

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**Mineralogie a podmínky vzniku vybraných typů
hydrotermální mineralizace boskovické brázdy**

Diplomová práce

Bc. Kateřina Průchová

Environmentální geologie (N1201)

prezenční studium

vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček Ph.D.

Olomouc 2016

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně za použití citované literatury.

V Olomouci dne

.....

Podpis

Ráda bych na tomto místě poděkovala všem, kteří se jakkoliv podíleli na tvorbě této diplomové práce, především pak vedoucímu práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi Ph.D., a to za veškeré cenné rady, odborné vedení a především pak za maximálně vstřícný a trpělivý přístup. Poděkování patří i kolegyni Mgr. Michaele Kotlánové a v neposlední řadě i mému příteli, rodině a blízkým přátelům za veškerou podporu při studiu.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Kateřina Průchová

Název práce: Mineralogie a podmínky vzniku vybraných typů hydrotermální mineralizace boskovické brázdy

Typ práce: diplomová práce

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

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

Rok obhajoby: 2016

Abstrakt: Práce se zabývá mineralogií a podmínkami vzniku hydrotermálních žil na vybraných lokalitách v severní části boskovické brázdy. Dostupnými metodami (polarizační mikroskopie, EDX analýzy, mikrotermometrie fluidních inkluzí, studium stabilních izotopů C a O, katodová luminiscence karbonátů, UV mikroskopie karbonátů a matečných hornin) byly studovány vzorky žiloviny. Minerální asociaci tvoří kalcit, baryt, dolomit, TiO₂ minerál (rutil?, anatas?, brookit?), Fe₂O₃ minerál (hematit?, maghemit?) a hollandit. Studium karbonátů v katodové luminiscenci poukazuje na střídání podmínek v průběhu krystalizace minerálů. Kalcit z Letovic a dolomit z Bačova vykazují oscilační zonálnost, která je způsobená změnami chemismu fluid jednotlivých přínosových period, dokládajících polyfázový a dynamický vývoj mineralizace. Studium karbonátů a barytů v UV světle poukazuje na přítomnost lehkých parafinických olejů, které svou zralostí odpovídají ropnému oknu. Větší množství převážně jednofázových inkluzí ve zkoumaných vzorcích dokládá krystalizaci minerálů z nízkoteplotních fluid. Ve fluidních inkluzích minerálů ze zájmových lokalit jsou uzavírána pouze fluida typu H₂O-soli. Dominantními kationy ve fluidech jsou Na, Mg a Fe, méně Ca. Fluida uzavřená v inkluzích jsou převážně nízkosalinní (max. 7,2 hm. % NaCl ekv.), hojně je uzavírána i meteorická voda s nulovými salinitami. Pouze v případě S inkluzí z Klevetova a PS-S inkluzí z Bačova jsou ve fluidních inkluzích uzavírány roztoky výšesalinní (20,2-26,3 hm. % NaCl ekv.) a vždy obsahují chloridy Na a Ca. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ (-8,1 až -11,9 ‰ PDB) a $\delta^{18}\text{O}$ (-1,6 až +5 ‰ SMOW) v případě vzorku PAV1 poukazují na více možných zdrojů O a C.

Klíčová slova: limnický permokarbon, boskovická brázda, hydrotermální mineralizace, fluidní inkluze, katodová luminiscence

Počet stran: 76

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Kateřina Průchová

Title: Mineralogy and formation conditions of selected types of hydrothermal mineralization in the Boskovice Furrow

Type of thesis: master's thesis

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D

The year of presentation: 2016

Abstract: Thesis deals with mineralogy and formation conditions of the hydrothermal mineralization in selected localities in the Boskovice Furrow. Mineralizations were studied by available methods (polarizing microscopy, EDX analyses, microthermometry of fluid inclusions, stable isotope, cathodoluminescence of carbonates, ultraviolet microscopy of carbonates and host rock). Mineral association is composed of calcite, barite, dolomite, TiO₂ mineral (rutile?, anatase?, brookite?), Fe₂O₃ mineral (hematite?, maghemite?) and hollandite. Study of carbonates in cathodoluminescence points on changing conditions during crystallization of minerals. Calcite from Letovice and dolomite from Bacov shows oscillatory zoning which is caused by the changing chemistry of fluid of individual periods that demonstrate the polyphase and dynamic evolution of mineralization. Study of carbonates and barites in UV light indicates the presence light paraffinic oils which maturity corresponds to oil window. Larger quantities of mostly single-phase fluid inclusions in the investigated samples indicates the crystallization of minerals from low temperature fluids. Fluid inclusions in minerals from sites of interest enclose only the fluid type of H₂O-salt. Dominant cations in fluids are Na, Mg and Fe, less Ca. Fluids enclosed in fluid inclusions have low salinity (max. 7,2 wt. % NaCl eq.), meteoric water with zero salinity is often enclosed. Only in the case of S fluid inclusions from Klevetov and PS-S inclusions from Bačov are enclosed fluids with high salinity (20,2-26,3 wt. % NaCl eq.). The values $\delta^{13}\text{C}$ (-8,1 to -11,9 ‰ PDB) and $\delta^{18}\text{O}$ (-1,6 to +5 ‰ SMOW) for the sample PAV1 points on several possible sources of O and C.

Key words: limnic Permo-Carboniferous, Boskovice Furrow, hydrothermal mineralization, fluid inclusions, cathodoluminescence

Number of pages: 76

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. Úvod.....	7
2. Geologická charakteristika zájmové oblasti	8
2. 1. Postavení boskovické brázdy v rámci Českého masivu.....	8
2. 2. Vývoj sedimentační pánve a litostratigrafické jednotky	10
2. 3. Magmatické horniny v boskovické brázdě.....	14
2. 4. Popermský vývoj.....	16
2. 5. Metalogenetická a mineralogická charakteristika boskovické brázdy	19
3. Metodika	25
4. Výsledky	27
4. 1. Terénní situace a makroskopický popis vzorků	27
4. 1. 1. Letovice	27
4. 1. 2. Klevetov.....	29
4. 1. 3. Bačov	30
4. 1. 4. Přední Arnoštov	31
4. 2. Mineralogická charakteristika	32
4. 2. 1. Letovice – vzorek LET1	32
4. 2. 2. Klevetov – vzorek KLV1.....	33
4. 2. 3. Bačov – vzorek BAC1	36
4. 2. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAV1	39
4. 3. Katodoluminiscence	41
4. 3. 1. Letovice – vzorek LET1	41
4. 3. 2. Klevetov – vzorek KLV1.....	42
4. 3. 3. Bačov – vzorek BAC1	42
4. 3. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAV1	43
4. 4. UV mikroskopie	44
4. 5. Stabilní izotopy.....	46
4. 6. Fluidní inkluze.....	46
5. Diskuse.....	53
5. 1. Strukturně-geologická pozice studované mineralizace	53
5. 2. Parageneze studované mineralizace	55
5. 3. Katodoluminiscence	57

5. 4. UV mikroskopie	58
5. 5. Mikrotermometrie fluidních inkluzí	59
5. 6. Izotopické složení fluid	63
5. 7. Srovnání výsledků studia hydrotermální mineralizace boskovické brázdy	63
5. 8. Srovnání výsledků studia hydrotermální mineralizace na obdobných lokalitách v Českém masivu	64
5. 9. Srovnání výsledků studia hydrotermální mineralizace v rámci Českého masivu	65
6. Závěr	68
7. Použitá literatura	70

1. Úvod

Tato práce je zaměřena na výzkum hydrotermální mineralizace v severní části boskovické brázdy. Zájmové lokality se nacházejí na katastrech obcí Letovice a Boskovice v okrese Blansko a v katastru obce Přední Arnoštov v okrese Svitavy. V permských sedimentech se na daných lokalitách nachází hydrotermální mineralizace obsahující kalcit, dolomit a baryt. Výzkumů o procesech vzniku a mineralogické charakterizaci hydrotermálních mineralů v permokarbonu boskovické brázdy je velmi malé množství. Fluidní inkluze byly podrobeny mikrotermometrickému studiu prozatím na lokalitách Budkovice a Přední Arnoštov. V Budkovicích byly zkoumány fluidní inkluze v kalcitu z žilné vulkanické horniny, jež protíná rokytenské slepence (Kratinová 2007). Na lokalitě Přední Arnoštov byly studovány fluidní inkluze rovněž v kalcitu, který tvořil výplň žil ve slepencích a pískovcích (Průchová 2014).

Tato diplomová práce navazuje na bakalářskou práci (Průchová 2014), která měla za cíl podrobněji mineralogicky a geneticky charakterizovat hydrotermální mineralizaci na vybraných lokalitách boskovické brázdy. Cílem diplomové práce je rozšíření vědomostí týkající se mineralogie a podmínek vzniku o hydrotermálních minerálech (epigenetické žíly, mineralizace septáriových trhlin, výplň mandlí ve vulkanitech) na vybraných lokalitách boskovické brázdy. Vlastnímu výzkumu předchází rešeršní část, která obsahuje stručnou geologickou charakterizaci permokarbonské molasy boskovické brázdy a přehled dosavadních mineralogických výzkumů v oblasti. Vlastní výzkum spočívá v mineralogické charakterizaci odebraných vzorků, petrografickém a mikrotermometrickém studiu fluidních inkluzí, studiu izotopického složení matečných roztoků kárbonátu, katodové luminiscenci a UV spektroskopii vybraných vzorků.

2. Geologická charakteristika zájmové oblasti

2. 1. Postavení boskovické brázdy v rámci Českého masivu

Z regionálně geologického hlediska se boskovická brázda řadí k oblasti tzv. limnických brázd (*Obr. 1*). Limnické brázdy jsou vyplněny relikty permokarbonských uloženin, jež představují hercynskou kontinentální molasu. V Českém masivu rozlišujeme čtyři limnické brázdy a to blanickou, jihlavskou, boskovickou a na ni navazující orlickou pánev (*Obr. 1*). Brázdy lze charakterizovat jako dlouhé a úzké, jednostranné až oboustranné příkopové struktury se souvislou nebo nesouvislou limnickou výplní, které svým založením odpovídají jednostranným tektonickým příkopům se synklinálním uložením vrstev. Východní okraj příkopu je vždy omezen zlomem založeným presedimentárně, který byl aktivní v období synsedimentárním až postsedimentárním. Omezení při západním okraji může být zlomové či transgresní. Synklinální uložení sedimentární výplně brázd je charakteristické výraznou příčnou asymetrií (Mísař a kol. 1983).

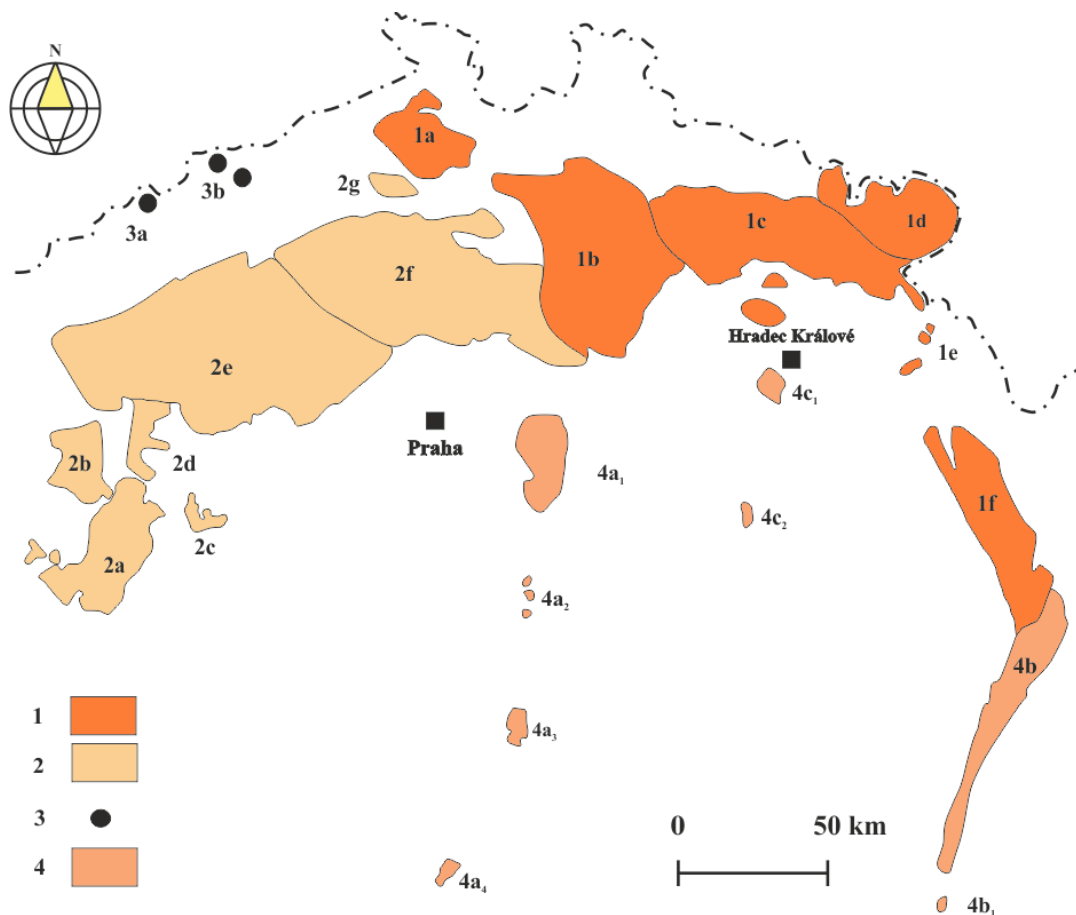
Vůdčí strukturou boskovické brázdy je východní zlom, který podle Mísaře a kol. (1983) vznikl zřejmě v závěru příkrovových přesunů okolo hranice devonu až spodního karbonu a je často považován za součást hlubinného zlomového pásma. V této době mohly probíhat významné horizontální posuny. V době popříkrovového formování svratecké klenby byly na hlavním zlomu boskovické brázdy pohyby pravděpodobně již pouze vertikální (Jaroš a Malý 2001).

Podloží boskovické brázdy je tvořeno stykem geologických jednotek moldanubika, moravika s nesouvislým pokryvem devonu, na kterém jsou pravděpodobně tektonicky nasunuty horniny moldanubika a letovického, případně zábřežského krystalinika a brněnského plutonu s pláštěm z kulmských drob (Melichar 1995).

Současná šířka pánve, jak uvádí Jelínek a kol. (2003b) je 5 až 12 km a délka je přibližně 90 km, avšak původní rozsah byl větší. Brázda byla formována podél hlavního SSV-JJZ orientovaného zlomu, který je pokračováním diendorfského zlomu v Rakousku. Celá délka zlomu dosahuje přibližně 200 km. Důležitým faktorem ovlivňujícím depoziční a sedimentační procesy v pánvi byl tektonický pokles podél hlavního zlomu boskovické brázdy.

První etapou, během které se pánev formovala, bylo období extenze, během něhož se ukládaly permokarbonské sedimenty. Období extenze bylo doprovázeno vulkanismem. Po tomto období následovala kompresní fáze, během které se sedimentární výplň deformovala. Mocnost permokarbonských sedimentů se odhaduje na 5000 až 6000 m (Jaroš a Malý 2001). Boskovická brázda má tedy pravděpodobně největší mocnost sedimentů ze všech brázd na našem území. Boskovická brázda je tektonicky rozčleněna na dílčí kotliny a prahy.

Okrajové části boskovické brázdy jsou lemovány především hrubými až velmi hrubými klastiky, jejichž přítomnost dokládá jednak významnou synsedimentární erozi relativně zdviháných území v jejím bezprostředním okolí, a jednak dynamiku prostředí, v němž byla tato klastika transportována (Jaroš a Malý 2001).



Obr. 1 - Výskyt limnického permokarbonu na území České republiky (upraveno podle Peška a kol. 2001).

1 – sudetské svrchní paleozoikum, pánev: a – českokamenická, b – mnichovohradištská, c – podkrkonošská, d – vnitrosudetská, e – výskyt permu v Orlických horách, f – orlická; 2 – západočeské a středočeské svrchní paleozoikum, pánev: a – plzeňská, manětínská, c – radnická, d – žihelská, e – kladensko-rakovnická, f – mšensko-roudnická, g – výskyt u Kravař; 3 – krušnohorské svrchní paleozoikum, a – výskyt u Brandova, b – výskyty mezi Moldavou a Teplícemi; 4 – svrchní paleozoikum brázd, a – blanická brázda, a₁ – Českobrodsko, a₂ – Vlašimsko, a₃ – Táborско, a₄ – Českobudějovicko, b – boskovická brázda, b₁ – výskyt u Miroslavi, c₁ – jihlavská brázda, severní část – výskyt u Hradce Králové, c₂ – jihlavská brázda, jižní část – výskyt v Železných horách.

2. 2. Vývoj sedimentační pánve a litostratigrafické jednotky

Dle Malého (1993) je počátek sedimentace v boskovické brázdě doprovázen vývojem proluviálních sedimentů v podobě fanglomerátů, tvořených neopracovanými úlomky hornin z podložních jednotek nejbližšího okolí. Po vyrovnání nerovností sedimentační báze pokračuje vývoj facie proluviálních kuželů a přechází do facie jezerní. Ta se vyvíjela při svazích pohoří, jež byly prořezávány četnými toky, přinášejícími rozličné petrografické druhy klastického materiálu. K zániku toků postupně docházelo v jezerní nížině, kde byla povrchová voda infiltrována do lakustrinních sedimentů. V západní části boskovické brázdy dosáhla eroze dnešní úrovně pravděpodobně již v karbonu nebo začátkem permu, zatímco východní část brázdy byla silně erodována až v pozdním autunu (Jelínek a kol. 2003a).

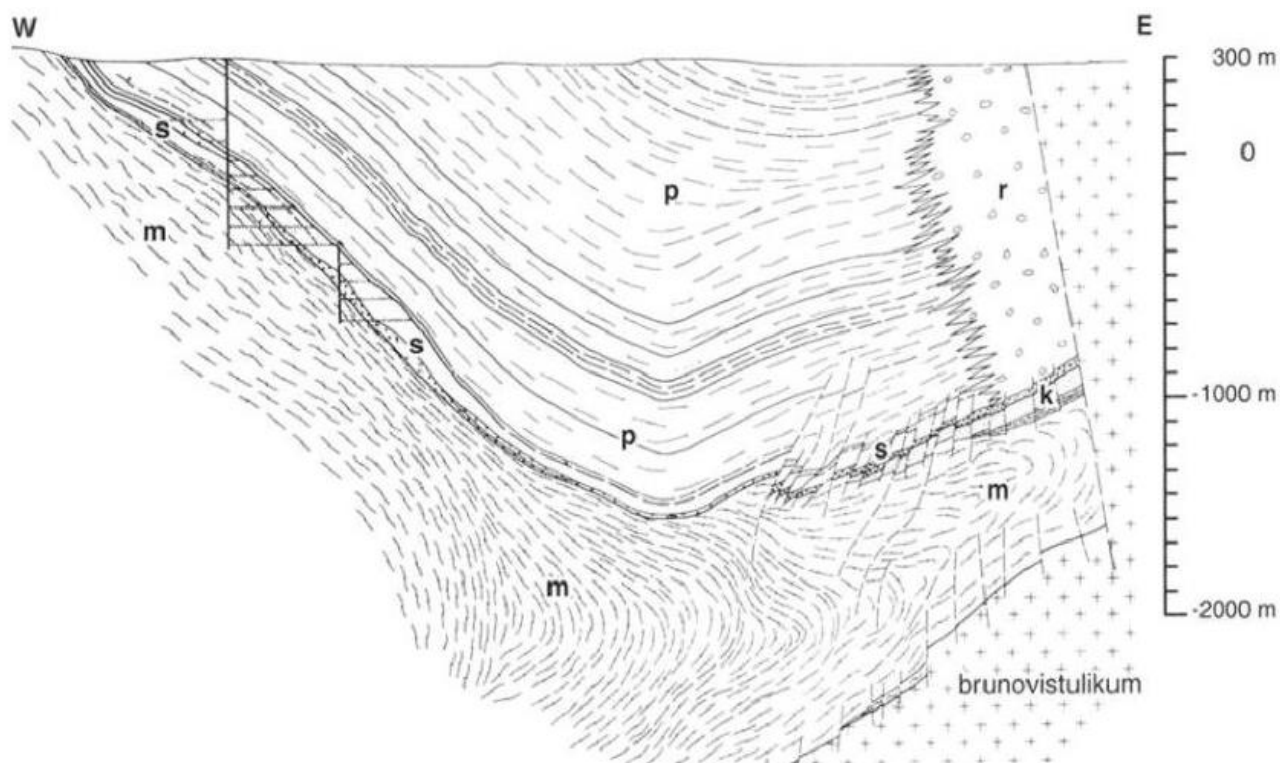
Pánev představovala v počáteční fázi sedimentárního vývoje úzkou a relativně velkou depresi. Bazální sedimenty západní části boskovické brázdy jsou vyvinuty ve formě aluviálních kuželů. Sedimentace na východním okraji brázdy byla řízena aktivitou východního okrajového zlomu. K sedimentaci docházelo v této oblasti na svazích aluviálních kuželů, podobně jako v západní části boskovické brázdy (Jelínek a kol. 2003a).

Podle Nehyby a Dostála (2007) nezapočala sedimentace v oblasti celé pánve současně. K depozici docházelo nejprve v jižní, rosicko-oslavanské části pánve během stefanu a poté postupovala směrem k severu a severovýchodu. Ukončení sedimentace bylo v různých částech pánve odlišné. Sedimentace v jižní části pánve byla zakončena ve spodním autunu. V hlavní části pánve došlo k ukončení sedimentace v nižším až středním autunu a v severovýchodní oblasti sedimentace trvala až do svrchního autunu.

Jižní část brázdy je charakteristická monotónními uloženinami rokytenských slepenců, jež tvoří dominantní výplň této části pánve. Na západě stefan transgreduje na krystalinikum svratecké klenby, na bítešské ruly, v menší míře i na vranovsko-olešnickou skupinu. V nadloží je uloženo rosicko-oslavanské souslojí, tvořené nepravidelně se střídajícími cykly slepenec-pískovec-prachovec a pískovec-prachovec. Ve svrchní části komplexu jsou uloženy jílovce, uhelné jílovce a uhelné sloje. Rokytenké slepence uložené při východním okraji směrem k západu přecházejí do facií arkóz, pískovců a prachovců (Homola a Klír 1975).

Dle Jelínka a kol. (2003c) lze usuzovat, že ve stratigraficky vyšších úrovních dochází vedle přínosu materiálu ze západní provenienční oblasti také k přínosu materiálu z východní provenienční oblasti.

Střední část brázdy je tvořena permokarbonskými sedimenty, které jsou na západním okraji ukončeny výchozy moravika, na východním okraji pak výchozy moravika a brunovistulika (Obr. 2); (Melichar 1995).



Obr. 2 - Příčný profil boskovickou brázdou v rosicko - oslavanské části (Malý 1993).

Vysvětlivky: *m* - krystalinikum moravika, *k* - devonské a kulmské horniny, *s* - svrchnokarbonské balinské slepence a nadložní uhlonosné vrstvy (stefan), *p* - spodnopermské uloženiny, převážně prachovce a pískovce, *r* - rokytenské slepence.

Boskovická brázda má dvě okrajové facie slepenců - rokytenské (V) a balinské (Z) a relativně pestrý vnitropánevní komplex sedimentů (viz Obr. 2). Vnitropánevní komplex, členěný do dílčích jednotek, reprezentují převážně cyklicky uspořádané fluviální až fluviolakustrinní uloženiny (arkózy, pískovce, prachovce, jílovce a pelokarbonáty), převážně červeně zbarvené s výjimkou šedých vrstev. Podle odlišného charakteru sedimentů a jejich cyklické stavby se sedimentární horniny boskovické brázdy člení na rosicko-oslavanské, padochovské, veverskobítyšské a letovické souvrství (Obr. 3). Celková kumulativní mocnost sedimentární výplně brázdy je řádově 5000 – 6000 m (Pešek a kol. 2001, Malý a kol. 2004)

Litostratigrafie		Stáří
Západní část	Východní část	
Letovické souvrství	Rokytenské slepence	Autun
Veversko-bitýšské souvrství		
Padochovské souvrství		
Rosicko-oslavanské souvrství		Stefan
Krystalinický komplex	Balinské slepence	Prekambrium

Obr. 3 – Litostratigrafie boskovické brázdy (upraveno podle Nehyby 2001).

Balinské slepence

Reprezentují především žlutohnědé až červenohnědé, střednězrnité, petromiktní slepence a představují bazální stefansko – autunské sedimenty boskovické brázdy (viz Obr. 3). Tyto uloženiny vyrovnávaly nerovnosti reliéfu podložních jednotek před nástupem uhlonosné sedimentace ve svrchním stefanu (Malý 1993, Jelínek 2001). Ve valounovém materiálu převládají horniny podložních krystalinických jednotek, tj. moldanubika, moravika a letovického krystalinika. Zajímavostí je přítomnost devonských vápenců v okolí Tišnova a poměrně vysoký obsah kulmských drob v j. části brázdy. Horninové složení ukazuje na zdrojové území na západ a jihozápad od boskovické brázdy (Misař a kol. 1983).

Rosicko-oslavanské souvrství

S výjimkou tzv. Helmhackerova obzoru, definovaného jako horizont smíšené květeny, který je již

autunský (Pešek a kol. 2001), je rosicko-oslavanské souvrství tvořeno sedimenty stefanu (viz Obr. 3). Mocnost souvrství je v centru rosicko-oslavanské deprese odhadována na 300 m. Dělí se do dvou oddílů. Ve starším oddíle převládají červenohnědé, cyklicky uspořádané psamity a aleuropelity, v bazální části jsou místy uloženy vložky balinských slepenců (Malý 1993). Ve svrchní části se nachází především šedé klastické sedimenty se třemi uhelnými slojemi tzv. rosicko-oslavanského souslojí (Jaroš a Malý 2001). V jejich meziloží se setkáváme s čočkami až vrstevními vložkami červeně zbarvených depozit. Sloje jsou 0,6-2,4 m mocné. Nejstálejší I. sloj dosahovala mocnosti až 6,5 m (Pešek a kol. 2001, Malý a kol. 2004). Spodní a střední uhelné sloje jsou stefanského stáří, zatímco horní uhelná sloj obsahuje *Autunia conferta*, kterou řadíme do spodního autunu (Štamberk a kol. 2008).

Dle Štamberka a kol. (2008) jsou sedimenty karbonu vyvinuty pouze v jižní části brázdy

Padochovské souvrství

Je autunského stáří (viz Obr. 3) a má dva oddíly. Spodní oddíl o mocnosti přibližně 200 m tvoří v centru pánve komplex ve spodní části červených, ve svrchní části šedých klastik. Uvnitř šedých sedimentů leží 3-4 m mocný obzor bitumenních pelokarbonátů, označovaný jako zbýšovský pelokarbonátový obzor. Ve svrchním asi 1000 m mocném oddílu převládají červenohnědé a žlutohnědé cyklicky uspořádané pískovce, prachovce až jílovce s vložkami žlutohnědých hrubozrnných arkóz a arkózových pískovců až slepenců (Jaroš a Malý 2001). V relativně málo mocném šedém komplexu při stropu tohoto oddílu je vyvinut tzv. „říčanský pelokarbonátový obzor“. Arkózové sedimenty reprezentují jezerně-deltová klastika. Obzory pelokarbonátů nasvědčují opakovanému zklidnění sedimentace a převaze jezerních uloženin (Pešek a kol. 2001).

Veversko-bítýšské souvrství

Jedná se o přibližně 1 500 m mocný, cyklicky uspořádaný komplex převážně červených, místy šedých sedimentů (Pešek a kol. 2001). V šedých aleuropelitech se nacházejí vložky slínovců, místy i pelokarbonátů s fuzitizovanou rostlinnou drtí. Při stropu souvrství leží tzv. „chudčický pelokarbonátový obzor“.

Letovické souvrství

Letovické souvrství je svrchnoautunského stáří a je tvořeno přibližně 3000 m mocnými, cyklicky uspořádanými šedými a červenými klastickými sedimenty (viz Obr. 3). Na JZ a SZ jsou sedimenty reprezentovány poměrně mocnými balinskými slepenci. Na východě jsou vnitropánvní

klastické sedimenty zčásti zastoupeny slepenci rokytenskými. V severním závěru boskovické brázdy se propojují obě okrajové facie slepenců s tím, že rokytenské slepence vyplňují celou severní část brázdy a přecházejí i do její západní části (Pešek a kol. 2001).

Rokytenké slepence

Představují především červenohnědé, místy rezavé až žlutohnědé hrubozrnné petromiktní slepence až brekcie s bloky hornin o velikosti až kolem 0,5 m³ (Petránek a Pouba 1953). Klastický materiál je tvořen z 90–95 % kulmskými horninami, převážně drobami, zbytek představují devonské horniny pláště brněnského masívu (Mísař a kol. 1983).

2. 3. Magmatické horniny v boskovické brázdě

Prvně se o magmatických horninách v permokarbonu boskovické brázdy zmiňuje Gartner (1924). Magmatit z oblasti Oslavan (*Obr. 4*) popisuje jako žilný mandlovcový afanit, který byl do té doby v boskovické brázdě neznámý. Žíla vychází asi 550 m od jámy Kukla a je orientována směrem SSZ se sklonem k JJV. Žíla má mocnost 1,5 m a diskordantně proráží spodnopermské souvrství červených pískovců, které se střídají s křemitými arkózami a jílovými břidlicemi. Na kontaktu se spodnopermskými sedimenty je zřetelně pozorovatelná tepelná metamorfóza. Přesnější petrografický popis byl zpracován Zapletalem (1925). Uvádí, že hornina má jemnozrnnou až celistvou strukturu, nazelenalou a šedou barvu s nápadnými bílými a růžovými mandlemi. Mandle jsou tvořeny karbonátem. Na základě mikroskopického studia zjistil, že je hornina tvořena lištami živců a základní hmota je složena z chloritu, kalcitu, biotitu a opakních minerálů. Strukturu horniny označil jako orthofyrickou až trachytickou, texturu jako všesměrně zrnitou, která je na okrajích žíly zřetelně fluidální. Zapletal (1925) tuto horninu klasifikoval jako keratofyr.

O dalším nálezu keratofyru se zmiňuje Zapletal (1931). Výskyt byl popsán v dole Kukla na 8. horizontu. Hornina je světle zelená s fluidální texturou definovanou vyrostlicemi živců. Základní hmota je tvořena kalcitem, sádrovcem a opakními minerály. Ze 7. horizontu je popsán šedý keratofyr s mandlemi vyplněnými polysynteticky lamelovaným kalcitem, ve kterých bývá uzavřen křemen. Keratofyr obsahuje i biotit, chlorit a opakní minerály. Na 5. horizontu byl objeven růžový keratofyr, který je prostoupen kalcitovými žilami.

Dále se o horninách keratofyrového typu zmiňuje Malý (1968). Autor uvádí přítomnost tří ložních žil, které byly zachyceny v rosických uhelných dolech. Tyto žíly jsou uloženy v rosicko-oslavanském souvrství mezi spodním šedým a středním červenohnědým pásmem, v šedých jílovcích

a prachovcích, které se střídají s prachovci červenými. Žíly byly zjištěny v nadloží 1. sloje a jedna žíla vystupující na povrch na levém břehu Neslovického potoka. Malý (1968) uvádí výskyt magmatitů keratofyrového typu v podobě ložních žil z 11. patra dolu Nosek, Antonín a z dolů Julius a Ferdinand. Petrografický popis vzorku z dolu Nosek provedla J. Staňková (in Malý 1968), která jej popsala jako jemnozrnnou narůžovělou horninu s velikostí zrn 0,02 mm a klasifikovala ji jako oligoklasit, přesto byla v celém článku hornina označována jako keratofyr.

Další zmínka o magmatických horninách v boskovické brázdě pochází od Přichystala (1994) z okolí Budkovic. Jedná se o dvě žíly prorážející rokytenské slepence. První žíla je situována přibližně 350 m zsz. od vlakového nádraží v Budkovicích. Žíla má mocnost asi 0,5 m a je orientována rovnoběžně se směrem boskovické brázdy. Další žíla má mocnosti 3 m a byla zachycena 910 m jihozápadně od nádraží v Budkovicích. Průběh žíly magmatické horniny je rovněž shodný se směrem boskovické brázdy. Horniny jsou si navzájem makroskopicky velmi podobné. Mají nahnědle zelenou barvu s bílými nebo narůžovělými mandlemi. Mandle mají průměrnou velikosti 1,5 mm a jsou vyplněny kalcitem. Základní hmotu tvoří subparalelně uspořádané lišty živců s trachytickou strukturou. Dle optických vlastností odpovídají živce albitu. Prostor mezi lištami živců vyplňuje jemně zrnitý magnetit, chlorit a oxidy – hydroxidy Fe. Chemické složení odpovídá subalkalickému dacitu (Přichystal 1994).

Další nález vulkanitu pochází z rozhraní boskovické brázdy a orlické pánve (Mrázek a Rejl 1979). Lokalita Přední Arnoštov (*Obr. 4*) leží jižně od Moravské Třebové a nachází se asi 250 m od severního okraje obce. Naleziště bylo objeveno v souvislosti s výskytem achátů, které se vyskytují v eluviu permských petromiktních červenohnědých arkózových slepenců. Spolu s acháty byly nalezeny úlomky rudohnědého mandlovcového melafyru o velikosti 5 až 20 cm. Autoři uvádějí, že se s největší pravděpodobností jedná o intruzivní těleso. V mikroskopu má tento melafyr trachytickou mikrostrukturu a mineralogicky odpovídá olivinickému alkalicko-živcovému trachytu. Vyrostlice draselného živce a olivínu jsou automorfně omezeny a jsou obklopeny subparalelně uspořádanými lištami draselných živců tvořících základní hmotu. Vyrostlice živce odpovídají sekundárnímu K-živci/aduláru, který nahradil původní živec. Olivínové vyrostlice jsou na okraji pseudomorfované iddingsitem a ve středu sekundárním K-živcem/adulárem, který je v různé míře nahrazen kaolinitem. Kaolinit také v některých vyrostlicích zatlačuje živce a společně s magnetitem tvoří výplň intersticiálních prostor mezi živcovými lamelami v devitrifikované základní hmotě. Kaolinit se zde významně podílí na výplni mandlí. Xenolity jsou tvořeny úlomky arkózových pískovců a kvarcitů. Hornina je intermediální ($\text{SiO}_2 = 58,9$ hm. %), peraluminická a náleží do vysokodraselné série.

V TAS diagramu se hornina nachází v poli trachytu. Extrémně vysoké obohacení draslíkem ($K_2O = 11,2 \text{ hm. \%}$) odráží vysoký obsah sekundárního K-živce (Krmíček a kol. 2010).

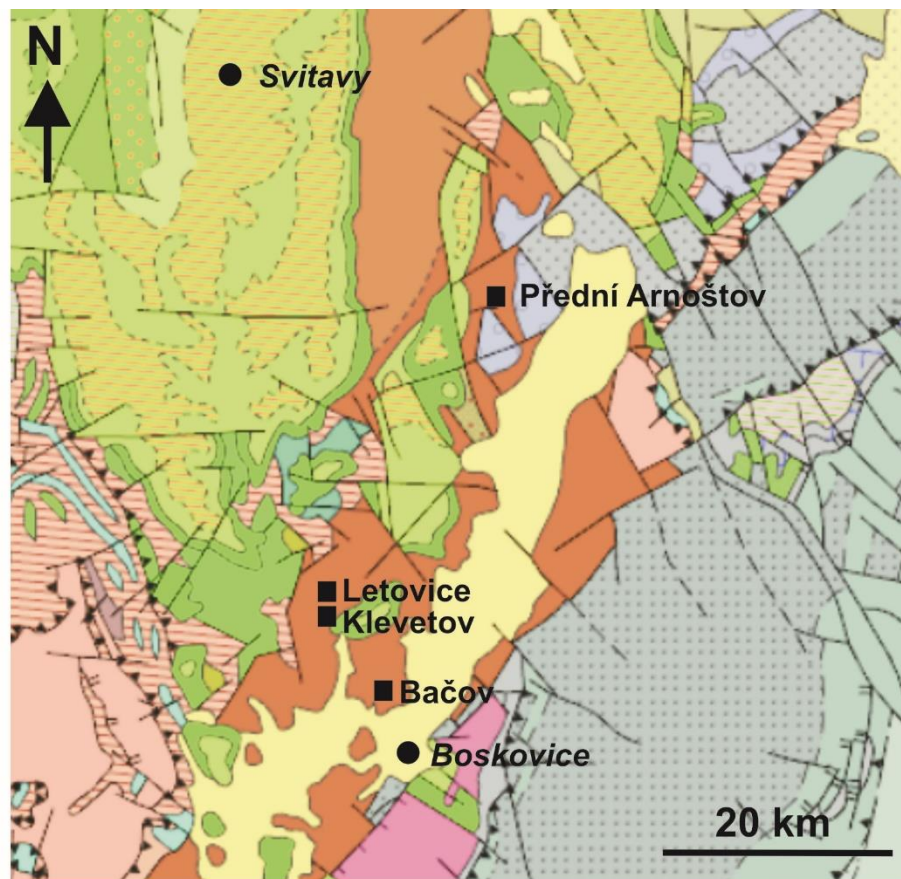


Obr. 4 – Výskyt magmatických hornin v boskovické brázdě (upraveno podle Dvořáka 1999).

2. 4. Popermský vývoj

Horniny popermského stáří jsou v zájmovém území boskovické brázdě reprezentovány uloženinami České křídové pánve, neogenním pokryvem karpatské předhlubně a kvartérními uloženinami (Obr. 5).

V okolí blanenského prolomu vycházejí na povrch uloženiny perucko-korycanského souvrství. Toto souvrství je nejstarším souvrstvím pánevní výplně České křídové pánve. Perucko-korycanské souvrství je děleno na dva dílčí vrstevní sledy: perucké a korycanské vrstvy. U peruckých vrstev, jež jsou tvořeny zejména křemennými slepenci, pískovci a jílovci, začalo jejich ukládání na rozhraní albu a cenomanu. Hlavní sedimentární výplně korycanských vrstev jsou pískovce, které často obsahují příměs glaukonitu (Herčík a kol. 1999).



Obr. 5 – Geologická mapa severní části boskovické brázdy s vyznačením zájmových lokalit. Podklad mapy převzat z www.geology.cz, cit. 1, upraveno.

Po ukončení svrchnokřídové sedimentace následuje hiát a další sedimentace tu nastává až v miocénu. Na mnoha místech (okolí Skalice nad Svitavou, Boskovic aj.) vystupují na povrch spodnobadenské vápnité jíly – tégly z doby nejrozsáhlejší mořské transgrese v karpatské předhlubni. Nástup spodnobadenské sedimentace není synchronní. V hlubokých depresích badenského povrchu začíná sled sutěmi a brekciemi, výše převládají klastika mořského původu, a to písky a štěrky proměnlivého složení (Chlupáč a kol. 2002). Ty nasedají na starší spodnobadenská klastika a/nebo přímo na starší platformní podklad. Vápnité jíly jsou šedomodré, šedozelené, střípkovitě rozpadavé a místy mohou být i silně písčité. Proměnlivý je obsah prachovité frakce. V některých polohách obsahují vložky jemnozrnných písků nebo i řasových vápenců. Pelity spodního badenu obsahují druhově pestrá a početně bohatá společenstva dírkovců. Dalším litologickým členem jsou řasové vápence. Jde o světle béžové, písčité, pevné organodetritické (biodetritové) mechovkové či řasové vápence, které často tvoří plynulé přechody do písčitých vápenců, vápnitých pískovců až středně zrnitých nebo jemnozrnných písků (Krystek 1974). Dále se zde velmi hojně nacházejí písky a štěrky. Podle Krystka (1974) je lze charakterizovat jako polymiktní psamity a psefity s častým křížovým a šikmým zvrstvením, četnými konkracemi a poměrně stálou asociací těžkých minerálů. Klasty jsou tvořeny horninami brněnského masívu, jury a paleozoika.

V kvartéru zde byly ukládány fluviální sedimenty, jedná se především o písky a štěrky, většinou nevápnité, dále byly ukládány deluviální hlinitokamenité sedimenty s bloky hornin, deluviální hlinitopísčité příp. hlinité sedimenty až sedimenty hlinitokamenité. Deluviální písčitohlinité uloženiny budují výplň dna periodicky protékaných údolí. Při vyústění do údolí aktivních toků se hojně vytvářejí dejekční kužele. V údolních nivách řek a potoků jsou uloženy fluviální písčitohlinité sedimenty (Chlupáč a kol. 2002).

V pleistocénu, v období würmského glaciálu, docházelo k rozsáhlé eolické sedimentaci, jejímž výsledkem jsou až několik desítek metrů mocná sprašová depozita (Chlupáč a kol. 2002).

2. 5. Metalogenetická a mineralogická charakteristika boskovické brázdy

Metalogenetickou situaci zájmového území podrobně zkoumala Češková (1978). Autorka srovnala metalogeneticvětšíkou charakteristiku boskovické brázdy s dalšími geologickými jednotkami na východním okraji Českém masivu (Obr. 6). Autorka se ve své práci zaměřila na moravikum, brněnský masiv, kulm Dražanské vrchoviny a zmiňuje se i o boskovické brázdě, která rozděluje Český masiv na dvě odlišné části (západní reprezentující svrateckou a dyjskou klenbu moravika a východní zastoupenou brněnským masivem a Dražanskou vrchovinou).



Obr. 6 – Návrh metalogenetického členění geologických jednotek východního okraje Českého masivu (upraveno podle Češkové 1977 in Češková 1978). 1 – terciér. vulkanity, 2 – hlavní magmat. komplexy, 3 – metalogenet. subprovincie Brunie, 4 – oblast permo-karbonské molasové sedimentace, 5 – metalogenet. subprovincie alpinotypní moravskoslezské zóny, 6 – metalog. subprovincie variského moravskoslezského flyšového pásma.

Češková (1978) uvažuje, že boskovická brázda má úzké metalogenetické vztahy k sousedícím geologickým jednotkám jak na západě, tak i na východě a vyděluje v rámci permokarbonu boskovické brázdy několik minerálních asociací, z nichž největší význam mají pouze tři, a to: asociace manganová se stopovým obsahem Ge, asociace měďnorudná a uranová. Další asociace (železnorudná, asociace minerálů uhelných slojí, barytová a karbonátová mají pouze mineralogický význam). V severní části brázdy byly navíc zjištěny pomocí hydrogeochemické prospekce anomální obsahy fluoru a mědi (Abraham 1975 in Češková 1978).

Manganová minerální asociace

Výskyt oxidických manganových rud je vyvinut především v severní části boskovické brázdy, jz. od Městečka Trnávky na lokalitách Přední a Zadní Arnoštov a Chornice (Černý 1961, Češková 1978). Rudy manganu jsou vázány na červené, především na střednězrné drobové slepence až deskovitě vrstevnaté, jemnozrné drobové pískovce s převážně karbonátovým tmelem. Rudní minerály místy doprovázené železitým tmelem vytváří v horninách vtroušeniny, případně zatlačují starší karbonátový tmel. Tento typ zrudnění s velmi nerovnoměrnou a nízkou kovnatostí vytváří čočky, smouhy a nepravidelná kolomorfní tělesa. Podle Mátl (1959) je na ložisku Přední Arnoštov vyvinut i žilný typ zrudnění vázaný na horniny bez karbonátového tmelu. Mocnost pravých žil je nejčastěji 1 cm, ojediněle až 10 cm a probíhají S-J směrem. Černý (1961) uvádí jako hlavní minerál těchto manganových rud kryptomelan a α modifikaci MnO_2 , pyroluzit se vyskytuje jen vzácně. Češková (1978) na základě spektrálních a rentgenometrických analýz vzorků uvádí proměnlivé složení minerálů izomorfní řady kryptomelan-hollandit-koronadit, avšak převažují kryptomelan a hollandit. Autorka dále uvádí, že ve vzorcích zapůjčených T. Kruťou z Moravského muzea převažuje hollanditová a koronaditová složka. Češková (1978) se zmiňuje o zvýšeném obsahu Co a Ge, které je však zastoupeno nerovnoměrně (obsah kolísá v rozmezí 0,0X až 0,X %). Z hlušinových minerálů byl na výše uvedených lokalitách zjištěn pouze bílý krystalický kalcit na žilách nebo drúzách. Chemicky se jedná o poměrně čistý kalcit s nepatrnými obsahy Fe, Mn a Mg. Černý (1961) spojuje akumulaci manganových rud s posledními fázemi diagenetických pochodů v permských sedimentech. Kryptomelan pravděpodobně vznikl z koloidních roztoků a gelů (zčásti i pravých roztoků) nebo metasomatickým zatlačováním kalcitového tmelu. Žilný typ zrudnění považuje Mátl (1959) za výsledek mobilizace a redepozice starších minerálních složek na puklinách. Nově se manganovými rudami v okolí Předního Arnoštova zabývala Průchová (2014). Předmětem výzkumu byl Mn bohatý tmel v pískovci až písčitém slepenci. Autorka na základě mikroskopického studia a studia chemismu zjistila, že je tmel tamějších permských slepenců tvořen hollanditem a kryptomelanem.

Měďnorudná asociace

Češková (1978) uvádí přítomnost akumulace měděných rud v permokarbonských sedimentech boskovické brázdy v okolí Letovic, nepatrný výskyt byl zjištěn u Malé Lhotky jz. od Černé Hory. V rosicko-oslavanské pánvi doprovázejí Cu minerály asociaci minerálů uhelných slojí (Bernard a kol. 1969).

Češková (1978) se zmiňuje o výskytu měděných rud na lokalitách Kochov, Trávník, Visky,

Bačov, Zboněk a Svitávka. Měděné rudy jsou v okolí Letovic vázány převážně na šedé horizonty, uložené v mocných souvrstvích spodnopermských červenohnědých slepenců, pískovců, prachovců a jílovců. Mocnost šedých horizontů není velká, jen místy dosahuje až desítky metrů. Cu mineralizace je v horizontech rozptýlena velmi nerovnoměrně i v rámci jedné lokality. Nejhojněji je zastoupen malachit, jež tvoří tenké povlaky na vrstevních plochách, vtroušeniny v horninách, kůrky nebo jehličkovité agregáty na puklinách. Vzácněji se zde vyskytuje azurit, ojediněle chalkopyrit, chalkozín, a covellín. O výskytu azuritu z lokality Bačov u Svitávky se zmiňuje Kruťa (1966). Azurit zde vytváří bradavičnaté shluky a modré povlaky na puklinách permských břidlic. Ojediněle se zde vyskytují povlaky malachitu na rezavě hnědém kalcitu. Ve Svitávce u Letovic „Pod hradiskem“ je popsán výskyt covellínu, který zde tvoří 0,2 mm velké krystaly narůstající na permském pískovci. Další nálezy Cu minerálů jsou popsány z lokality Trávník v obci Kladoruby. Kruťa (1966) zde uvádí výskyt azuritu, který spolu s malachitem vytváří modré povlaky na hnědočerveném permském jílovcu a pískovci. Místy tvoří kulovité a bradavičnaté nárůsty, impregnace a paprscité stébelnaté agregáty se sádrovcem, který tvoří štěpné lamely a radiálně paprscité až růžicovité agregáty na jílovcích a břidlicích. Z okolí Oslavan, konkrétně z dolu Kukla, je popisován nález azuritu a malachitu v nadloží třetí sloje Burkart (1953).

Z dalších prvků, které se v šedých vrstvách nacházejí ve zvýšeném množství, je vanad a molybden (obsahy 0,0X - 0,X %) a titan (0,X - X,0 %). Místy se objevuje stopové množství Pb, Zn, Co, Ni. Češková (1978) konstatuje úzký vztah Cu mineralizace k tektonice. Dále autorka uvádí, že Cu zrudnění a žilné hlušínové minerály (kalcit, křemen, baryt) jsou hlavně epigenetického původu, avšak nevylučuje možnost určitého primárního obohacení sedimentů rudními prvky. Cu mineralizace v boskovické brázdě má zřejmě vztah k významnější regionální tektonice a souvisí se zrudněním v sousedních geologických jednotkách (letovické krystalinikum, moravikum); (Suk a kol. 1976).

Uranová asociace

Stejně jako v jiných pemokarbonských pánvích Českého masivu (podkrkonošská, vnitrosudetská), byla i v boskovické brázdě zjištěna uranová mineralizace. Vyskytuje se samostatně, případně je vázána na uhelné sloje. Místy jsou s ní spjaty zvýšené obsahy Cu a Mo. Hlavní výskyty jsou známy z okolí Letovic v severní části boskovické brázdě a v rosicko-oslavanské pánvi v jižní části brázdě. Primární uranové minerály nebyly zjištěny (Češková 1978). Autorka uvádí výskyt uranové mineralizace spolu se zvýšeným obsahem Mo u Kochova (severní část brázdě), kde se zčásti prostorově překrývá s Cu zrudněním. U, Cu a Mo mineralizace je uložena v šedých jílovcích a jemně písčítých jílovcích. V okolí Bačova a Vísek tvoří U anomálie ve třech polohách šedých horizontů,

jejichž mocnost dosahuje až 10 m. Na této lokalitě je U mineralizace doprovázena zvýšenými obsahy Mo. V rosicko-oslavanské pánvi je U zrudnění rozmístěno v různých stratigrafických horizontech, a to v šedých jílovcích, prachovcích, pískovcích a slepencích. V jednom případě je uranová mineralizace vázána na uhelnou sloj. Češková (1978) uvažuje o epigenetickém, případně infiltračním původu uranového zrudnění v boskovické brázdě. Uran je vázán především na organickou hmotu a netvoří vlastní minerály. Dále epigenetickému původu nasvědčuje fakt, že se uran koncentruje především v podloží porézních propustných pískovců a ve svrchních částech málo propustných jílovců. Uranové anomálie jsou navíc nejčastěji lokalizovány v tektonicky porušených částech boskovické brázdy (blanenský prolom, náměšťská dislokace). Zdrojem uranu jsou pravděpodobně okolní geologické jednotky, v jejichž blízkosti procházejí výše zmíněné dislokace.

Asociace železnorudná, asociace minerálů uhelných slojí a baryt-kalcitová asociace

Železo se zde vázáno ve formě limonitu, který tvoří povlaky, kůrky a hnízda. Vyskytuje se v pískovcích a slepencích na lokalitách Vísky, Svitávka, Žerůtky, Bořitov, Hájek, Drásov a Neslovice (Češková 1978). Šupinkovitý hematit je znám z pískovců na lokalitě Malá Lhota (Burkart 1953). Zvýšený obsah Fe byl sledován spektrálními analýzami ve výše uvedených horninách z lokalit s Cu zrudněním. Obsahy Fe jsou nízké (0,X - X,0 %).

Asociace minerálů uhelných slojí je známa z jižní části boskovické brázdy z rosicko-oslavanské pánve, kde se nacházejí v blízkosti uhelných slojí případně přímo v nich. Nejčastěji jde o pelosideritové konkrece, ankerit, baryt, dolomit, kalcit, křemen, galenit, pyrit, sfalerit, sádrovec, chalkopyrit, malachit, azurit, psilomelan, limonit atp. Na lokalitě Zboněk u Letovic jsou popsány pelosideritové konkrece z písčito-jílovitého souvrství. Konkrece dosahují rozměrů až 20 x 20 x 25 cm, na puklinách jsou místy vyhojené žilným, šedobílým až rezavým kalcitem. Z okolí Oslavan, konkrétně pak z dolu Kukla, jsou známy nálezy šedobílého, zrnitého anhydritu a drúzy záhněd vyplňující pukliny v karbonském pískovci a jednotlivé krystaly na puklinách pelosideritů. Z této lokality pochází i nálezy křišťálů (Kruťa 1966). Z karbonátů zde byly popsány bezbarvé až několik cm velké krystalky kalcitu, které byly nalezeny společně s pyritem na puklinách arkóz a pískovců a dolomit v dutinách pelosideritů. Z hydrotermálních síranů zde byl doložen výskyt anhydritu a bílý baryt narůstající na arkóze. Z rudních nerostů Burkart (1953) zmiňuje nálezy pyritu a galenitu na arkózových pískovcích, markazitu a „limonitu“ z pelosideritů a destičkovité krystaly hematitu tvořící růžice. Z lokality Zastávka v dole Julius jsou doloženy výskyty bílého a čírého barytu a anhydritu. Anhydrit byl nalezen v podobě bílých krystalů společně s fluoritem. Generačně starší anhydrit je bílý s perleťovým leskem. Nalezen byl i v arkózových pískovcích. Z karbonátů jsou na lokalitě zastoupeny

kalcit, ankerit a dolomit. Dále byl na této lokalitě popsán sádrovec z arkózových pískovců a pelosideritů. Sulfidy jsou na lokalitě hojně zastoupeny, většinou se vyskytují společně s karbonáty. V pelosideritech byl nalezen pyrit a markazit. V arkózových pískovcích byl popsán galenit a sfalerit. Dále byl na lokalitě doložen výskyt chalkopyritu, pyrhotinu, i záhnědy a tzv. marmarošských diamantů. V pelosideritech byly nalezeny limonit a goethit. Z dutin pelosideritů byly popsány organolity válaít a hachetin (Burkart 1953). Na lokalitě Zbýšov v dole Antonín popisuje Kruťa (1966) výskyt drúz ankeritu s klencovými krystaly narůstajícími na puklinách karbonských pískovců. Dále zde popisuje zrnité, olověně šedé, kovově lesklé agregáty galenitu na karbonském pískovci. Také uvádí přítomnost šedobílého, perleťově lesklého sádrovce ve formě desek vyplňujících pukliny v karbonátových sedimentech. Sádrovec se zde vyskytuje i čirý (tzv. mariánské sklo). Podle Burkarta (1953) se na této lokalitě nacházejí malé žlutošedé krystaly barytu. Popisuje zde také společný výskyt kalcitu a pyritu, který tvoří až 4 mm velké krychle a oktaedry, místy s náběhovými barvami. Dále jsou z této lokality zaznamenány nálezy až 2 cm velkých krystalů křišťálu.

Baryt a kalcit se nacházejí většinou společně, např. na lokalitách Malá Lhota, Hradčany, Řeznovice, Trávník (Burkart 1953, Kruťa 1966). Na lokalitě Trávník jsou Kruťou (1966) popisovány žíly rezavě hnědého až šedobílého kalcitu dosahující mocnosti až 3 cm. Na některých lokalitách se vyskytuje jen samotný kalcit, např. na lokalitách Svitávka (Češková 1978). Ve Svitávce se na puklinách jílovců vyskytují drúzy kalcitu s krystaly skalenoedru a drobné krychličky pyritu o velikost 1 mm. Pyrit zde často tvoří povlaky na krystalech kalcitu (Kruťa 1966). Podle Češkové (1978) na výše uvedených lokalitách vytvářejí kalcit i baryt drobné žilky o mocnosti několik milimetrů až centimetrů a tvoří výplň poruch v horninách. Tyto minerály vznikly epigeneticky vysrážením z vodných roztoků. Nově se kalcity v boskovické brázdě zabývala Průchová (2014). Autorka ve své práci popisuje výskyt jemných kalcitových žilek o mocnosti nejčastěji 1-2 mm uložených ve vápnatých konkrécích na lokalitě Malíkov. Dále popisuje hrubozrnný kalcit z lokality Přední Arnoštov, který vytváří výplň žil o mocnosti 5 až 15 cm v slepencích a v pískovcích.

Bližším studiem podmínek vzniku kalcitové hydrotermální mineralizace permu boskovické brázdy se zabývala Kratinová (2007) a Průchová (2014). Kratinová (2007) zkoumala hydrotermální mineralizaci ve vulkanických horninách z jižní části boskovické brázdy, z okolí Oslavan, Ivančic a Budkovic. Předmětem autorčina studia byly především kalcity, které se ve vulkanitech vyskytovaly ve formě žilek, mandlí a zrn roztroušených v základní hmotě. Studiem v katodoluminiscenčním mikroskopu autorka zjistila homogenní složení kalcitu. Mikrotermometrie fluidních inkluzí v kalcitu ukázala, že hlavní interval teplot homogenizace byl v rozpětí 105 až 125 °C. Teplota vymrazení inkluzí byla naměřena v intervalu -43 až -50 °C a teplota eutektika se pohybovala v rozmezí -21 až -

35 °C. Teplota tání posledního krystalu ledu indikovala salinitu v rozmezí 4,2-5,7 (hmot. % NaCl ekv.). Podle Kratinové (2007) jde o relativně výšeteplotní hydrotermální systém obsahující fluida typu H₂O-NaCl-(MgCl₂). S ohledem na zjištěnou salinitu autorka vylučuje, že se jedná o vody čistě dešťové. Chemická homogenita fluid indikuje lokální hydrotermální systém. Výše zmíněná autorka uvažuje o pozdně variském stáří mineralizace.

Dále se kalcity hydrotermálního původu ve své bakalářské práci zabývala Průchová (2014). Výzkum byl zaměřen na kalcitové žíly v permských slepencích a ve vápnatých konkracích v severní části boskovické brázdy z lokalit Přední Arnoštov a Malíkov. Pozorováním v UV světle zde byla zjištěna přítomnost ropných uhlovodíků. Kalcity byly podrobeny mikrotermometrickému měření. Fluidní inkluze homogenizovaly v poměrně širokém rozmezí teplot od 39 do 292 °C. Zjištěné teploty eutektika indikovaly přítomnost roztoků s Na, Fe, Mg chloridy. Salinita fluid byla variabilní, pohybovala se v rozpětí od 0,2 do 9,6 (hm. % NaCl ekv.). Rozdílná salinita roztoků i teploty homogenizací a pozorování v katodové luminiscenci naznačily polyfázový vznik mineralizace.

3. Metodika

Výzkum zahrnoval terénní a laboratorní část. V terénní části byly nalezeny nové lokality a odebrány reprezentativní vzorky. Dále byla provedena fotodokumentace lokalit a kompasové měření.

V rámci laboratorní etapy byly vzorky žiloviny nejprve mechanicky očištěny, omyty a osušeny. Dále byly vzorky makroskopicky prohlédnuty a popsány. Z vybraných vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy a oboustranně leštěné destičky. Vzorky byly řezány diamantovou pilou na požadovaný rozměr, poté byly ručně broušeny a dolešťovány na leštičce Struers RotoPol-35 s unášecí hlavou Struers Pdm-Force20 za použití leštících diamantových suspenzí o zrnitosti 3 a 0,25 μm . Následně byly výbrusy podrobeny studiu v polarizačním mikroskopu Olympus BX-50. Výbrusy byly studovány v procházejícím i odraženém světle. Mikrofotografie výbrusů a nábrusů byly zhotoveny digitálním fotoaparátem Olympus C-7070.

U vybraných minerálních fází byla provedena analýza chemického složení na elektronovém mikroskopu JEOL JXA-8600 s EDX analyzátozem na Katedře geologie PřF UP. Před analýzou byly vzorky potaženy tenkou vrstvou uhlíku. Analýzy jednotlivých fází zhotovil Mgr. J. Kapusta. Při analýze bylo použito urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 10 nA. Bylo využito těchto standardů: Al_2O_3 (Al), pyrop (Al), baryt (Ba), fluorapatit (Ca), diopsid (Ca, Mg), almandin (Fe), magnetit (Fe), mikroklin (K, Si), elementární mangan (Mn), albit (Na), SrO_4 (S), elementární titan (Ti).

Leštěné výbrusy byly dále zkoumány pro zjištění přítomnosti uhlovodíků ve fluorescenčním mikroskopu Olympus BX 41-RFA s episkopickým fluorescenčním iluminátorem Olympus U-RFL T se zdrojem UV záření s filtrem s excitačním rozsahem 330-385 nm.

Pro rozpoznání generací karbonátů byly vzorky zkoumány v katodové luminiscenci. Studium bylo provedeno na přístroji se „studou katodou“ CITL Mk5-1 s mikroskopem Leica DM2500 P za podmínek: vakuum 0,003 mbar, napětí 15 kV, proudová hustota kolem 450 $\mu\text{A}/\text{mm}^2$. Při studiu byly zhotoveny dokumentační fotografie digitálním fotoaparátem Olympus C 70-70.

Pro studium fluidních inkluzí v kalcitu byly zhotoveny oboustranně leštěné destičky. Inkluze byly studovány i ze štěpných úlomků. Fluidní inkluze byly studovány na pracovišti Katedry geologie PřF UP v Olomouci pomocí mikroskopu Olympus BX-51 s nainstalovanou mikrotermometrickou komorou LINKAM THMSG 600. Byly měřeny tyto parametry: teplota zamrznutí (T_f), teplota homogenizace (T_h), teplota tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) a teplota eutektika (T_e). Dále byly dle teplot eutektika určeny systémy fluid uzavíraných v inkluzích podle Borisenka (1977).

Salinita u vodných roztoků systému H₂O-NaCl byla vypočtena podle Bodnara (1993), dle následující rovnice:

$$\text{Salinita (hm. \% NaCl ekv.)} = 0,000 + 1,78 \cdot |Tm| - 0,0442 \cdot |Tm|^2 + 0,000557 \cdot |Tm|^3$$

Ve vybraném vzorku karbonátu byla provedena izotopová analýza uhlíku a kyslíku. Vzorek karbonátu byl rozpráškován v achátové třecí misce. Analýzy byly provedeny v Laboratoři stabilních izotopů Odboru aplikované geologie České geologické služby v Praze na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251. Analýzy byly provedeny Ing. Z. Lněničkovou, Ing. B. Čejkovou a Mgr. I. Jačkovou. CO₂ pro analýzu C a O byl z karbonátů uvolněn kyselinou fosforečnou ve vakuu. Výsledné hodnoty jsou uvedeny v ‰ odchylce od standardů PDB a SMOW. Přesnost analýzy je ± 0,05 ‰ pro uhlík a ± 0,1 ‰ pro kyslík. Frakcionační rovnice pro výpočet izotopového složení matečných fluid byly použity z internetové stránky <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/alphadelata/alphadelata.cgi>. Obecné znění frakcionačních rovnic je následující:

$$1000 \ln \alpha = A \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + B \cdot 10^3 \cdot T^{-1} + C$$

$$a \ 1000 \ln \alpha = A \cdot 10^9 \cdot T^3 + B \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + C \cdot 10^3 \cdot T^{-1} + D,$$

kde T představuje teplotu v Kelvinech a A, B, C a D jsou experimentálně stanovené konstanty, které jsou uvedeny v *Tab. 1*.

Tab. 1 – Konstanty frakcionačních rovnic použité pro výpočet izotopového složení matečných fluid.

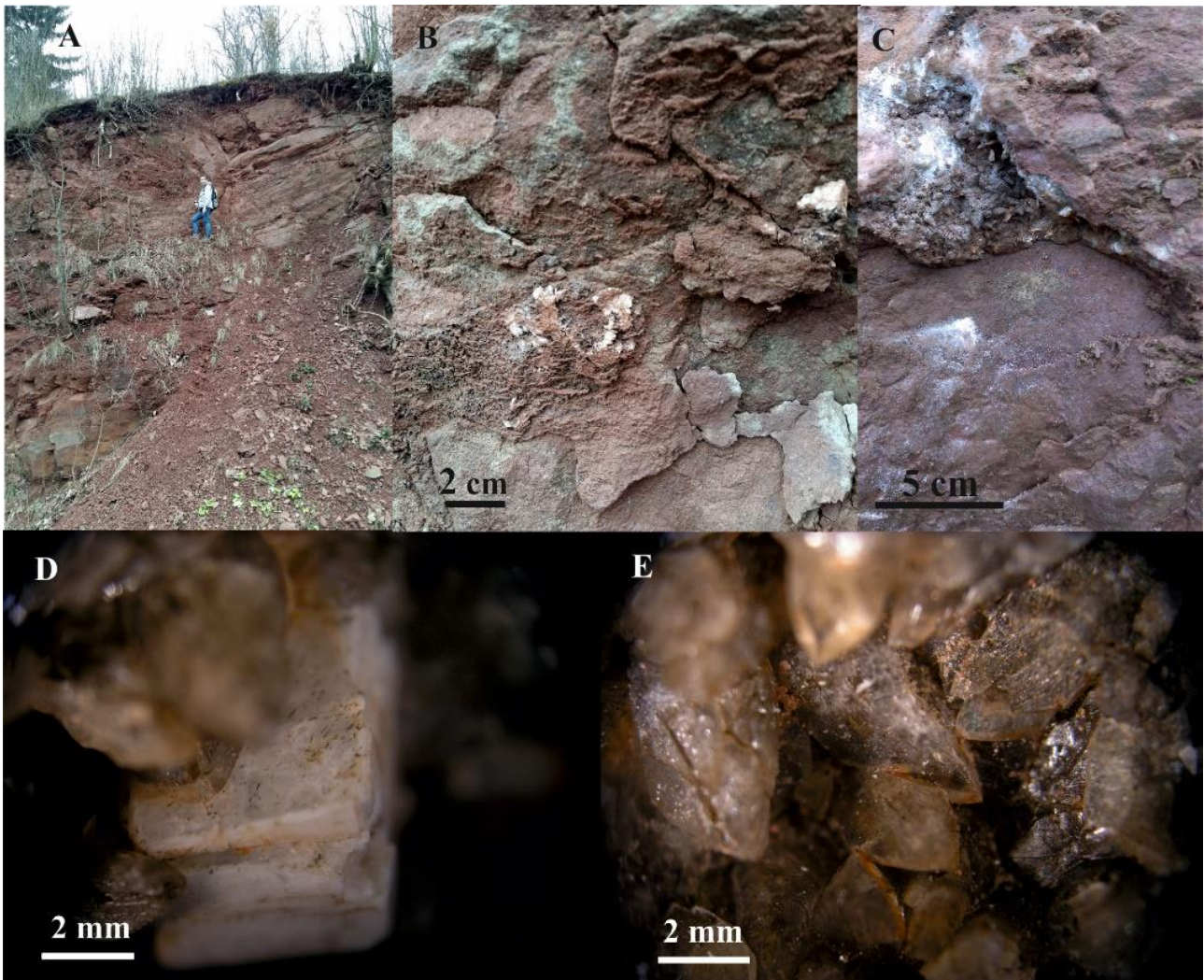
Veličina	Systém	Konstanty	Autor	Platnost rovnice
δ ¹⁸ O	kalcit-H ₂ O	A: 2,78; B: 0,00; C: -2,89	O'Neil a kol. (1969)	0-500 °C
δ ¹³ C	kalcit-CO ₂	A: -0,89; B: 8,56; C: -18,11; D: 8,27	Ohmoto a Rye (1979)	<600 °C

4. Výsledky

4. 1. Terénní situace a makroskopický popis vzorků

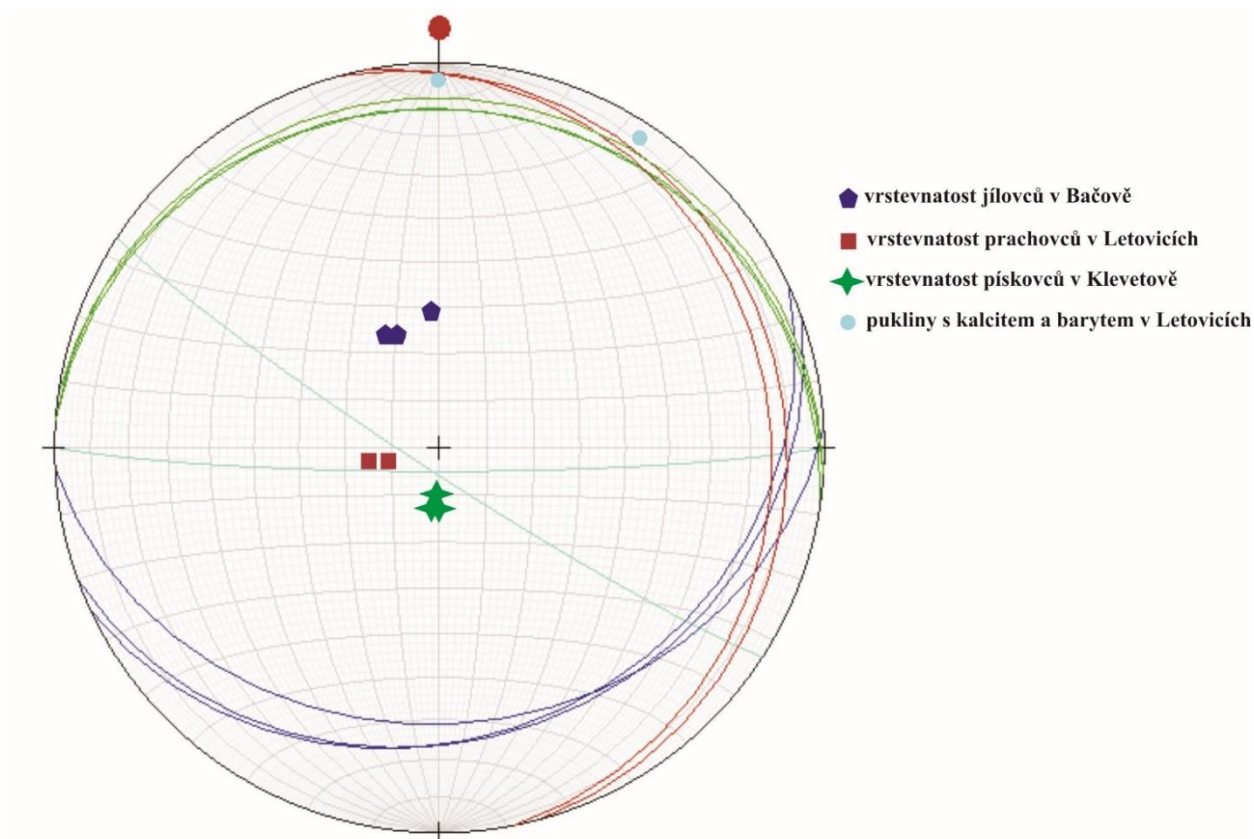
4. 1. 1. Letovice

Tato lokalita se nachází v Letovicích v ulici Na Plese, přibližně 250 m jjv. směrem od kruhového objezdu (GPS souřadnice: 49.5442119 °N, 16.5754442°E); (viz Obr. 5). Na tomto místě je situován navětralý výchoz o délce 30 m a výšce 15 m, který je tvořen vrstvami středně zrnité rezavě hnědé až červenohnědé brekcie, pískovcem a prachovcem (Obr. 7). Vrstvy sedimentů jsou orientovány směrem SSZ-JJV s úklonem 10-15° k VSV (Obr. 8). Ve vyšších partiích výchozu byly na červenohnědém celistvém prachovci nalezeny pukliny (Obr. 7b, 7c) vyplněné krystalky kalcitu, a na něj narůstající baryt (Obr. 7b).



Obr. 7 – Výchoz permských sedimentů na lokalitě Letovice (a), kalcit a na něj narůstající nepravidelné agregáty barytu (b), dutina, v níž krystalují individua kalcitu (c), tabulka mléčně bílého barytu (d), sklenoedrické krystaly kalcitu narůstající na prachovci (e), stav k 25. 11. 2015.

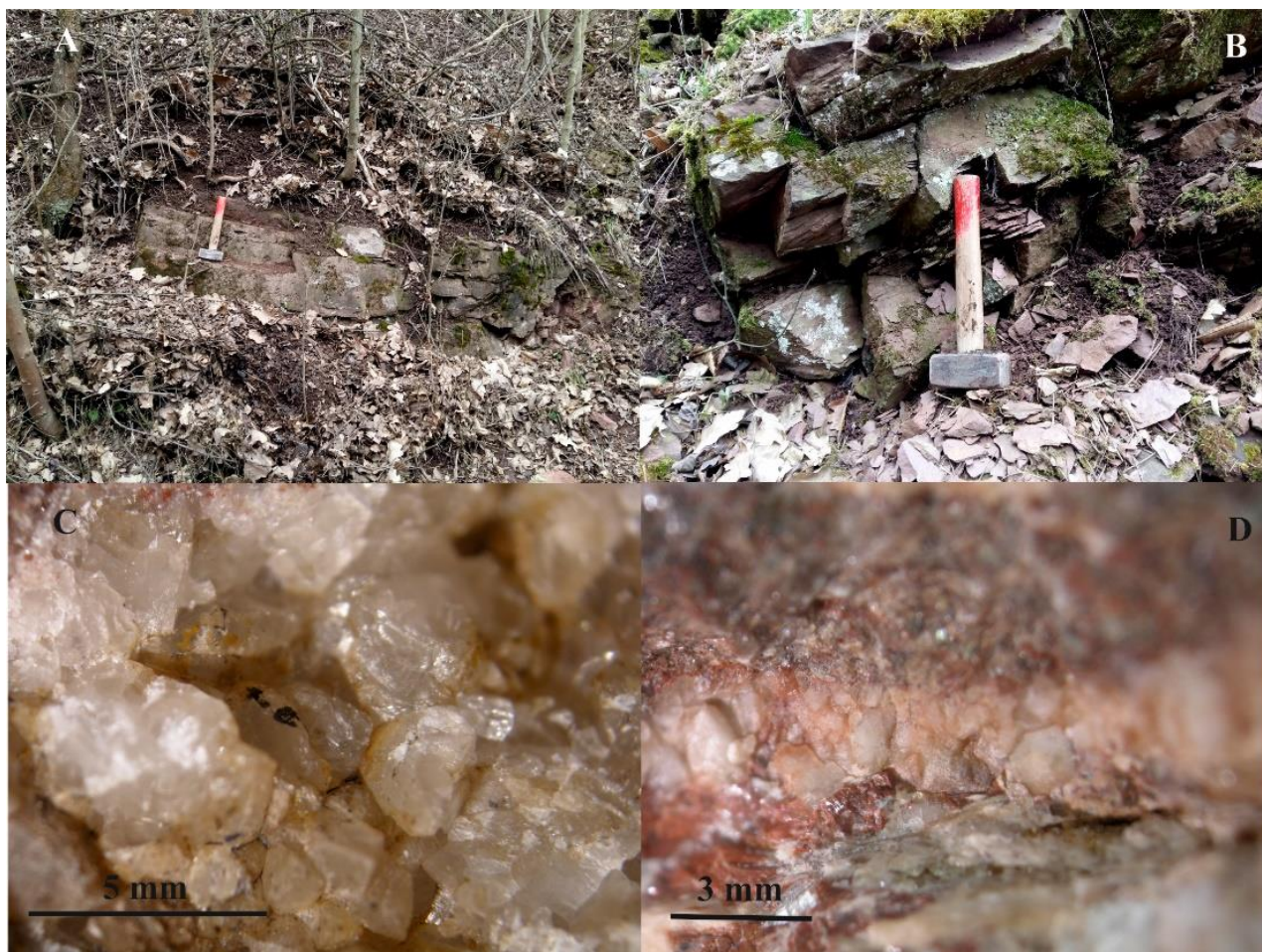
Pukliny s mineralizací jsou orientovány ve směru SZ-JV a Z-V se strmým úklonem 85° k JZ a 95° k J (Obr. 8). Kalcit se zde nachází krystalovaný, tvoří drobná individua skalenoedrického habitu (viz Obr. 7e), nejčastěji o velikosti 2 až 3 mm. Bezbarvý kalcit má skelný lesk, avšak většina krystalků je na povrchu potažena rezavým až černým povlakem s matným leskem, jedná se pravděpodobně o oxi-hydroxidy Fe. Baryt zde tvoří dokonale štěpné tabulky a agregáty složené z tabulek, které pronikají starším kalcitem. Tabulky barytu dosahují velikosti až 5 mm a mají mléčně bílou barvu a skelný lesk (viz Obr. 7d). U barytu nebyla makroskopicky pozorována deformace.



Obr. 8 – Pólový-obloukový diagram s vyneseními měření orientace vrstevnatosti sedimentárních hornin a orientace puklin s hydrotermálními žilami zobrazené na spodní hemisféru Lambertovy projekce.

4. 1. 2. Klevetov

Lokalita se nachází přibližně 500 m zsz. od železničního přejezdu v Klevetově (GPS souřadnice: 49.5215578°N, 16.5818097°E); (viz Obr. 5) a je přístupná po šterkové cestě, podél které jsou situované velmi navětralé a rozpukané výchozy červenohnědého pískovce (Obr. 9a, 9b). Vrstvy pískovce jsou orientovány ve směru Z-V s úklonem 10-13° k S (viz Obr. 8). Veškeré odebrané vzorky pocházejí ze suti pod výchozy. Zde jsem našla úlomky sedimentů, ve kterých se nacházejí drobné žilky vyplněné kalcitem a barytem. Na výchozu jsem nenalezla žádnou žilovinu, pouze v části výchozu rozvolněné kořenovým systémem stromů se nacházela uvolněná vrstva, kterou subvertikálně protínaly žilky vyplněné kalcitem o mocnosti 1 mm. Žilky z pískovce odebrané v suti mají mocnost 1 až 5 mm, jsou vyplněny především kalcitem, místy se vyskytuje baryt a rezavě hnědé až červené oxihydroxidy Fe (Obr. 9d).

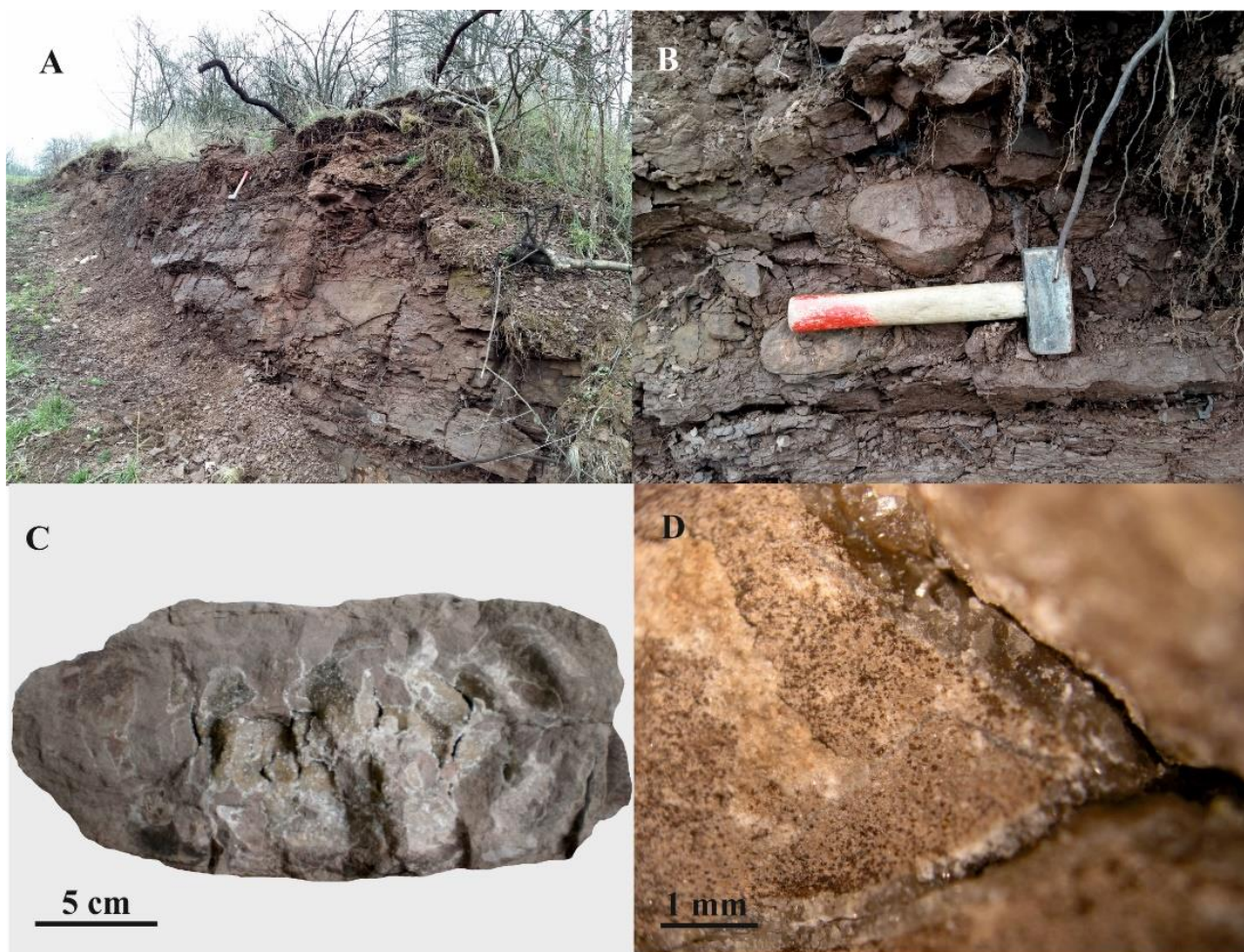


Obr. 9 – vrstevnatost pískovce (a) a rozpukaný výchoz pískovce (b) v Klevetově, krystalky a nepravidelné agregáty kalcitu (c), žilka v pískovci vyplněná růžovým a bílým barytem (d), stav k 25. 11. 2015.

Kalcit z této lokality tvoří bezbarvé, místy nažloutlé, velmi jemnozrné agregáty a sklenoedrické krystalky o velikosti 1 až 3 mm se skelným, místy matným leskem (viz Obr. 9c). Baryt je bílý, ojediněle lze pozorovat přechod do světle růžové barvy a tvoří velmi jemnozrné agregáty (viz Obr. 9d). Nejčastěji má baryt skelný a matný lesk. Makroskopicky nebyla pozorována deformace barytu.

4. 1. 3. Bačov

Další odběr vzorků jsem provedla na ssv. okraji obce Bačov (GPS souřadnice: 49.5278397°N, 16.6440236°E); (viz Obr. 5). Zde se nachází přibližně 10 m dlouhý a 1,8 m vysoký navětralý výchoz růžovohnědého jílovce (Obr. 10a). Vrstvy jílovce jsou orientovány ve směru ZJZ-VSV s úklonem 20° k JV a ve směru Z-V se sklonem 29° k J (viz Obr. 8).

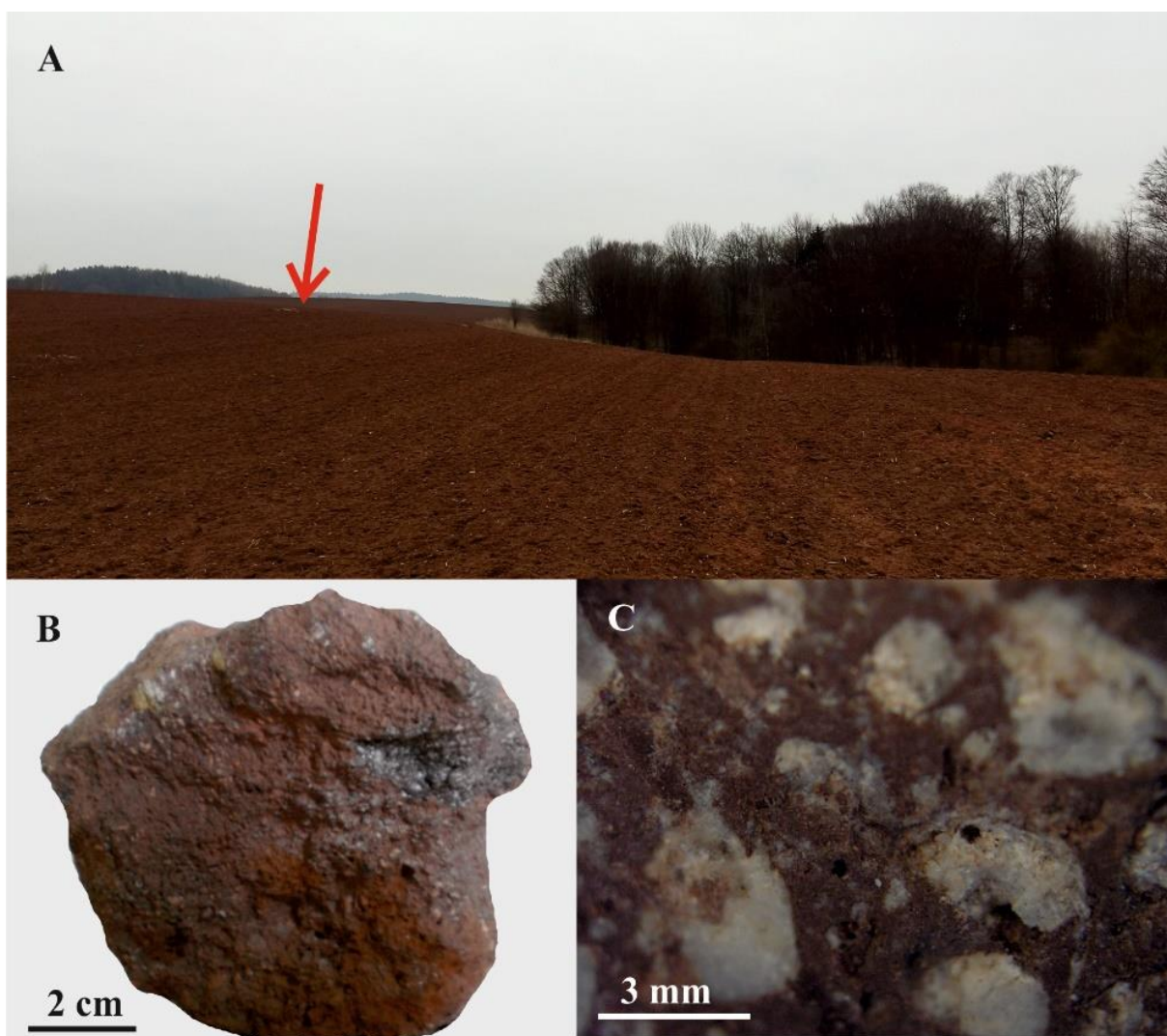


Obr. 10 – Výchoz navětralého jílovce v Bačově (a) s výskytem vápnitých konkrecí (b), konkrce s dutinami a žilkami vyplněnými karbonátem (c), žilka v konkreci vyplněná nahnědlým karbonátem, stav k 25. 11. 2015.

In situ jsem objevila několik světle růžovohnědých vápnatých konkrecí oválného až bochníkovitého tvaru (*Obr. 10b*). Konkrece nabývají rozličných rozměrů, nejmenší mají 10 cm, největší dosahují velikosti až 30 cm. Uvnitř konkrecí se nacházejí vlasové žilky a dutiny, v nichž krystalují velmi jemnozrnné agregáty karbonátu (*viz Obr. 10c*), který je bezbarvý, nažloutlý a místy nahnědlý se skelným leskem (*viz Obr. 10d*). Mocnost žilek se zvětšuje směrem do středu konkrece. Dutiny jsou situovány v centru konkrecí (*viz Obr. 10c*). Dále se na povrchu i uvnitř základní hmoty konkrecí vyskytují dendritické a nepravidelné agregáty oxi-hydroxidů Fe.

4. 1. 4. Přední Arnoštov

Zdejší podloží je tvořeno permskými sedimenty zastoupenými slepenci, brekciemi a arkózami.



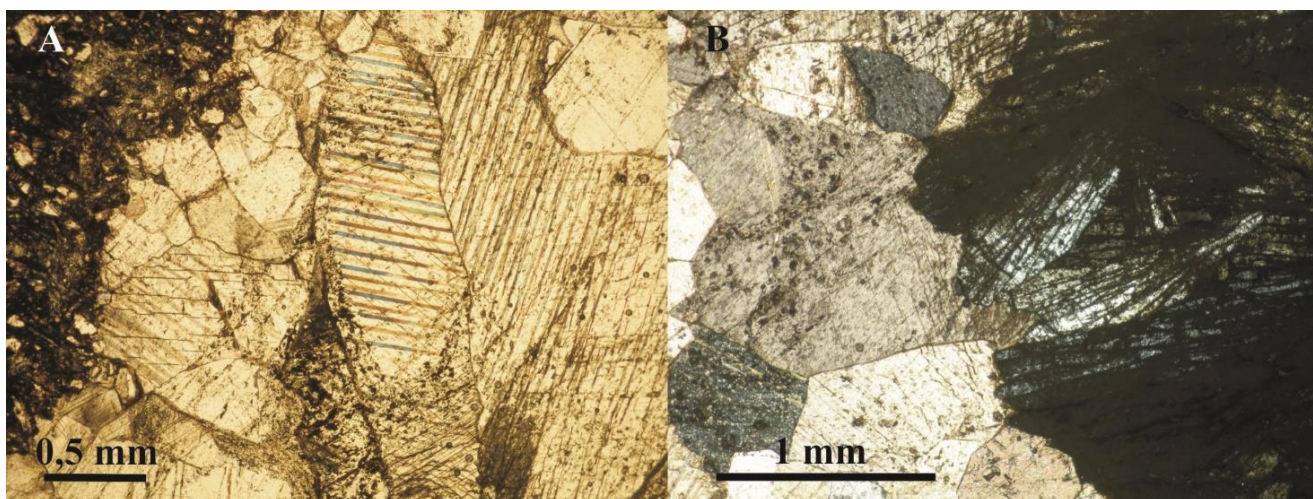
Obr. 11 – Červená šipka označující místo nálezu vulkanické horniny z Předního Arnoštova (*a*), odebraný vzorek vulkanitu (*b*), mandle vyplněné bílým kalcitem (*c*), stav k 25. 11. 2015.

Vzorky jsem odebrala na mírném návrší v poli (viz Obr. 11a), přibližně 400-500 m v. až sv. od okraje obce Přední Arnoštov (GPS souřadnice: 49.6862094°N, 16.6747497°E); (viz Obr. 5). Jedná se o červenohnědou až tmavě růžovohnědou vulkanickou horninu, v níž se nacházejí mandle vyplněné kalcitem (viz Obr. 11b, 11c). Nalezený vzorek vulkanitu je velmi křehký a navětralý, má subangulární tvar a velikost přibližně 10 cm. Kalcit vyplňující mandle je nejčastěji bílý, místy je i bezbarvý a je zakalen rezavým či nahnědlým pigmentem (viz Obr. 11c). Mandle dosahují velikosti až 1,5 cm. Nejčastěji se jejich velikost pohybuje v rozmezí 1 až 3 mm (viz Obr. 11c). Na lokalitě se ojediněle nacházejí i úlomky písčitých slepenců s Mn-bohatým tmelem, který je tvořen kryptomelanem a hollanditem (Průchová 2014).

4. 2. Mineralogická charakteristika

4. 2. 1. Letovice – vzorek LET1

Mineralizace z této lokality je tvořena hlavně kalcitem, který tvoří především izometrická zrna nejčastěji o velikosti 0,5 až 1,75 mm (Obr. 12a). Ve výbruse je kalcit bezbarvý nebo různou měrou zakalen. Nejvíce jsou zrna zakalena podél štěpných trhlin. V některých zrnech je pozorováno polysyntetické lamelování, přičemž lamely jsou různě široké, ostré, nejčastěji průběžné, ale i neprůběžné a nejsou deformované (Obr. 12a). Individua kalcitu jsou hypautomorfně až xenomorfně omezena a obsahují řádky velmi malých PS-S fluidních inkluzí. Patrná je i dokonalá štěpnost. Kalcit je zejména při kontaktu žíly s horninou rezavě hnědě zbarven oxi-hydroxidy Fe.



Obr. 12 – Izometrická zrna kalcitu s polysyntetickým lamelováním, procházející světlo, PPL (a); silně zakalené vějířovitě uspořádané a tlakově postižené tabulky barytu a izometrická zrna kalcitu, procházející světlo, XPL (b), lokalita Letovice, vzorek LET1.

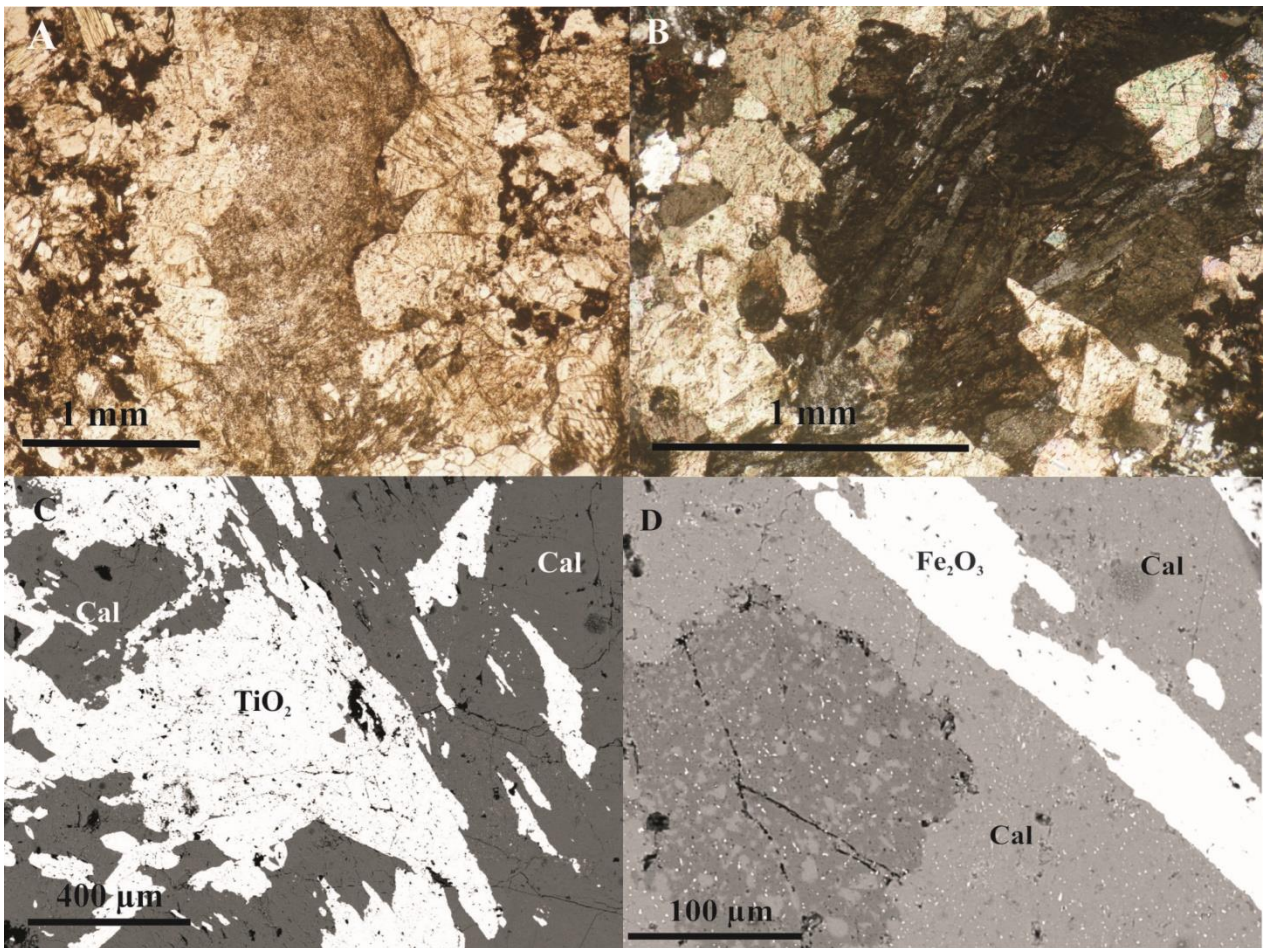
Baryt je v PPL bezbarvý, našedlý a velmi silně zakalený pravděpodobně oxo-hydroxidy Fe (viz Obr. 12b). Baryt tvoří vějířovitě uspořádané tabulky (viz Obr. 12b) a lupenité agregáty, nejčastěji o velikosti do 2,5 mm. Zrna jsou omezena xenomorfně až hypautomorfně. Zřetelně je patrná štěpnost. Agregáty barytu jsou tlakově postiženy, což se projevuje undulózním zhášením (viz Obr. 12b). V méně zakalených partiích lze pozorovat veškeré genetické typy fluidních inkluzí.

4. 2. 2. Klevetov – vzorek KLVI

Mineralizace je zde tvořena především kalcitem, který vyplňuje žilky, které dosahují velikosti 1 až 3 mm (Obr. 13a). Ve výbruse je kalcit bezbarvý, místy poměrně dost šedě až rezavě hnědě zakalený. Zrna jsou izometrická a xenomorfně omezená a nejčastěji dosahují velikosti od 0,5 mm do 3 mm (Obr. 13a). V některých zrnech jsou pozorovány řádky a shluky fluidních inkluzí. Ojediněle jsou pozorována zrna s polysyntetickými lamelami, které jsou neprůběžné a deformované. Patrné je i undulózní zhášení jednotlivých zrn.

Při studiu leštěného výbrusu na mikrosondě byla v kalcitu zjištěna přítomnost agregátů minerálů ze skupiny TiO_2 a Fe_2O_3 . V obraze BSE lze pozorovat, že TiO_2 fáze vytváří nepravidelná a xenomorfně omezená zrna (Obr. 13c). Chemismus TiO_2 fáze je následující: v podstatném zastoupení (88,6-89,0 hm. %) je přítomno TiO_2 , z příměsí fáze obsahuje 4,8-5,1 hm. % Fe_2O_3 , 1,3-1,9 hm. % CaO, 0,4-1,0 hm. % SiO_2 a 0,04-0,2 hm. % Al_2O_3 (Tab. 2). Mohlo by se jednat o rutil, ale i o anatas, případně brookit, což by však muselo být ověřeno další analýzou, např. pomocí Ramanovské spektroskopie. V obraze BSE byly pozorovány žilky a nepravidelné xenomorfně omezené agregáty minerální fáze tvořené v podstatném množství železem (Obr. 13d). V podstatném zastoupení je tato minerální fáze složena z 85,2 hm. % Fe_2O_3 , z příměsí je přítomno 4,0 hm. % SiO_2 , 3,2 hm. % TiO_2 , 2,9 hm. % CaO a 0,4 hm. % Al_2O_3 (Tab. 3). Pravděpodobně se jedná o hematit, případně maghemit, což by opět muselo být ověřeno pomocí dalších analytických metod. Nízká suma stanovení je patrně způsobena silnější vrstvou grafitového pokovení analyzovaných výbrusů.

Růžový až bílý baryt bývá situován ve středu kalcitových žil a ve výbruse je velmi silně zakalen oxo-hydroxidy Fe (Obr. 13a, 13b). Vytváří nepravidelné, lupenité a vějířovité agregáty, jež jsou složeny z lišt o velikosti až 1 mm (Obr. 13b). Stejně jako kalcit z této lokality i baryt undulózně zháší. Vzhledem k silnému zakalení zrn nebylo možné pozorovat fluidní inkluze. Chemicky se jedná o čistý baryt, který neobsahuje žádné příměsi (Tab. 4).



Obr. 13 – Žíla při okrajích vyplněná kalcitem a ve středu barytem, procházející světlo, PPL (a); vějířovitě uspořádané tabulky barytu nacházející se ve středu kalcitové žíly a silně zakalené oxihydroxidy Fe, procházející světlo, XPL (b), agregát minerálu ze skupiny TiO_2 v kalcitu, BSE obraz (foto J. Kapusta) (c), žilka Fe_2O_3 minerálu v kalcitu, BSE obraz (foto J. Kapusta) (d). Cal – kalcit. Lokalita Klevetov, vzorek KLV1.

Tab. 2 – EDX analýzy TiO_2 fáze,
obsahy oxidů v hm. %. Celkové železo
(FeO tot.) bylo rozpočteno na trojmocné,
přepočteno na 1 kation.

Vzorek-KLV1		
č. analýzy	5	6
SiO₂	1,04	0,44
TiO₂	88,59	88,95
Al₂O₃	0,15	0,04
Fe₂O₃ calc	5,09	4,79
CaO	1,80	1,27
TOTAL	96,67	95,49
FeO tot.	4,58	4,31
O=2		
Si⁴⁺	0,015	0,006
Ti⁴⁺	0,930	0,945
Al³⁺	0,002	0,001
Fe³⁺	0,053	0,051
Ca²⁺	0,027	0,019
CATSUM	1,027	1,022

Tab. 3 – EDX analýza Fe_2O_3 fáze,
obsahy oxidů v hm. %. Celkové železo
(FeO tot.) bylo rozpočteno na trojmocné,
přepočteno na 2 kationy.

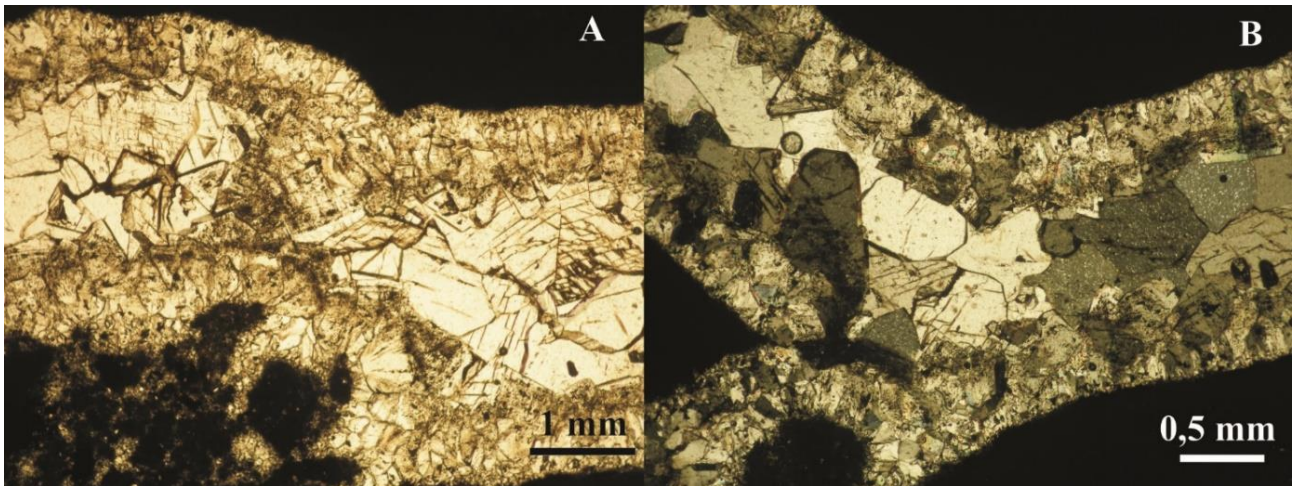
Vzorek-KLV1	
č. analýzy	7
SiO₂	4,00
TiO₂	3,17
Al₂O₃	0,40
Fe₂O₃ calc	85,20
CaO	2,99
TOTAL	92,20
FeO tot.	75,75
O=3	
Si⁴⁺	0,107
Ti⁴⁺	0,075
Al³⁺	0,015
Fe³⁺	1,703
Ca²⁺	0,102
CATSUM	2,002

Tab. 4 – EDX analýza barytu,
obsahy oxidů v hm. %,
přepočteno na 2 kationy.

Vzorek - KLV1	
č. analýzy	8
SO₃	33,09
BaO	62,94
TOTAL	96,03
O=4	
S⁶⁺	1,002
Ba²⁺	0,995
CATSUM	1,997

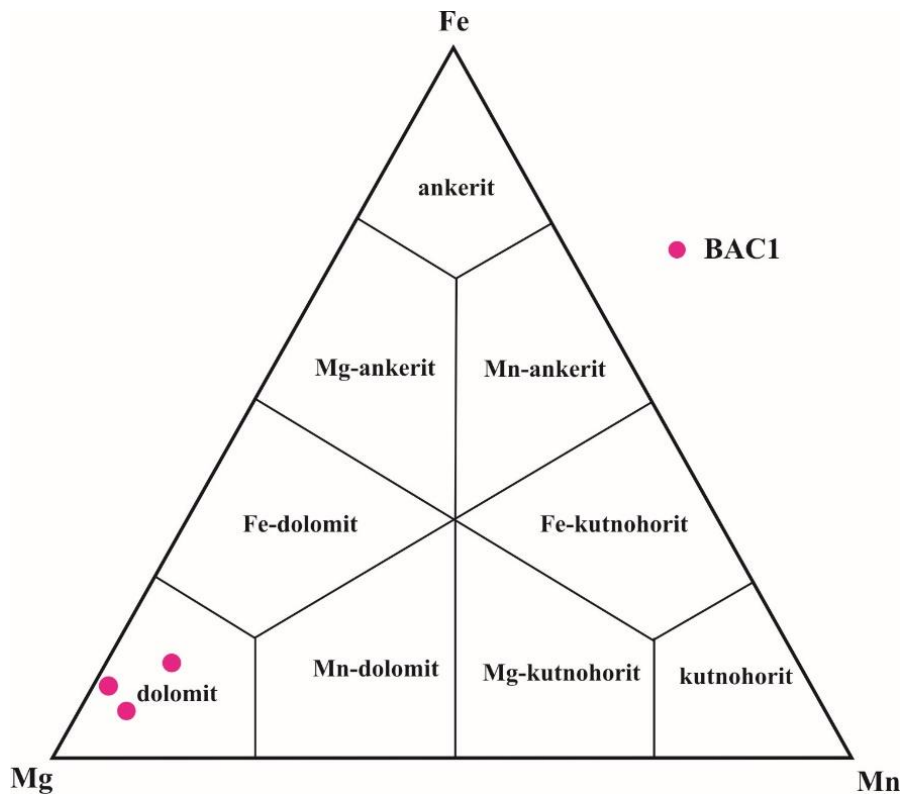
4. 2. 3. Bačov – vzorek BAC1

Na této lokalitě se z hydrotermálních minerálů nacházejí kalcit a dolomit. Vyplňují zde velmi tenké až vlasové žilky o velikosti 0,13 mm až 2,5 mm (Obr. 14).

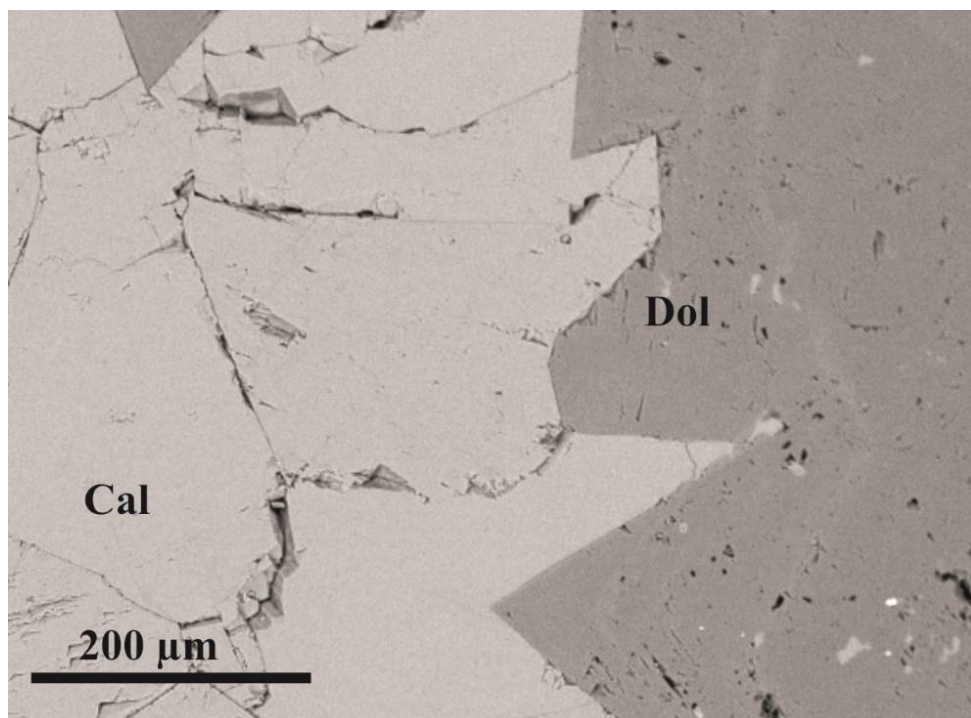


Obr. 14 – Žilka ve vápnité konkreci, která je při okrajích tvořena dolomitem a ve středu kalcitem s izometrickými zrny a se zrny tvaru klence, procházející světlo, PPL (a); okraj žilky vyplněný izometrickými, hypautomorfně a xenomorfně omezenými individui dolomitu, střed žilky je vyplněn izometrickými zrny kalcitu, procházející světlo, XPL (b). Lokalita Bačov, vzorek BAC1.

Dolomit byl v tomto vzorku určen analýzou na mikrosondě (Tab. 5). Dolomit je v tomto vzorku sukcesně nejstarším minerálem. Vytváří převážně izometrická zrna s hypautomorfním omezením, ale i zrna xenomorfně omezená (viz Obr. 14b). Velikost zrn se pohybuje v rozmezí 0,05-0,65 mm. U dolomitu lze pozorovat fluidní inkluze, které jsou stejně jako u kalcitu z tohoto vzorku nejčastěji velmi tmavé, neprůhledné. Polysyntetické lamelování nebylo pozorováno. Karbonát řady dolomit-ankerit náleží podle klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmanna (1976) dolomitu (Obr. 15). V dolomitu je v obraze BSE pozorována růstová zonálnost (Obr. 16), kde se střídají zóny s vyšším a nižším obsahem Fe (0,9-2,7 hm. % FeO) a Mn (1,0-2,6 hm. % MnO); (Tab. 5).

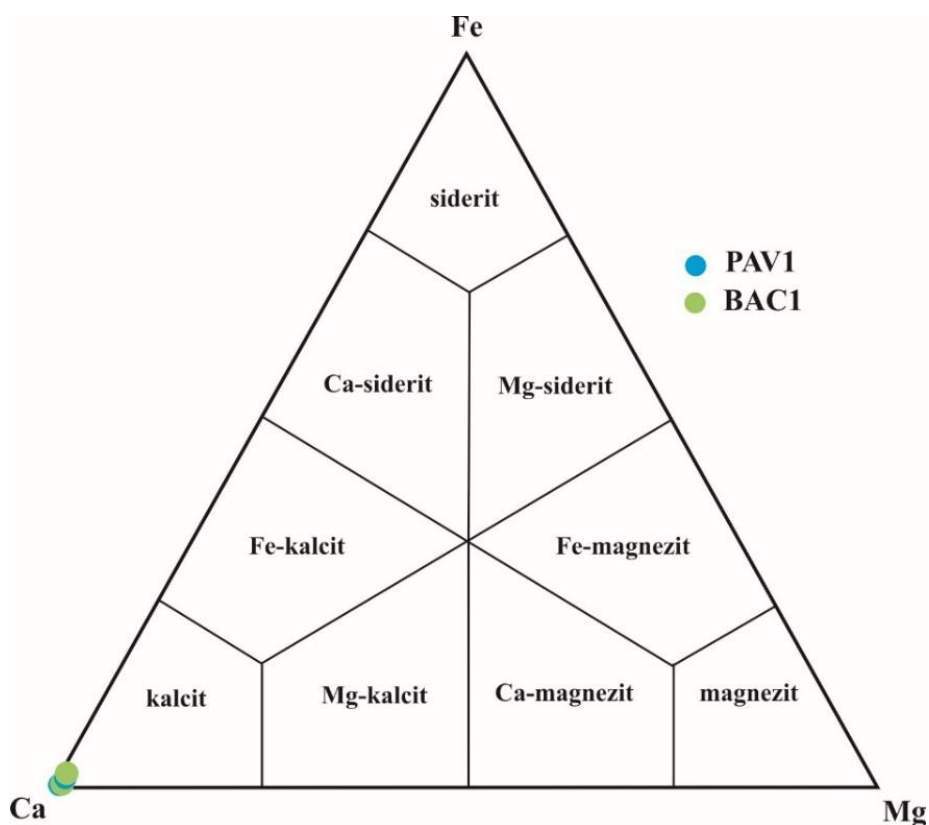


Obr. 15 – Studované karbonáty skupiny dolomitu v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmana (1976).



Obr. 16 – Kalcit a velmi slabě zonální dolomit, BSE obraz (foto J. Kapusta). Cal – kalcit, Dol – dolomit, lokalita Bačov, vzorek BAC1.

Sukcesně mladší kalcit vyplňuje středové partie žil. Kalcit tvoří izometrická zrna s xenomorfním omezením, ale i automorfně až hypautomorfně omezené klence, jež mají nejčastěji velikost od 0,05 mm do 0,63 mm (viz *Obr. 14a*). Ve většině kalcitových zrn se nacházejí skupinky či řádky fluidních inkluzí, nejčastěji jsou velmi tmavé, téměř neprůhledné. Místy lze na zrnech pozorovat dokonalou štěpnost a polysyntetické lamely, které jsou ojedinělé a jsou neprůběžné, různě vzdálené od sebe a velmi tenké a nedeformované. Dle klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmana (1976) spadá analyzovaný karbonát do pole kalcitu (*Obr. 17*). Kalcit obsahuje 1,2-1,4 hm. % MnO a 0,3 hm. % MgO (*Tab. 5*).



Obr. 17 – Studované karbonáty skupiny kalcitu v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmana (1976).

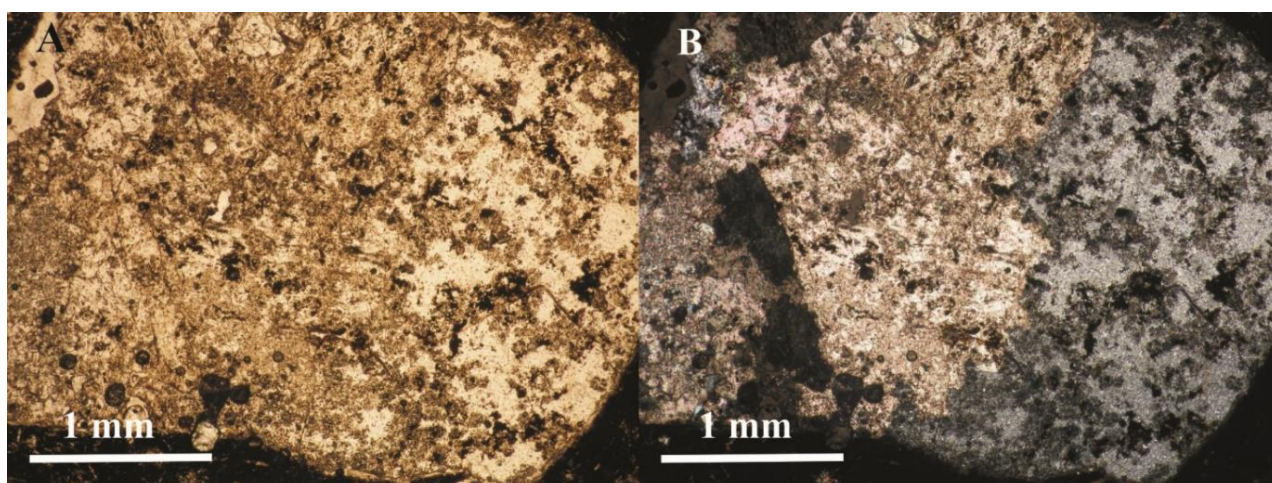
Tab. 5 – EDX analýzy karbonátů, obsahy oxidů v hm. %. Kalcity byly přepočteny na 1 kation, dolomity na 2 kationy.

vzorek	PAV1		BAC1				
minerál	kalcit		dolomit			kalcit	
č. analýzy	1	3	9	10	11	12	14
MgO	-	0,20	18,73	20,84	19,65	0,28	-
CaO	59,60	59,76	31,97	31,96	31,20	58,16	56,97
MnO	-	3,39	1,02	2,43	2,58	1,40	1,18
FeO	-	-	1,81	0,87	2,69	-	-
Na₂O	-	-	-	0,94	-	-	-
TOTAL	59,60	63,47	53,53	58,04	56,12	59,84	58,15
O=3							
Mg²⁺	-	0,007	0,859	0,893	0,864	0,007	-
Ca²⁺	1,000	0,950	1,055	0,986	0,987	0,975	0,984
Mn²⁺	-	0,043	0,027	0,059	0,064	0,019	0,016
Fe²⁺	-	-	0,060	0,027	0,085	-	-
Na⁺	-	-	-	0,035	-	-	-
CATSUM	1,000	1,000	2,001	2,000	2,000	1,001	1,000

4. 2. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAV1

Kalcit z této lokality tvoří výplň mandlí ve vulkanické hornině. Kalcit je ve výbruse velmi silně zakalený rezavě hnědými oxi-hydroxidy Fe a opakními minerály (*Obr. 18*). Zrna jsou izometrická a xenomorfně omezená (*Obr. 18*) a jejich velikost se pohybuje v širokém rozpětí od 0,03 mm do 3 mm. V nezakalených zrnech jsou pozorovatelné všechny genetické typy fluidních inkluzí. Většina zrn má dokonalou štěpnost a jen občasně jsou přítomny i polysyntetické lamely, které jsou neprůběžné, velmi tenké a široce vzdálené od sebe. Téměř veškerá zrna kalcitu jsou tlakově postižena, což se projevuje undulózním zhášením (*Obr. 18b*). Tento kalcit je chemicky čistý, případně obsahuje příměs Mn (max. 3,4 hm. % MnO) a Mg (0,2 hm. % MgO); (*viz Tab. 5*). Dle klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmana (1976) spadá analyzovaný karbonát do pole kalcitu (*viz Obr. 17*). V kalcitových zrnech se nacházejí nepravidelné agregáty opakního minerálu. Leštěné výbrusy byly podrobeny studiu na elektronové mikrosondě, díky čemuž byla v kalcitech identifikována přítomnost oxidů Mn, jejichž chemismus je následující: v podstatném zastoupení je obsaženo 55,3-64,2 hm. % MnO₂, 10,7-13,3 hm. % BaO a 3,7-5,3 hm. % MnO. Z příměsí je zde zastoupeno 2,7-2,9 hm. % CaO, 0,5-0,7 hm.

% SiO₂, 0,2 hm. % Na₂O a 0,1 hm. % K₂O (Tab. 6). Analyzovaný minerál odpovídá hollanditu.



Obr. 18 – Mandle ve vulkanitu vyplněná silně zakaleným kalcitem, procházející světlo, PPL (a); stejný pohled, procházející světlo, XPL (b). Lokalita Přední Arnoštov, vzorek PAV1.

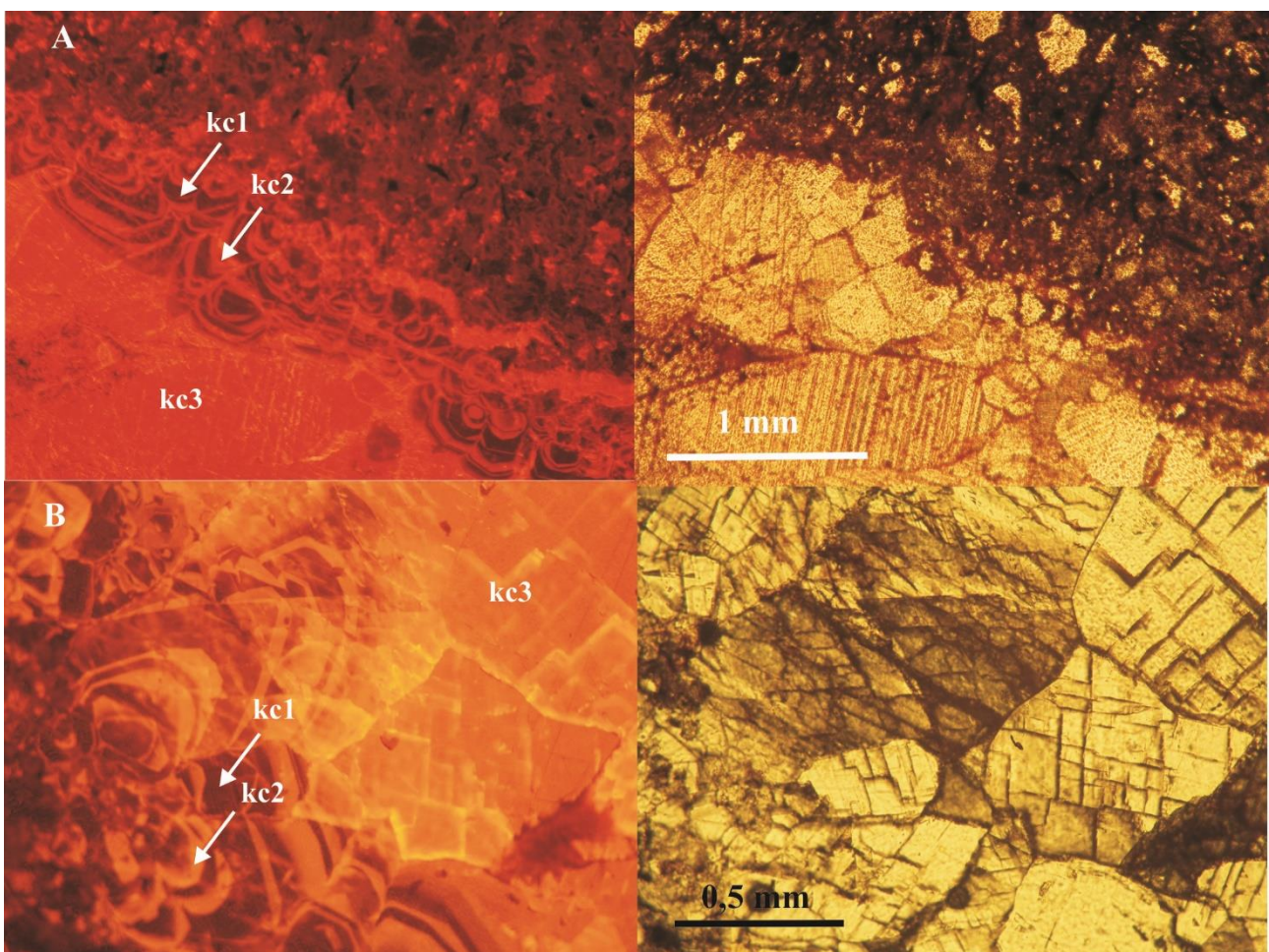
Tab. 6 – EDX analýzy hollanditu, obsahy oxidů v hm. %. Celkový obsah manganu (MnO tot.) byl rozpočten na dvojmocný a čtyřmocný tak, aby byla suma kationtů 9 apfu.

Vzorek – PAV1		
č. analýzy	2	4
SiO₂	0,72	0,51
MnO₂ calc	55,26	64,18
CaO	2,74	2,89
MnO calc	3,65	5,31
BaO	10,74	13,33
Na₂O	0,19	-
K₂O	0,13	-
TOTAL	73,43	86,22
MnO tot.	48,74	57,68
O=16		
Si⁴⁺	0,130	0,080
Mn⁴⁺	6,918	6,920
Ca²⁺	0,532	0,483
Mn²⁺	0,561	0,702
Ba²⁺	0,762	0,815
Na⁺	0,067	-
K⁺	0,030	-
CATSUM	9,000	9,000

4. 3. Katodoluminiscence

4. 3. 1. Letovice – vzorek LET1

Při pozorování v katodové luminiscenci byly rozpoznány zóny kalcitu s odlišnou luminiscencí. Při kontaktu s horninou je kalcit koncentricky zonální. Střídají se zde cykly s tmavě červenou (kc1) a oranžovou luminiscencí (kc2); (Obr. 19). Tento zonální kalcit je nejstarší. Střed žilek je vyplněn kalcitem s oranžovou luminiscencí (kc3), a je v tomto vzorku zastoupen nejhojněji (Obr. 19). V procházejícím světle lze koncentricky zonální kalcit (kc1+kc2) rozeznat od kalcitu kc3. Zonální kalcit tvoří malá zrnka a nachází se vždy na kontaktu s horninovou matricí (Obr. 19a). Jednotlivé přírůstky zonálního kalcitu nelze v procházejícím světle rozeznat.

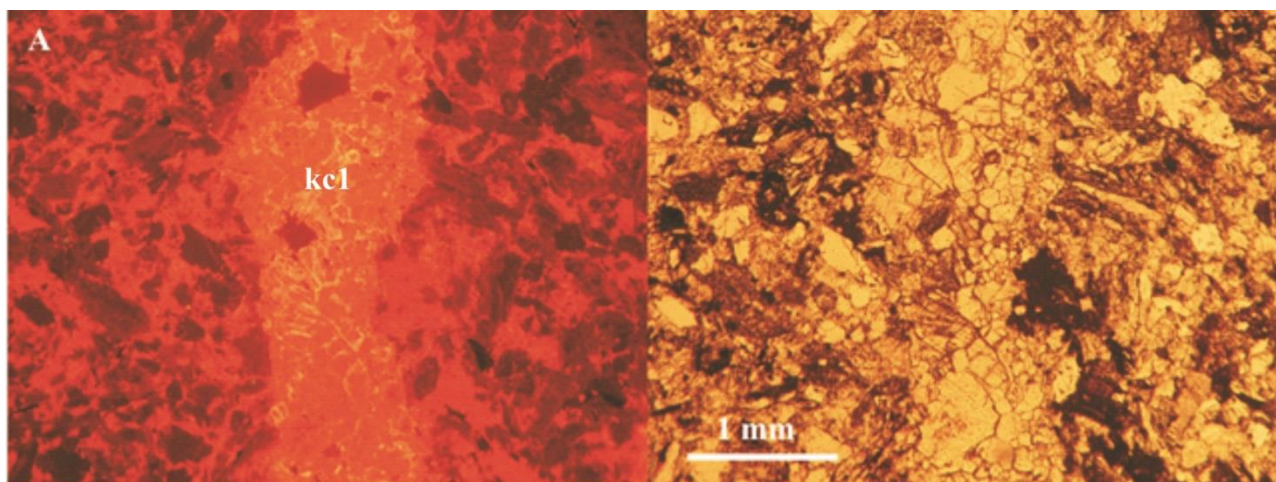


Obr. 19 – Koncentrická zonálnost kalcitu (kc1+kc2) při kontaktu s horninou, směrem do středu žíly převažuje kalcit s oranžovou luminiscencí (kc3) (a); koncentricky zonální kalcit (kc1+kc2) a oranžově luminiskující kalcit (kc3) (b). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL. Lokalita Letovice, vzorek LET1.

Karbonát v základní hmotě horniny vykazuje nejčastěji oranžovou luminiscenci (viz *Obr. 19a*). Dále byla v základní hmotě horniny pozorována i zeleně luminskující zrna apatitu a zrna draselného živce, který vykazuje modrou luminiscenci.

4. 3. 2. *Klevetov – vzorek KLVI*

Ze studia tohoto vzorku v katodové luminiscenci je zřejmé, že veškeré pozorované žilky jsou tvořeny kalcitem s homogenním složením. Tento kalcit jeví oranžovou luminiscenci (kc1) a nevykazuje růstovou zonálnost (*Obr. 20*). Základní hmota sedimentární horniny má v CL oranžovočervenou luminiscenci (*Obr. 20*).

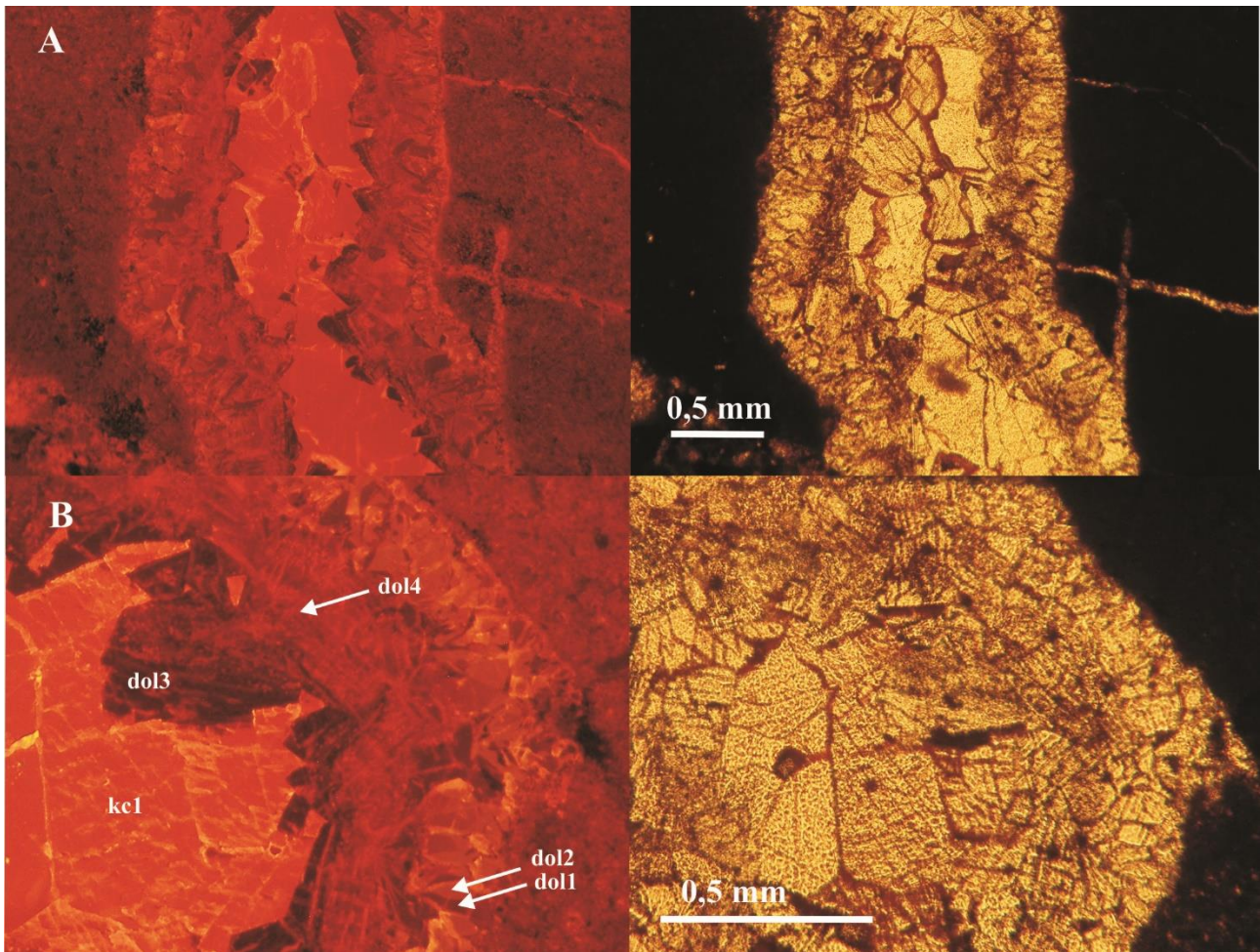


Obr. 20 – Žilka vyplněná oranžově luminskujícím kalcitem (kc1) (a). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL. Lokalita Klevetov, vzorek KLVI.

4. 3. 3. *Bačov – vzorek BAC1*

Karbonátové žilky z Bačova jsou tvořeny dolomitem a kalcitem (*Obr. 21*). V tomto vzorku je nejstarším minerálem dolomit jeví v CL difúzní zonálnost a jednotlivé zóny se vyznačují tmavě červenou (dol1) a tmavě oranžovou (dol2) luminiscencí (*Obr. 21b*). Tento dolomit přechází v dolomit bez luminiscence (dol3), ve kterém lze místy pozorovat oscilační a zcela nepravidelnou zonálnost, která vykazuje červenou luminiscenci (dol4); (*Obr. 21b*). Kalcit jeví v CL homogenní oranžovou luminiscenci (kc1); (*Obr. 21*). V procházejícím světle od sebe lze rozlišit dolomit, který tvoří výplň okrajových partií žil a kalcit, který vyplňuje střed žilek (*Obr. 21a*). Kalcit tvoří větší zrna a v PPL je podstatně méně zakalený, než dolomit. U některých zrn dolomitu lze ve výbruse pozorovat jednotlivé přírůstky, kdy červeně luminskující subzóny dolomitu (dol4) jsou v PPL poměrně více zakaleny, než

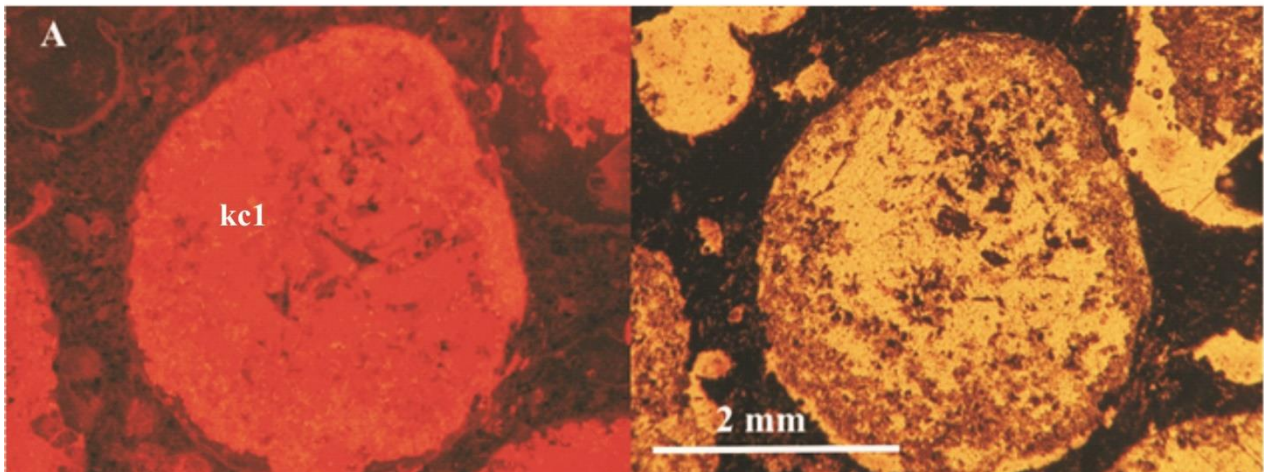
zóny bez luminiscence, které náleží dolomitu dol3. Hornina je protkána drobnými žilkami vyplněnými červenooranžově luminiskujícím karbonátem. Tyto žilky jsou pravděpodobně stejně staré, jako žilky s dolomitem a kalcitem. Horninová matrice má červenooranžovou luminiscenci (*Obr. 21*).|



Obr. 21 – Žilka vyplněná kalcitem a dolomitem (a), při okraji se nachází difúzně zonální dolomit (dol1+dol2), následuje dolomit bez luminiscence (dol3) a červeně luminiskující dolomit (dol4), ve středu žíly se nachází kalcit s oranžovou luminiscencí (kc1) (b). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL. Lokalita Bačov, vzorek BAC1.

4. 3. 4. Přední Arnoštov – vzorek PAV1

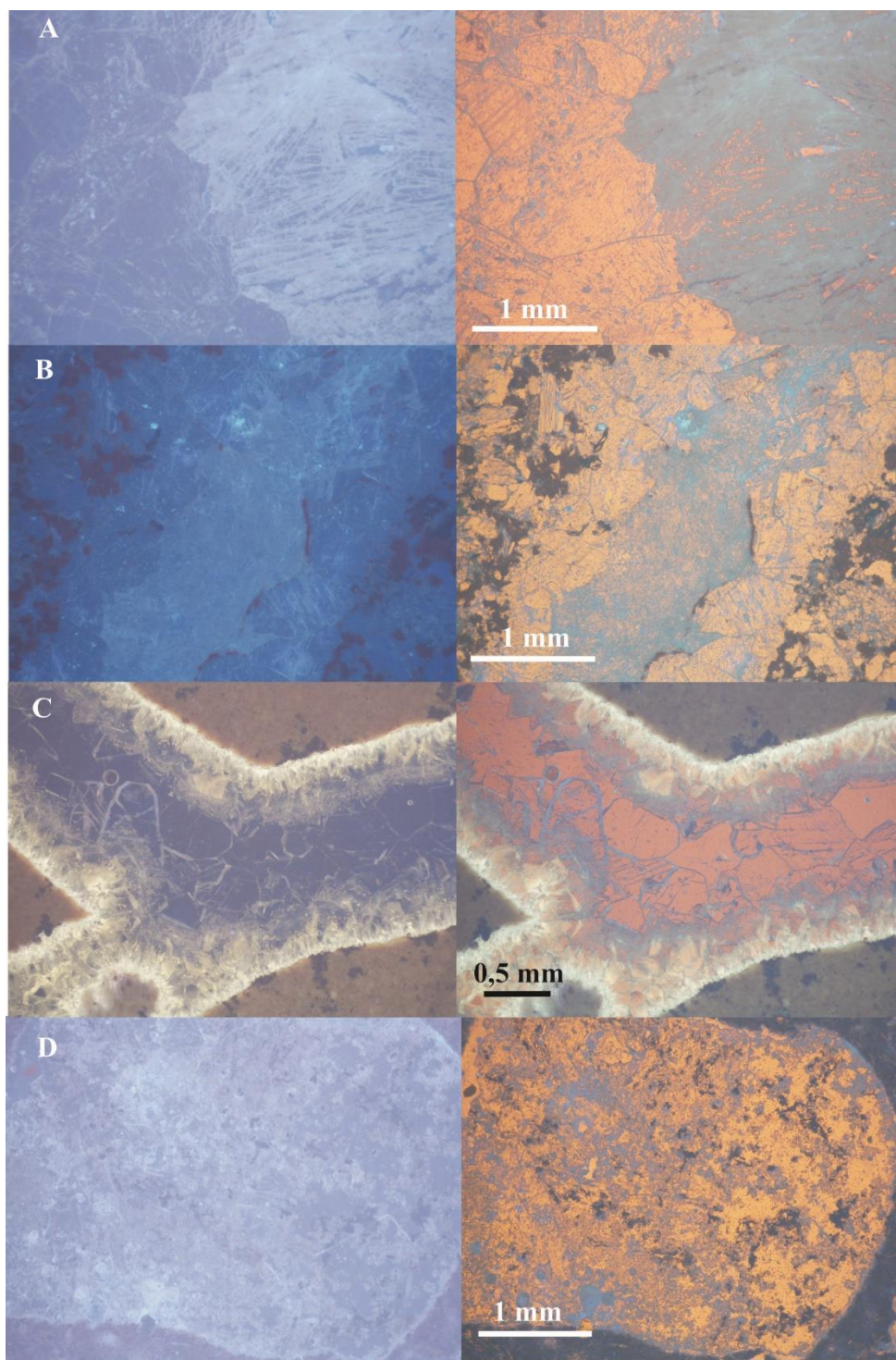
V CL je možné pozorovat, že veškeré kalcitové mandle jsou vyplněné pouze kalcitem s oranžovou luminiscencí (kc1); (*Obr. 22*). V tomto vzorku nebyla pozorována růstová zonálnost.



Obr. 22 – Mandle vyplněná kalcitem s oranžovou luminiscencí (kc1). Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v PPL. Lokalita Přední Arnoštov, vzorek PAV1.

4. 4. UV mikroskopie

Veškeré vzorky kalcitu a barytu byly studovány v UV světle (*Obr. 23*). Ve všech případech byla potvrzena přítomnost vyšších ropných uhlovodíků. Kalcity i baryty vykazují zářivě modrou fluorescenci, která je nejvíce patrná podél štěpných trhlin či puklin minerálů (*Obr. 23*). Bíle fluoreskuje dolomit z vápnitých konkréci z Bačova, u kterého lze pozorovat difúzní fluorescenci (*Obr. 23a*). Dále je možné u veškerých vzorků občasně pozorovat fluorescenci velmi tmavých fluidních inkluzí, které jsou situovány nejčastěji podél štěpných trhlin. Modrou fluorescenci vykazuje i základní hmota hornin ve vzorcích LET1, KLV1 a bílou fluorescenci ve vzorku BAC1.



Obr. 23 – Fluorescence barytu a kalcitu, která je nejvýraznější podél intergranulár a štěpných trhlin (a), lokalita Letovice, vzorek LET1. Fluorescence kalcitu a barytu (b), lokalita Klevetov, vzorek KLV1. Bílá difúzní fluorescence dolomitu, ve středu žilky modrá fluorescence podél intergranulár a štěpných trhlin dolomitu a kalcitu (c), lokalita Bačov, vzorek BAC1. Modrá fluorescence kalcitových mandlí, která je nejvýraznější podél štěpných trhlin (d), lokalita Přední Arnoštov, vzorek PAV1. Fotografie vpravo jsou tytéž záběry při pozorování v kombinovaném světle.

4. 5. Stabilní izotopy

V kalcitových mandlích z vulkanické horniny ze vzorku PAV1 bylo analyzováno izotopické složení uhlíku a kyslíku. Změřená hodnota $\delta^{13}\text{C}$ je -4,1 ‰ PDB a hodnota $\delta^{18}\text{O}$ je -8,6 ‰ PDB (22,1 ‰ SMOW).

4. 6. Fluidní inkluze

4. 6. 1. Petrografický popis a mikrotermometrie fluidních inkluzí

Fluidní inkluze byly studovány v kalcitech, jež tvořily výplň žil, mandlí a také v barytech. Byly odlišeny inkluze P – primární, PS – pseudosekundární a S – sekundární, někdy s jistými pochybnostmi v jejich genetickém zařazení (použity zkratky P-PS a PS-S). U některých vzorků bylo změřeno jen omezené množství mikrotermometrických dat z důvodu velmi špatné průhlednosti nebo zakalení vzorku (např. mléčně bílý a narůžovělý baryt ze vzorků LET1 a KLV1 a dolomit ze vzorku BAC1). Dle fázového složení byly rozlišeny dva typy fluidních inkluzí. Prvním typem jsou inkluze jednofázové, které byly vyplněné pouze kapalinou. Ty byly nejzastoupenějším typem fluidních inkluzí a vyskytovaly se ve všech zkoumaných vzorcích. Druhým typem byly dvoufázové plynokapalné fluidní inkluze, jež se ve vzorcích vyskytují sporadicky, přičemž zastoupení plynné fáze je v rámci jednotlivých genetických typů velmi variabilní (5 až 50 obj. %). Primární jednofázové i dvoufázové fluidní inkluze se vyskytovaly společně v rámci jednotlivých růstových zón. Co se týče sekundárních, případně pseudosekundárních inkluzí, zde koexistují jednofázové i dvoufázové inkluze v rámci skupinky či řádků. Ve většině případů na řádcích i ve skupinkách převažují jednofázové inkluze a občasně se zde nachází jedna či několik málo dvoufázových inkluzí, obvykle s různým stupněm zaplnění. Homogenizace inkluzí byla ve všech vzorcích na kapalinu. Plynná bublina se v mnoha jednofázových kapalných inkluzích objevila až po předchozím přehřátí vzorku. U těchto inkluzí nebyly měřeny homogenizační teploty. U některých fluidních inkluzí se objevila plynná bublina po úplném vymražení a následném zahřátí. Ve všech vzorcích bylo přítomno velké množství zejména sekundárních velmi tmavých až černých fluidních inkluzí, některé v UV světle modře fluoreskovaly. Tyto inkluze nereagovaly na změny teploty či vlivem tmavého zbarvení inkluzí nebylo možné pozorovat žádné fázové změny. V žádných fluidních inkluzích nebyla při kryometrii zjištěna přítomnost klatrátů.

4. 6. 2. Fluidní inkluze v karbonátech

Petrografie fluidních inkluzí

Inkluze v karbonátech byly studovány ve vzorcích z Letovic (LET1), Klevetova (KLV1), Bačova (BAC1) a Předního Arnoštova (PAV1); (*Tab. 7*).

Měřené primární inkluze dosahují rozměrů 8 až 20 μm , občas lze nalézt i primární inkluze o velikosti až 50 μm , jež se nacházejí zejména ve vzorku PAV1. Primární fluidní inkluze mají rozličné tvary, nejčastěji jsou nepravidelné s výběžky, měňavkovité, ploché, ale i oválné (*Obr. 25a, 25e*). Hojně se vyskytují v centrálních nezakalených partiích zrn, a to buďto zcela soliterně nebo v menších skupinkách. Z hlediska fázového složení se jedná o inkluze jednofázové (kapalné) i dvoufázové (plynokapalné), přičemž převažují jednofázové. Plynná fáze ve dvoufázových inkluzích zabírá 5 až 50 obj. %, nejčastěji je ale stupeň zaplnění 0,90 (*Tab. 7*).

Pseudosekundární fluidní inkluze příp. PS-S inkluze se v karbonátech vyskytují na krátkých průběžných i neprůběžných řádcích, ale i samostatně (*Obr. 25b*). Velikost těchto inkluzí se nejčastěji pohybuje řádově od 5 do 10 μm . Pseudosekundární a PS-S inkluze bývají tyčinkovité, úzké, ploché, občas vytvářejí kónické tvary či tvary negativního krystalu. Většinou bývají jednofázové, méně jsou dvoufázové se stupněm zaplnění 0,65 až 0,90 (*Tab. 7*).

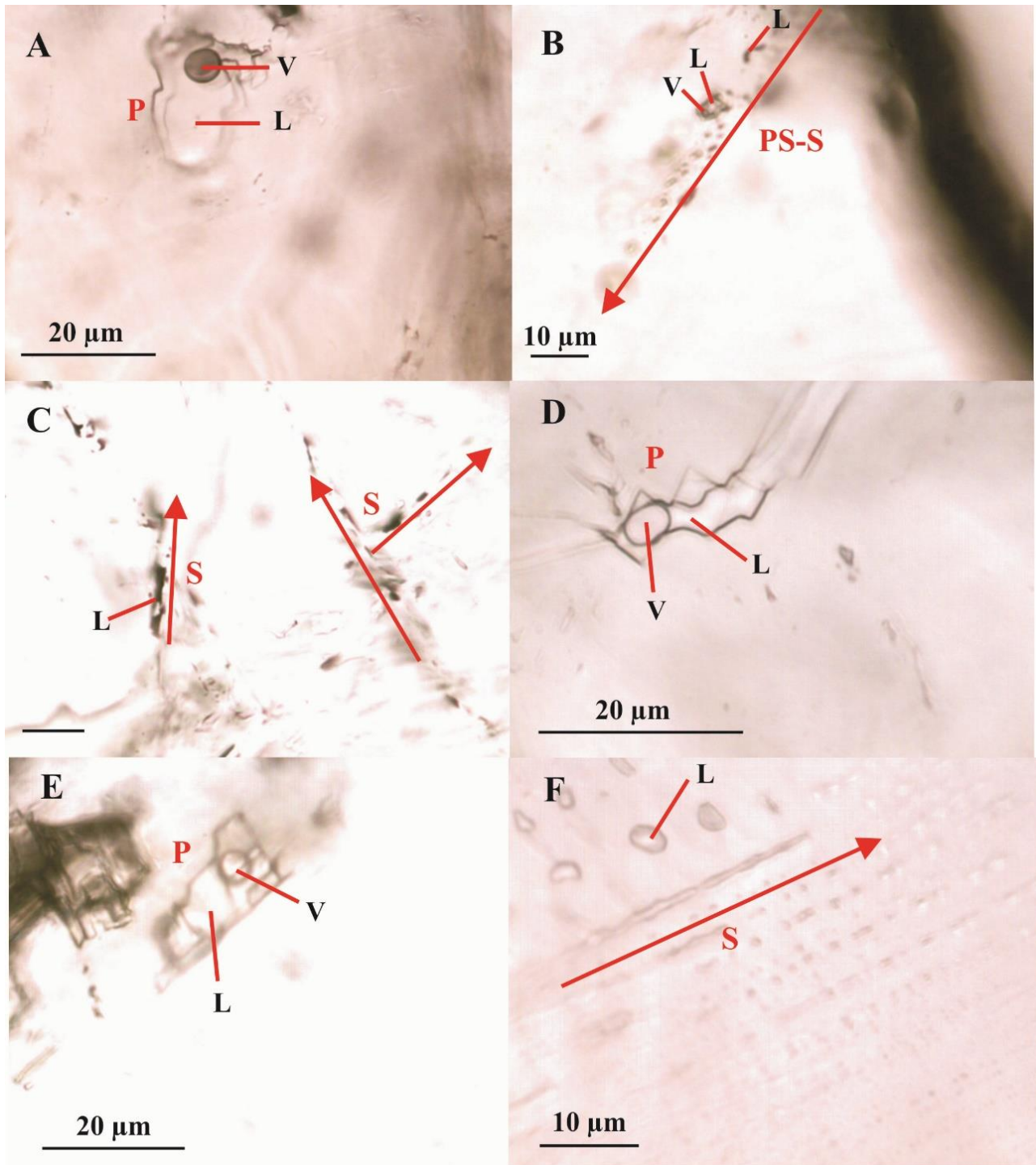
Studovány byly i fluidní inkluze sekundární, jež se hojně vyskytují na řádcích, protínajících celá zrna, dále vytvářejí drobné shluky podél mikrotrhlin a velmi často mají planární uspořádání (*Obr. 25c, 25f*). Nejčastěji jsou oválné, okrouhlé či mírně protažené ve směru trhliny a dosahují rozměrů 2 až 10 μm . Tyto inkluze bývají nejčastěji kapalné, méně pak plynokapalné, kde plyn zaujímá 5 až 40 obj. % (*Tab. 7*). Často lze u tohoto typu fluidních inkluzí pozorovat proces zaškrcování „necking down“ (*Obr. 25f*).

Mikrotermometrie fluidních inkluzí

K zamrznutí primárních inkluzí dochází v rozmezí teplot od -32,5 do -44,1 $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 7*). Při úplném vymrazení inkluzí se většinou objeví granulární textura, inkluze ztmavne nebo se zmenší či zdeformuje plynná bublina. Při následném zahřívání vzorku byla zjišťována teplota eutektika (T_e), jež se pohybovala v rozpětí -38 až -24 $^{\circ}\text{C}$ (*Tab. 7*). Jako poslední pevná fáze taje led ($T_{m_{ice}}$) za teplot v rozsahu od 0 do -2,3 $^{\circ}\text{C}$ (*Obr. 28, Tab. 7*). Plynokapalné inkluze byly dále zahřívány a byly sledovány teploty homogenizace (T_h), které se u primárních inkluzí pohybovaly v širokém rozpětí 130 až 343 $^{\circ}\text{C}$, přičemž nejčastější interval byl od 140 do 200 $^{\circ}\text{C}$ (*Obr. 24*).



Obr. 24 – Histogramy četnosti teplot homogenizace (Th) v L+V fluidních inkluzích ve vzorcích ze zájmových lokalit. LET1 – lokalita Letovice, KLV1 – lokalita Klevetov, PAV1 – lokalita Přední Arnoštov. Kal – kalcit, bar – baryt.



Obr. 25 – Solitérní primární dvoufázová (L+V) fluidní inkluze (a) vzorek LET1 – kalcit; řádek PS-S (L, L+V) fluidních inkluzí (b), vzorek LET1 – kalcit; řádky tmavých sekundárních jednofázových (L) inkluzí (c), vzorek KLV1 – kalcit; plochá primární (L+V) inkluze (d), vzorek KLV1 – kalcit; solitérní primární (L+V) fluidní inkluze (e), vzorek PAV1 – kalcit; řádky jednofázových (L) inkluzí a proces zaškrcování „necking down“ (f), vzorek PAV1 – kalcit.

Obsah pseudosekundárních příp. PS-S inkluzí zamrzal za teplot -39 až -50 °C. Eutektická teplota byla zaznamenána v širokém rozpětí od -50 do -18 °C (*Tab. 7*), přičemž nejnižší teplota eutektika (T_e) byla změřena u PS-S inkluzí z Bačova, nejvyšší eutektická teplota (-18 °C) byla naměřena u PS-S inkluzí ze vzorku PAV1 (*Tab. 7*). Tání posledního krystalu ledu bylo pozorováno nejčastěji za teplot -2,5 až 0,0 °C (*Obr. 27*). Pouze u PS-S inkluzí ve vzorku BAC1 bylo zaznamenáno tání posledního krystalu ledu za teplot -26,0 až -21,0 °C (*Tab. 7*); (*Obr. 27*), u těchto inkluzí nebyla vlivem špatné průhlednosti vzorku zaznamenána teplota tání hydrohalitu. Plynokapalné fluidní inkluze homogenizovaly v rozmezí 54-320 °C, přičemž nejčastější interval byl 140 až 240 °C (*Obr. 24*).

Sekundární inkluze zamrzají v širokém rozpětí teplot od -29 do -92 °C. Teplota eutektika byla pozorována v intervalu od -55 do -24 °C. Nejnižší teplota eutektika (-55 °C) byla zjištěna u kapalných sekundárních inkluzích ve vzorku KLV1 (*Tab. 7*). Teplota tání posledního krystalu ledu byla změřena v rozmezí -26,0 až 0,0 °C (*Obr. 27*). Nejnižší hodnoty tání poslední pevné fáze (-26,0 až -17,0 °C) byly zjištěny u kapalných inkluzí ve vzorku KLV1, tání hydrohalitu nebylo zaznamenáno. Plynokapalné fluidní inkluze homogenizovaly za teplot 51 až 234 °C (*Tab. 7*) přičemž nejčastěji homogenizovaly v rozpětí 160 až 234 °C (*viz Obr. 24*).

4. 6. 3. Fluidní inkluze v barytech

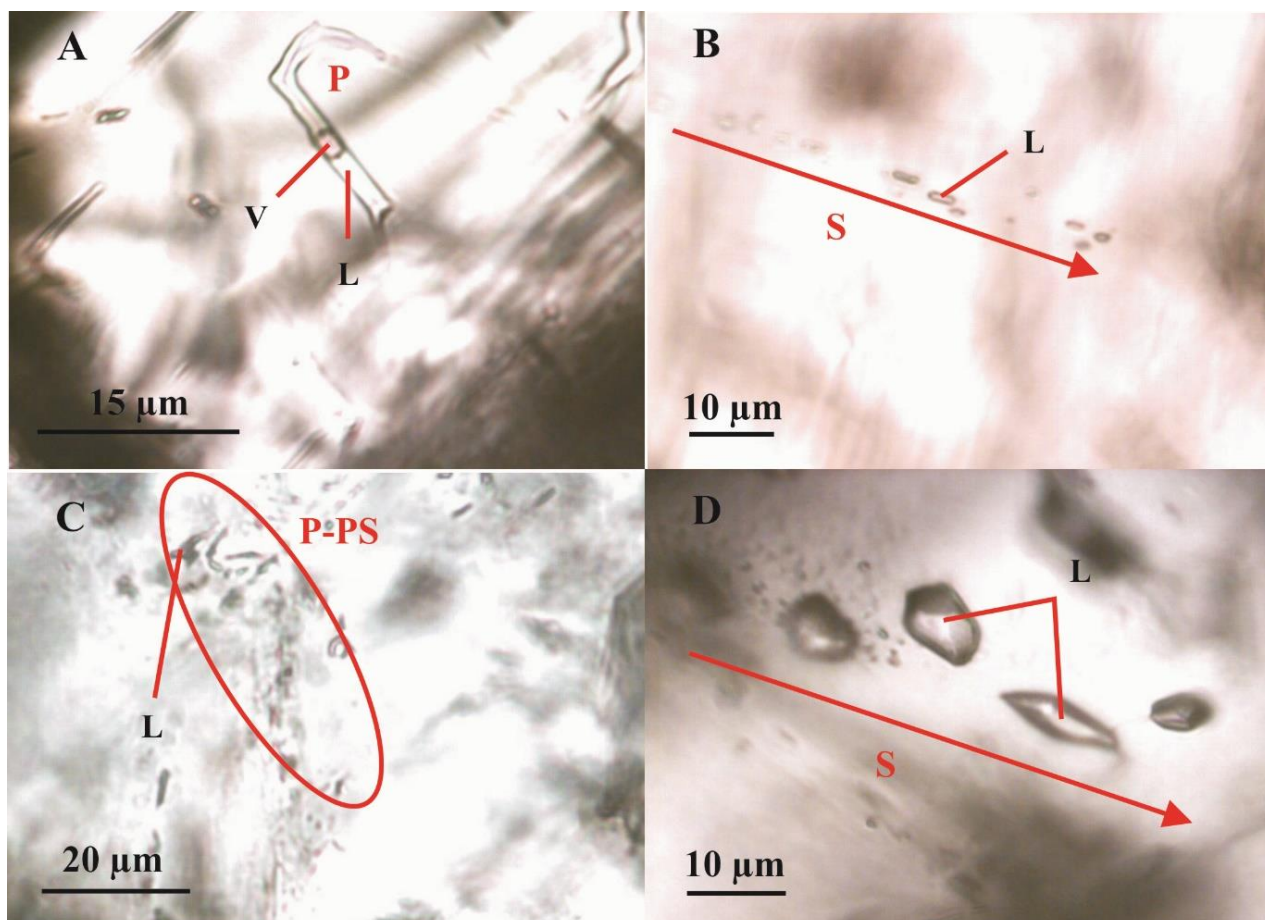
Petrografie fluidních inkluzí

Fluidní inkluze v barytu byly studovány ve vzorcích z Letovic (LET1) a Klevetova (KLV1), (*Tab. 7*).

Primární příp. P-PS fluidní inkluze dosahují nejčastěji velikostí v rozsahu 10-40 μm . Nejčastěji jsou ploché (*Obr. 26a*) a nepravidelné. Ve srovnání s dalšími typy fluidních inkluzí ve vzorku jsou relativně velké. Převážně jsou situovány ve středových partiích zrn, soliterně nebo ve skupinkách o několika málo inkluzích (*Obr. 26c*). Z hlediska fázového složení se jedná o inkluze jednak plynokapalné (dvoufázové), kdy plynná bublina zaujímá 10 až 30 obj. %, a jednak o inkluze kapalné (jednofázové), které kvantitativně převažují. Nejčastěji je stupeň zaplnění 0,9 (*Tab. 7*).

Studovány byly i fluidní inkluze sekundární (*Obr. 26b, 26d*), které se vyskytují na řádcích, jež protínají celá zrna. Tvoří planární uspořádání nebo drobné skupinky. Inkluze jsou nejčastěji oválné, okrouhlé nebo nepravidelné.

Nabývají rozměrů od 4 do 14 μm . Sekundární fluidní inkluze jsou kapalné, ale i plynokapalné. Stupeň zaplnění dvoufázových plynokapalných inkluzí je 0,60 až 0,95 (Tab. 7).



Obr. 26 – Primární dvoufázová (L+V) fluidní inkluze (a), LET1 – baryt; řádek jednofázových (L) inkluzí (b) LET1 – baryt; skupinka P-PS jednofázových (L) inkluzí (c), vzorek LET1 – baryt; řádek sekundárních jednofázových (L) inkluzí (d), vzorek KLV1 – baryt.

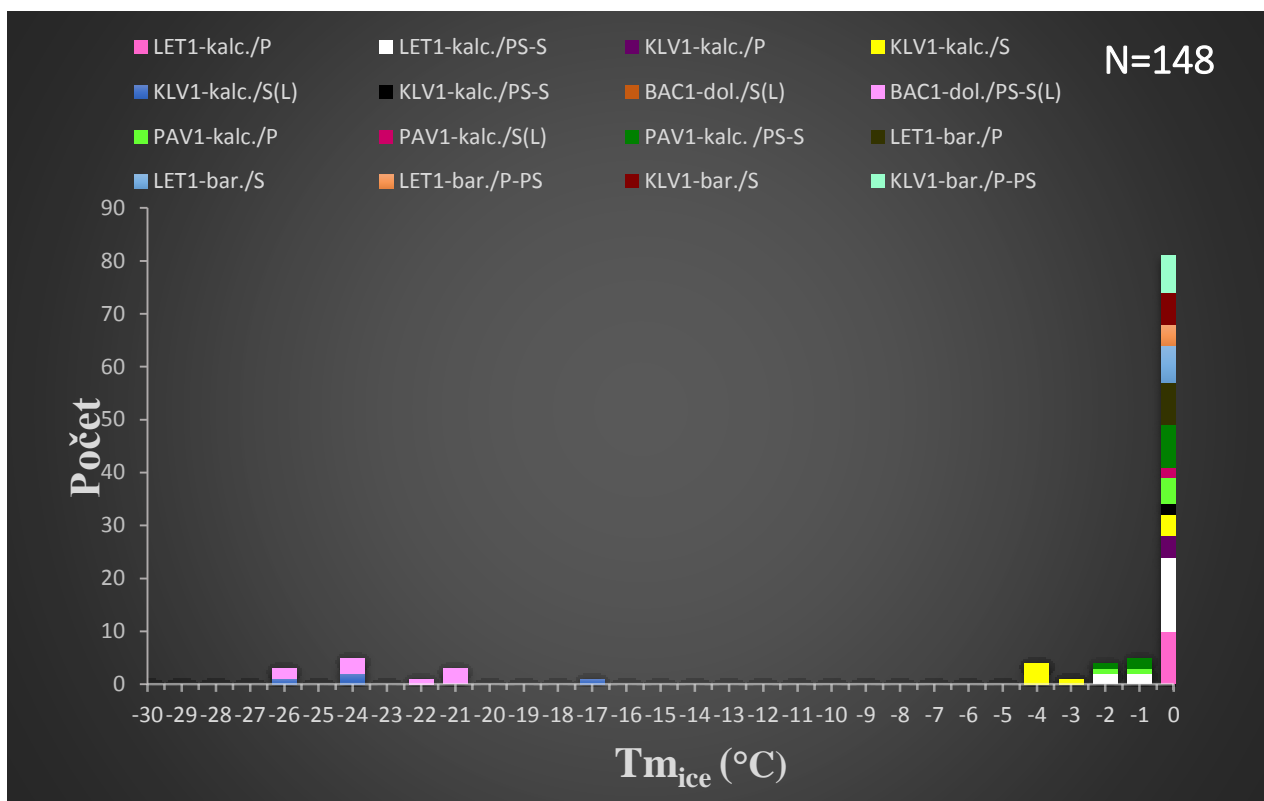
Mikrotermometrie fluidních inkluzí

K zamrznutí primárních, příp. P-PS inkluzí dochází v rozpětí teplot od -36 do -43 $^{\circ}\text{C}$. Při úplném vymražení inkluze ztmavla, případně se zmenšila či zdeformovala plynná bublina. Při postupném zahřívání byla v některých případech zjištěna teplota eutektika (T_e), která se pohybovala v širokém intervalu hodnot od -38 do -18 $^{\circ}\text{C}$ (Tab. 8). Jako poslední pevná fáze tál led ($T_{m_{ice}}$) za teplot blížících se 0 $^{\circ}\text{C}$ (Obr. 27). Plynokapalné primární inkluze homogenizovaly za teplot 106 - 256 $^{\circ}\text{C}$, přičemž nejčastější interval homogenizací byl 220 až 256 $^{\circ}\text{C}$ (viz Obr. 24).

Sekundární inkluze zamrzaly za teplot -40 až -47 $^{\circ}\text{C}$. Změřené teploty eutektika (T_e) se pohybovaly v intervalu od -33 do -26 $^{\circ}\text{C}$ (Tab. 7). Následně byla zjišťována teplota tání posledního

krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$), tyto hodnoty se nachází v intervalu od 0 do $-0,4$ °C (Obr. 27).

Homogenizační teploty dvoufázových plynokapalných inkluzí jsou 60-153 °C, přičemž inkluze nejčastěji homogenizují v intervalu 60 až 80 °C (viz Obr. 24).



Obr. 27 – Histogram četnosti tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) v L+V fluidních inkluzích ve vzorcích ze zájmových lokalit. LET1 – lokalita Letovice, KLV1 – lokalita Klevetov, BAC1 – lokalita Bačov, PAV1 – lokalita Přední Arnoštov. Kal – kalcit, dol – dolomit, bar – baryt.

Tab. 7 – Výsledky mikrotermometrického měření fluidních inkluzí v karbonátech a barytech z vybraných lokalit.

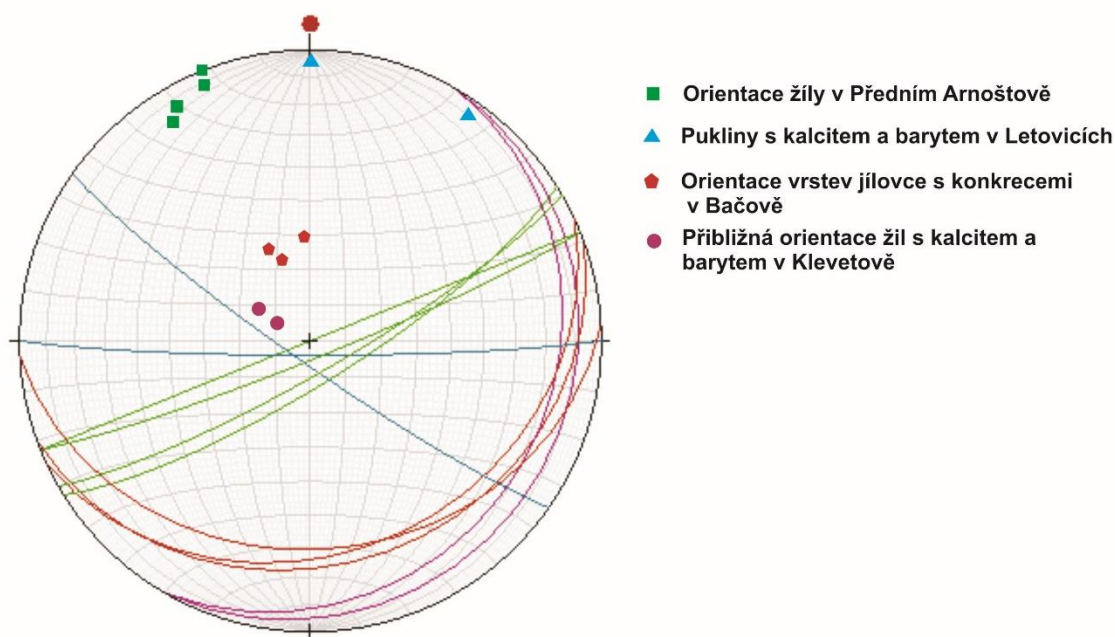
vzorek	minerál	geneze	Fázové složení	F (stupneň zaplnění)	Th (L) (°C)	Te (°C)	Tm _{ice} (°C)	Salinita (hm. % NaCl ekv.)	chloridy
LET1	kalcit	P	L, L+V	0,5-0,95	130-312	n. d.	0,0 až 0,1	0,0	n. d.
LET1	kalcit	PS-S	L, L+V	0,7-0,95	49-300	-38 až -28	-2,5 až 0,1	0,0-4,2	Na-Mg/ Fe
LET1	baryt	P	L, L+V	0,7-0,9	106-256	-38 až -26	-0,1 až 0,1	0,0-0,2	Na-Mg/ Fe
LET1	baryt	P-PS	L, L+V	0,7-0,95	139-205	-36 až -24	-0,5 až 0,1	0,0-0,9	Na-Mg/ Fe
LET1	baryt	S	L, L+V	0,6-0,95	60-153	-32 až -26	-0,4 až 0,0	0,0-0,7	Na-Mg/ Fe
KLV1	kalcit	P	L, L+V	0,7-0,9	155-185	-28 až -26	-0,2 až 0,1	0,0-0,4	Na-Mg
KLV1	kalcit	S	L, L+V	0,6-0,9	51-234	-36 až -26	-4,5 až 0,0	0,0-7,2	Na-Mg/ Fe
KLV1	kalcit	S	L	1	n. a.	-55 až -50	-26,0 až -17,0	20,2-26,3	Na-Ca
KLV1	kalcit	PS-S	L, L+V	0,6-0,95	54-320	n. d.	0,0 až 0,1	0,0	n. d.
KLV1	baryt	P-PS	L	1	n. a.	n. d.	0,1	0,0	n. d.
KLV1	baryt	S	L	1	n. a.	n. d.	0,1	0,0	n. d.
BAC1	dolomit	PS-S	L	1	n. a.	-50 až -32	-26,0 až -21,0	23,1-26,3	Na-Ca±Mg/Fe
BAC1	dolomit	S	L	1	n. a.	n. d.	0,0	0,0	n. d.
PAV1	kalcit	P	L, L+V	0,6-0,95	146-343	-38 až -24	-2,3 až 0,0	0,0-3,9	Na-Mg/ Fe
PAV1	kalcit	PS-S	L, L+V	0,6-0,95	54-198	-20 až -18	-2,1 až 0,0	0,0-3,4	Na
PAV1	kalcit	S	L	1	n. a.	-26 až -24	-0,6 až 0,0	0,0-1,1	Na

5. Diskuse

5. 1. Strukturně-geologická pozice studované mineralizace

Ze strukturně geologického hlediska studované hydrotermální žíly z Letovic a Klevetova budují výplň subvertikálně orientovaných extenzních struktur, které jsou situované kolmo na vrstevnatost matečných hornin. Strmý sklon hydrotermálních žil na těchto lokalitách poukazuje na

extenzní tektonický režim, během kterého docházelo k minerotvorným procesům. Stereografická projekce mineralizace v Klevetově poukazuje na možnou vazbu k okrajovému zlomu boskovické brázdy, který je orientován směrem SSV-JJZ (Obr. 28). Co se týče mineralizace z lokality Bačov, zde jsou karbonátové konkrece s dolomitem a kalcitem uloženy souhlasně s vrstevnatostí jílovců ve směru ZJZ-VSV a Z-V (Obr. 28). Jak již bylo uvedeno v rešeršní části této práce, na lokalitě Přední Arnoštov nebyla spolehlivě doložena přítomnost vulkanického tělesa. Nepřítomnosti však nasvědčuje fakt, že byl vulkanit na lokalitě nalezen pouze ve formě valounů, které jsou pravděpodobně litologickou součástí permského slepence. Vrstevnatost permských slepenců v Předním Arnoštově je orientována směrem ZJZ-VSV. Z této lokality jsou popisovány kalcitové žíly, které jsou prostorově vázané na výše zmíněné slepence. Tyto žíly jsou orientovány souhlasně s průběhem vrstev, jejich úklon je však strmější (Obr. 28); (Průchová 2014).

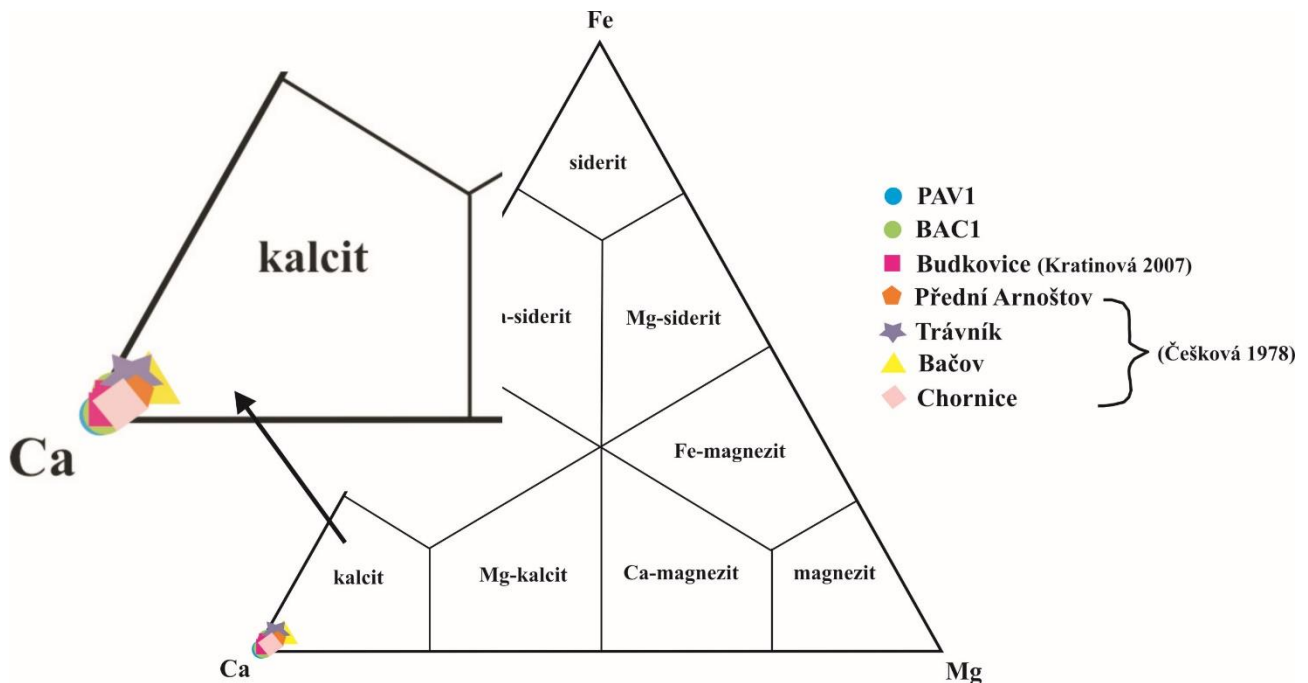


Obr. 28 – Pólový-obloukový diagram s vynesnými měřeními orientace hydrotermálních žil a vrstevnatostí jílovců s mineralizovanými konkrecemi zobrazené na spodní hemisféru Lambertovy projekce. Pro srovnání byla vyznačena orientace kalcitových žil z Předního Arnoštova převzatá z práce Průchové (2014).

5. 2. *Paragenese studované mineralizace*

Paragenese studované mineralizace je na zájmových lokalitách v severní části boskovické brázdy s menšími rozdíly obdobná. Na všech lokalitách je hlavním hydrotermálním minerálem kalcit. Většina kalcitů jsou chemicky čistá, případně obsahují příměs Mn (max. 3,4 hm. % MnO) a Mg (0,3 hm. % MgO). Chemicky čistý kalcit uvádí i Kratinová (2007) z lokality Budkovice v boskovické brázdě a Češková (1978) z lokalit Přední Arnoštov a Chornice, dále uvádí kalcit „s příměsí dolomitu“ na lokalitách Trávník a Bačov s obsahem (max. 2,52 % MgCO₃); (Obr. 29). Jedním z rozdílů v rámci zájmových lokalit je výskyt dolomitu v karbonátových konkréciích z lokality Bačov. Na žádné jiné lokalitě nebyl dolomit popsán. V dolomitu se střídají zóny s rozdílným obsahem Fe, což vypovídá o variabilních podmínkách při krystalizaci. Dalším rozdílem je přítomnost barytu na lokalitách Klevetov a Letovice, přičemž v obou případech jsou baryty sukcesně mladší než kalcit. Přítomnost barytu na hydrotermálních žilách ukazuje na nízkoteplotní podmínky vzniku této mineralizace. Na lokalitě Klevetov byla v kalcitu popsána hydrotermální TiO₂ fáze (viz Tab. 2). Možným zdrojem Ti pro formování TiO₂ fáze jsou okolní permské sedimenty. Češková (1978) uvádí příměs Ti aj. prvků (Mn, Cu, U, částečně i F, V, Ge) jako běžnou příměs v permských sedimentech, které byly do sedimentačního prostoru boskovické brázdy transportovány, uvádí je jako součást jílovité složky sedimentu (sorpce). Titan mohl být také „uvolněn“ ze struktury zvětrávajícího biotitu, příp. jiného minerálu obsahující Ti. V souladu s názorem Češkové (1978) lze uvažovat, že hydrotermální roztok formující TiO₂ minerál má charakter nízkoteplotního roztoku, který se průchodem horninovým prostředím nabohatil Ti ze zvětrávajícího biotitu a za vhodných podmínek došlo k vysrážení z roztoku. Další možností je, že byl Ti uvolněn ze zvětrávajících minerálů z hornin okolních geologických jednotek a přinesen hydrotermami podél dislokací. Vzhledem k nízké mobilitě Ti je tato představa méně pravděpodobná. Bowles a kol. (2011) uvádějí, že se minerály TiO₂ běžně nacházejí na epitermálních žilách, kde vznikaly za teplot do 200 °C, což koreluje s geologickou situací zájmových lokalit, s výsledky studia fluidních inkluzí (viz níže) i s představami Češkové (1978). Ze stejného vzorku je popsána Fe₂O₃ minerální fáze, může se jednat o hematit, případně maghemit (viz Tab. 3). Hematit je běžným minerálem nízkoteplotních hydrotermálních žil. Stejně jako u TiO₂ minerálu, i Fe₂O₃ minerál mohl vzniknout obdobným způsobem. Srážení Fe z roztoků probíhá v důsledku změn Eh/pH aj. Zajímavá je příměs Fe (max. 5,1 hm. % Fe₂O₃) v TiO₂ minerálu a příměs Ti (max. 3,2 hm. % TiO₂) v Fe₂O₃ minerálu. Relativně malé množství příměsí v hydrotermálních minerálech svědčí o nízkoteplotních podmínkách vzniku (Halavínová 2005). Ti a Fe se mohou v krystalové struktuře minerálů vzájemně substituovat. Přechodným členem řady hematit-ilmenit je tzv. titanohematit. Vznik pevného roztoku těchto dvou minerálů je však možný za

teplot kolem 700 °C. Při nižších teplotách jsou tyto minerály nemísitelné, což vede ke vzniku hematitu s odmíšeninami ilmenitu a naopak (Bowles a kol. 2011). V našem případě je tato myšlenka vzhledem ke geologické situaci méně pravděpodobná. Osobně se přikláním k myšlence nízkoteplotního vzniku těchto minerálů.



Obr. 29 – Studované karbonáty skupiny kalcitu v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmana (1976). Srovnávací data pro lokalitu Budkovice byla převzata od Kratinové (2007) a pro lokality Přední Arnoštov, Trávník, Bačov a Chornice od Češkové (1978).

Lokalita Přední Arnoštov se od ostatních lokalit odlišuje výskytem hydrotermálního hollanditu (viz Tab. 6). Chemickým složením je hollandit z této práce rámcově srovnatelný s hollanditem z práce Průchové (2014), Češkové (1978) i s Mn rudami z práce Černého (1961); (Tab. 8). Musíme brát v potaz využití rozdílných analytických metod a jejich možnosti stanovení. V našem případě byl hollandit analyzován pomocí EDX, v případě Češkové (1978) a Černého (1961) byly využity blíže neurčené spektrální metody. Možný zdroj manganové mineralizace na lokalitě Přední Arnoštov může být zčásti syngenetického původu. Češková (1978) a Černý (1961) uvádějí, že Mn tvoří příměs v permokarbonských sedimentech. Prakticky na všech lokalitách studovaných v této práci lze uvažovat o tom, že byla významným faktorem pro transport hydrotermálních roztoků tektonika. V blízkosti výskytů mineralizace se nacházejí větší tektonické poruchy regionálního významu, podél nichž fluida mohla migrovat. V případě lokality Přední Arnoštov přichází v úvahu

významné zlomy poruchového pásma Hané. Češková (1978) uvažuje, že fluida formující Mn mineralizaci na této lokalitě pocházejí ze železnohorského krystalinika. Lokality Letovice, Klevetov a Bačov jsou situovaná v tektonicky komplikované oblasti. Kříží se zde zlomy ve směru okrajového zlomu boskovické brázdy se zlomy souhlasnými se směrem blanenského a valchovského prolomu (Češková 1978). Lze uvažovat, že zastoupení jednotlivých hydrotermálních minerálů na studovaných lokalitách je patrně dáno odlišnými podmínkami vzniku, které jsou způsobeny zejména změnou pH, Eh, rozdílnou teplotou a dalšími faktory (Robb 2005). Můžeme se domnívat, že chemismus fluid formující mineralizaci byl ovlivněn i průchodem horninovým prostředím. Jedním z klíčových faktorů podmiňujícím krystalizaci různých minerálů na zájmových lokalitách by mohla být změna složení roztoků (mísení fluid různého původu) a snížení teploty.

Tab. 8 – Srovnávací data chemismu Mn oxidů z lokalit Přední Arnoštov a Chornice.

vzorek/lokalita	Obsahy			
	Podstatné > 1%	Podřadné 0,1-1,0 %	Vedlejší 0,01-0,1 %	Stopové <0,01 %
B1/P. Arnoštov (Češková 1978)	Al, Ba, Ca, Mg, Mn, Na, Si	Fe, V	Cu, Ni, Sn, Sr, Cu, Ni, Sr	As, Co, Zn, Ti
B2/P. Arnoštov (Češková 1978)	Al, Ba, Mn, Ca, Mg, Na	Fe, V, Si	Cu, Ni, Sr	Ti, Co, Zn
P. Arnoštov (Černý 1961)	Mn, K, Na, Ba, Pb, Al, Si, V, Ca	As, Ti, Fe, Mg	Cu, Co, Mo, Sr	Be, Ni, Cr, Sn, Zn, Bi, Ga, Ge
B3/Chornice (Češková 1978)	Mn, Al, Ba, Ca, Mg	Co, Si, Cu, Pb	Fe, Co, Ti, V, Cr	Zn, Mo, Na
B4/Chornice (Češková 1978)	Mn, Al, Ba, Ca, Mg	Co, Si, Cu, Pb, Cr	Fe, Co, Ti, V	Zn, Mg, Mo, Na

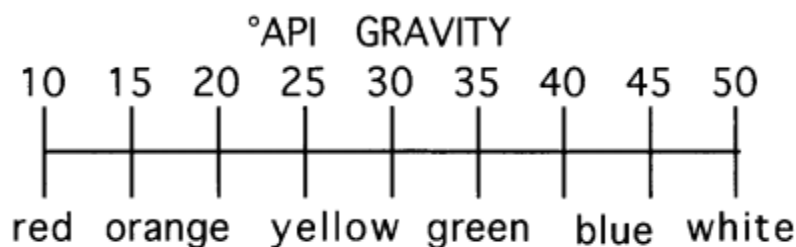
5. 3. Katodoluminiscence

U hydrotermálních kalcitů byly v katodové luminiscenci rozlišeny až 3 odstíny luminiscence, v případě dolomitu 4 odstíny (viz Obr. 19-22). V dolomitu BAC1 a v kalcitu LET1 byla rozpoznána oscilační zonálnost. Tato zonálnost je způsobena řadou faktorů, změnami ve složení roztoků, v rychlosti růstu krystalu či změny teploty fluid (Machel 2000). Zonálnost dolomitu z Bačova byla pozorována i v BSE obraze při analýze vzorku na mikrosondě. Srovnáním snímků lze pozorovat pozitivní korelaci intenzity katodové luminiscence s rostoucím jasem v BSE obraze. Jasnější zóny dolomitu v BSE obraze odpovídají červeným zónám v katodové luminiscenci. Tyto zóny patrně

obsahují vyšší množství příměsi Mn^{2+} , který je nejčastějším aktivátorem luminiscence v karbonátech (Pagel 2000). Přečody luminiscence v koncentricky zonálním kalcitu ve vzorku LET1 a v dolomitu z Bačova jsou v rámci jednotlivých přírůstků relativně ostré, bez stop rozpouštění či koroze, což indikuje náhlé změny v chemismu, Eh či teplotě přinášených fluid. U dolomitu ve vzorku BAC1 byla rozpoznána difúzní zonálnost, která je patrná při kontaktu žíly s matečnou horninou (viz Obr. 21). V tomto případě dochází ke vzniku zonálnosti pozvolnou změnou chemismu roztoku během primární krystalizace (Brady 1975). Různá luminiscence jednotlivých zón (v případě dolomitu z Bačova a kalcitu z Letovic) a oscilační stavba dokládá velmi složitý a dynamický vývoj hydrotermálního systému.

5. 4. UV mikroskopie

Ve veškerých karbonátech a barytech byla potvrzena přítomnost ropných uhlovodíků vyznačující se modrou, případně bílou fluorescencí (viz Obr. 23), což indikuje relativně vysokou teplotní vyžralost matečných hornin (Stasiuk a Snowdon 1997). Bodnar (1990) uvádí, že modrá a bílá fluorescence fluidních inkluzí značí přítomnost lehkých parafinických olejů, jejichž hustota je v případě modré fluorescence > 35 °API, v případě bílé fluorescence > 45 °API (Obr. 30). George a kol. (2001) uvádí, že ropné inkluze, vykazující bílou a modrou fluorescenci jsou teplotně vyžralé kdekoli v podmínkách ropného okna, tj. v teplotním rozpětí od 65 do 150 °C (v hloubkách přibl. 2-4 km). Fluorescenci vykazují některé tmavé PS a S jednofázové fluidní inkluze vyhojující mikrotrhliny v minerálu (vzorky LET1, KLV1 a BAC1). Několik málo PS-S fluoreskujících inkluzí bylo pozorováno i ve vzorku PAV1, je tedy zřejmé, že uhlovodíky byly přinášeny mladšími fluidy. S výjimkou vzorku PAV1 fluoreskuje i základní hmota hornin. Ropa tedy v daném systému pravděpodobně cirkulovala i po ukončení růstu hydrotermálních minerálů, případně mohlo dojít k alteraci horniny během vzniku hydrotermálních žil.



Obr. 30 – Ilustrační srovnání API hustoty ropných uhlovodíků a barvy fluorescenční emise při excitaci UV záření při vlnové délce 365 nm (Bodnar 1991 in Goldstein and Reynolds 1994).

5. 5. Mikrotermometrie fluidních inkluzí

Na základě naměřených mikrotermometrických charakteristik bylo zjištěno, že mikrotermometricky studované fluidní inkluze jsou vyplněny pouze vodnými roztoky. Dále lze usuzovat, že některé PS a S fluidní inkluze jevící v UV světle modrou, příp. bílou fluorescenci obsahují vyšší ropné uhlovodíky. Dle naměřených eutektických teplot byla zjištěna přítomnost roztoků s Na, Mg, Fe a Ca solemi (viz Tab. 7). Nejčtenějším zaznamenaným fluidním systémem je systém H₂O-NaCl s příměsí dalších solí (FeCl₂-MgCl₂), který byl nalezen téměř v každém zkoumaném vzorku, byla-li změřena teplota eutektika (viz Tab. 7). V sekundárních inkluzích přítomných v kalcitu ze vzorku KLV1 byl identifikován vodný systém s Na a Ca chloridy, eutektická teplota tohoto roztoku je v intervalu -55 až -50 °C (Borisenko 1977). Roztoky s obsahem Ca chloridů jsou uzavírány i v PS-S inkluzích ze vzorku BAC1 (viz Tab. 7).

Je nutné dodat, že vlivem špatné průhlednosti vzorků při kryometrickém pozorování mohly být některé výše uvedené teploty eutektika (viz Tab. 7) zaznamenány později. Změřená teplota eutektika tak může být mírně vyšší, než skutečná (Zachariáš 2000).

Na základě naměřených teplot tání ledu byly vypočteny celkové salinity roztoků dle rovnice Bodnara (1993). U vodného systému s příměsí solí NaCl, FeCl₂, a MgCl₂, se pohybuje celková salinita roztoků od 0,0 do 7,2 hm. % NaCl ekv. (viz Tab. 7). Tato fluida jsou spíše nízesalinní, velmi často je jejich salinita téměř nulová (vzorky LET1, KLV1 a PAV1). Salinita roztoků obsahující soli CaCl₂ se pohybuje v rozpětí 20,2-26,3 hm. % NaCl ekv. Tyto roztoky jsou výšesalinní a jsou uzavírány pouze v sekundárních (L) inkluzích v kalcitu ve vzorku KLV1 a v PS-S (L) inkluzích v dolomitu ve vzorku BAC1. V řadě fluidních inkluzí je uzavřena pouze čistá voda (např. P inkluze v kalcitu ze vzorku LET1 či P-PS inkluze v barytu ze vzorku KLV1 (viz Tab. 7).

Teploty homogenizací jsou celkově v poměrně širokém intervalu hodnot (viz Obr. 24). Nejnižší změřené teploty homogenizace (49 °C) mají inkluze v kalcitu ve vzorku LET1, které však ve svých maximech dosahují k teplotě 300 °C. Nejvyšší homogenizační teploty byly naměřeny ve vzorku PAV1 (343 °C). Primární inkluze v kalcitu ze vzorku KLV1 jsou charakteristické níže až středně vysokými teplotami homogenizace při užších teplotních intervalech (155-185 °C); (viz Obr. 24). Naměřený širší rozptyl Th v jednotlivých genetických typech inkluzí může poukazovat na proces „necking-down“ inkluzí, na zachycení inkluzí za kolísajících tlaků, na změny teploty roztoků nebo na mechanické porušení inkluzí (Zachariáš 2000). Vysoké homogenizační teploty změřené u některých P, PS-S a S fluidních inkluzí mohou být způsobeny větším objemem plynné bubliny (např. dekrepitace fluidních inkluzí; Barker a Goldstein 1990). Prakticky ve všech vzorcích byly pozorovány

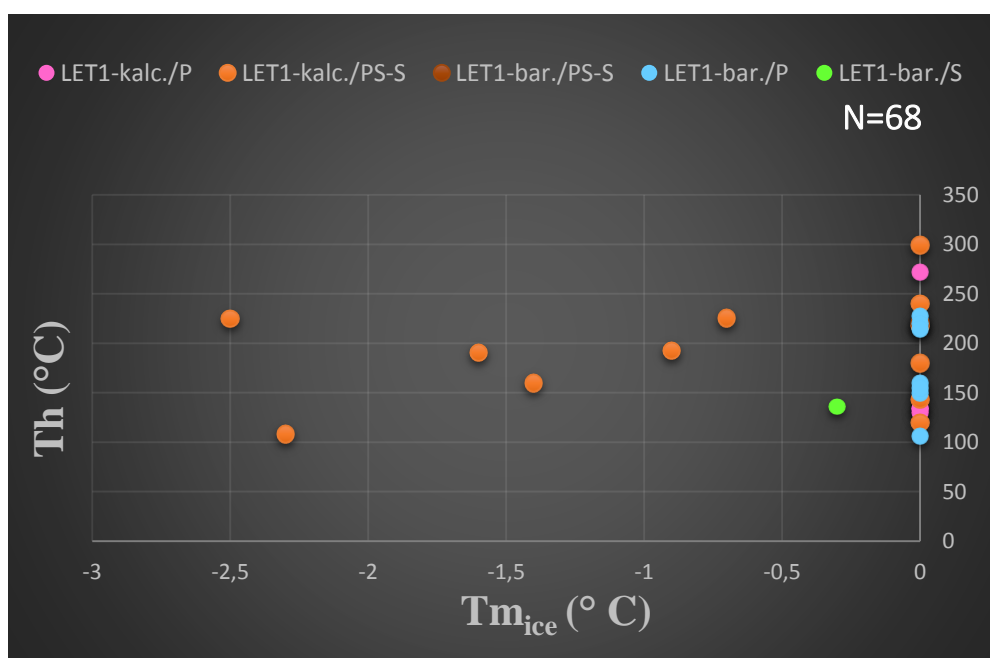
velmi tmavé fluidní inkluze, které nereagovaly na změny teploty ani při $-190\text{ }^{\circ}\text{C}$, mohlo by se jednat o výše uvedené dekrepitované inkluze, případně o inkluze vyplněné vodní parou. Dále by vyšší obsah plynné fáze mohl být vysvětlen natažením (stretching) fluidních inkluzí, kdy dochází k objemovým změnám (Van den Kerkhof a Sosa 2012). Nutno poznamenat, že inkluze v měkkém a štěpném kalcitu a barytu jsou málo odolné vůči tlakovým deformacím (Žák a kol. 1990).

Naměřené teploty homogenizací a tání posledního krystalu ledu byly použity pro sestrojení grafů T_h vs. $T_{m_{ice}}$ (Obr. 31-33), díky čemuž mohou být identifikovány vývoje fluid nebo alespoň jejich náznaky.

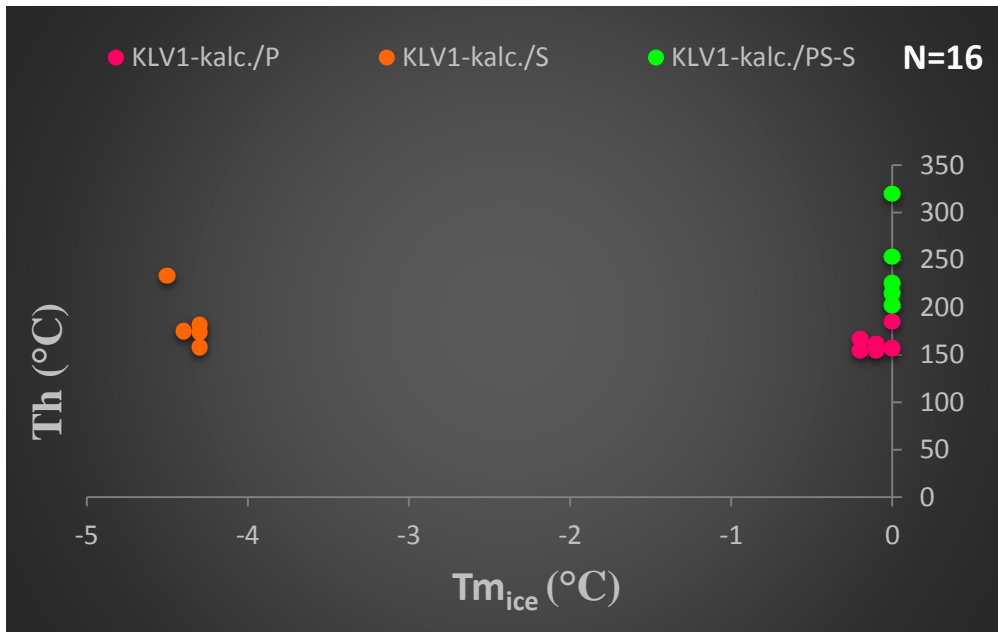
Lze konstatovat, že v grafech (Obr. 31-33) nelze pozorovat jednoznačné trendy hydrotermálního vývoje fluid. Ve vzorku LET1 můžeme sledovat trend poklesu homogenizačních teplot fluidních inkluzí ve směru od staršího kalcitu k mladšímu barytu. Ve vzorku KLV1 bylo změřeno velmi malé množství dat z důvodu špatné průhlednosti vzorku (Obr. 32). Můžeme zde však sledovat obdobný trend jako u vzorku LET1. Obecně lze tuto fluida charakterizovat jako středně až výšeteplotní s nízkými až nulovými salinitami. Zajímavá je přítomnost vysokosalinních roztoků uzavíraných v jednofázových inkluzích ve vzorcích KLV1 a BAC1. Salinita uzavřených fluid dosahuje až k 26 hm. % NaCl ekv. Tato fluida jsou s největší pravděpodobností nízkoteplotní, protože byla zachycena v jednofázových inkluzích (Huraiová a kol. 2002). Jak již bylo zmíněno výše, ve většině studovaných vzorků byly zjištěny téměř nulové, případně nízké salinity vyjádřené NaCl ekv. Tyto velmi nízké salinity indikují, že během krystalizace minerálů byla v hydrotermálním systému přítomna meteorická voda (0 hm. % NaCl ekv.), lze se domnívat, že se částečně mohly uplatnit i formační vody (např. Baron a kol. 2008). Zdroj vysokosalinních fluid uzavíraných v PS-S inkluzích v dolomitu z Bačova a v S inkluzích v kalcitu z Klevetova lze uvažovat v evaporovaných solankách, možným zdrojem mohou být i pozdně magmatická či metamorfní fluida.

Větší množství převážně jednofázových fluidních inkluzí ve studovaných minerálech poukazují na fakt, že mineralizace vznikala spíše za nízkoteplotních podmínek. Huariová a kol. (2002) udávají teplotu krystalizace minerálů s převahou jednofázových inkluzí přibližně na $50\text{ }^{\circ}\text{C}$, Kříbek a kol. (2009) na $100\text{ }^{\circ}\text{C}$, lze tedy uvažovat, že převážná většina vzorků krystalovala za těchto podmínek. Nejlogičtějším vysvětlením vyšších homogenizačních teplot fluidních inkluzí je porušení jejich hermetičnosti. Domněnku o epitermálním příp. mezotermálním charakteru hydrotermální mineralizace v boskovické brázdě vyslovila i Češková (1978). Autorka uvádí, že hlavním zdrojem fluid byly meteorické vody s mělkým oběhem, což je více méně v souladu s výsledky ze studia fluidních inkluzí v této práci. Zjištěná mikrotermometrická data poukazují na nízkoteplotní a nízkosalinní fluida (s výjimkou vysokosalinních fluid ve vzorcích KLV1 a BAC1). Méně pestrá a

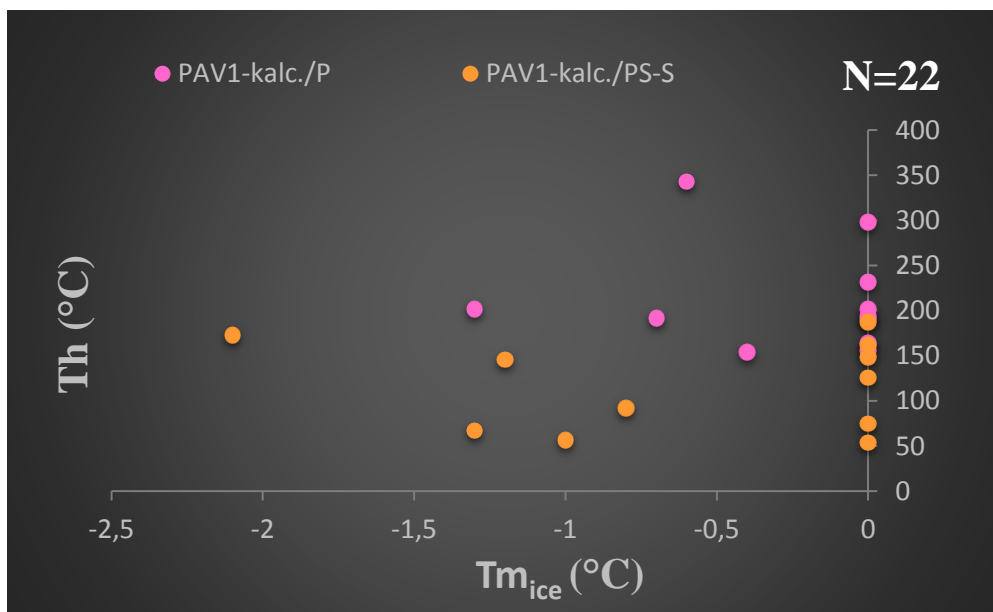
jednotvárná minerální asociace na zájmových lokalitách poukazuje na mělký oběh vod a krátké zdržení roztoku v daném hydrotermálním systému. Pokud srovnáme informace získané studiem fluidních inkluzí (různé salinity fluid uzavřených ve fluidních inkluzích) s výsledky pozorování karbonátů v katodové luminiscenci (oscilační a difúzní zonálnost, zóny vyznačující se různou luminiscencí), lze usuzovat na složitý a poměrně dynamický polyfázový vývoj hydrotermální mineralizace ve zkoumané oblasti.



Obr. 31 – Graf závislosti teploty homogenizace (T_h) a teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) u inkluzí v kalcitu a barytu ze vzorku LET1.



Obr. 32 – Graf závislosti teploty homogenizace (T_h) a teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) u inkluzí v kalcitu ze vzorku KLV1.



Obr. 33 – Graf závislosti teploty homogenizace (T_h) a teploty tání posledního krystalu ledu ($T_{m_{ice}}$) u inkluzí v kalcitu ze vzorku PAV1.

5. 6. *Izotopické složení fluid*

Izotopické složení matečných fluid karbonátu bylo analyzováno ve vzorku PAV1. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ jsou vypočtené pro teploty 50 až 100 °C (přibližná teplota krystalizace kalcitu). Vypočítané hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid v intervalu od -1,6 až +5 ‰ SMOW poukazují na původ hydrotermálních roztoků ve více zdrojích, např. hodnoty kolem $\delta^{18}\text{O}$ okolo 5 ‰ SMOW a více jsou typické pro metamorfní vody, částečně i pro vody magmatické (Hoefs 1997). Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ matečných roztoků okolo -1 ‰ SMOW poukazuje na možný zdroj hydrotermálních roztoků v mořské vodě nebo může jít o směs vod různého původu (meteorická, metamorfní, magmatické, Hladíková 1988). Lze uvažovat, že se mohly částečně uplatňovat i formační vody (Hoefs 1997). Rozpětí vypočítaných hodnot $\delta^{13}\text{C}$ fluid (-11,9 až -8,1 ‰ PDB) ukazuje, že by uhlík roztoků mohl pocházet z více zdrojů. Jako možné zdroje lze uvažovat uhlík homogenizované zemské kůry, částečně i uhlík oxidované organické hmoty, který pravděpodobně pochází ze siliciklastických hornin, se kterými fluida interagovala (Hoefs 1997).

5. 7. *Srovnání výsledků studia hydrotermální mineralizace boskovické brázdy*

Kalcitová mineralizace ve vulkanitech

V rámci boskovické brázdy byly fluidní inkluze v kalcitech vulkanických hornin studovány pouze Kratinovou (2007). Studované vzorky pocházejí z žilné magmatické horniny z Budkovic v jižní části boskovické brázdy. Mnou zkoumaný vzorek vulkanické horniny s kalcitovými mandlemi (PAV1) nelze příliš připodobnit ke kalcitům z Budkovic. Fluidní inkluze ve vzorku PAV1 vykazují nižší salinity a spíše nízkoteplotní podmínky vzniku (vysoké T_h jsou pravděpodobně způsobené porušením hermetičnosti inkluzí) oproti inkluzím v kalcitu z Budkovic. Budkovické kalcity jsou chemicky jednotvárné (viz Obr. 29), stejně jako kalcit ze vzorku PAV1. U kalcitů studovaných v této práci je prokázána přítomnost lehkých ropných uhlovodíků, v případě budkovických kalcitů nikoliv. Společným znakem je přítomnost fluid s Na, Mg a Fe chloridy. Dalším rozdílem je, že vulkanit z Budkovic tvoří žilná tělesa protínající rokytenské slepence, kdežto vulkanit z Předního Arnoštova je podle Krmíčka a kol. (2010) pouze valounovým materiálem tamějšího písčitého slepence.

Kalcitová mineralizace v sedimentech boskovické brázdy

V mnoha ohledech jsou mnou studované kalcity rámcově srovnatelné s kalcitovou mineralizací z práce Průchové (2014). Homogenizační teploty naznačují spíše epitermální charakter mineralizace, salinity jsou rovněž ve všech případech (s výjimkou S inkluzí ze vzorku KLV1 a PS-S inkluzí ze vzorku BAC1) nižší a obsahují především Na, Mg a Fe chloridy. Kalcity z práce Průchové (2014) vznikaly během několikrát se měnících podmínek, což by prokázáno jak studiem fluidních inkluzí, tak studiem v CL, což je ve shodě zejména se vzorky LET1 a BAC1. Průchová (2014) uvádí přítomnost ropných uhlovodíků, jejichž přítomnost byla prokázána i ve vzorcích studovaných v rámci této práce.

5. 8. Srovnání výsledků studia hydrotermální mineralizace na obdobných lokalitách v Českém masivu

Blanická brázda

Minerální asociace v blanické brázdě je poměrně odlišná ve srovnání s mineralizací boskovické brázdy. Hlavním hlušínovým minerálem v blanické brázdě je křemen, karbonáty jsou zastoupeny podstatně méně a jsou reprezentovány zejména sideritem, dolomitem, Fe-dolomitem a nejméně kalcitem. Dalším, méně hojným minerálem je světle růžový masivní baryt. Z rudních minerálů je z blanické brázdy nejčastěji popisován galenit, sfalerit, pyrit, chalkopyrit aj. Hlavním minerálem, který se vyskytuje na veškerých lokalitách z této práce, je kalcit. Stejně jako mineralizace v této práci, i mineralizace blanické brázdy je vázána na tektonické dislokace v horninovém prostředí. Nově se studiem fluidních inkluzí v křemeni, karbonátech a barytech blanické brázdy zabýval např. Zachariáš a kol. (2009), Hübster a kol. (2011) a Islakaeva (2011). Tito autoři se zajímali např. o lokality Ratibořické Hory, Hradové Střímelice, Zvěstov aj. Obdobně jako u fluidních inkluzí z této práce, tak i ve fluidních inkluzích z výše uvedených lokalit blanické brázdy se hojně uplatňovala fluida typu H₂O s chloridy Na, Fe a Mg. Koncentrace solí v roztocích se pohybuje v rozmezí 1,4 až 11 hm. % NaCl ekv. V mnou zkoumaných vzorcích jsou salinity spíše nižší a rozmezí je taktéž užší. Primární inkluze homogenizovaly za teplot od 130 do 220 °C. Data získaná z různých ložisek dosahují podobných hodnot. Reálné teploty vzniku rudních žil s ohledem na hloubku a tlak stanovila Islakaeva (2011) na 230 až 270 °C, což jsou teploty vyšší, než uvažované teploty krystalizace minerálů ze zájmových lokalit z této práce. Izotopové složení karbonátů blanické brázdy (Ratibořické Hory, Roudný, Stará Vožice, Hříva, Stříbrnice u Zvěstova) studovali Zachariáš a kol. (2009) a Stehlík

(2011). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ karbonátů (siderit, dolomit, Fe-dolomit, kalcit) se pohybují v rozmezí -8 až -17 ‰ PDB a hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ se pohybují od 11 do 23 ‰ SMOW. Stehlík (2011) rozděluje dle izotopického složení karbonáty do tří skupin. V první skupině karbonátů se při krystalizaci uplatňovala fluida o teplotě 200 až 300 °C (fluida s hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ v rozmezí -7 až -11 ‰ PDB). Druhá skupina se vyznačuje fluidy o teplotě 150 až 200 °C (fluida s hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ od -11 do -15 ‰ PDB) a u třetí skupiny se uplatňovala fluida o teplotě 100 až 150 °C (fluida s hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ v rozmezí -15 až -23,5 ‰ PDB). Stehlík (2011) uvádí, že jako možný zdroj uhlíku připadá v úvahu CO_2 vznikající při dekarbonatizaci krystalinických hornin v průběhu metamorfních procesů a jeho mísení se zdrojem uhlíku s velice nízkými hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ (zřejmě uhlík organického původu vázaný v moldanubiku). Chemismus fluid je proměnlivý a mohl se několikrát opakovat, což potvrzuje přítomnost růstové zonálnosti karbonátů způsobené různým poměrem Mg a Fe v jednotlivých přírůstcích, což je patrné i v mnou studovaných karbonátech. Podle předchozích izotopických studií polymetalických ložisek v blanické brázdě a geneticky podobných lokalit se autoři (např. Bernard a Žák 1992, Žák a Dobeš 1991) shodují na původu vody ve fluidech z hlubinného metamorfního reservoáru. Stehlík (2011) zmiňuje, že tento typ mineralizace vznikal během kulminace variské magmatické a metamorfní aktivity moldanubických hornin a je spjat s hlubokou cirkulací vysoce salinních fluid. Bernard (1991) řadí vznik hydrotermální mineralizace blanické brázdy do epitermálních až mezotermálních podmínek, na stejný teplotní charakter mineralizace v boskovické brázdě usuzuje i Češková (1978). Výsledky z této práce poukazují spíše na nízkoteplotní mineralizaci. Z výše uvedeného vyplývá, že mineralizace z této práce nesdílí příliš mnoho podobností s výše uvedenou mineralizací blanické brázdy. Rozdílné jsou minerální asociace, teplotní charakter hydrotermálních fluid i izotopické složení matečných roztoků.

5. 9. Srovnání výsledků studia hydrotermální mineralizace v rámci Českého masivu

Rožná (strážecké moldanubikum)

Tato geologická oblast je uváděna z důvodu, že řada autorů (Kříbek a kol. 2002, Žák a kol. 2001, Kříbek a kol. 2009) uvažuje o vzniku uranové a pouranové mineralizace na lokalitě Rožná v souvislosti se založením stefanských a spodnopermských pánví Českého masivu a s oběhem pánevních vod. Franců a kol. (1998) uvádějí na základě odraznosti vitrinitu a bazénového modelování, že známé sedimentární horniny boskovické brázdy byly pravděpodobně překryty nejméně 2 800 m autunských a mladších sedimentů, ty byly erodovány před začátkem spodní křídly.

Je proto možné, že sedimentace v období stefanu a spodního permu zasahovala hluboce na území dnešního moldanubika. Vody svrchnostefanských a permských bazénů pak byly schopny efektivně mobilizovat uran z krystalinických hornin, přičemž nejvíce pravděpodobným zdrojem uranu (a prvků vzácných zemin) se zdá být rozklad monazitu a dalších akcesorií (alanitu, zirkonu, titanitu). Hydrotermální mineralizace je na ložisku Rožná tradičně členěna na křemen-sulfidickou a karbonát-sulfidickou mineralizaci starší nežli mineralizace uranová, vlastní uranovou mineralizaci a mladší, křemen-karbonát-sulfidickou mineralizaci s barytem. S ohledem na genetickou souvislost mineralizace a permských vod bude blíže charakterizována uranová a pouranová křemen-karbonát-sulfidická mineralizace.

Uranová mineralizace je vázána na karbonátové žily, jež tvoří výplň zpeřených poruch provázejících hlavní tektonické poruchy a jejich paragenetická asociace je uraninit-coffinit-kalcit, místy také uraninit-selenidy-kalcit, případně uraninit-coffinit-montroseit.

Pouranová křemen-karbonát-sulfidická mineralizace je charakteristická přítomností velké řady minerálů. Hojně je zastoupen kalcit, křemen a sfalerit. Karbonátová výplň žil obsahuje značné množství sulfidů, a to: galenit, sfalerit, pyrit a pyrhotin. Dále jsou zde popisovány baryt, fluorit a zeolity.

Minerální asociace v Rožné je o mnoho pestřejší, než mineralizace ze zájmových lokalit. Pokud uvažujeme, že mineralizace z této práce vznikala z nízkoteplotních fluid, pak co se týče teplotního charakteru lze tuto mineralizaci rámcově připodobnit k mineralizaci z Rožné. V rudním kalcitu dosahují teploty homogenizací primárních inkluzí hodnot 152 až 174 °C. Homogenizační teploty v porudním křemeni se pohybují mezi 84 až 128 °C. V porudním křemeni z křemen-karbonátové žilky homogenizovaly primární inkluze za teplot 165 až 178 °C. Salinita fluid v rudním kalcitu je v poměrně širokém rozpětí od 0,5 do 15,6 hm. % NaCl ekv. (Kříbek a kol. 2009). Výše zmíněnými autory byla zjišťována salinita fluid. V porudním křemeni je 0,5 až 12,4 hm. % NaCl ekv. V tomto křemeni byly vedle fluidních inkluzí vodného roztoku identifikovány i inkluze obsahující metan. Th inkluzí vodného roztoku dosahuje 118 až 131 °C, salinita je 8 až 9 hm. % NaCl ekv. Metan homogenizoval na plyn při teplotách -85,2 až -87,2 °C. Salinita vodného roztoku v pouranovém křemeni se pohybuje od 3,2 do 16,3 hmot. % NaCl ekv., v kalcitu od 3,9 do 11,8 hm. % NaCl ekv., a v barytu od 4,5 do 8,7 hm. % NaCl ekv. Výrazně odlišná je pouranová křemen-karbonátová žilka. Křemen z tohoto vzorku obsahuje primární inkluze se salinitou kolem 25 hm. % NaCl ekv. V mnou zkoumaných vzorcích jsou salinity celkově nižší, avšak i zde jsou v mnoha případech téměř nulové. Podobně jako ve vzorcích z Bačova a Klevetova, i v Rožné se uplatnila vysokosalinní fluida. Kříbek

a kol. (2009) uvádějí, že vodná fluida uzavřená v inkluzích obsahují Na, Ca, Mg a Fe chloridy, což je ve shodě se vzorky z této práce.

Kalcity porudního stádia uranové mineralizace i kalcity pouranové, křemen-karbonát-sulfidické mineralizace se rovněž vyznačují variabilitou izotopového složení uhlíku i kyslíku. Kříbek a kol. (2009) uvažují, že se na vzniku porudní mineralizace podílely různé lokální zdroje, včetně mobilizace karbonátů z krystalických vápenců a Ca-Si hornin v případě dat s vysokými hodnotami $\delta^{13}\text{C}$. Karbonáty předuranové karbonát-sulfidické mineralizace krystalizovaly z roztoků s vysokými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ v rozmezí mezi 5 a 8 ‰ (SMOW), zatímco kalcity časově blízké uranové mineralizaci z roztoků s mnohem nižší hodnotou $\delta^{18}\text{O}$ v rozmezí mezi 1 a 7 ‰ (SMOW). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ ve vzorku PAV1 se oproti výše uvedeným mineralizacím pohybují v záporných hodnotách (-8,1 až -11,9 ‰ PDB). Kalcity porudního stádia uranové mineralizace i kalcity pouranové, křemen-karbonát-sulfidické mineralizace mají hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ extrémně variabilní a i vypočtené izotopové složení kyslíku roztoků je proto velmi proměnlivé, s častými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ roztoků i v negativní oblasti (pod 0 ‰ SMOW), oproti tomu se mineralizace ze vzorku PAV1 nachází spíše v pozitivní oblasti (-1,6 až +5 ‰ SMOW). Kříbek a kol. (2009) uvažuje, že při vzniku mineralizace v Rožné se uplatnily různé typy vod, s častým vysokým podílem cirkulující vody meteorického původu, což je zřejmé i v mnohých mnou zkoumaných vzorcích. Lze říci, že mineralizace na lokalitě Rožná nesdílí s mnou zkoumanými vzorky příliš mnoho podobností. Teplotní charakter i zastoupení chloridů ve fluidech je více méně obdobné, avšak liší se izotopickým složením matečných fluid i minerální asociací.

6. Závěr

V rámci této diplomové práce byla zkoumána hydrotermální mineralizace v permských sedimentech boskovické brázdy. Studium hydrotermálních minerálů ze zájmových lokalit bylo zjištěno množství nových mineralogických údajů. Hydrotermální žíly jsou tvořeny především kalcitem, dále barytem a dolomitem. V této práci jsou také popsány hydrotermální TiO_2 minerál, Fe_2O_3 minerál a hollandit.

Strmý sklon hydrotermálních žil v Letovicích a Klevetově ukazuje na extenzní tektonický režim oblasti, během něhož probíhaly minerotvorné procesy. Mineralizace z Klevetova poukazuje na možnou vazbu k okrajovému zlomu boskovické brázdy směru SSV-JJZ. Vzhledem ke geologické pozici lokalit (poměrně komplikovaný systém zlomů v okolí Letovic, lokalita Přední Arnoštov je situována nedaleko poruchového pásma Hané) lze předpokládat, že je důležitým faktorem pro přínos hydroterm a vznik mineralizací přítomnost tektonických poruch.

Studium karbonátů v katodové lumiscenci poukázalo na střídání podmínek v průběhu krystalizace minerálů. Kalcit z Letovic a dolomit z Bačova vykazují oscilační zonálnost, která je způsobená změnami chemismu fluid jednotlivých přínosových period, dokládajících polyfázový a dynamický vývoj mineralizace.

Veškeré vzorky karbonátů a barytů byly studovány v UV světle. Bílá a modrá fluorescence PS-S a S fluidních inkluzí ve všech studovaných vzorcích značí vysokou teplotní vyžralost matečných hornin a přítomnost lehkých parafinických olejů, jejichž hustota je v případě modré fluorescence > 35 °API, v případě bílé fluorescence > 45 °API.

Z hlediska geneze byla mineralizace studována pomocí mikrotermometrie fluidních inkluzí a stabilních izotopů O a C. Ve fluidních inkluzích minerálů hydrotermálních žil na zájmových lokalitách jsou uzavírána pouze fluida typu H_2O -soli. Dominantními kationy ve fluidech jsou Na, Mg a Fe, méně Ca. Z aniontů dominují chloridy. Ve všech vzorcích kvantitativně převažují jednofázové fluidní inkluze. Absence plynné bubliny indikuje, že veškeré studované vzorky s největší pravděpodobností krystalovaly z nízkoteplotních fluid o teplotě 50-100 ° C. Fluida uzavřená v inkluzích jsou převážně nízkosalinní (max. 7,2 hm. % NaCl ekv.), hojně je uzavírána i meteorická voda s nulovými salinitami. Pouze v případě S inkluzí z Klevetova a PS-S inkluzí z Bačova jsou ve fluidních inkluzích uzavírány roztoky výšesalinní (20,2-26,3 hm. % NaCl ekv.) a vždy obsahují chloridy Na a Ca. Zdrojem těchto vysokosalinních fluid by mohly být evaporované solanky. Izotopického složení C a O v kalcitu PAV1 poukazuje na více možných zdrojů uhlíku i kyslíku hydrotermálních roztoků. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ matečných fluid (-1,6 až +5 ‰ SMOW) značí možný zdroj

jak v meteorické vodě, tak metamorfní, příp. může jít o směs vod různého původu. Mohly se zde uplatňovat i vody formační. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ (-8,1 až -11,9 ‰ PDB) matečných roztoků ze stejného vzorku poukazují na zdroj uhlíku z homogenizované zemské kůry, částečně i na uhlík oxidované organické hmoty.

7. Použitá literatura

Barker C. E., Goldstein R. H. (1990): Fluid inclusion technique for determining maximum temperature and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. - *Geology*, 18, 1003-1006.

Baron M., Parnell J., Mark D., Carr A., Przyjalowski M., Feely M. (2008): Evolution of hydrocarbon migration style in a fractured reservoir deduced from fluid inclusion data, Clair Field, west of Shetland, UK. – *Mar. Petrol. Geol.*, 25, 153–172.

Bernard J. H. a kol. (1969): Mineralogie Československa. Praha.

Bernard J. H. (1991): Empirical types of ore mineralizations in the Bohemian massif. *ÚÚG*, 181 s. Praha.

Bernard J. H., Žák K. (1992): Stable isotope study of variscan Pb-Zn-Ag mineralization of the Bohemian Massif. *Explor.Mining.Geol.*, Vol. 1, No. 1, s. 81-84.

Bodnar R. J. (1990): Petroleum migration in the Miocene monterey formation, California, USA: constraints from fluid-inclusion studies. – *Mineral. Mag.*, 54, 295–304.

Bodnar R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. - *Geochim. Cosmochim. - Acta*, 57, s. 683-684.

Borisenko A. C. (1977): Determination of salt composition of the solutions fluid inclusions in minerals using cryometry. - *Geol. Geoph.*, 8, s. 16-27.

Bowles J. F. W., Vaughan D. J., Howie R. A., Zussman J. (2011): *Rock-Forming Minerals Vol. 5A: Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides.* – Geological Society of London.

Brady J. B. (1975): Chemical components and diffusion. *Am. J. Sci.*, 275, 1073-1088.

Burkart E. (1953): Moravské nerosty a jejich literatura. Mährens Minerale und ihre Literatur. - Naklad. ČSAV. s. 1001, Praha.

Černý P. (1961): Kryptomelan a pyrolusit od Předního Arnoštova na Moravě. - Čas. Mor. Muz., Vědy přír., 46, s. 33-38. Brno.

Češková L. (1978): Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masívu. - Folia Univ. J. E. Purkyně v Brně, 19, s. 5-92. Brno.

Dvořák V. (1999): Magmatické horniny boskovické brázdy. – MS, Ročníková práce, Katedra geologie a paleontologie PřF MU. Brno.

Franců J., Sýkorová I., Franců E., Šafanda J., Malý L. (1998): Vitrinite reflectance of coals in the Boskovice Furrow as related to thermal and burial history. In: Pešek J., Opluštil O. (eds) VIII. Coal Geology Conference, Abstracts, Charles University, Prague, pp 28.

Gartner O. (1924): Afanitická žíla z permu boskovické brázdy. – Příroda XVII, 10, 409- 411. Brno.

George S. C., Ruble T. E., Dutkiewicz A., Eadington P. J. (2001): Assessing the maturity of oil in fluid inclusion using molecular geochemistry data and visually-determined fluorescence colours. – Appl. Geoch., 16, 451-473.

Goldstein R. H., Reynolds T. J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. – Society for Sedimentary Geology, Short Course 31, SEPM, Tulsa.

Halavínová M. (2005): Genetická charakteristika hydrotermální mineralizace v klastických horninách spodního karbonu Dražanské a Zábřežské vrchoviny. – MS, diplomová práce. PřF MU. Brno.

Herčík F., Hermann Z., Valečka J. (1999): Hydrogeologie české křídové pánve. – Čes. geol. úst., Praha.

Hladíková J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. Skripta UJEP Brno, 95 s. Brno.

Hoefs J. (1997): Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, Berlin-New York, 201 str.

Homola V., Klír S. (1975): Hydrogeologie ČSSR III. – Hydrogeologie ložisek nerostných surovin. – Academia, Praha.

Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. – PpF MU. Brno.

Hübst Z., Zachariáš J., Selmi M. (2011): Stříbrnosný žilník na Hřívě u Louňovic pod Bláníkem: strukturní vývoj a složení fluid. Sbor. Jihočes. Muz. v Čes. Buděj., Přír. Vědy.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia, s. 191-201, Praha.

Islakaeva Z. (2011): Studium fluidních inkluzí vybraných žilných ložisek Ag-Pb-Zn v blanické brázdě. Diplomová práce, Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, PpF UK, s. 48, Praha.

Jaroš J., Malý L. (2001): Boskovická brázda. In Holub V., Pešek J.: Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví v České republice. - ČGÚ, Praha.

Jelínek F. (2001): Provenience pískovců boskovické brázdy v její jižní části. – MS, Diplomová práce, Katedra geologie a paleontologie, PpF MU. Brno.

Jelínek J., Leichman J., Nehyba S. (2003a): Bazální sedimentace boskovické brázdy balinské vs. rokytenské slepence. In: Moravskoslezské paleozoikum 2003. Olomouc: UP Olomouc, 2003. s. 11-12.

Jelínek J., Leichman J., Nehyba S. (2003b): Conglomerates of the boskovice furrow – an indicator of the tectonic evolution of the eastern margin of the Bohemian Massif. Journal of the Czech Geological Society. 48/1-2.(2003), 74-75. Praha.

Jelínek J., Leichman J., Nehyba S. (2003c): Evolution of the permo-carboniferous Boskovice Furrow (Czech. Rep.). – Polskie towarzystwo mineralogiczne – prace specjalne mineralogical society of Poland – Special papers. Zeszyt 23, 2003; Volume 23, 2003.

Kratinová L. (2007): Alterace hornin boskovické brázdy – produkt fosilního hydrotermálního systému? – MS, diplomová práce, PřF MU. Brno.

Krmíček L., Přichystal A., Šešulka V. (2010): Geofyzikální sledování a petrologická charakteristika permského „melafyru“ na jižním okraji orlické pánve u Předního Arnoštova. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009, s. 229-233. Praha.

Kruťa T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. – Moravské museum. Brno.

Krystek I. (1974): Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni. – Folia přírodověd. Fak. UJEP Brno, sv. 15, Geologia – 25, spis 8, 1 – 48. Brno.

Kříbek B., Sulovský P., Pudilová M., Hájek A., Holeczy D. (2002): Retrogrademetamorphic and hydrothermal alterations at the Rožná uranium deposit (Moldanubian zone, Czech Republic), In: Kříbek, B., Zeman, J., (Eds.) Uranium deposits: From their genesis to their environmental aspects. Czech Geol. Surv., 65- 68.

Kříbek B., Žák K., Dobeš P., Leichmann J., Pudilová M., René M., Scharm B., Scharmová M., Hájek A., Holeczy D., Hein U., F., Lehmann B. (2009): The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization. Miner. Depos., 44, 99-128.

Machel H. G. (2000): Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. – In: Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (eds.) Cathodoluminescence in Geosciences, 271-302. Springer Verlag. Berlin.

Malý L., Gross J., Plchová J. (2004): K historii těžby uhlí v rosicko-oslavanské pánvi (I., III. část). – Uhlí, rudy, geologický průzkum. 5, s. 30-35 ; 7, s. 11-19, Praha.

Malý L. (1993): Formování sedimentační pánve permokarbonu boskovické brázdy a vývoj svrchnostefanské sedimentace v rosicko - oslavanské pánvi – Geologie Moravy a Slezska. Ed.: A. Přichystal, V. Obstová, M. Suk, s. 87 - 99. Brno.

Malý L. (1968): Keratofyrové žíly v permokarbonu boskovické brázdy. – Zpr. geol. Výzk. v r. 1966, 169-170. Praha.

Mátl V. (1959): výroční a závěrečná zpráva prospekce Mn-Ge rud Přední Arnoštov. – MS, Archív GP n. p. Brno.

Melichar R. (1995): Tektonický význam boskovické brázdy. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, s. 64 - 66. Brno.

Misař Z., Dudek A., Havlena K., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I - Český masiv. Stát. pedagog. nakl. Praha.

Mrázek I., Rejl L. (1979): Jaspisy a acháty z širšího okolí Moravské Třebové. - Geol. Průzk., 7, s. 218- 220. Praha.

Nehyba S., Dostál O. (2007): Permian of the Boskovice Trough. In: J., Wojewoda, [ed.] – Review of Permiansedimentary successions of Boskovice Trough, Nachod Basin and Trutnov Basin. Sedimentologica, 1 (1): 61-68.

Nehyba S. (2001): Excursion guide to 9th coal geology conference. – MS. Praha.

O'Neil J. R., Clayton R. N., Mayeda T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – J. Chem. Phys. 51: 5547 – 5558.

Ohmoto H., Rye R. O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H. L. Ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, John Wiley & Sons: 509 – 567.

Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (2000): Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, Berlin - Heidelberg - New York.

Petránek J., Pouba Z. (1953): Zpráva o výzkumu slepenců v jižní části boskovické brázdy. - Věst. Ústř. úst. Geol., 28, s. 161 -164. Praha.

Pešek J., Holub V., Jaroš J., Malý L., Martínek K. (2001): Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. - ČGÚ. Praha.

Přichystal A. (1994): Nové výskyty magmatických hornin v permu boskovické brázdy. – Geol. Průzk. Mor. Slez. v r. 1993, s. 60-62. Brno.

Průchová K. (2014): Hydrotermální mineralizace v permských sedimentech v okolí Moravské Třebové. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc.

Robb L. (2005): Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publ., 373 str.

Stasiuk L. D., Snowdon L. R. (1997): Fluorescence microspectrometry of synthetic and natural hydrocarbon fluid inclusions: crude oil chemistry, density and application to petroleum migration. - Appl. Geochem., 12, 229-41.

Stehlík J. (2011): Mineralogicko-geochemická charakteristika vybraných hydrotermálních mineralizací v blanické brázdě. Diplomová práce, Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, PřF UK, s. 44 Praha.

Suk M., Chlupáč I., Pouba Z. (1976): Regionálně geologické dělení Českého masívu. Krystalinikum a varisky postižené paleozoikum. In Návrh Regionálně geologické klasifikace Českého masívu. – Časopis Mineral. Geol., 21(1) : 1 –21, Praha.

Štamberk S., Zajíc S., Martínek K., Prouza V. (2008): Excursion guide - Krkonoše Piemont basin and Boskovice graben - Faunas and paleoenvironments of the Late Paleozoic, s. 7-11. Hradec Králové.

Trdlička Z., Hoffman V. (1976): Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). Freib. Forschungshefte, C321, s. 29-81.

Van den Kerkhof A. M., Sosa G. M. (2012): Fluid inclusions – Petrography and genetic interpretation of fluid inclusions. Application of cathodoluminescence techniques. – Postgraduate course. 27-31. 8. 2012. Universidad de Buenos Aires.

Zachariáš J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. – PřF UK. Praha.

Zachariáš J., Paterová B., Pudilová M. (2009). Mineralogy, fluid inclusion, and stable isotope constraints on the genesis of the Roudný Au-Ag deposit, Bohemian Massif. *Economic Geology*, 104: 53-72.

Zapletal K. (1925): Keratofyru blízká žíla z permokarbonu oslavanského. – Sbor. K1. přírod. v Brně za rok 1924, VII, s. 78-81. Brno.

Zapletal K. (1931): K mineralogii, petrografii, ložiskům a geologii západní Moravy. – Sbor. K1. přírod. v Brně za rok 1930, XIII, s. 82-90. Brno

Žák K., Čadek J., Dobeš P., Šmejkal V., Reichmann F., Vokurka K., Sandstat J. S. (1990): Vein barite mineralization of the Bohemian Massif: Sulfur, oxygen and strontium isotopes and fluid inclusion characteristics and their genetic implications. – Proceedings of the symposium on barite deposits, s. 35 – 49. Praha.

Žák K., Dobeš P. (1991): Stable isotopes and fluid inclusions in hydrothermal deposits: The Příbram ore region: Rozpravy Československé Akademie Věd, Academia, Prague, 109 str.

Žák K., Dobeš P., Kříbek B., Pudilová M., Hájek A., Holeczy D. (2001): Evolution of fluid types at the Rožná uranium deposit, Czech Republic. Stable isotope and fluid inclusion study. In: Piestrzyński J. (ed) Mineral deposits at the beginning of the 21st century. Balkema, Lisse, pp. 109–113.

Internetové zdroje:

cit.1:

http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g500&y=597542&x=112258

[9&s=1](#) (citováno k 13. 7. 2016)