

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie, zaměření Ložisková geologie



Bc. Zdeněk Hübst

Korelace tektonického vývoje blanické brázd a pozdně variských hydrotermálních procesů

Correlation of tectonic evolution of the Blanice Graben and of late Variscan hydrothermal processes

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Ph.D.

Praha, 2013

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 12. 8. 2013

Podpis

Abstrakt

Blanická brázda reprezentuje cca 200 km dlouhou tektonickou strukturu směru S-J s minimálním levostranným posunem přibližně 17 km, která je současně spjata s hojnými výskyty řady hydrotermálních rudních mineralizací (např. ložisko Au Roudný a řada menších ložisek Ag-Pb-Zn jako revíry Stará Vožice-Ratibořské Hory, či Rudolfov). Tato práce je zaměřena na severní až střední část blanické brázdy vymezenou úsekem mezi obcemi Vlašim a Mladá Vožice (Chýnov). Z velké části je práce zaměřena též na rekonstrukci strukturního vývoje ložiska Au Roudný.

Práce se věnuje zejména studiu křehké deformace, z níž největší část zaujímá strukturní analýza hydrotermálních a horninových žil a analýza paleonapětí na základě studia tektonických ploch s ohlasy. Doplnkovou součástí bylo studium historických dokumentů z ložiska Roudný a jejich využití při strukturní analýze.

Ve studované oblasti byly vyčleněny minimálně dvě fáze křehké deformace. Starší fáze odpovídá kompresi ve směru V-Z až SZ-JV, mladší fáze extenzi ve směru V-Z až SV-JZ. Ve starší fázi dochází na ložisku Roudný ke vzniku nejstarších křemenných žil typu Q0 až Q2, ve fázi mladší pak vznikají žíly typu Q3. V mladší tektonické fázi rovněž vznikají žíly na Ag-Pb-Zn ložiscích.

Summary

The Blanice graben represents about 200 km long N-S trending tectonic zone with minimal sinistral movement of about 17 km. Large number of hydrothermal ore deposits (eg. the Roudný gold deposit; or numerous small-sized deposits/districts of Ag-Pb-Zn ores - Stará Vožice - Ratibořské Hory or Rudolfovo near České Budějovice). This thesis is focused on the northern and central part of the Blanice graben in between the villages Vlašim, Mladá Vožice and Chýnov. Much of the work is focused on the reconstruction of the structural evolution of the Roudný gold deposit.

The thesis is aimed in the study of brittle deformation, namely in the study hydrothermal veins, intrusive dikes and in paleostress analysis of fault-slip data. In addition to field data, structural data were also excerpted from unpublished historical documents (reports, maps, underground documentation).

At least two phases of brittle deformation were discriminated in the study area. Older phase corresponds to E-W to NW-SE oriented compression. The younger phase represents extension in the E-W to NE-SW direction. During the older phase, the oldest types of quartz veins (Q0 to Q2) formed at the Roudný gold deposit, while type Q3 veins at the same deposit formed during the younger phase. The younger tectonic phase also allowed formation of hydrothermal veins at Ag-Pb-Zn deposits.

Obsah

1. ÚVOD	1
2. REGIONÁLNÍ GEOLOGIE	2
2.1. Moldanubická oblast	2
2.1.1. Litostratigrafie	4
2.1.2. Granitoidní magmatismus	5
2.2. Blanická brázda	5
3. HLAVNÍ RUDNÍ REVÍRY V BLANICKÉ BRÁZDĚ (HISTORIE, GEOLOGIE, MINERALOGIE)	7
3.1. Stříbrná Skalice	8
3.2. Hříva	8
3.3. Zvěstov (Říště, Stříbrnice u Zvěstova)	10
3.4. Roudný	10
3.5. Ratibořské hory – Stará Vožice	15
3.6. Rudolfov	16
3.7. Dobrá Voda	17
4. METODY STRUKTURNÍ ANALÝZY	19
4.1 Přetvoření/deformace (strain) a napětí (stress)	20
4.2 Analýza paleonapětí	20
5. VÝSLEDKY	23
5.1 Roudný	23
5.2 Hříva	32
5.3 Oblast Velkého a Malého Blaníku	34
5.4 Oblast Mladá Vožice – Chýnov	39
5.5 Numerická analýza paleonapětí na základě studia ploch s tektonickými ohlasy	42
5.5.1 Roudný	42
5.5.2 Hříva	43
5.5.3 Oblast Velkého a Malého Blaníku	45

5.5.4 Oblast Mladá Vožice - Chýnov	46
5.6 Odhad paleonapětí na základě orientace horninových a hydrotermálních žil	47
5.6.1 Roudný.....	47
5.6.2 Hříva	50
5.6.3 Oblast Velkého a Malého Blaníku	51
5.6.4 Oblast Mladá Vožice - Chýnov	53
6. DISKUZE	55
6.1 Duktilní deformace (foliace S1)	55
6.2 Tektonické fáze vývoje křehkých struktur v blanické brázdě – shrnutí.....	56
6.2.1 Zhodnocení paleonapěťové analýzy (porovnání mezi různými lokalitami).....	56
6.2.2 Přiřazení vzniku hydrotermálních a horninových žil do jednotlivých etap vývoje blanické brázdý	58
7. ZÁVĚR	61
8. LITERATURA	62

Seznam obrázků

Obr. 1 Moldanubická oblast – zjednodušená mapa. Okolní jednotky: B – Barrantien, DC – domažlické krystalinikum, KH – kutnohorské krystalinikum, MS – moravskoslezská oblast, SC – svratecké krystalinikum, SXT – saxothuringikum, TC – tepelské krystalinikum (převzato z Chlupáč a kol., 2002).	2
Obr. 2 Schéma vývoje Českého masivu během variské orogeneze (Franěk a kol., 2011).....	4
Obr. 3 Blanická brázda s hlavními rudními revíry (převzato z Zachariáš a Hübst, 2012).	7
Obr. 4 Zjednodušená geologická mapa ložiska Hříva a řezy ložiskem (zjednodušeno podle Králík, 1997).....	9
Obr. 5 Vertikální řez rudní zónou (upraveno podle Šusta, 1922).....	12
Obr. 6 Horizontální projekce zlomů, vytěžených prostor a žil na jednotlivých patrech; čerchovaně – zlomy, šedivě – vytěžené prostory, červeně – předpokládaný průběh žil (převzato z Zachariáš a Hübst, 2012).....	13
Obr. 7 Vytěžené prostory s předpokládaným průběhem žil (horizontální projekce); šedě – vytěžené prostory, červeně – předpokládaný průběh žil (podle Zachariáš a Hübst, 2012).	14
Obr. 8 Schématické znázornění rozmístění výchozů na lokalitě Roudný; červeně značen průběh zlomové plochy pozorovatelné v terénu, čerchovaně značen průmět zlomů z historické důlní dokumentace na povrch.....	23
Obr. 9 Fotografie litologického páskování S0.....	24
Obr. 10 Póly ploch litologického páskování S0 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).....	25
Obr. 11 Póly ploch metamorfnní foliace S1 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).....	25
Obr. 12 Póly ploch metamorfnní foliace S1 na jednotlivých patrech zlatodolu Roudný (data z důlní dokumentace); červeně p. 112, modře p. 170, zeleně p. 390, žlutě p. 420, oranžově p. 450, černě p. 480, fialově p. 510, (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).....	26
Obr. 13 Lineace protažení L1 na lokalitě Roudný.....	26
Obr. 14 Póly ploch kliváže S2 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).	27
Obr. 15 Vzájemné pronikání metamorfnní foliace S1 a kliváže S2.....	27
Obr. 16 Póly ploch kliváže S3 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).	28
Obr. 17 Turmalín na zlomové ploše.	29
Obr. 18 Křemen typu Q3.	29

Obr. 19 Puklinový systém na lokalitě Roudný (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).....	30
Obr. 20 Zlomové plochy na lokalitě Roudný (projekce na spodní polokouli).	30
Obr. 21 Ukázka zlomu na Roudném.....	31
Obr. 22 Ukázka zlomu na Roudném.....	31
Obr. 23 Póly ploch metamorfní foliace S1 (Hříva), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).	32
Obr. 24 Puklinový systém na lokalitě Hříva (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).....	33
Obr. 25 Zlomové plochy v oblasti Hříva (projekce na spodní polokouli).....	33
Obr. 26 Biotit-muskovitická ortorula (blanická ortorula).....	34
Obr. 27 Póly ploch metamorfní foliace S1 (Velký a Malý Blaník), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).....	35
Obr. 28 Lineace protažení L1 v oblasti Velký a Malý Blaník.	35
Obr. 29 Póly ploch kliváže S2 (Velký a Malý Blaník), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).....	36
Obr. 30 Žíla pegmatitu v blanické ortorule.	36
Obr. 31 Puklinový systém v oblasti Velkého a Malého Blaníku (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).	37
Obr. 32 Zlomové plochy v oblasti Velkého a Malého Blaníku (projekce na spodní polokouli).....	37
Obr. 33 Jeden ze zlomů v oblasti.....	38
Obr. 34 Příklad striací.	38
Obr. 35 Příklad striací.	39
Obr. 36 Póly ploch metamorfní foliace S1 (Mladá Vožice – Chýnov), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).....	40
Obr. 37 Lineace protažení L1 v oblasti Mladé Vožice - Chýnov.....	40
Obr. 38 Póly ploch kliváže S2 (Mladá Vožice - Chýnov), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).....	41
Obr. 39 Puklinový systém (Mladá Vožice – Chýnov), (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).....	41

Obr. 40 Zlomové plochy (Mladá Vožice – Chýnov), (projekce na spodní polokouli).....	42
Obr. 41 Fáze-1 (Roudný), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.	43
Obr. 42 Fáze-2 (Roudný), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.	43
Obr. 43 Fáze-1 (Hříva), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.	44
Obr. 44 Fáze-2 (Hříva), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.	44
Obr. 45 Fáze-1 (Velký a Malý Blaník), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.....	45
Obr. 46 Fáze-2a (Velký a Malý Blaník), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.....	45
Obr. 47 Fáze-2b (Velký a Malý Blaník), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.....	46
Obr. 48 Fáze-2a (oblast Mladé Vožice - Chýnov), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.	46
Obr. 49 Fáze-2b (oblast Mladé Vožice (jih) - Chýnov), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.	47

Obr. 50 Póly ploch horninových žil (červeně) a žil bohatých turmalínem (zeleně) (Roudný), (projekce na spodní polokouli).....	48
Obr. 51 Póly ploch žil Q0,1,2 (Roudný), (projekce na spodní polokouli).....	48
Obr. 52 Póly ploch žil Q3a (Roudný), (projekce na spodní polokouli).....	49
Obr. 53 Póly ploch žil Q3b (Roudný), (projekce na spodní polokouli).....	49
Obr. 54 Póly ploch žil Q3c (Roudný), (projekce na spodní polokouli).....	50
Obr. 55 Orientace žil Q3a (Hřívá), (projekce na spodní polokouli).....	50
Obr. 56 Orientace žil Q3b (Hřívá), (projekce na spodní polokouli).....	51
Obr. 57 Orientace žil Q3c (Hřívá), (projekce na spodní polokouli).....	51
Obr. 58 Orientace aplitových žil (červeně) a žil Q1 (Velký a Malý Blaník), (projekce na spodní polokouli).....	52
Obr. 59 Orientace žil Q2 (Velký a Malý Blaník), (projekce na spodní polokouli).....	52
Obr. 60 Orientace žil Q3 (Velký a Malý Blaník), (projekce na spodní polokouli).....	53
Obr. 61 Orientace žil Q1 (Mladá Vožice - Chýnov), (projekce na spodní polokouli).....	53
Obr. 62 Orientace žil Q2 (Mladá Vožice - Chýnov), (projekce na spodní polokouli).....	54
Obr. 63 Orientace žil Q3 (Mladá Vožice - Chýnov), (projekce na spodní polokouli).....	54
Obr. 64 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a variací v průměrných hodnotách metamorfní foliace S1.....	55
Obr. 65 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a starší fáze tektonického vývoje (fáze-1).....	56
Obr. 66 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a mladší fáze tektonického vývoje (fáze-2, 2a).....	57
Obr. 67 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a mladší fáze-2b tektonického vývoje.....	58
Obr. 68 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a průběhu žil kompatibilních s fází-1.....	59
Obr. 69 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a průběhu žil kompatibilních s fází-2.....	60

Seznam tabulek

Tab. 1 Kategorie strukturní analýzy (podle van der Pluin a Marshak, 2004).....	19
Tab. 2 Parametry potřebné pro kinematickou a dynamickou analýzu křehkých struktur (podle Sperner a Zweigel, 2010).....	19

Seznam příloh za textovou částí

Dokumentační deník.....	68
-------------------------	----

Poděkování

Tato práce vznikla na základě finanční podpory projektu Grantové Agentury Univerzity Karlovy (GAUK č 151810) a výzkumného záměru geologické sekce (MSM 0021620855).

Rád bych zde rovněž poděkoval svému školiteli doc. RNDr. Jiřímu Zachariášovi, Ph.D. za trpělivost a ochotu pomoci při vedení mé práce.

1. ÚVOD

Blanická brázda (BB) v Českém masívu reprezentuje více než 200 km dlouhou strukturu s dlouhodobým polyfázovým tektonickým vývojem v období přibližně mezi ~310 až ~260 Ma. V jejím prostoru a blízkém okolí se nachází projevy pozdně variské magmatické činnosti a rozsáhlé hydrotermální aktivity (Au-Ag mineralizace typu "orogenic gold" /Roudný u Vlašimi/ a žilná ložiska Ag-Pb-Zn /např. Rudolfovo, Ratibořské Hory aj./). Tato diplomová práce se zabývá studiem tektonického vývoje blanické brázdy založeném na strukturní analýze zlomových a žilných struktur včetně numerického výpočtu orientace paleonapětí. Cílem práce je objasnit souvislost mezi tektonickou, magmatickou a hydrotermální aktivitou v blanické brázdě. Diplomová práce byla vypracována v rámci grantového projektu GAUK číslo: 151810, který měl za úkol stanovit p-T-X podmínky vzniku a pozdějšího vývoje mineralizací a korelovat hydrotermální činnost s tektonickou a magmatickou aktivitou v blanické brázdě.

Orientační studium fluidních inkluzí v několika vzorcích z Ratibořských Hor ukázalo (Islakeva 2011, Hübner a kol. 2011), že nejstarší fáze vývoje Ag-Pb-Zn-(Cu) mineralizací v BB jsou spjaty s nízkosaliními H₂O-CO₂ fluidy o teplotě kolem 300 °C. Podobná fluida byla identifikována i v případě Au-Ag mineralizace na ložisku Roudný (Zachariáš a kol., 2009). Shodný charakter nejstarších fluid u Au-Ag a Ag-Pb-Zn mineralizací BB je tak v ostrém kontrastu se vzájemně výrazně odlišným složením fluid Au (např. Zachariáš a kol., 1997) a Ag-Pb-Zn ložisek podél severozápadního okraje středočeského plutonu – např. Ag-Pb-Zn mineralizace v okolí Příbrami vznikaly z vodných fluid o salinitě 5-25 hm. %, jež by mohly představovat modifikované formační vody (Žák a Dobeš, 1991).

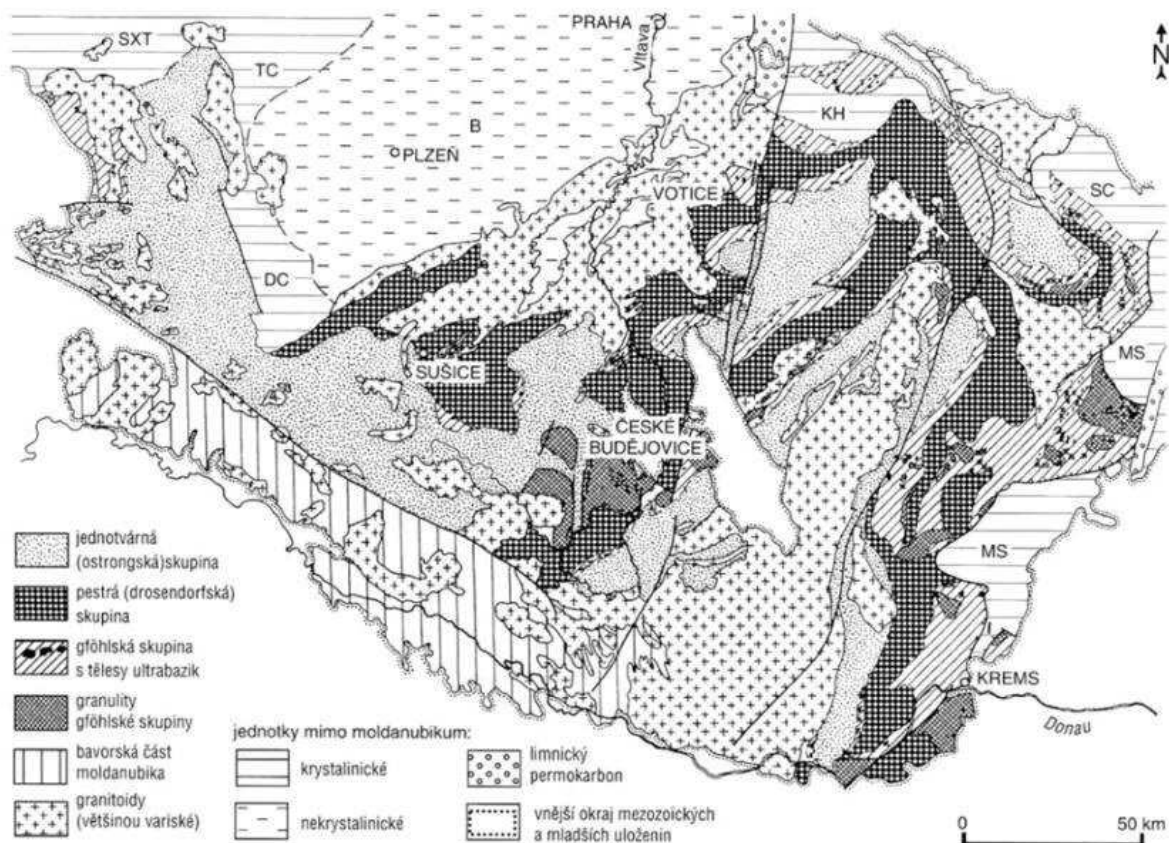
Nabízí se proto hypotéza, že matečná fluida hydrotermálních mineralizací v BB byla ovlivněna procesy pozdně variského magmatismu jehož projevy nacházíme ve formě žil mikrogranodioritu či křemenného monzodioritu v BB a jejím okolí (Štěpánovice, Ševětín, aj.). Na možné genetické sepětí hydrotermálních fluid a pozdně variských magmatických procesů poukazují též zvýšené obsahy Pb a Zn a přítomnost akcesorických primárních sulfidů (Fe-Ni-Cu-S typu a galenitu a sfaleritu) v těchto horninách (Vrána a kol., 1993, Vrána a Janoušek, 2006). Geochemická a izotopová charakteristika těchto žilných hornin ukazuje na značný podíl plášťové a spodnokorové komponenty (Košler a kol., 2001). Hlubinný původ raných fluid hydrotermálních mineralizací lze dovozovat i z přítomnosti CO₂.

Studium fosilních mineralizací v blanické brázdě tak nabízí výjimečnou možnost studovat sepětí pozdně variských hydrotermálních a magmatických procesů a objasnit vztahy mezi v rámci Českého masívu unikátní Au-Ag mineralizací (Roudný) a následnou Ag-Pb-Zn mineralizací. V evropském měřítku existuje výrazná podobnost mezi Au a Ag-Pb-Zn mineralizacemi v Centrálním masívu ve Francii (Bouchot a kol., 1997, Marignac a Cuney, 1999) a mineralizacemi v BB. Au mineralizace v Centrálním masívu ve Francii jsou výrazně mladší (~310 Ma), než Au ložiska podél severozápadního okraje středočeského plutonického komplexu (350-338 Ma; Zachariáš a Stein, 2001). Existuje proto i oprávněný předpoklad, že Au-Ag mineralizace v BB by mohla být podobného stáří (~310 Ma), prozatím to však nebylo prokázáno.

2. REGIONÁLNÍ GEOLOGIE

2.1. Moldanubická oblast

Moldanubická oblast, vyskytující se převážně v jižní a jihovýchodní části Českého masívu, zahrnuje rozsáhlý heterogenní polymetamorfní komplex představující kořen horstva vzniklého při variském vrásnění v Evropě. Moldanubikum je tvořeno celou škálou hornin suprakrustálního až plášťového původu různého stáří a P-T historie (Kachlík, 1999). Moldanubickou oblast je možno interpretovat jako pozdně variskou transpresní zónu zformovanou během kolize moldanubika s rigidním podložím brunovistulika.

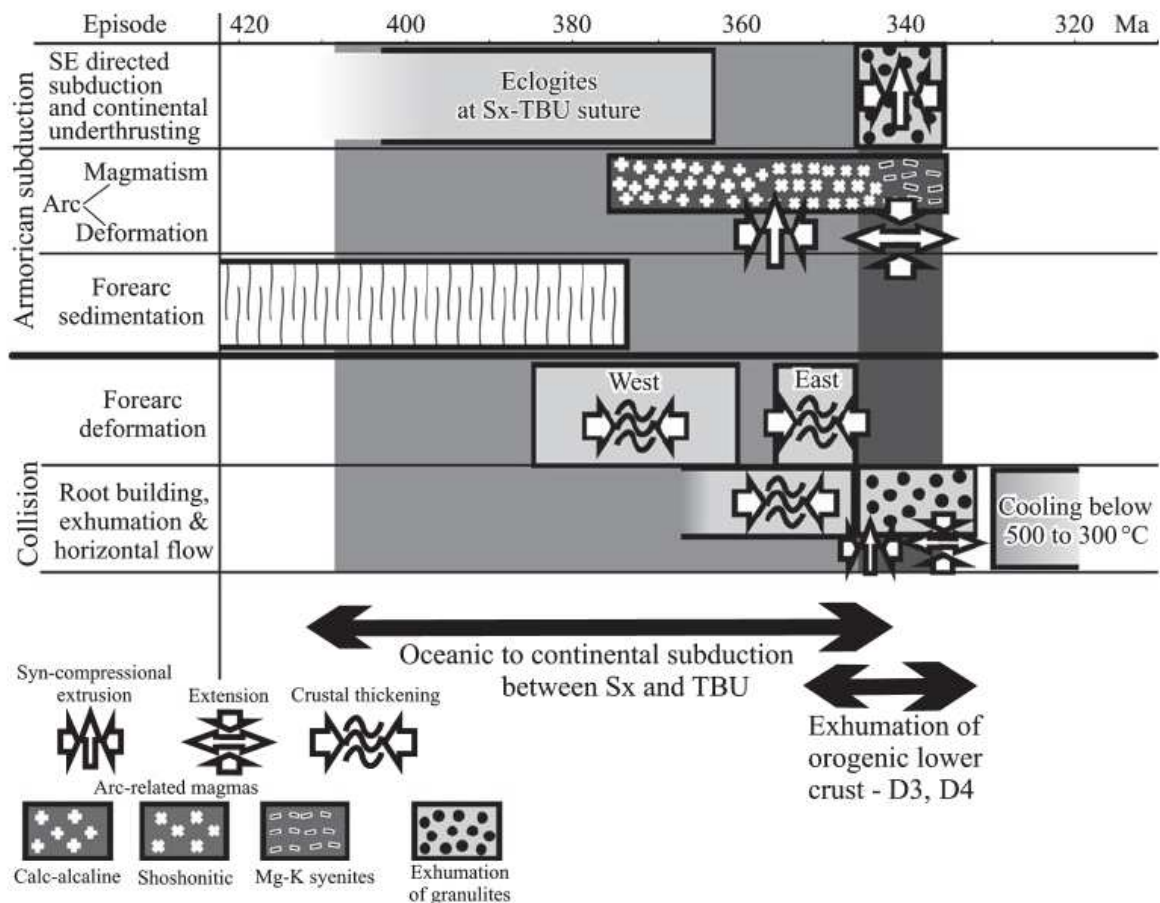


Obr. 1 Moldanubická oblast – zjednodušená mapa. Okolní jednotky: B – Barrandien, DC – domažlické krystalinikum, KH – kutnohorské krystalinikum, MS – moravskoslezská oblast, SC – svratecké krystalinikum, SXT – saxothuringikum, TC – tepelské krystalinikum (převzato z Chlupáč a kol., 2002).

Pro modelování tektonometamorfního vývoje variského orogenního kořenu jsou klíčovými litologickými a metamorfními jednotkami granulitové masívy. Schulmann a kol. (2005) datovali pomocí U-Pb a Pb-Pb geochronologických metod v kombinaci se studiem izotopů Nd právě tyto jednotky. Zjistili, že východní část orogenního kořenu je tvořena termálně změkčenou a rozpukanou kůrou neoproterozoického stáří. Při datování zirkonů ve felsických granulitech, vysoce metamorfovaných rulách spodní kůry a synkonvergentních granodioritových intruzích ve svrchní kůře autoři určili, že ke ztenčování a exhumaci kůry došlo během úzkého časového intervalu před 370 až 340 Ma. K exhumaci spodní kůry do středních poloh došlo přibližně před 340 Ma a tento proces byl

spojen s jejím rozlámáním v centrálních částech a protažením podél východního kolizního okraje. Konečný orogénní vývoj byl charakterizován SV-JZ pravotočivou střížnou transpresí podél okraje brunovistulika a pravostrannou transtenzi podél labského litosférického zlomu. Zmíněné procesy ovlivnily okrajové části orogénního kořene a byly doprovázeny 330 až 325 Ma starou syntektonickou granitoidní intruzí podél reaktivovaných litotektonických hranic (Schulmann a kol., 2005). Od tepelsko-barrandienské oblasti je moldanubikum odděleno tzv. západočeskou střížnou zónou (Zulauf a kol., 2002). Od brunovistulika je odděleno pásmem vysoce deformovaných hornin pocházejících z obou jednotek (Konopásek a kol., 2002).

Franěk a kol. (2011) zkoumali proces exhumace HP granulitů nacházejících se v jižních Čechách, poněvadž na rozdíl od hornin vyskytujících se ve středních a svrchních částech kůry poskytují HP granulity záznam o rané deformaci oblasti. Na základě rozdílných staveb autoři vymezili dvě různé tektonické epizody, starší událost pravděpodobně souvisela s ranou subdukcí a vnořením/umístěním orogénní spodní kůry na bázi orogénního kořene. Gravimetrie a strukturní geologie ukazují, že jednotlivé granulitové masivy (prachatický, křišťanovský a granulitový masiv Blanského lesa) se v době krystalizace nacházely v hloubce několika desítek kilometrů. Z reflexního seismického profilu je pod granulity zřetelná přítomnost příkrých struktur a tento záznam pravděpodobně reprezentuje vystupující hlubší granulitová tělesa. Před 342-337 Ma (spodní karbon) došlo k vyklenutí částečně natavené spodní kůry složené převážně z felsických granulitů do středních poloh a spolu s okolními horninami k její následné deformaci. V další fázi vývoje došlo k duktilnímu ztenčování středních poloh kůry moldanubika umožněnému skluzem svrchní kůry tepelsko-barrandienské oblasti SZ směrem. Přítomnost felsických granulitů o nízké hustotě na bázi orogénního kořene je klíčovým faktorem kontrolujícím exhumaci spodní kůry orogénu a spolu se vztlakem ovlivňuje tektonický průběh celé události (Franěk a kol., 2011). Kröner a kol. (2000) také ve své studii poukazují na velmi rychlou exhumaci granulitů. Autoři zkoumali granulity pocházejících z prachatického granulitového komplexu a komplexu Blanského lesa. V těchto horninách převládají minerály křemen a ternární živec s minoritním obsahem granátu, kyanitu a rutilu. Vzácně se zde také vyskytují polohy intermediálního až mafického složení s klinopyroxenem indikující primární HP-HT podmínky, které přesahovaly hodnoty 15 kbar a 900°C. Během exhumace došlo k poklesu tlaku a teploty na hodnoty 6-8 kbar a 700-800°C, během kterých dochází k formování ortopyroxenu a plagioklasu z granátu a klinopyroxenu. Pozdější pokles tlaku na přibližně 4 kbar při stále vysoké teplotě je v některých felsických granulitech zaznamenán v parciálně natavených částech obsahujících cordierit a/nebo andalusit. Stáří $339,8 \pm 2,6$ Ma této třífázové HT metamorfózy při různých tlacích určili autoři pomocí datování zirkonů a částí obsahujících parciálně natavenou fázi obsahující cordierit (Kröner a kol., 2000).



Obr. 2 Schéma vývoje Českého masivu během variské orogeneze (Franěk a kol., 2011).

2.1.1. Litostratigrafie

Moldanubikum dělíme na tři základní litostratigrafické skupiny: jednotvárnou skupinu, pestrou skupinu a gföhlskou jednotku (Fiala a kol., 1995). Jednotvárná (ostrongská) skupina je tvořena především LP-HT biotitickými a biotiticko-cordieritickými pararulami a migmatity (pravděpodobně vzniknuvších z drob a pelitů hlubokovodnějšího původu) proložené místy tělesy kvarcitů, amfibolitů, ultrabazických hornin a eklogitů pravděpodobně neoproterozoického stáří (Košler a kol., 1996; Kröner a kol., 1988). Pestrá (drosendorfská) skupina se vyskytuje v tektonickém nadloží jednotvárné skupiny. Hlavními horninami tvořícími tuto skupinu jsou biotit-sillimanitické pararuly, ovšem ve více litologických kombinacích s hojně se vyskytujícími tělesy krystalických vápenců, grafitických břidlic, metakvarcitů a metabazitů (Suk a kol., 1984). Gföhlská jednotka představuje nejvyšší strukturní jednotku moldanubika a je interpretována jako tektonická melanž složená z různých korových a plášťových segmentů, které se vyskytovaly v oceánském švu po uzavření oceánu během variské kolize. Hlavními horninami tvořícími gföhlskou jednotku jsou především migmatitizované ruly, migmatity, ortoruly a amfibolity. V jednotce se dále vyskytují tektonicky vmístěná granulitová tělesa doprovázená ultrabaziky derivovanými z pláště (Kachlík, 1999).

2.1.2. Granitoidní magmatismus

Jedním z charakteristických rysů moldanubika je velké množství rozsáhlých těles granitoidních plutonů, které intrudovaly během variského orogenního cyklu (např. Finger a kol., 1997; Holub a kol., 1997; Kachlík, 2003). Charakter granitoidního magmatismu se v průběhu orogeneze měnil. Nejvýznamnějšími intruzivními tělesy v moldanubiku jsou moldanubický, třebečský a především středočeský pluton. Na základě stáří intruze, jejího složení a prostorové vazby můžeme v moldanubiku rozlišit dvě skupiny granitoidů (Finger a kol. 1997):

Starší skupinu představují syntektonické alkalicko-vápenaté granitoidy S-typu vyskytující se na rozhraní moldanubika a tepelsko-barrandienské oblasti (Finger a kol., 1997; Kachlík, 2003). Takovými plutony jsou například borský masiv a babylonský masiv nebo středočeský a železnohorský pluton (Kachlík, 2003). Druhou skupinu tvoří mladší posttektonická tělesa a patří k ní především moldanubický pluton a jeho menší satelitní tělesa v centru moldanubické jednotky. Jedná se především o granitoidy S a I typu a horniny s vysokým obsahem draslíku (Finger a kol., 1997; Holub a kol., 1997).

Středočeský plutonický komplex intrudoval během spodního karbonu podél středočeské střížné zóny a oddělil tak tepelsko-barrandienskou jednotku na severozápadě od moldanubika na jihovýchodě (Blížkovský a kol., 1992; Holub a kol., 1997; Janoušek, 1994). Středočeský pluton se rozkládá mezi Říčany, Tábořem a Klatovy (Kachlík, 2003) na ploše asi 3 200 km² (Janoušek, 1994). Jedná se o vnitřně složitý, vysoce diverzifikovaný komplex opakovaných intruzí (Janoušek, 1994). V rámci středočeského plutonu tak lze rozlišit nejméně pět petrogenetických jednotek: sázavská (gabra, křemenné diority, tonality, trondhjemit, granodiority), blatná (křemenné monzonity, granodiority, granity), říčanská (granity), typ Čertovo břemeno (melasyenity a melagranity) a S-typy anatektických granitoidů (Janoušek, 1994). K nejrozšířenějším horninám patří vápenato-alkalické granodiority sázavského typu, rozšířené hlavně v severní části plutonického komplexu (Kachlík, 2003; Janoušek a kol., 1995, 2000). Specifickým složením se vyznačují vysokodraselné magmatické horniny v jihovýchodní části středočeského plutonu. Jde například o durbachity typu Čertovo břemeno a tábořské a jihlavské syenity (Holub a Janoušek, 2003; Janoušek a Gerdes, 2003). Draslíkem bohaté jsou i granity říčanského typu, často spojené s výskytem pegmatitů (Kachlík, 2003).

Největším plutonem v moldanubické zóně je pluton moldanubický (zabírá plochu přibližně 6 000 km²) a zasahuje i mimo území České republiky. Nejčastějšími horninami moldanubického plutonu jsou hrubozrnné biotitické granity až granodiority s vyrostlicemi ortoklasu (weinsberský typ), amfibolicko-biotitické granodiority typu Schlierengranit, dvojslídne granity eisgarského typu a granitoidy freistadtského typu (Kachlík, 2003).

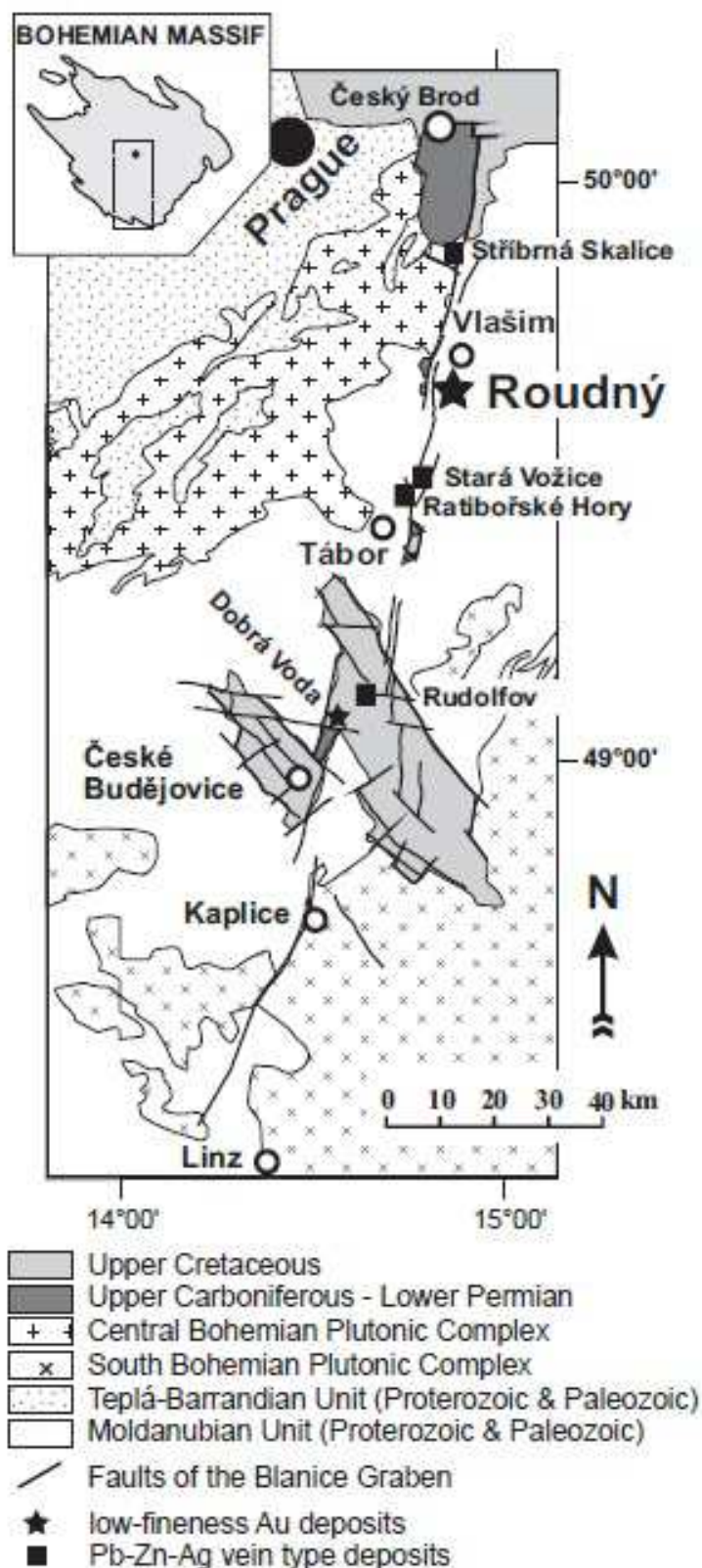
2.2. Blanická brázda

Blanická brázda (BB) představuje významnou regionální tektonickou strukturu příkopového charakteru o celkové délce kolem 200 km, jež probíhá od Českého Brodu na severu, přes Tábor, České Budějovice, Kaplici až k Linzi na jihu. Z velké části situována v moldanubické jednotce. V oblasti Kaplice byl identifikován vzájemný posun sousedních bloků o délce 17 km (Vrána a Bártek, 2005). BB prodělala komplikovaný dlouhodobý polyfázový tektonický vývoj, jehož nejstarší fázi reprezentuje sedimentace uhlonosných poloh (Stefan C – Autun; Holub, 2001), které jsou však zachovány pouze v izolovaných relikttech. Celková mocnost původní sedimentární výplně BB se odhaduje na asi 1200 m (Holub, 2001). Hlavní fáze pohybu na okrajových zlomech příkopové

struktury je mladší a mohla by časově odpovídat intruzi žilného roje mikrogranodioritových žil ze Ševětína (270 ± 2 Ma; Košler a kol., 2001). Tyto žíly, ačkoli leží vně vlastní struktury BB, vznikaly patrně za shodné orientace paleonapětí jako okrajové zlomy BB. Duktilní deformace v nejjihnější části BB byla datována na cca 288-281 Ma (Brandmayr a kol., 1995).

BB je rovněž oblastí četných výskytů žilných hydrotermálních mineralizací Au-Ag a Ag-Pb-Zn. Starší mineralizace (Au-Ag) je tvořena křemennými žilami se zlatem nízké ryzosti (550-680/1000) a bez doprovodu Bi-Te-Mo-W fází (lokality: Roudný, Dobrá Voda). Mladší a hojnější Ag-Pb-Zn-(Cu) mineralizace má charakter křemen-karbonát-sulfidických žil, žilek a impregnací (lokality: Stříbrná Skalice, Stará Vožice, Rudolfov, Ratibořské Hory aj.). Podmínky vzniku zlaté mineralizace na historickém ložisku zlata Roudný u Vlašimi byly předmětem diplomové práce Paterové (2001) a shrnuty v pracích Zachariáše a kol. (2004, 2009). Mineralizace Ag-Pb-Zn-(Cu) typu však nebyly dosud moderním způsobem zpracovány, stávající práce jsou omezeny převážně na geologický, mineralogický, či historicko-montanistický popis lokalit (přehled starších výzkumů shrnuje např. Nouza, 1988).

3. HLAVNÍ RUDNÍ REVÍRY V BLANICKÉ BRÁZDĚ (HISTORIE, GEOLOGIE, MINERALOGIE)



Obr. 3 Blanická brázda s hlavními rudními revíry (převzato z Zachariáš a Hübst, 2012).

3.1. Stříbrná Skalice

Stříbrná Skalice se nachází v Benešovské pahorkatině.

Dolování zde již probíhalo zřejmě ve 12. století. První písemná zmínka o dolování stříbra je z roku 1536. Největší rozvoj dolování nastal v polovině 16. století. Koncem 16. století byla však většina šachet uzavřena. K obnovení těžby došlo v polovině 18. století. Marie Terezie roku 1747 povýšila Stříbrnou Skalici na horní městečko, v provozu bylo celkem sedm stříbrných dolů. Kolem roku 1800 dochází opět k útlumu. Roku 1854 došlo opět k obnovení dolování a nálezů bohatých žil, v dolování ale bránilo velké množství vody. Ve 40. a 60. letech 20. století zde pokračoval moderní geologický průzkum, v 60. letech bylo dokonce otevřeno několik šachet, po vytěžení několik set metrů byly práce ukončeny, kvůli malé mocnosti zrudnění (Babuška, 1960; Nouza 1988).

Geologická stavba je poměrně pestrá – jedná se o choceradský metamorfovaný ostrov a moldanubikum, které od V prostupují výběžky středočeského plutonu. Na S dochází k překryvu sedimenty českobrodské pánve (permokarbon). Hlavní horninou je amfibolitický diorit s žilami aplitu, pegmatitu a dvojslídne žuly. Směr žil je převážně SV – JZ. Místy mají horniny mylonitový charakter.

Choceradský metamorfovaný ostrov s mocností několik set metrů je budován převážně erlány, krystalickými vápenci, kvarcity, rohovci, břidlicemi a fylity.

Moldanubická část je tvořena biotitickými pararulami s vložkami ortorul. Na V jsou tyto horniny odděleny kouřimskou dislokací od ratajské zóny s převahou rul.

Na S území zasahuje českobrodská pánev, která je budována slepenci, arkózami, pískovci a jílovcí sklonu cca 10-20° k SV (Nouza, 1988).

Významným strukturně-geologickým prvkem je kouřimská dislokace blanického směru. Souhlasně s ní se zde vyskytuje řada menších poruch. Samozřejmě se zde vyskytují i drobnější poruchy směru SZ – SV, na které je vázáno Cu-zrudnění (Babuška, 1960).

Ložiskově atraktivní oblast je díky přítomnosti Cu-zrudnění na SZ a žilného polymetalického Pb-Zn zrudnění na JZ.

Polymetalické žíly prochází dioritem, erlány a fylity choceradského ostrova. Cu-zrudnění (azurit, malachit, chalkozín, chalkopyrit) je vázáno na dislokace oddělující permokarbon od choceradského ostrova, stáří je odhadováno na svrchní stefan. Hlavním minerálem Pb-Zn zrudnění je galenit, sfalerit a tetraedrit, méně pyrit, arzenopyrit a markazit, žilnou výplň tvoří křemen a baryt. Stříbrnosný je galenit (0,1 – 0,5 % Ag) a tetraedrit (1 – 5 % Ag). Cca 15 rudních žil má směr SSV, SZ o mocnosti až 1 m, průměrně 20–50 cm. K nahromadění rudy (galenit, sfalerit, tetraedrit) dohází nejčastěji na křížení žil s poruchami blanického směru (Nouza, 1988).

3.2. Hříva

Lokalita se nachází 2 km ssz. od Louňovic pod Blaníkem.

Nejsou odsud známy žádné historické záznamy o dolování. Tato lokalita byla objevena Bernardem (1967) jako geochemická a geofyzikální anomálie. V témže roce zde byl proveden geochemický průzkum celkem pěti profily, rýhou a 8 šachticemi.

V letech 1981–1985 byl proveden průzkum n. p. Geindustria, byly zjištěny silné anomálie VP - žilník s rudními žilami o celkové mocnosti 100 m (např. Králík, 1997).

Okolí lokality je budováno moldanubickými pararulami. Na východě území vystupují dvojslídňá a muskovitická blanická ortorula, které jsou tektonicky ovlivněny poruchami blanického směru a dalšími poruchami na ně kolnými. Metamorfní foliace má směr V-Z se středním sklonem k S (Hübst a kol., 2011).

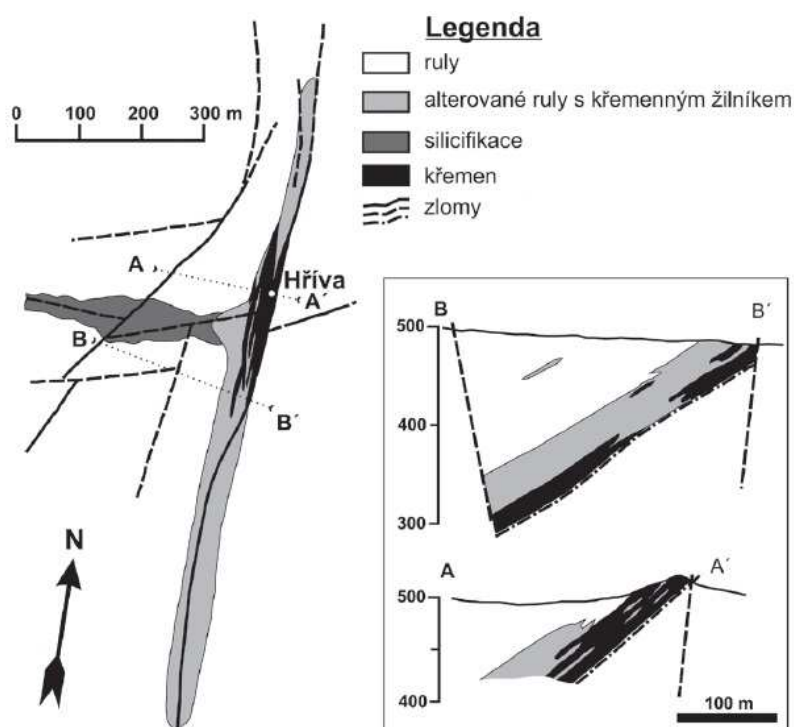
Hříva v krajině vystupuje jako výrazná elevace, je tvořena asi 4-5 skalními hřbety o délce 5 až 30 m. Jedná se o drcené pásmo sj. směru lemováno muskovit-biotitickými, sillimanit-biotitickými, kvarcitickými, muskovitickými pararulami a kvarcitu. Drcené pásmo je silně prokřemenělé až kvarcitické s čočkami křemene a kvarcitu, okolní ruly jsou silně tektonicky postiženy, alterovány a silicifikovány (Nouza, 1988; Hübst a kol., 2011). Zjednodušená geologická mapa je na obr. 4.

Z posledních studií vyplývá, že lokalita Hříva byla ve svém vývoji ovlivněna dvěma tektonickými fázemi (Hübst a kol., 2011).

Při vrtném průzkumu zde bylo zjištěno bilanční stříbrnosné zrudnění na jižním okraji křemenného valu.

V minerální sukcesi byly popsány 3 – 4 generace křemene, arzenopyrit, pyrit, sfalerit (2 generace), baryt, chalkopyrit, galenit, tetraedrit, pyrargyrit, kalcit, ryzí stříbro, chalkozín, markazit, sádrovec.

Mineralizovaná zóna je 1200 m dlouhá, zrudnění je však zřejmě vyvinuto jen na jižním okraji křemenného valu. Vlastní ložisko má úklon 30-40° k Z s mocností 30 m. Ložisko je považováno spíše za čistě stříbrnosné než polymetalické. Nejvyšší zjištěný obsah Ag byl 390 g/t, průměrně ve dvou vrtech 70,9 g/t a 173 g/t Ag (Nouza, 1988). Vznik žilníku na Hřívě se zřejmě časově překrývá se závěrečnými fázemi vývoje mineralizace na ložisku Roudný (Hübst a kol., 2011).



Obr. 4 Zjednodušená geologická mapa ložiska Hříva a řezy ložiskem (zjednodušeno podle Králík, 1997).

3.3. Zvěstov (Říště, Stříbrnice u Zvěstova)

Toto ložisko se nachází na východní části Předního vrchu 9 km jz. od Vlašimi.

V 18. století zde fungovala kratší štola. Dále pak v 90. letech 19. století a 20. letech 20. století. V roce 1957 zde byl proveden rudný průzkum n. p. Západočeský rudný průzkum a založil průzkumnou štolu Alois.

Geologicky území náleží k české větvi moldanubika na S a Z je omezené středočeským plutonem. Hlavními horninami jsou ortoruly (hybridní ruly gřfolského typu), biotitické a biotiti–sillimanitické pararuly, amfibolity.

Ložisko je tvořeno ortorulami s několika cm mocnými žilkami turmalinického granodioritu.

Výplň dislokace se sklonem 60-80° k V je zrudnělá. Mocnost rudní žíly je max. do 1 m, byla zastížena v max. hloubce 60 m. Rudními minerály jsou galenit, sfalerit, tetradrit, chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit. Žilovina je tvořena křemenem a barytem.

Sukcesní schéma je zde poněkud složitější o více generacích. Sfalerit mladší generace je stříbrnosný. Obsahy stříbra jsou 100 – 350 ppm, Pb, Zn, Cu řádově v desetinách procent (Nouza, 1988).

Žežulka (1962) odhaduje zásoby ložiska 10 000 tun rudy o obsahu 100 ppm Ag.

3.4. Roudný

Bývalý zlatodůl Roudný se nachází cca 3 km sv. od obce Louňovice pod Blaníkem na stejnojmenném vrchu v nadmořské výšce 485 m., spadá do jednotky moldanubika ve střední zlomové části blanické brázdy (Litochleb, 1981; Zachariáš a kol., 2009).

První zmínka o těžbě zlata pochází z druhé poloviny 18. století (doba Jana Lucemburského), avšak zlato se zde zpočátku získávalo především rýžováním v okolí Libouňského potoka a Blanice. Nouza (1988) dokonce uvádí počátky dolování už ve 14. století. Poté z eluvia na S až SV a J od Roudného a pak na místech původního nálezu zlatonosných rud na povrchu zakládáním ohně a ještě o něco později i podzemní důlní činností cca 60 m pod povrchem (Šusta, 1922; Koutek, 1964). V roce 1922 uvádí Šusta (1922) dobývání zlata amalgamací, kyanidováním a dobývání zlata ze sulfidů (tzv. zlato vzdorné), které se zpracovávalo ve Freibergu. V první polovině 20. století dosáhla těžba hloubky 450 m. Do první světové války byl Roudný největším a nejmodernějším zlatodolem v Evropě (v roce 1913 bylo získáno 326,1 kg ryzího zlata). V roce 1930 byla těžba důsledkem hospodářské krize ukončena. Poslední pokusy o obnovu ložiska báňským průzkumem v roce 1956 dosáhly hloubky 510 m, avšak kvůli nízké průměrné kovatosti 5,9 g/t a malým ověřeným zásobám byly práce ukončeny (Litochleb, 1981). Ložisko na Roudném má délku 50 – 130 m s mocností 2 – 8 m (max. 20 m, obvykle 3 – 5 m). Vlastní důl má celkem 16 obzorů s třicetimetrovými rozestupy (Koutek, 1964). Roku 1930 odhaduje Ježek (1930) zásoby ložiska na 642 620 t vytěžené rudy, Litochleb (1981) dokonce 684 000 t, a 58 000 t zásob v dosud neznámých hloubkách (odhadem 560 000 t rudy, tj. cca při zlatonosnosti 8 g/t 4944 kg zlata). Celkem se zde vytěžilo cca 6 t ryzího zlata (např. Zachariáš a kol., 2009)

Roudný patří do ložisek zlata ležících uvnitř tektonické zóny blanické brázdy (na příkopové propadlině) a je podobný (stářím, strukturně, mineralogii, chemismem a teplotami vzniku) ložiskům zlata ve francouzském Centrálním masivu (stáří 310 Ma) (Zachariáš a kol., 2004, 2009).

Hlavní horninou na Roudném je biotitická až biotit-sillimanitická pararula se směrem vrstev V-Z se středním úklonem 50 – 55° k S a s velmi malým množstvím vloček erlánů a krystalických vápenců. Ojedinele se vyskytuje skarn. (Koutek, 1964; Zachariáš a kol., 2004, 2009; Zachariáš a Hübst, 2012).

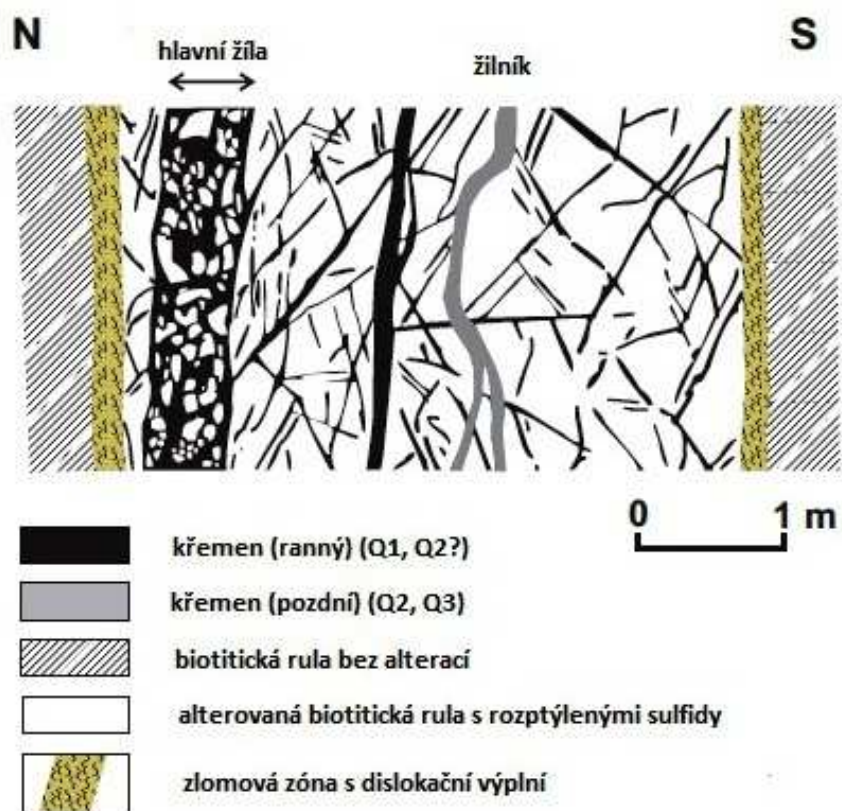
Dále se v okolí vyskytuje dvojslídňá žula tvořící dvě větší tělesa - masiv Velkého a Malého Blaníku (východně) a horu Hartman (západně). Šusta (1922) se domnívá, že tato tělesa jsou v hloubce propojena.

V širším okolí se vyskytují různě velká aplitová tělesa a žilky. Mocnost aplitových žil je 2 až 50 m s délkou až 6 km, směr žil uzavírá se směrem vrstev pararuly ostrý úhel (Šusta, 1922). Žíly většinou obsahují vtroušený turmalín, občas mohou být i pegmatitové.

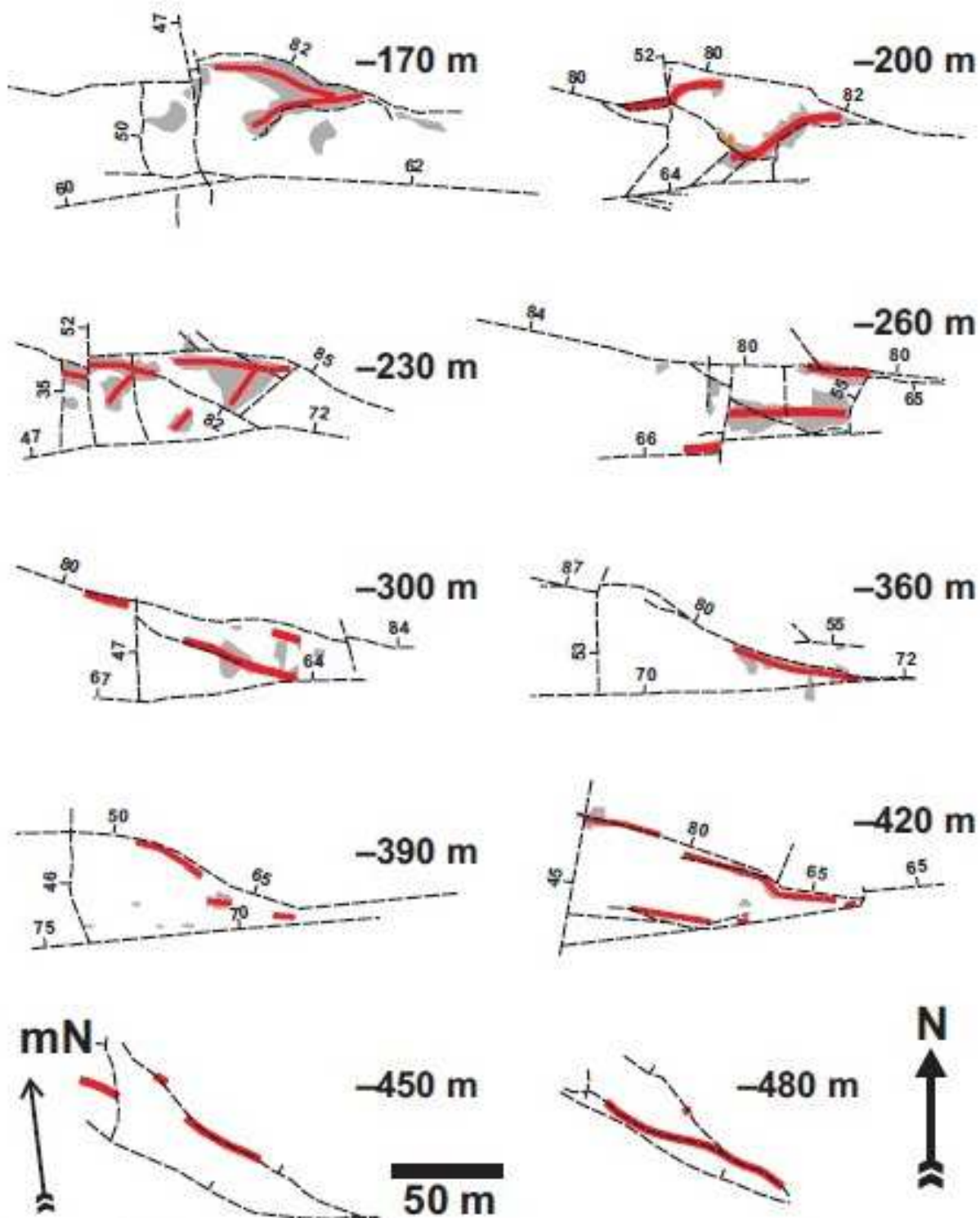
Dalším druhem žil jsou žíly křemenné. Křemen má barvu většinou mléčně šedou, místy bohatý na zlato a stříbro. Křemen lze rozdělit do 4 generací (Q0, Q1, Q2, Q3 – detailněji kap. 5.1.) (Zachariáš a kol., 2009; Zachariáš a Hübst, 2012). Často dochází pouze k silnému prokřemenění hornin – prokřemenělé ruly (vzniklé z biotitických pararul impregnací křemítky) a tyto prokřemenělé struktury pak tvoří hřebeny kopců, jako je např. Hřívá, Roudný, Vinná.

Hlavní rudní žíla na ložisku Roudný má charakter masivní křemenné žiloviny a rozštěpuje se na dva až tři proudy. Směr má převážně paralelní s Nadložním smykem (Ježek, 1930). Mocnost je 10–150 cm, průměrně kolem 30 cm (Šusta, 1922; Ježek, 1930; Koutek 1964; Zachariáš a kol., 2004). Struktura žíly je buď masivní (homogenní, jemnozrná na pohled) nebo brekciovitá (tmel je jemnozrná rudní hmota + ostrohranné úlomky okolních hornin – rula/aplit o velikosti cca 10 cm). Brekciovitá struktura bývá vyvinuta u mocnějších žil. Rudní žilník je tvořen spleť žilek (průměrně kolem 1 mm), vycházejících z hlavní žíly, které jsou zpravidla všesměrné a nerespektují žádné predispozice. Zároveň je původní hornina žilníku (biotitická rula) alterována a impregnována křemítky (Ježek, 1930). Tenké křemenné žilky bývají na zlato mnohem bohatší než hlavní žíla (Šusta, 1922; Ježek, 1930). Díky tomuto silnému, ale jemnému zlatonosnému prokřemenění narůstá mocnost rudní zóny na již zmiňovaných 2–8 m (max. až 20 m). Hranice žilník/hluchá hornina je ostrá pouze na tektonických dislokacích, jinde je pozvolná (Šusta, 1922; Ježek, 1930). Zlatonosnost se pohybuje od 4,5 do 25 g/t zlata (obvykle 5–8 g/t) (Zachariáš a kol., 2004, 2009).

Z obr. 5 je patrný sklon křemenných žil 85° k S. Rovněž je vidět, že rudné žíly protínají jak rulu, tak i aplit a pegmatit. Křemenné rudní žíly jsou tedy nejmladší. Tektonické poruchy jsou ovšem ještě mladší (obr. 6).



Obr. 5 Vertikální řez rudní zónou (upraveno podle Šusta, 1922).



Obr. 6 Horizontální projekce zlomů, vytěžených prostor a žil na jednotlivých patrech; čerchované – zlomy, šedivě – vytěžené prostory, červeně – předpokládaný průběh žil (převzato z Zachariáš a Hübšt, 2012).

Ložisko je porušeno poměrně velkým množstvím zlomů převážně vz. směru, méně směru sj. Hlavními zlomy v oblasti Roudného jsou: smyk Podložní, Nadložní, Pavlína a Michal.

Podložní smyk má směr ZJZ – VSV se sklonem 50-70° k S, jeho průběh je přerušen smykem Nadložním a Michalem, je tudíž starší. Odděluje část ložiska. Podél něj probíhá hlavní žíla ve více proudech, Koutek (1964) ji označuje dokonce za zrudnělou. Je dislokován smykem Nadložním a Michalem (Ježek, 1930).

Nadložní smyk (tzv. deka) má směr SZS – VJV se sklonem 80-90° k S, ložisko protíná v délce. Nejspíše oddělil hypotetickou severní část ložiska. Dislokuje Podložní smyk a je dislokován smykem Pavlína (Ježek, 1930).

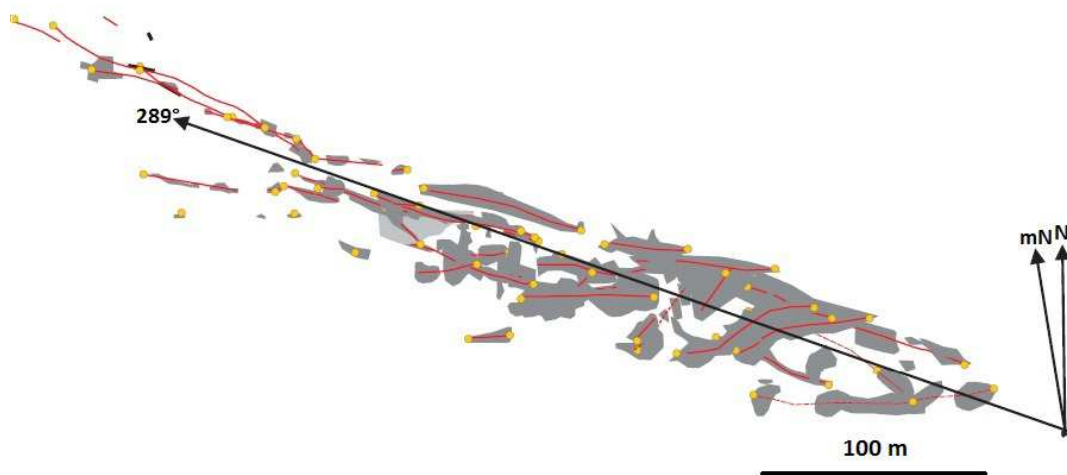
Smyk Pavlína má směr S – J se sklonem 40-50° k Z, porucha je souhlasná se směrem blanické brázdy a náleží do systému jejich poruch (Litochleb, 1981; Koutek, 1964). Západní část ložiska odsunuje k J. Ve větších hloubkách ložisko neovlivňuje, jelikož se vzdaluje na Z od něj. Posunuje Nadložní smyk na z. straně k J (Ježek, 1930).

Smyk Michal má směr Z – V s úklonem 70° k S. (Šusta, 1922). Posunuje smyk Pavlína o 12 m na Z (Ježek, 1930).

Nejstarší je smyk Podložní, který je přerušován všemi ostatními, pak následuje Nadložní, Pavlína a nejmladším zlomem je Michal. Ovšem Ježek (1930) potvrzuje, že stáří zlomů je skutečně velmi relativní a v podstatě vznikaly všechny dislokace, geologicky, téměř souběžně.

Z nových studií vyplývá (Zachariáš a Hübst, 2012), že ložisko Roudný bylo při svém vývoji ovlivněno dvěma tektonickými fázemi (starší fáze v kompresním režimu, mladší fáze v extenzním režimu).

Rudní těleso tvarově připomíná trojboký jehlan až hranol, který upadá k Z pod úhlem cca 45° (Šusta, 1922), s podobnými tvary ložiska souhlasí i další autoři jako Ježek (1930) či Koutek (1964). Vytěžené prostory s předpokládaným průběhem žil ukazuje obr. 7.



Obr. 7 Vytěžené prostory s předpokládaným průběhem žil (horizontální projekce); šedě – vytěžené prostory, červeně – předpokládaný průběh žil (podle Zachariáš a Hübst, 2012).

Šusta (1922), Litochleb (1981) rovněž vyvrací dřívější názor, že na kontaktu zlomů Nadložního a Podložní je přítomno větší nahromadění rudy. Mezi patry 120 a 170 došlo pouze náhodně k fragmentaci ložiska s větším obsahem rud zlomy (staří horníci tuto oblast nazývají Černá kuchyně), ve větších hloubkách se však toto nahromadění na styku zlomů již neprokázalo (Šusta, 1922). Považuje tuto chybu za důsledek spoléhání se na obecnou závislost, že na křížení rudních žil většinou skutečně rudonosnost stoupá. Podobně i Ježek (1930) upozorňuje na vznik rud před samotným vznikem hlavních dislokací a na pokračování zrudnění na S a Z od stávajícího ložiska.

Rovněž Šusta (1922), Ježek (1930) a Litochleb (1981) se shodují v názoru, že dislokacemi došlo k porušení ložiska – jsou tedy geologicky mladší, jehož větší část se nalézá právě mezi dislokacemi a menší část je odsunuta kamsi jv., čemuž by také odpovídaly i staré obvaly po zlatokopech tímto směrem (Laby). Litochleb (1981) nepovažuje tuto část za odsunutou, nýbrž za další menší rudní tělesa.

Žilná výplň je tvořena šedým křemenem se sulfidy, méně dolomitem růžové barvy (Ježek, 1930; Koutek, 1964). S hloubkou se velikost zrn sulfidů zmenšuje. S jemnějšími sulfidy většinou přibývá i zlatonosnost.

Minerály vyplňující dutiny jsou: ryzí zlato, arzenopyrit, pyrit, markazit, sfalerit, siderit, dolomit, kalcit, fluorit, baryt.

Litochleb (1981) rozděluje mineralizaci do 4 fází:

1. Šedý křemen I, sulfidy (pyrit I, arzenopyrit II), zlato I; (hydrotermální fáze)
2. Křemen II, pyrit II, arzenopyrit II, zlato II (ojediněle makroskopické); (fáze drčení, brekciace)
3. Karbonáty, baryt, fluorit, pyrit III a IV, sulfidy; (polymetalická fáze spojená s hydrotermální a tektonickou aktivitou)

Zlato na Roudném je velmi světlé, má malou ryzost (elektrum) cca 65,2 – 66,7 % Au (tj. 34,8 – 33,3 % Ag), vtroušeno do křemene a sulfidů v mikroskopické podobě (Šusta, 1922; Litochleb 1981). Zlato se vyskytuje převážně v mikroskopické podobě v hlavních žilách i ve velmi tenkých žilkách tvořících vlastní žilník. V literatuře jsou uváděny i formy v podobě plíšků, avšak je jich tak málo, že pro vlastní ložisko pozbývají významu. Údajně největší nálezy zlata byly až 5 mm velké plíšky.

3.5. Ratibořské hory – Stará Vožice

Tento revír leží na rozhraní Středočeské pahorkatiny a Českomoravské vrchoviny na styku Táborské a Vlašimské pahorkatiny a Křemešnické vrchoviny.

Za počátky dolování se dá pokládat 13. a 14. století. První písemný doklad o těžbě je z roku 1520. Roku 1652 byly Ratibořské hory povýšeny na městečko. Od roku 1719 dochází k největšímu rozmachu dolování, vlastníky jsou Schwarzenbergové. V druhé polovině 19. století byly doly uzavřeny a jen udržovány. Poslední udržovací práce byly ukončeny roku 1927. Celkem se zde zaevidovalo asi 93 750 kg vytěženého stříbra, skutečně to mohlo být 100 – 120 tun (machinace, podvody, neevidovalo se). (Nouza, 1983, 1988)

Hlavní geologickou jednotkou v této oblasti je moladanubikum, na Z se stýká se středočeským plutonem a na V přechází do chýnovských svorů.

Výraznou tektonickou linií blanického směru je jílová rozsedlina se sklonem 65° k Z. Nouza (1988) ji označuje jako rudní. Hlavními horninami jsou západně od jílové rozsedliny pararuly, biotitické

s granátem a sillimanitické a částečně migmatitizované pararuly (Chudáček, 1962; Nouza, 1983). Na východ od rozsedliny jsou to muskoviticko-biotitické pararuly (chýnovské svory).

Významné zlomové struktury lze v této oblasti rozdělit do tří skupin: 1) předrudní zlomové systémy, 2) rudní – systém jílové rozsedliny (souhlasný se směrem blanické brázdy), 3) porudní zlomové systémy.

Hlavními rudními minerály jsou galenit, sfalerit a tetraedrit. Ojedinele je přítomen pyrit a arzenopyrit. Výplň žil je tvořena křemenem, karbonáty a barytem. Galenit obsahuje až jednotky % stříbra, místy ho ovšem v jinak bohaté rudě vůbec nemusí obsahovat a může indikovat tzv. bonanzy – migrace stříbra a vytvoření sulfosolí (pyrargirit, stefanit, proustit) (Nouza, 1983, 1988).

Tetraedrit může obsahovat 18 – 30% stříbra.

Převládající směr rudních žil je SZ – JV se sklonem 60 -75° a svírají úhel 60° s jílovou rozsedlinou, tudíž s ní jsou zpeřené. Je jich celkem popsáno cca. 30, mocnosti 5–20 cm, délky max. 1 km, stříbrnosnost 1 000 – 5 000 g/t Ag. Nouza (1983, 1988) a další je interpretují jako tahové pukliny vzniklé horizontálními posuny. Čím mají žíly menší mocnost, tím jsou bohatší na rudu (Koutek, 1964).

3.6. Rudolfov

Tento revír leží v. od Českých Budějovic mezi obcemi Jelmo a Nedabyle. Orograficky patří do jednotky Lišovského prahu.

První písemná zmínka o těžbě pochází z roku 1385. Poté se dovídáme o dolování až ve 40. letech 16. století. Největší rozmach byl v druhé polovině 16. století, pak nastaly problémy s velkým počtem vlastníků a důlní vodou. Roku 1585 byl Rudolfov povýšen na horní město. Konec dolování nastal roku 1619 zrušením Rudolfova. Celkem se zde vytěžilo ve středověku asi 44 tun stříbra. Pozdější pokusy o obnovení těžby v 17. a 18. století nedosáhly většího významu. Až v polovině 19. století bylo na dole Jana Nepomuckého vytěženo asi 1,5 tun stříbra. Počátkem 20. století je snaha dolování obnovit, ovšem bez většího úspěchu. Definitivní konec způsobila první světová válka, poté už nedošlo k obnovení (Nouza, 1988).

Geologicky náleží do pestré skupiny moldanubika (pravděpodobné pokračování krumlovské pestré skupiny). Severní část je budována různě silně migmatitizovanými sillimanit-biotitickými pararulami, západní permokarbonskými sedimenty lhotické pánve, na východě líšovským granulitem, který je i místy v podloží pararul. Místy dochází k překrytí pararul křídovými sedimenty klikovského souvrství, kde v nejsevernější části vystupuje těleso ševětínského granodioritu.

V blízkosti poruch blanického směru jsou pararuly tektonicky postižené (mylonitizované), s tektonickým postižením stoupá i nabožení polymetaly (0,45 ppm Ag, 140 ppm Pb, 110 ppm Zn). V pararulách jsou časté vložky erlánu, amfibolitu, kvarcitu, krystalické vápence i grafitické polohy. Četné jsou zde pravé aplitické, pegmatitické a granitové žíly v pararulách (vyplňuje severojižní zlomový systém) a ložní pegmatitové polohy.

Sedimenty na tomto území jsou tvořeny permokarbonem lhotické pánve a křídou českobudějovické pánve. Lhotická pánev je budována na bázi arkózovými pískovci, slepenci, arkózami s vložkami antracitu, střední část je budována jílovci, prachovci a pískovci a antracitovou slojí a polohami karbonátů. Svrchní část je písčité jílovec. Celkově se stáří pohybuje od svrchního do spodního karbonu.

Hlavními tektonickými poruchami blanického směru v této oblasti jsou rudolfovský zlom a drahotešická dislokace. Rudolfovský zlom má ssz. směr, na jihu omezuje klikovské souvrství proti krystaliniku Lišovského prahu v s. části podél něj zaklesává lhotická pánev. Jeho výplň rudého jílu je mocná 2–5 m.

Drahotešická dislokace má směr JJZ – SSV a probíhá od Dolního Bukovska k Českým Budějovicím. Na S představuje tektonickou hranici třeboňské pánve, na J odděluje ševětínský granodiorit od krystalinika, výplň dislokace je částečně tvořena žilou ševětínského granodioritu s impregnací galenitu a pyritu.

Ložiskově nejvýznamnější poruchy jsou sj. blanického směru s hydrotermálně alterovanými horninami (místní zvýšení obsahů Ag, Pb, Zn), vedlejšími dislokacemi jsou poruchy směru V – Z, VJV – ZSZ, JV – SZ, které jsou mladší a zrudnělé dislokace blanického směru na nich končí (Nouza, 1988).

Zrudnění v rudolfovském revíru se soustřeďuje do několika hlavních uzlů – sloupů (libničský, hůrecký, rudolfovský, dobrovodský, srubecký, nedabylský).

Zjednodušená minerální sukcese (Koutek, 1964) je galenit – dolomit – křemen – stříbro.

Hlavními rudními minerály jsou galenit a sfalerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, bornit, covellin (v rudě až 2200 ppm Ag, 34,9 % Pb, 8,1 Zn). Ryzí stříbro i ve formě drátků, keříčků a plíšků, dále ve formě minerálů např. stefanit, proustit, pyrargyrit.

Morfologicky lze zrudnění rozdělit do tří skupin:

- žilné (žíly, žilky, čočky vázané na poruchy blanického směru, hydrotermální výplň konců dislokací a jejich nerovností)
- impregnační (jemně vtroušené rudní minerály v okolí žil související s žilným zrudněním)
- metasomatické (vznik metasomatickým zatlačením karbonátových hornin ve výplni dislokace především v libničském uzlu)

V historii se bohužel těžily pouze rudní sloupy identifikovatelné na povrchu. Do větší hloubky se pravděpodobně netěžily. Pro pokračování ložiska do hloubky dnes chybí přímé důkazy. Odhady prognóz do budoucna jsou proto značně náročné (Nouza, 1988).

3.7. Dobrá Voda

Poprvé se zde dovídáme o těžbě stříbra v polovině 16. století, elektra bez většího významu a v letech 1588, 1615 – 1618 kolem 50 g zlata za rok.

Zlato se začalo těžit až od druhé poloviny 18. století – konkrétně žíly Šebestián a Barbora. Lze říci, že to byla vlastně čočka křemene nabožená kovy, až 7 g/t elektra (50 % Au). V letech 1796 – 1808 se zde získalo 70,3 kg ryzího zlata.

Ložisko Dobrá Voda náleží k rudolfovskému rudnímu revíru. Geologicky tedy náleží k pestré skupině moldanubika, hlavními horninami jsou biotitické pararuly, granulitické ruly, žilné granity a aplity, grafitické ruly, čočky erlánů a krystalických vápenců.

Hlavní tektonické pásmo má výplň několik stovek metrů (linie Dubičná – Dobrá voda).

Rudní těleso je vázáno na poruchy blanického směru. Oproti zbytku rudolfovského revíru je Dobrá Voda patrně výše temperována. Možná se jedná o centrum celého revíru, čemuž by napovídalo i větší

množství aplitických a granitických žil, či o starší zlatou mineralizaci než je mineralizace polymetalická (Nouza, 1988).

4. METODY STRUKTURNÍ ANALÝZY

Strukturní analýza přirozeně deformovaných hornin kombinuje různé přístupy (tab. 1). Tato práce vychází především z dynamické a kinematické analýzy křehkých struktur časově spřízněných s hydrotermální aktivitou v blanické brázdě. Strukturní analýza zahrnuje tři etapy: 1) terénní sběr dat; 2) kontrolu dat a jejich genetické utřídění a 3) vlastní dynamickou a kinematickou analýzu.

Tab. 1 Kategorie strukturní analýzy (podle van der Pluin a Marshak, 2004).

Deskriptivní analýza	Charakteristika tvaru a vzhledu geologických struktur
Kinematická analýza	Určení směru pohybu jednotlivých bloků horniny při deformaci
Deformační analýza	Výběr vhodného matematického modelu k určení velikosti deformace horniny
Dynamická analýza	Určení napětí a jeho vztahu k deformaci
Analýza mechanismů	Studium procesů od úrovně atomické až po makroskopickou
Tektonická analýza	Studium vztahů mezi strukturami a globálními tektonickými procesy

Tabulka 2 shrnuje přehled parametrů, které lze shromáždit při práci v terénu. Výběr vhodných horninových výchozů a správná interpretace struktur jsou velmi důležité pro správnou kinematickou či dynamickou analýzu. Na možné metodické chyby při terénním studiu zlomů upozorňují například Sperner a Zweigel (2010). Kritická je zejména implementace dat s neurčitelným smyslem posunu (*slip sense*), či na plochách, které s hlavní zlomovou plochou svírají tupý úhel. Při kombinaci dat ze sousedních výchozů je potřeba dbát na to, aby všechny výchozy náležely ke stejné tektonické jednotce a pak též na to, zda mezi jednotlivými bloky nedošlo k vzájemné rotaci.

Tab. 2 Parametry potřebné pro kinematickou a dynamickou analýzu křehkých struktur (podle Sperner a Zweigel, 2010).

Nutné	Orientace zlomové plochy (směr a úhel sklonu)
	Orientace posunu po ploše (orientace a sklon tektonické striace)
	Smysl posunu po zlomové ploše (<i>pravo-/levo- stranný, pokles, přesmyk</i>)
Doporučené	Míra spolehlivosti určení stanovení smyslu posunu Tyto parametry jsou souborně označovány jako „fault-slip data“
	Typ indikátoru pro stanovení úrovně spolehlivosti (viz. např. Doblas 1998)
	Rozměry zlomové plochy
Vhodné	Množství dislokací (normalizováno na plochu výchozu)
	Typ a barva doprovodné mineralizace na zlomové ploše (genetické skupiny)
	Časové vztahy mezi různými generacemi tektonických striací na jedné zlomové ploše
	Časové vztahy mezi různými zlomovými plochami
	Vztah zlomu k lokální struktuře

4.1 Přetvoření/deformace (strain) a napětí (stress)

Deformace a napětí jsou velmi důležitými veličinami ve strukturní analýze. V horninovém prostředí lze deformaci přímo pozorovat a pomocí ní určit, jaké pohyby formovaly danou strukturu, zatímco odpovídající napětí lze pouze odvodit a tím provést genetickou interpretaci vzniku struktury. Pro svou přímou souvislost s pozorovanými strukturami má kinematická analýza oproti dynamické mnohé výhody. Dále je také méně výpočetně a analyticky náročná, více intuitivní, avšak i více povrchní (Marrett a Peacock, 1999). Pollard (2000) ve své studii poukazuje na tvrzení Marretta a Peacocka (1999) a uvádí, že pro přesnou kompletní strukturní analýzu je potřeba kombinovat jak kinematickou analýzu (založenou na přetvoření), tak i analýzu dynamickou (založenou na napětí). Watterson (1999) zkoumal potenciál deformační geometrie jako metody, pomocí které lze porozumět a interpretovat běžné střížné poruchy - od zlomů až po plastické střížné zóny.

Dle Žalohara a Vrabce (2010) geometrie zlomového systému není určována pouze jedním parametrem (tj. deformací), ale závisí též na napětí, které není vždy symetrické. Ve své studii vyvinuli autoři nový konstituční vztah pro zlomové systémy postižené deformací založený na J-2 plastickém modelu pro Cosseratovo kontinuum. V této teorii je směr skluzu podél zlomů závislý na tzv. Cosseratově deformačním tensoru a ne na tensoru napětí. Z této teorie odvodili obecný asymetrický tensor napětí, pomocí kterého lze určit velikost mikrorotace, která působí nebo působila na studovanou horninu. Na podobnou skutečnost poukazují i Tikoff a Wojtal (1999), kteří ve své práci uvádějí možnost využití a studia i ostatních parametrů jakými jsou například přírůstkové přemístění nebo celkové přemístění.

Při studiu a mapování jednotlivých zlomů je důležité správně určit jejich typ a také vztah k hlavním zlomům. Na základě těchto výsledků je poté možné zvolit správnou metodu pro určení deformace. Například pro izolované zlomové struktury mohou být směry maximální horizontální deformace vypočteny pomocí paleonapětí, nebo pro „Coulombovy“ či orthorombické poruchy pomocí tzv. modelu „*odaxis*“ (Nieto-Samaniego, 1999). Zlomové struktury často neprocházejí pouze jedním typem horniny, ale mohou protínat různé horninové typy, které se liší svou tuhostí. V tomto případě neplatí lineární vztah mezi velikostí přemístění a celkovou délkou poruchy v zóně zlomu. Je zde patrný vliv Youngova modulu pružnosti daného pro každý typ horniny. Jak ve své studii uvádí Gudmundsson (2004): Youngův modul pružnosti ovlivňuje velikost přemístění na zlomu jak prostorově (v případě zlomu protínajícího horniny s různou tuhostí), tak i časově (pokud dojde ke změně tuhosti ve zlomové zóně samotné).

Cladouhos a Allmendinger (1993) vyvinuli metodu „FSFS“, pomocí které lze určit z fault-slip dat konečnou deformaci a rotaci horninových bloků. Tato metoda je založena na stejném konceptu jako tzv. metoda součtu momentových tensorů (MTS, „*moment tensor summation*“), která charakterizuje infinitesimální deformaci oblasti způsobenou vznikem zlomu během zemětřesení. Výhodou metody FSFS oproti MTS je její aplikace při řešení rotace bloků během vzniku zlomů a též i v případech vrásavých a násunových struktur sousedících s hlavními zlomovými strukturami.

4.2 Analýza paleonapětí

Před samotným zahájením analýzy je nejprve nutné zkontrolovat, zda jsou naměřená data vhodná/úplná pro konkrétní analýzu. Zejména nutno prověřit homogenitu orientace striací v rámci jedné zlomové plochy. Drobné odchylky od generálního směru mohou vzniknout při samotném měření dat v terénu (například nerovnostmi na zlomové ploše, či nepřesným zacházením s kompasem) a pohybují se většinou v řádu několika stupňů (Sperner a Zweigel, 2010). Při analýze fault-slip dat je nejdůležitější jejich správné rozdělení do homogenních podskupin a výběr vhodné metody pro každou podskupinu. Separace dat může být provedena například na základě odlišné mineralizace

na zlomových plochách nebo na základě různých matematických a grafických separačních metod. Při prvotní interpretaci dat se zpravidla používají projekční metody, pomocí kterých jsou celkem spolehlivě odhalena nekompatibilní data (např. Hoepfenerova metoda; Sperner a Zweigel, 2010).

Hlavní cílem při analýze paleonapětí je určit tensor paleonapětí, jenž reprezentuje napět'ový stav v době vzniku zlomu, pomocí kterého lze zjistit - odvodit směr pohybu po ploše zlomu. Tento problém je obecně nazýván jako inverzní problém a lze jej řešit pomocí inverzních algoritmů (Žalohar a Vrabec, 2007). Například Twiss a Unruh (1998) ve své studii uvedli předpoklady při získání jedinečné hodnoty tensoru paleonapětí pro určení směru pohybu na zlomech s různou orientací: (1) směr pohybu na zlomech je rovnoběžný se střížným napětím na těchto zlomech; (2) pohyby na zlomech probíhají nezávisle na sobě; (3) bloky ohraničené zlomovými plochami nepodléhají rotaci; (4) napět'ové pole aktivující zlomy je časově nezávislé a homogenní (Twiss a Unruh, 1998).

Řešení inverzního problému však skýtá mnohá úskalí, nejjednodušší je jeho formulace v případě homogenního systému zlomů, kdy byly všechny zlomy aktivovány ve stejném čase a ve stejném napět'ovém režimu, avšak zlomové systémy jsou pouze zřídka homogenní. Nejčastěji jsou tyto systémy ovlivňovány několika rozdílnými režimy napětí, které odpovídají různým tektonickým událostem (Nemcok a Lisle, 1995). Pro řešení tohoto problému existuje mnoho metod, například Žalohar a Vrabec (2007) ve své práci popsali a testovali tzv. Gaussovu metodu, která je založena na tradiční inverzi fault-slip dat. Výhodou Gaussovy metody je vysoká efektivita, dokonce i v případě relativně velkého rozptylu úhlů nehodících se mezi hodnoty teoretického a reálného směru sklonu. Tato metoda je velmi účinná pro separaci heterogenního systému do homogenních podskupin a výpočet příslušného tensoru napětí pro každou napět'ovou etapu. Gaussova metoda, stejně jako všechny ostatní metody, má svá omezení hlavně v případech malých rozdílů v orientaci napět'ových os mezi separovanými napět'ovými stavy. Na základě výsledků z testování Gaussovy metody určili Žalohar a Vrabec (2007) limitující úhel 25° pro spolehlivou separaci tensoru napětí reálných fault-slip měření.

Při použití konvenčních inverzních metod lze z celkem šesti nezávislých parametrů tektonického tensoru napětí získat pouze čtyři. Yin a Ranalli (1995) ve své studii uvádějí metodu založenou na Coulomb-Navierově kritériu (*Coulomb-Navier failure criterion*), pomocí níž lze u zlomů určit jejich pevnost v tření (*frictional strength of faults*). Výhodou této metody je její aplikovatelnost jak na novotvořené zlomy, tak na zlomy reaktivované.

Mnoho inverzních metod je založeno na tzv. Wallace-Bottově hypotéze, že smykové vektory jsou rovnoběžné se střížným napětím na zlomu. Dupin a kol. (1993) ve své práci provedli numerický výzkum Wallace-Bottových a Carey-Brunierových hypotéz, které poskytují základní klíč pro určení tensorů paleonapětí pomocí fault-slip dat a ohnisek zemětřesení. Autoři modelovali směr posunu na jednom a několika zlomových plochách a výsledky porovnávali s teoretickým řešením daným Wallace-Bottovým vztahem. Hlavním cílem jejich studie bylo zdůraznit možné nesrovnalosti mezi koncepčním modelem použitým Careym & Brunierem a více realistickou představou chování rozpukané horninové masy. Pro vytvoření tohoto modelu použili numerickou trojrozměrnou „Distinct Element“ metodu, která umožňuje simulovat mechanickou odezvu systému skládajícího se z jednotlivých bloků. Na základě výsledků modelu zjistili, že v případě mechanické interakce mezi dvěma zlomy je Carey-Brunierův základní model pro řešení inverzního problému nedostačující, a uvedli důležitost správného získávání a interpretace dat.

K otestování spolehlivosti výsledných napětí získaných inverzními metodami slouží jednoduchá technika a to vizualizace inverzní funkce (Yamaji, 2003; Yamaji a kol., 2006). Uvedenou techniku autor Yamaji (2003) studuje a porovnává s konvenční inverzní a vícenásobnou inverzní metodou, jak s uměle vytvořenými, tak i s přirozenými daty.

Celérier a Séranne (2001) uvádějí jednoduchou grafickou techniku, pomocí které lze odvodit tektonický režim z fault-slip dat před samotnou aplikací inverzní metody. Předpokladem pro využití této metody je blízkost jednoho z hlavních směrů os napětí k vertikále.

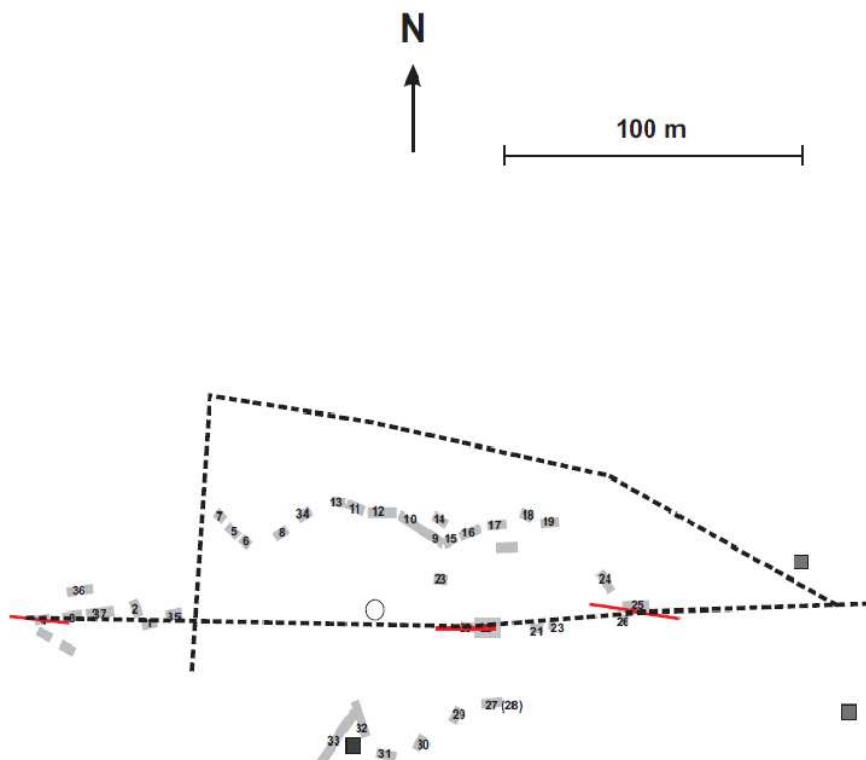
Žalohar a Vrabec (2008) ve své práci popisují „Multiple-slip“ metodu (MSM), jež je založena na kombinaci kinematických technik a technik analýzy paleonapětí, přičemž analýza paleonapětí musí být provedena jako první. Multiple-slip metoda se používá hlavně v případech, kdy není možno určit deformaci pomocí jednoduché kinematické analýzy. Hlavním cílem této metody je vypočítat směr kinematických os, které reprezentují směr maximálního zkrácení a extenze, a dále určit směr a relativní míru rotace. Pro využití této metody je potřeba nejprve znát tři základní údaje o každém zlomu: (1) orientaci zlomové plochy, (2) směr a sklon smyku, (3) počet paralelních zlomů ve stejném rozsahu velikostí. Na základě testování této metody zjistili autoři, že vztah mezi napětím a deformací závisí na tření na zlomu a na materiálové anisotropii, která je určována stupněm asymetrie zlomového systému.

5. VÝSLEDKY

Celá studovaná oblast byla poměrně značně rozmanitá s různou zakrytostí terénu, resp. výchozů. Hlavními horninami v této oblasti jsou biotit-silimanitická pararula a biotit-muskovitická (blanická) ortorula. Jevy, které bylo možno v terénu pozorovat, jsou litologické páskování S0 (pouze lokálně), metamorfní foliace S1 (v celé oblasti), kliváž S2 (pouze lokálně), kliváž S3 (pouze lokálně), horninové žíly - aplit, pegmatit (lokálně lokalita Roudný, Velký a Malý Blaník), hydrotermální žíly bohaté turmalínem (lokálně lokalita Roudný), hydrotermální křemenné žíly několika generací (Q0, Q1, Q2, Q3/a, b, c/), které jsou detailněji popsány v kapitole 5.1, samozřejmě pukliny a zlomy (striace), které se vyskytují v různých lokalitách s rozdílnou četností.

5.1 Roudný

Na Roudném je vzhledem k tomu, že zde býval starý zlatodůl, četnost výchozů velmi hojná, pro lepší představu přikládám náčrtek (obr. 8) s rozmístěným výchozů ve studované lokalitě. I z tohoto důvodu se stal Roudný, přes velkou složitost, komplikovanost a různou zakrytost terénu, mou nejnavštěvovanější lokalitou, právě kvůli četnosti výchozů a pozorovatelným geologickým fenoménům.



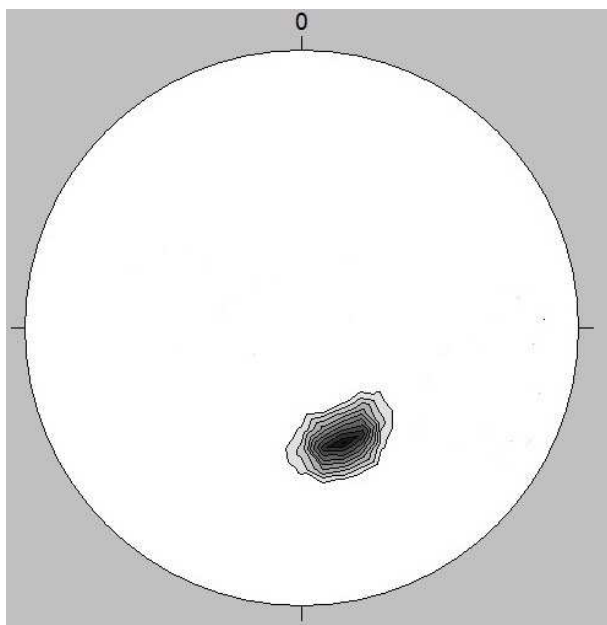
Obr. 8 Schématické znázornění rozmístění výchozů na lokalitě Roudný; červeně značen průběh zlomové plochy pozorovatelné v terénu, čerchovaně značen průmět zlomů z historické důlní dokumentace na povrch.

Hlavní horninou je zde biotit-silimanitická pararula až biotitická pararula. Často dochází ke střídání masivních poloh bohatých křemenem v řádu desítek centimetrů a poloh intenzívně foliovaných (bohatých fylosilikáty). Toto střídání označuji jako litologické páskování (S0) (obr. 9) a jeho průběh znázorňuje obr. 10. Stavba S0 je přetištěna metamorfní foliací (S1), která je nejvýraznějším strukturním prvkem oblasti. Foliace S1 (obr. 11) víceméně vykazuje jednotný sklon k S až SZ a je v podstatě totožná s S0. Z dat získaných z historické důlní dokumentace lze postupně vypočítat mírné stáčení foliace ze SZ (většina měření na dnešním povrchu) k S (nejhlubší patra v dole), jak ukazuje obr. 12. Nicméně interpretace dat ze staré dokumentace byla poměrně složitá a její výsledky mohou být značně spekulativní.

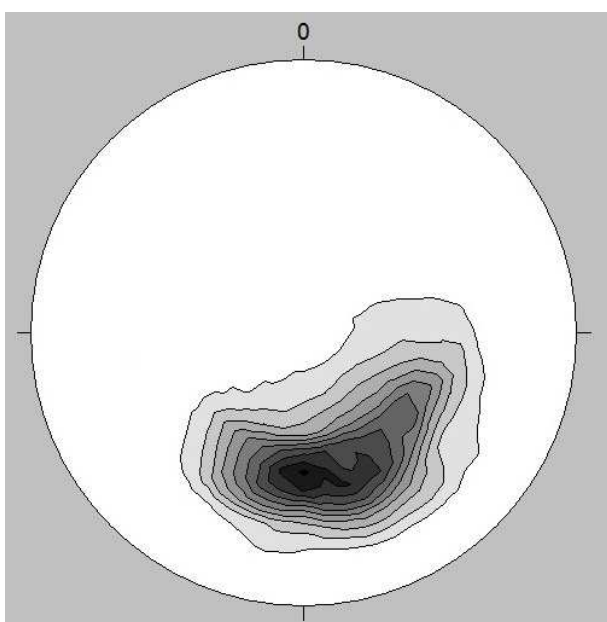
Lineaci protažení L1 v metamorfní foliaci S1 znázorňuje obr. 13.



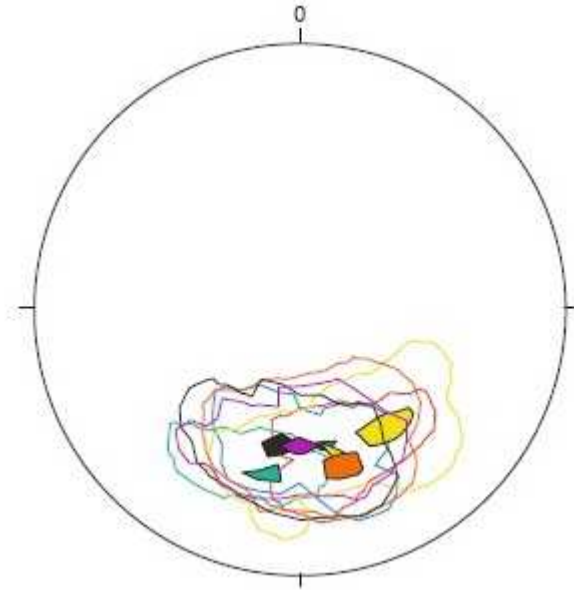
Obr. 9 Fotografie litologického páskování S0.



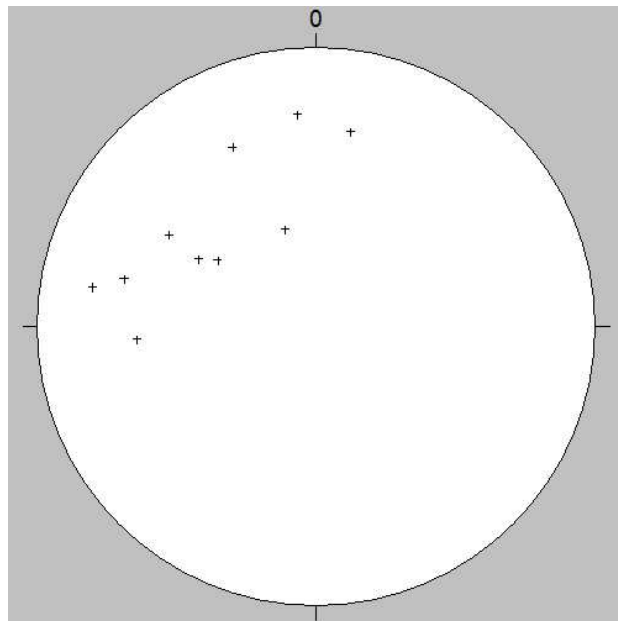
Obr. 10 Póly ploch litologického páskování S0 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



Obr. 11 Póly ploch metamorfní foliace S1 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).

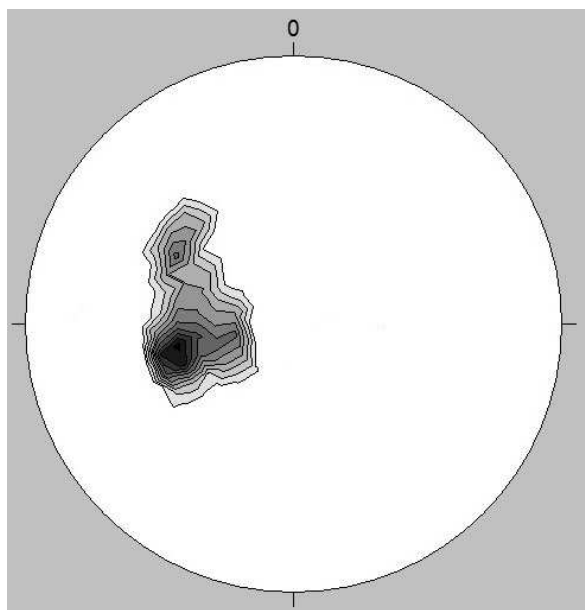


Obr. 12 Póly ploch metamorfní foliace S1 na jednotlivých patrech zlatodolu Roudný (data z důlní dokumentace); červeně p. 112, modře p. 170, zeleně p. 390, žlutě p. 420, oranžově p. 450, černě p. 480, fialově p. 510, (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



Obr. 13 Lineace protažení L1 na lokalitě Roudný.

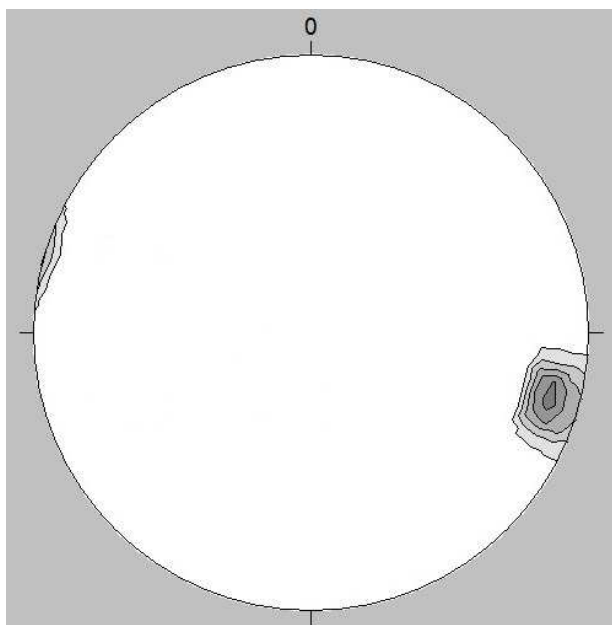
Méně četnými mladšími prvky je kliváž S2 (obr. 14), která je naložená na S1. Její sklon lze označit jako střední a směr sklonu převládá v. směrem. Vzájemné pronikání metamorfní foliace S1 a kliváže S2 znázorňuje obr. 15. Nejmladší kliváž S3 (obr. 16) má pak pouze lokální charakter a byla pozorována pouze v okolí Roudného (je strmého sklonu 70–90° k Z).



Obr. 14 Póly ploch kliváže S2 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



Obr. 15 Vzájemné pronikání metamorfní foliace S1 a kliváže S2.



Obr. 16 Póly ploch kliváže S3 (Roudný), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).

Ruly jsou místy protínány žilami aplitu, pozoroval jsem i menší tělesa o velikosti několik centimetrů.

Turmalín lze pozorovat jako projev hydrotermální aktivity v podobě drobných žil a čoček nebo lemů kolem křemenných žil a na plochách zlomů (obr. 17). Jejich mocnost není velká do cca 2 cm a jejich délka nepřesahuje 2 m.

Hydrotermální žíly jsou především reprezentovány křemenem, který lze na Roudném rozdělit celkem do čtyř generací (Q 0-3). Křemen Q0 je v asociaci s turmalínem, orientován je paralelně s foliací S1. Maximální mocnost čocky, kterou jsem našel, je 5 cm. Křemen Q1 je mléčně bílý s mocností i několik desítek cm, orientace v podstatě paralelní s metamorfní foliací S1 (do generace Q1 řadím i hlavní žílu na ložisku). Šedý křemen s rozptýlenými sulfidy označuji jako Q2, jejich směr průběhu lze odhadnout na V-Z. Četné křemenné mléčně bílé žilky s převážně malou mocností (řády mm) označuji jako Q3, od Q1 a Q2 jsou v terénu velmi snadno rozlišitelné, jelikož se jedná o bilaterálně souměrné žilky vzniklé extenzí bez zřetelných známek pohybu. Jejich směr se pohybuje v rozpětí 109 – 289°. Žilky Q3 (obr. 18) lze rozdělit dle vzájemného protínání do třech stádií (Q3a, Q3b, Q3c), kde rozdělení je v sepětí s otáčením osy σ_3 paleonapětí.

Puklinový systém zde tvoří 2-3 skupiny (obr. 19).

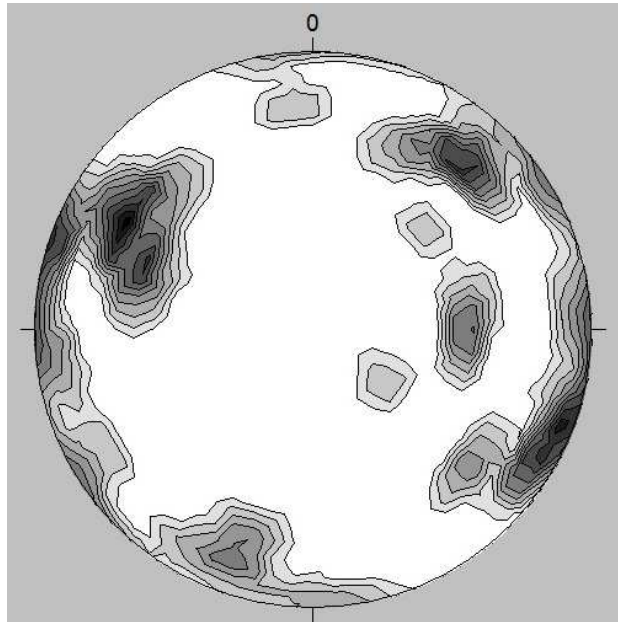
Na tektonických poruchách jsem objevil celkem 42 ploch (obr. 20) se striacemi, kde se mi, alespoň částečně, podařilo určit smysl pohybu. Většinou se jedná o zlomy poklesového či přesmykového charakteru. Jeden z takových zlomů ukazuje obr. 21 a 22.



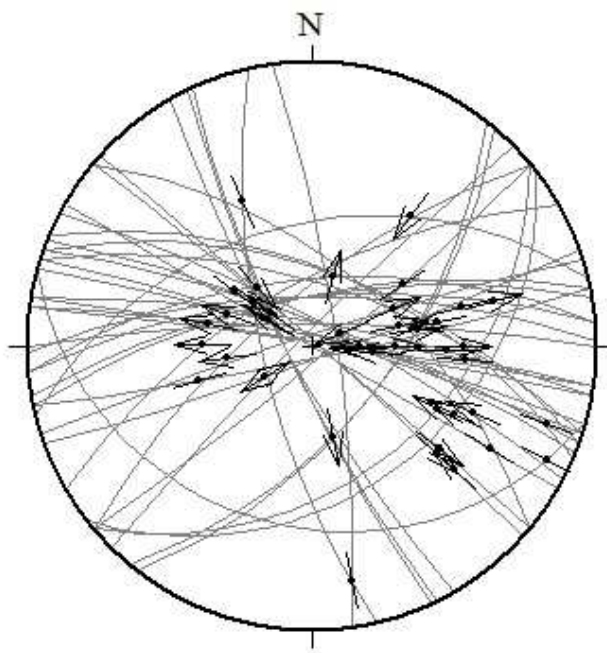
Obr. 17 Turmalín na zlomové ploše.



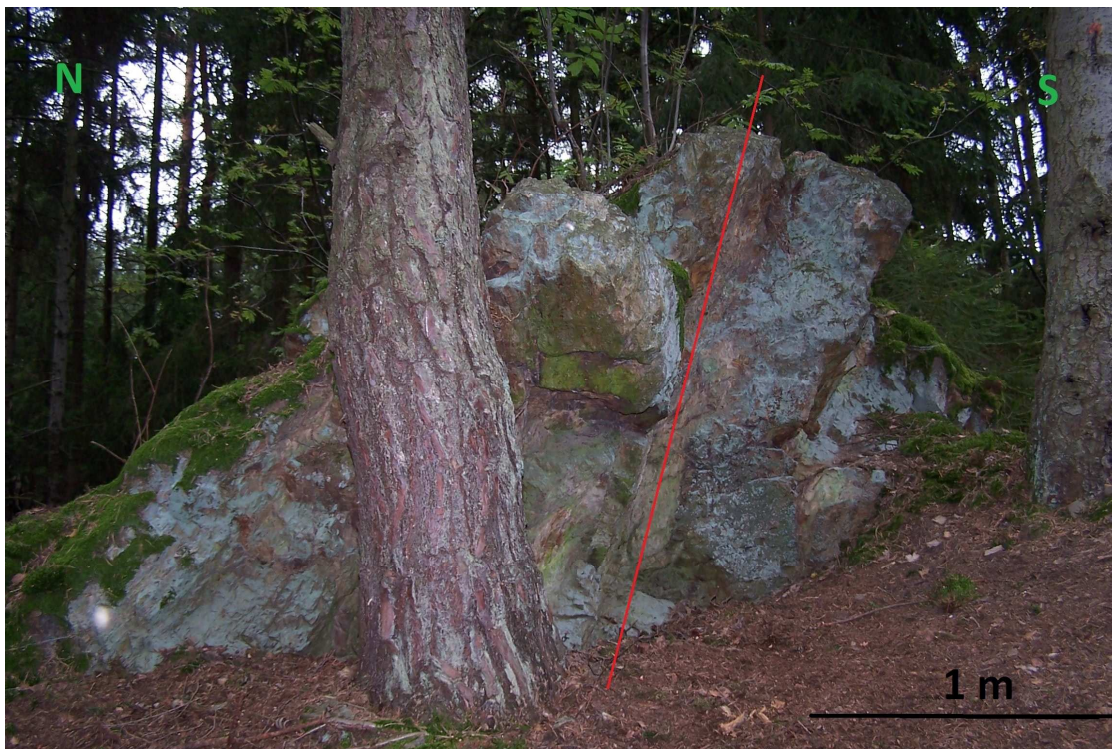
Obr. 18 Křemen typu Q3.



Obr. 19 Puklinový systém na lokalitě Roudný (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).



Obr. 20 Zlomové plochy na lokalitě Roudný (projekce na spodní polokouli).



Obr. 21 Ukázka zlomu na Roudném.



Obr. 22 Ukázka zlomu na Roudném.

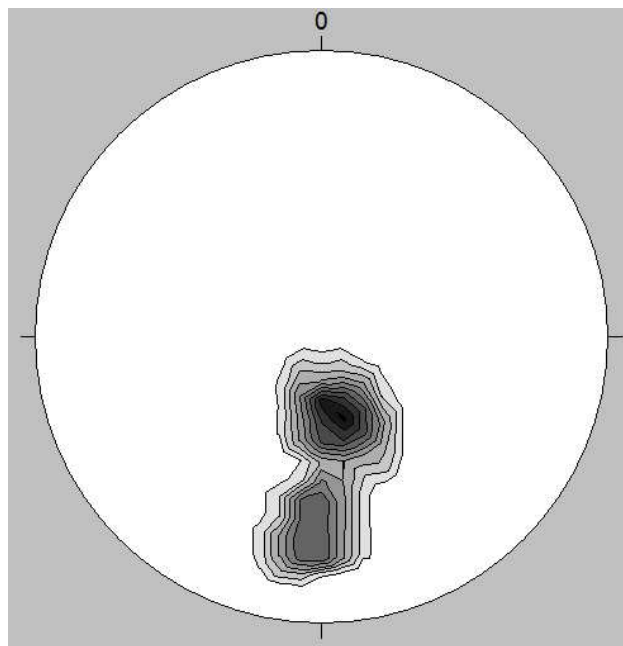
5.2 Hříva

Hříva byla rovněž častěji navštěvovanou lokalitou. Skalní výchozy zde tvoří 4 skalní hřbety, které jsou tvořeny masivní silicifikovanou horninou (kvarcitem). Hornina je velmi tvrdá. Místy je protkána žilkami mladšího křemene. V širším okolí se vyskytuje pararula, kde je možno občas provádět měření metamorfní foliace S1 se středním sklonem k S a směrem vrstev V-Z (obr. 23). Lineaci protažení L1 jsem na této lokalitě nepozoroval.

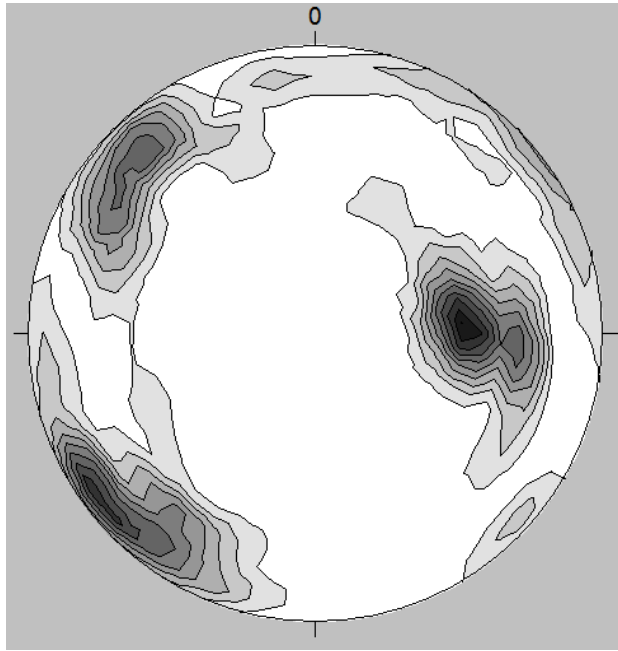
Hydrotermální žíly představuje křemen, analogicky s lokalitou Roudný ho označuji jako Q3. Jedná se tedy o bilaterálně souměrné extenzní žilky mléčně bílé barvy. Obvyklá mocnost je od 1 do 20 mm. Žilky Q3 lze opět rozdělit do tří stádií (Q3a, Q3b, Q3c) na základě vzájemného pronikání, jako důsledek otáčení osy σ_3 paleonapětí.

Puklinový systém je zde tvořen 2-3 skupinami puklin (obr. 24).

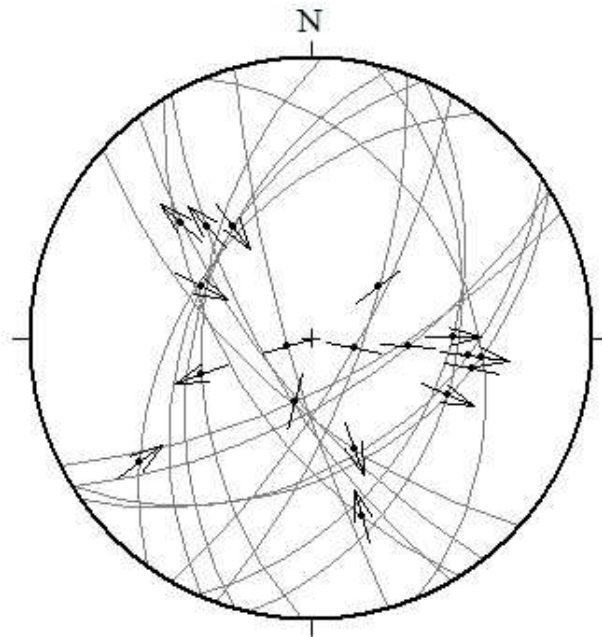
Nalezení zlomových ohlazů zde vyžadovalo značné úsilí. Celkem se mi podařilo nalézt 18 tektonických striací, převážně se jednalo o zlomy poklesového charakteru či o zlomy, kde se mi nedařilo jasně určit smysl pohybu (obr. 25).



Obr. 23 Póly ploch metamorfní foliace S1 (Hříva), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



Obr. 24 Puklinový systém na lokalitě Hřívá (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).



Obr. 25 Zlomové plochy v oblasti Hřívá (projekce na spodní polokouli).

5.3 Oblast Velkého a Malého Blaníku

Výchozy v oblasti Velkého a Malého Blaníku jsou tvořeny převážně biotit-muskovitickou ortorulou (blanická ortorula) s významným podílem turmalínu (obr. 26). Množství výchozů je zde značné, na vrcholcích obou kopců i svazích se nachází početné skupiny skal (např. Veřejova skála na Velkém Blaníku).

Metamorfní foliace S1 má střední úklon k S (obr. 27), směr vrstev V-Z. Lineaci protažení L1 v metamorfní foliaci S1 ukazuje obr. 28. S velmi malou četností výskytu jsem objevil i mladší kliváž S2 se středním sklonem k V (obr. 29).

Objevil jsem zde i 2 žíly pegmatitu (obr. 30) sj. směru.

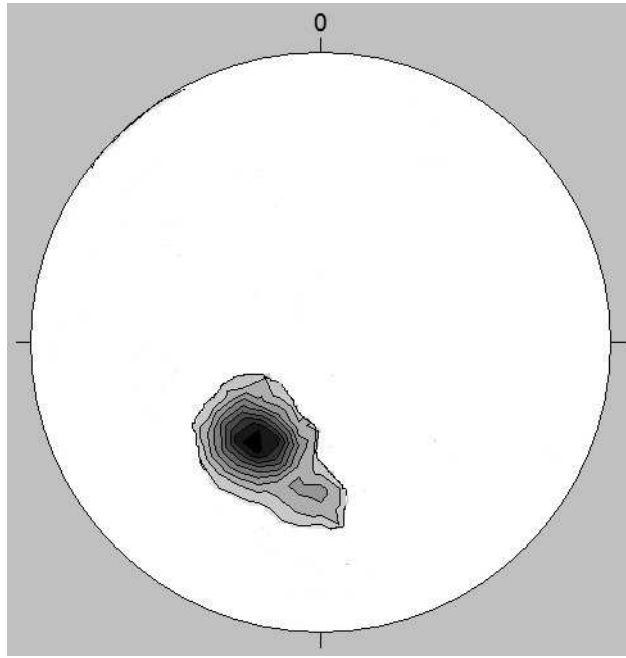
Hydrotermální žíly jsou zde zastoupeny křemenem třech generací – Q1, Q2, Q3. Žilky Q1 mají sj. směr, žilky Q2 směr SV-JZ a žilky Q3 jsou směru SZ-JV.

Puklinový systém obsahuje 2 maxima (obr. 31).

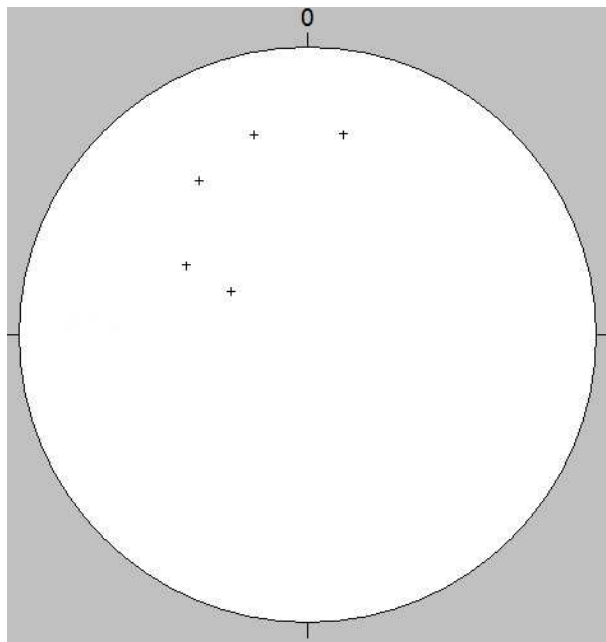
Celkem se mi v terénu v této oblasti podařilo najít 93 tektonických striací s převládajícím poklesovým smyslem pohybu (obr. 32). Obrázek 33 přikládám jako ukázkový příklad zlomu v oblasti, obr. 34 a 35 ukazují příklady striací.



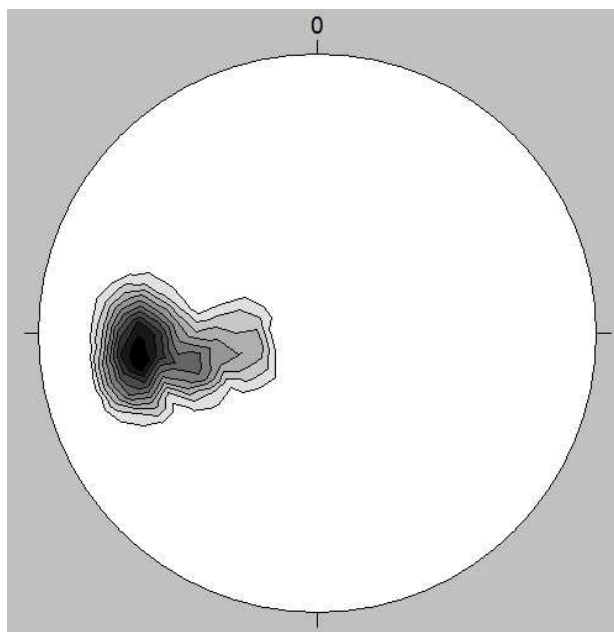
Obr. 26 Biotit-muskovitická ortorula (blanická ortorula).



Obr. 27 Póly ploch metamorfni foliace S1 (Velký a Malý Blaník), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



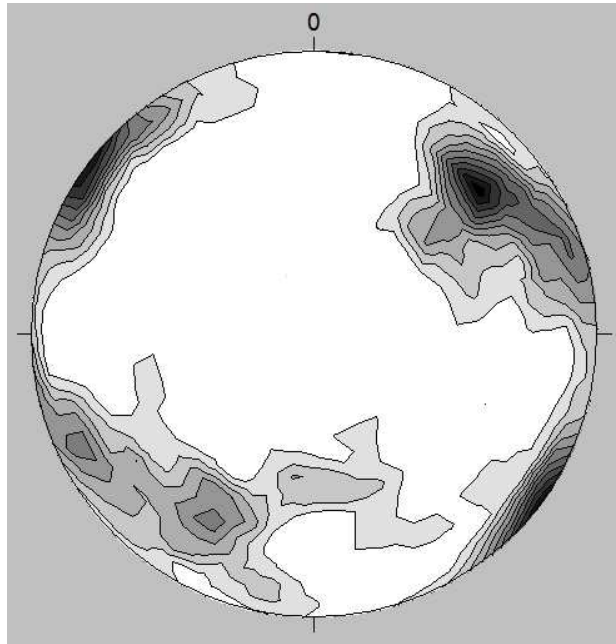
Obr. 28 Lineace protažení L1 v oblasti Velký a Malý Blaník.



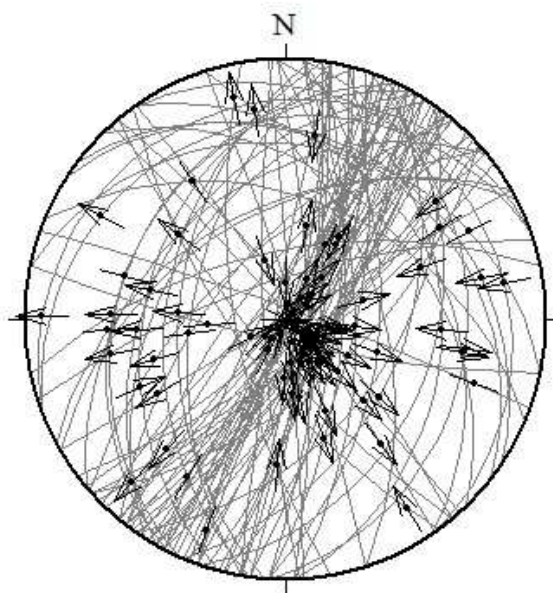
Obr. 29 Póly ploch kliváže S2 (Velký a Malý Blaník), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



Obr. 30 Žíla pegmatitu v blanické ortorule.



Obr. 31 Puklinový systém v oblasti Velkého a Malého Blaníku (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).



Obr. 32 Zlomové plochy v oblasti Velkého a Malého Blaníku (projekce na spodní polokouli).



Obr. 33 Jeden ze zlomů v oblasti.



Obr. 34 Příklad striací.



Obr. 35 Příklad striací.

5.4 Oblast Mladá Vožice – Chýnov

Nalezení dostatečného počtu skalních výchozů vhodných pro strukturní měření bylo v této oblasti obtížné, jelikož terén je zde dosti zakrytý s malým počtem výchozů.

Výchozy jsou zde tvořeny jak biotit-muskovitickou ortorulou (bližší okolí Mladé Vožice), tak biotit-silimanitickou pararulou s vložkami amfibolitů a krystalických vápenců (Chýnovské jeskyně).

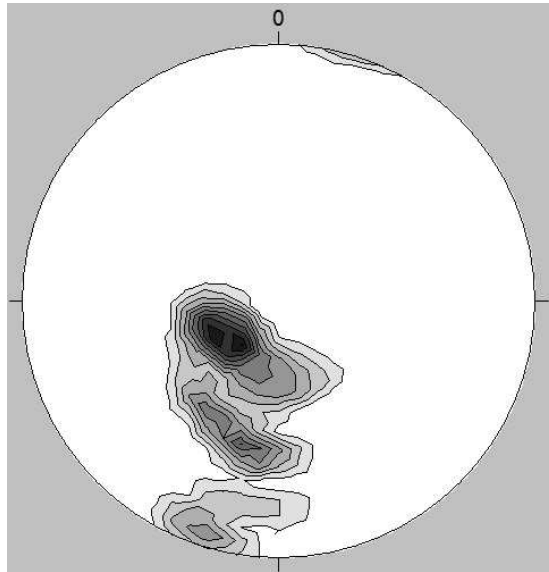
Metamorfní foliace S1 má mírný až střední sklon k S s průběhem vrstev od V-Z (obr. 36.), lineaci protažení L1 ukazuje obr. 37. S velmi malou četností jsem objevil i mladší kliváž S2 se středním sklonem k V až JV (obr. 38.).

Hydrotermální žíly v této oblasti jsou zastoupeny křemenem Q1, Q2, Q3, rozdělené na základě vzhledu a vzájemného pronikání.

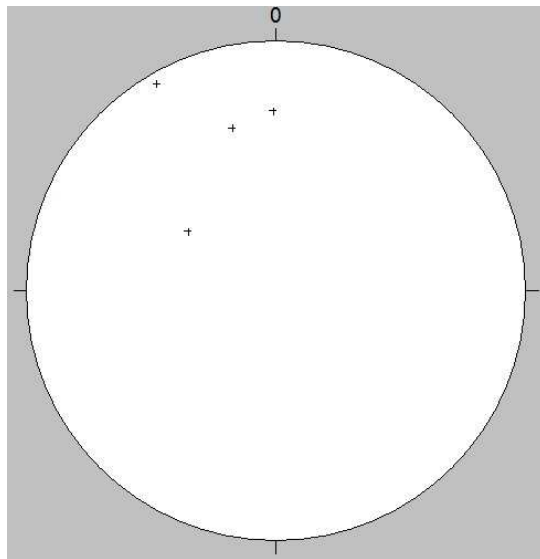
Žíly Q1 mají průběh SSZ-JJV. Křemenné žíly Q2 mají směr S-J. Třetí skupinu žil tvoří křemen Q3, jehož žíly mají průběh V-Z.

Puklinový systém obsahuje 2 maxima (obr. 39).

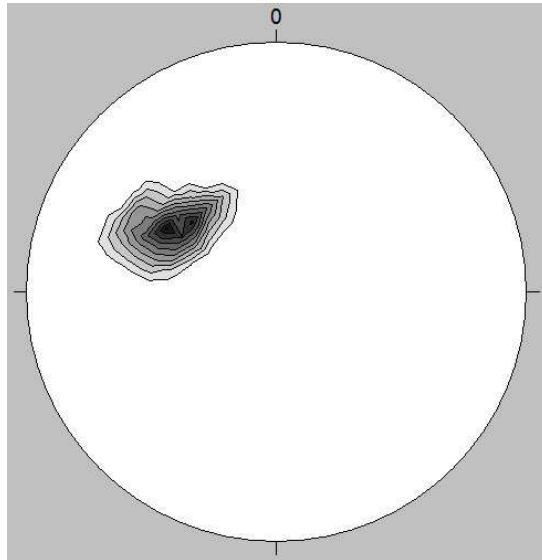
Na výchozech se mi bohužel podařilo objevit jen 19 ploch s tektonickými striacemi. Převážně na nich převládal poklesový smysl pohybu (obr. 40).



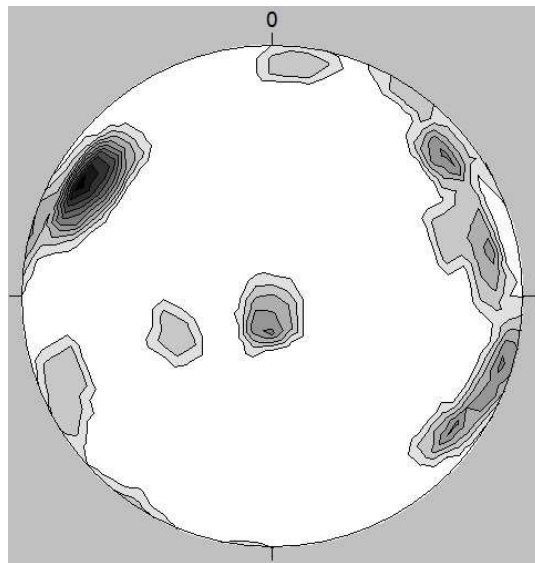
Obr. 36 Póly ploch metamorfní foliace S1 (Mladá Vožice – Chýnov), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



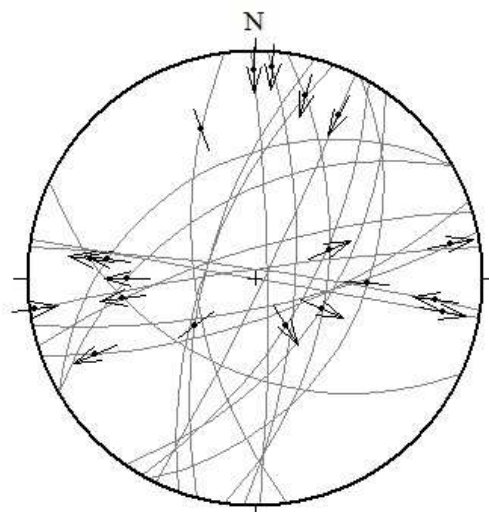
Obr. 37 Lineace protažení L1 v oblasti Mladé Vožice - Chýnov.



Obr. 38 Póly ploch kliváže S2 (Mladá Vožice - Chýnov), (konturový diagram, projekce na spodní polokouli).



Obr. 39 Puklinový systém (Mladá Vožice – Chýnov), (konturový diagram pólů ploch, projekce na spodní polokouli).



Obr. 40 Zlomové plochy (Mladá Vožice – Chýnov), (projekce na spodní polokouli).

5.5 Numerická analýza paleonapětí na základě studia ploch s tektonickými ohlazy

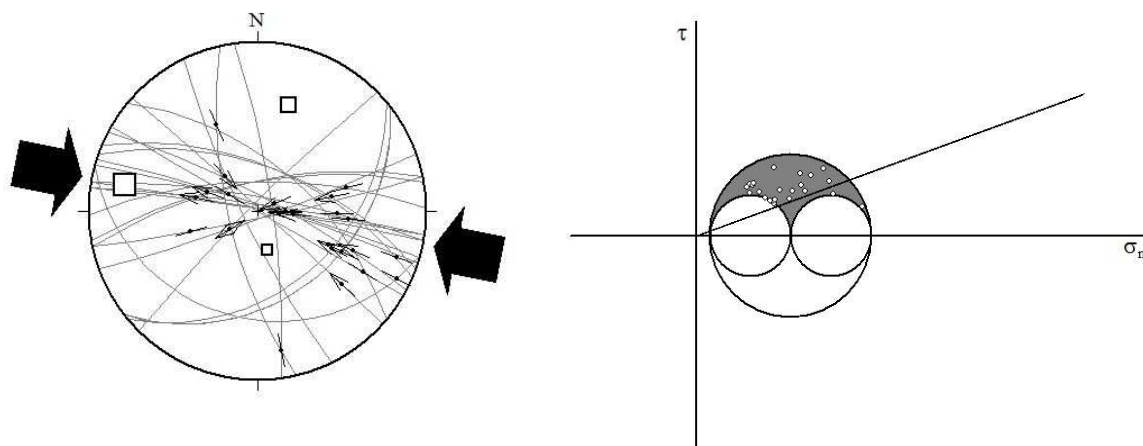
Data byla vyhodnocena v programu T-Tecto v. 3.0. se zohlednění směru pohybu (pokles, přesmyk, pravo-/levostranný posun) a míry nejistoty jeho určení (neznámý, pravděpodobný, jistý, zaručený).

5.5.1 Roudný

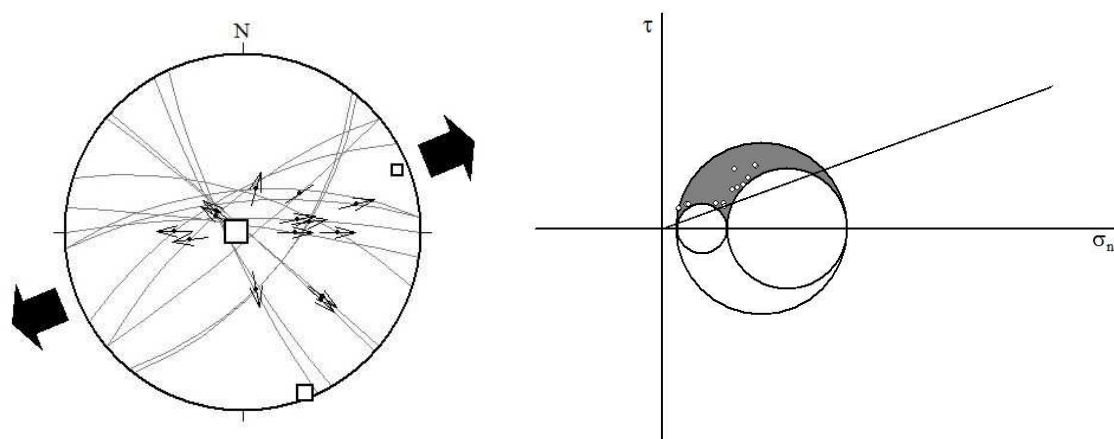
Na lokalitě Roudný a jeho okolí jsem lokalizoval celkem 42 ploch, které lze považovat za tektonické ohlazy.

Studované plochy náleží ke dvěma vzájemně odlišným tektonickým fázím s odlišnou orientací os napětíového elipsoidu a i s odlišnými poměry napětí $\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3$.

Fáze-1 je charakterizována silnou subhorizontální kompresí ve směru ZSZ-VJV a extenzí ve vertikálním směru (obr. 41). Fáze-2 se odlišuje vertikální kompresí a subhorizontální extenzí ve směru ZJZ-VSV (obr. 42). Většina analyzovaných ploch patří právě k těmto dvěma fázím, jejichž existenci považuji za bezpečně prokázanou. Čtyři plochy ze 42 naměřených ploch nebylo možné zařadit ani k fázi-1 ani k fázi-2.



Obr. 41 Fáze-1 (Roudný), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šípky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.

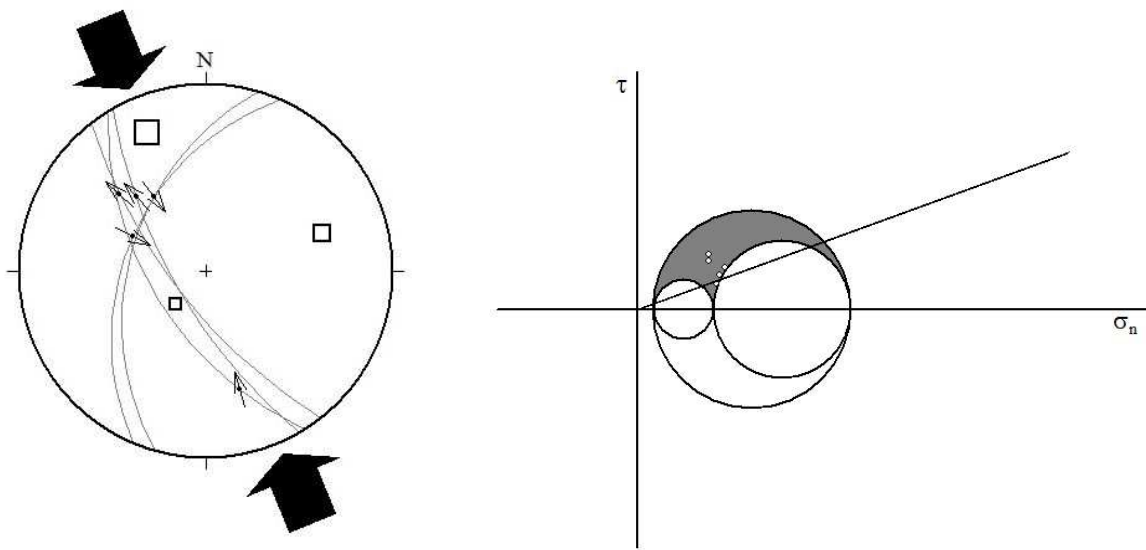


Obr. 42 Fáze-2 (Roudný), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šípky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.

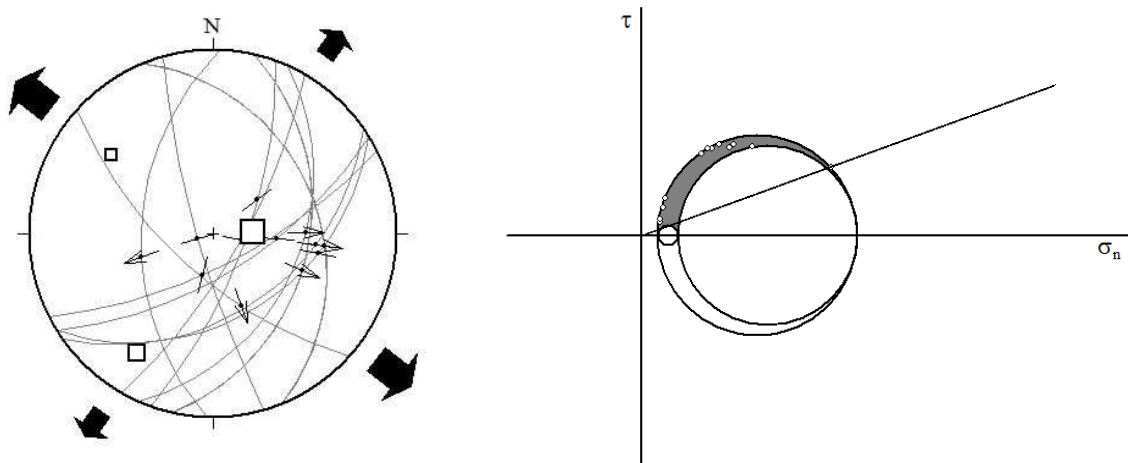
5.5.2 Hřívá

V okolí vrchu Hřívá jsem objevil celkem 18 ploch vhodných ke studiu tektonických ohlazů. Studované plochy náleží ke dvěma tektonickým fázím s odlišnou orientací os napětíového elipsoidu a i s odlišnými poměry napětí $\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3$.

Fáze-1 je typická silnou subhorizontální kompresí ve směru SSZ-JJV a vertikální orientací σ_3 osy (obr. 43). Fáze-2 je představována subhorizontální extenzí ve směru SZ-JV a vertikálně orientovanou σ_1 osou, která představuje kompresi (obr. 44).



Obr. 43 Fáze-1 (Hříva), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.



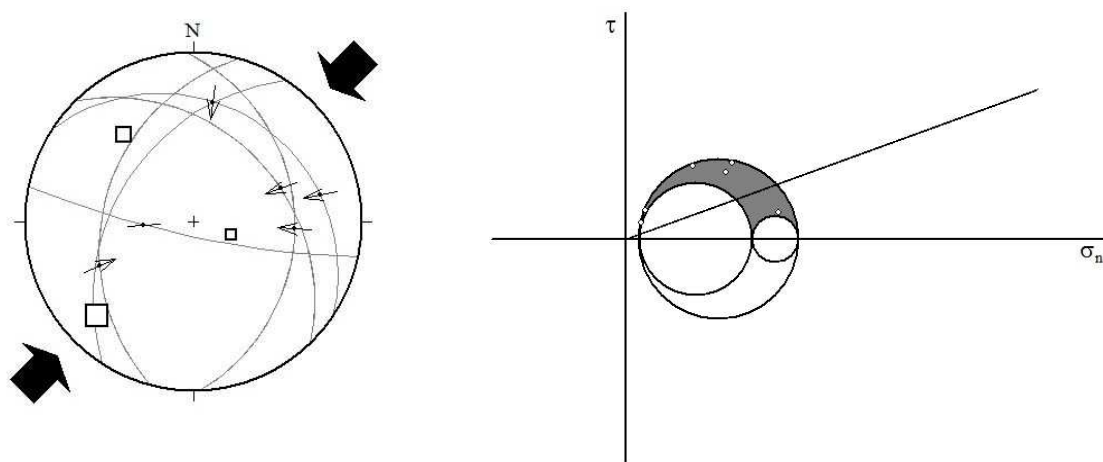
Obr. 44 Fáze-2 (Hříva), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.

5.5.3 Oblast Velkého a Malého Blaníku

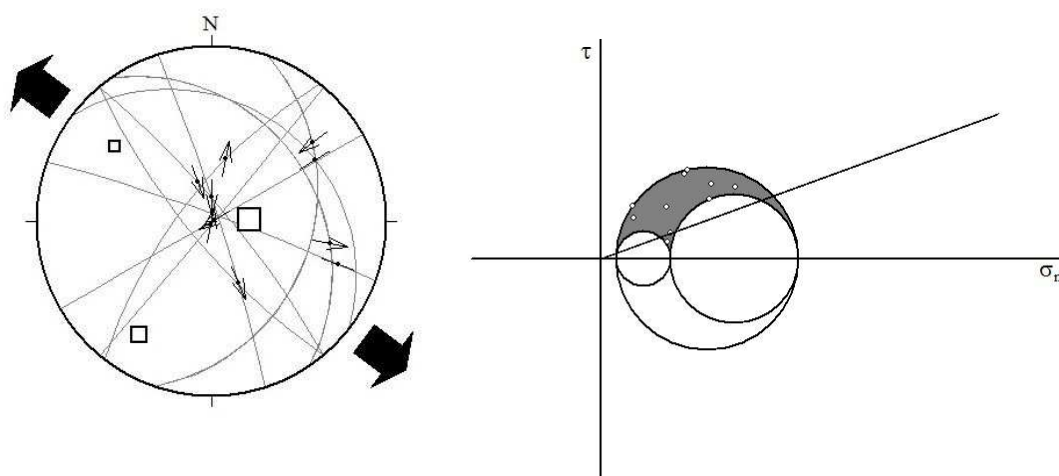
Tato oblast byla na skalní výchozy a především na skalní výchozy s četným tektonickými ohlasy poměrně bohatá. Podařilo se mi zde naměřit celkem 93 dat potřebných k numerické analýze paleonapětí.

Studované plochy náleží ke třem tektonickým fázím s odlišnou orientací os napětového elipsoidu a i s odlišnými poměry napětí $\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3$.

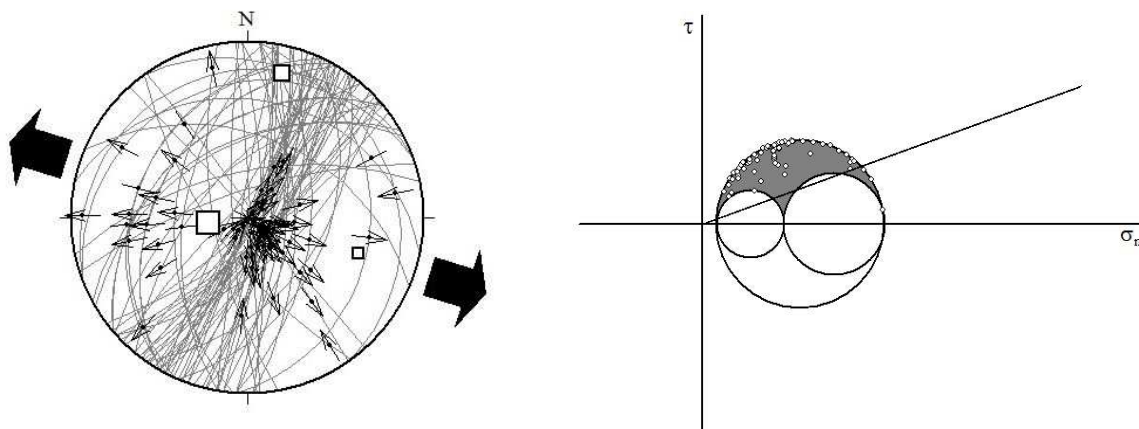
Pro fázi-1 je typická subhorizontální komprese ve směru JZ-SV a vertikální orientace σ_3 osy (obr. 45). Fáze-2a je představována subhorizontální extenzí ve směru SZ-JV a vertikálně orientovanou kompresí (obr. 46). Fáze-2b je charakterizována silnou subhorizontální extenzí ve směru ZSZ-VJV a vertikální orientovanou kompresí (obr. 47).



Obr. 45 Fáze-1 (Velký a Malý Blaník), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.



Obr. 46 Fáze-2a (Velký a Malý Blaník), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.



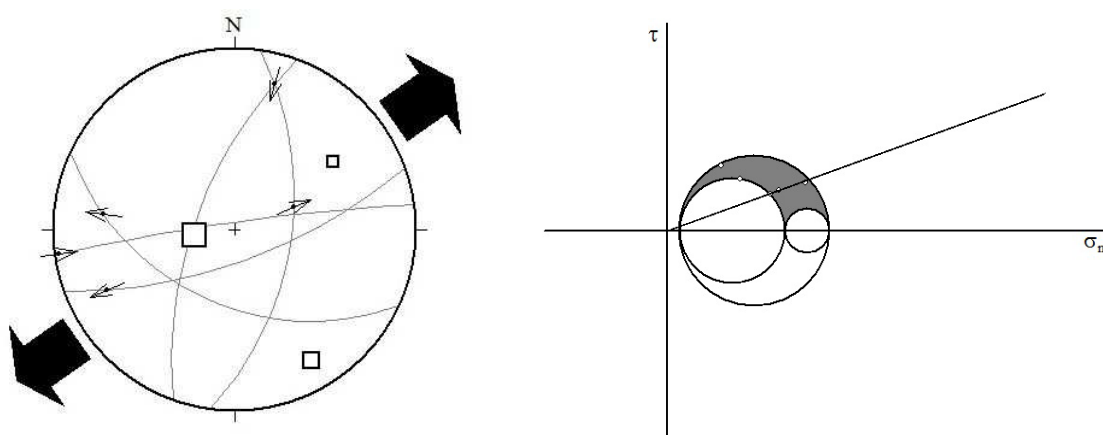
Obr. 47 Fáze-2b (Velký a Malý Blaník), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.

5.5.4 Oblast Mladá Vožice - Chýnov

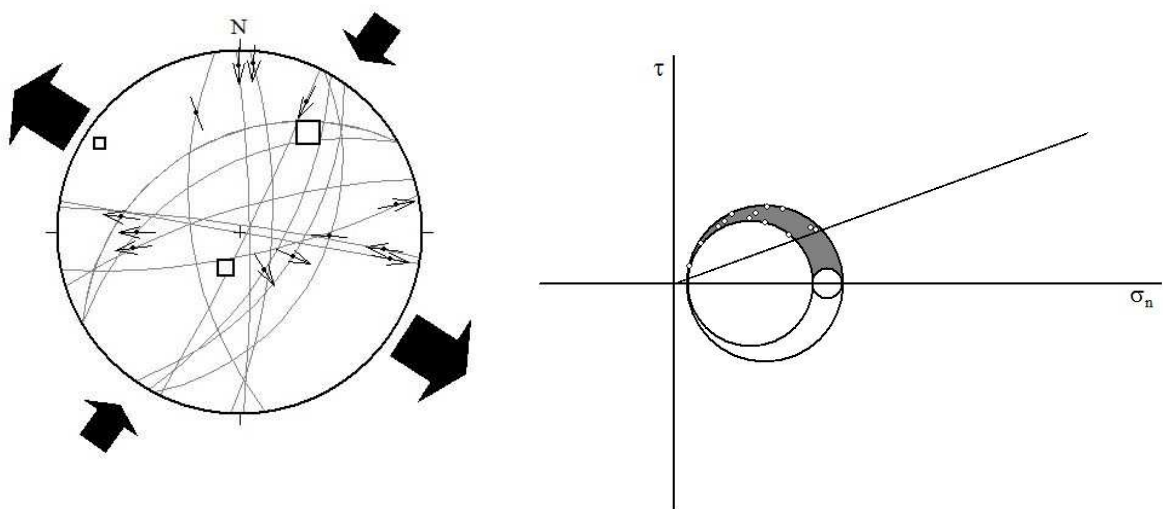
Tato oblast byla výskytem vhodných výchozů i přítomností striací na výchozech výrazně chudší než předchozí lokality. Podařilo se mi nalézt celkem jen 19 ploch s tektonickými ohlasy.

Studované plochy náleží ke dvěma tektonickým fázím s odlišnou orientací os napěťového elipsoidu a i s odlišnými poměry napětí $\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3$.

Fáze-2a je charakterizována subhorizontální extenzí ve směru JZ-SV a vertikální kompresí (obr. 48). Fáze-2b odpovídá režimu horizontálního posunu ("strike-slip"; osa σ_2 je orientována vertikálně) a vyznačuje se subhorizontální extenzí ve směru SZ-JV a méně výraznou subhorizontální kompresí ve směru JZ-SV (obr. 49).



Obr. 48 Fáze-2a (oblast Mladé Vožice - Chýnov), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.



Obr. 49 Fáze-2b (oblast Mladé Vožice (jih) - Chýnov), orientace analyzovaných zlomových ploch s tektonickými striacemi. Velký, střední a malý symbol čtverce značí orientaci os σ_1 , σ_2 , σ_3 . Černé šipky značí směry maximální horizontální extenze a komprese. Vpravo schematické vyjádření relativní velikosti napětí na Mohrově kružnici.

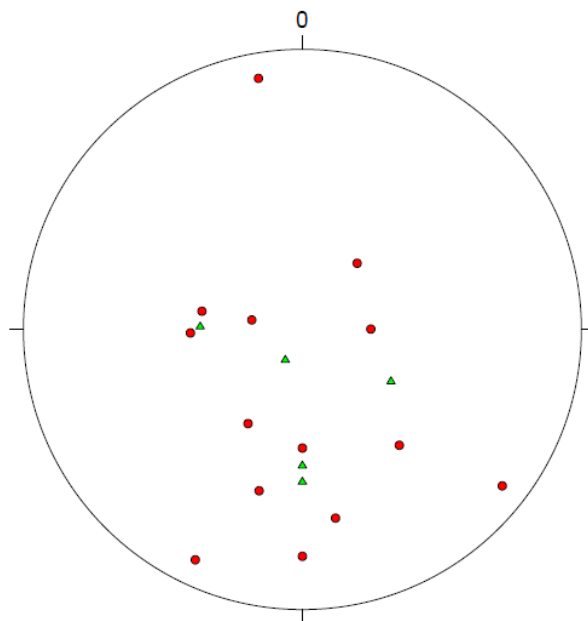
5.6 Odhad paleonapětí na základě orientace horninových a hydrotermálních žil

5.6.1 Roudný

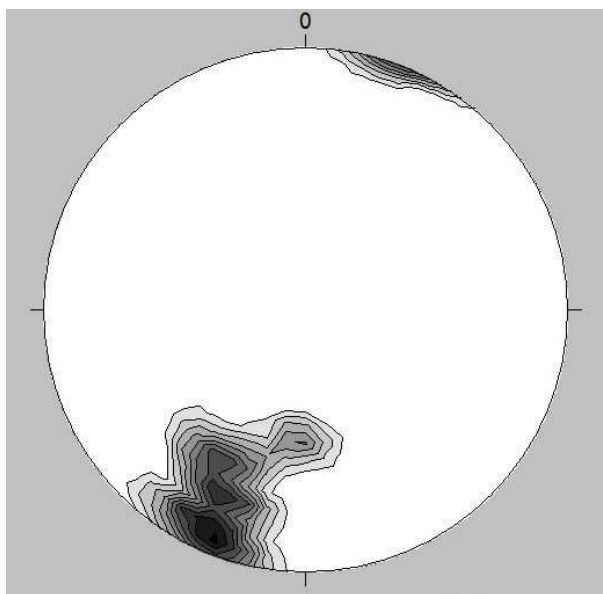
Na lokalitě Roudný lze pozorovat jak žíly hydrotermální (turmalín, křemen), tak i žíly horninové (aplit, pegmatit).

Horninové žíly (aplit a pegmatit) a turmalínem bohaté žíly vykazují stejný směr (V-Z) a lze proto předpokládat, že jejich vznik byl ve stejném napěťovém režimu (obr. 50).

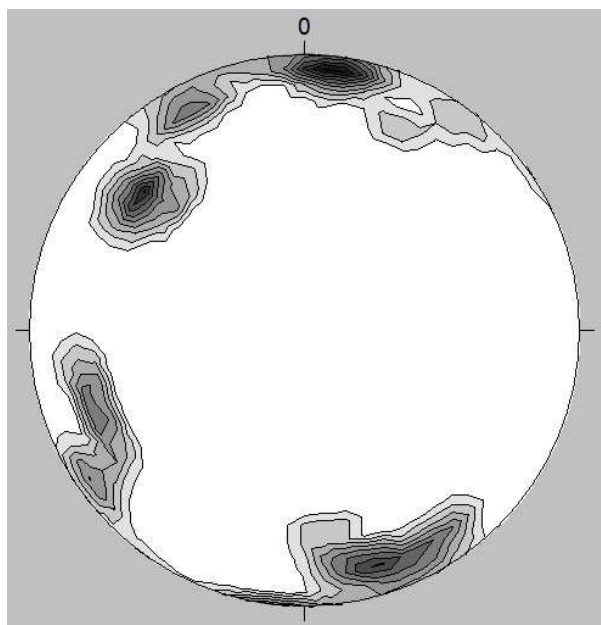
Křemenné žíly Q0, 1, 2, 3 (popsané v kapitole 5.1) lze rozdělit, dle charakteristiky, orientace a vzájemného pronikání do třech skupin, Křemenné žilky Q0 vykazují podobný směr jako aplitové žíly, navíc křemen Q0 je v asociaci s turmalínem (obr. 51). Žíly typu Q1 a Q2 nejspíše opět vznikaly ve stejné fázi geologického vývoje a jejich směr je SZ-JV (obr. 51). Žilky Q3 mají složitý průběh a lze je dle vzájemného pronikání rozdělit do třech skupin: Q3a, Q3b, Q3c. Patrně vznikaly v další fázi geologického vývoje a jejich značný rozptyl ve směru může být způsoben částečným působením střížného napětí v závěrečných fázích geologického vývoje. Žilky typu Q3a mají směr cca V-Z a jsou nejhojnější (obr. 52.), žilky typu Q3b se stáčí do směru SV-JZ (obr. 53) a žilky typu Q3c se stácejí až téměř do směru SSV-JJZ a jsou nejméně hojné (obr. 54).



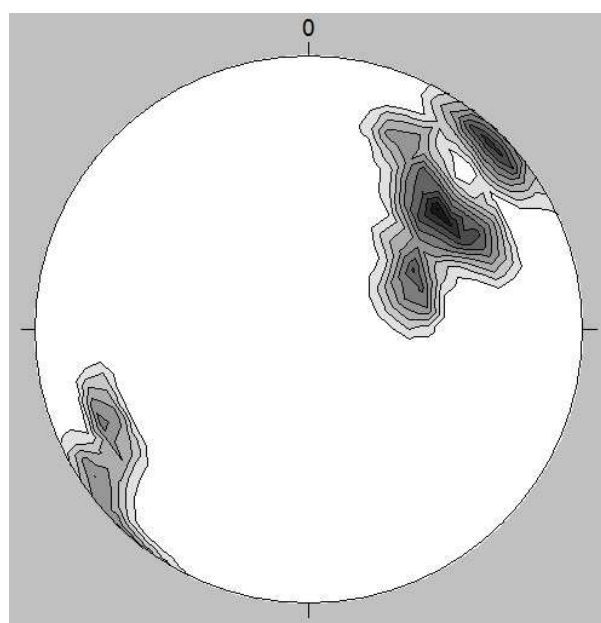
Obr. 50 Póly ploch horninových žil (červeně) a žil bohatých turmalínem (zeleně) (Roudný), (projekce na spodní polokouli).



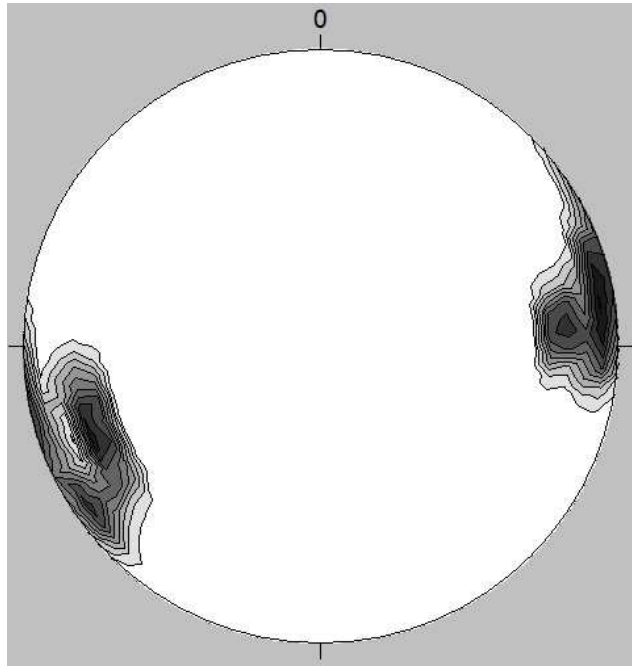
Obr. 51 Póly ploch žil Q0,1,2 (Roudný), (projekce na spodní polokouli).



Obr. 52 Póly ploch žil Q3a (Roudný), (projekce na spodní polokouli).



Obr. 53 Póly ploch žil Q3b (Roudný), (projekce na spodní polokouli).

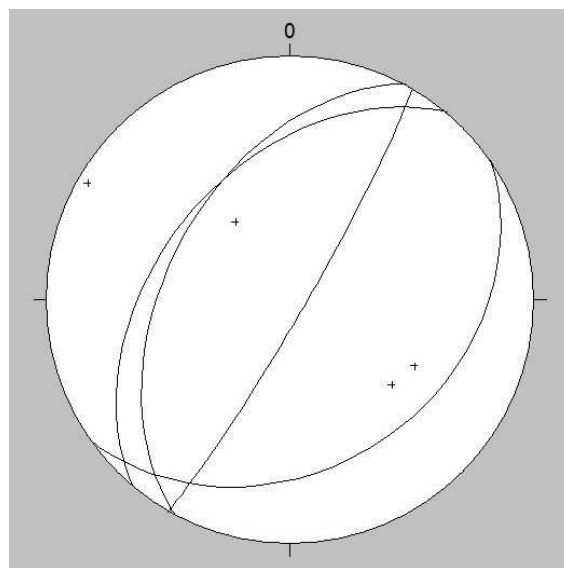


Obr. 54 Póly ploch žil Q3c (Roudný), (projekce na spodní polokouli).

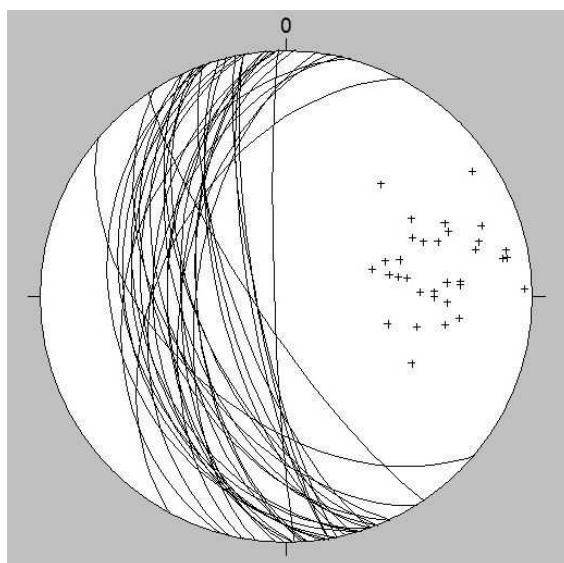
5.6.2 Hříva

V okolí Hřívy jsem pozoroval pouze křemenné žilky Q3, které lze na základě vzájemného protínání rozdělit do tří skupin (Q3a, Q3b, Q3c).

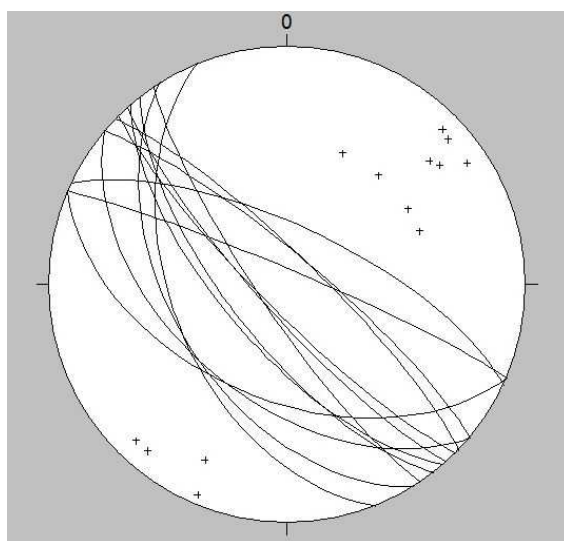
Žilky Q3a (obr. 55) mají podobný směr jako vlastní žilník na Hřívě (lze ho aproximovat plochou 275/35°), jejich sklon je variabilní, je tedy možné, že vznikly v závěru první fáze geologického vývoje. K nejhojnějšímu typu patří žilky Q3b, které mají směr cca S-J a sklon (30°-88°) k Z (obr. 56). Žilky Q3c mají strmý sklon a směr SZ-JV (obr. 57).



Obr. 55 Orientace žil Q3a (Hříva), (projekce na spodní polokouli).



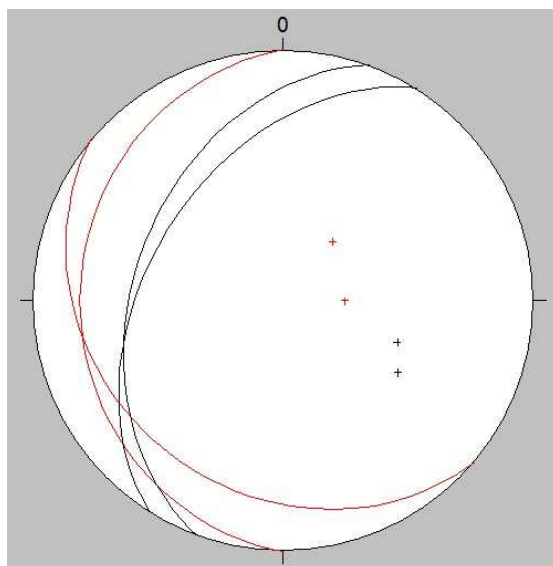
Obr. 56 Orientace žil Q3b (Hříva), (projekce na spodní polokouli).



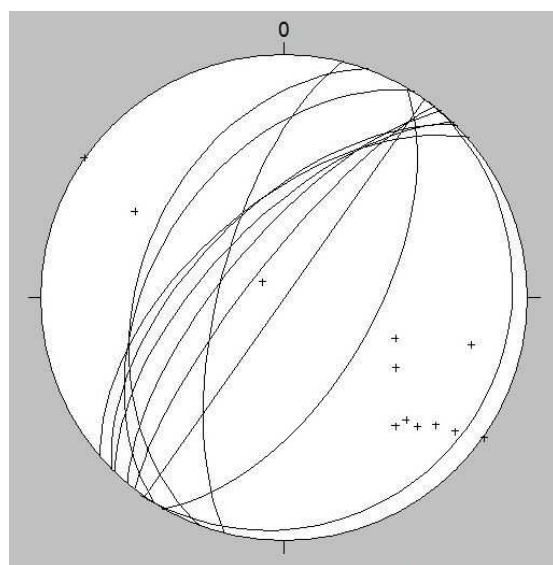
Obr. 57 Orientace žil Q3c (Hříva), (projekce na spodní polokouli).

5.6.3 Oblast Velkého a Malého Blaníku

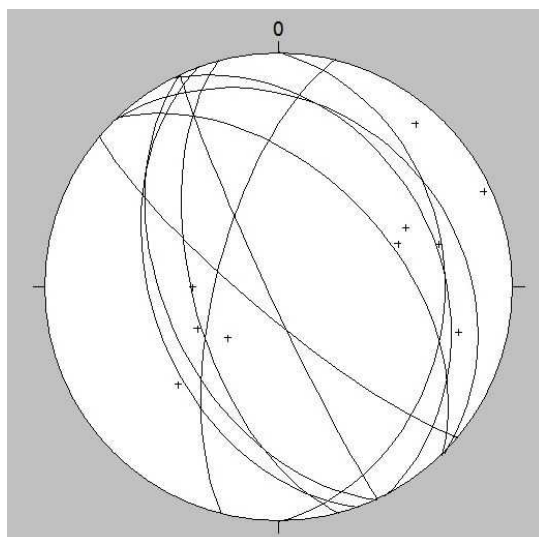
V okolí Velkého a Malého Blaníku jsem pozoroval dvě aplitové žíly, které jsou více méně směru S-J a uklání se pod mírnými úhly k Z. Stejněho směru a sklonu jsou křemenné žíly Q1, podle mého názoru patří do stejné etapy geologického vývoje (obr. 58). Křemenné žíly Q2 mají směr SV-JZ se sklonem k SZ i JV (obr. 59). Žíly Q3 mají směr SZ-JV a uklání se opět na obě strany (obr. 60).



Obr. 58 Orientace aplitových žil (červeně) a žil Q1 (Velký a Malý Blaník), (projekce na spodní polokouli).



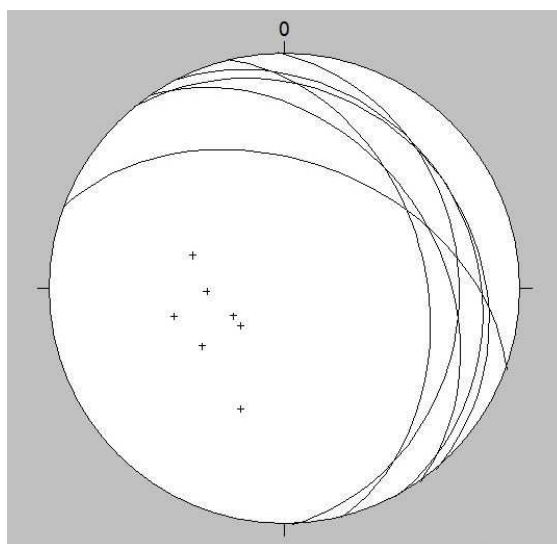
Obr. 59 Orientace žil Q2 (Velký a Malý Blaník), (projekce na spodní polokouli).



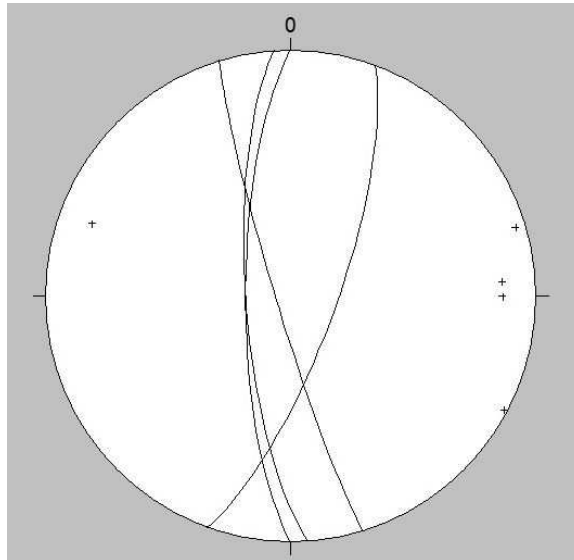
Obr. 60 Orientace žil Q3 (Velký a Malý Blaník), (projekce na spodní polokouli).

5.6.4 Oblast Mladá Vožice - Chýnov

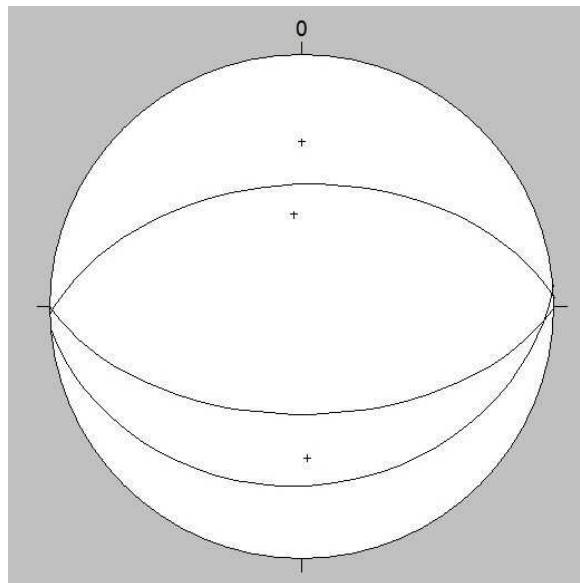
V oblasti Mladé Vožice – Chýnov jsem pozoroval pouze křemenné žíly třech generací. Žíly Q1 mají směr SSZ-JJV s mírným sklonem k V (obr. 61). Křemenné žíly Q2 mají směr S-J a uklánějí se k V i Z pod poměrně strmými sklony (obr. 62). Žíly Q1 a Q2 bych přiřadil do stejné fáze geologického vývoje. Třetí skupinu žil tvoří křemen typu Q3, jehož žíly mají průběh V-Z a sklánějí se k S i J pod středními sklony (obr. 63).



Obr. 61 Orientace žil Q1 (Mladá Vožice - Chýnov), (projekce na spodní polokouli).



Obr. 62 Orientace žil Q2 (Mladá Vožice - Chýnov), (projekce na spodní polokouli).



Obr. 63 Orientace žil Q3 (Mladá Vožice - Chýnov), (projekce na spodní polokouli).

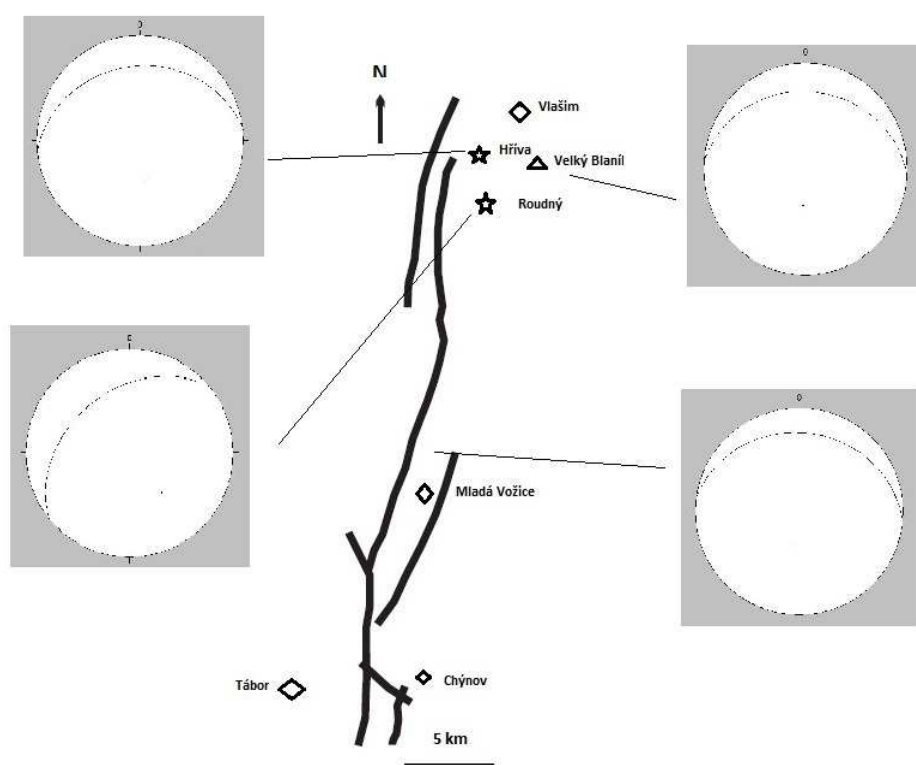
6. DISKUZE

Cílem této práce bylo studium a interpretace strukturního vývoje části blanické brázdy v širším okolí bývalého zlatodolu Roudný a v oblasti vymezené obcemi Vlašim, Mladá Vožice a Chýnov. Tato diplomová práce byla zaměřena především na pozorování mezoskopických struktur, jako jsou metamorfní foliace, kliváž, systémy puklin a zlomů, hydrotermálních a horninových žil. V horninách molbanubika (biotit-silimanitická pararula, biotit-muskovitická - blanická ortorula) byla studována metamorfní foliace a všechny identifikovatelné křehké struktury a jejich vzájemné vztahy.

6.1 Duktilní deformace (foliace S1)

V moldanubických horninách má metamorfní foliace S1 směr V-Z a upadá pod středními úhly k S. Jedná se tedy o jednoduchou homogenní stavbu. Pouze v těsné oblasti Roudného byly pozorovány odchylky orientace metamorfní foliace a upadání více k SZ, což lze interpretovat jako důsledek četné přítomnosti křehké tektoniky a samotného zrudnění (žilníku). Shodně orientovanou foliaci uvádí např. Koutek (1964). Průběh metamorfní foliace S1 studovaným územím je schematicky znázorněn na obr. 64.

Méně četným jevem na některých dokumentačních bodech (Roudný) jsou indicie zřejmě původní vrstevnatosti, kterou označuji jako S0 a nazývám ji litologickou rozdílností (střídání litologicky rozdílných poloh hornin). Průběh metamorfní foliace S1 a litologie S0 je na většině míst v podstatě paralelní.



Obr. 64 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a variací v průměrných hodnotách metamorfní foliace S1.

Mladším prvkem duktilní deformace je kliváž S2, která je naložená na metamorfní foliaci S1. Kliváž S2 upadá pod středními sklony směrem k V a rovněž je patrna jen na některých oblastech (některé d. b. na oblastech Roudný, Velký a Malý Blaník, Mladá Vožice - Chýnov).

Nejmladším duktilním deformačním prvkem je kliváž S3. Její výskyt je ojedinělý, lokálního charakteru, a je vázán především na blanickou ortorulu (oblast Roudný - d. b. Roudný-Vinice, d. b. lom Křížov). Sklon je velmi strmý k Z ($70^\circ - 90^\circ$), směr S3 kliváže je S-J. V biotit-silimanitické pararule jsem kliváž S3 nepozoroval.

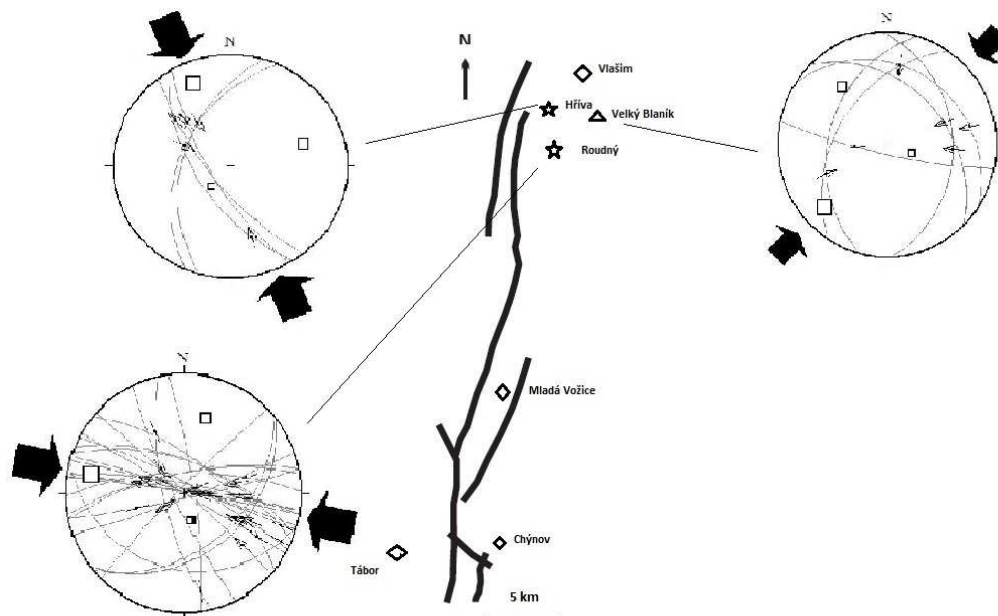
6.2 Tektonické fáze vývoje křehkých struktur v blanické brázdě – shrnutí

6.2.1 Zhodnocení paleonapěťové analýzy (porovnání mezi různými lokalitami)

Hlavní náplní této diplomové práce bylo studium křehkých struktur v oblasti blanické brázdě a související vyčlenění dílčích etap (fází) vývoje křehkých struktur v blanické brázdě.

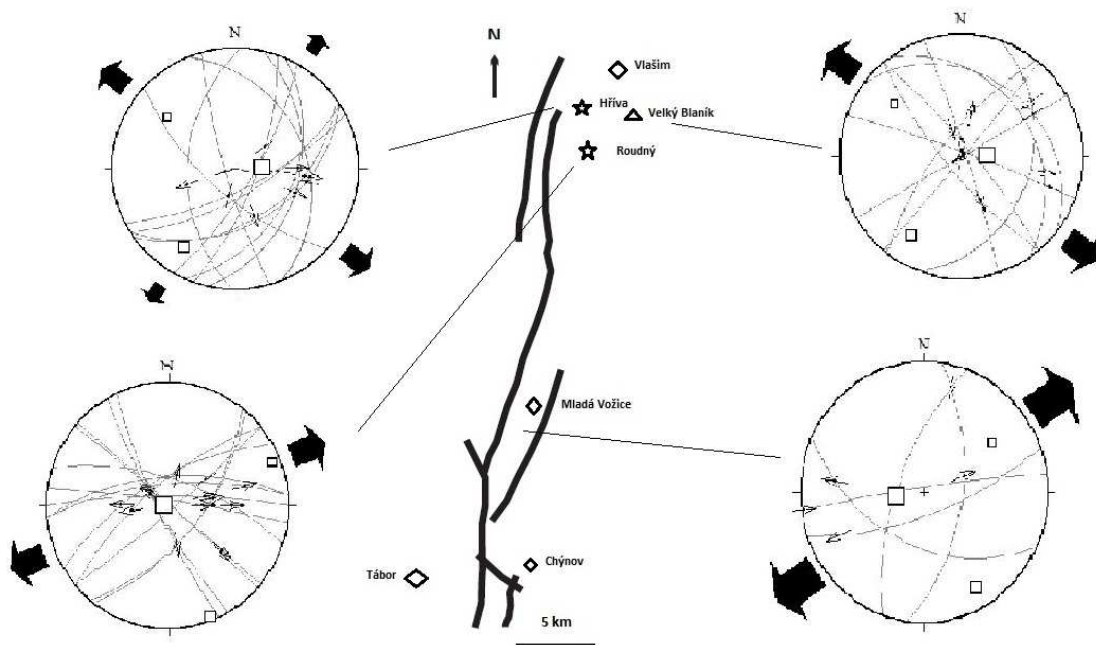
Z terénních dat vyplývá, že v této oblasti je vyvinuta složitá síť zlomů. Jejich geneze a pohyby podél zlomů jsou různé staré a souběžně mohlo docházet a zřejmě i docházelo k jejich opakované reaktivaci. Obecně lze vyčlenit minimálně dvě tektonické fáze s odlišnou orientací a magnitudy paleonapětí. Z terénních dat (ohlázové plochy na zlomech) byly vypočteny pomocí Gaussovy metody analýzy paleonapětí (Žalohar a Vrabc 2007) orientace hlavních napětí σ_1 , σ_2 , σ_3 . Jednotlivé fáze jsem se pokusil seřadit chronologicky (fáze-1=starší, fáze-2=mladší) s přihlédnutím ke geologické situaci oblasti. Bohužel pro určení relativních stáří jednotlivých fází neexistuje přímé vodítko.

Starší fáze (fáze-1) je zastoupena zlomy převážně sz.-jv. směru se sklonem SV i JZ. Jedná se o zlomy převážně přesmykového charakteru. Vypočtené hlavní maximální napětí σ_1 má směr cca SZ-JV, minimální napětí σ_3 je orientováno subvertikálně. Starší fáze tedy odpovídá kompresnímu režimu ve směru cca SZ-JV. Projevy této fáze lze nalézt ve všech dílčích studovaných oblastech vyjma jižní oblasti kolem Mladé Vožice. Schematické zobrazení fáze-1 ve studované oblasti zobrazuje obr. 65.



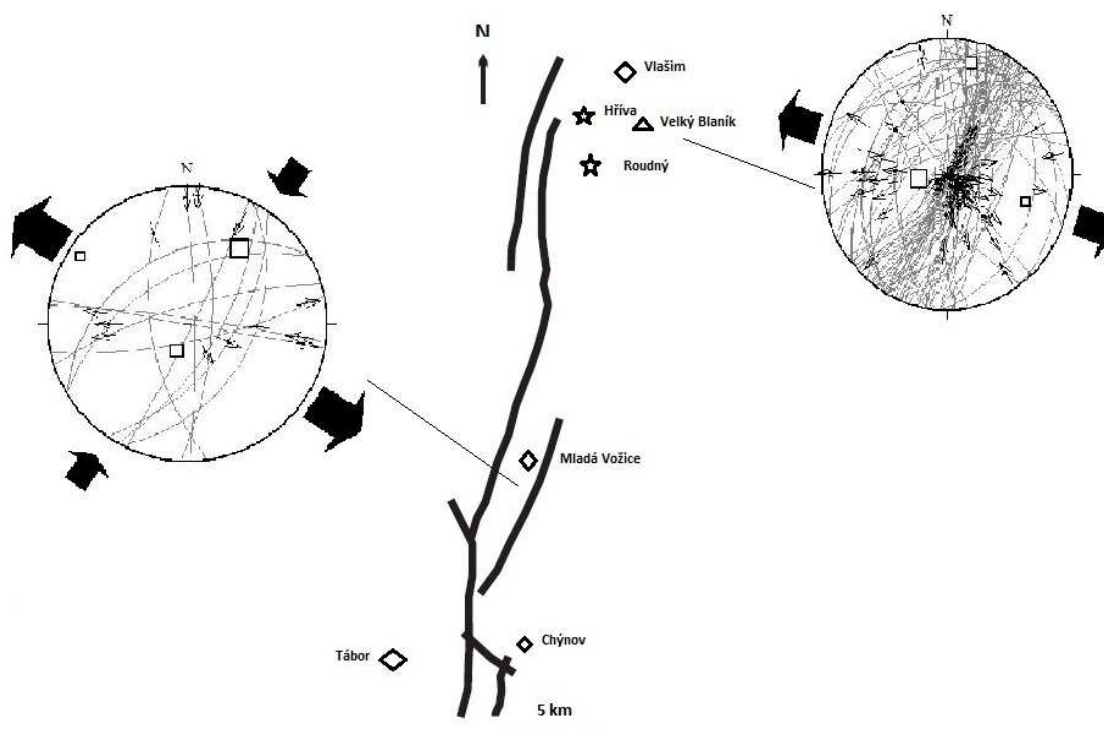
Obr. 65 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdě a starší fáze tektonického vývoje (fáze-1).

Mladší fáze (fáze-2) je zastoupena zlomy, které mají směr převážně SV-JZ se sklonem k SZ i JV. Převážně se jedná o zlomy poklesového charakteru. Vypočtené hlavní maximální napětí σ_1 je vertikálně orientované, minimální napětí σ_3 má subhorizontální orientaci ve směru cca SZ-JV. Mladší fáze probíhala v extenzním režimu ve směru cca V-Z až SZ-JV. Schematické zobrazení fáze-2 ve studované oblasti zobrazuje obr. 66.



Obr. 66 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a mladší fáze tektonického vývoje (fáze-2, 2a).

V oblasti Velkého a Malého Blaníku se zdá, že fázi-2 lze rozdělit do dvou dílčích podfází (fáze-2a, fáze-2b). Mezi těmito dvěma fázemi došlo k rotaci extenzního napětí o cca 15° (Hübst a kol. 2011). Podobně v oblasti Mladé Vožice lze pozorovat dvě podfáze, které lze zařadit k fázi mladší (fáze-2). První podfáze (fáze-2a) reprezentuje čistou extenzi, zatímco při mírně mladší fázi (fáze-2b) se jedná o režim horizontálního posunu (strike-slip), kdy osa středního napětí σ_2 má vertikální orientaci. Fáze-2a jsou přiřazeny do mladší fáze-2. Průběh fáze-2b zobrazuje obr. 67.

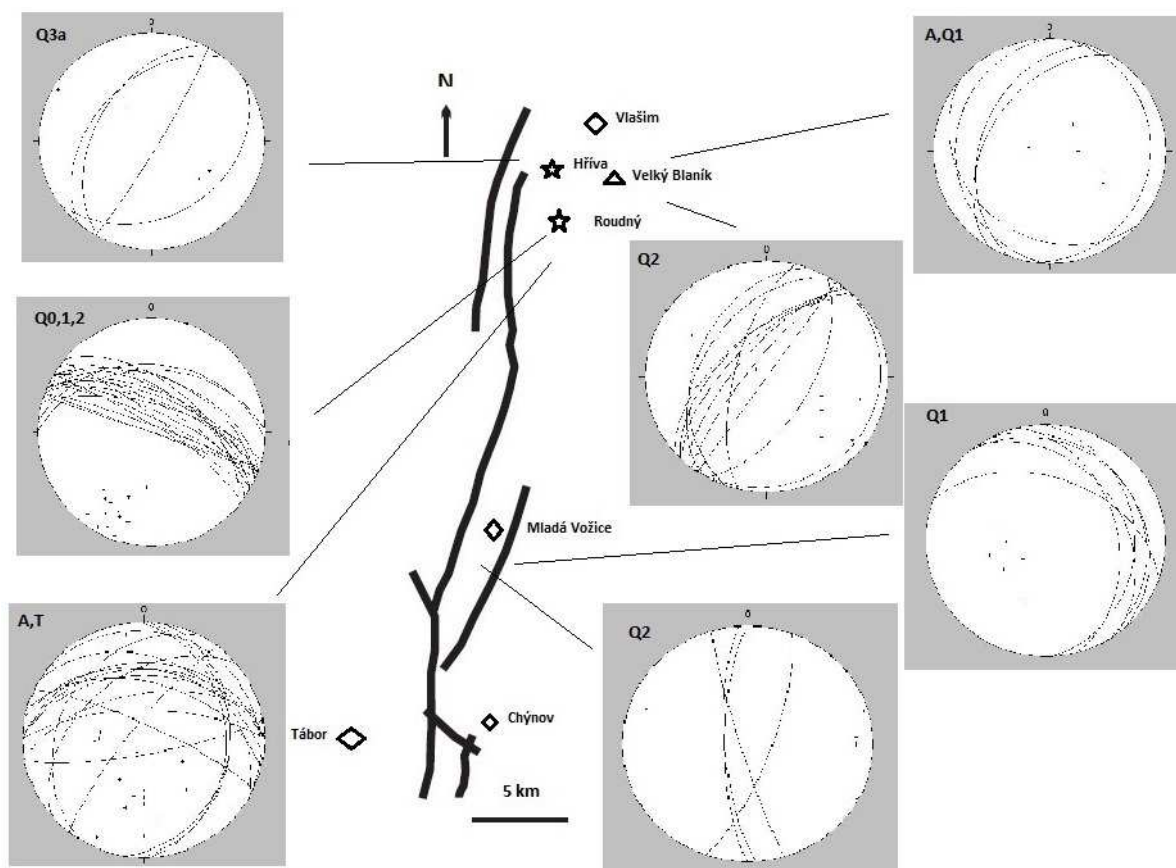


Obr. 67 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a mladší fáze-2b tektonického vývoje.

6.2.2 Přiřazení vzniku hydrotermálních a horninových žil do jednotlivých etap vývoje blanické brázdy

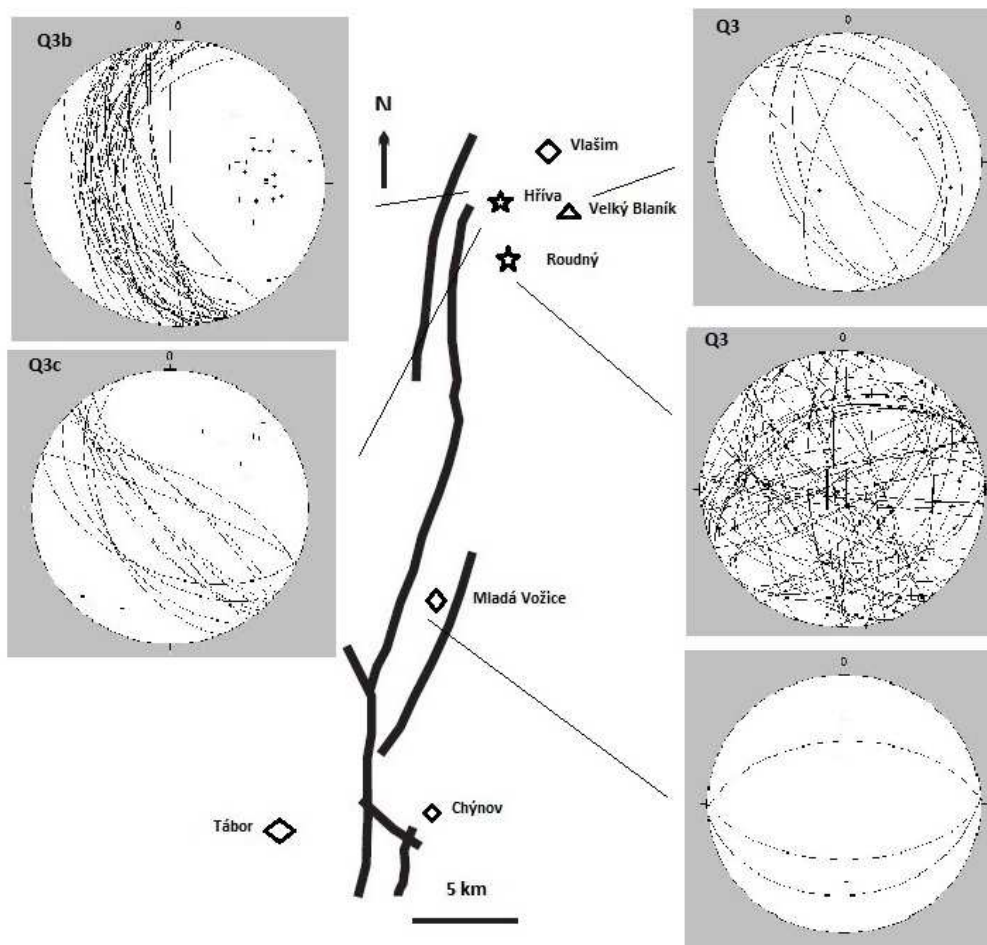
V této části se pokusím o korelaci prostorové orientace horninových (intruzivních) a hydrotermálních žil s výše uvedenými výsledky palaeonapěťové analýzy.

S první, starší fází geologického vývoje a příslušnou orientací paleonapětí (fáze-1) je kompatibilní i orientace většiny horninových žil (aplity, pegmatit), žilek bohatých turmalínem a částečně i orientace křemenných žil Q0, Q1, Q2 na Roudném. Do této fáze vývoje řadím i tzv. hlavní žílu na Roudném (Q1,Q2) a vznik hlavního žilníku na lokalitě Hříva (Q2) a samozřejmě žíly Q1 a Q2 z dalších oblastí. Celá tato skupina horninových a starších hydrotermálních žil vykazuje podobnou orientaci, tedy průběh V-Z až SSV-JJZ se sklonem k severu. Maximum žil, vynesných jako póly ploch do stereogramu tedy odpovídá velmi dobře orientaci nejmenší osy napětí σ_3 tektonické fáze-1 (v režimu komprese). Průběh žil kompatibilní s fází-1 ukazuje obr. 68.



Obr. 68 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a průběhu žil kompatibilních s fází-1.

K druhé tektonické fázi (fáze-2) lze přiřadit vznik křemenných žil Q3 (a, b, c) na Roudném a na Hřívě. Částečně lze předpokládat, že i některé křemenné žíly typu Q2 mohly být ovlivněné tektonickou fází-2, zejména v oblastech Velký a Malý Blaník a Mladá Vožice (fáze-2a). Rovněž lze předpokládat, že značný rozptyl orientace žilek Q3 mohl být způsoben vznikem při mírně odlišném napětí během delšího časového intervalu, resp. lze uvažovat o kombinaci extenze a stříhu při vzniku otevřených trhlin následně vyplněných křemenem. Na tuto možnost by mohla poukazovat i fáze-2b na lokalitě Mladá Vožice (Hübst a kol. 2011). Extenzní charakter žil typu Q3 a jejich orientace korespondují s orientací osy napětí σ_3 během fáze-2 (extenzní režim). Průběh žil kompatibilní s fází-2 ukazuje obr. 69.



Obr. 69 Schematické vyznačení průběhu blanické brázdy a průběhu žil kompatibilních s fází-2.

Vzájemné stáří jednotlivých fází-etap vývoje paleonapětí lze nepřímou odvozovat právě z orientace a vzájemného stáří horninových a hydrotermálních žil a jejich kompatibilitou s vypočtenou orientací paleonapětí, částečně také podle množství jednotlivých dat, (tj. četnosti tektonických striací) příslušejících k jednotlivým etapám. Starší fáze často bývá přetištěna fází mladší, proto mladší fáze pak obsahuje více jednotlivých měření. Tomuto předpokladu odpovídá i počet striací v mladší (127 naměřených striací) a starší (35 naměřených striací) tektonické fázi, cca 10 naměřených striací není kompatibilní ani s jednou fází.

7. ZÁVĚR

Při studiu severní části blanické brázdy - vymezené hraničními obcemi Vlašim (na severu) a Chýnov (na jihu) - bylo kombinováno jak studium křehké a duktilní tektoniky v terénu, tak historické geologické dokumentace z vybraných ložisek (historická důlní dokumentace, náčrty čeleb a chodeb) a mapy z dob aktivního dolování na Roudném v letech 1909-1931 a průzkumné práce z 50. a přelomu 80. a 90. let, rovněž také práce v okolí lokality Hřívá z 90. let 20. století.

V celé této oblasti lze vyčlenit minimálně dvě etapy křehké deformace. Etapě křehké deformace předcházela vznik metamorfní foliace S1. Následoval vznik/intruze menších aplitových a pegmatitových těles a žil, které jsou z valné většiny více či méně paralelní s foliací S1. V závěru této etapy patrně došlo též ke vzniku hydrotermálních turmalínem bohatých žil. Orientace turmalinických i většiny aplitových žil (oboje mají charakter extenzních žil) odpovídá tektonické fázi-1 vyčleněné na základě paleonapětové analýzy tektonických striací. Fáze-1 reprezentuje kompresní režim s osou maximální komprese ve směru V-Z až SZ-JV. Došlo při ní k propagaci první skupiny zlomů s převažujícím průběhem SZ-JV. Většina zlomů je přesmykového charakteru.

Hlavní zlomy na lokalitě Roudný rovněž vznikly (případně došlo k iniciaci jejich vzniku) během fáze-1. Starší křemenné žilky na Roudném (Q0, Q1 a částečně i Q2), hlavní žílu a žilník (Q1-2) na Roudném i vlastní žilník (Q2) na lokalitě Hřívá lze na základě orientace a charakteru rovněž přiřadit k této fázi tektonického vývoje.

K hlavním tektonickým pohybům na blanické brázdě patrně docházelo v režimu horizontálního posunu. Bohužel pro fázi s takovými pohyby jsem objevil poměrně málo indicií. Mohla by na ni poukazovat fáze-2b z oblasti Mladé Vožice.

Mladší tektonická fáze (fáze-2) odpovídá extenznímu režimu ve směru V-Z a většina zlomů má charakter poklesů. V této fázi dochází ke vzniku hydrotermálních křemenných žilek Q3 extenzivního charakteru na Roudném a Hřívě i v dalších oblastech. Značné variace v orientaci Q3a, Q3b a Q3c žilek může být způsoben působením stříhu v kombinaci s extenzí.

8. LITERATURA

Babuška, V., 1960. *Geologické a ložiskové poměry okolí Stříbrné Skalice*. MS Geofond Praha (P 011379), 129 str., 15 příl.

Bernard, J. H., Dudek, A., Suk, M., 1967. *Základní geologický výzkum blanické brázdy a sv. části středočeského plutonu*. MS Geofond Praha (P 019354), 36 str., 156 příl.

Blížkovský M., Mašín J., Mátlová E., Mitrenga P., Novotný A., Pokorný L., Rejl L., Šalanský, K., 1992. Linear structures of the Czechoslovak part of the Bohemian Massif based on geophysical data. In: Kukul, Z. (ed.) *Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif*. Prague: Czech Geological Survey, str. 29–32.

Bouchot, V., Milési, J.P., Lescuyer, J.L., and Ledru, P., 1997, Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma: *Chronique de la Recherche Minière*, v. 528, p. 13–62.

Brandmayr, M., Dallmeyer, R.D., Handler, R., and Wallbrecher, E., 1995, Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity: *Tectonophysics*, v. 248, p. 97–116.

Célérier B., Séranne M., 2001. Breddin's graph for tectonic regimes, *Journal of Structural Geology*, 23: 789-801.

Cladouhos T. T., Allmendinger R. W., 1993. Finite strain and rotation from fault-slip data, *Journal of Structural Geology*, 15: 771-784.

Doblas M., 1998: Slickenside kinematic indicators: *Tectonophysics*, 295: 187–197

Dupin J. M., Sassi W., Angelier J., 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis, *Journal of Structural Geology*, 15: 1033-1043.

Fiala J., Fuchs G., Wendt I., 1995. Moldanubian Zone – Stratigraphy (Chapter VII.C.1). V: Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (ed.) *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin, str. 417-428.

Finger F., Roberts M.P., Haunschmid B., Schermaier A., Steyrer H.P., 1997. Variscan granitoids of central-Europe - their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Miner. Petrol.*, 61: 67-96.

Franěk J., Schulmann K., Lexa O., Tomek Č., Edel J.-B., 2011. Model of syn-convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens, *J. Metam. Geol.*, 29: 53-78.

Gudmundsson A., 2004. Effects of Young's modulus on fault displacement, *Geodynamics*, 336: 85-92.

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 thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *Comptes rendus de l'Academie des Sciences Paris. Earth Planet. Sci.*, 325: 19-26.

Holub, F. V., 2001, The occurrences of the Permo-carboniferous sequences in the Blanice Furrow, in Pešek, J., a kol., *Geology and deposits of Upper Paleozoic limnic basins of the Czech Republic*: Czech Geological Survey, Prague, str. 197–207.

Holub F. V., Janoušek V., 2003. Geochemical and Sr-Nd isotopic constraints on the genesis of ultrapotassic plutonic rocks from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. *Journal of the Czech Geological Society*, 48: 61-62.

Hübst, Z., Zachariáš, J., Selmi, M., 2011. Stříbrnosný žilník na Hřívě u Louňovic pod Bláníkem: strukturní vývoj a složení fluid. *Sborník Jihočeského muzea v Českých Budějovicích Přírodní vědy*, 2011, sv. 51, s. 43–56.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stránil, Z., 2002. *Geologická minulost České republiky*. Academia Praha, 436 str.

Chudáček, S., 1962. *Geofyzikální výzkum blanické brázdy*. MS Geofond Praha (P 013981), 47 str., 32. příl.

Islakeva, Z., 2011. *Studium fluidních inkluzí vybraných žilných ložisek Ag-Pb-Zn v blanické brázdě*. MS diplomové práce, Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů PřF UK, 48 str.

Janoušek V., 1994. *Geochemistry and petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic*. PhD. thesis, University of Glasgow.

Janoušek V., Rogers G., Bowes D.R., 1995. Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Geol. Rundschau*, 84: 520-534.

Janoušek, V., Bowes, D. R., Rogers, G., Farrow, C. M. & Jelínek, E. 2000. Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *J. Petrol.*, 41: 511–543.

Janoušek V., Gerdes A., 2003. Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: Conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. *Journal of the Czech Geological Society*, 48: 70-71.

Ježek, B., 1930. *Zlatodůl na Roudném*. Státní geologický ústav Československé republiky, Praha, 49 str.

Kachlík, V., 1999. Relationship between Moldanubicum, the Kutná Hora crystalline unit and Bohemikum (Central Bohemia, Czech Republic) A result of the polyphase Variscan nappe tectonic. *J. Czech Geol. Soc.*, 44(3/4), 201-292.

Kachlík V., 2003, *Geologický vývoj území České republiky*. Doplněk k publikaci „Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva“. Správa úložišť radioaktivních odpadů., str. 15.

Konopásek J., Schulmann K., Johan V., 2002. Eclogite-facies metamorphism at the eastern margin of the Bohemian Massif – subduction prior to continental underthrusting? *Europ. J. Min.*, 14: 701-713.

Košler J., Aftalion M., Vokurka K., Klečka M., Svojtka M., 1996. Early Cambrian granitoid magmatism in the Moldanubian Zone: U-Pb zircon isotopic evidence from the Stráž orthogneiss: V: Schulmann K. (ed) *Seminář skupiny tektonických studií*, Jeseník, April 26-29, 1996. Česká geologická služba, Brno-Jeseník, str. 22-23.

Košler, J., Kelley, S.P., and Vrána S., 2001, 40Ar/39Ar hornblende dating of a microgranodiorite dyke: implications for early Permian extension in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, v. 90, p. 379–385.

Koutek, J., 1964. Roudný /Au/. In: *Geologie československých rudních ložisek*. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Praha, str. 88-91.

Králík, M., 1997. Stříbrnosný žilník na Hřívě pod Blaníkem. In: Zachariáš, J. (ed.), *Sborník semináře Poucha 75 let*, PřF UK, Praha, str. 51-59

Kröner A., Wendt I., Liew T.C., Compston W., Todt W., Fiala J., Vaňková V., Vaněk J., 1988. U-Pb zircon and SM-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 257-266.

Kröner A., O'Brien P.J., Nemchin A.A., Pidgeon R.T., 2000. Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138: 127-142.

Litochleb, J., 1981. *Přehled dosavadních geologických poznatků o ložisku Roudný*. Sborník vlastivědných prací z Podblanicka 22/1981, str. 9-19

Marignac, C., and Cuney, M., 1999, Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt: *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 472–504.

Marrett R., Peacock D. C. P., 1999. Strain and stress, *Journal of Structural Geology*, 21: 1057-1063.

Nemcok M., Lisle R. J., 1995. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*, 17: 1445-1453.

Nieto-Samaniego Á. F., 1999. Stress, strain and fault patterns. *Journal of Structural Geology*, 21: 1065-1070.

Nouza, R., 1983. *Ložiskově geologické poměry jižní části oblasti Ratibořických hor*. MS diplomové práce, Přírodovědecká fakulta UK v Praze, 65 str., 12 příl.

Nouza, R., 1988. *Prognózní ocenění Ag-Pb-Zn mineralizace blanické brázdy*. MS kandidátské práce, Přírodovědecká fakulta UK v Praze, 143 str.

Paterová B., 2001, *Mineralogical and geochemical study of the Roudný near Vlašim deposit*: M.Sc. Thesis, Institute of Geochemistry, Mineralogy and Natural Resources, Faculty of Science, Charles University, Prague, 85 p. (in Czech).

Pollard D. D., 2000. Strain and stress: Discussion. *Journal of Structural Geology*, 22: 1359-1367.

Schulmann K., Kröner A., Hegner E., Wendt I., Konopásek J., Lexa O., Štípská P., 2005. Chronological constraints on the preorogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *Am. J. Sci.*, 305: 407 – 448.

Sperner B., Zweigel P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. *Tectonophysics*, 482: 29-41.

Suk M., Blížkovský M., Buday T., Chlupáč I., Cicha I., Dudek A., Dvořák J., Eliáš M., Holub V., Ibrmajer J., Kodým O, Kukul Z., Malkovský M., Menčík E., Müller V., Tyráček J., Vejnar Z., Zeman A., 1984. *Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic*. Geol. Survey, Praha.

Šusta, V., 1922. *Zlatodůl Roudný*. Knihovna státního geologického ústavu Československé republiky svazek 4, 32 stran.

Tikoff B., Wojtal S. F., 1999. Displacement control of geologic structures. *Journal of Structural Geology*, 21: 959-967.

Twiss R. J., Unruh J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103: 12205-12222.

van der Pluijn B. A., Marshak S., 2004. *Earth Structure and Introduction to Structural Geology and Tectonics*. 2nd ed. W. W. Norton & Company, Inc., New York, London. 656 str.

Vrána S., Bendl, J., Bůzek, F., 1993, Pyroxene microgranodiorite dykes from the Ševětín structure, Czech Republic: mineralogical, chemical and isotopic indication of possible impact melt origin. *J. Czech Geol. Soc.*, 38, 129-148.

Vrána S., Bártek, J., 2005, Retrograde metamorphism in regional shear zone and related chemical changes: The Kaplice Unit of muscovite-biotite gneiss in the Moldanubian Zone of southern Bohemia, Czech Republic. *J. Czech Geol. Soc.*, 50, 43-57.

Vrána S., Janoušek V., 2006, Late-orogenic Variscan magmatism: the case of quartz monzodiorite dykes from the Blanice Graben, southern Bohemia. *J. Czech Geol. Soc.*, 51, 231-248.

Watterson J., 1999. The future of failure: stress or strain? *Journal of structural geology*, 21: 939-948.

Yamaji A., 2003. Are the solution of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 25:241-252.

Yamaji A., Otsubo M., Sato K., 2006. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28: 980-990.

Yin Z. M., Ranalli G., 1995. Estimation of the frictional strength of faults from inversion of fault-slip data: a new method. *Journal of Structural Geology*, 17: 1327-1335.

Zachariáš, J., Pudilová, M., Žák K., Morávek, P., Litochleb, J., Váňa, T., and Pertold, Z., 1997, P-T conditions, fluid inclusions and O, C, S isotope characteristics of gold-bearing mineralizations within the Central Bohemian Metallogenic Zone. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, Prague, v. 41, 167–178.

Zachariáš, J., Stein, H., 2001, Re-Os ages of Variscan hydrothermal gold mineralisations, Central Bohemian metallogenic zone, Czech Republic, in Piestrzyński, A., a kol., eds., *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*: Swets & Zeitlinger Publishers Lisse, str. 851–854.

Zachariáš, J., Frýda, J., Paterová, B., and Mihaljevič, M., 2004, Arsenopyrite and As-bearing pyrite from the Roudný deposit, Bohemian Massif. *Mineralogical Magazine*, v. 68, 31–46.

Zachariáš, J., Paterová, B., and Pudilová, M., 2009, Mineralogy, fluid inclusion, and stable isotope constraints on the genesis of the Roudný Au-Ag deposit, Bohemian Massif. *Economic Geology*, 104, 53-72.

Zachariáš, J., Hübst, Z., 2012, Structural evolution of the Roudný gold deposit, Bohemian Massif: a combination of paleostress analysis and review of historical documents. *Journal of Geosciences*, 57, 87–103

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 Bohemian Massif (European Variscides). *Int. J. Earth Sci.*, 91: 850-864.

Žák, K., and Dobeš, P., 1991, *Stable isotopes and fluid inclusions in hydrothermal deposits: The Příbram ore region*: Rozpravy Československé Akademie Věd, Academia, Prague, str. 109.

Žalohar J., Vrabec M., 2007. Paleostress analysis of heterogenous fault-slip data: The Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29: 1798-1810.

Žalohar J., Vrabec M., 2008. Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: The Multiple-slip method. *Journal of Structural Geology*, 30: 1603-1613.

Žalohar J., Vrabec M., 2010. Kinematics and dynamics of fault reactivation: The Cosserat approach. *Journal of structural geology*, 32: 15-27.

Žežulka, J., 1962. *Mapovací zpráva. Surovina: Pb, Zn, Ag. Stříbrnice*. MS Geofond Praha (P 015871), 26 str., 13 příl.