NOVÁ VES U RÝMAŘOVA – LOŽISKO OLOVĚNO-ZINKOVÝCH RUD

NOVÁ VES NEAR RÝMAŘOV – Pb-Zn ORE DEPOSIT (JESENÍKY MTS., CZECH REPUBLIC)

BOHUSLAV FOJT, FRANTIŠEK ČERMÁK, JANA ĎURIŠOVÁ, JANA HLADÍKOVÁ, VLADIMÍR HOFFMAN, DUŠAN KOPA, ZDENĚK TRDLIČKA, JOSEF ZEMAN

Abstract

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 (with English summary).

Nová Ves near Rýmařov – Pb-Zn ore deposit (Jeseníky Mts., Czech Republic)

Seven veins, a few veinlets and disseminated accumulations form the ore body in metamorphosed Devonian vulkanosediments near the village Nová Ves (Jeseníky Mts.). There were distinguished two mineralization stages with repetition of common sulfides and carbonates as gangue minerals.

The analyses of the fluid inclusions in sphalerite indicate the low salinity of chloride solutions. Calculated sulfur isotopic temperatures of sulfide crystallization (from 55 to 360 °C) correspond to two mineralization stages. Sulfur in ore-bearing fluids was probably derived from the deep-seated sources. The thermodynamic modeling suggests that the sulfur fugacity change log a_{S2} from -4 to -17 was the main factor of the ore formation.

Key words: Nová Ves, North Moravia, Pb-Zn ores, geology, petrography, mineralogy, S, C, O, Pb isotopes, fluid inclusions, thermodynamic modeling

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

Frantisek Čermák, Jesenická 17, 795 01 Rýmařov, Czech Republic

Jana Ďurišová, Jana Hladíková, Czech Geological Service, Geologická 6, 152 00 Praha 5 – Barrandov, Czech Republic

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

Dušan Kopa, Silesian Museum, Tyršova 1, 746 46 Opava, Czech Republic

Dedikace

Předložená studie je věnována památce prof. RNDr. Josefa Sekaniny, jenž v období před posledním otevřením historického ložiska věnoval značnou část každoroční letní dovolené (v letech 1946–1959) dokumentaci a odběru vzorků v důlním díle i v širším okolí. Jeho zápisy v terénních denících a důkladný montanistický popis ložiskového prostoru posloužil i při prvotní orientaci i dalších fázích geologického průzkumu a těžby. Řada vzorků prof.Sekaniny byla použita také pro mineralogické a geochemické studie, jejichž výsledky jsou uvedeny v následujícím textu.

Úvod

Ložisko je v literatuře běžně spojováno s osadou Nová Ves, nachází se však v katastru Karlova, který je v současné době součástí obce Malá Morávka v Hrubém Jeseníku. Výjimečnost rudní lokality je dána tím, že jde: 1) o.historicky nejvýznačnější *žilnou* (*žilníkovou*) mineralizaci v jesenické oblasti; 2) o jediné ložisko, z něhož bylo v novodobé éře vytěženo více rud než stanovil "výpočet zásob" Českomoravského rudného průzkumu (do těžby bylo předáno 19 014 t zásob o kovnatosti 3,2 % Pb, 5,9 % Zn, 0,033 Cd, 49 g/t Ag – KUČERA 1954; do roku 1959 vytěžily Rudné doly Příbram 24 852 t rubaniny ještě poněkud vyšší kovnatosti – TRTÍLEK 1966); 3) o oblast, v níž se vyskytují *stratiformní polohy* a *žilný typ* Zn-Pb zrudnění v bezprostřední blízkosti.

Podle excerpce historických údajů (viz Novák et al. 1982, Novák, Štěpán 1983 a Novák 1986) bylo z ložiska do roku 1500 získáno asi 15 až 20 tun stříbra, do konce 19. století pak celkem kolem 36 t Ag. Příležitostné důlní podnikání ve válečných letech 1940–1944 ověřilo nové zásoby rud a otevřelo spolu s krátce trvajícím průzkumem (1952–1954) možnosti využití ložiskového potenciálu v poválečném období. Po ukončení výše zmíněné těžby v roce 1959 proběhlo několik etap vyhledávacích akcí prováděných Geologickým průzkumem Rýmařov (TRTÍLEK 1966, MIKUŠ 1973, 1975) a Ostrava (Novák et al. 1982), v poslední fázi i za spoluúčasti Ústředního ústavu geologického. K obnovení těžby však od roku 1959 již nedošlo.

Stručný přehled dosavadních literárních údajů

První stručné zmínky o ložisku pocházejí z poloviny 19. a začátku 20. století. Zatímco D'ELVERT (1866) popisuje jen historii dobývání v daném území, HEINRICH (1854), Lowag (1905) a LAUS (1906) konstatují, že jde o rudní žíly, prorážející "prvohorní břidlice". První zevrubnější zprávu publikoval SLAVík (1923). Ten označil ložisko za největší žilný výskyt v předkulmských horninách Jeseníků, stručně charakterizoval okoložilné devonské horniny i výplň žil, nastínil krystalizační posloupnost minerálů a upozornil na produkty supergenních přeměn. Jeho nález hydrozinkitu zpracoval podrobně ULRICH (1930). Výčet a stručný popis všech minerálů ložiska uvádí BURKART (1942) a KRUŤA (1966).

V poválečném období se ložisku i jeho širšímu okolí věnoval velmi intenzivně Sekanina. Výsledky studia však formuloval jen ve dvou poměrně stručných publikacích (SEKANINA 1948, 1950). Významnou Sekaninovou nepublikovanou prací byla zpráva vypracovaná pro Rudné doly Příbram (SEKANINA 1949). Rozčlenil žíly a žilníky podle texturních znaků a charakteru výplně, dokumentoval komplikovanou morfologii žil a velmi detailně popsal topografii celého báňského díla. Ucelenou a vzorovou prací z tohoto období je jeho významná studie o nerostech železného klobouku (SEKANINA 1951). Na zhodnocení ložiska se podíleli posudkovými pracemi KOUTEK (1950), KRATO-CHVIL (1950) a CHRT, JANEČKA (1952). Před zahájením těžby provedl mineralogický rozbor technologického vzorku POKORNÝ (1954). Také během těžby (1954–1959) sledoval Sekanina občasně ložiskovou situaci a uložil poznatky do terénních deníků, které jsou nyní uloženy v archivu Moravského zemského muzea v Brně.

V první etapě průzkumu po ukončení těžby se podařilo na základě mapování, geofyziky a povrchové geochemie objevit menší rudní anomálie severně i jižně od historického ložiska Boží dar (TRTÍLEK 1966). Poznatky průzkumu shrnul MIKUŠ (1973, 1975). V práci z roku 1975, v níž využil zmíněný autor i výsledků URBÁNKA (1975) z nových mapovacích prací na listu Vrbno, byla značná pozornost věnována také petrografii, stratigrafii a tektonice. Účelově zaměřeným elaborátem bylo i stručné mineralogické zhodnocení nově zjištěných rudních indicií (KUHN 1974). Představu o stavbě rudní zóny v úseku historického ložiska i v severní nově zkoumané oblasti podal MIKUŠ (1977), ve výkladu k exkurzi 21. celostátní konference ČSMG. Velmi detailní práce poslední etapy vyhledávacího průzkumu v osmdesátých letech minulého století shrnul Novák et al. (1982a, b). Za hlavní výsledky lze považovat ověření vrásovo-střižné stavby území a lokalizace žilníkového i stratiformního zrudnění v území mezi Horní Moravicí a Karlovem. Charakteristika zrudnění je stručně zmíněna také v ložiskových kompendiích (např. BER-NARD, POUBA a kol.1986, BERNARD 1991) a v průvodcích ke geologickým exkurzím (např. ZIMÁK a kol. 1995). BERNARD (1991) považuje zrudnění u Nové Vsi za geneticky shodné s některými významnými středočeskými rudními revíry (Příbram, Stará Vožice aj.), označuje je jako asociaci *pol* a začleňuje je mezi ložiska svrchně permského stáří.

Dílčí poznatky o chemismu a mikrochemismu rud a hlušiny uvedl FOJT (1953) a později rozhojnili Hak, Novák (1962), BERNARD (1962), KVAČEK (1974), PŘICHYSTAL (1975), FOJT et al. (1978) a ČERMÁKOVÁ (1980). Mineralogicko-paragenetické zhodnocení rudního materiálu získaného z vrtů poslední fáze průzkumu zpracovali Fojt et al. (1980, 1981). Výsledky výzkumného úkolu, který se snažil postihnout vztahy žilného a stratiformního zrudnění ve vrbenské skupině, byly koncipovány ve zprávě Čermáka et al. 1980. Práce vzniklá na objednávku Geologického průzkumu Ostrava, závodu Rýmařov, kterou sestavili společně pracovníci ÚNS Kutná Hora a PřF UJEP Brno, detailně zhodnotila mineralogii a chemismus minerálů historického ložiska i geologickým průzkumem nově objevených rudních asociací (FOJT et al. 1982). Obě posledně uvedená manuskripta se stala důležitým podkladem následujícího textu. Výše citovaných analytických dat bylo použito i ve studii HAKOVÉ et al (1984), v níž autoři posoudili na základě mikrochemismu pyritu a chalkopyritu genezi obou minerálů ve vztahu k jiným ložiskům Jeseníků. Dílčí poznatky z řešení obou uvedených prací (ČERMÁK et al. 1980 a FOJT et al. 1982) se staly předmětem drobných sdělení: typizaci zrudnění ložiskového území uvádějí publikace FOJ-TA (1981) a ČERMÁKA et al. (1981, 1985); závislosti mezi obsahy arzénu a mikrotvrdostí pyritů hodnotí studie ČERMÁKA et al. (1984a, b, 1986). Geochemií okololožiskových hornin se zabývala diplomní práce KONEČNÉ (1984). Detailní výzkum izotopového složení síry sulfidů a uhlíku karbonátů v návaznosti na studium fyzikálně-chemických charakteristik ložiskových asociací vedl k bližšímu poznání geneze rudních kumulací dané oblasti (HLADÍKOVÁ et al. 1985/87, 1987). Také tyto dvě stati, uveřejněné v podobě abstraktů ve sbornících z konferencí v Loučné n.Desnou a v Praze, jsou využity v následném textu.

Stručná ložiskově-geologická charakteristika oblasti

Ložisková zóna se rozprostírá kolem historického díla Boží dar, na jihovýchodním úbočí kóty Soukenná (1 021 m n. m.) v délce kolem 900 m a její mocnost nepřesahuje 80 m (obr. 1). Zmíněné území je součástí vrbenské skupiny s devonskými metapsamity, metapelity a acidními i bazickými metavulkanity, metatufy a metatufity. Generální směr foliačních ploch krystalických břidlic je SV–JZ se směrem sklonu k JV i SZ. Rudní pásmo – a to jak v oblasti historického ložiska, tak také v místech nově objevených drobnějších rudních projevů na sever od starého báňského díla – je svým protažením totožné s B-osou antiklinoria, tj. se směrem SV–JZ (MIKUŠ 1975, NOVÁK et al. 1982a, b; podle Urbánka – písemné sdělení – jde o "kosou zónu intenzivního vrásnění v prvním tektonometamorfním plánu oblasti"). Téměř všechny hlavní žíly, odžilky i žilníky jsou vázány na dislokační linie mocné několik centimetrů, výjimečně až metrů. Jejich směr je shodný se směrem foliačních ploch hornin, směr sklonu je však v převážné většině opačný (obr. 2), úhel sklonu v připovrchových partiích kolísá mezi 60–70°, v nižších úrovních a v severním poli je velmi příkrý (SEKANINA 1949, NOVÁK 1982). Nezrudněné dislokační zóny jsou vyplněny stmelenou drtí a úlomky okolních hornin, v nadloží často



Obr. 1. Topografická situace rudní oblasti u Nové Vsi. 1 – ústí štoly I. těžebního (24-sáhového) patra, 2 – dědičná štola (50-sáhové patro), 3 – historický důl "Boží dar", 4 – Nová jáma, 5 – Pruská šachta, 6 – Pruská štola, 7 – štola Josef.

Fig. 1. Historical mining area in the vicinity of Nová Ves village. 1-7 remnants of the old pits and shafts.

s hladkým grafitovým "zrcadlem". V jihozápadním rudním poli je v poruchovém pásmu o mocnosti několika metrů vyvinut rudními minerály bohatý žilník. Je velmi pravděpodobné, že předmětem historické těžby byla i obdobná partie ve svrchních partiích díla Boží dar (SEKANINA 1949). Morfogenní terénní pozůstatky zřetelně svědčí o tom, že ložisková zóna byla zprvu "vyřízena" z povrchu systémem mělkých jam, později pak šachtou Boží dar v centru zrudnění a Pruskou šachtou na jihozápadě. Pruská štola sloužila jako nejstarší odvodňovací (tj. dědičná) štola, později byla vyražena nová dědičná štola na "50tisáhovém patře". Teprve v období 2. světové války byla ze "24sáhového patra" (pozdější 1. patro) vyražena slepá jáma a během poslední těžby i Nová jáma v jihozápadním poli (NOVAK 1982) – viz obr. 1. Ve starých zprávách uváděná šachta Zdař Bůh (údajně v severním poli) není bezpečně lokalizována.

V rudní zóně byly starými horníky označeny těžené žíly názvy: František, Julius a Jindřich – párově sepjaté – tj. vždy nadložní a podložní. Sedmá nepárová žíla byla pojmenována jako Zinková. Nově bylo ložisko rozfáráno těžbou vertikálně pouze na 50 m, ale dědičná štola byla od ohlubně šachty Boží dar založena přibližně 100 m hlouběji. Na této úrovni je zrudnění v dislokačních zónách jen zcela ojedinělé, s převahou pyritu nad ostatními sulfidy. Ražba štoly Josef (z údolí Stříbrného potoka), která měla podfárat rudní zónu ještě o dalších 50 m hlouběji, byla po prvních vyražených 50 m ukončena.

Rudní anomálii v severním směrném pokračování historického ložiska, zjištěnou vyhledávacím průzkumem v 70. letech minulého století, charakterizuje MIKUŠ (1977) jako 400 m dlouhou a 30–40 m mocnou. Vrtným průzkumem byly sice zjištěny obdobné dislokační struktury, ale s podstatně méně intenzívním zrudněním. Pro danou oblast jsou typické velmi nepravidelné drobné roje křemen-karbonátových žilek, místy i se sulfidy. BERNARD (1991) uvádí i masivní pyritové polohy s vtroušenými sulfidy barevných kovů – jde však o mylný údaj.

Významným úspěchem systematického vyhledávacího průzkumu bylo zjištění stratiformního zrudnění v dalším severním pokračování rudního tahu v roce 1979 (Novák 1982) ve vrtech NVS-16, -18 a -19. V detailně prověřované anomálii ještě dále k severu (kolem kóty Klobouk) bylo zjištěno pokračování dislokačních zón bez zrudnění (jen s ojedinělým pyritem).

Pracovní metodika

Vzorky použité pro laboratorní výzkum byly systematicky odebírány v důlních dílech od roku 1946 (prof. J. SEKANINA, od roku 1952 B. FOJT) a průběžně z vrtných prací Geologického průzkumu. Lokalizované vzorky byly zkoumány běžnými způsoby užívanými v geologické praxi (mikroskopie, chemické analýzy, fyzikální metody). Celkem bylo použito pro mineralogické a chemické analýzy 275 vzorků a pro petrografickou charakteristiku 82 výbrusů.

Příprava monominerálních frakcí byla provedena zavedenými metodami v Ústavu nerostných surovin v Kutné Hoře. Kvantitativní analýzy mikroprvků (kvantitativní spektrální analýzy, analýzy pomocí atomové absorpce, analýzy na mokré cestě, kolorimetrické analýzy, spektrofotometrické analýzy) byly opět uskutečněny převážně v rutinních laboratořích ÚNS, částečně i v laboratořích Geologického průzkumu Brno (Bi a Sn v galenitech). Klasické chemické, rentgenometrické a termogravimetrické analýzy karbonátů a chloritu provedli studenti a pracovníci PřF UJEP Brno, stejně jako měření mikrotvrdosti jednotlivých rudních minerálů. EDX analýzy minerálů (skupiny tetraedritu, bournonitu, sfaleritu, zlata a As v pyritu) byly uskutečněny v laboratořích Ústavu geologie a geotechniky ČSAV v Praze a Ústředního ústavu geologického v Praze. Všechny hodnoty izotopového složení síry sulfidů a barytu, uhlíku grafitu a uhlíku i kyslíku karbonátů a rudního olova ve vzorku galenitu byly naměřeny v geochemické laboratoři Ústředního ústavu geo-logického v Praze. Tamtéž byly studovány i plynokapalné uzavřeniny sfaleritu.



- Obr. 2. Geologický profil střední částí žilného ložiska. 1– kvarcit, 2 kyselá efuziva, tufy a tufity, 3 bazická efuziva, 4 chlorit-muskovitické břidlice, 5 muskovit-karbonatické břidlice, 6 grafit-muskovitické břidlice, 7 rudní žíly (Nováκ 1985).
- Fig. 2. Geological cross section across the middle part of the ore district. 1 quartzite, 2 acidic effusives, 3 – basic effusives, 4 – chlorite-muscovite schists, 5 – muscovite-carbonate schists, 6 – graphitemuscovite schists, 7 – ore veins (Novák 1985).

Stručný přehled petrografických poměrů (Dušan Kopa)

Text této kapitoly čerpá z nepublikované práce KOPY (1980) a částečně excerpuje i poznatky E. MIKUŠOVÉ (in MIKUŠ 1975) – a to v případě kyselých metavulkanitů a "peraciditů".

V širším okolí ložiska Nová Ves vystupuje pestrá paleta více i méně metamorfovaných hornin, jež se navzájem liší minerálním složením a genezí svých protolitů. Velká část je zřetelně až výrazně foliována a detailně provrásněna – převážně břidlice s velkým obsahem fylosilikátů. Méně deformovány jsou kyselé metavulkanity, metadolerity a kvarcity.

Metabazika se všesměrnou stavbou vystupují v prostoru, kde se nevyskytuje zrudnění. Vzhledově, mineralogicky i texturně nejsou odlišná od těch, jež nacházíme na jiných místech ve vrbenském devonu. Zrnitost mají střední až hrubou a hlavními součástkami jsou světlezelený amfibol, barevně blízký chlorit a albitický plagioklas. Charakteristické jsou i větší agregáty leukoxenu. Dále přistupuje epidot, titanit, opakní zrnka (pyrit, chalkopyrit, pyrhotin) a apatit. Jen někdy lze ve výbrusech najít relikty klinopyroxenu.

Geneticky přbuzné jsou *amfibol-chloritové břidlice*, s téměř shodnou minerální asociací, avšak s plagioklasem i v podobě vyrostlic až 3 mm velkých. Nejrozšířenější varietou jsou karbonát-chloritové břidlice s obsahem karbonátů až 40 %, převážně s epidotem (do 15 %) a titanitem (do 10 %). Tam kde epidot chybí, objevují se vyrostlice albitu, někdy kombinovaně dvojčatěné, dále leukoxen, rutil a apatit. Chlorit uzavírá místy zrnka rutilu, zirkonu a allanitu; poslední dva bývají lemována pleochroickými dvůrky. Někdy se ukazuje jemnozrnný agregátní křemen, lokálně korodující vyrostlice živce. Existují také břidlice jak amfibol-chloritové, tak chloritové, jež obsahují proměnné množství muskovitu, který v bezamfibolových může být zastoupen i ve stejném množství jako chlorit. Vyrostlice živců jsou jednoduše i komplexně dvojčatěny a, jako vždy, mírně alterovány. Křemen je v základní osnově součástí karbonát-křemenných proužků. Zřídkavý je v těchto varietách apatit. Chlorit v akcesorním množství obsahují i jiné horniny. Jde hlavně o břidlice karbonát-muskovitové až muskovit-karbonátové, zčásti i o kvarcity.

Kyselé metavulkanity uvádí MIKUŠ (1975) především z tak zvané jižní anomálie, přičemž konstatuje, že vedle "peraciditů" jsou nejvýznačnějšími nositeli zrudnění. Pokud jde o pozici ve sledovaných profilech, popisuje MIKUŠ (1975) v podloží nezrudněné metakeratofyry a jejich tufy (tufity) šedé barvy (vliv přítomnosti grafitu ?), s obsahem křemene 5–40 %, muskovitu 10–45 %, plagioklasu až 30 % a popelové příměsi 5–35 %; v nadloží pak křemenem bohaté metakeratofyry ("metakvarckeratofyry") a jejich tufy či tufity s 45–60 % křemene, 8–25 % muskovitu, 3–20 % plagioklasu, 3–20 % popelové příměsi s úlomky krystalo- a litoklastů. Chemickou analýzou bylo zjištěno 74,14 % SiO₂, 14,56 % Al₂O₃, 3,78 % Na₂O a 2,24 % K₂O.

Ve spojitosti s metakvarckeratofyry popisuje MIKUŠOVÁ (in MIKUŠ 1975) lokálně až desítky metrů mocná tělesa "*peraciditů*" světle i tmavošedé barvy, jemné až velmi jemné zrnitosti se 70–80 % křemene, 0–8 % kyselého plagioklasu a 5–30 % muskovitu. Z akcesorií uvádí grafitový pigment, sporadický zirkon a turmalín. Chemické analýzy prokázaly 81,2–90,5 % SiO₂, 0,5–8,9 % Al₂O₃, 0,05–0,29 % Na₂O a 0,26–1,57 % K₂O. U poloh menší mocnosti se udává zvýšený obsah karbonátů. Geneze těchto hornin je problematická. Chemismem, texturou i mineralogickým složením se značně podobají "křemičitým horninám" Zn-Pb ložiska Horní Benešov.

Muskovitové břidlice lze rozdělit do několika variet podle přítomnosti jiných součástek, jimiž mohou být: chlorit, karbonát a grafit v různých kombinacích. Kolísá zastoupení živců, křemen nikdy nechybí, naopak jeho obsah se místy zvyšuje a břidlice se stávají kvarcitickými Silně se mění také obsah karbonátů až do vzniku poloh (maximálně m řádu) mramorů velmi bohatých příměsemi, jež byly popsány ze starších vrtů. Obsah karbonátů dosahuje až 70 %. Relativně vzácné jsou břidlice čistě muskovitové. Nejvíce jsou zatoupeny ve vrtu NVS-16 v poloze stratiformního zrudnění. Živce v muskovitových břidlicích jsou až lištovité albity, které bývají polysynteticky dvojčatěny, řidčeji parketovány ("šachovnicový albit"). Muskovit se nachází mezi ostatními minerály nebo v samostatných proužcích. V nich lze dobře rozpoznat akcesorie: leukoxenrutil, apatit, zirkon, turmalín, grafitický pigment. Častým je automorfní pyrit s "tlakovými stíny" křemene. Občas se objevují naduřující a vyklíňující proužky křemene, jen místy s karbonátem, konformní s plochami foliace, maximálně 3 cm mocné. Dále se nacházejí místy nepravidelné partie a proužky šedé nebo hnědavé, v mikroskopu až afanitické, mnohde s "očky" křemene. V základní osnově lze rozlišit velmi jemný muskovit, dobře uspořádaný souhlasně s průběhem muskovitových proužků v okolí. Pigment je opakní, nebo jej tvoří jehličky rutilu. Místy přistupují velmi tenké proužky grafitické. Jde zřejmě o vulkanogenní materiál, popisovaný výše jako "popelová příměs".

Metatufy (metatufity) nacházíme v poměrně hojné míře v celé délce hlavního překopu historického ložiska (24sáhové patro, 1. těžební patro) i ve vrtu NVS-17. Jde o soudržné horniny šedé až tmavošedé barvy. Makroskopicky nápadné jsou světlé polygonální až 2,5 cm velké úlomky křemene, jež bývají složeny z agregátů zrn, v mikroměřítku i monokrystalické a víceméně paralelně uspořádané. Ke křemeni se někdy druží karbonát, dále světlé úlomky s relativně větším, dobře uspořádaným muskovitem v tenkých páscích a konečně takové, jež obsahují jemný křemen, nad nímž převažuje hnědý výše lomný a nízce dvojlomný minerál, snad jílový. Základní osnova je velmi jemnozrnná až afanitická, v níž lze rozeznat jen částice pigmentu, nepříliš dobře uspořádaný muskovit (sericit), místy velmi tenké, zvlněné i síťovitě propletené proužky grafitické hmoty. Část pigmentu tvoří velmi jemné, někde hojné jehličky rutilu – shodný rys jaký lze nalézt v "popelové příměsi" v některých partiích muskovitových břidlic. Kromě toho se zde objevují i nečetné automorfní zirkony.

Kvarcity jsou ve studovaném území nejvíce zastoupenou horninou. Barvu mají světlou i tmavou, v závislosti na obsahu grafitu. Minerální složení mají prakticky identické s muskovitovými břidlicemi, kvantitativní zastoupení jednotlivých komponent je však výrazně odlišné; nezdá se také, že by mezi oběma typy existovaly plynulé přechody. Křemen výrazně dominuje a vystupuje i v zrnech větších než 10 mm, střídaných až jemnozrnnými agregáty. Uzavřeniny jsou poměrně časté, zvláště ve větších zrnech. Jde o lupínky muskovitu, občas i chloritu, opakní zrnka, zirkon, leukoxen, apatit, řidčeji jehličkovitý turmalín. Dosti obvyklý je sagenit. Živce jsou akcesorické, a i zde se najdou vedle albiticky lamelovaných také parketované. Muskovitu není mnoho, zčásti se soustřeďuje do zvlněných tenkých i relativně mocnějších proužků, kam se váže většina grafitu, ale i většina již uvedených akcesorií. Při malém zastoupení muskovitu grafitové tenké proužky samy vyznačují průběh *s*-ploch. Běžným je automorfní pyrit drobné až hrubé velikosti. Obsahy karbonátů kolísají, nikdy však nejsou významné.

Ve vrtu SV-2, který situovali pracovníci Ústředního ústavu geologického do jižního křídla ložiskové zóny (u Pruské šachty) byly zjištěny v hloubce kolem 130 m čočky "metagranitů s heterogenní blastomylonitickou strukturou" (popis vrtu Opletal, Urbánek).

Nerostné asociace rudní zóny a její texturní charakteristika

A. Rudní žílv a žilníky, které byly těženy v minulých stoletích, a naposledv i v letech 1954-1959, představují hlavní koncentraci užitkových složek popisovaného území. Primárním sestavením první krystalizační etapy v tektonicky připravených dislokacích jsou nepravidelně páskované texturní typy, v nichž jsou vůdčími a hmotnostně převažujícími minerály sfalerit (± galenit) a siderit. Podružnou složkou je starší pyrit provázený křemenem. Vedlejšími, místy až akcesorickými komponentami jsou: chalkopyrit, tetraedrit a bournonit. Morfologie zmíněných textur je komplikována mladšími střižnými pohyby, takže většinou je průběh pásků vůči tektonickému omezení mírně kosý (obr. 4). Střižné pohyby, jak dokumentoval již SEKANINA (1949), způsobují zdánlivé "vyklínění", nebo naopak "naduření" či "zmnožení"žil (obr. 3). Dislokační zóny nejsou nikdy zcela zaplněny žilovinou. Mocnost páskovaného sestavení značně kolísá od cm do 2,3 m (v jihozápadním poli). Drobnější žilky tvoří žilníkový systém i mimo dislokace, zachovávají však generelní směr i sklon zmíněných tektogenních jednotek – ojediněle i v severním předpolí historického ložiska. V místech mladší, poměrně výrazné "tektonizace" žil docházelo k rekrystalizaci rudního obsahu za vzniku jemnozrnných agregátů sulfidů a sideritu a také i k mobilizaci některých méně stabilních komponent (chalkopyritu, galeniObr. 3. Typy tektonického postižení žil novoveského ložiska. J. Sekanina, 1994. Fig. 3. Tectonic and morphologic overworking of the veins at the Nová Ves deposit. J. Sekanina, 1994.



tu a sideritu). Takové partie označil SEKANINA (1949) – na základě poznatků získaných z Příbrami – za "krušek".

B. Mladší rudní asociace je výsledkem tektometamorfně ovlivněné mobilizace části hlavní masy rudních žil a žilníků (viz výše). Objemové zastoupení užitkových složek je daleko menší (ve srovnání s asociací uvedenou sub A) a objevují se v ní přibližně stejné minerály, ale rekrystalizačně "vyčistěné" (viz další text). Takové agregáty se vyskytují nejen v některých částech historického ložiska Boží dar, ale vytvářejí také již zmíněný roj žil a žilek v severní části hlavního rudního pole. Jejich minerální složení má velmi blízko k typu žil "alpské asociace".

C. Stratiformní zrudnění (Novák 1982) v "nebilančním" vývinu bylo lokalizováno v metamorfovaných tufogenních horninách. Jde o vtroušeninové až nepravidelně žileč-kovité asociace konformní s foliací zmíněných krystalických břidlic (obr. 5). V některých partiích se patrně v důsledku metamorfní mobilizace vyskytují i síťovité žilečky sulfidů pronikající napříč málo výraznou břidličnatostí. Převládajícím minerálem je pyrit; sfaleritu a galenitu je méně, akcesoricky se objevuje tetraedrit a chalkopyrit. Spolu se sulfidy



Obr. 4. Schematický nákres nepravidelné páskované textury žilné výplně. Sp – sfalerit, G – galenit, Py – pyrit, Sd – siderit, h – úlomky horniny, β – tektonická hranice. Žíla Julius.

Fig. 4. Sketch of the irregular banded ore texture. Sp – sphalerite, G – galena, Py – pyrite, Sd – siderite, h – rock fragments, β – tectonic line. Julius vein.

asociuje místy i rutil. Kromě křemene a karbonátů dolomit-ankeritové řady je ve stratiformním zrudnění zastoupen v malé míře i baryt.

Mineralogie a chemismus rudních a hlušinových minerálů

V novoveské oblasti se v rudních žilách a žilnících, ve stratiformních polohách a v podobě vtroušenin v okolních horninách nacházejí tyto rudní minerály: pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, tetraedrit, freibergit, bournonit, boulangerit, markazit, pyrhotin, zlato, rutil a titanit. Doprovodné nerudní složky tvoří: siderit, dolomit, ankerit, kalcit, křemen, baryt a chlorit. V procesu supergenních přeměn vznikly v "železném klobouku" minerály, které byly popsány SEKANINOU (1951) a nejsou předmětem této studie: goethit, lepidokrokit, "limonit" (siderogel), cerusit, anglesit, hemimorfit, hydrozinkit, linarit, aurichalcit, dundasit, ažūrit, malachit, covellín, chalkozín, pyromorfit, aragonit, sádrovec a melanterit..

Pyrit je běžnou, ale poměrně málo zastoupenou součástí žil. V hloubkové úrovni 50ti sáhového patra (dědičné štoly) nad ostatními nepatrně zastoupenými sulfidy však výrazně převládá. V důsledku mladších tektonických pohybů byly pyritové partie drceny (obr. 6A a B) a částečně i mobilizovány. V takových případech tvoří pyrit někdy i pentlicovitě uspořádané žilečky metakrystalů, které pronikají sfaleritem (obr. 6C) a sideritem. Řídkým jevem je automorfní vývin takového pyritu v podobě pentagonálních dodekaedrů v chalkopyritu nebo v sideritu. Rekrystalovaná zrna pyritu obsahují často inkluze sfaleritu, křemene i sideritu. V mobilizovaných rudních shlucích mimo žilně-žilníkových koncentrací je pyrit velmi sporadickým minerálem.

Pyrit je nejčastější komponentou stratiformního zrudnění, kde bývají jeho zrna automorfní, často s uzavřeninami hlušiny i jiných sulfidů. Pyritová individua mívají někdy



Obr. 5. Vtroušeniny a neprůběžné proužky stratiformního typu zrudnění. Q – čočka křemene; ostatní vysvětlivky – viz obr. 4. Vrt NVS-16-113,7 m.

Fig. 5. Disseminated and irregular banded ore texture of the stratabound ores. Q – quartz; other abrevations are the same as in the Fig. 4. Borehole NVS-16-113,7 m.

porézní zóny, přičemž jde většinou o periferní partie, méně často o centra krystalů. V takových případech lze vysledovat i poměrně výrazné rozdíly mikrotvrdosti. Porézní části individuí vykazují zřetelně snížené hodnoty VHN (ČERMÁK et al. 1984a, b). Výjimkou nejsou ani síťovitě-žilkovité asociace pyritu v metamorfně méně postižených tufech (tufitech).

Také pyrit vtroušený, a místy koncentrovaný v malých shlucích v kvarcitech, muskovitových břidlicích (fylitech) a metatufech (metatufitech) má morfologické znaky velmi shodné s výše popsanými typy stratiformního zrudnění. Agregáty s porézními zrny vytvářejí někdy i "houbovitá seskupení". Deformační postižení drobných pyritových shluků je patrné i v esovitém zprohýbání a zčočkovatění, které svědčí o syntektonické krystalizaci pyritu a hlavních minerálních složek okolních hornin (např. muskovitu).

Mikrotvrdost pyritu byla měřena na 56 zrnech různých morfologických typů ve 2800 vpichových bodech. U 19 vzorků byl vedle mikrotvrdosti zjišťován i mřížkový parametr a_0 . Míra korelace je poměrně nevýrazná (obr. 7). Detailním výzkumem bylo zjištěno, že mikrotvrdost, stejně jako obsahy arzénu, v celistvých zrnech pyritu (bez znaků porézní stavby) mají jen rámcově a celkem výjimečně zonální charakter. Daleko častěji bývají hodnoty VHN a obsahy As rozmístěny v zrnech sektorovitě. I přesto však výše uvedená závislost (negativní korelace mezi hodnotami mikrotvrdosti a obsahem arzénu) byla pro tuto studovanou lokalitu jednoznačně ověřena a vztah vyjádřen výrazem H_{VHN} = 1651–334. As [hmotn. %] (ČERMÁK et al. 1986). 15 kvantitativních analýz arzénu separovaných vzorků pyritu s rozptylem 600 až 9100 ppm As (obr. 8) je nutné z výše uvedených důvodů považovat proto za hodnoty průměrné.

Geneticky významnými mikroprvky pyritu jsou nikl a kobalt. Jejich frekvenci uvádí obr. 8, z něhož je zřejmé, že zastoupení obou je velmi podobné (n = 46, Co 45–740, Ni 27–879 ppm, medián shodný – 170 ppm). Podle Hakové et al. (1984) lze podle pozice elipsy rozptylu v diagramu obsahů Co/Ni a pozitivní korelace usuzovat na to, že novoveské pyrity jsou blízké "hydrotermálně žilným" asociacím. Také nízké zastoupení selenu (n=20, 4–11 ppm, obr. 8) by tomu nasvědčovalo. Graf závislosti Co/Ni (obr. 9) sestavený na základě 46 analýz ukazuje pouze na 50 % míru spolehlivosti lineární závislosti kobaltu s niklem. Do diagramu nebyly začleněny výsledky 3 analýz obou prvků v pyritech z žilek "alpské asociace" vrtu NVS-16. Takové postmetamorfní mobilizáty bývají běžně niklem i kobaltem obohaceny (FOJT 1984; FOJT, ZEMAN 1991). Je tomu i v daném případě (1140 až >3000 ppm Co, 432–1530 ppm Ni). Ze 49 analýz stříbra (2–35 ppm) a zlata



Obr. 6. A – Drcený pyrit (bílý) na hranici se sfaleritem (šedý) a křemenem (černý). Žíla František. B – Kataklazovaný pyrit (bílý) stmelený křemenem (černý). Dědičná štola. C – Proužek metakrystalů pyritu (bílý) ve sfaleritu (šedý) s drobnými inkluzemi chalkopyritu. Žíla Julius. D – Sfaleritem (světle šedý s inkluzemi chalkopyritu /bílý/) obklopované a částečně resorbované krystaly křemene (tmavošedý). Zinková žíla. Delší strana fotografií 1,6 mm.



Fig. 6. A – Rubbled pyrite (white) at the border with sphalerite (grey) and quartz (black). František vein. B – Rubbled pyrite (white) cemented by quartz (black). C – The lenticular band of pyrite metacrystals (white) in sphalerite (grey) with chalcopyrite inclusions. Julius vein. D – Quartz crystals (dark grey) corroded by sphalerite (grey). Zinková vein. The longer side of the photos represents 1,6 mm.



Obr. 7. Diagram závislosti VHN vs. a_0 pyritů. Fig. 7. Diagram of the VHN vs. a_0 dependence of the pyrites.

(0,1–15,2 ppm) je zřejmé, že pyrit je významným kolektorem obou vzácných prvků na ložisku (obr. 8). Obsahy manganu (n=50, 10–516 ppm) jsou poměrně nízké.

Tmavohnědý až černý *sfalerit* tvoří hlavní podíl první mineralizační etapy v páskovaných texturách, výskytuje se však i v podobě nepravidelných shluků a vtroušenin v sideritu, který jej proniká. Sám narůstá na křemen, obklopuje a resorbuje jeho automorfní zrna (obr. 6D) a zatlačuje pyrit. Zrnitost jeho individuí se pohybuje v centimetrech, běžně jen v milimetrech. V důsledku tektonických pohybů dochází v žilách k jeho katakláze a rekrystalizaci. Původní víceméně izometrická zrna se mění v protažená, s tlakovými dvojčatnými lamelami. V centrální části ložiska podlehly některé partie úplné rekrystalizaci a rudnina je tvořena celistvým jemnozrnným agregátem s převahou sfaleritu s "očky" sideritu. Část sfaleritu byla v důsledku uvolnění fluid při tektogenezi zmobilněna a vytváří jednak proniky ve shlucích mateřského palasomu, jednak samostatné žilky druhé, mladší fáze zrudnění. Zatímco starší sfalerit bývá přeplněn kapičkovitými inkluzemi chalkopyritu, orientovanými vetšinou v rovinách štěpnosti (obr. 10A), nebo i chaoticky rozmístěnými v zrnech hostitele, rekrystalované a mobilizované agregáty jsou "vyčistěny" jednak od chalkopyritových uzavřenin (ty obsahuje jen výjimečně), jednak-částečně i od železa – je světle hnědý až žlutý. Mladší sfalerit je krystalisačně sblížen s chloritem a mladším sideritem.

Sfalerit je druhým nejhojnějším sulfidem ve stratiformní paragenezi. Vyskytuje se buď v samostatných tenkých proužcích, někdy i v agregátech s galenitem, výjimečně i s chalkopyritem. Charakteristickým znakem je jeho poměr ke slídám: obklopuje a uzavírá větší muskovitové lišty a vyplňuje prostory mezi vrstvičkami drobných slíd – a to i v jejich mírně zvrásněných agregátech (obdobně jako jemnozrnný pyrit). V nehojných případech společného výskytu popisovaného sulfidu s galenitem lze pozorovat velmi typické reliktní globulární formy sfaleritu (obr. 10B), které jsou na jesenických stratiformních ložiskách zcela běžným jevem.

Pouze v mikroskopické velikosti a sporadicky byl zjištěn sfalerit v podobě oválných uzavřenin v zrnech pyritu v okololožiskových horninách.

Dvojí typ sfaleritu potvrzují i výsledky měření mikrotvrdosti (103 měření, 3150 vpichů) a rozměru základní strukturní buňky (76 analýz). Vzájemný vztah obou hodnot 53



Obr. 8. Obsahy Mn, Co, Ni, Ag, Au, As, Se pyritů. Fig. 8. The Co, Ni, Ag, Au, As, Se contents in the pyrites.



Obr. 9. Diagram závislosti obsahů Co vs. Ni pyritů. Fig. 9. Dependence of the Co vs. Ni contents of the pyrites.



Obr. 10. A – Jednotná orientace inkluzí chalkopyritu (bílý) v zrně sfaleritu (šedý). Zinková žíla. B – Relikty globulárních forem sfaleritu (šedý) v galenitu (bílý) s idioblasty dolomitu (černý). Stratiformní zrudnění vrtu NVS-16-116,3 m. C – Žilkovité proniky galenitu (světle šedý) pyritem (bílý). Halda. D – Jehličky boulangeritu (černý) v křemeni. Výbrus, vrt NVS-17–127 m. A – delší strana fotografie 0,8 mm; B a C – 1,6 mm; D – 1,2 mm.



Fig. 10. A – The uniform orientation of the chalcopyrite (white) inclusions in the sphalerite grain (grey). Zinková vein. B – Globular relicts of the sphalerite (grey) in galena (white) with the idioblasts of dolomite crystals (black). Stratabound ore, borehole NVS-16-116,3 m. C – Veinlets of the galena (light grey) in pyrite (white). Dump. D – The needlets of boulangerite (black) in quartz. Thin section, borehole NVS-17-127 m. A – the longer side of the photo 0,8 mm; B and C – 1,6 mm; D – 1,2 mm.



Obr. 11. Diagram závislosti VHN vs. a_0 dvou typů sfaleritu (\Box sfalerit I, \blacklozenge sfalerit II).

Fig. 11. Diagram of the VHN vs. a_0 dependence of the two sphalerite types (\Box type I, \blacklozenge type II).

vzorků znázorňuje obr. 11. Regresní přímky a hodnoty R^2 vyjadřují rozdílnou míru závislosti VHN/ a_0 obou souborů sfaleritu, což je v souladu s výše uvedenými mineralogickými poznatky.

Také podrobné studium chemismu bylo provedeno na 53 vzorcích. Výsledky jsou znázorněny v diagramech obr. 12. Podle obsahu železa nápadně vyniká rozdělení sfaleritů do dvou souborů – starší (n=31, 4,31–7,66 % Fe) a mladší, rekrystalované a mobilizované (n=19, 1,70–4,62 % Fe). Oproti tomu zastoupení kadmia, běžné izomorfní příměsi všech sfaleritů, je poměrně stálé, s malým rozpětím (0,22–0,34 %). Střední hodnota (0,30 % Cd) je blízká obsahům Cd sfaleritů stratiformních ložisek Jeseníků. Dvě analýzy Fe a Cd sfaleritů stratiformního typu zrudnění spadají do pole hodnot "starších" sfaleritů žilného ložiska (6,11 a 7,06 % Fe; 0,26 a 0,24 % Cd). Vyšší obsah Co (n=49, 26–200 ppm) než Ni (n=50, 5–34 ppm) je shodný se zastoupením obou prvků ve sfaleritech ložiska Zlaté Hory, zatímco u méně intenzivně metamorfovaných ložisek (Horní Město a Horní Benešov) je tomu naopak. Obsahy stříbra a jejich frekvenci (n = 49, 4–140 ppm) lze přirovnat k zastoupení Ag v pyritech studované ložiskové oblasti.

Galenit je v pořadí druhým nejčastějším sulfidem žilně-žilníkových asociací. Podílí se spolu se sfaleritem, avšak v menší míře, na tvorbě páskovaných textur. Samostatné proužky galenitu se v rudnině objevují méně často. Vlivem tektonických pohybů na žílách bývají galenitové agregáty mázdřitě rozvlečeny, jednotlivá zrna nitkovitě vytažena a zprohýbána. Velmi častým jevem je rekrystalizace a s ní spojené výrazné zmenšení zrnitosti.

Galenit proniká a zatlačuje pyrit (obr. 10C), siderit i křemen. Velmi intimně, místy s náznaky myrmekitického vývinu, srůstá s chalkopyritem, tetraedritem i bournonitem. V žilkách a žilkovitých rojích vzniklých mobilizací části rudní výplně dislokací se galenit vyskytuje zřídka, vždy však spolu s chalkopyritem a mladším sideritem. V zrnech pyritu vtroušených v okolních horninách se inkluze galenitu objevují sporadicky, ale relativně častěji než sfalerit.

Ve stratiformním typu je galenit zřetelně vedlejší složkou rudnin, srůstá s dolomitem i křemenem a také v této paragenezi je krystalizačně mladší než sfalerit.



Obr. 12. Obsahy Ag, Co, Ni, Cd, a Fe (Fe-1 = typ I, Fe-2 = typ II) sfaleritů. Fig. 12. Ag, Co, Ni, Cd and Fe contents in the sphalerites.

Histogram četností mikrotvrdosti galenitů (78 měření, 3820 vpichů) vykazuje maximem kolem hodnoty 68 VHN; to by odpovídalo podle Lebeděvy (1977) obsahům 0,05 až 0,08 % Ag. Zjištění je rámcově shodné s analyticky stanovenými obsahy stříbra v separovaných vzorcích galenitů.

Výsledky chemických analýz vůdčích mikroprvků jsou sumarizovány v diagramu na obr. 13. Z nich vyplývá, že galenit je hlavním koncentrátorem stříbra s poměrně širokým rozsahem (n=55; 330-1790 ppm, medián 640 ppm Ag). Vzhledem k tomu, že se galenit intimně prorůstá se stříbronosnými minerály tetraedritové skupiny, je možné, že vyšší zastoupení stříbra souvisí s neodseparovatelnými inkluzemi zmíněných fází. Tomu by nasvědčovalo i statistické zjištění, že celých 25 % vzorků obsahuje více než 650 ppm Ag. Velmi podobný trend je patrný i v zastoupení antimonu (n=43; <300-1570 ppm) a bizmutu (n=25; <1-1050 ppm). Míra vzájemných souvislostí obsahů jmenovaných prvků je zcela neprůkazná ($R^2 Ag/Bi = 0.051$; Ag/Sb = 0.086 a Sb/Bi = 0.007). Zajímavé možnosti interprerace poskytují výsledky 12 analýz selenu (5-280 ppm Se). Ještě nápadněji je totiž v diagramu patrné výše zmíněné 25 tiprocentní zastoupení relativně vysokých hodnot Se. Z mineralogického a geochemického studia zlatohorských asociací je známo, že zvýšené zastoupení stříbra, bizmutu, selenu a telluru (poslední nebyl v Nové Vsi analyzován) indikuje tektonometamorfní přepracování rudnin (FOJT, ZEMAN 2001, Fost et al. 2001). Obdobné jevy byly popsány i z ložisek "pyritového pruhu" Pyrenejského poloostrova (COOK et al. 1998). Je možné, že právě zvýšené zastoupení jmenovaných prvků v části asociací studovaného ložiska má obdobnou genezi. Mineralogická pozorování zmíněný názor podporují.

Nová analýza izotopického složení rudního olova galenitu ze "Zinkové žily" (jihozápadní část rudního pole) upřesnila starší údaje VANĚČKA et al. (1985):





	208Pb/204Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	206РЬ/204РЬ
VANĚČEK et al. (1985)	38,04	15,58	18,38
VOKURKA (1996, nepublikováno)	38,306	15,645	18,513

I tato analýza potvrdila relativní obohacení galenitu radiogenním olovem ²⁰⁶Pb a deficit ²⁰⁸Pb. Výsledky obou analýz jsou znázorněny v diagramu Zartmana a Doeho (1981) – obr. 14. Hodnoty jsou blízké analýzám galenitů z Horního Města (analyzoval K. VOKURKA, ČGÚ Praha, 1996), které se také soustřeďují na izochroně 0,4 Ga, mezi křivkou olova orogenního a olova svrchní kůry.

Svou pozicí v rudninách je galenitu velmi blízký *chalkopyrit*, minerály *tetraedritové skupiny* a *bournonit*. Jejich zastoupení v rudninách je, s výjimkou chalkopyritových inkluzí v tmavých sfaleritech, značně proměnlivé. Uvedené minerály, včetně galenitu, následkem tektonometamorfních procesů snadno rekrystalují a stávají se mobilními. Proto se vyskytují často v masivních rekrystalovaných akumulacích sideritu a v přibližně shodné asociaci i mimo vlastní žilné ložisko, kde tvoří vedle drobných shluků také jemné až nitkovité žilky. Tetraedrit a bournonit lze pozorovat většinou jen jako mikroskopické objekty, málokdy tvoří větší shluky. Zcela ojediněle byly zjištěny v galenit-chalkopyritových agregátech náznaky zonálního uspořádání, v nichž je tetraedrit obklopován mladším bournonitem.

V okololožiskových horninách (zvláště v kvarcitech) byl jako oválné až kapkovité inkluze v pyritech zjištěn ze jmenovaných minerálů jen velmi sporadický chalkopyrit.

	1	2	3	4
Cu	19,5	37,3	36,9	12,9
Ag	23,7	0,8	1,1	0,1
Zn	3,7	3,8	5,1	0,1
Fe	4,1	3,5	2,3	0,1
Bi	0,1	0,1	0,2	0,1
Hg	0,5	0	0	0
Pb	0	0	0	42,4
As	1,1	1,2	0,7	0,4
Sb	25,7	28,5	28,9	24,0
S	21,6	24,6	24,8	19,0
Sum	100,0	99,8	100,0	99,1
Cu	5,92	9,95	9,76	1,03
Ag	4,24	0,13	0,17	0,01
Zn	1,09	0,98	1,31	0,01
Fe	1,42	1,06	0,69	0,01
Bi	0	0,01	0,01	0,01
Hg	0,05	0	0	0
Pb	0	0	0	1,04
As	0,28	0,26	0,16	0,02
Sb	4,07	3,97	3,99	1,00
S	13,00	13,00	13,00	3,00
Catsum	12,72	12,13	11,94	2,11

Tabulka 1. EDX analýzy tetraedritu a bournonitu. Table 1. EDX analyses of tetrahedrite and bournonite.

1 - freibergit, 2 a 3 - tetraedrit; rozpočet na 13 atomů S, 4 - bournonit; rozpočet na 3 atomy S

1 - freibergite, 2 and 3- tetrahedrite; formula calculation on a basis of 13 atoms of S, 4 - bournonite; formula calculation on a basis of 3 atoms of S

Ve stratiformní asociaci je chalkopyrit zastoupen poměrně málo, tetraedrit zcela ojediněle, vždy spolu s galenitem. Samostatné drobné agregáty chalkopyritu jsou doprovázeny dolomitem.

Mikrochemismus chalkopyritu byl sledován jen 10 analýzami. Výsledky uvádí diagram obr. 15. Nejvýznačnějším mikroprvkem je stříbro. Jeho zastoupení přiřazuje uvedený sulfid mezi významné nositele Ag na ložisku (17–390 ppm; medián 146 ppm Ag). Obsahy bizmutu jsou nižší než u galenitu, ale vykazují obdobný trend distribuce. Na rozdíl od pyritu mají chalkopyrity méně kobaltu (5–30; medián 18 ppm) než niklu (20–210; medián 55 ppm), avšak oba prvky vykazují vyšší míru závislosti (obr. 16) – viz též HA-KOVA et al. (1984).

Chemické složení minerálů tetraedritové skupiny a bournonitu uvádí tab. 1. Z dílčí analýzy, kterou ze vzorku z haldy publikoval BERNARD (1962), vyplývá, že jde o stříbrem chudý tetraedrit. V rudninách ložiska Nová Ves jsou, stejně jako na ekonomicky významných jesenických stratiformních ložiskách, zastoupeny dva typy tetraedritu: s nízkým obsahem stříbra (a zvýšeným zastoupením zinku) a stříbrem bohatý freibergit. Odlišné je však to, že v Nové Vsi chybí arzénový člen – tennantit.



Obr. 14. Izotopické složení rudních olov. O1 – Vaněček et al 1985, ⊗2 – K. Vokurka 1996. + – Horní Město u Rýmařova (stratiformní zrudnění), K. Vokurka 1996.

Fig. 14. The isotopic composition of ore leads. O1 - Vaněček et al 1985, ⊗2 - K.Vokurka 1996. + - Horní Město u Rýmařova (stratabound deposit), K. Vokurka 1996.

Boulangerit byl identifikován ve vrtech v severním předpolí žilného ložiska. Vytváří buď izolované jehličky, nebo trsovité shluky drobných jehlic v křemeni a dolomitu (obr. 10D). Je provázen pyritem, ojediněle i sfaleritem, galenitem a markazitem.

V kvarcitických horninách je sporadickým sulfidem i vtroušený *pyrhotin*, provázený chalkopyritem a pyritem. Zcela ojedinělý lištovitý a zdvojčatěný *markazit* ve fylitech lze podle vývinu agregátů považovat za pseudomorfózy po pyrhotinu.

Zlato bylo zjištěno pouze v jednom vzorku pyritového koncentrátu v podobě nepravidelného agregátu o velikosti 0,4 mm. V mikroskopu byly ve zlatu pozorovány inkluze chalkopyritu a srůsty zlata s křemenem a sideritem. EDX analýza (5 analyzovaných bodů) prokázala obsah Au v rozmezí 75,7–80,2 %, Ag 19,5–23,5 % a Cu ~0,05 hmotnostních %. V některých zásekových vzorcích odebíraných během průzkumu ČMRP v letech 1952–1954 byl analyzován vedle hlavních užitkových složek i obsah zlata. Jeho zastoupení kolísalo od <0,4 do 8,0 g/t, bez zřetelné závislosti na přítomnosti stříbra i dalších komponent.

V minerální asociaci s netypickým zrudněním (pyrit, sfalerit, galenit, boulangerit, markazit), v kvarcitických, fylitických a tufogenních horninách i ve stratiformním typu zrudnění se nacházejí poměrně dost často také oxidické minerály titanu – sloupečkovitý až tyčinkovitý *rutil*, jehož individua jeví někdy zřetelnou optickou segmentaci, a *titanit*.

Hlavní hlušinový doprovod představují karbonáty, kterými se důkladně zabývala ČERMÁKOVÁ (1980). V žilách a žilnících výrazně převládá *Mg-siderit*. V 15 analýzách byla zjištěna tato variace obsahů:

	Max.	Min.	Průměr (hmotn. %)
CaO	5,88	stopy	1,36
MgO	10,85	5,36	7,38
FeO	52,10	41,12	49,11
MnO	6,44	1,17	1,81

Siderit tvoří mnohdy i jediný nerudní podíl nepravidelně páskovaných textur a jejich zcela rekrystalovaných partií. Zrnitost je velmi proměnlivá – od 0,X mm do X,0 cm. Vedle stejnoměrně zrnitých agregátů nejsou výjimkou ani romboedrické metakrystaly korodované sulfidy (obr. 17A). "Mladší" mobilizovaný siderit je jemnozrnný, někdy, v centrálních částech dolomit-ankeritových žilek, se s ním vyskytuje i chlorit.

Dolomit a ankerit – makroskopicky odlišitelné "světlé" karbonáty – jsou produkty krystalizační fáze podmíněné tektonometamorfními procesy. Jsou méně zastoupeny v úseku historického ložiska nežli v posledně zkoumaném severním i jižním směrném pokračování hlavního žilně-žilníkového ložiska. Oba provázejí "mladší" siderit a v ně-kterých partiích průzkumných vrtů zcela převládají. V 19 analýzách kolísá obsah jedno-tlivých komponent takto:

	Max.	Min.	Průměr (hmotn. %)
CaO	28,32	22,50	26,87
MgO	15,11	8,50	10,69
FeO	22,33	11,93	17,73
MnO	1,63	0,02	0,80

Podle TRDLIČKY (1970) zaujímají uvedené karbonáty pozici mezi Fe-dolomitem a ankeritem. Chemismus všech karbonátů je znázorněn v ternárním diagramu obr. 18.

V rudních proužcích a čočkovitých shlucích stratiformního typu zrudnění se místy též vyskytuje dolomit – a to buď s chalkopyritem, nebo galenitem a křemenem. Jeho chemismus nebyl blíže sledován.

Páskované i celistvé agregáty karbonátů byly podrobeny statistickému šetření optické orientace zrn (ČERMÁKOVÁ 1980). Z výsledků vyplynulo, že studované agregáty by bylo možné charakterizovat jako tektonity, stojící na rozhraní mezi typem B a S.

Nejen v ložiskových tělesech, ale i v okolních nezrudněných horninách se velmi často nacházejí čočky a čočkovité žíly *křemene*. Tento typ byl sice považován SLAVIKEM (1923) za součást žilné výplně, avšak již SEKANINA (1949) zmíněný názor opravil a takový křemen charakterizoval jako sekreční – související s okolními metamorfity.

Křemen žilné formace je poměrně nenápadnou složkou páskovaných rudnin – a to v hraniční zóně při styku s okolní horninou, nebo s drcenou výplní dislokace. Křemen obklopuje a resorbuje pyrit, sám je však zatlačován všemi ostatními sulfidy. Vytváří také často automorfní, izolované, dlouze prizmatické krystaly v rudě i v sideritu. V "mladší" II. krystalizační fázi bývá často hřebenovitě či palisádovitě uspořádán při okrajích žilek.

Křemen stratiformního typu zrudnění se nachází v podobě nesouvislých proužků a drobných peciček, v nichž jsou sulfidy i dolomit krystalizačně mladšími složkami. Řídkým jevem je vznik "pérovitého" křemene narůstajícího kolmo k plochám idioblastů pyritu.

Baryt a jeho drobně čočkovité agregáty jsou pouze součástí stratiformního typu zrudnění. Zrna jsou v mikroskopickém obrazu anizometrická, mírně undulózně zhášející, doprovázená pyritem. Čermáková (1980) nalezla také baryt v žilečce s kalcitem a pyritem v chlorit-muskovitové břidlici z vrtu NVS-5. Jde s největší pravděpodobností o baryt mobilizovaný ze stratiformního zrudnění.



Obr. 15. Obsahy Ag, Bi, Co, Ni chalkopyritů. Fig. 15. Ag, Bi, Co and Ni contents in the chalcopyrites.

Nejmladší součástí popisované mineralizace je chlorit. Vyskytuje se v "mladších" asociacích – a to buď samostatně, nebo ve srůstech se sideritem, vždy v podobě radiálně-paprsčitých agregátů (obr. 17B) v galenitu, nebo světlém, mobilizovaném sfaleritu. Index světelného lomu na bazální ploše má hodnotu kolem 1,635 (6 měření v rozmezí 1,633–1,636) a anomální interferenční barvy. Z RTG dat ($a_0 = 5,387 \ b_0 = 9,330 \ c_0 = 14,232 \ [m^{-10}]$ a $\beta = 93°56$ ') se dá konstruovat vzorec: (Mg_{1,61}Fe_{3,24}Al_{1,15})₆ [(Si_{2,85}Al_{1,15})₄O₁₀] (OH)₈, což odpovídá chamositu.

Geochemie stabilních izotopů (Jana Hladíková)

Studium izotopického složení síry, které vycházelo z podrobného mineralogického zhodnocení rudních asociací, bylo zaměřeno na starší a mladší žilné sulfidy, sulfidy a baryt stratiformního zrudnění a pyrity okolních hornin.

Izotopické složení síry sulfidů žil a žilníků

K izotopickému studiu byly vybrány pyrity, sfalerity, chalkopyrity a galenity z I. a II. mineralizační etapy; výsledky shrnuje tab. 2a a jsou znázorněny i histogramem obr. 19. Z něj je zřejmé, že nejvyšší obsah izotopu ³⁴S má pyrit, pak následuje sfalerit a chalkopyrit a nejnižší obsah má galenit. Tuto skutečnost dokumentují průměrné hodnoty δ^{34} S jednotlivých typů sulfidů. Průměrná δ^{34} S je pro pyrit 0,4 ± 0,5 ‰, pro sfalerit je -0,4 ± 0,3 ‰, pro chalkopyrit -0,9 ± 0,4 ‰ a pro galenit I. mineralizační fáze -2,6 ± 0,8 ‰. Hodnoty δ^{34} S mladších galenitů, které se pohybují od -2,2 do -7,5 ‰, nebyly do průměru započítány. Uvedená posloupnost obohacování sulfidů izotopem ³⁴S svědčí o dosažení izotopické rovnováhy mezi sírou sulfidů a sírou sulfánu v hydrotermálním roztoku a je nutnou podmínkou k tomu, aby hodnoty δ^{34} S sulfidů mohly být použity k výpočtu tep-



loty krystalizace. Nejvhodnějším izotopickým sulfidickým termometrem je pár sfaleritgalenit, méně vhodné jsou pyrit-galenit a pyrit-sfalerit (ОНМОТО, RYE, 1979). Hodnoty δ^{34} S 28 párů galenitu a sfaleritu byly použity k výpočtu teplot krystalizace těchto minerálů podle rovnice uvedené v publikaci ОНМОТО, RYE (1979). Nejvíce teplotních údajů (13) se pohybuje v rozmezí 290 až 360 °C, druhým, méně významných maximem je oblast mezi 120 až 240 °C (tab. 2a).

Vzhledem k tomu, že na žilách a žilnících ložiska Nová Ves u Rýmařova nebyly zjištěny sulfáty, ani primární oxidické minerály, lze předpokládat, že dominantní složkou hydrotermálního roztoku, obsahující síru, byl sulfán. Podle OHMOTA, RYE (1979) je nejbližší sulfánu svým izotopickým složením síry sfalerit. Jak bylo uvedeno, průměrná hodnota δ^{34} S analyzovaných sfaleritů je -0,4 ± 0,3 ‰, proto lze předpokládat, že hodnota δ^{34} S sulfánu hydrotermálního roztoku, z něhož krystalovaly sulfidické minerály, se pohybovala od 0 do -1 ‰. Ke stejnému výsledku dojdeme, použijeme-li k výpočtu průměrných hodnot δ^{34} S pyritů.

Výsledky izotopických analýz síry pyritů, sfaleritů a galenitů z žil a žilníků potvrzují, že mezi sulfidickou sírou hydrotermálního roztoku a krystalizujícími sulfidy byla ustavena izotopová rovnováha, což znamená, že fyzikálně-chemické podmínky, např. aktivita kyslíku, se při krystalizaci zmíněných sulfidů měnily jen nepatrně. Zjištěná teplotní maxima krystalizace sulfidů jsou v souladu s vyčleněním dvou krystalizačních etap i mineralogicky stanovenou sukcesí krystalizace, tj. pyrit > sfalerit > galenit. Homogenita hodnoty δ^{34} S sulfidů i hodnota δ^{34} S sulfánu hydrotermálního roztoku, blízká 0 ‰, naznačuje, že síra pochází z hlubinného zdroje (OHMOTO, RYE, 1979).

Izotopické složení síry sulfidů a barytu stratiformního zrudnění

Pro obtížnost separace čistých frakcí bylo analyzováno jen 6 pyritů, 1 sfalerit a 1 baryt (obr. 19, tab. 2b). Hodnoty δ^{34} S sulfidů se pohybují od -3,9 do 12,6 ‰. Z vrtu NVS-

Označení	δ ³⁴ S py (‰ CDT)	δ ³⁴ S sp (‰ CDT)	δ ³⁴ S gn (‰ CDT)	δ ³⁴ S cpy (‰ CDT)	t °C (sp-gn)	t °C (py-sp)	t °C (py-gn)
NVS-18. 189,6 m		-1,2	-4,2		220		
NV - halda		-0,6	-3		275		
H 54/49	0,8	-0,4	-3,2		240	230	230
H 1947		-0,4	-3,2		240		
Fo-26	8	-0,3	-2,3		330		
CV/55		-0,6	-4,1		180		
56/55		-0,3	-2,2		340		
16x/57		0,1	-1,9		330		
BD 46/54		-0,4	-2,3		340		
11/53		-0,3	-2,2		340		
IVa/49		-0,4	-2,6		300		
ha/54		-0,1	-1.6		420		
32 m/55	-0,5	-0.9	-7.6		55		105
A/57		-0.9	-3.1		300		
št. 1. vz. A		-0.9	-4.4		180		
Fo-13		-0.7	-3.2		260		
NVS-18, 127.6 m	-0.5	-1	-5.1		150		200
16/54	-0.8	-0.7	-3.2		115		190
18/52		-0.8	-7		60		
28 b/54	-0.2	-0.6	-2.9		290		
H-8	0,2	-1	-2.8		360		
19/56		0.2	-2.2		280		
7/53		-0.6	-2.4		360		a .
št l vz F		-0.1	-1.9		360		
H-7		-0.6	-2.9		290		
NV-H-9		-0.4	-1.9		420		
h 39/49		0	-2.1		310		
F 49		-0.4	-3.9		180		
NVS-6 80 m	0.5	-0.5	5.9		100	280	
III c /49	0,0	0.3	5,7			200	
1 F/49		0					
NVS-16 138.7 m	0.7	12					
1 22/40	0,7	1,2	-4.3	0			
NV-11			3.0	-1.4			
NH_H_1			-3.4	-0.0			
NVS 15 176.0 m			-5,4	-0,9			
NVS 15, 174.6 m				-1,1			
14/54	0.4			-1,5			
14/54	0,4						
n-J ă Iulius	-0,5						
Z. Junus	0,3						
RD 26/57	21						
NVS 10 220 5 m	1.8						
6/55	1,0						
0/35 NVS 17 106 5	-0,5						
NVS-17, 180,5 M	0,5						
N V 3-13, 237,7 M	0,2						
FU-57	0,0						
NVS-15, 234, / m	0,2						

Tabulka 2a. Izotopické složení síry sulfidů žilného ložiska. Table 2a. Sulphur isotopic composition of the vein ore body sulfides.

Označení	δ ³⁴ S py (‰ CDT)	δ ³⁴ S sp (‰ CDT)	δ ³⁴ S ba (‰ CDT)
NVS-18, 90 m	-3,9		
NVS-18, 94 m	12,6		
NVS-18, 94,3 m	0,5		
NVS-16, 111,5 m	1,1		
NVS-16, 113,9 m	-0,5	0,8	
NVS-19, 229,9 m	-0,6		
NVS-19, 289,1 m			12,0

Tabulka 2b. Izotopické složení síry sulfidů a barytu stratiformního zrudnění. Table 2b. Sulphur composition of the sulfides and barite of the stratabound mineralization.

Tabulka 2c. Izotopické složení síry pyritů okolních hornin. Table 2c. Sulphur isotopic composition of the rock pyrites.

Označení	hornina	δ ³⁴ S py (‰ CDT)
NVS-17, 144,5 m	metatufit	0,4
NVS-14, 167,2 m	grafitický fylit	0,8
NVS-14, 221,2 m	grafitický fylit	0,3
h 54/49	grafitický fylit	0,1
NVS-15, 234,7 m	grafitický fylit	0,5

16, 113,6 m byl analyzován pyrit i sfalerit, hodnota δ^{34} S pyritu je -0,5 ‰, sfaleritu 0,8 ‰. Obohacení izotopem ³⁴S obou sulfidů nesvědčí o tom, že by krystalizovaly za izotopické rovnováhy. Rozmezí hodnot δ^{34} S pyritů je 16,5 ‰, kdežto na žilách a žilnících pouze 2,6 ‰. Pokud by bylo možno na základě tak malého počtu dat uvažovat o původu síry pyritů, lze vyslovit zcela předběžnou domněnku o její sedimentární provenienci. Srovnáme-li izotopické složení síry barytu z Nové Vsi s údaji δ^{34} S barytů ostatních jesenických stratiformních ložisek, je možné konstatovat, že oproti většině (viz HLADIKOVÁ et al. 1990) je jeho hodnota δ^{34} S nižší, nejbližší barytům ložiska Horní Město (+11 až +24, FOJT et al. 1992). Geneze žilného a stratiformního zrudnění je pravděpodobně rozdílná.

Izotopické složení síry pyritů okolních hornin

Analyzovány byly pouze 4 pyrity z grafitických fylitů a 1 pyrit ze vzorku metatufitu (obr. 19, tab. 2c). Nakupení hodnot δ^{34} S v rozmezí 0,1 až 0,8 ‰ ukazuje na to, že jde pravděpodobně o impregnaci hydrotermálního původu, nikoliv o pyrity blízké svým vznikem hostitelským horninám.

Izotopické složení uhlíku a kyslíku karbonátů a uhlíku grafitu

K izotopickým analýzám byly vybrány starší a mladší Mg-siderity a starší a mladší Fe-dolomity z žil a žilníků, karbonáty krystalických břidlic a 2 grafity z grafitových fylitů z okolí ložiska. Hodnoty δ^{13} C a hodnoty δ^{18} O jsou v histogramech obr. 20 a v tab. 3a a 3b.

Izotopické složení uhlíku a kyslíku ložiskových karbonátů

Hodnotami δ^{13} C, ani hodnotami δ^{18} O se od sebe starší a mladší karbonáty neodlišují. Lze je proto považovat za jednotnou skupinu a spočítat pro ně průměrné hodnoty



- Obr. 17. A Koroze metakrystalů dolomitu (tmavošedý) galenitem (bílý); středně šedý sfalerit. Žíla Ferdinand. B – Radiálně paprsčitý agregát chloritu (šedý) v galenitu (bílý). Žilník "Boží dar". Delší strana fotografií 1,6 mm.
- Fig. 17. A Dolomite metacrystals corrosion (dark grey) by the galena (white); middle grey sphalerite. Ferdinand vein. B – The chlorite aggregate (grey) surrounded by the galena (white). "Boži dar" veinlets orebody. The longer side of the photos represents 1.6 mm.



Obr. 18. Ternární diagram karbonátů. O – kalcity, ■ – Fe-dolomity, * – ankerity, ◆ – Mg-siderity, ◊ – siderity.

Fig. 18. Chemical composition of the carbonates. O – calcite, ■ – Fe-dolomite, * – ankerite, ◆ – Mg-siderite, ○ – siderite.

 $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O.$ Průměrná hodnota $\delta^{13}C$ sideritů je -9,2 ± 0,3‰ V-PDB a průměrná hodnota $\delta^{18}O$ je 12,7 ± 0,2 ‰ V-SMOW. Jak hodnoty $\delta^{13}C$, tak i hodnoty $\delta^{18}O$ jsou velmi homogenní a svědčí o tom, že při jejich krystalizaci se prakticky neměnila teplota, izotopické složení kyslíku vody hydrotermálního roztoku a izotopické složení uhlíku přítomného oxidu uhličitého.

Podobně jako siderity i dolomity mají velmi homogenní izotopické složení uhlíku a kyslíku. Průměrná hodnota δ^{13} C dolomitů je -8,0 ± 0,5 ‰ V-PDB, průměrná hodnota δ^{18} O je 14,9 ± 0,5 ‰ V-SMOW, takže i při vzniku dolomitu lze předpokládat minimální proměnlivost výše uvedených podmínek v hydrotermálním roztoku. Stejné hodnoty δ^{13} C a δ^{18} O starších i mladších podporují názor (viz výše), že mladší mineralizační fáze je výsledkem tektonometamorfní mobilizace starších minerálních asociací. Sulfidy a baryt stratiformního zrudnění



Obr. 19. Histogramy izotopického složení síry sulfidů a barytu.

Fig. 19. Histograms of the sulfur isotopic composition of the sulfides and barite.

Hodnot δ^{13} C karbonátů lze použít k odhadu izotopického složení uhlíku oxidu uhličitého v hydrotermálním roztoku a podle hodnot δ^{18} O je možné odhadnout izotopické složení kyslíku vody hydrotermálního roztoku. K tomu je nutné znát teplotu krystalizace karbonátů a experimentálně stanovené teplotní závislosti frakcionačních faktorů izotopů kyslíku v systému karbonát-voda a izotopů uhlíku v systému karbonát-oxid uhličitý. Vezmou-li se v úvahu teploty zjištěné z izotopického složení síry sulfidických párů a posloupnost krystalizace minerálů na ložisku, lze předpokládat, že siderit krystaloval při teplotách blízkých 300 °C a dolomit při teplotách blízkých 200 °C.

Použijeme-li rovnici teplotní závislosti frakcionačního faktoru Carotherse et al. (1988), lze vypočítat, že siderit při 300 °C krystaloval z hydrotermálního roztoku, jehož δ^{18} O byla rovna nebo vyšší 7,5 ‰ V-SMOW, kdežto dolomity (výpočet proveden pomocí rovnice O'NEIL et al. 1969) krystalovaly z roztoku, jehož hodnota δ^{18} O byla kolem 2 ‰ V-SMOW. Hodnota δ^{18} O vody blízká 7 ‰ V-SMOW svědčí o tom, že jde o vodu, která byla ve styku s horninami za vyšší teploty, tedy o tzv. vodu "magmatickou" nebo metamorfní. Snížení hodnoty δ^{18} O vody hydrotermálního roztoku v období krystalizace dolomitu lze vysvětlit mícháním původního hydrotermálního roztoku s vodou meteorickou nebo výrazným snížením teploty interakce vody s horninami. Míchá-

Obr. 20. Histogramy izotopického složení uhlíku a kyslíku karbonátů a uhlíku grafitu. Fig. 20. Histograms of the carbon and oxygen isotopic composition of the carbonates and graphite.



ní vod by odpovídalo poměrně nízké salinitě roztoků zjištěné v plynokapalných uzavřeninách.

Hodnota δ^{13} C oxidu uhličitého v hydrotermálním roztoku v období krystalizace sideritu byla podle rovnice CAROTHERSE et al. (1988) rovna -12,5 ‰ V-PDB, podle rovnice GOLYŠEVA et al. (1981) byla -10 ‰ V-PDB. Hodnota δ^{13} C hydrotermálního roztoku v období krystalizace dolomitu byla -9 ‰ V-PDB. Lze předpokládat, že izotopické složení oxidu uhličitého, přítomného v hydrotermálním roztoku, bylo při krystalizaci sideritu a dolomitu stejné, ovšem jeho hodnota δ^{13} C je nižší než hodnota δ^{13} C tzv. "hlubinného" uhlíku. Snížení hodnoty δ^{13} C mohla způsobit přítomnost oxidu uhličitého pocházejícího z oxidované organické hmoty okolních metasedimentů.

Hodnoty δ^{13} C i δ^{18} O karbonátů z metatufů (metatufitů) jsou blízké dolomitům žilného ložiska, což je v souladu s jejich vulkanosedimentární genezí. Není vyloučen ani proces hydrotermální alterace tufů (tufitů), který mohl vést k sekundární dolomitizaci. Izotopické složení uhlíku a kyslíku karbonátů z jiných krystalických břidlic (kvarcitů, fylitů) se od ložiskových karbonátů odlišují a lze je považovat za sedimentogenní karbonátové horninotvorné součástky.

Izotopické složení nekarbonatického uhlíku grafitických fylitů (hodnoty δ^{13} C -21,8 a -23,5 ‰ V-PDB) je shodné s rozmezím, které udává HOEFS (1997) pro organickou hmotu sedimentů.

Č. vzorku	Označení	δ ¹³ C (‰ V-PDB)	δ ¹⁸ O (‰ V-SMOW)
16/57	siderit I	-9,2	13,7
ž. Julius	siderit I	-9,7	13,6
F/49	siderit I	-8,7	14,4
16/54	siderit I	-9,5	13,3
11/53	siderit I	-9,3	13,7
28 b/54	siderit I	-8,7	13,4
H-9	siderit I	-9,2	13,3
H-5	siderit I	-9,7	13,3
14/55	siderit I	-8,8	13,6
CV/55	siderit II	-8,8	14,0
BD 32 m	siderit II	-9,0	13,7
18 a/52	siderit II	-9,4	13,3
18/52	siderit II	-9,5	13,4
NVS-15, 178,9 m	siderit II	-9,1	13,4
NVS-15, 178,9 m	siderit II	-9,0	13,6
NVS-15, 241,8 m	siderit II	-8,9	13,5
BD 32 m	dolomit	-7,7	15,8
18 a/52	dolomit	-8,2	15,0
19/52	dolomit	-7,9	15,4
H/1947	dolomit	-6,7	14,0
289/1	dolomit	-7,2	13,9
NVS-14, 133,1 m	dolomit	-8,4	15,8
NVS-14, 203,4 m	dolomit	-8,2	14,7
NVS-15, 213,7 m	dolomit	-8,7	14,3
NVS-18, 127,6 m	mladší dolomit	-8,4	15,2
NVS-18, 189,6 m	mladší dolomit	-8,5	14,4

Tabulka 3a. Izotopické složení kyslíku a uhlíku žilných karbonátů. Table 3a. Oxygen and carbon isotopic composition of the vein carbonates.

Výsledky studia fluidních inkluzí (Jana Ďurišová)

Pro studium fluidních inkluzí byly vybrány 4 vzorky z historického ložiska a 2 vzorky z žilníkových asociací navrtaných v severním předpolí: NVS 18 – 127,6 až 127,8 m a NVS 18 – 189,6 m.

V mikroskopu sfalerit a karbonáty vytvářejí páskování nepravidelné mocnosti. Sfalerit je tmavě hnědý až neprůhledný, místy červenohnědý až světlehnědý. Ve světlém sfaleritu se objevují zóny sytě zbarvené, někdy je v krystalech patrná koncentrická barevná zonálnost. Tmavší sfalerit protínají žilky světle žlutého rekrystalovaného a mobilizovaného sfaleritu.

Sfalerit obsahuje poměrně hojné inkluze, ale ve výbrusech je velmi obtížné odlišit opakní inkluze vyplněné chalkopyritem od fluidních inkluzí ze dvou důvodů: 1) většina inkluzí má rozměry menší než 2–3 mikrometry a 2) vnitřní konfigurace dutin fluidních inkluzí jsou členité, pohlcují světlo a inkluze jsou neprůhledné. Fluidní inkluze jsou při 25 °C dvoufázové, obsahují 10–20 % plynné fáze a zbytek je vyplněn kapalinou. Při mi-

Č. vzorku	Hornina	δ ¹³ C (‰ V-PDB)	δ ¹⁸ O (‰ V-SMOW)
NVS-17, 158,5 m	metatuf	-7,4	16,1
NVS-17, 141,3 m	metatuf	-8,3	16,1
NVS-17, 210,5 m	břidlice	-8,0	15,5
NVS-15, 351,0 m	metatuf	-8,9	16,0
NVS-15, 351,0 m	grafit. fylit	-8,5	16,7
NVS-15, 224,4 m	metatuf	-6,8	15,1
NVS-19, 163,4 m	fylit	-12,1	12,7
NVS-19, 298,6 m	břidlice	-11,6	12,0
NVS-19, 300,6 m	břidlice	-13,0	10,6
VS-2, 168,2 m	metatuf	-8,2	14,7
NV-17/53	zelená břidlice	-3,2	13,0
NVS-15, 137,4	grafitický fylit	-21,8	0000/202400
NVS-15, 351,0 m	grafitický fylit	-23,5	

Tabulka. 3b. Izotopické složení uhlíku a kyslíku karbonátů a grafitu okololožiskových hornin. Table. 3b. Carbon and oxygen isotopic composition of the rock carbonates.

krotermometrických pozorováních bylo možné pracovat s inkluzemi o rozměrech nejméně 10–15 μm, výjimečně byly nalezeny inkluze 0,1 μm.

Distribuce inkluzí ve sfaleritu

Inkluze jsou většinou seskupeny do nepravidelných shluků, nebo se koncentrují v určitých plochách.Vztah inkluzí ke krystalizaci sfaleritu není jednoznačný, lze se však opírat o následující zjištění:

- Plochy, na nichž se většina inkluzí nachází, mají genetický vztah k jednotlivým krystalům sfaleritu. Některé plochy jsou rovnoběžné se štěpností, jiné naznačují zóny růstu, nebo souvisejí v okrajových partiích krystalů krátké subparalelní plošky zřejmě s dorůstáním krystalů.
- 2) Opakní inkluze jsou tvořeny chalkopyritem. Často lze pozorovat analogické uspořádání i analogický tvar opakních i fluidních inkluzí. Opakní inkluze se hromadí buď v okrajových částech krystalů, nebo tvoří koncentrické zóny kolem jádra krystalu. Některé fluidní inkluze vznikly zřejmě přichycením k pevným opakním fázím a shoda mezi distribucí a tvarem opakních i fluidních inkluzí je zřejmá.
- Plochy s inkluzemi, obsažené v tmavých sfaleritech, nepřecházejí do velmi světlých (rekrystalovaných) částí. V zonálních krystalech však plochy s inkluzemi protínají světlé i tmavé partie.

Z uvedeného vyplývá, že inkluze nemají spolehlivé znaky primárních inkluzí, mají však řadu znaků inkluzí pseudosekundárních. Znamená to, že jejich vznik je spojen s procesy, které proběhly v dané minerální asociaci ještě před vznikem světlejšího žilkovitého sfaleritu.

Výsledky mikrotermometrie

Inkluze ve sfaleritech uzavírají vodný roztok bez CO₂. K měření byly nalezeny vhodné inkluze pouze ve dvou vzorcích z žilně-žilníkového ložiska a z vrtu NVS-18-127,6 m a 189,6 m. Celkem bylo provedeno 23 kryometrických měření a 30 měření homogenizačních teplot na aparatuře Chaixmeca.



- Obr. 21. Diagram stability sulfidů a oxidů železa pro teploty od 55 do 420 °C v závislosti na aktivitě kyslíku a síry v hydrotermálních fluidech. Pole stability jednotlivých sulfidů a oxidů železa jsou vyznačeny pro teplotu 55 °C, odpovídající fázové hranice pro vyšší teploty jsou vyznačeny šedými liniemi. Čárkovaně je vyznačen odečet maximální aktivity kyslíku pro aktivitu síry, odvozenou z obsahu FeS ve sfaleritech za předpokladu jeho koexistence s pyritem. Při vyšší aktivitě kyslíku by docházelo k přeměně sulfidu na oxid. Linie vyznačené symbolem ① představují přechod chalkopyritu na bornit při zvyšující se aktivitě síry.
- Fig. 21. Iron sulfides and oxides stability diagram for tempetratures from 55 to 420 °C as a function of oxygen and sulfur activity in hydrothermal fluids. Stability fields are identified for 55 °C only; corresponding phase boundaries for higher temperatures are marked by grey lines. Dashed lines display maximum oxygen activity derived from sulfur activity based on FeS content in sphalerites. Lines marked by symbol ^① are phase changes from chalcopyrite to bornite as sulfur activity increases.

Ve všech vzorcích byly zjištěny roztoky chloridů, v nichž se kromě NaCl ve značné míře uplatnily chloridy vápníku a hořčíku (teploty tání eutektické směsi Te = -55 °C až -36 °C). V souvislosti s inkongruentním táním, vznikem hydrátů a táním posledních krystalů ledu byla salinita vyhodnocena v NaCl ekv., neboť malé rozměry inkluzí neumožňovaly určit tání jednotlivých fází a ani je identifikovat. Celková salinita roztoku se pohybuje od 5 do 9 hmotn.% (teploty tání posledního krystalu ledu od -2,1 do -4,7 °C). Teploty homogenizace inkluzí se pohybovaly v intervalu od 178 do 230 °C, s nejčastějšími hodnotami 180–200 °C, často docházelo k dekrepitaci, počínaje 150 °C.

Získané údaje homogenizačních teplot představují nejnižší teploty, při kterých mohly inkluze vznikat. K určení skutečné teploty vzniku inkluze je nutné znát tlak v nerostotvorném prostředí. Z izotopické termometrie jsou pro sfalerit udávány teploty ve dvou intervalech 290–360 °C a 55–240 °C. Budeme-li uvažovat teplotu vzniku ve vyšším intervalu, pak rozdíl mezi údaji obou metod činí až 150°C. V takovém případě by rozdíl v tlacích musel být 150 ± 1 MPa. Tento údaj se zdá nereálný, neboť v případě litostatického tlaku by to odpovídalo (při hustotě nadložních hornin 2,7 g/cm³) hloubce více než 5 km. Je pravděpodobné, že obě metody poskytují údaje o rozdílných procesech.

Stabilita asociace rudních minerálů na ložisku a podmínky jejího vzniku (Josef Zeman)

Stabilita rudní asociace

Detailní mineralogicko-geochemická a izotopická charakteristika asociace rudních a hlušinových minerálů umožnila termodynamické modelování podmínek vzniku rudní mineralizace. Jak vyplynulo z mineralogického studia i ze studia distribuce izotopů síry mezi jednotlivými sulfidy, je možné předpokládat, že v průběhu krystalizace bylo mezi sulfidy navzájem i mezi sulfidy a hydrotermálním prostředím dosahováno rovnováhy v celém rozsahu teplot. Pro teplotní podmínky, zjištěné studiem izotopů, byly sestrojeny diagramy stabilit sulfidů a oxidů železa. Pro termodynamické výpočty a seštrojení fázových diagramů bylo použito termodynamických údajů ROBIEHO et al. (1978) doplněných daty pro chalkopyrit a bornit z práce VAUGHANA, CRAIGA (1978).

Na obr. 21 jsou uvedena pole stabilit pro sulfidy a oxidy železa pro vybrané teploty 55, 100, 320 a 420 °C. Pro 55 °C je uveden kompletní diagram fázových hranic běžných sulfidů a oxidů i s identifikací minerálů, pro vyšší teploty jsou zobrazeny příslušné výseky fázových hranic. Aktivita síry i kyslíku se po celou dobu vzniku asociace musela pohybovat v hranicích pole stability pyritu. Nejnižší možná aktivita síry se musela při všech teplotách pohybovat nad fázovou hranicí přechodu FeS-FeS₂ (pyrhotin-pyrit). Po-kud by byla nižší, docházelo by ke vzniku pyrhotinu. Naopak, aktivita rozpuštěného kyslíku v průběhu celého mineralizačního procesu nepřekročila hranici fázového přechodu mezi pyritem a magnetitem resp. pyritem a hematitem (FeS₂-Fe₃O₄, resp. FeS₂-Fe₂O₃).

Pro bližší vymezení aktivity síry pro jednotlivé teploty byla využita hranice fázového přechodu mezi chalkopyritem a bornitem. Zvyšování aktivity síry vede k rozpadu chalkopyritu za vzniku bornitu a pyritu

$$5 \operatorname{CuFeS}_2 + \operatorname{S}_2 = \operatorname{Cu}_5\operatorname{FeS}_4 + 4\operatorname{FeS}_2$$

Příznaky tohoto rozpadu nebyly v dané minerální asociaci pozorovány, aktivita síry se tedy musela pohybovat pod hranicí, která je na fázovém diagramu vyznačena symbolem \mathbb{O} . Tím byly vymezeny relativně velmi úzké hranice aktivity síry na oblast mezi přechodem pyrhotin-pyrit a chalkopyrit-bornit.

Analýzou dosavadních údajů zjistil SCOTT (1974), že mezi aktivitou FeS v prostředí a_{FeS} a obsahem FeS ve sfaleritu X_{FeS} existuje následující vztah

$$a_{\rm FeS} = 0,0257 X_{\rm FeS} - 0,00014 X_{\rm FeS2}$$

který je téměř nezávislý na teplotě. Závislost platí pouze v případě, že je sfalerit v rovnováze s pyritem a nikoliv s pyrhotinem. To je v případě studované asociace splněno. Z analytického zjištění obsahu FeS ve sfaleritech a teploty jejich vzniku byly odvozeny aktivity síry, které jsou vyznačeny na obr. 21 čárkovanými liniemi. Tyto linie spadají do úzkého rozmezí aktivit síry, odvozeného z přechodů pyritu a chalkopyritu. Zároveň umožňují přesně určit maximální aktivitu kyslíku, která nesměla být překročena, protože by jinak docházelo k přeměně sulfidů železa na oxidy (svislé čárkované linie na obr. 21).

Na základě uvedených zjištění je možné předpokládat, že v průběhu vzniku rudní asociace nedocházelo ani k žádné významnější změně ve složení rudotvorných fluid, ani k zásadnější změně tlaku, za hlavní faktor vzniku rudní asociace lze považovat pokles teploty. V opačném případě by se změna aktivity síry, kyslíku, celkového obsahu roz-



○ I. etapa ● II. etapa — pokles teploty

- Obr. 22. Aktivita síry v hydrotermálních fluidech odvozená z obsahů FeS ve sfaleritech jako funkce teploty.
 O aktivita síry pro I. mineralizační etapu, – aktivita síry pro II. mineralizační etapu. Plná křivka odpovídá teoretickému poklesu aktivit síry, který by byl způsoben pouze poklesem teploty.
- Fig. 22. Sulfur activity in hydrothermal fluids derived from FeS content in sphalerites as a function of temperature. O – sulfur activity found in the first mineralization stage, ● – sulfur activity found in the second mineralization stage. Solid line represents theoretical sulfur activity decrease caused by temperature fall only.

puštěných složek i tlaku projevily vznikem dalších minerálních fází. Tento závěr byl také potvrzen porovnáním poklesu aktivity síry, jak byl zjištěn z obsahu FeS ve sfaleritech s poklesem aktivity síry, který by byl způsoben pouze poklesem teploty (obr. 22). Vzájemné porovnání podmínek I. a II. mineralizační etapy s teplotním poklesem aktivity síry opět jasně svědčí o "klidných" a kontinuálních podmínkách vzniku rudní asociace.

Odhad podmínek vzniku rudní asociace žilného ložiska Nová Ves

Na základě zjištěných aktivit síry, horní hranice aktivit kyslíku a předpokladu rovnováhy mezi plynnou, kapalnou a pevnou fází bylo možné odhadnout aktivitu sulfánu, sulfátových anionů a pH hydrotermálního prostředí (tab. 4).

Roztoky se vyznačovaly zanedbatelným obsahem kyslíku a tím také velmi nízkými obsahy síranových aniontů. Rozpuštěný sulfán a jeho aniony silně převažovaly a představovaly hlavní nositele síry v hydrotermálních fluidech – při 400 °C byla aktivita sulfánu více než tisíckrát vyšší a s klesající teplotou se tento rozdíl ještě zvyšoval. Roztoky byly jen mírně kyselé, například neutrální pH je při 300 °C dáno hodnotou 4,81 (atoprotolytická konstanta vody s teplotou výrazně roste a neutrální pH je definováno stejnou aktivitou vodíkových a hydroxylových iontů). Obsah sulfánu v daném prostředí byl dostatečně vysoký na to, aby při zvýšených teplotách zajistil snadnou migraci kovových iontů v podobě komplexů se sulfidovými a hydrogensulfidovými aniony. Pokles teplot ze

- Tabulka 4. Odhad podmínek hydrotermálních fluid, ze kterých vznikla rudní mineralizace na ložisku. Aktivita síry, kyslíku a sulfánu byla odvozena z obsahů ZnS ve sfaleritu a fázového diagramu pro sulfidy a oxidy železa, aktivita sulfátových anionů a pH byly vypočítány za předpokladu dosažení vzájemné rovnováhy.
- Table 4. Parameters of the hydrothermal ore forming fluids on ore deposit as were estimated from geochemical and isotopic study, and based on stability phase diagram from iron sulfides and oxides.

T (°C)	$\log a_{s_2}$	$\log a_{02}$	log a _{H2S}	$\log a_{SO4}^{2}$	pH
55	-16,77	-66,55	-2,09	-14,01	4,43
100	-14,01	-59,73	-1,87	-18,52	4,25
200	-9,47	-41,75	-1,39	-9,42	4,17
300	-6,33	-31,57	-0,99	-6,54	4,52
400	-4,03	-24,54	-0,45	-3,78	5,28

420 až na teploty pod 100 °C a s tím spojené snížení rozpustnosti sulfidů způsobil vysrážení Pb, Zn a Cu z hydrotermálních fluid v podobě sulfidů.

Stručný souhrn výsledků

Ložiskové kumulace i drobné rudní projevy severozápadně od Nové Vsi jsou soustředěny do metamorfitů vrbenské skupiny s převládajícími kvarcity, fylity a metatufy (metatufity) kyselé povahy; v jižním křídle hlavní rudní zóny jsou zastoupeny i metakvarckeratofyry a "peracidity" podobné "křemitým horninám" ložiska Horní Benešov. Metabazity se vyskytují mimo vlastní rudní pole.

V území lze rozlišit následující rudní asociace:

A1) Žíly a žilníky tvořící výplň tektonických dislokací – jejich směr je shodný se směrem s-ploch metamorfitů (SV–JZ), směr sklonu je však většinou opačný (k JV). V těchto připravených strukturách vykrystaloval nejstarší sulfid – pyrit, doprovázený křemenem, následně pak sfalerit a galenit, srůstající intimně s chalkopyritem a nejmladšími, méně častými minerály – tetraedritem a bournonitem. Převažující nerudní komponentu tvoří Mg-siderit. Chemismus, izotopické analýzy i výsledky modelování rudotvorných procesů podporují názor, že vznik karbonátové hlušiny souvisí s hydrotermálním vyluhováním okololožiskových hornin, zvláště metatufů (metatufitů).

A2) Po konsolidaci této dominantní fáze zrudnění došlo k obnovení tektonických pohybů. Jejich střižný charakter se projevil v druhotné morfologii žil ("vyklínění, zmnožení"). Při tektonizaci žil došlo k plastické i klastické deformaci minerálních součástek a k částečné, místy i úplné rekrystalizaci. V důsledku uvedených procesů, spolu s uvolněním fluid, byl určitý podíl minerálů mobilizován a vykrystaloval v podobě II. mineralizační etapy. Minerály této "mladší" fáze tvoří převážně lehce mobilizovatelné minerály – tj. galenit a chalkopyrit, podstatně méně pak stabilnější sfalerit "vyčistěný" od chalkopyritových inkluzí a zbavený části diadochního železa. Minerální společenství má znaky "alpské asociace" – je přítomen i chlorit a křišťál. Ve zcela omezeném měřítku došlo ještě k podružné nejmladší tektonické fázi s dalším zmobilněním a vznikem Mg-sideritu a světlého sfaleritu. Valná část rudních projevů v severním směrném pokračování historicky těženého ložiska je tvořena právě tímto typem zrudnění. To se koncentrovalo nejen v dislokacích, ale vytvořilo i roje žilek v tektonicky nepřipravených zónách.

Schematizovaný diagram sukcese krystalizace znázorňuje obr. 23.

B) Stratiformní zrudnění je vázáno na metatufy (metatufity) acidních vulkanitů. Má charakter vtroušenin a nesouvislých drobných proužků, v nichž převládá pyrit nad sfaleritem a galenitem, akcesoricky přistupuje chalkopyrit a tetraedrit. Typickým texturním znakem jsou relikty globulárního sestavení sfaleritu v galenitu. Rudní minerály provází křemen, dolomit i kalcit. Baryt vytváří samostatné malé agregáty, výjimečně s vtroušeninami pyritu.

Minerál	I. etapa mineralizace	II. etapa mineralizace
Pyrit		
Křemen		H
Sfalerit		
Mg-siderit		
Galenit		_
Tetraedrit	-	
Bournonit		-
Chalkopyrit	alian and the state of the stat	
Fe-dolomit		
Chlorit		

Obr. 23. Sběrný diagram sukcese žilného typu zrudnění.

Fig. 23. The succession diagram of the vein ore body.

Z geochemických studií stabilních izotopů vyplývá poznatek posloupnosti obohacování sulfidů izotopem ³⁴S, který svědčí o dosažení izotopické rovnováhy mezi sírou sulfidů a sírou sulfánu v hydrotermálním roztoku – a je v souladu s mineralogicky stanovenou sukcesí krystalizace. Dvě maxima teplot krystalizace (290 až 360 °C a 55 až 240 °C) odpovídají vyčlenění dvou krystalizačních etap. Síra hydrotermálního roztoku by podle zjištěných hodnot měla být odvozená ze svrchního pláště nebo spodní kůry. Z jesenických rudních lokalit jedině ložisko Nová Ves a rudní projevy Mo-Cu u Videl mají izotopické složení síry blízké 0 (‰ CDT) – tedy tak zvané "hlubinné" provenience. Charakter izotopického složení síry stratiformního zrudnění, pokud je ho možné posuzovat na základě malého počtu analýz, se liší od typu žilného.

Stejné hodnoty δ^{13} C a δ^{18} O karbonátů starší a mladší generace lze vysvětlit tím, že mladší generace vznikla tektonometamorfní mobilizací generace starší. Voda hydrotermálního roztoku při vzniku sideritů měla izotopické složení kyslíku stejné, jako je uváděno pro vodu "magmatickou", případně i "metamorfní". Při tvorbě dolomitů byla přítomna zřejmě i voda meteorická. Izotopické složení uhlíku v hydrotermálním roztoku bylo v rozmezí -9 až -12 % V-PDB a lze soudit, že kromě uhlíku z hlubinných zdrojů byl přítomen i uhlík pocházející z organické hmoty okolních metasedimentů.

Při studiu plynokapalných inkluzí sfaleritů bylo zjištěno, že uzavřeniny obsahují pouze sfalerity staršího (nerekrystalovaného a nemobilizovaného) mineralizačního stádia. V inkluzích se uplatňovaly vedle NaCl i chloridy vápníku a hořčíku. Zjištěné homogenizační teploty (178–230 °C) představují nejnižší teploty při nichž mohly inkluze vznikat. Geochemické studium rudních minerálů a termodynamické modelování ukázalo, že obě mineralizační etapy měly stejný průběh. Během krystalizace bylo dosaženo rovnováhy mezi rudními minerály a fluidy i mezi rudními minerály navzájem. Hlavním faktorem vzniku zrudnění byl pokles teploty fluid od 420 do 55 °C v rozsahu hodnot fugacit síry log a_{S2} od -4 do -17.

I když výše uvedená zjištění ukazují na klasickou hydrotermální genezi zrudnění, při níž by látková podstata rudních asociací měla mít hloubkový magmatogenní zdroj, naskýtá se určitá možnost vysvětlení vzniku tohoto, v jesenickém regionu zcela výjimečného, ložiska i jiným procesem, na který při osobních diskusích a písemných kontaktech upozornil RNDr. Jan Urbánek. Podle jeho hypotézy jsou žilně-žilníkové zóny ložiska Nová Ves výsledkem metamorfního přepracování stratiformního typu zrudnění, které bylo mobilizováno a v důsledku metamorfogenní koncentrace uloženo do nově připravených struktur. Zmíněný názor uvádí i ZIMÁK et al. (1995).

PODĚKOVÁNÍ

Autořský kolektiv vyjadřuje poděkování všem bývalým pracovníkům dnes již neexistujících průzkumných organizací, jejichž ochota a vstřícný přístup umožnil dokumentaci a odběr vzorků z důlních děl i vrtů, stejně jako odborné konzultace a diskuse ke geologické a ložiskové problematice. 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 Brno za pečlivé provedení všech v textu použitých analýz.

SUMMARY

The historical vein ore field near the village Nová Ves u Rýmařova had been mined since XIIIth occasionelly up to the Fifties of the last century. The veins represent a filling of dislocations and fractures in the Devonian folded and metamorphosed rocks of the Vrbno Group at the NE border of the Bohemian Massif. Seven veins and few bodies with disseminated sulfides and veinlet accumulations were distinguished here in the length of 800 m and about 40 m in the width. The striking of the veins correspond with the shistosity of the surrounding rocks (NE–SW) but the dipping is different (NW). The thickness of veins varie from cm to 3,5 m. The last exploitated grades ranged around 3,2 weigh % of Pb, 5,9 % Zn and 49 g/t Ag.

During the main first stage of the mineralization quartz, pyrite, sphalerite, Mg-siderite and subordinate sulfides and sulfosalts: chalcopyrite, tetrahedrite, freibergite and bournonite originated. Irregulary banded textures represent the typical fabric of the veins. The second stage of mineralization was accompanied by the rejuvenation of the tectonometamorphic movement which resulted in the recrystallization and mobilization of the ore and gangue minerals. The release of a portion of iron and chalcopyrite inclusions from the sphalerite and chemical reworking of Mg-siderite to ankerite/Fe-dolomite corresponds with this activity. The newly established textures are disseminated, or massive, only rarely fine lenticular-banded ones.

In the north-eastern part of the vein ore field the disseminated mineralization corresponding to the second stage of the mineralization was found during the geological prospecting in the past century. In the same region subordinate stratabound-like Zn-Pb ores were discovered in the boreholes.

The analyses of the fluid inclusions in sphalerites demonstrate the low salinity of chloride solutions without CO₂ (5–9 % NaCl equiv.). The homogenization temperatures changed between 180–230 °C.

The order of 34 S isotope enrichment among coexisting sulfides, which is in accordance with mineralogical succession, gives evidence on equilibrium between H₂S – bearing fluid and crystallized sulfides. Calculated sulfur isotopic temperatures of sulfide crystallization, i.e. from 290 to 360 °C and from 55 to 240 °C, correspond to two mineralogical stages of minerals crystallization. Sulfur in ore-bearing fluid was probably derived from the deep-seated sources. The minerals from stratabound and vein mineralizations types differ in sulfur isotopic composition.

The same carbon and oxygen isotopic composition of the both carbonate stages is probably the result of the recrystallization and redeposition of older carbonates. Siderite was formed from ore-bearing fluid containing "magmatic" water. However, ore-bearing fluid during dolomite formation contained also meteoric water. The isotopic composition of carbon in ore-bearing fluid (range from -9 to -12 ‰ V-PDB) suggests that in addition to the deep seated carbon also the carbon derived from organic matter was present in the fluid.

The geochemical study of ore minerals and thermodynamic modeling indicate that the both distinguished mineralization periods have had the same course. The thermodynamic equilibrium was reached between ore minerals and fluids and among ore minerals themselves. The temperature decrease of ore fluids in the range from 420 to 55 °C at the sulfur fugacity log a_{S2} from -4 to -17 was identified as the main factor of the ore formation.

LITERATURA

BERNARD, J., H., 1962: Závislost velikosti mřížkové konstanty některých tetraedritů z oblasti Českého masívu na jejich chemismu. – Věst. Ústř. Úst. geol., 36: 259–268. Praha.

BERNARD, J., H., 1991: Empirical types of ore mineralizations in the Bohemian Massif. - Geol. Surv. Prague.

BERNARD, J., H., Pouba, Z. a kol., 1986: Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. – Ústř. Úst. geol. Praha. BURKART, E., 1942: Mährens Minerale I. Brünn.

- CAROTHERS, W. W., ADAMI, L. H., ROSENBAUER, R. J., 1988: Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO₂ siderite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 2445–2450. Oxford.
- 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, Norland, Norway. – *Mineral. Deposita*, 34: 35–56. Berlin.
- ČERMÁK, F., FOJT, B., KOPA, D., ZEMAN, J., 1980: Paragenetická studie ložiskové oblasti Nová Ves u Rýmařova. – Závěrečná zpráva výzkumného úkolu: Studium vztahu mezi stratiformním a žilným typem zrudnění, II. část. – MS PřF UJEP Brno.
- ČERMAK, F., FOJT, B., HAUK, J., KOPA, D., ZEMAN, J., 1981: Některé rudní parageneze Hrubého Jeseníku. Olověnozinkové zrudnění v Nové Vsi u Rýmařova. Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 24ú, Ložiskotvorné pochody: 34–35. Praha.
- ČERMÁK, F., FOJT, B., ZEMAN, J., 1984a: Mikrotvrdost a obsahy arzénu pyritů z ložiska Nová Ves u Rýmařova. – Sborník: Nové poznatky o geologii Jeseníků. *Geologický průzkum n. p.*: 9–10. Ostrava.

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

- ČERMÁK, F., FOJT, B., ZEMAN, J., 1985: Mineralogičeskie osobennosti regenerirovannych sulfidnych rud (v ruštině). – Acta Univ. Palackianae Olomucensis, Fac. Rer. Nat., Geographica-Geologica, 24, 83: 59–62. Olomouc.
- ČERMÁK, F., FOJT, B., KOTRBA, Z., ZEMAN, J., 1986: The microhardness and the As-content in pyrites. Physics of Minerals and Ore Microscopy-IMA 1982: 205–212. Varna.
- ČERMÁKOVÁ, L., 1980: Mineralogicko-chemické studium hlušinových minerálů z ložiska Nová Ves u Rýmařova. – MS, rigorózní práce PřF UJEP Brno.
- D'ELVERT, Ch., (1866): Zur Geschichte des Bergbaues in M\u00e4hren und \u00f6ster.-Schlesien. Schriften d. Staat. Hist. Section d. M\u00e4hr-schles. Gesellschafts, 15. Br\u00fcnn.
- FOJT, B., 1953: Příspěvek ke geochemii rudního ložiska Nová Ves u Rýmařova. MS, diplomová práce PřF MU Brno.
- FOIT, B., 1981: Tři typy zrudnění z Nové Vsi u Rýmařova. Sborník: Příspěvek ke geologii Jeseníků. Práce odb. přír. věd Kraj. vlastivěd. muz. v Olomouci, 33: 51. Olomouc.
- Forr, B., 1984: Pyrity "alpské parageneze" jesenických sulfidických ložisek. Sborník: Nové poznatky o geologii Jeseníků. Geologický průzkum n. p. Ostrava: 13–14. Ostrava.
- FOJT, B., ČERMÁK, F., POVOLNÝ, J., 1980: Mineralogické zhodnocení materiálu z lokality Nová Ves sever, část 1.: Stratiformní zrudnění ve vrtu NVS-16. – MS PřF UJEP Brno.
- FOJT, B., ČERMÁK, F., ZEMAN, J., 1981: Nová Ves-sever charakteristika zrudnění zastiženého vrty NVS-14, 15, 18, 19. MS. PřF UJEP Brno.
- FOJT, B., ČERMÁK, F., ZEMAN, J., HOFFMAN, V., TRDLIČKA, Z., 1982: Mineralogicko-geochemický výzkum rudních nerostů na ložisku Nová Ves u Rýmařova. – MS ÚNS Kutná Hora.
- FOJT, B., PŘICHYSTAL, A., ZEMAN, J., 1978: Mineralogicko-chemická charakteristika sfaleritu. In: Studium vztahů mezi stratiformním a žilným typem zrudnění, materiály k průběžné oponentuře za léta 1976–1977. MS PřF UJEP 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., ZEMAN, J., 2001: Mikroelementy indikátory metamorfního přepracování sulfidických rudnin. – Sborník referátů "Geochémia 2001": 18–20. Bratislava.
- FOIT B., HLADÍKOVÁ, J., KALENDA, F., 2001: Zlaté Hory ve Slezsku největší rudní revír v Jeseníkách. Část 2. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 86: 3–58. Brno.
- GOLYŠEV, S. I., PEDALKO, N. L., PECHENKIN, S. A., 1981: Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems. – Geochem. Internat., 18: 85–99. Moskva.
- HAK, J., NOVÁK, F., 1962: Mikrochemismus moravských sfaleritů. Acta Mus. Morav., Sci. Nat., 47: 37-52. Brno.
- HAKOVÁ, M., KVAČEK, M., RAJLICH, P., 1984: Distribuce kobaltu a niklu v pyritech, pyrhotinech a chalkopyritech sulfidických ložisek Hrubého a Nízkého Jeseníku. – Acta Montana ÚGG ČSAV, 67: 23–40. Praha.
- HEINRICH, A., 1854: Beiträge zur Kenntniss der geognostischen Verhältnisse des mährischen Gesenkes in den Sudeten. – Jb. D. Geol. Reichsanst.-Inst., 5, 87. Wien.
- HLADÍKOVÁ, J., FOJT, B., ZEMAN, J., 1985/1987: Příspěvek ke genezi ložiska Nová Ves u Rýmařova. Sborník referátů z jednání KRB pro rozvoj rudního geofyzikálního průzkumu v Jeseníkách: 88–100. Loučná n. D.

HLADIKOVÁ, J., FOJT, B., ZEMAN, J., 1987: Příspěvek ke genezi ložiska Nová Ves u Rýmařova. – Nové trendy a poznatky v československé ložiskové geologii (Křibek, ed.): 81–86. Praha.

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

HOEFS, J., 1997: Stable Isotope Geochemistry. - 4th edition, Springer, Berlin.

CHRT, J., JANEČKA, J., 1952: Zpráva o výsledcích geologického průzkumu na dole Soukenná u Rýmařova. – MS, Ústav pro průzkum nerostných ložisek. Kutná Hora.

KONEČNÁ, R., 1984: Geochemie okololožiskových hornin rudní oblasti Nová Ves u Rýmařova. MS, diplomová práce PřF UJEP Brno.

KOPA, D., 1980: Petrografie na ložisku barevných kovů Nová Ves u Rýmařova. Závěrečná zpráva subetapy státního plánu výzkumu. – MS, Slezské muzeum. Opava.

KOUTEK, J., 1950: Posudek o Pb-Zn ložisku na Soukenné u Rýmařova. - MS, Geofond. Praha.

KRATOCHVIL, J., 1950: Zpráva o geologickém průzkumu kutiska v Nové Vsi u Rýmařova. – MS, Geofond. Praha. KRUŤA, T., 1966: Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. – Moravské muzeum v Brně.

КVAČEK, М., 1974: Distribuce selenu v sulfidech a arzenidech z některých moravských výskytů. – Acta Mus. Moraviae, Sci. Nat., 59: 9–24. Вгпо.

KUČERA, J., 1954: Zpráva a výpočty zásob na Pb-Zn ložisku v Nové Vsi u Rýmařova. – MS, archiv GP Rýmařov.

KUHN, P., 1974: Závěrečná zpráva za roky 1973 a 1974 o pracech, provedených v rámci mineralogického studia vzorků z lokality Nová Ves u Rýmařova. – MS VŠB Ostrava.

LAUS, H., 1906: Die nutzbaren Mineralien und Gesteine der Markraftshaft Mähren und Schlesien. Brünn.

LEBEDEVA, S., I., 1977: Opredelenie mikrotverdosti mineralov. - AN SSSR, Mosva.

LOWAG, J., 1905: Das Erzvorkommen der Bleiglanzgrube "Gabe Gottes" in der N\u00e4he von R\u00f6merstadt in M\u00e4hren. – Gl\u00fcckauf: 1148. Essen.

MIKUŠ, M., 1973: Zpráva o průběhu vyhledávacího geologického průzkumu Pb-Zn-Ag rud na akci Nová Ves okolí v letech 1972–1973. – Sbor. Geol. Průzk., 4: 133–136. Ostrava.

MIKUŠ, M., 1975: Projekt průzkumu rud Nová Ves - štola. – MS Geologický průzkum n. p. Ostrava.

MIKUŠ, M., 1977: Nová Ves u Rýmařova – ložisko Pb-Zn rud. – Průvodce k exkurzím a abstrakta referátů 21. celostátní konference ČSMG SGS v Olomouci: 109–113. Olomouc.

Novák, J., 1986: Výsledky báňskohistorického výzkumu v Jeseníkách. - Sborník GPO, 31: 89-106. Ostrava.

NOVÁK, J., GOTTVALD, B., CZEDRON, J., 1982a: Ložiskové poměry Soukenná (Ag, Pb, Zn rudy), Karlov – Žďárský potok (okr. Bruntál). – MS Geologický průzkum n. p. Ostrava.

NOVÁK, J., GOTTVALD, B., CZEDRON, J., 1982b: Ložiskové poměry Ag, Pb, Zn rud Nová Ves u Rýmařova-Soukenná. – Sbor. GPO, 26: 31–58. Ostrava.

NOVAK, J., ŠTĚPAN, V., 1983: Historie dolování Ag, Pb, Zn rud na ložisku Nová Ves u Rýmařova. – Geol. Průzk., 25, 8–9: 257–259. Praha.

OHMOTO, H., RYE, R. O., 1979: Isotopes of sulphur and carbon. – In: BARNES, H. L., (ed): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., J. Wiley, New York.

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

Рокович, J., 1954: Mineralogický rozbor rudního vzorku z Nové Vsi. – MS, ÚNS Kutná Hora.

PŘICHVSTAL, A., 1975: Mineralogicko-chemické studium sfaleritu, galenitu a arzenopyritu z rudních výskytů ve Slezsku a na severní Moravě. – MS, rigorózní práce, PřF UJEP, Brno.

ROBIE, R. A., HEMINGWAY, B. S., FISHER, J. R., 1978: Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298,15 K and 1 Bar (105 Pascals) Pressure and at Higher Temperatures. – U. S. Geol. Bull. 1452. Washington.

SCOTT, S. D., 1974: Experimental Methods in Sulfide Synthesis. – In: Sulfide Mineralogy, M. S. A. Short Course Notes, Vol. 1, ed. P. H. Ribbe, S1–S38. Washington.

SEKANINA, J., 1948: Předběžná zpráva o o výzkumu olověno-zinkových žil u Nové Vsi na Rýmařovsku. – Věst. Stát. geol. Úst., 23: 184–186. Praha.

SEKANINA, J., 1949: Zpráva o ložisku olověno-zinkových rud Boží Dar u Nové Vsi na Rýmařovsku. – MS PřF MU Brno.

SEKANINA, J., 1950: Zpráva o průběhu terénních prací u Nové Vsi na Severní Moravě. – Přír. sbor. Ostrav. kraje, 11, 23: 351–355. Opava.

SEKANINA, J., 1951: Nerosty železného klobouku od Nové Vsi na severní Moravě. – Práce Moravskoslez. Akad. Věd přír., 23, 5, 4, 47/63: 65–89. Brno. SLAVÍK, F., 1923: Příspěvek k poznání rudních žil v Jeseníku. – Čas. Vlast. muz. spol. v Olomouci, 34, 1–2: 1–8. Olomouc.

TRDLIČKA, Z., 1970: Mineralogicko-chemické studium hydrotermálních karbonátů kalcitové a dolomitové řady z ČSSR. – MS, ÚNS Kutná hora.

TRTILEK, O., 1966: Projekt geologických prací, vyhledávací průzkum Pb, Zn, Cu, Ag, Au na lokalitě Nová Ves u Rýmařova (ložiska Soukenná a Jelení potok). – MS, archiv GP Rýmařov.

ULRICH, F., 1930: Hydrozinkit z Nové Vsi u Rýmařova. - Příroda, 23, 2/4: 378. Brno.

URBANEK, J., 1972: Základní geologická mapa 1:50 000 list M-33-71-D Vrbno pod Pradědem. – MS Geofond Praha.

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

VAUGHAN, D. J., CRAIG, J. R., 1978: Mineral Chemistry of Metal Sulfides. - University Press. Cambridge.

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

ZIMÁK, J. a kol., 1995: Průvodce ke geologickým exkurzím. Střední a severní Morava, Slezsko. – Univerzita Palackého Olomouc.