

TARTU ÜLIKOOL  
LOODUS- JA TEHNOLOOGIATEADUSKOND  
ÖKOLOOGIA JA MAATEADUSTE INSTITUUT  
GEOLOOGIA OSAKOND

Rauno Torp

KEEMILISE MURENEMISE ILMINGUD ISLANDI  
ERIVANUSELISTES BASALTSETES LAAVAVOOLUDES

Magistritöö

Juhendajad: Peeter Somelar

Sirle Liivamägi

Kaitsmisele lubatud: TÜ geoloogia osakonna juhataja

Kuupäev:

Allkiri:

TARTU 2013

# Sisukord

Annotatsioon .....	3
1. Sissejuhatus .....	4
2. Islandi kujunemine ja tänapäevane geoloogiline olukord .....	6
2.1 Islandi basaltne platoo .....	6
2.2 Islandi asukoht ja geoloogia .....	7
2.3 Islandi vulkaanilised vöõndid.....	8
2.4 Islandi basaltsed kivimid .....	9
3. Materjal ja meetodid.....	11
3.1 Kivimproovide päritolu .....	11
3.2 Röntgenanalüüs .....	12
3.3 Murenemisindeksid .....	12
4. Tulemused .....	14
4.1 Keemiline analüüs .....	14
4.2 Mineraloogiline analüüs .....	14
5. Arutelu.....	17
6. Kokkuvõte ja järeldused.....	23
Tänuavaldused.....	25
Kasutatud kirjandus .....	26
Summary .....	29
LISAD .....	31
Lisa 1.....	32
Lisa 2.....	34

## **Annotatsioon**

Vulkaanilised kivimid on keemilisel murenemisel ebastabiilseimad silikaatsed geoloogilised materjalid ning nende ümberkristalliseerumine savimineraalideks toimub geoloogilises mõttes lühiajaliselt. Jahe kliima, tugev pindmine erosioon, hõre taimestik ja vähene mullakate ei soosi keemilist murenemist, kuid just sellised Islandile iseloomulikud tingimused võisid esineda Marsi väga varajases arengufaasis ca 4100–3700 Ma ja Maal Neoproterosoikumis 1000–541 Ma tagasi. Käesolevas töös uuriti murenemisilminguid Islandi erivanuselistes basaltsetes laavavooludes eesmärgiga kirjeldada keemilise murenemise protsesse sealses jahedas-niiskes kliimas. Raua- ja magneesiumirikkad Islandi basaldid kuuluvad toleiitse magmaseeria kivimite hulka, olles tekkinud nii ookeani keskaheliku kui ka kuuma täpi piirkonnas. Osade proovide mõningane rikastumine nii leelistest (K, Na) kui ka lubileelistest (Ca) viitab võimalikele hüdrotërmaalsetele protsessidele. Primaarsete mineraalide (augiit ja Mg-oliviin) sisalduse vähenemine ning sekundaarsete savifaaside (smektiit, kloriit, vermikuliit) sisalduse suurenemine vanemates laavavooludes näitab, et basaldid, mis on vanemad kui 10 000 aastat on mõjutatud pindmistest murenemisprotsessidest. Murenemisindeksi CIA madalad väärtused (< 50) ning savimineraalidest kaoliniidi puudumine viitab aga sellele, et murenemisprotsessid on toimunud alles väga lühikest aega ja keemilise murenemise intensiivsus on olnud madal.

Märksõnad: Island, murenemine, basalt, geokeemia, mineraloogia

# 1. Sissejuhatus

Murenemisprotsesse Maal mõjutavad eelkõige lähtekivimi koostis ning kliimatilised tingimused, kuid samuti ka vegetatsioon, bioaktiivsus ning maapinna morfoloogia (Velde, 1995). Nii füüsilisel kui ka keemilisel murenemisel on oluline roll maapinna kujunemisprotsessides ning kivimiringes. Kui füüsikaline murenemine ehk rabenemine on domineeriv pigem jaheda kliimaga aladel, siis keemiline murenemine ehk porsumine on ülekaalus (lähis)troopilises-ekvatoriaalses kliimavöötmes, mida iseloomustavad rohked sademed, kõrged õhutemperatuurid, paks mullahorisont ning rohke vegetatsioon (Velde, 1995; Meunier, 2005; McFadden et al., 2005).

Islandi kliima on tugevasti mõjutatud Põhja-Atlandi tsüklonitest ning Golfi hoovustesüsteemist, mis toovad Atlandi ookeanist endaga kaasa soojad ja soolased veemassid. Seetõttu on Islandile iseloomulik tunduvalt pehmem kliima, kui tema paiknemine Põhja-Jäämere lõunaserval eeldaks. Sooja Golfi hoovuse kõrval on Island mõjutatud ka külmadest ning vähesoolastest Ida-Grööni ja Ida-Islandi hoovustest, mis pärinevad Põhja-Jäämerest (Astthorsson et al., 2007). Islandi kliimat iseloomustavad tugevad tuuled ja sagedased sademed. Keskmine temperatuur kõige soojemal kuul ulatub natuke üle 10 kraadi ning jääb kõige külmemal kuul veidi alla nulli. Sademeid on keskmiselt 600 mm/aastas sisemaal kuni 1500 mm/aastas rannikul. Põhjas ja kõrgematel aladel tuleb suur osa sademeid alla lumena (Olafsson et al., 2007; Arnalds, 2008). Mägisel Islandil võivad eri paikades ilmastikutingimused suuresti erineda ning soodsatel tingimustel omandada ekstreemseid väärtusi. Näiteks Islandi idaosas asuvas Kollaleiras tuli 2002. a novembris maha 971,5 mm sademeid. Mägedes on mõõdetud tuule kiiruseid puhanguti üle 60 m/s 10 minuti jooksul ja iiliti kuni 74,2 m/s (Olafsson et al., 2007). Taolisi ekstreemseid tingimusi põhjustabki Islandi asukoht soojade Atlandi ookeani hoovuste ning Põhja-Jäämerest pärit külmade veemasside kohtumispunktis (Astthorsson et al., 2007).

Kirjeldatud ebasoodsate kliimaatiliste tingimuste, aga ka vulkaanilise tegevuse, liustike, õhukese mullakatte, erosiooni ning rohkete karjamaade tõttu ei ole Islandi taimkate kuigi liigirohke ega lopsakas ning katab vaid ligikaudu veerandi saare pindalast. Kõige sagedamini on esindatud erinevad samblad, mis kasvavad kehvade kasvutingimustega piirkondades, näiteks laavaväljadel ja kõrgematel mägistel aladel, ning kanarbikud ja kääbuspõõsad, mis on esindatud peamiselt nõmmedel. Rohumaad on Islandil üpriski liigirikkad, kuid vajavad niisket ning viljakat mulda, seetõttu leidub neid vaid mäenõlvade ääres, mis pakuvad kaitset talvise lume

east. Metsamaad leidub Islandil vaid ligikaudu 1% ulatuses ning looduslikult esindatud on seal vaid madalakasvuline ning kõver Islandi kask (Traustson ja Snorrason, 2008; Gudmundur et al., 2012).

Kokkuvõtvalt iseloomustab Islandi murenemiskeskonda jahe-niiske kliima, vähene taimestik ja õhuke mullakate, mis ei soosi aktiivset keemilist murenemist. Samuti on Island geoloogilises mõttes väga noor ning murenemisprotsessid on seal toimunud lühikest aega. Ehlmann (2010; 2011) on pakkunud välja, et tänapäevane Islandi murenemiskeskond võiks sarnaneda Marsi Noachiani ajaperioodiga (ligikaudu 4100–3700 Ma tagasi). Seda perioodi iseloomustab voolava vee olemasolu ning planeedi sagedane pommitamine asteroidide poolt (Carr ja Head III, 2010). Lisaks on Noachiani ajajärgule iseloomulikud ka pindmised murenemisprotsessid. Kaugseire spektraalmeetoditega on Marsi selle ajajärgu pinnastest leitud (osalt leidnud kinnitust Mars Curiosity missiooni röntgedifraktsioonspektromeetri uuringutega) laialdaselt näiteks rauarikast kloriiti, saponiiti ja montmorilloniiti, mis on tavalised basaldi murenemisproduktid. Antud sekundaarsed savimineraalid on aga tavaliselt kaetud värskeilmeliste oliviinirikaste kivimitega viidates võimalusele, et savimineraalide tekkeks soodsad murenemistingimused kestsid lühikest aega ning kadusid Noachiani ajajärgu lõpul (Carr ja Head III, 2010; Fastook, 2012). Islandi murenemiskeskonna teise võimaliku analoogina saab vaadelda kontrastiderohket Neoproterosoikumi ajajärku (1000–541 Ma) Maal, mida iseloomustavad globaalsed jäätumised ehk „Snow-Ball Earth“ sündmused, süsiniku isotoopide kõikumised, hapnikutaseme tõus atmosfääris tänapäevasele tasemele (21%), massiivne savifaaside moodustumine ning esimeste maismaaloomade ilmumine (Hoffmann et al., 1998; Kennedy et al., 2006; Pierrehumbert, 2011).

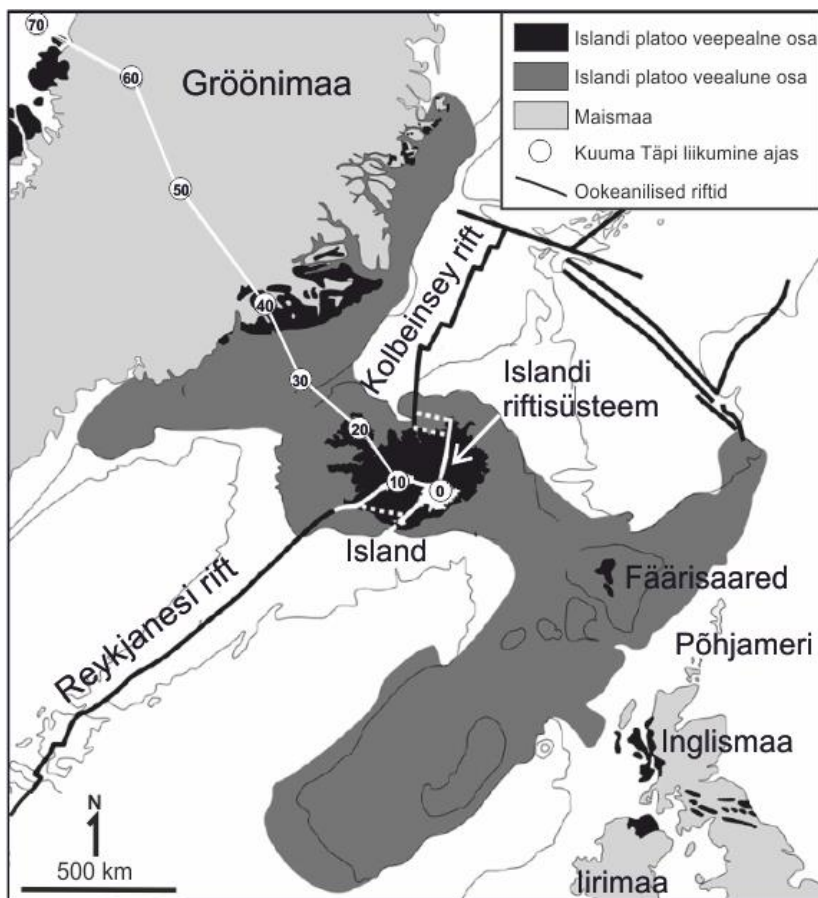
Oma magistritöös uurin Islandilt pärit basaltse koostisega vulkaanilisi kivimeid, mis on murenemisel ühed ebastabiilseimad silikaatsed geoloogilised materjalid ning nende ümberkristalliseerumine kvaasistabiilseteks savimineraalideks toimub geoloogilises mõttes lühiajaliselt.

Minu töö eesmärkideks on, esiteks, kirjeldada Islandi basaltide mineraloogilist-geokeemilist koostist ning, teiseks, kirjeldada murenemisprotsesse Islandi jahedas-niiskes kliimas lähtudes geochemilistest murenemisindeksitest. Selgitada millised sekundaarsed savifaasid moodustuvad basaltsete kivimite põhimassi murenemisel/ümberkristalliseerumisel ning võimalusel määrata selle dünaamika erivanuselistes laavavooludes.

## 2. Islandi kujunemine ja tänapäevane geoloogiline olukord

### 2.1 Islandi basaltne platoo

Islandi vulkaaniline kompleks ehk Islandi basaltne platoo (Joonis 1) asub Atlandi ookeani keskaheliku põhjaosas. Selle tekke põhjuseks on Atlandi ookeani avanemine ca 50–60 miljonit aastat tagasi, kuid basaltse platoo enda kujunemine algas arvatavasti alles ca 25 miljonit aastat tagasi (Trønnes, 2002; Paquet et al., 2007). Atlandi ookeani keskahelikust pärinev vahevöö ülemine osa (ehk astenosfäär) puutub kuuma täpi piirkonnas kokku vahevöö sügavast osast pärineva kõrgetemperatuurilise pluumiga, mis on viimased 60 miljonit aastat liikunud Gröönimaa poolt ja jõudnud tänaseks Islandil paikneva Vatnajökulli liustiku alla (Trønnes, 2002). Ookeani keskaheliku ning vahevöö pluumi koosmõjude tulemusena kujunenud basaltne platoo ulatub Gröönimaalt Fääri saarteni. Platoo paksuseks on umbes 10–40 km ning pindala ~350 000 km<sup>2</sup>, kuid sellest ainult 30% (~100 000 km<sup>2</sup>) ulatub üle merepinna (Paquet et al., 2007; Thordarson ja Larsen, 2007).



**Joonis 1.** Islandi basaltne platoo Atlandi ookeanis (modifitseeritud Thordarson ja Larsen, 2007 järgi)

## 2.2 Islandi asukoht ja geoloogia

Island on vulkaaniline saar, mis asub Atlandi ookeani põhjaosas 63. ja 67. laiuskraadi ning 25. ja 13. pikkuskraadi vahel jäädes seejuures napilt polaarjoonest lõunasse. Oma eripärase asukoha tõttu Atlandi ookeani keskahelikul ning samuti kuuma täpi piirkonnas (Joonis 1) on Islandil kujunenud välja aktiivne vulkanism, mille tagajärjel on ookeani keskahelik tõusnud üle merepinna ja moodustanud saare. Tänu sellele on Islandil unikaalne olukord, kus ookeanilise maakoore teke on jälgitav maismaal (Thordarson ja Larsen, 2007). Samuti on Island ainulaadne keskkond, kus saab jälgida kivimite-vee omavahelisi reaktsioone nii madalatel temperatuuridel (2–3 °C) kui ka kõrgetel temperatuuridel geotermaalsetel aladel, kus maakoore on erakordelt õhuke (Franzson et al., 2008).

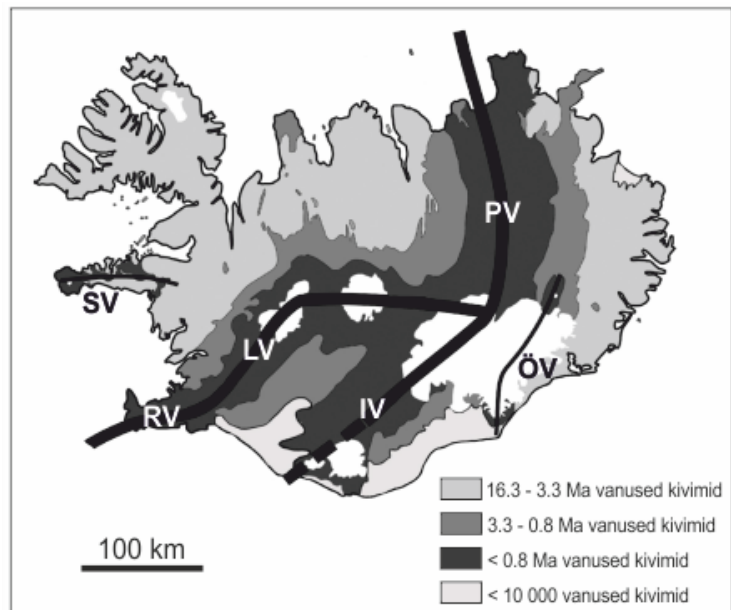
Island on geoloogilises mõttes väga noor ning kujunenud arvatavasti viimase 25 miljoni aasta jooksul. Vanimate basaltsete kivimite vanuseks on määratud 16 miljonit aastat (Thordarson ja Larsen, 2007). Kui veel 5–10 miljonit aastat tagasi oli Island oma olemuselt üpriski lame vaid mõne üksiku vulkaaniga, siis viimased 3–5 miljonit aastat on saart väga tugevasti mõjutanud liustikud ning vulkaaniline aktiivsus (Gudmundsson, 2000).

Liustikest on suurim saare kaguosas, vahevöö pluumi keskosal paiknev 8100 km<sup>2</sup> suurune Vatnajökull, mille maht on alates 1995. aastast suure kiirusega vähenenud (Björnsson, 2002; Schomacker, 2010). Teised suuremad ja olulisemad liustikud Islandil on Langjökull (925 km<sup>2</sup>), Höfðsjökull (925 km<sup>2</sup>), Myrdalsjökull (600 km<sup>2</sup>) ja Snæfellsjökull, mis kokku katavad Islandi pindala ca 11% ulatuses. 60% liustike alla jäävatest aladest on vulkaaniliselt aktiivsed (Björnsson, 2002). Vatnajökulli alla jääb ka Islandi kõrgeim 2110 meetri kõrgune mäenõlv Hvannadalshnjukur, mis asub Öraefajökulli vulkaani loodeosas (Sharma et al., 2008). Efusiivse vulkaanipurske tagajärjel tekib basaltne laavavool, mis 50–100 km ulatuses tasandab oma teele jäävat maastiku. Vulkaani kokkupuutel liustikuga tekivad aga peamiselt hüaloklastiitsed järskude nõlvadega kitsad kõrged mäed (tahvelmäed). Seetõttu on ka Islandi topograafia liustike all tunduvalt liigestatum ja kõrgem, kui liustikke ümbritsevatel aladel (Trønnes, 2002; Gudmundsson, 2000).

### 2.3 Islandi vulkaanilised vööndid

Tänapäeval on Islandil neli suuremat aktiivset vulkaanilist vööndit (põhja; ida; lääne ja Reykjanesi), mis tekivad laamade lahkne misel ja paiknevad riftistumise piirkonnas. Lisaks leidub Islandil kaks väiksemat vulkaanilist vööd, mis on kujunenud laamade siseselt: Örafi vulkaaniline vöö, mis paikneb Islandi idaosas ja kuhu võib aja jooksul kujuneda uus riftivöönd, ning Snæfellsnessi vulkaaniline vöö, mis paikneb läänes Snæfellsnessi poolsaarel ning mis taasaktiveeris ligikaudu 2 miljonit aastat tagasi (Joonis 2). Kõik vulkaanilised vööndid (ja vööd) on riftistumise ning vahevöö pluumi tegevuse tagajärjel pidevas liikumises: idapoolne vulkaaniline vöönd liigub edela suunas, ühinedes tõenäoliselt kunagi Reykjanesi vulkaanilise vööndiga, ning Snæfellsi

vulkaaniline vöö liigub kagu-ida suunas, muutes tulevikus lääne vulkaanilise vööndi ja Snæfellsnessi vulkaanilise vöö vahelise ala seismiliselt aktiivsemaks kui tänapäeval. Uute vulkaaniliste vööndite tekke ja praeguste vööndite ühinemise tagajärjel võib läänepoolne vulkaaniline vöönd aja jooksul hääbuda (Gudmundsson, 2000; Paquet et al., 2007; Thordarson ja Larsen, 2007).



**Joonis 2.** Islandi vulkaanilised vööndid (modifitseeritud Thordarson ja Larsen, 2007 järgi) PV – põhjavöönd, LV – läänvöönd, IV – idavöönd, RV – Reykjanesi vöönd, SV- Snæfellsnessi vöö, ÖF – Örafi vöö.

Vulkaanilistes vööndites leidub umbkaudu 30 (täpne arv ebaselge) vulkaanilist süsteemi, mis enamjaolt koosnevad ühest või mitmest keskvolkaanist ehk lõõrvolkaanist (jagunevad kiht- ning kilpvulkaanideks) ning neid ümbritsevaist lõhevulkaanidest (lõhelised väljavoolud) (Gudmundsson, 2000). Tuntuimad ning samuti aktiivseimad on näiteks Hekla, Katla ja Grimsvötn'i vulkaanilised süsteemid, mis paiknevad kõik ida vulkaanilises vööndis (Thordarson ja Larsen, 2007). Omapärane on Island ka seetõttu, et siin leidub kõiki vulkaani tüüpe, alates väikestest lõhedest maapinnas kuni kihtvolkaanideni. Vulkaanide pursked toimuvad Islandil ligikaudu iga 4–5 aasta järel ning purskeproduktideks võivad olla nii lõhevulkaanidele iseloomulikud laavavoolud kui ka kesk- ehk lõõrvulkaanidele iseloomulikud

plahvatusliku purske tagajärjel tekkivad tefra ja tuhk (Thordarson ja Larsen, 2007; Arnalds, 2004).

## 2.4 Islandi basaltsed kivimid

Oma paiknemise tõttu Atlandi ookeani keskahelikul on Islandil peamiselt esindatud lõhevulkaanide efusiivsete pursete käigus tekkinud aluselised basaltsed laavavoolud. Sarnased laavavoolud iseloomustavad ka kilpvulkaane, mis üldjuhul paiknevad riftialadel omapäi ja ei ole vulkaaniliste süsteemidega seotud (Trønnes, 2002). Basaltsed kivimid on Islandil pärit kas toleiidest seeriast (riftivööndist pärit vulkanism) või leeliselisest seeriast (riftivööndi väliselt alalt pärit vulkanism) (Sigmarsson ja Steinhórsson, 2007).

Ookeani keskahelikele omane MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts*) tüüpi basalt on toleiidne ja võrreldes teiste basaltsete kivimitega madalate  $K_2O$  (< 0,2%) ja  $TiO_2$  (< 2,0%) sisaldustega (Tabel 1). Tüüpilised kivimitmoodustavad mineraalid Islandi basaltides on plagioklass ( $An_{40}$ – $An_{88}$ ), oliviin ( $Fo_{65}$ – $Fo_{91}$ ), Mg-Cr spinell ja Fe-Ti-oksiidid (Winter, 2001).

Tabel 1. Keskmised ookeani keskahelike põhielementide koostised (Winter, 2001)

Oksiid (wt%)	Keskmine MORB	Kesk-Atlandi mäestik	Vaikse ookeani idakerge	India ookeani ahelik
$SiO_2$	50,5	50,7	50,2	50,9
$TiO_2$	1,56	1,49	1,77	1,19
$Al_2O_3$	15,3	15,6	14,9	15,2
FeO*	10,5	9,85	11,3	10,3
MgO	7,47	7,69	7,10	7,69
CaO	11,5	11,4	11,4	11,8
$Na_2O$	2,62	2,66	2,66	2,32
$K_2O$	0,16	0,17	0,16	0,14
$P_2O_5$	0,13	0,12	0,14	0,10
Summa	99,74	99,68	99,63	99,64

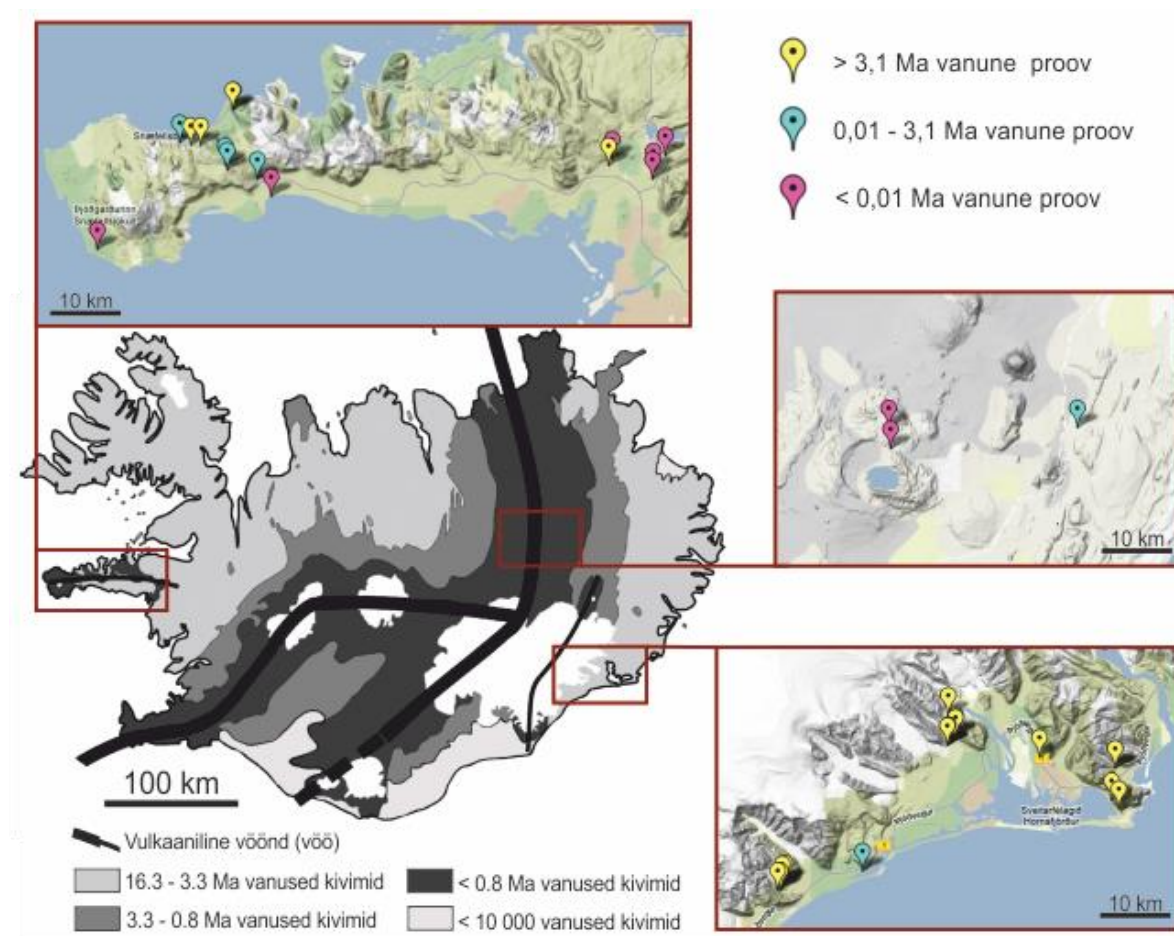
Kuigi Islandil leidub ka happelise koostisega laavavoolusid, siis on nad pigem esindatud hästi välja kujunenud kihtvulkaanide plahvatuslike purskeproduktidena nagu tefra, tuff ja ignimbriit, millega sagedasti kaasnevad ka tuhapilved, mis tekivad lõõrvulkaani kaldeera sisse langemisel (Joansson, 2007; Trønnes, 2002).

### 3. Materjal ja meetodid

#### 3.1 Kiviproovide päritolu

Töös analüüsitud kivimpalad on kogutud Maateaduste ja ökoloogia doktorikooli Islandi kompleksekspeditsiooni käigus 2011. aasta augustis. Ekspeditsioonil koguti ca 85 proovi, millest ligikaudu pooled moodustavad töös uuritavad basaltsed kivimid. Johtuvalt uurimistöö objektist on töö tarbeks kasutatud erivanuselistest laavavooludest kogutud aluselisi basaltseid kivimproove ning kõrvale on jäetud keskmise koostisega ja happelised kivimid ning tugevad hüdrotermaalsed muutused läbi teinud proovid. Kokku on analüüsitud 43 proovi.

Töös kasutatud proovid pärinevad kolmest erinevast piirkonnast: 1) Kagu-Islandilt Vatnajökulli liustiku ja Atlandi ookeani vaheliselt alalt vanustega enamasti üle 3,1 Ma 2) sisemaalt Askja vulkaani lähedusest (viimane purse toimus 1961. aastal) ja 3) Lääne-Islandilt Snæfellsnesi poolsaarelt, kus vanused jäävad enamjaolt vahemikku 3,1 kuni 0,01 Ma (Joonis 3).



**Joonis 3.** Analüüsitud kiviproovide asukohad ja vanused (modifitseeritud Thordarson ja Larsen, 2007 järgi ning kaardid pärinevad veebipõhisest Google Maps kaarditarkvarast)

Töös analüüsitud kivimpalad moodustavad Tartu Ülikooli Geoloogiamuuseumi (TUG) kogus kollektsiooni 1584. Eksemplarid on nummerdatud korjamise järjekorras 1-st 41-ni. Kahel kivimpalal on tehtud analüüsid nii sisemusest (tähistatud tähega a) kui ka pindmisest kihist (b).

### 3.2 Röntgenanalüüs

Proovide homogeensuse saavutamiseks enne röntgenfluoresents ja röntgenstruktuur analüüsi peenestati ja uhmerdati ~15–25 g proovi kasutades *Fritsch* kuulveskit. Uhmerdamiseks kasutati volframkarbiidist uhtrit ja kuule läbimõõduga 20 mm ja 5 mm.

XRF preparaadi valmistamiseks pressiti umbes 5–10 g proovimaterjali 30 mm diameetriga ja 4–8 mm paksusega tablettideks. Tablettide analüüsimiseks kasutati Tartu Ülikooli geoloogia osakonna Rigaku ZSX-Primus II röntgenfluoresents spektromeetrit, mis kasutas Rh primaarkiirgust võimsusega 3 kW. Keemilise koostise määramiseks kasutati fundamentaalparameetrite meetodit, mida korrigeeriti sama maatriksiga laboristandardi suhtes. Kuumutuskadu (*loss on ignition* LOI) määrati ca 1–2 grammi proovi kuumutamisel 2 tundi 950 °C juures.

Uuritud proovide mineraloogilise koostise määramiseks valmistati proovidest orienteerimata kogukivimi pulberpreparaadid alumiiniumist alustele. Proovid mõõdeti Tartu Ülikooli geoloogia osakonnas difraktomeetriga Bruker D8 kasutades Ni-filtreeritud CuK $\alpha$  kiirgust. Proovide digitaalsed difraktogrammide mõõdeti 3–72,5 °2 $\theta$ , 0,0185 °2 $\theta$  sammuga ja loendusajaga 5 sekundit. Kvantitatiivse mineraalse koostise määramiseks kasutati programmi Siroquant-3, mis põhineb kogudifraktogrammi Rietveld'i analüüsil (Taylor, 1991).

### 3.3 Murenemisindeksid

Keemilise murenemise indekseid kasutatakse peamiselt murenemisprofiilide murenemisküpsuse ja -ulatuse määramiseks (Mitchell ja Sheldon, 2009), kuid need on leidnud kasutust ka paleokliima ja paleogeograafia rekonstrueerimisel (Nesbitt ja Young 1982; Nordt ja Driese, 2010). Murenemisindeksite põhimõte seisneb stabiilsete ja mobiilsete põhielementide oksiidide (või mineraalide) omavahelises võrdluses, kus need liidetakse ühtseks ilma dimensioonita väärtuseks, mis kirjeldab murenemisintensiivsust ning kliima mõju lähtekivimi murenemisele. Homogeense lähtekivimi korral suureneb või väheneb indeksite väärtus

murenemise käigus kas järkjärgult või pidevalt ent indeksite käitumine heterogeense lähtekivimi korral on siiani ebaselge (Price ja Velbel, 2003).

Alates 20. sajandi algusest on teada üle 30 erineva murenemisindeksi. Enamus neist on leidnud kasutust happeliste või keskmise koostisega kivimite murenemisintensiivsuse määramiseks, kuid osasid kasutatakse kõigi kivimitüüpide puhul. Enam levinumad indeksid on keemilise murenemise indeksid CIA (*Chemical Index of Alteration*; Nesbitt ja Young 1982) ja CIW (*Chemical Indeks of Weathering*; Harnois, 1988), plagioklassi murenemise indeks PIA (*Plagioclase Index of Alteration*; Fedo et al., 1995) ja Parkeri murenemise indeks WIP (*Weathering Index of Parker*; Parker, 1970).

Antud magistritöös kasutatakse erivanuseliste basaltsete laavavoolude murenemise kirjeldamiseks keemilise murenemise indeksit CIA (***Chemical Index of Alteration***; Nesbitt ja Young, 1982) mille väärtus arvutatakse järgnevalt:

$$\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$$

CIA arvutamiseks kasutatakse molaarseid kontsentratsioone ning arvestatakse üksnes silikaatsete mineraalide CaO\* sisaldusega. CIA on enim kasutatud murenemisindeks, mis näitab primaarsete mineraalide murenemist ja nende ümberkristalliseerumist savimineraalideks. Savide osakaalu suurenedes tõuseb ka Al sisaldus ning samal ajal vähenevad Ca, Na ja ka K sisaldused, mis viib suuremate CIA väärtusteni. Primaarsetes mineraalides jäävad CIA väärtused umbes 50 juurde (päevakivid 50, biotiit 50–55, küünekid 10–30, klinopürokseenid 0–20). Sekundaarsete mineraalide CIA väärtus on umbes 70–85 smektiidi ja illiidi puhul ja kaoliniidi grupi mineraalide korral 90–100 (Nesbitt ja Young, 1982). CIA-d kasutatakse üksnes silikaatsete kivimite puhul, karbonaatsete kivimite Al sisaldused on liiga madalad ja ei suurene murenemise käigus piisavalt (Nesbitt ja Young, 1982; Sheldon ja Tabor, 2009; Price ja Velbel, 2003). Kuigi CIA on efektiivne ja laialt kasutatud siis tema miinuseks on fakt, et CIA ei arvesta diageneesi ja metasomatoosi protsesside lisanduvat sekundaarset kaaliumit, mis on tavaline nt savimineraalide illitiseerumisesel (Fedo et al., 1995; Maynard, 1992).

## 4. Tulemused

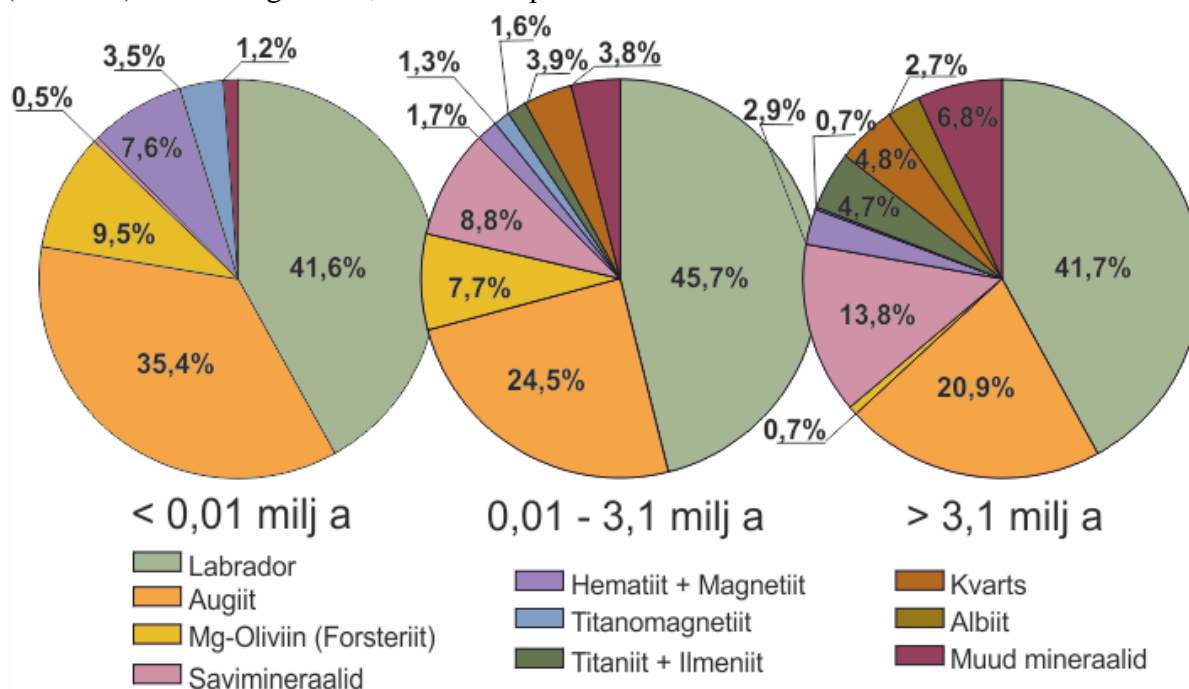
### 4.1 Keemiline analüüs

Uuritud basaldi proovide keemiline koostis massiprotsentides on näidatud lisades paiknevas tabelis (Lisa 1). Keskmiste ookeani keskahelike põhielementide koostisega võrreldes (Tabel 1) on antud töös analüüsitud basaldid keskmiselt kõrgema  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (13,20%),  $\text{TiO}_2$  (2,64%) ja  $\text{K}_2\text{O}$  (0,60%) sisaldusega. ning keskmiselt madalama  $\text{MgO}$  (5,59%),  $\text{CaO}$  (8,62%) ja  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,48%) sisaldusega.

Islandi basaldiproovide keemilise murenemisindeksi (CIA) väärtused varieeruvad suhteliselt kitsastes piirides 37–54 vahel ning maksimaalne väärtus ulatub proovis TUG-1584-37b 65-ni. Noorimates proovides jääb CIA enamasti vahemikku 37–46. Vanemate kui 10 000 aastat proovide CIA väärtused ületavad aga kõik juba 40 jäädes suures osas vahemikku 42–50.

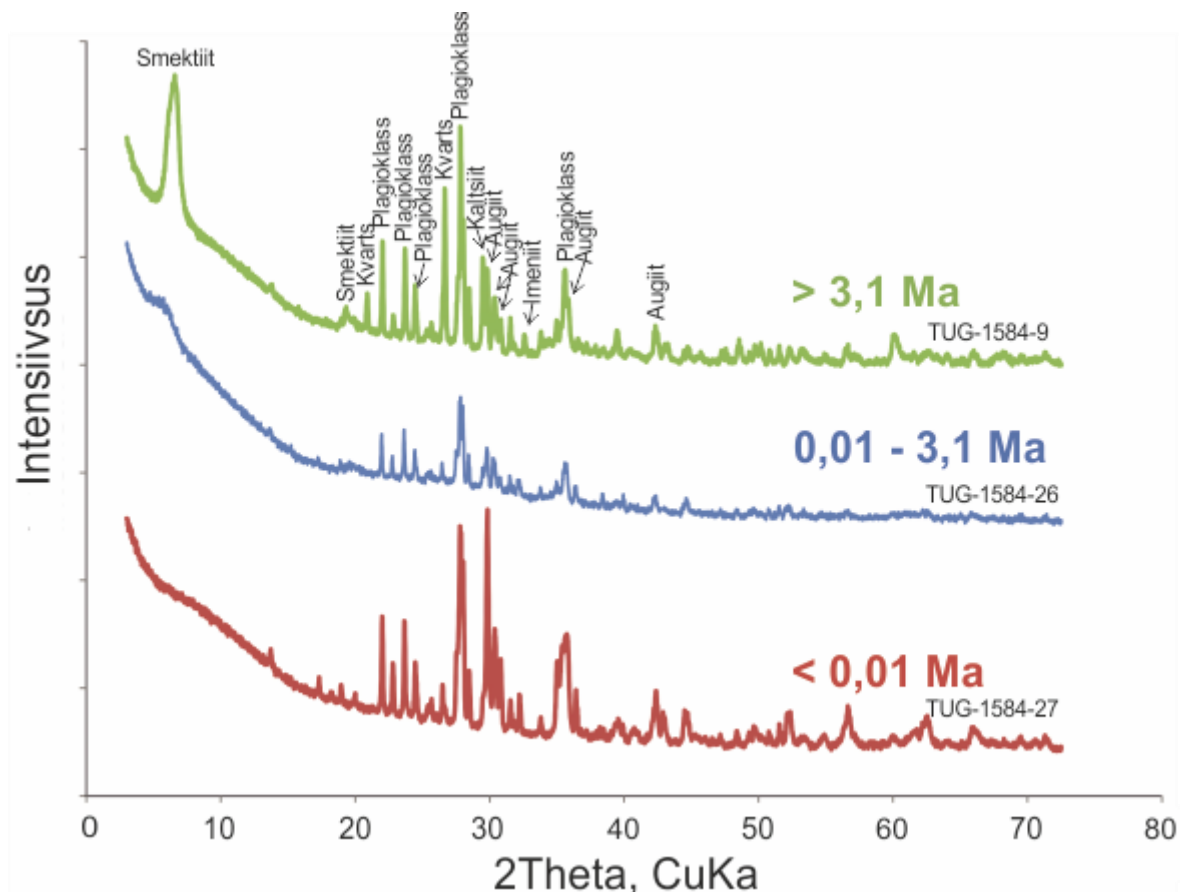
### 4.2 Mineraloogiline analüüs

Mineraloogilise analüüsi (XRD) tulemused massiprotsentidena on esitatud lisades paiknevas tabelis (Lisa 2) ja joonistel 4 ja 5. Domineerivateks faasideks uuritud basaltsetes kivimites on plagioklass päevakivi (labrador) 13,3–69,8%, pürokseen (augiit) 7,4–42,4% ja Mg-oliviin (forsteriit) sisaldustega 0–17,7%. Kolme põhifaasi kõrval olid esindatud savimineraalid: kloriit



Joonis 4. Erivanuseliste basaltsete laavavoolude kogukivimi mineraloogiline keskmine koostis (mahuprotsent).

0–21%, smektiit 0–13,5% ja vermikuliit 0–13% (proovides TUG-1584-6, TUG-1584-7 ja TUG-1584-33 leitud savimineraalidest ka segakihilist illiit-smektiiti 3,6–7,1%) Fe-oksiidid: hematiit 0–28,8% ja magnetiit 0–16,6%, erinevad raua- ja titaanioksiidid: ilmeniit 0–6,3%, titanomagnetiit 0–13,6% ja kaltsiumi titaani silikaat: titaniit 0–10,4%. Proovides TUG-1584-6 ja TUG-1584-7 leitud eelpool mainitud mineraalide kõrval ka tseoliite: analtsiim 6,3–17,3%, sabasiit 1,6–6,7%, heulandiiti 1,5–1,8% ja levyniiti 4,2%. Proovis TUG-1584-19 leitud labradori asemel albiidi tüüpi plagioklass päevakivi sisaldusega 32,2% ja proovides TUG-1584-5 ja TUG-1584-16 esines labradori kõrval ka albiiti 14,9–17,5%. Kõrge kvartsisisaldus oli proovides TUG-1584-4, TUG-1584-18, TUG-1584-19 ja TUG-1584-37 vahemikus 10,4–41,8%. Üksikutes proovides esines ka kaltsiiti 0,9–4,7% (proovis TUG-1584-37a 16,1%), sideriiti 3,8–8,4%, kristobaliiti (ühes proovis TUG-1584-23) 5,8%, K-päevakivi 2,1–11,1%, amfibooli 0,8–12,6%, apatiiti 0,5–1% ja anataasi 0,5–1%.



**Joonis 5.** Erinevanuseliste kiviproovidele iseloomulikud röntgenanalüüsi difraktogrammide. Domineerivad mineraalsed faasid on: augiit, plagioklass ja savimineraalidest smektiit.

Mineraloogilise pildi järgi on üksteisest eristatavad 3 vanusegruppi. Noortes alla 10 000 aasta ja tänapäevastes lavavooludes on keskmine augiidi sisaldus 36%, Mg-oliviini leidub 10%, rauaoksiidide (hematiit ja magnetiit) 8%, titanomagnetiti 3.5% ning savimineraalide sisaldus jääb alla 0,5%. Proovides vanusevahemikus 0,01–3,1 Ma on augiidi keskmine sisaldus 25%, Mg-oliviini leidub 8%, rauaoksiidide (hematiit ja magnetiit) 2%, titanomagnetiti alla 1,5% ja savimineraalide sisaldus on kasvanud 9%. Proovides, mis on vanemad kui 3,1 Ma on augiidi keskmine sisaldus 21%, kadunud on Mg-oliviin (või jääb selle sisaldus alla 1%) ja titanomagnetiti. Savimineraalide osakaal on noorimates proovides kasvanud 14%-ni ja titaniidi sisaldus ~5%-ni. Vanusega kasvab ka kvartsi sisaldus, mis noortes kivimites puudub, keskmise vanusega grupi puhul ulatub 4%-ni ja vanades 5%-ni (joonised 4 ja 5).

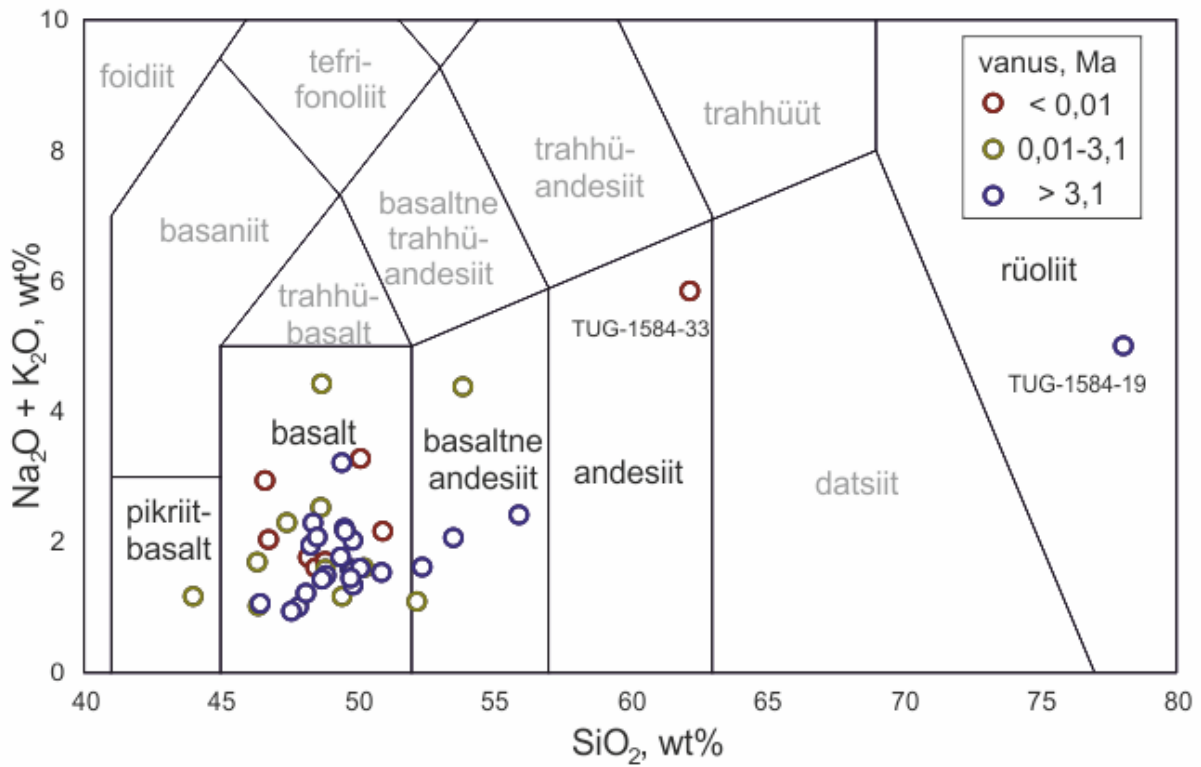
## 5. Arutelu

Tardkivimite klassifitseerimiseks kasutatava leelisoksiidide ( $\text{Na}_2\text{O}$  ja  $\text{K}_2\text{O}$ ) ja ränioksiidide suhte võrdlemisel põhineva TAS (*Total Alkali Silica*) diagrammi alusel jäävad üle kolme neljandiku uuritavatest kivimproovidest basaldi väljale ning oluliselt ränirikkamad on vaid proovid TUG-1584-19 ja TUG-1584-33 (Joonis 6). AFM (*Alkali Ferrum Magnesium*) diagrammil langevad proovid küllaltki ühtse grupina toleiitse magmaseeria basaltide piirkonda (Joonis 7), viidates nende tekkele vee- ja hapnikuvaeses keskkonnas, mis on iseloomulik maakoore süvaosast ning vahevööst pärinevatele ookeani keskaheliku basaltidele ning samuti kuumale täpile (Rollinson, 1993).

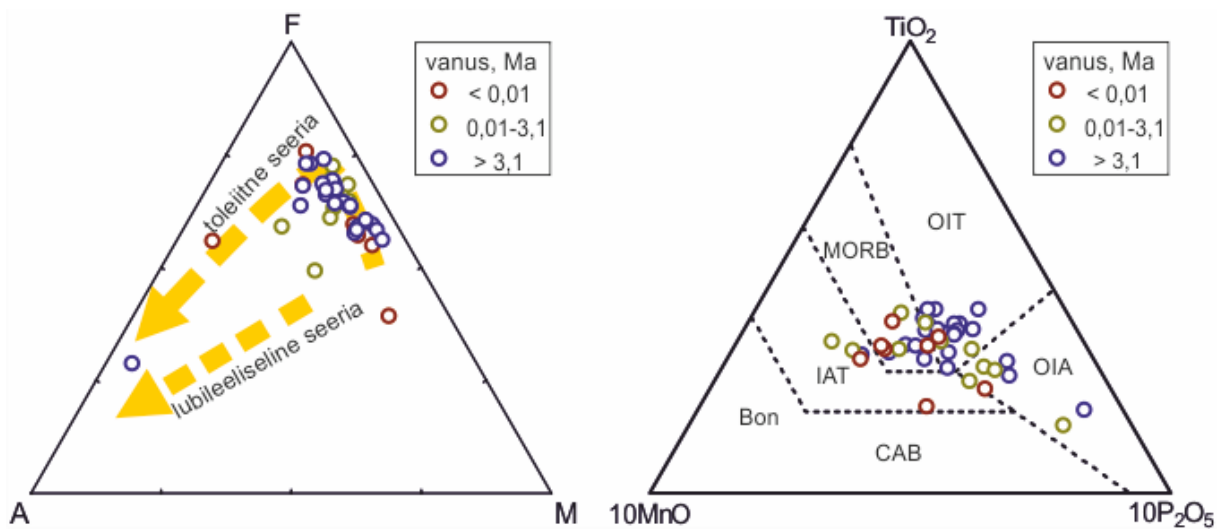
Mulleni (1983) poolt loodud kõrvalelemente  $\text{MnO}$ ,  $\text{Ti}_2\text{O}$  ja  $\text{P}_2\text{O}_5$  võrdlev diskriminantdiagramm näitab basaltide erinevat päritolu ning eraldab toleiitse seeria kivimid leeliselise seeria kivimitest (Joonis 8). Enamjaolt jaotuvad uuritud proovid keskaheliku tüüpi basaltide (MORB) ja ookeanisaare toleiitide (OIT) vahel. MORB väljale jäävad basaldid, mille päritoluks on Atlandi ookeani keskahelikust pärit magma ning OIT väljale basaldid, mis on rohkem mõjutatud kuuma täpi magmatismist. Viis proovi hälbivad diagrammil ka saarkaare tüüpi toleiitide (IAT) sekka.

Kaheksa proovi, olles rohkem rikastunud leelistest, asuvad ookeanisaare ehk kuuma täpi leeliseliste (OIA) basaltide väljal. Jäädes enamjaolt (v.a. kaks proovi) siiski MORB ja OIT väljade vahetusse lähedusse, viitavad nad vaid väga vähesele rikastumisele leelistest. Leelisterikkad võivad olla basaldid, mis pärinevad rifti välistest vulkaanilistest vöödest, nt Snæfellsnessi vööst (Sigmarsson ja Steinthórsson, 2007), kuid sellist osade proovide rikastumist leelistest (peamiselt Na, K) võib seostada ka nende kandega kivimitesse hüdrotermaalsete protsesside tulemusena. Hüdrotermaalsetele muutustele viitavad ka hälbed AFM diagrammil lubileeliselise seeria suunas (Joonis 7) ning TAS diagrammil rüoliidi välja suunas (Joonis 6). TAS diagrammil rüoliidi väljale jääva proovi TUG-1584-19 hüdrotermaalsele muutusele viitab suur kvartsi (41,8%), albiitse plagioklassi (32,2%) ja K-päevakivi (11,1%) sisaldus ning savimineraalide (kloriit 3,9 %) olemasolu.

Basaltsete laavavooludega vahelduvate settekivimite fossiilsete leidude põhjal võib arvata, et 16–7 Ma tagasi toimus Islandil progresseeruv temperatuuri alanemine ning kliima muutus subtroopilisest mõõdukaks. Esimesed liustiku setted, moreenid, tekkisid umbes 5 Ma tagasi



**Joonis 6.** Basaltsete kivimite geokeemiline koostis TAS (*Total Alkali Silica*) diagrammil.



**Joonis 7.** Basaltsete kivimite geokeemiline koostis AFM (*Alkali Ferrum Magnesium*) diagrammil.

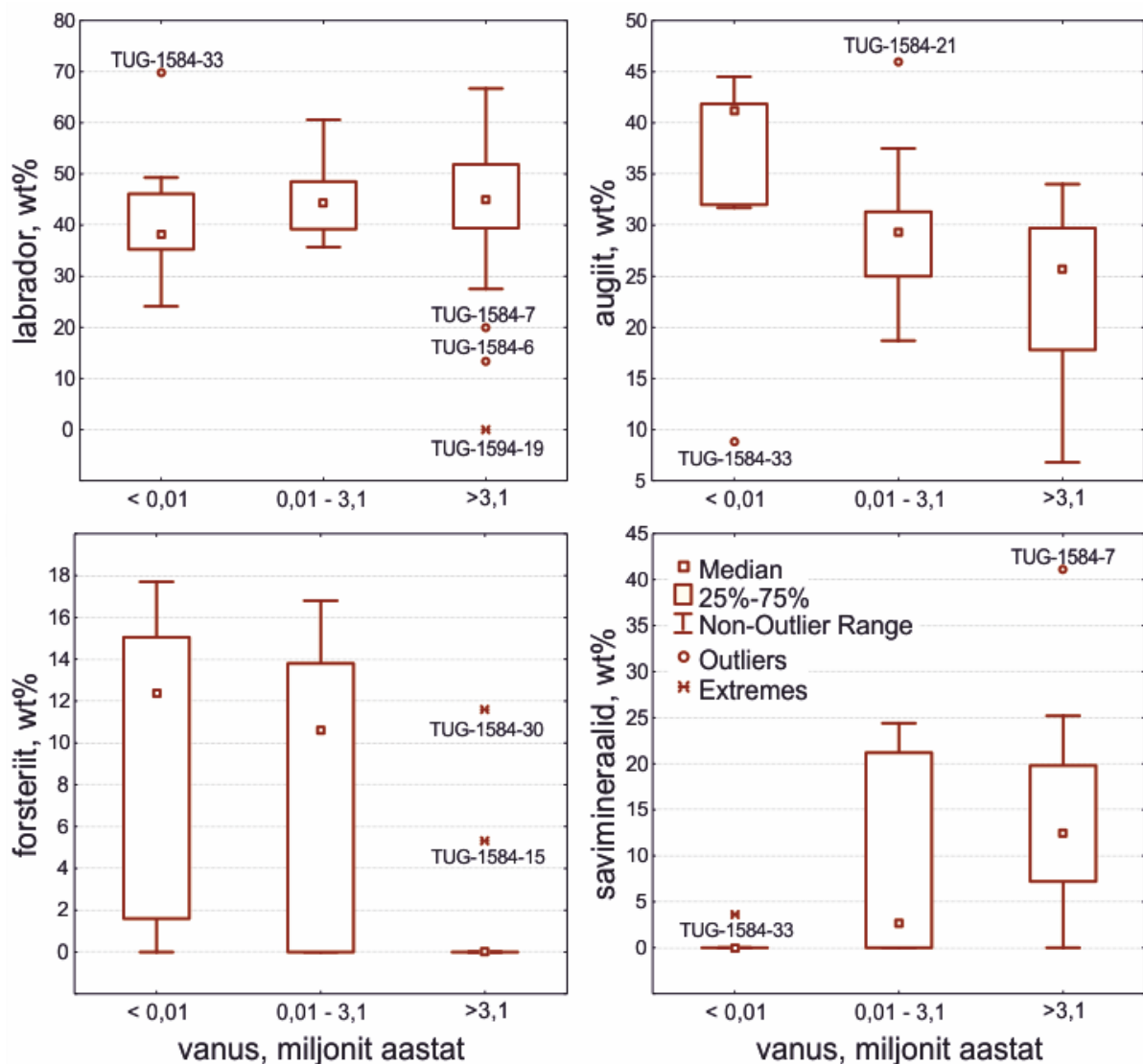
**Joonis 8.** Jälgelementide oksiididel (MnO, TiO<sub>2</sub> ja P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) põhinev diskriminantdiagramm (Mullen, 1983).

praeguse Islandi suurima liustiku Vatnajökulli kohale. Umbes 2,5–2,2 Ma tagasi oli kogu Island kaetud liustikuga ning maksimum hetkel ulatus jääkatte paksus  $1500 \pm 500$  m (Geisdottir, 2011; Brigitte et al., 2010; Thordarson, 2012). Islandit kattev liustik hakkas taganema umbes 17,5–15,4 tuhat aastat BP ja taandus tänapäevase rannajooneni umbes 12,6–12,0 tuhat aastat BP ning ligikaudu 8,7 tuhat BP taandus liustik tänapäevaste liustike asendisse. Peale Holotseeni kliimaoptimumi 6–5 tuhat BP hakkasid liustikud uuesti kasvama ja saavutavad oma maksimumi "Väikese Jääaja" ajal 1300–1900 AD (Ingólfsson et al., 2010). Alates 1995. aastast on aga liustike maht taas kiiresti vähenema hakanud (Björnsson, 2002; Schomacker, 2010). Viimase 5 Ma jooksul on liustike tegevus Islandil pidevalt kulutanud basaltseid kivimeid ning samaaegne jahe (kuiv-niiske) kliima ei ole samuti soosinud intensiivset keemilist murenemist. Seetõttu võiks eeldada, et erinevalt jahedale kliimale iseloomulikele füüsikalistele murenemisprotsessidele, ei ole keemilised murenemisprotsessid Islandi mineraloogias-geokeemias täheldatavad.

Mineraloogilisel analüüsil selgus, et domineerivateks mineraalideks Islandi basaltides on labrador ja augiit. Kui võrrelda antud mineraalide sisaldust kolmes erivanuselises laavavoolus (Joonis 9), siis selgub, et augiit näitab vanemate laavavoolude suunas selget langustrendi, kuid labrador on kõikides erivanuselistes laavavooludes ainus suhteliselt püsiva väärtusega mineraal (ca 41–46%). Augiidi sisaldus langeb ca 40%-lt noorimates kivimites kuni keskmiselt 13–30%-ni vanimates kivimites. Osades vanimates proovides puudub augiit täielikult. Sarnast langustrendi näitab ka basaltides levinud oliviin, mille sisaldus nooremates vanusegruppides ulatub pea 18%-ni, seevastu vanimas grupis esineb oliviini vaid kahes proovis. Noorimates proovides ligikaudu 8% sisaldusega rauaoksiidide summa (hematiit ja magnetiit) langeb 1,5–3%-ni vanimates proovides. Ka titanomagnetidi sisaldus langeb 3,5%-lt noorimates proovides nullilähedaseks vanimates proovides (Joonised 4 ja 6). Vastukaaluks ilmuvad kahe vanema grupi kivimitesse savimineraalid, mis alla 10 000 a vanustes kivimites (ühe erandiga) puuduvad täielikult. Basaltides, mis on vanemad kui 3,1 miljonit aastat ulatub savimineraalide sisaldus ligi 40%-ni, kuid keskmine sisaldus jääb pigem 10–20% vahele (Joonis 6).

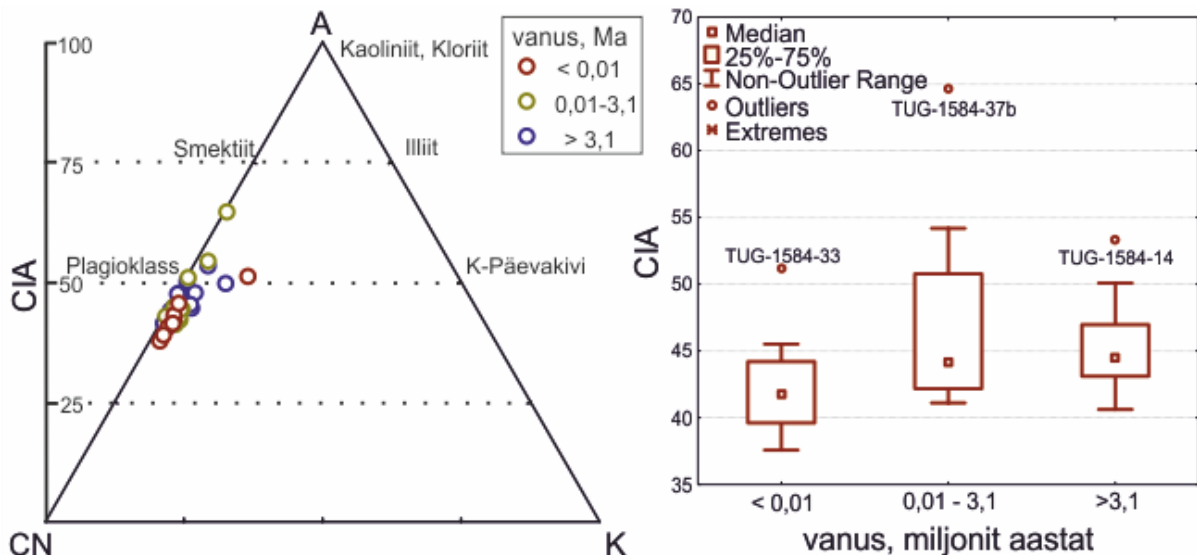
Savimineraalid on keemilise murenemise produktid. Keemilise murenemise käigus toimub silikaatsete mineraalide kristallstruktuuri põhjalik muutumine, peamiselt hüdrolüüsi protsesside tulemusena toimub intensiivne Ca, Mg, Na ja K leostumine ning samal ajal sekundaarsete savimineraalide (näiteks kaoliniit ja smektiit) teke. Mida kõrgem on aastane keskmine temperatuur ja mida rohkem on sademeid seda intensiivsem on murenemine. Alumiiniumirikast kaoliniiti seostatakse tavaliselt troopilise kliimaga ehk kõrgete temperatuuride ja rohkete

sademetega, seevastu smektiiti-kloriiti seostatakse rohkem parasvöötmelise kliimaga (Velde, 1995; Meunier, 2005; Gislason et al., 2009). Levinuim savimineraal Islandi basaltides on smektiit, kuid sagedased on ka kloriit ja vermikuliit, mis sobivad Islandi jahedamapoolse kliimaga. Taoline augiidi ja oliviini langustrend ning sekundaarsete savimineraalide tõusutrend vanimates basaltides näitab, et basaldid mis on vanemad, kui 3,1 miljonit aastat on hoolimata ebasoodsatest tingimustest Islandil mõjutatud pindmiste murenemisprotsesside poolt, seejuures muutused on täheldatavad juba keskmise vanusegrupi proovides. Savimineraalidest kaoliniidi puudumine viitab aga murenemisprotsesside algstaadiumile (Meunier, 2005).



**Joonis 9.** Mineraalsete faaside murenemistrendid karpdiagrammidel.

Murenemisindeksi CIA (Nesbitt ja Young, 1982) väärtused vahemikus 37–54 näitavad, et kivimid ei ole keemiliselt murenenud või on muutunud vaid vähesel määral (Joonis 10). Võrreldes CIA väärtusi erivanuselistes laavavooludes on märgata nõrka tõusvat trendi vanemate laavavaoolude suunas (Joonis 11). Nesbitt ja Youngi (1982) järgi on värskete basaltide CIA väärtused vahemikus 35–45. Analüüsitud Islandi proovide CIA väärtused jäävad enamasti sarnasesse vahemikku 37–46. Vanemate kui 10 000 aastat proovide CIA väärtused ületavad kõik juba 40 jäädes suures osas vahemikku 42–50. Teistest tunduvalt kõrgema CIA väärtuse 65 annab keskmise vanusegrupi (3,1 miljonit kuni 10 000 aastat vanad) proov TUG-1584-37b, sama kivimpala sisemisest osast tehtud proovi CIA väärtus jääb 50 ringi. Kogu proovile iseloomulikud kõrged kvartsi (18,1–24,2%) ja kloriidi (19,7–21,4%) sisaldused viitavad võimalikule hüdrotermaalsele muutumisele/murenemisele, mis on eriti intensiivne olnud väliskihis.



**Joonis 10.** A-CN-K (*Aluminium-Calcium+Natrium-Potassium*) diagramm koos CIA (*Chemical Index of Alteration*) väärtustega.

**Joonis 11.** CIA (*Chemical Index of Alteration*) trendid erivanuselistes laavavooludes karpdiagrammil.

Kuigi CIA suurimaks puuduseks peetakse fakti, et CIA ei arvesta sekundaarset kaaliumi lisandumist, mis kaasneb metasomatoosiga või savimineraalide illitiseerumisega (Fedo et al., 1995; Maynard, 1992), siis ookeani keskaheliku tüüpi basaltide kaaliumi sisaldus on väike ning arvatavasti murenemisprotsesse ei mõjuta. Ka A-CN-K (*Aluminium-Calcium+Natrium-Potassium*) diagrammil (Joonis 10) jäävad kõik basaldi proovid CN-A telje lähedusse, viidates murenemistrendile, kus nii kaltsiumi ja naatriumi kui ka kaaliumi sisaldused vähenevad, sel ajal kui alumiiniumi sisaldus tõuseb, välistades K poolt põhjustatud metasomatismi või smektiidi

illitiseerumise ilmingud. Samadele järeldustele viitab ka mineraloogias illiidi ja illiit-smektiidi puudumine.

Üle 3,1 miljoni aasta vanuste proovide CIA väärtused keskmise vanusegrupi väärtustest oluliselt ei erine, kuid nende kahe vanusegrupi CIA väärtused erinevad noorimast vanusegrupist (Joonis 11). Arvestades, et enamus keskmise vanusegrupi proove on nooremad kui 0,78 miljonit aastat, siis võib oletada, et keemilise murenemise indeksid näitavad toimunud sekundaarseid muutusi eelkõige esimese ca poole miljoni aasta jooksul. Ebasoodsates kliimatingimustes ning pidevalt liustike poolt mõjutatuna on murenemine Islandil arvatavasti toimunud alles väga lühikest aega ning murenemise intensiivsus on olnud madal.

## 6. Kokkuvõte ja järeldused

Islandi jahe kliima, tugev pindmine erosioon, hõre taimeestik ja vähe arenenud mullakate ei soosi keemilist murenemist. Samuti ei ole kivimite vanused, mis ulatuvad vaid 16 miljoni aastani, võimaldanud murenemiskoorikute väljaarenemist

Sellised piiratud murenemisega just Islandile iseloomulikud tingimused võisid esineda Marsi väga varajases arengufaasis ca 4100–3700 Ma ja Maal 1000–541 Ma tagasi.

Käesoleva magistritöö eesmärkideks oli kirjeldada Islandil domineerivate basaltsete kivimite mineraloogilist-geokeemilist koostist ning seelses jahedas-niiskes kliimas toimuvaid murenemisprotsesse ja selgitada millised sekundaarsed savifaasid moodustuvad basaltsete kivimite põhimassi murenemisel ning võimalusel määrata nende protsesside dünaamika erivanuselistes laavavooludes.

Küllaltki raua- ja magneesiumirikkad Islandi basaldid kuuluvad toleitse magmaseeria kivimite hulka, olles iseloomulikud basaltidele, mis on tekkinud nii ookeani keskaheliku kui ka kuuma täpi piirkonnas. Osade proovide mõningane rikastumine nii leelistest (K, Na) kui ka lubileelistest (Ca) viitab võimalikele hüdrotermaalsetele protsessidele. Hüdrotermaalsetele muutustele viitab ka nende proovide sagedasti suur kvartsi ja albiitse plagioklassi sisaldus ning savimineraalidest kloriidi olemasolu.

Domineerivateks mineraalideks Islandi basaltides on augiit, plagioklass, ja Mg-oliviin. Kolme põhifaasi kõrval olid savifaasidest esindatud smektiit, kloriit ja vermikuliit. Võrreldes erivanuseliste basaltsete kivimite mineraloogilist koostist selgus, et ainult plagikolassi sisaldus oli püsiv. Augiidi ja Mg-oliviini sisaldus langes vanemates laavavooludes nullilähedale samal ajal kui savifaaside sisaldus tõusis vanimates laavavooludes 20 (40)%-ni. Taoline primaarsete mineraalide sisalduse vähenemine ja sekundaarsete savifaaside sisalduse tõus näitab, et basaldid, mis on vanemad kui 10 000 aastat, on mõjutatud pindmistest murenemisprotsessidest. Murenemisindeks (CIA) näitab küll nõrka tõusvat trendi vanemate basaltsete laavavoolude suunas, kuid on enamjaolt siiski madalate väärtusega alla 50-ne. Võib oletada et CIA väärtused on arvatust madalamad, kuna näitavad vaid esimese poole miljoni aasta jooksul toimunud muutusi Islandi basaltides, mis ei ole piisavalt pikk aeg CIA väärtuste tõusuks üle 50-ne.

Lähtudes töös uuritud basaltsete kivimite mineraloogiast ja geokeemiast võib välja tuua järgmised olulisemad järeldused:

1. Islandi basaltide keemiline koostis vastab enamjaolt ookeani keskaheliku basaltide koostisele, kuid on mõjutatud ka kuuma täpi magmatismist ning vähesel määral hüdrotërmaalsetest protsessidest.
2. Mineraloogiline analüüs näitab, et primaarsed mineraalid on rohekm esindatud nooremates laavavooludes ja sekundaarsed savimineraalid (eelkõige smektiit) vanimates laavavooludes.
3. Kuigi Islandi jahe-niske kliima ei soodusta murenemist, siis mineraloogilise analüüsi tulemused näitavad, et basaldid vanemad kui 10 000 aastat on mõjutatud pindmistest keemilise murenemise protsessidest.
4. Murenemisindeksi CIA madalad väärtused ning savimineraalidest kaoliniidi puudumine viitab sellele, et murenemisprotsessid Islandil on toimunud alles väga lühikest aega ja keemilise murenemise intensiivsus on olnud madal.

## **Tänuavaldused**

Autor soovib tänada Jaan Aruvälja panuse eest laboris. Kalle Kirsimäe ja Juho Kirsi abi erudeeritust nõudvate probleemide lahendamisel on raske ülehinnata. Erilised tänud lähevad Peeter Somelarile ja Sirle Liivamäele.

## Kasutatud kirjandus

Arnalds, O. 2004. Volcanic soils of Iceland. *Catena*, 56, 3 – 20.

Arnalds, O. 2008. Soils of Iceland. *Jökull*, 58, 409 - 421.

Astthrrsson, O. S., Gisalon, A., Steingrimur, J. 2007. Climate variability and the Icelandic marine ecosystem. *Deep-Sea Research*, vol. 11, 54, 2456 - 2477.

Björnsson, H. 2002. Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, 35, 255 – 271.

Brigitte, V.V.L., Hervé, G., Gudmundsson, A., Schneider, J-L. 2010. Glaciers and sea ice extent in Iceland during the quaternary. Iceland in the central northern Atlantic, Hotspot, sea currents and climate change, *Ecole Thématique – CNRS – Spring School*. 129 – 134.

Carr, M. H., Head III, J. W. 2010. Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 185 – 203.

Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Bish, D. L. 2010. Weathering and hydrothermal alteration of basalts on Iceland: mineralogy from VNIR, TIR, XRD, and implications for linking Mars orbital and surface datasets. 41st Lunar and Planetary Science Conference, LPI contribution 1858.

Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Bish, D. L. 2011. Aqueous alteration of basaltic lavas in Iceland: an analogue for Noachian Mars. 42st Lunar and Planetary Science Conference, Analogue Sites for Mars Missions, LPI contribution 6020.

Fastook, J. L., Head, J. W., Marchant, D. R., Forget, F., Madeleine, J-B. 2012. Early Mars climate near the Noachian–Hesperian boundary: Independent evidence for cold conditions from basal melting of the south polar ice sheet (Dorsa Argentea Formation) and implications for valley network formation. *Icarus*, vol. 219, no.1, 25 - 40.

Fedo C. M., Nesbitt H. W., Young G. M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, vol. 23, 921 – 924.

Franzson, H., Zierenberg, R., Schiffman, P. 2008. Chemical transport in geothermal systems in Iceland Evidence from hydrothermal alteration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173, 217 – 229.

Geirsdóttir, Á. 2011. Pliocene and Pleistocene Glaciations of Iceland: A Brief Overview of the Glacial History: in J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes (ed.) *Developments in Quaternary Science*, vol. 15, 199 – 210.

Gislason, S. R., Oelkers, E. H., Eiriksdottir, E. S., Kardjilov, M. I., Gisladottir, G., Sigfusson, B., Snorrason, A., Elefsen, S., Hardardottir, J., Torssander, P., Oskarsson, N. 2009. Direct evidence of the feedback between climate and weathering. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 213 – 232.

Gudmundsson, M. T. 2000. Dynamics of volcanic systems in Iceland: Example of Tectonism and Volcanism at Juxtaposed Hot Spot and Mid-Ocean Ridge Systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 107 – 141.

- Gudmundur, G., Einarsson, E., Thoroddsen, R. 2012. Prototype of the Circumboreal Vegetation Map for Iceland: in Talbot, S. S., (ed) Proceedings of the 7th International Conservation of Arctic Flora and Fauna, 5 – 15.
- Harnois, L. 1988. Geochemistry and origin of the Ore Chimney Formation. A Transported Paleoregolith in the Grenville Province of Southeastern Ontario, Canada. *Chemical Geology*, 69, 267 – 289.
- Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G. P. and Schrag, D. P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, vol. 281, no. 5381, 1342 - 1346.
- Ingólfsson, Ó., Norðdahl, H. Schomacker, A. 2010. 4 Deglaciation and Holocene Glacial History of Iceland: in Schomacker A., Krüger, J., Kjaer, K. (ed.) *Developments in Quaternary Science*, vol. 13, 51 – 68.
- Joansson, K. 2007. Silicic volcanism in Iceland: Composition and distribution within the active volcanic zones. *Journal of Geodynamics*, 43, 101 – 117.
- Kennedy, M., Droser, M., Mayer L. M., Peaver, D. and Mrofka, D. 2006. Late precambrian oxygenation; inception of the clay mineral factory. *Science*, 311, 1446 – 1449.
- Maynard, J. B. 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology*, 100, 279 – 289.
- McFadden, L. D., Eppes, M. C., Gillespie, A. R., Hallet, B. 2005. Physical weathering in arid landscapes due to diurnal variation in the direction of solar heating. *GSA Bulletin*, vol. 117, no. 1/2, 161 – 173.
- Meunier, A. 2005. *Clays in Soils and Weathered Rocks*. Clays, Germany, Springer, 231 - 293.
- Mitchell, R. L. and Sheldon, N. D. 2009. Weathering and paleosol formation in the 1.1 Ga Keweenawan Rift. *Precambrian Research*, 168, 271 – 283.
- Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planetary Science Letters*, 62, 53 – 62.
- Nesbitt, H. W., and Young, G. M. 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, vol. 299, 715 - 717.
- Nordt, L. C. and Driese, S. D. 2010. New weathering index improves paleorainfall estimates from Vertisols. *Geology*, 38, 407 - 410.
- Olafsson, H., Furger, M., Brummer, B. 2007. The weather and climate of Iceland. *Meteorologische Zeitschrift*. vol. 16, no. 1, 5 – 8..
- Paquet, F., Dauteuil, O., Hallot, E., Moreau, F. 2007. Tectonics and magma dynamics coupling in a dyke swarm of Iceland. *Journal of Structural Geology*, 29, 1477 – 1493.
- Parker, A. 1970. An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, 107, 501 – 504.
- Pierrehumbert, R. T., Abbot, D. S., Voigt, A. and Koll, D. 2011. Climate of the Neoproterozoic. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 39, no. 1, 417 - 460.

- Price, J. R., and Velbel, M. A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical geology*, vol. 22, 397 - 416.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, Singapore, 352 p.
- Schomacker, A. 2010. Expansion of ice-marginal lakes at the Vatnajökull ice cap, Iceland, from 1999 to 2009. *Geomorphology*, vol. 119, issues 3 – 4, 232 - 236.
- Sharma, K., Self, S., Blake, S., Thordarson, T., Larsen, G. 2008. The AD 1362 Öraefajökull eruption, S.E. Iceland. Physical volcanology and volatile release *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 719 – 739.
- Sheldon, N. D. and Tabor, N. J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews*, vol. 95, no. 1 - 2, 1 - 52.
- Sigmarrsson, O. and Steinthórsson, S. 2007. Origin of Icelandic basalts: A review of their petrology and geochemistry. *Journal of Geodynamics*, 43, 87 - 100.
- Taylor, J. C. 1991. Computer programs for standardless quantitative analysis of minerals using full powder diffraction profile. *Powder Diffraction*, vol. 6, 2 - 9.
- Thordarson, T. and Larsen, G. 2007. Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *Journal of Geodynamics*, 43, 118 - 152.
- Thordarson, T. 2012. Outline of Geology of Iceland. *Chapman Conference 2012*, 1 – 15.
- Traustason, B. and Snorrason, A. 2008. Spatial distribution of forests and woodlands in Iceland in accordance with the corine land cover classification. *Icelandic agricultural sciences*, 21, 39 – 47.
- Trønnes, R. G. 2002. Field trip: Introduction. *Geology and geodynamics of Iceland*. In: S. Planke (ed.) *Iceland 2002 Petroleum Geology Field Trip Guide* (prepared for Statoil Faroes Licence Groups) by Volcanic Basin Petroleum Research, Nordic Volcanological Institute and Iceland National Energy Authority, 23 - 43.
- Velde, B. (ed.) 1995. *Origin and Mineralogy of Clays: clays and the environment*. Springer-Verlag, 334 p.
- Winter, J. D. 2001, *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, 699 p.

## Summary

Weathering processes on Earth (both physical and chemical) are affected by parent rock composition, climatic changes, vegetation, bioactivity and land morphology. While physical weathering is more common in colder climates, chemical weathering begins to dominate in warm and humid climates (e.g. tropical climate). Iceland, located in North-Atlantic Ocean, near the Arctic Circle, with its cold and yet humid climate, poorly formed soils and sparse vegetation doesn't support strong chemical weathering. However these specific climatic conditions are broadly similar to those that might have existed on Earth during Neoproterozoic (1000–541 Mya) and on Mars during Noachian (~4100–3700 Mya) periods. Both of these periods are characterized by formation of secondary (clay)mineral phases which are products of chemical weathering. Therefore in this contribution I study chemical weathering and formation of secondary (clay)mineral phases in Iceland, which could be a possible analogue environment to these important periods on Earth and Mars.

Studied material includes tholeiitic basaltic lava flows from modern to 16 My old eruptions. Collected material from southwest Iceland, near Vatnajökull glacier are older than 3.1 My while samples from the Snæfellsnes peninsula in the western part of Iceland and near Askja volcano in northern territory are generally younger than 3.1 My. Altogether 43 samples were studied by the means of X-ray fluorescence (XRF) and X-ray diffractometry (XRD).

Mineral composition of youngest basalts (<0.01 My) is dominated by well preserved augite, plagioclase and olivine. Only plagioclase is resistant to weathering and has similarly high values in all samples independent of their age. Augite and olivine however are easily affected by chemical weathering, showing decreasing trend in older lava flows. Oldest basalts (>3.1 My) are also characterized by somewhat higher degree of weathering (slightly higher CIA values reach above 50) and by an assemblage of secondary clay phases such as smectite, chlorite and vermiculite (up to 23 wt%) but there is no indication of kaolinite even in the most chemically weathered samples. Although geochemical composition of parent rocks can affect mineralogical composition of the weathered samples, intensity of weathering still shows clear increasing trend from younger (<0.01 My) to older (>3.1 My) lava flows.

In conclusion geochemical composition of Iceland basalts suggests that they belong to tholeiitic series and are influenced by mid-ocean ridge and hotspot magmatism. Also there are indications

of hydrothermal alteration. Although location of Iceland doesn't favour chemical weathering processes, mineralogical results of this study indicate that basalts older than 10 000 years are in fact affected by chemical weathering and low CIA values indicate that these weathering processes have only lasted a very short time.

**LISAD**

**Lisa 1.** Islandi erivanuseliste basaltsete laavavoolude keemiline koostis (wt%) ja proovide geograafilised koordinaadid ning vanused.

Proov	Põhjalaius	Läänepikkus	Vanus (Ma)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	LOI	Summa
TUG-1584-1	64°09'15,8"	16°02'02,9"	> 3,1	48,39	14,15	14,85	5,25	0,20	1,52	0,78	8,52	0,65	3,51	1,88	99,70
TUG-1584-2	64°09'17,9"	16°01'31,1"	> 3,1	49,86	15,64	12,54	5,81	0,22	1,13	0,21	11,03	0,17	1,77	1,40	99,79
TUG-1584-3	64°10'49,1"	15°46'48,4"	0,01-3,1	50,24	15,47	13,91	5,64	0,20	1,35	0,26	9,18	0,29	2,51	0,84	99,90
TUG-1584-4	64°09'47,3"	16°01'16,4"	> 3,1	49,75	13,26	14,77	5,21	0,22	1,50	0,10	7,09	0,40	3,75	3,72	99,76
TUG-1584-5	64°09'51,5"	16°00'49,0"	> 3,1	49,84	14,80	14,45	4,66	0,24	1,75	0,28	8,35	0,28	3,27	1,94	99,85
TUG-1584-6	64°20'38,9"	15°31'18,4"	> 3,1	48,30	12,47	12,46	7,20	0,15	0,90	1,05	7,87	0,20	2,43	6,86	99,90
TUG-1584-7	64°20'36,5"	15°31'23,4"	> 3,1	47,85	12,34	13,41	8,02	0,17	0,58	0,43	8,20	0,22	2,69	5,89	99,80
TUG-1584-8	64°20'35,5"	15°31'23,9"	> 3,1	50,90	14,72	12,07	6,76	0,20	1,07	0,47	9,58	0,31	2,28	1,49	99,83
TUG-1584-9	64°20'35,5"	15°31'23,9"	> 3,1	47,59	13,13	12,42	7,92	0,31	0,85	0,09	9,71	0,29	2,93	4,62	99,85
TUG-1584-10	64°21'16,3"	15°30'00,1"	> 3,1	55,92	13,76	12,23	3,24	0,21	1,58	0,84	6,39	0,65	3,02	1,80	99,65
TUG-1584-11	64°21'21,8"	15°29'58,6"	> 3,1	49,82	12,34	14,82	4,94	0,22	1,23	0,33	7,19	0,49	4,06	4,32	99,75
TUG-1584-12	64°21'21,8"	15°29'58,6"	> 3,1	50,11	15,34	11,49	6,52	0,19	1,18	0,42	9,72	0,29	2,66	1,84	99,77
TUG-1584-13	64°21'21,8"	15°29'58,6"	> 3,1	48,87	16,28	13,36	4,92	0,18	1,34	0,15	10,10	0,31	2,90	1,44	99,84
TUG-1584-14	64°21'21,8"	15°29'58,6"	> 3,1	52,38	12,72	13,96	6,00	0,18	1,02	0,60	5,35	0,45	4,33	2,83	99,82
TUG-1584-15	64°22'56,5"	15°31'17,2"	> 3,1	49,40	17,31	12,68	4,01	0,20	1,49	0,28	10,52	0,25	2,75	0,86	99,75
TUG-1584-16	64°15'40,3"	15°00'30,6"	> 3,1	49,54	13,81	14,95	6,08	0,23	1,91	0,30	7,10	0,41	3,58	1,91	99,81
TUG-1584-17	64°16'17,5"	15°01'46,9"	> 3,1	49,77	13,53	15,94	4,11	0,24	1,18	0,27	8,93	0,41	3,53	1,83	99,72
TUG-1584-18	64°18'49,7"	15°01'05,8"	> 3,1	53,52	12,43	14,47	4,92	0,23	1,59	0,48	7,07	0,39	3,38	1,33	99,83
TUG-1584-19	64°18'49,4"	15°01'01,5"	> 3,1	78,05	10,85	2,17	0,37	0,04	3,46	1,54	1,99	0,02	0,27	1,03	99,80
TUG-1584-20a	64°19'42,4"	15°14'43,4"	> 3,1	48,54	12,99	15,64	3,67	0,24	1,55	0,53	8,72	0,29	2,96	4,63	99,74
TUG-1584-20b				49,56	13,74	15,35	3,41	0,24	1,60	0,58	8,64	0,33	3,22	2,98	99,62
TUG-1584-21	65°05'36,8"	16°09'50,9"	0,01-3,1	49,45	18,20	11,72	5,21	0,20	1,00	0,17	12,46	0,07	1,39	0,00	99,86
TUG-1584-22	65°04'01,6"	16°43'27,7"	< 0,01	50,94	13,30	18,01	3,53	0,27	1,60	0,57	8,21	0,22	3,00	0,00	99,64
TUG-1584-23	65°05'37,2"	16°43'41,4"	< 0,01	50,13	12,76	16,58	4,31	0,27	2,74	0,55	8,86	0,33	2,87	0,34	99,72
TUG-1584-24	64°55'50,0"	23°29'36,7"	> 3,1	48,13	15,14	14,08	7,87	0,21	0,97	0,25	8,56	0,32	2,06	2,29	99,87
TUG-1584-25	64°55'50,7"	23°29'33,8"	0,01-3,1	53,87	15,39	11,65	3,67	0,21	3,34	1,05	8,03	0,40	2,02	0,24	99,86

Proov	Põhjalaius	Läänepikkus	Vanus (Ma)	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	Na2O	K2O	CaO	P2O5	TiO2	LOI	Summa
TUG-1584-26	64°55'50,7"	23°29'33,8"	0,01-3,1	48,85	13,59	15,15	4,96	0,27	0,85	0,73	8,25	0,61	3,40	3,09	99,75
TUG-1584-27	64°50'31,7"	22°14'04,7"	< 0,01	48,21	15,83	12,69	6,84	0,22	1,18	0,59	10,18	0,16	1,77	2,02	99,68
TUG-1584-28	64°51'08,1"	22°13'46,9"	< 0,01	48,48	14,34	13,05	9,03	0,22	1,01	0,60	10,34	0,16	1,82	0,52	99,56
TUG-1584-29	64°52'22,3"	22°11'45,5"	< 0,01	48,83	18,27	11,67	6,58	0,23	1,23	0,48	10,63	0,13	1,55	0,19	99,78
TUG-1584-30	64°51'32,6"	22°21'56,6"	> 3,1	49,44	16,91	12,68	3,93	0,13	2,00	1,22	8,76	1,31	3,27	0,00	99,65
TUG-1584-31	64°52'04,7"	22°21'13,6"	< 0,01	46,63	14,83	9,95	12,46	0,17	2,29	0,66	10,41	0,37	1,64	0,16	99,58
TUG-1584-32	64°49'09,5"	23°22'45,2"	< 0,01	46,75	15,20	13,61	8,14	0,23	1,24	0,80	10,28	0,31	2,87	0,00	99,43
TUG-1584-33	64°45'08,7"	23°54'06,8"	< 0,01	62,18	15,49	8,78	1,06	0,25	2,81	3,04	3,78	0,29	1,26	0,20	99,13
TUG-1584-34	64°53'05,5"	23°35'27,8"	> 3,1	46,45	14,77	13,71	9,64	0,22	1,02	0,05	8,06	0,23	2,20	3,31	99,65
TUG-1584-35	64°51'34,7"	23°30'58,0"	0,01-3,1	48,70	16,67	10,46	6,34	0,20	3,34	1,08	9,46	1,07	2,22	0,12	99,66
TUG-1584-36	64°51'13,4"	23°30'33,8"	0,01-3,1	47,43	15,12	14,30	5,99	0,25	1,33	0,97	9,62	0,66	3,43	0,38	99,49
TUG-1584-37a	64°50'31,5"	23°25'11,4"	0,01-3,1	44,00	11,81	12,15	4,75	0,18	1,09	0,08	14,28	0,16	1,57	9,74	99,81
TUG-1584-37b				52,19	16,79	14,27	4,22	0,27	0,98	0,11	4,10	0,13	1,87	4,92	99,85
TUG-1584-38	64°53'20,7"	23°39'09,3"	0,01-3,1	48,66	16,25	12,95	5,71	0,21	1,54	1,00	9,93	0,43	2,99	0,00	99,67
TUG-1584-39	64°53'20,7"	23°39'09,3"	0,01-3,1	46,34	15,81	15,02	5,69	0,24	0,94	0,76	9,61	0,29	3,26	1,61	99,59
TUG-1584-40	64°53'20,7"	23°39'09,3"	0,01-3,1	46,37	15,57	14,39	5,57	0,25	0,42	0,60	6,50	0,22	3,15	6,54	99,58
TUG-1584-41	64°53'06,1"	23°37'09,4"	> 3,1	48,71	15,19	13,79	6,33	0,23	1,13	0,30	9,31	0,27	2,11	2,40	99,76





## **Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks**

Mina, Rauno Torp (sünnikuupäev: 19.03.1987)

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose

Keemilise murenemise ilmingud Islandi erivanuselistes basaltsetes laavavooludes.

mille juhendajad on Peeter Somelar ja Sirle Liivamägi

1.1.reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;

1.2.üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.

2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.

3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, **24.05.2013**