

# Geneze zelené plazmy - specifického mikrokrytalického křemičitého produktu zvětrávání serpentinitů (moravské moldanubikum, Český masiv)

## Genesis of green plasma - specific microcrystalline silica product of serpentinite weathering (Moravian Moldanubicum, Bohemian Massif)

ŠÁRKA KONÍČKOVÁ<sup>1) 2)\*</sup>, ZDENĚK LOSOS<sup>2)</sup> A STANISLAV HOUZAR<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37, Brno; e-mail: \*skonickova@mzm.cz

<sup>2)</sup>Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno

KONÍČKOVÁ Š., LOSOS Z., HOUZAR S. (2015) Geneze zelené plazmy - specifického mikrokrytalického křemičitého produktu zvětrávání serpentinitů (moravské moldanubikum, Český masiv). *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* 23, 1, 81-91. ISSN 1211-0329.

### Abstract

Dark green variety of microcrystalline quartz-chalcedony mixture (plasma) is a specific product of lateritic weathering in serpentinitized peridotites. In western Moravia, its occurrences are regionally limited to a few serpentinitized bodies. Plasma forms mostly oval nodules with variously developed zonation (dark core, a lighter rim and white edge). Typical microscopic feature is vermiform texture, mainly in marginal zones. Raman spectroscopy, X-ray powder diffraction analysis and WR study of individual zones showed that plasma consists of micro- to non-crystalline polymorphic modifications of SiO<sub>2</sub> with variable contents of H<sub>2</sub>O (quartz, chalcedony, moganite, tridymite, opal-CT); its color is due to submicroscopic pigment (chlorite, smectite) component. The sporadic relict minerals from serpentinite (amphibole, clinocllore, Cr-diopside) are also preserved. Newly formed minerals are represented by accessory pyrite, barite and very rare carbonate-apatite. Plasma formed in subaerial, partially reducing conditions from the Cretaceous to Paleogene in the deepest part of weathering crust covering serpentinites; possible interaction between the serpentinite residuum and overlying Miocene marine sediments as a plasma-forming factor is not excluded.

**Key words:** plasma, green quartz, chalcedony, moganite, opal, weathering, serpentinite, Moldanubian Zone, Bohemian Massif

Obdrženo: 9. 4. 2015; přijato: 30. 6. 2015

### Úvod

Termínem plazma se označuje zelený **kryptokrystalický křemen (chalcedon)**, případně ve směsi s jinou modifikací SiO<sub>2</sub> vznikající při postvulkanických procesech nebo při zvětrávání ultrabazických hornin (Okrusch, Matthes 2009).

V této publikaci je termín plazma (*plazma* s. s. = v užším slova smyslu) používán pro jemnozrnné „křemičité hmoty“, tmavozeleně zbarvené jemně dispergovanými submikroskopickými fylosilikáty, po chemické stránce chudé H<sub>2</sub>O, s typickou konkrecionální zonální texturou a reliktní vermiformní strukturou (Koníčková 2014).

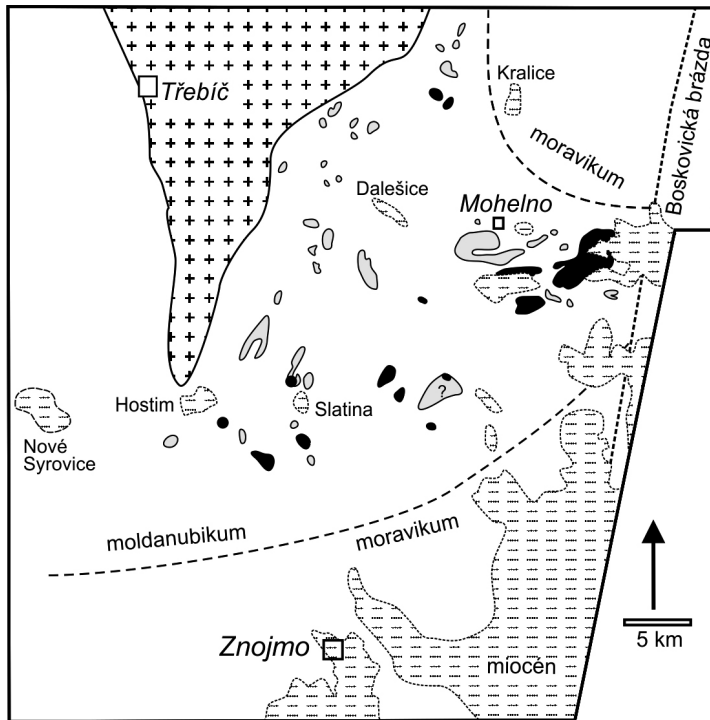
Studovaná plazma z lokalit na západní Moravě tvoří obvykle protáhlé až deskovité agregáty se zonální stavbou a nachází se převážně s dalšími „křemičitými hmotami“ jako součást deluviálních a eluviálních sedimentů na výchozech silně zvětralých reziduí serpentinitů. Tyto výskyty tmavě zelené („drahokamové“) plazmy, včetně chloritem bohatého jemnozrnného křemene a chalcedonu („světlá plazma“) a podobných hnědě až hnědočerveně zbarvených variet („rohovců“), do nichž může přecházet, charakterizovali zejména Mrázek, Rejl (1991, 2010), kteří hodnotili plazmu z nejvýznamnějších lokalit jako dra-

hý kámen (Mrázek, Holá 1978; Mrázek, Rejl 2010; Rejl 2014).

Dosud nejpodrobnější mineralogickou charakteristiku různých typů plazmy, doplněnou o řadu vlastních poznatků, chemických analýz a s podrobným soupisem dosavadní literatury, přináší již zmíněná publikace Koníčkové (2014). Z jejího výzkumu vyplynula také řada nedořešených, zejména genetických otázek; na některé z nich by měla odpovědět předkládaná práce.

### Charakteristika reziduí zvětralin

Ultrabazické horniny na západní Moravě jsou společně s granulity, migmatity a amfibolity součástí gföhlské jednotky moldanubika (obr. 1). Za jejich protolit jsou považovány horniny odpovídající peridotitu, dunitu, a lherzolitu, ojedinele i pyroxenitu. Většinu ultrabazik postihnul slaběji nebo silněji proces hydratace - serpentinizace a z petrografického hlediska je lze označit jako serpentinity. V nezvětralých serpentinitech této oblasti dominují minerály serpentinovité skupiny (antigorit, chrysotil, příp. lizardit) vedle reliktní olivínu a Mg-ortopyroxenů (enstatitu) relativně bohatých Al. Vedle akcesorických Cr-spinelidů se v minerální asociaci lokálně uplatňuje i pyrop, diopsid



**Obr. 1** Geologická situace studovaných lokalit. Černě jsou vyznačeny serpentinity s výskyty plazmy s. s., šedě ostatní lokality serpentinitů. ? - kvartérními sedimenty zakryté těleso u Medlic. Samostatně jsou uvedeny nejzápadnější výchozy miocénních marinních písků a jíílů u Nových Syrovic, Hostim, Slatiny, Dalešic, Mohelna a Kralic (Koutek 1971; Mrázek 1980; Trnka, Houzar 1991; Brzák 2001; Nehyba, Hladilová 2004).

a pargasit, k mladším minerálům náleží magnetit a chlorit (Barviř 1893; Weiss 1966; Rejl et al. 1982; Medaris et al. 2005).

V teplém a vlhkém klimatu tropické až subtropické zóny vznikly v důsledku zvětrávání lateritického typu na serpentinitech až několik desítek metrů mocné zvětrávací kůry, při nichž také docházelo ke vzniku různých typů „křemičitých zvětralin“. Jejich stáří není v detailech známo, na východním okraji Českého masivu však nepochybně existovaly již před transgresí miocénního moře, snad již v křídě nebo paleogénu (Mátl 1972; Dlabáč 1976). Z mineralogického hlediska jsou rezidua tvořena goethitem, hematitem i novotvořeným magnetitem, objevuje se i „*metahalloysit*“ a gibbsit (hlavně svrchní pásmo „červeného zvětrávání“), ve spodnějším pásmu „zeleného zvětrávání“ dominují chlority a jílové minerály, často se zvýšeným podílem niklu. Ve spodní a nejspodnější zóně zvětralin (zóna „šedého zvětrávání“) je výskyt různých forem  $\text{SiO}_2$ , příp. magnezitu a sepiolitu. Časté jsou i reliktní minerály serpentinitu, např. Cr-spinelidy (Kettner 1919; Kudělásek, Mátl 1971; Mátl 1972; Kudělásek et al. (1968). Poněkud podrobněji byla studována jen lokalita Bojanovice. Podle Kudělásky et al. (1972) tu je vyvinut kompletní profil hlubokého lateritického zvětrávání, ovlivněný navíc tektonicky zavlečenými felsickými horninami v serpentinitu. V nejvyšším pásmu „červeného zvětrávání“ dominují oxidy a oxihydroxidy Fe (goethit, hematit, vzácněji i maghemit), z jílových minerálů pak nontronit a „*metahalloysit*“. V pásmu „zeleného zvětrávání“, výrazně ovlivněném zvětralinami ruly je hojný „Ni-chlorit“ (4.4 - 5.2 hm. % NiO), Ni-nontronit a Ni-montmorillonit. Z felsických hornin pochází hojný křemen, K-živce, almandin a zirkon.

V podložní druhé „červené zóně“ jsou Fe-oxidy zastoupeny magnetitem charakteru jemného pigmentu. Nejspodnější pásmo „šedého zvětrávání“ se vyznačuje četnými úlomky zvětraleho serpentinitu s hydromagnezitem a hematitem; má i vysoký obsah „křemičitých hmot“ různého typu. Jílový minerál zastupuje nontronit. Hojný chlorit je chudý Ni (< 1.53 hm. % NiO) a na bázi reziduálních zvětralin tvoří samostatnou obohacenou polohu (~ 30 % chloritu) (Kudělásek et al. 1972).

Erozi byly tyto zvětralininy vesměs odstraněny; zachovaly se pouze v geomorfologicky příhodných místech, jako byly kontakty ultrabazik s okolními felzickými horninami (granulity, migmatity), ale také v místech tektonicky porušených partií uvnitř serpentinitových těles, kde zvětrávání dosáhlo největších hloubek (Kudělásek et al. 1972). Část reziduálních hornin byla pravděpodobně v eggenburgu-ottnangu, karpátu a zvláště ve spodním badenu překryta bazálními terestrickými i marinními klastiky i marinními písčito-jílovitými sedimenty. Jejich vzájemné vztahy však až na výjimky nebyly dosud detailněji sledovány, nicméně zásah miocénních mořských transgresí do studované oblasti je zřejmý (Mrázek 1980; Brzák 2001; Nehyba, Hladilová 2004); Němec (1937) uvažoval dokonce i o transgresi jurského moře. Přímý genetický vztah části reziduí serpentinitů a terciálních sedimentů zaznamenal pouze Kettner (1919) při studiu ložiska magnezitu v Nové Vsi u Oslavan. Tamní magnezit (příp. sepiolit) tvoří málo zpevněné konkrecionální útvary vázané na styk pod-

ložních zelenavých deluviálních písčitých jíílů, představujících lokální splachy smíšených zvětralin serpentinitu a granulity, a nadložních marinních písků s čočkovitými polohami jíílů. Že nejde pouze o reziduum serpentinitu, svědčí mj. zrna křemene, místy i kyanitu, rutilu a granátu, za zmínku stojí ojedinele zjištěné valounky křemene v magnezitu (Kettner 1919) a vzácně i barytové konkrece, typické pro miocénní jíily (Burkart 1936). Valounky křemene a prouhelněné zbytky flóry proniklé magnetitem zjistili v niklonosných zvětralinách při magnezitovém ložisku u Biskoupek-Nové Vsi také Kotta a Kudělásek (1965) a rovněž upozorňují, že nejde o čistě serpentinitové reziduum; lokalitu však chybně označili jako Polánka. Také v prostoru Jamolice-Dukovany a u Tavíkovíc byly společně s reziduí serpentinitů navrtány štěrkopisky a jíily miocénního (paleontologicky nedoloženého) stáří (Kudělásek, Mátl 1971; Mátl 1972). Nadloží reziduálních sedimentů s výskytem plazmy tvoří místy svrchně miocénní až pleistocénní vltavínové štěrky (Mrázek et al. 1997) nebo pokryvy spraše.

### Metodika

Výbrusy z reprezentativních vzorků plazmy byly studovány optickým mikroskopem NU-2 fy Carl Zeiss Jena v procházejícím i odraženém světle a dokumentovány sruženým digitálním fotoaparátem Canon EOS 1100D.

### Chemické složení

Bodové analýzy chemického složení byly prováděny v okrajové i centrální části základní hmoty a také v inkluzích plazem u vzorků z typických lokalit (Koničková 2013, 2014). Studium chemismu bylo realizováno na společ-

ném pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PŘF MU a ČGS (analytik P. Gadas, R. Čopjaková) za použití přístroje Cameca SX 100. Měření probíhalo za těchto podmínek: vlnově disperzní mód, urychlovací napětí 15kV, proud svazku 10nA, 20nA, velikost svazku 2  $\mu\text{m}$  a 4  $\mu\text{m}$ . Při analýze jednotlivých oxidů a silikátů bylo využito těchto standardů: albit (Na); sanidin (Si, Al, K); wollastonit, grossular (Ca); spessartin (Si, Mn); titanit, TiO (Ti); almandin, pyrop, hematit (Fe); topaz (F); chromit (Cr); gahnit (Zn);  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$  (Mn);  $\text{ScVO}_4$  (V); baryt (Ba); vanadinit (Cl);  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$  (Ni);  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  (Mg, Al); fluorapatit (P, Ca);  $\text{SrSO}_4$  (Sr, S); zirkon (Zr).

Chemické složení dvou hlavních typů plazmy bylo provedeno v laboratořích AcmeLabs (Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada). Hlavní oxidy byly stanoveny metodou ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry). Stopové prvky a REE (rare earth elements) byly analyzovány metodou ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Analytické skupiny A4B4 - hlavní oxidy, Ba, Be, Co, Cr, Cs, Ga, Hf, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zr, REE; 1DX - Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl, Zn; 2ALeco -  $\text{C}_{\text{tot}}$ ,  $\text{S}_{\text{tot}}$  (blíže viz <http://acmelab.com>).

#### RTG prášková difrakční analýza

Rentgenová difrakční data byla získána pomocí práškového difraktometru Bruker D8 Advance (Národní muzeum, Praha) s detektorem LynxEye za užití  $\text{CuK}\alpha$  záření (40 kV, 40 mA). Práškové preparáty byly naneseny v acetonové suspenzi na nosič zhotovený z monokrystalu křemíku a následně pak byla pořízena difrakční data ve step-scanning režimu (krok  $0.02^\circ$ , načítací čas 1 s/krok detektoru), v intervalu  $5 - 65^\circ 2\theta$ .

#### Ramanova spektroskopie

Ramanova spektra  $\text{SiO}_2$  fází plazem byla změřena na mikrospektrometru HORIBA LabRam HR na ÚGV PŘF MU (analytik Z. Losos) a vyhodnocena za použití softwaru LabSpec 6 a PeakFit 4. Podmínky měření: červený laser 633 nm, zelený laser 532 nm, zvětšení objektivu 100x a 50x, mřížka 600, filtr 25 - 100%, délka načtení  $2 \times 5$  až  $2 \times 80$  s, rozsah  $80 - 2000 \text{ cm}^{-1}$ . U každého vzorku plazmy bylo na průřezu změřeno minimálně 20 bodů. Ramanovou spektroskopií byly podrobně proměřeny 2 leštěné makrovzorky plazmy typického vývoje o velikosti  $6 \times 4 \text{ cm}$  a  $4 \times 2 \text{ cm}$  z lokality Přeskače a leštěné výbrusy zonálních plazem z Tavíkovice (T13, T1) a Dukovan (D18).

## Výsledky

### Textura a struktura plazem

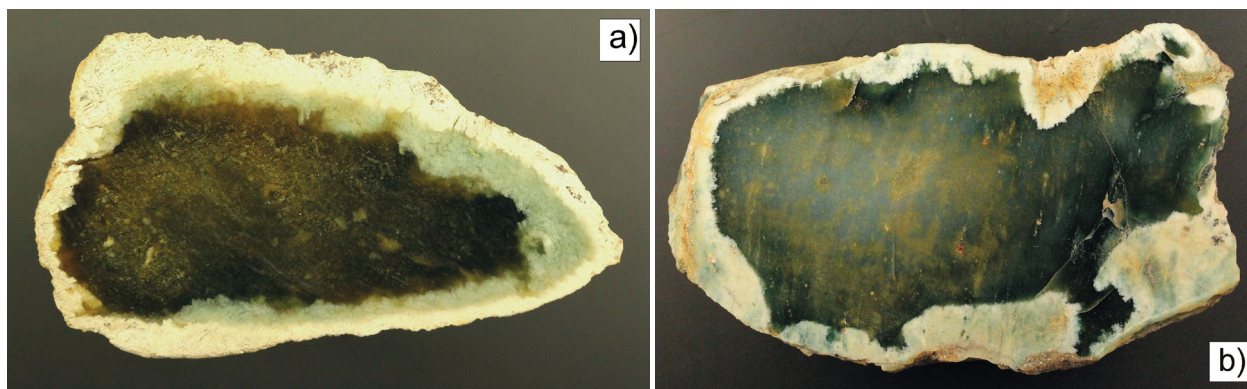
Nejtypičtějším, texturně i strukturně dobře vymezeným typem plazem na západní Moravě jsou modravě zelené až tmavozelené plazmy ve tvaru více či méně oválných kongrecí s bělavým nerovným povrchem a různě vyvinutou zonálností s tmavým průsvitným jádrem, světlejším lemem a bílým okrajem (obr. 2). Mezi zonálními typy lze vyčlenit několik dalších texturních typů (Rejl 2014).

Základní matrix plazem je tvořena izometrickými, anhedrálně omezenými a do sebe zapadajícími zrny křemene. Nepravidelné trhliny a póry jsou vyplněny, někdy pouze částečně, vláknitými formami  $\text{SiO}_2$ , nejčastěji chalcedonem. Mikroskopicky zřetelně vláknité  $\text{SiO}_2$  hmoty lze pokládat většinou za mladší, vzniklé v kontrakčních trhlinách nebo nepravidelných pórech při rekrystalizaci původních gelů. Někdy zcela nepravidelně pronikají celou kongrecí plazmy v žilkách max. milimetrové mocnosti. Někdy je patrná i zonální stavba těchto výplní, kdy je na okraji úzký lem moganitu nebo kvarcínu, poté širší zóna chalcedonu. Centra vyplňuje mikrokrystalický zrnitý křemen (Koničková 2013, 2014). Typickým mikroskopickým znakem struktury jsou však vermiformní („červíkovité“) útvary zelenohnědé barvy (obr. 3). Tyto útvary připomínají svou morfologií agregáty fylosilikátů. Křemen v těchto agregátech tvoří vlákna orientovaná napříč jejich protažení s  $\text{Ch}_2^+$ , odpovídá po optické stránce kvarcínu nebo moganitu.

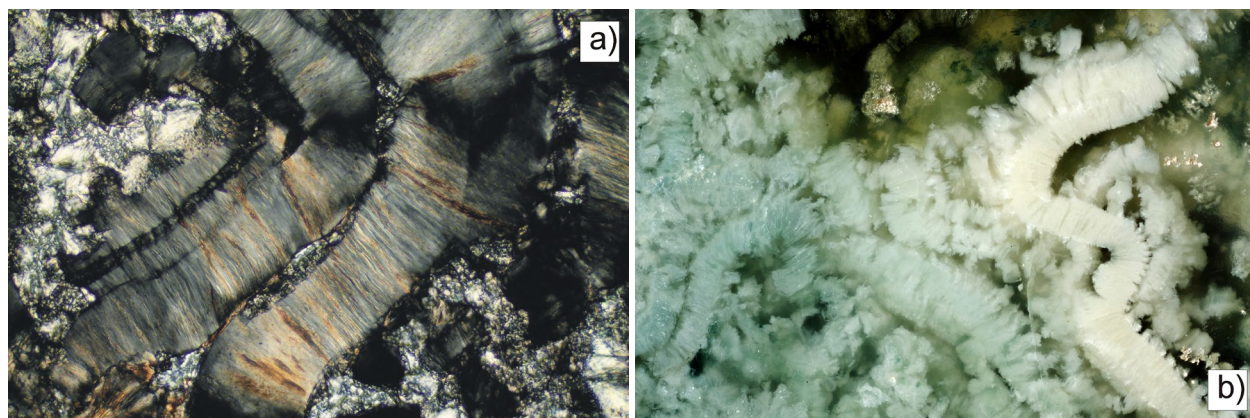
### Minerály lateritického zvětvování a silicifikace

Dominujícími novotvořenými minerály plazem s. s., vázanými na rozklad serpentinitů a silicifikaci rozkladných produktů, jsou různé modifikace  $\text{SiO}_2$  v množství cca 99.8 mod. %. Dále jsou zastoupeny pouze blíže neurčené Fe-Mg-Al silikáty, tvořící jejich barvicí pigment. V nejtmařejší zbarvené matrix nebylo možno tyto silikáty rozlišit ani elektronovým mikroskopem (velikost zrn  $< 1 - 2 \mu\text{m}$ ), lze proto předpokládat, že hlavní barvicí příměs již spadá do kategorie jílových minerálů. Pouze podle asociace pravidelně zastoupených prvků (Si-Mg-Fe-Al) jsou barvicí složkou nejspíše velmi jemně dispergované fylosilikáty, hlavně chlorit nebo smektity, navíc s obsahy Ni. Rentgenometrické studium i Ramanova spektroskopie však ve všech případech identifikovaly pouze  $\text{SiO}_2$ .

Opticky určitelné reliktní minerály ze serpentinitu jsou v plazmách zastoupeny pouze v akcesorickém množství, odhadem pod cca 0.5 obj. %; mírně hojnější jsou v okrajo-



Obr. 2 a) Zonální plazma se zřetelně vyvinutým bílým okrajem, světle zeleným lemem a tmavým jádrem, lokalita Dukovany, šířka záběru 6 cm; b) Zonální plazma s jádrem a lemem bez výraznějšího souvislého okraje, lokalita Tavíkovice, šířka záběru 11 cm. Foto J. Toman.



**Obr. 3** Typické vermiformní („červíčkovitá“) útvary ze světle zeleného lemu plazmy, lokalita Dukovany, (a) XPL, šířka záběru 2 mm, foto. Š. Koničková, (b) šířka záběru 5 mm, foto R. Kummer.

vých částech konkréci. Nejhojnějším reliktním minerálem je modravě zelený železnatý klinochlor (9.37 - 20.42 hm. % FeO). Má relativně nízký, ale stálý obsah chrómu (0.02 - 0.69 hm. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) a kolísavý podíl niklu (0.22 - 1.18 hm. % NiO). Tvoří sporadické lupínky a mikrokrytalické agregáty velikosti < 1 mm, místy i větší. Vedle chloritu byla určena pouze zrna až subhedrálně omezené krystaly bezbarvých amfibolů (magnezihornblend, tremolit, pargasit, ojediněle antofylit), z pyroxenů pouze Cr-diopsid, zatímco ortopyroxeny, běžné v nevětrálených serpentinitech, nebyly zjištěny vůbec. K vzácným akcesoriím náležejí především chromspinelidy, ojedinělý je Mg-ilmenit a zcela výjimečný je titanit a zirkon.

Pozoruhodným a vzácným novotvořeným akcesorickým minerálem plazem je pyrit. Tvoří anhedrálně až euhedrálně omezená zrna o velikosti < 1 mm na několika lokalitách, zejména v okolí Dukovan a Jiřic (Koničková 2014). Pyritu patrně náleží rovněž opakní minerál ku-

bického habitu, zaznamenaný Přichystalem (2009). Podobně jako pyrit, unikal v západomoravských plazmách dosud pozornosti také vzácný akcesorický baryt. Objevuje se téměř ve všech studovaných vzorcích, nejčastěji v podobě nepatrných < 0.2 mm velkých nepravidelných zrn vyplňujících převážně drobné póry společně s kalcitem nebo na tenkých trhlinách. Ještě vzácnějším akcesorickým minerálem je chlórem bohatý „karbonát-apatit“ (Koničková 2014).

### Modifikace SiO<sub>2</sub>

#### Mikroskopická charakteristika

Optickým studiem v procházejícím světle byly rozlišeny některé formy a modifikace SiO<sub>2</sub>. Základní matrix plazem tvoří jemnozrnný mikro-krytokrystalický mozaikovitý křemen tvořící anhedrální zrna maximální velikosti < 500 μm. Místy obsahuje agregáty jemně vláknitého

**Tabulka 1** RTG-difrakční záznamy centrálních částí plazem (jádro + lem), ve srovnání s tabelovanými hodnotami křemene (databáze PDF-2) a vyznačenými příměsemi dalších fází SiO<sub>2</sub>. Uvedeny jsou lokality a barevná charakteristika vzorků

| SH1   |     | SH2   |     | SH5B  |     | SH5C  |     | SH6A  |     | SH6B  |     | St. 46 |     | podružné fáze    |
|-------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|-----|--------|-----|------------------|
| d[Å]  | Ir  | d[Å]  | Ir  | d[Å]  | Ir  | d[Å]  | Ir  | d[Å]  | Ir  | d[Å]  | Ir  | d[Å]   | Ir  |                  |
| 4.291 | 41  |       |     |       |     |       |     |       |     |       |     |        |     | tridymit M       |
|       |     | 4.255 | 11  | 4.259 | 15  | 4.256 | 13  | 4.261 | 14  | 4.259 | 21  | 4.2550 | 16  |                  |
| 4.093 | 36  |       |     | 4.077 | 9   |       |     | 4.086 | 9   |       |     |        |     | tridymit M, opál |
| 3.987 | 22  |       |     |       |     |       |     |       |     |       |     |        |     | ???              |
| 3.684 | 1   |       |     |       |     | 3.702 | 2   | 3.702 | 2   |       |     |        |     | ???              |
| 3.342 | 100 | 3.342 | 100 | 3.343 | 100 | 3.342 | 100 | 3.343 | 100 | 3.343 | 100 | 3.3435 | 100 |                  |
|       |     | 3.333 | 87  |       |     |       |     |       |     |       |     |        |     | moganit ?        |
| 2.499 | 16  |       |     | 2.495 | 2   |       |     | 2.499 | 2   |       |     |        |     |                  |
|       |     | 2.456 | 3   | 2.456 | 3   | 2.456 | 3   | 2.456 | 3   | 2.456 | 6   | 2.4569 | 9   | opál             |
| 2.280 | 5   | 2.280 | 5   | 2.280 | 5   | 2.280 | 5   | 2.280 | 5   | 2.282 | 7   | 2.2815 | 8   |                  |
|       |     |       |     |       |     |       |     |       |     | 2.280 | 7   |        |     |                  |
|       |     |       |     | 2.237 | 1   | 2.236 | 1   | 2.237 | 1   |       |     | 2.2361 | 4   | tridymit         |
|       |     | 2.127 | 3   | 2.128 | 2   | 2.128 | 3   | 2.128 | 3   | 2.128 | 2   | 2.1277 | 6   |                  |
|       |     |       |     | 1.980 | 1   | 1.980 | 2   | 1.980 | 1   | 1.980 | 2   | 1.9799 | 4   |                  |
| 1.818 | 6   |       |     | 1.818 | 6   | 1.818 | 7   | 1.820 | 6   | 1.818 | 6   | 1.8180 | 13  |                  |
|       |     |       |     | 1.671 | 1   |       |     | 1.673 | 1   |       |     | 1.6717 | 4   |                  |
|       |     | 1.542 | 2   | 1.546 | 2   | 1.515 | 4   | 1.543 | 2   | 1.542 | 3   | 1.5415 | 9   |                  |

SH1 - světle zelená homogenní plazma bez tmavého jádra, Dukovany; SH2 - tmavě zelené jádro, Bojanovice; SH5B - zelený lem, Tavíkovice; SH5C - tmavě zelené jádro, Tavíkovice; SH6A - tmavě zelené jádro, Tavíkovice; SH6B - světle zelený lem, Tavíkovice; St. 46 - křemen, syn, Standard (46-1045).

radiálně paprscitého chalcedonu ( $\text{Ch}_2^-$ ), který je však hojnější jako výplň kontrakčních trhlin a zejména převládajícím minerálem mladších žilek o mocnosti až 1 mm, nepravidelně pronikajících plazmou. Vzácnější jsou hruběji vláknité a drobné radiálně lupenité výplně porů tvořené kvarcínem nebo moganitem ( $\text{s Ch}_2^+$ ), které v neúplně zaplněných pórech tvoří i úzké zóny na styku chalcedonu a křemene. Tyto  $\text{SiO}_2$ -fáze jsou i součástí některých vermiformních agregátů. Při povrchu konkrecí se vyskytuje i opticky izotropní opál (Koníčková 2014).

#### Rentgenometrické studium

Práškovou RTG-difrakční analýzou byly zkoumány převážně vnitřní a v malé míře okrajové části plazem z Dukovan, Bojanovic, Jiřic a Tavíkovice. V homogenních tmavých jádrech plazem (SH2 Bojanovice, SH5C Tavíkovice, SH6A Tavíkovice) byl na difrakčních záznamech vždy identifikován dominantní křemen většinou difrakcí v daném rozsahu měřených úhlů  $2\Theta$ . U jádra SH6A z Tavíkovice je pravděpodobná minoritní příměs opálu-CT nebo  $\alpha$ -tridymitu (difrakce 4.086/9) - tabulka 1.

Světle zelenošedý lem, případně celé plazmy této charakteristiky (SH1 Dukovany, SH5B Tavíkovice a SH6B Tavíkovice) jsou rovněž složeny z křemene, avšak s prokazatelnou větší příměsí  $\alpha$ -tridymitu a/nebo opálu CT - tabulka 2.

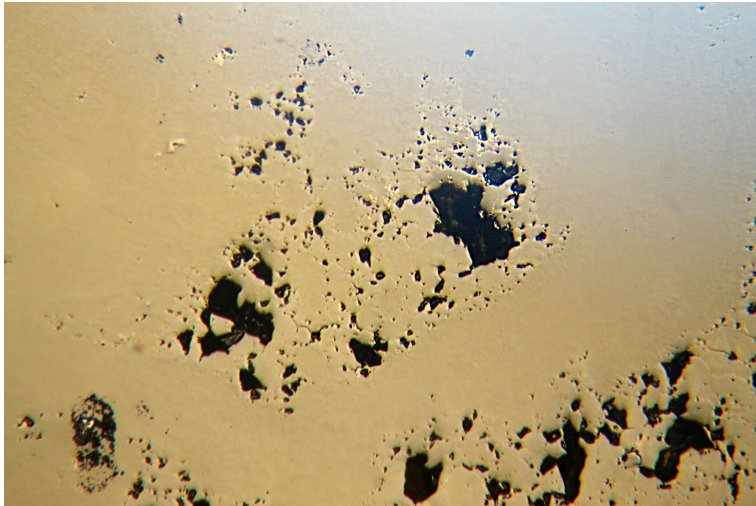
V tenké okrajové zóně plazem (SH3 Jiřice a SH5 Tavíkovice) křemen zcela chybí.  $\text{SiO}_2$  hmota je zde tvořena směsí opálu a  $\alpha$ -tridymitu. Jejich vzájemné zastoupení je těžko určitelné vzhledem k překrývající se nejintenzivnější difrakci (4.08/100). Jiné fáze  $\text{SiO}_2$  zde nebyly prokázány.

Výše uvedené výsledky jsou podobné rozboru zonální plazmy z lokality Jiřice (Koníčková 2013, 2014), kdy analýza tmavší centrální části odpovídala RTG-difrakčnímu spektru křemene bez jiných příměsí. Naopak ve světlé okrajové zóně byl zachycen v dominantním množství opál-CT a křemen byl jen nepodstatnou, ale prokázanou příměsí.

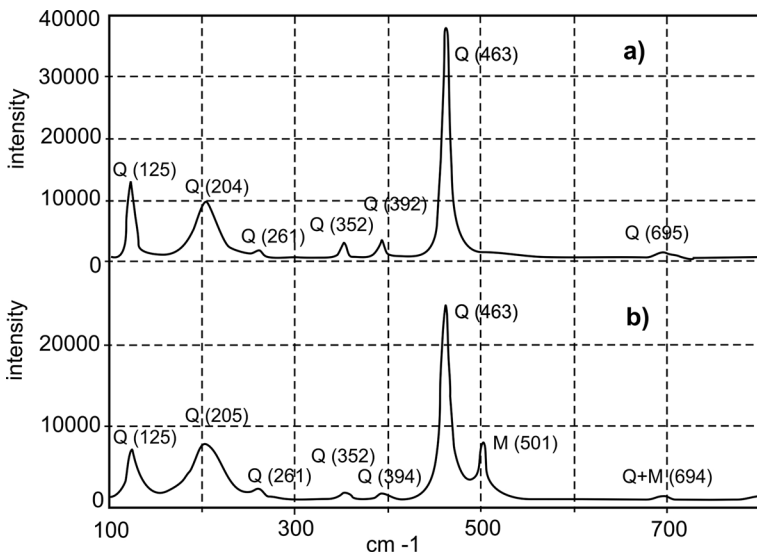
**Tabulka 2** RTG-difrakční záznamy bílého okraje plazem, ve srovnání s tabelovanými hodnotami opálu a tridymitu (databáze PDF-2). Uvedeny jsou lokality a barevná charakteristika vzorků

| SH3   |     | SH5A  |     | St. 38 |     | St. 42 |     | St. 18 |     |
|-------|-----|-------|-----|--------|-----|--------|-----|--------|-----|
| d[Å]  | Ir  | d[Å]  | Ir  | d[Å]   | Ir  | d[Å]   | Ir  | d[Å]   | Ir  |
|       |     |       |     |        |     |        |     | 4.3280 | 90  |
| 4.293 | 59  | 4.301 | 26  |        |     | 4.2847 | 93  |        |     |
| 4.107 | 82  |       |     |        |     |        |     | 4.1070 | 100 |
| 4.081 | 100 | 4.069 | 100 | 4.0800 | 100 | 4.0803 | 100 | 3.8670 | 20  |
| 3.886 | 22  |       |     |        |     | 3.8015 | 68  | 3.8180 | 50  |
|       |     |       |     |        |     | 3.2417 | 48  | 3.2500 | 4   |
|       |     |       |     | 3.1400 | 9   |        |     | 3.0170 | 4   |
|       |     | 2.959 | 3   |        |     | 2.9612 | 11  | 2.9750 | 25  |
|       |     | 2.846 | 4   | 2.8600 | 10  | 2.8523 | 9   |        |     |
|       |     |       |     |        |     |        |     | 2.7760 | 8   |
| 2.697 | 3   |       |     |        |     |        |     | 2.5000 | 16  |
| 2.510 | 11  |       |     | 2.5100 | 30  |        |     | 2.4900 | 14  |
| 2.496 | 26  | 2.494 | 23  |        |     | 2.4812 | 35  | 2.3850 | 2   |
|       |     |       |     |        |     | 2.3825 | 21  | 2.3420 | 2   |
|       |     |       |     |        |     |        |     | 2.3080 | 16  |
|       |     |       |     |        |     |        |     | 2.2940 | 2   |
|       |     |       |     |        |     | 2.2977 | 19  | 2.2940 | 2   |
|       |     |       |     | 2.1300 | 4   |        |     | 2.1370 | 2   |
|       |     |       |     |        |     |        |     | 2.1170 | 4   |
|       |     |       |     |        |     | 2.0772 | 12  | 2.0860 | 8   |
|       |     | 2.044 | 1   |        |     |        |     | 2.0490 | 8   |
|       |     |       |     | 2.0300 | 4   | 2.0385 | 11  |        |     |
|       |     |       |     |        |     | 1.9594 | 14  |        |     |
|       |     |       |     | 1.9370 | 5   |        |     | 1.8740 | 2   |
| 1.891 | 3   |       |     | 1.8780 | 5   |        |     | 1.8290 | 2   |
|       |     |       |     |        |     | 1.8272 | 9   | 1.7830 | 4   |
|       |     |       |     |        |     |        |     | 1.6950 | 12  |
|       |     |       |     |        |     | 1.6852 | 8   | 1.635  | 8   |
|       |     |       |     |        |     |        |     |        |     |
|       |     |       |     |        |     | 1.6193 | 10  |        |     |
|       |     |       |     |        |     | 1.5921 | 11  | 1.600  | 10  |
|       |     |       |     |        |     | 1.5436 | 6   | 1.5460 | 2   |

SH3 - bílý okraj, Jiřice ; SH5A - bílý okraj, Tavíkovice; St. 38 - opál, Standard (38-448); St. 42 - tridymit-O, Standard (42-1401); St. 18 - tridymit-M, syn, Standard (18-1170).



**Obr. 4** Homogenní hmota jádra plazmy z Přeskače s ostře lokalizovanými porézními oblastmi. Odražené světlo, šířka záběru 1.1 mm, foto Z. Losos.



**Obr. 5** Ramanova spektra jádra plazmy z Přeskače: a) hrubozrnnější porézní agregáty křemene (Q), b) homogenní hmota složená z křemene (Q) a moganitu (M).

### Ramanova spektra

Tmavá průhledná jádra plazem, makroskopicky zelené až hnědozelené barvy, byla v odraženém světle i při vysokém zvětšení homogenní, většinou bez rozeznatelných vermiformních útvarů, avšak s četnými ostře lokalizovanými porézními oblastmi o rozměrech od 0.1 do 1.2 mm (obr. 4). Ramanova spektra homogenní hmoty jader odpovídala vždy směsi křemene a moganitu (obr. 5), u některých vzorků i v případě nezřetelných reliktních vermiformních struktur. V porézních oblastech, které jsou většinou hruběji krystalické, byl stanoven pouze křemen (obr. 5). Identifikace obou fází byla provedena podle jejich nejintenzivnějších Ramanových pásů na vlnočtech 463  $\text{cm}^{-1}$  (křemen) a 501  $\text{cm}^{-1}$  (moganit) - Kingma, Hemley (1994). Křemenu patří i další vyměřené Ramanovy píky (125, 204-205, 261, 352 a 392-394  $\text{cm}^{-1}$  (srovnáním s databází RRUFF, <http://rruff.info>).

Světlý, makroskopicky neprůhledný lem šedozelené barvy, ostře ohraničený od tmavého jádra, je pod mikroskopem složen z dvou typů  $\text{SiO}_2$  - domén (obr. 6): a)

měkčích (s negativním reliéfem po leštění) vermiformních útvarů nižší odraznosti - pseudomorfózách po fylosilikátech, o velikosti od 0.05 x 0.1 až 0.5 x 1.8 mm; b) obklopující homogenní tvrdší hmoty (s pozitivním reliéfem po leštění), s nepatrně vyšší odrazností. Vermiformní pseudomorfózy odpovídají Ramanovsky neaktivnímu opálu (obr. 7), u některých vzorků navíc s výraznou luminescencí při laseru 532 nm. Obklopující tvrdší hmota vykazuje typická spektra směsi křemene a moganitu (obr. 7).

Tenký bílý okraj plazem má podobnou charakteristiku jako šedozelený lem. Je zde ale zcela převládající podíl špatně lešitelné hmoty, která v procházejícím světle odpovídá hustě nahlučeným vermiformním útvarům, a jejíž Ramanova spektra indikují různé typy opálu (C, CT i amorfni). Spektrum na obrázku 8b je dobře srovnatelné s referenčními spektry R060652 (opál C), R060650 (opál CT), případně R070627 (opál C) databáze RRUFF, širokým dvouvrcholovým Ramanovým pásem mezi 290-350  $\text{cm}^{-1}$ , u opálu C pásem na cca 415  $\text{cm}^{-1}$  a u obou typů opálu ostřejším píkem na vlnočtu 780  $\text{cm}^{-1}$ . Podružně až akcesoricky je zastoupená opticky homogenní, odraznější, dobře lešitelná mladší fáze, tvořena směsí křemene a moganitu (obr. 8a).

### Celkové chemické složení hmoty plazem

Celkové složení typické světlé (Dukovany) a tmavé (Přeskače) plazmy bylo zjišťováno s ohledem na zastoupení hlavních i minoritních složek (tab. 3). Analýzy odpovídají silně silicifikovanému reziduu s dominancí  $\text{SiO}_2$  a LOI, což odpovídá téměř čistému křemenu (chalcedonu s adsorbovanou  $\text{H}_2\text{O}$  a opálu), téměř bez příměsí karbonátů a Mg, Fe, Al - silikátů. Voda nebyla zvlášť stanovena, ztráta žiháním (LOI - zahrnuje hlavně  $\text{H}_2\text{O}$  +  $\text{CO}_2$ ) u tmavého jádra plazmy (Přeskače) byla 3.4 hm. %, u světlé plazmy z Dukovan 2.4 hm. %. Ze stopových prvků má nejvyšší obsahy Ni (55-80 ppm), který může být s příměsí Fe (0.2-0.3 hm. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tot) významnou barvicí složkou. Za zmínku stojí podíl Ba (7 a 24 ppm), Sr (v obou případech 3.8 ppm) a Zr (1.6-6.1 ppm).

### Diskuse

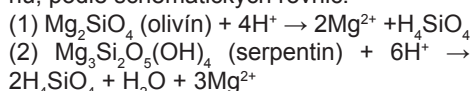
K typickým znakům pro západomoravské plazmy, které musí vysvětlit každá hypotéza o její genezi, náleží její (a) mineralogické složení - prakticky čisté  $\text{SiO}_2$  se submikroskopickou barvicí složkou alumosilikátů a akcesorický pyrit, baryt a „karbonát-apatit“, (b) přítomnost vermiformní („červíčkovitě“) reliktní struktury a (c) regionálně omezený výskyt na západní Moravě, příp. při východním okraji moldanubika Waldviertelu v Rakousku.

Geneze plazmy souvisí s vývojem zvětrávacích kůr serpentinitů. Ty byly v minulosti na západní Moravě i jinde v Českém masivu předmětem několika studií, spojených s průzkumem hydrosilikátových Ni-rud (Čech, Koutek 1946; Kudělásek, Mátl 1971; Mátl 1969, 1972; Kudělásek et al. 1972), moderní mineralogicko-genetický výzkum problematiky alterace serpentinitů této oblasti až na vý-

jimky dosud chybí (Losos et al. 2013).

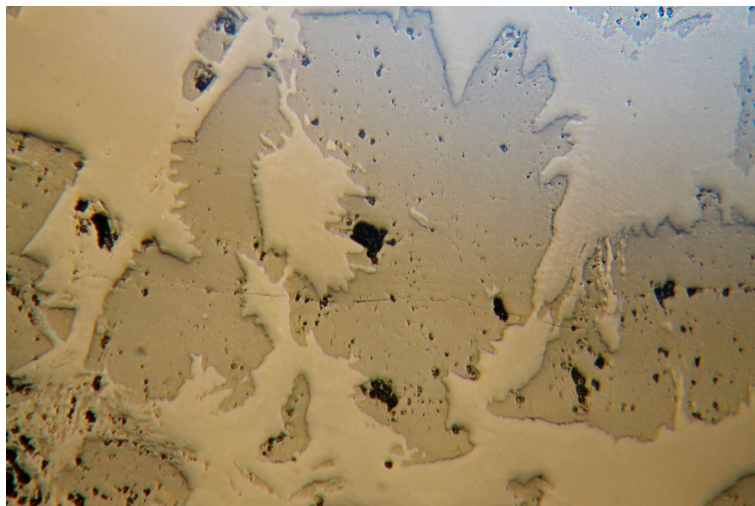
Podrobný výzkum mineralogie, geochemie a geneze reziduálních produktů lateritického zvětrávání ultrabazik ve světě ukázal na poměrně komplikovaný, na jednotlivých lokalitách v detailech rozdílný, průběh těchto procesů. Vznik silicifikovaných zón serpentinitů a následný vznik reziduálních hornin je vázán zejména na subaerické podmínky, jiný typ alterací probíhá v podmínkách submarinních (např. Rice, Cleveland 1955; Pohl 1990; Jerdysek, Halas 1990; Barros De Oliveira et al. 1992; Venturelli et al. 1997; Som, Joshi 2002; Silantjev et al. 2012; Lacinska, Styles 2013; Ulrich et al. 2014).

Na západní Moravě byly předmětem serpentinizace a lateritického zvětrávání převážně dunity a peridotity. K uvolnění  $\text{SiO}_2$ , který v podobě gelu absorboval více méně mikroklastické až jílovité složky zvětralin zde nepochybně docházelo při silném rozkladu serpentinitu v tropických podmínkách, pravděpodobně od křídly do paleogénu, podle schematických rovnic:

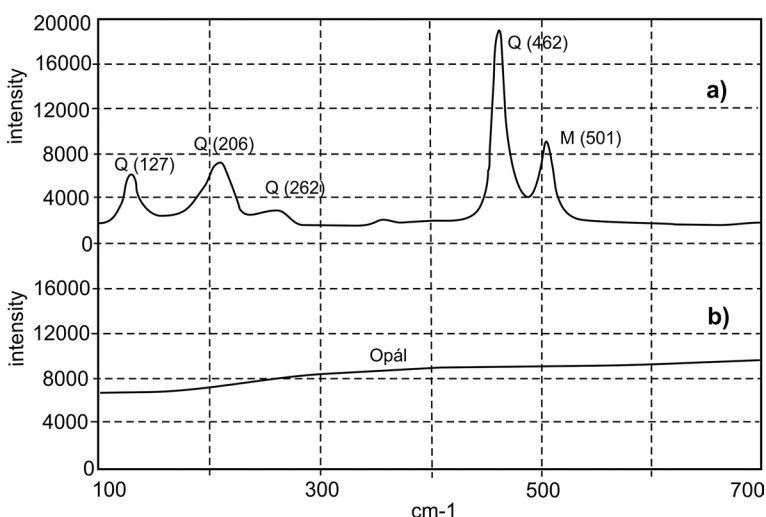


Reakce rozkladu silikátů jsou zpočátku zásadně ovlivněny složením cirkulujících roztoků, resp. přítomností  $\text{H}^+ - \text{CO}_2$  v nich. Vzhledem k rozdílu v rozkladu Mg-Fe minerálů a v rychlosti migrace  $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Si} > \text{Ni} > \text{Fe}$  (Venturelli et al. 1997) dochází k odnosu Mg, silicifikaci *in situ* a vzniká reziduum, obsahující Fe-oxidy a hydroxidy, ze zbyvajících Mg-Al-Ca se tvoří jílové minerály. Zcela silicifikované serpentinity obsahují jako dominantní minerál mikrokrytalický křemen (< 20  $\mu\text{m}$ ) tvořící zrnité agregáty, pseudomorfuující originální smyčkovou strukturu horniny. Bývají pronikány mikrotrhlinami vyplněnými vláknitým chalcedonem a místy zřetelně mladšími žilkami karbonátů. Při reakci roztoků se serpentinity vzniká alkalické prostředí s  $\text{pH} > 9$ , v podmínkách vysoké fugacity  $\text{CO}_2$  se tvoří magnezit, Si přechází do roztoku a migruje. Po změně podmínek probíhá následná silicifikace (vysrážení  $\text{SiO}_2$ ) za úplného odnosu Mg; někdy je proces silicifikace chápán také opačně, jako důsledek primárního odnosu Mg (Lacinska, Styles 2013).

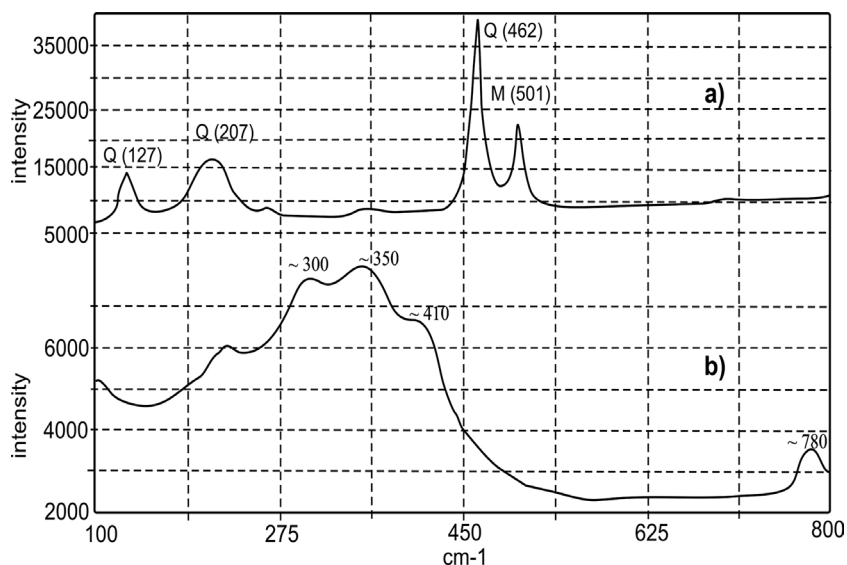
Silné zvětrávání produkuje ve svrchní části profilu podstatné množství  $\text{SiO}_2$ , které následně proniká k bázi zvětrávací kůry (Basset 1954). Nejvyšší rozpustnost má Si při  $\text{pH} > 9$  a  $< 4$  a při těchto podmínkách nejsou stabilní žádné  $\text{SiO}_2$  minerály. Ty vznikají (zejména křemen) za nevhodnějších podmínek blízkých neutrálním, např. v zóně mísení meteorických (nízké pH) a podzemních (vysoké pH)



**Obr. 6** Lem plazmy z Tavíkovice, složený z méně odrazných vermiformních domén obklopených tvrdší homogenní hmotou. Odražené světlo, šířka záběru 1.1 mm, foto Z. Losos.



**Obr. 7** Ramanova spektra pořízena z šedozeleného lemu plazmy z Tavíkovice: a) homogenní hmota složená z křemene (Q) a moganitu (M), b) uzavírané vermiformní pseudomorfozy odpovídají opálu.



**Obr. 8** Ramanova spektra bílého okraje plazmy z Tavíkovice: a) homogenní hmota z křemene (Q) a moganitu (M), b) dominantní nehomogenní méně odrazná hmota, odpovídající opálu C/CT.

**Tabulka 3** Celkové analýzy plazmy z lokalit Dukovany a Přeskače na západní Moravě. (s) světlá nezonální, Dukovany; (t) tmavé jádro, Přeskače; LOI = ztráta žíháním; Celkové Fe stanoveno jako  $Fe_2O_3$ , pod mezí stanovení (b. d.): MnO, As, Au, Be, Bi, Cd, Hf, Mo, Sb, Sc, Se, Sn, Ta, Tl, Nd, Sm, Eu, Tb, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Zb, Lu

|                                      | DUK (s) | PRESK (t) |    | DUK (s) | PRESK (t) |    | DUK (s) | PRESK (t) |
|--------------------------------------|---------|-----------|----|---------|-----------|----|---------|-----------|
|                                      | hm. %   | hm. %     |    | ppm     | ppm       |    | ppm     | ppm       |
| SiO <sub>2</sub>                     | 95.17   | 96.25     | Ag | 0.1     | 0.4       | Y  | <0.1    | 0.2       |
| TiO <sub>2</sub>                     | 0.02    | 0.02      | Ba | 7       | 24        | Zn | 9       | 3         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0.02    | 0.02      | Co | 4.2     | 2.5       | Zr | 1.6     | 6.1       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 0.32    | 0.32      | Cs | 1.1     | 0.5       | La | 0.2     | 0.3       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (tot) | 0.30    | 0.25      | Cu | 1.4     | 1.3       | Ce | 0.5     | 0.3       |
| MnO                                  | b.d.    | b.d.      | Ga | <0.5    | <0.5      | Pr | 0.02    | 0.03      |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 0.003   | <0.002    | Hg | 0.01    | 0.03      |    |         |           |
| MgO                                  | 0.62    | 0.53      | Nb | 0.6     | 0.8       |    |         |           |
| CaO                                  | 0.07    | 0.18      | Ni | 79.9    | 55.3      |    |         |           |
| Na <sub>2</sub> O                    | 0.03    | 0.02      | Pb | 0.3     | 0.2       |    |         |           |
| K <sub>2</sub> O                     | 0.03    | 0.03      | Rb | 1.8     | 1.3       |    |         |           |
| LOI                                  | 3.4     | 2.4       | Sr | 3.8     | 3.8       |    |         |           |
|                                      |         |           | Th | <0.2    | 0.3       |    |         |           |
| TOT/C                                | 0.03    | 0.05      | U  | 1.1     | 0.5       |    |         |           |
| TOT/S                                | <0.02   | <0.02     | V  | <8      | <8        |    |         |           |
| Celkem                               | 100.01  | 100.0     | W  | <0.5    | <0.5      |    |         |           |

vod. Ze silně přesycených roztoků může vznikat moganit a amorfní SiO<sub>2</sub>, který se následně se mění na C/CT-opál. Nižší úroveň nasycení roztoku je vhodná pro krystalizaci křemene (Lacinska, Styles 2013). V podmínkách zvýšeného CO<sub>2</sub> krystalizuje z přesycených alkalických fluid magnezit a společně s ním někdy i sepiolit a SiO<sub>2</sub> v intergranulárních magnezitu. V níže teplotních podmínkách vzniká opál a chalcedon. S postupným uspořádáním struktury a únikem H<sub>2</sub>O probíhají postupně relativně pomalé přeměny: amorfní opál → opál-CT → chalcedon → křemen. V neúplně zaplněných pórech zvětraliny se vyskytuje pouze chalcedon, v zaplněných je pouze křemen. Chalcedon také často intimně srůstá s moganitem a křemenem. Při zvětrávání serpentinitu převažují fáze Fe<sup>3+</sup> (hematit) a goethit, v mírně redukčních podmínkách je častý magnetit, jen zcela ojedinělý je siderit (Ulrich et al. 2014).

Uvedený vztah mezi SiO<sub>2</sub> a MgO potvrzuje i studium západomoravských plazem. Podstatný podíl Mg, příp. i Ca z klinopyroxenů a amfibolů, musel být při jejich vzniku odnesen, neboť v jejich minerální asociaci chybí magnezit, dolomit a sepiolit. Významnější výskyty těchto minerálů jsou od výskytů tmavě zelených plazem s. s. odděleny, ojedinělé údaje z literatury o sepiolitu a magnezitu v plazmě z Jiřic (Mátl 1999) nebyly naším studiem potvrzeny. Naopak jsou společně s bílými opály se světlými plazmami součástí menších žil ve zvětralých serpentinitech, v podloží reziduí (např. Přeskače). Ani magnezitové ložisko se sepiolitem u Biskoupek, příp. podobné zvětraliny u Smrčku, plazmy nedoprovázejí a vyskytují se tam pouze světlé opály (Kettner 1919, Mrázek, Rejl 1991). Tmavozeleňé plazmy přímo v trhlínách serpentinitů jsou uváděny v profilu zvětraliny pouze u Jiřic (Mátl 1999), tato pozice nebyla na jiných výskytích nikde ověřena.

Podle reliktních minerálů zjištěných v plazmách je zřejmé, že při zvětrávání došlo k úplnému rozkladu ortopyroxenů, při němž byl uvolněn Al, zatímco klinopyroxeny a amfiboly zůstaly vesměs zachovány. Chloritizace Al-ortopyroxenů při silném zvětrávání ultrabazik je běžná, přesto množství Al v ortopyroxenech nemohlo stačit ke

vzniku jílovitých reziduí. Je proto zřejmé, že by celému procesu vzniku reziduí musela předcházet málo pravděpodobná, takřka úplná chloritizace původních serpentinitů, tedy přínos Al fluidy z vnějšího zdroje, jak výslovně poznamenal už Barvíř (1893). Pravděpodobnější se proto jeví mísení zvětralin felsických hornin se zvětralinami serpentinitů (Kettner 1919, Mátl 1969, 1972); mj. by to vysvětlovalo převažující výskyt plazmy při okrajích hadcových těles (Mrázek, Rejl 1991, 2010).

Ojediněle se vyskytující zrna pyritu nepředstavují reliktní minerál serpentinitu. Neobsahuje Ni a serpentinitová rezidua vznikala ve více či méně oxidickém prostředí (obsahují hlavně hematit a goethit, lokálně akcesorický magnetit). Je proto nejen důkazem alespoň lokálně vyšší aktivity S ve fluidech (srov. i akcesorický baryt), ale zejména převládajících redukčních podmínek při pozdní etapě vzniku plazmy. Podmínky vzniku sulfidů (pyritu) ve zvětralinách jsou omezeny na mísení sestupných (descendentních) meteorických vod s alkalickými podzemními vodami v redukčním prostředí pásma „šedého zvětrávání“ serpentinitů. Hranice oxidačního i redukčního prostředí serpentinitových reziduí je ovlivněna režimem tropického lateritického zvětrávání - sestup meteorických vod v období dešťů a výstup redukčních podzemních vod v obdobích sucha.

Ani v případě výskytu barytu není pravděpodobné, že by byl produktem zvětrávání původního serpentinitu. Baryum by mohlo mít zdroj v rozložených živcích zmíněné příměsi zvětralin felsických hornin, granulitů, rul, žil desilikovaných pegmatitů v serpentinitech, nelze však ani vyloučit přínos Ba z nadložních marinních jílu (z magnezitového ložiska u Biskoupek jsou z nich známy barytové konkrce).

#### Vermiformní struktura plazmy

Typickým strukturním znakem většiny plazem, které je odlišují od jiných křemičitých produktů zvětrávání ultrabazik, je reliktní vermiformní („červíkovitá“, vermikulární) struktura (Černý 1968). Jde o zprohýbané útvary červíkovitého tvaru, složené z příčně uspořádaných „vláken až „lišť“ (obr. 3). Jsou pokládány za pseudomorfozy



SiO<sub>2</sub> po chloritech, zejména kvůli jejich ojedinělým reliktům v „červíčcích“, a hlavně vzhledem k velikosti vermiformních agregátů, dosahujících ojediněle až několik cm! Většinou je však velikost jednotlivých „červíčků“ menší (řádově desetinny mm), někdy jen mikroskopická. Obecně jde o typickou a známou strukturu některých chloritů a zejména části jílových minerálů, např. kaolinitu, ale i glaukonitu, známou z prostředí hydrotermálních alterací, terestrického a submarinního zvětrávání, diagenese marinních sedimentů, z lateritů i z púd (Tapper, Fanning 1968, Kantorowicz 1984, Wilkinson et al. 2006). Na tuto zvláštní „červíčkovou“ („kanálovou“) strukturu v serpentinitech u nás poprvé upozornil Orlov (1930), a zmiňuje, že je tvořena serpentinovými minerály. Stejnou strukturu zjistil také Němec (1937) u serpentinitu u Mohelna, diskutuje ji a popisuje jako zvláštní „kanálové útvary“ tvořené lištovitým serpentinem.

Reliktní vermiformní struktura plazem je vyvinuta hlavně v jejich vnější zóně (lemu), kde byl Ramanovou spektroskopií v případech vermiformních domén identifikován opál, obklopující hmotu pak tvoří směs moganitu a křemene. RTG-difrakcí byl v lemech určen vedle křemene opál s příměsí tridymitu. Směrem k tmavozeleným jádrům je hranice této struktury neostrá, stejně jako k bělavému okraji konkréci, které tvoří často pouze mladší opál (patrně opál-CT). Přímé přechody plazmy do serpentinitu nebyly zjištěny. Porézni ostře ohraničené oblasti v jinak homogenní hmotě jader některých plazem tvarově i velikostí odpovídají vermiformním útvarům. Jsou tvořeny agregáty hruběji krystalického křemene, který mohl vzniknout rekrystalizací opálu za současné redukce objemu, vedoucí ke vzniku pórů.

Vznik vermiformních agregátů tvořených pouze SiO<sub>2</sub> z chloritů by znamenal v prvé řadě úplnou chloritizaci serpentinitu (chlority plazem obsahují 11-13 hm. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Koničková 2014) a tedy následně úplný odnos tohoto Al a většiny Mg při jejich silicifikaci. Proto je pravděpodobnější hypotéza, že jde původně o silně pokročilý produkt zvětrávání olivínu a (orto)pyroxenů, příp. i granátů, spojený s rekrystalizací minerálů serpentinovité skupiny, totální destrukcí smyčkové struktury serpentinitu a následnou úplnou silicifikací. Odpovídá tomu i Němcem (1937) zmíněný výskyt těchto struktur v silně zvětralých okrajových partiích apodunitového serpentinitu.

#### **Rozšíření a geneze plazmy**

Na většině ultrabazických těles jihovýchodního okraje moldanubika se běžně vyskytuje pouze světlá varieta plazmy, resp. zeleně zbarvený nehomogenní chalcedon s křemenem a chloritem. Typické tmavozelené plazmy s. s. se dosud nepodařilo zjistit na lokalitách mimo geograficky úzce omezený prostor Jevišovice-Bojanovice-Přeskače-Oslavany; jen omezeně nacházejí v geomorfologicky podobné pozici u Vícenic-Zňátek u Náměště nad Oslavou (obr. 1), ojediněle u Radkovic. Analogická tmavě zelená plazma byla zjištěna rovněž na lokalitě Wanzenau v rakouském Waldviertelu (tato práce, srov. Přichystal 2009).

Zvětrávání serpentinitu a vznik plazem na jz. Moravě probíhalo nesporně v terigenních subaerických podmínkách, čemuž nasvědčuje minerální asociace i chemické složení, např. vysoký poměr SiO<sub>2</sub>/MgO, nízký obsah Ca a Sr (srov. Silantjev et al. 2012). Zajímavou a otevřenou genetickou otázkou však zůstává, zda alespoň část procesů při genezi plazem (zonální stavba konkréci, rekrystalizace SiO<sub>2</sub>) nemohla probíhat na styku těchto předneogenních zvětralinových kůr s nadložními miocénními sedimenty, podobně jako tomu bylo při vzniku magnezi-

ového ložiska u Biskoupek (Kettner 1919). Mohla by proto svědčit zmíněná přítomnost barytu v plazmách, neboť jde o typický minerál miocénních jííl („téglů“) karpatské předhlubně (Burkart 1936). Už Mátl (1969) zaznamenal, že se západomoravské hydrosilikátové Ni-rudy, na jejichž lokalitách se plazma často nachází, kryjí s hranicí dosahu terciérních sedimentů karpatské předhlubně. Zasahování miocénních transgresí do oblasti výskytu studované plazmy, je prokázané i paleontologicky (např. Dlabáč 1976; Brzák 2001; Nehyba, Hladilová 2004; Brzobohatý 1997, Chlupáč et al. 2011. Miocénní jíily byly sice pokládány za sedimenty hlubší facie, usazené dále od pobřeží obvykle v nadloží písčitych klastik, avšak leží místy i přímo na krystaliniku v podloží sladkovodních svrchnomiocénních písčitych štěrků u Dalešic Mrázek (1980) a u Mohelna-Bolensk (Trnka, Houzar 1991). Zdrojem Ba mohly být i zmíněné smíšené zvětralinové felsických hornin a serpentinitu nebo desilikované pegmatity (z pegmatitových žilek v serpentinitech u Hrubšic je znám Ba-harmotom, Kruťa 1966), naopak hydrotermální barytová mineralizace není ze západomoravských ultrabazik známa. Na vztah k marinní sedimentaci by mohla ukazovat i přítomnost chlórem bohatého „karbonát-apatitu“, příp. stopy Cl a Na v bodových analýzách SiO<sub>2</sub>-základní matrix (Koničková 2014).

#### **Závěr**

Plazma na západní Moravě představuje charakteristickou složku předmiocénních reziduí, produktů silného lateritického („červenozemního“) zvětrávání serpentinitů. Mineralogické studium prokázalo, že tato „křemičitá hmota“ je tvořena převážně mikro- a kryptokrystalickými polymorfy SiO<sub>2</sub> s různým podílem H<sub>2</sub>O (křemen > chalcedon > moganit > CT opál a  $\alpha$ -tridymit) a jemně dispergovaným obtížně identifikovatelným zeleným pigmentem (zřejmě chlorit, smektity, serpentiny) submikroskopické velikosti (velikost zrn řádově v  $\mu$ m).

Typickým znakem studovaných plazem je zonální textura a vermiformní struktura, které jsou produktem úplné silicifikace chloritů, jílových minerálů (smektitů) a rekrystalizovaných minerálů serpentinovité skupiny. Tyto minerály, zvláště jemnozrný chlorit, představují výsledek velmi silného zvětrávání výchozího serpentinitu, kterému předcházela níže teplotní alterace (chloritizace). Zvětrávání probíhalo v několika etapách za uvolnění a migrace Mg, Fe, Si a Al v podmínkách úplné nestability ortopyroxenů a částečně i některých minerálů serpentinovité skupiny. Silicifikace jílových reziduí serpentinitů a vznik plazem probíhaly za úplného odnosu Mg a částečně za mírně zvýšené aktivity síry (baryt, pyrit), alespoň lokálně v redukčních podmínkách (novotvořený pyrit), patrně za přítomnosti organických látek. Vermiformní struktura plazem má reliktní charakter v důsledku „vyzrání“ (krystalizace) původní gelovité SiO<sub>2</sub> substance, zejména v centrálních částech plazem. To vede ke vzniku opálových vermiformních pseudomorfóz, obklopených směsí křemene, chalcedonu a moganitu (nejvýrazněji pozorovatelné v lemu plazem), s příměsí  $\alpha$ -tridymitu. V jádrech dochází k další rekrystalizaci až na čistý křemen; mladší opál je naopak dominantně zastoupen při okrajích plazem. Postupně také místy došlo ke zvětrávání původních minerálních chlorit-jílových pigmentů v oxidických podmínkách, jak dokládá makroskopicky patrná změna barvy plazem (zelená  $\rightarrow$  hnědá).

Tmavě zelená konkrucionální plazma je relativně vzácná a regionálně omezená pouze na malý region orientovaný ve směru SV-JZ, hlavně na okolí Oslavan a

Jevišovic. Její lokality se vyznačují přítomností značně erodovaných a lokálně také redeponovaných relictů reziduálních hornin na zvětralých serpentinitech, v bazální části lokálně obohacených Ni-chlority a Ni-smektity (tzv. pásmo „zeleného zvětřávání“). Tato rezidua, původně produkty hlubokého předmiocenního zvětřávání serpentinitů (včetně sdružených felsických hornin), byla později částečně přepracována při opakovaných mořských transgresích ve spodním a středním miocénu, případně i při následné sedimentaci mladších klastik, například vltavínových štěrků. Z geomorfologického hlediska jsou dnešní výskyty plazmy vázány na zarovnaný postbadenský reliéf (Jiřice, Bojanovice), v detailu pak často na okraje sníženin ležících při hlubokých údolích Jihlavy (Biskoupky-Hrubšice) a Rokytne (Biskupice-Slatina, Tavíkovice).

Rozklad serpentinitů spojený se silicifikací a tedy i se vznikem plazem (včetně světlých typů) probíhal nepochybně před neogénem, v subaerických podmínkách v nejhlubší části profilů zvětřávací kůry při kontaktu silně zvětralých chloritických až zjilovělých serpentinitů („pásmo šedého zvětřávání“) a chloriticko-jilovitých reziduí „pásmo zeleného zvětřávání“, v zóně mísení podzemních a meteorických vod, převážně za odnosu Mg (chybí magnetit a sepiolit).

Regionálně nápadná shoda rozšíření denudačních relictů mořského miocénu (eggenburg-baden) a lokalitami plazmy s. s. by mohla svědčit pro hypotézu, že vznik plazem byl také ovlivněn procesy submarinního zvětřávání. Pro takový vliv nadložních marinních sedimentů, by mohl nasvědčovat kromě akcesorického barytu i ojedinělý výskyt chlórem bohatého „karbonát-apatitu“ a stopy Cl, zjištěné chemickými analýzami v matrix plazem (Koničková 2014). Uvedený názor by však bylo třeba důkladněji podpořit, například výzkumem stabilních izotopů O a S nebo studiem složení inkluzí.

#### Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory Ministerstva kultury v rámci institucionálního financování na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace Moravské zemské muzeum (DKRVO, MK000094862). Analytické práce byly finančně podpořeny prostředky specifického výzkumu ÚGV PŘF MU.

#### Literatura

- Barros De Oliveira S. M., Trescases J. J., Melfi A. J. (1992) Lateritic deposits of Brazil. *Mineral. Deposita* 27, 137-146.
- Basset H. (1954) Silicification of rocks by surface waters. *Amer. J. Sci.* 252, 733-735.
- Barvíř J. L. (1893) O některých serpentinech západní Moravy a horninách amfibolických je provázejících. *Věst. Král. české společnosti nauk, třída mathem.-přírod.* 18, 1-55.
- Brzák M. (2001) Spodnobadenské sedimenty a morfotektonický vývoj jv. okraje Českého masívu (jihozápadní Morava). *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geology* 30, 65-74.
- Brzobohatý R. (1997) Paleobatymetrie spodního badenu karpatské předhlubně na Moravě z pohledu otolito-vých faun. In: Hladilová, Š. (ed): *Sbor. Příspěvků „Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí.“ Masarykova Univerzita, Brno*, 37-45.
- Burkart E. (1936) Barytové morfolity na Moravě. *Příroda* 29, 8, 218-220.
- Čech V., Koutek J. (1946) Geologické a genetické poměry ložisek železné a niklové rudy u Křemže v jižních Čechách. *Sbor. Stát. geol. Úst. Českosl. republiky* 13, 21 s.
- Černý P. (1968) Vermikulární cristobalit a tridymit v silicifitech ze západomoravských serpentinitů. *Čas. Mineral. Geol.* 13, 2, 149-157.
- Dlabač M. (1976) Neogén na jihovýchodním okraji Českomoravské vrchoviny (Nové výzkumy na Moravě). *Výzk. Práce Ústř. úst. Geol.* 13, 7-21.
- Flörke O. W., Graetsch H., Martin B., Roller K., Wirth R. (1991) Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals. *N. Jb. Miner. Abh.* 163, 129-142.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stránil Z. (2011) Geologická minulost České republiky. *Academia*. 436 s.
- Jerdysek M. O., Halas S. (1990) The origin of magnesite deposits from the Polish Foresudetic Block ophiolites: preliminary  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  investigations. *Terra Nova* 2, 2, 154-159.
- Kantorowicz J. (1984) The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group sandstones. *Clay Minerals* 19, 359-375.
- Kettner R. (1919) O genezi magnetitu u Nové Vsi jihozápadně Oslavan. *Čas. Morav. zem. muzea* 17-19, 169-177.
- Kingma K. J., Hemley R. J. (1994) Raman spectroscopic study of microcrystalline silica. *Am. Mineral.* 79, 269-273.
- Kokta J., Kudělásek V. (1965) Niklonosné nerosty od Polánky. *Čas. Mineral. Geol.* 10, 1, 39-49.
- Koničková Š. (2013) Mineralogie plazem vázaných na moravské serpentinitity. *MS, Diplomová práce, Ústav geologických věd, Masarykova univerzita, Brno*, 79 s.
- Koničková Š. (2014) Výskyt a mineralogie zeleného chalcodonu (plazmy) v reziduích moravských serpentinitů (moldanubikum, Český masív). *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 99, 2, 3-36.
- Koutek J. (1971) Relikty třetihorních usazenin v širším okolí Třebíče. *Sbor. Přírod. klubu Západomor. Muz. v Třebíči* 8, 37-46.
- Kruťa T. (1966) Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. *Moravské museum v Brně*, 380 s.
- Kudělásek V., Mátl V. (1971) Kůra zvětřávání serpentinitů na jihozápadní Moravě. *Folia UJEP Brno* 12, 6, 33-44.
- Kudělásek V., Polický J., Zamarský V. (1968) Niklonosné nerosty kůry větrání serpentinitů z oblasti Jamolice - Dukovany. *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň.-Techn. Univ. Ostrava, Ř. horn.-geol.* 14, 2, Ostrava, 45-68.
- Kudělásek V., Polický J., Zamarský V. (1972) Mineralogická studie kůry lateritického zvětřávání serpentinitů u Bojanovic. *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň.-Techn. Univ. Ostrava, Ř. horn.-geol.* 18, 1, Ostrava, 73-96.
- Lacinska A. M., Styles M. T. (2013) Silicified serpentinite - a residuum of a Tertiary palaeo-weathering surface in the United Arab Emirates. *Geol. Mag.* 150, 3, 385-395.
- Losos Z., Kovář O., Houzar S., Zeman J. (2013) Rare hydrated Mg-carbonate - hydroxide assemblage of serpentinite fissures in Hrubšice, western Moravia (Czech Republic): a genetic model of its formation. *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)* 190, 3, 253-263.

- Mátl V. (1969) Ložiska hydrosilikátových Ni-rud vázaných na kůru zvětrávání serpentinitů na jihozápadní Moravě. *MS, Rigorózní práce, Univerzita J. E. Purkyně, Brno*, 35 s.
- Mátl V. (1972) Ložiska hydrosilikátových Ni-rud vázaných na kůru zvětrávání serpentinitů na jihozápadní Moravě. *Sbor. Geol. Průzk. Ostrava* 1, 81-115.
- Mátl V. (1999) Plazma z Jiřic u Moravských Budějovic. *Minerál* 7, 3, 246-248.
- Medaris G., Jr., Wang H., Jelínek E., Mihaljevič M., Jakeš P. (2005) Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos* 82, 1-2, 1-23.
- Mrázek I. (1980) Geologické poměry vltavínových štěrků u Dalešic na Moravě. *Přírod. Sbor. Západomor. Muz. v Třebíči* 11, 201-212.
- Mrázek I., Holá A. (1978) Krása a použití plazmy od Hrubšic. *Geol. Průzk.* 20, 3, 89.
- Mrázek I., Landa V., Škrdla P. (1997) Vltavínové štěrky v oblasti západně od Ivančic na Moravě. *Přírod. Sbor. Západomor. Muz. v Třebíči* 31, 135-143.
- Mrázek I., Rejl L. (1991) Drahé kameny Českomoravské vrchoviny. *Muzejní a vlastivědná společnost v Brně a Západomoravské muzeum v Třebíči*, 135 s.
- Mrázek I., Rejl L. (2010) Drahé kameny Moravy a Slezska. *Nakl. Aventinum Praha*, 301 s.
- Nehyba S., Hladilová Š. (2004) Relics of the most distal part of the Neogene foreland basin in SW Moravia. *Bull. Geosci.* 79, 2, 113-120.
- Němec F. (1937) Mineralogie, petrografie a geologie okolí Mohelna (monografie hadce). *Archiv Svazu pro ochranu přírody a domoviny v zemi Moravskoslezské, Sv. Ia*, 50 - 97, Brno.
- Okrusch M., Matthes S. (2009) Mineralogie. *Springer Berlin*, 483 s.
- Orlov A. (1930) Hadec od Mladotic u Ronova nad Doubravou. *Sbor. St. geol. Úst.* 83-107.
- Pohl W. (1990) Genesis of magnesite deposits - models and trends. *Geol. Rundsch.* 79, 291-299.
- Přichystal A. (2009) Kamenné suroviny v pravěku východní části střední Evropy. *Masarykova univerzita, Brno*, 331 s.
- Rejl L. (2014) Plazma - obecný drahý kámen Moravy (část 1). *Minerál* 22, 4, 366-375.
- Rejl L., Weiss J., Zrůstek V. (1982) Prostorová distribuce metaofiolitů a příbuzných hornin moravského bloku. *Sbor. geol. Věd, Geol.* 37, 137-158.
- Rice S. J., Cleveland G. B. (1955) Lateritic silicification of serpentinite in the Sierra Nevada (abs.). *Bull. Geol. Soc. Am.* 66, 12, 1660.
- Silantyev S. A., Novoselov A. A., Krasnova E. A., Portnyagin M. V., Hauff F., Werner R. (2012) Silicification of Peridotites at the Stalemate Fracture Zone (Northern Pacific): Reconstruction of the Conditions of Low-Temperature Weathering and Tectonic Interpretation. *Petrology* 20, 1, 21-39.
- Som S. K., Joshi R. (2002) Chemical weathering of serpentinite and Ni enrichment in Fe oxide at Sukinda Area, Jajpur District, Orissa, India. *Econ. Geol.* 97, 165-172.
- Tapper M., Fanning D. S. (1968) Glauconite pellets: Similar X-ray patterns from individual pellets of lobate and vermiform morphology. *Clays and Clay Minerals* 16, 275-283.
- Trnka M., Houzar S. (1991) Moravské vltavíny. *Muz. Vlastivěd. Spol. v Brně a Západomor. Muz. Třebíč*, 115 s.
- Ulrich M., Munoz M., Guillot S., Cathelineau M., Picard Ch., Quesned B., Boulvais P., Couteau C. (2014) Dissolution-precipitation processes governing the carbonation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite. *Contr. Mineral. Petrol.* 167, 1-19.
- Venturelli G., Contini S., Bonazzi A. (1997) Weathering of ultramafic rocks and element mobility at Mt. Prizera, Northern Apennines, Italy. *Mineral. Mag.* 61, 765-778.
- Weiss J. (1966) Ultrabasické horniny západomoravského krystalinika. *MS, UJEP Brno*, 151 s.
- Wilkinson M., Haszeldine R. S., Fallick A. E. (2006) Jurassic and Cretaceous clays of the northern and central North Sea hydrocarbon reservoirs reviewed. *Clay Minerals* 41, 151-186.