ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXII (2007): 3–57, 2007

PARAGENETICKÁ CHARAKTERISTIKA LOŽISEK Zn–Pb RUD V ŠIRŠÍM OKOLÍ HORNÍHO MĚSTA U RÝMAŘOVA (NÍZKÝ JESENÍK)

PARAGENESIS OF THE Zn–Pb ORE DEPOSITS IN THE WIDER NEIGHBOURHOOD OF HORNÍ MĚSTO VILLAGE NEAR RÝMAŘOV IN JESENÍKY MTS. (CZECH REPUBLIC)

BOHUSLAV FOJT, ZDENĚK DOLNÍČEK, VLADIMÍR HOFFMAN†, RADEK ŠKODA, ZDENĚK TRDLIČKA & JOSEF ZEMAN

Abstract:

Fojt B., Dolníček Z., Hoffman V., Škoda R., Trdlička Z., Zeman J., 2007: Parageneticka charakteristika ložisek Zn–Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 92, 3–57.

Paragenesis of the Zn–Pb ore deposits in the wider neighbourhood of Horní Město village near Rýmařov in Jeseníky Mts. (Czech Republic)

The ~7 km long mineralized zone of the Horní Město ore district is situated in southern section of the Vrbno Group. This Devonian volcano-sedimentary sequence is a part of Rhenohercynian Zone at the eastern margin of the Bohemian Massif. The stratiform sulphidic ores form lenticular bodies embedded in the so called "Horní Město volcanic complex" (Urbánek and Valenta 1989). The host rocks are bimodal volcanites, which are characterized by a distinct predominance of trachytes, less rhyolites, and their pyroclastics. Basic volcanites (containing small iron ore deposits) are already situated out of the mineralized zone in question. The psammitic and psefitic sediments are rare. The whole area was subject of several deformations and metamorphic events during the Variscan orogeny. The metamorphic overprint achieved the lower greenschist facies, namely its chlorite zone. The least metamorphosed rocks are typically trachytes. The geotectonic setting of the studied area is still under debate, but the most recent detailed petrological investigations classify the igneous rocks as "alkaline rock suite derived by back-arc rifting" (Janoušek *et al.* 2006).

The well elongated lenticular ore bodies contain sulphide minerals, whose distribution may be characterized as irregularly disseminated, laminated, or massiv. Pyrite clearly predominates in all mentioned textural types, sphalerite and galena are less frequent, chalcopyrite is only accessory. The ore locally (mainly in central part of the district) contains relics of original pre-metamorphic structures (collomorphic pyrite, globular aggregates of sphalerite hosted by galena). The metamorphic recrystallization produced granoblastic textures with "triple junction" arrangement of sphalerite and (rarely) pyrite. Moreover, synmetamorphic crystalization of muscovite, albite and Ba-feldspars took place. Post-metamorphic veinlets are the youngest, they composed of silver minerals (proustite, pyrargyrite, stefanite, Sb-pearceite, native silver), jordanite and boulangerite, which are accompanied by remobilized common Fe–Pb–Zn sulphides (Fojt *et al.* 1992). The metamorphic recrystallization and remobilization of ore is mirrored also in chemical composition of reprecipitated sulphides: the pyrite contains more Ni, Co and Au, the sphalerites are depleted in Fe and Cd and the galenas show elevated content of Ag and Sb. The isotope composition of ore lead clusters at the isochron 0.4 Ga in field between orogenic lead and upper crustal lead.

The gangue is formed mainly by quartz, less calcite, albite, rarely Ba-feldspars, fluorite and cymrite. The veinlets and lenticular metamorphic segregations contain except calcite also carbonates of dolomite group. The lens-like barite bodies are concentrated especially in both flanks of the ore zone. The strontium isotope ratios found in barites ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7065 to 0.7073) are similar to those of the Middle Devonian seawater. Some parts of fine-grained aggregates of quartz with negligible content of sulphidic minerals are

easily comparable with the so called "siliceous rocks" from the Horní Benešov deposit. It is possible that this rock represents type "chert" accompanied with VMS deposits.
The fluid inclusion and stable isotope studies allowed to characterize both the nature of fluids and the formation conditions of individual genetic types of mineralization. Samples from stratiform mineralization exhibit the same parameters of fluid inclusions as mineral phases sampled from metamorphogenic lens-like segregations. Therefore, the fluid inclusion study brought information on metamorphic overprint of stratiform mineralization, not on conditions of its primary precipitation. Two main types of "peak" metamorphic fluids were identified: 1) CO_2-H_2O-NaCl fluids with low salinity (5–7 wt. % NaCl in aqueous solution), low content of CO_2 (2–7 mol. %) and homogenization temperatures ca. 200–300 °C and 2) NaCl-$MgCl_2$-H_2O fluids with low salinity (5–7 wt. % NaCl eq.) and homogenization temperatures 120–220 °C. The position of isochores of both fluid types in PT-space agrees with predicted PT-estimate of Variscan metamorphic overprint in this area (René, Šrein 2001: 350–400 °C, 4–5 kbars). The calculated positive fluid $\delta^{18}O$ values (+6 to +10 ‰ SMOW) are compatible with the metamorphogenic origin of fluids accompanied with both the recrystalization of stratiform mineralization and the crystalization of minerals from metamorphogenic segregation lenses. The sulphur isotopes probably represent the pre-metamorphic situation. A wide variability of $\delta^{34}S$ values of sulphidic sulphur (~32 ‰) is most probably the result of involvement of several sources of sulphur. The origin of isotopically heavy barite sulphur may be found in Devonian marine sulphate.
Samples from younger coarse-grained assemblages and post-metamorphic veinlets showed the clearly different fluid inclusions and stable isotope parameters. Their characteristic features include low homogenization temperatures (90–150 °C), high salinities (21–24 wt. % salts) and Ca-Na-Cl fluid composition. The most inclusions contain fluids rich in NaCl, however, examples with prevailing $CaCl_2$ were also documented. The sulphide $\delta^{34}S$ values exhibit similar scatter like stratiform sulphides which may indicate remobilization of reduced sulphur from pre-existing environment into younger parageneses. A similarity of temperatures derived from sulphur isotope thermometry and homogenization temperatures of fluid inclusions suggest a low-pressure formation conditions. The calculated fluid $\delta^{18}O$ values around 0 ‰ SMOW indicate that the surface waters (meteoric or marine?) were predominating in the hydrothermal system. The ultimate genesis and timing of younger parageneses remain unresolved, but their fluid inclusion and stable isotope parameters are rather comparable to the post-Variscan brines that participated during formation of many types of barren and ore vein-type mineralizations along the whole eastern margin of the Bohemian massif than to pure "metamorphogenic" fluids.
The stratiform polymetallic ore bodies in the Horní Město area are the product of hydrothermal activity associated with volcano-sedimentary processes and superimposed weak metamorphic overprint. The ore accumulations may be classified as "distal" VMS (volcanic-associated massive sulfide) deposit, although the massive ores are only subordinate. The mentioned "ore dilution" may be explained by a combination of hydrothermal activity producing sulphide precipitates and deposition of volcanoclastic and/or clastic sedimentary material at the same site and time (cf. Hladíková and Kříbek 1988, Havelka 1992). Moreover, the superimposed metamorphic reworking and (to lesser extent) post-metamorphic hydrothermal processes may further contribute to the dispersion of initially cummulated sulphidic mineralization.

Key words: Horní Město, North Moravia, Vrbno Group, sulphidic ore deposit, paragenesis, mineralogy, geochemistry, stable isotopes, fluid inclusions

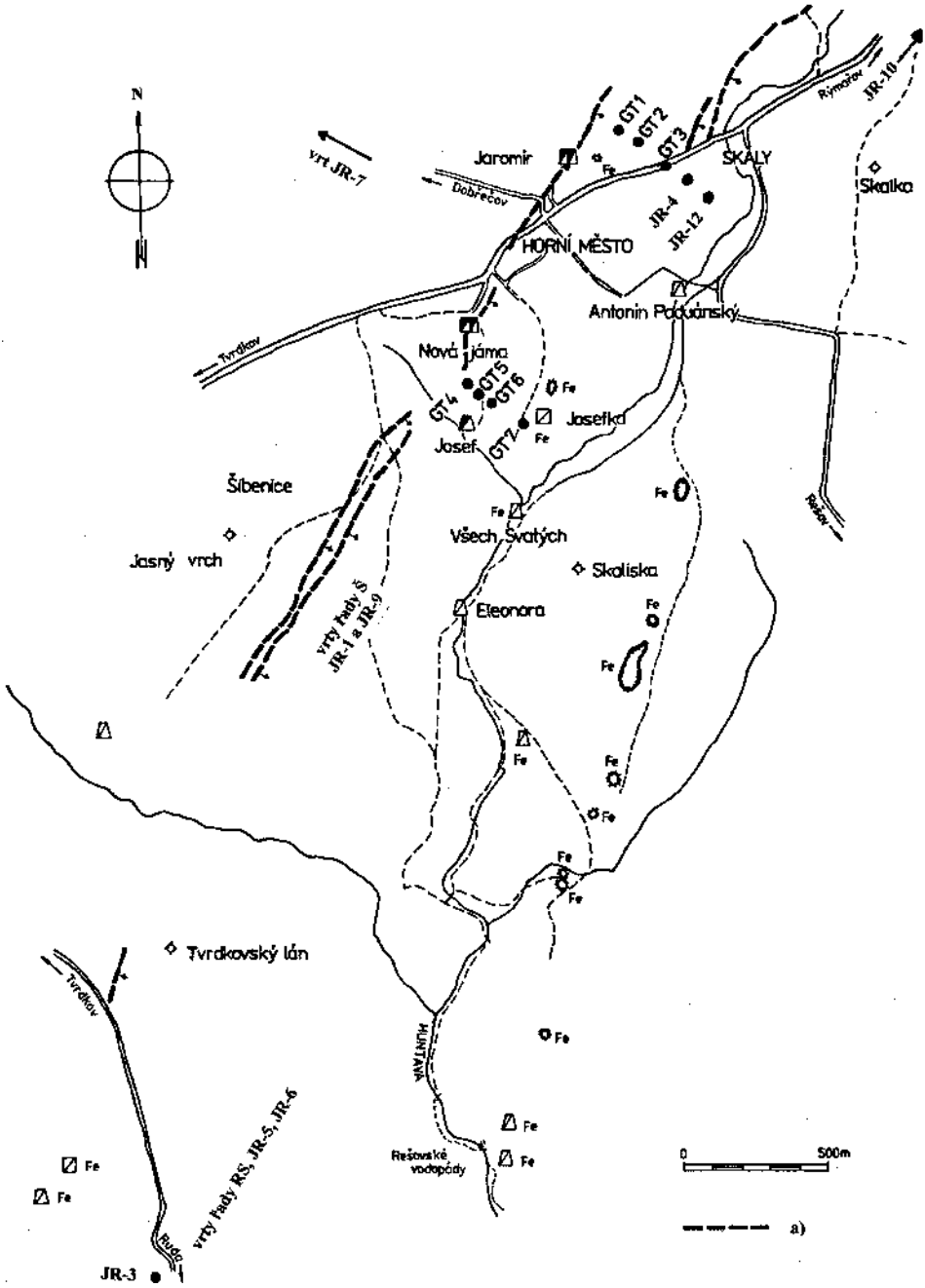
Bohuslav Fojt, Radek Škoda, Josef Zeman, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37, Brno, Czech Republic

Zdeněk Dolníček, Department of Geology, Palacký University, Tř. Svobody 26, 771 46, Olomouc, Czech Republic

Vladimír Hoffman, Zdeněk Trdlička, Institute of Mineral Raw Materials, Vítězná 425, 284 03, Kutná Hora, Czech Republic

Úvod

Ložiskové území mezi obcemi Skály na severovýchodě a Rudou na jihozápadě, s centrem v Horním Městě u Rýmařova, se rozprostírá v peneplenizovaném jihovýchodním předhůří Hrubého Jeseníku, v nadmořské výšce 550 až 700 m (obr. 1). Jde o oblast, kde



Obr. 1. Topografická skica hornoměstské rudní zóny. a) interpretovaný průmět rudních poloh na povrch (GOTTVALD 1982).

Fig. 1. Topographic situation of the Horní Město ore zone. a) projection of ore bodies to surface (GOTTVALD 1982).

bylo hornické podnikání spojeno s počátky kolonizace (NOVÁK *et al.* 1974, NOVÁK 1986) a příležitostně obnovováno téměř až do současnosti. Hospodářská a politická situace po 2. světové válce, a s ní spojený všeobecný „boom" geologie, podnítil ověřování možností těžby rud železných, barevných i drahých kovů v našem státě. Proto proběhl v letech 1954–1964 průzkum i na lokalitě Horní Město. Na základě vyhodnocení materiálů z průzkumných vrtů, šachtic a dokumentace historických dobývek vyzmáhané dědičné štoly Antonína Paduánského (vyražené z údolí Huntavy) byla poblíž staré plýtké šachty vyhloubena na severním okraji městečka jáma Jaromír. Spolu s novou štolou Josef a později i Novou jámou (na jižním okraji Horního Města) bylo ložisko rozfáráno ve 4 horizontech do hloubky kolem 175 m. Následnou těžbou v letech 1965–1970 bylo získáno 216,615 t rudniny s obsahy 2,19–3,04 % Zn, 0,43–0,60 % Pb a 1–80 g/t Ag (ZELINGER 1998). Ta se odvážela ke flotačnímu zpracování do Horního Benešova. Nákladnost dopravy byla hlavní příčinou ukončení těžby. K 1. lednu 1992 byly vykázány nevytěžené „bilanční" zásoby rud daného regionu (tj. Horní Město-centrální blok, Šibenice a Ruda-sever) v celkovém objemu 7.396.000 t s obsahy 0,21–0,51 % Pb, 1,38–1,57 % Zn a 36,5–94,8 g Ag/t.

Po úspěšné těžbě v 60. letech došlo koncem 70. let minulého století k renesanci průzkumu, kdy 7 vrtů v centrální ložiskové zóně, označených jako „geochemický etalon" (GT-1 až GT-7), poskytlo podklady k rozsáhlému vrtnému průzkumu v 80. letech – a to od Rýmařova na severu (vrt JR-10) až k Rudě (vrt JR-3) na jihu. Práce se zaměřily hlavně na vyhledávání ložiskových koncentrací Zn–Pb (–Ag) rud, ale okrajově prověřily i indicie zlata při hranici vrbenské skupiny s oskavskou krou desenského krystalinika. Vrtným průzkumem bylo zrudnění ověřeno do hloubky 300 m. Na základě výsledků posledního komplexního průzkumu bylo zjištěno, že rudní zónu tvoří 3 dílčí tělesa: a) centrální hornoměstský blok + blok štoly Josef, b) ložisko „Šibenice", c) ložisko Ruda-sever. V daném období byl zpracován i návrh velkorysého projektu RD Jeseník na otvírku rudního revíru těžební a zároveň i odvodňovací štolou z údolí Břevence. Ta by zastihla i očekávané rudní koncentrace v hloubce kolem 400 m. Útlum českého rudného hornictví, vyhlášený koncem roku 1989, ukončil záměry vyhledávání bohatších rudních těles, které by vyhovovaly i náročným požadavkům ekonomické těžby bez státního finančního příspěvku.

Předložená studie shrnuje mineralogické a geochemické poznatky získané sledováním průzkumných i těžebních prací v rámci geologicko-ložiskové problematiky daného regionu v druhé polovině minulého století v kontextu parageneticky souvislostí. V textu jsou využity také výsledky, uvedené v nepublikované studii přijaté a redakčně zpracované pro 26. svazek Sborníku geologických věd v řadě „Technologie-geochemie" (FOJT *et al.* 1991), jehož vydávání bylo v roce 1991 ukončeno.

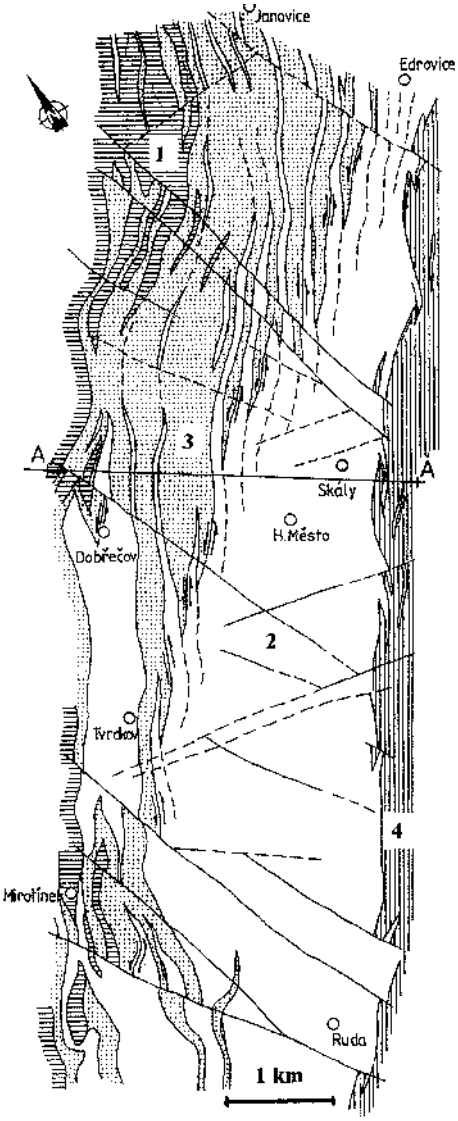
Stručná geologická charakteristika oblasti

Přehled starších geologických poznatků z širšího okolí Horního Města zveřejnil BARTH (1959a), později FOJT (1962). O nové poznání geologie daného území v 60. letech minulého století se významně zasloužil první z výše jmenovaných (BARTH 1963, 1966), který označil oblast za typický region variské geosynklinály s iniciálním devonským mělce podmořským vulkanismem. K posunu ve znalostech docházelo průběžně s postupem průzkumných a vyhledávacích prací v ložiskovém území, a to zvláště pokud jde o hodnocení tektonického vývoje oblasti – jak vyplývá například ze srovnání údajů o stavbě hornoměstského rudního uzlu v časové posloupnosti zpráv KUČERY (1958), HÁJKA *et al.* (1964), NESETOVÉ (1965), PUDY a VALENTY (1985), TOMŠÍKA *et al.* (1985) a URBÁNKA a VALENTY (1985, 1989). Níže uvedený přehled představuje excerpci poznatků z nepublikovaného spisu dvou posledně jmenovaných autorů, kteří se hornoměstskou geologickou a ložiskovou problematikou detailně zabývali jako poslední.

Horniny vrbenské skupiny v oblasti Horního Města tvoří pás široký 3,5 až 4 km v tektonickém nadloží metamorfitů oskavské kry (desenských rul), a v podloží hornin andělskohorského souvrství (obr. 2). Dané území je budováno dvěma litologicky odlišnými komplexy, jak na to upozornil již KOVERDYNSKÝ (1972, 1986). Litogeochemické sledování vybraných prvků (Cu, Ag, Pb, Zn, Ba a Ti) v celém profilu strukturního vrtu JR-10 (VALOVÁ-TOMŠÍKOVÁ 1987) potvrdilo výrazné rozhraní mezi souvrstvím andělskohorským a skupinou vrbenskou (v hloubce 110 m), méně nápadné pak i v hloubce 710 m, související s hranicí vulkanického a sedimentárního komplexu (viz níže).

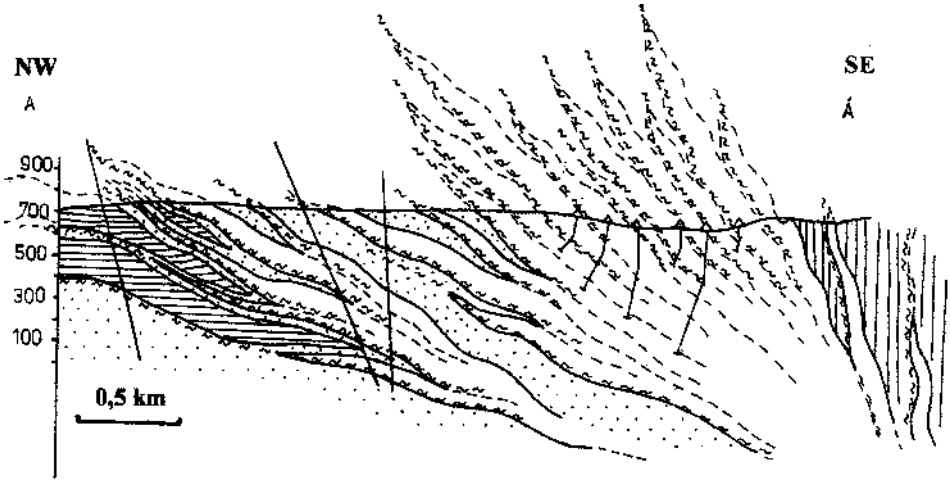
V západní části vystupuje *komplex sedimentární (označovaný jako komplex dobřečovský)*. Tvoří jej několik set metrů mocný sled metamorfovaných psamiticko-pelitických rytmitů (převážně grafitové fylity) s několik desítek metrů mocným horizontem kvarcitů až metakonglomerátů. Málo zastoupené jsou zde metavulkanity intermediárního charakteru, tělesa metadoleritů a jejich metamorfovaná pyroklastika. Vrty byla v popisovaném komplexu zastižena různě mocná tělesa metagranitoidů a blastomylonitů oskavské kry. Jejich pozice je tektonická, jak zjistil již KOPEČNÝ (1987).

Ve východní části devonské suity vychází v daném území na povrch *komplex vulkanický (označovaný jako hornoměstský)*. Na objemu zmíněného komplexu se podílejí přibližně z 30 % opět sedimenty, nejčastěji ve spodní části stratigrafického sledu. Převažují detritické a biodetritické vápence s tufogenní příměsí, přeměněné na sericit-karbonátové břidlice. Paleontologickým výzkumem vápnitých metasedimentů bylo určeno jejich stáří v rozpětí střední givet až spodní famen (HLADIL 1986). Ve střední až svrchní části sledu vystupují metavulkanity, pojmenované v době průzkumu jako produkty „spilit-keratofyrové“ asociace. Vedle typických efuzívních forem jde pravděpodobně i o mělce extruzívní typy (STAŇKOVÁ 1988). Zatímco BARTH (1966) považoval soubor vulkanitů daného území za produkty vzniklé v mělkém moři, PUDA a VALENTA (1985) spojují



Obr. 2. Geologická situace oblasti mezi Janovicemi a Rudou (URBÁNEK a VALENTA 1989). 1 – desenské ruly oskavské kry; 2 – „hornoměstský vulkanický komplex“; 3 – „dobřečovský sedimentární komplex“; 4 – flyšové sedimenty andělskohorského souvrství.

Fig. 2. Geologic map of the Horní Město area (URBÁNEK and VALENTA 1989). 1 – Desná gneisses (Proterozoic); 2 – volcanic suite (Devonian); 3 – metasediment suite (Devonian); 4 – flysch sediments of the Andělská Hora Formation (Carboniferous).



Obr. 3. Geologický profil podle linie A – A' obr. 2 (URBÁNEK a VALENTA 1989).
Fig. 3. Geological cross section A – A' from the Fig. 2 (URBÁNEK and VALENTA 1989).

jejich vznik spíše se suchozemskými výlevy i extruzemi. Poměrně značně rozšířené jsou i metamorfované tufy a tufity s proměnlivým granulometrickým složením (popelové, lapillové až bombové). V nadloží acidních až intermediárních metavulkanitů a jejich metatufů je vyvinuta několik metrů mocná poloha metabazik. Stratigrafický sled uzavírají kalcit-grafitové fylity.

Tektonika: Z profilů průzkumných vrtů byly v daném prostoru zjištěny megastruktury, které mají charakter vrásových přesmyků se značně redukovanými a převrácenými rameny až několik desítek metrů mocných šupin (obr. 3).Vrásové přesmyky dosahují výšky několika kilometrů s šířkou stovek metrů, s vergencí k západu. Na styku s flyšovými sedimenty andělskohorského souvrství mají sklon kolem 50–60° a směrem k západu se pokládají až do subhorizontální roviny. Vytvářejí tak mohutný vějíř, kterým je vulkanický komplex nasunut na komplex sedimentární. Generelně má tato struktura směr přibližně 40° a její osa se také noří tímto směrem. S výše popsanou imbrikační tektonikou lze spojovat vznik hlavní foliace. Dalším významným stavebním dějem v dané oblasti byla deformace, jejímž produktem jsou několik desítek metrů vysoké a šikmé vrásy s osní rovinou vergentovanou k západu a vrásovou osou převážně směru 200°. Osní kliváž ve formě kontinuitně vyvinutého plošně paralelního prvku není známa. Nahrazuje ji krenulační kliváž. S uvedenou vrásovou deformací souvisí koaxiální lineace daná protažením lapill pyroklastik. Prostor byl dále deformován 2 až 3 následnými etapami příčných několikametrových vrás.

První zmínka o *geotektonické pozici* vrbenské skupiny pochází od Sawkinse a Burkeho (1980), kteří považují celou rhenohercynskou zónu, tedy i její zakončení v sileziku, za komplex ostrovního oblouku, případně zaobloukového spreadingového bazénu. JAKEŠ a PATOČKA (1981, 1982) uvažovali na základě chemických analýz z Nízkého i Hrubého Jeseníku, včetně hornoměstských keratofyrů, o polaritě devonského vulkanismu v Jeseníkách (tholeiitický x vápenato-alkalický) a také usoudili, že vrbenská skupina odpovídá svou povahou „aktivnímu kenozoickému ostrovnímu oblouku". I další práce PATOČKY (1987) a CHLUPÁČOVÉ *et al.* (1988) směřovaly k podpoře názoru, že vrbenská skupina se nachází v konfiguraci ostrovního oblouku. OREL a AICHLER (1987), HLADÍKOVÁ *et al.* (1992), MIXA a AICHLER (1994) se vyjádřili v tom smyslu, že ložiskotvorné procesy v daném území proběhly na divergentním rozhraní desek. Obdobně zařazuje i PŘICHYSTAL

(1990) devonské vulkanity východnější skupiny šternbersko-hornobenešovské do zóny „divergentní deskové rozhraní – kontinentální rift v pokročilém stupni vývoje“(cit.).

Studie Patočky a Valenty (1990) vychází přímo z analyzovaného horninového materiálu vrtu severního předpolí hornoměstské rudní oblasti (JR-10), odklání se od názoru příslušnosti komagmatických vulkanitů ryolit-trachytové série ke konfiguraci ostrovního oblouku a rozvíjí teorii o existenci „silně ztenčené kontinentální kůry, případně kůry oceánské“(cit.). Později však stejní autoři (PATOČKA a VALENTA 1996) i PATOČKA a HLADIL (1997) na základě shodného analytického podkladu znovu předkládají model vulkanického oblouku – s modifikací přechodu do zaobloukového spreadingového bazénu.

Nová petrologická a geochemická data detailního výzkumu širokého kolektivu JANOUŠKA *et al.* (2006) z jižní části vrbenské skupiny, rozlišují v daném území dva kontrastní vulkanické celky. Dílčí ložiskové koncentrace v širším okolí Horního Města jsou soustředěny v horninách, které výše citovaná studie označuje za trachytové komendity „východního vulkanického pruhu“, který by měl představovat „alkalickou horninovou suitu zaobloukového riftingu“ (cit.). Podle typologie zirkonů (WILIMSKÝ *et al.* 2005), chemismu a geochemických vlastností alkalických vulkanitů (Janoušek et al. 2006) je přisouzen zmíněným horninám charakter vnitrodeskových magmatitů typu A, s hypotetickým předpokladem derivace těchto hornin z kadomských metagranitoidů oskavského bloku (HANŽL *et al.* 2006). Autoři výše uvedených studií uvádějí, že geotektonická pozice zájmové oblasti zůstává i nadále předmětem dalších výzkumů, následných diskusí a úvah.

Stručná petrografická charakteristika území mezi Rýmařovem a Rudou

Přehled všech dílčích petrografických poznatků z let 1860 až 1962 je obsažen v práci FOJTA (1962). V daném údobí lze považovat za nejdůležitější práce studie BARTHA (1959a, b, 1960, 1963, 1966, 1967). Autor zhodnotil zvláště pozici bazik a kyselých vulkanitů, kterou přirovnal ke spilit-keratofyrové asociaci podobných oblastí (např. území Lahn-Dill v Německu). Ucelenou studií o horninách širšího okolí hornoměstského rudního uzlu je výše uvedený spis Fojta. Ten se podrobně zabýval zvláště petrografií skupiny *keratofyrů*, v níž vyčlenil na základě mineralogického složení, struktury a chemismu 3 skupiny: typ s mikrogranitickou až felzitickou strukturou základní hmoty a fenokrysty křemene a alkalických živců, typ s trachytickou základní hmotou a fenokrysty alkalických živců a obdobný typ bez vyrostlic. Ve zmíněné práci byly poprvé v dané oblasti popsány *keratofyrové tufy* (obr. 4). V nepublikované zprávě, pojednávající o petrografii vrtů řady GT-1 až GT-7 (FOJT 1983) byly kromě výše vyčleněných typů popsány z bomb (obr. 5) a lapill lithických tufů i zcela výjimečně zastoupené keratofyry

Obr. 4. Lapillový trachytový tuf. Lapilly zřetelně metamorfně deformované. Nová jáma, 3. patro. Foto J. Jurýšek (Vlastivědný ústav Olomouc).

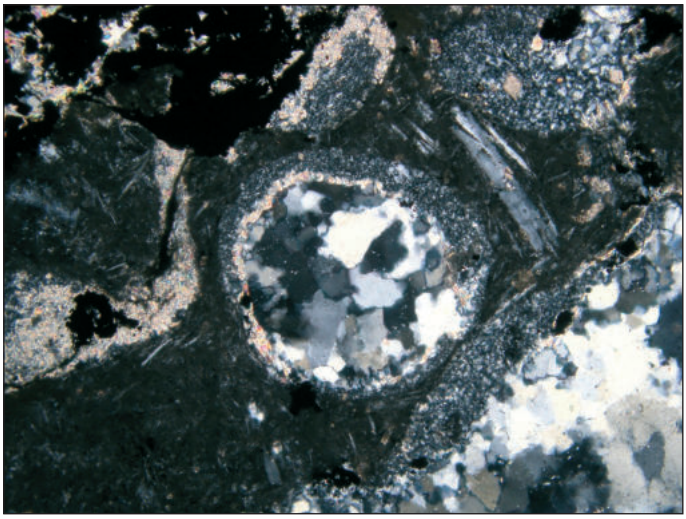
Fig. 4. Trachyte lapilli metatuff. Nová jáma shaft. Photo made by J. Jurýšek (Vlastivědný ústav Olomouc).

Obr. 5. Bombový trachytový tuf. Nová jáma, III. patro. Delší strana fotografie – 2 m. Foto J. Jurýšek (Vlastivědný ústav Olomouc).
Fig. 5. Trachyte bomb tuff. Nová jáma shaft. Longer side of the photo – 2 m. Photo made by J. Jurýšek (Vlastivědný ústav Olomouc).

s hyaloofitickou strukturou základní hmoty a mandlovcové keratofyry (obr. 6). Zonální vývin a bochníkovitou oddělitelnost některých typů keratofyrů (např. ze 3. patra Nové jámy – obr. 7) považoval autor za náznaky jejich možných mělkých příbřežních výlevů v bahnitém mořském prostředí.

Detailní studií, která postihla všechny práce posledního vyhledávacího průzkumu dané oblasti v 80. letech minulého století, je nepublikovaný spis J. Staňkové (Staňková 1988). Autorka vyhodnotila 1074 výbrusů, na základě nichž popsala ve výše vymezeném terénu *křemenné keratofyry a metakeratofyry s felzitickou strukturou základní hmoty* a f*enokrysty křemene a alkalických živců a keratofyry a metakeratofyry s trachytickou základní hmotou*, výhradně s fenokrysty alkalických živců. Nově vyčlenila Staňková nejméně zastoupené, tzv. *„tmavé“ keratofyry*, obsahující biotit a tmavý neurčený fylosilikát (stilpnomelan). Jako extruzívní bazické horniny označila autorka poměrně značně přeměněné *diabasy* a *spility*, které se v centrální rudní oblasti vyskytují velmi málo.

Z hlediska dnešní petrologické nomenklatury lze hornoměstské vulkanity označit jako *ryolity* (v přímém podloží kulmských sedimentů), *trachyty* až *trachydacity* (v hlubším podloží) a *metabazalty*. V TAS diagramu, který použil Zimák (1993a) při srovnání keratofyrových hornin hornoměstských s obdobnými horninami západnější části vrbenské skupiny ložiska Oskava, spadají dvě analýzy také do pole *trachyandezitů*. Systematická přísluš-



Obr. 6. Hyaloofitický mandlovcový trachyt. Výplň mandlí od okraje do středu: jemnozrnný křemen – kalcit – drobnozrnný křemen. Výbrus, XPL. Delší strana fotografie – 2,2 mm.
Fig. 6. Amygdaloidal hyaloophitic trachyte. The filling of the amygdules from the rims to the centre: fine-grained quartz – calcite – middle-grained quartz. Thin section, XPL. Longer side of the photo – 2.2 mm.

nost živců, jakožto základního horninotvorného minerálu trachytů, není dosud uspokojivě objasněna (FOJT 1962 – *„natronortoklas“*, AICHLER 1979, 1981 – *„nízkoteplotní sanidin“*). Proto se autoři popisující složení těchto hornin uchylují většinou k obecnému označení živců jako *„K-Na živce“*. Typickým znakem chemismu hornoměstských vulkanitů i jejich pyroklastického doprovodu je převaha draslíku nad sodíkem. Z diagramu Hughese (1973 in ZIMÁK 1995) lze usuzovat na to, že draselný charakter hornin je ve studované oblasti primárním jevem, nesouvisejícím s postvulkanickými procesy, obdobně jako na ložisku Oskava (ZIMÁK 1993a, 1995). V souladu s existencí acidních a intermediárních vulkanitů zjistili CHLUPÁČOVÁ *et al.* (1988) bimodální rozdělení obsahů thoria v těchto horninách. O relativně zvýšených obsazích Th v hornoměstských keratofyrech se zmiňují FEDIUK *et al.* (1974) a okrajově i HAVELKA a HOFRICHTEROVÁ (1983).

Obr. 7. Zonální trachyt. Nová jáma, III. patro. Delší strana fotografie – 1,5 m. Foto J. Jurýšek (Vlastivědný ústav Olomouc).

Fig. 7. Zoned trachyte. Nová jáma shaft. Longer side of the photo – 1.5 m. Photo made by J. Jurýšek (Vlastivědný ústav Olomouc).

JANOUŠEK *et al.* (2006), kteří studovali oblast v jižním pokračování hornoměstského rudního revíru, označují na základě detailní petrologie a geochemie skupinu alkalických vulkanitů jako *alkalické bazalty* až *komenditové trachyty* a na základě zjištěných ignimbritových textur uvažují o jejich částečném subaerickém vzniku, čímž potvrzují dřívější názory PUDY a VALENTY (1985). Sedimentární horniny se vyskytují hlavně vně rudní zóny – tj. v západní části revíru. V ní STAŇKOVÁ (1988) popsala z vrtů *křemenné metapsamity, metakonglomeráty* a *metapsefity*. I když byly *biodetritické* a *chemogenní vápence* a *do-*

Obr. 8. Růžicovité agregáty zdvojčatěných individuí chloritoidu. Chloritoidová břidlice, vrt Pr-6, hloubka 88 m. Výbrus, XPL.

Fig. 8. Aggregates of twinned crystals of chloritoid. Chloritoid schist. Borehole Pr-6, depth 88 m. Thin section, XPL.

lomity identifikovány jen nehojně, měly zásadní význam pro posouzení stratigrafie oblasti (krinoidová fauna – HLADIL 1986). Pro řešení otázek geneze sulfidického zrudnění mělo značný význam zjištění procesů intenzívní silifikace vulkanických i sedimentárních hornin – tj. vzniku *„sekundárních kvarcitů"* v jižní části revíru (STAŇKOVÁ 1988). Autorka se vyjádřila i v tom smyslu, že procesy silicifikace souvisejí s metasomatózou vázanou na aktivní geotermální pole (STAŇKOVÁ 1995). Na zmíněné jevy upozornil již BARTH (1960) i FOJT (1966, 1983). Některé partie v těženém úseku ložiska (např. v bloku R-305) připomínaly makroskopicky „křemité horniny" hornobenešovského Zn-Pb ložiska. Podle mikroskopické charakteristiky jde o velmi jemnozrnné až celistvé agregáty křemene, místy s jemně vtroušenými živci, sulfidy a smouhami sericitu. Obsahy SiO_2 dosahují až 89 hm. %. Zmíněnými hornobenešovskými „křemitými horninami" se zabývala řada autorů: SCHARM a KÜHN (1974, 1975) usoudili, že na jejich vzniku participovala vulkanogenní pyroklastika, produkty mořské sedimentace a submarinní exhalace v souvislosti s následnými procesy silicifikace a draselné metasomatózy. Detailní studie PATOČKY (1984), spočívající na vyhodnocení silikátových analýz i obsahů mikroprvků a lanthanidů vyústila v názor, že jde o horniny, jejichž původní chemismus, odpovídající kyselým magmatitům, byl pozměněn draselnou metasomatózou i silicifikací a sericitizací. Je možné, že obdobný charakter mají i výše zmíněné horniny hornoměstské – i když účinky metasomatických procesů zde nebyly potvrzeny (viz výše ZIMÁK 1995). Z jižní části revíru byly popsány také *chloritoidové břidlice* (FOJT 1962, STAŇKOVÁ 1988) – obr. 8. RENÉ a ŠREIN (2001), kteří se zabývali detailně uvedenými horninami v širším regionu (včetně lokality Horní Město-Šibenice), vysvětlují vznik jesenických chloritoidových břidlic procesem regionální metamorfózy z illitkaolinitických jílů při teplotě 450 až 500 °C (u Horního Města konkrétně při 350–400 °C) a tlaku 400–500 MPa.

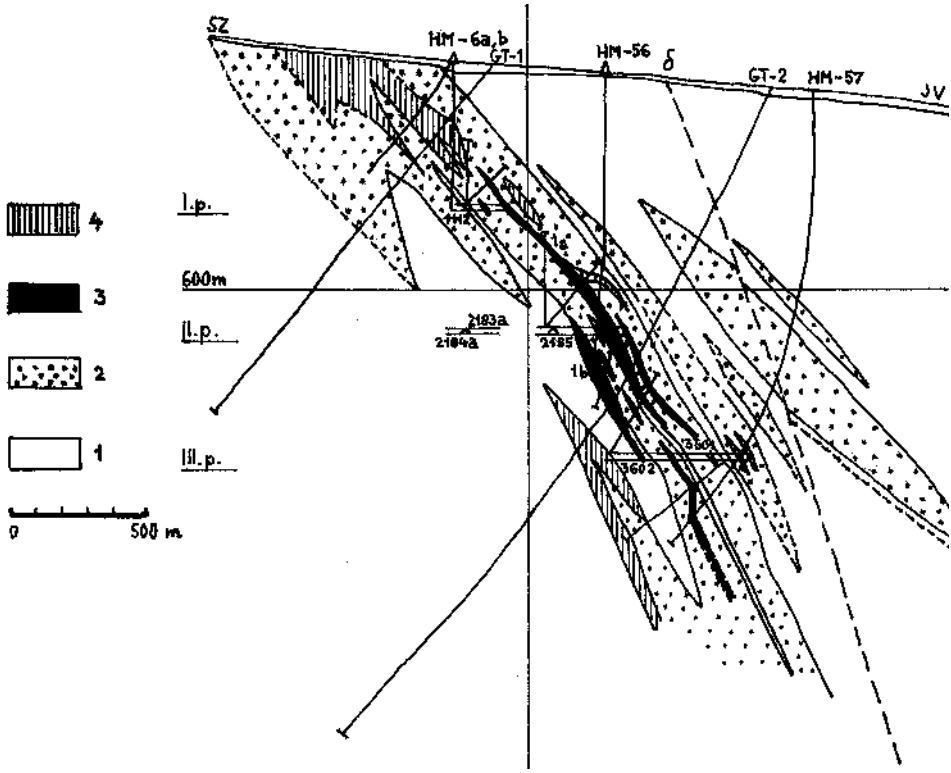
Charakteristika rudních ložisek

Ve vymezené oblasti se vyskytují tři typy zrudnění:

1. Mineralizace se zlatem, prostorově spjatá s kontaktem oskavských blastomylonitů a devonských metamorfitů západního „sedimentárního dobřečovského komplexu". Kumulace zlata jsou lokalizovány v křemenných sekrečních žilách (FOJT a MIXA 2002), relativně zvýšené obsahy zlata byly zjištěny i ve fylitických horninách při kontaktu obou zmíněných geologických jednotek – jak o tom svědčí „stařiny" v severní části Stříbrných Hor.
2. Železnorudné oxidické kumulace vázané na svrchní horizont hornoměstských metabazik a jeho bezprostřední okolí. Jde o železnorudné výskyty SEDEX typu Lahn-Dill, které byly těženy v hornoměstské oblasti do konce 60. let 19. století.
3. Fe–Zn–Pb (–Ag) mineralizace prostorově, a velmi pravděpodobně i geneticky, spjatá s „vulkanickým komplexem".

Dílčí mineralizované úseky zmíněného 3. typu, která jsou předmětem následného pojednání, jsou v daném terénu přerušované příčnými poruchami směru SZ–JV a tvoří pruh široký kolem 300 m a dlouhý 7 km – a to od Rudy na JZ po Skály na SV (obr. 1). Sulfidické koncentrace jsou provázeny alteracemi hostitelských hornin – převážně metatufů intermediárních vulkanitů, méně i samotných metatrachytů, výjimečně i metaryolitů.

Společným znakem jednotlivých ložiskových úseků je jejich shodná stavba. Vlastní ložisko je vždy tvořeno několika dílčími tělesy uspořádanými víceméně vertikálně nad sebou. Směrná délka výrazně přesahuje délku po úklonu a vytváří tak čočkovitý charakter ložiska (obr. 9). Uvedenou představu podporují i výsledky litogeochemických studií: podle SCHMIDTOVÉ (1988) představuje území „šupinovitě rozklouzaný prostor, ve kterém se střídají desky hornin geochemicky anomálních s geochemicky normálními" (cit.).



Obr. 9. Geologický profil centrální částí ložiska (GOTTVALD 1982, upraveno). 1 – metatrachyt; 2 – trachytový metatuf, metatufit; 3 – rudní tělesa; 4 – bazické metatufy, metatufity.

Fig. 9. Geologic cross section through the central part of the deposit (GOTTVALD 1982, modified). 1 – metatrachyte; 2 – trachytic metatuff, metatuffite; 3 – ore bodies; 4 – basic metatuff, metatuffite.

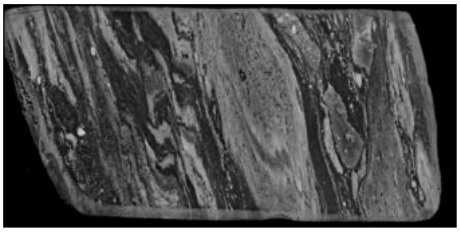
KNETTIG (1962) upozornil na to, že rudní polohy některých částí centrální ložiskové oblasti svou morfologií naznačují typ „rudních sloupů“, a mají, podle jeho představ, charakter klasické hydrotermální mineralizace s.s.

Stručné údaje o hornoměstských ložiskových poměrech lze nalézt i v kompendiích BERNARDA, POUBY a kol. (1986) a BERNARDA (1991).

Textury rudnin

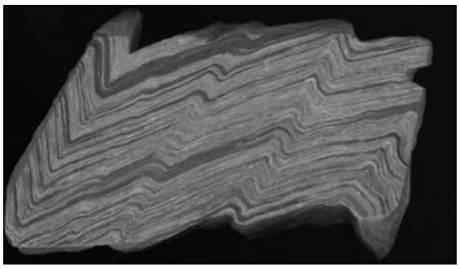
Texturní fenomény rudní oblasti byly velmi stručně popsány FOJTEM (1966, 1968). Autor zastával názor, že část páskovaných textur odráží primární znaky geneze, zatímco HAVELKA (1972) došel k názoru, že většina textur je metamorfogenní. Zevrubně byl klasifikován a rozveden význam rudních textur z teoretického i praktického hlediska v práci TOMŠÍKA *et al.* (1985), VALENTY (1987) a FOJTA *et al.* (1987).

I když jsou hornoměstské rudní koncentrace postiženy metamorfními procesy méně, nežli je tomu v oblasti zlatohorské, primární charakter rudních textur byl v řadě případů částečně, méně často i úplně pozměněn. Na druhé straně existují znaky, které lze hodnotit jako relikty původního sestavení. Mezi nejnápadnější z nich lze zařadit zonální vývin pyritových agregátů (podrobně diskutované FOJTEM 1967), nehojné výplně mandlovcových dutin v některých horninových typech a globulární, částečně resorbované kolomorf-



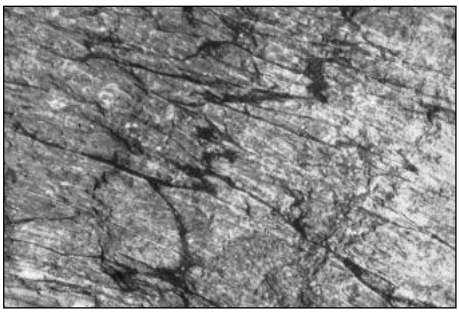
Obr. 10. Deformovaný trachytový lapillový metatuf se smouhami sulfidů (tmavé partie). Vrt GT-1, hloubka 49 m. Delší strana fotografie – 14 cm.

Fig. 10. Deformed trachyte lapilli metatuff containing sulphide layers (dark parts). Borehole GT-1. Longer side of the photo – 14 cm.



Obr. 11. Zvrásněný popelový metatuf s nesouvislými proužky sulfidů (tmavé partie). 1. patro jámy Jaromír. Delší strana fotografie – 8 cm.

Fig. 11. Deformed ash metatuff containing sulphide layers (dark parts). Jaromír shaft, 1st level. Longer side of the photo – 8 cm.



Obr. 12. Síťovité žilky sulfidů (převážně pyritu) v metatufu. 3. patro Nové jámy. Delší strana fotografie – 70 cm.

Fig. 12. A network of sulphide (mainly pyrite) veinlets in trachyte metatuff. Nová Jáma shaft, 3rd level. Longer side of the photo – 70 cm.

ní formy sfaleritu v galenitu. Ostatně samotné horniny, v nichž jsou rudní koncentrace uloženy, nesou znaky různě intenzivního metamorfního postižení – a to ve škále od téměř nemetamorfovaných (například mocnější polohy trachytů) až po výrazně zbřidličnatělé horniny s lepidoblastickými strukturami (metamorfovaná pyroklastika).

Valenta (1987) vyčlenil výstižně v oblasti 3 typy rudních textur:

Ia. typ představuje koncentraci sulfidů v trachytech a metatrachytech. V centrální části hornoměstského revíru, kde se nacházejí nejmocnější tělesa zmíněných hornin, je tento typ zastoupen texturami vtroušeninovými, hnízdovitými, smouhovitými a žilkovitými. Sledujeme-li zrudnění dále k jihu, kde jsou tělesa trachytů více tektonicky postižena, nabývají významu ve větší míře textury „mineralizovaných spár v metatrachytových brekciích“ (Tomšík *et al.* 1985).

Ib. typem je nepravidelně smouhovité až páskované zrudnění v trachytových tufech a tufitech (obr. 10), přeměněných v důsledku metamorfních účinků na různé variety sericitových břidlic, často detailně provrásněných (obr. 11). Rudní proužky jsou často téměř pravidelné, nebo i různě naduřující, či vytrácející se až do nepatrných vtroušenin v hornině. Místy bývají i mocnější a přecházejí do masivních rudních poloh s fluidálním sestavením se segregovanými proužky pyritu a sfaleritu (± galenitu). Ty se např. vyskytovaly běžně v těžené centrální části hornoměstského revíru. V jižním pokračování rudní zóny jsou však takové případy výjimečné. Zvláštním podtypem popisovaného zrudnění jsou i síťovité textury (obr. 12) a v metatufech i skvrnité variety podobné „kroužkovým rudám“ z ložiska Horní Benešov. V lapillových metatufech dochází běžně k zatlačování sericitizované popelové hmoty rudními komponentami.

II. texturním typem je zrudnění s nízkými obsahy sulfidů, které bylo zjištěno až posledním průzkumem v jižním úseku (oblast Šibenice). Jde o velmi jemné, makroskopicky zcela nenápadné zrudnění, proje-

vující se tenkými filmy v *s* plochách metapelitů („laminované zrudnění v břidlicích“ podle TOMŠÍKA *et al.* 1985). Jemné povlaky na plochách s_1 jsou metamorfními účinky rozvlečené i do ploch s_2. Tento typ dosahuje významných mocností (ojediněle až 100 m).

III. texturním typem je nejkontrastnější a morfologicky nejvýraznějším zrudnění ve všech hostitelských horninách. Jde o postmetamorfní žilky a žilníky, které vznikly v důsledku mobilizace preexistujících forem zrudnění. Na jejich složení se vedle nerudních komponent podílí světlý sfalerit s galenitem, místy i Ag-minerály. Charakter popisovaných asociací je blízký typu „alpské parageneze“. Pro to svědčí i akcesorická přítomnost rutilu, hematitu, albitu a Ba-živců v žilkách. Jde pravděpodobně o typ, který byl vyhledáván a těžen starými horníky pro vysoké obsahy stříbra v rudnině (až kolem 1000 g/t).

Je zřejmé, že rudní textury v hornoměstské oblasti mají jednak úzký vztah k hostitelským devonským vulkanitům (i postvulkanickým pochodům souvisejícím s jejich vývojem), jednak jsou závislé na intenzitě regionálně metamorfních procesů, jimž byly po svém vzniku vystaveny (viz též HAVELKA 1972, 1992). Textury hornoměstských rudnin jsou velmi podobné těm, které z nedalekého ložiska Oskava popsal ZIMÁK (1993b). Autor výstižně uvádí, že rozdíly (např. větší rozptyl rudních komponent – a s tím spojená i nižší průměrná kovnatost rudnin) lze vysvětlit relativně vyšší intenzitou metamorfního přepracování oskavských rudních kumulací – ve srovnání s dílčími ložisky hornoměstskými.

Stručný přehled dosavadních mineralogických a geochemických údajů

Souhrn mineralogických a geochemických poznatků známých do roku 1965 je uveden souborně v práci FOJTA (1966). V ní autor také zevrubně charakterizoval všechny do té doby známé hornoměstské minerály centrálního ložiskového území.

V údobí do roku 1980 se objevují jen ojedinělé zprávy o hornoměstských ložiscích. Mezi ně patří obecně pojaté studie o chemismu a fyzikálních vlastnostech sfaleritu (KÜHN 1966, VARČEK *et al.* 1968) a chemismu pyritu (CAMBEL a JARKOVSKÝ 1967). Chemismu hornoměstských sulfidů je věnována také zpráva FOJTA (1977), obsahy selenu v některých sulfidech uvádí KVAČEK (1970, 1971). Poslední průzkum oblasti umožnil také získání nových podrobnějších mineralogických a geochemických dat. Mezi ně patří zprávy KURENDOVÉ *et al.* (1983) a TRDLIČKY *et al.* (1988), jejichž výsledků bylo částečně použito pro následný text. Analytických údajů zprávy KURENDOVÉ *et al.* (1983) využili KVAČEK *et al.* (1983/84) a HAKOVÁ *et al.* (1984) jako podkladů ke genetickému hodnocení pyritů. Na základě rozboru obsahů a rozptylu Co a Ni považovali HAKOVÁ *et al.* (1984) zmíněné pyrity podle metody BRALII *et al.* (1979) za blízké žilným hydrotermálním typům. Tato data použili i FOJT a ZEMAN (1996, 1999, 2001) k diskusi o metamorfní rekrystalizaci a mobilizaci pyritů jesenických, včetně hornoměstských, ložisek. ZIMÁK a NOVOTNÝ (2001) analyzovali v rámci obšírné studie o chloritech „alpských žil“ silezika také materiál z Horního Města a Skal. V obou případech zjistili, že jde o thuringit-chamosity, které krystalovaly za teplot kolem 240 až 310 °C. Stříbronosné minerální asociaci je věnována studie FOJTA *et al.* (1992), o obsahu telluru v galenitu se zmiňuje DRÁBEK a HOVORKA (1992). STAŇKOVÁ (1988, 1995) zjistila při mikroskopickém sledování zrudněných hornin a rudnin v prostoru Šibenice v „sekundárních kvarcitech“ gahnit a z „křemenného metapsefitu“ popsala výskyt cymritu a celsianu.

Pracovní metodika

Pro následnou mineralogickou a geochemickou charakteristiku rudnin a jejich nerostů byly použity vzorky odebírané během průzkumu i těžby ložiska prvním z autorů předloženého pojednání. Výbrusy a nábrusy zhotovil J. Povolný v preparátorské laboratoři bývalé katedry mineralogie a petrografie UJEP. Většina separací minerálních fází (flotace, rýžo-

vání, dělení v těžkých kapalinách a dělení na elektromagnetickém izodynamickém separátoru) pro chemické analýzy byla uskutečněna v Ústavu nerostných surovin v Kutné Hoře. Zde byla provedena i většina následných chemických a spektrometrických stanovení analytiky M. Kolínským, D. Kupkovou, L. Vavřínovou, M. Trdličkovou, M. Jouklem, E. Bubancovou a ing. Mrázkem. Některé analýzy byly uskutečněny také v laboratoři Geologického průzkumu Brno (skupiny J. Jílkové a D. Kolčavy) a v laboratoři PřF MU Brno (Z. Tioka, J. Faimon, P. Kadlec). Na mikrosondových analýzách se podíleli pracovníci VŠCHT Praha (JXA-5 – V. Hulínský), ÚÚG Praha (ARL SEMQ – Z. Kotrba) a společné laboratoře PřF MU Brno a ČGS Praha (Cameca SX 100 – R. Škoda). RTG analýzy byly provedeny jak v ÚNS Kutná Hora (J. Ševců, J. Zelený), tak na PřF MU v Brně (J. Osičková). Data provozních (Unigeo Rýmařov) i laboratorních chemických analýz vyhodnotil J. Zeman matematicko-statistickými metodami pomocí vlastního programu. Měření mikrotvrdosti na přístroji PMT-3 sovětské výroby (při použití hmotnosti závaží 100 g, u galenitu jen 10 g) zajistili studenti bývalé katedry mineralogie a petrografie PřF UJEP. Fluidní inkluze (dále FI) byly studovány Z. Dolníčkem metodou optické mikrotermometrie. Pro výzkum inkluzí byly z většiny vzorků zhotoveny standardní oboustranně leštěné destičky (J. Povolný, MU Brno), pouze v případě sfaleritu ze vzorku K-2 byly ke studiu použity štěpné úlomky. Rozlišení primárních (P), primárně-sekundárních (PS) a sekundárních (S) inkluzí bylo provedeno podle kritérií uvedených v literatuře (ROEDDER 1984, SHEPHERD *et al.* 1985). V inkluzích vodných roztoků byla konstatována přítomnost vodného roztoku (L), někdy i plynné fáze (V). Inkluze s CO_2 obsahovaly kapalnou CO_2 fázi (L_{car}), plynnou CO_2 fázi (V_{car}) a často i vodný roztok (L_{aq}). Mikrotermometrické parametry inkluzí byly změřeny na Katedře geologie PřF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600. Komora byla kalibrována měřením anorganických standardů a fluidních inkluzí se známými teplotami fázových přechodů. U inkluzí vodných roztoků byly měřeny: teplota homogenizace (Th), teplota zamrznutí inkluze (Tf), teplota eutektika (Te) a teploty tání dalších pevných fází - ledu (Tm ledu) a hydrohalitu (Tm hh). Měření homogenizačních teplot předcházelo měřením kryometrickým. Jednofázové L-inkluze byly přehřáty na 180–300 °C, čímž došlo k roztažení inkluzí a snížení jejich hustoty, což následně umožnilo po ochlazení a nukleaci plynné fáze změřit kryometrické charakteristiky. U inkluzí s obsahem CO_2 byly měřeny následující parametry: teplota celkové homogenizace (Th-tot), teplota parciální homogenizace CO_2 fáze (Th CO_2-fáze), teplota zamrznutí CO_2 fáze (Tf CO_2), teplota tání CO_2 (Tm CO_2) a teplota tání klathrátu (Tm cla). Postup měření jednotlivých parametrů u „měkkých“ hostitelských minerálních fází (baryt, fluorit, dolomit) byl následující: Th CO_2-fáze; Tf CO_2; Tm CO_2; Tm cla; Th-tot; Th CO_2-fáze. Pro další interpretace byly akceptovány pouze hodnoty Th-tot těch inkluzí, u nichž po celé proceduře nedošlo k výraznějšímu snížení celkové hustoty inkluzí roztažením nebo dekrepitací (indikováno stejnými hodnotami Th CO_2-fáze). U inkluzí v křemeni nebyla tato kontrola prováděna. Pokud bylo třeba v konkrétním úlomku změřit zároveň inkluze vodných roztoků a inkluze s obsahem CO_2, byl zvolen následující postup: Th CO_2-fáze v CO_2 inkluzích; Th vodných inkluzí, všechny kryometrické charakteristiky v CO_2 i vodných inkluzích; Th-tot CO_2 inkluzí; Th CO_2-fáze v CO_2 inkluzích. Interpretace mikrotermometrických dat z CO_2 obsahujících inkluzí (výpočet složení, hustoty, izochor) byla provedena s využitím programu Flincor (BROWN 1989) s kalibrací podle BOWERSE a HELGESONA (1983). Salinita vodných roztoků byla počítána podle BODNARA (1993), izochory podle ZHANGA a FRANTZE (1987). Izotopové analýzy uhlíku a kyslíku karbonátů, kyslíku a síry barytů a síry sulfidů byly provedeny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 v geochemické laboratoři Českého geologického ústavu (později České geologické služby) J. Hladíkovou, I. Jačkovou a V. Šmejkalem. Výsledky izotopových analýz jsou vyjádřeny v ‰ odchylce od běžně používaných standardů (PDB, SMOW, CDT). Pro výpočet izotopového složení matečných fluid byly použity publikované frakcionační faktory, rovnice a konstanty (O'NEIL *et al.* 1969, BARNES ed. 1997).

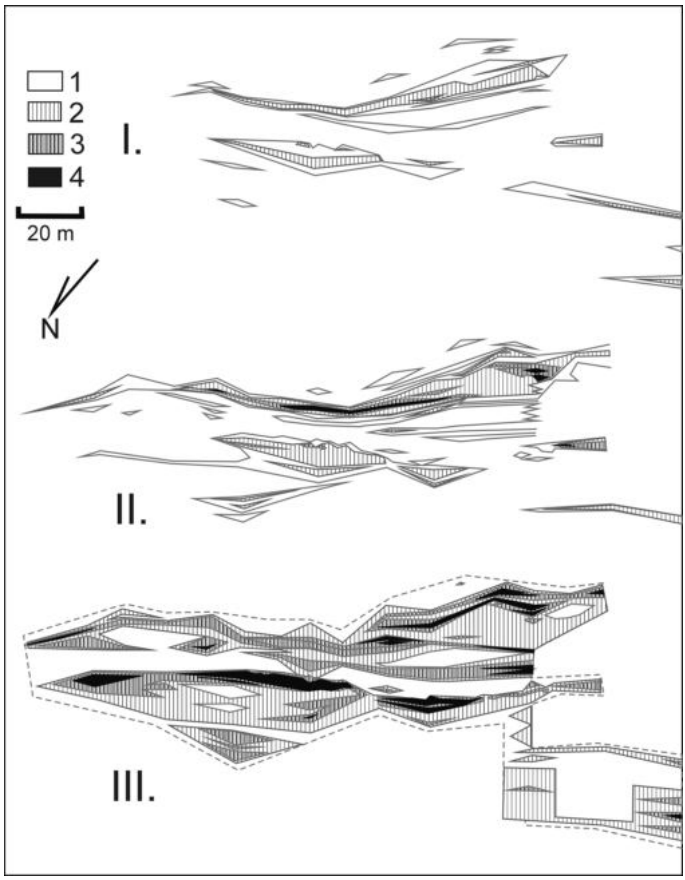
Na složení rudnin širší hornoměstské oblasti se podílí řada sulfidických, oxidických i silikátových minerálů. Mezi rudními fázemi převládá výrazně pyrit a sfalerit, vedlejší složku tvoří galenit, mezi podřadné až akcesorické lze zařadit chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit, pyrhotin, Ag-tennantit, jordanit, proustit, pyrargyrit, ryzí stříbro, argentit, Sb-pearceit, stefanit, boulangerit, chalkozín, rutil, ilmenit, magnetit a hematit.

Z nerudních složek se uplatňují vedle podstatného křemene karbonáty dolomitového typu, kalcit, muskovit, baryt, albit, chlorit, muskovit, ojediněle i siderit, barnaté živce, cymrit a fluorit, jen v jednom případě byl zjištěn i bertrandit.

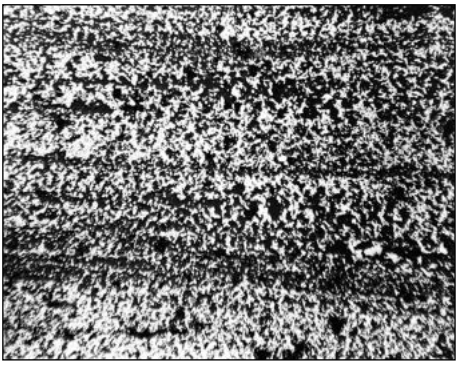
Hypergenní produkty jsou na rozdíl od jiných jesenických stratiformních ložisek zatoupeny, kromě běžného „limonitu“ zcela nepatrně. Identifikován byl goethit, jarosit, Pb-jarosit, alumogel, akanthit, gibbsit a supergenní chalkozín. Bez mineralogického určení zůstal amorfní bazický fosfát Fe^{III}.

Pyrit

je nejčastějším sulfidem rudních zón. V nákresu obr. 13, na němž je zaznamenáno procentuelní zastoupení pyritu v horizontálním řezu I. patra centrálního bloku šachty Jaromír (Fojt 1966), je zřejmé, že maximální koncentrace pyritu jsou soustředěny ve střed-

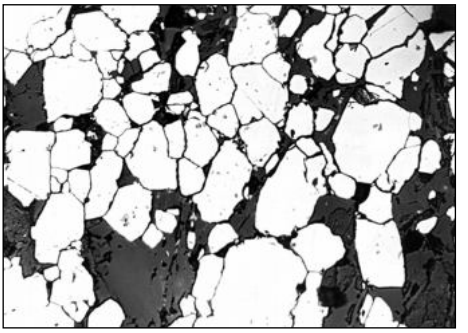


Obr. 13. Koncentrace galenitu (I), sfaleritu (II) a pyritu (III) v horizontu I. patra jámy Jaromír. 1) <1 %, 2) 1–2 %, 3) 2–4 %, 4) >4%. Přepočteno z analýz zásekových vzorků.
Fig. 13. Content of galena (I), sphalerite (II) and pyrite (III) in the horizon of the 1st level, Jaromír shaft. Recalculated from the technical analyses. 1) <1 %, 2) 1–2 %, 3) 2–4 %, 4) >4 %.



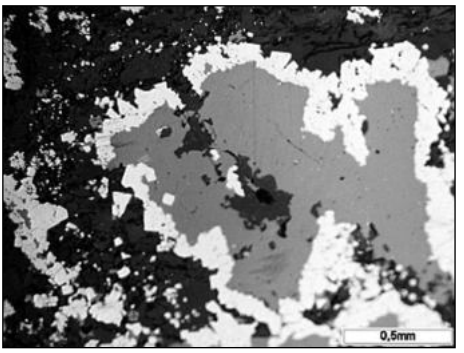
Obr. 14. Porézně vrstevnatý agregát pyritu v metatufitu. Nábrus, PPL. Delší strana fotografie – 2,2 mm.

Fig. 14. Porous layered aggregate of pyrite in the metatuffite. Reflected light, PPL. Longer side of the photo – 2.2 mm.



Obr. 15. Dlažební sestavení pyritu s „triple junction" srůsty. Nábrus, PPL. Kalcitová mezerní matrice – šedá. Delší strana fotografie – 2,5 mm.

Fig. 15. Pyrite aggregate with „triple junction" arrangement. Reflected light, PPL. Calcite – grey. Lomger side of the photo – 2.5 mm.



Obr. 16. Kokardovité lemy pyritu (bílý) kolem sfaleritu (šedý). Černý – křemen. Nábrus, PPL. Jáma Jaromír, III. patro.

Fig. 16. The cockade-like rims of the recrystallized pyrite (white) around sphalerite (grey). Black – quartz. Reflected light, PPL. Jaromír shaft, 3rd level.

ních částech jednotlivých ložiskových čočkovitých kumulací, v nichž je také i nejvíce galenitu a sfaleritu. Porézní subparalelní vrstvičky pyritu v metatufech (obr. 14) jsou zřetelným znakem vulkanosedimentární geneze.

Vývin jednotlivých individuí a jejich agregace je ve shodě s dřívějšími zjištěními Fojta (1966) a Kurendové *et al.* (1983). Výrazným znakem je jejich izometrický, automorfní až hypautomorfní vývin. Krystaly pyritu obsahují ojediněle velmi jemné inkluze titanitu, rutilu, sfaleritu, galenitu i chalkopyritu. V agregátech bývají zrna polygonální, s dlažebním sestavením, místy se srůsty typu „triple junction" (obr. 15). Není také výjimkou výrazné protažení pyritových individuí. Rovina zploštění je konformní s plochami foliace hostitelských hornin. Místy se v rudninách setkáváme s tlakově deformovanými zrny pyritu v podobě čoček, v jejichž „tlakovém stínu" narůstají nerudní komponenty.

Zrnitost pyritu je značně proměnlivá, jednotlivá individua jsou však jen výjimečně větší než 2 mm. Mnohdy se v jednom vzorku nepravidelně střídají nesouvislé proužky jemnozrnných shluků s hruběji zrnitými agregáty. Nejčastěji se s pyritem vyskytuje sfalerit, který jej většinou koroduje a uzavírá, stejně tak jako méně hojný galenit. Místy se v metamorfovaných popelových tufech hromadí spolu s pyritem velmi jemnozrnný rutil. Zvláště v centrální části revíru se vyskytují také kolomorfní kulovité, mnohdy zonální až atolové formy pyritových shluků, na které upozornil již Johan (1958, 1960) a jež později popsal Fojt (1966, 1967). Intenzita rekrystalizace není ve všech typech rudnin stejná, a tak je možné pozorovat i zrna pyritu, která mají reliktní (nerekrystalovaný) porézní střed, avšak okraje celistvé – rekrystalované. Porézní a navíc i kostrovité krystaly pyritu jsou charakteristické pro nezrudněné metatufy a metatufity – to je typické pro řadu jiných jesenických

výskytů sulfidů v metavulkanitech s nepatrným zastoupením užitkových složek. Kromě již uvedených morfologických typů lze někdy v rudninách převážně jižního rudního pole rozlišit ještě další, jemně zrnitý, žilkovitý nebo lištovitý pyrit. S největší pravděpodobností jde o pyrit vzniklý hypogenní přeměnou pyrhotinu. V sekrečních křemenno-karbonátových žilkách je zastoupení pyritu malé. Metamorfně mobilizovaný pyrit v hrubozrnných rudních agregátech se ojediněle objevuje v podobě kokardovitých lemů kolem individuí sfaleritu (obr. 16).

Mikrotvrdost pyritů byla měřena na 46 vzorcích z 5 vrtů. Jak bylo již dříve zjištěno, na mikrotvrdost jesenických pyritů má v první řadě vliv poréznost, z chemických příměsí pak obsah arzénu (Čermák *et al.* 1984, 1986). V našem případě vykazují pyrity velký rozptyl průměrné hodnoty mikrotvrdosti od 950 do 1820 VHN. Mikroskopickou kontrolou bylo zjištěno, že hodnoty vyšší než 1200 VHN jsou charakteristické pro pyrity metamorfogenní.

Hodnotu rentgenometricky zjištěného rozměru základní buňky krystalové mřížky 31 vzorků pyritů (a_0 = 5,418 ± 0,001) nebylo možné použít k rozlišení výše uvedených morfologických typů.

Geochemická charakteristika pyritu

Pro geochemické zhodnocení bylo analyzováno 154 vzorků pyritu, které byly rozčleněny podle geologické pozice do dvou souborů:

a) pyrity vulkanického komplexu hornoměstského
b) pyrity sedimentárního komplexu dobřečovského

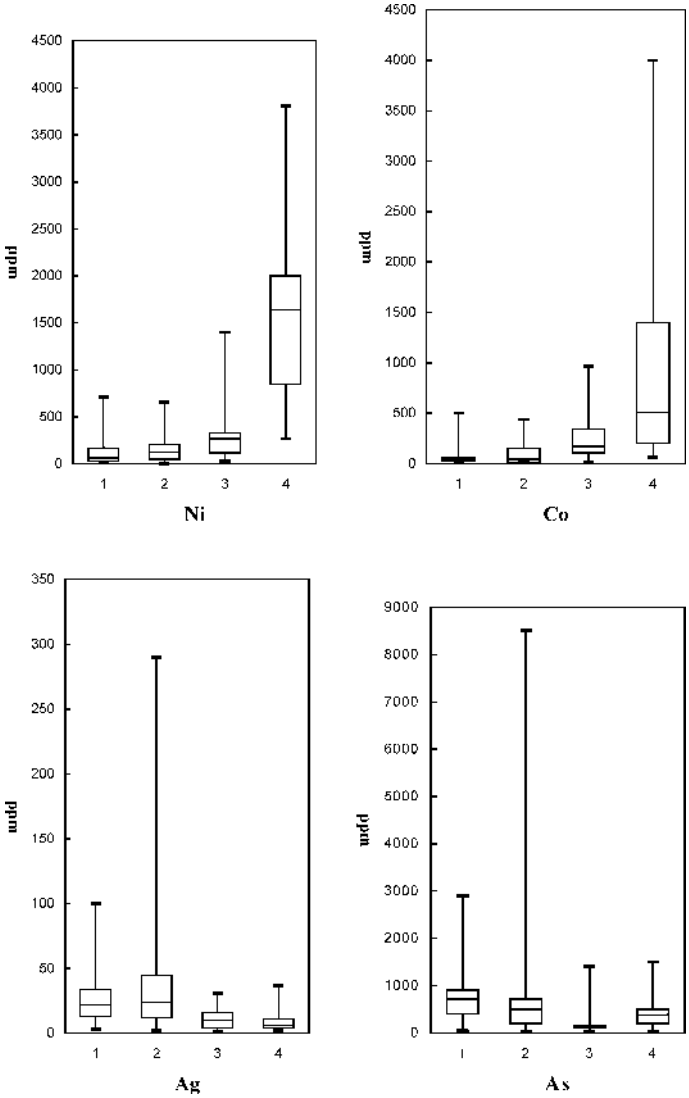
Pro dílčí hodnocení byly použity podsoubory pyritů z: 1) metatrachytů (včetně křemenno-karbonátových čoček v nich obsažených); 2) kyselých až intermediárních metatufů a metatufitů; 3) metatufů a metatufitů bazických vulkanitů; 4) postmetamorfních žilek.

Jak vyplývá z dřívějších zjištění celé řady autorů, je možné pro geochemické interpretace nejvýhodněji použít dvojici prvků kobalt-nikl, které diadochně zastupují železo v krystalové struktuře pyritu. Diagramy mezních i průměrných obsahů (mediánů) Ni a Co (obr. 17) ukazují na variabilní zastoupení obou prvků s mírně vzrůstajícím trendem od intermediárních metavulkanitů (1) přes jim příslušející metatufy (2) k metabazitům (3) a výrazně Co a Ni obohaceným postmetamorfním žilkovitým asociacím. Zmíněný trend je také velmi dobře patrný v diagramu elips rozptylu Ni a Co, sestaveného podle metody Bralii *et al.* (1979) – obr. 18.

Na základě poměru Co/Ni lze v hornoměstské oblasti spolehlivě vyčlenit pyrity „komplexu sedimentárního“ (Co/Ni ≅ 0,45) od pyritů „komplexu vulkanického“ (Co/Ni = 0,7 až 0,8). Uvážíme-li, že poměr Co/Ni pyritů hornobenešovského stratiformního ložiska je zřetelně <1, u zlatohorských >1, zaujímají hornoměstské pyrity ložiskových zón, lokalizovaných do „vulkanického horninového komplexu“, střední pozici, velmi blízkou pyritům nedalekého oskavského ložiska (Zimák a Kvaček 1993, Fojt a Zeman 1996, 1999, 2001). To je v souladu s výsledky mineralogických pozorování a rozboru rudních textur, podle nichž hornoměstská ložiska jsou intenzivněji metamorfována než rudní kumulace hornobenešovské, ale zřetelně méně než sulfidické kumulace zlatohorské.

Pokud jde o vlastní horniny, poměry Co/Ni (podle vyčíslených geometrických průměrů) jsou známy z metatrachytů – 0,11 a bazických metavulkanitů – 0,43 (Vlčková 1984). Zmíněné hodnoty jsou ve shodě s obecnými geochemickými poznatky.

Stříbro je průběžným stopovým prvkem v pyritu a jeho obsahy kolísají v rozmezí <2 až 290 ppm s mediánem 18 ppm, n = 140 (obr. 17); zastoupení Ag v pyritech metatrachytů a jejich metatufů je oproti metabazitům přibližně 2× vyšší. Některé zvýšené obsahy zmíněného prvku v intermediárních metatufech (200–290 ppm), jsou vzhledem k relativně nízké hodnotě mediánu (22 ppm) způsobeny pravděpodobně heterogenní příměsí Ag-minerálů.

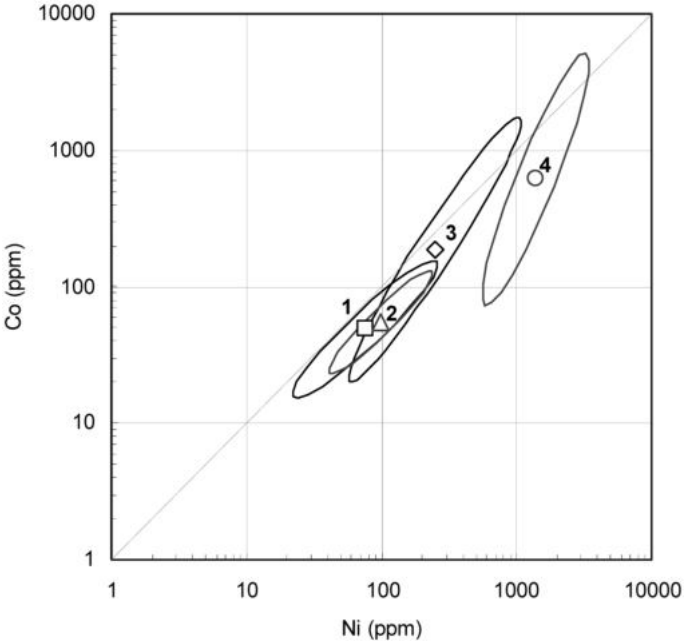


Obr. 17. Obsahy Ni, Co, Ag a As pyritů v:
1 – metatrachytech,
2 – trachytových metatufech,
3 – v metabazitech,
4 – postmetamorfních žilkách.
Fig. 17. The Ni, Co, Ag and As content in pyrites hosted by:
1 – metatrachytes,
2 – trachyte metatuffs,
3 – metabasites,
4 – post-metamorphic veinlets.

Zastoupení arzénu kolísá v intervalu 16–8500 ppm, medián 400 ppm, n = 68 (obr. 17). Starší výsledky 3 analýz Cambela a Jarkovského (1967) uvádějí obsahy As od 0,275 do 0,468 hm. %. Fojtovy semikvantitativní analýzy (FOJT 1977) 16 vzorků, v nichž uvádí koncentrace <0,0X hm. %, jsou pravděpodobně podhodnoceny. ČERMÁK *et al.* (1984) však zjistili na základě bodových analýz elektronovou mikrosondou v jediném kolomorfním agregátu pyritu obsahy v rozsahu 320–5300 ppm As. Obecně je známo, že obsahy arzénu, který v pyritech zastupuje diadochně síru, jsou ovlivněny řadou faktorů, mezi něž patří i porozita a intenzita rekrystalizace. Může však jít také o heterogenní příměs arzenopyritu, který se v Horním Městě vyskytuje akcesoricky právě v asociaci s pyritem.

Zlato bylo zjištěno v obsazích 0,01 až 3,37 ppm, medián 0,10 ppm, n = 82 (obr. 19). Zřetelně vyšší obsahy zlata v pyritech jsou patrné v subsouboru 4 (postmetamorfní žilná asociace), bez jakékoliv korelace s jinými prvky obsaženými v pyritech. Daná zjištění po-

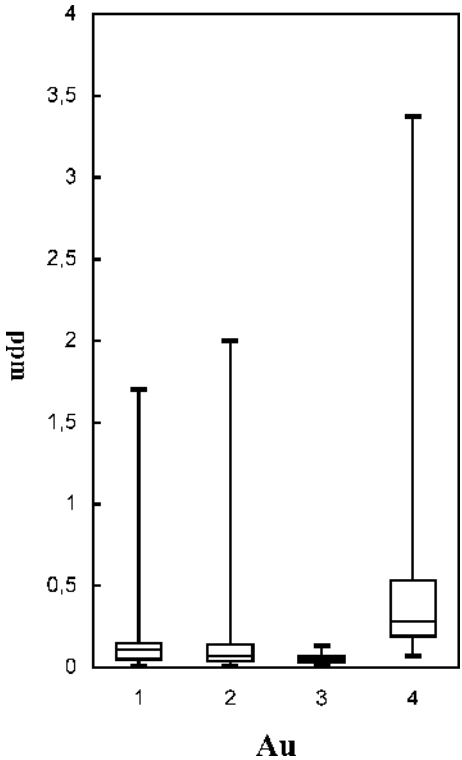
Obr. 18. Průměrné obsahy Ni a Co v pyritech s vyznačením 95% intervalu spolehlivosti (elips rozptylu) na ložisku Horní Město:
1 – metatrachyty,
2 – trachytové metatufy,
3 – metabazity,
4 – postmetamorfní žilky.
Fig. 18. Average content of Ni and Co in pyrites of Horní Město deposit with 95 percent confidence interval ellipses (variance ellipses):
1 – metatrachytes,
2 – trachyte metatuffs,
3 – metabasites,
4 – post-metamorphic veinlets.



tvrzuje i materiál starých prospekční děl (např. na lokalitě Kamenná hora – Fojt a Mixa 2002) a výsledky vrtů ČGÚ z konce 80. let minulého století situovaných při hranici oskavských rul a vrbenské skupiny – v severozápadní části hornoměstského rudního regionu. Mikroskopická charakteristika pyritu spolu s výsledky analýz znázorněných ve sloupcových grafech (obr. 19) nasvědčují tomu, že zlato by se v pyritech mohlo nacházet nejen v podobě mikroskopických inkluzí, ale také submikroskopicky disperzně rozptýlené ve struktuře daného sulfidu – obdobně jako na ložisku Zlaté Hory-západ.

Obsahy selenu, stanovené ve 24 vzorcích (včetně 5 analýz Kvačka, 1971 – <5 až 5 ppm) kolísají od <4–12 ppm, medián 5 ppm. Nízké obsahy selenu, který zastupuje v pyritu diadochně síru, indikují také nízký stupeň metamorfního přepracování rudnin.

Některé další analyzované mikroprvky jsou většinou ovlivněny neodseparova-

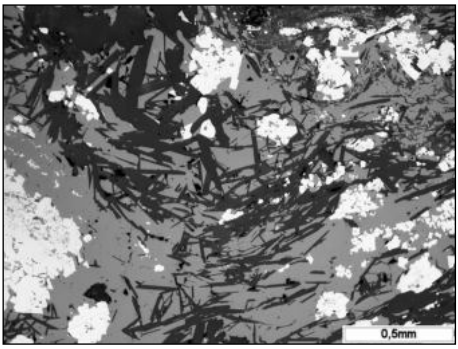


Obr. 19. Obsahy Au pyritů. Vysvětlivky tytéž jako u obr. 17.
Fig. 19. Au contents in pyrites. The explanations are the same as in the Fig. 17.

telnými příměsemi, s nimiž pyrit srůstá. Jde například o mangan (210–855 ppm, medián 46, n = 131) z karbonátů, nebo molybden (8–>1000 ppm, medián 20 ppm, n = 91), jehož zvýšené obsahy souvisejí pravděpodobně s molybdenitem, který sice nebyl mikroskopicky v nábrusech zastižen, ale je dokumentován z popisu (viz níže) a spektrálních analýz. I když existují Cu-pyrity, obsahy mědi v hornoměstských pyritech (52–1880 ppm, medián = 370 ppm, n = 22) velmi pravděpodobně souvisejí s heterogenními inkluzemi chalkopyritu, stejně jako stopové obsahy zinku ze sfaleritu (viz výše). Obsah a původ dalších analyzovaných prvků nelze odpovědně interpretovat. Jde o bismut (8–170 ppm, medián 15, n = 29), vanad (<30–37 ppm), kadmium (<0,0X %) a stopové zastoupení Ga, Ge, Sb, Th, Sn a Be, konstatované v kvalitativních spektrálních analýzách.

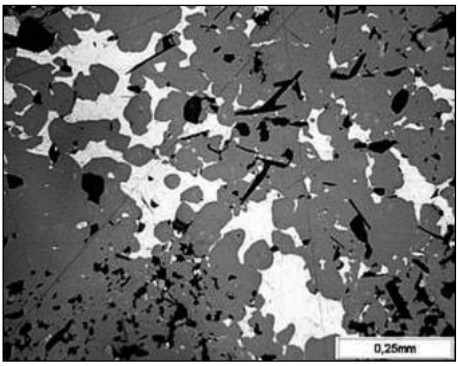
Sfalerit

je po pyritu druhým nejhojnějším sulfidem rudních zón. Vývin jednotlivých individuí i způsob agregace je výrazně závislý na horninovém prostředí. Nejtypičtějším dokladem jsou smouhovité až fluidální a páskované shluky ve slídnatých horninách (metatufech): tvar sfaleritových agregátů kopíruje shluky slíd, kumuluje se ve vrcholech ohybových mikrovrásek, nebo jednotlivá individua muskovitu uzavírá (obr. 20). Jde o synmetamorfní krystalizaci, při níž sfalerit krystaluje poněkud později než horninové silikáty. Uvedené sestavení vypovídá o metamorfní rekrystalizaci a částečné mobilizaci rudnin, jak na ni upozornil HAVELKA (1972). Rozdílně se chovají agregáty sfaleritu v trachytech: zde tvoří tvarově nepravidelné agregáty až jemné sítě žilek, často spolu s galenitem. Zrnitost sfaleritových individuí je ve výrazné většině velmi jemná v rozmezí 0,0X až 0,X mm, jen výjimečně dochází ke zhrubnutí zrn až na několik mm. Zvláštní formou jsou globulární až amébovité formy sfaleritu, které představují relikty původního sestavení rudnin (obr. 21). KUHA *et al.* (2001) označují takové formy za „peloidy“ a považují je za přímý důkaz pro bakteriální redukci síry při precipitaci sulfidických akumulací. Relativně větší globulární shluky sfaleritu bývají korodovány rekrystalovaným galenitem (obr. 22). Výskyt až 2,5 cm velkých krystalů v dutině postmetamorfní žíly na I. patře centrálního bloku byl zcela ojedinělý (FOJT 1964, 1966). Sfalerit se také intimně prorůstá s galenitem, a místy i s dolomitickým karbonátem, což by bylo možné interpretovat jako současnou krystalizaci (rekrystalizaci) ze směsných gelovitých forem.



Obr. 20. Lištovitá individua muskovitu (tmavošedý) ve sfaleritu (šedý). Pyrit – bílý. Jáma Jaromír, I. patro. Nábrus, PPL. Delší strana obr. – 1,2 mm.

Fig. 20. The tabular crystals of the muskovite (dark grey) in sphalerite (grey). Pyrite – white. Reflected light, PPL. Jaromír shaft, 1st level. The longer side of the photo – 1.2 mm.

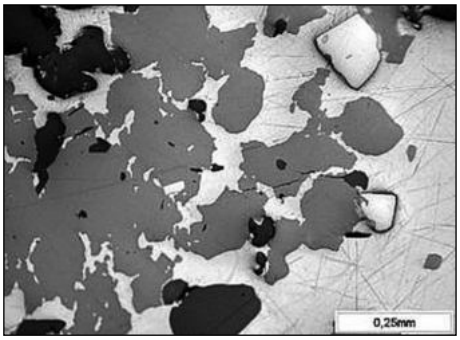


Obr. 21. Globulární formy sfaleritu (šedý) v galenitu (bílý). Černé – lišty slíd a křemen. Nová jáma, III. patro. Nábrus, PPL.

Fig. 21. Globular sphalerite (grey) in galena (white). Black – muscovite and quartz. Nová jáma shaft, 3rd level. Reflected light, PPL.

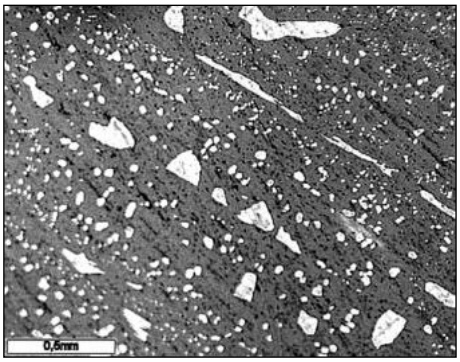
Místy se ve sfaleritu vyskytují drobné kapičkovité inkluze chalkopyritu. Jejich zastoupení je většinou zcela nepatrné a lze je objevit v mikroskopických preparátech většinou až při větším zvětšení. Výjimečně byly zjištěny v některých sekrečních křemenno-živcových čočkách (např. ve vrtu GT-5-468 m) dvě formy chalkopyritových inkluzí: větší, místy protáhlé, uspořádané v krystalonomických plochách štěpnosti sfaleritu a drobnější, nepravidelně rozptýlené v zrnu hostitele (obr. 23). Ve vrtu JR-3, v nejjižnější části ložiskové zóny u Rudy, obsahoval sfalerit i drobné inkluze pyrhotinu.

Mikrotvrdost sfaleritu byla měřena u 25 vzorků; 80 % měření vykázalo rozsah hodnot mezi 155–180 VHN, což souvisí s relativně nízkým zastoupením železa ve sfaleritech. Ve 12 případech byl kromě mikrotvrdosti analyzován i obsah železa. Závislost VHN vs. obsah Fe, znázorněná v diagramu obr. 24, je v souladu s údaji LEBEDEVY (1977).



Obr. 22. Relikty globulárních forem sfaleritu (šedý) v galenitu (světlešedý). Bílá zrna – pyrit, černá zrna – křemen. Nábrus, PPL. Jáma Jaromír, I. patro.

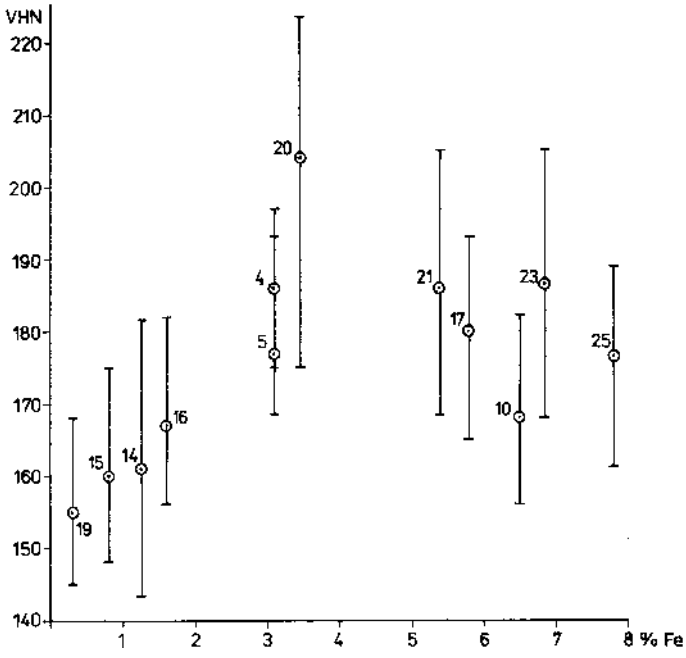
Fig. 22. The relicts of globular sphalerite (grey) in galena (light grey). Pyrite – white, quartz – black. Reflected light, PPL. Jaromír shaft, 1st level.



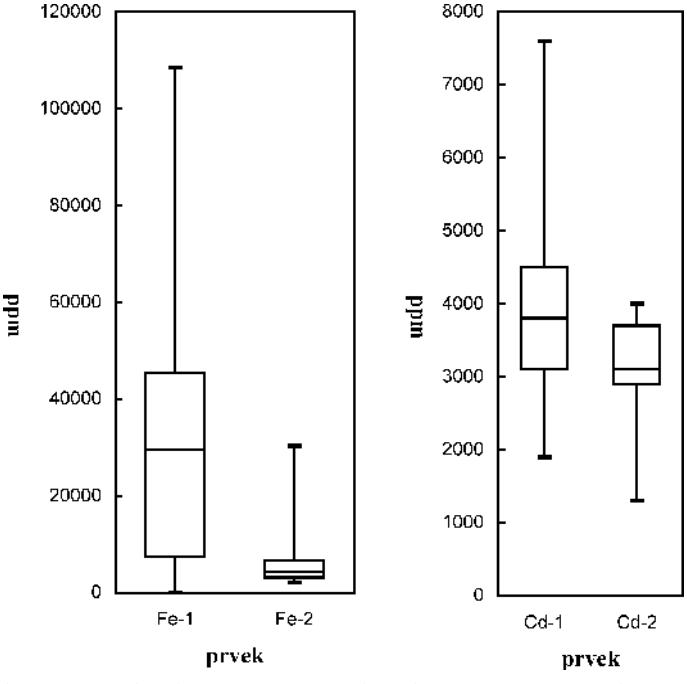
Obr. 23. Dva typy chalkopyritových inkluzí (bílé) ve sfaleritu (šedý). Nábrus, PPL. Vrt GT-7, hloubka 468 m.

Fig. 23. Two types of the chalcopyrite inclusions (white) in the sphalerite (grey). Reflected light, PPL. Borehole GT-7, depth 468 m.

Ke studiu chemického složení sfaleritů byly provedeny kvalitativní spektrální analýzy a 59 kvantitativních analýz. Pozornost byla věnována zvláště typomorfním prvkům – železu a kadmiu, a to v souborech stratiformní mineralizace a postdeformační žilné asociace. Na základě výsledků analýz, znázorněných v diagramech obr. 25 lze zřetelně odlišit oba genetické typy: sfalerity stratiformních poloh jsou bohatší železem (v diagramu Fe-1, medián 2,95 hm. % Fe, n = 47) i kadmiem (v diagramu Cd-1, medián = 0,38 hm. % Cd, n = 50) než tentýž sulfid postmetamorfních žil (v diagramu Fe-2, medián 0,42 hm % Fe, n = 12; Cd-2, medián 0,31 hm. % Cd, n = 12). Zcela stejné vztahy v chemismu sfaleritu mezi stratiformní a žilnou asociací jsou známy i z jiných ložisek ve světě (např. Mishra, Mookherje 1988). V uvedených diagramech nebyly použity výsledky 4 mikrosondových analýz dr. V. Šreina, který zjistil nezvykle vysoké obsahy Cd (7,27 až 7,99 hm. %) ve sfaleritech z území „Šibenice“ (vrt Š-20, metráž 141 až 147), odkud uvedený autor analyzoval i chloritoid a gahnit z chloritoidové břidlice. Průměrný nejnižší obsah železa i mědi ve sfaleritech byl zaznamenán z úseku Ruda-sever. To je v souladu s mineralogickým charakterem daného zrudnění, které jeví znaky metamorfogenních mobilizátů („vyčištění“ sfaleritu od železa a mědi za vzniku samostatných agregátů chalkopyritu). Názorný příklad popsaného jevu je možné demonstrovat na vzorcích sfaleritu z vrtu JR-3 úseku Ruda (nejjižnější část zrudněné zóny): v metráži 272–285 obsahují sfalerity v průměru 0,76 hm. % Fe, zatímco v úseku 324–326 m je průměrný obsah železa 6,36



Obr. 24. Diagram závislosti VHN vs. Fe (hm. %) sfaleritů.
Fig. 24. Diagram of the VHN vs. Fe (wt. %) dependence of the sphalerites.



Obr. 25. Obsahy Fe a Cd sfaleritů. Fe-1 a Cd-1 – stratiformní zrudnění; Fe-2 a Cd-2 – postmetamorfní žilné zrudnění. Údaje v hm. %.
Fig. 25. Fe and Cd contents in the sphalerites (wt. %). Fe-1 and Cd-1 – stratiform mineralization; Fe-2 and Cd-2 – post-metamorphic vein-type mineralization.

hm. %. Při konfrontaci s mineralogickým pozorováním lze s velkou pravděpodobností označit zrudnění v nadložní metráži za metamorfně mobilizované.

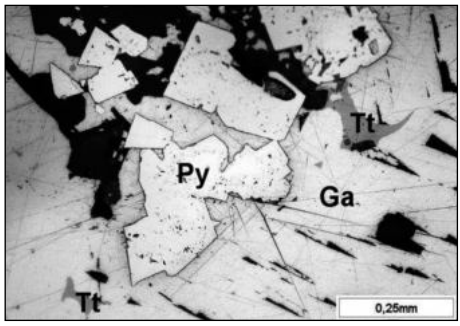
Přítomnost dalších stopových prvků, zjištěných ve větším nebo menším počtu vzorků, nelze blíže komentovat. Jde o Ag (10–50 ppm, n = 7), Co (25–800 ppm, n = 14), Ni

(12–300 ppm, n = 19), In (12–86 ppm, n = 6), Mn (20–500 ppm, n = 22), Sn, Ga, Hg a Sb. Obsah selenu v hornoměstských sfaleritech je velmi nízký. V 7 vzorcích (z toho 3 analyzoval KVAČEK, 1971) byl zjištěn obsah <4 ppm a jen jeden z nich obsahoval 6 ppm Se. To je opět v souladu s relativně nízkou intenzitou metamorfního ovlivnění rudnin (viz též obsahy Se v pyritech).

Galenit

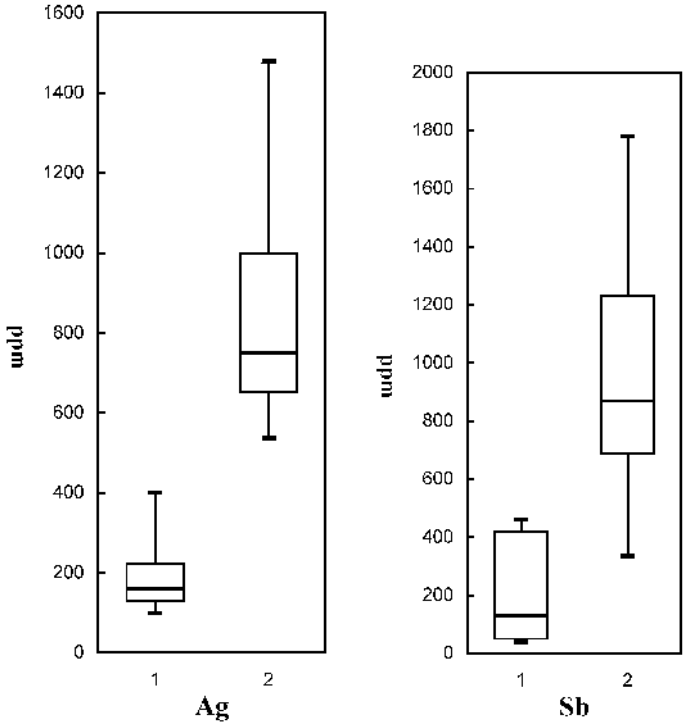
je v pořadí obsahu sulfidů v rudninách třetím minerálem, avšak vcelku lze podíl tohoto nerostu charakterizovat jako podřadný (Zn:Pb ≅ 5:1). V relativně větším množství je zastoupen v centrální části ložiska ve zrudněných trachytových horninách, v úseku Ruda-sever a v postdeformačních žilkách. Nejběžnější je jeho společný výskyt se sfaleritem, s nímž intimně srůstá a koroduje jeho globulární formy (obr. 22). Spolu s tímto sulfidem proniká také do intergranulár karbonátů, v páskovaných texturách uzavírá lišty a shluky muskovitu, křemen i albit. Galenit se místy vyskytuje také s tetraedritem (obr. 26), méně často i s chalkopyritem.

U jedenácti vzorků, u nichž byla změřena mikrotvrdost, spadají zjištěná data



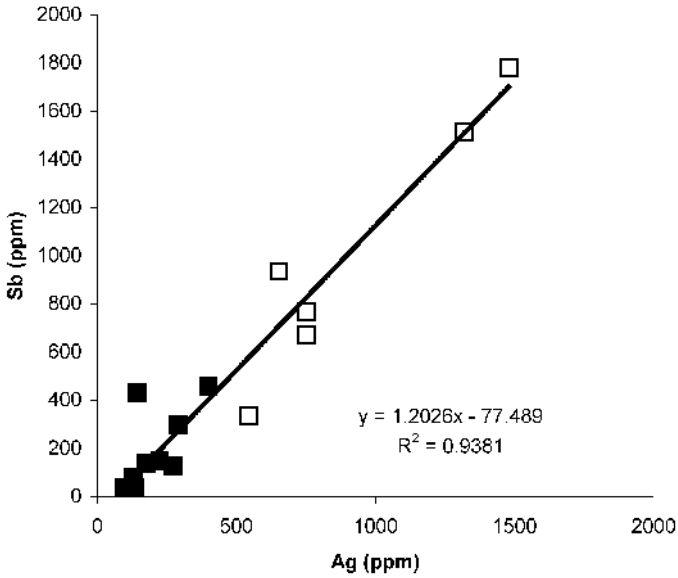
Obr. 26. Asociace: galenit (Ga) – tetraedrit (Tt) – pyrit (Py). Černé – slídy a kalcit. Nábrus, PPL. Vrt GT-5, hloubka 235 m.

Fig. 26. Association: galena (Ga) – tetrahedrite (Tt) – pyrite (Py). Black – micas and calcite. Reflected light, PPL. Borehole GT-5, depth 235 m.



Obr. 27. Obsahy Ag a Sb galenitů. 1 – stratiformní mineralizace, 2 – pometamorfní žilná mineralizace.

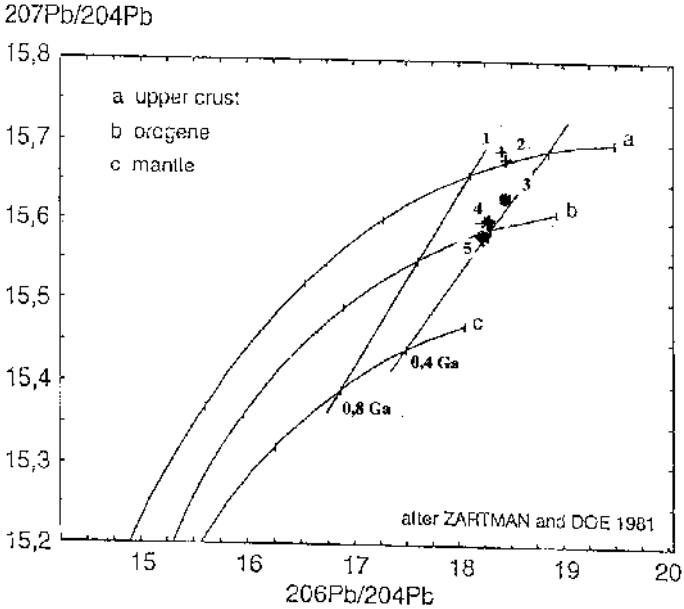
Fig. 27. Ag and Sb contents of the galenas. 1 – stratiform mineralization, 2 – post-metamorphic vein-type mineralization.



Obr. 28. Diagram závislosti mezi obsahy Ag vs. Sb galenitů.
■ – stratiformní,
□ – žilné.
Fig. 28. Diagram of the Ag vs. Sb dependence of the galenas.
■ – stratiform, □ – vein.

podle grafu LEBEDEVY (1977) do oblasti obsahů stříbra nižších než 0,1 hm. %. To je v souladu s výsledky chemických analýz (viz další text).

Ve 23 vzorcích galenitů byla zjišťována přítomnost stopových prvků, u některých byly provedeny i kvantitativní analýzy. Pozornost byla věnována hlavně stříbru a antimonu. Diagramy obr. 27 dokumentují relativně zvýšené obsahy Ag (medián 750 ppm, n = 6) i Sb (medián 870 ppm, n = 6) v postmetamorfních žilkovitých asociacích – oproti nízkému zastoupení obou prvků (Ag – medián 160 ppm, n = 15; Sb – medián 130 ppm, n = 14) v galenitech stratiformních poloh. Vzhledem k tomu, že závislost Ag/Sb (obr. 28) vykazuje po-



Obr. 29. Izotopové složení rudních olov galenitů. + – VANĚČEK *et al.* 1985, ★ – K. VOKURKA 1996 (nepublikováno).
Fig. 29. The isotopic composition of the ore lead. + – VANĚČEK *et al.* 1985, ★ – K. VOKURKA 1996 (unpublished).

zitivní korelaci s výrazným koeficientem pravděpodobnosti (R^2 = 0,938), je velmi pravděpodobné, že oba prvky pocházejí z heterogenních (mikroskopických ?), neodseparovatelných vrostlic Ag–Sb-minerálů (pyrargyritu, Ag-tetraedritu ?), s nimiž galenit srůstá. Zmíněný názor podporují i výsledky analýz galenitů z „mladších" žilek, v nichž je asociace galenit-Ag-sulfosoli běžnější než v galenitech stratiforních rudních koncentrací.

Obsahy dalšího typomorfního prvku – bismutu – jsou bez zjevné korelace mezi Bi–Sb–Ag. Ze 13 analyzovaných vzorků nebyl Bi 4× vůbec zjištěn, u ostatních jen v rozsahu 1–32 ppm (u vzorků stratiformního zrudnění maximálně 12 ppm, v mladších žilkách až 32 ppm). Nepatrné zastoupení selenu v 7 analyzovaných vzorcích galenitu (4–21 ppm), který bývá v sulfidických systémech vedle pyritu jeho hlavním koncentrátorem, lze spojovat i v tomto případě s nízkou intenzitou metamorfního přepracování rudnin. Stopová množství ostatních, méně (Tl, Sn, Mo), nebo častěji až běžně (Mn, Cu, Cd) zjišťovaných prvků v kvalitativních spektrálních analýzách, nelze odpovědně interpretovat.

Izotopové složení rudního olova bylo publikováno VANĚČKEM *et al.* (1985). Výsledky tří nových analýz, provedených v roce 1996 K. Vokurkou v izotopové laboratoři tehdejšího Českého geologického ústavu (nyní ČGS) v Praze, upřesnily obsahy primogenního minoritního izotopu ^{204}Pb, a zároveň potvrdily deficit ^{208}Pb a obohacení radiogenním olovem ^{206}Pb (tab. 1). V diagramu ZARTMANA a DOEHO (1981) jsou zaneseny výsledky starších (č. 1 a 2) i nových (č. 3–5) analýz (obr. 29). Všechny nové analýzy jsou soustředěny mírně nad izochronou 0,4 Ga; vzorky ze stratiformních poloh (č. 4 a 5) se nacházejí blíže linie orogenního olova, vzorek z remobilizovaného zrudnění zaujímá pozici mezi liniemi olova orogenního a olova svrchní kůry.

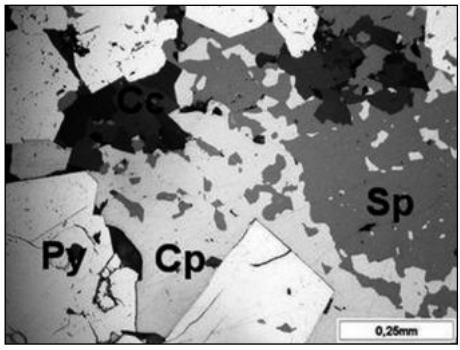
Tabulka 1. Izotopové složení rudních olov.
Table 1. Isotopic composition of ore lead.

Č. vz.	Č. anal.	Lokalizace	208/204	207/204	206/204
1	39/1	n.d.	38,11	15,67	18,31
2	39/2	n.d.	38,31	15,63	18,32
3	1288	2.p. K-9	38,1198	15,6199	18,3938
4	1287	Blok 2190	37,9230	15,5910	18,2423
5	1286	Blok 305	37,8692	15,5607	18,1831

1, 2 – VANĚČEK *et al.* (1985); 3, 4, 5 – K. VOKURKA 1996 (ČGÚ Praha, nepublikováno; unpublished)

Chalkopyrit

je v hornoměstské oblasti podřadným až akcesorickým sulfidem a vyskytuje se v rudninách v podobě vtroušených zrn nebo tvarově nepravidelných agregátů. Jen ojediněle tvoří i hlavní součást sulfidické asociace – jako je tomu např. v hlubších partiích vrtu JR-2, kde vystupuje spolu s pyritem, sfaleritem a pyrhotinem (obr. 30). S dolomitovou hlušinou zde vytváří intimní granoblastické srůsty. V úseku Šibenice a Ruda-sever se objevuje častěji jako akcesorie spolu s tetraedritem. Deficit mědi v daném systému se odráží i v tom, že sfalerity obsahují velmi málo mikroskopických, emulzně rozptýlených inkluzí chalkopyritu.



Obr. 30. Intimní srůsty sfaleritu (Sp) s chalkopyritem (Cp). Py – pyrit, Cc – kalcit. Nábrus, PPL. Vrt JR-2, hloubka 538 m.

Fig. 30. The sphalerite (Sp)-chalcopyrite (Cp) intergrowths. Py – pyrite, Cc – calcite. Reflected light, PPL. Borehole JR-2, depth 538 m.

Z dostupného materiálu se podařilo vyseparovat jen jeden vzorek na kvalitativní spektrální analýzu. Kromě podstatného zastoupení mědi a železa v něm byl zjištěn i pravděpodobně diadochní zinek (~0,X hm. %) vedle řady heterogenních komponent v koncentracích <0,0X hm. %.

Pyrhotin

V ložiskově významných partiích centrálního hornoměstského bloku zmíněný sulfid zcela chybí. Jeho přítomnost je omezena jednak na hlubší části vrtů JR-1, JR-2 a JR-3, jednak na vtroušené zrudnění ve fylitických horninách jižní části revíru. V tomto případě je tvar a agregace pyrhotinu zcela shodná s obdobnými shluky jemnozrnného sfaleritu. Ojediněle obsahuje oválné až kapičkovité inkluze chalkopyritu.

Vedle typických sulfidických koncentrací je zastoupen pyrhotin mimo vlastní rudní zónu, v podobě drobných shluků s kalcitem, v metabazitech (např. ve vrtu JR-10). Podle výsledků měření mikrotvrdosti (210–250 VHN) jde v těchto případech o hexagonální modifikaci.

V šesti *kvantitativních spektrálních analýzách* pyrhotinu byla zjištěna převaha niklu nad kobaltem: ve 2 pyrhotinech z metabazitů vrtu JR-10, vně ložiskové zóny, jsou obsahy Ni 1770 a 220 ppm a Co 124 a 35 ppm při poměru Co/Ni 0,07 a 0,16. Ve 4 pyrhotinech z metatufů, kde pyrhotin zcela ojediněle asociuje s chalkopyritem, se tentýž poměr při vyšších obsazích Co (930–2850) i Ni (2310–5560 ppm) pohybuje v oblasti 0,40 až 0,51. Je zřejmé, že uvedené rozdíly jsou podmíněny topominerálními vlivy daného prostředí.

Arzenopyrit

je také akcesorickou součástí rudnin – a to v centrálním ložiskovém území; ve vrtech jižního a severního úseku nebyl zjištěn vůbec. Většinou se jeho automorfní krystaly objevují v podobě izolovaných jedinců v asociaci s pyritem a jen výjimečně se shlukují do malých agregátů. Vzácně mají jeho zrna kopinatý vývin. Některá tabulkovitá zrna arzenopyritu bývají plasticky i křehce deformována (obr. 31) a částečně korodována hlušinovým kalcitem.

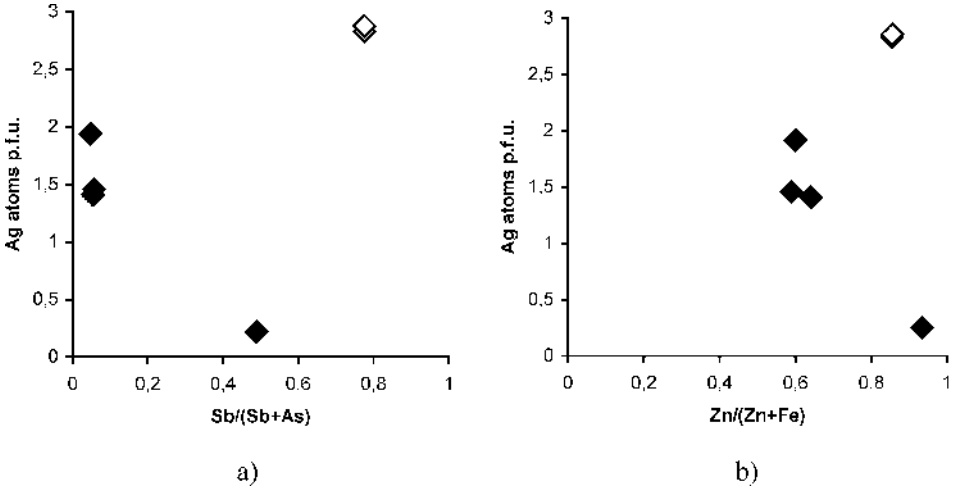
Obr. 31. Kataklazované individuum arzenopyritu (velká bílá zrna). Drobná bílá zrna – pyrit v křemenno-kalcitové matrici. Nábrus, PPL. Jáma Jaromír, II. patro. Delší strana obr. – 2 mm.

Fig. 31. Deformed grain of the arsenopyrite (large white grains) in the calcite-quarz matrix. Small white grains – pyrite. Jaromír shaft, 2nd level. Reflected light, PPL. Longer side of the photo – 2 mm.

V arzenopyritu z vrtu GT-2 bylo kvantitativní spektrální analýzou zjištěno zastoupení kobaltu (38 ppm) a kadmia (110 ppm). Výsledky 6 bodových WDX analýz ze dvou automorfních zrn arzenopyritu z vrtu Pr-23 stanovily 35,35–35,90 hm. % Fe, 21,27–22,35 hm. % S, 41,00–43,05 hm. % As a 0,00–0,12 hm. % Co. Pokud by se aplikovala metoda SUNDBLADA *et al.* (1984), indikovalo by 29,60–30,63 atomových % arzénu přibližně 260 až 330 °C, což by mohlo přibližně odpovídat teplotě metamorfní rekrystalizace daného rudního společenství.

Minerály tetraedritové skupiny

jsou akcesorickými součástkami rudnin, v nichž se vyskytují v asociaci s galenitem a chalkopyritem (obr. 26). S oběma intimně srůstají a jen ojediněle byly pozorovány v mik-



Obr. 32. Variace chemického složení minerálů tetraedrit-tennantitové skupiny vyjádřená a) poměrem Ag p.f.u. versus Sb/(Sb+As); b) poměrem Ag p.f.u. versus Zn/(Fe+Zn).

Fig. 32. Compositional variation in minerals of the tetrahedrite-tennantite group expressed as: a) plot of Ag atoms p.f.u. vs. Sb/(Sb+As); b) plot of Ag atoms p.f.u. vs. Zn/(Fe+Zn).

Tabulka 2. EDX analýzy minerálů tetraedrit-tennantitové skupiny.
Table 2. Tetrahedrite-tennantite EDX analyses.

Č. vz.	1	2	3	4	5	6
Cu	40,91	27,03	27,03	33,03	35,69	36,25
Ag	1,70	17,17	17,47	13,29	10,19	9,84
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,09	0,11
Bi	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,15	0,17
Zn	8,16	5,75	5,75	4,80	4,53	4,99
Fe	0,49	0,83	0,83	2,78	2,61	2,39
Cd	0,22	0,41	0,41	n.d.	n.d.	n.d.
S	24,43	23,23	23,49	26,72	26,88	27,10
Sb	14,56	20,49	20,49	1,51	1,82	1,75
As	9,53	3,63	3,63	18,35	18,40	18,71
Total	100,00	100,00	99,10	100,29	100,36	101,31
Cu	10,351	7,558	7,508	8,119	8,701	8,748
Ag	0,252	2,829	2,857	1,924	1,463	1,399
Pb				0,001	0,007	0,008
Bi					0,011	0,012
Zn	2,006	1,562	1,551	1,147	1,073	1,17
Fe	0,141	0,265	0,263	0,777	0,724	0,656
Cd	0,032	0,064	0,064			
S	12,250	12,871	12,930	13,013	12,984	12,957
Sb	1,923	2,990	2,970	0,194	0,232	0,220
As	2,045	0,862	0,856	3,826	3,805	3,830
Apfu	29,000	29,000	29,000	29,000	29,000	29,000

Analyst: 1–3 Z. Kotrba (ARL SEMQ – ČGÚ Praha); 4–6 V. Hulínský (JXA-5 – VŠCHT Praha). 1 – vrt Pr-43, 2–6 – jáma Jaromír, II. patro.

roskopu vlasové žilky chalkopyritu pronikajícího tetraedritem. Typickým případem výskytu tennantitu je jeho přítomnost v postmetamorfních žilkách spolu s Ag-minerály a jordanitem v centrální části hornoměstského ložiska (FOJT *et al.* 1992).

Přehled analýz minerálů tetraedrit-tennantitové skupiny, pořízených elektronovým mikroanalyzátorem, uvádí tab. 2. Obdobně jako na jiných jesenických ložiskách – v Horním Benešově (GOTTVALD *et al.* 1985), Zlatých Horách (FOJT *et al.* 2001) a Nové Vsi (FOJT *et al.* 2004) – tak také v Horním Městě se projevuje polarita obsahu stříbra v minerálech tetraedrit-tennantitové skupiny, což je patrné i v diagramech závislosti Ag vs. Sb/(As+Sb) a Ag vs. Zn/(Zn+Fe) – obr. 32 a, b. Příslušnost k Zn–Pb-asociaci je zdůrazněna také tím, že jak v chemismu tetraedritu, tak také i tennantitu je v podstatném množství zastoupen zinek (viz tab. 2).

Minerály stříbra a další sulfosoli

jsou v rudninách zastoupeny jen zcela akcesoricky – a to ve společnosti galenitu a minerálů tetraedrit-tennantitové skupiny. Relativně častěji se objevují v postmetamorfních žilkovitých asociacích. Detailně byl popsán FOJTEM *et al.* (1992) *proustit, pyrargyrit, stefanit, stříbro s malým zastoupením zlata* (až 0,98 hm. % Au) a *rtuťnaté stříbro* (~12,9 hm. % Hg – „kongsbergit“). Podle autorů výše uvedené studie vznikla daná asociace Ag-minerálů (včetně Ag-tennantitu), spolu s *jordanitem* a *boulangeritem* v důsledku metamorfogenních výměnných reakcí mezi preexistujícími minerálními fázemi při teplotě 95–130 °C a aktivitě síry (log aS_2) mezi -20 až -30. Nově byl z centrálního bloku II. patra analyzován proustit a zjištěny jeho srůsty s *argentitem* a *Sb-pearceitem* (tab. 3).

Tabulka 3. Chemické složení Ag-minerálů.
Table 3. Chemical composition of Ag-minerals.

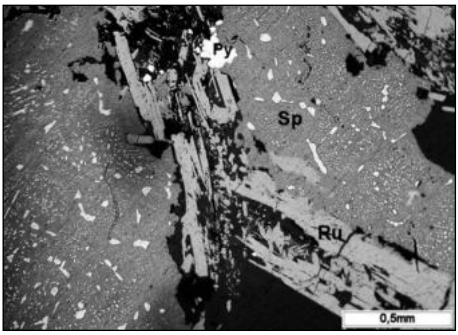
	Ag	Sb	As	Pb	Fe	Bi	Hg	Cu	Au	Zn	S	Se	Tl	Sum
1	65,16	2,16	13,83	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,06	19,54	n.d.	n.d.	100,98
2	64,84	1,62	13,52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,08	19,10	n.d.	n.d.	99,29
3	65,43	3,45	12,96	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	19,31	n.d.	n.d.	101,21
4	65,50	n.d.	11,74	0,00	0,00	0,17	0,00	0,05	0,00	0,00	19,08	0,00	0,01	100,48
5	69,46	3,04	4,42	n.d.	n.d.	0,00	0,04	6,48	0,06	0,00	15,65	0,02	0,00	99,17
6	70,33	4,81	3,75	n.d.	n.d.	0,07	0,05	5,32	0,00	0,00	15,39	0,00	0,01	99,72
7	61,68	21,80	0,17	0,02	0,02	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	0,01	18,26	n.d.	n.d.	101,98
8	59,98	21,96	0,07	0,00	0,00	n.d.	n.d.	0,00	n.d.	0,00	17,64	n.d.	n.d.	99,65
9	59,92	21,90	0,09	0,00	0,00	n.d.	0,00	0,13	n.d.	0,07	17,90	n.d.	n.d.	100,01
10	68,23	15,66	0,24	0,00	0,00	n.d.	n.d.	0,00	n.d.	0,00	16,29	n.d.	n.d.	100,37
11	86,23	0,04	0,35	0,00	0,00	0,10	0,17	0,05	0,00	0,01	12,75	0,00	0,00	99,68
12	98,89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	0,35	0,53	0,24	n.d.	n.d.	n.d.	100,01
13	99,57	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	0,00	0,28	0,18	n.d.	n.d.	n.d.	100,03
14	99,77	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	0,11	0,16	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	100,04
15	99,38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	0,00	0,45	0,21	n.d.	n.d.	n.d.	100,04
16	86,97	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12,93	0,13	0,00	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	100,03
17	99,71	0,02	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,11	n.d.	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	99,86

1–4: proustit (proustite); 5–6: Sb-pearceit (Sb-pearceite); 7–9: pyrargyrit (pyrargyrite); 10 – stefanit (stefanite); 11 – argentit (argentite); 12–13: „mechové“ stříbro ("mossy" silver); 14–15: „drátkové“ stříbro ("wire" silver); 16: „kongsbergit“ ("kongsbergite"); 17: stříbro uzavřené v proustitu (silver enclosed in proustite)
Analýzy 1–3, 7–10, 12–17 anal. V. Šrein; EDX (in: FOJT *et al.* 2001); 4–6 a 11 – anal. R. Škoda (WDX)

I když nebyl v žádném ze 230 studovaných nábrusů zjištěn *molybdenit*, existuje záznam kvalitativní spektrální analýzy vzorků z vrtů Tv-1 a HM-15, který uvádí podstatné množství molybdenu. Také věrohodné sdělení pracovníka bývalé organizace GP Rýmařov R. Rajnohy potvrzuje údaj o makroskopické přítomnosti molybdenitu v pyritové rudnině vrtu Tv-1.

jsou ve studovaném území zastoupeny jako akcesorické součástky hornin, které tvoří hostitelské prostředí rudních kumulací. Proto se s nimi setkáváme v rudninách a titan figuruje jako častý mikroelement izolovaných sulfidů, zvláště pyritu.

Nejběžnějším oxidem je *rutil*, který je topominerální složkou trachytových metatufů v podobě jemných jehliček nebo nesouvislých smouhovitých agregátů. Ojedinělým případem je přítomnost lištovitých a mřížovitých shluků rutilu v sekrečních křemenno-živcových čočkách metatrachytu, kde srůstá se sfaleritem a chalkopyritem (obr. 33). Chomáčkovité shluky rutilových jehliček narůstají ojediněle v drobných dutinách postmetamorfních žilek i na agregáty chloritu. Z mikroskopických pozorování vyplývá, že rutil je minerálem, jehož vznik souvisí s metamorfním přepracováním hostitelských hornin, zvláště trachytových popelových tufů.



Obr. 33. Lišty rutilu (Ru) uzavřené ve sfaleritu (Sp) s inkluzemi chalkopyritu. Nábrus, PPL. Vrt GT-7, hloubka 468 m.

Fig. 33. Rutile (Ru) enclosed by the sphalerite (Sp) with small inclusions of chalcopyrite. Reflected light, PPL. Borehole GT-5, depth 468 m.

Další titanové minerály – *ilmenit* a jeho přeměnou vznikající „leukoxen“ a také titanit, pseudomorfující femické minerály bazických hornin i trachytů, se vyskytují nejčastěji v asociaci s pyritem.

Ve zrudněných intermediárních vulkanitech vytvářejí Ti-oxidy spolu s kalcitem i výplně mikroskopických mandlovcových dutin.

Jako akcesorie se v sulfidických rudninách objevují i oxidy železa – magnetit a hematit. Je zajímavé, že *magnetit* doprovází velmi sporadicky sfalerit, který ho většinou v proužkovitých smouhách obklopuje, zatímco *hematit* v podobě droboučkých lištovitých individuí a jejich shluků, na galenit narůstá. Hematit se vyskytuje i v chloritových postmetamorfních žilkách pronikajících metatrachyty. Sporadicky se v jeho individuích objevují mikroskopické lamely ilmenitu.

Hlušinové minerály rudnin

Nejběžnější součástí zrudněných zón je *křemen*. Silicifikace je také vedle sericitizace, karbonatizace a chloritizace nejběžnějšm typem alterací hostitelského horninového prostředí, jak na to upozornila i Staňková (1988). Formy výskytu křemene jsou velmi rozmanité: ve výbrusech lze často pozorovat difuzní proniky jemnozrnných agregátů křemene, což má pravděpodobně přímou spojitost s druhotnou tvorbou mandliček, v nichž se vedle křemene vyskytují karbonáty a sfalerit, někdy i chlorit. V jižním křídle rudní oblasti (Ruda-sever) jsou zastoupeny typické křemenné proužky se sulfidy méně často než v centrálním hornoměstském bloku. Vyskytují se zde však poměrně hojně bezrudní křemenné žilky, nebo postdeformační křemeno-karbonátové žilkovité mobilizáty se sulfidy. Fojt (1965, 1966) zjistil na základě měření orientace optických os c křemene v páskovaných rudninách usměrnění, které odpovídá tektonitům typu B až S. V sekrečních křemeno-karbonátových čočkách a žilách dochází vlivem pozdějších deformací k rozpadu velkých zrn křemene a vzniku dílčích křemenných subindividuí. Charakteristickým jevem je také krystalizace stébelnatého křemene v „tlakovém stínu“ rigidních komponent rudnin (zvláště py-

ritu). Žilky křemene s typickým „žebříčkovitým“ uspořádáním křemene a K-živců v trachytech popsali jako synmetamorfní produkty krystalizace RAJLICH *et al.* (1986).

Karbonáty

jsou vedle křemene hlavními hlušinovými minerály rudnin. Místy se spolu s nimi objevují i živce, baryt a chlorit. Karbonátem stratiformních rudních poloh je kalcit, který sulfidy obklopuje, pyrit a sfalerit i výrazně zatlačuje. Ojediněle byly pozorovány také romboedrické metakrystaly kalcitu v galenitu. Podle výsledků chemických analýz jde o poměrně čisté kalcity s malou příměsí železa (0,74–1,66 hm. % FeO), hořčíku (0,48–1,53 hm. % MgO) a manganu (stopy až 1,42 hm. % MnO). Mineralogicky ani chemicky nebylo ověřeno zdali se ve stratiformních rudních kumulacích nacházejí i karbonáty dolomitové řady, které byly zjištěny v sekrečních čočkách a postmetamorfních žilkovitých mobilizátech.

Z centrální ložiskové zóny byly analyzovány z výše uvedených čoček Fe-dolomity s přibližně shodným empirickým vzorcem:

$Ca_{0,95}\ (Mg_{0,70}\ Fe_{0,32}\ Mn_{0,04})_{1,06}\ (CO_3)_2$

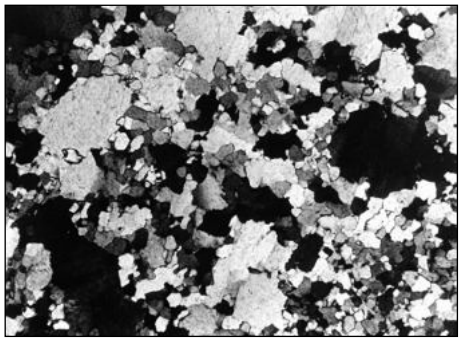
Z jižního území (Ruda-sever) byly analyzovány z obdobných agregací dva karbonáty dolomitového typu – oba patří ankeritu:

$Ca_{0,97}\ (Fe_{0,64}\ Mg_{0,35}\ Mn_{0,03})_{1,02}\ (CO_3)_2$

$Ca_{0,93}\ (Fe_{0,69}\ Mg_{0,24}\ Mn_{0,13})_{1,06}\ (CO_3)_2$

Baryt

Barytové čočky jsou v severním i jižním poli hornoměstské rudní oblasti daleko častější než v části centrální, kde byl uvedený minerál zjištěn jen na haldě staré jámy a v hlavním překopu štoly Josef. V těžených partiích nebyl konstatován vůbec. Až 2,6 m mocná poloha barytu byla vrtným průzkumem ověřena v úseku Skály. V převážné většině jsou uvedená tělesa tvořena víceméně monominerálními drobnoaž jemnozrnnými agregáty rekrystalovaných zrn s porfyroblasty o řád většími (obr. 34). V některých partiích se vyskytují i barytové žilky, které jsou pravděpodobně produktem metamorfní mobilizace. Zřídka asociuje baryt se sulfidy. Zvláštním typem je tabulkovitý až lištovitý baryt, nalezený na haldě staré šachtice v poli bývalé jámy Jaromír. Morfologií se zmíněné agregáty nápadně podobají zlatohorskému postmetamorfnímu paprsčitému barytu z „novojámské poruchy“ (FOJT *et al.* 2001).



Obr. 34. Dlažební struktura barytu. Vrt RS-11, hloubka 214 m. Výbrus, XPL. Delší strana obr. 3,4 mm.
Fig. 34. The granoblastic texture of barite. Thin section, XPL. Borehole RS-11, depth 214 m. Longer side of the photo – 3.4 mm.

V 11 chemických kvantitativních analýzách barytů bylo zjištěno jen nízké zastoupení stroncia (0,43 až 1,3 hm. % SrO) a vápníku (0,13 až 0,41; ve vzorku lištovitého barytu 2,01 hm. % CaO).

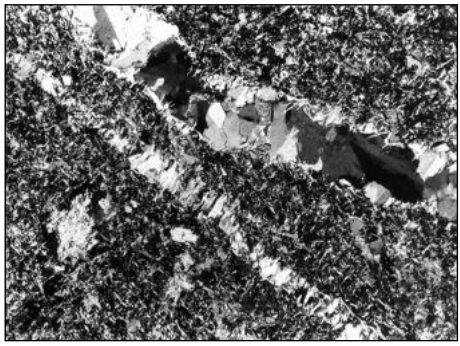
Izotopový poměr $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7065 a 0,7073 (analyzoval K. Vokurka ČGÚ Praha) je poněkud nižší než stejný poměr těchto izotopů v mořské vodě středního devonu (0,7071 až 0,7090 – FAURE 1986). K mírné změně mohlo dojít interakcí s okolními horninami.

Živce

jsou poměrně velmi častou součástí rudnin v celé hornoměstské oblasti. Živce žilek s vláknitou (žebříčkovitou) texturou v trachytech (obr. 35), které obsahují místy také sul-

fidy, označili RAJLICH *et al.* (1986) na základě RTG dat za *aduláry*. Živce postmetamorfních žilek a tvarově nepravidelných shluků, které obsahují místy žilečky a agregáty Ag-minerálů, byly na základě rentgenometrických analýz zařazeny podle metody Wrighta (1968) mezi alkalické živce blízké *střednímu mikroklinu* (FOJT *et al.* 1992).

V páskovaných rudninách se nejčastěji objevuje hypautomorfní *albit*, obklopený sfaleritem, ve společnosti křemene a muskovitu. Vznik zmíněné asociace souvisí s rekrystalizací původního rudního sestavení spojenou s metamorfogenními procesy. Albit tvoří také součást postmetamorfních chlorit-karbonátových žilek, které pronikají všechny okololožiskové horniny. V nich asociuje i se stilpnomelanem (obr. 35).



Obr. 35. Dvě subparalelní žilky v „tmavém" trachytu: užší tvořena „žebříčkovitým" K-Na-živcem; na složení mocnější se podílí albit a ve střední části stilpnomelan. Výbrus, XPL. Vrt JR-10, hl. 519 m. Delší strana obr. – 2,2 mm.

Fig. 35. Two subparallel veinlets in the trachyte: smaller veinlet is formed by K-Na-feldspar with ladder-like texture, the thicker one by albite and stilpnomelane. Thin section, XPL. Borehole JR-10, depth 519 m. Longer side of the photo – 2.2 mm.

Zvláštní pozici zaujímají barnaté živce. Jejich přítomnost v rudninách zjistila a později publikovala STAŇKOVÁ (1988, 1995) ve vrtech z území „Šibenice", v horninách, které autorka označila jako „sekundární kvarcity". Nejtypičtější agregáty Ba-živců byly zastiženy ve vrtu JR-7, západně od hlavního rudního pole, v území „dobřečovského sedimentárního komplexu". Několik decimetrů mocná poloha v metráži 510 a 514 m je tvořena shluky hypautomorfního *celsianu* se střídajícími se proužky pyritu a tmavého sfaleritu v hornině kvarcitové povahy (sekundární kvarcit ?). Akcesorickou součástí je rutil. Agregace zmíněných minerálů je podobná asociaci ložiska Zlaté Hory-východ. Kvantitativní chemická analýza (tab. 4) prokázala, že jde o velmi čistý celsian (Cn 93,4; Or 3,2; Ab 1,8; An 1,6). Druhým typem výskytu Ba-živců jsou žilečky ve zrudněných metavulkanitech severní části revíru (např. ve vrtu RS-4) i mimo vlastní rudní zónu (vrt JR-10). Ba-živce se zde vyskytují spolu s křemenem a albitem, výjimečně i se sfaleritem. V těchto případech nejde o celsian, ale, jak bylo zjištěno RTG analýzami, o minerální fáze v izomorfní řadě *K-živec – hyalofán – celsian*. Také tyto případy jsou známy ze zlatohorské rudní oblasti (SOUČEK a JELÍNEK 1973; ČECH a ZIMÁK 1988; FOJT *et al.* 2001).

Slídy

jsou nezanedbatelnou součástí sfalerit-galenitových rudnin. Jde o komponenty, které vznikly v důsledku metamorfogenních reakcí v prostředí zrudněných hostitelských hornin, převážně původních popelových tufů.

V tab. 4 je uveden reprezentativní výběr z 9 bodových WDX analýz – a to jak jednotlivých lištovitě vyvinutých individuí (č. 3 a 4), tak také shluků jemného „sericitu" (č. 5). Na rozdíl od podobných zlatohorských asociací obsahují hornoměstské slídy velmi málo barya (0,24–0,87 hm. % BaO). V diagramu Černého a Burta (1984) zaujímají analyzované objekty pozici blížší *fengitu* než *muskovitu*.

Cymrit

popsala z vrtu Š-20 (část rudní oblasti kolem kóty Šibenice), z hloubky 141–147 m STAŇKOVÁ (1995). Autorka uvádí, že jde o „úzké lišty v hornině, kterou lze považovat za

Tabulka 4. Chemické analýzy chloritu, slíd a celsianu.
Table 4. Chemical analyses of the chlorite, micas and celsiane.

	1	2	3	4	5	6
H_2O	11,46	10,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SiO_2	24,16	23,63	47,08	46,87	44,80	33.25
TiO_2	0,38	0,1	0,68	0,42	0,35	1,64
Al_2O_3	18,11	19,27	29,23	30,08	29,73	26,23
Fe_2O_3	7,06	6,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	23,85	33,96	3,28	2,81	5,07	0,05
MnO	0,27	0,42	0,10	0,07	0,01	n.d.
CaO	n.d.	0,15	0,00	0,00	0,00	0,23
MgO	14,02	6,14	1,50	1,25	0,73	0,06
BaO	n.d.	n.d.	0,33	0,24	0,87	37,19
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01
Na_2O	0,20	n.d.	0,10	0,05	0,23	0,14
K_2O	n.d.	n.d.	10,99	11,09	10,45	0,40
Li_2O	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P_2O_5	0,17	n.d.	0,02	0,00	0,00	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	0,01	0,01	0,00	n.d.
F	n.d.	n.d.	0,45	0,36	0,12	n.d.
Total	99,70	99,73	93,76	93,26	92,99	99,20
Si	2,61	2,66	10,22	10,19	9,90	2,04
Ti	0,03	0,01	0,11	0,07	0,06	0,08
Al	2,30	2,56	7,48	7,71	7,74	1,89
Fe^{3+}	0,57	0,51				
Fe^{2+}	2,15	3,20	0,60	0,51	0,94	
Mn	0,03	0,04	0,02	0,01		
Ca		0,02				0,02
Mg	2,26	1,03	0,49	0,41	0,24	0,01
Ba			0,03	0,02	0,08	
Na			0,04	0,02	0,1	0,02
K			3,04	3,08	2,95	0,03
Cl^-						
F^-			0,31	0,25	0,08	
H^+	7,97	7,55				
O	18,00	18,00	34,39	34,45	34,27	8,00
Catsum	9,94	10,02	22,02	22,01	22,00	4,97

1, 2 – chlorit (1 – vrt JR-10-473 m, anal. M. Trdličková, ÚNS K. Hora; 2 – II.p., komín K-9, anal. Z. Tioka, PřF UJEP Brno). 3–5 slídy (3–4 – lišty muskovitu ve sfaleritu, 5 – sericit; anal. R. Škoda, WDX). 6 – celsian (vrt JR-7-515 m, anal. Z. Mrázek, ÚNS K. Hora)
1, 2 – chlorite (1 – borehole JR-10-473 m; 2 – II. level, K-9 conduit). 3–5 micas (3–4 – muscovite laths enclosed by sphalerite, 5 – sericite). 6 – celsiane (JR-7 borehole, 515 m).

křemenný metapsefit“ (cit.). Spolu s cymritem se v dané metráži zmíněného vrtu vyskytuje i malé množství pyritu, sfaleritu a gahnitu (STAŇKOVÁ 1988, 1995). Identifikace cymritu byla ověřena i výsledkem RTG analýzy v ÚNS Kutná Hora.

Pouze opticky byl zaznamenán cymrit také ve vrtu JR-7 z hloubky 520 m spolu s celsianem, malým množstvím pyritu a vtroušeninami sfaleritu, v hornině podobné kvarcitu.

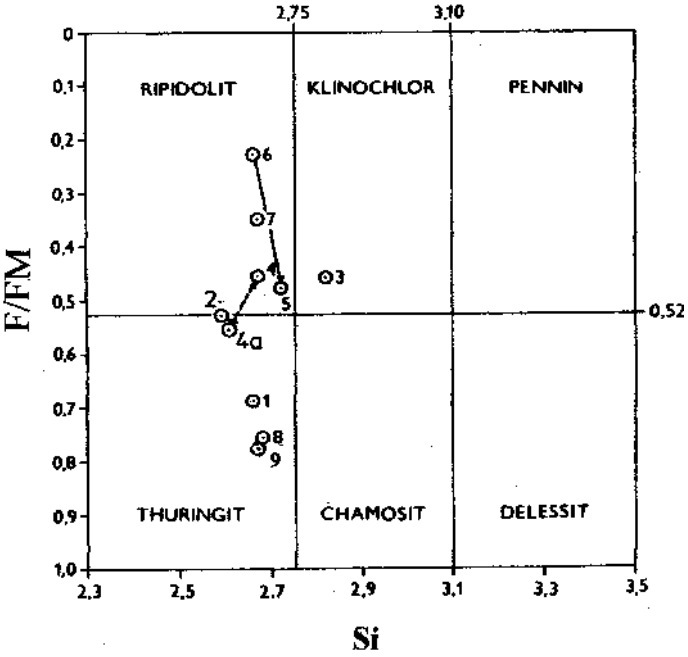
Fluorit

je sporadickou hlušinovou složkou rudnin. V celé oblasti jsou známy jen tři lokální výskyty. Relativně největší agregát byl zjištěn ve vrtu JR-5, v metráži 247,7. Jde o kataklazovanou čočku, v níž se vyskytuje také baryt a galenit, nepatrně je zastoupen i pyrit, sfalerit a chalkopyrit. Fluorit je světle fialový až čirý, nepravidelně zonální a plasticky deformovaný.

Chlorit

Jak již bylo uvedeno v předcházejících odstavcích, jsou chlority součástí postdeformačních žilek spolu s karbonáty, křemenem, albitem a K–Na-živci. Místy k nim přistupuje i galenit a chalkopyrit, někdy i sfalerit. Častěji se vyskytují žilky s chloritem v komplexech metabazitů, než v jiných horninách. Přítomnost chloritových žilek však není výjimečná ani v kyselých i intermediárních vulkanitech. Chloritové shluky, nebo jen drobné snopkovité agregáty, provázejí také sekreční křemenné žíly a žilky či čočky, v nichž krystaluje i ilmenit a hematit.

Rentgenometricky bylo zkoumáno 9 vzorků chloritu z vrtů JR-7, JR-10, GT-7 a Š-3. Z RTG záznamů byly podle metody Večeři a Zemana (1985) vypočítány parametry Si a F/FM. Výsledky rentgenometrických dat, doplněné dvěma kompletními chemickými kvantitativními analýzami (tab. 4) byly zaneseny do diagramu podle MELKY (1965) – viz obr. 36, který charakterizuje analyzované chlority (mimo jednoho vzorku *klinochloru*) převážně jako *ripidolit* a *thuringit* s přibližně shodným zastoupeních jednic Si, ale s rozdílným faktorem železnatosti. Ze vzorku vrtu JR-10-519 m byl analyzován chlorit horninový (vz. č. 6 v diagramu), i chlorit z žilky pronikající touto horninou (vz. č. 5). Posun směrem k vyšší hodnotě F/FM) je v souladu s poznatky, podle nichž chlority „alpských žilek" jsou často oproti svému horninovému prostředí obohaceny o železo. Z chloritu vzorku č. 4 byl pořízen nejen RTG záznam (č. 4a v diagramu), ale i kvantitativní chemická analýza (č. 4 v diagramu). Výsledky obou metod, promítnuté do vypočítaných dat Si a F/FM) jsou velmi blízké, i když přestupují empiricky zvolené hranice ripidolit-thuringit. Dvě RTG ana-



Obr. 36. Pozice chloritů v klasifikačním diagramu MELKY (1965). Vz. 1–8 – výpočet parametrů z RTG analýz, 4a a 9 – z chemických analýz. Vz. 6 – chlorit z trachytové horniny vrtu JR-10, hloubka 519 m, vz. 5 – chlorit z žilky z téže metráže.
Fig. 36. Position of the chlorites in the MELKA's diagram (1965). Probe No. 1-8 calculated from the RTG data, probe No. 4a and 9 – chemical analyses. Probe No. 6 – chlorite from the trachyte matrix, borehole JR-10, depth 519 m, No. 5 – veinlet from the same depth.

lýzy hornoměstských chloritů publikované VEČEŘOU a ZEMANEM (1985) se promítají také do pole thuringitu. 7 EDX analýz chloritů, které publikovali z Horního Města a Skal ZIMÁK a NOVOTNÝ (2001) spadá, s výjimkou jednoho vzorku thuringitu, do pole *chamositu*.

Z obou výše zmíněných chemických analýz byly vypočítány podle metody CATHELINEAU a NIEVY (1985) teploty krystalizace chloritů. Zjištěné údaje (300–310 °C) jsou rámcově shodné s dříve publikovanými daty ZIMÁKA a NOVOTNÉHO (2001) a jsou v souladu s názory na teplotní režim rekrystalizačního prostředí širšího regionu.

Bertrandit

byl zjištěn jen v jednom místě centrálního hornoměstského rudního bloku – v důlním díle K-9. Zevrubnou charakteristiku nálezu z postmetamorfní žilné asociace s převládajícím chloritem, sfaleritem, křišťálem a kalcitem podal FOJT (1964). Výskyt není překvapující – beryllium je průvodním prvkem ryolitových, trachytových i bazických metatufů dané oblasti. Obsahy Be v těchto horninách se pohybují od 3 do 24 ppm (VLČKOVÁ 1984). Dokladem je i nález Mg-berylu u Skal, v kalcitových sekrečních čočkách, v předminulém století těženého Fe-ložiska (NOVÁK a JILEMNICKÁ 1986).

Stručné poznámky k produktům supergenních procesů

Hornoměstská rudní oblast není typická, vzhledem k horninové asociaci, pro vývin oxidačních nebo cementačních zón obohacení. Avšak rozkladné procesy pronikají i do větších hloubek po puklinách a podél dislokačních pásem.

Nejhojnějším produktem supergenních přeměn rudnin je *„limonit“* (mechanická směs oxidů a hydrooxidů železa, hliníku aj. komponent), který vzniká na úkor karbonátů, chloritů i sulfidů. Je známou skutečností, že v pyrit-sfaleritových rudninách zvětrává dříve sfalerit než pyrit. To bylo potvrzeno např. ve svrchních partiích vrtu JR-3, nebo v hlubších částech vrtu RS-4, odkud byly vyseparovány rezavé povlaky zemitého vzhledu z hloubky 200,7 a 209,1 m, které obsahovaly až několik desetin % Zn.

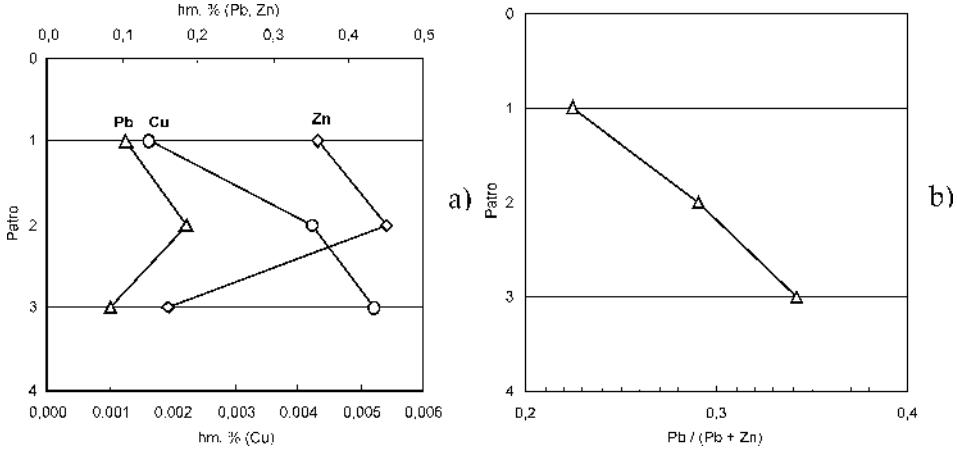
Při intenzívním rozkladu rudnin a ve zvětralých horninách se běžně vytvářejí kumulace a žilkovité agregáty *goethitu* s typickou radiálně-paprsčitou strukturou. Ojediněle je goethit v takových partiích provázen *lepidokrokitem* nebo i *pyroluzitem*. Ve stařinách jsou stěny, počva i strop pokryty nátekovými formami *alumogelu* a souvislými krustami *sádrovce*, v povrchové vrstvě vyvinuté v podobě agregátů drobných krystalků. Ve starých dobývkách se místy vytvářejí krápníky mineralogicky neidentifikovaného bazického sulfo-fosfátu železa (FOJT a KUDĚLÁSEK 1960). Sporadicky byly identifikovány v haldovém materiálu *jarosity* a *Pb-jarosity* provázené ojediněle *gibbsitem*. Zcela ojediněle byl zjištěn kolem zrn sfaleritu v nábrusech úzký lem *chalkozínu*.

Poznámky ke geochemickému vývoji ložiska

Na základě více než 2000 provozních analýz zásekových vzorků z centrální hornoměstské rudní zóny byl pomocí statistických metod zkonstruován model vývoje zrudnění v rozsahu 3 hloubkových pater. Z diagramů obr. 37 je patrná: (i) koncentrace užitkových (těžených) složek Pb i Zn v oblasti II. patra, (ii) relativní zvyšování obsahů mědi s hloubkou a (iii) zvyšování hodnoty poměru Pb/(Pb+Zn) s hloubkou. To vede k názoru, že jde o „distální rudní koncentrace“ typu VMS ve smyslu LARGEHO (1977).

Fluidní inkluze

Ke studiu fluidních inkluzí bylo vybráno pět vzorků ze stratiformního zrudnění, dva z metamorfně-sekrečních čoček (všechny tyto vzorky jsou vzhledem k identickým para-



Obr. 37. Vývoj průměrného zastoupení Cu, Pb a Zn ve třech hloubkových úrovních centrální části ložiska Horní Město.

Fig. 37. Average contents of Cu, Pb and Zn in three in-depth levels in central part of Horní Město ore deposit.

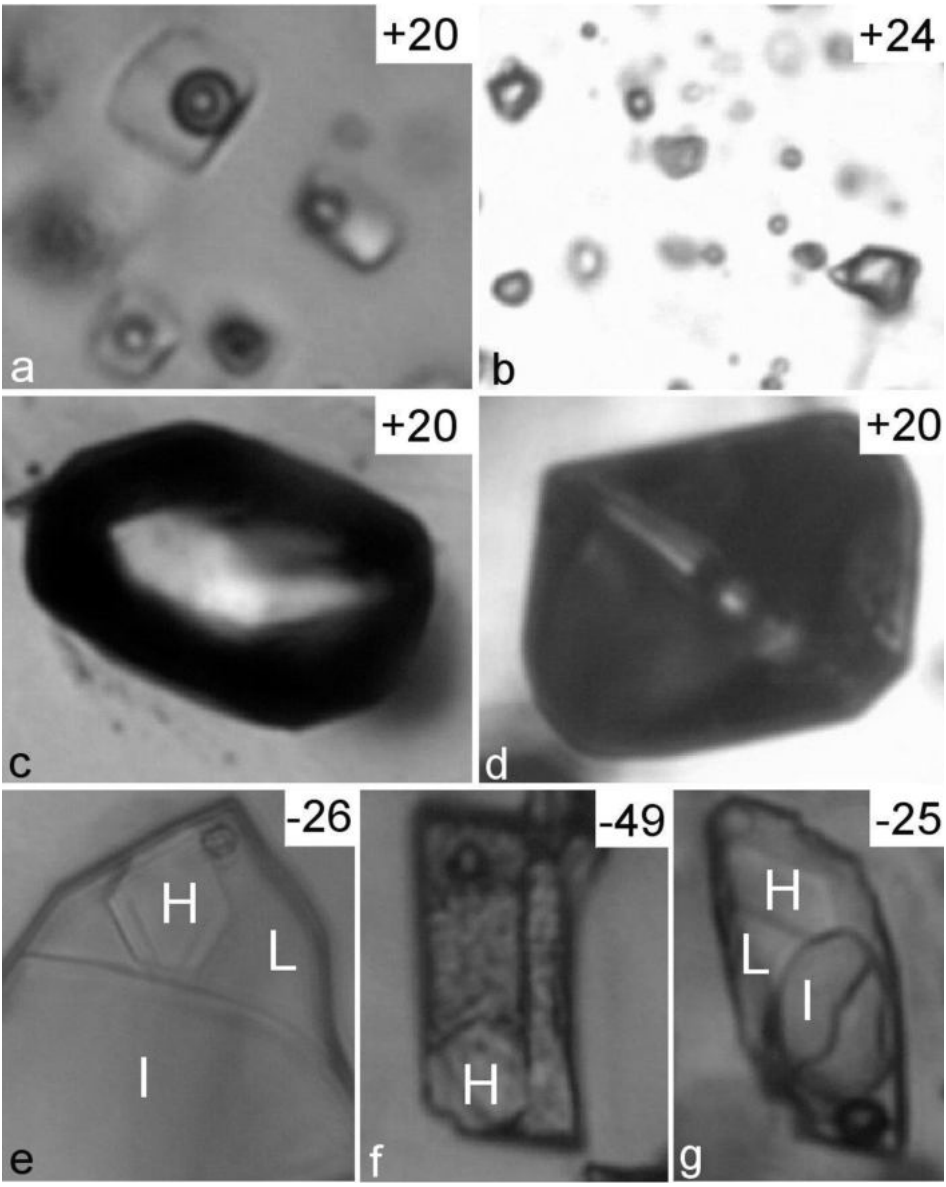
metrům fluidních inkluzí v dalším textu zahrnuty do skupiny vzorků stratiformních) a dva vzorky z mladších hrubozrnných (3.p.) či žilných (K-2) mineralizací. Poslední vzorek (B 305/3) představoval velmi jemnozrnnou křemennou matrici (texturní obdoba horno-benešovských „křemitých hornin“). Základní charakteristika vzorků je uvedena v tab. 5.

Tabulka 5. Charakteristika vzorků použitých pro výzkum fluidních inkluzí.
Table 5. Description of the samples used for fluid inclusion analysis.

Vzorek	Popis
štola Josef 2	ložní proužek s vtroušeným zrudněním Gn, Sp, Kc, Ba v metatufu; štola Josef
RS-11	lapillový metatuf s vtroušeným Py (+/- Sp), proužek Ba; vrt RS-11, hloubka 213 m
Pr-54	popelovy metatuf (metatufit ?) s polohou Ba + Sp, Py +/- Gn; vrt Pr-54, hloubka 112 m, vrt v území kóty Šibenice ~0,6 km jižně od HM
stará šachtice	vzorek s lištovitým barytem, smouhy Py, Gn; vzorek ze středověké (?) haldičky na místě nové jámy Jaromír
JR-5	kataklazovaný metatrachyt s čočkou karbonátu a fluoritu; vtroušeniny Gn; vrt JR-5, hloubka 247,7 m
JR-1	čočka Sp, Py +/- Gn s dolomitem v kataklazovaném metatrachytu; vrt JR-1 z území Šibenice, hloubka 285,5 m
GT-7	čočka živce +/-karbonát, Q, při okraji čočky Py, Sp; vrt GT-7 v centrální části ložiska, hloubka 468 m
B 305/3	jemnozrnná křemitá hornina - obdoba typu Horní Benešov; těžební blok 305 v centrální části ložiska
3.p.	mladší, relativně hrubozrnné zrudnění (Sp, Kc) v metatrachytu; HM – III.p. – centrální část ložiska
K-2	postmetamorfní žilník: Q, Kc, Chl, Sp, Gn; komín K-2, I. patro
	Kc - kalcit, ostatní zkratky viz tab. 8. Kc - calcite, for other abbrevations see Tab. 8

Plynokapalné uzavřeniny obsahovaly všechny vzorky s výjimkou vzorku B 305/3. Bližší pozornost byla věnována inkluzím v křemeni, sfaleritu, barytu, dolomitu a fluoritu (pocházejících ze stratiformního zrudnění) a dále ve sfaleritu, křišťálu a kalcitu (z mladších minerálních asociací).

Pokud jde o charakter přítomných inkluzí, mnohem jednodušší obraz skýtají obě *mladší mineralizace* (vzorky K-2 a 3.p.). Minerální fáze těchto vzorků obsahují četné primární



Obr. 38. Fluidní inkluze z Horního Města. a – H_2O-bohaté trojfázové primární inkluze ve fluoritu obsahující vodný roztok, kapalnou CO_2-fázi a plynnou CO_2-fázi, vzorek JR-5, velikost největší FI 6 μm; b – CO_2-bohaté PS inkluze v křemeni obsahující vodný roztok, a zhomogenizovanou CO_2-fázi, vzorek RS-11, velikost největší FI 6 μm; c – oválná P FI ve sfaleritu s neznámým fázovým složením, vzorek stará šachtice, velikost 25 μm; d – P FI tvaru negativního krystalu ve sfaleritu, obsahující vodný roztok a plynnou bublinu, vzorek K-2, velikost 25 μm; e – plochá PS FI ve sfaleritu, obsahující plynnou bublinu, vodný roztok (L), led (I) a hydrohalit (H), vzorek K-2, velikost inkluze 100 μm; f – automorfní krystal hydrohalitu (H) v zamrzlé P FI v kalcitu, vzorek 3.p., velikost inkluze 20 μm; g – P FI v kalcitu, obsahující plynnou bublinu, vodný roztok (L), led (I) a hydrohalit (H), vzorek 3.p., velikost inkluze 21 μm. Čísla v pravém horním rohu fotografie indikují teplotu pozorování.

inkluze, často i značných velikostí (běžně nad 20 μm). FI v kalcitech a křišťálu jsou buď nepravidelné nebo se tvarově blíží „negativním krystalům“ (obr. 38f, g). Sfalerity mají inkluze izometrické, s charakteristicky facetovanými stěnami, které často přecházejí až v tvary dokonalých „negativních krystalů“. Bohužel, přítomnost rovných „krystalových plošek“ způsobuje značný odraz světla, takže takové inkluze se jeví v mikroskopu jako velmi tmavé (obr. 38d). V extrémním případě může zmíněný jev zapříčinit „neviditelnost“ plynné bubliny a zcela znemožnit homogenizační měření, pokud se plynová bublina v inkluzi nepohybuje (sfalerit 3.p.). Primárně-sekundární FI, hojné zejména ve sfaleritu K-2, jsou ploché, situované podél vyhojených mikrotrhlin, o velikosti až 150 μm. Všechny zmíněné P i PS FI jsou dvoufázové, L+V, se stálým stupněm zaplnění (kolem 5 obj. % plynné fáze).

Komplikovanější je situace u vzorků ze *stratiformní mineralizace*. Podle fázového složení a genetického zařazení v nich lze rozlišit čtyři základní typy inkluzí:

1) P a PS inkluze typu H_2O. Tyto FI představují velmi frekventovaný typ, přítomný ve všech studovaných vzorcích, často ve značném množství. FI se vyskytují jako solitérní (baryt, křemen, fluorit), v pravidelné trojrozměrné distribuci (křemen, fluorit), v krátkých neprůběžných řádcích (křemen, fluorit) nebo v řádcích protínajících celé minerální zrno (baryt). Náleží L+V typu, zpravidla mají stálý stupeň zaplnění (90–95 obj. % kapalné fáze). Ojediněle může plynná fáze chybět (metastabilita?). Velikost bývá nejčastěji mezi 5–20 μm. Tvary inkluzí jsou hlavně nepravidelné (křemen, baryt, fluorit), někdy je patrný náběh na „negativní krystaly“ (fluorit).
2) P a PS inkluze typu CO_2–H_2O. Typ identifikovaný rovněž ve všech vzorcích, ale většinou v menších četnostech výskytu v porovnání s předchozími inkluzemi vodných roztoků. FI této skupiny jsou velmi časté ve fluoritu a dolomitu, vzácnější v křemeni, zcela výjimečné v barytu. Tvary inkluzí jsou ponejvíce izometrické a nepravidelné (křemen, baryt, fluorit), někdy se blíží „negativním krystalům“ (fluorit, a zejména dolomit), u PS FI plošší, s krátkými špičatými výběžky (křemen RS-11). Velikost inkluzí je malá, nejčastěji mezi 3–9 μm, největší měla 18 μm v nejdelším rozměru. Inkluze tohoto typu se vyskytují jako solitérní (křemen, fluorit, dolomit, baryt), v izolovaných trojrozměrných shlucích (dolomit, fluorit, křemen), nebo v krátkých řádcích (fluorit, někdy křemen). Distribuce inkluzí bývá značně nerovnoměrná i v rámci téhož zrna: domény velmi bohaté inkluzemi jsou střídány (případně obklopovány) partiemi na inkluze velmi chudými. Za pokojové teploty inkluze obsahují vždy kapalnou CO_2 fázi, plynnou CO_2 fázi a zpravidla i vodný roztok. Podle vzájemného zastoupení H_2O a CO_2 fáze lze rozlišit tři subtypy: a) inkluze bohaté na H_2O (CO_2 fáze zaujímá cca 10–20 obj. %; obr. 38a); b) inkluze bohaté na CO_2 (CO_2 fáze zaujímá cca 90–100 obj. %; obr. 38b); c) přechodné typy (CO_2 fáze zaujímá cca 30–~50 obj. %). Frekvencí výskytu jsou nejhojnější inkluze s nízkým obsahem CO_2 fáze, podstatně méně hojné jsou inkluze bohaté na CO_2 a nejvzácnější jsou inkluze „přechodné“. V žádném ze studovaných vzorků nebyla zjištěna vzájemná prostorová závislost ve výskytu zmíněných subtypů: v rámci řádku či skupiny vykazují inkluze typu CO_2–H_2O podobné fázové proporce a rozdíly jsou spíše mezi různými zrny, mezi různými částmi téhož zrna nebo mezi různými skupinami inkluzí.

Fig. 38. Fluid inclusions from Horní Město. a – H_2O-dominating three-phase primary FI in fluorite containing aqueous solution, liquid CO_2-phase and vapour CO_2-phase, sample JR-5, size of the largest FI 6 μm; b – CO_2-dominating PS FI in quartz containing aqueous solution and supercritical CO_2-phase, sample RS-11, size of the largest FI 6 μm; c – oval P FI in sphalerite with unknown phase composition, sample „stará šachtice“, size 25 μm; d – negative-crystal shaped P FI in sphalerite containing aqueous solution and vapour bubble, sample K-2, size 25 μm; e – flat PS FI in sphalerite containing vapour bubble, aqueous solution (L), ice (I) and hydrohalite (H), sample K-2, inclusion size 100 μm; f – euhedral hydrohalite crystal (H) in a frozen P FI in calcite, sample 3.p., size 20 μm; g – P FI in calcite containing vapour bubble, aqueous solution (L), ice (I) and hydrohalite (H), sample 3.p., size 21 μm. Numbers in upright corner of the photograph refer to observation temperature.

3) S inkluze typu H_2O. Byly zjištěny v řadě vzorků, zejména v barytech či křemenech. FI se vyskytují podél vyhojených mikrotrhlin, protínajících celé minerální zrno (křemen), nebo i několik sousedících zrn (tabulkovité agregáty barytu). Jsou buď jednofázové, vyplněné pouze vodným roztokem, nebo dvoufázové L+V, které se však často vyznačují velmi variabilním zastoupením plynné a kapalné fáze. V některých případech je zcela zjevné, že rozkolísanost fázového složení byla způsobena postdepozičním zaškrcováním inkluzí, zejména v barytech. Sekundární inkluze jsou zpravidla ploché, silně nepravidelného tvaru, s četnými výběžky. Velikost bývá variabilní – až do 42 μm.
4) Inkluze ve sfaleritech. Ve všech studovaných vzorcích obsahovaly sfalerity poměrně velké (až 25 μm), tmavé, prakticky neprůhledné primární inkluze kulovitého či elipsoidového tvaru, někdy i s náznakem facetovaných ploch (obr. 38c), které však nevykazovaly žádné fázové změny při mikrotermometrii. Inkluze jiného druhu nebyly zjištěny (nepočítaje vrostlice jiných minerálních fází, zejména pyritu a chalkopyritu).

Výsledky *mikrotermometrických měření* inkluzí vodných roztoků jsou shrnuty v tab. 6 a graficky prezentovány na obr. 39.

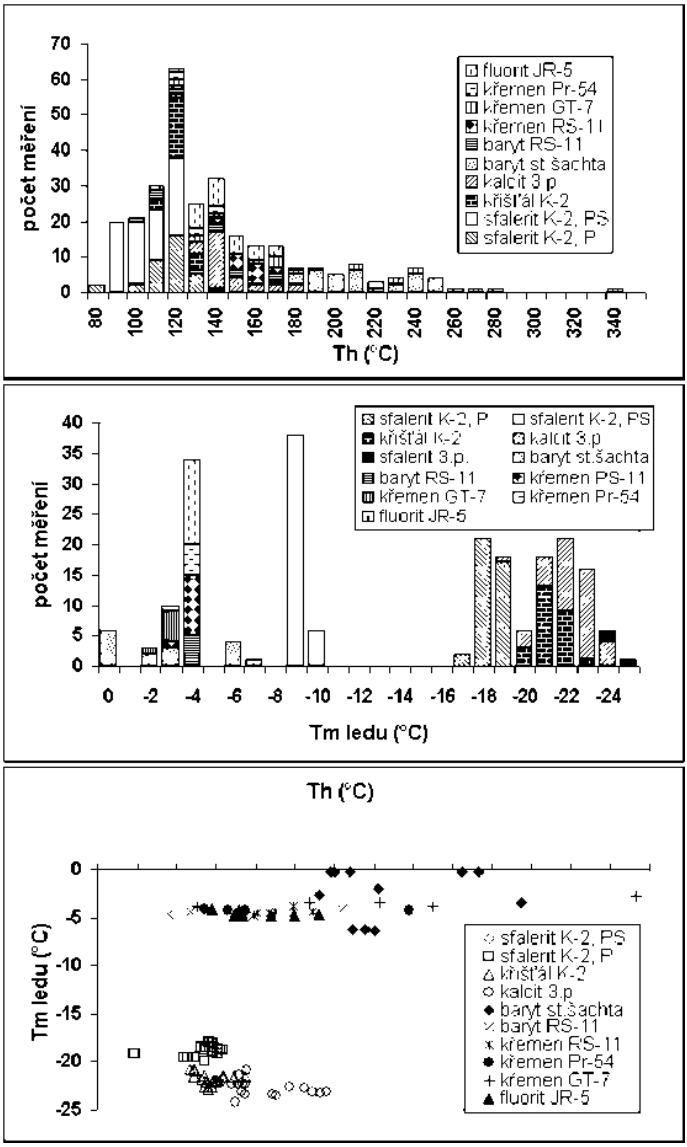
Teploty homogenizací inkluzí z mladších minerálních asociací se pohybují v intervalu 89–186 °C. Maximum měřených hodnot je mezi 90 a 150 °C (obr. 39a) a je ve shodě se staršími údaji KÜHNA (1966) a VARČEKA *et al.* (1968). P a PS inkluze ze stratiformního zrudnění mají rozsah hodnot Th širší (106–343 °C), přičemž většina hodnot je mezi cca 120 a 220 °C (obr. 39a). Sekundární FI ze stratiformních vzorků vykazují zpravidla značný rozptyl hodnot; v mnoha případech u nich homogenizační měření vzhledem k nereprezentativnímu fázovému složení nebyla ani prováděna.

Při kryometrických měřeních zamrzají inkluze mladších minerálních asociací za teplot -48 až -78 °C. Charakteristickým rysem je hnědé zbarvení vymražených inkluzí a/nebo zřetelná granulární struktura vymražených pevných fází. Naproti tomu P, PS i S inkluze ze stratiformních vzorků obvykle zamrzají za vyšších teplot (-39 až -49 °C), přičemž zůstávají bezbarvé.

Ve studovaných vzorcích byly zjištěny dva intervaly eutektických teplot. P a PS inkluze stratiformního zrudnění mají Te mezi -35 a -38 °C, což nasvědčuje přítomnosti vodných roztoků obsahujících chloridy Na a Mg. Vzorky z mladších asociací mají charakteristicky nižší Te, mezi -48 a -65 °C, což jsou hodnoty blízké stabilní eutektické teplotě systému H_2O–$CaCl_2$–NaCl(±$MgCl_2$) (DAVIS *et al.* 1990). Te kolem -55 °C byly výjimečně zjištěny i u sekundárních inkluzí ve vzorku JR-1, zatímco v S inkluzích ostatních stratiformních vzorků nebylo možné hodnotu Te vzhledem k nízké celkové salinitě (viz níže) zachytit.

Jako předposlední pevná fáze taje ve většině inkluzí hydrohalit, jehož tání bylo možno zaregistrovat jen ve vysokosalinních P-PS inkluzích mladších asociací a v S inkluzích vzorku JR-1. Identita hydrohalitu byla potvrzena opětovným pomalým ochlazováním, kdy v inkluzi vyrostl nazelenalý pseudohexagonální (obr. 38e, f) či zjevně monoklinický (obr. 38g) anizotropní krystal. Rozsah hodnot Tm hh je zpravidla poměrně úzký; výjimkou je kalcit ze vzorku 3.p. a křišťál ze vzorku K-2. V týchž dvou vzorcích byly také pozorovány dvě inkluze, v nichž tál jako předposlední fáze led (tab. 6).

Jako poslední fáze taje ve většině zkoumaných inkluzí led (ve všech vodných inkluzích ze stratiformních vzorků a ve většině inkluzí z mladších mineralizací). P a PS FI ze stratiformní mineralizace mají hodnoty Tm ledu mezi -0,3 a -6,4 °C, což indikuje salinitu mezi 0,5 a 9,7 hm. % NaCl ekv. (BODNAR 1993). Výrazné maximum měřených hodnot je mezi -4 a -5 °C (obr. 39b), jež odpovídá salinitě cca 6–7 hm. %. Sekundární inkluze jsou – s výjimkou vzorku JR-1 – výhradně nízkosalinní (do cca 0,5 % NaCl ekv.). P inkluze z mladších minerálních asociací, stejně jako S FI ze vzorku JR-1, mají salinitu vysokou:



Obr. 39. Grafická prezentace výsledků mikrotermometrie inkluzí vodných roztoků. Prokazatelně sekundární inkluze nejsou v grafech zahrnuty. a – histogram homogenizačních teplot dvoufázových L+V inkluzí; b – histogram teplot tání posledního ledu; c – diagram Th-Tm ledu.

Fig. 39. A graphical presentation of results of microthermometry of aqueous fluid inclusions. Evidently secondary FI are not included. a – histogram of the homogenization temperatures of two-phase L+V FI; b – histogram of the last ice melting temperatures; c – Th-Tm ice plot.

Tm ledu mezi -17,9 a -24,1 °C (obr. 39b) odpovídají 20,9–25,4 hm. % NaCl ekv. Zcela ojediněle (2 případy) tál jako poslední pevná fáze hydrohalit (kalcit 3.p., křišťál K-2; tab. 6). Rovněž pouze dvakrát bylo pozorováno současné tání ledu a hydrohalitu (sfalerit 3.p., křišťál K-2; tab. 6).

Tabulka 6. Výsledky mikrotermometrického studia inkluzí vodných roztoků. Teplotní parametry ve °C.
Table 6. Results of microthermometric measurements of aqueous fluid inclusions. Temperature parameters are in °C.

Vzorek	Minerál	Geneze	Fázové složení	LVR	Th (L+V)	Tf	Te	Tm hh	Tm ledu	Salinita	Solný systém
Stratiformní mineralizace											
Pr-54	křemen	P, PS?	L+V	0,9-0,95	124-228	-42/-46			-3,7/-4,2	6,0-6,7	
	baryt	S	L	1		-39/-41			-0,1/-0,2	0,2-0,4	
GT-7	křemen	P, PS?	L+V	0,9-0,95	114-343	-41/-47	-35/-38		-2,8/-3,9	4,6-6,3	Mg-Na-Cl
RS-11	křemen	P, PS	L+V	0,9-0,95	117-177	-41/-49	-37		-3,9/-4,8	6,3-7,6	Mg-Na-Cl
		S	L, L+V	variabilní		-41			-0,6	1,1	
	baryt	PS?	L, L+V	0,9-1	106-194	-48/-49	-38		-4,1/-4,6	6,6-7,3	Mg-Na-Cl
		S	L, L+V, V	variabilní		-39/-41			-0,1/-0,3	0,2-0,5	
HM-stará šachta	baryt	PS-S?	L+V, ojed. L	0,9-0,95	171-285	-41/-46	-38		-0,3/-6,4	0,5-9,7	Mg-Na-Cl
JR-1	křemen	S	L+V, ojed. L	0,95	115	-60/-71	-55	-21,4/-22,6	-19,4/-19,6	22,0-22,1	Ca-Na-Cl
	baryt	S	L	1		-52			-8,2/-8,3	11,9-12,0	
štola Josef 2	křemen	S	L, ojed. L+V	0,9	192->270	-40			-0,1/-0,3	0,2-0,5	
	baryt	S	L, ojed. L+V	0,9-0,95	141->220	-40/-46			-0,1/-0,3	0,2-0,5	
JR-5	fluorit	P, PS	L+V	0,9-0,95	119-182	-37/-47	-35/-38		-4,1/-4,8	6,6-7,6	Mg-Na-Cl
	křemen	S	L, L+V	0,9-1	133-148	-39			-0,1/-0,2	0,2-0,4	
Mladší mineralizace											
3.p.	kalcit	P, PS	L+V	0,95	128-186	-48/-65	-48/-62	-22,8/-39	-20,5/-24,7	22,7-25,4	Ca-Na-Cl
						-48	-48	-17,6	-23,3	~25	Ca-Na-Cl
	sfalerit	P, PS	L+V	0,95		-62/-65	-60	-25,8	-24,1/-24,5	25,0-25,3	Ca-Na-Cl
						-70	-65	-25,8	-25,8	26,1	Ca-Na-Cl
K-2	sfalerit hnědý	P	L+V	0,95	122-131	-69/-73	-48/-55	-22,8/-24,2	-17,9/-18,7	20,9-21,5	Ca-Na-Cl
	sfalerit žlutý	P	L+V	0,95	89-133	-53/-78	-49/-56	-22,1/-23,5	-18,7/-19,9	21,5-22,3	Ca-Na-Cl
		PS	L+V	0,95	94-128	-42/-58	-40/-53	-21,7/-24,1	-9,5/-10,3	13,4-14,3	Ca-Na-Cl
	křišťál	P, PS	L+V	0,95	117-145	-67/-74	-48/-62	-22,9/-30,5	-20,7/-22,9	22,8-24,3	Ca-Na-Cl
						-74	-48	-22,9	-22,9	24,3	Ca-Na-Cl
					126		-55	-22,9	-23,0	24,3	Ca-Na-Cl
		S	L, L+V	0,9-1	98->200	-61	-54	-23,3/-23,6	-11,6/-14,7	15,6-18,4	Ca-Na-Cl

Tabulka 7. Výsledky mikrotermometrického studia inkluzí typu CO_2-H_2O. Teplotní parametry ve °C.
Table 7. Results of microthermometric measurements of carbonic fluid inclusions. Temperature parameters are in °C.

Vzorek	Minerál	Geneze	vol. % CO_2-fáze	Th-tot	Th CO_2-fáze	Tf CO_2	Tm CO_2	Tm cla
Stratiformní mineralizace								
Pr-54	křemen	P	90-100?		23,2-28,9 (L)	-98/-99	-57,2/-57,3	
			30	240 (d)	26,7 (L)	-99	-57,5	7,6
GT-7	křemen	P	10-20	195-306	25,5-29,2 (L)	-98/-99	-57,1/-57,5	5,8-8,1
				248	29,4 (C)			7,2
RS-11	křemen	P, PS	90	170-279	22,8-25,6 (L)	-97/-98	-57,2/-57,6	6,2-6,6
			30		30,0 (L)		-57,3	7,5
JR-1	dolomit	P	90	>250	23,5-28,0 (L)	-97	-57,1/-57,2	5,8
			10-20	285-324	23,8-30,8 (L)	-97/-99	-57,1/-57,3	6,0-6,1
			~50	290-360 (d)	30,9-31,1 (L)	-94/-98	-57,1/-57,2	6,0
			~50		31,1 (C)	-95	-57,1	
štola Josef 2	baryt	P	20	147 (d)	27,4 (L)		-57,3	5,8
				243 (d)	30,7 (C)	-99	-57,2	7,0
JR-5	fluorit	P, PS	10-20	197-301	27,0-30,9 (L)	-97/-99	-57,1/-57,2	6,2-7,9
				286 (d)	29,8 (C)			
				218	31,1 (C)			7,4

(L) - homogenizace na kapalinu; homogenization to liquid
(C) - homogenizace kritickým způsobem; critical homogenization
(d) - teplota dekrepitace; decrepitation temperature

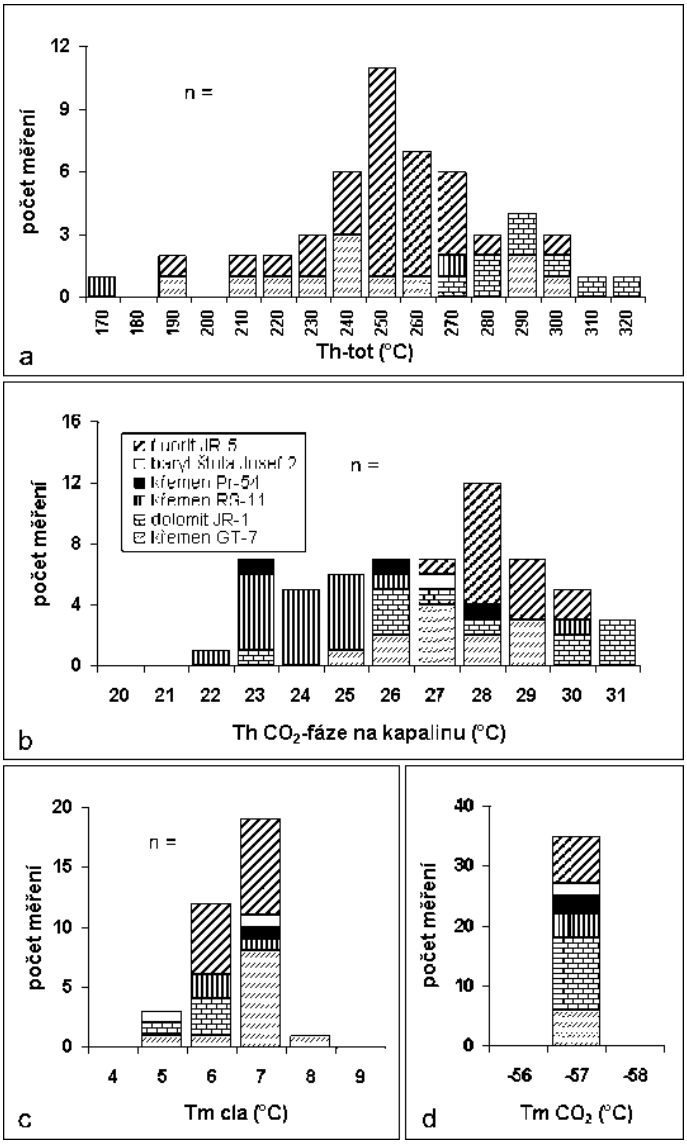
Mikrotermometrická měření inkluzí *typu CO_2-H_2O* byla poměrně obtížná vzhledem k jejich nepatrným velikostem. Některá měření bylo možno realizovat jen na základě opakovaných pokusů. Výsledky jsou shrnuty v tab. 7 a graficky prezentovány na obr. 40.

Mírným zahřátím inkluzí obsahujících kapalnou a plynnou fázi CO_2 došlo k parciální homogenizaci CO_2 fáze. U velké většiny měřených inkluzí homogenizovala CO_2 fáze na kapalinu (Th CO_2 fáze = 22,8–31,1 °C, n = 60; obr. 40b), ojediněle byla pozorována homogenizace kritickým způsobem (Th CO_2 fáze = 29,4–31,1 °C, n = 5; tab. 7) charakterizovaná vymizením fázového rozhraní mezi L_{car} a V_{car}.

Dalším zahříváním inkluzí dochází ke zmenšování objemu té fáze, která je v inkluzi v menšině. Tato fáze zcela zmizí při teplotě celkové homogenizace (Th-tot). Ve studovaných inkluzích byly zjištěny dva typy fázových přechodů charakterizujících Th-tot: 1) homogenizace minoritní CO_2 fáze ve vodném roztoku („bubble-point transition“) a 2) homogenizace minoritního vodného roztoku v CO_2 fázi („dew-point transition“). V prvním případě se teploty celkové homogenizace pohybovaly mezi 195 až 324 °C (obr. 40a). Ve druhém případě je Th-tot obtížně registrovatelná vzhledem k omezeným schopnostem lidského oka pozorovat tenký film vodného roztoku na stěnách inkluze. Přesné odměření bylo možné pouze u sporých PS inkluzí, které měly špičaté výběžky (RS-11); hodnoty Th-tot vykazují podobný rozsah jako v předchozím případě (170–279 °C). Řada inkluzí v důsledku velkého vnitřního přetlaku dekrepitovala ještě před dosažením celkové homogenizace. Postiženy byly zejména inkluze větších rozměrů (nad 9 µm), inkluze ploché, či komplexního neizometrického tvaru. Systematická dekrepitace zcela znemožnila homogenizační měření v barytu a u inkluzí, které obsahovaly cca 30–50 obj. % CO_2 fáze (tab. 7).

Při ochlazování inkluzí bylo v některých případech pozorováno formování klatrátu při cca -31 °C, ojediněle bylo zaregistrováno i zamrznutí vodného roztoku (při teplotách -35 až -45 °C). Vymrzlý vodný roztok zůstává bezbarvý. Dalším ochlazením mrzne CO_2 fáze (-94 až -99 °C). Ještě hlubší ochlazení již nevede k dalším registrovatelným fázovým změnám.

Při zpětném ohřívání zamrzlých inkluzí bylo pozorováno tání pevné fáze CO_2 v poměrně úzkém teplotním intervalu mezi -57,1 a -57,6 °C (n = 36). Teplota eutektika, tání ledu či hydrátů solí v oblasti vodného roztoku jsou neregistrovatelné. Teplotu tání klat-



Obr. 40. Grafická prezentace výsledků mikrotermometrie inkluzí typu CO_2–H_2O. a – histogram teplot celkové homogenizace; b – histogram teplot parciální homogenizace CO_2-fáze; c – histogram teplot tání klathrátu; d – histogram teplot tání pevného CO_2.

Fig. 40. A graphical presentation of results of microthermometry of carbonic fluid inclusions. a – histogram of temperatures of total homogenization; b – histogram of temperatures of partial homogenization of CO_2-phase (included only those homogenizing to liquid phase); c – histogram of melting temperatures of clathrate; d – histogram of melting temperatures of solid CO_2.

rátu bylo možno vzhledem k jeho „neviditelnosti“ v malých inkluzích změřit jen za pomoci cyklického zahřívání a zchlazování. Pokud je ještě klatrát v inkluzi přítomen, při ochlazení dochází k jeho růstu, který se projeví (i) deformací kapalné CO_2 fáze, (ii) úbyt-

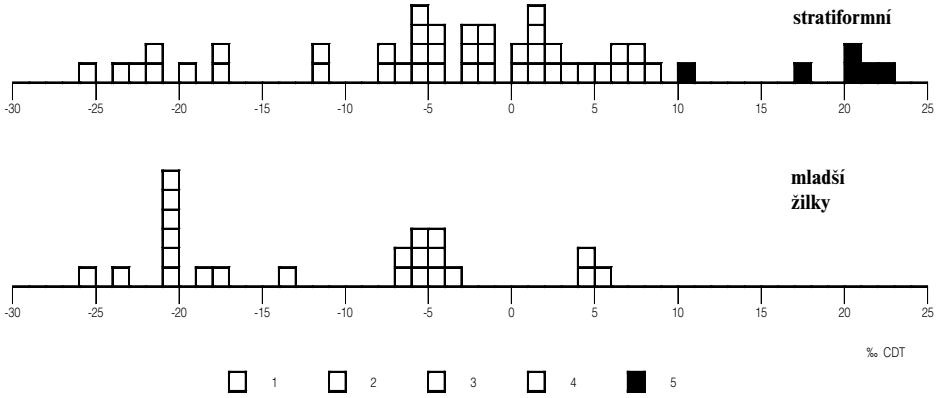
kem CO_2 projevujícím se zvětšením plynové bubliny na úkor kapalného CO_2 a/nebo (iii) odtlačováním CO_2 fáze rostoucím klatrátem z její původní polohy. Finální tání klathrátu v inkluzích nastalo při teplotách 5,8 až 8,1 °C (obr. 40c). Pomocí kryometrických charakteristik není možno odlišit inkluze s diametrálně rozdílným zastoupením CO_2 a H_2O fáze (tab. 7).

Stabilní izotopy

Všechny dostupné analýzy síry sulfidů (zčásti již publikované FOJTEM *et al.* 1992) jsou sumarizovány v tab. 8. Stratiformní sulfidy mají velmi široký rozsah hodnot $\delta^{34}S$ mezi -25,4 až +8,0 ‰ CDT, nejširší ze všech jesenických stratiformních polymetalických sulfidických ložisek (srov. HLADÍKOVÁ *et al.* 1990). Sulfidy mladších žilných asociací vykázaly rozsah hodnot $\delta^{34}S$ přibližně shodný, mezi -25,6 až +5,1 ‰ CDT (obr. 41). Sulfidická síra hornin vrbenské skupiny má v případě metavulkanitů hodnoty $\delta^{34}S$ blízké 0 ‰ CDT a v případě metasedimentů mezi cca -15 až 0 ‰ CDT (HLADÍKOVÁ a KŘÍBEK 1988). Izotopové rovnováhy u stratiformních sulfidů nebylo zjevně dosaženo. Podobně je tomu u některých vzorků z mladších žilných minerálních asociací. U některých dvojic galenit-sfalerit z mladších asociací však je zachováno teoretické pořadí minerálů podle schopnosti hromadit izotop ^{34}S; v těchto případech byly aplikací izotopové termometrie vypočteny teploty mezi 10 až 240 °C.

ŠMEJKAL (1984) a HLADÍKOVÁ *et al.* (1990) uvádějí hodnoty $\delta^{18}O$ hornoměstských barytů mezi +10,X až +15,X ‰ SMOW (n = 6). Hodnoty $\delta^{34}S$ barytů, publikované FOJTEM *et al.* (1992) jsou mezi +10,1 až +22,9 ‰ CDT (tab. 8).

V tab. 9 jsou uvedeny izotopové analýzy uhlíku a kyslíku karbonátů. Většina analyzovaných vzorků patří relativně mladým karbonátům, které v podobě ložních či pravých žilek pronikají horninovým prostředím. Dva vzorky (dolomit JR-1 a kalcit 3.p.) pocházejí z makrovzorků, v nichž byly studovány i fluidní inkluze. U celého souboru karbonátů lze konstatovat poměrně úzký rozsah hodnot $\delta^{18}O$ (+12,0 až +17,3 ‰ SMOW) a většinou i velmi malý rozptyl hodnot $\delta^{13}C$ (-5,0 až -6,4 ‰ PDB). Jeden vzorek (karbonát z postdeformační žilky) má hodnotu $\delta^{13}C$ výrazně nižší (-15,7 ‰ PDB), zatímco druhý (metamorfně-sekreční dolomit JR-1) měl hodnotu $\delta^{13}C$ mírně vyšší (-2,3 ‰ PDB).



Obr. 41. Histogram hodnot $\delta^{34}S$ sulfidů a barytů stratiformní a mladší mineralizace z Horního Města. Vysvětlivky: 1 – sfalerit, 2 – galenit, 3 – chalkopyrit, 4 – pyrit, 5 – baryt.

Fig. 41. Histogram of $\delta_{34}S$ values of sulphides and barites for both stratiform and younger types of mineralization from Horní Město. Explanations: 1 – sphalerite, 2 – galena, 3 – chalcopyrite, 4 – pyrite, 5 – barite.

Tabulka 8. Hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidů a barytů (‰ CDT) z oblasti Horního Města.
Table 8. The $\delta^{34}S$ values of the sulphides and barites from the Horní Město area.

Vzorek	Minerál	$\delta^{34}S$	Původ
HM-308 (1.p. Jaromír)	sp	-19,0	S
	gn	-25,4	S
HM-320 (1.p. Jaromír)	sp	+0,3	S
	gn	-17,4	S
HM-A (1.p. Jaromír)	py	-23,6	S
	sp	-17,3	S
HM-7 (2.p. Jaromír)	py	-1,6	S
	sp	-5,9	S
	gn	-6,6	S
HM-44/57 (1.p. Jaromír)	py	-11,1	S
	sp tm.	-11,9	S
	gn	-21,3	S
HM-1404 (1.p. Jaromír)	gn	-7,0	S
HM-1 (stará šachta)	sp	-22,5	S
HM-2 (2.p. Jaromír)	sp	+1,8	S
HM-14 (2.p. Jaromír)	sp	-21,7	S
J-1 (štola Josef)	ba	+22,9	S
HM-3 (halda st. šachty)	ba	+10,1	S
HM-blok 305	sp	-5,2	S
	gn	-7,3	S
RS-5, 196,7-197,4 m	py	+3,1	S
RS-5, 267,5 m	py	+6,9	S
JR-10, 94 m	py	-4,1	S
JR-10, 524 m	py	-1,9	S
JR-10, 752,5 m	py	-2,4	S
JR-10, 1105 m	py	+0,8	S
RS-4a, 190,6-191,5 m	py	-2,9	S
RS-4a, 373,6-374,4 m	py	+7,1	S
JR-1, 195,4 m	py	+7,4	S
JR-1, 206,6 m	py	+6,0	S
JR-1, 349,5 m	py	+5,7	S
JR-7, 66,0 m	py	+8,0	S
JR-7, 106,5 m	py	+1,8	S
JR-7, 265,0 m	py	+2,7	S
JRS-1, 92,5 m	py	+2,2	S
RS-11, 213,7-214,5 m	py	-7,7	S

Vzorek	Minerál	$\delta^{34}S$	Původ
RS-11, 231,7 m	py	-5,9	S
RS-11, 243,9-244,4 m	py	+4,3	S
RS-4, 127,6-128,4 m	py	-5,6	S
RS-4, 171,7-172,6 m	py	+1,5	S
RS-4, 176,5-177,3 m	py	-1,0	S
RS-4, 200,7-209,1 m	py	-4,4	S
RS-4, 269,2-269,6 m	py	-2,0	S
JR-6, 565,0-565,5 m	py	+1,0	S
hrubozrnný v sericit. bř.	ba	+17,8	S
středně zrnitý bez sulfidů	ba	+20,4	S
celistvý, stopy sulfidů	ba	+21,2	S
hrubozrnný, z okolí gn	ba	+20,4	S
HM-K9 (2.p. Jaromír)	sp sv.	+5,1	M
	gn	-4,1	M
	cpy	+4,9	M
HM-22 (2.p. Jaromír)	sp sv.	-13,9	M
	gn	-5,4	M
HM-308a (1.p. Jaromír)	sp	-21,1	M
HM-2159	sp tm.	-3,4	M
	sp sv.	-4,8	M
HM-1	sp sv.	-20,4	M
	gn	-25,6	M
HM-19	sp	-18,9	M
HM-5	sp	-20,0	M
	gn	-23,0	M
HM-3	sp	-20,5	M
HM-8	sp	-15,9	M
HM-16	sp	-17,7	M
	gn	-20,5	M
HM-10	sp	-20,6	M
HM-20	sp	-20,5	M
HM-K-9	sp	-5,8	M
HM-A-1	sp tm.	-5,1	M
	sp tm.	-4,3	M
HM-A-2	sp sv.	-6,1	M
	sp sv.	-6,0	M

Vysvětlivky: sp – sfalerit, py – pyrit, gn – galenit, cpy – chalkopyrit, ba – baryt, sp sv. – světlý (žlutý) sfalerit, sp tm. – tmavý (hnědý) sfalerit, S – stratiformní mineralizace, M – mladší mineralizace

Explanations: sp – sphalerite, py – pyrite, gn – galena, cpy – chalcopyrite, ba – barite, sp sv. – light (yellow) sphalerite, sp tm. – dark (brown) sphalerite, S – stratiform mineralization, M – younger mineralization

Diskuse a interpretace výsledků studia fluidních inkluzí a stabilních izotopů

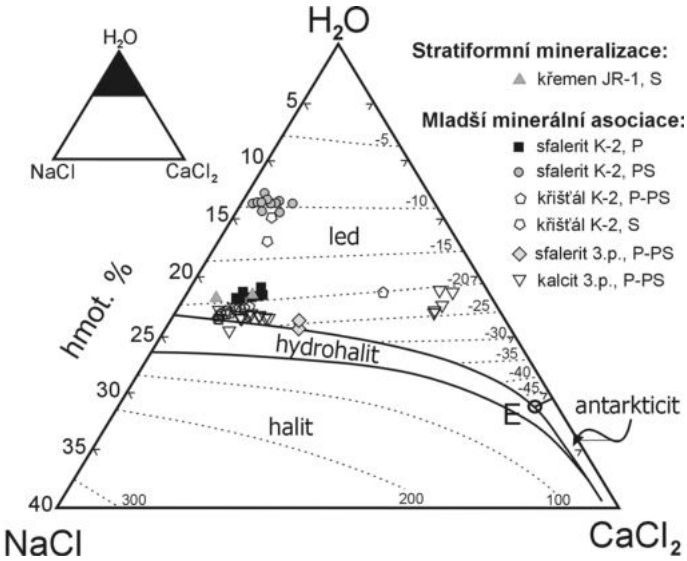
Chemické složení fluid. *Inkluze vodných roztoků.* Pro P a PS FI ze stratiformních mineralizací nejsou k dispozici teploty tání předposlední pevné fáze, takže vzájemné proporce hlavních rozpuštěných solí nelze specifikovat. Nicméně aproximace systémem NaCl-H_2O by v případě relativně nízkých salinit (~6–7 hm. %) neměla být zatížena velkou chybou. U vysokosalinních P FI z mladších mineralizací stejně jako u S FI ve vzorku JR-1 jsou dostupná kompletní mikrotermometrická měření. Průmět naměřených kryometrických dat do fázového diagramu systému NaCl-$CaCl_2$-H_2O je na obr. 42. Celková salini-

Tabulka 9. Hodnoty $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ karbonátů z oblasti Horního Města.
Table 9. The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of carbonates from Horní Město area.

Vzorek	Minerál	Popis	$\delta^{13}C$ (PDB)	$\delta^{18}O$ (PDB)	$\delta^{18}O$ (SMOW)
HM-1	kalcit	bílý z pukliny v trachytu	-6,1	-16,4	+14,0
HM-3a	kalcit	bílý z ložní žilky v popelovém metatufu	-6,0	-16,4	+14,0
HM-3b	dolomit	růžový z Q-Dol žilky v téže hornině	-6,4	-13,2	+17,3
HM-5	karbonát	z postdeformační žilky v trachytu	-15,7	-15,3	+15,1
HM-II-22	kalcit	bílý z žilky v lapillovém metatufu	-5,0	-17,7	+12,6
3.p.	kalcit	mladší hrubozrnné zrudnění (Sp, Kc)	-5,3	-18,3	+12,0
JR-1	dolomit	čočka se sulfidy v metatrachytu	-2,3	-17,5	+12,9

ta PS FI ze světležlutého sfaleritu K-2 je mezi 12 a 14 hm. % $NaCl+CaCl_2$, v případě ostatních inkluzí téměř dvojnásobná, mezi 21 a 24 hm. %. Z diagramu je dále zřejmý značný rozptyl v zastoupení NaCl a $CaCl_2$. Většina vzorků obsahuje fluida bohatá na NaCl, s hmotnostním poměrem $NaCl/(NaCl+CaCl_2)$ mezi 0,70 a 0,95, menší část inkluzí je bohatá na $CaCl_2$, s výše uvedeným poměrem mezi 0,15 a 0,20. $CaCl_2$ bohatá fluida byla zaznamenána jen v jediném vzorku (kalcit 3.p.). Značná variabilita ve složení solného obsahu vodných roztoků může být vysvětlena mísením dvou typů fluid s kontrastním složením (a shodnou teplotou a celkovou salinitou) nebo významně rozdílnou interakcí s horninovým prostředím, kdy jsou zvýšené obsahy Ca vysvětlovány procesy jako albitizace plagioklasů, rozpouštění Ca-minerálů nebo dolomitizace vápenců (srov. Fojt *et al.* 2005).

Inkluze typu CO_2-H_2O. Interpretace chemického složení inkluzí byla provedena pomocí programu Flincor (Brown 1989), kde jsou jako vstupní data použity mikrotermo-

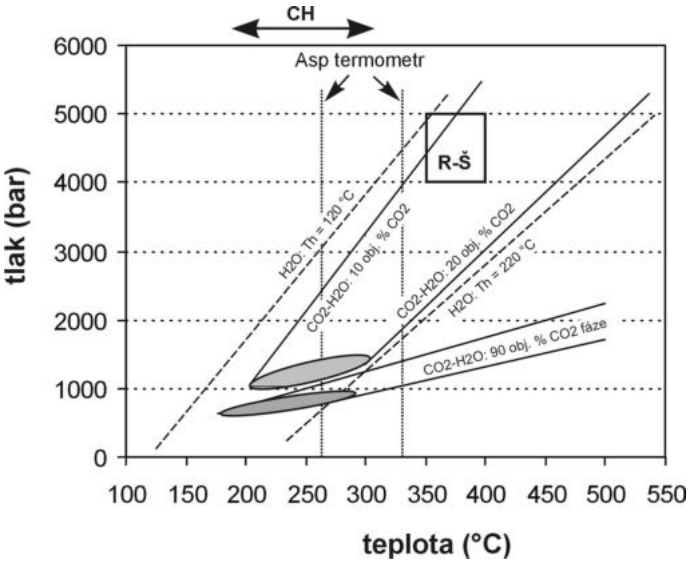


Obr. 42. Pozice měřených vysokosalinních inkluzí ve fázovém diagramu systému $NaCl-CaCl_2-H_2O$ (Huraiová *et al.* 2002; izotermy -5 až -25 °C v poli ledu podle Oakese *et al.* 1990, izotermy pro nižší teploty podle Shepherda *et al.* 1985).

Fig. 42. Position of the measured highly-saline FI in phase diagram of the system $NaCl-CaCl_2-H_2O$ (Huraiová *et al.* 2002; isotherms -5 to -25 °C in field of ice are from Oakes *et al.* 1990, isotherms for lower temperatures from Shepherd *et al.* 1985).

metrické údaje a odhad objemového zastoupení CO_2 a H_2O bohatých fází. Složení inkluzí je aproximováno systémem CO_2–H_2O–NaCl. V inkluzích s obsahem 10–20 obj. % CO_2 fáze jsou přítomna fluida tvořená 91–97 mol. % vody, 2–7 mol. % CO_2 a 1–2 mol. % NaCl. Salinita vodného roztoku, přítomného v inkluzích, se pohybuje mezi 3,8–7,8 hm. % NaCl (nejčastěji mezi 5–7 hm. %). Celková hustota fluida je 0,91–1,02 g.cm^{-3}. Inkluze bohaté na CO_2 fázi (~90 obj. % CO_2 fáze) obsahují 26–29 mol. % vody, 70–73 mol. % CO_2 a 0,6–0,7 mol. % NaCl. Salinita vodného roztoku se pohybuje mezi 6,5–7,8 hm. % NaCl a celková hustota fluida je 0,67–0,77 g.cm^{-3}. Vzhledem ke snížení teploty tání pevného CO_2 pod hodnotu -56,6 °C lze v obou typech inkluzí očekávat i menší příměs dalšího plynu, který má trojný (a kritický) bod při nižších teplotách než CO_2 – teoreticky připadá v úvahu např. metan, dusík, argon nebo helium. Povahu dalšího plynu (či plynů) není možné z dostupných dat blíže specifikovat. Pokud bychom složení volatilních komponent inkluzí aproximovali na binární systém CO_2–CH_4, obsah metanu by dosahoval max. 4 mol. %, v případě systému CO_2–N_2 by obsah dusíku dosahoval max. 11 mol. % (Thiéry *et al.* 1994).

PT-podmínky. *Stratiformní mineralizace.* Vzorky ze stratiformních poloh obsahují inkluze se stejnými mikrotermometrickými charakteristikami jako minerální fáze metamorfně-sekrečního původu. Z toho vyplývá, že stratiformní mineralizace obsahuje v P-PS inkluzích fluidní fázi, zachycenou během naložené metamorfózy. Inkluze vázané svým vznikem na primární precipitaci stratiformní mineralizace byly v průběhu metamorfní rekrystalizace zcela likvidovány. Ze zájmové oblasti existují jen sporé údaje o PT-podmínkách variské metamorfózy. Řada autorů se spokojuje jen s konstatováním slabého metamorfního přetisku, odpovídajícímu chloritové subzóně facie zelených břidlic. René a Šrein (2001) odhadli PT-podmínky formování chloritoidových břidlic z okolí Horního Města na 350–400 °C při tlaku 4–5 kbar. Zimák a Novotný (2001) aplikovali chloritový geotermometr na chlority „alpských žilek“. Teploty vypočítané pomocí čtyř „věrohodných“ termometrů se pohybovaly mezi 183 a 308 °C. Arzenopyritový termometr indikuje teploty 260–330 °C (viz výše). Z analýzy fluidních inkluzí plynou následující zjištění. Ve studovaných vzorcích byly v P-PS inkluzích zjištěny tři hlavní typy fluid: 1) vodné roztoky se salinitou 6–7 hm. %; 2) inkluze systému CO_2–H_2O–NaCl s malým zastoupením CO_2 fáze; 3) inkluze systému CO_2–H_2O–NaCl s vysokým zastoupením CO_2 fáze. Z petrografické situace a relativně stálých fázových poměrů v rámci každého typu lze předpokládat, že všechny tyto fluidní systémy byly zachyceny z homogenních fluid. V tom případě představují naměřené homogenizační teploty minimální možné teploty zachycení (120–220 °C v případě vodných roztoků, 170–320 °C v případě fluid CO_2–H_2O–NaCl) a – analogicky – homogenizační tlaky minimální možné tlaky. Skutečné PT-podmínky pak leží na příslušných izochorách. Hraniční izochory pro všechny tři typy fluid jsou znázorněny na obr. 43 spolu s dalšími dostupnými PT-údaji. Z obrázku je zřejmé, že neexistují PT-podmínky, za nichž by mohly tyto tři typy fluid koexistovat (jejich izochory se neprotínají). Dále je patrné, že inkluze vodných roztoků a inkluze CO_2–H_2O–NaCl s malým zastoupením CO_2 fáze mohly být zachytávány společně ve značném rozpětí PT-podmínek (jejich izochory mají v PT-prostoru podobný průběh). Průběh izochor vyhovuje i PT-podmínkám, jež uvádějí René a Šrein (2001). Je tedy možné, že zmiňované dva typy fluid reprezentují „píková“ metamorfní fluida. Nastíněné představě by odpovídal i hojný výskyt inkluzí těchto systémů a v souladu s ní by byly také poznatky obecnějšího charakteru (fluida s „nízkým“ obsahem CO_2 jsou považována za „typická“ pro nízké stupně metamorfózy – např. Diamond 1994). Naproti tomu fluida bohatá na CO_2 patrně představují svědectví o jiné události, časově však zřejmě nepříliš vzdálené od „píkových“ CO_2–H_2O fluid (srov. rovněž P-PS charakter fluidních inkluzí, stejné salinity vodného roztoku či stejný obsah „druhého“ plynu). Obohacení fluid na CO_2 je možné např. při výrazném poklesu teploty a/nebo tlaku, kdy se homogenní fluidní fáze může rozpadnout na dvě fluida s kontrastním slože-



Obr. 43. Pozice izochor tří typů fluid ze stratiformní mineralizace v PT-prostoru. Plné linie – fluida systému CO_2–H_2O–NaCl, čárkované linie – fluida systému H_2O–NaCl. Šedé plochy indikují PT-podmínky při homogenizaci inkluzí systému CO_2–H_2O–NaCl. R-Š – odhad PT podmínek metamorfózy chloritoidových břidlic (René a Šrein 2001), CH – rozsah teplot indikovaných chloritovým termometrem (Zimák a Novotný 2001 + tato práce), Asp termometr – arzenopyritový termometr.

Fig. 43. Position of isochores of three compositional types of fluids from stratiform mineralization in PT-space. Full lines – fluids belonging to system CO_2–H_2O–NaCl, dashed lines – fluids belonging to system H_2O–NaCl. The grey fields indicate PT-conditions at point of total homogenization of FI belonging to system CO_2–H_2O–NaCl. R-Š – estimate of PT conditions of metamorphism of chloritoid schists (René and Šrein 2001), CH – range of temperatures derived from chlorite geothermometry (Zimák and Novotný 2001 + this study), Asp termometr – arsenopyrite thermometer.

ním. Vzhledem k relativní „vzácnosti“ inkluzí bohatých na CO_2 (tab. 7) lze soudit na lokálnost procesu, při němž byla tato fluida generována.

Mladší mineralizace. Rámcová shoda homogenizačních teplot primárních inkluzí a „izotopických“ teplot vypočtených z rozdílu hodnot $\delta^{34}S$ koexistujících sulfidů by indikovala nepatrný tlak při krystalizaci. V takovém případě budou zjištěné homogenizační teploty fluidních inkluzí (89–186 °C) blízké skutečné teplotě vzniku.

Vztah Th–Tm u inkluzí vodných roztoků. Široce rozvleklý subhorizontální trend (silně variabilní Th při víceméně konstantní Tm ledu) typický pro inkluze ze stratiformní mineralizace (obr. 39c) by mohl indikovat proměnlivost tlakových a/nebo teplotních podmínek při krystalizaci. Podobnou distribuci dat poskytují i inkluze postižené procesem zaškrcování, inkluze s narušenou hermetičností nebo inkluze obsahující heterogenně zachycenou plynnou fázi. Data z mladších mineralizací poskytují podobný subhorizontální trend, ale s menším rozptylem hodnot Th. V tomto případě lze spíše usuzovat na větší vliv kolísání teploty než tlaku.

Zdroje síry, uhlíku a vody. V případě izotopů síry se v zásadě ztotožňujeme se závěry Hladíkové *et al.* (1990) a Fojta *et al.* (1992). Je pravděpodobné, že hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidické síry stratiformní mineralizace jako celku nebyly výrazněji ovlivněny slabou naloženou metamorfózou, a tedy patrně charakterizují předmetamorfní stav (srov. Hladíková *et al.* 1990). Z široké variability hodnot $\delta^{34}S$ stratiformních sulfidů lze usuzovat na více zdrojů redukované síry v hydrotermálním systému (např. síra pocházející z okolních vulkanitů

s hodnotou $\delta^{34}S$ kolem 0 ‰ CDT, sirovodík z bakteriální redukce mořského sulfátu s negativními hodnotami $\delta^{34}S$). Druhou alternativou by byl jednotný zdroj síry v kombinaci s výraznou variabilitou fyzikálně-chemických parametrů hydrotermálního roztoku (Eh, pH), na něž izotopy síry citlivě reagují. Zdroj barytové síry s vysoce pozitivními hodnotami $\delta^{34}S$ lze spatřovat v devonském mořském sulfátu (srov. HLADÍKOVÁ *et al.* 1990); ojedinělou zlehčenou hodnotu (+10 ‰ CDT) by bylo možné vysvětlit např. spoluúčastí lehké síry vyloužené z okolních vulkanických či sedimentárních hornin. V případě mladší mineralizace, jejíž sulfidy vykazují podobný rozsah hodnot $\delta^{34}S$ jako mají stratiformní sulfidy, lze usuzovat na uplatnění procesu remobilizace sulfidické síry (FOJT *et al.* 1992).

Použitím teplot odvozených studiem fluidních inkluzí či jiných termometrů a rovnic teplotní závislosti frakcionačních faktorů karbonát-HCO_3^- (pro teploty pod cca 120 °C) a karbonát-H_2CO_3 (pro teploty nad cca 120 °C) bylo vypočítáno izotopové složení uhlíku fluid. Pro kalcit 3.p. a teplotu 128–186 °C vychází hodnota $\delta^{13}C$ fluid mezi -5,0 a -7,3 ‰ PDB, jíž lze interpretovat jako (i) uhlík hlubinný, pocházející ze spodní kůry nebo pláště, nebo (ii) uhlík tzv. homogenizované zemské kůry (HOEFS 1997). Pro dolomit JR-1 a teploty 285–324 °C vychází hodnota $\delta^{13}C$ fluid blízká 0 ‰ PDB (-0,1 až -0,6 ‰ PDB), nasvědčující převaze uhlíku odvozeného ze sedimentárních karbonátů (mořských vápenců). Naopak při formování žilného karbonátu s výrazně nižší hodnotou $\delta^{13}C$ (-15 ‰ PDB) se ve významné míře uplatnil uhlík pocházející z oxidované organické hmoty, která se vyznačuje nízkými hodnotami $\delta^{13}C$ (cca -20 až -30 ‰ PDB).

U *kyslíku* kyslíkatých minerálů stratiformního zrudnění lze očekávat izotopovou výměnu mezi minerály a fluidní fází v průběhu metamorfní rekrystalizace. Použitím průměrné hodnoty $\delta^{18}O$ barytů (+13,1 ‰ SMOW; HLADÍKOVÁ *et al.* 1990) a rovnice teplotní závislosti frakcionačního faktoru baryt-voda (KUSAKABE a ROBINSON 1977) vychází hodnota $\delta^{18}O$ vody pro teplotu 250 °C +9,4 ‰ SMOW, pro teplotu 350 °C +12,6 ‰ SMOW. Pro dolomit JR-1 a teplotu 285–324 °C byla vypočítána hodnota $\delta^{18}O$ vody mezi +6,3 až +7,5 ‰ SMOW. V obou případech jde o hodnoty charakteristické pro metamorfní vodu. Naproti tomu pro kalcit 3.p. (z mladší mineralizace) a teplotu 128–186 °C vychází (O'NEIL *et al.* 1969) hodnota $\delta^{18}O$ fluid v porovnání se stratiformními vzorky výrazně nižší, mezi -1,9 až +2,2 ‰ SMOW. Podobně nízké hodnoty $\delta^{18}O$ fluid, ale s větším rozptylem (-5 až +5 ‰ SMOW), vycházejí i pro všechny ostatní analyzované žilkovité karbonáty, použijeme-li pro modelový výpočet celkový rozsah hodnot Th inkluzí mladších mineralizací (90–190 °C). Hodnota blízká 0 ‰ SMOW může indikovat (i) meteorickou vodu, (ii) mořskou vodu, či (iii) směs vod různé geneze.

Stručné shrnutí poznatků

Hornoměstská, 7 km dlouhá, ložisková zóna v jižní části devonské vrbenské skupiny silezika je součástí nejvýchodnějšího zakončení rhenohercynika při východním okraji Českého masivu. Sulfidické kumulace převážně strato-dependentní morfologie tvoří čočkovitá tělesa v tak zvaném „hornoměstském vulkanickém komplexu" (URBÁNEK a VALENTA 1989). Horninovým prostředím jsou produkty bimodálního vulkanismu s výraznou převahou trachytů, méně i ryolitů a doprovodných pyroklastik. Bazické vulkanity (s drobnými, naposledy v 19. století intenzívně těženými Fe-ložisky) jsou lokalizovány vně sulfidických rudních zón. Výskyt psamitických a psefitických sedimentů je sporadický. Celé území bylo postiženo několika fázemi deformací a metamorfózy. Horninový komplex lze charakterizovat jako epizonální metamorfity chloritové zóny facie zelených břidlic, v nichž zcela minimálně byly metamorfózou postiženy trachyty. Geotektonické zařazení oblasti je stále diskutované: nejnovější poznatky z jižnějších částí vrbenské skupiny (JANOUŠEK *et al.* 2006) uvádějí, že jde o horninový soubor, který by měl představovat „alkalickou horninovou suitu zaobloukového riftingu"(cit.).

V dlouze protažených čočkovitých dílčích rudních tělesech jsou sulfidy nepravidelně rozptýleny, fluidálně uspořádány i páskovitě a masivně koncentrovány. Ve všech těchto texturních typech převládá pyrit. Sfaleritu a galenitu je podstatně méně, chalkopyrit je akcesorickou komponentou, stejně jako tetraedrit-tennantit a arzenopyrit. V texturách rudnin se zachovaly (zvláště v centrální části hornoměstské rudní oblasti) relikty původního předmetamorfního sestavení rudnin: kolomorfní shluky pyritu a globulární formy („peloidy"?) sfaleritu v galenitu. Metamorfní rekrystalizace se v jiných, relativně intenzivněji postižených částech rudnin zobrazila v granoblastických strukturách s projevy „triple junction" sfaleritu, ojediněle i pyritu, synmetamorfní krystalizací muskovitu se sfaleritem a galenitem a výskytem novotvořených minerálů – albitu a Ba-živců. Nejmladší jsou žilkovité postmetamorfní asociace s novotvořenými minerály stříbra (proustit, pyrargyrit, stefanit, Sb-pearceit, ryzí Ag), jordanitu a boulangeritu doprovázené běžnými sulfidy mobilizovanými ze stratiformních poloh (FOJT *et al.* 1992). Obdobné jevy jsou známé z VMS („volcanic-asociated massive sulphides") ložisek (např. PLIMER 1980, COOK *et al.* 1998) i jiných rudních výskytů (GRAESSER 1991). Metamorfní rekrystalizace a následná mobilizace některých částí rudnin se odráží i v chemismu a mikrochemismu nově vykrystalovaných sulfidů: takové pyrity obsahují více niklu, kobaltu i zlata, sfalerity jsou ochuzeny o železo a kadmium a v galenitech je zastoupeno více stříbra a antimonu. Izotopové složení rudního olova galenitů je soustředěno v diagramu ZARTMANA a DOEHO (1981) na izochroně 0,4 Ga, v poli mezi olovem orogenním a svrchnokorovým.

Nerudní komponentu rudnin tvoří výrazně převládající křemen, dále kalcit, albit, ojediněle Ba-živce, fluorit a cymrit. V rudních shlucích, zvláště ve sfaleritu, bývají uzavřeny rekrystalované lišty muskovitu. V žilkách a čočkovitých shlucích jsou vedle kalcitu zastoupeny také karbonáty dolomitové povahy. Čočkovitá tělesa barytu se ve větší míře objevují v obou křídlech rudní zóny. Hodnota poměru izotopů $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7065 až 0,7073 barytů je blízká poměru izotopů stroncia mořské vody v období středního devonu (FAURE 1986). Některé partie jemnozrnných agregátů křemene s nepatrným zastoupením sulfidů (např. v porubu B-305) se podobají tzv. „křemitým horninám" ložiska Horní Benešov. Je možné, že jde o obdobu matrice SiO_2, která provází ložiska typu VMS a bývá označována jako „chert".

Studium fluidních inkluzí a stabilních izotopů umožnilo blíže charakterizovat fluida a podmínky formování jednotlivých typů mineralizace. Ve vzorcích stratiformního zrudnění mají inkluze stejné parametry jako v minerálních fázích metamorfně-sekrečního původu. Studium inkluzí tedy v tomto případě přineslo informace o podmínkách metamorfního přepracování stratiformních rudnin, nikoliv o podmínkách jejich primární precipitace. Byly zjištěny dva hlavní typy „píkových" metamorfních fluid: 1) fluida systému CO_2–H_2O–NaCl s nízkou salinitou (5–7 hm. % NaCl ve vodném roztoku), nízkým obsahem CO_2 (2–7 mol. %) a homogenizační teplotou cca 200–300 °C a 2) fluida systému NaCl–$MgCl_2$–H_2O s nízkou salinitou (5–7 hm. % NaCl ekv.) a homogenizační teplotou cca 120–220 °C. Průběh izochor obou typů fluid vyhovuje předpokládaným PT-podmínkám variské metamorfózy v dané oblasti (350–400 °C, 4–5 kbar). Vypočítané pozitivní hodnoty $\delta^{18}O$ fluid (+6 až +10 ‰ SMOW) jsou v souladu s metamorfogenním původem fluid provázejících rekrystalizaci stratiformní mineralizace a krystalizaci minerálů metamorfně-sekrečních čoček. U izotopů síry lze předpokládat zachování předmetamorfních hodnot $\delta^{34}S$. Značná variabilita hodnot $\delta^{34}S$ sulfidické síry (~32 ‰) je patrně výsledkem spoluúčasti několika různých zdrojů síry. Původ izotopově těžké barytové síry lze spatřovat v devonském mořském sulfátu.

Výrazně odlišné parametry fluidních inkluzí a stabilních izotopů mají vzorky z mladších hrubozrnných asociací a pometamorfních žilek. Charakteristickými znaky jsou nízké homogenizační teploty (90–150 °C), vysoké salinity (21–24 hm. % solí) a Ca–Na–Cl složení fluid. Většina inkluzí uzavírá roztoky bohaté na NaCl, byly však zjištěny i inkluze

s převahou $CaCl_2$. Izotopy síry sulfidů vykazují podobný rozptyl jako má stratiformní zrudnění, což svědčí o uplatnění procesu remobilizace redukované síry z preexistujícího prostředí do mladších paragenezí. Shoda „izotopických" teplot a homogenizačních teplot fluidních inkluzí dokládá nepatrný tlak při formování tohoto typu mineralizace. Vypočtená hodnota $\delta^{18}O$ fluid blízká 0 ‰ SMOW nasvědčuje převaze povrchové (meteorické či mořské?) vody v hydrotermálním systému. Geneze a časové zařazení mladších paragenezí zůstávají předmětem diskuse; parametry jejich fluidních inkluzí a stabilních izotopů jsou však bližší spíše povariským solankám, které se na východním okraji Českého masivu široce uplatnily při formování řady typů hlušinových i rudních mineralizací žilného typu, než čistě „metamorfogenním" fluidům.

Vznik a následné formování kyzovo-polymetalických stratiformních těles oblasti je v přímém vztahu k vulkanosedimentárním procesům a následnému dílčímu metamorfnímu přepracování rudnin. Ložiskové koncentrace lze označit za „distální" geneticko-morfologický typ VMS, i když se masivní rudní textury vyskytují podřadně. Zmíněný jev „zředění" rudnin lze vysvětlit tím, že precipitaci sulfidických fází z difundujících hydroterm doprovázelo poměrně rychlé ukládání vulkanoklastického, případně sedimentárního, podílu vznikajícího horninového komplexu, jak na to upozornili HLADÍKOVÁ a KŘÍBEK (1988), HLADÍKOVÁ *et al.* (1991) a HAVELKA (1992).

Z rozboru geologické a ložiskové stavby v území Horní Město-Šibenice a Ruda-sever usuzuje VALENTA (1987) na to, že mineralizovaná zóna nebyla původně konformní s horninovou stratifikací, ale že teprve v procesu nejstarší deformace (D1) dostalo zrudnění podobu „ložních těles". Zmíněné představě protiřečí zjištění reliktů původního stratiformního sestavení některých typů rudnin v centrální části ložiskové oblasti. V této souvislosti se naskýtá alternativní vysvětlení existence morfologicky nekonformních forem rudních kumulací ve Valentou zmiňované části revíru, která byla relativně intenzivněji postižena metamorfně-deformačními procesy než centrální ložiskové území. Při nich mohlo velmi pravděpodobně dojít k rozptylu původního kumulovaného stratiformního zrudnění. Tomu odpovídá také texturní charakter ložiskových zón v území Šibenice a Ruda-sever, v nichž převažují typy rozptýlené a vtroušeninové mineralizace, bez reliktů původního rudního sestavení.

Poděkování

Kolektiv autorů předložené studie vyjadřuje v první řadě poděkování všem bývalým pracovníkům dnes již neexistující průzkumné organizace ČMRP Rýmařov, později GP Rýmařov i Unigeo Ostrava a těžebního podniku RD Jeseník. Jmenovitě jde o J. Kučeru, J.Skácela, J. Hájka, V. Nesetovou, J. Knettiga, O. Trtílka, B. Gottvalda, R. Rajnohu, J. Urbánka, J. Valentu, F. Čermáka a O. Vodu. Ti všichni s ochotou, oproštěnou od současných osobních dravě ekonomických zájmů, poskytovali geologické podklady, nezištně seznamovali s postupem prací v důlních dílech i při vrtném průzkumu a pomáhali při získávání hmotného studijního materiálu. Vstřícnou pomocí byla i součinnost horníků při odběru vzorků v důlních dílech.

Poděkování patří i analytikům laboratoří Ústavu nerostných surovin v Kutné Hoře, geochemických laboratoří bývalého Ústředního ústavu geologického v Praze a chemické laboratoře bývalé katedry mineralogie a petrografie UJEP v Brně za pečlivé provedení v textu použitých analýz.

Za zájem, technickou pomoc i morální podporu a konzultace vyslovuje celý autorský kolektiv poděkování všem spolupracovníkům mateřských institucí a pracovníkům MZM Brno. Za korekci anglického textu děkujeme prof. dr. M. Novákovi a za provedení řady mikrofotografií doc. dr. M. Gregerové. Děkujeme také J.Staňkové za poskytnutí nepublikované zprávy o petrografii vrtů akce Janovice-Ruda (JR). Konzultace dr. D. Buriánka

(ČGS Brno) pomohla druhému z autorů utřídit názory na PT-podmínky metamorfózy. Doc. dr. J. Zimákovi (UP Olomouc) autoři děkují za závěrečné recenzní posouzení rukopisu.

LITERATURA

AICHLER, J., 1979: Rentgenometrie živců křemičitých hornin jesenických polymetalických ložisek. – *MS*, diplomová práce VŠB Ostrava.

AICHLER, J., 1981: Příspěvek ke studiu křemičitých hornin z jesenických polymetalických ložisek. – *Sbor. Příspěvek ke geologii Jeseníků,* KVM Olomouc: 61–62. Olomouc.

BARNES, H. L., (ed.), 1997: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. – J. Wiley & Sons, New York.

BARTH, V., 1959a: Geologie soutěsky Rešovských vodopádů v Nízkém Jeseníku. – *Sbor. Vys. Školy pedagog. v Olomouci, Přír. vědy* VII, geogr.-geol.-biol., 3: 7-24. Olomouc.

BARTH, V., 1959b: Zpráva o terénním výzkumu devonských vyvřelých hornin ve vrbenských vrstvách na severní Moravě. – *Zprávy o geol. výzk. v r. 1957*: 5–12. Praha.

BARTH, V., 1960: Devonský vulkanismus šternbersko-hornobenešovského pásma v Nízkém Jeseníku. – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat.*, 1. Olomouc.

BARTH, V., 1963: Variský geosynklinální vulkanismus v Hrubém a Nízkém Jeseníku a jeho vztahy k tektonice. – *Sbor. Prací Univ. Palackého, Geogr.-Geol.*, 10: 5–117. Olomouc.

BARTH, V., 1966: The initial volcanism in the Devonian of Moravia. – In: *Paleovolcanites of the Bohemian Massif.* – Geol. Surv. Prague: 115–125. Praha.

BARTH, V., 1967: Vývoj chemismu variského magmatismu v severovýchodní části Českého masívu. – *Acta Univ. Palack. Olom., Geogr.-Geol.*, 16: 31–52. Olomouc.

BERNARD, J. H., 1991: Empirical types of ore mineralization in the Bohemian Massif. – ÚÚG Praha.

Bernard, J. H., POUBA, Z., *et al.,* 1986: Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. – ÚÚG Praha.

BODNAR, R.J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O–NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683–684.

BOWERS, T. S., HELGESON, H. C., 1983: Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O–CO_2–NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O–CO_2–NaCl fluids at high pressures and temperatures. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1247–1275.

BRALIA, A., SABATINI, G., TROJA, F., 1979: A reevaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as a geochemical tool in ore genesis problems. – *Mineral. Deposita*, 15: 353–374. Berlin.

BROWN, Ph. E., 1989: FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). – *Second biennial Pan-American conference on reasearch on fluid inclusions, program with abstracts*: 14.

CAMBEL, B., JARKOVSKÝ, J., 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. – Slov. Akad. Vied. Bratislava.

CATHELINEAU, M., Nieva, D., 1985: A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 235–244. Berlin–New York.

COOK, N. J., SPRY, P. G., VOKES, F. M., 1998: Mineralogy and textural relationships among sulphosalts and related minerals in the Bleikvassli Zn–Pb–(Cu) deposit, Nordland, Norway. – *Mineral. Deposita*, 34: 35–56. Berlin.

ČECH, V., ZIMÁK, J., 1988: Hyalofan v asociaci puklinových minerálů z ložiska Zlaté Hory - Hornické skály. – *Acta Mus. Moraviae, Vědy přír.*, 73: 35–42. Brno.

ČERMÁK, F., FOJT, B., KOTRBA, Z., ZEMAN, J., 1986: The microhardness and the As-content in pyrites. – IMA 1982 – Proceedings, *Physics of Minerals and Ore Microscopy*: 205–212. Varna.

ČERMÁK, F., FOJT, B., ZEMAN, J., ZIMÁK, J., 1984: K problematice studia zonárních a kolomorfních pyritů z některých jesenických ložisek. – *Čas. Slez. Muz.*, (A), 33: 87–93. Opava.

ČERNÝ, P., BURT, D. M., 1984: Paragenesis, crystallochemical characteristics and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. – *Rev. Mineral., Micas*, 13: 257–297. Blackburg.

DAVIS, D. W., LOWENSTEIN, T. K., SPENCER, R. J., 1990: Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grow halite crystals in the system NaCl–H_2O, NaCl–KCl–H_2O, NaCl–$MgCl_2$–H_2O and NaCl–$CaCl_2$–H_2O. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 591–601.

DIAMOND, L. W., 1994: Introduction to phase relations of CO_2–H_2O fluid inclusions. – In: DE VIVO, B., FREZOTTI, M. L. (eds.): *Fluid inclusion in minerals: methods and applications:* 131–158. Virginia Tech, Blacksburg.

DRÁBEK, M., HOVORKA, J., 1992: Tellurium in galenas from various types of mineral occurrences in the Bohemian Massif. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 67, 5: 337–345. Praha.

FAURE, F., 1986: Principles of isotope geology. – J. Wiley & Sons. New York.

FEDIUK, F., POUBA, Z., RENÉ, M., 1974: Původ křemičitých hornin Hrubého Jeseníku. – *Acta Univ. Carol., Geol.*, 3: 203–230. Praha.

FOJT, B., 1962: Petrografická charakteristika oblasti hornoměstských ložisek kyzů a rud barevných kovů. – *Práce Brněnské zákl. ČSAV*, 34, 9: 385–443. Brno.

FOJT, B., 1964: Bertrandit z Horního Města u Rýmařova. – *Čas. Mor. Mus., vědy přír.*, 49: 39–44. Brno.

FOJT, B., 1965: K povaze deformací hornoměstských rudnin. – *Zprávy Vlast. Úst. v Olomouci*, 121: 1–6. Olomouc

FOJT, B., 1966: Mineralogická charakteristika ložisek kyzů a rud barevných kovů v okolí Horního Města u Rýmařova (severní Morava). – *Folia PřF UJEP, 7, geol.* 11, 6: 1–61. Brno.

FOJT, B., 1967: Kolomorfní vývin pyritu jesenických kyzových ložisek. – *Sbor. Věd. prací VŠB Ostrava, řada horn.-geol.*, 13, zvláštní číslo: 69–73. Ostrava.

FOJT, B., 1968: Problems of genetic interpretation of banded ore structures on example of pyritic and nonferrous metal ore deposits of the Jeseníky Mts., ČSSR. – *Acta Mus. Silesiae*, A, 17: 143–152. Opava.

FOJT, B., 1977: Poznámky k chemismu sulfidických rud v oblasti Horního Města v Nízkém Jeseníku. – *Scripta Fac. Sci. Nat. UJEP Brun., geol.* 1, 7: 1–14. Brno.

FOJT, B., 1983: Stručný souhrn petrografické charakteristiky horninového materiálu z vrtů GT-1 až GT-7 z Horního Města u Rýmařova. – *MS* Unigeo Rýmařov.

FOJT, B., ČERMÁK, F., ĎURIŠOVÁ, J., HLADÍKOVÁ, J., HOFFMAN, V., KOPA, D., TRDLIČKA, Z., ZEMAN, J., 2004: Nová Ves u Rýmařova – ložisko olověno-zinkových rud. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 89: 3–44. Brno.

FOJT, B., DOLNÍČEK, Z., KOPA, D., SULOVSKÝ, P., ŠKODA, R., 2005: Parageneticka charakteristika hypogenních minerálních asociací uranového ložiska Zálesí u Javorníku ve Slezsku. – *Čas. Slez. Muz. Opava* (A), 54, 4: 223–280. Opava.

FOJT, B., HLADÍKOVÁ, J., KALENDA, F., 2001: Zlaté Hory ve Slezsku, největší rudní revír v Jeseníkách. Část 2. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 86: 3–51. Brno.

FOJT, B., HLADÍKOVÁ, J., LOSOS, Z., ŠREIN, V., 1992: Paragenetická studie Ag-mineralizace ložiska Horní Město u Rýmařova. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, 77: 3–27. Brno.

FOJT, B., KUDĚLÁSEK, V., 1960: Nález druhotného fosfátu ve starých dobývkách hornoměstských ložisek barevných kovů. – *Čas. Mor. Mus.*, 45: 57–65. Brno.

FOJT, B., MIXA, P., 2002: Kamenná hora u Ferdinandova – primární výskyt zlata při hranici desenské a vrbenské skupiny silezika (Jeseníky). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 87: 61–73. Brno.

FOJT, B., STAŇKOVÁ, J., VALENTA, J., 1987: Rudní textury v širším okolí Horního Města u Rýmařova. – *Sbor. referátů z jednání KRB v Loučné n. Desnou*: 106–109. Geofyzika, n.p. Brno.

FOJT, B., TRDLIČKA, Z., HOFFMAN, V., KURENDOVÁ, J., VALENTA., J., ZEMAN, J., 1991: Nové poznatky o mineralogii a geochemii rud barevných kovů hornoměstského revíru. – *MS* ÚGV PřF MU Brno.

FOJT, B., ZEMAN, J., 1996: Obsahy kobaltu a niklu v pyritech jesenických sulfidických ložisek – indikátory metamorfního přepracování rudnin. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995*: 155–157. Brno.

FOJT, B., ZEMAN, J., 1999: Kobalt und Nickel in Pyriten als Anzeiger der metamorphen Umbildung der stratiformen Sulfidlagerstätten Silesikums (Tschechische Republik). – *Berichte Deutsch. Min. Gesel., Beiheft zum Europ. Journ. Min.*, 11, 1: 74. Stuttgart.

FOJT, B., ZEMAN, J., 2001: Mikroelementy - indikátory metamorfního přepracování sulfidických rudnin. – *Sbor. semináře Geochémia 2001*: 18–19. Bratislava.

GOTTVALD, B., 1982: Hornoměstský rudní revír. Projekt vyhledávacího průzkumu. – *MS* GP Rýmařov.

GOTTVALD, B., HOFFMAN, V., TRDLIČKA, Z., 1985: Geochemický charakter ložiska Pb–Zn rud v Horním Benešově. – *Sbor. geol. věd, technol.-geoch.*, 20: 61–108. Praha.

GRAESSER, S., 1991: Sulphosalt minerals from Lengenbach Switzerland: A mobilization process during Alpine metamorphism. – Abstr. konf. „Metamorphic Fluids". Zurich.

HÁJEK, J. a kol., 1964: Výpočet zásob Pb, Zn rud – Horní Město u Rýmařova. – *MS*, Geol. průzk. Rýmařov.

HAKOVÁ, M., KVAČEK, M., RAJLICH, P., 1984: Distribuce kobaltu a niklu v pyritech, pyrhotinech a chalkopyritech sulfidických ložisek Hrubého a Nízkého Jeseníku. – *Acta Montana,* 67: 23–40. Praha.

HANŽL, P., JANOUŠEK, V., ŽÁČEK, V., WILIMSKÝ, D., AICHLER, J., ERBAN, V., PUDILOVÁ, M., CHLUPÁČOVÁ, M., BURIÁNKOVÁ, K., MIXA, P., PECINA, V., 2006: Magmatic history of granite-derived mylonites from the southern Desná Unit (Silesicum, Czech Republic). – *Mineral. Petrol.*, (in print).

HAVELKA, J., 1972: Textury a struktury rud hornoměstského stratiformního ložiska kyzové formace. – *Sbor. věd. Prací Vys. šk. báň. v Ostravě, ř. horn.-geol.*, 18, 322: 1–8. Ostrava.

HAVELKA, J., 1992: General genetic model and roots of low metal contents of the Jeseníky Mts. deposits of the stratiform sulphide formation. – *Sbor. věd. Prací Vys. šk. báň. v Ostravě, ř. horn.-geol.*, 38, 1: 89–101. Ostrava.

HAVELKA, J., HOFRICHTEROVÁ, L., 1983: Studium radioaktivity křemenné mineralizace a okolních křemitých hornin v oblasti Hrubého a Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. – *Geol. Průzk.*, 25, 6: 168–170. Praha.

HLADÍKOVÁ, J., AICHLER, J., MIXA, P., 1992: Source of sulphur of base metal sulphide deposits at the NE margin of the Bohemian Massif (Czechoslovakia). – 29th Int. Geol. Congr., *Abstracts*, 3, 3: 157. Kyoto.

HLADÍKOVÁ, J., KŘÍBEK, B., 1988: Distribution and isotopic composition of sulphidic sulphur in rocks of the north-eastern part of the Bohemian Massif. – *Čas. Miner. Geol.*, 33, 2: 113–129. Praha.

HLADÍKOVÁ, J., KŘÍBEK, B., FOJT, B., 1991: Carbonaceous formations as source of sulphur and carbon in metallogeny of the Bohemian Massif. – In: Pagel, M., Leroy, J. L. (eds.), *Source, transport and deposition of metals, Proc. 25 years SGA anniv. meet.*: 335–338. Rotterdam.

HLADÍKOVÁ, J., ŠMEJKAL, V., FOJT, B., PERTOLD, Z., AICHLER, J., 1990: Izotopické složení síry, uhlíku a kyslíku vybraných lokalit Jeseníků. – *Sbor. geol. věd, ř. lož. geol. mineral.*, 29: 141–165. Praha.

HLADIL, J., 1986: Předběžná zpráva o mikrofaciích a stáří vápencových vložek z vrtů Janovice – Ruda (vrbenská skupina, Nízký Jeseník). – *Zpr. geol. Výzk. v roce 1984*: 22–24. Praha.

HOEFS, J., 1997: Stable isotope geochemistry, 4th ed. – Springer Verlag, Berlin–New York.

HURAIOVÁ, M., HURAI, V., SLOBODNÍK, M., 2002: Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. – MU Brno a UK Bratislava

CHLUPÁČOVÁ, M., KAŠPAREC, I., STAŇKOVÁ, J., 1988: Radioactivity of Devonian meta-volcanic rocks in N. Moravia. – *Proc. 1st Int. Conf. on the Bohemian Massif*: 53–57. Prague.

JAKEŠ, P., PATOČKA, F., 1981: Regionální variabilita chemismu devonských vulkanitů v Jeseníkách. – *Příspěvek ke geologii Jeseníků*: 29–31. KVM Olomouc.

JAKEŠ, P., PATOČKA, F., 1982: Compositional variations of the Devonian volcanic rocks of the Jeseníky Mts. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 57, 4: 193–204. Praha.

JANOUŠEK, V., HANŽL, P., AICHLER, J., PECINA, V., ERBAN, V., WILIMSKÝ, D., ŽÁČEK, V., MIXA, P., BURIÁNKOVÁ, K., PUDILOVÁ, M., CHLUPÁČOVÁ, M., 2006: Contrasting petrogenesis of two volcanic suites in the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). – *Geolines*, 20: 57–59. Prague.

JOHAN, Z., 1958: Výzkum upravitelnosti rudniny z lokality Horní Město (mineralogická část). – *MS* ÚVR Praha.

JOHAN, Z., 1960: Technologie zpracování Pb–Zn rudy z ložiska Horní Město (mineralogická část). – *MS* ÚVR Praha.

KNETTIG, D., 1962: K vývoji ložisek v Horním Městě. – *Přírodověd. Čas. slez.*, 22: 139–140. Opava.

KOPEČNÝ, V., 1987: Horniny oskavské kry. – *Sbor. Prací Univ. Palackého v Olomouci*, 89, Geogr.-Geol., 26: 91–110. Praha.

KOVERDYNSKÝ, B., 1972: Příspěvek k poměru desenské a vrbenské série v Hrubém Jeseníku. – *Zpr. Vlastivěd. Úst. v Olomouci*, 157: 9–15. Olomouc.

KOVERDYNSKÝ, B., 1986: Vymezení dvou tektonicky aktivních vulkanických zón ve střední části Jeseníků a jejich ložiskový význam. – *Geol. Průzk.*, 28, 2: 36–38. Praha.

KUČERA, J., 1958: Výpočet zásob a vyhodnocení Pb–Zn ložiska Horní Město. – *MS*, Geol. průzk. Rýmařov.

KUHA, H., SCHROLL, E., STUMPFL, E., F., 2001: Direct evidence for bacterial sulphur redection in Bleiberg-type deposits. – In: Piestrzyński et al., eds: *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*: 149–152. Rotterdam.

KURENDOVÁ, J., FOJT, B., ČERMÁK, F., GOTTVALD, B., 1983: Mineralogicko-geochemický výzkum minerálů ložiska Horní Město u Rýmařova. – *MS* ÚNS Kutná Hora.

Kusakabe, M., Robinson, B.W., 1977: Oxygen and sulfur isotope equilibria in the $BaSO_4$–HSO_4^-–H_2O system from 110 to 350 °C and applications. – *Geochim. Cosmochim. Acta,* 41, 8: 1033–1040.

KÜHN, P., 1966: Zur Entstehungstemperatur der Zinkblende. – *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 17: 219–222. Bratislava.

KVAČEK, M., 1970: Distribuce selenu v sulfidech stratiformních polymetalických ložisek v Jeseníkách. – *Zpr. Vlastivěd. Úst.*, 149: 23–25. Olomouc.

KVAČEK, M., 1971: Distribuce selenu v sulfidech Českého masívu. – *MS*, Úst. nerost. surovin. Kutná Hora.

KVAČEK, M., RAJLICH, P., HAKOVÁ, M., 1983/84: Distribuce kobaltu a niklu v pyritech, pyrhotinech a chalkopyritech sulfidických ložisek Hrubého a Nízkého Jeseníku. – *Sbor. referátů z jednání KRB*: 186–194. Loučná n. Desnou.

LARGE, R.R., 1977: Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains. – *Econ. Geol.*, 72: 549–572. Vancouver.

LEBEDEVA, S.I., 1977: Mikrotverdost mineralov. – Izd. Nedra. Moskva.

MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 40, 1: 23–27. Praha.

MISHRA, B., MOOKHERJEE, A., 1988: Geothermometry based on fractiation of Mn and Cd between coexisting sphalerite and galena from some carbonate-hosted sulfide deposits in India. – *Mineral. Deposita*, 23: 179–185. New York.

MIXA, P., AICHLER, J., 1994: Main genetic features of the base metal deposits in the Jeseníky Mts. (A review). – *J. Czech Geol. Soc.*, 39, 1: 73. Praha.

NESETOVÁ, V., 1965: Závěrečná zpráva o vyhledávacím průzkumu Pb, Zn rud Horní Město – okolí. – *MS*, Archív GPO Rýmařov.

NOVÁK, J., 1986: Výsledky báňskohistorického výzkumu v Jeseníkách. – *Sbor. GPO*, 31: 89–105. Ostrava.

NOVÁK, J., PUDA, S., URBÁNEK, J., 1974: Příspěvek k předhusitské periodě dolování v Jeseníkách. – *Čas. Slez. Muz. Opava* (A), 23: 15–19. Opava.

NOVÁK, M., JILEMNICKÁ, L., 1986: Hořčíkem a železem bohatý modrý beryl ze Skal u Rýmařova. – *Čas. Mineral. Geol.*, 31, 2: 163–168. Praha.

OAKES, C. S., BODNAR, R. J., SIMONSON, J. M., 1990: The system $NaCl–CaCl_2–H_2O$. I.: The ice liquidus at 1 atm total pressure. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 603–610. London.

O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. K., 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – *J. Chem. Phys.*, 51: 5547–5558.

OREL, P., AICHLER, J., 1987: Výsledky ložiskového úkolu ÚÚG v letech 1981-85 a perspektivy prognózních výzkumů v jesenické oblasti. – *Sbor. GPO*, 33: 19–26. Ostrava.

PATOČKA, F., 1984: Chemismus křemitých hornin z ložiska sulfidických Zn–Pb-rud Horní Benešov. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 6: 331–342. Praha.

PATOČKA, F., 1987: The geochemistry of metavolcanics: implications for the origin of the Devonian massive sulfide deposits at Zlaté Hory, Czechoslovakia. – *Mineral. Deposita*, 22: 144–150. Heidelberg.

PATOČKA, F., HLADIL, J., 1997: Indications of possible magmatic arc/back-arc tectonic setting in the northern part of the Bohemian Massif during the Early Paleozoic. – 1st International Conference on North Gondwanan Mid-Paleozoic Biodynamics (IGCP Project 421): 45–46. Vienna.

PATOČKA, F., VALENTA, J., 1990: Geochemie metatrachytů a metaryolitů jižní části devonu vrbenské skupiny v oblasti Horního Města: tektonické prostředí vzniku protolitu metavulkanitů. – *Čas. Min. Geol.*, 35, 1: 41–64. Praha.

PATOČKA, F., VALENTA, J., 1996: Geochemistry of the Late Devonian intermediate to acid metavolcanic rocks from the southern part of the Vrbno Group, the Jeseníky Mts. (Moravo-Silesian Belt, Bohemian Massif, Czech Republic): paleotectonic implications. – *Geolines*, 4, 42–54. Praha.

PLIMER, I.R., 1980: Hydrothermal mobilization of silver during retrograde metamorphism at Broken Hill, Australia. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 10: 433–439. Stuttgart.

PŘICHYSTAL, A., 1990: Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). – *Sbor. geol. Věd, Ložisk. Geol. Mineral.*, 29: 41–66. Praha.

PUDA, S., VALENTA, J., 1985: Janovice-Ruda – vyhledávací průzkum. – *Sbor. referátů z jednání KRB, Loučná n. Desnou 1983 a 1984*: 85–90. Geofyzika, n.p. Brno.

RAJLICH, P., SYNEK, J., ŠMEJKAL, V., 1986: Syntektonické žíly s vláknitou výplní z východní části Hrubého Jeseníku. – *Čas. Miner. Geol.*, 31: 67–76. Praha.

RENÉ, M., ŠREIN, V., 2001: Chloritoid schists of the Hrubý Jeseník Mts. – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geol.*, 37: 37–45. Olomouc.

ROEDDER, E., 1984: Fluid inclusions. – *Rev. Mineral.,* 12: 1–644.

SAWKINS, F. J., BURKE, K., 1980: Extensional tectonics and Mid-Paleozoic massive sulfide occurrences in Europe. – *Geol. Rundschau*, 69, 2: 349–360.

SHEPHERD, T. J., RANKIN, A. H., ALDERTON, D. H. M., 1985: A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie. Glasgow and London.

SCHARM, B., KÜHN, P., 1974: Křemičité horniny z kyzového polymetalického ložiska Horní Benešov. – In: *Korelace proterozoických a paleozoických ložisek*, 2: 161–176. PřF UK Praha.

SCHARM, B., KÜHN, P., 1975: Křemičité horniny z kyzového polymetalického ložiska Horní Benešov (2). – In: *Korelace proterozoických a paleozoických ložisek*, 3: 91–96. PřF UK Praha.

SCHMIDTOVÁ, T., 1988: Geochemická závěrečná zpráva – akce Janovice-Ruda. – *MS,* Geol. průzk. Rýmařov.

SOUČEK, J., JELÍNEK, E., 1973: Celsian z kvarcitu ze Zlatých Hor. – *Acta Univ. Carol., Geol., Rost Vol.*, 1–2: 97–109. Praha.

STAŇKOVÁ, J., 1988: Janovice-Ruda. Shrnutí mineralogicko-petrografických prací. – *MS*, příloha závěrečné zprávy č. 16. Unigeo Ostrava, závod Rýmařov.

STAŇKOVÁ, J., 1995: Gahnit, cymrit a celsian z Horního Města. – *Minerál*, 3, 6: 382. Brno.

SUNDBLAD, K., Zachrison, E., Snuds, S. N., Berglund, S., Alinder, C., 1984: Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulphide ores in the Swedish Caledonides. – *Econ. Geol.*, 79, 1660–1668.

ŠMEJKAL, V., 1984: Izotopické složení barytového kyslíku některých ložisek Jeseníků a jeho srovnání s kyslíkem karbonátovým. – In: *Nové poznatky o geologii Jeseníků*, 1984: 53–54. Geol. průzkum Ostrava.

THIÉRY, R., VAN DEN KERKHOF, A. M., DUBESSY, J., 1994: VX properties of CH_4-CO_2 and CO_2–N_2 fluid inclusions: modelling for T <31°C and P <400 bars. – *Eur. J. Mineral.*, 6, 6: 753–771. Stuttgart.

TOMŠÍK, J., URBÁNEK, J., VALENTA, J., 1985: Hornoměstský rudní revír, současný stav a perspektivy. – *Geol. Průzk.*, 27, 11: 305–308. Praha.

TRDLIČKA, Z., FOJT, B., ZEMAN, J., HOFFMAN, V., VALENTA, J., 1988: Mineralogicko-geologický výzkum rudního materiálu z úseku Janovice-Ruda. – *MS* ÚNS Kutná Hora.

URBÁNEK, J., VALENTA, J., 1985: Janovice-Ruda – výsledky a perspektivy. – *Sbor. referátů z jednání KRB, Loučná n. Desnou 1983 a 1984*: 91–92. Geofyzika, n.p. Brno.

URBÁNEK, J., VALENTA, J., 1989: Přehled geologicko-ložiskových poměrů hornoměstského rudního revíru. – *MS* Unigeo Rýmařov.

VALENTA, J., 1987: Informace o geologickém průzkumu na lokalitě Ruda-sever a Šibenice (hornoměstský rudní revír, vrbenská skupina). – *Sbor. referátů z jednání KRB pro rozvoj rudního geofyz. průzk. v Jeseníkách*: 110–122. Geofyzika, n.p. Brno.

VALOVÁ-TOMŠÍKOVÁ, R., 1987: Litogeochemie strukturního vrtu JR-10 u Rýmařova. – *MS*, diplomní práce PřF UJEP Brno.

VANĚČEK, M., PATOČKA, F., POŠMOURNÝ, K., RAJLICH, P., 1985: The use of isotopic composition of ore lead in metallogenetic analysis of the Bohemian Massif. – *Rozpr. ČSAV, ř. mat. přír. věd*, 95, 5. Praha.

VARČEK, C., HÁBER, M., STREŠKO, V., ŠAMAJOVÁ, E., 1968: Vzťahy medzi chemizmom, termáľnosťou a fyzikálnými vlastnosťami sfaleritov. – *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol.*, 13: 13–54. Bratislava.

VEČEŘA, J., ZEMAN, J., 1985: Chlority vrbenské skupiny. – *Sborník GPO*, 30: 145–151. Ostrava.

VLČKOVÁ, E., 1984: Geochemie okololožiskových hornin rudní oblasti Horního Města u Rýmařova. – *MS*, dipl. práce PřF UJEP Brno.

WILIMSKÝ, D., PŘICHYSTAL, A., AICHLER, J., MIXA, P., 2005: Typologie a chemizmus zirkonů intermediárních až kyselých metavulkanitů devonu vrbenské skupiny, silezikum. – *Abstrakta konference Moravskoslezské paleozoikum*: 18–19. UP Olomouc.

WRIGHT, T. L., 1968: X-ray and optical study of Alkali Feldspar. II. An X-ray method of determining the composition and structural state from measurement of 2Θ values for three reflections. – *Am. Mineral.*, 53: 88–104. Wisconsin.

ZARTMAN, R. E., DOE, B. E., 1981: Plumbotectonics – The model. – *Tectonophysics*, 75: 135–162. London.

ZELINGER, O., ed., 1998: RD Jeseník 1958–1998. Jeseník.

ZHANG, Y. G., FRANTZ, J. D., 1987: Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–$CaCl_2$–H_2O using synthetic fluid inclusions. – *Chem. Geol.*, 64: 335–350.

ZIMÁK, J., 1993a: Petrografická charakteristika hornin vrbenské skupiny v prostoru polymetalického ložiska Oskava. – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geogr.-Geol.*, 32: 55–69. Olomouc.

ZIMÁK, J., 1993b: Textury a struktury rud polymetalického ložiska Oskava a poznámky k jejich genezi. – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geogr.-Geol.*, 32: 71–90. Olomouc.

ZIMÁK, J., KVAČEK, M., 1993: Geochemie der Sulfiden aus der Blei-Zink Lagerstätte Oskava. – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geogr.-Geol.*, 32: 91–103. Olomouc.

ZIMÁK, J., 1995: Keratophyres from Oskava (Southern part of the Vrbno Group, Czech Republic). – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geol.*, 34: 89–93. Olomouc.

ZIMÁK, J., NOVOTNÝ, P., 2001: Chlorites from Alpine-type veins of the Silesicum (Czech Republic). – *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geol.*, 37: 51–66. Olomouc.