

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

MINERALOGICKÁ CHARAKTERISTIKA
ŽELEZNÝCH RUD V OKOLÍ CHABIČOVA

bakalářská práce

Jaroslav Kapusta

Environmentální geologie (B1201)
prezenční studium

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

Květen 2011

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

V Olomouci dne 10.5.2011

.....

Podpis

Poděkování

V první řadě bych chtěl poděkovat svému vedoucímu práce panu doc. RNDr. Jiřímu Zimákovi, CSc. za konzultace, cenné rady, trpělivé řešení problémů vyplývajících z této práce, za odborné vedení a poskytnutí materiálů k vypracování tohoto díla. Dále bych chtěl poděkovat panu Mgr. Tomáši Lehotskému Ph.D. za informace a materiál ohledně geologie studované oblasti a slečně Anežce Ryčkové za pomoc s překladem německých textů. V neposlední řadě také rodině, která mi poskytla zázemí pro realizaci této práce.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení: Jaroslav Kapusta

Název práce: Mineralogická charakteristika železných rud v okolí Chabičova

Typ práce: bakalářská práce

Pracoviště: Katedra geologie Přf UP v Olomouci

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

Rok obhajoby: 2011

Abstrakt: Tématem této práce jsou rudy lahn-dilského typu v okolí Chabičova, zejména pak Levínské štoly. Jsou úzce vázány na vulkanické horniny a v rámci celého šternbersko-hornobenešovského pruhu se dělí na zásadité a kyselé. Studované byly pouze variety zásadité. Hlavními minerálními fázemi této rudy jsou stilpnomelan, chlorit a karbonát. Chlorit odpovídá chamositu klinochlor-chamositové řady. Karbonát je zastoupen dominantně kalcitem, ale byla potvrzena i přítomnost sideritu. Z rudních minerálů obsahují magnetit, hematit, ilmenit, ulvöspinel, pyrit, sfalerit a chalkopyrit. Z dalších minerálů je přítomen křemen a allanit-(Ce).

Klíčová slova: Chabičov, silikátové rudy, stilpnomelan, chlorit, siderit, sfalerit, allanit-(Ce), ulvöspinel, Levínská štola

Počet stran: 57

Počet příloh: 0

Jazyk: český jazyk

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Jaroslav Kapusta

Title: Mineralogical characteristics of iron ores in the surroundings of Chabičov.

Type of thesis: bachelor's thesis

Institution: Department of geology, Faculty of science Palacký University in Olomouc

Supervisor: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

The year of presentation: 2011

Abstract: The topic of this thesis are ores of lahn-dill type in the surroundings of Chabičov, particularly the Levín gallery. They are closely bonded to volcanic rocks and within the whole Šternberk-Horní Benešov zone, the ores are divided to alkalic and acid. Only the alkalic varieties were studied. The main mineral phases of this kind of ore are stilpnomelane, chlorite and carbonate. Chlorite corresponds to chamosite of klinochlor-chamosite rank. Carbonate is predominantly represented by calcite, but even the presence of siderite was confirmed. From ore minerals they contain magnetite, hematite, ilmenite, ulvospinel, pyrite, sphalerite, chalcopyrite. From other minerals, quartz and allanite-(Ce) are present.

Key words: Chabičov, silicate ores, stilpnomelane, chlorite, sphalerite, allanite-(Ce), ulvospinel
Levín gallery

Number of pages: 57

Number of appendics: 0

Language: Czech

OBSAH

Úvod.....	6
1 Obecná charakteristika šternbersko-hornobenešovského pruhu	7
2 Geologický vývoj šternbersko-hornobenešovského pruhu	9
3 Geologie jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu	11
3.1 Devon jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu v Drahanském vývoji	11
3.2 Stínavsko-chabičovské souvrství	11
3.3 Vulkanická série	12
3.3.1 Diabasy	14
3.3.2 Spility	15
3.3.3 Tufy a tufity	17
3.3.4 Horniny netufové povahy	17
3.4 Jesenecké vápence	18
3.5 Ponikevské souvrství	19
3.6 Spodní karbon	19
3.7 Andělskohorské souvrství	19
3.8 Hornobenešovské souvrství	20
4 Ložiska železných rud	22
4.1 Magnetitová ruda s Fe-chlority a Fe-chloritická ruda s rozptýleným magnetitem	23
4.2 Litá krevelová ruda, magnetitová ruda s hematitem a jaspilitová Fe-ruda	23
4.3 Geneze	24
5 Mineralogie železných rud a hydrotermální mineralizace	25
5.1 Kyselé rudy	25
5.2 Zásadité rudy	25
5.2.1 Fylosilikáty	25
5.2.2 Opakní fáze	26
5.2.3 Monazit, karbonát, křemen, baryt	27
5.3 Hydrotermální žíly s turmalínem	27
5.4 Polymetalické zrudnění	28
6 Levínská štola	29
7 Metodika	31
8 Makroskopický popis	33
9 Mikroskopické studium a WDX analýzy	34
9.1 stilpnomelan	34
9.2 chlorit	39
9.3 karbonát	41
9.4 pyrit	43
9.5 sfalerit	44
9.6 chalkopyrit	45
9.7 magnetit	45
9.8 hematit	48
9.9 ilmenit	48
9.10 allanit-(Ce)	48
9.11 křemen	50
10 Diskuze	51
11 Závěr	52
12 Seznam literatury	53

Úvod

Zájmovou oblastí této bakalářské práce je okolí Chabičova, konkrétně lokalita Levínská štola, kde byla do dvacátých let 20. století těžena železná ruda (Bližší specifikace Levínské štoly v kapitole 6). V současné době je jedinou těženou surovinou v okolí Chabičova hornobenešovská droba, a to pro stavební účely. Lom těžící tuto surovinu se nachází na pravé straně silnice III. třídy mezi Dolním a Horním Žlebem (přibližně 2 km směrem VJV od kostela v Chabičově).

Cílem práce je rozšířit mineralogické poměry v uvedené lokalitě. Práce je koncipována na dvě části, literární rešerši a vlastní výzkum, který je výsledkem terénní a laboratorní etapy. Literární rešerše je zaměřena na geologii jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu a charakteristiku železných rud. Vlastní výzkum byl spojen s odběrem reprezentativních vzorků v okolí uvedené lokality a laboratorním zpracováním těchto vzorků.

Během terénní etapy bylo pořízeno velké množství fotografií dokumentujících geologii studované oblasti. Autor se tak pokusil zastihnout veškeré horninové typy, předně pak zajímavé výviny vulkanických hornin (sloupcovitá odlučnost, polštářové lávy). Proto pokud není v textu uvedeno jinak, je autorem fotografií Jaroslav Kapusta. Vedle výchozů popisovaných Barthem (1960) v jeho komplexní práci, zabývající se celým šternbersko-hornobenešovským pruhem, se tak podařilo nalézt několik výchozů nových, z nichž nejzajímavější byl nález vulkanitů s dobře patrnou sloupcovitou odlučností při kótě Dubová hora (původně Kloben; 544,6 m.n.m.), která se nachází 600 m severozápadně od kostela v Chabičově.

1 Obecná charakteristika šternbersko-hornobenešovského pruhu

Geomorfologicky náleží šternbersko-hornobenešovský pruh (dále jen ŠHP) Brantické, Bruntálské, Slunečné, Domašovské a Vítkovské vrchovině (úplné zařazení viz tab.1). Vzhledem k tomu, že se jedná o úzký pruh, představuje v těchto geomorfologických jednotkách jen malou část jejich plochy (Demek et al. 2006). Po geologické stránce přísluší moravskoslezskému paleozoiku, které je součástí moravskoslezské oblasti, náležící Českému masívu (Chlupáč – Štorch 1992).

ŠHP představuje ostrovy devonských hornin seskupené přibližně do směru SSV-JJZ, lemované horninami karbonského stáří, vyvinutými v kulmské facii s typickým flyšovým charakterem (Chlupáč et al. 2002). Barth (1960) uvádí, že ŠHP se rozkládá mezi Šternberkem (nejjižnější část) až Krnovem (nejsevernější část), jeho celková délka je přibližně 42 km a šířka od 2500 m (při jižním okraji) do 200 m (pro severní okraj).

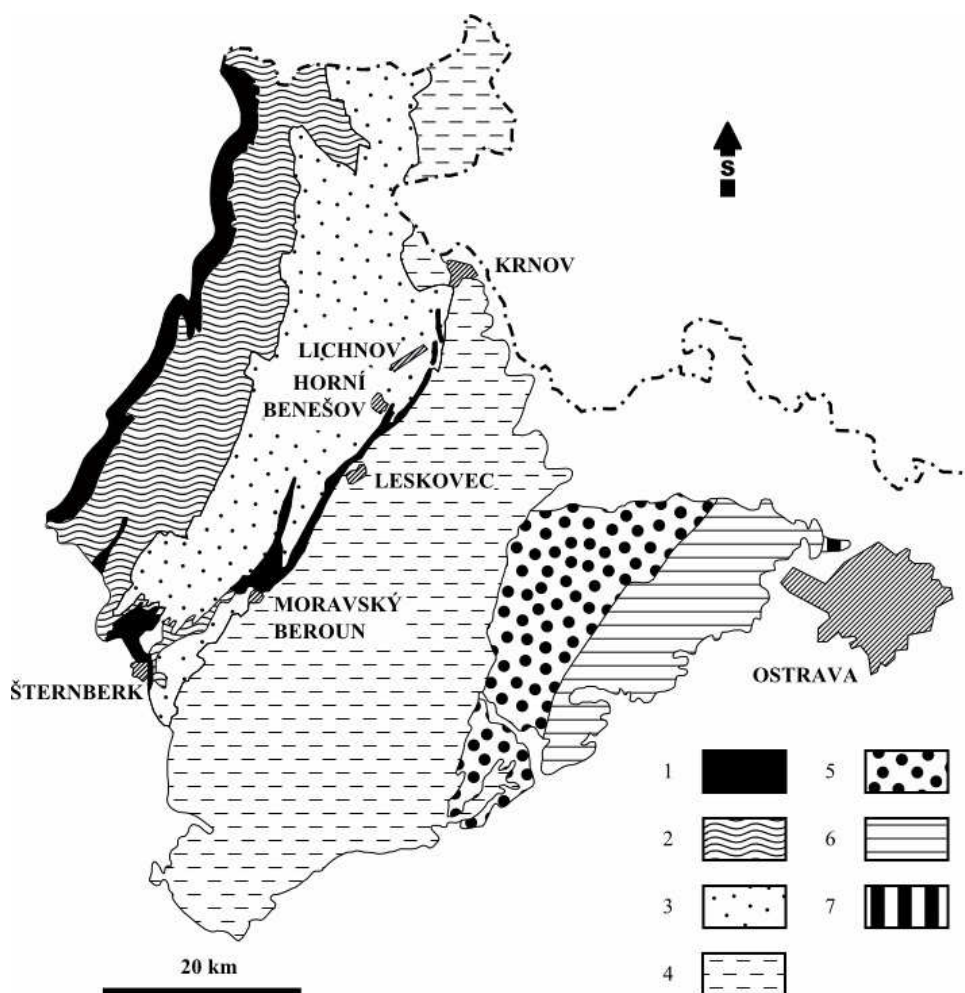
Celý pruh se dále dělí na severní, střední a jižní část na základě zlomových struktur sz.-jv. směru. Severní část se nalézá mezi Leskovcem, širším okolím Horního Benešova, Lichnovem a Krnovem. Střední část je spojena se strukturou moravskoberounskou a novovalteřickou (Přichystal 1990). Jižní část je zastoupena plošně největším rozsahem devonských hornin v celém pruhu v podobě tzv. chabičovského ostrova. Chabičovský ostrov odpovídá přibližně ploše vymezené v okrajových bodech Šternberkem, Chabičovem, Řídkův, Hlásnicí a Krakořicemi. Rozloha takto vymezeného území je asi 8 km² (Skácel 1966). Někdy bývá k tomuto ostrovu přičleňován také výskyt vulkanitů a tufů mezi Dolním Žlebem a Lipinou (pod tratí Ecce Homo). Nejsevernější výskyt hornin ŠHP v jižní části představuje okolí Horní Loděnice (Přichystal 1990).

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

Tab. 1 Geomorfologické zařazení ŠHP (Demek et al. 2006).

Spojením ŠHP s devonem konicko-mladečským a devonem mezi Sloupem a Stínavou vzniká nesouvislý pruh o celkové délce přibližně 120 km, označovaný jako moravskoslezské bradlové pásmo (Přichystal 1996). Za pokračování ŠHP jsou považovány i drobné výchozy kataklazovaných doleritických bazaltů v okolí Jindřichova a Pokrzywné v Polsku. Na základě chemických analýz jsou tyto horniny s ekvivalenty, které se nachází v jižní části ŠHP, blízké. Stejně tak i pozice těchto výchozů západně od dělicí linie, jež představuje rozhraní mezi z. a v. vergencí, je charakteristická pro ŠHP. Oproti janovským bazikům stefanského stáří jsou odlišné již makroskopicky. Propojením

oblasti Jindřichova a Pokrzywné s nejsevernější částí ŠHP dochází od Krnova ke změně směru pruhu ze SSV-JJZ (Šternberk až Krnov) na SSZ-JJV (Krnov až Pokrzywné) (Přichystal 1981). Celé těleso ŠHP je ukloněno směrem k severu, to umožňuje vytvořit idealizovaný řez celou strukturou na základě různé hloubky obnažení devonských ostrovů. Pro okolí Šternberka se uvažuje nejhlubší denundace (Melichar – Buček 1994).



Obr. 1 Geologická mapa Nížkého Jeseníku (upraveno podle Dvořáka 1994). 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

2 Geologický vývoj šternbersko-hornobenešovského pruhu

Dvořák (1993) uvádí, že proterozoické krystalinikum není známo z povrchu, ani z vrtných prací. Pouze gravimetrické mapy poukazují na větší mocnosti pravděpodobně granitizovaného proterozoického podkladu v jz. částech šternbersko-hornobenešovského pruhu.

Vznik hornin devonského stáří ŠHP je podmíněn transgresí moře, která postupovala směrem od severu k jihu. Přesné stáří této události není dosud jasné, ale nastala zřejmě před emsem (Skácel 1966). K dalším transgresním a regresním událostem docházelo následně v průběhu středního a svrchního devonu, přičemž k největší regresi došlo při tzv. kellwasserském eventu na hranici frasn/famen. Příčina této události je vysvětlována prudkým ochlazením. Naopak nejvyšší hladina světového oceánu byla na hranici givet/frasn. Po faciální stránce náleží devon ŠHP drahanskému vývoji (Chlupáč et al. 2002).

Chlupáč (2000) určuje na základě fauny jako nejstarší devonské horniny vystupující na povrch čabovské břidlice od Moravského Berouna, obsahující společenstva emského stáří. Bližší zařazení těchto břidlic není možné. Ve smyslu rozdělení ŠHP náleží tyto břidlice jeho střední části (Přichystal 1990).

Karbon představuje změnu v sedimentačních podmínkách, spojenou s variskou orogenezí a výzdvihem horstva západně od ŠHP, zároveň dochází k překládání sedimentačního prostoru směrem od Z k V (Chlupáč et al. 2002). Ve stejném směru a zároveň od S k J se postupně snižuje úroveň metamorfózy hornin od epizonálně metamorfovaných hornin vrbenské skupiny po anchimetamorfované až nemetamorfované horniny ŠHP (Cháb 1977).

V pozdním pliocénu až raném pleistocénu dochází v oblasti mezi Moravským Berounem a Bruntálem k obnovení vulkanické činnosti v podobě subaerického vulkanismu, ten je vázán na zlomové struktury směru SZ-JV. Vulkanity pronikají devonskými i spodnokarbonskými horninami a představují oddělené výskyty, začleňované do tzv. severomoravského tektonovulkanického pásma, a zároveň jsou přiřčovány k nejvýchodnější části středoevropské alkalické vulkanické provincie (Fediuk – Fediuková 1985). Celková plocha zastoupení vulkanických hornin představuje přibližně 13,7 km², z toho 8 km² připadá na stratovulkán Velký Roudný a okolo 3,2 km² na stratovulkán Malý Roudný. Z dalších vulkánů jsou to především Uhlířský vrch 1,4 km² a Venušina sopka 0,6 km². Z gravimetrických anomálií bylo také usouzeno na velké množství podpovrchových těles bazaltového složení (Barth 1977). Srovnáním s celou moravskoslezskou oblastí, kde vulkány tvoří včetně výše jmenovaných plochu okolo 15 km², je patrné, že právě oblast mezi Bruntálem a Moravským Berounem představuje majoritním zastoupením vulkánů. V tomto obraze plocha,

kteřou zaujímá Velký Roudný, odpovídá přibližně 53 % z celkové sumy ploch všech severomoravských vulkánů (Fediuk – Fediuková 1985).

Kužel Velkého Roudného je budován produkty explozivní i efuzivní činnosti, jeho součástí je i menší parazitický kužel a několik lávových proudů. Předně lávový proud Chřibského lesa o celkové délce 5 km, šířce až 900 m a mocnosti 50 m, tvořený dvěma dílčími petrologicky odlišnými výlevy. Dále kratším výlevem směřujícím k osadě Heroldův mlýn, dosahujícím mocnosti 30 m, výlev směřující na S o mocnosti 15m a široký výlev j. směru. Z petrologického hlediska není samotný kužel a jeho výlevy tvořen jedním typem horniny, ale jedná se o kombinaci alkalického olivinického čediče, nefelinického bazanitu a olivinického nefelinitu (Barth 1977). Vynesením vulkanitů nacházejících se mezi Moravským Berounem a Bruntálem do TAS diagramu spadá větší část do pole bazanitu, dále do pole bazaltu a trachybazaltu. Velice podobné po petrografické, mineralogické a geochemické stránce jsou s vulkány jižního Slovenska a severočeské oblasti (Fediuk – Fediuková 1985).

3 Geologie jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu

V jižní části odpovídají nejstarším z povrchu známým horninám chabičovské vrstvy, náležejícím stínavsko-chabičovskému souvrství, vyvinuté v podobě vápnitých břidlic, které jsou provázány submarinním bazickým vulkanismem. Chabičovské vrstvy se mohou s vulkanickým komplexem stratigraficky zastupovat. Na vulkanické elevace je vázána karbonátová sedimentace malé mocnosti, ekvivalentní jeseneckým vápencům. Nejvyšší část drahanského vývoje tvoří křemité břidlice ponikevského souvrství. Ekvivalenty jeseneckých vápenců a ponikevské souvrství představují přechod mezi devonem a spodním karbonem vyvinutým v břidličné a karbonátové sedimentaci (Chlupáč et al. 2002). Grafickým zpracováním geologické mapy Dvořáka (1994) bylo stanoveno procentuální zastoupení jednotlivých hornin drahanského vývoje z hlediska celkového povrchového plošného rozsahu devonu drahanského vývoje: 80,6 % vulkanický komplex; 11,20 % ponikevské souvrství; 5,3 % chabičovské vrstvy a 2,9 % jesenecké vápence.

Východní okraj devonských hornin je tektonický, západní okraj je tektonický, případně stratigrafický (Melichar – Buček 1994).

Nejisté postavení z hlediska stanovení spodní hranice má souvrství andělskohorské, vyskytující se v této oblasti v podobě aleuropelitů. Typicky kulmskému vývoji s flyšovým charakterem odpovídá až souvrství hornobenešovské (Chlupáč et al. 2002).

3.1 Devon jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu v Drahanském vývoji

Drahanský vývoj představuje hlubokovodní převážně břidličnou facii spojenou s rozsáhlým submarinním vulkanismem (Zukalová – Chlupáč 1982). Barth (1960) předpokládá hloubku ukládání hornin okolo 1000 m, naopak Přichystal (1996) na základě charakteru vulkanitů (polštářové lávy, mandlovcové textury a pyroklastika) uvádí mělkovodní podmínky vzniku do hloubky přibližně 50 m. Pro mělkovodní charakter se vyslovil i Dvořák (1993, 1994).

3.2 Stínavsko-chabičovské souvrství

V uvedené oblasti jsou z povrchu a vrtných prací známy pouze chabičovské vrstvy, reprezentující svrchní část stínavsko-chabičovského souvrství, a na rozdíl od vrstev stínavských se jedná o sedimenty jemnější (prachovce až jílovce). Holostratotyp těchto vrstev je možné nalézt přibližně 200 m severně od obce Chabičov v úvozu staré cesty (obr. 2). Břidlice jsou zde šedé, po navětrání hnědavě zbarvené, s vložkami nečistých vápenců, případně železných rud (Zukalová – Chlupáč 1982).

Do 80. let byly břidlice připisovány ke střednímu devonu stupni eifel. Přiřazení k daleji bylo možné až po redefinici spodní hranice eifelu a také v důsledku nálezů vřetivého goniatita *Gyroceratites gracilis*. Z další fauny odrážející především hlubokovodní prostředí vzniku jsou zastoupeni trilobiti slepí nebo s redukovanými očima. Mezi slepé patří druh *Illaenulla illaenoides* s nejbližším příbuzným až ve Vietnamu a drobný proetid *Moravocoryphe kettneri*. Redukované oči mají *Plagiolaria* sp. a *Struveaspis micromma* (Chlupáč 2000). K slepým trilobitům je řazen i nově nalezený eurypterid *Chabicopterus kocerhani* (Rak 2011). V břidlicích se také hojně vyskytují tentakuliti, méně hojně jsou lilijice a suchozemská flóra v podobě psilofytických rostlin, která sem byla splavena. V celku zachované stonky lilijic poukazují na klidné prostředí, bez intenzivního proudění. Naopak splavení suchozemské flóry je odrazem intenzivního proudění ve vyšší úrovni vodního sloupce (Chlupáč 1965).



Obr. 2 *Holostratotyp chabičovských vrstev (úvoz rokle 200 m severně od Chabičova),* fotografováno v říjnu 2010.

3.3 Vulkanická série

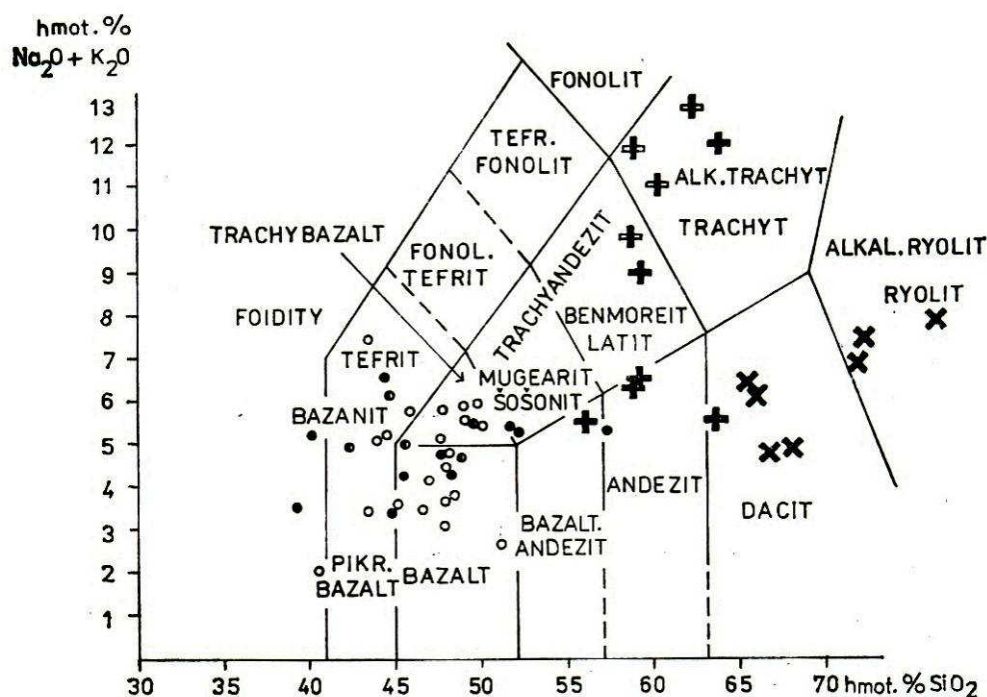
Původně byla vulkanická série chápána jako iniciální vulkanismus geosynklinálního vývoje (Skácel 1966, Barth 1960). Po přijetí koncepce deskové tektoniky je přiřazena především na základě vysokých obsahů TiO_2 ke kontinentálnímu riftu v pokročilém stádiu vývoje (Přichystal 1990).

Podle Dvořáka (1993) se stáří vulkanitů pohybuje od emsu až do tournai. Největší intenzity dosahuje vulkanismus ve středním devonu ve stupni eifel, to má za následek potlačování pelitické sedimentace a přechod od vývoje českého k rýnskému. Ve svrchním devonu dochází k postupnému

oslabování vulkanismu. Během tournai je vulkanismus opět oživen. K největším výlevům docházelo v místech křížení zlomových struktur směru SZ-JV s předpokládaným hlubinným zlomem SSV-JJZ.

V jižní části ŠHP se nachází v hojné míře pouze bazické vulkanity, intermediální nebo kyselé vulkanity v této části chybí (např. Přichystal 1993). Intermediální vulkanity jsou nejbližší známy z vrty od Čabové, kde byly zastiženy v hloubce 78-87 m (Barth 1960). V rámci výše uvedeného dělení náležejí již střední části ŠHP.

Petrologií vulkanitů se podrobně zabýval Barth (1960), svou práci založil především na výbrusech, v menší míře je jeho práce opřena o chemické analýzy. Na základě výzkumu rozděluje vulkanity na dvě hlavní skupiny: diabasy a spility, dále popisuje tufy tvořené spilitovou komponentou, tufity a horniny netufové povahy. Z dnešního pohledu není vhodné užívat pojmů diabas a spilit, především kvůli jejich nejednotné definici, proto se v novějších pracích setkáváme s pojmem paleobazalt. Nicméně vzhledem k tomu, že Barth (1960) ve své práci oba pojmy přesně definuje a jako poslední se podrobněji zabýval mikroskopickým studiem těchto hornin, bude v této práci k těmto pojmům přihlédnuto. Geochemií se zabýval Přichystal (1990) a vedle vyhodnocení vzácných prvků přiřadil vulkanity na základě analýz k alkalickým bazaltům (bližší zařazení viz obr. 3). Cháb (1977) chápe přítomnost epidotu, klinozoisitu, chloritu, sericitu, aktinolitu a pumpellyitu ve vulkanitech společně s uralitizací pyroxenů, albitizací a karbonatizací jako odraz regionální metamorfózy ve facii prehnit-pumpellyitových metadrob. Zároveň zpochybňuje přítomnost zoisitu a označuje jej jako pumpellyit.



Obr. 3 Klasifikace málo přeměněných vulkanitů šternbersko-hornobenešovského pruhu (převzato z Přichystal 1990). ○ – bazické vulkanity z jižní části pruhu, ⊕ – intermediální vulkanity ze střední části pruhu, ● – bazické vulkanity ze střední části pruhu, ✕ – kyselé vulkanity ze severní části pruhu, ⊕ – intermediální vulkanity ze severní části pruhu, ● – bazické vulkanity ze severní části pruhu.

3.3.1 Diabasy

Pojmem diabas je v Barthově (1960) pojetí označován jemnozrný až afanitický, obvykle porfyrický bazický vulkanit, dominantně tvořený pyroxenem a plagioklasem o bazicitě oligoklas–andezin. Důležité je, že větší část minerálního složení je možné chápat jako primární (Přichystal 1990). V jižní části ŠHP jsou diabasy četnější nežli v ostatních částech, nicméně i tak jejich zastoupení není velké. Obvykle se nacházejí v těsné blízkosti chabičovských vrstev a charakteristická je pro ně sloupcovitá odlučnost, která není vždy dokonale vyvinutá, ale je popisována ze všech jejich výskytů. Nejdokonaleji je sloupcovitá odlučnost vyvinuta ve výchozu asi 800 m směrem SSZ od kapličky v Lipině, v zářezu cyklistické stezky (obr. 4). Sloupce jsou zde ukloněny přibližně pod úhlem 20° k SZ, jejich šířka se pohybuje okolo 20 cm a v příčném řezu sloupcem mají tvar šestiúhelníků nebo pětiúhelníků. Zajímavá je pro diabasy absence amygdaloidní textury, která je proti tomu pro spility charakteristická. Diabasy mohou být porfyrické nebo afanitické. Afanitické diabasy svým složením odpovídají základní hmotě porfyrických diabasů (Barth 1960).

Makroskopicky se jedná o zelenošedé, zelené, při navětrání až hnědozelené horniny, pokud je vyvinuta porfyrická struktura, tvoří porfyrické vyrostlice plagioklas tabulkovitého nebo sloupcovitého tvaru o délce 2-10 mm (Barth 1960).

Po mineralogické stránce jsou dominantní komponentou plagioklasy, které bývají postiženy druhotnými přeměnami především při okrajích, nebo trhlinách. Mnohem více jsou druhotnými přeměnami postiženy vyrostlice nežli plagioklasy základní hmoty. Plagioklasy základní hmoty jsou kyselejší (albit–oligoklas–andezin) než porfyrické vyrostlice (Barth 1960). Nejčastěji odpovídají plagioklasy porfyrických vyrostlic oligoklasu s bazicitou $An = 16\%$ (Přichystal 1990). Z dalších minerálů je to především nafialovělý, načervenalý, slabě pleochroický pyroxen, řazený podle optických vlastností k augitu (Barth 1960). Podle chemické analýzy obsahuje pyroxen 3 % TiO_2 , na základě toho je možné označit jej jako titanaugit (Přichystal 1990). Z rudních minerálů je to pak ilmenit. Druhotné minerály představuje chlorit, tvořící se na trhlinách vyrostlic plagioklasů, a lem tvořený titanitem označovaný jako leukoxen, který vzniká kolem minerálů obsahujících titan. Struktura základní hmoty je ofitická (Barth 1960).



Obr. 4 Porfyrické diabasy dle Bartha (1960). Dobře patrná je sloupcovitá odlučnost. Lokalita přibližně 800 m směrem SSZ od kapličky v Lipině. Fotografováno v listopadu 2010.

3.3.2 Spility

Spilit v Barthově (1960) pojetí odpovídá bazické hornině obsahující kyselý plagioklas nebo alkalický živec a dále především produkty druhotných přeměn jako chlorit nebo leukoxen. V tomto světle je spilit chápán jako hornina se zchovalou strukturou vulkanické horniny, nicméně bez jasně primárních minerálů. Charakteristická je pro něj převaha K_2O nad Na_2O . Také poměry $K_2O + Na_2O$ ku CaO jsou pozmeněny. Mohlo by se zdát, že obsahují více CaO oproti diabasům, ten je však dominantně vázán na druhotný karbonát ve výplni mandlí (Přichystal 1990). Proto je možné u analyzovaných vzorků korelovat zvyšování CO_2 s narůstajícím CaO . To také odlišuje tyto horniny od bazických hornin Hrubého Jeseníku majících tholeitický charakter, zatímco bazické horniny ŠHP mají charakter zdánlivě alkalicko-vápenatý (Souček 1981).

Spility s vyvinutou mandlovcovou texturou tvoří plošně nejrozsáhlejší zastoupení devonu v celé jižní části ŠHP. Vedle mandlovcových spilitů jsou ještě Barthem (1960) vyčleněny další typy spilitů: mandlovcové spilitové porfyrity, spilitové porfyrity a spility. Všechny výše uvedené typy jsou si chemickým a minerálním složením blízké, v zásadě se liší jen texturně strukturními znaky, které mohou odrážet podmínky vzniku. Mandlovcová textura svědčí pro mohutný únik plynů, obvykle spojený se snížením tlaku při výlevu lávy na mořské dno nebo nedaleko pod povrchem.

Mandlovcové spility se vyskytují v podobě polštářových láv. V jižní části ŠHP jsou známé z lomu při důlní míře Prokop na výšině asi 1 km jv. od Babic (obr. 5). Zde jsou polštáře značně zploštělé a dobře patrné, díky rychlejšímu zvětrávání mezerní hmoty (rovněž spilitového charakteru). Polštáře hojně obsahují dutiny po unikajícím plynu, které byly původně vyplněné

převážně karbonátem, ale vzhledem k rychlému rozpouštění karbonátů jsou opět prázdné. V řezu polštářem je patrná nerovnoměrná distribuce dutin, kdy jich směrem do středu přibývá.

V extrémních případech je střed tvořen jednou velkou dutinou (Barth 1957). Někdy bývá povrch dutin pokryt tenkou vrstvou okrového nebo červenohnědého limonitu vznikajícího rozkladem chloritů (Zachář 1983). V neovětralém stavu se jedná o horniny zelené, případně šedo-zelené barvy, při navětrání se barva mění v žlutozelenou až hnědou (Barth 1957).

Polštářový vývin hornin stejného petrografického složení popisuje i Mísař (1957) z lomu od Ondrášova při kótě Kočičí kopec. Morfologicky jsou však polštáře odlišné, protože jsou spíše kulovité, než čočkovité polštáře od důlní míry Prokop. Polštáře navíc obsahují menší množství dutin. Rovněž distribuce dutin v polštáři se zdá být inverzní (střed je plný, k okrajům dutin přibývá). Mezipolštářová hmota je bohatá na turmalín. Raritou je také přítomnost silně turmalinické horniny v jz. části lomu, která se nachází na kontaktu mezi krystalo-litoklastickým tufem a jílovito-vápnitou horninou s tufitickou příměsí. Celková mocnost vložky tvořené turmalínem nepřesahuje 1 cm. Pozvolné ubývání turmalínu směrem do podloží i nadloží stejně jako vulkanosedimentární původ hornin, jež tuto vložku obklopují, napovídá vulkanosedimentární původ (Mísař 1957).

Základní hmota spilitů je tvořena drobnými lištami draselného živce (s obsahem Na_2O do 0,3 %), plagioklasem (albit, výjimečně oligoklas–andezin), dále sericitem, hydroslídou, chloritem, leukoxenem, kalcitem, drobnými krystalky magnetitu a v menší míře je přítomen také epidot a klinozoist (Přichystal 1990). Epidot společně s klinozoistem, sericitem a chloritem představují produkty přeměny plagioklasů (Cháb 1977). Draselné živce jsou v hornině svou delší stranou přednostně orientovány ve výbrusu kolmo k protažení karbonátových mandlí. To, že nedošlo k reorientaci živců, poukazuje na jejich vznik až po deformaci horniny v důsledku metasomatózy (Melichar – Buček 1994) spojené s odskelněním vulkanitů (Přichystal 1993). Z leteckého měření jsou v této oblasti známy výrazné draslíkové anomálie, které dosahují svých maxim mezi Šternberkem-Řídkí a Babicemi-Chabičovem. Pomocí daných anomálií, a také z měření U a Th, byl v této oblasti mezi Hlásnicí-Řídkí projektován vrt, ve snaze zachytit polymetalické zrudnění (Přichystal – Gnojek 1985). Existence této anomálie bývá dávána do souvislosti s existencí hydrotermálně cirkulačního systému. Zimák (1995) tuto anomálii koreluje s výskytem turmalínu v této oblasti.



Obr. 5 Polštářové lávy z lůmku od důlní míry Prokop, situované přibližně 1 km jihovýchodně od Babic. Fotografováno v listopadu 2010.

3.3.3 Tufy a tufity

Na základě velikosti fragmentů se rozčleňují tufy na aglomerátové (nad 32 mm), lapilové (4-32 mm) a popelové (pod 4 mm). Obvykle se v rámci jednoho výchozu, případně odkryvu setkáváme s větším množstvím typů tufů. Klasty mohou představovat úlomky hornin (litoklastické tufy), krystalů (krystaloklastické tufy), nebo sklo (vitroklastické tufy) (Barth 1960). Z této oblasti jsou známy pouze tufy odpovídající svým složením spilitům, nikoliv diabasům (Přichystal 1990, Barth 1960). Aglomerátové tufy se někdy mohou podobat polštářovým lávám, ale narušily od nich jsou čočkovité litoklasty v hornině spíše rozptýlené, než aby na sebe vzájemně nasedaly. Lapilové litoklastické tufy se vyskytují v rozsáhlých výchozech asi 950 m severně od kapličky v Lipině. Jsou tvořeny lapilami čočkovitého tvaru uloženými rovnoběžně s vrstevnatostí horniny. Popelové tufy se v jižní části ŠHP nevyskytují (Barth 1960).

Tufity představují přechod od tufů do pelitické nebo karbonátové sedimentace, obvykle se však těžko prokazuje pyroklastický původ magmatogenní složky. Z toho důvodu je přiřazení hornin k tufitům problematické (Barth 1960).

3.3.4 Horniny netufové povahy

Bart (1960) do této skupiny řadí velice rozšířené spilit-karbonátové horniny. Spilit a karbonát představují geneticky odlišné složky. Spilitová komponenta je v karbonátu rozložena v podobě čoček či pásků. V případě, kdy dominuje spilitová komponenta nad karbonátem a karbonát uzavírá, je možné texturu horniny označit jako pseudomandlovcovou. Živce jsou ve spilitu jen stěží

identifikovatelné, protože jsou z větší části kalcifikované. Jinak je složení se spilitem totožné. Karbonátová složka je tvořena převážně středně zrnitým kalcitem (ojediněle sideritem), někdy obsahujícím hematitový pigment. Makroskopicky se jedná o zeleně až šedě zbarvenou horninu, pokud převládá karbonát, je hornina světlejší.

3.4 Jesenecké vápence

Změlčováním sedimentace v důsledku intenzivního vulkanismu nebo tektonické činnosti docházelo v některých částech jižní části ŠHP k tvorbě karbonátových hornin, které jsou přisuzovány facii jeseneckých vápenců (Dvořák 1994).

Jedná se o málo mocné (nepřesahující mocnost 50 m) šedé, jemnozrné až hruběji zrnité vápence místy s hojnou písčitou příměsí nebo příměsí vulkanických produktů (Zukalová – Chlupáč 1982). V údolí Kalkgraben mají podobu tmavých jemnozrných laminovaných vápenců, které jsou ve výchozech zastřiženy v podobě desek nebo lavic (Dvořák 1994). Je jim přisuzováno stáří střední devon a uvažuje se pokračování jejich sedimentace až do spodního karbonu. Na základě fauny je doloženo stáří givet/frasn. V ideálním případě představuje podloží vápenců stínavsko-chabičovské souvrství a nadloží souvrství ponikevské. Tato situace ale není vždy běžná, a proto často nasedají horniny ponikevského souvrství přímo na vulkanickou sérii (Zukalová – Chlupáč 1982).



Obr. 6 Výchoz jeseneckých vápenců v údolí Zlatého potoka (původně Kalkgraben; 1 km severovýchodně od Řídče). V levém horním rohu petrografický vzorek odebraný z výchozu. Fotografováno v listopadu 2010.

3.5 Ponikevské souvrství

Podle Dvořáka (1994) se horniny svou litologií odpovídající ponikevskému souvrství nachází ve východním okolí Babic a na severozápadním okraji vulkanické elevace v údolí Zlatého potoka (původně Kalkgraben). Souvrství zde nasedá přímo na vulkanity a tvoří tak rozhraní mezi souvrstvím stínavsko-chabičovským a andělskohorským. Mocnost dosahuje několika stovek metrů.

Je tvořeno prachovitými a jílovitými křemitými břidlicemi, v nevětralém stavu obvykle tmavé barvy s nazelenalým nádechem, po navětrání jsou pestře zbarvené. Křemitá příměs je v břidlici buď volně rozptýlena v podobě schránek radiolarií, nebo usměrněna do podoby laminovaných radiolaritů (Zukalová – Chlupáč 1982). Ponikevské souvrství obsahuje také v menším množství vložky jemnozrnných křemenných pískovců a nečistých vápenců (Dvořák 1994). Pomocí stratigraficky významných konodontů je možné doložit stáří svrchní frasn až tournai (Chlupáč et al. 2002). Pro oba výše jmenované výskyty je charakteristický přechod od tmavých křemitých břidlic přes vápnitě břidlice až do ekvivalentů jeseneckých vápenců (Dvořák 1994). Z důvodu absence vápnitě složky je vznik těchto břidlic řazen do značných hloubek pod CCD (Chlupáč et al. 2002), můžeme se však setkat i s názorem, že zdrojem křemitě složky byly postvulkanické procesy (Dvořák et al. 1983).

3.6 Spodní karbon

Počátek spodního karbonu je v okolí ŠHP ještě ve znamení karbonátové a břidličné sedimentace pokračující ze svrchního devonu. Výzdvihem horstva dochází ke změně charakteru sedimentace urychlením transportu klastického materiálu do pánví. To má za následek převahu mechanického zvětrávání nad chemickým, a tudíž přísun čerstvého klastického materiálu (Dvořák 1993). Začátek kulmské sedimentace není možné chápat v celé oblasti izochronně, odhaduje se, že v západní části nastupuje dříve než v části východní (např. Chlupáč et al. 2002).

3.7 Andělskohorské souvrství

V okolí Šternberka nasedá andělskohorské souvrství na souvrství ponikevské nebo devonské vulkanity. Ve ŠHP se může andělskohorské souvrství s ponikevským souvrstvím faciálně zastupovat (Zapletal et al. 1989).

Andělskohorské souvrství je popisováno jako gradačně zvrstvený rytmit, který se v jižní části ŠHP nalézá v podobě prachovců a jílových břidlic ojediněle s vložkami málo vyzrálých drob, případně vápenců. Problematické je stanovení stáří spodní hranice tohoto souvrství. Na základě paleontologických údajů je potvrzeno pouze spodnokarbonské. Svrchní hranice je kladena na rozhraní tournai/visé (Zapletal et al. 1989). Dvořák (1993) uvažuje o depozici andělskohorského

souvrství v depresích mezi Šternberkem a Moravským Berounem již během famenu, zatím co na svazích elevací se stále ukládají horniny odpovídající ponikevskému souvrství a jeseneckým vápencům. Ke změně dochází během spodního tournai, kdy se i zde začínají ukládat horniny andělskohorského souvrství (Dvořák et al. 1982).

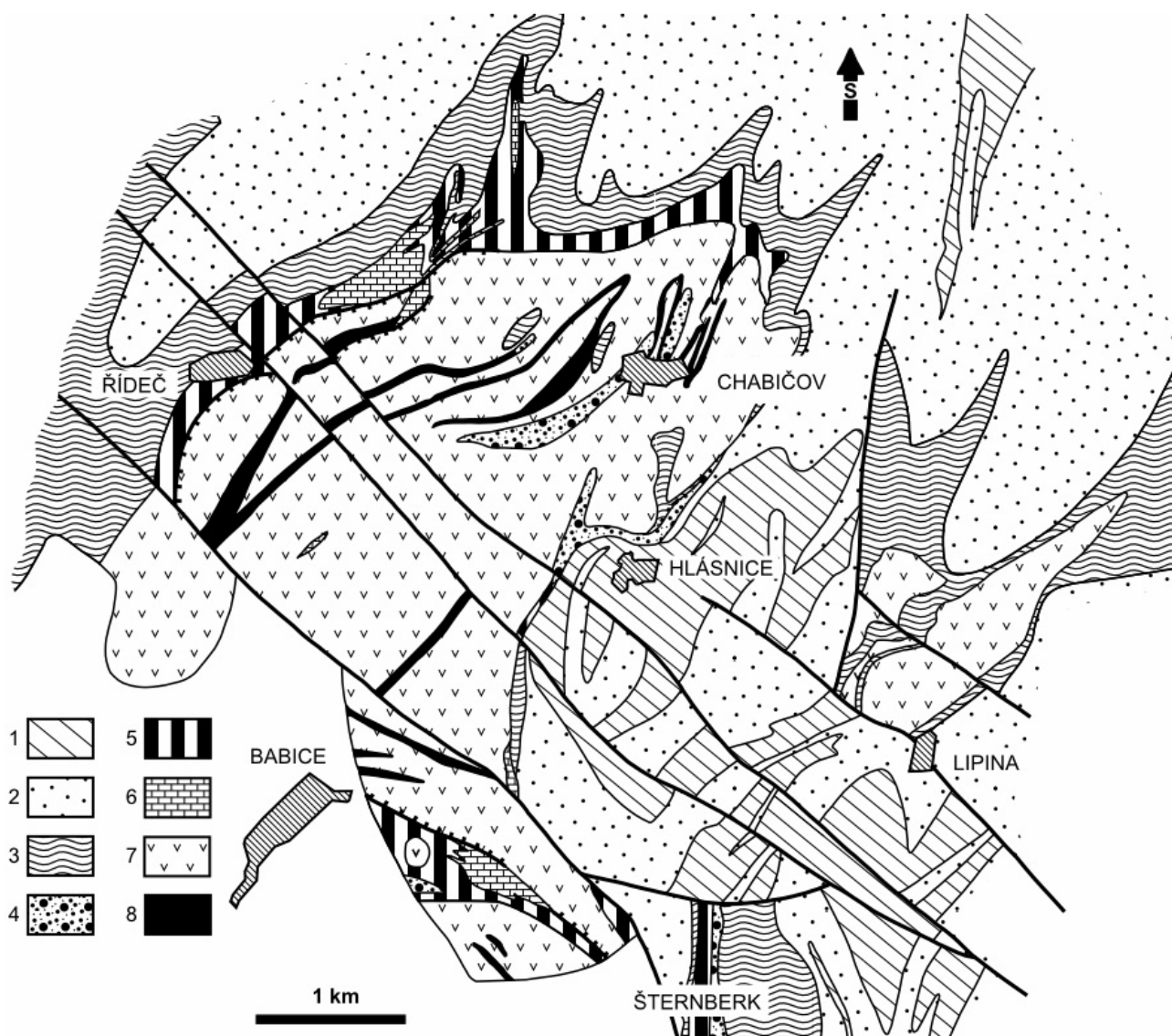
3.8 Hornobenešovské souvrství

Je dále rozdělováno na další členy: laryšovské, brantické a dalovské vrstvy. Na základě možnosti dobře datovat nadložní a podložní souvrství se odhaduje stáří spodní až střední visé (Zapletal et al. 1989). Jako báze a lokální facie hornobenešovského souvrství bývají označovány moravskoberounské slepence a brekcie s karbonátovým tmelem* (Chlupáč et al. 2002). Dvořák (1982) připisuje k moravskoberounským slepencům také jejich přechody k hrubozrnným křemenným pískovcům a vápnitým brekciím rovněž drobnozrnné křemenné slepence. Z těžkých minerálů dominuje v uvedených horninách zirkon. Do desítky procent je zastoupen amfibol a turmalín. Brekcie obsahují často i úlomky vápenců. Horniny odpovídající moravskoberounským slepencům a jejich přechodům jsou datovány do svrchního tournai a jejich vznik je spojován s vyzdvižením práhu proterozoických metamorfítů jižně od ŠHP (Dvořák 1994).

Tento práh byl následně zdrojem klastického křemene. Spodní visé je ve znamení poklesu vulkanické elevace, nicméně i tak představuje elevace překážku, která znemožňuje transport klastického materiálu k V (Dvořák 1994).

Dominantně se hornobenešovské souvrství skládá z šedých až okrových, masivních, jemnozrnných až hrubozrnných, poměrně dobře vytříděných drob. Směrem do nadloží přibývá jílovito-prachovitých břidlic, které značí přechod k moravickému souvrství. V břidlicích se nacházejí ichnofosilie *Dictyodora* a *Spirodesmos* (Zapletal et al. 1989). Ve valounovém materiálu drob převládají úlomky kyselých a neutrálních vulkanitů společně s klastickými sedimenty, méně je zastoupen křemen a úlomky plutonitů, rul a kvarcitů, nejméně jsou zastoupeny klasty bazických metamorfítů a slídnatých metamorfítů (Zapletal 1977).

* Někdy bývají přisuzovány svrchní části andělskohorského souvrství (Dvořák et al. 1982)



Obr. 7 Geologická mapa okolí Šternberka (upraveno podle Dvořáka 1994). 1 – břidlice a jemnozrné droby, 2 – droby (1, 2 – hornobenešovské souvrství), 3 – břidlice s laminami prachovců až prachovité břidlice s vrstvami drob (andělskohorské souvrství), 4 – vápencové brekcie s valouny křemene, křemenné pískovce (moravskoberounské slepence), 5 – křemité břidlice ponikevského souvrství, 6 – jesenecké vápence, 7 – bazické vulkanity, 8 – jílovité břidlice stínavsko-chabičovského souvrství.

4 Ložiska železných rud

Ložiska železných rud jsou ve ŠHP devonského stáří a jejich výskyt je úzce spjat s vulkanitami (Barth 1960). Typologicky jsou začleňovány do skupiny submarinních hydrotermálně sedimentárních rud (Zimák 1989). V Evropě se pro ně vžilo označení lahn-dillského typu podle jejich typové lokality v povodí řek Lahn a Dill v Porýní, kde se nachází rudy stejného stáří a taktéž spjaté s vulkanickou činností (Tomšík 1993, Melka – Vybíral 1977). Z celosvětového hlediska je možné jejich přiřazení na základě podobných minerálních asociací k zástupcům lehce metamorfovaných rud BIF, ty jsou však obvykle prekambriického stáří (Klein 2005).

Podle obsahu SiO_2 se v oblasti ŠHP vžilo členění na rudy kyselé a zásadité. Kyselé rudy mají poměr SiO_2 k Fe roven jedné nebo větší. Rudy zásadité mají tento poměr mnohonásobně větší (Skácel 1966). Na základě pozice vůči vulkanitům se mohou nacházet ložiska buď uvnitř vulkanické série (vnitřní ložiska), nebo při její svrchní části (hraniční ložiska). Ložiska uvnitř vulkanické série mají obvykle čočkovitý tvar a jsou ostře oddělená od svého podloží i nadloží, mají malý laterální rozsah, dosahují malých mocností a jsou tvořeny kyselými rudami. Ložiska hraniční mají velký laterální rozsah, ostrý kontakt s podložím a do nadloží pozvolně přechází do jalové horniny. Rudy hraničních ložisek odpovídají dominantně zásaditému typu ve smyslu výše uvedeného dělení. Vnitřní ložiska představují přerušovaný rudotvorný proces, zatímco ložiska hraniční svým volným přechodem k sedimentárním horninám představují dokončený cyklus (Tomšík 1993). Primárně mají ložiska horizontální polohu, jiná poloha je odrazem tektonických pochodů (Skácel 1966).

Skácel (1966) vyčlenil v oblasti ŠHP celkem 13 typů rud na základě mineralogického složení, texturních a strukturních znaků: jaspilitové Fe-rudy, lité krevelové rudy, spekularitové vrstevnaté rudy s jemně rozptýleným magnetitem, hematit-karbonátové rudy, hematit oolitové rudy, magnetitové rudy s hematitem, magnetitové rudy s Fe-chlority*, Fe-chloritické rudy s rozptýleným magnetitem, Fe-chloritické rudy s magnetitem a sideritem, oolotické Fe-chloritické rudy, brekciovité a bročkovité rudy, zrudněné organogenní vápence, tufity s Fe-chlority a tufity s hematitem.

Pro oblast jižní části ŠHP jsou charakteristické rudy Fe-chloritické s rozptýleným magnetitem, magnetitové s Fe-chlority, jaspilitové Fe-rudy, lité krevelové a magnetitové s hematitem. Samozřejmě se zde mohou v menší míře vyskytovat i ostatní typy (Skácel 1966).

* představují přechod k zásaditým rudám

Petránek (1951b) uvádí v této oblasti poslední těžené ložisko (do roku 1947) se nachází v lese Lískovec (mezi obcemi Krakořice a Řídeč). Jedná se o souvislý horizont vymezen důlními měrami Jiří-Hugo-Robert. Ložisko dosahuje mocnosti 1-5 m a souvislé délky asi 180m. Ruda je tvořena chlority a magnetitem, přičemž množství magnetitu směrem do středu ložiska narůstá. Poklesem mocnosti pod 50 cm dochází k vymizení magnetitu z rudy. Ojediněle se v rudě objevuje pyrit, a to na kontaktu ložiska s okolními horninami.

Těžba rudy v oblasti ŠHP a vrbenské skupiny byla ukončena v roce 1965 (Zimák 1999).

4.1 Magnetitová ruda s Fe-chlority a Fe-chloritická ruda s rozptýleným magnetitem

Textura těchto rud je obvykle masivní, ale může být i vrstevnatá. Barva je obvykle černozeleňá, vryp je zelený a lom lasturnatý (Zachař 1983). Zatímco Fe-chloritická ruda s rozptýleným magnetitem tvoří dominantní část ložiska, magnetitová ruda s Fe-chlority představuje jeho nabohacenou část (obsah Fe až 50 %) (Skácel 1966) a obvykle tvoří střed ložiska (Petránek 1951b). Magnetitová ruda s Fe-chlority obsahuje převážně zrna magnetitu, která jsou v mezerách prorůstána Fe-chlority, postupnou změnou poměru obou komponent dochází k přechodu k Fe-chloritické rudě s rozptýleným magnetitem (Skácel 1966). Ruda je často silně rozpraskána a praskliny jsou následně vyhojeny systémem karbonátových, ojediněle křemen-karbonátových žilek (Zachař 1983).

S rudou tvořenou převážně chlority s jen malým zastoupením magnetitu se můžeme setkat na haldách neoznačené důlní míry u cesty Chabičov-Mutkov, ještě chudší ruda se nalézá na ložisku důlní míry Gabriel. Značně limonitizovaná, dříve nejspíš převážně chloritem tvořená ruda se nachází severně od Krakořic na zemědělsky značně pozměněných důlních mírách Konkordia-Hubert-Libor. Bohatší ruda tvořená Fe-chlority s magnetitem se nacházela na jižním okraji Chabičova (zaniklá důlní míra Ottilie) (Petránek 1951a). Souvislý zrudněný horizont tvoří důlní míry Prokop-Julian-Paul, které se nachází východně od Babic, železnou rudou je, jak uvádí Petránek (1951a), směs chloritů.

4.2 Litá krevelová ruda, magnetitová ruda s hematitem a jaspilitová Fe-ruda

Všechny tři uvedené variety jsou obvykle přítomny v kyselém typu ložisek, přičemž jaspilitová Fe-ruda představuje dominantní část ložiska a ostatní dva typy jsou rozmístěny uvnitř ložiska, kde tvoří nepravidelná hnízda a obvykle nedosahují velkých mocností, nicméně z hlediska těžby jsou to rudy velice kvalitní s obsahem Fe 40-50 % pro lité krevelové rudy a 35-45 % pro rudy magnetitové s rozptýleným hematitem. Jaspilitová Fe-ruda byla vždy vnímána jako hlušina (Skácel 1966).

Jaspilitová Fe-ruda je tvořena křemenem, ve kterém je rozptýlen jemně šupinkovitý hematit. Litá krevelová ruda a ruda magnetitová s hematitem představuje jistý přechod v zastoupení magnetitu a hematitu (Skácel 1966).

S uvedenými typy rud se můžeme setkat například při důlní míře Sophie ležící ve svahu jižního okraje Řídče, dále západně od Hlásnice na haldách při důlní míře Adolf. Sporný je výskyt těchto rud u neoznačené důlní míry mezi kótami 502 a 552, kde byl nalezen jen vyloužený železitý jaspilit, a také v poli mezi obcemi Hlásnice a Chabičov (důlní míry Willengottes, Engelbert a Albert), kde je přítomnost kyselá ruda chápána zavlečením (Petránek 1951a).

4.3 Geneze

Dosud nejednotný je pohled na genezi těchto rud. Ložiska jsou sice postižena jen lehkou metamorfózou, ale i to stačilo k tomu, aby bylo pozměněno jejich primární minerální složení. Petránek (1951b) spojuje vznik ložisek s exhalacemi SiCl_4 , FeCl_3 a FeCl_2 , které hydrolyzou tvořily gely a z gelů později krystalizovaly rudní komponenty. Tato teorie, vedle ostatních nedostatků, není dostatečně schopná vysvětlit tvorbu magnetitu. Přítomnost izometrických velkých zrn magnetitu obvykle odráží vyšší stupně metamorfózy. Jeho přítomnost v asociaci s minerály charakteristickými pro nižší stupně metamorfózy poukazuje na jeho vznik současně s ostatními primárními minerály.

Je možné, že tyto akumulace vznikaly podobným způsobem jako recentní sulfidické hydrotermálně sedimentární rudy, tedy prostřednictvím konvenčních cirkulačních systémů, které jsou tvořeny sestupnou a vzestupnou větví. V sestupné větvi dochází k ohřevu mořské vody, jejím průchodem přes bazalty vhodného složení (obsahujícím Fe, Cu, ...) se postupně mění na hydrotermální roztok. Část složek bylo zřejmě přineseno prostřednictvím juvenilních fluid, a tak hydrotermální roztok může vznikat pouhým míšením mořské vody s juvenilními fluidy. Ve vzestupné větvi se vlivem změny fyzikálněchemických podmínek při výstupu sráží jednotlivé minerály sulfidických ložisek (Zimák 1989).

5 Mineralogie železných rud a hydrotermální mineralizace

5.1 Kyselé rudy

Složení kyselých rud není z mineralogického pohledu pestré. Setkáváme se zde s křemenem, karbonátem (kalcit, siderit), hematitem a magnetitem. V případě, že je některý minerál dominantní, se to odráží v popisu rudy (např. litá krevelová ruda => dominance hematitu). Magnetit v těchto rudách tvoří dokonale omezená zrna proměnlivé velikosti. Hematit bývá přítomen v šupinkovitém nebo tabulkovitém vývinu (tzv. spektularit), případně jen v podobě prášku, který rozptýlený v křemeni dává vzniknout jaspilitu. Z karbonátů převládá kalcit, siderit je méně obvyklý. Méně častý je stilpnomelan nebo chlorit. Vzácně se může v rudě vyskytovat turmalín (Skácel 1966). V menší míře může být přítomen také muskovit (Zimák 2004a).

5.2 Zásadité rudy

V kontrastu s podkapitolou 4.1, kde jsou uvedené Skácelem (1966) popsané variety zásaditých rud, je z novějších prací zjištěna přítomnost stilpnomelanu, který v některých případech přímo dominuje nad chloritem (Zimák – Vávra 1998).

5.2.1 Fylosilikáty

Stilpnomelan je v těchto rudách vždy vyvinut v podobě šupinek, někdy dobře patrných již makroskopicky. Ve výbruse jsou obvykle šupinky stilpnomelanu uspořádány do mas nebo vějířovitých, případně i snopkovitých agregátů. Obecně stilpnomelan vykazuje vyšší stupeň automorfie než okolní minerály. Značně proměnlivý je jeho pleochroismus, který je silně ovlivněn zvětrávacími procesy, tedy poměrným zastoupením Fe^{2+} ku Fe^{3+} (Zimák et al. 1998). Převaha Fe^{2+} charakterizuje ferostilpnomelan, naopak dominance Fe^{3+} odpovídá feristilpnomelanu. Proto je možné pleochroismus využít pro orientační zjištění, o který člen z uvedené řady se jedná. Pro ferostilpnomelan je typický slabý pleochroismus od téměř bezbarvé po světle zelenou. Feristilpnomelan má pleochroismus o poznání silnější (světle žlutý až černohnědý, případně černý). Ferostilpnomelan je z hlediska oxidačního stupně železa minerálem geneticky starším, zatlačování feristilpnomelanem není provázáno makroskopickými změnami. Dalším zvětráváním dochází k přeměně feristilpnomelanu v oxy-hydroxidy železa (Zimák 1999).

Jako ferostilpnomelan je možno z důvodu převahy Fe^{2+} nad Fe^{3+} označit analyzovaný stilpnomelan v rudách Hornomoravského úvalu (Melka – Vybíral 1977). Se stejným koncovým členem, ale lehce pozměněným poměrem Fe, se setkáváme při důlní míře Prokop. Společně

s chloritem a karbonátem je také součástí jemnozrné, opticky neidentifikovatelné základní hmoty. Analýza části výbrusu bez pozorovatelných žilek karbonátu či stilpnomelanu poukázala na chemické složení blízké stilpnomelanu (Zimák et al. 1998).

Stilpnomelan nejspíš vznikl při diagenезi nebo anchimetamorfóze, a to z Fe-smektitů, nebo chloritu (Zimák et al. 1998). Zintenzivněním metamorfních podmínek vzniká na úkor stilpnomelanu minnesotait (Klein 2005), ten je znám například z rud Hornomoravského úvalu (ložisko Králová, jáma Josef), kde je popisován jako vějířovité agregáty tvořící, bezbarvý, hnědavě zakalený minerál s vyššími interferenčními barvami (Melka – Vybíral 1977).

Chlorit má v rudě nejčastěji podobu drobných šupinek, uspořádaných do monominerálních mas. Někdy tvoří i izometrické tabulky. Pleochroismus je proměnlivý. Obvykle jsou šupinky slabě pleochroické bezbarvé až světle žlutozelené, výjimečně je pleochroismus silnější (téměř bezbarvá až sytě zelená). Stejně tak jsou proměnlivé i interferenční barvy. Interferenční barva nejčastěji odpovídá vlivem nízkého dvojlomu šedé prvního řádu. Méně častá je anomálně trávově zelená, případně levandulově, modrá či dokonce modrofialová (Zachař 1983).

Stejně jako u stilpnomelanu i zde je možné na základě optických vlastností přibližné zařazení chloritů, a to v řadě představující chlority nejrozšířenější, v řadě klinochlor-chamosit. Klinochlor představuje Mg bohaté chlority, zatímco chamosit chlority bohaté Fe. Zařazení se provádí na základě optického charakteru minerálu. Záporný optický charakter minerálu odpovídá Fe-chloritům, naopak pozitivní Mg-chloritům (Melka 1965). Zachař (1983) uvádí jako znak k bližšímu určení chloritů i pleochroismus, kdy intenzivnější pleochroismus odpovídá chloritu bohatému Fe. Podle Melkovy (1965) klasifikace však nejsme schopni na základě optických vlastností ani přibližně odlišit například chamosit od thuringitu (oba Fe-chlority). Chemické složení chloritů z jižní části ŠHP je obvykle blízké chamositu (Zimák – Vávra 1998a). Zachařem (1983) analyzované chlority odpovídají v Melkově (1965) klasifikaci thuringitu, v poměru F/FM neuvažuje Cr a Mn.

Zimák (2004a) uvádí ze všech ložisek bazických rud ŠHP také přítomnost větších tabulek **muskovitu**. Po stránce chemismu se jedná o dioktaedrickou slídu odpovídající muskovitu nebo ferroaluminoseladonitu.

5.2.2 Opakní fáze

Z opakních minerálů se v rudě vyskytuje především ilmenit, magnetit a pyrit. Ilmenit tvoří hypautomorfně omezené tabulky (Zimák et al. 1998). Magnetit je někdy v rudě obsažen v takovém množství, že se jedná téměř až o masu. Intergranurály mezi zrny jsou vyplněny stilpnomelanem a chloritem (Zimák 2004a).

5.2.3 Monazit, karbonát, křemen, baryt

Zřejmě z Fe-smektitů, které fixovaly prvky vzácných zemin, nejspíš vzniká společně se stilpnomelanem i monazit. **Monazit** tvoří drobná neúplně omezená zrnka, zřejmě sloupcovitého habitu o velikosti do 0,1 mm. Okolo monazitu uzavíraného chloritem je obvykle patrný pleochroický dvůrek (Zimák – Vávra 1998).

Karbonát je hojnou příměsí rud, vedle jeho přítomnosti v masivní jemnozrnné hmotě se setkáváme i s většími xenomorfními zrny, která tvoří výplně puklin. Karbonátové žilky v sobě často uzavírají stilpnomelan, případně chlorit. U mohutnějších žilek se setkáváme s velkými lupeny stilpnomelanu. Nejhojnějším z karbonátů je kalcit, méně častý je siderit a ankerit (Zimák 2004a).

Křemen představuje výplně dutin, tomu odpovídá i jeho xenomorfní vývin (Zachař 1983).

Mikroskopicky nezřetelná, avšak analytickými metodami prokázaná je přítomnost **barytu** (Zimák et al. 1998).

5.3 Hydrotermální žíly s turmalínem

Turmalín bývá dominantně součástí hydrotermálních žil, ale můžeme se s ním setkat i v bazických vulkanických horninách, horninách vulkanosedimentárních, nebo rudách (Zimák 2004b). S ohledem na dělení struktury ŠHP je hojný výskyt vázán na jeho jižní části (Zimák 1995). Na rozdíl od ostatních výskytů turmalínu v devonu moravskoslezské oblasti (Jesenec, Ponikev, případně vrbenská skupina) zde tyto žíly dosahují podle velikosti úlomků mocností místy až nad 50 cm (Zimák 2004b). Výchozy těchto žil nejsou z této oblasti známé. Úlomky žiloviny se nacházejí v polích a na loukách především mezi obcemi Chabičov, Hlásnice, Krakořice a Řídeč. Jejich úzký vztah k bazickým vulkanitům (případně jejich tufům) se dá předpokládat na základě přítomnosti úlomků těchto hornin společně s úlomky hydrotermálních žil. Vznik těchto žil je spojován stejně jako u rud s konvekčním cirkulačním systémem (Zimák 1995).

Turmalín se nachází v hydrotermálních žilách v asociaci s křemenem a karbonátem, kdy křemen i turmalín tvoří místy přibližně stejný obsah žíly. Karbonát bývá často vyloužen (Zimák 1995). Ovšem například na lokalitě situované asi 1,5 km jz. od Chabičova jsou úlomky žiloviny dominantně tvořeny turmalínem a karbonátem (Zimák 1985). Z hlediska časové posloupnosti tvorby jednotlivých minerálů je turmalín vzhledem k jeho dokonalému omezení vlastními krystalovými plochami a vyhojení jeho příčných puklin karbonátem nebo křemenem nejstarší (Zimák 1995).

Turmalín tvoří dlouhé sloupce, případně jehličky uspořádané do agregátů s paralelní, výjimečně radiálně paprscitou stavbou. Barva turmalínu je černá. Ve výbrusu jeví silný pleochroismus, a to od bezbarvé se žlutým nádechem až po modrou s hnědavě zeleným odstínem (Zimák 1995). Na výše

popsané lokalitě má turmalín v příčném řezu tvar přibližně sférického trojúhelníku a zajímavosti je v tomto řezu projevující se zonálnost. Centrální část krystalu bývá opticky jednoosá, zatímco části okrajové jsou složeny z opticky dvojosých sektorů (Zimák 1985). Z klasifikačního hlediska jsou tyto turmalíny řazeny do skoryl-dravitové řady (Zimák 1995).

5.4 Polymetalické zrudnění

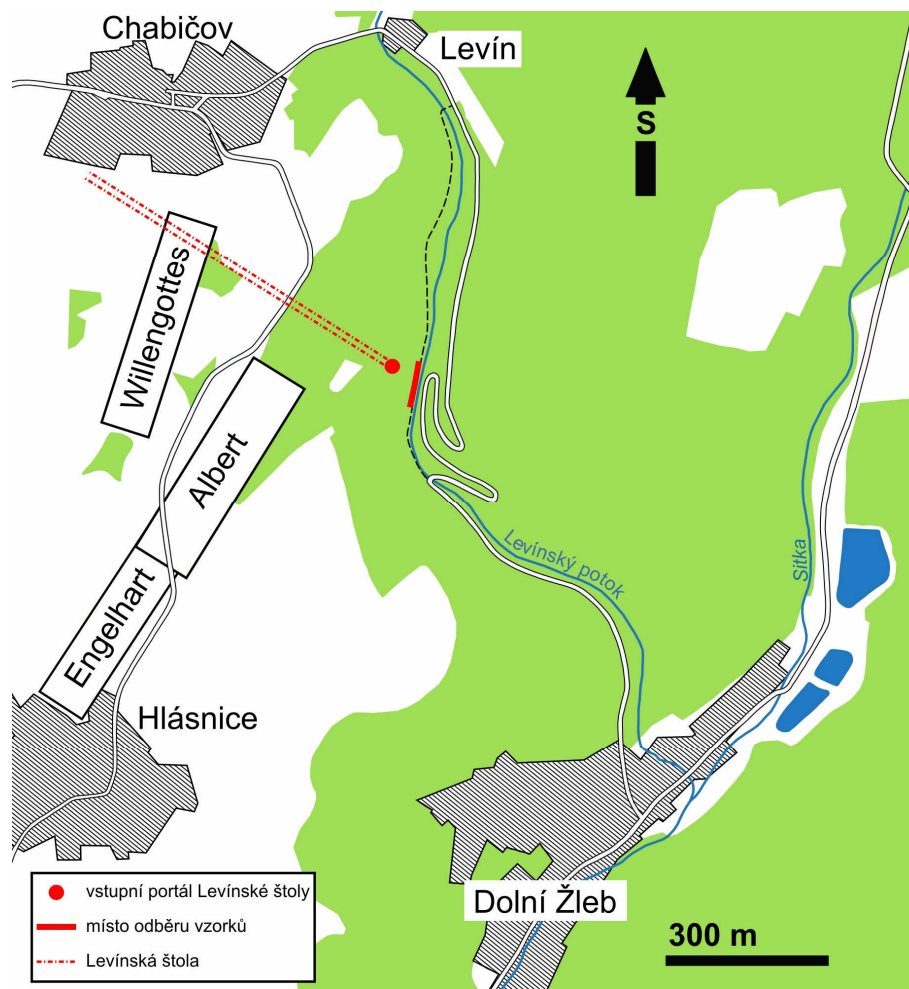
S polymetalickým zrudněním se setkáváme u Ondrášova v lomě ležícím na jz. straně Kočičí hory (původně Katerberg). Zrudnění je zde tvořeno sulfidickými minerály vázanými na žíly pronikající paleobazalty v polštářovém vývinu. Rozlišují se zde žíly dvojího typu: křemenné a karbonátové. Směr žil je přibližně SV-JZ s úklonem 20-50° k SZ (Fojt 1957).

Křemenné žíly dosahují mocnosti do 20 cm a obsahují dutiny, do kterých ční 0,1-40 mm dlouhé krystaly mléčně zakaleného křemene. Karbonátové žíly jsou tvořené jemnozrnným nebo hrubozrnným karbonátem a v menší míře také křemenem. V žilách s hrubozrnným karbonátem se vyskytuje také chlorit a sfalerit a jejich celková mocnost nepřesahuje jednotky cm. Žíly s jemnozrnným karbonátem jsou na sulfidické minerály bohatší, vedle sfaleritu obsahují také galenit, pyrhotin, chalkopyrit a pyrit. Nejhojnější ze sulfidů je sfalerit. Mocnost žíly se pohybuje okolo 4 cm (Fojt 1957).

Se sulfidickým zrudněním se setkáváme i ve dvou vrtech mezi Řídčí a Hlásnicí. První z nich byl realizován na základě zvýšených hodnot poměru K^*U/Th . Vrt dosáhl hloubky 228,4 m, přičemž prošel 90 m mocnou polohou navětralých hornin, mandlovcových paleobazaltů a paleobazaltů s biotitizovaným amfibolem a tufy s vložkami klastických sedimentů. V hloubce 152,2 m byla navrtána brekcie o mocnosti 10-35 cm, tvořená vulkanity s tmelem karbonátového charakteru. Druhý vrt zastihl celkem 6 obdobných poloh uložených v tufech ve hloubkovém intervalu 76,1-112,7 m. V karbonátovém tmelu byl identifikován sfalerit, pyrit, chalkopyrit, pyrhotin a galenit (seřazeno od nejčtenějšího). Pyrit tvoří i agregáty o objemu až cm^3 . Zrudnění je vázáno na vrstevní plochy, představující oslabené zóny horniny. Tyto polohy mají směr SSZ-JJV a úklon 40-50° k VJV (Přichystal - Gnojek 1985). Směr těchto poloh je tedy podobný žílám od Ondrášova.

6 Levínská štola

Je nazvána podle osady Levín, ležící na východním kraji obce Chabičov. Intenzivně se průzkumem Levínské štoly zabýval důlní inženýr Franz Kretschmer. Ten se vedle popisu štoly věnoval také mineralogickým studiím rudy (Kretschmer 1917,1918).



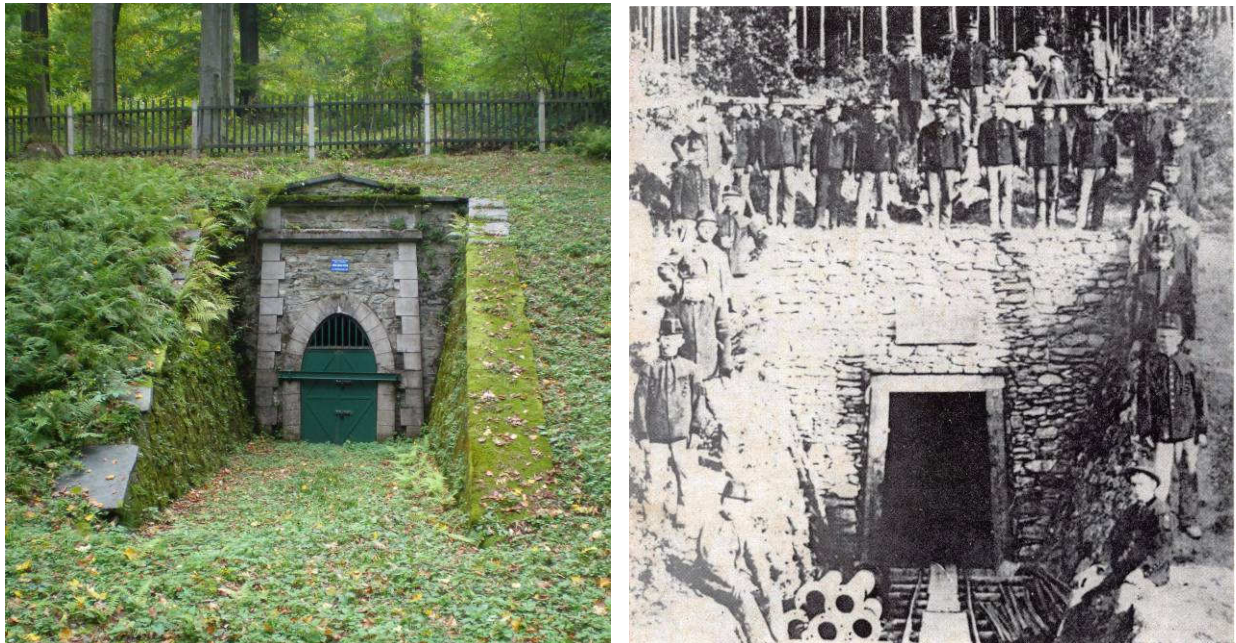
Obr. 8 Mapa s vyznačením průběhu Levínské štoly a důlních měř Willengottes, Albert a Engelhart (upraveno podle Kretschmera 1917).

Levínská štola je ražena z údolí Levínského potoka, které se rozprostírá mezi Chabičovem a Dolním Žlebem (obr. 8). Nadmořská výška vchodu štoly je 374 m.n.m., směr chodby je přibližně SSZ-JJV a délka 643 m. Maximální hloubka je 87,33 m, přičemž hladina podzemní vody je v hloubce 44,6 m. Výsledkem toho je v nejhlubších partiích štoly vydatnost podzemní vody 5 l/s v létě nebo zimě a 10 l/s na jaře a na podzim. To bylo také důvodem intenzivního čerpání v průběhu těžby. Zdrojem pro čerpadla byla původně elektrocentrála dolu Kamínka, následně městská elektrocentrála šternberská (Kretschmer 1917).

Kretschmer (1917) uvádí, že za rok těžby bylo v průměru jedním mužem vytěženo přibližně 1395 metrických centů (139,5 t) čisté rudy. Na základě toho vyčísluje náklady 69,3 haléřů (heller) na těžbu 100 kg rudy. Nejdražšími položkami byla pracovní síla (53,7 haléřů), dřevo na pažení (6 haléřů) a terénní úpravy (5,2 haléřů). Drobnějšími položkami pak byly trhaviny a důlní svítilny.

V mineralogických pracích popisuje Kretschmer (1918) z uvedené lokality nový minerál, který nazývá na počest moskevského velitele mackensit. Charakterizuje jej jako jehličkovitý slabě pleochroický (bezbarvá až světle zelená) s dvojlomem 0,028. Zabývá se také studiem viriditu (popsán v téže práci od důlní míry Prokop) a již v té době popsanych minerálů, zejména thuringitem a stilpnochloranem. Nedaleko Levínské štoly (přibližně 400 m na SV) popisuje rovněž nový minerál, kterým je moravit. Svou práci staví předně na mikroskopickém studiu a podporuje ji chemickými analýzami. Zachař (1983) ztotožňuje mackensit a viridit s ferrostilpnomelanem, moravit označuje jako stilpnomelan a stilpnochloran řadí mezi hydroslídy.

K dnešnímu dni je dobře zachovalý pouze vstupní portál (obr. 9), který je obehnan 1,5 m vysokým plotem. Hlavní halda, nacházející se přímo před vchodem, je zarostlá vegetací a je na ní patrné, že její svrchní část (nacházející se přímo před portálem) byla domodelována. Vedle hlavní haldy se na lokalitě nachází ještě halda menší (50 m na SV od portálu), taktéž zarostlá vegetací. V současné době je štola pod správou vodohospodářů a pod označením Otilie funguje jako vodní zdroj.



Obr. 9 Vstupní portál Levínské štoly. Vlevo fotka aktuální k září 2009, vpravo historický snímek bez blíže určeného data a autora.

7 Metodika

Po literárně rešeršní přípravě zaměřené na geologii jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu a charakteristiku železných rud bylo za nejvhodnější lokalitu pro terénní část bakalářské práce vybráno okolí Levínské štoly.

Terénní etapa, zaměřená na odběr vzorků rud odpovídajících lahn-dillskému typu z okolí Levínské štoly proběhla v roce 2010 (zejména na jaře, v létě a na podzim). Ač jsou obvykle ze všech ložisek hojně popisovány i rudy, dle výše uvedeného členění odpovídající kyselým varietám, z dané lokality i po intenzivním průzkumu nebyly nalezeny. Společně s odběrem vzorků byla spojena i fotografická dokumentace lokality (fotoaparát Olympus FE-230/X790).

Odběr vzorků byl komplikován současným stavem na lokalitě. K dnešnímu dni jsou haldy zarostlé poměrně vzrostlými smrky a překryté vrstvou zeminy, mocnou několik decimetrů. Nakonec se tedy osvědčil odběr vzorků z přilehlé příjezdové cesty, kam byla ruda z hald rozvečena. Samotný odběr proběhl přibližně z padesátimetrového úseku pod hlavní haldou.

Po makroskopickém popisu charakteristických rysů a vytvoření fotografické dokumentace fotoaparátem Olympus FE-230/X790 byly z odebraného materiálu vybrány reprezentativní vzorky pro výrobu leštěných výbrusů.

Výbrusový materiál byl následně podstoupen studiu na polarizačním mikroskopu, umístěném na katedře geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci. Ten umožňuje pozorování v procházejícím, ale i odraženém světle. Při optickém studiu bylo rovněž pořízeno velké množství mikrofotografií, a to prostřednictvím připojeného fotoaparátu Olympus Camedia C-7070WZ. Délka spodní hrany přiložených mikrofotografií je (pokud není uvedeno jinak) 0,8 mm.

Vybrané leštěné výbrusy byly po pokovení analyzovány metodou WDX na elektronové mikrosondě CAMECA SX100 instalované v Brně na společném pracovišti Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity a České geologické služby (analytik: P. Gadas, R. Škoda). Chemické složení sfaleritu, allanitu, ilmenitu, magnetitu a ulvöspinelu bylo stanoveno za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 keV, proud svazku 20 nA a průměr svazku <1 μm. Pro siderit byly podmínky: urychlovací napětí 15 keV, proud svazku 10 nA a průměr svazku 5 μm. Stilpnomelan a chlorit byl analyzován při urychlovacím napětí 15 keV, proudu svazku 10 nA a průměru svazku 4 μm. Jednotlivé prvky byly pro daný minerál stanoveny na základě následujících standardů:

stilpnomelan a chlorit: albit A (Na), almandin (Si, Fe), sanidin (Al, K), MgO (Mg), grossular (Ca), chromit (Cr), benitoite (Ba), Titanit (Ti), spessartin (Mn), vanadinit (V), Ni modified (Ni), NaCl (Cl), topaz (F);

sfalerit: FeS₂ (S, Fe), Ag (Ag), ZnS (Zn), chalkopyrit modified (Cu), pararammelsbergit (Ni, As), Mn (Mn), Co (Co), PbSe (Se), InAs modified (In), sulf1_CdTe (Cd);

siderit: andradite (Ca, Fe), sanidin (K, Si, Al), MgAl₂O₄ (Mg), SrSO₄ (Sr), Baryt (Ba, S), apatit (P), rhodonit (Mn), gahnite (Zn);

allanit: albit A (Na), Mg₂SiO₄ (Mg), almandin (Fe, Si), sanidin (Al, K), YAG (Y), SrSO₄ (Sr), LaB₆ (La), CeAl₂ (Ce), baryt (Ba), U (U), fluorapatite modified (P), grossular (Ca), Th (Th), titanit (Ti), spessartin (Mn), NdPO₄ (Nd), SmF₃ (Sm), PrF₃ (Pr), DyPO₄ (Dy), ErPO₄ (Er), GdPO₄ (Gd), topaz (F), YbPO₄ (Yb), PbS (Pb), zirkon (Zr), EuPO₄ (Eu);

ilmenit: MgO (Mg), na sanidin (Si, Al), chromit (Cr), Sn (Sn), almandin (Fe), spessartin (Mn), V (V), titanit (Ti, Ca), columbit_ivigtut (Nb), ScVO₄ (Sc), CrTa₂O₆ (Ta), gahnite (Zn), zirkon (Zr), W (W);

magnetit a ulvöspinel: hematit (Fe), Ni (Ni), V (V), rhodonit (Mn), TiO (Ti), MgAl₂O₄ (Mg), gahnite (Zn), sanidin (Si), chromit (Cr), andradite (Ca).

Přepočet analýz byl proveden prostřednictvím programu MS Excel 2003. U magnetitu a ulvöspinelu bylo celkové Fe rozpočteno na Fe²⁺ a Fe³⁺, tak aby suma trojmocných kationtů byla rovna 2 apfu. Jednotlivé mapy byly pro potřeby bakalářské práce překreslovány v programu pro práci s vektorovou grafikou Inkscape 0.48.1 r9760. Stanovení plošného zastoupení jednotlivých souvrství bylo provedeno prostřednictvím programu ImageJ 1.44p, který umožňuje z označené plochy odečíst množství pixelů.

8 Makroskopický popis

Makroskopicky je ruda celistvá s kompaktní texturou. Jen ojediněle jsou pozorovatelné drobné šupinky fylosilikátů. Vrstevnatost stejně jako přednostní orientace fylosilikátů nebyla na odebraných vzorcích pozorována. Barva je proměnlivá, a to od šedozelené přes tmavě zelenou až téměř k černé. První, co upoutá, je o poznání větší hmotnost než u vzorků petrografických dané lokality. Jedná se také o materiál velice houževnatý, na kterém je po fragmentaci patrný zcela nepravidelný odlom. V případě některých vzorků dochází k fragmentaci podél oslabených dislokovaných ploch, vyhojených karbonátovými žilkami.

Karbonátové žilky jsou obvykle makroskopicky dobře patrné a jejich mocnost je proměnlivá. Nejhojnější jsou žilky řádově v jednotkách mm, tvořené jemnozrnným karbonátem. Méně časté jsou žilky mohutnější, tvořené hrubozrnným karbonátem uzavírajícím automorfně vyvinuté tabulky stilpnomelanu (obr. 10). WDX analýza ukázala, že karbonát vyplňující pukliny nejčastěji odpovídá kalcitu. Jednotlivé tabulky stilpnomelanu dosahují rozměru až 5 mm a je na nich dobře patrná dokonalá štěpnost podle báze. Přechod mezi rudou a hydrotermální mineralizací (představovanou karbonátem se stilpnomelanem) je vždy zprostředkován příčně k tomuto rozhraní orientovanými tabulkami stilpnomelanu, které jsou vůči sobě paralelně uspořádány podle bazální plochy. V případě, že se v rudě vyskytují větší zrna sulfidů jako pyritu, či chalkopyritu, jsou makroskopicky dobře patrná pro svůj charakteristický lesk.



Obr. 10 Makrofotografie rozhraní stilpnomelanové rudy a hydrotermální mineralizace. Viditelná je také štěpnost karbonátu podle klence a jednotlivé šupinky stilpnomelanu. Vzorek LE 18.

9 Mikroskopické studium a WDX analýzy

Mikroskopickým studiem výbrusů rudních vzorků byly stanoveny jednotlivé minerální asociace, které jsou uvedené v tab. 2. Pořadí minerálu odpovídá přibližně jeho četnosti. První minerál (tučně označen) z výčtu je tedy v daném výbrusu dominantní, z tohoto pohledu je viditelná naprostá převaha stilpnomelanu, karbonátu a chloritu ve zkoumaných vzorcích. Magnetit se nachází pouze ve třech výbrusech. Jeho zastoupení je však natolik hojné, že tyto vzorky představují rudu s nejvyšší kovnatostí. Jak je patrné, velká část výbrusového materiálu se tak liší v podstatě pouze poměrným zastoupením jednotlivých minerálů.

Vzorkem LE 22 prochází úhlopříčně celou délkou výbrusu karbonátová žilka o mocnosti přibližně 10 mm, to je také důvod převahy karbonátu. Mocnější žilka je přítomna i ve výbrusovém materiálu LE 10.

Označení výbrusu	Minerální asociace
LE 5	chlorit , stilpnomelan, oxy-hydroxidy Fe, hematit
LE 10,13	stilpnomelan , karbonát, magnetit, chlorit
LE 16	stilpnomelan , karbonát, chlorit, křemen, sfalerit, pyrit, chalkopyrit
LE 17	karbonát , stilpnomelan, chlorit, pyrit
LE 18	stilpnomelan , karbonát, chlorit, pyrit, chalkopyrit
LE 19	chlorit , ilmenit, allanit-(Ce)
LE 20	stilpnomelan , karbonát, chlorit
LE 21	stilpnomelan , magnetit, hematit, ulvöspinel, ilmenit, rutil, siderit
LE 22	karbonát , hematit, chlorit, stilpnomelan, křemen

Tab. 2 Minerální asociace stanovené na základě mikroskopického studia jednotlivých vzorků (u vybraných výbrusů upřesněno WDX analýzami).

9.1 stilpnomelan

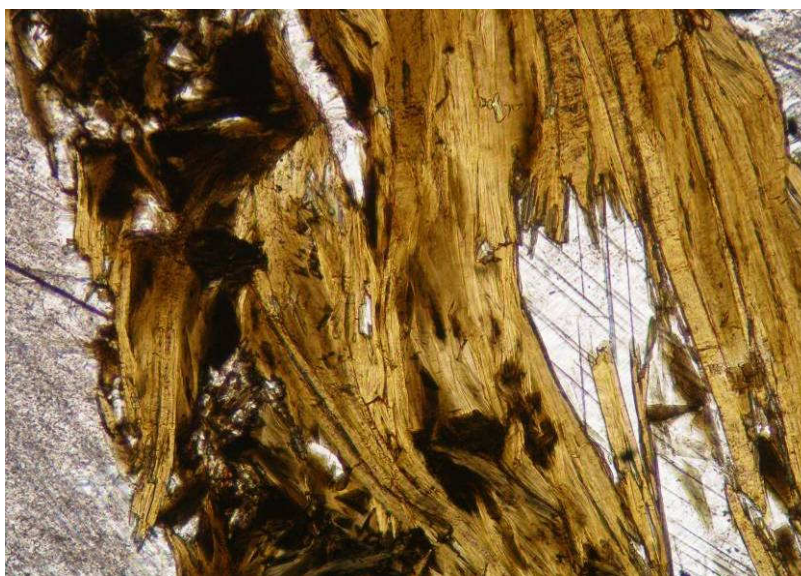
Stilpnomelan tvoří vždy tabulky s vysokým stupněm automorfie, které se však ve výbrusech vlivem různě orientovaných řezů jeví jako jehličky, sloupce či lišty. Často je na řezech stilpnomelanem patrné postupné vyklínění směrem k okraji, vedoucí k čokovitému tvaru. Jednotlivé tabulky mohou být zprohýbané, případně přerušené a proměnlivých rozměrů (od několika μm až po jednotky mm, a to i v rámci jednoho výbrusu). V případě drobných tabulek se dá hovořit až o monominerálních masách.

Vzájemná orientace jednotlivých tabulek může být zcela chaotická, ale například na kontaktu mezi karbonátovými žilkami je vždy pozorován lem, tvořený podle bazální plochy paralelně uspořádanými tabulkami stilpnomelanu, které jsou vůči rozhraní orientovány kolmo. Velmi časté je uspořádání stilpnomelanu do vějířovitých agregátů, někdy tvoří jen neprůběžné smouhy v karbonátu. Případně se jedná o velká individua obklopená karbonátem.

Stejně jako rozměry je silně proměnlivý i pleochroismus. Ve výbruse LE 18, kde je zachyceno rozhraní mezi hydrotermální mineralizací a samotnou rudou, jsou dva typy stilpnomelanů, lišící se právě pleochroismem. Stilpnomelan hydrotermální mineralizace vykazuje velice silný pleochroismus od světle hnědé až po téměř černou (obr. 11), proto na základě optických vlastností je možné označit jej za feristilpnomelan. Naproti tomu v samotné rudě jsou stilpnomelany odpovídající optickými vlastnostmi ferostilpnomelanu, tedy pleochroismus střední, a to od téměř bezbarvé, případně lehce zelené po zelenou. Monominerální masy jsou nepleochroické a jejich barva je obvykle tmavě zelená nebo tmavě hnědá. Absence pleochroismu je způsobena překládáním více tabulek v různé optické orientaci přes sebe.

Na větších tabulkách je patrná dokonalá štěpnost podle bazální plochy. Interferenční barvy dosahují až červené druhého řádu. Někdy jsou přehlušeny vlastním pleochroismem. Interferenční barvy monominerálních mas jsou rovněž přehlušeny vlastní barvou. Společně s karbonátem a chloritem je součástí jemnozrnné základní hmoty. Ve výbruse LE 22 bylo pozorováno zatlačování stilpnomelanu chloritem. K zatlačování dochází bez jakékoliv přednosti. Stilpnomelan může být zatlačován také oxy-hydroxidy železa.

WDX analýzy, uvedené v tab. 3, umožňují srovnat stilpnomelany různých optických vlastností. Nicméně pro klasifikaci je nutno znát kvantitativní zastoupení Fe^{2+} a Fe^{3+} , které z WDX analýz nezjistíme. Stilpnomelan se silným pleochroismem obsahuje více Mg (0,260 apfu) než K (0,138 apfu), dále 0,040 apfu Ca a oproti stilpnomelanu se středním pleochroismem méně Fe (2,335 apfu) a více Ba (0,005 apfu). Stilpnomelany slabšího pleochroismu obsahují 0,023-0,027 apfu Ca, více K (0,207-0,249 apfu) než Mg (0,200-0,198 apfu) a 2,429-2,445 apfu Fe. Na mezi detekce se pohybují Mn, Cr, Ni a Ti.



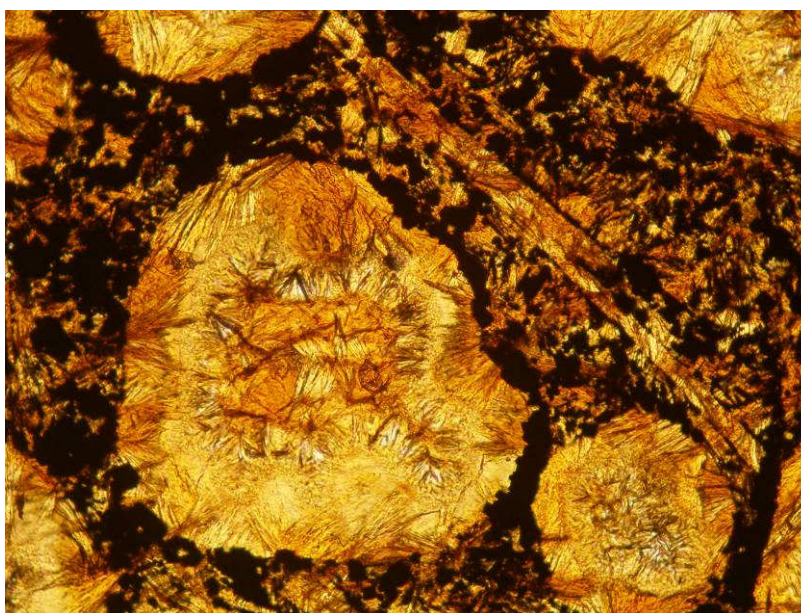
Obr. 11 Silně pleochroické tabulky stilpnomelanu s pozorovatelnou dokonalou štěpností. Silně zakalený karbonát (vlevo) a s vyvinutými tlakovými lamelami (vpravo). Výbrus LE 18, PPL.

výbrus	LE 16	LE 16	LE 18	LE 18	LE 18	LE 18
bod	1	2	12	13	14	15
Na ₂ O	0,14	0,14	0,24	0,10	0,31	0,54
SiO ₂	45,87	45,66	45,16	45,40	44,51	43,67
Al ₂ O ₃	5,65	5,79	6,24	5,28	5,73	5,70
MgO	1,67	1,64	2,14	2,15	2,23	2,31
K ₂ O	2,42	2,00	1,33	1,10	2,18	2,56
CaO	0,27	0,31	0,46	0,48	0,36	0,39
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
BaO	0,05	0,03	0,16	0,03	0,12	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
FeO	36,31	35,88	34,23	34,48	34,12	35,15
MnO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,05
NiO	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00
Cl	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
F	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
suma	92,49	91,57	90,05	89,10	89,60	90,44
Na ⁺	0,022	0,022	0,038	0,016	0,050	0,087
Si ⁴⁺	3,693	3,697	3,683	3,739	3,677	3,614
Al ³⁺	0,536	0,553	0,600	0,513	0,558	0,556
Mg ²⁺	0,200	0,198	0,260	0,264	0,275	0,285
K ⁺	0,249	0,207	0,138	0,116	0,230	0,270
Ca ²⁺	0,023	0,027	0,040	0,042	0,032	0,035
Cr ³⁺	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Ba ²⁺	0,002	0,001	0,005	0,001	0,004	0,000
Ti ⁴⁺	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe ^{tot.}	2,445	2,429	2,335	2,375	2,357	2,433
Mn ²⁺	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V ³⁺	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003
Ni ²⁺	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000
Catsum	7,174	7,139	7,104	7,069	7,183	7,284
Cl	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003
F	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
O	10,992	10,997	10,997	10,996	10,997	10,989
Ansum	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000

Tab. 3 Chemismus stilpnomelanů (WDX, hm. %); Jednotlivé prvky jsou přepočteny na bázi 11 atomů kyslíku. Celkové Fe jako FeO a Fe^{tot.}.

Ve vzorku LE 21 tvoří stilpnomelan výplň reliktních struktur (obr. 12), které jsou ohraničené nesouvislým lemem izometrických zrn magnetitu. Není možné určit, zda byla původní fáze zatlačována stilpnomelanem, nebo jestli došlo k vyloužení původních minerálů a ke vzniku dutin oválného, kulovitěho, lištovitěho, zcela nepravidelného, nebo extrémně až trojúhelníkovitého tvaru, následně zaplňovaných stilpnomelanem. Nejvíce je struktura podobná strukturám oolitických rud. Zajímavá je jistá zákonitost v uspořádání stilpnomelanu, který tvoří výplň popsanych oválných až kulovitých útvarů (rozměr výplně dosahuje až 2 mm).

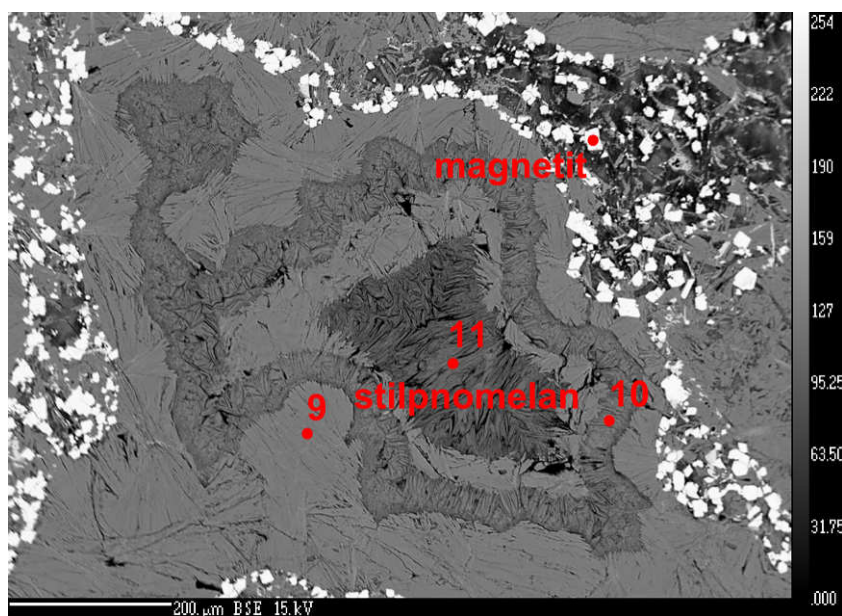
Stilpnomelan je možné v rámci jednoho útvaru rozčlenit do několika zón s koncentrickou stavbou. Tyto zóny se liší chemismem i uspořádáním jednotlivých tabulek. Pleochroismus je u všech tabulek stejně silný (světle žlutá až tmavě hnědá). Maximálně je možné rozlišit tři lemy a samotný střed. Okraj (1. lem) je tvořen vějířovitě až paralelně uspořádanými tabulkami, které směrem do středu přechází v 2. lem složený z drobných šupinek, na ty vždy nasedá stilpnomelan s paralelním, méně vějířovitým uspořádáním. 3. lem je tvořen nepravidelně uspořádanými vějířovitými agregáty a střed představují opět paralelně uspořádané tabulky stilpnomelanu. K zaplňování nebo zatlačování docházelo od okrajů směrem ke středu, protože v případě menšího počtu výše uvedených lemů je chemismus dvou různých útvarů takřka totožný směrem od okraje ke středu, nikoliv naopak. Rozdíl v chemismu se nejvýrazněji projevuje v poměru mezi Al a Si, méně pak v zastoupení Mg, Ca, K a Na.



Obr. 12 Stilpnomelanové výplně reliktní struktury, lemované opakní fází. Výbrus LE 21, PPL.

Chemismus jednoho útvaru tvořeného třemi lemy a plným středem (obr. 13) z pohledu Al a Si je následující (tab. 4): 1. lem Si 3,564 apfu a Al 0,723 apfu. U druhého lemu ubývá množství Si (3,029 apfu) na úkor Al (1,360 apfu). 3. lem bohužel nebyl analyzován, z fotografie v odražených

elektronech se dá na základě stejné odraznosti (stejného odstínu šedi) pouze dohadovat, že je zastoupení Al a Si shodné s 1. lemem. Střed je na Al nejbohatší (1,655 apfu), obsah Si je podobný 2. lemu (3,014 apfu). Směrodatná odchylka sumy Al a Si celé stilpnomelanové výplně je při přepočtu na 11 O 0,13 apfu. Podobný trend jako u Al je pozorovatelný i u Ca, 1. lem 0,023 apfu, 2. lem 0,139 apfu, střed 0,147 apfu. Jistá zákonitost je i v zastoupení K a Mg. V prvním lemu je obsah K nejvyšší (0,158 apfu) a Mg nejnižší (0,209), v druhém je K nejnižší (0,094 apfu) a naopak Mg nejvyšší (0,338 apfu), z třetího nejsou k dispozici data a střed představuje přibližně aritmetický průměr 1. a 2. lemu K 0,130 apfu, Mg 0,277 apfu. Pro srovnání: aritmetický průměr 1. a 2. lemu je u K 0,127 apfu a Mg 0,273 apfu. Podobně jako K chová se i Na. Fe směrem do středu klesá. Množství Cr, Ti, Mn a V se pohybuje na mezi detekce.



Obr. 13 Stilpnomelanová výplň s naznačenými body analýz, které odpovídají tab. 4. Strříbřitě bílé jsou oxidy Fe a Ti, zejména pak magnetit ulvöspinel, ilmenit a rutil. Vý Brus LE 21, BSE.

vý Brus	LE 21	LE 21	LE 21	LE 21	LE 21	LE 21	LE 21
bod	5	6	7	8	9	10	11
Na ₂ O	0,35	0,13	0,29	0,03	0,19	0,08	0,19
SiO ₂	44,95	36,56	43,35	34,74	41,53	35,12	35,90
Al ₂ O ₃	5,95	15,60	7,07	14,59	7,15	13,38	16,72
MgO	2,54	2,98	1,65	2,75	1,63	2,63	2,21
K ₂ O	1,84	1,12	1,43	1,13	1,44	0,85	1,21
CaO	0,48	1,69	0,23	1,56	0,25	1,50	1,63
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
BaO	0,11	0,05	0,05	0,02	0,01	0,00	0,02
TiO ₂	0,03	0,05	0,01	0,04	0,01	0,03	0,04
FeO	33,81	30,27	32,23	31,02	34,24	32,72	28,13

MnO	0,03	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,02
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04
NiO	0,00	0,07	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00
Cl	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00	0,02	0,03
F	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,05	0,03
suma	90,12	88,62	86,41	85,99	86,47	86,45	86,17
Na ⁺	0,055	0,021	0,048	0,005	0,032	0,013	0,031
Si ⁴⁺	3,673	3,018	3,664	2,989	3,564	3,029	3,014
Al ³⁺	0,573	1,518	0,704	1,480	0,723	1,360	1,655
Mg ²⁺	0,309	0,367	0,208	0,353	0,209	0,338	0,277
K ⁺	0,192	0,118	0,154	0,124	0,158	0,094	0,130
Ca ²⁺	0,042	0,149	0,021	0,144	0,023	0,139	0,147
Cr ³⁺	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ba ²⁺	0,004	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001
Ti ⁴⁺	0,002	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,003
Fe ^{tot.}	2,310	2,089	2,278	2,232	2,457	2,360	1,975
Mn ²⁺	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001
V ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003
Ni ²⁺	0,000	0,005	0,003	0,001	0,000	0,002	0,000
Catsum	7,162	7,290	7,084	7,333	7,168	7,341	7,235
Cl	0,003	0,004	0,003	0,006	0,000	0,003	0,004
F	0,000	0,016	0,000	0,011	0,000	0,014	0,008
O	10,997	10,980	10,997	10,983	11,000	10,983	10,988
Ansum	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000

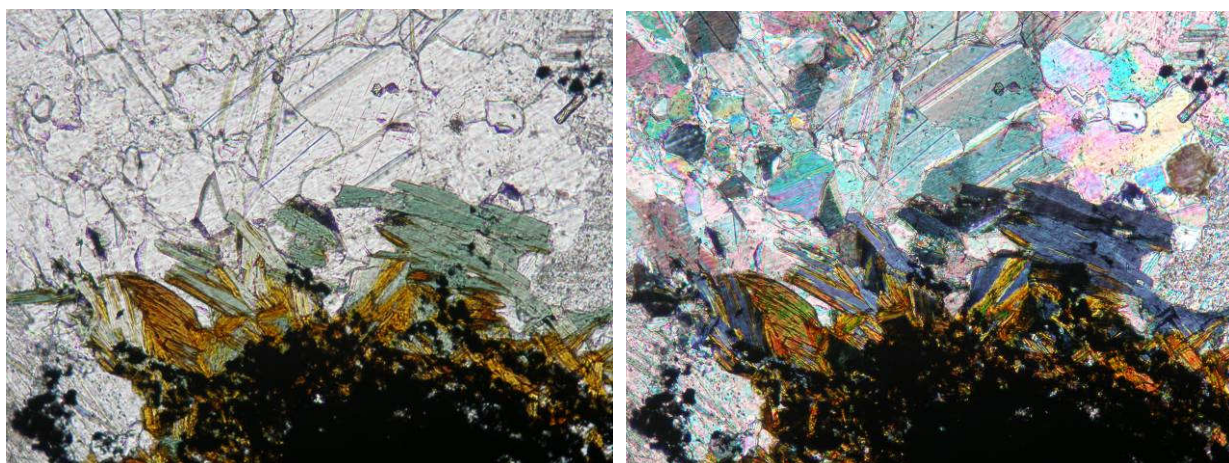
Tab. 4 Chemismus stilpnomelanů výbrusu LE 21 (WDX, hm. %). Jednotlivé prvky jsou přepočteny na bázi 11 atomů kyslíku. Celkové Fe jako FeO a Fe^{tot.}.

9.2 chlorit

Chlorit je jen zřídka ve výbruse zastížen v podobě automorfně omezených tabulek, spíše tvoří monominerální masy. V tomto případě je identifikace jednotlivých tabulek obtížná. Monominerální masy představují ve výbrusech plošně velké útvary nepravidelného tvaru, s lemem tvořeným hypautomorfně až automorfně omezenými zrny karbonátu. Pouze v jednom výbruse (LE 22) má chlorit podobu automorfně omezených tabulek (délka až 0,2 mm, šířka až 0,04 mm). To je způsobeno zatlačováním stilpnomelanu a chlorit tak představuje pseudomorfózu po stilpnomelanu. Ojedinele jsou drobné tabulky chloritu seskupeny podle báze a dávají tak vzniknout červíkovitým agregátům v karbonátu. Ať již volně rozptýlené v karbonátu, nebo v rámci monominerálních mas jsou obvykle tabulky chloritu jen chaoticky rozmístěné. Na větších tabulkách a červíkovitých agregátech je pozorovatelná dokonalá štěpnost podle báze. Ve výbruse LE 19 se objevují

hypautomorfně omezené tabulky (rozměr 0,0X mm) uspořádané do vějířovitých agregátů, uložených v jemnozrnné chloritové hmotě. Ve stejném vzorku tvoří chlorit také lemy okolo ilmenitových tabulek.

Pleochroismus chloritu je obvykle slabý a pohybuje se od bílé s nádechem zelené, případně bezbarvé, po žlutozelenou. U výbrusu LE 22 (obr. 14) je pleochroismus o poznání silnější, ale i tak spíš středně silný, a to od bílé s nádechem žluté po modrozelenou. U monominerálních mas je barva zelená. Interferenční barvy jsou nízké a dosahují bílé I. řádu. Pokud jsou anomální, odpovídají modré nebo fialově modré.



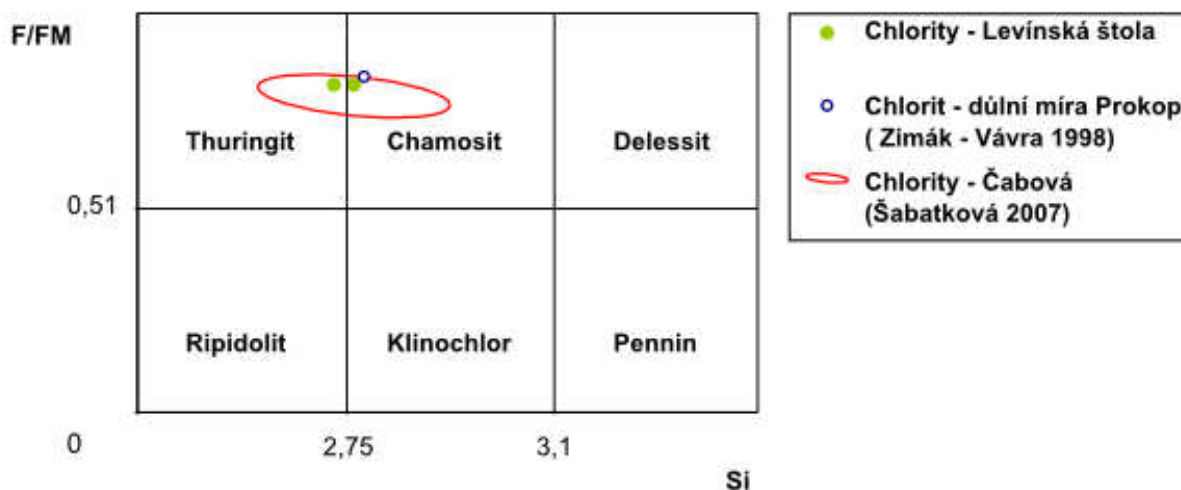
Obr. 14 Pleochroismus a anomálně fialově-modré interferenční barvy chloritu, zatlačujícího stilpnomelan. Xenomorfní zrna karbonátu a opakní fáze reprezentována hematitem. Výbrus LE 22, vlevo PPL, vpravo XPL.

Analyzované chlority vzhledem k jejich vhodnému vývinu umožnily i předběžné určení chemismu na základě optických vlastností. Na vybrané tabulce byl stanoven pozitivní ráz délky, znamenající negativní charakter minerálu. To poukazuje na chlorit bohatý Fe, což potvrdila i WDX analýza (tab. 5). Dle Melkovy (1965) klasifikace (obr. 15) se dva analyzované chlority pohybují na rozhraní pole thuringitu a chamositu, přičemž jeden náleží chamositu a druhý thuringitu. U poměru F/FM představuje F sumu celkového Fe, Mn a Cr a FM sumu celkového Fe, Mn, Cr a Mg. Za Fe bohatý chlorit se dá považovat i chlorit ve vzorku LE 22, kde byl na tabulkách rovněž stanoven pozitivní ráz délky. Bližší zařazení do pole thuringit, chamosit nebo delessit však bez znalosti obsahu Si není možné.

výbrus	LE 19	LE 19	výbrus	LE 19	LE 19
bod	3	4	bod	3	4
Na ₂ O	0,00	0,11	Na ⁺	0,000	0,025
SiO ₂	23,91	24,08	Si ⁴⁺	2,730	2,766
Al ₂ O ₃	19,80	19,37	Al ³⁺	2,665	2,623
MgO	4,87	4,80	Mg ²⁺	0,829	0,822

K ₂ O	0,01	0,11	K ⁺	0,001	0,016
CaO	0,06	0,12	Ca ²⁺	0,007	0,015
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	Ti ⁴⁺	0,007	0,003
BaO	0,00	0,00	Fe ^{tot.}	3,684	3,662
TiO ₂	0,08	0,04	Mn ²⁺	0,003	0,004
FeO	38,58	38,12	V ³⁺	0,001	0,002
MnO	0,03	0,04	Ni ²⁺	0,003	0,000
V ₂ O ₃	0,01	0,02	Catsum	9,931	9,938
NiO	0,03	0,00	Cl	0,002	0,004
Cl	0,01	0,02	O	13,998	13,996
F	0,00	0,00	Ansum	14,000	14,000
suma	87,39	86,83	F/FM	0,82	0,82

Tab. 5 Chemismus chloritů (WDX, hm. %). Přepočítání jednotlivých prvků je provedeno na základě 14 atomů kyslíku. Celkové Fe jako FeO a Fe^{tot.}.



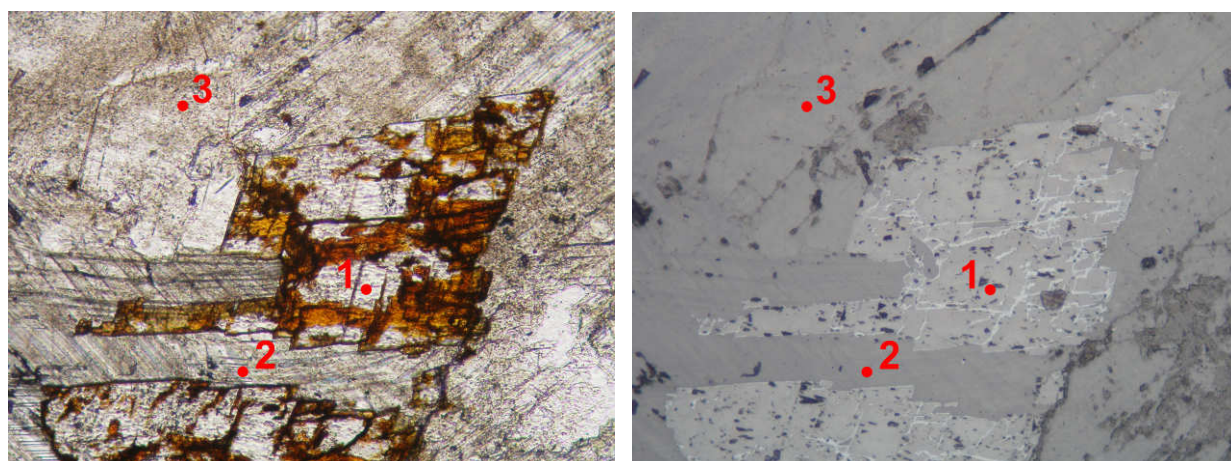
Obr. 15 Klasifikační diagram chloritů dle Melky (1965).

9.3 karbonát

Karbonát tvoří téměř výhradně izometrická zrna obvykle uspořádaná do žilek. Omezení je xenomorfní, jen zrna, která nejspíš původně čněla do dutin, jsou omezena automorfně. Automorfně omezený karbonát formuje lem kolem monominerálních mas, případně se nachází na kontaktu s křemenem. Karbonát hojně tvoří drobná, mikroskopicky neidentifikovatelná zrna základní hmoty. V žilkách se setkáváme naopak s hruběji zrnitým. Je bezbarvý, obvykle zakalený. Minerální inkluzí může být v karbonátu kterýkoliv z uvedených minerálů. Patrná je dokonalá štěpnost podle klence. Interferenční barvou je bílá vyššího řádu. Na velké části zrn jsou viditelné tlakové lamely. Ty jsou zcela rovné, někdy lehce ohnuté, extrémně až stočené. Karbonátem, který zcela převládá, je kalcit, vedle něj byla prokázána přítomnost i sideritu. Průměrná hodnota Fe všech analyzovaných sideritů

je 0,872 apfu se směrodatnou odchylkou 0,056 apfu. Z ostatních kationtů je zastoupen předně Mg (v průměru 0,076 apfu, směrodatná odchylka 0,026 apfu), dále Ca, Mn a K (pořadí dle zastoupení). Množství Zn, Ba, S, P a Sr je tak nepatrné, že mnohdy nepřekoná samotnou detekční chybu. V analyzovaném bodě 18 a 22 je narozdíl od bodů ostatních vidět nárůst množství Si, který je spojen s nárůstem Al. To je nejspíš způsobeno přítomností minerální inkluze některého z filosilikátů.

Ve výbruse LE 10 byly identifikovány hned tři generace karbonátu (obr. 16). První generaci představuje zrno automorfně omezené, s limonitizovanými štěpnými trhlinami - trhliny jsou markantní v RL (v odraženém světle) v důsledku lepší reflexe limonitu než karbonátu. Druhá generace toto zrno tmelí v částech, kde došlo k fragmentaci. Jeho tvar je přibližně sloupcovitý s hypautomorfním omezením (přejímá tvar podle trhliny, kterou tmelí) a tlakovými lamelami. Třetí generací jsou zrna izometrická, zcela xenomorfní a nejlépe odpovídající výše popsanému „průměrnému“ karbonátu. Jejich zastoupení je proto nejhojnější.



Obr. 16 Tři generace karbonátu (generace označeny čísly) s různým stupněm automorfie, dobře patrné jsou limonitizované štěpné trhliny, které mají lepší reflexi v odraženém světle než karbonát. Výbrus LE 10, vlevo PPL, vpravo RL.

Zajímavě je karbonát vyvinut ve výbruse LE 20. Vedle zcela xenomorfních izometrických zrn, která jsou součástí žilek, jsou přítomna zrna zcela nepravidelně distribuovaná v rámci celé plochy výbrusu a volně uložená ve stilpnomelan-chloritové jemnozrně hmotě. Zrna jsou izometrická, v řezu přibližně čtvercová, nebo tvaru šestiúhelníku. Vykazují sklon k automorfii, nicméně na jednotlivých okrajích jsou pozorovatelné nerovnosti, připomínající nepravidelné okraje magmaticky korodovaného křemene. Zrna neobsahují tlakové lamely a jsou mnohem více zakalená oproti karbonátu formujícího žilky.

výbrus	LE 16	LE 16	LE 16	LE 16	LE 21	LE 18	LE 18	LE 18
bod	16	17	18	19	20	21	22	23

CaO	0,52	1,27	0,90	1,09	0,83	0,58	0,91	0,79
K ₂ O	0,01	0,03	0,02	0,15	0,00	0,01	0,12	0,04
FeO	59,99	55,84	59,86	54,64	55,25	57,85	55,98	57,67
MgO	1,26	3,68	1,33	3,45	4,11	3,23	2,45	2,80
SiO ₂	0,10	0,03	0,02	3,15	0,23	0,03	2,48	0,23
SrO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,32	0,01	0,02	0,36	0,03
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
SO ₃	0,03	0,06	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01
MnO	0,12	0,20	0,07	0,28	0,64	0,29	0,12	0,11
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00
suma	62,04	61,11	62,25	63,16	61,14	62,10	62,44	61,71
Ca ²⁺	0,011	0,025	0,018	0,020	0,016	0,011	0,017	0,016
K ⁺	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,001
Fe ^{tot.}	0,947	0,866	0,941	0,771	0,851	0,892	0,818	0,894
Mg ²⁺	0,035	0,102	0,037	0,087	0,113	0,089	0,064	0,077
Si ⁴⁺	0,002	0,001	0,000	0,053	0,004	0,001	0,043	0,004
Al ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,007	0,001
Mn ²⁺	0,002	0,003	0,001	0,004	0,010	0,005	0,002	0,002
Catsum	0,997	0,997	0,998	0,944	0,994	0,997	0,954	0,994
O	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Ansum	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Tab. 6 Chemismus sideritů (WDX, hm. %). Přepočítání prvků je provedeno na bázi 1 atomu kyslíku. Celkové Fe jako FeO a Fe^{tot.}.

9.4 pyrit

Jen ojediněle je ve výbruse zastížen v podobě xenomorfně omezených zrn. Typická jsou izometrická zrna s automorfním omezením (geometrie průřezů naznačuje, že jde o hexaedrické krystaly). Často je pyrit rozpraskán systémem nepravidelných trhlin. Zrna jsou zpravidla izolovaná, někdy však tvoří i složité agregáty, složené z jednotlivých krychliček. V odraženém světle má světle mosazně žlutou barvu. Zrna pyritu hojně obsahují inkluze okolních minerálů.

Zajímavý vývin má pyrit hydrotermální mineralizace výbrusu LE 18, kde žilkovitě proniká po štěpných trhlinách do stílpnomelanu. V jednom konkrétním případě tmelí přerušenu tabulku stílpnomelanu a uzavírá v sobě drobné fragmenty téhož minerálu (obr. 17).



Obr. 17 Xenomorfně omezený pyrit, žilkovitě pronikající po štěpných trhlinách stilpnomelanu. Výbrus LE 18, RL.

9.5 sfalerit

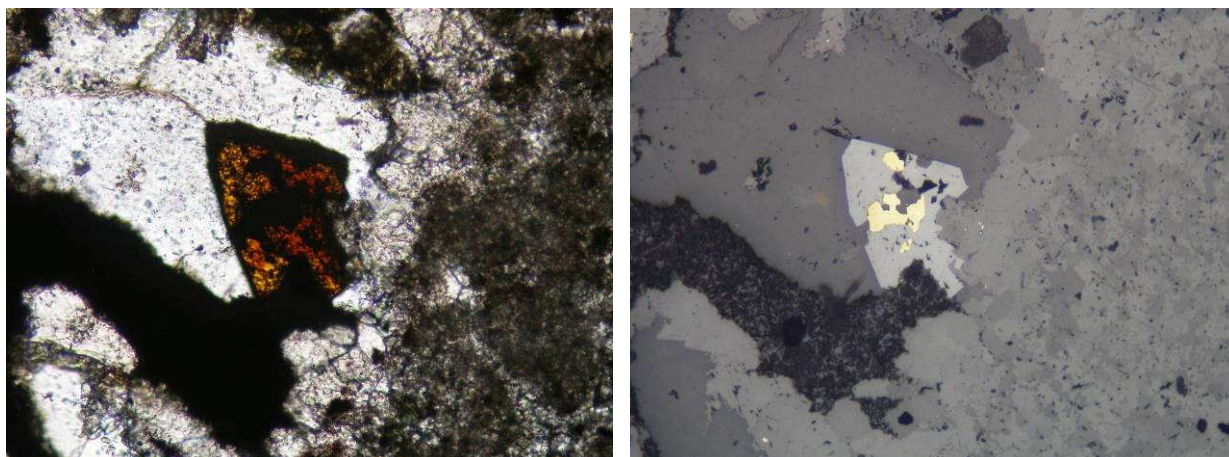
Byl opticky a následně analyticky identifikován ve výbrusech LE 16, 18. V rámci výbrusu LE 16 je možné rozlišit dva morfologicky odlišné typy sfaleritu:

I. typ je omezen zcela xenomorfně, jednotlivá zrna jsou izometrická a oproti II. typu jsou menší (0,0X mm). Z hlediska vztahu k ostatním minerálům se vyskytují výhradně v jemnozrnné mase, zastoupené směsí karbonátu a drobnými tabulkami stilpnomelanu, případně chloritu.

II. typ tvoří opět zrna izometrická (až 0,2 mm), ale oproti I. typu hypautomorfně-automorfně omezená. Jsou vázána výhradně na kontakt s křemenem, přičemž alespoň jedna strana je spojena s výše popsanou jemnozrnnou hmotou (obr. 18). Automorfie je nejspíš spojena s krystalizací do dutin, které byly následně nebo současně zaplňovány křemenem.

Barva sfaleritu v PPL je hnědočervená, v RL je světle šedá. Jednotlivá zrna jsou porušena nepravidelnými trhlinami. V jednom zrně byla pozorována inkluze chalkopyritu.

Sfalerit je poměrně „čistý“ (61,11-59,46 hm. % Zn). Z běžných příměsí je přítomno Fe (4,23-5,94 hm. %) a menší množství Cd (až 0,07 hm. %). Z méně častých je to Cu (0,04 hm. %) a Co (0,02-0,07 hm. %). Ostatní prvky (Ag, Ni, Mn, As, Se a In) se pohybují na mezi detekce (tab. 7).



Obr. 18 Hypautomorfne omezený sfalerit s inkluzí xenomorfního chalkopyritu, společně s křemenem, karbonátem a směsí fylosilikátů. Výbrus LE 16, vlevo PPL, vpravo RL

výbrus	LE 16	LE 16	výbrus	LE 16	LE 16
bod	24	25	bod	24	25
S	31,69	31,70	S	1,000	1,000
Ag	0,00	0,00	Zn	0,946	0,920
Zn	61,11	59,46	Fe	0,077	0,108
Fe	4,23	5,94	Cu	0,000	0,001
Cu	0,00	0,04	Co	0,000	0,001
Ni	0,00	0,01	Cd	0,001	0,001
Mn	0,02	0,00	Catsum	1,023	1,030
Co	0,02	0,07	S	1,000	1,000
As	0,02	0,00	Ansum	1,000	1,000
Se	0,00	0,02			
In	0,00	0,00			
Cd	0,07	0,09			
suma	97,16	97,33			

Tab. 7 Chemismus sfaleritů (WDX, hm. %). Jednotlivé prvky stanoveny na základě 1 síry.

9.6 chalkopyrit

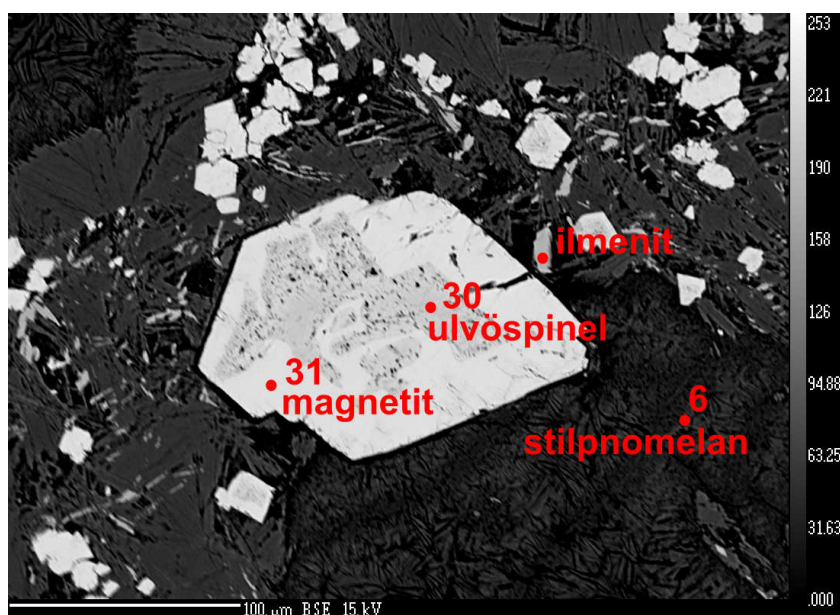
Omezení chalkopyritu je vždy xenomorfní. Zrna mají izometrický, případně tabulkovitý tvar. Barva v odraženém světle je mosazně žlutá. Chalkopyrit je celistvý bez viditelných trhlin.

9.7 magnetit

Zrna magnetitu jsou izometrická, v řezu nejčastěji čtvercového, nepravidelného, ojediněle trojúhelníkovitého tvaru; méně častá jsou drobná xenomorfní anizometrická zrna. Pro magnetit je charakteristické automorfne omezení, které je někdy narušeno zářezy tvaru V. Jednotlivé plochy bývají zaoblené. Ve výbruse se vyskytuje buď v podobě izolovaných zrn (rozměr až 0,2 mm), nebo složitějších srostlic. V odraženém světle má světle šedou barvu. Někdy jsou zrna rozpraskána nepravidelnými trhlinami. V jednom případě byla pozorována inkluze pyritu.

Nejzajímavěji je magnetit vyvinut ve výbruse LE 21, kde tvoří lem kolem výše popsaných stilpnomelanových výplní. Mezi jednotlivými výplněmi je magnetit distribuován nepravidelně a kolísají i jeho rozměry.

Až pomocí WDX analýzy byla odhalena stavba zrn magnetitu výbrusu LE 21. Ta mají jádra tvořena ulvöspinelem, který směrem ke kraji přechází do magnetitu. Rozhraní je dobře viditelné na fotografii v BSE (obr. 19). Další informace o stavbě těchto zrn byly zjištěny v odraženém světle, kde je dobře patrná martitizace (přeměna magnetitu v hematit), ke které dochází po okrajích, a to buď v linii rovnoběžné s omezením zrna, nebo hematit zubovitě proniká do magnetitového lemu. Jedno v PPL opakní zrn je tedy tvořeno třemi minerálními fázemi: jádro ulvöspinelem, následuje zóna magnetitu a okrajový lem tvořený hematitem. Porovnáním s ostatními prvky (tab. 8) má magnetit zvýšený obsah Si (0,022 apfu) a Ti (0,007 apfu). Jen v nepatrném množství je přítomen V, Cr, Mn a Al. Ulvöspinelové jádro je na kvantitativní zastoupení příměsí bohatší. Obsahuje Al (0,212 apfu), Cr (0,095 apfu), Zn (0,068 apfu) a V (0,017 apfu).



Obr. 19 Ulvöspinel, magnetit, ilmenit a stilpnomelan ve výbruse LE 21. Obraz v BSE, jednotlivá čísla odpovídají analýzám v tab. 4 a 8.

výbrus	LE 19	LE 19	LE 21	LE 21
minerál	ilmenit	ilmenit	ulvöspinel	magnetit
bod	28	29	30	31
MgO	0,02	0,02	0,00	0,00
SiO ₂	0,12	0,04	0,05	0,55
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	4,63	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	3,08	0,06

SnO ₂	0,01	0,01	-	-
FeO	44,09	44,80	67,37	93,16
MnO	0,24	0,22	0,03	0,04
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,53	0,06
TiO ₂	51,37	52,90	18,75	0,24
Nb ₂ O ₅	0,07	0,11	-	-
CaO	0,06	0,06	0,00	0,00
Sc ₂ O ₃	0,01	0,01	-	-
Ta ₂ O ₅	0,00	0,00	-	-
ZnO	0,00	0,00	2,29	0,00
ZrO ₂	0,01	0,04	-	-
WO ₃	0,11	0,12	-	-
suma	96,13	98,34	96,73	94,14
Mg ²⁺	0,001	0,001	0,000	0,000
Si ⁴⁺	0,003	0,001	0,002	0,022
Al ³⁺	0,001	0,000	0,212	0,001
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,095	0,002
Fe ²⁺	-	-	1,549	0,939
Fe ³⁺	-	-	0,576	1,995
Fe ^{tot.}	0,963	0,955	0,973	2,934
Mn ²⁺	0,005	0,005	0,001	0,001
V ³⁺	0,000	0,000	0,017	0,002
Ti ⁴⁺	1,009	1,014	0,548	0,007
Nb ⁵⁺	0,001	0,001	-	-
Ca ²⁺	0,002	0,002	0,000	0,000
Zn ²⁺	0,000	0,000	0,068	0,000
W ⁶⁺	0,001	0,001	-	-
Catsum	1,984	1,980	3,068	2,969
O	3,000	3,000	4,000	4,000
Ansum	3,000	3,000	4,000	4,000

Tab. 8 Chemismus ilmenitu, ulvöspinelu a magnetitu (WDX, hm. %). Jednotlivé prvky ilmenitu jsou přepočteny na bázi 3 atomů kyslíku. Empirický vzorec magnetitu a ulvöspinelu je přepočten na 4 atomy kyslíku. Fe²⁺ a Fe³⁺ je pro ulvöspinel a magnetit rozpočteno tak, aby suma trojmocných kationtů byla rovna 2. Celkové Fe jako FeO a Fe^{tot.}.

Ve výbrusech LE 10, 13 je v některých částech tak velké množství magnetitu, že jednotlivá zrna takřka nasedají jedno na druhé. Mezery mezi zrny jsou prorůstány stilpnomelanem a karbonátem.

9.8 hematit

Tvoří vždy jen drobná nepravidelná nebo lištovitá zrnka xenomorfního omezení, které jsou obvykle seskupeny do takřka až masivních agregátů. Barva v odraženém světle je světle šedá, světlejší než u magnetitu. Rozptýlená drobná zrnka hematitu v křemeni dávají vzniknout takzvanému jaspilitu, který má v procházejícím světle sytě červenou barvu. Drobný poprašek hematitu byl na základě vyšší reflexe v odraženém světle identifikován i v karbonátu (v RL se při lehce rozkřížených nikolech projev v karbonátu červeným zbarvením).

9.9 ilmenit

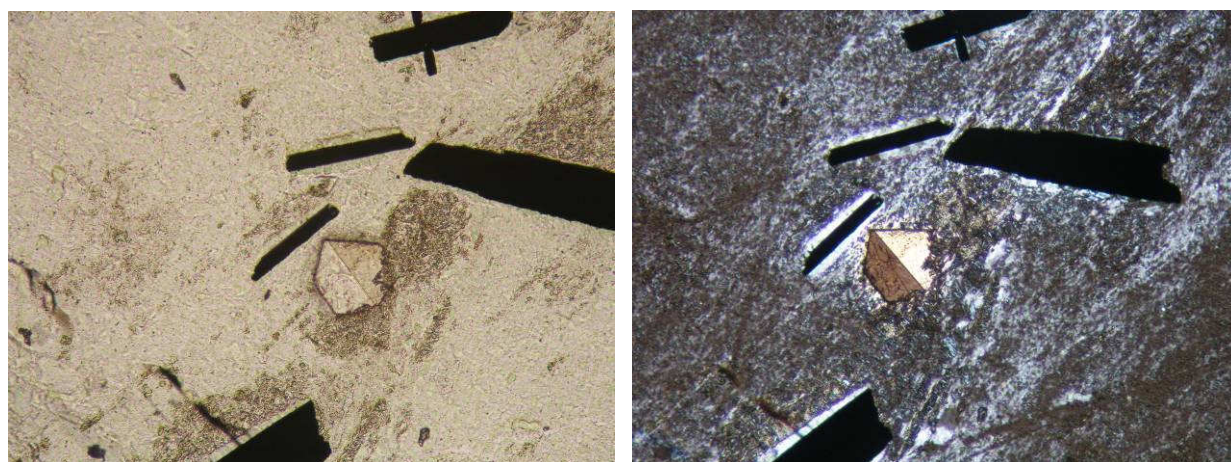
Má tabulkovitý, lištovitý, izometrický, případně méně pravidelný tvar. Omezení je automorfní, případně hypautomorfní. Průměrná délka je 0,2 mm a šířka 0,03 mm. Tvoří jak izolovaná zrna, tak složité srostlice. Kolem tabulek, sloupců a lišt ilmenitu je vždy vyvinut chloritový lem. Chlorit lemů je slabě pleochroický a jednotlivé tabulky chloritu narůstají přibližně kolmo k ilmenitu, což bylo zjištěno při otáčení výbrusem, protože jednotlivé tabulky při zkřížených nikolech zháší postupně. Někdy lem není vyvinut kolem celého zrna, ale jen podél protažení. V PPL nejsou jednotlivé tabulky chloritu pozorovatelné a jeví se tak jako masivní hmota. Barva ilmenitu je v odraženém světle šedá.

Ve výbruse LE 21 je ilmenit lištovitý nebo izometrický. Izometrický ilmenit má v řezu obvykle tvar automorfně omezeného nepravidelného šestiúhelníku. Na základě WDX analýzy bylo ve středu jednoho ilmenitu identifikováno izometrické, automorfní zrno rutilu. Drobné lišty ilmenitu jsou omezeny automorfně až zcela xenomorfně. Chemismus ilmenitu je uveden v tab. 8. Z běžných příměsí je přítomen Mn (0,24-0,22 hm. % MnO). Méně obvyklý je Nb (0,07-0,11 hm. % Nb₂O₅) a W (0,11-0,12 hm. % WO₃)

9.10 allanit-(Ce)

Byl identifikován jen ve výbruse LE 19 (na základě WDX analýzy). Jednotlivá zrna jsou izometrická, někdy krátce sloupcovitá, typické je automorfní omezení. Dosahují rozměru až 0,1 mm. V příčném řezu mají tvar pravidelného šestiúhelníku. Krátce sloupcovitá zrna připomínají v řezu svým tvarem spojky prizmatu a dipyramidy. Na řezech tvaru šestiúhelníku bylo na dvou zrnech pozorovatelné dvojčatění (obr. 20), obzvlášť dobře patrné v XPL, protože jednotlivá

dvojčata zháší při jiném pootočení výbrusu. Velký rozdíl je v indexech lomu mezi allanitem-Ce a chloritovou masou, projevující se silně vystupujícím reliéfem. Jednotlivá zrna jsou nepravidelně rozpraskána. Pro lehké podbroušení výbrusu jsou interferenční barvy, stejně jako pleochroismus, nižší. Pleochroismus se pohybuje od bílé po bílou s nádechem žluté. Okolo jednotlivých zrn je vždy vyvinut pleochroický dvůrek. Interferenční barvy jsou nízké, žlutá I. řádu. Analýzy z tab. 9 ukazují, že pro převahu Ce (kolem 0,46 apfu) nad La (0,13-0,14 apfu) a Y (0,002 apfu) lze allanit z hlediska klasifikace označit jako allanit-(Ce). Z dalších prvků vzácných zemin je zastoupen především Nd (0,22-0,23 apfu), Pr (0,05 apfu), Sm (0,04-0,05 apfu) a Gd (0,01-0,02 apfu). Obsahuje jen nepatrné množství Mg (0,005-0,008 apfu).



Obr. 20 Dvojče allanitu-(Ce), lišty ilmenitu a chlorit. Chlorit tvořící lemy kolem ilmenitu a masivní hmotu. Výbrus LE 19, vlevo PPL, vpravo XPL.

výbrus	LE 19	LE 19
bod	26	27
Na ₂ O	0,00	0,02
MgO	0,05	0,03
SiO ₂	30,65	31,13
Al ₂ O ₃	16,16	16,05
Y ₂ O ₃	0,00	0,03
SrO	0,09	0,06
La ₂ O ₃	3,74	3,46
Ce ₂ O ₃	12,57	12,85
BaO	0,00	0,00
UO ₂	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,08	0,09
FeO	12,87	13,17
CaO	10,17	9,86
ThO ₂	0,11	0,04
K ₂ O	0,01	0,01
TiO ₂	0,21	0,24

výbrus	LE 19	LE 19
bod	26	27
Na ⁺	0,000	0,004
Mg ²⁺	0,007	0,004
Si ⁴⁺	3,035	3,058
Al ³⁺	1,886	1,858
Y ³⁺	0,000	0,002
Sr ²⁺	0,005	0,003
La ³⁺	0,137	0,125
Ce ³⁺	0,456	0,462
P ⁵⁺	0,007	0,007
Fe ^{tot.}	1,066	1,082
Ca ²⁺	1,079	1,038
Th ⁴⁺	0,002	0,001
K ⁺	0,001	0,001
Ti ⁴⁺	0,016	0,018
Mn ²⁺	0,001	0,002
Nd ³⁺	0,222	0,230

MnO	0,01	0,03	Sm ³⁺	0,038	0,046
Nd ₂ O ₃	5,15	5,38	Pr ³⁺	0,052	0,053
Sm ₂ O ₃	1,12	1,37	Dy ³⁺	0,000	0,003
Pr ₂ O ₃	1,44	1,48	Er ³⁺	0,002	0,002
Dy ₂ O ₃	0,00	0,11	Gd ³⁺	0,016	0,014
Er ₂ O ₃	0,07	0,07	Yb ³⁺	0,002	0,000
Gd ₂ O ₃	0,50	0,43	Zr ⁴⁺	0,000	0,001
F	0,30	0,29	Catsum	8,031	8,016
Yb ₂ O ₃	0,06	0,00	F	0,094	0,090
PbO	0,01	0,00	O	12,406	12,410
ZrO ₂	0,00	0,02	Ansum	12,500	12,500
EuO	0,00	0,00			
suma	95,37	96,22			

Tab. 9 Chemismus allanitu-Ce (WDX, hm. %). Jednotlivé prvky přepočteny na bázi 12,5 atomů kyslíku.

9.11 křemen

Je zastoupen v podobě izometrických, hypautomorfně omezených, bezbarvých zrn. Interferenční barvy dosahují žluté I. řádu. Omezení zrn formujících výplň dutin je v průřezech až automorfní.

10 Diskuze

Na lokalitě Levínská štola byly zjištěny železné rudy, odpovídající v souladu s kapitolou 4 zásaditému typu. Jedná se o rudy chloritové, případně Šabatkovou (2007) popsané stilpnomelanové. Kyselé rudy na uvedené lokalitě nalezeny nebyly. Nalezen byl pouze přechod mezi rudami kyselými a zásaditými v podobě vzorku LE 22, který obsahuje velké množství hematitu a karbonátu a v menší míře stilpnomelan, chlorit a křemen.

Bylo prokázáno, že chlority tvořící rudu odpovídají svým chemickým složením chloritům klinochlor-chamositové řady s převahou chamositové složky. Z hlediska Melkovy (1965) klasifikace jde o thuringit nebo chamosit, s nepatrným kolísáním hodnot poměru F/FM (kolem 0,82). Srovnáním analýz chloritů studovaných Šabatkovou (2007) je vidět, že chlority Levínské štoly obsahují méně Fe (3,66-3,68 apfu) oproti chloritům od Čabové (Fe 3,69-4,12). Z pohledu zastoupení Si a stanoveného poměru F/FM spadají (jak je patrné z obr. 15) do pole vytyčeného chlority od Čabové (Šabatková 2007).

Pro srovnání stilpnomelanů Levínské štoly bylo využito dat ze severní ŠHP (Horní Benešov, viz Zimák 2004a), střední ŠHP (Čabová, viz Šabatková 2007) a jižní části ŠHP (důlní míra Prokop, viz Zimák et al. 1998). Oproti celému ŠHP je vidět velké kolísání Si a Al. Si dosahuje většího rozptylu hodnot od minima po maximum (2,99-3,74 apfu) než je v ostatních částech ŠHP běžné (Horní Benešov 3,42 apfu Si; Ondrášov 3,59-3,71 apfu Si; Prokop 3,21-3,68 apfu Si). Obsah Al je mnohem vyšší (až 1,66 apfu) ve srovnání s Horním Benešovem (0,41 apfu Al), Ondrášovem (0,48-0,65 apfu Al) a důlní mírou Prokop (0,60-0,78 apfu Al). Stilpnomelany Levínské štoly jsou také zajímavé vyšším obsahem Na (až 0,09 apfu) než je u ostatních lokalit běžné (Čabová 0,01 apfu Na; ve zbytku dat je Na pod mezí detekce). Množství Mg a Fe kolísá natolik, že pole vymezené minimální a maximální hodnotou Mg a Fe pojme všechny hodnoty Mg a Fe výše uvedených lokalit. Hodnoty Ca ve stilpnomelanech z Levínské štoly (0,02-0,15 apfu Ca) jsou si s většinou stilpnomelanů ŠHP podobné, jen stilpnomelany důlní míry Prokop z této řady silně vybočují (obsahují 0,50-0,70 apfu Ca).

Při srovnání stilpnomelanů zcela odlišných optických vlastností, v rámci dvou výbrusů, byla vysledována určitá zákonitost v zastoupení Mg, K, a Ca. Nelze ji však chápat jako obecně platnou. Zajímavým fenoménem je stilpnomelan, tvořící výplně kulovitého, oválného i méně pravidelného tvaru. Mezi jednotlivými lemy, které dosahují mocnosti okolo 50 μm , dochází k rapidní změně chemismu, která se nejmarkantněji projevuje v zastoupení Si a Al, méně pak Mg, Ca a Na. Tak skokové změny ve složení nepozorujeme ani při srovnání stilpnomelanů mezi severní a jižní částí ŠHP, nebo stilpnomelanů zcela odlišných optických vlastností.

Sfalerit je poprvé popsán v rámci jižní části ŠHP jako součást železných rud v asociaci se stilpnomelanem a chloritem. Dosud byl jeho nejbližší výskyt popsán jen z hydrotermálních žil od Ondrášova (Fojt 1957) a z karbonátového tmelu vulkanických brekcií, navrtaných v rámci realizace vrtu mezi Hlásnicí a Řídčí (Přichystal – Gnojek 1985). S náznakem přítomnosti sfaleritu v rudě se můžeme setkat v práci Zimáka (et al. 1998), kdy autor zvýšené obsahy Zn v analyzovaných zrnech barytu, z důlní míry Prokop, vysvětluje právě přítomností této minerální fáze. Sfalerity Levínské štolý mají nižší obsahy Cd (0,07-0,09 hm. %) než sfalerity ostatních jesenických výskytů (0,2-0,4 hm. % Cd), tím jsou blízké Ondrášovu, kde tyto minerály obsahují 0,06-0,09 hm. % Cd. I obsahy Cu (0,04 hm. %) jsou srovnatelné se sfalerity od Ondrášova, které obsahují 0,02-0,03 hm. % Cu (Fojt 1957). Z jižní části ŠHP je prvně popsán jako součást rud i siderit.

Pro allanit-(Ce) a ulvöspinel nejsou k dispozici z ŠHP data ke srovnání. Jde o první výskyty těchto minerálů v této geologické jednotce.

11 Závěr

Vzorky odebrané z lokality Levínská štola odpovídají chloritovým a stilpnomelanovým rudám.

Vedle stilpnomelanu, chloritu, kalcitu a křemene byl z dříve publikovaných prací (Zimák – Vávra 1998, Zachař 1983, Kretschmer 1918), zabývajících se Levínskou štolou, potvrzen ilmenit magnetit, pyrit a hematit. Mikroskopicky ani WDX analýzou nebyla zjištěna přítomnost minerálu ze skupiny monazitu, kterou uvádí Zimák – Vávra (1998). Nově byly z této lokality popsány následující minerály: siderit, chalkopyrit, sfalerit, rutil, ulvöspinel a allanit-(Ce). Pro tuto práci je významný nález allanitu-(Ce) a ulvöspinelu, protože tyto minerální fáze jsou první objevené ve šternbersko-hornobenešovském pruhu.

12 Seznam literatury

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. - Sbor. Prací Univ. Palackého (Olomouc) Geogr. Geol., 1, 1-131. Praha.

Barth V. (1977): Čedičové vulkány střední části Nížkého Jeseníku. - Čas. Mineral. Geol., 22, 3, 279-291. Praha.

Demek J. et al. (2006): Zeměpisný lexikon ČR - Hory a nížiny. - AOPK ČR, 5-580. Brno.

Dvořák J., Friáková O., Kukul Z., Otava J. (1983): Stratigrafie a faciální vývoj paleozoika v okolí Šternberka na Moravě. - Čas. Mineral. geol., 28, 397-414. Praha.

Dvořák J. (1993): Moravské paleozoikum. - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M.: Geologie Moravy a Slezska, 41-58. Moravské muzeum Brno a Přf MU Brno 1993.

Dvořák J. (1994): 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. - Acta Univ. Carol., Geol., Neužil Vol., No 4, 355-382. Praha.

Fojt B. (1957): Rudní minerály z lomu u Ondrášova v Nížkém Jeseníku. - Čas. Morav. Muz., Vědy přír., 42, 27-32. Brno.

Cháb J., Suk M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. - Knihovna ÚÚG, 50, 5-156. Praha.

Chlupáč I. (1965): Paleontologický výzkum středodevonské lokality Chabičov v Nížkém Jeseníku. - Čas. Mineral. Geol., 19, 429-436. Praha.

Chlupáč I., Štorch P. (1992): Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. - Čas. Mineral. Geol, 37, 4, 258-275. Praha.

Chlupáč I. (2000): Devonští trilobiti Moravy a Slezska, jejich výskyt a význam. - Přírodověd. Stud. Muz. (Prostějov), svazek 3, 5-26. Prostějov.

Chlupáč I. et al. (2002): Geologická minulost České republiky. - Academia, 11-436. Praha.

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.

Kretschmer F. (1917): Die erzführende Diabas- und schalsteinzone Sternberg - Bennisch. - Archiv für Lagerstättenforschung, 24. Heft, 1-198. Berlín.

Kretschmer F. (1918): Über die Eisensilikate des Diabas - und Schalsteinzuges Sternberg-Bennisch (Schlesien). - Neues Jahrbuch für Mineralogie, 19-42.

Melichar R., Buček Z. (1994): Tektonika jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu v Nížkém Jeseníku. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 45-46. Brno.

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.

Petránek J. (1951a): Zpráva o sledování starých důlních prací v chabičovském devonu. - Věst. Ústř. úst. geol., 26, 89-92. Praha.

Petránek J. (1951b): Zpráva o výzkumu geneze leptochloritových a magnetovcových rud u Krakovič u Šternberka. - Věst. Ústř. úst. geol., 26, 84-87. Praha.

Přichystal A. (1981): Pokračování šternbersko-hornobenešovského pásma u Jindřichova na severní Moravě. - Věst. Ústř. úst. geol., 56, 5, 293-297. Praha.

Přichystal A., Gnojek I. (1985): Zjištění sulfidického Zn-zrudnění na Šternbersku a perspektivy analogického zrudnění u Moravského Berouna. - Geol. Průzk., 27, 197-200. Praha.

Přichystal A. (1990): Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). - Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 29, 42-66. Praha.

Přichystal A. (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru. - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M.: Geologie Moravy a Slezska, 59-70. Moravské muzeum Brno a PřF MU Brno 1993.

Přichystal A. (1996): Moravkoslezské bradlové pásmo. - Geol. Výzk. Mor. Slez., 113-118. Brno.

Rak Š. (2011): *Chabicopterus kocerhani* - nový taxon eurypterida z lokality Chabičov a Vědecký význam lokality. - Moravkoslezské paleozoikum 2011, 12, PřF MU Brno a ČGS Brno.

Skácel J. (1966): Železnorudná ložiska moravkoslezského devonu. - Rozpr. ČSAV, Ř.MPV, 76, seš. 11, 3-59. Praha.

Souček J. (1981): Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nízkého Jeseníku. - Čas. Mineral. Geol., 26, 2, 125-142. Praha.

Šabatková L. (2007): Mineralogie železných rud lahndillského typu v okolí Moravského Berouna. - Bakalářská práce PřF UP Olomouc.

Tomšík J. (1993): Vulkanosedimentární ložiska Fe rud na severní Moravě a v Slezsku. - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M.: Geologie Moravy a Slezska, 71-78. Moravské muzeum Brno a PřF MU Brno 1993.

Zachář Z. (1983): Mineralogie chloritů železnorudných výskytů ve šternbersko-hornobenešovském pruhu. - MS. Dipl. práce. PřF UJEP Brno.

Zapletal J. (1977): Příspěvek k litologické korelaci kulmu na východním okraji šternbersko-hornobenešovského pruhu. - Sbor. Prací Univ. Palackého Olomouc, Geogr. Geol. 12, 143-195. Praha.

Zapletal J., Dvořák J., Kumpera O. (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nízkého Jeseníku. - Věst. Ústř. Úst. geol., 64, 4, 243-249. Praha.

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. (1989): Mineralogie a geneze recentních submarinních hydrotermálně sedimentárních sulfidických rud spjatých s riftovými zónami. - Acta Univ. Palacki. Olomouc., Fac. Rer. Nat., Geogr.-geol. 95, 77-126. 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. (1998): Monazit v silikátových Fe-rudách typu Lahn-Dill u Chabičova. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 72-73. Brno.

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. (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. (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.

Zukalová V., Chlupáč I. (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. - Čas. Mineral. Geol., 27, 3, 225-241. Praha.