplnému vymizení porfyroklastů za nejvyšší intenzity deformace. Porfyroklasty i rekrystalizovaná zrna jsou zdvojitěná podle albitového, karlovarského nebo periklinového zákona. Dynamická rekrystalizace silně změnila původní mikrostrukturu. Porfyroklasty typu 1 a typu 2 jsou těžko odlišitelné (Kruse a kol., 2001).

2.16 Deformace křemeno-živcových agregátů

Za velmi nízkých teplot se křemen i živec deformují křehkou deformací (obr. 5). Z mikrostrukturních pozorování vyplývá, že živec je za těchto podmínek měkčí fází díky přítomnosti ploch kliváže, které snižují jeho pevnost. Běžně se tvoří kataklastická foliace fragmentovaných zrn s frakturami a přednostní orientace slíd (Evans, 1988).

Při mírném zvýšení teploty se živec stále deformuje křehce, zatímco křemen se deformuje duktilně dislokačním skluzem a tokem (Fitz Gerald a Stünitz, 1993, Stünitz a Fitz Gerald, 1993). Pevnostní kontrast je nyní opačný než za nejnižších teplot a křemen se stává měkčí fází.

Za středních až vysokých teplot se živec i křemen deformují dislokačním a difúzním tokem. Minerály mohou tvořit monominerální nebo polyminerální žebrová zrna, která mohou vyvolat páskovaný vzhled horniny. Živec a křemen zaznamenávají obdobnou intenzitu deformace a zdá se, že je mezi nimi velmi malý rozdíl v pevnosti (Hippertt a kol., 2001).



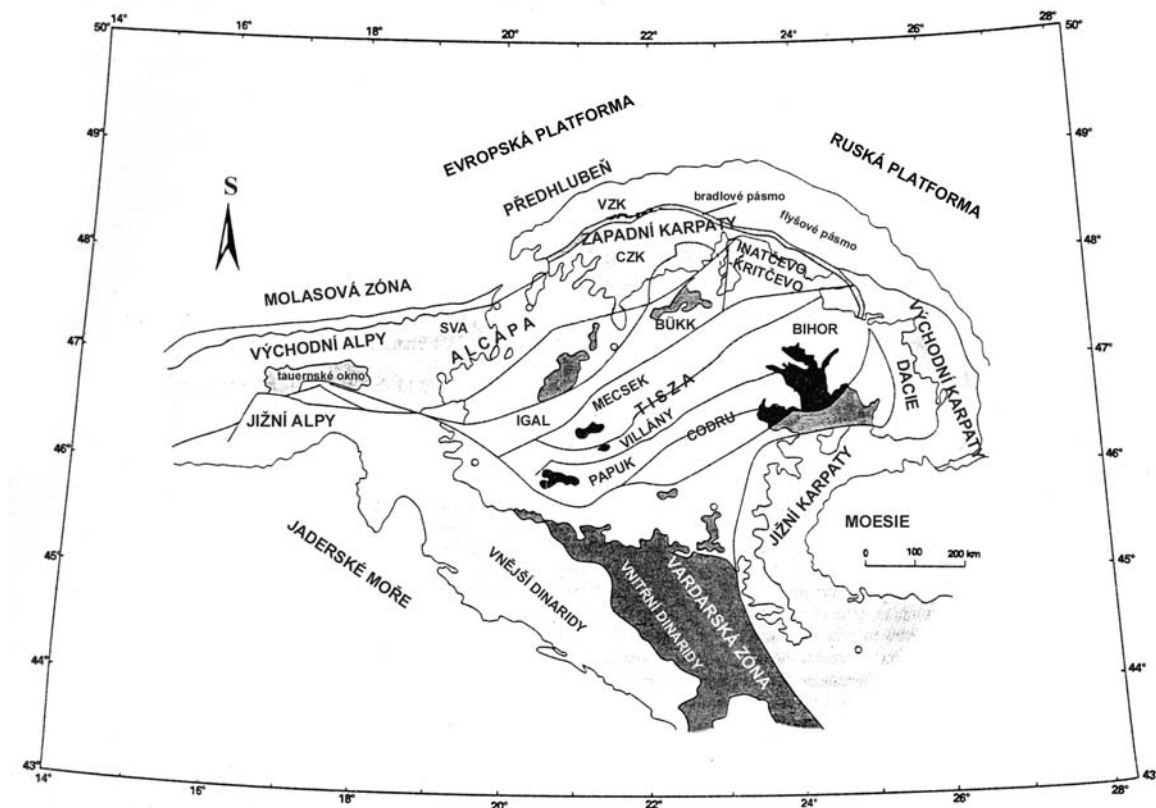
Obr. 5: Změny v chování křemeno-živcových agregátů s hloubkou: graf závislosti pevnosti na hloubce. Za velmi nízkých teplot se oba minerály chovají křehce (rovná čára v grafu), ale živec je měkčím minerálem. Za nízkých až středních teplot se křemen deformuje dislokačním tokem a živec je tvrdší fází (křivka), tvoří struktury jádra a pláště. Za vysokých teplot se křemen i živec deformují dislokačním tokem a jejich pevnost je velmi podobná.

qtz = křemen, fsp = živec (převzato z Passchier a Trouw, 2005, upraveno).

3 Západní Karpaty

Západní Karpaty tvoří nejsevernější část alpsko-karpatského orogenního systému (obr. 6), navazující na Východní Alpy na západě a Východní Karpaty na východě. Tradičně jsou děleny do tří celků na vnější, centrální a vnitřní Západní Karpaty (Plašienka a kol., 1997), někteří autoři (např. Kováčik, 1998) člení Západní Karpaty na vnější flyšové pásmo, pieninské bradlové pásmo a vnitřní Karpaty.

Dnešní strukturní podoba Západních Karpat byla formována během pozdně jurského – terciárního orogenního subdukčně-kolizního procesu v tethydní mobilní zóně mezi stabilní severoevropskou deskou a pohybujícími se apulsko-adriatickými kontinentálními bloky.



Obr. 6: Tektonická skica Západních Karpat v alpsko-karpatském orogenním systému; CZK = centrální Západní Karpaty, SVA = Severní Vápencové Alpy, VZK = vnější Západní Karpaty (převzato z Plašienka a kol., 1997, upraveno).

V kenozoiku dochází k uzavření subdukční zóny Pieniny - Liguria, což vede k extruzi domén centrálních a vnitřních Západních Karpat spojené se zkrácením orogenního pásma. Spodně miocénní kolize Západních Karpat se severoevropskou platformou vedla ke změně směru pohybů přesunované desky a byla spojena s rotací ve směru hodinových ručiček a nadnesením rigidních bloků fundamentu (Plašienka a kol., 1994).

Centrální Západní Karpaty jsou pokračováním austro-alpinského systému, naproti tomu vnitřní Západní Karpaty mají spojitost s jihoalpínsko-dinaridským systémem. Ani jeden ze systémů nejeví společné znaky s Východními Karpaty a Balkanidy. Mocnost karpatské kůry je v rozmezí 30-55 km (Bielik a kol., 2004).

3.1 Centrální Západní Karpaty

Centrální Západní Karpaty zahrnují tři velké jednotky složené z variského fundamentu a pozdně paleozoického až mesozoického metasedimentárního pokryvu. Od severu k jihu jsou to jednotky tatranská, veporská a gemerská. Jednotky jsou odděleny spodně paleozoickými až mesozoickými oceánskými bazény.

Litologické složení a tektometamorfní historie těchto tří jednotek naznačuje afinitu ke dvěma odlišným korovým blokům, severnímu a jižnímu, které jsou odděleny násunovou zónou korového měřítka (Plašienka a kol., 1997). Jižní blok je tvořen spodně paleozoickými vulkanosedimentárními sekvencemi gemerské jednotky a karbonským až triasovým pokryvem. Původ jižního bloku se pokládá do externí variské zóny (Bielik a kol., 2004), byl postižen variskou metamorfózou nízkého až středního stupně.

Severní blok zahrnuje vysoce metamorfované horniny, granitoidy a permský až spodně křídový metamorfovaný pokryv tatranské a veporské jednotky, vzniklý v interní zóně variscid (Plašienka a kol., 1997, Bielik a kol., 2004). Horniny jsou postiženy variskou metamorfózou nízkého až středního stupně. Oba bloky jsou tektonicky překryty nemetamorfovanými až slabě metamorfovanými příkrovy: turňanským, silickým, chočským a križňanským (Plašienka a kol., 1997).

Podle Bielika a kol. (2004) přepracovává variská násunová struktura kadomský fundament, který je pohřben pod neogenními sedimenty jihoslovenského bazénu. Tento fundament se vytvořil během variské orogeneze při kolizi Gondwany a Laurasie (Bielik a kol., 2004).

Po variské kolizi došlo ke ztenčení kůry a následně k extenzi a vmístění granitoidních plutonů. Výše metamorfované horniny jsou řazeny k jádrovým komplexům exhumovaným díky variské kolizi (Plašienka a kol., 1997).

Křídová konvergence vedla k sloučení třech hlavních jednotek a přesunutí pozdně paleozoických až spodnokřídových platformních a sedimentárních sekvencí chočského, turnanského a silického příkrovu. Výsledkem konvergence tří hlavních jednotek je vytvoření násunové struktury příkrovů korového měřítka. Od nejnižšího k nejvyššímu příkrovu jsou to tatrikum, veporikum a gemerikum. Deformace a metamorfní přetisk, vzniklé v křídě, vedly k metamorfním přeměnám ve spodní facii zelených břidlic v gemeriku, ve svrchní facii zelených břidlic až amfibolitové facii ve veporiku a prehnit-pumpellyitové facii v tatriku (Plašienka a kol., 1997).

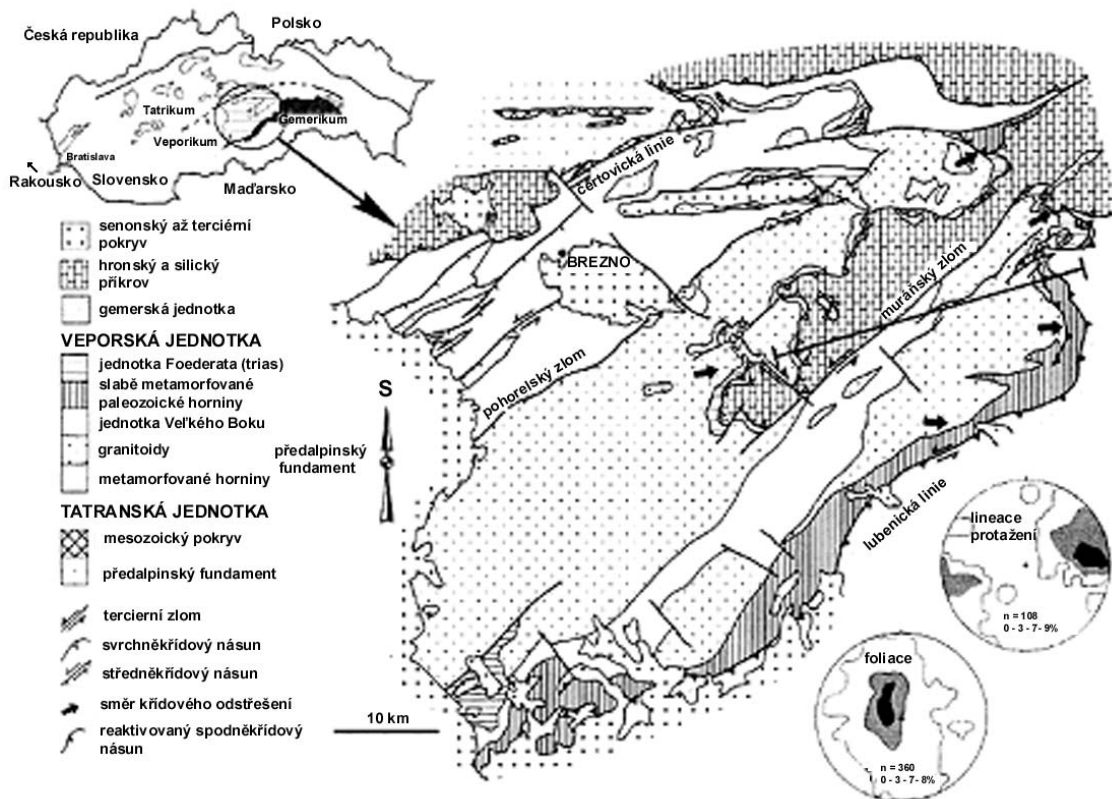
3.1.1 Veporská jednotka (veporikum)

Pohled na geologickou stavbu veporské jednotky se měnil po celé dvacáté století. Nejdříve byla dělena na pásma ľubietovské, kraklovské, kráľovoľského a kohútské (Zoubek, 1936), později Klinec (1966) odlišil komplexy fundamentu a sedimentární obalové série – hronský a kráľovoľský komplex, sérii Foederata a další. Ačkoli se veporská jednotka obvykle považuje za celek, někteří autoři rozdělují veporikum na dvě nezávislé jednotky – severoveporickou a jihoveporickou jednotku (Bezák, 1991), nebo odlišné zóny - severní supratatrickou zónu a jižní veporickou zónu (Putiš, 1994). Toto dělení zdůvodňují především srovnatelnou litologií jednotek (resp. zón).

Veporská jednotka (obr. 7) je tvořena předalpiským fundamentem a pozdně paleozoickým až mesozoickým pokryvem. Nacházíme zde i prekambrikové horniny, nejtypičtěji vyvinuté v ľubietovské a kraklovské zóně (Kamenický a Kamenický, 1983).

Struktura veporského krystalinika je charakteristická severovýchod-jihozápadně protaženými pásmy odlišných litologií (obr. 7). Struktura fundamentu je členěna do dvou komplexů podle strukturní pozice a litologie. Podloží hronský komplex je tvořen pararulami, svory a amfibolity, které nesou záznam variské a alpínské metamorfózy, v obou případech dosahující staurolitové až kyanitové zóny (Siman a kol., 1996b). Strukturně nadložní kráľovoľský komplex je tvořen pozdně devonskými migmatity, anatektickými ortorulami (Faryad a kol., 1999) a několika většími intruzivními tělesy spodně karbonských S-granitoidů a svrchně karbonských tonalitů (Bibiková a kol.,

1988, 1990). Migmatity a anatektické ortoruly dosáhly v průběhu variského cyklu podmínek parciálního tavení a během alpinského cyklu byly přetištěny ve facii zelených břidlic (Plašienka a kol., 1997). Svrchně variské granitoidy jsou postiženy jen alpínskou metamorfózou ve facii zelených břidlic. Jižní část veporské jednotky – gemersko-veporská kontaktní zóna je tvořena břidlicemi, metaarkózami a metapískovci (Vozárová, 1990).



Obr. 7: Tektonická mapa veporika (převzato z Plašienka a kol., 1999, upraveno).

Fundament veporského krystalinika je tvořen dvěma litotektonickými komplexy, které vykazují heterogenní stupeň alpinského přepracování. Inverzní korová struktura (granitoidy ležící na metasedimentech) je výsledkem původní variské stratifikace (Bezák a kol., 1997). Gemersko-veporská kontaktní zóna je tvořena břidlicemi, které dosáhly podmínek svrchní facie zelených břidlic až amfibolitové facie v průběhu variského i alpinského orogenního cyklu (Jeřábek a kol., 2008).

Ve veporské jednotce rozlišuje Biely (1964) dvě odlišné pokryvné formace s odlišnými litologiemi. Permotriasová paraautochtonní jednotka Foederata leží na horninách fundamentu jižní, východní a střední části veporu. Permská až spodně

křídová jednotka Velkého Boku tvoří nadloží na severním okraji veporu. Alpinská metamorfóza dosáhla jen velmi nízkého stupně ve Velkém Boku a nízké facie zelených břidlic ve Foederatě (Lupták a kol., 2003).

Ve východní části veporské jednotky je nejlépe sledovatelná dómová strukturu s cibulovitým uspořádáním různých fundamentálních a pokryvných komplexů, která je označována jako veporský dóm (Plašienka a kol., 1997, Janák a kol., 2001).

4 Metamorfní podmínky a strukturní záznam deformací veporského krystalinika

Ve veporiku popisuje většina autorů strukturní záznam variské a dvou alpinských deformačních událostí. Někteří autoři však uvádí starší deformační záznam.

Bezák (1991) a Dallmeyer a kol. (1996) popisují jako nejstarší kadomskou deformaci, která proběhla v amfibolitové facii za teplot 600-650 °C před 508 Ma.

Ve variském fundamentu veporské jednotky byly Jeřábek a kol. (2007) rozlišeny projevy třech hlavních deformačních událostí a dvou v jeho pokryvu. První deformace je interpretována jako záznam polyfázové variské deformace, která postihuje pouze fundament a je místy intenzivně přepracována během pozdějších deformací. Dvě pozdější deformace, které postihly fundament i pokryv, jsou připisovány první a druhé alpinské deformaci.

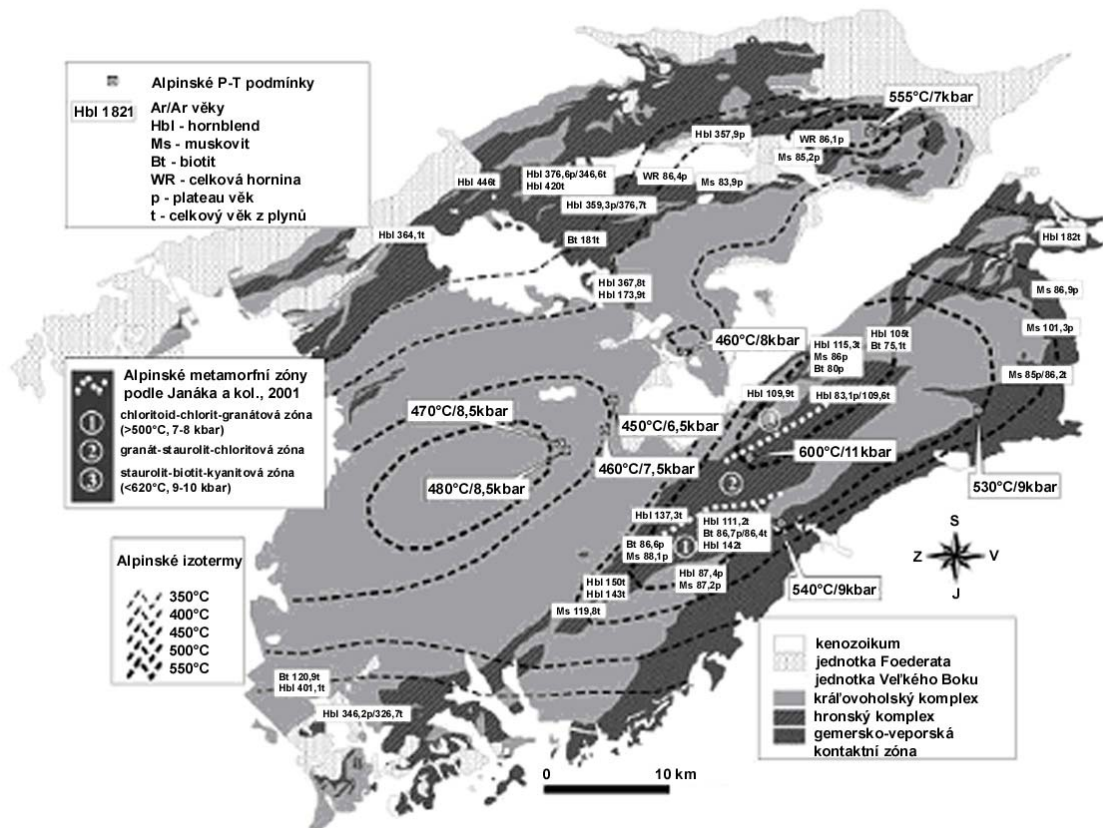
Variská metamorfóza byla pravděpodobně polyfázová (Janák a kol., 2008) a indikuje P–T podmínky 450-530 °C a 4-5 kbar (Bezák, 1991). Podle Simana a kol. (1996a) dosáhla regionální metamorfóza (500-540 °C, 4,2-7,2 kbar) až podmínek parciálního tavení (680-730 °C, 2-4 kbar). Vyšší údaje jsou z mafických eklogitů, které zaznamenaly vysokotlakou metamorfózu za 700 °C a 25 kbar pravděpodobně během spodnovariské subdukce (Janák a kol., 2007). Ta byla následována reekvilibrací v amfibolitové facii za 570-670 °C a 6-8,5 kbar (Jeřábek a kol., 2008). Tato reekvilibrace ukazuje na metamorfní gradient 22-27 °C, který zřejmě koresponduje s pozdními fázemi exhumace horké variské spodní kůry (Jeřábek a kol., 2008).

Siman a kol. (1996b) klade kolizní fázi variské metamorfózy do období 380-370 Ma. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datování ukazuje na variské zchlazení, které nastalo před 370-350 Ma (Kráľ a kol., 1996, Dallmeyer a kol., 1996).

Variská deformace vedla k vytvoření metamorfní foliace (Janák a kol., 2001, Jeřábek a kol., 2007) ve slídnatých svorech hronského komplexu a v rulách gemersko-veporské kontaktní zóny a vysokoteplotní stavby a migmatitizace v kráľovohoľském komplexu. Pozdně variské granitoidy místy uchovávají magmatickou stavbu, která vykazuje charakteristickou tvarovou přednostní orientaci biotitu a živců. V oblastech, které nebyly postihnuty pozdější deformací sleduje metamorfní i magmatická stavba převážně směr východ - západ. Mezi deformační struktury první alpinské deformace

patří k severovýchodu mírně upadající mylonitická foliace a lineace protažení směřující k východu (Jeřábek a kol., 2007).

Další deformační událost souvisí s alpinskou orogenezí. Podle starších prací proběhla regionální metamorfóza za teplot přibližně 350-430 °C a tlaků 2,5-4 kbar (Korikovskyy a kol, 1986), resp. 360-430 °C a cca 4 kbar (Bezák, 1991), 350-450 °C (Putiš, 1994).



Obr. 8: Tektonická skica veporské jednotky s předpokládanými alpínskými metamorfnními podmínkami, izotermami vrcholných metamorfnních podmínek, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ věky chladnutí a metamorfnními zónami podle Janáka a kol. (2001) (převzato z Jeřábek a kol., 2008, upraveno).

Horniny vykazují prográdní metamorfózu za teplot 550-600 °C a tlaků 8-12 kbar (Plašienka a kol, 1999), resp. 500-620 °C a 7-10 kbar (Janák, 2002), 430 - 600 °C a tlaků 5 - 11 kbar, s gradientem 15-17 °C/km, který je charakteristický pro alpínská kolizní pásma (Jeřábek a kol., 2007, 2008, obr. 8).

Datování $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ věků chladnutí ukazuje dvě populace věků: první mezi 115-105 Ma (Kováčik a kol., 1996) až 101 Ma (Dallmeyer a kol., 1996) a druhá v období 87-80 Ma (Dallmeyer a kol., 1996).

První alpínská deformace způsobuje vznik izoklinálních vrás a transpozici starších staveb do nové penetrativní metamorfní foliace v hronském a královoholšském komplexu, gemersko-veporské kontaktní zóně a izoklinální vrásnění a transpozici zvrstvení v pokryvných jednotkách Foederatě a Velkém Boku. Metamorfní foliace mírně upadá k východu nebo jihu a obsahuje lineaci protažení ve směru východ - západ až východoseverovýchod - západojihozápad.

V průběhu druhé alpínské deformační události byly vytvořeny vrásy velkého měřítka v hronském komplexu a gemersko-veporské kontaktní zóně a krenulační kliváž upadající k jihovýchodu v královoholšském komplexu a pokryvných formacích (Jeřábek a kol., 2007).

4.1 Mikrostrukturní záznam deformací

Podrobná mikrostrukturní studie byla popsána v práci Jeřábka a kol. (2007) a soustředila se především na královoholšský komplex. Rysy mikrostruktur v granitoidech se napříč královoholšským komplexem příliš neliší. V mikrostrukturách dominuje první alpínská deformace, přestože některé minerály místy zachovávají reliktní mikrostruktury předalpínské, místy jsou pozorovatelné projevy přetištění druhou alpínskou deformací. Pro zjištění rekrytalizačních mechanismů, typu napětí a kinematiky první alpínské deformace byla využita mikrostrukturní a texturní analýza plagioklasu a křemene.

4.1.1 Mikrostruktury živců

Mikrostruktury živců jsou kontrolovány metamorfními reakcemi v průběhu první alpínské deformační události. Původní magmatický plagioklas a porfyroklasty K-živce jsou nahrazeny albitem, některé se rozpadají na albit a sericit. Malá neokrytalovaná zrna albitu se vyskytují přímo na kontaktu s původními porfyroklasty nebo roztroušeně v základní hmotě, kde se obvykle vyskytují spolu s křemenem a sericitem (Jeřábek a kol., 2007). Podle Putiše (1994) indikují mikrostruktury semiduktilní chování plagioklasu a deformaci v hloubce 10-15 km. Madarás a kol.

(1996) předpokládá vznik mikrostruktur plagioklasu v poli zplošťující deformace, díky téměř nulovému rozdílu mezi xz a yz řezy. Siman a kol. (1996b) popisuje sericitizaci, saussarizaci a albitizaci plagioklasů spjatou s přítomností dostatečného množství fluid.

4.1.2 Textury plagioklasu

Krystalografická přednostní orientace (crystal preferred orientation, CPO) původního albitu je slabá, místy až chybí. Rekrystalovaný albit má silnější CPO, která koinciduje s CPO původních porfyroklastů (Jeřábek a kol., 2007). To naznačuje původním porfyroklastem kontrolovanou neokrystalizaci albitu, která je vyvolaná metamorfními a kompozičními změnami v hornině. Absence CPO ve vysoce deformované albitové matrix a slabá CPO v méně deformované albitové matrix indikuje progresivní destrukci původním porfyroklastem kontrolované CPO v propojených měkkých vrstvách (interconnected weak layers, IWL) (Jeřábek a kol., 2007).

4.1.3 Mikrostruktury křemene

Siman a kol. (1996a) popisuje z hornin veporského fundamentu pouze nízkoteplotní kataklastický tok a krystalovou plasticitu křemene na hranicích zrn nebo pouze undulózni zhášení. Výše teplotní plasticitu uvádí jen pro migmatity. Podobně Putiš (1994) uvádí v severní části supratatika anchimetamorní rekrystalizaci permsko-mesozoického pokryvu, která je zachována v nízkoteplotních mylonitech až kataklazitech fundamentu s nízkým stupněm rekrystalizace. Nachází pouze lokálně rekrystalizovaná subzrna křemene na hranicích křemen-křemen nebo křemen-živec, nebo pouze deformační dvojčata.

V granitoidech kráľovoľského komplexu lze odlišit tři typy deformačních mikrostruktur křemene (obr. 9, Jeřábek a kol., 2007), které vznikají za různých teplotních podmínek a rychlostí deformace (obr. 10). Vztahují se ke třem hlavním deformačním událostem zaznamenaným ve veporské jednotce.

Mikrostruktury prvního typu byly pozorovány pouze v doménách slabého přetisku alpínskou deformací (obr. 9a). Tato mikrostruktura je charakterizována vysokoteplotními znaky jakými jsou ostrovní zrna a laločnaté hranice velkých křemenných zrn, typické pro rekrystalizaci migrací hranic zrn (GBM). Původní

mikrostruktura křemene pravděpodobně souvisí s magmatickou nebo vysokoteplotní pozdní fází variského tektonického cyklu (Jeřábek a kol., 2007).

Druhý typ mikrostruktur křemene je spojen s první alpínskou deformací. Je charakterizován tvorbou mikrostruktury jádra a pláště (obr. 9b) na východě a v centru kráľovoholského komplexu a kompletní rekrystalizací křemenných agregátů s laločnatými hranicemi zrn na západě (obr. 9c). Přítomnost mikrostruktury jádra a pláště indikuje dominanci rekrystalizace rotací subzrn, zatímco laločnatost hranic zrn značí přechod k rekrystalizaci migrací hranic zrn. Mikrostruktury křemene napříč kráľovoholským komplexem však dominantně odpovídají přírodní rekrystalizaci mechanismem rotace subzrn.

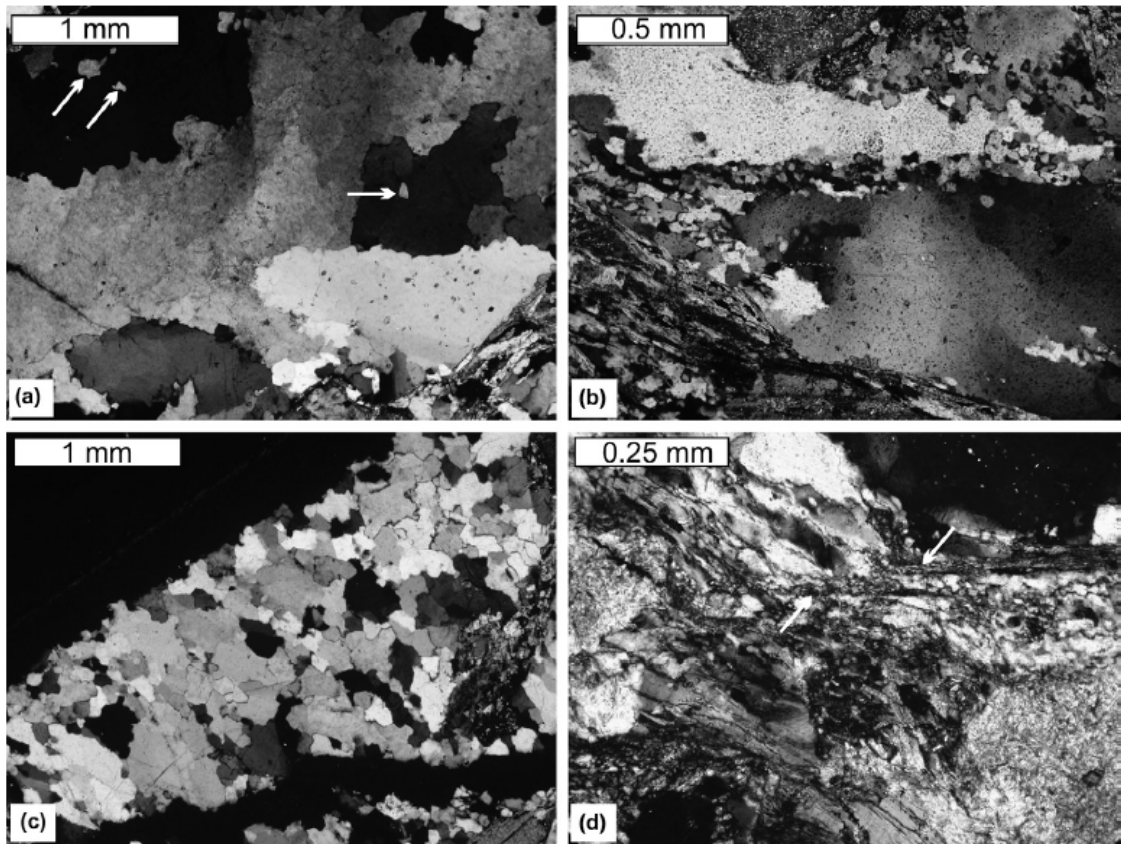
V nejvýchodnějších částech kráľovoholského komplexu vykazují mikrostruktury charakteristiky pro přechod mezi rotací subzrn a nízkoteplotní rekrystalizací vyklenováním hranic zrn (obr. 9b), přičemž v centrální a nejzápadnější části komplexu odpovídají přechodu mezi rotací subzrn a vysokoteplotní migrací hranic zrn (obr. 9c, Jeřábek a kol., 2007). Pozorování ukazuje na gradient teploty a/nebo rychlosti deformace napříč kráľovoholským komplexem. Deformační teploty pro nejvýchodnější část komplexu podle metamorfních podmínek nadložní jednotky Foederata indikují 380 °C, pro centrální a západní část komplexu jsou metamorfní podmínky granitoidů vyšší 450-480 °C (Jeřábek a kol., 2007).

V západní části komplexu jsou výše popsané mikrostruktury druhého typu slabě přetištěny nízkoteplotními mikrostrukturami třetího typu, mezi které patří např. vroubkování hranic zrn a raritní malá zrna v trojných bodech větších křemenných zrn (Jeřábek a kol., 2007). Toto přetištění může být korelováno s nízkoteplotní rekrystalizací vyklenováním hranic podle Stippa a kol. (2002). Stejně přetisky se objevují také v jihovýchodní části kráľovoholského komplexu, kde se objevuje nízkoteplotní rekrystalizace křemene podél diskretních střižných ploch, které protínají dřívější deformační stavbu (obr. 9d, Jeřábek a kol., 2007).

Třetí typ mikrostruktur je asociován s vrásněním v průběhu druhé alpínské deformační události, tj. se slabým přetištěním granitoidů kráľovoholského komplexu a intenzivním vrásněním pararul a slídnatých svorů hronského komplexu (Jeřábek a kol., 2007).

Mikrostruktury křemene vzniklé za nejnižších teplot druhé alpínské deformace mohou být spojeny s pozdní fází exhumace, kdy docházelo k tektonické denudaci

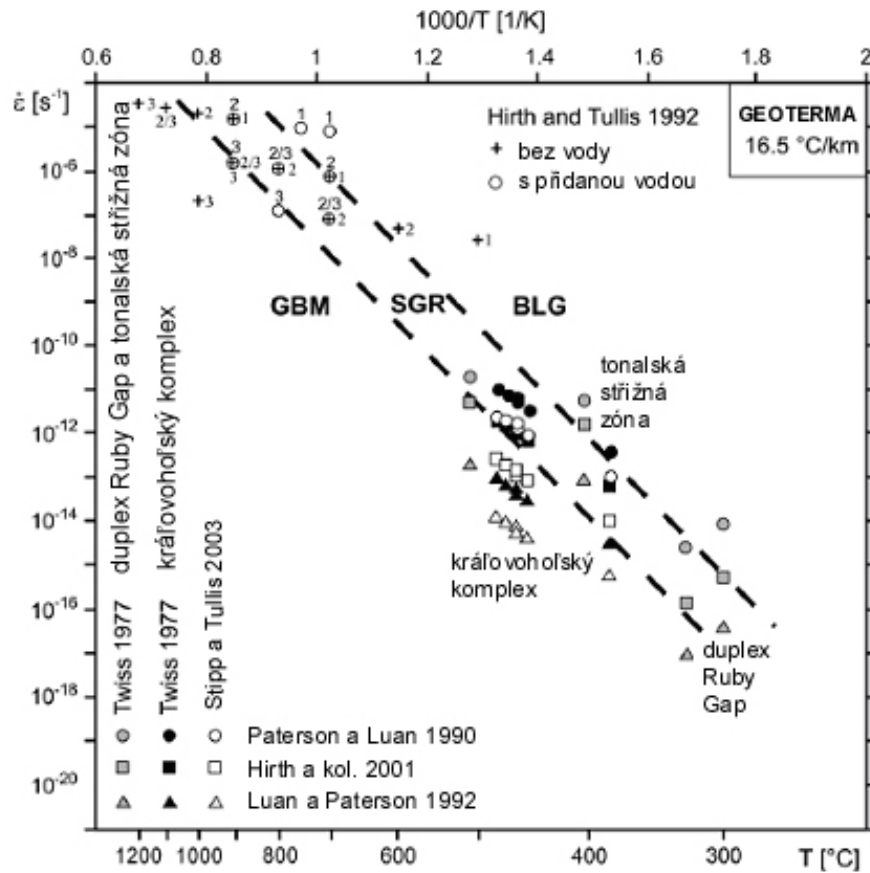
gemerské jednotky střížným odstřešením na kontaktu veporské a gemerské jednotky (Jeřábek a kol., 2007).



Obr. 9: Charakteristické mikrostruktury granitoidů královoholského komplexu veporika: a) vysokoteplotní ostrovní zrna a vyklenuté hranice zrn, b) středně teplotní mikrostruktura jádra a pláště a přechod mezi SGR/BLG mikrostrukturami, c) zrna tvořící zálivy a přechod mezi SGR/GBM mikrostrukturami za středních teplot, d) nízkoteplotní rekrytalizace podél diskretních střížných ploch (převzato z Jeřábek a kol., 2007).

Ve fundamentu veporské jednotky je alpinská deformační stavba asociována s růstem tlaku a teploty. Tok paralelní s orogenem tak nastal současně se zanořením celé jednotky. S růstem deformace a metamorfni přeměnou granitoidů vznikají propojené měkké vrstvy (interconnected weak layers, IWL), které postupně kontrolují deformaci krystalinika. Současně je mikrostruktura křemene závislá pouze na růstu teploty směrem do podloží. Vazba mezi vznikem alpinské metamorfni foliace a pohřbením je podporována prográdní minerální asociací IWL, absencí nízkoteplotního přetištění křemenných mikrostruktur a nízkou reaktivací matrix. Chybějící statická rekrytalizace

(annealing) a relativně jednotné mikrostruktury křemene ukazují na rychlý přechod z pohřbení k exhumaci (Jeřábek a kol., 2007).



Obr. 10: Diagram závislosti rychlosti deformace, teploty a deformačních mechanismů. Zahrnuta jsou experimentální i přírodní data s vyznačením hranic jednotlivých mechanismů dynamické rekrytalizace (převzato z Jeřábek a kol., 2007, upraveno).

Podrobná studie mikrostruktur ukazuje velmi dobrou korelaci se studii z jiných oblastí, např. z východní tonalské střížné zóny (Stipp a kol., 2002), a také s experimentálními daty (obr. 10). Dává nám tedy velice dobrý odhad podmínek, za kterých se mikrostruktury vytvořily.

4.1.4 Textury křemene

V krystalové přednostní orientaci (CPO) rekrytalovaných křemenných zrn z kráľovoňolského komplexu jsou nejtypičtějším texturami jednoduché nebo zkřížené pásy charakterizované maximy lokalizovanými blízko okraje pólového diagramu, který zobrazuje c-osy, nebo jediným maximem poblíž středu pólového diagramu c-os. Tato

krystalografická orientace je typická pro deformaci křemene mechanismem dislokačního toku aktivitou bazálních $\langle a \rangle$, rhombických $\langle a+c \rangle$ a prismatických $\langle c \rangle$ skluzných systémů. Různé horniny z jedné oblasti vykazují téměř shodné CPO (Jeřábek a kol., 2007).

Podle Putiše (1994) dochází k basálním $\langle a \rangle$ a prizmatickým $\langle a \rangle$ skluzům a deformaci čistým stříhem. Tyto stavby by měly odpovídat transpresi, ke které došlo v křídě, ve směru východoseverovýchod a extenzi ve směru východojihovýchod.

Podle Jeřábka a kol. (2007) však sklon jednoduchých nebo zkřížených pásů pólových diagramů pro $\langle c \rangle$ osy a $\langle a \rangle$ osy s ohledem na foliaci ukazuje v obou případech západní nebo východní smysl pohybu svrchní části příkrovu nebo nevykazuje přesvědčivý směr pohybu. Texturní analýza dokazuje, že protichůdné směry stříhu se objevují i v měřítku výbrusu. Regionální smysl stříhu (Jeřábek a kol., 2007) odporuje dříve publikovanému globálnímu východnímu směru (Putiš, 1994, Hrouda a kol., 2002) a je interpretován jako čistý stříh regionálního měřítka, který je lokálně akomodován fungováním střížných zón jednoduchého stříhu.

Velikost rekrystalizovaných zrn roste do strukturního podloží a je spjata s růstem teploty ve střední části královohořského komplexu (Jeřábek a kol., 2007).

Jediné další údaje pro CPO křemene uvádí Putiš (1994) z páskovaných amfibolitů. CPO křemene indikuje předalpinský vysokoteplotní prismatický $\langle c \rangle$ skluz a většinou čistý stříh.

5 Názory na tektometamorfni vývoj veporského krystalinika během křídý

Po ukončení variského magmatismu a před nástupem konvergence v křídě bylo v oblasti veporské jednotky cca 200 milionů let relativního tektonického klidu dokumentovaného sedimenty. Geoterma veporské kůry byla s nástupem křídové orogeneze již ekvilibrována (Lexa a kol., 2003).

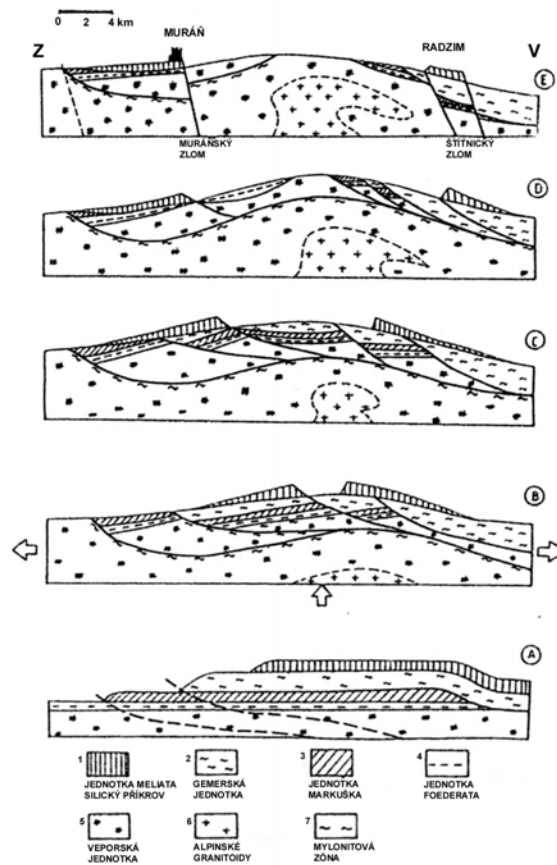
Během křídý byly přes veporské krystalinikum přesunuty paleozoické metasedimenty gemerské jednotky, čímž bylo veporikum na čas pohřbeno a během zanoření dochází k horizontálnímu duktilnímu roztahání veporského fundamentu ve směru východ-západ. Díky současnému působení vertikálního zatížení a horizontálních konvergentních sil se rozšíření projevilo ve směru paralelním s orogem (Plašienka a kol., 1999, Jeřábek a kol., 2007). K exhumaci došlo přibližně v polovině křídý podsunutím tatro-fatrické kůry z předpolí pod veporskou jednotku (Dallmeyer a kol., 1996, Plašienka a kol., 1997). V jižních částech veporské jednotky došlo v této době k intruzi rochoveckého granitu. Konečná exhumace byla zprostředkována pometamorfními křehkými transpresními zlomy. Veporský dóm byl na konci křídý již zchlazený a dále se choval jako rigidní blok (Plašienka a kol., 1999).

Vrána (1980) předpokládá, že veporikum a gemerikum byly obdukovány přes původně nadložní tatrídni krystalinikum.

Podle Bezáka (1991) je alpínský vývoj charakterizován transpresním režimem, který se projevil sblížením bloků se severoveporickým a jihoveporickým obalovým mesozoikem v oblasti odpovídající násunu granitoidů na metamorfity krakľovské zóny. Dále došlo ke změně režimu z transpresního na transtenzní, což bylo spojeno s vývojem některých pánví.

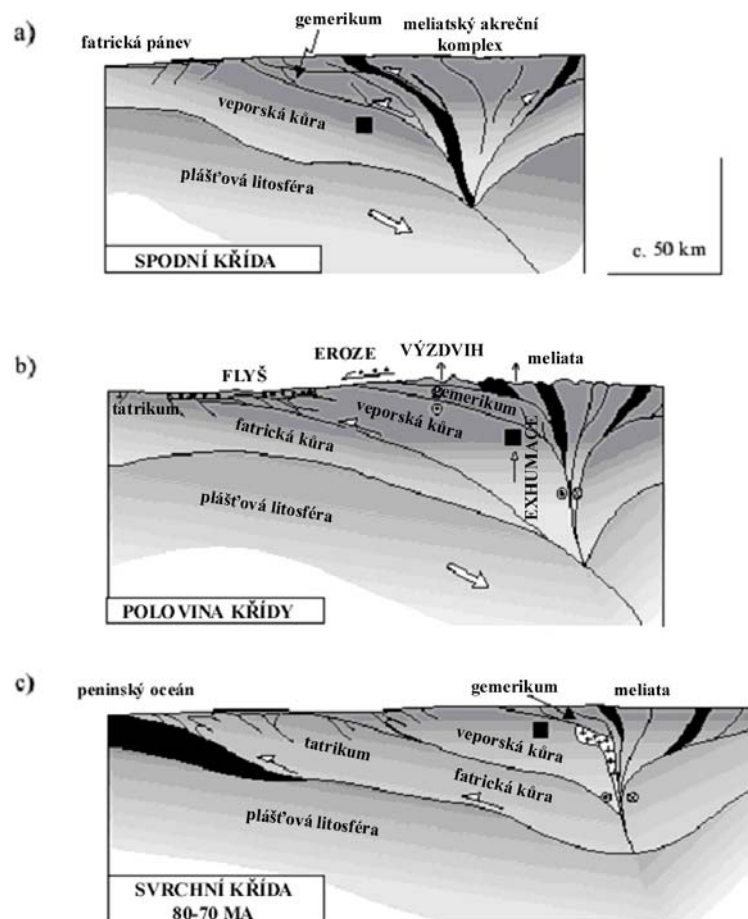
Poněkud odlišnou představu podává Putiš (1994). Kompresí spojenou s uzavíráním meliatské oceánické domény došlo ke ztlušťování kůry k severu, transpresnímu vyklenutí během spodní křídý, které bylo spojené s násunem veporika přes supratatrickum k severozápadu a extenznímu skluzu k východu. Tím se vytvořil metamorfni záznam nízkého stupně, který Putiš (1994) spojuje s kontinentálním zkrácením.

Podle Madarase a kol. (1996) a Vojtka a kol. (2000) bylo extenzní odstřešení (unroofing, obr. 11) spojeno s nadnesením (uplift) krystalinického fundamentu.



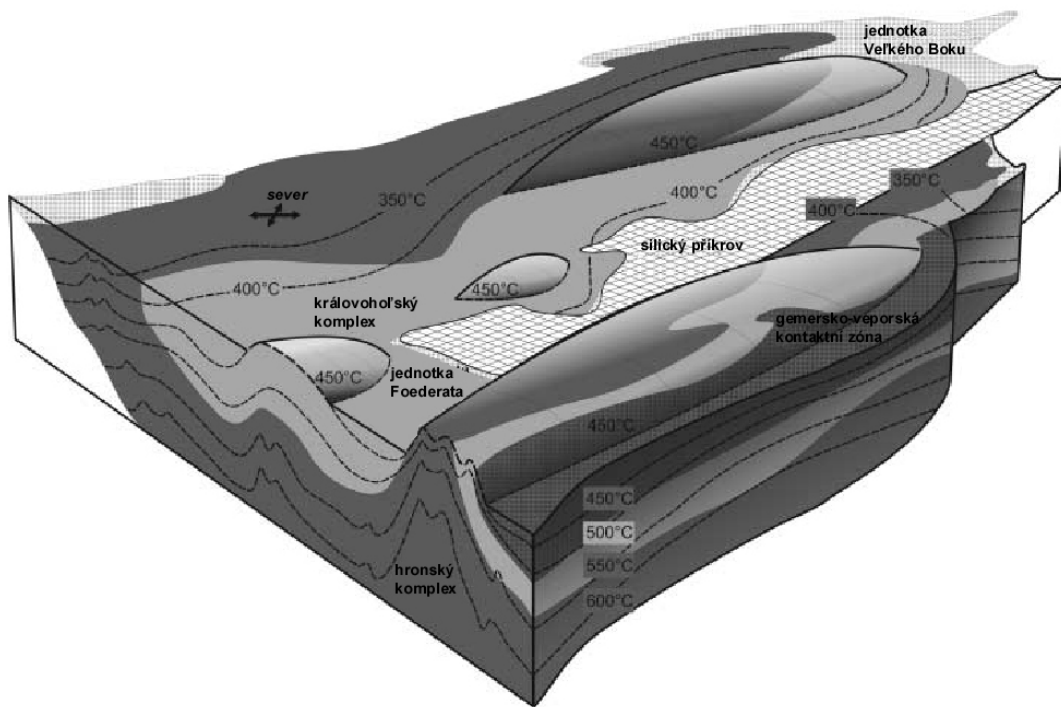
Obr. 11: Model extenzního odstřešení centrální části veporské jednotky (převzato z Madarás a kol., 1996, upraveno).

Podle Plašienky a kol. (1997, 1999) a Janáka a kol. (2001) se veporikum vyvinulo jako metamorfní jádrový komplex (obr. 12) po růstu západokarpatského orogenního klínu. Metamorfóza proběhla synexhumačně, byla spojena se zkrácením a násuný, které následovaly po uzavření meliatského oceánu, kdy byly části veporské jednotky pohřbeny za vrcholných podmínek metamorfózy v hloubce 30-35 km. Exhumace byla spojena s orogen-paralelní extenzí jádrového komplexu a zakončena odstřešením (unroofing) za asistence stále probíhající severojižní konvergence (Janák a kol., 2001).



Obr. 12: Model vývoje veporika jako jádrového komplexu během vývoje západokarpatského orogenního klínu: a) násuny následující po kolizi, b) podsunutí tatro-fatické kůry a exhumace veporika, c) exhumace veporského jádrového komplexu extenzí paralelní orogenu (převzato z Janák a kol., 2001, upraveno).

Podle Jeřábka a kol. (2007) došlo k heterogenní exhumaci veporika (obr. 13), která je zodpovědná za metamorfní zonalitu pozorovatelnou ve veporské jednotce. Exhumací vznikly špičaté antiklinální struktury velkého měřítká. Záznam alpínské deformace vznikl za orogen-paralelního roztékání veporského fundamentu.



Obr. 13: Model heterogénnej exhumácie veporského fundamentu (převzato z Jeřábek a kol., 2008, upraveno).

6 Závěr

Pozorováním deformačních mikrostruktur optickým mikroskopem lze zjistit mechanismy a procesy, kterými byly horniny deformovány. V případě kráľovohoľského komplexu veporika proběhla převážná část deformace v poli dislokačního toku, procesy rotace subzrn a migrací hranic zrn. K rekrytalizaci došlo mechanismem vyklenutí hranic zrn (BLG), mechanismem rotace subzrn (SGR) a mechanismem vysokoteplotní migrace hranic zrn (GBM), které zároveň zaznamenávají gradient teploty a/nebo rychlosti deformace. Využitím dříve provedených experimentů a přírodních pozorování lze podle typu mikrostruktur aproximovat teplotní podmínky deformace, které se pro studované mikrostruktury kráľovohoľského komplexu pohybují okolo 380-480 °C.

Analýza tvarové přednostní orientace zrn vykazuje převážně rovinnou deformaci až mírně oblátní deformační elipsoid.

Z měření krystalové přednostní orientace lze určit kinematiku deformace. V kráľovohoľském komplexu byly zjištěny různé smysly stříhu i v měřítku výbrusu. Byly interpretovány jako lokální jednoduché stříhy, které akomodují regionální čistý stříh.

Pozorovaná data lze dále použít také pro výpočet tokového napětí a rychlosti deformace. Tokové rovnice nám dávají možnost určit tokové napětí působící při deformaci. Pomocí paleopiezometrie a ze zjištěných teplotně-tlakových podmínek lze vypočítat rychlost deformace, kterou hornina prodělala. Ve veporiku byly zjištěny rychlosti řádově 10^{-11} až 10^{-14} s^{-1} .

Na základě pozorování deformačních mikrostruktur hornin lze odhadovat teplotu, rychlost deformace, kinematiku deformace a mechanismy deformace. Deformační mikrostruktury nám dovolují rekonstruovat vývoj hornin v podstatně větším měřítku. Ve veporiku byl dokumentován orogen-paralelní tok, typický pro kolizní orogeny, proběhl současně se zanořením celé jednotky nasunutím sedimentárních sekvencí gemerika.

7 Použitá literatura

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

Bezák, V., 1993. Hercýnska a alpínska tektonogenéza západnej časti Slovenského rudohoria: základné štádiá vývoja. V: Rakús, M., Vozár, J. (ed.): *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*, 243-247.

Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrik, I., Vozárová, A., 1997. Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. V: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M. (ed.): *Geological Evolution of the Western Carpathians, Mineralia Slovaca*, Bratislava, 261-268.

Bibiková, E.V., Korikovskiy, S.P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y.V., Arakelians, M., 1990. U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of Sihla tonalites of Vepor pluton (Western Carpathians Mts.). *Geologica Carpathica*, 41, 427-436.

Bibiková, E.V., Cambel, B., Korikovskiy, S.P., Broska, I., Gratcheva, T.V., Makarov, V.A., Arakelians, M.M., 1988. U-Pb and K-Ar isotopic dating of Since (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geologica Carpathica*, 39, 147-157.

Bielik, M., Šefara, J., Kováč, M., Bezák, V., Plašienka, D., 2004. The Western Carpathians – interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics* 393, 63-86.

Biely, A., 1964. Über die „Veporiden“. *Geologica Carpathica*, 15, 263-266.

Boullier, A.M., Guéguen, Y., 1975. SP-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 50, 93-104.

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. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 89/1, 203-227.

Ellis, M., Watkinson, A. J., 1987. Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. *Geology*, 15, 1022-1026.

Evans, J.P., 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 10, 437-443.

Evans, B., Renner, J., Hirth, G., 2001. A few remarks on the kinematics of static grain growth in rocks. *International Journal of Earth Sciences*, 90, 88-103.

Faryad, S. W., 1999. Metamorphic evolution of the eastern parts of the Western Carpathians, with emphasis on Meliata Unit. *Acta Montanistica Slovaca*, 4, 2, 148-160.

Fitz Gerald, J.D., Stünitz, H., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics* 221, 269-297.

Ghosh, S.K., 1993. *Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments*. Pergamon Press, 102-104.

Guillopé, M., Poirier, J.P., 1979. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. *Journal Geophys Res*, 84, 5557-5567.

Heilbronner, R., Tullis, J., 2002. The effect of static annealing on microstructures and crystallographic preferred orientations of quartzites experimentally deformed in axial compression and shear. V: De Meer, S., Drury, M.D., de Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (ed.). *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: current status and failure perspectives*. Special Publication 200, GSL, 191-218.

Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M., Takeshita, T., 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *Journal of Structural Geology*, 23, 67-80.

Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, No. 2, 145-159.

Hobbs, B.E., 1985. The geological significance of microfabric. V: Wenk, H.R. (ed.). *Preferred orientation in deformed metals and rocks*, Academic Press New York.

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

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

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.

Jeřábek, P., Stünitz, H., Heilbronner, R., Lexa, O., Schulmann, K., 2007. Microstructural-deformation record of an orogen-parallel extension in the Vepor Unit, West Carpathians. *Journal of Structural Geology*, 29, 1722-1743.

Kamenický, L., Kamenický, J., 1983. Precambrian of the West Carpathians. V: Zoubek, V., Cogné, J., Kozhoukharov, D., Kräutner, H.G.: Precambrian in Younger Fold Belts – European Variscides, the Carpathians and Balkans, International Geological Correlation Programme, Project 22, 675-685.

Klinec, A., 1966. K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Sborník geologických vied, řada Západní Karpaty, svazek 6, 7-27.

Korikovskiy, S., P., Dupej, J., Zinoveva, N., P., 1989. Genezis zonalnych granatov iz Rimavickich (Sineckich) granitov v kogutskoj zone veporid, zapadnye Karpaty. *Geologica Carpathica*, 40, 6, 697-714.

Kováčik, M., 1998. Notes on Alpine metamorphic history of Veporicum Unit (Western Carpathians). V: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians, Geological Survey of Slovak Republic, D. Štúr. Publ., Bratislava, 5.2, 131-142.

Kováčik, M., Král, J., Maluski, H., 1996. Alpínský metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínských metamorfítov. *Mineralia Slovaca*, 28, 185-202.

Král, J., Frank, W., Bezák, V., 1996. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spektra z amfibolu amfibolických hornin veporika. *Mineralia Slovaca*, 28, 501-513.

Kruse, R., Stünitz, H., Kunze, K., 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *Journal of Structural Geology* 23, 1781-1802.

Lexa, O., Schulmann, K., Ježek, J., 2003. Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: view based on structural analysis and numerical modelling. *Tectonics* 22 (6), Art. N. 1066.

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.

Madarás, J., Hók, J., Siman, P., Bezák, V., Ledru, P., Lexa, O., 1996. Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum unit (Central West Carpathians). *Slovak Geological Magazine*, 3-4/96, 179-183.

Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M., 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, 14, 819-822.

Means, W.D., Ree, J.H., 1988. Seven types of sub-grain boundaries in octachloropropane. *Journal of Structural Geology* 10, 765-770

Nishikawa, O., Takeshita, T., 1999. Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. *Tectonophysics* 301, 21-34.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, 2. rozšířené vydání.

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. *Phys. Chem. Earth*, 24, 651-658.

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

Poirier, J.P., 1985. *Creep of crystals: high temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge University Press.

Poirier, J. P., Guillopé, M., 1979. Deformation-induced recrystallization of minerals. *Bulletin de Minéralogie* 102, 67-74.

Post, A., Tullis, J., 1999. A recrystallized grain size piezometer for experimentally deformed feldspar aggregates. *Tectonophysics* 303, 159-173.

Putiš, M., Madarás, J., Korikovsky, S. P., Kotov, A. B., Filova, I., 1996. Ductile deformation and recrystallization of the Variscan magmatic complex in the hanging wall of Cretaceous thrust (Veporic unit, Central Western Carpathians). *Slovak Geological Magazine*, 221-237.

Putiš, M., 1994. South Tatric–Veporic Basement Geology: Variscan Nappe Structures; Alpine Thick-skinned and extensional Tectonics in the Western Carpathians (Eastern Low Tatra Mountains, Northwestern Slovak Ore Mountains). *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 84, 83-99.

Schmid, S. M., Berza, T., Diaconescu, V., Froitzheim, N., Fügenschuh, B., 1998. Orogen-parallel extension in the Southern Carpathians. *Tectonophysics* 297, 209-228.

Siman, P., Madarás, J., Kováčik, M., Schulmann, K., Ledru, P., 1996a. Petrogenetic relationship between deformation and alteration on the example of the extension tectonics of the Veporicum crystalline basement (Central Western Carpathians). *Slovak Geological Magazine*, 175-178.

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

Stipp, M., Kruse, K., 2008. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. *Tectonophysics* 448, 77-97.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.

Stünitz, H., 1998. Syndeformational recrystallization – dynamic or compositionally induced? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, 219-236.

Stünitz, H., Fitz Gerald, J. D., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics* 221, 299-324.

Stünitz, H., Fitz Gerald, J. D., Tullis, J., 2003. Dislocation generation, slip systems, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals. *Tectonophysics* 372, 215-233.

Trepied, L., Doukhan, J.C., Paquet, J., 1980. Subgrain boundaries in quartz: theoretical analysis and microscopic observations. *Phys Chem Miner*, 5, 201-218.

Twiss, R.J., 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pageoph*, 115, 227-244.

Urai, J.L., Means, W.D., Lister, G.S., 1986. Dynamic recrystallization of minerals. V: Hobbs, B.E., Heard, H.C. (ed.). *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*. American Geophysical union, Geophysical monograph, 36, 161-199.

Vernon, R.H., 1981. Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles. *Tectonophysics* 78, 601-612.

Vojtko, R., Hók, J., Kováč, P., Madarás, J., Filová, I., 2000. Geological structure and tectonic evolution of the Southern Veporicum. *Slovak Geological Magazine*, 6, 2-3, 287-292.

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

Vrána, S., 1980. Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Časopis pro mineralogii a geologii*, roč. 25, č. 1, 41-54.

Wu, S., Groshong, R.H., 1991. Low temperature deformation of sandstone, southern Appalachian fold-thrust belt. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 861-875.

Zoubek, V., 1936. Poznámky o krystaliniku západních Karpat. *Věst. Stát. geol. úst.*, 12, 207-239.