

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

Podmínky vzniku polymetalické mineralizace jihlavského rudního revíru

Diplomová práce

Petr Stöhr

Environmentální geologie (N1201)

Prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Konzultant: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

RNDr. Karel Malý, Ph.D.

Olomouc 2018

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně a že všechna použitá literatura je řádně citována.

V Olomouci dne

.....

Podpis

Tímto bych chtěl velice poděkovat svému bývalému i nynějším vedoucím diplomové práce, RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D. a RNDr. Kamilu Kropáčovi Ph.D., za velmi cenné rady a pomoc během laboratorní fáze výzkumu, ale i během zpracování výsledků. Dále velké poděkování patří také řediteli Muzea Vysočiny panu doktoru RNDr. Karlu Malému Ph.D., za rady během terénní fáze průzkumu a za zapůjčení studijních vzorků z depozitáře muzea.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Petr Stöhr

Název práce: Podmínky vzniku polymetalické mineralizace jihlavského rudního revíru

Typ práce: Diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie PřF UP Olomouc

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2018

Abstrakt: Práce přináší nové poznatky o rudních žilách v jihlavském rudním revíru. V tomto revíru se nachází dva typy mineralizací (*k-pol* a *pol*), které byly zkoumány v dřívějších pracích z mineralogického a izotopického hlediska. Metodiky použité v této práci doplňují dosavadní poznatky o nová data z výluhů, fluidních inkluzí, a mikrotermometrického studia fluidních inkluzí v křemení, barytu, kalcitu a sfaleritu

Podle výsledků lze vyčlenit následující odlišnosti v genezi obou typů mineralizací:

- a) mineralizace *k-pol* – mesotermální mineralizace s teplotou vzniku kolem 200°C a tlaku kolem 2 kbar. Vznikla z hydrotermálního roztoku, který lze podle Borisenka (1977) zařadit do systému H₂O–NaCl–KCl. Na složení roztoku se podílela významně komponenta z granitoidů, z okolních metamorfovaných hornin a významně i srážková voda.
- b) mineralizace *pol* – epitermální až mesotermální mineralizace se širokým rozpětím teplot vzniku. Nejvyšší teplota a tlak vzniku je u křemene (teplota 165°C a tlak do 2 kbar). Následně teploty a tlaky vzniku u barytu klesají až pod 50°C a k 0,2 kbar. Mateřský hydrotermální roztok byl složen ze stejných komponent, jako u prvního typu mineralizace, avšak výluhy fluidních inkluzí z křemene ukázaly, že do roztoku v určité fázi zasáhla i mořská voda.

Klíčová slova: moldanubikum, jihlavský rudní revír, fluidní inkluze, výluhy fluidních inkluzí, solanky

Jazyk: Český

Počet stran: 74

Počet příloh: 0

Bibliographic identification:

Author's first name and surname: Petr Stöhr

Title: Formation conditions of the polymetallic mineralization from the jihlava Ore District

Type of thesis: master's thesis

Institution: Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University in Olomouc

Supervisor: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

The year of presentation: 2018

Abstract: The thesis brings new knowledge about the ore veins in the jihlava Ore district. In this area there are two types of mineralization (*k-pol* and *pol*), which have been investigated in previous thesis from the mineralogical and isotopic works. The methodology used in this work complements existing knowledge of new crush leach data, fluid inclusions, and microtermometric studies of fluid inclusions in quartz, barytes, calcite and sphalerite.

According to the results, the following differences can be distinguished in the genesis of both types of mineralization:

a) mineralization of *k-pol* - mesothermal mineralization with a temperature of about 200 ° C and a pressure of about 2 kbar. It was formed from a hydrothermal solution that can be classified into the H₂O-NaCl-KCl system according to Borisenek (1977). The composition of the solution involved a significant component of granitoids, surrounding metamorphic rocks and significant meteoric waters.

b) mineralization of *pol* - epitermal to mesothermal mineralization with wide range of temperatures. Highest temperature and pressure are quartz (temperature 165 ° C and pressure up to 2 kbar). Subsequently, the temperatures and pressures of the barite fall below 50 ° C and 0.2 kbar. The maternal hydrothermal solution was composed of the same components as the first type of mineralization, but quartz crush leach analysis showed the solution was affected by a sea water at a certain stage.

Key words: Moldanubicum, jihlava Ore District, fluid inclusions, crush-leach analysis. brines

Language: Czech

Number of pages: 74

Number of appendices: 0

Obsah

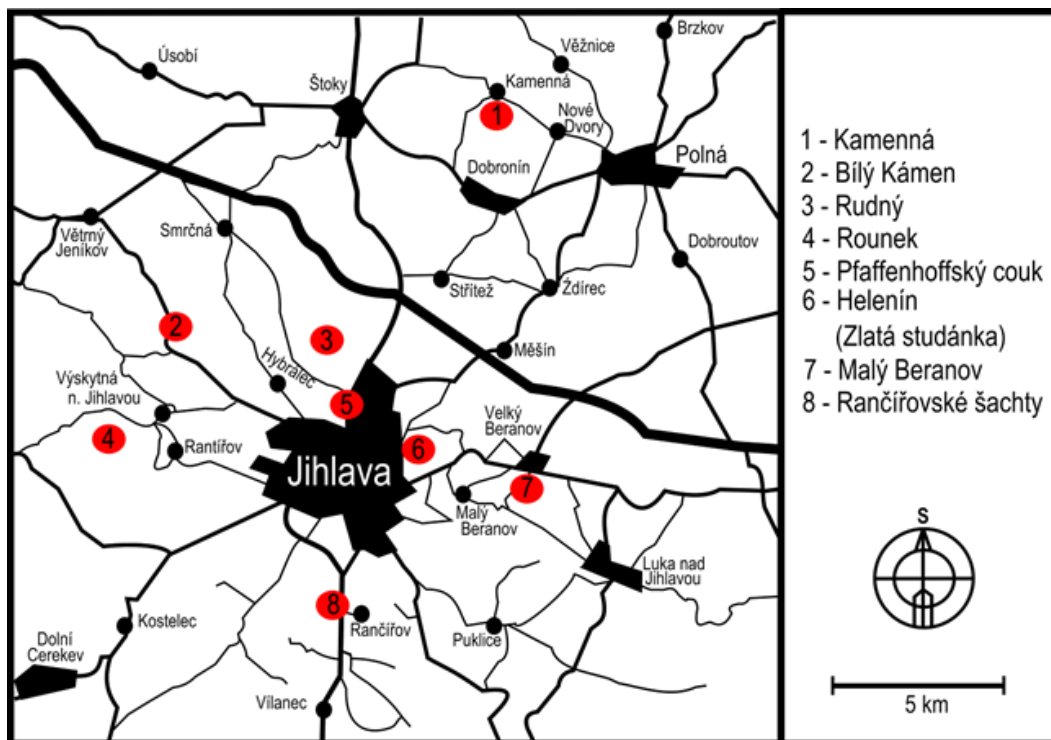
1	Úvod.....	8
2	Geologická charakteristika.....	10
3	Přehled dosavadních poznatků.....	15
3.1	Historie.....	15
3.2	Ložisková charakteristika.....	18
3.3	Mineralizace.....	21
3.4	Izotopická data.....	23
4	Metodika.....	26
5	Výsledky.....	28
5.1	Terénní etapa.....	28
5.1.1	Kamenná.....	28
5.1.2	Bílý kámen.....	28
5.1.3	Rounek.....	29
5.1.4	Pfaffenhofský couk.....	30
5.1.5	Helenín (Zlatá studánka).....	33
5.1.6	Rančířovské šachty.....	34
5.1.7	Staré Hory.....	35
5.1.8	Rudný.....	36
5.2	Laboratorní etapa.....	37
5.2.1	Křemenná žilovina.....	37
5.2.2	Barytová žilovina.....	40
5.2.3	Karbonátová žilovina.....	41
5.3	Katodoluminiscence.....	42
5.4	Fluorescenční mikroskopie.....	43
5.5	Petrografie inkluzí.....	43
5.5.1	Křemen.....	44
5.5.2	Baryt.....	44
5.5.3	Karbonát.....	45
5.5.4	Sfalerit.....	46
5.6	Mikrotermometrie.....	47
5.7	Analýzy výluhů fluidních inkluzí.....	51
6	Diskuse.....	53
6.1	Složení a původ fluid.....	53
6.2	P-T podmínky rudních žil.....	57

6.3	Porovnání s podobnými polymetalickými mineralizacemi	60
6.4	Na/Li geotermometrie	62
7	Závěr	64
8	Literatura	67

1 Úvod

Jihlavský rudní revír se nachází v centru Vysočiny a sousedí s Havlíčkobrodským rudním revírem a Pelhřimovským rudním revírem. Tento rudní revír existuje podle písemných zmínek již od 13. století a těžba rudy zde probíhala v několika etapách, přičemž ekonomicky nejvýznamnější proběhla od zmíněného vzniku až do první poloviny 14. století. Nejvíce hornických prací bylo vykutáno v nejbližším okolí Jihlavy, díky čemuž již dnes tyto těžební areály a couky neexistují. Zachovaly se pouze důlní díla na hůře přístupných místech či místech vzdálenějších od Jihlavy (Kamenná, Bílý Kámen) (obr. 1). Značná část dochovaných šachtic i dnes stále zaniká, zejména vlivem lesního a zemědělského obhospodařování krajiny, ale i pozůstatky po dolování jsou využívány jako černé skládky.

Z geologického hlediska se tato oblast nachází ve variscidách (moldanubiku). Oblast těsně sousedí s moldanubickým plutonem, díky němuž tato ložiska mohla vzniknout. Jedná se o polymetalické zrudnění Pb-Zn-Ag vázané na křemennou, barytovou a karbonátovou žilovinu s hojným výskytem grafitu. Bernardem et al. (1986) jsou v oblasti vyčleněny dvě typy mineralizací *k-pol* a *pol* (rozlišení od sebe je závislé na typu žiloviny a obsahu železa ve sfaleritu). Mineralizace jsou tvořené křemennou, barytovou a karbonátovou žilovinou se sulfidickým zrudněním. Z rudních minerálů se v oblasti vyskytuje zejména pyrit, sfalerit a galenit, jež obsahují příměs stříbra. Vzácně v mikroskopickém pozorování lze zahlédnout i minerály stříbra jako pyrargyrit či miargyrit, hlavně ve formě inkluzí uzavřených ve sfaleritu. Hojný je výskyt i sekundárních minerálů „limonitu“ a jarositu, vzácně lze nalézt například cerusit, skorodit či malachit. Obě tyto mineralizace byly hojně mineralogicky zkoumány za využití mikrosondové analýzy a stabilních izotopů. Proto tato práce je založena na metodách, které byly využity v sousedních rudních revírech či revírech s podobnou mineralizací. Byly zvoleny metody výzkumu fluidních inkluzí, výluhů fluidních inkluzí a případně izotopů. Cílem je proto přinést nové poznatky o mineralizaci (z jakých roztoků vznikala, odkud roztoky pocházejí) a následně data porovnat s rudními výskyty u nás i v zahraničí.



Obr. 1 Mapa území s vyznačenými lokalitami (www1).

2 Geologická charakteristika

Zájmová oblast se nachází v moldanubiku, které tvoří podstatnou část Českého masivu (Mísař et al. 1983). Kromě Českomoravské vrchoviny moldanubikum tvoří geologické podloží Šumavy, Bavorského lesa, Lesní a Mlýnské čtvrti v Rakousku a z části i Českého lesa (Svoboda et al. 1964). Bylo formováno během variské orogeneze v průběhu devonu a karbonu (Matte et al. 1990). Finger et al. (1997) označují moldanubikum jako komplex středně až silně metamorfovaných hornin, do nichž intrudovaly variské granitoidy. Severozápadní hranice moldanubika probíhá podél středočeské oblasti po středočeském hlubinném zlomu. Na S a SV se nachází komplex slaběji metamorfovaných hornin kutnohorsko-svratecké oblasti. Na východě hraničí moldanubikum s moravikem a je přes něj přesunuto. Na jihu je moldanubikum zakryto sedimenty alpské neogenní předhlubně (Mísař et al. 1983).

Metamorfity moldanubika představují soubor katazonálně metamorfovaných hornin. Tyto horniny lze zařadit do amfibolitové facie, kromě eklogitů a pyroxenických granulitů (Mísař et al. 1983).

V oblasti se vyčleňují tři horninové série, které se označují jako skupiny.

Jednotvárná skupina (ostrongská jednotka) – tvoří většinu moldanubika a je to nejnižší jednotka moldanubika (Petraakis 1997). Jsou v ní zastoupeny především pararuly s minoritně zastoupenými ortorulami a amfibolity (Hasalová et al. 2008). Pararuly jsou biotit-muskovitické, biotitické, sillimanit-biotitické a cordieriticko-biotitické (Chlupáč et al. 2011) a na mnoha místech jsou silně migmatitizované. Ve stratigraficky mladších částech se objevují vložky kvarcitů (Mísař et al. 1983) a méně pak eklogitů (Petraakis 1997). Protolit pararul měl charakter monotónních klastických sedimentů hlubokého moře (Mísař et al. 1983).

Pestrá skupina (drosendorfská jednotka) – skupina je budována pararulami s vložkami amfibolitů, mramorů, kvarcitů, grafitických hornin a vápenato-silikátových rul (Hasalová et al. 2008). Charakteristické pro tuto skupinu jsou časté vložky hornin, které podle Jenčeka a Vajnera (1968 in Mísař et al. 1983) nasvědčují sedimentaci protolitu v mělkém a neklidném prostředí. Vložky tvoří kvarcitické pararuly, grafitické kvarcity, kvarcity, erlany, skarny, mramory, dolomitické vápence až dolomity, grafitické ruly, grafity, amfibolity, serpentinity, eklogity a ortoruly (Petraakis 1997, Chlupáč et al. 2011). Horniny této skupiny se vyskytují ve třech pruzích. Západní pruh se táhne od Bavorska přes Sušici, Tábor až do údolí Sázavy. Střední pruh začíná v Passau a táhne se přes Český Krumlov na Novou Včelnici až k Novému Rychnovu.

Východní pruh je nejširší a táhne se od Kremže na Dunaji na Moravské Budějovice až k Havlíčkovu Brodu a Žďáru nad Sázavou (Mísař et al. 1983).

Gföhlská jednotka – Gföhlská jednotka je nejsvrchnější jednotka moldanubika (Petrakakis 1997). Charakteristickými horninami pro tuto skupinu jsou granulity s granáty a spinely, felzické ruly, migmatity a migmatitizované amfibolity (O'Brien, Carswell 1993). Protolitem těchto hornin byly kyselé magmatické horniny (Petrakakis 1997) vzniklé před 488 ± 6 Ma, jak bylo zjištěno z U–Pb datování (Friedl et al. 2004). Podle Tajčmanové et al. (2006) vznikaly granulity v teplotním rozmezí 800–900 °C při tlaku 18 kbar. V gföhlské jednotce se vyskytují tělesa ultrabazických hornin (serpentinizovaných peridotitů) a xenolity z pláště o velikostech od cm³ až do km³.

Plutonismus je především hercynského stáří, ale v moldanubiku se vyskytují i předhercynské plutony, které byly metamorfovány a dnes se vyskytují v podobě ortorul. Nejvýznamnější hercynskými plutony je moldanubický a středočeský pluton.

Moldanubický pluton

Je to nejrozsáhlejší komplex plutonických hornin v Českém masivu zabírající plochu kolem 8000 km², přičemž na území České republiky se nachází asi 3000 km² (Svoboda et al. 1964). Tvoří ho dvě větve, českomoravská (SSV–JJZ), která je označována jako centrální masiv a šumavská (ZSZVJV), jenž je tvořena menšími tělesy vyskytující se na Šumavě a Bavorském lese (Mísař et al. 1983).

Granity jsou podle Gerdes et al. (2000) rozděleny do tří typů:

Weinsbergský typ: stáří 223–331 Ma (Gerdes et al. 2003), tvoří nejjižnější část plutonu (Petrakakis 1997), vyskytující se na území Novohradských hor, Vyššího Brodu a místy i na Šumavě a Bavorském lese (Mísař et al. 1983). Tento typ je tvořen porfyrickými granity (vyrostlice K-živce dosahují velikosti až 10 cm (Mísař et al. 1983), hrubozrnnými biotitickými granity až granodiority s vyrostlicemi ortoklasu, amfibolicko-biotitickými granodiority s občasnými výskyty tonalitů a kvarcdioritů. V okolí tohoto typu granitu je častá silná migmatitizace okolních hornin (Chlupáč et al. 2011).

Eisgarnský typ: buduje hlavně severnější části batolitu, a stáří tohoto typu je 327–328 Ma (Gerdes et al. 2003). Jsou to postorogenní granity, které jsou od svého okolí ostře odděleny. Jedná se o dvojslídne granity (typ landštejský, melechovský a číměřský), a středně zrnité granity až monzodiority (Chlupáč et al. 2011). Byl rozdělen do tří typů: mrákotínský (drobnozrnný), číměřský (porfyrický a hruběji zrnitý) a landštejský typ (hrubozrnný, tvořící tři ostře ohraničená tělesa: ladštejské, Čerínek a Melechov). Eisgarnský typ granitů je zonální, kdy

na okraji centrálního masivu se vyskytují bazičtější biotitické typy a ke středové části pak přibývá muskovit. Vyskytuje se v nich i andalusit a cordierit, což nasvědčuje jejich původu z anatektického magmatu vzniklého z moldanubických metamorfovaných hornin (Chlupáč et al. 2002)

Freistadtský typ: jemnozrnný biotitový granit až granodiorit se stářím 317–300 Ma (Gerdes et al. 2000). Výskyt tohoto typu je zejména v Rakousku a Bavorsku, avšak jsou známé i výskyty u Vyššího Brodu. V těchto jemnozrnných granitech se nacházejí automorfní tabulky biotitu a v Rakousku v typech granitu schärdinsky a granodioritu Mauthausen se hojně vyskytuje muskovit a cordierit. Freistadtský typ proráží weinsberský typ a v okrajových partiích uzavírá jeho kry (Mísař et al. 1983).

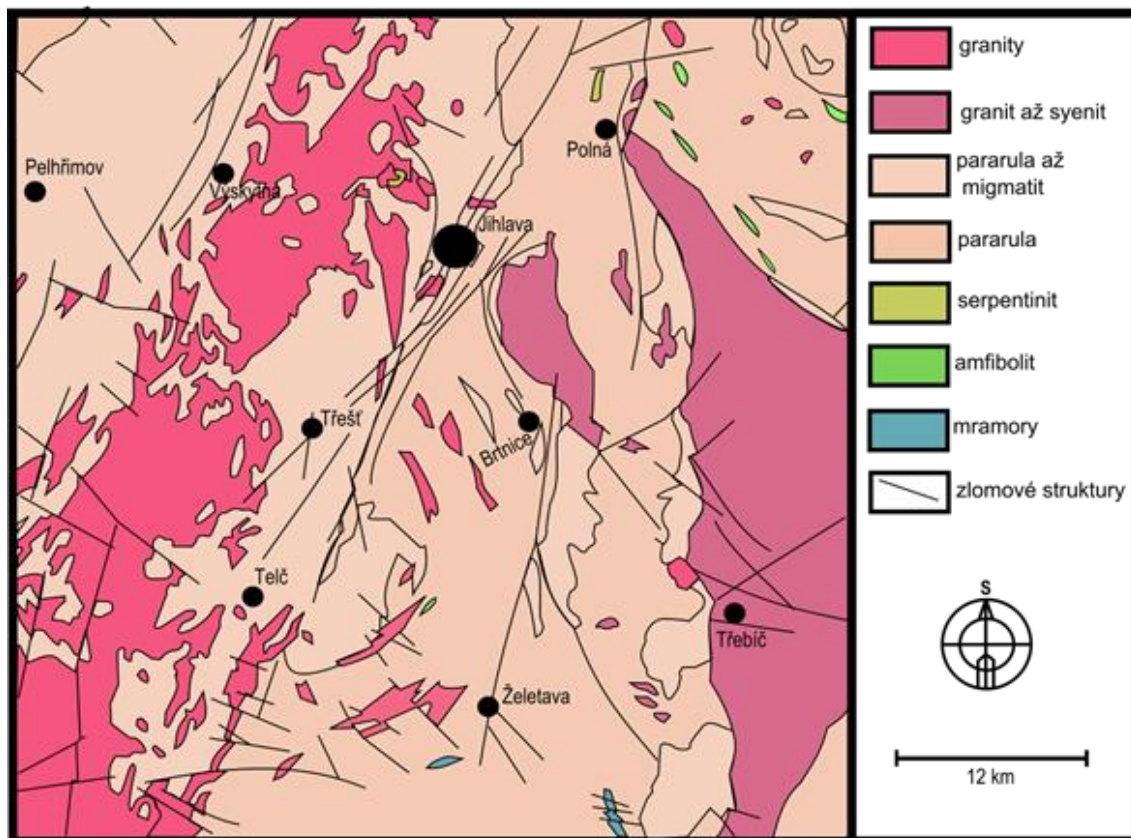
Jihlavský rudní revír se nachází v moravském moldanubiku. Avšak jeho nejsevernější část rozprostírající se v okolí obce Kamenná, nelze do zmíněné části moldanubika jednoznačně zařadit, protože dle Weisse (1977) in Mísař et al. (1983) by se měla oblast Kamenné nacházet ve strážeckém moldanubiku, jehož hranice je východní okraj moldanubického plutonu. Kříbek et al. (2005) udává však hranice strážeckého a moravského moldanubika podél přibyslavské mylonitové zóny, čímž by severní část jihlavského rudního revíru spadala do moravského moldanubika. Tato zóna (směru SSV–JJZ se strmým úklonem k východu) zapříčinila vznik příkopové propadliny (jihlavská brázda), kterou pravděpodobně migrovaly hydrotermální roztoky, z nichž vzniklo polymetalické zrudnění (Zajíček 1982). Přibyslavská mylonitová zóna prochází přes Polnou, Malý Beranov, Rančářov, Vílanec a pokračuje mezi Třeští a Stonařovem (Pluskal, Vosáhlo 1998). Podle Koutka (1952) lze zlomové struktury a rudní žíly rozdělit do čtyř skupin:

1. zlomy a poruchové zóny směru S–J a směrů blízkých
2. zlomy a žíly s poruchovými zónami směru V–Z
3. poruchové zóny a žíly směru SZ–JV
4. ojedinělé žíly a rozsedliny směru SV–JZ

Hlavní systém žil je směru S–J. Tyto žíly jsou většinou subvertikální s úklonem k východu, což je i úklon foliace metamorfovaných hornin v oblasti dobývání rud. Tyto systémy žil jsou doprovázeny puklinami téhož směru. Žíly jsou pak označeny za žíly ložní (Zajíček 1982). K tomuto směru se přimyká i několik menších mylonitových pásem. U těchto pásem se vyvinulo několik směrových dislokací s různou mocností i délkou (směru S–J až SSV–JJZ),

které jsou vyplněny tektonicky rozdrčeným materiálem, jenž je díky přítomnosti grafitu zbarven do černa (Pluskal, Vosáhlo 1998). Žíly ve směru V–Z jsou pak označeny za žíly pravé se sklonem 70–90° s úklonem k S (Zajíček 1982) a jsou velice minerogeneticky významné, avšak nevyskytují se v souvislejších pásmech (Pluskal, Vosáhlo 1998). Žíly směru SZ–JV se vyskytují méně často než předchozí dvě skupiny struktur (Zajíček 1982). K tomuto směru patří však i významnější komárovická tektonická zóna (se sklonem 45–75° k SV), která je tvořena 2,5 km širokým pásmem mylonitových zón. Tato tektonická zóna se nachází u Smrčné, Hybrálce, severního a východní části Jihlavy, kde se kříží s přibyslavskou mylonitovou zónou a táhne se k Brtnici. Do poslední skupiny, do níž spadají dislokace směru SV–JZ, které jsou důležité pro vznik mineralizací, avšak jsou rozměrově menší a na ploše jihlavského rudního revíru rozptýlené (Pluskal, Vosáhlo 1998).

V povariském vývoji se diskutuje o vzniku jihlavské brázdy (směru SSV–JJZ) která se podobá výplni blanické a boskovické brázdy a směřuje od Hradce Králové okolo Chotěboře a Jihlavy dál k JJZ (Chlupáč et al. 2002). Veselá (1976) popisuje také denudační zbytky kontinentálního terciéru ležící na krystaliniku. Tvoří pruh od Kamenné k Dobronínu, Stříteži, Pávovu, Staré Hory k západní části Jihlavy. Relikty se vyskytují také u Polné a Velkého Beranova. Jedná se o fluvioakustrinní písky, štěrky, štěrkopísky a jíly s mocností do 28 m.



Obr. 2 Geologická situace ve studované oblasti (www2).

3 Přehled dosavadních poznatků

3.1 Historie

Od 1. poloviny 13. století se Českomoravská vrchovina stala oblastí s rychle se rozrůstající těžbou, především stříbrných rud a v menší míře byla těžena i ložiska zlatých rud, které byly dobývány v pruhu táhnoucím se od Chotěboře směrem na Havlíčkův Brod, Jihlavu, Jemnici a Slavonice (Pluskal, Vosáhlo 1998). V této oblasti se vyskytuje několik větších rudních revírů (havlíčkobrodský, jihlavský a pelhřimovský), přičemž nejvýznamnějším díky rozsahu prací je jihlavský rudní revír. Dále se na Českomoravské vrchovině vyskytuje několik menších ložiskových oblastí v okolí Štěpánova nad Svratkou, Dačic, Slavonic, Dobré Vody u Telče, u Měřína, Rozseče nad Kunštátem, Javůrku u Domašova, Jasenice u Náměště nad Oslavou a dalších místech (Malý, Březina 2014). Těžené struktury jsou v jihlavském rudním revíru nerovnoměrně rozmístěny v okolí Kamenné, Jihlavy a Jezdovic (Pluskal, Vosáhlo 1998).

Objev Ag rud v oblasti Jihlavy je různými autory kladen do rozmezí let 1234 – 1240 (Zajíček 1982). Po objevu ložisek se málo osídlené území začíná rychle rozvíjet a osidlovat, což má za následek založení obce Jihlavy jako hospodářského centra (Pluskal, Vosáhlo 1998) a později v roce 1249 je Jihlava Václavem I. povýšena na město (Zajíček 1982). Rok 1290 byl pro Jihlavu důležitý díky vzniku hornického práva, které bylo do této doby podáváno podle toho, jak komu vyhovovalo, proto se jihlavský horní soud stal nejvyšším odvolacím úřadem v zemích Koruny české (Sláma 1996).

Těžba v jihlavském rudním revíru probíhala po více než sedm století a díky báňsko-technickým, ekonomickým, společenským a přírodním faktorům ji lze rozdělit do tří období (Pluskal, Vosáhlo 1998).

První období těžby

Počátky těžby spadají do 30. let 13. století a končí rokem 1436. Maximum dobývacích prací a zpracování rudy bylo v druhé a třetí třetině 13. století, kdy se na těžbě podíleli čeští panovníci Václav I. a Přemysl II. Otakar, jihlavský městský patriciát, měšťané z okolních moravských a českých měst a v menším měřítku i církve (cisterciáci z Moravy i Čech) (Pluskal, Vosáhlo 1998). Místo, kde započala éra dobývání, není přesně známo, avšak tradičně je kladeno do okolí Starých Hor (Vosáhlo 1999). Většina ložisek byla nalezena cílenou prospektorskou

činností během několika desítek let a to nejen u Jihlavy, ale také u Havlíčkova Brodu, Pelhřimova, České Bělé, Příbyslavi a v dalších oblastech, která jsou již dnes zapomenuta. Tato rychlá otvírka zapříčinila vznik nových sídelních uskupení, která byla přímo či nepřímo závislá na dolech. Horníci na jihlavská ložiska přicházeli především z českých zemí, ale také ze střední a západní Evropy, přičemž tento příliv byl tak rozsáhlý, že se o něm zmiňuje i kronika v alsaském Colmaru. Díky tomuto rozkvětu těžby byla v první polovině 13. století založena samotná Jihlava. Rudy v oblasti dobývali dvě různé skupiny těžařů. První skupinou byli majetnější lidé (jednotlivci či seskupení několika osob do většího celku), kteří dobývali ekonomicky výhodnější místa. Pokud zrudnění nebylo pro tyto subjekty výhodné, tak se přenechávalo tzv. lénhavířům (osoby těžící na svůj náklad na pronajatých místech) (Vosáhlo 1999). Začátkem 14. století dobývání rud stagnovalo v důsledku ekonomických, přírodních a provozních faktorů (Pluskal, Vosáhlo 1998). Z přírodních úkazů ovlivnila těžbu dvě mohutná zemětřesení (4. a 5. srpna 1320), díky kterým bylo zasuto velké množství důlních děl (Sláma 1996, Zajíček 1982). Velký vliv na dobývání měla také vysoká hladina podzemních vod (Malý, Březina 2014), kterou nebylo možné účinně odvádět mělkými štolami ani odvodňovacími stroji. Nemalý vliv na těžbu měl také odliv horníků na nově otvíraná ložiska v okolí Kutné Hory, což mělo za následek, že se těžba stala doplňkovým hospodářstvím jihlavských obyvatel (Vosáhlo 1999). Práce zcela ustaly v druhém desetiletí v průběhu husitských válek (Pluskal, Vosáhlo 1998).

Druhé období těžby

Obnovení dobývání rud v druhém období spadá do roku 1436 a přetrvává do dvacátých let 17. století (Pluskal, Vosáhlo 1998). V úvodu této doby se těžba soustředila do několika menších pokusů, do kterých investovali čeští panovníci (Albrecht II. Habsburský a Ladislav Pohrobek) (Vosáhlo 1999). Od 16. století započaly hojné průzkumné práce, soustředující se převážně na úseky v minulosti těžené (Malý, Březina 2014) a na jejich blízké okolí bez dřívějších těžebních prací (Pluskal, Vosáhlo 1998), která byla zkoumána až několika stovkami prospektorů (Vosáhlo 1999). Práce prováděli měšťané a nemajetní horníci z Jihlavy, ale i z jiných moravských a českých měst (Pluskal, Vosáhlo 1998). Ruda, ale i čistý kov se z jihlavského rudního revíru odvážely do kutnohorského výkupu. Nejvýznamnějšími dobývanými lokalitami byly například Rančířovské šachty, Staré hory, Rudný, Hybrálec, Smrčná (Malý, Březina 2014), Vílanec, Hybrálec a Třešť (Vosáhlo 1999). Z těchto oblastí jsou z druhého období známa hlubší důlní díla než z prvního období, přičemž největší hloubky dosáhla Kunstšachta v Rančířovských šachtách (102 m) (Sláma 1996). Jeden z dlouhodobějších těžebních pokusů v tomto období probíhal na jezdvovických dolech, kde českobudějovičtí

měšťané obnovovali staré práce a později je následovaly i otvírky nových důlních děl. Díky této důlní činnosti se u dolů zřídila i puchýrna a huť a stříbro (pravděpodobně i zlato) bylo z této oblasti odváženo do pražského mincovního výkupu (Vosáhlo 1999). Díky nedostatečné otvírce nových ložisek a špatnému financování bylo dobývání z ekonomického hlediska neúspěšné. Nermalou ranou pro jihlavský rudní revír byla také cenová revoluce, jež vyvolala pokles ceny stříbra v Evropě, díky importu levného stříbra z jihoamerických zdrojů (Pluskal, Vosáhlo 1998). Na těžbu rud v 16. století mělo také vliv samotné město Jihlava, které nechtělo finančně podporovat neziskovou těžbu (Vosáhlo 1999). I v tomto druhém období přetrvával problém s podzemní vodou, která se čerpala pomocí čerpkových čerpadel, avšak tyto stroje mnohdy přitékající vodu nestačily odčerpávat. Proto u Malého Beranova započala ražba dědičné štoly sv. Jiří, která dosáhla celkové délky 1024 m a sloužila k odvodu důlních vod z okolních důlních děl (Sláma 1996). Počátkem 17. století se práce v některých místech oživovaly díky soukromým kverkům a městské radě, ale na počátku třicetileté války hornické práce zcela ustaly (Pluskal, Vosáhlo 1998).

Třetí období těžby

Závěrečná etapa začíná od konce 60. let 17. století a trvá do 80. let 18. století. Započalo otevírání některých starých lokalit na náklady samotné Jihlavy (Pluskal, Vosáhlo 1998). Později se objevily soukromé průzkumné i těžební pokusy, avšak tato činnost byla pro obyvatele Jihlavy spíše okrajovou. Pod nátlakem císaře se roku 1677 ujala městská rada štoly sv. Albrechta v pásmu Rančířovských šachet, která byla v omezeném provozu držena do roku 1693, kdy byla jako ztrátový podnik uzavřena. V letech 1713 až 1736 působilo těžařstvo, které začalo dobývat na beranovské štole, Rančířovských šachtách, Hruškových dvorech, Starých Horách a u Kosova, přičemž práce byly neodborně prováděny, a proto se dobývání soustředilo pouze na doly u Rančířova, Kosova a Beranova. V letech 1769 až 1783 byl v revíru proveden rozsáhlý průzkum, který podporoval rakouský stát. Zaměřil se na méně známé rudonosné struktury, měl podchytit i předpokládaná a těžbou nedotčená místa na starých rudních ložiscích (Starohorský couk a Rančířovské šachty). V letech 1769 – 1772 se revidovaly staré pozůstatky a poté se pomocí šachtic a rýh se hledala nová naleziště nebo pokračování starých struktur (např. hledání severního pokračování Rančířovských šachet). Roku 1774 se odebíraly šlichové vzorky z vybraných důlních děl a proběhla i šlichová prospekce určitých vodotečí (Vosáhlo 1999).

Novodobé průzkumy

V průběhu 19. a první poloviny 20. století se pokusilo několik soukromých subjektů o průzkum několika vybraných lokalit v jihlavském rudním revíru, avšak tyto práce nedosáhly

většího rozsahu. Souběžně s těmito průzkumy započala na několika místech i pokusná těžba nerostných surovin. Jednalo se zejména o grafit. Všechny tyto práce však skončily nezdarem (Pluskal, Vosáhlo 1998).

3.2 Ložisková charakteristika

Podle Pluskala a Vosáhla (1998) lze dle terénních průzkumů, archivních záznamů a hmotné dokumentace vyčlenit 3 typy mineralizovaných disjunktivních struktur.

Dislokační zóny: délka několik kilometrů a mocnost až prvních stovek metrů. Jsou předními mineralizovanými strukturami v jihlavském rudním revíru. Tvoří je různě větvičí se zlomy různého směru a sklonu. Tyto dislokační zóny bývají vyplněny často grafitizovaným tektonickým jílem, či drceným chloritizovaným nebo grafitizovaným horninovým materiálem. Horniny mezi zlomy jsou postiženy mylonitizací, kataklázou a hydrotermální alterací. Rudní mineralizace dislokačních zón se koncentruje do rudních sloupů s mocností až 10 m a délky od několika desítek až stovek metrů. V severní části starohorské dislokační zóny dosáhlo těleso délky až 1200 m.

Menší mineralizované poruchy: délka přibližně do 1 km a mocnost několika metrů. Jsou strukturně jednodušší a tvoří je jeden, málokdy několik zlomů. Výplň je tvořena drceným horninovým materiálem, tektonickým jílem (místy je grafitizován) a tektonickou nebo žilnou brekcii. Pouze místy je u těchto poruch pozorovatelná mylonitizace, katakláza a hydrotermální alterace.

Hydrotermální mineralizace těchto poruch bývá jednodušší a vyskytuje se ve formě krátkých odstavců. Rudní tělesa jsou čočkovitá s mocností 1 – 2 m a dosahují délky až prvních desítek metrů.

Otevřené pukliny a puklinové systémy: délkově nepřesahují první stovky metrů při mocnosti několika metrů (bez tektonicky postiženého materiálu, bývají vyplněné hydrotermálními žilami a žilníky. Nebývají vyplněny tektonickými jíly. Hydrotermální alterace u těchto struktur nebývají výrazně vyvinuty. Hydrotermální žíly a žilníky jsou mělce uloženy a bývají zpeřeny k dislokačním zónám.

Rudní kumulace hydrotermálních žil a žilníků se většinou vyskytují v podobě rudního sloupu o mocnosti do prvních metrů, s délkou až prvních desítek metrů, vyklíňující do hloubky 100 m. Zrudnění je vtroušeninové a vzácně se vyskytuje v čočkách.

V jihlavském rudním revíru se vyskytuje přibližně 120 dobývaných či ověřovaných struktur s mineralizací. Tyto struktury nejsou v revíru rovnoměrně rozmístěny a vyskytují se především v okolí větších dislokačních zón. V severní části revíru se nacházejí mezi Kamennou a Dobronínem, v centrální části u Hruškových Dvorů, Malého Beranova, Kosova, Starých Hor, Rančířovem a u Okrouhlíku. Na jihozápadě území je hojný výskyt dobývaných struktur u Jezdovic, Třeště a Salavic (Pluskal, Vosáhlo 1998).

Koutek (1952) vyčlenil několik směrových systémů hydrotermálně mineralizovaných disjunktivních struktur na základě klasifikace směru zlomové tektoniky (obr. 3).

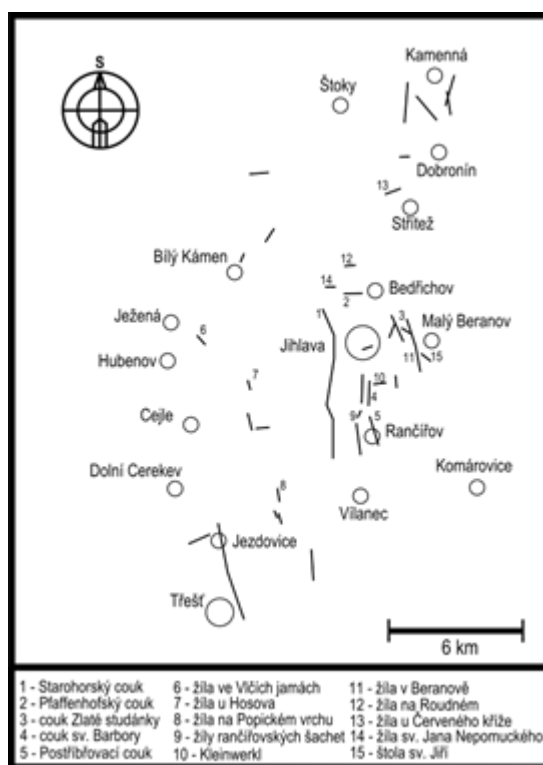
Mineralizované dislokační zóny směru S–J a blízké směry SSV–JJZ a SSZ–JJV, jež jsou odvozené od přibyslavského hlubinného zlomu a jeho větví. Mocnost těchto zón je v rozmezí prvních desítek až stovek metrů. Typickou výplní těchto dislokací je kataklazovaný a mylonitizovaný horninový materiál, který je silně grafitizován. Mimo pestrou skupinu moldanubika jsou tyto horniny chloritizované. V rudním revíru lze vyčlenit šest hlavních severojižních dislokačních zón. První je u Kamenné s délkou 1,3 km. Ve střední části obvodu jsou 4 struktury. Nejvýznamnější je starohorská zóna dosahující délky 8,4 km (probíhá od Starých Hor přes západní okraj Jihlavy směrem na Pístov a Okrouhlík). Rančířovská dislokační zóna vede z historického centra Jihlavy až k jihozápadnímu okraji Rančířova (délka 6,3 km). Další zóna Postříbřovacího pásma je prostorově spjata s předchozí dislokací. Vede taktéž z centra Jihlavy k jihovýchodnímu okraji Rančířova. Dosahuje délky 5,7 km. Poslední je beranovská zóna, vyskytující se západně od Malého Beranova a dosahuje délky 2,2 km. V jižní části rudního revíru se nachází jezdovická zóna s délkou 2,5 km vedoucí od Salavic do sv. okolí Třeště.

Mineralizované dislokační zóny, menší mineralizované poruchy, hydrotermální žíly a žilníky směru V–Z a blízkých směrů ZSZ–VJV: dosahují mocnosti prvních desítek metrů až po ověřených 60 m. Na délku nepřesáhnou 1 km. Výplň tvoří mylonitizované a hydrotermálně alterované horniny a horninová drť s limonitizovaným jílem. Výplň je většinou chloritizována. V rudním revíru se nalézají 3 významnější dislokace, jež se nacházejí mezi Hybrálcem a Bedřichovem. Jsou to dislokační zóna Rudného (délka 400 m), dislokační zóna sv. Jana Nepomuckého (délka cca 300 m) a nejvýznamnější Pfaffenhofská dislokační zóna s délkou 700 m.

Menší mineralizované poruchy směru S-J a blízkých směrů SSV–JJZ a SSV–JJV: výplň těchto poruch je tvořena drcenými, limonitizovanými a ojediněle i grafitizovanými horninami a tektonickým jílem. Často je doprovázejí pásma mylonitů. Tyto mineralizované poruchy se vyskytují u Kamenné, u Komárovic, mezi Hybrálcem a Bedřichovem. Tyto struktury porušují struktury východozápadní. Nejvýznamnější poruchou je štola sv. Antonína Paduánského na Pančavě. Poruchy štoly Kleinwerkl a Theresie byly téměř bez zrudnění.

Menší mineralizované poruchy směru SV–JZ a jemu blízkých směrů VSV–ZJZ: výplň poruch je drcený horninový materiál s hojným výskytem tektonického jílu, který bývá limonitizován či grafitizován. Tyto struktury se nacházejí na severu u starohorské dislokační zóny, u Červeného Kříže a patří k nim i porucha, po níž byla v délce 700 m ražena beranovská dědičná štola.

Rudní žíly a žilníky směru S-J a blízké směry SSV–JJZ a SSZ–JJV: dosahují délky několika desítek metrů a mocnosti kolem 1 m. Vzácný výskyt je u Kamenné. Nejvýznamnější strukturou je rudní žíla západně od Rančívova. Významné jsou i žíly u Koželužského potoka, u Pekelského vrchu, u Kostelce a u Studének. Zajímavostí jsou hydrotermální křemenné žíly bez zrudnění, které místy tvoří nízké křemenné valy, přičemž nejvýznamnější žíla se nalézá u Vílance a dosahuje délky 750 m a mocnosti 3–6 m.



Obr. 3 Rozmístění rudních žil v jihlavském rudním revíru (upraveno podle Malého 1999).

3.3 Mineralizace

V jihlavském rudním revíru se vyskytuje polymetalické zrudnění, které je pravděpodobně mladovariského stáří a geneticky je podle literárních údajů spjato se starovariskými tonalit-granodioritovými intruzemi a středně variskými žulovými plutony (Bernard et al. 1986).

Vosáhlo (1988) vyčlenil v jihlavském rudním revíru 6 typů minerálních asociací:

Mineralizace typu černý sfalerit + kyzý + karbonáty – je nejrozšířenější typ mineralizace v rudním revíru. Podle Bernarda et al. (1986) patří do mladovariské, kyzové polymetalické asociace „*k-pol*“. Je vázána na žulové masivy, přičemž se vyskytuje v severní a západní části rudního revíru (Pluskal, Vosáhlo 1998). Tato asociace se vyskytuje v okolí Kamenné, mezi Bedřichovem a Hybrálcem, dále na dislokačních strukturách Pfaffenhofského couku, štole sv. Jana Nepomuckého. Na disjunktivních strukturách je zaznamenán výskyt u Bílého Kamene, Hybrálce, Ježené, Hlávkova, Cejle, Výskytné nad Jihlavou, Popickém vrchu a Pekelském vrchu, přičemž nejtypičtější vývoj mineralizace je zaznamenán na Staré jezdovické žíle. Žilovina je tvořena převážně zrnitým, stébelnatým nebo kavernózním křemenem, ve kterém se nachází hnědočerný až černý sfalerit, galenit a pyrit. Místy je žilovina tvořena karbonáty (sideritem, ankeritem a vzácně i kalcitem). Rudními minerály v této žilovině jsou pyrhotin, arzenopyrit, chalkopyrit (Pluskal, Vosáhlo 1998) a vzácně pyrargyrit, stanin a kasiterit (Němec 1964). Ze studia stabilních izotopů síry ve sfaleritu a galenitu usuzuje Vosáhlo (1988), že mineralizace vznikala za relativně vysoké a stálé teploty (370–410°C).

Mineralizace typu světle až tmavě hnědý sfalerit + baryt + karbonáty – je hlavně vázaná na překřížení přibyslavské mylonitové zóny s komárovičskou tektonickou zónou. Vyskytuje se ve štole sv. Antonína Paduánského, ve štole Kleinwerkl, u Hruškových Dvorů, Malého Beranova, Kosova, přičemž nejpestřejší minerální této asociace je u Rančířova. Žilovina je tvořena drúzovitým, kokardovým nebo kavernózním křemenem. U Postřívrovacího pásma se společně s křemennou žilovinou vyskytuje i karbonátová žilovina tvořená kalcitem, ankeritem a vzácně sideritem. U Rančířova žilovinu tvoří i baryt a u Malého Beranova se křemenná žilovina vyskytuje s chalcedonem. Pyrit a arzenopyrit jsou v malém zastoupení a pyrhotin zcela chybí. Hlavním rudním minerálem je galenit, světle až tmavě hnědý sfalerit a společně s nimi

chalkopyrit a tetraedrit (Pluskal, Vosáhlo 1998). Ze studia stabilních izotopů síry v galenitu a sfaleritu byly odvozeny teploty vzniku této mineralizace v rozmezí 280–340°C (Vosáhlo 1988).

Mineralizace typu tmavě hnědý sfalerit + baryt + fluorit – vyskytuje se na jediné žíle (U sv. Antonína) u obce Ježená, kde vytváří hydrotermální žílu směru SZ-JV. Žilovina je tvořena jemnozrnným, drúzovitým či kavernózním křemenem. Baryt je lupenitý nebo hrubozrnný nafialovělé barvy a fluorit je fialové nebo žluté barvy. Hlavními rudními minerály jsou tmavě hnědý sfalerit, galenit, chalkopyrit. Pyrit a arzenopyrit jsou v minimálním zastoupení. Ze studia stabilních izotopů síry v galenitu a sfaleritu se předpokládají teploty vzniku této mineralizace pod 250°C (Vosáhlo 1988).

Mineralizace typu světlý sfalerit + baryt + karbonáty – tento typ mineralizace je popsán ze tří mineralizovaných disjunktivních struktur, které však v minulosti byly v jihlavském rudním revíru ekonomicky nejvýznamnější. Bernard et al. (1986) ji označil jako mineralizaci „*pol*“, tj. mladovariskou nekyzovou polymetalickou asociaci. Vyskytuje se v určitých částech Starohorského couku, Rančířovských šachet a u Komárovic. Žilovinu tvoří hlavně několika generační křemen, který je jemnozrnný, drobnozrnný, kokardovitý, drúzovitý či kavernózní. Společně s křemenem se vyskytuje bílý nebo slabě nafialovělý, drobnozrnný až hrubozrnný baryt s lokálními výskyty chalcedonu. Karbonátová žilovina je reprezentována několika generacemi kalcitu a dolomitu. Z rudních minerálů je zastoupen především pestrý sfalerit mající žlutou, oranžovou, červenou, hnědožlutou, hnědočervenou a méně často i nazelenalou nebo černočervenou barvu, který je přítomen ve dvou až třech generacích. Hojnými minerály jsou i galenit, chalkopyrit a tetraedrit. V malém měřítku je přítomen pyrit s arzenopyritem. Němec (1964) uvádí od Rančířova mikroskopický pyrargyrit. Ze studia stabilních izotopů síry v galenitu a sfaleritu se předpokládají teploty vzniku hydrotermální mineralizace mezi 230–260°C (Vosáhlo 1988).

Mineralizace typu křemen + pyrit – vyskytuje se na určitých disjunktivních strukturách, kde byl mineralizační proces redukován na pouhé prokřemenění. Tento typ mineralizace se vyskytuje ve dvou větvích. První větev se táhne od Hlávčova k Ježené a k Hubenovu, přes Popický vrch k Jezdovicím. Druhá větev se táhne od centra Jihlavy mezi Starohorský couk a Rančířovské šachty směrem k Vílanci. Mineralizaci tvoří několik generací křemene. Starší křemen je masivní, drobnozrnný, hrubozrnný nebo stébelnatý a je pronikán mladší generací křemene v podobě žil s drúzovitou, kokardovitou nebo hřebenovitou texturou. Vzácně se v křemenu vyskytují zrna pyritu. Tato minerální asociace se díky blízké vazbě na

plutonické horniny považuje za projev látkově chudých hydroterm o extrémně vysokých teplotách (Vosáhlo 1988).

Mineralizace typu psilomelan + chalcedon – pravděpodobně přímo nesouvisí s hydrotermální polymetalickou mineralizací, avšak místy je s ní úzce spojena. Asociace se vyskytuje na severozápadě a jihozápadě jihlavského masivu (u Malého Beranova, Kosova a u Komárovic). Tato mineralizace je nízkoteplotní, a na jejím vzniku se podílely hypergenní procesy (Vosáhlo 1988).

3.4 Izotopická data

Vlastní výzkum izotopů nebyl proveden, existují však data ze sulfidů a karbonátů získaná Vosáhlem (1988) a Malým a Dolníčkem (2005).

Vosáhlo (1988) udává pro mineralizaci *k-pol* na Rudném a Pfaffenhofském couku hodnoty pro sfalerit $\delta^{34}\text{S} +5,3\text{‰}$ CDT, což je hodnota ukazující na jiný zdroj síry než na hlubinnou. Malý a Dolníček (2005) udávají pro tento typ mineralizace hodnoty $\delta^{34}\text{S} +3$ až $+5\text{‰}$ CDT, které ukazují na síru získanou z okolních hornin. V částech jezdovického rudního revíru sfalerity vykazují hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ nižší ($\delta^{34}\text{S} +2,9\text{‰}$ CDT), než předchozí sfalerity pocházející ze severních území. Pyrit, jež vznikl v pozdější fázi dosahuje hodnot $\delta^{34}\text{S} +4,7\text{‰}$ CDT, což poukazuje na nevýraznou změnu v hydrotermálním roztoku. Obdobně je na tom i jižní část s hodnotami $\delta^{34}\text{S} +2,5\text{‰}$ CDT. Následně krystaloval chalkopyrit, jeho hodnoty jsou $\delta^{34}\text{S}$ ($\delta^{34}\text{S} +1,8$ až $+3,9\text{‰}$ CDT). Galenit považuje Vosáhlo (1988) z izotopického složení za homogenní s hodnotami $\delta^{34}\text{S} +3,4\text{‰}$ CDT, kromě jedné struktury na Rudném ($\delta^{34}\text{S} +4,5\text{‰}$ CDT), ukazující na nedosažení izotopické rovnováhy. Hodnoty sfaleritu i galenitu spolu dobře korelují a teplota vzniku těchto minerálů je vypočtena na 370 až 410°C. Z těchto hodnot Vosáhlo (1988) usuzuje, že podmínky vzniku a galenitu byly stejné, i když vznikaly na začátku a na konci krystalizace. Dále Vosáhlo (1988) analyzoval karbonáty, které v Pfaffenhofském couku vznikaly za teplot kolem 400°C s hodnotou $\delta^{18}\text{O} +14,6\text{‰}$ SMOW. Tyto hodnoty ukazují na původ vod z metamorfovaných hornin nebo juvenilní vody. Izotopy $\delta^{13}\text{C}$ ze sideritu Pfaffenhofského couku ukazovaly průměrnou hodnotu $\delta^{13}\text{C} -12,8\text{‰}$ PDB. Tato hodnota přesně spadá do izotopických analýz Malého a Dolníčka (2005), kteří vypočetli hodnoty pro $\delta^{13}\text{C}$ u karbonátů, které se pohybují v rozmezí $\delta^{13}\text{C} -5$ až -20‰ SMOW. Tyto hodnoty odpovídají uhlíku organického původu, který se nachází v hydrotermální mineralizaci. Na lokalitě Kamenná analýzy ankeritu

udaly průměrnou hodnotu $\delta^{18}\text{O} +8,4\text{‰}$ SMOW, díky čemuž Vosáhlo (1988) usuzuje, že se při vývoji minerálů částečně podílel i meteorická voda. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ u ankerity se od sebe příliš neliší a pohybují se v hodnotách $\delta^{13}\text{C} -9,3$ až $-9,9\text{‰}$ PDB, což je případ jako u předchozího sideritu, kdy se na roztoku podílel hlubinný a i organický uhlík. Kalcit z Pfaffenhofského couku je izotopicky velice podobný předchozím karbonátům ($\delta^{18}\text{O} +10,6\text{‰}$ SMOW a $\delta^{13}\text{C} -9,6\text{‰}$ PDB). Vosáhlo (1988) také izotopicky zkoumal narůžovělý kalcit z lokality Červený kříž, kde se pohybovaly průměrné hodnoty $\delta^{18}\text{O} +5,5\text{‰}$ SMOW. Autor z těchto údajů kalcitu předpokládá nízké teploty vzniku, pohybující se mezi 100 až 200°C.

Mineralizace typu *pol* spadá do dvou subzón:

a) hnědý sfalerit+baryt+karbonáty – Vosáhlo (1988) udává hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ pro sfalerity, jenž se pohybují v úzkém rozpětí $-0,3$ až $+1,4\text{‰}$ CDT, což ukazuje na hlubinný zdroj síry. V Jezdovickém rudním revíru, však bylo naměřeno $\delta^{34}\text{S} +4,8\text{‰}$ CDT. Z postřibrovacího pásma byla získána hodnota $\delta^{34}\text{S} -2,3\text{‰}$ CDT, která je podobná hodnotě barytů ($\delta^{34}\text{S} -3\text{‰}$ CDT). Jedná se pravděpodobně o izotopickou rovnováhu a teplota vzniku těchto minerálů spadá do rozmezí 390 až 430°C. Galenity udávají průměrné hodnoty $\delta^{34}\text{S} -2,6\text{‰}$ CDT, přičemž izotopická rovnováha páru galenit a sfalerit je v rozmezí 180 až 220°C. Galenity, které se vyskytují s barytem a mají hodnoty $\delta^{34}\text{S} -5,7\text{‰}$ CDT, přičemž teplota krystalizace těchto dvou minerálů se nacházela mezi 350 a 380°C. Malý a Dolníček (2005) udávají pro tento typ mineralizace hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ 0 až -3‰ CDT. Karbonáty této subzóny se vytvořily v porudní etapě a teplota jejich vzniku se pohybuje pod 250°C. Hodnoty pro $\delta^{18}\text{O}$ se pohybují v širokém rozmezí $-6,2$ až $+9,8\text{‰}$ SMOW, jež nasvědčuje účasti magmatické, hlubinné a meteorické vody; $\delta^{13}\text{C}$ je $-7,5$ a $-8,2\text{‰}$ PDB (účast uhlíku z hlubinného zdroje).

b) pestrý sfalerit+baryt+karbonáty – sfalerity této jednotky dosahují hodnot $\delta^{34}\text{S} +0,8$ až $+2,9$ CDT (hlubinný zdroj síry). Baryty jak v Rančířově tak i na Starohorském couku se pohybují rozpětí $\delta^{34}\text{S} +12,6$ až $18,5\text{‰}$ CDT, což ukazuje na nárazovou dodávku síry z jiného než hlubinného zdroje. U izotopického páru baryt-sfalerit nedošlo k izotopické rovnováze, a proto vypočítané teploty jsou nereálné (starohorský couk 700°C a Rančířov 450 až 500°C). Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ galenitu z Rančířova jsou v rozmezí $-0,3$ až $-1,7\text{‰}$ CDT. Hodnoty jsou stejné, jako v novějším izotopickém výzkumu udává i Malý s Dolníčkem (2005). Z páru galenit-sfalerit je dáno rozpětí teplot krystalizace na 230 až 260°C. Karbonáty jsou zastoupeny narůžovělým kalcitem s rozpětím hodnot $\delta^{13}\text{C} -7,3$ až $-8,5\text{‰}$ PDB (hlubinný původ uhlíku). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ se pohybují v rozmezí $+13,6$ až $+14,6\text{‰}$ SMOW a ukazují na přítomnost magmatických vod. Po

růžovém kalcitu se vytvořil kalcit bílé barvy, který vznikl z velice podobného roztoku ($\delta^{13}\text{C} - 8,6\text{‰}$ PDB a $\delta^{18}\text{O} +19,9\text{‰}$ SMOW), avšak z hydrotermálního roztoku o nižší teplotě.

V samotném jihlavském rudním revíru neproběhlo mikrotermometrické studium fluidních inkluzí.

4 Metodika

Práce byla rozdělena na dvě etapy (terénní a laboratorní).

V terénní části byly zadokumentovány vybrané lokality, které byly vybrány konzultantem práce RNDr. Karlem Malým, Ph.D. Jednalo se lokalitu Kamenná (zkoumaná v rámci mé bakalářské práce), Bílý Kámen, Rudný, Rounek, Starohorský couk, Pfaffenhoffský couk, Rančířov a Zlatá studánka. Během výzkumu na těchto lokalitách byl popsán stav pozůstatků po dobývání rud. Během terénní etapy proběhl i odběr fragmentů žilovin se sulfidickým zrudněním. Nejhojněji vyskytující se byla křemenná a barytová žilovina. Karbonátová žilovina a další fragmenty barytové žiloviny byly poskytnuty konzultantem práce z archivu muzea Vysočiny v Jihlavě

V laboratorní části vzorky byly očištěny a následně rozřezány pomocí diamantové pily. Z vybraných řezů se vyhotovily oboustranně leštěné destičky. Nejprve tyto vzorky prošly ručním broušením a následně leštěním na leštičce Struers RotoPol-35 pomocí leštící emulze s diamanty o velikosti 3 μm a 0,25 μm . Na podložní sklo se vzorky nalepily vteřinovým lepidlem a následně po dokončení broušení a leštění se odlepily nitrometanem.

Práce pokračovala v optické laboratoři, kde byly vzorky popsány pod mikroskopem Olympus BX 50 v procházejícím i odraženém světle. Následovala fotodokumentace digitálním fotoaparátem Olympus C-7070. Poté se vzorky prohlédly v UV světle a v katodoluminiscenci na katedře geologie PřF Univerzity Palackého v Olomouci na přístroji se studenou katodou CITL Mk5-1 propojeném s mikroskopem Leica DM2500 P za podmínek: vakuum 0,003 mbar, napětí 15 kV a proudová hustota přibližně 450 $\mu\text{A}/\text{mm}^2$. Následovalo odlepení destiček od podložního skla a rozlámání na úlomky, ve kterých se měřily fluidní inkluze metodou optické mikrotermometrie v komoře LINKAM THMSG 600 upevněné na mikroskopu Olympus BX51 na Katedře geologie PřF UP v Olomouci. S touto aparaturou lze měřit v intervalu teplot -196 až +600 $^{\circ}\text{C}$, s přesností měření $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ v intervalu -56 až +50 $^{\circ}\text{C}$ a při teplotách nad 200 $^{\circ}\text{C}$ $\pm 1^{\circ}\text{C}$. Na měření byl využit systém Linksys 32 DV.

Byly měřeny teploty celkového zamrznutí (T_f), teploty eutektika (T_e), teploty tání posledního ledu (T_m) a teploty homogenizace (T_h). Salinita se vypočítala pomocí teploty tání posledního ledu, za využití rovnice podle Bodnara (1993), pro vodné systémy:

$$\text{Salinita (hm. \% NaCl)} = 0,000 + 1,78 \cdot |T_m| - 000442 \cdot |T_m|^2 + 0,000557 \cdot |T_m|^3$$

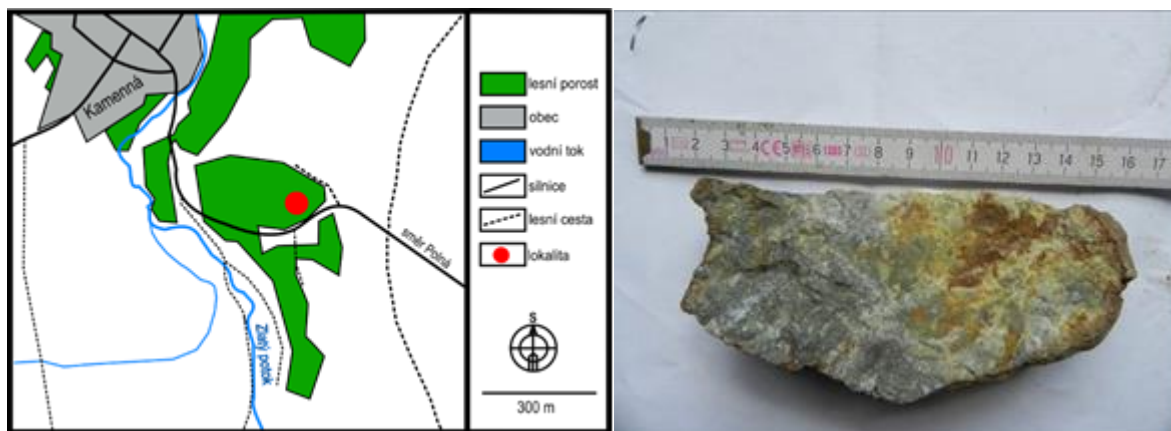
Vzorky, které byly využity na výluhy fluidních inkluzí byly nařezány na menší kusy, jež se rozdrtily a následně z rozdrčeného materiálu jsem vyseparoval co nejčistší vzorky dané žiloviny. Tyto vzorky se následně povařily v kyselině chlorovodíkové, dusičné a v destilované vodě, aby se odstranily sulfidy a sekundární minerály. Vzorky byly odeslány do Montanuniversität do Leobenu, kde následovalo promytí vzorků v destilované vodě a následné sušení vzorku za teploty 50 °C. 1 g vysušeného vzorku byl rozetřen v achátové misce s 5 ml destilované vody. Suspenze byla přefiltrována, přes 0,2 µm nylonový filtr. Analýza vzorků byla provedena v iontovém chromatografu Dionex (DX-500).

5 Výsledky

5.1 Terénní etapa

5.1.1 Kamenná

Jedná se o nejsevernější část jihlavského rudního revíru nacházející se v okolí obce Kamenná (obr. 4), ležící 5 km západně od města Polná. Stöhr (2014) v okolí obce popisuje oblast rozdělenou do čtyř dílčích těžebních areálů s celkem 89 šachticemi a čtyřmi štolami. Místa dobývání jsou dnes z větší části aplanována. Místa jsou šachtice zasypany částečně odpadem. Vzorky byly získány z kopané sondy, realizované v odvalu jedné ze šachtic již během výzkumu autora v rámci bakalářské práce (Stöhr 2014). Jedná se o šedobílou křemennou žilovinu se sulfidickým zrudněním. Ve vzorcích je makroskopicky viditelný pyrit, šedočerný sfalerit, arsenopyrit, chalkopyrit a velice vzácně i galenit. Tato žilovina je často povlečena hnědými povlaky „limonitu“ a méně pak žlutým jarositem, vyplňujícím občas i dutiny v kavernózní žilovině.

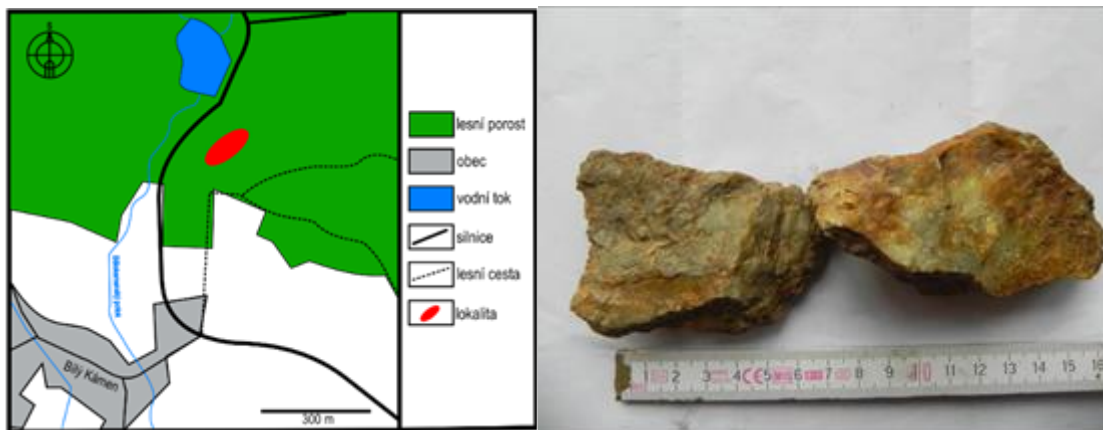


Obr. 4 Mapa lokality Kamenná s vyznačenou oblastí sběru vzorků a fragment křemenné žiloviny pocházející ze sondy označené na mapě.

5.1.2 Bílý kámen

Lokalita se nachází v lese (přibližně 550 m sv. od severního okraje obce Bílý Kámen), na pravé straně hlavní komunikace vedoucí z Jihlavy na Větrný Jeníkov (obr. 5). Na tomto místě se nachází přibližně 200 m dlouhý šachticový tah s 27 díly, která jsou velice dobře zachovaná. Šachtice dosahují maximálního průměru až 10 m a hloubky do 5 m. Z několika menších sond v

odvalech byla odebrána bílá až bíložedá křemenná žilovina s makroskopicky viditelným pyritem a šedočerným sfaleritem. Sekundárními minerály na lokalitě je hnědý „limonit“ a žlutý jarosit. Nalezeno bylo i několik křemenných drúz s poškozenými prizmatickými krystaly do velikosti 15 mm. Toto místo je zařazeno do Hornické naučné stezky a v první větší šachtici je ukázka historického pažení šachty (obr. 6).



Obr. 5 Oblast Bílého Kamene s vyznačenou lokalitou a křemennou žilovnou, která se v oblasti vyskytuje.

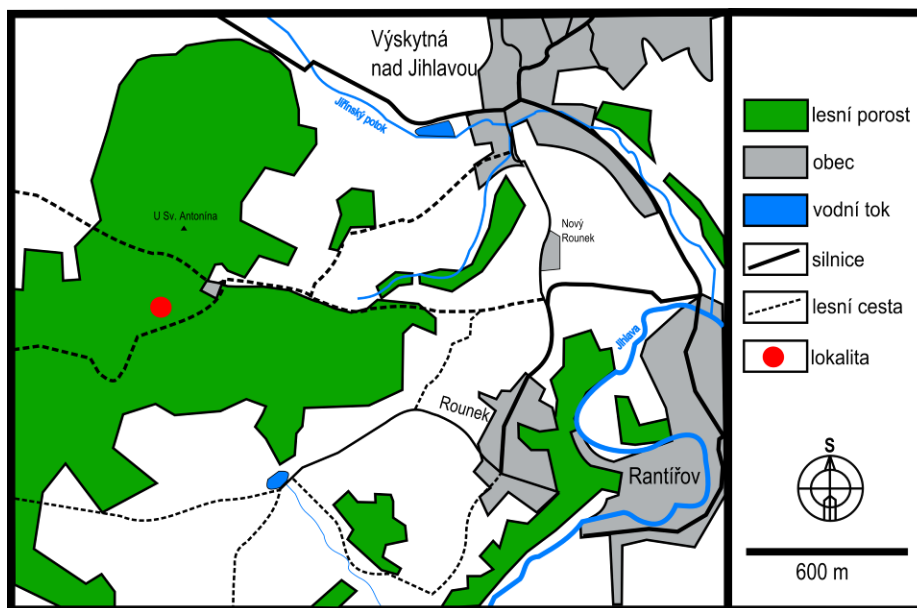


Obr. 6 Šachticový tah u Bílého Kamene s ukázkou historického zapažení šachty.

5.1.3 Rounek

Lokalita se nachází 1,7 km severně od vodní nádrže Hubenov a 1,9 km západně od zámku v obci Rantířov, v lesním porostu v okolí rekreačního objektu. Místo (obr. 7) bylo

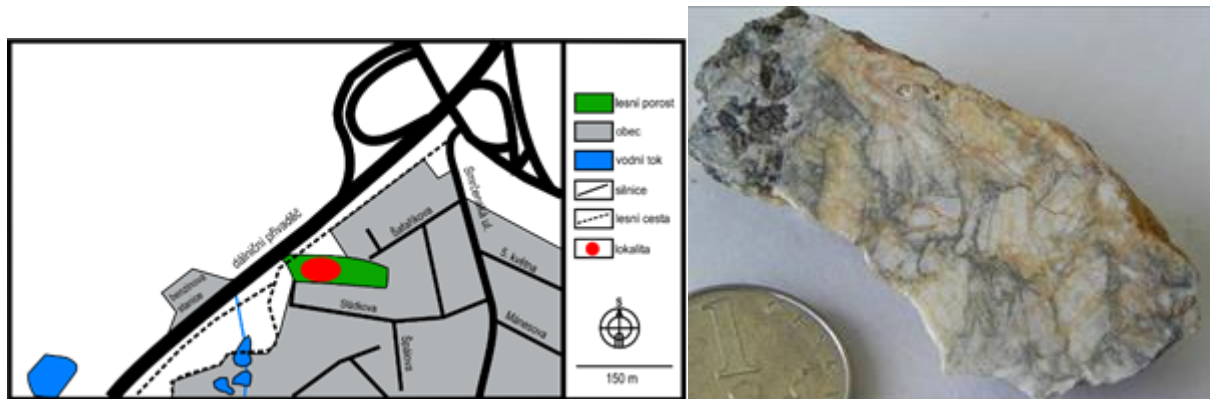
několikrát navštíveno, avšak na místech uvedených v historické literatuře nebyly nalezeny jakékoliv pozůstatky, které by se týkaly historického dobývání stříbrných rud.



Obr. 7 Mapa s vyznačenou lokalitou Rouněk.

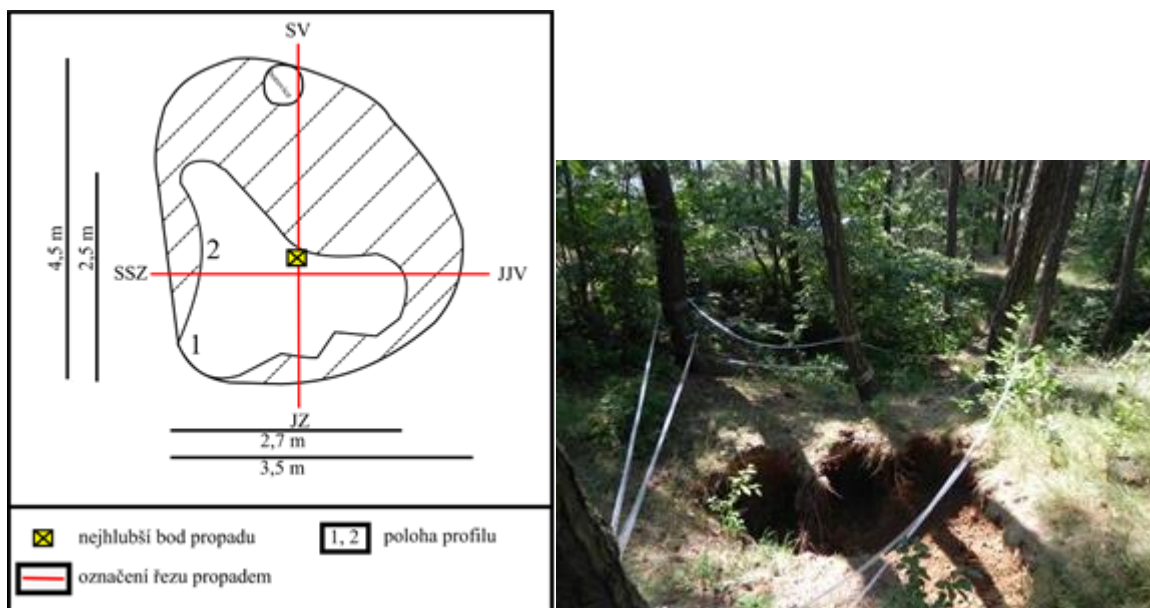
5.1.4 Pfaffenhoffský couk

Poslední viditelný pozůstatek tohoto couku se nachází v severozápadní části Jihlavy v menším borovém lese, ležící na pravé straně dálničního přivaděče, vedoucí směrem z Jihlavy na Havlíčkův Brod (obr. 8). Na lokalitě se v dnešní době vyskytuje 5 šachtic do velikosti sedmi metrů a do maximální hloubky 1,5 m. Místy jsou patrné i menší haldy (do výšky 1 m) vystupující nad terén. Ve většině šachtic je vyvezena stavební suť, odpad z domácností a odpad ze sousedících zahrad. Vzorky z tohoto couku pocházejí z archivu Muzea Vysočiny, neboť nálezy rudniny jsou dnes velice vzácné.

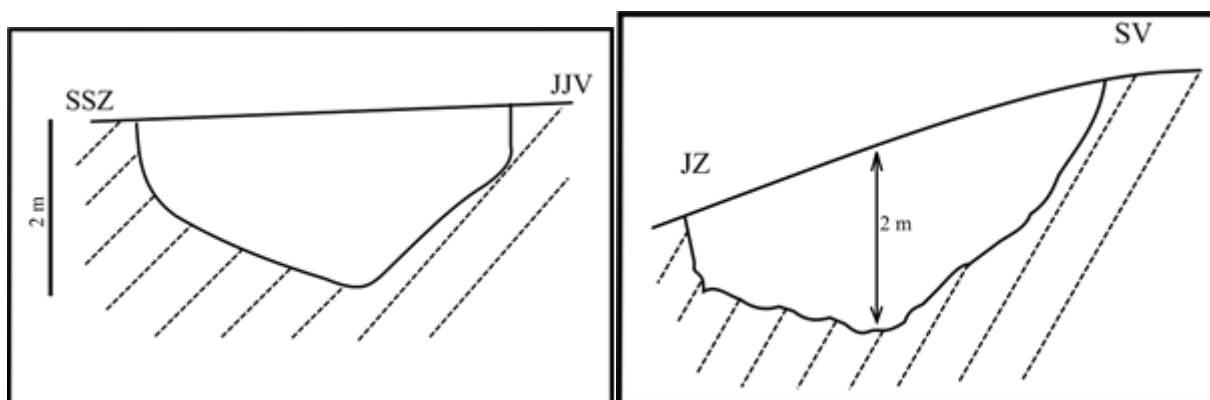


Obr. 8 Mapa s označenou poslední zachovanou částí Pfaffenhofského couku a barytem pocházejícím z depozitáře Muzea Vysočiny.

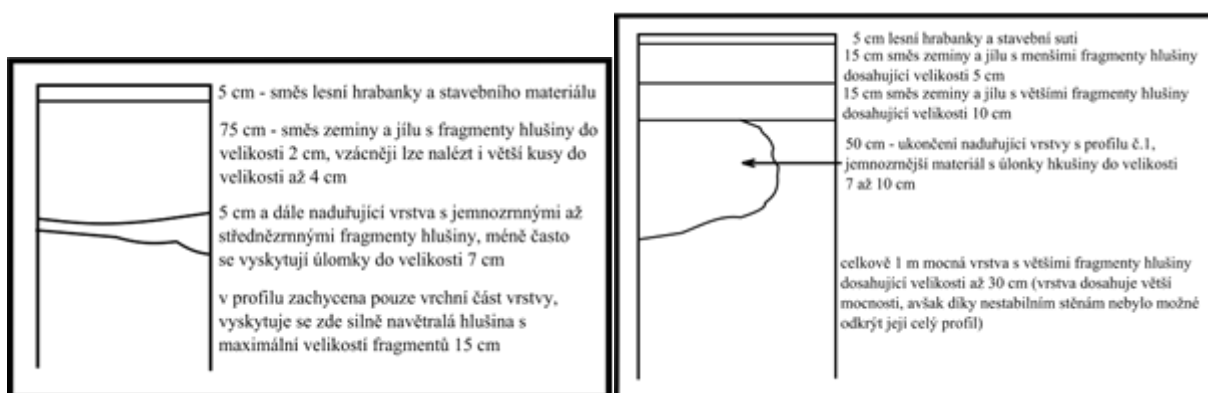
Během dokončování této diplomové práce jsem našel v červnu 2018 čerstvý propad. Zajímavostí je, že se nepropadla šachtice, ale halda nacházející se nad šachticí (obr. 9). V průběhu nálezu neustále odpadával materiál ze stěn propadu (způsobeno pravděpodobně vibracemi z dálničního přivaděče, který je od místa vzdálen 40 m). Při pozorování z povrchu se jeho tvar jevil jako srdcovitý, jež byl dán kořeny blízkých stromů držících nejsvrchnější vrstvu s vegetací. Při pohledu pod kořeny byl tvar oválný se strmými stěnami (obr. 10). Celková velikost byla 4,5 m na délku a 3,5 m na šířku. Přibližná hloubky se pohybovala kolem 2 m. V propadu se nacházela hlušina dosahující velikosti až 30 cm. Na většině vzorků se vyskytoval hnědý limonit, často se vyskytovaly i povlaky hydroxoxidů manganu, jež některé fragmenty hlušiny připekly k sobě. Vzácněji byl pozorován jasně žlutý jarosit. Na třech fragmentech hlušiny se nacházely čisté bílé povlaky (pravděpodobně hydrozinkit) Na jednom vzorku s bílým povlakem se nachází zelenomodré zrno prozatím neurčeného minerálu (obr.12). Z materiálu v propadu se jedná z velké části o silně navětralé ruly, rozpadající se i nepatrným úderem kladiva. Nalezeno bylo pouze několik fragmentů křemenné žiloviny se sulfidickým zrudněním. Jedná se o pyrit a sfalerit. Jediný zajímavější vzorek křemenné žiloviny je s pravidelnými krychlemi pyritu do velikosti 3 mm, s šedým sfaleritem, chalkopyritem a galenitem.



Obr. 9 Nákres propadu při pohledu z vrchu, s fotografií ukazující polohu propadu na obvalu šachtice.



Obr. 10 Nákresy tvaru propadu při pohledu z bočních stran



Obr. 11 Nákres profilu se zaznačenými rozdíly materiálu, tvořícího profil



Obr. 12 Pravděpodobně bílý hydrozinkit s blíže neurčeným zelenomodrým minerálem a fotografie profilu č. 2, kde byl získán vzorek zelenomodrého minerálu.

5.1.5 Helenín (Zlatá studánka)

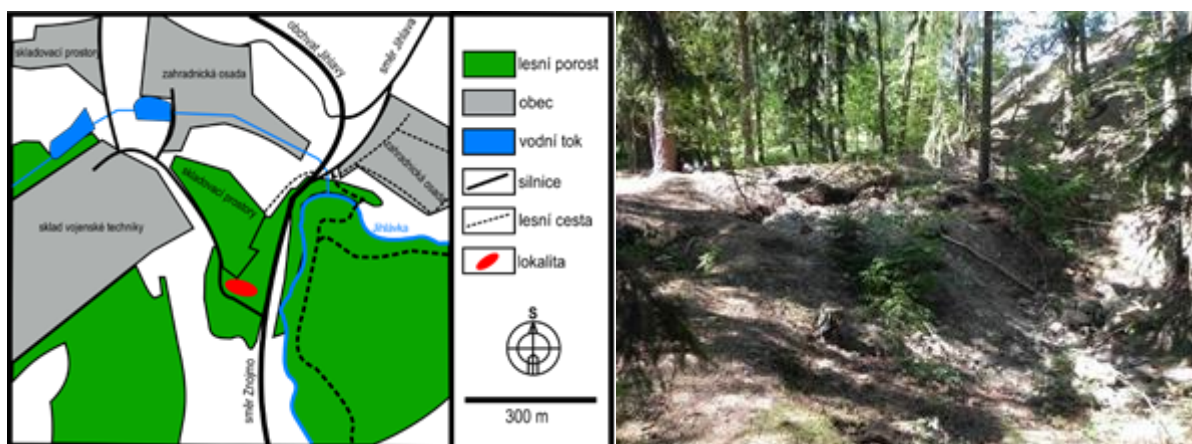
Pozůstatky po historickém dolování v této lokalitě se nacházejí 200 m západně od západního okraje Helenína a přibližně 400 m východně od východního okraje Jihlavy v zalesněném svahu nad řekou Jihlavou (obr. 13). Na lokalitě se nachází jeden šachticový tah, v němž je 5 šachtic. Dvě šachtice jsou větších rozměrů a dosahují velikosti do 20 m a hloubky až 4 m. Zbývající tři šachtice jsou rozměrově menší a dosahují průměru do 8 m a průměrné hloubky 1,5 m. Celkově tah dosahuje délky přibližně 80 m. Obvaly dvou mohutnějších šachtic jsou místy rozkopány patrně sběrateli minerálů. Mezi horninovým materiálem, který je v hlušině zastoupen nejhojněji, se vzácně vyskytují fragmenty křemenné žiloviny, v níž je viditelný pyrit vytvářející zrna do velikosti 2 mm. Nejhojnějším sekundárním minerálem je limonit, místy byly patrné i povlaky jarositu.



Obr. 13 Mapa s označenou lokalitou Zlatá studánka (Helenín) a fragmenty křemenné žiloviny, které lze snadno na lokalitě nalézt.

5.1.6 Rančířovské šachty

Lokalita se nachází přibližně 1 km jižně od města Jihlavy, na pravé straně hlavní silnice vedoucí z Jihlavy na Znojmo (obr. 10). Důlní díla se vyskytují v lese, který sousedí pravděpodobně se skládkou stavební suti, jež je hrnuta do dobývacích prostor (obr. 14). Celkem zde bylo napočítáno 11 šachtic s průměrem do 10 m a hloubkou do 2,5 m, kolem kterých jsou odvaly hlušiny. Vzorky bílé až šedobílé křemenné žiloviny byly odebrány z rozkopaného odvalu (odval je rozkopán sběrateli minerálů a velikost narušeného místa je 4 x 2,5 x 0,6 m), vzorky bílého barytu z odvalu téže šachtice, avšak na protější straně od rozkopané části (obr. 15). Makroskopicky viditelnými rudními minerály je pyrit, galenit a šedočerný sfalerit. Sekundárními minerály je především limonit a méně pak žlutý jarosit. Místa jsou odvaly zbarveny do šedočerna grafitem a lze nalézt i jeho samostatné agregáty do velikosti 5 cm.



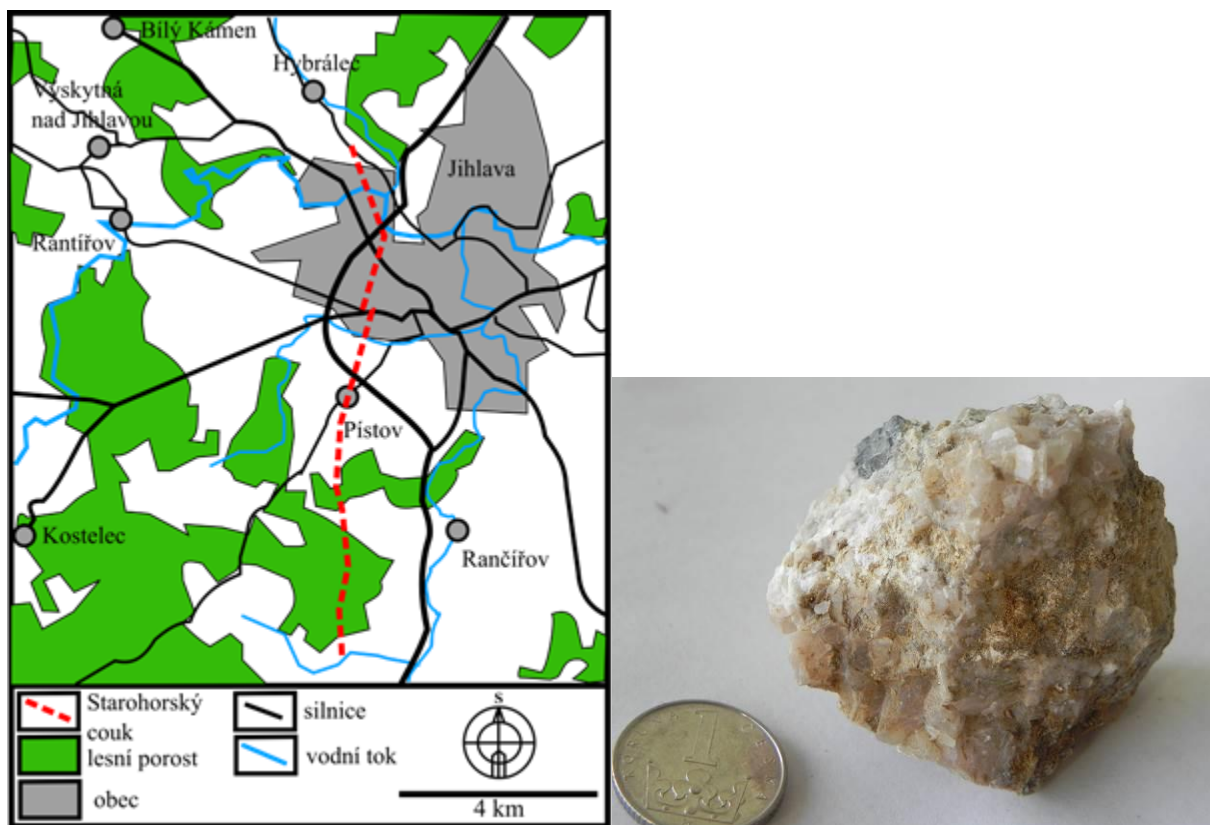
Obr. 14 Mapa zachycující lokalitu Rančířov s fotografií odvalu, narušeného sběrateli minerálů.



Obr. 15 Vzorky bílé barytové žiloviny částečně povlečené hnědým limonitem a bílé křemenné žiloviny.

5.1.7 Staré Hory

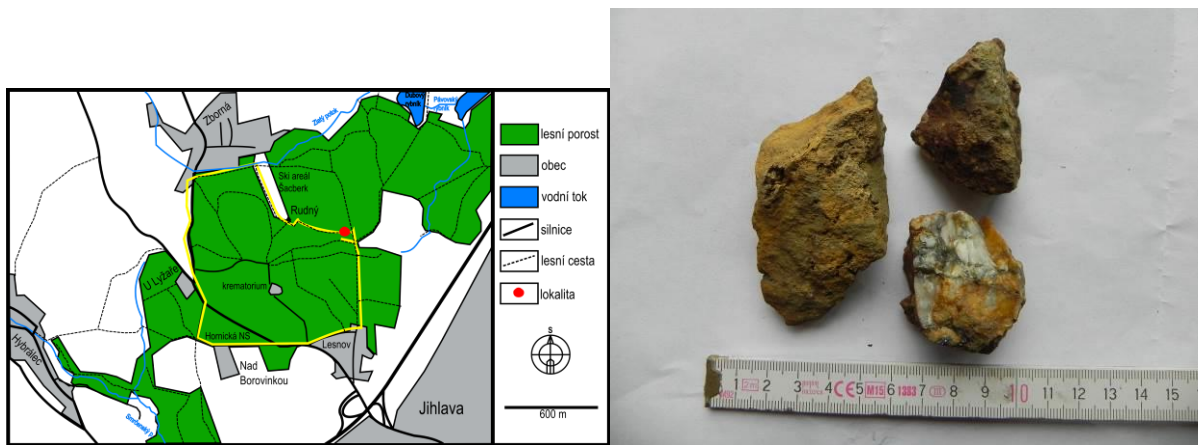
Tato lokalita je dnes již zaniklá a materiál ke studiu pochází z depozitáře Muzea Vysočiny (obr. 16). V době těžby se jednalo o přibližně 5 km dlouhý dobývací pruh na západním okraji Jihlavy nacházející se na tzv. Starohorské dislokační zóně. Z dnešního hlediska lze jeho pozůstatky zachytit pouze při výkopových pracích pod zástavbou čtvrtí Jihlavy. Jedná se o čtvrtě Staré Hory, Horní Kosov a dále obec Pístov. Část starohorského pásma se nachází dnes ve vojenském areálu. V historické literatuře je starohorská dislokační zóna zaznamenaná až na úroveň Rančířovských šachet.



Obr. 16 Mapa s vyznačeným pásmem Starohorského couku a vzorek karbonátové žiloviny tvořený kalcitem a sideritem s černošedým zrnem sfaleritu, z depozitáře Muzea Vysočiny.

5.1.8 Rudný

Lokalita se nachází v lesích přibližně 400 m východojihovýchodně od kóty Rudný (613 m n. m.), ležící mezi obcí Zborno a městem Jihlava. V tomto areálu se nacházejí dobře zachovalé důlní pozůstatky rozprostřeny na větší ploše. Kromě šachtic se na území nachází i koryto vodního náhonu, které přivádělo vodu pohánějící čerpací stroje, využívající k čerpání důlních vod. Tímto územím byla zřízena městem Jihlavou „Hornická naučná stezka“, za účelem seznámení veřejnosti s historií dolování rud v okolí města (obr. 17). Samotná lokalita sběru vzorků se nachází v šachticovém tahu dosahující délky 400 m, v němž se vyskytuje 25 šachtic. Vzorky byly odebrány z odvalu šachty sv. Jiří, dosahující průměru 20 m a hloubky 10m. Samotný odval je místy slabě rozkopán pravděpodobně turisty zajímající se o fragmenty hlušiny, která je povlečena sekundárními minerály („limonitem“, jarositem a hydroxooxidy manganu). V odvalu bylo nalezeno pouze několik fragmentů bílé až našedlé křemenné žiloviny, jež je povlečena zmíněnými sekundárními minerály. Z rudních minerálů byl na lokalitě makroskopicky pozorován pyrit, arsenopyrit a šedočerný sfalerit. Byla nelezena i jedna křemenná drúza s prizmatickými krystaly dosahující průměrné velikosti 13 mm.



Obr. 17 Mapa s lokalitou Rudný a s vyznačenou Hornickou naučnou stezkou (žlutě vyznačená stezka) a typickými fragmenty, křemenné žiloviny.

5.2 Laboratorní etapa

Pro velice podobné vlastnosti vzorků byl zvolen popis podle minerálů, který tvoří žilovinu, pakliže se jednotlivé vzorky liší v detailech, jsou tyto vlastnosti zmíněny v textu níže s názvem vzorku, ve kterém byly popsány.

5.2.1 Křemenná žilovina

K výzkumům bylo využito fragmentů křemenných žilovin z pěti lokalit. 1) Kamenná (vlastní sběr): vzorek pocházející z obvalu nejmohutnější šachty, z vykopané sondy, z hloubky 1 m, nacházející se u komunikace z Kamenné na Polnou. 2) Bílý Kámen (vlastní sběr): odběr proběhl z vykopané sondy z hloubky 0,75 m. Lokalita se nalézá ihned za obcí Bílý Kámen na pravé straně komunikace na městys Větrný Jeníkov. 3) Rudný (šachta Sv. Jiří) (vlastní sběr): fragment žiloviny odebrán z vnitřního, sesouvajícího se obvalu šachty Svatého Jiří na vjv. úbočí kóty Rudný. 4) Zlatá studánka (Helenín) (vlastní sběr): vzorek získán ze sondy ze sondy 0,5 m v obvalu šachtice nacházející se na okraji místní části Helenín v lesním porostu. 5) Rančářov (vzorek z depozitáře muzea Vysočiny GM 5626 – křemenná žilovina s galenitem). 6) Rančářov (vlastní sběr): vzorek pochází z rozkopaného obvalu šachty po sběratelích minerálů na pravé straně silnice z Jihlavy na Znojmo.

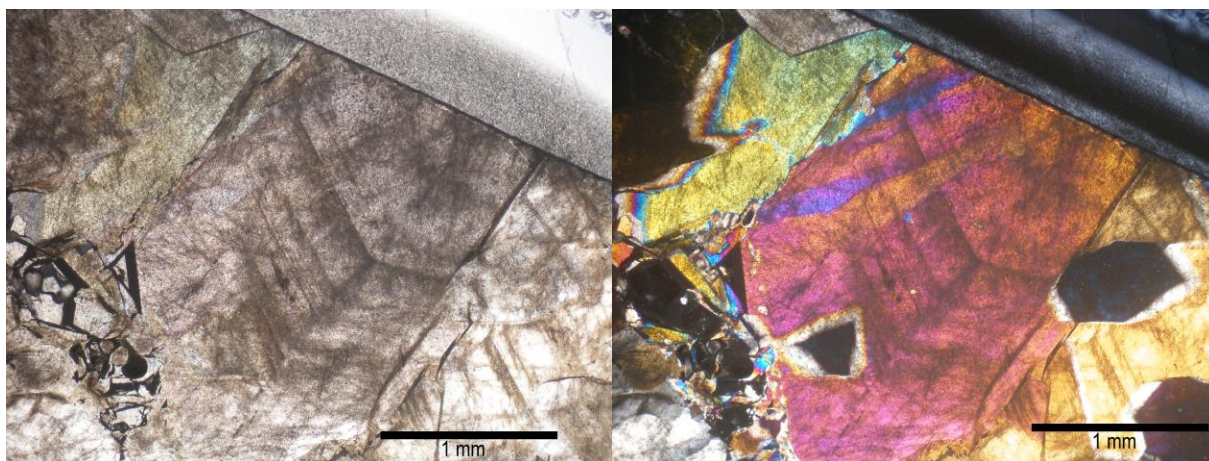
Barva křemenné žiloviny je bílá až slabě nažloutlá (Sv. Jiří, Bílý Kámen a Zlatá studánka) a světle šedobílá až grafitově šedá (Kamenná a Rančířov). Vzorek z Kamenné je tvořen starší šedobílou generací křemene, kterou prorážela mladší, mléčně bílá křemenná žilka s mocností 5 mm. Žilovina je často kavernózní s dutinami dosahujícími 10 mm. Často jsou dutiny vyplněny sekundárními minerály (limonitem), případně obsahují drobné krystaly mléčně bílého křemene, křišťálu či krystaly jsou tvořeny bílým křemenem s křišťálovou špičkou. Velikost těchto krystalků se pohybuje v prvních milimetrech. Vzácněji se v dutinách vyskytují zrna pyritu a sfaleritu. Tento pyrit, nacházející se na povrchu, či těsně pod povrchem vzorku a bývá často postižen limonitizací, ve středních částech vzorků je minerál pak zachován ve své podobě výrazně častěji. Povrch křemenných žilovin bývá také často povlečen hnědým limonitem, který často proniká po puklinách do středových částí vzorku. Druhým nejčastějším sekundárním minerálem jsou jasně žluté práškovité povlaky jarositu, pokrývající vzorky zejména z Kamenné a Bílého Kamene. Na těchto lokalitách pak jarosit vyplňuje zcela či částečně dutiny v žilovině. Zrna jsou omezena automorfně až xenomorfně. Velikost dosahuje širokého rozmezí, většinou se pohybují do velikosti 500 μm . Největší křemenná zrna se nachází v mladší křemenné žilce z lokality Kamenná, kde zrna dosahují 11 mm. Ve vzorcích z Bílého Kamene, Rudného a Zlaté studánky jsou zrna často podrcena (struktura brekciovitá) a v jejich meziprostor je složen z drobné drti křemene a limonitu. V drti zrna dosahují velikosti až 5,5 mm. Většinou je však struktura žilovin dlaždicovitá. Často je v zrnech pozorovatelné undulózní zhášení. Ve vzorcích z Kamenné je pozorovatelná i zonálnost několika zrn, jež je způsobena několika generacemi fluidních inkluzí, jak minerál postupně narůstal (obr. 14).

Z rudních minerálů jednoznačně na všech lokalitách převažuje pyrit. Tento minerál tvoří shluky či samostatná izometrická zrna, jež jsou nejčastěji automorfně a hypautomorfně omezena. Xenomorfně omezený pyrit se nevyskytuje ve větším množství. Tento minerál se vyskytuje také v dutinách žiloviny. Největší zaznamenaná zrna pyritu dosahují až 1 mm, většinou se však velikost pohybuje do 400 μm . Velice často je na povrchu vzorku částečně či zcela limonitizován, avšak ve středových částech vzorků je pyrit limonitizován zcela výjimečně. Druhým rudním minerálem je šedočerný sfalerit, tvořící izometrická zrna, která jsou xenomorfně omezena a dosahují velikosti až 350 μm (lokalita Rudný). Sfalerit byl zaznamenan v vzorku z lokality Rančířov. Minerál se nalézal pouze v jedné dutině křemenné žiloviny a dosahoval velikosti 25 μm . Jednalo se o izometrické zrno s xenomorfním omezením. V zrnech sfaleritu se vyskytovaly také inkluze pyritu s velikostí pod 1 μm . Posledním rudním minerálem křemenných žilovin je

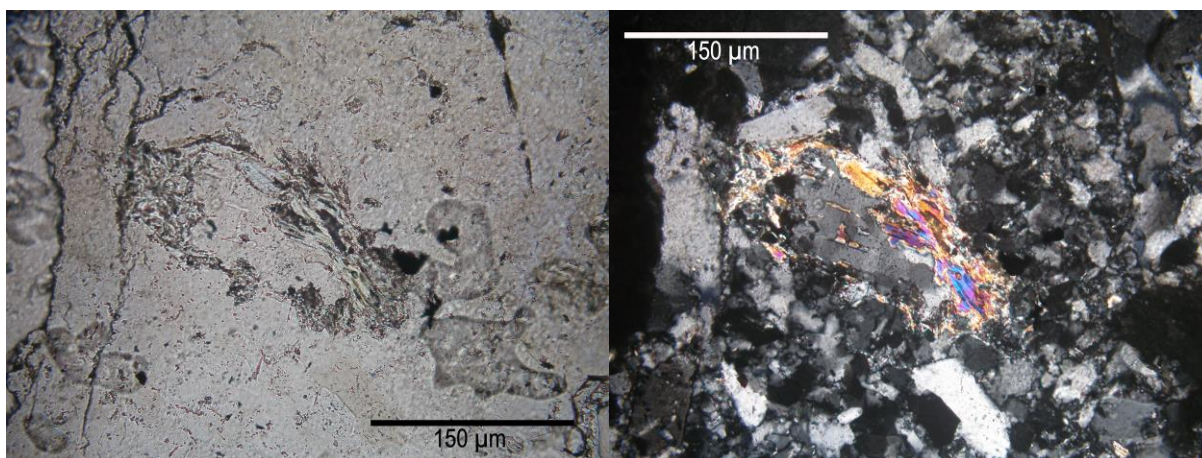
galenit vyskytující ve vzorku z lokality Rudný. Jednalo se o izometrické zrno, xenomorfně omezené a dosahující velikosti 350 μm .

V okrajových částech vzorků z lokalit Rudný, Rančířov a Zlatá studánka lze pozorovat muskovit (obr. 19). Minerál vyplňuje mezery mezi zrny křemene a lze pozorovat několik větších šupinek muskovitu (na několika šupinkách je vidět i štěpnost), avšak častěji se vyskytuje ve formě sericitu. Velikost největší šupinky dosahuje 200 μm , ale rozměrově se minerál pohybuje spíše pod 150 μm . Tento muskovit pochází pravděpodobně z okolního horninového prostředí, ze kterého se uvolnil při průchodu hydrotermálního roztoku.

Z popisu a z celého výzkumu byly vyřazeny dvě vyhotovené, oboustranně leštěné destičky z lokality Rančířov (GM 5626 – křemenná žilovina s galenitem), protože ve vyhotovených destičkách nebylo možné pozorovat dostatečné množství fluidních inkluzí.



Obr. 18 Zonální zrno křemene lokality Kamenná, jehož zonálnost je způsobena FI ve vzorku (ppl a xpl).



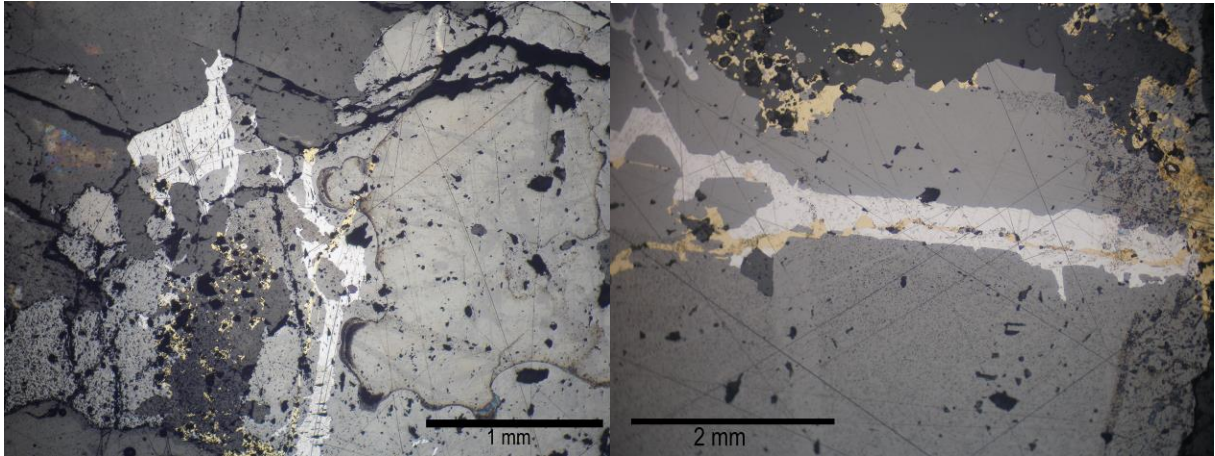
Obr. 19 Šupinky muskovitu na okrajové části křemenné žiloviny z lokality Rudný (ppl a xpl).

5.2.2 Barytová žilovina

K výzkumu tohoto typu žiloviny byly vybrány tři lokality. 1) Rančářov (vlastní sběr): fragmenty žiloviny odebrány společně s křemennou žilovinou v rozkopaném obvalu šachtice. 2) Starohorský couk (vzorek z depozitáře muzea Vysočiny: Staré Hory 2/2003 – baryt s kalcitovými žilkami) (obr. 13 (a). Tento couk je dnes již zaniklý a značná část se nachází pod zastavěným územím města Jihlavy. 3) Pfaffenofský couk (vzorek z depozitáře muzea Vysočiny: Baryt JI Pfaffenhofský couk GM 4975) (obr 13 (b).

Baryty z Rančářova a Starohorského couku jsou mléčně bílé barvy. Na puklinách či plochách štěpnosti jsou slabě viditelné hnědorezavé povlaky limonitu. Baryt z Pfaffenhofského couku je taktéž mléčně bílý, avšak je díky větší přítomnosti limonitu zabarven do světle hnědého odstínu. Zrna jsou lištovitá a tabulkovitá s hypautomorfním omezením, dosahující velikosti až 9 mm. Struktura vzorků je dlaždicovitá. Skrz barytová zrna vzorku ze Starohorského couku proráží mladší kalcitová žilka dosahující maximální mocnosti 3,25 mm.

Obecně barytová žilovina byla na rudní minerály nejbohatší. Ve vzorcích z Rančářova a Starohorského couku byly zaznamenány zrna pyritu, jež tvoří menší shluky či jednotlivá izometrická zrna, která jsou automorfně až xenomorfně omezena. Maximální velikost zrn pyritu dosáhla 240 μm . Tento minerál není postižen limonitizací v takové míře jako v křemenných žilovinách. Sfalerit byl pozorován ve vzorku z lokality Rančářov, v podobě jediného izometrického zrna, xenomorfně omezeného, dosahující velikosti 125 μm . Nejzajímavější jsou však šedočerné sfalerity nacházející se ve vzorku z Pfaffenhoffského a Starohorského couku (obr 13 (g)a (h). Jedná se hlavně o větší zrno dosahující velikosti 1,5 cm. Toto zrno je izometrické s xenomorfním omezením. Na dvou místech lze pozorovat několik inkluzí chalkopyritu s velikostí do 3 μm . Skrz tento sfalerit proráží bílá žilka mladšího galenitu s průměrnou mocností 80 μm . Na konci této žilky je větší izometrické galenitové zrno xenomorfně omezeno a dosahující velikosti 325 μm . V samotném barytu lze pozorovat několik izometrických zrn galenitu s xenomorfním omezením a s velikostí do 100 μm . Ve zmíněné poloze sfaleritu se nachází i tmavě žlutá chalkopyritová žilka, prorážející starší sfalerit i galenit. Žilka dosahuje průměrné mocnosti 25 μm . Kromě žilky chalkopyrit tvoří i samostatná izometrická zrna, xenomorfně omezená a dosahující velikosti až 850 μm , přičemž chalkopyrit se vykytuje přímo ve sfaleritu jako inkluze, či v jeho těsném okolí. Místy lze pozorovat na okrajích chalkopyritových zrn i žilky modrého kovelínu.



Obr. 20 Fotografie v odraženém světle sfaleritového zrna, jež je proraženo galenitovou a chalkopyritovou žilkou z barytové žiloviny z Pfaffenhofského couku a velice podobná situace ve sfaleritu ze Starohorského couku, které je proraženo mladšími žilkami galenitu a chlakovyritu.

5.2.3 Karbonátová žilovina

Karbonátový typ žiloviny pro práci byl získán jediný a pochází ze zaniklého Starohorského couku a byl získán z deponitáře muzea Vysočiny (Staré Hory – JI 3/2001, kalcit siderit).

Fragment žiloviny je tvořen kalcitem, sideritem a větším zrnem tmavě šedého sfaleritu. Z makroskopického hlediska je kalcit bílý, nažloutlý až narůžovělý. Na povrchu tvoří klencovité krystaly do velikosti 8 mm. Klencové krystaly jsou viditelné i v drobných dutinkách, jež dosahují velikosti prvních milimetrů. Některé dutinky jsou vyplněny směsí hydroxo-oxidů železa (tzv. limonit). Siderit je ve vzorku zastoupen v menším množství. Barva je nažloutlá, rezavá a místy tmavě hnědá. Zmíněné tmavě šedé sfaleritové zrno dosahuje velikosti 7 mm a nachází se v kalcitu. V mikroskopickém pozorování jsou zrna kalcitu izometrická s xenomorfním omezením a dosahující velikosti až 5,5 mm. Siderit se ve výbrusu jevil jako nahnědlá až načernalá izometrická zrna s xenomorfním omezením a s velikostí zrn pohybující se v rozmezí mezi 0,75 až 1,5 mm. V zrnech byla patrná silná limonitizace.

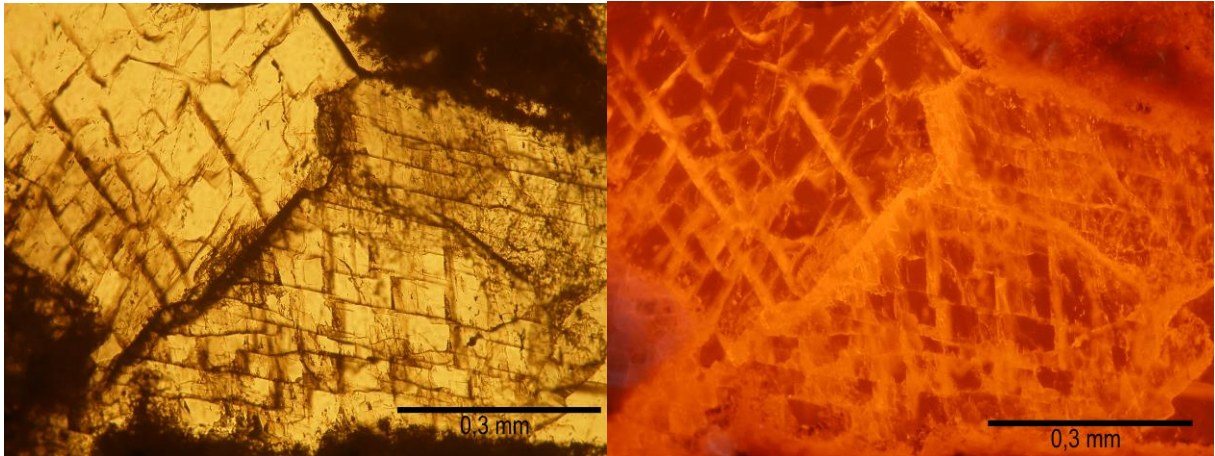
Z rudních minerálů je nejhojněji zastoupeným minerálem žlutý pyrit. Byly pozorovány automorfní zrna dosahující velikosti 85 μm . Hojněji zastoupená byla izometrická zrna s xenomorfním až hypautomorfním omezením, dosahující velikosti až 625 μm . Skrze jedno pyritové zrno pronikla mladší bílá galenitová žilka s mocností 10 μm . Samotný galenit tvořil pak několik xenomorfně omezených izometrických zrn, dosahující velikosti maximálně 2,3 mm. Výše zmíněný tmavě šedý sfalerit tvoří izometrické zrno, které je xenomorfně omezeno a

dosahuje velikosti 7 mm. Skrze toto sfaleritové zrno proráží mladší galenitová žilka s největší mocností 200 μm . Dále touto galenitovou žilkou proniká ještě mladší chalkopyritová žilka s mocností 30 μm , která následně z galenitové žíly pokračuje do nejstaršího sfaleritu (obr. 15). V okolí sfaleritového zrna se vyskytuje větší počet zrn chalkopyritu, dosahující velikosti až 300 μm . Tato zrna jsou izometrická s xenomorfním omezením. Na okraji dvou chalkopyritových zrn byl pozorován i modrý kovelín dosahující velikosti maximálně 4 μm .

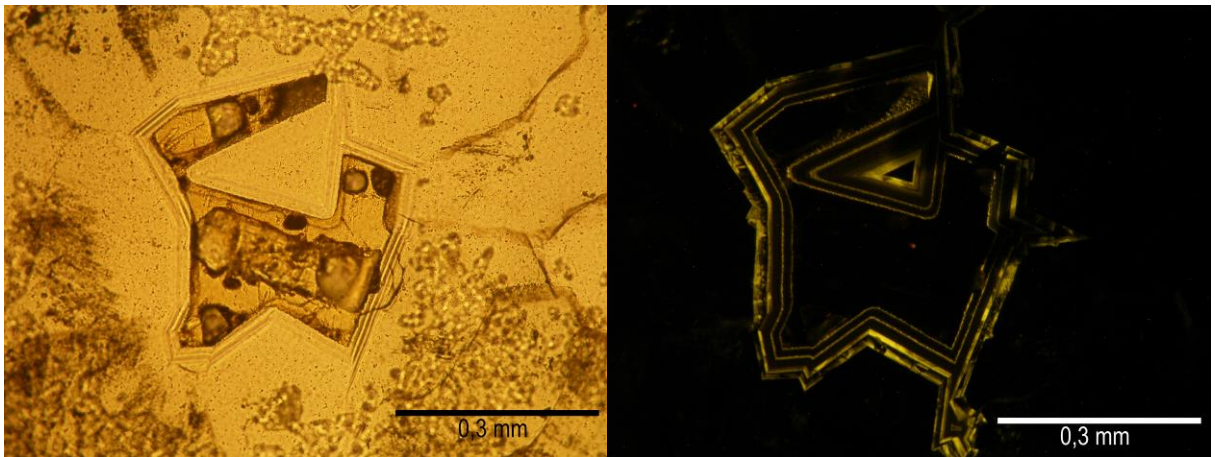
5.3 *Katodoluminiscence*

Katodoluminiscence byla provedena u všech vzorků (křemenná, barytová i karbonátová žilovina). Luminiscence nebyla viditelná u většiny křemenných žilovin a barytů.

V několika vzorcích žilovin byla luminiscence více či méně pozorovatelná (obr. 14). Nejjasnější luminiscence se nacházela ve vzorku karbonátové žiloviny ze Starohorského couku, kde se nachází několik generací karbonátu. V zrnech jsou středy oranžovohnědé barvy a přecházejí do žlutooranžové až žluté barvy (obr. 16). Ve vzorku barytové žiloviny s kalcitovými žilkami (Starohorský couk) byly pozorovány mladší kalcitové žilky prorážející baryt (oranžová luminiscenční barva), přičemž na několika místech prorážela tento kalcit druhá generace kalcitu, jež měla barvu o trochu jasnější a to oranžovožlutou. Jak bylo zmíněno výše, tak ve většině křemenných žilovin nebyla patrná luminiscence křemene, kromě vzorků z Rančířova a Rudného, kde okraje křemenných zrn jevíly velice slabou, fotograficky nezaznamatelnou žlutozelenou luminiscenci. Nejjasnější (a fotograficky zaznamatelná) luminiscence byla na krystalech vybíhajících do dutin ve vzorku z Rančířova. Tyto špičky krystalů vybíhajících do dutin vykazovaly jasnou zonálnost, jež je charakteristická střídáním světle žlutých zón se zónami tmavě zelenými (obr. 17). Tato žlutozelená luminiscence byla vybuzena díky přítomnosti Mn v křemenu (Pagel et al. 2000). Ve vzorcích křemenných žilovin byly také pozorovány drobné žlutozelené apatity.



Obr. 21 Fotografie zachycující červenou až oranžovou luminiscenci kalcitu ze Starohorského couku.



Obr. 22 Fotografie zachycující žlutozelenou luminiscenci špiček krystalků vybíhající do dutinek křemenné žiloviny z Rančářova.

5.4 *Fluorescenční mikroskopie*

Fluorescenční mikroskopii byly podrobeny veškeré vzorky žilovin (křemenná, barytová a karbonátová žilovina), aby se zjistilo, zda-li jsou přítomny uhlovodíky. Avšak důkladné projití vzorků neukázalo přítomnost uhlovodíků.

5.5 *Petrografie inkluzí*

Fluidní inkluze byly studovány v křemenné žilovině (Kamenná, Bílý Kámen, Rudný, Rančířov, Helenín – Zlatá studánka), v barytové žilovině (Starohorský couk, Pfaffenhofský couk a Rančířov), v karbonátové žilovině (Starohorský couk) a ve sfaleritu (Starohorský couk a Pfaffenhofský couk). Pozorovány byly primární, primárně-sekundární a sekundární FI. Jednalo se o dvojfázové FI, jež se vyskytovaly v křemenné žilovině, ve sfaleritu a v nepatrném množství v karbonátové a barytové žilovině. Jednofázové FI se vyskytovaly zejména v barytu, v kalcitu a na jedné sekundárně vyhojené puklině sfaleritu.

5.5.1 Křemen

Ve všech vzorcích křemenných žilovin byly pozorovány dvojfázové (L+V) FI, jednalo se o všechny tři genetické typy inkluzí (P, PS a S), avšak u vzorku Rančířov (vzorek z archivu muzea) se nepodařilo změřit ani jediný genetický typ FI z důvodů velikosti pohybujících se pod $3\ \mu\text{m}$ a u vzorku Zlatá studánka se nepodařilo změřit sekundární inkluze, také díky velice nepatrným rozměrům. Stupeň zaplnění (F) u křemenu je 0,90. Vzácně pak plynná fáze zaujímala 5 obj. % (F=0,95), u několika FI, bylo zaplnění plynnou fází 30 obj. % (F=0,70)

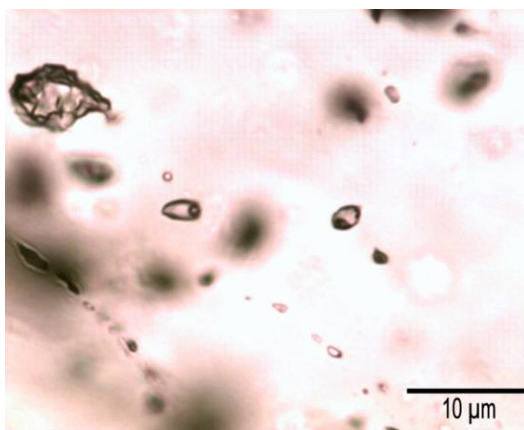
Primární inkluze se vyskytují v zrně jednotlivě nebo tvoří menší shluky. Velikost měřených FI se pohybuje v rozmezí 3 až $8\ \mu\text{m}$, většinou dosahují menších neměřitelných rozměrů. Tvarově jsou velmi rozmanité. Lze pozorovat inkluze tvaru tzv. negativních krystalů (jejich výskyt je vzácný), nejčastěji se vyskytují inkluze nepravidelných tvarů s výběžky, některé jsou i izometrické či různě zaoblené až oválné. Pseudosekundární FI tvoří v zrnech kratší řádky, případně se vyskytují v okolí trhlin. Velikostně jsou větší než primární inkluze a pohybují se v rozmezí 3 až $19\ \mu\text{m}$. Oproti primárním FI je tvar PS inkluzí protažený a okraje jsou jak ostrohranné tak i zaoblené. Měřitelné sekundární FI se pohybovaly rozměrově kolem $3\ \mu\text{m}$, většinou se však pohybovaly pod touto hranicí. Tvoří různě překřížující se řádky přes celá zrna, hojný výskyt byl i na mikrotrhlinách. Tyto inkluze jsou tvaru oválného až kulatého a některé jsou mírně protažené podle jedné osy.

5.5.2 Baryt

V tomto minerálu se vyskytovaly hlavně jednofázové (L) FI (Rančířov, Starohorský couk a Pfaffenhofský couk). Dvojfázové FI (L+V) byly zaznamenány pouze ve vzorku z Rančířova (obr. 23). U těchto dvojfázových inkluzí se podařilo získat hodnoty u primárních a pseudosekundárních FI, sekundární dosahovaly velikosti pod $3\ \mu\text{m}$ a nebylo možné tak získat

spolehlivá data. V těchto dvojfázových FI zaujímala plynná fáze nejčastěji 5 obj. % ($F=0,95$), vzácně pak plynná fáze tvořila 10 obj. % ($F=0,90$). Jednofázové FI se vyskytovaly ve všech třech genetických typech (P, PS a S), avšak jako v předchozím případě se podařilo změřit pouze několik sekundárních inkluzí, jež dosahovaly rozměrů v prvních mikrometrech.

Primární FI se v zrnech vyskytovaly soliterně, byly však tvarově velice rozmanité. Průměrná velikost se pohybovala okolo 9 μm . Oproti křemenům se v barytu mnohem častěji vyskytovaly inkluze tvaru tzv. negativního krystalu, avšak primární FI měly i tvary izometrické, oválné i protáhlé s občasnými výběžky. PS inkluze vytvářely řádky v zrnech. Jejich velikost byla velice variabilní a pohybovala se v rozmezí 10 až 35 μm , největší zaznamenaná inkluze dosáhla velikosti 44 μm . Tvar těchto inkluzí byl nejčastěji měňavkovitý, méně často se vyskytovaly různě protažené inkluze s různým zaoblením či inkluze protažené podle jedné osy. Sekundární FI tvořily řádky táhnoucí se přes zrna, avšak nejčastěji se vyskytovaly na sekundárně vyhojených puklinách. Maximální velikost dosahovala 3 μm . Oproti předchozím genetickým typům tyto inkluze byly méně tvarově rozmanité (oválné nebo různě protažené).



Obr. 23 Primární dvojfázové inkluze v barytu (Rančřív).

5.5.3 Karbonát

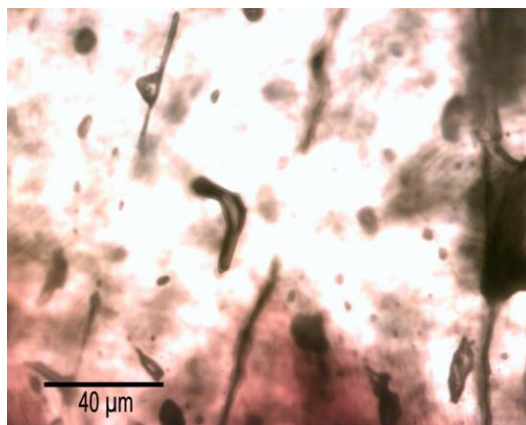
Karbonátová žilovina byla měřena z lokality Starohorský couk (vzorek Staré Hory – JI, 3/2004) a druhý vzorek pocházel taktéž ze Starohorského couku (Staré Hory 2/2003), avšak karbonát tvořil mladší žilky v barytové žilovině. Ve vzorku Staré Hory 2/2003 se vyskytovaly pouze jednofázové FI (L), jež se nacházely i ve vzorku Staré Hory 3/2004), avšak v tomto vzorku se nacházely, v podstatně menším množství i dvojfázové FI (L+V). Dvojfázové inkluze obsahovaly nejhojněji 5 obj. % ($F=0,95$) plynné fáze, vzácně pak byly pozorovány inkluze, jejichž faktor zaplnění F byl 0,90 (10 obj. % plynné fáze).

Primární FI se nacházely ve vzorku soliterně. Rozměrově byly tyto inkluze různorodé. Jednofázové se pohybovaly v rozmezí 10 až 50 μm , avšak dvoufázové dosahovaly menších rozměrů, jež se pohybovaly v rozmezí 3 – 18 μm . Tvary FI byly také velice různorodé a to od protažených oválných tvarů s občasnými výběžky, tzv. negativních krystalů až po inkluze zcela nepravidelných tvarů s ostrými i zaoblenými hranami. Pseudosekundární FI tvořily krátké řádky v jednotlivých zrnech. Velikostně se jednofázové a dvoufázové PS inkluze od sebe nelišily a dosahovaly velikosti až 56 μm . Tyto inkluze měly měňavkovitý tvar a byly i různě protažené s kratšími výběžky. Sekundární FI tvořily řádky přes jednotlivá zrna, ale vyskytovaly se i na vyhojených mikrotrhlinách. Dosahovaly maximální velikosti 3 μm . Jednalo se o inkluze kulaté oválné a izometrické.

5.5.4 Sfalerit

Sfalerit byl měřen z lokalit Starohorský couk a Pfaffenhofský couk. Vzorek a inkluze byly velice tmavé, proto se podařilo získat menší počet hodnot než u předchozích minerálů. Ve vzorku ze Starohorského couku byly zjištěny dvoufázové FI (L+V) a ve vzorku pocházejícího z Pfaffenhofského couku byly zaznamenány dvoufázové FI (L+V), ale i jednofázové (L), jež se nacházely na sekundárně vyhojených mikrotrhlinách. Obsah plynné fáze zaujímal ve vzorku 5 až 10 obj. % ($F=0,95$ až $0,90$).

Měřené primární FI se v zrnech vyskytovaly jednotlivě a dosahovaly velikostí v rozmezí 5 až 19 μm . Tvarově byly velice rozmanité (pozorovány oválné, protáhlé až po zcela nepravidelné, jejichž okraje jsou zaoblené až ostré s občasnými výběžky) (obr. 24). PS inkluze se ve vzorcích vyskytovaly v malém množství a tvořily krátké řádky v zrnech. Dosahovaly velikosti do 20 μm a tvar měly izometrický. Hojně byly zejména S inkluze, které se vyskytovaly na sekundárně vyhojených mikrotrhlinách a místy i v řádcích přes zrno. Jejich velikost dosahovala různých rozměrů, pohybujících se v rozpětí od 4 do 50 μm . Tvarově jsou tyto inkluze nejrozmanitější ze všech měřených minerálů. Jednalo se o inkluze oválného tvaru, izometrického, kapkovitého a zejména různě protažené s ostrými výběžky.

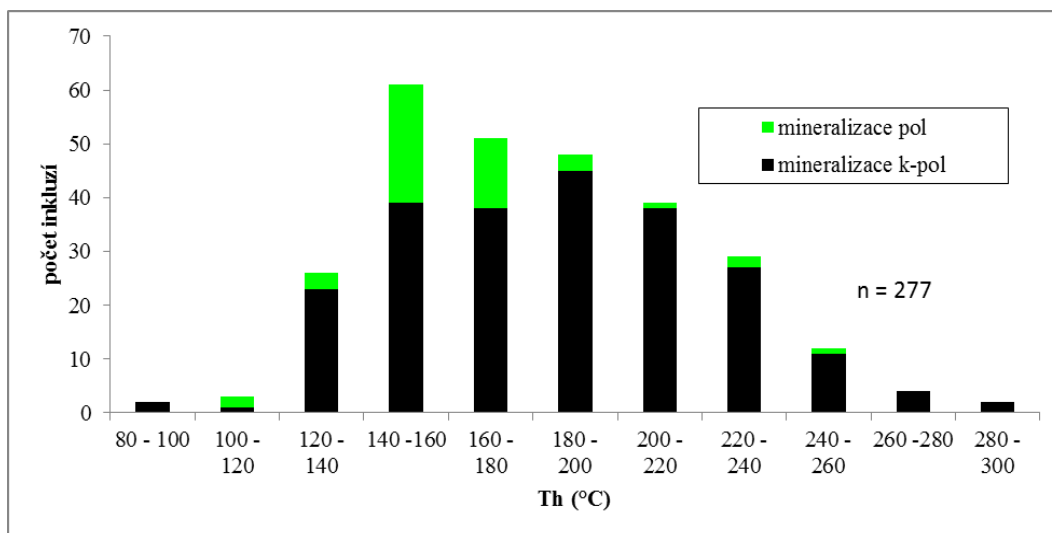


Obr. 24 Sekundární dvoufázové FI ve sfaleritu, s dlouhými výběžky.

5.6 Mikrotermometrie

Během měření FI byly zaznamenávány následující údaje: teplota homogenizace (T_h), teplota zamrznutí (T_f), teplota eutektika (T_e) a teplota tání posledního ledu (T_m) (tab. 1).

Teplota homogenizace (T_h) (obr. 25), dvoufázových inkluzí byla na kapalinu. Homogenizace na plyn nebyla pozorována. T_h u křemenů se pohybovala v širokém rozmezí hodnot, kdy nejmarkantnější rozdíl byl u primárních a pseudosekundárních inkluzí z lokality Bílý Kámen a dosahoval hodnot 85 až 259 °C a naopak u sekundárních inkluzí tohoto vzorku se T_h pohybovala v rozmezí 196 až 227 °C. Nejčastěji se však u všech křemenů pohybovaly homogenizační teploty v rozpětí 120 až 260 °C. Největší rozdíl v homogenizační teplotě byl však naměřen v barytu z lokality Rančířov, kde se teplota pohybovala v rozmezí 88 až 376 °C (obr. 20). Oproti tomu kalcit (vzorek Starohorský couk – baryt s kalcitovými žilkami) dosahoval mnohem menšího rozsahu teplot, a to 76 až 142 °C. Nejmenší rozdíl hodnot měly sfalerity, kdy primární FI dosáhly teplot 149 až 172 °C a sekundární FI 131 až 170 °C.



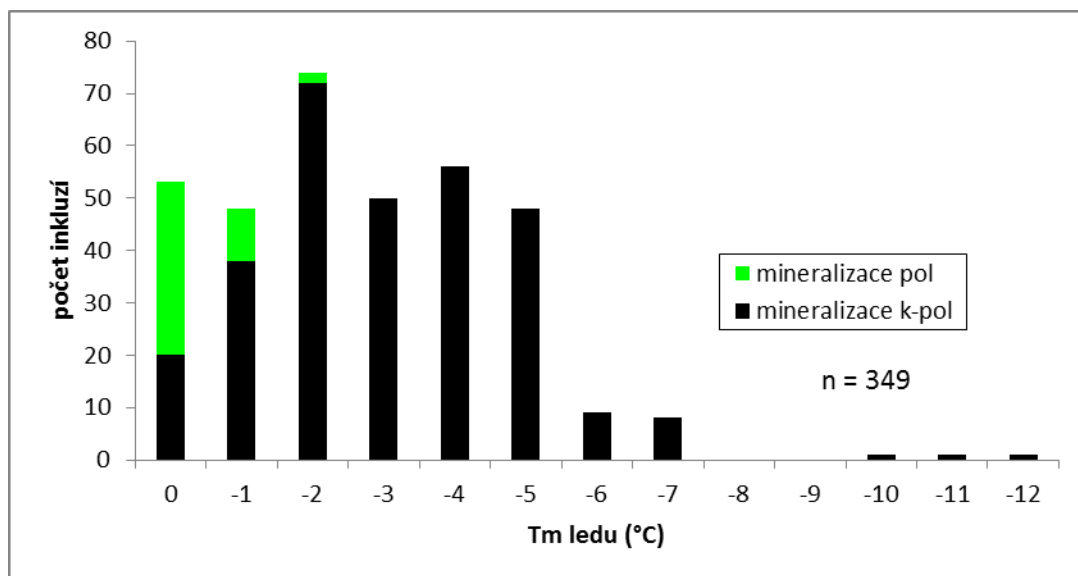
Obr. 25 Naměřené hodnoty teplot homogenizací fluidních inkluzí křemene a jejich porovnání mezi mineralizací typu *k-pol* a *pol*.

Dalším zaznamenaným údajem byla teplota zamrznutí obsahu inkluze (T_f). Zamrznutí obsahu inkluzí se projevilo smrštěním plynné fáze, či její deformací. T_f se u všech vzorků křemene pohybovala ve velice podobných hodnotách a to v rozmezí -30 až -45 °C. Proti křemenu inkluze v ostatních minerálech zamrzaly při nižších teplotách. Inkluze v kalcitech zamrzaly při -38 až -54 °C. U barytů ze Starohorského couku a Pfaffenhofského couku byla T_f -39 až -53 °C, avšak inkluze v barytu z Rančičova vymrzaly až do teploty -67 °C. Nejširšího rozmezí teploty zamrznutí dosáhly sfalerity s teplotami -33 až -62 °C.

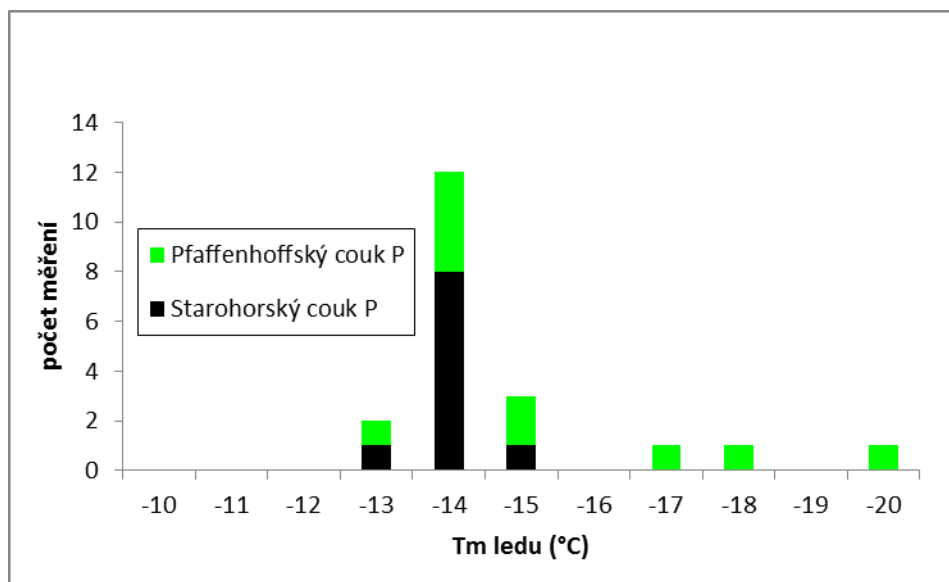
Eutektické teplota (T_e) byla zachycena pouze u několika jednotlivých inkluzí. V křemenu byla změřena ve vzorku Rančičov (-23 °C) a Zlatá studánka (-23 °C). Změřena byla ve všech barytech, kde se pohybovala v rozmezí $-23,7$ až $-24,5$ °C. Ve sfaleritech se pohybovala v obdobných teplotách jako v přechozích případech ($-22,4$ až $-23,5$ °C). V karbonátech se tuto teplotu nepodařilo získat.

Posledním údajem, který se podařilo získat, byla teplota tání posledního ledu (T_m) (obr. 26). Největší rozpětí T_m měly vzorky barytu, kde poslední pevná fáze roztála v rozmezí 0 až $-13,6$ °C (vzorky z Pfaffenhofského couku a Rančičova), oproti tomu baryt ze Starohorského couku dosahoval teplot u P a PS inkluzí 0 až $-7,5$ °C a u S inkluzí $-10,3$ až $-10,9$ °C. Karbonátová žilovina ze Starohorského couku takového teplotního rozpětí nedosáhla (0 až $-8,5$ °C), avšak led v mladší kalcitové žilce v barytové žilovině tál ve větším teplotním rozpětí jako inkluze v barytech (0 až $-10,7$ °C). Inkluze v křemenech nedosahovaly takového teplotního rozpětí jako u předchozích minerálů a T_m se pohybovala v rozpětí 0 až $-7,1$ °C. Z těchto teplot však vybočovaly

P a PS inkluze ve starší generaci křemene z Kamenné. Ve sfaleritech se hodnoty tání posledního ledu pohybovaly v nižších hodnotách. Ve sfaleritu z Pfaffenhofského couku led P inkluzí tál v rozmezí -13 až -19,7°C. U primárních FI ve sfaleritu ze Starohorského couku se T_m FI pohybovala v rozpětí jednoho stupně (-13,7 až -14,7°C) a led sekundárních FI tál při nepatrně vyšších teplotách -10,1 až 13,1°C (obr. 27).



Obr. 26 Histogram naměřených hodnot tání posledního ledu FI v křemenech s porovnání dat mineralizace k-pol a pol.



Obr. 27 Histogram hodnot tání posledního ledu FI ve sfaleritu.

Tab. 1 Souhrn naměřených dat z FI.

Lokalita	geneze	fázové složení	Th (°C)	Tf (°C)	Te (°C)	Tm-Ice (°C)	salinita (hm.% NaCl)
Kamenná (st. gen.) křemen	P/PS	L+V	121-269	-35,5 až -42,3	-	-0,8 až -11,6	1,4-15,6
	S	L+V	168-249	-40,0	-	-3,9 až -6,0	6,3-9,2
Kamenná (ml. gen.) křemen	P/PS	L+V	140-229	-35,8 až -40,6	-	-1,2 až -7,1	2,1-10,6
	S	L+V		-35,7 až -45,0	-	-0,3 až -0,5	0,5-0,9
Starohorský couk baryt	P/PS	L	-	-39,0 až -49,2	-24,5	0 až -7,5	0-11,3
	S	L	-	-40,5	-	-10,3 až -10,9	14,3-14,9
kalcit	P/PS	L	-	-38,0 až -46,2	-	0 až -10,7	0-14,7
	S	L	-	-43,0	-	-1,2 až -2,1	2,1-3,6
Starohorský couk kalcit	P/PS	L	-	-39,4 až 54,0	-	0 až -4,7	0-7,5
	S	L	-	-41,5 až -50,0	-	-6,3 až -8,5	9,6-12,3
	P/PS	L+V	76-142	-39,1 až -44,7	-	0 až -6,1	0-9,3
	S	L+V	-	-	-	-6,4	9,7
sfalerit	P	L+V	162-162	-42,0 až -61,7	-23,5	-13,7 až -14,7	17,5-18,4
	S	L+V	131-170	-42,1 až -60,4	-	-10,1 až -13,1	14,0-17,0
Pfaffenhoffský couk baryt	P/PS	L	-	-39,2 až -53,0	-24	0 až -11,1	0-14,0
	S	L	-	-	-	-	-
sfalerit	P	L+V	149-172	-33,2 až -60,8	-22,4	-13,0 až -19,7	16,9-22,2
Bílý Kámen křemen	P/PS	L+V	85-257	-30,3 až -40,8	-	0 až -5,2	0-8,1
	S	L+V	196-227	-	-	-1,4	2,4
Rančířov křemen	P/PS	L+V	114-259	-29,6 až -41,6	-23	0 až -1,7	0-2,9
	S	L+V	157-222	-37,0 až -39,6	-	0 až -0,3	0-0,5
baryt	P/PS	L+V	88-376	-39,8 až -66,6	24,3	0 až -13,0	0-16,9
	P/PS	L	-	-39,0 až -60,0	23,7	0 až -13,6	0-17,4
	S	L	-	-40,0 až -43,0	-	-0,4 až -9,4	0,7-13,3
Zlatá studánka křemen	P/PS	L+V	123-289	-31,0 až -42,7	-23,5	0 až -6,6	0-10,0
	S	L+V	-	-	-	-	-
Rudný (sv. Jiří) křemen	P/PS	L+V	132-260	-29,5 až -44,8	-	-0,5 až -5,9	0,9-9,1
	S	L+V	154-213	-	-	-2,4 až -2,5	4,0-4,2

5.7 Analýzy výluhů fluidních inkluzí

Pro analýzy výluhů fluidních inkluzí byly zvoleny vzorky křemenu a baryt. Křemeny pocházely z lokality Kamenná, Bílý Kámen, Rančířov a z obvalu šachty sv. Jiří poblíž kóty Rudný. Baryt byl získán na lokalitě Rančířov. Analyzován byl ve výluzech F, Cl, Br, NO₃, SO₄, I, Li, Na, K, Mg, Ca (tab. 2).

Vypočítané hodnoty nábojové bilance (Q+/Q-) ukazují na její nevyrovnanost. Pokud by měla být dosáhnuta elektroneutralita měl by být poměr Q+/Q- roven 1. Jak je zřejmé z tabulky č.3, tak žádný ze vzorků nedosahuje této hodnoty, pouze baryt z Rančířova se k této hranici nepatrně přiblížil (Q+/Q-=1,18). Ostatní vzorky dosahují ještě markantnějšího rozdílu (Q+/Q-=1,35 až 1,71), proto lze usoudit, že v roztoku se nacházejí analýzou nestanovené anionty (tab. 3).

Cl⁻ je nejvyšší u vzorků z Rančířova (8819 a 6633 ppb), z lokality Kamenná a Bílý Kámen nemají hodnoty takový rozsah, avšak na Rudném jsou až 3,5 x nižší proti Rančířovu. Zvýšené hodnoty jsou dále u Na, avšak ve vzorcích z Rudného a barytu z Rančířova je Na na poloviční až dvoutřetině úrovni zbylých vzorků. Rapidně je zvýšen Ca v křemenu z Kamenné a barytu z Rančířova, kde je ho až 33x více než u zbylých vzorků. SO₄ se pohybuje v mnohem větších rozestupech ve vzorcích křemenu. V barytu z Rančířova je 3373 ppb, ale v křemenu z téže lokality je ho 14,2 x méně, podobně jsou na tom zbývající vzorky, (křemen z Bílého Kamene, kde je SO₄ zastoupeno 13 x menším množstvím než v křemenu z Kamenné). Jód dosáhl hodnot meze detekce pouze u dvou křemenů z mineralizace *k-pol*. Molární poměr Cl/Br je na lokalitách velice podobný (189 až 205), avšak křemen z Rančířova (*pol*) dosáhl hodnoty 262 a baryt 139. V případě poměru K/Cl mají křemeny podobné hodnoty (0,17 až 0,3), baryt však vykazuje poměr 0,075. U Na/K jsou hodnoty stabilní v rozmezí 3 až 6. Oproti tomu poměr Na/Li je v širším rozsahu hodnot. Na lokalitě Bílý Kámen a Rudný (*k-pol*) leží hodnoty blízko sebe (83 a 97). Následně rozdíl hodnot je vyšší u Kamenné (182). U mineralizace *pol* u křemene je hodnota podobná prvnímu typu mineralizace 127, avšak baryt je s hodnotou o řád výše (1094). Br/Cl je u *k-pol* stejná na všech lokalitách 0,005, čímž se liší od mineralizace *pol*, kde křemen má nižší hodnotu 0,0034 a baryt naopak vyšší 0,007. Molární poměr I/Clx10³ je u mineralizace *k-pol* podobný (3,4 a 4,1) a křemen mineralizace *pol* dosáhl nižší hodnoty 1,6. Na/Cl je pro *k-pol* mineralizaci konstantní kolem 1, proti barytu i křemenu z Rančířova, kde hodnoty jsou nižší (0,4 a 0,7). Molární poměr SO₄/Cl je v mineralizaci *k-pol* v podobných hodnotách (0,12 až 0,18),

křemen z mineralizace *pol* je o řád níže (0,05) a naopak baryt zase dosáhl dvojnásobných hodnot než první typ mineralizace. Ca/Mg poměr je na lokalitách Rudný a Bílý Kámen stejný (8,8 a 9). U mineralizace *pol* jsou hodnoty vyšší, ale rozpětí je taktéž úzké (19 a 16). Zcela jednoznačně vyčnívá nad tyto hodnoty lokalita Kamenná s molárním poměrem 75.

Tab. 2 Výsledky analýz výluhů fluidních inkluzí (hodnoty v ppb).

	F	Cl	Br	NO3	SO4	I	Li	Na	K	Mg	Ca
Bílý Kámen (křemen)	24	5210	25	663	68	0,2	62	5101	881	42	367
Rančířov (křemen)	23	6633	25	1149	327	0,1	35	4522	1511	47	912
Rudný (křemen)	16	2530	13	568	295	<0,1	28	2702	763	15	141
Kamenná (křemen)	2078	4807	25	642	872	0,2	25	4488	964	63	4734
Rančířov (baryt)	2	8819	63	478	3373	<0,1	3	3429	658	156	2557

Tab. 3 Vypočtené molární poměry z analýz výluhů FI a nábojová bilance.

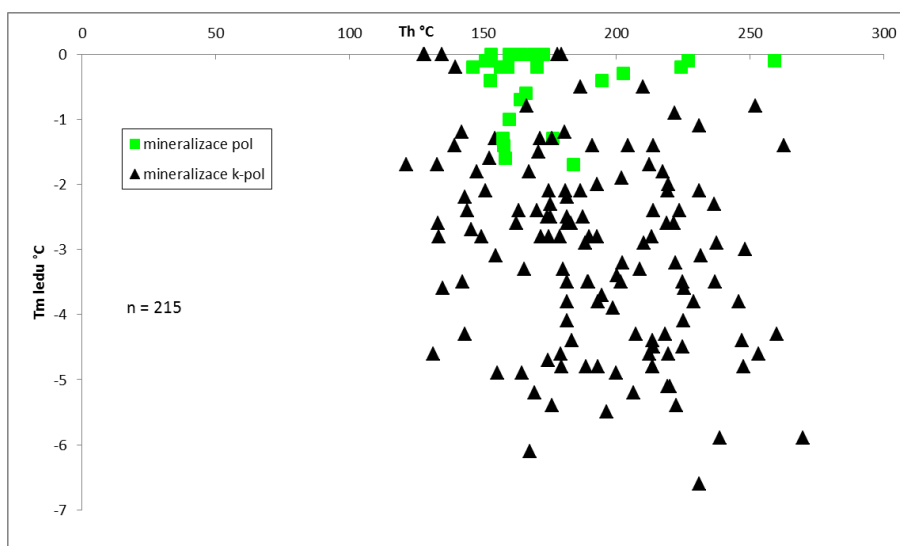
	Bílý Kámen	Rančířov	Rudný	Kamenná	Rančířov
Cl/Br	205,59	262,47	193,94	189,59	139,40
Na/K	5,79	2,99	3,54	4,66	5,21
Na/Li	82,89	127,95	96,87	181,93	1094,82
K/Cl	0,17	0,23	0,30	0,20	0,07
Br/Clx10³	4,86	3,81	5,16	5,27	7,17
I/Clx10⁶	4,10	1,60	-	3,40	-
Ca/Mg	8,80	19,51	9,18	75,56	16,41
Na/Cl	0,98	0,68	1,07	0,93	0,39
SO4/Cl	0,01	0,05	0,12	0,18	0,38
Q+/Q-	1,71	1,35	1,70	1,68	1,18

6 Diskuse

6.1 Složení a původ fluid

V jihlavském rudním revíru je zastoupen především typ mineralizace *k-pol*, jenž je plošně nejvíce rozšířen, avšak značný ekonomický význam měla i mineralizace *pol*, jejíž rozšíření je skromnější (Pluskal, Vosáhlo 1998). Zaplnění F ve FI je ve všech vzorcích konstantní v rozmezí 5 až 10 obj. % plynné fáze, pouze v křemenu z Kamenné se velice vzácně vyskytuje až 30 obj. % plynné fáze. V měkčích minerálech jako je baryt a karbonát se vyskytly sporadicky dvoufázové FI s různým zaplněním F, mimo barytu z Rančářova, kde primární FI měli pravidelné zaplnění F 0,95 až 0,90 (5 až 10 obj. % plynné fáze). V tomto vzorku bylo možné pozorovat zaplnění FI i jiné, avšak jednalo se s velkou pravděpodobností o FI, jejichž hermetičnost byla porušena během zpracování vzorků. Podle Te lze tyto FI zařadit podle Borisenka (1977) k systému H₂O-NaCl-KCl (Te=-23 až -24,5°C). Dalším zaznamenávaným údajem bylo tání posledního ledu. U křemenů žilovin jsou teploty tání posledního ledu dosti podobné, drobné rozdíly jsou však viditelné. U mineralizace typu *k-pol* na lokalitách Rudný, Bílý Kámen a Zlatá studánka jsou T_m stejné a pohybují se v rozmezí 0 až -6,6°C což odpovídá salinitě 0 až 10,0 hm.% NaCl ekv., odpovídající čisté vodě až středně salinnímu roztoku. Nepatrně se pak liší křemeny z Kamenné. Geneticky mladší žilka vykazovala teploty tání posledního ledu (T_m) -1,2 až -7,1°C (2,1 až 10,6 hm.% NaCl ekv.), což je podobné předchozím hodnotám, avšak obsah inkluzí v geneticky starším křemenu tál v rozmezí teplot -0,8 až -11,6°C (1,4 až 15,6 hm.% NaCl ekv.) což ukazuje na nízko salinní až vysoce salinní roztoky. Proti tomu křemen mineralizace typu *pol* je více odlišný. T_m u tohoto vzorku z Rančářova se pohybovaly v rozpětí 0 až -1,7°C (0 až 2,9 hm.% NaCl ekv.), ukazující na čistou vodu až slabě salinní roztok (obr.28). Baryty této mineralizace jsou z pohledu tání posledního ledu velice variabilní. Jednofázové FI Starohorského barytu jsou tvořeny zejména čistou vodou až slabě salinním roztokem (0 až 3,4 hm.% NaCl ekv.). Zbývající baryty jsou s jednofázovými i dvoufázovými FI rozprostřeny v širokém rozmezí hodnot od 0 až do 17,4 hm.% NaCl ekv. a jedná se o čistou vodu až vysoce salinní roztok. V karbonátu se nachází taktéž jako v barytu jednofázové, a velice sporadicky i dvoufázové FI, které jsou tvořeny čistou vodou až středně salinním roztokem (0 až 7,5 hm.% NaCl ekv.). Sfalerity dosahují oproti ostatním minerálům nižších hodnot, ale sami o sobě jsou si podobné a odpovídají

vysokosalinním roztokům, avšak inkluze ve sfaleritu ze Starohorského couku mají hodnoty tání o 5°C nižší než inkluze ze sfaleritu z Pfaffenhofského couku (-13 až 19,7°C odpovídající 16,9 až 22,2 hm.% NaCl ekv., proti -13,7 až -14,7°C (17,6 až 18,4 hm.% NaCl ekv.).

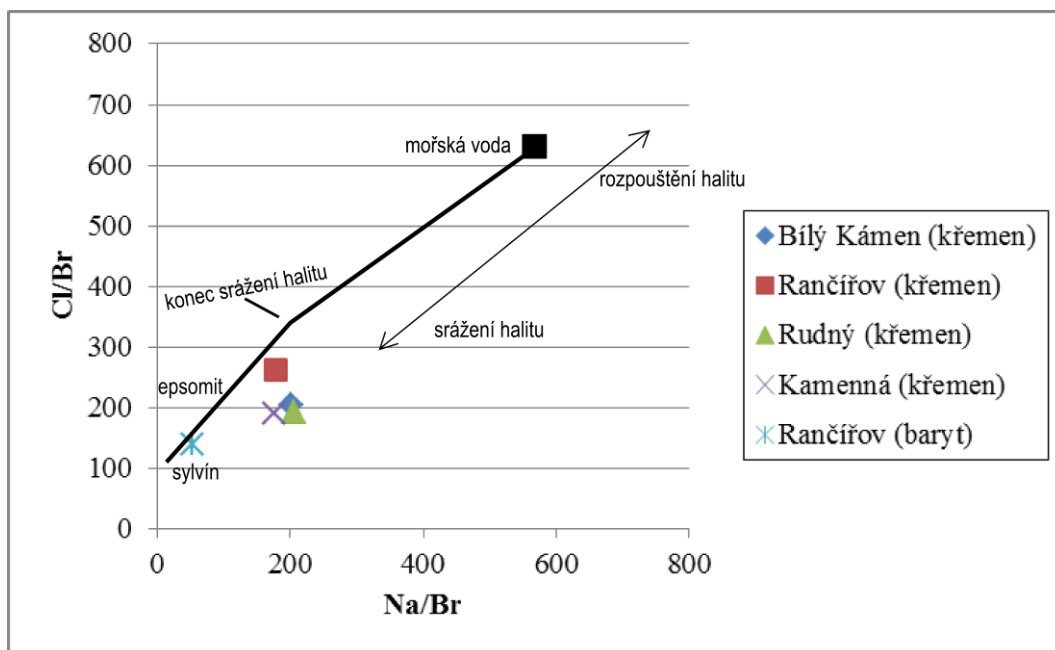


Obr. 28 Diagram Th/Tm primárních a pseudosekundárních fluidních inkluzí v křemenu mineralizace *pol* a *k-pol*.

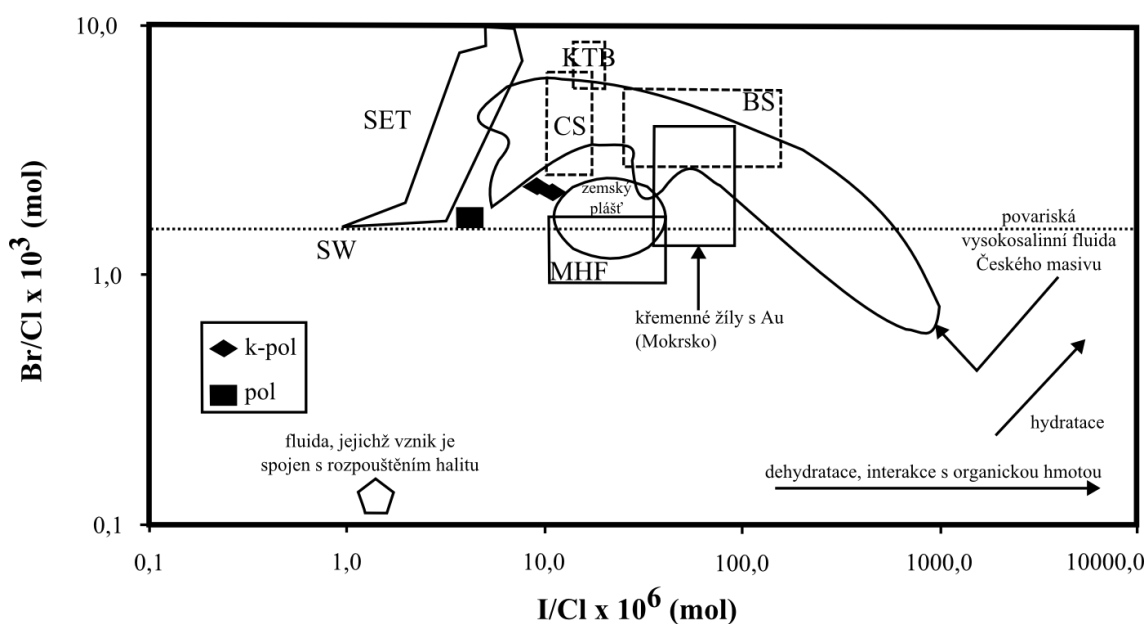
Výluhy byly zhotoveny ze vzorků z mineralizace *k-pol* (všechny vzorky jsou křemennou žilovinou) a mineralizace *pol* (vzorky z lokality Rančířov: křemenná a barytová žilovina). Chemismus fluid může být ovlivně různými pochody, jako rozpouštěním, srážením, diagenézí, které jsou aktivní i při nízkých teplotách a při delším časovém měřítku postupně reagují s okolními horninami (Fontes, Matray 1993). Obsah Br může být ovlivněn přítomností organické hmoty. (Böhlke, Irwin 1992). Sanchez et al. (2009) popisuje interakci fluida s plagioklasy, pokud tato reakce proběhla je fluidum nabohaceno o Ca a ochuzeno o Na. Jód může být ovlivněn redoxními reakcemi a biochemickými procesy (Fontes, Matray 1993). Tito autoři popisují i ovlivnění obsahu fluoru srážením fluoritu či fluorapatitu. Z poměrů prvků lze částečně odvodit původ roztoku případně procesy, jež následovaly. White (1957) popisuje roztoky bohaté na Na, jejichž původ je magmatický a také vyšší obsahy K, které jsou zvýšené u fluid pocházejících z ganitoidních hornin a ryolitů. Holser (1979) a McCaffrey et al. (1987) popisují evaporované mořské vody se zvýšenými obsahy Mg a ochuzenými o Ca.

Pro určení zdroje roztoku se využívají halogeny, protože jsou obtížně zabudovatelné do mřížek horninotvorných minerálů a při interakcích s horninami se tedy chovají konzervativně (Sanchez et al. 2009). Mohou být však ovlivněny rozpouštěním například halitu či sylvínu (Houizenga 2006). Studuje se zejména poměr Cl/Br. Pro mořskou vodu má atomový poměr

Cl/Br hodnotu 655 (Sanchez et al. 2009). Hodnoty Cl/Br z mineralizace *k-pol* vykazují poměr prvků v hodnotách v rozpětí 189 až 205. Mineralizace *pol* z Rančířova proti tomu vykazuje hodnoty pro křemen 262 a pro baryt 139. Pokud by Cl/Br dosáhlo poměru 20000 a více, bylo by zřejmé, že v roztoku je rozpuštěn halit. V našem případě jsou poměry naopak velice nízké, což svědčí o roztoku nabohaceném o Br, proto lze určit, že vody v průběhu migrace nerozpouštěly evapority (Grandia et al. 2003). Důležité rozhraní Cl/Br je 240, kdy se halit přestane srážet a ze solanky se dále sráží sylvín a epsomit, díky čemuž se solanka dále nabohacuje o Br (Houzena et al. 1993). Grandia et al. (2003) popisuje také solanky s poměrem pohybujícím se kolem 200 a níže jako velmi silně odpařené. K těmto hodnotám spadají veškeré vzorky z mineralizace *k-pol* a baryt z mineralizace *pol*, jehož solanka je velice silně odpařená a dosáhla poměru 139, oproti tomu křemen mineralizace *pol* ukazuje hodnotu 262, což nasvědčuje tomu, že roztok není odpařen v takové míře jako ve zbylých vzorcích (obr. 29). Munz et al. (1995) udává pro mořskou vodu hodnotu Br/Clx103 3,5. Této hodnotě se rovná křemen z mineralizace *pol* (3,4), naopak baryt má hodnotu skoro dvojnásobnou (7,5). *K-pol* mineralizace má hodnoty velice podobné s poměry pohybující se okolo hodnoty 5. White (1957) ve své práci určil tento poměr prvků pro vody, jež pocházejí z hlubinného zdroje (Br/Clx103 = 5). Ze získaných dat lze odvodit, že na mineralizaci *k-pol* a barytu z Rančířova se podílely roztoky hlubinného původu a na křemenu mineralizace typu *pol* se podílela voda mořská. Magmatický zdroj vod je potvrzen i poměrem SO₄/Cl (0,01 až 0,3). Veškeré vzorky z mineralizace *k-pol* se pohybují v úzkém rozpětí hodnot 0,12 až 0,18. Mineralizace *pol* je s hodnotou u křemene na třetinové hodnotě, ale i tyto hodnoty spadají k magmatickým vodám a baryt se nachází u horní hranice. U poměru I/Cl všechny vzorky nad hranicí pro mořskou vodu. Křemen mineralizace *pol* je této hranici velice blízko (I/Clx106 = 1,6) oproti křemenům z mineralizace *k-pol* (I/Clx103 = 3,4 a 4,1). Hodnoty mohou být však zkresleny přítomností organické hmoty. Při využití hodnot molárního poměru I/Clx106 společně s molárním poměrem Br/Clx103 v diagramu, lze konstatovat předchozí zjištění. Na původu fluid se kromě silně odpařených vod podílely i vody z okolních hornin (granity a ruly), přičemž do křemene mineralizace *pol* zasáhla i mořská voda (obr. 30).



Obr. 29 Porovnání studovaných výluhů FI s křivkou evaporace mořské vody, ukazují na silně odpařené roztoky (upraveno podle Germanna et al. (2003)).



Obr. 30 Diagram I/Cl a Br/Cl výluhů fluidních inkluzí z křemenů mineralizace *k-pol* a *pol* a jejich porovnání s fluidy různého původu (upraveno podle Dolníčka et al. 2009). SET linie evaporace mořské vody, SW mořská voda, CS solanky kanadského štítu, MHF nekontaminovaná magmatická hydrotermální fluida, KTB hlubinné solanky navrtné vrtem KTB v Bavorsku, BS solanky baltického štítu

Cann a Banks (2001) uvádějí, že k upřesnění původu roztoku lze využít poměry Na/K a Na/Li. Na/K vykazuje u obou typů mineralizací podobné molární poměry v rozmezí 3 až 6, což

je nižší poměr než mořská voda (Na/K 28) potvrzuje předchozí data, že solanky jsou silně odpařené. White (1957) uvádí molární poměr Na/K = 1 pro roztoky, které jsou hlubinného původu. Vzorky z JRR se této hodnotě blíží a poukazují na vliv granitoidů v okolí na hydrotermální roztok. Grandia et al. (2003) u poměru Na/K hovoří o hodnotě 300, poukazující na rozpouštění evaporitů, čehož žádný vzorek nedosáhl a společně s předchozími daty toto potvrzuje, že fluida vzniklá rozpuštěním evaporitů do systému nezasáhla. Bouch et al. (2006) uvádí pro molární poměr Na/K hodnoty 1 až 3, které jsou charakteristické pro velice silně odpařené mořské vody. Veškeré analyzované vzorky se pohybují na této hranici (Na/K 3 až 6) a ukazují na přítomnost silně odpařených mořských vod v roztoku. Cann a Banks (2001) udávají molární poměr Na/Li pro mořskou vodu 60000. V JRR mají vzorky mineralizace *k-pol* poměry 83 až 182. Mineralizace *pol* pro křemen ukazuje hodnotu 127 a pro baryt 1094. Autoři u tohoto molárního poměru uvádí hodnoty pro případ interakce fluida s okolními horninami o tři řády nižší, než je mořská voda. Interakci fluida s okolní horninou potvrzuje i poměr Ca/Mg, u kterého Cann a Banks (2001) udávají molární poměr minimálně 4 krát větší než u mořské vody (mořská voda Ca/Mg 0,39 (Cann a Banks 2001); Ca/Mg 0,32 (White 1957)). Mineralizace *k-pol* u Jihlavy má hodnoty nejnižší (cca 10), proto lze říci, že reakce fluid s okolím zde proběhla silně, avšak v severní části revíru u Kamenné, lze uvažovat, že tyto reakce proběhly v mnohonásobně větším měřítku, neboť hodnota Ca/Mg dosáhla 75. Typ mineralizace *pol* dosáhl hodnot pro křemennou žilovinu Ca/Mg 19 a pro baryt 16. Tyto data ukazují, že mineralizace *pol* interagovala v centrální části rudního revíru více s okolními horninami než mineralizace *k-pol*. Další poměry prvků ukazují na ředění roztoku meteorickými vodami (Na/Cl). White (1957) udává pro tento proces poměr prvků pohybující se kolem 1. Tento poměr vykazují veškeré lokality typu *k-pol*, avšak minerály z lokality typu *pol* dosahují nižších hodnot 0,7 a 0,4. Sanchez et al. (2009) uvádí hodnotu Na/Cl 0,75, která je charakteristická pro roztoky nabohacené o Br, což potvrzuje předchozí, zjištění. Banks et al. (2002) hovoří o roztocích, které způsobují dolomitizaci karbonátů a tento proces lze ukázat na poměru Ca/Mg, jež by se měl pohybovat kolem 10. U této hodnoty se pohybují vzorky z lokalit Bílý Kámen a Rudný.

6.2 *P-T podmínky rudních žil*

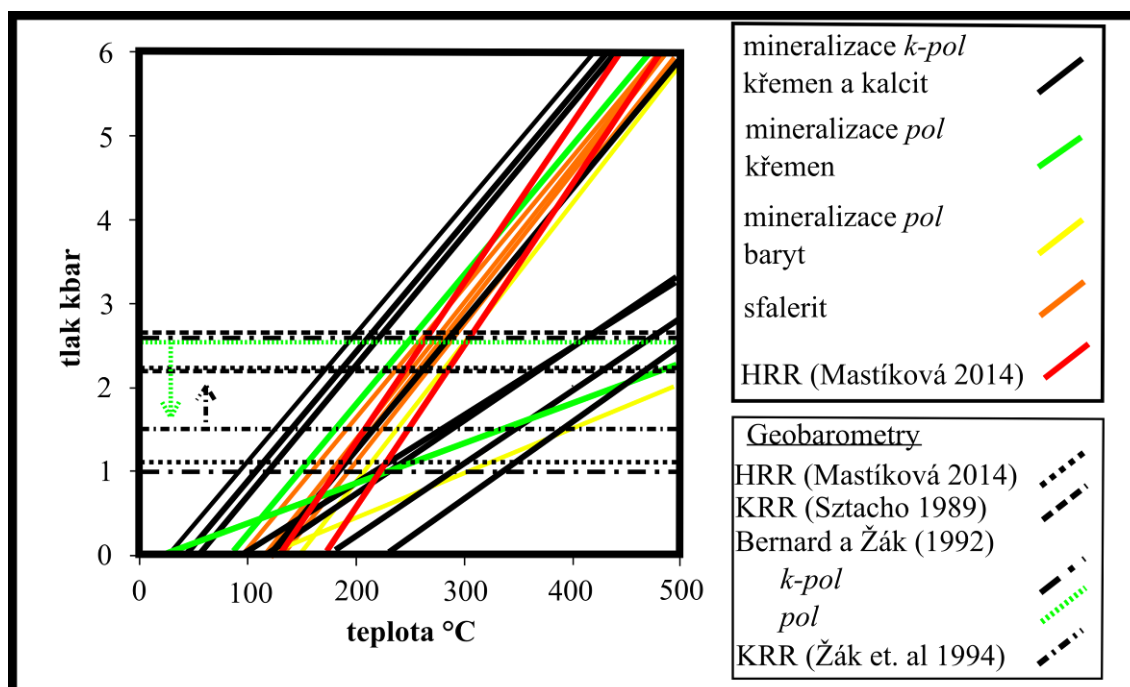
Tlakově teplotní podmínky vzniku mineralizace nebylo možné určit, protože během výzkumu ze zkoumaných vzorků neproběhla analýza minerálů, ze kterých by bylo možné data

získat. Pokud by se jednalo o fluidní inkluze zachycené z heterogenního fluida, bylo by možné využít koncové členy fluidních inkluzí s převahou kapaliny a plynu, kdy by T_h představovaly skutečné teploty vzniku mineralizace (za využití primárních FI) (Zachariáš 2000). Fluida z jihlavského rudního revíru jsou homogenní o čemž svědčí FI ve vzorcích, které mají konstantně 5 až 10 obj. % plynné fáze. Pozorováno bylo i několik jednotlivých FI s až 30 obj. % plynné fáze, avšak pravděpodobně se jedná o porušení hermetičnosti fluidních inkluzí během přípravy vzorků.

Získané izochory jsou spočítané za využití programu FLINCOR (rovnice Zhanga a Frantze (1987)). K izochorám jsou doplněny geobarometry, kterými se zabývali autoři odborných textů nejen na Jihlavsku, ale i na Havlíčkovobrodsku a Kutnohorsku. V kutnohorském rudním revíru byly Sztachem (1989) popsány H₂O FI v rudním křemenu homogenizující v rozpětí 192 až 340°C. Autor vypočetl tlak pro tuto mineralizaci v rozpětí 2,2 až 2,7 kbar a z izotopové termometrie určil počáteční teplotu roztoku poblíž 430°C. Stejně výsledky popisuje i Žák et al. (1993). Autoři popisují T_h 190 až 340°C. Tlak pro mineralizaci je uváděn nad 1,5 kbar. Teplotně tlakovými údaji se zabývali v širším měřítku Bernard a Žák (1992). Tito autoři uvádějí hodnoty pro oba typy mineralizací (*k-pol* i *pol*). Pro typ mineralizace *k-pol* na Kutnohorsku uvádějí T_h pro první generaci rudního křemene 190 až 260°C a odhadují tlak 1 až 2,6 kbar a hloubku vzniku ve 4-10 km pod povrchem. Izotopickými termometry mezi sfaleritem a galenitem uvádějí pro Kutnohorský rudní revír počáteční teploty 430°C ($\pm 80^\circ\text{C}$), pro Havlíčkovobrodský rudní revír 360°C ($\pm 80^\circ\text{C}$) a pro jihlavský rudní revír 210°C ($\pm 40^\circ\text{C}$) a 330°C ($\pm 80^\circ\text{C}$). Pro mineralizaci *pol* uvádějí nižší teplotně tlakové údaje, přičemž teploty homogenizací se v tomto typu žil pohybují mezi 170 až 310°C. Izotopický termometr indikuje teploty nižší (150 až 300°C). Tlak pro tuto mineralizaci je nízký a nepřekročí hranici 2,5 kbar. Autory určený teplotní gradient je 6°C na každých 100 m hloubky. Nejnovější výzkum polymetalické mineralizace typu *k-pol* v havlíčkovobrodském rudním revíru provedla ve své diplomové práci Mastíková (2011). Pro křemennou žilovinu změřila T_h v rozmezí 70 až 170°C a získala tlakové podmínky ze sfaleritové geobarometrie v rozmezí 1,2 až 2,3 kbar.

Po přidání dat ze shodných typů mineralizací k izochorám z jihlavského rudního revíru je viditelné, že mineralizace *k-pol* vznikala za tlaku pohybujícího se okolo 2 kbar s teplotami homogenizace FI T_h 85 až 290°C. Oproti tomu mineralizace v Kutnohorském rudním revíru dosahuje vyšších teplot homogenizace (T_h 190 až 340°C). Jihlavský revír je podobnější spíše Havlíčkovobrodskému rudnímu revíru, i když T_h na Jihlavsku jsou ve větším rozpětí, ale pohybují především u 200°C ($\pm 40^\circ\text{C}$). Mineralizace typu *pol*, vznikala za nižších tlaků a s teplotami

homogenizace FI v rozpětí Th 113-259°C (teplota vzniku 165±20°C). Při porovnání s daty na ložisku Rožná, kterým se zabýval Kříbek et al. (2002), by křemen této mineralizace odpovídal křemenům během rudní a fáze s teplotami do 174°C a tlaky do 2 kbar. Po této etapě následovala pozdně polymetalická fáze s jednofázovými (L) FI (křemenná, karbonátová i barytová žilovina), u které autoři uvádí pokles tlaku až na 0,2 kbar. Tento systém lze aplikovat na mineralizaci *pol* v okolí Jihlavy, kdy vznikla křemenná žilovina obsahující pouze dvoufázové inkluze (L+V) při teplotách kolem 200°C a tlacích kolem 2 kbar. Následným hydrotermálním procesem vznikla barytová žilovina v Rančířově, která obsahuje oba genetické typy primárních FI (L i L+V) a vznikla pravděpodobně za vyšších teplot než ostatní baryty, avšak za nižších než křemen z té samé lokality. Roztok této žiloviny má více zdrojů vod o různých teplotách, což je viditelné na různých genetických typech FI. Th FI ukazují hlavně na teploty od 140°C výše, avšak díky velice hojnému výskytu jednofázových primárních FI může být teplota vzniku pod touto hodnotou. Baryt ze Starohorského couku a baryt z Pfaffenhofskeho couku, jsou tvořeny pouze jednofázovými (L) FI. Bylo pozorováno pouze několik FI s plynnou fází, ale v tomto případě se jedná s velkou pravděpodobností o narušení hermetičnosti FI během zpracování vzorku, díky nízké tvrdosti minerálu. V tomto případě Kříbek et al. (2005) uvádí teplotu vzniku minerálů pod 100°C a tlak nad 0,2kbar. Huraiová et al. (2002) uvádí teplotu vzniku ještě níže, pod hranicí 50°C.



Obr. 31 Vymezení PT podmínek vzniku rudních žil v jihlavském rudním revíru, za pomoci tlakových podmínek, převzatých od autorů zabývajících se polymetalickou mineralizací v okolí Kutné Hory a Havlíčkova Brodu; izochory vypočítané pomocí programu Flnacor podle rovnice Zhanga a Frantze (1987).

6.3 Porovnání s podobnými polymetalickými mineralizacemi

V sousedním havlíčkobrodském rudním revíru proběhl výzkum FI na lokalitách Pohled a Utín. Na lokalitě Pohled se na studium FI v křemenu zaměřil Ondřík (1996), uvádějící Th u primárních inkluzí 184 až 350°C, tyto údaje spadají do teplot uvádějími Dobešem a Malým (2001), jež uvádějí Th v křemenu pod 300°C. Nejnovější výzkum provedla Mastíková (2011), která naměřila Th nižší než předchozí autoři (Th 70 až 170°C). V porovnání s daty získaných z křemenů z jihlavského rudního revíru jsou Th Mastíkové (2011) spodní hranicí Th z Jihlavska. Tato autorka se zabývala FI i v kalcitu, v němž je Th velice podobná křemenu (Th 48 až 181°C). Tyto hodnoty jsou si v porovnání s kalcitem ze Starohorského couku velice podobné (Th 76 až 142°C). Mastíková (2011) uvádí z chloritové termometrie teploty 161 až 342°C a ze sfaleritové geobarometrie kombinovanou izochorou FI tlaky 1-2 kbar při teplotách 170 až 220°C. Z těchto poznatků se autorka přiklání k teplotě krystalizace minerálů pohybujících se kolem 200°C. Druhou lokalitou je Utín, kterou se také zabýval Dobeš a Malý (2001). Autoři popisují fluidum z křemene o nízké salinitě (1 až 5 hm. % NaCl ekv.) s poměrně vysokou teplotou homogenizace oproti lokalitě Pohled i jihlavskému rudnímu revíru (Th 320 až 380°C).

Další významný rudní revír je kutnohorský, jímž se zabýval Sztacho (1989) a Žák et al. (1993). Sztacho (1989) popisuje z rudního křemen inkluze typu H₂O, jejichž salinita je 2 až 7 hm.% NaCl ekv. Teplota homogenizace se pohybuje v rozpětí 192 až 340°C. S porovnáním jihlavským rudním revírem je vrchní i spodní hranice teplot u křemenné žiloviny vyšší, avšak ne v takových hodnotách, jež by ukazovaly na odlišné podmínky.

V porovnání jihlavského, havlíčkobrodského a kutnohorského rudního revíru, jsou mineralizace v těchto oblastech tvořeny zejména nízko salinními fluidy (i fluidy, které jsou čistou vodou). Starší práce z havlíčkobrodského rudního revíru ukazují Th až k teplotám 350°C (Ondřík 1996), což jsou hodnoty stejné i pro kutnohorský rudní revír (Th do 340 °C) (Sztacho 1989). Novější práce ukázala Th nižší, s teplotami do 181°C (Mastíková 2011), pro havlíčkobrodský revír. V jihlavském rudním revíru se teploty homogenizace pohybují nejčastěji do teploty 260°C, několik inkluzí homogenizovalo i nad 300°C. Ze studia izotopů vyplývá pro všechny tři tyto revíry, že síra pochází z velké části z okolních metamorfovaných hornin a granitoidů, částečně pak síra pochází i z hlubinného zdroje. Analýzy $\delta^{13}\text{C}$ ve všech revírech ukazují, na přítomnost uhlíku z organické hmoty. Z izotopů kyslíku $\delta^{18}\text{O}$ vyplývá pro kutnohorský revír a jihlavský revír (mineralizace tmavý sfalerit+křemen+ karbonáty a pestrý sfalerit+ baryt+karbonáty), že voda v hydrotermálním systému je původu magmatického a

metamorfogenního. Mastíková (2011) určila původ hydrotermálních vod v havlíčkobrodském rudním revíru jako kombinaci srážkové a mořské vody, což se podobá typu mineralizace hnědý sfalerit+baryt+karbonáty z Jihlavska, kde se jedná podle zjištěných dat o vody mořské a srážkové, ale i o vody magmatické.

Další výskyty polymetalické mineralizace Pb-Zn-(Ag) se nachází východně od Jihlavy, poblíž Tišnova a Štěpánova nad Svratkou. Na území Tišovska se fluidními inkluzemi zabírali autoři Dolníček a Malý (2003) v místním lomu u Dolních Louček. Ze studovaných žilovin v této práci se podobají s jihlavským rudním revírem žiloviny tvořeny barytem a kalcitem II. Autoři popisují jednofázové fluidní inkluze tvořené kapalnou fází (L), s drobnými rozměry od 5 do 26 μm . V barytové žilovině se jednalo o inkluze zamrzající při teplotách kolem $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$. Pro vytvoření plynné fáze přehřáli vzorek na $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ a následným měřením byly zjištěny teploty 0,0 až $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ odpovídající 0,0 až 0,7 hmot. % NaCl ekv. Tento baryt je s hodnotami salinity velice podobný barytu ze Starohorského couku, kde 90 % FI vykazovalo stejné teploty i salinity, několik FI pak dosáhlo o jeden až dva $^{\circ}\text{C}$ zápornějších hodnot. Rozdílná teplota byla u T_f , kdy FI zamrzaly v nižším intervalu o 10 až $20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Druhým typem žiloviny je kalcit II. Jednofázové FI (L) dosahovali až dvojnásobných rozměrů proti barytu, avšak T_f byla s barytem shodná (-39 až $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$). Salinity však tento minerál dosáhl vyšší 0,0 až 0,5 hmot. % ekv. (0,0 až $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Kalcity ze Starohorského couku jsou v porovnání se zmíněným kalcitem II v širším rozsahu salinit, avšak stále se jedná zejména o čistou vodu až slabě salinní roztoky (0,0 až 5,71 hmot. % NaCl ekv.). Další mineralizací typu Pb-Zn u Horních Louček se zabíral Hrazdil et al. (2003). Z výzkumu primárních dvofázových FI bylo zjištěno zaplnění F 0,70 až 0,90. Zamrznutí obsahu inkluzí proběhlo v průměru při $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$ což je i průměr pro křemeny z JRR. T_m se pohybovalo v rozpětí $-3,5$ až až $-6,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ odpovídající 5,9 až 9,5 hmot. % NaCl ekv. Tyto data jsou shodné s lokalitou Kamenná a to jak se starší tak i s mladší generací křemenné žiloviny. Spodní hranice těchto hodnot je pak průměrnou hodnotou pro lokalitu Rudný. T_h naměřená autory se pohybovala v rozpětí 174 až $206\text{ }^{\circ}\text{C}$, jež jsou velice podobné pro lokality mineralizace *k-pol* Kamenná, Zlatá studánka a Rudný. Z mineralizace typu *pol* (Rančířov) se nachází polovina měření na spodní hranici těchto dat, zbylá polovina FI se pohybuje s hodnotami o 10 až $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ níže. Na lokalitě Horní Loučky proběhlo měření FI i ve sfaleritu (LOU-A1), kde byly zaznamenány pouze sekundární FI (L+V), jež jsou spíše středně salinní (5,4 až 6,6 hmot. % NaCl ekv.) a s T_h 152 – $161\text{ }^{\circ}\text{C}$. V JRR byly sekundární inkluze změřeny pouze ve vzorku ze Starohorského couku, přičemž T_h jsou stejné avšak roztok je spíše vysokosalinní (14 – 17 hmot. % NaCl ekv.). Malý (2004) se pak zabýval polymetalickým zrudněním u Heroltic u Tišnova. Z

výzkumu křemenné žiloviny autor popsal roztok ve FI jako roztok $H_2O-NaCl\pm(Ca,K,Mg-Cl)$ s Th mezi 206 až 265 °C a salinitou 0,4 až 10,9 hmot. % NaCl ekv. Mineralizace v JRR jsou s hodnotami salinit totožné, avšak mineralizace *pol* se pohybuje se salinitou 0,0 až 0,88 hmot. % NaCl ekv. Th křemennů (mineralizace *k-pol*) u Jihlavy je v průměru nižší o 30 až 50°C a mineralizace *pol* s průměrnými hodnotami nižšími až o 80 °C. Malý a Dobeš (2001). Behr a Gerler. (1987) se zabýval fluidními systémy, na větším počtu lokalit v Německu, kde studoval variské a postvariské fluidními systémy. Pro variská fluida označil za typické teploty tání posledního ledu v rozmezí -15 až 0 °C, do kterých spadají veškeré minerály JRR, přičemž sfalerity se pohybují u zápornějších hodnot, avšak nepřekročili hranici pro fluida postvariská. Pro teploty homogenizace udává obecně rozmezí teplot mezi 100 a 400 °C, kam většina získaných hodnot z JRR spadá, avšak několik jednotlivých inkluzí zejména u měkčích minerálů jako baryt a karbonát byly zaznamenány i nižší teploty homogenizace, což způsobilo s velkou pravděpodobností porušení hermetičnosti obsahu inkluze během zpracování vzorku do oboustranně leštěné destičky. Obecně variské fluidní systémy lze označit za nízkosaliní a vysokoteplotní. Variskými i poastvariskými fluidy se v oblasti Schwarzwaldy zabýval i Baatartsog et al. (2007). Podobně jako v JRR popisuje autor velikost FI v křemenech v rozmezí 5 až 15 μm, jejichž zaplnění F je 0,8 až 0,9. Eutektické teploty se pohybují v rozpětí -30 až -20 °C, odpovídající systému NaCl-KCl-H₂O a poslední led taje od -6,5 do 0 °C (0 až 10 hmot. % NaCl ekv.). Veškeré tyto inkluze homogenizují na kapalinu při teplotách 150 až 350 °C. Podobná měření variských mineralizací provedl i Germann et al. (2003) na pyrenejském poloostrově, jež popisuje taktéž mineralizace tvořené křemennými i barytovými žilami. V křemenné žilovině se vyskytovaly dvoufázové FI s nízkými salinitami v rozpětí 1,6 až 4,9 hmot. % NaCl ekv. a Th v rozmezí 150 až 245 °C. Jedná se o systém H₂O-NaCl. Autor podrobil měření i baryt, ve kterém se nacházely jednofázové kapalné inkluze s teplotami tání posledního ledu v rozmezí -16 až -1,5 °C. Tyto hodnoty jsou podobné barytům z JRR a German et al. (2003) zmiňuje, že jednofázové FI mohou indikovat nízkou teplotu vzniku barytu pod 80 °C.

6.4 Na/Li geotermometrie

Fouillac a Michard (1981) využili k výpočtu teploty hydrotermálního roztoku geotermometr Na/Li. Sami autoři upozorňují, že geotermometry mohou ukázat pouze na přibližné teploty roztoku. Poměry obou prvků při výstupu roztoku ze značných hloubek se příliš

nemění, a proto je tento geotermometr vhodný pro zjištění teplot roztoku, které panovaly ve značných hloubkách. Nereálné teploty mohou být získány, pokud došlo k mísení s chladnými vodami z povrchu. Lithium je přítomno ve většině hydrotermálních roztoků, proto je tento prvek v kombinaci se sodíkem vhodný k výpočtu teplot, jež panovaly na počátku vzniku roztoku.

Výpočet teplot pomocí Na/Li geotermometru se provádí podle rovnic:

1) $\log \text{Na/Li} = 1000/T - 0,38$ tato rovnice je určena pro hydrotermální roztoky, ve kterých je 0,2 M Cl a méně (hranice kolem 7000 ppm Cl)

2) $\log \text{Na/Li} = 1195/T + 0,19$ rovnice je určena pro roztoky, ve kterých je 0,3 M Cl a více (nad 10000 ppm Cl)

Pro výpočet teplot hydrotermálních roztoků na Jihlavsku byla použita a upravena první rovnice:

$$T = 1000 / [\log (\text{Na/Li}) + 0,38] \text{ (}^\circ\text{C)}$$

Tab. 4 Tabulky s molárními poměry Na/Li a s výslednými teplotami pro hydrotermální roztok

	Na/Li	log (Na/Li)	T
Bílý Kámen (křemen)	82,89	1,92	435
Rančířov (křemen)	127,95	2,11	402
Rudný (křemen)	96,87	1,99	423
Kamenná (křemen)	181,93	2,26	379
Rančířov (baryt)	1094,82	3,04	292

Získané teploty mineralizace *k-pol* jsou podobné teplotám, které uvádí Malý a Dolníček (2005) vypočítaných ze sulfidových geotermometrů (370 až 410°C). Křemen z Kamenné se nachází přímo v tomto rozmezí hodnot, avšak zbylé dva vzorky vykazují teploty vyšší o 13 respektive o 25°C. V tomto rozpětí se nachází, také křemen mineralizace *pol* (402°C), jenž měl spadat do rozmezí teplot (280 až 340°C) (tab. 4). Baryt z této mineralizace se nachází v daném rozpětí. Je viditelné, že teploty jsou více či méně ovlivněné povrchovými vodami, které se podílely na vzniku mineralizací, ale i v těchto případech lze uvažovat, že získané teploty odrážejí s menší odchylkou prvotní teploty roztoku, kromě křemene z Rančířova, kde je výsledek pravděpodobně zkreslen ve větším měřítku.

7 Závěr

V jihlavském rudním revíru probíhala těžba polymetalického zrudnění již od 13. století až do 20. století. Z vědeckého hlediska proběhly zejména výzkumy petrologické, mineralogické a studium stabilních izotopů. Některé metody byly však opomenuty jako výzkum samotných fluidních inkluzí či výluhy z FI, které jsou hlavním tématem této práce a úkolem bylo získat data o původu a složení hydrotermálních roztoků, tvořící tato významná historická ložiska.

Součástí práce byla i revize lokalit, vyhodnocení jejich stavu a zjištění jaký mineralogický materiál lze stále získat. Velká část důlních tahů se do dnešních dní již nedochovala (Starohorský a Pfaffenhofský couk), případně se dochovalo z šachticových tahů pouze několik šachtic či zasutých štol. Nejzachovalejším důlní oblast je u Bílého Kamene. Značná část šachtic je zavezena odpadem (Rančířov). Na všech lokalitách lze nalézt fragmenty křemenné žiloviny, baryt lze nalézt bez kopání pouze na Rančířovských šachtách. Rudní minerály se nachází většinou velmi zřídka, nejčastěji se nachází pyrit, sfalerit a galenit v zrnech o velikosti prvních milimetrů. Ze zaniklých lokalit byly vzorky zčásti získány z depozitáře Muzea Vysočiny.

Zkoumané fluidní inkluze pocházely ze dvou typů mineralizací (*k-pol* a *pol*). Zaplnění F těchto inkluzí dosahovalo 0,90 až 0,95 ve všech vzorcích, což poukazuje na homogenní fluidum. Měření proběhlo u primárních, pseudosekundárních i sekundárních FI, které náleží jedinému typ (H₂O-soli). Podle několika málo získaných teplot eutektika T_e v rozmezí -22 až -24 °C lze usuzovat o systému H₂O-NaCl-KCl. Salinita těchto inkluzí je většinou nízká až střední, často se však jedná o čistou vodu. Fluidní inkluze z mineralizace křemenné žiloviny typu *pol* jsou tvořeny zejména čistou vodou až slabě salinním roztokem (0,0 až 2,9 hmot. % NaCl ekv.). Proti tomu mineralizace *k-pol* je tvořen taktéž roztoky s čistou vodou, ale hlavně slabě salinními roztoky, částečně i roztoky středně salinními (0,0 až 10,61 hmot. % NaCl ekv.). Teploty homogenizace u inkluzí křemene typu *k-pol* jsou v rozpětí 120 až 260 °C. Mineralizace *pol* dosahuje nižších teplot homogenizace v rozmezí 80 až 180 °C. V barytech a karbonátech se nacházely jednofázové FI s nízkými salinitami, což ukazuje na teplotu vzniku minerálu pod 80 °C

Výluhy fluidních inkluzí ukazují na původ fluid tvořící mineralizace *pol* a *k-pol*. Z poměru Cl/Br lze usoudit, že v celém rudním revíru neproběhlo rozpouštění halitu či evaporitu, ale silné odpaření fluida, do té míry, že se kompletně vysrážel halit. V barytu se hodnoty dostaly

na úroveň pro srážení epsomitu, díky čemuž se fluidum dále nabohacuje o Br. Silné odpaření vod ukazuje i poměr Na/K, jehož hodnoty jsou také velice nízko pod hodnotou mořské vody. Do fluida zasáhla také magmatická komponenta, což potvrzují vysoké obsahy Na a poměry prvků Na/K, Br/Cl a SO₄/Cl. Do systému obou typů mineralizací také velice zasáhly vody povrchového původu, což dokazují velice nízké poměry Na/Li, Na/K a roztok silně naředily. Podle poměru Na/Cl se na mineralizaci *k-pol* podílela povrchová voda ve větším měřítku než na mineralizaci *pol*. Poměr prvků Ca/Mg ukazuje na určitou regionalitu. V nejbližším okolí Jihlavy byl vliv okolního horninového prostředí na fluida v mnohem menším měřítku, než na fluida tvořící mineralizaci u Kamenné, která se nachází mimo hlavní oblast dobývání. Přičemž v mineralizaci *pol* v centrální části revíru, zasáhly roztoky z okolních hornin do systému více než do systému mineralizace *k-pol*. Teplota vzniku mineralizace je závislá v JRR na typu žiloviny. Obecně křemenná žilovina dosahuje vyšších teplot než žilovina barytová či karbonátová. Při porovnání mineralizace *k-pol* a *pol* jsou zřejmé rozdíly. Mineralizace typu *k-pol* dosahuje vyšších teplot (200±40°C) i tlaků pohybujících se kolem 2 kbar a proti druhému typu mineralizace je spíše uniformní. U mineralizace *pol* jsou teplotně tlakové podmínky pravděpodobně komplikovanější. Při využití systému mineralizace z Rožné (Kříbek et al. 2005), lze pro tento typ mineralizace sestavit následující schéma. Nejdříve vznikla křemenná mineralizace s teplotou homogenizace 165±20°C a se stejným zaplněním všech dvoufázových FI, bez výskytu jednofázových FI (mesotermální fáze). Za použití tlakových hodnot od Kříbka et al. (2005) je pravděpodobné, že tlak nepřekročil hranici 2kbar. Následovala fáze vzniku barytu (Rančířov), kdy proběhlo míchání více roztoků a poklesu teploty, čemuž nasvědčuje přítomnost jednofázových kapalných FI (mesoderмальní až epiterмальní fáze). Poslední etapou jsou baryty a karbonáty, ve kterých se nacházejí pouze jednofázové kapalně fluidní inkluze, jež ukazují na teplotu vzniku pod 50°C (Huraiová et al. 2002) a tlakové podmínky se přiblížili k hodnotě až 0,2 kbar.

V konečném porovnání lokalit lze říci, že oba typy mineralizace, patří mezi mineralizace variského cyklu, s jistými odlišnostmi v genezi:

a) Mineralizace *k-pol*: tvořena čistou vodou, hlavně však slabě až středně salinním roztokem. Ze získaných hodnot z fluidních inkluzí lze odvodit teploty vzniku 200±40°C a lze ji označit mesoderмальní mineralizací. Tlak se pohyboval u hranice 2 kbar. Jedná se původně o silně odpařené hydrotermální roztoky, jejíž komponenty pocházejí i z okolních granitických hornin, ale i hornin metamorfovaných, přičemž do systému zasáhly i vody, jež prosákly z povrchu a roztok výrazně naředily.

b) Mineralizace *pol*: je tvořena hlavně čistou vodou a slabě salinními roztoky. Teploty vzniku této mineralizace jsou variabilní. Nejstarší křemenná žilovina vznikala při teplotách $165\pm 20^{\circ}\text{C}$ a tlacích do 2 kbar. Následně u barytů proběhlo míchání vod z různých zdrojů a teplota i tlak poklesly na nízké hodnoty (teploty vzniku pod 50°C a tlak až 0,2 kbar). Tyto získaná data umožňují zařadit mineralizaci *pol* do epitermální až mesotermální mineralizace. Jedná se taktéž o silně odpařené hydrotermální roztoky, které byly smíchány s komponentou z granitoidů, okolních metamorfovaných hornin a prosakující srážkovou vodou z povrchu. Podle analýzy výluhů z fluidních inkluzí zasáhla do křemenné žiloviny i voda mořského původu.

8 Literatura

Baatartsogt G., Schwinn G., Wagner T., Taubald H., Beitter T., Markl G. (2007): Contrasting paleofluid systems in the continental basement: a fluid inclusions and stable isotope study of hydrothermal vein mineralization, Schwarzwald district, Germany. – *Geofluids*, 7, 123–147.

Banks D. A., Yardley B. W. D. (1991): Crush-leach analysis of fluid inclusions in small natural and synthetic samples. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 245–248.

Banks D. A., Boyce A. J., Samson I. M. (2002): Constraints on the Origins of Fluids From Irish Zn-Pb-Ba Deposits: Evidence from the Composition of Fluid Inclusions. – *Economical Geology*, 97, 471–480.

Behr H. J., Gerler J. (1987): Inclusions of sedimentary brines in post-variscan mineralizations in the federal republic of Germany – a study by neutron activation analysis. – *Chemical geology*, 61, 65–77.

Bernard J. H., Pouba Z., Čadek J., Čadková Z., Havelka J., Hettler J., Chrt J., Klomínský J., Koutek J., Legierski J., Lomozová V., Morávek P., Mrázek P., Mrňa F., Pertold Z., Petránek J., Pokorný J., Reichmann F., Rus V., Sattran V., Skácel J., Šmejkal V., Šorf F., Tenčík I., Vaněček M. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. – Vyd. 1., Academia Praha, 320 s.

Bernard J. H., Žák K. (1992): Stable isotope study of Variscan vein Pb-Zn-Ag mineralization of the Bohemian Massif. – *Explor. Mining Geol.* 1, 81–84.

Bodnar R. J. (1992): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.

Böhlke J. K., Irwin J. J. (1992): Laser microprobe analyses of Cl, Br, I and K in fluid inclusions: Implications for sources of salinity in some ancient hydrothermal fluids. – *Geochemica et Cosmoimica Acta*, 56, 203–225.

Borisenko A. S. (1977): Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkikh vključenij v mineralach metodom kriometrii. – *Golog. i Geofiz.* 8, s. 16-27.

Bouch J. E., Naden J., Shepherd T. J., McKervey J. A., Young B., Benham A. J., Sloane H. J. (2006): Direct evidence of fluid mixing in the formation of stratabound Pb–Zn–Ba–F mineralisation in the Alston Block, North Pennine Orefield (England) – *Mineralium Deposita*, 41, 821–835.

Cann J. R., Banks D. A. (2001): Constraints on the genesis of the mineralization of the Alston Block, Nosthern Pennine Orefield, nothern England. – *Proceedings of the yorkshire geological society*, 53, 187–196.

Dobeš P., Malý K. (2001): Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíčkobrodského revíru. – *Vlast. sborn. Vysoč., odd. přír. věd*, 15, 51–85. Jihlava.

Dolníček Z., Malý K. (2003): Mineralogy and genesis of the epithermal veins from the quarry in Dolní Loučky near Tišnov. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 88, 149–166.

Dolníček Z., Fojt B., Prochaska W., Kučera J., Sulovský P. (2009): Origin of the Zálesí U–Ni–Co–As–Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Mineral. Deposita*, 44, 81–97.

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. – *Mineralogy and Petrology*, 61, 67–96.

Fontes J. Ch., Matray J. M. (1993): Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France; 1. Brines associated with Triassic salts. – *Chemical geology*, 109, 149–175.

Fouillac C., Michard G. (1981): Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs – *Geothermics*, 10, 55–70.

Friedl G., Finger F., Paquette J. L., von Quadt A., McNaughton N. J., Fletcher I. R.: (2004) Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *Int J Earth Sci*, 93, 802–823.

Gerdes A., Wörner G., Finger F. (2000): Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg Pluton, Austria. – *Geological Society London, Special Publications*, 179(1), 415-431.

Gerdes A., Friedl G., Parrish R. R., Finger F. (2003): Highresolution-geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – *J Czech Geol.Soc*, 48, 53–54.

Germann K., Lüders V., Banks D. A., Simon K., Hoefs J. (2003): Late Hercynian polymetallic vein-type base-metal mineralization in the Iberian Pyrite Belt: fluid inclusion and stable-isotope geochemistry (S-O-H-Cl). – *Mineralium Deposita*, 38, 953–967.

Grandia F., Canals A., Cardellach E., Banks D. A., Perona J. (2003): Origin of Ore-Forming Brines in Sediment-Hosted Zn-Pb Deposits of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. – *Economical geology*, 98, 1397–1411.

Hasalová P., Janoušek V., Schulmann K., Štípská P., Erban V. (2008): From orthogneiss to migmatite: Geochemical assessment of the melt infiltration model in the Gföhl Unit (Moldanubian Zone, Bohemian Massif). – *Lithos* 102, 208–537.

Holser W. T. (1979): Mineralogy of evaporites. In *Marine Minerals. – Reviews in Mineralogy*, 6, 211–294.

Hrazdil V., Malý K., Dobeš P., Houzar S. (2003): Pb-Zn mineralization near Horní Loučky in vicinity of Tišnov. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 88, 139–148.

Houzenga J. M., Gutzmer J., Bnaks D. (2006): The Paleoproterozoic carbonate-hosted Poring Zn-Pb deposit, South Africa. II: fluid inclusions, fluid chemistry and stable isotope constraints – *Mineralium Deposita*, 40, 686–706.

Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): *Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. – 1. vydání*, MU Brno, UK Bratislava, 120 s.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): *Geologická minulost České republiky. – Academia. Praha*, 436 s.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2011): *Geologická minulost České republiky. – Vyd. 1.*, Academia Praha, 436 s.

Koutek J. (1952): O rudních žilách a starém dolování u Jihlavy. – *Sbor. Ústř. Úst. Geol. Odd. geol.* 19, Praha, 77-116.

Kříbek B., Hájek A., Dobeš P., Filip J., Holeczy D., Jehlička J., Leichmann J., Ondruš P., Pašava J., Pudilová M., René M., Scharm B., Scharmová M., Sulovský P., Urban O., Veselovský F., Zimák J., Žák K. (2005): *Uranové ložisko Rožná, Model pozdně variských a povariských mineralizací. – Česká geologická služba, Praha*, 98 s.

Malý K. (1999): *Jihlavský rudní revír – přehled geologie a mineralogie. – Sborník Dolování stříbra a mincování v Jihlavě*, 15–27.

Malý K. (2004): Mineralogy of polymetallic ore occurrence near Heroltice (Svratka Dome, Moravicum). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 89, 81–89.

Malý K., Dobeš P. (2001): Stable isotope and fluid inclusion study of epithermal polymetallic mineralization near Štěpánov nad Svratkou (Svratka Dome, Moravicum) – *Bull. Geosci.* 76, 15–22.

Malý K., Dolníček Z. (2005): Pb-Zn-Ag vein mineralization of central part of the Českomoravská vrchovina Upland (Czech Republic): S, C and O stable isotope study. – *Bull. Geosci.*, 80, 4, 307–319.

Malý k., Březina s. (2014): Jihlava – Stopy po starém dolování, Exkurze Čes. geol. spol. 35/jaro 2014. – ČGS Praha, 24s.

Mastíková E. (2011): Mineralogie a podmínky vzniku vybraných mineralizací v lomu Pohled (moldanubikum). – MS, dipl. práce, Univerzita Palackého, Olomouc.

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

McCaffrey M. A., Lazar B., Holland D. D. (1987): The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br (super -) nad K (super +) with halite. – *Jornal of Sedimentary Research*, 57, 928–937.

Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Regionální geologie ČSSR I. – Český masív SPN, Praha, 333 s.

Munz I. A., Yardley B. W. D., Bnaks D. A., Wayne D. (1995): Deep penetration of sedimentary fluids in basement rocks from southern Norway: Evidence from hydrocarbon and brine inclusions in quartz veins – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 239–254.

Němec D. (1964): Geologische und paragenetische Verhältnisse der Erzgänge des Jihlava – Jezdovice Reviere. – Mineral. Petrogr. Mitt., 9, 42-85.

O'Brien P. J., Carswell D. A. (1993): Tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif: evidence from high pressure metamorphic rocks. – Geologische Rundschau, 82, 531–555.

Ondřík J. (1996): Závěrečná zpráva o vyhledávacím průzkumu na uranové rudy. – Geofond. Praha.

Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (2000): Cathodoluminescence in Geosciences. – Vyd. 1., Springer Science & Business Media, 514s.

Petrakakis K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – J. Metam. Geol., 15, 203–222.

Pluskal O., Vosáhlo J. (1998): Jihlavský rudní revír. – Vlast. Sbor. Vysoč., sect natur., 30, 157-191.

Sanchez V., Vindel E., Martín-Crespo T., Corbella M., Cardellach E., Banks D. (2009): Sources and compositions of fluids associated with fluorite deposits of Asturias (N Spain) – Geofluids, 9, 338–355.

Sláma J. (1996): Těžba stříbra v okolí města Jihlavy. – Jihlavský netopýr, Jihlava.

Stöhr P. (2014): Revize terénních pozůstatků po staré těžbě nerostných surovin u Kamenné (jihlavský rudní revír). – MS, bakalářská práce, Univerzita Palackého, Olomouc.

Svoboda J., Beneš K., Dudek A., Holubec J., Chaloupský J., Kodym ml. O., Malkovský M., Odehnal L., Polák A., Pouba Z., Sattran V., Škvor V., Weiss J. (1964): Regionální geologie ČSSR. – Díl I. Český masív. Svazek 1. Krystalinikum. 1. vyd., Nakladatelství Československé akademie věd Praha., 377 s.

Sztacho P. (1989): Studium fluidních inkluzí na ložisku polymetalických rud Kutná Hora. – Zpr. o geol. výzk. v roce 1989, Praha, 169-170.

Tajčmanová L., Konopásek J., Schulmann K. (2006): Thermal evolution of the orogenic lower crust during exhumation within a thickened Moldanubian root of the Variscan belt of Central Europe. – *J. Metamorph. Geol.*, 24, 119–134.

Veselá, M. (1976): Jihlavská brázda ve vývoji geologické stavby okolí Jihlavy. – Sborník geologických věd, *Geologie*, 28, 189–205.

Vosáhlo J. (1988): Příspěvek k řešení strukturní pozice a minerogeneze hydrotermální polymetalické mineralizace na území rudních revírů Kamenná, Jihlava a Jezdovice. – MS, dipl. práce, Přírodověd. fak. UK, Praha.

Vosáhlo J. (1999): Přehled historie jihlavského hornictví. – Dolování stříbra a mincování v Jihlavě, 52–65.

White D. E. (1957): Magmatic, connate and metamorphic waters. – *Bulletin of the geological society of America*, 88, 1659–1682.

Zachariáš J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. – Úst. geochem., mineral. a nerost. zdrojů, UK PřF, Praha.

Zajíček P. (1982): Jihlavský rudní revír a jeho mineralogie. – Národní muzeum v Praze a Společnost přátel Národního muzea, Praha.

Zhang Y. G., Frantz J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. – Chem. Geol., 64, s. 335-350.

Žák K., Sztacho P., Hušpauer M., Mikuš M. (1993): Sulfide mineralization of the Kutná Hora ore district; Bohemian Massif: stable isotope and fluid inclusion study. – ČGÚ. Praha.

Internetové zdroje

www1: Mapy.cz. Dostupné z: <http://www.mapy.cz>

www2: Mapy na internetu. Geovědní a geologické mapy. Dostupné z: <http://www.geologicke-mapy.cz/mapy-internet/mapa/>