

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

MINERALOGIE ŽELEZNÝCH RUD TYPU
LAHN-DILL VE ŠTERNBERSKO-
HORNOBENEŠOVSKÉM PRUHU

diplomová práce

Lenka Kopecká

Environmentální geologie (N1201)
prezenční studium

vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

červen 2012

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora:	Lenka Kopecká
Název práce:	Mineralogie železných rud typu Lahn-Dill ve šternbersko-hornobenešovském pruhu
Typ práce:	diplomová
Pracoviště:	Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie
Vedoucí práce:	doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.
Rok obhajoby práce:	2012
Abstrakt:	<p>Tato práce se zabývá mineralogií železných rud typu Lahn-Dill ve šternbersko-hornobenešovském pruhu. Vzorby rud byly zkoumány polarizačním mikroskopem a jejich chemismus byl sledován pomocí WDX analýz.</p> <p>Rudy dělím na kyselé a bazické. Kyselé rudy jsou tvořeny především magnetitem, křemen, hematitem, karbonátem a fylosilikáty (stilpnomelanem a chloritem). V bazických rudách je obsažen stilpnomelan, chlorit, karbonát, magnetit, křemen. V akcerickém množství je přítomen allanit-(Ce), ilmenit a pyrit. Zabývám se také hydrotermální mineralizací, která provází ložiska železných rud a většinou se skládá z křemene a kalcitu, možná je přítomnost chloritu, stilpnomelanu, turmalínu a apatitu.</p>
Klíčová slova:	šternbersko-hornobenešovský pruh, vrbenská skupina, železné rudy, mineralogie, stilpnomelan, chlorit, turmalín
Počet stran:	90
Počet příloh:	1 CD
Jazyk:	čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname:	Lenka Kopecká
Title:	Mineralogy of Lahn-Dill type iron ore deposits in the Šternberk-Horní Benešov Belt
Type of thesis:	master
Institution:	Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology
Supervisor:	doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.
The year of presentation:	2012
Abstrakt:	<p>Presented work deals with mineralogy of iron ores of the Lahn-Dill type in Šternberk-Horní Benešov Belt. Standard optical methods and WDX analysis were used for the study samples iron ores.</p> <p>Iron ores divide for acidic and alkaline category. Acid iron ore contain magnetite, quartz, hematite, carbonate and phyllosilicate (stilpnomelane and chlorite). Alkaline iron ores contain stilpnomelane, chlorite, carbonate, magnetite, quartz. Accessories are allanite-(Ce), ilmenite and pyrite. Hydrothermal mineralization accompany deposits of iron ores. Vein contains quartz, calcite maybe chlorite, stilpnomelane, tourmaline and apatite.</p>
Keywords:	Šternberk-Horní Benešov Belt, Vrbno Group, iron ores, mineralogy, stilpnomelane, chlorite, tourmaline
Number of pages:	90
Number of appendices:	1 CD
Language:	Czech

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně.
Veškerou použitou literaturu a jiné zdroje, ze kterých jsem čerpala, řádně cituji a uvádím v seznamu literatury.

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu této diplomové práce doc. RNDr. Jiřímu Zimákovi, CSc., za cenné rady a připomínky.

Obsah diplomové práce

1. Úvod.....	7
2. Geologické a geografické členění oblasti.....	8
2.1. Vymezení oblasti.....	8
2.2. Stručná geologie a petrografie oblasti.....	9
3. Vývoj poznatků o petrografii.....	15
4. Železné rudy typu Lahn-Dill.....	16
5. Pozice a tvar ložisek.....	18
6. Klasifikace železných rud.....	20
7. Mineralogie železných rud a hydrotermální mineralizace.....	25
7.1. Fylosilikáty.....	26
7.1.1. Stilpnomelan.....	26
7.1.2. Chlority.....	27
7.1.3. Muskovit.....	29
7.2. Opakní minerály.....	29
7.3. Karbonát, monazit, baryt, scheelit, allanit-(Ce).....	30
7.4. Hydrotermální žíly s turmalínem.....	31
8. Lokality šternbersko-hornobenešovského pruhu.....	33
8.1. Horní Životice.....	33
8.2. Horní Benešov.....	34
8.3. Leskovec nad Moravicí - Roudno.....	36
8.4. Kříšťanovice.....	37
8.5. Moravský Beroun – Čabová.....	37
8.6. Ondrášov.....	39
8.7. Horní Loděnice.....	39
8.8. Šternbersko.....	40
8.8.1. Řídeč.....	41
8.8.2. Řídeč – Krákořice.....	41
8.8.3. Krákořice.....	41
8.8.4. Chabičov.....	42
8.8.5. Krákořice – Hlásnice.....	42
8.8.6. Šternberk.....	43
9. Metodika práce.....	44
10. Zhodnocení současného stavu lokalit.....	46
11. Stručná charakteristika odebraných vzorků.....	53
12. Mikroskopické studium a WDX analýzy.....	56
12.1. Stilpnomelan.....	57
12.2. Chlorit.....	61
12.3. Magnetit.....	63
12.4. Chromit.....	64
12.5. Hematit.....	65
12.6. Ilmenit.....	65
12.7. Allanit-(Ce).....	66
12.8. Křemen.....	67
12.9. Karbonáty.....	68
12.10. Turmalín.....	70
12.11. Apatit.....	73
12.12. Pyrit.....	74

13. Diskuze.....	75
14. Závěr.....	86
15. Použitá literatura	87

1. Úvod

Šternbersko-hornobenešovský pruh byl dříve předmětem zájmu geologů a mineralogů především díky výskytu železných rud, které se zde v minulosti na desítkách lokalit těžily. Historie těžby je velmi stará, na některých ložiscích sahá až do 13. století.

O problematiku železných rud v tomto území se zajímali především Kretschmer (1906, 1917) a Skácel (1966, 1968), další práce jsou, až na výjimky, většinou jen shrnutím publikací a nepublikovaných zpráv těchto autorů.

Mineralogické údaje o tomto území jsou neúplné, chybí novější poznatky, a to zejména kvůli neperspektivnosti těžby na těchto ložiskách v období po druhé světové válce, a také nedostatku peněz a dobré vůle.

Hlavním cílem této práce je podat ucelený, stručný přehled problematiky železných rud typu Lahn-Dill ve šternbersko-hornobenešovském pruhu se zaměřením na mineralogii. V literární rešerši jsem se zaměřila na stručnou charakteristiku geologie zkoumané oblasti, na problematiku železných rud typu Lahn-Dill a na důležité údaje o jednotlivých lokalitách šternbersko-hornobenešovského pruhu. Na základě údajů v literatuře zde detailně popisují vybrané minerály. V této části práce používám Skácel (1966) vyčleněné variety rud, nemohla jsem se vyhnout petrograficky již zastaralým termínům, které pro lepší orientaci v textu stručně objasňuji.

Dalším pokračováním této práce byla terénní etapa, během níž byl zhodnocen stav lokalit a odebrány vzorky k dalšímu studiu, především ke zhotovení leštěných výbrusů. Ty byly vyhodnoceny v procházejícím i odraženém světle a dále použity k provedení WDX analýz.

Všechny tyto poznatky shrnuji v diskuzi a závěru práce, kde je provedeno i srovnání mineralogických poměrů na železnorudných ložiskách lahn-dillského typu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a ve vrbenské skupině.

2. Geologické a geografické členění oblasti

2.1. Vymezení oblasti

Šternbersko-hornobenešovský pruh je součástí moravskoslezské oblasti Českého masivu. Tato oblast se rozprostírá na východ od centrální části Českého masivu, který se na východě noří pod Karpaty. Do oblasti východních Alp zasahuje na jihu, na severu sahá až za okrajový zlom lugika. Západní hranici tvoří moravskoslezské zlomové pásmo, které je tvořeno velkým množstvím dislokací (náměšťský zlom, bítešský zlom, nýznerovské a ramzovské nasunutí) (Mísař et al. 1983).

Z geografického hlediska se sledovaná oblast rozkládá mezi Krnovem, což je jeho nejsevernější část a Šternberkem (Chlupáč et al. 2002).

Geomorfologické zařazení šternbersko-hornobenešovského pruhu podle Demka et al. (2006):

Systém:	Hercynský
Subsystém:	Česká vysočina
Soustava:	Krkonoško-Jesenická soustava
Podsoustava:	Jesenická podsoustava
Celek:	Nízký Jeseník
Podcelek:	Brantická, Bruntálská, Slunečná, Domašovská a Vítkovská vrchovina

Na základě zlomových struktur směru sz. – jv. se celý pruh dělí na tři části - severní, střední a jižní. Mezi Leskovcem nad Moravicí, v širším okolí Horního Benešova, Lichnovem a Krnovem se nachází severní část pruhu. Moravskoberounská a novovalteřická struktura reprezentuje střední část pruhu (Přichystal 1990). Jižní část je tvořena chabičovským ostrovem, který je tvořen plošně územím obcí Šternberk, Chabičov, Řídeč, Hlásnice a Krákořice, rozloha tohoto území je asi 8 km² (Skácel 1966).

Přichystal (1990) jižní část pruhu vymezuje již nejsevernějším výskytem v Horní Loděnici a přičleňuje k tomuto území i výskyty vulkanitů a tufů mezi Dolním Žlebem a Lipinou (oblast pod tratí Ecce Homo).

Avšak na základě geofyzikálního průzkumu a analogických vulkanosedimentárních sekvencí je možné, že pokračování šternbersko-hornobenešovského pruhu zasahuje na severu až do

Pokrzywne v Polsku (Přichystal 1981) a na jihu se podle Běhounka (1961) noří pod sedimenty Hornomoravského úvalu, což také dokládá výskyt železných rud u Hnojic (Skácel 1966, Skácel 1968). Podle Skácela (1966) je šternbersko-hornobenešovský pruh tvořen drobnějšími a třemi hlavními ostrovy devonských hornin - chabičovským, moravsko-berounským a hornobenešovským ostrovem. Mezi Šternberkem a Moravským Berounem má pruh směr SV – JZ, tento směr se mění od Moravského Berouna k Hornímu Benešovu na SSV – JJZ až na S – J. Železoručná ložiska typu Lahn-Dill kopírují tyto směry, protože jsou s devonskými vulkanity geneticky spojena.

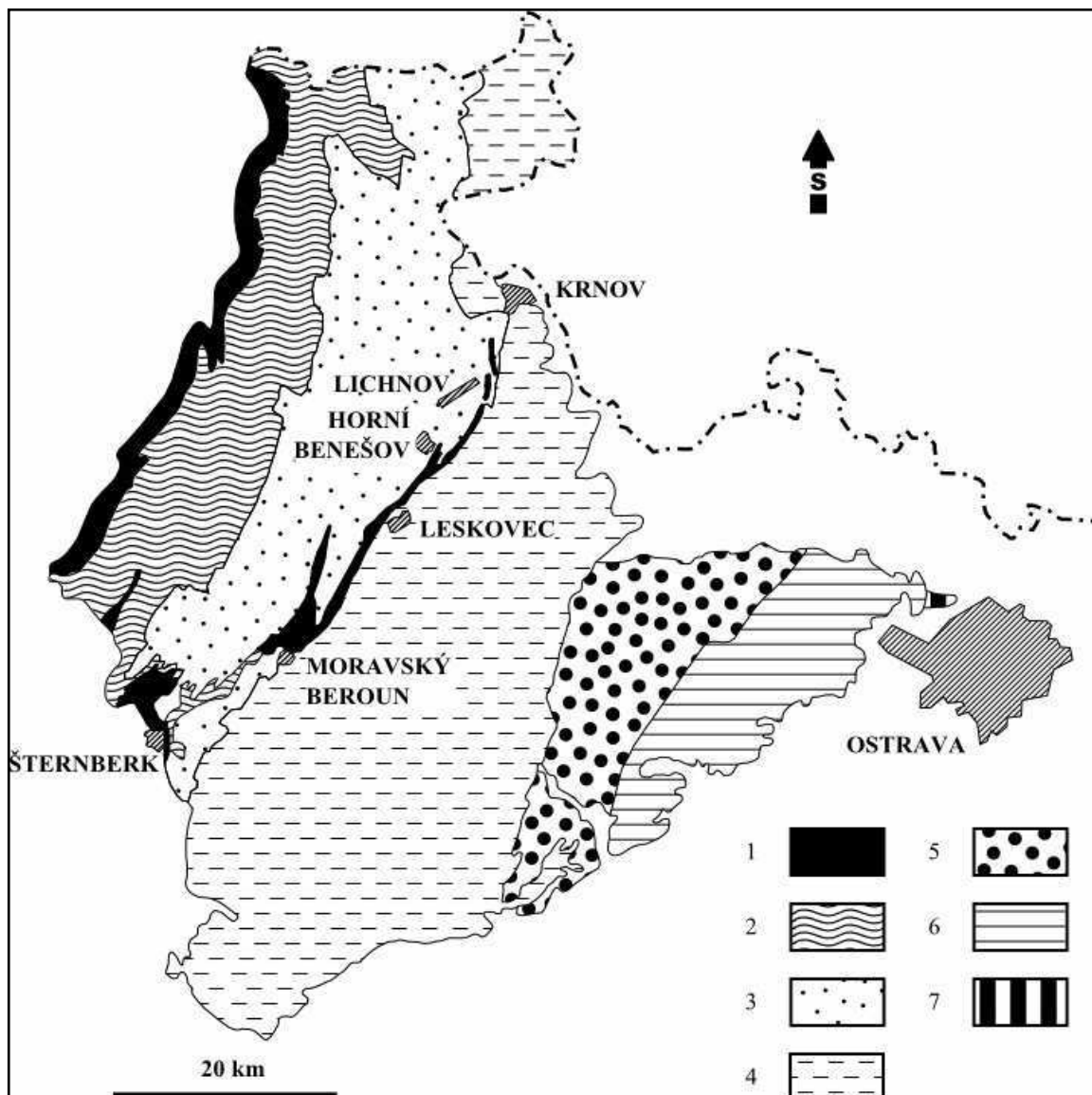
2.2. Stručná geologie a petrografie oblasti

Pro moravskoslezskou oblast je charakteristické stratigrafické a tektonické oddělení hercynského patra od pater níže položených. Hercynský cyklus začal transgresivním devonem, který následně pokračuje spodním karbonem v karbonátovém, později v kulmském vývoji. Tento cyklus byl zakončen molasovou sedimentací karbonských uhelných pánví, a to hlavně v hornoslezské pánvi (Mísař et al. 1983).

Podle Chlupáče et al. (2002) v karbonu docházelo ke změně sedimentačních podmínek od Z k V v závislosti na postupu zvedání pevniny od centra variského orogenu k jeho v. periférii. Přičemž od S k J a od Z k V se postupně snižuje úroveň metamorfózy, od hornin vrbenské skupiny, které jsou epizonálně metamorfované až po anchimetamorfované nebo nemetamorfované horniny šternbersko-hornobenešovského pruhu (Tomšík 1993, Chlupáč et al. 2002).

Nízký Jeseník, jehož stručná geologická mapa je na obr. 1, se skládá z několika jednotek. Tzv. moravskoslezský kulm (kulm jeseníckého bloku) je ve směru od Z k V zastoupen čtyřmi souvrstvími: andělskohorským, hornobenešovským, moravickým a hradecko-kyjovickým. Z hlediska mé diplomové práce je významné **hornobenešovské souvrství**, která spočívá konkordantně na ponikevském souvrství, pro něž typickými horninami jsou droby, místy s polohami drobnozrnných slepenců. **Moravskoberounské souvrství** je tvořeno především křemennými slepenci s karbonátovým tmelem nebo vápenci s písčitou příměsí a polohami vápencových brekcií. Obecně je kulm Nízkého Jeseníku tvořen především droby, břidlicemi a prachovci, mnohdy s typickým rytmickým střídáním (viz např. Dvořák 1994a).

Severní část šternbersko-hornobenešovského pruhu, mezi Bruntálem a Roudnem, je významná i díky výskytu neovulkanitů. Stratovulkány s nasypnými kužely a lávovými proudy Malý Roudný, Velký Roudný, Uhlířský vrch a Venušina sopka, jejichž vulkanická aktivita je datována do období pliocénu až spodního pleistocénu, jsou tvořeny převážně olivinickými bazalty a nefelinickými bazanity (Fediuk a Fediuková 1985).



Obr. 1. Geologická mapa Nížkého Jeseníku (převzato, Kapusta 2011 podle Dvořáka 1994b).

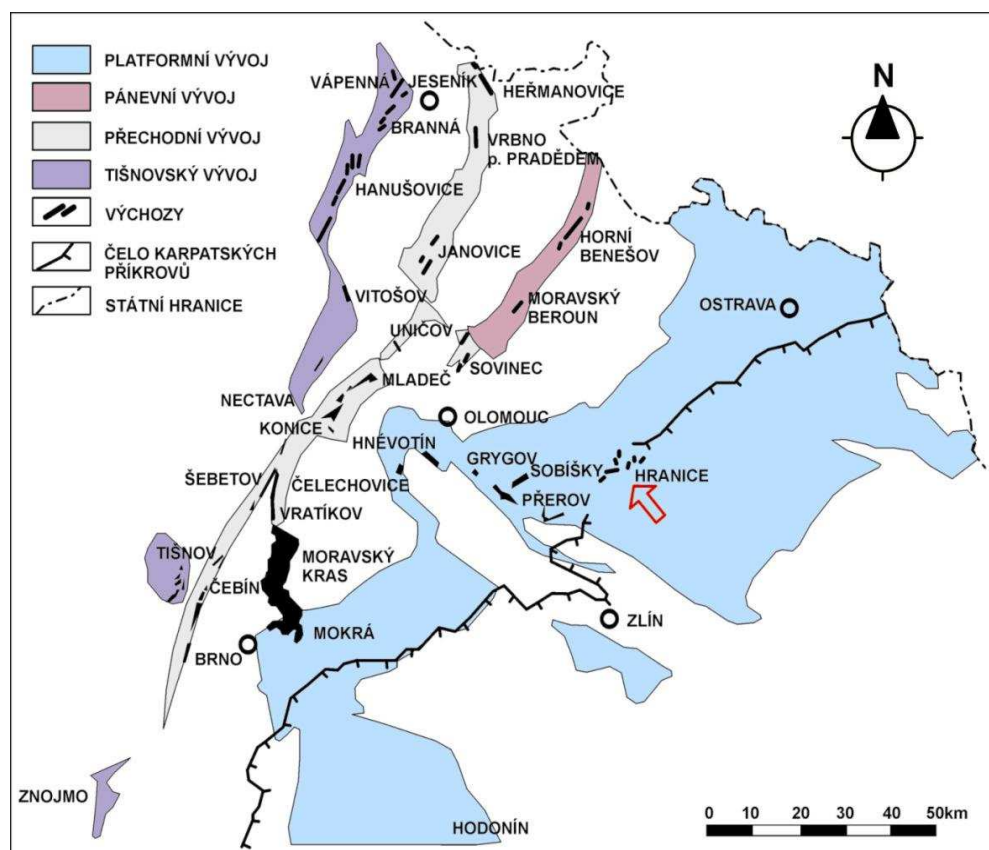
Legenda:

- 1 – vulkanity a sedimenty šternbersko-hornobenešovského pruhu a vrbenské skupiny,
- 2 – andělskohorské souvrství,
- 3 – hornobenešovské souvrství,
- 4 – moravické souvrství,
- 5 – droby hradecko-kyjovického souvrství,
- 6 – břidlice a prachovce hradecko-kyjovického souvrství,
- 7 – ostravské souvrství.

Pro šternbersko-hornobenešovský pruh v Nížkém Jeseníku je typický drahanský (pánevní) vývoj, jehož rozšíření je zřejmé ze schématické mapy na obr. 2.

V jeho spodní části je reprezentován **stínavsko-chabičovským souvrstvím** (obr. 3), kde převládají anchimetamorfované jílové a prachové, místy i vápnité břidlice.

Nejnižší člen tvoří bazální klastické uloženiny, jako jsou pískovce, slepence a písčité vápence, které spočívají na proterozoických kladeckých fylitech, výše převládají anchimetamorfované břidlice s polohami bazických vulkanitů, tufů, nečistých vápenců a ložiska sedimentárních železných rud, starší část (stupeň prag a spodní ems) - vrstvy stínavské, obsahují zvýšený podíl prachové příměsi, fauny, které se zde nacházejí mají smíšený rýnsko-český ráz. Mladší část, vrstvy chabičovské, tvoří hlavně jílové a vápnité břidlice s tentakulity a faunami převážně českého rázu (stupně dalej a eifel) (Chlupáč et al. 2002).



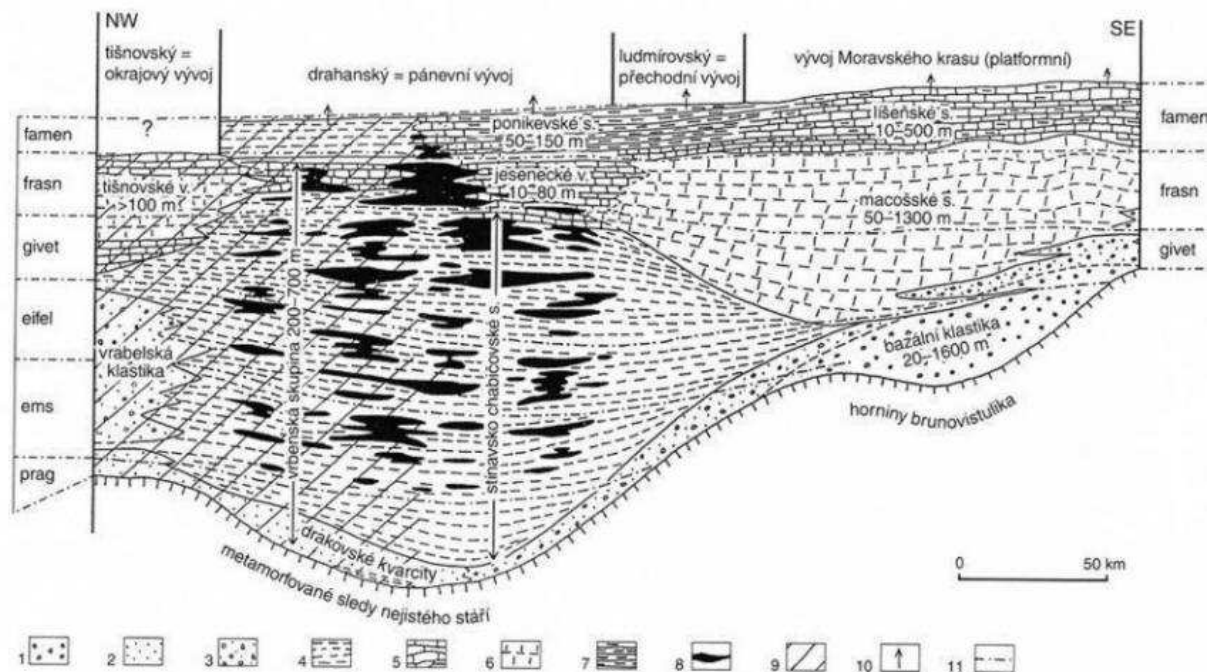
Obr. 2. Schématická mapa rozšíření hlavních faciálních vývojů devonu moravskoslezského paleozoika (převzato, tektonika.sweb.cz/uvod.html podle Hladila 1988).

Pro drahanský vývoj je typický submarinní vulkanismus tzv. spilit-kvarceratofyrové formace (podle Chlupáče et al. 2002), který trval od vyššího spodního devonu až do spodního karbonu a jeho produktem byly převážně bazické lávy bazaltového typu, které byly přeměněny na spility, mandlovcové spility a hrubozrné žilné metadolerity, které jsou

provázené pestrou škálou hyaloklastitů a tufů v různém stupni přeměn. Intermediální a kyselé vyvřeliny jsou zastoupeny keratofyry a kvarckeratofyry (Chlupáč et al. 2002).

Již Barth (1960) a Skácel (1966) označují devonský vulkanismus šternbersko-hornobenešovského pruhu jako spilito-keratofyrový (popř. spilit-keratofyrový), tohoto označení se drží také Přichystal (1985, 1990).

V dnešní době je správné označení pro horniny jako jsou spility, diabasy aj. výraz – paleobazalt; vzhledem k tomu, že tyto horniny jsou jasně definovány (viz Barth 1960 později Přichystal 1985, 1990), budu i nadále používat tyto starší termíny.



Obr. 3. Stratigrafické schéma moravskoslezského devonu (převzato a upraveno, Chlupáč et al. 2002).

Legenda: 1 - bazální klastika; 2 – pískovce, kvarcicity; 3 – pískovce a slepence; 4 – břidličné facie (v metamorfovaných sledech fylity, svory aj.); 5 – vápence různých typů; 6 – mělkovodní korálo-stromatoporoidové karbonátové facie; 7 – břidlice s lydity; 8 – vulkanity; 9 – projevy regionální metamorfózy; 10 – sedimentace pokračuje do karbonu; 11 – chronostratigrafické hranice stupňů. v. – vrstvy; s. – souvrství. Délkové měřítko vyjadřuje předpokládanou vzdálenost před tektonickými deformacemi.

Na základě geologických a geofyzikálních měření je předpokládána přítomnost hlubinného zlomu šternbersko-hornobenešovského pásma (Kumpera 1983). Dále autor uvádí, v duchu zastaralých geosynklinálních koncepcí, že „pruh se skládá z devonských až spodně viséeských eugeosynklinálních sérií, které vystupují v jádrech reomorfně zvrásněných antiklinál“.

Vulkanická série byla dříve chápána jako produkt tzv. iniciálního vulkanismu geosynklinálního vývoje (Barth 1960, Skácel 1966), avšak po přijetí nové koncepce deskové tektoniky je přiřazena ke kontinentálnímu riftu v pokročilém stádiu vývoje, a to na základě zvýšeného obsahu TiO_2 (Přichystal 1990).

3. Vývoj poznatků o petrografii

Počátkem 20. století se již F. Kretschmer (1906, 1917) intenzivně zajímal o oblast šternbersko-hornobenešovského pruhu, a to především díky výskytu železných rud. Veškeré vulkanické horniny zařadil do středního devonu, přičemž vápence považoval za starší metasomatity. Z tektonického hlediska označil jednotlivé ostrovy za paralelní, izoklinální k SZ překocené antiklinály a synklinály.

Zpracoval petrografii hornin a poznatky o devonských eruptivech. Ve své práci zmiňuje – olivinický diabas, augitický diabas, diabasový porfyrit, spilit, spilitový mandlovec, brekcie spilitových mandlovců a deskovce. Také poprvé popisuje horniny podobné polštářovým lávám.

Barth (1960), který se zabýval petrografií bazických hornin, pojmenoval a vyčlenil tyto horniny následovně jako – afanitický diabas, diabasový porfyrit, mandlovcový spilitový porfyrit, spilitový porfyrit, mandlovcový spilit, spilit, keratofyr, křemenný keratofyr, aglomerátový tuf, lapilový tuf, dále tzv. “granulát“, popelový tuf, spilit – karbonátová hornina netufové povahy, tufit a dále vyčleňuje sedimentární horninu s vulkanogenní příměsí.

Dále se petrografií zabýval Přichystal (1985, 1990), podle něhož vulkanismus v zájmové oblasti probíhal od svrchního emsu až do svrchního tournai. Podle Přichystala (1990) jsou kyselé a intermediární vulkanity obvykle mladší, než vulkanity bazické. Popisuje, že bazaltoidy jsou nejrozšířenější horniny, intermediární vulkanity odpovídají trachyandezitům až trachytům a kyselé vulkanity ryolitům. Také popisuje to, že bazaltoidy devonského stáří mají převážně alkalický charakter oproti vulkanitům stáří tournai, které se blíží svým charakterem tholeitickým bazaltům.

Problematické horniny deskovce, v němčině Schalstein, popisovány Kretschmerem (1917), a v práci Bartha (1960) označovány negeneticky jako spilit–karbonátové horniny, později Přichystal (1985) označil jako peperity (z části granuláty a hyaloklastity).

4. Železné rudy typu Lahn-Dill

Tyto rudy byly pojmenovány podle typového naleziště železných rud v Hessensku (Německo) v Rýnském břidličném pohoří. Ložiska se nalézají v údolí řek Lahn a Dill (Chlupáč et al. 2002, Skácel 1966).

Skácel (1966) poukazuje na nutnost rozlišit charakter rud typu Lahn-Dill, proto používá dělení na klasický typ rud Lahn-Dill, typický pro devon rýnského vývoje. Tento typ je složitější než, typ rud Lahn-Dill, který je odvozený od klasického typu, ale je většinou narušen účinky metamorfózy. Jako další vyčleňuje tzv. prodloužený typ, u kterého dochází ke vzniku rud, ihned po výlevech magmatitů.

Na základě tohoto dělení uvádí, že železné rudy v moravskoslezském devonu náležejí sedimentárním submarinním ložiskům typu Lahn-Dill a svým charakterem jsou blízké klasickému typu devonu rýnského vývoje. Ložiska jsou syngenetická, úzce spjata s devonskou vulkanickou aktivitou spilito-keratofyrové formace. Uvádí také, že ložiska vznikala v mělkém prostředí, než bylo všeobecně předpokládáno.

Při slabé regionální metamorfóze docházelo k rekrystalizaci. Podle Skácela (1966) je stratigrafie nejistá, ale v závislosti na periodicitě tvorby železných rud a na jednotlivých fázích bazického vulkanismu, lze předpokládat období od svrchního emsu až hranice svrchní devon – spodní karbon. Došlo ke genezi ložisek železných rud bez přechodu k jiné metalické formaci.

Během vulkanické činnosti neproběhl celý rudotvorný proces, byl různě zpomalován přínosem nového materiálu z vulkanických erupcí.

Kretschmer (1917) se domníval, že železné rudy uložené ve vápencích jsou metasomatického původu, zatímco ložiska uvnitř těles diabasů, nebo diabasových porfyrů mají magmatogenní původ. Toto tvrzení však bylo později Skácelem (1966) vyvráceno.

Teorií vzniku železných rud typu Lahn-Dill je spousta, například Rösler (1962), se domnívá, že došlo k nakupení velkého množství tufů (možná až k mořské hladině), později dochází k uklidnění vulkanické činnosti, láva se jen vylévá a mnohdy vniká jako žilná intruze do okolí. Tyto intruze se postupně přesouvají níže, a to až do podloží vulkanické série, kde dojde k prohřátí celého komplexu a k výstupu klastických hornin a tufů směrem vzhůru. Takto vzniklé termální vody mají teplotu do 200 °C. Termy stoupají vzhůru sopečným komínem nebo v jeho blízkosti, přičemž se z tufů vylouží železo a křemík, méně už hliník a

hořčík. Tyto prvky jsou transportovány v koloidní formě a sráží se na hranici vulkanit – mořská voda, právě díky elektrolytickému účinku mořské vody.

Podle Skácela (1966) však na našem území nebyla prokázána tvorba rud v přírodních ani jiných kanálech vulkánu či okolí. Domnívá se, že spíše, než centrální kanál rudního přínosu postvulkanických exhalací, existovala řada průduchů, které nepravidelně zanikaly a na novém místě vznikaly. Tímto tvrzením vysvětluje různou stratigrafickou úroveň a velkou plošnou rozlohu ložisek. Přínos rudních složek probíhal z postvulkanických exhalací, později z roztoků obohacených železem při prostupu vulkanickou sérií. V závislosti na podmínkách prostředí se rudní obsah srážel a sedimentoval na místě nebo zůstával v roztoku popřípadě v podobě suspenze. Vzniklá gelová sraženina pozvolna krystalovala a vytvořila nevrstvené rudní variety s reliktními strukturami gelů nebo část rudotvorného materiálu prodělala krátký transport a tak se mohly utvořit rudy vrstevnaté.

Další hypotézou vzniku podle Petránka (1976) je předpoklad, že rudy jsou sice hydrotermálního původu, avšak tyto matečné hydrotermy vznikaly reakcí vody, a to volné i intersticiální, s vylévanými, vyvrhovanými i intrudujícími vulkanickými horninami a to vše probíhalo za teplot kolem 200 °C. Bazická láva by reagovala s mořskou vodou za vzniku mineralizovaných vod. Docházelo by k uvolňování železa a jiných prvků, které by se následně hromadily na mořském dně a tam utvářely podmínky pro vznik ložisek železných rud.

Podle Chlupáče et al. (2002) rudy typu Lahn-Dill vznikly přínosem kovových složek z mineralizovaných pramenů a plynných exhalací, které provázejí vulkanickou činnost, jde tedy o ložiska submarinně-exhalační.

5. Pozice a tvar ložisek

Na současných tvarech, pozici ložisek a jejich mineralogickém složení se významnou měrou podílela metamorfóza, která stoupá v prostředí vulkanických facií od V k Z a od J k S (Tomšík 1993).

Pozice a tvar ložisek rud jsou značně proměnlivé vůči devonským horninám. Ložiska se vyskytují uvnitř vulkanické série, ale i na styku vulkanické a sedimentární série (Kretschmer 1917, Skácel 1966). Avšak zrudnění v sedimentární sérii ve větší vzdálenosti od paleovulkanitů nebylo zjištěno. Z toho lze vyvozovat aktivní nebo pasivní genetickou závislost devonských železných rud na devonských vulkanitech. Uvnitř vulkanické série se nacházejí místy sedimentární vložky, které také nesou zrudnění (Skácel 1966).

Ložiska tvoří různě rozlehlé, většinou však izometrické, ploché čočky, které dosahují v centrálních partiích mocnosti až několika metrů. Uvnitř vulkanické série pozvolna laterálně vyklíňují nebo přecházejí do hraničních ložisek, přičemž na sebe jednotlivá ložiska nenavazují. Rudní tělesa vykazují vždy ložní tvar (Kretschmer 1917, Skácel 1966).

Všechny tektonické deformace, které postihly okolí, železorná ložiska prodělala, a tím se také liší od ložisek Pb-Zn (Skácel 1966).

Ve vertikálním profilu je vulkanická série členitější, zřejmě docházelo k přerušované vulkanické aktivitě a k nástupu mořské sedimentace. V těchto vložkách jsou vyvinuty rudní koncentrace. Ložiska se vytvářela nepravidelně po delší dobu, z toho také plyne nepravidelnost tvarů rudních těles uvnitř vulkanického komplexu (Skácel 1966).

Pravidelnější tvar, rozměry, výskyt a kovnatost mají ložiska na svrchním okraji vulkanické série. Tyto ložiska jsou tvořeny tzv. zásaditými rudami, které jsou složeny především minerály ze skupiny železem bohatých chloritů (Kretschmer 1917, Skácel 1966).

Jaspilitové rudy a čočky hematitových rud s magnetitem převládají uvnitř vulkanické formace (Skácel 1966).

Skácel (1966) uvádí, že další kritérium (kromě mineralogického složení), které odlišuje obě skupiny, je charakter podložního a nadložního kontaktu s okolními horninami. Hraniční ložisko má celkem ostrý kontakt s podložní vulkanickou sérií, ale do nadloží přechází postupně do sterilních hornin, a to v závislosti na obsahu Fe částic sedimentujících z vodního prostředí. Pokud se ve směru do nadloží zvyšoval podíl mořských sedimentů karbonátové nebo pelitické facie, v tomto případě proběhl celý rudotvorný cyklus až do konce, přičemž kovnatost rudy směrem do nadloží se snižovala. Tato rudní tělesa se chovají

6. Klasifikace železných rud

Klasifikací a mineralogií železných rud šternbersko-hornobenešovského pruhu se již na počátku 20. století zabýval Kretschmer (1906), rudy rozdělil na dva základní typy takto:

- ložiska leptochloritová (thuringitová);
- ložiska převážně s magnetitem, obsahující příměs leptochloritů nebo častěji hematitu, jaspisového křemene nebo křemene.

Kromě již zmíněných minerálů, v železných rudách, popisuje také - pyrit, stilpnomelan a stilpnochloran. Určil i nové minerály, které označil jako mackenzit, moravit a viridit, ale v současné době jsou tyto minerály diskutabilní.

Koutek (1951) dělí rudy na ložiskách moravskoslezského devonu na kyselé a zásadité takto:

- převážně oxidické rudy, zpravidla kyselé, obsahují tyto minerály:
 - 1) spekularit (šupinatý hematit) + křemen, málo magnetitu, velmi málo Fe-chloritů, vzácně jsou přítomny uhličitany. Tato ruda přechází do železitých křemenů (jaspilitů);
 - 2) spekularit + magnetit (porfyroblasty) + křemen
- převážně silikátové rudy, místy s hojnějšími karbonáty:
 - 3) Fe-chlority (hlavně thuringit) + magnetit (z části porfyroblasty)
 - 4) Fe-chlority jsou téměř výhradním rudním minerálem, málo magnetitu. Místy hojně karbonáty. Přechody do vápencových rud, resp. do leptochloritických břidlic.

Novější práce uvádí, že u zásaditých rud je velmi podstatná přítomnost stilpnomelanu, který místy dominuje nad chloritem (Zimák a Vávra 1998).

Zastoupení kyselých a zásaditých rud ve šternbersko-hornobenešovském pruhu značně kolísá. V závislosti na přítomnosti vápenců je možné usuzovat, že došlo k příčnému zvlnění kordillery, která mohla místy vyčnívat nad mořskou hladinu (Skácel 1966).

Na základě klasifikace Koutka (1951) rozlišil Skácel (1966) ve své práci na železnorudných akumulacích typu Lahn-Dill třináct typů rud a zrudněných hornin (a jeden podtyp):

- **1. Jaspilitové Fe-rudy**

Tyto rudy se nalézají na všech ložiskách šternbersko-hornobenešovského pruhu a jsou velmi hojné. Masivní rudnina tvořená vysokým podílem načervenalého, jemně krystalického křemene, ve kterém jsou hnědé až červené nepravidelné šmouhy jaspisového křemene. V základní hmotě bývají nepravidelné mráčkovité shluky hematitu s příměsí drobných krystalků magnetitu, velmi vzácně se objevují šupinky chloritu.

Textura je většinou masivní, bez zvrstvení, nebo chaotická. Struktura je kryptokrystalická s reliktů gelů. Průměrné složení: do 30 % Fe, 30 – 50 % SiO₂.

Dříve byly jaspility považovány za hlušinu.

- **2. Lité krevelové rudy s rozptýleným magnetitem**

Tvoří velmi tvrdé, masivní, nepravidelné polohy a hnízda menších rozměrů v jaspilitech.

Tato ruda je ocelově šedá díky jemně šupinkovitému hematitu, který vytváří mráčkovité shluky. Magnetit je vtoušen v podobě porfyroblastů, křemen je zastoupen v proměnlivém množství. Průměrný obsah Fe je 45 – 50 %, SiO₂ okolo 20 – 25 %, CaO do 1 %.

Vzhledem k tomu, že je tato rudní varieta závislá na větším množství jaspilitů, nacházela se především v Horním Benešově a u Čabové.

- **3. Spekularitové vrstevnaté rudy s jemně rozptýleným magnetitem**

Většinou dokonale rytmicky vrstvené kyselé rudy. Jsou tvořeny lesklým šupinatým hematitem (spekularitem), který vytváří 2 – 5 mm tlusté vrstvičky, prokládané vrstvičkami mikrokrystalického křemene s disperzí hematitu. Magnetit je rozptýlen v celé rudnině, intenzivně v prouzcích hematitu. Také se můžou vyskytovat chloritové polohy a to většinou při kontaktu s tufity. Průměrné množství Fe 35 – 40 % a SiO₂ 25 – 35 %.

Tyto rudy se nacházely na ložiskách u Horních Životic, Horního Benešova a u Čabové na lokalitě Rozvodný vrch.

- **4. Hematito – karbonátové rudy**

Základní hmotu tvoří karbonát, ve kterém je nepravidelně rozptýlen práškovitý hematit, místy i zrudněné úlomky hematitu v němž jsou porfyroblasty magnetitu. Lokálně se vyskytují šupinky thuringitu, často klastický křemen. Tato ruda je chudá, postupně navazuje na další typ.

- **5. Hematitové oolitové rudy**

Tato ruda byla zjištěna pouze u Horního Benešova. Byla navrtána 10 cm mocná karbonátová poloha s práškovitou disperzí hematitu a ooidy různé velikosti, většinou však okolo 2 mm. Základní hmota horniny je tvořena kalcitem jemnozrnným nebo většími lamelovanými jedinci, do jejichž okrajů zarůstá chlorit. Ooidy měli jádra tvořené karbonátem a hematitem obaleny chloritovým (thuringitovým) obalem. Karbonát–chloritové jádro s hematit–magnetitovým obalem nebo jádro hematit–magnetitové s obalem chloritovým. Tyto rudy byly různě pronikány kalcitovými žilkami a kalcifikovanými fosíliemi prosycenými hematitem.

- **6. Magnetitové rudy s hematitem**

Nalézají se jako nepravidelné polohy v jaspilitových rudách, v místě nadušení rudních čoček, vzácně vytvářejí samostatná lože. Magnetit je primární porfyroblastický, makroskopicky patrný. Chemismus této kyselé variety rudy je nejpříznivějších, obsah Fe 35 – 45 %, SiO₂ 20 – 25 %. Tyto rudy se nacházely v Leskovci nad Moravicí, Horním Benešově a Čabové.

- **7. Magnetitové rudy s Fe-chlority**

Tyto rudy vytvářejí čočkovitá hnízda a protáhlé polohy v ostatních varietách zásaditých rud, výhradně v hraničním ložisku. Magnetit je prorůstán šupinkami minerálů chloritu, hlavně thuringitu, v menším množství se vyskytuje hematit. Textura této zásadité rudy je masivní, zřídka vrstevnatá. Průměrný obsah Fe 45 – 55 %, SiO₂ 10 – 20 %, CaO do 12 %.

Rudy byly hojné u Řídče, méně u Horního Benešova, Horních Životic a Leskovce nad Moravicí.

- **8. Fe-chloritické rudy s rozptýleným magnetitem**

Velký objem rudniny zauímají železem bohaté chlority prostoupené magnetitem, proměnlivé je zastoupení karbonátů. Tato varieta je hlavní komponentou ložisek zásaditých rud. Rudy jsou buď dokonale vrstevnaté nebo vrstevnatost postrádají, v závislosti na tom, v jakém prostředí se ukládaly. Chloritické rudy jsou zemité, zelenohnědé barvy a poměrně měkké.

Nacházely se na ložiscích u Chabičova, Řídče a Leskovce nad Moravicí.

- **8a. Fe-chloritické rudy s magnetitem a sideritem**

Ruda je masivní, tmavě zelenošedá až hnědošedá. Jemně šupinkovitý chlorit je hojně prorůstán magnetitem, přítomen je siderit. Podtyp ad. 8.

Obsah Fe 55 % a více, SiO₂ 10 – 20 % a CaO 2 – 12 %.

Rudy této variety byly hojně zastoupeny u Řídkče, méně u Horního Benešova a Leskovce nad Moravicí.

- **9. Oolitické Fe-chloritické rudy**

Rudy vyskytující se při vápencích. Ooidy jsou značně rekrystalizované, tvořené většinou hematit–kalcitovým jádrem, jemně krystalickým agregátem nebo kalcifikovaným úlomkem fosílie, silně prosyceným hematitem. Ooidy mají několik obalů, většinou chloritový střídající se s hematit–kalcitovým obalem. Magnetit tvoří velké blasty okraje ooidu, ke kterým se přiřkládají snopce jehlic mackensitu. Lokalitou byl Horní Benešov.

- **10. Brekciovité a bročkovité rudy**

Ruda má klastický charakter, skládá se z ostrohranných úlomků rudniny. Úlomky jsou od několika milimetrových rozměrů až po klasty velké 2 – 5 cm. U Horního Benešova jsou vápenité brekciovité rudy hematitové, a také chloritické s křemennou tmelící hmotou. Typické pro tuto lokalitu jsou úlomky fosílií lilijic, korálů, stromatopor a tentakulitů.

Na lokalitě Rozvodný vrch u Čabové jsou zastoupeny uhličitanové a brekciovité rudy hematitové s úlomky vytríděnými podle velikosti, přičemž rudní komponenta netvoří jen úlomky, ale je přítomna v prouzcích a z části síťovitě proniká mezi zrna křemen–karbonátového tmelu.

- **11. Zrudněné organogenní vápence**

Zrudněné vápence se vyskytující v nadloží ložisek. Rudní minerály jsou volně rozptýleny, obalují a pronikají do schránek fosílií a jejich úlomků. Je přítomen magnetit, někdy šupinky Fe chloritů. Často jsou přítomny hematitové nebo chloritové ooidy, u kterých tvoří vnější obal magnetit. Hojné jsou klasty křemene, křemen–živcová příměs nebo úlomky jaspilitů. Zrudněné vápence představují zánik rudotvorného cyklu v blízkosti karbonátové facie, typickou lokalitou je Horní Benešov.

Toto zrudnění má jen malé množství železa a to do 28 %.

- **12. Tufity s Fe-chlority**

Chloritické rudy přecházející do tufitů, popřípadě se vzájemně střídají. Nelze je považovat za rudní typ. Lokality jsou Řídeč a Leskovec nad Moravicí.

- **13. Tufity s hematitem**

Tufity s hematitem nemají povahu rudy. Hematit tvoří několik milimetrů silné proplástky nebo jen slabý poprašek na vrstevních plochách. Vyskytují se v blízkosti hematitových a jaspilitových rud u Horních Životic, v Horním Benešově a u Čabové. Mohou se vyskytovat také nepravidelně uvnitř vulkanické série i ve větší vzdálenosti od rudních ložisek.

Další důležitou charakteristikou rud je jejich textura, Skácel (1966) vyčlenil čtyři hlavní typy, na základě prostředí ve kterých vznikaly:

- **1. Rudy nevrstevnaté** – mají masivní nebo chaotickou texturu, zpravidla s relikty gelů. Vznikaly krystalizací z roztoků nižších teplot, za proměnlivého pH a Eh, nebo za spolupůsobení exhalací. Z kyselých rud k nim náleží variety č. 1 a č. 2, ze zásaditých rud varieta č. 8, na přechodu jsou variety č. 6, 7, 8a. Prostředí ve kterém se tyto rudy tvořily, bylo blízko přínosových cest, v nerovnostech na svahu elevací (sopečných kup), nelze proto předpokládat transport rudních částic, které spíše tuhly z gelovité sraženiny na místě svého vzniku.
- **2. Rudy vrstevnaté** – výchozí komponenty jsou shodné jako u nevrstevnatých rud. Tyto rudy někdy vykazují rysy rytmicky zvrstveného sedimentu. Do této skupiny lze řadit č. 2 a z části č. 6, 7, 8a. Přínos železa se děl krystalizací z roztoků, popřípadě exhalací, které byly časově přerušovány. V menší míře se uplatnil transport částic již dříve vykrystalizovaných (sedimentace ze suspenze). Prostředí ukládání rud bylo klidné, pouze s malým pohybem v oblastech proudění.
- **3. Rudy oolitické** – tyto rudy vznikají za normálních okolností v mělkovodním sedimentačním prostředí s prouděním a vířením vody (příbřežní facie). Do této skupiny patří variety č. 5, 9 a 11. Jako krystalizační centra se zde uplatnily úlomky fosílií, klasty nebo úlomky rudy. Ooidy jsou většinou v karbonátových nebo v horninách s vyšším obsahem karbonátů. Chloritové ooidy naznačují aciditu

prostředí. Možná, že v případě rud typu Lahn-Dill vznikaly ooidy v hlubším prostředí, tam kde nastával vířivý pohyb vody v okolí výronů rudních term a exhalací.

- **4. Rudy úlomkovité** – lze rozlišit na dvě podskupiny: a) rudy s rysy klastického sedimentu (hematitové), u kterých je pozorovatelné gradační zvrstvení, u jemnějších typů subakvatické kluzy a křížové zvrstvení. Doklad o sedimentaci na svahu.
b) Rudy s rysy vulkanické breccie (chloritické), u této podskupiny sedimentační prostředí klidné nebylo.

Do obou podskupin se dostávaly rudy, které byly vytvořené v jiném prostředí, jako klastický materiál. Transport se uplatňoval ve značné míře. Teploty byly nízké až normální, vliv diagenetických a tektonických pochodů byl zřejmě nepodstatný.

7. Mineralogie železných rud a hydrotermální mineralizace

Z příliš podrobného rozlišení rud moravskoslezského devonu Skácel (1966) konstatuje následující poznatky o mineralogii:

- primární minerály nemetamorfovaných či slabě metamorfovaných ložisek jsou z oxidů – hematit a magnetit, ze silikátů Fe-chlority. Dále křemen a karbonáty, především kalcit, siderit je zastoupen vzácně. Ojediněle pyrit a výjimečně turmalín.
- Z mladších minerálů jsou to asociace chladných roztoků na puklinách: v zásaditých rudách většinou uhličitanové výplně s lupeny stilpnomelanu nebo jen stilpnomelanové. V kyselých rudách převládají křemenné výplně puklin nebo křemen–karbonátové, ojediněle s šupinami hematitu – spekularitu.
- Minerály diagenetického stádia, lze těžko rozlišit od metamorfoenních minerálů. Rekrystalizační automorfní procesy lze vázat na vznik mackenzitu (Horní Benešov), který je mladší než thuringit. Při zvětrávání mackenzitu je pozorovatelný rozptyl limonitu do okolí, kde se vytvářejí limonitové dvůrky.
- Běžným sekundární minerálem je limonit, který byl se směsí oxy-hydroxidů železa, v povrchových částech ložisek v minulosti těžen.

Z tohoto rozčlenění lze tedy usoudit, že kyselé rudy jsou dominantně tvořeny magnetitem, hematitem, křemenem a karbonátem v různém poměrném zastoupení.

Zásadité rudy jsou tvořeny především chloritem a opakními minerály (Skácel 1966). Novější poznatky dokládají přítomnost stilpnomelanu, který může vytvářet monominerální stilpnomelanovou rudu nebo v rudě převládat nad chloritem (Zimák a Vávra 1998). Ve všech železných rudách je možná přítomnost akcesorií.

7.1. Fylosilikáty

7.1.1. Stilpnomelan

Stilpnomelan je fylosilikát, který má značně komplikovanou strukturu a velmi variabilní chemické složení: $K(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Al)_8[(Si, Al)_{12}(O, OH)_{27}] \cdot 2 H_2O$. Krystaluje v triklinické soustavě. Obvykle vytváří šupinky, často vějířovitě uspořádané. Má černou, hnědočernou, červenohnědou nebo zelenohnědou barvu, skelný lesk a dokonalou štepnost podle {001}, tvrdost 3 podle Mohse, hustota v rozmezí 2,6 – 3,0 g/cm³ (Zimák 1998).

V rudách je stilpnomelan vyvinut v podobě šupinek, které jsou někdy makroskopicky patrné. Ve výbrusu jsou šupinky uspořádány do mas nebo vějířovitých či snopkovitých agregátů. Stilpnomelan obecně vykazuje vyšší stupeň automorfie, než okolní minerály. Velmi proměnlivý je jeho pleochroismus, který je silně ovlivněn zvětrávacími procesy, tedy poměrným zastoupením dvojmocného a trojmocného železa (Zimák 1999). Jestliže je v převaze železo dvojmocné, jedná se o ferostilpnomelan, naopak dominance trojmocného železa odpovídá feristilpnomelanu. Ferostilpnomelan má typický slabý pleochroismus od téměř bezbarvé po světle zelenou barvu. Feristilpnomelan má pleochroismus silnější, od světle žluté až černohnědé, popřípadě až černé barvy. Je tedy možné využití pleochroismu, k orientačnímu zjištění, o který člen stilpnomelanové řady se jedná. Z hlediska oxidačního stupně je ferostilpnomelan minerálem geneticky starším, přičemž zatlačování feristilpnomelanem není provázeno makroskopickými změnami. Dalším zvětráváním feristilpnomelanu dochází k přeměně v oxy-hydroxidy železa (Zimák 1999).

Stilpnomelan vznikl zřejmě při diagenézi nebo anchimetamorfóze z Fe-smektitů nebo chloritu (Zimák et al. 1998).

Podle Kleina (2005) může docházet ke vzniku minnesotaitu na úkor stilpnomelanu.

Minnesotait je znám z rud Hornomoravského úvalu (ložisko Králová - jáma Josef), kde

vytváří bezbarvé nebo místy hnědavě zakalené vějířovité a snopkovité agregáty s vyššími interferenčními barvami. V železných rudách Hornomoravského úvalu byl popsán společně s greenalitem (Melka a Vybíral 1977).

7.1.2. Chlority

Chlority v přírodě, reprezentují druhově bohatou skupinu fylosilikátů, přičemž nejrozšířenějšími členy jsou minerály klinochlor–chamositové řady:

klinochlor $\text{Mg}_5\text{Al}[(\text{OH})_2 | \text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_6$

chamosit $\text{Fe}^{2+}_5\text{Al}[(\text{OH})_2 | \text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_6$

Uvedené vzorce koncových členů řady jsou značně zidealizované. V podobě příměsí mohou obsahovat také Mn, Ni a Cr. Částečně může být přítomno i trojmocné železo. Podle starších klasifikací se chlority bez přítomnosti, nebo s malým obsahem Fe^{3+} označovaly jako ortochlority, naopak chlority s vyšším podílem Fe^{3+} jako leptochlority (Zimák 1998).

Návrh na klasifikaci chloritových minerálů podal Melka (1965) (obr. 5), jejíž upravenou podobu v této práci používám. Pro zařazení do správného pole, slouží údaje o chemismu a to především poměr F/FM a množství Si; přičemž

$$\text{F/FM} = (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr}) / (\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr} + \text{Mg})$$
 (Melka 1965).

Novější klasifikaci chloritových minerálů se zabývali Wiewióra a Weiss (1990).

Chlority krystalují v soustavě monoklinické, vytváří šestiboké šupinky a tabulky; jejich agregáty jsou lupenité až jemně šupinkovité nebo celistvé. Barva je šedá, šedozeleň, zelená, tmavě zelená, černozeleň až černá, v závislosti na obsahu železa (čím tmavší barva, tím více obsahu železa). Vryp je šedý nebo šedozeleň, lesk skelný až matný, mají dokonalou štěpnost podle {001}. Tvrdost 2,5 podle Mohse, hustotu v rozmezí 2,6 až 3,3 g/cm³ (Zimák 1998).

V rudě mají nejčastěji podobu drobných šupinek, které jsou uspořádány do monominerálních mas. Někdy vytváří i izometrické tabulky. Pleochroismus chloritů je značně proměnlivý, někdy jsou šupinky slabě pleochroické bezbarvé až světle žlutozelené, výjimečně je pleochroismus silnější v zelených až sytě zelených barvách. Interferenční barva odpovídá nejčastěji šedé prvního řádu a to vlivem nízkého dvojlomu. Méně časté jsou anomální barvy jako trávově zelená, levandulová, modrá nebo modrofialová (Zachář 1983).

Na základě záporného optického charakteru, lze rozlišit chlority s vyšším obsahem železa (chamosit, thuringit), které ovšem od sebe již odlišit nelze. Pozitivní optický charakter mají chlority s Mg (ripidolit, klinochlor) (Melka 1965). Podle intenzity pleochroismu lze podle Zachaře (1983) odlišit chlority tak že, železem bohatý chlorit bude intenzivněji pleochroický než chlorit Mg.

Ve šternbersko-hornobenešovském pruhu jsou většinou popisovány železem bohaté chlority, v jižní části Zimák a Vávra (1998a) popisují chlority odpovídající chamositu, Zachař (1983) řadil analyzované chlority do pole thuringitu.

obsazení oktaedrické vrstvy	příklady				
diseptechlority	a) dioktaedrické	[var. cookelit: slídková vrstva dioktaedrická, brucitová trioktaedrická var. manandonit: slídková vrstva trioktaedrická, brucitová dioktaedrická]			
	b) trioktaedrické	I. Mg-Fe chlority	počet Si		
			1. Mg-chlority (opt. +) [F/FM pod 0,52, nβ pod 1,630]	do 2,75	2,75—3,10
			2. Fe-chlority (opt. -) [F/FM nad 0,52, nβ nad 1,630]	thuringit	chamosit
	II. Chlority s méně obvyklými kationty: Mn-chlority: pennantit Cr-chlority: var. kämmererit [oktaedrická substituce Cr] var. kočubejit [tetraedrická substituce Cr]				
septechlority	a) di-tri oktaedrické	amesit: $Mg_4Al_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_8$ cronstedtit: $Fe_4^{2+}Fe_2^{3+}[Si_2Fe_2^{3+}O_{10}](OH)_8$			
	b) trioktaedrické	stejné členění jako u trioktaedrických diseptechloritů; odlišnost možno vyjádřit předponou septe-. Označení „berthierin“ zde zahrnuje septe-thuringit, septe-chamosit i septe-delessit.			

Obr. 5. Klasifikace chloritových minerálů podle Melky (1965).

7.1.3. Muskovit

Dioktaedrická slída řady muskovit–ferroaluminoseladonit. Může obsahovat řadu příměsí. Vyskytuje se v magmatitech, metamorfitech i v klastických sedimentech (Zimák 1998).

Muskovit se může ojediněle vyskytovat v bazických rudách ve formě tabulek nebo menších šupinek (Zimák 2004). Šabatková (2009) tuto slídu popisuje z lokality Železník u Čabové, řadí ji mezi pole muskovit – fengit.

7.2. Opakní minerály

Magnetit v rudě je mnohdy dominantní, intergranuláry mezi zrny jsou často vyplněny stilpnomelanem a chloritem (Zimák 2004a). Podle Skácela (1966) vytváří magnetit většinou idiomorfni porfyroblasty, které jsou velikostně rozdílné, rozpukané, tlakově deformované a prorůstané chlority. Běžná je martitizace.

Kapusta (2011) ve své práci popisuje opakní zrno tvořené třemi minerálními fázemi: jádro tvořené ulvöspinelem, poté následuje zóna magnetitu a okrajový hematitový lem.

Hematit (krevel), bývá v rudách přítomen v podobě jemnozrnných šupinek nebo tabulek jako tzv. **spekularit**, nebo v podobě jemně rozptýleného prášku v křemeni, který se označuje jako **jaspilit** (Skácel 1966).

Ilmenit v železných rudách vytváří hypautomorfne omezené tabulky (Zimák et al. 1998). Podle Kapusty (2011) má ilmenit automorfni nebo hypautomorfni omezení, má tvar tabulek, lišt nebo je izometrický. Vytváří složité srostlice i izolovaná zrna.

Dalšími opakními minerály, které se vyskytují v železných rudách, většinou jako akcesorie nebo v podobě inkluzí, jsou **pyrit** (Zimák et al. 1998, Reif 2000, Kapusta 2011), **chalkopyrit**, **sfalerit** (Reif 2000, Kapusta 2011), **arzenopyrit**, **galenit**, **pyrhotin** (Reif 2000).

7.3. Karbonát, monazit, baryt, scheelit, allanit-(Ce)

Karbonát je v rudách velmi hojný, přítomen je v masivní jemnozrnné hmotě, nebo tvoří větší xenomorfní zrna, která vyplňují pukliny. Karbonátové žilky často uzavírají stilpnomelan nebo chlorit. Nejhojnější karbonát je kalcit, méně častý je siderit a ankerit (Zimák 2004a). Na ložisku Horní Benešov je popisován i rodochrozit (Reif 2000).

Monazit, popisován Zimákem a Vávrou (1998) u Chabičova, vytváří drobná, neúplně omezená zrnka sloupcovité habitu o velikosti do 0,1 mm. Okolo monazitu je obvykle pleochroický dvůrek, je uzavírán chloritem. Monazit zřejmě vznikl z Fe-smektitů, společně se stilpnomelanem, které fixovaly prvky vzácných zemin. Z lokality Železník u Čabové byl monazit zjištěn v chlorit-magnetitové rudě. Na základě WDX analýzy se jedná o monazit-(Ce) (Šabatková 2010).

Zajímavá je přítomnost barytu v důlní míře Prokop u Šternberka, kde byl pomocí analytických metod prokázán ve stilpnomelanové rudě. **Baryt** tvoří drobná (do 0,01 x 0,03 mm) hypidiomorfní zrníčka, chaoticky rozmístěná v jemně šupinkovitých partiích vzorků. Mohl vzniknout při mísení vystupujících hydrotermálních fluid s chladnou mořskou vodou v permeabilních produktech hydrotermální alterace bazických tufů nebo vulkanitů. Druhou možností vzniku barytu je vysrážení až po vývěru hydrotermálních roztoků nad mořské dno a „vypadávat“ pak z hydrotermálního chocholu ve značné vzdálenosti od místa vývěru. Přítomnost jemných inkluzí sulfidů Zn a Fe, ukazuje na velmi rychlou precipitaci, která je charakteristická pro obě možnosti vzniku (Zimák et al. 1998).

Scheelit popisovaný Reifem (2000) podrobněji také Reifem a Vávrou (2000) je rozptýlen v magnetitové nebo magnetit–karbonátové rudě na ložisku Horní Benešov. Nachází se zde v podobě relativně větších 0,1 mm velkých inkluzí v porfyroblastech pyritu, přičemž jeho výskyt je pravidelný. Dále se scheelit vyskytuje jako 0,05 mm drobná zrna hojně rozptýlená ve ferrostilpnomelanu. Scheelit má zvýšený obsah železa, který zřejmě souvisí s výskytem v železných rudách.

Allanit-(Ce) byl popsán v chloritové rudě z Levínské štoly u Chabičova Kapustou (2011), podle kterého jsou jednotlivá zrna izometrická, krátce sloupcovitá, automorfně omezená o rozměrech až 0,1 mm.

7.4. Hydrotermální žíly s turmalínem

Podle Zimáka (2004b) bývá turmalín dominantní součástí hydrotermálních žil, ale vyskytuje se také v bazických vulkanických horninách, vulkanosedimentárních horninách nebo v rudách.

Hojný výskyt je vázán na jižní část šternbersko-hornobenešovského pruhu (Zimák 1995). V porovnání s ostatními výskyty turmalínu v moravskoslezském devonu (Ponikev, Jesenec, vrbenská skupina), zde žíly dosahují mocností místy až nad 50 cm, vzhledem k velikosti úlomků (Zimák 2004b). Výchozy žil nejsou v oblasti známé. V polích a na loukách mezi obcemi Chabičov, Hlásnice, Krákořice a Řídeč se nacházejí úlomky žiloviny. Tyto úlomky hydrotermálních žil se nacházejí společně s úlomky bazických vulkanitů a jejich tufů, lze tedy předpokládat jejich úzkých vztah. Vznik těchto žil a stejně také rud, je spojován s konvenčním cirkulačním systémem (Zimák 1995).

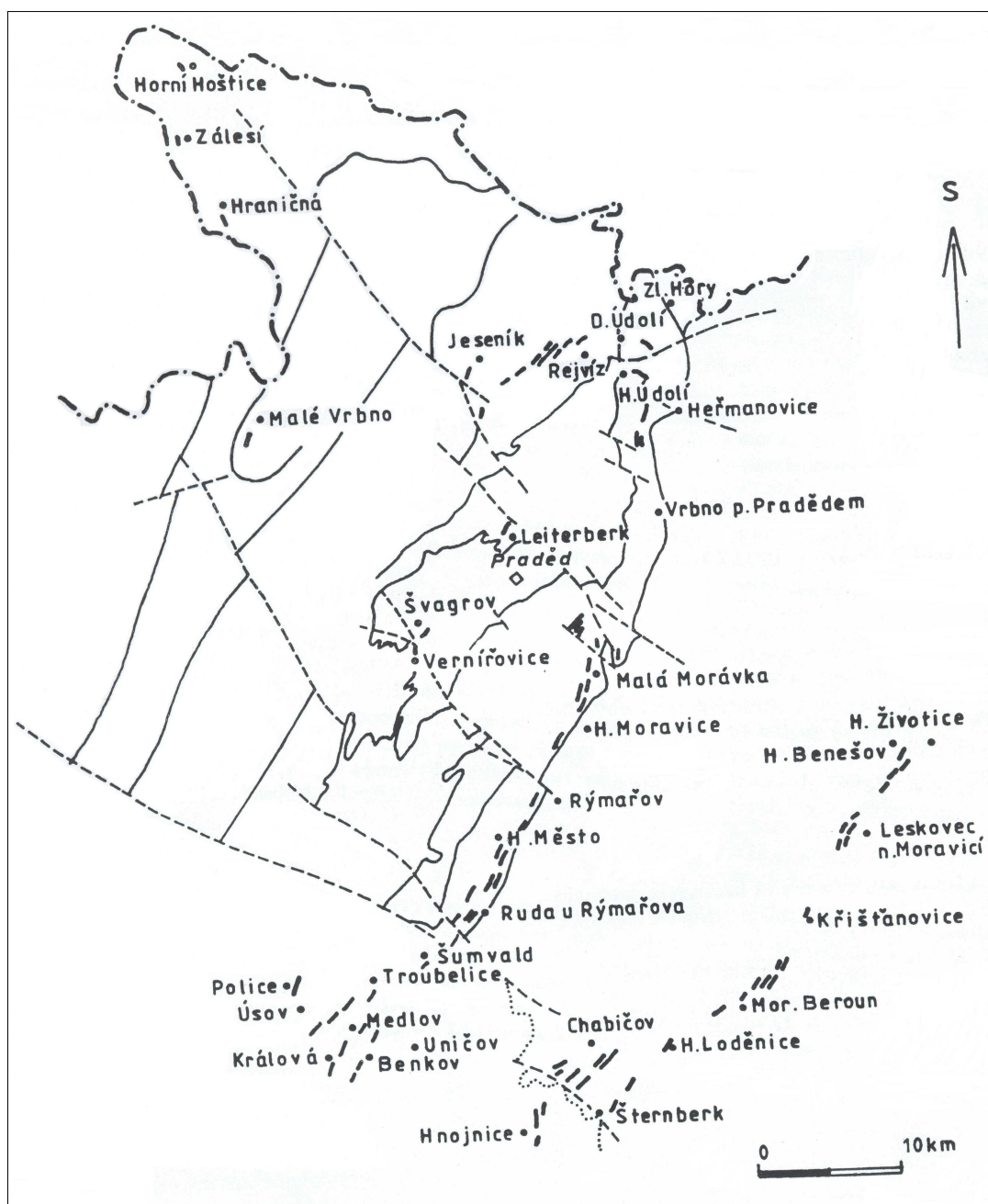
V hydrotermální žilách se turmalín nachází v asociaci s křemenem a karbonátem. Křemen a turmalín někdy místy tvoří stejný obsah žíly. Karbonát bývá mnohdy vyloužen (Zimák 1995). Avšak na lokalitě nacházející se asi 1,5 km jz. od Chabičova se nacházely úlomky žil tvořené dominantně turmalínem a karbonátem (Zimák 1985).

Turmalín je z hlediska časové posloupnosti nejstarší, je dokonale omezen svými vlastními krystalovými plochami, jeho příčné pukliny jsou vyhojeny karbonátem nebo křemenem (Zimák 1995). Vytváří dlouhé sloupce, popřípadě jehličky uspořádané do agregátů s paralelní, výjimečně radiálně paprscitou stavbou. Turmalín má černou barvu.

Ve výbrusu je silně pleochroický, od bezbarvé se žlutavým nádechem až po modrou s hnědavě zeleným odstínem (Zimák 1995).

Zimák (1985) popisuje turmalín v příčném řezu ve tvaru sférického trojúhelníku s projevující se zonálností. Jako opticky jednoosou popisuje centrální část krystalu, okrajové části jsou složeny z opticky dvojosých sektorů.

Z hlediska klasifikace spadají tyto turmalíny do skoryl–dravitové izomorfní řady (Zimák 1995).



Obr. 6. Schématické znázornění výskytu železných rud na severní Moravě (převzato a upraveno, Skácel 1966).

8. Lokality šternbersko-hornobenešovského pruhu

8.1. Horní Životice

Horní Životice (obr. 6) byly nejseverněji těženým ložiskem devonského stáří ve šternbersko-hornobenešovském pruhu. Vítkovické železářny tu v 2. polovině 19. století navázaly na staré práce a těžily zde kvalitní železné rudy, tyto rudné doly patřily k nejbohatším a nejvydatnějším v dané oblasti (Skácel 1968). Kretschmer (1917) uvádí, že se tu v roce 1873 vytěžilo 38.220 dvojitých centů rudy, sám vypočítal zásoby na 616.608 dvojitých centů rudy. I přesto bylo v roce 1874 ložisko uzavřeno v důsledku hospodářské krize. K opětovnému otevření došlo v letech 1901 – 1904 a to soukromou společností, která však následně ložisko prodala hornoslezským hutím. Těžba byla z neznámých důvodů ukončena v roce 1904 (Skácel 1968).

Ložisko železných rud v Horních Životicích bylo tvořeno třemi těžitelnými čočkovitými tělesy, tyto tělesa byla podle Kretschmera (1917) vázána na styk vulkanické a sedimentární série, tedy v pozici tzv. „hraničního ložiska“, které zde vystupuje ve třech isoklinálních vrásách. Mocnost hlavního lože byla 1,9 – 5,7 m. Ložisko Horní Životice bylo otevřeno štolou, která ústila u životického kostela a to asi 300 m k SSZ. Byla vyhloubena těžní jáma Vilemína, pro těžební patro v hloubce 46 metrů (Skácel 1968).

Skácel (1966) uvádí, že podle geofyzikálního průzkumu z roku 1954 je ložisko tvořeno dvěma čočkami, jejichž směrná délka nepřesahuje 80 m. Z materiálu haldy u bývalé těžní jámy uvádí rudy jaspilitové, dále vrstevnaté spekularitové rudy a masivní hematito-magnetitové rudy. Z dalších variet zde nachází rudy Fe-chloritové a to vrstevnaté i nevrstevnaté a chlorito-magnetitové rudy, dále magnetitem zrudněné organické vápence a hojně bročkovité (úlomkovité rudy – klastika) a hematitové rudy s karbonáty.

Průměrné chemické složení rudniny z šachty Vilemína bylo podle Kretschmera (1917):

Fe - 36,15 %; CaO – 21,50 %; SiO₂ – 8,17 %; (Al₂O₃ – 2,60 %).

Podle geofyzikálního měření z 60. let a průzkumných vrtů, které však byly nevhodně lokalizovány, lze hrubým odhadem vyčíslit zásoby tohoto ložiska na cca 55 kt železné rudy. Tento přiměřený odhad se téměř shoduje s odhadem Kretschmera (1917). Tyto zásoby nemají hospodářský význam (Skácel 1968).

8.2. Horní Benešov

Ložisko Horní Benešov je významné především díky svému polymetalickému zrudnění Pb – Zn – Ag a barytu (Bernard a Pouba 1986), je zde také velké množství fosílií (Chlupáč et al. 2002). Železné rudy spíše zůstávaly na okraji zájmu a výzkumu.

Těžba zde probíhala již od 13. století, velký rozmach nastal i v 16. století. V první polovině 19. století se o zdejší rudu zajímaly Vítkovické železářny, těžily se převážně hnědelové rudy, v nižších polohách magnetit a thuringit. Těžba probíhala na dolech Anna, Antonín, Barbora, Josef I a Josef II (obr. 7). Báňská díla na „Steinhüblu“, „Tillersbergu“ a „Glammersbergu“ byla odvodňována dědičnou štolou Tříkrálovou, ústí této štoly bylo u tzv. Bělidla (Skácel 1968). Podrobněji popisoval ložiska Kretschmer (1917).

V roce 1887 došlo k zastavení těžby z konkurenčních důvodů. Poté byla těžba znovu obnovena, k úplnému ukončení prací došlo v roce 1992 (Reif 2000).

Na JV od Horního Benešova vystupovaly na povrch tři šupiny devonských hornin, které byly obklopeny kulmskými drobnými a břidlicemi, další šupiny byly zjištěny v hloubkách, kde navazují na souvislé rozšíření devonu. Směrem k jihu se jednotlivé šupiny spojovaly do souvislého pruhu na povrchu (Skácel 1966). Rudní čočky jsou relativně malé, rychle vyклиňující směrně i po úklonu, tektonicky značně postižené (Skácel 1968).

Tyto rudní čočky byly vyvinuty ve všech šupinách, nejvíce v šupině střední. Kvalita železných rud byla značně proměnlivá, v jz. části, v oblasti Nové jámy se vyskytovaly magnetitové rudy s vápenci, lité magnetitové rudy s Fe-chlority, brekciovitě chloritické rudy, v menším množství jaspilitové rudy, krevelové rudy s magnetitem a brekciovitě hematitové rudy (Skácel 1966, Skácel 1968).

Ve střední části mezi silnicí Horní Benešov – Staré Heřmínovy byly převážně masivní chloritické rudy s magnetitem a magnetitové rudy s Fe-chlority. Na východní šupině byly rudy s hematitem a jaspilitem (Skácel 1966).

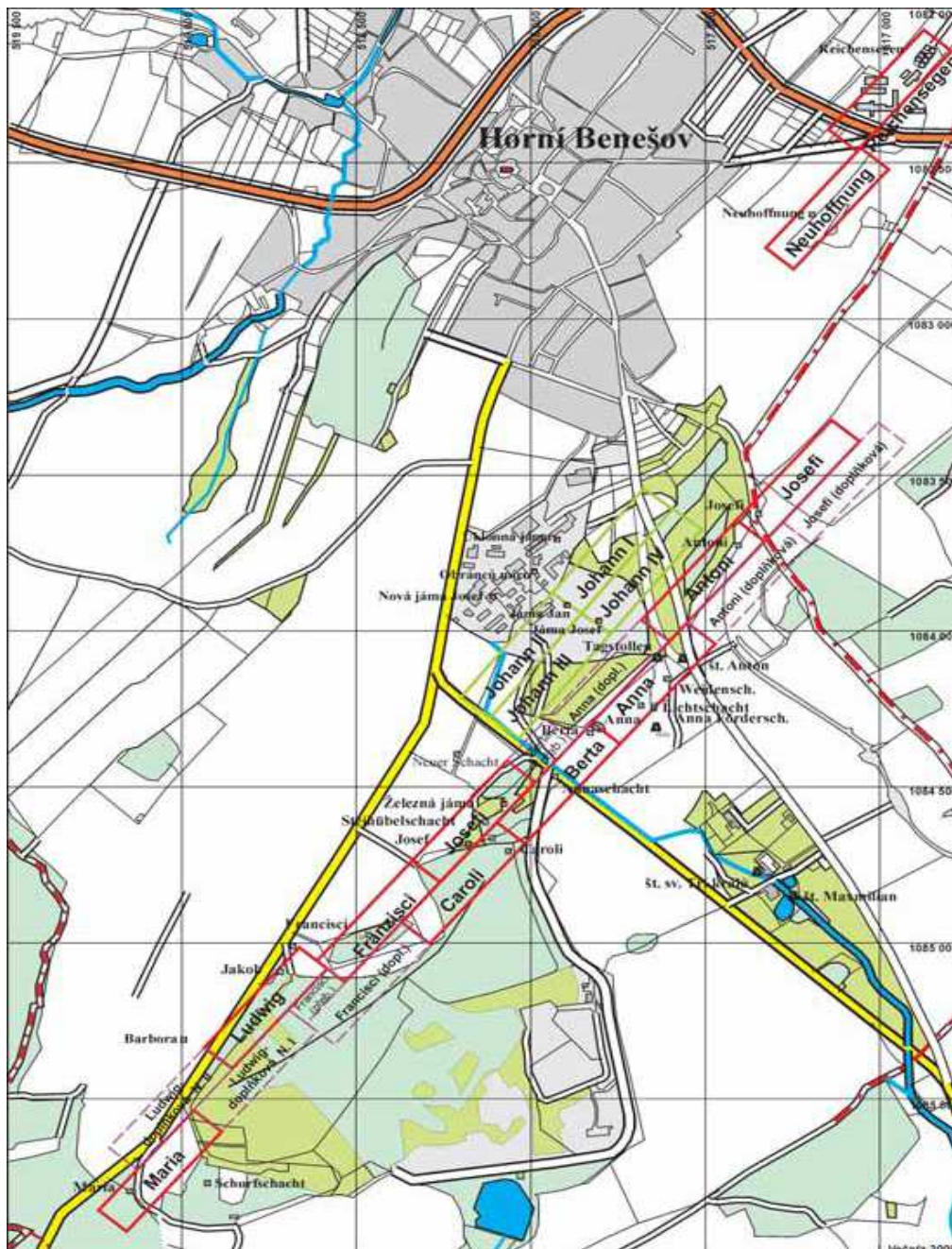
Skácel (1968) také uvádí, že se na ložisku Horní Benešov nacházely chloritové a hematitové oolitické rudy.

Průměrné chemické zhodnocení ověřených ložisek: Fe 28 – 32 %, CaO 10 – 15 %, SiO₂ až 25 % (Skácel 1968).

V poslední době se o železné rudy na ložisku v Horním Benešově zajímal Reif (2000), který ve své práci popisuje železné rudy v organogenních (krinoidových) vápencích, železné rudy z vápenců v sericitických břidlicích a na rozhraní těchto hornin. Popisuje zde tyto

minerály: magnetit, pyrit, arzenopyrit, hematit, rutil, sfalerit, chalkopyrit, pyrhotin, galenit, scheelit, z karbonátů - kalcit, siderit a rodochrozit. Dále se zmiňuje o turmalínu. Popisuje také hojný stilpnomelan, který identifikoval jako ferostilpnomelan. Chlority se v železných rudách vyskytují podle Reifa (2000) podřadně a nebyly dále studovány.

Prognózní zásoby v celém revíru se odhadují asi okolo 300 kt železné rudy a to do hloubky 250 m, opětovné dolování by si vyžádalo vysoké investice a nerentabilní zisk (Skácel 1968). Hrubý odhad dalších zásob Pb + Zn 6950 kt; Ag 205 tun a 253 kt barytové suroviny, při obsahu BaSO₄ = 56 % (Reif 2000).



Obr. 7. Schématické znázornění důlních měř u Horního Benešova (převzato, Večeřa 2010).

8.3. Leskovec nad Moravicí - Roudno

Severně od Velkého Roudného, vystupoval pruh devonských vulkanitů a břidlic, s několika zónami železných rud. Ty byly z větší části odkryty erozivní činností řeky Moravice (Skácel 1968). Ložiska byla těžena v polovině 19. století a rozfárána štolami Františka a Bonaventura (Kretschmer 1917). Štola Františka se nacházela asi 100 metrů východně od Kantorova mlýna, štola Bonaventura v údolí potoka Kalkbachu (Skácel 1968).

Skácel (1966) tu při průzkumu popisoval devon, který byl silně postižen příčnými zlomy a na povrch vystupoval v délce asi 2,5 km v řadě různě orientovaných ker. Většina ložisek vycházela přímo na povrch, na pravém břehu řeky Moravice a tvořila tři pruhy.

Nejdelší bylo ložisko na západní straně, jehož směrná délka byla asi 250 metrů a bylo otevřeno štolou Františka. Toto ložisko odpovídalo hraničnímu a bylo tvořeno chloritickými vrstevnatými rudami s magnetitem, i masivními Fe-chloritickými rudami s tufitickou příměsí. Ojedinelé byly i jaspilitové rudy s nazelenalým pigmentem chloritů (Skácel 1966, Skácel 1968).

Severně, na levém břehu řeky Moravice, se nacházely nevelké obvaly (na svahu kopce a při svahu na řece). Byla zde krátká malá štola, která však nezasáhla zrudnění.

Nejrozsáhlejší práce byly v devonských krách, na sever od bývalého Kantorova mlýna. Řady obvalů indikovaly tři významnější rudní pruhy. V západním pruhu byly vrstevnaté Fe-chloritické rudy s magnetitem v tufitech, střední pruh byl nejdelší, nacházely se zde štoly Rosa a Klára, obsahovaly hematitové vrstevnaté rudy s magnetitem a karbonáty (Skácel 1966, Skácel 1968).

Severně od hájovny na Kalkbachu byl rozsáhlý obval na rudní čočce, která však byla malá. Pod silnicí Leskovec nad Moravicí – Rázová bylo také několik menších obvalů na rudních polohách uvnitř mandlovců (Skácel 1968).

Podle Skácela (1966) bylo jižní pokračování leskoveckého devonu, který je zde obklopen kulmem spodního karbonu, přerušováno příčnými zlomy a skryto pod vulkanity Velkého a Malého Roudného.

Kretschmer (1917) uvádí průměrné chemické složení rudniny: Fe – 35,32 %; SiO₂ – 18,7 %; CaO – 10,39 %; (Al₂O₃ – 2,3 %).

Vypočtené prognózní zásoby do hloubky se pohybovaly okolo 500 kt (Skácel 1968).

V roce 1987 byla zahájena stavba přehrady Slezská Harta, která v roce 1997 zatopila popisované území. Celková rozloha zatopeného území je přibližně 8,72 km², přičemž délka údolím řeky Moravice je 13 km a údolím Černého potoka dalších 3,5 km (www.wikipedia.org).

8.4. Kříšťanovice

V Kříšťanovicích probíhala těžba v 19. století, je konkrétně datována z roku 1835, kdy se zde těžily Fe rudy pro železářny v Janovicích, jsou zde uváděny doly s názvy – Alfréd, Jan, Vojtěch, Albert, Žofie, Adolf (Kretschmer 1917).

Další práce zde probíhaly v letech 1848 – 1868 a to pro Sobotínské železářny, poté už se zde netěžilo (Skácel 1968).

Rudní čočka se nacházela v souvrství devonských diabasových mandlovců a tufů na kontaktu s břidlicemi, měla délku 104 metrů a sledovala směr SV – JZ, její mocnost se pohybovala v hodnotách okolo 1,9 - 5,7 metrů. Hlavní složkou rudniny byl masivní magnetit, který byl ve svrchních částech přeměněn na limonit. Ložisko bylo z větší části překryto čedičovým proudem Malého Roudného (Skácel 1968).

Více už ložisko v Kříšťanovicích nebylo zkoumáno, bylo vyhodnoceno jako neperspektivní s odhadovanými zásobami cca 100 kt do hloubky 200 metrů (Skácel 1968).

8.5. Moravský Beroun – Čabová

Moravský Beroun byl již v 15. století proslaven svým železářským průmyslem a vyspělým hornictvím. Dokladovala to i 2276 m dlouhá šachta ústící ve městě.

V 19. století se v Moravském Berouně těžilo v letech 1828 – 1874. Na území města bylo známo 15 dolů. Historicky je to jeden z největších rudních revírů ČR (Skácel 1968).

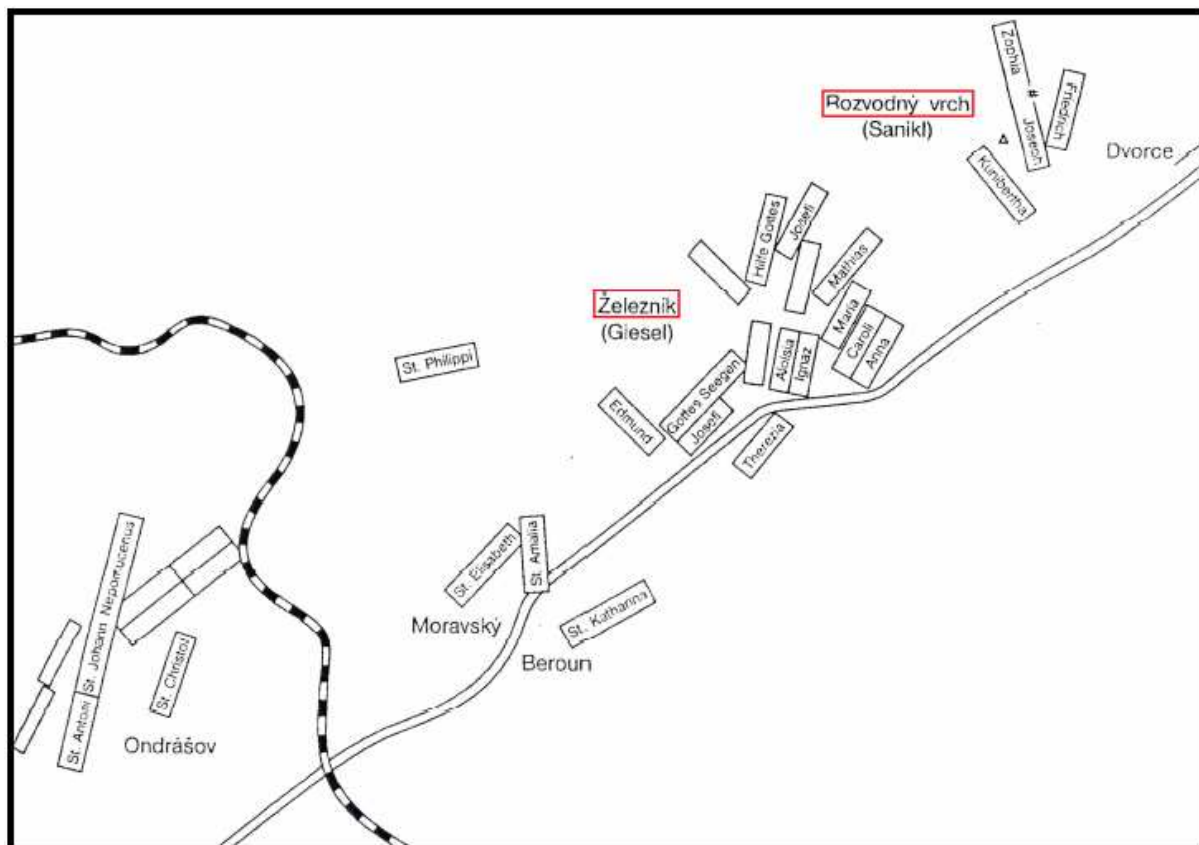
Obec Čabová se nachází v devonském moravskoberounském ostrově, severním a severovýchodním směrem od Moravského Berouna. Nacházelo se zde více než dvacet dolů.

Podle Kretschmera (1917) se zde vyskytovaly čtyři rudní pruhy, tyto rudní polohy vystupovaly v podobě krátkých, rychle vyklíňujících čoček. Tyto čočky lokálně dosahovaly vysokých mocností, např. na dole Aloisia dosahovala mocnost až 20,1 m při délce 104 m.

Na Rozvodném vrchu (Sanikel) SV od Čabové Kretschmer (1917) vymapoval tři rudní pruhy. Ke zmnožení rudních horizontů dochází díky tektonickému opakování (Skácel 1968). Skácel (1966, 1968) popsal, že ložiska byla tvořena převážně křemitými rudami a byla uložena na kontaktech s břidlicemi, i uvnitř vulkanické série. Byly zde přítomny také vápence a křemenné keratofyry.

Odhad prognózních zásob v revíru Moravský Beroun – Čabová byl asi 750 kt zásob s průměrným obsahem asi 35 – 40 % Fe; SiO₂ 30 – 35 % a CaO 5 – 10 % (Skácel 1968).

V poslední době se ložiskem Moravský Beroun – Čabová zabývala Šabatková (2009), která popisuje lokality Rozvodný vrch a Železník (obr. 8). Vyčlenila šest základních typů rud následovně – magnetitová ruda s hematitem, stilpnomelanová ruda, chloritová ruda, jaspilitová ruda, dále karbonátová žilka se stilpnomelanem a karbonátová ruda se sideritem. Z mineralogického hlediska popisuje – chlority (thuringit, chamosit), stilpnomelan, muskovit, monazit-(Ce), magnetit, ilmenit, kalcit a siderit.



Obr. 8. Schématické znázornění důlních měř u Moravského Berouna, Čabové a Ondrášova (převzato Staněk 1997, autorem obrázku je údajně Z. Pouba).

8.6. Ondrášov

Podle Kretschmera (1917) byly v Ondrášově těženy bohaté polohy magnetitové rudy. Tyto ložiska jsou vázána na horniny devonského vulkanismu, které vystupovaly v jižní části moravskoberounském ostrova. Z geologického hlediska se jednalo o dvě k SZ překocené vrásky devonských mandlovců a diabasových tufů, na jejichž styku s nadložními břidlicemi byly uloženy železné rudy, metasomaticky zatlačující vápence. Vyšší nadloží tvoří droby a křemenné slepence. Devonské polštářové lávy z tohoto území jsou podrobněji popisovány Mísařem (1955).

Kretschmer (1917) také popisuje tři rudní pruhy na jv. svahu návrší Kreuzwald. Mocnost rudních čoček dosahovala až 9,5 m, rychle směrně i po úklonu vyklíňovala.

Jsou zde uváděné důlní míry Kryštof, Antonín, Jan, Petr, Ludmila, Albert I., Albert II., Edmund I., Edmund II., Edmund III., Edmund IV. Ve většině těchto dolů byl těžen především limonit, vznikající zvětráváním chloritů a přeměnou primárních rud (Štejn 1958 in Skácel 1968).

Z analýz rudy z dolu Petr, která byla hutněna v sobotínské huti, je patrné, že se těžil železem velmi bohatý limonit.

1) Fe – 64,1 %; SiO₂ – 27,5 %; CaO – 0,2 %; MnO – 0,6 %

2) Fe – 55 %; SiO₂ – 33,6 %; CaO – 0,4 %; MnO – 1,2 %; Al₂O₃ – 2 %

Prognózní zásoby byly odhadovány na 80 kt, do hloubky 150 až 200 metrů ve třech čočkách. Toto množství je zanedbatelné a do budoucna nevyužitelné (Skácel 1968).

8.7. Horní Loděnice

Ložiska železných rud byla vázána na malý ostrůvek devonských vulkanitů protažený směrem SV – JZ, sz. od obce Horní Loděnice. Nacházely se zde kvalitní čočky leptochloritických rud s magnetitem (Skácel 1968).

Podle Kretschmera (1917) zde bylo nafáráno celkem šest rudních poloh, tři v severní a tři v jižní části, které byly navzájem odděleny příčným zlomem směru SZ – JV. Těžena byla především severní ložiska.

Byly zde hlavně rudní čočky s magnetitovou výplní, uložené na styku vulkanitů s břidlicemi, přičemž mocnost rudních těles se pohybovala v rozmezí 1,5 – 4,7 m (Skácel 1968).

Tělesa jižní části směru SSZ – JJV rychle čočkovitě vykliňovala a do hloubky chudla, proto nebyla těžena (Skácel 1968).

Historii těžby na tomto ložisku popisuje Kretschmer (1906, 1917), těžba probíhala už v období před 30letou válkou, poté byla znovu obnovena až v roce 1835. Zdejší ruda se vozila do sobotínských hutí. K úplnému ukončení těžby došlo v roce 1875, vlivem konkurence velkých hutí.

Jsou známy doly Ferdinand, František a Rosalie. Nejhlubší důl v této oblasti dosáhl hloubky 104,3 m (Skácel 1966).

Průměrné hodnoty studované rudniny: Fe – 33,2 %; CaO – 18,9 %; SiO₂ – 12,8 %, zajímavé jsou vysoké obsahy Mn přes 4 % a fosforu 0,3 – 0,58 % (Kretschmer 1917).

Podle Skácela (1968) bylo hlavní ložisko do hloubky 100 metrů vytěženo, odhadem lze zbylé zásoby ohodnotit na 100 kt s průměrným obsahem Fe okolo 30 %. Další těžba je v budoucnosti nereálná.

8.8. Šternbersko

Chabičovský nebo také šternberský ostrov, je nejjižnější částí východního devonského pruhu Nížkého Jeseníku, který zabírá plochu asi 10 km² a to v prostoru mezi Šternberkem, Řídkým, Chabičovem, Horním Žlebem a Lipinou (Skácel 1968).

Historie těžby se datuje již do 13. století. Značné množství rudy se vytěžilo před a v průběhu třicetileté války. Největší rozmach nastal v 50. letech 19. století. Avšak jen výjimečně se doly udržovaly v provozu ve 20. století. V roce 1917 těžba probíhala u Chabičova. Do konce roku 1946 byla těžena pouze ložiska Jiří, Hugo a Robert v katastru obcí Krákořice a Řídeč.

Převážná část rudních ložisek je vázána na devonský vulkanismus sledující v pruzích diabasové horniny směru SV – JZ s výjimkou ložiska v těsné blízkosti Šternberka (Prokop – Pavel), které mají směr SZ – JV (Skácel 1968).

Devonské polštářové lávy v okolí Šternberka zkoumal Barth (1957).

8.8.1. Řídeč

Kretschmer (1917) uvádí, že na samém okraji devonského ostrova v sz. části bylo vyvinuto malé ložisko Žofie, které se nacházelo v zalesněném svahu – kóta Lískovec, u j. okraje obce Řídeč, bylo zde několik obvalů a malých hald. Ložisko mělo nesouvislý průběh a nemělo více než 300 m. Podle Skácela (1966) se jedná o typické vnitřní ložisko, nacházející se uvnitř diabasů. Zdejší ruda je většinou velmi kyselá, obsahuje kromě hematitu a magnetitu, hojně jaspilitu (Skácel 1968).

8.8.2. Řídeč – Krákořice

Druhý rudní výskyt byl zjištěn mezi obcemi Řídeč a Krákořice, je pokryt důlními mírami Jiří – Hugo – Robert. Rudní horizont dosahoval délky 1200 metrů, směru JZ – SV a sklonu 25 – 60° k JV. Maximální délka souvisle kutaného ložiska činila asi 180 m. Ložisko mělo čočkovitý tvar, jeho mocnost kolísala v rozmezí 1 až 5 metrů. Na ložisku Jiří – Hugo a jámě Robert byly především těženy leptochloritické Fe-rudy. Ve směrném pokračování tohoto pruhu bylo sz. od Chabičova známo ložisko Hilarius, na kterém se velkými povrchovými dobývkami těžily převážně limonitové rudy. Tímto ložiskem rudní pruh končí (Skácel 1968).

8.8.3. Krákořice

Třetí ložiskový pruh je, od výše popsaného druhého pruhu, oddělen 280 metrů mocným souvrstvím tufitických břidlic. Ložiska byla pokryta důlními mírami Konkordia, Hubert a Libor. Nacházela se severně od obce Krákořice v lese „Dražba“. Jednalo se o čočkovitá rudní tělesa tvořená především limonitem, přecházejícím do hematitu a magnetitu (Skácel 1968). Podle Kretschmera (1917) se průměrné hodnoty Fe pohybovaly v rozmezí 30 – 33 %.

Další ložisko Eduard, leželo v lese Raaba 1,5 km severně od Krákořic. Bylo otevřeno koncem 19. století. Vyskytovaly se zde dvě rudní ložiska, které ležely blízko sebe, v diabasovém mandlovci. Těžil se především magnetit s hematitem, zvětrávající v limonit

(Skácel 1968). Ložisko bylo velmi bohaté, vyклиňující asi 5 metrů pod povrchem (Kretschmer 1917).

8.8.4. Chabičov

V okolí obce Chabičov se nachází další rudní pruh, v němž byla vyvinuta dvě ložiska. Ložiska jsou oddělena 100 metrů mocným jalovým souvrstvím. V podloží, ložisko Otilie, bylo tvořeno převážně magnetitem. Je značně tektonicky postižené a nepravidelné, jeho mocnost kolísá mezi 1 až 4 metry (Skácel 1968). Na SV přechází do chudé, nedobyvatelné silikátové rudy, kterou Kretschmer (1917) označil jako moravit. Směrem do hloubky přechází ložisko do chudých thuringitových poloh. Obě ložiska byla podfárána Levínskou štolou (Skácel 1968). Průměrný obsah železa byl 38 %, při vysokém obsahu SiO₂ 23,7 % (Kretschmer 1917).

Nověji se problematikou mineralogie železných rud v okolí Chabičova zabýval Kapusta (2011), který zde popisuje odebrané vzorky rudy s tímto mineralogickým složením: stilpnomelan, chlorit (thuringit, chamosit), kalcit, siderit, pyrit, sfalerit, chalkopyrit, magnetit, hematit, ilmenit, allanit-(Ce) a křemen.

8.8.5. Krákořice – Hlásnice

Mezi obcemi Krákořicemi a Hlásnicí se nachází další pruh s výskytem železných rud. V lese „Kamínka“ byla na ložisku Matyáš zjištěna původní šachtice a haldička s diabasovým materiálem. Doly Kamínka, Matylda, Helena a Sidonie ležely jižněji a na okraji devonského ostrova, na kontaktu s kulmskými drobami. Ve směrném pokračování, severně od obce Hlásnice se nacházely ložiska Engelbert, Albert a Willengottes.

Důl Kamínka byl odvodňován téměř 800 metrů dlouhou chodbou, která podsedala v hloubce 34,15 m šachtu. Jáma byla vyhloubena koncem 19. století (Skácel 1968).

Chemická analýza Kretschmera (1917) z dolu Kamínka, ukázala velké procento Fe: 51,5 %; SiO₂ 22,1 %; Al₂O₃ 2 %; CaO 1,1 %.

Všechna ložiska byla tvořena limonitem, který většinou vznikl zvětráváním magnetitu, hematitu a leptochloritů. Tato ruda nebyla příliš kvalitní (Skácel 1968).

8.8.6. Šternberk

Poslední, v minulosti těžný, ložiskový pruh se nachází na severním okraji Šternberku, ve čtvrti Obora. Probíhá sz. směrem a je na styku diabasových hornin a kulmských drob. Byla zde vyvinuta tři ložiska. První ložisko Pavel, se nacházelo ve městě, v jeho pokračování jsou ložiska Juliana a Prokop. Mocnost rudních těles kolísala v rozmezí 2,3 až 5,7 metrů. Rudní výplň tvořil magnetit s hematitem. Na ložisku Juliana převládal jemnozrný černězelený magnetit, v povrchových partiích limonit (Skácel 1968).

Podle Zimáka et al. (1998) se v důlní míře Prokop, vyskytuje stilpnomelanová ruda, která je tvořena především drobnými šupinkami stilpnomelanu, méně přítomný je ilmenit, ojediněle magnetit, pyrit a baryt.

9. Metodika práce

Během terénní etapy jsem ve spolupráci s doc. Zimákem, na základě dostupných materiálů, vyhledávala jednotlivé železnorudné výskyty ve šternbersko-hornobenešovském pruhu.

Provedla jsem současné zhodnocení stavu těchto lokalit, s následnou fotodokumentací provedenou fotoaparátem Olympus C-370 a odebráním vzorků železných rud, popřípadě hydrotermální žiloviny, pro další studium.

Z vybraných vzorků byly zhotoveny výbrusy, které jsem zkoumala pomocí polarizačního mikroskopu BX50 (v procházejícím i odraženém světle) a následně pořídila mikrofotografie s fotoaparátem Olympus C-7070.

Chemismus vybraných minerálů byl studován metodou WDX na PEMM PřF MU Brno na mikrosondě Cameca SX-100 (analytici: Mgr. Petr Gadas, RNDr. Renata Čopjaková, RNDr. Radek Škoda, PhD.).

Analýzy byly provedeny za těchto podmínek:

- **chlority a stílpnomelan:** napětí 15 keV, proud 10 nA, průměr svazku 5 μm ;
použité standardy: albit A (Na), titanit (Si, Ti), sanidin (Al, K), wollastonit (Ca), andradit (Fe), topaz (F), chromit (Cr), gahnit (Zn), spessartin (Mn), ScVO_4 (V), MgAl_2O_4 (Mg), baryt (Ba), vanadinit (Cl)

- **turmalín:** napětí 15 keV, proud 10 nA, průměr svazku 5 μm .
Použité standardy - albit A (Na), sanidin (Al, Si, K), wollastonit (Ca), andradit (Fe), topaz (F), chromit (Cr), titanit (Ti), spessartin (Mn), ScVO_4 (V), MgAl_2O_4 (Mg), vanadinit (Cl)

- **karbonáty:** napětí 15 keV, proud 10 nA, průměr svazku 5 μm .
Použité standardy - wollastonit (Ca), sanidin (K, Si, Al), andradit (Fe), MgAl_2O_4 (Mg), SrSO_4 (Sr), baryt (Ba), apatit (P), rhodonit (Mn), gahnit (Zn)

- **spinelidy:** napětí 15 keV, proud 20 nA, průměr svazku <1 μm .
Použité standardy - MgAl_2O_4 (Mg, Al), gahnit (Zn), sanidin (Si), chromit (Cr), titanit (Ca, Ti), hematit (Fe), ScVO_4 (V), Mn_2SiO_4 (Mn), Ni_2SiO_4 (Ni)

- **apatit:** napětí 15 keV, proud 10 nA, průměr svazku 7 μm .

Použité standardy – albit (Na), spessartin (Si, Mn), Mg_2SiO_4 (Mg), fluorapatit (P, Ca), sanidin (K), almandin (Fe), SrSO_4 (Sr), YPO_4 (Y), ScVO_4 (V), topaz (F), vanadinit (Cl), LaPO_4 (La), CePO_4 (Ce)

- **ilmenit:** napětí 15 keV, proud 20 nA, průměr svazku $<1 \mu\text{m}$.

Použité standardy - MgO (Mg), sanidin (Al), CrTa_2O_6 (Ta), zirkon (Si, Zr), SrTiO_3 (Ti), columbit_ivigtut (Nb, Fe), titanit (Ca), spessartin (Mn), W (W), gahnit (Zn), chromit (Cr), Sn (Sn), ScVO_4 (Sc).

K přepočítávání analýz jsem používala program FORMULA.

U jednotlivých minerálů jsem použila tyto přepočty na atomy kyslíku: chlority na 14, stilpnomelan na 11, turmalín na 24,5; ilmenit na 3 atomy kyslíku, u spinelidů (magnetit a chromit) byl přepočet na 4 atomy kyslíku, avšak bylo nutné rozpočítat celkového množství železa na Fe^{2+} a Fe^{3+} , tak aby byl součet trojmocných kationtů roven 2 apfu. Vzhledem k tomu, že u karbonátů (kalcit, siderit) nebylo stanoveno CO_2 , analýzy byly přepočteny na bázi 1 atomu kyslíku.

V případě apatitu byl proveden přepočet na 13 aniontů.

10. Zhodnocení současného stavu lokalit

Na mnohých lokalitách, i přes důkladný průzkum terénu, nelze odebrat vzorky železných rud. Lokality jsou opuštěné, většinou zarostlé, stopy po těžbě připomínají jen geomorfologické útvary jako jsou pinky, rýhy a zářezy, velké různě rozsáhlé prohlubně, lomy nebo nepřírozně ostře zarovnané kopce.

V současné době nelze nalézt rudy v Horních Životicích, Horním Benešově, Křišťanovicích, Leskovci nad Moravicí a Ondrášově.

V Horních Životicích se z bývalé štoly Vilemína stal vodárenský objekt, který slouží jako zdroj pitné vody pro obec (obr. 9). Po prozkoumání okolí a přilehlého pole, nebyly nalezeny ani dříve popisované haldy.



Obr. 9. Vchod do štoly Vilemína, Horní Životice.

Terén po rozsáhlé těžbě v okolí Horního Benešova byl zarovnan, v krajině jsou však patrné geomorfologické změny. V remízcích, v lese i na okrajích cest jsou zarostlé haldičky droby, železnou rudu se mi však najít nepodařilo.

Ložiska v Leskovci nad Moravicí byla z velké části zatopena vodou přehrady Slezská Harta. Terén jsem zkoumala v okolí břehů, kde by bylo možné uskutečnit odběr vzorků, které však nalezeny nebyly. V lesích na obou březích je možné nalézt pinky, dokonce i velké kruhovitě prohlubně, kde se nacházely bazika, a to především poblíž vápencového lomu a vápenné pece, technické památky.

V Čabové (obr. 8) se mi podařilo odebrat vzorky z lokality Rozvodný vrch (obr. 10). Lokalita je zarostlá, na zemi leží úlomky tmavě šedé magnetitové rudy s jaspilitem, v rudě jsou patrné světlešedé či nažloutlé žilky křemene a karbonátu (obr. 11). Na lokalitě Železník a na Křížovém vrchu a Kočičím vrchu u Moravského Berouna se nacházely bazika, ovšem železné rudy nikoliv.



Obr. 10. Lokalita Rozvodný vrch, Čabová.



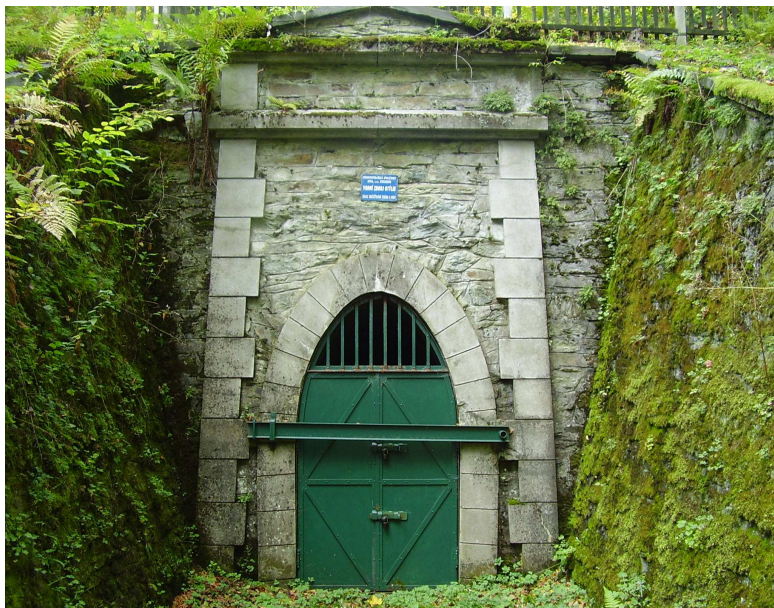
Obr. 11. Úlomky železné rudy z lokality Rozvodný vrch, Čabová.

Po důkladném průzkumu širšího okolí obce Horní Loděnice se podařilo náhodně odebrat dva vzorky železné rudy ze zídky u kostela přímo v Horní Loděnici (obr. 12). Vzorky byly znatelně těžší než jiné horniny a měly červenou barvu.



Obr. 12. Železná ruda ze zídky u kostela, Horní Loděnice.

Na Šternbersku je hned několik opuštěných štol, které slouží k vodárenskému účelu. Jsou to například Levínská štola Otilie u Chabičova (obr. 13), u které byly na cestě odebrány vzorky železné tmavě černé fylosilikátové rudy, nebo štola Prokop u Šternberka (obr. 14), ležící na důlní míře Prokop – Juliána, kde se nacházejí polštářové lávy (obr. 15). V těchto lávách byly nalezeny značně zvětřalé, velmi měkké, do černa zbarvené úlomky stilpnomelanové rudy (obr. 16).



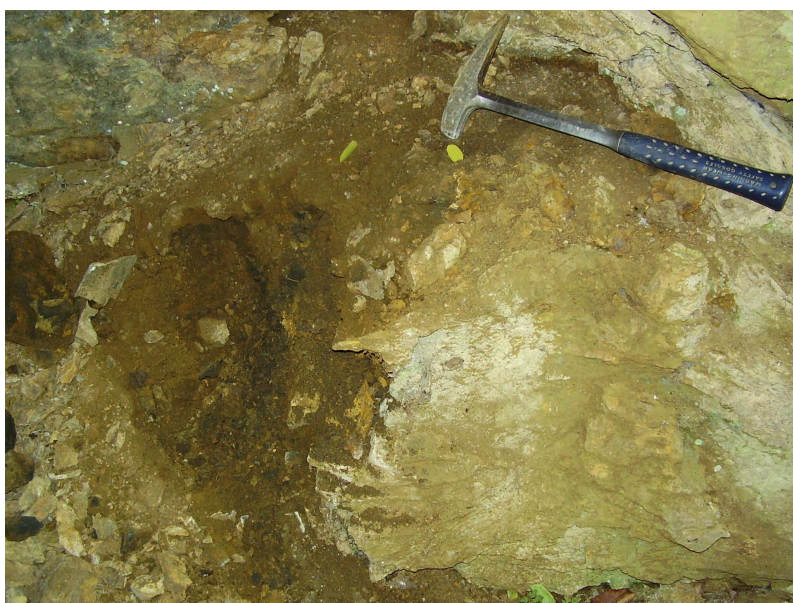
Obr. 13. Levínská štola Otilie, Chabičov.



Obr. 14. Štola Prokop, Šternberk.



Obr. 15. Polštářová láva u důlní míry Prokop. Šternberk.



Obr. 16. Zvětralé tmavě zbarvené úlomky stilpnomelanové rudy v polštářových lávách u důlní míry Prokop. Šternberk.

Mezi obcemi Šternberkem a Babicemi (území katastrálně spadající pod obec Krákořice) došlo k odběru vzorků poblíž kóty Kamínka. Úlomky tmavě šedé magnetitové rudy s jaspilítou (obr. 17) ležely volně na zarostlé haldě (obr. 18).



Obr. 17. Železná ruda, lokalita Kamínka. Šternbersko.



Obr. 18. Zarostlá halda, lokalita Kamínka. Šternbersko.

Fylosilikátovou železnou rudu černošedé barvy s šedobílou, jemně nažloutlou karbonátovou žilkou se podařilo najít na lokalitě Jiří u Řídkče, a také nad zarostlým opuštěným dolem mezi Hlásnicí a Chabičovem.

Při zkoumání jednotlivých lokalit byly na polích mezi obcemi Chabičov, Hlásnice, Krákořice, Řídeč a Babice odebrány vzorky hydrotermálních žil s turmalíny (obr. 19).



Obr. 19. Schématické znázornění odběru vzorků na Šternbersku (převzato a upraveno, maps.google.cz).

Legenda: 1. štola Prokop; 2. Jiří, Řídeč; 3. Kamínka; 4. opuštěný lom; 5. Otilie, Levínská štola, Chabičov; hnědé body – odběry vzorků hydrotermální žiloviny s turmalíny.

11. Stručná charakteristika odebraných vzorků

Pro lepší orientaci, jsem odebrané vzorky železných rud rozdělila na:

- kyselé rudy
- chloritové rudy
- stilpnomelanové rudy
- karbonátové rudy

Podle tradičního dělení lze chloritové, stilpnomelanové a také karbonátové rudy sloučit do skupiny bazických rud. Mezi vyčleněnými typy bazických rud dochází k plynulým přechodům.

Dalšími odebranými vzorky byla hydrotermální žilná mineralizace s následujícím složením:

- křemen
- kalcit
- kalcit ± chlorit ± křemen
- kalcit ± stilpnomelan ± chlorit ± křemen
- křemen + turmalín ± kalcit

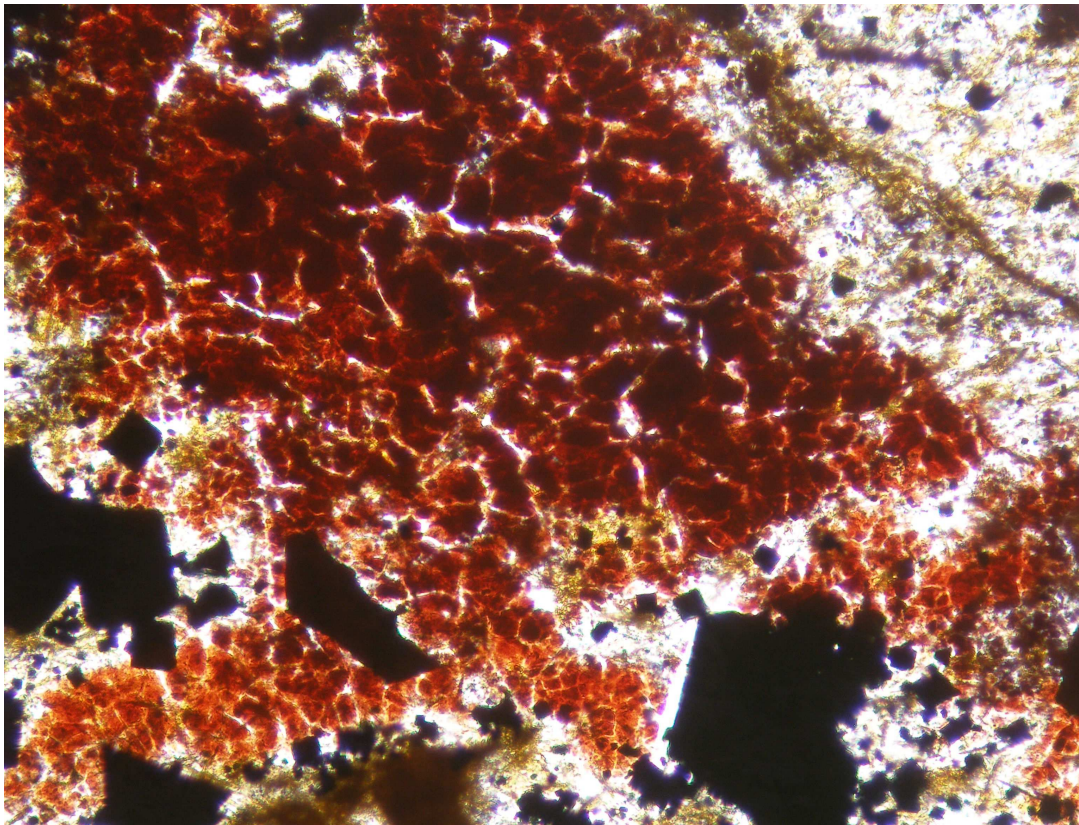
Úlomky hydrotermálních žil mají většinou světlou barvu (bílou, nažloutlou či šedavou) a nerovný lom. Turmalín vytváří černé nepravidelné shluky, výjimečně lze rozlišit jednotlivé sloupečky. Chlorit je v žilovině tmavě černý až nazelenalý, někdy jsou již makroskopicky patrné jednotlivé šupinky, většinou však vytváří nepravidelné různě velké shluky, nebo je rozlišitelný jen mikroskopicky.

Všechny odebrané vzorky rud jsou makroskopicky celistvé s kompaktní texturou. Pokud jsou pórovité, dutiny vznikají druhotně, patrně po vyloužení karbonátů. Rudní vzorky jsou znatelně těžké a mají nepravidelný lom. Vrstevnatost nebo břidličnatost nebyla pozorována.

Kyselé rudy

Kyselé rudy (obr. 20) mají černošedou nebo šedočervenou barvu, jsou tvořeny především magnetitem, křemenem a hematitem v různém poměrném zastoupení. Hematit může být jako červený pigment uzavírán v křemeni jako tzv. jaspilit, což se makroskopicky

projeví jako nápadné, červeně zbarvené mráčkovité shluky či šmouhy, které jsou v rudě nepravidelně rozmístěny. Dalšími minerály, které se mohou vyskytovat v kyselých rudách, jsou fylosilikáty - stilpnomelan a chlorit. Hojně jsou žilky tvořené křemenem a karbonátem (kalcit) v různém poměru. V akcesorickém množství je přítomný pouze pyrit. Tyto rudy jsem našla na lokalitách Kamínka, Horní Loděnice, Chabičov a u Čabové.



Obr. 20. Mikroskopický snímek kyselé jaspilitové rudy z Horní Loděnice, červený hematitový pigment uzavřený v křemeni, opakní zrna magnetitu, drobné nažloutlé šupinky stilpnomelanu. Výbrus HOLO - 1, PPL, šířka pole 0,8 mm.

Chloritové rudy

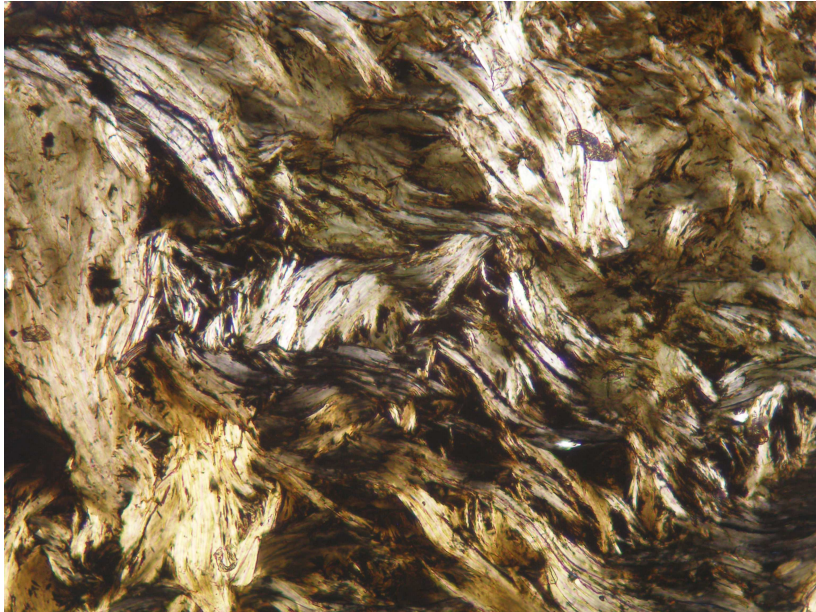
Chloritové rudy mají většinou černou barvu, často jsou v nich přítomny světlé karbonátové žilky. Dominantní složkou rud je chlorit, v různém množství se může vyskytovat křemen, karbonát (kalcit, méně často siderit), magnetit, stilpnomelan, ilmenit, případně akcesorie v podobě allanitu.

Tyto rudy jsem odebrala u Chabičova.

Stilpnomelanová ruda

Dominantní složkou je stilpnomelan (obr. 21), v rudě bývá přítomen jemně rozptýlený magnetit. Může být přítomen křemen, chlorit nebo akcesorie. Běžné jsou žilky karbonátů, často se stilpnomelanem v podobě větších šupin.

Tento typ rudy jsem odebrala u Chabičova a Řídče, silně zvětralá stilpnomelanová ruda byla také u Šternberka (Prokop).



Obr. 21. Stilpnomelanová ruda. Výbrus CHAB-LE-2, PPL, šířka snímku 0,8 mm.

Karbonátová ruda

Je tvořena především karbonátem; zpravidla převažuje kalcit nad sideritem, není vyloučena přítomnost karbonátů dolomit–ankeritové řady. V rudě je vždy přítomen chlorit nebo stilpnomelan. Podstatnou složkou rudy může být i křemen.

Vyskytuje se ve větší či menší míře na všech lokalitách.

12. Mikroskopické studium a WDX analýzy

Na základě mikroskopického studia výbrusů, popřípadě díky údajům WDX analýz, jsem zjistila minerální složení odebraných vzorků rud a hydrotermálních žil, přičemž výběr jednotlivých výbrusů je znázorněn v tabulce č. 1. Minerální asociace jsou uvedeny v poměrném zastoupení, na prvním místě je uveden dominantní minerál. Výbrusy jsou označeny podle lokality odběru, např. HOLO – 1 je výbrus č. 1, zhotoven ze vzorků z Horní Loděnice; TU – 6, je výbrus č. 6, zhotoven ze vzorků hydrotermálních žil s turmalíny, apod.

Označení výbrusu	Minerální asociace
HOLO - 1	magnetit, hematit, křemen, stilpnomelan
KRA - KAM - 6	magnetit, křemen, hematit, chlorit
KRA - KAM - 8	magnetit, hematit, křemen, karbonát, chlorit, stilpnomelan
CHAB – BARTH9	magnetit, křemen, stilpnomelan, hematit, pyrit
CHAB – LE - 1	chlorit, ilmenit, allanit-(Ce)
CHAB – LE - 2	stilpnomelan, karbonát, magnetit, chlorit
ŘÍD – SO - 1	magnetit, stilpnomelan, křemen, hematit
ŘÍD – JI - 4	stilpnomelan, karbonát, magnetit, pyrit
ŘÍD – JI - 5	karbonát, chlorit, křemen
ŘÍD – JI - 9	stilpnomelan, kalcit, magnetit, ilmenit, chromit
ŘÍD – JI - 15	stilpnomelan, magnetit, křemen, siderit
ČAB – RV – 6	stilpnomelan, křemen, magnetit, hematit, chlorit
ČAB – RV - 7	magnetit, křemen, hematit, stilpnomelan, chlorit
TU - 1	křemen, turmalín
TU – 2	křemen, turmalín, karbonát
TU - 6	kalcit, turmalín, apatit

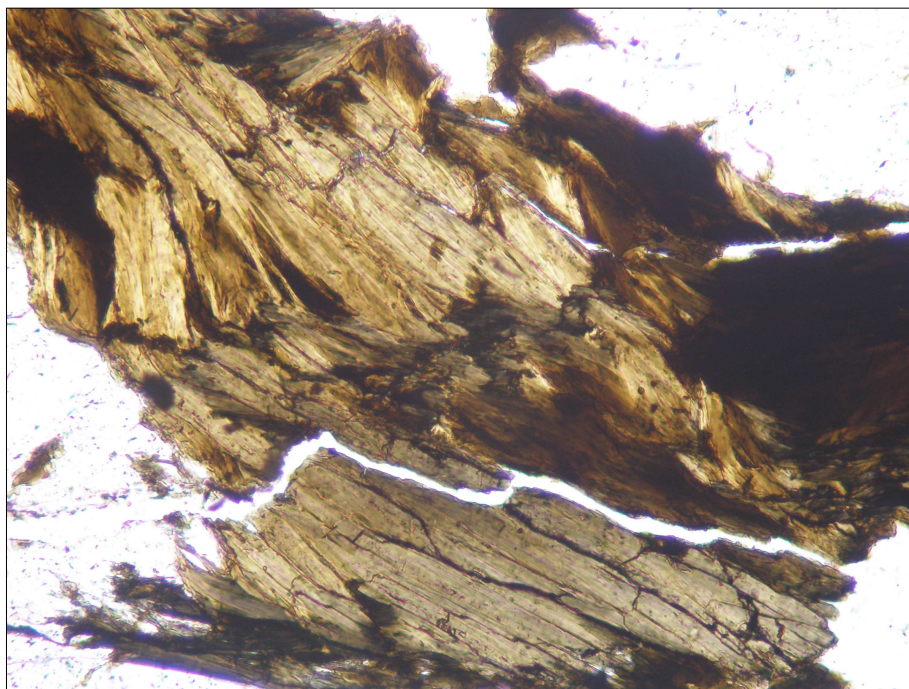
Tab. 1. Minerální asociace vybraných výbrusů.

Z tab. 1 je patrná převaha magnetitu, stilpnomelanu, chloritu, hematitu, křemene a karbonátů, které se vyskytují takřka ve všech výbrusech a mění se jen jejich poměrné zastoupení. Ostatní minerály jsou většinou akcesorické.

12.1. Stilpnomelan

Stilpnomelan může být v rudě natolik dominantní, že vytváří až monominerální masy. Většinou je idiomorfně až hypidiomorfně omezen, tvoří šupinky či lupínky (obr. 22). Na příčných průřezech tabulkami (jsou lištovitě) je pozorovatelná dokonalá štěpnost. Shluky stilpnomelanu ve stilpnomelanové rudě většinou nejeví usměrnění, výjimkou je uspořádání podél karbonátových žilek, kde je patrný i souvislý stilpnomelanový lem na jejich okraji. Velmi často lze spatřit i vějířovité uspořádání stilpnomelanových šupinek nebo tabulek. Pleochroismus stilpnomelanu je velmi silný od žluté až po tmavě hnědou barvu. Na základě optických vlastností se ve většině výbrusů jedná o feristilpnomelan, WDX analýza bohužel nerozlišuje kvantitativní zastoupení Fe^{2+} a Fe^{3+} .

V kyselých rudách je stilpnomelan zastoupen v menší míře. Často tvoří velmi malé šupinky, mnohdy společně s chloritem, kde vyplňuje prostory mezi porfyroblasty magnetitu. Někdy se stilpnomelan vyskytuje jako příměs v agregátech jemnozrnného křemene. Výjimečné je zatlačování stilpnomelanu chloritem. Stilpnomelan může také společně s chloritem tvořit víceméně kulovité agregáty, které jsou většinou lemovány opakními minerály (magnetit) – je možné, že jde o relikty původní oolitické struktury.



Obr. 22. Silně pleochroické šupinky stilpnomelanu, okolí a žilka tvořená křemenem. Výbrus ŘID – JI – 15, PPL; šířka pole 0,8 mm.

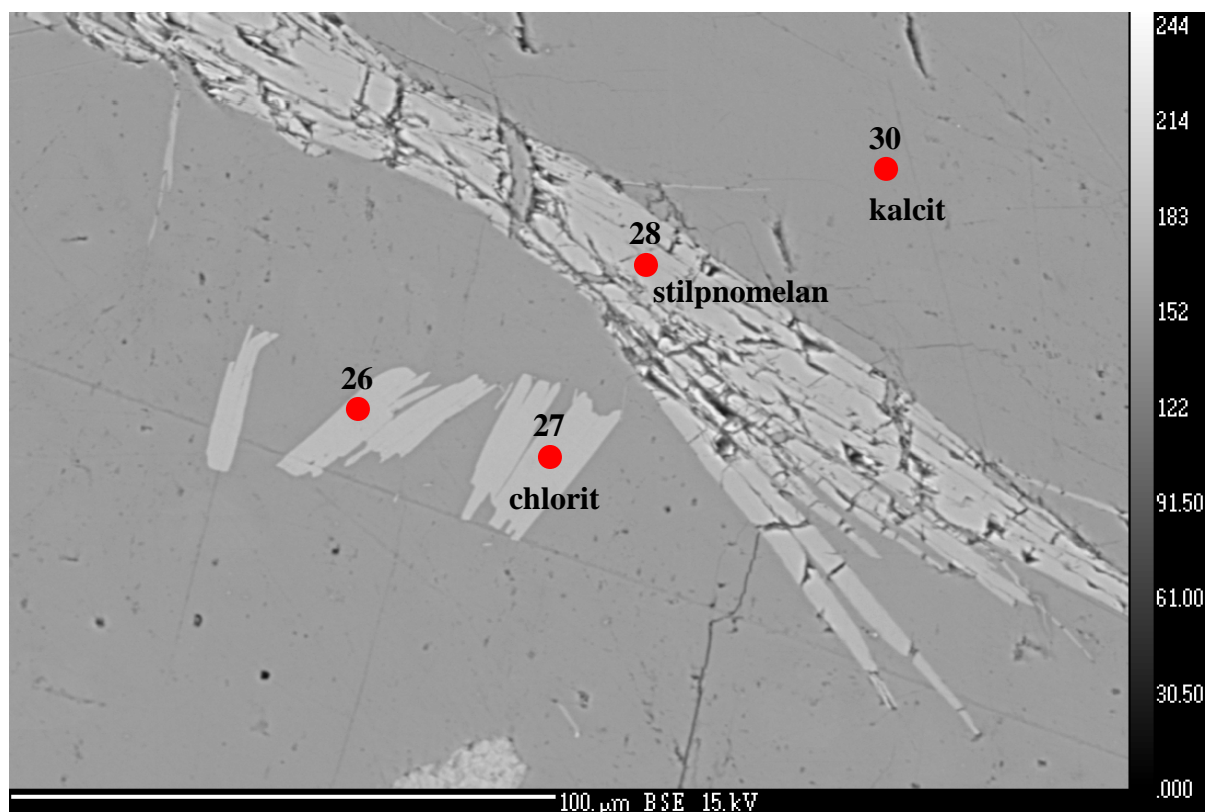
Chemismus stilpnomelanu z lokalit u Řídče je uveden v tab. 2 a 3, přičemž množství železa je bráno celkově jako FeO^{tot} (WDX analýza nerozlišuje Fe^{2+} a Fe^{3+}). Z uvedených hodnot je patrné, že množství zastoupení jednotlivých komponent se příliš neliší. Na obr. 23 je stilpnomelan zachycen společně s chloritem a kalcitem ve výbrusu ŘÍD – JI – 11.

výbrus	ŘÍD–JI-11		ŘÍD–JI-12		ŘÍD–JI-13	
	28	29	31	32	51	52
č. analýzy						
Na₂O	0,01	0,04	0,03	0,03	0,01	0,05
SiO₂	45,62	44,42	46,25	45,98	43,99	43,94
Al₂O₃	6,48	6,43	4,67	4,64	5,72	5,59
K₂O	1,95	2,79	1,56	1,56	1,79	2,14
CaO	0,78	0,89	0,72	0,67	0,50	0,53
TiO₂	0,04	0,04	0	0,01	0,01	0
FeO^{tot}	35,97	35,17	37,64	38,37	37,82	37,01
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0,01
ZnO	0,05	0,06	0,02	0,01	0,04	0,01
MnO	0,03	0,04	0,05	0	0,04	0,05
V₂O₃	0,04	0,02	0	0,03	0,02	0
MgO	2,36	2,35	1,90	1,94	1,56	1,50
BaO	0,06	0,10	0,08	0	0	0,05
F	0	0	0	0	0	0
Cl	0,02	0,01	0,01	0	0,01	0,01
suma	93,41	92,36	92,93	93,24	91,51	90,89
Si⁴⁺	3,621	3,591	3,715	3,693	3,615	3,634
Al³⁺	0,606	0,613	0,442	0,439	0,554	0,545
K⁺	0,197	0,288	0,160	0,160	0,188	0,226
Ca²⁺	0,066	0,077	0,062	0,058	0,044	0,047
Ti⁴⁺	0,002	0,002	0	0,001	0,001	0
Fe²⁺	2,387	2,378	2,528	2,578	2,599	2,559
Cr³⁺	0	0	0	0	0	0,001
Zn²⁺	0,003	0,004	0,001	0,001	0,002	0,001
Mn²⁺	0,002	0,003	0,003	0	0,003	0,004
V³⁺	0,003	0,001	0	0,002	0,001	0
Mg²⁺	0,279	0,283	0,227	0,232	0,191	0,185
Ba²⁺	0,002	0	0,003	0	0	0,002
F⁻	0	0	0	0	0	0
Cl⁻	0,003	0,004	0,001	0	0,001	0,001
O²⁻	10,997	10,996	10,999	11,000	10,999	10,999
catsum	7,168	7,240	7,141	7,164	7,198	7,204

Tab. 2. Chemismus stilpnomelanu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 11 atomů kyslíku.

výbrus	ŘÍD-JI-15		ŘÍD-JI- 9		
	58	59	60	61	64
č. analýzy					
Na ₂ O	0,01	0,04	0,08	0,09	0,13
SiO ₂	44,68	45,11	45,20	45,10	37,59
Al ₂ O ₃	5,74	5,85	5,86	5,98	9,95
K ₂ O	1,94	2,23	1,82	1,69	1,49
CaO	0,32	0,22	0,39	0,32	0,20
TiO ₂	0	0	0	0	0,06
FeO ^{tot}	37,20	37,30	36,67	38,00	40,41
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,01	0,01
ZnO	0	0,02	0,06	0	0
MnO	0,02	0	0,04	0,09	0,05
V ₂ O ₃	0	0	0	0	0,01
MgO	2,66	2,81	2,45	2,42	3,19
BaO	0,05	0,07	0,03	0,04	0
F	0,01	0,05	0	0	0
Cl	0,01	0	0,01	0	0
suma	92,64	93,70	92,61	93,74	93,09
Si ⁴⁺	3,608	3,602	3,634	3,601	3,114
Al ³⁺	0,546	0,551	0,555	0,563	0,972
K ⁺	0,200	0,227	0,187	0,172	0,157
Ca ²⁺	0,028	0,019	0,034	0,027	0,018
Ti ⁴⁺	0	0	0	0	0,004
Fe ²⁺	2,512	2,491	2,465	2,537	2,800
Cr ³⁺	0	0	0	0,001	0,001
Zn ²⁺	0	0,001	0,004	0	0
Mn ²⁺	0,001	0	0,003	0,006	0,004
V ³⁺	0	0	0	0	0,001
Mg ²⁺	0,320	0,334	0,294	0,288	0,394
Ba ²⁺	0,002	0,002	0,001	0,001	0
F ⁻	0,003	0,013	0	0	0
Cl ⁻	0,001	0	0,001	0	0
O ²⁻	10,996	10,987	10,999	11,000	11,000
catsum	7,217	7,227	7,177	7,196	7,465

Tab. 3. Chemismus stílpnomelanu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 11 atomů kyslíku.



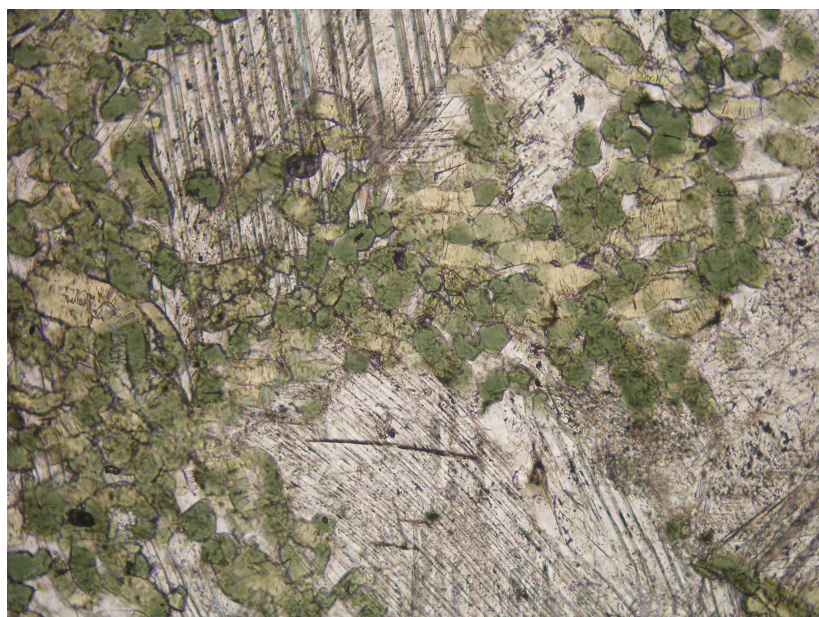
Obr. 23. Chlorit, stilpnomelan a kalcit s naznačenými body analýz (stilpnomelan tab. 2; chlorit tab. 4 a kalcit tab. 7), výbrus ŘÍD – JI – 11, BSE.

12.2. Chlorit

Chlorit se v železné rudě vyskytuje v několika podobách. Je přítomen jako monominerální masa, která vytváří chloritovou rudu, přičemž rozlišení jednotlivých šupinek chloritu je velmi obtížné. Vytváří masy bez zjevného usměrnění a nepravidelného tvaru. Kolem karbonátových nebo křemenných žilek může vytvářet lemy; lemy chloritu byly zjištěny i kolem tabulek ilmenitu. Pleochroismus je mnohdy těžko určitelný, obecně však platí, že chlorit je pleochroický od světle žluté barvy po odstíny zelené.

Červíkovitý chlorit se vyskytuje v menší míře, společně s křemenem nebo karbonátem. Je nepravidelně rozmístěn, má slabý pleochroismus ve světle zelených odstínech. Chlorit velmi málo vytváří samostatné, nebo shlukující se, hypidiomorfně omezené šupinky větších rozměrů (obr. 24). V tomto případě je pleochroický v zelených odstínech. Ve většině případů jsou interferenční barvy chloritu šedé někdy až tmavě modré. Velmi jemně šupinkovitý chlorit často vyplňuje prostory mezi porfyroblasty magnetitu (obdobně jako stilpnomelan).

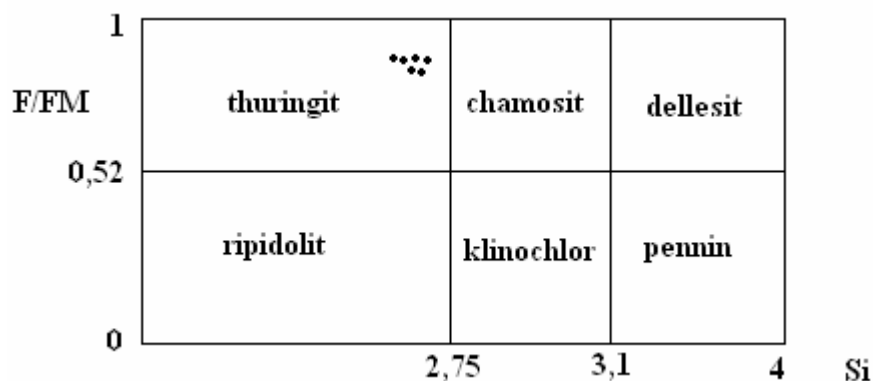
Na vhodné šupince chloritu, jsem stanovila pozitivní ráz délky, což znamená negativní charakter minerálu, značící železem bohatý chlorit. Toto zjištění je i v souladu s výsledky WDX analýz (tab. 4). Po vynesení údajů do grafu 1, podle Melky (1965), studované chlority spadají do pole thuringitu.



Obr. 24. Zelené šupinky chloritu společně s karbonátem. Výbrus ŘÍD-JI-5, PPL, šířka pole 0,8 mm.

výbrus	ŘÍD-JI-11		ŘÍD-JI-14		ŘÍD-JI-10	
	26	27	34	35	67	68
č. analýzy						
Na ₂ O	0,01	0	0,04	0	0,01	0,01
SiO ₂	23,49	23,56	23,85	24,00	24,08	23,63
Al ₂ O ₃	19,42	19,08	19,77	19,42	19,05	18,96
K ₂ O	0	0,01	0	0,02	0,03	0,04
CaO	0,56	1,02	0	0	0,13	0,14
TiO ₂	0,05	0,05	0,07	0,06	0,08	0,07
FeO	43,06	42,97	43,80	43,84	41,89	41,83
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
ZnO	0,08	0,05	0,06	0	0,02	0,04
MnO	0,01	0,02	0,04	0,02	0,06	0,01
V ₂ O ₃	0,08	0,09	0,06	0,07	0,10	0,06
MgO	4,30	4,26	4,43	4,33	5,99	5,91
BaO	0	0,02	0	0,04	0	0,02
F	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0
suma	91,06	91,13	92,12	91,80	91,44	90,72
Na ⁺	0,002	0	0	0	0,002	0,003
Si ⁴⁺	2,639	2,651	2,646	2,674	2,670	2,646
Al ³⁺	2,572	2,530	2,585	2,550	2,490	2,504
K ⁺	0	0,002	0	0,002	0,004	0,006
Ca ²⁺	0,068	0,123	0	0	0,015	0,017
Ti ⁴⁺	0,004	0,004	0,006	0,005	0,006	0,006
Fe ²⁺	4,046	4,038	4,064	4,085	3,883	3,918
Cr ³⁺	0	0	0	0	0	0
Zn ²⁺	0,007	0,004	0,005	0	0,002	0,003
Mn ²⁺	0,001	0,002	0,004	0,002	0,005	0,001
V ³⁺	0,008	0,008	0,006	0,006	0,009	0,006
Mg ²⁺	0,720	0,715	0,733	0,719	0,991	0,987
Ba ²⁺	0	0,001	0	0,002	0	0,001
O ²⁻	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000
catsum	10,067	10,078	10,049	10,045	10,077	10,098
F/FM	0,85	0,85	0,85	0,85	0,80	0,80

Tab. 4. Chemismus chloritu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 14 atomů kyslíku.



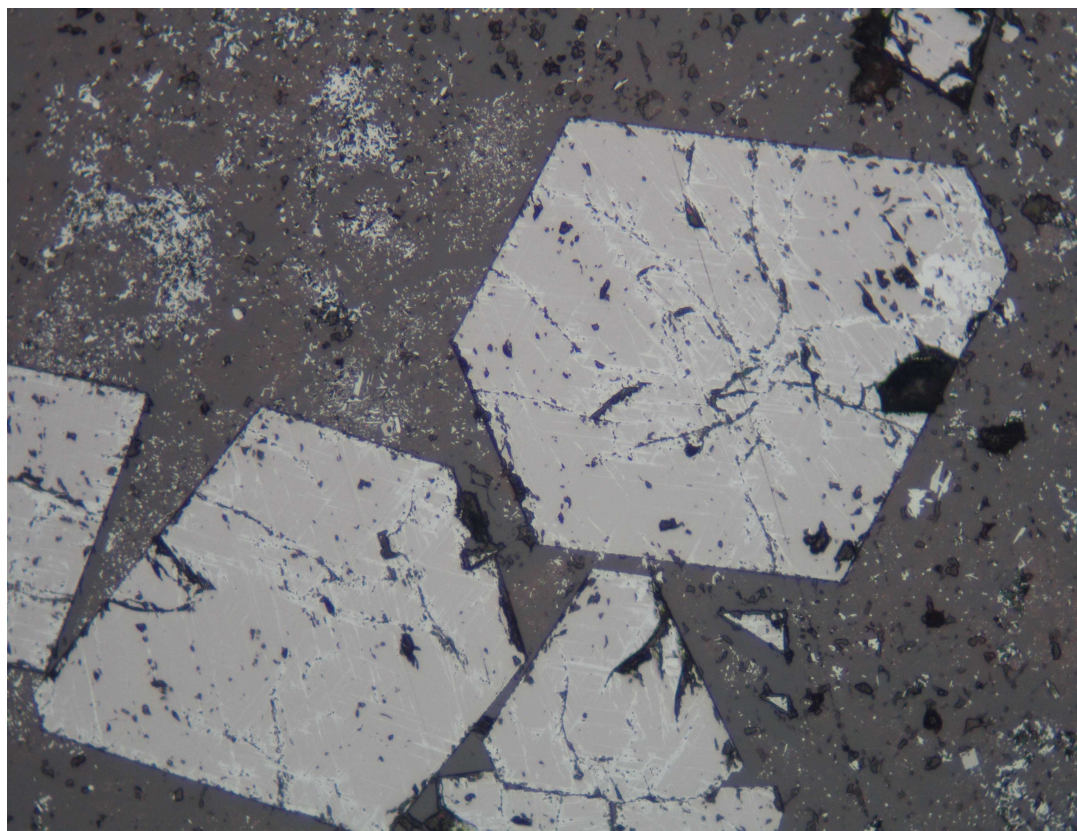
Graf 1. Vynesené hodnoty chloritů, klasifikace podle Melky (1965).

12.3. Magnetit

Magnetit je nedílnou součástí kyselých rud, mnohdy se vyskytuje ve větší i menší míře v rudách bazických. Bývá většinou idiomorfně omezen. Zrna větších rozměrů, porfyroblasty, se nacházejí především v kyselých rudách. Izometrická zrna magnetitu mohou mít v řezech tvar trojúhelníku či víceúhelníku. Časté jsou dvojčetné nebo složité vícečetné srůsty. Velmi běžná je martitizace (přeměna magnetitu v hematit), na obr. 25, patrná jako světlejší místa v porfyroblastech magnetitu, která pronikají od okrajů napříč celým zrnem.

V zásaditých rudách má magnetit menší rozměry, většinou je rozptýlen bez zjevného usměrnění. Někdy může vytvářet pásy či shluky, mezi šupinkami stilpnomelanu, chloritu nebo směsi těchto fylosilikátů.

Za pomoci WDX analýzy (tab. 5) byla zjištěna přítomnost chromitu v magnetitu (obr. 26).



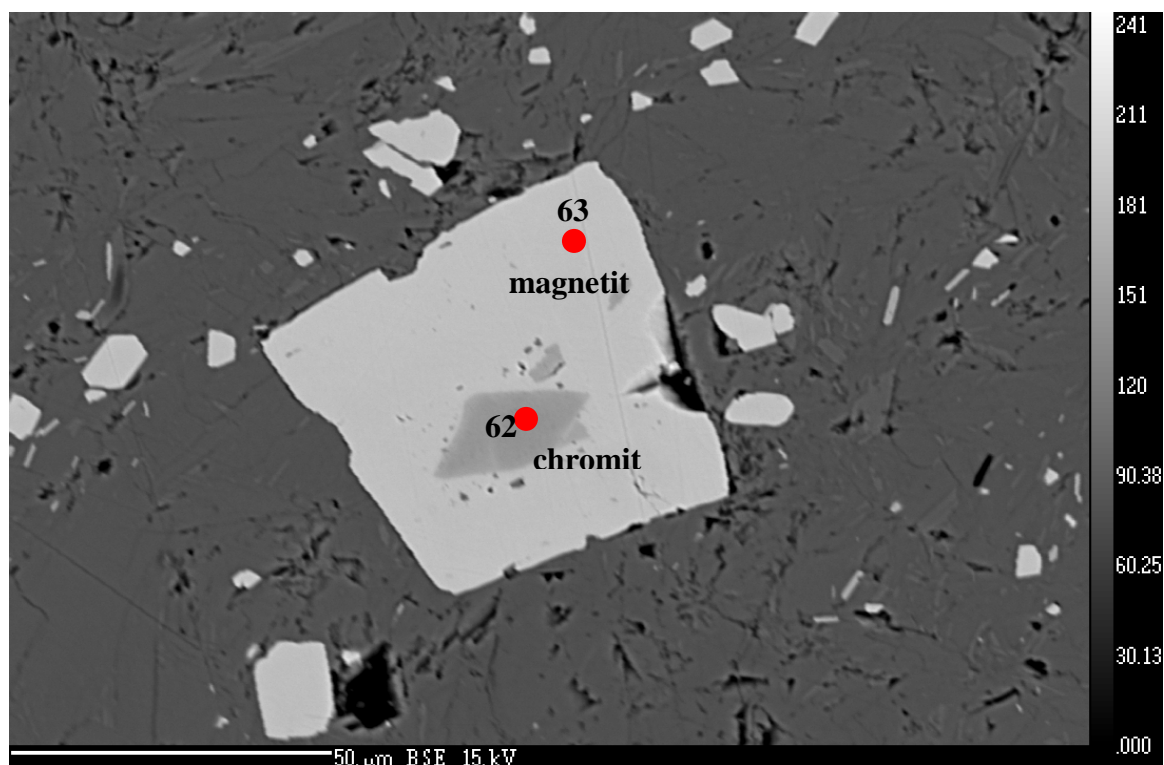
Obr. 25. Porfyroblasty magnetitu s viditelnou martitizací. Výbrus HOLO – 1, RL, šířka snímku 8 mm.

12.4. Chromit

Chromit byl určen WDX analýzou (tab. 5) vzorku ŘÍD-JI-9, kde tvoří jádro magnetitu (obr. 25). Jedná se zřejmě o relikty z původní horniny.

ŘÍD-JI-9	chromit	magnetit
	62	63
TiO ₂	0,20	0,10
SiO ₂	0,04	1,98
Al ₂ O ₃	11,34	0,02
Cr ₂ O ₃	49,37	0,13
V ₂ O ₃	0,18	0,01
Fe ₂ O ₃	7,16	72,10
FeO	27,34	27,42
MgO	3,53	0,11
MnO	0,34	0,01
NiO	0,04	0
ZnO	0,19	0
CaO	0	0
suma	99,73	101,88
Ti ⁴⁺	0,005	0,003
Si ⁴⁺	0,001	0,073
Al ³⁺	0,461	0,001
Cr ³⁺	1,348	0,004
V ³⁺	0,005	0
Fe ³⁺	0,186	1,995
Fe ²⁺	0,789	0,843
Mg ²⁺	0,182	0,006
Mn ²⁺	0,010	0
Ni ²⁺	0,001	0
Zn ²⁺	0,005	0
O ²⁻	4,000	4,000
catsum	2,993	2,925

Tab. 5. Chemismus chromitu a magnetitu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 4 atomů kyslíku, avšak bylo nutné rozpočítat celkové množství železa na Fe²⁺ a Fe³⁺, tak aby byl součet trojmocných kationtů roven 2 apfu.



Obr. 26. Reliktní chromit obrůstáný magnetitem. Výbrus ŘÍD-JI-9, BSE.

12.5. Hematit

Hematit je běžnou součástí kyselých rud, v menší míře se vyskytuje v rudách bazických. Nachází se ve formě jemně chaoticky rozptýleného červeného prášku v křemeni, kde vytváří tzv. jaspilit (obr. 20). Může tvořit také drobné šupinky (spekularit) či drobná nepravidelná zrnka, která jsou alotriomorfně omezena.

V časté asociaci s magnetitem přispívá k martitizaci.

12.6. Ilmenit

Ilmenit se v akcesorickém až vedlejším množství vyskytuje především v chloritových rudách. Tvoří nejčastěji tabulky, které se v řezu jeví jako lišty. Ilmenit je idiomorfně až hypidiomorfně omezen. Kromě samostatných tabulek vytváří i složitější srostlice. Kolem ilmenitu je většinou vyvinut chloritový lem. Chemismus je znázorněn v tab. 6.

výbrus	ŘÍD-JI-9
č. analýzy	65
Al₂O₃	0
SiO₂	0,06
TiO₂	47,81
Nb₂O₅	0,01
CaO	0,02
FeO	48,21
MnO	0,21
WO₃	0,01
ZnO	0,19
Cr₂O₃	0,02
MgO	0
Ta₂O₅	0
ZrO₂	0
SnO₂	0
Sc₂O₃	0
suma	96,54
Si⁴⁺	0,001
Ti⁴⁺	0,957
Ca²⁺	0,001
Fe²⁺	1,073
Mn²⁺	0,005
Zn²⁺	0,004
W⁶⁺	0
Cr³⁺	0
Nb⁵⁺	0
catsum	2,041

Tab. 6. Chemismus ilmenitu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 3 atomů kyslíku.

12.7. Allanit-(Ce)

Allanit-(Ce) se nachází společně s ilmenitem (obr. 27) v chloritové rudě u Chabičova. Tvoří většinou podlouhlá zrna, která jsou hypidiomorfně omezena a často rozpraskána. Někdy jsou patrné dvojčatné srůsty. Je pleochroický od světle žluté po světle hnědou barvu.



Obr. 27. Podlouhlé rozpraskané zrnó allanitu-(Ce) s černými tabulkami (lišťovitými průřezy) ilmenitu v chloritové rudě. Výbrus CHAB –LE-1, který je mírně podbroušený. PPL, šířka snímku 0,6 mm.

12.8. Křemen

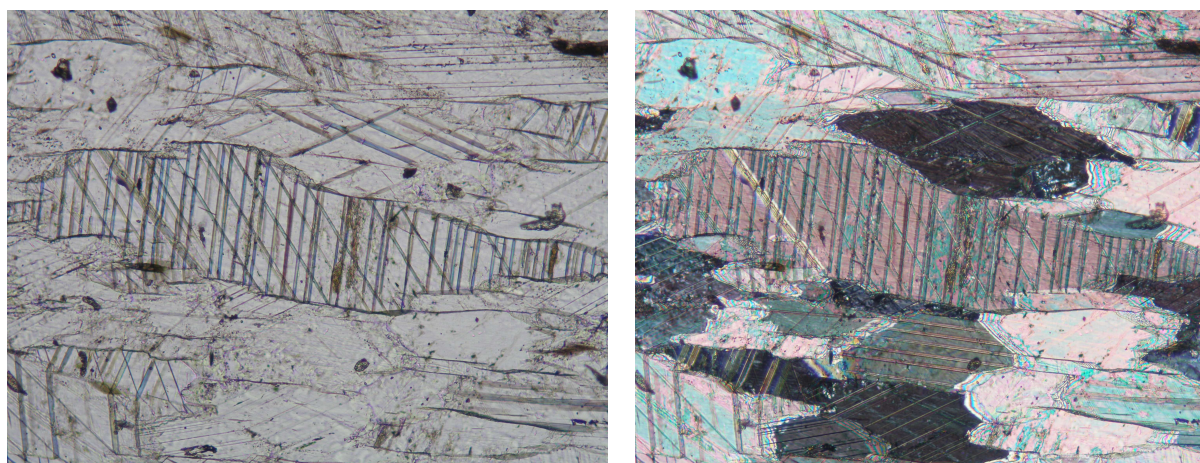
Křemen byl zjištěn ve všech mikroskopicky studovaných vzorcích železných rud. V kyselých rudách je křemen velmi hojný, nachází se v podobě alotriomorfně až hypidomorfně omezených zrn, která jsou různě velká (0,1 mm až do 1cm). Společně s hematitem utváří červený jaspilit. V jemnozrnných agregátech křemene se často nacházejí drobné šupinky fylosilikátů. Ve větších individuích křemene jsem pozorovala červíkovitý chlorit.

Častá je žilná hydrotermální mineralizace, kde křemen tvoří monominerální žilku, nebo je přítomen společně s karbonátem, turmalínem, stilpnomelanem nebo chloritem v různém poměrném zastoupení.

12.9. Karbonáty

Karbonáty jsou velmi běžnou součástí železné rudy. Mnohdy kalcit společně se sideritem vytvářejí rudu samostatnou, která je ovšem často opomíjena. Nejběžnějším karbonátem je kalcit. Zrna jsou nejčastěji alotriomorfně nebo i hypidiomorfně omezena a mají různou velikost od 0,0X do X mm. Zrna jsou často anizometrická, v agregátech kalcitu lze pozorovat zřetelné usměrnění, na větších zrnech jsou dobře viditelné tlakové lamely (obr. 28). V jemnozrnné karbonátové hmotě jsou často uzavřeny drobné šupinky fylosilikátů. Ve výbrusu ŘÍD – JI – 15 byl pomocí WDX analýzy (tab. 8) identifikován siderit, který vzhledem k jeho jemnozrnnému vývinu nelze od kalcitu mikroskopicky rozlišit. Chemismus kalcitu je uveden v tab. 7.

Velmi běžnou součástí rud jsou žilky tvořené kalcitem, popřípadě i křemenem, fylosilikáty nebo turmalínem.



Obr. 28. Žilka tvořená kalcitem s patrnými tlakovými lamelami. Výbrus ŘÍD – JI -4, vlevo PPL, vpravo XPL; šířka snímku 0,8 mm.

výbrus	ŘÍD-JI-11	ŘÍD-JI-12	ŘÍD-JI-14	ŘÍD-JI-6	ŘÍD-JI-13	ŘÍD-JI-10
č. analýzy	30	33	36	49	53	66
CaO	54,19	53,55	55,67	54,84	53,52	53,29
K ₂ O	0	0,02	0	0,01	0	0
FeO	1,08	1,64	0,34	0,63	1,43	1,74
MgO	0,10	0,17	0,08	0,27	0,09	0,32
SiO ₂	0,02	0,01	0,02	0	0,01	0
SrO	0,35	0,08	0,01	0,01	0,09	0,22
Al ₂ O ₃	0	0	0,01	0	0	0
SO ₃	0,03	0,01	0	0,02	0,02	0,02

P₂O₅	0,02	0,01	0,05	0,04	0,03	0,04
MnO	0,11	0,18	0,13	0,17	0,09	0,06
ZnO	0,06	0	0,14	0	0,06	0,02
BaO	0	0	0	0	0	0
suma	55,96	55,67	56,45	55,99	55,34	55,71
Ca²⁺	0,974	0,968	0,987	0,980	0,972	0,962
K⁺	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0,015	0,023	0,005	0,009	0,020	0,025
Mg²⁺	0,003	0,004	0,002	0,007	0,002	0,008
Si⁴⁺	0	0	0	0	0	0
Sr²⁺	0,003	0,001	0	0	0,001	0,002
Al³⁺	0	0	0	0	0	0
S⁶⁺	0	0	0	0	0	0
P⁵⁺	0	0	0,001	0,001	0	0,001
Mn²⁺	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001
Zn²⁺	0,001	0	0,002	0	0,001	0
catsum	0,998	0,999	0,999	0,999	0,997	0,999

Tab. 7. Chemismus kalcitu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 1 atomu kyslíku.

výbrus	ŘÍD-JI-15			
	54	55	56	57
č. analýzy				
CaO	1,08	5,22	2,29	0,77
K₂O	0	0,03	0,03	0
FeO	55,02	53,78	60,55	55,59
MgO	4,70	1,15	1,15	4,59
SiO₂	0,05	0,34	2,70	0,38
SrO	0,04	0	0	0
Al₂O₃	0,04	0,02	0,15	0,05
SO₃	0	0,01	0,08	0
P₂O₅	0	0	0	0
MnO	0,37	0,26	0,43	0,33
ZnO	0	0,09	0,12	0,03
BaO	0	0	0	0
suma	61,30	60,90	67,50	61,74
Ca²⁺	0,021	0,105	0,040	0,015
K⁺	0	0,001	0,001	0
Fe²⁺	0,841	0,843	0,828	0,840
Mg²⁺	0,128	0,032	0,028	0,124
Si⁴⁺	0,001	0,006	0,044	0,007
Sr²⁺	0	0	0	0
Al³⁺	0,001	0,001	0,003	0,001
S⁶⁺	0	0	0,001	0
P⁵⁺	0	0	0	0
Mn²⁺	0,006	0,004	0,006	0,005
Zn²⁺	0	0,001	0,001	0
catsum	0,998	0,993	0,952	0,992

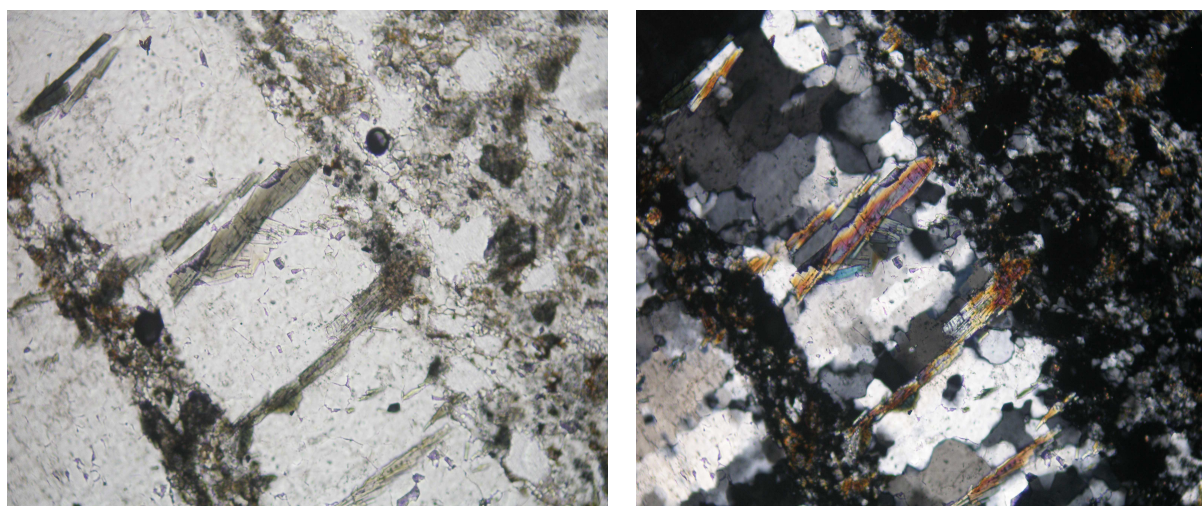
Tab. 8. Chemismus sideritu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 1 atomu kyslíku.

12.10. Turmalín

Turmalín je součástí žilné hydrotermální mineralizace, která provází ložiska železných rud šternbersko-hornobenešovského pruhu. Tvoří většinou hypidiomorfně omezené sloupečky, které se mnohdy velikostně liší (od 0,1 mm až do 1 cm). Turmalín je pleochroický od žlutozelené až po hnědou barvu. Vykazuje interferenční barvy 2. řádu.

Turmalín se většinou nachází v křemenných žilkách (obr. 28), méně v kalcitových, jako je tomu ve výbrusu TU – 6, kde byl společně s apatitem.

Chemismus turmalínů je uveden v tab. 9 a 10, z výsledků je patrné, že se jedná o turmalíny izomorfní skoryl-dravitové řady (za předpokladu, že Fe v turmalínu je dominantně dvojmocné). Podíl skorylové a dravitové složky, jednotlivých vzorků turmalínu, je znázorněn v grafu 2, ze kterého je patrná mírná převaha skorylové složky ve výbrusu TU – 1 a TU - 2 nad dravitovou složkou, která naopak mírně převládá v ostatních vzorcích.



Obr. 28. Syntektonická křemenná žilka se sloupečky turmalínu a s viditelnou tektonikou (odtržení horniny, následná krystalizace a zbytek původní horniny). Výbrus TU – 1, vlevo PPL, vpravo XPL, šířka snímku 0,8 mm.

výbrus	TU - 1		TU - 2		TU - 3	
	37	38	39	40	41	42
Na ₂ O	2,99	2,99	2,82	2,45	2,39	2,65
Al ₂ O ₃	27,89	29,76	27,99	30,69	31,23	29,74
SiO ₂	36,23	36,08	35,97	36,86	37,12	36,45
CaO	0,15	0,27	0,19	0,06	0,13	0,26
K ₂ O	0	0,02	0,01	0,02	0,02	0

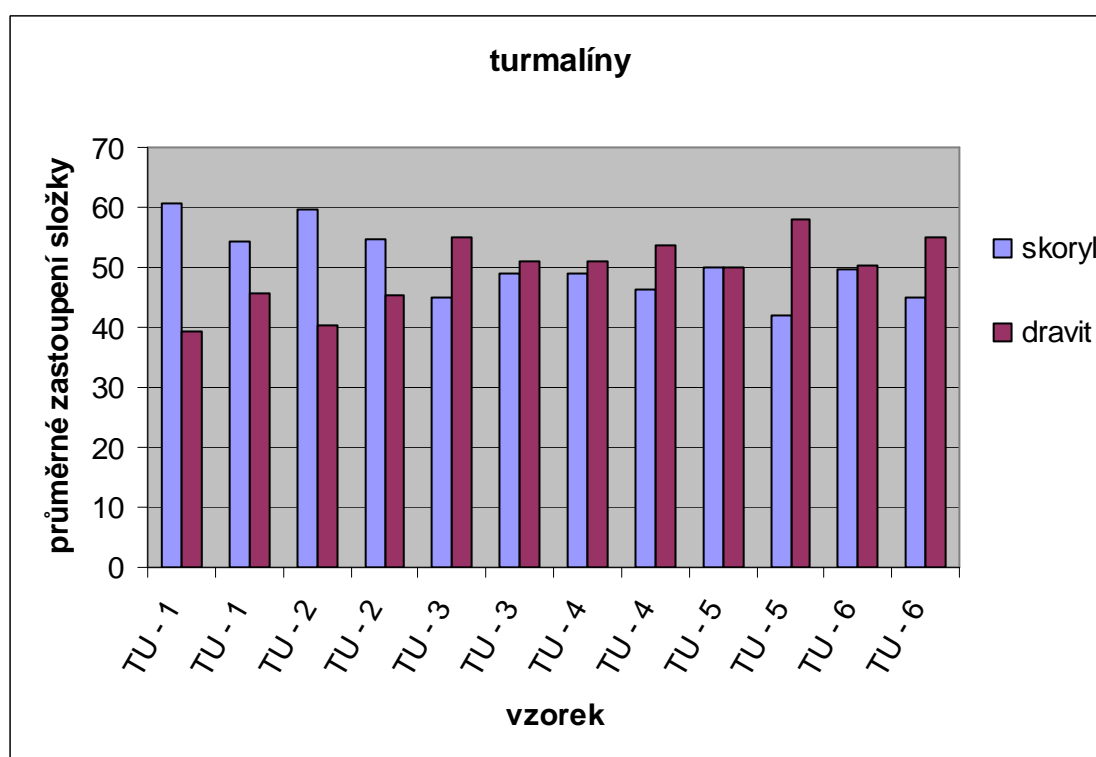
FeO^{tot}	15,13	11,84	14,43	12,00	9,73	10,81
Cr₂O₃	0,02	0,03	0	0,02	0,02	0
TiO₂	0,64	0,33	1,11	0,08	0,10	0,77
MnO	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03
V₂O₃	0,05	0,05	0,07	0,01	0,13	0,16
MgO	5,46	6,25	5,49	5,58	6,68	6,32
F	0,13	0,03	0,17	0,02	0,09	0,27
Cl	0,01	0,02	0	0	0,01	0,01
suma	88,72	87,71	88,26	87,81	87,66	87,47
Na⁺	0,970	0,960	0,910	0,780	0,750	0,850
Al³⁺	5,480	5,810	5,510	5,950	5,990	5,780
Si⁴⁺	6,000	5,980	6,000	6,060	6,040	6,010
Ca²⁺	0,030	0,050	0,030	0,010	0,020	0,040
K⁺	0	0,004	0,002	0,004	0,004	0
Fe²⁺	2,110	1,640	2,020	1,650	1,320	1,490
Cr³⁺	0,003	0,004	0	0,002	0,003	0
Ti⁴⁺	0,080	0,040	0,140	0,010	0,010	0,090
Mn²⁺	0,003	0,006	0,001	0,003	0,001	0,004
V³⁺	0,007	0,007	0,009	0,001	0,020	0,020
Mg²⁺	1,360	1,370	1,370	1,370	1,620	1,550
F⁻	0,007	0,090	0,090	0,010	0,050	0,140
Cl⁻	0,003	0	0	0	0,003	0,003
O²⁻	24,490	24,410	24,410	24,490	24,447	24,357
catsum	16,043	15,871	15,992	15,840	15,778	15,834

Tab. 9. Chemismus turmalínu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 24,5 atomů kyslíku.

výbrus	TU - 4		TU - 5		TU - 6	
	43	44	45	46	47	48
č. analýzy						
Na₂O	2,73	2,91	2,60	2,98	2,80	2,68
Al₂O₃	29,79	30,10	29,31	31,53	30,21	31,68
SiO₂	36,60	37,49	35,85	36,53	36,10	36,26
CaO	0,28	0,29	0,28	0,11	0,31	0,28
K₂O	0,02	0,03	0,02	0	0,01	0
FeO^{tot}	11,09	10,21	11,10	8,85	10,62	9,20
Cr₂O₃	0,02	0	0	0	0,01	0
TiO₂	0,95	0,41	1,40	0,10	0,29	0,36
MnO	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01
V₂O₃	0,15	0,20	0,28	0,24	0,09	0,09
MgO	6,53	6,60	6,25	6,86	6,06	6,28
F	0,30	0,16	0,26	0,01	0,14	0,17
Cl	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
suma	88,50	88,42	87,38	87,26	86,67	87,02
Na⁺	0,860	0,920	0,830	0,940	0,900	0,900
Al³⁺	5,740	5,790	5,730	6,070	5,920	6,120
Si⁴⁺	5,980	6,090	5,940	5,970	6,000	5,940
Ca²⁺	0,050	0,050	0,050	0,020	0,050	0,050
K⁺	0,004	0,006	0,004	0	0,002	0

Fe^{2+}	1,520	1,390	1,540	1,210	1,480	1,260
Cr^{3+}	0,003	0	0	0	0,001	0
Ti^{4+}	0,120	0,050	0,170	0,010	0,040	0,004
Mn^{2+}	0,003	0,001	0,003	0,005	0,003	0,001
V^{3+}	0,020	0,030	0,040	0,030	0,020	0,010
Mg^{2+}	1,590	1,600	1,540	1,670	1,500	1,530
F^-	0,160	0,080	0,140	0,005	0,070	0,090
Cl^-	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
O^{2-}	24,335	24,417	24,357	24,492	24,427	24,407
catsum	15,890	15,927	15,847	15,925	15,916	15,815

Tab. 10. Chemismus turmalínu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 24,5 atomů kyslíku.



Graf 2. Grafické znázornění průměrného podílu turmalínu skoryl-dravitové izomorfní řady ze vzorků ve šternbersko-hornobenešovském pruhu.

12.11. Apatit

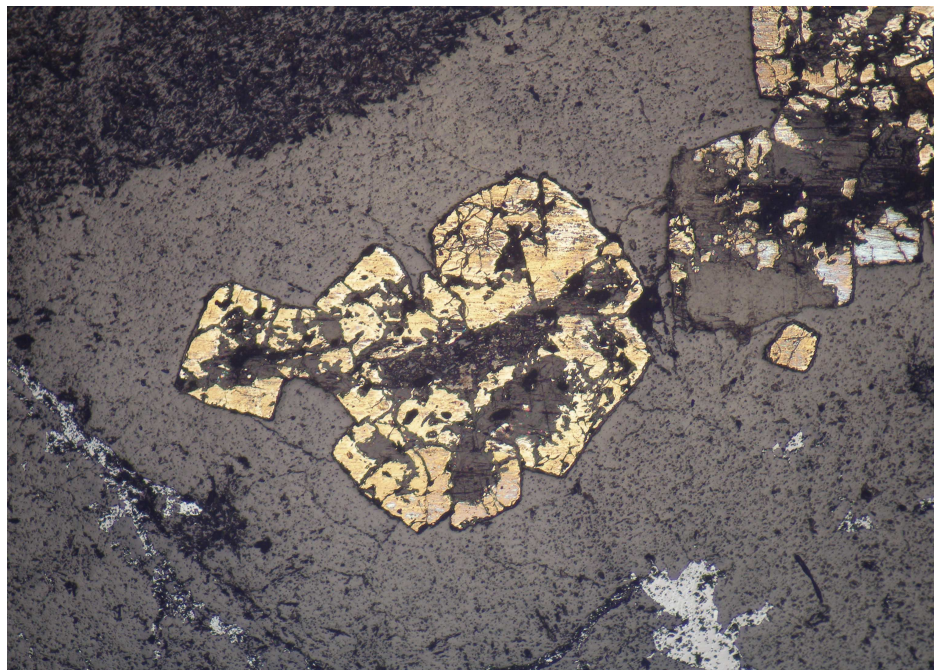
Apatit byl zjištěn pouze za pomoci WDX analýzy. Nacházel se ve výbrusu TU – 6 v hydrotermální žíle společně s turmalínem a kalcitem. Na základě chemismu (tab. 11) se jedná o apatit-(CaF).

výbrus	TU - 6
č. analýzy	50
SiO₂	0,03
P₂O₅	41,70
K₂O	0,01
MnO	0,02
SrO	0,06
CaO	54,90
F	4,18
Cl	0,01
La₂O₃	0,02
Ce₂O₃	0,05
Na₂O	0
MgO	0
FeO	0
Y₂O₃	0
V₂O₃	0
SO₂	0
suma	100,98
Si⁴⁺	0,003
P⁵⁺	2,983
K⁺	0,001
Mn²⁺	0,001
Sr²⁺	0,003
Ca²⁺	4,970
F⁻	1,117
Cl⁻	0,001
La³⁺	0,001
Ce³⁺	0,002
catsum	7,964

Tab. 11. Chemismus apatitu (WDX, hmot. %), přepočteno na bázi 13 aniontů.

12.12. Pyrit

Pyrit byl přítomen pouze ve výbrusech CHAB – BARTH9 a ŘÍD – JI-4, a to v akcesorickém množství. Lze pozorovat hexaedrický vývin pyritu (obr. 29), který mnohdy vytváří složité srostlice s porézními jádry. Pyrit je většinou hypidiomorfně omezen.



Obr. 29. Hexaedrický vývin pyritu. Výbrus CHAB – BARTH9, RL, šířka snímku 0,8 mm.

13. Diskuze

Studium železných rud typu Lahn-Dill ve šternbersko-hornobenešovském pruhu přineslo mnoho poznatků, z nichž některé již byly publikovány.

Po důkladném průzkumu terénu jsem odebrala vzorky na Šternbersku, v okolí Čabové a v Horní Loděnici. V severní části pruhu, již v současné době železné rudy najít nelze.

Vzorky odebraných rud jsem pro přehlednost rozdělila na kyselé a bazické, přičemž bazické rudy dále dělím na chloritové, stilpnomelanové a karbonátové. Mezi těmito rudami existují plynulé přechody. Kromě železných rud jsem odebírala i vzorky hydrotermální mineralizace s turmalíny, která úzce provází výskyty rud na Šternbersku.

Mineralogické složení železných rud se ve většině případů liší pouze poměrným zastoupením jednotlivých minerálů. Nejčastějšími složkami rud jsou minerály: magnetit, křemen, hematit, stilpnomelan, chlorit a karbonát. Ve vedlejším, většinou však v akcesorickém množství, se vyskytuje ilmenit, allanit-(Ce), pyrit a chromit. Hydrotermální mineralizace je tvořena především křemenem a kalcitem. Vedlejšími nebo akcesorickými minerály mohou být fylosilikáty (chlorit, stilpnomelan), turmalín a apatit. Chemismus vybraných minerálů byl sledován pomocí WDX analýz.

Stilpnomelan jsem na základě optických vlastností určila jako feristilpnomelan. Reif (2000), který se zabýval rudami Horního Benešova označil stilpnomelan jako ferostilpnomelan, který ovšem dále zkoumán nebyl. Vzhledem k tomu, že WDX analýza nerozlišuje mocenství železa, bylo by dobré použít jiné metody pro identifikaci mocenství, popřípadě se spokojit pouze s určením stilpnomelanu na základě optických vlastností. Vybrané hodnoty chemismu stilpnomelanu šternbersko-hornobenešovského pruhu uvádím v tab. 12. Tyto hodnoty porovnávám s dostupnými vybranými údaji o chemismu stilpnomelanu ve vrbenské skupině (tab. 13). Z těchto údajů jsem pro lepší srovnání dat vytvořila graf 3, který znázorňuje zastoupení hodnot Si, Fe, Al, Mg a Ca na lokalitách Řídeč, Chabičov, Čabová v porovnání s lokalitami Králová, Dolní Údolí a Maria Trost ve vrbenské skupině. Z grafu 3 jsou patrné pouze minimální výkyvy sledovaných prvků na uvedených lokalitách. Graf 4 znázorňuje průměrné hodnoty sledovaných prvků ve struktuře stilpnomelanu v celkovém srovnání šternbersko-hornobenešovského pruhu s vrbenskou skupinou, a tím pouze potvrzuje velmi blízký chemismus, s minimálními výkyvy hodnot.

Klein (2005) popisuje možný vznik minnesotaitu na úkor stilpnomelanu u rud typu BIF. Minnesotait společně s greenalitem byl popsán v rudách typu Lahn-Dill v Hornomoravském úvalu Melkou a Vybíralem (1977). Ve šternbersko-hornobenešovském pruhu tyto minerály zjištěny nebyly, je však možné, že vzhledem k jejich nestálosti oproti stilpnomelanu, se určitou dobu v rudě vyskytovat mohly. V závislosti na stupni metamorfózy by tedy bylo možné předpokládat výskyt minnesotaitu, možná společně s greenalitem, v rudách na Šternbersku.

apfu	Si	Fe	Al	Mg	Ca
výbrus/lokal.					
ŘÍD - JI-11	3,621	2,387	0,606	0,279	0,066
ŘÍD - JI-11	3,591	2,378	0,613	0,283	0,077
ŘÍD - JI-12	3,715	2,528	0,442	0,227	0,062
ŘÍD - JI-12	3,693	2,578	0,439	0,232	0,058
ŘÍD - JI-13	3,615	2,599	0,554	0,191	0,044
ŘÍD - JI-13	3,634	2,559	0,545	0,185	0,047
ŘÍD - JI-15	3,608	2,512	0,546	0,320	0,028
ŘÍD - JI-15	3,602	2,491	0,551	0,334	0,019
ŘÍD - JI-9	3,634	2,465	0,555	0,294	0,034
ŘÍD - JI-9	3,601	2,537	0,563	0,288	0,027
ŘÍD - JI-9	3,114	2,800	0,972	0,394	0,018
LE 16	3,693	2,445	0,536	0,200	0,023
LE 16	3,697	2,429	0,553	0,198	0,027
LE 18	3,683	2,335	0,600	0,260	0,040
LE 18	3,739	2,375	0,513	0,264	0,042
LE 18	3,677	2,357	0,558	0,275	0,032
LE 18	3,614	2,433	0,556	0,285	0,035
LE 21	3,673	2,310	0,573	0,309	0,042
LE 21	3,018	2,089	1,518	0,367	0,149
LE 21	3,664	2,278	0,704	0,208	0,021
LE 21	2,989	2,232	1,480	0,353	0,144
LE 21	3,564	2,457	0,723	0,209	0,023
LE 21	3,029	2,360	1,360	0,338	0,139
LE 21	3,014	1,975	1,655	0,277	0,147
ČAB RV68	3,250	2,150	0,550	0,280	0,040
ČAB RV68	3,260	2,130	0,590	0,260	0,030
ČAB RV68	3,200	2,150	0,560	0,010	0,060
ČAB RV68	3,280	2,090	0,540	0,320	0,030
ČAB RV62	3,330	2,190	0,430	0,290	0,040
ČAB RV62	3,310	2,220	0,450	0,250	0,040
ČAB RV67	3,240	2,230	0,530	0,210	0,030
ČAB RV67	3,270	2,200	0,530	0,210	0,030
ČAB RV67	3,260	2,110	0,570	0,230	0,110
ČAB 2/7	3,330	2,090	0,470	0,300	0,080
ČAB 2/7	3,390	2,050	0,440	0,310	0,070
ČAB RV27	3,380	2,050	0,530	0,250	0,040

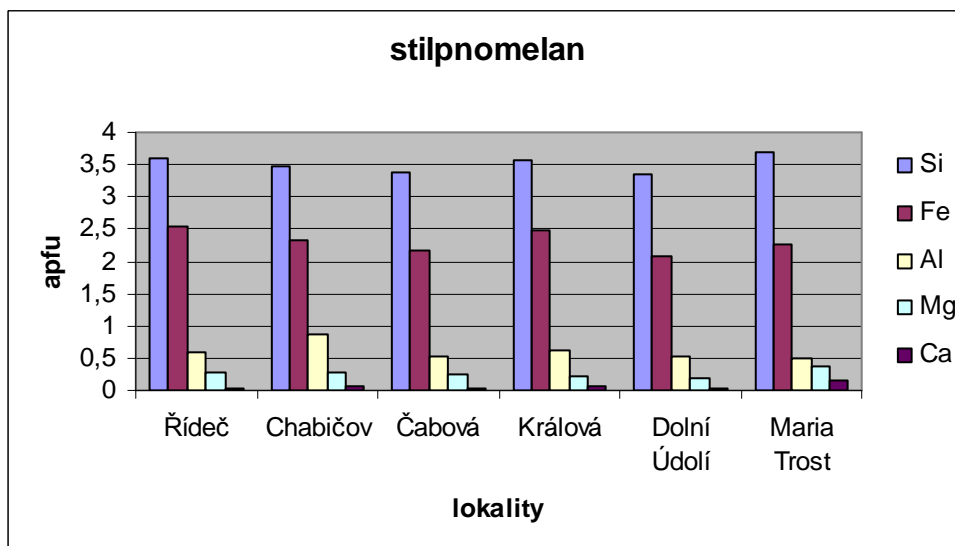
ČAB RV27	3,320	2,140	0,520	0,250	0,040
ČAB RV22	3,300	2,170	0,540	0,190	0,040
ČAB RV22	3,270	2,210	0,550	0,190	0,030
ČAB MZM	3,360	1,920	0,620	0,350	0,040
ČAB MZM	3,380	1,960	0,560	0,340	0,040
ČAB RV10	3,640	2,470	0,570	0,250	0,020
ČAB RV10	3,640	2,400	0,580	0,270	0,030
ČAB RV10	3,610	2,480	0,580	0,260	0,030
ČAB RV10	3,680	2,380	0,540	0,290	0,040

Tab. 12. Vybrané údaje o chemismu stílnomelanu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu.

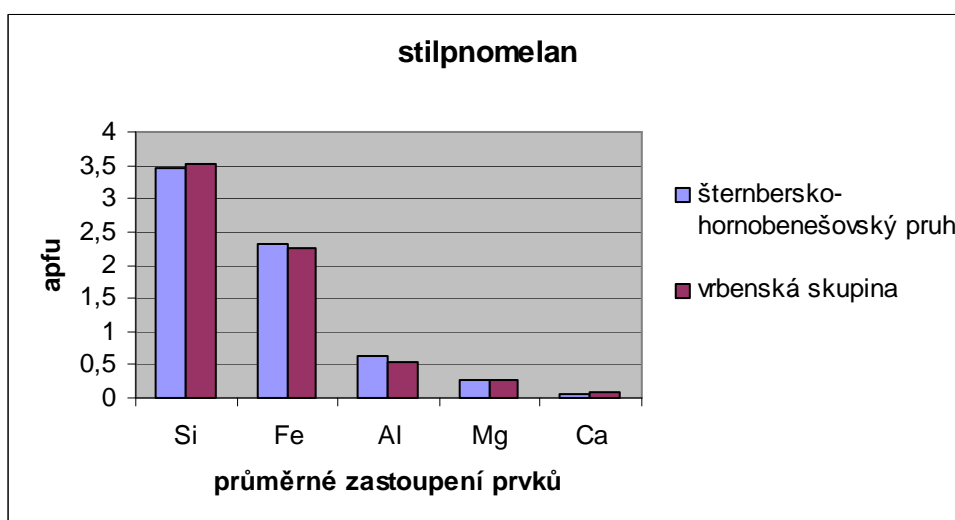
Lokality: ŘÍD – Řídeč (tab. 2 a 3); LE – Levínská štola, Chabičov (Kapusta 2011); ČAB – Čabová (Šabatková 2009).

apfu	Si	Fe	Al	Mg	Ca
výbrus/lokal.					
Králová 1	3,450	2,401	0,732	0,322	0,072
Králová 2	3,643	2,500	0,563	0,165	0,053
Králová 3	3,572	2,532	0,607	0,198	0,065
DU 1	3,370	2,070	0,540	0,200	0,010
DU 2	3,380	2,070	0,540	0,190	0,030
DU 3	3,340	2,100	0,540	0,180	0,020
DU 4	3,340	2,100	0,540	0,200	0,020
MT 1	3,620	2,210	0,480	0,390	0,330
MT 2	3,610	2,290	0,500	0,330	0,280
MT 3	3,730	2,270	0,490	0,390	0,040
MT 4	3,740	2,260	0,520	0,370	0,030

Tab. 13. Vybrané údaje o chemismu stílnomelanu ve vrbenské skupině. Lokality: Králová (Melka a Vybíral 1977); DU – Dolní Údolí (Zimák a Krausová 2000); MT – Maria Trost u Heřmanovic (Zimák 2001a).



Graf 3. Průměrné zastoupení vybraných prvků ve struktuře stilpnomelanu na lokalitách ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (tab. 12) a vrbenské skupině (tab. 13).



Graf 4. Celkové průměrné zastoupení vybraných prvků ve struktuře stilpnomelanu.

Chlority jsem na základě WDX analýz, popřípadě možnosti určení optického charakteru, označila jako železem bohaté chlority, které podle Melkovy (1965) klasifikace spadají do pole thuringitu. Pro názorné porovnání chemismu vybraných komponent chloritů šternbersko-hornobenešovského pruhu uvádím tab. 14 a pro srovnání uvádím také tab. 15, která rovněž obsahuje údaje vybraných hodnot chloritů na lokalitách ve vrbenské skupině. Po zanesení hodnot Si a F/FM do grafu 5, je zřejmé, že chlority šternbersko-hornobenešovského pruhu náleží do pole thuringitu popřípadě chamositu. Chlority z vrbenské skupiny mají větší

rozptyl, nachazejí se v poli železem bohatého thuringitu a chamositu, který se blíží k hranici klinochloru, je přítomen i ripidolit. Průměrné hodnoty Si, Fe, Mg, Al a F/FM jednotlivých lokalit (z tab. 14 a 15) uvádím v grafu 6, přičemž průměrné hodnoty obou skupin uvádím v souhrnném porovnání v grafu 7. Z grafu 6 a 7 je patrné vzájemné zastupování Fe a Mg ve struktuře chloritu, přičemž železem bohatší chlority jsou ve šternbersko-hornobenešovském pruhu. Podle novější klasifikace Wiewióry a Weisse (1990) by všechny chlority šternbersko-hornobenešovského pruhu byly označeny jako chamosit; zatímco ve vrbenské skupině by označení chloritů jako chamositu bylo méně vhodné, především na severnějších lokalitách skupiny by bylo na místě označovat chlority jako Fe-klinochlor.

Vzhledem k chybějícím vzorkům a údajům ze severní části šternbersko-hornobenešovského pruhu, lze pouze odvozovat množství Fe v chloritu, které by mělo být nižší (oproti vzorkům rud z jižní a střední části pruhu) a to v závislosti na prodělané metamorfóze a korelaci s vrbenskou skupinou.

apfu	Si	Fe	Mg	Al	F/FM
výbrus/lokal.					
ŘÍD - JI-11	2,639	4,046	0,720	2,572	0,85
ŘÍD - JI-11	2,651	4,038	0,715	2,530	0,85
ŘÍD - JI-14	2,646	4,064	0,733	2,585	0,85
ŘÍD - JI-14	2,674	4,085	0,719	2,550	0,85
ŘÍD - JI-10	2,670	3,883	0,991	2,490	0,80
ŘÍD - JI-10	2,646	3,918	0,987	2,504	0,80
LE 19	2,730	3,684	0,829	2,665	0,82
LE 19	2,766	3,662	0,822	2,623	0,82
ČAB RV68	2,680	4,090	0,780	2,480	0,84
ČAB RV68	2,720	4,120	0,810	2,390	0,84
ČAB RV68	2,730	4,000	0,870	2,420	0,82
ČAB RV67	2,770	3,910	0,940	2,380	0,81
ČAB RV67	2,850	3,960	0,930	2,200	0,81
ČAB RV59	2,640	3,810	1,000	2,590	0,79
ČAB RV59	2,700	3,830	0,970	2,530	0,80
ČAB RV33	2,920	3,720	1,170	2,160	0,76
ČAB RV33	2,860	3,740	1,130	2,260	0,77
ČAB RV33	2,780	3,820	0,960	2,420	0,80
ČAB RV13	2,730	3,690	1,080	2,490	0,77
ČAB RV13	2,710	3,760	1,080	2,470	0,78
ČAB RV10	2,860	4,090	0,830	2,230	0,83
ČAB RV10	2,840	4,000	0,860	2,290	0,82
ČAB RV10	2,790	4,110	0,890	2,260	0,82
ČAB RV10	2,660	4,120	0,760	2,510	0,84
ČAB RV1X	2,650	3,790	0,900	2,670	0,81
ČAB RV1X	2,620	3,860	0,900	2,660	0,81
ČAB JOS2	2,760	3,890	0,800	2,490	0,83

ČAB JOS2	2,900	3,720	0,850	2,370	0,81
-----------------	-------	-------	-------	-------	------

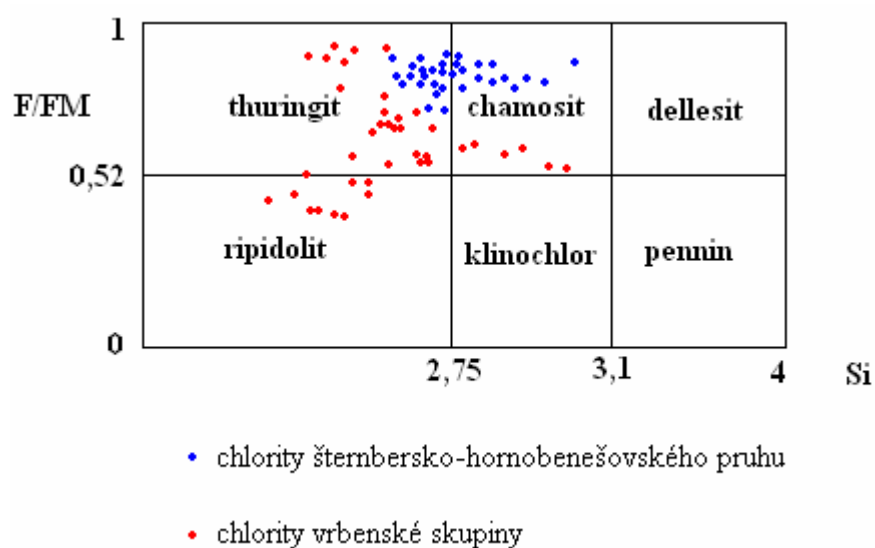
Tab. 14. Vybrané údaje o chemismu chloritů ve šternbersko-hornobenešovském pruhu.

Lokalita: ŘÍD – Řídeč (tab. 4); LE – Levínská štola, Chabičov (Kapusta 2011); ČAB – Čabová (Šabatková 2009).

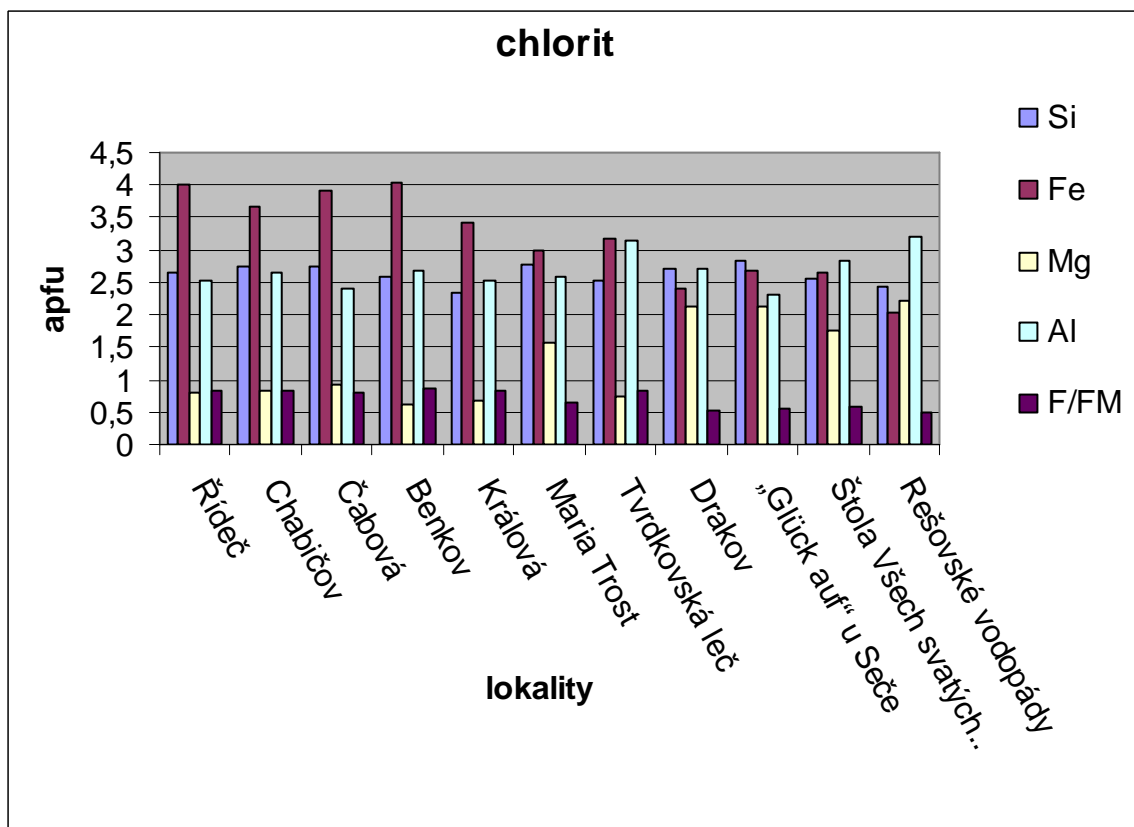
apfu	Si	Fe	Mg	Al	F/FM
výbrus/lokal.					
Benkov Z1	2,618	4,140	0,622	2,531	0,87
Benkov Z1	2,534	3,907	0,617	2,813	0,86
Králová	2,333	3,432	0,682	2,519	0,83
MT 1	2,890	2,880	1,930	2,280	0,60
MT 2	2,820	2,720	1,860	2,510	0,59
MT 3	2,680	3,200	1,290	2,770	0,71
MT 4	2,680	3,220	1,240	2,780	0,72
TL 1	2,530	3,460	0,800	3,080	0,81
TL 2	2,500	3,580	0,570	3,200	0,86
TL 3	2,530	2,420	0,790	3,110	0,81
TL 4	2,550	3,290	0,860	3,130	0,79
DH 1	2,710	2,460	2,070	2,710	0,54
DH 2	2,720	2,450	2,100	2,660	0,54
DH 3	2,730	2,350	2,140	2,710	0,52
DH 4	2,710	2,350	2,170	2,710	0,53
GS 1	2,790	2,720	2,000	2,440	0,58
GS 2	2,760	2,800	1,920	2,460	0,60
GS 3	2,900	2,640	2,280	2,140	0,54
GS 4	2,920	2,510	2,310	2,170	0,53
ŠVS 1	2,640	3,160	1,450	2,720	0,69
ŠVS 2	2,610	3,180	1,430	2,760	0,69
ŠVS 3	2,640	3,230	1,350	2,730	0,71
ŠVS 4	2,690	3,190	1,540	2,570	0,68
ŠVS 5	2,650	3,140	1,440	2,730	0,69
ŠVS 6	2,620	3,180	1,430	2,750	0,69
ŠVS 7	2,680	3,060	1,570	2,660	0,66
ŠVS 8	2,700	3,060	1,510	2,680	0,67
ŠVS 9	2,520	2,300	2,010	3,090	0,54
ŠVS 10	2,480	2,200	2,100	3,130	0,52
ŠVS 11	2,520	2,150	2,130	3,090	0,51
ŠVS 12	2,490	2,100	2,260	3,080	0,48
ŠVS 13	1,990	1,600	1,800	2,390	0,47
ŠVS 14	2,510	2,200	2,160	3,050	0,51
ŠVS 15	2,560	2,500	1,920	2,940	0,57
ŠVS 16	2,510	2,110	2,170	3,100	0,50
RE-VO 1	2,430	2,030	2,260	3,210	0,48
RE-VO 2	2,430	2,000	2,230	3,240	0,48

RE-VO 3	2,460	2,090	2,220	3,140	0,49
RE-VO 4	2,460	2,070	2,170	3,210	0,49

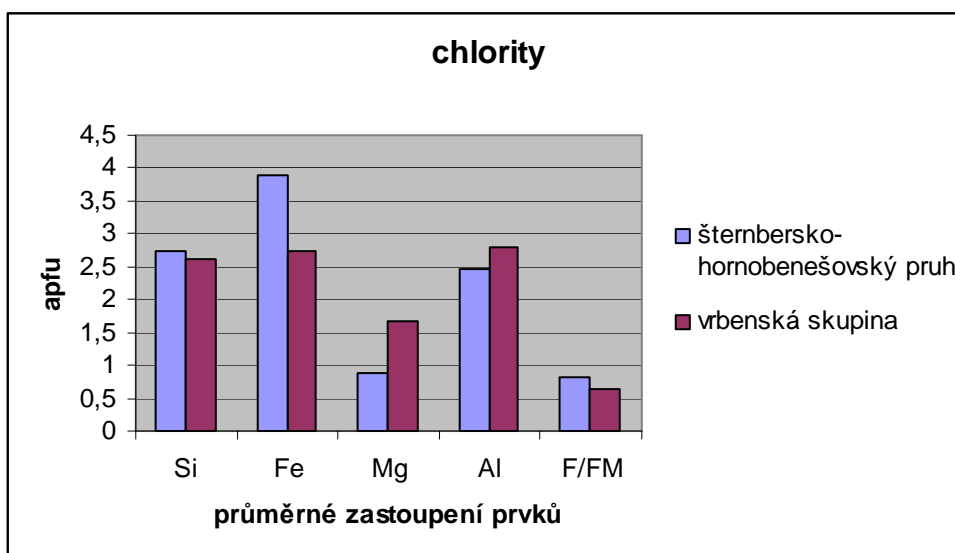
Tab. 15. Vybrané údaje o chemismu chloritů ve vrbenské skupině. Lokality: Benkov a Králová (Melka a Vybíral 1977); MT – Maria Trost u Heřmanovic (Zimák 2001a); TL – Tvrdkovská leč u Tvrdkova (Zimák 2001b); DH – Drakov u Heřmanovic (Zimák 2000); GS- „Glück auf“ u Seče (Zimák 2002); ŠVS – Štola Všech svatých u Horního Města a RE-VO – Rešovské vodopády (Bartošová 2010).



Graf 5. Vynesené hodnoty chloritů šternbersko-hornobenešovského pruhu (tab. 14) a vrbenské skupiny (tab. 15). Klasifikace podle Melky (1965).



Graf 6. Průměrné zastoupení vybraných prvků ve struktuře chloritů na lokalitách ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (tab. 14) a vrbenské skupině (tab. 15).

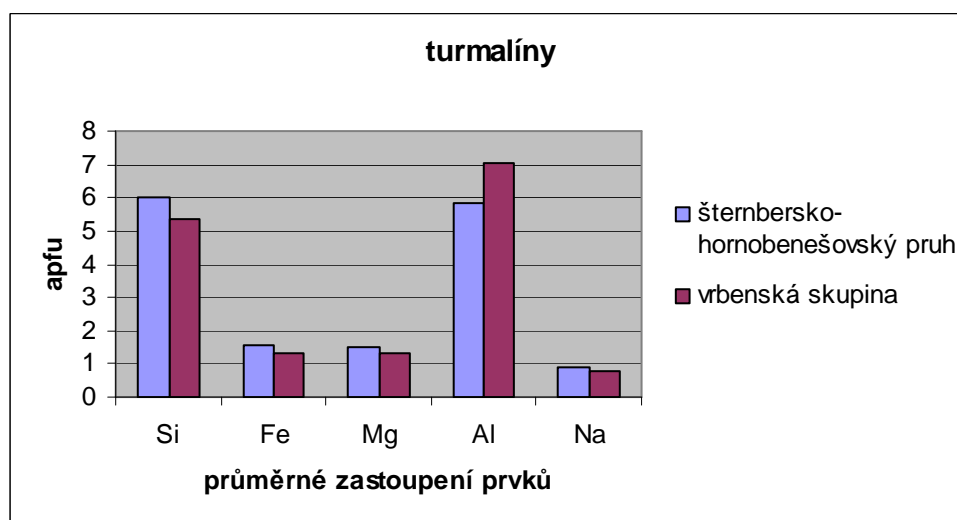


Graf 7. Celkové průměrné zastoupení vybraných prvků ve struktuře chloritů.

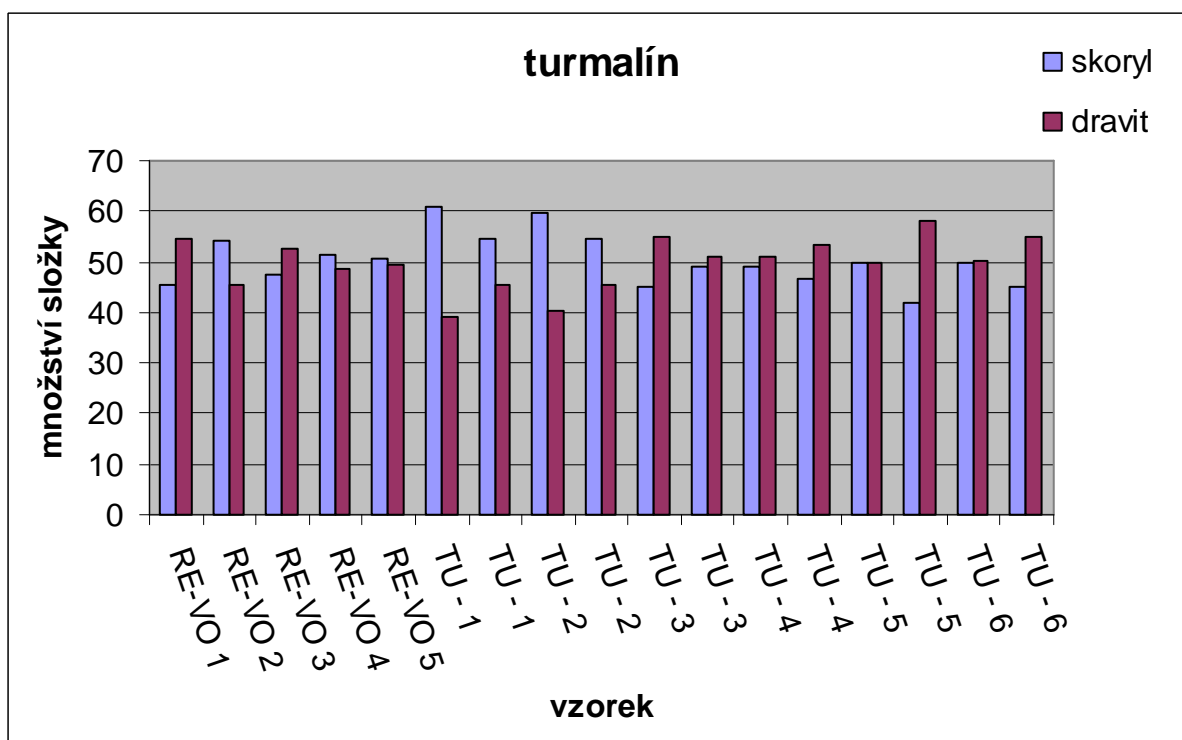
Turmalín se nachází v hydrotermální žilovině na Šternbersku. Pro lepší srovnání vybraných údajů o chemismu turmalínu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině uvádím tab. 16, přičemž souhrnné porovnání Si, Fe, Mg, Al a Na je znázorněno v grafu 8. Z grafu 8 je patrná mírná převaha Al ve struktuře turmalínu ve vrbenské skupině, zatímco ve šternbersko-hornobenešovském pruhu mírně převažuje množství Si.

apfu	Si	Fe	Mg	Al	Na
výbrus/lokal.					
TU - 1	6,000	2,110	1,360	5,480	0,970
TU - 1	5,980	1,640	1,370	5,810	0,960
TU - 2	6,000	2,020	1,370	5,510	0,910
TU - 2	6,060	1,650	1,370	5,950	0,780
TU - 3	6,040	1,320	1,620	5,990	0,750
TU - 3	6,010	1,490	1,550	5,780	0,850
TU - 4	5,980	1,520	1,590	5,740	0,860
TU - 4	6,090	1,390	1,600	5,760	0,920
TU - 5	5,940	1,540	1,540	5,730	0,830
TU - 5	5,970	1,210	1,670	6,070	0,940
TU - 6	6,000	1,480	1,500	5,920	0,900
TU - 6	5,940	1,260	1,530	6,120	0,900
RE-VO 1	5,340	1,120	1,350	7,270	0,770
RE-VO 2	5,410	1,500	1,260	6,810	0,750
RE-VO 3	5,380	1,150	1,280	7,230	0,690
RE-VO 4	5,380	1,400	1,320	6,880	0,750
RE-VO 5	5,350	1,340	1,300	7,050	0,810

Tab. 16. Vybrané údaje o chemismu turmalínu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu, hodnoty TU (z tab. 9 a 10); a vrbenské skupiny na lokalitě RE-VO – Rešovské vodopády (Bartošová 2010).



Graf 8. Průměrné zastoupení vybraných prvků ve struktuře turmalínu.



Graf 9. Grafické znázornění podílu skorylové a dravitové složky turmalínu na lokalitách šternbersko-hornobenešovského pruhu (TU) a vrbenské skupiny (RE-VO).

Z WDX analýz turmalínu (tab. 9 a 10; popřípadě tab. 16) je patrné, že se jedná o izomorfní skoryl-dravitovou řadu (za předpokladu, že většina železa je ve dvojmocném stavu). Proto jsem vypočítala údaje o poměrném zastoupení jednotlivých složek, a ty uvádím v grafu 9. Z grafu 9 je patrná převaha skorylové složky ve výbrusech TU – 1 a TU – 2 ze Šternberska, z vrbenské skupiny je velmi malá převaha ve výbrusu RE-VO 2 a RE-VO 4. Je však patrné, že rozdíly nejsou příliš velké a proto se dá konstatovat, že poměrné zastoupení skorylové a dravitové složky je velmi obdobné a vyrovnané.

Karbonáty jsou přítomny takřka ve všech výbrusech, kde převládá kalcit. Kalcit společně se sideritem může vytvářet samostatnou rudu. Karbonát v podobě kalcitu je velmi běžný i jako žilná hydrotermální mineralizace. Pomocí WDX analýz byl identifikován siderit. Není vyloučena přítomnost dolomit-ankeritové řady, která je Bartošovou (2010) popisována z vrbenské skupiny.

Nově popisují chromit, který tvoří jádro obrůstané magnetitem. Výskyt tohoto minerálu je jasný, jedná se o relikt z původní horniny.

Dalším minerálem, který byl nově identifikován za pomoci WDX analýzy (tab. 11) je apatit, který se nacházel ve vzorku TU – 6 společně s kalcitem a turmalínem, jedná se tedy o hydrotermální mineralizaci, která provází ložiska železných rud. Na základě chemismu byl určen jako apatit-(CaF), dříve označován jako fluorapatit.

Není vyloučena přítomnost dalších akcesorií v železných rudách, například Zimákem a Vávrou (1998) popisovaný monazit u Chabičova nebo Šabatkovou (2009) na lokalitě Železník u Čabové; popřípadě sfalerit popisovaný Kapustou (2011) z rudy z Levínské štoly u Chabičova.

14. Závěr

Na lokalitách v Horní Loděnici; u obcí Čabová, Šternberk, Řídeč, Krákořice, Babice a Chabičov jsem odebrala vzorky železných rud, popř. hydrotermální mineralizace s turmalíny. Rudy jsem rozdělila na kyselé a bazické, přičemž bazické dále dělím na stilpnomelanovou, chloritovou a karbonátovou rudu, mezi kterými dochází k plynulým přechodům. Přes dvacet vzorků bylo zpracováno na leštěné výbrusy, které jsem zkoumala pomocí polarizačního mikroskopu. Minerály určené pouze pomocí mikroskopu byly: křemen, hematit, tzv. jaspilit, allanit-(Ce) a pyrit. Další minerály jako jsou stilpnomelan, chlorit, kalcit, siderit, magnetit, chromit, ilmenit, turmalín a apatit byly sledovány za pomoci WDX analýz a na základě přepočtů klasifikovány.

- Apatit jsem na základě obsahu 1,117 apfu F klasifikovala jako apatit-(CaF),
- stilpnomelan označuji jako feristilpnomelan na základě optických vlastností,
- železem bohaté chlority spadají, v klasifikaci podle Melky (1965), do pole thuringitu, popřípadě i do pole chamositu (v závislosti na údajích z dalších lokalit šternbersko-hornobenešovského pruhu), podle klasifikace Wiewióry a Weisse (1990) by všechny chlority byly klasifikovány jako chamosit,
- turmalín jsem zařadila do izomorfní skoryl-dravitové řady, přičemž skorylová složka převládá nad dravitovou pouze ve dvou výbrusech,
- chromit byl nově identifikován, jedná se o relikty z původní horniny, který vytváří jádro obrůstané porfyroblastem magnetitu,
- z karbonátů byl určen pouze kalcit a siderit.

15. Použitá literatura

- Barth V. (1957): Devonské polštářové lávy v okolí Šternberka a Moravského Berouna. - Čas. Mineral. Geol., 2, 222-228. Praha.
- Barth V. (1960): Devonský vulkanismus šternbersko-hornobenešovského pásma v Nížkém Jeseníku. – Acta Univ. Palackianae, Olomuc., Geogr. – Geol., 1, 1 – 131. Praha.
- Bartošová L. (2010): Mineralogie ložisek železných rud lahndillského typu v okolí Horního Města u Rýmařova. – MS. Bakalářská práce. PřF UP Olomouc 2010.
- Běhounek R. (1961): Geofyzikální výzkum šternbersko-hornobenešovského devonského pruhu a jeho pokračování pod náplavy Hornomoravského úvalu. – Komunikáty Slezs. Úst. ČSAV v Opavě, 31, 3 – 48. Opava.
- Bernard J. H., Pouba Z. et al. (1986): Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu. ÚÚG Praha.
- Demek J., Mackovčín P., Balatka B. (2006): Zeměpisný lexikon ČR - Hory a nížiny. - AOPK ČR, 5-580. Brno.
- Dvořák J. (1994a): Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. Práce ČGÚ, 3, 3-77. Praha.
- Dvořák J. (1994b): Geology of the Paleozoic rocks of the Šternberk-Horní Benešov Zone Nížký Jeseník., (Northern Moravia). - Sbor. geol. Věd, Geol., 46, 57-101. Praha.
- Fediuk F., Fediuková E. (1985): Postmezozoické alkalické vulkanity severní Moravy. - AUCa, Geol., Neužil Vol., 1985, No. 4, str. 355-382.
- Hladil J. (1988): Structure and microfacies of the Middle and Upper Devonian carbonate buildups in Moravia, Czechoslovakia. – Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir, Calgary, 14, 2, 607 – 618.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha.
- Kapusta J. (2011): Mineralogická charakteristika železných rud v okolí Chabičova. – MS. – Bakalářská práce. PřF UP Olomouc 2011.
- Klein C. (2005): Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. - American geologist, 90, 1474-1499. Boston.

- Koutek J. (1951): K petrografii železorných ložisek v nemetamorfovaném devonu moravskoslezských Jeseníků. – Věstník ÚÚG XXVI: 55-58, Praha.
- Kretschmer F. (1917): Die erzführende Diabas- und Schalsteinzone Sternberg–Bennisch. – Archiv f. Lagerstättenforschung 24, Preuss. Geol. L. A., Berlin.
- Kretschmer F. (1906): Die Leptochlorite der mähr. Schalszeinformation. – Centralblatt f. Miner., Geol. u. Paläontologie, str. 293-311, Stuttgart.
- Kumpera O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. – Knihovna ÚÚG, sv. 56, 9 – 165. Praha.
- Melka, K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. - Věst. Ústř. Úst. geol., 40, 23-27. Praha.
- Melka K., Vybíral J. (1977): Geologická stavba ložisek železných rud v Hornomoravském úvalu a mineralogie jejich fylosilikátů. - Sbor. geol. Věd, řada LGM, 18, 7-88. Praha.
- Mísař Z. (1955): Devonské polštářové lávy u Ondrášova v Nížkém Jeseníku. – Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, 56, 243-253. Opava.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. SPN. Praha.
- Petránek J. (1976): Železné rudy spjaté se submarinním vulkanismem geosynklinálního typu. - Korelace proter. A paleoz. strat. Ložisek (LV). - Ústav geol. věd, přír. fak. UK Praha, str. 153 – 168.
- Přichystal A. (1981): Pokračování šternbersko-hornobenešovského vulkanického pásma u Jindřichova na severní Moravě. – Věst. Ústř. Úst. Geol., 56, 5, 293 – 297. Praha.
- Přichystal A. (1985): Spilit – keratofyrový vulkanismus v šternbersko-hornobenešovském pruhu a Nížkém Jeseníku. – Kandidátská dis. práce, 180 stran, UK Praha.
- Přichystal A. (1990): Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nížký Jeseník). - Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 29, 42-66. Praha.
- Reif J. (2000): Mineralogie železných rud na ložisku Pb-Zn-Ag a barytu v Horním Benešově. - MS. Doktorská práce. PřF MU Brno 2000.
- Reif J., Vávra V. (2000): Scheelit z železných rud na ložisku Zn, Pb, Ag a barytu v Horním Benešově (předběžná informace). - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999, 129-132.

- Rösler H. J. (1962): Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill in Ostthüringen. – Freiburger Forsch., C 138. Leipzig.
- Skácel J. (1966): Železorná ložiska moravskoslezského devonu. Academia. Praha.
- Skácel J. (1968): Oblastní surovinová studie Jeseníky. Část II. Geologický průzkum n. p. Ostrava.
- Staněk, S. (1997): Tajemství podzemí. Sborník „Hvězda pod Rosuticí“, str. 14-26 a 146-147. Moravská expedice. Moravský Beroun 1997.
- Šabatková L. (2009): Mineralogie železných rud typu Lahn–Dill v okolí Moravského Berouna. – MS. Diplomová práce. PřF UP Olomouc 2009.
- Tomšík, J. (1993): Vulkanosedimentární ložiska Fe rud na severní Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 71-78. Moravské muzeum Brno a PřF MU Brno 1993.
- Večeřa J. (2010): Lokalizace důlních děl na základě archivních pramenů. - Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009. Česká geologická služba, Praha, 2010.
- Wiewióra A., Weiss Z. (1990): Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified systems of projection of chemical composition: II. The chlorite group. - Clay Miner., 25(1990), str. 83-92.
- Zachař Z. (1983): Mineralogie chloritů železnorudných výskytů ve šternbersko-hornobenešovském pruhu. - MS. Dipl. práce. PřF UJEP Brno.
- Zimák J. (1985): Turmalín buergerit-dravitové řady z Chabičova (severní Morava). - Acta Univ. Palacki. Olomouc., Fac. Rer. Nat., Geogr.-geol. 24, 83, 101-105. Olomouc.
- Zimák J. (1995): Hydrotermální žíly s turmalínem a turmalinizace v jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu. - Bull. min.-petr. odd. NM v Praze, 3, 48-50.
- Zimák J., Vávra V., Krausová D. (1998): Výskyt barytu ve stilpnomelanové Fe-rudě z důlní míry Prokop u Šternberka. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 75-76. Brno.
- Zimák J., Vávra V. (1998): Monazit v silikátových Fe-rudách typu Lahn-Dill u Chabičova. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 72-73. Brno.
- Zimák J. (1998): Mineralogie a petrografie. PřF UP Olomouc 1998.
- Zimák J. (1999): Stilpnomelan z akumulací Fe-rud lahn-dillského typu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině. In: Seminář „Současné výzkumy v Slezsku“ u příležitosti životního jubilea prof. B. Fojta. Sborník abstraktů, 29-32. PřF MU Brno.

- Zimák J., Krausová D. (2000): Stilpnomelan z Dolního Údolí u Zlatých Hor v Jeseníkách. – Čas. Slez. Muz. Opava (A), 49: 213-220.
- Zimák J. (2000): Mineralogie železných rud typu Lahn-Dill na lokalitě „Drakov“ u Heřmanovic. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999, 7, 108 – 110. Brno.
- Zimák J. (2001a): Mineralogie železných rud typu Lahn-Dill na lokalitě „Maria Trost“ u Heřmanovic. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000, 8, 63 – 65. Brno.
- Zimák J. (2001b): Mineralogie železných rud typu Lahn-Dill na lokalitě „Tvrdkovská leč“ u Tvrdkova ve vrbenské skupině. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000,8, 66 – 68. Brno.
- Zimák J. (2002): Mineralogie železných rud na historickém ložisku „Glück auf“ u Seče (u Jeseníku). - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2001, 9, 82 – 84. Brno
- Zimák J. (2004a): Fylosilikáty ložisek typu Lahn-Dill na území Moravy a Slezska. – Mineralógia Západných Karpát a Českého masívu 2004. Bratislava a Banský Studenec, 25.-27.5.2004. Zborník abstraktov, 72-75.
- Zimák J. (2004b): Turmalín na ložiskách železných rud typu Lahn-Dill na území Moravy a Slezska. - Moravskoslezské paleozoikum 2004, 14-15. PřF MU Brno a ČGS Brno.

Internetové zdroje:

- www.wikipedia.org
- tektonika.sweb.cz/uvod.html
- maps.google.cz