

DP 2905

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY
ÚSTAV GEOLOGIE A PALEONTOLOGIE**



**Vztah kadomských a variských deformací podél sz.
okraje barrandienu**

Diplomová práce



Jaroslava Hajná

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Jiří Žák, Ph.D.

Konzultant: doc. RNDr. Václav Kachlík, CSc

Praha 2008

OBSAH :

English abstract	5
1. Úvod	8
2. Geologie tepelsko–barrandienské jednotky a její pozice v Českém masívu	9
2.1. Litostratigrafie tepelsko–barrandienské jednotky	11
2.2. Geochemie	14
2.3. Geochronologie	15
2.4. Geotektonický vývoj	17
3. Geologie studované oblasti	20
3.1. Litostratigrafie	21
3.1.1. Barrandienské neoproterozoikum	21
3.1.2. Skryjsko–týřovické kambrium	22
3.1.3. Křivoklátsko–rokycanské pásmo	22
3.1.4. Paleozoikum barrandienu	23
4. Mezoskopická strukturní analýza	24
4.1. Doména 1	25
4.2. Doména 2	27
4.3. Doména 3	30
4.4. Barrandienské paleozoikum	32
5. Mikrostrukturní popis kliváže	34
5.1. Morfologická klasifikace kliváže	34
5.2. Mechanismy vývoje kliváže	36
5.3. Mikrostruktury studovaných hornin	38
5.4. Výsledky mikroskopické analýzy	44
6. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)	45
6.1. Úvod	45
6.2. AMS a deformace sedimentárních hornin	46
6.3. Metodologie	48
6.4. Popis měření	49
6.4.1. Doména 1	50
6.4.2. Doména 2	51
6.4.3. Doména 3	52
6.5. Regionální trendy AMS ve studované oblasti	53

7. Diskuse	54
7.1. Kadomské deformace	54
7.2. Variské deformace	56
7.3. Shrnutí strukturního vývoje ve studované oblasti	57
8. Závěr	59
9. Použitá literatura	60
10. Přílohy (mapa dokumentačních bodů a dokumentační deník)	67

Prohlašuji, že jsem na této diplomové práci pracovala samostatně za pomoci mého školitele a všechny použité prameny jsem řádně citovala.

.....

Svoluji k zapůjčení této diplomové práce ke studijním účelům, žádám o vedení evidence půjčování a její řádné citování.

Datum	Jméno	Pracoviště	Podpis

English abstract

The main goals of the present structural, microstructural, and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study are (1) a detailed description and characterization of deformations in the Neoproterozoic rocks of the central part of the Teplá–Barrandian Unit (TBU), (2) separation of structures formed during the Cadomian and Variscan orogeny, (3) interpretation of structural evolution of this segment of the TBU. The TBU makes up the central part of the Bohemian Massif which was a part of the Avalonian–Cadomian belt at the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic to Early Cambrian. During the late Devonian to Early Carboniferous, the TBU was accreted as a separate terrane to the Old Red Sandstone continent and incorporated into the Variscan orogenic belt.

Three contrasting structural domains were identified in the study area on the basis of lithology, structural pattern, cleavage development, microstructures, and magnetic fabric characteristics. Significant gradient in cleavage development and degree of regional metamorphism exists in the NW–SE direction: to the NW, only weak deformation and very low grade of regional metamorphism is recorded in alternating graywacke–shale multilayer sequences whereas to the SE, continuous cleavage in aleuropelites formed under the greenschist facies conditions. Juxtaposition of the three domains representing different crustal levels can be explained by crustal tilting during the Neoproterozoic, for example as a result of limb rotation in a megafold or by vertical displacement along large-scale faults. The Cadomian age of cleavage and metamorphism in the Neoproterozoic rocks is proved by unconformable relations to the overlying sediments and by ?Cambro–Ordovician dikes that discordantly crosscut the cleavage. The Cambro–Ordovician crustal extension is further documented by the extrusion of volcanic rocks and emplacement of felsic dike swarms. During the Variscan orogeny, Paleozoic rocks were gently folded, cleavage in the

Neoproterozoic rocks close to Barrandian area was reoriented and contractional kink-bands developed in strongly cleaved rocks in the Domain 2 and 3.

1. Úvod

Cílem předkládané diplomové práce, která byla zadána v roce 2006 na Ústavu geologie a paleontologie, je detailní popis deformací v proterozoiku tepelsko–barrandienské jednotky (TBJ), interpretace strukturního vývoje TBJ a odlišení strukturního záznamu jednotlivých geotektonických cyklů: kadomské orogeneze, kambroordovického riftingu a variské orogeneze. Terénní práce probíhaly v letech 2006–2008, ke studiu byla použita kombinace metod, převážně detailní strukturní analýza, mikrostrukturní charakterizace hornin a deformačních mechanismů a anizotropie magnetické susceptibility (AMS).

Na tomto místě bych chtěla poděkovat především svému školiteli RNDr. Jiříkovi Žákovi, Ph.D. za veškerou pomoc a svatou trpělivost, dále svému konzultantovi doc. RNDr. Václavu Kachlíkovi, CSc. za všechny rady, nápady a neocenitelnou pomoc s výbrusy a prof. RNDr. Františku Hroudovi, CSc. za pomoc při měření AMS. Další dík patří výzkumnému záměru číslo MSM0021620855 za financování různého vrtání, řezání a broušení a firmě Agico, s.r.o. za možnost naměření vzorků na AMS.

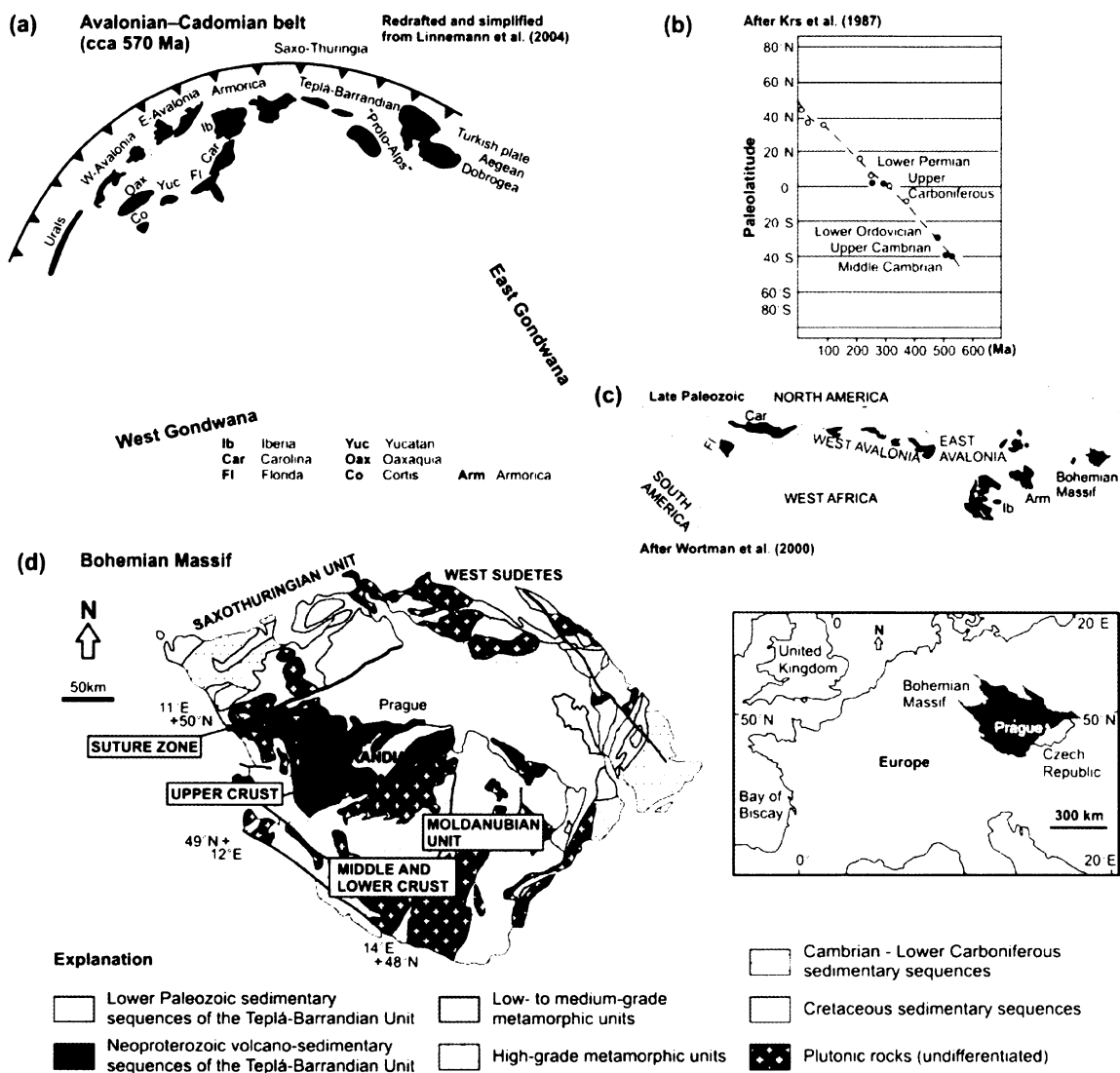
Dále patří velké poděkování hlavně mojí milé mamince za to, že je milá a MaCovi za permanentní dohled, podporu a precizní ometení diskordance.

2. Geologie tepelsko–barrandienské jednotky a její pozice v Českém masívu

Studovaná oblast je součástí tepelsko–barrandienské jednotky, která tvoří centrální část Českého masívu. Tato jednotka byla již během neoproterozoika součástí tzv. avalonsko–kadomského orogenního pásma situovaného na severním aktivním kontinentálním okraji Gondwany (Nance et al., 1991; Drost et al., 2004; Sláma et al., 2008; obr. 1a, b). Pro tento pás je charakteristická přítomnost vulkanismu a vápenato-alkalického magmatismu, turbiditní uloženiiny a pozdější překrytí kambroordovickými sedimenty. Jeho fragmenty se dnes vyskytují v Severní Americe (Nová Anglie a východní Kanada jako západní Avalonie, jižní část Velké Británie jako východní Avalonie) a v Evropě (severní část armorického masívu a tepelsko–barrandienská jednotka; Nance et al., 1991; obr. 1c).

Avalonsko–kadomský pás se pravděpodobně vyvinul ze systému obloukových a zaobloukových pánví při subdukci na severu západní části Protogondwany, zahrnující v té době africký a jihoamerický kraton, spojené panafrickou orogenezí v období 680–480 Ma (Torsvik et al., 1996).

Tepelsko–barrandienská jednotka (TBJ) tvoří svrchněkoroovou jednotku v centrální části Českého masívu, jejíž stavba je výsledkem polyfázové deformace během kadomské a variské orogeneze: na kadomsky deformovaný a až na okrajové části slabě metamorfovaný basement diskordantně nasedají varisky zvrásněné a většinou nemetamorfované staropaleozoické sledy. Horniny TBJ vystupují převážně ve středních a západních Čechách, SZ části Železných Hor a ve fragmentech stropu středočeského plutonu. Její největší část tvoří horniny barrandienského proterozoika vystupující v centrální části TBJ, které postupně přecházejí směrem k SZ a JZ do metamorfítů tepelského a domažlického krystalinika (obr. 1d).



Obr. 1. Paleogeografická pozice (a) avalonsko–kadomského pásu na konci proterozoika (Linnemann, 2004), (b) TBJ během svrchního paleozoika (Krs et al., 1987), (c) avalonsko–kadomských teránů během svrchního paleozoika (Wortman, 2000), (d) Současná pozice TBJ v rámci Českého masivu a Evropy.

Kontakty TBJ s okolními jednotkami jsou tektonické nebo intruzivní. Hranici s moldanubikem tvoří na JZ západočeská střížná zóna (Zulauf, 1994) a na J a JZ je v kontaktu se středočeským plutonickým komplexem, který pravděpodobně reprezentuje kontinentální magmatický oblouk vzniklý v důsledku subdukce oceánské kůry pod sz. okraj TBJ v období 370–340 Ma (Holub, 1997; Žák et al., 2005). Hranici se saxothuringikem na SZ tvoří severočeská střížná zóna (Zulauf et al., 2002) a metaofiolity mariánskolázeňského komplexu (Dallmeyer et al., 1998). Na S a SZ je TBJ zakryta permokarbonskými a křídovými sedimenty

a neovulkanity Doupovských hor.

Na rozdíl od moldanubika a saxothuringika nebyla TBJ postížena karbonskou vysokoteplotní/nízkotlakou metamorfózou (Dörr et al., 2002). V proterozoických horninách TBJ je vyvinuta zejména v severní a severozápadní části typická barrovienská metamorfóza, kadomského stáří (Zulauf et al., 1997). Stupeň metamorfózy stoupá směrem k SZ z prehnit-pumpellytové až do amfibolitové facie (Dörr et al., 2002).

2.1. Litostratigrafie tepelsko–barrandienské jednotky

Litostratigrafické dělení proterozoické části TBJ je poněkud problematické, což souvisí převážně s monotónností sedimentace, nedostatkem vůdčích horizontů a nejistými sekvencemi vrstev (Mašek, 2000). První pokusy o stratigrafické dělení barrandienského proterozoika podle Kettnera (1917) byly založeny na distribuci pásů spilitických vulkanitů. Prekambrické horniny byly rozděleny do 3 sérií – předspilitové, spilitové a pospilitové. Kettnerovo schéma bylo dále upraveno Röhlichem (1965), který rozdělil spilitovou sérii na „formaci se spility“ a mladší davelskou formaci a zavedl novou hranici mezi spilitovou a pospilitovou sérií – lečické vrstvy. Další stratigrafické práce byly publikovány např. Chábem (1978), Maškem a Zoubkem (1980) nebo Zoubkem (1988). V současné době se používá litostratigrafické dělení podle Maška a Zoubka (1980) (obr. 2).

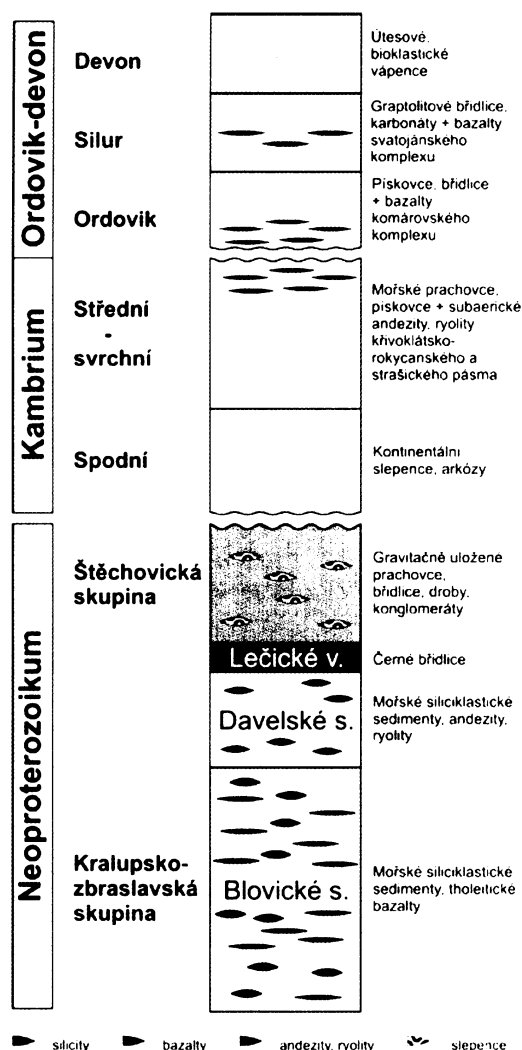
Neoproterozoické horniny TBJ jsou reprezentovány vulkanosedimentárními sledy kralupsko–zbraslavské skupiny, na které konkordantně nasedají klastické sedimenty štěchovické skupiny. Celková mocnost obou jednotek pravděpodobně přesahuje 10 km (Chaloupský et al., 1995). Kralupsko–zbraslavská skupina je tvořena hlavně hojnými vulkanickými a vulkanosedimentárními horninami a dále se dělí na starší blovické a mladší davelské souvrství. Obě skupiny se liší převážně složením vulkanitů. Zatímco v blovickém souvrství na SZ převládají tholeitické bazalty a draslíkem bohaté bazalty, v nadložním

davelském souvrství na JV se objevují i vápenatoalkalické typy s andezity, ryolity a dacity. Chemismus vulkanitů naznačuje, že sedimentace probíhala v oblasti rozsáhlé intraoceánské subdukce, lemující kontinentální masy a mikrodesky s magmatickými oblouky, zahrnující pánve s oceánskou nebo ztenčenou kontinentální kůrou (Pin a Waldhausrová, 2007), přítomnost kontinentální kůry navíc Sláma et al. (2008) dokládá zvyšující se zralostí pevninského materiálu směrem k V TBJ.

Kettner, 1917	Röhlich, 1963	Holubec, 1966	Chaloupský, 1975	Zoubek, 1976	Cháb, 1979	Mašek, 1993
pospilitový stupeň	pospilitová série	svrch. nižborská série	briover svrchní oddíl	svrchnobrioverská série	dobříšská série	štěchovická skupina
		sp. nižborská série				
spilitový stupeň	lečické v.	zvikovská série	lečické v.	lečické v.	lečické v.	lečické v.
	davelské souvrství		briover střední oddíl	davelsko-jilovská formace	davelská série	
spilitový stupeň	spilitová série	svrch. rabštejská série	briover spodní oddíl	spodnobrioverská série	blovicko-tepelská série	kralupsko-zbraslavská skupina
předspilitový stupeň	předspilitová série	sp. rabštejská série				

Obr. 2. Srovnání různých litostratigrafických koncepcí barrandienského svrchního proterozoika.

Hlavními sedimentárními horninami kralupsko–zbraslavské skupiny jsou převážně lavicovitě vrstevnaté droby s vložkami břidlic, interpretované jako sedimenty turbiditních a gravitačních proudů (Cháb a Pelc, 1968; Dörr et al., 2002). Na složení drob se výrazně podílí vulkanický materiál a jen v menší míře klastický podíl pocházející ze vzdálené pevniny s kontinentální kůrou (Lang, 2000), břidlice dokládají sedimentaci spíše v klidnějším prostředí. Méně časté jsou bulžníky, k jejichž tvorbě pravděpodobně přispěly hydrotermální roztoky spjaté s vulkanickou činností (Chlupáč et al., 2002) a vzácně se objevují také vložky vápenců.



Obr. 3. Zjednodušená stratigrafická tabulka proterozoika a paleozoika TBJ.

Přechodem mezi kralupsko–zbraslavskou a štěchovickou skupinou jsou černé silicifikované břidlice tzv. lečických vrstev. Nadložní sedimenty přibližně 4000m mocné štěchovické skupiny jsou turbiditními a gravitačními proudy uložené, rytmicky se střídající šedé prachovité a jílové břidlice, prachovce a droby. Ve středních partiích sedimentární sekvence jsou běžné polymiktní konglomeráty s valouny drob, prachovců, bulžníků a také granitů (dobříšské slepence), často s dobře vyvinutým gradačním zvrstvením, proudovými stopami a jinými znaky typickými pro relativně hlubokovodní sedimentaci flyšového charakteru (Chlupáč et al., 2002). Vulkanické horniny jsou reprezentovány pouze tenkými vložkami tufů a tufitů (Dörr et al., 2002; obr. 3).

Po změně v geotektonickém režimu z konvergence do transtenze na rozhraní prekambrium–kambrium, došlo k diskordantnímu uložení sedimentů v depresích mezi exhumovanými částmi proterozoického basementu (Dörr et al., 2002). Od spodního kambria se ukládaly kontinentální a říční sedimenty v příbramsko–jinecké pánvi, od středního kambria se ukládají sedimenty také ve skryjsko–týřovickém prostoru, jehož mořské sedimenty indikují transgresi na značně ztenčenou kůru po kadomské orogenezi (Drost et al., 2004). V nadloží kambrických uloženin vystupují také subaerické andezity a ryolity křivoklátsko–rokycanského a strašického pásma. Po stratigrafickém hiátu se v nově vzniklé pražské pánvi ukládají až přes 2 km mocná (Chaloupský et al., 1995) ordovická siliciklastika s vulkanity komárovského komplexu, silurské graptolitové břidlice a karbonáty s vulkanity svatojánského komplexu a devonské vápence, pokračující v sedimentaci až do spodního karbonu. (Chaloupský et al., 1995).

2.2. Geochemie

Geochemie klastických sedimentů neoproterozoika odráží typ a poměry jejich detritických komponent, a tudíž napovídá o geotektonickém prostředí jejich zdrojových hornin (Drost et al., 2004). Nejčastěji jsou používány poměry Al_2O_3/SiO_2 pro vyjádření obohacení SiO_2 , a K_2O/Na_2O odrážející obsah draselného živce a slíd v poměru k plagioklasu, TiO_2 a Fe_2O_3+MgO jako oxidů relativně imobilních prvků během zvětrávání a transportu a $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$, porovnávající kompatibilní a inkompatibilní prvky. Dále jsou využívány stopové prvky a prvky vzácných zemin (REE) pro určování zdrojové oblasti (Drost et al., 2004).

Jakeš et al. (1979) se zabývali převážně posuzováním metamorfních podmínek a interpretací provenance sedimentů. Podle obsahů Th, U, K a Rb byl v drobách určen jen malý podíl granitických a žádný podíl bazických či ultrabazických klastů, horniny byly označeny za

pocházející převážně z chemicky nediferencovaného materiálu. Klasy vulkanitů v drobách odpovídají andezitům, dacitům až po alkalická bazika a sedimentační prostor odpovídal pravděpodobně kontinentálnímu okraji s aktivní vulkanickou činností, kdy vývoj hornin probíhal v okrajovém moři na oceánské kůře (Jakeš et al., 1979).

Podle Drost et al., (2004) mají proterozoické droby geochemické znaky kontinentálního ostrovního oblouku s minoritním překrýváním s oceánským ostrovním obloukem, byly ukládány v zaobloukové pánvi a přítomnost hornin kontinentálního původu naznačuje vývoj ostrovního oblouku na kontinentální kůře.

Novější geochemické práce na proterozoických vulkanitech blovické skupiny byly založeny převážně na obsahu izotopů Sm-Nd společně s analýzou stopových prvků (Pin - Waldhausrová, 2007). Kombinací těchto metod byly zjištěny dva různé plášťové zdroje proterozoických spilitů. Během starší fáze došlo k výlevům bazaltů podobných N-MORB (normální bazalty středooceánských hřbetů), ale s negativní HFSE (high-field-strength elements) anomálií ze zdroje silně ochuzeného o lehké vzácné zeminy (LREE). Při mladší fázi došlo k výlevu Nb bohatých převážně subaerických a subakvatických bazaltů z obohaceného plášťového zdroje. Tato změna mohla nastat následkem migrace subdukční zóny, díky setkání rozpínajícího se riftu s vnitrooceánským příkopem, vedoucí k jejich vzájemnému vyrušení, případně k přechodu k transformnímu deskovému rozhraní za současného otevření prostoru pro výstup mladší generace bazaltů (Pin - Waldhausrová 2007).

2.3. Geochronologie

Existující radiometrická stáří hornin TBJ jsou prezentována v tabulce 1 a na obrázku 4 (tab. 1; obr. 4). Tato stáří lze rozdělit do 3 skupin. První skupina je vymezena věky v rozmezí 900 až 540 miliónů let a jasně ukazuje na neoproterozoické stáří prekambriických hornin barrandienského proterozoika, přičemž reprezentuje ukládání sedimentů a výlevy vulkanitů

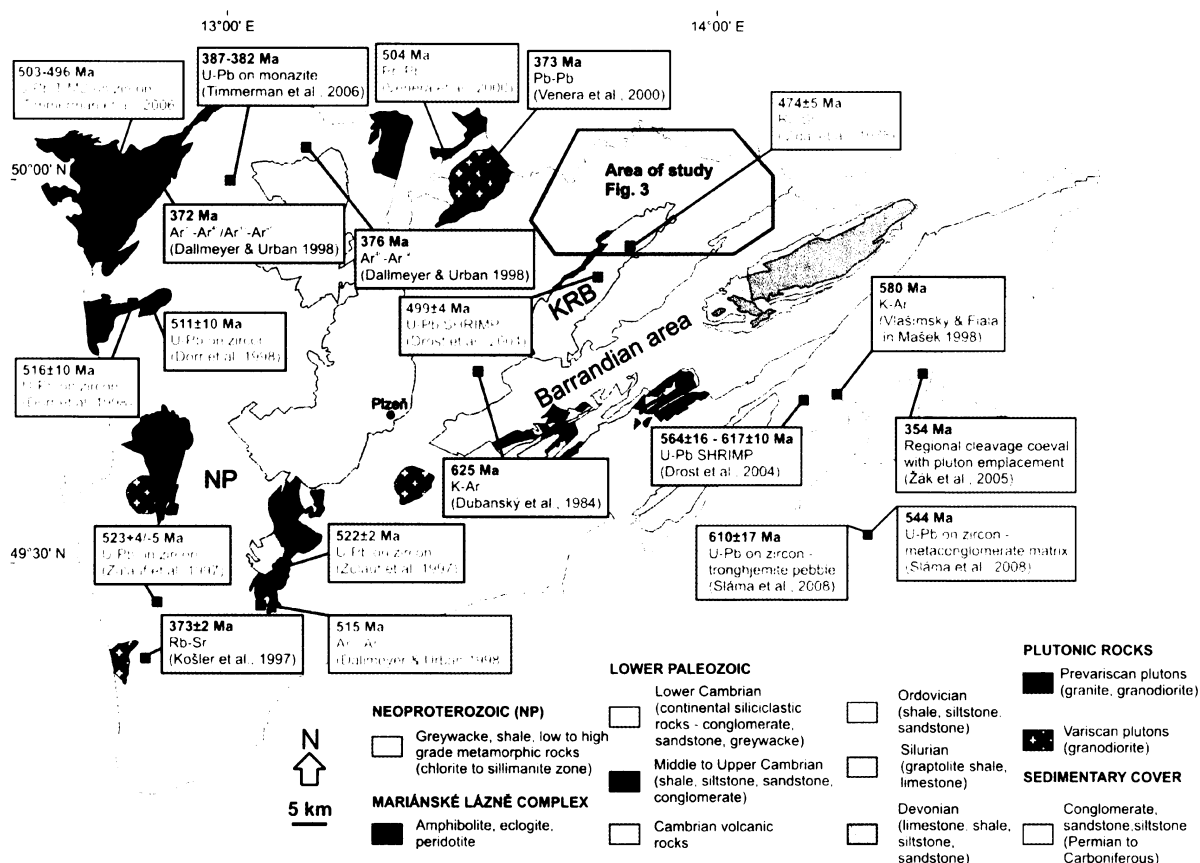
spjatých s aktivitou ostrovního oblouku převážně před nástupem a během kadomské orogeneze. Nejnovější stáří hranice proterozoikum-paleozoikum je 545 Ma (Gradstein–Ogg, 1996).

ČAS	LITOLOGIE	METODA	LOKALITA	ZDROJ
371,5±2,3, 375	hornblend z metagabra	Ar36-Ar40/Ar39-Ar40	MLC	Dallmeyer & Urban 1998
373	granodiorit (evaporace zirkonů)	Pb-Pb	Čistecský pluton	Venera 2000
373±2	btt v pegmatitu	Rb-Sr	JJZ od Stráže	Košler 1997
376-362	muskovit v pelit. metasedimentu	Ar40-Ar39		Dallmeyer & Urban 1998
387-382	pararula	U-Pb monazit	Třebouň, Bezvěrov	Timmerman 2006
474±5	dacit (+jiné vulkanity)	Rb-Sr	KRB	Vidal 1975
498 - 494	migmatitická pararula	U-Th-Pb monazit	v blízkosti MLC	Timmerman 2006
499±4	ryolit → zirkon	U-Pb SHRIMP	Třebnuška	Drost 2004
500±3	muskovit v pegmatitu	Rb-Sr	JJZ od Stráže	Košler 1997
501±4	muskovit v pegmatitu	Rb-Sr	JJZ od Stráže	Košler 1997
503-496	metagabro	U-Pb TIMS zirkon	blízko Teplé	Timmerman 2006
504	granit (evaporace zirkonů)	Pb-Pb	Tiský pluton	Venera 2000
511±10	granit	U-Pb zirkon	Lestkovský masiv	Dörr 1998
513+7/-6	ortorula	U-Pb zirkon	Teplá	Dörr 1998
516	hornblend z dioritu	Ar40-Ar39	Kdyňský komplex	Dallmeyer & Urban 1998
516±10	ortorula	U-Pb zirkon	Hanovský masiv	Dörr 1998
522±2	Těšovický granit	U-Pb zirkon	Stodský pluton	Zulauf 1997
523+4/-5	trondhjemit	U-Pb zirkon	Mračnice	Zulauf 1997 Kreuzer 1990, Dörr 1992,5,6,....
524 - 511	intruzivní granitoidy			
540 - 590	černá břidlice	model age		Pašava & Amov 1993
540±16	pararula	U-Pb model age	Domažlice	Zulauf 1999
542±23	pararula	U-Pb model age	Domažlice	Zulauf 1999
544.4±6.8	vletický metakonglomerát - matrix	U-Pb zirkon	Veltice	Sláma 2008
551±19	pararula	U-Pb model age	Domažlice	Zulauf 1999
564±16 - 617±10	droba → zirkon	U-Pb SHRIMP	lom Jezírko u Dobříše	Drost 2004
568±27	ryolitový valoun v Dobříšském slepenci	K-Ar - zirkon		Dörr 1992 Vlašimský & Fiala in Mašek 1998
580	metaryolit	K-Ar	vulk. těleso Kozi Hory	Mašek 1998
610±17	trondhjemitový valoun v metakonglomerátu	U-Pb zirkon	Veltice	Sláma 2008
612 - 585	detritický muskovit z metasedimentů	K-Ar		Ahrendt 1998 Vlašimský & Fiala in Mašek 1998
629	aplitový valoun v Dobříšském slepenci	K-Ar		Mašek 1998
635±45	černá břidlice	model age		Pašava & Amov 1993 Šmejkal 1964, Dubanský 1984
647, 625	metabazalt	K-Ar	Darová	
680 - 735	dacit	Sm-Nd	Davle	Veress 1992
700	synsedimentární mineralizace	U-Pb		Ordyneč 1984
790 - 900	metabazalt	Sm-Nd	Zbečno	Veress 1992
2027±17	droba → zirkon	U-Pb SHRIMP	lom Jezírko u Dobříše	Drost 2004
2028±19	droba → zirkon	U-Pb SHRIMP	lom Jezírko u Dobříše	Drost 2004

Tab. 1. Vybraná radiometrická stáří hornin TBJ shrnutá v Maškoví (2000) a Křibkem (2000).

Neoproterozoické stáří hornin je dále dokumentováno paleontologicky, přítomností několika druhů mikrofosilií, jako je např. Favososphaera conglobata Burmann přítomná v drobách (Konzalová, 1981) nebo Octoedryxium nalezené v okolí Blovic (Fatka a Gabriel, 1981). Uvedené taxony jsou běžné v proterozoických horninách, tudíž jsou dobře korelovatelné

s neoproterozoikem armorického masívu (Chauvel – Rabu in Zoubek et al., 1988). Radiometrická stáří 2028 ± 19 a 2027 ± 17 Ma představují staroproterozoický detrit recyklovaný v neoproterozoických drobách (Drost et al., 2004). Druhá skupina s hodnotami mezi 540 a 445 miliony let datuje plutonismus během kambroordovického riftingu, zatímco třetí skupina reprezentuje se stářími mezi 385 a 300 miliony lety variské deformace a plutonismus.



Obr. 4. Zjednodušená geologická mapa TBJ s vybranými geochronologickými daty. Mapový podklad pro Geologické mapy České republiky 1:500000.

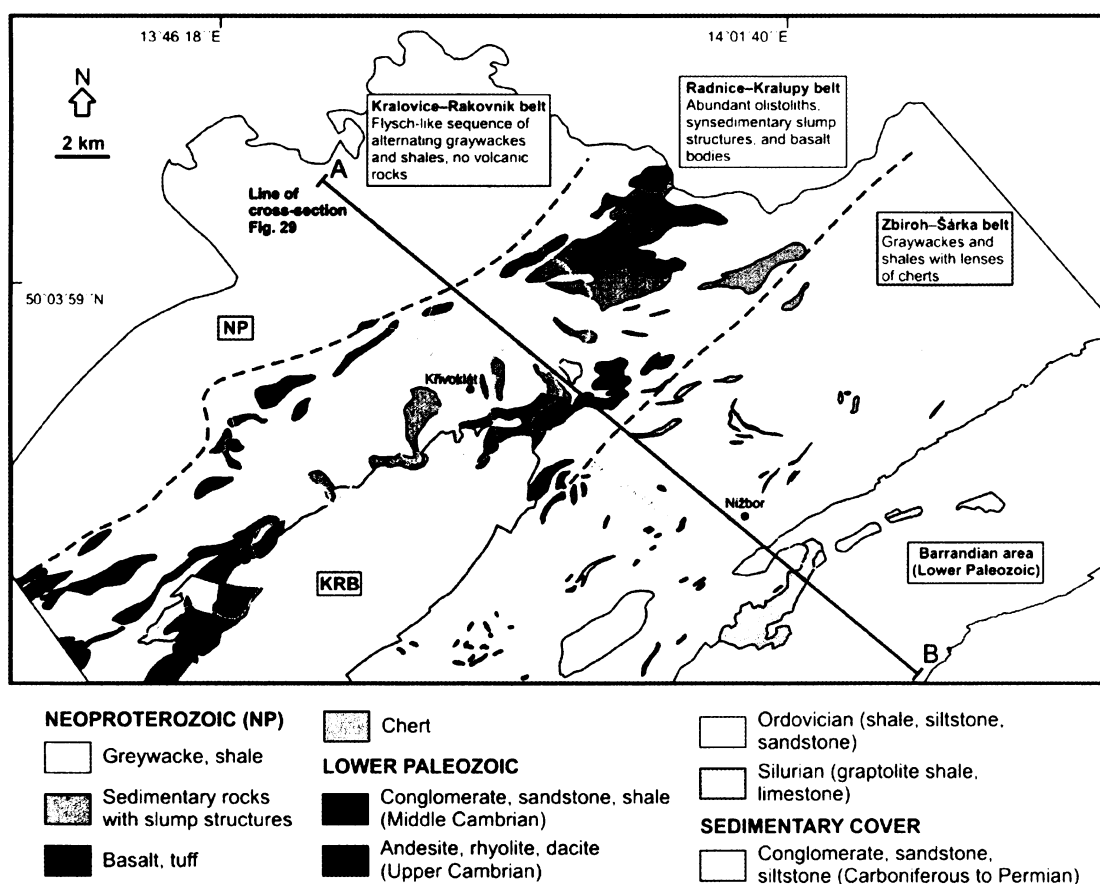
2.4. Geotektonický vývoj

V současné době existují dva názory na pozici samotné TBJ a na geometrii související subdukční zóny během kadomské orogeneze. Podle modelu Dörra et al. (2002), Zulaufa et al. (1999) a Slámy et al. (2008) představuje TBJ akreční prizma nad subdukční zónou upadající k JV a kadomské deformace byly způsobeny kolizí Gondwany s ostrovním obloukem (obr.

vzniklých jako výsledek kolize superkontinentů Laurussie a Gondwany, následující po dílčích kolizích mikrobloků fragmentovaných od S okraje Gondwany. Variský přetisk kadomských struktur se projevil zejména pervazivním přepracováním okrajů TBJ a deformací barrandienského spodního paleozoika (Melichar, 2004; Žák et al., 2005a, b).

3. Geologie studované oblasti

Studovaná oblast se nachází na sz. okraji barrandienu na území mezi Rakovníkem a Berounem (obr. 6). Termín barrandien byl v minulosti definován různě, v této práci se jím rozumí paleozoikum pražské pánve (či synformy; Melichar, 2004) a přilehlá část proterozoika.



Obr. 6. Geologická mapa studované oblasti s vyznačeným profilem AB (viz obr. 29). Upraveno podle Geologické mapy Křivoklátsko 1:50000.

Stýkají se zde tři základní geologické jednotky: v sz. části oblasti vystupuje neoproterozoické podloží, v centrální části zasahují do oblasti z JZ kambroordovické vulkanity křivoklátsko–rokycanského pásma a střednokambrické mořské uložení skryjsko–týřovického prostoru, na JV je neoproterozoikum diskordantně zakryto paleozoickými uloženinami barrandienu. Celá oblast je ve srovnání s jinými částmi tepelsko–barrandienské

jednotky výborně odkryta, zejména údolí řeky Berounky a jejích přítoků mezi Skryjemi a Berounem poskytuje téměř souvislé, několik desítek km dlouhé profily všemi uvedenými jednotkami.

3.1. Litostratigrafie

3.1.1. Barrandienské neoproterozoikum

Kralupsko–zbraslavská skupina (KZS)

V dřívějších pracích byly v místech studované oblasti definovány různé litostratigrafické domény vymezené Röhlichem (1965) jako rakovnicko–kralovický, radnicko–kralupský a zbirožsko–šárecký pruh, Chábem a Pelcem (1968) jako flyšová, vulkanogenní a monotónní skupina nebo Holubcem (1995) jako rakovnická, zvíkovecká a úslavská skupina.

Z hornin zde vystupuje z kralupsko–zbraslavské skupiny pouze starší blovické souvrství, které je nejrozšířenější a nejmocnější (až 7000m; Holubec, 1966) jednotkou barrandienského proterozoika. Vyskytuje se zde v podobě slabě metamorfovaných monotónních lavicovitých drob, rytmicky se střídajících s méně mocnými polohami prachovitých břidlic, které dále směrem k JV přecházejí do prachovců, prachovitých a jílových břidlic. Lavice drob mají proměnlivou mocnost od 20 cm do prvních metrů, generelně se snižující směrem k JV za současného zmenšování velikosti zrn, u břidlic naopak mocnost poloh směrem k JV stoupá od cca 5–100 cm. V drobách jsou přítomny klasty bazických i kyselých vulkanitů v jemnozrné matrix. V oblasti radnicko–kralupského pásu jsou hojné závalky a skluzové textury. Břidlice jsou velmi jemnozrné, většinou prachovité, tmavé až černé. Převážně v jv. části studované oblasti jsou hojné vložky silicitů (bulžníků).

Na rozdíl od vápenato-alkalických vulkanitů vystupujících na JV TBJ se ve studované oblasti objevují převážně tholeitické a tranzitní typy (Fiala, 1978). Tyto vulkanické horniny

jsou zde zastoupeny převážně mafickými metavulkanity (Fiala, 1978), které se soustřeďují do pásů jz.–sv. směru.

Štěchovická skupina

Ve studované oblasti se horniny štěchovické skupiny nevyskytují, nicméně podle Röhliche (1965) má tato skupina svou obdobu ve flyšové facii kralovicko–rakovnického pruhu. Jiní autoři (např. Mašek, 2000) tuto interpretaci odmítají a štěchovickou skupinu považují v celém sz. křídle barrandienského proterozoika za kompletně oderodovanou.

3.1.2. Skryjsko–týřovické kambrium

Skryjsko–týřovické kambrium zasahuje plošně pouze malou částí do studované oblasti, nicméně je důležité díky svým diskordantním kontaktům s proterozoickým podložím. Na proterozoické horniny nasedají milečské křemenné slepence středního kambria, ve vyšších polohách přecházející do pískovců. Jedná se patrně o mělkovodní až plážové uloženy s druhově chudou faunou ramenonožců a trilobitů (Chlupáč et al., 2002). Další jednotkou jsou tmavě šedé, prachovité, jemně laminované skryjské břidlice s hojnou faunou trilobitů, do kterých místy jazykovitě zasahují tělesa drob a skluzových slepenců s valouny proterozoických a kambriických sedimentů. Spodní polohy těchto hornin jsou označovány jako týřovické slepence, ve vyšších polohách jako slepence vosnické (Chlupáč et al., 2002).

3.1.3. Křivoklátsko–rokycanské pásmo

Svrchnokambriické křivoklátsko–rokycanské pásmo zasahuje do studované oblasti z JZ a podobně jako u předchozí jednotky se i jeho horniny na několika místech diskordantně stýkají s horninami barrandienského proterozoika. Vulkanity jsou v této oblasti reprezentovány subaerickými výlevy různých typů andezitů, dacitů a ryolitů, mezi nimiž jsou zastoupeny vápenato-alkalické i tholeitické typy (Waldhausrová, 1966). Sukcese láv postupovala od bazičtějších ke kyselejším členům a byla typicky polyfázová, kdy se výlevy

střídaly s hromaděním pyroklastik (Chlupáč et al., 2002). Celá jednotka je protažena sv.–jz. směrem. S křivoklátsko–rokycanským pásmem jsou pravděpodobně spjaty i ryolitové žíly, které pronikají proterozoickými sedimenty v jeho okolí.

3.1.4. Paleozoikum barrandienu

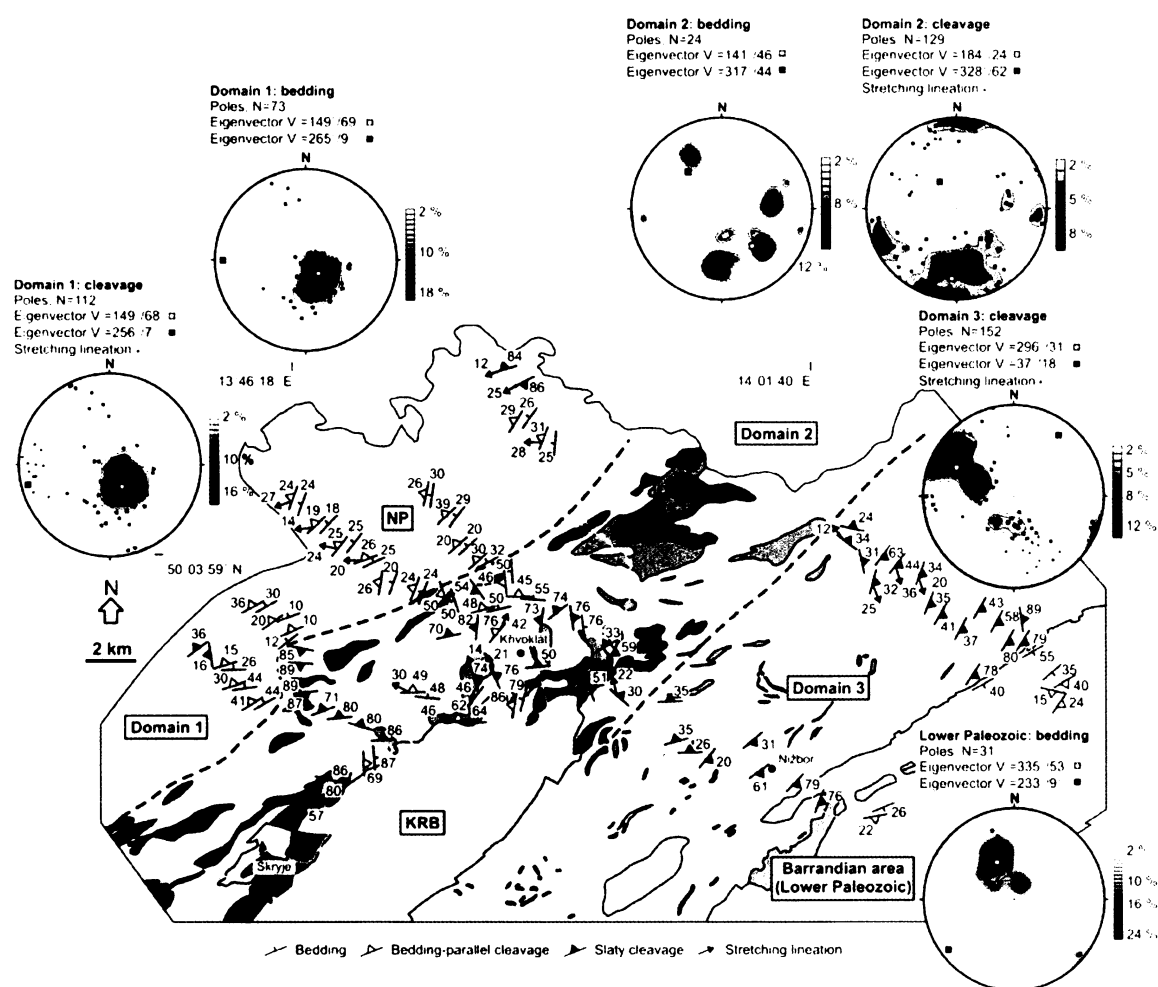
Z paleozoických hornin barrandienu, vystupujících na JV studované oblasti jsou zde zastoupeny pouze horniny ordoviku a siluru. Ordovické sedimenty transgredují na neoproterozoikum po výrazném stratigrafickém hiátu. Nejstarší třenické souvrství je tvořeno převážně mořskými mělkovodními křemennými pískovci, drobami a arkózami, jejichž klasy s dominujícími křemeny a buližníky pochází z proterozoických hornin a vulkanitů křivoklátsko–rokycanského pásma (Chlupáč et al., 2002).

Z mladších souvrství se ve studované oblasti objevují křemence a břidlice dobrotivského a libeňského souvrství, střídající se drobové a křemenné pískovce, droby, prachovce a břidlice letenského souvrství, ukládaného v mělkovodním prostředí v dosahu mořských vln, a nejmladší černošedé břidlice souvrství vinického. (Chlupáč et al., 2002). Vulkanické horniny ordoviku jsou reprezentovány sv.–jz. směrem protaženým pásem komárovského vulkanického komplexu. Jeho produkty byly bazické vyvěřeliny bazaltového typu, jejichž bazicita ještě postupně vzrůstala od alkalických andezitů k olivinickým bazaltům. Komplex je charakteristický převahou pyroklastik nad samotnými výlevy (Chlupáč et al., 2002).

Silurské horniny jsou ve studované oblasti zastoupeny černými graptolitovými břidlicemi, vápnitými břidlicemi a nejmladšími bioklastickými krinoidovými vápenci, výchozy těchto hornin nicméně nebyly nalezeny v přímém kontaktu s proterozoickým podkladem a nejsou tudíž zahrnuty do práce ani nijak dokumentovány.

4. Mezoskopická strukturní analýza

Strukturní analýza byla prováděna na několika SZ–JV orientovaných profilech napříč horninami barrandienského neoproterozoika, vulkanity křivoklátsko-rokycanského pásma a paleozoikem barrandienu. Důraz byl kladen především na proterozoické horniny, ostatní jednotky byly studovány pouze okrajově. Hlavním profilem bylo údolí Berounky, další tvořily zářezy potoků Loděnice, Ryšavy, Klíčavy, Rakovnického, Všetatského, Tyterského a Leontýnského. Ve studované oblasti lze rozlišit 3 kontrastní strukturní domény na základě litologie, strukturního záznamu, anizotropie magnetické susceptibilitě a mikrostrukturních mechanismů vývoje kliváže (obr. 7).



Obr. 7. Strukturní mapa studované oblasti s vyznačením jednotlivých strukturních domén.

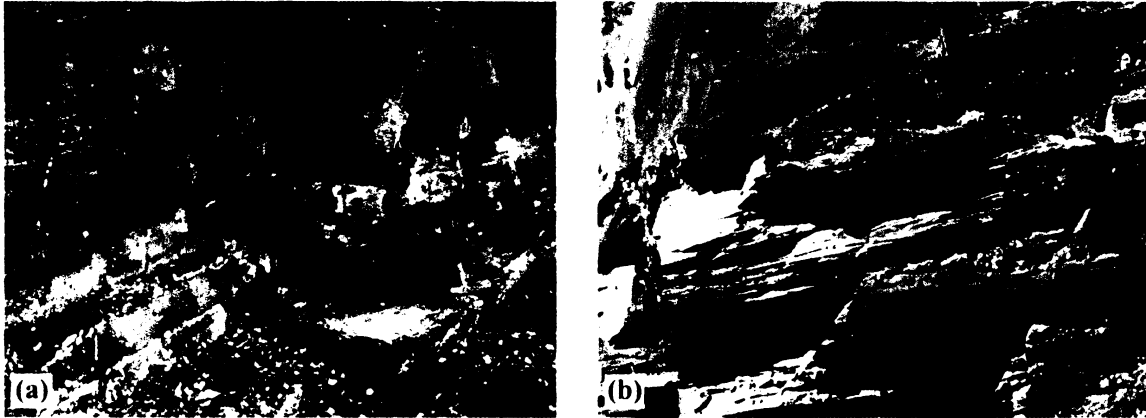
Pozice těchto domén přibližně odpovídá již dříve definovaným litostratigrafickým pruhům vymezených Röhlichem (1965), Chábem a Pelcem (1968) nebo Holubcem (1995). Zde budou pro zjednodušení označovány jako doména 1, 2 a 3.

Hlavními studovanými strukturními prvky byla především orientace vrstevnatosti, kliváže, lineace a pásů zalomení, intenzita vývoje kliváže a jejich vztah k vrstevnatosti a mechanismy vývoje vrásových struktur. Pro grafické znázornění orientačních dat byl použit program Stereonet. Za účelem kvantitativního porovnání byla naměřená orientační data v jednotlivých doménách a v barrandienském spodním paleozoiku charakterizována pomocí tzv. vlastních vektorů v_1 a v_3 orientačního tenzoru (metoda výpočtu viz např. Scheidegger, 1965; Schulmann a Urban, 1989; Borradaile, 2003). Vlastní vektor v_1 reprezentuje průměrnou hodnotu (osu) shluku měření, vektor v_3 je na v_1 kolmý a definuje osu pásu.

4.1. Doména 1

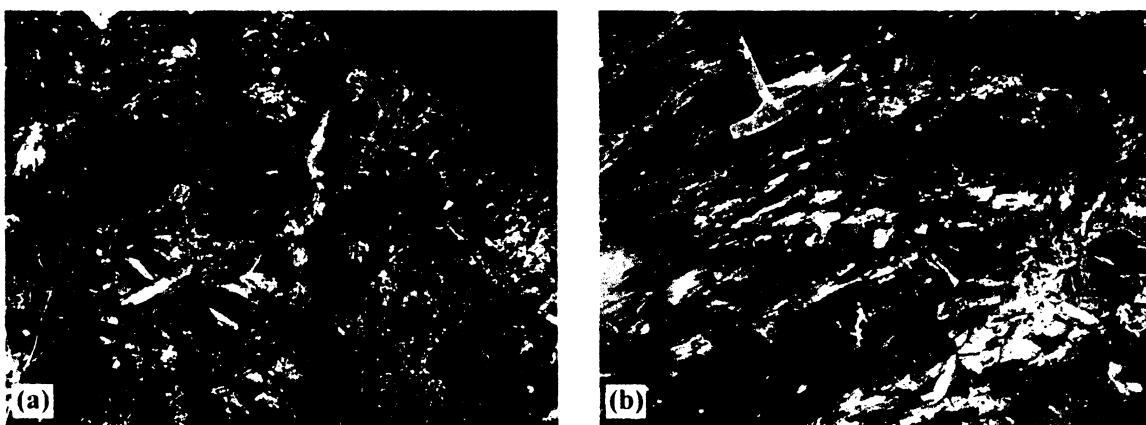
Doména 1 je odkryta v sz. části studované oblasti mezi obcemi Rakovník a Pustověty v podobě sv.–jz. směrem protaženého pruhu (obr. 7). V této části vystupují pouze horniny neoproterozoika, střídají se zde kompetentní lavice drob o mocnostech decimetrového řádu až několika metrů s nekompetentními vložkami tmavých prachovitých břidlic centimetrových až decimetrových mocností (obr. 8a). Vrstevnatost je monoklinálně ukloněna směrem k SZ pod malými sklony (10° – 25°). Směrem na JV se v některých profilech tyto sklony zestrnují až na 50° (obr. 7). Pro střídání drob a břidlic v doméně 1 je charakteristická výrazná lokalizace deformace v nekompetentních břidlicích (obr. 8b). Tato deformace se projevuje jako kontinuální kliváž, která je paralelní s vrstevnatostí a s místy vyvinutou puklinovou kliváží v rigidnějších drobách (se vzdáleností klivážových ploch 3–5 cm). Na klivážových plochách v břidlicích byly naměřeny lineace protažení, které jsou paralelní s protažením minerálů v drobách na kontaktech s břidlicemi. Lineace upadají směrem k Z se sklonem 10° – 25° .

Lokálně jsou vrstvy v doméně I porušeny násunovými strukturami (přesmyky, kontrakční duplexy) metrového měřítka (obr. 9).



Obr. 8. Struktury v doméně I. (a) Střídání lavic drob s vložkami břidlic, Lašovice. (b) Plochá kliváž v břidlicích, Chlum u Rakovníka.

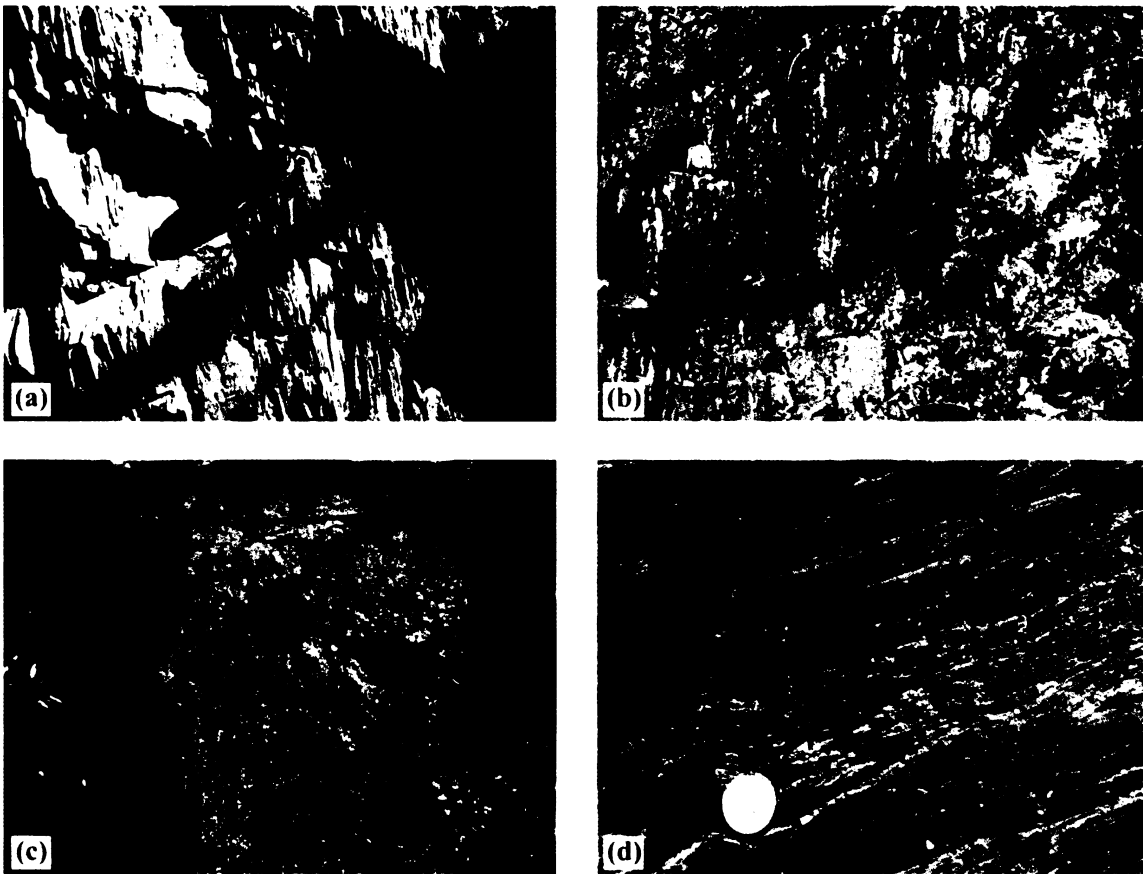
Pro doménu I je charakteristický jednoduchý vrásový styl, který je kontrolován litologií (mnohovrstevný soubor, kde střídají polohy s různou kompetencí) a který se projevuje monoklinální orientací vrstev s osou cca ZJZ–VSV směru (orientace vlastního vektoru v_3 je 265/9). Výrazná lokalizace deformace do měkkých poloh břidlic indikuje, že dominantním mechanismem vrásnění byl ohybový skluz. Ojediněle se vyskytují také sevřené vrásky (obr. 9b)



Obr. 9. Struktury v doméně I. (a) Kontrakční duplexy ve střídajících se drobách s břidlicemi, Pustověty. (b) Sevřená vrása, Chlum u Rakovníka.

4.2. Doména 2

Doména 2 vystupuje v centrální části studované oblasti mezi obcemi Pustověty a Žloukovice, podobně jako předešlá oblast v podobě sv.–jz. směrem protaženého pruhu. Kromě proterozoických hornin zde vystupují také vulkanity KRB a sedimenty skryjsko–týřovického kambria. Přechod z domény 1 je charakterizován postupným vymizením drob a a změnou orientace kliváže, přechodní zóna má šířku méně než 1 km. Pro doménu 2 je typická přítomnost proterozoických bazaltů a skluzových textur v sedimentech. Pruhy bazaltů mají podobně jako celá doména sv.–jz. protažení (obr.7) .

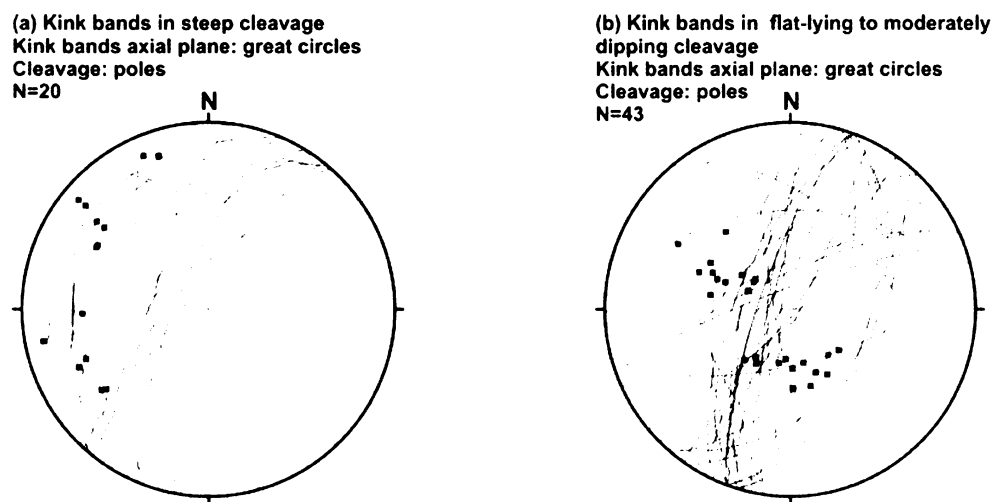


Obr. 10. Struktury v doméně 2. (a) Strmá kliváž v prachovitých břidlicích, Křivoklát. (b) Strmá kliváž v prachovitých břidlicích, Roztoky u Křivoklátu. (c) Pásky zalomení ve strmé kliváži, Roztoky u Křivoklátu. (d) Pásky zalomení v ploché kliváži, Račice u Rakovníka.

Kromě reliktních drob se v doméně 2 vyskytují tmavé prachovité a jílovité břidlice. Primární vrstevnatost je zde zachována v blízkosti domény 1 jako relikty vrstev drob.

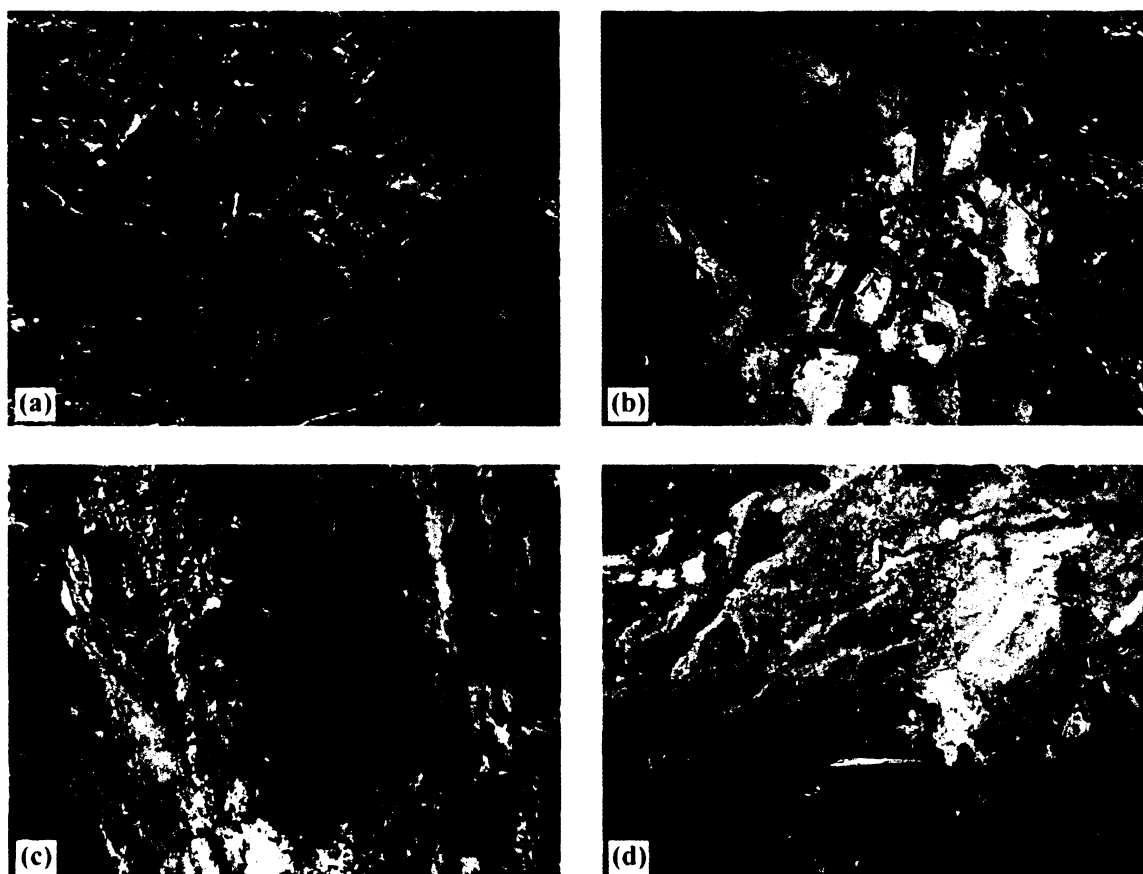
Orientace vrstevnatosti je heterogenní, vrstvy upadají směrem k S, SZ až k Z a mají sklon 40° – 70° . Tyto vrstevnatosti jsou paralelní s kliváží v břidlicích. Prachovité břidlice jsou v celé oblasti prostoupené pervazivní kliváží, která zcela transponuje primární vrstevnatost (obr. 10a, b). Jak je patrné ze stereogramu (obr. 7), orientace kliváže je velmi nehomogenní, kliváž je středně až strmě ukloněná (40° – 90°) směrem k S, Z i V. Lineace jsou orientovány převážně ssz.až sz. směrem pod úhlem 20° – 45° .

Vrásový styl pozorovaný v této doméně je typický pro vrásnění silně anizotropního prostředí: preexistující kliváž je porušena sevřenými krokvicovitými vrásami a pásy zalomení. Pásy zalomení jsou kontrakční, většinou monoklinální. Osní roviny monoklinálních pásů, které porušují strmou kliváž (sklon kliváže 60° – 80°), jsou ukloněny téměř jednotně k SZ, pod úhlem 50° – 81° (obr. 10c; 11a). Na lokalitě JH59, kde jsou pásy zalomení vyvinuté v břidlicích s plochou kliváží (sklon kliváže 22° – 32°), se osní roviny uklánějí rovněž k SZ, pod úhlem 52° – 81° (obr. 10d; 11b). Oba typy pásů zalomení mají shodné orientace jako v doméně 3, a proto jsou vyneseny společně (obr. 11a, b).



Obr. 11. (a) Stereogram osních rovin pásů zalomení a pólů kliváže v oblastech se strmou kliváží, doména 2, 3. (b) Stereogram osních rovin pásů zalomení a pólů kliváže v oblastech se plochou a středně ukloněnou kliváží, doména 2, 3.

Na několika lokalitách v doméně 2 lze pozorovat relativní časový vztah kliváže k mladším geologickým jednotkám. Na lokalitě JH 55 je odkryt kontakt proterozoických břidlic porušených kliváží s nadložními týřovickými slepenci skryjsko–týřovického středního kambria (obr. 12a). Bazální slepence středního kambria transgresivně nasedají s výraznou úhlovou diskordancí na pervazivní kliváž v proterozoických horninách (orientace kliváže 45/80, vrstevnatost v nadložních slepencích 150/50). Kliváž je přítomna pouze v proterozoických horninách a je nadložními vrstvami ostře sekána.



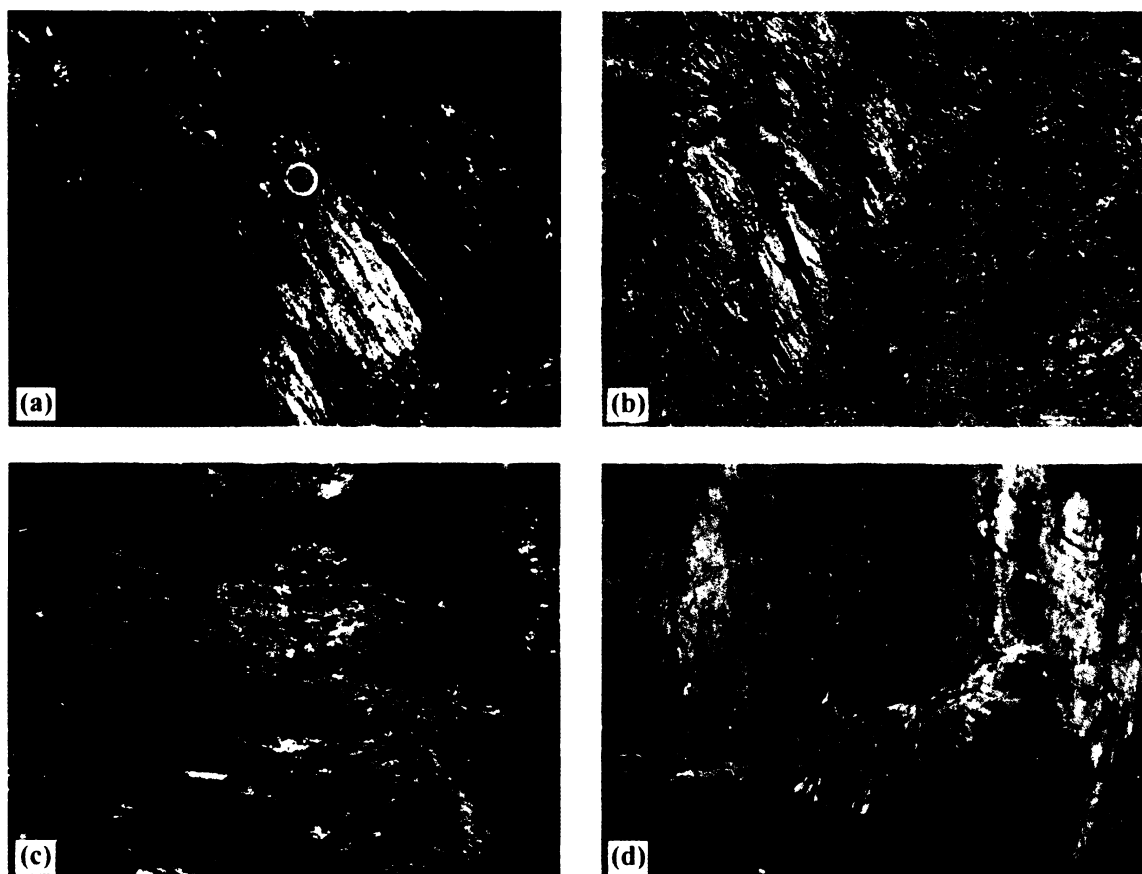
Obr. 12. Struktury v doméně 2. (a) Diskordantní kontakt proterozoických a střednokambriických hornin s vyznačeným průběhem diskordance a zlomu, 1 km od Týřovic. (b) Kontakt ryolitové žíly s proterozoickými břidlicemi, Roztoky u Křivoklátu. (c) Magmatická brekcie uvnitř ryolitové žíly, Roztoky u Křivoklátu. (d) Okraj segmentované žíly pronikající diskordantně proterozoickými břidlicemi s vyvinutou kliváží, Roztoky u Křivoklátu.

Na několika dalších lokalitách v okolí Roztok u Křivoklátu bylo dokumentováno protínání proterozoických břidlic (s kliváží) ryolitovými žilami. Přestože radiometrické stáří

ryolitových žil není známo, jsou pravděpodobně geneticky spjaté s vulkanity křivoklátsko–rokycanského pásma (leží v jeho těsné blízkosti, horniny jsou makroskopicky shodné). Na lokalitě JH22 protíná 2–3 m mocná žíla narůžovělého afanitického ryolitu (směr sklonu a sklon 310/64) proterozoické břidlice intenzivně postižené kliváží (směr sklonu a sklon kliváže 71/79) (obr.12b). Na stejné lokalitě protíná tyto břidlice (směr sklonu a sklon 72/89) 30 cm mocná ryolitová žíla, připomínající magmatickou brekci s velkým množstvím asimilovaných úlomků (xenolitů) (směr sklonu a sklon 93/88) (obr. 12c). Na lokalitě JH24 protínají segmentované žíly metrového měřítka opět diskordantně proterozoické břidlice se silnou kliváží (směr sklonu a sklon 271/81) (obr. 12d). Na všech lokalitách je kliváž vyvinuta pouze v proterozoických břidlicích a v xenolitech uvnitř žil, ryolitové žíly ji pod velkými úhly ostře diskordantně protínají.

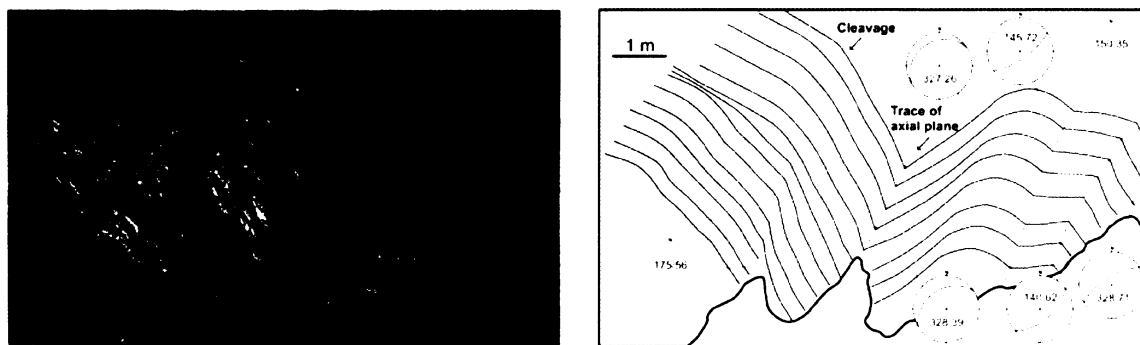
4.3. Doména 3

Doména 3 je odkryta v jv. části studované oblasti mezi obcemi Žloukovice a Hýskov, opět v podobě sv.–jz. směrem protaženého pruhu (obr. 7). Z hornin zde vystupují pouze proterozoické prachovité břidlice (bez drob) a menší tělesa bulžníků. Hranice mezi doménou 2 a 3 je indikována změnou orientace kliváže (výrazně homogenní ve srovnání s doménou 2) a vymizením proterozoických bazaltů a sedimentů se závalkovými strukturami. Břidlice jsou v této doméně postiženy velmi intenzivní (pervazivní) kliváží, bez jakýchkoliv makroskopicky rozeznatelných reliktních primární vrstevnatosti (obr. 13a). Klivážové plochy mají menší sklon než v doméně 2 a upadají generelně k VJV pod úhlem 25°–50°. V blízkosti barrandienského paleozoika (přibližně od linie Nižbor – Chyňava) se plochy kliváže zestrnují na 65°–90° při stejném směru sklonu (k VJV).



Obr. 13. Struktury v doméně 3. (a) Kliváž v břidlicích blízko kontaktu s paleozoikem, Libečov. (b) Krokvicové vrásy, Žlubinec. (c) Pásky zalomení v ploché kliváži, Žloutkovice. (d) Osy pásů zalomení ve strmé kliváži, Nižbor.

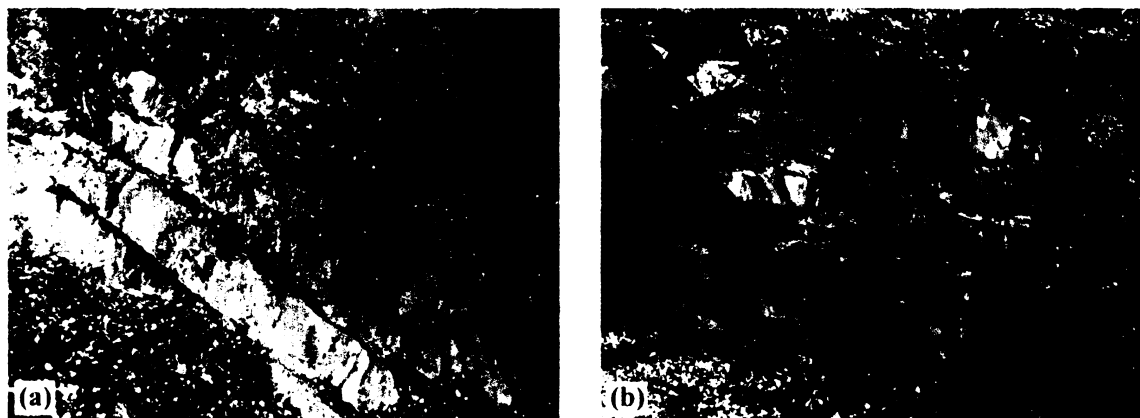
Vrásový styl je v doméně 3 stejný jako v doméně 2, převažují krokvicové vrásy (obr. 13b; 14) a kontrakční pásy zalomení naložené na preexisující kliváž. Pásky zalomení jsou většinou monoklinální. V oblasti s plošší kliváží (obr. 13c; 11b), tedy v celé oblasti mimo kontakt s paleozoikem, se osní roviny těchto pásů uklánějí pod středními až strmými úhly (55° – 90°) k SZ a JV. V blízkosti barrandienského paleozoika (obr. 13d; 11a) se osní roviny uklánějí k ZSZ až ZJZ pod úhlem cca 30° .



Obr. 14. Krokvicové vrásy v kliváži silně porušených aleuropelitech , Žlubinec, doména 3.

4.4. Barrandienské paleozoikum

Barrandienské paleozoikum zaujímá jv. část studované oblasti od kontaktu s doménou 3 přibližně po linii Beroun – Loděnice (obr. 7). Z této oblasti byly dokumentovány pouze výchozy ordoviku (třenické, letenské a dobrotivské souvrství). Třenické souvrství představují do nadloží se zjemňující, makroskopicky nedeformované bazální slepence, v nichž je dobře vyvinuta vrstevnatost, definovaná střídáním lamin slepenců, pískovců a křemenců (obr. 15a). Vrstevnatost generelně upadá k JJZ až JZ pod úhlem 40° – 50° . V dobrotivském souvrství, kde se střídají lavice křemenců s méně mocnými polohami břidlic, je dobře vyvinuta vrstevnatost, která je paralelní s vrstevní kliváží v břidlicích. Vrstevnatosti a klivážové plochy upadají k JJV pod úhlem cca 30° . Na některých lokalitách je v horninách tohoto souvrství dobře vyvinutá budináž (obr. 15b). Letenské souvrství je charakteristické střídáním prachovců a drob s dobře zachovanou vrstevnatostí, která je paralelní s vrstevní kliváží, s úklonem ploch k JV pod úhlem cca 40° .



Obr. 15. Barrandienské paleozoikum. (a) Vrstevnatost v ordovických křemencích třenického souvrství, Libečov. (b) Budínáz ve střídajících se ordovických křemencích a břidlicích dobrotivského souvrství, Hýskov.

Ve všech uvedených souvrstvích mají struktury průběh SZ–JV (průměrná osa reprezentovaná vlastním vektorem v_3 je 233/9). Dominantním mechanismem je podobně jako v doméně 1 ohybový skluz, rigidnější polohy křemenců a pískovců se střídají s nekompetentními polohami břidlic, v kterých se výrazně lokalizuje deformace.

Vztahy proterozoických hornin s nadložním spodním paleozoikem byly dokumentovány na dvou lokalitách, v obou případech se jednalo o kontakt proterozoických břidlic se slepenci třenického souvrství. Na první lokalitě (JH 118) nasedají ordovické bazální slepence diskordantně na proterozoické prachovité břidlice s vyvinutou intenzivní kliváží s orientací (směr sklonu 122° , sklon 80°) Vrstevnatosti ve slepencích jsou paralelní s plochou diskordance a mají orientaci 152/45. Na druhé lokalitě (JH119) nasedají o něco jemnozrnější slepence s plochami vrstevnatosti 150/55 diskordantně na břidlice opět se silnou kliváží 115/80. Plocha diskordance je jako u předchozí lokality paralelní s vrstevnatostí v nadložních slepencích. U obou lokalit je kliváž vyvinuta pouze v proterozoických břidlicích a nadložní vrstvy ji diskordantně přetínají.

5. Mikrostrukturní popis kliváže

Ve studované oblasti byly vzorky pro mikrostrukturní analýzu odebrány ve vybraných profilech SZ–JV směru. Hlavním cílem této analýzy byla charakteristika deformačních mikrostruktur a vývoje kliváže v jednotlivých doménách, potřebná k pochopení deformačních mechanismů a určení intenzity metamorfózy. Mikrostruktury byly zkoumány na výbrusech orientovaných kolmo na foliaci a paralelně s lineací.

5.1. Morfologická klasifikace kliváže

V současné době používaná morfologická klasifikace kliváže (obr. 16) byla navržena Powellem (1979) a upravena Borradailem (1982) a Passchierem a Trouwem (1996). Klasifikace kliváže je založena na následujících parametrech (a) vzdálenost klivážových domén, (b) tvar klivážových domén, (c) stavba mikrolitonů a (d) prostorové vztahy mezi klivážovými doménami (Powell, 1979; Passchier a Trouw, 1996).

(a) Pervazivní, homogenní kliváž, která je výsledkem přednostní orientace tabulovitých nebo protažených minerálů, se nazývá kontinuální. Druhým typem je kliváž oddálení, která vytváří v horninách klivážové domény (prvky stavby jsou subparalelní s orientací domén) a mikrolitony (leží mezi klivážovými doménami, nemají přednostní orientaci nebo je orientace prvků stavby odlišná k orientaci klivážových domén). Přechod z klivážových domén do mikrolitonů může být gradační nebo diskrétní.

(b) Kliváž oddálení může být dále dělena podle tvaru klivážových domén. V přírodě existuje velké množství různých tvarů klivážových domén od nepravidelných stylolitických, přes anastomózní až po velmi pravidelné. Jednotlivé domény podle klasifikace tak mohou být nerovné („rough“), rovné („smooth“), zvlňené („wriggly“) nebo stylolitické („stylolitic“).

(c) Jiné dělení kliváže oddálení může být prováděno na základě přítomnosti přednostní orientace minerálů v mikrolitonech a jejich staveb. Pokud mikrolitony obsahují mikrovrásky

původní foliace, pro kliváž se užívá termín krenulační. Pokud ne, kliváž se označuje jako disjunktivní.

(d) Podle prostorového vztahu jednotlivých klivážových domén u kliváže oddálení lze hovořit o paralelních, anastomózních a konjugovaných klivážových doménách.

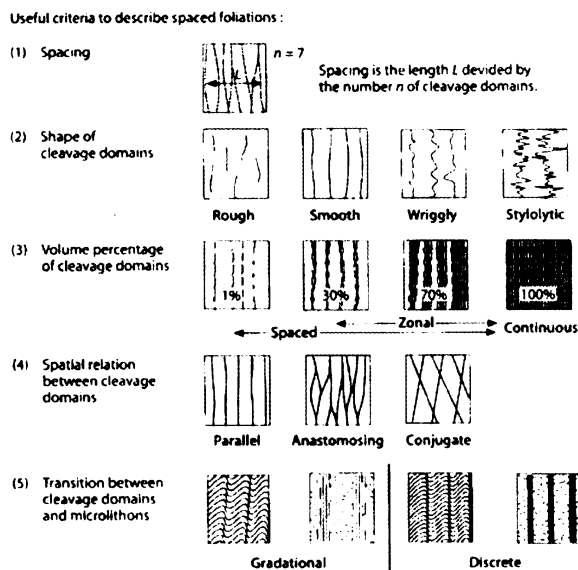
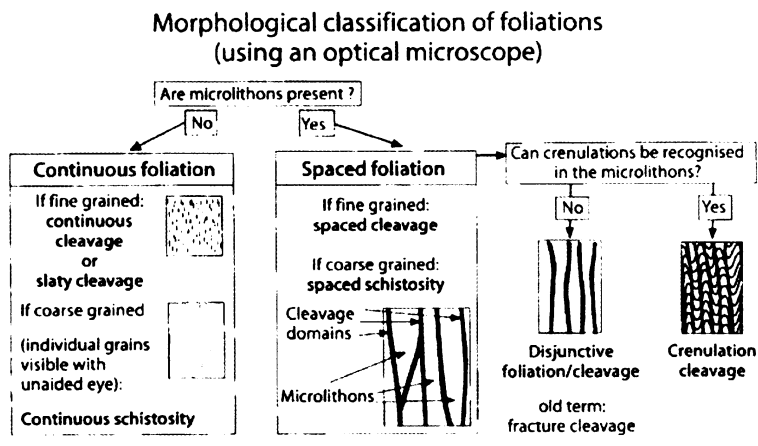


Fig. 4.7. Morphological classification of foliations using an optical microscope. (After Powell 1979 and Borradaile et al. 1982)

Obr. 16. Morfologická klasifikace kliváže (Passchier a Trouw, 1996)

5.2. Mechanismy vývoje kliváže

Kliváž se může vyvíjet v různých horninách jako odezva na deformaci a mechanismy jejího vzniku jsou závislé převážně na složení horniny, směru a intenzitě napětí, rychlosti

deformace, metamorfních podmínek zahrnující teplotu, litostatický tlak a tlak a složení fluid. V mnoha případech lze rozpoznat hlavní mechanismus deformace, jakým může být např. jednoduchý stříh nebo prostý smyk, v naprosté většině případů však dochází ke kombinaci jednotlivých mechanismů, které operují společně. Cosgrove (1989) rozlišuje pět základních mechanismů vývoje kliváže: (a) mechanickou rotaci planárních nebo jehličkovitých minerálů, (b) syntektonickou rekrytalizaci, (c) mikrovrásnění, (d) tlakové rozpouštění a (e) hydraulickou frakturaci. Mechanismy (a) a (b) vzniká kontinuální kliváž, mechanismy (c) až (e) vzniká kliváž oddálení.

(a) Mechanická rotace minerálů: Mechanická rotace nepravidelných (plochých nebo jehličkovitých) částic během deformace byla studována 3 různými modely. Rotaci pasivních ukazatelů (March, 1932; Owens, 1973), rotaci pevných těles ve viskózním prostředí (Jeffery, 1922) a rotaci viskózních těles ve viskózním prostředí (Gay, 1968). Při mechanické rotaci pasivních ukazatelů reagují linie a plochy (původně rovnoměrně rozložené ve vzorku) pasivně na deformaci a jsou deformovány společně s matrix. Pokud mají ukazatele jiné mechanické vlastnosti než matrix, dojde jak k pasivní, tak k aktivní rotaci a k vytvoření přednostní orientace dojde mnohem rychleji. Množství aktivní rotace závisí na několika faktorech, zahrnujících kontrast v materiálových vlastnostech částic a matrix nebo poměr stran jednotlivých částic.

(b) Syntektonická rekrytalizace. Syntektonická rekrytalizace je považována za mechanismus vzniku kontinuální kliváže, kdy je růst plochých minerálů vytvářejících přednostní orientaci odezvou na kompresní napětí (Harker, 1886). Anizotropní minerály v napěťovém poli jsou však v některých směrech termodynamicky stabilnější. V agregátu zrn různých orientací se tudíž budou některá rozpouštět, zatímco jiná růst. Aktivní a pasivní rotace plochých minerálů a jejich rekrytalizace kolmo na σ_1 budou v hornině v případě syntektonické rekrytalizace vytvářet nové minerály namísto ploch oslabení.

(c) Tlakové rozpouštění. Tento mechanismus neovlivňuje vnitřní deformaci jednotlivých minerálů, přičemž změny tvaru zrn jsou dosaženy rozpouštěním zrn a transportem materiálu na okrajích zrn. K této migraci dochází díky filmu tvořeného fluidy podél hranic zrn.

(d) Mikrovrásnění. Tento mechanismus umožňuje vznik krenulační kliváže vznikající v horninách, které mají již dříve vyvinuté jemné páskování nebo vnitřní stavbu, protínající mikrolitony, které oddělují klivážové domény a jsou zvrásněné. Na vzniku krenulační kliváže se může podílet také redistribuce často tlakově rozpuštěných minerálů, označovaná jako metamorfní diferenciacce. Migrace minerálů probíhá z prostoru vysoké koncentrace směrem k nižší koncentraci v závislosti na gradientu napětí. Výsledná geometrie kliváže je závislá na rozsahu a typu anizotropie a orientaci staveb vzhledem ke směru hlavních napětí. Při vzniku krenulační kliváže dochází nejprve ke vzniku nestability v anizotropní hornině, což umožní růst krenulace, a následně k minerální redistribuci, která je často spojena se vznikem diskretních ploch nebo zón oslabení.

(e) Hydraulická frakturace. Hydraulická frakturace je některými autory (Hancock, 1972) považována za mechanismus vzniku kliváže během vzniku vrás, což by znamenalo přítomnost napětí kolmého na osní rovinu vrásky, které by přešlo z kompresního režimu, potřebného pro vrásnění, do extenzního a poté opět do kompresního. Tento mechanismus zahrnuje také rozpouštění podél puklin, které nejsou již více viditelné. Takto vzniklá kliváž se označovala jako puklinová. Tento genetický termín je však pro popis kliváže nevhodný (Passchier a Trouw, 1996).

5.3. Mikrostruktury studovaných hornin

Vybrané výbrusy, reprezentující vždy širší skupinu vzorků s velmi podobnou charakteristikou, budou popisovány podle místa odběru od SZ studované oblasti po její jv. část.

JH3 (obr. 17). Tento vzorek reprezentuje vulkanogenní litoklastickou drobu s velkým podílem kyselého vulkanogenního materiálu. Hlavními minerály jsou křemen, živce, sericit a akcesorický epidot, rudní minerály a několik zrn titanitu.

Epidot je poměrně hojný, jak v nepravidelných větších zrnech, tak v drobných agregátech. Titanit je přítomen v podobě poměrně velkých zrn. Biotit je vždy vázán na klasty živců a vytváří radiálně paprscité tmavě hnědé, rezavé agregáty. V několika případech je biotit součástí klastu horniny, spolu s křemenem a albitizovaným plagioklasem; patrně se jednalo o granitickou horninu, ve které byl biotit zčásti rekrystalován. V jiných případech je jehličkovitý biotit vázán na jemnozrné kyselé vulkanity. Křemen tvoří v několika případech typické bipiramidy vulkanického původu, zrna muskovitu jsou často rekrystalizovaná.

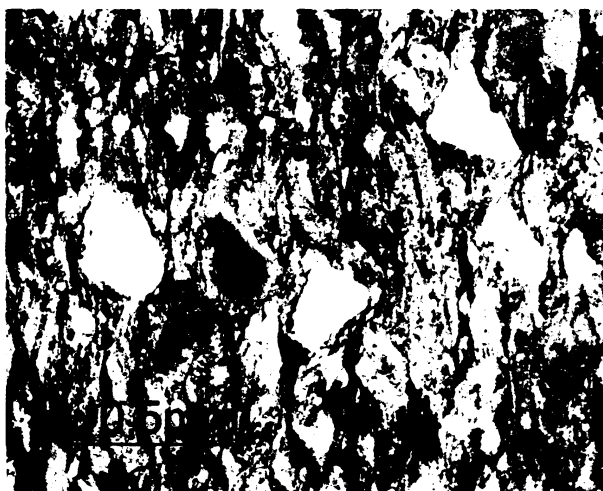


Obr. 17. Slabě deformovaná droba s iniciálním vývojem klivákových ploch, Chlum u Rakovníka, doména I.

Slabě opracované porfyroklasty písčité velikosti tvoří převážně monokrystalický křemen a živce – převážně plagioklasy, méně časté jsou draselné živce. Část živců má grafitický pigment, někde tvořen jemně rozptýlenou rudou, velké množství živců je sericitizováno a ojediněle je přítomen i mikroklin. V jemnozrné matrix je přítomno velké množství zrn jemnozrného křemene a rudního pigmentu.

Hornina je deformovaná s hojnými litoklasty, většinou vulkanických hornin. Klasty jsou často až několik mm dlouhé, zploštělé. Matrix je silně stlačená, zrna sericitu se sdružují do větších agregátů, místy i zrn velikosti až několika setin mm, která spolu s muskovitem definují foliační plochy. Za živcovými klasty dochází v některých místech k růstu biotitu v tlakových stínech. V oblastech bohatých slídkami se začínají vytvářet krátké, anastomózní klivážové domény, kliváž je disjunktivní.

JH7 (obr. 18). Jedná se o jemnozrnou nevýrazně páskovanou tufitickou lithickou drobu s velkým podílem matrix. Hlavními minerály jsou křemen, plagioklas, draselný živec, sericit, biotit (někde chloritizovaný). Akcesorické minerály jsou zastoupeny jemným rudním pigmentem zarostlým v minerálech, ojediněle většími zrny pyritu.



Obr. 18. Středně deformovaná droba s intenzivnějším vývojem klivážových ploch, Lašovice, doména 1.

Křemen má podobu většinou málo opracovaných, ostrohranných zrn do velikosti 0,2 mm. Plagioklas vytváří často lamelované dvojčatné srůsty, porfyrklasty jsou někdy rozpukané, s trhlinami vyhojenými křemenem. Jedná se o kyselý, značně alterovaný plagioklas, přičemž některá zrna jsou silně sericitizovaná. Draselný živec je v hornině podstatně méně zastoupen a také méně sericitizován.

Matrix je velmi jemnozrná, tvořená křemenem, sericitem a rudou, v ní plavou porfyroklasty živců, křemene a deformované úlomky kyselých vulkanitů a silně protažených grafitických jílovitých břidlic. Hornina je jemně páskovaná, pásy jsou několik mm mocné a zvláště deformovanými žilkami křemene, které jsou paralelní s foliací. Křemeny v žilkách mají silné undulózní zhášení a výraznou přednostní orientaci.

Hornina je silně deformována, za porfyroklasty, které tvoří křemen, živce a úlomky hornin, rekrystalizují velmi drobná zrna křemene v tlakových stínech. V porovnání s předchozím výbrusem se zvětšuje délka a objem klivážových domén, které mají anastomózní tvar, jedná se stále o disjunktivní kliváž.

JH41 (obr. 19). Hlavními minerály této horniny, která by se dala nazvat skluzovou brekcií nebo závalkovitou drobou jsou křemen, plagioklas, sericit, draselný živec, kalcit a rudní minerály. Hornina je velmi heterogenní, patrný je zde jakýsi skluzový horizont, naznačující transport v turbiditním proudu, ve kterém jsou promíchány horniny drobového charakteru s jemnozrnými prachovitými břidlicemi, hornina je zrnitostně velmi heterogenní.

Droba je méně deformovaná, v jemnozrné matrix plavou porfyroklasty tvořené většinou neopracovanými úlomky křemene a lamelovaných, silně sericitizovaných živců. Droba je vulkanogenního původu, obsahuje řadu protažených úlomků vulkanitů, prosycených rudním pigmentem.

Prachovité břidlice jsou tmavé, bohaté grafitickou složkou, nevýrazně páskované. Neopracovaná, ostrohranná zrna křemene a živců o velikosti do 0,02 mm volně plavou v jemnozrné jílovité matrix.



Obr. 19. Silně deformovaná droba s anastomózní kliváží, Městečko u Křivoklátu, doména 2.

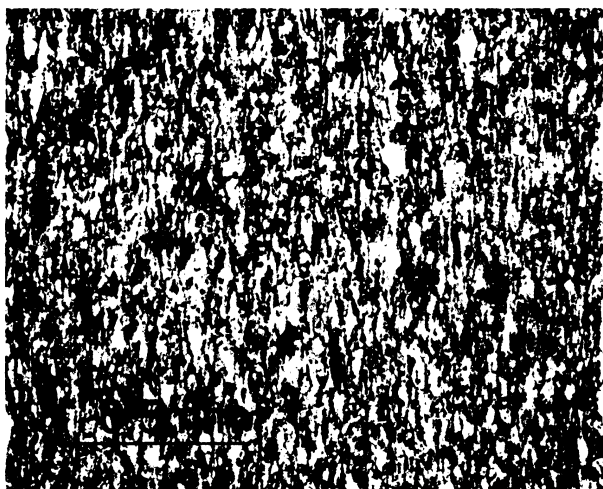
Rozhraní břidlic a drob je pronikáno s foliací paraleními žilkami silicitů, které obahují v tomto případě větší množství kalcitu. Karbonáty jsou přítomny také v matrix drob a břidlic, vykazují silné undulózně zháší, naznačující, že většina zrn vznikla před deformací horniny.

V hornině jsou hojné silně stlačené útržky tmavých břidlic, uzavírané v deformovaných drobách. Na tomto výbruse je patrný další nárůst objemu a délky klivážových domén s anastomózní až paralelní geometrií, vyvinuta je zde disjunktivní kliváž.

V horninách domény 2 dále na JV je v klivážových plochách přítomen chlorit a epidot, indiukující nárůst metamorfózy v porovnání s doménou 1.

JH137 (obr. 20). Hlavními minerály této metadroby jsou křemen, plagioklas, sericit, klastický amfibol, nahrazovaný aktinolitem a biotit, akcesoricky jsou přítomny rudní minerály, chlorit a apatit.

Biotit je přítomen ve větším množství a je částečně je chloritizován, přičemž větší zrna jsou klastická. Sericit je rozptýlen v matrix, výrazně usměrněn v plochách kliváže. Klasy amfibolu jsou nahrazovány chloritem, aktinolitem a místy epidotem, který tvoří i větší hypidiomorfní zrna. Porfyroklasty jsou tvořeny křemenem a většinou lamelovaným plagioklasem.

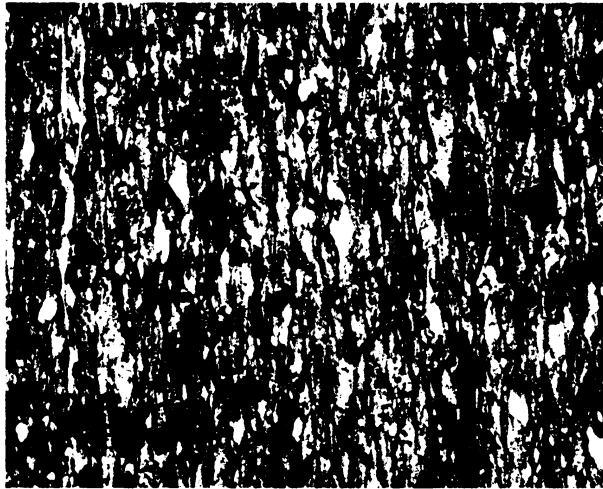


Obr. 20. Silně deformovaná metadroba metamorfovaná ve facii zelených břidlic, Horní Bezděkov, doména 3.

Tato hornina je již silně deformovaná, velmi hustě foliovaná, klivážové domény jsou téměř rovné a velmi početné, kliváž přechází z disjunktivní do kontinuální. Droba byla metamorfována v podmínkách facie zelených břidlic, v hornině je přítomen stabilní chlorit, aktinolit a epidot.

JH139 (obr. 21). V této metadrobě s vulkanogenní příměsí jsou hlavními minerály křemen, plagioklas, biotit, muskovit a chlorit, akcesoricky je přítomen epidot, amfíbol, titanit nebo mikroklin.

V hornině je hojný částečně aktinolizovaný epidot, dokumentující původně zvýšené množství amfíbolu. Jehličkovitý aktinolit, vzniklý rekrystalizací obecného amfíbolu roste také v tlakových stínech za porfyroklasty křemene a živců. V drobě jsou přítomny také útržky prachovců, černých břidlic a převážně paprscitě rekrystalizovaných vulkanických skel.



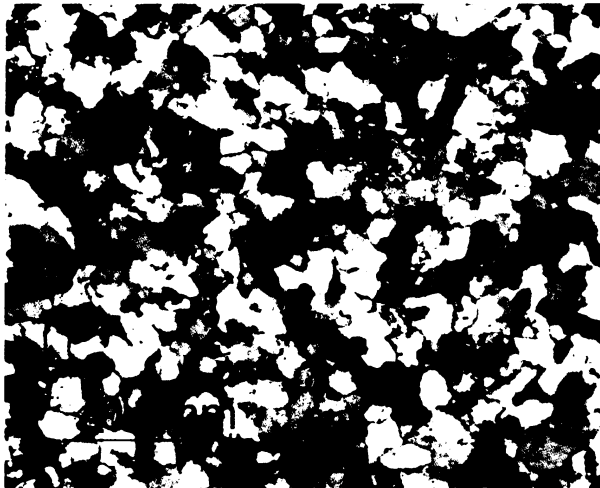
Obr. 21. Silně deformovaná vulkanogenní metadroba metamorfovaná ve facii zelených břidlic, Malé Kyšice, doména 3.

Tato hornina je podobně jako předchozí vzorek silně deformována a metamorfována v podmínkách facie zelených břidlic se stabilním biotitem, epidotem a aktinolitom. V silně vyvinuté, kontinuální kliváži, definované protaženými útržky prachovců a deformovaných lupínků biotitu, dochází k rotaci na okrajích rekrystalovaných křemenných a živcových porfyroklastů.

JH28 (obr. 22). Tento výbrus pochází z ordovických hornin, jedná se o bazální křemenec. Hlavní minerály tvoří z 95% křemen, z 2–3% karbonát, akcesoricky jsou přítomny rudní minerály a turmalín.

Křemenná zrna s velikostí kolem 0,2–0,3 mm vykazují většinou slabé undulózní zřášení, jsou hypidiomorfní, prakticky není přítomna žádná matrix nebo tmel. Kalcit se vyskytuje v podobě sekundárních, zakalených, pseudomorfních zrn, které nahrazují starší minerál.

V kontrastu s předchozími výbrusy, není ve vzorku z paleozoických hornin kliváž vyvinuta vůbec.



Obr. 22. Nedeformovaný ordovický křemenec bez vyvinuté kliváže, Hýskov, barrandienské paleozoikum.

5.4. Výsledky mikrostrukturní analýzy

Mikrostrukturní analýza prokázala výrazný gradient ve vývoji kliváže v proterozoických horninách, jejíž intenzita stoupá od SZ směrem k JV. Dominantním mechanismem vývoje této nízkoteplotní kliváže je tlakové rozpouštění. Gradient byl zaznamenán také v intenzitě metamorfózy, kdy dochází k přechodu z oblastí nemetamorfovaných hornin (doména 1 a sv. část domény 2) do výšeteplotních oblastí se stabilním chloritem, epidotem a aktinolitem v jv. části domény 2 a v doméně 3, odpovídající metamorfóze v podmínkách nižší facie zelených břidlic. Intenzita metamorfózy je podporována prací Suchého et al. (2007), ve které byly v této oblasti během kadomské orogeneze stanoveny metamorfnní podmínky za teplot mezi 250–350°C na základě mikrostruktur a metodou apatitových štěpných stop („*apatite fission-track*“). V ordovických horninách nebyly nalezeny důkazy pro metamorfózu a kromě slabého undulózního zřášení křemenů ani pro deformaci podobnou deformaci v proterozoických horninách.

6. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)

6.1. Úvod

Anizotropie magnetické susceptibility je metoda pro nepřímé určování přednostní orientace minerálů v hornině (Hrouda, 1982; Tarling a Hrouda, 1993). Magnetická susceptibilita je tenzor druhého řádu, který popisuje lineární vztah mezi indukovanou magnetizací horniny v aplikovaném magnetickém poli:

$$M_1 = k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3$$

$$M_2 = k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3$$

$$M_3 = k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3$$

kde M_i ($i = 1, 2, 3$) jsou složky magnetizačního vektoru, H_j ($j = 1, 2, 3$) jsou složky vektoru intenzity magnetického pole a k_{ij} jsou magnetické susceptibility, bezrozměrné konstanty úměrnosti (Hrouda, 1982). Složky k_{11} , k_{22} , k_{33} se označují jako maximální (k_1), střední (k_2), a minimální (k_3) hlavní susceptibilita.

Průměrná susceptibilita, vyjádřená jako $k_{\text{bulk}} = (k_1+k_2+k_3)/3$ odráží obsah magnetických minerálů v hornině a je sumou jednotlivých příspěvků feromagnetických, paramagnetických a diamagnetických komponent. V důsledku Brownova pohybu jsou v látkách chaoticky rozptýlené jejich magnetické momenty, které se po zavedení magnetického pole usměrňují. Takto usměrněné magnetické momenty diamagnetických minerálů jako křemene nebo živců se orientují proti směru magnetického pole a mají tudíž slabě zápornou susceptibilitu. Paramagnetické minerály, jako biotit, chlorit nebo amfibol mají slabě pozitivní susceptibilitu, feromagnetické minerály sensu lato jako magnetit nebo hematit mají kladnou susceptibilitu o několik řádů vyšší než paramagnetické minerály. Celková susceptibilita tudíž vypovídá o tom, jestli jsou nositeli AMS v horninovém vzorku paramagnetické, feromagnetické nebo obě skupiny minerálů. Pro detailní identifikaci nositelů

AMS jsou nicméně nutná měření variací susceptibility v závislosti na teplotě (Hrouda et al., 1994).

Geometrickou interpretací tenzoru susceptibility je trojosý elipsoid s hlavními osami $k_1 > k_2 > k_3$ (Hrouda, 1982). Jeho orientace vzhledem k zeměpisným souřadnicím pak odpovídá orientaci magnetické stavby, jako např. směru magnetické lineace (k_1) nebo pólu magnetické foliace (k_3).

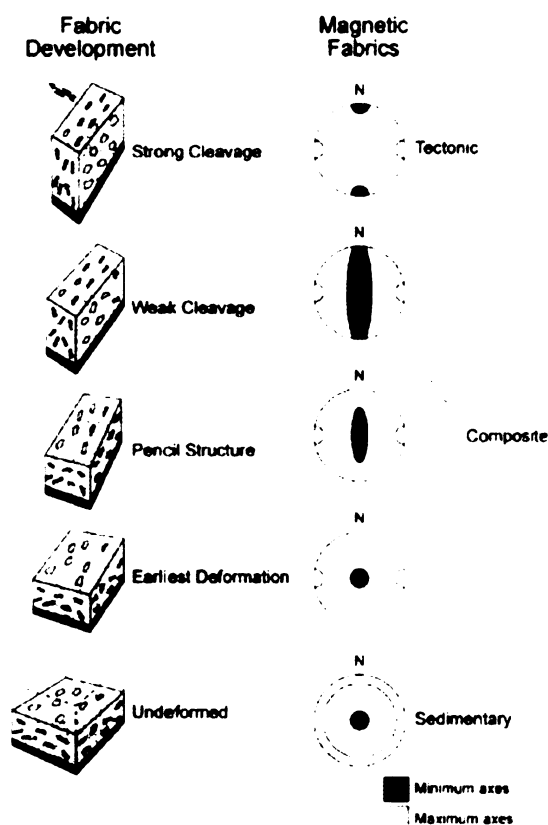
Jako doplněk k informaci o orientaci AMS elipsoidu byly zavedeny některé statistické parametry k dalšímu popisu magnetických staveb. Parametr P, vyjádřený jako $P = k_1/k_3$, (Nagata, 1961) a označovaný jako stupeň anizotropie odráží excentricitu AMS elipsoidu, a tudíž vyjadřuje intenzitu přednostní orientace magnetických minerálů v hornině. Čím je parametr P vyšší, tím silnější je přednostní orientace. Parametr T, vyjádřený jako $T = 2\ln(k_2/k_3)/\ln(k_1/k_3) - 1$ (Jelínek, 1978), vypovídá o tvaru AMS elipsoidu. Pokud $-1 < T < 0$, magnetický elipsoid je prolátní (lineární stavba), pokud $0 < T < 1$, elipsoid je oblátní (planární stavba).

Pro grafické vyjádření různých parametrů, jako je tvar magnetického elipsoidu, stupeň anizotropie, intenzita magnetické stavby apod. se používá Flinnův (Flinn, 1962), Woodcockův (Woodcock, 1977), nebo Jelínkův diagram (Jelínek 1981).

6.2. AMS a deformace sedimentárních hornin

Anizotropie magnetické susceptibility může velmi dobře dokumentovat progresivní vývoj tektonických staveb v sedimentech, které mezoskopicky nejeví žádné známky deformace. Díky anizotropii téměř všech hornin, jednoduchosti metody a citlivosti i na malé deformace je tato metoda vhodná pro určování kinematické historie v deformovaných vzorcích, které neobsahují žádné jiné deformační indikátory (Parés et al., 1999).

Ze studií AMS v sedimentech byl vypracován model šesti stádií vývoje magnetické stavby během progresivní deformace (obr. 23; Ramsay a Huber, 1983; Parés et al., 1999; Chadima et al., 2006).



Obr. 23. Sekvence vývoje magnetických staveb sedimentárních hornin při progresivní deformaci (Parés et al., 1999).

1. stádium: V deformaci nepostižených sedimentech je magnetická foliace paralelní s vrstevnatostí a magnetická lineace (pokud je přítomna) je paralelní se směrem proudu, aktivního během sedimentace. Méně často může být magnetická lineace kolmá na směr proudění. Stupeň AMS je relativně nízký a AMS elipsoid je převážně oblátní (Hamilton - Rees, 1970).

2. stádium: Během zkracování kolmého na vrstevnatost, během diagenetické kompakce, se zvyšuje stupeň AMS a oblátnost AMS elipsoidu, zatímco magnetická foliace a

lineace si zachovávají svoji orientaci (Chadima, 2006; Hrouda a Ježek, 1999). Při zkracování nebo jednoduchém stříhu paralelním s vrstevnatostí stupeň AMS klesá a původně planární magnetická stavba přechází do více trojosé nebo dokonce lineární podoby. Magnetická lineace se postupně odchyluje ze směru proudění do směru maximálního napětí, magnetická foliace setrvává paralelně s vrstevnatostí (Hrouda - Ježek, 1999).

3. stádium: Magnetické stavby hornin, které prošly silnější deformací za vzniku stébelnaté textury („*pencil structure*“), jsou charakteristické neutrálními až prolátními AMS elipsoidy, magnetickými lineacemi paralelními se stébelnatými strukturami v hornině a póly magnetických foliací seskupenými do pásů kolmých k magnetickým lineacím. Tato magnetická stavba představuje kombinaci sedimentárních a tektonických staveb (Kissel, 1986).

4. stádium: Stupeň slabé kliváže je charakteristický jasně rozpoznatelnou kliváží na výchoze, středně až silně vyvinutými pásy pólů magnetické foliace a magnetickou lineací paralelní s intersekcí vrstevních a klivážových ploch. Stupeň AMS je střední a AMS elipsoid má stále prolátní nebo neutrální tvar.

5. stádium: Magnetické stavby hornin, které prošly silnou deformací, typicky vyvinuté v horninách s klivážovou břidličnatostí, jsou charakteristické vysokým stupněm AMS, silně oblátními AMS elipsoidy, magnetickými foliacemi paralelními s vrstevnatostí a magnetické lineace seskupené paralelně s intersekčními liniemi vrstevních a klivážových ploch.

6. stádium: Stupeň silné kliváže s lineacemi protažení je charakteristický magnetickou foliací paralelní s klivážovou břidličnatostí a magnetickými lineacemi kolmými k vrstevnatosti. Stupeň AMS je silný a AMS elipsoid je středně oblátní (Chadima, 2006).

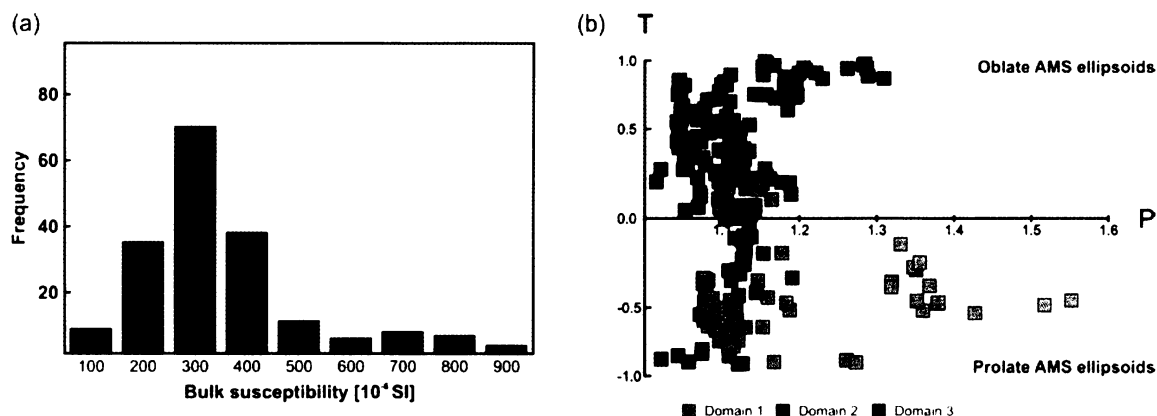
6.3. Metodologie

Orientované vzorky na AMS (válece s průměrem 2,5 cm) byly odvrtny pomocí přenosné benzínové vrtačky. V blízkosti každého vzorku byly změřeny orientace všech mezoskopických planárních i lineárních staveb. Měření magnetické susceptibility bylo provedeno pomocí kapamůstku KLY-3S ve firmě AGICO a.s. v Brně. Měření probíhá ve střídavém magnetickém poli 425 A/m při frekvenci 875 Hz, s detekčním limitem 4×10^{-8} SI (Jelínek - Pokorný, 1997). Data byla vyhodnocena a statisticky zpracována pomocí počítačového programu ANISOFT (Hrouda et al., 1990; www.agico.com).

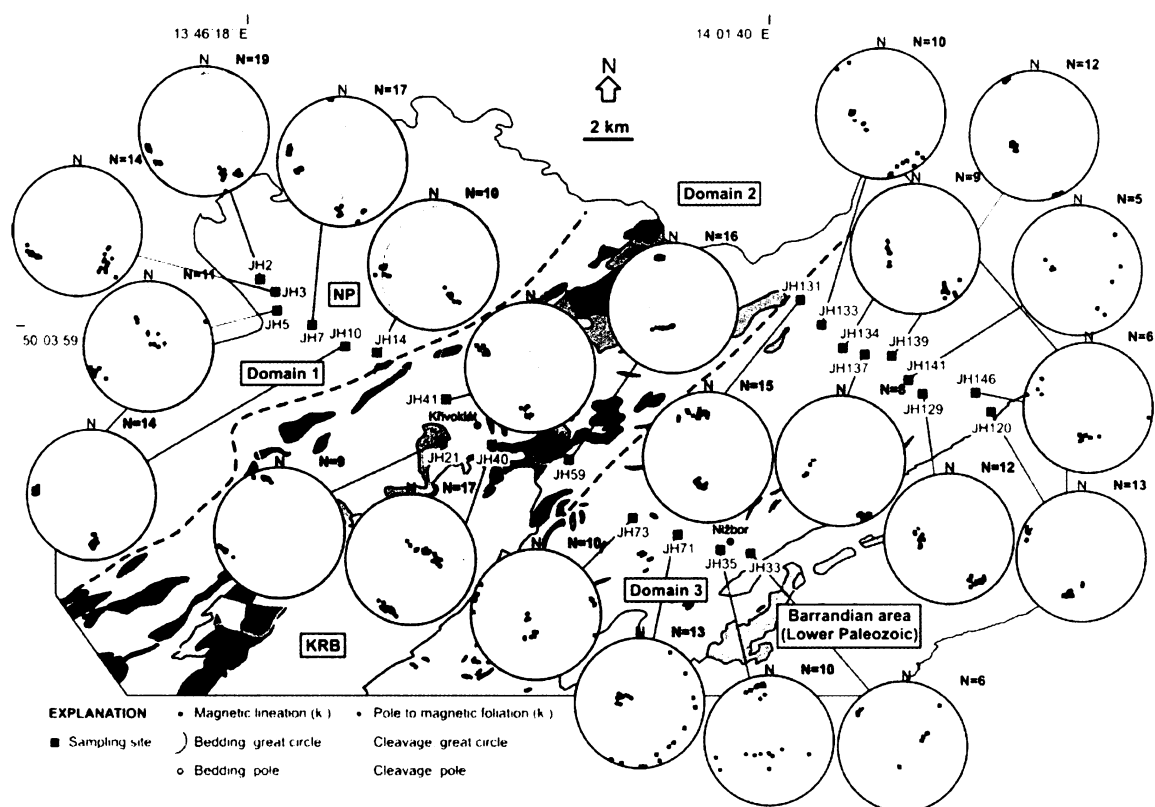
6.4. Popis měření

Ve studované oblasti bylo pro AMS odebráno celkem 67 vzorků z 23 lokalit v neoproterozoických horninách, podél Rakovnického potoka, Loděnice a Berounky. Bylo odebráno také několik vzorků z ordovických křemenců u Berouna, nicméně všechny vzorky vykazovaly velké chyby při měření. Takto velké chyby neodpovídaly kritériím pro použitelnost vzorků, a proto byla tato data vyřazena.

Celková susceptibilita u všech vzorků se pohybovala v řádu 10^{-4} (obr. 24a), což naznačuje, že nositeli magnetické stavby jsou paramagnetické minerály. V tomto případě se jedná pravděpodobně o biotit a chlorit. Orientace magnetických foliací a lineací (obr. 25), stupeň anizotropie a tvar AMS elipsoidu se liší v jednotlivých strukturních doménách 1, 2, a 3, a proto budou podle nich také postupně popisovány.



Obr. 24. (a) Histogram celkové susceptibilitě. (b) Stupeň anizotropie a tvar AMS elipsoidu pro domény 1, 2, 3 vynesené v Jelínkové diagramu (Jelínek, 1981).

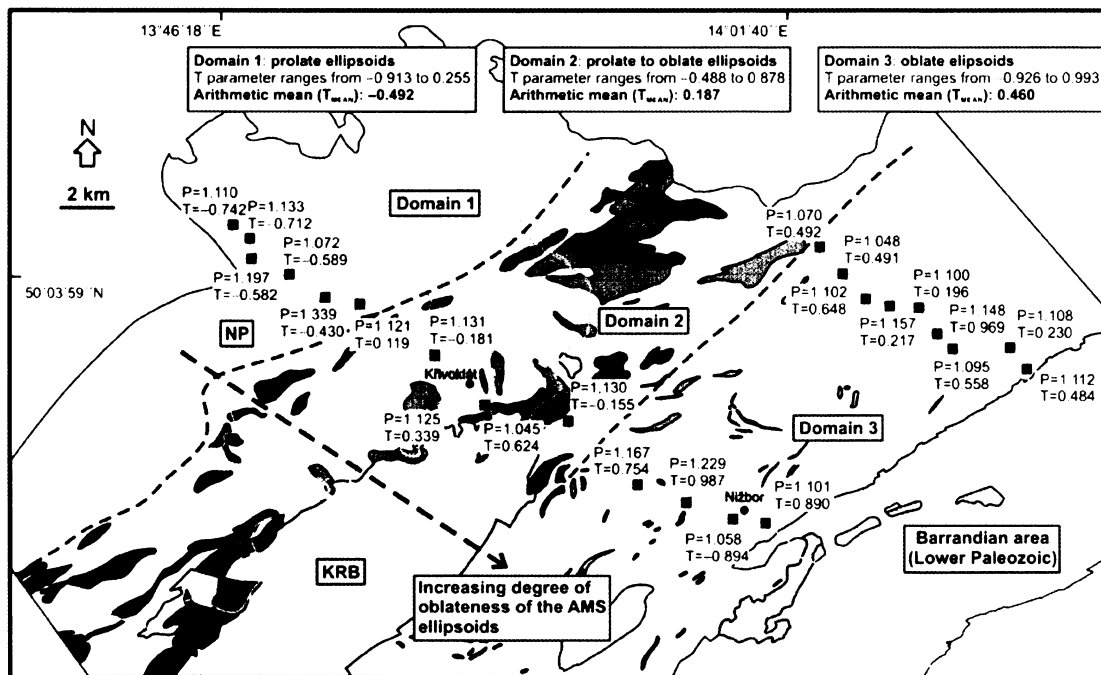


Obr. 25. Magnetické lineace a póly magnetických foliací na jednotlivých AMS lokalitách.

6.4.1. Doména 1

Stupeň anizotropie hornin se v této doméně pohybuje mezi 7 a 55% s průměrnou hodnotou 16%, tvarový parametr T v rozmezí mezi $-0,91$ a $0,25$. AMS elipsoidy mají prolátní, pouze v několika případech přibližně neutrální trojosý tvar (obr. 24b; obr. 26).

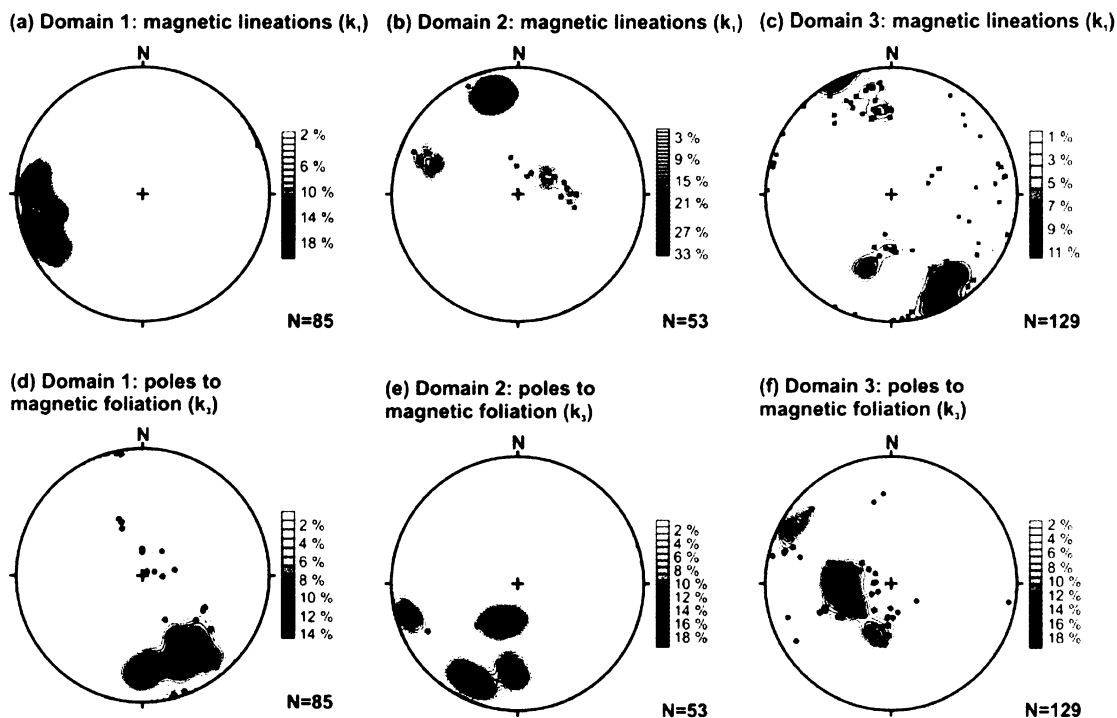
Magnetické foliace upadají většinou k SZ pod úhlem 45° – 80° , magnetické lineace směřují homogenně k Z až ZJZ pod úhlem 10° – 30° (obr. 25; obr. 27a, d; obr. 28).



Obr. 26. Parametry P a T vynesené v mapě studované oblasti s vyznačeným trendem zplošťování AMS elipsoidu.

6.4.2. Doména 2

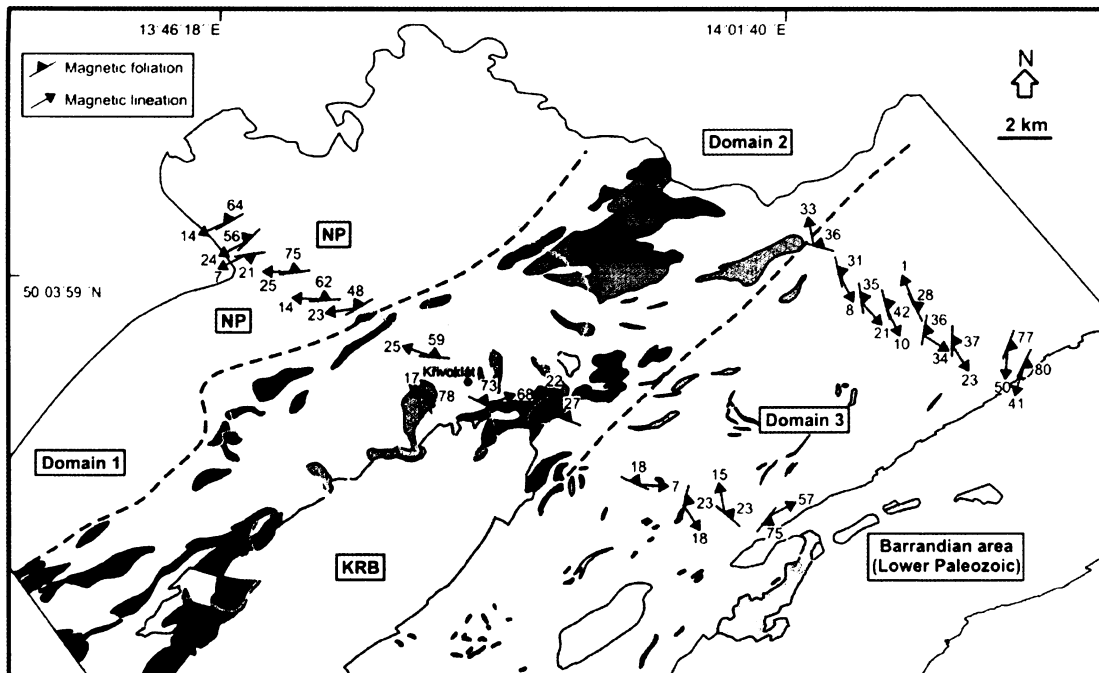
V doméně 2 se stupeň anizotropie hornin pohybuje mezi 4 a 19% s průměrnou hodnotou 10%. Tvarový parametr T nabývá hodnot v rozmezí mezi $-0,48$ a $0,88$, přičemž AMS elipsoidy mají nejčastěji neutrální až slabě oblátní tvar (obr. 24b; obr. 26). Magnetické foliace upadají většinou k SV pod úhlem 20° – 60° , magnetické lineace mají větší rozptyl a směřují k SZ až SV pod úhlem 15° – 30° nebo 50° – 70° (obr. 25; obr. 27b, e; obr. 28).



Obr. 27. Magnetické lineace (a) doména 1, (b) doména 2, (c) doména 3. Póly magnetických foliací (d) doména 1, (e) doména 2, (f) doména 3.

6.4.3. Doména 3

V doméně 3 má anizotropie hornin hodnoty mezi 1,5 a 31% s průměrnou hodnotou 12%. Tvarový parametr T nabývá hodnot v rozmezí mezi 0,34 a 0,88, AMS elipsoidy tedy mají pouze oblátní tvar (obr. 24b; obr. 26). Magnetické foliace upadají většinou přibližně k V s variabilními sklonem. Magnetické lineace mají velký rozptyl a směřují do všech směrů pod malým úhlem (0° – 30°). menší část dat odpovídá sklonu 40° – 60° (obr. 25; obr. 27c, f; obr. 28).



Obr. 28. Orientace průměrných magnetických foliací a lineací na jednotlivých lokalitách studované oblasti.

6.5. Regionální trendy AMS ve studované oblasti

V celé studované oblasti se stupeň anizotropie pohybuje od téměř izotropní až po 58% ($P=1,583$), přičemž většina vzorků vykazuje anizotropii kolem 13%. V rámci studované oblasti nebyl zjištěn žádný výrazný gradient stupně anizotropie P (obr. 26). Tvar AMS elipsoidu (parametr T) se však výrazně mění od SZ k JV. Při porovnání jednotlivých skupin dat v mapě nebo PT diagramu (obr. 26; obr. 24) je směrem od domény 1 k doméně 3 patrný přechod od prolátních elipsoidů (doména 1) přes neutrální až slabě oblátní (doména 2) až po výrazně oblátní (doména 3). Magnetické stavby také velmi dobře korespondují s mezoskopickými stavbami, magnetické foliace mají shodné orientace jako vrstevnatosti, příp. kliváže, a magnetické lineace mají orientace podobné lineacím naměřeným na výchoze (obr. 7; obr. 25).

7. Diskuse

Interpretace vztahů kadomských a variských deformací v TBJ nebyly vždy v různých studiích jednoznačné. Různí autoři zastávali mnohdy opačná stanoviska a ne vždy byla jednotlivá vysvětlení jedinými možnými interpretacemi předkládaných dat. Data prezentovaná v této práci umožňují ve studované oblasti jednoznačné odlišení prevariských a variských deformací. V následující diskusi je interpretován strukturní vývoj studované oblasti a příslušnost různých deformačních struktur k jednotlivým geotektonickým cyklům zaznamenaným v této oblasti od neoproterozoika až po konec paleozoika.

7.1. Kadomské deformace

Pro jednoznačné určení kadomského stáří deformačních struktur bylo použito několika kritérií:

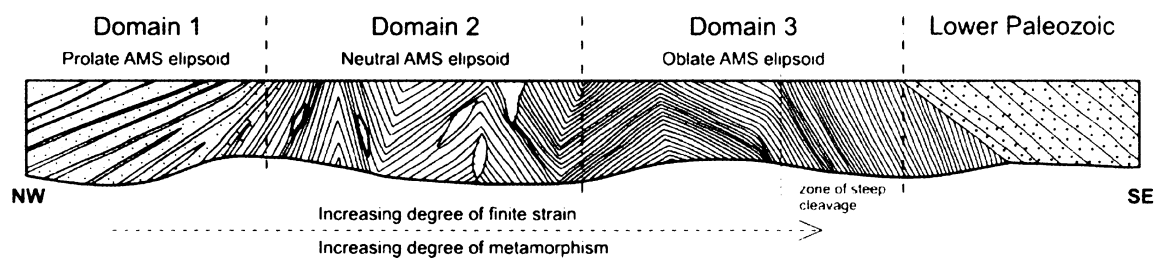
(a) Úhlová diskordance mezi neoproterozoickými a střednokambrickými, případně ordovickými sedimenty na výchozech (obr. 12a), kde je silně vyvinutá kliváž přítomna pouze v proterozoických horninách a je mladšími sedimenty diskordantně sekána. V mladších nadložních, diskordantně uložených sedimentech není kliváž vyvinuta vůbec. Současně je v jv. části studované oblasti kliváž v proterozoických břidlicích vyvinuta v podmínkách nižší facie zelených břidlic a na takto metamorfovaných horninách spočívají zcela nemetamorfované paleozoické sledy.

(b) Kliváž v neoproterozoických horninách je pronikána ryolitovými žilami pravděpodobně ? kambro-ordovického stáří bez vyvinuté kliváže (obr. 12b, d). Žíly kliváž diskordantně protínají, kliváž je vyvinuta také v xenolitech proterozoických hornin uvnitř žil (obr. 12c).

(c) Úhlové vztahy dokumentují diskordanci mezi neoproterozoickými a paleozoickými sedimenty v mapovém měřítku. Strukturní analýza odhalila výrazný úhlový

rozdíl mezi směry vrstevnatostí a kliváží v proterozoických horninách a ve spodnopaleozoických sedimentech (obr. 7).

Na základě naměřených dat byly ve studované oblasti rozlišeny 3 kontrastní strukturní domény s rozdílnou intenzitou deformace a metamorfózy (obr. 29). **Doména 1** je nejméně metamorfovanou a deformovanou oblastí, s dominantním mechanismem vrásnění ohybovým skluzem, za současného vzniku vrstevní kliváže v nekompetentních vrstvách a V–Z lineací. Mikrostrukturní analýzou byla prokázána nízkoteplotní kliváž tlakového rozpouštění, místy dochází k růstu syntektonického biotitu a chloritu v tlakových stínech. Této deformaci odpovídají rovněž prolátní tvary AMS elipsoidu (obr. 24b). **Doména 2** je charakteristická heterogenní deformací a vznikem převážně V–Z kliváže, která je v této oblasti téměř kontinuální a horniny jsou intenzivně přepracovány. Na klivážových plochách dochází v mnoha případech k růstu biotitu a chloritu a rostoucí deformace se projevuje neutrálními AMS elipsoidy (obr. 24b). **Doména 3** je nejvíce deformovaná a metamorfóza dosahuje podobně jako v doméně 2 podmínek nižší facie zelených břidlic. Horniny vykazují pervazivní kontinuální SV–JZ kliváže, na jejich plochách dochází k růstu syntektonického epidotu a aktinolitu. Další nárůst deformace v této doméně je reprezentován oblátními AMS elipsoidy (obr.24b).



Obr. 29. Schematický interpretativní profil podél linie A–B, vyznačený v mapě studované oblasti (viz obr. 6)

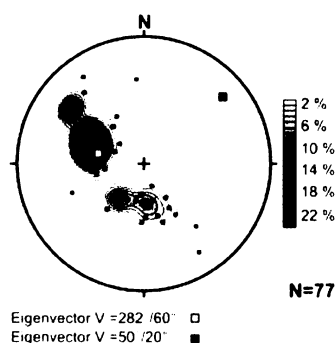
Uvedené strukturní domény lze interpretovat jako 3 rozdílné krustální řezy, ve kterých dochází k nárůstu deformace a metamorfózy směrem k JV (obr. 29). Charakter kontaktů mezi

jednotlivými doménami je však nejasný. První možností, která by vysvětlovala rozdílnou intenzitu metamorfózy, je translace podél zlomů krustálního měřítka, které by umožnily vertikální přesunutí původně různě hlubokých segmentů na úroveň dnešního denudačního řezu. Tyto zlomy však nebyly ve studované oblasti v rámci této práce nalezeny. Druhou možností je naklonění krustálního segmentu (zahrnujícího všechny 3 domény) k SZ během kadomské orogeneze, např. v rameni megavrásy. Mechanismus vzniku metamorfního a deformačního gradientu však bude předmětem dalšího studia.

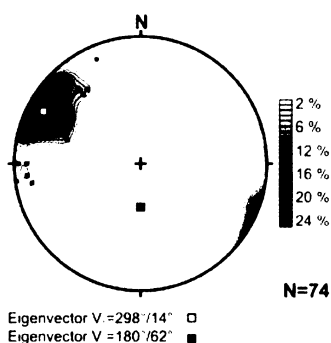
7.2. Variské deformace

Variské deformace mohou být jednoznačně určeny v horninách spodního paleozoika na JV studované oblasti a jsou charakteristické jednoduchým vrásněním s průměrnou vrásovou osou 246/1 (spočítanou jako vlastní vektor v_3 v ordovických sedimentech; obr. 7). Toto vrásnění odpovídá cca SV–JZ zkrácení a způsobilo monoklinální úklon vrstev ordoviku směrem k JV a násuny metrového měřítka v kambrických horninách. Podél sz. okraje barrandienského paleozoika (v příkontaktové, cca 2 km široké zóně v doméně 3 byla kadomská kliváž varisky reorientována (obr. 7; obr. 30a, b). Tato rotace byla testována oddeformováním strmé kliváže v proterozoických horninách (obr. 30b) podél kontaktu s paleozoikem podle průměrné osy 246/1 o průměrný sklon ordovických vrstev 36° . Výsledkem rotace bylo získání stejných směrů jako v oblastech s plošší kliváží v doméně 3 mimo dosah variské reorientace (obr. 30c, a).

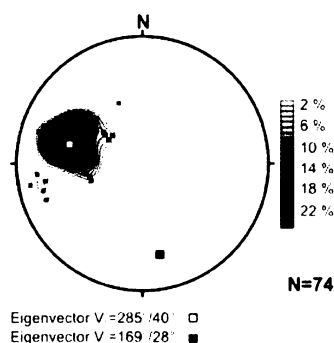
(a) Domain 3: flat-lying to moderately dipping cleavage (poles)



(b) Domain 3: steep cleavage (poles) along the Paleozoic margin



(c) Domain 3: steep cleavage (poles) along Paleozoic margin after unfolding (36° anti-clockwise rotation around average Variscan fold axis 256°/1°)



Obr. 30. (a) Orientace plochých až středně strmých kliváží v doméně 3. (b) Orientace strmých kliváží při kontaktu s paleozoikem. (c) Přepočtené orientace strmých kliváží při kontaktu s paleozoikem po oddeformování.

Reorientace kadomské kliváže je možná i v jiných částech studované oblasti, např. v doméně 2 v okolí kontaktu s kambrickými sedimenty, pro test rotace však není v uvedených oblastech dostatek reprezentativních lokalit.

Dalším projevem variské deformace v proterozoických horninách jsou kontrakční pásy zalomení, vznikající křehce duktilní deformací, které jsou naloženy na preexistující výšeteplotní kadomskou kliváž. V případě pásů zalomení se jedná o nižeteplotní deformaci oproti kadomské kliváži z důvodu nepřítomnosti syntektonicky narostlých minerálů v osních rovinách těchto pásů. Prozatím jediným kritériem pro určení variského stáří pásů zalomení je orientace jejich osních rovin, která odpovídá sz.–jv. zkrácení pro pásy zalomení vyvinuté v ploché až střední i strmé kliváži (obr. 11, a, b), které je shodné se zkrácením v paleozoických horninách. Tomuto zkrácení odpovídá i orientace velkých krokvicových vrás na obr. 14.

7.3. Shrnutí strukturního vývoje ve studované oblasti

V dřívějších studiích převažují dva hlavní názory na geotektonický vývoj TBJ během kadomské orogeneze s různou polaritou subdukční zóny a různou pozicí samotné TBJ (viz kapitola 2.4.). Na základě pouze studia kadomských deformačních struktur nebylo zatím

možné jednoznačně určit, zda jde o deformace v akrečním prizmatu nebo o inverzi zaobloukové pánve. V této práci byl nicméně přejat geotektonický model podle Slámy et al. (2008) s pozicí subdukční zóny na SZ s přínosem kontinentálního materiálu ze zdrojové oblasti na JV (obr. 5a). Během kadomského vrásnění došlo k jednoduchému zvrásnění svrchní části kůry (doména 1; obr. 30), zatímco ve větších hloubkách k homogennímu přepracování v nižší facii zelených břidlic (doména 2, 3; obr.30). Deformační gradient od SZ k JV studované oblasti je navíc podpořen zplošťováním AMS elipsoidu tímto směrem (obr. 26). Více metamorfované domény byly ještě před ukončením kadomské orogeneze exhumovány.

Během středního kambia až středního oroviku došlo v TBJ k extenzi (transtenzi), při které byly již na proterozoické horniny exhumovaných domén ukládány sedimenty nově vzniklých pánví. Transtenze je dokumentována výlevy subaerických vulkanitů a intruzí kyselých žil sz.–jv. směru křivoklátsko–rokycanského pásma (kambro-ordovická extenze není předmětem této práce).

Během variské orogeneze se saxothuringická subdukce oceánské kůry a následná kontinentální kolize, probíhající od středního devonu, projevila ve studované oblasti jednoduchým zvrásněním paleozoických hornin, v některých částech na kontaktu s paleozoikem také reorientacemi proterozoických kliváží a vznikem kontrakčních pásů zalomení a krokvicovitých vrás v proterozoických horninách nejvíce postižených kliváží (doména 2, 3).

8. Závěry

1. Na základě strukturní a mikrostrukturní analýzy a anizotropie magnetické susceptibility byly ve studované oblasti definovány 3 strukturní domény sv.–jz. směru.
2. Ve vývoji kliváže a metamorfózy byl zjištěn výrazný gradient od slabého stupně na SZ studované oblasti směrem do míst se silnější deformací a nízkoteplotní metamorfózou v nižší facii zelených břidlic na JV. Nárůst deformace je dokládán zplošťováním AMS elipsoidu a nárůstem intenzity kliváže v meso- i mikroměřítku, vyšší stupeň metamorfózy na JV dokládá růst epidotu a aktinolitu, stabilních v podmínkách facie zelených břidlic.
3. Kliváž i metamorfóza byly na základě diskordantních vztahů s nadložními paleozoickými sedimenty a intruzivních kontaktů s mladšími vulkanity pravděpodobně křivoklátsko–rokycanského pásma určeny jako kadomské.
4. Během kadomské deformace došlo také k exhumaci více metamorfovaných a deformovaných domén podél zlomů krustálního měřítko nebo nakloněním většího korového segmentu směrem k SZ.
5. Kambroordovický rifting se projevil extenzí spjatou s výlevy vulkanitů a intruzí kyselých žil, v této práci však tento cyklus nebyl podrobněji studován.
6. Variská orogeneze se projevila jednoduchým zvrásněním paleozoických hornin, reorientací proterozoických kliváží v blízkosti kontaktů s paleozoikem a vznikem kontrakčních pásů zalomení a krokvicovitých vrás v doménách 2 a 3 se silně vyvinutou kliváží.

9. Použitá literatura

- Balé, P., Brun, J. P., 1989. Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *Journal of Structural Geology* 11, 391-405.
- Borradaile, G. J., Bayly, M. B., Powellet, C. A., 1982. *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*, Springer-Verlag, Berlin; New York, 551 str..
- Borradaile, G. J., 2003. *Statistics of Earth Science Data : Their Distribution in Time, Space and Orientation*. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany. 351 str.
- Cosgrove, J. W., 1989. Cleavage, folding and the finite strain ellipsoid. *Proceedings of the Geologists' Association*, 100, 461-479.
- Dallmeyer, R. D., Urban, M., 1998. Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Geologische Rundschau* 87, 94-106.
- Dörr, W., Zulauf, G., Fiala, J., Franke, W., Vejnar, Z., 2002. Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá–Barrandian unit - a correlation of U–Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). *Tectonophysics* 352, 65-85.
- Drost, K., U. Linnemann, McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, Ch., Marek, J., 2004. New data on the Neoproterozoic - Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences* 93, 742-757.
- Fatka, O., Gabriel, Z., 1991. Microbiota from siliceous stromatolitic rocks of the Barrandian Proterozoic (Bohemian Massif). *Časopis pro mineralogii a geologii* 36, Praha, 143-148.
- Fiala, F., 1978. Proterozoic and Early Paleozoic volcanism of the Barrandian-Železné hory Zone. *Sborník geologických věd, Geologie* 31, Praha, 71-90.

- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geological Society of London* 118, 385-433.
- Gay, N., 1968. Pure shear and simple shear deformation in inhomogeneous, viscous fluid. *Theory. Tectonophysics* 5, Amsterdam, 211 – 234.
- Gradstein, F., Ogg, J., 1996. A Phanerozoic time scale. *Episodes* 19, number 1,2.
- Hamilton, N., Rees, A.I., 1970. Magnetic fabric of sediments from the shelf at La Jolla (California). *Marine Geology* 9, 6-11.
- Hancock, P. L., 1972. The analysis of en echelon veins. *Geological Magazine* 109, 269-276.
- Harker, A., 1886. On slaty cleavage and allied rock structures, with special references to the mechanical theories of their origin. *Report of the British Association for the Advancement of Science 1885*, 813 – 852.
- Holub, F. V., Cocherie, A., Rossi, P., 1997. Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of the thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences - Earth and Planetary Science* 325, 19-26.
- Holubec, J., 1966. Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the core of the Bohemian Massif (The Teplá Barrandian Region). *Rozpravy ČSAV* 76, 1-62.
- Holubec, J., 1995. Structure (of the Teplá Barrandian Zone), in Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K., *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 392-397.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37-82.
- Hrouda F., 1990. Balík programů Anisoft.

- Hrouda, F., Melka, R., Schulmann, K., 1994. Periodical changes in fabric intensity during simple shear deformation and its implications for magnetic susceptibility anisotropy of sedimentary and volcanic rocks. *Acta Universitates Carolinae* 38, 37–56.
- Hrouda, F., Ježek, J., 1999. Theoretical models for the relationship between magnetic anisotropy and strain: effect of triaxial magnetic grains. *Tectonophysics* 301, 183-190.
- Cháb, J., Pelc, Z., 1968. Lithology of Upper Proterozoic in the NW limb of the Barrandian area. *Krystalinikum* 6, Praha, 141-167.
- Cháb, J., 1978. Návrh litostratigrafické a litologické terminologie pro svrchní proterozoikum tepelsko–barrandienské oblasti. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 53, 43-60. Praha.
- Chadima, M., Hrouda, F., Melichar, R., 2006. Magnetic fabric study of the SE Rhenohercynian Zone (Bohemian Massif): Implications for dynamics of the Paleozoic accretionary wedge. *Tectonophysics* 418, 93-109.
- Chaloupský, J., Chlupáč, I., Mašek, J., Waldhausrová, J., Cháb, J., 1995. Stratigraphy of the Teplá Barrandian Zone (Bohemicum), in Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K., *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 379-391.
- Chauvel, J. J., Rabu, D., 1988. Brioverian in Central Brittany (The carbonate sediments), in Zoubek, V., Congé, J., Kozoukharov, H., Krautner, G., *Precambrian in younger fold belts*. Wiley, Chichester, 462-470.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z., 2002. *Geologická minulost České Republiky*. Academia, Praha, 436 str.
- Jakeš, P., Zoubek, J., Zoubková, J., Franke, W., 1979. Graywackes and metagraywackes of the Teplá – Barrandian proterozoic area. *Sborník geologických věd, Geologie* 33, Praha, 83-122.

- Jeffery, G., 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proceedings of the Royal Society of London*, London, 161–179.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica* 22, 50-62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 563-567.
- Jelínek, V., Pokorný, J., 1997. Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks. *Physics and Chemistry of the Earth* 22, 179-181.
- Kettner, R., 1917. Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. *Geologische Rundschau* 8, Leipzig, 169-188.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T.Q., 1986. Magnetic fabric in 'underformed' marine clays from compressional zones. *Tectonics* 5, 769-781.
- Konzalová, M., 1981. Some Late Precambrian microfossils from the Bohemian Massif and their correlation. *Precambrian Research* 15, 43-62.
- Kříbek, B., Pouba, Z., Skoček, V., Waldhausrová, J., 2000. Neoproterozoic of the Teplá-Barrandian Unit as a part of the Cadomian orogenic belt: A review and correlation aspects. *Věstník českého geologického ústavu* 75, 175-196.
- Lang, M., 2000. Composition of Proterozoic Greywackes in the Barrandian. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 75, Praha, 205-216.
- March, A., 1932. Mathematische theorie der regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. *Zeitschrift für Kristallographie* 81, 285-297.
- Mašek, J., Zoubek, J., 1980. Návrh na vymezení a označování hlavních stratigrafických jednotek barrandienského proterozoika. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 55, Praha, 121-123.
- Mašek, J., 2000. Stratigraphy of the Proterozoic of the Barrandian area. *Věstník českého geologického ústavu* 75, 197-204.

- Melichar, R., 2004. Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. *Krystalinikum* 30, 167–187.
- Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo, 350 str.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., Strachan, R. A., D Lemos, R. A., Taylor, G. K., 1991. Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research* 53, 41-78.
- Owens, W., 1973. Strain modification of angular density distributions. *Tectonophysics* 16, Amsterdam, 249-261.
- Parés, J. M., van der Pluijm, B. A., Dinares-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1-14.
- Passchier, C. W., Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 325 str.
- Pin, C., Waldhausrová, J., 2007. Sm-Nd isotope and trace element study of the Late Proterozoic metabasalts ("spilites") from the Central Barrandian Domain (Bohemian Massif, Czech Republic), in Linnemann, U., Nance, R. D., Zulauf, G., and Kraft, P., *The Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian-Cadomian Belt, adjoining Cratons and the Rheic Ocean*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 423, 231-247.
- Powell, C., 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics* 58, Elsevier, Amsterdam, 21-34.
- Ramsay, J.G., Huber, M. I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology: 1. Strain Analysis*. Academic Press, London. 307 str.
- Röhlich, P., 1965. Geologische Probleme des mittelböhmischen Algonkiums. *Geologie* 14, Berlin, 373-403.
- Scheidegger, A. E., 1965. On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data. *USGS Professional Paper* 525, 164-167.

Schulmann, K., Urban, M., 1989. *Strukturní petrologie*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 1-302.

Sláma, J., Dunkley, D. J., Kachlík, V., Kusiak, M. A., 2008. Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U-Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif, *Tectonophysics*, in press.

Suchý, V., Sýkorová, I. Melka, K., Filip, J., Machovič, V., 2007. Illite „crystallinity“ maturation of organic matter and microstructural development associated with lowest-rade metamorphism of Neoproterozoic sediments in the Teplá-Barrandian unit, Czech Republic. *Clay Minerals* 42, 503-526.

Tarling, D. H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London, 217 str.

Torsvik, T. H., Smethust, M. A., Meert, J. G., Van der Voo, R., Kerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A., Walderhaugh, H. J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – A tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Reviews* 40, 229-258.

Waldhausrová, J., 1966. The volcanites of the Křivoklát-Rokycany Zone, in Fediuk, F., Fišera, M., *Paleovolcanites of the Bohemian Massif*, Praha, 145-151.

Woodcock, N. H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1231-1236.

Zoubek, V., Congé, J., Kozoukharov, D., Krautner, H. G., 1988. *Precambrian in younger fold belts*. Wiley, Chichester, 885 str.

Zulauf, G., 1994. Ductile normal faulting along the West Bohemian shear zone (Moldanubian/Teplá-Barrandian boundary) : evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan internides. *Geologische Rundschau* 83: 276-292.

Zulauf, G., Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., 1997. Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geologische Rundschau* 86, 571-587.

Zulauf, G., Schitter, F., Riegler, G., Finger, F., Fiala, J., Vejnar, Z., 1999. Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá–Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. *Zeitschrift des deutschen geologischen Gesellschaft* 150, 627-639.

Zulauf, G., Bues, C., Dörr, W., Vejnar, Z., 2002. 10 km minimum throw along the West Bohemian shear zone: evidence for dramatic crustal thickening and high topography in the Bohemian Massif (European Variscides). *International Journal of Earth Sciences* 91, 850-864.

Žák, J., Schulmann, K., Hrouda, F., 2005. Multiple magmatic fabrics in the Sázava pluton (Bohemian Massif, Czech Republic): a result of superposition of wrench-dominated regional transpression on final emplacement. *Journal of Structural Geology* 27, 805–822.

Žák, J., Holub, F. V., Verner, K., 2005. Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences* 94, 385–400.

10. Přílohy (mapa dokumentačních bodů a dokumentační deník)

13°46'18''E

14°01'40''E



2 km

50°03'59''N

