

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE**



**MINERALOGIE A PODMÍNKY VZNIKU VYBRANÝCH
ZLATONOSNÝCH MINERALIZACÍ
NA ČESKOMORAVSKÉ VRCHOVINĚ**

Diplomová práce

Tereza POTOČKOVÁ

Environmentální geologie (B1201)

Prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, PhD.

Konzultant práce: RNDr. Stanislav Houzar, PhD.

(Moravské zemské muzeum Brno)

Olomouc 2013

Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně a že všechna použitá literatura je řádně citována.

V Olomouci dne 26. 4. 2013

.....

podpis

Ráda bych zde poděkovala všem, kteří mi jakýmkoliv způsobem pomohli při řešení této diplomové práce. Mé poděkování patří především vedoucímu práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D., za konzultace, odborné vedení, cenné rady, pomoc při terénním a laboratorním výzkumu a v neposlední řadě také za trpělivost, kterou projevil při řešení dané problematiky. Poděkování patří také mému konzultantovi RNDr. Stanislavu Houzarovi, Ph.D. za cenné rady, pomoc v terénu i laboratorní části a také za poskytnutí řady materiálů k vypracování této práce. Dále bych tímto ráda poděkovala Prof. Dr. Torstenu Vennemannovi a jeho spolupracovníkům (Univerzita v Lausanne) za zhotovení analýz izotopového složení kyslíku, Prof. Walteru Prochaskovi (Univerzita v Leobenu) za analýzu výluhů fluidních inkluzí, Dr. V. Maškovi (LF UP) za Ramanovské analýzy inkluzí a Mgr. Petru Gadasovi (Masarykova univerzita v Brně) za WDX analýzy. Nakonec věnuji své poděkování i Bc. Janíčkové a Bc. Fuksové za věcné rady a psychickou podporu. Laboratorní práce byly finančně podpořeny grantem IGA UP PrF/2011/010 „Fluidní systémy moldanubika“.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Tereza Potočková

Název práce: Mineralogie a podmínky vzniku vybraných zlatonosných mineralizací na Českomoravské vrchovině

Typ práce: diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie PřF UP

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

Rok obhajoby: 2013

Abstrakt: Práce je věnována studiu mineralogie a podmínek vzniku vybraných Au-mineralizací na Českomoravské vrchovině (Zlátenka, Opatov, Svojkovice, Hory u Předína). Minerální složení žil bylo zkoumáno v polarizačním mikroskopu, vybrané fáze pak byly podrobeny WDX analýze na mikrosondě. Charakteristika fluid byla provedena na základě studia fluidních inkluzí metodou optické mikrotermometrie, analýzy výluhů fluidních inkluzí a stanovení izotopového složení kyslíku v křemenné žilovině. V obou studovaných mineralizacích (Zlátenka, opatovsko-svojkovický revír) byla zjištěna přítomnost dvou typů fluidních inkluzí: H₂O-soli a H₂O-CO₂-CH₄-(N₂). Křemenné žíly opatovsko-svojkovického revíru vznikaly za teplot 100-220 °C a tlaku 8-11 MPa z fluid převážně meteorického a mořského původu. Salinita fluid se pohybuje v rozmezí 1-10 hm. % NaCl ekv. Předpokládaný solný systém, který je shodný i pro Zlátenku, je Na-K-Ca-(H)CO₃-Cl. Salinita matečných roztoků ze Zlátenky, které vznikaly z meteorických fluid za spoluúčasti mořských a méně i metamorfních fluid, dosahuje maximálních hodnot 6 hm. % NaCl ekv. Stanovený interval PT podmínek je mírně vyšší než u opatovsko-svojkovického revíru (190-250 °C a 21-24 MPa). Vzhledem ke všem charakteristikám je na obou lokalitách předpokládán model mělké cirkulace matečných roztoků, které byly formovány mísením meteorických vod a alkalických solanek vznikajících v lakustrinním prostředí (popř. mořská voda na Zlátence).

Klíčová slova: Český masiv, moldanubikum, křemenné žíly, zlato, fluidní inkluze, izotopy kyslíku, PT podmínky.

Počet stran: 90

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Author's first name and surname: Tereza Potočková

Title: Mineralogy and formation conditions of the selected auriferous mineralizations from the Českomoravská vrchovina Mts.

Type of thesis: diploma's thesis

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2013

Abstract: The thesis is focused on mineralogy and determination of formation conditions of selected gold-bearing mineralizations from the Českomoravská vrchovina Mts. (sites Zlátenka, Opatov, Svojkovice, Hory near Předín). Mineral composition of veins was studied by optical microscopy, and the selected mineral phases were characterized by WDX electron microprobe analyses. Microthermometry, crush-leach analyses of fluid inclusions, and oxygen isotope analyses were used to get basic characteristics of parental fluids that formed the studied mineralizations. Two types of fluid inclusions were recognized: aqueous and gaseous the latter containing CO₂, CH₄ (and less N₂). Quartz veins from Opatovice-Svojkovice Ore District were formed at temperatures of 100-220 °C and pressures of 8-11 MPa. The salinity of fluids varied between 1 and 10 wt. % NaCl eq. The fluid composition from the Opatov-Svojkovice Ore District was the same to those from Zlátenka (Na-K-Ca-(H)CO₃-Cl). The salinity of parental fluids from Zlátenka reached up to 6 wt. % NaCl eq. The PT conditions are slightly higher than those of the Opatovice-Svojkovice Ore District and range 190-250 °C and 21-24 MPa. Considering all results it can be suggested a model involving shallow circulation of parental fluids derived from surface water, mainly from meteoric water and alkaline brines formed in lacustrine environment (less influenced by seawater – Zlátenka).

Key words: Bohemian Massif, Moldanubian Zone, quartz veins, gold, fluid inclusions, oxygen isotopes, PT conditions.

Number of pages: 90

Number of appendices: 0

Language: Czech

OBSAH

1	Úvod	7
2	Geologická charakteristika	9
2.1	Geologická stavba centrální části Českomoravské vrchoviny	9
2.2	Geologická charakteristika opatovsko-svojkovického rudního revíru	12
2.3	Geologická charakteristika širšího okolí Zlátenky	15
3	Přehled dosavadních mineralogických a ložiskově-geologických výzkumů	17
3.1	Opatovsko-svojkovický rudní revír	17
3.2	Zlátenka	20
4	Metodika	23
5	Terénní etapa	26
5.1	Opatovsko-svojkovický rudní revír	26
5.1.1	Opatov – „Vlčí jámy“	26
5.1.2	Svojkovice – „Ve Štůlni“	28
5.2	Zlátenka	30
6	Laboratorní etapa	34
6.1	Mineralogická charakteristika žil	34
6.1.1	Hory u Předína	34
6.1.2	Opatov, Svojkovice.....	34
6.1.3	Zlátenka	48
6.2	Studium fluidních inkluzí	54
6.2.1	Petrografie inkluzí	54
6.2.2	Mikrotermometrie	57
6.2.2.1	<i>Inkluze typu H₂O-soli</i>	58
6.2.2.2	<i>Inkluze typu H₂O-plyny-soli</i>	61
6.2.3	Chemická analýza výluhů fluidních inkluzí	62
6.3	Ramanova spektroskopie	63
6.4	Studium stabilních izotopů kyslíku	64
7	Diskuze	66
7.1	Mineralogie.....	66
7.2	Chemické složení a původ fluid formujících mineralizace	67

7.3 PT podmínky vzniku mineralizace	76
7.4 Srovnání s dalšími žilnými Au-mineralizacemi nacházejícími se v evropských variscidách	77
8 Závěry	80
9 Seznam použité literatury	83

1 ÚVOD

V centrální části Českomoravské vrchoviny lze nalézt několik lokalit s primárními výskyty Au mineralizací vázaných na křemenné žíly, které byly v historii těženy a později i odborně zkoumány.

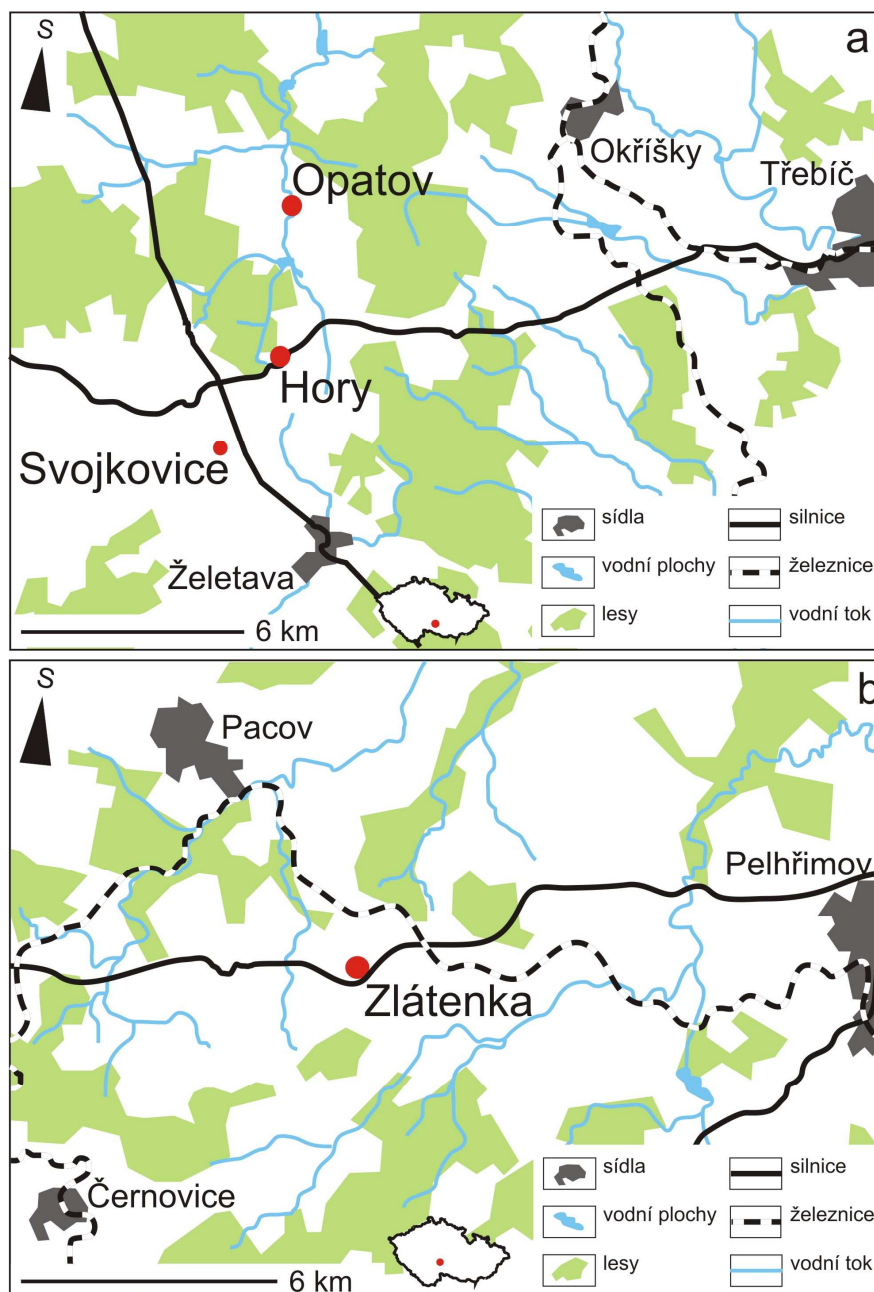
Patrně nejznámější a nejrozsáhlejší oblastí s výskytem zlata je opatovsko-svojkovický rudní revír, který se rozprostírá mezi Opatovem, Předínem a Želetavou na západní Moravě (obr. 1a). Počátek těžby v této oblasti spadá nejpravděpodobněji do 13. století - archeologicky je těžba zlata doložena v 13. až 16. století, zánik dolování se předpokládá nejpozději v 1. třetině 17. století (Vokáč et al. 2008). Dodnes jsou zde na několika lokalitách zachovány stopy po středověkém dolování zlata. Jedná se hlavně o Svojkovice (les „Ve Štůlni), Hory („Zákopy“, „Štůlně“ a „Malý Štítek“) a Opatov („Vlčí jámy“). První z uvedených lokalit („Ve Štůlni“) leží 1,3 km jv. od Svojkovic v nadmořské výšce 618-644 m n. m. Obec Hory, v jejímž blízkém okolí se nacházejí lokality Zákopy, Štůlně a Malý Štítek, leží přibližně 15 km západně od Třebíče v nadmořské výšce cca 670 m n. m. Poslední z lokalit v tomto revíru – Vlčí jámy – leží nad jv. okrajem Opatova (cca 625 m n. m.).

Přibližně 15 km západně od Pelhřimova se nachází malé ložisko Zlátenka (kóta Zlátenka 645 m n. m.), které bylo intenzivně těženo ve 14. století a po vytěžení bohatších částí opuštěno (obr. 1b). Od konce 18. století do poloviny 20. století zde byly prováděny s přestávkami průzkumné práce (Litochleb et al. 2004). Pozůstatky po těžbě a průzkumu, které se dříve nacházely na pastvinách a polích, jsou dnes aplanovány, pouze v lese je zachován terén, výrazně přepracovaný těžbou deluvíí.

Na rozdíl od dalších lokalit hydrotermálních mineralizací v moldanubiku jsou výše uvedené lokality dosud velmi málo prozkoumány, jak po stránce mineralogické, tak zejména geologické a genetické. Ze známých detailně prostudovaných rudních žilných ložisek lze jmenovat např. Mokrsko (Boiron et al. 2001, Au-ložisko), Roudný (Zachariáš et al. 2009, Au-Ag mineralizace), Au-Ag/Ag-Pb-Zn mineralizace Blanické brázdy (Hübst et al. 2011), U-ložisko Rožná (Křibek et al. 2009) a Pb-Zn-Ag žíly centrální části Českomoravské vrchoviny (Malý a Dolníček 2005).

Cílem této diplomové práce je přinést bližší informace o povaze primární hydrotermální zlatonosné mineralizace a podmínkách jejího vzniku na výše uvedených lokalitách Českomoravské vrchoviny. Práce obsahuje jak rešeršní část, tak i výsledky

terénního průzkumu a laboratorního zpracování vzorků. Rešeršní část zahrnuje geologickou charakteristiku vybraných oblastí a přehled dosavadních výzkumů zde provedených. Terénní etapa je zaměřena na vyhledání lokalit v terénu, jejich podrobnou dokumentaci a odběr reprezentativních vzorků žiloviny. Laboratorní práce se pak soustřeďuje na zpracování vzorků dostupnými metodami. Poslední součástí práce je interpretace a diskuze získaných dat.

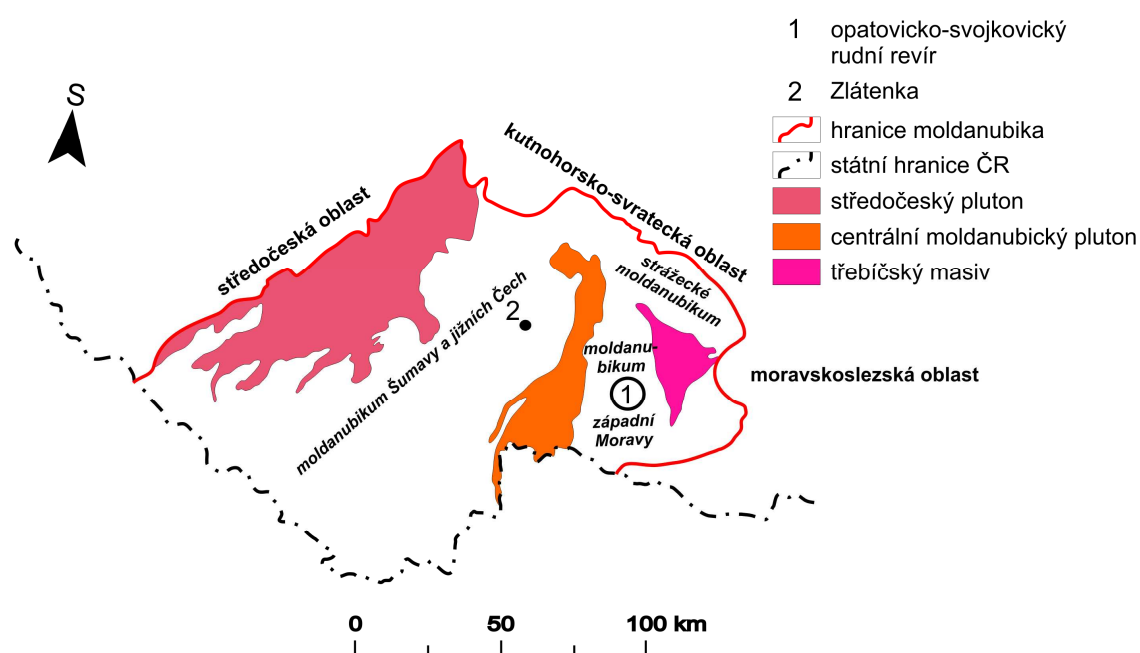


Obr. 1 a – Situační mapa opatovsko-svojkovického revíru; b – Situační mapa Zlátenky (vytvořeno pomocí programu ArcGIS, podkladová data ArcČR 2.0).

2 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

2.1 Geologická stavba centrální části Českomoravské vrchoviny

Podle regionálně-geologické klasifikace Chlupáče a Štorcha (1992) náleží centrální část Českomoravské vrchoviny, kde se vyskytují všechny zájmové lokality, moldanubické oblasti, rozkládající se v j. a jz. části Českého masivu. V moldanubiku autoři vyčleňují tyto dílčí jednotky: moldanubikum Českého lesa, moldanubikum Šumavy a jižních Čech, strážecké moldanubikum, moldanubikum západní Moravy, středočeský pluton a moldanubický pluton. Pozice zájmových oblastí v rámci moldanubika ČR je včetně sousedních jednotek vyznačena na obr. 2.



Obr. 2 Pozice zájmových lokalit v rámci moldanubika České republiky. Převzato a upraveno podle Dudka et al. (1992).

Regionální dělení moldanubika však není jednotné (srov. např. Mísař et al. 1983, Dallmeyer et al. 1995). Dle litologického členění (Suk 1974) se moldanubikum dělí na monotónní a pestrá skupinu. Nověji je moldanubikum členěno na pět tektonometamorfních jednotek (Dallmeyer et al. 1995): monotónní (ostronská), pestrá (drosendorfská), gföhlská jednotka v jádru moldanubika, dále bavarikum a kutnohorskko-svratecký komplex (ten je někdy vyčleňován jako samostatná jednotka nebo je řazen k jednotce gföhlské). Hranice jednotek však nejsou vymezeny zcela jednoznačně.

Gföhlská jednotka je budována převážně leukokratními granuly (minerální parageneze: granát-kyanit-mesopertit-křemen) a biotitickými migmatitizovanými ortorulami (gföhlskými rulami) v asociaci s granátickými a spinelovými peridotity, pyroxenitami, dunity, eklogitami a skarny. Dále se zde vyskytují pararuly, amfibolity a metagabra.

Drosendorfskou jednotkou s. s. se původně označoval pestrý komplex hornin v rakouské části moldanubické zóny s ortorulami, pararulami, mramory, kvarcity a amfibolity (Fuchs a Matura 1976). Dnes tuto jednotku představují na našem území plagioklasové pararuly (původně drobově-pelitické sekvence) s četnými vložkami mramorů, amfibolitů, grafitických rul, kvarcitů a ortorul (Fiala et al. 1995 označují tuto jednotku jako drosendorfský terán).

Ostrongský terán odpovídá dle Fialy et al. (1995) horninovým komplexům dříve vymapovaným jako monotónní série v ČR a Rakousku. Ta je budována především migmatitizovanými cordieriticko-biotitickými, biotitickými a sillimanit-biotitickými pararulami. Linner (1996) vyčleňuje v cordieritických rulách a ve varietách bez cordieritu tři stupně (stádia) metamorfózy v rámci ostrongské jednotky Rakouska (jv. moldanubikum). Prvotní fázi charakterizují reliktky kyanitu v cordieritických rulách a kyanit-staurolitové reliktky v granátických pararulách. Maximální teplotu této fáze odhaduje autor na 600 °C. Podmínky následující fáze (pík metamorfózy) jsou zachovány v cordieritických rulách až migmatitech a v granátických pararulách, kdy teplota metamorfózy dosahuje 720±30 °C a tlak minimálně 4,4±0,4 kbar. Dehydratační tavení, které probíhalo během této fáze, iniciovalo migmatitizaci cordieritických rul. Poslední fázi představuje retrográdní metamorfóza za tlaku 3-5 kbar a teploty 650-700 °C. Dokladem jsou porfyroblasty posttektonického muskovitu vznikajícího převážně v cordieritických migmatitech. Součástí jsou i tělesa ortorul, méně se pak objevují vložky eklogitů a amfibolitů. Ostrongská jednotka leží v tektonickém podloží ostatních jednotek.

Moldanubická zóna představuje podle současných názorů velmi komplikovaný komplex metamorfovaných hornin prekambriického až spodnopaleozoického stáří, proniknutý převážně variskými plutony a jejich žilným doprovodem (Mísař et al. 1983, Dudek et al. 1992). Stáří protolitu moldanubických hornin je stále široce diskutovaným problémem, dle Dallmeyera et al. (1995) spadá stáří sedimentace protolitu přinejmenším některých částí drosendorfského teránu do staršího paleozoika. Vzácně

byly v moldanubiku zjištěny a datovány i prevariské horniny. Příkladem je doberská ortorula z rakouského Waldviertelu o stáří 2500 Ma (Liew a Hoffmann 1988). Podle nových U-Pb analýz zirkonů je stáří jihočeských ortorul odhadováno na 2060-2110 Ma (Wendt et al. 1993). Mezi tyto segmenty starší kůry lze zařadit i ortoruly typu Světlík. Zmíněná geochronologická data dle autorů odrážejí magmatickou krystalizaci protolitu ortorul. Studium stáří intruzivních těles moldanubika se zabývali např. Kotková et al. (2003) a Holub et al. (1997). Práce Kotkové et al. (2003) se zabývá datováním durbachitů Českého masivu metodou U-Pb na zirkonech. Stáří durbachitu z jihlavského batolitu bylo stanoveno na $335,2 \pm 0,54$ Ma a z třebíčského masivu na 332-338 Ma. Poněkud vyšší hodnoty pro durbachity třebíčského masivu však uvádí Holub et al. (1997) – 340 ± 8 Ma, metoda Pb-Pb na zirkonech). Taktéž durbachity Čertova břemene vykazují vyšší hodnoty stáří (343 ± 6 Ma). Holub et al. (1997) se také zabýval datováním granodioritů středočeského plutonu: granodiorit sázavského typu vykazuje průměrné stáří 349 ± 12 Ma a granodiorit Blatná 346 ± 10 Ma. Moldanubikum je mimo hojná intruzivní tělesa a jejich žilný doprovod také typické tím, že na něm téměř zcela chybí předkvartérní sedimentární pokryv (např. Mísař et al. 1983, Dudek et al. 1992, Dallmeyer et al. 1995, Cháb et al. 2008).

Metamorfované horniny moldanubika prošly polyfázovým metamorfním vývojem, z něhož je nejlépe zdokumentovaná regionální metamorfóza variského stáří (cca 360-320 Ma; Finger et al. 2007; Žák et al. 2011).

Na našem území se regionální metamorfózou moldanubika podrobně zabývali především Cháb a Suk (1978), kteří vyčlenili tři hlavní etapy na základě stáří a minerálního složení (od nejstarší k nejmladší etapě):

1. První a zároveň nejstarší etapu představuje metamorfóza kyanit-staurolitového typu, která proběhla v podmínkách nižší amfibolitové facie, pro niž je typický vznik kyanitu, granátu a staurolitu. Podmínky ultravysokotlaké (UHP) metamorfózy jsou zachovány převážně v eklogitech a granátických peridotitech pocházejících ze svrchního pláště, ale také v granulitech spodně korového původu (Janoušek et al. 2004).
2. Další – mladší – fázi představuje metamorfóza sillimanit-cordieritová. Produkty této fáze představují převážnou část minerálních asociací hlavních hornin v moldanubiku (ruly, migmatity, metakarbonáty, metabazity), které dosahují úrovně metamorfózy nejvyšší amfibolitové facie, lokálně s projevem

výrazné retrográdní metamorfózy (Cháb a Suk 1977, Dallmeyer et al. 1995, Finger et al. 2007).

3. Poslední stadium představují sekundární (retrográdní) přeměny. Jedná se nejčastěji o tyto přeměny: albitizace, sericitizace a chloritizace minerálů pararul, serpentinizace a epidotizace metabazitů. K uplatnění této fáze dochází jen lokálně.

Metamorfózou moldanubika se dále zabývali např. Linner (1996, viz níže), nověji také Finger et al. (2007) a Pertoldová et al. (2010). Práce kolektivu autorů Finger et al. (2007) se zabývá variskou metamorfózou moldanubické oblasti Českého masivu. Autoři vyčleňují dvě fáze metamorfózy – moravo-moldanubickou a bavorskou. První z uvedených fází (345-330 Ma) zahrnuje násun moldanubika na moravikum a dále také výzdvih HP-HT hornin gföhlské jednotky do monotónní a pestré jednotky moldanubika doprovázený intruzí hořečnato-draselných granitoidů. Závěrečná etapa moravo-moldanubické fáze je charakteristická silnou LP-HT regionální metamorfózou, kterou lze vysledovat převážně v ostrongské jednotce. Druhá – bavorská – fáze (330-315 Ma) představuje zcela nezávislou etapu variské orogeneze, která je charakterizována opětovným zahřátím (LP-HT regionální metamorfózou spojenou s průnikem rozsáhlých granitových plutonů) a reaktivací jz. části Českého masivu. Tato fáze se projevila v západní části moravo-moldanubické zóny, kde došlo k přeměně zdejších hornin. LP-HT horniny ostrongské jednotky lze sledovat z České republiky směrem k jihu do východního Bavorska a západního Horního Rakouska (zóna Mühl a Sauwald). Pertoldová et al. (2010) se mj. zabývají i světlými granulity strážeckého moldanubika, které vznikaly za teploty 850 °C a tlaku 1,8 GPa. Po vzniku granulitů následovala postupná dekomprese přes 1,3 GPa a 790 °C až na 700 °C a 0,4 GPa.

2.2 Geologická charakteristika opatovsko-svojkovického rudního revíru

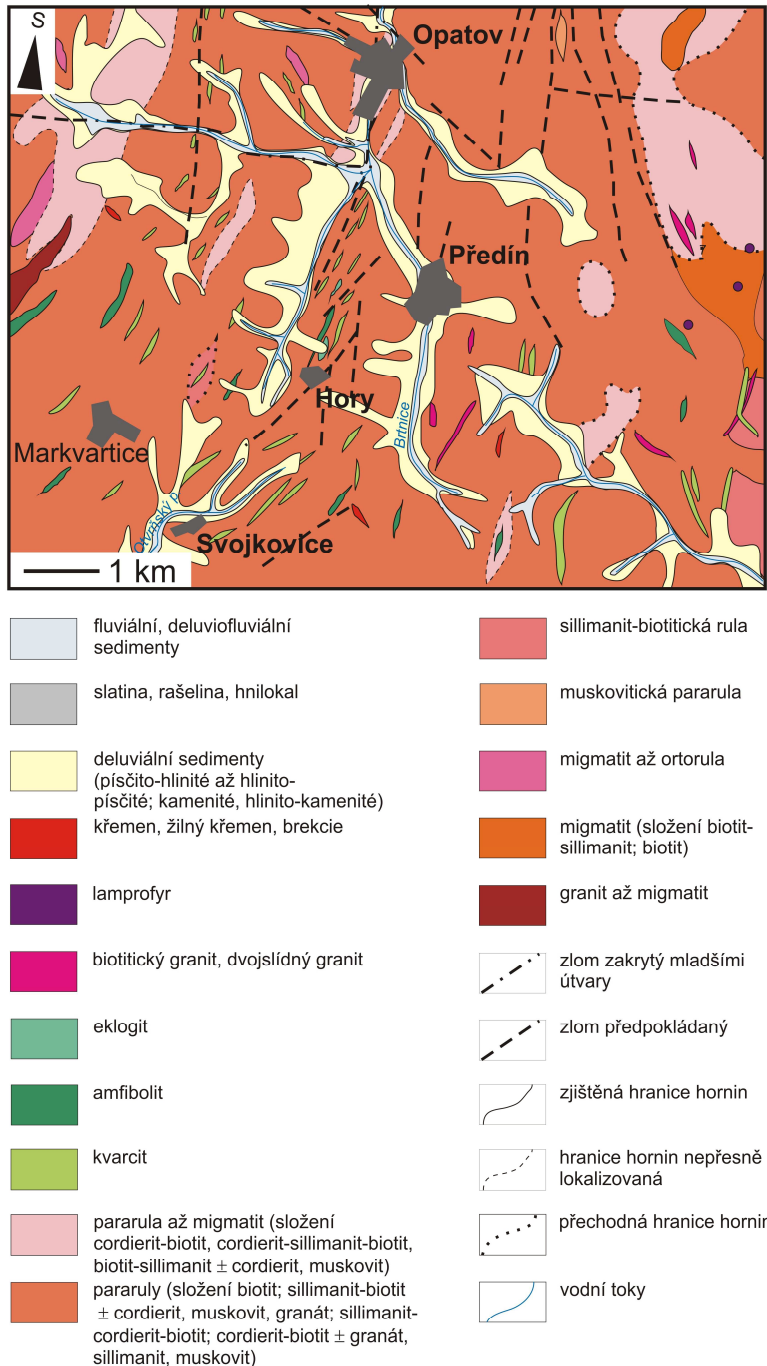
Oblast opatovsko-svojkovického rudního revíru leží na styku pestré a monotónní jednotky moldanubika západní Moravy (dle členění Dudka et al. 1992). Západně od zájmového území probíhá jedna ze dvou nejvýznamnějších tektonických linií – přibyslavská mylonitová zóna, kterou lze sledovat z oblasti Železných hor až po jižní hranici státu. Druhá (brtnická) zóna, která je na východě součástí systému přibyslavské zóny větvcí se jižně od Jihlavy, do zájmové oblasti zasahuje svým jižním průběhem.

Probíhá jako široké pásmo napříč opatovsko-svojkovickým revírem ve směru S-J až SSV-JJZ s úklonem k V (Veselý et al. 1988). Tato zóna je budována mylonitizovanými a chloritizovanými pararulami s lokální vtroušenou mineralizací Zn-Pb-Cu nejasného stáří se zvýšeným podílem pyritu a barytu (Opatov; Houzar et al. 2007).

Studované území je budováno převážně biotitickými a sillimanit-biotitickými pararulami, které jsou postiženy různým stupněm migmatitizace. Protolitem pararul byla podle Dudka (1962) sedimentární sekvence, ve které se střídaly jílové břidlice a droby. Převažující směr foliace hornin je S-J až SSV-JJZ, popř. SV-JZ (Veselý et al. 1988, Vokáč et al. 2008) s úklonem 30-70° k V (resp. VJV, Veselý et al. 1988). Charakteristické jsou hojné vložky pestrých hornin, jejichž největší výskyt se soustřeďuje v pruhu mezi Opatovem, Želetavou a Svojkovicemi (Veselý et al. 1988).

Sillimanit-biotitické pararuly tvoří západní (podložní) část oblasti s drobnými vložkami amfibolitů a kvarcitů. V jejich nadloží vystupují drobnozrnné biotitické pararuly až migmatity, v nichž se vyskytují kvarcité tvořící samostatné sekvence. Nejmocnější polohy kvarcitů jsou v oblasti Hor u Předína nositeli primárního zlatonosného zrudnění, které je vázáno na pravé křemenné žíly až žilníky ve směru VJV-ZSZ a JV-SZ, popř. V-Z, s příkrým až kolmým úklonem. Severně od Hor (tj. středem zlatonosné oblasti) probíhá pruh metabazitů až metaultrabazitů táhnoucí se ze S od Brtnice k sz. okraji Hor a po přerušení pokračující k JZ na Dačice (Vokáč et al. 2008). Převládají zde hlavně granátické amfibolity vzniklé pravděpodobně retrográdní metamorfózou eklogitů, dále se zde ojediněle vyskytují serpentinizované peridotity a granát-pyroxenické eklogity (Houzar et al. 2007, Vokáč et al. 2008). V okolí Opatova jsou kvarcité doprovázeny i menšími polohami amfibolitů a diopsidových rul (Koutek 1924, Houzar et al. 2007), východně od Opatova a také od Předína se vyskytují grafitické ruly a grafitické kvarcité. Ve Svojkovicích pak diopsidové ruly přecházejí až do kalcitických mramorů. V okolí Svojkovic a v severním okolí Staré Říše tvoří nepravidelná tělesa v okolních horninách leukokratní muskovit-biotitická ortorula (Veselý et al. 1988). Při v. okraji zlatonosné oblasti (v nadloží) se vyskytují biotitické pararuly s četnými vložkami grafitických kvarcitů a monotónní série tvořená cordierit-biotitickými migmatity. Kvartérní sedimenty jsou zastoupeny hlavně pleistocenními až holocenními kamenito-hlinitými deluvii a eluvii. Dále se také vyskytují písčité štěrky a jíly, lokálně i rašeliny v okolí vodních toků (Vokáč et al. 2008).

Pro celý region je typický hojný, ale poměrně monotónní žilný doprovod. Jedná se o žíly a tělesa aplitu, pegmatitu, turmalinicko-muskovitického metagranitu a žilného křemene ve směru SZ-JV, SV-JZ a V-Z. Mocnost žil se pohybuje v cm-dm a délka dosahuje až desítek metrů (Koutek 1924, Veselý et al. 1988).



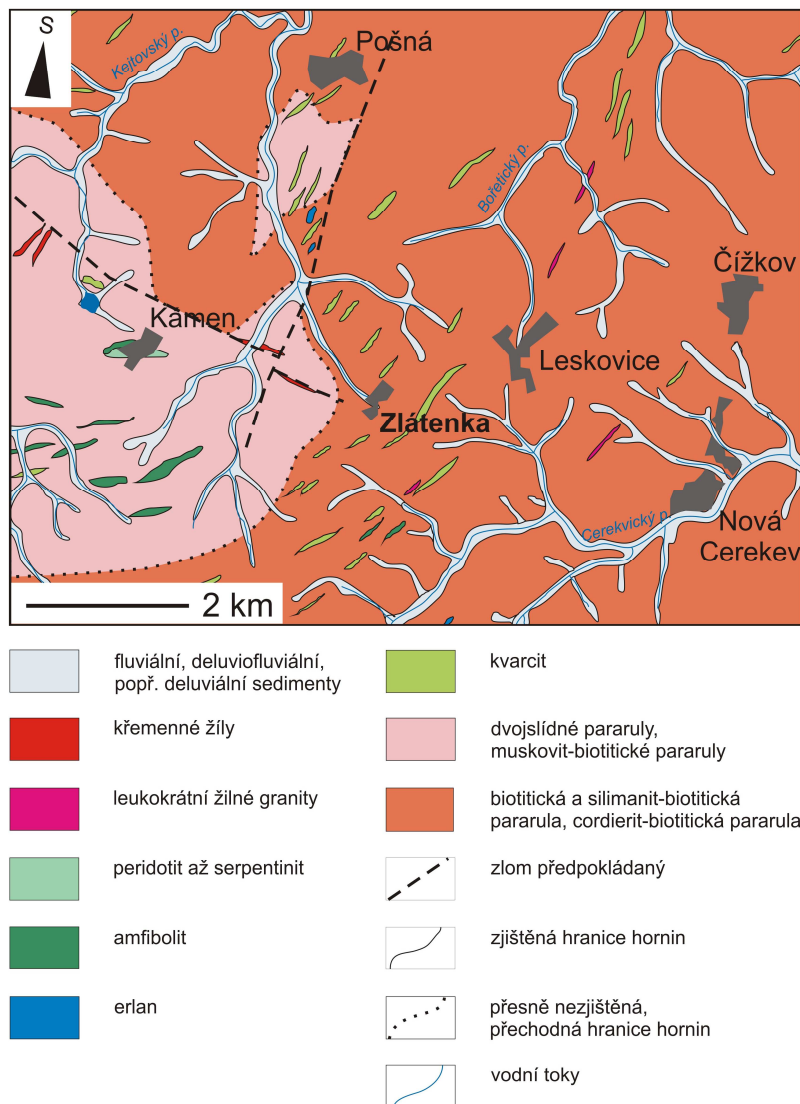
Obr. 3 Geologická mapa opatovsko-svojkovičského rudního revíru (jako podklad byla použita geologická mapa ČR 1:50 000, mapový list č. 23-41, 23-42, 23-43, 23-44).

2.3 Geologická charakteristika širšího okolí Zlátenky

Oblast Zlátenky náleží z hlediska regionálně-geologického členění ČR k moldanubiku Šumavy a jižních Čech (Dudek et al. 1992). Jedná se o území mezi středočeským plutonem a centrálním moldanubickým plutonem. Vlastní lokalita se nachází v prostoru křížení mylonitových pásem a tektonických poruch směru SSZ-JJV, SZ-JV a ZSZ-VJV (Litochleb a Sejkora 2004).

Okolí Zlátenky je tvořeno převážně biotitickými a sillimanit-biotitickými pararulami (místy dvojslídnymi), jejichž protolitem byly jílové až drobové sedimenty (Litochleb a Pavlíček 1989, Čech 1949, Litochleb a Sejkora 2004; obr. 4). Distribuce stopových prvků v pararulách poukazuje na kyselé alkalicko-vápenaté magmatity jako pravděpodobné zdrojové horniny původních sedimentů (René 2000). V závěru variské orogeneze došlo k průniku moldanubického plutonu budovaného dvojslídnymi granity. Průnik variské granitoidní intruze je spojen s rozsáhlou HT-LP periplutonickou metamorfózou spojenou s migmatitizací, v jejímž průběhu byly původní pararuly přeměněny na cordierit-biotitické pararuly a cordierit-biotitické migmatity v nejméně 10 km širokém pruhu (Suk 1964). Pararuly jsou součástí jak jednotvárné, tak i pestré jednotky moldanubika. Pro pestré skupiny jsou zde charakteristické poměrně hojné vložky kvarcitů, amfibolitů, grafitických hornin, krystalických vápenců, erlanů a ortorul (Litochleb a Pavlíček 1989, Čech 1949; obr. 4). Kvarcicity tvoří nepravidelné polohy a čočkovité vložky a lze je rozdělit do dvou skupin s rozdílnou geologickou pozicí (Suk 1974). První skupinu představují kvarcicity tvořící ložní polohy na rozhraní pestré a jednotvárné skupiny, na něž jsou zde vázány křemenné žíly se zlatem, a které v této oblasti převládají (Suk 1974, Němec 1979, Litochleb a Pavlíček 1989). Tyto kvarcicity jsou spjaty s drobovými pararulami jednotvárné skupiny a často do nich přecházejí. Druhá skupina kvarcitů je reprezentována drobnými polohami a čočkami v pararulách pestré skupiny, které se vyskytují často v blízkosti vložek mramorů, erlanů anebo amfibolitů. Kvarcicity jsou pravděpodobně produktem regionální metamorfózy klastických sedimentů (jejich významným zdrojem byly kyselé alkalicko-vápenaté magmatické horniny), méně se jedná o metamorfnní ekvivalenty chemogenních křemičitých sedimentů s významným podílem dolomitického tmelu (René 2002). Žilný doprovod, příp. menší masivky, představuje aplitická žula (např. u Nové Cerekve). Kvartérní sedimenty reprezentuje často mocný pokryv hlinitých až kamenitých eluvií.

Primární Au mineralizace je vázána na křemenné žíly a žilníky nebo prokřemenělá pásma s hydrotermální alterací hornin. Jedná se o členitý větvicí se systém směru SSZ-JJV, SZ-JV a ZSZ-VJV (popř. SSV-JJZ) s proměnlivým sklonem a s mocností jednotlivých žil pohybující se v rozmezí 0,X cm až několik dm (Litochleb et al. 2004). Němec (1979) pak uvádí na Pacovsku výrazné pruhy kvarcitů sv. až vsv. směru, stejný je i směr foliace hornin (SV-JZ), z čehož lze usuzovat na převážně kolmý průběh žil vůči foliaci okolních hornin. Hlavní část žilného systému má mocnost do 200 m s úklonem zrudněných struktur cca 45° k Z (Litochleb et al. 2004, Litochleb a Sejkora 2004).



Obr. 4 Geologická mapka širšího okolí Zlátenky (jako podklad byla použita geologická mapa ČR 1:50 000, mapový list č. 23-13, 23-14).

3 PŘEHLED DOSA VADNÍCH MINERALOGICKÝCH A LOŽISKOVĚ-GEOLOGICKÝCH VÝZKUMŮ

3.1 Opatovsko-svojkovický rudní revír

Mezi první autory, kteří se zabývali geologickou situací v okolí Hor, patří Koutek (1924). Ve své práci popisuje geologickou stavbu širšího okolí Hor u Předína a také ložiskové poměry na zájmové lokalitě. Zlato je podle autora vázáno v sulfidických impregnacích na pyrit, ve kterém je mechanicky přimíšeno. Předpokládá, že sulfidické impregnace jsou geneticky spojeny s intruzí mladších žul. Dále také autor spekuluje o možnosti těžby limonitu vázaného v železném klobouku (oxidační část ložiska) jako Fe-rudy sloužící k výrobě železa. Tuto hypotézu by mohly podporovat strusky nalezené v okolí propadlé šachtice v obci.

Koutek (1937) popisuje znovuotevření stařin v této oblasti a také ložiskově-geologický výzkum provedený K. Müllerem v letech 1934-1935. Při výzkumu byly otevřeny stařiny na čtyřech místech. Jednalo se o lokality „Ve Štůlni“ u Svojkovic, „Zákopy“ a „Štůlně“ u Hor a poslední lokalitu západně od Hor. Kvůli problémům s vodou byly práce na dvou posledně jmenovaných lokalitách zastaveny. Pouze na lokalitě Zákopy byly práce dokončeny, ovšem s negativním výsledkem na zlato. Autor se podrobněji rozepisuje pouze o lokalitě u Svojkovic, kterou považuje za nejvýznamnější. Odsud byly odebrány vzorky více typů rul pro mikroskopickou analýzu. Při ražení šachtice byla zastížena v hloubce 15,5 m křemenná žíla o mocnosti 5-20 cm směru SZ-JV. Obsah zlata v křemenné žilovině se pohyboval v rozmezí 0,2 až 0,5 g/t. Za zlatonosné jsou autorem považovány nejen křemenné žíly, ale také sousední hornina. Obsahy zlata dosáhly dle K. Müllera maximálně 6 g/t, a to ve vzorku žiloviny ze Svojkovického lesa. V hornině se žilkami křemene ze Svojkovického lesa bylo stanoveno 1,6 g/t Au.

Němec (1963) se zabývá genetickou klasifikací primárních výskytů zlata na Českomoravské vrchovině. Rozlišuje tři typy ložisek a to skarnová, zlatonosné křemenné žíly a polymetalické žíly formace Pb-Zn-Ag. Lokalita Hory u Předína je řazena k druhému typu. Autor také studoval v nábrusech vzorky žilného křemene z Hor, ovšem s negativním výsledkem, pokud jde o zlato.

Mineralogickým výzkumem zlatonosné mineralizace se zabývá Malec (1988). Studuje obsahy zlata a asociace těžkých minerálů ve vzorcích haldovin, hornin

a rozsypů z lokalit u Hor, Svojkovic a také z jedné lokality u Opatova. Z koncentrátů těžkých minerálů byly vyseparovány zlatinky. Analyzovány byly však pouze ty z lokality Hory-jih (lokality Zákopy), kde byly odebrány vzorky ze dvou míst. Složení zlatinek z obou vzorků je velmi podobné – jedná se o stříbrnaté zlato bez jiných příměsí. Obsah Ag se pohybuje v rozmezí 8,2-24,5 hm. %. Jedná se o homogenní zlatinky bez rozdílů složení na okraji a ve středu. Na povrchu některých zlatinek se však mohou ojediněle vyskytovat povlaky druhotného ryzího zlata, což podle autora svědčí o počátku supergenních přeměn. Zlatinky mohou obsahovat poměrně hojné inkluze pyritu. Z provedeného výzkumu autor usuzuje na to, že Au-zrudnění je vázáno na místy alterované kvarcitické ruly, kterými pronikají křemenné žilky s příměsí pyritu a arzenopyritu. Zlato se pravděpodobně vyskytuje na okrajích žilek nebo v hornině v těsné blízkosti těchto žilek.

Dosud nejpodrobnější a nejkomplexnější zhodnocení opatovsko-svojkovického revíru představuje závěrečná zpráva Veselého et al. (1988) shrnující výsledky posledního ložiskově-geologického průzkumu na zlato v zájmové oblasti. Tato práce se zabývá jak studiem primárního ložiska, tak i šlichovou prospekci. Makroskopicky viditelné zlato bylo zjištěno na lokalitách u Hor a Svojkovic. Jedná se o zlato nízké až střední ryzosti s obsahem Ag od 8 do 40 hm. %. Ostatní doprovodné rudní minerály představují poměrně chudou asociaci (poměrně hojný pyrit, vzácný arzenopyrit, galenit, markazit, akantit a scheelit). V rámci této zprávy byla vypracována i podrobná petrografická charakteristika hornin (Pertoldová 1988).

V rámci monografie Zlato v Českém masivu kolektivu autorů Morávek et al. (1992) se opatovsko-svojkovickým revírem zabývá Veselý (1992). Na základě látkového složení a texturních znaků zde vyčleňuje čtyři typy žil (od nejstarších k nejmladším): křemenné žíly se zlatem a pyritem (méně arzenopyritem), křemen-karbonátové žíly, karbonátové žíly s křemenem a pyritem a nakonec karbonátové žilky s pyritem.

V letech 1990-2007 v tomto rudním revíru probíhal výzkum zaměřený především na rozbor historie výzkumů provedených v oblasti a na vlastní archeologický výzkum (Vokáč et al. 2008). Studie navázala na starší výzkum těchto autorů zaměřený na výskyt zlata ve vodotečích (Houzar et al. 2007). Autoři taktéž předkládají i vlastní mineralogický výzkum zlatonosné mineralizace, v jehož rámci byl analyzován jeden vzorek primárního zlata z lokality Štůlně (u Hor). Obsah Ag ve zlatě se pohybuje v rozmezí 29,5-30,4 hm. %, z čehož je patrné, že se jedná o elektrum. Zkoumaná

zlatonosná křemenná žilovina z téže lokality jako vzorek zlata byla podrobena celkové chemické analýze, z níž vyplývá, že se jedná o křemen s pyritem a s nepatrným podílem muskovitu, K-živce, popř. Al-silikátů. Dle autorů je výskyt zlata v žilách silně kontrastní a není vázán na výskyt jiného minerálu.

Mineralogii zlatonosných křemenných žil v Horách u Předína se podrobněji zabývá Potočková et al. (2010). Mimo zlata autoři uvádějí poměrně hojný pyrit, vzácně potom akcesorie jako akantit, galenit, chalkopyrit a blíže neurčenou NiAsS fázi. Obsahy stříbra ve zlatě se pohybují v rozmezí 17-34 hm. %; žádné jiné prvky se ve zlatě nevyskytují ve významnějším množství. Zřídka lze pozorovat i inkluze nebo žilky zlata vysoké ryzosti (1,5-4,2 hm. % Ag). Práce je dále zaměřena na výzkum fluidních inkluzí v křemenné žilovině. Byl zjištěn fluidní systém $H_2O-MgCl_2-NaCl$ s celkovou salinitou od 2,4 do 9,9 hm. % NaCl ekv. Teploty homogenizací se u primárních inkluzí pohybují v rozmezí 129-259 °C. Na základě provedených výzkumů autoři předpokládají, že fluida jsou pozdně magmatického nebo pozdně (retrográdně?) metamorfního původu.

Dosud získané údaje o lokalitě rozšiřuje příspěvek Potočkové et al. (2011), který se zabývá gamaspektrometrickou charakteristikou rubaniny z důlních děl (jak terénní měření, tak i laboratorní). Cílem této studie bylo získat představu o vlivu hydrotermálních alterací na přirozenou radioaktivitu hornin. Na základě průměrných obsahů K, U a Th, které jsou poměrně variabilní (Potočková et al. 2011), však nelze jednoznačně rozhodnout, zda je tato variabilita způsobena rozdílným stupněm alterace okolních hornin nebo rozdíly v litologii měřených hornin. Tuto otázku lze vyřešit pouze dalším výzkumem horninových profilů, popř. jader z vrtů, které byly na lokalitě provedeny v minulosti (Veselý et al. 1988).

Další práce Potočkové et al. (2012) se zaměřuje především na podrobnější rekognoskaci terénní situace na lokalitě Hory-Zákopy. Hlavním cílem autorů bylo zachytit stav terénních pozůstatků po dolování, protože neustále dochází k jejich destrukci. Pomocí GPS byly zaměřeny stávající pozůstatky po hornické činnosti a následně byla vytvořena podrobná mapa terénní situace (viz Potočková et al. 2012). Lokalita se vyznačuje plošným, spíše nepravidelným rozmístěním obvalů. Při detailnějším zkoumání lze poukázat v řadě případů na seřazení jam ve směru SZ-JV, popř. S-J v centrální části důlního pole. Jedná se však o poměrně krátké tahy (maximálně do 40 m).

3.2 Zlátenka

V letech 1941-1942 na lokalitě probíhaly výzkumné práce zaměřené na pozůstatky po dobývání zlata a na odběr vzorků křemenné žiloviny pro chemické analýzy (Čech 1949). Autor se věnuje také geologické charakteristice širšího okolí Zlátenky. Při průzkumu lokality byly popsány dochované pozůstatky po historickém dobývání zlata u kóty 644, kde se táhne řada jam v délce asi 50 m severojižním směrem. Jámy jsou zasypány kamením, včetně žilného křemene. Dále autor zmiňuje 150 m dlouhý příkop sv. od kóty 640 mezi Zlátenkou a Moravčí. Předpokládá, že by se mohlo jednat o zbytek štoly. K chemické analýze byly odebrány dva vzorky žilného křemene z kóty 644 a vzorek kvarcitu také ze stejné kóty, v nichž byly stanoveny obsahy Au a Ag. Průměrný obsah Au z prvního vzorku žiloviny je 59,6 g/t a Ag 0,1 g/t. Druhý vzorek obsahuje 1,2 g/t Au a 0,4 g/t Ag. V kvarcitu je průměrný obsah Au 0,5 g/t a Ag 0,3 g/t.

Při revizním výzkumu povrchových zbytků po dolování zlata v r. 1970 byl nalezen V. Pavlíčkem vzorek makroskopického zlata v křemenné žilovině, která je často brekciovité struktury a je tvořena nejméně 2 generacemi křemene s žilkami vyplněnými mladším karbonátem se zrnky pyritu. Později bylo Litochlebem a Pavlíčkem (1989) provedeno mineralogicko-paragenetické vyhodnocení tohoto nálezu a srovnání jeho chemického složení se šlichovým zlatem z potočních náplavů v okolí Zlátenky. Vzorek šlichového zlata byl získán z materiálu výkopů melioračních a regulačních prací asi 1 km po proudu od zbytků hornických prací, které se nacházejí přibližně 600 m jjv. od kóty Zlátenka. Vzorek s primárním zlatem pochází z mléčného křemene z blízkosti pravděpodobného ústí staré štoly. Primární zlato má jasně žlutou barvu a tvoří keříčkovité až plíškovité agregáty. Může se vyskytovat i v podobě jemně dispergovaných zrněk s lístečky Bi-telluridů (blíže neurčené) a zrnitým arzenopyritem. Zlato je podle provedených analýz homogenní a vykazuje vysokou ryzost (obsah Au 94,6-94,8 hm. % a Ag 5,2-5,3 hm. %). Mimo Ag obsahuje místy i stopy Hg a Bi (do 0,2 %). Složení primárního zlata vykazuje odlišnosti od složení zlata z rozsypů hlavně v obsahu Ag, který je u zlata z rozsypů vyšší (jedná se o zlato nižší ryzosti než u primárních výskytů). Z tohoto srovnání autoři předpokládají, že se v okolí Zlátenky vyskytují nejméně dva odlišné typy Au-mineralizace, které se odlišují chemickým složením zlata.

Další studie Litochleba a Sejkory (2004) představuje spíše rešeršní práci. Shrnuje dosavadní poznatky o zájmové lokalitě. Podává přehled o typech Au-mineralizace a chemickém složení zlata, těžbě a průzkumu, archeologických nálezích a také o zaniklých a dochovaných montánních památkách. Autoři uvádějí, že Němcem (1963) bylo toto ložisko řazeno k typu zlatonosných křemenných žil a žilníků variské sulfidické Au-formace se zlatem nižší ryzosti bez minerálů Bi, Te a Mo. Autoři ovšem poukazují na existenci více genetických a paragenetických typů Au-mineralizace (např. viz výše Litochleb a Pavlíček 1989). Za prvotní zdroje zlata je považována zóna zvýšených obsahů Au při hranici pestré a jednotvárné skupiny včetně kvarcitových poloh. Autoři poukazují na 3 typy mineralizace vzniklé následnými mladšími metamorfními, tektonickými a hydrotermálními procesy. První typ (typ Humpolec – Orlík) představuje metamorfogenní Au (\pm W)-křemennou mineralizaci se zlatem velmi vysoké ryzosti v těsné asociaci s ryzím bismutem nebo maldonitem (Au_2Bi), která je vázána na pruhy hornin pestré skupiny. Druhým typem jsou křemenné žíly a žilníky nebo prokřemenělé zóny s hydrotermální alterací horniny v tektonicky exponovaných úsecích se zlatem vysoké ryzosti (typ Zlátenka). Podřadnými doprovodnými sulfidy jsou arzenopyrit a pyrit, vzácně se vyskytují i minerály Bi a Te. Posledním typem mineralizace je žilná Au-Ag-křemenná až stříbronosná polymetalická mineralizace v tektonických zónách se zlatem nižší ryzosti nebo elektrem. Místy se vyskytují i sulfidy a sulfoarzenidy (např. Pacov, Hodějovice). Všechny výše uvedené typy Au-mineralizací jsou dle autorů v zájmovém území zastoupené.

Příspěvek Litochleba et al. (2004) shrnuje poznatky mineralogického výzkumu tellurobismutitu z paragenese se zlatem a arsenopyritem ze zájmového ložiska. Byly studovány vzorky křemene s makroskopickým zlatem. Tellurobismutit tvoří šedé, kovově lesklé lístečky do velikosti 0,5 mm. V předložené práci byla studována mikrotvrdość, dále mřížkové parametry a také chemické složení tellurobismutitu. Z pohledu chemického složení lze identifikovat růstovou zonálnost v zrnech tellurobismutitu, které se odlišují obsahem Sb a Pb. Centrální části zrn jsou olovem a antimonem bohatší. Okrajové partie jsou tvořeny pouze Sb-varietou bez obsahu Pb. Ze studia tohoto minerálu je patrné, že tellurobismutit se vyskytuje v asociaci se zlatem vysoké ryzosti a ojedinělými sulfidy jako je pyrit a arzenopyrit. Podle autorů vznik tellurobismutitu bohatého na Sb a Pb indikuje nižší teploty a velmi nízkou aktivitu S v závěru mineralizačního procesu. Geneze této mineralizace je pravděpodobně spjata

s hydrotermální alterací hornin v tektonicky exponované zóně a s mobilizací minerálních složek ze starší metamorfogenní Au-křemenné mineralizace vázané na horninový komplex pestré skupiny.

4 METODIKA

Výzkum vybraných primárních zlatonosných mineralizací proběhl v letech 2010-2012. Během terénního průzkumu byly podrobně zdokumentovány povrchové pozůstatky po dobývání zlata a zaměřeny pomocí Garmin GPSMAP 60 CSx. Zároveň byl proveden popis celkové situace lokalit včetně fotodokumentace. Z měření byly sestaveny mapy rozložení pozůstatků starých báňských prací pomocí programu ArcGIS 9.3. Ze všech lokalit byly nakonec odebrány vhodné vzorky žiloviny pro laboratorní výzkum. Výjimkou je však lokalita Hory u Předína, kde terénní výzkum dílčích lokalit (Štůlně, Zákopy a Malý Štítek) a část laboratorního výzkumu (studium výbrusů, WDX analýzy vybraných minerálních fází a optická mikrotermometrie fluidních inkluzí) proběhly v rámci bakalářské práce Potočkové (2010). Tato práce pak navazuje dalším laboratorním výzkumem mineralizace v Horách u Předína, v rámci níž byly použity stejné vzorky žiloviny jako při studiu fluidních inkluzí na analýzu výluhů fluidních inkluzí a analýzu izotopového složení křemene.

Z odebraných vzorků byly nejprve vyhotoveny výbrusy, které byly vyhodnoceny v optické laboratoři Katedry geologie PřF UP Olomouc na polarizačním mikroskopu Olympus v procházejícím i odraženém světle. Vybrané minerální fáze byly analyzovány na elektronové mikrosondě. Před analýzou byly vzorky potaženy tenkou vrstvou grafitu. Vlnově disperzní (WDX) bodové analýzy byly provedeny Mgr. P. Gadasem v Ústavu geologických věd PřF MU Brno na přístroji Cameca SX 100. Při analýzách zlata a pyritu bylo použito napětí 25 keV, proudu 20 nA a průměru elektronového svazku 1 μm pro zlato i pyrit. Pro analýzu zirkonu, slíd, jarositu a apatitu bylo použito napětí 15 keV, proud 10 nA a průměr elektronového svazku 5 μm pro slídy, jarosit a zirkon, 7 μm pro apatit. Pro rutil, xenotim a monazit bylo použito napětí 15 keV, proud 20 nA a průměr elektronového svazku 1 μm . Při vyhodnocení analýz bylo využito těchto standardů: albit (Na), almandin (Al, Fe), andradit (Ca, Fe, Si), fluorapatit (P), baryt (Ba, S), benitoit (Ba), brabantit (Ca, Th, P), columbit Ivigtut (Nb), gahnit (Zn), grossular (Al), chalkopyrit (Cu), chromit (Cr), lammerit (As, Cu), pararammelsbergit (Ni, As), rodonit (Mn), sanidin (Al, K, Si), spessartin (Mn, Si), sulf1_CdTe (Cd), titanit (Ca, Si, Ti), topaz (F), vanadinit (V, Cl), wollastonit (Ca, Al), zirkon (Zr), CaF_2 (F), CePO_4 (Ce), CrTa_2O_6 (Ta), DyPO_4 (Dy), DyGI (Dy), EuPO_4 (Eu), FeS_2 (Fe, S), GdF_3 (Gd), GdPO_4 (Gd), HgTe (Hg), HoPO_4 (Ho), InAs (As), LaPO_4 (La), LuAG (Lu), MgAl_2O_4

(Mg), Mn_2SiO_4 (Mn), NaCl (Cl), NdF_3 (Nd), $NdPO_4$ (Nd), PbS (Pb), PbSe (Pb, Se), PrF_3 (Pr), $PrPO_4$ (Pr), $ScVO_4$ (Sc), SmF_3 (Sm), $SmPO_4$ (Sm), $SrSO_4$ (Sr), ThO_2 (Th), TiO (Ti), YAG (Y), $YbPO_4$ (Yb), YbP_5O_{14} (Yb), YErAG (Er), ZnS (Zn), ZnO (Zn), elementární stříbro (Ag), elementární zlato (Au), elementární bismut (Bi), elementární kobalt (Co), elementární měď (Cu), elementární hafnium (Hf), elementární mangan (Mn), elementární nikl (Ni), elementární antimon (Sb), elementární cín (Sn), elementární stroncium (Sr), elementární uran (U), elementární vanad (V) a elementární wolfram (W).

Laboratorní práce dále pokračovala přípravou oboustranně leštěných destiček, které byly využity pro studium fluidních inkluzí metodou optické mikrotermometrie. Studium fluidních inkluzí proběhlo na Katedře geologie PřF UP Olomouc s využitím termokomory Linkam THMSG 600. Před samotným měřením byl proveden podrobný petrografický popis inkluzí a inkluze byly klasifikovány, popř. i fotograficky zdokumentovány. Měřena byla teplota homogenizace na kapalinu (Th_L), teplota celkové (konečné) homogenizace (Th_{tot}), teplota zamrznutí (T_f), teplota homogenizace CH_4 ($Th-CH_4$), teplota tání CO_2 fáze (T_m-CO_2), teplota eutektika (Te) a teplota tání ledu (T_m-ice) a teplota tání klatrátu (T_m-cla).

Vzorky pro studium výluhů z fluidních inkluzí v křemenu byly nejdříve podrceny na frakci 0,3-1,1 mm a poté povařeny v HNO_3 . Každý vzorek byl nakonec třikrát propláchnut a povařen ve vodě a následně ještě třikrát v destilované vodě. Po usušení vzorků z nich byly podle potřeby ručně odseparovány zbývající viditelné nečistoty. Ze vzorků pak bylo odváženo požadované množství (minimálně 1 g). Vzorky pro analýzu výluhů byly poslány na univerzitu v Leobenu, kde proběhla samotná analýza, která byla provedena prof. W. Prochaskou. Jeden gram vysušeného vzorku byl rozetřen v achátové třecí misce s 5 ml deionizované vody. Vzniklá suspenze byla přefiltrována přes nylonový filtr o velikosti pórů 0,2 μm . Anionty byly stanoveny metodou iontové chromatografie na přístroji Dionex DX-3500 a kationty na přístroji Dionex DX-120.

Vzorky křemene pro analýzu izotopového složení kyslíku byly rozetřeny v achátové misce na analytickou jemnost a přečištěny povařením v HNO_3 a poté propláchnuty v destilované vodě. Analýza izotopového složení kyslíku proběhla v laboratořích Institutu mineralogie a geochemie Univerzity v Lausanne (provedla dr. B. Putlitz). Množství 0,5-2 mg vzorku bylo rozloženo působením elementárního fluoru po zahřátí CO_2 -laserem. Přebytečný F_2 byl odstraněn od získaného kyslíku pomocí KCl při

150 °C. Izotopové složení extrahovaného kyslíku bylo po jeho přečištění na molekulovém sítu (5Å) změřeno pomocí hmotnostního spektrometru Finnigan MAT 253. Průměrná přesnost měření je lepší než $\pm 0,2$ ‰.

Pro identifikaci plynných složek v inkluzích byla využita analýza pomocí konfokálního Ramanova spektrometru (WITec Confocal Raman Imaging Microscope System alpha300 R+) s excitací o vlnové délce 532 nm (25 mW výkon dopadající na vzorek, objektiv 50x/NA 0.8, doba načítání spektra 1 minuta). Operátorem provádějícím analýzu byl Dr. V. Mašek z Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP.

5 TERÉNNÍ ETAPA

5.1 Opatovsko-svojkovický rudní revír

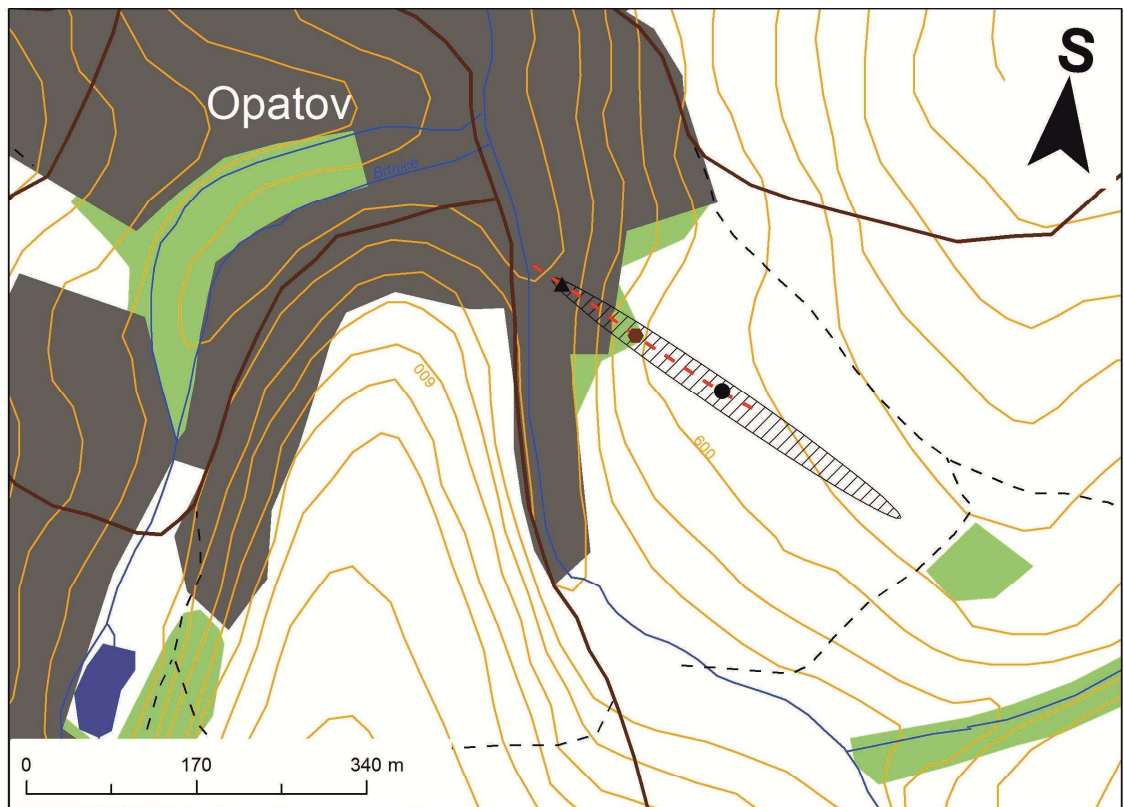
V rámci tohoto rudního revíru byly zkoumány tři dílčí lokality: Hory u Předína, Opatov a Svojkovice. V okolí Hor se vyskytují 3 oblasti s dochovanými povrchovými stopami po středověkém dobývání zlata („Zákopy“, „Malý Štítek“ a „Štůlně“). Vzhledem k tomu, že výzkum této lokality započal již v r. 2008 a je součástí bakalářské práce Potočkové (2010), nebude zde již podrobněji rozebírána terénní situace na této lokalitě (mapy a popis viz Potočková 2010).

5.1.1 Opatov – „Vlčí jámy“

Tato lokalita se nachází jihovýchodně od obce Opatov na návrší na poli mezi silnicemi Opatov-Heraltice a Opatov-Předín (obr. 5). Jde o jedinou lokalitu v revíru, kde na povrch vystupuje křemenná žíla (obr. 6). V okolí výchozu jsou hojně nalézány kusy žiloviny, které se dostaly na povrch při orbě.

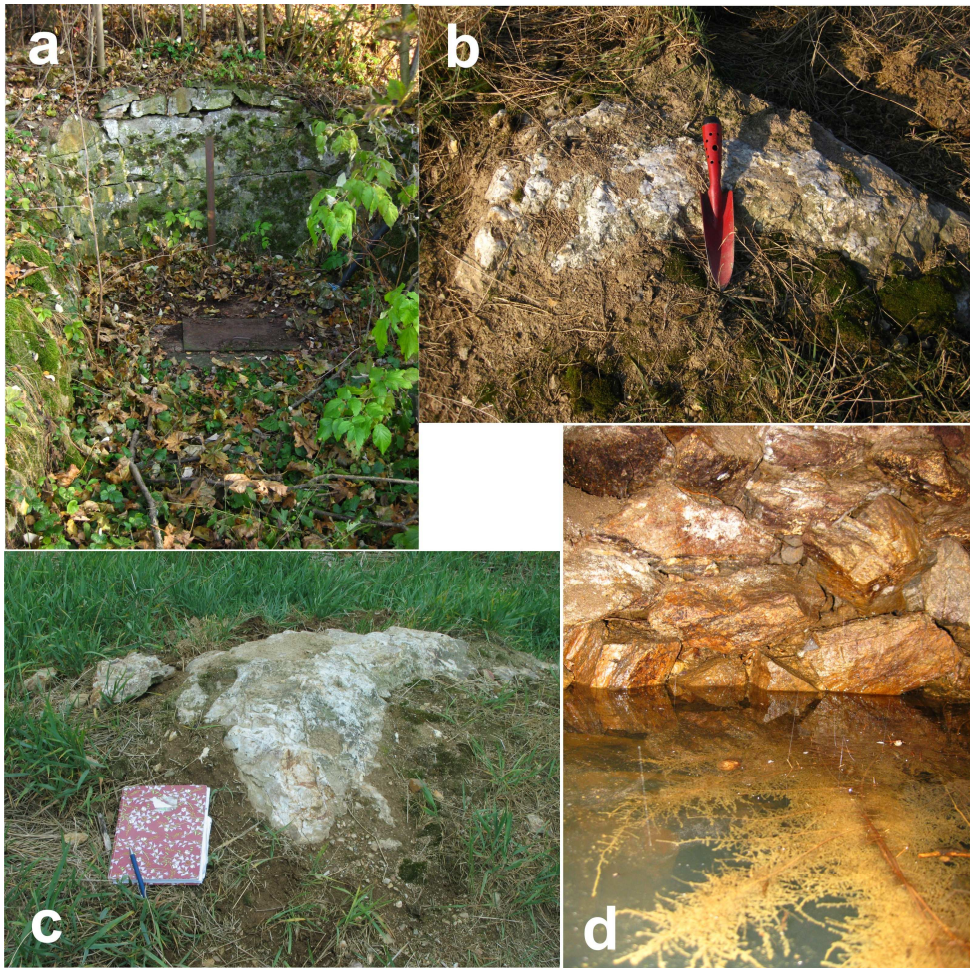
Dle Houzara (1989) mělo důlní pole zvané „Vlčí jámy“ délku cca 350 m, do současnosti se však po něm nedochovaly téměř žádné povrchové stopy. Pravděpodobný průběh důlního pole je naznačen na obr. 5 (Vokáč et al. 2008). Nesporným důkazem těžební činnosti je však ústí štoly nacházející se v severozápadním ukončení bývalého důlního pole, za domem č. p. 163 (obr. 5). Štola je dnes již zavalena a v místě jejího ústí je vybudována studna (obr. 6). Dle literárních údajů štola sledovala směrně žílu a zároveň odvodňovala ložisko (směr žíly SZ-JV; Houzar a Škrdla 1990). Směrný průběh štoly potvrzuje i další, v terénu nově zmapovaný, pozůstatek po těžbě. Jihovýchodním směrem od štoly na okraji lesíku je zachována mělká jáma o průměru přibližně 5 m („u břízek“). Houzar a Škrdla (1990) uvádějí, že se pravděpodobně jedná o pozůstatek propadlé šachty z roku 1890.

Při terénním průzkumu byly odebrány vzorky přímo z výchozu žíly, ale také z okolního pole (úlomky žiloviny) pro další laboratorní zpracování.



- | | | | |
|-------|-----------------------------|---|---------------------------------------|
| ▲ | ústí štoly | — | vodní toky |
| ● | mělká pínka ("u březek") | — | vrstevnice |
| ● | výchoz křemenné žíly | ▨ | předpokládaný rozsah důlního pole |
| - - - | průběh zlatonosné struktury | ■ | zástavba |
| — | silnice | ■ | lesy, remízky, popř.zatrávněné plochy |
| - - - | nezpevněné cesty | ■ | vodní plochy |

Obr. 5 Mapa se zaměřenými pozůstatky po dobývání zlata a s výchozem žíly na lokalitě Opatov (vytvořeno pomocí programu ArcGIS, podkladová data převzata z geoportálu Cenia).



Obr. 6 Terénní situace na lokalitě Opatov. a, d – Zatopené ústí štoly (za domem č. p. 163); b, c – Výchoz křemenné žíly.

5.1.2 Svojkovice – „Ve Štůlni“

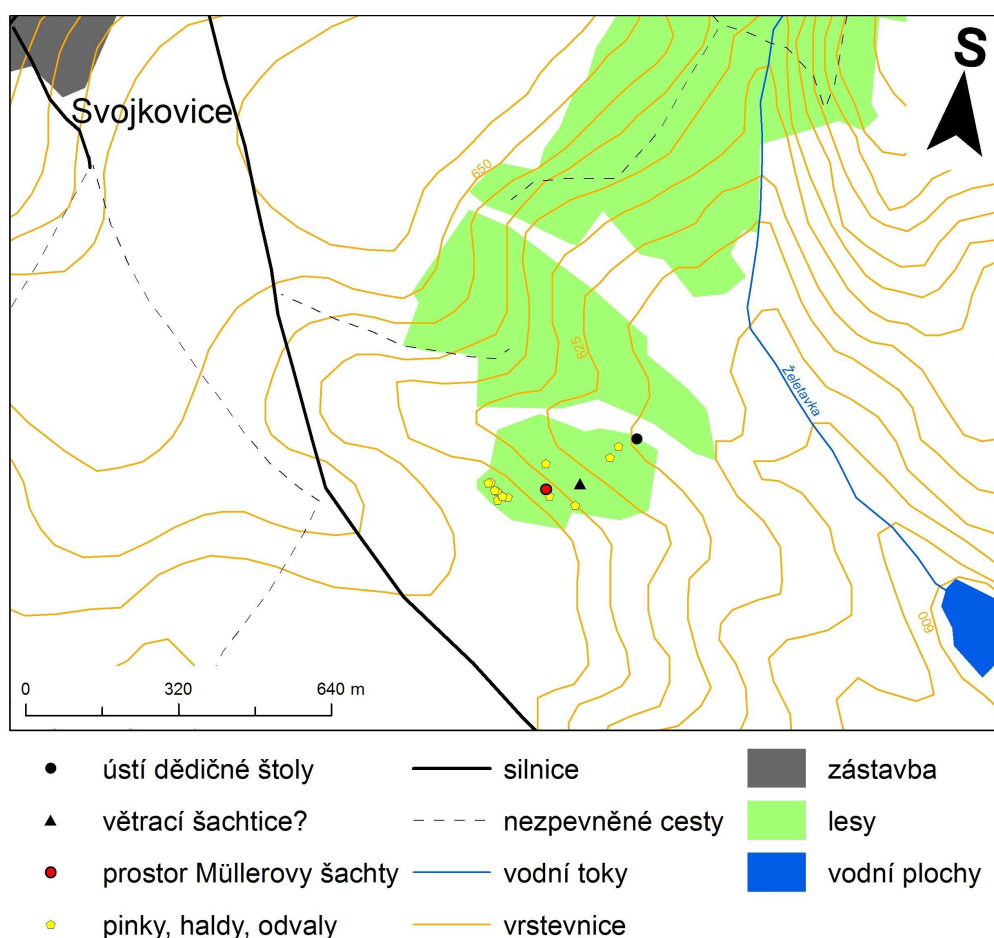
Přibližně 1 km na JV od obce Svojkovice (300 m východně od silnice Jihlava-Želetava) se nachází zalesněná plocha (les „Ve Štůlni“), kde se rozprostírá menší pole pinek a hald (obr. 7). Jedná se celkem o patnáct pinek.

V západní části pole se vyskytuje pruh osmi poměrně velkých pinek ve směru SZ-JV s hloubkou od 1 do 3 m a průměrem 4-6 m (obr. 8). Výjimečně lze pozorovat mělké pinky hluboké do 50 cm, popř. malé pinky s průměrem do 3 m.

Střed pole je tvořen spíše solitérními pinkami menších rozměrů než předchozí skupina (hloubka dosahuje maximálně 2 m a průměr 4 m). Jedna z pinek je pravděpodobně zasypána mladší haldou. V prostoru dvou pinek (viz obr. 7) se vyskytuje prostor tzv. Müllerovy šachty. Východně od této šachty se vyskytuje zavalené

vyústění šachtice; jedná se pravděpodobně o větrací šachtici související s pracemi zmíněné Müllerovy šachty.

Na severovýchodním, resp. východním ukončení lesa se nachází ústí dědičné štoly, z něž vytéká stálý pramen mizející v přilehlé louce (obr. 8). Odtud byl odebrán vzorek křemenné žiloviny pro další laboratorní práce. Na spojnici ústí štoly a větrací šachtice ve střední části lesa leží dvě větší pinky s odvaly kolem celé, popř. půlky pinky (hloubka do 2 m a průměr do 6 m; obr. 8). Tato řada (ústí štoly – dvojice pinek – větrací šachtice) sleduje směr štoly (SV-JZ), která probíhá po směru foliace hornin a průběhu vložek hornin (Vokáč et al. 2008).



Obr. 7 Mapa terénní situace starých báňských prací na lokalitě Svojkovce – „Ve Štůlní“ (vytvořeno pomocí programu ArcGIS, podkladová data převzata z geoportálu Cenia).

Materiál odvalů tvoří hlavně ruly, méně i masivní křemenná žilovina (bílá, nahnědlá až okrová) místy s drúzami drobných krystalků křemene a také úlomky pegmatitu s biotitem. Ruly jsou limonitizované, místy alterované. Limonit tvoří žilky také v křemenu.

Žilný křemen pro laboratorní zpracování pochází z průzkumné rýhy, která se nachází na sz. ukončení tahu osmi pinek.

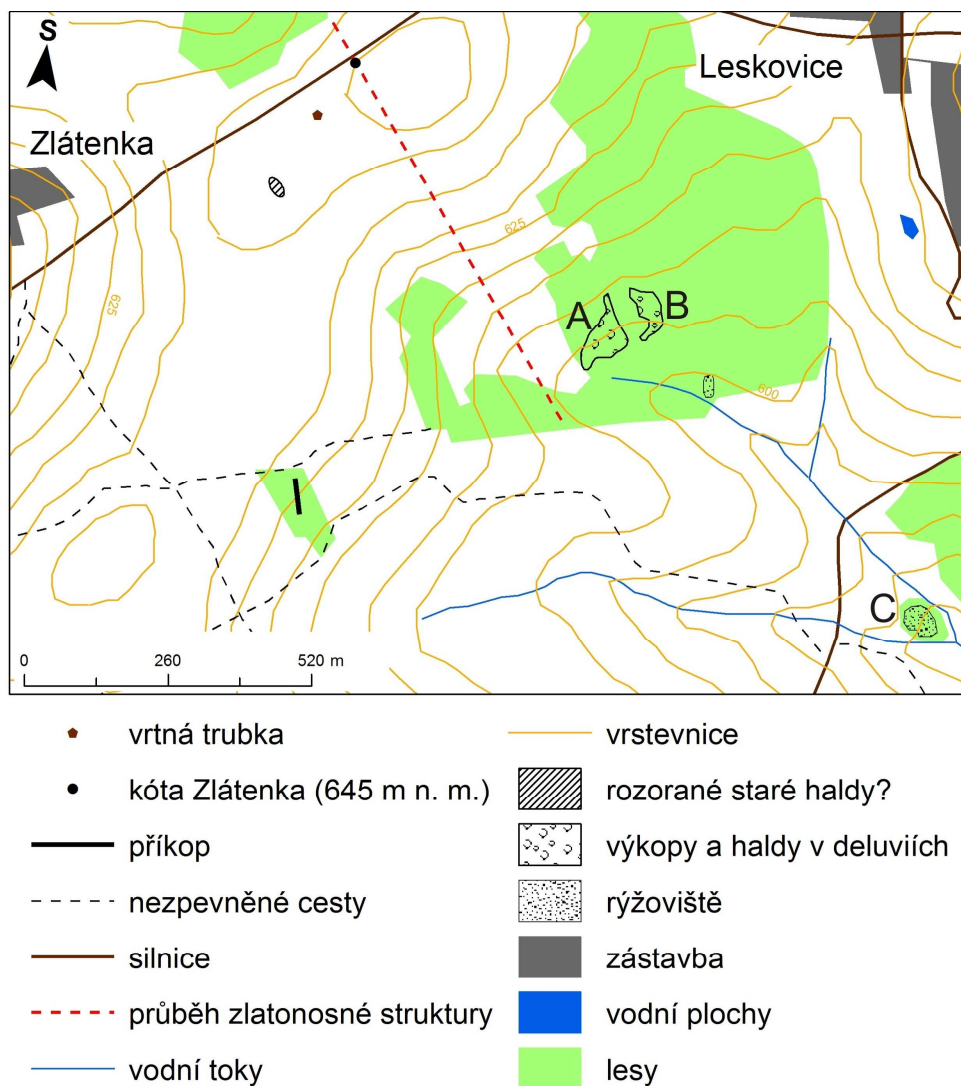


Obr. 8 Terénní situace na lokalitě Svojkovice. a – Pinky v západní části důlního pole; b – Pinka zasypaná dřevem v severovýchodním ukončení lesa; c – Obval nacházející se v severovýchodní části pole; d – Ústí dědičné štoly se stálým pramenem. Tečkovaná čára značí haldy a obvaly. Přerušovaná čára značí pinky.

5.2 Zlátenka

Zlátenka je součástí pacovsko-humpolecké zlatonosné zóny probíhající moldanubikem ve směru ZJZ-VSV až k centrálnímu plutonu (Litochleb a Pavlíček

1989). Samotné ložisko se dle Litochleba et al. (2004) nacházelo na J (JZ) od silnice Pelhřimov-Tábor u kóty Zlátenka (obr. 9), kde se stáčelo k J až JV. U kóty těsně u silnice se do 40. let 20. století vyskytovala přibližně 50m řada jam ve směru S-J až SSZ-JJV, sv. od kóty byl pozorovatelný také úzký zarostlý příkop (pravděpodobně zbytek štoly; Čech 1949).



Obr. 9 Mapa zaměřených pozůstatků po dobývání zlata na lokalitě Zlátenka a v blízkém okolí (vytvořeno pomocí programu ArcGIS, podkladová data převzata z geoportálu Cenia). Oblasti označené v mapě A, B a C jsou vysvětleny v textu.

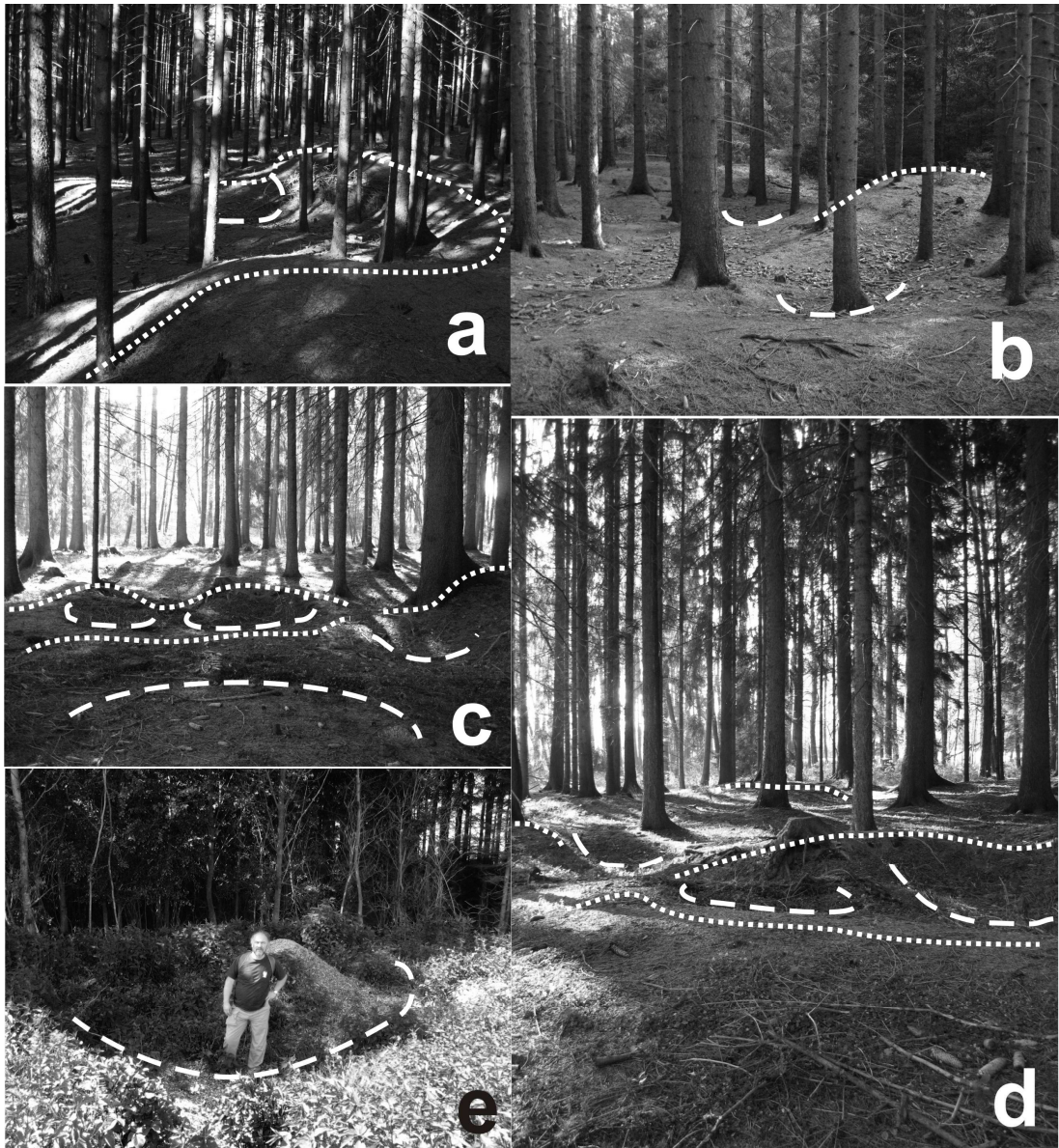
Dnes jsou však již všechny tyto terénní pozůstatky aplanovány. Jediným náznakem existence starých důlních prací by mohla být námi zmapovaná rozlohou nevelká plocha

přibližně 150 m jjz. od kóty Zlátenka (obr. 9), která je tvořena velmi hojnými až 5 cm velkými úlomky rul, hrubozrnnějšího sekrečního křemene a méně často i úlomky jemnozrnného až celistvého žilného křemene. Mohlo by se jednat o rozoranou starou haldu. Dále na jih se v lesíku nachází mělký příkop dlouhý 70 m (obr. 9). Na severním konci je 1,5 m hluboká okrouhlá jáma o průměru 5-6 m, která je částečně zasypaná navezeným odpadem (obr. 10). Kolem se hojně vyskytují úlomky mléčně bílého nebo průsvitného křemene, kvarcitů a méně také úlomky rul. Na jihu příkop vyznívá do ztracena. Přibližně 130 m jihozápadně od kóty je zachována vrtná trubka po jednom z vrtů, které byly provedeny v rámci průzkumných prací z let 1964-1965 (závěrečná zpráva Tenčík 1966).

V lese mezi Leskovicemi a Zlátenkou, 600 m jv. od kóty Zlátenka, se rozprostírá poměrně velká plocha přepracovaná těžbou deluvií a svažující se k nedalekému potoku (obr. 9). Směrem k potoku přechází toto pole spíše v rýžoviště. Pole je rozděleno lesní cestou na 2 části (obr. 9):

- A) Západně od lesní cesty se nacházejí mělké výkopy (průměrná hloubka 1 m) a haldy deluvia, které směrem k jihu přecházejí už spíše do rýžoviště (obr. 10). Deluviální sedimenty jsou zde hodně hlinité až písčité. Poměrně málo se vyskytují 1-15 cm velké úlomky křemene či okolních hornin (ruly, místy pegmatitu).
- B) Východně se vyskytují mimo mělkých odvalů i výraznější haldy s výškou až 2 m. a jámy s hloubkou do 1,5 m (obr. 10). Složení deluvia je obdobné jako u předchozí části s tím rozdílem, že se jedná spíše o písčité až úlomkovité deluvium. Rozložení hald a jam je v obou případech značně nepravidelné.

Posledním terénním dokladem o získávání zlata je lesík s nepravidelnými jámami a haldičkami severně od Moravče (obr. 9, oblast C). Jedná se patrně o pozůstatky rýžoviště u soutoku dvou místních potoků.



Obr. 10 Terénní situace na zalesněné ploše přepracované těžbou deluvií na lokalitě Zlátenka. *a, b* – Část východně od lesní cesty (B); *c, d* – Část západně od lesní cesty (A); *e* – Severní ukončení mělkého příkopu jižně od kóty Zlátenka. Tečkovaná čára značí haldy a obvaly. Přerušovaná čára značí pinky a jámy.

6 LABORATORNÍ ETAPA

6.1 Mineralogická charakteristika žil

6.1.1 Hory u Předína

Detailní mineralogická charakteristika tří dílčích lokalit u Hor je součástí bakalářské práce Potočkové (2010). Z toho důvodu je níže uvedena pouze stručná charakteristika mineralizace (viz též Potočková et al. 2010).

Zdejší mineralizace je charakteristická poměrně jednoduchou rudní minerální asociací (pyrit >> zlato – elektrum, velmi vzácně akantit, galenit, chalkopyrit a blíže neurčená NiAsS fáze). Žilovina, tvořená převážně křemenem s žilkami limonitu, může mít i brekciovitou strukturu, kdy jsou přítomny časté úlomky okolních alterovaných hornin. Žilný křemen je buď oranžově až okrově zbarvený (místy přechází do bílého), celistvý s mastným leskem (Hory – Štůlně), nebo tvoří žilky bílého až bezbarvého průhledného křemene (Zákopy). První typ žiloviny je tvořen převážně jemnozrnnými partiemi, v nichž se občas vyskytují i domény hrubozrnnější (obr. 11d). Křemen tvoří většinou izometrická hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna. Žilky druhého typu žiloviny jsou na okraji tvořeny paralelně uspořádanými protáhlými zrny křemene. Ve středu žilky se vyskytuje jemnozrnný izometrický křemen, v němž jsou nepravidelně rozmístěna izometrická zrna. Hlavním rudním minerálem, pro který byly žíly ve středověku dobývány, je světle žluté zlato. Zlato je značně porézní a nevykazuje žádnou zonálnost. Z chemických analýz je jasně patrné, že se jedná převážně o elektrum, příp. stříbrem bohaté zlato (17,3-34,4 hm. % Ag). Jako mladší fáze vyplňuje dutinky v křemenu, který může být zlatem korodován. Zlato obsahuje inkluze pyritu, méně až vzácně i inkluze či žilky téměř ryzího zlata s 1,5-4,2 hm. % Ag. Nejhojněji se vyskytujícím rudním minerálem je pyrit, lokálně se zvýšeným obsahem As (do 0,53 hm. %). Vzácně lze nalézt i akantit. Akcesorické minerály jsou zastoupeny slídkami (illit, méně muskovit), dravitem, monazitem, xenotimem a zirkonem. Běžně se vyskytujícím sekundárním „minerálem“ je limonit, v němž lze lokálně pozorovat i inkluze barytu.

6.1.2 Opatov, Svojkovice

Obě lokality jsou součástí opatovsko-svojkovického rudního revíru, proto budou charakterizovány společně. Opatov je jedinou lokalitou v celém revíru, kde na povrch vystupuje křemenná žíla, která je tvořena bílým až narůžovělým křemenem různé

zrnitosti (může být až celistvý), místy lze pozorovat i drúzovitý vývoj křemene. Na puklinách se poměrně hojně vyskytuje sekundární limonit. V okolí výchozu se na poli nachází velké množství úlomků různých typů křemene, které se dostaly na povrch při orbě. Jedná se o variabilní soubor vzorků, co se týče vlastností křemene. Lze vyčlenit tyto 2 makroskopicky rozlišitelné skupiny žiloviny (obr. 11c):

1. Vzorky žiloviny tvořené dvěma generacemi křemene (z výchozu žíly, vz. č 5, 17). První generaci představuje celistvý, mléčný křemen bílé barvy, místy až narůžovělý či nahnědlý. V těchto partiích se vyskytují pukliny vyplněné limonitem. Druhá generace je tvořena bílým hrubozrnným křemenem, jehož jednotlivá zrna jsou protáhlá (místy až 1 cm dlouhá) a vějířovitě uspořádaná. Limonit se zde vyskytuje pouze v malém množství. Hrubozrnný vějířovitě uspořádaný křemen přechází do drobnějších protáhlých zrn oranžového křemene (s větším množstvím limonitu) se spíše paralelním uspořádáním. V těchto vzorcích lze místy pozorovat drobné drúžky křemene – křišťálu.
2. Tmavě až světle šedý jemnozrnný mléčný křemen, který je místy až průsvitný (vz. č. 1, 18). Na rozdíl od výše popsaného typu se zde nevyskytují drúžky křemene. Lze však pozorovat pukliny s limonitem nebo poměrně výrazně limonitizované partie, které působí dojmem brekciovité struktury.

Jak již bylo výše zmíněno, hlušina žil je tvořena převážně *křemenem* (obr. 11). První typ žiloviny z Opatova je tvořen partiemi křemene o různé zrnitosti. Vyskytují se zde hrubozrnné partie velkých izometrických a protáhlých, často paralelně uspořádaných, zrn (velikost zrn do 2 mm), mezi nimiž je nepravidelně rozmístěný velmi jemnozrnný křemen. Hrubozrnný křemen je omezen hypautomorfně, méně xenomorfně, místy je rozpukán. Zháší jednotně, méně undulózně (nejjemnozrnnější partie vzniklé granulací). Jemnozrnný křemen je tvořen rovněž izometrickými i protáhlými zrny, omezenými převážně xenomorfně a hypautomorfně, vzácně také automorfně. Zháší převážně undulózně (zejména v partiích postižených granulací). Velikost protáhlých individuí křemene se pohybuje v rozmezí 0,01-1,6 mm, izometrická zrna vykazují velikost od 10 do 250 μm . Na puklinách lze pozorovat limonit. V žilovině se dále vyskytují shluky nepravidelných zrn opakních minerálů s nepravidelnou distribucí v rámci žíly a muskovit, popř. limonitizovaný sericit.

Druhý typ žiloviny je tvořen šedým křemenem o různé zrnitosti, jenž zháší undulózně, méně pak jednotně. Na okrajích zrn lze pozorovat začínající granulaci, která

je místy pokročilejší. Jednotlivá zrna do sebe prstovitě zapadají a jsou spíše protáhlá a xenomorfně omezená. Velikost zrn je značně variabilní a pohybuje se v rozmezí 0,05 až 7,5 mm). Na puklinách se vyskytuje limonit. Lze také pozorovat muskovit tvořící místy pásy. U některých vzorků však nelze pozorovat začínající granulaci na všech zrnech křemene bez rozdílu velikosti. V těchto vzorcích hrubozrnný křemen zháší jednotně a je omezen hypautomorfně (vz. č. 1, velikost zrn do 2 mm). Granulace se projevuje pouze u jemnozrnných partií, které jsou tvořeny xenomorfně omezenými zrny vykazujícími undulózní zhášení. Shodné jsou výskyty muskovitu až sericitu ve všech vzorcích (obr. 11c), navíc lze pozorovat nepravidelná zrna opakních minerálů.

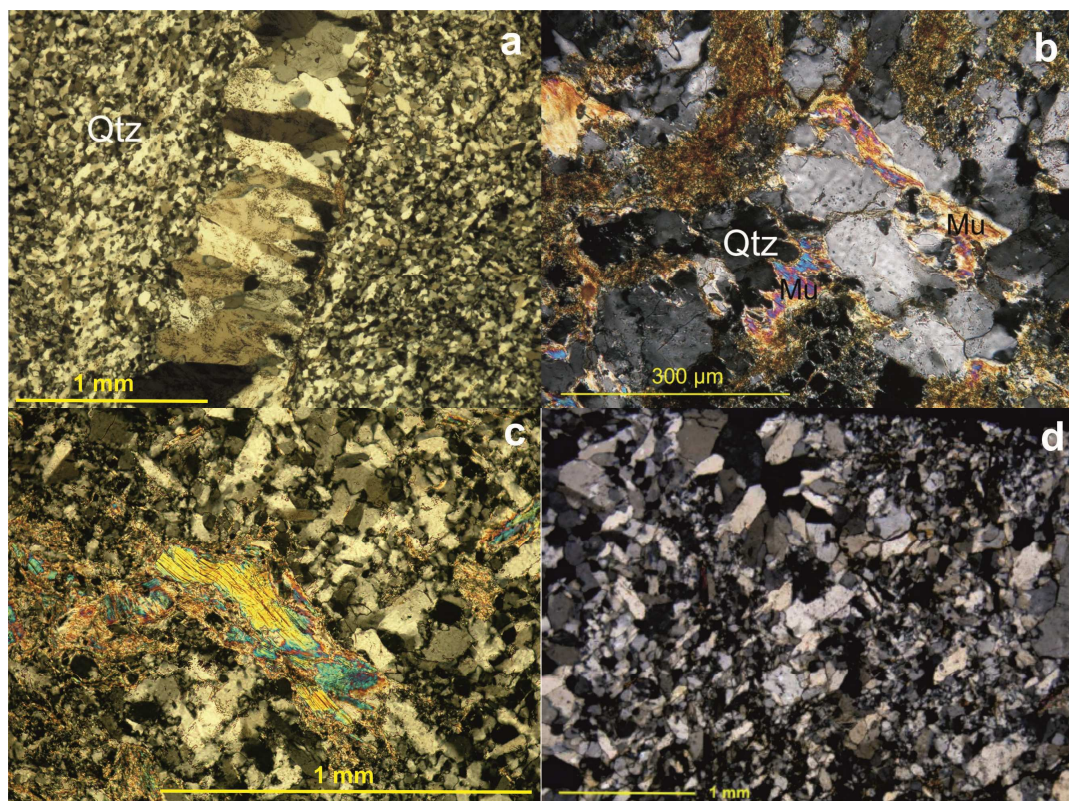
Většina vzorků ze Svojkovic pochází z průzkumné rýhy (1), menší množství bylo odebráno u ústí dědičné štoly (2). Z odebraných vzorků lze na základě makroskopického popisu vyčlenit tyto 2 typy žiloviny:

1. Jedná se o světle šedý či tmavě šedý jemnozrnný až celistvý křemen, který je místy zbarven do oranžova až hněda. Křemen je značně rozpukán a pukliny jsou vyplněny limonitem (vz. č. 19, 20). Lze pozorovat drúzy a žilky bílého křemene o mocnosti max. 3 mm. V některých vzorcích se vyskytují poměrně hojné dutinky vyplněné oranžovým jílem s limonitem (např. vz. č. 20), vzácnější jsou zde ale drobné drúzy s křišťálem místy pokrytým tenkou žlutou vrstvičkou jílu. Žilovina má často brekciovitou stavbu (křemen tmelí útržky okolních hornin).
2. Druhým typem je žilovina odebraná u ústí dědičné štoly (vz. č. 12). Jedná se o masivní křemennou žilovinu bílé až okrové barvy místy s drobnými drúzami křemene.

Vzorky pocházející z výzkumné rýhy (vz. č. 3, 19 a 20) jsou poměrně různorodé. V křemenu lze rozlišit partie s různou velikostí zrna. Jemnozrnnější křemen je postižen granulací a zháší undulózně (velikost zrn do 0,02 mm, zcela výjimečně i 0,2 mm). Jedná se o nepravidelná, izometrická či protáhlá zrna s xenomorfním omezením. V hrubších partiích je granulace patrná pouze místy na okrajích jednotlivých zrn. Zrna zháší jednotně, popř. i undulózně. Protáhlá palisádovitě uspořádaná zrna tvoří v hrubozrnnějších partiích žilky. Některé žilky jsou zčásti tvořeny i dlaždicovitým křemenem tvořícím izometrická hypautomorfní zrna, velmi vzácně i automorfními hexagonálními průřezy. Křemenná zrna hrubozrnnějších partií jsou omezena

hypautomorfně až xenomorfně a dosahují velikosti v rozmezí 0,1-1,8 mm. Opět se mohou vyskytovat zrna muskovitu nepravidelně rozmístěná v křemenu. Studium v polarizačním mikroskopu byl objeven i zirkon a také opakní minerály vyskytující se v podobě shluků nepravidelných zrn, popř. tvořící hypautomorfní až automorfní průřezy. Ze sekundárních minerálů se vyskytuje opět limonit, popř. limonitizované partie s muskovitem až sericitem.

Druhý typ křemene je velmi jemnozrný, místy lze však pozorovat i žilky hrubozrného rovnoběžně uspořádaného křemene (křemen zháší jednotně, obr. 11a). Zrna jsou protáhlá i izometrická s převážně xenomorfním omezením. Vzácně lze pozorovat automorfně omezená izometrická zrna. Jednotlivá individua křemene jsou rozpraskaná. Jemnozrný křemen je pravděpodobně postižen granulací a vykazuje undulózni zhášení. Jedná se o značně nepravidelná zrna. Vzácně se vyskytuje limonit. Častější jsou automorfní zrna opakních minerálů čtvercového či trojúhelníkového průřezu, méně častá i nepravidelná zrna. Lze také pozorovat lupínky muskovitu (obr. 11b), místy s žilkami limonitu, popř. až sericit.



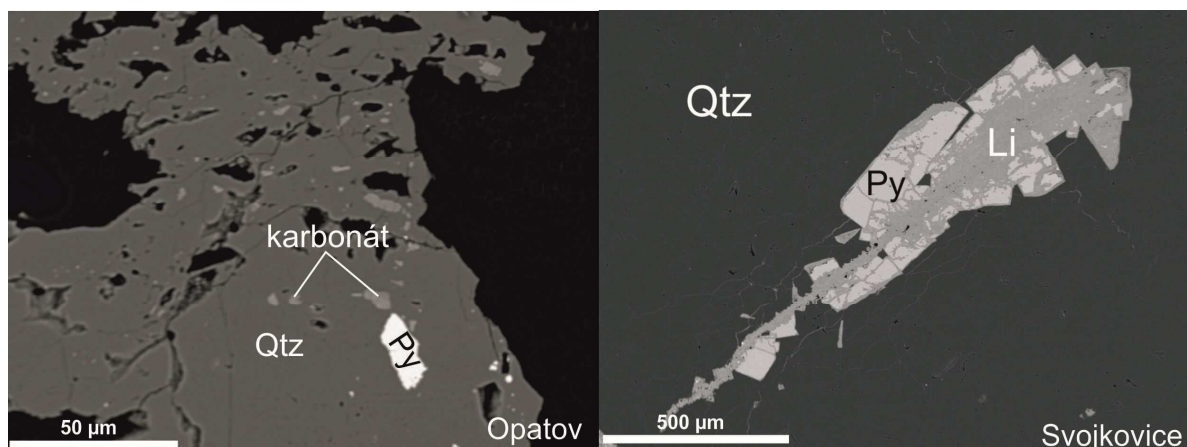
Obr. 11 Křemenná žilovina v XPL. a, b – Svojkovice (vz. č. 12); c – Opatov (vz. č. 1); d – Hory (Štůlně).

Jediným rudním minerálem zjištěným na obou lokalitách je *pyrit* vyskytující se v křemenu. V žilovině z Opatova tvoří nepravidelné zrno vyplňující dutinu v křemenu v asociaci s Mg-Fe karbonáty, které byly objeveny až při analýze na mikrosondě (obr. 12). Ve Svojkovicích se jedná o částečně limonitizovaný automorfně omezený pyrit, který byl jako jediný rudní minerál analyzován na mikrosondě (tab. 1; obr. 12).

	36/1.	37/1.	38/1.
Fe	46,34	46,35	46,33
Ni	0,00	0,00	0,02
Cu	0,02	0,01	0,00
Zn	0,00	0,01	0,01
Ag	0,02	0,00	0,00
Cd	0,00	0,01	0,03
Se	0,05	0,02	0,00
As	0,04	0,03	0,00
S	53,49	53,85	54,11
Celkem	99,96	100,28	100,50
Fe	0,994	0,988	0,983
Ni	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000
Cd	0,000	0,000	0,000
Catsum	0,995	0,988	0,984
Se	0,001	0,000	0,000
As	0,001	0,000	0,000
S	1,999	1,999	2,000
Ansum	2,000	2,000	2,000

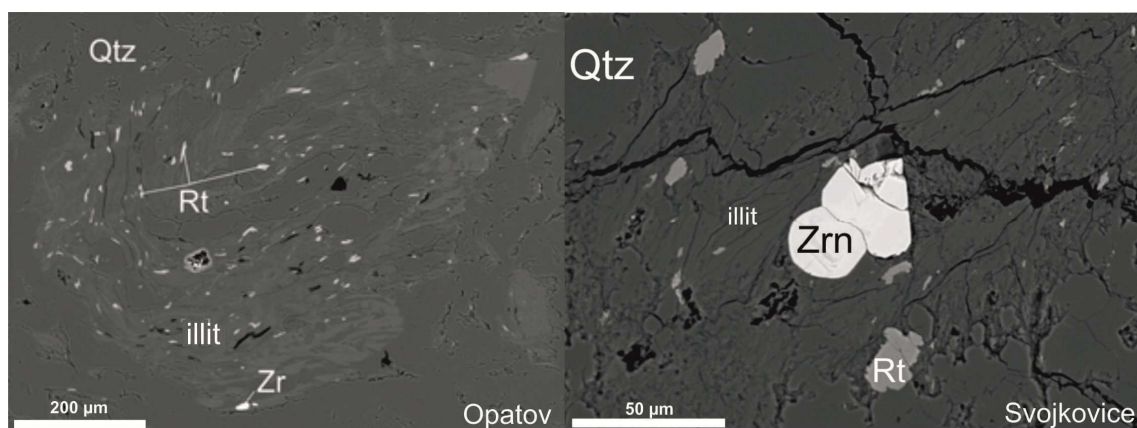
Tabulka 1 Chemismus pyritu z lokality Svojkovice (WDX analýzy v hm. %, koeficienty empirického vzorce přepočteny na 2 anionty).

Z tabulky 1 je zřejmé, že se jedná o pyrit bez příměsí odpovídající teoretickému vzorci. Pyrit nevykazuje v obraze BSE žádnou zonálnost.



Obr. 12 Pyrit v křemenu (obraz v BSE). Vlevo – xenomorfní zrnno pyritu v asociaci s Mg-Fe karbonáty v křemenné žilovině (vz. č. 1). Vpravo – automorfní, částečně limonitizovaný pyrit v křemenné žilovině (vz. č. 3).

Akcesorie vyskytující se na obou lokalitách jsou reprezentovány slídami (obr. 13). Slídy tvoří lupínky či šupinky s více či méně patrnou štěpností a bývají často zprohýbány. Okraje zrn jsou většinou roztřepené. Slídy mohou přecházet v sericit, který je místy až silně limonitizovaný. Bylo provedeno celkem 9 analýz (tab. 2), jejichž výsledky byly vyneseny do klasifikačního diagramu slíd dle Riedera et al. (1998; obr. 14).



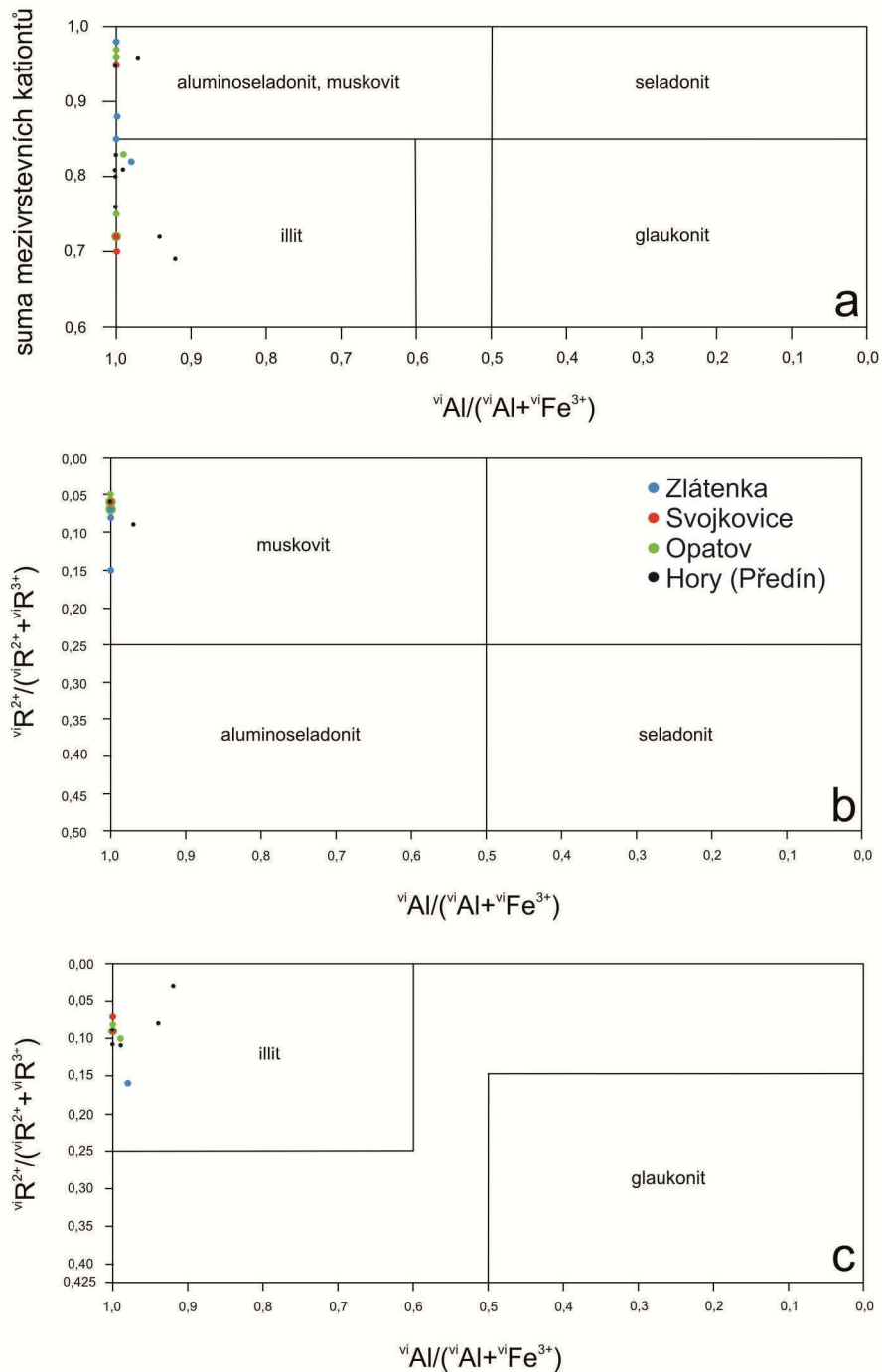
Obr. 13 Slídy (obraz v BSE). Vlevo – šupinkovitý illit se zirkonem a s rutilem tvořícím nepravidelná protáhlá zrna, místy až jehlice (vz. č. 1). Vpravo – illit s nepravidelnými zrny rutilu a se zrny zirkonu (vz. č. 3).

	Opatov vz. č. 5			Opatov vz. č. 1			Svojkovice vz. č. 3		Svojkovice vz. č. 12
	1/1.	2/1.	3/1.	4/1.	5/1.	8/1.	11/1.	13/1.	18/1.
SiO ₂	46,65	46,42	52,12	46,66	52,31	50,24	53,19	51,04	46,21
TiO ₂	0,53	0,98	0,03	0,30	0,09	0,05	0,03	0,03	0,76
Al ₂ O ₃	34,27	35,00	33,46	35,92	33,77	33,60	32,77	34,13	34,70
V ₂ O ₃	0,06	0,07	0,00	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,05
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
MgO	0,91	0,66	1,50	0,54	1,44	1,38	1,31	1,09	0,59
CaO	0,00	0,00	0,17	0,01	0,12	0,08	0,08	0,22	0,03
MnO	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
FeO _(tot)	0,78	0,88	0,43	0,84	0,65	1,59	1,08	0,73	1,05
NiO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03
ZnO	0,05	0,00	0,00	0,11	0,04	0,05	0,04	0,02	0,01
BaO	0,35	0,35	0,02	0,50	0,02	0,09	0,08	0,00	0,04
Na ₂ O	0,44	0,45	0,08	0,74	0,00	0,10	0,10	0,05	0,26
K ₂ O	10,55	10,51	9,03	10,30	8,82	9,86	8,46	8,50	10,71
F	0,25	0,09	0,39	0,10	0,36	0,33	0,24	0,31	0,24
Cl	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
celkem	94,97	95,49	97,25	96,13	97,72	97,39	97,45	96,15	94,71
Si	3,110	3,081	3,307	3,076	3,302	3,230	3,367	3,273	3,086
Ti	0,027	0,049	0,002	0,015	0,004	0,002	0,001	0,001	0,038
Al	2,693	2,738	2,503	2,792	2,513	2,546	2,445	2,580	2,731
V	0,003	0,004	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002
Cr	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,007	0,000
Mg	0,091	0,065	0,142	0,053	0,135	0,132	0,124	0,104	0,059
Ca	0,000	0,000	0,011	0,001	0,008	0,005	0,005	0,015	0,002
Mn	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe ²⁺	0,043	0,049	0,023	0,046	0,034	0,073	0,057	0,032	0,059
Ni	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Zn	0,002	0,000	0,000	0,006	0,002	0,002	0,002	0,001	0,000
Ba	0,009	0,009	0,001	0,013	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001
Na	0,057	0,058	0,010	0,094	0,000	0,012	0,012	0,006	0,034
K	0,897	0,890	0,731	0,866	0,710	0,809	0,683	0,695	0,912
catsum	6,938	6,946	6,730	6,966	6,714	6,829	6,702	6,716	6,928
F	0,052	0,018	0,079	0,020	0,072	0,066	0,047	0,063	0,051
Cl	0,001	0,007	0,001	0,006	0,005	0,003	0,006	0,003	0,003
O	10,947	10,974	10,920	10,974	10,923	10,930	10,946	10,934	10,946
ansum	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000

Tabulka 2 Chemismus slíd (WDX analýzy, v hm. %; vzorce přepočteny na 11 atomů F+Cl+O; Fe rozpočítáno za předpokladu, že suma kationtů bez Ca, Ba, Na a K se rovná 6).

Všechny analyzované slídy vykazují poměrně nižší obsah K (8,5-10,7 hm. % K₂O) a ve srovnání s teoretickým vzorcem muskovitu. Ve významnějším množství bylo stanoveno Fe (0,4-1,8 hm. % FeO) a Mg (0,5-1,4 hm. % MgO), přičemž relativně vyšší

hodnoty vykazují vzorky ze Svojkovic. Některé vzorky z Opatova obsahují až do 0,5 hm. % BaO, do 1,0 hm. % TiO₂ a až 0,7 hm. % Na₂O (tab. 2).



Obr. 14 Klasifikační diagram slíd (převzato a upraveno podle Riedera et al. 1998). a – pohled z boku na 3D diagram. b – pohled shora na 3D diagram (suma mezivrstevních kationtů nad 0,85). c – pohled shora na 3D diagram (suma mezivrstevních kationtů pod 0,85). Data pro lokalitu Hory u Předína byla převzata z Potočkové et al. (2010).

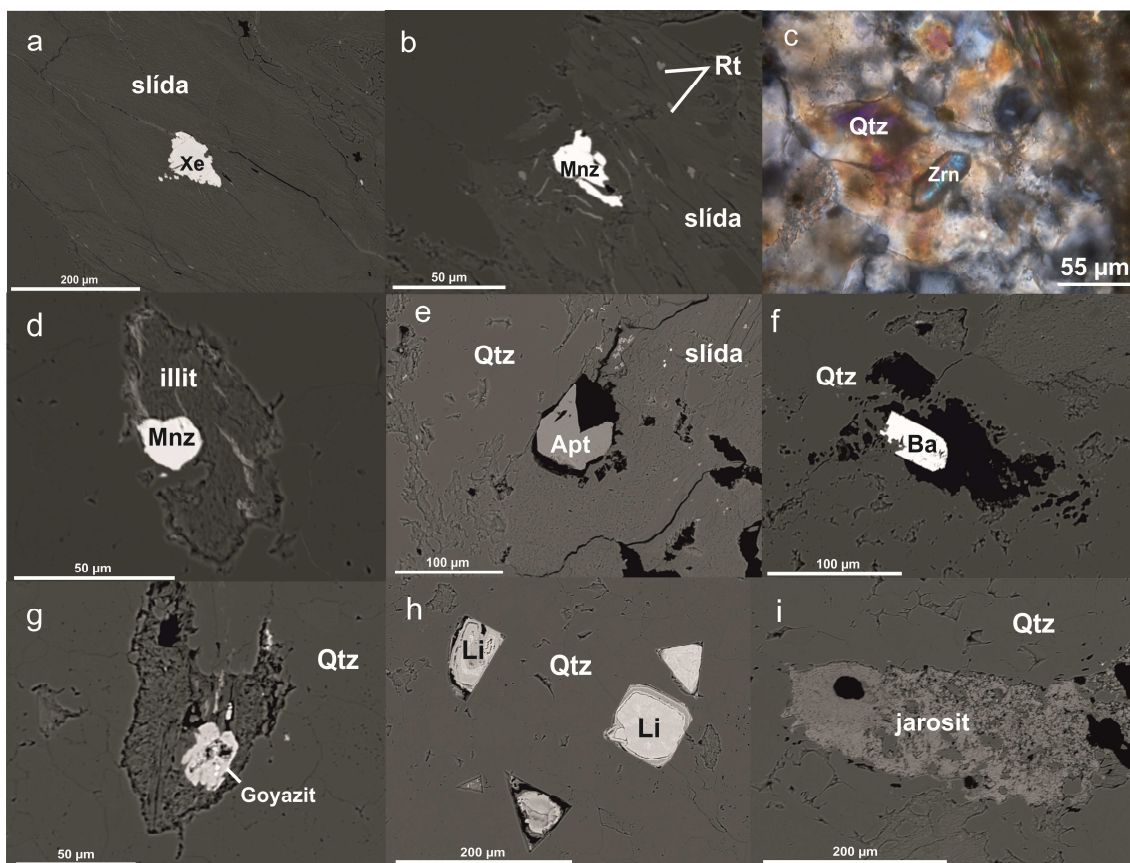
Z klasifikačního diagramu je patrné, že se na obou lokalitách vyskytuje muskovit a illit.

V asociaci se slídkami se vyskytuje řada dalších minerálů. Rutil ve slídkách tvoří nepravidelná drobná zrnka, popř. místy až jehličky (obr. 13). Kvůli nepatrné velikosti byl analyzován pouze jeden vzorek rutilu ze Svojkovic (tab. 3). Jedná se o poměrně čistý rutil s nepatrně zvýšenými obsahy W, Nb, V a Cr (tab. 3).

Svojkovice vz. č. 3 14/1.			
WO ₃	0,20	W	0,001
Nb ₂ O ₅	0,29	Nb	0,002
Ta ₂ O ₅	0,02	Ta	0,000
SiO ₂	0,08	Si	0,001
TiO ₂	97,28	Ti	0,991
ZrO ₂	0,00	Zr	0,000
SnO ₂	0,00	Sn	0,000
Al ₂ O ₃	0,11	Al	0,002
Sc ₂ O ₃	0,05	Sc	0,001
V ₂ O ₃	0,11	V	0,001
Cr ₂ O ₃	0,17	Cr	0,002
MgO	0,00	Mg	0,000
CaO	0,01	Ca	0,000
MnO	0,02	Mn	0,000
FeO	0,08	Fe ²⁺	0,001
ZnO	0,00	Zn	0,000
SrO	0,00	Sr	0,000
celkem	98,42	catsum	1,001

Tabulka 3 Chemismus rutilu ze Svojkovic (WDX analýza, v hm. %, vzorec přepočten na 2 atomy O).

Dále byla na mikrosondě potvrzena přítomnost zirkonu, který tvoří nepravidelná až hypautomorfní zrna (obr. 13). Při studiu výbrusů v polarizačním mikroskopu byl pozorován i automorfní zirkon, který je v PPL bezbarvý. V XPL vykazuje růstovou zonálnost (obr. 15). Ve slídkách lze také nalézt nepravidelná zrna xenotimu a monazitu (obr. 15). Výsledky analýz zirkonu, monazitu a xenotimu jsou uvedeny v tabulce 4.



Obr. 15 Akcesorické a sekundární minerály (a, b, d, e, f, g, h, i jsou obrázky v BSE, c je v XPL). a – xenomorfní zrnko xenotimu ve slídě (Opatov, vz. č. 1); b – xenomorfní zrnko monazitu a drobná zrnka rutilu ve slídě (Opatov, vz. č. 1); c – automorfní zrnko zirkonu v křemenné žilovině (Svojkovice, vz. č. 19); d – nepravidelné zrnko monazitu v illitu (Svojkovice, vz. č. 3); e – ostrohranné nepravidelné zrnko apatitu v dutince v křemenné žilovině se slídou (Svojkovice, vz. č. 3); f – automorfní baryt v dutině křemenné žiloviny (Opatov, vz. č. 1); g – minerály skupiny goyazitu (Sr-Ba fosfáty) v křemenu (Opatov, vz. č. 5); h – automorfně omezené pseudomorfózy limonitu po pyritu s patrnou růstovou zonálností (Svojkovice, vz. č. 3); i – sekundární jarosit tvořící nepravidelné zrnko v křemenu (Opatov, vz. č. 1).

	monazit		xenotim	zirkon	
	Opatov vz. č. 1	Svojkovice vz. č. 3	Opatov vz. č. 1	Opatov vz. č. 1	Svojkovice vz. č. 3
	7/1.	10/1.	9/1.	6/1.	12/1.
WO ₃				0,07	0,07
P ₂ O ₅	29,60	28,70	33,55	0,03	0,14
As ₂ O ₅	0,08	0,03	0,00		
Nb ₂ O ₅				0,00	0,00
SiO ₂	0,31	0,54	0,05	32,76	32,13
TiO ₂				0,00	0,04
ZrO ₂			0,58	66,42	65,18
HfO ₂				1,62	1,52
ThO ₂	3,45	5,03	0,00	0,00	0,03
UO ₂	0,84	0,89	0,35	0,03	0,09
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Sc ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
Y ₂ O ₃	0,89	2,59	44,79	0,00	0,21
La ₂ O ₃	14,31	13,49	0,01		
Ce ₂ O ₃	29,23	26,87	0,08		
Pr ₂ O ₃	3,01	2,85			
Nd ₂ O ₃	11,54	10,40	0,35		
Sm ₂ O ₃	2,02	1,82	0,39		
Eu ₂ O ₃	0,19	0,27			
Gd ₂ O ₃	1,32	1,45	1,87		
Tb ₂ O ₃			0,52		
Dy ₂ O ₃	0,43	0,89	5,91		
Ho ₂ O ₃			1,31		
Er ₂ O ₃	0,02	0,16	4,05		
Tm ₂ O ₃			0,55		
Yb ₂ O ₃			3,01	0,00	0,09
Lu ₂ O ₃			0,60		
Bi ₂ O ₃				0,00	0,00
CaO	0,76	0,93	0,04	0,02	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	0,02	0,03	0,00	0,06	0,06
SrO	0,05	0,00			
PbO	0,11	0,12	0,34		
Na ₂ O	0,01	0,00			
F				0,00	0,00
Cl				0,01	0,00
Celkem	98,17	97,07	98,34	101,07	99,58
W ⁶⁺				0,001	0,001
P ⁵⁺	0,995	0,979	0,970	0,001	0,004
As ⁵⁺	0,002	0,001	0,000		
Nb ⁵⁺				0,000	0,000

Si ⁴⁺	0,012	0,022	0,002	0,996	0,993
Ti ⁴⁺				0,000	0,001
Zr ⁴⁺			0,018	0,985	0,982
Hf ⁴⁺				0,014	0,013
Th ⁴⁺	0,031	0,046	0,000	0,000	0,000
U ⁴⁺	0,007	0,008	0,003	0,000	0,001
Al ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sc ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Y ³⁺	0,019	0,056	0,814	0,000	0,003
La ³⁺	0,210	0,200	0,000		
Ce ³⁺	0,425	0,396	0,001		
Pr ³⁺	0,044	0,042			
Nd ³⁺	0,164	0,150	0,004		
Sm ³⁺	0,028	0,025	0,005		
Eu ³⁺	0,003	0,004			
Gd ³⁺	0,017	0,019	0,021		
Tb ³⁺			0,006		
Dy ³⁺	0,005	0,012	0,065		
Ho ³⁺			0,014		
Er ³⁺	0,000	0,002	0,043		
Tm ³⁺			0,006		
Yb ³⁺			0,031	0,000	0,001
Lu ³⁺			0,006		
Bi ³⁺				0,000	0,000
Ca ²⁺	0,032	0,040	0,001	0,001	0,000
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002
Sr ²⁺	0,001	0,000			
Pb ²⁺	0,001	0,001	0,003		
Na ⁺	0,001	0,000			
Catsum	1,998	2,003	2,014	2,001	2,001
F				0,000	0,000
Cl				0,000	0,000
O	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ansum	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Tabulka 4 Chemismus monazitu, xenotimu a zirkonu (WDX analýzy v hm. %, vzorce přepočteny na 4 atomy O, v případě zirkonu na 4 atomy O+F+Cl).

Byly provedeny celkem 2 analýzy monazitu, 2 analýzy zirkonu a 1 analýza xenotimu (tab. 4). Vzhledem k převaze Ce (26,9-29,2 hm. % Ce₂O₃) nad La a Nd lze analyzovaný monazit klasifikačně zařadit k monazitu-(Ce). La a Nd vykazují podobné obsahy (La₂O₃ okolo 14 hm. %; Nd₂O₃ okolo 11 hm. %). Th je v monazitu vázáno v huttonitové a brabantitové komponentě. Při přepočtu na mol. % vyplývá jasná převaha monazitu (94,9-96,6 mol. %) nad huttonitem (do 2,4 mol. %) a brabantitem (do 2,7 mol. %).

V xenotimu-(Y) je Y zastupováno těžkými prvky vzácných zemin (HREE). Dle provedené analýzy dosahuje suma těchto prvků hodnoty 17,8 hm. %. Z HREE se ve významnějším množství vyskytuje Dy_2O_3 (5,9 hm. %), Er_2O_3 (4,1 hm. %) a Yb_2O_3 (3,0 hm. %; tab. 4). Zirkon z obou lokalit obsahuje jako příměs pouze Hf v množství do 1,6 hm. % HfO_2 (tab. 4).

Posledním minerálem vyskytujícím se na obou lokalitách je *baryt*. V Opatově tvoří automorfně omezené zrno s podélným průřezem v dutině v křemenu (obr. 15), ve Svojkovicích se pak vyskytuje v podobě drobných nepravidelných zrn v limonitu.

Vzorky z Opatova se mimo výše uvedených minerálů vyznačují přítomností drobných nepravidelných zrn *Mg-Fe karbonátů* (obr. 12) v křemenu a přítomností *fosfátů s Al+Sr či Ba+Sr* (minerály skupiny goyazitu, obr. 15). Tyto minerály nebyly kvůli příliš malé velikosti analyzovány kvantitativně. Tvoří nepravidelná zrna v křemenu. Ve Svojkovicích byl nalezen *apatit* (obr. 15), který tvoří nepravidelné ostrohranné zrno v dutince v křemenu bez patrné zonálnosti. Výsledky analýzy apatitu jsou uvedeny v tab. 5.

Vzhledem k tomu, že v apatitu převažuje F nad Cl a OH (0,87 apfu F; 0,01 apfu Cl), lze ho označit jako fluorapatit. Fluorapatit obsahuje ve významnějším množství pouze Zr (0,62 hm. % ZrO_2).

Sekundární minerály jsou reprezentovány směsí oxidů a hydroxidů Fe, tzv. *limonitem*, který se vyskytuje na puklinách nebo tvoří pseudomorfózy po pyritu (obr. 15). Tyto automorfně omezené pseudomorfózy vykazují místy růstovou zonálnost. V limonitu lze ojediněle pozorovat nepravidelná zrna *barytu* o velikosti v řádech μm (Svojkovice). Dále se také vyskytuje *jarosit* tvořící spíše nepravidelná zrna a žilky v křemenu (obr. 15). Výsledky analýzy jarositu jsou uvedeny v tab. 6.

Z tabulky je patrné, že obsah K je nižší ve srovnání s teoretickým vzorcem. Avšak Na, Ca a Ba, které se mohou vyskytovat ve strukturní pozici K, vykazují zvýšené obsahy (do 0,48 hm. % Na_2O ; do 0,39 hm. % CaO ; do 0,77 hm. % BaO). Snížený obsah K může být způsoben také přítomností skupiny H_3O^+ , kterou ovšem mikrosonda nestanoví. Z příměsí vykazuje zvýšený obsah mimo jiné i Al zastupující ve struktuře jarositu Fe^{3+} (do 0,66 hm. % Al_2O_3). Jarosit vykazuje také nižší obsahy S (viz tab. 6), která je zastupována P. Obsah P_2O_5 dosahuje maximálně 2,94 hm. %.

Svojkovice vz. č. 3			
16/1.			
SO ₃	0,02	S	0,001
P ₂ O ₅	40,17	P	2,833
SiO ₂	0,07	Si	0,005
ZrO ₂	0,62	Zr	0,025
ThO ₂	0,00	Th	0,000
UO ₂	0,00	U	0,000
Al ₂ O ₃	0,01	Al	0,001
Y ₂ O ₃	0,11	Y	0,005
La ₂ O ₃	0,01	La	0,000
Ce ₂ O ₃	0,00	Ce	0,000
Pr ₂ O ₃	0,02	Pr	0,001
Nd ₂ O ₃	0,00	Nd	0,000
Sm ₂ O ₃	0,00	Sm	0,000
Gd ₂ O ₃	0,06	Gd	0,002
Dy ₂ O ₃	0,06	Dy	0,002
MgO	0,00	Mg	0,000
CaO	55,20	Ca	4,927
MnO	0,10	Mn	0,007
FeO	0,05	Fe ²⁺	0,003
SrO	0,07	Sr	0,004
PbO	0,03	Pb	0,001
Na ₂ O	0,14	Na	0,023
F	3,31	catsum	7,839
Cl	0,03	F	0,873
celkem	100,07	Cl	0,013
		O	12,114
		ansum	13,000

Tabulka 5 Chemismus apatitu (WDX analýza v hm. %, vzorec přepočten na 13 atomů F+Cl+O).

Svojkovice vz. č. 12					
	17/1.	19/1.			
SO ₃	27,68	27,67	S	1,852	1,865
P ₂ O ₅	2,94	2,55	P	0,222	0,194
As ₂ O ₅	0,01	0,03	As	0,000	0,001
SiO ₂	0,12	0,04	Si	0,011	0,004
Al ₂ O ₃	0,66	0,12	Al	0,069	0,013
Fe ₂ O ₃	42,61	43,90	Fe ³⁺	2,858	2,966
MgO	0,00	0,00	Mg	0,000	0,000
CaO	0,39	0,19	Ca	0,037	0,018
CuO	0,00	0,00	Cu	0,000	0,000
ZnO	0,00	0,00	Zn	0,000	0,000
BaO	0,77	0,39	Ba	0,027	0,014
PbO	0,00	0,00	Pb	0,000	0,000
Na ₂ O	0,48	0,08	Na	0,118	0,020
K ₂ O	6,18	7,01	K	0,703	0,803
F	0,00	0,00	catsum	5,897	5,897
Cl	0,02	0,00	F	0,000	0,000
celkem	81,85	81,98	Cl	0,002	0,000
			O	10,998	11,000
			ansum	11,000	11,000

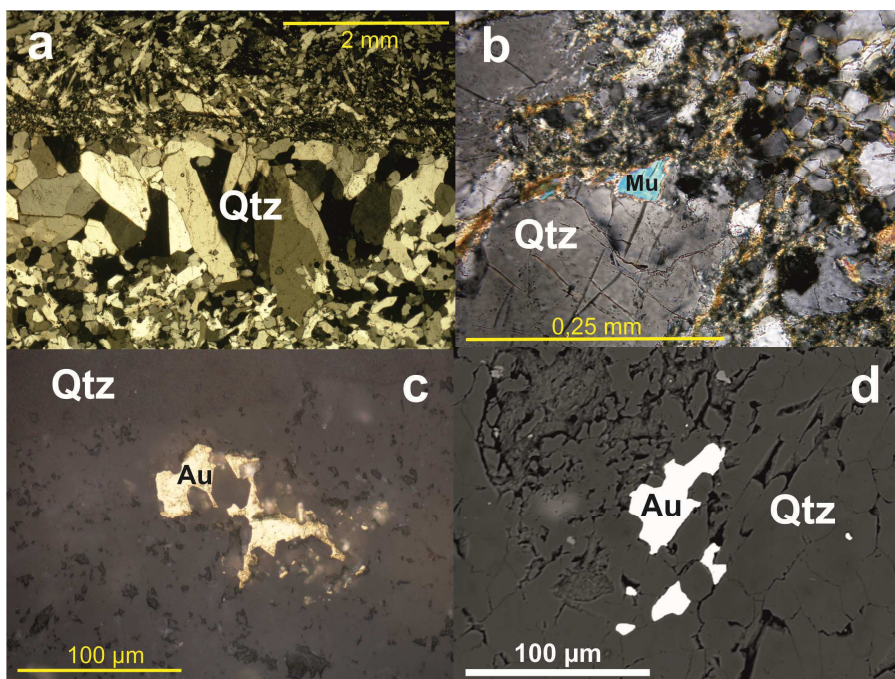
Tabulka 6 Chemismus jarositu (vzorce přepočteny na 11 atomů F+Cl+O).

6.1.3 Zlátenka

Vzhledem k tomu, že jsou na lokalitě zachovány pouze pozůstatky po těžbě deluvií (pole jam a haldiček) a pinky s odvaly jsou dnes již aplanované, je obtížné nalézt vzorky žiloviny vhodné pro další zpracování. Byly odebrány makroskopicky odlišné vzorky křemene i z pole v místech, kde se dříve vyskytovaly dle literárních údajů pinky a haldy (vz. č. 15, 16). Pravděpodobně sekreční křemen je hrubozrnný (rekrytalizovaný; vz. č. 14), čistý bez příměsí jiných minerálů a má bílou až šedou barvu. Je průsvitný a může přecházet až do záhnědy. Nevyskytují se v něm žádné drúzové dutiny. Další odebrané vzorky (pravděpodobně žilovina; vz. č. 15, 16) jsou převážně z křemene tvořící jak hrubozrnnější, tak i jemnozrnnější až celistvé partie. Barva křemenné žiloviny je bílá až šedá či okrová až oranžová. Lze pozorovat i malé drúzy křemene, jehož individua jsou potažená tenkou vrstvou limonitu, a drobné žilky bílého mléčného křemene o maximální šířce 2 mm. Makroskopicky lze mimo křemene rozlišit i limonit vyskytující se na puklinách. Jediný vzorek s makroskopicky viditelným

zlatem byl věnován P. Škrdlou. Jde o celistvý oranžový křemen s žilkami limonitu, bez drúzových dutin (vz. č. 4).

Studované vzorky žiloviny jsou tvořeny téměř výhradně *křemenem* (obr. 16). Ve vzorku se zlatem (č. 4) se vyskytují partie s různou zrnitostí křemene. Hrubozrnější křemen se shlukuje do „hnízd“, popř. tvoří žilky, v nichž lze rozlišit okraje tvořené velkými protáhlými, méně izometrickými individui a střed žilky s menšími zrny křemene s nepravidelným nebo protáhlým tvarem (obr. 16). Křemen žilky je omezen xenomorfně až hypautomorfně, vzácně lze pozorovat drobná automorfní zrna. Některá větší individua jsou silně rozpraskaná. Křemen zháší jednotně, méně může zhášet i undulózně. Protáhlá zrna narůstají na stěnu žilky značně nepravidelně. Na puklinách se ojediněle vyskytuje limonit na rozdíl od okolí žilky se silně limonitizovanými partiemi. Okolní křemen je tvořen převážně nepravidelnými xenomorfně omezenými zrny. Některé partie jsou velmi jemnozrné s muskovitem a bývají i silně limonitizované. Místy má křemen zase dlaždicovitou stavbu – křemen tvoří izometrická zrna s automorfním omezením, která se shlukují do skupin o větším počtu individuí. I v okolním křemenu se vyskytují protáhlá nepravidelně rozmístěná zrna bez patrného uspořádání. Mezi nimi se vyskytují nepravidelná izometrická zrna s šupinkami slídy. Zrna v těchto partiích jsou omezena hlavně xenomorfně, méně hypautomorfně. Místy se křemen zdá být postižen granulací. Zháší undulózně, vzácně jednotně. V křemenu v okolí žilky se vyskytují zrna opakních minerálů. Ostatní vzorky mají obdobné charakteristiky jako ten se zlatem. Jsou tvořeny křemenem, který je omezen převážně hypautomorfně a vykazuje různou zrnitost. Lze pozorovat drůzky křemene, které jsou poměrně výrazně limonitizované. Hrubozrný křemen se soustřeďuje do žilek tvořených protáhlými zrny (zrna dosahují velikosti od 0,1 mm do maximálně 2,5 mm). Partie s velmi jemnozrným křemenem jsou oproti žilkám silně limonitizované. Zrna jsou izometrická s xenomorfním omezením. Jejich velikost je menší než 0,2 mm. Mimo žilku v jemnozrných partiích se vyskytují i větší izometrická zrna křemene zhášeující undulózně. Na puklinách v křemenu a také na kontaktu jednotlivých zrn se vyskytuje limonit, popř. tvoří povlaky na krystalech v drúzových dutinách. Lze také pozorovat shluky či solitérní izometrická zrna opakních minerálů, které jsou v žilovině rozmístěny nepravidelně.



Obr. 16 Křemenná žilovina se zlatem (vz. č. 4). a – hrubozrnný okraj žilky s jemnozrnným středem a okolním žilným křemenem (v XPL); b – jemnozrnné partie s muskovitem až sericitem (limonitizace) a také s většími individui křemene (v XPL); c – zlato vyplňující dutinu v křemenné žilovině (v odraženém světle); d – zlato v dutině křemenu (obraz v BSE).

Rudní minerály jsou reprezentovány zlatem a arzenopyritem, který však nebyl analyzován. Mladší zlato vyplňuje vzácně se vyskytující dutinky v křemenu (křemen je omezen vlastními krystalovými plochami; obr. 16). Je světle žluté barvy bez patrné zonálnosti. Výsledky devíti analýz zlata jsou uvedeny v tab. 7.

	27/1.	28/1.	29/1.	30/1.	31/1.	32/1.	33/1.	34/1.	35/1.
Ag	24,50	24,44	24,09	22,81	24,60	26,06	24,24	24,64	25,89
Au	75,59	75,87	76,72	77,79	75,51	73,02	76,62	75,74	71,43
Bi	0,13	0,12	0,26	0,00	0,11	0,00	0,00	0,03	0,17
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Hg	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,11	0,00	0,04	0,03
As	0,05	0,02	0,04	0,11	0,02	0,00	0,09	0,11	0,07
Celkem	100,26	100,44	101,18	100,72	100,30	99,19	100,96	100,56	97,60

Tabulka 7 Chemismus zlata z lokality Zlátenka (WDX analýzy v hm. %).

Odebrané vzorky žiloviny ze Zlátenky jsou dosti chudé na akcesorické minerály. Lze pozorovat slídy, které tvoří lupínky nebo šupinky s často patrnou štěpností. Bývají často zprohýbány. Byly provedeny 4 analýzy slídy (tab. 8).

	Zlátenka vz. č. 4			
	20/1.	21/1.	23/1.	25/1.
SiO ₂	45,76	49,09	49,08	48,16
TiO ₂	0,63	0,15	0,22	0,01
Al ₂ O ₃	35,08	30,08	30,85	33,22
V ₂ O ₃	0,05	0,04	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,55	0,03	0,00
MgO	0,82	2,22	2,06	1,10
CaO	0,00	0,06	0,05	0,01
MnO	0,06	0,00	0,00	0,05
FeO	0,88	1,60	1,73	0,69
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,10	0,06
BaO	0,34	0,04	0,04	0,00
Na ₂ O	0,62	0,04	0,06	0,09
K ₂ O	10,41	9,47	9,92	10,14
F	0,15	0,46	0,38	0,23
Cl	0,00	0,01	0,02	0,01
celkem	94,81	93,85	94,55	93,81
Si	3,061	3,280	3,264	3,216
Ti	0,032	0,008	0,011	0,001
Al	2,766	2,370	2,418	2,614
V	0,003	0,002	0,000	0,001
Cr	0,001	0,002	0,001	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,028	0,001	0,000
Mg	0,082	0,221	0,204	0,110
Ca	0,000	0,005	0,003	0,001
Mn	0,003	0,000	0,000	0,003
Fe ²⁺	0,049	0,089	0,096	0,039
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,005	0,003
Ba	0,009	0,001	0,001	0,000
Na	0,081	0,006	0,007	0,012
K	0,889	0,807	0,842	0,864
catsum	6,975	6,819	6,853	6,863
F	0,032	0,097	0,079	0,049
Cl	0,000	0,002	0,007	0,002
O	10,968	10,901	10,914	10,949
ansum	11,000	11,000	11,000	11,000

Tabulka 8 Chemismus slíd (WDX analýzy v hm. %; vzorce přepočteny na 11 atomů F+Cl+O; Fe rozpočítáno za předpokladu, že suma kationtů bez Ca, Ba, Na a K se rovná 6).

Slídy vykazují nižší obsahy K, jehož obsah se pohybuje v rozmezí 9,5-10,4 hm. % K₂O. Obsah Mg dosahuje maximálně 2,2 hm. % MgO. Zvýšený obsah vykazuje Fe

(0,7-2,1 hm. % FeO tot.), Ti (až 0,6 hm. % hm. % TiO₂), Na (až 0,6 hm. % Na₂O) a také Ba (do 0,3 hm. % BaO). Z klasifikačního diagramu Riedera et al. (1998) vyplývá, že se jedná o illit a muskovit (obr. 14).

Z dalších minerálů se vyskytuje zirkon, monazit a rutil v asociaci se slídou. Výsledky analýzy rutilu a zirkonu jsou uvedeny v tab. 9.

Zlátenka vz. č. 4					
	rutil			zirkon	
	22/1.	24/1.		22/1.	24/1.
WO ₃	0,00	0,00	W	0,000	0,000
P ₂ O ₅		0,03	P		0,001
Nb ₂ O ₅	0,22	0,00	Nb	0,001	0,000
Ta ₂ O ₅	0,00		Ta	0,000	
SiO ₂	0,12	32,61	Si	0,002	0,998
TiO ₂	97,20	0,01	Ti	0,992	0,000
ZrO ₂	0,01	66,21	Zr	0,000	0,988
SnO ₂	0,01		Sn	0,000	
HfO ₂		1,23	Hf		0,011
ThO ₂		0,00	Th		0,000
UO ₂		0,07	U		0,000
Al ₂ O ₃	0,04	0,05	Al	0,001	0,002
Sc ₂ O ₃	0,02	0,00	Sc	0,000	0,000
V ₂ O ₃	0,15		V	0,002	
Cr ₂ O ₃	0,06		Cr	0,001	
Y ₂ O ₃		0,00	Y		0,000
Yb ₂ O ₃		0,00	Yb		0,000
Bi ₂ O ₃		0,00	Bi		0,000
MgO	0,00		Mg	0,000	
CaO	0,01	0,00	Ca	0,000	0,000
MnO	0,00	0,00	Mn	0,000	0,000
FeO	0,23	0,06	Fe ²⁺	0,003	0,002
ZnO	0,08		Zn	0,001	
SrO	0,00		Sr	0,000	
F		0,00	catsum	1,002	2,001
Cl		0,00	F		0,000
celkem	97,93	100,26	Cl		0,000
			O	2,000	4,000
			ansum	2,000	4,000

Tabulka 9 Chemismus rutilu a zirkonu (WDX analýzy v hm. %, vzorec rutilu přepočten na 2 atomy kyslíku, vzorec zirkonu přepočten na 4 atomy F+Cl+O).

Rutil neobsahuje v podstatě žádné příměsi ve významném množství. Zvýšený obsah vykazuje pouze Fe (0,2 hm. % FeO) a Nb (0,2 hm. % Nb₂O₅). V zirkonu lze zmínit pouze zvýšený obsah Hf (1,2 hm. % HfO₂).

Sekundární minerály jsou na lokalitě Zlátenka reprezentovány pouze místy se vyskytujícími „limonitem“, který vytváří žilky anebo silně limonitizované partie v jemnozrnném křemenu.

6.2 Studium fluidních inkluzí

6.2.1 Petrografie inkluzí

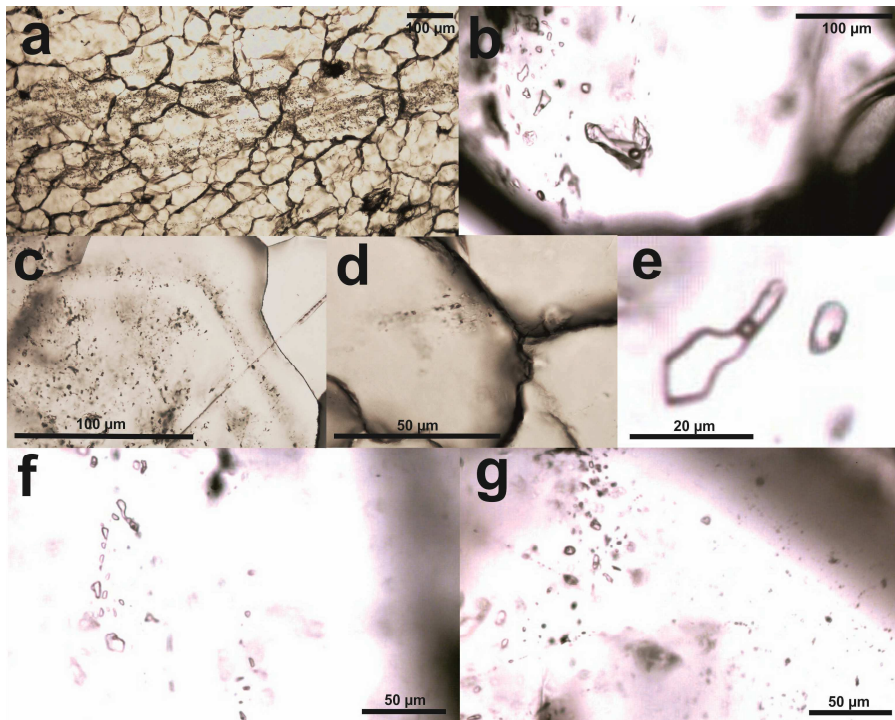
Fluidní inkluze byly studovány ve vzorcích křemenné žiloviny z lokalit Zlátenka, Opatov, Svojkovice a Hory. Fluidní inkluze ze vzorků z Hor u Předína byly zkoumány již v rámci bakalářské práce (Potočková 2010). V žilovině se nacházejí jak primární, tak i primárně-sekundární a sekundární FI. Jedná se především o dvojfázové inkluze typu L+V, méně o jednofázové inkluze typu L.

Ve vzorcích křemenu ze Svojkovic se vyskytují všechny paragenetické typy fluidních inkluzí – primární (dále jen P-FI), pseudosekundární (PS-FI) a také sekundární (S-FI). Primární fluidní inkluze jsou většinou malé (až 37 μm , většinou však méně než 10 μm) a vyskytují se na růstových zónách, popř. jsou solitérní nebo tvoří shluky většího počtu inkluzí. Mohou vykazovat trojrozměrnou distribuci. Vzhledem k velikosti nelze jednoznačně určit počet a druh fází především u FI na růstových zónách (obr. 17c). Ostatní inkluze jsou dvojfázové typu L+V. Tvar je většinou dosti variabilní (nepravidelný, měňavkovitý, místy až zaoblený, izometrický; obr. 17b, c, e, f, g). Stupeň zaplnění F se pohybuje v rozmezí 0,95-0,90. Sekundární inkluze se vyskytují na řádcích procházejících napříč celými zrny křemene, popř. tvoří v žilovině „pásky“ přes více zrn najednou (křemen je místy značně rozpukaný; obr. 17a). Lze také pozorovat křížení puklin. Jedná se o velmi malé FI pravděpodobně typu L (tedy jednofázové, o velikosti řádově X μm). Méně lze rozeznat v některých vzorcích i sekundární inkluze typu L+V. Tvar je různý stejně jako u P-FI (hlavně však měňavkovitý). Posledním typem jsou pseudosekundární inkluze vyskytující se na puklinách, které probíhají středem zrn, popř. od středu téměř ke kraji jednotlivých zrn (nedosahují však jejich okraje; obr. 17d). Inkluze se na těchto řádcích směrem od středu ke kraji zrna zvětšují. Jedná se převážně o typ L+V. Vyskytuje se zde také velké množství černých S-FI různého tvaru. Tvoří pruh přes celý vzorek. Jsou velmi malé velikosti (do 2 μm).

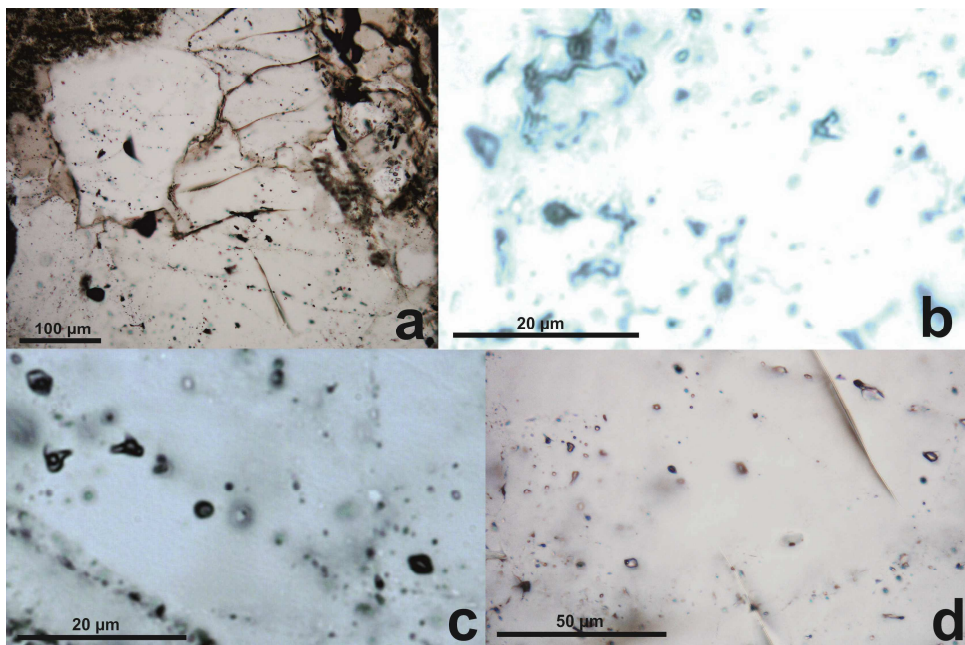
V žilovině z Opatova se vyskytují taktéž všechny genetické typy inkluzí (P, PS i S). Primární FI jsou převážně solitérní, méně se vyskytují ve skupinkách několika inkluzí, které mají trojrozměrnou distribuci (dosahují velikosti maximálně 20 μm). Jedná se

převážně o typ L+V se stupněm zaplnění (F) převážně 0,95 (vzácně i 0,60; obr. 18b,d). Jsou nepravidelného nebo protáhlého tvaru, většinou zaoblené. Na puklinách se vyskytují sekundární inkluze převážně typu L+V (obr. 18a). Lze pozorovat i křížení jednotlivých řádků. Stupeň zaplnění se pohybuje převážně v rozmezí 0,95 až 0,90 (vzácně i 0,70). Tvar je v některých vzorcích značně variabilní (protáhlé, měňavkovité). Někde však převažují oválné, téměř izometrické až protáhlé inkluze (F = 0,95). Méně lze pozorovat i jednofázové inkluze. Pseudosekundární FI jsou velmi malé a nelze většinou s jistotou určit počet ani druh fází a příp. i stupeň zaplnění (většina je pravděpodobně jednofázových; některé typu L+V – obr. 18c).

Poslední zkoumanou lokalitou je Zlátenka. Křemen, který je považován za sekreční (vz. č. 14), obsahuje převážně zaoblené fluidní inkluze, které jsou protáhlé až izometrické. Vzácně vykazují měňavkovitý tvar s výběžky. Vyskytují se zde 2 typy dvojfázových inkluzí. V prvním převažuje kapalina (jedná se o L+V) se stupněm zaplnění 0,95-0,70; druhým typem jsou inkluze V+L (převažuje plyn) se stupněm zaplnění 0,05 až 0,50. Inkluze vykazují trojrozměrnou distribuci. Jednotlivé genetické typy od sebe nelze se stoprocentní jistotou rozlišit, jelikož je tento typ křemene doslova „přeplněný“ inkluzemi (obr. 19). Velikost inkluzí se pohybuje mezi 5-20 μm . Při studiu těchto inkluzí nebyly pozorovány žádné jednofázové inkluze. Ostatní vzorky, které jsou považovány za žilovinu, jsou variabilní. Některé jsou tak jemnozrné až celistvé, že v nich nelze inkluze blíže charakterizovat z důvodu jejich příliš malé velikosti. Jedná se o nepravidelné a velmi malé solitérní inkluze (do 2 μm). V ostatních vzorcích se vyskytují dvojfázové inkluze typu L+V různého tvaru (izometrické až protáhlé, ale i měňavkovité či nepravidelné inkluze). Vykazují trojrozměrnou distribuci. Stupeň zaplnění (F) je převážně 0,95, vzácně i 0,70. Jedná se o primární i sekundární FI, které mají ovšem obdobné vlastnosti. Liší se pouze distribucí v rámci zrna. Sekundární probíhají po puklinách skrz jednotlivá zrna a lze vzácně pozorovat i jejich křížení. Primární inkluze tvoří převážně shluky uprostřed nebo při okraji zrna. V některých vzorcích však převažuje solitérní výskyt P-FI spíše izometrického, méně však i nepravidelného tvaru. Méně často jsou přítomny i jednofázové inkluze.

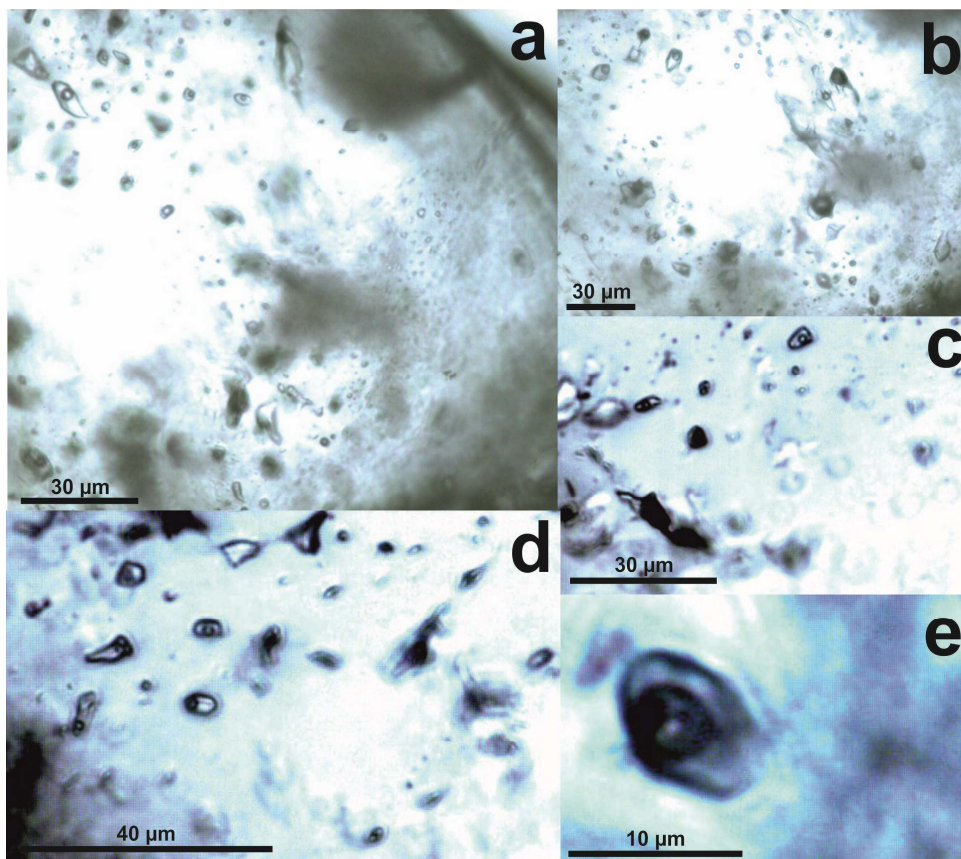


Obr. 17 Fluidní inkluze ze vzorků ze Svojkovic. *a* – „pás“ sekundárních FI přes více zrn (vz. č. 3); *b* – primární FI typu L+V (F největší FI = 0,90; vz. č. 20); *c* – primární FI na růstové zóně (vz. č. 3); *d* – pseudosekundární inkluze (L+V; vz. č. 3); *e* – primární fluidní inkluze typu L+V ($F=0,95$; vz. č. 20); *f* – P/PS fluidní inkluze s $F = 0,95$ (vz. č. 20); *g* – primární FI ($F = 0,95$; vz. č. 20)).



Obr. 18 Fluidní inkluze ze vzorků z Opatova (vz. č. 1). *a* – sekundární fluidní inkluze, křížení řádků ($L>L+V$); *b* – primární fluidní inkluze typu L+V; *c* –

pseudosekundární fluidní inkluze typu L+V ($F = 0,70-0,60$); d – primární FI typu L+V.



Obr. 19 Fluidní inkluze nejasné geneze ze vzorků z lokality Zlátenka. a – inkluze typu L+V (H_2O -plyny-soli; F pro $L > V = 0,90-0,70$; F pro $V > L = 0,05$; vz. č. 14); b – inkluze nejasné geneze (vz. č. 14); c – fluidní inkluze L+V; $F = 0,90$ (vz. č. 14); d – fluidní inkluze v sekrečním křemenu (vz. č. 14); e – fluidní inkluze v žilovině (L+V, $F = 0,65$; vz. č. 14).

6.2.2 Mikrotermometrie

Během měření se ukázalo, že se nejedná pouze o dvousložkové inkluze typu H_2O -soli, ale také o inkluze typu H_2O -plyny-soli. Oba typy inkluzí se ve vzorcích vyskytují společně (obr. 18c a 19b). Výsledky pro jednotlivé typy inkluzí jsou uvedeny v tab. 10 a tab. 11.

6.2.2.1 Inkluze typu H₂O-soli

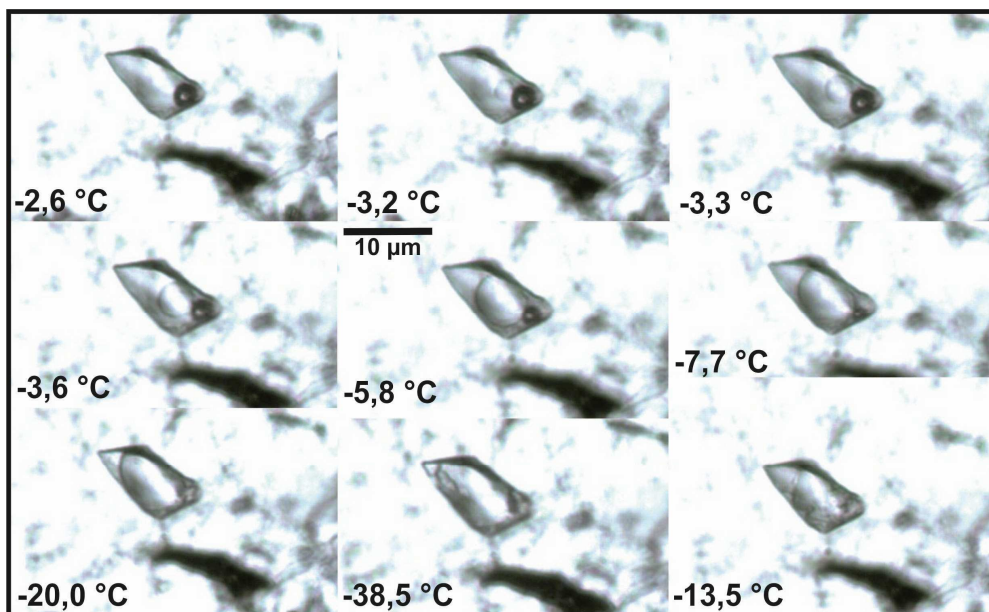
vzorek č.	lokalita	geneze	fázové složení	Th _L (°C)	Tf (°C)	Tm-ice (°C)	Te (°C)	salinita (hm. % NaCl ekv.)
1	Op	P	L+V	94-353	-52 až -38	-0,7 až -4,8		1,2-7,6
		S	L+V	150-217	-48 až -52	-2,1 až -4,8		3,6-7,6
18	Op	P	L+V	106-412	-36 až -46	-0,4 až -2,4		0,7-4,0
		S	L+V	194-225	-43 až -44	-1,8 až -2,2		3,1-3,7
3	Sv	P	L+V	93-160	-41	-0,5		0,9
20	Sv	P	L+V	102-257	-37 až -47	-0,6 až -3,6	-29,5 a -30,6	1,1-5,9
15	Zl	P	L+V	130-278	-46 až -36	-1,5 až -3,6	-29,6 až -32,7	2,6-5,9
16	Zl	P	L+V	125-203	-39			
2	Hory	P	L+V	130-192	-43 až -50	-2,9 až -5,4		4,8-8,4
7	Hory	P/PS	L+V	150-228	-46 až -50	-3,9 až -5,3		6,3-8,3
8	Hory	P/PS	L+V	133-282	-40 až 50	-2,9 až -6,5		4,8-9,9
9	Hory	P/PS	L+V	111-295	-44 až -51	-3,2 až -5,5		5,3-8,6
10	Hory	P/PS	L+V		-42 až -47	-3,6 až -4,4		5,9-7,0

Tabulka 10 Výsledky mikrotermometrie pro inkluze typu H₂O-soli. Op – Opatov, Sv – Svojkovice, Zl – Zlátenka. Data pro lokalitu Hory byla převzata z Potočkové et al. (2010).

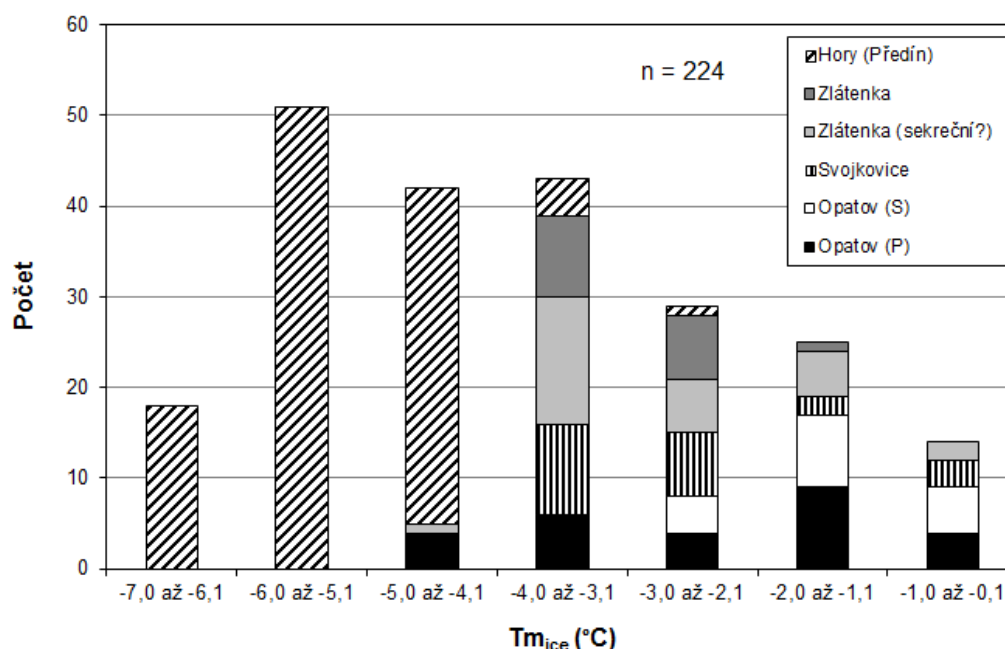
Ve vzorcích z Opatova se teploty homogenizace (Th) primárních fluidních inkluzí pohybují v rozmezí 94-412 °C (tab. 10). Jedná se o značně velký rozptyl hodnot. Z obr. 23 je však patrné, že nejvíce hodnot spadá do intervalu 90-270 °C; vyšší teploty byly naměřeny výjimečně. Inkluze s nejvyššími dosaženými Th se vyskytují nahodile v různých vzorcích. Salinita, stanovená na základě teploty tání posledního ledu (Tm; obr. 21), dosahuje hodnot od 0,7 do 7,6 hm. % NaCl ekv. (tab. 10; Bodnar 2003). Teplotu eutektika (Te) nebylo možno měřit kvůli malým rozměrům fluidních inkluzí. Sekundární inkluze z Opatova vykazují Th v užším rozmezí (150-225 °C) než primární FI (tab. 10, obr. 22). Teplota eutektika nebyla opět změřena. Teplota tání ledu je -1,8 až -4,8 °C, což odpovídá dle Bodnara (2003) salinitě 3,1-7,6 hm. % NaCl ekv. I v tomto parametru vykazují sekundární inkluze užší rozsah hodnot než je tomu u P-FI.

Co se týče primárních inkluzí ze Svojkovic, dosahují teploty homogenizace poměrně úzkého intervalu teplot od 93 do 257 °C (tab. 10, obr. 22), což odpovídá intervalu nejvíce se vyskytujících teplot u P-FI z Opatova. Salinita vykazuje hodnoty 0,9-5,9 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 2003). U vzorku č. 20 (Svojkovice) se podařilo změřit Te mezi -29,5 a -30,6. Na obr. 20 je zachycen růst krystalu ledu při vymrazování inkluze.

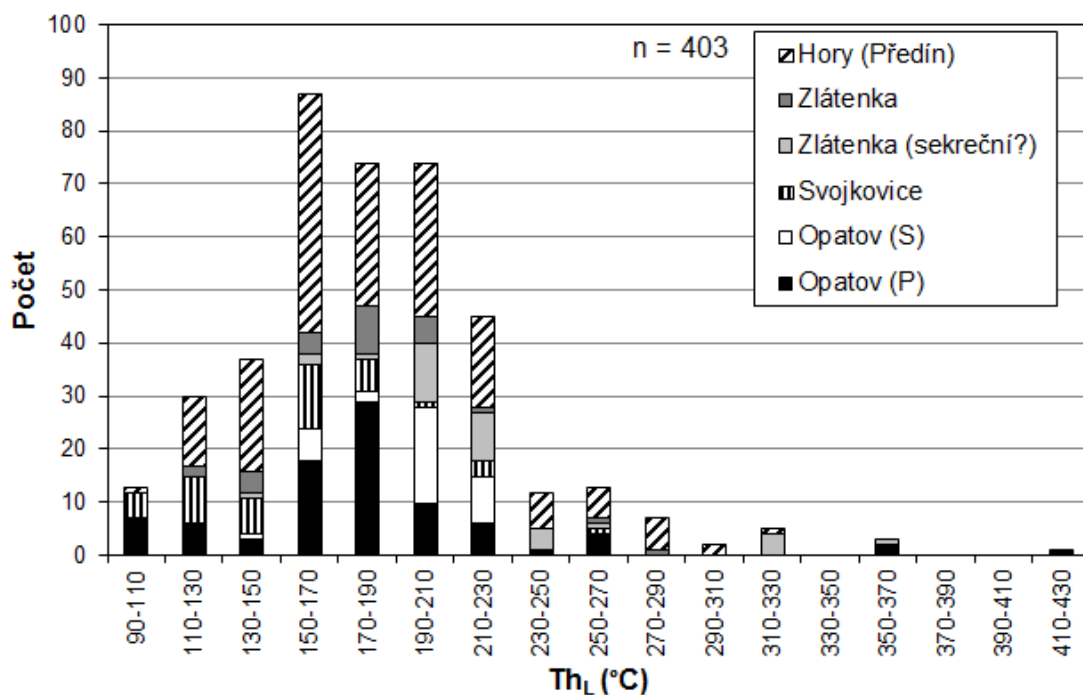
Na poslední lokalitě (Zlátenka) byly měřeny taktéž pouze primární FI, které vykazují T_h v rozsahu 125-278 °C (hlavně však v intervalu 130-210 °C; obr. 22). Salinita fluida je 2,6-5,9 hm. % NaCl ekv. (tab. 10). I zde se podařilo naměřit teploty eutektika v rozmezí -29,6 až -32,7 °C.



Obr. 20 Postupné vymrazování primární fluidní inkluze typu L+V (růst krystalu ledu; Svojkovice, vz. č. 20).



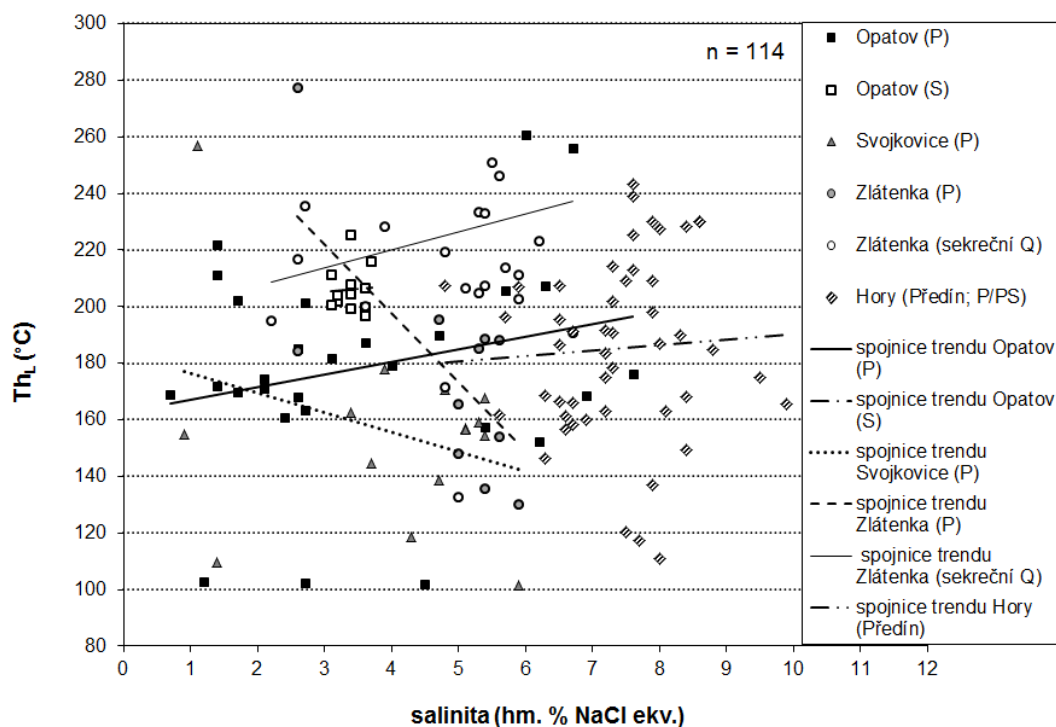
Obr. 21 Histogram teplot tání poslední pevné fáze (ledu). Data pro Hory (Předín) byla převzata z Potočkové et al. (2010).



Obr. 22 Histogram teplot homogenizací všech měřených vzorků. Data pro Hory (Předín) byla převzata z Potočkové et al. (2010).

Rozsah teplot homogenizací na kapalinu u primárních FI z Hor (dále Th_L) je značně variabilní v rozsahu od 129 do 259 °C. Salinita fluid, stanovená na základě teplot tání posledního ledu (T_m), se pohybuje v rozmezí 2,4-9,9 hm. % NaCl ekv. Teploty eutektika (T_e) bylo velmi obtížné až nemožné měřit vzhledem k velikosti inkluzí, podařilo se proto získat jen dvě hodnoty, a to -35 a -38 °C.

Teploty homogenizace a salinita byly vyneseny do grafu (obr. 23) pro identifikaci případných trendů v mísení fluid. Přestože lze v grafu pozorovat náznak trendů (převážně trendy naznačující míšení výšeteplotních a výšesalinních s nížeteplotními a nížesalinními roztoky), nelze je považovat za statisticky průkazné z hlediska hodnot korelačních koeficientů spojnic trendů. O případném trendu lze uvažovat pouze u vzorku žiloviny ze Zlátenky, kde je nejvyšší hodnota $R^2 = 0,49$. V případě tohoto vzorku by se mohlo jednat o míšení roztoků s nižší salinitou, ale vyšší teplotou s fluidy o vyšší salinitě a nižší teplotě. Ostatní studované vzorky vykazují hodnoty R^2 nižší nebo rovny 0,10.



Obr. 23 Graf korelace Th a salinity. Data pro Hory (Předín) byla převzata z Potočkové et al. (2010).

6.2.2.2 Inkluze typu H_2O -plyny-soli

Inkluze s mikrotermometricky detekovatelným obsahem plynů, které se vyskytují společně s prvním typem inkluzí, byly zjištěny pouze na lokalitě Opatov a Zlátenka (v sekrečním křemenu). Výsledky mikrotermometrie jsou uvedeny v tab. 11.

Teploty celkové homogenizace inkluzí (Th_{tot}) se podařilo stanovit pouze u sekrečního křemene ze Zlátenky (č. 14), kde vykazují široký rozptyl (133-328 °C, na kapalinu; obr. 22). Byly stanoveny i dvě teploty celkové homogenizace na plyn (251 a 365 °C). U inkluzí homogenizujících na plyn byla stanovena teplota tání pevného CO_2 (-57,5 °C) a teplota tání poslední pevné fáze (klatrátu) na 13,0 °C. Teploty eutektika se nepodařilo zachytit. Pro inkluze homogenizující na kapalinu byly stanoveny teploty tání pevného CO_2 v rozmezí -62,4 a -65,8 °C a teploty tání klatrátu v rozmezí 11,3-13,9 °C.

Co se týče vzorků z Opatova, byla stanovena pouze $Th-CH_4$ na plyn v jediném vzorku (-92,0 °C, tab. 11), teploty celkové homogenizace se zachytit nepodařilo. Podařilo se však změřit teploty tání pevného CO_2 v intervalu -62,7 až -65,9 °C a také teplotu eutektika (-21,9 °C; č. 18).

vzorek č.	1	18	14	
lokality	Opatov	Opatov	Zlátenka	
geneze	P	P	nejasná	nejasná
fázové složení	L+V	?V/V+L?	L+V	V+L
Th-tot (°C)			133-328 (L)	251 a 365 (V)
Th-CH₄ (°C)	-92,0 (V)			
Tm-ice (°C)			-0,7 až -4,2	
Tm-CO₂ (°C)		-62,7 až -65,9	-62,4 a -65,8	-57,5
Tm-cla (°C)		7,0	11,3-13,9	13,0
Te (°C)		-21,9		

Tabulka 11 Výsledky mikrotermometrie pro inkluze typu H₂O-plyny-soli.

6.2.3 Chemická analýza výluhů fluidních inkluzí

Chemická analýza výluhů byla provedena ve vzorcích ze všech zkoumaných lokalit. Jedná se o stejné vzorky, které byly použity i pro analýzy izotopů a pro mikrotermometrii. Výsledky analýzy výluhů z fluidních inkluzí jsou uvedeny v tab. 12.

lokality	Zlátenka		Opatov		Svojkovice	Štůlně		Malý Štítek	Zákopy	
číslo vzorku	14	15	1	18	20	2	10	8	7	9
Li	6,7	23	17	1,4	24	34	42	56	43	28
Na	1359	1518	1286	643	688	519	461	574	702	970
K	766	626	3313	342	392	1004	380	356	554	512
Mg	44	33	56	18	6,1	202	7,0	61	22	39
Ca	140	142	301	94	48	3249	169	979	442	883
F	10	2,2	58	4,3	0,9	39	14	23	22	10
Cl	1413	2383	1400	478	506	460	307	307	712	821
Br	5,5	12	3,5	1,1	1,7	0,8	1,4	0,7	2,4	2,8
I	2,1	1,5	2,7	1,7	1,8	0,4	0,1	0,4	0,2	<0,1
NO ₃	428	441	831	278	299	367	150	678	298	448
SO ₄	47	54	1035	34	36	96	60	81	76	310
Br/Cl x 10 ³	1,72	2,22	1,11	1,06	1,47	0,79	2,06	0,95	1,52	1,50
I/Cl x 10 ⁶	415	171	531	995	979	215	107	341	60	<34
K/Na	0,33	0,24	1,52	0,31	0,34	1,14	0,49	0,36	0,46	0,31
Ca/Na	0,06	0,05	0,13	0,08	0,04	3,16	0,43	2,68	0,78	1,68
Li/Na	0,02	0,05	0,04	0,01	0,12	0,22	0,31	0,32	0,21	0,10
Q+/Q-	1,9	1,3	2,1	2,3	2,3	10,1	3,4	4,3	2,7	2,9
HCO ₃ ⁻	2562	1183	5201	1474	1610	12744	1944	4487	2880	4222
CO ₃ ²⁻	1260	582	2558	725	792	6268	956	2207	1417	2076

Tabulka 12 Výsledky analýzy výluhů z fluidních inkluzí v žilném křemenu (hodnoty v ppb), vypočtené molární poměry a nábojová bilance Q+/Q-. HCO₃⁻ a CO₃²⁻ – modelové výpočty za předpokladu, že Q+/Q- je rovno 1.

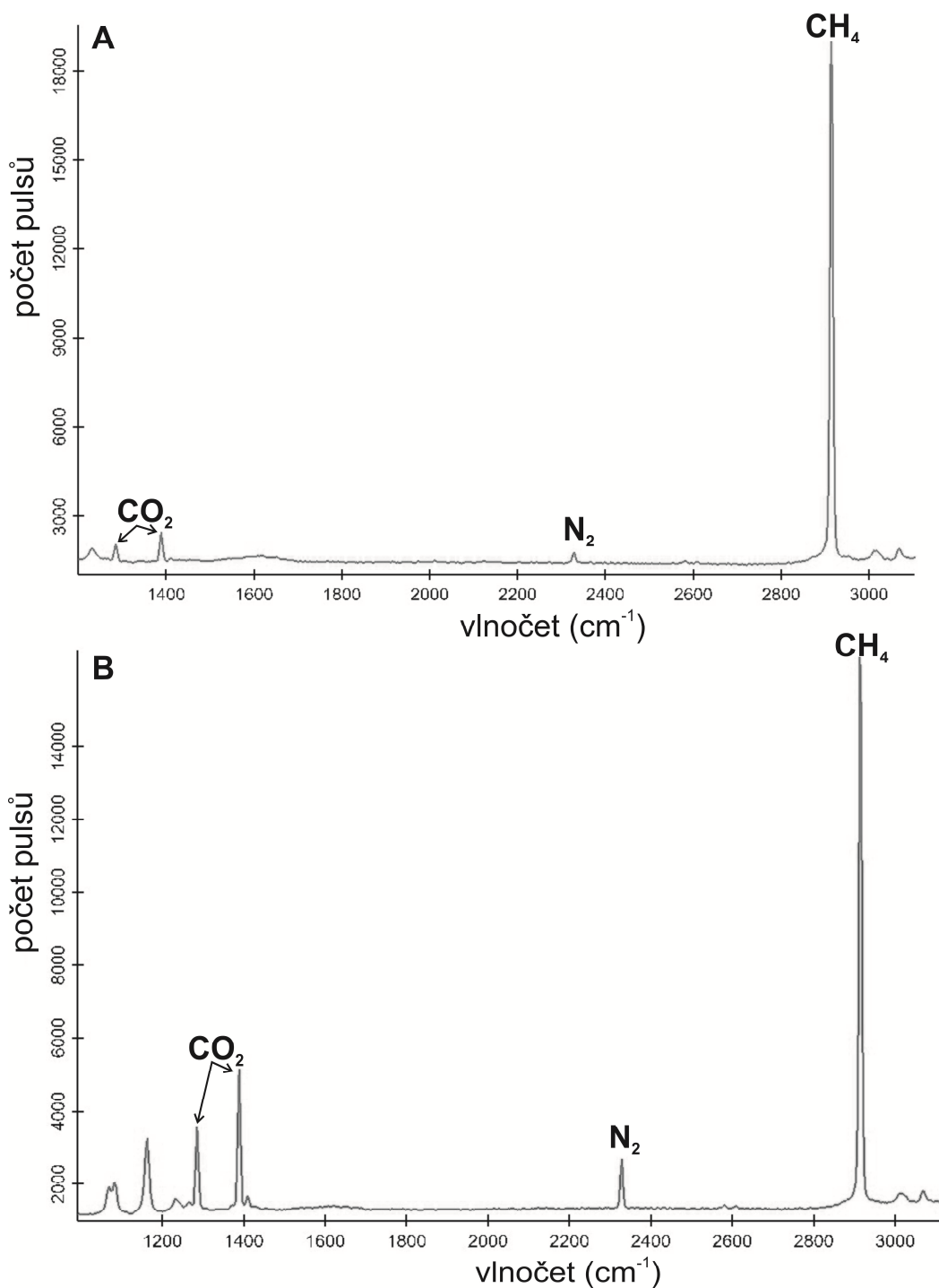
Ve všech vzorcích dominuje aniont Cl⁻, ale zvýšené hodnoty vykazuje i NO₃⁻ (tab. 12), jenž ve vz. č. 8 vykazuje dokonce vyšší hodnoty, než byly stanoveny u Cl. Vzorek

č. 1 (Opatov) vykazuje také vyšší obsahy SO_4^{2-} . Z kationtů převažuje Ca^{2+} , K^+ a Na^+ na všech lokalitách (tab. 12). V jediném vzorku (č. 2 – Štůlně) byl stanoven zvýšený obsah Mg (cca 200 ppb). Z těchto dat lze předpokládat přítomnost hlavně chloridů a dusičnanů (vzácně síranů) Na, K a Ca. Avšak vypočítaná nábojová bilance (poměr Q^+/Q^-) není vyrovnaná. Aby bylo dosaženo elektroneutality, musel by být poměr Q^+/Q^- roven 1. Z tab. 12 je však jasně patrné, že poměry dosahují vyšších hodnot, což naznačuje přítomnost dalších – analýzou nestanovených - aniontů, jako jsou např. CO_3^{2-} nebo HCO_3^- . V tab. 12 jsou uvedeny modelové výpočty obsahu HCO_3^- a CO_3^{2-} za předpokladu, že je poměr Q^+/Q^- roven 1. U většiny vzorků je zřejmá převaha obsahu hydrogenuhličitanových/uhličitanových aniontů nad chloridovými a dusičnanovými anionty. Nejvyšší množství těchto modelově dopočtených aniontů vykazuje vzorek 2 ze Štůlní (Q^+/Q^- dosahuje hodnoty 10,1), kde anionty $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$ mnohonásobně převyšují obsahy chloridových aniontů a navíc je zde dominantní vápník jako na jediné lokalitě, což bude s nejvyšší pravděpodobností způsobeno kontaminací vzorku (přítomností karbonátu v křemenu). U vzorku žiloviny ze Zlátenky je stále převažujícím aniontem Cl i při uvažované přítomnosti CO_3^{2-} nebo HCO_3^- .

Z výsledků byly dále vypočteny molární poměry halogenů, které lze využít k interpretaci pravděpodobných zdrojů hydrotermálních fluid formujících zlatonosné mineralizace (tab. 12). Molární poměry Br/Cl z lokalit opatovsko-svojkovického revíru vykazují poměrně širokou variabilitu v rozmezí $0,8\text{-}2,1 \times 10^{-3}$ a stejně tak i poměry I/Cl ($34\text{-}995 \times 10^{-6}$). Vzorky ze Zlátenky mají užší rozsahy hodnot (Br/Cl $1,7\text{-}2,2 \times 10^{-3}$ a I/Cl $171\text{-}415 \times 10^{-6}$).

6.3 Ramanova spektroskopie

Na základě měření Ramanových spekter (obr. 24) bylo určeno chemické složení plynů ve fluidních inkluzích ze dvou vzorků (vz. č. 1 z Opatova, vz. č. 14 ze Zlátenky). Vzorek z Opatova vykazuje převahu metanu (68 mol. %) nad oxidem uhličitým (24 mol. %), v malém množství se vyskytuje i dusík (8 mol. %). U Zlátenky je tomu opačně, převažuje oxid uhličitý (56 mol. %) nad metanem (27 mol. %). Obsah dusíku je výrazně vyšší než u Opatova (17 mol. %).



Obr. 24 Ramanova spektra pro plynem bohaté inkluze ze vzorku 1 z Opatova (A) a ze vzorku 14 ze Zlátenky (B).

6.4 Studium stabilních izotopů kyslíku

Stabilní izotopy kyslíku byly studovány v křemenné žilovině ze všech lokalit (Hory, Opatov, Svojkovice, Zlátenka) a také v pravděpodobně sekrečním křemenu ze Zlátenky. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ křemene z Hor se pohybují v intervalu +9,4 až +10,8 ‰ SMOW (tab.

13). Bylo stanoveno také izotopové složení křemene z kvarcitu z lokality Hory – Zákopy, jehož hodnota $\delta^{18}\text{O}$ je +13,5 ‰ SMOW. V porovnání s Horami vykazuje Opatov mírně vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (+12,3 a +13,2 ‰ SMOW) a Svojkovice naopak nižší (+8,7 ‰ SMOW). Křemenná žilovina i sekreční křemen ze Zlátenky dosáhly nejvyšších hodnot $\delta^{18}\text{O}$ ze všech vzorků (+14,3 a +14,4 ‰ SMOW).

číslo vzorku	popis vzorku	lokalita	$\delta^{18}\text{O}_{\text{křemenu}}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰ SMOW)	teplota (°C)
2	křemen	Štůlně	9,4	-8,1 až -2,8	130-192
7a	křemen	Zákopy	10,2	-2,5 až -0,9	184-209
9a	křemen		9,4	-2,8 až -0,1	191-239
7b	kvarcit	Zákopy	13,5		
8	křemen	Malý Štítek	10,8	-4,7 až -0,4	150-207
1	křemen	Opatov	12,3	-9,7 až +2,2	94-226
18	křemen		13,2	-2,4 až +3,2	148-229
20	křemen	Svojkovice	8,7	-12,2 až -3,1	102-197
14	křemen (sekreční?)	Zlátenka	14,4	+2,2 až +5,5	191-251
15	křemen		14,3	-3,2 až +3,5	130-215

Tabulka 13 Výsledky analýz izotopového složení kyslíku křemene a vypočítané izotopové složení kyslíku hydrotermálních fluid (přepočteno dle Zhenga 1993).

7 DISKUZE

7.1 Mineralogie

Všechny lokality z opatovsko-svojkovického rudního revíru (Opatov, Svojkovice, Hory) se vyznačují velmi jednoduchými minerálními asociacemi. V Horách, jako na jediné lokalitě, bylo potvrzeno zlato s obsahem Ag 19,2-34,4 hm. % (převážně elektrum), vzácně se vyskytuje i téměř ryzí zlato (do 4,2 hm. % Ag). V Opatově, ani ve Svojkovicích však zlato v nově odebraných vzorcích nebylo objeveno. Jediným rudním minerálem je pyrit, který svým složením odpovídá teoretickému vzorci (obsah As $\leq 0,04$ hm. %). Dalšími minerály, které se běžně vyskytují v akcesorickém množství, jsou slídy (illit a muskovit), rutil, zirkon, xenotim-(Y) a monazit-(Ce) a baryt. V Opatově byly na mikrosondě určeny i Mg-Fe karbonáty a fosfáty s Al+Sr či Br+Sr (minerály skupiny goyazitu). Ve Svojkovicích byl navíc stanoven fluorapatit. Sekundární minerály jsou reprezentovány směsí oxidů a hydroxidů Fe (tzv. limonitem) a jarositem. Hlavním minerálem hlušiny je křemen, stejně jako v Horách. Hory se od výše popsaných lokalit liší pouze o něco pestřejší asociací rudních minerálů (navíc akantit, galenit, chalkopyrit a blíže neurčená NiAsS fáze) a absencí některých akcesorických minerálů (např. Mg-Fe karbonáty). Jinak je mineralogické složení žil v celém tomto revíru shodné. U slíd a dalších akcesorických minerálů, které se vyskytují v asociaci se slídkami, nelze zcela vyloučit jejich původ v okolních horninách. Lupínky či šupínky slíd lze najít i v okolním kvarcitu.

Poslední zkoumanou lokalitou je Zlátenka, kde se však dnes již nevyskytují povrchové stopy po dobývání zlata (dnes jde o zemědělsky obhospodařované pole). Jediným náznakem je zalesněný terén přepracovaný těžbou deluvií. Vzorky byly proto odebrány z pole, kde se dle dostupné literatury dříve vyskytovaly pinky a haldy. Na jediném vzorku křemenné žiloviny bylo možno pozorovat makroskopické zlato. Asociace rudních minerálů je, mimo zlata, tvořena i arzenopyritem. Zlato je mladší minerální fází, která vyplňuje dutinky v křemenu. Jedná se o elektrum s obsahem Ag od 22,8 do 26,1 hm. %. Z příměsí se vyskytuje Bi (do 0,26 hm. %), mírně zvýšené obsahy vykazuje i Hg (do 0,11 hm. %) a As (do 0,11 hm. %). Z akcesorií se vyskytují slídy (illit a muskovit), zirkon, monazit-(Ce) a rutil. Sekundární minerály jsou reprezentovány pouze limonitem. I v tomto případě se tedy jedná o velmi chudou minerální asociaci (hlavně co se rudních minerálů týče). Námi získaná data se ovšem neshodují s dříve

publikovanými údaji pro chemismus zlata z primárního výskytu na této lokalitě a také nebyla potvrzena přítomnost minerálů Bi a Te (tellurobismutit, maldonit). Litochleb a Pavlíček (1989) uvádějí obsah Ag ve zlatě (z primárních výskytů) od 5,2 do 5,3 hm. %. Jedná se tedy o zlato vysoké ryzosti, které je doprovázeno Bi-telluridy, pyritem a arzenopyritem. Zlato z rozsypů z této lokality má nižší ryzost než primární (obsah Ag se pohybuje v rozmezí 17,6-25,4 hm. %; Malec a Novák 1982), což odpovídá i námi provedeným analýzám. Tato fakta nasvědčují tomu, že se na lokalitě Zlátenka vyskytují dva typy Au-mineralizace. Litochleb a Sejkora (2004) uvádějí dokonce tři typy Au-mineralizace v této oblasti. Prvním typem jsou křemenné žíly a žilníky s hydrotermální alterací horniny v tektonicky exponovaných úsecích s Au vysoké ryzosti a doprovodnými sulfidy (arzenopyrit, pyrit, vzácně i minerály Bi a Te). Litochleb et al. (2004) předpokládají, že vznik této mineralizace je spjat s hydrotermální alterací hornin v tektonicky exponované zóně a s mobilizací minerálních složek ze starší metamorfogenní Au-křemenné mineralizace vázané na horninový komplex pestré skupiny (Humpolec – Orlík). Tato metamorfogenní mineralizace je zároveň druhým typem mineralizace vyskytujícím se dle Litochleba a Sejkory (2004) v této oblasti. Třetím typem, který autoři uvádějí, je Au-Ag křemenná až stříbrnosná polymetalická mineralizace v tektonických zónách se zlatem nižší ryzosti nebo elektrem (méně se vyskytují i sulfidy, popř. sulfoarzenidy; např. lokalita Pacov). Tento poslední typ mineralizace odpovídá svými charakteristikami nově získaným datům (zlato nižší ryzosti/elektrum, arzenopyrit), ale také dříve publikovaným údajům o rozsypovém zlatě.

Ze všech dostupných dat lze tedy dojít k závěru, že na lokalitě Zlátenka se vyskytují dva typy žilné Au-mineralizace:

1. křemenné žíly a žilníky s hydrotermální alterací hornin, pro něž je typické zlato vysoké ryzosti a výskyt dalších sulfidů jako je arzenopyrit, pyrit a vzácně i výskyt minerálů Bi a Te (Litochleb et al. 2004).
2. Au-Ag křemenná mineralizace, která je charakteristická výskytem zlata nižší ryzosti nebo výskytem elektra. V menší míře se mohou vyskytovat i sulfidy či sulfoarzenidy (arzenopyrit).

7.2 Chemické složení a původ fluid formujících mineralizace

Na základě mikrotermometrického studia a Ramanovské analýzy bylo možno rozlišit dva typy inkluzí, a to H₂O-soli a H₂O-plyny-soli (Opatov, Zlátenka). Přestože bylo

rozlišení jednotlivých genetických typů FI obtížné vzhledem k jejich velkému počtu inkluzí v rámci jednoho zrna, místy bylo možno pozorovat buď solitérní výskyty, popř. i shluky více inkluzí s trojrozměrnou distribucí (primární FI), anebo inkluze vyskytující se na řádku (sekundární inkluze na puklinách). V rámci jedné populace se často vyskytovaly i tmavé inkluze, popř. inkluze typu V+L, spolu s inkluzemi typu L+V. Tyto tmavé inkluze, u kterých nebyly pozorovány při mikrotermometrii žádné fázové změny, mohou představovat inkluze zcela zaplněné plynem pod nízkým tlakem. Mimo to se podařilo na lokalitě Zlátenka a Opatov získat mikrotermometrická data i pro několik inkluzí s výraznou převahou plynu. Na základě koexistence plynem a kapalinou bohatých FI lze předpokládat, že došlo k zachycení inkluzí během heterogenizace fluida (Zachariáš 2000).

Z teplot tání poslední pevné fáze (ledu) byla stanovena salinita FI typu H₂O-soli, která se u vzorků z Opatova pohybuje v rozmezí 1-8 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 2003). V Horách dosahuje salinita o něco vyšších hodnot v rozmezí 2-10 hm. % NaCl ekv. Zlátenka naopak vykazuje nižší rozsah i hodnoty salinity (3-6 hm. % NaCl ekv.), stejně jako Svojkovice (1-6 hm. % NaCl ekv.). Teploty eutektika byly stanoveny pouze u primárních FI pro vzorky ze Svojkovic (-29,5; -30,6 °C) a ze Zlátenky (-29,6 až -32,7 °C). Dle Davise et al. (1990) je T_e pro systém H₂O+NaCl rovna -21,2 °C, což je vyšší hodnota než námi stanovené. Proto lze usuzovat na přítomnost dalších solí v roztoku. V úvahu připadá KCl a/nebo MgCl₂, popř. i CaCl₂. Pro systém H₂O+NaCl+MgCl₂ uvádí Davis et al. (1990) $T_e = -35,0$ °C a pro systém H₂O+NaCl+KCl $T_e = -22,9$ °C. Dle Borisenka (1977) je T_e pro systém H₂O+CaCl₂+KCl -50,5 °C. Solný systém ve fluidních inkluzích bylo možno upřesnit na základě výsledků analýz výluhů FI. Dle výsledků a modelových výpočtů je převažujícím aniontem pro většinu vzorků především HCO₃⁻/CO₃²⁻ následovaný Cl⁻. Z kationtů pak dominují Na⁺, K⁺ a Ca²⁺ v různém poměru.

U inkluzí typu H₂O-plyny-soli se podařilo zachytit teploty tání klatrátu, které dosahují hodnot v rozmezí 11,3-13,9 °C pro Zlátenku a 7,0 °C pro Opatov. Dále byly změřeny teploty tání CO₂ jak v Opatově (-62,7 až -65,9), tak na Zlátence (-57,5 až -65,8 °C). Přítomnosti dalších plynů mimo CO₂ potvrzují i nižší teploty tání pevného CO₂ než je teplota pro čistý systém H₂O-CO₂ (-56,6 °C) a vyšší teploty tání klatrátu než +10,1 °C (Diamond 1992). Přítomnost CO₂, CH₄ a N₂ byla v daných inkluzích potvrzena i pomocí Ramanovy spektrometrie.

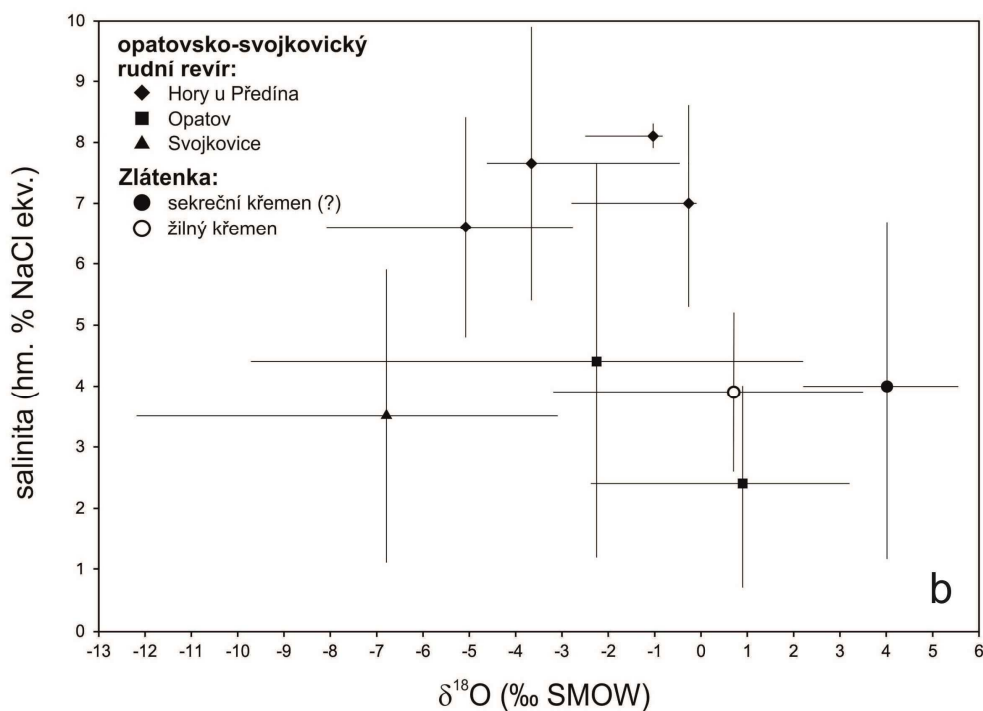
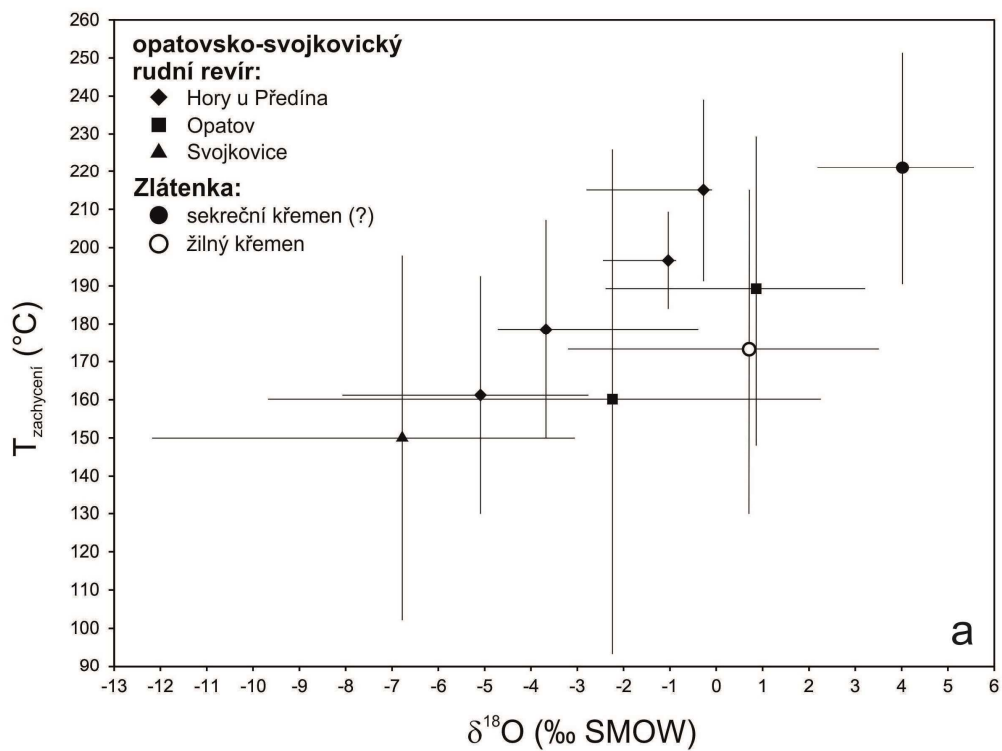
Pro výpočet izotopového složení kyslíku fluid byly použity intervaly teplot homogenizací primárních fluidních inkluzí (Th pro populace s plynem bohatými a kapalinou bohatými inkluzemi, s vyloučením odlehých hodnot), které lze v případě heterogenně zachycených vodných roztoků považovat za skutečné teploty matečných roztoků (Zachariáš 2000). Vypočítané izotopové složení kyslíku fluid v opatovsko-svojkovickém rudním revíru vykazuje široký rozptyl hodnot a pohybuje se převážně v záporných, méně často v kladných hodnotách (tab. 13). Na lokalitě Hory a Svojkovice se hodnoty $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ pohybují výhradně v záporných hodnotách (-8 až 0 ‰ SMOW; resp. -12 až -3 ‰ SMOW). Nejnižší získané hodnoty se blíží nebo odpovídají charakteristice současné meteorické vody, jejíž hodnoty se dle Nováka et al. (2005) pohybují v České republice v rozmezí -9 až -11 ‰ SMOW. Nejvyšší hodnoty však korespondují s charakteristikami mořských vod s $\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰ SMOW (Craig a Gordon 1965). Pouze u Opatova dosahují hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mírně kladných hodnot (až +3 ‰ SMOW). Kladné hodnoty jsou typické pro magmatickou vodu (Hoefs 2004: +6 až +10 ‰ SMOW) a pro metamorfní vodu (Taylor 1974: +5 až +25 ‰ SMOW). Nelze tedy vyloučit jejich možný podíl na formování matečných roztoků, ačkoliv mírně zvýšené hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid mohou být i výsledkem izotopové výměny kyslíku výše zmíněných povrchových fluid a hornin za zvýšených teplot (Hoefs 2004). Izotopové složení kyslíku roztoků ukazuje na systém, v němž se významně uplatnila meteorická voda.

Zlátenka se liší převažujícími kladnými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ (až +5,5 ‰ SMOW). V tomto případě lze tedy uvažovat i o uplatnění fluid magmatického či metamorfního původu, která se míchají s meteorickou vodou (záporné hodnoty, -3 ‰ SMOW). Vzhledem k hodnotám blízkým nule nelze opomenout mořské solanky, které jsou typické nulovými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ (Craig a Gordon (1965)). Je možné, že opatovsko-svojkovický revír a Zlátenka se neliší ani tak původem fluid, jako spíše podílem jednotlivých genetických typů vod na formování roztoků, z nichž vznikala mineralizace.

Z výsledků analýz izotopů byly také sestaveny grafy závislosti $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ na jejich salinitě a na teplotě zachycení primárních FI (obr. 25 a, b). Na základě těchto grafů lze identifikovat trend míšení dvou typů fluid (opatovsko-svojkovický rudní revír). Prvním typem jsou fluida s nízkými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ a nižšími teplotami, která se míchají

s fluidy s vyššími hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ a vyššími teplotami. Co se týče salinity, ta je značně variabilní a nelze určit zcela jednoznačný trend.

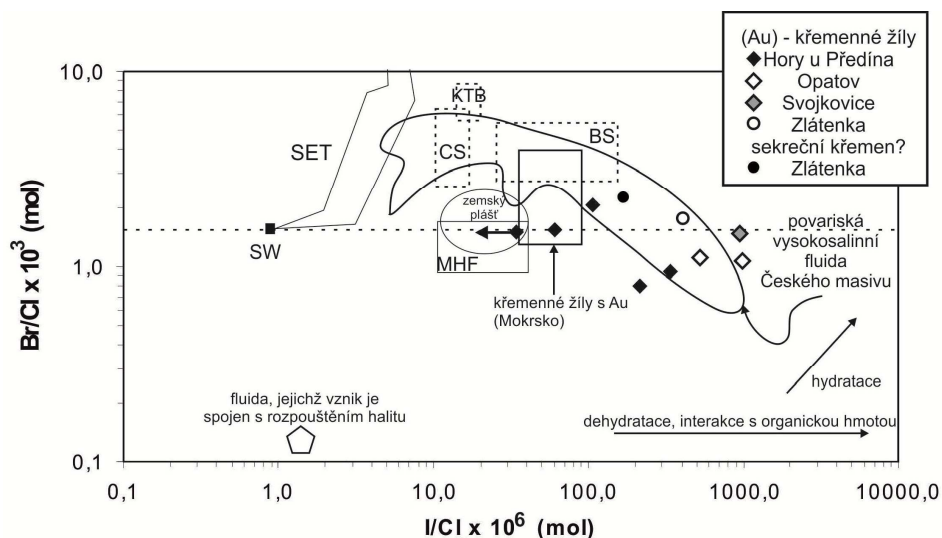
Přestože se předpokládaný sekreční křemen ze Zlátenky značně liší svým vzhledem od zlatonosné žiloviny (sekreční křemen je hrubozrnný, rekrystalizovaný, bez jiných minerálů, bílé až šedé barvy, průsvitný, bez drúz – zlatonosnou žilovinu tvoří partie hrubozrnnější i jemnozrnnější, bílá až okrově hnědá barva, popř. šedá, dutinky a drúzky), vykazují oba vzorky obdobné hodnoty salinity (sekreční křemen vykazuje širší rozptyl hodnot). Zlatonosná žilovina a sekreční křemen se liší izotopovým složením kyslíku a teplotou zachycení fluid (obr. 25 a, b) – teplotní interval se pro zlatonosnou žilovinu pohybuje v nižších hodnotách, stejně tak i izotopové složení kyslíku. Jak je však patrné z obr. 25, teplotní podmínky a izotopové složení kyslíku se částečně překrývají s daty ze sekrečního křemene. Srovnatelné jsou vyšší teploty vzniku zlatonosné žiloviny s nižšími teplotami vzniku sekrečního křemenu a stejně je tomu i u izotopového složení kyslíku. Mohlo by se tedy jednat buď o vývoj v rámci jednoho stadia mineralizace, nebo o přechod z jednoho stadia do stadia následujícího.



Obr. 25 a – Graf závislosti $\delta^{18}\text{O}$ fluid na teploty zachycení primárních fluidních inkluzí v křemenu; b – Graf závislosti $\delta^{18}\text{O}$ fluid na salinitě hydrotermálních roztoků. V grafu jsou vyneseny průměrné hodnoty, čáry vyznačují rozsah hodnot $\delta^{18}\text{O}$, $T_{\text{zachycení}}$ a salinity.

Z analýz výluhů byly vypočítány molární poměry Br/Cl a I/Cl, které byly následně porovnány s fluidy různého původu (obr. 26). Hodnoty Br/Cl z opatovsko-svojkovického revíru jsou výrazně nad i pod hodnotami uváděnými pro mořskou vodu mimo tři vzorků, které mají srovnatelné hodnoty. V případě Zlátenky jsou obě analýzy nad hodnotami Br/Cl pro mořskou vodu. Všechny poměry I/Cl velmi výrazně převyšují charakteristiky mořské vody. Vzorky z opatovsko-svojkovického revíru mají srovnatelné či podobné charakteristiky s vysokosalinními povariskými fluidy Českého masivu a s Au-žilami z Mokrska (obr. 26). Zlátenka svými charakteristikami odpovídá vlastnostem povariských fluid Českého masivu a poměrem Br/Cl i Au-žilám z Mokrska. Data v obou případech však nespádají výhradně do žádné z možných genetických kategorií (srov. obr. 26) a lze tedy uvažovat o těchto možnostech:

- mořská voda
- magmatická fluida uvolněná při krystalizaci magmatu
- tzv. „štitové solanky“
- fluida, jejichž vznik je spojen s vypařováním mořské vody nebo s rozpouštěním evaporitů

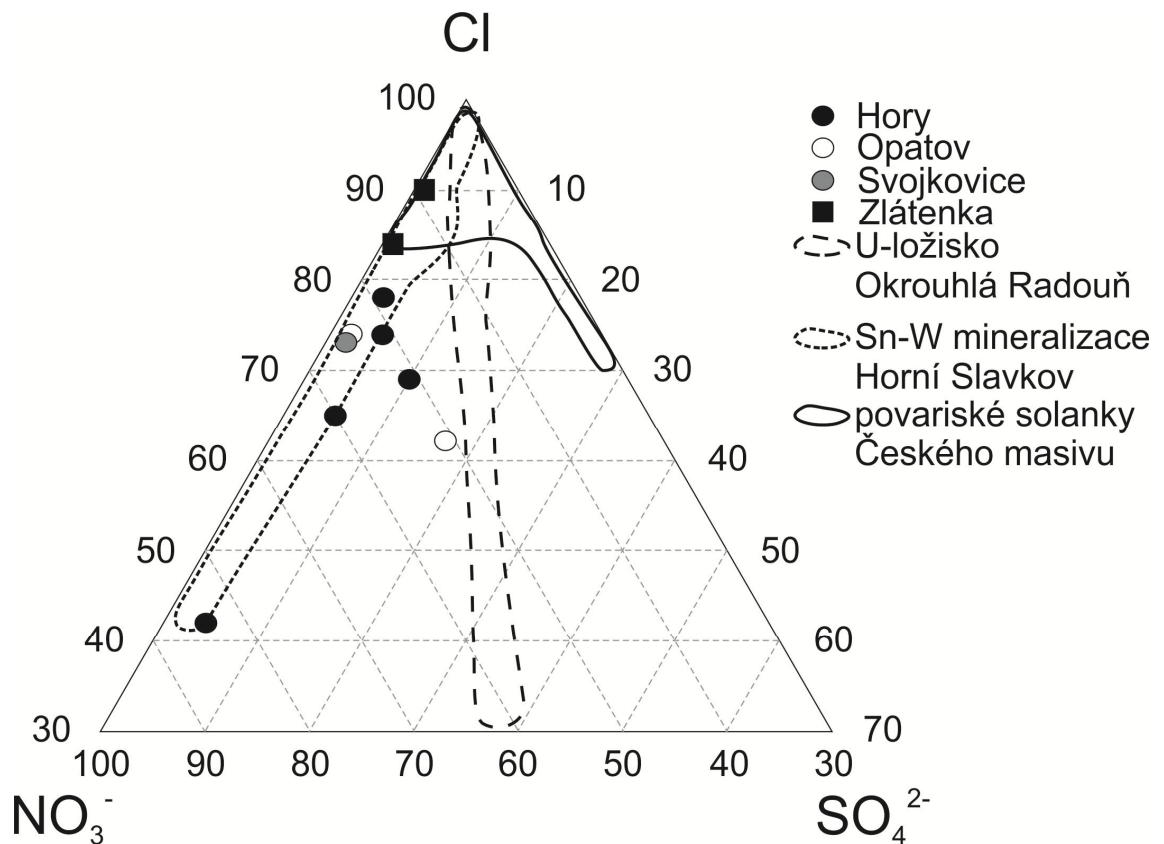


Obr. 26 Diagram I/Cl vs. Br/Cl výluhů z fluidních inkluzí z Hor u Předína, Opatova, Svojkovic a Zlátenky a jejich srovnání s fluidy různého původu (upraveno podle Dolníčka et al. 2009, data pro Mokrsko převzata z Boiron et al. 2001). SW mořská voda, SET linie evaporatione mořské vody, MHF nekontaminovaná magmatická hydrotermální fluida, CS solanky z kanadského štítu, BS solanky z baltického štítu, KTB hlubinné solanky navrtné vrtem KTB (Bavorsko). ←♦ šipka značí směr skutečného umístění daného bodu (jód pod mezí stanovitelnosti).

Poměry I/Cl jsou sice výrazně odlišné od hodnot mořské vody, přesto ji však nelze zcela vyloučit vzhledem k trendu zvyšování poměrů I/Cl vlivem interakce s organickou hmotou (obr. 26) a také k charakteristickým nulovým hodnotám $\delta^{18}\text{O}$ fluid. Tento trend se projevuje u analýz z opatovsko-svojkovického revíru. Lze také konstatovat shodu jedné analýzy z Hor s charakteristikami nekontaminovaných magmatických hydrotermálních fluid (obr. 26). Avšak vzhledem k tomu, že v přechodných magmaticko-hydrotermálních podmínkách za vysokých teplot dochází během varu k obohacení reziduálních roztoků o Br a I, což způsobuje zvýšené poměry Br/Cl a I/Cl v těchto fluidech a tedy i trend pozitivní korelace poměrů halogenů, lze magmatická fluida vyloučit (Irwin a Roedder 1995; Banks et al. 2000). Stejný trend vykazují i fluida metamorfního původu. Během metamorfózy dochází k ochuzení hornin o Br a I, projevující se opět pozitivní korelací dat v I/Cl vs. Br/Cl diagramu (Kendrick et al. 2006). Další uvažovanou možností jsou tzv. „štitové solanky“ zahrnující i solanky Českého masivu (např. Pačes 1987). Tyto solanky jsou charakteristické zvýšenými poměry Br/Cl ($3,5 \cdot 10^{-3}$ až $6,5 \cdot 10^{-3}$). Molární poměry I/Cl vykazují hodnoty mezi $10 \cdot 10^{-6}$ a $100 \cdot 10^{-6}$. Předpokládá se, že původ těchto fluid je v in-situ nízkoteplotních interakcích srážkové vody a hornin krystalinika, může však jít i o diageneticky modifikované evaporované mořské vody (Bottomley et al. 2002). Posledním předpokládaným typem jsou fluida, jejichž vznik je spojen s vypařováním mořské vody nebo s rozpouštěním evaporitů (Carpenter 1978, Fontes a Matray 1993). Evaporací mořské vody vznikají solanky se zvýšenými hodnotami Br/Cl a I/Cl (srov. Zlátenka), což je vysvětlováno tím, že do krystalové struktury chloridů vstupuje při jejich srážení jen velmi malé množství bromu a jódu (tyto prvky zůstávají ve zbytkovém roztoku). Rozpouštění evaporitů naopak vede ke vzniku solanek s velmi nízkými poměry Br/Cl (srov. Opatov, Hory). Ke zvyšování poměru I/Cl však může dojít i vlivem pozdější interakce fluid s organickou hmotou, která je silně obohacena o jód (Muramatsu a Wedepohl 1998; obr. 26). Avšak vzhledem k převaze hydrogenuhlíčitanových či uhlíčitanových aniontů ve výluzích lze tuto možnost zcela vyloučit.

Do ternárního diagramu byly vyneseny obsahy Cl-NO₃-SO₄ spolu se srovnávacími daty z dalších mineralizací Českého masivu (obr. 27). Jak je z grafu patrné, fluida opatovsko-svojkovického revíru neodpovídají ani jednomu typu fluid, na základě čehož lze jednoznačně vyloučit také přítomnost povariských solanek Českého masivu

zmiňovaných výše. Pouze u roztoků ze Zlátenky lze konstatovat shodu s těmito solankami. Podobné charakteristiky jako námi studované roztoky vykazují pouze analýzy z Horního Slavkova.



Obr. 27 Ternární diagram Cl-NO₃-SO₄ v mol. % pro výluhy fluidních inkluzí. Srovnávací data byla převzata z Hermannové (2013) pro Okrouhlou Radouň, Dolníčka et al. (2012) pro Horní Slavkov a z Dolníčka et al. (2009; nepublikovaná data autorů) pro povariské solanky.

Na základě dat získaných mikrotermometrickým studiem fluidních inkluzí byla za nejpravděpodobnější zdroj hydrotermálních roztoků formujících mineralizaci opatovsko-svojkovického rudního revíru považována magmatická nebo pozdně (retrogradně?) metamorfní fluida (Potočková et al. 2010). Nová data však poukazují na míchání minimálně dvou typů fluid s rozdílnými poměry Br/Cl a I/Cl (Kendrick et al. 2006). Nízké teploty vzniku mineralizace, izotopové složení kyslíku fluid a rozdílné charakteristiky co se týče halogenů poukazují na *meteorickou vodu* jako na dominantní zdroj fluid. Magmatická a metamorfní fluida i fluida vznikající evaporací mořské vody nebo rozpouštěním evaporitů vykazují pozitivní trendy v diagramu Br/Cl vs. I/Cl, proto je lze vyloučit jako zdroje, které by se významně účastnily formování rudních roztoků.

Předpokládanou účast tzv. štítových solanek lze také vyloučit, vzhledem k charakteristickým nízkým poměrům Br/Cl a vysokému obsahu dalších aniontů vedle Cl (srov. obr. 27). Mimo meteorickou vodu představují další typ externích fluid sedimentární (sedimentogenní) roztoky (Kendrick et al. 2006; Polya et al. 2000), jejichž původ je spojen s kontinentálními solnými jezery. Příkladem takového jezera je recentní zdroj sody v Řecku – jezero Pikrolimni (Dotiska et al. 2012; Dotiska et al. 2009), které představuje solné jezero vyplněné alkalickými solankami. K akumulaci lakustrinních evaporitů dochází pouze v uzavřených nebo endorheických pánvích s malým odtokem a evaporací převažující nad precipitací. Na rozdíl od marinních evaporitů se v takto vznikajících sedimentech vedle chloridů tvoří i sulfáty a karbonáty Na (Sonnenfeld 1984). Sedimentární sekvence vznikající v jezerech závisí na typu vody dotující jezero. Kontinentální vody jsou značně chemicky variabilní (na rozdíl od mořské vody, která má většinou konstantní složení), ale obecně lze říci, že jsou obohaceny o bikarbonáty a karbonáty a ochuzeny o chloridy, což souhlasí s našimi výsledky analýz výluhů. Proto při evaporaci v jezerním prostředí vznikají hlavně Na a Mg karbonáty (Dotiska et al. 2009; Eugster a Jones 1979). V těchto jezerech se projevuje roční sezónnost – během léta dochází k úplné evaporaci vody z jezera, ke vzniku solanek s vyššími $\delta^{18}\text{O}$ a δD a následně ke srážení Na karbonátů a bikarbonátů, Na sulfátů a Na chloridů. Následující zimu je jezero doplněno meteorickou vodou a dochází vyluhování vzniklých solí. Minerální sekvence tohoto jezera je podobná jako u dalších lakustrinních evaporitů – jezero Natron, jezero Magadi, jezero Deep Springs a Wadi Natrun (Dotiska et al. 2009).

Původ vod, které tvoří jezerní solanky, je kontinentální vzhledem ke specifickým geochemickým podmínkám (např. podzemní vody a zvětrávací reakce jsou hlavním zdrojem dodávajícím roztoky s potřebným množstvím rozpuštěných solí do jezerních solanek). Konkrétně v jezeru Pikrolimni je za hlavní zvětrávací reakce považována silikátová hydrolyza (Dotiska et al. 2009). Alterace silikátů vede ke vzniku roztoků s vysokými obsahy CO_3^{2-} ve vztahu k Ca^{2+} a Mg^{2+} a vysokým obsahům Si. Jezerní solanky mají velmi podobné izotopové složení jako meteorická voda, což potvrzuje meteorický původ těchto vod. Naopak poměr Cl/Br jak v jezerní, tak i v podzemní vodě ukazuje na malý přínos marinní složky, která má malý význam, ale stávala se důležitější díky její dlouhodobé akumulaci. Další jezera s alkalickými solankami se vyskytují v Turecku (Nasün-Saygili a Okutan 1996; Nusün-Saygili 2003), kde dochází ke srážení

trony $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a v Súdánu (Malha), kde vzniká gaylussite a nahcolit ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; NaHCO_3 ; Mees et al. 1998).

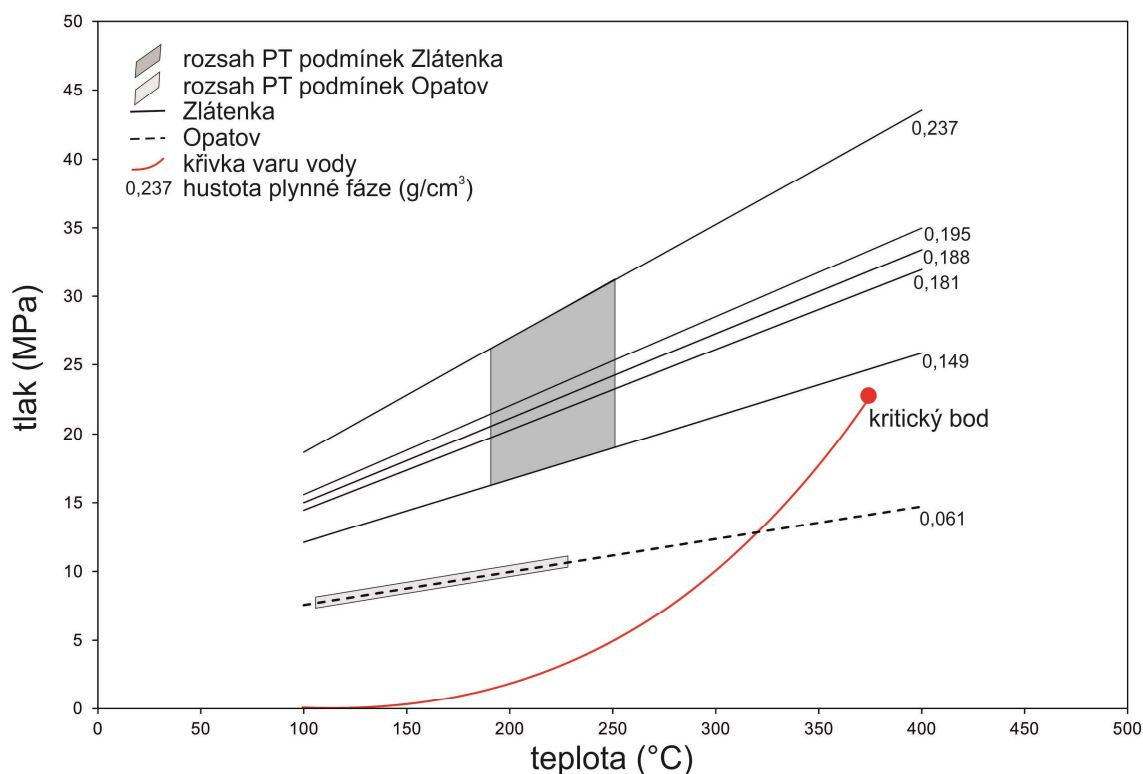
Účast solanek vysychajících kontinentálních jezer by dobře vysvětlovala jak izotopové složení studovaných fluid, tak i poměry Br/Cl srovnatelné s mořskou vodou. Vzhledem k tomu, že kontinentální vody vykazují značnou variabilitu v geochemických charakteristikách, je nanejvýš pravděpodobné, že tyto roztoky jsou spolu s meteorickou vodou hlavními zdroji fluid formujících studované mineralizace.

7.3 PT podmínky vzniku mineralizace

Za předpokladu, že došlo k heterogenizaci, mají geologický význam pouze teploty homogenizací těch inkluzí, které zachytily jen čisté koncové členy fluidní směsi (tj. FI s převahou plynu/kapaliny); tyto hodnoty T_h představují skutečné teploty heterogenizace fluid (a tedy i skutečné teploty vzniku mineralizace - v případě, že jde o primární inkluze). Ostatní FI s různým stupněm zaplnění ve stejné populaci pak představují z hlediska složení plynulou řadu mezi koncovými (vzájemně nemísitelnými) členy a teploty jejich homogenizace jsou vždy vyšší než byla skutečná teplota heterogenizace fluida (Zachariáš 2000).

PT podmínky charakterizující zachycení FI (vznik křemenných žil) byly tedy pro Opatov stanoveny takto: 100-220 °C a 8-11 MPa (obr. 28), což odpovídá hloubce 0,8-1,0 km v podmínkách hydrostatického tlaku. Rozsah teplotních a tlakových podmínek na Zlátence se pohybuje v mírně vyšších hodnotách. Fluida zde byla zachycena za teplot 190-250 °C a tlaku 21-24 MPa (obr. 28). Stejně jako u Opatova i zde lze předpokládat hydrostatický režim tlaku, který odpovídá hloubkám 2,0-2,4 km.

Stanovené PT podmínky vzniku studovaných mineralizací se pohybují v relativně nízkých hodnotách. Nízký tlak nasvědčuje hydrostatickému režimu fluid a vypočítané hloubky mělké cirkulaci roztoků.



Obr. 28 Vymezení rozsahu PT podmínek vzniku křemenných žil na Zlátence a v Opatově. Izochory plyných inkluzí byly vypočteny pomocí programu ISOC (verze 08/02). Pro výpočet byla použita rovnice Duana et al. (1992).

7.4 Srovnání s dalšími žilnými Au-mineralizacemi nacházejícími se v evropských variscidách

Ložiska s nižší ryzostí Au, jakou jsou zde studované nálezy, se vyskytují relativně zřídka v Českém masivu. Nejdůležitějším představitelem tohoto typu je ložisko Roudný, kde Zachariáš et al. (2009) rozlišuje 3 stádia mineralizace. V prvotní fázi vzniku se uplatnila fluida systému $H_2O-CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ a s nízkou salinitou (do 3,9 hm. % NaCl ekv.). Na základě isotopového složení kyslíku fluid (cca 3-5 ‰ SMOW) je za hlavní zdroj fluid považována voda metamorfního původu. Tato fáze vznikala za teplot v rozmezí 350-400 °C a tlaku 100-200 MPa (hloubka 5-8 km v režimu litostatického tlaku). Většina minerálů hlavní rudní fáze (druhé stadium; vč. elektra) vznikala z vodných roztoků s poměrně nízkou salinitou (2-4 hm. %). Pozdější fluida však dosahují vyšších salinit (do 9 hm. %). Rozsah PT podmínek v rané fázi formování rudního stadia je stanoven na 330-390 °C a 30-70 MPa. Poslední stadium je charakteristické vzrůstajícím podílem meteorické vody, což se projevuje i na poklesu

teplot (raná fáze 150-210 °C; pozdní fáze 85-150 °C). Autoři předpokládají, že zde docházelo k míšení hluboko migrujících metamorfních vod s fluidy mělké cirkulace.

Ze srovnání s nově zjištěnými daty pro studované lokality je zcela zřejmé, že ani prvotní stádium a ani rudní stádium ložiska Roudný nevykazují shodný rozsah PT podmínek. Pouze raná a pozdní fáze posledního stadia formování mineralizace vykazují obdobné charakteristiky jako byly stanoveny pro Opatov a Zlátenku. Salinita roztoků tohoto stadia se pohybuje v intervalu cca 7-11 hm. % NaCl ekv., což odpovídá nejvyšším zjištěným hodnotám v opatovsko-svojkovickém revíru. Zlátenka vykazuje nižší salinity, do 6 hm. % NaCl ekv. Interval tlaku pro toto stádium (10-40 MPa) je zcela srovnatelný s údaji zjištěnými v této práci ze Zlátenky, shoda s Opatovem je pouze částečná.

Dalším významným ložiskem Au v Českém masivu je Mokrsko, kde lze v rámci hlavního rudního stadia vyčlenit 3 dílčí fáze vývoje (Boiron et al. 2001). Avšak pouze pozdní fáze mineralizace, která byla zformována z vodných roztoků, má obdobné charakteristiky jako PT podmínky stanovené v Opatově a na Zlátence (a to pouze část dat s nejnižšími hodnotami; 130-280 °C, 20-70 MPa). Tlakové podmínky pak odpovídají hloubkám 2-7 km při hydrostatickém režimu fluid. Rané stádium mineralizace a počáteční fáze rudního stadia dosahují značně vyšších teplotních a tlakových intervalů (350-550 °C, 400-120 MPa).

Obdobné teplotní podmínky jsou stanoveny pro pozdní fázi mineralizace na ložisku Bělčice (130-150°C). Autoři zde předpokládají postupnou změnu podmínek z litostatického režimu do režimu hydrostatického (Zachariáš a Novák 2009). Raná fáze a rudní fáze vznikaly za teplot 250-400 °C a tlaku 400-100 MPa, což jsou výrazně vyšší PT-podmínky než ty stanovené pro opatovsko-svojkovický revír a Zlátenku.

Z výše diskutovaných srovnávacích dat je zcela zřejmé, podmínky vzniku mineralizace v Opatově a na Zlátence odpovídají pouze pozdním fázím vývoje jednotlivých mineralizací na srovnávaných ložiskách. Rozsah PT podmínek pro obě lokality dovoluje předpokládat, že se jednalo o fluida mělce pronikající do zemské kůry (malé hloubky do 2,5 km), nikoliv o fluida z hlubinného zdroje, která jsou charakteristická pro prvotní a hlavní rudní fáze výše zmíněných ložisek.

Kromě výše zmíněných ložisek v Českém masivu lze najít i v dalších reliktech variscid ložiska/výskyty zlata v rámci Evropy. V metamorfovaných horninách (méně také v granitoidech) variského orogénu ve Francii se vyskytují ložiska zlata vázaná na

střižné zóny, která vykazují některé podobné charakteristiky. Počáteční stadium na těchto ložiskách bylo formováno působením fluid $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2$ o salinitě v rozmezí 2-4 hm. % NaCl ekv. a teplotě zachycení 250-400 °C (izotopové složení odpovídá metamorfním nebo pseudometamorfním roztokům). Pozdější stadia mineralizace vznikala z nízkosalinních a nízkoteplotních vodných roztoků, které vykazují charakteristiky meteorické vody nebo vody vzniklé míšením pseudometamorfních a meteorických roztoků (Marginac a Cuney 1999). Typický pro tato ložiska je také vzrůstající podíl meteorické vody v roztocích (vč. ložisek Českého masivu). V geologickém kontextu lze předpokládat, že došlo k míšení nízkosalinních roztoků meteorického původu, které mělce pronikaly do zemské kůry a reagovaly s jejími horninami, a výšesalinních tzv. štítových solanek krystalinika.

Další oblastí s Au-mineralizací nacházející se ve variscidách, která je ovlivněna přítokem meteorické vody, je severozápadní část Iberského masivu (srov. Boiron et al. 1995).

Nově získaná data pro studované lokality Českomoravské vrchoviny však neodpovídají výše uváděnému modelu vzniku Au-žil. Vzhledem k převažujícímu podílu vod kontinentálního původu (meteorická voda a jezerní alkalické solanky) a k nízkým PT-podmínkám lze předpokládat, že v daném případě převažovala mělká cirkulace roztoků v zemské kůře. Účast dalších typů fluid (štítové solanky, magmatická fluida, metamorfní vody) je v našem případě málo významná či nepravděpodobná.

8 ZÁVĚRY

V rámci mineralogického studia lokalit Opatov, Svojkovice a Zlátenka byly zjištěny pouze jednoduché minerální asociace.

- V Opatově, ani Svojkovicích nebyl v nově odebraných vzorcích potvrzen výskyt zlata. Z rudních minerálů se vyskytuje pouze pyrit. Akcesorické minerály jsou reprezentovány především muskovitem a illitem, dále rutil, zirkonem, xenotimem-(Y), monazit-(Ce) (které pravděpodobně pocházejí z okolních hornin) a barytem. V Opatově se navíc vyskytují i Mg-Fe karbonáty a fosfáty Al+Sr a Br+Sr (minerály skupiny goyazitu). Ve Svojkovicích byl navíc nalezen fluorapatit. Ze sekundárních minerálů se vyskytuje jarosit a „limonit“.
- Studované vzorky z lokality Zlátenka jsou také charakteristické poměrně chudou minerální asociací. Z rudních minerálů byl potvrzen výskyt zlata a arzenopyritu. Zlato obsahuje 22,8-26,1 hm. % Ag, jedná se tedy o elektum. Z příměsí se vyskytuje Bi (do 0,26 hm. %), Hg (do 0,11 hm. %) a As (do 0,11 hm. %). Akcesorie představují slídy (illit a muskovit), zirkon, monazit-(Ce) a rutil, které pravděpodobně rovněž pocházejí z okolních hornin. Sekundární minerály jsou reprezentovány pouze „limonitem“. Výsledky ukazují na přítomnost dvou typů žilné zlatonosné mineralizace na lokalitě Zlátenka, jedné se zlatem vysoké ryzosti a akcesorickými minerály Bi a Te (nebyla v této práci blíže studována), a druhé se zlatem nízké ryzosti a bez minerálů Bi a Te (potvrzena v této práci).

Podmínky vzniku Au-mineralizací na vybraných lokalitách byly studovány pomocí analýzy výluhů fluidních inkluzí, izotopového složení kyslíku, mikrotermometrie a Ramanovy spektroskopie fluidních inkluzí.

- Vyskytují se dva typy inkluzí, a to H₂O-soli a H₂O-plyny-soli (pouze vzorky z Opatova a Zlátenky). Teplota homogenizací primárních FI pro typ H₂O-soli se pohybuje na obou lokalitách kterého revíru v rozmezí 90-270 °C. Zlátenka vykazuje Th v intervalu 120-280 °C. Rozsah salinit u inkluzí z Opatova je 0,7-7,6 hm. % NaCl ekv. Teploty eutektika byly stanoveny pouze u primárních FI ze Svojkovic (-29,5; -30,6 °C) a ze Zlátenky (-29,6 až

-32,7 °C). Na základě Te a analýz výluhů lze předpokládat přítomnost (bi)karbonátů a chloridů Na a K.

- U inkluzí typu H₂O-plyny-soli byly stanoveny teploty homogenizací pouze na lokalitě Zlátenka a to jak na kapalinu (130-330 °C), tak na plyn (250-370 °C). Teploty tání klatrátu na této lokalitě se pohybují v rozmezí 11,3-13,9 °C. Dále byly změřeny teploty tání CO₂ jak v Opatově (-62,7 až -65,9), tak na Zlátence (-57,5 až -65,8 °C). Ramanovou spektroskopií byla potvrzena přítomnost CO₂, CH₄ a N₂.
- Molární poměry Br/Cl a I/Cl výluhů jsou srovnatelné či podobné s charakteristikami vysokosalinních povariských fluid Českého masivu a Au-žil z Mokrsko. Ovšem data pro opatovsko-svojkovický revír vykazují poměrně zřetelný trend zvyšování poměru I/Cl vlivem interakce s organickou hmotou.
- V opatovsko-svojkovickém rudním revíru byl stanoven rozsah izotopového složení kyslíku fluid v rozmezí -12 až +3 ‰ SMOW, kdy se vzorky z Hor a Svojkovic pohybují téměř výhradně v záporných hodnotách (Opatov jak v záporných, tak kladných). U vzorků ze Zlátenky se však $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ pohybuje převážně v mírně kladných hodnotách (-3 až +6). Nejnižší získané hodnoty se blíží nebo odpovídají charakteristice současné meteorické vody, nejvyšší kladné hodnoty zase korespondují s charakteristikami vod magmatického či metamorfního původu. Nelze však opominout ani mořské solanky, které jsou typické nulovými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$.
- Ze získaných dat byly pro lokality Opatov a Zlátenka vypočteny PT podmínky formování mineralizací. Hodnoty tlaku pro Opatov se pohybují v rozmezí 8-11 MPa odpovídajících hloubce 0,8-1,0 km (hydrostatický režim) a teploty v rozsahu 100-220 °C. Zlátenka vykazuje tyto charakteristiky: 21-24 MPa (2,0-2,4 km, hydrostatický režim) a 190-250 °C.
- Dle všech nově získaných dat je za dominantní zdroj fluid v opatovsko-svojkovickém revíru považována voda kontinentálního původu. Pravděpodobně zde došlo k míchání meteorické vody s alkalickými solankami vznikajícími v lakustrinním prostředí v aridních nebo semiaridních podmínkách. Na Zlátence nelze vyloučit i účast mořské vody na formování

matečných roztoků (vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$). Vzhledem k převažujícímu podílu vod meteorického a sedimentárního původu a k nízkým teplotám a tlakům lze předpokládat, že převažovala mělká cirkulace povrchových roztoků v zemské kůře, která byla v případě Zlátenky ovlivněna ve vyšší míře i přítokem mořských solanek.

9 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Banks D. A., Green R., Cliff R. A., Yardley B. W. D. (2000): Chlorine isotopes in fluid inclusions: determination of the origins of salinity in magmatic fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 1785-1789.
- Bodnar R. J. (2003): Introduction to aqueous fluid systems. In: Samson I., Anderson A., Marshall D. (eds.) *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course, 32, 81-99.
- Boiron M. C., Barakat A., Cathelineau M. C., Ďurišová J., Morávek P. (1995): Microfissural ore fluid migration: the example of a granodiorite hosted gold deposit Mokrsko, Bohemia. In: Pasava J., Kříbek B., Žák K. (eds.) *Proc. of the 3rd Biennial SGA Meeting*. A. A. Balkema, 97-100.
- Boiron M. Ch., Barakat A., Cathelineau M., Banks D. A., Ďurišová J., Morávek P. (2001): Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia). *Chem. Geol.*, 173, 207-225.
- Borisenko A. S. (1977): Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkikh vključenij v mineralach metodom kriometrii. *Gologija i Geofizika* 8, 16-27.
- Bottomley D. J., Renaud J., Kotzer T., Clark I. D. (2002): Iodine-129 constraints on residence times of deep marine brines in the Canadian Shield. *Geology*, 30, 7, 587-590.
- Carpenter A. B. (1978): Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. *Oklahoma Geol. Sur.*, 79, 60-77.
- Craig H., Gordon L. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Symposium on marine geochemistry*. Graduate School of Oceanography, Univ. Rhode Island, Occ. Publ. 3, 227.
- Čech V. (1949): Příspěvek k poznání drobných rudních ložisek u Pernolce, Velké a Zlatěnky v Čechách. *Sbor. Stát Geol. Úst. Čs. Rep.*, 16, 625-629.
- Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (1995): *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer.
- Davis D. W., Lowenstein T. K., Spencer R. J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grow halite crystals in the systém NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 591-601.

- Diamond L. W. (1992): Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 273-280.
- 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.
- Dolníček Z., René M., Prochaska W., Kovář M. (2012): Fluid evolution of the Hub Stock, Horní Slavkov-Krásno Sn-W ore district, Bohemian Massif, Czech Republic. *Mineral. Deposita*, 47, 821-833.
- Dotiska E., Poutoukis D., Tzavidipoulos I., Maniatis Y., Ignatiadou D., Raco B. (2009): A natron source at Pikrolimni Lake in Greece? Geochemical evidence. *Jour. Geochem. Explor.*, 103, 133-143.
- Dotiska E., Tzavidipoulos I., Poutoukis D., Raco B., Maniatis Y., Ignatiadou D. (2012): Isotope contents, Cl/Br ratio and origin of water at Pikrolimni Lake: A natron source in Greece, as archive of past environmental conditions. *Quarter. Internation.*, 266, 74-80.
- Duan Z., Møller N., Weare J. H. (1992): Molecular dynamic simulation of PVT properties of geological fluids and a general equation of state of nonpolar and weakly polar gases up to 2000 K and 20000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 10, 3839-3845.
- Dudek A. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200000, 33-28 Jindřichův Hradec. Praha.
- Dudek A., Chlupáč I., Pouba Z., Vejnar Z., Zapletal J. (1992): Krystalinikum a prevariské paleozoikum. In: Chlupáč I., Štorch P. (eds.) Regionálně-geologické dělení Českého masívu na území České republiky. *Čas. Mineral. Geol.*, 37, 4, 258-275.
- Eugster H. P., Jones B. F. (1979): Behavior of major solutes during closed-basin brine evolution. *Americ. Jour. Sci.*, 279, 609-631.
- Fiala J., Fuchs G., Wendt J. I. (1995): Stratigraphy of the Moldanubian Zone. In: Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, 417-228.
- Finger F., Gerdes A., Janoušek V., René M., Riegler G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the

- Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. *J. Geosci.*, 52, 9-28.
- Fontes J. Ch., Matray J. M. (1993): Geochemistry and origin of formation brines from the Paris basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. *Chem. Geol.*, 109, 149-175.
- Fuchs G., Matura A. (1976): Zur Geologie des Kristallines der südlichen Böhmisches Masse. *Jahrb. Geol. B. A.*, 1-43.
- Hermannová S. (2013): Mineralogie a podmínky vzniku uranového ložiska Okrouhlá Radouň (moldanubikum). Diplomová práce, Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc.
- Hoefs J. (2004): *Stable Isotope Geochemistry*. Springer.
- Holub F., Cocherie A., Rossi P. (1997): Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *C. R. Acad. Sci.*, 325, 19-26.
- Houzar S. (1989): Geologie okolí Opatova. In: Čtení o Opatovu. Muzejní a vlastivědná společnost v Brně, 13-16.
- Houzar S., Škrdla P. (1990): Výskyty zlata v širším okolí Želetavy na jihozápadní Moravě. *Přír. Sbor. Západomor. muzea*, 17, 21-33.
- Houzar S., Škrdla P., Vokáč M. (2007): Mineralogie zlata z aluviálních sedimentů malých vodních toků mezi Želetavou a Opatovem na západní Moravě. *Acta Rer. Nat.*, 3, 1-10.
- Hübst Z., Islakaeva Z., Zachariáš J., Selmi M. (2011): Fluids associated with the Au-Ag and Ag-Pb-Zn mineralizations of the Blanice graben tectonic zone, Bohemian Massif. *Ecrofi XXI*, Montanuniversität Leoben, 108.
- Cháb J., Suk M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. *Knih. Ústř. úst. geol. Praha*, 50, 1-156.
- Cháb J., Breiter K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek P., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Vyd. Čes. geol. služba, Praha.
- Chlupáč I., Štorch P. (1992): Regionálně-geologické dělení Českého masívu na území České republiky. *Čas. Mineral. Geol.*, 37, 4, 258-275. Praha.

- Irwin J. J., Roedder E. (1995): Diverse origins of fluid in magmatic inclusions at Bingham (Utah, USA), Butte (Montana, USA), St. Austell (Cornwall, UK), and Ascension Island (mid-Atlantic, UK), indicated by laser microprobe analysis of Cl, K, Br, I, Ba + Te, U, Ar, Kr, and Xe. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 295-312.
- Janoušek V., Finger F., Roberts M. P., Frýda J., Pin C., Dolejš D. (2004): Deciphering petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 95, 141-159.
- Kendrick M. A., Duncan R., Phillips D. (2006) Noble gas and halogen constraints on mineralizing fluids of metamorphic versus surficial origin: Mt. Isa, Australia. *Chem. Geol.*, 235, 325-351.
- Kotková J., Schaltegger U., Leichmann J. (2003): 338-335 Ma old intrusions in the E Bohemian massif – a relic of the orogen-wide ductile magmatism in European Variscides. *J. Czech Geol. Soc.*, 48, 1-2, 80-81.
- Koutek J. (1924): O zlatonosném území v okolí Hor na jihozápadní Moravě. *Čas. Vlast. Spolku musejního*, 35, 1-2, 1-5. Olomouc.
- Koutek J. (1937): O novém kutání na zlato v okolí Želetavy na jihozápadní Moravě. *Věst. Stát. Geol. Úst.*, 13, 4-5, 160-165. Praha.
- Kříbek B., Žák K., Dobeš P., Leichmann J., Pudilová M., René M., Scharm B., Scharmová M., Hájek A., Holeczy D., Hein U. F., Lehmann B. (2009): The Rožná uranium deposit (Bohemian massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization. *Mineral. Deposita*, 44, 99-128.
- Liew T. C., Hoffmann A. W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian fold belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 129-138.
- Linner M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). *Mineral. Petrol.*, 58, 3-4, 215-234.
- Litochleb J., Pavlíček V. (1989): Zlato ze Zlátenky u Pacova. *Sbor. Jihočes. Muz. v Čes. Budějovicích*, 29, 65-70.
- Litochleb J., Sejkora J. (2004): Těžba, průzkum a výzkum zlata v okolí Zlátenky jv. od Pacova. *Sbor. sem. Stříbrná Jihlava 2004*, 168-176.

- Litochleb J., Sejkora J., Pavlíček V. (2004): Tellurobismutit ze zlatonosného zrudnění od Zlátenky u Pacova. *Bull. mineral.-petr. odd. Nár. muzea*, 12, 107-113.
- Malec J. (1988): Výzkum zlata a doprovodných minerálů z vybraných oblastí v Českém masivu. Ústav nerostných surovin Kutná Hora. Praha.
- Malec J., Novák F. (1982): Mineralogicko-geochemické studium těžkých minerálů pro úkol „Šlichová prospekce jz. části Českého masivu“. Ústav nerostných surovin Kutná Hora.
- Malý K., Dolníček Z. (2005): Pb-Zn-Ag vein mineralization of the central part of the Českomoravská vrchovina Upland (Czech Republic): S, C and O stable isotope study. *Bull. Geosci.*, 80, 4, 307-319.
- Marignac C., Cuney M. (1999): Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogensis of the Variscan collision belt. *Mineral. Deposita*, 34, 472-504.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív*. SPN. Praha.
- Morávek P., Aichler J., Doškář Z., Duda J., Ďurišová J., Hauk J., Janatka J., Kalenda F., Klomínský J., Květoň P., Litochleb J., Malec J., Mrázek I., Novák F., Pouba Z., Pudilová M., Punčochář M., Skácel J., Soukup B., Studničná B., Sztacho P., Šponar P., Tásler R. ml., Váňa T., Vaněček M., Veselý J., (1992): *Zlato v Českém masivu*. Čs. geol. úst., Praha.
- Muramatsu Y., Wedepohl K. H. (1998): The distribution of iodine in the earth's crust. *Chem. Geol.*, 147, 201-216.
- Nasün-Syagili G., Okutan H. (1996): Mechanism of the dissolution of Turkish trona. *Hydrometall.*, 43, 317-329.
- Nsün-Saygili G. (2003): Effect of temperature on dissolution of Turkish trona. *Hydrometall.* 68, 43-49.
- Němec D. (1963): Genetické typy primárních zlatonosných výskytů na Českomoravské vrchovině. *Čas. Mor. Muz.*, 48, 53-57.
- Němec D. (1979): Kvarcity české části Českomoravské vrchoviny. *Sbor. příspěvků ke geol. výzk. jz. části Českomoravské vrchoviny*, 39-56.
- Novák M., Vile M. A., Bottrell S. H., Štěpánová M., Jačková I., Buzek F., Přečková E., Newton R. J. (2005): Isotope systematics of sulfate – oxygen and sulfate – sulfur in six European peatlands. *Biogeochem.*, 76, 187-213.

- Pačes T. (1987): Hydrochemical evolution of saline waters from crystalline rocks of the Bohemian Massif (Czechoslovakia). In: Fritz P., Frapé S. K. (eds.) Saline water and gases in crystalline rocks. Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 145-156.
- Pertoldová J. (1988): Petrologická charakteristika hornin na lokalitě Svojkovice-Hory. In: Veselý J., Straka L., Hron M., Mikschi J., Václavek V., Pertoldová J., Malec J., Šimek K., Kopecký P., Obst P. (eds.) Opatovsko-svojkovický revír. Dílčí závěrečná zpráva. Geofond Praha.
- Pertoldová J., Verner K., Vrána S., Buriánek D., Štědrá V., Vondrovic L. (2010): Comparison of lithology and tectonometamorphic evolution of units at the northern margin of the Moldanubian Zone: implications for geodynamic evolution in the northeastern part of the Bohemian Massif. *J. Geosci.*, 55, 299-319.
- Polya D. A., Foxford K. A., Stuart F., Boyce A., Fallick A. E. (2000): Evolution and paragenetic context of low δD hydrothermal fluids from the Panasqueira W–Sn deposit, Portugal: new evidence from microthermometric, stable isotope, noble gas and halogen analyses of primary fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 3357-3371.
- Potočková T. (2010): Mineralogie křemenných žil se zlatonosným zrudněním v Horách u Předína (západní Morava). Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc.
- Potočková T., Dolníček Z., Houzar S., Škrdla P., Vokáč M. (2010): Primární zlatonosná mineralizace v okolí Hor u Předína, západní Morava. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 95, 1, 83-104.
- Potočková T., Dolníček Z., Houzar S. (2011): Gamaspektrometrická charakteristika lokalit primární zlatonosné mineralizace v Horách u Předína (západní Morava). *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 18, 143-147.
- Potočková T., Houzar S., Škrdla P., Vokáč M., Dolníček Z. (2012): Historické dolování zlata na lokalitě Hory – Zákopy, západní Morava. *Acta Rer. Nat.*, ročník, 129-137.
- René M. (2000): Litologický vývoj moldanubických pararul v oblasti mezi Čechticemi a Jihlavou. *Zpr. geol. výzk.*, 105-107.
- René M. (2002): Kvarcity v moldanubiku mezi Pelhřimovem a Voticemi. *Zpr. geol. výzk.*, 35-37.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. S., Kamenetskii V. A. F., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P. V., Mueller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W.,

- Robert J. L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. (1998): Nomenclature of micas. *Canad. Mineral.*, 36, 3, 905-912.
- Sonnenfeld P. (1984): Brines and evaporites. *Acad. Press*, 613.
- Suk M. (1964): Material characteristics of the metamorphism and migmatization of Moldanubian paragneisses in Central Bohemia. *Krystalinikum*, 2, 71-105.
- Suk M. (1974): Lithology of Moldanubian metamorphics. *Čas. Mineral. Geol.* 19, 373-388.
- Taylor H. P. (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econom. Geol.*, 69, 843-883.
- Tenčík I. (1966): Závěrečná zpráva Zlaténka. MS, Geofond Praha (P 19436).
- Veselý J., Straka L., Hron M., Mikschi J., Václavek V., Pertoldová J., Malec J., Šimek K., Kopecký P., Obst P. (1988): Dílčí závěrečná zpráva úkolu Český masiv – ověřování prognóz Au 01 81 2101, Opatovsko- svojkovický revír, Geofond Praha.
- Veselý J. (1992): Moravské moldanubikum. In: Morávek P., Aichler J., Doškář Z., Duda J., Ďurišová J., Hauk J., Janatka J., Kalenda F., Klomínský J., Květoň P., Litochleb J., Malec J., Mrázek I., Novák F., Pouba Z., Pudilová M., Punčochář M., Skácel J., Soukup B., Studničná B., Sztacho P., Šponar P., Tásler R. ml., Váňa T., Vaněček M., Veselý J. (eds.) *Zlato v Českém masivu*. Čs. geol. úst., Praha, 118-120.
- Vokáč M., Houzar S., Škrdla P. (2008): Dolování zlata v širším okolí Hor u Předína na západní Moravě: dějiny výzkumů, historie dolování, topografie a archeologie lokalit a přehled geologických poměrů. *Sbor. sem. Stříbrná Jihlava 2007*, 1-30.
- Wendt J. I., Kröner A., Fiala J., Todt W. (1993): Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. *Geol. Rdsch*, 82, 42-50.
- Zachariáš J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. *Úst. geochem., mineral. a nerost. zdrojů, UK PřF, Praha*.
- Zachariáš J., Novák T. (2009): Gold-bearing quartz veins of the Bělčice ore district, Bohemian Massif: evidence for incursion of metamorphic fluids into a granodiorite body and for isothermal mixing between two types of metamorphic fluids. *J. Geosci.*, 54, 57-72.
- Zachariáš J., Paterová B., Pudilová M. (2009): Mineralogy, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on the Genesis of the Roudný Au-Ag Deposit, Bohemian Massif. *Econ. Geol.*, 104, 53-72.

- Zheng Y. F. (1993): Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 1079–1091.
- Žák J., Verner K., Finger F., Faryad S. W., Chlupáčová M., Veselovský F. (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lithos*, 121, 25-40.