

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program:

NGEOL



Bc. Jakub Mysliveček

Petrologie a genetické vztahy alkalických intruzivních hornin

roztockého intruzivního komplexu

Petrology and genetic relationships of alkaline intrusive rocks of the
Roztoky Intrusive Complex

Diplomová práce

Školitel: RNDr. Kryštof Verner, PhD.

Praha, 2019

Prohlášení:

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

V Praze, 13.8. 2019

Podpis

Abstrakt:

Roztocké intruzivní centrum (33-28 Ma) je spjato s terciérní vulkanickou aktivitou na území českého masivu (Česká republika). Nachází se ve vulkanickém komplexu České středohoří na tektonické linii oháreckého riftu. Předkládaná práce měla za úkol petrologický popis lokálních hornin a také ověřit možnou spojitost roztockého intruzivního centra (RIC) s karbonatitovým magmatismem, jak by tomu mohla nasvědčovat přítomnost alkalických hornin včetně jejich exotických typů (essexity, monzodiority, sodalitické syenity,...). Předpokládá se totiž, že se pod výplní kaldery RIC vyskytuje skrytá karbonatitová intruze, což může naznačovat také geofyzikální projevy dvou skrytých gravimetrických minim. Při detailním průzkumu vrtného jádra z vrtu R-2 z 60. let 20. století, byla popsána petrografická skladba hornin části výplně kaldery, přičemž v metráži 286,5 m byl nově zjištěn xenolit karbonatitu. Pomocí geochemických a mikrosondových analýz byl detailně materiál vrtu včetně karbonatitu prozkoumán. V karbonatitu, ale také v exokontaktu dříve popsaném silikokarbonatitu (Rapprich et al. 2017), byla nalezena karbonátová mineralizace s vysokými obsahy REE. Objev karbonatitového xenolitu a přítomnost minerálů s vysokými koncentracemi REE a Y potvrzují existenci předpokládané karbonatitové intruze pod RIC. Jedná se o vůbec první karbonatit s.s. popsaný na území českého masivu. Popsáno byla také střídání alkalických vulkanických hornin (tefrity, bazaltické trachyandezity a andezity), vulkanických brekcií těchto hornin, případných xenolitů podložních sedimentárních hornin křídového stáří, a pozdější protínání těchto hornin mladšími žilami trachytu a fonotefritu.

Abstract:

Roztoky Intrusive Center (33-28 Ma) is connected with tertiary volcanic activity in the territory of the Bohemian Massif (Czech Republic). It is located in the České středohoří volcanic complex on the tectonic line of the Ohře rift. The aim of this work was to petrologically describe local rocks and to verify the possible connection of the Roztoky Intrusive Center (RIC) with carbonatite magmatism, as could be suggested by the presence of alkaline rocks including their exotic types (essexites, monzodiorites, sodalitic syenites,...). It is assumed that there is a hidden carbonatite intrusion under the RIC caldera structure, which may also indicate geophysical manifestations of two hidden gravimetric minimas. In a detailed exploration of a drill core from the R-2 borehole from the 1960s, a petrographic rocks composition of a part of the caldera filling was described, including new find of xenolite of carbonatite in 286,5 m of R-2 borehole. By means of geochemical and micro-probe analyzes the well material including carbonatite was examined in detail. Carbonate mineralization with high REE contents was found in carbonatite, but also in the exocontact of the previously described silicocarbonatite (Rapprich et al. 2017). The discovery of carbonatite xenolite and the presence of minerals with high concentrations of REE and Y confirm the existence of a predicted carbonatite intrusion under RIC. It is the very first carbonatite s.s. described on the territory of the Bohemian Massif. The alternation of alkaline volcanic rocks (tefrites, basaltic trachyandezites and andesites), volcanic breccias of these rocks, possible xenolites of underlying sedimentary rocks of Cretaceous age and later intersection of these rocks with younger veins of trachyte and phonotephrite were also described.

Obsah:

1. Úvod	3
1.1 Neoidní vulkanismus na území Evropy a českého masivu	3
1.2 Vulkanické centrum Českého středohoří (CSVC)	4
1.3 Roztocké intruzivní centrum (RIC)	6
1.4 Polymetalické ložisko Roztoky	11
2. Metodika práce	12
3. Výsledky	13
3.1 Profil vrtem	13
3.2 Studium horninových výbrusů	13
3.3 Horninová geochemie	21
3.4 Minerální chemie	22
4. Diskuze	31
5. Závěr	33
6. Poděkování..	34
7. Seznam použité literatury	34

Použité zkratky:

- CEVP = centrální evropská vulkanická provincie
DHVC = Doupovské hory Volcanic Complex / vulkanický komplex Doupovské hory
CSVC = České středohoří Volcanic Complex / vulkanický komplex České středohoří
FCM = francouzský centrální masív
HIMU = vysoký obsah U/Pb
OIB = Ocean Ridge Basalt / bazalty oceánských ostrovů
CMR = Common Magmatic Reservoir / běžný magmatický rezervoár
RIC = roztocké intruzivní centrum
//X = mikroskopické pozorování v polarizovaném světle
XN = mikroskopické pozorování se zkříženými nikoly
REE = prvky vzácných zemin (LREE = lehké vzácné zeminy, HREE = těžké vzácné zeminy)

Použité zkratky minerálů:

Am = amfibol	Dol = dolomit	Rds = rodochrozit
Anh = anhydrit	Chd = chalcedon	Rt = rutil
Ap = apatit	Ilm = ilmenit	Sd = siderit
Brt = baryt	Mt = magnetit	Tnt = titanit
Bt = biotit	Pl = plagioklas	Zrc = zirkon
Cal = kalcit	Py = pyrit	
Cb = karbonát REE	Qtz = křemen	

1. Úvod

Oblast Českého středohoří patří mezi jednu z klasických oblastí výskytů vnitrodeskových alkalických magmat v Evropě. Geneze tohoto vulkanického systému byla spojena s formováním struktury oherského riftu v období kenozoika. Jeho součástí je Roztocký intruzivní komplex (33 – 25 Ma) - kalderová struktura s přítomností intruzivních alkalických hornin bazického až intermediálního složení, které vykazují petrogenetickou afinitu k litosférickému plášti s variabilním příspěvkem kontaminace okolní kůrou (REF). Tato intruziva jsou doprovázena rozsáhlým žilným doprovodem alkalických až extrémně alkáliemi bohatých hornin.

Náplní diplomové práce je petrogenetická rekonstrukce vzniku a vývoje vybraných hornin Roztockého intruzivního komplexu s ohledem na procesy parciálního tavení plášťových hornin, magmatické diferenciaci, frakční krystalizace a asimilace.

1.1. Neoidní vulkanismus na území Evropy a českého masivu

Kenozoická vulkanická činnost se výrazně projevila v celé západní a centrální Evropě a významně zasáhla i do oblasti českého masivu. Vnitrodeskový alkalický vulkanismus v západní a centrální Evropě byl asociován se systémem propagace riftových zón s hlavním směrem ssv.-jjz., který se začal formovat v paleogénu, a zahrnuje drobné vulkanické výlevy ve Španělsku, objemné vulkanické komplexy ve Francii, Německu a České republice, a který ustává směrem do jz. Polska (Lustrino a Wilson, 2007). Tento rozsáhlý riftový systém se formoval v důsledku Alpínské orogeneze způsobené kolizí Evropské a Africké litosférické desky během paleogénu. Výstup plášťových hmot související s vyklenováním astenosféry v předpolí Alpínské orogeneze, dal vznik velkému množství plášťových alkalických magmat díky dekompresnímu tavení. Mnohdy se projevuje míšení astenosférických a litosférických zdrojů a modifikací těchto primárních magmat díky různé úrovni korové kontaminace během jejich výstupu (Wilson a Downes, 1991; Goes et al., 1999; Pivec et al., 1998; Ulrych et al., 1999; Wedepohl a Baumann, 1999; Jung et al., 2011).

Magmatismus českého masivu v Evropském kenozoickém riftovém systému představuje nejvýchodnější větev centrální evropské vulkanické provincie (CEVP z Wilson a Downes 1991; Hoernle et al. 1995; Ulrych et al. 1999, 2011; Lustrino a Wilson 2007). V České republice je nejvýznamnější magmatická aktivita období Kenozoika vázána na oherský rift. Riftová zóna je pravděpodobně částí variské tektonické sutury českého masivu reaktivovanou při alpínské orogenezi. Tato sutura se nachází mezi Moldanubikem a Tepelsko-Barrandienskou jednotkou (jv. část) a Saxothuringikem (sz. část) (Babuška a Plomerová 1992, 2001, 2010; Mlčoch a Konopásek 2010). Podle některých názorů lze díky intradeskové seismicitě uvažovat také o trojném bodě mezi těmito jednotkami v západních Čechách (Babuška et al., 2007).

V českém masivu formuje magmatický riftový systém pásmo obloukového tvaru o délce přes 500 km mezi západní a východní částí masivu (Franke 1989; Ziegler 1990, 1994). Výraznější západní část pásma je lineárně orientovaná struktura (směr orientace jz.-sv.) protínající franckou linii a také zlomový systém Labe-Odra. Toto pásmo obsahuje především oherský rift, který je díky svým rozměrům přibližně 180 km na délku a maximální šířce 25 – 30 km největším riftovým systémem na území českého masivu (Obr. 1a). V oherském riftu se vyskytují

významné objemy vulkanických hornin, které jsou na některých místech koncentrovány do vulkanických komplexů. Další vulkanické produkty se vyskytují roztroušeně kolem zlomového systému Labe-Odra, ale i dalších tektonických linií.

Mocnost kůry českého masivu je dobře známá díky velkému množství měřených seismických profilů (Hrubcová et al., 2008) a dalších prací zabývajících se touto tematikou (Heuer et al. 2007; Geissler et al. 2008, 2012). Tyto geofyzikální studie ukazují na přítomnost relativně mělké Moho zóny (hloubka přibližně 25 – 30 km) v západní části českého masivu (Ziegeler a Dézes 2006). Západní část oherského riftu reprezentuje tuto část ztenčené kontinentální kůry, kde je Moho zastižena nejmělkěji (25 – 28 km) a rozšiřuje se od západních Čech směrem na severovýchod. Geochemická data získaná z měření fumarol v západních Čechách (izotopové složení $^3\text{He}/^4\text{He}$ a CO_2) odpovídají plášťovým hmotám (Bräuer et al. 2005). Distribuce kenozoických vulkanických produktů v oherském riftu byla kontrolována tektonicky. Vyskytují se zde dva hlavní vulkanické komplexy Doupovské hory (DHVC) a České středohoří (CSVC), a to na linii směru sv.-jz., přibližně uprostřed zóny oherského riftu. DHVC má délku přibližně 30 km, zaujímá plochu přibližně 600 km² a nachází se v západní části riftu (Holub et al. 2010). CSVC se naopak nachází ve východní části riftu, jeho délka je přibližně 65 km a zaujímá plochu kolem 500 km² (Shrbený 1995).

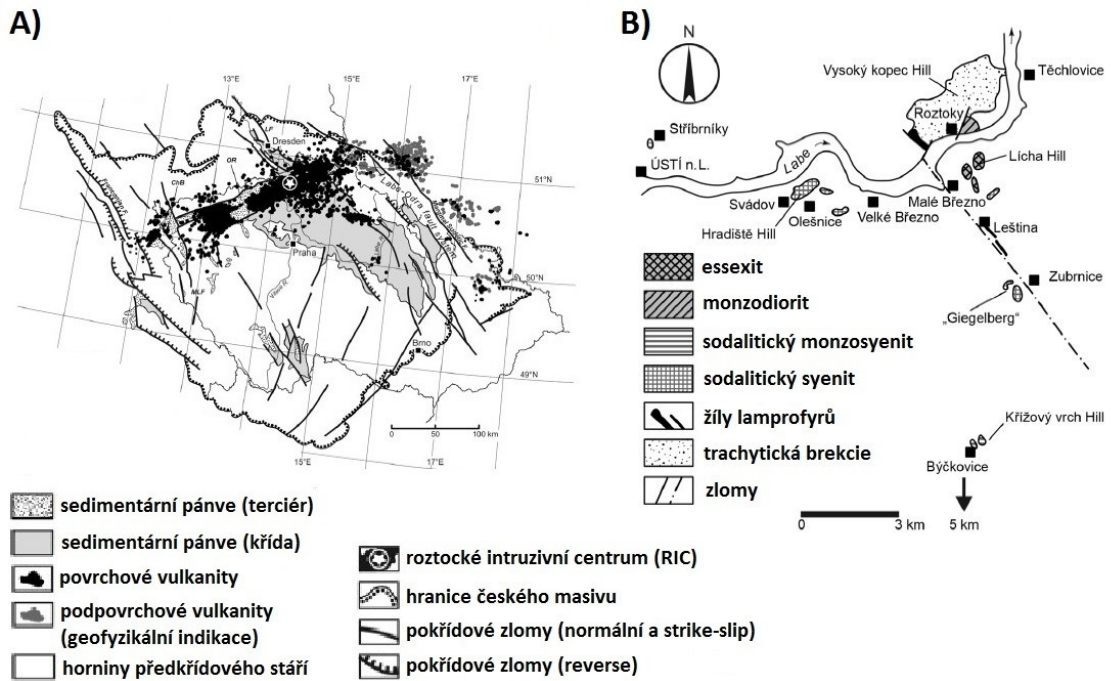
Stáří vulkanických hornin oherského riftu se pohybuje v rozmezí křída – kvartér (79 – 0,26 Ma; Ulrych et al. 2011). Na základě K-Ar dat definují (Ulrych a Pivec 1997; Ulrych et al. 2011) celkem tři fáze magmatické aktivity oherského riftu v kenozoiku: (1) pre-riftová fáze (79 - 49 Ma), (2) riftová či také syn-riftová fáze (42 – 16 Ma) a (3) post-riftová či pozdně-riftová fáze (16 – 0,26 Ma). Tato magmatická evoluce oherského riftu je srovnatelná s francouzským centrálním masivem (FCM z Michon a Merle 2001). Vulkanické horniny oherského riftu náležejí k SiO_2 nesaturovaným typům formující dvě synchronní alkalické série: (1) dominantní slabě alkalická bazanit-trachytická série (MAS) a (2) silně alkalická nefelin-fonolitová série (SAS; Ulrych a Pivec 1997).

Primitivní mafické vulkanické horniny oherského riftu mají relativně uniformní izotopové složení Sr-Nd-Pb s běžným sub-litosférickým plášťovým zdrojem (Blusztain a Hart 1989; Wilson et al. 1994; Lustrino a Wilson 2007; Ulrych et al. 2011). Izotopové složení a zastoupení nekompatibilních prvků primitivních mafických magmat oherského riftu je shodné s typem HIMU bazaltických oceánských ostrovů (OIB). Z tohoto lze usuzovat na přítomnost subdukované oceánské kůry ve svrchním plášti (Alibert et al. 1987; Lustrino a Wilson 2007) smíšenou s běžným magmatickým rezervoárem (CMR; Lustrino a Wilson 2007).

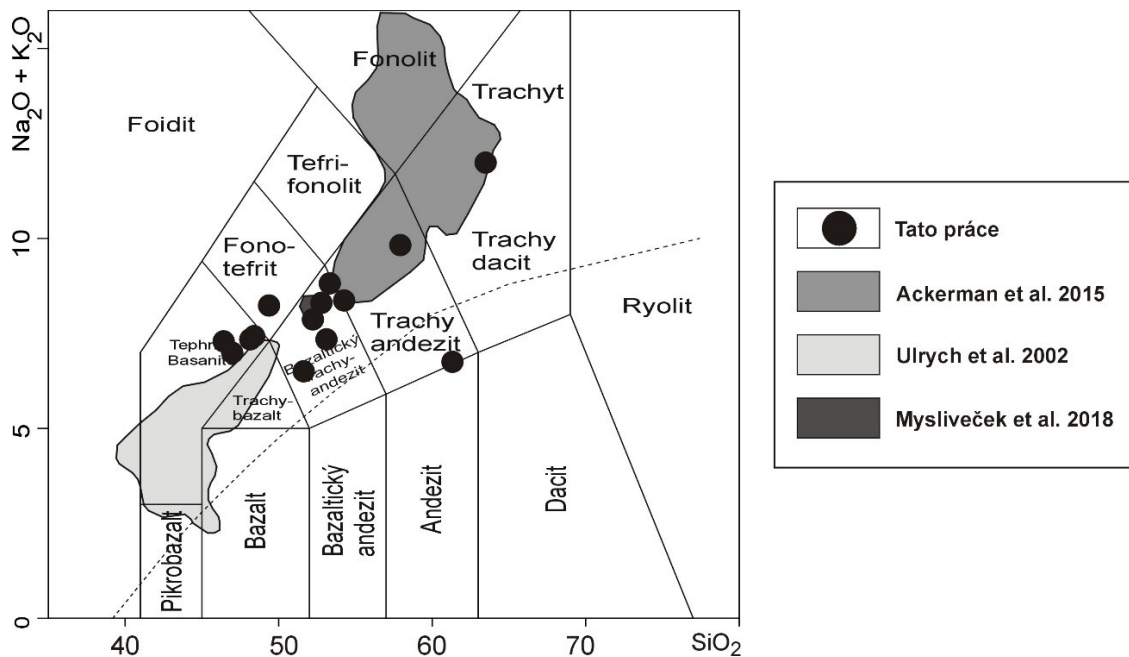
1.2. Vulkanický komplex Českého středohoří (CSVC)

České středohoří představuje významný erozní relikt po vulkanických produktech oherského riftu, který je tvořen 52 km³ vulkanického materiálu (Bendl et al., 1993). Přibližně 40% vulkanických produktů CSVC tvoří vulkanoklastika (Shrbený, 1995). Vymezeny byly celkem čtyři vulkanostratigrafické jednotky spadající do období 36,1 – 9 Ma (Cajz et al. 1999, 2009). S převažujícími bazaltickými horninami jsou geneticky spjaty také fonolitické a trachytické horniny představující silně diferencovaná alkalická magmata. Distribuce trachytů a fonolitů je nerovnoměrná. Světlejší horniny pak tvoří přibližně 6. vol. % všech vulkanických hornin CSVC, přičemž výrazně převahují fonolity nad trachyty (Hibscho, 1930). Středně diferencované horniny

(bazaltické trachyandezity, trachyandezity) se vyskytují nehojně, zato však mohou tvořit i relativně rozsáhlá tělesa (např. Mysliveček et al. 2018).



Obr. 1 A) Distribuce vulkanických hornin na území českého masivu (převzato a upraveno ze Skála et al., 2014). B) Vyznačení RIC a spjatých žilných hornin v jeho blízkém okolí (převzato a upraveno ze Skála et al., 2014).



Vulkanické horniny CSVC náleží k jediné genetické řadě a to: bazanit - trachybazalt - bazaltický trachyandezit - trachyandezit - trachyt - fonolit (Ulrych et al., 2002). V celkovém množství vulkanitů a jejich pyroklastik výrazně převažují složky mafické nad felsickými. Nejvíce zastoupené jsou bazanity (až tefrity) s olivinickými nefelinity. V menším množství se pak vyskytují felsičtější typy jako fonolity a trachyty (viz. např. Ackerman et al., 2015). Středně diferencované typy jako trachybazalty, trachyandezity a bazaltické trachyandezity jsou zastoupeny v nejmenším počtu, avšak mohou tvořit i poměrně rozsáhlá tělesa (viz. např. Mysliveček et al., 2018).

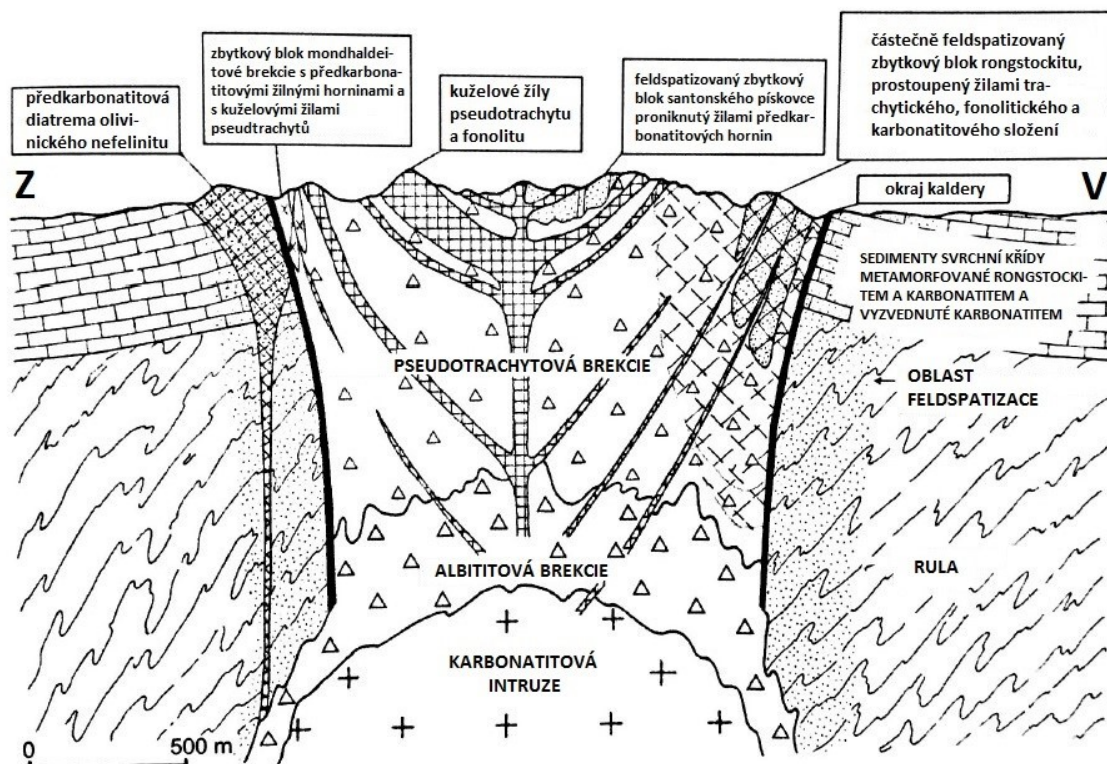
V prostoru oherského riftu vznikla řada tektonicky založených sedimentárních pánví. Mezi největší z těchto pánví se řadí mostecká pánev, která pokrývá valnou většinu vulkanických produktů CSVC (mimo nejmladší štrbické souvrství). Výplň této pánve je tvořena až 200 m především říčních a bažinných sedimentů z období sv. eocénu až pliocénu (Malkovský, 1987). Subsidence se projevuje v průběhu oligocénu (pokles o přibližně 60 m) a nejvyšší mírou poté ve sp. miocénu (pokles o přibližně 60 až 140 m). Následuje naopak vyzvedávání během komprese. Maximální extenzní fáze odpovídá nejvyšší vulkanické aktivitě oherského riftu. Tato skutečnost byla zjištěna porovnáním hornin obou celků pomocí K/Ar metody se zjištěním shodných stáří přibližně 32-24 Ma (Adamovič a Coubal, 1999). Mimo významné sedimentární pánve s velkými mocnostmi hnědouhelných slojí vznikají v CSVC také výrazně menší uhelné pánve se slojkami hnědé uhlí, které bylo především v minulosti předmětem lokální těžby například u obce Suletice či Čeřeniště.

Litostratigrafie CSVC je tvořena čtyřmi formálními souvrstvími. Nejstarší je souvrství ústecké (36,1 – 25,5 Ma), které je tvořeno bazanitovými výlevy a doprovodnými vulkanoklastiky včetně vložek tvořenými sedimentárním materiálem mělkých sladkovodních jezer a toků. Souvrství dečinské (30,8 – 24,7 Ma) tvoří trachybazaltové lávy a vulkanoklastika, většinou redeponovaná. Souvrství dobrnské (24,0 – 19,3? Ma) tvoří bazanitové lávy vzniklé nejspíše v důsledku remobilizace magmatického krbu. Štrbické souvrství (13,9 – 9 Ma) tvoří bazanitové intruze. Proráží a částečně překrývá sedimenty mosteckého souvrství. První tři souvrství jsou produkty jediného magmatického cyklu (svrchní eocén – spodní miocén). Souvrství štrbské vzniklo nejspíše jako výsledek následujícího (středně miocenního) vulkanického cyklu a zasahuje i do Mostecké pánve (Cajz, 2000).

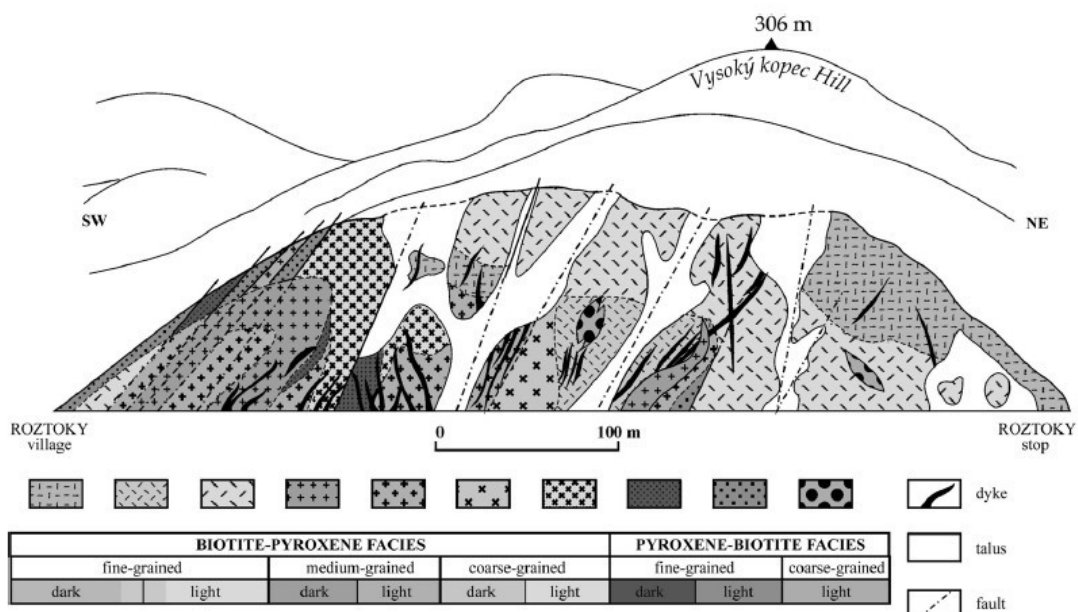
1.3. Roztocké intruzivní centrum (RIC)

Centrum magmatické aktivity středohorského komplexu se nachází v roztockém intruzivním centru (RIC) nacházejícím se v okolí obce Roztoky nad Labem, přibližně 10 km vsv. od Ústí nad Labem (Obr. 1b). Intruzivní aktivita RIC trvala přibližně v období 33-25 Ma (Ulrych a Balogh 2000; Ulrych et al. 2011). Toto centrum je tvořeno kráterem eliptického tvaru přibližně 3 x 1,5 km velkým a je z větší části vyplněno trachytickou brekcií. Tato brekcie obsahuje také hojně větší i menší úlomky trachybazaltů a fonolitů, které pravděpodobně pocházejí z hojných žil těchto hornin prostupujících brekcií. V severní části intruze se vyskytuje výrazné těleso olivinického nefelinitu. Monzodiority v oblasti obce Roztoky pronikají poměrně problematické typy karbonátových žil, na které je vázána Pb-Zn-Cu (Ag-Te) penetrační mineralizace (Pivec et al. 1998). Tyto karbonátové žíly vykazují obsahy stopových prvků a izotopového složení shodné s karbonatitami (Ulrych et al. 1997). V blízkém okolí RIC se také vyskytují hypabysální intruze monzodioritů, essexitů, sodalitických syenitů a také radiální roj žil lamprofyrů a felsických

derivátů (Ulrych 1983, 1998; Jelínek et al. 1989; Ulrych et al. 2006). Geofyzikálním průzkumem bylo zjištěno, že intruze essexitů a monzodioritů tvoří jediné hluboce zasahující těleso, které několika výchozy zasahuje až k povrchu (Mrlina a Cajz 2006).



Obr. 3 Schématický řez roztockou trachytovou kalderou. Za povšimnutí stojí zóna feldspatizace essexitu (rongstockitu), mondhaldeitu a santonských pískovců ve zbytkových blocích kaldery (převzato a upraveno z Kopecný 1987).



Obr. 4 Vertikální zonálnost centrální části tělesa roztockého monzodioritu ukazující pravidelné střídání a částečnou difuzi jednotlivých vrstev. Výchoz je dobře obnažený v prostoru železniční tratě Ústí nad Labem – Děčín (Skála et al. 2014).

Největší hypabysální intruze RIC je poměrně dobře obnažená erozním kaňonem Labe a vykazuje spíše heterogenní charakter (Obr. 4). Výrazné je vertikální protažení jednotlivých horninových typů o různých velikostech zrn, strukturách a poměrech klinopyroxen/biotit. Stejně tak jako pásy leuko-dioritu a mela-monzodioritu. Velmi podobná vertikální zonálnost a protažení je popsáno z kanadských Monteregian Hills, kde byla interpretována jako diferenciací při toku, tedy procesu charakteristického pro rozmístění magmatu v riftových systémech (Bhattacharji a Nehru 1972; Philpotts 1974; Eby 1984, 1985 a, b). Intruze RIC a s ní spojené žíly lamprofyků obsahují enklávy hornblenditových kumulátů až do 50 cm v průměru (Skála et al. 2014). Geneticky je RIC velmi podobné doupovskému intruzivnímu centru (DIC) v doupovském komplexu, kde se taktéž významnou měrou uplatňují asociace faneritických hornin jako jsou essexity, monzodiority a monzosyenity. V DIC se v okrajových partiích dominantně uplatňují klinopyroxenity a horniny melteigit-ijolit-urtitové série (Holub et al. 2010).

V okolí RIC je situovaných přibližně 1000 vulkanických žil, které jsou asociované se samotným intruzivním centrem. Tyto žíly se vyskytují v radiálním okruhu do 15 km vzdálenosti (Obr. 6). Žilný systém RIC je tvořený pěti petrologickými typy hornin a to:

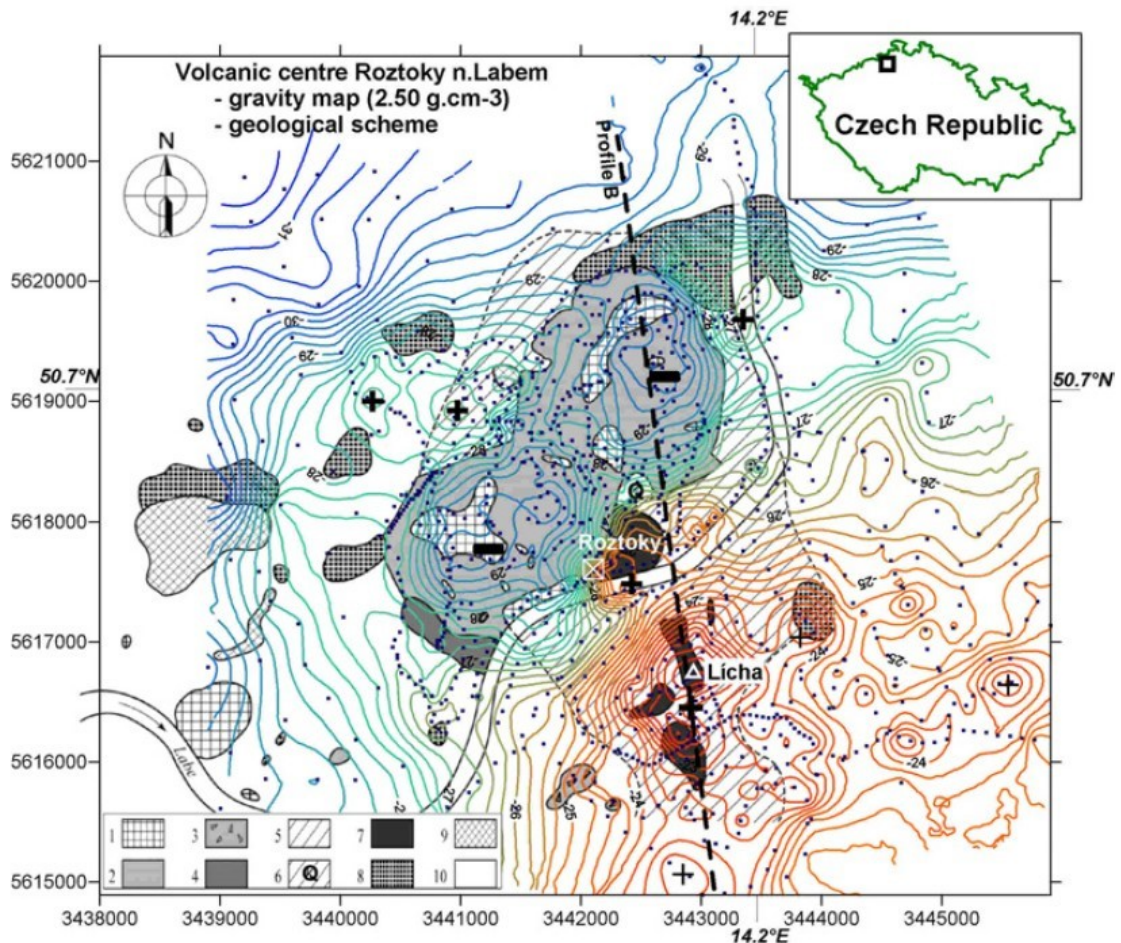
1. lamprofyry (monchiquit, camptonit) = 56%
2. střední deriváty (maenit, lokálně pojmenované „gauteit“ a „bostonit“) = 28%
3. felsické deriváty (tinguaity) = 1%
4. bazaltické horniny = 11%
5. fonolity a trachyty = 4%

RIC vykazuje velmi podobnou stavbu a složení hornin jako kenozoický vulkanický komplex Kaiserstuhl v Německu (Wimmenauer 1974; Keller 1981). Stáří monzodioritu bylo metodou K/Ar stanoveno na 29,5 miliónů let (Pivec et al. 1998). Bližší petrografické, minerální a geochemické složení žilných hornin RIC je detailně zpracováno v práci Skály (Skála et al. 2014). V terminologii petrografie RIC je důležité zohlednit dlouhou dobu výzkumu této oblasti a s tím spjaté změny v mezinárodní terminologii. Díky tomu původní práce, např. Hibsche 1900, udávají řadu místních názvů hornin (rongstockit, bostonit, gautenit a další), z nichž některé jsou v dnešní terminologii označovány jinými názvy.

Možnou přítomnost karbonatitové intruze v rámci RIC předpokládal Kopecký (Kopecký 1987). Dle názorů tohoto autora (bez hmotného důkazu přítomnosti karbonatitu), je alkalický karbonatit mladší než essexit, mondhaldeit, camptonit, „monchiquit“ dle Hibsche (na sklovitou komponentu bohatý camptonit) a sodalitický syenit. Částečně feldspatizovaný essexit získal díky teplotním změnám mladší stáří během intruze karbonatitu (29,5 Ma; Bellon a Kopecký 1977). Naopak essexity z vrchu Líška a Malého Března jsou starší (33,1 – 31,3 Ma; Ulrych a Balong 2000) a nejsou ovlivněny karbonatitovou intruzí. Karbonatit je také mladší než lamprofyrové žíly (camptonit a „monchiquit“) a také mondhaldeit. Nealterovaný camptonit se vyskytuje pouze mimo oblast kaldery (Kopecký 1987).

Dle Kopeckého (2010) také kalderu nevyplňuje brekcie trachytová, ale pseudotrachytová, která představuje produkt alkalického metasomatismu v exokontaktu předpokládané hluboce uložené intruze alkalického karbonatitu bohatého na Na a K. Těleso kaldery zaujímá oblast 3,8 x 1,5 km. Kaldera je vyplněna pseudotrachytovou brekcií (horniny vzniklé Na-K feldspatizací), která je složena z fragmentů pseudotrachytu, karbonátů, limonitu a K-živce, ale vyskytují se v ní také xenolity podložních hornin, např. sedimentů křídového stáří a ryolitů permokarbonského stáří. Ze závěrů této práce pak mezi xenolity vyplňující kalderu můžeme zahrnout také samotný

karbonatit z předpokládané hluboce uložené intruze (Obr. 3). Do výplně kaldery pak pronikaly žíly fonolitu, tinguaitu a pseudotrachytové kuželové výplně. Kaldera má tvar elipsy s protažením sz.–jv. Na mapě gravitačních anomálií jsou dobře vidět dvě výrazné oblasti, které naznačují dvě dílčí intruze (Obr. 5) lehčích hornin pod kalderou (Mrlina a Cajz, 2006) podobně jako je tomu u karbonatitové intruze v Nyasanja v Keni (Le Bas 1977). Tyto lehčí horniny mohou představovat foidové syenity, leukokratní foidolity (urtity) případně předpokládanou intruzí karbonatitu.

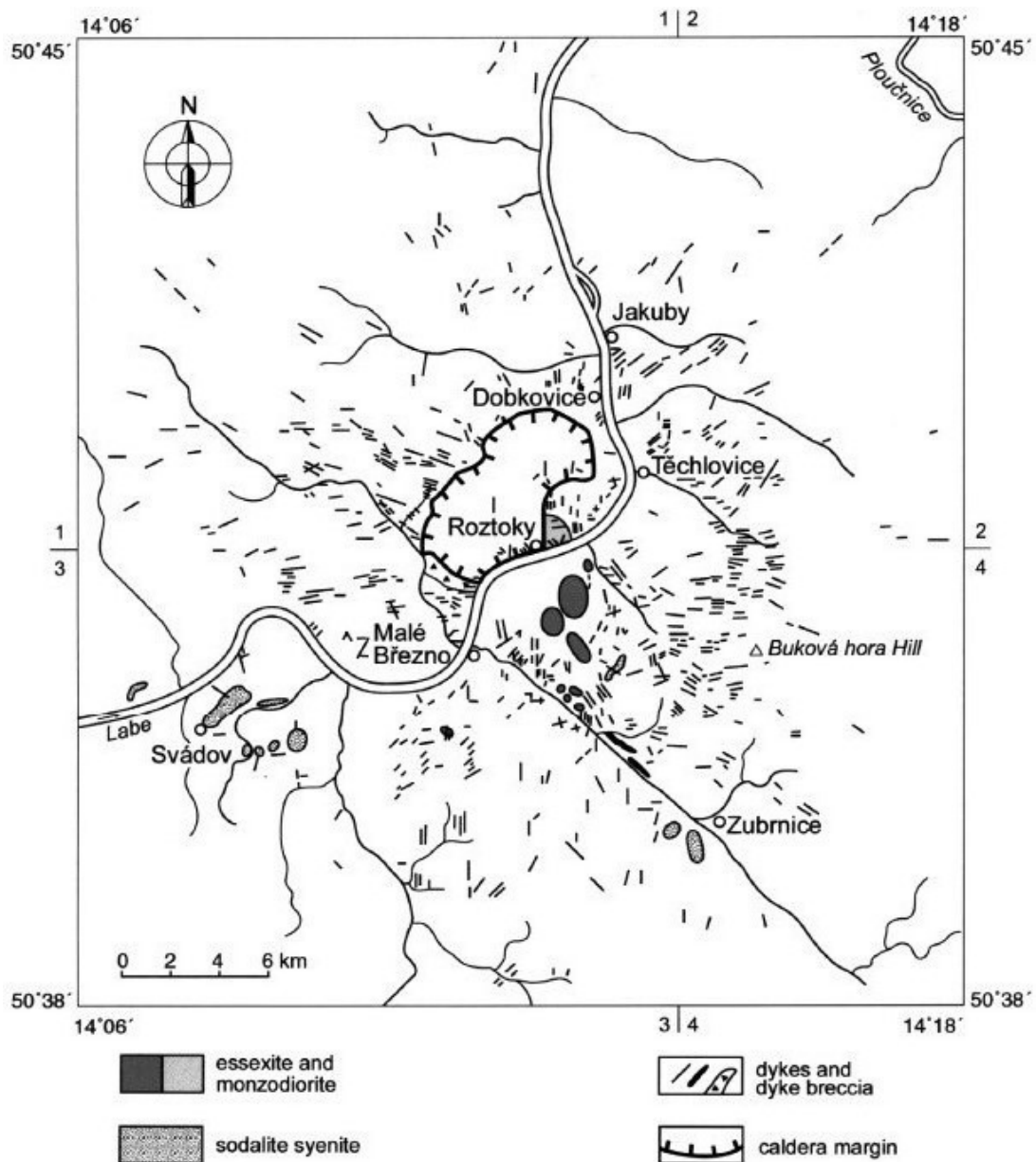


Obr. 5 Mapa gravitačních anomálií v prostoru RIC. 1) fonolitové a trachytové intruze, 2) trachytická brekcie, 3) bazaltická brekcie, 4) „mondhaldeitová“ intruze, 5) rozsah kontaktní metamorfózy, 6) bloky kvarcitu, 7) tělesa essexitu a „rongstockitu“ (monzodioritu), 8) bazalatické žíly, 9) trachybazaltické / tefritické žíly, 10) neklasifikované horniny (křídové sedimenty, pyroklastika) (Mrlina a Cajz, 2006).

Prvním hmotným dokladem karbonátem-bohaté magmatické aktivity byl nález silikokarbonatitové žíly ve vrtu R2 (Rapprich et al. 2017). V metrání 152,9 – 154,8 byla nalezena a dále zkoumána téměř 2 m mocná poloha tvořená silikokarbonatitovým materiálem. V tomto materiálu se podařilo rozlišit 3 výrazně odlišné zóny: (1) dolomitem bohatá, (2) silikátem bohatá a (3) pyritem bohatá. Tyto jednotlivé zóny dokládají celkem tři etapy přínosu silikokarbonátové taveniny. Původ tohoto materiálu je však částečně stále sporný, jelikož se

jedná spíše o silikokarbonátový materiál vzniklý velmi pokročilou diferenciací alkalického syenitu, případně s možnou příměsí xenolitů sedimentárního původu. O karbonatit s.s. se tedy nejedná, avšak jeho objev zásadně přispěl k prohloubení znalostí o RIC a možné přítomnosti skryté karbonatitové intruze.

Hypotetické těleso karbonatitu a možná existence ložisek zajímavých rud vázaných na toto těleso byly důvodem realizace vrtného průzkumu v roce 1968 (druhá etapa možná v 80. letech). Vrtná jádra z několika vrtů byla uložena ve skladech hmotné dokumentace ÚÚG (dnes ČGS), a s výjimkou vrtu R1 nebyla nikdy náležitě zpracována.



Obr. 6 Systém vulkanických žil v okolí RIC s typickou radiální strukturou směřující do středu intruzivního centra (Ulrych a Balogh 2000).

1.4. Polymetalické ložisko Roztoky

Roztoky jsou také méně známým ložiskem Pb-Zn-Cu (Ag, Te) rud, které je prostorově i geneticky vázáno na terciérní vulkanity RIC. Hydrotermální žilné ložisko je prostorově vázáno převážně na těleso monzodioritu v jižní části RIC tvořící masiv Vysoké hory. Toto těleso je omezeno zlomem sv.-jz. směru na západě a na východě pak blokem kontaktně metamorfovaných svrchně turonských slínovců.

Na ložisku se vyskytují tři ověřené rudní žíly, které mají téměř rovnoběžný průběh. Dvě protínají těleso monzodioritu ve směru sv.-jz. a třetí nezápadněji žíla protíná těleso fonolitu ssv.-jjz. Hlavní žíla o délce kolem 500 metrů a maximální mocnosti přibližně 60 cm probíhá v těsném kontaktu starší žíly bostonitu mocné kolem 3 metrů. Úklon žíly je 70-75° k sz. a z monzodioritu zasahují podstatnou částí i do metamorfovaných slínovců. Žíla bostonitu i hlavní rudní žíla jsou lokálně přerušeny množstvím menších zlomů směrů sz.-jv., s.-j. a v.-z., podle nichž bývají mírně posunuty. Zároveň jsou překříženy mladší žilou trachytu směru v.z.. Tato skutečnost svědčí o tom, že vznik rudní mineralizace souvisí s vývojem roztockého vulkanického centra (Pivec et al. 1998).

Minerální výplň je tvořena převážně karbonáty a to rodochrozem, dolomitem a kalcitem (řazeno od nejstaršího po nejmladší). Mezi rudními minerály převládá sfalerit (max. 5 cm mocné pásy v podobě 2 – 15 mm velkých zrn) nad galenitem (jemno až hrubozrnné pásy). Méně hojný je pyrit (impregnace do 0,3 mm velkých zrn), chalkopyrit (drobné žilky a shluky izometrických zrn velikosti do 2 cm), tetraedrit (max. 1 cm velké jemnozrnné agregáty) a hessit. Vznik minerální výplně hlavní žíly probíhal etapovitě v závislosti na tektonických pohybech, čemuž odpovídá i brekciovitá textura žiloviny. Úlomky pyritizovaného kontaktně metamorfovaného slínu, bostonitu a monzodioritu jsou obvykle povlečeny sfaleritem a galenitem, tmeleny jsou karbonáty. Galenit obsahuje 0,14 a tetraedrit 3,3 hm. % Ag (el. mikr.). Důležitým nositelem stříbra je na tomto ložisku hessit Ag_2Te (zde vysokoteplotní kubická modifikace), který tvoří nepatrné inkluze v galenitu, méně často i ve sfaleritu. Přítomnost různobarevných páskovaných agregátů kolomorfního sfaleritu a přítomnost chalcedonu naznačuje spíše nižší teploty vzniku. Výskyt kubického hessitu ukazuje na teploty vzniku okolo 155 °C. Studium fluidních inkluzí ve sfaleritu a rodochroze a studium izotopů síry ve sfaleritu a galenitu bylo zjištěno, že rudní ložisko v Roztokách vznikalo za teplot dosahujících maximálně 200–250 °C (Pivec et al. 1998).

První písemné záznamy, které dokládají těžbu v Roztokách, pocházejí až z roku 1527, avšak těžba zde probíhala nejspíše již dříve (např. Hibsche 1927 uvádí již 12. století). Místní těžba stříbra však nikdy nebyla dostatečně výtěžná, mnoho pokusů bylo více či méně prodělečných a po krátké době důlní podniky zanikaly (např. Reuss F. A. 1973; Reuss A. E. 1840; Hibsche 1900, 1927). Dochovala se celá řada zkoušek místní rudy. Pro ilustraci zkouška z roku 1888 uvádí, že místní galenit obsahuje 0,036 % Ag (Hibsche 1934). Podle zkoušky z roku 1907 obsahovala ve štoli Segen Gottes jedna tuna rudy 278 g stříbra, podle další zkoušky z následujícího roku (1908) obsahovalo stejné množství stejné rudy 440 g stříbra (Hellebrandt 1939; Kummer 1940). Podrobnější je pak zkouška z roku 1911, která zkoumala rudu ze štoly Segen Gottes (také štola Anna), která uvádí obsahy olova 25,6; 15,5 a 12,3 hm. %; obsah stříbra 0,0845; 0,044 a 0,0278 hm. %; obsah zinku 17,8 a 19,1 hm. % (Schneider 1911). V letech 1953 až 1956 proběhl moderní ložiskový průzkum pracovníky Severočeského rudného průzkumu, n. p. Teplice.

Průzkum odhalil celkem 5 starých štol, které byly vyzmáhány a částečně rozšířeny. Prokazatelné období těžby tak náleží mezi roky 1527 až 1956 a činí tedy 429 let.

2. Metodika práce:

Z vrtných jader odvrtaných v rámci výzkumu kenozoických subvulkanických intruzí v roce 1968, byl na základě prvotního nálezu silikokarbonatitu (Rapprich et al. 2017) vybrán vrt R2 k dalšímu systematickému výzkumu. Výzkum vrtu R2 byl doplněn o několik analýz z vrtu PD3, na kterém bude ještě výzkum pokračovat. Celé vrtné jádro, které bylo zachováno v téměř kompletní podobě a délce 300 m, bylo rozloženo pro detailní průběžnou dokumentaci jádra a odběr vzorků z reprezentativních poloh. Postupně byl tak vytvořen hrubý náčrt profilu vrtu a vybírány vzorky k pozdějšímu zpracování (petrografické výbrusy, leštěné nábrusy a geochemické analýzy). Chybějící partie, které mohou odrážet neúplný výnos jádra, nebo nahodilé nesystematické vzorkování v minulosti, jsou v profilu označeny jako polohy s neznámým obsahem. Petrografické výbrusy a leštěné nábrusy pro mikrosondové analýzy z několika desítek poloh ve vrtném jádru, byly zhotoveny v laboratořích České geologické služby. Výbrusy byly studovány k detailnímu mikroskopickému výzkumu petrografických charakteristik vzorků geochemicky příbuzných typů hornin, tedy především jejich společných vlastností a případných odchylek u jednotlivých vzorků. Geochemické analýzy z 16 vybraných horninových vzorků byly provedeny na České geologické službě v Praze. Vzorky rozdrčené v achátové misce byly analyzovány za účelem získání koncentrací hlavních a stopových prvků v laboratořích České geologické služby. Analýzy hlavních prvků zahrnovaly atomovou absorpční spektrometrii, fotometrii a titraci s Complexon III. Tyto metody blíže popisuje Dempírová et al., (2010). Koncentrace stopových prvků, tedy: V, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Pb, Bi, Th a U, byly změřeny pomocí rentgenové fluorescence na analyzátoru ARL9400 XRF. Na vzorcích z metrů R2_49,5; R2_84; R2_138; R2_156,5; R2_185; R2_196,5; R2_275 a R2_286,5 bylo měřeno složení horninotvorných minerálů na mikrosondě České geologické služby. Kvantitativní chemické analýzy jednotlivých minerálů byly prováděny na přístroji Tescan MIRA 3GMU přizpůsobené s SDD X-Man 80 mm² EDS detektorem a softwarem AZtecEnergy (Oxford Instruments). EDS bodové analýzy, plošné analýzy vybraných minerálů a některých částí vzorku byly získány individuálně (urychlující napětí 15 kV, WD 15 mm, 3 nA sondování, 30 s intervaly). Pro standardizaci byla použita sada standardů SPI mineral.

Identifikovaná zrna REE-karbonátů byla z důvodů přesnější analýzy přeměřena na mikrosondě PŘF UK. Kvantitativní analýzy byly provedeny pomocí elektronového mikroanalyzátoru se Schottkyho katodou (FEG-EPMA JXA-8530F, výrobce Jeol) metodou vlnově disperzní spektrometrie (WDS) při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 20 nA, elektronový svazek byl rozostřen na 5 μm za účelem minimalizace poškození vzorku během analýzy. Pro kvantitativní analýzu byly použity následující materiály jako standardy (přírodní i syntetické): Si - křemen, Ca - diopsid, Y - yttrito-hlinitý granát (Y3Al5O12), REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Dy, Gd) - pentafosfáty REE, Th - Th (kov). Získaná data byla přepočítána v Microsoft Excel 2016 a následně vyhodnocena programem GCDkit 4.00. Dodatečně byly vytvořeny petrografický výbrus i leštěný nábrus ze vzorku karbonátové žiloviny ze štoly Segen Gottes (Anna), GPS 50°41'24.974"N, 14°11'10.862"E, v Roztokách pro zpřesnění některých pozorování a případné hypotézy ohledně geneze ložiska.

3. Výsledky

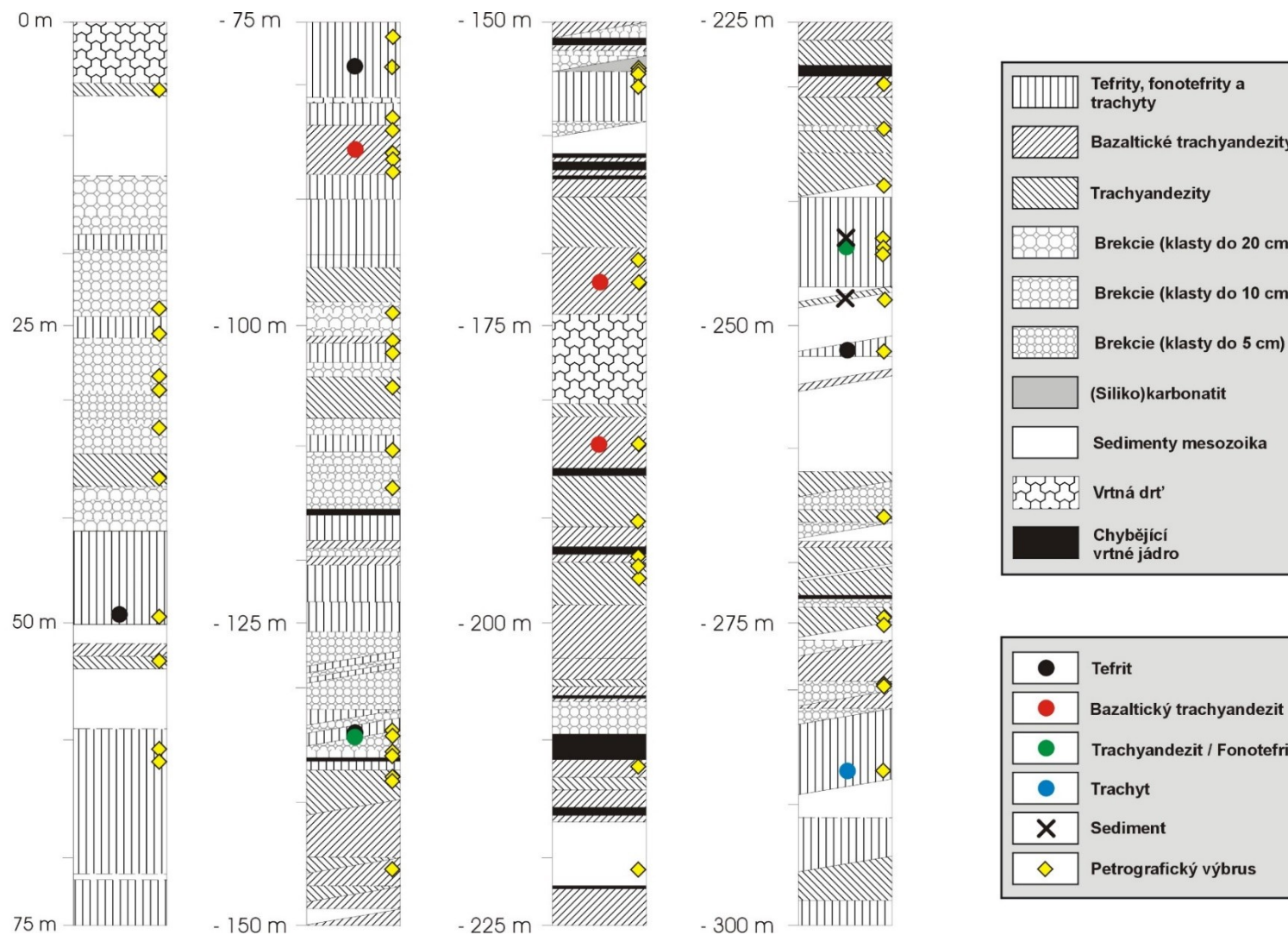
Studium horninových vzorků probíhalo v několika fázích. Nejprve bylo detailně prostudováno a zdokumentováno celé vrtné jádro v délce 300 m, ze kterého bylo vytvořeno několik desítek petrografických výbrusů. Vzhledem k opakující se tendenci petrologických typů hornin jsou charakterizovány shodné vlastnosti výbrusů těchto hornin a případně naopak jejich výraznější odchylky.

3.1 Profil vrtem

Při detailním studiu vrtných jader byly rozeznány jednotlivé makroskopicky odlišné horninové typy, které byly následně ověřeny a klasifikovány díky vybraným vzorkům zaslaných na silikátovou analýzu a vyneseny do TAS diagramu (Le Maitre et al. 2002). V profilu vrtnu byly zaznamenány tyto horninové typy: tefrit, bazaltický trachyandezit, andezit, fonotefrit, trachyt, pískovec a karbonatit. Nejhojnějšími typy jsou bazaltické trachyandezity a tefrity. Barva hornin byla často narůžovělá, s většími vyrostlicemi (nebo pseudomorfovanými vyrostlicemi) a barva se často směrem do větších metráží měnila v zájmu jednoho petrografického vzorku do světle či tmavě šedé. Mocnosti těchto poloh jsou až 25 metrů (například v metráži 69,1 – 82,9 m). Hojně je prokládání tělesy a žilami trachyandezitů o mocnostech 0,5 – 4 metry a velké množství brekcií o různé velikosti klastů (od 1 – 20 cm, horní hranice z jádra těžko posuzovatelná). Nehojné jsou zástupci trachytů a fonotefritů. Tyto horniny tvoří především žíly protínající starší vulkanická tělesa a žíly, může však tvořit také větší tělesa (např. metráž 283 – 289 m uzavírající xenolit karbonatitu). Časté je také makroskopicky dobře pozorovatelné vypálení (termální kontaktní metamorfóza) a silná karbonatizace některých poloh vrtnu, díky kterým se některé vulkanické horniny jeví jako původně sedimentární horniny. Poměrně hojně je také zastoupení xenolitů marinních sedimentů křídového stáří, které byly vytrženy z podloží RIC při pronikání magmatu k povrchu. Především ve spodní polovině vrtnu jsou pak hojné vrtné drtě či chybějící kusy jader. Celý profil vrtnu byl následně zpracován do digitální podoby (Obr. 7) s vyznačením odběrných míst pro geochemické analýzy a petrografické výbrusy a nábrusy, které byly dále detailněji zkoumány.

3.2. Petrografie zastižených horninových typů

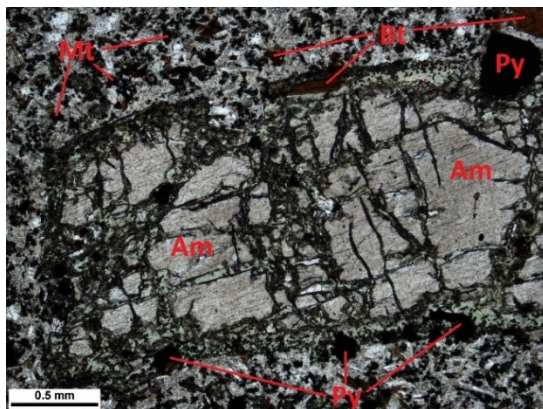
Celkově bylo vytvořeno 61 petrografických výbrusů. Výbrusy byly studovány na polarizačním mikroskopu Nikon Eclipse E200. V zájmu studia byly detailněji studovány výbrusy, u kterých byla provedena také geochemická analýza a následně vynesení naměřených dat do klasifikačních diagramů (LeMaitre 2002, Pearce 1996). U těchto vzorků bylo díky geochemické analýze jasné, o jaký horninový druh se jedná. Podle geochemicky zjištěných druhů hornin byly studovány jednotlivé výbrusy a níže je uvedena jejich petrografická analýza.



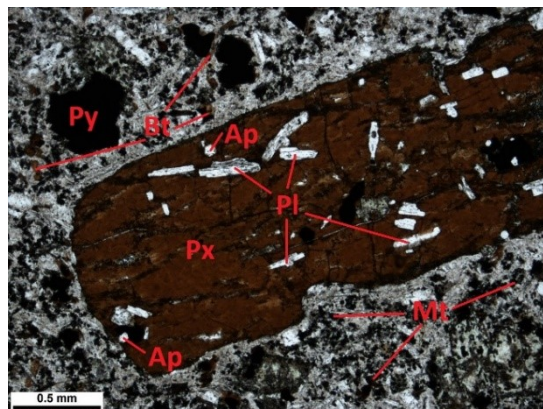
Obr. 7 Profil vrtem R-2 v celé jeho délce s vyznačenou petrografickou stavbou, místy odběru vzorků a provedených geochemických analýz.

Tefrity

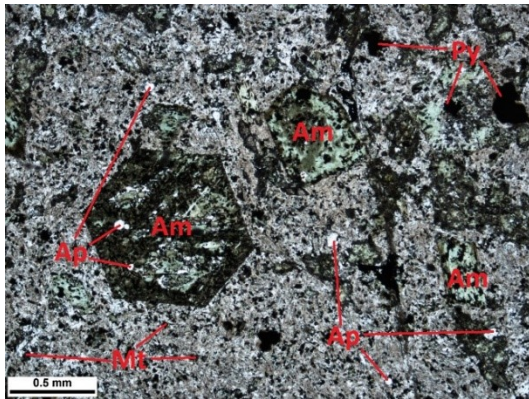
Vyrostlice náleží především amfibolům a klinopyroxenům. Obecně u studovaných vzorků tefritu převažují vyrostlice amfibolu nad klinopyroxeny. Amfiboly jsou ve většině případů silně postiženy alteračními procesy a následnou karbonatizací, která více či méně pseudomorfuje hmotu amfibolu. U výbrusu z metráže 49,5 m jsou zachovány také alterací málo postižené vyrostlice amfibolů do 3 mm, které jsou však hypautomorfního omezení. Dobře pozorovatelný je také reakční lem (Obr. 8) tvořený nejspíš chloritem či neurčeným jílovým minerálem, magnetitem a místy do něj vrůstá biotit. Nejvyšší zastoupení cca 5 obj. % zaujímají vyrostlice amfibolu u vzorku z metráže 252,7 m (Obr. 10, Obr. 11). Naproti tomu vyrostlice alterovaných klinopyroxenů dosahují délky až 4 mm (Obr. 9). Jejich omezení je často automorfní a u výbrusu z metráže 49,5 m lze pozorovat také přírůstovou zónu odlišného geochemického složení, než jaký má zbytek vyrostlice směrem ke středu. Do vyrostlic klinopyroxenů vrůstají menší automorfní plagioklasy. U metráže 134,8 m vyrostlice klinopyroxenů úplně chybí. Karbonatizace postihuje vyrostlice amfibolů i klinopyroxenů v různých intenzitách a bez viditelně stoupajícího trendu směrem se zvyšující se metráží horninových vzorků. Matrix studovaných tefritů je převážně jemnozrnná, někdy až střednozrnná a je tvořena drobnými vyrostlicemi živců, klinopyroxenů a drobným magnetitem. Často je usměrněna ve směru toku magmatu. Akcesoricky se vyskytují automorfně omezené až 0,3 mm velké apatity a to převážně v základní hmotě a také ve výrazně alterovaných vyrostlicích amfibolů a klinopyroxenů. Pozdějšími hydrotermálními vlivy došlo k impregnaci pyritem u všech studovaných vzorků. Pyrit se vyskytuje ve formě až 0,6 mm velkých automorfních zrn, ve společnosti s jemně rozptýleným a drobnokrystalickým pyritem.



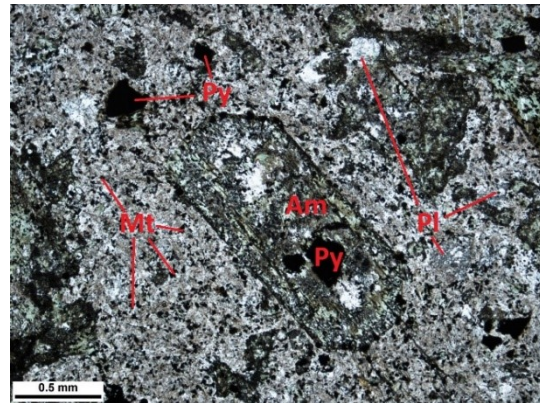
Obr. 8 Dobře pozorovatelný reakční lem kolem vyrostlice amfibolu (//N).



Obr. 9 Vyrostlice klinopyroxenu s uzavřenými krystaly živce z metráže 252,7 (//N).



Obr. 10 Automorfnní méně alterované vyrostlice amfibolů v tefritu z metráže 252,7 m (//N).



Obr. 11 Výrazně alterovaná vyrostlice amfibolu v tefritu (//N).

Fonotefrity

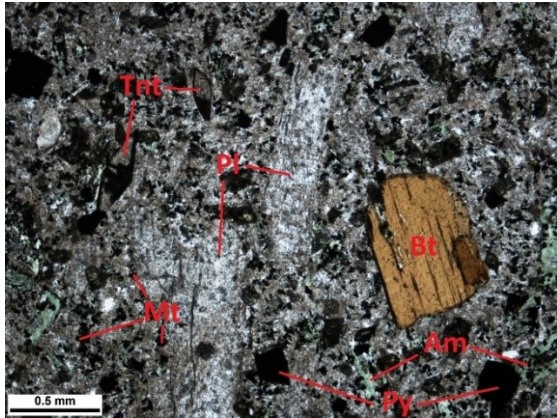
Fonotefrity tvoří velmi jemnozrnné matrix téměř bez zjištěných vyrostlic horninotvorných minerálů. V celé ploše výbrusu byla nalezena pouze jediná automorfnní a silně alterovaná vyrostlice amfibolu. Samotná základní hmota je usměrněna ve směru toku a je tvořena plagioklasem, amfibolem, alterovaným klinopyroxenem a malým množstvím magnetitu. Akcesoricky se vyskytuje hypautomorfnní apatit do 0,05 mm. Vzorek z metráže 244,6 byl později ovlivněn karbonatizací a je impregnován jemnozrnným pyritem (Obr. 24).

Bazaltické trachyandezity

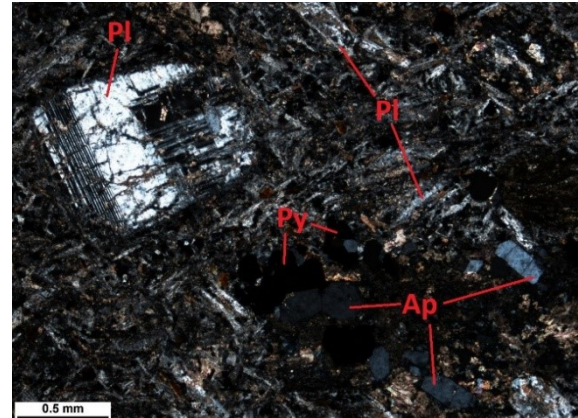
Podobně jako u tefritů, tak i v bazaltických trachyandezitech silně převažují vyrostlice amfibolů nad vyrostlicemi dalších minerálů. Amfiboly tvoří až 3 mm velké vyrostlice (v metráži 84,0 m), které mají hypautomorfnní omezení s natavenými hranami. U většiny vzorků je však dobře pozorovatelná destrukce vyrostlic amfibolu alteračními procesy a silnou karbonitizací. Mnohdy jsou tyto vyrostlice jen těžko rozeznatelné od základní hmoty nebo zůstává zachována jen část silně alterované vyrostlice. Plagioklas tvoří vyrostlice až 3 mm velké, bez kontaktních zón a zonálnosti (Obr. 15). Stejně jako u vyrostlic amfibolu jsou vyrostlice plagioklasu také natavené, silně ovlivněné alterací (u metráže 185 m díky alteraci téměř nerozeznatelné od amfibolů) a vyskytují se méně často než amfibol. U metráže 185 m se objevují také nehojné vyrostlice biotitu do 0,7 mm (Obr. 14), opět bez zonálnosti, avšak plně nealterované ani nepostižené karbonatizací, pouze s natavenými hranami.

Základní hmota je tvořena plagioklasem, amfibolem a klinopyroxenem. Je jemnozrnná až střednozrnná, povětšinou usměrněná ve směru toku (pouze u metráže 185 m usměrnění překryto alteračními procesy a karbonatizací). Běžná je pozdější impregnace pyritem, který tvoří jak jemnou impregnační mineralizaci v základní hmotě, tak také větší krystalické srůsty do 1 mm. Akcesorický je apatit a titanit. Apatit tvoří až 0,2 mm velké automorfnní krystaly a to jak v základní hmotě, tak v alterovaných vyrostlicích. Titanit byl zastížen v nejvíce alterovaném

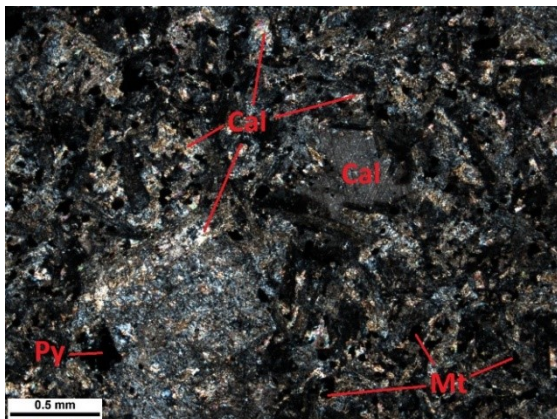
vzorku z metráže 185 m v hypautomorfních až 0,2 mm velkých krystalech vázaných pouze na základní hmotu (Obr. 14). Mladší praskliny v hornině vyplňuje nejmladší kalcit s impregnačním pyritem.



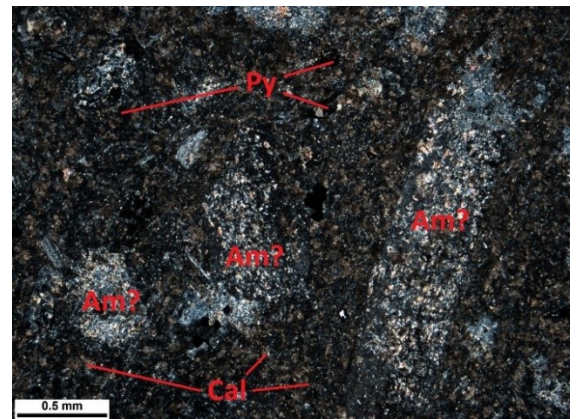
Obr. 14 Lišta biotitu a akcesorický titanit v bazaltickém trachyandezitu z metráže 185 m (//N).



Obr. 15 Vyrůstlice plagioklasu v bazaltickém trachyandezitu z metráže 84 m (XN).



Obr. 16 Drobná dutinka v bazaltickém trachyandezitu vyplněná kalcitem a výrazná karbonatizace horninového materiálu 133,3 m (XN).



Obr. 17 Výrazná karbonatizace metráže 145,5 postihující také vyrůstlice patřící pravděpodobně amfibolům (XN).

Trachyandezity

Vzorky trachyandezitů byly všechny velmi silně alterovány a karbonatizovány. Díky tomu, jsou vyrůstlice těžko identifikovatelné a jejich bližší minerální určení je téměř nemožné. Jisté rysy (tvary a usměrnění alteračních minerálů) napovídají, že se jednalo původně o amfiboly a plagioklasy. Alteračními minerály je převážně živec, kalcit, neurčené jílové minerály a akcesorický apatit.

Alteriční procesy s karbonatizací (Obr. 17) také dokonale skryly případné usměrnění základní hmoty. Ta je jemnozrnná (u metráže 145,7 m velmi jemnozrnná), tvořená plagioklasem a amfibolem. Akcesorický je automorfní apatit do 0,1 mm. Mladší pukliny vyplňuje kalcit, který také vyplňuje drobné vezikuly u metráže 133,3 m, kdy je dobře pozorovatelné jeho lamelování

(Obr. 16). Výrazná je pozdější impregnace pyritem. Pyrit tvoří opticky až 15% vzorku a vyskytuje se jak v jemných impregnacích v základní hmotě, tak tvoří také větší krystalická zrna do 0,2 mm, místy v trhlinách společně s kalcitem.

Trachyty

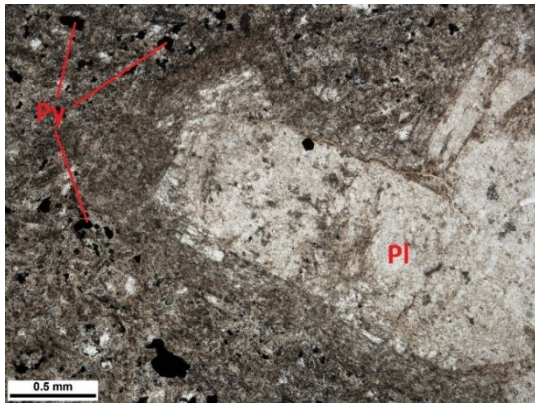
Trachyty s malým zastoupením karbonatizace základní hmoty zastupují méně častý horninový typ ve vrtu R2. Vyrůstlice jsou tvořeny převážně klinopyroxeny o velikosti do 1,5 mm. Jsou hypautomorfní a silně ovlivněné alterací. Alterací jsou ovlivněné také vyrůstlice amfibolů o stejné velikosti, ale u některých amfibolů je dobře patrná reakční zóna (Obr. 19), případně původní nealterovaný materiál. Nejméně hojné vyrůstlice tvoří plagioklas, který je většinou s reakčním lemem a silně karbonatizován. Ten tvoří až 2,5 mm velké vyrůstlice, v jednom případě také srostlé do větších srostlic, s různým vlivem alterace (slabě i silně alterované) s dobře viditelnou reakční zónou (Obr. 18).

Matrix, usměrněná ve směru toku, je povětšinou střednozrná a tvořena živci, amfiboly a klinopyroxeny v různé formě alterace. Akcesorické minerály nebyly při mikroskopovém studiu zaznamenány. Přítomna je impregnace pyritem, který se vyskytuje jak v základní hmotě, tak ve větších krystalických srůstech do 0,2 mm.

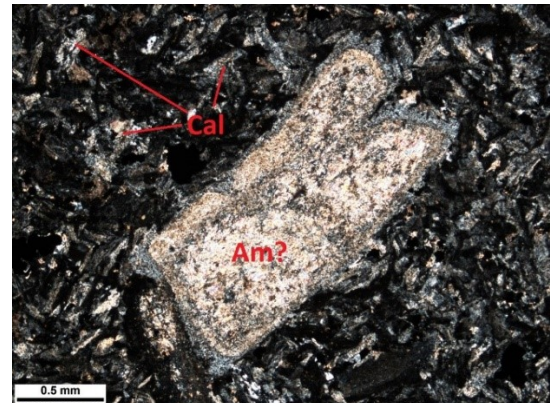
Karbonatizované trachyty

Běžnějším horninovým typem než klasické trachyty jsou karbonatizované trachyty. Karbonáty náleží spíše dolomitu než kalcitu, ale ve vzorcích se vyskytují oba minerály. Vyrůstlice jsou silně přeměněny a stopy po nich jsou téměř úplně zastřeny. Dle nahrazování původních vyrůstlic živci a neurčenými jílovými minerály a jejich uspořádání do přibližně původních tvarů krystalových omezení vyrůstlic lze usuzovat, že vyrůstlice původně patřily plagioklasu a amfibolům.

Základní hmota je jemnozrná a neusměrněná ve směru toku. Tvoří jí plagioklas a amfibol. Míra karbonatizace je různá, avšak dá se konstatovat, že je silná až velmi silná. U vzorku z metráže 25,3 m je karbonatizace tak silná, že zastírá původní magmatickou texturu a hornina makroskopicky připomíná spíše porcelanit. Akcesoricky se vyskytuje hypautomorfní až xenomorfní apatit do 0,05 mm. Zachována je pozdější impregnace pyritem, která tvoří až 5% viditelné části výbrusů. Pyrit také vyplňuje některé praskliny v hornině.



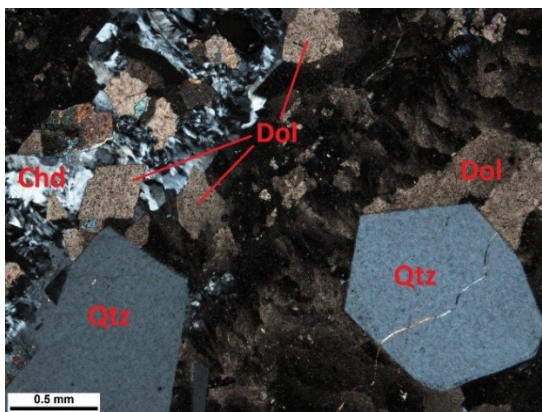
Obr. 18 Srostlice plagioklasu s výrazným reakčním lemem v metráži 286,5 m (//N).



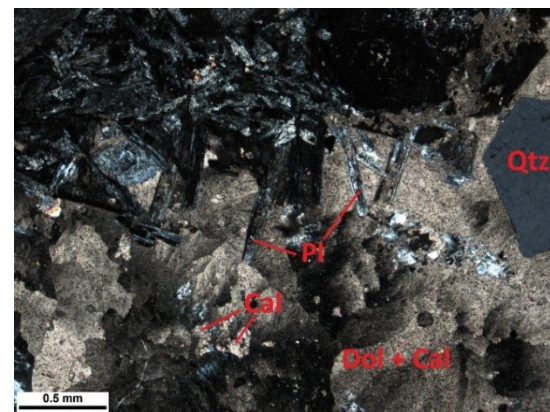
Obr. 19 Pravděpodobně amfibol, silně karbonatizovaný a s reakčním lemem (XN).

Karbonatit

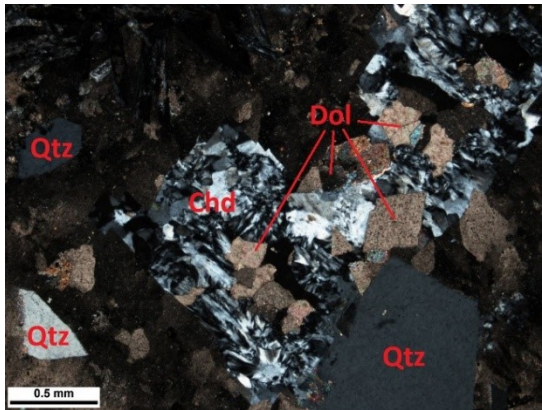
Prokazatelný karbonatit byl zastižen v xenolitu uzavřeném v nekarbonatizovaném trachytu v metráži 286,5 m vrtu R2. Roztocký karbonatit se vyznačuje hrubozrnnou texturou a je tvořen především karbonáty a automorfními až hypautomorfními zrnky křemene do 4 mm velikosti. Zrna křemene jsou bez reakčních lemů (Obr. 20). Karbonáty patří především dolomitu s kalcitem a nejmladší přírůstkové zóny jsou tvořeny rodochrozitem (Obr. 23). Ze získaného výbrusu karbonatitu nebyl zjištěn žádný akcesorický minerál pozorovatelný v mikroskopu. Na kontaktu karbonatitu a trachytu je výrazné zarůstání krystalů živců do měkkého materiálu kalcitu v karbonatitu (Obr. 21). V původních dutinách se nachází sféricky krystalovaný chalcedon (Obr. 22), typicky rostoucí ze stěn dutin do jejich středu.



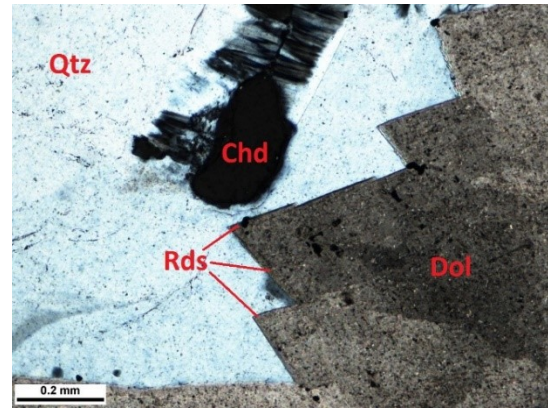
Obr. 20 Karbonatit z xenolitu metráže 286,5 m s automorfními zrnky křemene, karbonáty a chalcedonem (XN).



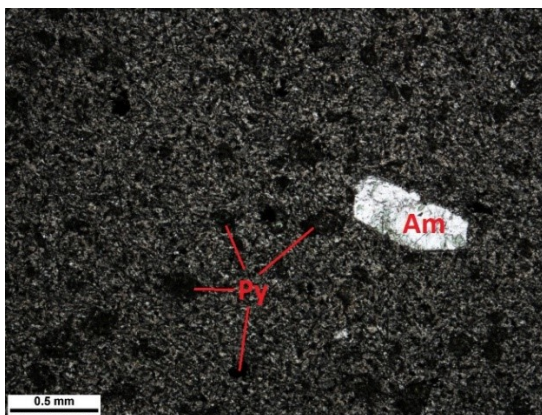
Obr. 21 Zarůstání živců z trachytu do měkkých karbonátů xenolitu karbonatitu (XN).



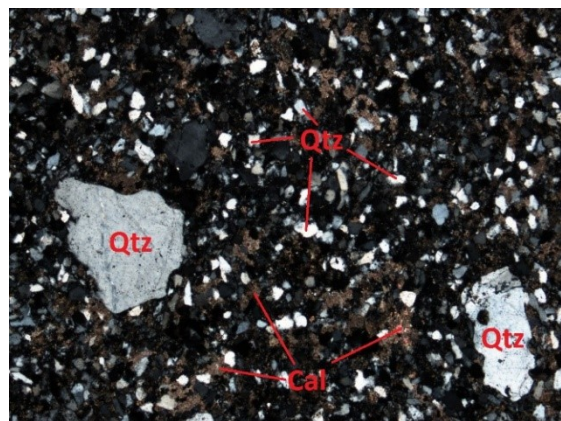
Obr. 22 Chalcedon v xenolitu karbonatitu vyplňující dutinu (XN).



Obr. 23 Chemicky zonální krystal karbonátu zarůstající do křemene a chalcedonu (XN).



Obr. 24 Velmi jemnozrná matrix fonotefritu z metráže 244,6 s velmi přeměněným amfibolem (XN).



Obr. 25 Pískovec z metráže 244,2 m (XN).

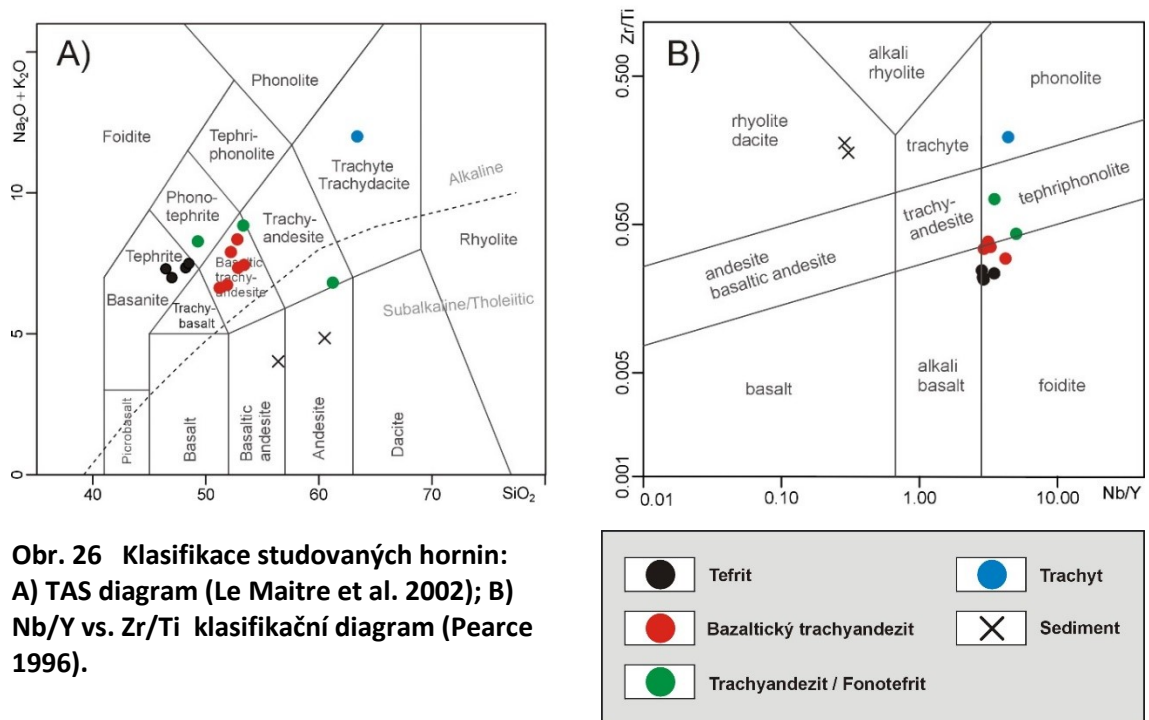
Pískovce

Pískovce tvoří bloky sedimentárních hornin vytržených z křídového podloží vlastní roztocké kaldery. Ve vrtu byly zachovány na několika místech a všechny vykazují podobné rysy. Jemnozrná matrix je tmelená karbonátem. U některých vzorků jsou přítomny částečně omletá zrna křemene do 1 mm a tvořící kolem 5% viditelné části výbrusů (např. metráž 244,2 m, Obr. 25). Naopak některé pískovce vykazují jemnozrnou texturu bez větších zrn křemene (např. metráž o pouhé 3 metry níže v hloubce 247,2 m). Pozdější impregnace pyritem ovlivnila také pískovce. V puklinách se vyskytují vysrážené oxidy a hydroxidy železa.

3.3. Horninová geochemie

Vzorky analyzovaných hornin byly z velké části postižené různou mírou karbonatizace, alterace a byly často impregnovány pyritem. Obsah CO_2 je 5,88 – 1,67 hm. %, což naznačuje činnost postmagmatických procesů. Suma SiO_2 je v rozsahu 41,81 – 52,4 hm. % (nižší SiO_2 ovlivněno především alteračními procesy a karbonatizací, zatímco vyšší hodnoty se projevují především u neovlivněných vzorků). Suma alkálií $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ je 6,41 – 8,92 hm. % a výrazněji se odlišuje pouze vzorek trachytu s xenolitem karbonatitu z metráže 286,5 m se sumou $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 11,55 hm. %. Jedná se tedy o horniny spadající do zóny bazických a alkalických vulkanitů. V klasifikačních diagramech pro vulkanické horniny (Le Maitre et al., 2002, Obr. 26 A; Pearce et al. 1996, Obr. 26 B) se jedná o celkem 4 typů hornin a to s převládajícími typy bazanit-tefrit, bazaltický trachyandezit a trachyandezit. Mimo to se zde však vyskytují horniny složení fonotefrit a trachyt. Změny chemického složení mezi jednotlivými horninovými typy jsou nevýrazné. Obsahy P_2O_5 jsou 0,5 – 0,7 hm. % (s výjimkou trachytu z metráže 286,5 m = 0,096 hm. %, a trachyandezitu z metráže 133,3 m 0,321 hm. %) a stroncia 202 – 946 ppm.

Vulkanické horniny doprovází také xenolity sedimentárních hornin křídového stáří, které mezi sebou mají obsahy prvků velmi podobné.



Obr. 26 Klasifikace studovaných hornin: **A)** TAS diagram (Le Maitre et al. 2002); **B)** Nb/Y vs. Zr/Ti klasifikační diagram (Pearce 1996).

3.4. Minerální chemie

Celkově bylo vytvořeno 27 leštěných výbrusů. Stejně jako u mikroskopového studia vzorků byly detailněji zkoumány především výbrusy z metráží, na kterých byla také vyhotovena geochemická analýza a následné vyhodnocení, při kterém bylo zjištěno a které geochemické horninové druhy se jedná. Výbrusy byly studovány na mikrosondě Tescan MIRA 3GMU (viz. kap. Metodika) v laboratořích České geologické služby. Pro ověření jedné z pracovních hypotéz byla studována také karbonátová žilovina ze štoly Segen Gottes (Anna) situována nedaleko odběrného místa vrtu R-2.

Pyroxeny

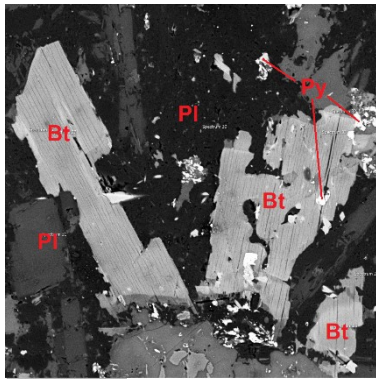
Přestože byly vyrostlice pyroxenů pozorovány, byly ve valné většině případů pseudomorfovány jílovými minerály a karbonatizovány. V čisté nealterované či nekarbonatizované formě se ve vzorcích pro mikrosondovou analýzu nenašel žádný měřitelný pyroxen. Z některých méně alterovaných tefritů je patrné, že se jedná o klinopyroxeny.

Živce

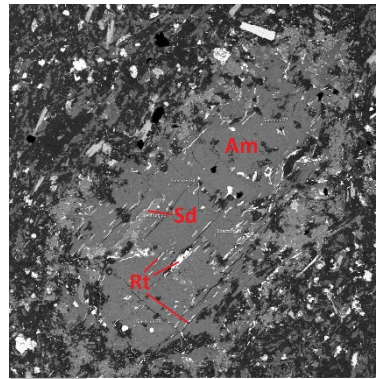
Chemické složení živců je u studovaných hornin velmi rozsáhlé. Živce trachytů neobsahují anortitovou složku a jsou téměř čistými ortoklasy a albity (Obr. 30 B). Většinou se jedná o matrix, vzácně tvoří vyrostlice bez určité zonálnosti. Obdobné složení mají živce v trachyandezitech, nicméně zde jsou alespoň mírně obohaceny o anortitovou složku a mohou zapadat až do pole oligoklasu. Naproti tomu živce v tefritech vykazují rozdílné složení. Menší část z nich spadá do pole sanidinu, avšak většina měřených vzorků patří labradoritu. U živců nebyla pozorována žádná zonálnost, kromě zonálnosti alterace, která postihuje především okraje a dále pokračuje do středu vyrostlic. Na živcích nebyly měřeny obsahy BaO.

Amfiboly

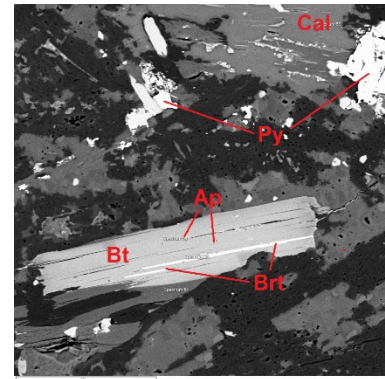
Vyrostlice amfibolů jsou podobně jako pyroxeny silně alterovány a často zatlačovány karbonatizací. Vyskytují se především v bazaltických trachyandezitech, tefritech a trachyandezitech. Vyrostlice dosahují maximální velikosti 4,5 mm, jsou rozpukané a často s výrazným alteračním lemem tvořeným neurčenými jílovými minerály, biotitem a živcem, případně s příměsí zrn pyritu. V některých případech obsahují inkluze rutilu a pravděpodobně alterační siderit (Obr. 28). V matrix se amfiboly vyskytují taktéž silně postiženy alterací a karbonatizací.



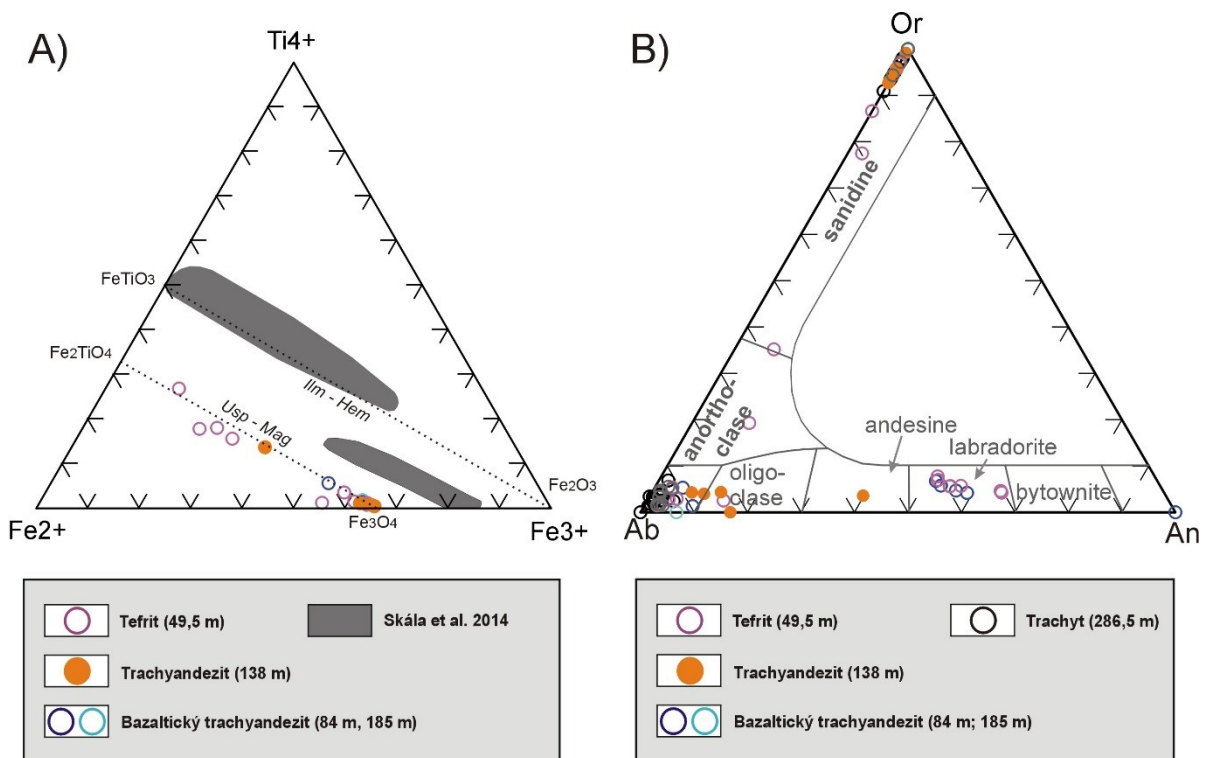
Obr. 27 Částečně natavená zrna biotitu z metráže 84,0.



Obr. 28 Alterovaná vyrostlice amfibolu s inkluzemi rutilu a se sideritem.



Obr. 29 Zrno biotitu s lamelami barytu a zarostlými apatity.



Obr. 30 Ternární diagramy složení magnetitu (A) a plagioklasu (B).

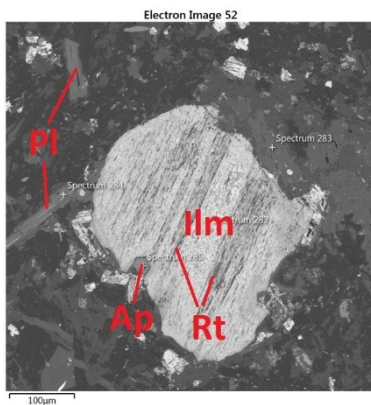
Fe-Ti oxidy

Mezi zjištěné Fe-Ti a Ti oxidy se řadí magnetit, ilmenit a rutil. Výraznější obsahy magnetitu se nachází především ve vzorcích tefritů a bazaltických trachyandezitů. Náleží k sérii magnetit-ulvöspinel (spinel s.s.; Buddington a Lindsley 1964), přičemž výrazně převažuje klasický magnetit s.s. nalezený kromě trachytu a karbonatitu ve všech typech studovaných hornin a v několika zrnech byl zastížen také ulvöspinel (Fe_2TiO_4), který se ze studovaných vzorků

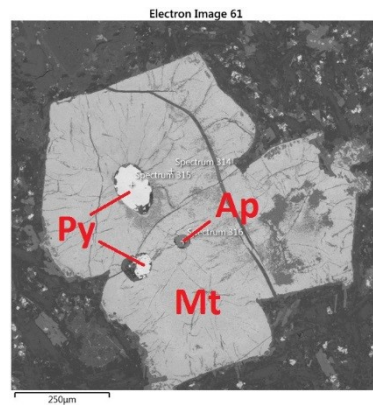
nacházel pouze ve vzorcích tefritu. Magnetit se vyskytuje ve formě hypautomorfně až xenomorfně omezených zrn (Obr. 32 a 33).

V bazaltických trachyandezitech a tefritech byl vzácně zjištěn výskyt ilmenitu v podobě automorfních až hypautomorfních zrn, většinou společně se zarůstajícím apatitem (Obr. 31). Poměrně běžný je rutil. Ten se podařilo objevit ve vzorcích tefritu, bazaltického trachyandezitu, trachytu a karbonatitu (Obr. 28, 31 a 34). Vyskytuje se ve formě zrn a inkluzí či lišt ve vyrostlicích amfibolu i v matrix. Ilmenit je bohužel nestechiometrického složení, jelikož obsahuje inkluze rutilu, které ovlivňují obsah Ti. Do ternárního diagramu Fe/Ti nemohl být tedy vnesen.

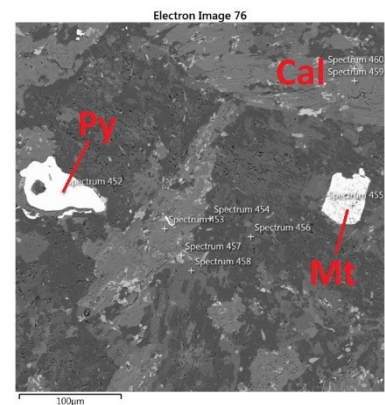
Některé analýzy jsou velmi problematické k vyhodnocení díky malým rozměrům nalezených zrn, avšak ve vzorku je též přítomen nejistý minerál ze skupiny Columbitu, nalezenými v xenolitu karbonatitu.



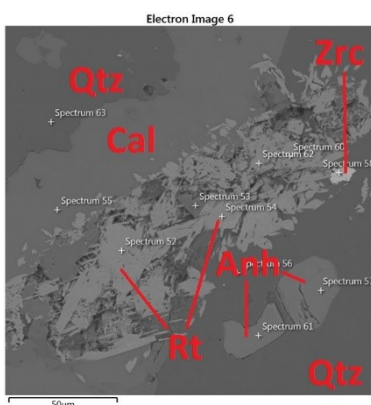
Obr. 31 Zrno ilmenitu se zarostlým apatitem a inkluzemi rutilu v baz. trachyandezitu.



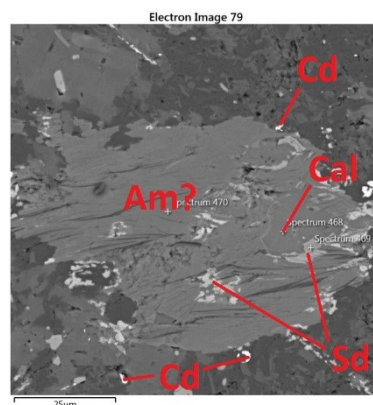
Obr. 32 Zrno magnetitu s inkluzemi pyritu a s apatitem zarostlé v matrix tefritu.



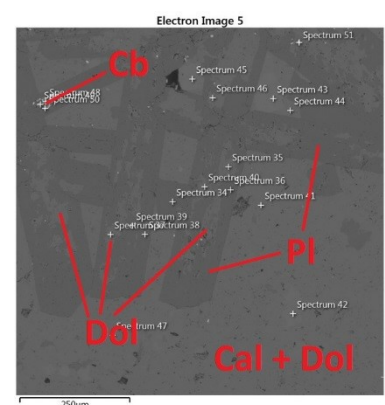
Obr. 33 Pyrit s magnetitem v základní hmotě trachytu.



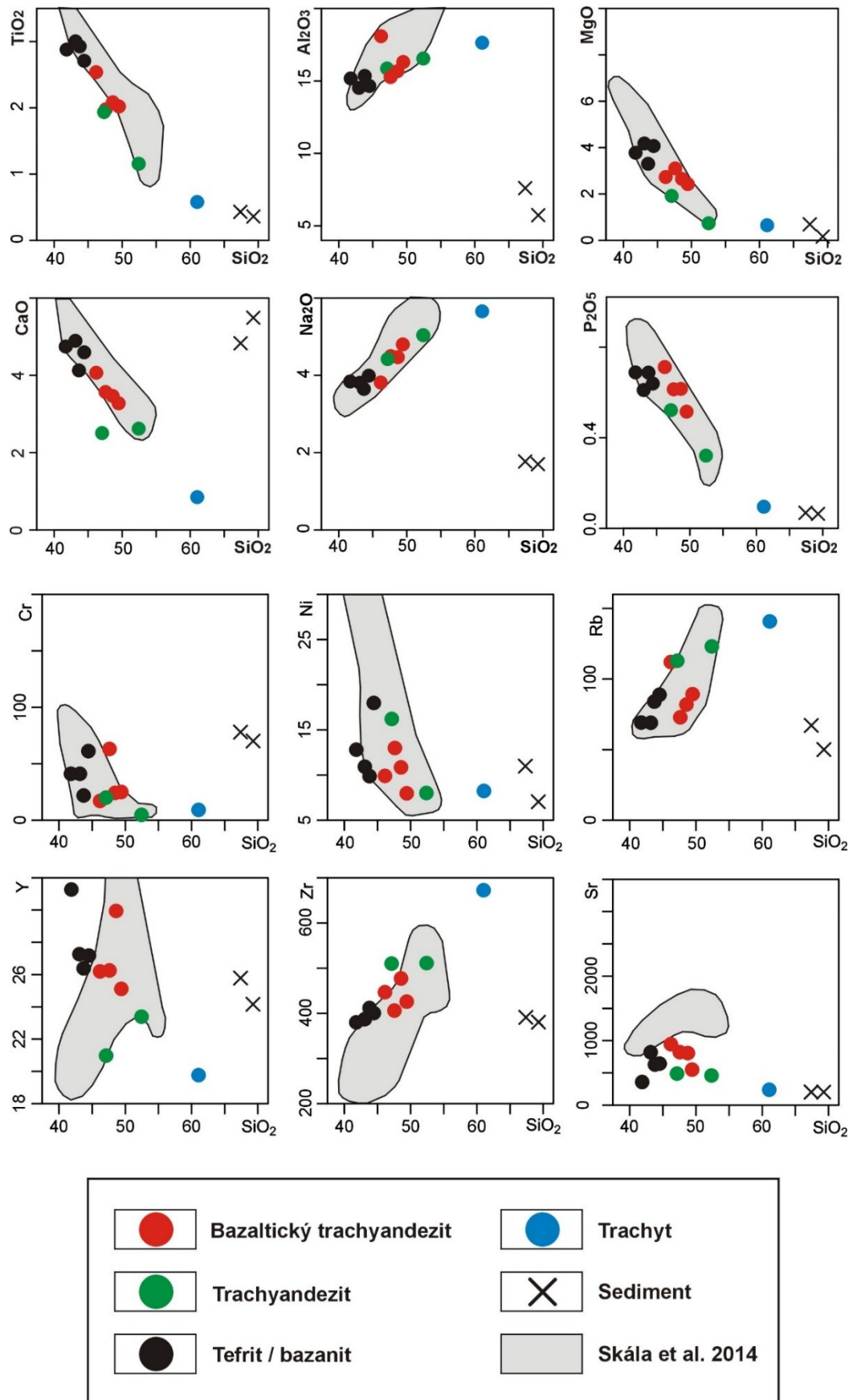
Obr. 34 Zrno rutilu na pomezí kalcitu a křemene. V křemenu zrna anhydritu.



Obr. 35 Silně alterované zrno amfibolu s kalcitem a sideritem.



Obr. 36 Krystaly albitu zarůstající do karbonátů (kalcit a dolomit) karbonatitu.



Obr. 37 Binární diagramy základních oxidů a stopových prvků vůči SiO₂.

Tab. 1 Obsahy hlavních oxidů třinácti analyzovaných vzorků (11 vulkanických a 2 sedimentární hornin).

Vzorek č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Metráž (m)	49,5	76,3	84	133,3	134,8	145,7	171,5	185	244,6	252,7	286,5	244,2	247,2
Typ	bazanit/tefrit	bazanit/tefrit	bazaltický trachyandezit	trachyandezit	bazanit/tefrit	trachyandezit	bazaltický trachyandezit	bazaltický trachyandezit	fonotefrit	bazanit/tefrit	trachyt	pískovec	pískovec
SiO ₂	43,09	41,81	47,60	52,40	43,73	47,09	49,45	48,60	46,17	44,41	61,06	69,29	67,40
TiO ₂	3,00	2,88	1,98	1,15	2,92	1,96	2,02	2,08	2,54	2,72	0,58	0,36	0,43
Al ₂ O ₃	14,48	15,19	15,26	16,55	15,34	15,83	16,30	15,62	18,08	14,65	17,63	5,74	7,60
Fe ₂ O ₃	4,47	4,27	4,19	4,72	4,09	3,33	3,79	4,28	3,38	4,68	2,61	1,29	2,40
FeO	5,48	5,11	3,90	0,33	5,05	3,77	3,32	3,52	3,91	4,80	0,30	0,40	0,72
MnO	4,16	3,74	3,09	0,73	3,30	1,89	2,43	2,62	2,74	4,08	0,65	0,16	0,69
MgO	0,190	0,189	0,237	0,170	0,178	0,105	0,096	0,164	0,101	0,180	0,067	0,057	0,069
CaO	9,81	9,53	7,15	5,24	8,27	5,02	6,59	6,94	8,13	9,23	1,70	10,98	9,66
Na ₂ O	3,80	3,85	4,46	5,04	3,65	4,43	4,80	4,47	3,81	3,99	5,66	1,70	1,77
K ₂ O	2,61	2,72	2,71	3,88	3,10	2,83	3,37	3,18	3,89	2,79	5,89	1,92	2,74
P ₂ O ₅	0,612	0,689	0,614	0,321	0,688	0,522	0,514	0,617	0,712	0,640	0,096	0,064	0,068
H ₂ O-	0,12	0,16	0,16	0,16	0,11	0,37	0,15	0,16	0,16	0,22	0,16	0,11	0,07
F	0,126	0,145	0,110	1,100	0,160	1,143	0,189	0,135	0,158	0,019	0,115	0,049	0,053
CO ₂	5,01	5,88	4,81	4,06	5,64	7,03	4,17	3,98	3,15	3,74	1,67	7,00	5,03
Total	99,66	99,44	99,12	100,38	100,20	99,70	100,03	99,49	100,08	99,24	100,69	99,52	99,38

Tab. 2 Obsahy stopových prvků třinácti analyzovaných vzorků (11 vulkanických a 2 sedimentární hornin).

Vzorek č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Metráž (m)	49,5	76,3	84	133,3	134,8	145,7	171,5	185	244,6	252,7	286,5	244,2	247,2
Typ	bazanit/tefrit	bazanit/tefrit	bazaltický trachyandezit	trachyandezit	bazanit/tefrit	trachyandezit	bazaltický trachyandezit	bazaltický trachyandezit	fonotefrit	bazanit/tefrit	trachyt	pískovec	pískovec
V	336	337	212	85	311	246	213	246	223	319	41	47	64
Ti	2,29	2,52	1,55	0,92	2,20	1,70	1,38	1,59	2,03	2,22	0,44	0,26	0,30
Cr	41	41	63	5	22	20	25	24	17	61	9	70	78
Ni	11	13	13	8	10	16	8	11	10	18	8	7	11
Cu	35	79	19	15	53	19	12	20	23	35	9	11	9
Zn	84	101	123	37	97	73	47	70	64	127	33	53	30
As	< 1	23	< 1	61	30	6	< 1	2	29	2	< 1	7	< 1
Rb	69	69	73	123	84	113	89	82	112	89	141	50	67
Sr	817	344	817	458	628	485	547	801	946	639	236	202	202
Y	27	31	26	23	26	21	25	30	26	27	20	24	26
Zr	387	380	407	511	410	509	427	477	448	400	673	381	391
Nb	79	90	77	82	92	105	82	94	110	77	87	7	8
Mo	< 1	< 1	1	4	3	16	6	< 1	4	2	7	< 1	1
Sn	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	7	< 2
Pb	26	12	18	13	32	12	11	12	11	11	14	28	24
Bi	< 2	< 2	3	< 2	< 2	3	< 2	2	< 2	2	< 2	< 2	< 2
Th	8	4	7	12	6	13	11	9	9	8	14	11	10
U	< 2	< 2	< 2	2	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	6	3	2

Tab. 3 Chemické analýzy „REE karbonátů“ (uvedené pouze významné oxidy a prvky).

Metráž	Forma	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Th	Total
R2_286.5	inkluzie	0,25	0	16,17	0	16,04	24,93	1,34	5,1	0	0	0	0	0	63,84
R2_286.5	inkluzie	0,37	0	14,78	0	14,85	25,09	1,75	5,76	0	0	0	0	0	62,96
R2_286.5	zrno	0	0	17,48	4,95	9,07	17,28	1,52	6,64	2,36	2,44	2,69	0	3,18	67,62
R2_286.5	zrno	0	0	17,89	4,43	7,61	14,4	1,56	8,31	3,37	2,7	3,14	1,15	1,66	66,23
R2_286.5	inkluzie	0	0	15,91	0,64	11,44	23,8	2,01	8	0	0	0	0	0	61,81
R2_286.5	inkluzie	5,87	0	13,83	0,64	9,73	24,47	0	8,72	0	0	0	0	0	63,26
R2_286.5	matrix	4,25	1,52	15,95	0,77	11,59	23,51	1,91	7,73	0	0	0	0	0	67,74
R2_286.5	inkluzie	0,32	0,27	11,26	0,56	13,1	27,09	3,14	8,03	1,15	0	0	0	0,79	65,71
R2_286.5	inkluzie	0,24	0	15,69	1,17	11,91	22,92	2,11	7,14	0,87	0	0	0	0	62,06
R2_286.5	matrix	0,73	0,26	7,5	0,62	15,73	30,23	3,37	9,97	1,67	0	0	0	0,87	70,94
R2_286.5	vyrostlice	0,3	0,26	9,71	0,65	15,39	29,16	2,75	9,91	1,29	0	0	0	0	69,42
R2_286.5	vyrostlice	0,23	0	16,39	0,64	14,87	25,63	2,18	6,79	0	0	0	0	0	66,74
R2_156.5	inkluzie	0,92	0,52	1,44	0	20,68	33,64	2,56	9,27	0	0	0	0	0	69,22
R2_156.5	inkluzie	0	0	0,74	0	18,86	34,06	3,55	11,74	1,01	0	0	0	0	69,95
R2_156.5	inkluzie	0,21	0	0,66	0	17,29	33,13	3,79	10,65	0	0	0	0	0,56	66,28
R2_156.5	inkluzie	0,23	0	1,55	0	19,09	32,76	2,6	9,35	0	0	0	0	0,69	66,81

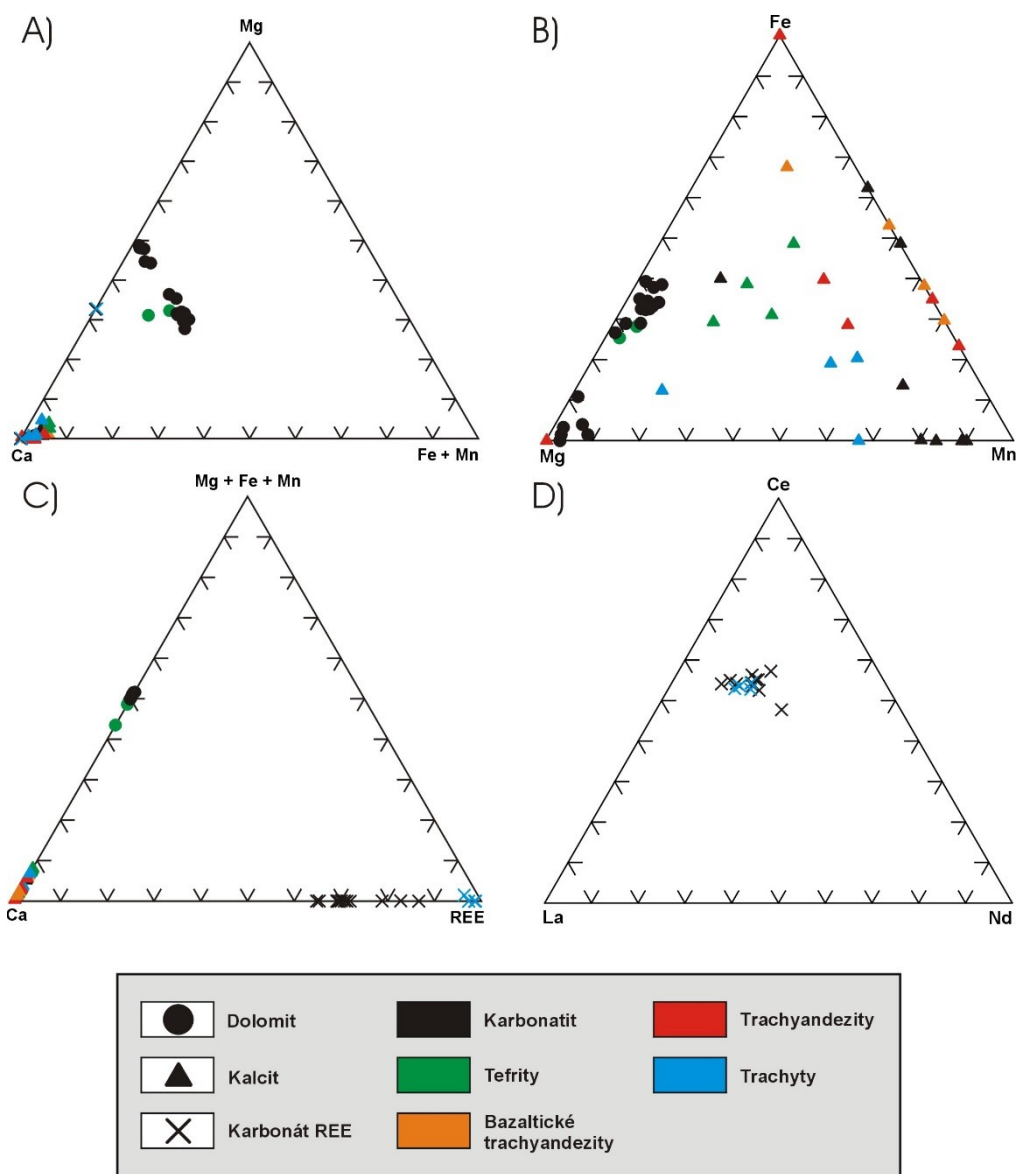
Slídy

Jediným zjištěným zástupcem slíd je biotit. Ten se vyskytuje ve formě xenomorfních až hypautomorfních krystalů, vzácně pak tvoří větší vyrostlice do 0,7 mm. Vyrostlice mají zřetelně natavené a ohlazené hrany a vyskytují se pouze ve vzorku bazaltického trachyandezitu z metráže 185 m, kde však vůbec nepodléhají karbonatizaci ani alteraci jako ostatní horninotvorné minerály. V matrix se pak hojně vyskytuje u ostatních vzorků bazaltických trachyandezitu a hojný je také u tefritů, kde například ve vzorku z metráže 49,5 tvoří jednu ze složek alteračního lemu kolem vyrostlic amfibolů. Při mikrosondovém studiu bylo zjištěno, že v metráži 49,5 (tefrit, Obr. 27) a 84,0 (bazaltický trachyandezit) mohou obsahovat příměs BaO, což je pravděpodobně způsobeno velmi drobnými lamelami barytu. Větší lamely barytu byly identifikovány v xenomorfním zrně biotitu v metráži 84,0 (Obr. 29). Obsahy TiO₂ jsou 7 – 9 hm. %.

Karbonáty

Ve studovaných vzorcích byla nalezena řada minerálů spadající do skupiny karbonátů. Nejběžnějším karbonátem je kalcit. Ten se většinou vyskytuje ve formě silně impregnační a doprovázející alterační procesy ve všech studovaných horninách včetně karbonatitu, kde je druhým nejběžnějším karbonátem (Obr. 34). Často se nachází nahloužený v místech po vyrostlicích amfibolů, pyroxenů a živců (Obr. 33). Často také vyplňuje drobné vezikuly, kde je dobře pozorovatelné jeho lamelování. Druhým velmi běžným karbonátem je dolomit (Obr. 36). Ten se běžně vyskytuje ve formě impregnační podobně jako kalcit a to především v tefritech, bazaltických trachyandezitech, trachytech a ve vzorku karbonatitu. V karbonatitu se pak jedná o hlavní a nejvíce zastoupený karbonátový minerál. V tefritech byl nalezen také siderit, který vyplňuje drobné trhlinky v alterovaných vyrostlicích amfibolu (Obr. 28, 35 a 40). Na xenolit karbonatitu z metráže 286,5 jsou pak vázány další dva minerály ze skupiny karbonátů a to anhydrit a rodochrozit. Anhydrit se vyskytl v zrně srostlém s rutilem zarůstající do hmoty křemene. Rodochrozit tvoří tenké přírůstkové zóny na automorfních vyrostlicích dolomitu (viz. Obr. 23).

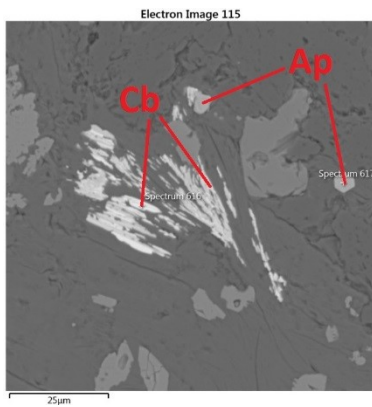
Velmi komplikovaná je mineralogie některých inkluzí (Obr. 39 a 41). Tyto inkluze se nacházející v některých trachytech a také v xenolitu karbonatitu (Obr. 39), kde jsou vázány jak v křemenu, tak v masivních zrnech karbonátů. Pravděpodobně se jedná o vzácné minerály ze skupiny karbonátů, které obsahují velké množství některých LREE. Zjištěn byl souhrnný obsah La, Ce, Pr, Nd u všech zrn. Některá zrna obsahují navíc Sm, Eu, Gd a jedno zrna také Dy (HREE). Zrna jsou nejvíce nabožacena Ce (22 – 34 hm. %), dále pak La (9 – 20 hm. %) a Nd (6 – 11 hm. %). Morfologie zrn je povětšinou výrazně paprscitá se dvěma rozdílnými složeními. Zatímco jedna skupina zrn obsahuje v převážné většině pouze La, Ce, Pr a Nd, druhá skupina obsahuje navíc Sm, Eu, Gd, případně Dy (jediný zjištěný zástupce HREE), na úkor prvních čtyř LREE. Mimo karbonatit a trachyt uzavírající karbonatit byla tato zrna karbonátů s REE nalezena také v metráži 156,5 (trachyt), kde jsou zrna bez paprscité struktury (Obr. 41) a s ještě vyššími obsahy La, Ce, Pr a Nd, než tomu bylo v zrnech situovaných v karbonatitu. Bližší mineralogické zařazení těchto zrn je nad rámec této práce a stálo by za další samostatný a detailní výzkum. Naměřené analýzy jsou uvedeny v tabulce (Tab. 3).



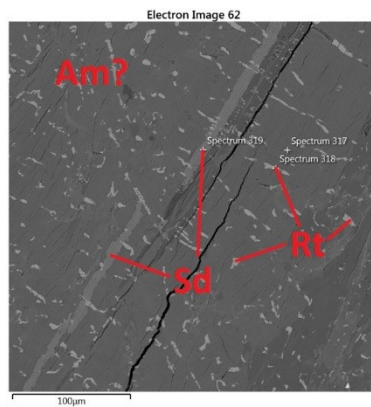
Obr. 38 Ternární diagramy složení karbonátů z vrtu R-2.

Chemicky se jedná především o zástupce velmi čistých kalcitů a dolomitů s poměrem Ca/Mg přibližně 1:1 (Obr. 38 A). U REE karbonátů jsou obsahy tří nejzastoupenějších REE prvků relativně shodné jak u zrn z karbonatitu, tak z trachytu v exokontaktu silikokarbonatitu (Obr. 38 D). Liší se však v sumě REE vůči Ca (Obr. 38 C), kdy zrna z karbonatitu nejsou paradoxně tolik nabohacena na REE prvky.

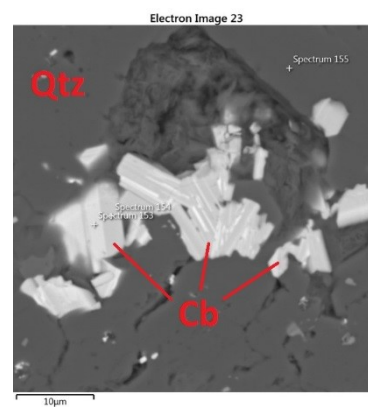
V zájmu zpřesnění některých hypotéz byl dodatečně zpracován petrografický výbrus a leštěný nábrus ze štoly Segen Gottes (Anna). Na vzorku byl již makroskopicky patrný světle růžový karbonát a masivní žilky sulfidů patřící sfaleritu a galenitu. Při studiu nebyl nalezena žádná inkluze s minerálem hessitem, který byl na lokalitě v minulosti těžen pro obsah stříbra. Karbonát byl pak ve většině případů identifikován jako rodochrozit a v jednom případě se jednalo o karbonát se zhruba stejným zastoupením Mn a Ca (cca 22 hm. %, poměr Ca:Mn přibližně 1:1). Jedná se tedy o kutnohorit. Překvapivě nebyl identifikován kalcit ani dolomit, které jsou z této lokality uváděny jako běžné. Karbonáty se nevyskytují v žádné výrazné zonalitě a vyplňují střed žiloviny, v jejíž bocích se většinou vyskytuje sfalerit a vzácněji galenit.



Obr. 39 Typické paprscité agregáty karbonátu s vysokým obsahem LREE (přes 65%).



Obr. 40 Alterovaný amfibol s trhlinami vyplněnými rutilem a sideritem.



Obr. 41 Krystaly karbonátů s LREE v drobné dutince uzavřené v křemenu.

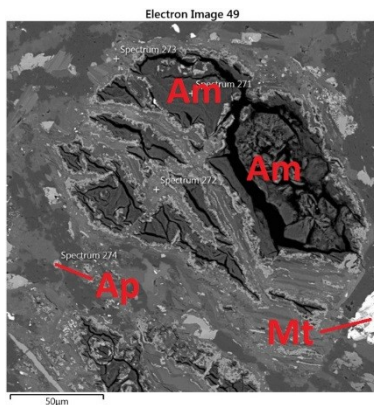
Akcesorické minerály

Mezi nejzastoupenější akcesorický minerál patří apatit (Obr. 9, 10, 15, 31, 39 a 42). Ten se vyskytl ve všech typech studovaných hornin. Váže se na matrix, ale zarůstá také do větších zrn či vyrostlic ostatních minerálů (převážně alterovaných amfibolů). Velikost apatitových krystalů a zrn dosahuje maximálně 0,3 mm. V bazaltických trachyandezitech pak srůstá také s ilmenitem (Obr. 31). Všechny apatity patří k fluorapatitu. Ve vzorcích bazaltických trachyandezitů byly nalezeny také automorfní krystaly titanitu do 0,2 mm (Obr. 14 a 44), které jsou vždy vázány na matrix.

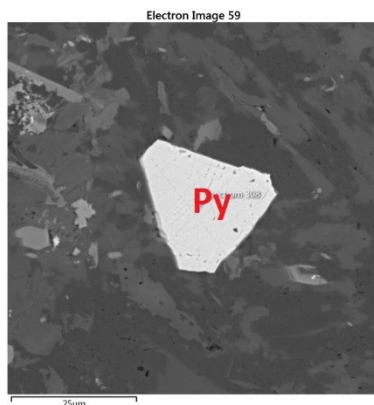
Při mikrosondovém studiu byly objeveny také další zajímavé minerály. Jedná se především o několik zrn Zr-fází. Běžnějšími jsou zirkony s naměřenými obsahy Zr 55 – 65 hm. % (Obr. 34). Vzácnější jsou pak zrnka pravděpodobně baddeleyitu s naměřenými obsahy Zr 92 – 98 hm. % a také obsahem Hf 1,1 – 2,3 hm. %. Zatímco zirkony se objevily v trachytech (metráž 275; 286,5 a 138), baddeleyity se objevují pouze v metráži 275 m.

Xenolit karbonatitu pak také obsahoval několik zrn barytu ve formě vyrostlic a zrn. Některé tyto baryty jsou nabožaceny stronciem (přes 8 hm. %). Ze síranů lze také jmenovat drobná zrna anhydritu v paragenezi s rutilem nalezené ve vzorku karbonatitu. Ve vzorcích se také podařilo objevit některé zajímavé minerály jako wollastonit (metráž 275), různé jílové minerály (téměř všechny vzorky) a analcim (metráž 196,5).

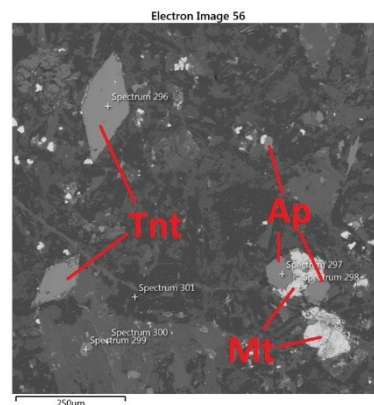
Velmi hojný je pyrit. Ten se vyskytuje ve formě impregnací ve všech studovaných horninách a tak lze usuzovat, že je mezi minerály nejmladším minerálem vázaným na hydrotermální alteraci ložiska. Místy tvoří dokonale omezené krystaly (Obr. 43).



Obr. 42 Alterované zrno plagioklasu a akcesorický apatit.



Obr. 43 Krystal pyritu jako běžný produkt postvulkanické impregnační mineralizace.



Obr. 44 Akcesorické minerály v metráži 84 m – titanit a apatit.

4. Diskuze

Díky poměrně velké délce vrtu (300 metrů) bylo možné pozorovat celou řadu geologických aspektů. Výrazné je relativně se opakující horninové složení tefrit – bazaltický trachyandezit – trachyandezit, což může dokládat jistou frakcionační řadu. Tyto nejzastoupenější typy hornin, které se od sebe příliš neliší, jsou dále prostoupeny pravděpodobně mladšími žilnými tělesy trachytů, případně fonotefritů a také bloky sedimentárních hornin křídového stáří z podloží vulkanického komplexu Českého středohoří (pískovce a tepelně metamorfované slínovce). Díky výskytu trachytů a fonotefritů lze usuzovat o postupující frakcionaci primárního magmatu a jeho výstupu v závěrečných fázích utváření roztockého intruzivního centra.

Petrografie všech studovaných typů hornin se od sebe výrazně neliší (v rámci petrologických typů). Hojně jsou především relikty po vyrostlicích minerálech ze skupin pyroxenů a amfibolů, které prodělali silné přeměny na neurčené jílové minerály díky následné alteraci hornin. Nejlépe zachovanými vyrostlicemi jsou plagioklasy, jejichž složení často padá do polí velmi čistého albitu a ortoklasu. U tefritů je materiál obohacen také o anortitovou složku a živce tak spadají pod labradorit. Nebyly zpozorovány žádné přírůstkové zóny, avšak u některých vzorků byla patrná výrazně přeměněná okraje díky působení alteračních procesů. Studium magnetitu bylo zjištěno, že všechny analyzované vzorky spadají na linii magnetit – ulvöspinel. Vyskytuje se i chemicky čistý magnetit především v trachyandezitech a ulvöspinel je vázán především na tefrity. Čistý magnetit je spjat s rozkladem mafických minerálů. Při porovnání dat s výsledky Skály et al., 2014, je vidět více uniformní složení z materiálu z vrtu R-2, spadající na ideální křivku magnetit – ulvöspinel, než je tomu v povrchových žilných horninách RIC.

Zjištěn byl také výskyt ilmenitu, avšak vždy s inkluzemi rutilu, které při rozpočítávání způsobily silné nadhodnocení obsahu Ti a nemohli být tedy vyneseny. Všechny studované vzorky hornin v celé délce vrtu vykazovali obohacení postmagmatickým pyritem v podobě impregnační mineralizace. Velmi hojný byl též podíl karbonatizace, který u některých vzorků velmi výrazně až úplně zakryl magmatické struktury. Karbonatizace a impregnace pyritem pravděpodobně souvisí s výrazným hydrotermálním cyklem, díky kterému vzniklo Pb-Zn-Ag-Cu-(Te) zrudnění na ložisku Roztoky. Z akcesorických minerálů je celkem běžný výskyt apatitu a v podstatně menší míře výskyt titanitu.

Přestože při mikroskopovém i mikrosondovém studiu byl podíl karbonatizace značný a v mnoha případech karbonatizace zcela zakryla původní struktury, vnesením do binárního diagramu CaO/SiO_2 je patrné, že přínos vápníku není natolik významný, aby vznikla odchylka od žilných hornin z povrchu (viz. Skála et al. 2014). Karbonatizace byla tedy důsledkem přínosu CO_3^{2-} ve fluidní fázi a rozkladem Ca-bohatých silikátů (především klinopyroxenů a bazických plagioklasů) bez přínosu vápníku, který byl již obsažen ve studovaných horninách. Při porovnání s prací Skály et. Al. 2014 je patrné, že studované horniny obsahují shodné obsahy základních oxidů i vybraných důležitých stopových prvků, kromě obsahu Sr., které je oproti výše zmíněné práci v menších koncentracích.

Pro závalu na přístroji ICP-MS bohužel nebylo možné včas naměřit obsahy REE a dalších stopových prvků.

Velmi významný je pak objev xenolitu karbonatitu uzavřeného v trachytu v metrži 286,5 m. Otázkou je samotná geneze karbonatitu. Karbonatit obsahuje přes 50 % modálního zastoupení karbonátů. Nejhojnějším karbonátem je dolomit, který převládá nad kalcitem. Zajímavostí jsou přírůstové zóny dolomitu, které jsou tvořeny rodochrozem. Druhým nejzastoupenějším minerálem ihned po karbonátech je však křemen, jehož obsah se pohybuje kolem 20 molárních %. Křemen tvoří dvě genetické formy. První a starší formou je alfa-křemen. Ten ve formě automorfně omezených vyrostlic srůstá s karbonáty. Druhou formou je pak chalcedon, který ve formě sférických agregátů vyplňuje dutiny v karbonatitu. Horniny spadající do kategorie „karbonatit“ se obecně vyznačují velmi nízkými obsahy SiO_2 , nicméně v tomto vzorku je obsah SiO_2 velmi výrazný. Teoretickým vysvětlením může být samotná teorie vzniku karbonatitů. Jednou z teorií vzniku karbonatitového magmatu je velmi pokročilá frakcionace karbonatizovaného nefelinitu či melilitu (Gittins 1989; Gittins a Jago 1998). Druhým možným procesem vzniku je parciální tavení CO_2 obohaceného peridotitu (Wallace a Green 1988; Harmer a Gittins 1998; Harmer et al. 1998; Ying et al. 2004). Tato teorie také předpokládá, že se jedná o primární magmata. Poslední uznávanou teorií vzniku je nemísivost magmat karbonátového složení s CO_2 saturovanými silikátovými magmaty (Freestone a Hamilton 1980; Kjarsgaard a Hamilton 1988, 1989; Church a Jones 1995; Dawson 1998; Halama et al. 2005; Brooker a Kjarsgaard 2011). V případě nalezeného xenolitu z vrtu R-2 se může jednat o první zmíněnou teorii vzniku, čemuž nasvědčují také automorfní vyrostlice karbonátu a alfa-křemene vzniklé patrně v relativně stejnou dobu. Jako poslední pak krystalizoval chalcedon do volných dutin. V klasifikaci karbonatitů (Woolley a Kempe, 1989) se jedná o dolomitový karbonatit („dolomite carbonate“, Ca,Mg - rich).

Důkazem, že se jedná o skutečný karbonatit, jsou pak nalezené inkluze minerálů s vysokými obsahy REE prvků. Obohacení REE prvky je výsledkem transportu molekulárními komplexy CO_3^{2-} v tavenině během separační fáze mezi silikátovou a karbonátovou taveninou, které jsou nemísitelné. To vede ke zvýšeným poměrům La/Lu v karbonatitových taveninách ve srovnání se silikátovými taveninami (Cullers a Medaris, 1977). Tyto zjištěné minerály se pravděpodobně řadí ke skupině karbonátů a obsahují 42 – 69 hm. % REE prvků (suma všech obsažených prvků v daném vzorku). Nejzastoupenějšími prvky jsou Ce, La, Nd, Pr (řazeno od nejzastoupenějšího po méně zastoupené). Některá zrna pak obsahují Sm, Eu, Gd a jedno zrno obsahovalo také Dy (jediný zjištěný zástupce HREE prvků). Výrazné je také kolísání a změny v obsahu REE napříč analyzovanými zrny, přičemž se zvyšujícím se množstvím Y se snižují obsahy REE. Vzorky neobsahující Y obsahují naopak nejvyšší zastoupení REE prvků. Vztahy mezi REE prvky v asociaci s Y v karbonatitových taveninách popisuje např. Pack et al. 2007. Bližší mineralogické zařazení těchto zrn by si zasloužilo detailní studium, avšak je pravděpodobné, že se jedná o

bastnäsit (Ce). Zjištěny byly Zr-fáze (zirkon, baddeleyit), které se nacházely jak v materiálu karbonatitu, tak v okolních horninách výplně kaldery RIC.

Zajímavé je také porovnání karbonatitu popisovaného v této práci se silikokarbonatitem popisovaného v práci Rappricha et al. 2017. V případě popisovaného silikokarbonatitu z metráže 152,9 – 154,8 se pravděpodobně jedná o materiál vzniklý silnou diferenciací alkalického syenitu, možná s příměsí xenolitů sedimentárních hornin podloží RIC. V podloží tohoto silikokarbonatitu v trachytu však byly nalezeny taktéž karbonáty REE. Tyto karbonáty však nevykazují obsahy Y a obsahy REE jsou výrazně vyšší než u zrn karbonátů REE nalezenými v xenolitu karbonatitu v metráži 286,5. Skutečnost samotného výskytu těchto REE minerálů však dokazuje, že materiál silikokarbonatitu pravděpodobně souvisí s karbonatitovým vulkanismem a předpokládanou intruzí karbonatitu nacházející se pod RIC (viz. Kopecký 1987).

5. Závěr

Detailním průzkumem vrtu R-2 byla zjištěna celá řada zajímavých skutečností, které dokládají složitost roztokého intruzivního komplexu. Charakteristickým znakem výplně kaldery RIC je střídání vulkanických hornin (tefrity, bazaltické trachyandezity a trachyandezity) s vulkanickými brekciemi a xenolity sedimentárních hornin křídového stáří vytrženými z podloží RIC. Tuto primární výplň následně prostoupily žíly trachytů a fonotefritů, které vznikly díky pokračující frakcionaci magmatu. V metráži 286,5 byl nalezen xenolit dolomitového karbonatitu, který je prvním reálným doloženým karbonatitem na území českého masivu. Karbonatit obsahuje také vyšší zastoupení SiO_2 , než je pro karbonatity běžné (cca 20 mod. %), které mohou souviset s genézí konkrétního karbonatitu podle teorie extrémní frakcionace karbonatizovaného nefelinitu či melilitu (Gittins 1989; Gittins a Jago 1998). Velmi důležitý je výskyt REE minerálů patřící nejspíše minerálu bastnäsitu (Ce) či jiným karbonátům s obsahem REE, především Ce, La, Nd a Pr, případně Sm, Eu a Gd. Tyto prvky spadající pod LREE poté vzácně doplňuje i Dy ze skupiny HREE. Tuto minerální paragenezi poté doplňují zjištěné Zr-fáze (zirkon, baddeleyit) a Hf-fáze (Hf-zirkon) nacházející se jak v karbonatitu, tak v některých dalších vulkanických horninách výplně RIC. Zrna REE minerálů byla také zjištěna v blízkém podloží silikokarbonatitu popisovanému v práci Rapprich et al. 2017, která naznačují jasnou souvislost s karbonatitovým vulkanismem. Při aplikaci výše zmíněných skutečností a dříve uvažovaných teorií (např. Kopecký, 1987) je velmi pravděpodobné, že se v podloží výplně kaldery RIC nachází skrytá karbonatitová intruze. Další výzkum by mohl přinést další důkazy této teorie, přičemž v oblasti Roztok byly v 60. letech 20. století vyvrtány celkem 4 vrtná jádra (R-1, R-2, Pd-2 a Pd-3), jejichž studiem by bylo možné získat další cenná data přinášející nový pohled na karbonatitový magmatismus na území RIC a českého masivu.

6. Poděkování:

Na závěr bych chtěl poděkovat za vedení a rady svému školiteli RNDr. Kryštofovi Vernerovi, PhD. a také Mgr. Vladislavovi Rapprichovi, PhD. za velmi cenné a produktivní rady v oblasti vulkanologie jako takové. Dále bych chtěl poděkovat České geologické službě (projekt 310410) za financování a vyhotovení geochemických analýz, mikrosondových analýz a horninových výbrusů. Geochemické analýzy mi pomohl naměřit a následně konzultovat Ondřej Pour a Martin Racek.

7. Seznam použité literatury

- Ackerman L., U. J. (2015). Geochemical characteristics and petrogenesis of phonolites and trachytic rocks from the České Středohoří Volcanic Complex, the Ohře Rift, Bohemian Massif. *Volumes 224–225*, stránky 256–271.
- Adamovič J., Coubal M. (1999). Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. *Geolines 9*, stránky 5-14.
- Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.L. (1987). Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos 20(4)*, stránky 311–321.
- Babuška V., Plomerová J. (2010). Mantle lithosphere control of crustal tectonics and magmatism of the western Ohře (Eger) Rift. *J Geosci 55*, stránky 171–186.
- Babuška V., Plomerová J., Fischer T. (2007). Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): a possible correlation with a paleoplate justification. *Journal of Geodynamics 44*, stránky 149-159. doi:doi 10/1016/j.jog.2007.02.004
- Babuška V., Plomerová J. (2001). Subcrustal lithosphere around the Saxothuringian-Moldanubian Suture Zone - a model derived from anisotropy of seismic wave velocities. *Tectonophysics*, stránky 185–199.
- Babuška V., Plomerová J. (1992). The lithosphere in central Europe - seismological and petrological aspects. *Tectonophysics 207*, stránky 141–163.
- Bellon H., Kopecký L. (1977). Specters d'ages radiométriques du volcanisme du rift du Masif Bohémien. 5 Réunion Annuelle des Sciences de la terre, Rennes, Soc. Géol, France 57.
- Bendl J., V. K. (1993). Strontium and neodymium isotope study of Bohemian basalts. *Mineralogy and Petrology 48*, stránky 35–45.
- Bhattacharji S., Nehru C.E. (1972). Igneous differentiation model for origin of Mount Johnson, a zoned Monteregian intrusion, Quebec, Canada. *Int Geol Congr XXIV Sess 15*, stránky 3–17.
- Blusztain J., Hart S.R. (1989). Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. *Geochim Cosmochim Acta 53*, stránky 2689–2696.

- Bräuer K., Kämpf H., Niedermann S., Strauch G. (2005). Evidence for ascending upper mantle-derived melt beneath the Cheb basin, central Europe. *Geophys Res Lett* 32:L08303. doi:10.1029/2004GL022205
- Brooker R.A., Kjarsgaard B.A. (1964) Silicate-carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system SiO₂-Na₂O-Al₂O₃-CaO-CO₂ at 0.1-2.5 GPa with applications to carbonatite genesis. *J. Petrol.*, 52(7-8), stránky 1281–1305.
- Buddington A. F., Lindsley D. H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J Petrol* 5, stránky 310–357.
- Cajz V., Rapprich V. (2009). Late Miocene volcanic activity in the České středohoří Mountains (Ohře/Eger Graben, northern Bohemia). *Geologica Carpathica. Volume 60, Issue 6*, stránky 519–533. doi:10.2478/v10096-009-0038-8
- Cajz V. (2000). Proposal of lithostratigraphy for the České středohoří Mts volcanics. *Bulletin of the Czech Geological Survey* 75, stránky 7–16.
- Cajz V., Vokurka K., Balong K., Lang M., Ulrych J. (1999). The České středohoří Mts. – volcanostratigraphy and geochemistry. *Geolines* 9, stránky 21–28.
- Cullers R.L., Medaris G. (1977). Rare earth elements in carbonatite and cogenetic alkaline rocks: Examples from Seabrook Lake and Callander Bay, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65(2), stránky 143–153.
- Dawson J.B. (1998). Peralkaline nephelinite-natrocronatite relationships at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J. Petrol.*, 39(11-12), stránky 2077–2094.
- Dempírová L., Šikl J., Kašičková R., Zoulková V., Kříbek B. (2010). The evaluation of precision and relative error of the main components of silicate analyses in Central Laboratory of the Czech Geological Survey. *Geoscience Research Reports for 2009 – 2010*, stránky 326 - 330.
- Eby G.N. (1984). Montereian Hills I. Petrography, major and trace element geochemistry, strontium isotopic chemistry of The Western Intrusions: Mounts Royal, St. Bruno, and Johnson. *J Petrol* 25, stránky 421–452.
- Eby G.N. (1985a). Montereian Hills II. Petrography, major and trace element geochemistry, strontium isotopic chemistry of The Eastern Intrusions: Mounts Shefford, Brome, and Megantic. *J Petrol* 26, stránky 418–448.
- Eby G.N. (1985b). Age relations, chemistry, and petrogenesis of mafic alkaline dikes from the Montereian Hills and younger White Mountain Igneous provinces. *Can J Earth Sci* 22, stránky 1103–1111.
- Franke W. (1989). Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. *Tectonophysics* 169, stránky 221–228.
- Freestone I.C., Hamilton D.L. (1980). The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites — An experimental study, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73(2), stránky 105–117.
- FrondeL C. (1978). Characters of quartz fibers. *American Mineralogist*, Volume 63, stránky 17–27.

- Geissler W.H., Kämpf H., Skácelová Z., Plomerová J., Babuška V., Kind R. (2012). Lithosphere structure of the NE Bohemian Massif (Sudetes) - a teleseismic receiver function study. *Tectonophysics* 564–565, stránky 12–37.
- Geissler W.H., Kind R., Yuan X. (2008). Upper mantle and lithospheric heterogeneities in central and eastern Europe as observed by teleseismic receiver functions. *Geophys J Int* 181(2), stránky 604–634.
- Gittins J., Jago B.C. (1998). Differentiation of natrocarbonatite magma at Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania. *Mineral. Mag.*, 62, stránky 759–768.
- Gittins J. (1989). The origin and evolution of carbonatite magmas. In: Bell K., (ed.) *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, stránky 580–600.
- Goes S., Spakman. W., Bijwaard H. (1999). A lower mantle source for central European volcanism. *Science* 286, stránky 1928–1931.
- Halama R., Vennemann T., Siebel W., Markl G. (2005). The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility. *J. Petrol.*, 46(1), stránky 191–217.
- Harmer R.E., Gittins J. (1998). The Case for Primary, Mantle-derived Carbonatite Magma. *J. Petrol.*, 39(11- 12), stránky 1895–1903.
- Harmer R.E., Lee C.A., Eglington B.M. (1998). A deep mantle source for carbonatite magmatism; evidence from the nephelinites and carbonatites of the Buhera district, SE Zimbabwe. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 158, stránky 131–142.
- Hellebrandt S. (1939). Technischer Bericht. Gelegentlich der Vermessung des „Segen-Gottes-Stollens“ durch den Mineralogen. + Thiel. *Erzbergbau in Rongstock a. d. Elbe. + Schwabedissen W. (1940): Erzvorkommen Rongstock. – MS ČGÚ Praha P 4576.*
- Heuer B., Kämpf H., Kind R. Geissler W.H. (2007). Seismic evidence for whole lithosphere separation between Saxothuringian and Moldanubian tectonic units in central Europe. *Geophys Res Lett* 34:L09304. doi:10.1029/2006GL029188
- Hibsch J.E. (1934). *Die Minerale des Böhmisches Mittelgebirges*. Jena, 196 s, stránky 24-26.
- Hibsch J.E. (1930). *Geologischer Führer durch das Böhmisches Mittelgebirge*. Bornträger, Berlin, 363 pp.
- Hibsch J.E. (1927). *Geologie des Aussiger Bezirkes. Heimatkunde des Bezirkes Aussig, 1. Die Landschaft, Aussig*, stránky 61–121.
- Hibsch J.E. (1900). *Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Tshermak's mineralogische und petrographische Mittheilungen (Wien)*, stránky 1–101.
- Hoernle K., Zhang Y-S, Graham D. (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374: stránky 34–39.
- Holub F.V., Rapprich V., Erban V., Pecskey Z., Mlčoch B., Miková J. (2010). Petrology and geochemistry of the Tertiary alkaline intrusive rocks at Doupov, Doupovské hory Volcanic Complex (NW Bohemian Massif). *J Geosci* 55, stránky 251–278.

- Hrubcová P., Šroda P., CELEBRATION 2000 Working Group (2008). Crustal structure at the easternmost termination of the Variscan belt based on CELEBRATION 2000 and ALP 2002 data. *Tectonophysics* 460, stránky 55–75.
- Church A.A., Jones A.P. (1995). Silicate-Carbonate Immiscibility at Oldoinyo-Lengai. *J. Petrol.*, 36(4), stránky 869–889.
- Janoušek V., Moyen J.F., Martin H., Erban V., Farrow C. (2016). *Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles and Recipes in R Language. Bringing the Power of R to a Geochemical Community.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, stránky 1–346.
- Jelínek E., Souček J., Tvrdý J., Ulrych J. (1989). Geochemistry and petrology of alkaline dyke rocks of the Roztoky volcanic centre, České středohoří Mts., ČSSR. *Chem Erde* 49, stránky 201–217.
- Jung S., Pfänder J., Braus M., Maas R. (2011). Crustal contamination and mantle source characteristics in continental intra-plate volcanic rocks: Pb, Hf and Os isotopes from central European volcanic province basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, stránky 2664–2683.
- Keller J. (1981). Carbonatitic volcanism in the Kaiserstuhl alkaline complex: evidence for highly fluid carbonatitic melts at the Earth's surface. *J. Volcanol Geoth Res* 9, stránky 423–431.
- Kjarsgaard B., Hamilton D.L., 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. In: Bell K. (ed.) *Carbonatites—Genesis and Evolution.* Unwin Hyman, London, stránky 388-404.
- Kjarsgaard B., Hamilton D.L. (1988). Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites, *Mineral. Mag.*, 52, stránky 43-55.
- Kopecký L. (2010). *České středohoří Mts. and ambient young alkaline volcanic complexes in the Ohře Rift, Czech Republic: volcanology, petrology and rift evolution.* Česká geologická služba (Praha), ISBN 978-80-7075-748-2.
- Kopecký L. (1987). Proceeding of the First seminar on carbonatites and alkaline rocks of the Bohemian Massif and relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics. *Sbor. Geol. Věd. Geologie* 16 (Praha), stránky 51–112.
- Kummer K. (1940). *Die Blei-Zinkerz-Vorkommen von Rongstock/Elbe (Sudetenland).* – MS ČGÚ Praha P 4200/1.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 445-450.
- Le Bas, M.J. (1977). *Carbonatite-nephelinite volcanism.* 345 pp. Wiley-Interscience, London.
- Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sørensen H., Wooley A.R. (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd Edition.* Cambridge University Press, Cambridge–New York, stránky 1 – 193.

- Lustrino M., Wilson. M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews* 81, stránky 1–65.
- Malkovský M. (1987). The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics* 137, stránky 31–42.
- Michon L., Merle O. (2001). The evolution of the Massif central rift. Spatio-temporal distribution of the volcanism. *B Soc Geol Fr* 172(2), stránky 201–211.
- Mlčoch B., Konopásek J. (2010). Pre-Late Carboniferous geology along the contact of the Saxothuringian and Teplá–Barrandian zones in the area covered by younger sediments and volcanics (western Bohemian Massif, Czech Republic). *J Geosci* 55, stránky 81–94. doi: 10.3190/jgeosci.068
- Mrlina J., Cajz V. (2006). Subsurface structure of the volcanic centre of the České středohoří Mountains, North Bohemia, determined by geophysical survey. *Stud Geophys Geod* 50, stránky 75–88.
- Mysliveček J., Rappich V., Kochergina Y.V., Magna T., Halodová P., Pécskay Z., Poňavič M. (2018). Petrology of weakly differentiated alkaline, high-level intrusive rocks in the Zahořany–Chotiněves Belt near Litoměřice (Czech Republic). *J Geosci* 63, stránky 317–331. doi: 10.3190/jgeosci.278.
- Pack A., Russell S.S., Shelley J.M.G., van Zuilen M. (2007). Geo- and cosmochemistry of the twin elements yttrium and holmium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71, stránky 4592–4608.
- Pearce J.A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN DA (ed) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, stránky 79–113.
- Philpotts A.R. (1974). The Monteregian Province. In: Sørensen H (ed) *The alkaline rocks*. Wiley, London, stránky 293–310.
- Pivec E., Ulrych J. (1998). Melilitic rocks from northern Bohemia: geochemistry and mineralogy. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 173, stránky 119–154.
- Pivec E., Ulrich J., Šrein V., Bendl J., Dobeš P. a Žák K. (1998). Epithermal tertiary Pb-Zn-Cu (Ag, Te) mineralization in the Roztoky Volcanic Centre, České středohoří Mts., Czech Republic. – *Geol. carpath.*, 49, 2, stránky 139–146.
- Reuss A. E. (1840). *Geognostische Skizzen aus Böhmen (Umgebung von Teplitz und Bilin u s. w.)*. Prag, Leitmeritz und Teplitz.
- Reuss F. A. (1793). *Mineralogische Geographie von Böhmen*. Dresden, stránky 88–89.
- Schneider L. (1911). *Mitteilungen aus dem Laboratorium des k. k. Generalproberamtes in Wien. – Berg – und Hüttenmännisches Jahrbuch der k. k. montanistisches Hochschulen zu Leoben und Příbram (Wien)*, 59, stránky 135–179.
- Shrbený O. (1995). Chemical composition of young volcanites of the Czech Republic. *Czech Geol Surv Papers* 4., Czech Geological Survey, Prague, stránky 1–53.
- Skála R., Ulrych J., Ackerman L., Jelínek E., Dostal J., Hegner E., Řanda Z. (2014). Tertiary alkaline Roztoky Intrusive Complex, České středohoří Mts., Czech Republic: petrogenetic characteristics. *Int J Earth Sci* 103, stránky 1233–1262.

- Ulrych J. (1983). Chemical composition of sector-zoned clinopyroxene from monchiquite and rongstockite, České středohoří Mts.. *Acta Univ Carolinae Geol Rost Vol*, stránky 117–131.
- Ulrych J. (1998). Geochemistry of subvolcanic alkaline rocks series of the Roztoky Intrusive Centre, České středohoří Mts.. *Erlangen Beitr Petrogr Mineral* 8, stránky 1–42.
- Ulrych J., Balogh K. (2000). Roztoky Intrusive Centre in the České středohoří Mts.: differentiation, emplacement, distribution, orientation and age of dyke series. *Geol Carpath* 51, stránky 383–397.
- Ulrych J., Dostal J., Adamovič J., Jelínek E., Špaček P., Hegner E., Balong K. (2011). Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Geolines* 123, stránky 133–144.
- Ulrych J., Novák J.K., Lang M., Balogh K., Hegner E., Řanda Z. (2006). Petrology and geochemistry and K–Ar ages for Cenozoic tinguaites from the Ohře/Eger Rift (NW Bohemia). *Neues Jb Miner Abh* 183, stránky 41–61.
- Ulrych J., Svobodová J. (2002). The source of Cenozoic volcanism in the České Středohoří Mts., Bohemian Massif. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 177, stránky 133–162.
- Ulrych J., Pives E., Lang M., Balogh K., Kropáček V. (1999). Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. *Geolines* 9, Praha, stránky 123–129.
- Ulrych J., Pives E. (1997). Age related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. *Chem Erde* 57, stránky 300–323.
- Ulrych J., Pives E., Povondra P., Bendl J. (1997). Geochemical and isotope characteristics of representative carbonates in young alkaline volcanites from northern Bohemia. *J Czech Geol Soc* 2, stránky 26–32.
- Wallace M.E., Green D.H. (1988). An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, 335, stránky 343–346.
- Wedepohl K.H., Baumann. A. (1999). Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136, stránky 225–239.
- Wilson M., Rosenbaum J., Ulrych J. (1994). Cenozoic magmatism of the Ohře rift, Czech Republic: geochemical signatures and mantle dynamics. *Int Volcanol Congress 1994, Abstracts*, Ankara
- Wilson M., Downes. H. (1991). Tertiary Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *Journal of Petrology* 32, stránky 811–849.
- Wimmenauer W. (1974). The alkaline province of Central Europe and France. In: Sørensen H (ed) *The alkaline rocks*. Wiley, London, stránky 286–291.
- Woolley, A. R., Kempe, D. R. C. (1989). Carbonatites : nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In *Carbonatites* (K. Bell, ed.), Unwin, London, stránky 1–14.

- Ying J., Zhou X., Zhang H. (2004). Geochemical and isotopic investigation of the Laiwu–Zibo carbonatites from western Shandong Province, China, and implications for their petrogenesis and enriched mantle source. *Lithos*, 75(3-4), stránky 413–426.
- Ziegler P. A., Dézes P. (2006). Crustal evolution of Western and Central Europe. In: Gee DG, Stephenson RA (eds) *European lithosphere dynamics*. *Geol Soc Mem* 32, stránky 43–67.
- Ziegler P. A. (1994). Cenozoic rift system of Western and Central Europe: an overview. *Geol Mijnbouw* 73, stránky 99–127. Ziegler P. A. (1990). *Geological atlas of Western and Central Europe*, 2nd edn. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. and Geological Society London, The Hague