

UNIVERZITA PALACKÉHO

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



Kamil KROPÁČ

Karbonátové inkluze v porfyrických pikritech z Hončovy hůrky u Příbora

Rigorózní práce

Environmentální geologie

Konzultant: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

Olomouc, 2014

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora:	Mgr. Kamil Kropáč, Ph.D.
Název práce:	Karbonátové inkluze v porfyrických pikritech z Hončovy hůrky u Příbora
Typ práce:	rigorózní práce
Pracoviště:	Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie
Rok obhajoby práce:	2014

Abstrakt:

Při terénním průzkumu byly na lokalitě Hončova hůrka a v blízkém okolí (slezská jednotka flyšového pásma Vnějších Západních Karpat) nalezeny neobvykle čerstvé, houževnaté vzorky porfyrických pikritů, tvořené vyrostlicemi olivínu a vzácněji pyroxenu, uzavřenými v černé, jemnozrné základní hmotě, složené z klinopyroxenů, biotitu, magnetitu, chloritu, živců a zeolitů. Hornina je v různé intenzitě postižena alteračními procesy. Nejméně alterované vzorky obsahují potenciálně primární magmatické karbonáty (kalcit a aragonit), které se sporadicky vyskytují v podobě uzavření ve vyrostlicích nebo jako výplň miarol v základní hmotě pikritu. Tato práce se pokouší objasnit vznik předmětných karbonátů za pomoci kombinace několika petrologických metod. Na základě texturních a strukturních charakteristik, minerálního složení a vztahu inkluze k alteracím hostitelského minerálu, byly vyčleněny tři základní typy inkluzí v olivínech: karbonátové inkluze (typ I), převážně silikátové inkluze (typ II) a směsné karbonátovo-silikátové inkluze (typ III). Koexistence karbonátové a silikátové složky (odpovídajících složením typu I, resp. II) ve směsných inkluzích dokládá kogenetický vztah mezi uzavřenými karbonáty a silikáty. Ze všech studovaných karbonátů může být primární pouze kalcit v dokonale oválných inkluzích typu Ia, uzavřených v relativně nealterovaných olivínech bez známek magmatické koroze. Tyto inkluze mohou reprezentovat buď kapky zchlazené karbonatitové taveniny, jež se odmísily od původně homogenní silikátové taveniny, nebo jsou produktem rovnovážné krystalizace a představují krystalové kumuláty. Jejich zformování a zachycení krystalujícími olivíny pravděpodobně proběhlo za podmínek intenzivní dekomprese v počátečních fázích výstupu magmatu ve svrchním plášti nebo ve spodní části zemské kůry. Kalcit a

aragonit v inkluzích typu Ib a IIb uzavřených v alterovaných vyrostlicích olivínu jsou naproti tomu s největší pravděpodobností produkty rekrystalizace během pozdně magmatických a post-magmatických procesů nebo jsou produktem hydrotermální alterace. Sekundární geneze spjatá s hydrotermální alterací horniny je předpokládána také pro karbonáty tvořící výplň miarol v základní hmotě a inkluzí v jádrech vyrostlic pyroxenů.

Klíčová slova: magmatické karbonáty, karbonatitová tavenina, pikrity, těšínitová asociace, slezká jednotka, Vnější Západní Karpaty

Počet stran: 63

Počet příloh: 10

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Author's name: Mgr. Kamil Kropáč, Ph.D.
Title: Carbonate inclusions in porphyritic picrites from the Hončova hůrka Hill near Příbor
Type of thesis: Doctoral
Institution: Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology
The year of presentation: 2014

Abstract:

Unusual tenacious samples of porphyritic picrites have been found at the Hončova hůrka site in the Silesian Unit (Outer Western Carpathians). They are composed mostly of olivine (and rarely pyroxene) phenocrysts enclosed in a black fine-grained groundmass which consists of clinopyroxene, biotite, magnetite, chlorite, feldspars, and zeolites. The rocks are variably affected by hydrothermal alteration. The freshest samples contain potentially primary igneous calcite and aragonite, which occur as inclusions hosted by phenocrysts or as fillings of the miarolitic cavities in the picrite groundmass. The aim of this work is to clarify the nature of investigated carbonates using a combination of several petrological methods. Based on the texture, mineral composition, and relationship to the alteration patterns of the host mineral, three basic types of inclusions has been distinguished: carbonate inclusions (Type I), silicate inclusions (Type II), and mixed carbonate-silicate inclusions (Type III). Type III inclusions consisting of both carbonate and silicate domains, which are compositionally analogous to the Type I and II, respectively, document the co-genetic relationship between carbonate and silicate inclusions. Primary magmatic origin is possible only in case of olivine-hosted round calcite inclusions (Type Ia) which could represent either the quenched carbonatite liquid which unmixed from a former homogenous carbonated silicate melt or a product of equilibrium crystallization of carbonate from carbonated melt. Nevertheless, these carbonate inclusions could be formed and trapped in host phenocrysts probably at the beginning of the ascent of magma in the upper mantle or the lower Earth's crust under intense decompression. In contrast, the calcite–aragonite assemblage in inclusions hosted by altered olivine (Type Ib and IIb) most probably

originated during recrystallization of primary calcite inclusions during late-magmatic or post-magmatic stages or represents a product of hydrothermal alteration. Similarly, carbonates in miaroles and inclusions hosted by cores of pyroxene phenocrysts are related to the superimposed hydrothermal alteration.

Keywords: Magmatic carbonate, Carbonatite melt, Picrite, Teschenite association, Silesian Unit, Outer Western Carpathians

Number of pages: 63

Number of appendices: 10

Language: Czech

Prohlášení:

Čestně prohlašuji, že jsem předkládanou rigorózní práci vypracoval samostatně a použitou literaturu řádně cituji a uvádím v seznamu literatury.

V Olomouci, 23. června 2014

Kamil Kropáč

Poděkování:

Na tomto místě bych rád poděkoval Dr. Zdeňku Dolníčkovi za podporu při řešení rigorózní práce a kritické připomínky a Dr. Davidu Buriánkovi za konzultace v oblasti magmatické petrologie a podnětné myšlenky. Dále děkuji Dr. Petru Gadasovi za provedení analýz chemismu minerálů na elektronové mikrosondě a Dr. Vlastimilu Maškovi za identifikaci polymorfních modifikací CaCO_3 pomocí Ramanovy spektroskopie.

Obsah

1. Úvod.....	9
2. Geologická situace	12
2.1. Horniny těšínitové asociace	12
2.1.1. Skupina těšínitová.....	13
2.1.2. Skupina monchiquitová	13
2.1.3. Skupina bazaltová	14
2.1.4. Skupina pikritová.....	14
2.2. Geologická pozice a stáří hornin těšínitové asociace	15
2.3. Tvary a výskyt těles vyvřelých hornin.....	18
2.3.1. Intruzivní tělesa.....	18
2.3.2. Efuzivní tělesa.....	18
2.4. Geologie Hončovy hůrky a blízkého okolí	19
3. Metodika	23
4. Výsledky	25
4.1. Terénní průzkum a makroskopická charakteristika vzorků.....	25
4.2. Petrologická charakteristika.....	28
4.2.1. Petrografie pikritů	29
4.2.2. Miaroly.....	33
4.2.3. Minerální inkluze ve fenokrystech olivínu	37
4.2.4. Minerální inkluze ve fenokrystech pyroxenu	42
5. Diskuze.....	43
5.1. Původ studovaných vzorků	43
5.2. Geneze karbonátů.....	43
5.3. Genetický model	46
6. Závěr	50
Literatura.....	51
Seznam příloh	63

1. Úvod

Těšínitová asociace zahrnuje heterogenní skupinu mezokratických, mafických až ultramafických hornin, které tvoří přibližně 100 km dlouhé pásmo, táhnoucí se od Hranic přes Český Těšín až k městu Bialsko-Biala v Polsku. Vyvřeliny těšínitové asociace v podbeskydské oblasti představují význačný fenomén, jenž vzbuzuje zájem badatelů již od první poloviny 19. století. Patrně první makroskopický popis těšínitu pochází z roku 1821, kdy gymnaziální profesor a kustod těšínského muzea A. Heinrich prostudoval horninu od Bogušovic a označil ji nesprávně jako diorit (Pacák, 1926). Pojmenování těšínit (v orig. „Teschinit“; podle města Těšín) poprvé použil Hohenegger (1861) pro rozmanité zrnité typy zdejších vyvřelin. Termín pikrit (z řec. „pikros“ = hořký) pak zavedl Tschermak (1866) pro tmavě zbarvené horniny bohaté na hořčík. Právě zásluhou Gustava Tschermaka byly těšínity a pikrity ze sv. Moravy, Slezska a přilehlého Polska definovány jako nové petrografické druhy. Dodnes používané mezinárodní označení „teschenit“ se v geologické literatuře poprvé objevuje v práci Zirkela (1868). Ještě do konce 19. století přispěli k poznání hornin těšínitové asociace např. Möhl (1874), Rosenbusch (1877), Rohrbach (1885) a zejména Klvaňa (1892, 1897), který charakterizoval rozsáhlý soubor vzorků podbeskydských vyvřelin ze všech známých nalezišť té doby. Ve 20. století položily pevný základ pro další výzkumy detailní petrografické studie Pacáka (1926) a Smulikowského (1929), na které později navázali práce Mahmooda (1973) a Šmída (1978). Geochemickou charakteristikou těšínitů se zabývali např. Mandour (1982), Kudělásková (1987), Hovorka a Spišiak (1988), Matýsek (1989), Kudělásková et al. (1993), Dostal a Owen (1998), Trundová (2004) nebo Buriánek a Bubík (2012). Horniny těšínitové asociace byly dále studovány z hlediska metasomatických procesů (Šmíd, 1962; Šmíd, 1978), paleomagnetismu (Krs a Šmíd, 1979; Grabowski et al., 2006), magnetické susceptibility (Buriánek a Skácelová, 2007, Schuchová a Dolníček, 2013), projevů kontaktní metamorfózy (Matýsek, 1988), geochronologie (Lucińska-Anczkiewicz et al., 2002; Grabowski et al., 2003) nebo asociovaných hydrotermálních mineralizací (Urubek a Dolníček, 2008; Urubek, 2009; Urubek et al., 2009; Dolníček et al., 2010a; Dolníček et al., 2010b; Dolníček et al., 2012).

Výše uvedené práce (a mnohé další) přinesly ohromující množství poznatků o horninách těšínitové asociace. Přesto některá zásadní témata, týkající se zejména gene-

ze a evoluce zdrojového magmatu, petrogenetických interpretací a vývoje minerálních asociací, zůstávají kontroverzní. Aktuální studie vyvřelin v Podbeskydí zároveň potvrzují, že stále existují dosud zcela neprobádané aspekty dané problematiky.

Při terénních pochůzkách v okolí Hončovy hůrky v roce 2006 byly odebrány vzorky relativně čerstvých porfyrických pikritů s fenokrysty olivínu a pyroxenu, které pravděpodobně odpovídají vzorkům popisovaným J. Klvaňou s. od Hončovy hůrky. Klvaňa (1897) doslova uvádí: „*pozorovány tu kusy čedičovité, velmi jemnozrné, na povrchu po zvětralém olivínu důlkaté, jiné porfyricky čedičovité téhož rázu jako na Hončově hoře s velkými olivíny.*“ Tyto horniny obsahují neobvyklé oválné inkluze, vyplněné převážně silikáty a karbonáty. Mimo to byly karbonáty nalezeny také ve výplni miarol v základní hmotě. Uzavřeniny okrajově zmiňuje pouze Pacák (1926), který je pokládá za „dutiny“ vzniklé magmatickou korozi olivínu a vyplněné nově vzniklým pyroxenem a někdy též kalcitem. V novější geologické literatuře nejsou takové inkluze v horninách těšinitové asociace vůbec zmiňovány s výjimkou krátké nálezové zprávy Kropáče et al. (2013). Jejich přítomnost může přitom zásadně ovlivnit představy o genetických procesech působících při vzniku a vývoji zdrojového pikritového magmatu. Jestliže bychom uvažovali primární, magmatický původ karbonátů, vyvstala by zde otázka role a příspěvku karbonatitových tavenin při formování pikritového magmatu.

Primární karbonáty v horninách derivovaných z pláště jsou v současné době považovány za unikátní zdroj informací o karbonatitových taveninách v litosférickém plášti (např. Lee et al., 2000; Humphreys et al., 2010; Hurai et al., 2013; Panina a Motorina, 2013). Karbonatitová magmata mohou vznikat přímo parciálním tavením karbonátem bohatého plášťového peridotitu (např. Harmer a Gittins, 1998), či jako reziduální taveniny z plášťových alkalických magmat po frakční krystalizaci (Andersen, 2008; Lee a Wyllie, 1998) nebo vzniklé na základě nemísitelnosti karbonátové a silikátové taveniny (Freestone a Hamilton, 1980; Kjarsgaard a Hamilton, 1988; Stoppa et al., 2005). Karbonatitová (resp. karbonátová) magmata se vyznačují mimořádnými vlastnostmi, např. velmi nízkou viskozitou nebo vysokou rozpustností pro mnohé prvky a skvělými transportními schopnostmi (Jones et al., 2013). Tyto vlastnosti je výrazně odlišují od alkalických silikátových tavenin, se kterými jsou často prostorově asociovány (Le Bas, 1987; Bailey, 1995; Gittins a Harmer, 2003; Woolley a Kjarsgaard,

2008; Jones et al., 2013). Karbonátové taveniny jsou navzdory své vzácnosti považovány za důležité činitele mnoha magmatických a metasomatických procesů v litosférickém plášti (Green a Wallace, 1988; Rudnick et al., 1993; Schiano et al., 1994; Kogarko et al., 2001) a jejich aktivitu ve spodním plášti dokládají karbonátové inkluze v diamantech (Brenker et al., 2007; Kaminsky et al., 2009; Kaminsky, 2012).

Předkládaná rigorózní práce si klade za cíl objasnit genezi karbonátových inkluzí, asociovaných silikátových inkluzí a miarol s karbonáty v porfyrických pikritech z Hončovy hůrky a blízkého okolí, za pomoci mikroskopických metod, katodové luminescence a studia chemického složení jednotlivých minerálů. Hlavním cílem práce je potvrzení či vyloučení přítomnosti primárních, magmatických karbonátů na základě minerálního složení a strukturních a texturních charakteristik. Získaná data by měla posléze přispět k pochopení složitých magmatických a post-magmatických procesů při vzniku a následném vývoji pikritů ve studované oblasti.

Malá část autorových dat a výsledků (chemismus vybraných minerálů ze dvou vzorků) byla publikována v práci Buriánka et al. (2013) a v již zmíněné nálezové zprávě Kropáče et al. (2013). Téma karbonátových inkluzí v porfyrických pikritech bylo zpracováno do podoby rozsáhlejší publikace, která se v době odevzdání rigorózní práce nachází v recenzním řízení (Kropáč et al., subm.). V diskuzi předkládané práce jsou s laskavým svolením spoluautorů zmíněného článku, jmenovitě Dr. Z. Dolníčka a Dr. D. Buriánka, uvedeny i některé jejich myšlenky.

2. Geologická situace

2.1. Horniny těšínitové asociace

Na složení hornin těšínitové asociace se ve variabilním množství podílí olivín, pyroxeny, amfiboly, biotit, živce, foidy, apatit, magnetit a akcesorické minerály, přičemž primární minerální asociace byla do různé míry pozměněna alteračními procesy v magmatické a post-magmatické fázi (zejména chloritizací, serpentinizací, zeolitizací, karbonatizací a silicifikací; Pacák, 1926; Smulikowski, 1929; Šmíd, 1978; Kudělásková, 1987; Hovorka a Spišiak, 1988). Geochemicky lze horniny těšínitové asociace charakterizovat jako bazické až ultrabazické horniny s alkalickou nebo subalkalickou afinitou, chemismem odpovídající alkalickým bazaltům, bazanitům a nefelinitům, se zvýšenými obsahy P_2O_5 , TiO_2 , alkálií a nekompatibilních prvků (LREE, Zr, Nb, Y, Ba a Sr; Dostal a Owen, 1998). Vznik takto rozmanitého horninového společenství byl interpretován nejednoznačně, jako výsledek procesů frakční krystalizace, mísení magmat rozdílného původu, asimilace korového materiálu vystupujícím magmatem nebo post-magmatické alterace (Šmíd, 1962; Kudělásková, 1987; Hovorka a Spišiak, 1988; Matýsek, 1989; Dostal a Owen, 1998; Wlodyka a Karwowski, 2004).

Velká variabilita v minerálním složení, stavbě a chemismu hornin způsobuje, společně s naloženou alterací, značné problémy při petrografickém zařazení hornin těšínitové asociace. Někteří geologové považují předmětné horniny za eruptiva skupiny theralitu či essexitu, jiní je klasifikují jako lamprofyry alkalické série. Jednotliví autoři proto často používají různá označení pro tytéž horniny (např. Tschermak, 1866; Rohrbach, 1885; Klvaňa, 1897; Pacák, 1926; Smulikowski, 1929; Šmíd, 1975 in Šmíd, 1978; Kudělásková, 1987; Dostal a Owen, 1998). Souhrnný přehled nomenklatur a starších klasifikací uvádějí např. Šmíd (1978) nebo Hovorka a Spišiak (1988), kteří v zájmové oblasti vyčleňují čtyři základní skupiny: těšínitovou, monchiquitovou, bazaltovou a pikritovou. Mezi skupinami však neexistují ostré hranice a jednotlivé horninové typy do sebe plynule přecházejí. Uvedené klasifikace se rámcově přidrží i tato práce:

2.1.1. Skupina těšínitová

Těšínity jsou podle původního pojetí Tschermaka (1866) prakticky bezolivinické, jemnozrnné až hrubozrnné, leukokráttní až melanokráttní horniny, s hypautomorfně zrnitou, porfyrickou nebo ofitickou strukturou. Na jejich složení se podílí pyroxeny (Ti-augit / diopsid, egirín a egirín-augit), amfibol (kaersutit), plagioklasy, alkalické živce, nefelín a analcim. Akcesoricky se může objevit apatit, natrolit, sodalit, magnetit, prehnit, apofylit nebo olivín (Tschermak, 1866; Pacák, 1926; Šmíd, 1978; Kudělásková, 1987; Hovorka a Spišiak, 1988; Buriánek a Bubík, 2012). Přeměněné těšínity obsahují alterovaná zrna pyroxenu a amfibolu, obklopená holokrystalickou základní hmotou z chloritu, kalcitu, analcimu a živců (Tschermak, 1866). Mezi melanokráttními typy vyčleňuje B. Šmíd facii amfibolickou a pyroxenickou (tzv. těšínitický nebo těšínitový pyroxenit; Pacák, 1926; Šmíd, 1975 in Šmíd, 1978; Hovorka a Spišiak, 1988). Leukokráttní typy bývají popisovány jako nefelinické a analcimické syenity (Šmíd, 1975 in Šmíd, 1978; Smulikowski, 1929), resp. nefelinické a analcimické těšínity (Pacák, 1926). Hrubozrnné horniny s vysokým obsahem analcimu označují Smulikowski (1929) a Šmíd (1975) in Šmíd (1978) za lugarity.

2.1.2. Skupina monchiquitová

Monchiquity zahrnují zrnitostí a minerálním složením pestrá skupina hornin šedočerné nebo černozeleňé barvy, obsahující v proměnlivém množství klinopyroxeny (Ti-augit / diopsid, egirín), amfibol (kaersutit), biotit, olivín, kyselý plagioklas a apatit. Běžné jsou typy jemnozrnné až středně zrnité i typy porfyrické (či glomeroporfyrické), s fenokrysty tmavých minerálů o velikosti v řádech mm až cm. Základní hmota obsahuje sklo a někdy foidy či analcim. Velmi často je matrix následkem sekundárních přeměn přetvořena na šedozelenou vláknitou až kryptokrystalickou hmotu (směs karbonátů, chloritu, serpentinové skupiny a jílových minerálů (Šmíd, 1978; Kudělásková, 1987; Buriánek a Bubík, 2012). Horniny monchiquitové skupiny se obvykle dělí na dva základní typy: monchiquity – horniny s olivínem (~10 mod. %) a fourchity – horniny bez olivínu, s vyšším zastoupením biotitu (až 15 mod. %; Smulikowski, 1929; Šmíd, 1978; Kudělásková, 1987; Hovorka a Spišiak, 1988; Buriánek a Bubík, 2012). Smulikowski (1929), Smulikowski (1980) a Kudělásková (1987) uvádějí ještě třetí

skupinu: ouachitity – horniny s podstatným zastoupením apatitu (15–20 mod. %) a biotitu (>15 mod. %).

2.1.3. Skupina bazaltová

Mezi bazalty (dříve diabasy, resp. dolerity) jsou řazeny horniny s ofitickou strukturou, tvořené hypautomorfními lištami albitizovaného bazického plagioklasu, který bývá ve variabilním množství provázen klinopyroxenem, amfibolem nebo biotitem (Buriánek a Bubík, 2012). Pokud je přítomen olivín, hornina má často porfyrickou strukturu (olivinické bazalty). Běžné jsou také mandlovcové bazalty, obsahující mandličky vyplněné chloritem a karbonáty (Hovorka a Spišiak, 1988). Ve více alterovaných horninách jsou živce značně karbonatizované a obklopují serpentínové, chloritové a karbonátové pseudomorfózy po sloupcích tmavých minerálů (Šmíd, 1978; Buriánek a Bubík, 2012). Silně karbonatizované typy bazaltů označují Klvaňa (1892) a Smulikowski (1929) za palackit.

2.1.4. Skupina pikritová

Pikrity jsou tmavé drobnozrnné až středně zrnité, často porfyrické horniny bazaltového vzhledu s vysokými obsahy MgO, jejichž nositelem je zejména olivín (Šmíd, 1978). Olivín v hornině doplňuje v proměnlivém množství klinopyroxen, amfibol, biotit a ve vedlejším až akcesorickém množství bazický plagioklas, apatit, magnetit a ilmenit. Základní hmota je většinou holokrystalická, tvořená serpentinem, chloritem, analcitem a kalcitem (Šmíd, 1978). Na některých lokalitách se vyskytují pikrity s amygdaloidní texturou (pikritické mandlovce; Hovorka a Spišiak, 1988). Zrnité pikritické horniny s obsahy olivínu nad 25 % označuje Pacák (1926) za peridotity, porfyrické typy s fenokrysty olivínu za porfyrické pikrity. Mikroskopicky zrnité, drobnoporfyrické melanokráttní pikrity odpovídající bazanitu (Hovorka a Spišiak, 1988) označil Šmíd (1978) za olivinické limburgity. S vyššími obsahy bazického plagioklasu na úkor olivínu pikrity přecházejí v bazaltové pikrity a olivinické bazalty (Klvaňa, 1897; Šmíd, 1978; Hovorka a Spišiak, 1988; Buriánek a Bubík, 2012).

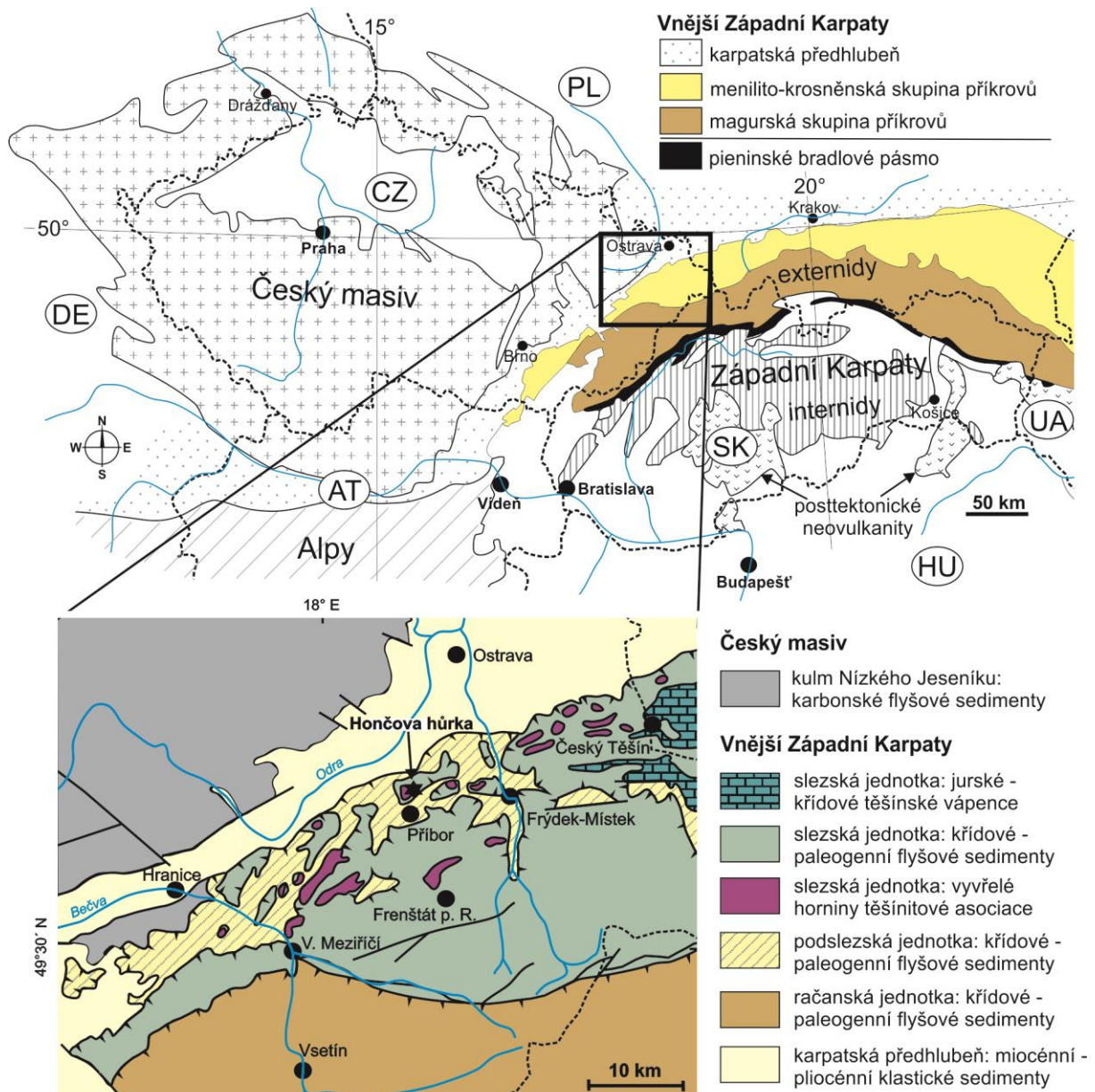
2.2. Geologická pozice a stáří hornin těšinitové asociace

Horniny těšinitové asociace vystupují v podobě plošně malých výskytů v hradištském souvrství slezské jednotky flyšového pásma Vnějších Západních Karpat (obr. 1). Flyšové pásmo externid představuje terciérní akreční klín karpatského orogénu, tvořený horninami svrchnojurského až spodnomiocénního stáří. Vyznačuje se složitou příkrovovou stavbou, kdy se v zájmové oblasti na sebe postupně nasouvají tektonické šupiny vnější skupiny příkrovů (podslezský, slezský a předmagurský příkrov) a magurské skupiny příkrovů (obr. 1). Slezský příkrov (resp. jednotka) zahrnuje mořské sedimenty svrchní jury až svrchního oligocénu (Eliáš, 1970), které se ukládaly ve faciálním vývoji kelčském, bašském a godulském. K diferenciaci na zmíněné vývoje došlo však až na konci spodní křídy.

Podloží hradištského souvrství v sv. části slezské jednotky budují karbonátové horniny (těšínské vápence), reprezentované střídáním vápnatých jílovců a bioklastických a mikritových vápenců s faunou nejvyššího tithonu až berriasu (Hanzlíková a Roth, 1964). Hradištské souvrství (Eliáš et al., 2003), dříve těšínsko-hradištské (Matějka a Roth, 1954; Menčík et al., 1983; Brzobohatý a Stráník in Chlupáč et al., 2002), se ukládalo v intervalu valangin až apt (obr. 2) a dosahuje mocností až 1100 m (Menčík et al., 1983). Souvrství je tvořeno zejména drobně rytmickým flyšem s převahou šedých až černošedých jílovců. Ve spodních částech jsou zastoupeny vápnité uloženiny a směrem do nadloží vápnatost postupně klesá (Eliáš et al., 2003). Zatímco v jihovýchodní zóně měla sedimentace poměrně jednotný ráz (střídání vápnatých jílovců s vložkami pískovců a konkrecemi pelosideritů), na severozápadě vystupují ve střední části hrubě rytmické turbidity, zastoupené hradištskými pískovci a slepenci s hojnými valouny štramberských vápenců. Přínos hrubě klastického materiálu dokládá tektonický neklid spojený s podmořským vulkanismem, jehož maximální rozšíření koreluje právě s ukládáním hradištských pískovců (Menčík et al., 1983). Nadloží hradištského souvrství v godulském vývoji tvoří převážně černé, prokřemenělé, na pyrit bohaté jílovce veřovického souvrství. Případně na něj ve východní části v okolí Nýdku nasedá přímo souvrství lhotecké, jež reprezentují skvrnitě vápnité jílovce a glaukonitické pískovce. V bašském vývoji se na hradištské souvrství uložily zejména v oblasti

mezi městy Štramberk a Frýdek-Místek vápnité pískovce, rohovce, zelenošedé vápence a vápnité jílovce souvrství bašského (Menčík et al., 1983; Chlupáč et al., 2002).

Celá horninová sekvence slezské jednotky byla následně společně zvrásněna a přesunuta s ostatními příkrovy k SZ přes východní okraj Českého masivu během alpinské orogeneze v paleocénu až miocénu (Menčík et al., 1983).



Obr. 1. Schématická geologická mapa Střední Evropy s lokalizací zájmové oblasti v rámci flyšového pásma Vnějších Západních Karpat (nahore). Zjednodušená geologická mapa Podbeskydí s výskyty vyvřelin těšinitové asociace ve slezské jednotce vnější skupiny příkrovů a pozici lokality Hončova hůrka (dole). Upraveno podle Dolníčka et al. (2010b).

Radiometrickým datováním vyvěřelin těšínitové asociace z polské části metodou $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ bylo stanoveno stáří biotitů na ~138–133 Ma a amfibolů na ~113–90 Ma let (Grabowski et al., 2003). Metoda $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pak v případě amfibolů přinesla věrohodnější údaj $122,3 \pm 1,6$ Ma (Lucińska-Anczkiewicz et al., 2002). Grabowski et al. (2006) proto interpretují období trvání magmatické aktivity ve slezské sedimentační pánvi v širokém rozmezí 138–120 Ma, což odpovídá stupňům valangin až spodní apt.

Obr. 2. Litostratigrafické členění nižší části slezské jednotky; převzato z Eliáše et al. (2003).

KŘÍDA	spodní	CENOMAN	mazácké souvrství
		ALB	lhotecké souvrství
		APT	veřovické souvrství
		BARREM	
		HAUTERIV	hradištské souvrství
		VALANGIN	
		BERRIAS	těšínské vápence
		TITHON	
		KIMMERIDŽ	vendryňské souvrství
		OXFORD	
JURA	svrchní		

Z hlediska geotektonické pozice byla vyvěřelinová formace na základě chemického a izotopického složení přiřazena k vnitrodeskovým alkalickým bazaltům (Narebski, 1990; Spišiak a Hovorka, 1997; Dostal a Owen, 1998; Buriánek a Bubík, 2012), které byly generovány v časných stádiích riftogeneze ve slezské jednotce (Narebski, 1990; Kudělásková et al., 1993; Spišiak a Hovorka, 1997). Zmíněný rifting však již nebyl následován oceanizací kůry a rozšiřováním oceánského dna (tzv. „spreadingem“, Němčok et al., 2001). Dostal a Owen (1998) interpretovali magmatity jako post-tektonické intruze asociované s reaktivací hlubinných zlomů ve spodní křídě. Některé typy monchiquitů a těšínitů vykazují také geochemické podobnosti s bazalty oceánských ostrovů (Buriánek a Bubík, 2012).

2.3. Tvary a výskyt těles vyvřelých hornin

Vyvřeliny těšinitové asociace tvoří převážně ložní žíly a submarinní výlevy s občasnými polohami vulkanoklastik. V krajině vystupují na povrch jako skalní stěny, výchozy v roklicích a potocích, odkryvy v zářezích komunikací a železnic nebo jsou obnaženy ve starých lomech (Šmíd, 1978).

2.3.1. Intruzivní tělesa

Ložní žíly a drobné pně jsou typické pro horniny ze skupiny těšinitové a monchiquitové. Mocnost žil se pohybuje v rozmezí několika dm až více než 10 m. V nadloží i podloží bývá vyvinuta až několik m mocná kontaktní aureola přeměněných sedimentů. Směrem od kontaktu do středu žíly se obvykle zvětšuje zrnitost vyvřeliny a často se mění i minerální složení. U mocnějších žil je běžná přítomnost více horninových typů (Šmíd, 1978). Žíly těšinitů jsou odkryty lomy např. v Bludovicích a Čertově Mlýně u Nového Jičina, Paskově, Horních Bludovicích nebo v zářezu železniční tratě u Řepišť. Žíly monchiquitů se vyskytují nejvíce v oblasti mezi Mořkovem, Kozlovicemi a Frenštátem pod Radhoštěm (Šmíd, 1978; Kudělásková, 1987). Subvulkanická ložní žíla „bazaltu“ o mocnosti až 15 m byla těžena v lomu v Žermanicích (Pauliš, 2005).

2.3.2. Efuzivní tělesa

Submarinní výlevy mohou mít charakter polštářových, aglomerátových či granulátových láv nebo podmořských lávových příkrovů a často jsou provázeny polohami litických a vitrických pyroklastik a vulkanoklastickými sedimenty (Šmíd, 1978). Extruzivní tělesa jsou typická pro horniny skupiny pikritové, monchiquitové a bazaltové. Mezi klasické lokality s výskyty polštářových a aglomerátových láv patří např. okolí obce Straník a Petřkovická hora. Pillow lávy mají podobu oválných nebo zakulacených bloků a hornina má často variolitovou texturu a kuličkovitý rozpad. Prostor mezi polštáři vyplňují hyaloklastity s úlomky vulkanických skel, kontaktně metamorfovaných sedimentů a lávy. Většinou jsou však přeměněny na směs chloritů a karbonátů. Pod kapličkou sz. od Stráníka je odkryt okraj lávového výlevu tvořený bloky aglomerátové lávy (rozbité polštáře ze starších výlevů, tmelené sekundárně přeměněnou mladší lávou a tufitickým materiálem) složené z olivinického bazaltu až pikritu (Šmíd, 1978;

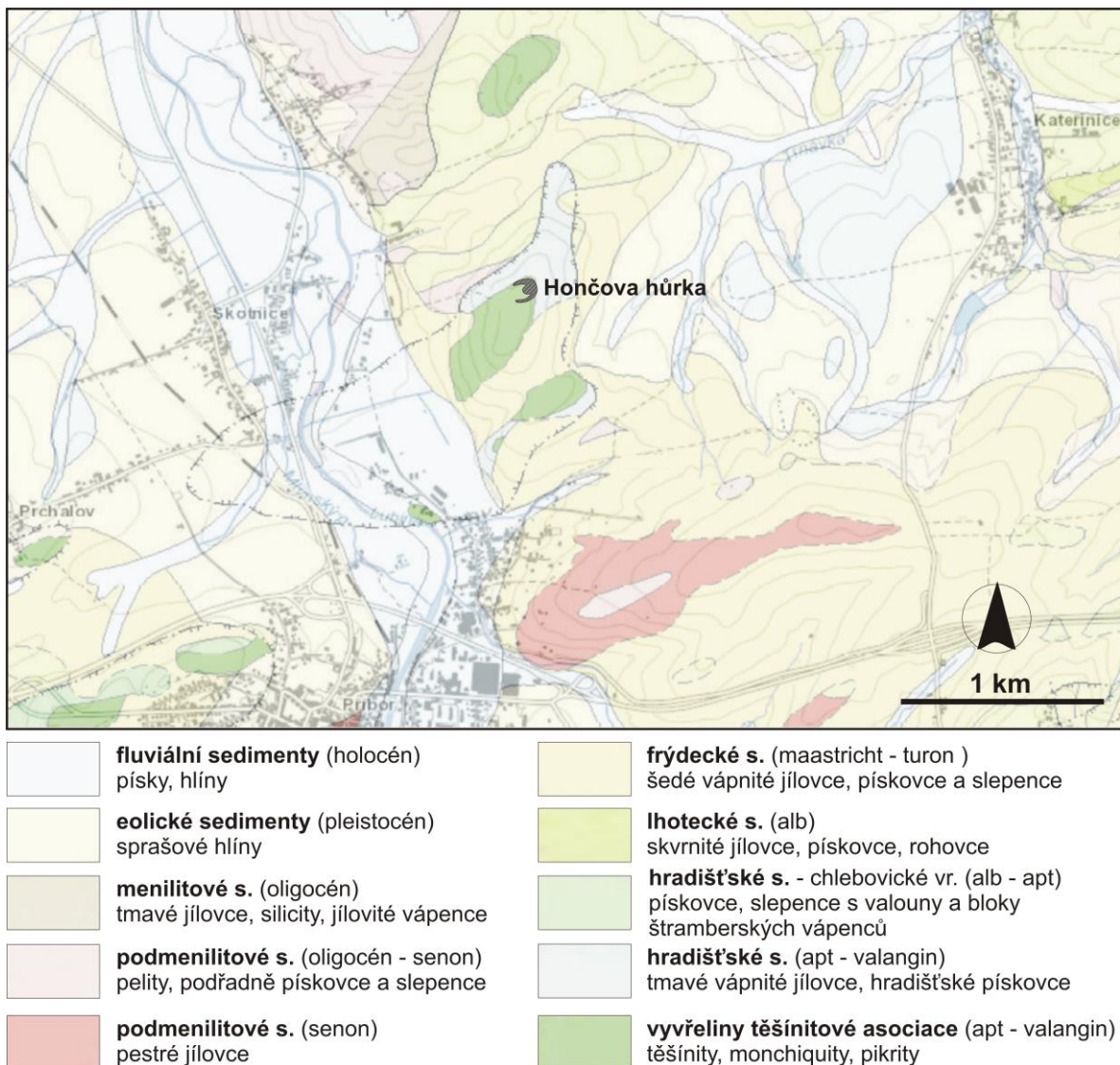
Buriánek a Bubík, 2012). V lomu na Petřkovické hoře je v nadloží polohy vulkanoklastik zastížen lávový proud s přechodem do polštářových láv (Buriánek a Bubík, 2012). Granulované lávy tvořené nepravidelně laločnatě vykrajovanými útržky zpěněné lávy popisuje Šmíd (1978) z vrtů prováděných u Petřkovic, Kojetína a Nového Jičína. Výlevné horniny s mandlovcovou texturou typicky vystupují např. v zářezu silnice na jv. okraji obce Kojetín (silně alterované pikritové mandlovce) nebo v lomu na Hončově hůrce, kde jsou přítomny také kompaktní, zrnité nebo porfyrické typy (viz dále; Kudělásková, 1987; Matýsek, 1989). Šmíd (1978) uvádí porfyrické pikrity dále z okolí Palačova, z oblasti mezi Petřkovicemi, Stráníkem a Jasenicí, s. od Kladorub, mezi obcemi Bernaticemi n. Odrou a Novým Jičínem, mezi Bludovicemi a Životicemi a v zářezu cesty z. od Příbora. Jiný výskyt popisují Krejčí et al. (1999) a Buriánek (2010) na čele sesuvu v údolí Bečvy sz. od Choryně.

2.4. Geologie Hončovy hůrky a blízkého okolí

Klasická geologická lokalita Hončova hůrka je situována přibližně 2 km s. od města Příbor a 0,5 km v. od Skotnice na stejnojmenném vrchu (338 m n. m.; obr. 1 a 3). Efuzivní těleso zde vytváří v krajině nápadnou elevaci a je odkryto na západním svahu starým stěnovým lomem, kde vystupují polštářové lávy. Mezi lávovými polštáři jsou místy zachované drobné kapsy s karbonáty nebo kontaktně metamorfovanými sedimenty (Buriánek et al., 2013). V jižní a jv. stěně lomu byl zastížen kontakt vyvřelin s klastickými sedimenty hradištského souvrství v godulském vývoji (tmavé jílovce s vložkami písčitých vápenců), které kaustická metamorfóza přetvořila v šedé vápnité kontaktní rohovce (Dolníček et al., 2010b). Horniny slezské jednotky (pikrity a flyšové sedimenty hradištského souvrství) tvoří mezi zmíněnými sídly tektonický „útržek“, obklopený sedimenty paraautochtonu podslezské jednotky (šedé vápnité jílovce frýdeckého souvrství a pelity s podřadnými pískovci a slepenci podmenilitového souvrství; Roth, 1989; obr. 3).

Malý lom byl na Hončově hůrce založen již v 19. století, ale k rozsáhlejší těžbě došlo až v letech 1966–1967, kdy byl lom určen jako „zemník“ pro stavbu komunikace Mošnov – Skotnice. Podle dostupných údajů bylo vytěženo a odvezeno přibližně 80 000 m³ zeminy a kamene. Ve stěnách opuštěného lomu vystupují černozelené efu-

zívní horniny ze skupiny pikritové, zastoupené zrnitými pikrity peridotického typu a porfyrickými pikrity (Tschermak, 1866; Klvaňa, 1892; Pacák, 1926; Kudělásková, 1987; Kudělásková et al., 1993; Dolníček et al., 2010b), které Rosenbusch (1877) označil jako pikritické porfyryty a Smulikowski (1929) za olivinické melanokráttní anakratrity.



Obr. 3. Geologická mapa okolí Hončovy hůrky s vyznačenou polohou lomu. Převzato a upraveno z mapového serveru ČGS (http://mapy.geology.cz/geocr_50/) a podle Rotha (1989).

Vyvěliny byly následně silně přeměněny post-magmatickou hydrotermální alterací. Nejvíce byly postiženy původně sklovité okraje prudce zchlazených lávových polštářů. Středky polštářů jsou obvykle zachovány lépe, avšak fenokrysty primárních tmavých minerálů (olivínu a klinopyroxenu) jsou přesto, stejně jako základní hmota,

částečně nebo zcela nahrazeny směsí serpentinu, chloritu a karbonátů (Kudělásková, 1987; Dolníček a kol. 2010b; Buriánek et al., 2013). Hornina má amygdaloidní texturu a je hojně protkána bílými až narůžovělými hydrotermálními žilkami o mocnosti <1 až 30 mm.

Díky silné hydrotermální alteraci se stala Hončova hůrka jednou z nejproslulejších mineralogických lokalit na Moravě. První zmínky o zdejších nerostech se objevují v lexikonu Zepharoviche (1859) a práci Tschermaka (1866). Na počátku 20. století zde sbírali novojičínský učitel Sapetza, odborný učitel František Talpa z Příbora a četnický strážmistr ze Suchdola Štěpán Weigl. Jeho sbírku čítající téměř 700 kusů prostudoval Pacák (1926). Z výplní mandlíček a žilek prostupujících rozpukanou horninou bylo v geologické literatuře popsáno přes třicet minerálů, mimo jiné různé variety křemene (např. křišťál, ametyst, záhněda), dále achát, chalcedon, hematit, goethit, rutil, karbonáty (kalcit, magnezit, siderit, dolomit, ankerit), pyrit, millerit, fluorit, baryt, seladonit, glaukonit, zeolity (harmotom, analcim, heulandit, ferrierit) a další (Tschermak, 1866; Pacák 1926; Kudělásková et al., 1990, Smutný, 1997, Dolníček a kol. 2010b).

Za zdroj fluid, jež způsobily vznik hydrotermální výplně žilek a mandlí, byla dříve považována mořská voda, v kombinaci se zbytkovými magmatickými vodami uvolněnými po krystalizaci vyvěřelé horniny (Pacák, 1926; Šmíd, 1962). Novější studie fluidních inkluzí a geochemických parametrů minerální asociace žilek a mandlí z Hončovy hůrky však ukázala, že se mateřská fluida vyznačovala nízkými teplotami (<50–170 °C), nízkou salinitou (0,4–3,7 hm. % NaCl ekv.), nízkými obsahy silných REE-komplexujících ligandů, hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ \sim -2/+14 ‰ SMOW, $\delta^{13}\text{C}$ \sim -0,5/-9 ‰ PDB a $\delta^{34}\text{S}$ blízkými 0 ‰ CDT. Iničiálními poměry $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ jsou zároveň karbonáty mnohem více radiogenní (0,7060–0,7068) než v případě hostitelských pikritů (0,7042–0,7046; Dolníček et al., 2010b). Proto zmínění autoři usuzují na externí původ zdrojových fluid, odvozený z míšení mořské vody s diagenetickými vodami, které byly produkovány při dehydrataci jílových minerálů v asociovaných flyšových sedimentech. Izotopové složení a REE signatury dále indikují interakci alespoň části fluid se sedimentárními karbonáty před vysrážením minerálů. Interakce fluid s hostitelským pikritem vedla k vyloužení některých prvků (Mg, Ni, S a částečně také REE), které se později zakomponovaly do struktury hydrotermálních fází na žilkách a v mandlích (Dol-

níček et al., 2010b). Hydrotermální alterace tedy silně ovlivnila také celkový chemismus pikritů na Hončově hůrce. S její intenzitou se obecně zvyšuje poměr $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ z 0,35 na 0,43, avšak celkové obsahy Mg a Fe se výrazně snižují (z 11,25 na 7,12 hm. % FeO; z 21 na 9,45 hm. % MgO). Naopak, karbonatizace a hydratace způsobují zvýšení Ca v hornině (z 8,87 na 12,39 hm. % CaO) a ztráty žíháním při chemické analýze (z 5,0 na 17,7 hm. %; Kudělásková, 1987; Dolníček et al., 2010b).

3. Metodika

Použitá metodika klasicky kombinuje část terénní a laboratorní. Reprezentativní vzorky porfyrických pikritů byly odebrány standardním způsobem při geologickém průzkumu a pečlivé terénní dokumentaci lokality Hončova hůrka a jejího okolí. Vybírány byly horniny relativně „čerstvé“, které makroskopicky nejevily silné postižení alterací, tj. horniny se zachovalými fenokrysty olivínu, kompaktní, pokud možno zcela bez mandlíček a hydrotermálních žilek.

Ze vzorků byly zhotoveny na Katedře geologie PřF UP v Olomouci zakryté a leštěné výbrusy, které byly následně studovány metodami klasické mikroskopie v procházejícím a odraženém světle pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX50. Výbrusy byly zdokumentovány fotograficky a byla provedena planimetrická analýza s použitím bodového integrátoru Eltinor 4. Na každém výbrusu bylo v závislosti na celkové ploše analyzováno přibližně 1700–2500 bodů. Zkratky minerálů v této práci jsou uvedeny dle doporučení Whitney a Evans (2010): Ab – albit, Amp – amfibol, Arg – aragonit, Bt – biotit, Cal – kalcit, Cpx – klinopyroxen, Chl – chlorit, Chr – chromit, Kfs – K-živec, Nph – nefelín, Mgt – magnetit, Ol – olivín, Py – pyrit, Spl – spinel, Srp – serpentín, Zeo – zeolit.

Katodoluminiscenční (CL) studium karbonátů v leštěných výbrusech bylo provedeno na Katedře geologie PřF UP v Olomouci metodou tzv. „studené“ katodoluminiscence za pomoci aparatury CITL Mk5-1 a následujících pracovních podmínek: akcelerační napětí 20 kV a proud paprsku přibližně 300 μ A.

Chemismus minerálů v grafitem napařených leštěných výbrusech byl stanoven pomocí elektronové mikrosondy Cameca Camebax SX-100 v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společného pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby v Brně (analytik Dr. P. Gadas). Bodová měření probíhala ve vlnově disperzním modu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μ m, proudu svazku 20 nA, načítací čas 10–20 sekund. Jako standardů bylo užito ($K\alpha$ linie): Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG.

Empirické vzorce minerálů byly přepočítány na následující počty kyslíků ve vzorcové jednotce: karbonáty (3), olivín a spinelidy (4), pyroxeny (6), amfiboly (23), biotit (22), chlorit a serpentinová skupina (14), živce (8), sodalit (24) a nefelín (4). Fe^{3+} bylo dopočteno podle stechiometrie, v případě spinelidů s pomocí normalizace na sumu 3 kationtů ve vzorci. Pyroxeny byly klasifikovány podle Morimota et al. (1988) a trojmocné železo bylo přepočteno podle Droopa (1987). Amfiboly byly vyhodnoceny podle klasifikace Leakeho et. al. (1997). Empirické vzorce amfibolů a trojmocné železo byly počítány metodou 13eCNK (23 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce, 13 kationtů bez Ca, Na, K; Shumacher, 1996).

Identifikace polymorfních modifikací CaCO_3 byla provedena s pomocí Ramanovy spektroskopie na Ústavu molekulární a translační medicíny lékařské fakulty Univerzity Palackého v Olomouci (analytik Dr. V. Mašek). Analýzy byly provedeny na konfokálním Ramanově mikroskopu CRM WITec Alpha300 R+ s nastavením: excitační vlnová délka 532 nm, výkon laserového paprsku dopadající na vzorek 25 mW, objektiv 50x/NA 0,8 a načítací doba spektra 1 minuta.

4. Výsledky

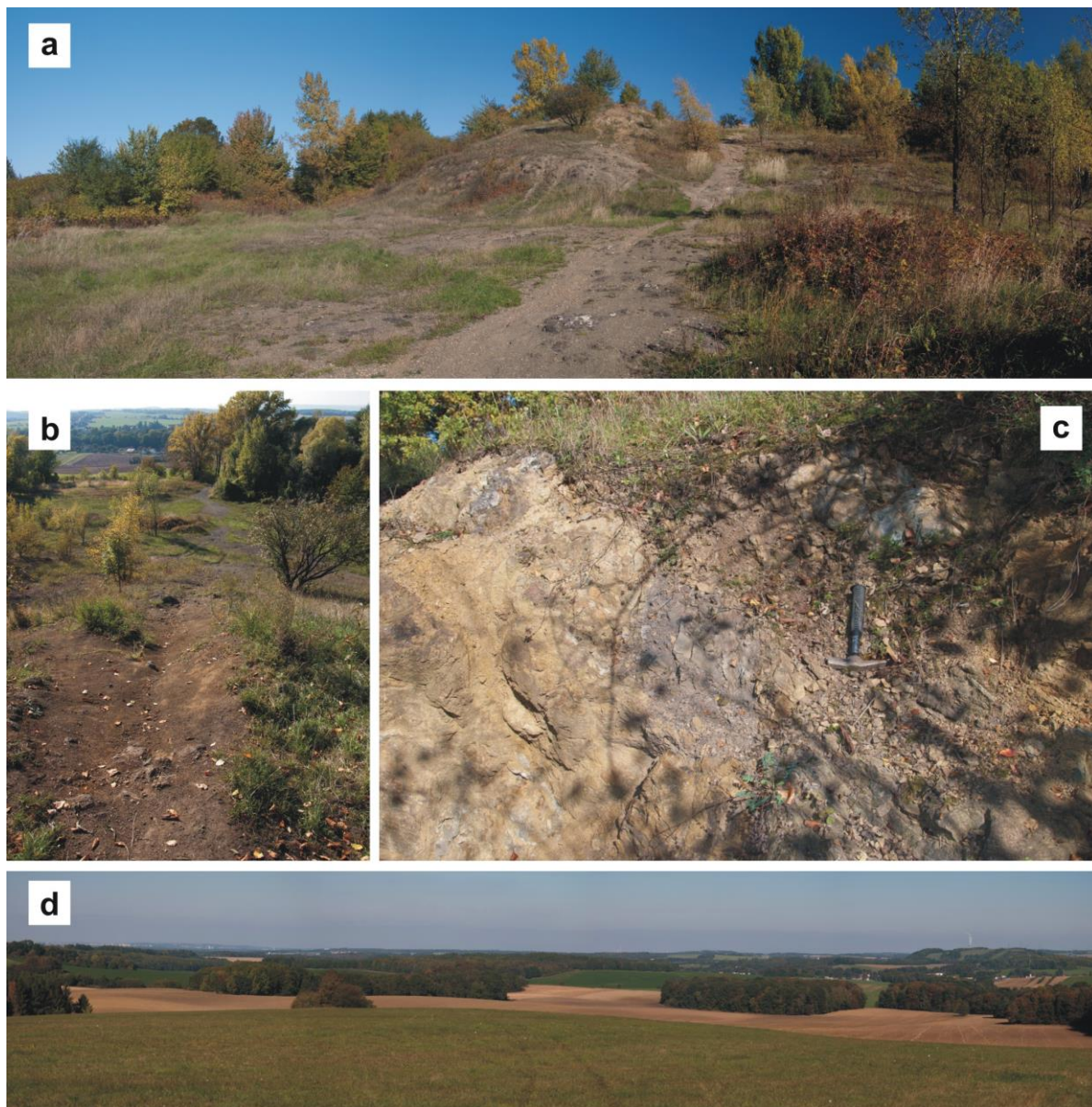
4.1. Terénní průzkum a makroskopická charakteristika vzorků

Hlavní etapa terénní rekognoskace lomu a jeho okolí proběhla v rozmezí let 2009 až 2013. V současné době jsou stále po obvodu lomu (na severní, jižní a zejména východní straně) odkryty nesouvislé zbytky pikritového tělesa v celkové délce přibližně 80 m. Svahy na lávových polštářích jsou pokryté detritem a zarůstají vegetací (obr. 4a, b). Šedé vápnnité rohovce byly zastiženy na kontaktu vyvřelin s jílovcí hradišťského souvrství v jv. části lomu (obr. 4c).

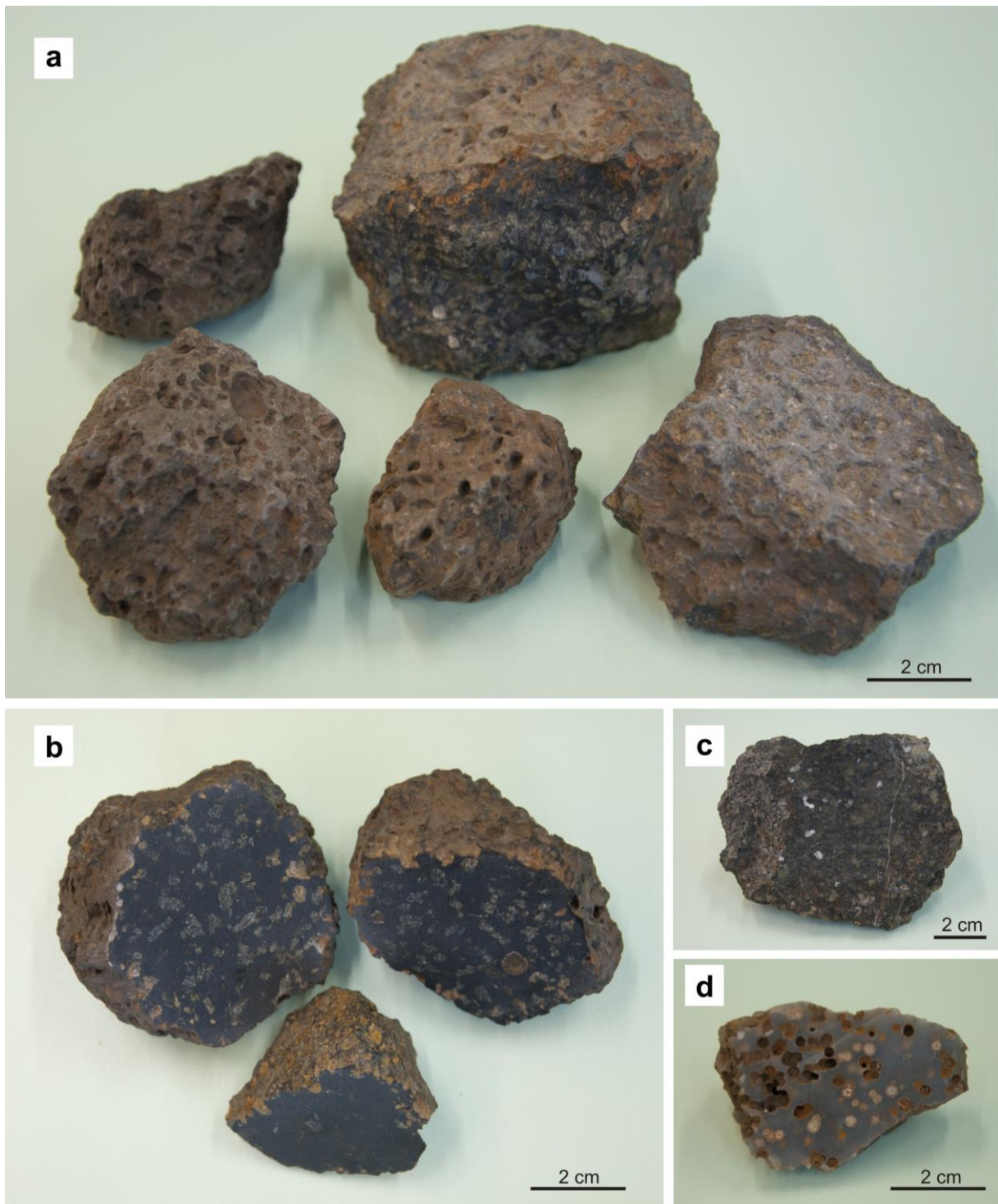
Pikrit z lomových stěn je silně hydrotermálně alterován, má mandlovcovou texturu a vyrostlice jsou zcela nahrazeny sekundárními minerály. Jemnozrnná základní hmota má makroskopicky černozeleňou barvu a je pronikána hydrotermálními žilkami s bílým až nažloutlým kalcitem (obr. 5c). U nejvíce alterovaných vzorků je základní hmota kompletně nahrazena chlority, karbonáty nebo chalcedonem. Silně chloritizované, makroskopicky zelené pikritové mandlovce s převážně karbonátovými mandličkami o průměru až 2 mm jsou odkryty v sv. a j. stěně lomu, kde sběratelé nerostů vyhloubili několik jam až pod úroveň sousední louky. Na poli za zmíněnou loukou asi 100 m jz. od Hončovy hůrky byly nalezeny úlomky („pecky“) zcela přeměněného pikritu s béžovým pórovitým povrchem, tvořené šedou chalcedonovou hmotou s mandličkami vyplněnými karbonáty a chlority (obr. 5d).

Relativně slabě alterované porfyrické pikrity byly získány povrchovým sběrem přímo v lomu na východní stěně (vzorek HH-8) nebo na polích za lomem mezi sedimenty hradišťského souvrství (úlomky hradišťského pískovců, šedých vápnnitých jílovců a vyvětralými valounky štramberských vápenců) v oblasti vzdálené přibližně 400–600 m sv. od Hončovy hůrky (obr. 4d; vzorky HH-1, HH-3, HH-5 a HH-6). Sem mohly být po svahu vyvečeny orbou, případně vyvětrávají z pokračování vyvřelinového tělesa v podloží. Tyto pikrity mají opět podobu houževnatých „pecek“ přibližně kulovitého nebo oválného tvaru o průměru 5–20 cm, avšak už při prvotním potězkání se od přeměněných typů tvořených chalcedonem liší zřetelně vyšší hustotou. Jejich povrch je nerovný, pokrytý četnými kavitami po vyvětralých fenokrystech tmavých minerálů a zvětrává do béžové barvy (obr. 5a). U některých vzorků jsou vyrostlice olivínu na

povrchu zachovány, ale zrna jsou zčásti vydrolená a většinou mění svou barvu vlivem druhotných přeměn ze zelené na žlutou až hnědou s rezavými povlaky limonitu. Po rozřezání jsou horniny mimořádně čerstvé a kompaktní. V černé jemnozrné až afanitické základní hmotě lze snadno makroskopicky rozlišit poměrně dobře zachované fenokrysty světle zeleného olivínu a vzácněji černého pyroxenu o velikosti až 1 cm (obr. 5b).



Obr. 4. (a) Pikritové těleso ve východní části starého lomu na Hončově hůrce; (b) pohled z vrcholku směrem na JZZ k přístupové cestě do lomu; (c) kontakt vyvřelin s jílovcí hradištského souvrství v jv. části lomu; (d) pohled od Hončovy hůrky na SV k polím s úlomky sedimentárních hornin hradištského souvrství a vzorky studovaných pikritů.



Obr. 5. (a) Studované vzorky relativně čerstvých, porfyrických pikritů odebrané v lomu a na polích sv. od Hončovy hůrky; (b) stejné horniny po rozřezání. Na řezných plochách jsou dobře patrné zelené vyrostlice olivínů obklopené černou, jemnozrnnou až celistvou základní hmotou (vlevo vzorek HH-1, vpravo HH-6 a dole HH-8); (c) silně alterovaný pikritový mandlovec odebraný z lomové stěny, protínaný hydrotermálními žilkami; (d) zcela alterovaný pikritový mandlovec se základní hmotou přeměněnou na šedý chalcedon. Mandličky jsou vyplněné převážně karbonáty a chloritem.

4.2. Petrologická charakteristika

Prostudováno bylo celkem 21 vzorků pikritů z Hončovy hůrky. Níže charakterizované karbonátové inkluze obsahovalo pouze pět z nich (vzorky HH-1, HH-3, HH-5, HH-6 a HH-8). Stručný popis vzorků z hlediska minerálního složení, stupně alterace a typů přítomných inkluzí uvádí tab. 1, výsledky planimetrické analýzy pak tab. 2. Ve všech případech se jedná o relativně čerstvé horniny (pikritové „pecky“), se zachovanými vyrostlicemi olivínu (makroskopický popis viz kapitola 4.1). Následná petrografická charakteristika se týká právě zmíněných pěti vzorků, ostatní horniny nebylo možné v důsledku silné alterace pro studium karbonátových inkluzí použít.

Tab. 1. Stručná charakteristika vzorků obsahující karbonátové inkluze.

Vzorek	Minerální složení	Relativní stupeň alterace	Inkluze
HH-1	fenokrysty: Ol základní hmota: Cpx + Mgt + Bt + Chl + Cal + Kfs + Nph + Srp ± Ab + Amp	středně silný: olivíny jsou silně alterovány podél trhlin až kompletně nahrazeny serpentinem. Základní hmota je místy postižena karbonatizací.	typ Ib typ IIb
HH-3	fenokrysty: Ol + Cpx základní hmota: Cpx + Mgt + Bt + Chl + Kfs ± Nph + Srp	střední: olivíny jsou vždy alterovány podél trhlin až částečně nahrazeny serpentinem. V základní hmotě se sporadicky vyskytují mandličky vyplněné chloritem a karbonáty.	typ Ib typ IIb typ III
HH-5	fenokrysty: Ol základní hmota: Cpx + Bt + Mgt + Chl + Kfs + Nph ± Ab miaroly: Cal + Arg	středně slabá: olivíny jsou většinou alterované podél trhlin. Základní hmota je pronikána hydrotermální žilkou a sporadicky uzavírá mandličky vyplněné karbonáty.	typ Ia, Ib typ IIa, IIb typ III
HH-6	fenokrysty: Ol základní hmota: Cpx + Mgt + Bt + Chl + Kfs + Nph ± Ab + Srp	střední: olivíny jsou vždy alterovány podél trhlin až částečně nahrazeny serpentinem.	typ Ib typ IIb typ III
HH-8	fenokrysty: Ol základní hmota: Cpx + Bt + Mgt ± Chl + Kfs + Nph miaroly: Cal + Arg	velmi slabá: fenokrysty olivínu jsou většinou nealterované nebo pouze nepatrně alterované podél trhlin. Základní hmota uzavírá miaroly s karbonáty.	typ Ia typ IIa typ III

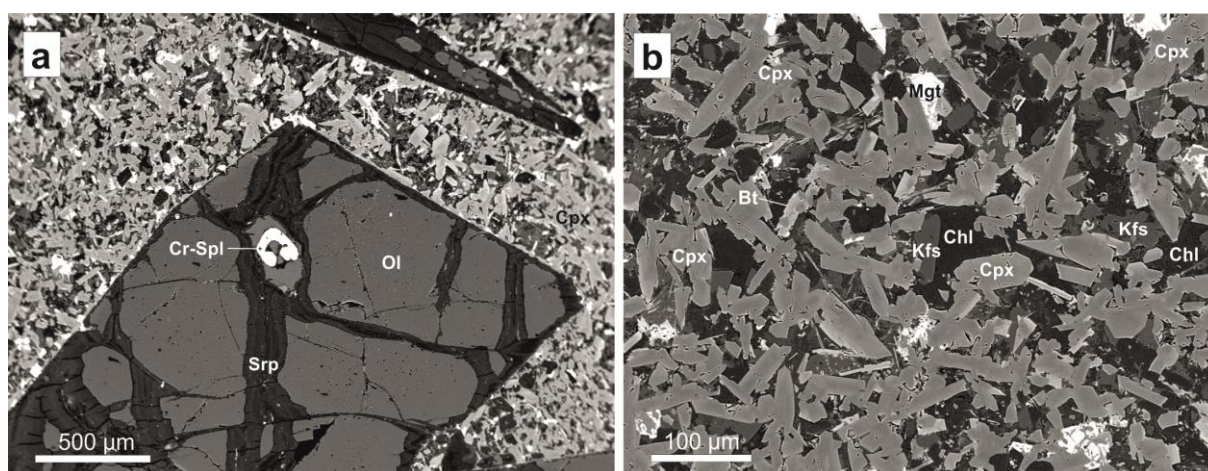
Tab. 2. Modální složení (mod. %) studovaných porfyrických pikritů.

Vzorek / minerál	HH-1	HH-3	HH-5	HH-6	HH-8	
fenokrysty	olivín	34,2	29,9	32,9	25,4	27,4
	pyroxen	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0
základní hmota	pyroxen	49,8	48,8	44,4	56,4	55,6
	biotit	4,0	5,0	9,2	5,4	5,7
	opakní fáze	6,7	6,0	7,5	7,8	6,2
	ostatní*	5,3	7,0	6,0	5,0	5,1

* převážně jemnozrnná až celistvá hmota, tvořená chloritem, serpentinem, K-živcem, albitem nebo nefelínem, případně kalcitem (HH-1)

4.2.1. Petrografie pikritů

Studované porfyrické pikrity z Hončovy hůrky jsou tvořené vyrostlicemi zeleného olivínu (25–34 mod. %), vzácněji černohnědého klinopyroxenu (0–3 mod. %), uzavřenými v černé, jemnozrné základní hmotě (66–75 mod. %; viz tab. 2; obr. 6a, b). Olivín je přítomen v podobě automorfně omezených krystalů převážně tlustě tabulkovitěho nebo krátce sloupcovitého habitu o velikosti až 12 mm ve směru protažení podle osy c. Vzácněji jsou přítomna i izometrická zrna. Jedna vyrostlice vykazovala kostrovitý vývin a uzavírala v průměru 900 μm velké hnízdo základní hmoty kapkovitého tvaru. Porfyrické vyrostlice olivínu jsou nejčastěji omezeny plochami rombického prizmatu $\{110\}$, $\{021\}$ nebo pinakoidu $\{010\}$, $\{001\}$. Někdy tvoří srostlice podle plochy (110) . Ve výbrusu je olivín bezbarvý a má mírně drsný povrch. V XPL jeví střední dvojlom a rovnoběžné zhášení vůči hranám paralelním s protažením nebo štěpným trhlinám. Štěpnost podle (010) je zřetelná pouze u některých zrn, u jiných zcela chybí. Z hlediska chemismu je studovaný olivín poměrně homogenní (viz příloha 1). Obsahy forsteritové komponenty kolísají v úzkém rozmezí 85,9 až 86,8 mol. %, na fayalit tedy připadá nejvýše ~ 14 mol. %. Další komponenty jsou zastoupeny zanedbatelně: $(\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Zn}) \leq 0,012$ apfu. Nízké jsou také obsahy TiO_2 (0,00–0,03 hm. %), Cr_2O_3 (0,01–0,09 hm. %) a NiO (0,19–0,23 hm. %; obr. 7a).



Obr. 6. (a) Automorfní vyrostlice olivínu postižená serpentinizací na okrajích a po trhlinách, uložená v jemnozrné základní hmotě (fotografie v BSE; vzorek HH-6); (b) detail jemnozrné základní hmoty pikritu (fotografie v BSE; vzorek HH-6; upraveno podle Buriánka et al., 2013).

Některé vyrostlice olivínu jsou od okrajů v různém rozsahu postiženy magmatickou korozi. Přibližně u jedné třetiny zrn ve výbrusech lze pozorovat mělké zálivy základní hmoty. Hlubší záliv s trubkovitým hrdlem byl zaznamenán pouze v jednom případě. Olivín ve vzorcích podléhá v různém rozsahu také sekundárním přeměnám, jmenovitě serpentinizaci. Ta se u zachovalejších fenokrystů projevuje pouze jako slabá přeměna na okraji zrna a podél trhlin (obr. 6a). Ve více alterovaných vzorcích lze pozorovat částečné pseudomorfózy minerálů serpentinové skupiny po olivínu. Někdy je olivín přeměněn úplně a na jeho dřívější přítomnost lze usuzovat pouze z tvaru pseudomorfóz. Serpentin je přítomen jednak ve formě světle žlutozelených lupenitých agregátů bez pleochroismu a s nízkým dvojlomem, jež často lemují okraje zrn olivínu, jednak tvoří drobně šupinkaté až skrytě krystalické agregáty slabě sivě zelené barvy. Chemické složení analyzovaného serpentinu ukazuje na mírný deficit kationtů v oktaedrické pozici a vyšší obsahy křemíku: $(\text{Mg}_{4,36}\text{Fe}_{0,91}\text{Ca}_{0,01}\text{Al}^{3+}_{0,01})_{5,29}[(\text{OH})_8|\text{Si}_{4,34}\text{O}_{10}]$ (viz analýza 40, příloha 5). Středem serpentinizovaných trhlin často pronikají z okrajů zrn olivínu „žilky“ jiného typu serpentinu, který je v BSE relativně světlejší a v PPL jeví pleochroismus v rozsahu barev modrozelené až sivě zelené $(\text{Mg}_{4,17}\text{Fe}_{0,65}\text{Ca}_{0,01}\text{Al}^{3+}_{0,33})_{5,16}[(\text{OH})_8|\text{Si}_{4,39}\text{O}_{10}]$ (viz analýza 56, příloha 5). V serpentinizovaných partiích se dále objevují opakní jehlice, vláskovité agregáty či shluky nepravidelných zrn opticky blíže neidentifikovatelných Fe- a Ti-fází a práškový magnetit. Serpentin přítomný na trhlínách je také někdy doprovázen tenkými žilkami karbonátů, které se podařilo rozlišit pouze díky silné oranžové luminiscenci v CL (vzorky HH-1, HH-3 a HH-5).

Porfyrické vyrostlice klinopyroxenu jsou poměrně vzácné a byly zastiženy pouze ve vzorku HH-3. Ve směru protažení dosahují nanejvýš 6 mm a jsou omezeny automorfně nebo hypautomorfně. Pyroxen odpovídá svým chemickým složením diopsidu $(\text{Di}_{81-90}\text{Hd}_{7-14}\text{Jh}_{0-1}\text{Jd}+\text{Ae}_{2-5})$ s nevýraznou chemickou zonálností (obr. 7b a 12; příloha 2). Střed vyrostlic vykazuje mírně zvýšené obsahy Si a Mg. V PPL má světle hnědou barvu a je bez pleochroismu. Okraj je naopak bohatší Fe, Ti a Ca, což se v PPL projevuje slabým pleochroismem v rozsahu barev růžovohnědá až béžová a v BSE relativně světlejší barvou (obr. 12). V XPL lze u vyrostlic pyroxenu pozorovat nízký až střední dvojlom.

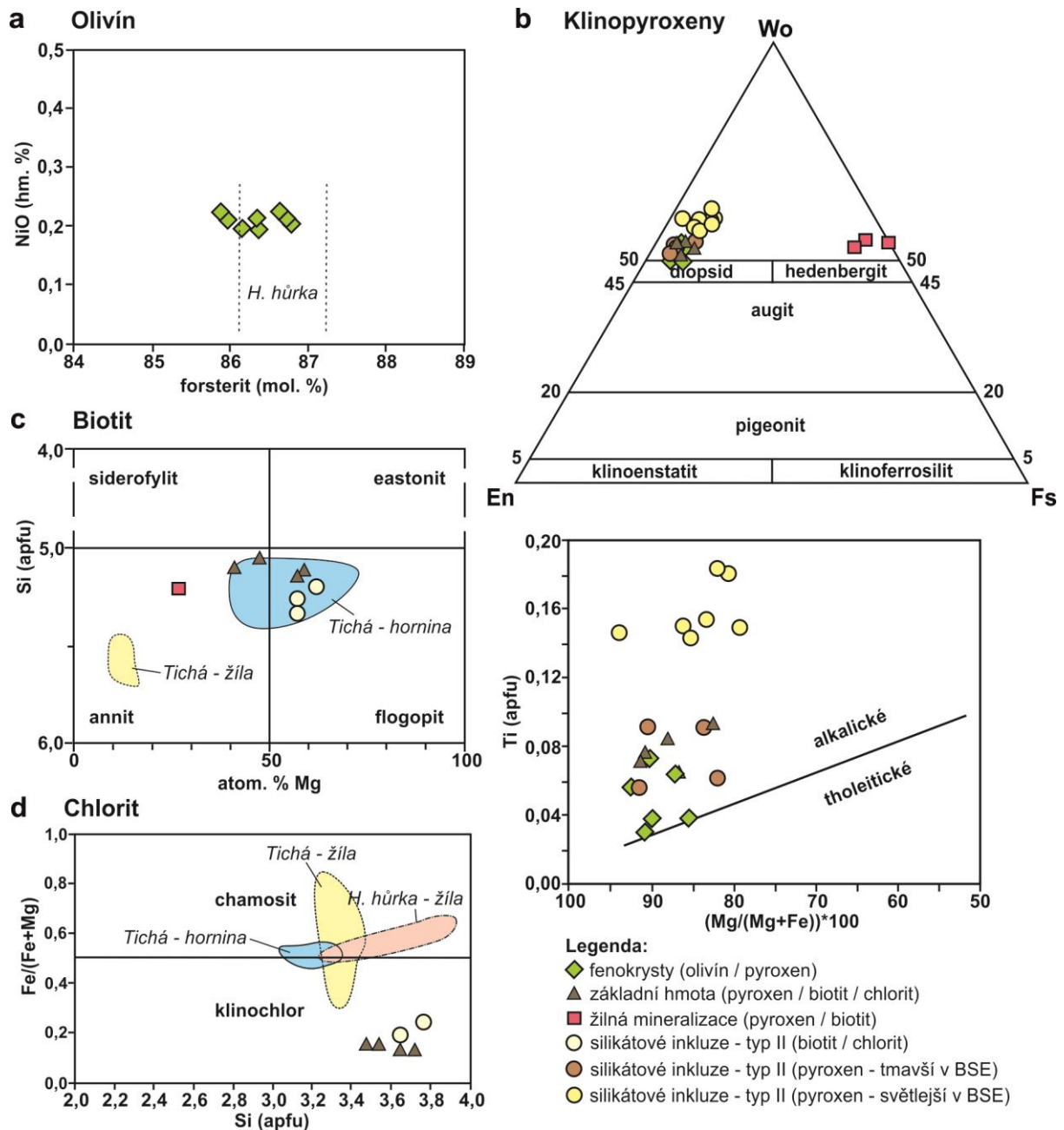
Základní hmota horniny je převážně velmi jemnozrnná až jemnozrnná, tvořená především hypautomorfně omezenými zrny klinopyroxenu (44–56 mod. %; tab. 2) krátce sloupcovitého habitu, jejichž délka se pohybuje nejčastěji v rozmezí 50–150 μm (obr. 6b). Výjimečně se vyskytují i zrna o velikosti až 250 μm , jež bývají často pseudomorfována chloritem nebo naopak, velmi drobná zrna pyroxenu (do 10 μm), která se koncentrují okolo fenokrystů olivínu. Sloupce mají světle růžovohnědou barvu, jsou bez pleochroismu a v XPL vykazují nízký až střední dvojlom. Klinopyroxen v základní hmotě odpovídá podobně jako vyrostlice diopsidu ($\text{Di}_{79-89}\text{Hd}_{8-16}\text{Jh}_{0-1}\text{Jd}+\text{Ae}_{2-4}$; obr. 7b; příloha 2). Ojedinele narůstá na sloupce pyroxenu hnědý amfibol se silným pleochroismem v rozsahu žlutohnědá x tmavě hnědá (vzorek HH-1; pozn. nebyl zastížen při planimetrické analýze). Z chemického hlediska se jedná o ferrokaersutit ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 0,49$; $\text{Si} = 5,88$ apfu). Oba jmenované inosilikáty mají zvýšené obsahy titanu. Diopsid obsahuje až 3,27 a ferrokaersutit 4,66 hm. % TiO_2 . V menší míře jsou v matrix zastoupeny také další Ti-bohaté fáze, a to biotit a magnetit. Biotit tvoří v základní hmotě přibližně 10–120 μm velké hypautomorfně omezené lístečky, které někdy narůstají na zrna diopsidu (4–9 mod. %; tab. 2). Tyto lístečky jsou silně pleochroické v rozmezí barev světle hnědá až oranžově hnědá a jeví střední dvojlom. Biotit lze klasifikovat jako annit nebo flogopit ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 0,41-0,59$; $\text{Si} = 5,06-5,15$ apfu; $\text{TiO}_2 =$ až 7,29 hm. %; obr. 6b a 7c; příloha 4). Zrna titanem bohatého magnetitu ($\text{Ti} = 0,45-0,46$ apfu; obr. 8a; příloha 7) jsou opakní, izometrická nebo nepravidelná o velikosti až 100 μm (6–8 mod. %; tab. 2). Magnetit bývá sekundárně postižen limonitizací. Velmi zřídka jsou přítomna také izometrická zrna limonitizovaného pyritu, který vznikl pravděpodobně přeměnou magnetitu. Mezery mezi zrny pyroxenu, biotitu a magnetitu vyplňuje převážně velmi jemnozrnná až celistvá hmota, tvořená drobnými lupeny chloritu, který chemicky odpovídá klinochloru ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0,13-0,15$; $\text{Si} = 3,47-3,71$ apfu; obr. 7d; příloha 5), hypautomorfními tlustými tabulkami nebo xenomorfními zrny K-živce ($\text{Or}_{93-95}\text{Ab}_{5-6}\text{An}_{0-1}$; obr. 6b; příloha 6), výjimečně albitem a xenomorfními zrny nefelínu s nízkým dvojlomem. Tato hmota byla původně pravděpodobně vulkanickým sklem, to však bylo zastíženo pouze ve vzorku HH-5. Z hlediska přítomnosti skla lze tedy základní hmotu považovat za holokrystalickou až hemikrystalickou, jelikož v afanitických, opticky izotropních partiích základní hmoty

nelze vzácnou přítomnost skla zcela vyloučit. Ve vzorku HH-1 byly v základní hmotě pozorovány také xenomorfně omezená zrna téměř čistého kalcitu ($\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}) = 0,99$; obr. 8d; příloha 8) se zvýšenými obsahy stroncia (až 1,78 hm. % SrO). Tento kalcit má v CL velmi silnou oranžovou luminiscenci (obr. 9a).

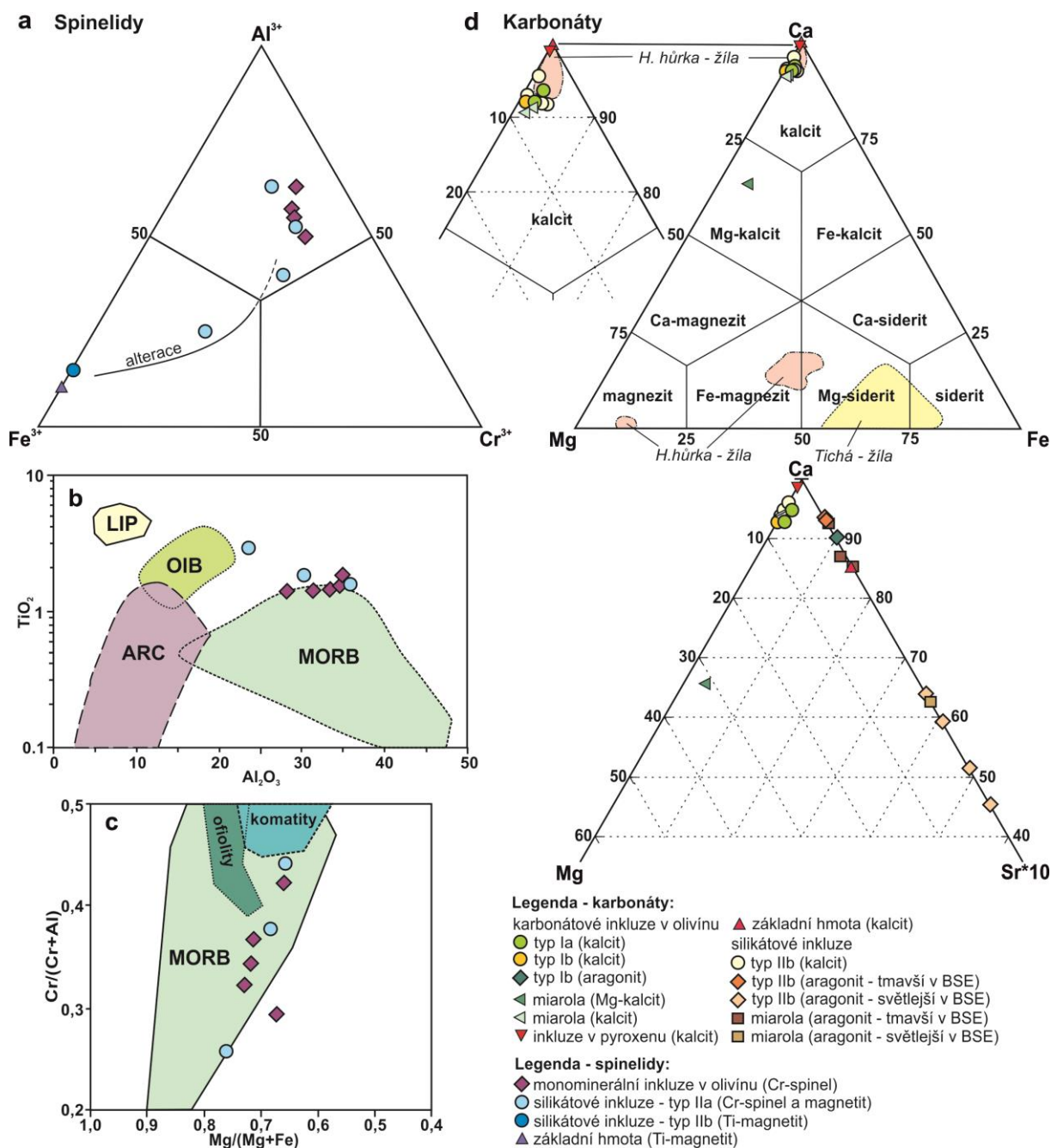
Ve vzorku HH-5 jsou v základní hmotě sporadicky přítomny hydrotermální žilky a mandličky o průměru až 5 mm. Mandličky jsou vyplněné nejčastěji sekundárním kalcitem, který tvoří izometrická nebo nepravidelná zrna dosahující velikosti až 250 μm . Kalcit vykazuje v CL výraznou růstovou zonálnost, projevující se střídáním zón se středně silnou a velmi silnou oranžovou luminiscencí. Nejvyšší intenzitu luminiscence má nejmladší kalcit ve středu mandličky (obr. 9b). Na okrajích některých mandlí se lze setkat s radiálně paprscitými agregáty chloritu, které v XPL vykazují anomální šedozelené interferenční barvy a agregátní zhášení. V okolí mandlí se vyskytují hypautomorfní lišty biotitu dvojího typu, které často jeví výrazné radiální uspořádání. První typ představuje hnědý biotit se silným pleochroismem od světle oranžově hnědé (ve směru předozadním) do tmavě hnědé barvy (ve směru pravolevém). Tento biotit tvoří lišty až 800 μm dlouhé a odpovídá svým chemismem Ti-bohatému annitu ze základní hmoty. Druhým typem je zelený biotit, který je pleochroický v rozmezí žlutozelené až temně zelené barvy. Jeho zrna dosahují rozměrů v řádech od několika μm do cca 200 μm a někdy tvoří také nárůsty na hnědém biotitu. Jedná se o železem bohatý annit s nižším obsahem Ti ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 0,27$; Si = 5,22; Ti = 0,38 apfu; obr. 7c; příloha 4). Prostory v základní hmotě mezi lištami biotitu v okolí mandlí pak vyplňuje mikrokrytalický klinochlor ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0,14$; Si = 3,47; obr. 7d). Chemicky i opticky stejné annity krystalují také na okrajích hydrotermálních žilek společně s Fe-bohatým, v BSE světle šedým vápenatým klinopyroxenem o složení hedenbergitu ($\text{Di}_{1-13}\text{Hd}_{73-81}\text{Jh}_{3-5}\text{Jd}+\text{Ae}_{11-14}$; příloha 4), který často obrůstá starší diopsid (v BSE tmavěji šedý). Výplň hydrotermální žilky ve studovaných vzorcích tvoří dále kalcit se silnou oranžovou luminiscencí v CL, nefelín a K-živec ($\text{Or}_{93-95}\text{Ab}_{5-6}\text{An}_{0-1}$; příloha 6). Porfyrické vyrostlice a základní hmota v okolí mandlíček a žilek jsou vždy silně postiženy hydrotermálními přeměnami (chloritizace, serpentinizace).

4.2.2. *Miaroly*

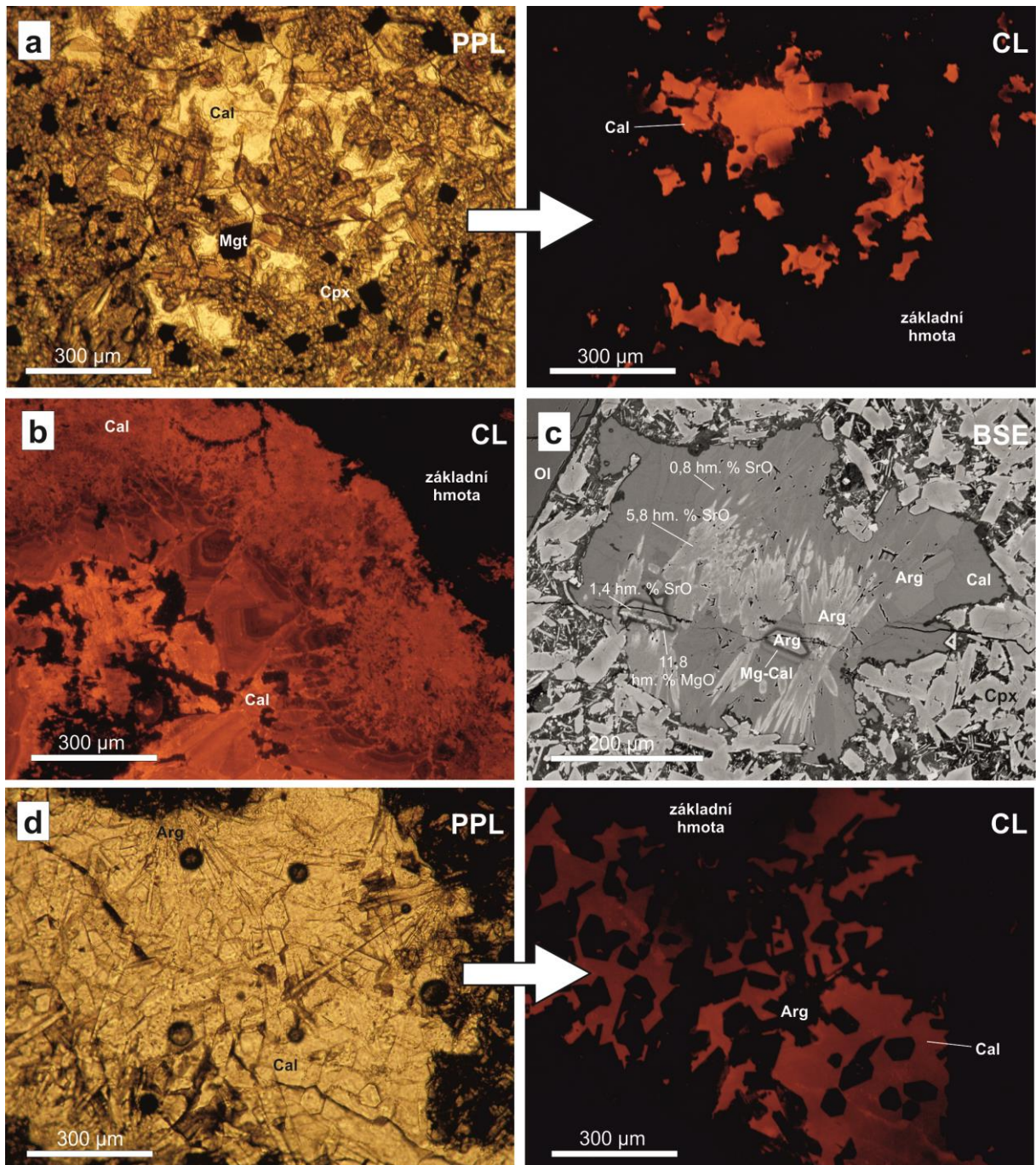
Základní hmota nejméně alterovaného vzorku HH-8 obsahuje 200–1100 μm velké miaroly. Od mandlíček nalezených ve vzorku HH-5 se na první pohled odlišují nejen svým nepravidelným tvarem a minerální výplní (viz dále), ale také tím, že vyrostlice ani základní hmota v jejich okolí nejsou dotčeny hydrotermální alterací. Miaroly jsou vyplněny xenomorfně omezenými, izometrickými zrny kalcitu a automorfními až hypautomorfními prizmatickými krystaly aragonitu. Kalcit se vyznačuje mírně zvýšenými obsahy hořčíku a nízkými obsahy stroncia ($(\text{Ca}_{0,91}\text{Mg}_{0,06}\text{Fe}_{0,02})_{0,99}\text{CO}_3$; $\text{SrO} < 0,05$ hm. %; obr. 8d; příloha 8). V CL jeví silnou oranžovou luminiscenci a difúzní růstovou zonálnost. Sloupce aragonitu jsou v CL bez luminiscence v důsledku absence aktivátorů (obr. 9d). Aragonit může v některých miarolách tvořit až tři generace, které se výrazně liší obsahy Sr (0,83–5,77 hm. % SrO; obr. 8d). Nejstarší automorfní krystal aragonitu je výjimečně obrůstán Mg-kalcitem ($(\text{Ca}_{0,59}\text{Mg}_{0,28}\text{Fe}_{0,06}\text{Mn}_{0,04})_{0,97}\text{CO}_3$; $\text{SrO} = 0,27$ wt. %; příloha 8) s velmi silnou oranžovou luminiscencí a společně poskytují krystalizační centrum pro dvě mladší generace hypautomorfně omezených sloupců aragonitu (obr. 9c).



Obr. 7. Chemické složení studovaných olivínů, pyroxenů, biotitu a chloritu: (a) diagram NiO vs. obsah forsteritové komponenty v olivínech. Přerušované linie naznačují rozmezí obsahů forsteritové komponenty v olivínech z Hončovy hůrky podle Kuděláskové et al. (1993); (b) klasifikační diagram pro Ca-Mg-Fe klinopyroxeny (nahore) podle Morimota et al. (1988) a diagram $(Mg/(Mg+Fe)) \cdot 100$ vs. Ti pro klinopyroxeny (dole); klasifikační diagramy pro: (c) biotity dle Riedera et al. (1998) a (d) chlority podle Baylisse (1975). Vyznačená pole znázorňují chemické složení biotitu nebo chloritu z horniny (modré pole ohraničené plnou čarou) nebo hydrotermální žilné mineralizace (žluté pole ohraničené čárkovaně) z těšínitů z lokality Tichá (Dolníček et al., 2010a) a hydrotermální mineralizace z pikritů z Hončovy hůrky (růžové pole ohraničené čerchovanou čarou; Dolníček et al., 2010b).



Obr. 8. Chemické složení studovaných spinelidů a karbonátů: (a) trojúhelníkový diagram Fe^{3+} -Cr-Al pro spinelidy; (b) Al_2O_3 vs. TiO_2 diagram s diskriminačními poli pro spinelidy z bazaltů středooceánských hřbetů (MORB), oceánských ostrovů (OIB), velké magmatické provincie (LIP) a ostrovních oblouků (ARC) podle Kamenetskyho et al. (2001); (c) diagram $Cr/(Cr+Al)$ vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ s poli podle Barnese a Roedera (2001); (d) ternární diagramy Ca-Mg-Fe a Ca-Mg-Sr*10 pro kalcit a aragonit s poli znázorňujícími chemické složení karbonátů z hydrotermální žilné mineralizace z těšinitů na lokalitě Tichá (žluté pole ohraničené čárkovaně; Dolníček et al., 2010a) a pikritů z Hončovy hůrky (růžové pole ohraničené čerchovanou čárou; Dolníček et al., 2010b).



Obr. 9. Karbonáty v základní hmotě pikritů, mandličkách a miarolách: (a) xenomorfní zrna sekundárního kalcitu v základní hmotě s velmi silnou oranžovou luminiscencí v CL (vzorek HH-1; fotografie vlevo v PPL, vpravo v CL); (b) sekundární kalcit s výraznou růstovou zonálností a silnou oranžovou luminiscencí v CL tvořící výplň mandličky (vzorek HH-5); (c) miarola s automorfním aragonitem lemovaným Mg-kalcitem. Oba minerály společně poskytují krystalizační centrum pro dvě mladší generace hypautomorfně omezených sloupců aragonitu, zbytek miaroly vyplňuje kalcit (vzorek HH-8; fotografie v BSE, autor Dr. P. Gadas); (d) miarola nepravidelného tvaru obsahující xenomorfní kalcit se silnou oranžovou luminiscencí a difúzní růstovou zonálností v CL a automorfně omezené krystaly aragonitu bez luminiscence (vzorek HH-8; fotografie vlevo v PPL, vpravo v CL).

4.2.3. Minerální inkluze ve fenokrystech olivínu

Olivín uzavírá četné monominerální inkluze izometrických zrn chromového spinelu ($Al = 0,98-1,19$; $Fe^{3+} = 0,22-0,30$; $Cr = 0,50-0,72$ apfu; obr. 8a; příloha 7) o velikosti až 80 μm , které svým chemismem odpovídají spinelidům z bazaltů oceánských hřebetů (MORB; obr. 8b, c).

Mimo inkluzí chromového spinelu, které se běžně vyskytují v olivínech z různých typů bazických a ultrabazických hornin, uzavírá olivín z pikritů od Hončovy hůrky také velmi neobvyklé polyminerální inkluze oválného až kulatého tvaru o průměru 0,1–2,5 mm. Ve vybraných vzorcích jsou tyto inkluze přítomny cca ve třetině zrn studovaných olivínů, přičemž každá vyrostlice jich může uzavírat až deset (nejčastěji však pouze jednu nebo dvě). Výplň polyminerálních inkluzí tvoří převážně karbonáty, silikáty nebo spinelidy. Na základě strukturních a texturních charakteristik, minerálního složení a vztahu inkluzí k postižení hostitelského olivínu alterací byly vyčleněny tři základní typy: karbonátové, převážně silikátové a smíšené karbonátovo-silikátové inkluze.

4.2.3.1. Typ I – karbonátové inkluze

Karbonátové inkluze typu I obsahují pouze kalcit (typ Ia) nebo kalcit a aragonit (typ Ib). Typ Ia je uzavírán výhradně v relativně čerstvých vyrostlicích olivínu nepostižených magmatickou korozí (vzorek HH-8 a vzácněji HH-5). Tyto inkluze mají obvykle perfektně oválný tvar a jsou propojeny s okrajem olivínu nanejvýš několika málo drobnými mikrotrhlinami bez významných známek serpentinizace (obr. 10a a 11a). Obsah inkluzí typu Ia tvoří převážně jemnozrnný karbonát, který svým složením odpovídá kalcitu ($Ca/(Ca+Mg+Fe) = 0,92-0,96$) s velmi nízkým obsahem stroncia ($SrO < 0,1$ hm. %; příloha 9). Zrna kalcitu dosahují velikosti až 100 μm , mají izometrický tvar a xenomorfní omezení. Zháší převážně jednotně, undulózní zhášení vykazuje cca 40 % zrn. Dvojčatné lamely nejsou v XPL zřetelné. Při pozorování v CL je kalcit neaktivní a inkluze se jeví homogenně, bez jakýchkoliv náznaků pronikání žilek mladšího kalcitu (obr. 10a).

Karbonátové inkluze typu Ib jsou uzavírány ve slabě až středně silně alterovaných olivínech (vzorky HH-1, HH-3, HH-5 a HH-6). Ve vyrostlici bývají situovány na

serpentinizovaných trhlinách, které klikatě probíhají až k okraji zrna a modrozelený serpentín tvoří také tenký lem okolo uzavřeniny. Minerální výplň inkluzí typu Ib tvoří izometrická, xenomorfní zrna kalcitu často prorůstající s automorfně omezenými, prizmatickými krystaly aragonitu ($SrO = 1,79$ hm. %; příloha 10). Kalcit se vyznačuje podobným chemickým složením a optickými vlastnostmi jako v případě inkluzí typu Ia ($Ca/(Ca+Mg+Fe) = 0,92$; $SrO = 0,05$ hm. %; obr. 9d; příloha 9), ale podstatně se liší v CL, kde vykazuje slabou oranžovou luminiscenci. Trhliny v kalcitu navíc vyplňují tenké žilky mladšího kalcitu se silnou oranžovou luminiscencí, které pronikají po serpentinizovaných trhlinách do inkluze. Sloupcovité krystaly aragonitu jsou v CL neaktivní (obr. 10b).

4.2.3.2. Typ II – převážně silikátové inkluze

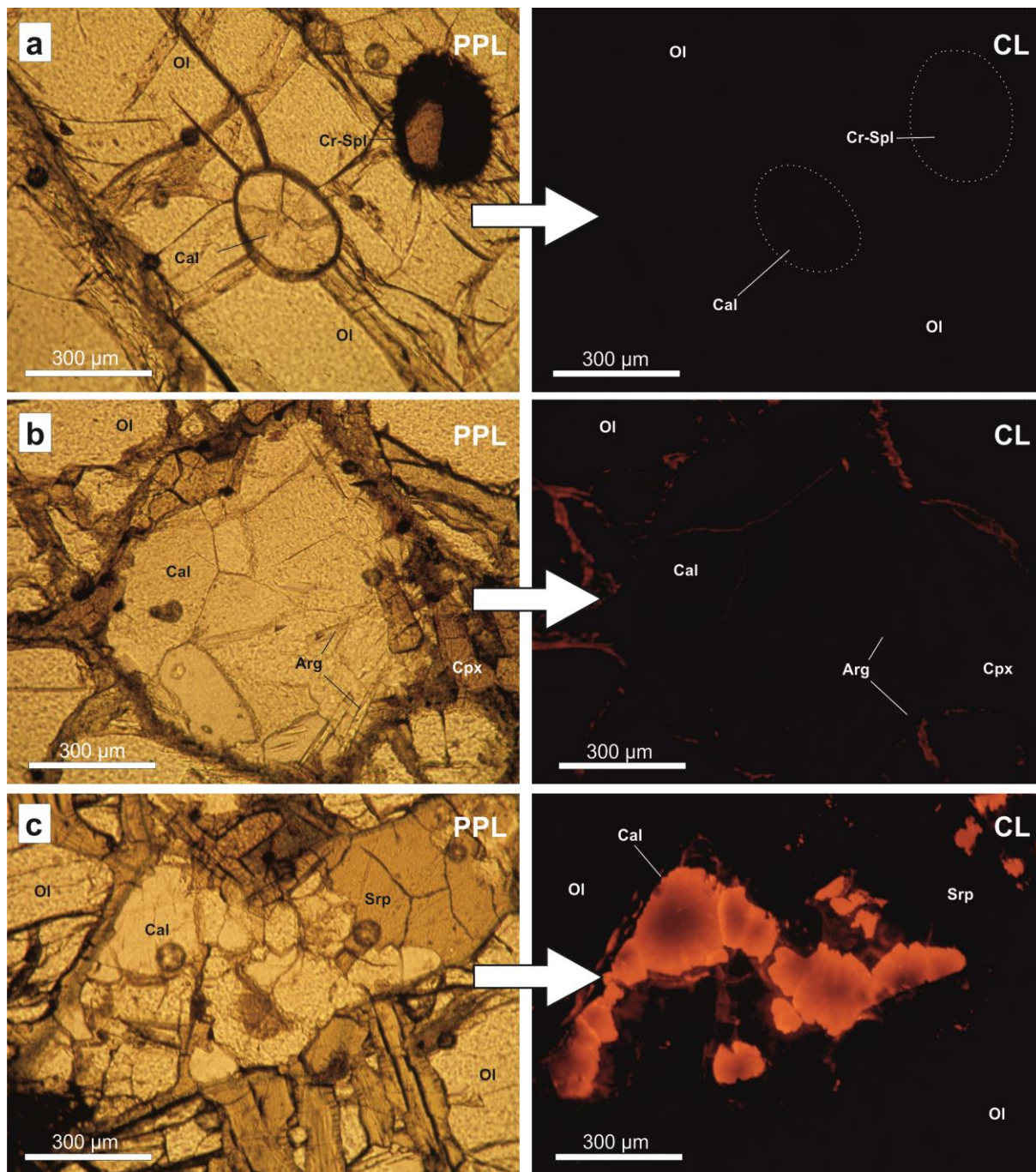
Minerální výplň inkluzí typu II tvoří zejména silikáty, avšak někdy jsou přítomny též spinelidy, karbonáty a sulfidy. K typu IIa byly zařazeny dokonale oválné inkluze uzavřené v olivínech, které jsou nanejvýš slabě postižené serpentinizací podél trhlin (vzorky HH-5 a HH-8). Tyto inkluze obsahují až 150 μm velká izometrická, automorfní zrna chromového spinelu a Cr-bohatého magnetitu ($Cr = 0,43\text{--}0,67$; obr. 10a a 11a; příloha 7), hypautomorfně omezené lístečky biotitu o složení flogopitu ($Mg/(Mg+Fe) = 0,57\text{--}0,62$; $Si = 5,20\text{--}5,34$ apfu; $Ti = 0,64\text{--}0,76$ apfu; obr. 7c a 11b; příloha 4) s podobnými optickými vlastnostmi, jako flogopit v základní hmotě a sloupce světle hnědého diopsidu ($Di_{75\text{--}89}Hd_{6\text{--}20}Jh_{0\text{--}1}Jd+Ae_{2\text{--}7}$; obr. 7b a 11a, b; příloha 3). Až 400 μm dlouhé sloupce diopsidu jsou pleochroické v rozmezí barev růžovohnědá – světle hnědá a vykazují typickou sektorovou zonálnost v podobě přesýpátkové struktury. Prizmatické sektory jsou obohaceny o Ti, Al a Fe^{3+} a jeví se v obraze BSE relativně světlejší oproti sektorům pyramidálním, které naopak vykazují vyšší obsahy Si a Mg. Inkluze typu IIa mohou výjimečně obsahovat také malé množství chloritu.

Jestliže je hostitelský olivín silněji alterován, původní minerální asociace inkluze je v závislosti na intenzitě přeměny částečně nebo zcela nahrazena minerály serpentínové skupiny, Ti-bohatým magnetitem ($Ti = 0,41$ apfu; obr. 8a; příloha 7), chloritem ($Fe/(Fe+Mg) = 0,19\text{--}0,24$; $Si = 3,64\text{--}3,76$; obr. 7d; příloha 5), K-živcem ($Or_{89}Ab_{11}An_{00}$), nefelínem, sodalitem (příloha 6), kalcitem nebo pyritem. Nefelín a

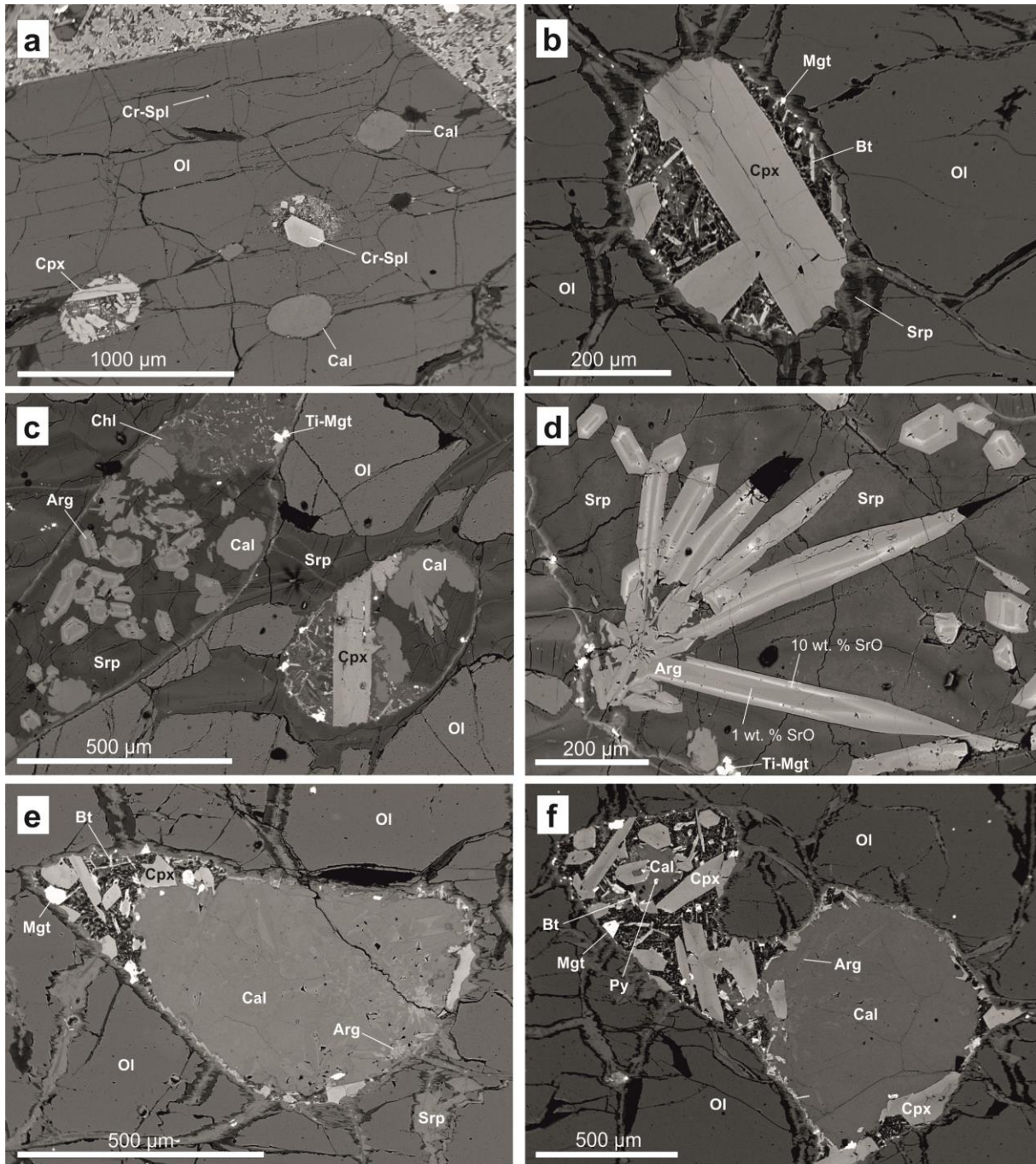
sodalit jsou podobně jako serpentin kationtově deficitní a vyznačují se zvýšenými obsahy Si. Tyto inkluze se vyskytují ve vzorcích HH-1, HH-3, HH-5 a HH-6 a byly označeny jako typ IIb. Uzavřeniny typu IIb v nejméně přeměněných olivínech jsou lemované serpentinem a mají často nepravidelný tvar. Na jejich výplni se podílejí pouze minerály serpentinové skupiny, chlorit a kalcit (obr. 11c), který jeví při pozorování v CL silnou oranžovou luminiscenci a difúzní růstovou zonálností bez ostře ohraničených zón. Někdy je tento kalcit obrůstán mladší generací se slabou oranžovou luminiscencí (obr. 10c). V některých uzavřeninách typu IIb byl přítomen také aragonit, práškový magnetit a blíže neidentifikované Fe-Ni-sulfidy. Aragonit tvoří dlouze sloupcovité či jehlicovité krystaly s automorfním omezením o délce až 0,6 mm, které jsou často radiálně paprskovitě uspořádány (obr. 11d). Příčné průřezy mají tvar nepravidelného šestiúhelníku, omezeného plochami romboického prizmatu $\{110\}$ a ortopinakoidu $\{100\}$. Analyzovaný aragonit obsahuje 1,1–10,1 apfu Sr (resp. 0,74–10,07 hm. % SrO; obr. 8d; příloha 10). Stroncium se v některých krystalech více koncentruje v tenké zóně mezi středem a okrajem (obr. 11d), zatímco jiná individua aragonitu se jeví v obraze BSE jako kompozičně homogenní. Železo, hořčík a mangan jsou ve struktuře minerálu zastoupeny pouze nepatrně (méně než 0,1 hm. %).

4.2.3.3. Typ III – směsné karbonátovo-silikátové inkluze

Inkluze typu III byly definovány pouze na základě strukturních a texturních charakteristik. Vyskytují se v relativně čerstvých nebo slabě alterovaných olivínech ve vzorcích HH-3, HH-5, HH-6 a HH-8. Tyto uzavřeniny mají eliptický tvar nebo je tvoří dva samostatné oválné útvary spojené úzkým krčkem (obr. 11e, f). Charakteristickým rysem pro ně je striktní rozdělení na část karbonátovou a převážně silikátovou, které složením odpovídají inkluzím typu I a II. Objemové zastoupení obou částí je různé. V inkluzích eliptického tvaru bývá často okrouhlý karbonátový agregát obklopen převažující silikátovou základní hmotou. Karbonáty reprezentuje kalcit, případně i aragonit s podobnými vlastnostmi a složením jako stejné minerály v inkluzích typu Ia nebo Ib. Silikátová část obsahuje většinou klinopyroxeny, biotit, chlorit a spinelidy (analogie typu IIa; obr. 11e), někdy je přítomen také serpentin, kalcit, K-živec, zeolity a pyrit (analogie typu IIb; obr. 11f).



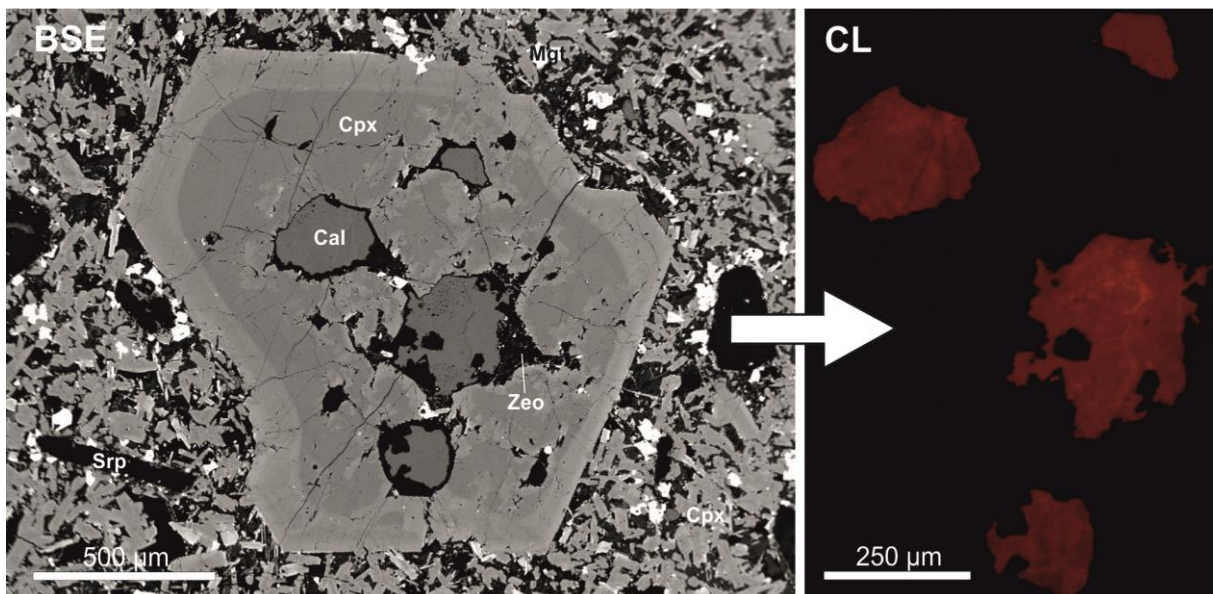
Obr. 10. Karbonáty ve studovaných inkluzích v olivínu (levá fotografie vždy v PPL, pravá v CL): (a) dokonale oválné inkluze typu Ia a IIa v nealterovaném olivínu. V CL nejeví uzavřený kalcit žádnou luminiscenci, ani náznaky pronikání mladších žilek karbonátu po trhlinách (tečky na snímku vpravo znázorňují okraje inkluzí; vzorek HH-8); (b) karbonátová část směsných inkluzí typu III, odpovídající svým složením inkluzím typu Ib. Kalcit v inkluzi vykazuje slabou oranžovou luminiscenci ve srovnání s mladšími žilkami, které pronikají do inkluze po serpentinizovaných trhlinách, tenké sloupce aragonitu jsou bez luminiscence (vzorek HH-5); (c) silikátové inkluze typu IIb obsahující dvě generace karbonátů: starší kalcit se silnou oranžovou luminiscencí je obrůstán mladším kalcitem s velmi slabou oranžovou luminiscencí (vzorek HH-1).



Obr. 11. Typy studovaných inkluzí v olivínu (fotografie v BSE, autor Dr. P. Gadas): (a) potenciálně primární karbonátové (typ Ia) a silikátové inkluze (typ IIa) uzavřené v relativně nealterovaném olivínu (vzorek HH-8); (b) převážně silikátová inkluze typu IIa ve slabě alterované vyrostlici olivínu (vzorek HH-5); (c, d) převážně silikátové inkluze typu IIb v alterovaných olivínech. Část inkluze je vyplněna minerály serpentínové skupiny a karbonáty, reprezentovanými xenomorfními zrny kalcitu a automorfními prizmatickými krystaly aragonitu se zvýšenými obsahy stroncia (vzorek HH-1); (e, f) směsné karbonátovo-silikátové inkluze typu III ve vzorku HH-5, složené ze dvou kompozičně rozdílných částí, odpovídajících typům Ib a IIa (e) nebo IIb (f).

4.2.4. Minerální inkluze ve fenokrystech pyroxenu

Minerální inkluze o velikosti 100–400 μm byly nalezeny také v centrální části několika porfyrických vyrostlic klinopyroxenu ve vzorku HH-3. Oproti uzavřeninám v olivínu nemají dokonale oválný tvar, ale tvoří četné ostré a nepravidelné výběžky. Jednotlivé inkluze jsou obvykle vzájemně propojeny trhlinami, které probíhají k okraji fenokrystu (obr. 12). Na jejich výplni se podílí především izometrická, xenomorfní zrna kalcitu bez dvojčatných lamel, která jsou často obklopena jemnozrnnými agregáty chloritu a zeolity. Kalcit je chemicky téměř čistý ($\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}) = 0,97$; příloha 8) a v CL vykazuje středně silnou oranžovou luminiscenci.



Obr. 12. Zonální porfyrická vyrostlice pyroxenu, uzavírající ve svém středu minerální inkluze tvořené kalcitem a méně jemnozrnnými agregáty chloritu a zeolity (vlevo fotografie v BSE, autor Dr. P. Gadas). Kalcit v CL vykazuje středně silnou oranžovou luminiscenci (vpravo).

5. Diskuze

5.1. Původ studovaných vzorků

Již na první pohled je zřejmé, že studované vzorky porfyrických pikritů představují svou čerstvostí unikátní materiál, který je v oblasti výskytu hornin těšínitové asociace v Podbeskydí poměrně vzácný. Porfyrické pikrity uváděné v geologické literatuře z dalších lokalit jsou vždy silně postiženy naloženou alterací. Příkladem hydrotermálně přeměněných pikritů jsou výskyty při cestě z Příluk do Jasenice (Buriánek, 2010), v údolí Bečvy u Choryně (Krejčí et al., 1999; Urubek et al., 2009; Buriánek, 2010; Buriánek a Bubík, 2012; Buriánek et al., 2013) nebo širšího okolí Palačova, Kladorub, Nového Jičína a Příbora (viz Šmíd, 1978). Studované horniny jsou vzácné i na lokalitě Hončova hůrka, kde za relativně čtenější výskyt vděčí pouze své velké houževnatosti a odolnosti vůči zvětrávání. Nabízí se zde tedy otázka, zda se nejedná o xenolity v pikritovém tělese. Všechny vzorky byly však odebrány z povrchu a o jejich originální pozici lze tudíž jen spekulovat. Jiným vysvětlením by mohlo být, že jde o partie horniny původně chudší sklem. Nasvědčovalo by tomu nízké zastoupení jemnozrnné až afanitické základní hmoty tvořené převážně chloritem, živci a nefelínem, která pravděpodobně alespoň zčásti vznikla devitrifikací skla. Planimetrická analýza studovaných vzorků zjistila pouze 5–7 mod. % (tab. 2), přičemž Kudělásková et al. (1993) udává v porfyrických pikritech z Hončovy hůrky cca 16 mod. % stejné základní hmoty a Horvorka a Spišiak (1988) dokonce 35 mod. %. Posouzení původního množství skla srovnáním těchto dat je však problematické, neznače přesnou míru postižení uvedených vzorků hydrotermálními přeměnami.

5.2. Geneze karbonátů

Jedním z hlavních cílů práce bylo objasnit, zda jsou studované karbonáty primární, magmatické, nebo jestli se jedná o produkty sekundárních alteračních procesů. Karbonátové inkluze v olivínech z porfyrických pikritů na Hončově hůrce poprvé popsal Pacák (1926). Na základě jejich tvaru a minerálního složení dává tento autor vznik inkluzí do souvislosti s magmatickou korozí olivínu, ke které došlo v důsledku zvýšení koncentrací SiO_2 v magmatu po ztrátě těkavých komponent u hornin tuhoucích blíže

k povrchu. Korozí vzniklé dutiny pak podle Pacáka vyplnil pyroxen a sekundární kalcit. Magmatická koroze mohla skutečně v některých případech sehrát klíčovou roli, nicméně není zcela jasné, jaký horninový materiál měl zmíněný autor k dispozici. Studované vzorky v této práci obsahují velké množství automorfně omezených fenokrystů olivínu bez známek magmatické koroze, z nichž některé uzavírají dokonale oválné karbonátové inkluze. U ostatních vyrostlic má magmatická koroze charakter mělkých zálivů základní hmoty. Hlubší „chobot“ byl pozorován zcela výjimečně, přičemž různé „chobotovité“ či „trubkovité“ útvary se mohou tvořit také při krystalizaci olivínu za překážkou, kterou může představovat např. zachycené zrno Cr-spinelidu. Na základě výše uvedeného se lze domnívat, že studované inkluze ve výbrusech nemusí představovat pouhé průřezy zálivy vzniklými magmatickou korozí. Variabilita v minerálním složení a tvaru studovaných inkluzí navíc ukazuje, že jejich geneze nemůže být pravděpodobně vysvětlena pouze jednou cestou.

Karbonátové inkluze náležící k typu Ia jsou vždy dokonale oválné a kompletně uzavřené uvnitř nekorodovaného olivínu, přičemž od okraje těchto inkluzí směrem k okraji hostitelského fenokrystu nevedou žádné větší trhliny, nanejvýš několik málo mikrotrhlin. Na základě těchto strukturních a texturních znaků lze usuzovat na jejich primární magmatický původ (Lee et al., 2000). Tato interpretace může být podpořena analogií s podobnými oválnými karbonátovými inkluzemi v olivínech, jež jsou uváděny v nealterovaných ultrabazických až bazických magmatitech z různých míst světa (např. Ionov, 1998; Lee et al., 2000; Humphreys et al., 2009; Humphreys et al., 2010). Zároveň se karbonátové inkluze typu Ia vyskytují v olivínu společně s převážně silikátovými inkluzemi typu IIa, které obsahují vysokotlaké plášťové fáze (chromit a chromový spinel; Bailey, 1989; Bailey et al., 2006). Karbonáty v inkluzích typu Ia se také výrazně odlišují od ostatních studovaných karbonátů úplnou absencí luminiscence v CL. Přesto nelze potenciální rekrystalizaci / reekvilibraci během pozdně magmatického nebo postmagmatického vývoje zcela vyloučit.

Primární magmatický původ kalcitu a aragonitu je naproti tomu naprosto nepravděpodobný v případě inkluzí typu Ib a IIb a v miarolách. Aragonit byl zaznamenán pouze v karbonátových inkluzích typu Ib, které jsou vždy propojeny s povrchem olivínu pomocí systému trhlin vyplněných serpentinem. Tento fakt sám o sobě indiku-

je rekrystalizaci karbonátů (aragonitu i kalcitu) během naložených alteračních procesů po zachycení inkluze. Pozdní fázi hydrotermální alterace dokládají kalcitové žilky se silnou oranžovou luminiscencí v CL, které pronikají do inkluze právě po serpentinizovaných trhlinách. Proces zatlačování rozkladných produktů (serpentinu a chloritu) spojený s hydratací horniny v závěrečných fázích alterace popisuje také Šmíd (1978). Podle něj karbonát dědí vláknitou strukturu po serpentinu nebo chloritu a při vyšší intenzitě přeměny i zcela nahrazuje starší minerály. Stejně tak lze uvažovat o rekrystalizaci kalcitu a aragonitu v silikátových inkluzích typu IIb a v miarolách v základní hmotě, které musely být vystaveny působení hydrotermálních fluid ještě více než inkluze. Difúzní růstová zonálnost kalcitu odhalená v CL vypovídá nejspíš o plynulé změně chemického složení během rekrystalizace. Hydrotermální přetisk indikuje také prorůstání zeolitů se zrny kalcitu v inkluzích typu IIb (Lee et al., 2000) a v neposlední řadě, parageneze kalcitu a automorfně omezených krystalů aragonitu s minerály serpentínové skupiny. Přesto je možné stále spekulovat, zda nemohly některé fáze zůstat během rekrystalizace zachovány. Jmenovitě, nejstarší generace aragonitu s lemem Mg-kalcitu v miarolách. Primární aragonit vzniká jako vysokotlaká fáze krystalizací z plášťové taveniny v minimálních hloubkách 100 až 120 km (~3 GPa) v závislosti na saturaci H₂O (Buob et al., 2006; Humphreys et al., 2010). Mg-kalcit je stabilní v lherzolitickém plášti v rozmezí P-T podmínek 1,5–2,5 GPa a 750–1000 °C (Dalton a Wood, 1993). Oba jmenované minerály však mohou vznikat také v podmínkách nízkých tlaků a teplot na hydrotermálních žilách nebo během alterace mafických minerálů bohatých na Ca v bazických a ultrabazických vyvřelinách (např. Burns et al., 1990; Yatabe et al., 2000). Vzhledem k tomu, že se aragonit analogického habitu a chemického složení nachází i v inkluzích typu IIb se serpentinem, je možnost sekundární geneze mnohem pravděpodobnější.

Posledním typem studovaných karbonátů jsou kalcitové inkluze uzavřené v zonálních fenokrystech pyroxenu ve vzorku HH-3. Na základě texturních znaků a kato-doluminiscenčního studia však ani zde nelze předpokládat primární původ. Karbonáty vykazují středně silnou oranžovou luminiscenci srovnatelnou s luminiscencí kalcitů v mandličkách v základní hmotě vzorků HH-3 a HH-5. Někdy je okraj inkluze lemován agregáty chloritu a zeolity. Inkluze jsou vzájemně propojeny trhlinami, které ko-

munikují s okrajem fenokrystu. Podobný jev pozoroval Pacák (1926) u zonálních vyrostlic pyroxenu v těšínických pikritech, kde zvláště ve vnitřních částech popisuje hadcovité útvary, vyplněné většinou kalcitem a méně chloritem a zeolity. Ve větších dutinách uvádí uzavřeniny amfibolu, biotitu a přeměněného olivínu zatlačeného metasomatickým kalcitem. Ke korozi podle Pacáka (1926) mohlo dojít následkem změny složení magmatu asimilací okolních sedimentů, kdy se dříve krystalující minerály dostaly do nerovnováhy s taveninou a byly částečně resorbovány. Dutiny následně vyplnily mladší minerály.

5.3. Genetický model

Pro pochopení procesů vedoucích ke vzniku a uzavření primárních karbonátových inkluzí (typ Ia) je nutno nejprve přiblížit podmínky prostředí geneze zdrojového magmatu a krystalizace hostitelských olivínů. Na základě chemického složení a izotopového složení spojují Narebski (1990) a Dostal a Owen (1998) vznik pikritového magmatu ve slezské jednotce s parciálním tavením granátem bohatého plášťového zdroje v hloubkách 60–80 km. Podle obsahů kompatibilních prvků (Cr, Co, Ni) situuje Kudělášková (1987) vznik pikritové taveniny na rozhraní svrchního pláště a spodní oceánské kůry. Krystalizace prvních olivínů započala ještě v magmatickém krbu nebo krátce po zahájení výstupu taveniny (Kudělášková, 1987; Hovorka a Spišiak, 1988; Buriánek et al., 2013). Obsahy forsteritové komponenty v olivínech jsou blízké rozmezí udávaném pro většinu plášťových olivínů (tzn. Fo_{89-94} ; Deer et al., 1997). Pro konkretizaci teplotních podmínek lze použít inkluze chromových spinelů v olivínech a pyroxenech, které krystalovaly z taveniny mezi prvními minerály. Na základě spinel-olivínových termometrů (O'Neill a Wall, 1987; Ballhaus et al., 1991) a termometru založeném na obsazích Zn ve spinelu (Ryan et al., 1996) byly však kalkulovány poměrně nízké teploty 733–904 °C (Buriánek et al., 2013). Vypočtené teplotní rozmezí je výrazně nižší, než jsou odhadované krystalizační teploty pro těšínity a pikrity (tj. 1260–950 °C; Wlodyka, 2010) a experimentálně stanovené hodnoty likvidu pro ultrabazické taveniny (Green, 1973; Hirschmann, 2000; Asahara a Ohtani, 2001). Tento nesoulad byl pravděpodobně způsoben reekvilibrací chemického složení olivínů a spinelidů během chladnutí magmatu (Voigt a von der Handt, 2011; Buriánek et al., 2013).

Jaké jsou tedy reálné P-T podmínky, při kterých mohou vznikat karbonátové taveniny? Teploty solidu udávané pro peridotitová magmata s karbonáty se reálně pohybují okolo 1200 °C (Dalton a Presnall, 1998; Presnall a Gudfinnsson, 2005). Na základě experimentálních dat bylo zjištěno, že se karbonátová magmata mohou tvořit v hloukách větších než ~70 km parciálním tavením výše zmíněného peridotitu bohatého na karbonáty (Wyllie a Lee, 1998). Vzniklá tavenina je při výstupu litosférickým pláštěm v rovnováze s plášťovým lherzolitem, ale jakmile překročí hranici ~70 km, dojde k dekarbonatizaci (uvolnění CO₂) a krystalizaci klinopyroxenu v hornině. Uvedená metasomatická přeměna lherzolitů na horninu odpovídající svým složením wehrlitu umožňuje produkci kalciokarbonátových magmat obohacených silikátovou komponentou v hloubkovém rozmezí 70 až 40 km. Kalcit pak může z těchto tavenin bohatých na CaCO₃ krystalovat za teplot ~1450–1100°C při tlaku 1 GPa (Wyllie a Lee, 1998). Samotný mechanismus geneze primárních karbonátových inkluzí bývá vysvětlován dvěma způsoby: 1) nemísitelností karbonátové a silikátové taveniny; 2) rovnovážnou frakční krystalizací.

Odmíšení karbonátové a silikátové taveniny v důsledku poklesu tlaku a teploty během výstupu magmatu je častým scénářem, pomocí kterého se mnozí autoři pokoušejí vysvětlit vznik primárních karbonátových inkluzí. Pro separaci karbonátových tavenin z některých silikátových magmat s vhodným složením na základě nemísitelnosti existují četné experimentální i petrologické doklady (Le Bas, 1977; Kjarsgaard a Peterson, 1991; Macdonald et al., 1993; Leat et al., 2000). Zachycené karbonátové inkluze perfektně oválného tvaru nebo se zakřivenými výběžky bývají často interpretovány jako zchlazené taveniny (Amundsen, 1987; Brooker a Hamilton, 1990; Pyle a Haggerty, 1994; Kogarko et al., 1995). Jestliže bychom tuto hypotézu aplikovali na studované inkluze (typ Ia, případně karbonátová část u směsných inkluzí typu III), může být dále podpořena podobností v minerálním složení a tvaru s krystalovanými karbonátovými a silikátovými, taveninovými inkluzemi, které jsou popisovány v olivínu z různých ultramafických hornin (Schiano et al., 1994; Veksler et al., 1998; Frezzotti et al., 2002; Muravyeva a Senin, 2010; Panina a Motorina, 2013).

Naproti tomu některé petrologické, geochemické a experimentální studie ukazují, že perfektně oválné inkluze tvořené téměř čistým kalcitem nemusí být produktem

nemisitelnosti dvou tavenin, nýbrž produktem rovnovážné krystalizace. Jinými slovy, může se jednat o krystalové kumuláty z taveniny obsahující karbonáty, přičemž jejich tvar je podmíněn povrchovým napětím v prostředí vysokých tlaků (Dalton et al., 1993; Lee et al., 1994; Ionov, 1998; Lee a Wyllie, 1998; Lee et al., 2000). Experimentální výsledky Leeho a Wyllieho (1998) ukazují, že karbonatity o složení více než ~80 hm. % CaCO_3 nemohou reprezentovat zchlazené taveniny (tj. původní složení magmatu). Tito autoři se domnívají, že kalcitové karbonátové inkluze v ultramafických xenolitech jsou takřka výhradně krystalové kumuláty.

Koexistence oválných karbonátových (typ I) a silikátových (typ II) inkluzí a složených karbonáto-silikátových inkluzí (typ III) se specifickým zaškrnceným tvarem v rámci jednoho fenokrystu olivínu by naznačovala spíše možnost nemísitelných tavenin. Nicméně, vznik primárních karbonátových inkluzí cestou rovnovážné krystalizace nemůže být vyloučen bez dalšího specificky zaměřeného výzkumu.

Tvorba kapek nemísitelné taveniny nebo krystalových kumulátů nemusela být nutně vázána pouze na rané fáze krystalizace. V případě kapek silikátové taveniny je pravděpodobné, že přetrvávaly během výstupu magmatu uzavřeny v olivínu v kapalném stavu a krystalizace některých silikátů (diopsidu a biotitu v inkluzích typu IIa) započala až současně s krystalizací stejných minerálů v základní hmotě horniny. Malé množství chloritu v inkluzích typu IIa by mohlo pak odrážet přítomnost zbytkové vody po krystalizaci taveniny v inkluzi. Jiným vysvětlením může být vznik chloritu cestou velmi slabé alterace silikátů v inkluzi.

Závěrečné fáze magmatického procesu vzniku pikritů byly spojeny s intenzivním chlazením taveniny a interakcí s fluidy, ke které docházelo v mělce podpovrchovém prostředí a na oceánském dně. Tato interakce pravděpodobně vyústila v rekrystalizaci karbonátů v miarolách a některých inkluzích (typ Ib a IIb, případně inkluzích v pyroxenech), zároveň byla část chromového spinelu nahrazena Ti-magnetitem (Buriánek et al., 2013). Krátce po utužení magmatu byla hornina vystavena hydrotermální alteraci, jež způsobila další rekrystalizaci již přítomných minerálních fází a krystalizaci sekundárních minerálů. Intenzivní rekrystalizaci spojenou s přínosem železa dokládá např. přítomnost Fe-silikátů (hedenbergitu a annitu) v okolí hydrotermálních žilek a mandlíček. Zrna olivínu byla v různém stupni postižena ser-

pentinizací doprovázenou vznikem Fe-Ti fází. Serpentinizace olivínů umožnila také nahrazení minerální asociace v inkluzích typu IIb sekundárním kalcitem, sodalitem, K-živcem, serpentinem, chloritem a pyritem. Nejvíce alterované inkluze typu IIb pak obsahují pouze serpentin, kalcit a chlorit.

Krystalizace jehlicovitých agregátů aragonitu byla pravděpodobně umožněna přínosem Sr hydrotermálními fluidy, jelikož již malé množství Sr posunuje pole stability aragonitu k nízkým tlakům (Carlson, 1983). Zvýšené obsahy stroncia jsou charakteristické pro množství primárních (apatit, živce) i sekundárních minerálů (kalcit, stroncianit a zeolity) popisovaných z hornin těšínské asociace (Spišiak a Mikuš, 2008; Kynický et al., 2009; Dolníček et al., 2010a; Dolníček et al., 2012). Sr-bohatá fluida mohla vznikat při alteracích primárních magmatických minerálů nebo remobilizací Sr z okolních sedimentů (např. těšínských vápenců; Dolníček et al., 2010a).

6. Závěr

Studované vzorky porfyrických pikritů se svým vzhledem, čerstvostí a vysokou odolností vůči zvětrávání značně odlišují od ostatních pikritů vystupujících ve stěnách starého lomu na Hončově hůrce a mohly by reprezentovat xenolity ve vyvřelinovém tělese nebo partie původně chudší sklem. Z výsledků studia minerálních fází v miarolách a inkluzích uzavřených ve fenokrystech a následné diskuze lze vyvodit několik závěrů ke genezi karbonátů v porfyrických pikritech z Hončovy hůrky:

1) na základě texturních a strukturních charakteristik, minerálního složení a vztahu inkluze k postižení hostitelského minerálu alterací, může být primární magmatický původ karbonátů uvažován pouze pro dokonale oválné kalcitové inkluze typu Ia, které jsou uzavřené v nepřeměněných olivínech bez známek magmatické koroze. Tyto karbonáty mohou reprezentovat buď kapky zchlazené karbonatitové taveniny, jež se odmísily od původně homogenní, karbonát obsahující silikátové taveniny, nebo jsou produktem rovnovážné krystalizace a představují krystalové kumuláty. V obou případech je pravděpodobné, že byly zformovány a zachyceny krystalujícími olivíny během intenzivní dekomprese v počátečních fázích výstupu magmatu ještě ve svrchním plášti nebo ve spodní části zemské kůry.

2) karbonáty v inkluzích typu Ib a IIb uzavřených v alterovaném olivínu jsou s největší pravděpodobností sekundárního původu: buď prodělaly rekrystalizaci během pozdně magmatických a post-magmatických procesů nebo jsou přímo produktem hydrotermální alterace. Sekundární geneze je předpokládána také pro kalcit a aragonit tvořící výplň miarol v základní hmotě pikritů. Krystalizace agregátů aragonitu byla pravděpodobně umožněna přínosem stroncia hydrotermálními fluidy. Na základě výše uvedených charakteristik nelze přisuzovat primární magmatický původ ani pro kalcit uzavřený v jádrech vyrostlíc pyroxenů.

3) kogenetický vztah mezi uzavřenými karbonáty a silikáty dokládá koexistence karbonátové a silikátové části (odpovídajících složením typu I, resp. II) ve směsných inkluzích typu III v olivínech.

Literatura

- Amundsen, H.E.F. 1987. Evidence for liquid immiscibility in the upper mantle. *Nature*, 327, 692–695.
- Andersen, T. 2008. Coexisting silicate and carbonatitic magmas in the Qassiarsuk complex, Gardar rift, southwest Greenland. *The Canadian Mineralogist*, 46, 933–950.
- Asahara, Y., Ohtani, E. 2001. Melting relations of the hydrous primitive mantle in the CMAS–H₂O system at high pressures and temperatures, and implications for the generation of komatiites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 125, 31–44.
- Bailey, D.K. 1989. Carbonate melt from the mantle in the volcanoes of southeast Zambia. *Nature*, 338, 415–418.
- Bailey, K., Kearns, S., Mergoil, J., Daniel, J.M., Paterson, B. 2006. Extensive dolomitic volcanism through the Limagne basin, central France: A new form of carbonatite activity. *Mineralogical Magazine*, 70, 231–236.
- Bailey, D.K. 1995. Carbonatite magmas. *Geological Society*, 16, 249–263.
- Ballhaus, C., Berry, R.F., Green, D.H. 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel-oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 27–40.
- Barnes, S.J., Roeder, P.L. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2279–2302.
- Bayliss, P. 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *The Canadian Mineralogist*, 13, 178–185.
- Brenker, F.E., Vollmer, C., Vincze, L., Vekemans, B., Szymanski, A., Janssens, K., Szaloki, I., Nasdala, L., Kaminsky, F. 2007. Carbonates from the lower part of transition zone or even the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 1–9.
- Brooker, R.A., Hamilton, D.L. 1990. Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites. *Nature*, 346, 459–462.

- Buob A., Luth, B., Schmidt, M., Ulmer, P. 2006. Experiments on CaCO_3 - MgCO_3 solid solutions at high pressure and temperature. *American Mineralogist*, 91, 435–440.
- Buriánek, D. 2010. Magmatický a postmagmatický vývoj hornin monchiquit-pikritové skupiny v okolí Valašského Meziříčí. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 117–123. Brno.
- Buriánek, D., Skácelová, Z. 2007. Význam magnetické susceptibility pro geologické mapování hornin těšínitové asociace na listu 1 : 25 000 Starý Jičín (25-124). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006*, 14, 62–65. Brno.
- Buriánek, D., Bubík, M. 2012. Horniny těšínitové asociace v okolí Valašské Meziříčí. *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 1, 89–111.
- Buriánek, D., Kropáč, K., Dolníček, Z. 2013. Ultrabazické horniny těšínitové asociace v západní části slezské jednotky. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 79–84. Brno.
- Burns, S.J., Swart, P.K., Baker, P.A. 1990. Geochemistry of secondary carbonates in leg 115 basalts: tracers of basalt/seawater interaction. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115, 93–101.
- Carlson, W.D. 1983. The polymorphs of CaCO_3 and the aragonite–calcite transformation. In: Reeder, R.J. (Ed.), *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Washington, DC, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 11, s. 191–225.
- Dalton, J.A., Presnall, D. C. 1998. Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 123–135.
- Dalton, J.A., Wood, B.J. 1993. The partitioning of Fe and Mg between olivine and carbonate and the stability of carbonate under mantle condition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 501–509.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1997. *Rock Forming Minerals: Orthosilicates*, 2 ed. Geological Society of London. 932 s.
- Dolníček, Z., Kropáč, K., Uher, P., Polách, M. 2010a. Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. *Chemie der Erde*, 70, 267–282.

- Dolníček, Z., Urubek, T., Kropáč, K. 2010b. Post-magmatic hydrothermal mineralization associated with Cretaceous picrite (Outer Western Carpathians, Czech Republic): interaction between host rock and externally derived fluid. *Geologica Carpathica*, 61, 327–339.
- Dolníček, Z., Kropáč, K., Janíčková, K., Urubek, T. 2012. Diagenetic source of fluids causing the hydrothermal alteration of teschenites in the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic: Petroleum-bearing vein mineralization from the Stříbrník site. *Marine and Petroleum Geology*, 37, 27–40.
- Dostal, J., Owen, J.V. 1998. Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. *Geologische Rundschau*, 87, 67–77.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431–437.
- Eliáš, M. 1970. Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. *Sborník geologických věd, řada G - geologie*, 18, 7–90. Praha.
- Eliáš, M., Skupien, P., Vašíček, Z. 2003. Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická, monografie 8*, 49, 7–13.
- Freestone, I.C., Hamilton, D.L. 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites — an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 105–117.
- Frezzotti, M.L., Andersen, T., Neumann, E.R., Simonsen, S.L. 2002. Carbonatite melt– CO_2 fluid inclusions in mantle xenoliths from Tenerife, Canary Islands: a story of trapping, immiscibility and fluid–rock interaction in the upper mantle. *Lithos*, 64, 77–96.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. 2002. *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha. 436 s.
- Gittins, J., Harmer, R.E. 2003. Myth and reality in carbonatite - silicate rock “association”. *Periodico di Mineralogia*, 72, 19–26.

- Grabowski, J., Krzemiński, L., Nescieruk, P., Szydło, A., Paszkowski, M., Pecskey, Z., Wójtowicz, A. 2003. Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland—constraints from $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ages and biostratigraphy. *Geologica Carpathica*, 54, 385–393.
- Grabowski, J., Krzemiński, L., Nescieruk, P., Strnawska, E. 2006. Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for tectonic rotations in the Silesian unit. *Geophysical Journal International*, 166, 1077–1094.
- Green, D.H. 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressures under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 37–53.
- Green, D.H., Wallace, M.E. 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature*, 336, 459–462.
- Hanzlíková, E., Roth, Z. 1964. Nález druhu *Calpionella alpina* Lorenz v těšínských vápencích. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 39, 5, 387–389. Praha.
- Harmer, R.E., Gittins, J. 1998. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma. *Journal of Petrology*, 39, 1895–1903.
- Hirschmann, M.M. 2000. Mantle solidus: experimental constraints and the effects of peridotite composition. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1, 1042.
- Hohenegger, L. 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zu der Geognostischen Karte der Nordkarpathen (mit Karte), Gotha.
- Hovorka, D., Spišiak, J. 1988. Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. Veda, Bratislava. 263 s.
- Humphreys, E.R., Bailey, K., Hawkesworth, Ch.J., Wall, F. 2009. Carbonate inclusions in mantle olivines: Mantle carbonatite. *Goldschmidt Conference Abstracts 2009*, A564.
- Humphreys, E.R., Bailey, K., Hawkesworth, Ch.J., Wall, F., Najorka, J., Rankin, A.H. 2010. Aragonite in olivine from Calatrava, Spain—Evidence for mantle carbonatite melts from >100 km depth. *Geology*, 38, 911–914.

- Hurai, V., Huraiová, M., Milovský, R., Luptáková, J., Konečný, P. 2013. High-pressure aragonite phenocrysts in carbonatite and carbonated syenite xenoliths within an alkali basalt. *American Mineralogist*, 98, 1074–1077.
- Ionov, D. 1998. Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phase in peridotite xenoliths from alkali basalts. *Journal of Petrology*, 39, 1931–1941.
- Jones, A.P., Genge, M., Carmody, L. 2013. Carbonate melts and carbonatites. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 75, 289–322.
- Kamenetsky, V., Crawford, A.J., Meffre, S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42, 655–671.
- Kaminsky, F. 2012. Mineralogy of the lower mantle: A review of ‘super-deep’ mineral inclusions in diamond. *Earth-Science Reviews*, 110, 127–147.
- Kaminsky, F., Wirth, R., Schreiber, A., Thomas, R. 2009. Nyerereite and nahcolite inclusions in diamond: evidence for lower-mantle carbonatitic magmas. *Mineralogical Magazine*, 73, 127–147.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L. 1988. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineralogical Magazine*, 52, 43–55.
- Kjarsgaard, B.A., Peterson, T. 1991. Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: Petrographic and experimental evidence. *Mineralogy and Petrology*, 43, 293–314.
- Klvaňa, J. 1892. O eruptivních horninách těšenitových a pikritových na severovýchodní Moravě. *Rozpravy České akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění v Praze*, 29, r. I, tř. II.
- Klvaňa, J. 1897. Tešenity a pikrity na severovýchodní Moravě. *Rozpravy České akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění v Praze*, 23, r. VI, tř. II.
- Kogarko, L.N., Henderson, C.M.B., Pacheco, H. 1995. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 267–274.

- Kogarko, L.N., Kurat, G., Ntaflou, T. 2001. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 577–587.
- Krejčí, O., Adamová, M., Bubík, M., Fojt, B., Přichystal, A., Švábenická, L. 1999. Geologická stavba slezské a podslezské jednotky v řečišti Bečvy a Choryně po odkrytí během povodně v roce 1997. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998*, 6, 59–65. Brno.
- Kropáč, K., Dolníček, Z., Urubek, T., Lehotský, T. 2013. Stronciem bohatý aragonit z porfyrického pikritu od Hončovy hůrky u Příbora. *Minerál*, 21, 3, 217–219.
- Kropáč, K., Dolníček, Z., Buriánek, D., Urubek, T., Mašek, V. (subm.). Carbonate inclusions in Lower Cretaceous picrites from the Hončova Hůrka Hill (Czech Republic, Outer Western Carpathians): Textural evidence for co-existing carbonate melt? *Lithos*.
- Kudělásková, J. 1987. Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, Outer Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 38, 545–573.
- Kudělásková, J., Kudělásek, V., Matýsek, D. 1990. Zeolity v pikritech těšinitové asociace na lokalitě Hončova hůrka u Příbora (severní Morava). *Časopis pro mineralogii a geologii*, 35, 3, 317–321.
- Kudělásková, J., Kudělásek, V., Matýsek, D. 1993. Chemické a petrologické studium pikritových hornin z Podbeskydské oblasti. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, řada hornicko-geologická*, 39, 1, 63–72.
- Kynický, J., Xu, CH., Bajer, A., Samec, P., Kynická, A. 2009. Nové výzkumy v horninách těšinitové asociace: fluorapatit se zvýšenými obsahy Sr a REE. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 16, 66–69. Brno.
- Krs, M., Šmíd, B. 1979. Palaeomagnetism of Cretaceous rocks of the teschenite association, Outer West Carpathians of Czechoslovakia. *Journal of Geological Sciences, applied geophysics*, 16, 7–22.
- Le Bas, M.J. 1977. *Carbonatite-nephelinite volcanism*. Wiley, London. 347 s.
- Le Bas, M.J. 1987. *Nephelinites and carbonatites*. Geological Society, London, *Special Publications* 1987, 30, 53–83.

- Leat, P.T., Riley, T.R., Storey, B.C., Kelley, S.P., Millar, I.L. 2000. Middle Jurassic ultramafic lamprophyre dyke within the Ferrar magmatic province, Pensacola Mountains, Antarctica. *Mineralogical Magazine*, 64, 95–111.
- Lee, W.J., Wyllie, P.J., George, R.R. 1994. CO₂-rich glass, round calcite crystals, and no liquid immiscibility in the system CaO-SiO₂-CO₂ at 2.5 GPa. *American Mineralogist*, 79, 1135–1144.
- Lee, W.J., Wyllie, P.J. 1998. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO-(MgO + FeO*)-(Na₂O + K₂O)-(SiO₂ + Al₂O₃ + TiO₂)-CO₂. *Journal of Petrology*, 39, 495–517.
- Lee, C.T., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., Horn, I. 2000. Petrologic and geochemical investigation of carbonates in peridotite xenoliths from northeastern Tanzania. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 470–484.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82 (9–10), 1019–1037.
- Lucińska-Anczkiewicz, A., Villa, I.M., Anczkiewicz, R., Ślaczka, A. 2002. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 53, 45–52.
- Macdonald, R., Kjarsgaard, B.A., Skilling, I.P., Davies, G.R., Hamilton, D.L., Black, S. 1993. Liquid immiscibility between trachyte and carbonate in ash flow tuffs from Kenya. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 276–287.
- Mahmood, A. 1973. Petrology of the teschenitic rocks series from the type area Cieszyn (Teschen) in the Polish Carpathians. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 43, 2, 153–212.
- Mandour, M.A. 1982. Geochemická a mineralogická studie hornin těšínitové asociace v podbeskydské oblasti ČSSR. MS, diplomová práce. HGF VŠB. Ostrava.

- Matějka, A., Roth, Z. 1954. Mapovací správa z terénu mezi Ostravicí a Stonávkou (Moravskoslezské Beskydy. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1953, 97–106. Praha.
- Matýsek, D. 1988. Kontaktní metamorfismus hornin těšínitové asociace. Časopis Slezského muzea v Opavě, série A, 37, 77–86. Opava.
- Matýsek, D. 1989. Geochemické zhodnocení výsledků třídění hornin těšínitové asociace. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, řada hornicko-geologická, 35, 301–324.
- Menčík, E., Adamová, M., Dvořák, J., Dudek, A., Jetel, J., Jurková, A., Hanzlíková, E., Houša, V., Peslová, H., Rybářová, L., Šmíd, B., Šebesta, J., Tyráček, J., Vašíček, Z. 1983. Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Ústřední ústav geologický v Akademii, nakladatelství Československé akademie věd, Praha. 307 s.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52, 535–550.
- Möhl, H. 1874. Basalte der preussischen Oberlausitz. Görlitz.
- Muravyeva, N., Senin, V. 2010. Carbonate-silicate association in the kamafugite of the Toro-Ankole province (East African rift). Geophysical Research Abstracts 12.
- Narebski, W. 1990. Early rift stage in the evolution of western part of the Carpathians: geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. Geologica Carpathica, 41, 521–528.
- Němčok, M., Němčok, J., Wojtaszek, M., Ludhova, L., Oszczypko, N., Sercombe, W.J., Cieszkowski, M., Paul, Z., Coward, M.P., Slaczka, A. 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. Marine and Petroleum Geology, 18, 39–64.
- O'Neill, H.S.C., Wall, V.J. 1987. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. Journal of Petrology, 28, 1169–1191.
- Pacák, O. 1926. Sopečné horniny na severním úpatí Beskyd moravských. Česká akademie věd a umění, Praha. 232 s.

- Panina, L.I., Motorina, I.V. 2013. Meimechites, porphyritic alkaline picrites, and melanephelinites of Siberia: Conditions of crystallization, parental magmas, and sources. *Geochemistry International*, 51, 109–128.
- Pauliš, 2005. Nejzajímavější geologická naleziště Moravy a Slezska II. Kuttna, Kutná hora. 128 s.
- Presnall, D.C., Gudfinnsson, G.H. 2005. Carbonate-rich melts in the oceanic low-velocity zone and deep mantle, In: Foulger, G.L., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.), *Plates, Plumes, and Paradigms*. Geological Society of America Special Paper, 388, s. 207–216.
- Pyle, J., Haggerty, S.E. 1994. Silicate-carbonate liquid immiscibility in upper-mantle eclogites: implication for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2997–3011.
- Rohrbach, C.E.M. 1885. Über die Eruptivgesteine in Gebiete der Schlessische-mährischen Kreideformation mit Berücksichtigung der ausserschlesischen Teschenitvorkommen. Wien.
- Rieder, M., Cavazzini, G., DYakonov, Y., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36, 905–912.
- Rosenbusch, H. 1877. *Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine*. 1. Auflage, Stuttgart.
- Roth, Z. 1989. Geologická mapa ČSR 1 : 50 000, list 25-21 Nový Jičín. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Rudnick, R.L., McDonough, W.F., Chappell, B.W. 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzania mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, 463–475.
- Ryan, C.G., Griffin, W.L., Pearson, N.J. 1996. Garnet geotherms: pressure–temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 101, 5611–5625.

- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weis, D., Mattielli, N. 1994. Cogenetic silica-rich carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: Implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 123, 167–178.
- Schuchová, K., Dolníček, Z. 2013. Vnitřní zonálnost těles vyvřelých hornin těšinitové asociace ve slezské jednotce: petrofyzikální doklad. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 92–95. Brno.
- Schumacher, J. 1996. The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 34, 238–246.
- Smulikowski, K. 1929. Les roches eruptives de la zone subbeskidique en Silesie et Moravie. *Kosmos B*, 54, 749–850. Lwów.
- Smulikowski, K. 1980. Comments on the Cieszyn Magmatic Province (West Carpathian Flysch). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50, 41–54.
- Smutný, Z. 1997. Hončova hůrka - stav lokality a nálezy minerálů v letech 1995–1996. *Časopis Slezského muzea v Opavě, série A*, 46, 188–190. Opava.
- Spišiak, J., Hovorka, D. 1997. Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. *Geologica Carpathica*, 48, 113–121.
- Spišiak, J., Mikuš, T., 2008. Ba a Sr-bohaté fáze v kriedových alkalických vulkanitoch Externých Západných Karpát. *Geochémia 2008 proceedings, ŠGÚDŠ Bratislava*, 135–137.
- Stoppa, F., Rosatelli, G., Wall, F., Jeffries, T. 2005. Geochemistry of carbonatite–silicate pairs in nature: A case history from Central Italy. *Lithos*, 85, 26–47.
- Šmíd, B. 1962. Přehled geologie a petrografie hornin těšinitové asociace na severním úpatí Beskyd. *Geologické práce*, 63, 53–60. Bratislava.
- Šmíd, B. 1978. Výzkum vyvřelých hornin těšinitové asociace. Ústřední ústav geologický Praha, 153 s.
- Trundová, A. 2004. Petrologická charakteristika těšinitů z vybraných lokalit Moravsko-slezských Beskyd. MS, diplomová práce. PřF MU. Brno.
- Tschermak, G. 1866. Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in den Umgebungen von Teschen und Neutitschein. *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, 53, 1, 260–286. Wien.

- Urubek, T., Dolníček, Z. 2008. Hydrotermální mineralizace v hornině těšinitové asociace z Hodslavic u Nového Jičína (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). Časopis Slezského muzea v Opavě, série A, 57, 1, 21–30. Opava.
- Urubek, T. 2009. Hydrotermální mineralizace v západní části slezské jednotky (Vnější Západní Karpaty): genetické aspekty. MS, diplomová práce, PřF UP. Olomouc.
- Urubek, T., Dolníček, Z., Uhlíř, D. 2009. Mineralogie a podmínky vzniku hydrotermální mineralizace v pikritu z Choryně u Valašského Meziříčí (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). Časopis Slezského muzea v Opavě, série A, 58, 2, 175–190. Opava.
- Veksler, I.V., Nielsen, T.F.D., Sokolov, S.V. 1998. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implication for carbonatite genesis. *Journal of Petrology*, 39, 2015–2031.
- Voigt M., von der Handt, A. 2011. Influence of subsolidus processes on the chromium number in spinel in ultramafic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 675–689.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Woolley, A.R., Kjarsgaard, B.A. 2008. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database. *The Canadian Mineralogist*, 46, 741–752.
- Wlodyka, R. 2010. The evolution of mineral composition of the Cieszyn magma province rocks. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice. 231 s.
- Wlodyka, R., Karwowski, L. 2004. The alkaline magmatism from the Polish Western Carpathians. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, 23–31.
- Wyllie, P.J., Lee, W.J. 1998. Model system controls on conditions for formations of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. *Journal of Petrology*, 39, 1885–1893.
- Yatabe A., Vanko, D.A., Ghazi., A.M. 2000. Petrography and chemical compositions of secondary calcite and aragonite in Juan de Fuca Ridge basalts altered at low temperature. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 168, 137–148.

Zepharovich, V.L. 1859. Mineralogisches lexicon für das Kaiserthum Österreich, I. Band, Wien. 182 s.

Zirkel, F. 1868. Über die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. Neues Jahrbuch für Mineralogie und Palaeontologie. 697–721. Stuttgart.

Internetové zdroje: http://mapy.geology.cz/geocr_50/

Seznam příloh

Příloha 1

Chemické složení porfyrických vyrostlic olivínů.

Příloha 2

Chemické složení porfyrických vyrostlic pyroxenu a zrn pyroxenu v základní hmotě.

Příloha 3

Chemické složení pyroxenů v silikátových inkluzích.

Příloha 4

Chemické složení pyroxenů na hydrotermální žilce a biotitů.

Příloha 5

Chemické složení chloritů a minerálů serpentinové skupiny.

Příloha 6

Chemické složení K-živce, nefelínu a sodalitu.

Příloha 7

Chemické složení spinelidů.

Příloha 8

Chemické složení karbonátů ze základní hmoty, fenokrystů pyroxenu a miarol.

Příloha 9

Chemické složení kalcitu z inkluzí ve vyrostlicích olivínu.

Příloha 10

Chemické složení aragonitu z inkluzí ve vyrostlicích olivínu.

Příloha 1

Chemické složení porfyrických vyrostlic olivínů.

Vzorek Analýza	HH-1 37	HH-1 132	HH-5 59	HH-5 143	HH-5 145	HH-5 155	HH-6 1	HH-6 2
P ₂ O ₅	-	0,04	-	0,02	0,00	0,01	-	-
SiO ₂	41,35	40,88	40,27	40,28	40,19	40,96	40,72	41,47
TiO ₂	0,00	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	0,07	0,03	0,09	0,03	0,04	0,08	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,05	0,09	0,03	0,01	0,01
V ₂ O ₃	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	-	-
FeO	12,87	13,00	13,43	12,45	12,99	12,65	13,34	13,02
MnO	0,15	0,18	0,15	0,16	0,17	0,13	0,18	0,21
NiO	0,20	0,22	0,21	0,21	0,20	0,23	0,23	0,20
ZnO	0,05	0,06	0,06	0,00	0,04	0,06	-	-
MgO	47,39	46,14	46,22	45,63	45,35	46,05	45,54	46,37
CaO	0,25	0,28	0,19	0,30	0,24	0,24	0,26	0,31
BaO	0,04	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Na ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Cl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	-
suma	102,45	101,09	100,74	99,18	99,34	100,51	100,43	101,69
normalizace na 4 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce								
P	-	0,001	-	0,000	0,000	0,000	-	-
Si	1,003	1,007	0,997	1,008	1,007	1,011	1,011	1,013
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Al	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	-	-
Fe	0,261	0,268	0,278	0,261	0,272	0,261	0,277	0,266
Mn	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004
Ni	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004
Zn	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	-	-
Mg	1,714	1,694	1,706	1,702	1,694	1,695	1,686	1,688
Ca	0,007	0,007	0,005	0,008	0,006	0,006	0,007	0,008
Ba	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Na	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
Cl	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	-
catsum	2,995	2,988	2,999	2,990	2,990	2,985	2,991	2,986
Fo (%)	86,8	86,3	86,0	86,7	86,2	86,7	85,9	86,4

Příloha 2

Chemické složení porfyrických vyrostlic pyroxenu a zrn pyroxenu v základní hmotě.

Pozice Vzorek Analýza Pozn.	fenokryst						základní hmota				
	HH-3 18 střed	HH-3 19 střed	HH-3 20 okraj	HH-3 21 okraj	HH-8 57 střed	HH-8 58 okraj	HH-1 46	HH-1 136	HH-5 61	HH-6 8	HH-5 156
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,01	-	0,04	-	-	0,04
SiO ₂	48,80	49,48	46,39	48,47	49,27	48,05	46,66	46,70	49,33	46,04	47,70
TiO ₂	1,37	1,09	2,59	2,29	1,36	2,00	3,01	2,67	2,30	3,27	2,51
Al ₂ O ₃	6,74	6,52	7,29	5,50	6,99	4,74	6,94	6,63	4,57	6,63	4,78
Cr ₂ O ₃	0,79	1,27	0,27	0,07	0,21	0,28	0,10	0,34	0,38	-	0,18
V ₂ O ₃	0,01	0,03	0,10	0,02	0,01	0,03	0,05	0,03	0,04	-	0,07
Fe ₂ O ₃	2,19	1,90	3,58	2,11	0,42	2,93	4,91	4,24	2,43	4,62	4,57
FeO	2,73	2,57	2,46	3,52	4,11	1,95	2,99	2,34	3,79	4,48	2,24
MnO	0,07	0,11	0,02	0,04	0,11	0,12	0,11	0,08	0,06	0,14	0,09
NiO	0,06	0,02	0,12	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	-	0,05
ZnO	0,03	0,07	0,03	0,00	0,11	0,03	0,06	0,04	0,00	-	0,00
MgO	13,79	14,37	12,86	13,31	13,66	13,77	12,49	13,18	14,09	12,04	13,56
CaO	22,33	22,00	23,71	24,38	22,16	23,99	23,88	23,78	23,73	22,94	24,10
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	-	0,00
BaO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,07	0,12	0,00	0,00	0,00	-	0,00
Na ₂ O	0,66	0,69	0,30	0,29	0,61	0,30	0,45	0,33	0,28	0,51	0,34
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,05	0,00
F	0,09	0,10	0,14	0,06	0,07	0,11	0,07	0,08	0,10	-	0,09
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
suma	99,71	100,24	99,91	100,09	99,28	98,43	101,47	100,53	100,59	100,72	100,33
normalizace na 6 atomů kyslíku ve vzorčové jednotce											
P	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	-	0,001	-	-	0,001
Si	1,803	1,814	1,729	1,798	1,824	1,810	1,717	1,731	1,814	1,717	1,774
Ti	0,038	0,030	0,073	0,064	0,038	0,057	0,083	0,074	0,064	0,092	0,070
Al	0,294	0,282	0,320	0,240	0,305	0,210	0,301	0,290	0,198	0,292	0,210
Cr	0,023	0,037	0,008	0,002	0,006	0,008	0,003	0,010	0,011	-	0,005
V	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	-	0,002
Fe ³⁺	0,061	0,052	0,101	0,059	0,012	0,083	0,136	0,118	0,067	0,130	0,128
Fe ²⁺	0,084	0,079	0,077	0,109	0,127	0,061	0,092	0,073	0,117	0,140	0,070
Mn	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003	0,004	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003
Ni	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	-	0,002
Zn	0,001	0,001	0,003	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	-	0,000
Mg	0,759	0,786	0,715	0,736	0,754	0,773	0,685	0,729	0,772	0,669	0,752
Ca	0,884	0,864	0,947	0,969	0,879	0,968	0,942	0,944	0,935	0,917	0,960
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	0,000	-	-	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	-	0,000
Na	0,047	0,049	0,022	0,021	0,043	0,022	0,032	0,024	0,020	0,037	0,024
K	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
F	0,010	0,011	0,017	0,007	0,008	0,013	0,009	0,010	0,012	-	0,011
Cl	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001

Příloha 3

Chemické složení pyroxenů v silikátových inkluzích.

Vzorek	HH-1	HH-1	HH-1	HH-1	HH-1	HH-1	HH-1	HH-5	HH-5	HH-5	HH-8	HH-8
Anal.	38	42	43	122	123	130	131	56	57	153	52	60
Pozn.	světl.	tmav.	světl.	světl.	tmav.	světl.	světl.	světl.	tmav.	tmav.	světl.	světl.
P ₂ O ₅	-	-	-	0,04	0,03	0,22	0,07	-	-	0,09	0,03	0,38
SiO ₂	39,90	49,91	42,13	41,51	48,78	38,94	41,55	41,22	45,97	45,99	37,54	39,49
TiO ₂	6,38	2,06	5,44	5,19	2,38	7,46	5,05	5,29	3,23	3,23	6,27	5,15
Al ₂ O ₃	11,55	4,10	9,97	10,32	4,79	10,31	10,59	10,61	6,63	6,32	12,49	11,46
Cr ₂ O ₃	0,02	0,40	0,01	0,06	0,06	0,04	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,02
V ₂ O ₃	0,15	0,05	0,08	0,07	0,03	0,16	0,10	0,05	0,10	0,07	0,11	0,11
Fe ₂ O ₃	6,63	3,26	4,86	7,15	3,60	5,79	5,99	5,76	4,46	4,34	7,00	5,58
FeO	3,92	2,37	3,79	1,23	2,59	4,14	3,04	2,99	4,10	3,72	3,23	4,29
MnO	0,13	0,09	0,08	0,13	0,06	0,15	0,10	0,01	0,16	0,14	0,14	0,12
NiO	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04
ZnO	0,06	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	9,15	14,75	10,59	10,94	14,04	8,91	9,93	10,53	11,73	12,22	8,23	9,21
CaO	23,26	24,11	23,24	24,01	24,11	23,24	23,79	22,99	23,49	23,58	22,87	22,85
SrO	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	0,00	0,02	0,00
BaO	0,08	0,01	0,08	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,06
Na ₂ O	0,60	0,32	0,50	0,49	0,34	0,70	0,54	0,47	0,49	0,39	0,59	0,39
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
F	0,10	0,09	0,08	0,12	0,09	0,13	0,14	0,13	0,09	0,10	0,13	0,17
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
suma	101,52	100,96	100,60	101,27	100,95	100,28	100,91	99,88	100,26	100,25	98,66	99,31
normalizace na 6 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce												
P	-	-	-	0,001	0,001	0,007	0,002	-	-	0,003	0,001	0,012
Si	1,497	1,821	1,580	1,548	1,795	1,489	1,561	1,556	1,721	1,723	1,456	1,516
Ti	0,180	0,056	0,153	0,146	0,066	0,215	0,143	0,150	0,091	0,091	0,183	0,149
Al	0,511	0,176	0,441	0,454	0,208	0,465	0,469	0,472	0,293	0,279	0,571	0,518
Cr	0,001	0,011	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
V	0,004	0,001	0,002	0,002	0,001	0,005	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003
Fe ³⁺	0,187	0,089	0,137	0,201	0,100	0,167	0,169	0,164	0,126	0,122	0,204	0,161
Fe ²⁺	0,123	0,072	0,119	0,038	0,080	0,132	0,096	0,094	0,128	0,117	0,105	0,138
Mn	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002	0,005	0,003	0,000	0,005	0,005	0,004	0,004
Ni	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Zn	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	0,512	0,802	0,592	0,608	0,770	0,508	0,556	0,593	0,655	0,682	0,476	0,527
Ca	0,935	0,943	0,934	0,960	0,951	0,952	0,958	0,930	0,942	0,946	0,951	0,940
Sr	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	0,000
Ba	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,044	0,022	0,036	0,036	0,024	0,052	0,040	0,034	0,035	0,028	0,044	0,029
K	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
F	0,012	0,010	0,010	0,014	0,011	0,015	0,016	0,016	0,011	0,012	0,016	0,020
Cl	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000

Příloha 4

Chemické složení pyroxenů na hydrotermální žilce a biotitů.

Minerál	pyroxen			biotit								
	hydrotermální žilka			základní hmota			silikátová inkluze			hydrotermální alterace		
	Vzorek Analýza	HH-5 55	HH-5 159	HH-5 160	HH-6 9	HH-1 47	HH-1 140	HH-1 45	HH-1 124	HH-5 151	HH-5 49	HH-5 52
P ₂ O ₅	-	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	46,23	47,48	45,53	32,36	33,75	33,59	33,61	34,07	34,73	31,28	32,66	
TiO ₂	1,79	0,71	1,81	7,29	6,56	6,37	5,41	6,64	5,20	3,02	6,33	
Al ₂ O ₃	2,97	1,78	4,03	16,16	16,66	16,34	14,85	14,99	15,45	14,46	15,83	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,07	0,06	0,07	0,02	0,00	0,03	
Fe ₂ O ₃	4,34	4,50	5,35	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO	19,82	21,95	19,66	19,43	15,94	16,29	15,95	14,88	16,69	29,73	21,68	
MnO	0,88	1,33	0,94	0,24	0,13	0,17	0,14	0,14	0,14	0,40	0,28	
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,07	0,03	0,15	0,01	
ZnO	0,00	0,09	0,05	0,00	0,08	0,00	0,11	0,09	0,03	0,00	0,10	
MgO	2,04	0,09	1,21	9,84	12,69	12,12	11,87	13,59	12,44	6,10	8,44	
CaO	20,63	20,15	20,63	-	-	-	-	-	-	-	-	
SrO	-	0,48	0,24	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,03	0,00	0,12	
BaO	0,13	0,00	0,04	0,00	2,72	3,17	2,20	2,14	2,04	0,89	2,13	
Na ₂ O	1,27	1,65	1,40	0,63	0,68	0,68	0,48	0,76	0,63	0,42	0,72	
K ₂ O	0,02	0,01	0,01	7,66	7,84	7,71	6,98	7,69	8,30	6,38	7,87	
F	0,02	0,03	0,04	0,16	0,64	0,56	0,62	0,63	0,63	0,20	0,36	
Cl	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	
suma	99,97	100,26	100,99	93,96	97,95	97,24	94,92	96,55	96,52	93,44	97,32	
normalizace na 6 (pyroxeny) a 22 (biotity) atomů kyslíku ve vzorcové jednotce												
P	-	0,000	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	
Si	1,861	1,933	1,825	5,057	5,113	5,145	5,263	5,208	5,339	5,215	5,107	
Ti	0,054	0,022	0,055	0,857	0,748	0,734	0,637	0,764	0,601	0,379	0,744	
Al	0,141	0,085	0,190	2,977	2,975	2,950	2,742	2,700	2,800	2,841	2,918	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	
V	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009	0,008	0,008	0,009	0,002	0,000	0,004	
Fe ³⁺	0,131	0,138	0,161	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ²⁺	0,667	0,747	0,659	2,539	2,020	2,087	2,089	1,902	2,146	4,145	2,835	
Mn	0,030	0,046	0,032	0,032	0,016	0,022	0,018	0,018	0,019	0,056	0,037	
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,008	0,004	0,019	0,001	
Zn	0,000	0,003	0,002	0,000	0,009	0,000	0,013	0,010	0,003	0,000	0,012	
Mg	0,122	0,005	0,072	2,291	2,865	2,768	2,770	3,095	2,851	1,515	1,967	
Ca	0,890	0,879	0,886	0,026	0,024	0,010	0,432	0,122	0,019	0,068	0,120	
Sr	-	0,011	0,006	0,000	0,000	0,006	0,000	0,003	0,003	0,000	0,011	
Ba	0,002	0,000	0,001	0,000	0,161	0,190	0,135	0,128	0,123	0,058	0,131	
Na	0,099	0,130	0,109	0,191	0,199	0,203	0,147	0,224	0,187	0,135	0,217	
K	0,001	0,000	0,001	1,527	1,516	1,507	1,395	1,500	1,629	1,357	1,571	
F	0,003	0,004	0,005	0,078	0,305	0,273	0,308	0,305	0,307	0,107	0,180	
Cl	0,001	0,000	0,000	0,009	0,005	0,004	0,008	0,005	0,009	0,008	0,008	
catsum	4,000	4,000	4,000	15,499	15,659	15,635	15,653	15,691	15,725	15,789	15,676	

Příloha 5

Chemické složení chloritů a minerálů serpentinové skupiny.

Minerál	chlorit				serpentin				
	Pozice Vzorek Analýza	základní hmota			silikátová inkluze			alterace olivínu	
	HH-1 48	HH-1 137	HH-5 50	HH-6 6	HH-1 39	HH-1 133	HH-1 41	HH-1 40	HH-8 56
SiO ₂	39,53	38,24	36,26	37,60	37,77	37,00	49,00	45,53	46,03
TiO ₂	0,00	0,01	0,22	0,06	0,12	0,02	0,04	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	11,40	12,63	17,50	14,41	8,15	11,59	0,15	0,12	2,92
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,07
V ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	-	0,00	-	0,00	0,02	0,03
FeO	7,31	7,09	6,95	8,31	14,39	10,57	9,07	11,42	8,12
MnO	0,13	0,10	0,19	0,13	0,09	0,09	0,02	0,06	0,00
NiO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	-	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,15	0,09	0,07	-	0,17	0,00	0,16	0,06	0,17
MgO	28,92	28,00	23,35	27,27	25,60	26,05	31,22	30,67	29,33
CaO	0,24	0,16	1,34	0,27	0,18	0,10	0,08	0,08	0,06
BaO	0,00	0,00	0,03	-	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00
Na ₂ O	0,01	0,07	0,01	0,02	0,01	0,04	0,05	0,02	0,08
K ₂ O	0,07	0,09	0,42	0,06	0,20	0,03	0,17	0,03	0,20
F	0,03	0,02	0,03	0,00	0,06	0,04	0,01	0,01	0,23
Cl	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,06
suma	87,80	86,55	86,42	88,18	86,81	85,59	90,00	88,11	87,31
normalizace na 14 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce									
Si	3,719	3,645	3,473	3,536	3,763	3,644	4,491	4,341	4,389
Ti	0,000	0,001	0,016	0,004	0,009	0,002	0,003	0,004	0,002
Al	1,265	1,419	1,976	1,598	0,957	1,346	0,016	0,013	0,328
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,005
V	0,000	0,001	0,001	-	0,000	-	0,000	0,001	0,002
Fe	0,575	0,566	0,557	0,654	1,199	0,870	0,695	0,911	0,647
Mn	0,010	0,008	0,015	0,011	0,008	0,007	0,002	0,005	0,000
Ni	0,000	0,002	0,000	0,003	0,003	-	0,000	0,000	0,000
Zn	0,010	0,007	0,005	-	0,013	0,000	0,010	0,004	0,012
Mg	4,056	3,979	3,334	3,823	3,803	3,825	4,265	4,358	4,169
Ca	0,024	0,017	0,138	0,027	0,019	0,010	0,008	0,008	0,006
Ba	0,000	0,000	0,001	-	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Na	0,002	0,013	0,002	0,004	0,001	0,008	0,009	0,004	0,015
K	0,008	0,011	0,051	0,008	0,026	0,004	0,019	0,004	0,024
F	0,007	0,006	0,009	0,000	0,019	0,013	0,003	0,002	0,068
Cl	0,003	0,002	0,005	0,002	0,000	0,005	0,000	0,003	0,010
catsum	9,670	9,668	9,569	9,667	9,801	9,717	9,519	9,656	9,601

Příloha 6

Chemické složení K-živce, nefelínu a sodalitu.

Minerál	K-živec				nefelín		sodalit		
	základní hmota		hydrotermální žilka	silikátová inkluze		hydrotermální žilka	silikátová inkluze		hydrotermální žilka
	Vzorek	HH-1	HH-6	HH-5	HH-5	HH-1	HH-5	HH-5	HH-5
Analýza	138	7	54	149	52	53	147	148	157
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03
SiO ₂	62,84	65,47	62,38	62,18	51,28	46,65	42,55	42,01	44,37
Al ₂ O ₃	19,84	18,82	18,55	19,77	29,94	31,66	27,75	27,77	25,79
FeO	0,37	0,50	0,62	0,28	1,38	0,56	0,34	0,55	0,64
MgO	-	-	-	-	-	-	0,03	0,46	0,00
CaO	0,07	0,09	0,04	0,03	0,22	0,18	0,13	0,04	0,13
SrO	0,00	0,05	0,75	1,49	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
BaO	0,22	0,05	0,23	0,68	0,00	0,00	0,07	0,00	0,09
Na ₂ O	0,61	0,64	1,15	1,10	16,51	16,61	22,96	22,92	21,38
K ₂ O	16,01	15,96	14,23	14,59	2,37	4,35	0,08	0,11	0,06
F	-	-	-	-	-	-	0,06	0,06	0,08
Cl	-	-	-	-	-	-	6,60	6,56	6,54
suma	99,96	101,58	97,97	100,15	101,74	100,01	100,58	100,48	99,09
normalizace na 8 (živce), 4 (nefelín) a 24 (sodalit) atomů kyslíku ve vzorcové jednotce									
P	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,004
Si	2,922	2,982	2,955	2,907	1,176	1,105	6,744	6,673	7,090
Al	1,087	1,011	1,036	1,090	0,809	0,884	5,184	5,199	4,857
Fe	0,014	0,019	0,025	0,011	0,026	0,011	0,045	0,074	0,085
Mg	-	-	-	-	-	-	0,007	0,109	0,000
Ca	0,004	0,004	0,002	0,002	0,005	0,005	0,022	0,007	0,022
Sr	0,000	0,001	0,021	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,004	0,001	0,004	0,013	0,000	0,000	0,005	0,000	0,006
Na	0,055	0,057	0,105	0,100	0,734	0,763	7,054	7,056	6,622
K	0,950	0,928	0,860	0,870	0,069	0,131	0,016	0,022	0,011
F	-	-	-	-	-	-	0,030	0,028	0,041
Cl	-	-	-	-	-	-	1,772	1,766	1,771
catsum	5,037	5,004	5,009	5,033	2,820	2,900	19,078	19,140	18,697

Příloha 7

Chemické složení spinelidů.

Minerál	chromový spinel					magnetit						
Pozice	monominerální inkluze v olivínu					silikátová inkluze					základní hmota	
Vzorek Anal.	HH-6 3	HH-6 4	HH-5 60	HH-5 142	HH-5 144	HH-1 35	HH1 134	HH1 135	HH-1 44	HH-5 154	HH-1 36	HH-6 5
SiO ₂	0,16	0,14	0,13	0,11	0,11	0,13	0,10	0,12	0,07	0,09	0,09	0,07
TiO ₂	1,83	1,40	1,44	1,57	1,37	1,55	2,87	1,81	15,46	7,44	17,07	16,47
Al ₂ O ₃	34,95	31,42	33,44	34,55	28,12	35,86	23,57	30,24	6,06	11,34	5,49	4,82
Cr ₂ O ₃	21,69	27,22	26,12	24,64	30,89	18,62	27,91	27,41	0,06	18,69	0,03	0,02
V ₂ O ₃	0,13	0,17	0,15	0,15	0,11	0,15	0,17	0,18	0,44	0,26	0,50	0,46
Fe ₂ O ₃	10,23	12,79	12,82	13,04	13,36	15,36	21,60	14,92	65,50	41,21	66,60	65,91
FeO	13,91	11,17	11,19	10,80	13,10	9,25	12,47	12,24	10,12	15,97	8,91	10,19
MnO	0,25	0,24	0,22	0,20	0,28	0,19	0,26	0,29	0,61	0,54	0,58	0,62
NiO	0,28	0,18	0,22	0,20	0,17	0,21	0,18	0,18	0,06	0,07	0,06	0,02
ZnO	0,18	0,02	0,13	0,11	0,06	0,10	0,10	0,10	0,17	0,13	0,09	0,00
MgO	16,05	15,55	16,01	16,30	14,29	16,69	13,39	14,85	5,03	6,60	4,96	4,17
CaO	0,01	0,07	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,08	0,19	0,06	0,09
SO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
suma	99,88	100,21	100,61	100,39	100,56	96,58	100,48	100,87	97,09	98,39	97,79	101,18
normalizace na 4 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce												
Si	0,005	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003
Ti	0,040	0,031	0,031	0,034	0,031	0,034	0,065	0,040	0,409	0,188	0,451	0,445
Al	1,190	1,084	1,129	1,161	0,979	1,231	0,839	1,038	0,251	0,450	0,227	0,204
Cr	0,496	0,630	0,591	0,556	0,721	0,429	0,666	0,631	0,002	0,498	0,001	0,001
V	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,013	0,007	0,014	0,013
Fe ³⁺	0,222	0,282	0,276	0,280	0,297	0,337	0,491	0,327	1,734	1,045	1,759	1,782
Fe ²⁺	0,336	0,274	0,268	0,258	0,323	0,225	0,315	0,298	0,298	0,450	0,262	0,306
Mn	0,006	0,006	0,005	0,005	0,007	0,005	0,007	0,007	0,018	0,015	0,017	0,019
Ni	0,006	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,002	0,002	0,002	0,001
Zn	0,004	0,000	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,002	0,000
Mg	0,691	0,679	0,684	0,693	0,629	0,725	0,603	0,645	0,264	0,332	0,259	0,223
Ca	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,007	0,002	0,004
S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000

Příloha 8

Chemické složení karbonátů ze základní hmoty, fenokrystů pyroxenu a miarol.

Minerál	kalcit			Mg-kalcit	aragonit				
	základní hmota	inkluze v cpx	miarola						
Vzorek	HH-1	HH-3	HH-8	HH-8	HH-8	HH-8	HH-8	HH-8	HH-8
Analýza	39	17	54	65	62	55	61	63	64
Pozn.						tmavší	tmavší (1.gen.)	světlejší (2.gen.)	tmavší (3.gen.)
SO ₃	0,02	0,07	0,07	0,13	0,13	0,08	0,00	0,00	0,08
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,06	0,01	0,04	0,09	0,00	0,01	0,04
SiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,03	0,54	0,00	0,59	0,00	0,00
FeO	0,12	0,06	0,89	1,54	4,85	0,00	0,98	0,03	0,03
MnO	0,01	0,51	0,19	0,21	2,91	0,00	1,03	0,04	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,20	0,02	0,00	0,09	0,00	0,05	0,11
CaO	55,45	57,03	53,58	54,73	34,52	56,17	53,36	52,66	56,54
MgO	0,00	1,06	2,55	2,76	11,80	0,01	0,46	0,03	0,01
SrO	1,78	0,00	0,05	0,02	0,27	1,81	1,42	5,77	0,83
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,11	0,00	0,06	0,17	0,10
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
suma	57,55	58,76	57,59	59,47	55,19	58,25	57,91	58,78	57,75
normalizace na 3 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce									
S	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001
P	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Si	0,001	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,010	0,000	0,000
Fe	0,002	0,001	0,012	0,020	0,065	0,000	0,013	0,000	0,000
Mn	0,000	0,007	0,003	0,003	0,039	0,000	0,014	0,001	0,000
Zn	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Ca	0,975	0,964	0,917	0,907	0,589	0,976	0,928	0,939	0,984
Mg	0,000	0,025	0,061	0,064	0,280	0,000	0,011	0,001	0,000
Sr	0,017	0,000	0,000	0,000	0,003	0,017	0,013	0,056	0,008
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,005	0,003
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
catsum	0,997	0,998	0,997	0,997	0,989	0,996	0,991	1,002	0,999

Příloha 9

Chemické složení kalcitu z inkluzí ve vyrostlících olivínu.

Pozice Typ Vzorek Analýza	karbonátová inkluze			silikátová inkluze			
	Ia		Ib	IIb			
	HH-8	HH-8	HH-3	HH-1	HH-1	HH-1	HH-5
	53	59	22	118	120	129	150
SO ₃	0,37	0,10	0,19	0,08	0,28	0,10	0,33
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,06	0,11	0,14	0,01	0,11
SiO ₂	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08	0,07
FeO	1,62	1,49	0,64	0,47	1,93	0,55	2,46
MnO	0,15	0,23	0,54	0,33	0,66	0,36	0,23
ZnO	0,16	0,04	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
CaO	56,26	54,20	54,54	54,43	51,70	52,55	51,88
MgO	1,83	2,58	2,91	1,51	2,14	2,56	1,89
SrO	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,02
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00
Na ₂ O	0,03	0,01	0,02	0,06	0,07	0,00	0,03
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
suma	60,59	58,74	58,99	57,04	57,03	56,38	57,03
normalizace na 3 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce							
S	0,004	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,004
P	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002
Si	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Fe	0,021	0,019	0,008	0,006	0,026	0,007	0,033
Mn	0,002	0,003	0,007	0,005	0,009	0,005	0,003
Zn	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,917	0,911	0,907	0,945	0,897	0,917	0,899
Mg	0,042	0,060	0,067	0,037	0,052	0,062	0,046
Sr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
catsum	0,990	0,997	0,994	0,997	0,992	0,996	0,989

Příloha 10

Chemické složení aragonitu z inkluzí ve vyrostlicích olivínu.

Pozice Typ Vzorek Analýza Pozn.	karbonátová inkluzie Ib HH-3 23 tmavší	silikátová inkluze					
		HH-1		IIb		HH-1	
		světlejší	tmavší	tmavší	světlejší	světlejší	světlejší
SO ₃	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01	0,07	0,00
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,02	0,03	0,05	0,14	0,15
SiO ₂	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	0,03	0,05	0,06	0,03	0,09	0,06	0,05
MnO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01
ZnO	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
CaO	55,74	44,91	52,46	56,87	50,80	49,39	52,14
MgO	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00
SrO	1,79	10,07	1,11	0,79	6,51	8,59	5,42
BaO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,07	0,02	0,02
Na ₂ O	0,02	-	0,00	0,07	0,14	0,07	0,09
Cl	0,01	-	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
suma	57,70	55,28	53,71	57,83	57,73	58,45	57,91
normalizace na 3 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce							
S	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
P	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,979	0,885	0,985	0,989	0,928	0,903	0,939
Mg	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Sr	0,017	0,107	0,011	0,007	0,064	0,085	0,053
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,001	-	0,000	0,002	0,004	0,002	0,003
Cl	0,000	-	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
catsum	0,999	0,997	0,999	1,000	1,001	0,996	0,998