

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE



**Geneze křemen-ametystových žil na
Kamenitém kopci u Petrova nad Desnou**

Bakalářská práce

Jaroslav Tylich

Environmentální geologie

prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Olomouc 2023

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně, pod odborným dohledem a použitou literaturu řádně cituji.

V Olomouci dne:

.....

Jaroslav Tylich

Poděkování

Rád bych tímto poděkoval dr. Kamilu Kropáčovi, za odborné vedení, cenné rady, vstřícnost a za podporu a inspiraci při zpracovávání dané problematiky a dr. Jaroslavu Kapustovi za jeho ochotu, čas a cenné rady při přípravě vzorků. Dále bych chtěl poděkovat Katedře fyzikální chemie, zejména Mgr. Alexandře Rancové, za vstřícné poskytnutí kapalného dusíku pro kryometrická měření.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Jaroslav Tylich

Název práce: Geneze křemen-ametystových žil na Kamenitém kopci u Petrova nad Desnou

Studijní obor: Environmentální geologie

Typ práce: Bakalářská práce

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2023

Abstrakt: Práce se zabývá studiem fluidních inkluzí z křemen-ametystové mineralizace na lokalitě Petrov nad Desnou – Kamenitý kopec. Křemenná žíla s ametystem proniká kvarcitickými muskovitickými svory až muskovitickými kvarcity. Pro účely získání prvotních genetických dat o původu fluid bylo provedeno petrografické studium a mikrotermometrické měření fluidních inkluzí v ametystu. Ve fluidních inkluzích typu (L+V) převažovaly fluidní systémy H₂O–NaCl s nízkou až střední salinitou (0,5–14,1 hmot. % NaCl ekv.), a poměrně variabilní teplotou homogenizace (T_h) v rozmezí ~80–230 °C (výjimečně ~270–320 °C). Ze získaných poznatků nelze původ fluid jednoznačně objasnit. Na základě geologické pozice a srovnání s geologickou literaturou se jeví jako pravděpodobné, spojovat genezi křemen-ametystových žil na lokalitě s mladšími intruzemi šumperského masivu a masivu Rudné hory.

Klíčová slova: křemen, ametyst, silezikum, fluidní inkluze

Počet stran: 41

Počet příloh: 1

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Jaroslav Tylich

Title: Genesis of quartz-amethyst veins on the Kamenitý hill near Petrov and Desnou

Type of thesis: Bachelor's thesis

Field of study: Environmental geology

Department: Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

The year of presentation: 2023

Abstract: The thesis deals with the study of fluid inclusions from quartz-amethyst mineralization at Petrov nad Desnou – Kamenitý kopec. The quartz vein with amethyst intrudes quartzitic muscovite schists to muscovitic quartzites. A petrographic study and microthermometric measurements of fluid inclusions in the amethyst were carried out to obtain initial genetic data on the origin of the fluids. Fluid inclusions of type (L+V) were dominated by H₂O–NaCl fluid systems with low to moderate salinity (0,5–14,1 wt.% NaCl eq.), and a relatively variable homogenization temperature (Th) in the range ~80–230 °C (exceptionally ~270–320 °C). The origin of the fluid cannot be clearly explained from the findings. Based on the geological position and comparison with the geological literature, it seems probable to link the genesis of the quartz-amethyst veins at the locality to younger intrusions of the Šumperk massif and the Rudná hora massif.

Key words: quartz, amethyst, Silesian Unit, fluid inclusions

Number of pages: 41

Number of appendices: 1

Language: Czech

Obsah

1. Úvod	7
2. Geologická charakteristika	8
2.1 Silezikum.....	8
2.2 Geologické jednotky silezika	10
3. Křemen-ametystová mineralizace	16
3.1 Charakteristika křemene a ametystu	16
3.2 Výskyty ametystu v sileziku	17
4. Metodika.....	22
5. Výsledky.....	23
5.1 Výsledky terénního výzkumu	23
5.2 Výsledky laboratorního výzkumu	25
5.2.1 Pozorování v polarizačním mikroskopu	25
5.2.2 Petrografické vlastnosti fluidních inkluzí	27
5.2.3 Mikrotermometrie	30
6. Diskuze	32
6.1 Složení fluidních inkluzí	32
6.2 Srovnání výsledků studia fluidních inkluzí.....	33
6.3 P–T podmínky.....	34
7. Závěr.....	36
8. Literatura	37

1. Úvod

Studovaná lokalita se nachází na jz. svahu Kamenitého kopce u obce Petrov nad Desnou, v geologicky složitém prostředí desenské skupiny silezika. Činností sběratelů zde byla v minulých letech odkryta křemen-ametystová mineralizace, která se v sileziku oproti křemenným žilám vyskytuje poměrně vzácněji. Dosud nejvíce poznatků o křemen-ametystových mineralizacích v sileziku přinesly práce Kruti (1966, 1973), Nepejchala (1995) a Novotného (2011). Mineralogicko-petrografická charakteristika lokality Petrov nad Desnou – Kamenitý kopec, se zaměřením na genezi křemen-ametystových žil, však doposud v geologické literatuře chyběla.

Rešeršní část bakalářské práce je věnována geologické charakteristice silezika a vyjasnění podmínek a prostředí vzniku ametystu v této jednotce. Terénní část byla zaměřena na odběr reprezentativních vzorků pro následné laboratorní zpracování. Metodika laboratorní etapy se opírá zejména o studium mikrotermometrických parametrů fluidních inkluzí v ametystu za účelem zisku prvotních genetických dat. Tato data jsou následně srovnávána s dostupnými daty z křemenných mineralizací v sileziku a je diskutována geneze ametystu (podmínky vzniku, složení a původ fluid).

2. Geologická charakteristika

2.1 Silezikum

Silezikum patří do moravskoslezské oblasti Českého masivu. Kromě silezika se k moravosileziku řadí také brunovistulikum, moravikum a moravskoslezské paleozoikum (Cháb et al. 2008).

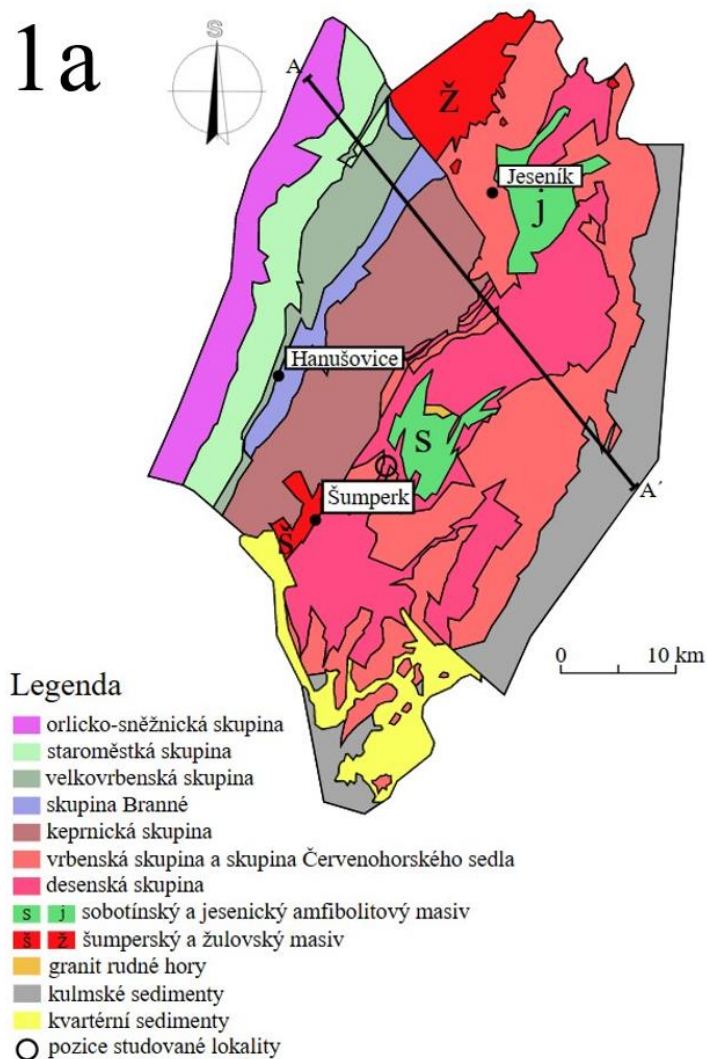
Na severu se silezikum zanořuje pod terciérní a kvartérní sedimenty Polska a je omezeno oderským zlomem (Svoboda et al. 1964). Východní tektonickou hranici s kulmem Nížkého Jeseníku tvoří andělskohorské nasunutí s vergencí k západu. Na jihu je silezikum vymezeno zlomy labské linie, konkrétně pak bušínským zlomem a zlomovým pásmem Hané (Cháb et al. 2008). Západní hranici s lugikem utváří ramzovské a nýznerovské nasunutí (Mísař et al. 1983).

Podle Schulmanna a Gayera (2000) bylo silezikum postiženo dvěma variskými metamorfními událostmi a nejméně jedním prevariským metamorfismem. Intenzita prevariské metamorfózy dosahuje amfibolitové facie (Fediuková et al. 1985). Podle Chába et al. (2008) bylo silezikum poměrně intenzivně deformováno a podléhalo regionální metamorfóze variského stáří. Starší tektonická stavba byla díky tomu přepracována, a ztotožněna s mladší stavbou. Směrem od západu k východu klesá intenzita variské regionální metamorfózy (Mísař et al. 1983). Ve stejném směru klesá i intenzita variského postižení brunovistulika. Tektonická stavba byla následně ovlivněna roztahováním kůry a později také transpresí, spojenou s retrográdní metamorfózou (Schulmann a Gayer 2000). Expanze kůry přepracovala keprnický příkrov, pásmo Červenohorského sedla a západní okraj desenské skupiny. Transpresní pohyby deformovali východní část desenské skupiny a pásmo Červenohorského sedla (Cháb et al. 2008). V severní části silezika se významně projevuje tepelný vliv intruze žulovského masivu spolu s deformacemi, kdy dosáhla intenzita metamorfózy zóny cordieritových migmatitů (Cháb et al. 1994). Podle radiometrického datování zirkonů je stáří tohoto metamorfismu 334 ± 10 (Schulmann a Gayer 2000). Podle Maluskiho et al. (1995) ukazuje $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ stáří muskovitu, že silezikum chladlo na teploty 350–300 °C v období mezi 310–300 let.

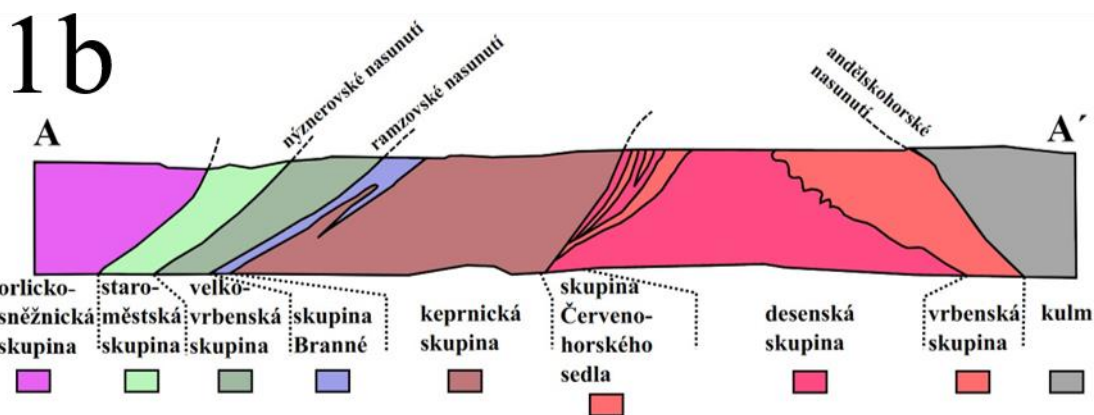
Názory na tektonickou stavbu silezika jsou odlišné. Tradiční koncepce předpokládá, že základním tvarem variské stavby jsou klenbovité struktury. Ty jsou na

sebe nasouvány od ZSZ k VJV a jsou od sebe odděleny dislokacemi ukloněnými k Z nebo pruhy obalových hornin (např. Svoboda et al. 1964, Mísař et al. 1983, Přichystal et al. 1993).

V dnešní době se autoři přiklání k příkrovové stavbě, kterou podle Chlupáče et al. (2011) nastínil již R. Kettner. Aplikace příkrovové stavby předpokládá, že se jednotlivé příkrovy či skupiny příkrovů nasouvaly od Z k V. Deformace spojené s tímto procesem se projevují, jak v proterozoických jádrech příkrovů, tak i v jejich devonském obalu (Chlupáč et al. 2011). Jak můžeme vidět na Obr. 1, příkrovovou stavbu ve své práci uplatňují také Schulmann a Gayer (2000), kteří dělí silezikum dále na paraautochton desenské skupiny, spodní alochton kerpnické skupiny s jeho devonským příkrovem skupiny Branné a svrchní alochton velkovrbenské skupiny.



Obr. 1a: Geologická mapa skupin silezika, A-A' je linie řezu na Obr. 1b. Upraveno podle: Kodyma et al. (1967), Schulmanna a Gayera (2000)



Obr. 1b: Geologický řez (A-A') silezikem s vyznačením hlavních struktur. Upraveno podle: Schulmann a Gayer (2000)

2.2 Geologické jednotky silezika

Regionálně geologické jednotky silezika tvoří jjz.-ssv. směrem protažené celky se složitou vnitřní stavbou (Chlupáč et al. 2011). Jmenovitě jsou to od Z k V: velkovrbenská skupina, skupina Branné, keprnická skupina, skupina Červenohorského sedla, desenská skupina a vrbenská skupina. Zároveň se v sileziku vyskytují i pravděpodobně devonské magmatity, které jsou dnes reprezentovány sobotínským a jesenickým amfibolitovým masivem. Dále jsou v rámci silezika přítomny granitoidní tělesa, ke kterým řadíme šumperský a žulovský masiv a menší těleso usměrněné variské intruze granitu Rudné hory (viz. Obr. 1a) (Svoboda et al. 1964).

Velkovrbenská skupina

Zařazení velkovrbenské skupiny do určité geologické oblasti je dodnes poněkud nejednoznačné. Řada geologů (např. Svoboda et al. 1964, Mísař 1983, Schulmann a Gayer 2000, Cháb et al. 2008) zařazuje velkovrbenskou skupinu k sileziku. Jiného názoru je ale např. Opletal (2009), který ji přisuzuje do lugika. Argumentuje výskytem ultrabazických hornin (eklogity) a dolomitických mramorů, které nejsou v sileziku přítomné.

Podle Mísaře et al. (1983) je velkovrbenská skupina omezena ramzovským a nýznerovským nasunutím a zároveň je na severu oddělena okrajovým sudetským zlomem a na jihu zlomy směru SZ-JV.

Velkovrbenská skupina patří z petrografického hlediska k nejpestřejším jednotkám silezika (Svoboda et al. 1964). Tato skupina je tvořena rulami, amfibolity, dolomitickými či kalcitickými mramory, ortorulami a kvarcitu (Cháb et al. 2008).

Významnou součástí této skupiny jsou grafitem bohaté polohy, které byly v minulosti na několika místech dobývány. Podle zirkonového datování ortorul $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ je jejich stáří neoproterozoické (± 574 Ma); (Kröner et al. 2002 in Cháb et al. 2008).

Skupina Branné

Západní hranice skupiny Branné je tvořena ramzovským nasunutím. Na východě tvoří tato série vnější metamorfní obal keprnické skupiny (Cháb et al. 2008). Stratigraficky je možné rozdělit skupinu Branné na spodní (silurský) a svrchní (devonský) oddíl. Spodní oddíl je složen z biotitických rul nebo fylitů, staurolitických svorů, ve kterých se objevují vložky grafitických břidlic, kvarcitů a vápenců (Svoboda et al. 1964). Svrchní oddíl je tvořen kvarcity, křemennými metakonglomeráty, tmavými muskovit-chlorit-biotitickými fylity s vložkami metatufů a mafických metavulkanitů (Mísař et al. 1983).

Keprnická skupina

Hranice keprnické skupiny je na severu i jihu tektonického charakteru. Na západě přechází do skupiny Branné a na východě je oddělena od desenské skupiny dislokacemi nejasné povahy, zakrytými sedimenty v údolí Desné, a také pásmem Červenohorského sedla (Cháb et al. 1994). Podle Svobody et al. (1964) je keprnická skupina složena ze dvou jednotek rozdílného stáří, a to starší jadernou sérií a mladší obalovou sérií, reprezentovanou vnitřním a vnějším metamorfním obalem. Jaderná série je tvořena keprnickou ortorulou, která díky denudaci vystupuje na mnohem větší ploše než obalová série. Za protolit keprnické ortoruly je považován středně až hrubě zrnitý porfirický monzogranit (Cháb et al. 2008). Vnitřní metamorfní obal je tvořen staurolitickými svory a biotitickými rulami s erlanovými vložkami, dvojslídnyými rulami s vložkami kvarcitů. Vnější metamorfní obal je zastoupen skupinou Branné (viz výše). Schulmann a Gayer (2000) uvádějí stáří protolitu keprnické ortoruly, datováním na zirkonech U-Pb metodou ± 546 Ma.

Skupina Červenohorského sedla

Skupina Červenohorského sedla se nachází mezi keprnickou a desenskou skupinou. Na severu přechází do jesenického amfibolitového masivu a na jihu do sobotínského amfibolitového masivu (Chlupáč et al. 2011). Nacházejí se zde horniny

devonského stáří, zastoupené kvarcity, fylity, svory, zelenými břidlicemi, amfibolity, metagabry a ojediněle mramory. Tyto horniny se střídají s retrográdně metamorfovanými rulami a svory, a neoproterozoickými metadacitami, provázenými drobnými tělesy metagranitu (Cháb et al. 2008). V průběhu variské orogeneze se v Hrubém Jeseníku zvrásnily devonské horniny do hornin neoproterozoického stáří. Došlo k tomu při přesování keprnické skupiny přes desenskou skupinu a obě skupiny hornin společně podlehly metamorfóze, která v neoproterozoických horninách smazala starší prvky (Svoboda et al. 1964)

Desenská skupina

Podle Schulmanna a Gayera (2000) se jedná o nejnižší paraautochtonní jednotku silezika. Západní hranici desenské skupiny tvoří skupina Červenohorského sedla. Na východě leží tektonicky na jádru obal desenské skupiny, tvořený vrbenskou skupinou (Svoboda et al. 1964). Dříve se desenská skupina dělila na dvě kry, které byly od sebe odděleny bělským zlomem směru SZ-JV (kra Orlíku a kra Pradědu) (Kröner et al. 2000).

Horniny tvořící jádro desenské skupiny jsou mylonitizované migmatity, oftalmitické ruly a metagranitoidy, křemen-živcové mylonitové a ultramylonitové břidlice a ruly nejistého protolitu. Tyto horniny obsahují rovněž metapegmatity, amfibolizovaná metabazická intruziva a páskované magnetitové rudy (Mücke a Losos 2000, Kropáč 2012). Devonský obal tvoří různě metamorfované metasedimenty a metavulkanity vrbenské skupiny (Souček 1978). Dále vystupují v desenské skupině bazické horniny gabroidního charakteru (sobotínský a jesenický amfibolitový masiv), které intrudovaly pravděpodobně v devonu (Mücke a Losos 2000). Na území desenského krystalinika vystupují také horniny masivu Rudné hory, které mají tektonický kontakt s okolními horninami (Uher et al. 2022).

Fediuková et al. (1985) předpokládají, že byla desenská skupina postižena dvěma metamorfními událostmi, a to předvariskou a variskou polyfázovou metamorfózou. Desenské pararuly dosáhly v průběhu předvariské metamorfózy v některých místech až amfibolitové facie. Košulicová a Štípská (2007) uvádí, že se v jižní části vlivem variské metamorfózy směrem od východu k západu mění biotit-chloritová, chloritoidová, granátová a staurolitová metamorfní zóna. Toto dělení naznačuje zvýšení teplot a tlaků v daném směru od 300–350 °C a 200–300 MPa (Cháb et al. 1990) ve východní části, až

po 600 °C a 500 MPa v západní části (Košulicová a Štípská 2007). Podle Součka (1978) jsou metamorfní izogrady orientovány SV–JZ směrem a protínají litologická rozhraní.

Vrbenská skupina

Chlupáč et al. (2011) uvádí, že se tato skupina nachází v souvislém pruhu od Hornomoravského úvalu až po Zlaté Hory a zároveň buduje západní lem desenské skupiny mezi Šumperkem a Jeseníkem. Vrbenská skupina je podle Chába et al. (2008) svrchní částí příkrovu Vysoké hole, která začíná transgresivní sekvencí kvarcitů, křemenných metakonglomerátů a často peralumnických fylitů a svorů, tektonicky odloučenou od podloží. Fosilie, které se vyskytují v kvarcitech dokládají stáří prag (Cháb et al. 2008). Nad těmito horninami se nachází mocný sled fylitů či svorů s častými tělesy metamorfovaných bazických, i kyselých vulkanitů (amfibolity, alkalické trachyty a jejich tufy přeměněné na metakvarcity). S devonským vulkanismem jsou spjaty výskyty železných rud typu Lahn-Dill (Svoboda et al. 1964).

Jesenický amfibolitový masiv

Jesenický amfibolitový masiv je velmi komplikované těleso přibližně trojúhelníkovitého tvaru. Nachází se mezi Bělou pod Pradědem, Jeseníkem a Rejvízem (Jelínek a Souček 1981). Jedná se o komplex bazických efuzivních a vulkanosedimentárních hornin, které prošly během variské orogeneze metamorfózou v podmínkách amfibolitové facie. Dnes je jesenický amfibolitový masiv budován především amfibolity, amfibolickými břidlicemi a aktinoliticko-chloritickými břidlicemi (původně tufitické horniny) (Souček 1981). Amfibolity jsou jemnozrné až drobnozrné. Dále se zde vyskytují vápnité amfibolity s ložisky magnetitové rudy. Vápnité amfibolity jsou páskované, a střídají se v nich polohy magnetitové s polohami kalcito-křemenými s magnetitem a titanitem (Svoboda et al. 1964).

Sobotínský amfibolitový masiv

Podle Koverdinského (1993) je sobotínský masiv chápán jako intruzivní těleso devonského stáří. Jiní autoři (např. Pouba et al. 1962) uvádějí, že intruze probíhala v několika etapách. Jedná se o poměrně rozsáhlé těleso, které je složeno z metamorfovaných bazických, intermediárních i ultrabazických hornin (Svoboda et al. 1964). Nejhojněji se zde setkáváme s amfibolity a gabroamfibolity, které jsou drobně až

středně zrnité, gabroamfibolity až hrubozrné. V menší míře jsou zde zastoupeny amfibolické a biotit-amfibolické ruly (metadiority), serpentinity, metahornblendity, chloritické a aktinolitické břidlice. V gabroamfibolitech jsou místy uložena čočkovitá krupníková tělesa (Zimák a Juránková 2018).

Žulovský masiv

Podle Svobody et al. (1964) se jedná o rozsáhlé intruzivní těleso, které proniklo v severní části silezika do okolních sedimentárních i metamorfovaných hornin devonského stáří. Zachovalová et al. (2002) uvádí, že je žulovský pluton na jihu oddělen od skupiny Branné, velkovrbenské skupiny a staroměstské skupiny okrajovým zlomem lugika. Tento zlom mohl hrát při intruzi tělesa důležitou roli (Svoboda et al. 1964).

V žulovském plutonu se setkáváme zejména se středně až hrubě, ojediněle i jemně zrnitým biotitickým granitem, který má v sobě zakomponovány podobné horniny z několika intruzivních pulzů (Cháb et al. 2008). V žulovském plutonu se vykytují tyto horninové typy: alkalicko-živcový granit, syeno- a monzogranit, granodiority, tonality a dioritické horniny (Jedlička 1997). Stáří intruze je podle Rb-Sr údajů 330 ± 6 až 347 ± 7 Ma (Mierzejewski 2001, in Cháb et al. 2008).

Šumperský masiv

Šumperské granitoidní těleso se nachází v okolí Bludova, Šumperka, Dolní a Horní Temenice a Bratrušova v jižní části keprnické skupiny (Svoboda et al. 1964). Toto těleso je tvořeno biotitickým granodioritem až monzogranitem. Pluton doprovázejí pegmatitové žíly jednoduchého minerálního charakteru (Cháb et al. 2008). V obalové sérii plutonu se vyskytují svory s vložkami kontaktně metamorfovaných vápenců, které vznikaly za spolupůsobení polyfázové bimetasomatóty – tzn. bludovitů s hojným hessonitem (Chlupáč et al. 2011). Podle Svobody et al. (1964) je minerální asociace bludovských erlanů: kalcit-diopsid-granát-wollastonit-vesuvian. Mísař et al. (1983) uvádí, že má šumperský pluton usměrněné minerální složení a není tedy vysloveně posttektonický, a nevznikl jednoduchou solidifikační fází.

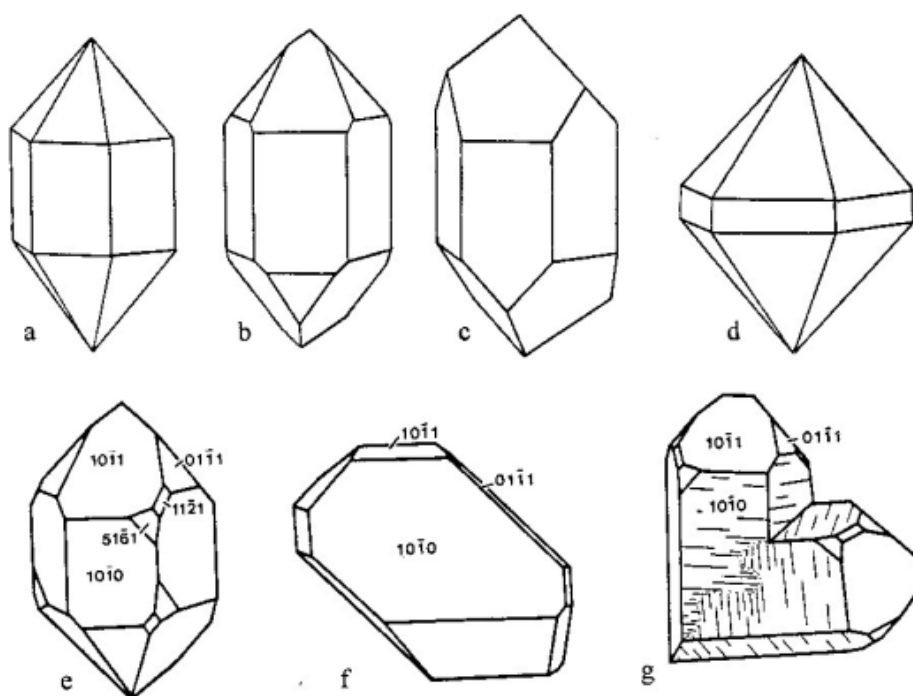
Granit Rudné hory

Tato nevelká intruze (cca 4 km²) vystupuje podél lukovického zlomu v sobotínském amfibolitovém masivu a desenské skupině. Těleso je tvořeno leukokratním usměrněným biotitickým granitem. Granit je bohatý na uzavřeniny, má heterogenní partie a úzký několikakilometrový migmatitový lem (Svoboda et al. 1964). Uher et al. (2022) uvádí 3 různé věky z geochronologického datování minerálů granitu Rudné hory: (1) krystaly zirkonu poskytly věk $401,4 \pm 2,4$ Ma; (2) věk krystalů monazitu byl $304 \pm 4,2$ Ma; (3) krystaly euxenitu poskytly věk $272 \pm 1,4$ Ma. Nejstarší, spodnODEVONSKÉ stáří zirkonu (cca. 400 Ma) lze interpretovat jako prvotní magmatickou krystalizaci v podmínkách kontinentálního riftu. Datování monazitu poskytlo SVRCHNOKARBONSKÉ stáří (cca 310–300 Ma), které dokumentuje termální metamorfózu spojenou s intuzemi granodioritů a granitů I-typu. Nejmladší událost, kterou poskytlo datování euxenitu (cca. 270 Ma), koreluje s postvariskou tektonicko-termální aktivitou na zlomových systémech se zvýšenou cirkulací fluid, kterou dokumentuje K-Ar datování muskovitu a biotitu v metamorfovaných horninách silezika (280–260 Ma; Schulmann et al. 2014).

3. Křemen-ametystová mineralizace

3.1 Charakteristika křemene a ametystu

Křemen je v přírodě nejrozšířenějším minerálem (Rost a Kocar 1964). Podle Boušky a Kouřimského (1976) tvoří až 12 % složení zemské kůry. Je součástí podstatné části magmatických, metamorfovaných i sedimentárních hornin. Chemický vzorec křemene je SiO_2 . V jeho složení se tedy uplatňuje křemík a kyslík. Hmota oxidu křemičitého je však polymorfní, a je známo 6 jeho modifikací (α -křemen, β -křemen, tridymit, cristobalit, coesit a stišovit; Matthes 1996). Nižší křemen (neboli α -křemen) je stabilní pod teplotou $573\text{ }^\circ\text{C}$ a krystalizuje v soustavě trigonální; vyšší křemen (β -křemen) je stabilní v rozmezí teplot $573\text{--}867\text{ }^\circ\text{C}$ a krystalizuje v soustavě hexagonální (viz Obr. 2). Podobnost mezi strukturami vyššího a nižšího křemene umožňuje poměrně snadný přechod mezi vysokoteplotní a nízkoteplotní modifikací. Přestože je krystalovaný křemen poměrně běžný, častěji se setkáváme s křemenem v podobě nepravidelných zrn, zrnitých agregátů i stébelnatých a vláknitých agregátů (Matthes 1996).



Obr. 2: Krystaly nižšího křemene (a,b,c,e), krystal vyššího křemene (d), různoměrný vývin krystalu nižšího křemene (f), srůst křemene podle japonského zákona (g). Převzato od Zimáka (1998).

Křemen vyniká obvykle skelným nebo mastným lesk, není štěpný, má lasturnatý lom, má tvrdost $T = 7$ a hustotu $h = 2,6$ (Bouška a Kouřimský 1976). Barevnost křemene je dosti variabilní. Rozlišujeme několik barevných odrůd křemene a to konkrétně: obecný křemen (šedá, bílá barva), křišťál (bezbarvý), záhněda (kouřově hnědá barva), citrín (žlutá barva), růženín (růžová barva) a ametyst (fialová barva) (Matthes 1996).

Ametyst

Podle Rosta a Kocara (1964) se jedná o křemen modré až modrofialové barvy. Název ametyst je odvozen z řeckého slova *ametystos* (neopojný) a měl chránit svého držitele proti opilosti (Ďud'a a Rejl 1987). Bouška a Kouřimský (1976) uvádí, že je ametyst zbarvený fialově až tmavočerveně, působením radioaktivního záření a příměsí železa. Podobného názoru je i Matthes (1996), který předpokládá, že příčinou fialového zbarvení jsou ložiska Fe^{3+} a radioaktivní záření. Tuto teorii rozebral již dříve Lehmann a Moore (1966), kteří popisují, že ozáření způsobí, že Fe^{3+} ionty, které nahrazují Si ve středu tetraedru SiO_4 , ztratí další elektron a vytvoří Fe^{4+} , což je neobvyklý oxidační stav železa. Elektron uvolněný z Fe^{3+} za vzniku Fe^{4+} je zachycen jiným Fe^{3+} na jiném místě v krystalové mřížce a redukuje se na Fe^{2+} , a barevným centrem se stává pár $[FeO_4]^{2+}/Fe^{2+}$ vytvořený reakcí: $[FeO_4]^- + Fe^{3+} \rightarrow [FeO_4]^0 + Fe^{2+}$ (Lehmann a Bambauer 1973). S ohledem na skutečnost, že je barva ametystu způsobena barevnými centry na bázi železa, se jako inkluze v ametystech často vyskytují minerály železa, goethit ($FeOOH$) a hematit (Fe_2O_3) (Holden 1925).

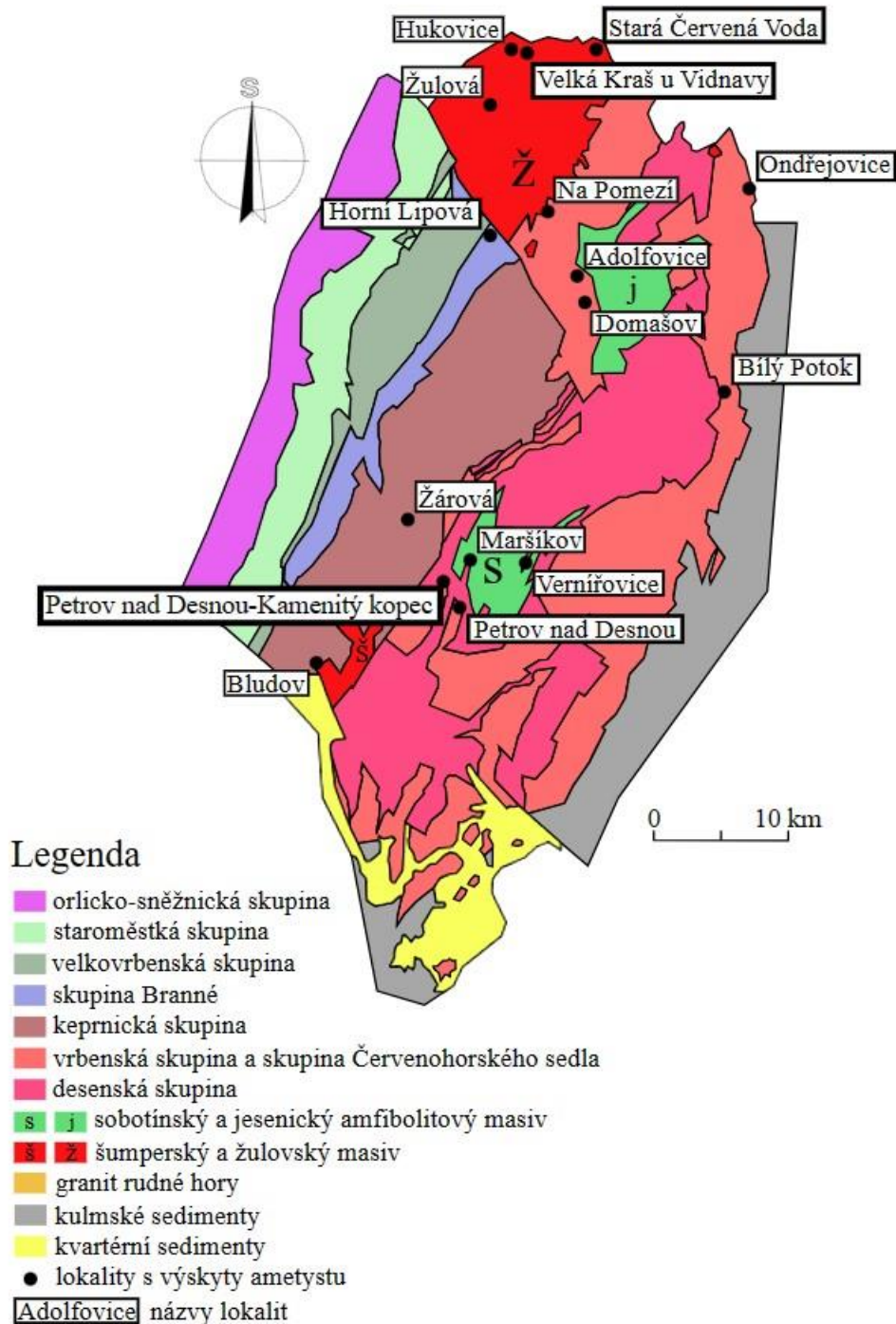
Ďud'a a Rejl (1987) rozdělují na území dnešní České republiky výskyty ametystů podle geneze do 3 genetických skupin: 1. pegmatity, 2. postmagmatické procesy a 3. rozsypy. V sileziku se setkáváme s výskyty vázanými na postmagmatické procesy, spojené s horninami se zvýšeným obsahem Fe^{3+} či na žíly s Fe mineralizací (hematit).

3.2 Výskyty ametystu v sileziku

O výskytech ametystu na území silezika pojednávají klasické mineralogické práce autorů Burkarta (1953) a Kruti (1966, 1973). Touto problematikou se zabývali ve svém manuskriptu také Ďud'a a Rejl (1987). K novějším pracím, studujícím ametyst na jednotlivých lokalitách patří např. Nepejchal (1995) a Novotný (2011). Studium

křemenných žil s výskytem ametystu na lokalitě Bludov, se zabývala ve své diplomové práci Moravcová (2012).

Na Obr. 3 jsou znázorněny lokality s výskytem ametystu v oblasti silezika podle výše uvedených autorů. Lokality jsou dále popisovány v abecedním pořadí.



Obr. 3: Geologická mapa silezika podle Kodyma (1967) a Schulmanna a Gayera (2000), doplněná o lokality s výskytem ametystu podle: Kruti (1966, 1973), Ďudi a Rejla (1987), Nepejchala (1995) a Novotného (2011).

Adolfovice

Drúzy krystalů amethystu se nachází na puklinách žilného křemene. Kusový, zonární amethyst s mléčným křemenem z křemenných žil se nachází východně a západně od Adolfovic, mezi kopcem Bezným a kótou 669,3 m, z míst nad ložiskem Johannlberk a z výchozů v údolí Šumného potoka (Kruťa 1973).

Bílý Potok, obec Vrbno pod Pradědem

Křemenná žíla proniká migmatizovanými biotitickými rulami jádra desenské skupiny. Kusový, světle fialový, zonární amethyst s mléčným křemenem byl objeven v roce 1956 z pokusných otvírek na křemen u myslivny, sz. od kóty 603 m, nedaleko soutoku Bílého potoka a Střední Opavy (Kruťa 1973).

Bludov

První nálezy amethystů spolu s křišťálem na této lokalitě pocházely z náplavů po dešti, na polích východně od obce v krystalech o velikosti 3 až 8 cm. Roku 1993 byla obnažena křemen-hematitová žíla s výskytem amethystu. Poblíž této žíly byla objevena puklina, vyplněná jílem a v ní se nacházely volně, oboustranně ukončené krystaly amethystu. Po obou okrajích křemen-hematitové žíly se vyskytovaly dutiny, ve kterých se občas nacházely drúzy amethystů světle až tmavě fialové barvy. Amethyst byl na lokalitě vždy vázán na místa, kde byl křemen bílé barvy a neobsahoval hematit. Největší amethystová drúza má rozměry 60 x 50 cm a obsahuje krystaly křišťálu. V prostřední části je srostlice krystalů amethystu. Největší z nich dosahuje cca. 8 cm (Burkart 1953, Kruťa 1966, Nepejchal 1995).

Domašov, obec Bělá pod Pradědem

Podle Ďudi a Rejla (1987) se z genetického hlediska jedná o lokalitu vázanou na postmagmatické procesy. Drúzy světle fialových nedokonale vyvinutých krystalů amethystu na puklinách žilného křemene a kusový zonární amethyst s mléčným křemenem se nacházejí u horního toku Šumného potoka (Kruťa 1973)

Horní Lipová, obec Lipová-lázně

Amethyst se nachází v podobě krystalů na puklinách žilného křemene a také jako kusový, zonární s mléčným křemenem v okolí opuštěného ložiska Cu rud (Bohrloch) na

j. svahu kopce Koprivný. Dále také ametyst nalézáme v křemenných žilách v okolí tohoto ložiska (Kruťa 1973).

Hukovice, obec Velká Kraš u Vidnavy

Ojedinelý nález provedl pan Zápařka, který našel valounek ametystu s mléčným křemenem v glacifluviálních sedimentech na poli za kravínem, naproti nádraží (Kruťa 1973). Z genetického hlediska se jedná o nález v rozsypech (Ďud'a a Rejl 1987).

Maršíkov

Ametyst je zde kusový, světle až sytě fialový v žilném křemeni z rul desenké skupiny, v polích sv. od obce a záp. od kóty 607. Druhé naleziště je v polích při lesní cestě, která odbočuje od vernířovické silnice na „Scheibengraben“ (Kruťa 1966).

Na Pomezí, obec Lipová-lázně u Jeseníka

Drúzy světle fialových sloupcovitých krystalů ametystu se objevují na stěnách puklin žilného křemene, který proniká vápencem. Objevuje se v opuštěném kamenolomu nad zastávkou železniční trati do Dolní Lipové. Ametyst je obsažen v jemnozrnných krystalických vápencích skupiny Branné v obalu Kepnické skupiny (Kruťa 1973).

Ondřejovice, obec Zlaté Hory u Jeseníka

Ametyst je znám ze šterkopískovny v trati Strážovice. Nacházejí se zde drúzy fialových, sloupcovitých krystalů ametystu na stěnách puklin křemene a kusový, zonární ametyst s mléčným křemenem (Kruťa 1973).

Petrov nad Desnou

Křemenná žíla se nachází při okraji lesa cca. 1,7 km VJV směrem od železniční stanice Petrov nad Desnou. Studovaná lokalita se nachází 1,8 km JZ směrem od kóty Kamenitý kopec. Žíla byla nafárána při rozšiřování lesní cesty, vedoucí zhruba od zemědělského areálu v Petrově nad Desnou, pod vrchol Petrovského vrchu (778 m n.m.) Žíla byla součástí výchozu velikosti cca 7 x 2,2 m a měla v odkryvu směr SV – JZ. Ametyst se nacházel v krystalované podobě jenom zcela ojedinele. Krystaly ametystu byly maximálně středně sytě fialové, průsvitné a místy s přechody do mléčného

křemene. Tvar krystalů byl nízce sloupcovitý, s poměrně krátkými plochami prizmatu. Délka krystalů nepřesahovala 2,5 cm. Hojněji se na lokalitě nacházely agregáty a čočkovité výplně amethystu. Velikost těchto výplní byla od 4 do 9 cm (Kruťa 1966, Novotný 2011).

Stará Červená Voda

Žilný křemen prostupuje biotitickým granitem žulovského masivu. Drúzy krystalů světle fialového amethystu nebyly příliš hojné. Častěji se vyskytoval jako kusový zonární amethyst s mléčným křemenem, připomínající amethyst z Bochovic u Třebíče. Lokalita je v opuštěném zatopeném kamenolomu na křemen, vlevo od silnice ke státní hranici v trati mokřiny (Kruťa 1973).

Velká Kraš u Vidnavy

Ojedinelý nález byl uskutečněn ve skrývce křemenné žíly JJV směrem od obce, v lese Bažantice (Kruťa 1973).

Vernířovice

Drúzy fialových krystalů amethystu byly nalezeny na puklinách žilného křemene v migmatizovaných biotitických rulách, v jádru desenské skupiny (Kruťa 1966).

Žárová

Výskyt amethystu je vázán na křemennou žílu v puklině biotitické ortoruly keprnické skupiny. Amethyst je kusový, zonální s mléčným křemenem.

Žulová

Amethyst byl nalezen v kamenolomu S směrem od kostela, při soutoku Stříbrného potoka a Vidnávky. Křemen tvoří značnou část pegmatitu, občas jako čistá křemenná žíla se zonární stavbou. Polohy mléčně bílého křemene se vzácně střídají s kusovým, světle fialovým amethystem (Kruťa 1973).

4. Metodika

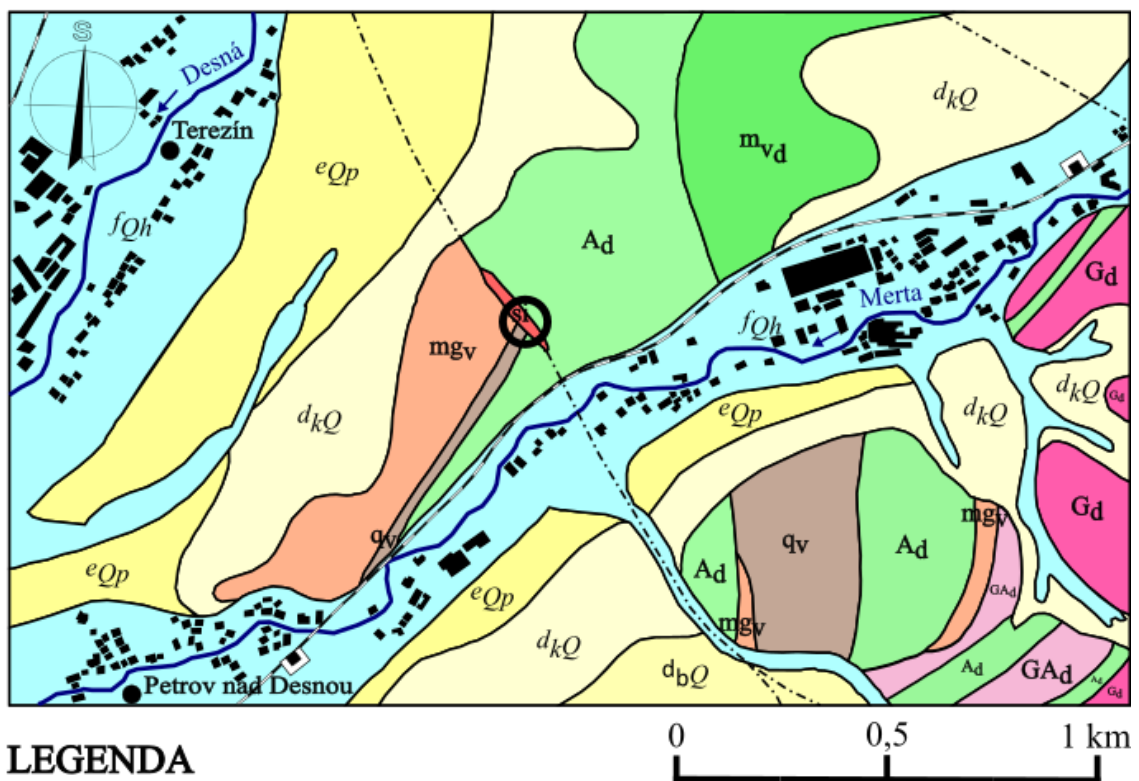
Na lokalitě Petrov nad Desnou – Kamenitý kopec (viz. Obr. 3) proběhl v březnu 2022 terénní průzkum, kdy byly odebrány vzorky křemene a ametystu z žíly a zároveň vzorky okolní horniny. Vzorky byly nejprve zdokumentovány fotoaparátem a následně makroskopicky popsány. Z okolní horniny, kterou žíla proniká, byl zhotoven zakrytý výbrus pro mikropetrografický popis a pro semikvantitativní analýzu (606 bodů) s pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX 51. Z ametystové žiloviny byly vyrobeny oboustranně leštěné destičky. Zakrytý výbrus i leštěné destičky byly zhotoveny na Katedře geologie PřF UP v Olomouci. Destičky byly poté pozorovány v polarizačním mikroskopu, kde byly sledovány petrografické vlastnosti fluidních inkluzí (velikost, tvar, fázové složení a distribuce). Podle metodiky Zachariáše (2000) bylo řešeno rozlišení primárních (P), pseudosekundárních (PS) a sekundárních (S) fluidních inkluzí, u všech byla prokázána kapalná fáze (L – liquid) a u většiny navíc i plynná fáze (V – vapour). Destičky byly poté odlepeny od podložních sklíček v nitrometanu a rozlámány na úlomky vhodné pro mikrotermometrické měření.

Mikrotermometrická měření fluidních inkluzí byly prováděny na Katedře geologie PřF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600. Metoda kryometrie poskytla T_f – teplotu zamrznutí FI, T_e – eutektickou teplotu, T_{mice} – teplotu tání ledu. Při homogenizačních měřeních byla stanovena T_h – teplota homogenizace. K interpretaci dat z mikrotermometrických měření byl použit program Fincor (Brown 1989) s kalibracemi pro vodné roztoky podle Zhanga a Frantze (1987). Podle Bodnara (1993) byly vypočteny salinity vodných roztoků fluidních inkluzí.

5. Výsledky

5.1 Výsledky terénního výzkumu

Lokalita Petrov nad Desnou-Kamenitý kopec se nachází přibližně 1 km ssv. od železniční stanice Petrov nad Desnou zastávka a 1 km zjz. od železniční stanice v Sobotíně. Křemen-ametystová žíla je situována na tektonické poruše oddělující amfibolity až metahornblendity sobotínského masivu od kvarcitů a dvojslídnych svorů až rul silezika (viz Obr. 4).

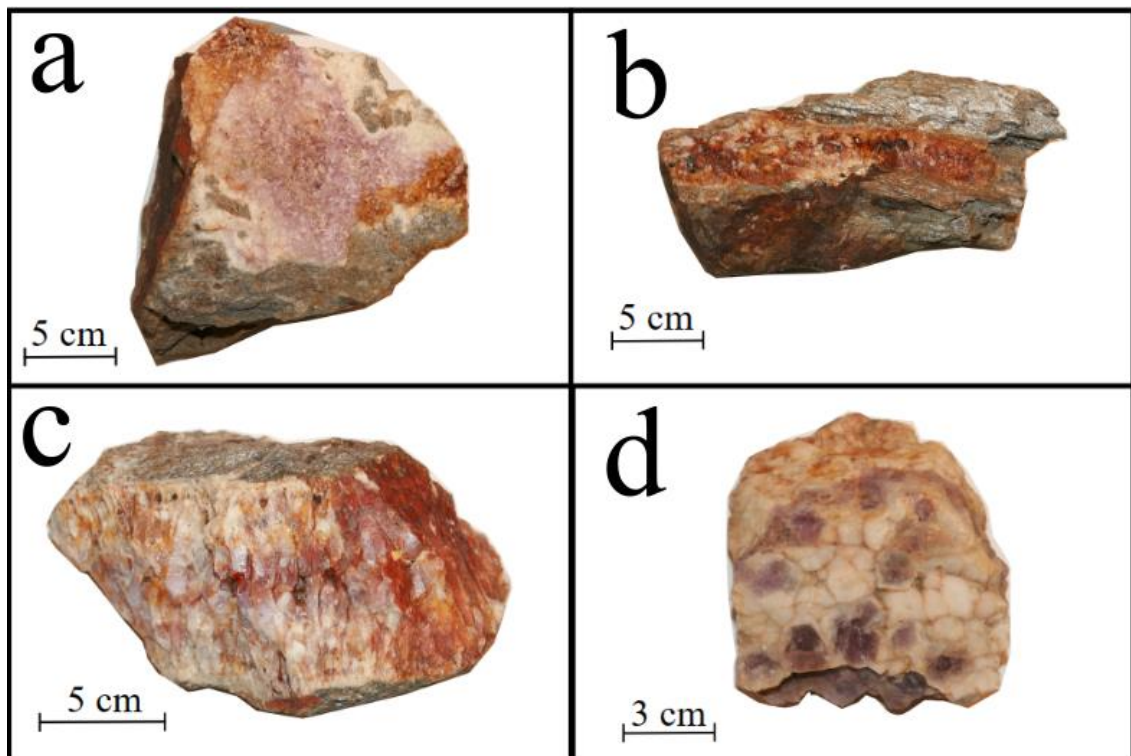


Obr. 4: Výřez z geologické mapy v měřítku 1:25000 s vyznačením zájmového území. Kvartérní sedimenty generalizovány. Převzato z: <https://mapy.geology.cz/geocr25/#>



Obr. 5: Stav lokality v březnu 2022 (autor fotografie: dr. K. Kropáč)

Při terénním výzkumu bylo odebráno několik reprezentativních vzorků (15 ks). Lokalita měla v březnu 2022 rozměry 11 x 10 m. Kvůli nepřítomnosti souvislého výchozu zde nebylo možné provést měření geologickým kompasem. Ze směru výkopu, který směřně sledoval žílu, se dá usoudit orientace SZS – VJV. Rozměry výkopu byly v březnu 2022 následující: 2,7 m délka, 1,5 m výška a 1,0 m šířka (Obr. 5).



Obr. 6: Fotodokumentace reprezentativních vzorků křemen-ametystové mineralizace

Vzorky odebrané pro laboratorní výzkum byly makroskopicky popsány. Na Obr. 6 jsou znázorněny fotografie čtyř reprezentativních zástupců. První vzorek (Obr. 6a) tvoří křemen-ametystová mineralizace na puklině kvarcitického muskovitického svoru až místy muskovitického kvarcitu (podrobnější mikroskopický popis v kapitole 5.2.1). Tato hornina je šedé barvy, slída (sericit až muskovit) pokrývající foliační plochy má perleťový až hedvábný lesk a dodává hornině fylitový nebo spíše svorový vzhled (viz Obr. 6b). Hojně se v hornině nachází i čočky sekrečního křemene, které mají mocnost až 2 cm, a jsou bílé až šedé barvy a jsou hrubozrnné.

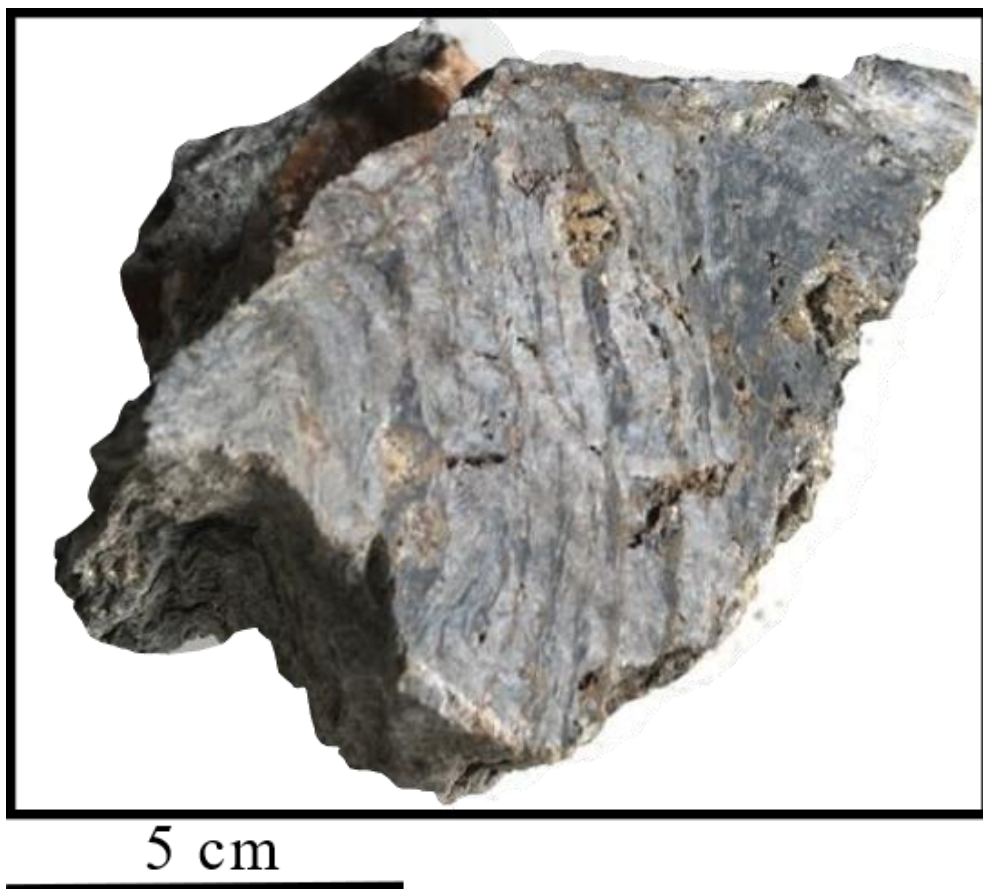
Křemen-ametystové žíly jsou tvořeny převážně mléčným křemenem, který je kusový nebo tvoří stejné agregáty jako ametyst a často bývá pokryt oranžovohnědým povlakem „limonitu“ (viz Obr. 6c). Ametyst je na lokalitě přítomen v několika podobách. Tvoří hrubozrnné agregáty se zrny světle fialové barvy o velikosti 0,5–1 cm (Obr. 6b). Dále je ametyst přítomen spolu se železitým křemenem oranžovohnědé barvy v podobě drobných krystalků, dosahujících velikosti max. 1 cm (Obr. 6b). Krystalky mají krátce sloupcovitý habitus, jsou tvořeny základním prizmatem bez vodorovného rýhování a jsou občas ukončeny klencem nebo spojkou dvou klenců. Žíla má mocnost až 5 cm. Ametyst v tomto případě krystalizoval uprostřed křemenné žíly, která proniká okolní horninou a je světlé až středně syté fialové barvy. Křemen-ametystová žíla na Obr. 6c má mocnost až 10 cm. Krystaly mají sloupcovitý habitus, jsou tvořeny prizmatem s vodorovným rýhováním a jsou ukončeny klencem. Ametyst je také zonální, fialové zbarvení se koncentruje většinou uprostřed žiloviny tvořené mléčným křemenem (Obr. 6d). Velikost ametystové zóny na Obr. 6d je až 1,5 cm a místy dosahuje až tmavě fialové barvy.

5.2 Výsledky laboratorního výzkumu

5.2.1 Pozorování v polarizačním mikroskopu

Ze vzorku okolní horniny (Obr. 8) byl zhotoven zakrytý výbrus, pro pozorování v polarizačním mikroskopu. Zároveň byla provedena semikvantitativní analýza zakrytého výbrusu pro určení horninového typu. Procentuální zastoupení minerálů v hornině je podle výsledků semikvantitativní analýzy následující: *křemen 60,4 %*, *muskovit 30,0 %*, *opakní minerály 9,1 %* a *akcesorie (zirkon) 0,5 %*. Podle tohoto

zastoupení se hornina může nazvat jako kvarcitický muskovitický svor až muskovitický kvarcit. Je nutné uvést, že vzorec zcela neodpovídá definici ani jedné z uvedených hornin. Ve výbrusu nebyly zastiženy další minerály typické pro asociaci svoru (např. plagioklas nebo minerály tvořící porfyroblasty, jako granát nebo staurolit). Pro určení na kvarcit nemá tato hornina dostatek křemene (tj. >70 nebo podle některých autorů >80 obj. %). Textura okolní horniny je plošně výrazně paralelní, střídají se v ní pásy obsahující zejména křemen, které mají lepidogranoblastickou strukturu, s pásy s převahou sericitu až muskovitu, které mají lepidoblastickou strukturu. Foliační plochy jsou detailně provrásněné (Obr. 7).

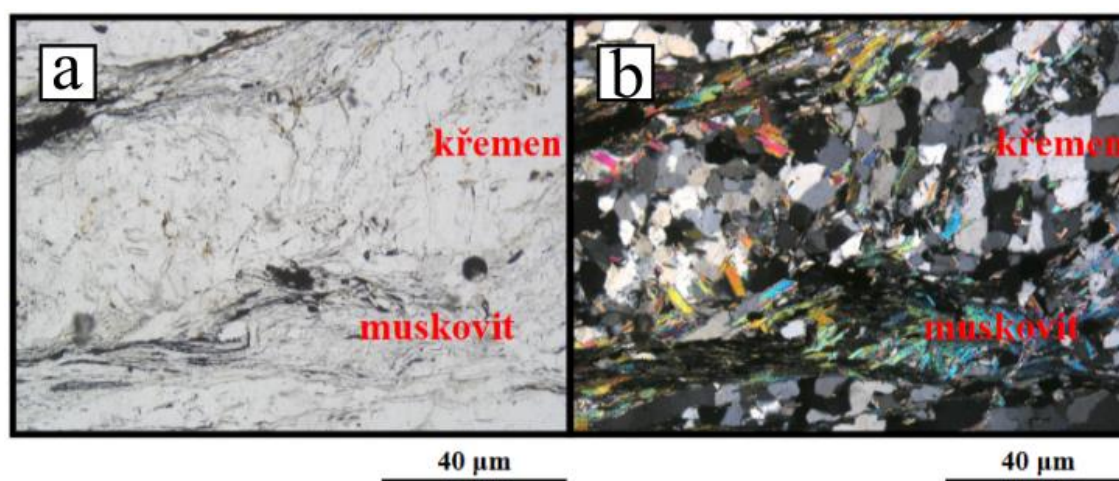


Obr. 7: Fotografie makrovzorku okolní horniny s řeznou plochou, ze kterého byl zhotoven zakrytý výbrus

Křemen je v PPL (Obr. 8a) bezbarvý a bez pleochroismu. Ve výbrusu vytváří zrna, která jsou izometrického tvaru a jejich omezení je xenomorfní. Reliéf křemene je propadající vůči muskovitu. V křemenu jsou hojné nepravidelné trhlinky. V XPL (Obr. 8b) má křemen černošedou až bílo nebo bíložlutou interferenční barvu I. řádu a zháší undolózně.

V PPL (Obr. 8a) je muskovit bezbarvý a bez pleochroismu. Zrna mají tabulkovitý tvar s automorfním až hypautomorfním omezením. Reliéf muskovitu je vystupující vůči křemenu, povrch je drsný. Štěpnost muskovitu je dokonalá, paralelní s protažením lupínků v průřezu. V XPL (Obr. 8b) má muskovit zelenou, žlutou až růžovou interferenční barvu II. řádu a v některých případech až modrofialovou interferenční barvu III. řádu. Zháší téměř rovnoběžně se štěpnými trhlinami.

Opakní minerály mají v PPL i XPL černou barvu. Zrna opakních minerálů jsou omezena xenomorfně až hypautomorfně a mají nepravidelný tvar. Zirkon je v PPL bezbarvý a bez pleochorismu. Tvoří zaoblená zrna s automorfním omezením. V XPL má zirkon až růžovou interferenční barvu III. řádu.



Obr. 8: Mikrofotografie horniny. Snímek „a“ v PPL, snímek „b“ v XPL

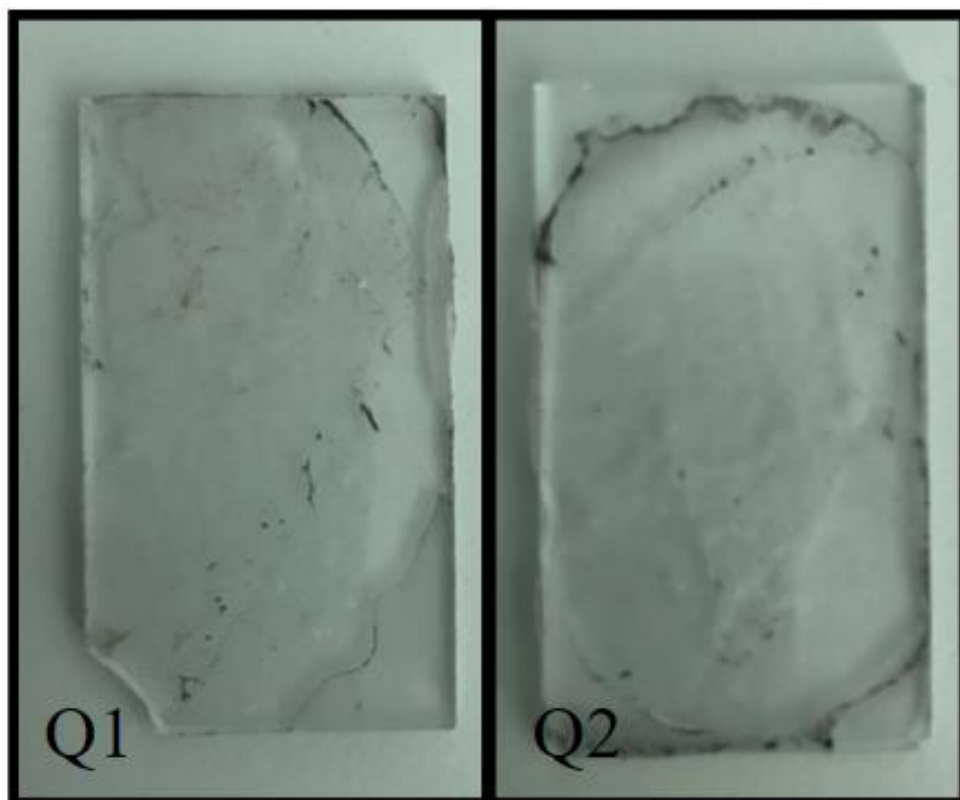
5.2.2 Petrografické vlastnosti fluidních inkluzí

Pro studium fluidních inkluzí byly zhotoveny 2 oboustranně leštěné destičky z křemenných žil s přítomností amethystu (Obr. 9), označené jako Q1 a Q2 (viz Obr. 10), které byly zkoumány v polarizačním mikroskopu. Zařazení inkluzí do genetických tříd bylo poměrně složité a nejednoznačné. V přírůstkových zónách byly přítomny submikroskopické primární jednofázové fluidní inkluze. Pro svou malou velikost (méně než $x \mu\text{m}$) se v nich nedalo měřit mikrotermometrické parametry. V obou vzorcích byly identifikovány především pravděpodobně pseudosekundární (?) fluidní inkluze. Přítomnost sekundárních inkluzí nebyla vyloučena.



3 cm

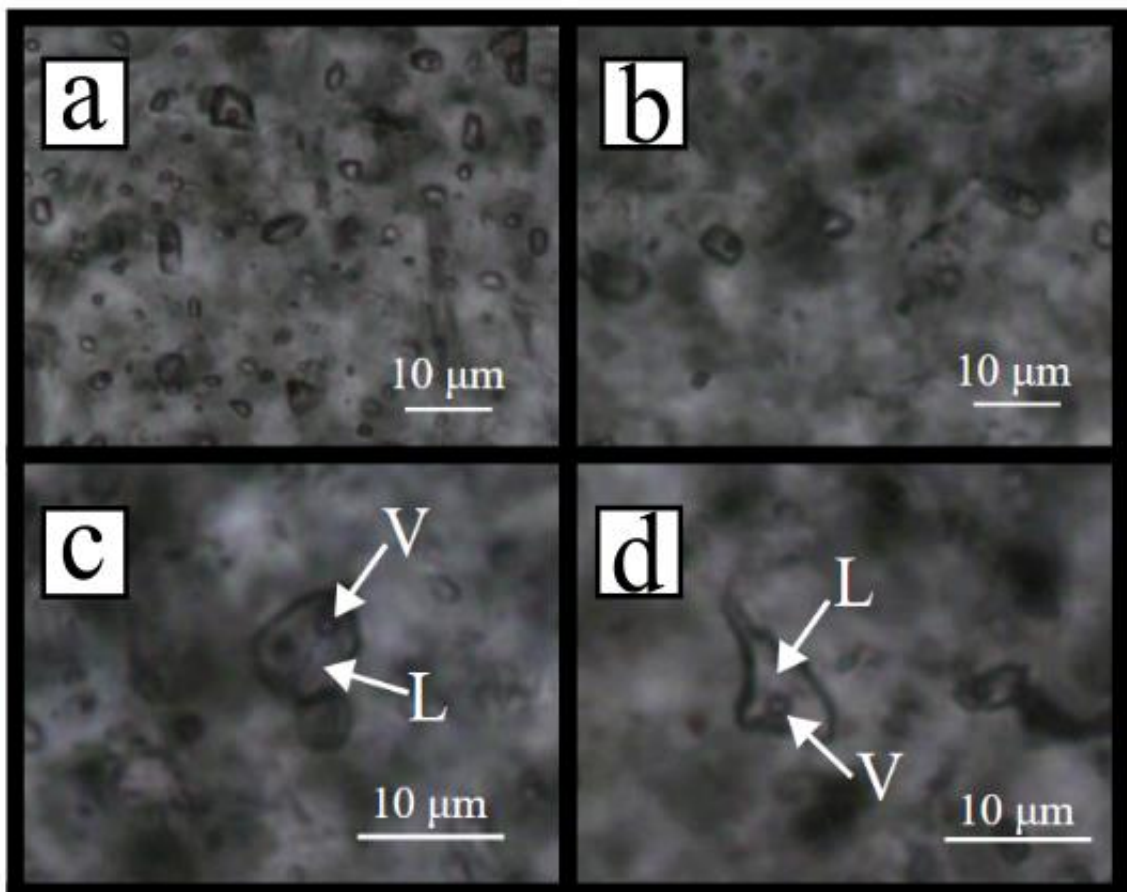
Obr. 9: Fotografie makrovzorku křemenné žíly s ametystem s řeznou plochou, ze kterého byla zhotovena leštěná destička s označením Q2



Obr. 10: Oboustranně leštěné destičky Q1 a Q2

Pseudosekundární inkluze byly v obou vzorcích prakticky identické. Velikost fluidních inkluzí se pohybovala v rozmezí 1–20 μm (Obr. 11a-d). Převažovaly inkluze menších rozměrů do 10 μm . Nejčastěji byly v obou vzorcích přítomny inkluze nepravidelného tvaru, méně potom plochého či oválného tvaru (Obr. 11a,b). Tyto inkluze se vyskytovaly v krátkých a neprůběžných řádcích. Ve vzorku Q1 se zřídka nacházely solitérní fluidní inkluze (Obr. 11c), u nichž nelze vyloučit také primární původ. Na snímku 11d, je zobrazena L+V inkluze s výběžkem, v okolí shluku menších L+V inkluzí.

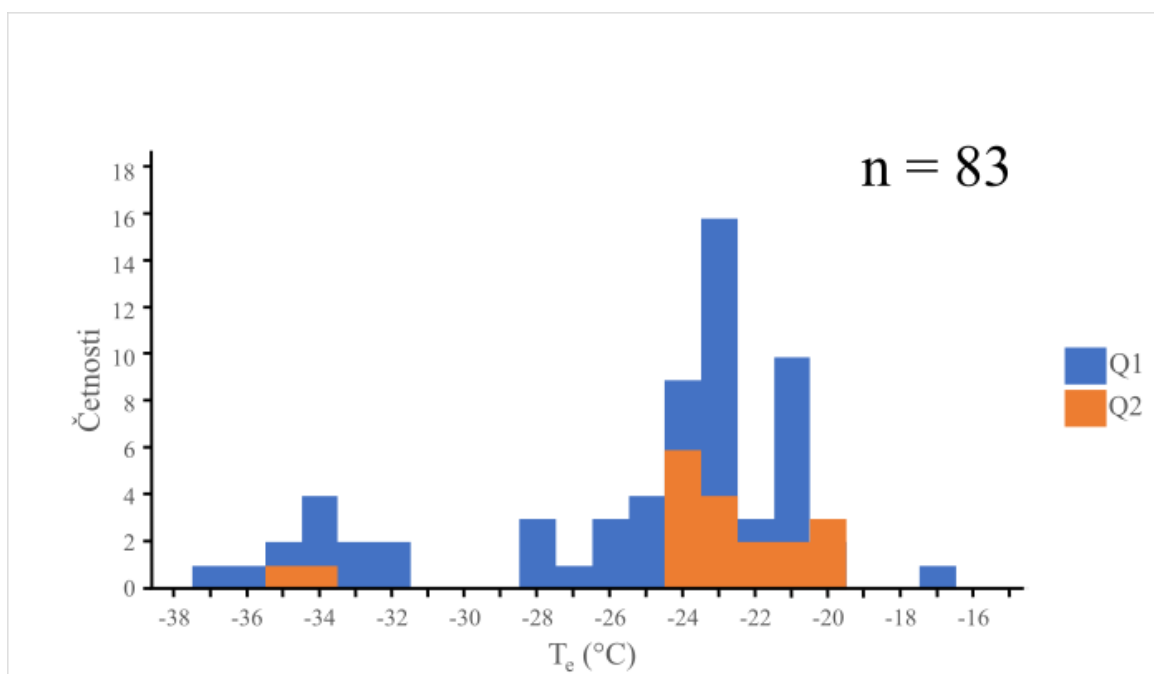
Ve vzorcích byly přítomny jednofázové (L) a dvoufázové (L+V) fluidní inkluze. Jednofázové fluidní inkluze obsahovaly pouze kapalnou fázi a byly velice malých rozměrů (1–5 μm). Dvoufázové fluidní inkluze byly složeny z vodného roztoku a plynové bublinky. Stupeň zaplnění F fluidních inkluzí se v obou vzorcích pohyboval v rozmezí 0,80–0,95.



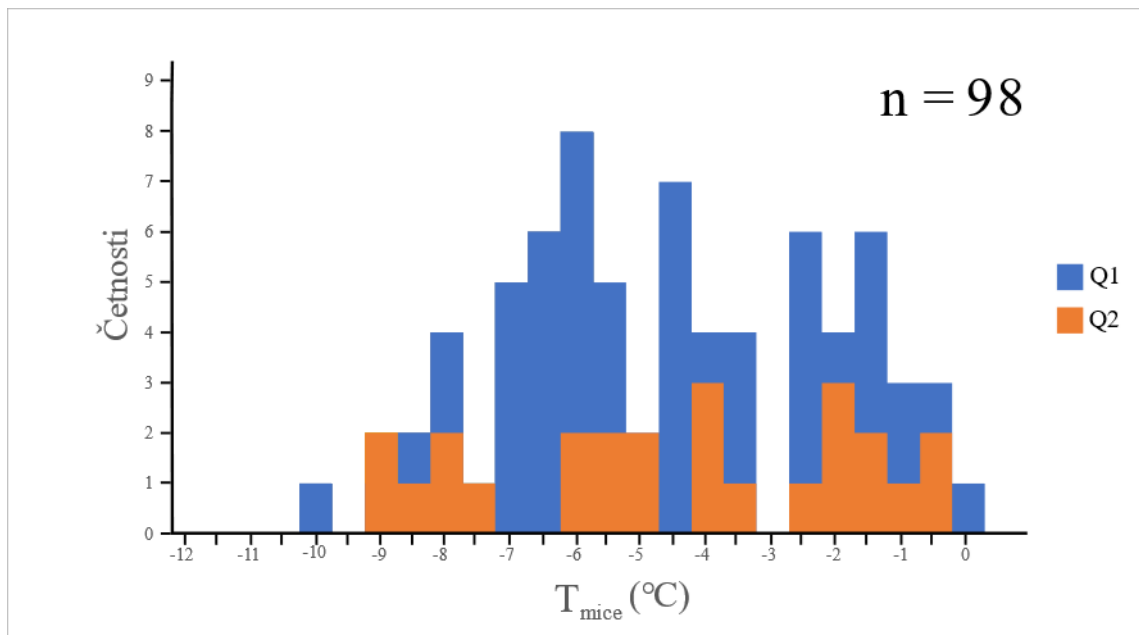
Obr. 11: Fluidní inkluze ve vzorcích Q1 a Q2

5.2.3 Mikrotermometrie

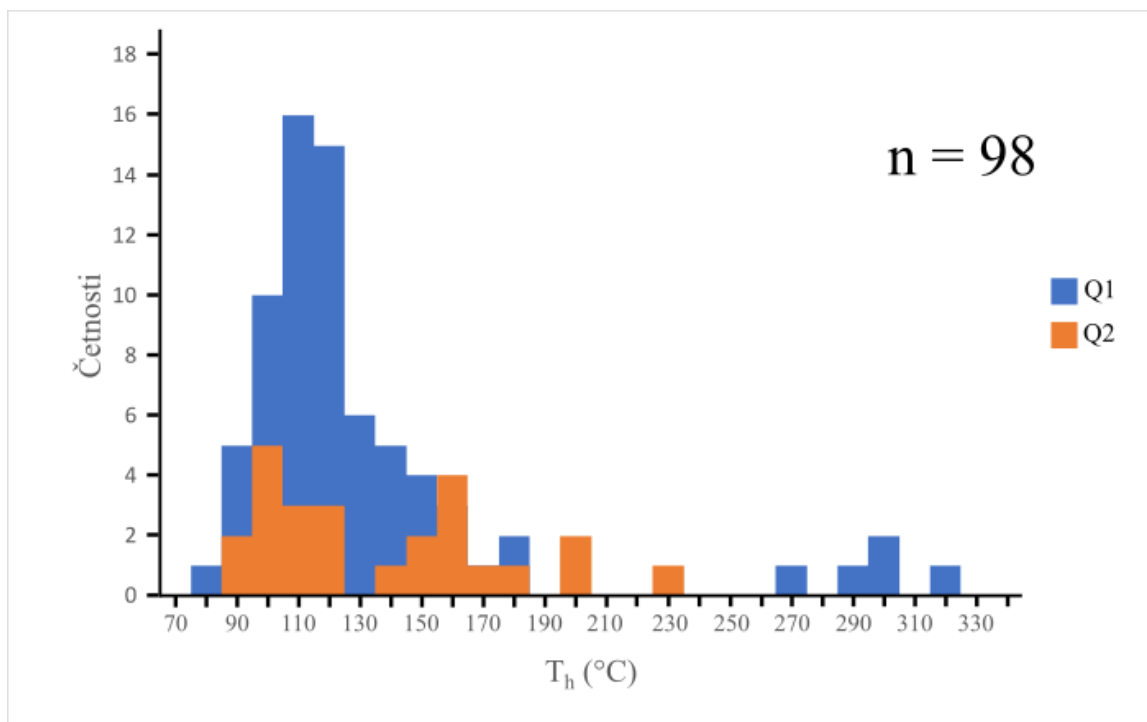
Celkem byly změřeny mikrotermometrické parametry u přibližně 150 fluidních inkluzí (viz Přílohy). Teplota zamrznutí (T_f) se pohybovala v intervalu od $-66,1\text{ °C}$ do -33 °C ($n = 131$). Zamrznutí se obvykle projevilo zmizením plynové bublinky. Při následném zahřívání byla u některých inkluzí detekována eutektická teplota T_e . Interval naměřených eutektických teplot byl od $-37,6\text{ °C}$ do $-17,3\text{ °C}$ ($n = 83$) (Obr. 12). Dále byla při zahřívání zaznamenávána teplota tání poslední pevné fáze, kterou představoval vždy led (T_{mice}). Tato teplota byla zaznamenána v rozmezí $-10,2\text{ °C}$ až $-0,3\text{ °C}$ ($n = 98$) (Obr. 13). Teploty homogenizací, kdy vždy docházelo k homogenizaci na kapalinu, byly detekovány v širokém intervalu od 79 °C až po $229,4\text{ °C}$ a výjimečně i v rozmezí $\sim 270\text{--}320\text{ °C}$ ($n = 98$) (Obr. 14).



Obr. 12: Histogram naměřených eutektických teplot T_e



Obr. 13: Histogram naměřených teplot tání ledu T_{mice}



Obr. 14: Histogram naměřených teplot homogenizace T_h

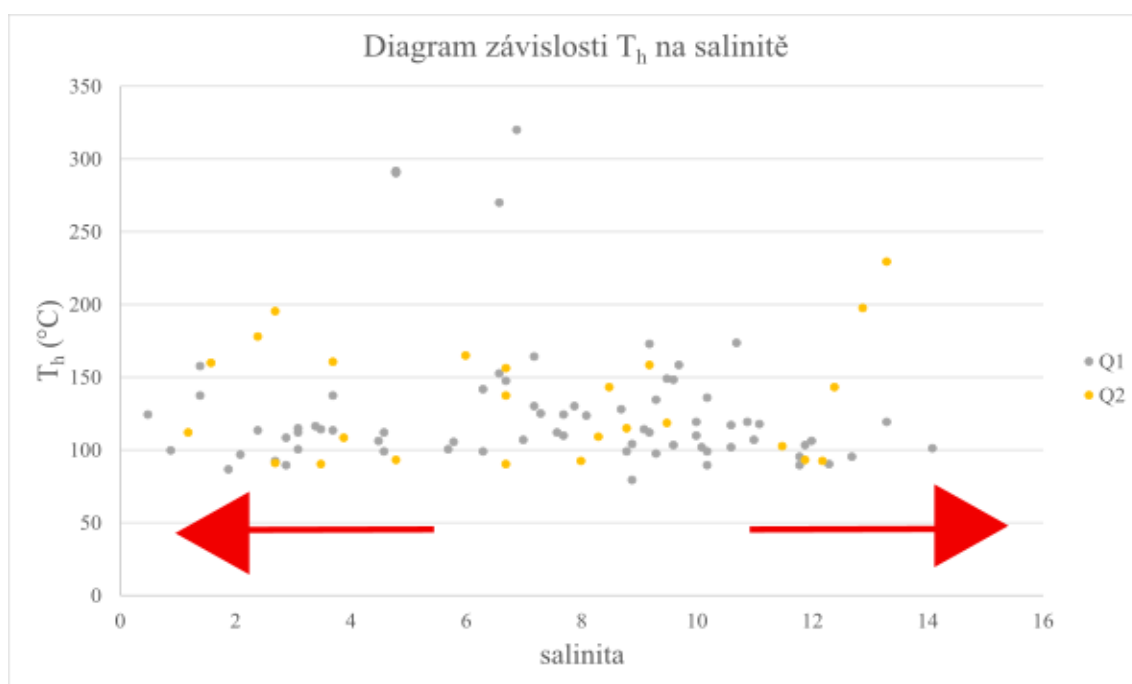
6. Diskuze

6.1 Složení fluidních inkluzí

Ve vzorcích Q1 a Q2 se vyskytovaly fluidní inkluze typu L+V vyplněné pouze vodným roztokem. Podle naměřených eutektických teplot (T_e) se dá rozpoznat chemické složení vodných roztoků. Nejčastěji se pohybovala eutektická teplota fluidních inkluzí v rozmezí $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-21\text{ }^{\circ}\text{C}$, což odpovídá systému NaCl–H₂O. V některých případech byla naměřena T_e v rozmezí -21 až $-17,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, což může indikovat i menší obsah KCl v systému. Dále byly ve vzorcích Q1 i Q2 identifikovány fluidní inkluze s vodným roztokem obsahujícím MgCl₂, FeCl₂ nebo FeCl₃ ($T_e = -32$ až $-36\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Naměřené teploty tání poslední pevné fáze (ledu), se dají využít k výpočtu salinity fluidních inkluzí. Vzhledem k širokému rozptylu naměřených hodnot T_{mice} , lze usoudit poměrně různou salinitu vodných roztoků v rozmezí 0,5 až 14,1 hmot. % NaCl ekv (Bodnar 1993), což odpovídá roztokům o střední a nízké salinitě.

Podle Zachariáše (2000) můžeme v diagramu závislosti naměřených hodnot T_h na salinitě vodných roztoků pozorovat trend odpovídající isotermálnímu míšení roztoků různé salinity (Obr. 15). Čtyři odlehlé body v diagramu představují fluidní inkluze ve vzorku Q1 s vyšší hodnotou T_h , která byla pravděpodobně zapříčiněna vyšším objemem plynné fáze.



Obr. 15: Diagram závislosti T_h na salinitě

6.2 Srovnání výsledků studia fluidních inkluzí

V rámci jednotky silezika byla v minulosti provedena řada studií fluidních inkluzí v různých geologických prostředích. Ďurišová (1990) provedla studium fluidních inkluzí ve vrbenské skupině, v okolí polymetalického ložiska u Zlatých Hor. Autorka rozlišila v křemenech fluidní systémy typu $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ s příměsí CH_4 , $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ a $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$. Na vulkano-sedimentárním ložisku Horní Město ve vrbenské skupině zjistili Fojt et al. (2007) dva typy metamorfních fluidních systémů. První z nich obsahoval systém $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ se salinitou v rozmezí 5–7 hmot. % NaCl ekv. a T_h v rozsahu 200–300 °C. Druhý obsahoval systém $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ se stejnou salinitou (5–7 hmot. % NaCl ekv.) a nižší T_h (120–220 °C). Zároveň byly pro tyto typy fluid odvozeny P–T podmínky variské metamorfózy 350–400 °C a 4–5 kbar. Dále byly zjištěny post-metamorfní typy fluid se složením $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, s nižšími hodnotami T_h (90–150 °C) a vyšší salinitou (21–24 hmot. % NaCl ekv.). Na lokalitě Mísečky zkoumali Novotný a Zimák (2003) fluidní inkluze v křemenech z alpské mineralizace. Autory byly detekovány P a S fluidní inkluze s chemickým složením $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Primární inkluze vznikaly za tlaků 1–5 kbar, kterým odpovídala teplota homogenizace (T_h) 345–360 °C. Pro sekundární inkluze byl tlak odpovídající teplotám homogenizace 380–430 °C (T_h) stanoven na 0,75–1 kbar. Kropáč (2012) zkoumal fluidní inkluze na lokalitách Hutisko, Jelení hřbet a Švagrov, kde se v desenských rulách vyskytují konformně uložené polohy páskovaných křemen-magnetitových rud. Na lokalitě Hutisko byly autorem identifikovány trojfázové inkluze s CO_2 (P, PS, S), dvoufázové inkluze s vodným roztokem (PS(?), S) a jednofázové S inkluze s H_2O . Autor stanovil P–T podmínky pro dvoufázové S inkluze na teplotu 150–300 °C a tlak vyšší než 2 kbar. Na lokalitě Jelení hřbet Kropáč (2012) identifikoval trojfázové inkluze s CO_2 a dvoufázové inkluze s vodným roztokem. Inkluze s CO_2 pravděpodobně souvisí s metamorfními fluidy, která byla generována při variské metamorfóze. Na lokalitě Švagrov v bezprostřední blízkosti sobotínského amfibolitového masivu autor rozpoznal jednofázové i dvoufázové inkluze s různým stupněm zaplnění. Všechny FI byly vyplněny pouze vodným roztokem. Slobodník et al. (2010, 2020) studovali křemenné žíly s křišťálem v severní části silezika, v blízkosti žulovského masivu. Pro vznik křišťálů uvádějí tři genetické modely a typy fluid. Prvním typem jsou pozdně

magmatická-pegmatitová hydrotermální fluida variského stáří. Druhým typem jsou metamorfni hydrotermální fluida s žilami alpského typu variského stáří. Třetím typem jsou post-variská hydrotermální fluida představující transformované sedimentární solanky. Urban a Buriánek (2022) zkoumali fluidní inkluze v křemenných žilách rul z keprnické skupiny. Autoři určili fluidní inkluze třech typů (1. L+V, 2. L+V+S±S2 a 3. L1+L2+V). První a třetí typ fluid považují autoři za systémy, které vznikaly za metamorfni podmínek variské orogeneze. Tyto typy byly uzavírány v inkluzích za teplot 190-300 °C a tlaku 90-160 MPa. Druhý typ fluid obsahoval dceřiné minerály a byl vysokosalinní, a autoři jej považují za povariský.

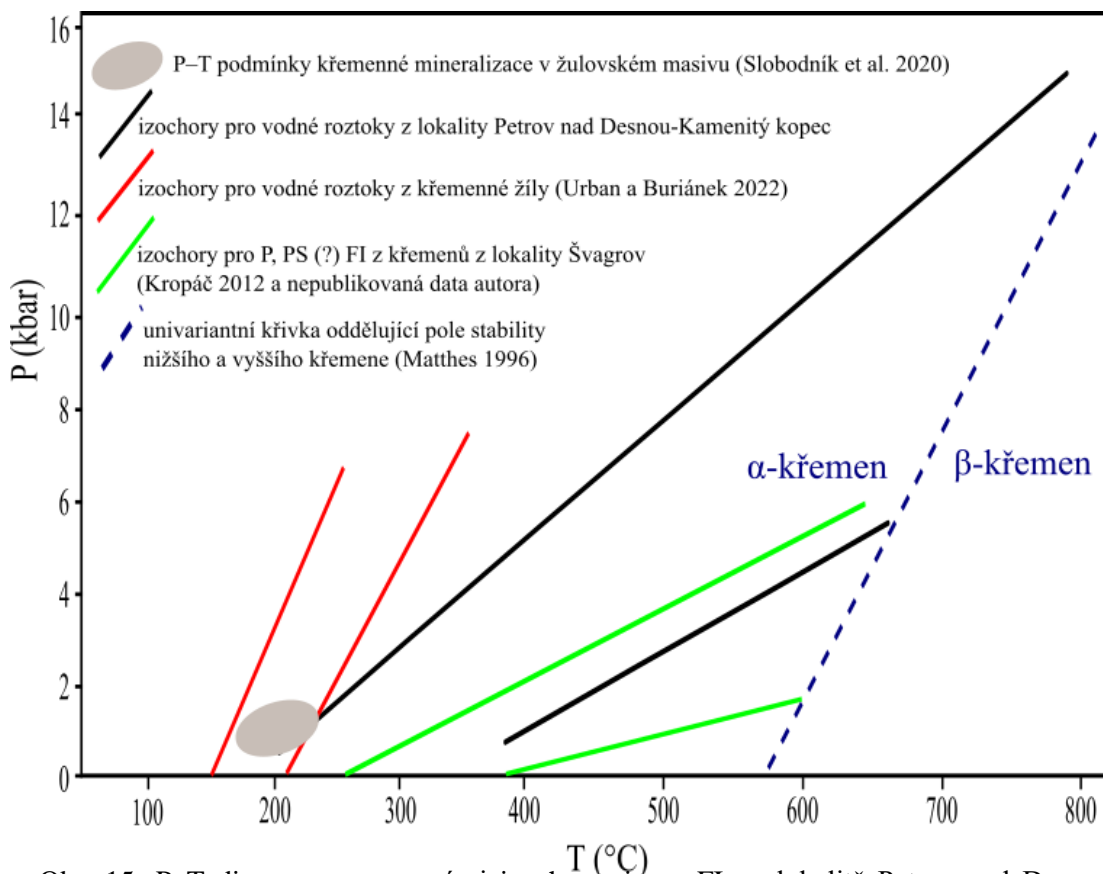
Křemen-ametystová mineralizace na lokalitě Petrov nad Desnou obsahuje fluida s nízkou až střední salinitou (0,5–14,1 hmot. % NaCl ekv.) a poměrně variabilní teplotou homogenizace (79 °C až po 270 °C výjimečně 320 °C). Při srovnání těchto parametrů s dalšími pracemi z oblasti silezika, je na první pohled patrná absence fluid s CO₂, která jsou obvykle charakteristická pro metamorfni původ mineralizace v jednotce silezika (Ďurišová 1990, Fojt et al. 2007, Kropáč 2012, Novotný a Zimák 2003). Při detailnějším pohledu na geologickou stavbu bližšího okolí (Obr. 4) se nabízí jako pravděpodobná možnost, hledat původ fluid ve spojení s okolními intruzemi. Sobotínský amfibolitový masiv je devonského stáří (Koverdinský 1993) a je tedy pravděpodobně starší než tektonické poruchy, na kterých jsou křemen-ametystové žíly. Zdrojem fluid mohly být spíše mladší intruze šumperského masivu a masivu Rudné hory, u kterého Schulmann et al. (2014) a Uher et al. (2022) radiometricky doložili postvariskou tektonicko-termální aktivitu na zlomových systémech se zvýšenou cirkulací fluid v rozmezí 280-260 Ma. Tektonika byla v tu dobu v oblasti již vytvořena a díky tomu mohla fluida volně migrovat napříč zlomovými pásmy. Křemen-ametystové žíly se ale v sileziku vyskytují i na místech geograficky vzdálenějších od zmiňovaných masivů (Kruťa 1966, 1973). Není vyloučeno, že geneze křemen-ametystových žil nesouvisí s mladšími povariskými fluidy. Z výšše uvedeného je zřejmé, že původ fluid nelze na základě dostupných dat jednoznačně určit.

6.3 P–T podmínky

Fluidní inkluze v obou vzorcích vykazují poměrně stálé fázové poměry. Za tohoto předpokladu lze usuzovat, že byly inkluze zachyceny z homogenního fluida. Teploty vzniku mineralizace jsou podle Huraiové et al. (2002) vyšší než naměřené hodnoty

teplot homogenizací T_h . Zjištění skutečných P–T podmínek se dá realizovat v kombinaci izochor a nezávislých termometrů či barometrů.

Podle rovnice Zhanga a Frantze (1987), byly v programu Flincore vypočteny krajní izochory, které byly vyneseny do P–T diagramu (Obr. 15). Pro srovnání byly do diagramu vyneseny P–T podmínky pro fluida v křemenné mineralizaci ze žulovského masivu (Slobodník et. al 2020) a pro křemenné žíly v metamorfitech keprnické skupiny (Urban a Buriánek 2022). Dále byly vyneseny izochory pro P, PS (?) fluidní inkluze obsahující vodné roztoky v křemenu z páskovaných železných rud z lokality Švagrov (Kropáč 2012 a nepublikovaná data autora). Isochory pro vodné roztoky z lokality Petrov nad Desnou – Kamenitý kopec vykazují určitou podobnost s izochorami pro vodné roztoky v P, PS (?) FI z křemenů z lokality Švagrov (Kropáč 2012 a nepublikovaná data autora). Přesnější vymezení P–T podmínek není pouze na základě mikrotermometrických dat možné a minerální asociace žíly a okolní horniny neumožňuje použít nezávislý termometr. Podle morfologie krystalů křemene je zřejmé, že se jedná o nižší křemen (vznik při $T \leq 573$ °C při atmosférickém tlaku). Skutečná teplota krystalizace obecného křemene a ametystu byla určitě výrazně nižší, než je tato teplota.



Obr. 15: P–T diagram s vnesenými izochorami pro FI na lokalitě Petrov nad Desnou – Kamenitý kopec a jejich srovnání s dalšími pracemi

7. Závěr

Křemen ametystová žíla na lokalitě Petrov nad Desnou – Kamenitý kopec je situována na zlomovém systému ve směru SZS – VJV na rozhraní amfibolitů až metahornblenditů sobotínského masivu a kvarcitů a dvojslídnych svorů až rul silezika. Horninu v okolí žíly tvoří kvarcitický muskovitický svor až místy muskovitický kvarcit. Studium a následným mikrotermometrickým měřením fluidních inkluzí v ametystu byly identifikovány především pseudosekundární fluidní inkluze. Nejvíce se vyskytovaly dvoufázové fluidní inkluze L+V, méně pak jednofázové L.

Vodné roztoky (H_2O –soli) obsahovaly nejčastěji NaCl, méně potom $MgCl_2$, $FeCl_2$ nebo $FeCl_3$, či KCl. Salinita daných roztoků byla podle odpovídajících teplot tání ledu (T_{mice}) střední až nízká (0,5-14,1 hmot. % NaCl ekv.). Rozmezí teplot homogenizací (T_h) se obvykle pohybovalo v rozmezí teplot ~ 80 – 230 °C (výjimečně ~ 270 – 320 °C) Ojedinělé vyšší teploty homogenizace (až ~ 270 – 320 °C) byly zapříčiněny vyšším obsahem plynné fáze. Fluidní inkluze pravděpodobně vznikaly za P–T podmínek, při kterých byla fluida zachycena v homogenním stavu a naměřené teploty homogenizace tedy pravděpodobně odpovídají minimálním možným teplotám pro zachycení fluid. Původ fluid je nejasný, jako nejpravděpodobnější varianta se však jeví spojitost vzniku křemen-ametystové mineralizace s intruzemi šumperského masivu a granitu Rudné hory. V době intruze byla již tektonika v dané oblasti vytvořena, a fluida tak mohla volně migrovat v prostředí zlomových poruch.

8. Literatura

- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683–684.
- Bouška V., Kouřimský J. (1976): *Drahé kameny kolem nás*. 2. vydání. – Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- Brown Ph. E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program. – Second biennial Pan-American conference on reasearch on fluid inclusions, program with abstracts, 14.
- Burkart E. (1953): *Moravské nerosty a jejich literatura*. – ČSAV Praha.
- Dud'a R., Rejl L., (1987): Výskyty ametystu v Československu. – *Mineralia Slovaca*, 19, 3, 203–215.
- Ďurišová J. (1990): Charakteristika nerostotvorného prostředí na vybraných lokalitách Jeseníků na základě studia fluidních inkluzí. – *Sbor. Geol. Věd, Ložisk. geol. mineral.*, 29: 167–186. Praha.
- Fediuková, E., Fišera, M., Cháb, J., Kopečný, V., Rybka, R. (1985): Garnets of the Predevonian rocks in the eastern part of the Hrubý Jeseník Mts. North Moravia, (Czechoslovakia). – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 3, 197–234.
- Fojt B., Dolníček Z., Hoffman V., Škoda R., Trdlička Z., Zeman J. (2007): Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova (Nízký Jeseník). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 92: 3–57. Brno.
- Holden E. F. (1925): The cause of color in smoky quartz and amethyst. – *American Mineralogist*, Vol. 9, 203–252.
- Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): *Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch*. – Masarykova Universita. Brno.
- Cháb J., Breitr K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. – Vydavatelství ČGS. Praha.
- Cháb J., Fišera M., Fediuková E., Novotný P., Opletal M., Skácelová D. (1984): Problémy tektonického a metamorfního vývoje východní části Hrubého Jeseníku. – *Sbor. Geol. Věd., Geol.*, 39: 27–72. Praha.
- Cháb J., Mixa P., Vaněček M., Žáček V. (1994): Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). – *Bull. Czech Geol. Surv.*, 69, 3: 17–26. Praha.

- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2011): Geologická minulost České republiky. 2. vyd. – Academia Praha.
- Jedlička, J. (1997): Žulovský masiv ve Slezsku – přehled dosavadních znalostí. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996, 121–123. Brno.
- Jelínek, E., Souček, J. (1981). Geochemie jesenického a sobotínského amfibolitového masivu. – Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 1981, 379–411.
- Kruťa T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1955. – Moravské museum v Brně.
- Kruťa T. (1973): Slezské nerosty a jejich literatura. – Moravské museum v Brně.
- Kodym O., Fusán O., Matějka A. (1967): Geologická mapa Československé republiky – Východ, Západ. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Košuličová M., Štípská P. (2007): Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-staurolite equilibria: a case study from the Barrovian and Buchan-type domains in the Bohemian Massif. – J. Metamorph. Geol., 25, 1: 19–36.
- Koverdinský, B. (1993). Geologické problémy silezika. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, 31–40, Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd PřF MU Brno.
- Kropáč K. (2012): Mineralogie a geneze páskovaných železných rud desenského krystalinika. – MS, disert. práce, PřF MU Brno.
- Kröner A., Jaeckel P., Schulmann K., Štípská P. (2000): Chronological constraints on the re-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. – Geological Society London Special Publications., 179, 1, 175–197.
- Lehmann G., Moore W. I. (1966): Optical and paramagnetic properties of iron centers in quartz. – Journal of Chemical Physics, 44, 1741–1745.
- Lehmann G., Bambauer H. U. (1973): Quartzkristalle und ihre Farben. – Angewandte Chemie, Vol. 86, 281–289.
- Maluski H., Rajlich P., Souček J. (1995): Pre-Variscan, Variscan and Early Alpine thermotectonic history of the north-eastern Bohemian Massif. – An Ar40/Ar39 study. – Geologische Rundschau, 84: 345–358.

- Matthes S. (1996): Mineralogie: eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – Springer–Lehrbuch. 5. überarb. und aktualisierte Aufl. Berlin.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. – Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- Moravcová I. (2012): Mineralogie křemenných žil s hematitem z Bludova u Šumperka. – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Mücke A., Losos Z. (2000): Polymorfně přepracované, páskované a silicifikované magnetitové rudy v desenských rulách (silesikum, Česká republika). – Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol., 85, 47–80. Brno.
- Nepejchal M. (1995): Ametyst z Bludova u Šumperka. – Minerál, III., 1: 39. Brno.
- Novotný P. (2011): Ametyst u Petrova nad Desnou. – Minerál, XIX., 4, 346–351. České Budějovice.
- Novotný P., Zimák J. (2003): Puklinová mineralizace alpského typu na lokalitách „Mísečky“ a „Černý důl“ u Vernířovic. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 88: 123–138. Brno.
- Opletal M. (2009): K problému staroměstského pásma a velkovrbenské klenby. Moravskoslezské paleozoikum 2009, Olomouc, 9–12.
- Pouba Z. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M – 33 – XVIII Jeseník. Ústř. Úst. Geol., 68–76. Praha.
- Přichystal A., Obstová V., Suk M., eds (1993): Geologie Moravy a Slezska. – Mor. Zem. Muz, PFMU. Brno.
- Rost R., Kocar M. (1964): Atlas nerostů. – Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- Schulmann K., Gayer R. (2000): A model for a continental accretionary wedge developer by oblique collision: The NE Bohemian Massif. – Journal of the Geological Society., 157, 2, 401–416.
- Schulmann K., Oliot E., Košulicová M., Montigny R., Štípská P. (2014): Variscan thermal overprints exemplified by U–Th–Pb monazite and K–Ar muscovite and biotite dating at the eastern margin of the Bohemian Massif (East Sudetes, Czech Republic. – Journal of Geosciences, 59, 389–413.
- Slobodník M., Gadas P., Všianský D., Přichystal A, Losos Z. (2020): Regional low-temperature fluid flow indicated by quartz mineralization in Silesicum, NE Bohemian massif. – Geologica Carpathica, 71, 3, 233–248.

- Slobodník M., Přichystal A., Morávek R. (2010): Geneze křemenných žil u Velké Kraše v sileziku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 1–2, 166–169. Brno.
- Souček, J. (1978): Metamorphic zones of the Vrbno and Rejvíz Series, the Hrubý Jeseník Mts., Czechoslovakia. – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 25, 3, 195–217.
- Souček J. (1981): Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nížkého Jeseníku. – *Čas. Mineral. Geol.*, 26, 2: 125–142. Praha.
- Steinerová L. (2013): Fluidní inkluze v barytové mineralizaci z lomu Zámčisko (Hrubý Jeseník). MS, bakalářská práce, PřF UPOL, Katedra geologie.
- Svoboda J., Beneš K., Dudek A., Holubec J., Chaloupský J., Kodým O. ml., Malkovský M., Odehnal L., Polák A., Pouba Z., Sattran V., Škvor V., Weiss J. (1964): Regionální geologie ČSSR I, Český masív, Krystalinikum. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Uher P., Chládek Š., Broska I., Rybníková O. (2022): Granity šumperského masívu a masívu Rudnej hory (Hrubý Jeseník, silezikum): nové výsledky datování monazitu, zirkónu a euxenitu. – *Moravskoslezské paleozoikum 2022*, 22–23, Olomouc, 22–23.
- Urban T., Buriánek D. (2022): Vývoj metamorfních fluid pozdního stádia regionální metamorfózy v keprnické klenbě silezika. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 59–68.
- Zachariáš J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. – Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů UK PřF. Praha.
- Zachovalová, K., Leichmann, J., Švancara, J. (2002): Žulová Batholith: a post-orogenic, fractionated ilmenite-allanite I-type granite. *Journal Czech Geological Society*, 47/1–2, 35–44.
- Zhang Y. G., Frantz J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. – *Chem. Geol.*, 64: 335–350.
- Zimák J. (1998): Mineralogie a petrografie. – Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.

Zimák J., Juránková Z. (2018): Petrografie a mineralogie krupníkového tělesa na lokalitě Smrčina u Sobotína (Hrubý Jeseník). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. CIII, 1, 49–72.

Přílohy

Výsledky měření mikrotermometrických parametrů fluidních inkluzí pro vzorky Q1 a Q2

Vzorek	Označení	F	T _f (°C)	T _e (°C)	T _{mice} (°C)	T _h (°C)
Q1	001 - A					
Q1	002 - A	90	-54		-4,1	152
Q1	002 - B	95				
Q1	003 - A	90				
Q1	003 - B	95				
Q1	004 - A	85			-4,2	270
Q1	005 - A					
Q1	006 - A	85	-43			
Q1	006 - B	85			-4,3	147
Q1	006 - C	90				
Q1	007 - A	85	-31			
Q1	008 - A	95	-34			
Q1	009 - A	90	-32			
Q1	010 - A	90	-31			
Q1	011 - A	85				
Q1	012 - A	85	-37			
Q1	012 - B	90	-37			
Q1	012 - C	95	-37		-2,9	320
Q1	012 - D	85	-37		-2,9	290
Q1	012 - E	90	-37		-2,9	291
Q1	013 - A	85	-40			
Q1	013 - B	90	-42			
Q1	013 - C	95	-47			
Q1	013 - D	90	-53			
Q1	014 - A	90	-47	-35	-1,4	291,3
Q1	014 - B	90				
Q1	015 - A	80				
Q1	016 - A	90	-39,4	-32,5	-6,2	113
Q1	017 - A	95				
Q1	017 - B	90				
Q1	018 - A	90	-35,9	-28		
Q1	019 - A	85	-42,1	-37,6	-0,8	149
Q1	020 - A	90	-35,3			
Q1	020 - B	95	-40,1			
Q1	020 - C	85				
Q1	021 - A	90	-33,6	-28,1	-4,6	
Q1	021 - B	95	-24,3			137
Q1	021 - C	85			-6,1	125

Vzorek	Označení	F	T _f (°C)	T _e (°C)	T _{mice} (°C)	T _h (°C)
Q1	022 - A	90	-46,9	-27,4	-8,1	97,3
Q1	022 - B	95	-48		-4,5	89
Q1	023 - A	90	-47,2	-25,1	-7,2	129,7
Q1	023 - B	85	-51,2	-28,1	-4,9	173,6
Q1	023 - C	90	-50,5	-17,3	-2,7	
Q1	023 - D	95	-26,7			124,1
Q1	024 - A	90	-55	-24,4	-5,7	106
Q1	024 - B	90				
Q1	024 - C	90				
Q1	024 - D	95	-56			
Q1	024 - E	90	-52			
Q1	024 - F	95	-53			
Q1	024 - G	95	-58	-26,3	-6,3	98,7
Q1	025 - A	90	-37			
Q1	026 - A	90	-42,3	-23,6	-7,3	148
Q1	026 - B	85	-39,5			
Q1	026 - C	95	-39,8		-6	119
Q1	026 - D	95	-38,7		-2,2	112
Q1	027 - A	85	-52	-26,3	-6,7	137
Q1	028 - A	85				
Q1	028 - B	95				
Q1	029 - A	85	-54,7	-33,4	-7,5	101,6
Q1	030 - A	85	-41,2	-34,8	-4,4	117,5
Q1	031 - A	85	-47,8	-34,6	-5,2	106,8
Q1	032 - A	90	-50,1	-33,2	-5,6	123
Q1	032 - B	80	-49,8	-32,8	-2,8	128
Q1	032 - C	90	-40,7	-23	-0,8	112
Q1	033 - A	90	-49,5	-24,1	-1,2	157,2
Q1	034 - A	95	-47,6	-23,6	-2,1	96,8
Q1	034 - B	95	-52,1	-25,1	-3,6	113,6
Q1	034 - C	90	-49,8	-21,4	-2,8	104,9
Q1	034 - D	95	-50,1	-21,9	-1,7	98,9
Q1	034 - E	95	-51,3			
Q1	035 - A					
Q1	036 - A	90	-55,4	-36	-5,8	89
Q1	036 - B	95	-48	-21	-2,2	79
Q1	037 - A	95	-47	-24	-1,7	113
Q1	037 - B	95	-47,5	-23,8	-1,6	108
Q1	037 - C	95	-56	-23,6	-8,1	92
Q1	037 - D	95	-53	-23,4	-0,5	95
Q1	037 - E	95	-54	-23,1	-6,8	99,5
Q1	037 - F	95	-55	-23	-6	99

Vzorek	Označení	F	T _f (°C)	T _e (°C)	T _{mice} (°C)	T _h (°C)
Q1	038 - A	90	-41,6	-26,5	-5	172,8
Q1	038 - B	95	-39,7	-23,2	-4,9	130,2
Q1	038 - C	97	-41,4	-22,1	-1,8	109,5
Q1	039 - A	90	-66,1	-24	-7,1	100,3
Q1	040 - A	90	-50,3	-35	-6,6	117
Q1	040 - B	90	-47,5	-34,5	-1,8	119
Q1	040 - C	90	-49,1	-34	-3,5	112
Q1	041 - A	90	-54,2	-25,1	-6,3	100,3
Q1	042 - A	90	-46,5	-21,6	-6,1	103
Q1	043 - A	85	-31			
Q1	043 - B	90	-35	-23,4	-3,9	134,2
Q1	044 - A	90	-31			
Q1	044 - B	95	-31,2			
Q1	044 - C	85	-31,3			
Q1	045 - A	95	-41	-23,2	-6,6	99
Q1	045 - B	90	-42	-24,4	-6,8	109,8
Q1	045 - C	95	-48	-23,6	-5,8	89
Q1	045 - D	95	-48	-23,8	-8,2	104
Q1	045 - E	90	-48	-23,4	-7,4	103
Q1	045 - F	90	-45,5	-25	-8,3	107
Q1	045 - H	90	-46,9	-24	-8,9	106
Q1	045 - CH	90	-46	-24	-6,8	95
Q1	046 - A	90	-45,1	-23,1	-6,4	135,9
Q1	047 - A	90	-37,4	-23	-1,1	158
Q1	047 - B	95				
Q1	047 - C	90	-38,1			
Q1	048 - B	90	-47	-20,8	-1,8	86,4
Q1	048 - D	95	-49,8	-20,9	-2	115
Q1	049 - A	90	-49,3	-21,3	-4,8	116,2
Q1	049 - B	95	-50,1	-21,3	-7,1	112
Q1	049 - C	90	-50,3	-21,3	-10,2	101,5
Q1	049 - D	95	-47,6	-21,4	-0,3	101,1
Q1	050 - A	90	-52	-22,3	-8,5	124
Q1	050 - B	95	-49,2	-22,5	-3,9	90
Q1	051 - A	90	-48,4	-24	-9,4	141,5
Q1	051 - B	95	-45	-24,2	-5,9	118,9
Q1	051 - C	95	-42			
Q1	051 - D	95	-43			
Q1	052 - A	90	-43,5	-21,7	-4,5	113,7
Q1	052 - B	85				
Q1	053 - A	85	-50	-21	-4,8	163,9
Q1	054 - A	90	-42,3			

Vzorek	Označení	F	T _f (°C)	T _e (°C)	T _{mice} (°C)	T _h (°C)
Q1	054 - B	95	-48,3			
Q1	054 - C	95	-48,2			
Q1	054 - D	95	-49,1			
Q1	054 - E	95	-46,4			
Q2	001 - A	90	-33,8	-20	-0,9	159,8
Q2	001 - B	95	-33,4			
Q2	002 - A	90	-33,7			
Q2	003 - A	90	-50,2	-23,4	-1,4	178
Q2	003 - B	95	-49,5	-23,4	-7,8	102
Q2	003 - C	95				
Q2	004 - A	95	-50,1		-8,2	93
Q2	004 - B	85	-51,2	-24,6	-9,4	229,4
Q2	005 - A	90	-60	-20	-9	197
Q2	005 - B	95	-56	-24	-8,4	92
Q2	005 - C	95	-32	-24	-8,6	143
Q2	005 - D	95	-48	-21	-2,3	108,2
Q2	006 - A	90	-46	-35,8	-2,2	160
Q2	006 - B	95	-44,5	-34	-5,5	143
Q2	007 - A	90	-45,1	-24,2	-5,7	115
Q2	007 - B	95	-47,8	-24,2	-4,2	90
Q2	007 - C					
Q2	007 - D	95	-46,2	-24,2	-6,2	118
Q2	007 - E	95	-48,1	-22,1	-1,6	91
Q2	007 - F	95	-48,4	-20,5	-2,9	93
Q2	007 - G	95	-47,6		-6	158
Q2	008 - A					
Q2	009 - A	90	-41,3	-22,1	-0,7	112
Q2	010 - A	90	-46,4	-23,6	-5,3	109
Q2	011 - A	90	-42,3	-23,2	-1,6	194,8
Q2	011 - B	95	-40,1		-4,2	137
Q2	011 - C	95	-41,6		-3,7	165
Q2	011 - D	95	-43,2		-2,1	90
Q2	012 - A	90	-53,1	-21,2	-4,2	156,2
Q2	012 - B	95	-47,6		-5,1	92,3