

**Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie - Ložisková geologie



Bc. Jan Markes

Sulfidická mineralizace v okolí bílinského zlomu

Sulphidic mineralization in the vicinity of the Bílina fault

Diplomová práce

Školitel: doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Ph.D.

Praha 2013

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 30.7.2013

Podpis

Abstrakt

Neoidní sulfidická mineralizace vyskytující se v terciérních sedimentech Lomu Bílina v lokalitě bílinského zlomu je hydrotermálního původu. Mineralizace je vázána na zlomové systémy oháreckého riftu. Teplota krystalizačních fluid se pohybovala kolem 50°C. Mineralizace bílinského zlomu je dosti jednotvárná, většinou se vyskytuje markazit bez stopových příměsí, dále čistý pyrit. Byly ale také zaznamenány zóny s obsahy stopových příměsí, především arsenu a niklu. Obsahy As obohacených růstových zón kolísaly od 0,2 – 5,4 hm. %, Ni bohaté zóny se pohybovaly v rozmezí 1,6-5,9 hm. %. Růstové zóny v agregátech se zvýšeným obsahem As a Ni byly velmi tenké, přínos fluid obohacených As a Ni zřejmě probíhal ve velmi krátkých časových periodách. Ve vzorcích markazitu byly dále nalezeny pórovité zóny mikroinkluzí jílových minerálů. Tyto zóny zvýšeného obsahu Al a Si kopírovaly růstové zóny jednotlivých krystalů. Disulfidy se na lokalitě vyskytují v hojném množství a to jak rozptýlené v uhelné sloji, tak vázané na tektonickou zónu bílinského zlomu. Pyrit a markazit rozptýlený v uhelné sloji geneticky nesouvisí se sulfidy vázanými na bílinský zlom.

Klíčová slova: pyrit, markazit, mineralogie, terciér, kvartér, mostecké pánev

Summary

The neogenic sulphide mineralization located in tertiary sediments of Lom Bělina in Bělina's fault is of hydrothermal origin. The sulphidic mineralization is associated with fault systems of Eger rift and temperature of fluid crystallization was about 50°C. The mineralization of Bělina's fault is rather monotonous, the marcasite and pyrite is mostly found without a trace elements. In the crystals were also registered zones with the contents of trace elements, especially As and Ni. The contents of As enriched precipitation zones were fluctuating from 0,2 to 5,4 wt. %, Ni enriched zones were ranged from 1,6 to 5,9 wt. %. The precipitation zones with increased As and Ni content were very thin, there were very short time intervals of As and Ni enriched fluids precipitation. In the marcasite crystals were also found the porous zones of clay mineral microinclusions. These zones showed higher content of Al and Si. There is high abundance of Fe-disulfides at Bělina's fault—dispersed in coal bed, or bonded to tectonic zone of the Bělina's fault. Pyrite and marcasite are dispersed in the coal bed and genetically aren't related to sulphides bonded to Bělina's fault.

Key words: pyrite, markasite, mineralogy, Tertiary, Quarternary, Most basin

Poděkování

Touto cestou bych rád poděkoval všem, kteří mi pomáhali s přípravou práce nebo mě jakkoli podporovali během jejího vytváření. Zejména pak chci poděkovat svému školiteli doc. RNDr. Jiřímu Zachariášovi, Ph.D., za cenné rady, za čas strávený konzultacemi a hlavně za jeho trpělivost. Dále bych rád poděkoval Ing. Karlu Machovi, Ph.D., a Zdeňku Dvořákovi (Severočeské doly a.s.) za poskytnutí cenných vzorků a společnosti Severočeské doly, a.s., za financování mineralogického výzkumu.

OBSAH

1	Úvod a cíle práce	1
2	Ohárecký rift	2
3	Severočeská hnědouhelná pánev	5
3.1	Základní a dílčí litostratigrafické jednotky	6
3.2	Strukturně tektonický vývoj	8
3.3	Mineralizace spjaté s vývojem oháreckého riftu	9
4	Typy mineralizací v severočeské hnědouhelné pánvi	11
4.1	Minerály vlastní uhelné sloje	11
4.1.1	Synsedimentární disulfidy	11
4.1.2	Diagenetický typ disulfidů	12
4.1.3	Epigenetický typ disulfidů	12
4.1.4	Hydrotermální typ disulfidů	12
4.2	Mineralizované poruchy uhelné sloje	12
4.3	Nerosty v nadloží a meziloží uhelné sloje	12
4.4	Sekundární nerosty	13
4.5	Minerály prokřemenělých kmenů stromů, větví a kořenů	14
4.6	Nerosty porcenalitů	14
4.7	Nerosty požářišť	14
5	Pyrit	15
5.1	Pyrit v severočeské hnědouhelné pánvi	16
6	Markazit	17
6.1	Markazit severočeské hnědouhelné pánve	17
7	Vlastní výzkum	20
7.1	Lom Bílina	20
7.2	Terénní etapa	21
7.3	Laboratorní etapa	23
8	Charakteristika jednotlivých vzorků	24

9	Přehled mikrochemismu pyritu a markazitu	44
10	Diskuze	47
11	Závěr	50
12	Literatura	51

Seznam obrázků

Obr. 1. Ohárecký rift

Obr. 2. Mapa s polohou mostecké pánve v oherském riftu

Obr. 3. Stratigrafické schéma výplně mostecké pánve

Obr. 4. schematické znázornění pozice jednotlivých vzorků v kontextu bílinského zlomu podle Dvořáka.

Obr. 5. Pohled z jižní stěny Lomu Bílina na Krušné hory.

Obr. 6. Pohled na jižní stěnu Lomu Bílina na oblast bílinského zlomu.

Obr. 7. Výskyt markazitů na lokalitě bílinského zlomu, v podloží uhelné sloje.

Obr. 8. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 1.

Obr. 9. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 2.

Obr. 10. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 3.

Obr. 11. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 4.

Obr. 12. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 8.

Obr. 13. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 9.

Obr. 14. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 10.

Obr. 15. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 11.

Obr. 16. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 12.

Obr. 17. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 13.

Obr. 18. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 16.

Obr. 19. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 17a.

Obr. 20. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 17b.

Obr. 21. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 19.

Obr. 22. Substituce síry arsenem.

Obr. 23. Histogram obsahu arsenu v jednotlivých měřených zónách.

Obr. 24. Korelace obsahů As a Ni.

Obr. 25. Korelace obsahů jílových minerálů a zón se zvýšeným obsahem As.

Seznam tabulek

Tab. 1 Výsledky chemických analýz sulfidů.

Seznam příloh

Příloha I. Fotografie jednotlivých vzorků

1 ÚVOD A CÍLE PRÁCE

Tato práce je zaměřená na výskyt sulfidických mineralizací v okolí bílinského zlomu, jenž je významnou tektonickou strukturou ovlivňující vývoj severočeské hnědouhelné pánve. Práce zkoumá, jaký charakter měly krystalizační roztoky vystupující tektonickými poruchami v okolí bílinského zlomu v severočeské hnědouhelné pánvi a zda je souvislost mezi sulfidickými mineralizacemi v okolí krušnohorského a bílinského zlomu. Jsou zde také popsány variace textury a chemismu této Fe-disulfidické hydrotermální mineralizace.

Vzorky pyritů a markazitů studované v této práci byly postupně od roku 1982 odebírány Zdeňkem Dvořákem, geologem Severočeských dolů, a. s. Menší část vzorků byla odebrána autorem DP přímo v terénu.

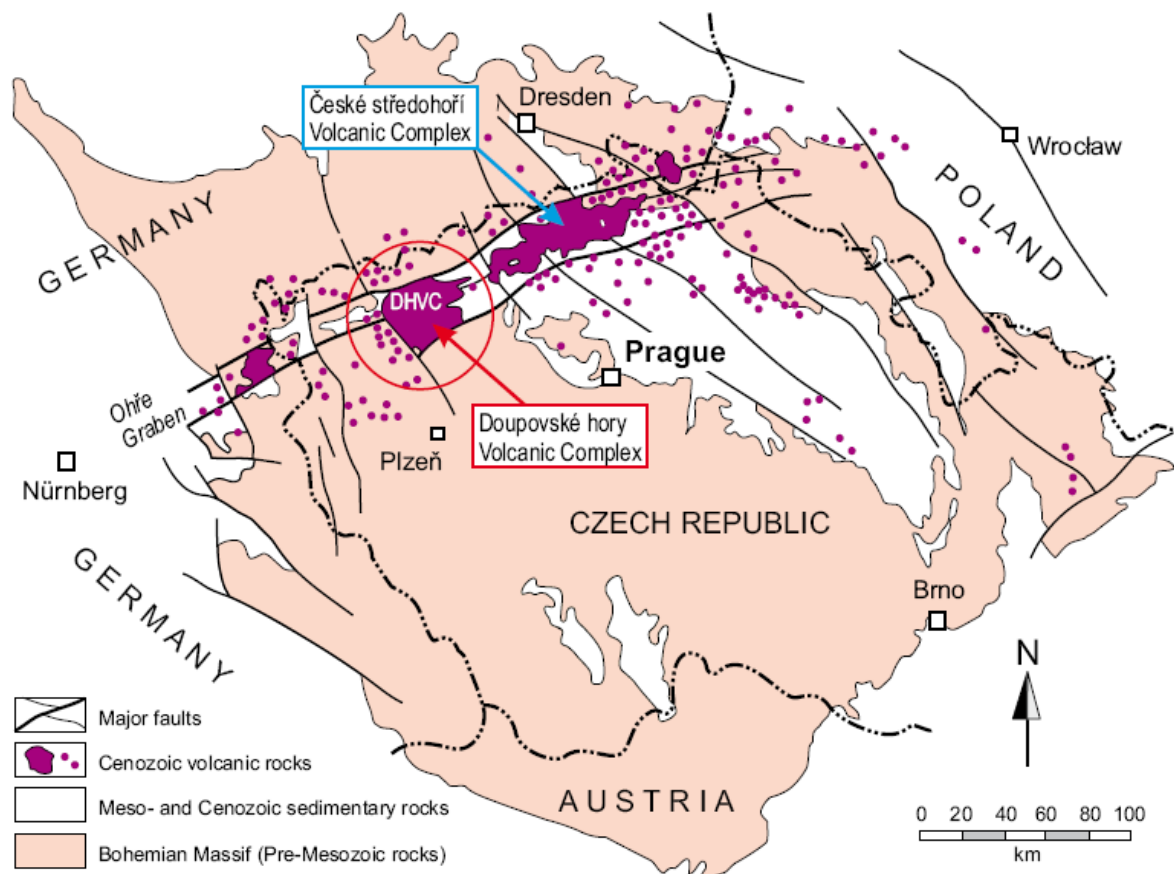
Tato práce metodicky navazuje na práci Zachariáše et al. (2008), která popisuje pyritovou mineralizaci v blízkosti krušnohorského zlomu na lokalitě Jeníkov. Tato mineralizace má charakter nízkoteplotní vtroušené sulfidické mineralizace (30-60°C), nacházející se v křemencích a pískovcích spodního turonu v blízkosti krušnohorského zlomu. Bylo zde nalezeno několik generací pyritových krystalů, které se lišily obsahem stopových prvků a morfologií; hlavní příměsí v krystalové mřížce sulfidů byl arsen.

Zachariáš et al. (2008) rozdělili vzorky do dvou hlavních krystalizačních fází: starší fázi silicifikace, vázanou hlavně na křídové pískovce částečně doprovázenou krystalizací sulfidů a uraninitu, a fází mladší, kde je dominantní baryt (dále jsou zastoupeny fluorit, sulfidy a uraninit). Podle koncentrace stopových prvků v krystalech nebo framboidech pyritu bylo odlišeno šest genetických typů pyritu.

Cílem této práce bylo potvrdit nebo vyvrátit podobnost genetických typů sulfidické mineralizace na okrajových zlomových pásmech oháreckého riftu (krušnohorský versus bílinský zlom). Hlavní výzkumnou metodou bylo mikroskopické studium a metody elektronové mikroskopie.

2 OHÁRECKÝ RIFT

Ohárecký rift je významný tektonický fenomén při sz. okraji Českého masivu (Obr. 1.). Ohárecký rift probíhá ve směru SV- JZ v délce asi 190 km (Behr et al., 1994). Termín ohárecký (též i oherský) rift je používán jako označení regionu vytvořeného v severozápadní části Českého masivu, vykazujícího vulkanickou aktivitu během středního Oligocénu a spodního Miocénu (ca. 32-24 Ma) a hlavní pokles během spodního Oligocénu do svrchního Miocénu.



Obr. 1. Ohárecký rift (Holub et al. 2010)

Je to území protažené ssv.-jjz. směrem, vyplněné sedimenty a tělesy vulkanitů. Ohárecký rift patří k jedné z větví riftového systému západní a střední Evropy (European Cenozoic Rift System ECRIS), (Prodehl et al. 1995), který se vyvinul jako jednoduchá odezva variského předpolí na pozdější fáze alpinského vrásnění (Wilson and Downes, 1991), nebo ztenčením kůry vyvolané vmístěním plášťového diapiru (tzv. horské skvrny) v oblasti předpolí Alp, případně oběma fenomény. Sedimentace byla doprovázena intenzivním subaerickým bimodálním alkalickým vulkanismem, jehož chemismus odpovídá charakteristikám vulkanitů z recentních riftů (Ulrych et al., 1999).

Vulkanismus oherského riftu je silně alkalický, podřízeně se vyskytují i slabě alkalické série. Dosahuje délky téměř 300 km a maximální šířky 30 km. Jeho součástí je asymetrický příkop, jehož morfologicky výrazné sz. omezení je postvulkanického stáří. (Elznic et. al. 2007)

Ohárecký rift je ohraničen dvěma okrajovými zlomy, krušnohorským na SZ a litoměřickým na JV. Středem riftu probíhá linie centrálního hlubinného zlomu (Svoboda, 1983).

Na základě geochronologických dat dosažených K-Ar metodou byly odlišeny hlavní vulkanické fáze, produkující dvě principálně odlišné horninové série (Ulrych, 2000).

I. Před-riftová série paleogenního stáří, probíhající od svrchní křída do středního eocénu (79 – 49 Ma). Je tvořena sérií olivinický melilitolit/polzenit (alkalická ultrabazická lamprofyrická hornina bez/nebo jen s minimálním obsahem augitu pojmenovaná podle německého názvu řeky Ploučnice) - olivinický melilitit/nefelinit. Podle Ulrycha et al. (2008) je tento typ ultramafických melilitických hornin spjatý s iniciálním stádiem riftogeneze a vyskytuje se výhradně v bočních blocích oherského riftu tvořených sedimenty České křídové pánve v severočeské a přilehlé saské oblasti.

II. Synriftová série alkalického vulkanismu je v oherském riftu zcela dominantní. Tato série je eocenního až svrchnomiocenního stáří. Byly v ní vyčleněny dvě vulkanické epizody:

a) Hlavní vulkanická fáze (42-16 Ma) je charakterizována vznikem velkých stratovulkánů s převažující explozivní aktivitou. Explozivní vulkanismus byl doprovázen dvěma koexistujícími fázemi: slabě alkalickou (olivinický nefelinit / basanit – trachybysalt / alkalický olivinický basalt-trachyt) a silně alkalickou sérií (nefelin/tefrit – fonolit). Tyto dvě intruze se vyskytují uvnitř oháreckého riftu a představují hlavní vulkanickou a tektonickou aktivitu, během níž vzniklo České středohoří a další neovulkanity v této oblasti (Ulrych et al. 1999). Hojná byla tvorba pyroklastického materiálu, který byl hojně redeponován ve fluviálním a limnickém prostředí.

b) Pozdně miocenní epizoda se projevuje ve svrchním miocénu (13 – 5 Ma), kde se vulkanická činnost vyskytuje hlavně v oblasti mladších poruch (krušnohorského a lužického zlomu) a je charakterizována unimodálními ultramafickými vulkanickými produkty (olivinické foidity).

Tato série je nejvýznamněji rozšířena v oblasti sv. křídla chebskodomažlického příkopu.

III. Pozdně riftová (závěrečná) série je plio-pleistocenního stáří a vyskytuje se pouze lokálně ve vzájemně vzdálených oblastech chebské pánve a Nízkého Jeseníku. Svým složením (olivinický melilitit/nefelinit) připomíná vulkanity předriftové série. Významná podobnost izotopového složení primitivních mladých vulkanitů všech výše uvedených sérií naznačuje možný společný zdroj v jednotném evropském rezervoáru, projevující se ve všech vulkanických oblastech Evropy s terciérním až kvartérním vulkanismem (Pešek et al. 2010).

Podle Chlupáče (2002) můžeme na plošné rozmístění hornin Českého středohoří nahlížet tak, že kyselější členy jsou soustředěny v centrální části dané oblasti, zatímco bazičtější členy jsou uloženy v okrajové části riftu nebo i mimo hlavní vulkanická centra.

3 SEVEROČESKÁ HNĚDOUHELNÁ PÁNEV

Severočeská hnědouhelná pánev (Obr. 2.) je největší a také nejdůležitější podkrušnohorskou pánví. Leží mezi Doupovskými horami na Z, Krušnými horami na S a Českým středohořím na JV. Výplň pánve je víceméně horizontálně až subhorizontálně uložena. Výjimku tvoří území při okrajích pánve, zejména při sz. okraji, kde došlo následkem výzdvihu Krušných hor ke zvětšení úklonu pánevních sedimentů až k překocení, místy provázenému jejich přetržením (Malkovský 1979). Sedimentární a vulkanoklastický, až 550 m mocný komplex, pokrývá podle Kvačka et al. (2004) rozlohou 870,3 km², hlavní hnědouhelná sloj je vyvinuta na ploše téměř 940 km²; toto území se označuje jako severočeský hnědouhelný revír.

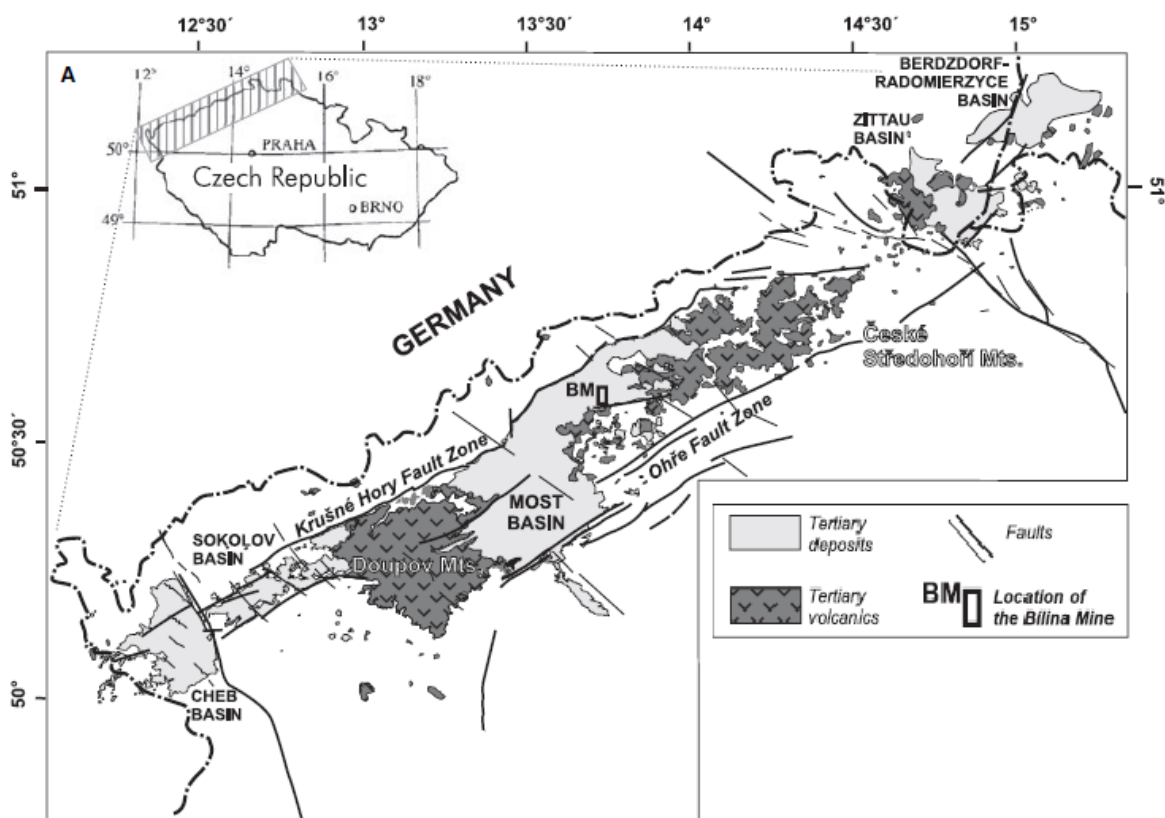
Podloží severočeské hnědouhelné pánve je velmi pestré. Nejrozsáhlejší část je tvořena silně kaolinizovanými rulami saxothuringika. Na Teplicku převažuje teplický paleoryolit a na Litvínovsku žulové porfyry připomínající loučeňsko-flájský porfyr, převážně permokarbonského stáří. (Pešek et al. 2010). Na permokarbon transgredují po dlouhém stratigrafickém hiátu sedimenty svrchní křídý, které jsou v jižní části pánve zastoupeny jak sladkovodními, tak i mořskými sedimenty cenomanu, kdežto v severní polovině pouze mořskými stupni svrchní křídý. Mořská sedimentace, místy pokračující i během coniacu a santonu, vytvořila až 200 m mocné sedimenty (Malkovský et al. 1985). Na vznik severočeské hnědouhelné pánve existují různé názory.

Podle Kopeckého et al. (1990) je pánev součástí oherského riftu. Vulkanismus a neogenní sedimentaci včetně mladé zlomové tektoniky zásadně ovlivnil centrální hlubinný (riftový zlom), který byl v paleogénu přírodním kanálem trachyt-fonolitového magmatu, které vytvořilo např. na Bílinsku a Mostecku tři řady převážně fonolitových erupcí. Nejdůležitější zlomy (krušnohorský, střezovský aj.) porušují nebo omezují celý komplex miocenních sedimentů v pánvi, vznikly proto až v období zdvihů, koncem neogénu, případně v kvartéru. Centrální zlom oherského riftu způsobil v neogénu nejdříve pokles severněji položeného bloku pánve, při pozdně terciárním zdvihu celého prostoru oherského riftu byl převýšen blokem Českého středohoří, zvedaným podle téže hlubinné struktury.

Malkovského teorie vulkano-tektonické subsidence popisuje vznik pánve jako proces probíhající na území postiženém vyprázdněním magmatických krbů při sopečné činnosti a následným propadáním nadloží vyprázdněných prostorů jako při poddolování území (Malkovský et al. 1985). Toto gravitační zaklesávání bylo spojeno s vyplňováním prostor ve svrchním plášti uvolněných výstupem vulkanického materiálu na povrch (Pešek 2010).

Rajchl a Uličný (2000) uvádějí jako příčinu vyplňování riftu tektonicky podmíněnou extenzi riftové zóny, vedoucí ke vzniku depresí a hřbetů, nikoli vulkanotektonickou subsidencí.

Hurník a Havlena naopak tvrdí, že pánve vznikala převážně dlouhodobým poklesem oblasti jako odezva na alpské vrásnění a nakonec kvartérním výzdvihem a vznikem současných geomorfologických jednotek v podobě velevrásové struktury. Uhlí geologové pracující v pánvi upustili od užívání termínu „příkopová propadlina“, vedlo je k tomu vyvlečení, místy až mírné překocení miocenních sedimentů včetně sloje podél svahu Krušných hor. Havlena (1982) užívá termín „zóna vlečení“. Hurník a Havlena (1984) začali nazývat linii krušnohorského zlomu termínem „zóna středního ramene pliocenní až pleistocenní velevrásy“. Tento názor zpřesňuje a doplňuje představu Havleny (1982), který interpretuje krušnohorský zlom jako střední rameno megaflexury. Amplituda velevrásy je odhadována zhruba na přibližně jeden kilometr a uvádí se, že ve středním rameni velevrásy dochází k drcení hornin krystalinika a ke zpříkření vrstev pánevních uloženin. Ohyb velevrásy je doprovázen mnoha zlomy nižšího řádu, které jsou vesměs v protiklonném postavení ke Krušným horám (Pešek et al. 2010).



Obr. 2. Mapa s polohou mostecké pánve v oherském riftu (Rajchl et al. 2008).

3.1 Základní a dílčí litostratigrafické jednotky

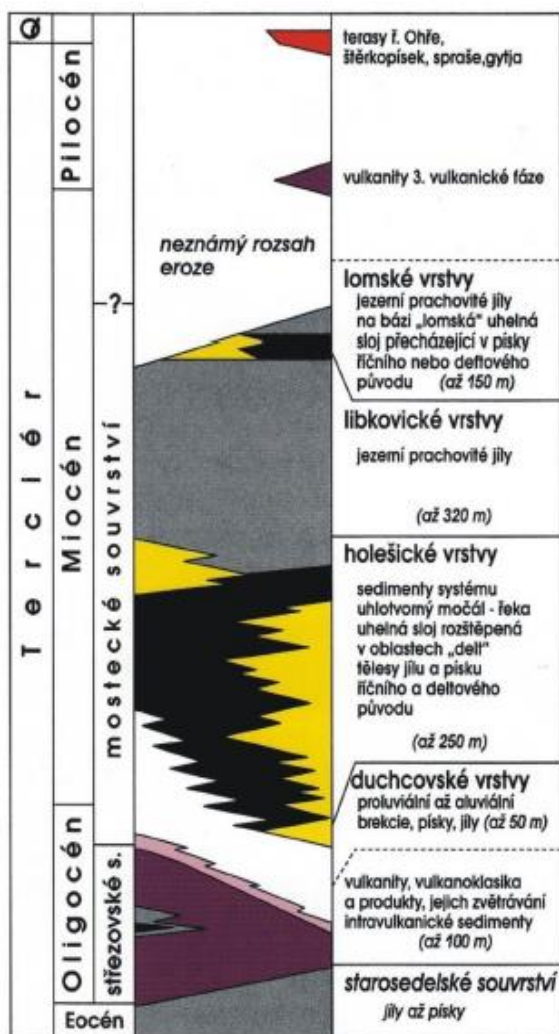
Terciární výplň pánve zahrnuje tři vývojové etapy oddělené dvěma hiáty. Jednotlivé etapy stratigraficky odpovídají souvrstvím starosedelskému, střezovskému a mosteckému (Domáci 1975).

Podle měnícího se charakteru sedimentace lze výplň pánve členit také horizontálně. Od západu k východu to jsou pětipesko-žatecká, chomutovská, mostecká a teplická část pánve.

Terciární sedimentace začala v oblasti severočeské hnědouhelné pánve nejstarším starosedelským souvrstvím ve středním eocénu a trvala do začátku oligocénu. V depresích pokřídové paroviny vznikla rozsáhlá oblast mělkých jezer, v nichž probíhala sedimentace klastických sedimentů, štěrků, písků, ze kterých pozdějším prokřemeněním vznikly křemence, křemité slepence a pestré prachovce, které ještě neměly s pozdější miocenní severočeskou hnědouhelnou pánví nic společného. Centrum této sedimentace leželo hlavně na Sokolovsku. Tato fluvioakustrinní sedimentace byla přerušena vulkanickou aktivitou, vznikem Doupovských hor a Českého středohoří. Během následného hiátu byla větší část uložených klastik denudována, mocnosti této jednotky nepřesahují 10 m (Pešek et al. 2010).

Vznik prostřední jednotky - střešovského souvrství byl podmíněn sopečnou aktivitou Doupovských hor a hlavní aktivitou Českého středohoří. Vulkanická činnost se odehrávala na rozsáhlém území a ve větším počtu center různého typu. V menší míře obsahuje vulkanický komplex rovněž klastické sedimenty nesopečného původu, které přesahují dnešní rozsah pánve. Tato jednotka má silně proměnlivou mocnost, která kolísá od několika metrů až po 150 m. Její uloženiny jsou tvořeny z největší části vulkanickými horninami a jejich zvětralinami, v menší míře říčními písky, jíly a vzácně uhelnými slojkami (Pešek et al. 2010).

Mostecké souvrství je hlavní uhlonosnou jednotkou mostecké pánve, náleží do svrchního oligocénu až spodního miocénu (chatt-burdigal). Sedimenty tohoto souvrství jsou zastoupeny všechny litologické typy pánevní výplně a jejího okolí. Na celém území pánve se vyskytuje uhelná sloj, nebo její ekvivalenty: říční, deltové a jezerní písky a jíly. Do souvrství se řadí duchcovské vrstvy, holešické vrstvy, libkovické vrstvy a lomské vrstvy (Pešek et al. 2010).



Obr. 3. Stratigrafické schéma výplně mostecké pánve (Kvaček et al. 2004).

3.2 Strukturálně tektonický vývoj

Pro stavbu severočeské pánve a jejího okolí jsou důležité převážně mladší zlomové struktury. Některé založeny nově a některé po znovuoživení starých varisky a prevarisky založených struktur. Morfologické rysy tohoto regionu jsou na první pohled patrné, dominují výzdvihy okolních morfostrukturních jednotek i morfologických útvarů v pánvi (Krušných hor, Českého středohoří, střežovského a lahošťského hřbetu).

Ze severočeské pánve jsou také známé jevy, které sice připomínají zlomové struktury, ale ve skutečnosti se jedná o projevy tzv. gravitační tektoniky nebo o tzv. pseudotektoniku, porušující pouze malou část vrstevního sledu sedimentů v litofaciálně složitých územích. Většina zlomových struktur zde je poměrně strmá, upadá pod úhlem 60° a více.

Krušnohorský zlom je považován za zlom druhořadý, protože v úseku přiléhajícím k pánvi netvoří rozhraní základních geologických jednotek ČM. Krušnohorský zlom omezuje na severozápadě pánevní výplň a krystalinikum Krušných hor.

Podle současných názorů jde o komplikovanou až 1 km širokou strukturu tvořenou systémem paralelních, mnohdy protiklonných zlomů, o malé výšce skoku. V okolí Oseka je podle Malkovského (1979) výška skoku až 1200 m. Jinde, například na místech mezi Velněřovem a Jirkovem nebo mezi Janovem a Litvínovem, je styk se z. částí severočeské pánve bezzlomový. Styk obou jednotek se jeví jako flexura neogenní výplně bez přetržení vyvlečeného ramene. Vrstvy sedimentů pánve jsou většinou horizontálně až subhorizontálně uloženy. Výjimkou jsou území při okrajích pánve, zejména při sz. okraji, kde došlo následkem výzdvihu Krušných hor ke zvětšení úklonu pánevních sedimentů až k „postavení vrstev na hlavu“, místy provázenému jejich přetržením v důsledku dlouhodobého vlečení sloje tímto směrem (Pešek et al. 2010, Bouška a Dvořák 1997 a Dvořák 2012).

Nejméně tektonicky postižená část pánve je chomutovská, více postiženou částí je mostecká.

Dále jsou důležité zlomy Quido, Centrum, inundační zlom a zlom Eliška, dále hrál významnou roli bílinský zlom, který se projevuje bezzlomovým vyvlečením sloje na povrch s drobnými synsedimentárními poklesy (Hurník 1960). Bílinský zlom vykazuje vertikální přemístění na zlomu místy až 150 m a jeho délka je přibližně 10 km. Další důležitou strukturou je zlom Viktoria, oba tyto zlomy jsou doprovázeny dalšími paralelními zlomy. (Malkovský 1985)

3.3 Mineralizace spjaté s vývojem oháreckého riftu

Saxonská tektogeneze Českého masivu vytvořila příznivé strukturní podmínky pro vznik rudních ložisek v neoidní metalogenetické éře. Podle stáří lze ložiska a výskyty rozdělit do tří skupin: Perm až střední trias, svrchní trias až spodní křída a spodní křída (barrem) až holocén. Nejdůležitější je skupina třetí. Rudní akumulace jsou zastoupeny čtyřmi genetickými typy: reziduálními ložisky (železo, nikl), hydrotermálními ložisky (olovo, zinek, stříbro), ložisky na výstupních cestách meteorických vod (fluorit, křemen, uran) a infiltračními ložisky (uran), (Malkovský 1977).

Neoidní mineralizace je vázána na území tektonicky velmi porušené, které bylo místem velkých vertikálních pohybů, zvláště v období po sedimentaci nadložního souvrství v severočeské hnědouhelné pánvi, tj. po spodním tortonu. Tyto pohyby modelovaly hlavně v kvartéru morfologii území tak, jak ji známe dnes.

Mineralizační procesy neproběhly v omezeném časovém intervalu, ale v průběhu dlouhého časového období. Charakter vodných roztoků, které ukládaly minerální složky, nebyl v celém období stejný, jak o tom svědčí rozdílný charakter minerálních složek. Nejstarší mineralizační fáze jsou vázány nejspíše na autometamorfni procesy v křemenném porfyru, mladší fáze na hlubší oběh meteorických vod.

V podstatě můžeme rozlišit podle převládajících složek tři výrazné mladší mineralizační fáze: fázi intenzivní silicifikace, sulfidickou fázi a baryt – fluoritovou fázi.

První dvě mineralizační fáze, i když probíhaly zhruba ve stejných tektonických systémech, mají odlišný charakter a jejich vztah k dnešním termám není zcela jasný.

- Intenzivní silicifikace – (svrchní miocén) silicifikace slínovců a pískovců (tektonické pohyby)
- Sulfidická – (svrchní miocén-pliocén) krystalizace pyritu, markazitu, sfaleritu, uranové černě
- Baryt-fluoritová - (Pliocén až recent) krystalizace barytu, fluoritu, oxidů uranu a železa, galenitu, sfaleritu, pyritu, křemene, chalcedonu, karbonátů, chloritů, montmorillonit-illitu. (tektonické pohyby, svahové pohyby, místy vyluhování)

Výskyt mineralizace na Teplicku a Ústecku, stejně jako výskyt terem, je geneticky spojován přímo se simatickým mladotřetihorním vulkanismem (juvenilita vod). Proti této souvislosti svědčí tyto skutečnosti: 1. Současné termy, stejně jako produkty třetí fáze mineralizace, jsou od projevů simatického vulkanismu v této oblasti značně časově vzdáleny (nejméně 10 mil. let). Doba tuhnutí jednotlivých vulkanických těles se pohybovala nejvýše v statisících let, byla však s ohledem k malým rozměrům zpravidla kratší. 2. Původní výstupní cesty magmatu byly bezzbytku vyplněny ztuhlým magmatem. Tam, kde docházelo k cirkulaci vod pod vlivem druhotného rozpukání magmatické výplně, vytvářely se vzhledem k chemismu těchto hornin minerály skupiny montmorillonitu, které druhotné systémy uzavřely. Oběh vod je proto v současnosti stejně jako v minulosti na těchto puklinových systémech omezen (Čadek et al. 1963).

4 TYPY MINERALIZACÍ V SEVEROČESKÉ HNĚDOUHELNÉ PÁNVI

Prostředí hnědouhelné pánve se jeví na první pohled jako mineralogicky chudé, do roku 2012 zde bylo ale popsáno celkem 63 druhů minerálů. Naprostá většina z nich je spjata se vznikem uhelné sloje, a to i v případech, kdy se nachází v jejím těsném nadloží nebo podloží.

Disulfidy železa v uhlí mostecké pánve jsou nesterjně rozšířené jak ve vertikálním, tak v horizontálním směru. V západní části pánve jsou obecně jejich obsahy vyšší než v části východní. Bohatšími oblastmi jsou pata a výchozové partie sloje a uhelné sloje v jednotném vývoji. Při patě sloje mohou disulfidy železa tvořit v uhlí až konkrece a desky. Místy lze v uhlí objevit dutinky s křemenem, chalcedonem nebo goethitem. Dále se v uhelné sloji vyskytují čočkovitá tělesa silicitů, jejichž mineralogické složení je tvořeno hlavně křemenem, tridymitem, cristobalitem a kryptokrystalickým a vláknitým chalcedonem. Silicity se vyskytují v lomu Československé armády, kde se nacházejí v patě sloje, a v lomu Merkur u Chomutova. Auripigment, popsáný z pilíře v Mostě, může být primární (nalezen v nezvětralém uhlí) nebo mohl vzniknout druhotně při zvětrávacích procesech rozkladu disulfidů železa, v jejichž struktuře je arsen často přítomen, i když ve stopovém množství (Bouška a Dvořák 1997).

Podle prostředí, v nichž jednotlivé minerály vznikly lze zde vyčlenit následující paragenetické skupiny (Dvořák 2012).

4.1 Minerály vlastní uhelné sloje

Nejrozšířenějšími minerály uhelné sloje jsou disulfidy železa (pyrit a markazit). Můžeme je zde najít ve čtyřech odlišných genetických skupinách: Diagenetické, synsedimentární, epigenetické a hydrotermální. Typy epigenetické a hydrotermální jsou spjaté s prostředím mineralizovaných zlomových poruch.

4.1.1 Synsedimentární disulfidy

Synsedimentární disulfidy jsou syngenetického či raně diagenetického původu. Vznikaly současně se vznikem uhlí v rašelinném a porašelinném stádiu v bahnitých vodách zaplňujících terciérní pánve vysrážením ze sulfátů díky činnosti bakterií, kdy se vysrážely buď amorfni monosulfidy typu hydrotroilitu $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, který pak přešel na S bohatší pyrit nebo markazit, jako meziproduct se vyskytoval melnikovit (Bouška et al. 1997). Zdrojem rozpuštěného sulfátu zřejmě byla sulfidická rudní ložiska Krušných hor, Smrčín a Slavkovského lesa (Šmejkal et al. 1974). Příkladem výskytu synsedimentárních nebo až raně diagenetických disulfidů Fe je pyrit, který se vyskytuje v celém průřezu sloje jemně dispergovaný ve formě framboidů nebo drobných žilek. Tato drobná zrnka jsou úzce spjatá s organickou hmotou uhlí a nelze je jednoduše mechanicky separovat. Tento typ sulfidů při spalování uhlí nejvíce zatěžuje životní prostředí (Bouška a Dvořák 1997).

Synsedimentární konkrece a žilný vývoj tvoří podstatnou část Fe disulfidické mineralizace v uhlí severočeského hnědouhelného revíru. Konkrece a částečně i žíly jsou tvořeny kompaktními kryptokrystalickými disulfidy, pokud v rámci diagenetických pochodů nedošlo k jejich rekrystalizaci. Kryptokrystalické formy jsou důsledkem působení bahnitého prostředí při krystalizaci, huminové kyseliny, které se v tomto prostředí vyskytují hojně, a s nimiž přicházely do styku mikrolity sulfidů železa, se v důsledku elektrostatických sil fixovaly na krystalové plochy disulfidů, a zabraňovaly většímu růstu krystalů. Výsledkem byl růst jemnozrnných shluků přecházejících v konkrecionární útvary (Dubanský 1984).

4.1.2 Diagenetický typ disulfidů

Diagenetický typ disulfidů se vytvářel již v hotové uhelné sloji, je převážně žilného charakteru a obvykle vyplňuje puklinky nehydratující se uhelné hmotě. Tento typ sulfidů většinou dosahuje mikroskopických rozměrů (Dubanský 1984). V raných fázích diagenese probíhal žilný vývoj podobně jako synsedimentární, krystalizující disulfidy byly vytaveny kontaktu s huminovými kyselinami, proto je jejich výplň kryptokrystalická, poměrně vzácnější jsou makrokrystalické výskyty disulfidů, náležející k epigenetickému nebo pozdně diagenetickému typu, kdy uhelná substance byla již z větší části dehydratována (Dubanský a Hurník 1982).

4.1.3 Epigenetický typ disulfidů

Epigenetický typ disulfidů vznikal již v hotové sloji, disulfidy se vyskytují jako tmel uhelných brekcí v blízkosti poruchových pásem, krystalická výplň dutin dále tvoří shluky krystalů a drůzy v puklinách kontrakčního charakteru (Dubanský 1984). Sběratelsky zajímavé jsou také dvojčatné srůsty markazitů (Bouška a Dvořák 1997).

4.1.4 Hydrotermální typ disulfidů

Hydrotermální typ disulfidů zatím nebyl nalezen přímo ve sloji.

4.2 Mineralizované poruchy uhelné sloje

Vyskytují se v samotné sloji i v jejím nadloží i podloží. V jílovité výplni se vyskytuje zejména markazit a pyrit, který tvoří krystalické shluky i drůzy krystalů, někdy také tmelí jílovité brekcie. V takovéto brekcii byl nalezen baryt a sádrovec. Pyrit a markazit souvisejí s hydrotermální sulfidickou fází a baryt s baryt-fluoritovou. Sádrovec pravděpodobně patří k druhotným nerostům. Často se nachází kontakt kry uhlí zakleslé do podloží, kdy krystaly vyrůstají z tvrdého uhlí směrem do měkkého podložního jílovce. K nejznámějším případům této nerostné parageneze patří zlom Eliška (lom Obránců míru) a bílinský zlom (Lom Bílina), (Bouška a Dvořák 1997).

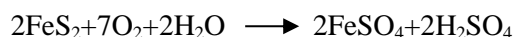
4.3 Nerosty v nadloží a meziloží uhelné sloje

Asociace nerostů je v nadloží uhelné sloje v jeho monotonním jezně jílovitém vývoji poměrně chudá. Vyskytují se zde pelosideritové konkrece s karbonáty. Na jejich složení se kromě karbonátů

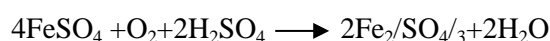
podílejí i jílové minerály, jemný klastický křemen, slída i uhelná hmota. U karbonátů výrazně převažuje siderit nad ankeritem, dolomitem a kalcitem. Konkrece mají charakteristický čočkovitý nebo bochníkovitý tvar o rozměrech několika decimetrů po několik metrů. Bývají soustředěny do horizontů. Horniny nadloží a meziloží sloje tvoří pestřejší asociace a nacházejí se v písčito-jílovitých vrstvách. V nadložních jílech byl nalezen aragonit v podobě snopkovitých agregátů, dolomit tvoří tmel některých pískovců, vyskytují se zde také silicifikovaná dřeva, která jsou dobře leštitelná. V čočkách písků a na jejich kontaktu s jílovcem jsou běžné desky pískovců tmelených disulfidy železa. Velkou pozornost laické veřejnosti vyvolaly v minulosti hojné nálezy kulovitých konkréci pískovce tmeleného disulfidy železa v nadloží Lomu Bílina a v meziloží lomu Vršany, takzvaných vršanských a bílinských koulí. V nadloží sloje se v písčích tvoří železité konkrece nebo až několikacentimetrové vrstvy železitého pískovce, který je tmelen hlavně hematitem a krevelem. Z písků pochází i duté železité konkrece tvořené hematitem nebo goethitem. Z puklin nadloží pochází velké terčovité agregáty whewellitů, které se znovu podařilo objevit v lomech Bílina a Kopisty. Unikátní je nález vrstvičky vláknitého barytu v nadloží lomu Československé armády (Bouška a Dvořák 1997).

4.4 Sekundární nerosty

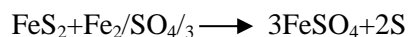
Vyskytují se v zóně zvětrávání všude tam, kam měla přístup voda a vzdušný kyslík a kde tedy docházelo ke zvětrávání disulfidů železa. Rozklad pyritu nebo markazitu v uhlí je urychlován vlhkostí, teplotou a vyšším parciálním tlakem kyslíku. Zjednodušeným způsobem jej lze vyjádřit rovnicí:



Plynulou oxidací pyritů nebo markazitů za přítomnosti kyslíku umožňuje mikroorganismus *Thiobacillus ferrooxidans*, který oxiduje železnaté ionty na železité při nízkých hodnotách pH podle rovnice:



Při další reakci vzniká elementární síra.



Elementární síra může být ještě oxidována mikroorganismy *Thiobacillus thiooxidans* a *Thiobacillus ferrooxidans* na kyselinu sírovou.

Sekundární minerály jsou nejpočetnější paragenetickou skupinou minerálů. Celkem zde bylo popsáno 24 druhů minerálů: alofán, alumin, alun, alunogen, arsenolit, bílinit, blödit, černíkit, epsomit, fibroferit, goethit, halotrichit, humboldin, jarosit, kalcit, konyait, limonit, melanterit, melit, mirabilit, psilomelán, sádrovec, síra, wad. Nejrozšířenější jsou sírany, nejhojnějším síranem v uhelném sloji a v jejím nadloží je sádrovec. Vzniká na puklinách uhlí v čerstvě odkryté sloji ve velice krátké době. Poprvé byly v mostecké pánvi popsány sekundární minerály černíkit a bílinit. Jarosit byl původně nazýván kolosorukit podle staršího názvu obce Korozluky (Bouška a Dvořák 1997, Dvořák 2012).

4.5 Minerály prokřemenělých kmenů stromů, větví a kořenů

Pozůstatky částí kmenů, větví, pařezů i kořenů jsou v mostecké pánvi velmi hojné a zachovaly se v uhelné sloji v jejím nadloží i v meziložních vrstvách. V této paragenezi zde bylo popsáno 15 druhů minerálů: dolomit, duxit (původně pryskyřice jehličnatých stromů), goethit, hartit, kalcit, kaolinit, křemen, limonit, markazit, melit, opál, pyrit, sádrovec, siderit a síru. Část minerálu impregnuje dřevní hmotu, často při zachování její struktury, část krystalizuje v prasklinách a dutinách dřev nebo je na ně vázána (Bouška a Dvořák 1997, Dvořák 2012).

4.6 Nerosty porcenalitů

Minerály vzniklé vypálením jílu, slínů, siltových jílu, v blízkosti vyhořelých uhelných slojí, nebo při kontaktu s vulkanickými výlevy. V severočeské hnědouhelné pánvi byly termicky postiženy hlavně nadložní jíly a jílovité proplásky ve sloji, ve vzácnějších případech i titanové podložní jíly. Je zde zatím popsáno 40 druhů minerálů: anatas, anhydrit, ankerit, anortit, apatit, aragonit, baryt, celsian, cordierit, cristobalit, diopsit, esseneit, fayalit, forsterit, goethit, Ca-grahtonit, halloysit, hematit, hercynit, chalkopyrit, ilmenit, kalcit, kirschteynit, korunt, K-živec, metakaolinit, maghemit, magnetit, magnezioferit, melilit, monazit, mullit, ortopyroxen, perovskit, pyrit, křemen, sekaninait, sádrovec, spinel, srebrodolskit, tridymit, vivianit, síra, silimanit?, larnit?, Ca-ferit a Ba-hexaferit. Většina z nich se v porcelanitech vyskytuje buď v jednozrnné horninové formě, nebo jako akcesorii (Bouška a Dvořák 1997, Dvořák 2012).

4.7 Nerosty požáříšť

Z požáříšť v lomech a z prohořívajících odvalů je známá specifická asociace nerostů, převážně síranů a prvků, vzácněji se v ní objevují sulfidy, halogenidy a organické minerály. Na chladnějších místech vznikají sublimací krystaly, minerální povlaky a tmel úlomků hornin. Zdrojem síry pro tuto nerostnou asociaci jsou jemně rozptýlené rozkládající se disulfidy železa v uhlí. Celkem bylo z požáříšť popsáno patnáct druhů minerálů alunogen, anhydrid, arsen, síra, čermíkit, godovikovit, halotrichit, kryptohalit, kladnoit, letovicit, mascagnit, millosevichit, realgar, salmiak, síra, thenardit. Dnes jsou lokality požáříšť na činných lomech prakticky vyloučené kvůli okamžité likvidaci všech vznikajících záparů a požárů (Bouška a Dvořák 1997, Dvořák 2012).

5 PYRIT

Pyrit je nejhojnějším sulfidickým minerálem v Zemské kůře (Lehner et al. 2006). Krystaluje v kubické soustavě. Krystaly jsou nejčastěji krychle nebo dvanáctistěny pětiúhelníkové; kombinace obou tvarů v mnohonásobném opakování vytváří rovnoběžně ke kombinačním hranám rýhování, charakteristické pro pyrit. Osmistěn a jiné hojnoploché útvary jsou daleko méně časté. Dvanáctistěny pětiúhelníkové dvojčatně srůstají podle (110) do tvaru tzv. železného kříže. Bývá často kusový, vtroušený, zrnitý až celistvý, na povrchu také kulovitý, hlízovitý a ledvinitý, někdy také v hvězdovitě paprscitých agregátech (Slavík et al. 1972).

Morfologie krystalů pyritu je z největší části ovlivňována stupněm přesycení krystalizačních roztoků. Se vzrůstajícím stupněm přesycení se morfologie krystalů pyritu mění v následující posloupnosti: krychle, osmistěn, sféulit. Vliv ostatních parametrů, např. pH, je zanedbatelný (Wang et al. 1995).

Struktura pyritu je podobná soli kamenné. Jednu plošně centrovanou krychlovou mřížku tvoří ionty Fe, druhou rovnoběžně vsunutou kongruentní mřížku tvoří dvojce atomů síry, snižující svou orientací holoedrickou souměrnost na didokaedrickou. Koordinační čísla 6 jsou stejná jako u NaCl (Slavík et al. 1972).

Pyrit bývá často kusový, vtroušený, agregáty jsou zrnité až celistvé, někdy paprscité, stébelnaté, na povrchu také kulovité, hlízovité a ledvinité. Pyrit dosti často fosilizuje zbytky organismů (mineral.cz).

Barva pyritu je mosazná, bledší než u chalkopyritu, sytější než u markazitu; leckdy na povrchu pestře nabíhá.

Vryp je hnědošedý, skoro černý. Štěpnost pyrit nejeví, lom je lasturovitý a nerovný.

$T=6$, kruchý, $h=5,1$, chemické složení FeS_2 se rovná 46,5% Fe, 53,5% S (Slavík et al. 1972).

Krystaly pyritu jsou často obohaceny As, Ni a Co (Lehner et al. 2006).

Obsah As v krystalické mřížce pyritu nezpůsobuje defekty krystalů. (Pósfai et al. 1997).

Vyskytuje se v asociaci s pyrhotinem, markazitem, galenitem, sfaleritem, arsenopyritem, chalkopyritem, hematitem, fluoritem, křemenem, barytem, kalcitem (<http://www.handbookofmineralogy.org/>).

Vznik pyritu je rozmanitý. Velká část pyritu vznikla z nízko-teplotních velmi kyselých roztoků na hydrotermálních žilách, ale nejvíce se vyskytuje v sedimentech, a to jak nemetamorfovaných, tak metamorfovaných. Tam vznikal pyrit rovněž z roztoků za vyšších teplot a v bližším nebo volnějším spojení s vulkanismem, buď zároveň se vznikem sedimentů, nebo i při jejich přeměně v krystalické břidlice. Pyrit však vzniká i sedimentárně za obyčejných teplot, s přispěním organických hmot i bez něho: konkrece v nejrůznějších usazeninách, krystaly v uhlí, hlavně černém, nálety na zkamenělinách, v rašelině atd. (Slavík et al. 1972).

5.1 Pyrit v severočeské hnědouhelné pánvi

Pyrit a markazit vznikaly přímo v uhelné sloji, v jejím podloží i nadloží při diagenetických pochodech formování uhelné sloje nebo díky působení sírných bakterií. Krystaly tvoří nejčastěji krystalový tvar krychle nebo kombinace dvanáctistěnu pětiúhelníkového (210) a vzácněji (111). Povrchy krystalů bývají často typicky rýhované. Obvyklé je dvojčatné srůstání podle dvanáctistěnu kosočtverečného, časté je také srůstání pyritu s markazitem, kdy bývají rovnoběžné dvě krystalové plochy pyritu s hranolovou bazální plochou markazitu. Pyrit se vyskytuje ve formě impregnací, povlaků na puklinách, krystalických výplní trhlin nebo jako konkrce s ledvinitým, zrnitým nebo ploškami krychle pokrytým povrchem.

Pyrit je znám z lomu Československé armády z báze uhelné sloje, z Lomu Bílina jsou známy až 1,5 cm velké osmistěny pyritu, velmi hojně se pyrit vyskytoval na lokalitě lomu Obránců míru společně s markazitem, často tvořil až 30 cm velké konkrce a narůstal v drobných krystalcích na markazitová kopí. V současné době se pyrity nacházejí v lomu Československé armády u Ervěnic v prostoru zlomu Eliška. V těsné blízkosti sloje pyrit často porůstá hojně krystaly markazitu a je obtížné je od sebe rozlišit, je vázán na písčité polohy sedimentů, kde tvoří pískovce tmelené sulfidy a kulovité konkrce. Známé jsou především jako bílinské nebo vršanské koule. V podložních jílech jsou nalézány konkrceionární útvary kulovitého tvaru, s povrchem hypoparalelně srostlých krychlových krystalů, časté je řetízkovité srůstání. Jednotlivé srostlice dosahují délky až 20 cm, viditelné hrany krychlí jsou až 1 cm dlouhé. Kulovité konkrce pyritu průměru až 4 cm řetízkovitě srostlé se vyskytovaly v lomu Ležáky v podloží sloje (Dvořák et al. 2012). Pyritové sféroidové agregáty skládající se z radiálně uspořádaných krystalů mohou obsahovat markazitové vrstvy (Dodóny et al. 1996). Hezké pyritové osmistěny dosahující velikosti 1 cm byly nalezeny v puklinách a dutinách uhelných brekcií tmelených disulfidy železa v Lomu Bílina. V podložních jílech v blízkosti bílinského zlomu, byly nacházeny srůsty pyritových krychlí vytvářející na vrchních částech markazitových krystalů kulovité agregáty až 4 cm velké. V podložních jílech na svazích Lomu Bílina se také nacházely na sideritové výplni puklin agregáty pyritu 1-2 cm velké, pospojované v řetízcích a pokrývajících poměrně velké plochy.

V lomu Merkur se pyrity vyskytují ve vápnitém podloží spodní sloje, kde obrůstají zuhelnatělé kořínky, velikost krystalků se pohybuje kolem 1 cm, vzácněji až 2 cm. V podloží hlavní uhelné sloje se vyskytuje pyrit ve směsi s markazitem i v lomu Libouš, krystaluje v podobě květákovitých až válečkovitých konkrceí s drobně krystalizovaným povrchem. Pyrit v nadložních sedimentech se vyskytuje převážně ve směsi s markazitem a impregnuje písčité polohy. Vytváří různě mocné vrstvičky, čočky a konkrce. Drobné krystalky a kulovité agregáty pyritu se objevují také v prokřemenělých stromech nacházených v nadložních sedimentech Lomu Bílina (Bouška a Dvořák 1997, Dvořák et al. 2012).

6 MARKAZIT

Markazit krystaluje v kosočtverečné soustavě (2/m 2/m 2/m), krystaly markazitu jsou typicky tabulární (010), pyramidální, prismatické, sloupcovité podle brachydiagonály nebo cyklické srostlice pětičetné podle (110), (<http://www.handbookofmineralogy.org/>).

Ve struktuře markazitu tvoří ionty Fe kosočtverečný hranol tělesně centrovaný. Dvojice atomů síry, stejně jako u pyritu, tvoří kongruentní hranol vsunutý rovnoběžně o $\frac{1}{2}$ translace c_0 . Podobnou strukturu má i arzenopyrit s asymetrickými dvojicemi AsS v aniontové mřížce. Nižší monokrystalická souměrnost mřížky je zakryta na makrokrystalu polysyntetickými dvojčatnými srůsty. Geometrická podobnost mřížkové roviny (001) pyritu i markazitu se projevuje někdy orientovaným narůstáním pyritu na markazit.

Kusový markazit se nachází ve stejných formách jako pyrit, od něhož se liší bledší barvou, odstínem do šedoženava a poněkud menší hustotou (4,9). Zvětrává snáze než pyrit (Slavík et al. 1972).

Vyskytuje se častěji v paragenezích povrchových, např. v uhlí, hlavně hnědém, kde krystaluje z nízkoteplotních vysoce kyselých roztoků. Hojný je zejména v hnědouhelných pánvích podkrušnohorských, zvláště sokolovské a mostecké (Slavík et al. 1972).

Markazit je často v asociaci s pyritem, pyrhotinem, galenitem, sfaleritem, fluoritem, dolomitem a kalcitem (<http://www.handbookofmineralogy.org/>).

Markazit ve vlhku a na suchu snadno podléhá zvětrávání a rozpadá se, zvláště pokud je narostlý nebo zarostlý v uhlí, sbírkové ukázky je nutné impregnovat (Slavík et al. 1972).

6.1 Markazit severočeské hnědouhelné pánve

Markazit je významným minerálem třetihorních uhlonosných sedimentů i vlastní uhelné sloje v mostevské pánvi. V dole Bílina výrazně převažuje nad pyritem. Vyskytuje se jako diagenetický nebo epigenetický minerál, který vykrytalizoval díky činnosti sírných bakterií produkujících sirovodík při konzumaci organické hmoty v sedimentu. Vytvořený sirovodík reagoval se železem za vzniku disulfidu železa v podobě markazitu nebo pyritu, a to podle konkrétních podmínek krystalizace. Markazit je krystalický, zrnitý, vláknitý, tvoří povlaky a nálety na puklinách. Nejčastěji se však vyskytuje jako různé typy konkrecí s dobře vyvinutými krystaly. Markazit často prorůstá s pyritem nebo s ním vytváří orientované srůsty. V uhelné sloji není krystalovaný markazit častý, v uhlí bývá mikroskopický a společně s pyritem může tvořit až 70% obsahu síry uhlí. V nadloží uhelné sloje se vyskytuje markazit hojně jako impregnační materiál v pískovcích (časté jsou konkrece) nebo tvoří jemnozrnné krystalické agregáty. Specifickou formou výskytu jsou kulovité křemen-markazit-pyritové konkrece (tzv. vršaňské a bílinské koule). Krystalové tvary markazitu jsou rozmanité, nejčastějšími krystalovými tvary jsou základní rombický vertikální hranol (110), brachyprizma (011), bazální

plochy (001), méně časté je makroprizma (101) a rombická základní dipyramida (111). Výskyt samostatných krystalových jedinců v pánvi je ojedinělý, téměř vždy se jedná o dvojčatné srůsty. Markazit dvojčatí podle hranolu (110), označovaný jako kyz kopinatý, také se vyskytuje prorůstání s pyritem. Vyskytují se také zákonité srůsty s navzájem prorostlými zapuklými tvary, jimiž vznikají paterčata tvaru pětiboké tabulky silnější uprostřed a ztenčující se k okrajům, až 12 cm velké. Markazit se v pánvi vyskytuje také v paprscitých agregátech deskovitého charakteru nebo tvoří radiálně paprscité kulovité agregáty nebo ložní žilky několik mm mocné a čočky s vláknitým uspořádáním kolmým na vrstevní plochu. Nejčastěji se markazity vyskytují v bezprostředním podloží uhelné sloje a v blízkosti tektonických poruch například v jílovité výplni bílinském zlomu. Významné naleziště sbírkových markazitů bylo v bývalém lomu Obránců míru u Komořan, markazity se nacházely v těsném podloží sloje v hnědošedých jílech a tvořily hřebenovité a kopinaté krystalové agregáty až 20 cm vysoké, často pokryté drobnými pyritovými krystalky. Obdobně bohatá lokalita krystalu markazitu byla objevena v roce 2009 v lomu Československé armády u Ervěnic, kde se markazity vyskytují v prostoru tektonické poruchy Eliška v těsném podloží sloje. Srostlice kopinatých krystalů zde dosahují výšky až 15 cm a vytvářejí bohaté ježkovité nebo keříčkovité agregáty. Bohatou lokalitou různých typů krystalizovaných markazitů jsou doposud jižní svahy Lomu Bílina v blízkosti bílinského zlomu.

Pracovníky geologie je od roku 1982 prováděná pravidelná dokumentace, která zaznamenala mnoho zajímavých výskytů pyritu a markazitu. Většina nalezených vzorků je opět vázána na tektonické poruchy. První významnější nálezy pocházejí z roku 1983, kdy se přímo na obnažené tektonické ploše hojně objevily ježkovité konkrce markazitu o průměru kolem 10 cm, ze kterých vyrůstaly až 3 cm vysoké kopinaté krystaly. Největší a nejkvalitnější vzorky kopinatých krystalů, které dosáhly výšky až 7 cm, byly nalezeny v roce 1994 opět na bílinském zlomu. Vzorky těchto markazitů pocházely z jílového proplásku v uhelné sloji asi 0,5 m od tektonické poruchy. Kromě růžicovitých a ježkovitých krystalových agregátů se zde objevovaly rovněž srostlice typu pagod a pětibokých tabulek. V roce 2001 byly nalezeny v prostoru bílinského zlomu sběratelsky atraktivní vzorky lesklých srostlic kopinatých i hřebenovitých krystalů a křížových srostlic. Růžicovité agregáty krystalů dosahovaly velikosti až 10 cm. Vzácně se vyskytovaly také zajímavé vějířovité agregáty složené z rovnoběžně srostlých plochých krystalů markazitů. V tvrdých podložních jílech byly nalezeny žiletkovitě tenké kopinaté krystaly. Z roku 2008 pocházejí nálezy velkých srostlic hřebenovitých krystalů markazitů, z nichž některé byly porostlé světle žlutými polokulovitými agregáty pyritů. V letech 2009 a 2010 byly sbírány zajímavé krystalové agregáty markazitů narostlé na pískovci v těsném podloží uhelné sloje v prostoru bílinského zlomu. Ježkovité a růžicovité agregáty kopinatých a pěkně lesklých krystalů vrůstající do hnědého jílu dosahovaly výšky až 4 cm. V podloží sloje se markazit vyskytuje ve formě konkrceí nebo krystalových agregátů vázaných na zuhelnatělé kořínky rostlin. V Lomu Bílina v pevnějších podlažních jílech markazit narůstá na duté sideritové útvary po

kořincích, blíže ke sloji často obrůstá zuhelnatělé kořínky pěknými kopinatými krystaly. V podložních jílech se markazity vyskytují i na Chomutovsku. V zelenavých vápnatých jílech v podloží spodní sloje lomu Merkur jsou pro prouhelnatělé kořínky často obrostlé disulfidy železa: převážně jde o pyrit, byly ale nalezeny také kořínky porostlé kopinatými krystaly markazitů. Kolem roku 1990 byly v lomu Libouš nalezeny květákovité a válečkovité konkrce s výrazně radiálně paprčitou stavbou, které dosahovaly velikostí do 10 cm. Rentgenografickým měřením byl prokázán markazit i pyrit. V nadložních sedimentárních horninách pánve se sběratelsky atraktivní markazit vyskytuje jen ojediněle, nachází se tam spíše jako impregnační minerál v pískovcích, píscích a písčítých jílech. V roce 1988 se v lomu Vršany vyskytovaly vrstvičky pískovců tmelených disulfidy železa na rozhraní písčítých těles a jílu. Vzácně zde byly nalezeny kruhové desky o průměru 5-10 cm z čistého FeS_2 s až 1 cm vysokými krystaly markazitů. Znamé jsou kulovité konkrce z písčítých těles ve Vršanech a Bílině, nazývané vršanské a bílinské koule (Bouška a Dvořák 1997, Dvořák et al. 2012).

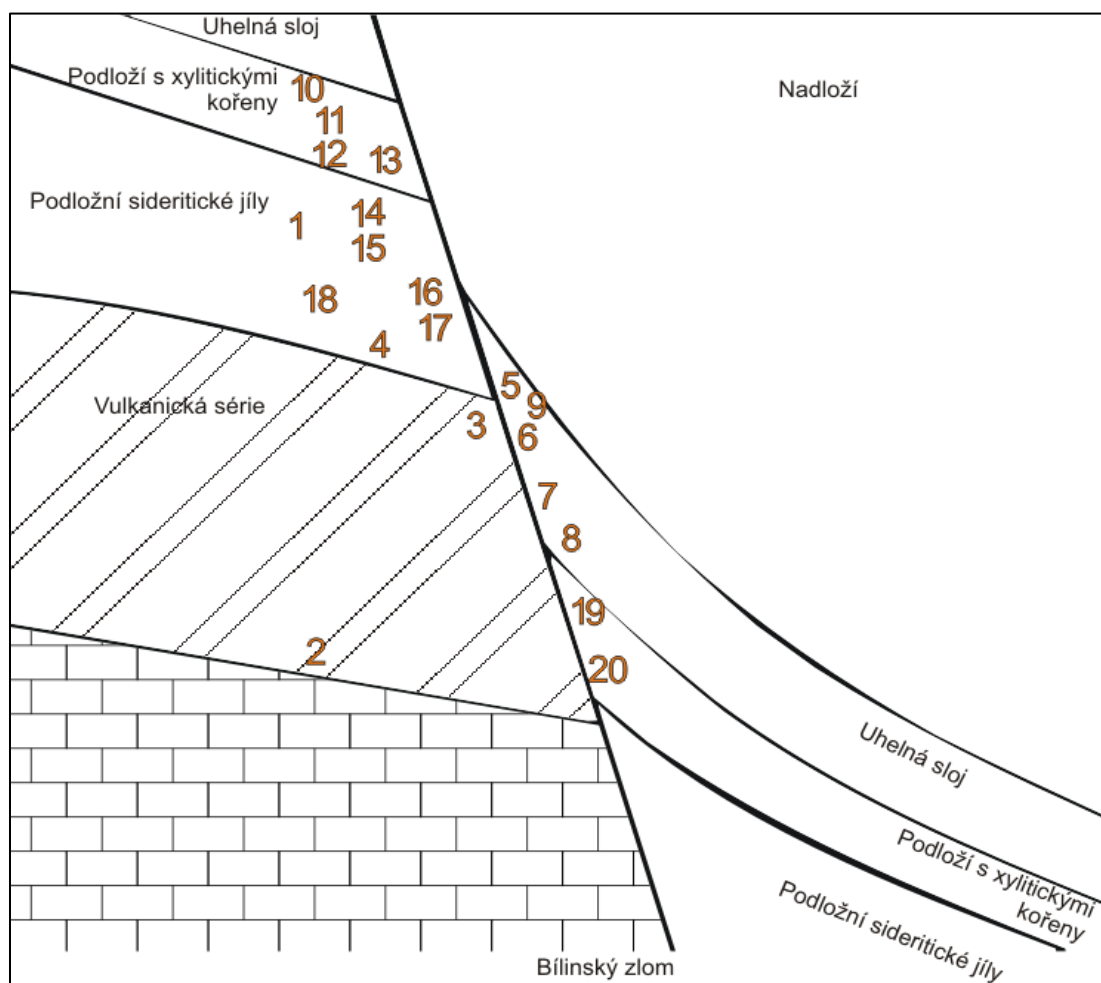
7 VLASTNÍ VÝZKUM

7.1 Lom Bílina

Povrchový lom Bílina těží ložisko Velkolom Maxim Gorkij. Je hluboký přes 200 m s nejnižším bodem 35 m.n.m., hrana nejvyššího skrývkového řezu je na kótě 220 - 280 m.n.m. Lom Bílina je nejhlubším dolem v mostecké pánvi. Uhelná sloj těžená na ložisku má mocnost od 25 do 35 m s průměrným obsahem popela v bezvodém stavu 26,9 % a obsahem síry 1,03 %. Výhřevnost v původním stavu je 13,929MJ/kg. Těžba postupuje směrem do nejnižšího místa pánve. Celkové vytěžitelné zásoby uhlí na ložisku činily k 31. 12. 2012 155 milionů tun. Pokud nedojde k prolomení těžebních limitů, bude lom těžit cca do let 2030-2035. Rozsah prouhelnění se pohybuje ve stádiu ortofáze na hranici přechodu k metafázi. Místy byla nejkvalitnější část sloje znehodnocena historickou těžbou hlubinnými doly. Veškeré vytěžené uhlí v závislosti na jeho kvalitě je upraveno tříděním, drcením a rozdrůžováním v úpravně uhlí Ledvice na obchodní uhelné produkty tříděného uhlí, prachového uhlí a palivových směsí s určením pro široké spektrum odběratelů v průmyslu, energetice, teplárenství a pro komunální spotřebu. Většinou se jedná o energetické uhlí pro elektrárnu Ledvice. Nadloží sloje o mocnosti až 200 m je tvořeno z větší části usazeninami tzv. bílinské delty náležející k vrstvám holešickým z menší části jílovými jezerními usazeninami libkovických vrstev. Těleso bílinské delty je tvořeno velmi složitým komplexem písčítých deltových těles, vrstev jezerních jílu a spleti písčítých výplní říčních koryt s lemy jílovitých nivních usazenin. Písčítá tělesa jsou často stmelena až do pískovců. Vyskytují se zde i jílovce s karbonátovým tmelem. „Složitá geologická stavba přináší komplikace pro těžbu v podobě výskytu zvodnělých písčítých těles, obtížně dobyvatelných těles pískovců a vrstev jílovců s výskytem pevných pelokarbonátových proplátek. Těžba ložiska probíhá ve směru východ - západ. Ze severu je ložisko omezeno řadou bezeslojných pásem, z jihu výchozem sloje v okolí bílinského zlomu a západní hranici ložiska tvoří administrativně stanovená linie - hranice dobývacího prostoru (<http://www.sdas.cz/showdoc.do?docid=504>).

7.2 Terénní etapa

Terénní etapa spočívala především v návštěvě hnědouhelného Lomu Bílina, přičemž byla zaměřena hlavně na jižní okraj lomu - oblast bílinského zlomu (Obr. 5. a 6.) a sběr vzorků pyritu a markazitu (Obr. 7.). Vzhledem k rozměrům dolu a rychlému postupu těžby (zájmovou polohu či výskyt minerálu lze vzorkovat pouze několik dní) však představovala jen doplňkovou etapu. Hlavní část vzorků pochází proto z průběžného vzorkování geologů Severočeských dolů, a.s., (Ing. K. Mach, Z. Dvořák) a kontinuální dokumentace lomových stěn velkolomu od roku 1982. Z. Dvořák je také autorem schematického znázornění pozice studovaných vzorků vzhledem k průběhu bílinského zlomu a vzhledem ke stratigrafii pánve (Obr. 4.).



Obr. 4. schematické znázornění pozice jednotlivých vzorků v kontextu bílinského zlomu podle Dvořáka.



Obr. 5. Pohled z jižní stěny Lomu Bílina na Krušné hory.



Obr. 6. Pohled na jižní stěnu Lomu Bílina na oblast bílinského zlomu.



Obr. 7. Výskyt markazitů na lokalitě bilinského zlomu, v podloží uhelné sloje.

7.3 Laboratorní etapa

Celkem 20 vzorků bylo studováno nejprve makroskopicky, případně pod binokulární lupou. Následně bylo vybráno 16 vzorků, ze kterých byly zhotoveny zalévané nábrusy. Vzorky byly dále studovány pod optickým mikroskopem - Leica DMPL v odraženém světle. Tento postup byl zvolen především kvůli bližšímu seznámení s texturou a strukturou vzorku, také aby byla v jednotlivých vzorcích detailně určena místa, která budou pravděpodobně zajímavější pod elektronovým mikroskopem. Poté byly vzorky napařeny vrstvou uhlíku a studovány ve skenovacím elektronovém mikroskopu Tescan Vega (PřF UK), kde byly pořízeny jak snímky v režimu BSE (Back Scattered Electrons), tak chemická mikroanalýza v režimu EDS. Spektrální analýzy EDS, (energiově disperzní spektroskopie) byly prováděny detektorem X-MAX 50 (silicon drift detektor, SDD) s aktivní plochou 50 mm² od výrobce Oxford Instruments, který je ovládaný systémem INCA. Přístroj obsluhoval Mgr. Martin Racek, Ph.D.

8 CHARAKTERISTIKA JEDNOTLIVÝCH VZORKŮ

Vzorek č. 1

Makropopis: vzorek 6 x 4 x 1-1.5 cm, deskovitého vzhledu (ze vzorku nelze určit, zda deska byla paralelní s vrstevnatostí, nebo zda se jedná o pravou žílu), obě protilehlé plochy „desky“ jsou potaženy rezavým povlakem Fe-oxihydroxidů. Na lomu a příčným řezu je deska tvořena jemnozrnným sulfidem pyritem se slabě zřetelným snižováním zrnitosti od vnějších okrajů do středu. Ve středu je patrná tenká linka (< 1 mm mocná), na řezu výrazně tmavší než okolí.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: kolmý řez napříč deskou, veškeré texturní variace vzorku jsou zastíženy i v ploše nábrusu

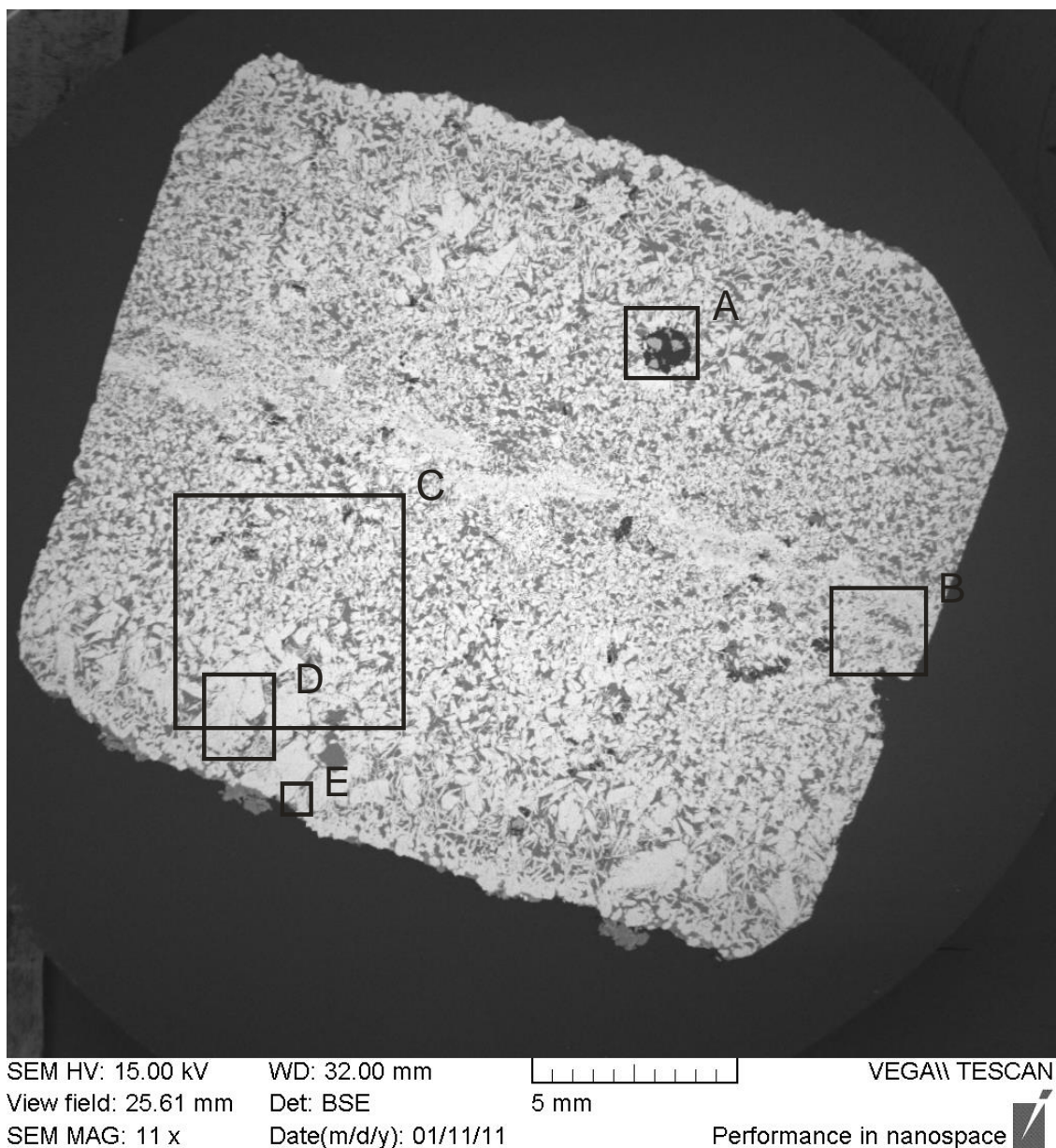
Nábrus - optický mikroskop: ve vzorku převládají krystaly lištovitěho průřezu o velikosti 20-50 μm až cca 2 mm. Velikost krystalů narůstá asymetricky od středové linie k okrajům desky, na jedné straně dosahuje max. 2 mm, zatímco na druhé straně max. 0,2—0,3 mm. Vedle krystalů vzrůstající velikosti se v matrix vzorku vyskytují drobné lištovité krystaly o cca konstantní velikosti. Krystaly isometrického průřezu (krychle a odvozené tvary) nebyly zaznamenány. Středová linie je symetricky lemována lištovitými krystaly, kolmo orientovanými na linii. Místy lišty splývají v homogenní masu (rekrytalizace?). I v rámci velkých velkých krystalů při okraji vzorku lze vidět převažující orientaci cca kolmo na středovou linii (odchylka cca +/- 30°). Vzorek patrně epigenetického původu.

Při okraji vzorku, kde jsou největší rozdíly v zrnitosti, lze pozorovat:

- Jednotlivé tenké lišty částečně zarostlé ve velkých krystalech (mohlo by indikovat, že velké krystaly jsou mladší než lištovité (Příloha-Obr. 1).
- Radiální až chaotické agregáty lištovitých krystalů částečně zarostlé ve velkých krystalech (Příloha-Obr. 2).
- Vzácně bylo vidět „orientované“ jednosměrné obrůstání tenkých lišt kolem části velkého krystalu (Příloha-Obr. 3).

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 8. Texturně se popis vzorku shoduje s optickým mikroskopem, navíc je v BSE vidět ve středové linii tmavší zóny, které odpovídají příměsí Si a Al (patrně kaolinit) a které jsou paralelní se středovou linií (Příloha-obr. B). Tmavší zóny se vyskytují i v krystalech mimo středovou linii, a to převážně v jejich střezech. U velkých krystalů při okraji vzorku byly rovněž pozorovány zóny s tmavším vzhledem v BSE a s paralelní paprscitou stavbou (Příloha-Obr. D)

Mikrochemismus: Bylo změřeno 5 spekter, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí, vzorek obsahuje porézni zóny s mikroinkluzemi Si, Al (Ti bohatých podložních jílu).



Obr. 8. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 1.

Vzorek č.2

Makropopis: vzorek 5 x 2 x 2.5 cm, žilka o mocnosti 10 mm, s asymetrickou texturou, která připomíná „náteky“ hrubě krystalického pyritu (krychlovité krystaly). Na řezu žila není homogenní, je patrný vývoj od spodní části - šedé barvy s drobnými krystaly a vtroušeninami sulfidu v okolní hornině, v horní části se vyskytují hrubozrnné agregáty masivního sulfidu až 4 mm velké. Okolní hornina je slínovec s výraznými stopami tektonického rýhování.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: kolmý řez napříč žílou, veškeré texturní variace vzorku jsou zastíženy i v ploše nábrusu

Nábrus - optický mikroskop: spodní část vzorku je šedá, pravděpodobně tvořená sulfidy s jemně vtroušenou okolní horninou a je protkána žilami masivního sulfidu cca 0.2mm mocnými, jednotlivé krystaly nejsou rozlišitelné. V blízkosti žilek v okolní matrix neuspořádaně plavou větší krystaly pyritu. Směrem ke středu je patrný ústup širokých žil a tvoří se velmi rozvětvná síť drobných žilek. Postupem k Horní straně vzorku dochází k opětovnému zvětšení žil a ostrý přechod do masivního sulfidu, bez okolní horniny. Krystaly o velikosti cca 3 mm.

Nábrus – SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 9. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem, v BSE lze zřetelně odlišit tři texturní zóny: 1. zóna s krystaly pyritu, 2. zóna difuzních žilkovitých alterací v podloží pyritu, 3. původní hornina.

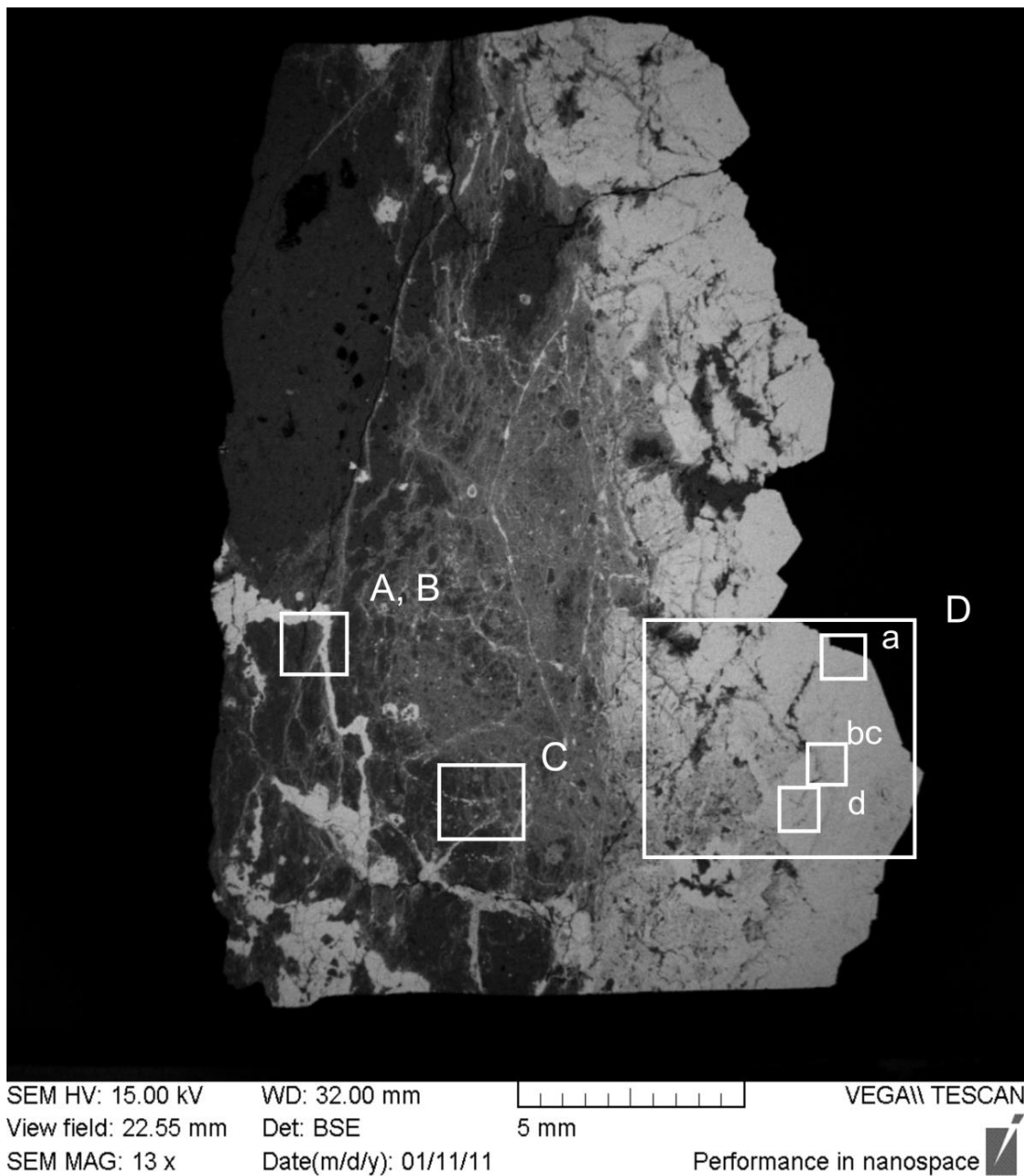
Krystaly pyritu jsou výrazně nehomogenní v BSE i SE, obsahují pouze Fe a S, ze stopových příměsí pak Si a Al. V krystalech jsou patrné výrazné růstové zóny o mocnosti až 150 μm , které obsahují příměs Si a Al v poměru odpovídajícím kaolinitu. Stejně prvky (příměs) jsou přítomny i v dalších neuspořádaných strukturách (krátké smouhy) uvnitř krystalů pyritu. Zóny s obsahem Si, Al jsou výrazně porézní.

Alterovaná zóna obsahuje vysoký podíl Si a Al v analyzovaném spektru.

Původní hornina obsahuje ostrohranné klasty křemene, živce a slídy.

Původní hornina obsahuje též krystaly pyritu o velikosti cca 40 -60 μm , které jsou zčásti uspořádané v liniích (krystalizace podél trhliny). Tyto krystaly obsahují zvýšený podíl Ni (Příloha-Obr.C).

Mikrochemismus: Bylo změřeno 6 spekter, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí a porézní zóny s mikroinkluzemi Si, Al, v okolní hornině byly měřeny vzorky Ni bohatých sulfidů, o obsazích od 1,6 do 5,6 hm %.



Obr. 9. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 2.

Vzorek č.3

Makropopis: vzorek 1 x 0,5 x 2.5 cm, vzorek zřejmě tvořil výplň pukliny. je tvořen masivním pyritem.

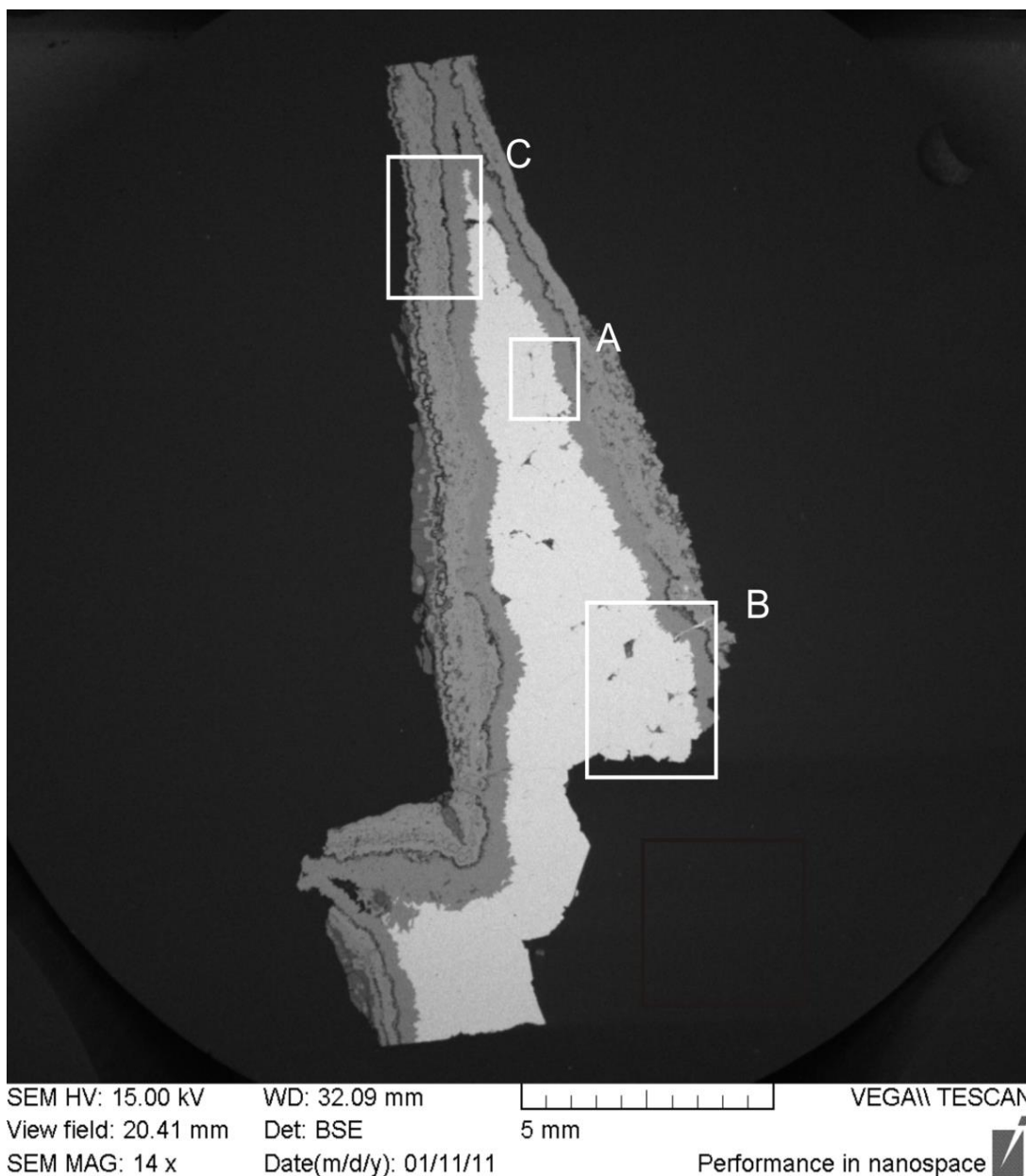
Makropopis: vzorek 3 x 4 x 3 cm, vzorek je tvořen srůstem dvou krystalů výrazně větších než ostatní (cca 2 cm) na které nasedají další generace malých krystalů (1- 0.1 mm).

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: řez napříč

Nábrus - optický mikroskop: vzorek je z převážné většiny tvořen kryptokrystalickou pyritovou hmotou FeS_2 bez patrných krystalových tvarů, v jedné části krystalu se nachází dutina vyplněná vějířovitými krystaly markazitu, zjemňující se do středu dutiny, jsou světlejší (pravděpodobně dáno krystalografickou orientací). Krystaly isometrického průřezu (krychle a odvozené tvary) nebyly zaznamenány.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje obr. 10. Vzorek obsahuje neporézní hmotu FeS_2 bez stopových příměsí. Vnější lem vzorku je tvořen karbonáty a manganem bohatými ledvinitými konkracemi (Příloha-obr. C), dále byla nalezena zrna sfaleritu (Příloha-Obr. A) a krystaly apatitu s obsahem U.

Mikrochemismus: Byla změřena 4 spektra, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí.



Obr. 10. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 3.

Vzorek č.4

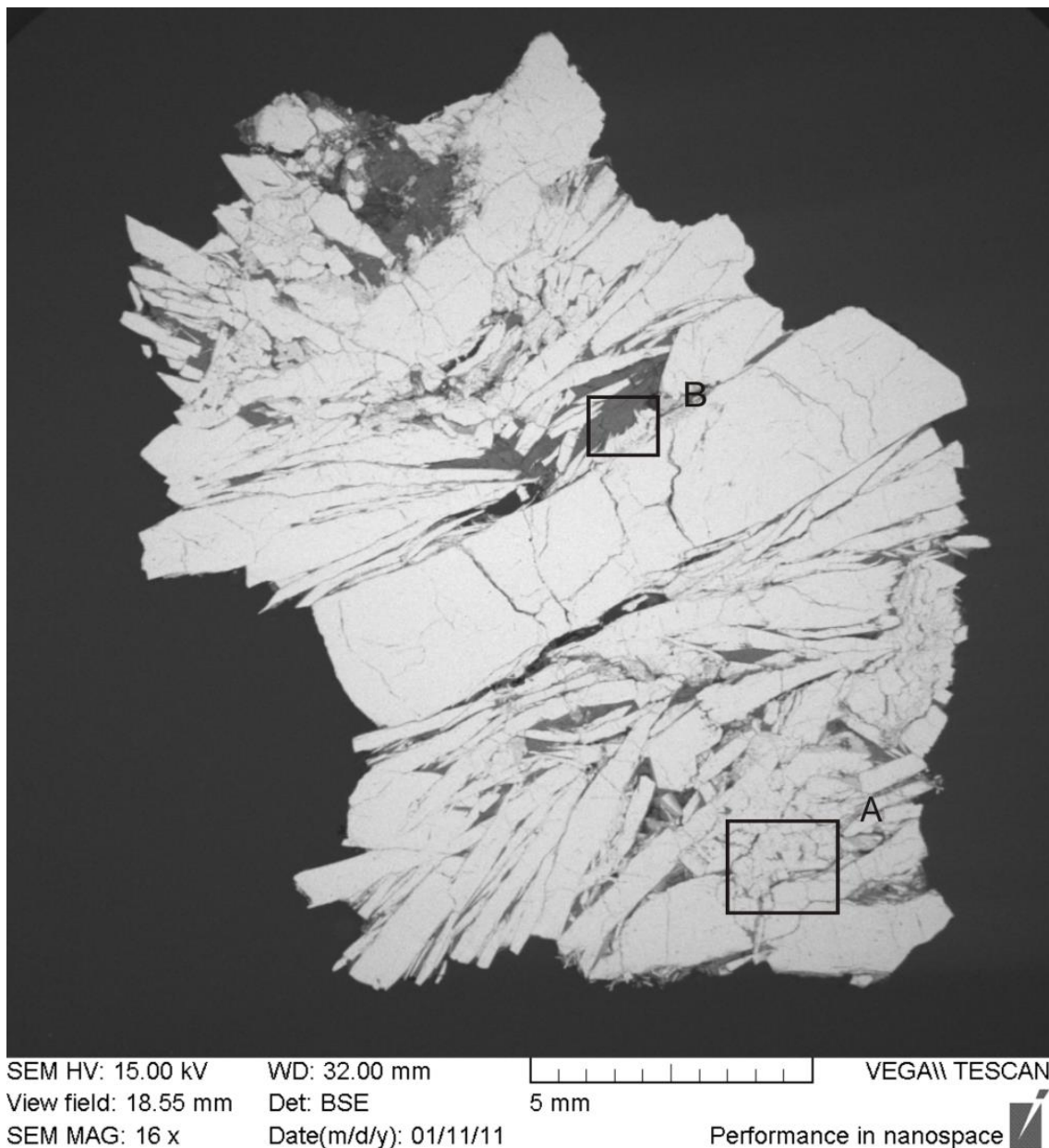
Makropopis: vzorek 3 x 1 x 1 cm, ježkovitý agregát tabulkovitých krystalů markazitu. Radiálně uspořádané velké tabulkovité krystaly (cca 0.4 cm) jsou obrostlé drobnými neuspořádanými lištovitými krystalky o velikosti 0.3 – 1 mm.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: řez napříč agregátem půlicí ho na dvě poloviny, veškeré texturní variace vzorku jsou pravděpodobně zastíženy i v ploše nábrusu.

Nábrus- optický mikroskop: ve vzorku převládají krystaly lamelovitého průřezu o velikosti 100 μm až cca 1.5 cm. Krystal největších rozměrů leží ve středu preparátu. Krystaly isometrického průřezu (krychle a odvozené tvary) nebyly zaznamenány. Část krystalů obsahuje opticky různě orientované paralelní lamely. Některé lamely se projevují i odlišnou intenzitou v BSE, aniž by se lišily svým chemickým složením (pouze Fe a S v stechiometrickém poměru). Vzorek pravděpodobně epigenetického původu.

Nábrus – SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 11. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem, pouze byly zaznamenány radiální koncentrické shluky do středu se zmenšujících krystalů sulfidu, možný přívodní kanálek. Nebyla zjištěna zonálnost sulfidů, ani mikroinkluzi Si a Al.

Mikrochemismus: Bylo změřeno 1 spektrum, vzorek obsahuje FeS₂ bez stopových příměsí.



Obr. 11. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 4.

Vzorek č. 8

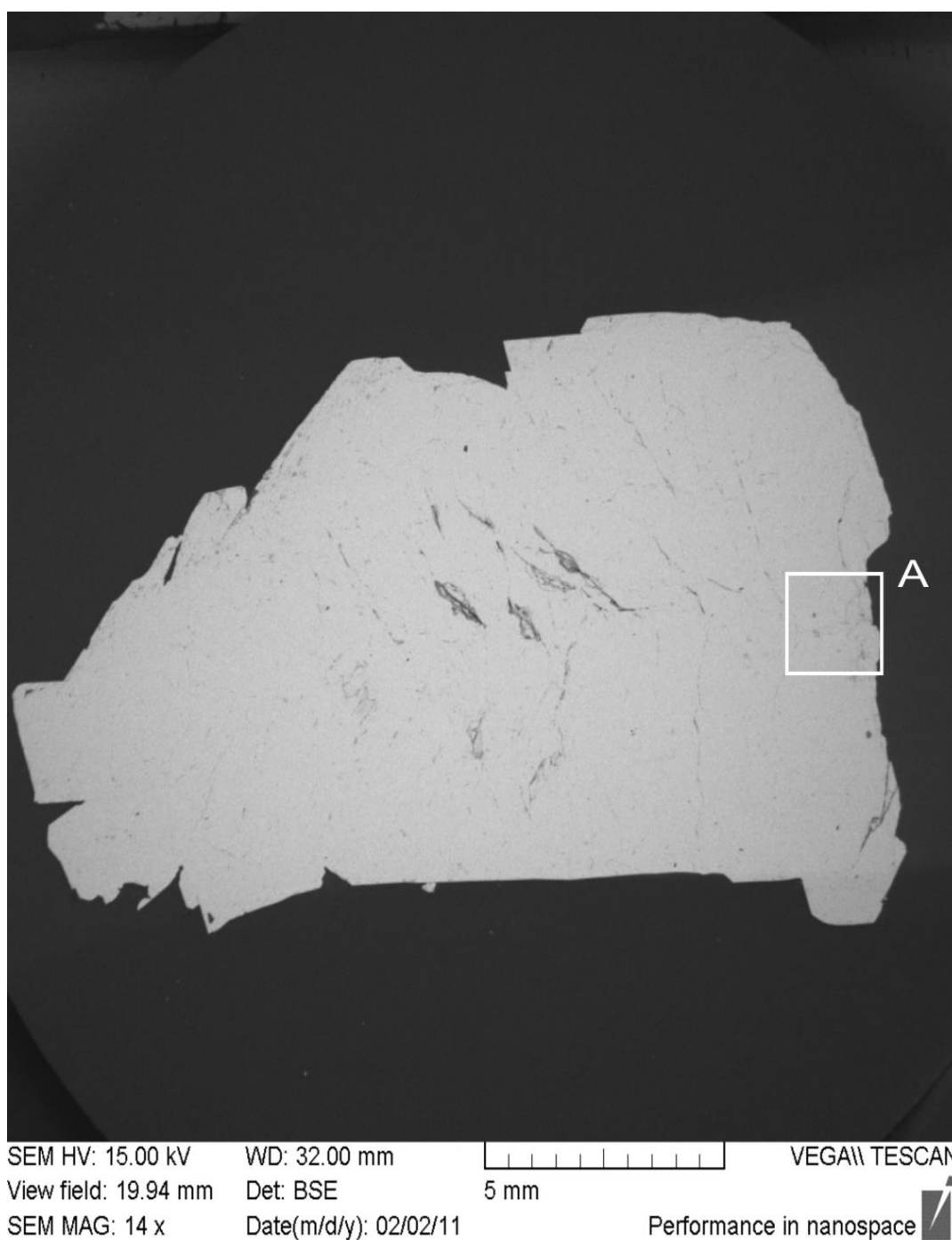
Makropopis: vzorek 1.5 x 1 x 0.5 cm, Srůst několika světle žlutých krystalků markazitu (do 5 mm) připomínající vzhledově dipyramidu. Krystaly mají rýhované plochy.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: řez napříč agregátem, veškeré texturní variace vzorku jsou zastíženy i v ploše nábrusu

Nábrus - optický mikroskop: ve vzorku je vidět pouze homogenní hmota sulfidu, rozrušená drobnými prasklinami. Ve zkřížených nikolech většina zrn vykazuje různě mocné lamely.(Obr. 1 a 2) Krystaly isometrického průřezu (krychle a odvozené tvary) nebyly zaznamenány.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje obr. 12. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem, navíc je v BSE vidět ve středové linii tmavší pórovité zóny, které vykazují příměs Si a Al (patrně jde o směs jílových minerálů). Jinak je vzorek v BSE homogenní.

Mikrochemismus: Bylo změřeno 1 spektrum, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí a porézní zóny s mikroinkluzemi Si, Al.



Obr. 12. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 8.

Vzorek č. 9

Makropopis: vzorek 10 x 4 x 4 - 1.5 cm, deskovitého vzhledu a s výrazně asymetrickou texturou na příčném řezu. Na spodní straně desky je patrný bílý povlak nadložních jílu a četné reliкты uhlí. Horní strana desky je tvořena souvislým povrchem kopinatých krystalů markazitu o velikosti do 5 mm. Na lomu a příčném řezu zrnitost roste od spodní strany k vrchní. Krystaly při svrchní straně mají paralelní až mírně paprscité uspořádání.

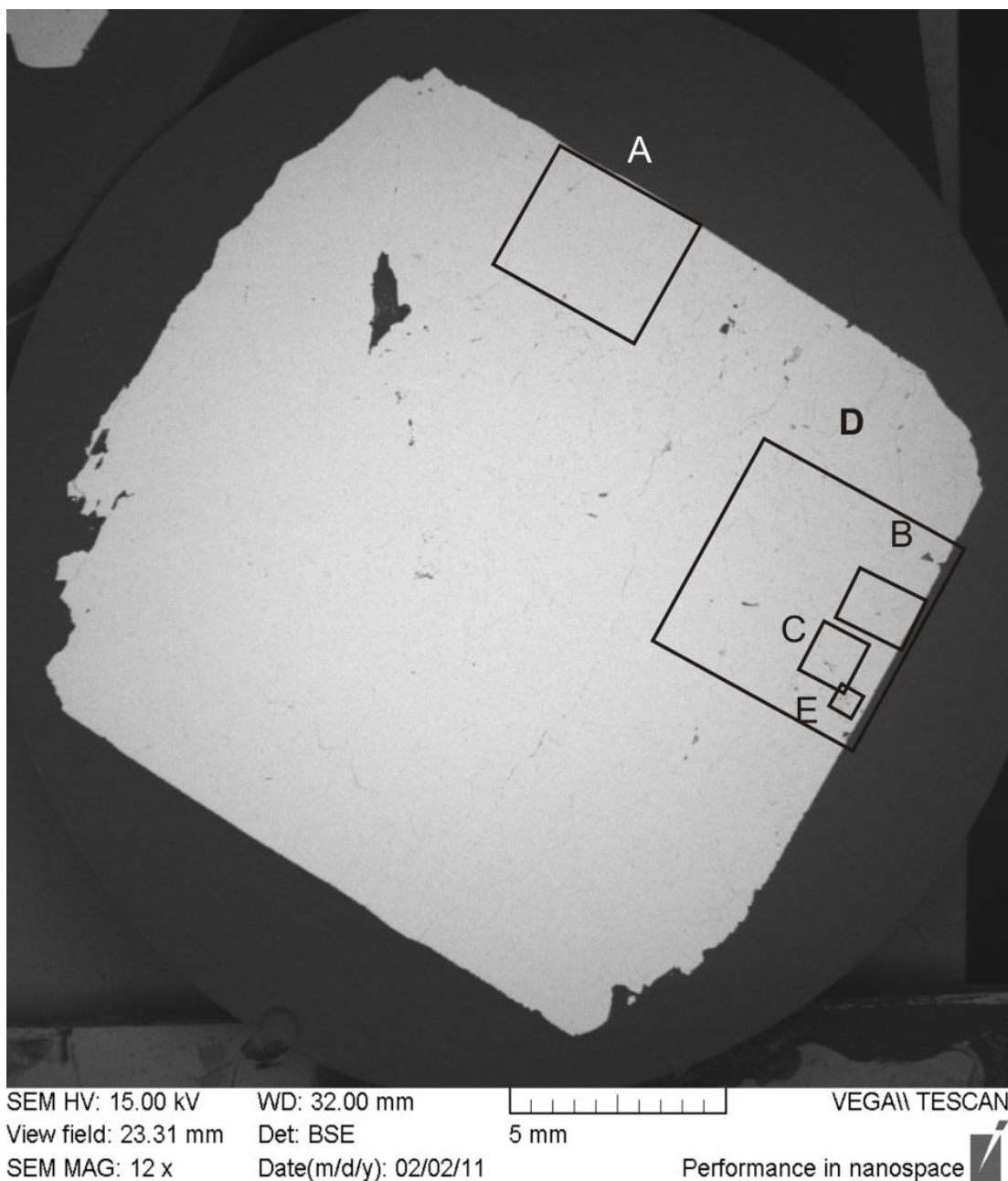
Lokalizace nábrusu vůči vzorku: kolmý řez napříč deskou, veškeré texturní variace vzorku jsou zastíženy i v ploše nábrusu

Nábrus - optický mikroskop: Ve směru krystalizace (od spodní strany k horní) je vidět: koncentrická jádra s drobnými opticky anizotropními krystaly. Na tato jádra narůstají vějířovité agregáty s postupně zvětšující se velikostí zrn, rovněž opticky anizotropní.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 13. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem. Vějířovité agregáty vykazují variace odstínů šedí v BSE (příměs jiných prvků nebyla detekována) a tenkou zónu se zvýšeným obsahem As. Zóny s As se objevují až v pokročilejším stádiu krystalizace vějířovitých agregátů.

Zóny s As lze rozdělit do dvou skupin: I. růstové zóny s variabilními obsahy As; II. výplň trhlinek (vzácnější případ).

Mikrochemismus: Bylo změřeno 13 spekter, vzorek obsahuje FeS_2 se zónami bohatými As, obsahy As se pohybovaly od 0,2 hm% do 5,5 hm% As.



Obr. 13. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 9.

Vzorek č. 10

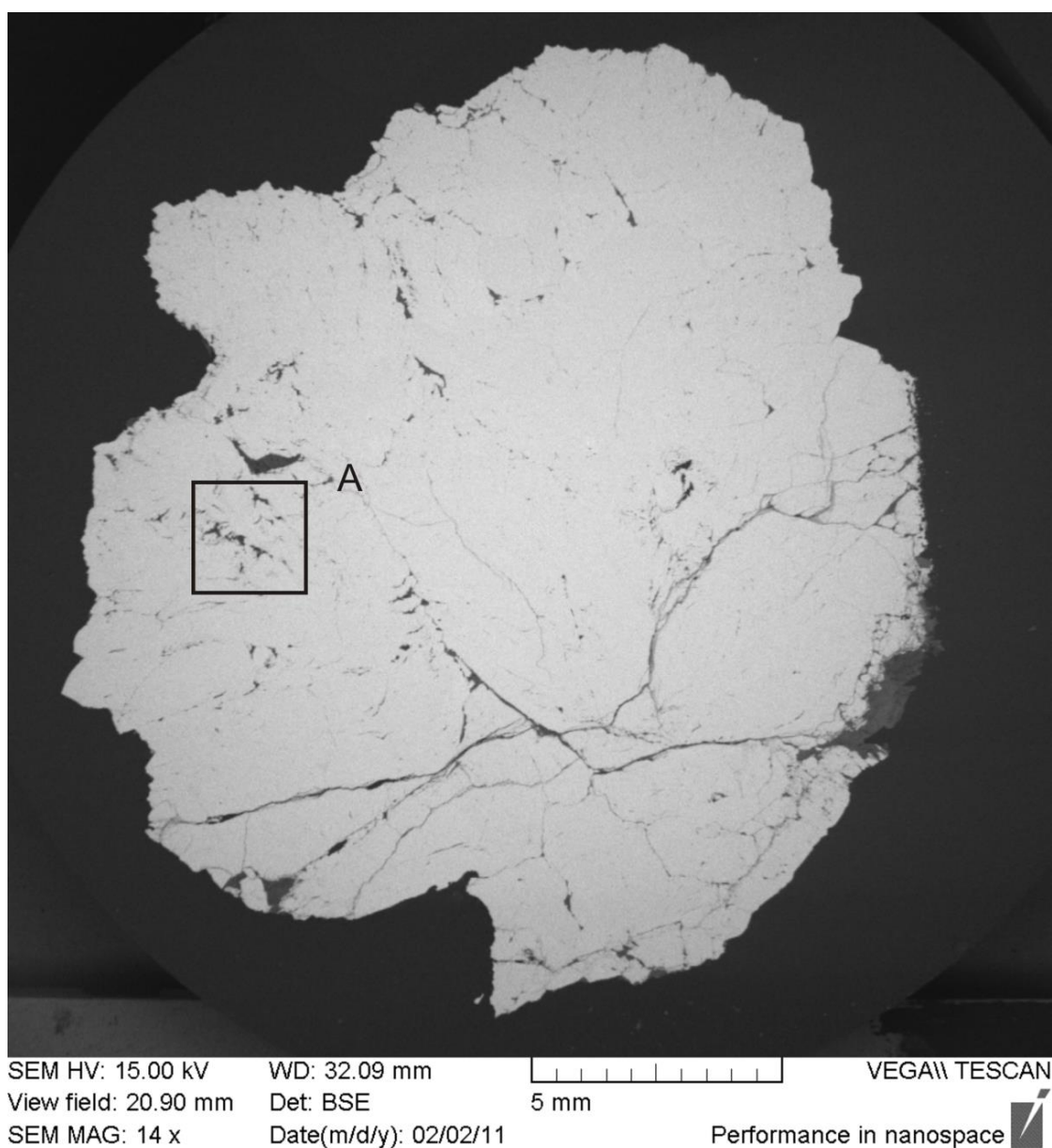
Makropopis: vzorek 3 x 4 x 3 cm, vzorek je tvořen srůstem dvou krystalů výrazně větších než ostatní (cca 2 cm) na které nasedají další generace malých krystalů (1- 0.1 mm).

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: řez napříč

Nábrus - optický mikroskop: ve vzorku převládají krystaly lištovitého průřezu o velikosti až 1 mm, opticky anizotropní ve zkřížených nikolech, částečně lamelované. Krystaly isometrického průřezu (krychle a odvozené tvary) nebyly zaznamenány. Krystaly jsou špatně odlišitelné.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje obr. 14. Radiální agregáty obsahují neuspořádané porézní zóny se zvýšeným obsahem Si a Al, nebo tyto prvky (Si, Al) tvoří nápadné růstové zóny u některých krystalů. Jiné variace v chemismu nebo textuře nebyly pozorovány. (Příloha-Obr. A)

Mikrochemismus: Bylo změřeno 5 spekter, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí, vzorek obsahuje porézní zóny s mikroinkluzemi Si, Al, (Ti bohatých podložních jílu).



Obr. 14. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 10.

Vzorek č. 11

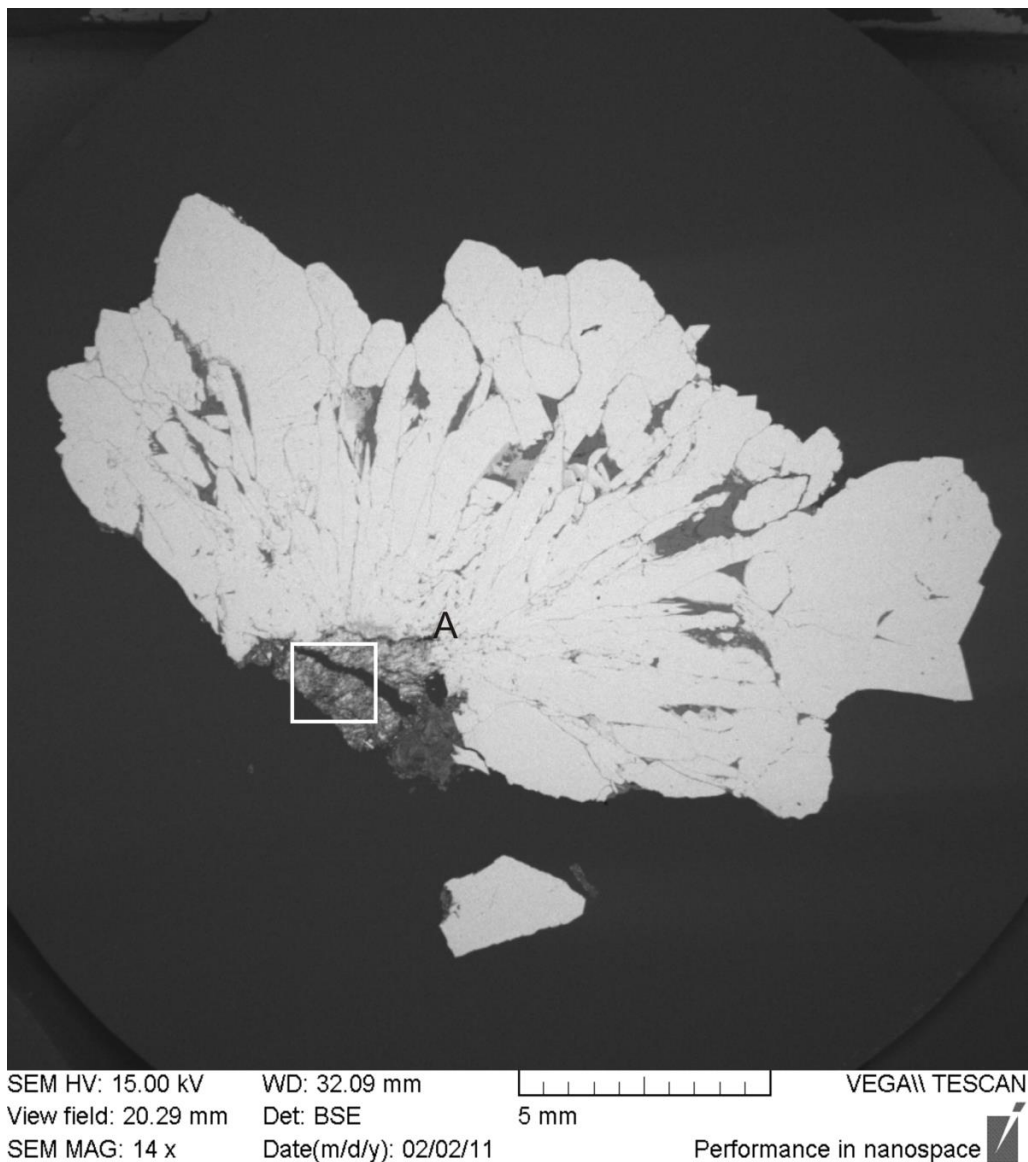
Makropopis: vzorek 4 x 3 x 2.5 cm, trubicového vzhledu, středový kanálek je vyplněn uhlím a jílovým minerálem. Krystaly markazitu jsou radiálně uspořádané a mají výraznou kopinatou morfologii. Jsou až 1 cm dlouhé. Velikost krystalů roste směrem k okrajům, ke středu se zmenšuje.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: kolmý řez na trubici

Nábrus - optický mikroskop: ve vzorku převládají krystaly lištovitěho průřezu o velikosti do 10 mm, opticky anizotropní. Vedle krystalů vzrůstající velikosti se v matrix středové dutině vzorku vyskytují drobné žilky sulfidu.

Nábrus – SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 15. Ve středové dutině se v uhlí vyskytují hojné kulovité agregáty framboidů pyritu do 50 μm. Framboidy jsou většinou izolované, vzácněji skupina vzájemně izolovaných framboidů je tmelena masivním pyritem. Uhlím současně probíhají nepravidelné krátké trhliny (o mocnosti do 5 μm a délce do 100 μm) vyplněné rovněž masivním pyritem.

Mikrochemismus: Byla změřena 4 spektra, vzorek obsahuje FeS₂ bez stopových příměsí.



Obr. 15. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 11.

Vzorek č. 12

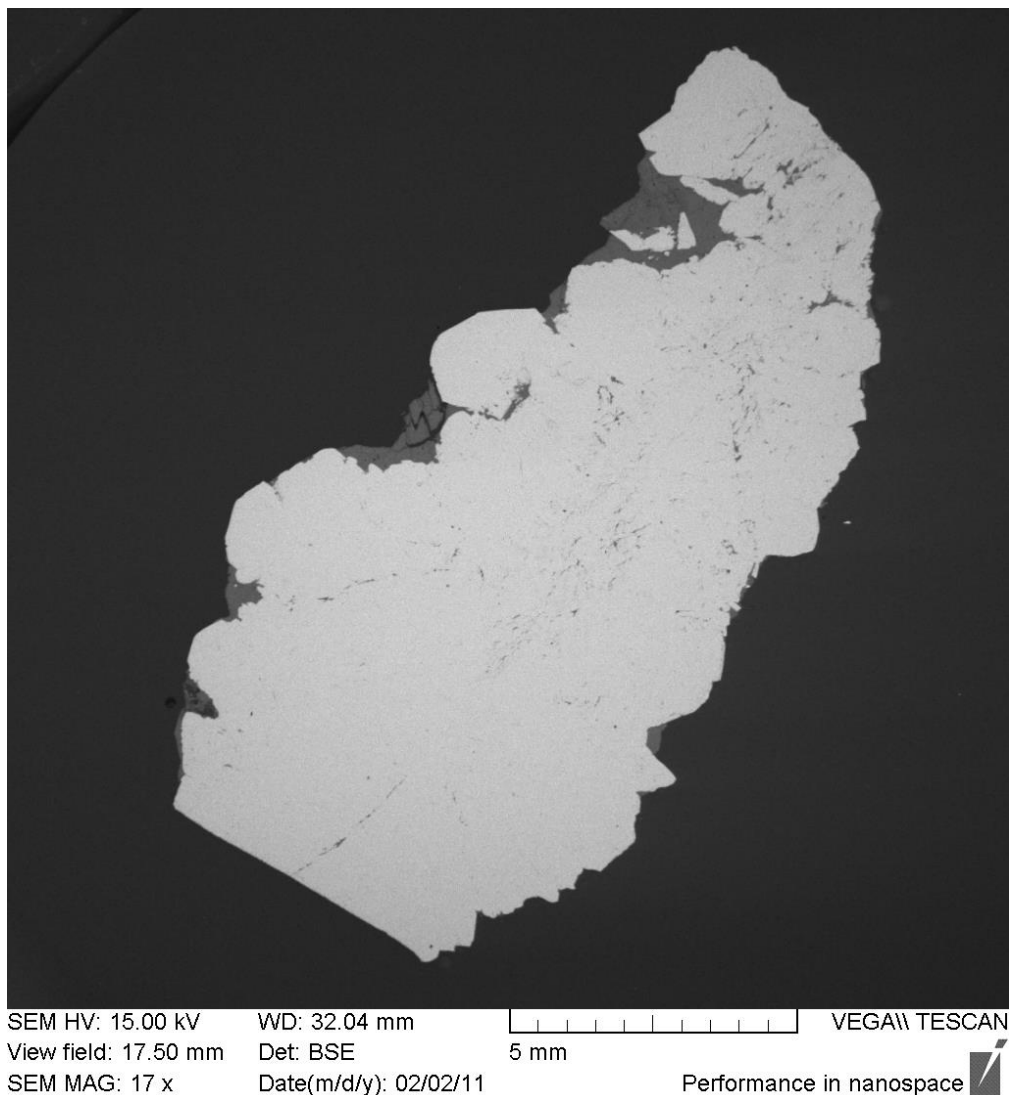
Makropopis: vzorek 1.5 x 1 x 0.5 cm, hřebenovitý srůst několika světle žlutých kopinatých krystalů sulfidu. Krystaly mají rýhované plochy, jedná se pravděpodobně o markazit. Velikost krystalů od 1cm do 0,1 cm.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: příčný řez

Nábrus - optický mikroskop: Většina vzorku je tvořena homogenní opticky izotropní hmotou (pyrit), která obsahuje drobné inkluze opticky anizotropní fáze (markazit). Anizotropní krystaly jsou hojnější při okraji vzorku.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 16. Středové části výbrusu obsahují zóny s příměsí Si a Al. Dutiny mezi krystaly na okrajích vzorku jsou vyplněny jílovými minerály.

Mikrochemismus: Byla změřena 4 spektra, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí, vzorek obsahuje porézni zóny s mikroinkluzemi Si, Al.



Obr. 16. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 12.

Vzorek č. 13

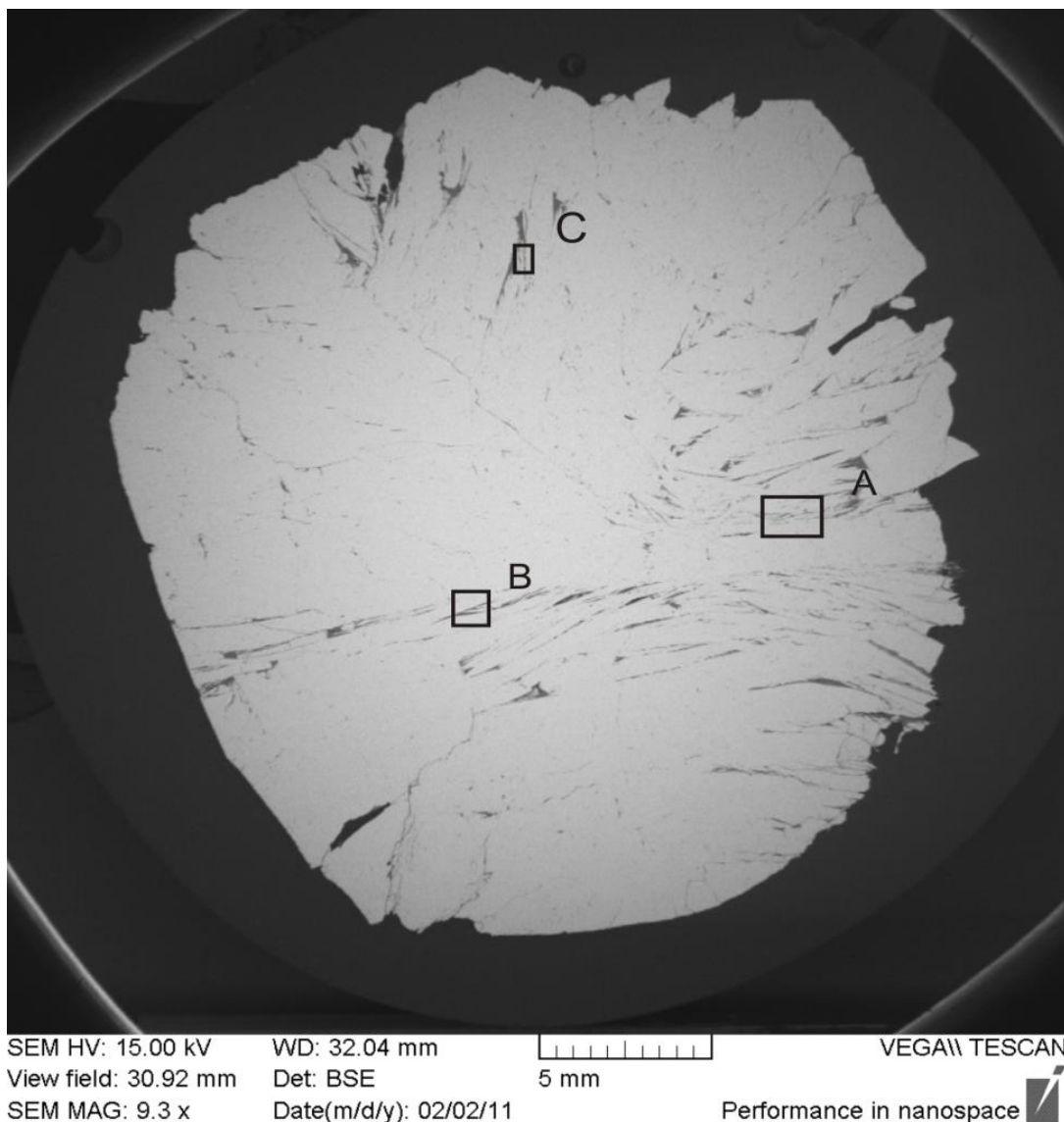
Makropopis: vzorek 4 x 4 x 3 cm, agregát světle žlutých kopinatých krystalů markazitu. Krystaly mají rýhované plochy, velikost krystalů od 1 do 0,05 cm, velké krystaly jsou porostlé drobnými krystalky. Krystaly jsou na několika místech pokryty bílým povlakem.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: řez napříč agregátem

Nábrus - optický mikroskop: ve vzorku převládají lamelovité krystaly radiálně uspořádané, o velikosti od 15 mm do desítek μm . Krystaly isometrického průřezu (krychle a odvozené tvary) nebyly zaznamenány.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 17. V BSE homogenní lamely jsou lemovány tenkou růstovou zónou (cca 1 μm) se zvýšeným obsahem As. Tato zóna je lemována výrazně porézní až dendritickou zónou se zvýšeným obsahem Si a Al. V obou zónách byly nalezeny inkluze sfaleritu do 20 μm .

Mikrochemismus: Byla změřena 4 spektra, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí.



Obr. 17. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 13.

Vzorek č. 16

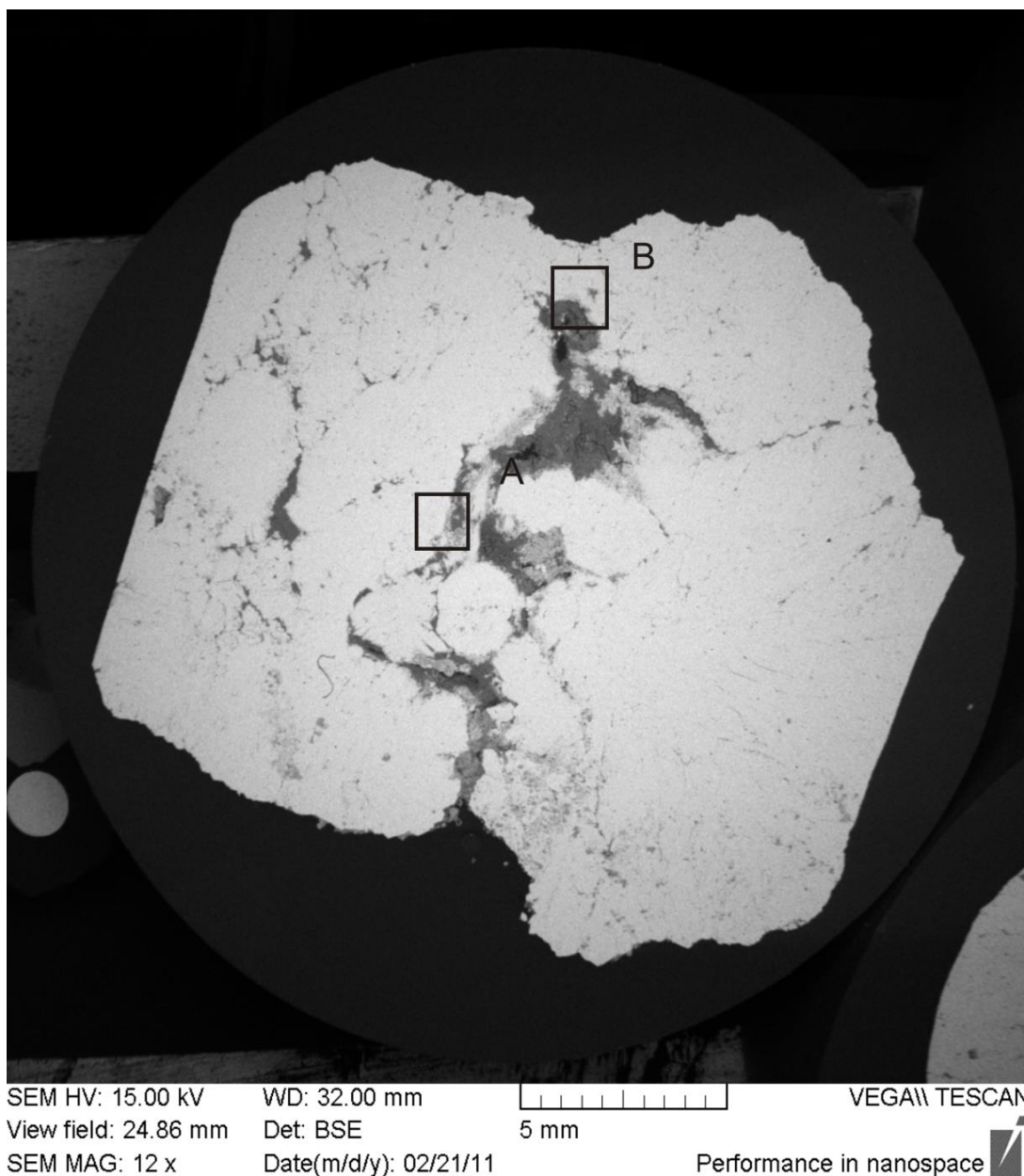
Makropopis: vzorek 4 x 2.5 x 1-1.5 cm, pyrit ledvinitého vzhledu, na některých místech je vzorek pokryt rezavým povlakem Fe-oxihydroxidů. Na lomu a příčným řezu je vzorek tvořen jemnozrnným sulfidem.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: příčný řez napříč agregátem

Nábrus - optický mikroskop: vzorek je tvořen masivním sulfidem a sulfidem pórovitého charakteru. Vzorek obsahuje velké množství dutin, největší se nachází ve středu vzorku, je vyplněná kaolinitem, kde plave kulovitý krystal sulfidu o průměru 2 mm.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 18. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem, navíc je v BSE vidět tmavě šedé zóny, které odpovídají příměsi Si a Al (kaolinit). (Příloha-Obr. A, B)

Mikrochemismus: Byla změřena 3 spektra, vzorek obsahuje FeS₂ bez stopových příměsí.



Obr. 18. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 16.

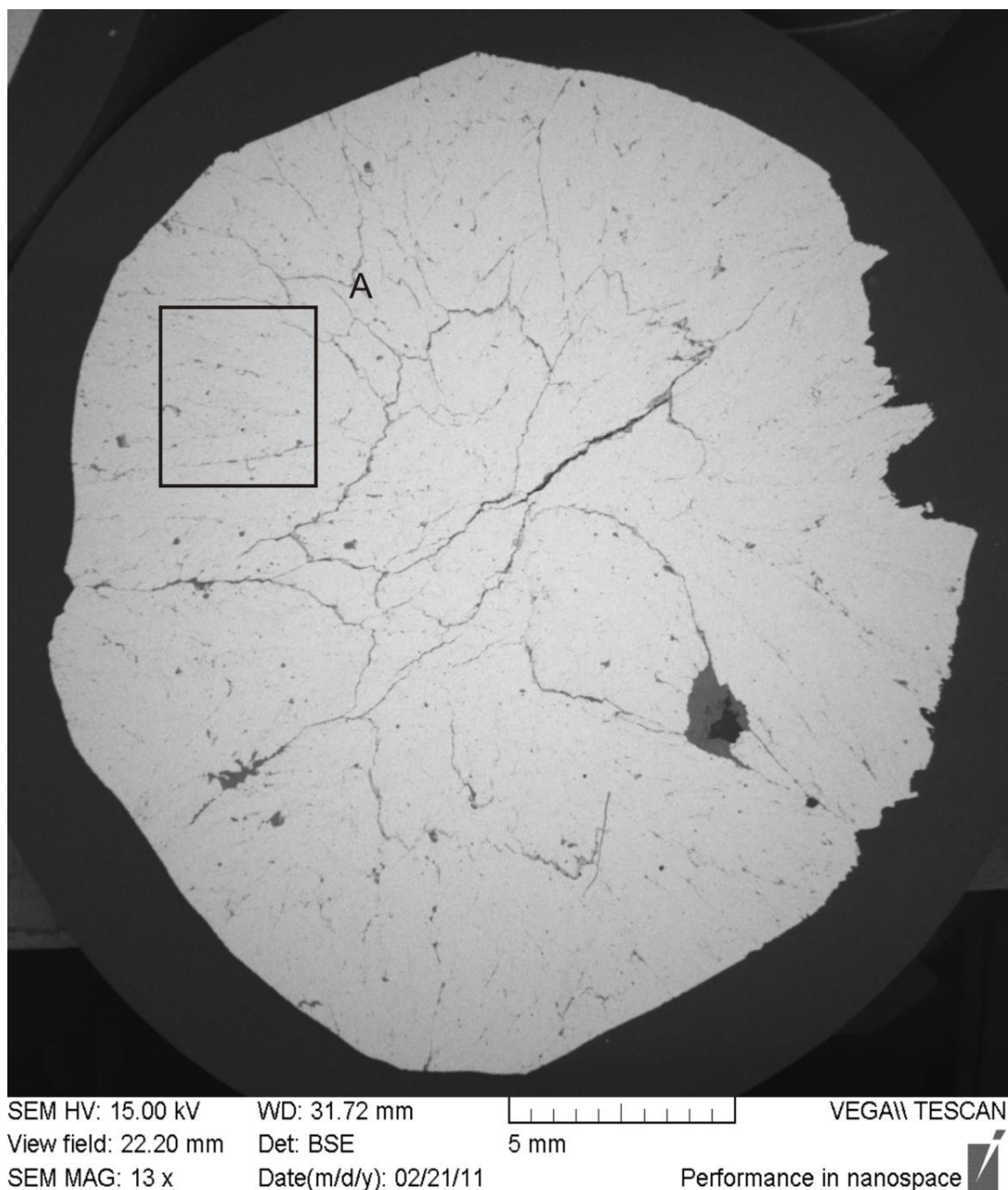
Vzorek č. 17a

Makropopis: vzorek 4 x 3,5 x 3-1.5 cm, ledvinitého vzhledu, prostory mezi žlutými krystaly jsou vyplněny jílovým minerálem. Na příčném řezu je agregát tvořen jemnozrnným sulfidem se slabě zřetelným snižováním zrnitosti od vnějších okrajů do středu. Agregát je viditelně radiálně paprsečtý.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: příčný řez napříč ledvinitým agregátem, ledvinitá část je zastoupena ve vzorku 17a, ve vzorku 17b je zastoupena část lamelovitá.

Nábrus - optický mikroskop: ve vzorku převládají krystaly lišovitého průřezu. Agregát je homogenní kulovitý s krystaly FeS₂ bez vydatelné zonálnosti. Na vzorku patrná vysoká míra rozpraskání.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 19. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem, navíc je v BSE vidět tmavší zóny, které se vyskytují paralelně s růstovými liniemi krystalů a odpovídají příměsi Si a Al (kaolinit), (Příloha-Obr. A).



Obr. 19. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 17a.

Vzorek č. 17b

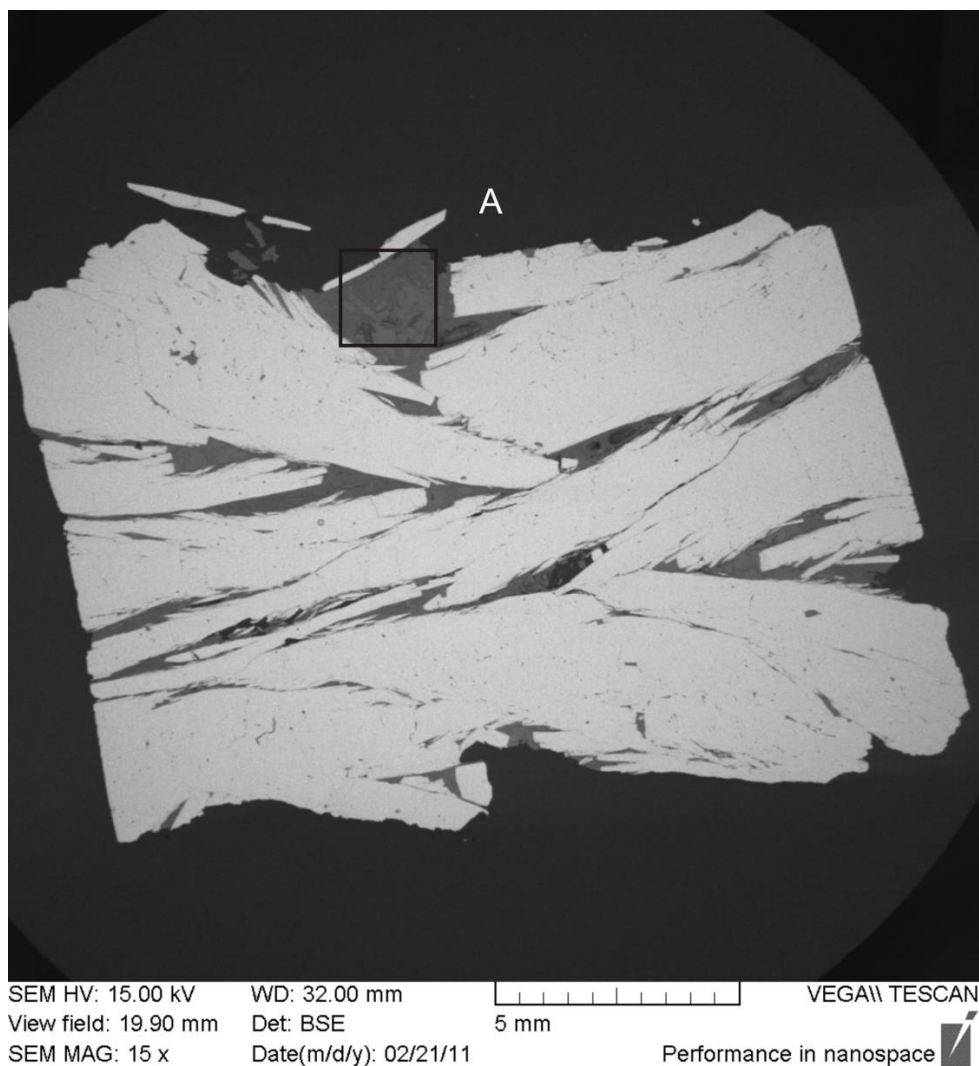
Makropopis: vzorek 4 x 3,5 x 3-1.5 cm, lamelovitého, prostory mezi žlutými krystaly jsou vyplněny jílovým minerálem. Na příčném řezu je agregát tvořen lištovitými krystaly sulfidu.

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: řez napříč lištovitým agregátem, ledvinitá část je zastoupena ve vzorku 17a, ve vzorku 17b je zastoupena část lamelovitá.

Nábrus - optický mikroskop: ve vzorku převládají krystaly lištovitého průřezu, velikosti cca 1 cm. Velké krystaly jsou obrůstány generací malých krystalků o velikosti 0,5 mm. Vzorek obsahuje velké množství dutin, které jsou vyplněné jílovými minerály, krystaly FeS₂ jsou usměrněné.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 20. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem, ve výplni dutin mezi krystaly sulfidu byly objeveny framoidální útvary obsahující Sc a P (Příloha-Obr. A)

Mikrochemismus: Byla změřena 2 spektra, vzorek obsahuje FeS₂ bez stopových příměsí.



Obr. 20. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 17b.

Vzorek č. 19

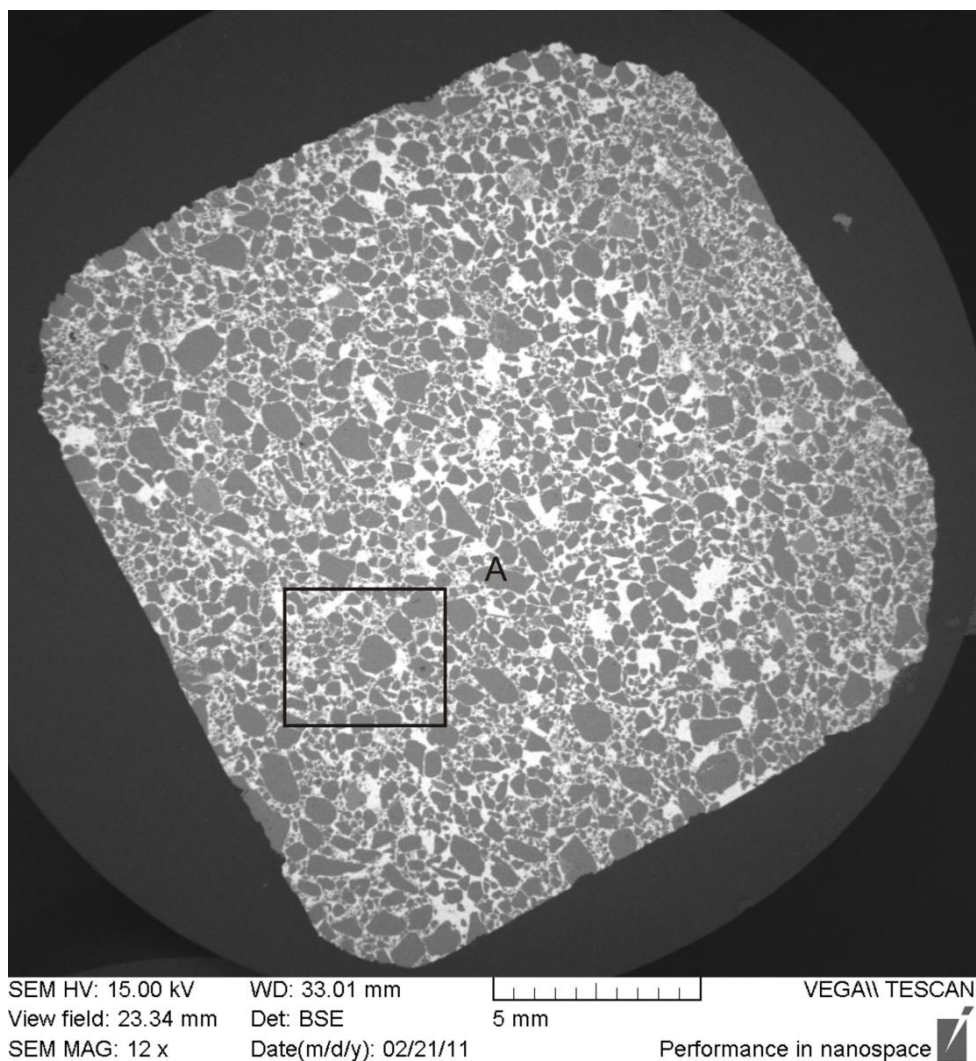
Makropopis: vzorek 3 x 3 x 3 cm, konkrce kulovitého vzhledu. Na příčném řezu je vzorek kulovitý tvořený kryptokrystalickým pyritem a okolní horninou s přibližně stejnou zrnitostí (písek jemnozrný).

Lokalizace nábrusu vůči vzorku: řez půlící kouli

Nábrus - optický mikroskop: vzorek je tvořen homogenním sulfidickým tmelem, v kterém plavou ostrohranná zrna minerálů. Jedná se o kongreci tmelenou pyritem.

Nábrus - SEM: Celkovou texturu vzorku a lokalizaci podrobně studovaných míst přehledně zobrazuje Obr. 21. Texturně se popis shoduje s optickým mikroskopem, navíc lze v BSE rozlišit zrna jednotlivých obsažených minerálů. Vzorek obsahuje z největší části zrna křemene a živce o velikostech od 0,01 do 0,5 mm.

Mikrochemismus: Bylo změřeno 1 spektrum, vzorek obsahuje FeS_2 bez stopových příměsí.



Obr. 21. Celková textura vzorku a lokalizace podrobně studovaných míst vz. 19.

9 PŘEHLED MIKROCHEMISMU PYRITU A MARKAZITU

Celkem bylo vyhodnoceno 81 spektrálních analýz (Tab. 1.). Většina analýz odpovídala stechiometrickému FeS₂ bez stopových příměsí, vzácněji se vyskytly i vzorky se zvýšeným obsahem As či Ni.

Ve zpětně odražených elektronech byly pozorovány tmavé a světlé růstové zóny, pro které byl následně změřen chemismus. Mezi zónami je patrná systematická změna chemismu, projevující se v obsazích As, Ni (v BSE světlé zóny) a v přítomnosti mikroinkluzí jílových minerálů (v BSE tmavé zóny).

Z hlediska mikrochemismu nebo textury lze studované vzorky rozdělit do následujících skupin:

- Čistý pyrit (vzorky č. 2, 3, 19)
- Čistý markazit (vzorky č. 1, 3, 4, 6, 8, 10, 11, 12, 13, 16, 17a, 17b)
- Framboidální pyrit (vzorky č. 11 a 17b) - nalezen pouze v jílovito-uhelné hmotě, okolo které krystalovaly agregáty markazitu.
- Pyrit s příměsí Ni (vzorek č. 2). Původní hornina obsahovala malé krystalky pyritu o velikosti cca 40 -60 μm, které jsou zčásti uspořádány v liniích. Jednalo se o homogenní krystalky, v nichž nebyly znatelné růstové zóny, obsahovaly 1,6-5,9 hm. % Ni.
- Markazit s příměsí As (vzorky č 9, 13, 16, 18). Zóny s As se většinou objevují v pokročilejším stádiu krystalizace radiálních jemnozrnných agregátů, jako krátká omezená krystalizační fáze. Zóny s As lze rozdělit do dvou skupin: i) růstové zóny s variabilními obsahy As; ii) výplň trhlinek v markasitu (vzácnější případ). Obsahy As se pohybovaly od 0,2 do 5,4 hm% As.
- Markazit s mikroinkluzemi jílových minerálů. V krystalech jsou patrné tmavší růstové zóny, které jsou zřetelně porézní a obsahují mikroinkluzi pevné fáze, která obsahuje pouze Si a Al (vzorky č. 1, 8, 10, 12, 17a), či vzácněji též stopová množství Ti (vzorky č. 1, 10).

Tab. 1 Výsledky chemických analýz sulfidů												
Vzorek:	Vz. 01	Vz. 01	Vz. 01	Vz. 01	Vz. 01	Vz. 02	Vz. 02	Vz. 02	Vz. 02	Vz. 02	Vz. 02	Vz. 03
Spektrum:	Sp. 1	Sp. 2	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 5	Sp. 1	Sp. 2	Sp. 4	Sp. 5	Sp. 6	Sp. 7	Sp. 2
Minerál:	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Py	Py	Py	Py	Py	Py	Py
Fe (hm. %)	47,6	46,8	23,0	47,0	43,6	45,4	47,2	40,1	40,7	43,5	40,2	47,0
Ni (hm. %)						1,6		5,9	5,7			
As (hm. %)												
S (hm. %)	52,4	53,2	24,1	53,0	49,5	53,0	52,8	54,0	53,6	49,1	44,4	53,0
Si (hm. %)			10,6		1,6					1,7	3,4	
Al (hm. %)			9,7		1,5					1,6	3,0	
Ti (hm. %)			2,0		0,3							
O (hm. %)			30,6		3,6					4,0	9,0	
TOTAL (hm. %)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Vzorek:	Vz. 03	Vz. 03	Vz. 03	Vz. 04	Vz. 06	Vz. 08	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09
Spektrum:	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 5	Sp. 1	Sp. 1	Sp. 1	Sp. 1	Sp. 2	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 5	Sp. 6
Minerál:	Py	Py	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk
Fe (hm. %)	46,9	47,1	47,0	46,9	47,6	44,4	44,5	46,7	46,7	45,4	46,7	44,7
Ni (hm. %)												
As (hm. %)							5,4	0,5	0,3	3,7	0,7	5,4
S (hm. %)	53,1	52,9	53,0	53,1	52,4	50,2	50,2	52,8	53,1	50,9	52,6	49,8
Si (hm. %)						1,5						
Al (hm. %)						1,0						
Ti (hm. %)												
O (hm. %)						2,9						
TOTAL (hm. %)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Vzorek:	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 09	Vz. 10	Vz. 10	Vz. 10	Vz. 10	Vz. 10	Vz. 11
Spektrum:	Sp. 7	Sp. 8	Sp. 10	Sp. 11	Sp. 12	Sp. 13	Sp. 1	Sp. 2	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 5	Sp. 1
Minerál:	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk
Fe (hm. %)	44,3	44,0	47,0	45,2	46,9	44,4	44,4	47,1	47,0	46,8	47,0	46,9
Ni (hm. %)												
As (hm. %)	5,3	5,4	0,2	5,0	0,2	5,1						
S (hm. %)	50,4	50,6	52,8	49,8	52,9	50,5	50,2	52,9	52,6	52,7	53,0	53,1
Si (hm. %)							2,0		0,2	0,3		
Al (hm. %)							1,8		0,2	0,3		
Ti (hm. %)							1,6					
O (hm. %)												
TOTAL (hm. %)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Vzorek:	Vz. 11	Vz. 11	Vz. 11	Vz. 12	Vz. 12	Vz. 12	Vz. 12	Vz. 13	Vz. 13	Vz. 13	Vz. 13	Vz. 16
Spektrum:	Sp. 2	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 1	Sp. 2	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 1	Sp. 2	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 1
Minerál:	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk
Fe (hm. %)	47,3	46,7	47,1	47,3	46,6	47,0	47,0	46,4	46,6	45,9	46,0	47,0
Ni (hm. %)												
As (hm. %)								1,9	1,8	2,7	4,3	
S (hm. %)	52,7	53,3	52,9	52,7	52,4	53,0	53,0	51,7	51,6	51,4	49,7	53,0
Si (hm. %)					0,6							
Al (hm. %)					0,4							
Ti (hm. %)												
O (hm. %)												
TOTAL (hm. %)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Vzorek:	Vz. 16	Vz. 16	Vz. 17b	Vz. 17b	Vz. 18	Vz. 18	Vz. 18	Vz. 18	Vz. 18	Vz. 18	Vz. 18	Vz. 18
Spektrum:	Sp. 2	Sp. 3	Sp. 4	Sp. 5	Sp. 1	Sp. 2	Sp. 4	Sp. 5	Sp. 6	Sp. 7	Sp. 8	Sp. 9
Minerál:	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk	Mk
Fe (hm. %)	46,9	45,9	46,8	46,9	44,9	45,8	47,1	42,4	41,3	46,8	43,2	47,3
Ni (hm. %)					1,7	0,8						
As (hm. %)		3,4			0,7	0,6						
S (hm. %)	53,1	50,7	53,2	53,1	52,4	52,7	52,7	47,8	46,4	53,1	48,3	52,6
Si (hm. %)					0,1	0,1	0,1	1,8	2,5		1,7	0,1
Al (hm. %)							0,1	1,8	2,4		1,6	0,1
Ti (hm. %)								0,4	0,5		0,5	
O (hm. %)								5,8	6,9		4,6	
TOTAL (hm. %)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0

Vzorek:	Vz. 18	Vz. 19
Spektrum:	Sp. 11	Sp. 1
Minerál:	Mk	Py
Fe (hm. %)	41,9	46,8
Ni (hm. %)		
As (hm. %)		
S (hm. %)	46,9	53,2
Si (hm. %)	2,3	
Al (hm. %)	2,2	
Ti (hm. %)	0,4	
O (hm. %)	6,4	
TOTAL (hm. %)	100,0	100,0

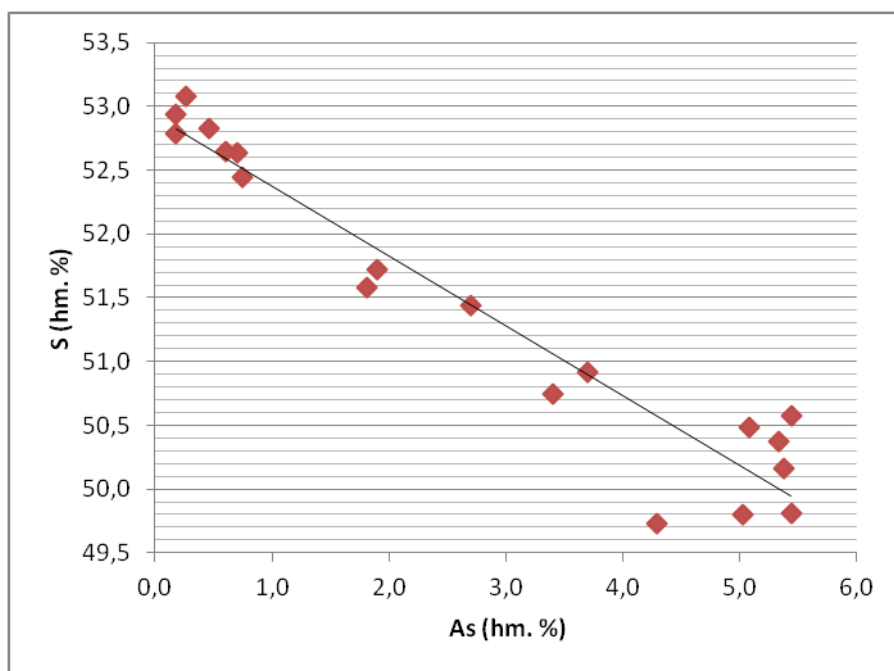
10 DISKUZE

Nejhojněji se vyskytující sulfidickou mineralizací Lomu Bílina v těsném okolí bílinského zlomu je čistý markazit či pyrit bez stopových příměsí. Stopové příměši v Fe-sulfidech lze obecně rozdělit na izomorfní a dispergované typy (Bayliss, 1986):

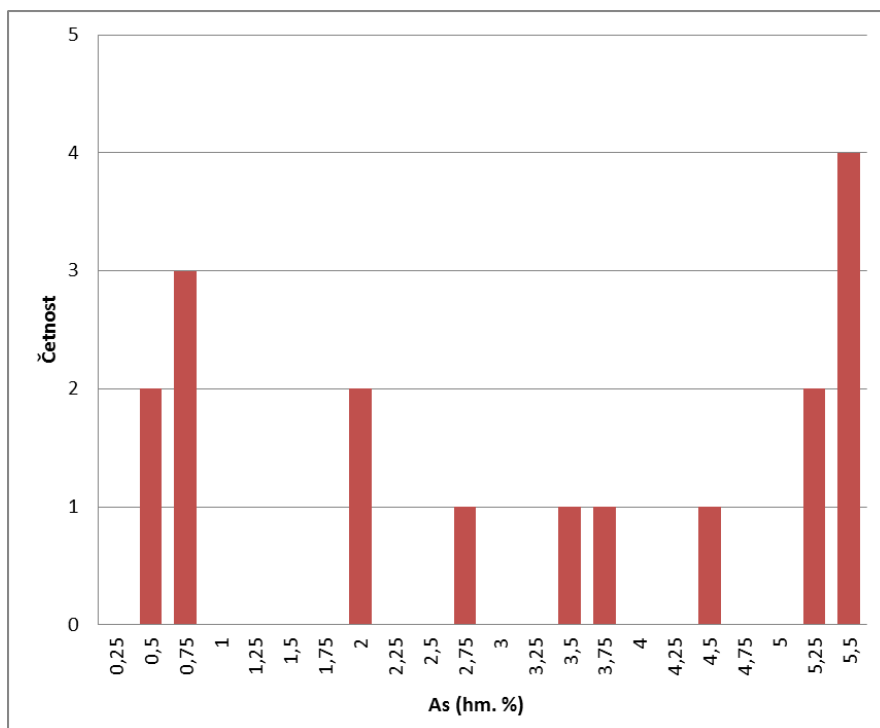
Izomorfní příměši: I) za železo: Fe je substituováno Ni či Co; II) za síru: jedná se především o substituci $S_{-1}As_{+1}$ (Obr. 22.).

Ze vzorků s příměsí jsou nejvíce zastoupeny zonální krystaly markazitu s lokálně zvýšeným obsahem As (vzorky č. 9, 13, 16, 18), sulfidy obohacené Ni jsou vzácné (vzorky č. 2, 17). Zóny se zvýšeným obsahem As se objevovaly až v pozdějších fázích krystalizace pyritu/markazitu. Obsah jednotlivých As bohatých růstových zón byl velmi variabilní i v rámci jednoho vzorku. Obsahy As nevykazují přednostní preference (Obr. 23.). Ve vzorku č. 2. byla nalezena v okolních uhelných jílech řada drobných Ni-bohatých nezonálních pyritových krystalků. Ve vzorku č. 17b se vyskytla růstová zóna se zvýšeným obsahem jak As, tak i Ni. Nálezy Ni obohacených krystalů nebo zón byly obecně velmi vzácné. Zvýšené obsahy příměši As a Ni nevykazují vzájemnou korelaci (Obr. 24.).

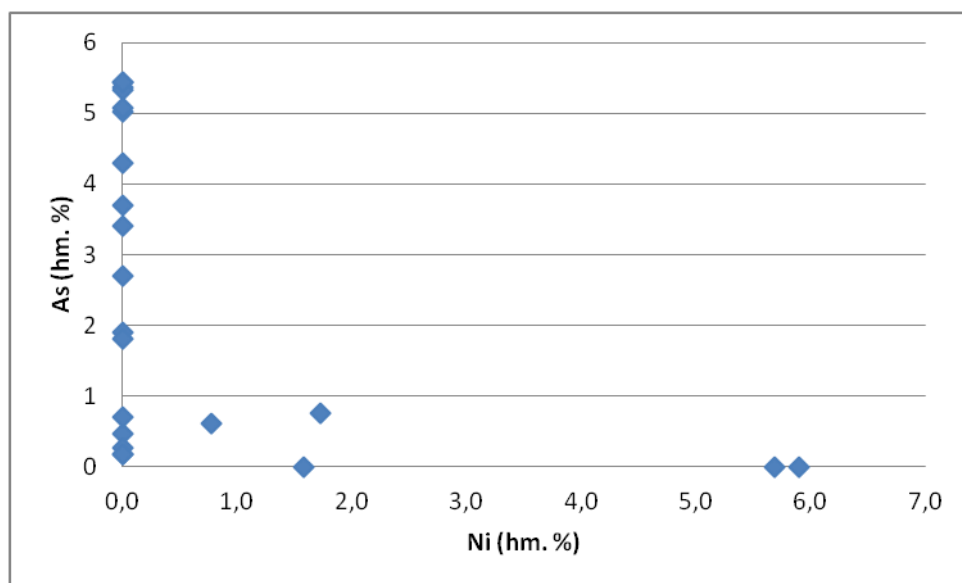
Většinu zkoumaných vzorků lze označit za postdiagenetické sulfidy hydrotermálního původu. V několika vzorcích, kde se vyskytovaly i reliktů hnědého uhlí, byly v tomto uhlí nalezeny framboidální pyrity synsedimentárního původu (vzorky č. 11 a 17b). Synsedimentárního či raně diagenetického původu mohou být též pyrity se zvýšeným obsahem Ni (vzorek č. 2), které se rovněž nacházely dispergované v jílovito-uhelné hmotě v okolí velkých krystalů markazitu (bez příměši Ni).



Obr. 22. Substituce síry arsenem.

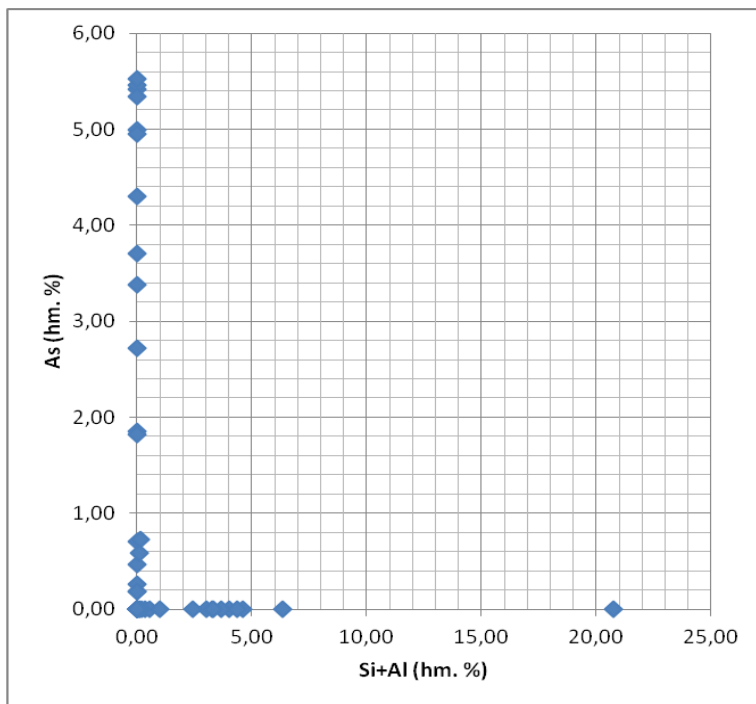


Obr. 23. Histogram obsahu arsenu v jednotlivých měřených zónách.



Obr. 24. Korelace obsahů As a Ni.

Dispergované příměsi: Byly zaznamenány porézní zóny mikroinkluzí jílových minerálů v markazitu, tyto zóny kopírovaly růstové zóny jednotlivých krystalů. Mikroinkluze v se jeví jako homogenně rozptýlené částice, v BSE tvoří tmavé zóny. Může jít o znečištění krystalových agregátů v průběhu krystalizace jílovými minerály v důsledku tektonického neklidu. Tyto zóny nebyly v žádném z analyzovaných vzorků nalezeny současně se zvýšenými obsahy As, nebo Ni (Obr. 25.).



Obr. 25. Korelace obsahů jílových minerálů a zón se zvýšeným obsahem As.

11 ZÁVĚR

Většina autorů zabývajících se problematikou výskytu Fe-disulfidů s obsahem As v oblasti severočeské hnědouhelné pánve se zaměřovala zejména na synsedimentární a diagenetické typy této mineralizace vyskytující se přímo v uhelné sloji, a to hlavně z důvodu minimalizace škodlivých emisí během následného energetického spalování uhlí.

Disulfidy se na lokalitě vyskytují v hojném množství a to jak rozptýlené v uhelné sloji, tak vázané na tektonickou zónu bílinského zlomu. Pyrit a markazit se vyskytují v podložních křídových i v nadložních terciérních sedimentech.

Neogénní nízkoteplotní sulfidická mineralizační fáze v oháreckém riftu je spojena s výstupem fluid hlubokého oběhu, pohybujících se po tektonických zónách. Obecně by šlo tuto mineralizaci označit jako epitermální v širším slova smyslu. Teploty fluid se však pravděpodobně pohybovaly jen kolem 50°C. Tato fluida neměla vliv na vznik dispergovaných Fe-disulfidů v samotné uhelné sloji ani v jejím nadloží. Výstup fluid byl vázán pouze na poruchové zóny a vzácně též na druhotně silicifikované polohy v podloží uhelné sloje.

Značná kolísavost obsahů stopových příměsí nedovoluje prozatím ze získaných vzorků vyvodit hlubší genetické závěry. Lze však konstatovat, že sulfidická mineralizace v těsném okolí bílinského zlomu v lokalitě Lomu Bílina je podstatně jednotvárnější, než mineralizace v okolí krušnohorského zlomu na lokalitě Jeníkov. Růstové zóny se zvýšenými obsahy As byly ve studovaných sulfidech nalezeny jen v několika případech/vzorcích. Růstové zóny se zvýšeným obsahy As (vz. 9) jsou obsahem As i texturně podobné čtvrté generaci pyritů (Py-4) z lokality Jeníkov (podle Zachariáše et al. 2008). Dispergovanou příměsí - patrně kaolinit - v některých růstových zónách indikují též zvýšené obsahy Si a Al.

12 LITERATURA

- Bayliss, P., 1986. Subdivision of the pyrite group, and chemical and X-ray diffraction investigation of ullmannite. *Can. Mineral.*, 24:27-33.
- Behr H.-J., Dürbaum H.-J. and Bankwitz P. (Eds.), 1994. Crustal structure of the Saxothuringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90(East). *Z. geol. Wiss.*, str. 647-769.
- Bouška, V. a Z., Dvořák., 1997. *Nerosty Severočeské hnědouhelné pánve*. 1. vyd. Praha: Dick, 158 s. ISBN 8090234100.
- Buška, V., J. Pešek and K. Žák, 1997. Values of ^{34}S in iron disulphides of the North Bohemian Lignite Basin, Czech Republic. *Geological Society, London, Special Publications*. vol. 125, issue 1, s. 261-267.
- Čadek J., Kačura G., Malkovský M., 1963. Genetické vztahy mezi termami a neoidní mineralizací hornin v oblasti Teplíc a Ústí n. Labem. *Ústř. úst. geol., Praha*.
- Chlupáč I. - Brzobohatý, R. - Kovanda, J. – Stráník, Z., 2002. *Geologická minulost České republiky*. 426 str. – Academia. Praha.
- Dodóny, I., Pósfai, M., Buseck, P.R., 1996. Structural relationship between pyrite and marcasite. *Am mineral.*, 81:119-125.
- Domáci, L., 1975. Litostratigrafie třetihorních sedimentů v hnědouhelné severočeské pánvi. *Acta Univ. Carol. Geol.*, 1975, 1, 75-80. Praha.
- Dubanský, A. a Hurník, S., 1982. Příspěvek ke geochemii Fe-disulfidů v uhlí SHR. *Sbor. IV. Uhel. geol. Konf. přír. Fak.*, 11-13. Praha.
- Dubanský, A., 1984. Sulfidická mineralizace v uhlí Severočeské hnědouhelné pánve *Uhlí*. Roč. 32, č. 6, s. 223-231.
- Dvořák, Z., 2012. *Minerály severočeské hnědouhelné pánve*. Vyd. 1. Praha: Pro Severočeské doly Chomutov vydal Granit, 159 s. ISBN 978-80-7296-084-2.
- Elznic A., Pešek J, Skopec J., 2007. Oherský rift v severozápadních Čechách - argumenty pro a proti. *Uhlí Rudy Geol. Průzk.*, 10, 29-36.
- Havlena, 1982. Vznik podkrušnohorských pánví. – VIII. exkurze Uhel. geol. semin. Přír. fak. Univerzity Karlovy (Praha), 5-14.
- Holub, F. V., V. Rapprich, V. Eerban, Z. Pécskay, B. Mlčoch a J. Míková., 2010. Petrology and geochemistry of the Tertiary alkaline intrusive rocks at Doupov, Doupovské hory Volcanic Complex (NW Bohemian Massif). *Journal of GEOsciences.*, s. 251-278.

Hurník - Luft S., 1960. Nález prokřemenělých třetihorních dřev na Mostecku. - Čas. Mineral geol. 5, 3, 341, Praha.

Hurník S. and Havlena V., 1984. Krušné hory Mts. and the piedmont brown coal basins as a part of a neotectonic megafold structure. Čas. Mineral. Geol., 29 (1): 55-67.

Kopecký L., 1990. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list Bílina.- Ústřední ústav geologický Praha.

Kvaček Z, Rajchl M, Böhme M, Dvořák Z, Mach K, Prokop J, Konzalová M., 2004. Early Miocene freshwater and swamp ecosystems of the Most Basin (northern Bohemia) with particular reference to the Bílina Mine section. Journal of the Czech Geological Society, volume 49, issue 1-2, pages 1 - 40.

Lehner, S. W., Savage, K.S., and Ayers, J.C., (2006) Vapor growth and characterization of pyrite (FeS₂) doped with Co, Ni, and As: Variations in semiconducting properties. Journal of Crystal Growth 286(2):306-317.

M. Posfai and P. R. Buseck. EMU Notes in Mineralogy, 1997. Modular structures in sulphides: sphalerite/wurtzite-, pyrite/marcasite-, and pyrrhotite-type minerals 'Departments of Geology and Chemistry, Arizona State University, Chapter 3, 193—235, Vol. 1 , ISBN 96-346-3132-0.

Malkovský M., 1979. Tektogeneze platformního pokryvu Českého. Knih. Ústř. Úst. geol., 53, 176 str.

Malkovský M., 1977. Neoidic mineralization in the Bohemian Massif associated with the Saxon tectogenesis. Ústř. úst. geol., Praha

Malkovský M., 1985. Tectonics of the North Bohemian Brown Coal Basin. In M. MALKOVSKÝ (Ed.): Geology of the North Bohemian Brown Coal Basin and its environs. Czech Geological Survey Prague, p.169-183.

Pešek, J., 2010. Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. 1. vyd. Praha: Česká geologická služba, 438 s. ISBN 9788070757598.

Prodehl C., Mueller S. and Haak V., 1995: The European Cenozoic rift system. In K.H. Olsen (Ed.), Continental rifts: evolution, structure, tectonics. Developments in Geotectonics 25. Elsevier, Amsterdam, Str. 133-212.

Rajchl M. and Uličný D., 2000. Evolution of basin-fill geometries in the Most Basin: implications for the tectonosedimentary history of the Ohře Rift (Eger Graben), North Bohemia. Proceedings of the 5th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group. Geolines, 10: 62-63.

Rajchl, M., Uličný, D. a K. Mach., 2008. Interplay between tectonics and compaction in a rift-margin, lacustrine delta system: Miocene of the Eger Graben, Czech Republic. Sedimentology., vol. 55, issue 5, s. 1419-1447.

Slavík, F., J., Kokta a J. Novák., 1974, Mineralogie. 5., přeprac. a dopl. vyd. Praha: Academia, 488 s.

Smejkal V., Haur A., Hladikova J., Vavrin I., 1974. Isotopic composition of sulphur of some sedimentary and endogenous sulphides in the Bohemian Massif. *Cas. Mineral. Geol., Ceskosl.*, (1974), 19, no 3, 225-237,

Svoboda J., 1983. *Encyklopedický slovník geologických věd*, 2. svazek N-Ž. Praha : Academia, 920 s.

Ulrych J., 2000. Intruzivní centra neoidního vulkanismu v Českém masivu: petrologická, geochemická a mineralogická charakteristika. MS Doktorská disertační práce GLÚ AV ČR, Praha.

Ulrych J., Pivec E., Lang M., Balogh K. and Kropáček V., 1999. Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. *Geolines (Praha)*, 9: 123-129.

Ulrych J., Pivec E., Lang M., Balogh K., Kropáček V., 1999. Cenozoic interplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. – *GeoLines*, 1999, 9, 123–129. Praha.

Ulrych, J., Dostal, J., Hegner, E., Balogh, K., Ackerman, L., 2008. Late Cretaceous to Paleocene melilitic rocks of the Ohře/Eger Rift in northern Bohemia, Czech Republic: insights into the initial stages of continental rifting. *Lithos*, IF: 2.93700, 101, p. 141-161.

Wang, Q. and J. W. MORSE., 1996. Pyrite formation under conditions approximating those in anoxic sediments I. Pathway and morphology. *Marine Chemistry*. vol. 52, issue 2, s. 99-121. DOI: 10.1016/0304-4203(95)00082-8.

Wilson M. and Downes H., 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.*, str. 811-850. Ulrych et al., 1999.

Zachariáš, J., Adamovič, J., Langrová A., 2008. Trace element chemistry of low-temperature pyrites – an indicator of past changes in fluid chemistry and fluid migration paths (Eger Graben, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 59 (2), 117–132.

Internetové zdroje

<http://www.handbookofmineralogy.org/pdfs/marcasite.pdf>/20.7.2013

<http://www.handbookofmineralogy.org/pdfs/pyrite.pdf>/20.7.2013

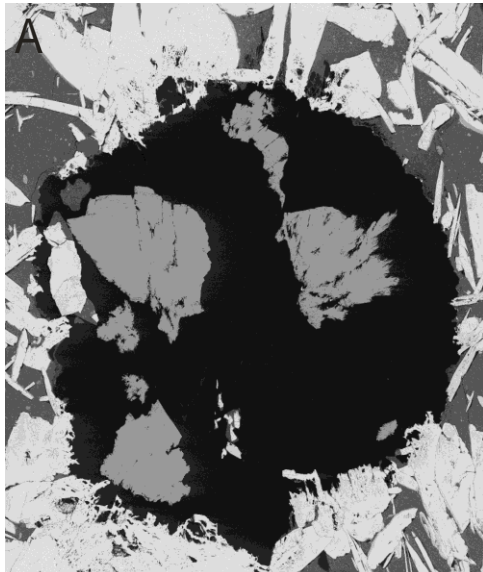
<http://www.sdas.cz/showdoc.do?docid=504>/20.7.2013

<http://www.mineral.cz/mineraly.php?/>20.7.2013

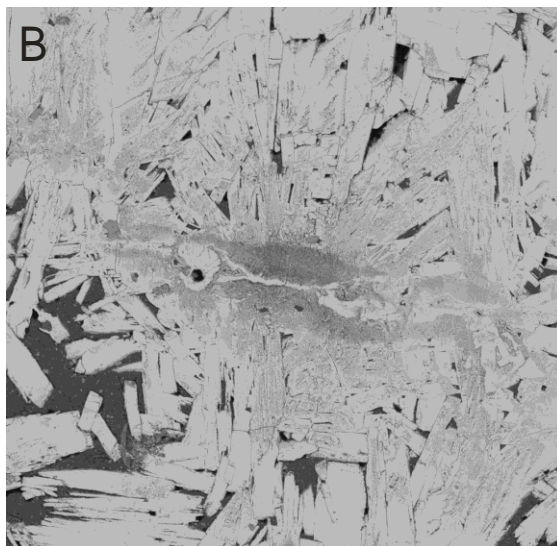
Příloha I. Fotografie jednotlivých vzorků

Vzorek č. 1

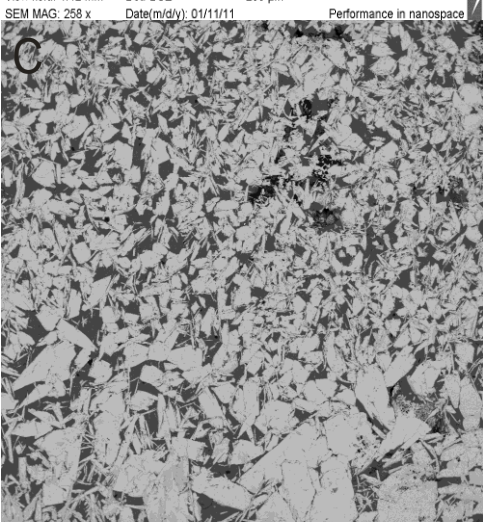
SEM



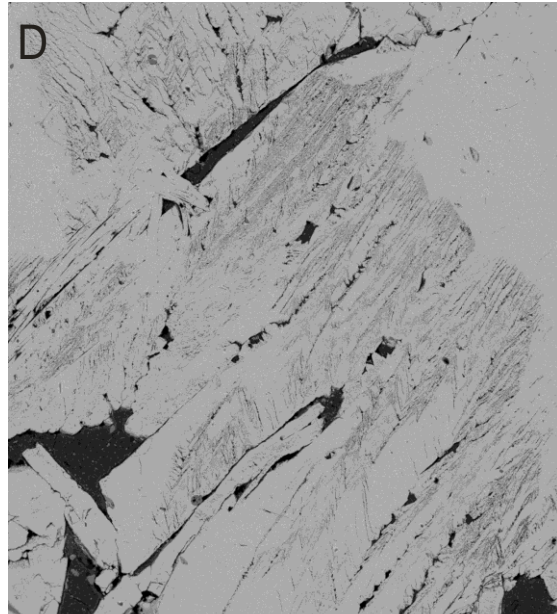
SEM HV: 15.00 kV WD: 32.00 mm
View field: 1.12 mm Det: BSE
SEM MAG: 253 x Date(m/d/y): 01/11/11
Performance in nanospace



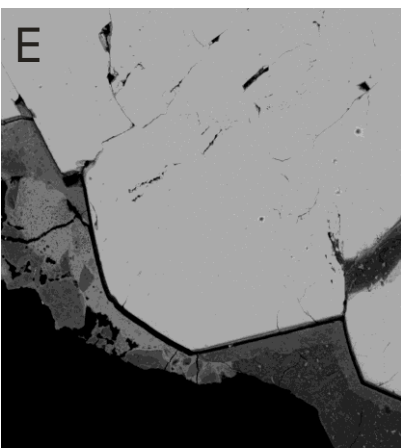
SEM HV: 15.00 kV WD: 32.00 mm
View field: 436.5 μm Det: BSE
SEM MAG: 662 x Date(m/d/y): 01/11/11
Performance in nanospace



SEM HV: 15.00 kV WD: 32.00 mm
View field: 5.07 mm Det: BSE
SEM MAG: 57 x Date(m/d/y): 01/11/11
Performance in nanospace

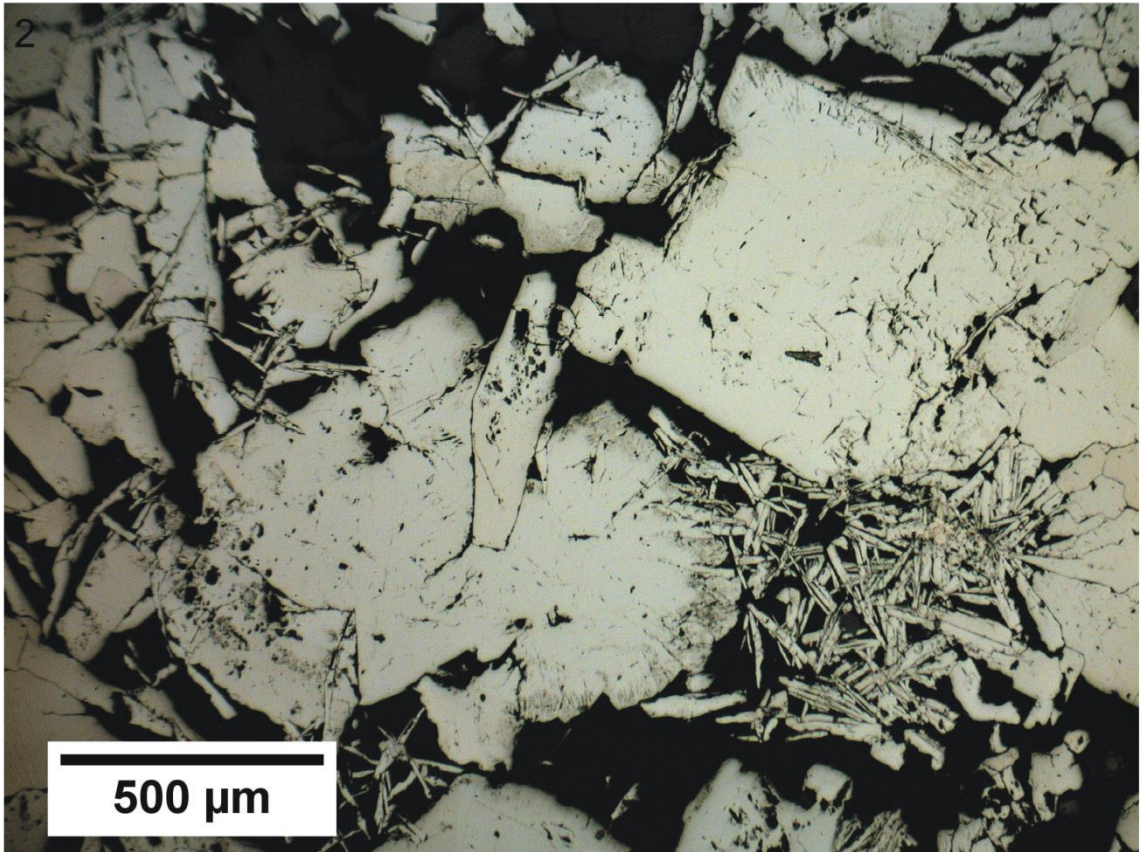
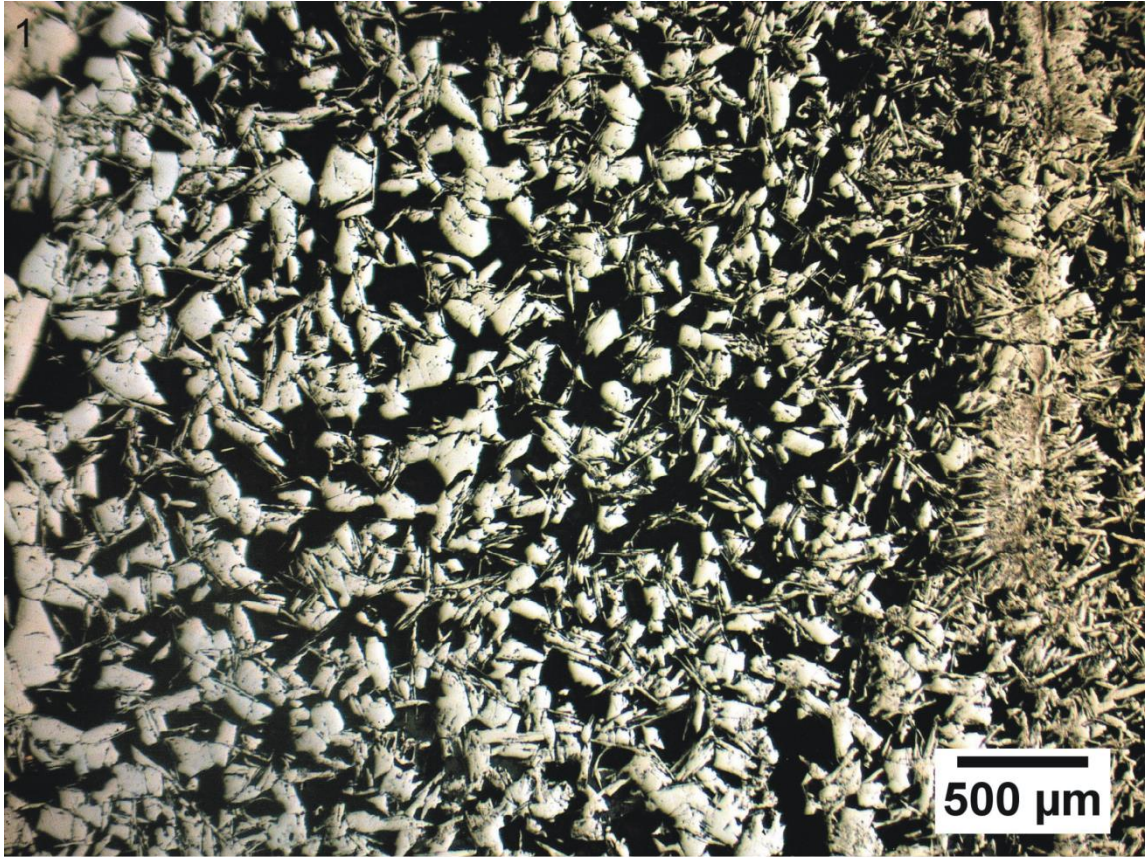


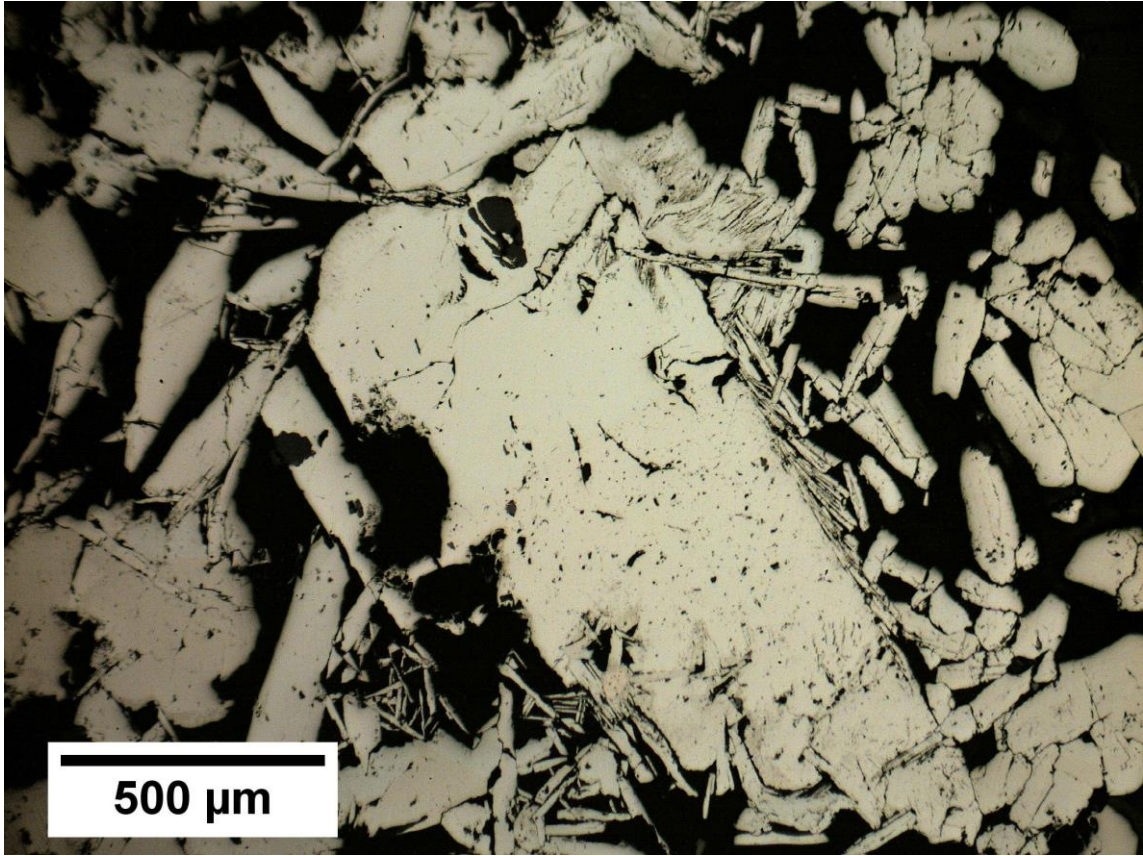
SEM HV: 15.00 kV WD: 32.00 mm
View field: 521.4 μm Det: BSE
SEM MAG: 554 x Date(m/d/y): 01/11/11
Performance in nanospace



SEM HV: 15.00 kV WD: 32.00 mm
View field: 317.5 μm Det: BSE
SEM MAG: 910 x Date(m/d/y): 01/11/11
Performance in nanospace

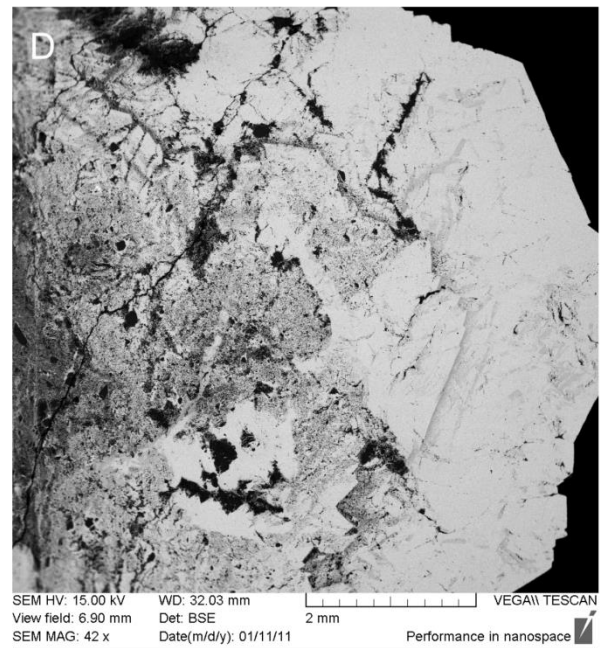
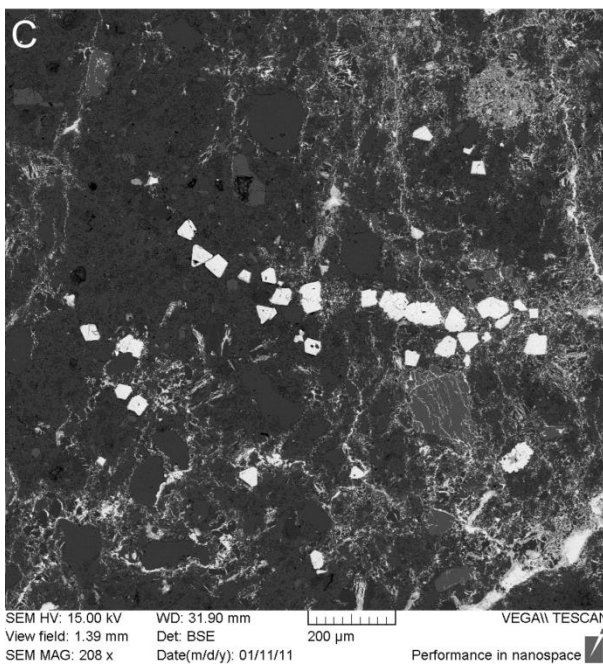
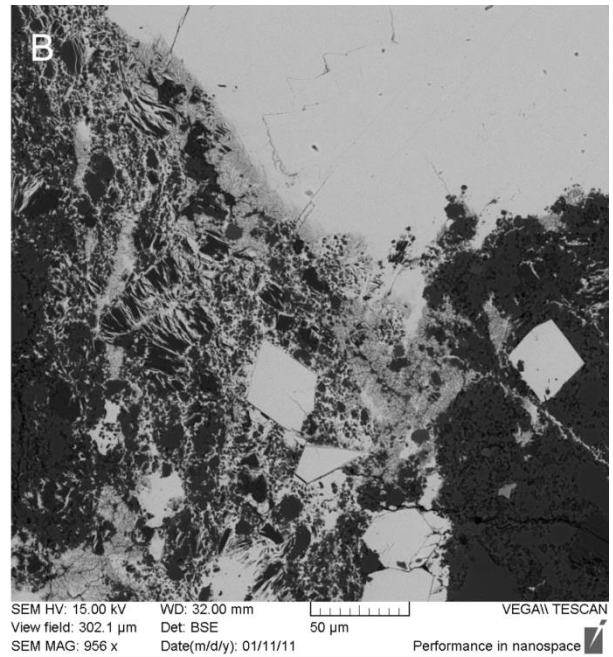
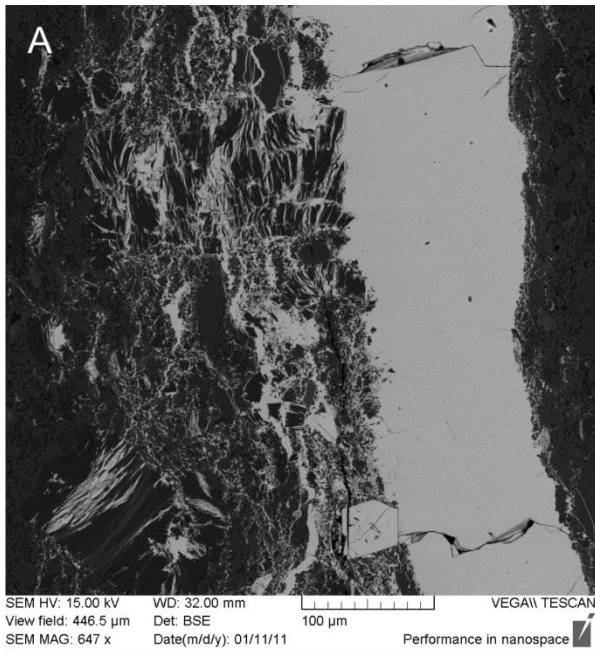
Optický mikroskop

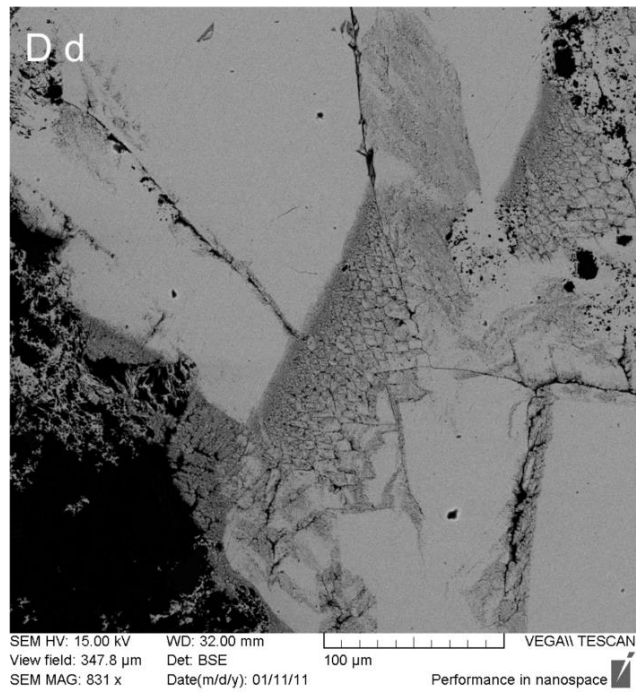
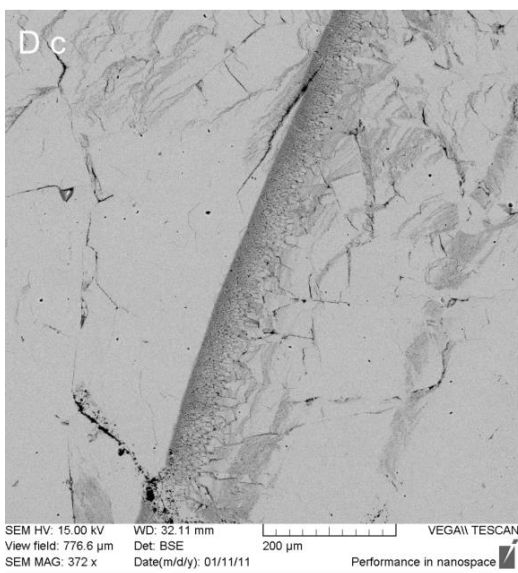
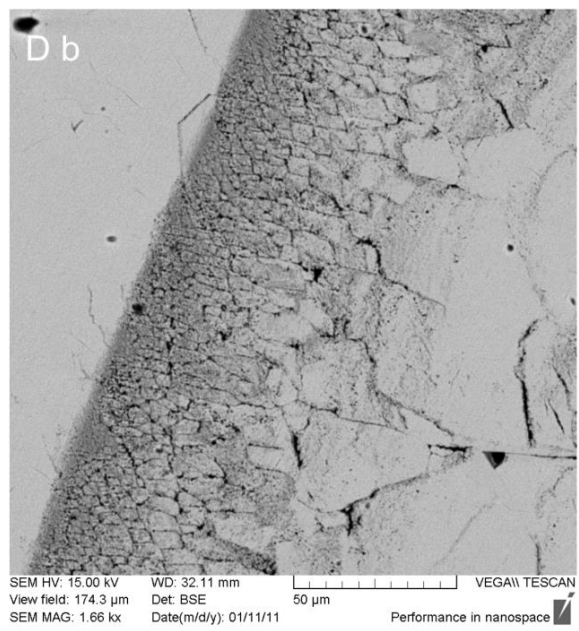
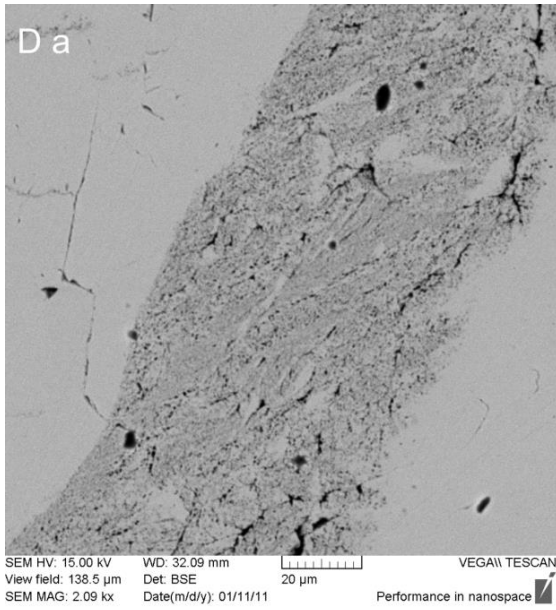




Vzorek č. 2

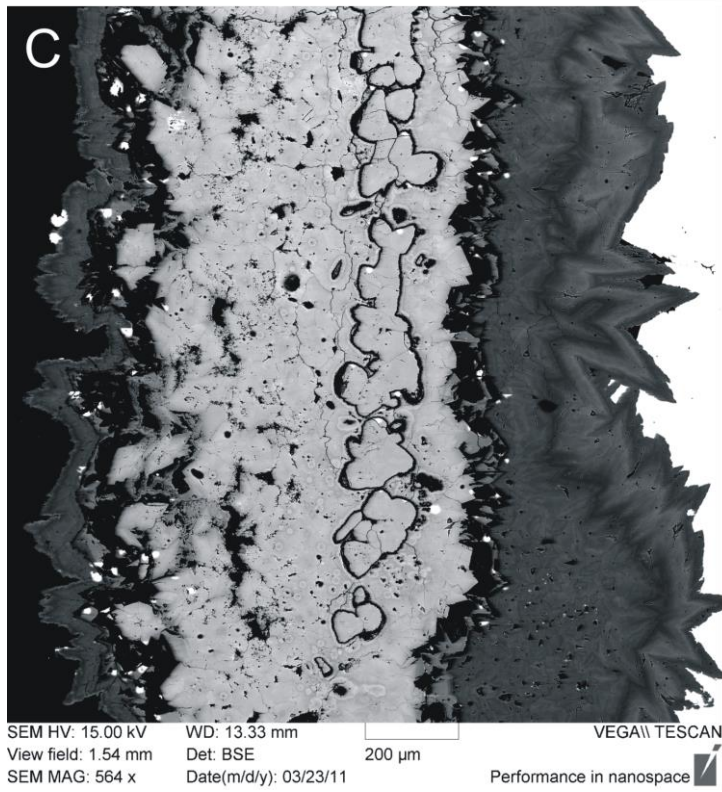
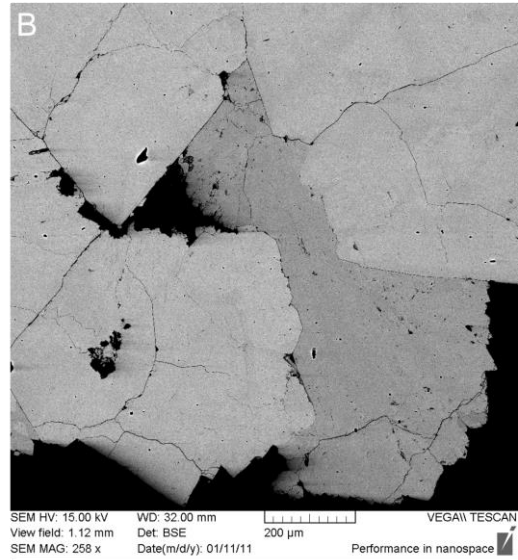
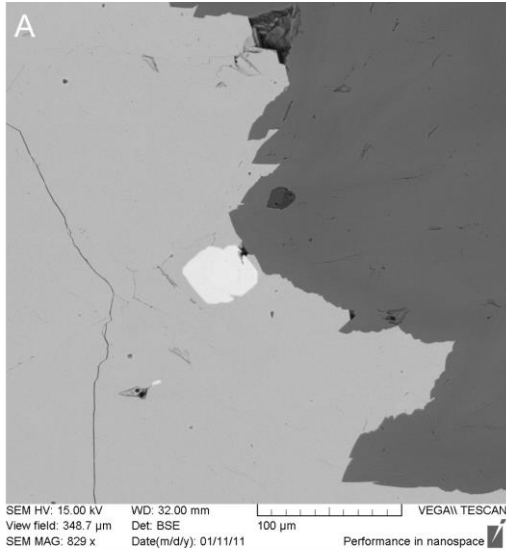
SEM





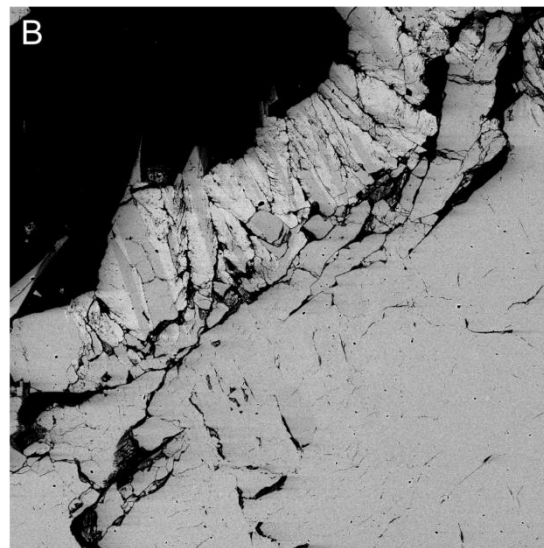
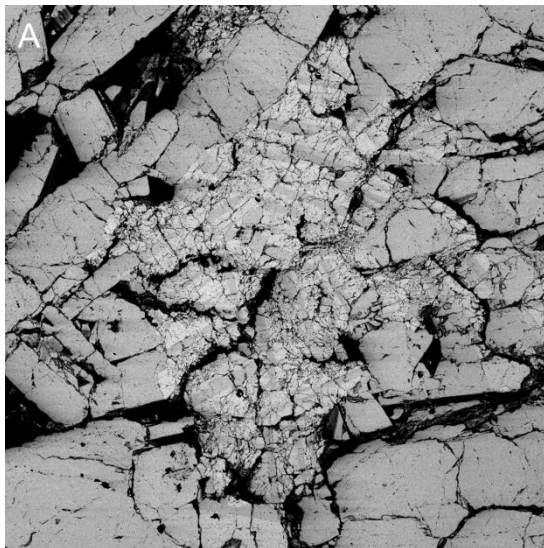
Vzorek č. 3

SEM

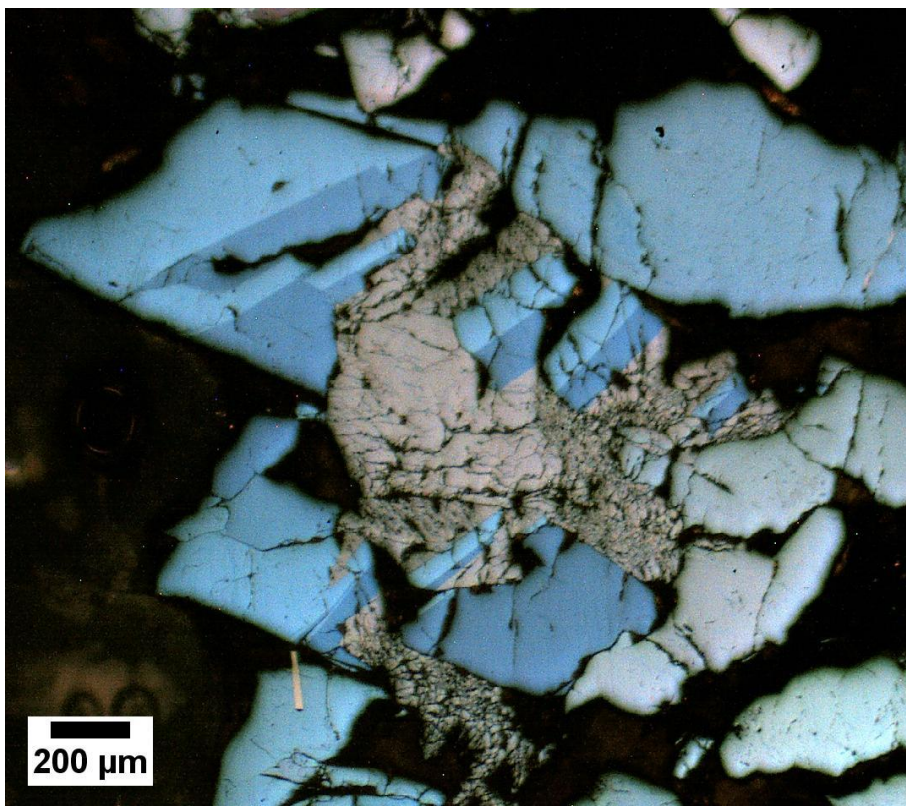


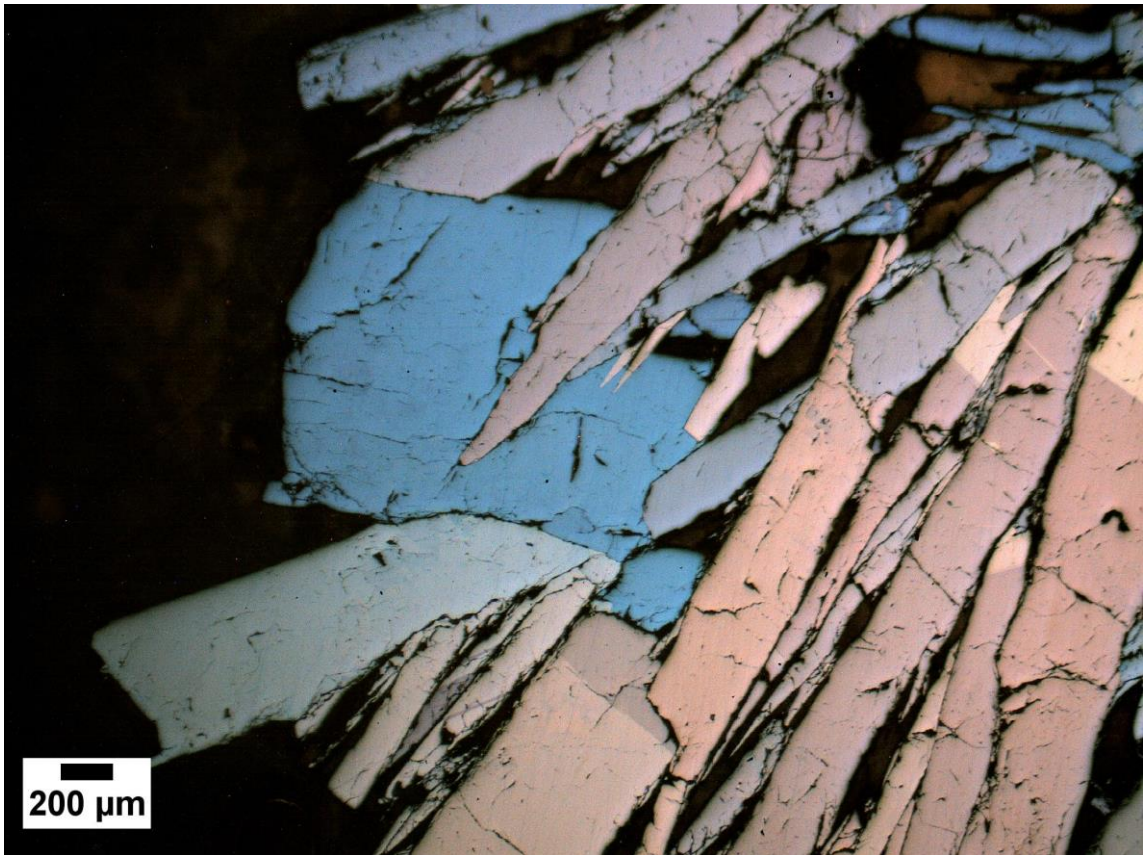
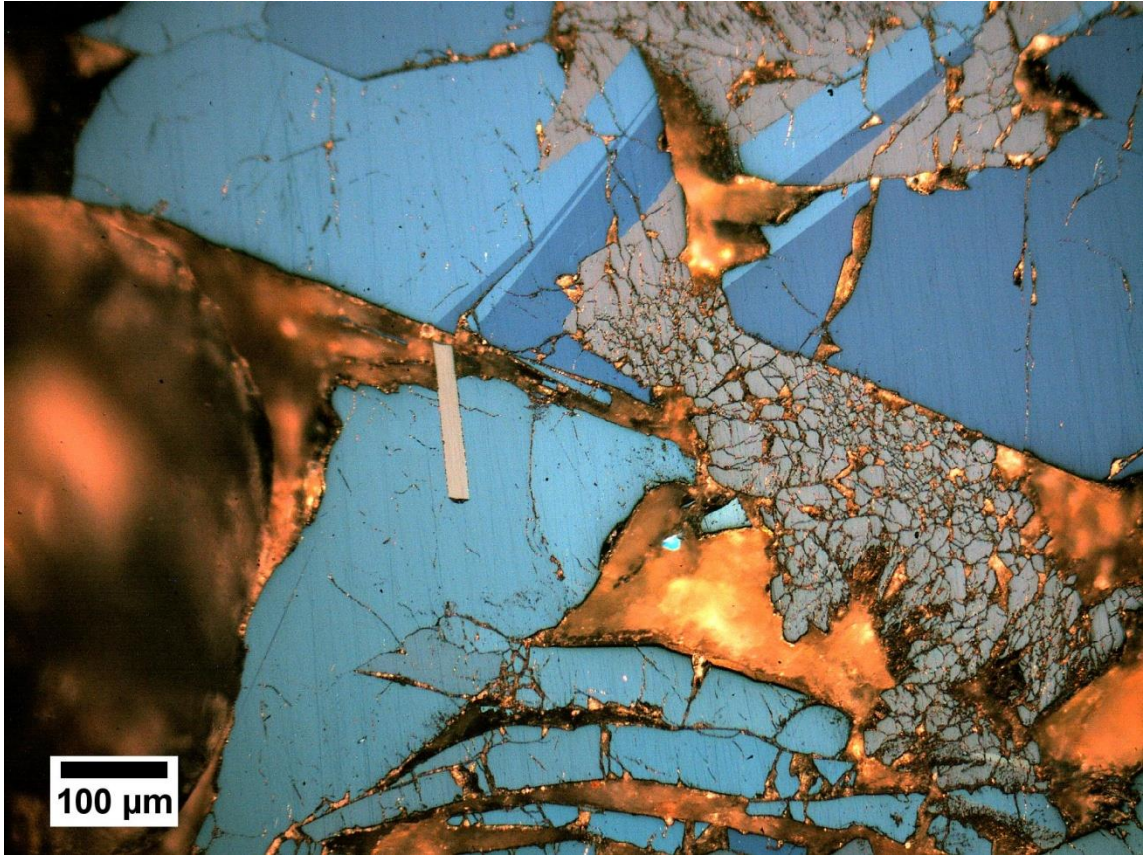
Vzorek č. 4

SEM



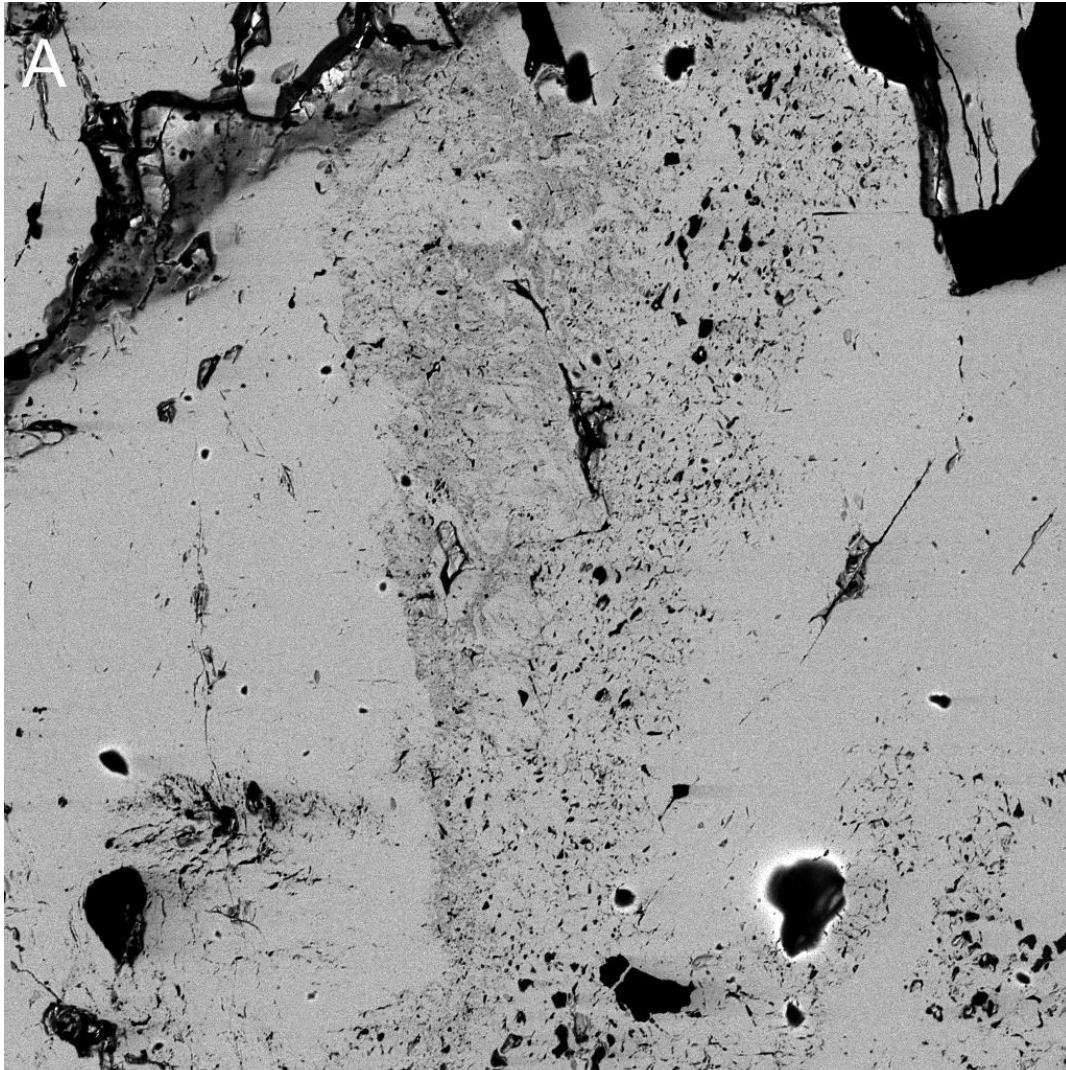
Optický mikroskop





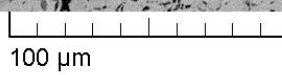
Vzorek č. 8

SEM




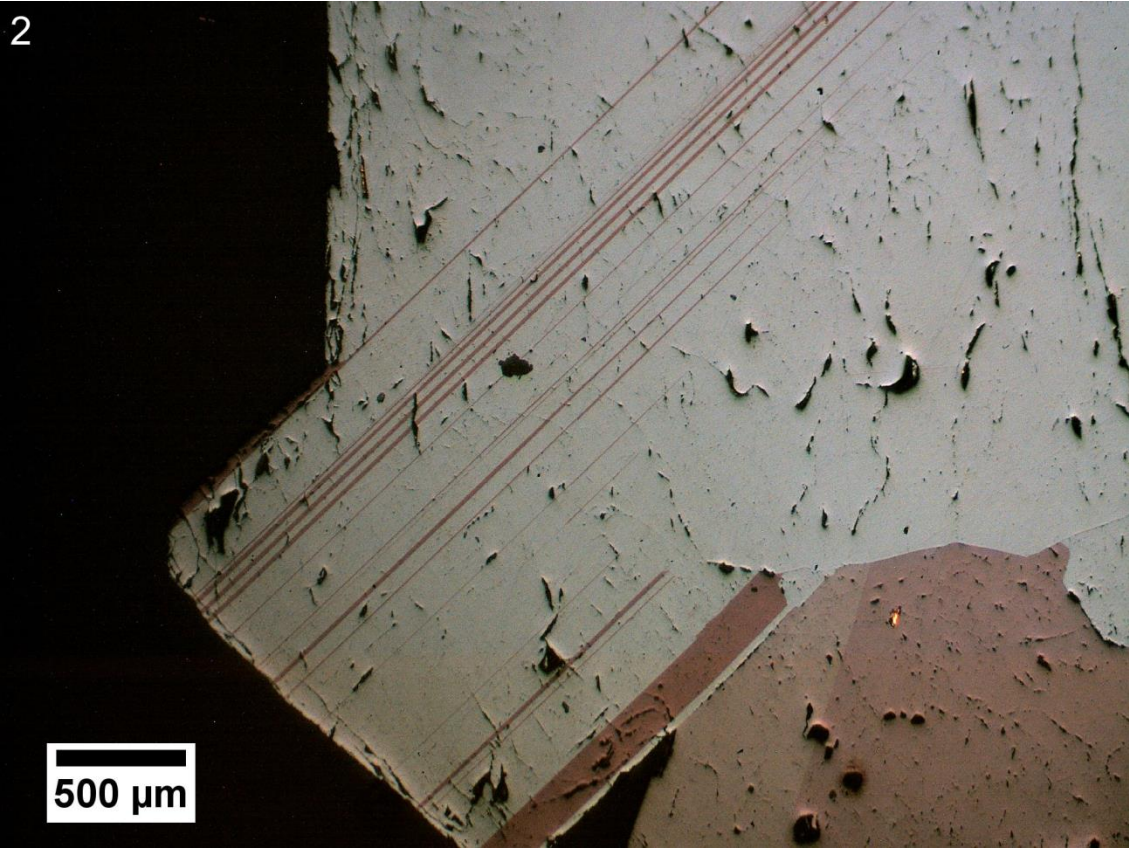
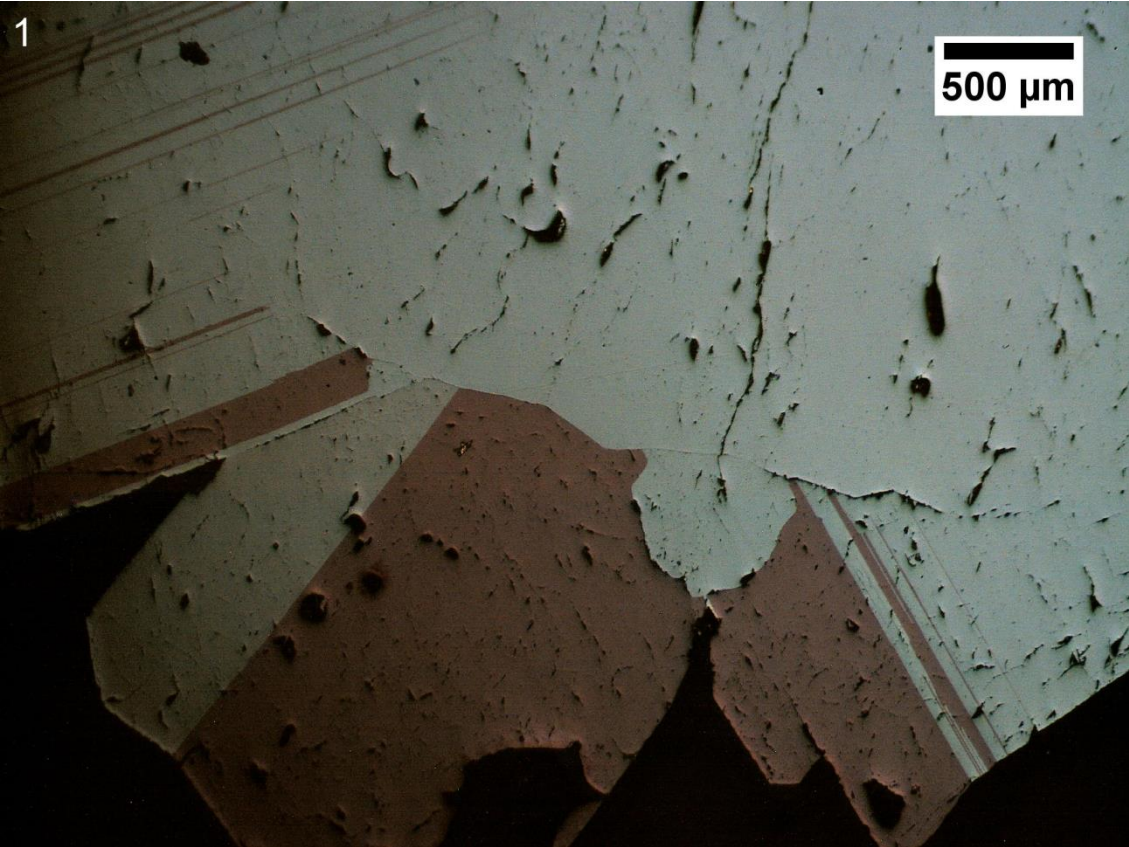
SEM HV: 15.00 kV
View field: 382.6 μm
SEM MAG: 755 x

WD: 32.29 mm
Det: BSE
Date(m/d/y): 02/02/11



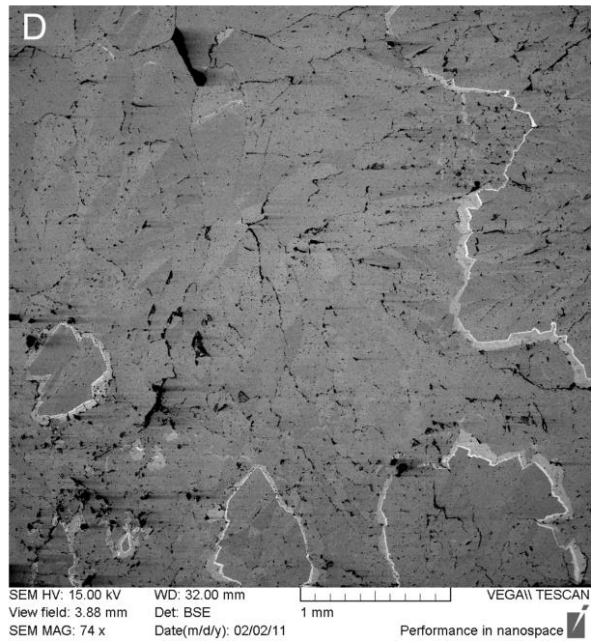
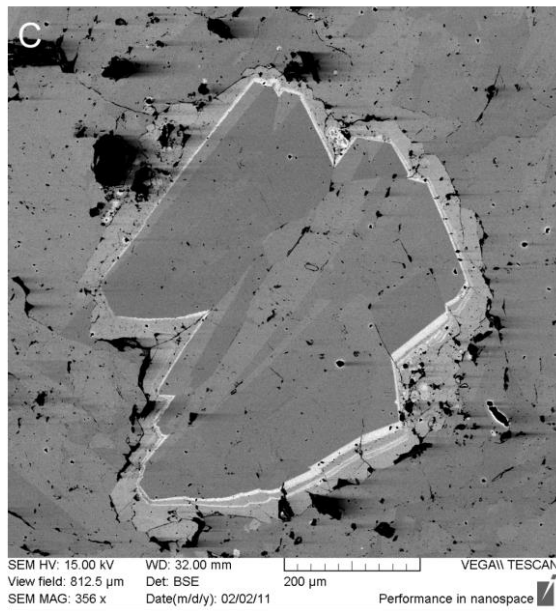
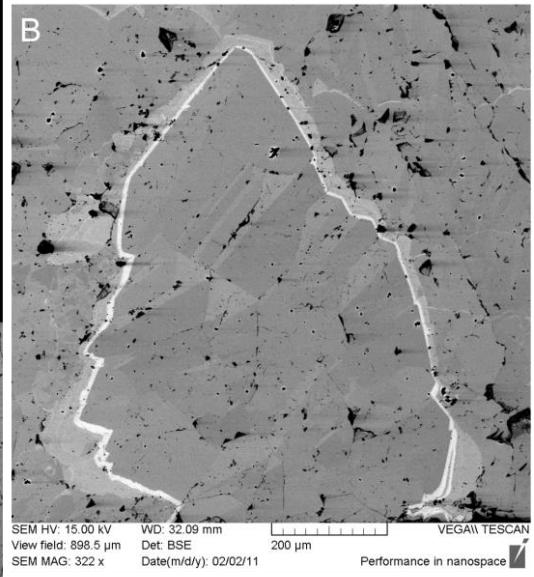
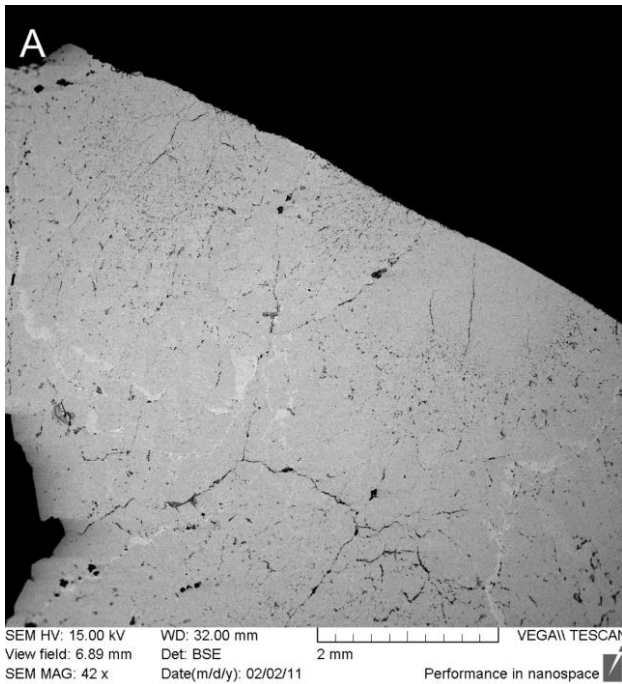
VEGA\\ TESCAN

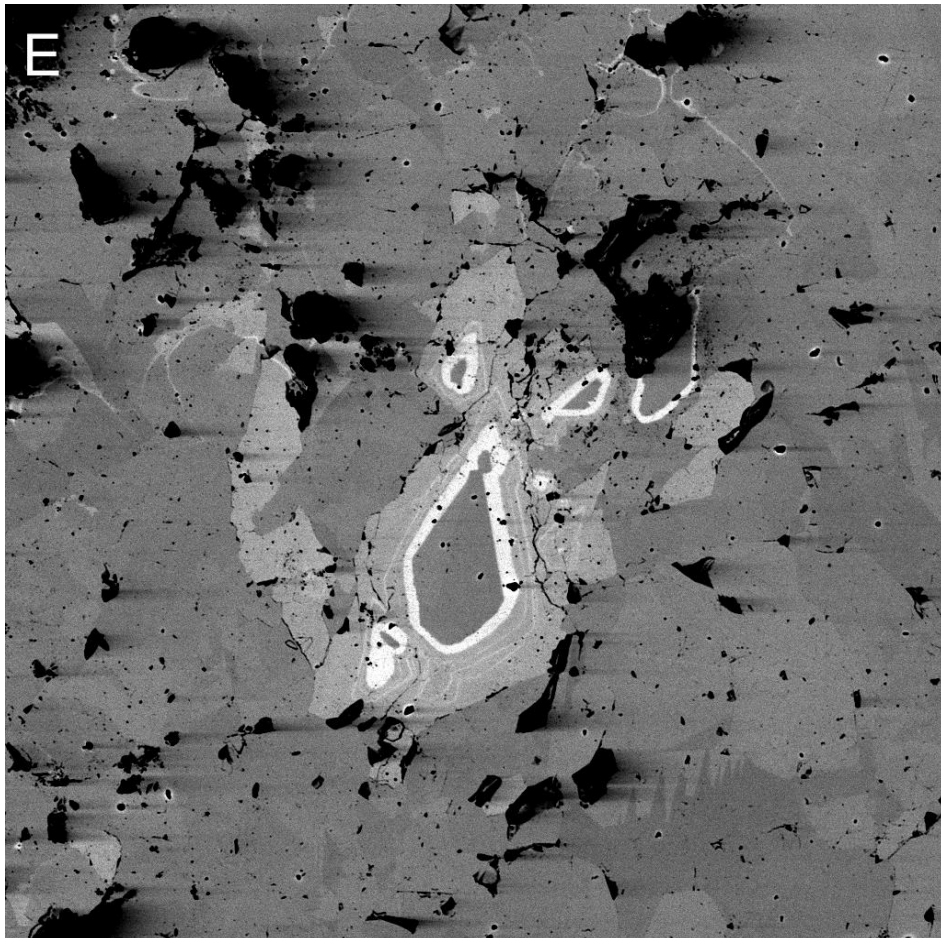
Performance in nanospace 



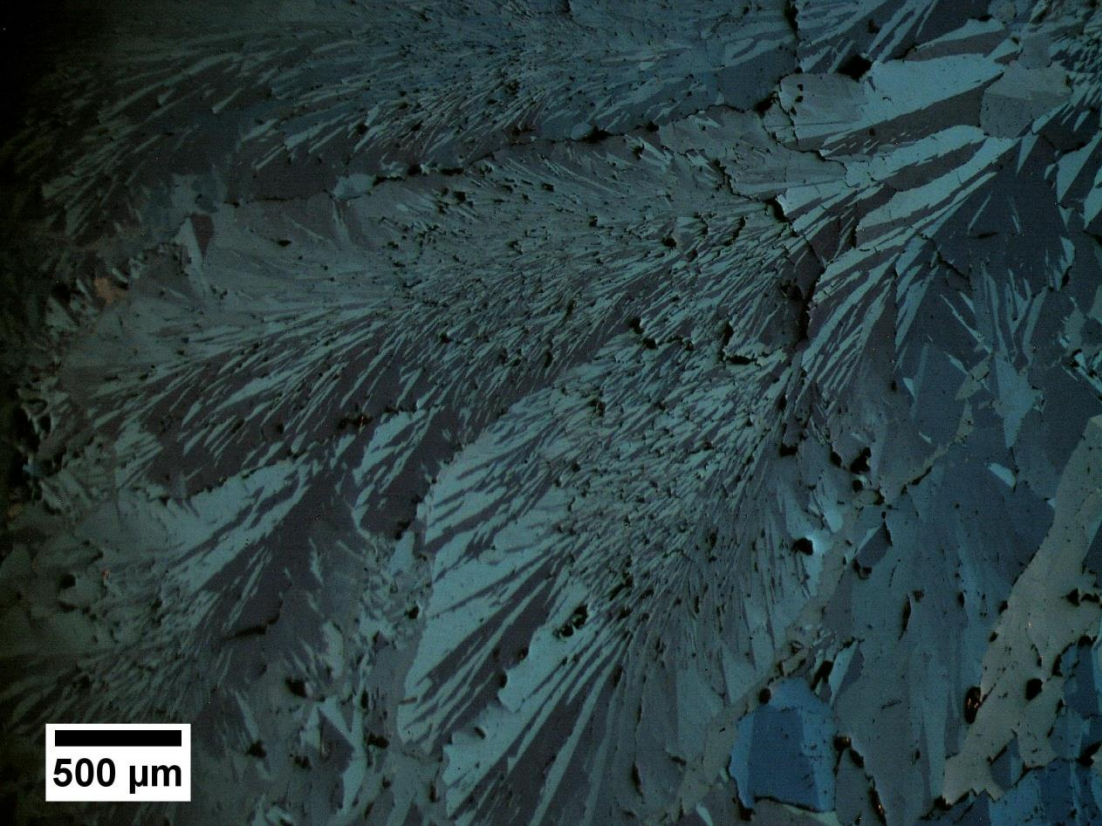
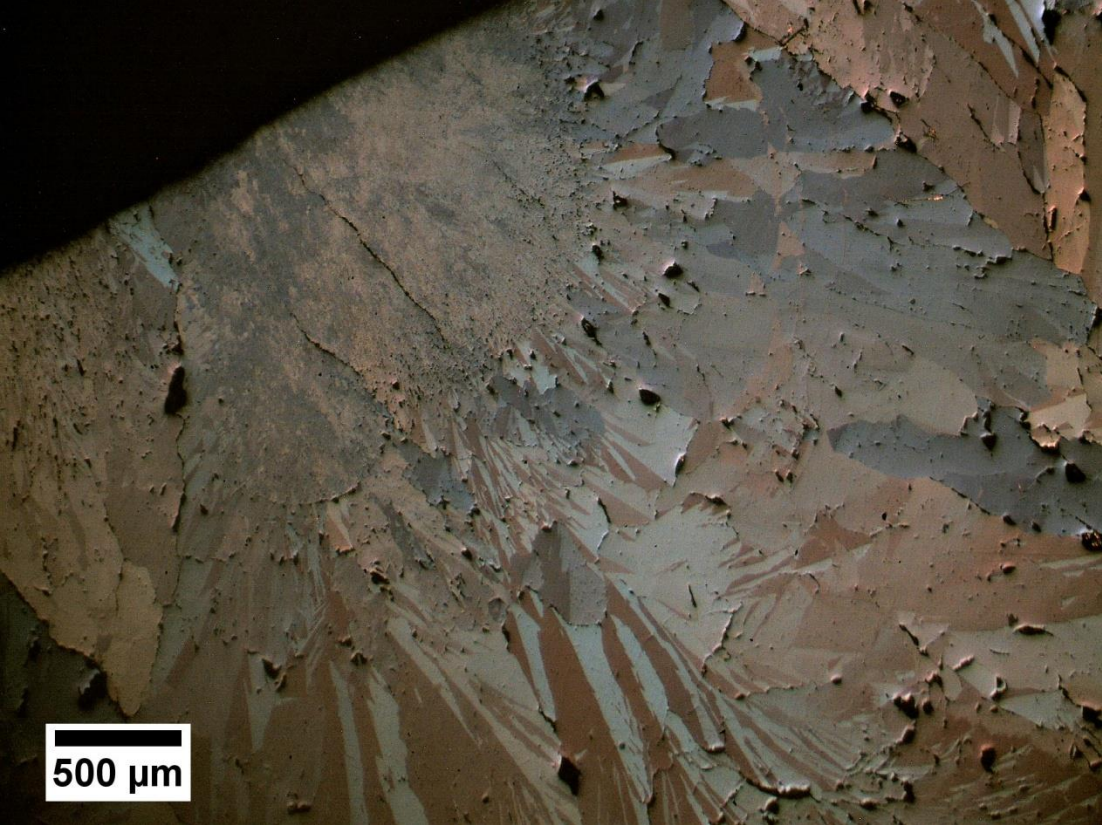
Vzorek č. 9

SEM



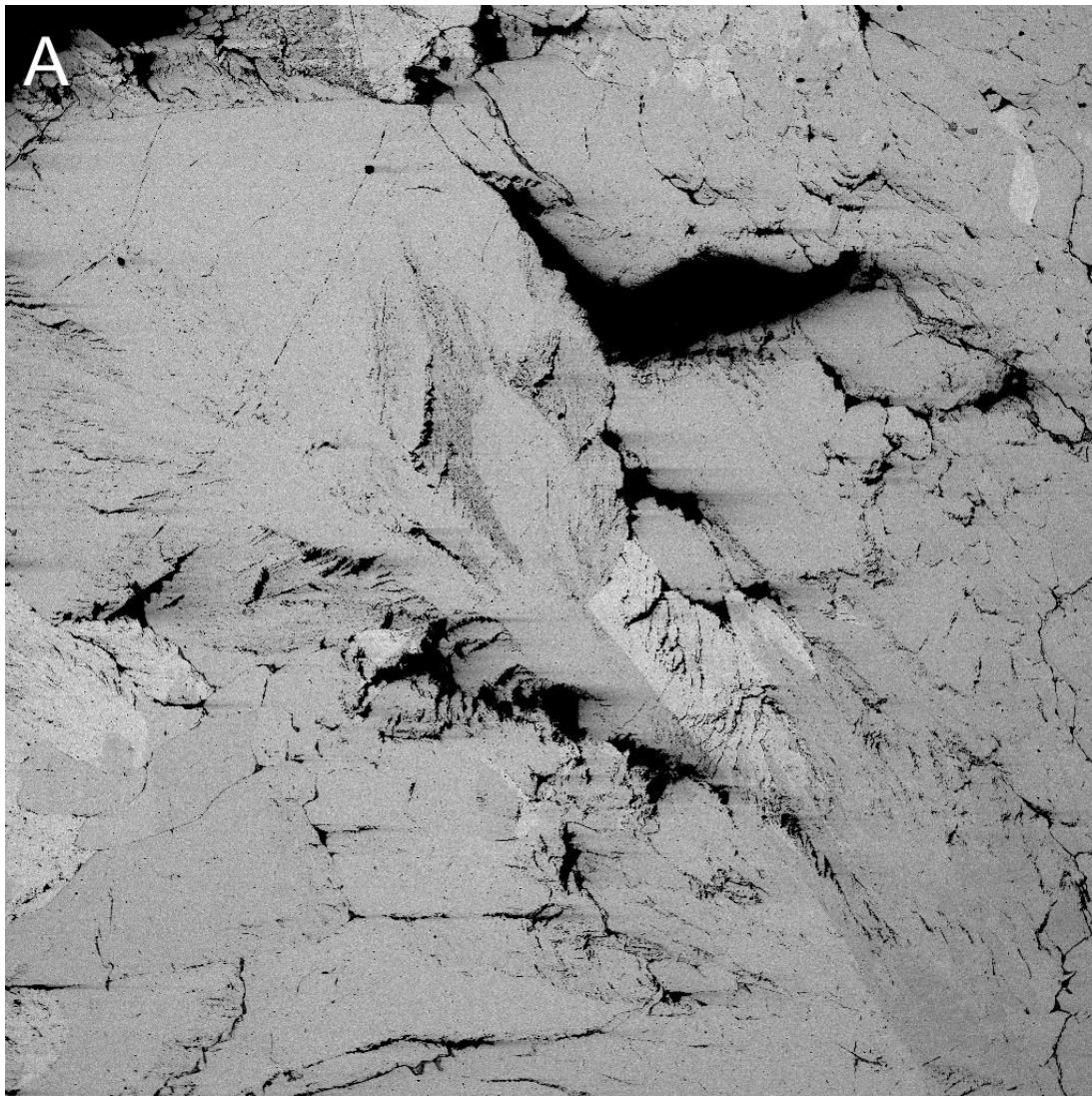


SEM HV: 15.00 kV WD: 32.00 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 573.6 μ m Det: BSE 100 μ m
SEM MAG: 504 x Date(m/d/y): 02/02/11 Performance in nanospace



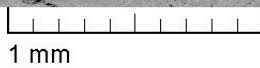
Vzorek č. 10

SEM



SEM HV: 15.00 kV
View field: 4.28 mm
SEM MAG: 67 x

WD: 32.09 mm
Det: BSE
Date(m/d/y): 02/02/11

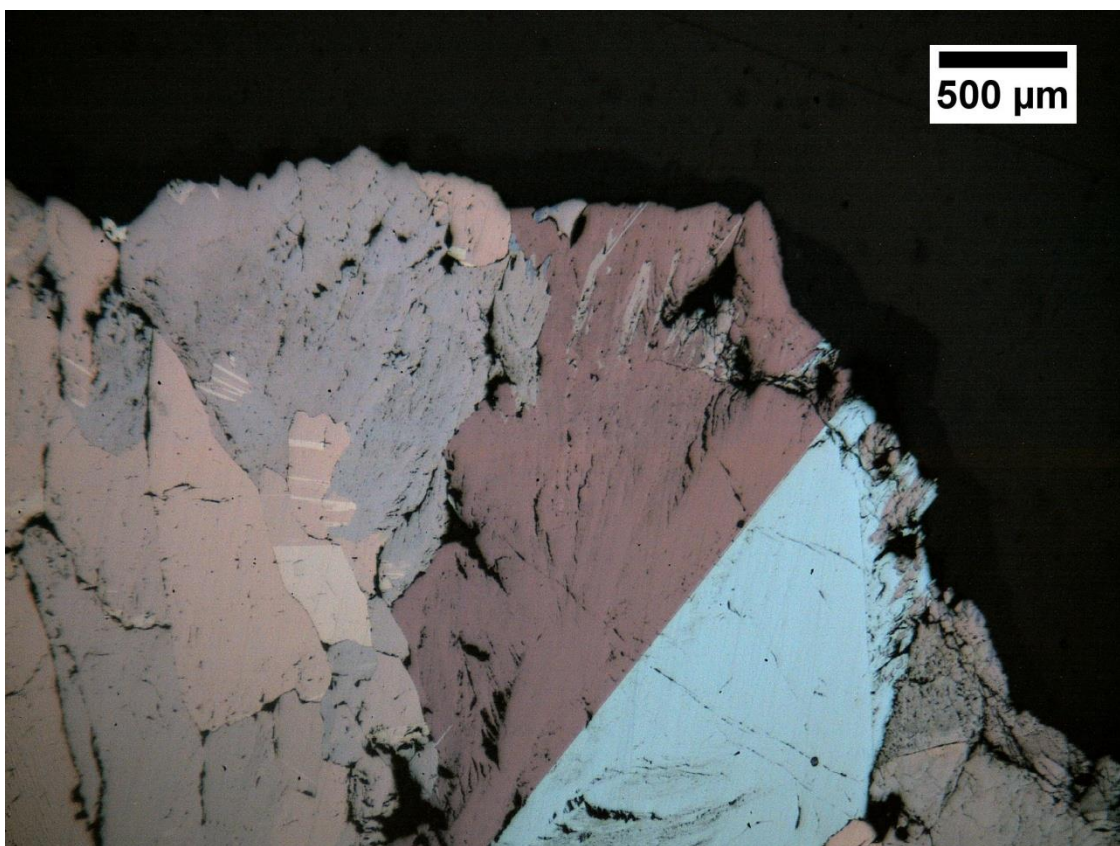


VEGA\\ TESCAN

Performance in nanospace

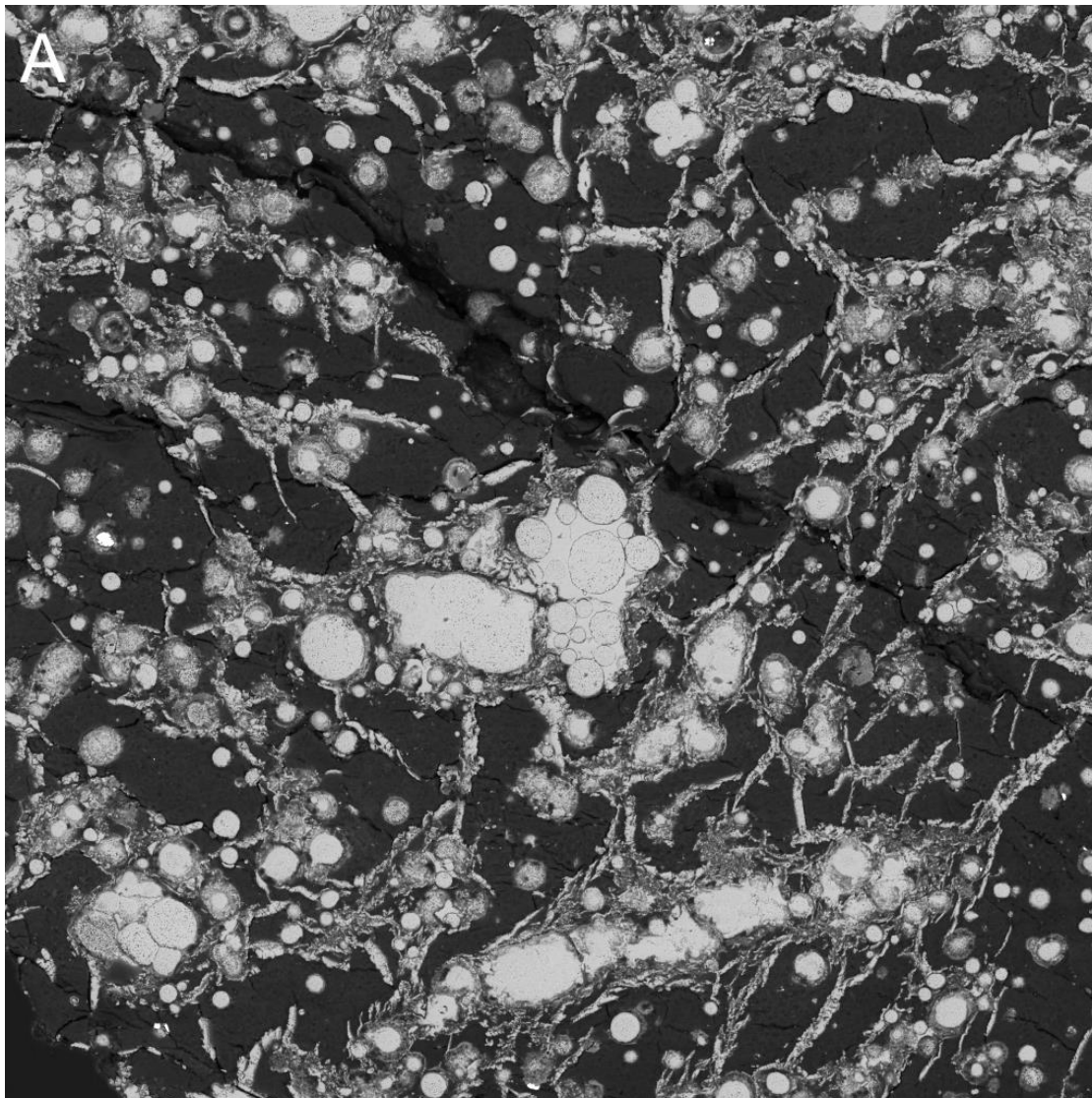


Optický mikroskop



Vzorek č. 11

SEM




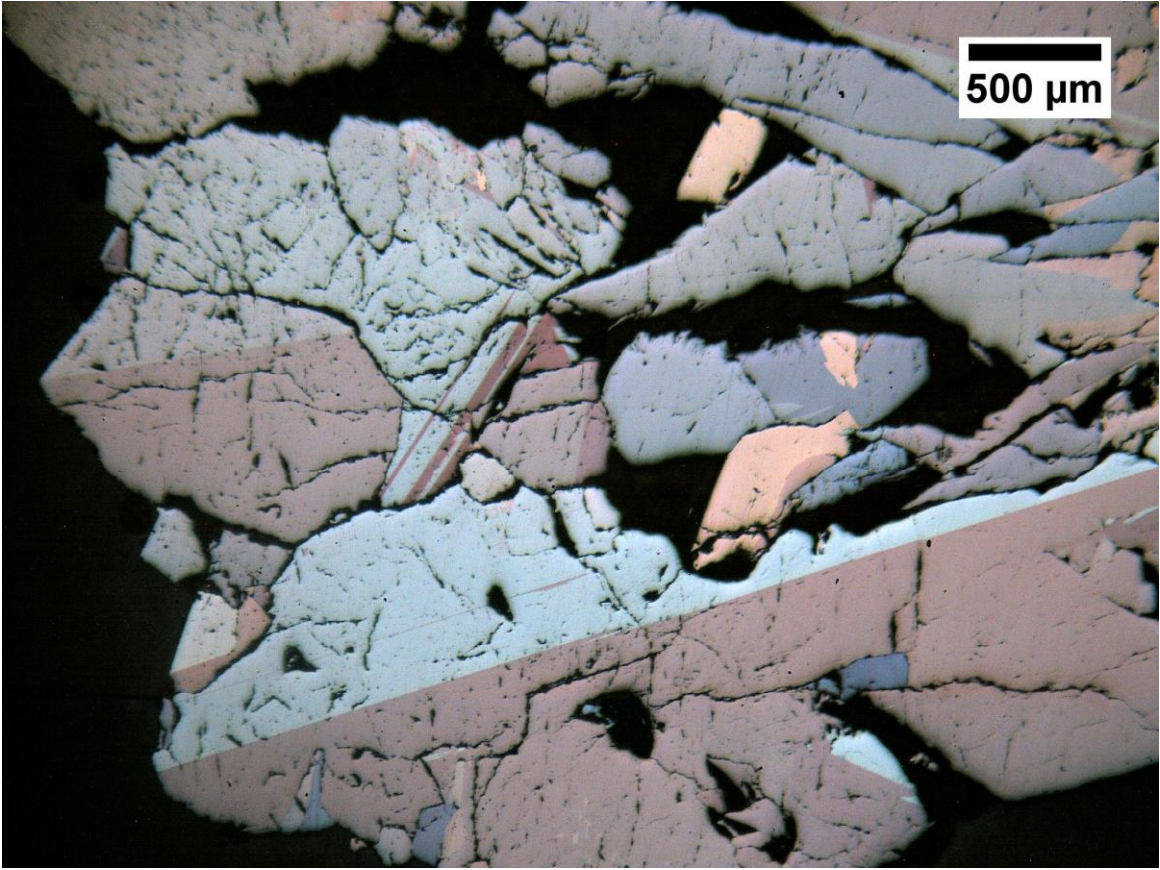
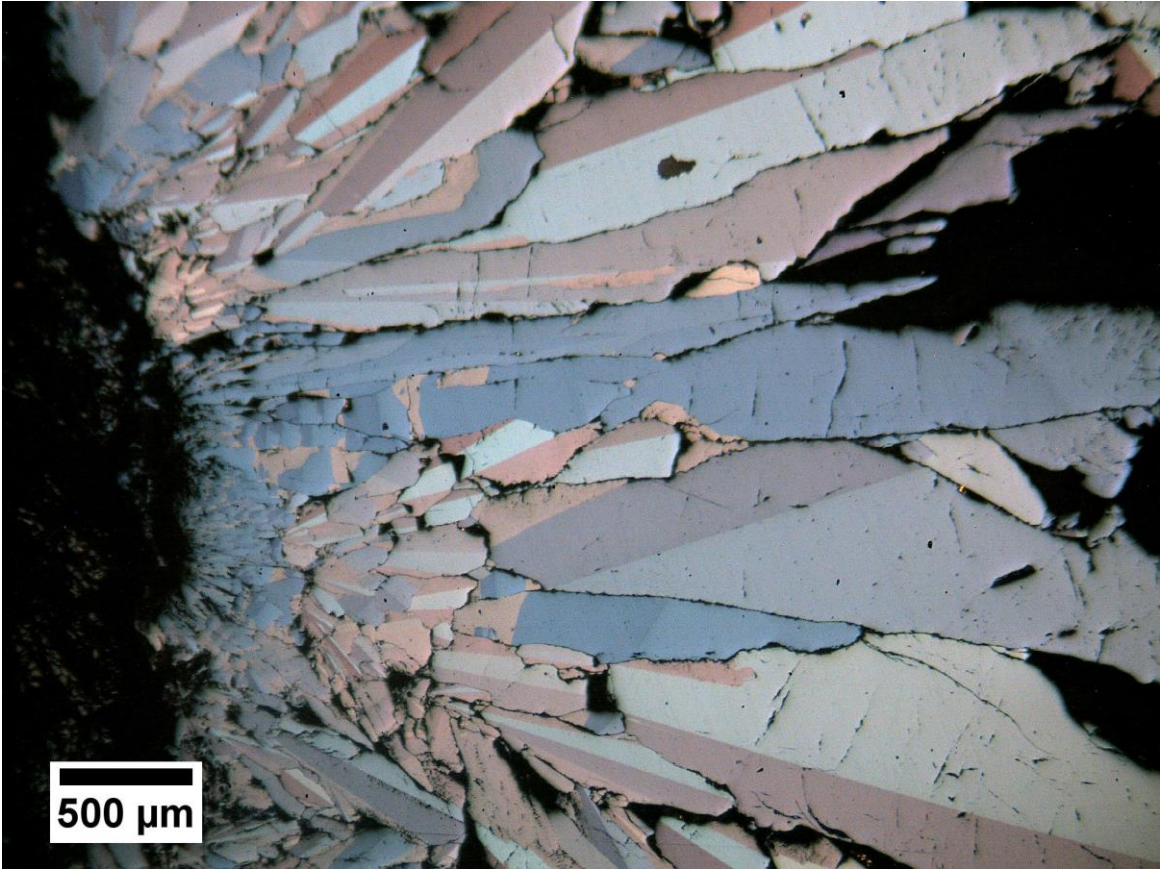
SEM HV: 15.00 kV
View field: 575.8 μm
SEM MAG: 502 x

WD: 32.09 mm
Det: BSE
Date(m/d/y): 02/02/11



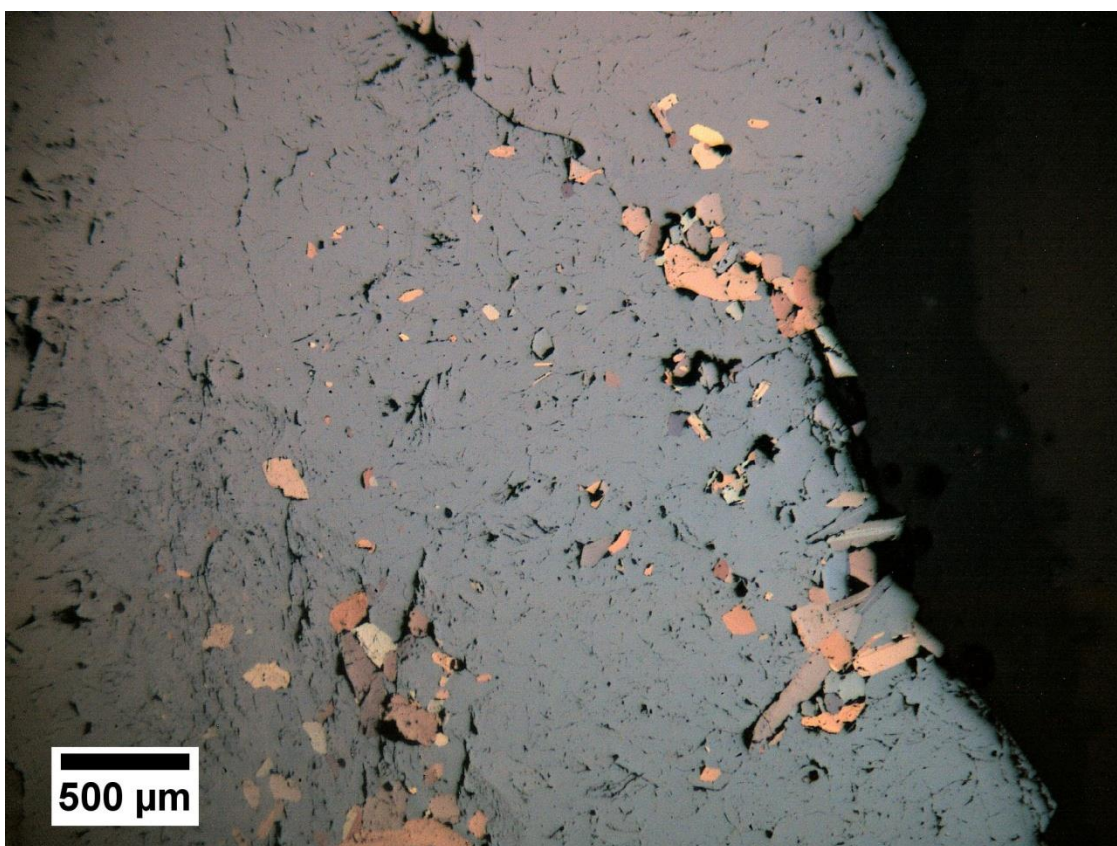
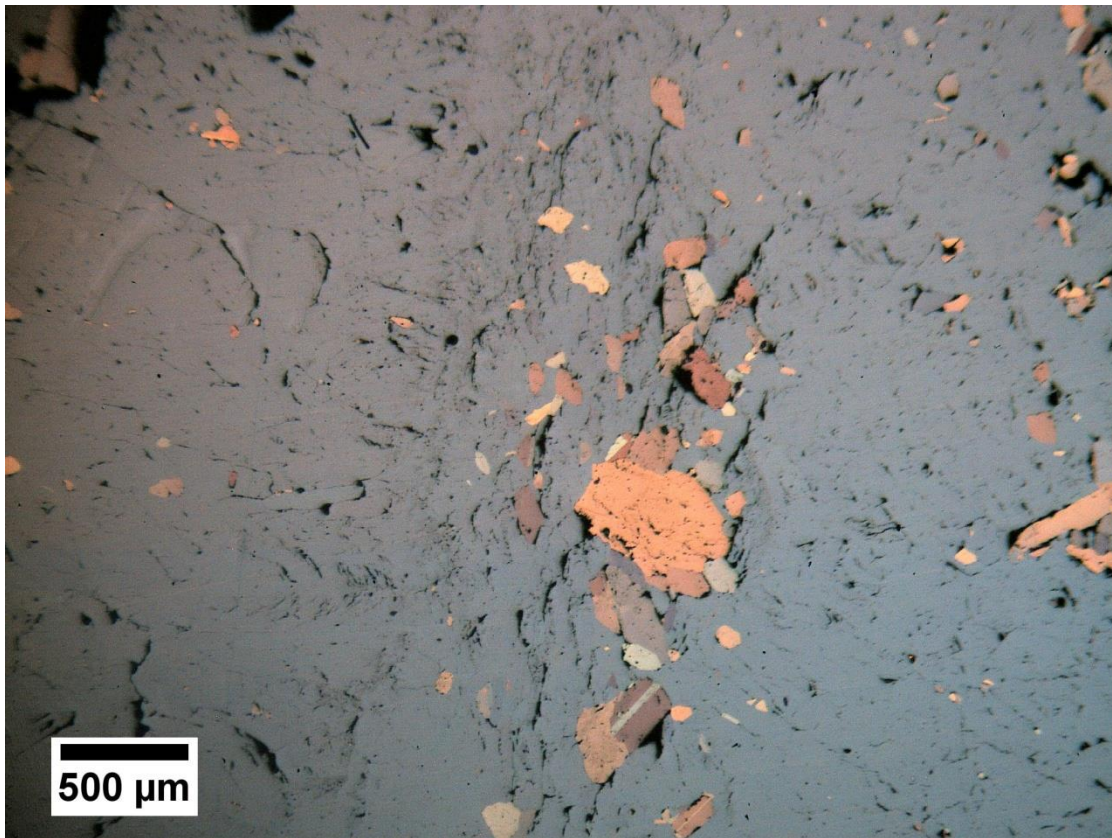
VEGA\\ TESCAN

Performance in nanospace 



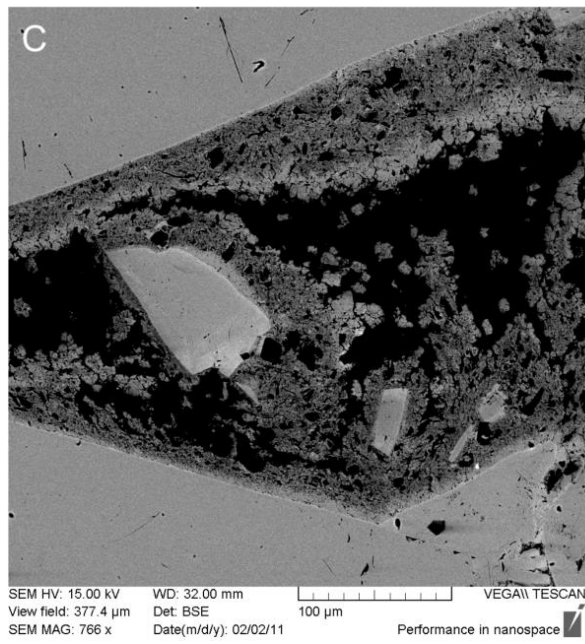
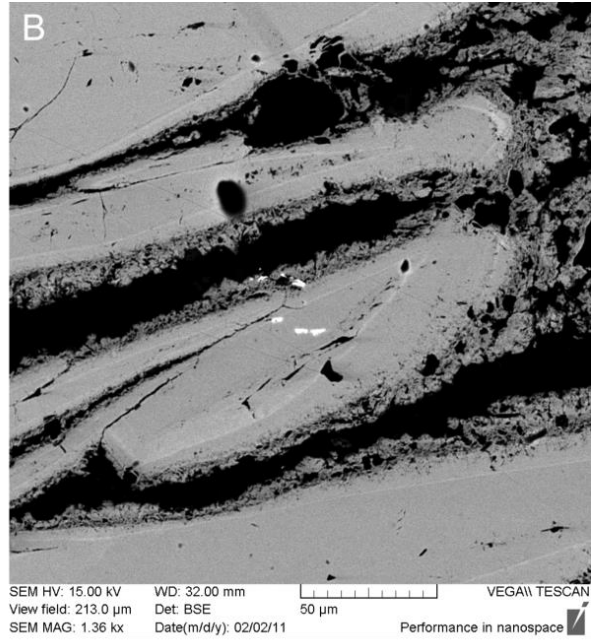
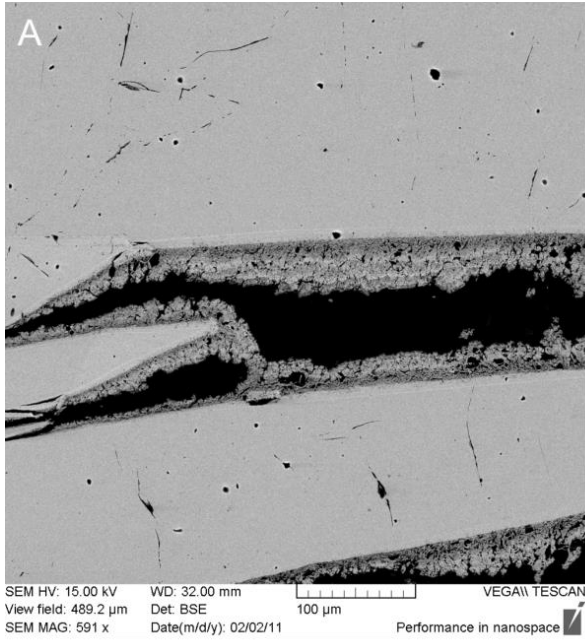
Vzorek č. 12

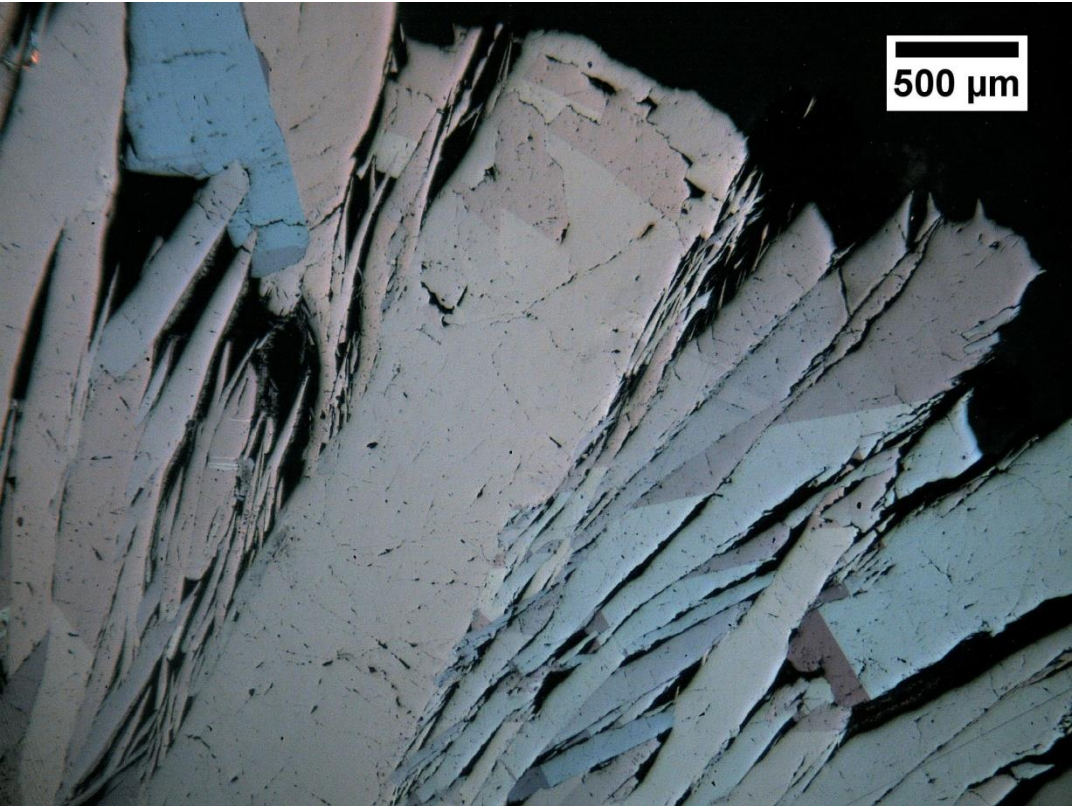
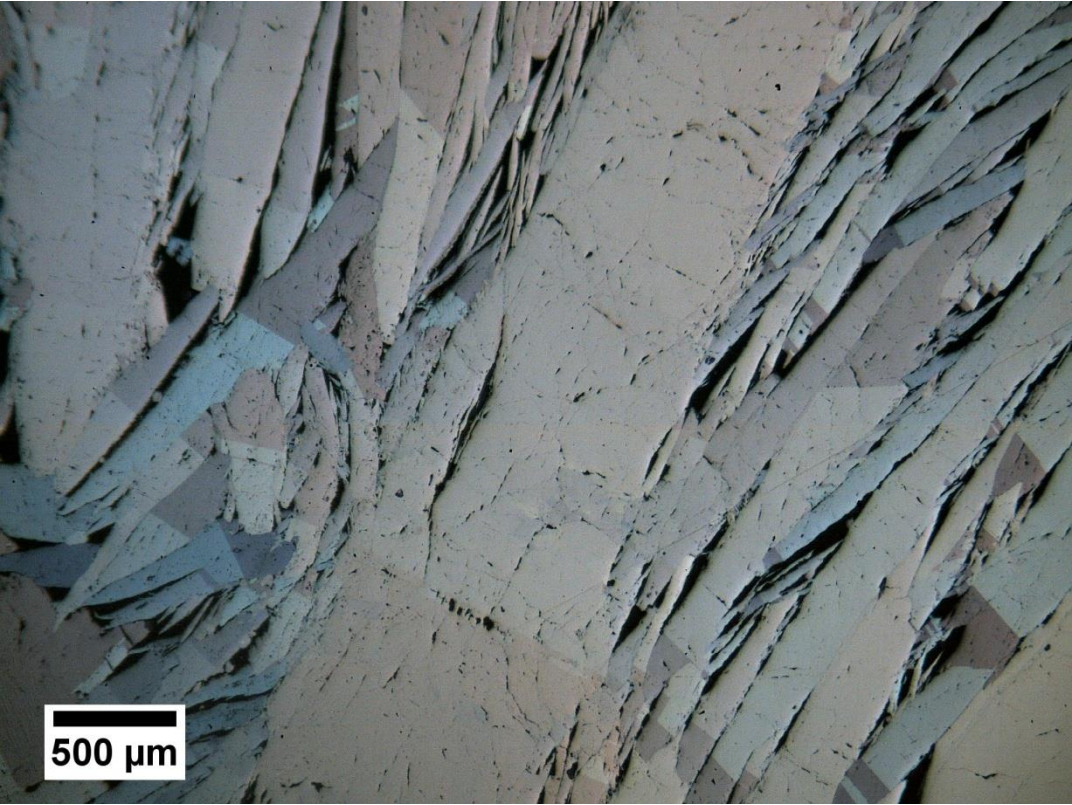
Optický mikroskop

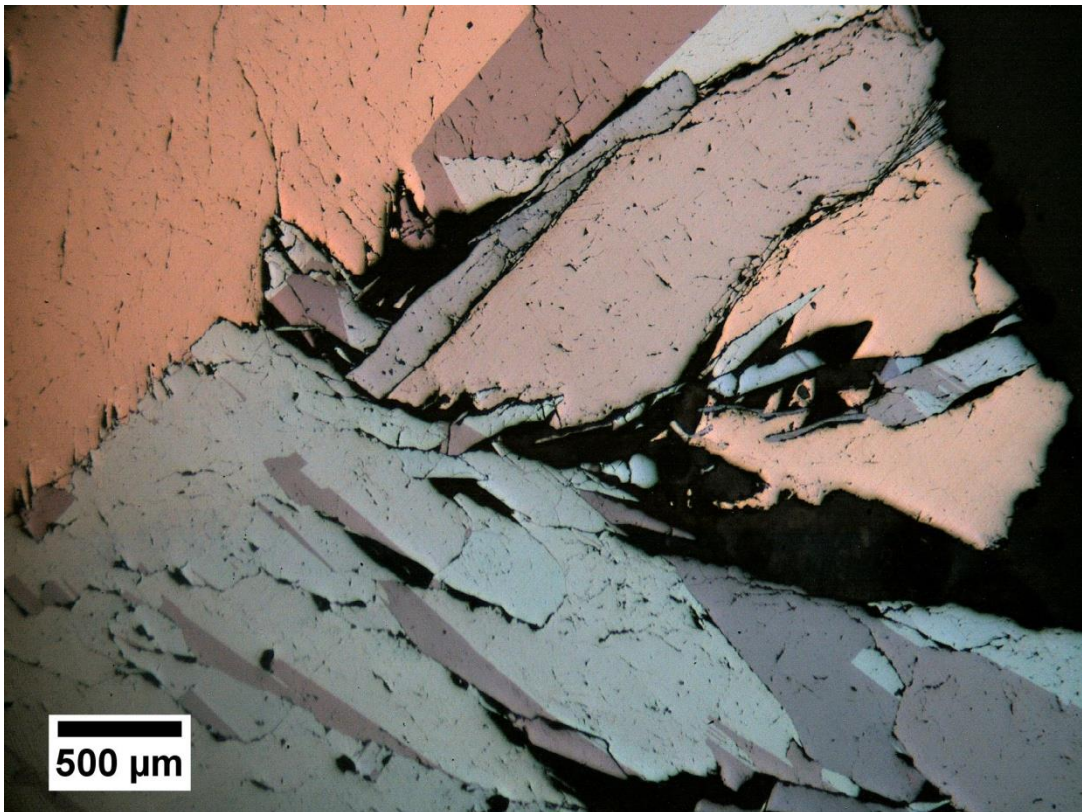
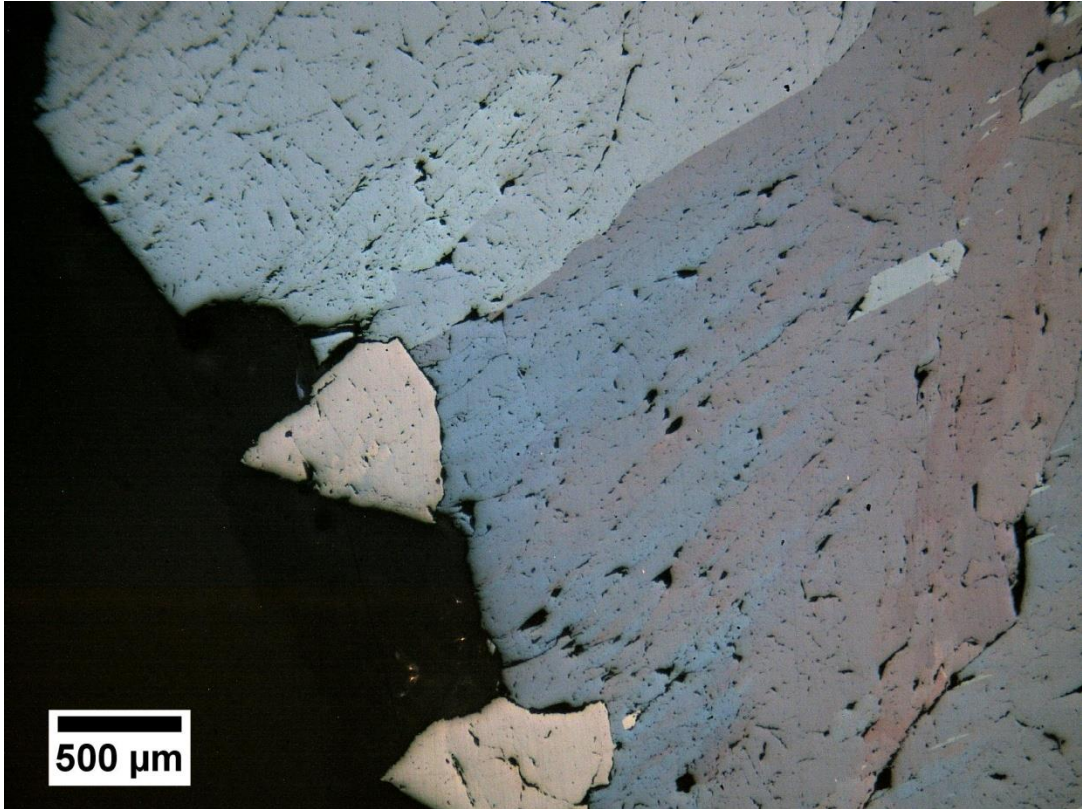


Vzorek č. 13

SEM

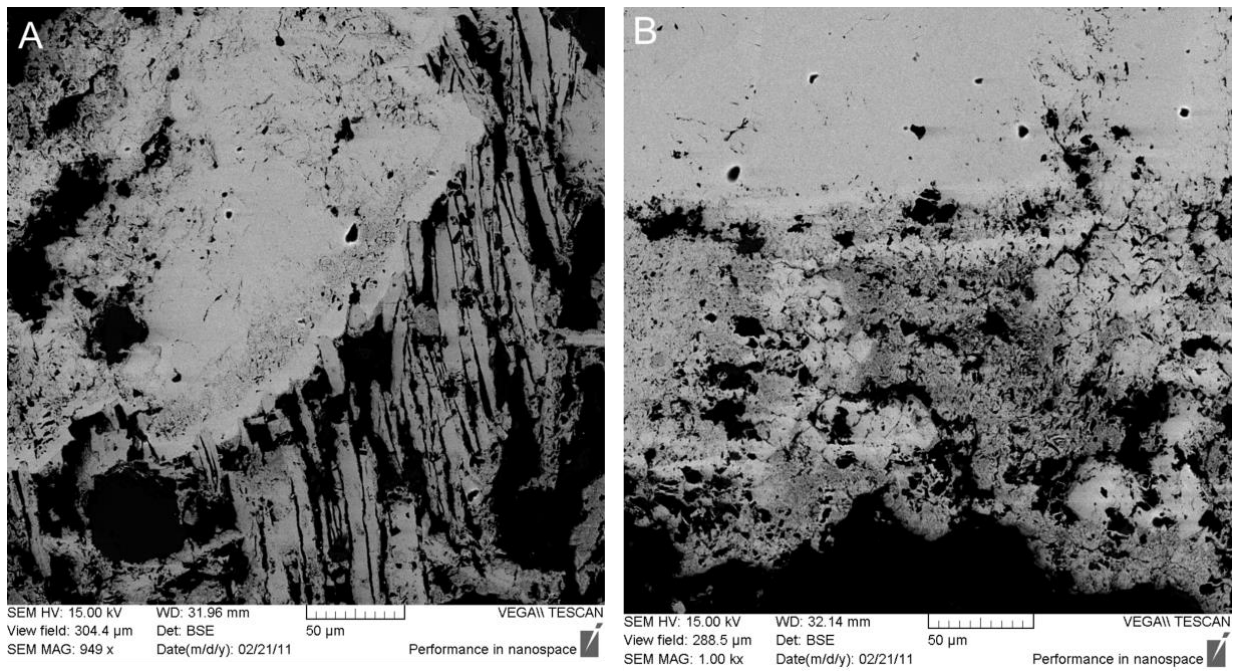




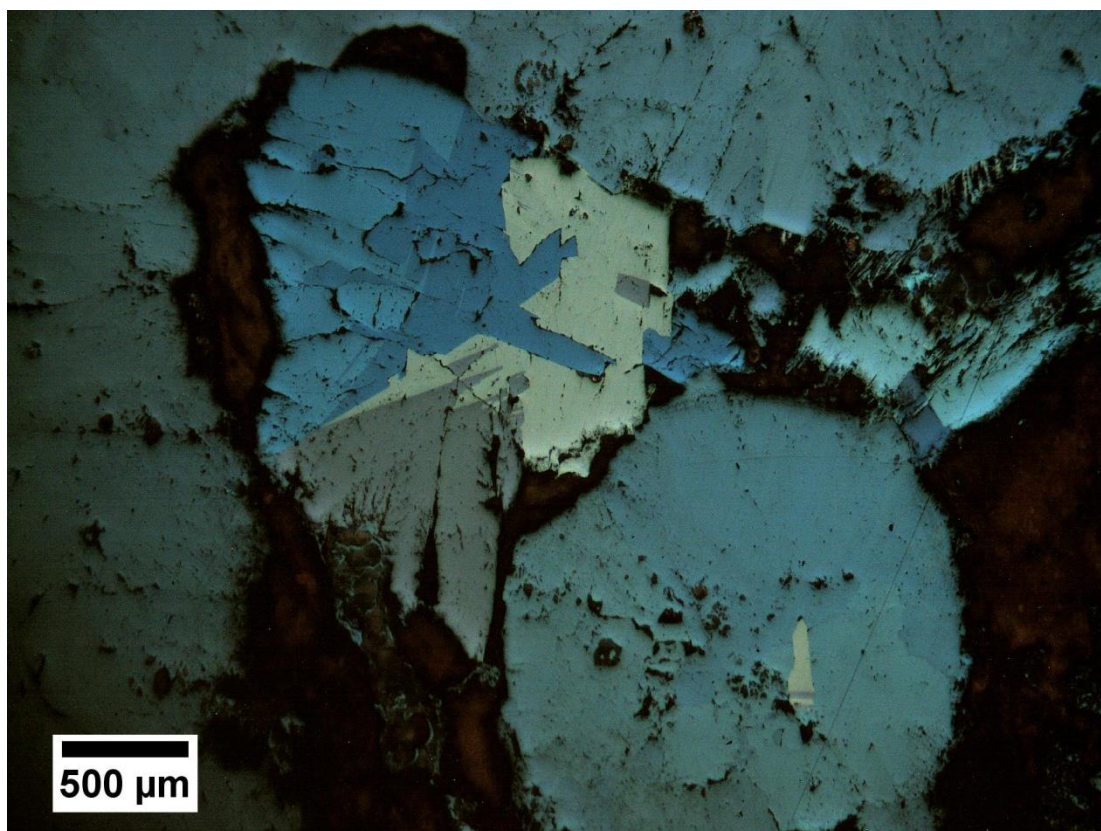


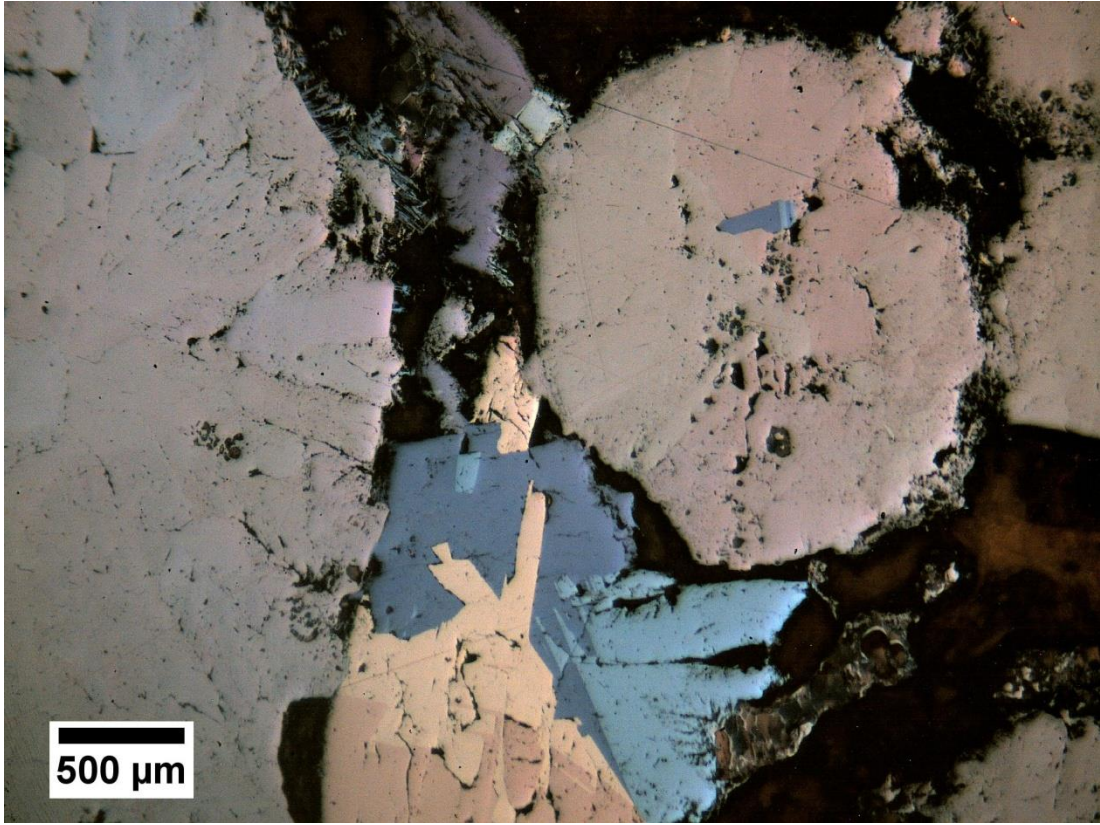
Vzorek č. 16

SEM



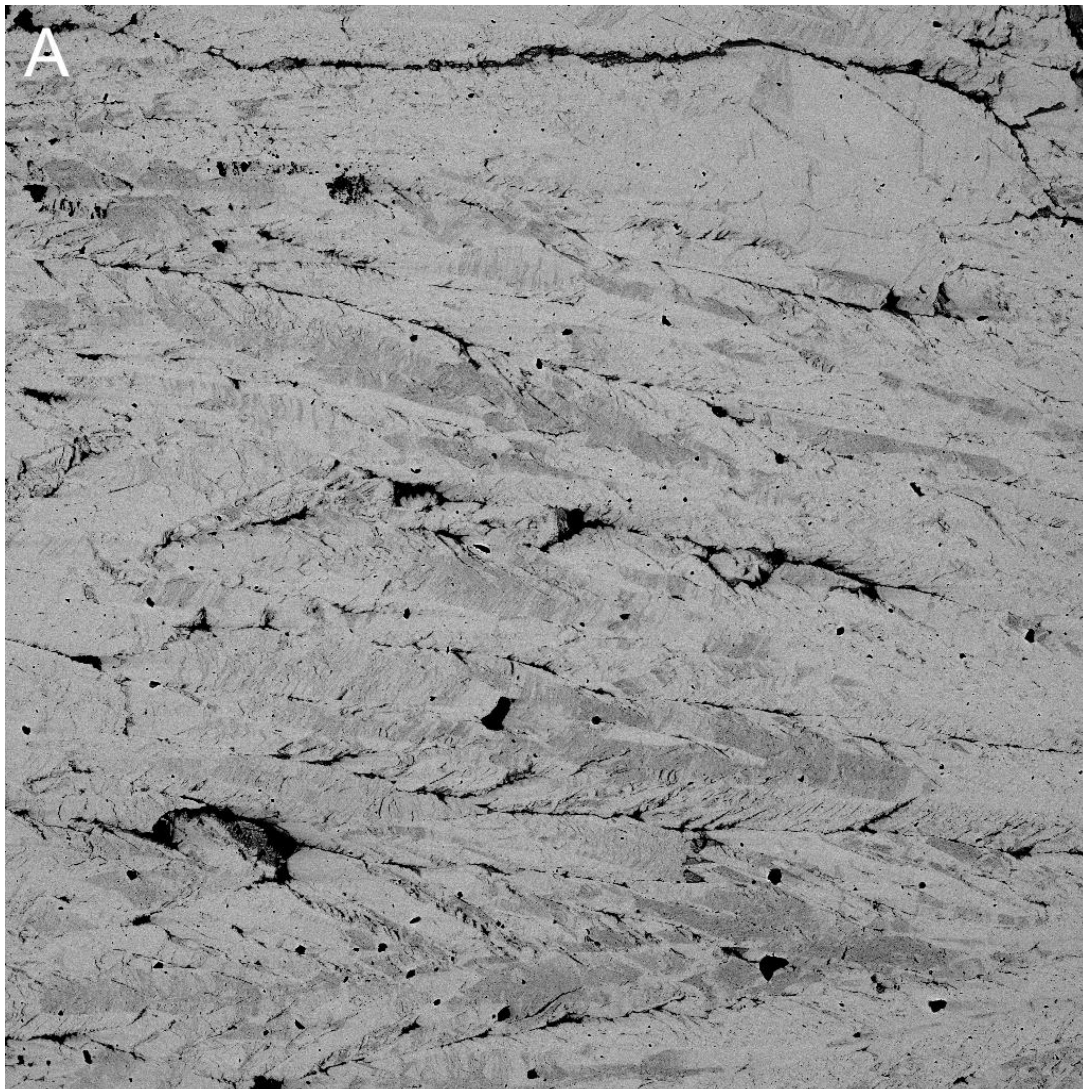
Optický mikroskop







Vzorek č. 17a

SEM



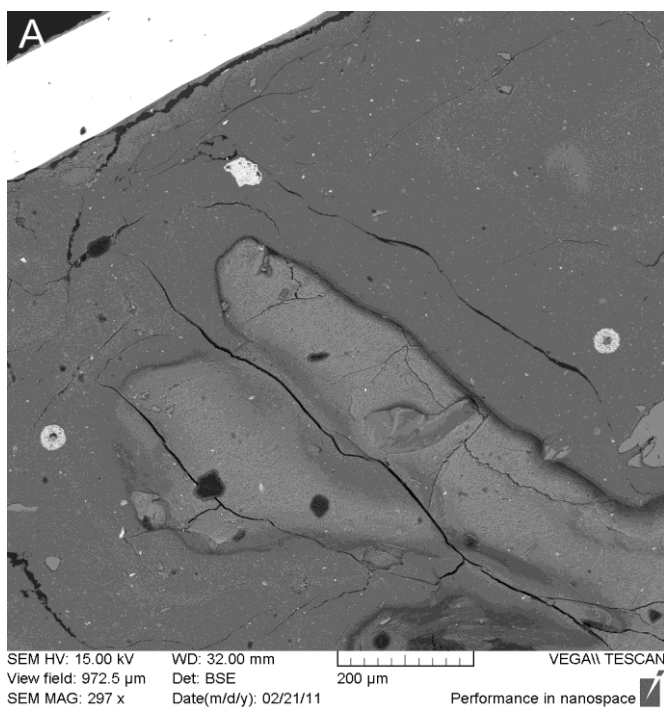
SEM HV: 15.00 kV WD: 32.00 mm  VEGA\\ TESCAN
View field: 3.31 mm Det: BSE 1 mm
SEM MAG: 87 x Date(m/d/y): 02/21/11 Performance in nanospace 

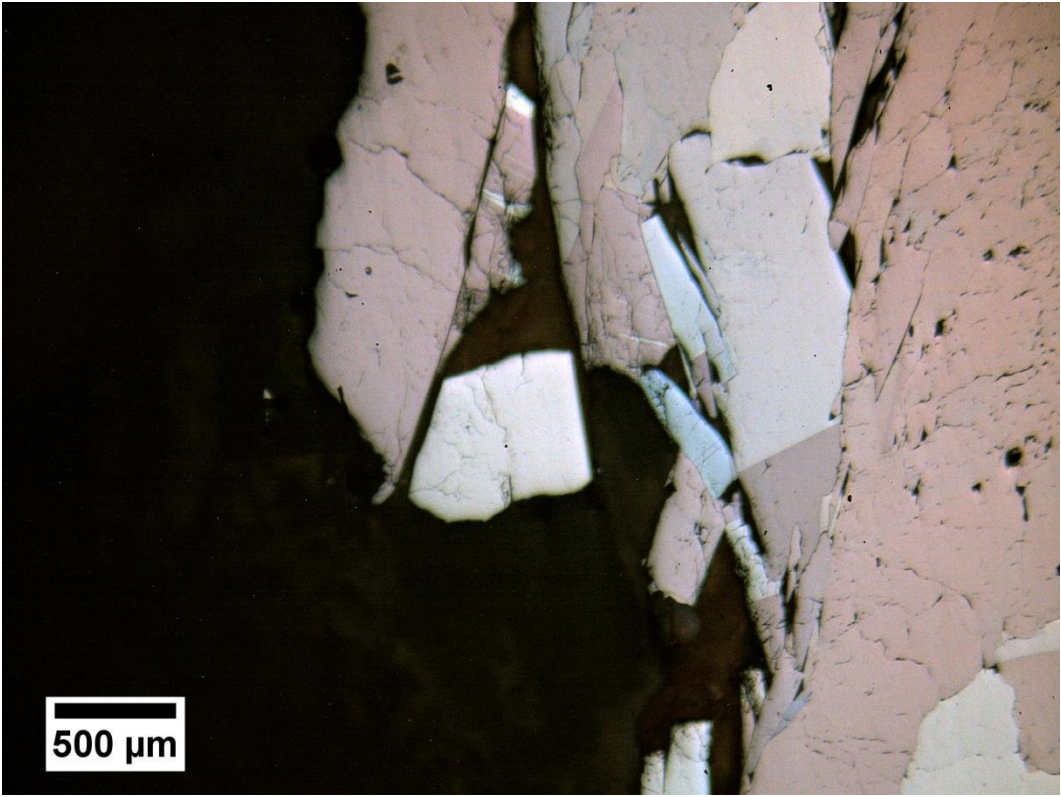
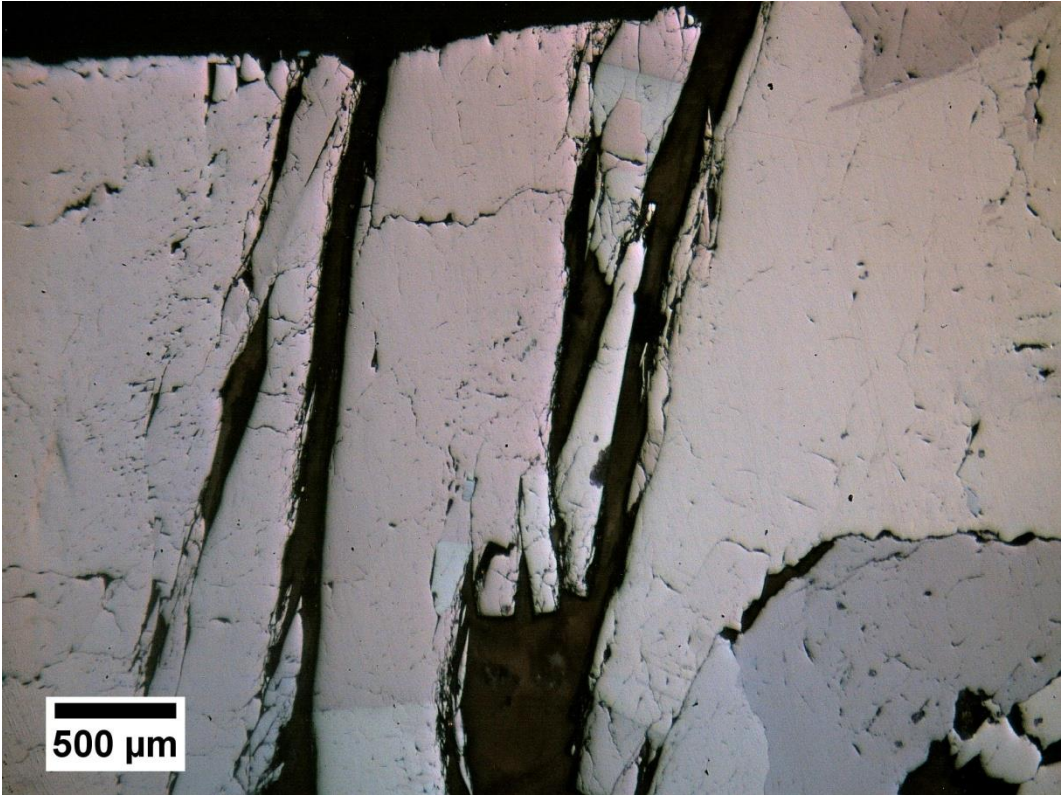
Optický mikroskop



Vzorek č. 17b

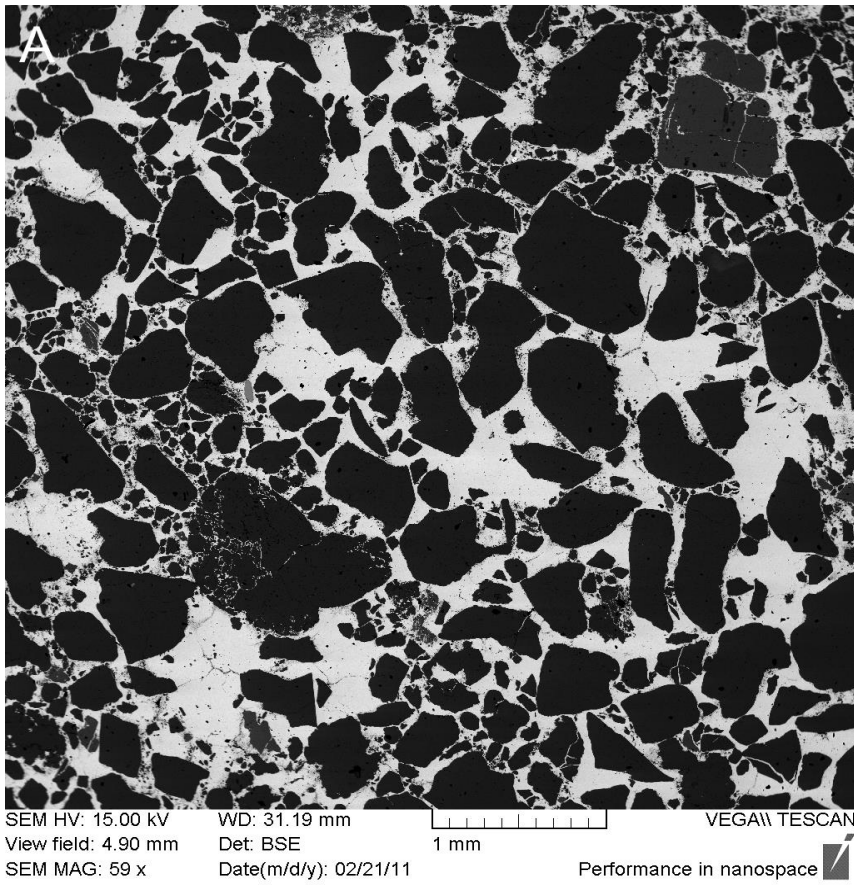
SEM





Vzorek č. 19

SEM



Optický mikroskop

