MASARYKOVA UNIVERZITA
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
ÚSTAV GEOLOGICKÝCH VĚD

Petrografické a geochemické zhodnocení kenozoických vulkanitů Faerských ostrovů s důrazem na ultrastopové obsahy Hg

PETRA ŠIŠKOVÁ

Školitel: doc. RNDr. Lukáš Krmíček, Ph.D.

Konzultant: RNDr. Pavel Coufalík, Ph.D.

Brno 2017

BIBLIOGRAFICKÝ ZÁZNAM

Autorka:	Bc. Petra Šišková
	Masarykova univerzita
	Přírodovědecká fakulta
	Ústav geologických věd
Název práce:	Petrografické a geochemické zhodnocení kenozoických vulkanitů Faerských ostrovů s důrazem na ultrastopové obsahy Hg
Studijní program:	Geologie
Studijní obor:	Geologie
Vedoucí práce:	doc. RNDr. Lukáš Krmíček, Ph.D
Akademický rok:	2017
Počet stran:	44 + přílohy
Klíčová slova:	Faerské ostrovy, tholeiitické bazalty, ultrastopové obsahy Hg

BIBLIOGRAPHIC ENTRY

Author:	Bc. Petra Šišková Masaryk University Faculty of Science Department of Geology
Title of Thesis:	Petrography and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of the Faroe Islands with a focus on their ultra-trace contents of Hg
Degree Programme:	Geology
Field of Study:	Geology
Supervisor:	doc. RNDr. Lukáš Krmíček, Ph.D
Academic Year:	2017
Number of Pages:	44 + attachments
Key Words:	Faroe Islands, Tholeiitic Basalts, ultra-trace contents of Hg

ABSTRAKT

Tato diplomová práce je pilotní studií, která se zabývá ultrastopovými obsahy Hg jako citlivými indikátory interakce tholeiitických bazaltů s korovým materiálem. Pro ověření této metody posloužily vzorky bazaltů z Faerských ostrovů, kde se už od 70. let 20. století na základě geofyzikálních průzkumů předpokládá přítomnost zbytků staré kontinentální kůry (srov. Casten, 1973; Bott et al., 1974).

V této práci bylo studováno 29 horninových vzorků odebraných z různých stratigrafických úrovní vulkanických formací beinisvørð, malinstindur, sneis a enni a na ně vázaných subvulkanických intruzí. Podrobný petrografický a mineralogický popis doplněný o analýzu na elektronové mikrosondě a celohorninovou analýzu potvrdily, že studované horniny svým složením odpovídají tholeiitickým bazaltů s porfyrickými vyrostlicemi plagiklasu + pyroxenu ± olivínu. Hojné vyrostlice plagioklasu vykazují výraznou kompoziční zonálnost reprezentovanou anortitem bohatou centrální partií s kyselejším lemem, kdy tuto zonalitu lze spojovat se stagnací magmatu v prostředí kontinentální kůry (srov. Dahren et al., 2015). Toto pozorování je v předkládané diplomové práci doplněno o analýzy ultrastopových obsahů Hg pomocí AAS. Naměřené koncentrace Hg dosahují hodnot až 8,4 ppb, což jsou několikanásobně vyšší koncentrace ve srovnání s litosférickým pláštěm (Canil et al., 2015). To může svědčit o různě dlouhé stagnaci vystupujícího magmatu v dílčích korových rezervoárech.

ABSTRACT

This diploma thesis is focused on determination of ultra-trace contents of Hg in tholeiitic basalts, and to solve the question whether it can be used as sensitive tracers of contamination of tholeiitic melt by crustal material. The Faroe Islands were specifically chosen for this study, because geophysical research points to the presence of relict continental crust underneath the area since the 1970's (e.g. Casten, 1973; Bott et al., 1974).

Total of 29 samples, taken from four different volcanic intrusions beinisvørð, malinstindur, sneis and enni and from various related subvolcanic intrusions were analyzed. Detailed petrological and mineralogical research, including the use of electron microprobe and whole-rock chemical composition, showed that the studied rocks correspond to tholeiitic basalts with phenocrysts of plagioclase + pyroxene ± olivine. Numerous plagioclase phenocrysts exhibit major compositional zonality represented by anorthite-rich centres with more acidic rims. This can be linked with prolonged stagnation of the parent melt inside the continental crust as was shown by Dahren et al. (2015). This interpretation is supported by the ultra-trace contents of Hg in studied samples (up to 8,4 ppb; analyzed by the AAS method), which are well above the Hg content of lithospheric mantle (<1 ppb; Canil et al., 2015).

Masarykova univerzita

Přírodovědecká fakulta

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Student: **Bc. Petra Šišková**

Studijní program: **Geologie**
Studijní obor: **Geologie**

Ředitel Ústavu geologických věd PřF MU Vám ve smyslu Studijního a zkušebního řádu MU určuje diplomovou práci s tématem:

Petrografické a geochemické zhodnocení kenozoických vulkanitů Faerských ostrovů s důrazem na ultrastopové obsahy Hg

Petrography and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of the Faroe Islands with a focus on their ultra-trace contents of Hg

Oficiální zadání: Studentka v rámci své diplomové práce provede jak základní petrografickou charakteristiku bazaltoidních hornin Faerských ostrovů, tak posoudí variabilitu jejich chemického složení. Důraz bude v práci kladen na zhodnocení ultrastopových obsahů Hg, kdy studentka využije dohodnuté spolupráce s dr. Coufalíkem z Ústavu chemie PřF MU. Výsledky autorka zasadí do širšího kontextu vulkanických hornin severoatlantické vulkanické provincie.

Doporučená literatura: Coufalík, P., Zvěřina, O., Krmíček, L., Pokorný, R. & Komárek, J. (2015): Ultra-trace analysis of Hg in alkaline lavas and regolith from James Ross Island. Antarctic Science, 27, 3, 281–290.

Pokorný, R., Krmíček, L., Árting, U. E. (v tisku): The first evidence of trace fossils and pseudo-fossils in the continental interlava volcaniclastic sedimentary rocks on the Faroe Islands. Bulletin of the Geological Society of Denmark.

Rasmussen, J. & Noe-Nygaard, A. (1970): Geology of the Faeroe Islands (pre-Quaternary). Geological Survey of Denmark, Copenhagen 1, 25, 1–142.

Jazyk závěrečné práce: čeština
Vedoucí diplomové práce: RNDr. Lukáš Krmíček, Ph.D.
Podpis vedoucího práce:
Datum zadání diplomové práce: listopad 2015

V Brně dne 18. 11. 2015

MASARYKOVA UNIVERZITA
Přírodovědecká fakulta
315010
ÚSTAV GEOLOGICKÝCH VĚD
Kotlářská 2, 611 37 Brno

doc. RNDr. Josef Zeman, CSc.
ředitel Ústavu geologických věd

Zadání diplomové práce převzal dne: 3. 12. 2015

Podpis studenta

PODĚKOVÁNÍ

Na tomto místě chci poděkovat především mému školiteli doc. Krmíčkovi, za odborné vedení této diplomové práce a za jeho trpělivost a přátelský přístup. Dále děkuji mému konzultantovi dr. Coufalíkovi a Bc. Meszarosové z ústavu analytické chemie za pomoc při přípravě vzorků a stanovení koncentrace Hg pomocí AAS a Ing. Jonášové za analýzu vzorků na elektronové mikrosondě.

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracovala samostatně. Veškerou literaturu a ostatní prameny, které jsem při psaní práce použila, řádně cituji a uvádím v seznamu použité literatury.

V Brně 18. 5. 2015 ----------

podpis

OBSAH

1. ÚVOD 9
2. GEOGRAFIE 10
3. GEOLOGIE 10
3.1 SEVEROATLANTICKÁ VULKANICKÁ PROVINCIE 10
3.2 GEOLOGIE FAERSKÝCH OSTROVŮ 11
3.2.1 Souvrství lopra 13
3.2.2 Souvrství beinisvørð 14
3.2.3 Souvrství prestfjall 15
3.2.4 Souvrství hvannhagi 16
3.2.5 Souvrství malinstindur 16
3.2.6 Souvrství sneis 19
3.2.7 Souvrství enni 19
3.3 SROVNÁNÍ VULKANICKÉ AKTIVITY FAERSKÝCH OSTROVŮ A VÝCHODNÍHO GRÓNSKA 20
3.4 KONTINENTÁLNÍ KŮRA POD FAERSKÝMI OSTROVY 21
4. KONCENTRACE RTUTI V ZEMSKÉ KŮŘE A V ZEMSKÉM PLÁŠTI 22
5. METODIKA 24
6. VÝSLEDKY 26
6.1 PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA 26
6.2 MIKROSONDOVÁ CHARAKTERISTIKA 30
6.3 CELOHORNINOVÁ ANALÝZA 33
6.4 ULTRASTOPOVÉ OBSAHY RTUTI 34
7. DISKUSE 36
7.1 PETROGRAFICKÁ CHARKTERISTIKA 36
7.2 CELOHORNINOVÉ SLOŽENÍ 37
8. ZÁVĚR 40
LITERATURA 41
SEZNAM PŘÍLOH 45
PŘÍLOHY 46

1. ÚVOD

Faerské ostrovy, ležící v severním Atlantiku, se začaly utvářet před více než 60 miliony let. Jsou drobným pozůstatkem rozsáhlých výlevů bazaltových láv, které se začaly vylévat v reakci na otevírání severní části Atlantského oceánu.

V 70. letech 20. století probíhal v této oblasti rozsáhlý geofyzikální průzkum na ložiska uhlovodíků, při kterém byly pozorovány změny v rychlostech šíření seismických vln pod Faerskými ostrovy a přilehlými šelfovými oblastmi a tak nepřímo nastíněna přítomnost kontinentální kůry. Toto pozorování však nebylo dlouhou dobu podpořeno žádnou jinou metodou.

Cílem této práce je podpořit nebo vyvrátit předpoklady o přítomnosti kontinentální kůry pod Faerskými ostrovy pomocí stanovení koncentrace Hg v bazaltech, která se z předchozích pozorování (Coufalík et al., 2015) zdá být citlivým ukazatelem kontaminace kontinentální kůrou.

2. GEOGRAFIE

Faerské ostrovy leží v severní části Atlantického oceánu, 280 km severozápadně od Skotska a 400 km jihovýchodně od Islandu (obr. 1). Souostroví je tvořeno 18 ostrovy, o celkové rozloze 1400 km^2, které jsou nápadně protažené ve směru SZ – JV (obr. 2). Morfologie krajiny je ovlivněná kvartérní glaciální činností (Passey, 2008). Ledovec zde vytvořil relativně plochý, skalnatý terén. Nejvyšší vrchol Slættaratindur, dosahující výšky pouhých 882 m, leží na ostrově Eysturoy, na severu souostroví, a je jedním z 10 vrcholů, které přesahují výšku 800 m.

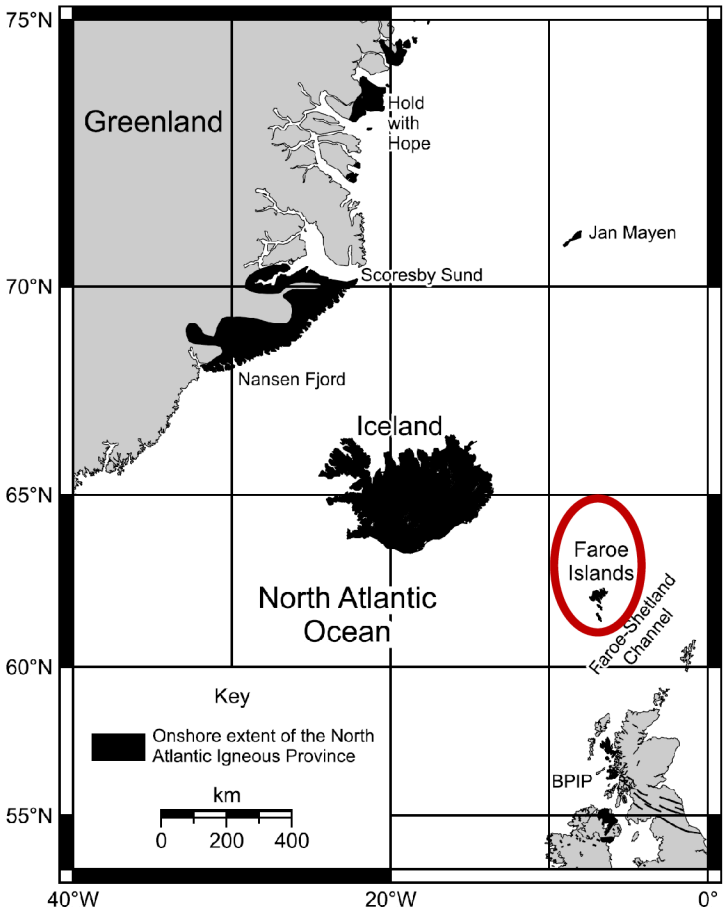
3. GEOLOGIE

Faerské ostrovy jsou erozním reliktem rozsáhlých výlevů bazaltových láv, tzv. plató bazaltů, paleogenního stáří. Tyto bazaltové sekvence, označované jako „Faroe Islands Basalt Group“ (FIBG), jsou součástí severoatlantické vulkanické provincie.

3.1 SEVEROATLANTICKÁ VULKANICKÁ PROVINCIE

Výskyty hornin severoatlantické vulkanické provincie lze v podobě pikritových láv a tholeiitových lávových sekvencí nalézt na východním pobřeží Kanady, v Grónsku, na Islandu, na Faerských a Britských ostrovech a u západního pobřeží Norska (Storey et al., 2007). Celková rozloha provincie činí 1,3×106 km^2 s odhadovaným objemem lávových výlevů 5–10×106 km^3 (Eldholm a Grue, 1994).

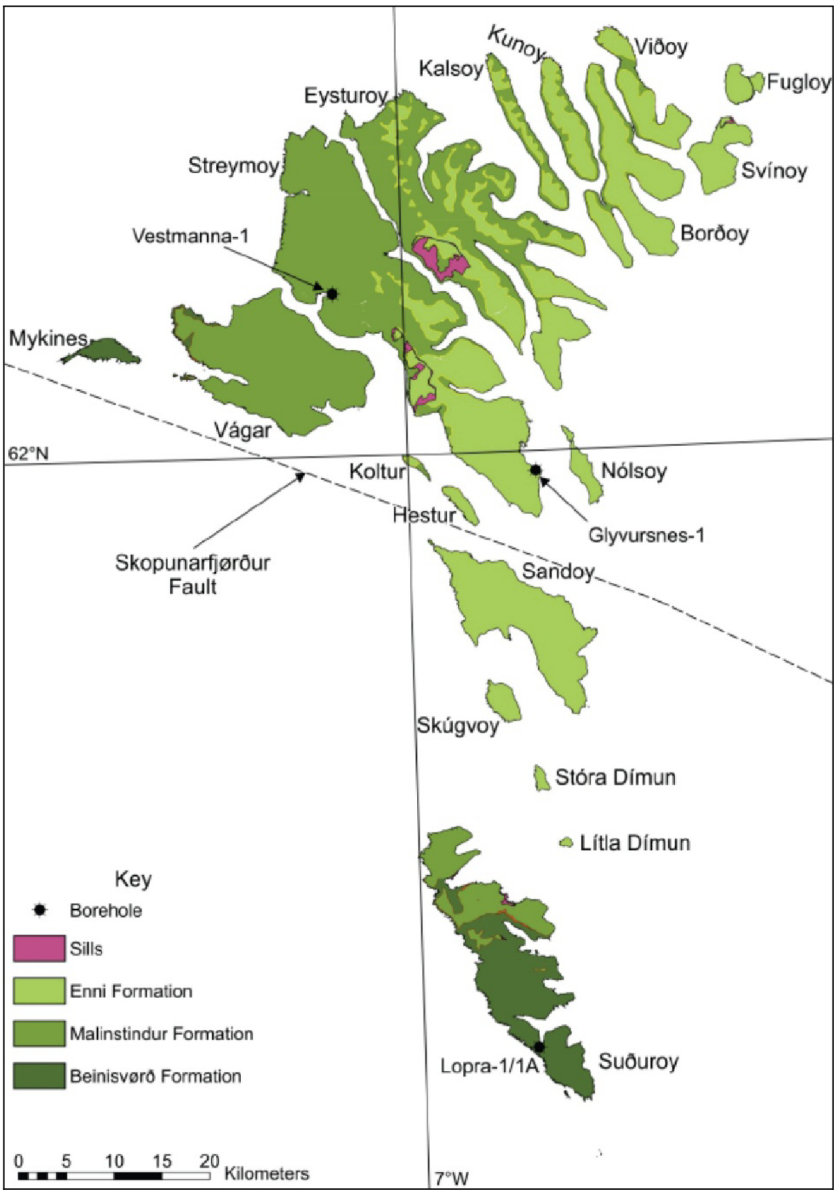
Na základě radiometrického datování hornin z různých částí provincie pomocí metody Ar-Ar lze předpokládat, že hlavní etapa výlevů plató bazaltů probíhala před 60,5 až 54,5 Ma (Saunders et al., 1997; Jolley a Bell, 2002).



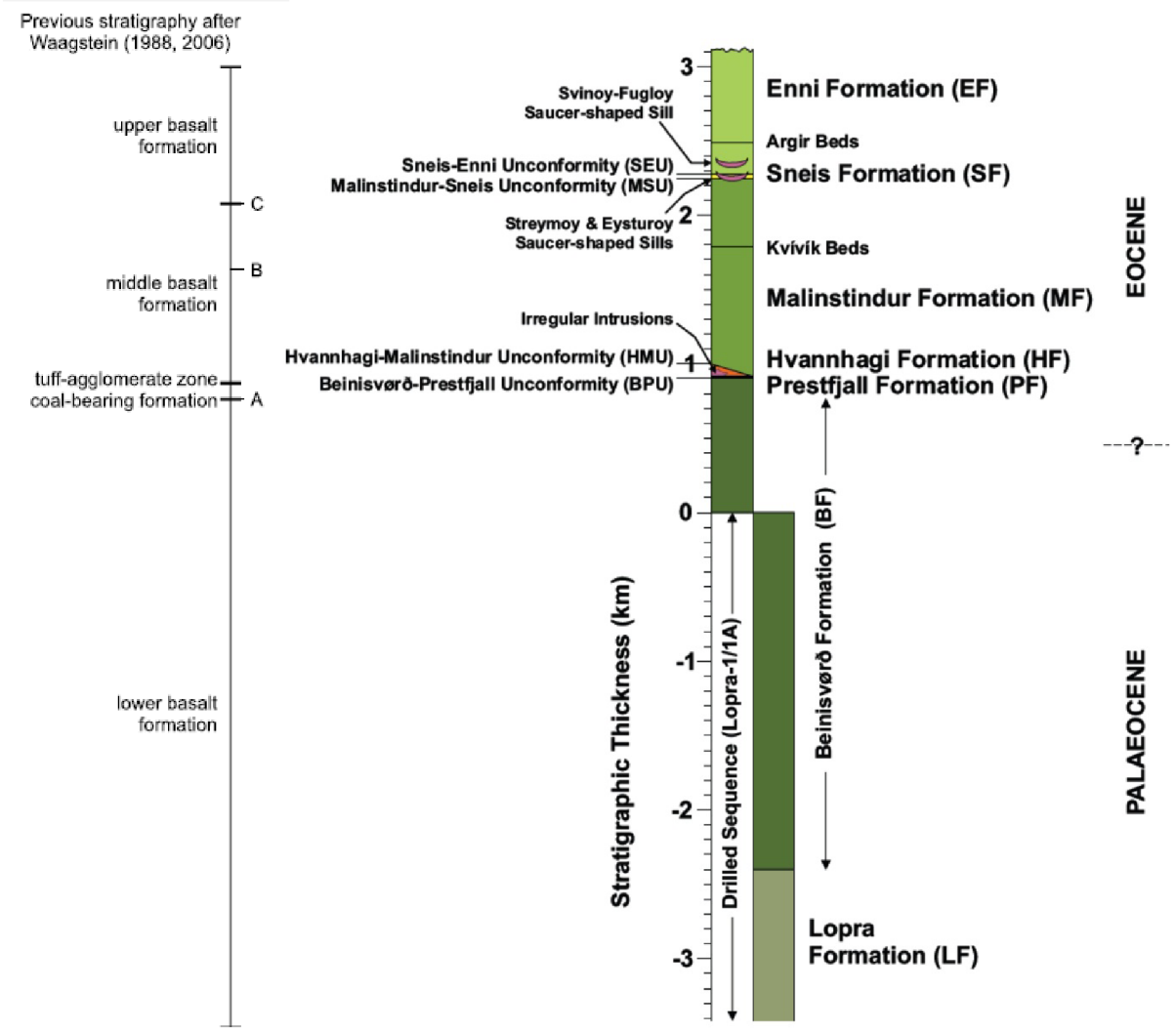
Obr. 1.: Mapa zobrazující pozici Faerských ostrovů (vyznačeno červeně) v rámci východní části severoatlantické vulkanické provincie. Převzato z Passey a Jolley (2009); upraveno.

3.2 GEOLOGIE FAERSKÝCH OSTROVŮ

Dominantními horninami ostrovů jsou tholeiitické bazalty zastoupené především v podobě mohutných lávových proudů, které dosahují mocnost až 6,6 km, z toho 3,4 km bylo ověřeno pouze vrtným průzkumem (Ellis et al., 2002; Passey a Jolley, 2009). Podle staršího členění byly bazalty dělené na spodní, střední a svrchní formaci (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970; Ellis et al., 2002). Podle nového dělení jsou bazaltové výlevy členěny primárně na základě litologie do 7 souvrství (řazeno od nejstaršího po nejmladší): lopra, beinisvørð, prestfjall, hvannhagi, malinstindur, sneis a eni (obr. 3; Passey a Jolley, 2009).



Obr. 2.: Zjednodušená geologická mapa Faerských ostrovů (podle Ellis et al. 2009; Passey a Jolley, 2009).



Obr. 3.: Stratigrafické členění bazaltových formací na Faerských ostrovech (podle Waagstein 1988, 2006; Ellis et al. 2009; Passey a Jolley, 2009).

3.2.1 Souvrství lopra

Souvrství lopra představuje nejstarší fázi vulkanické aktivity na Faerských ostrovech (obr. 3). Bylo zastiženo pouze ve vrtu Lopra-1/1A, podle kterého bylo pojmenováno, na ostrově Suðuroy (obr. 2). Dosud zjištěná mocnost souvrství činí 1075 m. Hlavním účelem vrtu bylo dosáhnout předpokládaného prekambrického metamorfovaného podloží, na jehož existenci se usuzuje na základě geofyzikálního průzkumu. Tento vrt podloží nedosáhl. Souvrství je tvořeno polohami vulkanoklastických pískovců a hyaloklastitů. Spodních 665 metrů je pronikáno bazaltovými lávovými proudy nebo ložními žílami (Ellis et al., 2002).

3.2.2 Souvrství beinisvørð

Souvrství dostalo název podle útesu Beinisvørð na ostrově Suðuroy (Passey a Jolley, 2009) a podle staršího rozdělení představuje „spodní bazaltovou sérii“ (obr. 3; Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970). Spodní hranice je zastižená pouze ve vrtu Lopra-1/1A (Ellis et al., 2002) a spočívá v přechodu mezi více vyvinutými hyaloklastity souvrství lopra k geochemicky primitivnějším bazaltovým lávovým výlevům tohoto souvrství (Passey a Jolley, 2009). Celková mocnost souvrství činí 3250 m, z toho je jen 890 m odkryto (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970), zbylých 2360 m známe pouze z vrtu (Ellis et al., 2002; Passey a Jolley, 2009). Souvrství dominují 20–70 m mocné výlevy láv typu pahoehoe. Převládajícím linotypem jsou velmi jemnozrnné bazalty. Svrchní vrstvy mají dobře vyvinutou sloupcovitou odlučnost (obr. 4). Jednotlivé lávové proudy jsou odděleny vulkanoklastickými sedimenty označovanými zpravidla jako pískovce a slepence, v menší míře potom také kalovce a organolity (např. Ellis et al. 2002). V rámci těchto sedimentů se místy nacházejí uhelné proplástky (obr. 5; Kubouškova et al. 2015).

Obr. 4.: Ukázka sloupcovité odlučnosti bazaltů na jv. okraji města Tvøroyri na ostrově Suðuroy (souvrství beinisvørð; foto: Krmíček, L.).

Obr. 5.: Tenká uhelná poloha v alterovaném jílovci na jihozápadním pobřeží ostrova Mykines (Kubouškova et al. 2015).

3.2.3 Souvrství prestfjall

Sedimentární souvrství prestfjall, dosahující mocnosti pouhých 3–15 m (obr. 3; Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970; Passey et al., 2008), vystupuje na povrch pouze na ostrově Tindhólmur, Vágar a Suðuroy a dostalo název podle oblasti Prestfjall na ostrově Suðuroy, kde bylo v minulosti vyhloubeno velké množství štol kvůli těžbě uhlí (Passey a Jolley, 2009). Vzhledem k malému počtu odkrytých výchozů, bylo souvrství popsáno na základě pozorování v těchto štolách (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970). Idealizovaný profil začíná bazálními jíly, které se začaly ukládat po hiátu. Bazální tufitické jíly až jílovce jsou překryty spodní a svrchní uhelnou slojí, které jsou proloženy jílovitou vrstvou (Passey, 2008). Uhelné sloje mají průměrnou mocnost okolo 70 cm (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970) a jsou zpravidla překryty svrchní vrstvou jílovců, která se místy zastupuje s vulkanoklastickými pískovci a slepenci (Passey, 2008). V rámci tohoto souvrství se na ostrově Suðuroy nachází jediný v současné době činný uhelný důl (Kubouškova et al. 2015).

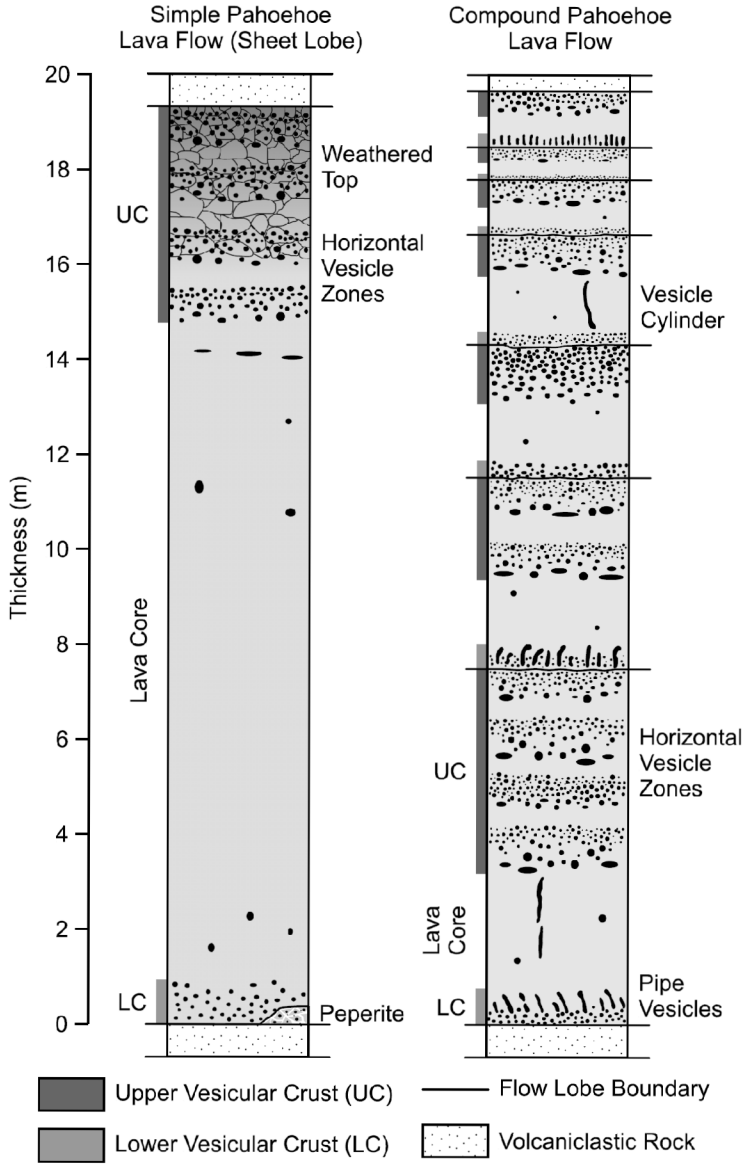
3.2.4 Souvrství hvannhagi

Souvrství hvannhagi, které vystupuje na povrch na ostrovech Tindhólmur, Vágar a Suðuroy, dostalo název podle údolí Hvannhagi na ostrově Suðuroy, kde je odkrytý nejúplnější profil. Na západě ostrova Suðuroy a severozápadě Vágaru není souvrství vyvinuto vůbec nebo jen neúplně, proto v těchto oblastech přechází souvrství prestfjall do souvrství malinstindur (obr. 3; Passey a Jolley, 2009). Sedimentární jednotky a pyroklastika souvrství hvannhagi mají odhadovanou mocnost 40–50 m (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970; Passey, 2008) a přednostně vyplňují deprese vzniklé po uložení souvrství prestfjall. Litologický profil je tvořen převážně vulkanoklastickými faciemi, které jsou proloženy špatně vytříděnými slepenci, pískovci a jílovci s ojedinělými výskyty uhelných poloh (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970; Passey a Jolley, 2009; Pokorný et al., 2015). Souvrství hvannhagi je, stejně jako souvrství prestfjall, porušeno velkým počtem nepravidelných doleritových žil, které mají stejný chemismus s vysokými obsahy TiO_2, obdobně jako olivínické lávy souvrství malinstindur (Hald a Waagstein, 1991).

3.2.5 Souvrství malinstindur

Souvrství je pojmenováno podle hory Malinstindur (683 m n. m.), která se nachází na jihovýchodě ostrova Vágar. Rasmunssen a Noe-Nygaard, (1970) popsali toto souvrství jako „střední bazaltovou sérii“ (obr. 3). Báze souvrství malinstindur spočívá na lokálně se vyskytujícím souvrství hvannhagi nebo na souvrství prestfjall (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970; Passey a Jolley, 2009). Mocnost souvrství se pohybuje od 1250 do 1350 m. Souvrství je tvořeno výhradně lávovými proudy typu pahoehoe o průměrné mocnosti kolem 20 m (Passey et al., 2008). Lávy mají ve vertikálním řezu charakteristickou zonalitu s masivním jádrem a okrajovou vezikulární zónou (obr. 6 a 7). Ve spodní části souvrství převládají olívinické bazalty (Waagstein, 1988), které jsou ve vyšších vrstvách nahrazeny porfyrickými bazalty s plagioklasem (Passey, 2008). Plagioklas tvoří průměrně 1 cm dlouhé lišty, které se místy sdružují do sférolitů (obr. 8; Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970). Napříč litologickým profilem je popsáno několik poloh vulkanoklastických sedimentů, z nichž nejvýznamnější je 7 m mocný horizont pojmenovaný „Kvívík Beds“, který se nachází asi 780 m nad bází souvrství. Horizont je tvořen bazálními načervenalými pískovci, které do nadloží přechází do

hrubě zrnitých slepenců případně kalovců (Passey a Jolley, 2009; Passey a Varming, 2010; Pokorný et al., 2015).



Obr. 6.: Typický řez lávou typu pahoehoe Faerských ostrovů. Převzato z Passey a Jolley, 2009).

Obr. 7.: Ukázka výchozu lávy s " vesicle-rich" zónami (zářez podél silnice, v těsné blízkosti lomu Sørvágur, souvrství malinstindur; foto: Krmíček, L.).

Obr. 8.: Ukázka živcových sférolitů v rámci bazaltových láv v opuštěném lomu nedaleko vesnice Sandavágur (souvrství malinstindur; foto: Krmíček, L.).

3.2.6 Souvrství sneis

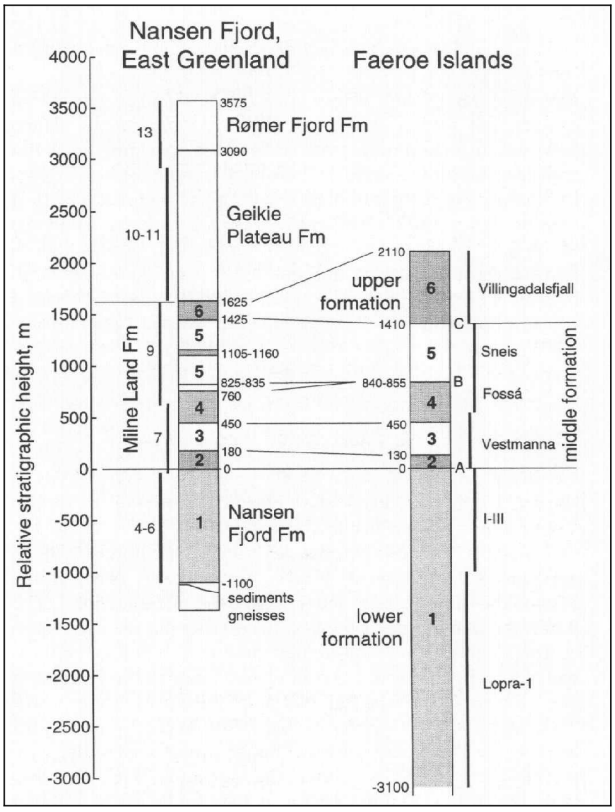
Souvrství je pojmenováno podle hory Sneis (743 m n. m.) na ostrově Streymoy. Jedná se o sedimentární souvrství s poměrně variabilní mocností od 1 do 30 m. Bázi představuje asi 1 m mocná poloha načervenalých vulkanoklastických pískovců, tzv. „Sund Bed“, jejichž načervenalá barva je způsobena přítomností oxidů Fe. Poloha „Sund Bed“ představuje výrazný hiát ve vulkanické aktivitě. Pískovce jsou překryty 5–25 m mocnou vrstvou vulkanoklastických slepenců až pískovců (Passey a Jolley, 2009). Směrem k jihu se poloha slepenců ztenčuje a přechází do vulkanoklastických pískovců až kalovců (Passey et al., 2008). Podobně jako souvrství hvannhagi, je i souvrství sneis proniknuto velkým množstvím pravých a ložních žil (Passey a Jolley, 2009). Na ostrovech Streymoy a Esturoy byly pozorovány velké intruze pojmenované po těchto ostrovech (obr. 2 a 3), které souvrství sneis lemují (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970). Intruze ostrova Esturoy má zvýšený obsah TiO_2, podobně jako bazalty souvrství malinstindur. Naopak u intruze ostrova Streymoy byl zjištěn poměrně nízký obsah TiO_2 srovnatelný s bazalty typu MORB (Hald a Waagstein, 1991).

3.2.7 Souvrství enni

Nejmladší litostratigrafická jednotka Faerských ostrovů dostala název podle hory Enni (651 m n. m.) na ostrově Viðoy (Passey a Jolley, 2009). Na základě staršího dělení bylo souvrství označováno jako „svrchní bazaltová série“ (obr. 3; Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970). Mocnost souvrství se pohybuje kolem 900 m (Ellis et al., 2002; Passey a Jolley, 2009), ale předpokládá se, že několik stovek metrů bylo již oderodováno (Passey et al., 2008). Souvrství je tvořeno lávovými proudy a lávovými příkrovy podobného charakteru jako můžeme pozorovat u souvrství malinstindur. Asi 250 m nad bází souvrství enni je vyvinuta 1–13 m mocná sekvence vulkanosedimentárních hornin nazývaná „Argir Beds“. Spodní část sekvence je tvořena jemně laminovanými jílovci a kalovci, které do nadloží přechází až do hrubě zrnitých slepenců (Passey a Jolley, 2009; Pokorný et al., 2015). Souostroví je porušeno velkou intruzí na ostrovech Svínoy a Fugloy (obr. 2 a 3), u které byl zjištěn vysoký obsah TiO_2, stejně jako u intruze na ostrově Esturoy (Hald a Waagstein, 1991).

3.3 SROVNÁNÍ VULKANICKÉ AKTIVITY FAERSKÝCH OSTROVŮ A VÝCHODNÍHO GRÓNSKA

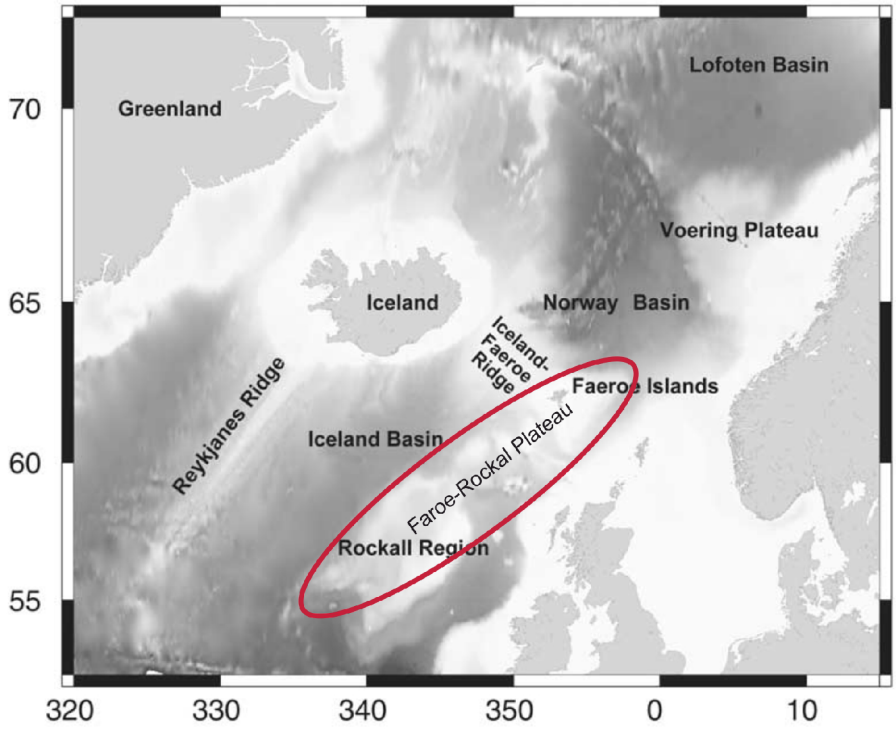
Na základě práce Larsena et al. (1999) byly vyčleněny dvě hlavní paleogenní vulkanické epizody vázané na utváření severního Atlantiku. První epizoda proběhla ještě před oddělením Grónska od Eurasie a reprezentují ji na Faerských ostrovech souvrství lopra a beinisvørð a ve východním Grónsku formace „Nansen Fjord“ (obr. 9). Druhá epizoda vulkanické aktivity je spojená s odtržením Grónska od Eurasie a představují ji na Faerských ostrovech souvrství hvannhagi, malinstindur, sneis a enni a ve východním Grónsku formace „Milne Land“, „Geikie Plateau“, „Rømer Fjord“ a „Skrænterne“ (obr. 9). Souvrství prestfjall na Faerských ostrovech reprezentuje výrazný hiát ve vulkanické aktivitě v oblasti (Larsen et al., 1999).



Obr. 9.: Srovnání vulkanické sukcese Faerských ostrovů a oblasti Nansen Fjord ve východním Grónsku. Za referenční hladinu bylo zvoleno sedimentární souvrství prestfjall, dříve označováno jako horizont A (Rasmunssen a Noe-Nygaard, 1970), všechna ostatní měření byla srovnána relativně s touto hladinou. Čísla 1–6 představují jednotlivá korelovaná souvrství. Pro popis litologického profilu Faerských ostrovů bylo použito starší označení – spodní, střední a svrchní formace podle práce Rasmunssen a Noe-Nygaard (1970), srovnání viz obr. 3. Převzato z Larsen et al. (1999).

3.4 KONTINENTÁLNÍ KŮRA POD FAERSKÝMI OSTROVY

Ve druhé polovině minulého století probíhal v oblasti šelfových moří severního Atlantiku intenzivní geofyzikální průzkum na ropu a zemní plyn, při kterém byly pozorovány změny v rychlostech šíření seismických vln pod Faerskými ostrovy a přilehlými šelfovými oblastmi. Casten (1973) na základě naměřených dat usoudil, že se pod bazalty Faerských ostrovů nachází metamorfované podloží, které má zřetelnou afinitu ke kontinentální kůře. Bott et al. (1974) v souvislosti s tímto pozorováním provedli další geofyzikální průzkum, při kterém zjistili, že rychlosti šíření P-vln pod Faerskými ostrovy a oblastí zvanou „Faroe–Rockall Plateau“ (obr. 10) jsou nižší, než odpovídá oceánské kůře a pohybují se mezi 5,9–6,2 km×s^{-1}, což potvrzuje přítomnost kontinentální kůry pod zmíněnou oblastí.



Obr. 10.:Mapa zobrazující oblast, ve které Bott et al. (1974) prováděli geofyzikální průzkum (označeno červeně). Převzato z Bohnhoff a Makris (2004), upraveno

.

Richardson et al. (1998) taktéž potvrdili přítomnost kontinentální kůry pod Faerskými ostrovy. Na základě analýzy geofyzikálních měření rozdělili kůru podle rychlosti seismických vln na tři části: svrchní, střední a spodní. Svrchní část kůry sahá do hloubky 4–5 km a rychlosti seismických vln se pohybují kolem 5,7 km s^{-1}. V hloubce 3,5 km bylo detekováno geologické rozhraní mezi bazalty s rychlostmi 5,0 km s^{-1} a vrstvou hornin s rychlostmi kolem již zmíněných 5,7 km s^{-1}. Ve střední kůře se seismické vlny šíří rychlostí 6,2 km s^{-1}. Seismický signál spodní kůry je slabý, ale vykazuje velké rychlosti seismických vln mezi 7,1 až 7,6 km s^{-1}, což autoři přisoudili intruzím mafických hornin. Dále bylo zjištěno, že se MOHO diskontinuita ve studované oblasti nachází v hloubkách 40 až 46 km (Richardson et al., 1998).

Přítomnost kontinentální kůry pod Faerskými ostrovy byla studována také geochemicky. Holm et al. (2001) prokázali kontaminaci bazaltů korovým materiálem na základě zvýšeného poměru izotopů $^{87}Sr/^{86}Sr$. Magma při výstupu pravděpodobně asimilovalo prekambrické metamorfované horniny, zejména ruly.

4. KONCENTRACE RTUTI V ZEMSKÉ KŮŘE A V ZEMSKÉM PLÁŠTI

Jen málo studií se v minulosti zabývalo stanovováním obsahů Hg v horninách. Rtuť je toxický, těkavý (volatilní), za standardních podmínek kapalný kov. Vzhledem k těmto vlastnostem jsou kladeny vysoké nároky na preciznost při přípravě vzorků, kdy je potřeba eliminovat možnou kontaminaci vzorku a ztrátu Hg při mletí horniny.

Podle studie Fleischera (1970) obsahují vulkanické horniny koncentrace nepřevyšující 100 ppb (100 $\mu g \times kg^{-1}$) rtuti, avšak alkalické bazalty a kimberlity mohou obsahovat v průměru až několik stovek ppb Hg. Dissanayake a Vincent (1975) stanovili obsahy Hg v intruzi skaergaard ve východním Grónsku pomocí neutronové aktivační analýzy. Naměřené hodnoty se pohybovaly kolem 257 ppb. Novější práce však takto vysoké obsahy rtuti nepotvrdily. Zintwana et al. (2012) stanovili ve stejné oblasti mnohem nižší koncentrace Hg.

Rudnick a Gao (2003) zdokumentovali obsahy rtuti v horninách zemské kůry. Ve svrchní kůře dosahují koncentrace průměrně 50 ppb, ve střední kůře 8 ppb Hg a ve spodní kůře kolem 6 ppb Hg.

Coufalík et al. (2015) ve své práci, která se zabývá obsahem Hg v arktických a antarktických bazaltech a regolitu a distribucí Hg v polárním prostředí, stanovili pomocí AAS koncentraci 1,6 ppb Hg ve vzorcích bazaltů, které neobsahovaly xenolity, a 8 ppb Hg ve vzorcích bazaltů, které uzavíraly xenolity kůry. Koncentrace Hg v regolitu se pohybuje mezi 2,7–11,3 ppb. Coufalík et al. (2015) ve své práci upozornili na nepřesnosti stanovení Hg v bazaltech u starších studují dosahujících až o dva řády vyšších koncentrací. Při studiu plášťových peridotitů bylo nově ověřeno, že průměrné obsahy Hg kolísají mezi 0,2–5 ppb. Nižší hodnoty, které se pohybují mezi 0,4–0,6 ppb, vykazují xenolity „primitivního svrchního pláště“ (Canil et al., 2015).

5. METODIKA

Studované vzorky odebral doc. RNDr. Lukáš Krmíček, Ph.D. při geologické expedici na Faerské ostrovy v létě roku 2014. Lokalizace odebraných vzorků je součástí obrázku 11 a přílohy 1. Celkem bylo odebráno 29 horninových vzorků, které pochází z různých stratigrafických úrovní souvrství beinisvørð, malinstindur, sneis, enni a na ně vázaných subvulkanických intruzí.

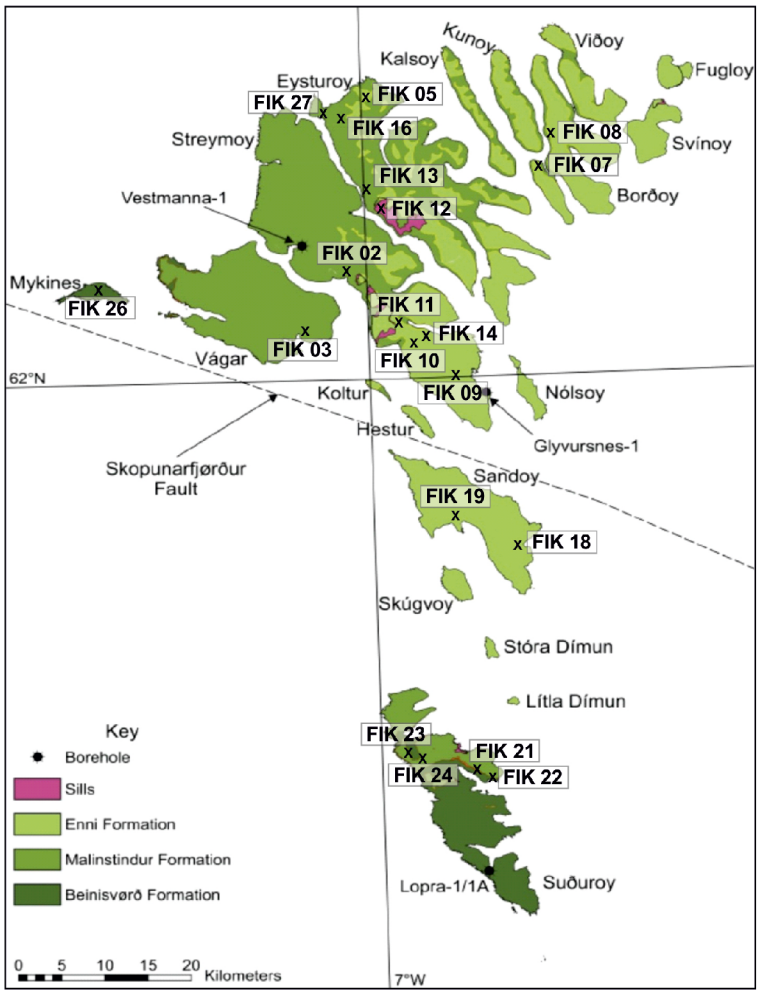
Z vybraných horninových vzorků byly na Geologickém ústavu AV ČR v Praze zhotoveny leštěné výbrusy, které byly studovány v polarizačním mikroskopu Nikon Optiphot 2 – POL. Fotografie výbrusů byly pořízeny fotoaparátem Canon EOS 1100 D.

Pomocí elektronové mikrosondy CAMECA SX100 na Geologickém ústavu AV ČR v Praze byly analytičkou Ing. Šárkou Jonášovou stanoveny obsahy hlavních a vedlejších prvků ve dvou vybraných horninových vzorcích (FIK 01 a FIK 27). Bodová analýza byla provedena na živcích, pyroxenech, olivínech a tachylytu. Analytické podmínky: 15 kV urychlovací napětí, 15 nA proud elektronového paprsku (pro spinely a olivíny), 8 nA (pro pyroxeny a živce), 4 nA (pro sklo) a 2 μm jeho průměr.

Ze studovaného horninového materiálu byla vybrána reprezentativní série 14 vzorků, které byly pomlety pomocí planetárního achátového mlýnu na Geologickém ústavu AV ČR v Praze a následně odeslány na celohorninovou analýzu do společnosti Acme Analytical Laboratories Ltd. (v současnosti Bureau Veritas Mineral Laboratories) ve Vancouveru (Kanada). Hlavní oxidy, Ba, Ni, Cu, Pb a Zn byly analyzovány pomocí emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-OES). Ostatní stopové prvky a prvky vzácných zemin byly analyzovány pomocí hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-MS), podrobný metodický postup, reprodukovatelnost analýz a meze detekce jednotlivých prvků je uveden na stránkách: http://acmelab.com. Geochemická data byla vynášena pomocí programu GCDkit (Janoušek et al. 2006).

Obsahy rtuti ve vulkanitech byly stanoveny na Ústavu chemie PřF MU za asistence RNDr. Pavla Coufalíka, Ph.D. a Bc. Natálie Meszarosové. Studované vzorky byly nejprve rozdrceny, poté přesítovány na nylonovém sítu (Linker Industrie-Technik, Německo) na velikost částic pod 2 mm. Přesítovaný materiál byl následně homogenizován v planetárním

mlýnu Pulverisette 7 (Fritsch, Německo) na velikost částic pod 63 µm. Mletí probíhalo v jednominutových intervalech, aby se předešlo přílišnému zahřátí materiálu a tudíž k odpaření Hg. Před mletím byl mlýn vyčištěn zředěnou (10%) kyselinou dusičnou (kyselina dusičná pro polovodiče, 65%; Penta, Česká republika). Analýza rtuti byla provedena na jednoúčelovém atomovém absorpčním spektrometru AMA-254 (Altec, Česká Republika). Zdrojem záření byla nízkotlaká rtuťová výbojka o vlnové délce 253,65 nm, program analýzy: 20s sušení, 150s dekompozice a 45s prodleva. Limit stanovitelnosti rtuti pro provedená měření je 0,3 µg/kg (ppb). Pro každé měření bylo na analytických vahách Mettler Toledo AB 104-S/M naváženo průměrně 200 mg vzorku. Každý horninový vzorek byl analyzován třikrát.



Obr. 11.: Mapa míst odběru horninových vzorků. Převzato z Elis et al., 2009, upraveno.

6. VÝSLEDKY

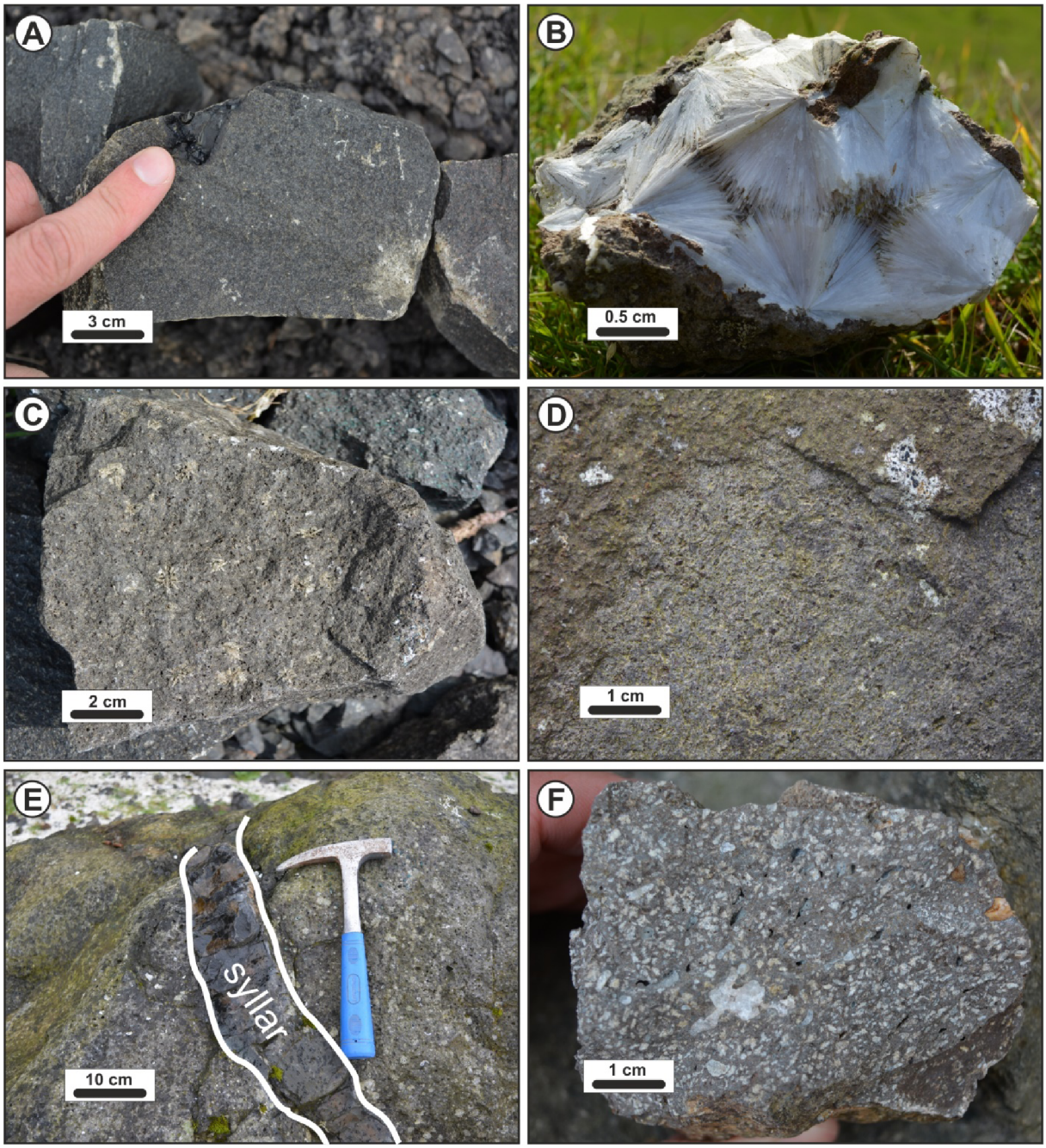
6.1 PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

Bazalty v rámci souvrství beinisvørð jsou nápadné díky své sloupcovité odlučnosti. Makroskopicky se jedná o tmavě šedé až šedočerné jemnozrnné až středně zrnité bazalty. V jemnozrnných partiích jsou často přítomné sklovité partie, které mají místy charakter několik cm velkých inkluzí (obr. 12 A) a poloh, podél nichž je hornina přednostně odlučná. Častá je taktéž přítomnost vezikulárních dutin o velikosti od několika mm až po jednotky cm, které jsou místy vyplněny minerály ze skupin zeolitu. Na obr. 12 B je ukázka dutiny vyplněné jehličkovitými agregáty mezolitu.

V souvrství malinstindur dominují provazové lávy typu pahoe-hoe (viz lokalita FIK08). Jednotlivé lávové proudy jsou typicky zonální (obr. 6). Střed výlevu představuje masivní neporfyrická láva a kolem něj se nachází okrajová zóna s amygdaloidní texturou. Mandle jsou vyplněny chalcedonovou nebo zeolitovou (thomsonit, chabazit) mineralizací, která převládá. Na puklinách lze pozorovat obdobnou mineralizaci, místy je přítomno rovněž sulfidické zrudnění. Studované horninové vzorky jsou světle až tmavě šedě zbarvené lávy s makroskopicky patrnými vyrostlicemi živců. V některých případech živce srůstají do radiálně paprsčitých útvarů o průměru do 3 cm (obr. 12 C). Vzorek odebraný na lokalitě FIK27 představuje masivní olivínem bohatou bazaltovou lávu (obr. 12 D).

Souvrství sneis je sedimentární jednotkou, kterou protíná velké množství pravých a ložních žil, ze kterých byly odebrány horninové vzorky tmavě šedých masivních neporfyrických bazaltů (obr. 12 E). V bazaltech je velké množství dutin a puklin se zeolitovou mineralizací. Místy je na horninových vzorcích možné pozorovat lišty tmavého minerálu matného lesku (diopsid/augit). Horninové vzorky byly odebrány v blízkosti pískovcových vrstev.

Na výchozech bazaltů náležejících k souvrství enni je dobře patrná deskovitá odlučnost. Horninové vzorky jsou amygdaloidní drobně až středně zrnité tmavě šedé místy hnědavé bazaltové lávy. Na makroskopicky pozorovatelných živcích je místy patrná přeměna. Mandle dosahují velikosti až 5 mm, výplň tvoří zeolit ± čirý křemen. Na některých horninových vzorcích lze pozorovat proudovité uspořádání mandlí (obr. 12 F).



Obr. 12.: Vybrané studované horninové vzorky: A – jemnozrnný bazalt, detail sklovité partie (souvrství beinisvørð); B – vzorek jehličkovitého mezolitu (souvrství beinisvørð); C – detail bazaltu s radiálně paprsčitým uspořádáním lišt živců (souvrství malinstindur); D – ukázka olivínem bohatého bazaltu (souvrství malinstindur); E – detail intruze masivní bazaltové lávy žilnéhokomplexu syllar (tmavě šedá) do amygdaliodního bazaltu (souvrství sneis); F – amygdaloidní textura bazaltu s mikrofenokrysty živců a proudovitě protaženými dutinkami, jejichž výplň tvoří zeolity a křemen (souvrství enni).

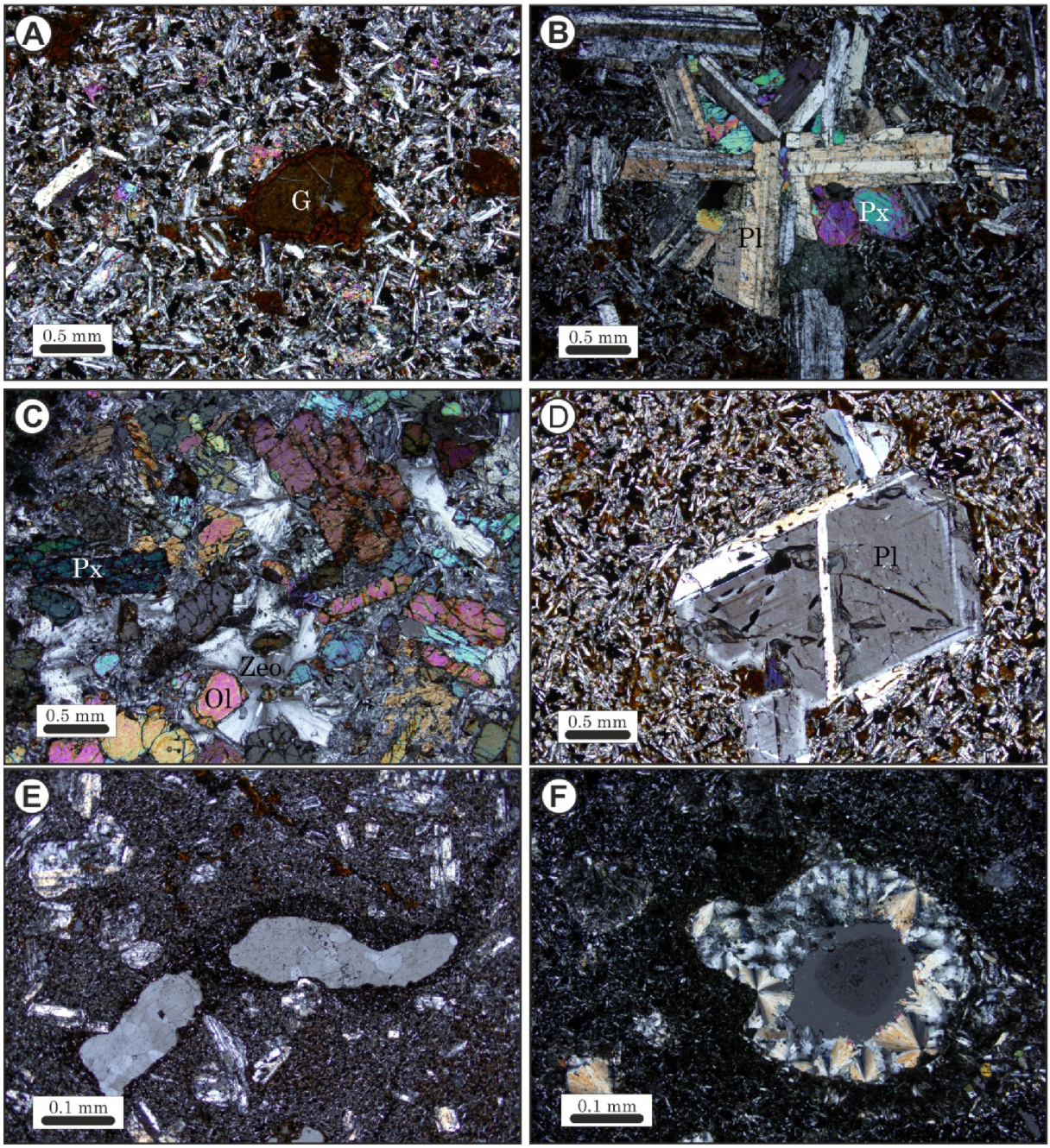
Ze čtrnácti vybraných horninových vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy pro bližší mikroskopický popis. Horniny náležející souvrství beinisvørð se vyznačují drobně až středně zrnitou mikrostrukturou s mikrofenokrysty plagioklasů, méně klinopyroxenů. Plagioklasy dosahují velikosti do 2 mm, jsou hypautomorfně omezené a polysynteticky zdvojčatělé. Polysyntetické lamely jsou tenké a průběžné nebo silnější a vykliňující. Převážná většina plagioklasů je čirá, bez projevů přeměn. Vyrostlice klinopyroxenů dosahují velikosti do 1 mm a místy je možné pozorovat jejich dvojčatné srůsty. Základní hmota je tvořena drobnými lištami plagioklasů, pyroxeny a velkým množstvím bazaltového skla (tachylytu), které vykazuje díky alteraci zbarvení v různých odstínech hnědé (obr. 13 A).

Horninové vzorky ze souvrství malinstindur mají jemně až středně zrnitou strukturu s porfyrickými vyrostlicemi plagioklasu, klinopyroxenu a olivínu. Lišty plagioklasu jsou hypautomorfně až automorfně omezené a polysynteticky dvojčatí. Polysyntetické lamely jsou tenké a průběžné, méně často vykliňující. Plagioklasy jsou ve větší míře postižené sericitizací. Klinopyroxeny jsou hypautomorfně až automorfně omezené. Lišty plagioklasů vytváří společně s klinopyroxeny centrické srostlice, které mají v průměru až 2 mm (obr. 13 B). Zrna olivínů jsou nejčastěji hypautomorfně omezená a dosahují velikosti okolo 0,5 mm (obr. 13 C). Základní hmotu tvoří drobné lišty, pyroxen a intersticiální sklo v různých stadiích přeměny.

Vzorky hornin ze souvrství sneis se vyznačují velmi jemnozrnnou mikrostrukturou s drobnými vyrostlicemi klinopyroxenu a plagioklasu. Klinopyroxeny jsou hypautomorfně až automorfně omezené a dosahují velikosti kolem 0,3 mm. Lišty plagioklasu jsou hypautomorfně omezené. Polysyntetické dvojčatění je velmi špatně pozorovatelné kvůli pokročilému stadiu alterace. Základní hmota je značně přeměněná a tvoří ji drobné lišty plagioklasu, pyroxen a intersticiální sklo.

Horniny souvrství enni mají velmi jemnozrnnou základní hmotu, která je proudovitě (trachyticky) usměrněná kolem vyrostlic plagioklasů (obr. 13 D), vzácně se vyskytují drobné vyrostlice klinopyroxenů. Mikrofenokrysty plagioklasů jsou hypautomorfně, často až automorfně omezené a ve většině případů proudově usměrněné. Jejich velikost se pohybuje kolem 0,5 mm. Polysyntetické dvojčatění je dobře pozorovatelné, na velkém množství lišt je nápadná zonálnost. Polysyntetické lamely jsou tenké a průběžné. Základní hmota má trachytickou strukturu a je složená z plagioklasu, pyroxenu a tachylytu. V hojném množství

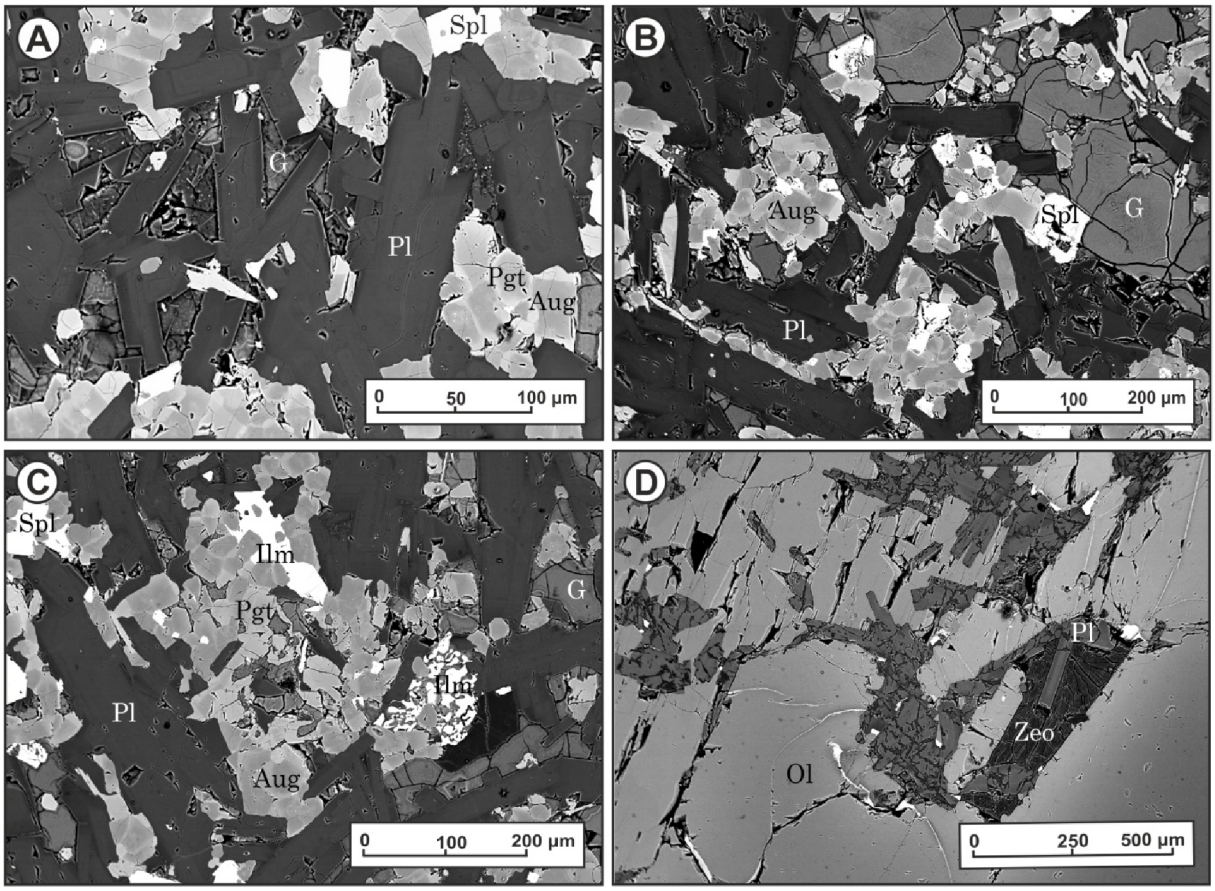
jsou ve výbrusech pozorovatelné vesikuly, které jsou proudově protažené (obr. 13 E) a vyplněné chalcedonem (obr. 13 F) nebo zeolitem.



Obr. 13.: Fotografie výbrusů v režimu XPL: A – středně zrnitý bazalt tvořený plagioklasem, pyroxenem a intersticiálním sklem (G); B – sférolitické prorůstání plagioklasu (Pl) s klinopyroxenem (Cpx); C – vyrostlice klinopyroxenu (Cpx), olivínu (Ol), intersticiály vyplněné zeolitem (Zeo); D – hypautomorfně omezená vyrostlice zonálního plagioklasu (Pl) proudovitě obtékaná základní hmotou; E – proudovitě protažené vesikuly; F – chalcedonová výplň vesikuly.

6.2 MIKROSONDOVÁ CHARAKTERISTIKA

Na fotografiích pořízených ve zpětně odražených elektronech (BSE) je dobře patrná kompoziční zonálnost plagioklasu a dva typy pyroxenu (obr. 14 A), různý stupeň přeměny intersticiálního skla, automorfně omezené spinely (obr. 14 B), xenomorfní agregáty ilmenitu (obr. 14 C), olivín i zeolitová mineralizace (obr. 14 D).

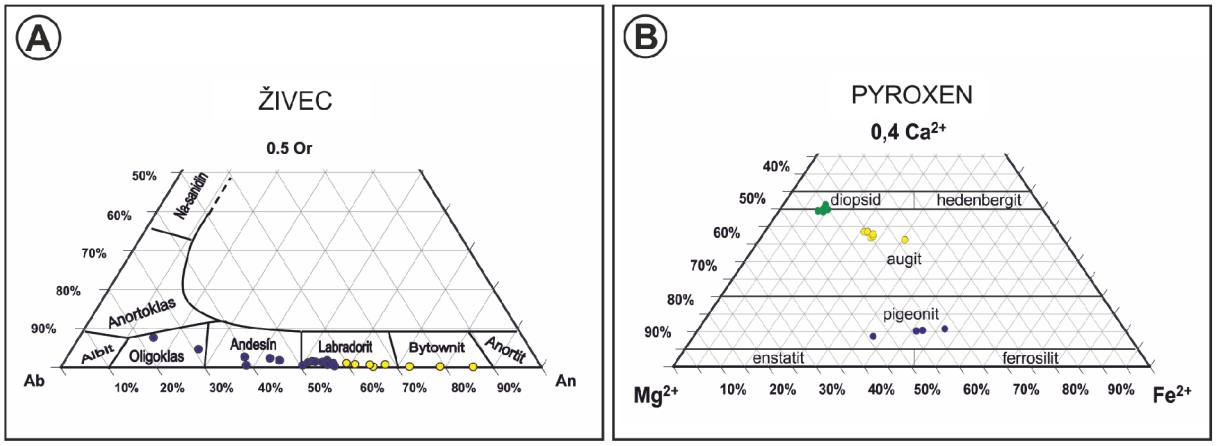


Obr. 14.: Fotografie pořízené pomocí zpětně odražených elektronů (Pl=plagioklas; Aug=augit; Pgt=pigeonit; Spl=spinel; Ilm=ilmenit; G=sklo; Ol=olivín; Zeo=zeolit): A – kompozičně zonální plagioklas, nízkovápenatý pyroxen pigeonit a výševápenatý augit, intersticiály vyplněné sklem, které podléhá přeměně; B – automorfně omezené vyrostlice spinelu, zonální plagioklas, pyroxen odpovídající převážně augitu, vulkanické sklo v intersticiálách; C – zonální plagioklas, nízkovápenatý pyroxen pigeonit i výševápenatý augit (většinou světlejší než pigeonit), xenomorfní agregáty ilmenitu; D – olivínem bohatá hornina, drobné lišty plagioklasu, zeolit.

Lišty **plagioklasu** jsou relativně málo alterované. Jejich BSE zonálnost se na fotografiích nejčastěji projevuje tmavším okrajem a světlejším středem. Z kompozičního hlediska mají lemy plagioklasu nízký obsah anortitové komponenty, která se ve vzorku

jemnozrnného bazaltu pohybuje od An_{14}, což je nejnižší stanovená hodnota v souboru naměřených dat, do An_{55} (příloha č. 2) a svým složením odpovídají oligoklasu až labradoritu, který obsahuje ~0,48 *apfu* Ca, kdy zkratka *apfu* vyjadřuje počet atomů ve vzorcové jednotce (obr. 15 A). Ve vzorku olivinického bazaltu je hodnota anortitové komponenty okrajové partie plagioklasu vyšší, pohybuje se v rozmezí An_{38-65}, což odpovídá labradoritu s obsahem ~0,54 *apfu* Ca. Středové partie lišt plagioklasu ze vzorku jemnozrnného bazaltu jsou méně bazické, anortitová komponenta nabývá hodnot An_{52}-An_{61}, tímto složením odpovídají labradoritu s obsahem ~0,39 *apfu* Ca. Hodnoty anortitové komponenty centrální partie plagioklasu ve vzorku olivinického bazaltu jsou opět zvýšené a pohybují se v rozmezí An_{65-87}. To odpovídá labradoritu až bytownitu s obsahem ~0,76 *apfu* Ca.

Vyrostlice **pyroxenu** jsou hypautomorfně omezené, relativně málo alterované a kompozičně odpovídají nízko i vysokovápanatým typům. Ve vzorku jemnozrnného bazaltu se nejčastěji jedná o augit s obsahy ~0,73 *apfu* Ca (obr. 15 B, příloha č. 3). Méně časté jsou pyroxeny, které kompozičně odpovídají pigeonitu (~0,4 *apfu* Ca), ale obsahují více Fe^{2+} (~0,87 *apfu*). Obsah Mg je v obou případech srovnatelný (~0,79 *apfu*). Pyroxeny ze vzorku olivinického bazaltu vykazují složení augitu až diopsidu s vyšší hodnotou Mg (~0,85 *apfu*), obsahy Ca a Fe^{2+} se pohybují průměrně ~0,85 *apfu*, respektive ~0,15 *apfu*.

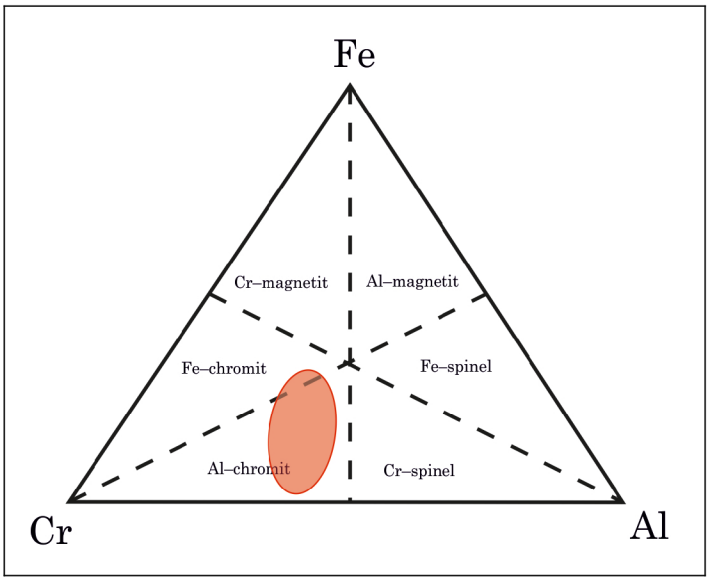


Obr. 15.: A – modální složení plagioklasu, modře analýzy jemně zrnitého bazaltu, žlutě analýzy olivinického bazaltu; B - modální složení pyroxenu, modře nízkovápenatý člen – pigeonit, žlutě vysokovápenatý člen – augit, zeleně analýzy pyroxenu ze vzorku olivinického bazaltu.

Analyzovaný **olivín** má variabilní obsahy forsteritové složky (~Fo_{90-75}, příloha č. 4). Průměrný obsah MgO se pohybuje kolem 42 hmot.% (~1,6 *apfu*), FeO ~18 hmot.% (~0,37 *apfu*), NiO ~0,30 hmot.%, MnO ~0,30 hmot% a CaO ~0,30 hmot.%.

Z běžných akcesorických minerálů byly ve studovaných horninách analyzovány minerály ze skupiny spinelu a ilmenit.

Minerály ze skupiny **spinelu** mají složení Al-chromitu až Fe-chromitu (obr. 16, příloha č. 5). Obsah Cr_2O_3 se průměrně pohybuje kolem ~38,6 hmot.%, FeO^T ~ 1,8 hmot.%, Al_2O_3 ~ 18,5 hmot.%, TiO_2 ~0,8 hmot.% a MgO ~9,7 hmot.%. V tetraedrické pozici se Mg zastupuje s Fe^{2+} v poměru 1:1 (Mg~0,46 *apfu*, Fe^{2+}~0,55 *apfu*), do oktaedrické pozice vstupuje kromě Al (~0,69 *apfu*) také Cr (~0,97 *apfu*), Fe^{3+} (~0,30 *apfu*) a místy Ti^{4+} (~0,02 *apfu*). Hodnoty Cr-čísla (Cr# = Cr/Cr+Al) se pohybují v rozmezí od 0,56 do 0,61. Hodnoty Mg# nabývají hodnot od 18 do 46.



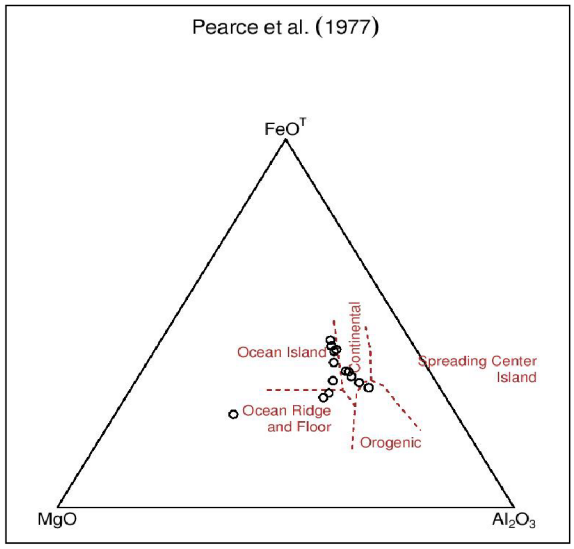
Obr. 16: Ternární diagram pro klasifikaci minerálů ze skupiny spinelu.

Složení analyzovaného **ilmenitu** se blíží teoretickému vzorci FeTiO3 (příloha č. 6). Celkový obsah železa (FeO^T) se pohybuje kolem 1,01 *apfu*, z toho 0,91 *apfu* představuje Fe^{2+}

a 0,10 *apfu* připadá na Fe^{3+}. Ti nabývá hodnot ~0,96 *apfu*. V malém množství jsou zastoupeny také Mg ~0,04 *apfu* a Mn ~0,01 *apfu*.

6.3 CELOHORNINOVÁ ANALÝZA

Pro ověření geotektonické pozice byl použit ternární diagram (obr. 17) podle Pearce et al. (1977). Analýzy horninových vzorků ze souvrství beinisvørð spadají do pole pro horniny oceánských ostrovů. Obsahují průměrně 6 hmot.% MgO, 15 hmot.% FeO^T a 13 hmot.% Al_2O_3 (příloha č. 7). Podobné obsahy byly zjištěny i ve vzorcích ze souvrství enni (5,7 hmot.% MgO, 14 hmot.% FeO^T a 14,6 hmot.% Al_2O_3) avšak tyto analýzy jsou v diagramu posunuty více do pole pro kontinentální bazaltoidy. Opačný trend sledují analýzy hornin ze souvrství sneis, které směřují do pole bazaltů oceánského hřbetu. Tyto horniny vykazují relativní nabohacení o MgO (~8 hmot.%), oproti předcházejícím dvěma souvrstvím, obsah FeO^T a Al_2O_3 je srovnatelný. Poměr MgO- FeO^T-Al_2O_3 ve vzorcích ze souvrství malinstindur je značně variabilní, obsah MgO kolísá mezi 5–20 hmot.%, obsah FeO^T je kolem 11 hmot.% a obsah Al_2O_3 varíruje mezi 10,8–16,6 hmot.%.

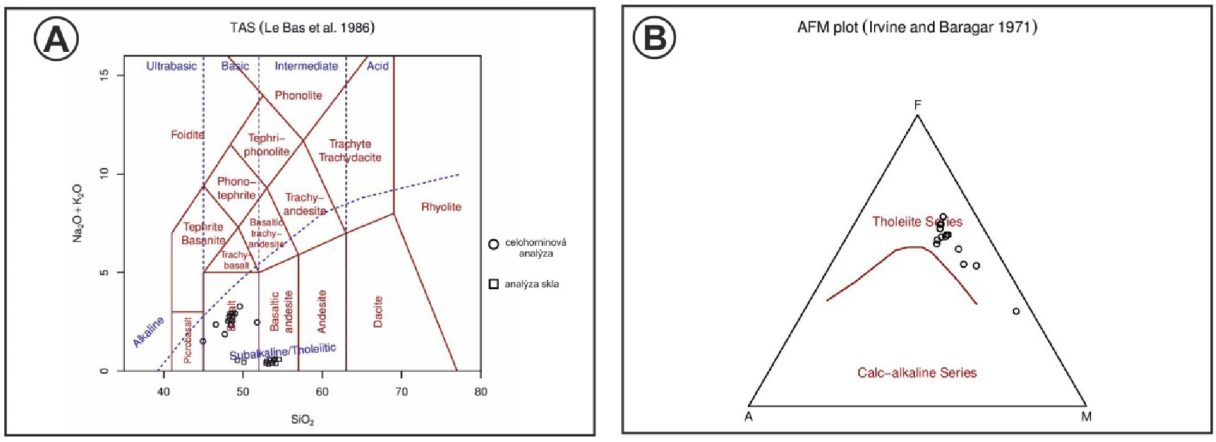


Obr. 17.: Ternární diagram zobrazující geotektonickou pozici studovaných horninových vzorků. Převzato z Pearce et al. (1977), upraveno.

Pro základní chemickou klasifikaci byl použit TAS diagram (obr. 18 A) podle Le Bas et al. (1986). Klasifikace je založena na poměru obsahů sumy alkálií (Na_2O + K_2O) vůči SiO_2. Celkový obsah alkálií se ve studovaných horninách pohybuje v rozmezí 1,47–3,21 hmot.%, koncentrace SiO_2 dosahuje ~47,5 hmot.%. Tímto složením odpovídají studované horniny subalkalickým bazaltům.

Pomocí elektronové mikrosondy bylo stanoveno orientační složení intersticiálního skla pro ověření jeho původu. Výsledky analýzy jsou vyneseny v TAS diagramu na obrázku 18 A, a v příloze č. 8.

Ternární diagram AFM (obr. 18 B) byl použit pro odlišení vápenato-alkalické a subalkalické (tholeiitové) série vulkanitů. Jednotlivé série jsou odlišeny na základě poměru sumy alkálií (A = Na_2O + K_2O), celkového obsahu FeO^T (F = FeO + 0,8998 Fe_2O_3) a MgO (M). Všechny studované horninové vzorky svým chemismem odpovídají tholeiitové sérii vulkanických hornin.



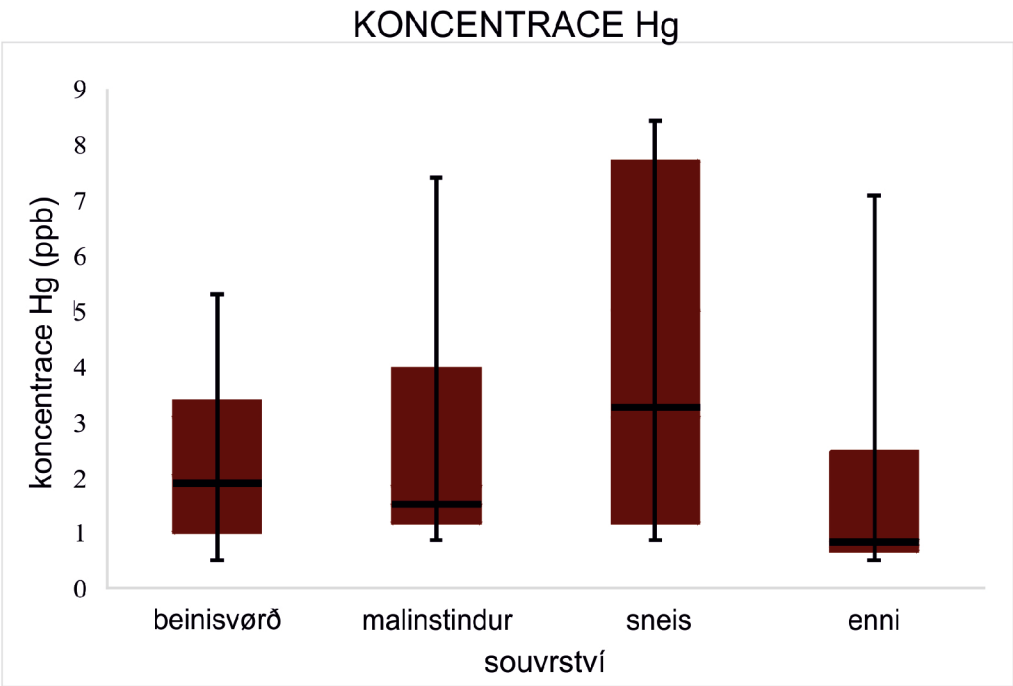
*Obr. 18.: Výsledky celohorninové analýzy: A – TAS diagram s vynesenými výsledky celohorninové analýzy a orientační analýzou skla, která byla provedena na elektronové mikrosondě, převzato z Le Bas et al. (1986), upraveno; B – AFM diagram (A = Na_2O+K_2O, F = FeO+0,8998*Fe_2O_3, M = MgO), převzato z Irvine a Baragar (1971), upraveno.*

6.4 ULTRASTOPOVÉ OBSAHY RTUTI

Stanovené obsahy rtuti jsou vynesené v grafu na obrázku 19 a v příloze č. 9. Z grafu je patrná velká variabilita v naměřených hodnotách a to jak v rámci jednotlivých souvrství, tak napříč nimi.

Nevyšší obsahy Hg byly stanoveny ve vzorcích odebraných v souvrství sneis. Horniny z tohoto souvrství zároveň vykazují největší rozptyl v naměřených hodnotách (0,8–8,4 ppb). V průměru nejnižší zjištěné hodnoty (~0,5 ppb) byly naměřeny ve vzorcích ze souvrství enni, avšak i vzorky z tohoto souvrství vykazují značný rozptyl hodnot (0,5–7,1 ppb). Obdobně nízké hodnoty i srovnatelný rozptyl hodnot byly stanoveny v horninách ze souvrství

malinstindur (0,9–7,4 ppb). Vzorek primitivního olivinického bazaltu ze souvrství malinstindur a dvou bazaltů ze souvrství enni vykazují koncentrace Hg pod mezí detekce, tedy nižší než 0,3 ppb. Nejmenší rozptyl v naměřených koncentracích Hg byl zaznamenán ve vzorcích ze souvrství beinisvørð, kde se hodnoty Hg pohybují v rozpětí 0,5–5,3 ppb.



Obr. 19.: Naměřené koncentrace Hg v jednotlivých souvrstvích.

7. DISKUSE

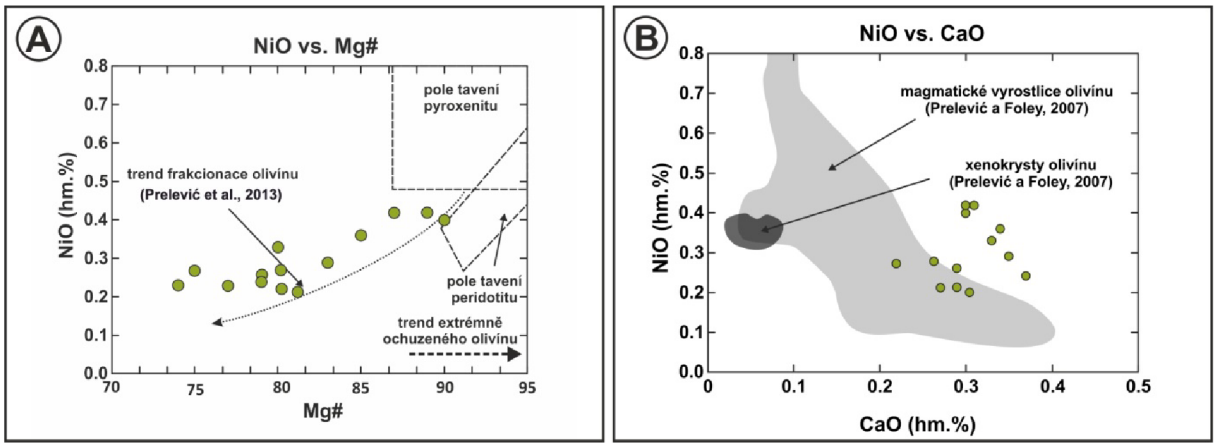
7.1 PETROGRAFICKÁ CHARKTERISTIKA

V terénní části výzkumu byl odebrán dostatečně variabilní soubor vzorků bazaltů tvořících Faerské souostroví, které jsou popsány v několika publikacích (Noe-Nygaard a Rasmussen, 1968; 1970; Passey a Joley, 2009). V souboru jsou zastoupeny horniny ze svrchní části formace beinisvørð, dále z formace malinstindur, z pravých a ložních žil, které protínají souvrství sneis a z nejmladší formace enni. Jedná se o olivínické bazalty, které jsou primitivnější, dále jemnozrnné variety tholeiitických bazaltů, ale i bazalty s porfyrickými vyrostlicemi živce a pyroxenu. Formace lopra a sedimentární souvrství prestfjall a hvannhagi vzorkována nebyla.

Studované vyrostlice plagioklasu vykazují relativně homogenní stavbu v centrálních partiích a pouze tenký okrajový lem. To ukazuje na relativně stabilní podmínky v dílčích korových magmatických rezervoárech, ve kterých magma stagnovalo nebo dostatečně pomalé protavování kůrou, dokud nenastala závěrečná fáze vývoje magmatu a jeho výstup na zemský povrch. Tenké okraje albitového složení indikují pozdní fázi vývoje magmatu (Tepley et al., 1999; 2000; Longpré et al., 2008; van der Zwan et al., 2013) a pravděpodobně se utvářely při relativně rychlém výstupu magmatu (Dahren et al., 2015).

Zjištěné kompoziční charakteristiky olivínu jsou první publikovaná data tohoto minerálu z bazaltů Faerskýchých ostrovů. Z grafu na obrázku 20 A je patrná značná variabilita forsteritové komponenty (Mg#). Tato variabilita velmi pravděpodobně souvisí s frakcionací olivínu během jeho vývoje. Jednotlivé analýzy vynesené do grafu kopírují křivku frakcionace vymezenou podle Prelević et al. (2013). Analýzy vynesené do grafu na obrázku 20 B spadají převážně do pole pro magmatické vyrostlice olivínu vymezeného v práci Prelević a Foley (2007). Obsahy CaO jsou dobrými indikátory vulkanického původu studovaného olivínu. Pro vulkanický olivín je charakteristická zvýšená koncentrace Ca, Foley et al. (2013) udávají hodnotu >700 ppm. Ve vzorcích olivínu analyzovaných v této práci byla naměřena koncentrace přesahující 1100 ppm Ca. Toto pozorování je důležité, neboť studované horniny neuzavírají plášťové xenolity nebo xenokrysty, které by velice pravděpodobně měli vliv na výsledné celohorninové analýzy a koncentrace Hg.

Automorfní krystaly chromitu naznačují, že začal krystalizovat v rané fázi krystalizace magmatu. Koncentrace Cr v plášťových spinelech je citlivým indikátorem tavení plášťového peridotitu, taktéž zvýšené hodnoty Cr# (>~0,13) ukazují na parciální tavení pláště (Kamenetsky et al., 2001).



Obr. 20.: Analýzy olivínu: A – trend frakcionace olivínu na základě poměru NiO vůči Mg# (Mg# = Mg/Mg+Fe), převzato z Prelević et al. (2013), upraveno; B – povaha agregátů olivínu vzhledem k poměru NiO versus CaO, převzato z Prelević a Foley (2007), upraveno.

7.2 CELOHORNINOVÉ SLOŽENÍ

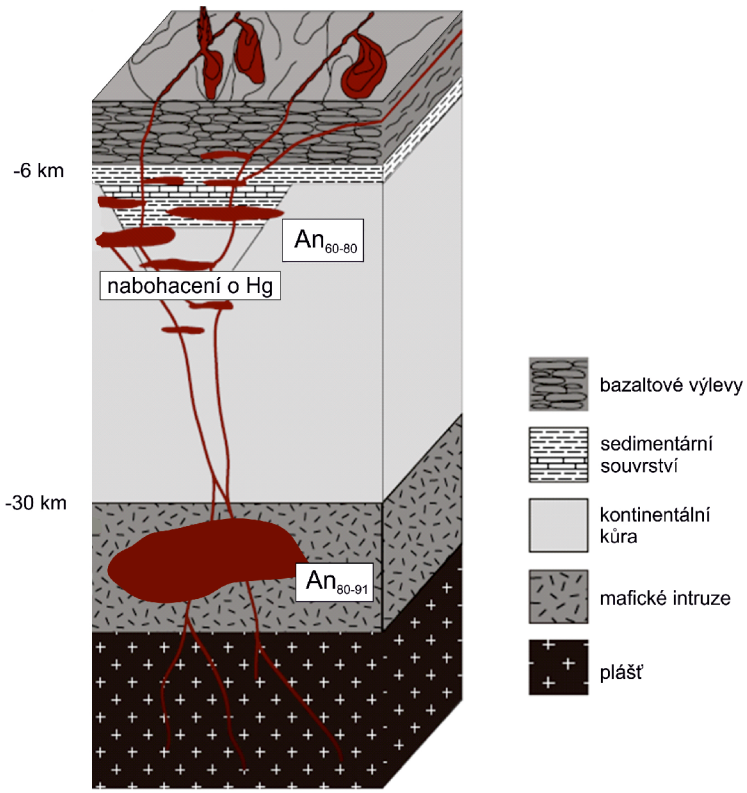
Výsledky celohorninové analýzy vynesené v ternárním AFM diagramu na obrázku 18 B přinesly zajímavé zjištění. Geotektonická pozice studované oblasti je známá, jedná se o prostředí bazaltů oceánských ostrovů (OIB), přesto jsou analýzy posunuté směrem k hranici s polem vyznačujícím prostředí kontinentálních vulkanitů, v diagramu je navíc patrný výrazný trend zasahující do kontinentálního až orogenního geotektonického pole. To může naznačovat interakci vystupujícího magmatu s korovým materiálem.

Výsledky analýz (příloha 8) tachylytu vynesené v TAS diagramu (obr. 18 A) spadají do pole pro bazaltický andezit. Sklo se jeví relativně nabohacené o SiO_2 a ochuzené o alkálie. Tento posun je pravděpodobně způsoben přepočtem analýzy na bezvodou fázi. Voda se do struktury skla dostala vlivem alterace, která byla pozorována při studiu výbrusů. Analyzované sklo tak původně mělo pravděpodobně složení blízké složení hostitelských

tholeiitických bazaltů a nejedná se o cizorodou fázi, která by měla vliv na zjištěné koncentrace Hg (srov. Ulrych et al., 2017).

Koncentrace Hg ve studovaných horninách vykazuje značnou nehomogenitu mezi jednotlivými horninovými vzorky v rámci jednoho souvrství, tak i napříč souvrstvími. Byly stanoveny jednak velmi nízké hodnoty <1 ppb, které lze očekávat v primitivních plášťových horninách (Canil et al., 2015), tak i několikanásobně vyšší hodnoty (až 8,4 ppb), které byly stanoveny například v alkalických bazaltech s uzavřeninami korových xenolitů (Coufalík et al., 2015).

Variabilita naměřených koncentrací Hg v rámci jednoho souvrství může být interpretována rozdílnými podmínkami, do kterých se dostaly jednotlivé pulzy vystupujícího magmatu. Model výstupu jednotlivých magmatických pulzů je na obrázku 21. První pulz se pravděpodobně zdržel déle v dílčích korových rezervoárech než se okolní horniny, jimiž prostupoval, dostatečně prohřály a než nastaly vhodné podmínky pro další postup vzhůru. Vlivem stagnace magmatu v korových horninách došlo k vytvoření albitem bohatých lemů kolem, do té doby, anortitem obohacených centrálních partií plagioklasu, a také ke kontaminaci rtutí, jejichž obsahy jsou v prostředí kůry mnohonásobně vyšší (srov. Rudnick a Gao, 2014). Další magmatické pulzy měly relativně snazší cestu k povrchu díky prohřátým okolním horninám a predisponovaným trasám, tudíž se v kůře nezdržely tak dlouho a ke kontaminaci rtutí nedošlo vůbec nebo jen v omezené míře. Tento model výlevů se mohl opakovat při formování všech magmatických formací (a s nimi souviseních magmatických center), které tvoří Faerské souostroví, jelikož každá z nich obsahuje jak horniny s velmi nízkou koncentrací Hg, tak i horniny rtutí kontaminované. Koncentrace Hg tak mohou představovat přímý a dostatečně sensitivní doklad přítomnosti geofyzikálně predikovaných korových jednotek pod Faerskými ostrovy (srov. Casten, 1973; Bott et al., 1974; Richardson et al., 1998).



Obr. 21.: Model výstupu magmatu, který předpokládá protavování jednotlivých magmatických pulzů horninami kontinentální kůry a s tím související interakce mezi magmatem a korovými horninami. Převzato z Dahren et al. (2015), upraveno.

8. ZÁVĚR

Na základě podrobného petrografického a mineralogického popisu doplněného o analýzu na elektronové mikrosondě a celohorninovou analýzu (včetně analýzy ultrastopových obsahů Hg pomocí AAS) odpovídají odebrané horninové vzorky tholeiitickým bazaltům, které byly v různé míře kontaminovány korových materiálem krystalinických jednotek, které se nachází pod Faerskými ostrovy. Byla tak zodpovězena otázka přítomnosti možné kontinentální kůry pod Faerskými ostrovy, která byla na základě nepřímých (geofyzikálním) pozorování v minulosti nastíněna v prestižních časopisech Nature nebo Science.

Pomocí polarizačního mikroskopu byla pozorována zonálnost lišt plagioklasu, která byla podrobena analýze na elektronové mikrosondě. Výzkum prokázal kompoziční zonálnost reprezentovanou anortitem bohatou centrální partií s kyselejším lemem. Toto pozorování v kombinaci s velmi variabilními, obecně však zvýšenými obsahy Hg, které dosahují hodnot až 8,4 ppb, ukazuje na různě dlouhou stagnaci vystupujícího magmatu v dílčích magmatických krbech situovaných v prostoru kontinentální kůry. Tato diplomová práce tedy v obecné rovině naznačila, jak je do budoucna možné efektivně využít a interpretovat ultrastopové obsahy Hg v tholeiitických bazaltech jako velmi sensitivní indikátory případné kontaminace korovým materiálem.

LITERATURA

Bohnhoff, M. & Makris, J. (2004): Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data. Journal of geodynamics, 37, ***233–252****.* doi:10.1016/j.jog.2004.02.004.

Bott, M. H. P. – Sunderland, J. & Smith, P. J. (1974): Evidence for continental crust beneath the Faeroe Islands. Nature, 248, ***202–204****.*

Canil, D. – Crockford, P. W. – Rossin, R. & Telmer, K. (2015): Mercury in some arc crustal rocks and mantle peridotites and relevance to the moderataly volatile element budget of the Earth. Chemical Geology, 396, ***134–142****.*

Casten, U. (1973): The crust beneath the Faeroe Islands. Nature, 241(108), ***83–84****.*

Coufalík, P. – Zvěřina, O. – Krmíček, L. – Pokorný, R. & Komárek, J. (2015): Ultra-trace analysis of Hg in alkaline lavas and regolith from James Ross Island. Antarctic Science, 27, ***281–290****.*

Dahren, B. – Troll, V. R. – Barker, A. – Meade, F. C. – Freda, C. – Holm, P. M. & Søager, N. (2015): Plagioclase mineral chemistry in the Faroe Islands Basalt Group. Proceedings of the 4th Faroe Islands Exploration Conference, 2012, ***45–57****.*

Dissanayake, C. B. & Vincent, E. A. (1975): Mercury in rocks and minerals of the Skaegaagd intrusion, East Greenland. Mineralogical Magazine, 40, ***33–42****.*

Eldholm, O. & Grue, K. (1994): North Atlantic volcanic margins: dimensions and production rates. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99, ***2955–2968****.*

Ellis, D. – Bell, B. R. – Jolley, D. W. & O'Callaghan, M. (2002): The stratigraphy, environment of eruption and age of the Faroes Lava Group, NE Atlantic Ocean. – In: Jolley, D. W. & Bell, B. R. (eds.): The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes. The Geological Society of London, ***253–269****.*

Ellis, D. – Passey, S. R. – Jolley, D. W. & Bell, B. R. (2009): Transfer zones. The application of new geological information from the Faroe Islands applied to the offshore exploration of intra and sub-basalt strat. – In: Varming, T. & Ziska, H. (eds.): Faroe Islands Exploration Conference, Proceedings of the 2nd Conference. Annales Societatis Scientiarium Færoensis, Torshavn, ***205–226****.*

Fleischer, M. (1970): Summary of the literature on the inorganic geochemistry of mercury. – In:Pecora, W. T. (ed.):Mercury in the Environment. Geological Survey Professional Paper 713. Washinkton, D.C.

Foley, S. F. – Prelevć, D. – Rehfeld, T. & Jacob, D. E. (2013): Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. Earth and Planetary Science Letters, 363, ***181–191****.*

Hald, N. & Waagstein, R. (1991): The dykes and sills of the Early Tertiary Faeroe Island Basalt plateau. Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 82, ***373–388****.*

Holm, P. M. – Hald, N. & Waagstein, R. (2001): Geochemical and Pb–Sr–Nd isotopic evidence for separate hot depleted and Iceland plume mantle sources for the Paleogene basalts of the Faroe Islands. Chemical Geology, 178, ***95–125****.*

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, ***523–548****.*

Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology 47, ***1255 – 1259****.*

Kamenetsky, V. S. – Crawford, A. J. & Meffre, S. (2001): Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. Journal of Petrology, 42, 4, ***655–671****.*

Kubouškova, S. – Kmíček, L. & Pokorný, R. (2015): Uhelná ložiska Faerských ostrovů. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2014, Česká geologická služba, Praha, ***115–119****.*

Larsen, L. M. – Waagstein, R. – Pedersen, A. K. & Storey, M. (1999): Trans-Atlantic correlation of the Palaeogene volcanic successions in the Faeroe Islands and East Greenland. Journal of the Geological Society, 156, ***1081–1095****.* doi:10.1144/gsjgs.156.6.1081.

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. Journal of Petrology 27, ***745–750****.*

Longpré, M. A., Troll, V. R. & Hansteen, T. H. (2008): Upper mantle magma storage and transport under a Canarian shield-volcano, Teno, Tenerife (Spain). Journal of Geophysical Research. 113, ***1–11****.*

Noe-Nygaard, A. & Rasmussen, J. (1968): Petrology of a 3000 metre sequence of basaltic lavas in the Faeroe Islands. Lithos, 1, ***286–304****.*

Passey, S. R. (2008): The Volcanic and Sedimentary Evolution of the Faroe Islands Basalt Group. 33 IGC Excursion No. 6, August 15 – 22. 2008.

Passey, S. R. & Jolley, D. W. (2009): A revised litostratigraphic nomenclature for the Paleogene Faroe Islands Basalt Group, NE Atlantic Ocean. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 99, ***127–158****.* doi:10.1017/S1755691009008044.

Passey, S. R. – Jolley, D. W. & Bell, B. R. (2008): Lithostratigraphic Framework for the Faroe Islands Basalt Group, NE Atlantic Ocean.

Passey, S. R. & Varming, T. (2010): Surface interpolation within a continental flood basalt province: An example from the Palaeogene Faroe Islands Basalt Group. Journal of Structual Geology, 32, ***709–723****.* doi:10.1016/j.jsg.2010.04.016.

Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. (1977: The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 36, ***121–132****.*

Pokorný, R. – Krmíček, L. & Árting, U. E. (2015): The first evidence of trace fossils and pseudo-fossils in the continental interlava volcaniclastic sedimentary rocks on the Faroe Islands. Bulletin of the Geological Society of Denmark, ***45–57****.*

Prelević, D. & Foley, S. F. (2007): Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions from lamproites. Earth and Planetary Science Letters. 256, ***120–135****.*

Prelević, D. – Jacob, D. E. & Foley, S. F. (2013): Recycling plus: A new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, 362, ***187–197****.* doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.035.

Rasmunssen, J. & Noe-Nygaard (1970): Geology of the Faeroe Islands (Pre-Quaternary). Geological Survey of Denmark, Copenhagen.

Richardson, K. R. – Smallwood, J. R. – White, R. S. – Snyder, D. B. & Maguire, P. K. H. (1998): Crustal structure beneath the Faroe Islands and the Faroe –Iceland Ridge. Tectonophysics, 300, ***159–180****.*

Rudnick, R. L. & Gao, S. (2003): Composition of the continental crust. – In: Holland, H. D. & Turekian, K. K. (eds.): Treatise on geochemistry. Elsevier. New York, 3, ***1–64****.*

Rudnick, R. L. *& Gao, S (2014): Composition of the continental crust. – In: Holland, H. & Turekian, D. H. L. (eds): Treatise on geochemistry (2nd edition). Elsevier. New York, 3,* ***1 – 51****.*

Saunders, A. D. – Fitton, J. G. – Kerr, A. C. Norry, M. J. & Kent, R. W. (1997): The North Atlantic Igneous Province. – In: Mahoney, J. J. & Coffin, M. F. (eds.): Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph Series, 100, ***45–94****.*

Storey, M. – Duncan, R. A. & Tegner, Ch. (2007): Timing and duration of volcanism in the North Atlantic Igneous Province: Implications for geodynamics and links to the Iceland hotspot. Chemical Geology, 24, ***264–281****.* doi:10.1016/j.chemgeo.2007.01.016.

Tepley, F. J. I. – Davidson, J. P. – Clynne, M. A. & Iii, F. J. T. (1999): Magmatic Interactions as Recorded in Plagioclase Phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. Journal of Petrology 40, ***787–806****.*

Tepley, F. J. I. – Davidson, J. P. – Tilliing, R. I. & Arth, J. G. (2000): Magma Mixing, Recharge and Eruption Histories Recorded in Plagioclase Phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. Journal of Petrology 41, ***1397–1411****.*

Ulrych, J. – Krmíček, L. – Teschner, C. – Řanda, Z. – Skála, R. – Jonášová, Š. – Fediuk, F. – Adamovič, J. & Pokorný, R. (2017): Tachylyte in Cenozoic basaltic lavas from the Czech Republic and Iceland: contrasting compositional trends. Mineralogy and Petrology. doi:10.1007/s00710-016-0483-x, *v tisku.*

Van der Zwan, F. M. – Chadwick, J. P. & Troll, V. R. (2013): Textural history of recent basaltic-andesites and plutonic inclusions from Merapi volcano. Contributions to Mineralogy and Petrology, 166, ***43–63****.*

Waagstein, R. (1988): Structure, composition and age of the Faeroe basalt plateau. – In: Morton, A. C. & Parson, L. M. (eds): Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. Geological Society, London, Special Publication, 39, ***225–238****.*

Waagstein, R. (2006): Composite log from the Lopra-1/1A well, Faroe Islands. – In: Chalmers, J. A. & Waagstein, R. (eds): Scientific results from the deepened Lopra-1 borehole, Faroe Islands. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 9, Attachment only.

Zintwana, M. P. – Cawthorn, R. G. – Ashwal, L. D. – Roelofse, F. & Cronnwright, H. (2012): Mercury in the Bushveld Complex, and the Skaergaard Intrusion, Greenland. Chemical Geology, 320, ***147–155****.*

SEZNAM PŘÍLOH

PŘÍLOHA 1: GPS souřadnice dokumentačních bodů

PŘÍLOHA 2: Složení plagioklasu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě

PŘÍLOHA 3: Složení pyroxenu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě

PŘÍLOHA 4: Složení olivínu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě

PŘÍLOHA 5: Složení minerálů ze sk. spinelu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě

PŘÍLOHA 6: Složení ilmenitu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě

PŘÍLOHA 7: Výsledky celohorninových analýz

PŘÍLOHA 8: Složení skla zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě

PŘÍLOHA 9: Koncentrace Hg stanovené pomocí AAS

PŘÍLOHY

Příloha 1

Tabulka GPS souřadnic jednotlivých dokumentačních bodů.

VZOREK	GPS	
FIK01	????	
FIK02	62°7,806´ N	7°1,790´ W
FIK03 A	62°3,882´ N	7°8,768´ W
FIK03 C	62°3,882´ N	7°8,768´ W
FIK03 E	62°3,882´ N	7°8,768´ W
FIK05 A	62°19,167´ N	6°59,303´ W
FIK07 A	62°14´21,07´´ N	6°36´32,61´´ W
FIK07 B	62°14´21,07´´ N	6°36´32,61´´ W
FIK08	62°16´26,12´´ N	6°35´34,67´´ W
FIK09	61°59'38,59" N	6°46'36,04" W
FIK10	62°02'09,5" N	6°52'25,9" W
FIK11 A	62°5'36,85" N	6°58'44,56" W
FIK11 D	62°5'36,85" N	6°58'44,56" W
FIK12 B	6°58'6,6" N	62°11'8,5" W
FIK12 C	6°58'6,6" N	62°11'8,5" W
FIK12 F	6°58'6,6" N	62°11'8,5" W
FIK13	62°14'1,8" N	7°1'37,0" W
FIK14 A	62°3'6,7" N	6°51'46,6" W
FIK14 C	62°3'6,7" N	6°51'46,6" W
FIK16 C	62°17'47,6" N	7°00'47,8" W
FIK18 A	61°48'17,5" N	6°39'49,3" W
FIK19	61°50'41,6" N	6°49'37,3" W
FIK21 A	61°32'56,7" N	6°47'26,7" W
FIK21 C	61°32'56,7" N	6°47'26,7" W
FIK22	61°32'42,9" N	6°45'55,5" W
FIK23	61°34'9,7" N	6°56'4,6" W
FIK24	61°34'35,6" N	6°55'4,5" W
FIK26 A	62°06'20,1" N	7°35'54,9" W
FIK27	62°18'15,4" N	7°5'42,1" W

Příloha 2

Složení plagioklasu zajištěné analýzou na elektronové mikrosondě. Hlavní horninotvorné oxidy jsou uvedeny v hmotnostních procentech, prvky jsou uvedeny v *apfu*, rozpočtené koncové členy v %. Analýza je normalizována na 5 kationtů. BDL – hodnoty pod mezí detekce. Vzorky Plg1 – Plg14 reprezentují jemnozrnné tholeiitické bazalty, vzorky Plg15 – Plg 23 označují vzorek olivinického bazaltu.

		střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	okraj	střed	střed	okraj	střed	okraj
		Plg1	**Plg2**	**Plg3**	**Plg4**	**Plg5**	**Plg6**	**Plg7**	**Plg8**	**Plg9**	**Plg10**	**Plg11**	**Plg12**	**Plg13**	**Plg14**	**Plg15**	**Plg16**	**Plg17**	**Plg18**	**Plg19**	**Plg20**	**Plg21**	**Plg22**	**Plg23**
	SiO_2	53,69	57,99	53,73	54,87	54,88	65,41	56,13	59,7	56,03	58,55	56	63,12	54,79	55,49	47,29	56,56	49,65	59,43	52,14	52,7	54,94	50,9	52,64
	Al_2O_3	28,07	25,32	27,15	25,75	27,06	20,23	26,78	23,64	26,85	25,14	25,99	22,87	27,27	27,25	32,24	26,4	29,91	24,4	28,9	28,37	26,95	29,76	28,85
	K_2O	0,2	0,46	0,27	0,34	0,29	2,39	0,32	0,7	0,37	0,59	0,39	1,15	0,27	0,35	0,01	0,16	0,07	0,17	0,03	0,04	0,09	0,02	0,05
	P_2O_5	0,01	0,05	0,02	BDL	BDL	0,05	BDL	0,02	BDL	0,01	0,01	0,06	BDL	BDL	BDL	0,03	BDL	0,03	BDL	BDL	BDL	BDL	0,04
	CaO	12,92	9,32	12,4	11,15	11,53	2,95	10,8	7,62	10,78	8,68	10,73	5,31	11,9	11,25	18,07	10,45	16,31	8,1	14,16	13,57	11,85	15,05	13,7
	TiO_2	0,07	0,09	0,12	0,11	0,14	0,07	0,1	0,07	0,07	0,09	0,12	0,04	0,1	0,12	0,02	0,13	0,01	0,15	0,05	0,05	0,1	0,05	0,05
	MnO	0,02	0,02	BDL	0,04	BDL	BDL	0,03	BDL	BDL	0,03	BDL	BDL	0,02	0,01	0,02	BDL	0,03	BDL	0,05	0,01	BDL	BDL	BDL
	Fe_2O_3	0,83	0,77	0,92	1,64	1,08	0,8	1,21	0,96	0,98	0,83	0,99	0,74	0,93	1,11	0,9	1,28	1,03	0,86	1,01	1,01	1,16	0,87	1,22
	BaO	0,01	0,07	BDL	0,01	0,02	0,23	0,01	BDL	BDL	BDL	0,03	0,06	BDL	0,01	0,01	BDL	BDL	0,05	BDL	BDL	BDL	0,07	BDL
	Na_2O	4,51	6,19	4,63	4,95	5,07	8,73	5,62	6,88	5,27	6,24	5,39	7,71	5,01	5,19	1,45	5,69	2,42	7,14	3,61	4	4,94	3,23	4,08
	MgO	0,05	0,06	0,05	0,14	0,06	0,03	0,06	0,03	0,09	0,06	0,02	BDL	0,08	0,04	0,03	0,05	0,05	0,07	0,06	0,11	0,09	0,1	0,11
	SrO	0,04	0,08	0,1	0,01	0,09	0,14	0,02	0,1	0,11	0,11	0,01	0,11	0,05	0,07	BDL	0,03	0,05	0,01	0,04	0,04	0,01	0,03	0,08
	Total	100,4	100,4	99,39	99	100,2	101	101,1	99,72	100,5	100,3	99,66	101,2	100,4	100,9	100,1	100,8	99,52	100,4	100,1	99,9	100,1	100,1	100,8
A	**Na+**	0,40	0,54	0,41	0,44	0,45	0,75	0,49	0,60	0,46	0,54	0,48	0,66	0,44	0,45	0,13	0,50	0,22	0,62	0,32	0,35	0,43	0,29	0,36
	K+	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,10	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-
	Ca2+	0,59	0,44	0,58	0,54	0,54	0,14	0,50	0,37	0,52	0,42	0,51	0,25	0,55	0,53	0,87	0,50	0,78	0,37	0,68	0,65	0,57	0,71	0,64
	∑A	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,98	1,00	0,96	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
T	**Al3+**	1,50	1,34	1,47	1,40	1,45	1,06	1,42	1,26	1,43	1,33	1,39	1,19	1,46	1,45	1,76	1,40	1,63	1,29	1,56	1,53	1,44	1,61	1,54
	Fe3+	0,03	0,03	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05
	Si4+	2,44	2,61	2,46	2,52	2,49	2,90	2,52	2,69	2,53	2,63	2,55	2,79	2,48	2,50	2,19	2,54	2,30	2,66	2,38	2,41	2,49	2,33	2,39
	Ca2+	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	-	0,02	0,00	0,00	-	0,01	-	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03
	∑T	4,01	3,99	4,00	3,99	4,00	3,99	4,01	3,99	3,99	3,99	3,99	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	3,99	3,99	4,00	3,99	4,00	4,01
koncové členy																								
	Ab	38,41	53,57	39,78	43,92	43,80	75,82	47,88	60,11	46,10	55,01	46,87	68,77	42,78	44,86	12,68	49,31	21,11	61,05	31,57	34,79	42,84	27,97	34,95
	An	60,80	44,58	58,88	54,67	55,04	14,16	50,85	36,79	52,11	42,28	51,56	26,17	56,15	53,74	87,32	50,05	78,61	38,27	68,43	65,21	56,79	72,03	64,85
	K-živec	0,79	1,85	1,08	1,40	1,16	9,65	1,27	2,84	1,50	2,42	1,58	4,77	1,07	1,41	-	0,64	0,28	0,68	-	-	0,36	-	0,20

Příloha 3

Složení pyroxenu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě. Hlavní horninotvorné oxidy jsou uvedeny v hmotnostních procentech, prvky jsou uvedeny v *apfu*. Analýza je normalizována na 4 kationty. BDL – hodnoty pod mezí detekce.

	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px6	Px7	Px8	Px9	Px10	Px11	Px12	Px13	Px14	Px15	Px16
SiO_2	51,02	50,81	51,01	50,64	51,62	50,69	51,9	52,55	50,7	50,7	50,85	50,45	50,43	50,65	52,51	50,48
Al_2O_3	1,84	1,25	1,83	0,48	1,56	0,65	1,51	0,51	1,84	1,87	0,52	4,36	4,28	4,03	2,45	3,95
CaO	18,53	17,37	18,51	5,12	17,88	4,81	17,83	4,15	18,3	18,06	4,84	21,15	21,44	21,11	21,58	22
TiO_2	1,19	0,82	1,2	0,44	1,05	0,54	0,98	0,38	1,16	1,16	0,45	0,64	0,64	0,66	0,39	0,57
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,01	0,01	BDL	BDL	BDL	0,03	0,03	0,01	0,01	1,25	1,42	0,96	0,77	1,25
MnO	0,23	0,41	0,22	0,62	0,35	0,59	0,34	0,58	0,26	0,32	0,64	0,05	0,09	0,2	0,09	0,1
FeO	12,67	18,34	13,02	30,86	13,96	27,56	13,97	22,58	12,81	13,76	27,27	5,82	5,39	5,85	5,02	5,36
NiO	0,04	0,04	BDL	BDL	0,05	BDL	BDL	0,08	0,02	BDL	0,04	0,01	0,13	0,05	0,08	0,04
Na_2O	0,27	0,23	0,19	0,12	0,23	0,1	0,21	0,02	0,24	0,2	0,07	0,3	0,26	0,31	0,28	0,26
MgO	14,06	11,45	13,75	12,85	13,95	14,22	13,48	18,54	13,71	13,4	14,94	15,31	15,57	15,28	16,51	15,35
Total	99,87	100,73	99,73	101,14	100,65	99,16	100,22	99,42	99,06	99,49	99,63	99,34	99,65	99,11	99,69	99,36
Na^{+}	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	-	0,02	-	0,02	0,01	-	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca^{2+}	0,75	0,71	0,75	0,21	0,72	0,20	0,72	0,17	0,75	0,74	0,20	0,84	0,85	0,84	0,85	0,87
Mg^{2+}	0,79	0,65	0,77	0,75	0,78	0,83	0,76	1,05	0,78	0,76	0,87	0,85	0,86	0,85	0,91	0,85
Fe^{2+}	0,40	0,59	0,41	1,00	0,44	0,91	0,44	0,72	0,41	0,44	0,89	0,18	0,17	0,18	0,15	0,17
Mn^{2+}	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	-	-	0,01	-	-
Al^{3+}	0,08	0,06	0,08	0,02	0,07	0,03	0,07	0,02	0,08	0,08	0,02	0,19	0,19	0,18	0,11	0,17
Ti^{4+}	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Si^{4+}	1,92	1,94	1,93	1,97	1,94	1,99	1,96	2,00	1,93	1,93	1,98	1,87	1,86	1,88	1,93	1,87

Příloha 4

Složení olivínu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě. Hlavní horninotvorné oxidy jsou uvedeny v hmotnostních procentech, prvky jsou uvedeny v *apfu*, koncové členy v %. Analýza je normalizována na 4 kyslíky. BDL – hodnoty pod mezí detekce.

	O1	O2	O3	O4	O6	O7	O8	O9	O10	O11	O12	O13	O14	O15
MgO	46,19	47,30	48,10	44,38	40,49	39,12	40,47	37,76	41,00	43,27	38,09	41,20	40,99	41,08
NiO	0,42	0,42	0,40	0,36	0,26	0,23	0,24	0,23	0,33	0,29	0,27	0,28	0,22	0,23
MnO	0,17	0,13	0,13	0,21	0,30	0,37	0,32	0,32	0,29	0,23	0,36	0,27	0,30	0,34
FeO	12,17	10,67	9,68	14,16	19,47	21,24	19,03	23,14	18,23	16,20	22,85	18,14	17,49	18,12
SiO_2	40,42	40,57	41,14	39,85	39,10	38,55	39,02	38,29	39,52	39,51	38,50	39,65	39,45	39,22
Al_2O_3	0,11	0,12	0,12	0,11	0,07	0,07	0,09	0,04	0,07	0,03	BDL	0,01	0,08	0,03
CaO	0,30	0,31	0,30	0,34	0,29	0,29	0,37	0,29	0,33	0,35	0,22	0,26	0,30	0,27
Total	99,78	99,54	99,87	99,42	99,97	99,86	99,58	100,10	99,77	99,88	100,31	99,82	98,84	99,31
Fe^{2+}	0,25	0,22	0,20	0,30	0,42	0,46	0,41	0,51	0,39	0,34	0,50	0,39	0,38	0,39
Mg^{2+}	1,71	1,75	1,76	1,67	1,55	1,51	1,55	1,47	1,56	1,63	1,48	1,57	1,57	1,57
Mn^{2+}	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca^{2+}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ni^{2+}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-
Si^{4+}	1,01	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01	1,02	1,01
Σ	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	3,00	2,99	3,00	2,99	3,00	3,00	2,99	2,98	2,99
Mg-no.	0,87	0,89	0,90	0,85	0,79	0,77	0,79	0,74	0,80	0,83	0,75	0,80	0,81	0,80
koncové členy														
Fo	87	89	90	85	78	76	79	74	80	82	75	80	80	80
Fa	13	11	10	15	21	23	21	25	20	17	25	20	19	20

Příloha 5

Složení minerálů ze skupiny spinelu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě. Hlavní horninotvorné oxidy jsou uvedeny v hmotnostních procentech, prvky jsou uvedeny v *apfu*. Analýza je normalizována na 3 kationty. BDL – hodnoty pod mezí detekce.

		Spl1	Spl2	Spl3	Spl4	Spl5
	MgO	10,86	11,96	11,74	4,99	9,17
	TiO_2	1,07	0,39	0,41	1	1,25
	NiO	0,22	0,15	0,23	0,2	0,26
	FeO	31,37	21,54	22,45	46,23	37,39
	SiO_2	0,05	0,21	0,06	BDL	0,07
	Al_2O_3	19,53	20,06	19,78	14,3	18,63
	CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
	Cr_2O_3	36,41	47,14	45,82	31,18	32,4
	ZnO	0,15	0,1	0,19	0,14	0,19
	Total	99,68	101,55	100,71	98,07	99,38
A	Mg	0,51	0,55	0,54	0,25	0,44
	Fe^{2+}	0,51	0,46	0,46	0,76	0,58
	Ni	0,01	-	0,01	0,01	0,01
	ΣA	1,02	1,01	1,01	1,02	1,03
B	Cr	0,91	1,15	1,13	0,83	0,82
	Al	0,72	0,73	0,72	0,57	0,70
	Fe^{3+}	0,32	0,09	0,13	0,54	0,42
	Ti	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03
	ΣB	1,97	1,98	1,99	1,97	1,97
	Cr-no.	0,56	0,61	0,61	0,59	0,59

Příloha 6

Složení ilmenitu zjištěné analýzou na elektronové mikrosondě. Hlavní horninotvorné oxidy jsou uvedeny v hmotnostních procentech, prvky jsou uvedeny v *apfu*. Analýza je normalizována na 2 kationty. BDL – hodnoty pod mezí detekce.

	Ilm1	Ilm2	Ilm3	Ilm4	Ilm5	Ilm6	Ilm7
MgO	1,12	1,02	1,8	0,93	0,9	2,59	7,52
TiO_2	49,48	50,29	50,35	50,2	50,26	44,97	48,07
NiO	0,06	0,05	0,03	0,06	0,03	0,09	0,16
MnO	0,39	0,39	0,43	0,46	0,46	0,32	0,52
FeO	46,87	47,87	46,25	46,91	47,45	45,26	40,72
SiO_2	0,33	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,06
Al_2O_3	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	0,01
CaO	0,17	0,04	0,12	0,07	0,06	0,08	0,21
Cr_2O_3	BDL	0,03	0,07	0,24	0,03	0,02	0,1
ZnO	0,12	0,12	0,13	BDL	0,15	BDL	0,05
Total	98,54	99,82	99,21	98,89	99,35	93,33	97,43
Fe^{2+}	0,91	0,91	0,88	0,92	0,92	0,82	0,62
Mg	0,04	0,04	0,07	0,04	0,03	0,11	0,28
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe^{3+}	0,10	0,11	0,10	0,08	0,10	0,22	0,24
Ti	0,96	0,96	0,96	0,97	0,97	0,92	0,91
Σ	2,02	2,03	2,03	2,02	2,03	2,07	2,07

Příloha 7

Tabulka celohorninových analýz. Hlavní horninotvorné oxidy, Ni a Sc jsou uvedeny v hmotnostních procentech, prvky Ba – Au v ppm.

	FIK21C	FIK23	FIK21A	FIK24	FIK26A	FIK03C	FIK07A	FIK27	FIK12C	FIK14A	FIK18A	FIK19	FIK09	FIK10
SiO_2	47,02	47,83	48,08	48,24	47,22	47,5	50,37	43,76	47,75	46,43	45,76	48,57	48,35	47,52
Al_2O_3	12,46	12,63	13,1	13,42	14,71	16,65	13,75	10,78	14,16	14,97	12,42	15,73	14,74	15,49
Fe_2O_3	15,92	15,12	15,76	14,37	13,57	11,6	10,81	11,68	12,55	11,46	16,92	12,07	13,31	13,15
MgO	5,91	5,84	5,78	6,5	6,04	4,99	7,83	20,29	7,36	9,25	5,86	5,42	5,77	5,92
CaO	9,89	10,18	9,95	11,42	11,66	11,61	10,27	8,54	12,47	12,07	10,58	10,43	10,77	10,9
Na_2O	2,23	2,46	2,3	2,39	2,39	2,65	2,15	1,38	2,1	1,77	2,16	2,42	2,46	2,34
K_2O	0,48	0,42	0,46	0,14	0,1	0,21	0,25	0,09	0,18	0,05	0,16	0,79	0,42	0,21
TiO_2	3,01	3,25	2,92	2,42	2,11	2,57	1,57	0,66	1,6	1,12	3,85	2,19	2,5	2,38
P_2O_5	0,25	0,29	0,24	0,21	0,16	0,22	0,14	0,03	0,11	0,07	0,35	0,19	0,2	0,2
MnO	0,22	0,22	0,22	0,21	0,19	0,16	0,17	0,18	0,2	0,17	0,24	0,17	0,17	0,18
Cr_2O_3	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,06	0,22	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
Ni	63	78	70	84	66	68	115	883	150	149	84	62	66	63
Sc	36	35	35	39	35	27	30	31	45	41	42	31	34	34
LOI	2,3	1,4	0,9	0,4	1,6	1,6	2,4	1,9	1,2	2,3	1,3	1,8	1	1,4
Total	99,71	99,72	99,71	99,74	99,76	99,77	99,75	99,61	99,75	99,76	99,69	99,77	99,75	99,75
Ba	127	118	128	58	59	90	114	5	43	15	63	82	74	73
Co	45	42	45	45	43	35	42	77	44	48	46	36	41	38
Ga	19,8	20,9	21,3	20,4	19	20,1	16,8	9,4	18,1	15,3	21,5	19,3	21,1	20,1
Hf	4,3	5,3	4,3	3,9	2,9	3,6	3,1	0,9	2,4	1,4	5,5	3,4	3,4	3,8
Nb	11	12,2	10,3	10,2	6,7	8,6	5,2	0,4	3,7	1,2	19,8	9,1	9,6	9,4
Rb	9,7	5,7	10,5	2,5	0,9	2,5	7,9	1,1	9,4	2,2	4,5	9,2	10,7	3,2
Sr	245	297	262	220	295	378	259	101	148	113	213	281	258	282
Ta	0,7	0,8	0,7	0,7	0,4	0,8	0,4	<0,1	0,3	0,2	1,6	0,6	0,6	0,6
Th	1	1,4	1	1	0,6	0,5	1,1	<0,2	0,2	0,2	1,6	0,5	0,8	0,9
V	449	442	420	423	355	288	277	200	366	303	498	321	368	346
Zr	159	187	153	138	96	132	105	26,6	78,4	47,7	222	122	134	134
Y	30,6	33,7	30,6	29,6	22	22,3	18,1	12,8	24,8	20,5	40,2	22,5	24,6	25,6
La	12,6	14,4	11,8	10	8,4	10,1	12,1	1	4,2	2,2	18,8	9,3	10,2	11,2
Ce	33,1	37,6	31,2	26	19,3	23,5	26,1	2,1	11,1	6,1	46,4	23	26,7	26,9
Pr	4,5	5,3	4,3	3,8	2,9	3,4	3,3	0,5	1,8	1,0	6,5	3,5	3,8	3,9
Nd	22,2	24,9	21,5	18,3	15,1	17,8	15,0	3,0	10,2	5,7	30,3	16,6	17,3	18,0
Sm	6,0	7,4	5,8	5,4	3,7	4,9	3,7	1,3	3,3	2,2	8,4	4,8	5,0	5,0
Eu	2,0	2,4	2,0	1,8	1,3	1,7	1,2	0,5	1,3	0,9	2,3	1,6	1,5	1,6
Gd	6,7	7,4	6,6	5,9	4,6	5,3	4,1	2,0	4,1	3,2	8,7	5,0	5,1	5,5
Tb	1,1	1,3	1,0	1,0	0,8	0,8	0,7	0,4	0,8	0,6	1,4	0,9	0,8	0,9
Dy	6,1	7,2	5,8	5,7	4,6	4,8	3,7	2,4	4,8	3,8	8,8	4,7	4,9	5,1
Ho	1,2	1,4	1,3	1,2	0,8	1,0	0,7	0,5	1,0	0,9	1,6	1,0	1,0	1,1
Er	3,4	3,7	3,5	3,1	2,2	2,7	2,1	1,7	3,0	2,3	4,9	2,6	2,7	2,9
Tm	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,4	0,3	0,7	0,4	0,4	0,4
Yb	3,0	3,3	3,0	2,9	1,8	2,2	1,8	1,4	2,8	2,2	4,0	2,1	2,3	2,4
Lu	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,6	0,3	0,3	0,4
Mo	0,5	0,7	0,5	0,5	0,4	0,3	0,1	<0,1	0,4	0,1	0,7	0,1	<0,1	0,2
Cu	226	200	209	195	108	138	111	49	191	129	326	91	123	90
Pb	0,6	0,8	0,7	0,4	0,5	0,5	2	0,9	0,5	0,3	0,9	0,2	0,2	0,7
Zn	85	67	61	57	62	43	18	35	52	42	72	32	37	37
Ni	34	34	30	39	31	41	38	594	93	90	38	22	23	24
Au	2,7	1,9	0,7	11,4	1,7	1,7	2,6	0,8	5,3	3,1	2,1	0,9	1,2	0,8

Příloha 8

Reprezentativní složení skla zjištěné pomocí elektronové mikrosondy. Oxidy jsou uvedeny v hmotnostních procentech. Analýza je přepočtena na bezvodou fázi. BLD – hodnoty pod mezí detekce.

	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10
SiO_2	53,99	53,02	53,88	54,52	54,19	54,40	53,89	53,68	50,04	49,23
Al_2O_3	3,96	3,83	4,21	4,10	3,89	4,12	4,14	4,09	6,07	6,12
K_2O	0,19	0,18	0,18	0,22	0,24	0,18	0,22	0,17	0,18	0,24
P_2O_5	0,03	0,01	0,07	BDL	0,02	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL
Cl	0,01	BDL	0,02	0,02	0,01	BDL	0,01	BDL	0,01	0,01
CaO	2,31	2,35	2,38	2,24	2,34	2,06	2,22	2,10	3,02	2,38
TiO_2	0,19	0,13	0,14	0,12	0,15	0,16	0,16	0,14	0,37	0,29
Cr_2O_3	0,03	BDL	BDL	BDL	0,03	BDL	0,05	0,04	0,00	BDL
MnO	0,14	0,04	0,01	0,07	0,15	0,12	0,07	0,23	0,07	0,01
Fe_2O_3	34,42	35,77	34,62	34,02	34,46	34,21	34,68	35,03	30,19	30,59
NiO	BDL	0,10	BDL	0,01	BDL	0,10	0,02	BDL	0,11	BDL
Na_2O	0,25	0,14	0,19	0,20	0,25	0,25	0,14	0,17	0,16	0,32
MgO	4,48	4,43	4,31	4,46	4,26	4,40	4,41	4,35	9,77	10,82
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Příloha 9

Stanovené obsahy Hg v jednotlivých studovaných horninových vzorcích. Koncentrace jsou uvedeny v ppb ($\mu g \times kg^{-1}$). BDL – hodnoty pod mezí detekce (<0,3 ppb). Označní souvrsví: B = beinisvørð, M = malinstindur, S = sneis, E = enni.

VZOREK	OBSAH Hg	SOUVRSTVÍ
21A	2,4	B
21C	1,9	B
22	2,2	B
23	5,3	B
24	0,5	B
26A	0,7	B
2	1,1	M
3A	1,6	M
3C	1,5	M
3E	1,2	M
7A	0,9	M
7B	5,7	M
13	7,4	M
27	BDL	M
11A	4,9	S
11D	1,3	S
12C	1	S
12F	0,8	S
14A	8,4	S
5A	0,8	E
9	0,5	E
10	BDL	E
16C	0,7	E
18A	7,1	E
19	BDL	E