

**MASARYKOVA UNIVERZITA
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

Ústav geologických věd



Hydrotermální procesy v lomu Mirošov

Rešerše k bakalářské práci

Kamila Bartoňová

Školitel: doc. RNDr. Marek Slobodník, CSc.

Brno 2016

Obsah

1. Úvod.....	3
2. Lokalizace.....	3
2.1. Lom Mirošov.....	3
2.2. Horninové složení, geologická stavba blízkého okolí.....	4
2.3. Minerální asociace.....	4
2.4. Firma Colas.....	5
3. Moldanubická oblast.....	5
3.1. Strážecké moldanubikum, hranice	5
3.1.1. Horninové, minerální složení.....	6
3.1.2. Metamorfismus	7
3.2. Moldanubická minerogenetická oblast.....	7
4. Ložiskotvorné procesy.....	8
4.1. Hydrotermální ložiska.....	8
4.1.1. Křemenné a pegmatitové žíly.....	9
4.2. Alpská parageneze.....	10
4.3. Starší výzkumy v okolí lokality.....	11
4.4.1. Uranové doly Dolní Rožínka – Rožná	11
4.4.2. Rožná, Věžná, Nedvědice.....	11
5. Metodika práce.....	12
5.1. Optická mikroskopie.....	12
5.2. Odrazová mikroskopie.....	12
5.3. Skenovací elektronová mikroskopie – SEM.....	13
6. Seznam použité literatury.....	14

1. Úvod

Lom Mirošov ležící ve strážeckém moldanubiku je známý výskytem metamorfovaných nebo deformovaných hornin. Zejména amfibol-biotitických až biotitických rul, migmatitů a místy také skarnů nebo amfibolitů. Silné projevy migmatitizace nejsou výjimkou. Projevem hydrotermálních procesů, jsou typické hydrotermální žíly. Na plochách žilných puklin můžeme vidět akcesorie jako například apatit, zirkon a titanit. Hlavními alpskými minerály jsou křemen, epidot, titanit, živce, axinit, prehnit, zeolity, amfiboly a již zmíněné chlority a pyrit (Vávra, 1997).

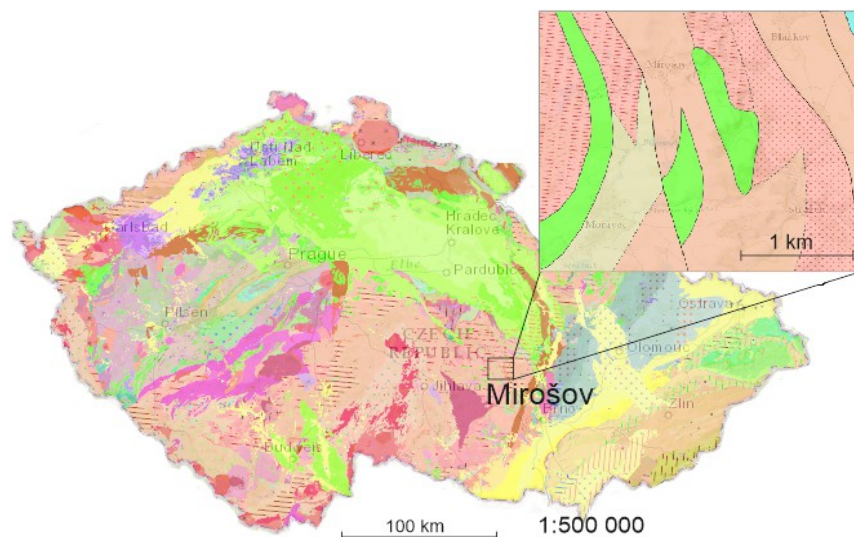
Alpská parageneze se řadí mezi nízkoteplotní hydrotermální asociace, krystalizace okolo 100-360°C. Dle Bernarda (1981) je to asociace typu C s vysokým obsahem Ca.

V této bakalářské práci se budu zabývat především hydrotermálními procesy, akcesoriemi a zkoumáním jednotlivým výbrusů/nábrusů v optickém/odrazovém mikroskopu, popřípadě elektronovém skenovacím mikroskopu.

2. Lokalizace

2.1. Lom Mirošov

Lom, založený v jednom z amfibolitových pruhů strážeckého moldanubika se nachází 0,5 km východně od obce Mirošov a leží v jeho jv. části (obr. č. 1). Lom je využíván na těžbu kamene, na výrobu šterku. V kamenolomu vystupují masivní, všesměrně zrnité amfibolity, které často pozvolna přechází do amfibol-biotitických rul. Oba horninové typy jsou postiženy intenzivní migmatitizací. Převažují zde stromatitické migmatity, avšak běžné jsou také agmatity a nebulity. V amfibolitech a rulách se objevují až několik metrů mocná tělesa mramorů a vápenatosilikátových hornin. Většina těchto hornin je protkána drobnými karbonátovými a křemennými žilkami se sulfidy, chloritem a titanitem. Tyto alpské žíly jsou doprovázeny alterací hostitelských hornin, která se projevuje hlavně sericitizací plagioklasů a zatlačováním K-živce nově vznikajícím albitem. Na lokalitě jsou hojné drobné pegmatitové žilky s jednoduchou minerální asociací – křemen, plagioklas, biotit, muskovit (Losos, 1993).



Obrázek č.1 Umístění Mirošova ve strážeckém moldanubiku (Esri-převzato od ČGS, 2014, upraveno 2016)

2.2. Horninové složení, geologická stavba blízkého okolí

Jak již bylo zmíněno v části 2.1., oblast je známá především výskytem amfibol-biotitických až biotitických rul, amfibolitů, místy i migmatitů a skarnů. Můžeme zde najít minerály alpské parageneze na plochách puklin. V této oblasti byl již popisován zonální reakční skarn.

Zonální skarn je hornina objevující se v metamorfovaných oblastech amfibolitové facie. Novák (1985) je popsal jako horniny převážně prekambričského stáří, které jsou produktem starší metamorfózy kyanit-stauroolitového typu, která byla na většině území překryta mladší metamorfózou sillimanit-cordieritového typu doprovázenou regionální migmatitizací. Skarn je vázán na intenzivně migmatitizované amfibolity. Skarny vykazují existenci několika zón, které je oddělují od amfibolitů a mramorů. Tyto zóny jsou – pyroxen-plagioklasová, granát-pyroxenová a wollastonitová.

Amfibol-biotitová rula podle Vávry (1997) je zde nejběžnější šedomodrá, všesměrně zrnitá hornina s granoblastickou strukturou. Podstatně je zastoupen křemen, který tvoří xenomorfní zrna a je zde i plagioklas, který dvojčatí.

Další hojně zastoupenou horninou je podle Vávry (1997) páskovaná amfibol-biotitová až biotit-amfibolová rula. Bývá často postižena migmatitizací. Má lepidogranoblastickou až granoblastickou strukturu. Akcesoricky se v ní objevuje pertitický K-živec, apatit, zirkon, sulfidy a chlorit.

2.3. Minerální asociace

Mezi hlavní minerály patří křemen, epidot, chlorit, pyrit, živec, titanit, kalcit, amfibol a

vzácně ferroaxinit, prehnit a některé zeolity.

Minerály tvoří několik možných asociací. První asociací je křemen – chlorit – titanit – pyrit +/- limonit, další živec – chlorit – epidot +/- zeolity, případně křemen – kalcit – stilbit – chabazit, nebo také albit – křemen – axinit – titanit a chlorit.

Podle Vávry a Losose (1995) známe minerály pegmatitů – křemen a živce. Akcesoricky jsou zastoupeny chlorit, titanit a karbonáty (v produktech přeměn živců), jehličkovitý aktinolit, biotit a pyrit. Minerály skarnů – u nezonálních granát, epidot, karbonát, křemen a pyroxen, u zonálních pak hlavně granát, pyroxen a wollastonit, karbonát, amfibol.

2.4. Firma Colas

Firma, která navázala na tradici firem Silnice Jihlava, Silnice Znojmo a Silniční stavitelství Praha a stala se v roce 1994 jejich vlastníkem. Colas CZ a.s. zodpovídá hned za několik činných lomů, mezi které samozřejmě patří již zmiňovaný lom Mirošov.

Předmětem činnosti firmy jsou práce silničního stavitelství – výstavba, rekonstrukce, opravy, atd. Dále také těžba kamene a výroba drceného kameniva.

3. Moldanubická oblast

3.1. Strážecké moldanubikum, hranice

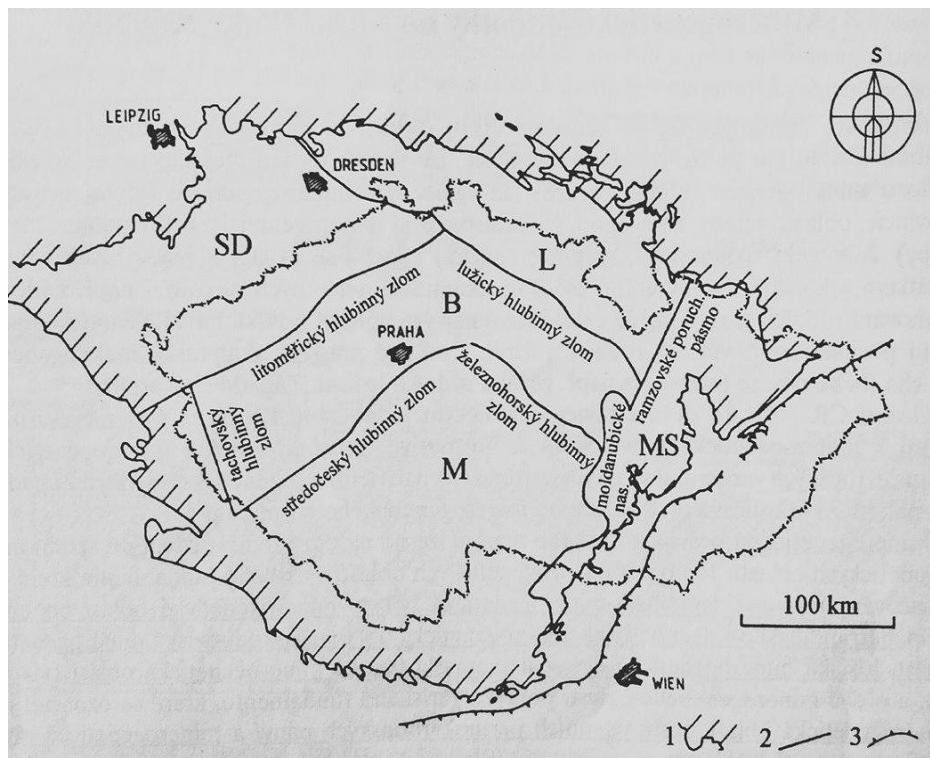
Podle Mísaře *et al.* (1983) se strážecké moldanubikum rozkládá na jihu od třebíčského masívu. Téměř celé strážecké moldanubikum náleží pestré skupině moldanubika. Jednotvárná skupina buduje pouze úzký pruh při východním okraji centrálního masívu. V nadloží jednotvárné skupiny je uložena granulitová formace, která vystupuje sv. a zejména jv. od třebíčského masívu.

Rysem strážeckého (ovšem i moravského) moldanubika, je vyšší zastoupení ultrabazických těles, jejichž četnost narůstá směrem k V a kulminuje v širším z okolí moravskoslezské zlomové zóny.

Na S je strážecké moldanubikum vůči kutnohorsko-svratecké oblasti z části omezeno železnohorským zlomem (obr. č. 2). Východní hranice je ke stanovení složitější. Podle Kaláška a Weisse (*in Mísař et al.*, 1983) lze určit hranici pomocí pruhu biotitických okrajových rul. Naopak podle Zrůstka *et al.* (*in Mísař et al.*, 1983) je třeba hranici posunout k SV na základě průběhu muskovitové izogrady. Tektonická linie, procházející SZ-JV směrem, je ovšem shodná s průběhem v. hranice strážeckého moldanubika. Jižní hranici tvoří okraj třebíčského masívu. Podle Beránka *et al.* (*in Mísař et al.*, 1983) zde je i sázavský hlubinný zlom. Západní hranicí vůči českému

moldanubiku je prakticky v. okraj centrálního masívu a probíhá zde podle Weisse (*in* Mísař *et al.*, 1983) přibyslavský hlubinný zlom.

Strážecké moldanubikum je podle Mísaře *et al.* (1983) rozděleno na dvě dílčí kry křídelským zlomem, probíhajícím zhruba v linii Bystřice n. P. – Nové Město na Moravě – Poříčí. Podlé něho je s. kra strážeckého moldanubika přesmyknutá k J a vykazuje v četnosti a distribuci ultrabazitů zřetelné difference ve srovnání s krou jižní. Pro v. část kry je charakteristická vyšší četnost ultrabazických těles.



Obr. č. 2 Minerogenetické oblasti variského základu Českého masívu, označené písmeny: M – moldanubická oblast.
Vysvětlivky linií: 1 – hranice variského základu Českého masívu, 2 – hlubinné zlomy, 3 – hranice příkrovů Západních Karpat.
(Kužvart, Malkovský 2000 – upraveno 15. 1. 2017)

3.1.1. Horninové, minerální složení

Jak již bylo výše v článku 3.1. zmíněno zde můžeme najít 2 skupiny hornin (podle moderního pojetí) – pestrá a monotónní. Ve starší literatuře se podle Mísaře *et al.* (1983) udává, že pestrá skupina leží ve stratigrafickém nadloží skupiny monotónní. Jednotvárná skupina buduje převážnou část moldanubika a je tvořena plagioklasovými pararulami, mnohde charakterizovanými střídáním břidličnatých a masívních typů v malých mocnostech. Pararuly jsou biotiticko-muskovitické, biotitické, sillimaniticko-biotitické a v rozsáhlých oblastech moldanubika jsou migmatitizovány.

Pestrá skupina je podle Mísaře *et al.* (1983) charakterizována četnými polohami vložkových

hornin. Jsou zastoupeny metamorfní ekvivalenty sedimentů, vulkanitů a snad i hornin plutonických. Hlavní masa je tvořena plagioklasovými pararulami, jež se podobají pararulám skupiny jednotvárné. Vulkanického původu jsou různé typy metabazitů – amfibolity, granátické amfibolity, amfiboliticko-erlánové stromatity, amfibolické ruly – a s největší pravděpodobností i granulity.

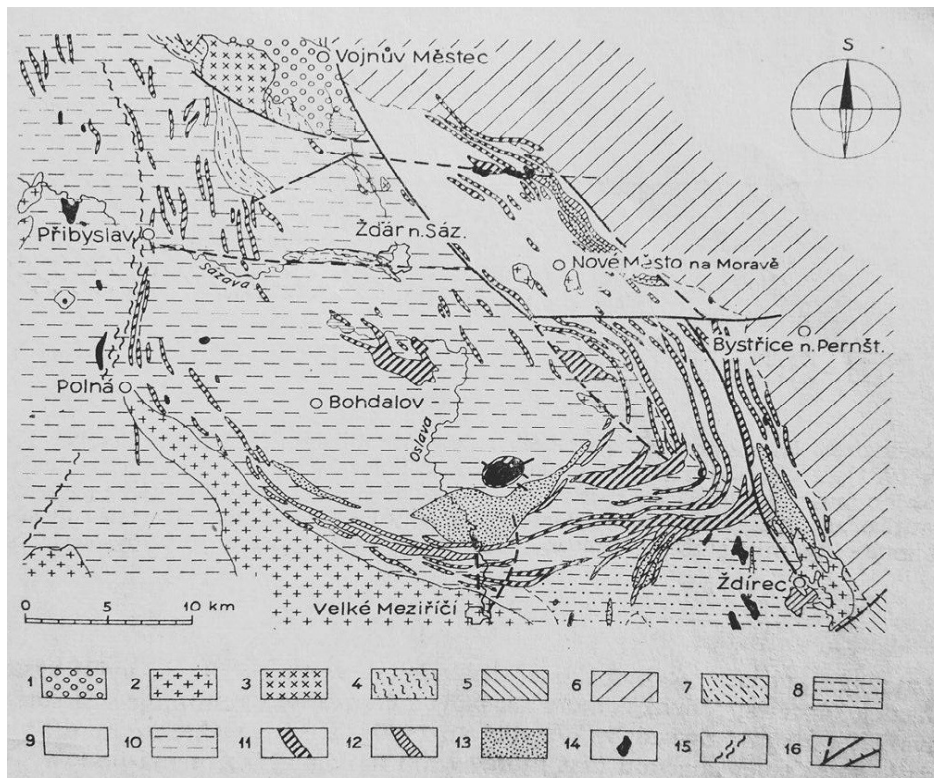
V blízkosti eklogitových lokalit se objevují skarny, poněvíc na periférii strážeckého moldanubika a u Županovic. Podle některých autorů mohou mít genetický vztah ke krystalickým vápencům. Mramory, v některých místech dolomitické, se vyskytují ve tvaru poměrně krátkých čoček, zvláště v pestré skupině strážeckého moldanubika (v širším okolí Žďáru n. Sáz.). Erlány bývají také sdruženy s paraamfibolity (křižanovský oblouk), popř. s kvarcity až grafitickými kvarcity (Mísař *et al.*, 1983).

3.1.2. Metamorfismus

Podle Mísaře *et al.* (1983) v metamorfitech moldanubika vznikly při několika následných regionálních metamorfózách minerální asociace, které odpovídají amfibolitové facii, ale místy až i facii granulitové, popř. eklogitové. Charakteristickými minerály jsou pro ně granát, a zejména distén (v prostoru na S a JV od třebíčského masívu). Zbývající území odpovídá spíše regionální metamorfóze při poněkud nižším tlaku a vyšší teplotě. Ve strážeckém moldanubiku klesá intenzita metamorfózy směrem k SV.

3.2. Moldanubická minerogenetická oblast

Podle Kužvarta a Malkovského (*in* Zimák, 2001) je vymezení této oblasti poněvíc tektonické. Na jihozápadě hranici tvoří dunajský okrajový zlom ve směru SZ-JV. Na jihovýchodě tvoří hranici moldanubické nasunutí na moravikum. Severozápadní omezení tvoří středočeský hlubinný zlom směru SV-JZ. Severovýchodní hranicí je železnohorský hlubinný zlom SZ-JV (obrázek č. 3).



Obr. č. 3 Geologická mapa strážeckého moldanubika: 1 křída Dlouhé meze, 2 třebíčský masív, 3 ranský masív, 4 hlinská zóna, 5 moravikum, 6 svratecké krystalinikum, 7 muskovitické ortoruly, 8 světlé biotitické ortoruly (gföhlské), 9 silně migmatitizované pararuly, 10 sillimaniticko-biotitické pararuly, místy okaté, migmatitizované, 11 amfibolity pestré skupiny, 12 amfibolity granulitové formace, 13 granulity, 14 serpentinity, 15 přibyslavský hlubinný zlom (mylonity), 16 zlomy a moravskoslezská zlomová zóna (bítešský zlom) (Dudek 1983 – upraveno 15. 1. 2017)

Tato vymezená oblast zahrnuje jádro Českého masívu, které je tvořené para a ortobřidlicemi, zpevněné starovariskými plutony. Metamorfity jsou považovány za proterozoicky staré, ovšem některé i středoproterozoického stáří. Je zde značné množství plutonů – středočeský pluton, centrální moldanubický pluton, třebíčský a jihlavský masív (jejichž stáří se pohybuje okolo 30 Ma). Tyto plutony pronikají již zmíněnými metamorfovanými horninami.

4. Ložiskotvorné procesy

4.1. Hydrotermální ložiska

Hydrotermální ložiska vznikají z mineralizovaných hydrotermálních roztoků při jejich průchodu horninami zemské kůry, nerostná surovina se tedy formuje pod zemským povrchem. Hydrotermální roztoky mají různé složení a jsou i různého původu. Podle původu lze rozlišit magmatogenní, diagenní, metamorfogenní nebo vadózní roztoky.

Magmatogenní voda se odděluje z magmatické taveniny při poklesu vnějšího tlaku nebo v průběhu krystalizace magmatu. Množství vody v tavenině se pohybuje kolem 5-8 hmotnostních %,

kyselá magmata mají vyšší obsah vody. Pohyb vody je složitý, protože magma prohřívá okolní horniny a ty také mohou vodu uvolňovat. Diagenní voda vzniká v průběhu diagenetických procesů. Metamorfní voda zase při progresivní metamorfóze hornin. Meteorická voda se může postupně přeměnit na hydrotermální roztok – takto vzniklý roztok se nazývá vadózní voda (Havelka, 1997).

Podle teploty roztoku lze rozlišovat hned několik skupin: katatermální (vysokoteplotní) o teplotě nad 300 °C, mezotermální (středně teplotní) o teplotě kolem 200-300 °C a epitermální (nízkoteplotní) o teplotě pod 200 °C. Někde se můžeme setkat i s další skupinou, a to s roztoky teletermální, kde teploty dosahují 50-100 °C.

Mineralizace roztoků také pochází z různých zdrojů. U magmatogenních roztoků závisí na magmatické hornině. U diagenních závisí na hornině, ve kterém vznikly. Dalším faktorem, na kterém záleží, je i horninové prostředí, kterým roztoky procházely.

Složení roztoků je velmi různé. Roztoky obsahují zpravidla 2-16 hmotnostních % rozpuštěných solí, ovšem není to pravidlem, mohou se objevit i vyšší hm. %.

Horniny, které jsou v blízkosti ložiskových těles, jsou hydrotermálně přeměněny. Nejčastějšími přeměnami jsou silicifikace, chloritizace, karbonatizace, kaolinizace nebo například pyritizace (Havelka, 1997).

4.1.1. Křemenné a pegmatitové žíly

Oba zmíněné typy žil, jsou zdrojem agregátního křemene, který se liší kvalitou nebo i množstvím, čistotou, apod. Pegmatitové žíly dosahují v Mirošovském lomu mocnosti až 20 cm.

V Mirošově lze vidět mnoho malých žilek bělavé barvy a několik mocnějších žil světlých i tmavších barev (obr. č. 4, 5).

Gadas a Novák (2014) uvádějí, že tvar a velikost Mirošovského pegmatitu, jeho minerální složení, slabé kontaktní reakce a blízký vztah k metatektům z okolních amfibolitů silně naznačují anatektický původ. Podle Nováka 2005, Nováka *et al.* 1990, 2013, Cempírka *et al.* 2010 (*in* Gadas a Novák, 2014) se běžně objevují podobné jednoduché anatektické pegmatity v migmatizovaných oblastech moldanubické oblasti a zejména ve strážecké jednotce. Tyto pegmatity typicky vykazují menší tloušťku (0,05 – 2 m), více či méně jednoduchou vnitřní stavbu a stejné vztahy k jejich rulovému okolí, ale přesto jsou svým složením velmi variabilní.



Obr. č. 4 křemenná žíla v amfibolitu
(Kamila Bartoňová, 27. 10. 2016)



Obr. č. 5 žilky v Mirošovském lomu
(Kamila Bartoňová, 27. 10. 2016)

4.2. Alpská parageneze

Alpská parageneze je shluk minerálů, které vznikly na puklinách hornin a to krystalizací z hydrotermálních roztoků (nízkoteplotní roztoky) za přítomnosti plynů. Složení minerálů závisí na okolních horninách.

Roztoky, ze kterých krystalizovaly minerály jsou složením blízké okolním horninám. Vzniklé trhliny v horninách jsou zaplňovány danými roztoky nebo i přítomnými plyny. Jednotlivé minerály v horninách se v okolí puklin (trhlin) rozkládají díky roztokům a krystalizují na plochách

vytvořených puklin.

4.3. Starší výzkumy v okolí lokality

4.4.1. Uranové doly Dolní Rožinka – Rožná

Uranové ložisko leží na sv. okraji strážeckého moldanubika, v rudním poli Rožná – Olší. Ložisko je přístupné šachtami „Jasan“ a „K. H. B.“. Uranové zrudnění je hydrotermálního původu, jeho stáří je variské (cca 250 mil. let). Prostor ložiska je tvořen prekambričovými sedimentárními, vulkanosedimentárními a vulkanickými horninami, metamorfovanými za podmínek amfibolitové facie – jde hlavně o ruly (postižené různě intenzivní migmatizací), amfibolity, mramory a erlany.

Hlavním faktorem, který podmiňuje lokalizaci uranové mineralizace na ložisku Rožná, je zlomová tektonika, zejména kataklazitové zóny. Tyto zóny jsou S-J až SSZ-JJV směru, tvoří až 25—30 m mocné poruchové zóny se sklonem 45-70° k Z a jsou vyplněné grafitickými kataklazity a tektonickou brekcí, délka dosahuje až 15 km.

Součástí metamorfního komplexu ložiska Rožná jsou nepravidelná, různě mocná tělesa nebo ložní a pravé žíly granitů, které vznikly v důsledku parciálního tavení okolních biotitických a amfiboliticko-biotitických rul (Kříbek, Hájek, 2005).

Byla zde zjištěna stratiformní čočkovitá tělesa vulkanosedimentárního původu (o mocnosti až 8 m), která jsou tvořena hlavně barytem, anhydritem, hyalofánem, kalcitem, křemenem, pyritem, pyrhotinem, sfaleritem a galenitem. Dále zde můžeme najít kalcitové žíly s páskovanou texturou.

4.4.2. Rožná, Věžná, Nedvědice

V Rožně můžeme najít zejména lithný pegmatit. Celková délka pegmatitové žíly je asi 1 km, její maximální zjištěná mocnost je asi 35 m. Žíla proniká biotitickými migmatizovanými pararulami, místy s polohami amfibolických pararul. Lithný pegmatit je znám hlavně díky minerálu lepidolit (Staněk, 1981). Najdeme zde několik různě barevných variací tohoto minerálu – fialová, růžová, někdy i načervenalá, světle oranžová nebo nazelenalá.

Ve Věžně lze najít serpentinity a také pegmatitové žíly. Serpentinity jsou téměř celistvé šedočerné horniny s nazelenalým nádechem, tvořené serpentinem a bronzitem. Moldanubikum je zde zastoupeno především biotitickými až sillimanit-biotitickými pararulami a drobnými polohami granulitů. Ohledně pegmatitových žil je zpřístupněn pouze výchoz „Věžná I“. Tato žíla je až 2,5 m mocná a 40 m dlouhá a má koncentricky zonální stavbu. Druhá žíla „Věžná II“ má mocnost až 75 m (Staněk, 1981).

Nedvědice je známa hlavně jako „mramorový“ a „rulový“ lom. Podle Sekaniny (1946) je mramorový lom typický pro kontaktně a regionálně metamorfované vápence a erlany. Můžeme zde najít i tzv. modrý mramor. Čočkovitá tělesa (tzv. nedvědicke mramory) tvoří úzký pruh, lemující v. a sv. okraj svrateckého krystalinika od Nedvědice přes Ujčov až ke Strachujovu u Jimramova. Tvoří zde až 2 km dlouhé a až 30 m mocné obloukovitě protáhlé těleso, často porušené příčnou tektonikou. Podle Zimáka a Melichara (1997) můžeme v rulovém lomu najít leukokráttní migmatity, které mají šedohnědou až růžově hnědou barvu a střední zrnitost. V migmatitech bývají trhliny vyplněné křemenem, který je ojediněle provázen fialovým fluoritem.

5. Metodika práce

5.1. Optická mikroskopie

K určování optických vlastností používáme polarizační mikroskop. Tato metoda je založena především na průniku světla a jeho polarizaci. Polarizované světlo, je světlo, které kmitá pouze v jedné rovině. K polarizace může docházet několika možnými způsoby – absorbcí, dvojlomem a odrazem. Polarizace dvojlomem je založena na průniku světla a jeho následném rozdělení na dva k sobě kolmé paprsky (řádný a mimořádný). Jeden paprsek musí být odstraněn a lze toho dosáhnout pomocí nikolu nebo herapatitu. Nikol je zhotoven z islandského kalcitu a herapatit je látka, která jeden paprsek zcela absorbuje. Paprsek mimořádný vychází na druhé straně mikroskopu jako lineárně polarizované světlo.

V lineárně polarizovaném světle můžeme pozorovat několik znaků, podle kterých můžeme občas najisto určit o jaký jde minerál. U anizotropních minerálů můžeme rozlišovat 2 skupiny znaků – 1) znaky viditelné v 1 nikolu a 2) viditelné se 2 nikoly.

S 1 nikolem můžeme pozorovat barvu, pleochroismus, tvar zrn, štěpnost, reliéf a povrch. Pleochroismus je jev, kdy má minerál různou barvu v různých krystalových směrech. Se 2 nikoly pozorujeme zhášení, interferenční barvy a také lze rozlišit izotropní a anizotropní minerály. Interferenční barvy určíme podle Newtonovy barevné škály.

V mikroskopu máme pár typů destiček (slídová, křemenná a sádrovcová), které nám v některých případech mohou pomoci jednoznačně určit o jaký minerál se jedná. Sádrovcová destička nám může pomoci v případě určení karbonátů či titanitu. Po zasunutí sádrovcové destičky se totiž nemění jejich interferenční barvy a zůstávají stejné jako se 2 nikoly.

5.2. Odrazová mikroskopie

Odrazový mikroskop slouží ke studiu neprůhledných (opákních) objektů – nábrusů rudních vzorků, které zpravidla osvětlujeme shora, tj. ze směru objektivu mikroskopu. Zobrazení objektu se

v daném případě vytváří světelnými paprsky odraženými od naleštěného povrchu. Nábrus musí samozřejmě splňovat určitá pravidla a musí mít rovinný naleštěný povrch. Nábrus také projde několika etapami – řezání, několik etap broušení a také leštění.

V nábrusech můžeme sledovat několik znaků, mezi které patří například tvary zrn. U rudních minerálů se mohou vyskytovat téměř všechny možné krystalové tvary. U některých minerálů (např. hematit, pyrit, arzenopyrit, magnetit, ...) můžeme díky jejich velké krystalizační síle pozorovat krystalově dobře omezené krystaly (Kašpar, 1988).

Podle Kašpara (1988) patří k nejdůležitějším optickým vlastnostem rudních minerálů odraznost. Odraznost je dána poměrem intenzity odraženého světla k celkové intenzitě dopadajícího světla. U absorbujících látek se intenzita dopadajícího světelné vlny zmenšuje tím, jak vlna postupně prochází jednotlivými úseky dané vzdálenosti. Odraznost minerálů tedy závisí na rozdílu indexu lomu daného minerálu a indexu lomu prostředí nacházejícího se mezi minerálem a frontální čočkou objektivu. Dalším znakem je bireflexe a pleochroismus. Pleochroismus nám ukazuje různé barvy při otáčení na stolku.

Podobně jako u optického mikroskopu lze pozorovat anizotropii minerálů.

5.3. Skenovací elektronová mikroskopie – SEM

Tato metoda se provádí na skenovacím elektronovém mikroskopu, který zkoumá povrch vzorků v 3D obraze. Jako výstup získáváme rozměry, studium povrchů a struktur, prvková spektra. Funguje na principu ohybu a lomu elektronového paprsku v elektromagnetickém poli.

Velkou předností je velká hloubka ostrosti. Preparát před vložením pod mikroskop, musí být patrně ošetřen, nesmí mít na sobě žádné cizorodé látky, musí být suchý a na konci péče je přichycen na podložku a následně pokoven (zlatem, palladiem, uhlíkem nebo platinou).

Tato metoda je založena na interakci elektronů s atomy na povrchu vzorku. Zdrojem elektronů je rozžhavené wolframové vlákno.

6. Seznam použité literatury

- 1) Bernard, J. H. (ed.) (1981): Mineralogie Československa. – Academia Praha. 1981, 2. vydání, Praha.
- 2) Česká geologická služba (2010): Geologické lokality. [online] [cit. 28. 12. 2016] – Dostupné na: <http://lokality.geology.cz/892>.
- 3) Esri (2016): Geologická a geomorfologická mapa (převzato od ČGS) [online] [cit. 26. 10. 2016] – Dostupné na: <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html>, upraveno.
- 4) Gadas, P. & Novák, M. (2014): Mineral assemblages, compositional variation, and crystal structure of feruvitic tourmaline from a contaminated anatectic pegmatite at Mirošov near Strážek, Moldanubian zone, Czech republic. – *The Canadian Mineralogist*, 52, 285-301.
- 5) Havelka, J. (1997): Ložisková geologie a typy nerostných surovin ČR. – VŠB – TU Ostrava.
- 6) Kašpar, P. (1988): Rudní mikroskopie. - Academia Praha. Praha.
- 7) Kruťa, T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940 – 1965. – Moravské muzeum Brno.
- 8) Kříbek, B. & Hájek, A. (ed.) (2005): Uranové ložisko Rožná Model pozdně variských a povariských mineralizací. – Česká geologická služba. Praha.
- 9) Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., & Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I Český masív. – Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- 10) Novák, M. (1985): Zonální reakční skarn mezi mramorem a amfibolitem z Mirošova u Strážku, západní Morava. – *Čas. Mor. Muzea*, 70, 7-23. Brno.
- 11) Novák, M., Kadlec, T. & Gadas, P. (2013): Geological position, mineral assemblages and contamination of granitic pegmatites in the Moldanubian Zone, Czech Republic; examples from the Vlastějovice region. – *Journal of Geosciences* 58, 21–47.
- 12) Sekanina, J. (1946): Nerosty a horniny v území mezi Nedvědicí a Rožnou. - Sborník klubu přírodovědeckého v Brně, XXIV, 99-113. Brno.
- 13) Staněk, J. (1981): Pegmatity Moravy. In Bernard J. H. (ed.) Mineralogie Československa. – 132-174. Academia Praha. Praha.
- 14) Vávra, V. & Losos, Z. (1995): Nerostné asociace z lomu Mirošov u Strážku (Západní Morava). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 104-105. Brno.
- 15) Vávra, V. (1997): Asociace minerálů z alpských žil od Mirošova u Nového Města na Moravě. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, 81(1996), 25-39. Brno.

- 16) Zimák, J., Bábek, O., Demek, J., Doláková, N., Hanžl, P., Hladilová, Š., Janoška, M., Losos, Z., Melichar, R., Musil, R., Pek, I., Přichystal, A., Štelcl, J., Vávra, V. & Zapletal, J. (1997): Průvodce ke geologickým exkurzím Morava – střední a jižní část. – Univerzita Palackého. Olomouc.
- 17) Zimák, J. (2001): Ložiska nerostných surovin. – Univerzita Palackého. Olomouc.