

Hydrotermální alterace a mineralizace uranového ložiska Nahošín jz. od Blatné, Česká republika

Hydrothermal alterations and mineralization of the uranium deposit Nahošín SW of Blatná, Czech Republic

JIŘÍ LITochleb¹⁾, JIŘÍ SEJKORA¹⁾, VLADIMÍR ŠREIN²⁾, STANISLAV KLAUDY³⁾, VÁCLAV CÍLEK⁴⁾
A KAREL ŽÁK⁴⁾

¹⁾ Národní muzeum, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1

²⁾ Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v. v. i., V Holešovičkách 41,
180 09 Praha 8

³⁾ ARCADIS Geotechnika a.s., Geologická 988/4, 152 00 Praha 5 - Barrandov

⁴⁾ Geologický ústav AV ČR, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6

LITochleb J., SEJKORA J., ŠREIN V., KLAUDY S., CÍLEK V., ŽÁK K. (2009): Hydrotermální alterace a mineralizace uranového ložiska Nahošín jz. od Blatné, Česká republika. - *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha)* **17/2**, 1-22. ISSN: 1211-0239.

Abstract

Uranium deposit located near the Nahošín village, 10 km SW of Blatná (southwestern Bohemia, Czech Republic) was one of the last (1978 - 1989) explored uranium deposits in the Czech Republic. The deposit Nahošín is situated in the Chanovice part of Central Bohemian Plutonic Complex represented here by the Blatná type of granodiorite. It belongs to metasomatic uranium deposit developed in granitoids. The metasomatic uranium mineralization in granitoids is bound to strongly hydrothermally altered zone (1 to 5 m wide), represented by disseminated coffinite I in association with pyrite, calcite and sporadic galena and clausenthalite. The altered granodiorite is reddish in colour, shows indications of leached quartz and the formation of hematite, chlorite, Ti - minerals, albite, K-feldspar and calcite. The increased porosity of intensively altered granodiorite is a characteristic feature. The significant extent of younger (regenerated) contrast vein uranium mineralization was also found here. The vein uranium mineralization occurred at crushed and brecciated zones of hydrothermally altered granitoid. It is represented by uraninite (usually partly replaced by coffinite II) in calcite gangue in association with pyrite and minerals of the galena - clausenthalite solid solution. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data of hydrothermal calcite associated with uraninite and coffinite of the younger vein mineralization indicate low temperature of deposition (<150 °C) and a presence of relatively shallow circulating fluids of meteoric provenance. Carbon was most probably derived from more sources, with participation of exogenous carbon during the youngest mineralization stages. Both types uranium mineralization at the Nahošín ore deposit are of late Variscan age probably.

Key words: uranium ore deposit, hydrothermal alterations, uranium mineralization, uraninite, coffinite, clausenthalite - galena solid solutions, calcite, C and O stable isotopes, genesis, Central Bohemian Plutonic Complex, Nahošín, Czech Republic

Úvod

Uranové ložisko Nahošín spolu s nedalekým ložiskem Mečichov v granitoidech střebočeského plutonického komplexu v jz. Čechách mezi Blatnou a Horažďovicemi představuje poslední uranové ložisko s metasomatickým a žilným typem uranové mineralizace, objevené koncem 70. let 20. století při průzkumu na uran na území České republiky. V návaznosti na značné objemy geologicko-průzkumných prací (geologické mapování, geochemický a geofyzikální průzkum, rýhy, mělké šachtice, jádrové vrty, báňské práce) bylo v období 1978 - 1989 systematicky prováděno mineralogické, petrologické a geochemické vyhodnocování technických prací, které zajišťovalo oddělení základního výzkumu a vyhodnocovacích prací Uranového průzkumu, závod VIII (J. Litochleb a kolektiv) v úzké spolupráci s Výzkumným a vývojovým ústavem, o. z. ČSÚP, Stráž pod Ralskem (příprava vzorků, analytické práce), Ústavem geologie a geotechniky ČSAV v Praze (dnes Geologický ústav AV ČR, v. v. i. - M. Palivcová, M.

Knotek, V. Cílek a kolektiv) a konzultanty G. E. Ordyncem a P. A. Ivanovem. Nejvíce poznatků o charakteru uranové mineralizace bylo získáno na ložisku Nahošín, kde byl částečně proveden i báňský průzkum ze šachty č. 82.

Cílem této práce je podat souhrn dosažených výsledků průzkumu i výzkumu s důrazem na historii průzkumu, geologickou stavbu, hydrotermální alterace, charakteristiku uranové mineralizace a problematiku geneze ložiska Nahošín. Část dílčích poznatků v prvotní nebo přejeté formě byla publikována (např. Habásko et al. 1980, 1982; Langrová, Pivec 1981; Pivec, Langrová 1982a; Kolektiv 1984; Litochleb, Kotlovský 1988; Litochleb et al. 1990; Černý 1997; Pauliš et al. 2007; Černý et al. 2009). Většina výsledků výzkumných prací je však součástí nepublikovaných zpráv různého stupně dostupnosti nebo nebyla zhodnocena (archiv prvního z autorů) z důvodu ukončení průzkumu uranových rud v České republice na přelomu 80. a 90. let 20. století.

Geologicko-průzkumné práce

Geologicko-průzkumné práce na uran byly v oblasti jz. Čech zahájeny počátkem padesátých let 20. století tzv. středočeskou průzkumnou skupinou, která se stala základem pro vytvoření průzkumného závodu JD GP VII se sídlem v Horažďovicích (Doležal, Schejbal 1984; Hořejší 2003; Hořejší, Sieger 2004; Němec 2006). Geologický průzkum byl až do roku 1963 soustředěn hlavně do šumavského moldanubika v exokontaktech apofýz středočeského plutonického komplexu. Do vlastních granitoidů s výjimkou periferních částí apofýz tak nezasahoval vzhledem k jejich předpokládané neperspektivnosti pro lokalizaci kontrastního (žilného) uranového zrudnění. V území chanovické apofýzy byl v letech 1959 - 1960 proveden pouze nekondiční automobilový gama-průzkum v měřítku 1 : 25 000. V letech 1973 - 1977 byly vyhodnoceny dosavadní poznatky průzkumu v rámci prognózní studie ČSSR na uran a oblast chanovické apofýzy byla označena jako perspektivní s vyčleněním jednotlivých perspektivních úseků pro další geologicko-průzkumné práce (Sobotková 1977). K novému pohledu na uranonosnost granitoidních masívů přispěly i výsledky z průzkumu v centrální části plutonického komplexu mezi Příbrami, Vrančicemi a Milevskem a objevení nektrastního vtrošeninového metasomatického uranového zrudnění v granitoidech borského masívu v západních Čechách (Vítkov II u Tachova) nebo klenovského masívu moldanubického

batolitu (Okrouhlá Radouň u Jindřichova Hradce).

V roce 1976 bylo na území chanovické apofýzy zahájeno přehodnocení starších radiometrických anomálií a radiometrická revize zemních prací, prováděnými jinými organizacemi. Zjištění projevů uranové mineralizace při radiometrické revizi výkopu pro první větev tranzitního plynovodu mezi Katovskem a Nahošínem v roce 1977 (výchoz žilné struktury Na-1) (Hlaváček 1978; Ordynec, Hlaváček 1980) pak vedl od roku 1978 (Milovanov et al. 1978) k rozsáhlému geologickému, geofyzikálnímu a geochemickému průzkumu (Sobota et al. 1984), který postupně pokryl téměř celé území mezi Blatnou, Horažďovicemi, Velkým Borem a Lnářemi (Houska et al. 1993). Kromě ložiska Nahošín byla západně od Mečichova v roce 1979 nalezena další výrazná radiometrická anomálie, představující povrchovou aureolu druhého uranového ložiska, označeného jako Mečichov (Habásko et al. 1980, 1982). V obou případech se v dané etapě průzkumu jednalo o ložiska střední kategorie se zásobami do 10 000 t U (Šuráň, Veselý 1997).

Na základě výsledků vyhodnocení podrobného povrchového a vrtného průzkumu (jádrové vrty do hloubky 150 - 500 m) byl vypracován projekt báňského průzkumu obou ložisek, který byl částečně realizován jen na ložisku Nahošín. Vzhledem k omezení předběžného a podrobného průzkumu na uran v ČSSR v roce 1988 k zahájení báňského průzkumu ložiska Mečichov (Habásko et al. 1981) již nedošlo.



Obr. 1 Topografická situace uranového ložiska Nahošín (vyznačeno červeným U) (www.mapy.cz).



Obr. 2 Těžní věž a provozní objekty šachty č. 82 Nahošín. Foto S. Klauudy, březen 1988.



Obr. 3 Těžní věž šachty č. 82 Nahošín s kompresorovnou. Foto S. Klauudy, březen 1988.

Obr. 4 Pohled z těžní věže na hlušinovou haldu s drtičkou (v pozadí osada Nahošín).
Foto S. Klauudy, březen 1988.



Obr. 5 Pohled z těžní věže na deponii uranové rudniny. Foto S. Klauudy, březen 1988.



Ložisko Nahošín se nachází v blízkosti stejnojmenné obce nedaleko osady Katovsko, cca 10 km jz. od Blatné (obr. 1). V roce 1983 bylo otevřeno průzkumnou šachtou č. 82 (obr. 2 - 4) o celkové hloubce 190 m a úvodními překopy k Z a SV v délce 446 m v úrovni 3. průzkumného patra (150 m pod povrchem). Z těchto překopů bylo celkem vyraženo 3000 m sledných chodeb a rozrážek, převážně po hlavní rudní zóně Na-2. Okolí sledných chodeb bylo v intervalu 100 m ověřováno horizontálními jádrovými vrty o délce 70 - 170 m a po 10 m bezjádrovými karotážními vrty do délky 35 m. V místech bilančního uranového zrudnění byly karotážní vrty zahuštěny až na interval 3 m. Vertikální vývoj uranového zrudnění na zóně Na-2 byl sledován 6 průzkumnými komíny o celkové délce 168 m, 9 jádrovými vrty z povrchu a 5 důlními vrty na úroveň uvažovaného 5. patra. Na přelomu let 1987 - 1988 byly na ložisku zahájeny dílčí dobývací práce (obr. 5), ukončené v dubnu 1988 (Kotlovský et al. 1989). Ověřování možnosti pokračování struktur Na-1 a Na-2 j. od šachty Nahošín povrchovým průzkumem skončilo s negativním výsledkem (Černý 1988). Do doby zastavení báňských prací bylo na ložisku Nahošín získáno 4.2 t U (Kafka, ed. 2003). Nutno připomenout, že se jednalo jednak o těžbu souběžnou s postupujícím průzkumem, jednak o vytěžení části bohatších úseků před připravovanou likvidační šachtou. Likvidační práce byly ukončeny v roce 1992 a jámový stvol byl zasypan chudou rudninou kategorie „S“ a hlušinou (obr. 6). Část povrchových objektů byla ponechána osudu (obr. 7, 8).

V souvislosti se stoupající cenou uranu na světových trzích požádala společnost Timex Zdice v roce 2005 českobudějovické pracoviště MŽP ČR o povolení provádět průzkumné práce na uran v širším okolí ložisek Nahošín a Mečichov (obr. 9). Zamítavé stanovisko MŽP bylo v lednu 2006 definitivně potvrzeno ministrem L. Ambrozkem (Sine 2005a,b; 2006).



Obr. 6 Betonový fundament v místě bývalé těžní věže šachty Nahošín. Foto J. Litochleb, duben 2005.



Obr. 7 Pozůstatek hlušinové haldy u šachty Nahošín. Foto J. Litochleb, duben 2005.



Obr. 8 Nádrže čističky důlních vod v areálu šachty Nahošín. Foto J. Litochleb, duben 2005.

Geologická stavba

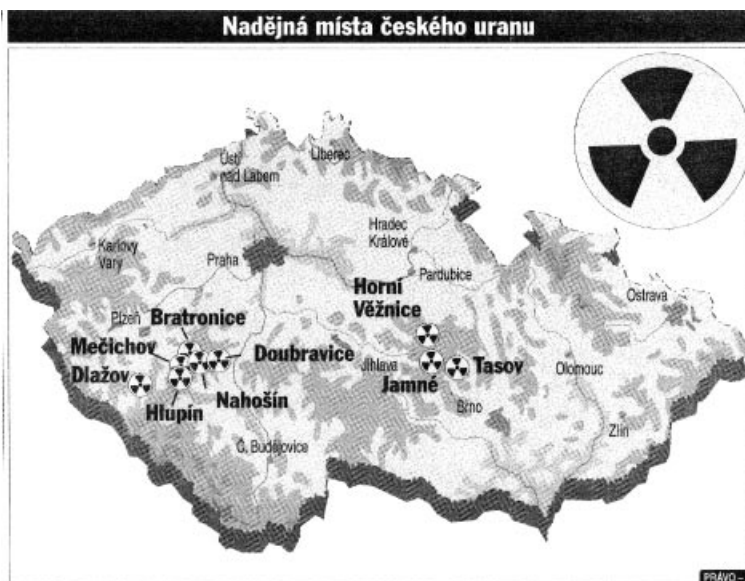
Ložisko Nahošín náleží k intraplutonickým metasomatickým uranovým ložiskům; svými hlavními rysy plně splňuje charakteristické znaky, uváděné pro tento typ ložisek (Romanidis 1980). Navíc se zde výrazně uplatňuje žilný typ kontrastní uranové mineralizace, rozšiřující surovinový potenciál ložiska.

Ložisko je situováno v chanovické apofýze středočeského plutonického komplexu (obr. 10), tvořené granodioritem blatenského typu s čočkovitými žilami lamprofytů o mocnosti od několika dm do 7 m. Usměrněný amfibol-biotitický granodiorit červenského typu vystupuje j. od ložiska a jeho hranice s blatenským granodioritem je neostrá. V červenském granodioritu je situováno nedařlé ložisko Mečichov. Blatenský granodiorit je řazen k draslíkem bohatým vápenato-alkalickým granodioritům charakteru I-typu (srov. Cuney, Heper 2008), resp. spíše H-typu a tvoří v úrovni současného povrchu více jak polovinu plutonického komplexu (Holub et al. 1997). Podle Bendla a Vokurky (1992) blatenský granodiorit intrudoval kolem 330 Ma po tektonických poruchách hlubokého založení a krystalizoval z magmatu tvořeného z 30 - 50 % plášťovým materiálem a z 50 - 70 % materiálem korovým. Na základě nových dat mohla intruze proběhnout před 346 Ma (Cháb, Breiter 2008).

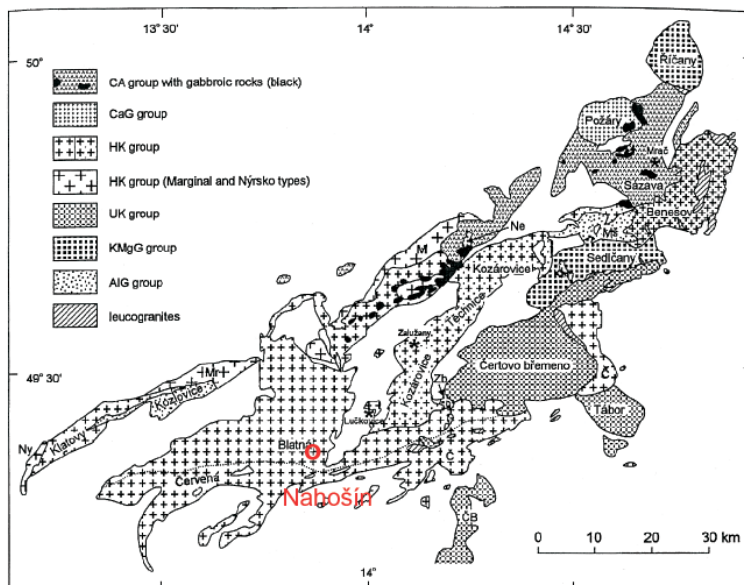
Základní strukturální stavba je dána systémem tektonických poruch směru V - Z, SZ - JV a S - J většinou strmého úklonu a proměnlivého zapadání s obtížně určitelným vzájemným stářím vzhledem k opakujícím se tektonickým pohybům (obr. 11).

K nejstaršímu tektonickému systému patří výrazné pásmo subparalelních poruchových zón místy až regionálního významu směru V - Z ($\pm 15^\circ$), vyznačující se značnou mocností (až několik desítek m), středním až strmým úklonem k S a přítomností lamprofyrových žil. Výplň tvoří kostkovitě se rozpadající kataklazovaný granodiorit se švy šedozeleňého tektonického mylonitu až ultramylonitu, které jsou místy zmlazeny dalšími pohyby a hydrotermálně alterovány (tektonický jíl, chloritizace, silicifikace, kaolinizace, karbonátové žilky). Poruchové zóny směru V - Z jsou významné z hlediska lokalizace uranového zrudnění. V případě ložiska Nahošín jsou zrudněné struktury situovány mezi komušinským a doubravickým pásmem a dílčí struktury tohoto systému přímo ovlivňují morfologii a vývoj zrudnění. K rejuvencii tektonických pohybů na poruchových zónách V - Z došlo i po depozici uranového zrudnění. Obdobně hlupínské pásmo směru V - Z omezuje neproduktivnější jižní část ložiska Mečichov.

Tektonické poruchy směru S - J ($\pm 15^\circ$) se jeví relativně mladšími. Oproti předchozímu systému se vyznačují kratším směrným průběhem, místy kulisovitým uspořádáním, menší mocností (od 1 m do 10 - 20 m), výraz-



Obr. 9 Nadějná místa českého uranu podle deníku Právo (sine 2005b).



Obr. 10 Geologická pozice intraplutonického U - ložiska Nahošín v rámci středočeského plutonického komplexu (mapa převzata z práce Holuba et al. 1997).

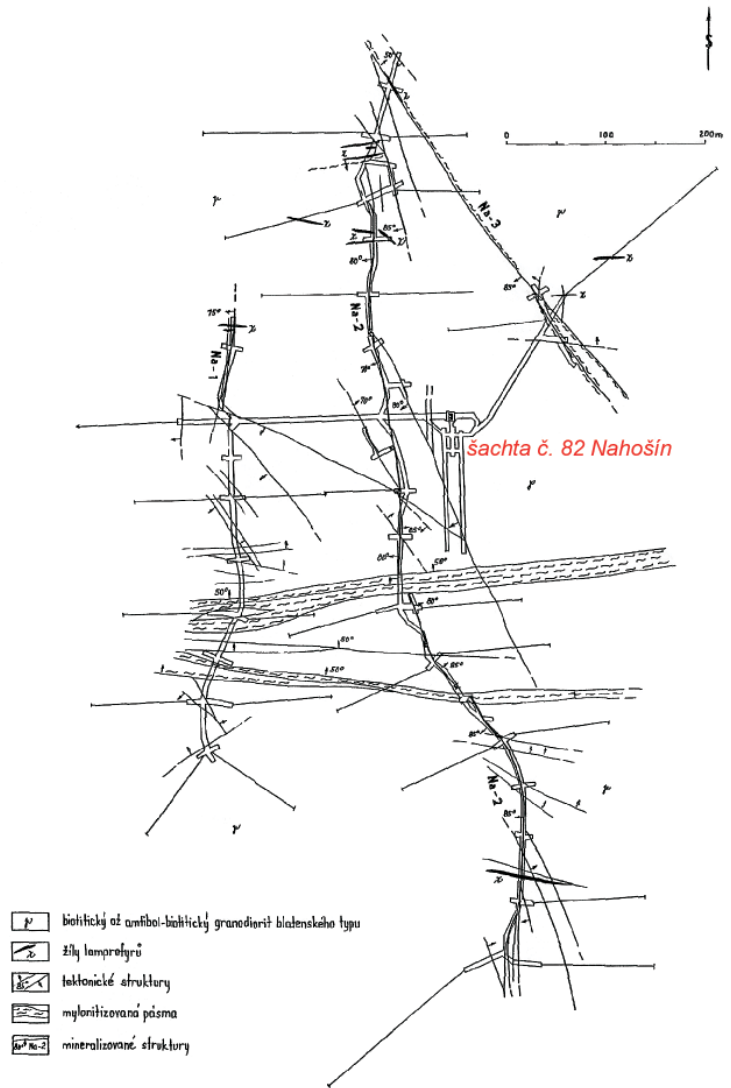
ným uplatněním hydrotermálních alteračních procesů a rudní mineralizací. Na tyto poruchy je vázána většina zjištěných projevů a ložiskových akumulací uranového zrudnění (např. zóny Na-1 a 2) (obr. 12, 13).

Nejmladší jsou struktury směru SZ - JV provázené pásmy subparalelních dislokací. Do prostoru ložiska zasahují poruchy třebohostického pásma. Jejich výplň tvoří silně mylonitizovaný a hydrotermálně alterovaný granodiorit se švy tektonického jílu a místy s karbonát-sulfidickou mineralizací. K tomuto systému struktur náleží sz. zóna Na-3, sledovaná důlními pracemi v. od šachty. Drobné sz. poruchy v detailu ovlivňují posuny mineralizované struktury s. - j. směru.

Lokalizace uranové mineralizace

Podle výsledků povrchového a vrtného průzkumu měl předběžný průzkum v úrovni 3. patra ověřit vývoj tří hlavních tektonických zón Na-1 až 3 s projevy uranové mineralizace. Báňský průzkum však prokázal, že hlavní rudonosnou strukturou v této hloubkové úrovni je zóna Na-2, ověřená horizontálně na vzdálenost 840 m a do hloubky jádrovými vrty 100 m pod průzkumné patro. V rámci této zóny je vyvinuta jak vtroušeninová (metasomatická), tak žilná uranová mineralizace. Morfologický, strukturálně texturní a paragenetický charakter zrudnění zóny Na-2 je v úrovni průzkumného patra výrazně ovlivněn opakujícími se tektonickými pohyby v pásmu až 25 m mocné v. - z. poruchové zóny upadající k S. Šikmým poklesem k S spolu s posunem k Z došlo k rozdělení zrudněného úseku zóny Na-2 na dva bloky - severní a jižní (obr. 11) s rozdílným charakterem uranové mineralizace. Průzkumné patro tak zastihlo zónu Na-2 v různé vertikální úrovni vývoje mineralizace. Při sledování vertikálního vývoje uranového zrudnění jak pomocí komínů, tak jádrových vrtů na úroveň uvažovaného 5. patra, nebyly v obou blocích zaznamenány výraznější změny v charakteru mineralizovaných struktur.

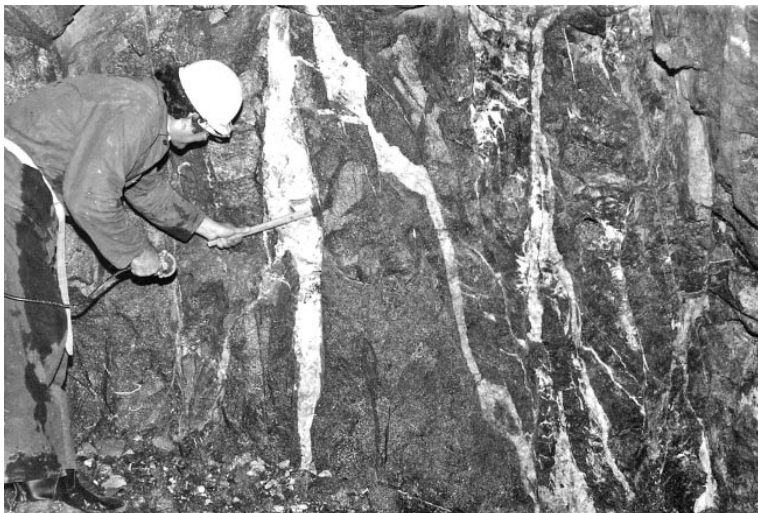
Severní blok zóny Na-2 s vtroušeninovým metasomatickým uranovým zrudněním byl ověřen na vzdálenost 460 m. Mineralizovaná struktura má v celém svém průběhu poměrně stálý úklon 75 - 85° k Z, zachovává si mocnost kolem 1.5 m (maximálně 5 m) s výplní výrazně alterovaného a drčeného granodioritu s postupným vyzníváním alterace do boků. V nejsevernější části ložiska se zóna větví do několika méně výrazných poruch, které postupně vyklíňují. Vztah zóny Na-2 ke strukturám třebohostického pásma, označovaných jako zóna Na-3, se nepodařilo ověřit. Severně od v. - z. poruchového pásma je zóna Na-2 překřížena celou řadou poruch směru SZ - JV o mocnosti do 0.5 m a se strmým úklonem k SV. V místech křížení těchto dvou tektonických systémů dochází ke zvětšení mocnosti a intenzity hydrotermální alterace a místy i ke zvýšení kovnatosti metasomatického uranového zrudnění. Severní část zóny



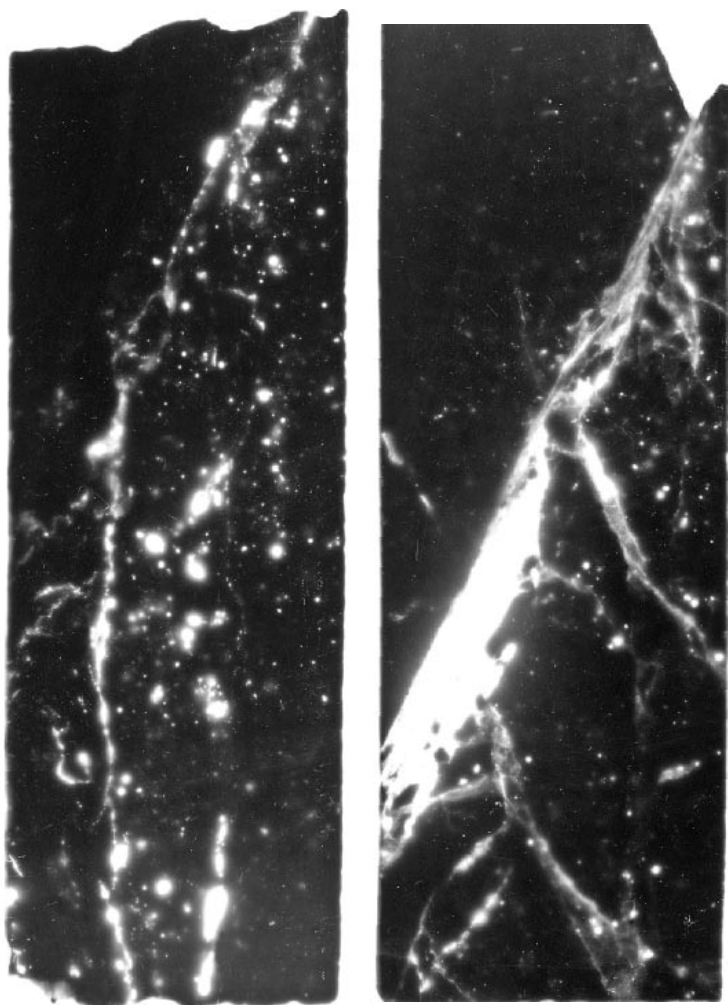
Obr. 11 Geologická situace ložiska Nahošín v úrovni 3. patra šachty č. 82 Nahošín (sestavili P. Kotlovský, J. Litochleb, 1988).



Obr. 12 Kalcitová žilná výplň zóny Na-2-sever (čelba chodby Na-2-30/181 m). Foto A. Hlaváček, 1987.



Obr. 13 Kalcitové žíly v tektonické zóně Na-2-jih (čelba chodby Na-2-31/280.3 m). Foto A. Hlaváček, 1987.



Obr. 14 Nepravidelné agregáty a žilky uraninitu (bílý) v kalcitové žilovině (černá). Vrt Na-88/246.4 - 246.8 m, půlené vrtné jádro o průměru 5.5 cm, autoradiografie, expozice 19 dní. Foto F. Molnár.

Obr. 15 Rozvětvená žilka uraninitu (bílý) s kalcitem v silně hydrotermálně alterovaném granodioritu (černý). Vrt Na-88/249.9 - 247.1 m, půlené vrtné jádro o průměru 5.5 cm, autoradiografie, expozice 19 dní. Foto F. Molnár.

Na-2 je rovněž charakterizována přítomností několika subparalelních zón o mocnosti do 1 m s metasomatickým zrudněním. V čočkovité žilné výplni převládají různé zbarvené porudní kalcity s pyritem, lokálně s fialovým fluoritem, křemenem ametystového typu a palygorskitem. Kalcitová výplň má relativně pravidelný vývoj a granodiorit se vyznačuje jen nevýraznou brekciací. V těsném nadloží v. - z. poruchového pásma zóna Na-2 ztrácí na mocnosti, snižuje se stupeň alterace granodioritu až se zóna posléze v tomto pásmu vytrácí.

Jižní blok v podloží tohoto pásma s převahou žilného uraninit - coffinit - kalcitového zrudnění je ověřen v celkové délce 380 m. Kontakt zrudněné zóny Na-2 s podložními mylonity v. - z. pásma je ostrý a vykazuje znaky tektonického vyvlečení zrudněné kalcitové žiloviny k Z a po úklonu 40 - 50° k S. V jižním úseku se výrazně snižuje průměrná mocnost zrudněné zóny na 0.7 m. Hydrotermální alterace, velmi silně vyvinutá při kontaktu kalcitové žíly s granodioritem, do boků rychle vyznívá. Směr zóny s bilančním uranovým zrudněním se mění ze směru S - J na SZ - JV při proměnlivém úklonu 60 - 85° k JZ nebo SV. Při změně směru se snižuje mocnost zóny i intenzita alterace. Po cca 200 m dlouhém intervalu sz. směru se žilným uranovým zrudněním pokračuje po stočení zóny jižním směrem jen metasomatické zrudnění, které posléze vyznívá. V nejjižnější ověřené části zóny Na-2 dochází k větvení do několika dílčích poruch se slabě vyvinutou hydrotermální alterací. Silně brekciovitá žilná výplň je tvořena úlomky alterovaného granodioritu, hlavně předrudními kalcity a Fe-sulfidy a coffinitizovaným uraninitem.

K poznání vertikálního vývoje j. úseku zóny Na-2 do výšky cca 30 m nad průzkumným patrem přispěly kromě ražby průzkumných komínů zejména dobývací práce. V dobývce DNA-2-307 výplň zóny - silně chloritizovaný a pyritizovaný drcený granodiorit s nepravidelnými uraninit - kalcitovými žilkami mm řádu (2. výstupek dobývky) - vertikálně přechází do silně stlačeného chloritizovaného granodioritu s žilami šedého až načervenalého předrudního kalcitu a až 5 cm mocnými čočkami uraninitu a s metasomatickými hnízdy žlutého porudního kalcitu (6. výstupek v 25 m). Dobývka DNA-2-309 pak ve 14 m (4. výstupek) zastihla silně alterovaný červenohnědý až černozelený granodiorit (masové červené živce + černozelený chlorit + jemnozrný pyrit) s kalcit - uraninit - pyritovými žilkami. O výstupek výše výplň zóny tvoří žilný červenohnědý, šedohnědý a šedo-bílý předrudní kalcit s úlomky hematitizovaného granodioritu s vývojem čoček uraninitu při kontaktu v doprovodu paprscitého markazitu a porudního šedobílého kalcitu s mladším pyritem. Po tenkých trhlinách s pyritovou výplní jsou žilky a čočky uraninitu dislokovány. Vzhledem k velmi intenzivní chloritizaci,

hematitizaci a pyritizaci má uranem bohatá rudnina (tzv. kategorie „A“) v místě vývoje kontrastní kalcit - uraninitové mineralizace černozeleň až červenohnědé zbarvení, výrazně odlišné od červené až červenohnědé uranem chudé rudniny (tzv. kategorie „S“) z těles metasomatického zrudnění.

V hloubce cca 100 m pod průzkumným patrem bylo v jižním úseku zóny Na-2 uranové zrudnění zastíženo povrchovým vrtem Na-88 v hloubce 246.4 - 247.1 m. Drcený a hydrotermálně alterovaný granodiorit je proniknut 10 - 20 cm mocnou žilou bílého, hnědavého až narůžovělého kalcitu s drobně zrnitými a nepravidelnými žilkami uraninitu o mocnosti do 1.5 cm (obr. 14, 15).

Na základě vyhodnocení výsledků dosud provedeného průzkumu a výzkumu se rudní zóna Na-2 jeví hloubkově perspektivní. V jižním bloku uranové zrudnění metasomatického a žilného typu pokračuje minimálně do hloubky 250 - 300 m s koncentrací uranem bohatších těles při podloží poruchového pásma směru V - Z, v severním bloku lze očekávat pod zónou metasomatického zrudnění vývoj i žilného zrudnění.

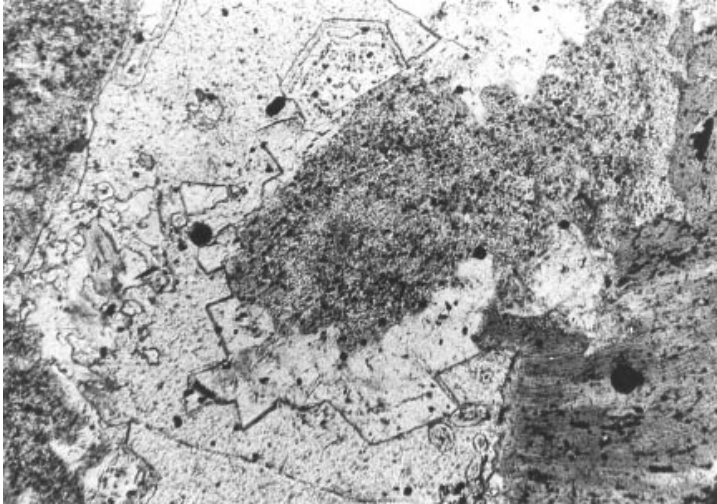
Hydrotermální alterace

Blatenský granodiorit je většinou rovnoměrně středně zrnitý, vzácně slabě porfyrický, biotitický s podřadným amfibolem. Plagioklas An_{45-26} je zonální s andezínovými jádry a oligoklasovými lemy a převažuje nad bílým K - živcem. Obsah živců v granodioritu je poměrně vysoký (50 - 60 obj. %). Zrna šedého křemene dosahují velikosti až několika milimetrů. Biotit tvoří nepravidelná černozeleňá zrna nebo lupínkovité agregáty. Reliktní pyroxen bývá jen místy zachován v centrech tmavě zeleného sloupečkovitě amfibolu. Podle planimetrických analýz má hornina následující složení: křemen 10 - 31, plagioklas 25 - 40, K - živce 15 - 20, biotit 5 - 15, amfibol do 7 obj. % (Knotek 1981; Lang 1983). Akcesoricky je přítomen zirkon, apatit, titanit, magnetit, pyrit, pyrotin, epidot, allanit nebo i uraninit (Kodymová, Vejnar 1974).

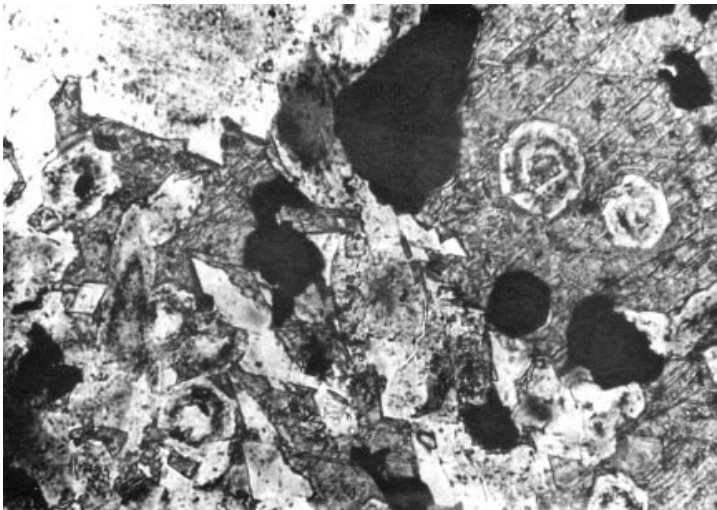
Kromě strukturního faktoru (tektonická predispozice) je základním kritériem lokalizace uranového zrudnění charakter a intenzita hydrotermální alterace granodioritu v okolí tektonických poruch a v zónách drcení. Zrudnění je vázáno na alterované horniny s dokončeným alteračním procesem a to na jeho závěrečnou fázi (viz Fiala 1980, 1982, 1983). Makroskopicky je alterace patrná již 10 - 20 m od vlastních zrudněných partií a projevuje se postupně mírným zrůžověním, posléze až cihlově nebo masově červeným zbarvením horniny (feriginace plagioklasů), přítomností černozeleňého chloritu, okrouhlých zrn bílého kalcitu a pyritových impregnací. Vývoj minerálních asociací probíhal od minerálů pseudomorfujičích k novotvořeným, příp. regenerovaným. Alterační produkty zaplňují dutiny po vylouženém horninovém křemenu. Intenzitě hydrotermální alterace je přímo úměrné snížení objemové hmotnosti a zvýšení efektivní pórovitosti. Poměrně velké kolísání obsahů uranu v závislosti na minerálním složení alterované horniny (podle mineralogicko-geochemického vyhodnocení rudních intervalů v jádrových vrtech) však současně ukazuje, že přímá závislost mezi makroskopicky patrným stupněm alterace, analyticky stanovenými koncentracemi uranu a radiometricky zjištěným expozičním příkonem není vždy pravidlem (Litochleb et al. 1984).

Alterací proces v tektonicky porušeném granodioritu probíhal ve dvou časově oddělených etapách s rozdíly jak v intenzitě, tak kvalitě a kvantitě výsledných alteračních

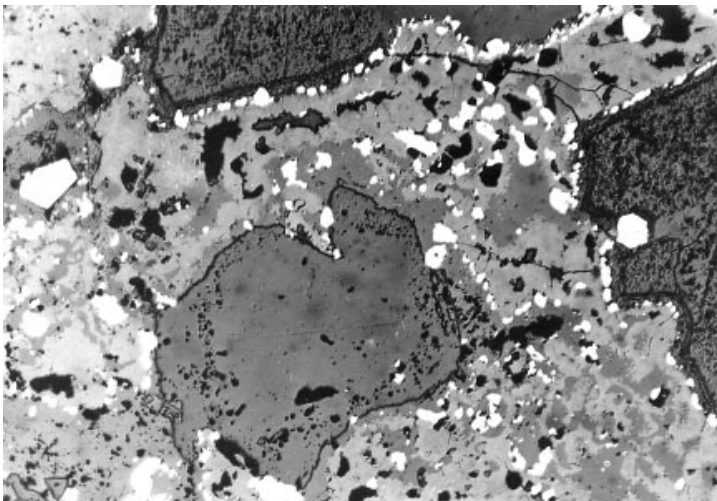
produktů. Pro tvorbu akumulací uranové mineralizace metasomatického typu měla hlavní význam starší etapa. V této etapě se uplatňuje zejména intenzivní chloritizace biotitu nebo i doprovodného amfibolu, resp. vznik hydroslíd, částečná nebo úplná desilicifikace (vyloužení horninového křemene), feriginace (disperzní hematitizace), leukoxenizace, apatitizace, pyritizace, lokální alkalická metasomatóza (albitizace + K - feldspatitizace), následná silicifikace a předrudní karbonatizace. Z alteračních minerálů mají těsný vztah k uranové mineralizaci hlavně chlority, K - živce, pyrit, apatit a Ti - minerály. Kompletním vyloužením horninového křemene lokálně vznikají nepravidelné partie hydrotermálně alterovaného granodioritu, odpovídající „episyenitu“ ve smyslu Cathelineau (1986). Desilicifikace přímo ovlivňuje snížení objemové hmotnosti granodioritu o 0.35 g/cm³. Při procesu chloritizace vzniká několik morfologicky odlišných typů chloritů, nejprve černozeleň Mg-Fe chlority, které spolu s novotvořenými Ti - minerály pseudomorfuji biotit a amfibol, posléze sferolitické šedozeleň Fe - chlority (určení podle optických vlastností), které tvoří výplně volných dutin a intergranulárních prostor. Starší chlorit místy provází novotvořený epidot. Sericitizací jsou v různé míře postižené zejména plagioklasy. Disperzní hematitizace má značný prostorový rozsah. Starší generaci hematitu reprezentují drobná individualizovaná zrnka v chloritizovaném biotitu až chloritu. Submikroskopický hematitový pigment (hematit II) v různé intenzitě (od růžového po masově červené až červenohnědé zbarvení) prostupuje plagioklasy. Obsah Fe₂O₃ se s postupující alterací zvyšuje z 0.29 až na 0.84 hm. % (průměrné hodnoty ze souboru 30 vzorků z vrtů). Kromě chloritizace a hematitizace je výrazným znakem hydrotermální alterace granodioritu pyritizace, projevující se tvorbou několika morfologicko-genetických typů pyritových zrn a agregátů, z nichž předrudní generace topominerálně ovlivnily vznik akumulací coffinitu. Indikační charakter pro přítomnost uranové mineralizace mají projevy alkalické metasomatózy. Albitizace se projevuje vznikem tzv. šachovnicovitě albitu na úkor staršího K - živce (albit výnosového typu) nebo jemnými žilkami nebo lamelami v plagioklasu (při procesu deanortitizace). Lokálně dochází k tvorbě albititu. Albitizace je sice vyvinuta v blízkosti uranového zrudnění, ale přímo s ním nekoreluje. Sodík byl uvolněn alterací plagioklasů. Přínosový albit, typický pro ostatní metasomatická uranová ložiska v granitoidech Českého masivu (Okrouhlá Radouň, Vítkov II) není na ložisku Nahošín vyvinut. Pozoruhodným procesem je K - feldspatitizace - vznik čirých idiomorfních až hypidiomorfních metakrystalů a agregátů adularu (obr. 16, 17). Tyto novotvořené K - živce nejsou postižené feriginací a sericitizací, pouze místy jsou jemně pertitické. Tvorba K - živce je přímo spjata s akumulací coffinitu, jehož krystalizaci těsně předcházela. Na základě průměrných hodnot ze souboru 30 vzorků z vrtů bylo zjištěno, že poměr Na₂O/K₂O se snižuje z 0.86 (nealterovaný granodiorit) na 0.74 (silně alterovaný zrudněný granodiorit). Zdrojem draslíku byl patrně biotit, podléhající silné chloritizaci. Apatitizace se projevuje vznikem drobnozrných akumulací hypidiomorfního apatitu v časté asociaci s coffinitem. Obdobně i největší množství novotvořeného rutilu se vyskytuje v asociaci s coffinitem. V dutinách po vylouženém křemenu narůstají téměř idiomorfni krystaly regenerovaného křemene se zonální stavbou, zvláštěnou přítomností fluidních inkluzí (mladší lokální silicifikace) (obr. 18). Při karbonatizaci vznikají jednak kalcitové výplně dutin po vylouženém křemenu, jednak jemné žil-



Obr. 16 Silně sericitizovaný a hematitizovaný plagioklas (uprostřed) obrůstáný hypidiomorfním K-živcem (adularem) a regenerovaným křemenem s fluidními inkluzemi (nahore) v kalcitu. Šachta č. 82 Nahošín, zóna Na-2-jih, komín K₂-3/1-1, výbrus, // polaroidy, delší strana obrázku 7 mm. Foto P. A. Ivanov.



Obr. 17 Hypidiomorfní metakrystaly K-živce (adularu) a regenerovaného křemene (hexagonální průřezy) v doprovodu pyritu (černý) v lamelovaném kalcitu. Šachta č. 82 Nahošín, zóna Na-2-jih, rozrážka V₂-9 ve 3 m, výbrus, // polaroidy, delší strana obrázku 5 mm. Foto P. A. Ivanov.



ky ve starších alteračních silikátech, případně povlaky na povrchu zrn horninových živců. Vápník byl do hydrotermálního procesu uvolňován při hydrolytickém rozkladu plagioklasů.

Procesy 2. etapy alteračního procesu provázejí vznik žilného uranového zrudnění, které je vyvinuto v tektonických poruchách protínajících alterovaný granodiorit se starším metasomatickým coffinitovým zrudněním (součást brekcii v kalcit - uraninitových žilách) a ovlivnily tak i starší minerální asociace. Kromě velmi intenzivní předrudní hematitizace, chloritizace, silicifikace a pyritizace se ve větší míře uplatňuje i předrudní karbonatizace, pak následuje vznik uraninitu, postiženého v závěru rudního stadia procesu vnitrožilnou metasomatózou spojenou s coffinitizací. Mladší (porudní) hydrotermální procesy lze charakterizovat vznikem kalcitu, křemene, vzácně fluoritu spolu s nejmaďšími generacemi chloritu, sericitu, pyritu, jílových minerálů (argillitizace) a palygorskitu.

Prostorová souvislost obou etap alteračních a mineralizačních procesů tak komplikuje genetické a paragenetické interpretace projevů hydrotermálních procesů. Výsledný charakter hydrotermálních alterací zejména v rámci podrobně sledované zóny Na-2 je podmíněn vlivy intenzity alteračních procesů předchozí etapy, vznikem mladších (naložených) alteračních asociací s uplatněním zejména v těsné blízkosti mineralizovaných tektonických poruch s žilným uranovým zrudněním. Zásadní význam pro extrakci uranu z horninotvorných silikátů a akcesorických minerálů, jeho migraci a následný vznik metasomatického coffinitového zrudnění vtroušeninového charakteru měly předrudní hydrotermálně alterační procesy 1. etapy. Původ uranu, minerálně vázaného ve formě uraninitu a coffinitu v žilném typu uranové mineralizace, souvisí patrně s hydrotermální regenerací metasomatického zrudnění v souvislosti s mladší tektonickou aktivizací.

Kvalitativně obdobné alterační procesy, ale s rozdílným uplatněním jednotlivých fází hydrotermální přeměny granitoidů, jsou známé i z dalších intraplutonických ložisek uranu v Českém masivu (Fiala 1978, 1979, 1983; Fiala, Čadek 1981).

Zdroje uranu

Blatenský granodiorit je oproti staršímu sázavskému typu hořečnatější a výrazně bohatší radioaktivními prvky. Jeho celková gama-aktivita je 16.8 ekv. U (gamma-spektrometrická analýza)

Obr. 18 Výplň dutiny po vylouženém křemeni v hydrotermálně alterovaném granodioritu, tvořená korodovaným regenerovaným křemenem s fluidními inkluzemi (uprostřed), kalcitem (tmavě šedý), coffinitem (světle šedý) a pyritem (bílý). Šachta č. 82 Nahošín, komín K₂-3/2-1, nábrus, // polaroidy, delší strana obrázku 7 mm. Foto P. A. Ivanov.

a obsah U 6.1 ppm (97 analýz; Holub et al. 1997). Podle Vlašimského (1976) a Lepky (1980) se obsahy uranu v blatenském granodioritu pohybují v rozmezí 5.6 - 6.0 ppm a thoria až do 22.2 ppm. Zvýšené obsahy celkového ($U^{4+} + U^{6+}$) a migračního (U^{6+}) uranu ve středočeském plutonickém komplexu vykazují zejména granitoidy s vysokým obsahem alkalií ($K_2O > Na_2O$) a vyšším až středním obsahem SiO_2 (Fatková 1967). Pokud jde o obsah celkového a migračního uranu (stanovení perloluminiscentně, soubor 117 vzorků z jádrových vrtů) obsahuje hydrotermální alterací nepostižený blatenský granodiorit v širším okolí ložiska Nahošín 10 (2 - 29) ppm celkového uranu a 2 (0.4 - 11.4) ppm migračního uranu. V porovnání s průměrnými hodnotami Fatkové (1967) - 6.6 ppm celkového a 1 ppm migračního uranu pro tento horninový typ je 75 % výsledků analýz celkového uranu a 64 % analýz migračního uranu vzorků z okolí Nahošína vyšších než uvedené průměrné hodnoty. Nelze vyloučit, že v okolí ložiska Nahošín i na první pohled nealterovaný granodiorit vykazuje relativně vysoké obsahy uranu díky vývoji primární aureoly v této části granitoidního masívu (Pivec et al. 1986) a odpovídá tak uranonosným granitoidům podle klasifikace Smyslova (1974).

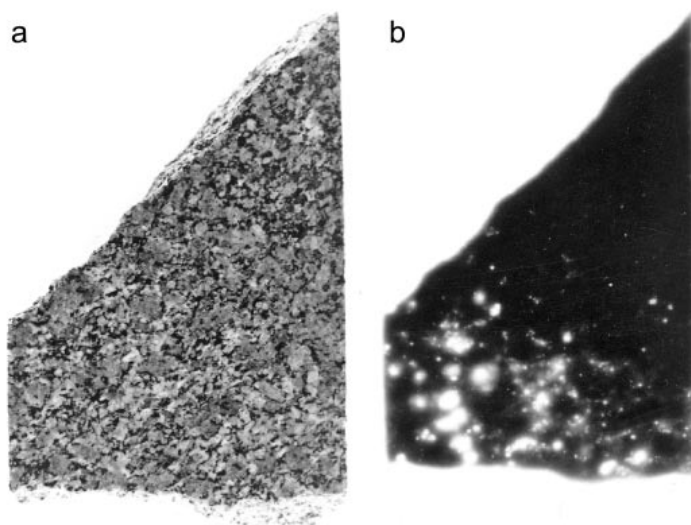
Podle provedených výzkumů (Podradský, Čadek 1984; Pivec et al. 1986) je uran v blatenském granodioritu v okolí ložiska Nahošín primárně vázán na mafické silikáty (hlavně biotit - až 15 ppm U) a akcesorické minerály (zirkon, monazit, apatit, allanit) a jen omezeně i na světlé silikáty (živce, křemen). Studium mikrodistribuce uranu ve vzorcích různě alterovaného granodioritu pomocí f - radiografií (Sulovský 1986) potvrdilo převažující adsorpční vazbu uranu na biotit a akcesorické minerály. V biotitu je uran lokalizován na štěpné trhliny a inkluze apatitu. S postupující chloritizací se sice lokálně obsahy uranu zvyšují, ale většinou dochází k jeho výnosu. Amfibol obsahuje uran v hodnotách pod 1 ppm a uran je vázán jen na uzavřeniny apatitu, případně titanitu. Při malém podílu biotitu a akcesorických minerálů se uplatňuje vazba uranu na světlé minerály (zejména na živce, vzácně i na křemen). V nealterovaných živcích je mikrodistribuce uranu rovnoměrná, s postupující přeměnou dochází k jeho akumulaci v alterovaných partiích. Z alteračních produktů jsou významnými sorbenty uranu Fe - hydro/oxidy. Procesy uvolnění U^{4+} do migrující formy U^{6+} při hydrotermální alteraci granodioritu, adsorpce U^{6+} na přírodních sorbentech, následná desorpce při změně podmínek, opětovné uvolnění U^{6+} do roztoků a jeho vysrážení ve formě U^{4+} fáze vedly patrně k tvorbě metasomatického coffinitového zrudnění (viz Fiala, Címl 1988; Fiala 1989). Zdrojem uranu pro mladší (regenerované) žilné uraninit - coffinitové zrudnění byla patrně tělesa metasomatického zrudnění, postižená 2. etapou hydrotermální alterace v blízkosti tektonických zón.

Charakteristika mineralizace

Z morfologicko-genetického hlediska jsou na ložisku Nahošín vyvinuty dva typy uranové mineralizace - metasomatický a žilný, vyznačující se odlišnostmi v textuře, struktuře, minerálním složení a paragenetických vztazích. Obecně

má mineralizace poměrně jednoduché minerální složení odpovídající uplatnění prvků uvolněných do mineralizačního procesu ve stadiu hydrotermální alterace z granodioritu. Nedošlo tak k významnějšímu přínosu zejména chalkofilních prvků pro tvorbu pestřejších minerálních asociací.

Metasomatický typ je tvořen drobnozrnnými až mikroskopickými vtoušeninami coffinitu v hydrotermálně alterovaném granodioritu, tzv. rudonosném metasomatitu (obr. 19). Z alteračních procesů minerální asociaci ovlivnila desilicifikace, disperzní hematitizace a sericitizace plagioklasů, feldspatitizace, albitizace, pyritizace a silicifikace. Převážně silikátová uranová mineralizace (tab. 1) je vázána na dutinky po vylouženém horninovém křemeni, zaplněné kromě coffinitu zrnky pyritu, idiomorfními krystalky regenerovaného křemene se zonálně uspořá-



Obr. 19 Středně zrnitý hydrotermálně alterovaný granodiorit (a) s metasomatickým coffinitovým zrudněním (b). Vrt Na-15/240.4 m, půlené jádro o průměru 5.5 cm, autoradiografie, expozice 10 dní. Foto F. Molnár.

Tabulka 1 Schéma posloupnosti krystalizace hydrotermální mineralizace metasomatického typu ložiska Nahošín (zóna Na-2)

stadium	předrudní	rudní	porudní
	I. alterační	coffinitové	I. kalcitové
chlorit	— —		□
sericit	□ □		□
apatit	□		
leukoxen	—		
rutil	—		
epidot	—		
křemen	...		—
albit	—		
K-živce	—		
kalcit	—		—
pyrit	— —	—	—
hematit	— —		
coffinit		—	
uraninit		—	
chalkopyrit		...	
clausthalit-galenit		...	

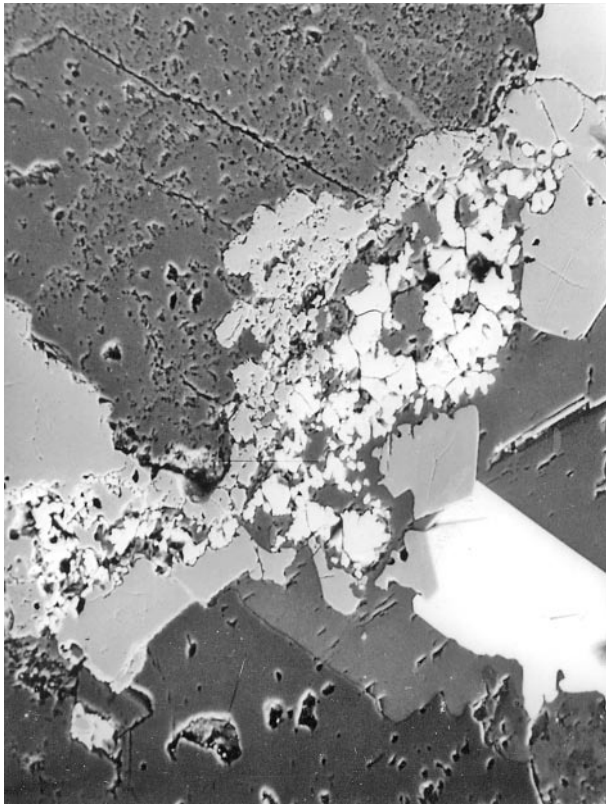
danými fluidními inkluzemi a kalcitem nebo na agregáty silně chloritizovaného biotitu. Zrna coffinitu jsou většinou zcela izotropizovaná (uraninitizovaná) a mají mikrozmrnou strukturu. Asociace coffinitu s drobnými krystaly rutilu a apatitu vznikla při zatlačování chloritizovaného biotitu. Významnou minerální složkou je kataklasticky postižený předrudní pyrit několika morfologických typů, tvořící jak alotriomorfní zrna, tak různoměrně vyvinuté korodované krystalky se zonální stavbou a dobře patrnými přírůstkovými zónami.

Coffinit I vytváří v alteračních silikátech izometrická zrna o velikosti od několika μm do 0.0X mm s jemnými trhlinkami, vyplněnými mladším kalcitem a pyritem nebo úzké lemy kolem starších pyritových zrn (obr. 20 - 22). Selektivně zatlačuje porézní, metasomatóze přístupné, přírůstkové zóny v pyritových zrnech nebo využívá mikrotrhlin na rozhraní těchto zón (obr. 23). Vytváří také úzké, jen několik μm mocné zóny na hranici zrn pyritu a rutilu. Žilkovitě proniká do kataklazovaného pyritu nebo jej koroduje. Od hranice se živci nepravidelně proniká do chloritizovaného biotitu až chloritu s vývojem úzkého lemu uranonosného leukoxenu na styku živce - coffinit. Při prostorovém sblížení s žilným typem bývá v alterovaném granodioritu přítomen i mladší coffinit II (velikost zrn 0.00X - 0.0X mm), náležící mladšímu uraninit - coffinitovému stadiu druhé mineralizační etapy. Coffinit II asociuje s coffinitem I a staršími i mladšími generacemi pyritu. Obě generace coffinitu se odlišují fyzikálními vlastnostmi a chemickým složením. Coffinit I je více metamiktně postižený, má vyšší odraznost a brusnou tvrdost. Výraznému stupni uraninitizace odpovídá i vysoký obsah UO_2

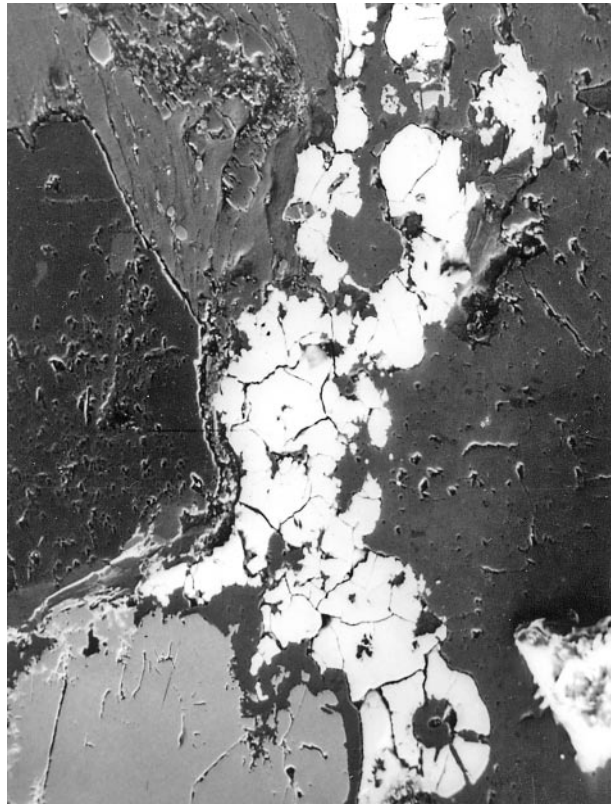
(až 85.85 hm. %) a snížený podíl SiO_2 (až na 11.81 hm. %). Coffinit II má relativně nižší odraznost a brusnou tvrdost a odpovídající chemické složení (viz dále v textu). Coffinit je jen vzácně provázen jemně zrnitým galenitem nebo clausthalitem.

Mikroskopickým výzkumem alterovaného granodioritu s metasomatickým zrudněním, doplněným studiem pomocí elektronového mikroanalyzátoru, bylo zjištěno úzké sepjetí coffinitu s novotvořenými Ti - minerály - titanitem, rutilem a tzv. leukoxenem. Výskyt Ti - minerálů je vázán především na silně chloritizované agregáty biotitu nebo již jen chloritu. Kromě titanitu provází coffinit idiomorfní až hypidiomorfní rutil (obr. 24) ve formě drobně sloupečkovitých zrn (velikost často pod 0.05 mm) až větvenovitých lamel, které pronikají do chloritizovaného biotitu podél štěpných trhlin. Rutil je místy uzavírán v leukoxenové hmotě. Uran je v nehomogenní leukoxenové hmotě fixován sorpčně (tzv. uranonosný leukoxen) (viz Grigorjeva et al. 1976; Kühn 1987; Fiala 1989), případně vázán na jemné inkluze coffinitu/uraninitu v leukoxenu.

Žilný typ uranové mineralizace představují čočkovité, často nepravidelně rozvětvené, vyklíňující nebo naduřující kalcit - uraninitové žilky a žíly s proměnlivým podílem Fe - sulfidů, které vyplňují drčené a brekciovitě zóny v alterovaném granodioritu. V okolí žilné mineralizace je vyvinuta poměrně úzká (1 - 2 m) aureola často velmi intenzivní alterace, projevující se černozeleňým až hnědočerveným zbarvením v důsledku hematitizace, chloritizace a pyritizace. V brekcii úlomků alterovaného granodioritu, tmelených kalcitovou žilovinou (obr. 25), jsou přítomny drobnozrné agregáty coffinitu I (starší metasomatická



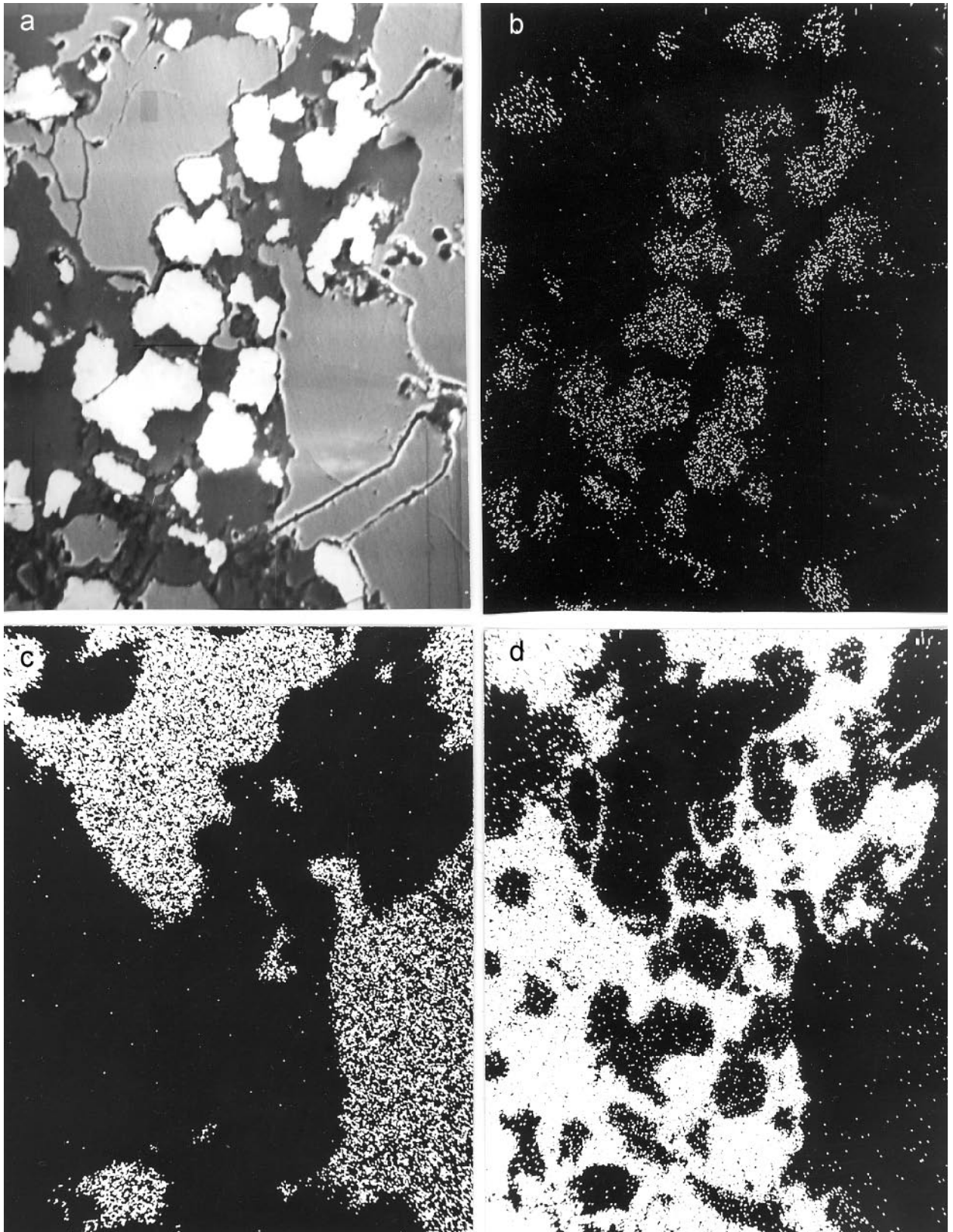
Obr. 20 Agregát drobnozrného coffinitu (šedobílý), pyritu (šedý) a clausthalitu (bílý, vpravo dole) v albit - křemen - kalcitové matrix (alterovaný granodiorit). Vrt Na-11/172.5 m, nábrus, obraz v sekundárních elektronech, kratší strana obrázku 0.5 mm. Foto A. Langrová.



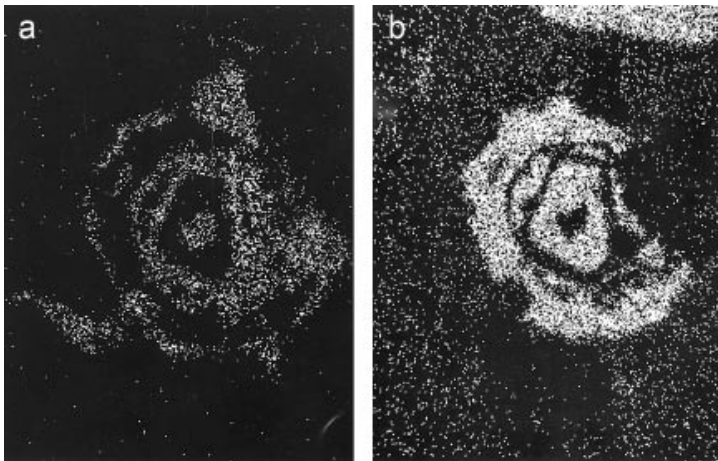
Obr. 21 Globulární uraninitizovaný coffinit (bílý) asociující s pyritem (šedý, vlevo dole) v agregátu K - živce, chloritizovaného biotitu a kalcitu (alterovaný granodiorit). Vrt Na-15/240.2 m, nábrus, obraz v sekundárních elektronech, kratší strana obrázku 0.5 mm. Foto A. Langrová.

mineralizace) a mladšího coffinitu II. Akumulace v různé míře coffinitovaného uraninitu v kalcitové žilovině mají charakter drobných zrn, hnízd až čoček (do mocnosti 5 cm) nebo žilek do mocnosti 1 cm, lokalizovaných hlavně v příkontaktních partiích žil. V žilné výplni převládá červenohnědý, šedohnědý, šedý nebo šedobílý zrnitý

až hrubě lištovitý předrudní kalcit. Tmavě zbarvené kalcity s hematitovým pigmentem jsou nejstarší a obrůstají úlomky hematizovaného granodioritu. Porudní kalcit je většinou šedobílý, nažloutlý až medově žlutý nebo slabě narůžovělý, má charakter drobných žilek nebo metasomatických hnízd (až několik cm² velké hrubě štěpné

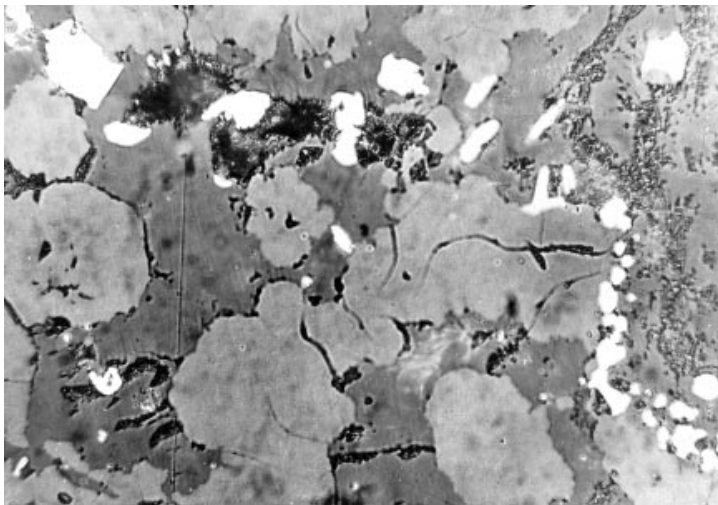


Obr. 22 Metasomatický coffinit (bílý) v blízkosti pyritu (šedý) v kalcitu (tmavě šedý). Vrt Na-11/172.5 m, nábrus, obraz BSE (a), rozložení UMa (b), SKa (c), CaKa (d), kratší strana obrázků 200 μ m. Foto A. Langrová.



Obr. 23 Rozložení UMa (a) a FeKα (b) znázorňující ztlačování zonálního metakrystalu pyritu coffinitem podél přírůstkových zón. Vrt Na-15/240.2 m, nábrus, elektronový mikroanalýzátor, kratší strana obrázku 150 μm. Foto V. Šrein.

Obr. 24 Coffinit (světle šedý) v kalcitu (tmavě šedý) s lístečkovitými shluky chloritu v doprovodu pyritu (bílý) a sloupečkovitých metakrystalků rutilu (vpravo nahoře) v alterovaném granodioritu. Šachta č. 82 Nahošín, zóna Na-2-jih, komín K₂-3/2-1, nábrus, // polaroidy, delší strana obrázku 2 mm. Foto P. A. Ivanov.



Obr. 25 Brekciovitá textura výplně j. úseku zóny Na-2, tvořená úlomky alterovaného granodioritu s metasomatickou U - mineralizací (světlé útvary) tmelenými kalcitem (černý). Šachta č. 82 Nahošín, sledná Na-2-31/280.3 m, autoradiografie řezaného vzorku 11 x 25 cm, expozice 10 dní. Foto F. Molnár.

Obr. 26 Ztlačování předrudního kalcitu uraninitem (světle šedý) podél hranic kalcitových zrn. Šachta č. 82 Nahošín, zóna Na-2-jih, odžilek v rozrážce V₂-9, nábrus, obraz v sekundárních elektronech, delší strana obrázku 7 mm. Foto V. Cílek.



agregáty) místy s drobnými drúzovými dutinami do velikosti 20 cm. Agregáty zrnitého pyritu jsou provázeny kopinatými shluky markazitu a drobnými zrnky chalkopyritu. Kolomorfní uraninit (metasferolity) má kulovitý až hroznovitý tvar a obsahuje hojně mikrotrhliny vyplněné mladším kalcitem a sulfidy. Při krystalizaci metasferolity využívají hranic kalcitových zrn, nepravidelných a štěpných trhlin v lištovitém kalcitu za vzniku pentlicovitých struktur (obr. 26). Vzácněji uraninit tvoří téměř monominerální žilky a ploché čočky, porušené mladšími trhlinami s chloritem, pyritem nebo kalcitem (tab. 2).

Charakteristickým rysem mineralizace je intenzivní coffinitizace uraninitu a těsné prorůstání obou uranových minerálů jemně zrnitým galenitem a fázemi řady claus-thalit - galenit v důsledku vnitrozžilné metasomatózy (obr. 27). Coffinitizace se mikroskopicky projevuje rozčleněním rozpraskaných zrn a agregátů uraninitu na dílčí segmenty a nepravidelné zóny s rozdílnou odrazností. V alterovaném granodioritu, jehož úlomky jsou součástí brekcií tmelených předrudním kalcitem, je vyvinuto i starší vtrošeninové coffinitové zrudnění, topominerálně spjaté s pyritovými metakrystaly. Kromě staršího coffinitu I je při-

Tabulka 2 Schéma posloupnosti krystalizace hydrotermální mineralizace žilného typu ložiska Nahošín (zóna Na-2)

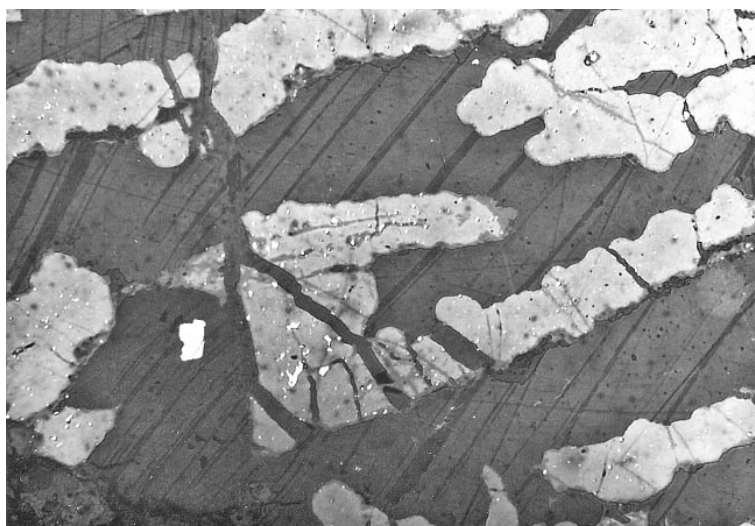
stadium	předrudní		rudní	porudní
	II. alterační	II. kalcitové	uraninit-coffinitové	III. kalcitové
chlorit	—			—
křemen	—			—
hematit	—			—
pyrit	—	— — —	—	— — —
kalcit		■		■
uraninit			—	
coffinit			—	
markazit			—	
chalkopyrit			...	
löllingit			...	
clausthalit-galenit			□	
sericit				□
jílové minerály				— — —
fluorit				...
palygorskit				...

tomen i coffinit II, časově odpovídající vzniku coffinitu vznikajícího na úkor uraninitu. Tato mladší generace coffinitu narůstá na coffinit I a zřetelně jej koroduje.

V porudním stadiu se v rámci zóny Na-2 uplatňují zejména nejmladší generace žilného kalcitu a křemene s vývojem drobných drúzových dutin v otevřených částech tektonických poruch. Porudní drúzové kalcity tvoří několik morfologicky odlišných typů krystalů. Nejstarší šedý kalcit představují spojky nízkého klence a krátkého prizmatu (obr. 28). Krystalové plochy jsou pokryté velmi jemnozrnným pyritem nebo kúrami lesklých oktaedrických krystalků pyritu o velikosti 0.X mm (obr. 29). Mladší jsou šedé zakalené nízké klence o průměru 1 cm. Za nejmladší lze považovat světle šedé, průsvitné spojky krátkého prizmatu a dominantní báze, dosahující velikosti 4 x 1.5 cm. V silně sericitizovaném granodioritu žilky šedého až bílého zrnitého křemene obsahují podle osy c hypoparalelně srostlé šedobílé krystaly o velikosti 3 - 5 x 1.5 cm se zúženými terminálními částmi krystalů nebo drobné dutiny s drúzami až 5 mm velkých protáhlých krystalů čirého křišťálu, na které narůstají pyrit, sférolity zeleného chloritu a kalcit. K nejmladším minerálům náleží jílové minerály, tvořící zelené, žlutozelené, šedé nebo bílé výplně trhlin v žilné výplni i alterovaném granodioritu společně s kalcitem, pyritem, Mg - chloritem, vzácně s palygorskitem a fluoritem. Podle rtg. studia představují jílové minerály nepravidelně interstratifikované fáze typu muskovit - montmorillonit a muskovit 1 M - illit. Palygorskit vytváří křídové bílé povlaky na kalcitu s pyritem na ploše několika cm² nebo výplně drobných trhlin. V s. úseku zóny Na-2 se vzácně vyskytly povlaky světle fialového fluoritu na trhlínách kalcitu.

Chemické složení uraninitu a coffinitu

Charakteristickým znakem uranové mineralizace ložiska Nahošín je variabilita chemického složení coffinitu a uraninitu (tab. 3, 4, obr. 30). Ve starším metasomatickém typu se jedná o proces uraninitizace coffinitu I, v mladším žilném typu o proces coffinitizace uraninitu.



Obr. 27 Rozpraskaný částečně coffinitizovaný uraninit (šedý) s inkluzemi fází clausenthalit - galenit (bílé tečky) a metakrystalem pyritu (uprostřed) v lamelovaném kalcitu. Šachta č. 82 Nahošín, zóna Na-2-jih, komín K₂-3/2-9, nábrus, polozkřížené polaroidy, delší strana obrázku 7 mm. Foto P. A. Ivanov.

Coffinit I je v důsledku metamiktní přeměny výrazně izotropizovaný a zatlačován oxidy uranu, rekrystalizovanými v uraninit (Bylinskaja 1980). Proces uraninitizace současně vede ke zvýšení odraznosti přeměněného coffinitu (Brodin, Osipov 1973). Zřetelně je patrný deficit Si (tab. 3) s poměrem U/Si > 1 v části analýz (Scharm, Scharmová 2001; Fojt et al. 2005). Nejintenzivněji uraninitizovaný coffinit vykazuje jen nízký a málo proměnlivý stupeň hydratace. Podle Dymkova (1973) je uraninitizace charakteristickým jevem zejména pro variská uranová ložiska s coffinitovou mineralizací.

Opačný proces - coffinitizace uraninitu je intenzivně rozvinutý v žilném typu uranové mineralizace v souvislosti s vnitrožilnou metasomatózou. Destabilizace uraninitu při zvýšení koncentrace SiO₂ rozpuštěného v hydrotermálních roztocích vede v redukčních podmínkách k tvorbě coffinitu (Janeczek, Ewing 1992a). Coffinitizace se projevuje rozčleněním kolomorfních metasférolitů uraninitu a jejich krust kolem lišt předrudního kalcitu na sférické



Obr. 28 Krystaly kalcitu (spojky nízkého klenče a prizmatu) o velikosti 1.3 cm. Šachta č. 82 Nahošín, zóna Na-2. Foto J. Sejkora.



Obr. 29 Skalenoedrický krystal kalcitu (velikost 6 mm) porostlý oktaedrickými krystalky pyritu. Šachta č. 82 Nahošín, zóna Na-2. Foto J. Sejkora.



mikrobloky polyfázové struktury podle systému kontrakčních nebo mikrotektonických trhlin. S tím souvisí snížení obsahu UO_2 a zvýšení obsahu SiO_2 v přeměných partiích uraninitu. S postupující metasomatózou se obsah UO_2 snižuje téměř až o 30 hm. % a obsah SiO_2 v původním uraninitu (< 3 hm. %) vzrůstá až na 18.78 hm. % (tab. 4). Novotvořené fáze pak již odpovídají coffinitu. Coffinitizace je patrná od počátečního vývoje kolem trhlin v uraninitu, přes nepravidelně laločnaté nehomogenní partie až po tvorbu úplných pseudomorfóz, tvořených pouze coffinitem s vyšším stupněm hydratace. Coffinit obsahuje zrna regenerovaného křemene a fáze clausthalit - galenitové řady. Ke změně koncentrací sledovaných prvků v uraninit - coffinitových agregátech dochází již v rozmezí několika μm . Zvýšené obsahy Al, Fe, Mn, Ca a P jsou z části izomorfní, z části patrně způsobené heterogenní příměsí minerálů žilné výplně (viz Kühn, Scharm 1982; Janeczek 1991; Janeczek, Ewing 1992b; Scharm, Scharmová 2001; Ondruš et al. 2003; Fojt et al. 2005; Alexandre, Kyser 2005; Škácha et al. 2009). Ve studovaných vzorcích uranové mineralizace jsou kromě konečného produktu přeměny - coffinitu II zastoupeny další fáze přechodného složení, z nichž převládající by v systému UO_2 - SiO_2 odpovídala vzorci U_2SiO_6 . Tato skutečnost byla zjištěna i na dalších lokalitách uranové mineralizace s výraznými projevy coffinitizace uraninitu v souvislosti se vznikem doprovodných akcesorických selenidů (Litochleb et al. 1990).

Otázka možnosti existence dalších samostatných silikátů U^{4+} kromě coffinitu s proměnlivým, ale mnohdy téměř stechiometrickým poměrem $U : Si : O$ byla diskutována již dříve (Dill 1982; Simova et al. 1983; Simova 1985; Šišková - Simova, Petrova 1991), ale dosud zůstává neobjasněná. Na základě 130 mikroanalýz $U - Si - O$ fází z uranového ložiska Žirovski Vrch vyčlenili Simova et al. (1983) 5 minerálních fází U^{4+} homologické řady UO_2

Tabulka 3 Chemické složení uraninitizovaného coffinitu I metasomatizované U - mineralizace ložiska Nahošín (hm. %)

	1	2	3	4	5	6	7
CaO	0.57	1.16	1.55	1.66	1.39	0.76	0.72
Al_2O_3	1.29	1.33	1.27	1.09	1.26	1.34	1.64
SiO_2	13.55	11.81	19.17	15.27	15.51	18.78	18.87
UO_2	84.58	85.85	74.28	79.77	80.03	78.26	75.56
Σ	99.99	100.15	96.27	97.79	98.19	99.14	96.79
Ca^{2+}	0.036	0.076	0.088	0.102	0.085	0.043	0.041
Al^{3+}	0.090	0.096	0.080	0.074	0.084	0.084	0.103
Si^{4+}	0.801	0.722	1.018	0.876	0.882	0.994	1.006
U^{4+}	1.113	1.168	0.878	1.018	1.012	0.922	0.896
Σ	2.041	2.062	2.064	2.069	2.063	2.042	2.046

přepočten na bázi 4 O; 1 - 2: vrt Na-11/172.5 m, silně karbonatizovaný, hematitizovaný a pyritizovaný granodiorit; 3 - 7: vrt Na-15/240.2 m, slabě alterovaný (narůžovělý) pyritizovaný kataklazovaný granodiorit.

Elektronový mikroanalýzátor JXA 50A, napětí 20 kV, proud 3 - 30 nA, průměr svazku elektronů 1 - 2 μm , korekce podle programu ZAF, přírodní a syntetické standardy, anal. A. Langrová, Laboratoř mikroanalýzy GIÚ AV ČR, v.v.i., Praha.

- SiO₂ s poměrem U/Si měnícím se od 4 : 1 do 1 : 4, z nichž 4 (U₄SiO₁₀, U₂SiO₆, USi₂O₆, USi₄O₁₀) mohou být novými přírodními silikáty uranu a coffinit se složením USiO₄ mezi nimi zaujímá střední postavení. Uvedení autoři předpokládají, že silikáty uranu vznikaly při silné aktivitě Si, resp. díky rychlému zvýšení koncentrace Si v jinak slabě mineralizovaných roztocích.

Problémem však je, že při metasomatickém zatlačování uraninitu coffinitem vznikají velmi jemnozrnné až submikroskopické „směsi“ obou fází ve velmi variabilních poměrech (v případě ložiska Nahošín uvedené mikrosrůsty pozorovány v optickém mikroskopu s imerzi při zvětšení 1300 x), což může mít vliv na výsledné chemické složení, stanovené bodovými mikroanalýzami. Navíc samotný uraninit je chemicky heterogenní i v několika µm vzdálených analyzovaných bodech (Isobe et al. 1992; Janeczek, Ewing 1995; Kempe 2003). Variabilní poměry U/Si, přičítané existenci dalších fází mezi uraninitem a coffinitem, mohou být alespoň v některých případech snadno vysvětleny rozdílnými poměry obou minerálních fází v analyzovaných objemech (Scharm, Scharmová 2001).

Minerály clausthalit - galenitové řady

Minerály ternárního systému Pb - S - Se představují geneticky a parageneticky zajímavé, většinou mikroskopické (0.00X - 0.X mm) akcesorie v uranovém zrudnění obou morfološko-genetických typů.

Galenit s rovnoměrnou distribucí Pb a S bez přítomnosti Se byl vzácně zjištěn v metasomatickém zrudnění (zóna Na-2-sever, vrt Na 15/240.4 m) ve formě hypidiomorfních zrn o velikosti 0.0X mm v těsných srůstech s coffinitem, chloritizovaným biotitem, apatitem a kalcitem.

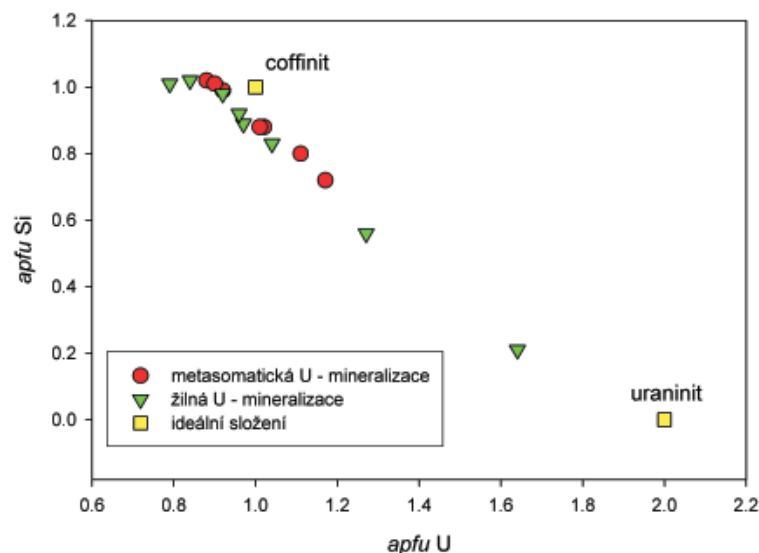
Poměrně častější jsou **fáze clausthalit - galenitové řady** s variabilním chemickým složením, daným jednoduchou izomorfií Se - S. V metasomatickém zrudnění byly clausthalit a sírou bohatý clausthalit (tab. 5) nalezeny ve formě ojedinělých hypidiomorfních zrn ve srůstu s coffinitem, K - živcem, pyritem, albitem a křemenem. V žilném zrudnění s intenzivními projevy vnitřní metasomatózy jsou fáze PbSe - PbS poměrně časté. Velikost jejich zrn se pohybuje od několika µm (jemný pigment v coffinitizovaném uraninitu) do 0.0X - 0.X mm. Výjimečně vytváří zrnité agregáty kolem 3 mm (zóna Na-2-jih, 354 m). V odraženém světle jsou fáze PbSe -

PbS většinou alotriomorfní (nepravidelně laločnaté metasomatické útvary), místy ale až idiomorfní (metakrystaly), kdy průřezy odpovídají různým úrovním řezu oktaedrem, mají vysokou odraznost (bílé s šedomodrým odstínem v porovnání s uranovými minerály). Uzavírají inkluze chalkopyritu, pyritu a vzácně i silně korodované reliktury narůžověle bílých zrn löllingitu. Clausthalit - galenit proniká do coffinitizovaného uraninitu podle kontrakčních trhlin ve sférolitech nebo vytváří metasomatické útvary na styku sférolitů. Jednotlivá zrna jsou opticky a chemickým

Tabulka 4 Chemické složení coffinitizovaného uraninitu a coffinitu II (hm. %) žilné U - mineralizace na ložisku Nahošín, šachta č. 82, 3. patro, zóna Na-2-jih, sledná v 354 m

	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	0.74	1.18	0.79	1.87	1.23	1.07	1.11	1.53
FeO	0.72	0.18	0.38	0.18	0.28	0.11	0.17	0.50
MgO	0.39	0.19	0.39	0.36	0.37	0.27	0.20	0.34
MnO	0.22	0.12	0.12	0.17	0.21	0.19	0.08	0.30
Al ₂ O ₃	0.48	0.93	0.67	0.59	0.34	0.54	0.59	0.87
SiO ₂	2.57	7.80	19.17	15.27	15.51	18.78	13.24	17.36
UO ₂	89.83	79.07	81.23	74.84	73.19	69.40	74.97	60.66
TiO ₂	0.10	0.26	0.26	0.01	0.08	0.16	0.20	0.14
P ₂ O ₅	0.18	0.42	0.27	0.59	0.46	0.92	0.48	1.17
Σ	95.23	90.15	103.28	93.88	91.67	91.44	91.04	82.87
Ca ²⁺	0.065	0.091	0.043	0.116	0.078	0.062	0.074	0.095
Fe ²⁺	0.049	0.011	0.016	0.009	0.014	0.005	0.009	0.024
Mg ²⁺	0.048	0.020	0.030	0.031	0.033	0.022	0.019	0.029
Mn ²⁺	0.015	0.007	0.005	0.008	0.011	0.009	0.004	0.015
Al ³⁺	0.047	0.079	0.040	0.040	0.024	0.035	0.044	0.060
Si ⁴⁺	0.211	0.562	0.977	0.885	0.918	1.024	0.829	1.010
U ⁴⁺	1.643	1.268	0.921	0.966	0.964	0.842	1.044	0.785
Ti ⁴⁺	0.006	0.014	0.010	0.000	0.004	0.007	0.009	0.006
P ⁵⁺	0.013	0.026	0.012	0.029	0.023	0.042	0.025	0.058
Σ	2.097	2.078	2.054	2.085	2.068	2.047	2.058	2.082

přepočten na bázi 4 O. Elektronový mikroanalýzátor JXA 50A, napětí 20 kV, proud 3 - 30 nA, průměr svazku elektronů 1 - 2 µm, korekce podle programu ZAF, přírodní a syntetické standardy, anal. A. Langrová, Laboratoř mikroanalýzy GIÚ AV ČR, v.v.i., Praha.



Obr. 30 Diagram obsahů U⁴⁺ vs Si⁴⁺ v uraninitizovaném coffinitu a coffinitizovaném uraninitu (v apfu) z ložiska Nahošín (zóna Na-2) (viz tab. 3 a 4).

složením silně nehomogenní v důsledku variability substituce Se - S (tab. 6, obr. 31). Chemické složení fází řady PbSe - PbS se pohybuje od clausthalitu s empirickým vzorcem Pb_{1,01}(Se_{0,94}S_{0,05})_{20,99} po selenem bohatý galenit s empirickým vzorcem Pb_{1,00}(Se_{0,37}S_{0,63})_{±1,00} a s hodnotami atomárního poměru Se/S od 18.47 do 0.59.

Obdobné fáze řady pevných roztoků PbSe - PbS s obsahem 0 - 16.5 hm. % Se (do 55.5 mol. % PbSe) popisují Kovalenker et al. (1971) jako důsledek akumulace selenu ve zbytkových roztocích s vysokým redox

Tabulka 5 Chemické složení fází řady claushtalit - galenit (hm. %) z metasomatické U - mineralizace (Nahošín, zóna Na-2-sever)

	1	2	3	4
Pb	72.83	76.65	75.18	76.77
Se	26.97	18.87	20.4	20.52
S	0.10	4.01	3.25	3.63
Σ	99.9	99.53	98.83	100.92
Pb*	1.0098	1.0080	1.0043	0.9966
Se*	0.9812	0.6512	0.7151	0.6990
S*	0.0090	0.3408	0.2806	0.3045
ΣSe+S	0.9902	0.9920	0.9957	1.0034

* přepočteno na bázi 2 apfu; 1: vrt Na-11/172.5 m; 2 - 4: vrt Na-15/240.2 m. Elektronový mikroanalýzátor JXA 50A, napětí 20 kV, proud 3 - 30 nA, průměr svazku elektronů 1 - 2 μm, korekce podle programu ZAF, přírodní a syntetické standardy, anal. A. Langrová, Laboratoř mikroanalýzy GIÚ AV ČR, v.v.i., Praha.

- potenciálem. Při coffinitizaci uraninitu je většina prvků obsažených v uraninitu nekompatibilních se strukturou coffinitu. Olovo se tak obvykle v podmínkách vyšší aktivity S^{2-} nebo Se^{2-} sráží jako galenit nebo claushtalit (Finch, Murakami 1999). Podle Förstera (2005) vznikají pevné roztoky řady PbSe - PbS o chemickém složení od $PbS_{1.00}$ po $Pb(S_{0.04}Se_{0.96})_{\Sigma 1.00}$ při $f_{Se_2}/f_{S_2} \leq 1$ a teplotě $\geq 100 - 150^\circ C$. Dosud publikovaná data o chemickém složení pevných roztoků PbSe - PbS (Coleman 1959; Kovalenker et al. 1971; Litochleb et al. 1990; Healy, Petruk 1992; Förster 2005) ukazují na existenci kompletní izomorfie v této řadě.

Chemismus kalcitu

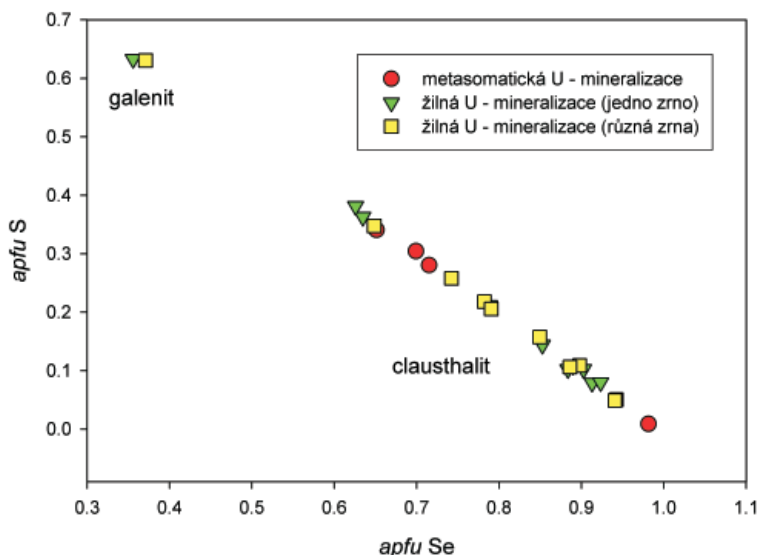
Podle geologické pozice je možno na ložisku rozlišit dva základní typy kalcitu.

Vtroušeninový kalcit vytváří v alterovaném granodioritu bílá zrna o průměru 2 - 6 mm, která vyplňují dutiny po vylouženém horninovém křemeni. Jedná se o předrudní

Tabulka 6 Chemické složení fází řady claushtalit - galenit (hm. %) z žilné U - mineralizace (Nahošín, šachta č. 82, 3. patro, zóna Na-2-jih, sledná v 354 m)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Pb	74.83	73.10	73.45	73.11	74.22	74.25	74.98	77.85	76.45	80.95
Se	25.83	25.80	25.39	24.73	24.64	24.04	22.54	18.78	18.36	10.85
S	0.91	0.91	1.17	1.22	1.16	1.65	2.46	4.36	4.54	7.84
Σ	101.57	99.81	100.01	99.06	100.02	75.90	99.98	100.99	99.35	88.79
Pb*	1.0079	0.9967	0.9950	1.0023	1.0141	1.0034	0.9996	1.0026	0.9931	1.0114
Se*	0.9129	0.9231	0.9025	0.8896	0.8834	0.8525	0.7885	0.6346	0.6258	0.3557
S*	0.0792	0.0802	0.1024	0.1081	0.1024	0.1441	0.2119	0.3628	0.3811	0.6329
ΣSe+S	0.9921	1.0033	1.0050	0.9977	0.9859	0.9966	1.0004	0.9974	1.0069	0.9886
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Pb	73.40	73.32	74.23	74.72	74.64	76.78	74.78	75.45	76.51	80.48
Se	26.17	26.01	25.56	25.04	24.32	22.89	22.44	21.34	18.83	11.39
S	0.57	0.55	1.26	1.22	1.83	2.59	2.37	3.01	4.10	7.86
Σ	100.14	73.87	101.05	100.98	100.79	102.26	99.59	99.80	99.44	88.34
Pb*	1.0072	1.0104	0.9934	1.0076	0.9933	0.9999	1.0039	1.0000	1.0040	0.9988
Se*	0.9423	0.9406	0.8976	0.8861	0.8493	0.7822	0.7905	0.7422	0.6484	0.3709
S*	0.0505	0.0490	0.1090	0.1063	0.1574	0.2179	0.2056	0.2578	0.3477	0.6303
ΣSe+S	0.9928	0.9896	1.0066	0.9924	1.0067	1.0001	0.9961	1.0000	0.9960	1.0012

* přepočteno na bázi 2 apfu; 1 - 10: bodové analýzy v 1 zrně o velikosti 1 mm; 11 - 20: bodové analýzy v různých zrnech. Elektronový mikroanalýzátor JXA 50A, napětí 20 kV, proud 3 - 30 nA, průměr svazku elektronů 1 - 2 μm, korekce podle programu ZAF, přírodní a syntetické standardy, anal. A. Langrová, Laboratoř mikroanalýzy GIÚ AV ČR, v.v.i., Praha.

**Obr. 31** Diagram obsahů Se vs S ve fázích claushtalit - galenitové řady (v apfu) z ložiska Nahošín (zóna Na-2) (viz tab. 5 a 6).

karbonatizaci, kdy vápník byl uvolněn deanortizací plagioklasů. Na některých zrnech kalcitu je patrná mikrobreciace nebo tlakové dorůstání zrn.

Žilný kalcit tvoří nepravidelné, většinou neprůběžné žilky mm - cm řádu nebo až 30 - 40 cm mocné žíly v drce-ném granodioritu brekciovitě a prožilově textury (předrudní kalcity), vzácně drobně drúzové textury (porudní kalcity). Žilný kalcit je zastoupen několika obtížně odlišitelnými generacemi, časově sblíženými, lokálně s patrnou korozní hranicí mezi nimi. Malé zastoupení drúzových textur žilné výplně ukazuje na převládající tlakový režim při formování mineralizace s uplatněním tahového režimu jen v závěru procesu.

Při studiu chemického složení kalcitu byla věnována pozornost hlavně žilnému typu. Přes pestré zbarvení (viz tab. 7) se ve všech případech jedná o kalcit s téměř uniformním chemickým složením: 51.19 - 55.23 hm. % CaO, 0.12 - 1.16 hm. % MgO, 0.07 - 0.48 hm. MnO, 0.05 - 0.37 hm. % FeO. Průměrné chemické složení kalcitu ($n = 62$) odpovídá empirickému vzorci $(Ca_{0.984}Mg_{0.010}Mn_{0.003}Fe_{0.003})_{\Sigma 1.000}CO_3$ (báze Ca+Mg+Mn+Fe = 1). Variace ve zbarvení kalcitu ovlivňuje zejména přítomnost hematitového pigmentu a mnohdy mikroskopických reliků alterovaného granodioritu a alteračních produktů. Z výsledků bodových analýz v různých vzorcích vyplývá, že suma hlavních oxidů mimo CaO se obvykle pohybuje kolem 1 hm. % s variacemi nejčastěji od 0.5 do 1.7 hm. % . Pouze v jednom případě byl zjištěn obsah 4.11 hm. % MgO, vázaný na jedinou přírůstkovou lamelu v kalcitu s obsahy 0.2 - 0.4 hm. % MgO. Tento hořečnatý kalcit pak odpovídá empirickému vzorci $(Ca_{0.889}Mg_{0.100}Mn_{0.004}Fe_{0.007})_{\Sigma 1.000}CO_3$. Uranové minerály pronikají do kalcitu po trhlinách a zatlačují jej. Podle mikroanalýz v bodech vzdálených 3 - 6 μm od žilek uraninitu nebyly pozorovány žádné změny v chemickém složení kalcitu.

Izotopické složení kalcitu

Interpretace dat izotopového složení kalcitu je komplikována skutečností, že některé z metodik nezbytných pro poznání geneze ložiska a detailní interpretaci izotopových dat nebyly na ložiskách Nahošín a Mečichov aplikovány. Zejména scházejí data fluidních inkluzí, které kromě informací o složení roztoků obvykle přinesou i věrohodný odhad krystalizačních teplot karbonátů. Tato teplotní data lze potom spolu s daty izotopového složení karbonátů využít k výpočtu izotopového složení zdrojových roztoků. Až toto vypočtené izotopové složení roztoků je parametrem použitelným pro genetické úvahy. Zde však nezávislá teplotní data scházejí a proto je třeba vyjít jen z určitých indikací a analogií.

Hodnoty $\delta^{13}C$ -7 ‰ (PDB) a $\delta^{18}O$ - 10.2 ‰ (PDB) předrudního kalcitu, který vyplňuje dutiny po vyloužení křemeni v metasomatickém zrudnění (Hladíková in Pivec et al. 1986) indikují (za předpokladu poměrně nízkých teplot vzniku) nízké hodnoty $\delta^{18}O$ zdrojových roztoků mimo rozsah vod magmatického původu. Roztoky tedy zřejmě byly odvozeny od nějakých z povrchu pocházejících vod, primárně zřejmě meteorického původu, které ovšem prodělaly složitý oběh a vývoj svého složení ve svrchní části zemské kůry.

V návaznosti na studium chemického složení kalcitu a mineralogický výzkum žilného uranového zrudnění bylo na souboru vzorků uraninit - kalcitové žilné výplně (zóna Na-2-jih, rozrážka V₂-9) provedeno 12 analýz stabilních izotopů C a O (tab. 8) (Čilek, Žák 1989). Výsledky analýz ukazují na značnou variabilitu hodnot $\delta^{18}O$ a $\delta^{13}C$ (obr.

32) a tím i na účast více typů hydrotermálních roztoků s proměnlivým izotopickým složením kyslíku nebo na variabilní a zároveň relativně nízkou teplotu těchto roztoků. Pokud není k dispozici nezávislý odhad teploty, lze na teplotu vzniku karbonátů usuzovat podle sklonu trendu dat v diagramu $\delta^{13}C$ proti $\delta^{18}O$. V oblasti hydrotermálních teplot roztoků nad zhruba 150 °C (za pH, při kterém vznikají karbonáty) prakticky vždy převažuje složka H₂CO₃ nad složkou HCO₃⁻. Za těchto podmínek mají data karbonátů vzniklých z jednoho typu roztoku za různých teplot v grafu zřetelný pozitivní trend, tedy vyšší hodnoty $\delta^{13}C$ jsou doprovázeny vyššími hodnotami $\delta^{18}O$. V oblasti pod 150 °C se obvykle začíná více uplatňovat složka HCO₃⁻, které zpravidla zcela dominuje pod 100 °C. Data karbonátů vytvořených v prostředí s dominancí složky HCO₃⁻ za variabilní teploty tvoří v grafu obvykle trend s negativním sklonem, tedy pokles hodnot $\delta^{13}C$ je doprovázen růstem hodnot $\delta^{18}O$. Data z analyzovaného profilu kalcitovou žilou z ložiska Nahošín (v obr. 32 spojená čarou) mají právě tento trend a indikují tedy, že teploty byly nízké a dominovala složka HCO₃⁻.

Pokud akceptujeme během vzniku kalcitu hydrotermální teploty pod 150 °C, lze odhadnout izotopové složení kyslíku zdrojových roztoků a tím i jejich původ. Hodnoty $\delta^{18}O$ roztoků byly nepochybně velmi nízké (pod 0 ‰ V-SMOW), mnohem nižší, než je rozsah typický pro magmatické vody. Jednalo se tedy o nějaké z povrchu odvozené vody, které prodělaly během svého oběhu v nejsvrchnější části zemské kůry chemický a izotopický vývoj během interakce s vyvěřelými horninami, ale zřejmě za nepřilíživě vysokých teplot. Primárně meteorická izotopová signatura vod zůstala tedy zachována.

Vypočtené izotopické složení zdrojového uhlíku roztoků je mimo oblast typickou pro tzv. hloubkový uhlík a je zřetelně posunuto negativním směrem. To ukazuje na míšení uhlíku hloubkového s uhlíkem odvozeným z oxidace organické hmoty nebo na míšení uhlíku z více svrchněkorových zdrojů (např. karbonátové a uhlíkaté horninové vložky v krystalinickém plášti granitoidů). Redukční schopnosti organické hmoty jsou zároveň předpokladem pro srážení mobilního U⁶⁺ na stabilní U⁴⁺. Pro nejmladší čirý kalcit (viz. 7 v tab. 8) lze již předpokládat vyložené exogenní zdroj uhlíku. Jiné než magmatické zdroje uhlíku pro vznik žilných karbonátů v analogické geologické pozici na ložisku Okrouhlá Radouň prokázaly již dříve výzkumné práce Fialy et al. (1978).

Genetické závěry a stáří mineralizace

Podle výsledků petrologického a geochemického výzkumu náleží sice granodiorit blatenského typu mezi granitoidy s normální radioaktivitou a vazbou uranu v mafických silikátech (především v biotitu) a akcesorických minerálech, ale anomální obsahy celkového uranu v průměru kolem 10 ppm v nealterovaném granodioritu v širším okolí ložiska Nahošín posunují blatenský granodiorit do pole uranonosných granitoidů podle klasifikace Smyslova (1974). Vznik akumulací metasomatického uranového zrudnění lze spojit s hydrotermálním mobilizací a redistribucí uranu v tektonicky porušeném a alterovaném granodioritu a s jeho koncentrací ve strukturně a topominerálně příznivých podmínkách zón alterace. Kromě tektonického porušení granodioritu byl spouštěcím mechanismem zahájení předrudních alterací pozdně variský výzdvih oblasti doprovázený rychlou erozí nadloží a pláště plutonického komplexu. Oxidační charakter alterací naznačuje, že se začaly vyvíjet až když ložis-

Tabulka 7 Chemické složení žilného a vtroušeninového kalcitu (hm. %) z ložiska Nahošín (šachta č. 82, 3. patro, zóna Na-2-jih)

č. an.	CaO	FeO	MgO	MnO	CO ₂ *	Σ	Ca ²⁺	Fe ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺	(CO ₃) ²⁻
1.1.	54.36	0.12	0.12	0.23	43.00	97.83	0.992	0.002	0.003	0.003	1.000
1.2.	54.18	0.16	0.25	0.25	43.05	97.89	0.988	0.002	0.006	0.004	1.000
1.3.	53.98	0.05	0.20	0.15	42.70	97.08	0.992	0.001	0.005	0.002	1.000
1.4.	53.26	0.10	0.18	0.09	42.10	95.73	0.993	0.001	0.005	0.001	1.000
1.5.	53.62	0.29	0.16	0.22	42.55	96.84	0.989	0.004	0.004	0.003	1.000
1.6.	54.06	0.13	0.13	0.23	42.80	97.35	0.991	0.002	0.003	0.003	1.000
2.1.	54.22	0.12	0.33	0.12	43.05	97.84	0.988	0.002	0.008	0.002	1.000
2.2.	54.12	0.16	0.35	0.13	43.05	97.81	0.987	0.002	0.009	0.002	1.000
2.3.	52.87	0.14	1.16	0.27	43.00	97.44	0.965	0.002	0.029	0.004	1.000
2.4.	54.56	0.21	0.25	0.15	43.30	98.47	0.989	0.003	0.006	0.002	1.000
2.5.	54.31	0.14	0.40	0.17	43.25	98.27	0.985	0.002	0.010	0.002	1.000
2.6.	54.33	0.14	0.21	0.20	43.08	97.96	0.990	0.002	0.005	0.003	1.000
2.7.	51.19	0.11	0.53	0.11	40.90	92.84	0.983	0.002	0.014	0.002	1.000
2.8.	53.67	0.08	0.22	0.11	42.48	96.56	0.992	0.001	0.006	0.002	1.000
2.9.	53.75	0.23	0.32	0.31	42.85	97.46	0.984	0.003	0.008	0.004	1.000
2.10.	54.09	0.14	0.18	0.14	42.80	97.35	0.991	0.002	0.005	0.002	1.000
2.11.	54.02	0.09	0.46	0.26	43.10	97.93	0.983	0.001	0.012	0.004	1.000
2.12.	53.43	0.13	0.55	0.20	42.75	97.06	0.981	0.002	0.014	0.003	1.000
3.1.	54.08	0.31	0.28	0.24	43.10	98.01	0.985	0.004	0.007	0.003	1.000
3.2.	53.77	0.15	0.34	0.13	42.75	97.14	0.987	0.002	0.009	0.002	1.000
3.3.	53.65	0.13	0.45	0.15	42.78	97.16	0.984	0.002	0.011	0.002	1.000
3.4.	52.78	0.08	0.19	0.18	41.80	95.03	0.991	0.001	0.005	0.003	1.000
3.5.	53.06	0.11	0.39	0.12	42.20	95.88	0.987	0.002	0.010	0.002	1.000
3.6.	54.12	0.25	0.20	0.12	42.90	97.59	0.990	0.004	0.005	0.002	1.000
3.7.	54.24	0.18	0.37	0.25	43.24	98.28	0.985	0.003	0.009	0.004	1.000
3.8.	54.17	0.15	0.17	0.09	42.85	97.43	0.992	0.002	0.004	0.001	1.000
3.9.	54.46	0.22	0.32	0.29	43.40	98.69	0.985	0.003	0.008	0.004	1.000
3.10.	54.31	0.17	0.39	0.08	43.19	98.14	0.987	0.002	0.010	0.001	1.000
3.11.	54.48	0.27	0.29	0.14	43.34	98.52	0.987	0.004	0.007	0.002	1.000
3.12.	54.04	0.19	0.24	0.21	42.90	97.58	0.988	0.003	0.006	0.003	1.000
5.1.	52.97	0.08	0.29	0.20	42.05	95.59	0.988	0.001	0.008	0.003	1.000
5.2.	52.78	0.13	0.17	0.22	41.84	95.14	0.990	0.002	0.004	0.003	1.000
5.3.	53.04	0.16	0.26	0.22	42.13	95.81	0.988	0.002	0.007	0.003	1.000
5.4.	53.14	0.17	0.21	0.15	42.11	95.78	0.990	0.002	0.005	0.002	1.000
5.5.	51.02	0.53	4.11	0.31	45.04	101.01	0.889	0.007	0.100	0.004	1.000
5.6.	54.24	0.24	0.36	0.25	43.27	98.36	0.984	0.003	0.009	0.004	1.000
5.7.	54.65	0.09	0.20	0.11	43.23	98.28	0.992	0.001	0.005	0.002	1.000
5.8.	52.74	0.25	0.58	0.16	42.29	96.02	0.979	0.004	0.015	0.002	1.000
5.9.	53.68	0.26	0.46	0.19	42.89	97.48	0.982	0.004	0.012	0.003	1.000
5.10.	53.62	0.23	0.49	0.07	42.81	97.22	0.983	0.003	0.013	0.001	1.000
6.1.	53.74	0.20	0.42	0.21	42.90	97.47	0.983	0.003	0.011	0.003	1.000
6.2.	54.13	0.26	0.57	0.34	43.48	98.78	0.977	0.004	0.014	0.005	1.000
6.3.	54.19	0.18	0.75	0.11	43.53	98.76	0.977	0.003	0.019	0.002	1.000
6.4.	53.28	0.22	0.24	0.36	42.44	96.54	0.985	0.003	0.006	0.005	1.000
6.5.	53.97	0.35	0.26	0.35	43.05	97.98	0.983	0.005	0.007	0.005	1.000
6.6.	54.24	0.17	0.61	0.19	43.47	98.68	0.980	0.002	0.015	0.003	1.000
6.7.	54.11	0.33	0.91	0.26	43.81	99.42	0.969	0.005	0.023	0.004	1.000
6.8.	55.23	0.09	0.24	0.22	43.79	99.57	0.990	0.001	0.006	0.003	1.000
6.9.	53.23	0.37	1.13	0.31	43.44	98.48	0.962	0.005	0.028	0.004	1.000
6.10.	53.46	0.36	0.27	0.48	42.76	97.33	0.981	0.005	0.007	0.007	1.000
6.11.	53.41	0.23	0.50	0.25	42.77	97.16	0.980	0.003	0.013	0.004	1.000
6.12.	53.13	0.14	1.10	0.13	43.05	97.55	0.968	0.002	0.028	0.002	1.000
6.13.	53.40	0.12	0.80	0.42	43.12	97.86	0.972	0.002	0.020	0.006	1.000
6.14.	54.00	0.11	0.56	0.25	43.21	98.13	0.981	0.002	0.014	0.004	1.000
6.15.	53.78	0.28	0.61	0.14	43.14	97.95	0.979	0.004	0.015	0.002	1.000
7.1.	53.62	0.33	0.31	0.32	42.80	97.38	0.983	0.005	0.008	0.005	1.000
7.2.	53.50	0.11	0.43	0.39	42.78	97.21	0.982	0.002	0.011	0.006	1.000
7.3.	53.68	0.16	0.32	0.39	42.81	97.36	0.984	0.002	0.008	0.006	1.000
7.4.	53.46	0.31	0.27	0.39	42.69	97.12	0.983	0.004	0.007	0.006	1.000
7.5.	54.07	0.17	0.18	0.32	42.95	97.69	0.988	0.002	0.005	0.005	1.000
7.6.	53.77	0.19	0.25	0.32	42.80	97.33	0.986	0.003	0.006	0.005	1.000
7.7.	54.08	0.11	0.40	0.32	43.13	98.04	0.984	0.002	0.010	0.005	1.000
7.8.	54.02	0.27	0.59	0.47	43.50	98.85	0.975	0.004	0.015	0.007	1.000

přepočten na bázi Ca+Mg+Fe+Mn = 1 *apfu*; CO₂* dopočteno na bázi stechiometrie.

1 - bílý až růžový kalcit s pyritem, komín K_2 -3/2 - 7 (1.1-1.4. jedno zrno); 2 - bílý kalcit s uraninitem, komín K_2 -3/2 - 7 (2.1.-2.12 profil 60 μ m přes zrno kalcitu s lemem uraninitu); 3 - bílý až narůžovělý a šedý kalcit s uraninitem, odžilek v rozrážce V_2 -9 (3.1. -3.12. profil 50 μ m přes zrno kalcitu s lemem uraninitu); 5 - hnědě růžový kalcit s pyritem zatlačovaný medově žlutým kalcitem, komín K_2 -3/2 - 7 (5.5. přírůstková lamela mezi korodovanými metakrystaly pyritu mezi 5.4. a 5.6.; 5.7.-5.10. body v blízkosti pyritu); 6 - narůžověle hnědý nehomogenní kalcit s čirými okraji zrn, komín K_2 -3/2 - 7 (6.1.-6.15. body mezi korodovanými metakrystaly pyritu); 7 - bílý vtroušeninový kalcit (zrna 3 - 5 mm) jako výplně dutin po vylouženém horninovém křemeni v alterovaném granodioritu, sledná Na-2-jih/260 m
Elektronový mikroanalyzátor JXA 50A, napětí 20 kV, proud 3 - 30 nA, průměr svazku elektronů 1 - 2 μ m, korekce podle programu ZAF, přírodní a syntetické standardy, anal. A. Langrová, Laboratoř mikroanalýzy GIÚ AV ČR, v.v.i., Praha.

ková oblast byla v dosahu oběhu oxidických, z povrchu odvozených vod, které se obvykle vyskytují jen v hloubkách prvních kilometrů pod povrchem. Extrémně rychlý výzdvih a eroze současně přiblížily blízko povrchu horniny, které dosud měly poměrně vysokou teplotu, umocňující rychlost hydrotermální cirkulace. Teplý tok mohl být dále zvýšen radiogenní produkcí tepla v těchto horninách, obsahujících zvýšené obsahy jak U a Th, tak i K.

Předrudní minerální asociace v tělesech metasomatického zrudnění jsou výsledkem změn v chemickém a minerálním složení granodioritu při mobilizaci většiny složek v závislosti na změnách pH, Eh, teploty a tlaku. Ve starším alteračním stadiu byl tektonicky postižený granodiorit (uzavřený systém drobně rozpukáných zón) atakován kyselými, později až mírně zásaditými hydrotermálními roztoky (kolísání pH) ve zřetelně oxidačním prostředí při odhadovaných počátečních teplotách kolem 250 - 300 ° C s poklesem Eh v závěru před depozicí coffinitu v kvazineutrálním prostředí. Většina uranu byla uvolněna hydrolytickým rozkladem biotitu při procesu chloritizace. Migraci a redistribuci U^{6+} patrně ve formě uranyl - karbo-nátových komplexů (Čadek, Mayer 1980 aj.) podporovala i lokální alkalická metasomatóza. Destabilizace těchto komplexů v redukčním prostředí s topominerálním vlivem předrudního pyritu v prostředí se zvýšenou koncentrací H_2SiO_4 (z rozpuštěného horninového křemene) a při pH 5 - 6 vedla k tvorbě coffinitu a fixaci části uranu v leukoxenové hmotě. V silně alterovaných partiích s vyšší porozitou, oxidačně redukčním potenciálem, přítomností redukujících Fe^{2+} iontů a aktivitou Si^{4+} vznikají asociace pyrit + kalcit + křemen + coffinit \pm uraninit nebo chlorit + pyrit + Ti - minerály + coffinit \pm uraninit metasomatického typu zrudnění. Částečně se tak projevuje i uraninitizace coffinitu v důsledku metamiktní přeměny a při lokálním zvýšení aktivity O^{2-} v závěru procesu.

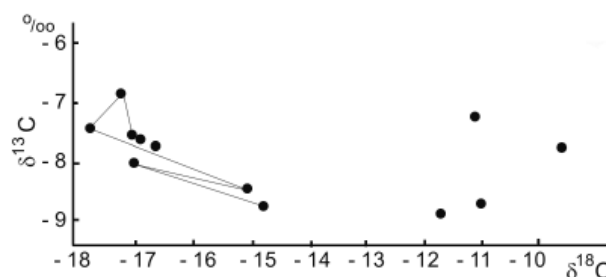
V žilném typu uranového zrudnění vzniká uraninit po intenzivní, ale prostorově omezené alteraci granodioritu v bocích tektonických zón po masové krystalizaci předrudních kalcitů v mírně zásaditém prostředí při teplotách zhruba 150 ° C a nižších. V podmínkách částečně otevřených tektonických poruch dochází v kalcitové výplni i k rychlé následné krystalizaci metasomatických agregátů uraninitu. Změny fyzikálně chemických podmínek (redukční prostředí, zvýšená aktivita Si^{4+} a sulfidické S) vedly ke coffinitizaci uraninitu, která sleduje původní strukturní uspořádání uraninitových agregátů. Také tvorba agregátů uraninitu a jejich coffinitizace byly patrně časově sblížené. Polyfázové složení těchto agregátů je výsledkem vnitrozžilné metasomatózy, při níž dochází kromě tvorby coffinitu k uvolnění olova a vzniku vtroušenin galenitu a minerálních fází řady clausthalit - galenit.

Tektonické zóny s žilným uranovým zrudněním představují otevřené izotopické systémy, nezpůsobitelné udržet v sobě radioizotopy vznikající přírodním radioaktivním

Tabulka 8 Výsledky stanovení stabilních izotopů C a O v kalcitu s žilným U - zrudněním na ložisku Mečichov (č. anal. 1, vrt Mč-110/208.7 m) a Nahošín (anal. č. 2 - 7, šachta č. 82, 3. patro, Na-2-jih)

č. anal.	$\delta^{13}C$ ‰ vs V-PDB	$\delta^{18}O$ ‰ vs V-PDB	$\delta^{18}O$ ‰ vs V-SMOW
1.	-8.87	-11.72	18.78
2.	-7.81	-16.65	13.70
3.	-7.63	-16.86	13.48
4.1.	-8.68	-14.81	15.59
4.2.	-8.01	-16.97	13.37
4.3.	-8.42	-15.13	15.26
4.4.	-7.39	-17.45	12.87
4.5.	-6.92	-17.15	13.18
4.6.	-7.46	-16.89	13.45
5.	-7.34	-11.10	19.42
6.	-8.80	-11.04	19.48
7.	-11.98	- 8.70	21.89

1. - silně chloritizovaný granodiorit tmelený kalcitem; 2. - hrubě štěpný šedobílý kalcit s uraninitem; 3. - nažloutlý kalcit s uraninitem; 4. - profil 15 cm mocnou kalcit-uraninitovou žilou (sledná v 260 m); 4.1. - nejstarší bílý kalcit; 4.2. - žlutý kalcit; 4.3. - bílý kalcit s hematitem; 4.4. - kalcit kolem 4.3. při hranici; 4.5. - bílý kalcit dále od hranice s 4.3.; 4.6. - bílý kalcit při okraji žíly; 5. - mladší hrubozrnný kalcit (komín K_2 -3/2-9, 3 m); 6. - růžově šedý kalcit (dtto); 7. - nejmladší čirý kalcit s pyritem (dtto).
Přístroj Finnigan MAT-1, vzorky připraveny reakcí se 100 % kyselinou fosforečnou, uvolněný CO_2 jímán ve vakuu, výsledky měření vztaženy na mezinárodní standardy PCB (C) a SMOW (O), chyba stanovení maximálně \pm ‰, anal. K. Žák, Izotopická laboratoř ČGS, Praha.



Obr. 32 Diagram izotopického složení kalcitu $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ (v ‰) z ložiska Nahošín (zóna Na-2-jih) (viz tab. 8).

rozpadem uranu. Dokladem je rozšířená přítomnost jemných vtroušenin fází řady clausthalit - galenit v pseudomorfozách coffinitu po uraninitu na straně jedné a značný rozptyl geochronologických dat na straně druhé. Procesy vnitrozžilné metasomatózy a redistribuce U a Pb porušují izotopický systém U - Pb a vedou ke zkreslení skutečného stáří uranové mineralizace (Ordynec et al. 1987;

Anderson 1987; Anderson et al. 1988; Ivanov 1988). Geochronologickým výzkumem pomocí izotopické hmotnostní spektrální metody byly získány hodnoty stáří 280 ± 10 a 165 ± 20 Ma pro metasomatické zrudnění a 150 Ma pro žilné zrudnění (data G. E. Ordynce a E. B. Andersona). Při současném stavu znalostí nelze u nižších hodnot stáří (zvláště pro žilný typ) rozhodnout, zda tyto hodnoty dokumentují mladší (kimerskou) hydrotermální regeneraci variské uranové mineralizace nebo jen „zmlazení“ izotopického složení a porušení izotopického systému U - Pb (výnosu radiogenního olova) v důsledku vnitrožilné přeměny ještě v závěru variského minerogenetického procesu. Podle Ordynce et al. (1987) dovolují hodnoty stáří 160 - 170 Ma na převážně pozdně variských uranových ložiskách v z. Čechách vyčlenění ještě mezozoické/kimerské epochy tvorby uranové mineralizace. Pro oblast středních a jz. Čech (středočeský plutonický komplex a jeho plášť) není uplatnění mezozoických (a mladších) minerogenetických procesů z hlediska uranové mineralizace zatím doloženo. Izotopické složení vtroušeninového a žilného kalcitu (Pivec et al. 1986; Cílek, Žák 1989) ukazuje na dominantní postavení cirkulujících meteorických vod v rudotvorném hydrotermálním procesu.

Lokalita Nahošín představuje strukturně, morfologicky a geneticky zajímavý ložiskový objekt v granitoidech středočeského plutonického komplexu s vývojem metasomatického a žilného oxidicko-silikátového uranového zrudnění. Procesy minerogeneze jsou velmi blízké procesům, které podle výsledků provedených výzkumných prací (Fiala I. c.; Kříbek, Hájek ed. 2005) formovaly mnohá uranová ložiska v granitoidech a moldanubickém krystaliniku Českého masivu.

Poděkování

V práci jsou uvedeny výsledky výzkumu, který byl ve finální části finančně podpořen Ministerstvem kultury ČR v rámci projektu MK00002327201 a projektem GA AV ČR IAA3407401. Účast posledních dvou autorů na zpracování rukopisu byla podpořena výzkumným záměrem AV0Z30130516. Poděkování za podnětné připomínky patří i recenzentům Ing. P. Paulišovi a zejména prof. RNDr. B. Fojtovi, CSc.

Literatura

- Alexandre P., Kyser T. K. (2005): Effect of cationic substitutions and alteration in uraninite, and implication for the dating of uranium deposits. - *Can. Mineral.* **43**, 1005-1017.
- Anderson E. B. (1987): Izotopno-geochronologičeskije issledovanija uranovykh mestoroždenij ČSSR. - MS, GŘ ČSUP Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Anderson E. B., Ivanov P. A., Komínek J. (1988): Intrarudní metasomatóza v uranových žilách na ložisku Rožná. - *Geol. Hydrometalurgie Uranu (Stráž pod Ralskem)* **12**, 70-89.
- Bendl J., Vokurka K. (1992): The origin of Blatná granodiorite. - In: Proc. 1st Intern. Conf. Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26 - Oct. 3, 1988 (Z. Kukul, ed.), 13-14. Czech Geol. Survey, Prague.
- Brodin B. V., Osipov B. S. (1973): Koffinit iz mestoroždenij chlorito-gidrosiljudjanykh uranovorudnoj formacii. - *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč.* **102**, 410-422.
- Bylinskaja L. V. (1980): Osobennosti sostava i svojstv koffinitov. - *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč.* **109**, 589-592.
- Cathelineau M. (1986): The hydrothermal alkali metasomatism effect on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. - *J. Petrol.* **27**, 945-965.
- Cílek V. (1981): Geologie a geochemie intraplutonických uranových ložisek se zaměřením na oblast Nahošín - Mečichov. - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Cílek V. (1983): Předběžná zpráva o možnostech použití měření redox kapacity hornin na úseku Nahošín - Mečichov. - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Cílek V., Žák K. (1989): Geochemie vtroušených a žilných karbonátů uranového ložiska Nahošín - Mečichov. - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha, Uran. průzkum, Příbram.
- Coleman R. G. (1959): The natural occurrence of galena - clausthalite solid solution series. - *Am. Mineral.* **44**, 166-174.
- Cuney M., Kyser K., Eds. (2008): Hydrothermal uranium deposits related to igneous rocks. - In: Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration, 117-160. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. Vol. 39, Quebec.
- Čadek J., Mayer V. (1980): Podmínky vylučování a rozpouštění přírodních uranových minerálů. II. část. Rozpuštěnost pevných uranových fází a stabilita rozpuštěných uranových složek. - *Geol. Hydrogeologie Uranu (Stráž pod Ralskem)* **4**, 27-51.
- Černý P. (1988): Zpráva o vyhledávacím průzkumu jižně od šachty Nahošín za léta 1987 - 8. - MS, Uran. průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z. Příbram.
- Černý P. (1997): Apatit z Hlupína u Mečichova sz. od Strakonice. - *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* **4-5**, 219-220.
- Černý P., Hofman P., Hofmanová R. (2009): Uranová mineralizace oblasti jihozápadních Čech. - *Minerál (Čes. Budějovice)* **17**, 1, 45-61.
- Dill H. (1982): Geologie und Mineralogie des Uranvorkommens am Hohensteinweg bei Poppenreuth (NE-Bayern). Ein Lagerstättenmodell. - *Geol. Jb., R. D.* **50**, 3-83.
- Doležel M., Schejbal C. (1984): The uranium deposits in Horažďovice and Klatovy Region. - *Folia Mus. Rerum natur. Bohem. Occident., Geol. (Plzeň)* **21**, 3-30.
- Dymkov Ju. M. (1973): Priroda uranovoj smoljanov rudy. - Atomizdat, Moskva.
- Fatková J. (1967): Uran v horninách středočeského plutonu. - In: Sbor. Symp. Horn. Příbram ve vědě a techn., Konference geologická, 14-30. Příbram.
- Fiala V. (1978): Hydrotermální alterace hornin ložiska Zadní Chodov. - MS, UDZČ Zadní Chodov, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Fiala V. (1979): Hydrotermální alterace hornin ložiska Vítkov II. - MS, UDZČ Zadní Chodov, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Fiala V. (1980): Ke genezi a distribuci disperzního uranového zrudnění spojeného s některými hydrotermálně alterovanými horninami. - *Geol. Hydrometalurgie Uranu (Stráž pod Ralskem)* **4**, 53-75.
- Fiala V. (1982): Obecné rysy hydrotermálně alterovaných hornin ložisek UDZČ KP. - MS, UDZČ Zadní Chodov, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Fiala V. (1983): Hydrotermálně alterované horniny ložisek. - *Geol. Hydrometalurgie Uranu (Stráž pod Ral-*

- skem) 7, zvl. číslo, 93-104.
- Fiala V. (1989): Adsorpce - desorpce jako význačný geochemický rys uranu. - *Geol. Hydrogeol. Uranu (Stráž pod Ralskem)* 13, 61-74.
- Fiala V., Ciml M. (1988): Geologická interpretace výsledků experimentů s adsorpcí a desorpcí uranu (VI). - *Sbor. geol. Věd, Ložisk. Geol., Mineral.* 28, 141-165.
- Fiala V., Čadek J. (1981): Hydrotermální alterace na ložisku Okrouhlá Radouň. - *Sbor. geol. Věd, Ložisk. Geol., Mineral.* 22, 159-199.
- Fiala V., Hladíková J., Šmejkal V. (1978): Isotopic criteria of the exogenous origin of carbonates and sulphides at the Okrouhlá Radouň hydrothermal deposit. - *Věst. Ústř. Úst. geol.* 53, 281-287.
- Finch R., Murakami T. (1999): Systematics and Paragenesis of Uranium Minerals. - In: Uranium: Mineralogy, Geochemistry and the Environment (P. C. Burns, R. Finch, Eds.), 91-179. *Rev. Mineral.* 38.
- Fojt B., Dolníček Z., Kopa D., Sulovský P., Škoda R. (2005): Paragenetická charakteristika ložiska Zálesí u Javorníka ve Slezsku. - *Čas. Slez. Muz. (Opava), Ser. A*, 54, 223-280.
- Förster H.-J. (2005): Mineralogy of the U-Se-polymetallic deposit Niederschlema - Alberoda, Erzgebirge, Germany. IV. The continuous clausthalite - galena solid-solution series. - *Neu. Jb. Mineral., Abh.* 181, 125-134.
- Grigorjeva L. V., Kovaleva K. V., Polikarpov V. I., Ternigoreva Z. A. (1976): O prirode uranotitanatov. - *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč.* 105, 479-485.
- Habásko J., Litochleb J., Pletánek Z. (1980): Nové poznatky o uranové mineralizaci v granitoidech jz. části středočeského plutonu. - In: Sbor. Symp. Horn. Příbram ve vědě a techn., sekce Geologie, 67-87. Příbram.
- Habásko J., Litochleb J., Novák J., Pletánek Z., Sobota T. (1982): Nové poznatky o uranové mineralizaci v jz. části Českého masívu. - In: Sbor. Symp. Horn. Příbram ve vědě a techn., sekce Prognózy nerost. sur. v ČSSR, 243-261. Příbram.
- Habásko J. a kolektiv (1981): Projekt důlního průzkumu ložiska Mečichov - průzkumná šachta č. 83. - MS, Uran. průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z. Příbram.
- Healy R. E., Petruk W. (1992): Graphic galena - clausthalite solid solution in low Fe sphalerite from the Trout Lake massiv sulphide ores, Flin Flon, Manitoba. - *Econ. Geol.* 87, 1906-1910.
- Hlaváček A. (1978): Geochemická charakteristika anomalie Nahošín. - MS, Uran. průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z. Příbram.
- Holub F. V., Machart J., Mannová M. (1997): The Central Bohemian Plutonic Complex: Geology, chemical composition and genetic interpretation. - *Sbor. geol. Věd, Ložisk. Geol., Mineral.* 31, 27-50.
- Hořejší J. (2003): Geologický průzkum Jáchymovských dolů v Horažďovicích v letech 1953 - 1962. - *Horažd. Obzor (Horažďovice)* 6, č. 5, 12, č. 6, 10-11, č. 7, 8-9.
- Hořejší J., Sieger L. (2004): Geologický průzkum Jáchymovských dolů v Horažďovicích 1953 - 1962. - MS, Měst. muz. a Měst. úřad Horažďovice, 1-29 (+ 7 s. příloh).
- Houska B. a kolektiv (1993): Středočeský pluton - zhodnocení vyhledávacích prací na uran. - MS, Průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Cháb J., Breiter K. (2008): Variské a raně povariské intruze. - In: Stručná geologie základu Českého masívu a jeho karbonského a permského pokryvu (J. Cháb, ed.), 175-200. Vyd. Čes. geol. služba, Praha.
- Isobe H., Murakami T., Ewing R. C. (1992): Alteration of uranium minerals in the Koongara deposit, Australia: unweathered zone. - *J. Nucl. Mater.* 190, 174-187.
- Ivanov P. A. (1988): Nekotorye zamečaniya o uranovoj mineralizacii mestorožděniya Nagošin. - MS, Dolní Rožínka.
- Janeczek J. (1991): Composition and origin of coffinite from Jachymov, Czechoslovakia. - *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 9, 385-395.
- Janeczek J., Ewing R. C. (1992a): Dissolution and alteration of uraninite under reducing conditions. - *J. Nucl. Mater.* 190, 157-173.
- Janeczek J., Ewing R. C. (1992b): Coffinitization - a mechanism for the alteration of UO₂ under reducing conditions. - *Mater. Res. Soc. Symp. Proc.*, 257, 497-504.
- Janeczek J., Ewing R. C. (1995): Mechanisms of lead release from uraninite in natural fission reactors in Gabon. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1917-1931.
- Kafka J., ed. (2003): Rudné a uranové hornictví v České republice. - Nakl. ANAGRAM, Ostrava, DIAMO, s.p., Stráž pod Ralskem.
- Kempe U. (2003): Precise electron microprobe age determination in altered uraninite: consequences on the intrusion age and the metallogenic significance of the Kirchberg granite (Erzgebirge, Germany). - *Contrib. Mineral. Petrol.* 145, 107-118.
- Knotek M. (1981): Petrografie granodioritu ze širšího okolí Nahošína. - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Kodymová A., Vejnar Z. (1974): Akcesorické těžké minerály v hlubinných horninách středočeského plutonu. - *Sbor. geol. Věd, Ř. LG* 16, 89-128.
- Kolektiv (1984): Československá ložiska uranu. Kap. 6.2 Ostatní ložiska a rudní výskyty oblastí, 135-140. - Vyd. Čs. uran. průmysl v SNTL Praha.
- Kotlovský P., Litochleb J., Hnízdo E. (1989): Závěrečná zpráva o realizovaných GPP na úseku šachty Nahošín s výpočtem zásob k 1. 1. 1989 (etapa - předběžný průzkum). - MS, Uran. průzk. Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Kovalenker V. A., Laputina I. P., Vjalsov L. N. (1971): O pervoj nachodke mineralov rjada galenit - klaustalit v sul'fidnykh medno-nikelevykh rudach. - *Geol. rud. Mest. (Moskva)*, 2, 98-101.
- Kříbek B., Hájek A. ed. (2005): Uranové ložisko Rožná. Model pozdně variských a povariských mineralizací. - Vyd. Čes. geol. služba, Praha, 98 s.
- Kühn P. (1987): Minerály U - Ti na ložisku Novoveská Huta. - In: Sbor. Celoštát. Mineral. semin. Mineralógia uránových a s nimi súvisiacich nerastných surovín, Spišská Nová Ves - Čingov, 203-206. - Urán. prieskum, závod IX a pobočka ČSVTS Spišská Nová Ves.
- Kühn P., Scharm B. (1982): Nomenklatura přírodních oxidů uranu. - *Geol. Hydrometalurgie Uranu (Stráž pod Ralskem)* 6, 35-55.
- Lang M. (1983): Plagioklasy granitoidů ze širšího okolí Nahošína. - MS, výzk. zpr., Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Langrová A., Pivec E. (1981): Použití lokálního mikroanalýzátoru pro mineralogický a geochemický výzkum rozptýlených zrudnění. - In: Sbor. I. Cykl. mineral. semin., Staré Splavy, 43-44. Dům techn. ČSVTS, Ústí nad Labem.

- Lepka F. (1980): Přehled průměrných obsahů uranu a thoria v sedimentárních a vyvřelých horninách Českého masívu. - *Geol. Hydrometalurgie Uranu (Stráž pod Ralskem)* **4**, 33- 52.
- Litochleb J., Kotlovský P. (1988): Geologická stavba a mineralizace uranového ložiska Nahošín. - In: Sbor. Symp. Horn. Příbram ve vědě a techn., sekce Geologie a technologie uranu, grafitu, lithia a vzácných zemin, 91-101. Příbram.
- Litochleb J., Novická Z., Hlaváček A. (1984): Mineralogicko-petrologická a geochemická charakteristika uranového zrudnění a hydrotermálně alterovaných hornin na ložisku Nahošín a Mečichov. - MS, Uran. průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Litochleb J., Šrein V., Langrová A. (1990): Nové výskyt selenidů na některých uranových ložiskách z. a jz. Čech. - *MEGA (Stráž pod Ralskem)* **14**, Zippe Vol., 37-57.
- Milovanov J. A., Habásko J., Houska B., Pletánek Z., Vácha J. (1978): Projekt geologicko-průzkumných prací pro ocenění jz. části středočeské rudní oblasti. - MS, Uran. průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Němec K. J. (2006): Těžba uranu na Horažďovicku. - In: Nerostné bohatství Horažďovicka, 58-63. Vyd. Město Horažďovice.
- Novák V. (2002): Topografická mineralogie jižních Čech. - Nakl. Jelmo (hesla Nahošín, Mečichov).
- Ondruš P., Veselovský F., Gabašová A., Hloušek J., Šrein V., Vavřín I., Skála R., Sejkora J., Drábek M. (2003): Primary minerals of the Jáchymov ore district. - *J. Czech Geol. Soc., Jáchymov Issue II* **48**, 3-4, 19-147.
- Ordynec G. E., Hlaváček A. (1980): Geochemické práce na úseku Nahošín v roce 1980. - MS, výzk. zpráva, Uran. průzkum Příbram, DIAMO s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Ordynec G. E., Komínek J., Anderson E. B., Milovanov I. A., Nikolskij A. L., Romanidis K. (1987): Stáří uranového zrudnění ložisek západočeské rudní oblasti. - *Geol. Hydroletalurgie Uranu (Stráž pod Ralskem)* **11**, 24-62.
- Palivcová M., Lang M., Minařík L. (1980): Petrograficko-mineralogický výzkum hornin na průzkumných lokalitách Uranového průzkumu, k.p. Liberec (HS-18). - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Pauliš P., Kopecký S., Černý P. (2007): Uranové minerály České republiky a jejich nálezů. 1. část (lokalita Nahošín). - Vyd. a nakl. Martin Bartoš - Kuttna, Kutná Hora.
- Pivec E., Čadek J., Knotek M., Lang M., Šrein V. (1986): Povaha hydrotermálních roztoků vyvolávajících alterace hornin v oblasti Mečichova a distribuce uranu v alterovaných a nealterovaných horninách. - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Pivec E., Langrová A. (1981): Mikrodistribuce vybraných prvků v hydrotermálně alterovaných horninách hlavní nahošínské zóny. - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Pivec E., Langrová A. (1982a): Některé projevy uranonosné hydrotermální albitizace na Horažďovicku. - *Acta montana (Praha)* **59**, 5-13.
- Pivec E., Langrová A. (1982b): Hlavní rysy uranonosné hydrotermální albitizace na Horažďovicku. - MS, výzk. zpráva, Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Podradský P., Čadek J. (1984): Studium obsahů přirozených radioizotopů ve vrtných jádrech v ložiskové oblasti Mečichov - Nahošín. - MS, výzk. zpr., Úst. geol. geotechn. ČSAV, Praha.
- Romanidis K. (1980): Uranová ložiska v granitoidech. - In: Sbor. Symp. Horn. Příbram ve vědě a techn., sekce Geologie, 9-65. Příbram.
- Scharm B., Scharmová M. (2001): Coffinit známý i neznámý. - *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* **9**, 140-145.
- Simova F. G. (1985): Phase transitions in the system nassuran - uranium silicates from the Balcan metallogenic zone. - *Geol. Balcan.* **15**, 1, 63-74.
- Simova F. G., Kurat G., Kracher A. (1983): Silikaty uranu iz mestorožděnija Žirovski Vrch, Jugoslavija. - *Geol. Balcan.* **31**, 63-80.
- Smyslov A. A. (1974): Uran i torij v zemnoj kore. - Izd. Nedra, Leningrad.
- Sobota T., Pletánek Z., Křišťák J. (1984): Dílčí závěrečná zpráva o provedeném geologickém mapování a vyhledávacím průzkumu na úseku Nahošín - Mečichov. - MS, Uran. průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Sobotková O. (1977): Prognózní ocenění ČSSR na uran, II. etapa, oblast č. 7 Středočeský pluton. - MS, Uran. průzkum Příbram, DIAMO, s.p., Spr. uran. lož., o.z., Příbram.
- Sulovský P. (1986): Výsledky studia mikrodistribuce uranu v granitoidních horninách pomocí f-radiografie. - MS, výzk. zpráva, Výzk. vývoj. úst. ČSUP, Stráž pod Ralskem.
- Šišková-Simova F. G., Petrova R. P. (1991): Scanning electron microscope, X-ray microspectral and quantitative infrared spectrophotometric investigations of primary uranium minerals from the hydrothermal deposit in the West Balcan metallogenic zone. - In: Primary radioactive minerals (M. Cuney et al., Eds), Theophrastus Publ., Athens.
- Škacha P., Goliáš V., Sejkora J., Plášil J., Strnad L., Škoda R., Ježek J. (2009): Hydrothermal uranium - base metal mineralization of the Jánská vein, Březové Hory, Příbram, Czech Republic: lead isotopes and chemical dating of uraninite. - *Journ. Geosci.* **54**, 1, 1-13.
- Šuráň J., Veselý P. (1997): Uranový průmysl v České republice - historie a současný vývoj. - *Uhlí, Rudy, Geol. Průzk.* **4**, 11, 372-376.
- Tonika J., ed. (1980): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000 22-144 Blatná. - Vyd. Ústf. úst. geol., Praha.
- Tůma P. (1981): Vyhodnocení měření na elektronovém mikroanalýzátoru M-5. Vzorky Nahošín (Na 15/240.4 m). - MS, výzk. zpráva, Ústf. lab. ČSUP, Stráž pod Ralskem.
- Vlašimský P. (1976): Geochemistry of uranium, thorium and potassium in the sedimentary and magmatic rocks of the Příbram area. - *Věst. Ústf. Úst. geol.* **51**, 85-97.
- Žák K. (1988): Zdroje a fyzikálně chemické podmínky vzniku rudních ložisek na Příbramsku. - MS, kand. disert. práce, Ústf. úst. geol., Praha.
- Sine (2005a): Firma Timex chce na Strakonicku těžit uran. - http://www.rozhlas.cz/cb/ekonomika/_zprava/198517, 26. 10. 2005.
- Sine (2005b): Geologové se znovu zajímají o ložiska uranu. - *Právo*, 31. 10. 2005, s. 4.
- Sine (2006): Uran se na Strakonicku těžit nebude. - http://www.rozhlas.cz/cb/ekonomika/_zprava/214781, 6. 1. 2006.