

# Hautakankaan oksidigabron mineralogia, stratigrafia ja geokemia

Aleksi Salo

Pro gradu -tutkielma

Kaivannaisalan tiedekunta

Oulun yliopisto

2016



Tekijä (Sukunimi ja etunimet) Salo Aleks Petteri	Tutkielman sivumäärä 67+5
Työn nimi Hautakankaan oksidigabron mineralogia, stratigrafia ja geokemia	
Asiasanat: gabro, kerrosintruusio, ilmieniitti, magnetiitti, titaani, Hautakangas, Oijärvi	
Tiivistelmä Tämän työn tarkoituksen oli tutkia Iin kunnan alueella sijaitsevan Hautakankaan gabromuodostuman stratigrafiaa, mineralogaa ja kemiallista koostumusta. Tärkein tutkimuksen osa oli selvittää intruusion eri osien suhde toisiinsa sekä selvittää tarkemmin intruusion evoluutiota. Tutkimuksen kohteena oleva Hautakankaan mafinen-ultramafinen intruusio on Fe-, Ti- ja V-pitoisuuksiltaan mielenkiintoinen. Titaani on määritetty EU:ssa kriittiseksi raaka-aineeksi. Tutkimusaineistona ovat Geologian tutkimuskeskuksen luovuttamat geokemialliset analyysit, litologiset havainnot kairasydämistä sekä 53 ohuthietta, jotka kattoivat kaikki kairauksissa tavatut kivilajit. Mineralogisia tutkimuksia tehtiin WDS-EPMA-laitteistolla Oulun yliopiston elektronioptiikan laitoksella ohuthieistä. Tutkielmassa käsitelty analytiikka koostuu XRF- sekä ICP-MS-analyyseistä.  Hautakankaan intruusio on noin 6 km pitkä ja 150 m leveä, pohjois-eteläsuuntainen, pystyasentoinen, differentioitunut ja tektonisesti pilkkoutunut mafis-ultramafinen intruusio. Se sijaitsee Pudasjärven arkeaisen kompleksin alueella Oijärven-Yli-Iin vihreäkivivyöhykkeen eteläpuolella ja erottuu magneettisella kartalla muista alueen kivilajeista. Fe-Ti-V-rikkaat kivet sijaitsevat intruusion keskiosassa massiivisena-semimassiivisena yksikkönä. Piroitteinen Fe-Ti-V-mineralisaatio tavataan intruusion koko pituudelta. Intruusiota leikkaavat proterotsooiset ja varhaisproterotsooiset mafiset juonet.  Intruusio on tunkeutunut Tannilan granodioriitin ja Oijärven-Yli-Iin vihreäkivivyöhykkeen väliseen kontaktivyöhykkeeseen. Intruusio voidaan stratigrafisesti jakaa neljään pääyksikköön: 1. alaosan ultramafinen peridotiittiyksikkö, 2. keskiosan gabronoriitti sekä pyrokseeniitti, 3. yläosan oksidipiroitteinen monzodioriitti ja 4. pohjoisosan breksia. Massiivinen-semimassiivinen Fe-Ti-V-esiintymä liittyy keskiosan pyrokseeniittiin. Stratigrafiset yksiköt eroavat toisistaan mineralogisesti sekä raudan ja titaanin oksidien määrän suhteen. Intruusion eri osien kontakti ovat sekä vaihettuvia että teräviä. Mahdollisesti ferropikriittinen kantamagma on fraktioivan kiteytymisen kautta muodostanut pirotteisen ja massiivisen-semimassiivisen oksidigabron. TiO <sub>2</sub> -pitoisuus on enimmillään 13,9 p-% ja Fe-pitoisuus 49,2 p-%. Ilmeniittiä ja magnetiittia tavataan sekä suotautuneina sekarakeina että omina erillisinä rakeinaan. Intruusion mineralogia on muuttunut myöhäismagmaattisissa prosesseissa huomattavasti: ilmieniitti on muuttunut paikoin kauttaaltaan leukokseeniksi ja pyrokseenit uraliitiksi. Sen sijaan aivan massiivisimmassa oksidimalmissa ilmieniitti ei ole lainkaan muuttunut.	
Muita tietoja	
Päiväys: _____ / _____ 201_____ Laatijan allekirjoitus: _____	

## SISÄLLYS

<b>1. JOHDANTO</b> .....	<b>1</b>
<b>2. TITANIN KÄYTTÖ JA TUOTANTO</b> .....	<b>3</b>
<b>3. ORTOMAGMAATTISET FE-TI-V-ESIINTYMÄT</b> .....	<b>5</b>
<b>4. TUTKIMUSALUEEN GEOLOGIA</b> .....	<b>10</b>
4.1 PUDASJÄRVEN KOMPLEKSI .....	10
4.2 HAUTAKANKAAN ALUE .....	12
<b>5. ALUEEN AIKAISEMMAT TUTKIMUKSET</b> .....	<b>14</b>
<b>6. TUTKIMUSMENETELMÄT</b> .....	<b>16</b>
<b>7. HAUTAKANKAAN GEOLOGIA</b> .....	<b>18</b>
7.1. YLEISTÄ .....	18
7.2. HAUTAKANKAAN INTRUSION STRATIGRAFIA .....	21
7.2.1 Stratigrafia .....	21
7.2.2. Alavyöhyke .....	23
7.2.3. Keskivyöhyke .....	25
7.2.4. Alempi ylävyöhyke .....	28
7.2.5. Ylempi ylävyöhyke .....	29
7.2.6. Breksia .....	33
7.3. HAUTAKANKAAN ALUEEN MUUT KIVILAJIT .....	33
7.3.1. Ultramafiset juonet .....	33
7.3.2. Felsiset juonet .....	33
7.3.3. Melagabro .....	36
7.3.4. Diabaasijuonet .....	38
<b>8. MINERALOGIA</b> .....	<b>40</b>
8.1. SILIKAATIT .....	40
8.1.1 Oliviiini .....	40
8.1.2 Pyrokseeni .....	41
8.1.3 Plagioklaasi .....	43
8.2 AKSESSORISET MINERAALIT .....	45
8.3 MALMIMINERAALIT .....	46
8.3.1. Oksidit .....	46
8.3.2. Sulfidit .....	52
<b>9. GEOKEMIA</b> .....	<b>53</b>
9.1. PÄÄALKUAINEEET .....	54
9.2. HIVENALKUAINEEET .....	55
<b>10. KESKUSTELU JA JOHTOPÄÄTÖKSET</b> .....	<b>59</b>
<b>11. KIITOKSET</b> .....	<b>62</b>
<b>12. KIRJALLISUUSLUETTELO</b> .....	<b>63</b>

Liite 1. Mikroanalyysituloksia Hautakankaan intruusiosta

## 1. Johdanto

Geologian tutkimuskeskus (GTK) sai 1990-luvun alussa päätökseen aerogeofysikaaliset matalalentomittaukset arkeisen Pudasjärven kompleksin alueella. Lentomittausten tulokset julkaistiin vuonna 1994, ja tämän jälkeen GTK:n käynnisti alueen tarkemmat geologiset tutkimukset. Näiden tutkimusten tarkoituksena oli saada lisätietoa alueen varsin huonosti tunnetusta kallioperästä ja sen mineraalipotentialista. Geofysikaalisen matalalennon alkuperäinen tarkoitus oli selvittää, onko alue kallioperältään sopiva paikka sijoittaa lineaarinen hiukkaskiihdytin. Aerogeofysikaalisen matalalentoaineiston valmistuttua yhtä aikaa alueellisen moreeninäytteenoton analyysitulosten kanssa kävi ilmi, että alueen moreenissa on viitteitä kullasta, sinkistä, lyijystä, kuparista ja nikkelistä. Aiemmin Pudasjärven kompleksia oli pidetty malminetsinnällisesti mielenkiinnottomana granitoidialueena. Tämän lisäksi matalalentoaineisto osoitti kuitenkin, että alueella on laaja-alainen, magneettisella kartalla näkyvä liuskejako - arkeinen Oijärven-Yli-Iin vihreäkivivyöhyke (Kuva 1).

Yksi matalalentomittauksen esiintuomista mielenkiintoisista alueista oli Hautakangas, jossa havaittiin pitkänomainen, NE-SW-suuntainen magneettinen anomalia Oijärven-Yli-Iin vihreäkivivyöhykkeen eteläosassa (Kuva 4). Tunnusteluluontoiset geofysikaaliset maastomittaukset aloitettiin alueella vuonna 2006 tämän anomalian selvittämiseksi. Tämän jälkeen magneettiseen anomaliaan kairattiin reikä, jolla paikannettiin Ti-, Fe- ja V-pitoisuuksiltaan mielenkiintoinen gabromuodostuma. Kairaukset ja geofysikaaliset tutkimukset jatkuivat vuosina 2007-2008 (Juopperi 2008, Iljina 2009, Konnunaho et al. 2010).

Käyttäen GTK:lta saatua Hautakankaan tutkimusaineistoa tämän pro gradun –tutkielman tavoitteena on ollut tutkia Hautakankaan gabromuodostuman stratigrafiaa, mineralogaa ja kemiallista koostumusta. Lisäksi selvitettiin muodostuman geologista evoluutiota ja suhdetta muihin vastaaviin intruusioihin Suomessa.





Kuva 1. Tutkimusalueen sijainti. Tutkimusalue rajattu punaisella raamilla ja kairareikien sijainti merkitty punaisilla palloilla.

## 2. Titaanin käyttö ja tuotanto

EU on määrittänyt titaanin kriittiseksi raaka-aineeksi. Suomessa on käynnissä titaanin liittyviä kaivosprojekteja sekä hyvä titaanin löytymispotentiaali (Geologian tutkimuskeskus 2010). Konnunahon (2010) valtausraportista ilmenee, että Hautakankaalla tavataan raudan ja vanadiinin ohella merkittäviä titaanipitoisuuksia. Vain alle 10 % titaanista päätyy metallisen titaanin tuotantoon, sillä ~90 % siitä käytetään titaanidioksidin ( $\text{TiO}_2$ ) tuotantoon (Seong et al. 2009). Titaanidioksidi on myrkytön, vaalea pigmentti, jota käytetään maaleissa, muoveissa, kumeissa ja paperissa sekä kosmetiikassa. Titaanidioksidin ominaisuuksiin kuuluu korkea taitekerroin ja kirkkaus, mikä tekee siitä ideaalisen aineen pintamateriaaleissa. Titaanipigmentti sietää myös hyvin uv-säteilyä, ja sen pintaominaisuudet ovat heijastavia. Näiden ominaisuuksien vuoksi sitä käytetään myös esim. aurinkovoiteissa. Metallista titaania käytetään keveytensä sekä ruosteen- ja lämmönkestonsa ansiosta merenkulku- ja avaruusteknologiassa. Titaania käytetään myös seosaineena rautajalosteiden valmistuksessa. Seosaineena titaani tekee jalostetusta raudasta kestävämpää, keveämpää sekä vähentää korroosion vaikutusta. Titaanin hintataso on titaanin yleisyydestä huolimatta korkea johtuen kalliista ja energiaa kuluttavista tuotantoprosesseista (Hurless ja Froes 2002).

Titaani on maankuoren neljänneksi yleisin alkuaine ja yhdeksänneksi yleisin koko planeetan mittakaavassa. Titaani esiintyy pääkomponentteina mineraaleissa anataasi, brookiitti, ilmeniitti, perovskiitti, rutiili ja titaniitti (Emsley 2001). Näistä mineraaleista ilmeniitillä, rutiililla ja titaniitilla on taloudellista merkitystä. Merkittävin titaanin lähde on ilmeniitti, josta saadaan 80 % maailmalla käytetystä titaanista. Titaania saadaan pääasiassa kahdesta erityyppisestä esiintymästä: 1) magmaattisista mafis-ultramafisista intruusioista, joissa pääasialliset malmimineraalit ovat raudan ja titaanin muodostamat oksidit: ilmeniitti ( $\text{FeTiO}_3$ ), hemoilmeniitti (seossarja  $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) ja magnetiitti ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), sekä 2) placer-tyyppisistä rutiiliesiintymistä ( $\text{TiO}_2$ ) (Gross 1996). Oksidimuotoisen titaanin pitoisuuden tulee taloudellisessa esiintymässä olla vähintään 25 p-%  $\text{TiO}_2$  (Evans 1997).

Kanadan isot titaaniesiintymät Grenvillen (Quebec) alueella (Davidson 2008) sekä Norjan Tellnesin esiintymä liittyvät anortosiittisiin intruusioihin, joissa oksidit esiintyvät niin massiivisena-semimassiivisena kuin pirotteisina malmityypeinä (Rose 1969). Nämä intrusiot ovat useimmiten muita alueen kivilajeja nuorempia (Evans 1997). Tämän tutkimuksen kohteena oleva Hautakankaan intruusio edustaa magmaattista esiintymätyyppiä. Magmaattisissa esiintymissä vallitseva oksidimineralogia määrittelee, onko kyseinen esiintymä taloudellisesti

kiinnostava raudan ja titaanin vai pelkän raudan hyödyntämisen kannalta. Lisäksi esiintymissä tavataan usein taloudellisia pitoisuuksia vanadiinia. Toisinaan vanadiini saattaa luoda puitteet esiintymän taloudelliseen hyödyntämiseen, kuten on ollut esimerkiksi Mustavaarassa (Karinen et al. 2015).

Raudan valmistuksessa muodostuva kuona sisältää myös jonkin verran titaania ja se usein jatkojalostetaan. Ilmeniittiesiintymät ovat yleensä karkearakeisia ilmeniittirakeita sisältäviä ja vähemmässä määrin titanomagnetiittia, joka on magnetiitin ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) ja ulvöspinellin ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) seos. Suotuisissa titaanipitoisissa magnetiittiesiintymissä magnetiitti, ilmeniitti ja titaanipitoinen magnetiitti esiintyvät omina erillisinä rakeinaan, jolloin voidaan tuottaa suhteellisen puhdasta magnetiittia, jossa on jopa alle 1 p.-% titaania (Gross 1996). Esiintymien hyödyntämisen ongelma on siinä, että usein niissä on liikaa rautaa, jolloin titaanipitoisuus jää liian alhaiseksi. Toisinaan raudan ja titaanin mineraaleja ei voi mekaanisesti tai kemiallisesti erotella toisistaan mineralogisista syistä (Rose 1969).

### 3. Ortomagmaattiset Fe-Ti-V-esiintymät

Ortomagmaattiset Fe-Ti-V-esiintymät liittyvät mafis-ultramafisiin magmakiviin, jotka ovat myös merkittäviä isäntäkiviä Ni-Cu-Co-PGE- sekä Cr-malmeille maailman laajuisesti. Joissakin esiintymissä on myös huomattava määrä apatiittia (Rose 1969, von Gruenewaldt 1993). Fe-Ti-V-malmit esiintyvät isäntäkivissään linsseinä, leikkaavina juonimaisina malmityyppinä tai kerroksina ja pirotteina. Pääasialliset malmimineraalit ovat hemo-ilmeniitti, ilmeniitti ja titaanipitoinen magnetiitti. Monimutkaiset suotaumatekstuurit sekä parageneesiin ja kiteytymisjärjestykseen viittaavat mineraalisuhteet ovat aina esiintymäkohtaisia (Gross 1996). Intruusiot ovat muodostuneet syvällä kuoressa anorogeenisen ja ekstensionaalisen tektoniikan yhteydessä. Jotkin titaaniesiintymiä sisältävistä intruusioista muodostuvat mantereen reuna-alueilla orogeenian jälkeen saarikaari-tyyppiseen magmatismiin liittyen (Gross 1997).

Ortomagmaattisten titaanimalmien esiintyminen jakaantuu karkeasti kahteen esiintymätyyppiin, joiden pääasialliset ominaisuudet on lueteltu alla (Gross 1996, Gross et al. 1997):

#### 1. Ilmeniittimalmit

- Massiiviset anortosiitti-intruusiot
- Pääasiallinen malmimineraali on ilmeniitti
- Massiivisia epäsäännöllisiä leikkaavia tai kerrosmyötäisiä yksiköitä
- Ovat muodostuneet 1,65-0,9 miljardia vuotta sitten
- Mineraaliseurue: Plagioklaasi, pyrokseeni, oliviini, granaatti, biotiitti, apatiitti, ulvöspinelli, kvartsi, sarvivälke, rutiili ja magneettikiisu

#### 2. Titaanipitoiset magnetiittimalmit

- Malmit liittyvät leukogabro-, gabro-, anortosiitti- ja noriitti-intruusioihin, joskus myös intermediaärisiin kiviin.
- Pääasiallinen malmimineraali on titaanipitoinen magnetiitti.
- Massiivisia epäsäännöllisiä tai kerroksellisia yksiköitä
- Erotuksena tyyppiin 1 myös pirotteinen mineralisaatio tavallista
- Isäntäkivi on usein selkeästi differentioitunut ja näin ollen kerroksellinen.
- Muodostuminen ei ole sidottu geologiseen aikaan.

- Mineraaliseurue: Plagioklaasi (labradoriitti), oliiviini, pyrokseenit sekä pieniä määriä apatiittia, titaniittia, rutiilia, spinelliä, biotiittia, rikkikiisua, kuparikiisua ja magneettikiisua.

Fe-Ti-V-esiintymät kuuluvat yleensä osana kerrokselliseen mafiseen-/ultramafiseen intruusioon, joka on differentioitunut Fennerin trendin mukaisesti, kuten on tapahtunut esimerkiksi Skaergaardin intruusiossa (McBirney 1989). Wagerin et al. (1969) teorian mukaan kerroksellisuus muodostuu, kun magma differentioituu kiteytymisen edetessä ja muodostuneiden kiteiden laskeutuessa magmakammion pohjalle. In situ -mallissa täysin kiteytymätön magma alkaa magman jäähtymisen seurauksena kiteytyä reunoiltaan alkaen ja differentioituu sitä mukaa (Wager et al. 1960). Kerroksellisuuden muodostumista kontrolloivat useat tekijät, kuten uusien magmapulssien tuoma uusi magma jo osittain fraktioituneeseen ja kiteytyneeseen magmasäiliöön. Intruusiot on usein liitetty vaipan pluumitoimintaan, jossa muodostuu suuri määrä basalttista magmaa mantereisen kuoren repeämisen aikana. Kerrosintruusiot ovat pääosin iältään prekambria johtuen tuon ajan korkeammasta geotermisestä gradientista (Winter 2010).

Kerrosintruusiot sisältävät fraktioivan kiteytymisen tuottamia kumulaattisarjoja, jolloin kantamagman tunnistaminen voi olla vaikeaa alkuaineiden ja mineraalien fraktioituttua eri kerrokseen (Reynolds 1985a). Varsinkin suuret kerrosintruusiot kiteytyvät hitaasti, jolloin monet myöhäis- tai postmagmaattiset prosessit muuttavat alkuperäisiä kivilajeja. Ymmärrettävästi kerrokset eivät aina noudata ideaalisen mallin mukaista kaavaa, vaan eri prosessit muovaavat kustakin intruusioista uniikin kokonaisuuden. Useimmiten eri metallien esiintymät liittyvät tiettyyn kerrokseen kerroksellisessa intruusiossa. Esiintymien muodostumisen kannalta tärkeä prosessi on magman jatkuva syöttö ja jatkuvasti tapahtuva magmakammioon jäävän aineksen rikastuminen metalleista. Oksidien kiteytymistä kontrolloi lisäksi hapen fugasiteetti, jonka arvo on myös riippuvainen jatkuvasta uuden magman syötöstä (Reynolds 1985a).

Fe-Ti-V-oksidiyesiintymät muodostuvat kerrosintruusioissa tyypillisesti niiden yläosiin pitkällisen fraktioitumisprosessin muodostettua raudasta ja titaanista rikastunutta jäännössulaa. Joskus intruusion kantamagma on Fe-rikas tholeiittinen magma, kuten esim. Ushuswana- ja Rooiwater-intruusioissa (Winter 1965, Reynolds 1978). Fe-Ti-V-esiintymän muodostumista kontrolloivia tekijöitä ovat magman  $Fe_2O_3/FeO$ -suhde ja sitä säätelevä hapen fugasiteetti sekä lämpötila ja magman vesipitoisuus (Reynolds 1985a). Fraktioituminen Fennerin trendin mukaan johtaa lopulta  $Fe_2O_3$ -pitoisen faasin kiteytymiseen magmasta, ensin kromiitti, sitten magnetiitti (Irvine 1975, Wilson 1989). Fe- ja Ti-rikas silikaattisula syntyy intruusion kiteytymisen loppuvaiheessa raudan rikastuessa sulaan. Titaanipitoisen magnetiitin kiteytymistä kontrolloi hapen fugasiteetin jaksoittainen kohoaminen. Sulan koostumus on edennyt kohti tilaa, joka ei suosi magnetiitin eikä

Ti-pitoisen magnetiitin kiteytymistä. Näin stratigrafisesti ylempiin osiin voi muodostua titaanirikkaita kerroksia (Reynolds 1985a).

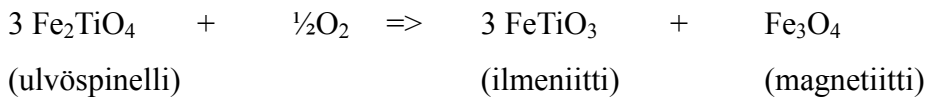
Kerroksellisuuden muodot vaihtelevat intruusiokohtaisesti. Eri ominaisuudet, kuten laajuus, paksuus, mineraalikoostumus, raekoko ja tekstuurit ovat lähes uniikkeja kaikille intruusioille, vaikka yhtäläisyyksiäkin on. Vaihtelusta voidaan päätellä, että kerroksellisuuden muodostumista ohjaa useampi mekanismi (Näslund & McBirney 1996). Kerroksellisuuden muodostuminen tapahtuu useassa eri vaiheessa intruusion muodostumisen aikana; magmakammion täytyminen, kiteiden laskeutuminen, magman kuljetuksessa tapahtuva eriytyminen, uudet magmapulssit ja magmojen sekoittuminen voivat vaikuttaa kerroksien muodostumiseen. Muita mekanismeja ovat magman jäähtymisestä ja lämpenemisestä johtuva konvektio, kiteytymisen aikainen tektoniikka, pakkautuminen, magman aiheuttama deformaatio ja kiteiden erkaneminen virtaavasta sulasta. Kaikkiin näihin vaikuttavat magmakammion olosuhteet, kiteytymisnopeus, hapen fugasiteetti, paine ja sekaantumattomien sulien muodostuminen. Myöhäismagmaattiset prosessit kuten huokostiloissa liikkuvat fluidit, metasomaattiset muutokset ja kontaktimetamorfoosi vaikuttavat osaltaan kerroksellisuuden muodostumiseen.

Kokeellisesti on osoitettu, että sekaantumattoman oksidi- (magnetiitti:apatiitti = 2:1) ja silikaattisulan (dioriitti) muodostuminen on mahdollista (Philpotts 1967). Näslund (1976) osoitti, että sekaantumaton FeO-sula voi erkaantua felsisestä magmasta  $fO_2$ :n ollessa korkea. Sekaantumattomien sulien muodostuminen tehostuu Fe-, P- ja Ti- konsentraatioiden kasvaessa, mutta Ca- ja Mg-pitoisuuksien kasvaessa sulien muodostuminen hiipuu (Näslund 1983). Esimerkiksi anortosiittisissa intruusioissa tavattavien Fe- ja Ti-rikkaiden erkaantumien muodostuminen selittyy näiden kokeiden tuloksilla. Muodostunut silikaattista sulaa tiheämpi oksidisula painuu magmakammiossa jo osittain kiteytyneeseen silikaattiseen kiviainekseen (Bateman 1951). Sekaantumattoman oksidisulan muodostuminen ja sen vaikutus malminmuodostuksessa on kuitenkin epävarmaa huolimatta siitä, että prosessi on voitu kokeellisesti todistaa (Robb 2005).

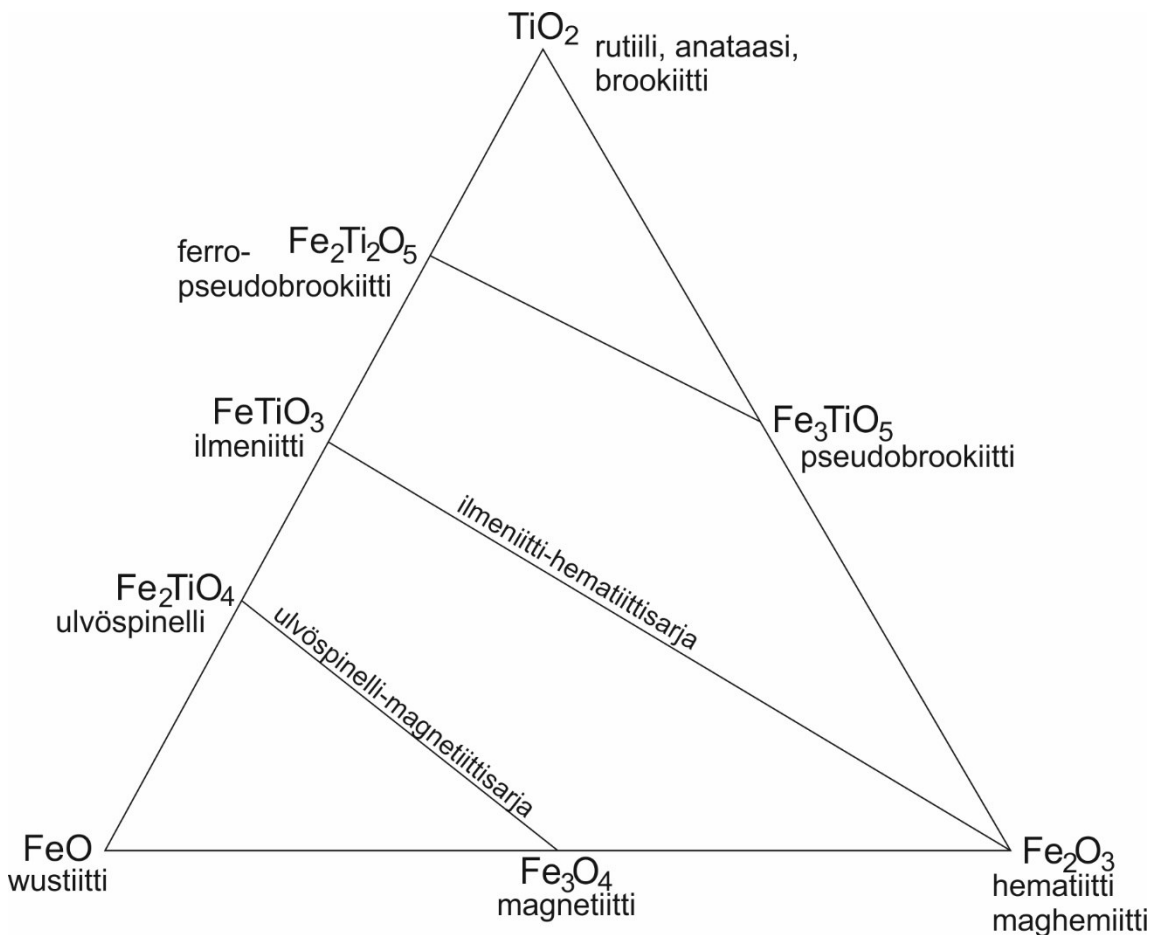
Magmaattisten rautamalmien oksidit kuuluvat kemiallisesti Fe-Ti-O-systeemiin (Kuva 2). Magmakivissä rautaoksidien koostumus on magnetiitti-ilmeniittiparin välillä. Felsisissä magmakivissä magnetiitin suhde ilmeniittiin on suurempi kuin emäksisissä, ja mafiset yksiköt sisältävät noin 5 % opaakkeja oksideja, kun felsisissä niitä on noin 1 %. Magnetiitti ja ulvöspinelli muodostavat seossarjan yli 600 °C:n lämpötiloissa. Lämpötilan laskiessa seossarja alkaa kuroutua erilleen kahden päätejäsenen välillä. Lämpötilan lasku kiihdyttää prosessia



edelleen, ja ulvöspinelli- ja magnetiitti-päätejäsenet suotautuvat erilleen. Ulvöspinellin suotautuessa se hapettuu ilmeniitiksi seuraavan reaktion mukaisesti (Buddington ja Lindsley 1964):



Deuterisen jäähtymisen jatkuessa ja veden ollessa läsnä tarjoamassa happea reaktioon oksidimineraalit muodostavat lamellaarisia yhteenkasvettumia. Hapen määrän lisääntyessä magnetiittia voi muodostua enemmän. Reaktion tuloksena syntyneiden hemoilmeniitin ja titanomagnetiitin koostumuksista voidaan laskea yhtä aikaa se lämpötila ja hapen fugasiteetti, jossa mineraalit tasapainottuivat (esim. Lattard et al. 2005).



Kuva 2. Fe-Ti-O-systeemin mineralogia.

Haggertyn (1976a) mukaan jäähtymisen nopeudella on merkitystä, sillä nopeasti jäähtyvissä magmassa Fe-Ti-oksidiin välinen seossarja voi pysyä pitkiäkin aikoja metastabiilissa tasapainossa. Sitä vastoin hitaasti jäähtyvissä mafisessa intruusiossa on basaltisiin laavoihin

verrattuna saman verran Fe-Ti-oksida, mutta seossarjan päätejäsenten erilleen kuroutuminen on päässyt etenemään pidemmälle. Alueellinen metamorfoosi myös usein aiheuttaa mekaanista deformaatiota ja Fe- ja Ti-oksidiin uudelleen kiteytymistä karkearakeisemmiksi. Erityisesti korkeamman asteen alueellinen metamorfoosi ylemmän amfiboliitti- ja alemman granuliittifasiuksen olosuhteissa johtaa Fe- ja Ti-oksidiin voimakkaaseen muodostumiseen. Tämä johtaa edelleen siihen, että magnetiitin raekoon ja suhteellisen määrän kasvaessa kiven magneettinen susceptibiliteetti nousee alkuperäistä korkeammaksi. Metamorfisissa kivissä oksidiin koostumus on monipuolisempi johtuen sekundäärisistä prosesseista, kun taas primääreissä magmakivissä koostumus lähentelee magnetiitti-ilmeniittiparin koostumusta (Grant 1985).



## 4. Tutkimusalueen geologia

### 4.1 Pudasjärven kompleksi

Pudasjärven arkeisen kompleksin alueelta on julkaistu 1:400 000 –mittakaavainen kallioperäkartta ja sen karttalehtiselitys (Enkovaara et al. 1952, 1953). Alueen geologia on ollut suhteellisen tuntematonta aina 1990-luvun alkupuolelle saakka, kunnes alueelta saatiin uudet matalalentogeofysikaaliset mittaustulokset. Alueen heikko geologinen tuntemus johtuu osin myös heikoista paljastumaolosuhteista. Esimerkiksi Enkovaara et al. (1953) toteavat, että Oijärven ja Siuruanjoen välisessä maastossa on satojen neliökilometrien laajuinen alue, jolta ei ole tavattu yhtään paljastumaa. Karttaselitystä ja muutamia kohteellisia malminetsintätutkimuksia lukuun ottamatta alueella ei ollut 1990-luvun alkuun mennessä tehty merkittävää geologista tutkimusta. Käsitys Pudasjärven kompleksin geologiasta on tarkentunut entisestään aerogeofysikaalisten mittausten jälkeen GTK:n suorittamien tutkimusten ansiosta merkittävästi (Juopperi 2008; DigiKp 2016).

Pudasjärven kompleksia ympäröivät sitä nuoremmat kivilajiyksiköt: pohjoisessa varhaisproterotsooinen Peräpohjan liuskealue, idässä Keski-Lapin graniittikompleksi ja Hirvaskosken siirrosvyöhyke, etelässä Oulujärven hirtovyöhyke ja lännessä sekä lounaassa Pohjois-Pohjanmaan liuskealue. Pudasjärven kompleksin pääkivilajeja ovat arkeiset granitoidiset gneissit ja migmatiitit. Granitoidien sisällä on sulkeumina amfiboliitteja ja vihreäkivivyöhykkeiden vulkaniittien ja sedimenttien jäänteitä. Nuoremmat graniitit ja diabaasit leikkaavat alueen muita kivilajeja terävästi (Enkovaara et al. 1953, Laajoki & Luukas 1988, Kärki 1991, Sorjonen-Ward & Luukkonen 2005). Pudasjärven arkeisen kompleksin alueelta löytyvät myös Suomen vanhimmat kivet; Siuruan gneissin ikä on n. 3,5 miljardia vuotta (Mutanen ja Huhma 2003).

Kompleksin keskiosassa sijaitsee N-S-suuntainen, 80 km pitkä myöhäisarkeinen Oijärven-Yli-Iin vihreäkivivyöhyke. Se koostuu pääosin mafisista ja ultramafisista vulkaniiteista sekä grauvakkamaisista, paikoin grafiittipitoisista kiilleliuskeista ja tuffiiteista (Juopperi ja Karvinen 2000). Kuvassa 3 on esitetty uusi Geologian tutkimuskeskuksen digitaalinen kallioperäkartta tutkimusalueelta, Oijärven vihreäkivivyöhykkeen eteläosista.

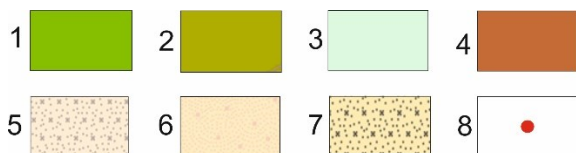


**Selite**

- Kairatut reiät
- Tutkimusalue

0 1,25 2,5 5 km

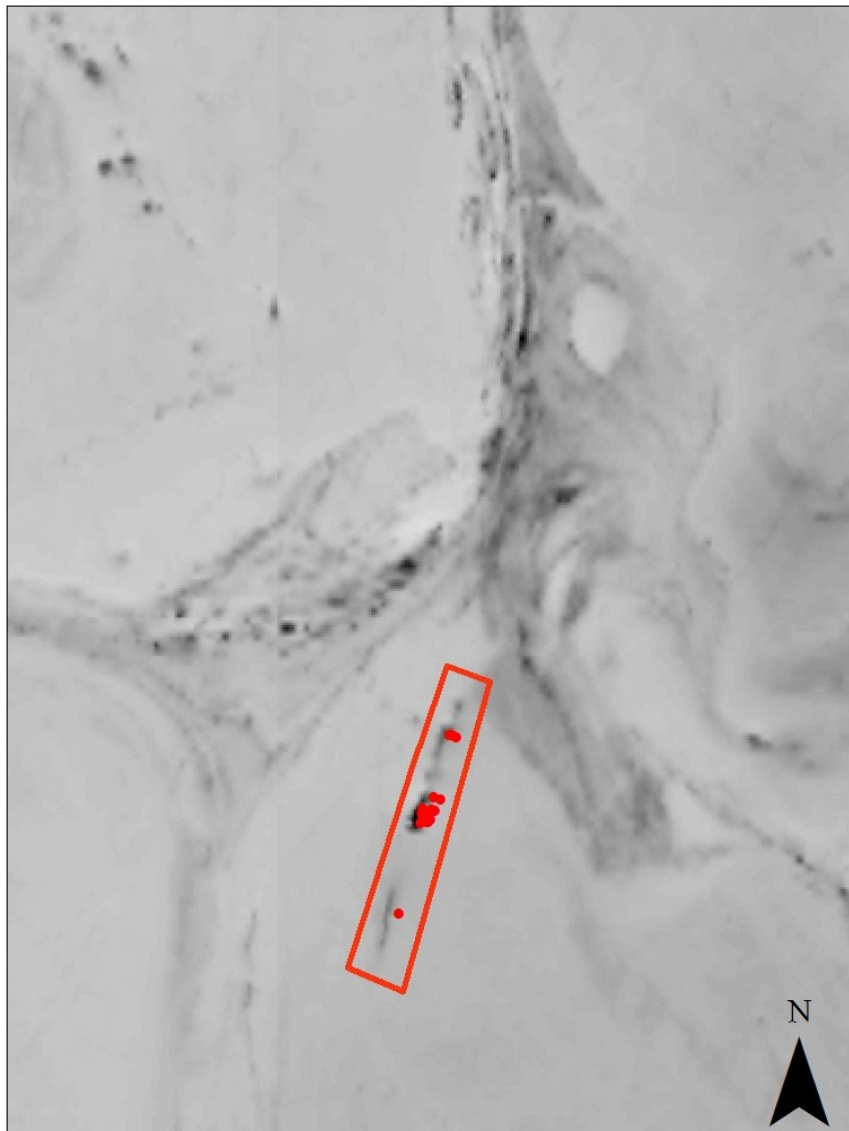
1:100 000



Kuva 3. Digitaalinen kallioperäkartta (Digikp 2016) Oijärven-Yli-Iin vihreäkivivyöhykkeen eteläosasta (vrt. kuvan 1 magneettiseen karttaan). Tutkimusale rajattu punaisella raamilla ja kairareikien sijainti merkitty punaisilla palloilla. Selitykset: 1) Mafisia vulkaniitteja 2) ultramafisia vulkaniitteja, 3) kiilleliuske, 4) Hautakankaan gabro, 5) tonaliitti, 6) arkeinen tonaliittigneissi, 7) Tannilan granodioriitti, 8) kairauspaikka.

## 4.2 Hautakankaan alue

Tutkimuksen kohteena oleva Hautakankaan intruusio sijaitsee Iin kunnassa Oijärven kylässä karttalehden (UTM) S4342 (1: 25 000) alueella, noin 70 km Oulusta pohjoiseen (Kuva 1). Alueen korkeus merenpinnasta on 100-115 metriä. Moreenin paksuus on syväkairausten perusteella 10-30 metriä (Kuva 5). Yleisesti alueen maasto on osin soista ja tasaista kangasmaastoa. Moreenia peittää soisilla alueilla ohut turvekerros. Lähimmät ja ainoat tutkimusalueen paljastumat sijoittuvat Kivijoen rantaan (Konnunaho et al. 2010).



### Selite

- Kairatut reiät
- Tutkimusalue

0 1,25 2,5 5 km

1:100 000

Kuva 4. Hautakankaan tutkimusalue sekä kairareikien sijoittuminen. Pohjalla aeromagneettinen harmaasävykartta.

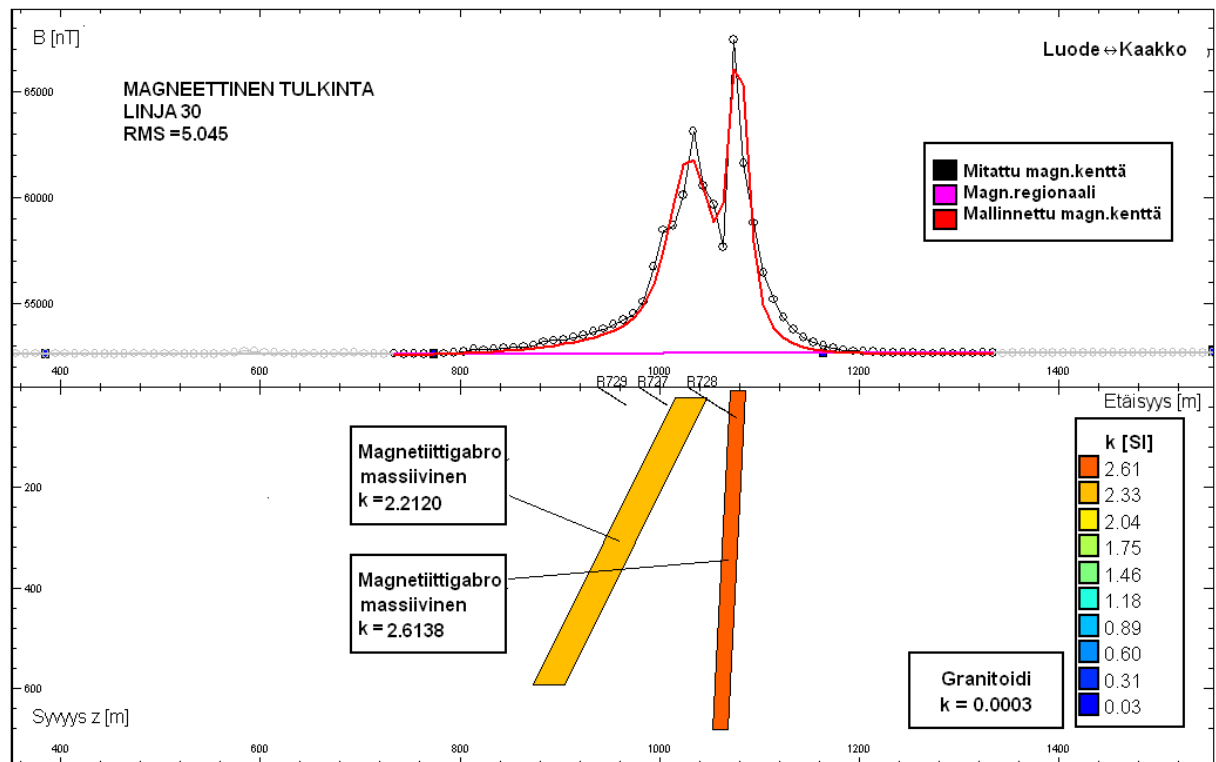
Hautakankaan intruusio sijaitsee Oijärven vihreäkivivyöhykkeen eteläosassa ja lähellä sen kontaktia (Kuva 3). Intruusiota ympäröi arkeinen Tannilan granodioriitti, joka kuuluu arkeeseen Siuruan granitoidikompleksiin. Hautakankaan intruusio on Tannilan granodioriittia nuorempi, mikä käy ilmi intruusion ja granodioriitin välisestä kontaktista. Hautakankaan muodostumaa ympäröivien granitoidien koostumus on enimmäkseen granodioriittinen, mutta Pudasjärven kompleksin alueelta tavataan myös tonaliittisia ja graniittisia variantteja. Tannilan granodioriitti on enimmäkseen asultaan syväkivimäinen, mutta myös gneissimäisiä granitoideja tavataan. Granitoideja leikkaavat graniitti- ja pegmatiittijuonet sekä proterotsooiset diabaasijuonet. Nämä diabaasijuonet leikkaavat myös Hautakankaan mafisen intruusion kivilajeja. Nykykäsityksen mukaan Hautakankaan intruusio sijaitsee Tannilan granodioriitin ja Oijärven vihreäkivivyöhykkeen välisessä kontaktivyöhykkeessä, jonka voidaan havaita magneettisissa matalalentokartoissa jatkuvan pitkälle etelään (Kuva 4). Tämä kontaktipinta on ollut suotuisa paikka mafiselle intruusiolle purkautua (Konnunaho et al. 2010).

## 5. Alueen aikaisemmat tutkimukset

Geologian tutkimuskeskus toteutti vuosina 2003-2008 tutkimuksia arkeisen Pudasjärven kompleksin alueella. Ennen vuotta 2007 Hautakankaan alue oli tutkimuskohteena "Pudasjärven kompleksin kallioperän ja raaka-ainevarojen kartoitus" -hankkeessa (Juopperi 2008, Iljina 2009). Tämän jälkeen tutkimukset jatkuivat "Pohjois-Suomen emäksisten magmakivien malmivarojen kartoitus" -hankkeessa (Hanke 2701008) vuodesta 2007 alkaen. Pudasjärven kompleksin osalta GTK:n suorittamat tutkimukset saatiin päätökseen 2008. Tutkimukset tarkensivat tietoa alueen kallioperästä sekä sen malmipotentialista. Hautakankaan alueen tutkimuksista vuosina 2006-2008 on julkaistu tutkimusraportti (Konnunaho et al. 2010) sekä yksi pro gradu -tutkielma (Ronkainen 2008).

Hautakankaan alueen tutkimuksen lähtökohtana oli alueen geologian sekä matalalentokartoilla havaitun voimakkaan magneettisen anomalian selvittäminen (Iljina 2009, Juopperi 2008, Konnunaho et al. 2010). Vuonna 2006 Hautakankaan alueella kairattiin 3 reikää pituudeltaan yhteensä 184 metriä. Kairauksissa lävistettiin reiällä 35212006R0728 noin 26 metriä paksu mafiseen intruusioon liittyvä massiivinen-semimassiivinen oksidilinssi ja noin 7,8 metriä paksu oksidipiroitteinen osa. Kairausten jälkeen suoritettiin tarkentavia geofysikaalisia maastomittauksia painovoimamittauksilla sekä sähköisillä ja magneettisella menetelmällä. Tutkimuksia jatkettiin kesällä 2007 käyttäen VLF-R-, painovoima- ja magneettisuusmittauksia. Vuosina 2007-2008 kairauksia suoritettiin yhteensä 2293 metriä. Viimeisen kairausvaiheen aikana kävi ilmi, että esiintymän piroitteinen osa on arvioitua laajempi ja huomattavasti massiivista-semimassiivista osaa suurempi.

Ronkainen (2008) on käsitellyt pro gradu -tutkielmassaan Hautakankaan alueen geofysikaalista mittausaineistoa. Hän arvioi Hautakankaan esiintymän muotoa ja dimensioita sekä mahdollisten sivumalmioiden olemassaoloa. Maastomittausten tulkinnan lisäksi Ronkainen käsittelee kairasydämille (R727, R728, R729) tehtyjä petrofysikaalisia mittaustuloksia. Mitattuja suureita olivat tiheys sekä magneettinen susceptibiliteetti ja remanenssi. Osalle näytteistä (R727 ja R728) on tehty myös sähköisiä mittauksia, joista on saatu selville kiven ominaisvastusarvoja. Ronkaisen tulkinnan mukaan magneettisen anomalian aiheuttava Hautakankaan massiivinen-semimassiivinen oksidimuodostuma olisi lähes pystyasentoinen kappale (Kuva 6).



Kuva 6. Ronkaisen (2008) tulkinta Hautakankaan massiivisen-semimassiivisen magnetiittigabron syvyysulottuvuudesta.

Hautakankaalla ekonominen mielenkiinto kohdistuu erityisesti korkeisiin Ti- ja Fe-pitoisuuksiin. Tehdyissä rikastuskokeissa ilmeniitirikasteen Ti-pitoisuus ( $\text{TiO}_2$  45 p.-%) oli hyvä, mutta saanti jäi huonoksi, vain noin 20 prosenttiin, johtuen ilmeniitin muuttumisesta leukokseeniksi. Magnetiitirikasteen Fe-pitoisuus oli 66,5 p.-%. Magnetiitirikasteeseen jäi 3,8 p.-%  $\text{TiO}_2$ :ia, mikä alentaa rikasteen käytettävyyttä. Magnetiitirikasteen pitoisuutta alentaa ilmeniitin esiintyminen magnetiitissa suotaumina (Karhunen 2010, Konnunaho et al. 2010). Massiivisen-semimassiivisen magnetiittimalmin määrän on arvioitu karkeasti olevan 50 metrin tasolle noin 1,2 Mt. Mikäli tutkimuksia päätetään jatkaa, on seuraava vaihe rikastusteknisten ongelmien ratkaisu (Juopperi 2008, Iljina 2009).

## 6. Tutkimusmenetelmät

Hautakankaan alueella on suoritettu syväkairauksia T-56-kalustolla vuosina 2006-2008. Syväkairauksista saaduista kairasydämistä on valittu näytteitä petrologisiin tutkimuksiin ja malmitutkimuksiin yhteensä 825 kappaletta. Kairasydämet on raportoitu ja kuvattu digitaalikameralla GTK:n Rovaniemen yksikön kairasydänvarastolla Lepikontiellä. Tässä työssä hyödynnetään kairauksista saatua aineistoa, kuten syväkairausraportteja, kemiallista analytiikkaa ja ohuthieitä. GTK luovutti tekijän käyttöön aineiston, johon tämä työ perustuu. Aineiston käsittelyssä on käytetty IOGas-, Surpac-, ArcGIS- ja Microsoft Office -ohjelmistoja.

Malmianalyyseihin valitut näytteet ovat olleet pääosin 1-2 metrin pituisia. Kairasydän on sahattu halki timanttisahalla ja toinen puoli on murskattu mangaaniteräsleuoilla varustetulla murskaimella ( $> 70\% < 2\text{ mm}$ ), minkä jälkeen se on ositettu ja jauhettu karkaistussa hiiliteräsjauhinastiassa rengasmyllyllä. Toinen puoli on varastoituna Rovaniemellä. Kemialliset analyysit on tehty Labtium Oy:n laboratoriossa Espoossa ja Rovaniemellä. Näytteistä on analysoitu ICP-AES-menetelmällä kulta, platina ja palladium (laboratorion menetelmätunnus 704P). Samalla tekniikalla on tehty myös monialkuainemääritykset 25 gramman näytteestä (laboratorion menetelmätunnus 720P).

Petrologisiin analyyseihin valitut näytteet ovat olleet pituudeltaan pääosin 15-20 cm. Näytteet on halkaistu timanttisahalla, minkä jälkeen ne on murskattu, ositettu ja jauhettu teräsjauhinastiassa. Petrologisia analyysejä on tehty jauhepuristeista XRF-menetelmällä (laboratorion menetelmätunnus 175X) yhteensä 84 kpl. Hivenalkuainemäärityksiä ICP-MS-tekniikalla on tehty 50 kpl (laboratorion menetelmätunnus 308M). Lisäksi hiilianalyysaattorilla on tehty 8 kpl hiilianalyysejä (laboratorion menetelmätunnus 811L).

Hautakankaan kivistä on teetetty yhteensä 57 kpl kiillotettuja ohuthieitä, joista 53 kpl GTK:n ohuthielaboratoriossa Kuopiossa ja 4 kpl Oulun yliopiston ohuthielaboratoriossa. Ohuthieitä on tutkittu Oulun Yliopiston Geotieteiden laitoksen optisen laboratorion polarisaatiomikroskoopilla ja niistä on otettu valokuvia digitaalikameralla samassa paikassa. Yhdeksästä ohuthieestä on tehty Oulun yliopiston Elektronioptiikan laitoksen mikroanalyysaattorilaitteistolla (WDS-EPMA) mineraalien koostumusmäärityksiä yhteensä 192 kpl. Lisäksi GTK:n mikroanalyysaattorilaitteistolla Espoossa on tehty kahdesta hieestä magnetiitin (25 kpl), ilmieniitin (28 kpl) ja

ilmeniittilamellien (22 kpl) koostumusmäärytyksiä sekä amfibolien koostumusmäärytyksiä (10 kpl).

Käyttäen Satmagan menetelmää (laboratorion menetelmätunnus 891G) magnetiitin määriä määritettiin kahdesta kairasydäimestä (R-734 ja R-740) yhteensä 143 kpl. Massasuskeptibiliteettimittauksia tehtiin yhteensä 34 kpl yhdestä reiästä (R-728). Koeluontoisia märkämagneettisia separointeja (DDT-määrytykset) tehtiin 7 kpl massiivisesta-semimassiivisesta oksidimalmista kaksilla eri säädöillä (Konnunaho et al. 2010).



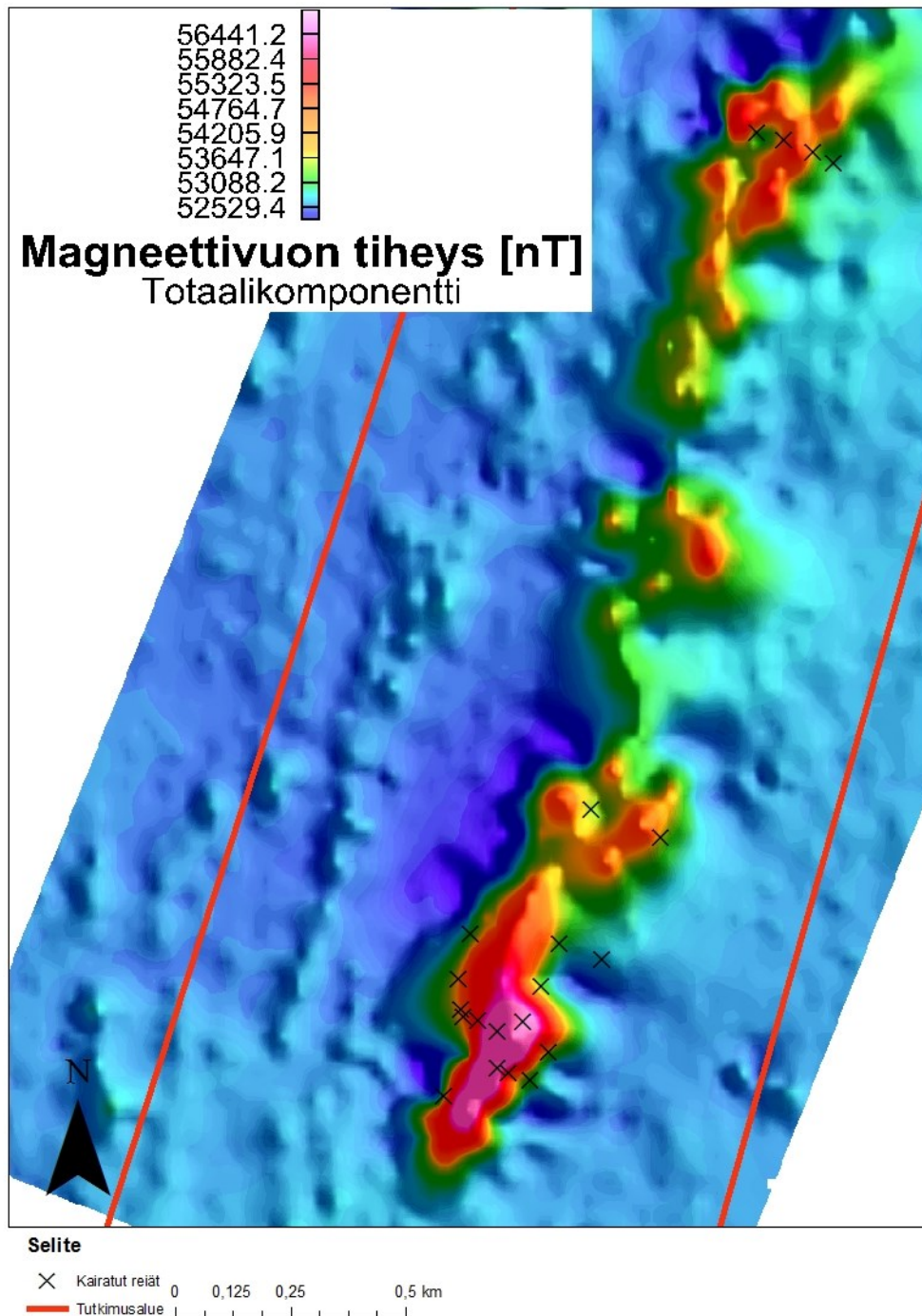
## 7. Hautakankaan geologia

### 7.1. Yleistä

Hautakankaan intruusion pituus on noin 6 km ja leveys leveimmillään noin 100–150 metriä. Magneettisen tulkinnan (Ronkainen 2008) mukaan alapinnan syvyys vaihtelee välillä 60–600 m syvyyden ollessa pohjoisosassa enimmillään jopa 1000 metriä. Arviot perustuvat syväkairauksiin sekä geofysikaalisiin mittauksiin ja niistä tehtyihin tulkintoihin (Kuva 6). Intruusio erottuu selkeästi alueen muista kivilajeista niin gravimetristen kuin magneettisten mittausten pohjalta tehdyistä tulkinnoista (Kuva 7). Alueella ei esiinny merkittäviä johteita. Magneettisen anomalian aiheuttaa intruusion sisältämä magnetiitti. Alueen muut kivilajit ovat korkeintaan heikosti magneettisia, eivätkä niin tiheitä kuin Hautakankaan muodostuman kivet. Ronkaisen (2008) tulkintaa pystyasentoisesta magneettisesta ja tiheästä kappaleesta tukevat myös kairasydämistä tulkittu intruusion pysty (80-90°) asento.

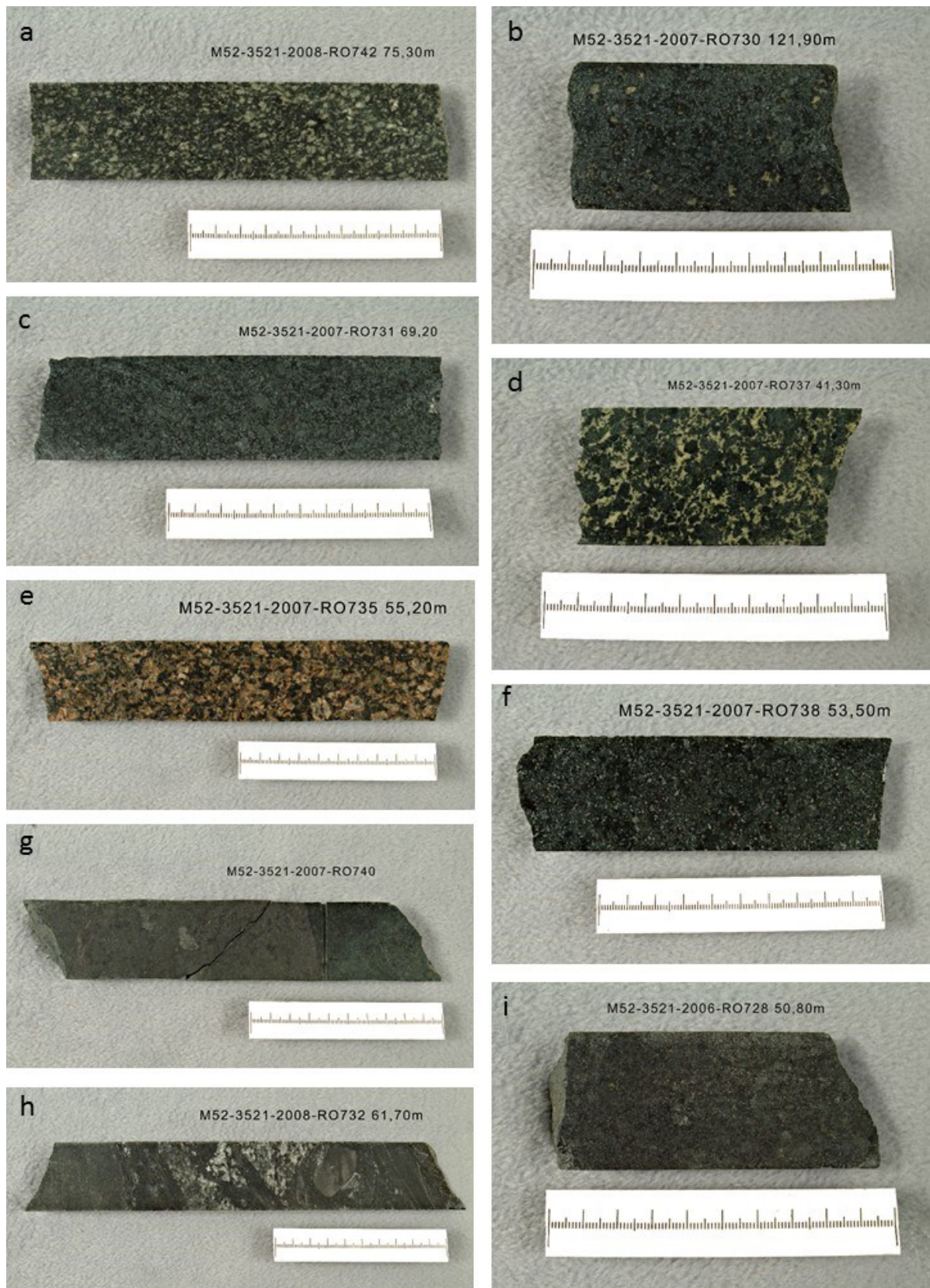
Intruusion muoto on magneettisen matalalentoaineiston pohjalta laaditussa tulkinnassa juonimainen ja haarautuu pohjoisosassa kahdeksi rinnakkaiseksi vyöhykkeeksi. Intruusio on todennäköisesti ollut alkujaan yksi iso yhtenäinen intruusio, joka on lohkoutunut tektonisesti, mitä tukevat kairauksissa havaitut kivilajiyksiköiden stratigrafiset epäjatkuvuudet. Intruusio sijaitsee Tannilan granodioriitin ja Oijärven vihreäkivivyöhykkeen välisellä rakenteellisella rajapinnalla. Tämä rajapinta tarjoaa myös intruusion purkautumiselle sopivan geologisen ympäristön (Konnunaho et al. 2010).

Hautakankaan intruusion tarkka ikä on tuntematon. Ikämäärittelyyn valituista näytteistä ei saatu separoitua zirkonia huolimatta korkeasta Zr-pitoisuudesta (200-300 ppm). Suhteellinen ikä Hautakankaan intruusiolle voidaan kuitenkin määrittää, koska se leikkaa Tannilan granodioriittia ollen siten sitä nuorempi. Kairasydämistä voidaan havaita, että intruusion kontaktissa granodioriitti on muuttunut ja osittain sulanut. Tästä kertovat granitoidin poikkeuksellinen porfyyrinen asu ja geokemiallisen koostumuksen muuttuminen. Lisäksi intruusiosta tavataan sulkeumina granodioriitin jäänteitä. Intruusiota leikkaavat varhaisproterotsooiset NW-SE-suuntaiset diabaasijuonet, mikä tekee intruusiosta näitä vanhemman. Intruusion pohjoisosassa sijaitsevan breksian kivilajikappaleet sisältävät arkeisten granitoidien ja liuskeiden kappaleita.



Kuva 7. Hautakankaan alueen magneettinen kartta. Kairareivät merkitty mustilla rasteilla ja tutkimusalueen rajat punaisella viivalla.

Vuollo (1994) on tutkinut 2,45-1,98 miljardia vuotta sitten Fennoskandian kilvellä tapahtunutta mafista magmatismia, johon liittyy vaihtelevan kokoisia mafisia-ultramafisia intruusioita sekä eri ikäisiä mafisia juoniparvia. Hautakankaan intruusion muodostuminen voi olla kytköksissä samoihin magmaattisiin tapahtumiin. Osa Pudasjärven kompleksin alueella tavattavista mafisista juoniparvista on samansuuntainen (NE-SW) kuin Hautakankaan intruusio.



Kuva 8. Hautakankaan eri kivilajeja halkaistuissa kairasydämissä. a) Leukogabro, b) magnetiittigabro, c) peridotiitti, d) gabro, e) monzoniitti, f) magnetiittigabro, g) magnetiittigabron ja pyrokseeniitin kontakti, h) felsinen breksia, i) magnetiittigabro.

## 7.2. Hautakankaan intruusion stratigrafia

Kivilajien nimeämisessä tässä työssä on käytetty IUGS:n suosittelemaa, Streckeisenin (1976) luomaa luokittelua sekä felsisille että mafisille ja ultramafisille magmakiville. Irvinen (1982) kumulusterminologiaa on käytetty kuvaamaan kivien rakennetta ja asua sekä mineraalien suhteita toisiinsa. Meta-etuliitettä ei ole selkeyden vuoksi käytetty metamorfoitumisesta huolimatta, koska kivet voidaan tekstuurin perusteella tunnistaa magmakiviksi. Kuitenkaan metamorfoosista johtuen hieistä ei pysty määrittelemään tarkkaa primääriä modaalista mineraalikoostumusta. Sen vuoksi kivilajien määrittämisessä on käytetty CIPW-normien mukaista laskennallista normatiivista mineraalikoostumusta (Konnunaho et al. 2010). Normatiivisen mineraalijakauman tukena on käytetty polarisaatiomikroskoopin avulla suoritettuja pistelaskuja eli modaalista koostumusta. Normatiiviset laskennalliset koostumukset ja hieistä tehdyt modaaliset koostumukset ovat yhteneviä.

### 7.2.1 Stratigrafia

Hautakankaan intruusion voidaan kairasydänhavaintoihin perustuen sanoa olevan differentioitunut kerroksellinen intruusio, joka on tektonisoitunut ja pilkkoutunut. Intruusion yksinkertaistettu stratigrafinen tulkinta on esitetty kuvassa 9. Intruusion osien väliset suhteet ja kontaktit näkyvät hyvin kairasydämistä. Tarkka stratigrafian ja potentiaalisten siirrosten määrittäminen vaatii lisätutkimuksia. Differentioituminen käy ilmi niin makroskooppisista kairasydänhavainnoista kuin kivien geokemiasta (Kuvat 21-23).

Hautakankaan intruusion kuuluvat seuraavat vyöhykkeet, joita erottavat toisistaan sekä vaihettuvat että terävät kontaktit:

- 1) *Alaosan ultramafinen peridotiittisyksikkö* koostuu lähinnä sekundäärisistä mineraaleista. Peridotiitin oliviinirakeet ovat muuttuneet serpentiiniksi ja talkiksi. Peridotiitissa esiintyy jonkin verran oksideja tasaisena pirotteena. Enimmäkseen ne ovat magnetiittia, mutta myös ilmeniittia esiintyy. Peridotiittia on tavattu ainoastaan intruusion eteläosassa.
- 2) *Keskiosan gabronoriitti sekä pyrokseeniitti*, joka on homogeeninen ja tumman-/harmaanvihertävä, Päämineraali on sekundäärinen amfiboli, joka on kumulumineraalina esiintyneen pyrokseenin muuttumistulos. Interkumulumineraalina esiintyy vähäisissä määrin plagioklaasia. Jonkin verran esiintyy myös biotiittia ja toisena päämineraalina amfibolien lisäksi ovat magnetiitti ja ilmeniitti. Oksidit esiintyvät pyrokseeniitissä sekä



pirotteisena että massiivisena-semimassiivisena. Massiivisessa-semimassiivisessa osassa magnetiitti- ja ilmeniittirakeet esiintyvät enimmäkseen muuttumattomina. Oksidigabrosta esiintyy myös felsisellä materiaalilla kontaminoitunut variantti, jota kutsutaan hybridigabroksi. Oksidipirotteista pyrokseeniittia tavataan kautta koko muodostuman. Massiivinen-semimassiivinen oksidimuodostuma sijoittuu välittömästi peridotiitin tuntumaan sen pohjoispuolelle.

- 3) *Yläosan oksidipirotteinen monzodioriitti*, jonka pyrokseenit ovat muuttuneet amfiboleiksi. Väritään monzodioriitti on vaaleanharmaa. Tässä osassa päämineraali on plagioklaasi, joka on lähes kauttaaltaan saussuriittiutunut. Pirotteisessa oksidigabrossa ilmeniitti on enimmäkseen muuttunut leukokseeniksi, mikä ilmenee makroskooppisesti kairasydänten pinnalla valkeana pirotteena. Mikroskooppitutkimuksissa voidaan havaita pirotteen harvenevan kerrossarjassa ylöspäin mentäessä. Kivi muuttuu yleisesti asultaan punertavaksi ja plagioklaasi vyöhykkeelliseksi. Kemialliselta koostumukseltaan kivi on monzodioriitti-monzogabro. Monzodioriittia tavataan kautta koko intruusion kontaktissa oksidipirotteisen pyrokseeniitin kanssa. Ylävyöhyke voidaan jakaa mineralogisesti alempaan ja ylempään osaan oksidien ja mafisten ja felsisten mineraalien määrän vaihtelun mukaan.
- 4) *Pohjoisosan breksia*, jonka matriksi on felsinen ja klasteista löytyy niin granitoideja kuin liuskeita. Hautakankaan intruusion kuuluvia kiviä ei ole breksian klastien joukossa havaittu.

Felsinen breksia	Ei oksideja	
Monzodioriitti	Oksidit pirotteena	Ylävyöhyke
Gabronoriitti/ pyrokseeniitti	Oksidimalmi (pirotteinen/massiivinen)	Keskivyöhyke
Peridotiitti	Oksidit pirotteena	Alavyöhyke

Kuva 9. Hautakankaan intruusion stratigrafinen tulkinta ja oksidien esiintymistavat.

### 7.2.2. Alavyöhyke

Alavyöhykkeen pääkivilaji on peridotiitti, jonka primäärimineraaleja ovat olleet oliviini ja pyrokseenit (Kuva 8). Oliivinirakeet ovat kokonaan muuttuneet metamorfoosissa verkkosilikaateiksi. Muuttuneet oliviinin idiomorfiset pseudomuodot ovat edelleen selkeästi tunnistettavissa. Niistä voidaan päätellä kiven olleen oliviiniortokumulaatti (Kuva 10). Oliivin keskimääräinen raekoko on ollut ennen serpentiiniytymistä noin 2 mm. Kivi sisältää serpentiiniä 80 %. Serpentiinin raekoko on < 0,5 mm. Oksidit esiintyvät tasaisena, mutta harvana pirotteena noin 1,0 mm:n kokoisina rakeina. Oksideista suurin osa on hypidiomorfista magnetiittia, mutta myös pieniä määriä muuttumatonta ilmeniittiä esiintyy. Ilmeniitti on sekä lamelleina magnetiitissa, että omina < 1,0 mm:n kokoisina rakeinaan. Suurin osa ilmeniitistä on muuttunut leukokseeniksi. Pyrokseeni on alun perin ollut interkumulusmineraali. Nyt pyrokseenirakeet muodostavat sekalaisen massan hienorakeisia sekundäärisiä silikaattimineraaleja. Rikkikiisua esiintyy harvakseltaan.





Kuva 10. Serpentiiniittiytynyt oliivikumulaatti. Opaakit mineraalit ilmeniittiä ja magnetiittia. Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R731 31,65 m



### 7.2.3. Keskivyöhyke

Keskivyöhyke on enimmäkseen vihreää-harmaanvihreää, amfibolirikasta gabronoriittia. Mineralogia on osittain sekundäärinen. Gabronoriitin primäärit pyrokseenirakeet ovat muuttuneet amfiboliksi. Amfibolirakeiden koko on 1,0-10 mm, ja ne ovat asultaan sälöisiä. Alkuperäinen pyrokseeni on ollut kumulusmineraali. Pyrokseenin muuttuminen on kivilajiyksikön reunoilla intensiivisempää kuin keskiosissa.

Melanokraattinen gabronoriitti sisältää massiivisen-semimassiivisen, 26 metriä paksun oksidirikkaan linssin (Kuva 12), jossa päämineraaleja ovat magnetiitti ja ilmeniitti (Ø 0,5-3,0 mm) sekä näiden muodostamat sekarakeet. Oksidien määrä massiivisessa-semimassiivisessa osassa on jopa 75 p.-%. Massiivisen-semimassiivisen esiintymän keskiosissa ilmeniitti on pääosin muuttumatonta, ja sen osuus oksideista on 30-40 prosenttia. Tämän massiivisen-semimassiivisen malmilinssin pituus on nykyisen kairaustiedon mukaan noin 150 metriä ja lävistysten pituudet ovat vaihdelleet välillä 8–30 m (Konnunaho et al. 2010). Massiivisen-semimassiivisen osan kontaktit piroitteiseen ovat paikoin terävät, mikä viittaisi sekaantumattoman oksidisulan muodostumiseen.

Ilmeniitin muuttuminen käy intensiivisemmäksi siirryttäessä melagabron reunaosiin kohti leukogabroa (Kuva 11). Ilmeniitti muuttuu itsenäisissä rakeissa reunoiltaan leukokseeniksi, ja ilmeniittilamellit magnetiitin sisällä ovat usein muuttuneet kauttaaltaan leukokseeniksi.

Aksessorisena interkumulusmineraalina esiintyy poikiliittinen plagioklaasi, joka erityisesti intruusion reunaosissa esiintyy karkearakeisina oikokrysteinä. Lisäksi tavataan vähän apatiittia, joka on melagabron reunaosissa ja monzodioriitin sekä pyrokseniitin muodostamassa hybridigabrovyyhykkeessä sauvamainen. Biotiittirakeet sijaitsevat amfibolien reunoilla ja mafisten mineraalien sisällä. Karbonaattia on juonina ja hajarakeina. Aksessorisina mineraaleina tavataan harvakseltaan pirotteista rikkikiisua, magneettikiisua sekä kuparikiisua.





Kuva 11. Metapyrokseniittia alavyöhykkeen reunaosista. Ilmeniitti on voimakkaasti muuttunutta (harmaa syherö opaakkien reunoilla). Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R737 53,60 m.



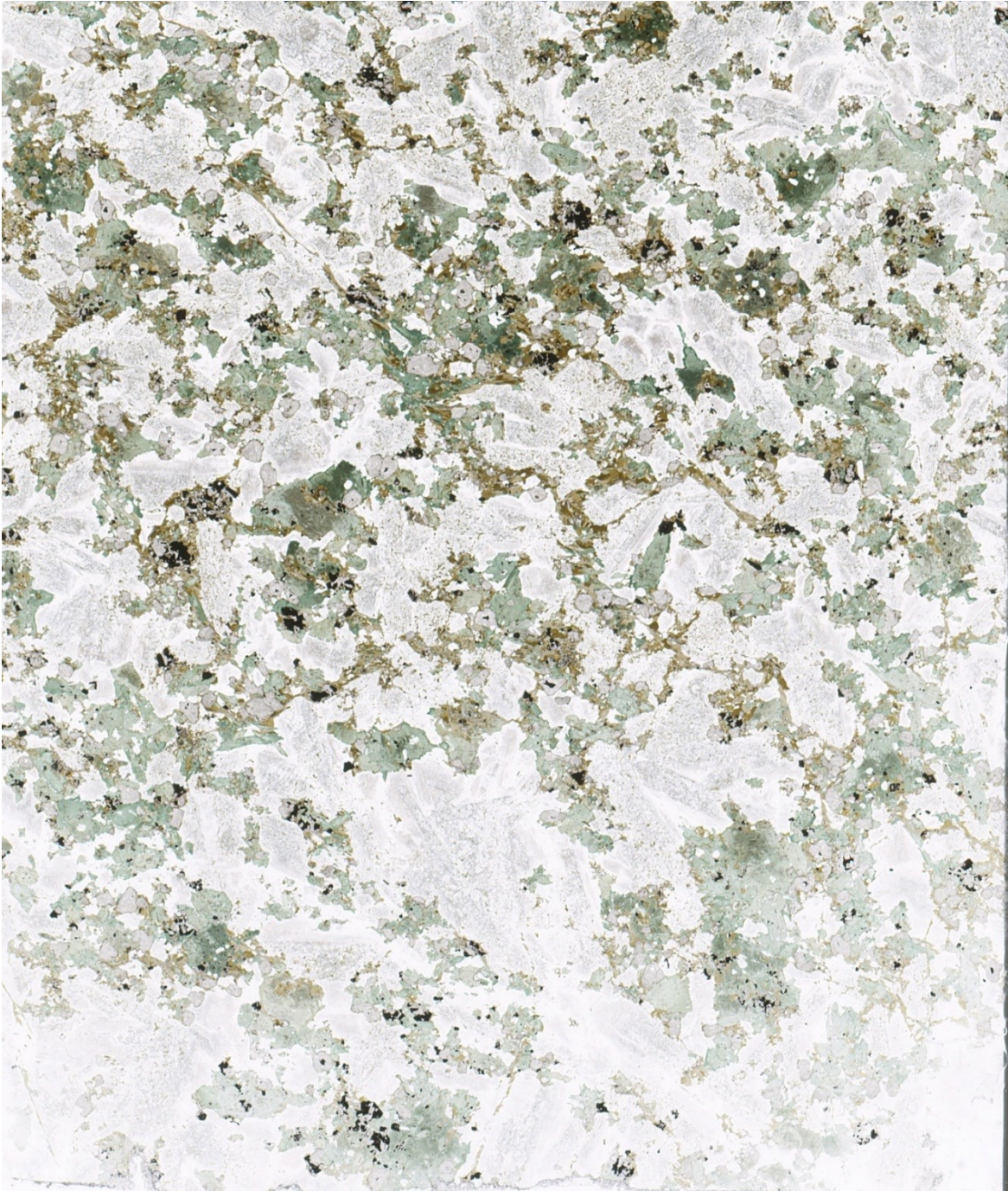


Kuva 12. Oksidirikkaimpia osioita Hautakankaan muodostumasta. Oksidit ovat tässä säilyneet primääreinä. Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R728 55,20 m.



#### 7.2.4. Alempi ylävyöhyke

Alempaan ylävyöhykkeeseen kuuluu porfyyrinen ja paikoin erittäin karkearakeinen, vaalea monzodioriitti (Kuva 13). Päämineraalina on plagioklaasi, jonka raekoko on 5,0-10 mm, mikä antaa kivelle sen porfyyrisen asun. Plagioklaasi on makroskooppisesti vihertävän harmaata sävyn tullessa plagioklaasirakeiden saussuriittiutumista. Plagioklaasirakeista voidaan polarisaatiomikroskoopilla havaita niiden sisältävän runsaasti hienorakeista epidoottia. Kiven sisältämät primäärit pyrokseenirakeet ovat muuttuneet lähes kokonaan amfiboliksi, jonka asu on sälöinen ja raekoko 1,0–3,0 mm. Monzodioriitissa esiintyy oksideja pirotteena. Niiden määrä vaihtelee 5-20 prosentin välillä. Oksidien osuus vähenee gabron muuttuessa leukokraattisemmaksi, ja suurin osa niistä on hypidiomorfista magnetiittia. Ilmeniitin osuus oksideista on 10-20 prosenttia. Ilmeniittirakeiden reunoilla on muuttumiskehä, joka koostuu leukokseenista. Magnetiitissa ilmeniittilamellit ovat suurelta osin muuttuneet leukokseeniksi. Aksessorisiin mineraaleihin kuuluu plagioklaasissa suotaumina esiintyvä kalimaasälpä. Apatiitti esiintyy sauvamaisina rakeina. Biotiittia tavataan pitkänomaisina rakeina plagioklaasirakeiden rajapinnoilla ja amfibolien reunoilla. Karbonaatti esiintyy juonina ja yksittäisinä rakeina. Rikkikiisu ja kuparikiisu esiintyvät harvakseltaan, ja zirkonia esiintyy vain vähän.



Kuva 13. Monzodioriitti. Kivessä voimakkaasti muuttuneita (harmaa syherö opaakkien ympärillä) ilmeniittirakeita ja magnetiittia. Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R734 89.90 m.

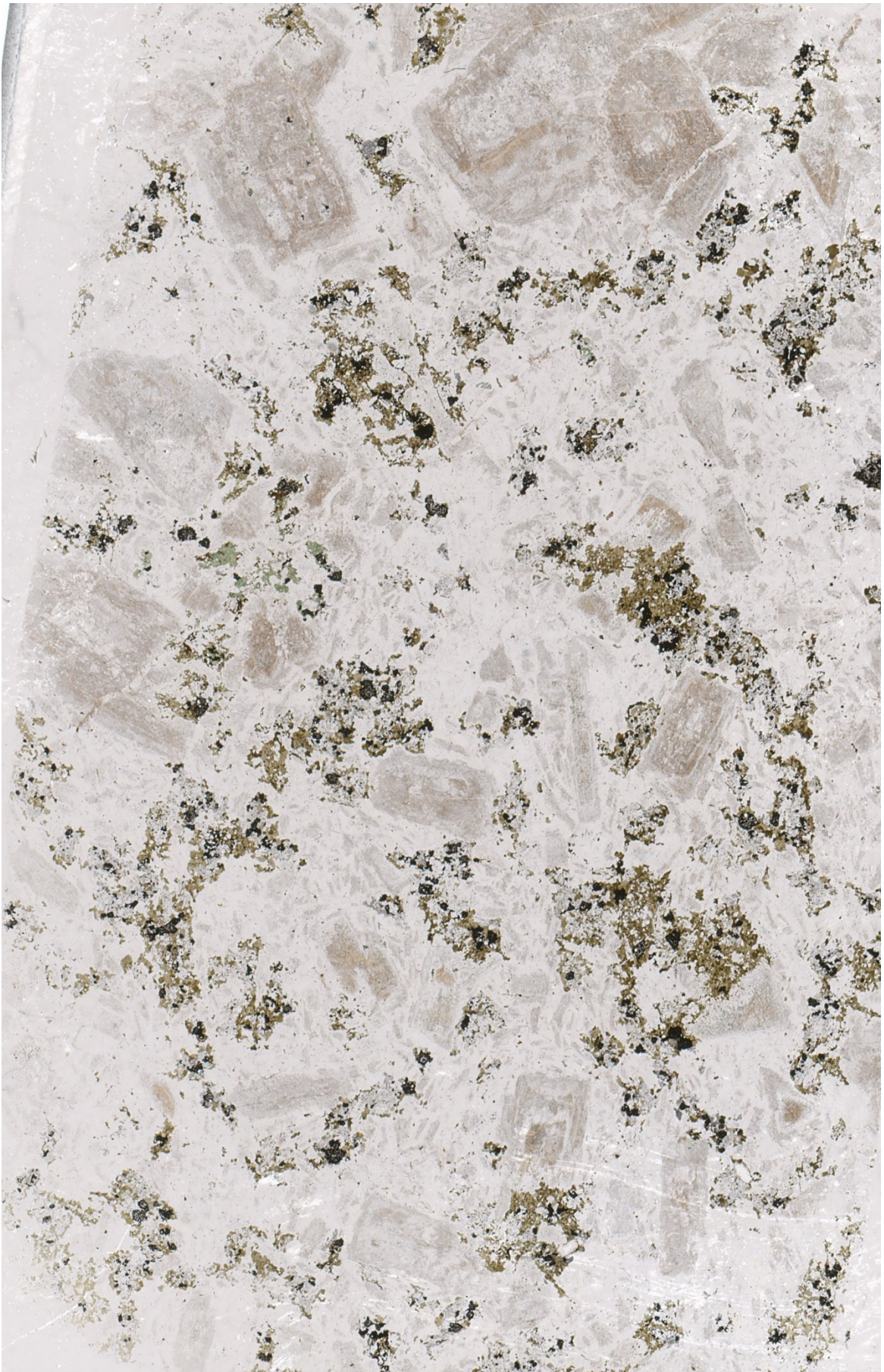
#### 7.2.5. Ylempi ylävyöhyke

Ylempi ylävyöhyke koostuu paikoin erittäin karkearakeisesta, suuntautuneesta, harmaasta, paikoin punertavasta ja porfyirisesta monzodioriitisestä tai dioriittisestä kivistä (Kuva 14). Päämineraali plagioklaasi on osin vyöhykkeellinen ja saussuriittitunut. Karkearakeinen ( $\varnothing$  5,0-10 mm) plagioklaasi muodostaa 90 % kivistä. Niiden välissä esiintyy jonkin verran uraliittituneita pyrokseenirakeita. Kalimaasälpä esiintyy enimmäkseen suotaumina

plagioklaasissa ja omina rakeinaan plagioklaasin reunalla. Oksideja esiintyy toisinaan pienirakeisena, harvana pirotteena, jossa ilmeniitti on muuttunut joko kokonaan tai lähes kokonaan leukokseeniksi. Magnetiitissa ilmeniittilamellit ovat muuttuneet lähes poikkeuksetta kokonaan leukokseeniksi. Aksessorisina mineraaleina tavataan titaniittia, kloriittia, zirkonia, apatiittia ja rikkikiisua. Lisäksi biotiittia esiintyy sulkeumina plagioklaasissa ja plagioklaasirakeiden reunoilla. Kvartsi- ja karbonaattijuonet leikkaavat monzodioriittia, ja karbonaatti esiintyy myös omina rakeinaan.

Ylävyöhykkeeseen kuuluu myös mafisen ja felsisen materiaalin muodostama ns. hybridigabro (Kuva 15). Hybridigabron asusta ilmenee sen olleen mafista osittain kiteytynyttä materiaalia, johon on sekoittunut kehittyneempää felsistä magmaa. Mafiset mineraalit esiintyvät monzodioriittisessa hybridisoituneessa gabrossa amfibolin ja biotiitin muodostamina kasaumina. Hybridisoituminen näkyy kivessä erikoisena mineralogiana, joka poikkeaa kummastakin primääristä kivilajista eli monzodioriitista ja gabronoriitista. Lisäksi alavyöhykkeen ja ylävyöhykkeen kontaktissa esiintyy sauvamaisia apatiittirakeita, jotka viittaavat magmojen sekoittumisprosessiin (ks. Hibbard 1995). Toinen magmojen sekoittumiseen viittaava piirre on amfibolirakeissa sulkeumina esiintyvät biotiittisuomut. Hybridigabrossa pyrokseeni-biotiittikasaumat sisältävät oksidifaasin mineraaleja, lähinnä magnetiittia, joskin tavataan myös pieniä määriä muuttumatonta ilmeniittia. Hybridigabrossa mafiset mineraalikaumat näyttävät siltä, kuin ne olisivat jääneet kellumaan felsisempään monzodioriittiseen ainekseen, joka on sitten kiteytynyt niiden ympärille.





Kuva 14. Monzodioriitti, jossa on harva oksidipirote ja ilmeniitin muuttuminen on voimakasta (harmaa syherö opaakkien reunoilla). Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R737 69,90 m.





Kuva 15. Hybridigabroa, jossa reunoiltaan muuttuneita (harmaa syherö opaakkien reunoilla) ilmeniittirakeita ja lamelleja magnetiitissa. Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R735 44,90 m.

### 7.2.6. Breksia

Intruusion sisällä sen pohjoisosassa on syväkairauksilla lävistetty heterogeeninen breksia (Kuva 8, Kuva 16), jossa on kivilajikappaleita alueella tavattavista eri kivilajeista. Kairasydämessä breksian matriksi on tummaa ja kivilajikappaleet erottuvat selkeästi. Breksiasta ei ole havaittu Hautakankaan intruusion kivilajikappaleita, mikä viittaisi siihen, että breksia on syngeneettinen Hautakankaan intruusion kanssa. Breksian matriksi on koostumukseltaan dioriittinen ja se vastaa intruusiota leikkaavien felsisten juonten koostumusta. Asultaan matriksi on suuntautumaton ja hienorakeinen. Matriksin mineraaleja ovat epidootti, muskoviitti, biotiitti, kvartsi, karbonaatti, plagioklaasi ja titaniitti. Karbonaattia tavataan myös juonina.

Breksiasta tavattavat fragmentit edustavat Hautakangasta ympäröivän alueen kivilajien kirjoa hyvin. Fragmenttien koko vaihtelee 10-50 mm:n välillä. Fragmenttien joukosta tavataan vanhempien diabaasijuonten ofiittisia kivilajikappaleita sekä rikkonaisia granitoidin kappaleita, joissa on saussuriittiutuneita maasälpiä, biotiittia ja karbonaatti- sekä kvartsijuonia. Oijärven vihreäkivivyöhykettä fragmenteissa edustavat suuntautuneet, hienorakeiset kiilleliuskeen kappaleet, joissa päämineraaleihin lukeutuvat biotiitti ja kvartsi, sekä kvartsiitti, joka koostuu iskostuneista, 2,0 mm:n kokoisista kvartsirakeista lähes sataprosenttisesti.

## 7.3. Hautakankaan alueen muut kivilajit

### 7.3.1. Ultramafiset juonet

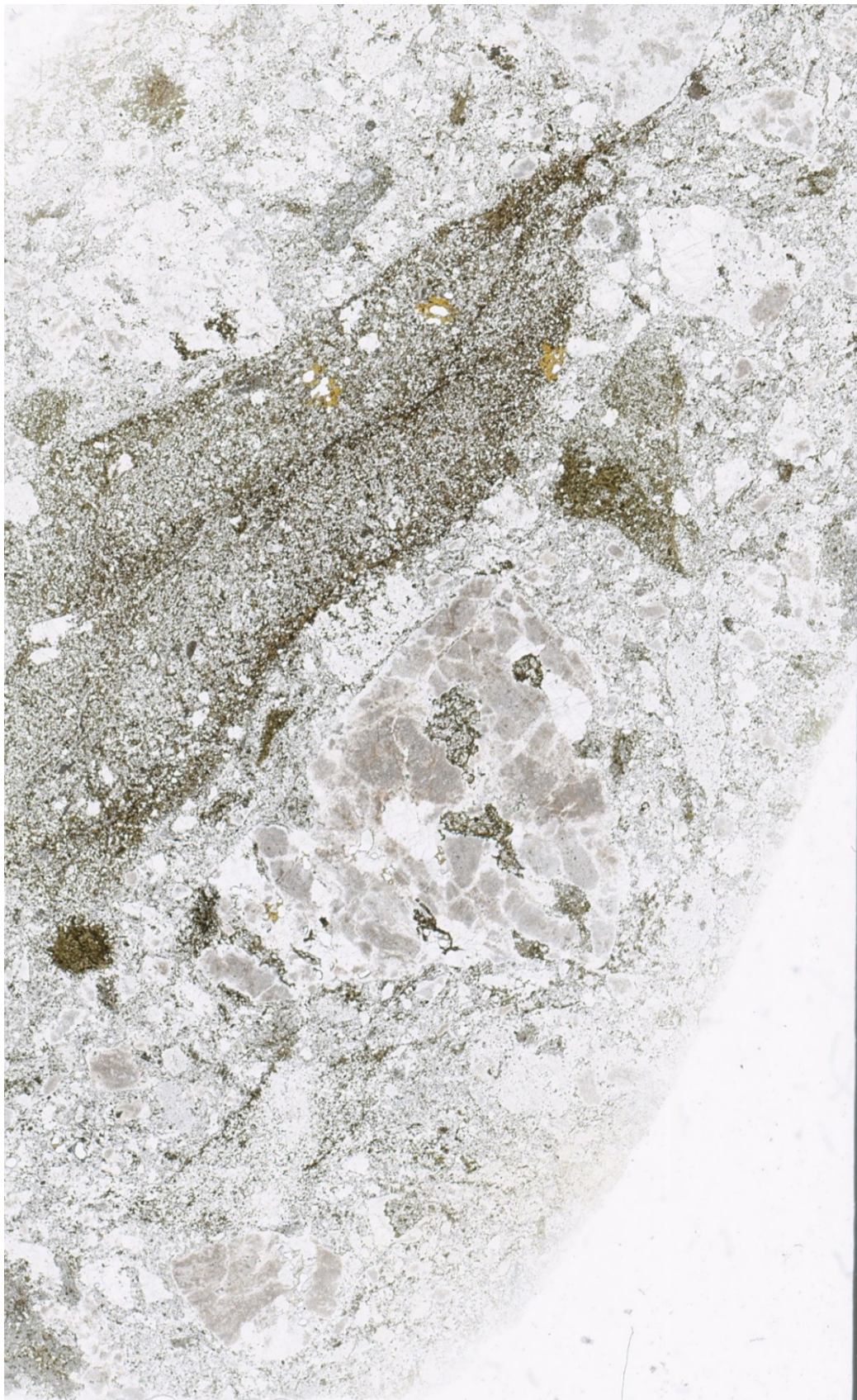
Hautakankaan gabromuodostumaa leikkaavista juonikivistä on diabaasien lisäksi lävistetty kairauksilla yksi ultramafinen juoni paksuudeltaan 1,5 m. Se on hienorakeinen, ja sen päämineraalit ovat sekundääriset muuttumism mineraalit serpentiini ja kloriitti. Aksessorisina mineraaleina juonessa esiintyvät plagioklaasi, biotiitti, zirkoni, rikkikiisu ja kuparikiisu.

### 7.3.2. Felsiset juonet

Hautakankaan gabromuodostumassa tavataan leikkaavina felsisiä juonikiviä (Kuva 17). Felsisten juonikivien koostumus vastaa intruusion ylemmästä ylävyöhykkeestä tavattavan monzodioriitin koostumusta, ja breksian matriksilla on myös sama koostumus. Felsisten juonten tunnusomainen piirre ovat punertavat plagioklaasihajarakeet. Ne ovat pituudeltaan jopa yli 5 mm ja muodoltaan osittain omamuotoisia. Hajarakeita ympäröi hienorakeinen felsinen perusmassa. Felsiset juonet leikkaavat muita Hautakankaan intruusion kuuluvia kivilajeja paitsi breksiaa, jonka matriksi muodostuu samasta aineksestä. Juonet, jotka näyttävät tunkeutuneen osittain jäähtyneeseen

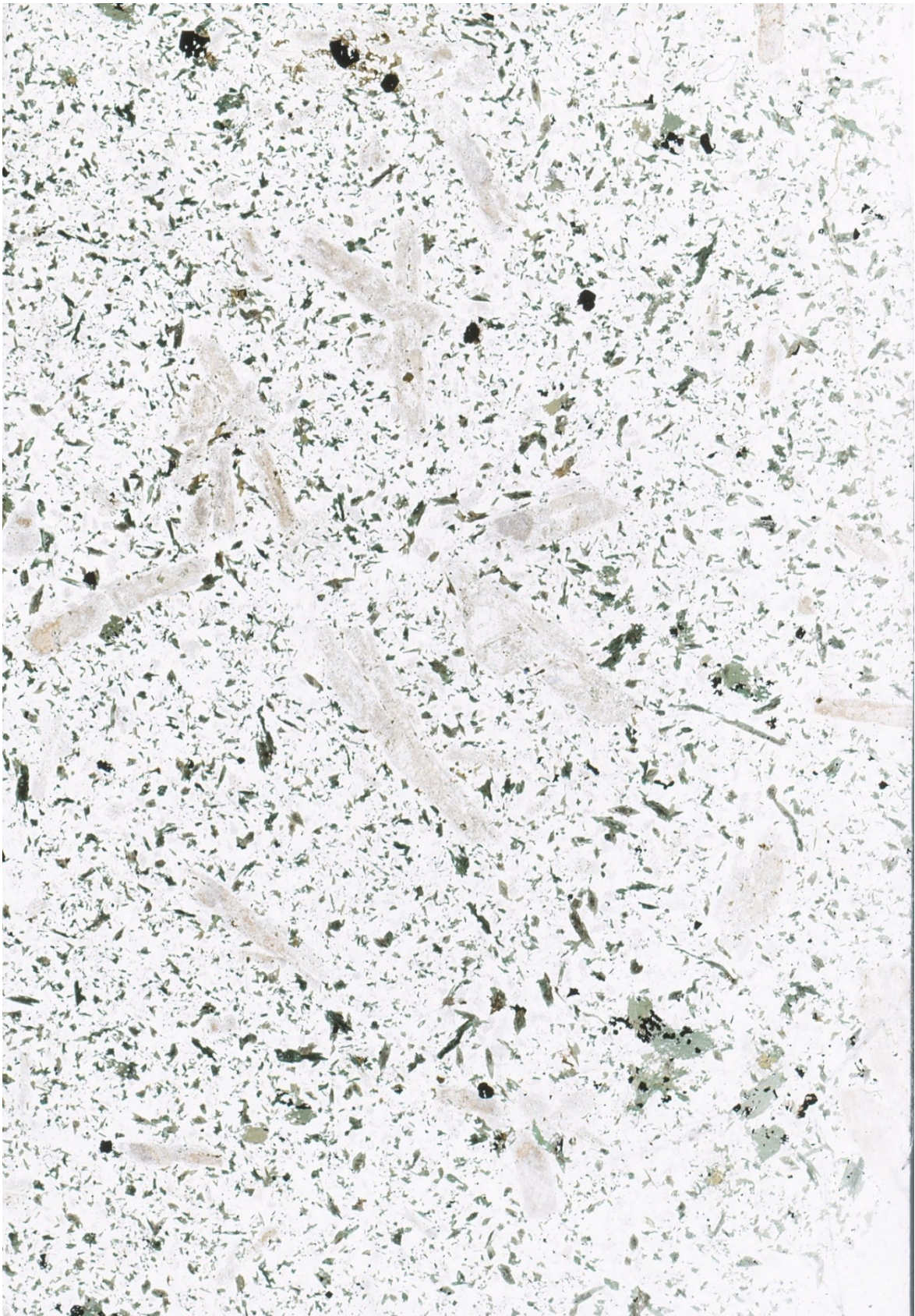


kivimassaan, on tulkittu apofyyseiksi intruusion ylävyöhykkeen monzodioriitista.



Kuva 16. Breksia, jossa diabaasi- ja granitoidifragmentteja. Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R738 17,30 m.



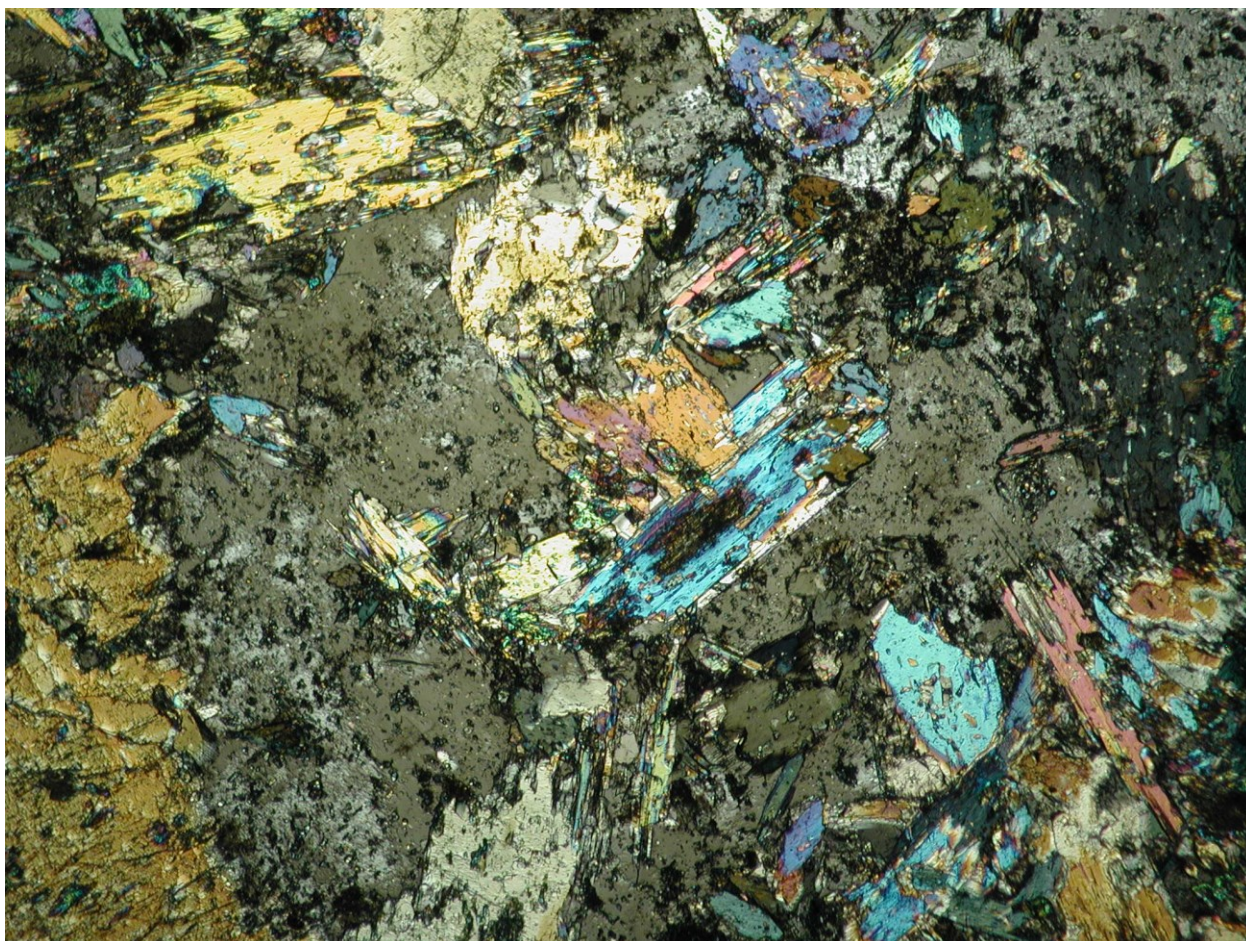


Kuva 17. Felsinen juoni. Heikko oksidipirote mafisten mineraalien yhteydessä viittaa siihen, että juoni kuuluu intruusion yläosaan. Skannattu hie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R741 146,85 m.



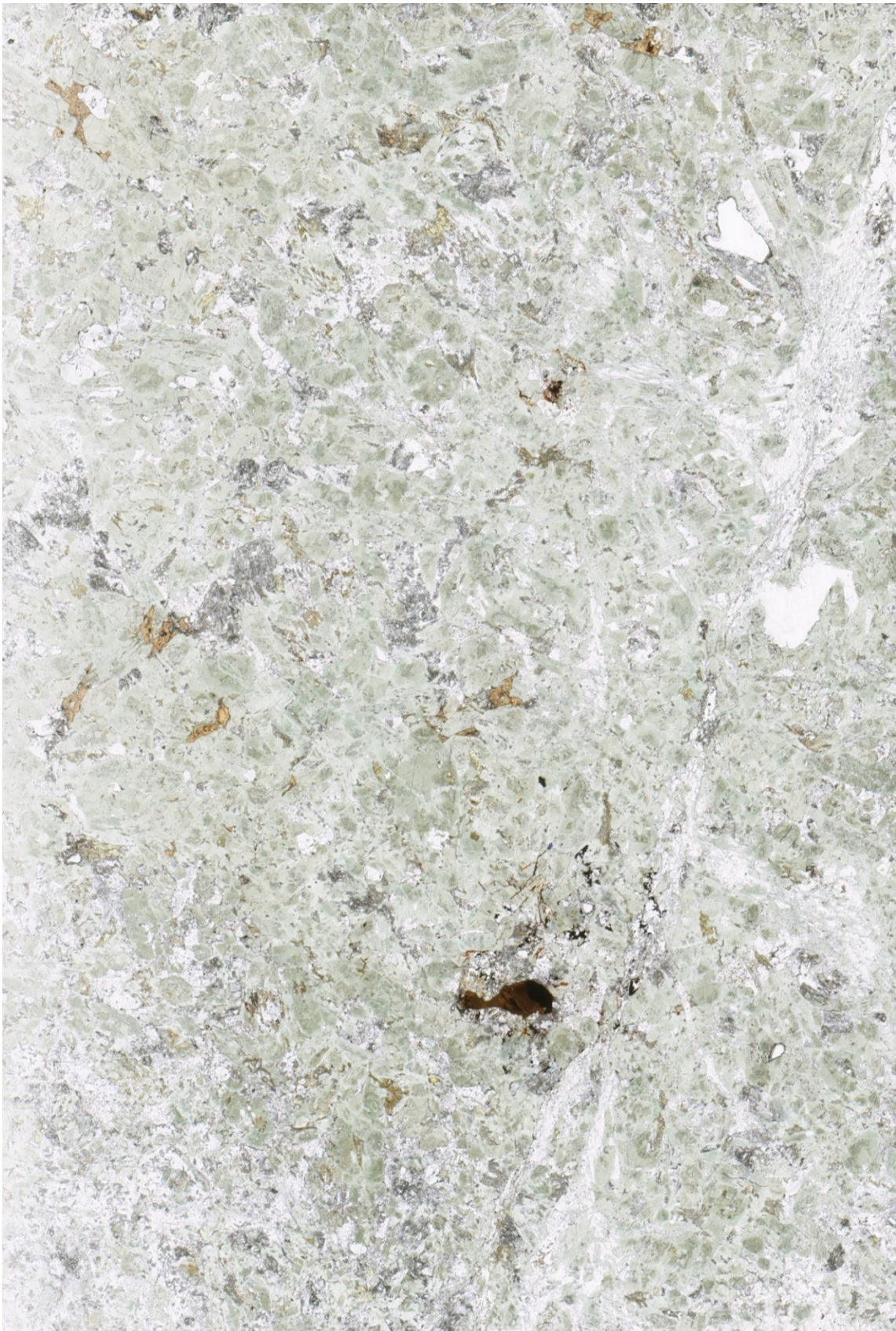
### 7.3.3. Melagabro

Intruusion itäpuolella tavataan aivan intruusion ja Tannilan granodioriitin kontaktivyöhykkeen tuntumassa epämagneettinen gabro (Kuva 18, Kuva 19). Se on karkearakeinen ja osin porfyyrinen. Gabro ei kuulu Hautakankaan intruusion kiviin ja edustanee ennestään tuntematonta mafista intruusiota (Konnunaho et al. 2010). Gabron päämineraali on uraliittitunut pyrokseeni, jonka osuus on 80-90 % kiven mineraaleista. Pyrokseeni on kumulusmineraalina. Interkumulusmineraalina on poikiliittinen, pyrokseenien välissä esiintyvä, erittäin karkearakeinen plagioklaasi, jonka osuus on 10–15 %. Plagioklaasi on voimakkaasti saussuriittiutunut. Aksessorisina mineraaleina tavataan titaniittia, kloriittia, apatiittia, zirkonia, rikkikiisua ja kuparikiisua. Lisäksi gabroa leikkaavat karbonaatti- ja kvartsijuonet. Karbonaattia esiintyy myös itsenäisinä rakeina.



Kuva 18. Mikroskooppikuva melagabrosta. Huomaa oksidien puuttuminen verrattuna Hautakankaan intruusioon kuuluviin kiviin. Läpikulkeva valo, nikolit +, kuvan leveys 12 mm. Hie 0807796, näyte R734, 52,60 m.





Kuva 19. Intrusionin ulkopuolinen melagabro. Opaakit mineraalit puuttuvat kokonaan, mikä on erona verrattuna Hautakankaan intrusionioon kuuluviin kiviin. Skannattu ohuthie. Kuvan leveys n. 2 cm. Näyte R749 121,50 m.

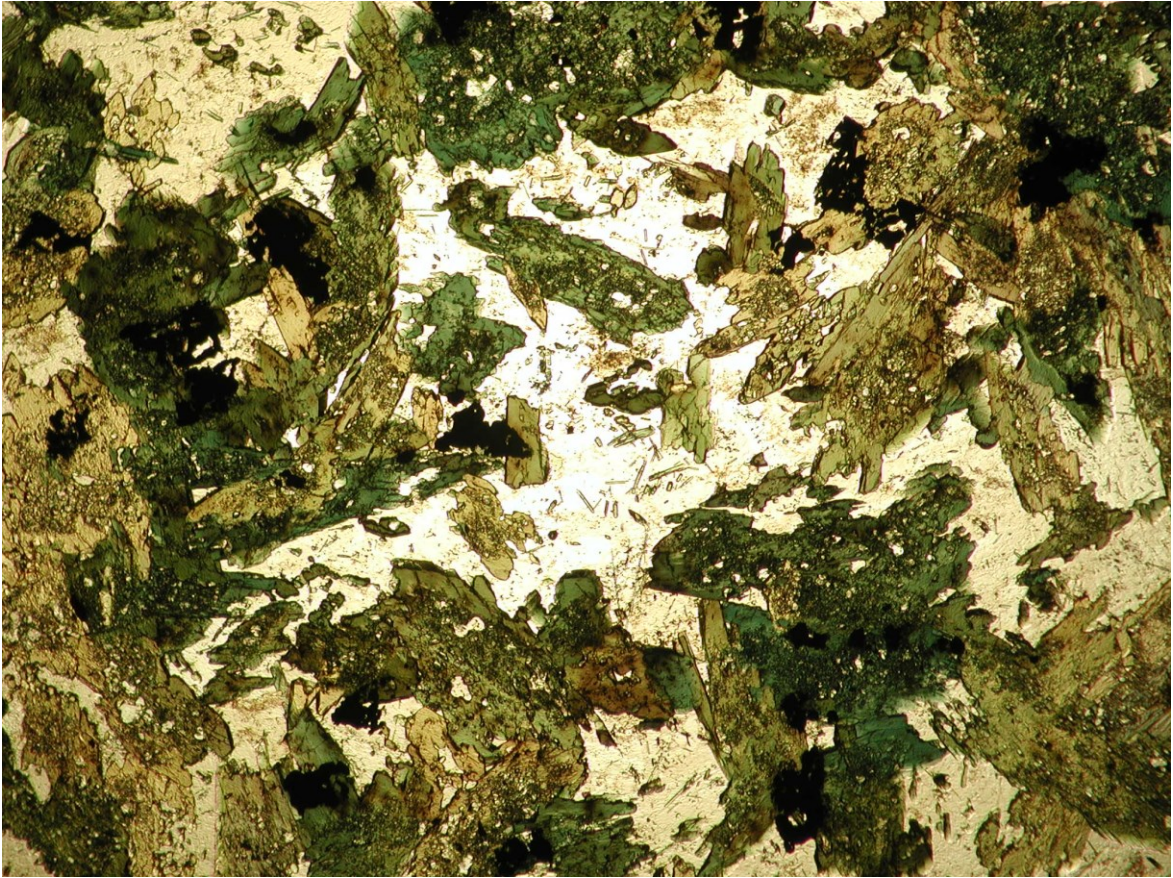


#### 7.3.4. Diabaasijuonet

Intruusiota leikkaavat diabaasijuonet (Kuva 20, Kuva 21). Niiden asu on ofiittinen, ja päämineraaleja ovat plagioklaasi ja amfiboli. Amfiboli on juonten sisältämien pyrokseenirakeiden muuttumistulos. Se muodostaa suurimman osan kiven mineraaleista, ja sen raekoko vaihtelee yhdestä kahdeksaan millimetriin. Aksessorisina mineraaleina diabaasijuonissa tavataan biotiittia, karbonaattia, zirkonia, kloriittia, rikkikiisua, magneetikiisua ja kuparikiisua. Intruusion eteläosassa massiivista-semimassiiivista magnetiittigabroa leikkaa kaksi NW-SE-suuntaista diabaasijuonta.



Kuva 20. Diabaasijuoni kairasydämessä. Näyte R728, 36,70 m.



Kuva 21. Mikroskooppikuva diabaasista. Läpikulkeva valo, nikolit //, kuvan leveys 12 mm. Hie 0605554, näyte R728, 38,85 m.



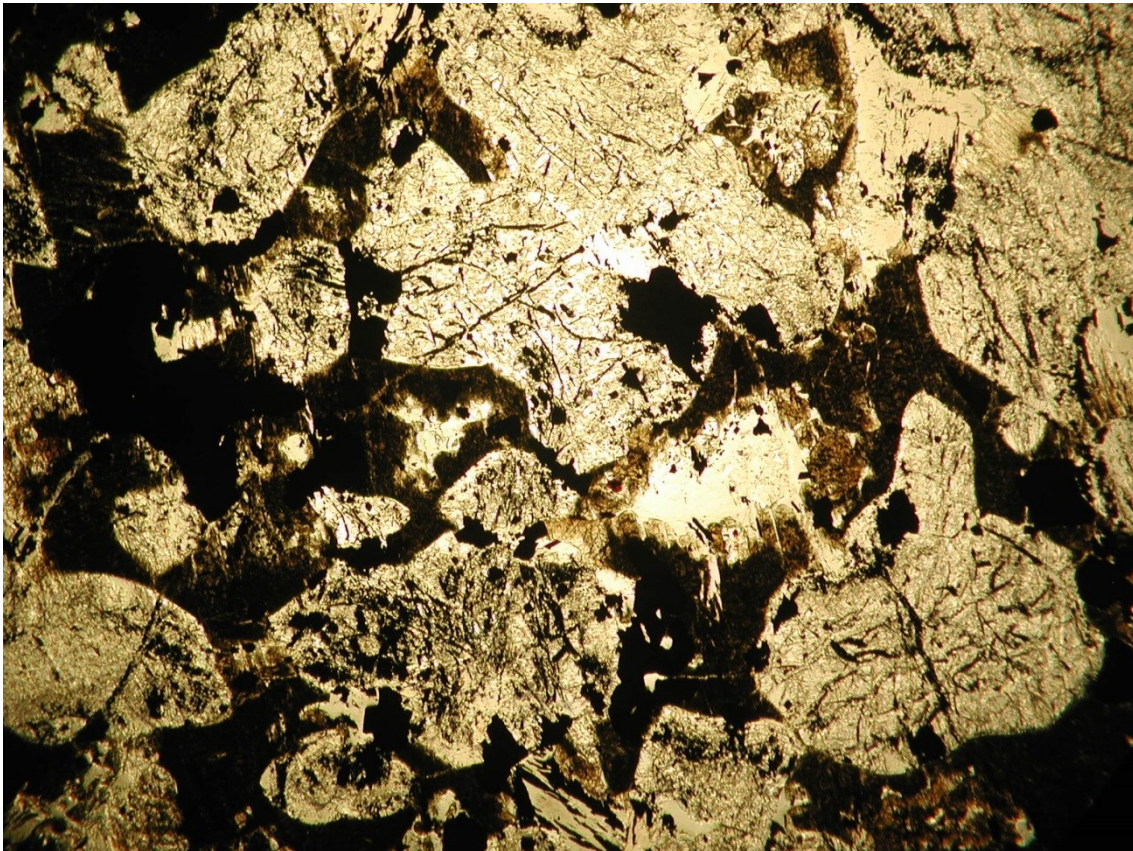
## 8. Mineralogia

Hautakankaan intruusion mineralogaa käsitellään päämineraalien osalta siten, kuin ne intruusion eri stratigrafisissa kivilajiyksiköissä esiintyvät. Aksessoriset mineraalit käsitellään erikseen koskien koko intruusiota.

### 8.1. Silikaatit

#### 8.1.1 Oliiviini

Oliiviinia on esiintynyt primäärinä kumulusmineraalina intruusion alaosan peridotiitissa. Muutoin sitä ei tavata lainkaan. Oliivinirakeet ovat korvautuneet sekundäärisillä verkkosilikaateilla, kuten serpentiinillä, kloriitilla ja talkilla (Kuva 22). Oliiviinin raekoko on ollut noin 2 mm, jonka pystyy helposti määrittelemään pseudomorfeista, jotka korvaavat lähes idiomorfisesti primääristä oliiviinia. Oliivinirakeet ovat olleet rakoilleita; raot ovat nyt sekundääristen oksidien, enimmäkseen magnetiitin, täyttämiä. Serpentiinin ja talkin asu on suomuinen ja raekoko alle 1,0 mm.



Kuva 22. Mikroskooppikuva metaperidotiitista, jossa on oliiviinin pseudomorfeja. Läpikulkeva valo,

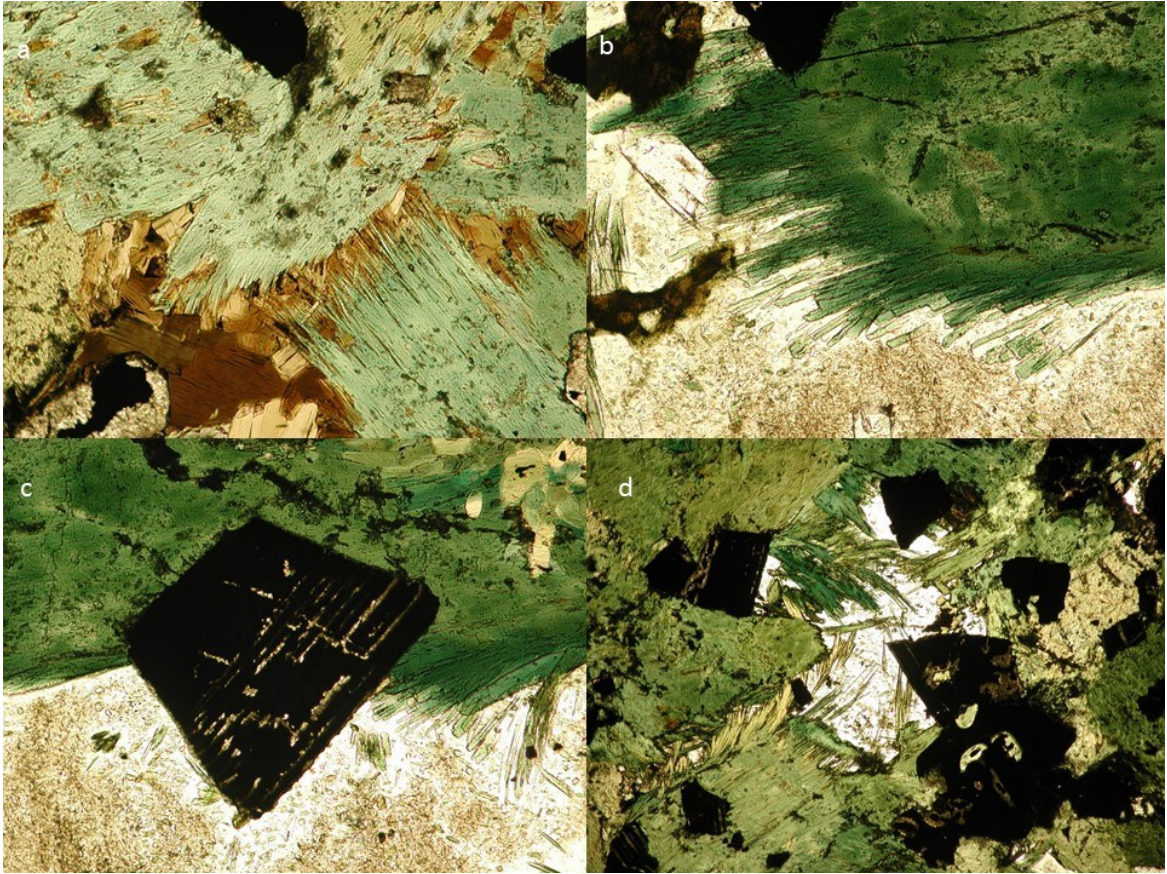
kuvan leveys 12 mm, nikolit //. Hie 08077785, näyte R731, 31,65 m.

### 8.1.2 Pyrokseeni

Pyrokseenia esiintyy voimakkaasti muuttuneena läpi Hautakankaan intruusion pohjaosan peridotiitista aina ylemmän ylävyöhykkeen monzodioriittiin saakka. Pyrokseeni esiintyy toisena päämineraalina peridotiitissa ja hybridigabrossa sekä ainoana silikaattisena päämineraalina keskivyöhykkeen gabronoriitissa sen melanokraattisissa osueissa. Pyrokseenin raekoko on välillä 1-10 mm. Se esiintyy keskivyöhykkeessä kumulumineraalina. Toisinaan pyrokseenirakeet ovat poikiliittisina rakeina oksidirakeisiin nähden. Alavyöhykkeessä ne sen sijaan vaikuttaisivat olleen interkumulumineraaleja. Pyrokseeni esiintyy myös ylävyöhykkeessä vähäisemmissä määrin yhdessä biotiitin kanssa muodostaen mafisia mineraalikaumia.

Pyrokseenirakeet ovat kautta intruusion muuttuneita ja korvautuneet sekundäärisellä amfibolilla (Kuva 23). Korvautumisprosessissa primäärin pyrokseenin asusta ei ole jäänyt jäljelle mitään, mikä auttaisi varmuudella määrittämään sen alkuperäistä koostumusta. Sekundääristä amfibolia kutsutaan yleisesti uraliitiksi, ja sen koostumusta on vaikea määrittää ilman mikroanalyysiä (Deer et al. 1992). Uraliittiutumisosiossissa primäärit pyrokseenirakeet vaihtavat Ca- ja Fe-ioneita ja lisäksi hajoava magnetiitti vapauttaa lisärautaa muuttumisreaktioihin (Oliver 1951). Sekundääriset amfibolit ovat polarisaatiomikroskoopissa vihreitä ja sinivihreitä (Kuva 14) ja optisesti määritettynä mineraalia voidaan kutsua sarvivälkkeeksi. Muuttumisen intensiteetti vaihtelee keskiosan lievästä muuttumisesta hybridigabrovvyöhykkeen intensiiviseen muuttumiseen, jossa amfibolien sälöinen asu näkyy selkeästi. Pyrokseenirakeet ovat korvautuneet yksittäisillä amfibolilevyillä. Hybridigabrossa amfibolirakeiden päät ovat epätasaisen tikkumaisen plagioklaasiin tunkeutuvan mineraaliaineksen muodostamia. Usein on havaittavissa myös deformaatiota tikkujen taipumisen muodossa. Amfibolin muodostuminen eli "uraliittiutuminen" voi tapahtua myöhäismagmaattisten hydrotermisten fluidien vaikutuksesta tai intruusion kiteytymisen jälkeisen metamorfoosin takia (Deer et al. 1992, Piispanen ja Alapieti 1977). Alavyöhykkeen pyrokseenirakeet ovat muuttuneet tremoliitti-aktinoliittisarjan amfiboliksi ja vaihtelevasti edelleen kloriitiksi sekä talkiksi.





Kuva 23. Uraliittiutuneita pyrokseenirakeita. a) Uraliittiutuneita pyrokseenirakeita. Kuvan leveys 1,1 mm. Hie 08077792, näyte R737, 53,60 m. b) Sälöinen amfibolirakeen pää. Hie 0807801, näyte R740, 105,10 m. c) Leukokseeniksi muuttunutta ilmeniittiä magnetiitin lohkopinnoilla ja uraliittiutuneita pyrokseenirakeita. Kuvan leveys 1,1 mm. Hie 0807801, näyte R740, 105,10 m. d) Deformoituneita amfibolirakeita. Kuvan leveys 12 mm. Hie 0807801 R740, 105,10 n. Kaikissa kuvissa läpikulkeva valo, nikolit //.

Taulukossa 1 esitetään uraliittiutuneiden pyrokseenirakeiden mikroanalyysituloksia. Muuttuneet pyrokseenit ovat analyysien mukaan koostumukseltaan melko homogeenisia (mg# 67-72). Metaperidotiitin amfibolit sisältävät enemmän magnesiumia, titaania ja alumiinia kuin muiden intruusion osien amfibolit (mg# 71-95). Kalsiumpitoisuus on näissä amfiboileissa pienempi kuin intruusion muissa osissa. Intruusion ulkopuolisen melagabron amfibolien rautapitoisuus on korkeampi kuin Hautakankaan intruusion kuuluvien amfibolien vastaava (mg# 72-85).

Taulukko 1. Muuttuneiden pyrokseenirakeiden mikroanalyysijä. Lisää analyysijä liitteessä 1.

näyte	1	2	3	4	5	6
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,21	1,00	0,61	0,41	0,62
MgO	18,15	18,89	18,13	18,85	15,79	21,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	1,42	5,56	4,56	2,72	3,30
SiO <sub>2</sub>	55,98	56,62	51,94	53,91	53,88	53,57
K <sub>2</sub> O	0,12	0,04	0,38	0,38	0,18	0,21
CaO	12,98	13,27	12,38	12,89	12,58	5,97
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,49	0,12	0,09	1,39
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,02	0,04	0,07	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,06	0,14	0,21	0,00	0,06
MnO	0,23	0,22	0,13	0,16	0,48	0,98
FeO	8,86	7,49	6,96	5,81	11,44	8,86
NiO	0,04	0,07	0,10	0,02	0,05	0,07
ZnO	0,21	0,11	0,06	0,10	0,00	0,00
Total	98,72	98,41	97,28	97,66	97,69	96,75

nro	näyte	hie
1 & 2	Leukogabro R742 41,55 m	807247
3 & 4	Melagabro R734 52,60 m	807796
5	Granodioriitti R733 74,40 m	807802
6	Metaperidotiitti R731 68,0 5m	807786

### 8.1.3 Plagioklaasi

Plagioklaasia esiintyy alavyöhykkeen ultramafista yksikköä lukuun ottamatta kaikissa Hautakankaan intruusion kuuluvissa kivissä. Keskivyöhykkeen gabronoriittien melanokraattisimmissa osissa plagioklaasi esiintyy erittäin vähäisenä interkumulusmineraalina. Interkumulusrakeiden osuus kasvaa siirryttäessä melanokraattisesta gabronoriitista kohti monzodioriittista kiveä ja hybridigabroa näiden välissä. Interkumulusplagioklaasi esiintyy karkearakeisina poikiliittisina oikokrysteinä sulkien sisäänsä uraliittiutuneet pyrokseenirakeet. Plagioklaasirakeet ovat läpi koko intruusion saussurittiutuneita (Kuva 24). Rakeiden pintaa kirjavoittaa hienorakeinen epidootti, mikä antaa niille kairasydämässäkin vihertävän sävyn. Plagioklaasin raekoko vaihtelee välillä 5-10 mm. Monzodioriitissa plagioklaasi esiintyy hypidiomorfisina hajarakeina.





Kuva 24. Mikroskooppikuva saussuriittiutuneista plagioklaasikiteistä monzodioriitissa. Läpikulkeva valo, kuvan leveys 40 mm, nikolit //. Hie 0807789, näyte R736, 70,25 m.

Paikoin Hautakankaan intruusion plagioklaasirakeet ovat vyöhykkeellisiä. Vyöhykkeellisyyttä on pidetty petrogeneettisenä indikaattorina; kiteet kiteytyvät pitkällä aikavälillä taltioiden näin magmasäiliössä tapahtuvaa kehitystä. Plagioklaasin vyöhykkeellisyys ei myöskään muutu helposti kiteytymisen jälkeisissä prosesseissa (Goldsmith 1952). Plagioklaasin vyöhykkeellisyys johtuu mineraalin Ca-pitoisuuden vaihtelusta. Vaihtelu Hautakankaan kivissä on selvärajaista eikä niinkään vaihtuvaa. Vyöhykkeellisyys voi johtua joko koko magmasäiliöön vaikuttavista tekijöistä tai pelkästään muodostuvan kiteen lähiympäristössä tapahtuvista olosuhdemuutoksista (Smith ja Lofgren 1983). Hautakankaan tapauksessa useat merkit viittaavat magmojen sekoittumiseen ja jatkuvaan uusien magmapulssien sarjaan. Tässä tapauksessa plagioklaasin vyöhykkeellisyys voisi johtua Ca-köyhtymisen jälkeisestä uudesta magmapulssista, joka on mahdollistanut uuden Ca-rikkaan vyöhykkeen aikaisemmin kiteytyneen plagioklaasikiteen ympärille. Mikroanalyyseistä (Taulukko 2) saatujen tulosten mukaan Hautakankaan kivien Ca-pitoisuus on niin pieni, ettei vyöhykkeellisyys voi johtua Ca-pitoisuuden vaihteluista. Vyöhykkeellisyys viittaa joka tapauksessa olosuhdemuutoksiin magman kiteytymisen aikana.

Taulukko 2. Plagioklaasin mikroanalyysijä. Lisää analyysijä liitteessä 1.

näyte	1	2	3	4	5	6
Na <sub>2</sub> O	12,14	11,78	11,77	12,34	12,35	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,97	20,31	19,51	19,37	19,36	24,94
SiO <sub>2</sub>	68,23	68,40	68,42	69,26	69,48	38,77
K <sub>2</sub> O	0,06	0,05	0,04	0,07	0,09	0,03
CaO	0,73	1,00	0,49	0,14	0,15	23,14
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,69
MnO	0,03	0,03	0,05	0,00	0,02	0,02
FeO	0,06	0,05	0,00	0,00	0,03	8,68
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03
ZnO	0,23	0,16	0,00	0,03	0,07	0,19
Total	101,49	101,84	100,31	101,21	101,61	96,52

nro	näyte	hie
1&2	Leukogabro R742 41,55 m	807247
3	Dioriitti R738 36,50 m	807782
4&5	Monzodioriitti R737 69,90 m	807793
6	Melagabro R734 52,60 m	807796

Taulukossa 2 esitetään plagioklaasin mikroanalyysijä intruusion eri osista ja ulkopuolisesta melagabrosta. Plagioklaasin koostumus intruusion kivissä on albiittinen (Ab<sub>95</sub>/An<sub>5</sub>). Intruusion ulkopuolisessa melagabrossa plagioklaasin koostumus poikkeaa intruusion kivien vastaavasta ollen anortiittinen (An<sub>100</sub>/Ab<sub>0</sub>). Tämä edelleen vahvistaa käsitystä siitä, että melagabro ei liity geneettisesti Hautakankaan intruusioon.

## 8.2 Aksessoriset mineraalit

Biotiittia esiintyy kautta koko intruusion sekä primäärinä että sekundäärisenä mineraalina. Ultramafisessa alavyöhykkeessä on jäljellä vielä jäänteitä primääreistä flogopiittirakeista, jotka ovat muuttuneet kloriitiksi. Myös sekundääristä biotiittia tavataan alavyöhykkeessä. Pyrokseeniiteissa ja gabronoriiteissa biotiitti on yleinen aksessorinen mineraali. Biotiitti esiintyy amfibolirakeiden sisällä hienorakeisina suomuina. Apatiittia tavataan aksessorisena mineraalina kaikissa intruusion kivilajeissa. Se esiintyy yleensä pyöreärakeisena, mutta hybridigabrossa esiintyy sauvamaisia apatiittirakeita, jotka liittyvät magmojen sekoittumiseen (Hibbard 1995). Apatiittia esiintyy mm. Koivusaarennevan intruusiosta (Kärkkäinen 1999) runsaasti, mikä asettaa haasteita esiintymän teolliselle käytölle. Hautakankaan esiintymässä sitä tavataan vain

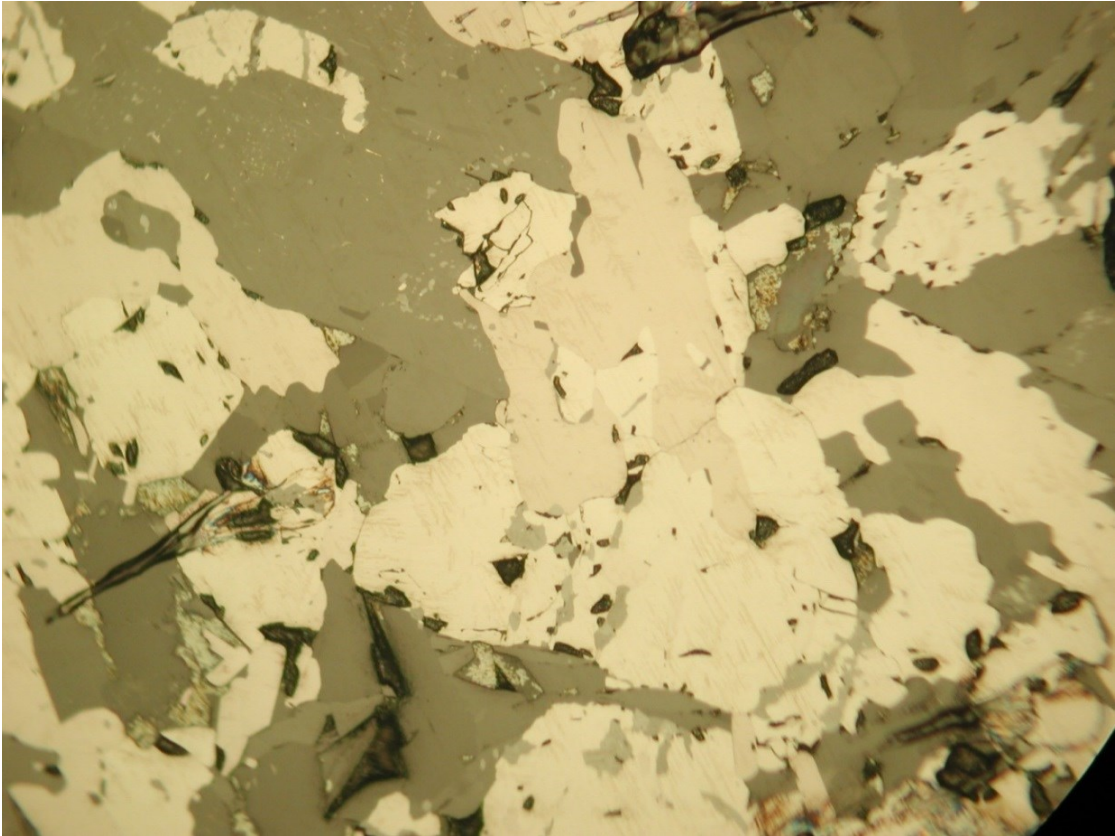


vähän. Karbonaattijuonia tavataan kautta koko intruusion. Juonien päämineraali on kalsiitti. Kalsiitin raekoko on juonissa 0,1-1 mm. Karbonaattijuonten yhteydessä esiintyy satunnaisesti pieniä määriä hienorakeista kvartsia. Zirkonia esiintyy intruusiossa harvakseltaan. Analyysien nojalla zirkonia tulisi esiintyä paikoin runsaastikin, mutta hietutkimukset eivät tue tätä havaintoa. Zirkonia yritettiin analyysien perusteella valitusta kohdasta seuloa ikämääritystä varten siinä kuitenkaan onnistumatta. Kloriitti ja serpentiini esiintyvät Fe- ja Mg-rikkaiden mineraalien, kuten pyrokseenin ja oliviinin muuttumistuloksina. Kalimaasälpää havaitaan plagioklaasissa suotaumina tai isojen plagioklaasihajarakeiden reunoilla. Kvartsia tavataan ainoastaan ohuina juonina tai hyvin vähän muuttumattomina rakeina.

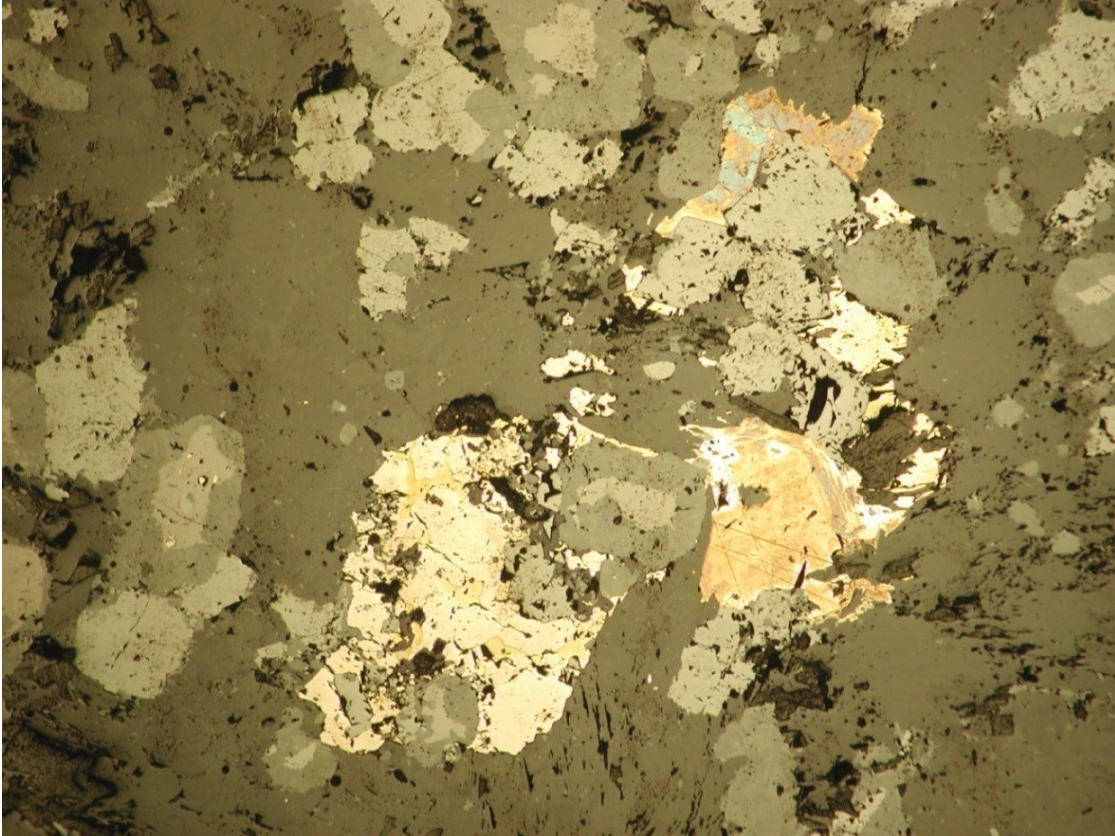
### **8.3 Malmimineraalit**

#### 8.3.1. Oksidit

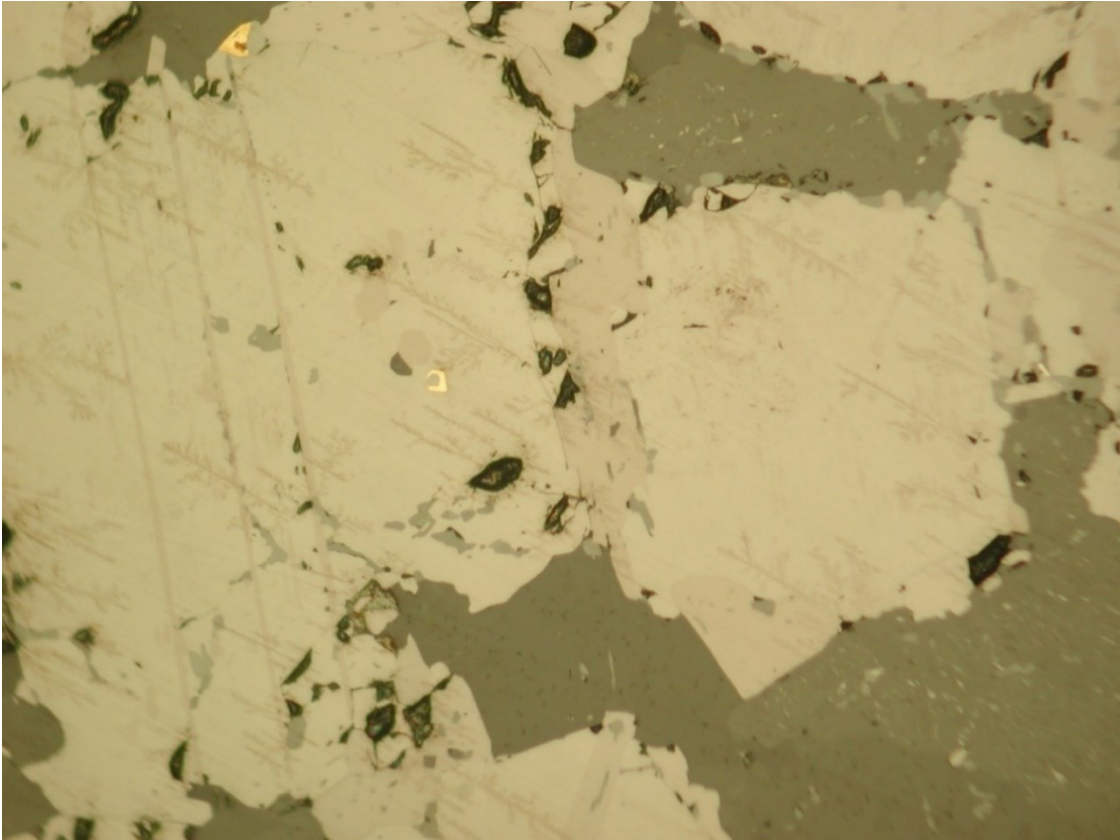
Hautakankaan intruusiossa esiintyviä oksideja ovat magnetiitti, ilmeniitti ja ilmenomagnetiitti. Oksidimineraaleja esiintyy intruusiossa sekä pirotteisena että massiivisena-semimassiivisena. Oksidimineraalien määrä vähenee merkittävästi intruusion ylävyöhykkeeseen siirryttäessä. Niiden raekoko vaihtelee 0,1-3,0 mm:n välillä. Oksidimineraalien osuus on suurimmillaan intruusion keskivyöhykkeessä, jossa niiden osuus voi olla jopa 70 %. Kivilajiyksikkö ja stratigrafinen sijainti intruusiossa kontrolloivat oksidien esiintymistä. Pirotteena esiintyessään oksidien määrä on 10-30 %.



Kuva 25. Mikroskooppikuva erillisistä magnetiitti- ja ilmeniittirakeista. Heijastava valo, nikolit //. Kuvan leveys 1,1 mm. Hie 0807803, näyte R733 85,10 m.



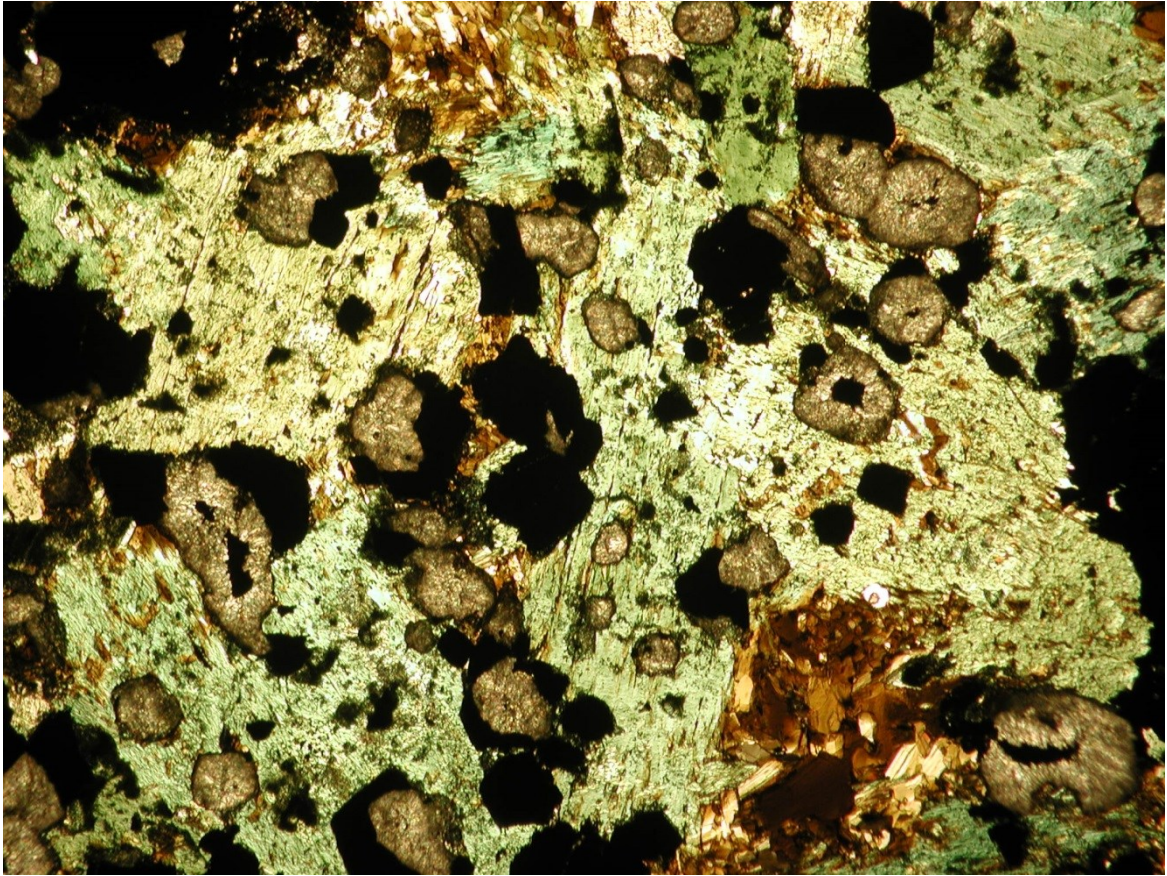
Kuva 26. Mikroskooppikuva ilmeniittistä sulkeumina magnetiitissa. Hapettuneet mineraalit sulfideja. Heijastava valo, nikolit //. Kuvan leveys 12 mm. Hie 0807792, näyte R737, 53,60 m.



Kuva 27. Mikroskooppikuva ilmeniitin esiintymisestä magnetiitin 111-tasojen suuntaisina suotaumina. Keltaiset mineraalit kuparikiisua. Heijastava valo, nikolit //. Kuvan leveys 1,1mm. Hie 0807803, näyte R733 85,10 m.

Oksidit esiintyvät intruusiassa kolmella tavalla: 1) ilmeniitti ja magnetiitti erillisinä rakeina (kuva 25), 2) ilmeniitti sulkeumina magnetiitissa (kuva 26) ja 3) ilmeniitti magnetiitin oktaedritasojen (111) suuntaisina suotaumina (kuva 27). Eri esiintymistavat voivat esiintyä yhtä aikaa eikä esiintymistavalla ole vaikutusta ilmeniitin muuttumiseen leukokseeniksi. Ilmeniitin muuttuminen leukokseeniksi on hallitseva piirre keskivyöhykkeen linssimäisen massiivisen-semimassiivisen oksidiesiintymän keskiosia lukuun ottamatta. Leukokseenia tavataan ilmeniittirakeiden reunoilla, joissa "ilmeniittisydän" on vielä jäljellä, sekä magnetiitissa ilmeniittisuotaumia korvaavana (Kuvat 23 ja 28). Kairasydänten pinnalla korvautuminen voidaan havaita makroskooppisesti vaaleanharmaana piroteena (Konnunaho et al. 2010) (Kuva 8). Nykänen (1995) kuvaa työssään Otanmäen Vuorokkaan lohkon oksidien muuttuneen samalla tavalla. Siellä magnetiitti on samassa prosessissa muuttunut sarvivälkkeeksi, mutta tällaista muuttumista ei ole tavattu Hautakankaan intruusiassa. Bushveldin intruusiassa osia magnetiittirakeista on korvautunut kloriitilla (von Gruenewaldt et al. 1985), mutta myöskään tätä ei havaittu Hautakankaan tapauksessa.

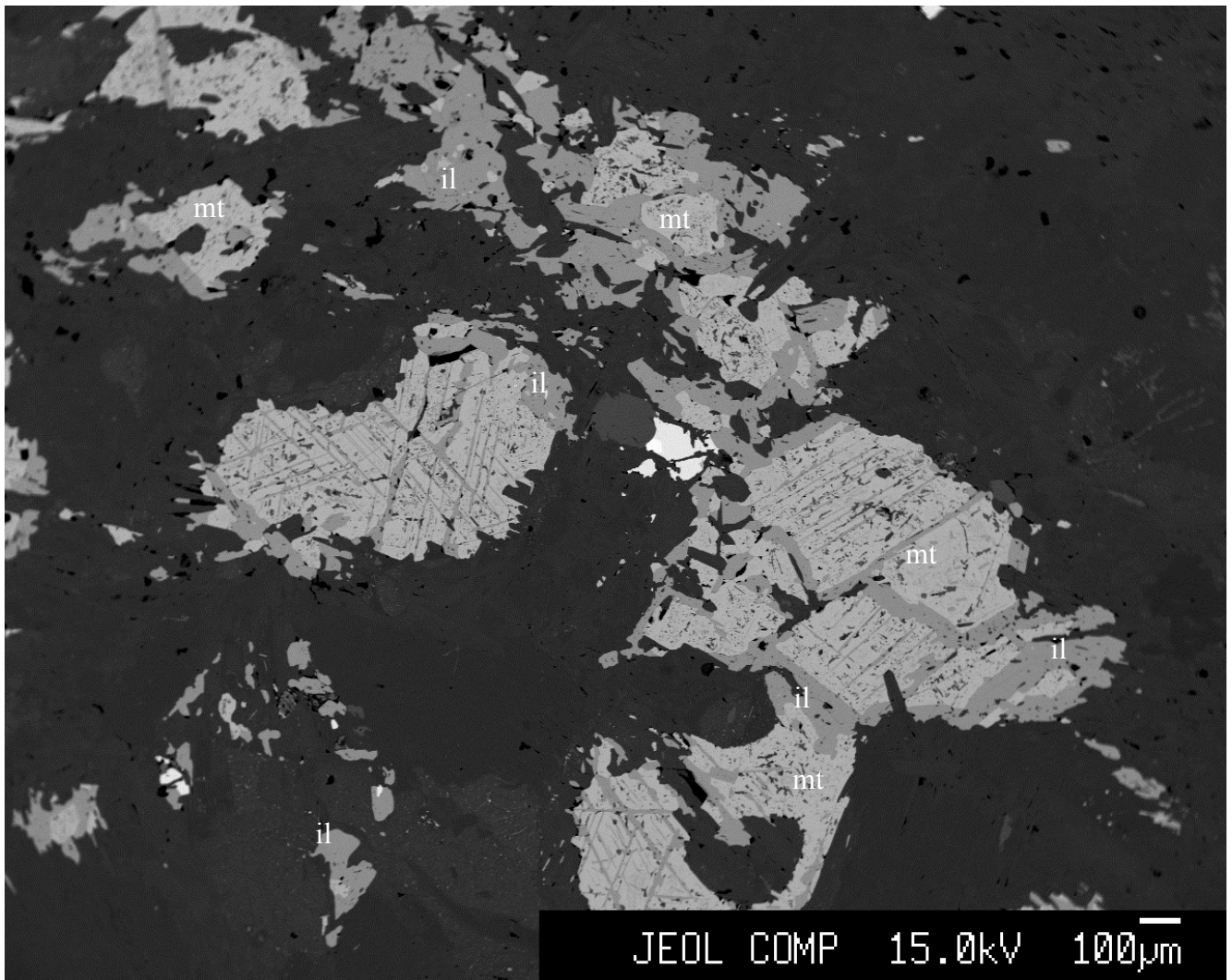




Kuva 28. Mikroskooppikuva leukokseeniksi muuttuneesta ilmeniitistä magnetiittigabron pirotteisessa osassa. Läpikulkeva valo, nikolit +, kuvan leveys 12 mm. Hie 0807792, näyte R737, 53,60 m.

Magnetiittia esiintyy toisinaan sekundäärisenä rakotäytteenä, esimerkiksi alavyöhykkeen peridotiitissa (Kuva 22). Sekundäärinen magnetiitti on alkuperältään hydrotermistä (von Gruenewaldt et al. 1985) ja muodostunut alhaisemmassa lämpötilassa kuin Hautakankaan muut oksidit. Alueellinen metamorfoosi luo magnetiitin muodostumiselle ihanteelliset olosuhteet, eritoten jos lisähappea on saatavilla (Grant 1985).

Titaanin liukenevuus magnetiittiin sen kiteytyessä mafisen sulan lämpötilassa johtaa ilmeniittisuotaumien muodostumiseen kiven jäähtyessä. Suotaumat muodostuvat, kun magnetiitti hapettuu subsoliduslämpötilassa (Buddington & Lindsley 1964).



Kuva 29. Elektronimikroskooppikuva ilmeniitin ja magnetiitin esiintymistavoista. Hie 807800, näyte R740, 89,10 m (mt=magnetiitti, il=ilmeniitti).

Taulukko 3. Magnetiitin mikroanalyysijä. Lisää analyysijä liitteessä 1.

näyte	1	2	3	4	5	6
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,04
SiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,13	0,21	0,27	0,56	0,12
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,53	0,53	0,90	0,78	0,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	0,26	0,37	0,03	0,00	9,06
MnO	0,00	0,05	0,03	0,02	0,00	0,26
FeO	94,48	95,20	95,49	89,64	89,58	79,41
NiO	0,03	0,02	0,05	0,00	0,00	0,25
ZnO	0,05	0,01	0,00	0,00	0,04	0,45
Total	96,90	96,31	96,73	90,97	91,01	90,03
nro	näyte			hie		
1	Metapyrokseeniitti R741 173,25 m			807778		
2&3	Magnetiittigabro R733 85,10 m			807803		
4&5	Sarvivälkegabro R740 89,10 m			807800		
6	Metaperidotiitti R731 68,05 m			807786		

Taulukko 4. Ilmeniitin mikroanalyysijä, sarakkeet 5 ja 6 ilmeniittilamelleista. Lisää analyysijä liitteessä 1.

näyte	1	2	3	4	5	6
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
MgO	0,07	0,06	0,11	0,12	0,10	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	51,95	50,53	50,69	50,77	50,82	51,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,54	0,62	0,56	0,71	0,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,02	0,00	0,02	0,14	0,01
MnO	7,62	7,52	1,08	1,03	1,65	1,08
FeO	42,16	41,81	46,28	46,26	47,87	45,78
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
ZnO	0,02	0,01	0,14	0,12	0,00	0,02
Total	102,45	100,50	99,02	98,91	101,32	98,76
nro	näyte			hie		
1&2	Magnetiittigabro R733 85,10 m			807803		
3&4	Metapyrokseeniitti R740 89,10 m			807800		
5	Metapyrokseeniitti R741 173,25 m			807778		
6	Metapyrokseeniitti R740 89,10 m			807800		

Taulukossa 3 esitetään magnetiitin mikroanalyysituloksia. Magnetiitin kromipitoisuus on



intruusion mafisemmissä osissa korkeampi, jopa 1,37 p.-%. Peridotiitissa magnetiitin kromipitoisuus saattaa olla jopa 9 p.-%.  $V_2O_3$ -pitoisuus vaihtelee välillä 0,23-0,95 p.-% ollen korkeampi mineralisaation pirootteisessa osassa.  $TiO_2$ -pitoisuus on välillä 0,07-1,17 p.-%, keskimäärin 0-41 p.-%. Muita alkuaineita magnetiitissa on vain hyvin vähän. Kärkkäinen (1999) esittää, että Koivusaarennevan gabron magnetiitti olisi reagoinut metamorfoosissa ympäröivien silikaattien kanssa, mikä olisi köyhdyttänyt Koivusaarennevan gabron magnetiitit  $MgO$ :sta ja  $Al_2O_3$ :sta.

Ilmeniitin mikroanalyysejä on esitetty taulukossa 4. Ilmeniitin sisältää keskimäärin 51,3 p.-%  $TiO_2$  (50,5-52,2 p.-%) ja 44,0 p.-%  $FeO_{tot}$  (40,5-47,5 p.-%). Ilmeniitin mangaanipitoisuus on oksidirikkaassa osassa korkeampi vaihdellen pirootteisen osan pitoisuudesta n. 1,0 p.-%  $MnO$  massiivisen-semimassiivisen osan pitoisuuteen jopa 8,8 p.-%. Korkeat mangaanipitoisuudet ilmeniitissä liittyvät yleensä karbonaattiteihin ja kimberliitteihin (Deer et al. 1992). On mahdollista, että metamorfoosissa ilmeniitin koostumus muuttuu siten, että mangaanin määrä mineraalissa lisääntyy (Cassidy et al. 1988). Näytteet 5 ja 6 edustavat muuttumattomia ilmeniittilamelleja magnetiitissa. Ilmeniitin  $V_2O_3$ -pitoisuus vaihtelee välillä 0,46-0,74 p.-%. Ilmeniittilamelleissa vanadiinipitoisuus on korkein.

### 8.3.2. Sulfidit

Intruusiossa esiintyy sulfideja vain vähän. Kiillotetuissa ohuthieissä on tunnistettu oleva rikkikiisua, kuparikiisua, sinkkivälkettä, magneettikiisua ja borniittia. Näitä tavataan vaihtelevissa määrin erittäin heikkona pirootteena intruusion keskivyöhykkeessä ja sen alapuolella. Sulfidien raekoko on alle 0,5 mm. Toisinaan esiintyy myös ohuita ( $\varnothing < 1,0$  mm) sulfidisia juonia, jotka koostuvat rikki- ja kuparikiisusta.

## 9. Geokemia

Tässä kappaleessa keskitytään eri kivilajeja karakterisoivaan ja Hautakankaan muodostuman syntyä valaisevaan geokemiaan. Taulukossa 5 on esitetty tyypillisiä esimerkkejä Hautakankaan alueen kivien geokemiallisista koostumuksista.

Taulukko 5. Hautakankaan alueen kivien geokemiallisia koostumuksia.

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> (p.-%)	50,00	45,60	42,30	61,90	62,10	53,20
TiO <sub>2</sub>	2,18	1,85	4,74	0,75	0,76	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	4,59	7,20	16,80	16,70	8,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	18,09	15,99	23,51	6,36	5,62	5,86
MnO	0,23	0,18	0,21	0,19	0,07	0,12
MgO	4,87	27,60	7,98	0,89	0,75	14,30
CaO	9,10	3,14	10,26	1,47	4,76	12,21
Na <sub>2</sub> O	2,31	0,00	2,72	7,32	7,28	1,61
K <sub>2</sub> O	0,22	0,08	0,24	3,78	1,02	1,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,17	0,23	0,24	0,25	0,33
Total	99,43	99,20	99,39	99,71	99,30	98,54
Co (ppm)	53,20	117,00	78,30	4,65	6,89	40,10
Y	44,30	6,71	11,00	19,40	19,70	9,88
V	428,00	281,00	971,00	3,33	16,30	83,10
Zr	160,00	28,40	61,00	172,00	175,00	68,60
Hf	4,38	1,16	1,84	4,92	5,14	2,06
Rb	2,59	1,77	3,99	85,50	27,60	43,90
Sc	44,20	10,40	31,30	2,97	2,83	25,00
Nb	9,35	13,90	13,30	45,70	44,60	4,54
Ta	0,59	0,69	0,69	2,37	2,62	---
U	0,80	0,30	0,29	0,61	0,86	0,53
Th	3,82	0,92	1,27	3,54	4,06	2,79
La	15,80	12,90	11,40	24,20	28,00	39,60
Ce	37,70	24,50	26,40	50,30	56,30	98,10
Pr	4,93	3,02	3,69	6,06	6,56	13,00
Nd	23,20	12,20	16,60	23,90	25,70	56,80
Sm	6,11	1,77	3,23	4,65	4,68	8,91
Eu	1,75	0,51	0,93	1,22	1,23	2,01
Gd	7,38	1,96	3,71	4,87	4,89	6,76
Tb	1,32	0,26	0,46	0,63	0,71	0,71
Dy	7,88	1,26	2,10	3,86	3,88	2,62
Ho	1,63	0,22	0,42	0,79	0,75	0,38
Er	4,67	0,70	1,06	2,30	2,12	0,95
Tm	0,66	---	0,15	0,33	0,35	0,10
Yb	4,47	0,68	1,00	2,21	2,08	0,81
Lu	0,63	0,10	0,13	0,30	0,31	0,10

1 R728 27,63 - 27,77

2 R731 67,85 - 68,05

3 R743 41,85 - 42,00

4 R736 22,40 - 22,60

5 R738 12,90 - 13,05

6 R734 52,40 - 52,60

METADIABAASI

PERIDOTIITTI

MAGNETIITTIGABRO

MONZONIITTI

BREKSIA

MELAGABRO

## 9.1. Pääalkuaineet

Pääalkuaineiden (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) vaihtelu  $\text{SiO}_2$ :n ja  $\text{MgO}$ :n funktiona on esitetty kuvissa 21 ja 22. Intruusioon kuuluvat ja sen ulkopuolelle jäävät kivet erottuvat selkeästi toisistaan xy-diagrammeissa. Mineralogian muuttuminen eri kivilajien välillä voidaan huomata helposti myös alkuainepitoisuuksien vaihteluna.

Felsinen breksia ja intruusion ylin osa ovat kemiallisesti samankaltaisia, joka viittaisi siihen, että breksia on muodostunut intruusion syntymisen loppuvaiheessa syngeneettisesti. Intruusiota leikkaavat felsiset juonet ovat muodostuneet samasta magmasta. Magnetiittigabro erottuu muista intruusion kivilajeista Fe- ja Ti-rikkaana (Kuvat 21 ja 22).

Intruusion ulkopuolisista kivistä melagabron kemiallinen koostumus poikkeaa merkittävästi intruusion kivistä, joka vahvistaa käsitystä siitä, että se on oma erillinen intruusionsa. Erityisesti  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ - ja  $\text{TiO}_2$ -pitoisuudet ovat matalampia kuin intruusioon kuuluvilla gabroluokan kivillä. Diabaaseista kaksi kuuluu samaan juoniparveen kolmannen erottuessa eri diagrammeilla kahdesta muusta. Yksittäisessä juonessa on korkeampi MnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$  ja  $\text{TiO}_2$  kuin kahdessa muussa (Kuvat 21 ja 22).

Intruusion differentioitumista kuvastavat  $\text{FeO}$ :n ja  $\text{MgO}$ :n väheneminen systemaattisesti kohti felsisempiä osia (Kuvat 21 ja 22). Oksidirikkaimpien näytteiden osalta tulkintaa vaikeuttaa oksidien huomattava osuus mineraaleista. Peridotiitin  $\text{FeO}$ -pitoisuus ( $\text{FeO}_{\text{tot}}$  14,7-17,4 p.-%) on poikkeuksellista, samoin kuten oksidien esiintyminen peridotiitissa kumulusmineraalina yhdessä oliviinin kanssa. Ferropikriittinen kantamagma voi tuottaa samankaltaisia  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  ja  $\text{TiO}_2$ -konsentraatioita peridotiitteihin kuin Hautakankaan peridotiitissa on (esim. Hanski 1992, Goldstein & Francis 2008) ja joissakin oliviini-magnetiittikumulaateissa  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  voi nousta yli 40 painoprosenttiin (Hanski 1992).

Vanadiinipitoisuudet keskittyvät oksidirikkaimpiin osuuksiin (Taulukko 6). Vanadiini esiintyy magnetiitissa korvaten kolmenarvoista rautaa. Vanadiinipitoisuudet ovat oksidirikkaalle kivelle kuitenkin melko alhaiset, vain korkeintaan 0,25 p.-% V. Konnunaho et al. (2010) ovat käsitelleet valtausraportissaan tarkemmin raudan, titaanin ja vanadiinin määriä oksidirikkaimissa osioissa. Intruusiossa on huomattavan vähän fosforia,  $\text{P}_2\text{O}_5$  keskimäärin 0,27 p.-% ja vaihteluväli 0,06-0,66 p.-%.



Taulukko 6. Metallien ja niiden oksidien sekä oksidimineraalien keskipitoisuuksia malmityypeittäin (Konnunaho et al. 2010).

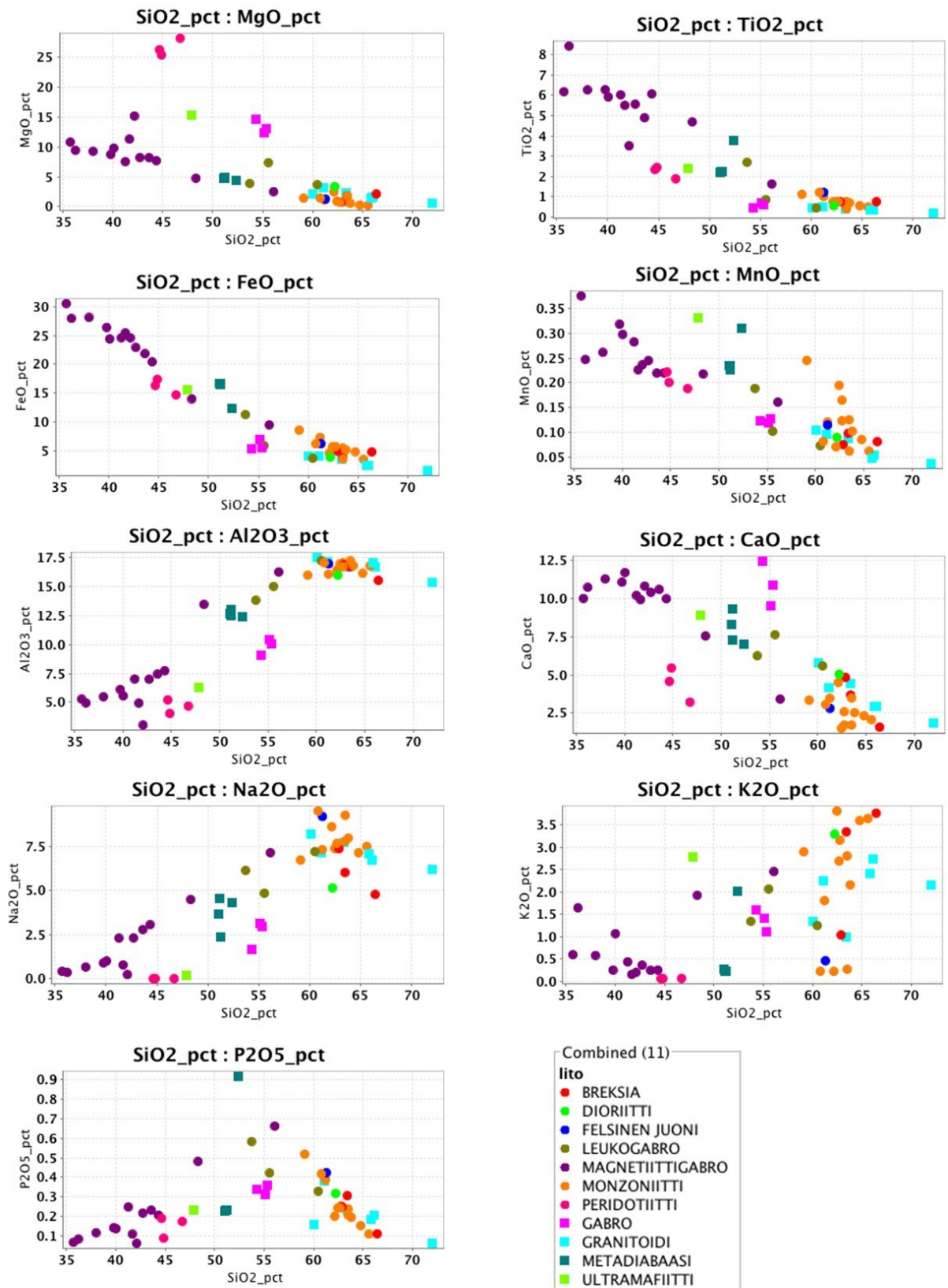
Elementti	Malmityyppi	Min. (%)	Max. (%)	Ka. (%)
Ti	pirote	0,7	5,6	3
Ti	massiivinen	5,4	7,4	8,4
TiO <sub>2</sub>	pirote	1,2	9,4	5
TiO <sub>2</sub>	massiivinen	9	13,9	12,4
Fe	pirote	6,8	32,7	17,4
Fe	massiivinen	31,5	49,2	42,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	pirote	9,8	46,8	25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	massiivinen	40	70,3	61,4
V	pirote	0,006	0,2	0,09
V	massiivinen	0,18	0,3	0,25
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	pirote	0,01	0,35	0,16
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	massiivinen	0,33	0,54	0,44
Magnetiitti	pirote	0,2	25,1	6,3
Magnetiitti	massiivinen	34	47,3	41,1
Ilmeniitti	pirote	2,34	18,8	10
Ilmeniitti	massiivinen	18	27,9	24,8

## 9.2. Hivenalkuaineet

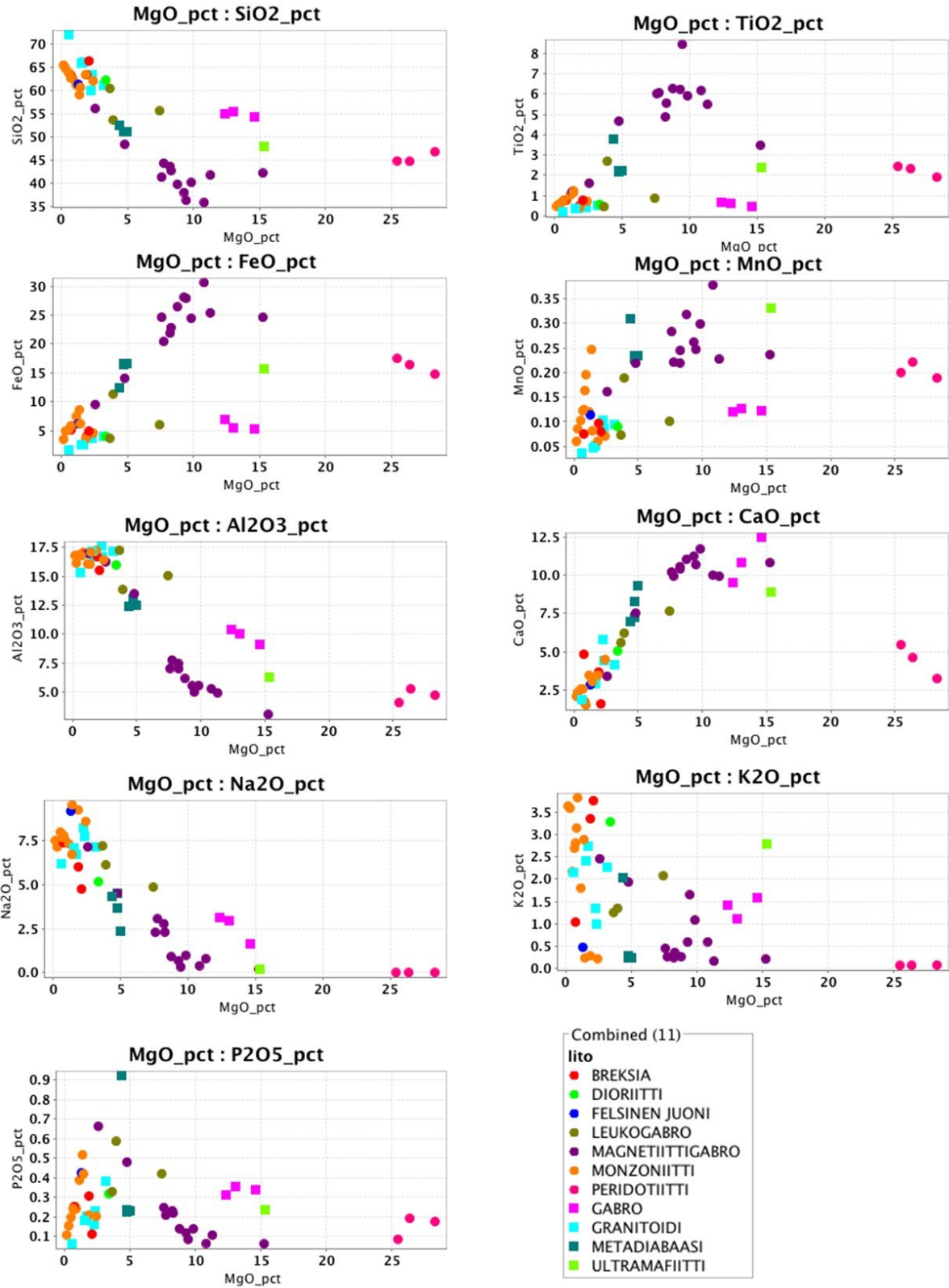
Kuvassa 25 on esitetty kondriittinormalisoituja REE-diagrammeja Hautakankaan alueen kiville. Hautakankaan intruusion kivillä ei merkittävää vaihtelua ole havaittavissa REE-jakaumien muodossa, sillä kaikki näytteet lukuun ottamatta kahta monzoniittinäytettä ovat samalla tavalla keveistä lantanideista rikastuneita osoittaen kantamagmaassa olleen korkean LREE/HREE-suhteen. Intruusion yhteydessä tavattavien granitoidien REE-käyrät poikkeavat intruusion kuuluvien kivien kuviosta; niissä on selvästi korkeampi LREE/HREE. Monzoniittien ja sen kaltaisten juonten REE-käyrä on myös huomattavan samankaltainen. Breksian kuvaajat näyttäisivät vastaavan pitkälti intruusion monzoniittisten osioiden kuvaajia, mikä vastaa käsitystä siitä, että intruusion yläosien felsisempi magma olisi toiminut breksioivana sulana. Hautakankaan intruusiota leikkaavat kuvaajien perusteella ainakin kahden eri vaiheen diabaasijuonet, mikä käy ilmi myös pääalkuainekoostumuksista.

Hautakankaan intruusiosta ei tavata merkittäviä pitoisuuksia platinaryhmän metalleja, kromia, nikkeliä tai kuparia. Sekä PGE:n että kromin esiintyminen huomattavissa määrin on tyypillistä mafisille ja ultramafisille intruusioille. Peridotiitissa kromia on maksimissaan 0,2 p.-%. On mahdollista, että PGE-rikasta osaa ei ole kairauksissa lävistetty tai se puuttuu mahdollisesti

kokonaan intruusion pienen koon vuoksi. PGE:n rikastuminen vaatii laskennallisesti yli 1km paksuisen magmakerroksen (Cawthorn et al. 2005).

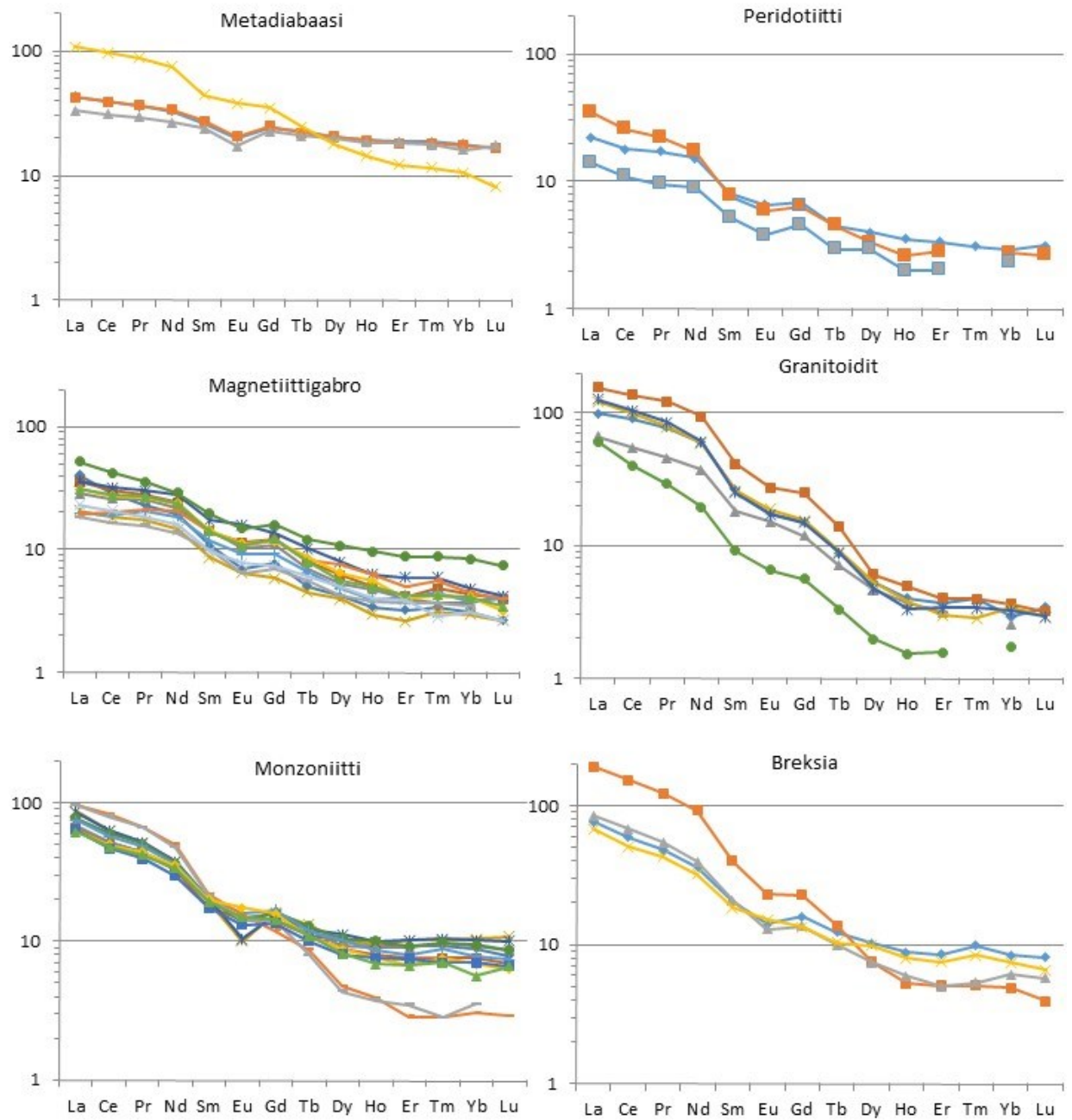


Kuva 21. Pääkomponenttien vaihtelu SiO<sub>2</sub>:n funktiona. Ympyräsymbolit edustavat intruusion kiviä ja neliösymbolit intruusion ulkopuolisia kiviä.



Kuva 22. Pääkomponenttien vaihtelu MgO:n funktiona. Ympyräsymbolit edustavat intruusion kiviä ja neliosymbolit intruusion ulkopuolisia kiviä.





Kuva 23. Kondriittinormalisoituja lantanidijakaumia Hautakankaan alueen kiville. Normalisointiarvot McDonoughin & Sunin (1995) mukaan.

## 10. Keskustelu ja johtopäätökset

Mafisia ja ultramafisia intruusioita on Suomessa tutkittu runsaasti, ja niistä Hautakankaan tyyppiä muistuttavia ovat Koillismaan (Alapieti 1982, Juopperi 1977), Otanmäen (esim. Nykänen 1995, Kerkkonen 1979), Kauhajärven (Kärkkäinen 1999), Karhujupukan (Karvinen 1989, 1997), Kulonsuonmäen (Härme 1955) sekä Koivusaarennevan gabromuodostumat (Kärkkäinen 1999). Edellä mainituista Kulonsuonmäen ja Kauhajärven Fe-Ti-muodostuman yhteydessä tavataan runsaasti apatiittia, jota Hautakankaan intruusiossa esiintyy vain aksessorisena. Karhujupukan alueella magnetiitti ja ilmeniitti esiintyvät kapeina linssimäisinä jaksoina, joissa oksidimineraaleja tavataan pääasiassa suotautumattomina rakeina. Hautakankaan gabron Fe-Ti-esiintymä ei liity massiiviseen anortosiittiseen intruusion, kuten on kyse esim. Tellnesin tai Allard Laken (Charlier et al. 2010) tapauksissa. Anortosiittisia massiivisia intruusioita tunnetaan Suomesta ainoastaan Länsi-Inarissa sijaitseva Angelin anortosiitti, jota on pienimuotoisesti hyödynnetty rakennuskiviteollisuudessa (Vartiainen 1988, Rask & Vartiainen 1989). Yleensä magnetiitti ja ilmeniitti esiintyvät kerrosintruusioissa niiden yläosissa selvänä kerroksena, kuten Bushveldin (Reynolds 1985a, 1985b), Skaergaardin (McBirney 1996) ja Koillismaan (Juopperi 1977) esimerkeissä. Hautakankaan intruusio muistuttaa mineralogialtaan ja kemialtaan Panzhihuan alueella tavattavia Fe-Ti-esiintymiä sisältäviä gabromuodostumia (Zhou et al. 2005, Pang et al. 2008). Yhteneviä piirteitä ovat esimerkiksi oksidirikkaan faasin sijainti pyrokseenirikkaassa gabrossa sekä apatiitin pieni määrä.

Hautakangas on differentioitunut intruusio, joka on pilkkoutunut tektonisesti. Intruusio sisältää seuraavat osat: ultramafinen alaosa, mafinen keskiosa, joka tässä tapauksessa on oksidirikas, ja felsinen yläosa. Differentioitumiseen ja oksidifaasin muodostumiseen on vaikuttanut useat magmasykäykset intruusion kiteytymisen aikana. Massiivisen-semimassiivisen oksidimuodostuman terävät kontaktit ympäröivään oksidiprotteiseen, pyrokseenirikkaampaan faasiin voivat viitata siihen, että on muodostunut sekaantumaton oksidisula, joka on tunkeutunut osittain kiteytyneeseen pyrokseniittiin. Panzhihuan gabroissa saman kaltaisia oksidirikkaita osueita on muodostunut normaalin fraktioivan kiteytymisen kautta (Zhou et al. 2005, Pang et al. 2008). Sulan jäähtyessä ja samaan aikaan köyhtyessä titaanista sulasta on alkanut kiteytyä puhdasta magnetiittia ja magnetiittia, jossa on ilmeniittilamelleja. Hautakankaan muodostuman kantamagma on ollut huomattavan rikastunut raudasta ja titaanista. Peridotiitissa magnetiitti on likvidusfaasissa, mikä viittaisi rautapitoiseen kantamagmaan jo intruusion differentioitumisen alkuvaiheessa. Fe-Ti-riikkaat magmat voivat olla alun perin differentioituneet ferropikriittisestä sulasta. Hautakankaan gabromuodostuma poikkeaa kuitenkin Petsamon ferropikriittistä

esimerkiksi alhaisten  $P_2O_5$ - ja Zr-pitoisuuksien vuoksi (vrt. Hanski, 1992). Ferropikriittistä kantamagmaa on ehdotettu myös Panzhihuan rautamalmeja sisältäville intruusioille (Zhang et al. 2009).

Intruusion stratigrafinen tulkinta perustuu kivien kemialliseen koostumukseen ja mineralogiseen tulkintaan. Kairauksista käy ilmi, että stratigrafisten yksiköiden väliset kontaktit ovat osin diskordantteja ja näin ollen stratigrafiaa on vaikea tulkita suoraan kairasydänhavainnoista. Intruusioon kuuluviksi voidaan tulkita kivet, joissa on havaittu magnetiittia ja ilmeniittiä, ja tätä voidaan pitää erottavana tekijänä myös intruusion itäkontaktissa olevan melagabron ja intruusion pyrokseenirikkaiden kivien välillä. Intruusiota leikkaavat felsiset juonet ovat peräisin intruusion yläosaksi tulkitusta monzoniitista. Juonet ovat tunkeutuneet intruusion mafiseen osaan differentioitumisen loppuvaiheessa. Myös näissä felsisissä juonissa on magnetiittia ja ilmeniittiä. Breksian koostumus lähentelee kemiallisesti ja mineralogisesti monzoniitin koostumusta. On mahdollista, että breksia on syngeneettinen Hautakankaan muodostuman kanssa. Breksiasta ei ole tavattu Hautakankaan muodostuman kiviä.

Intruusion mineralogia on kauttaaltaan sekundääristä lukuun ottamatta massiivisen-semimassiivisen oksidigabron keskiosia, jossa mm. ilmeniitti ei ole juurikaan muuttunut leukokseeniksi. Peridotiitista tavataan sekundääristä magnetiittia ja oliviinirakeet ovat täysin muuttuneet eri verkkosilikaateiksi. Pyrokseenit ovat muuttuneet uraliitiksi ja plagioklaasirakeet ovat kauttaaltaan saussuriittiutuneet. Plagioklaasin koostumus oksidien puuttumisen ohella on erottava tekijä intruusion kivien ja melagabron välillä. Intruusion plagioklaasi on albiittia ja melagabron anortiittirikkaampaa. Tämä voi johtua siitä, että intruusion sisältämä plagioklaasi on ainakin osittain albiittiutunutta. Näin ollen melagabro olisi Hautakankaan muodostumaa nuorempi. Melagabron sisältämät plagioklaasirakeet eivät ole saussuriittiutuneet.

Vanadiinia on massiivisessakin oksidimuodostumassa vain vähän.  $TiO_2$  -pitoisuus on enintään 13,9 p.-% ja Fe-pitoisuus 49,2 p.-%. Valtaosa ilmeniitistä on muuttunut myöhäismagmaattisissa prosesseissa leukokseeniksi. Samoissa prosesseissa ovat intruusion pyrokseenit muuttuneet uraliitiksi. Massiivisen-semimassiivisen oksidimuodostuman ilmeniitissä on 8 p.-% MnO:a, mikä ei ole tyypillistä mafisissa magmakivissä. On mahdollista, että metamorfinen diffuusioprosessi olisi tuottanut ilmeniittiin mangaania (Cassidy et al. 1988).

Kontaktivyöhyke Tannilan granodioriitin ja Oijärven-Yli-Iin vihreäkivivyöhykkeen välillä on otollinen paikka ajatellen intruusion purkautumiskanavaa, kuten Konnunaho et al. (2010)



valtausraportissaan toteavat. Samainen rakenteellinen rajapinta on mahdollisesti johtanut siihen, että intruusion yksiköiden väliset kontaktit ovat paikoin epäjatkuvia. Arkeisen kuoren ekstensio ja repeytyminen johtivat laaja-alaiseen mafiseen magmatismiin proterotsooisena aikana Fennoskandian kilven alueella (Talvitie ja Paarma 1980).

## 11. Kiitokset

Haluan kiittää seuraavia tahoja tämän tutkielman ja opintojeni loppuunsaattamisesta:

Professori Eero Hanski Oulun Yliopistosta kysymyksistä, vastauksista ja tuesta työn aikana.

Geologian tutkimuskeskusta gradutyöni tukemisesta ja näytemateriaalin saamisesta tähän työhön.

Lukuisat geologit ja geologian opiskelijat, joista mainittakoon Arttu Taipale, Anssi Kangas, Janne Kinnunen ja Marko Moilanen, avusta ja kannustuksesta työn loppurutistuksessa.

Pasi Heino, motivoinnista.

Leenis <3, Saara ja Klaara.

Äiti ja Isä, velipoika Arttu.

## 12. Kirjallisuusluettelo

- Alapieti, T. 1982. The Koillismaa layered igneous complex, Finland: its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. Geological Survey of Finland, Bulletin 319, 1-116.s
- Bateman, A. M. 1951. The formation of late magmatic oxide ores. *Economic Geology* 46, 404-426.
- Davidson, A., 2008. Late Paleoproterozoic to mid-Neoproterozoic history of northern Laurentia: An overview of central Rodinia. *Precambrian Research* 160, 5–22.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals, 2nd edition. Pearson, Harlow, England, 696 s.
- Emsley, J. 2001. Titanium. Teoksessa: *Nature's Building Blocks: An A-Z Guide to the Elements*. Oxford University Press, Oxford, , 538 s.
- Enkovaara, A., Härme, M. & Väyrynen, H. 1952. Kivilajikartta, lehdet C5-B5, Oulu - Tornio. Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000. Valtioneuvoston kirjapaino, Helsinki.
- Enkovaara, A., Härme, M. & Väyrynen, H. 1953. Kivilajikartan selitys, lehdet C5-B5, Oulu - Tornio. Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000. Valtioneuvoston kirjapaino, Helsinki, 153 s.
- Evans, A.M. 1997. *Introduction to Economic Geology and Its Environmental Impact*. Blackwell, 376 s.
- Cassidy, K.F., Groves, D.I. & Binns, R.A. 1988. Manganooan ilmenite formed during regional metamorphism of archaean mafic and ultramafic rocks from Western Australia. *Canadian mineralogist* 26, s. 999-1012.
- Charlier, B., Namur, O., Malpas, S., de Marneffe, C., Duchesne, J-C., Auwera, J.C. & Bolle, O. 2010. Origin of the Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. *Lithos* 117, 119-134.
- Geologian tutkimuskeskus. 2010. Suomen mineraalistrategia. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 20 s.
- Geologian tutkimuskeskus. 2016. Digitaalinen kallioperäkartta 1:200 000.
- Goldsmith, J.R. 1952. Diffusion in plagioclase feldspars. *Journal of Geology* 60, 288-291.
- Grant, F.S. 1985. Aeromagnetism, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration* 23, 303-333.
- Gross, G.A. 1996. Mafic intrusion- hosted titanium iron. Teoksessa: Eckstrand, O.D., Sinclair, W.D. & Thorpe, R.I. (toim.) *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Geological Survey



- of Canada, *Geology of Canada* 8, 573-582
- Gross, G.A., Gower, C.F., & Lefebure, D.V. 1997 Magmatic Ti-Fe±V Oxide Deposits Teoksessa *Geological Fieldwork 1997*, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Paper 1998-1, 24J-1 - 24J-3.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Department of Geological Sciences, Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, 587 s.
- Hurless, B.E., & Froes F. H. 2002. Lowering the Cost of Titanium. *The AMPTIAC Quarterly*, Vol. 6, No. 2, 9 s.
- Härme, M. 1955. Kulonsuonmäen titaanirautamalmialueen geologiasta. *Geologian Tutkimuskeskus, Geoteknillisiä julkaisuja* 59, 16 s.
- Iljina, M. 2009. Pohjois-Suomen emäksisten magmakivien malmivarojen kartoitus 2003-2008. *Geologian Tutkimuskeskus. Raportti M10.4/2009/49*, 56 s.
- Irvine, T.N. 1975. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions—II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 991-1008
- Irvine, T.N. 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology* 23, 127-162
- Juopperi, H. & Karvinen, A. 2000. Malmitutkimukset vuosina 1997-1998 Oijärven liuskejaksolla Ranuan kunnassa valtausalueilla Mauru 1 ja Mauru 2. *Geologian Tutkimuskeskus, Raportti M06/3522/2000/1/10*, 21 s.
- Juopperi, H. 2008. Pudasjärven kompleksin kallioperän ja raaka-ainevarojen kartoitus. *Geologian tutkimuskeskus, Raportti M10.4/2008/2*, 28 s.
- Karvinen, Antero. 1989. Kolarin Karhujupukan titaani-vanadiini-rautamalmin tutkimukset vuosina 1986-1988. *Geologian Tutkimuskeskus, Raportti. M 19/2731/-88/1/10*, 12 s.
- Karvinen, Antero. 1997. Tutkimustyöselostus Kolarin kunnassa Karhuvuoma 1 ja 2 nimisillä valtausalueilla kaivosrekisterinumerot 5653 1 ja 2 suoritetuista malmitutkimuksista. *Geologian Tutkimuskeskus, Raportti M06/2731/97/1/10*, 6 s.
- Karhunen, J. 2010. Preliminary bench scale beneficiation testing on Hautakangas Fe-Ti-V deposit. *Geological Survey of Finland, Report C/MT/2010/42*. 9 s.
- Kerkkonen, O. 1979. Otanmäen titaanirautamalmin synty ja kehitys magnetiitti-ilmeniitti-parin valossa. *Lisensiaatintyö, Oulun Yliopisto, Geologian laitos*, 89 s.
- Konnunaho, J., Lahti, I & Karhunen, J. 2010. Tutkimustyöselostus Iin kunnassa sijaitsevasta Hautakankaan intruusiosta valtausalueilla Hautakangas 1-5 (kaivosrekisterinumerot 8555/1-5)

- tehdystä Ti-Fe-V malmitutkimuksista vuosina 2006-2008. Geologian Tutkimuskeskus. Raportti M06/3521/2010/16, 64 s.
- Kärki, A., 1991. Structure of the late Archaean Pudasjärvi complex and associated early Proterozoic gneiss complexes. *Res Terrae, Serie A*, 7, 5 - 11.
- Kärkkäinen, N. 1999. Titanium ore potential of small mafic intrusions based on two examples in western Finland. Michigan Technological University, 193 s. (väitöskirja)
- Laajoki, K. & Luukas, J., 1988. Early Proterozoic stratigraphy of the Salahmi - Pyhäntä area, central Finland, with an emphasis on applying the principles of lithodemic stratigraphy to a complexly deformed and metamorphosed bedrock. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 60, 79 - 106.
- McBirney A.R. 1989. The Skaergaard Layered Series: I. Structure and average compositions. *Journal of Petrology* 30, 363-397
- McBirney A.R. 1996. The Skaergaard Intrusion. Teoksessa: Cawthorn R. D. (toim.) *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, s. 147-180
- Mutanen, T. & Huhma, H. 2003. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 75, 51-68.
- Näslund, H.R. 1976. Liquid immiscibility in the system  $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ - $SiO_2$  and its application to natural magmas. *Carnegie Institute of Washington, Year Book* 75, 592-597.
- Näslund, H.R. 1983. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron bearing silicate melts. *American Journal of Science*, 283, 1034-1059.
- Näslund, H.R. & McBirney, A.R. 1996. Mechanisms of formation of igneous layering. Teoksessa: Cawthorn, R.D. (toim.) *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, s. 1-43.
- Nykänen, V. 1995. Otanmäen intruusiokompleksi Vuorokaan lohkon ala- ja keskiosan kiteytyminen ja kemiallinen evoluutio. *Lisensiaatintyö*, Oulun yliopisto, Geotieteiden ja tähtitieteen laitos, 135 s.
- Oliver, T.A. 1951. The effect of uralitization upon the chemical composition of the Sudbury norite. *American Mineralogist* 36, 421-429.
- Philpotts, A.R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology* 62, 303-315.

- Piispanen, R. & Alapieti, T. 1977. Uralitization - an example from Kuusamo, Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 49, 39-46.
- Pang, Kwan-Nang, Zhou, Mei-Fu, Lindsley, D. Zhao, Donggao & Malpas J. 2008. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China. *Journal of Petrology* 49, 295-313
- Rask, M. & Vartiainen, R. 1989. Rakennuskivitutkimukset Inarin Angelissa tammi-huhtikuussa 1989.4 I. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, M19/3821/-89/1/86, 26 s.
- Reynolds, I.M. 1978. Mineralogical studies of South African titaniferous iron ores: their applications to extractive metallurgy. *Geological Society of South Africa Transactions* 81, s. 233-240.
- Reynolds, I.M. 1985a. The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of the Bushveld complex: a review and synthesis. *Economic Geology* 80, 1089-1108.
- Reynolds, I.M. 1985b. Contrasting mineralogy and textural relationships in the uppermost titaniferous magnetite layers of the Bushveld complex in the Bierkaal area north of Rustenburg. *Economic Geology* 80, 1027-1048.
- Robb, L. 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Publishing, Oxford, 373 s.
- Ronkainen, K. 2008. Iin Hautakankaan oksidigabron geofysikaaliset tutkimukset ja mallintaminen. Pro gradu -tutkielma, Oulun yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, 80 s.
- Rose, E.R. 1969. Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada. *Economic Geology Report* 25, 177 s.
- Seong, S., Younossi O. & Goldsmith, B.W. 2009. *Titanium: Industrial Base, Price Trends, and Technology Initiatives*, 156 s.
- Smith, R.K. & Lofgren, G.E. 1983. An analytical and experimental study of zoning in plagioclase. *Lithos* 16, 153-168.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12, 1-33.
- Talvitie, J. & Paarma, H. 1980. Precambrian basic magmatism and the Ti-Fe ore formation in central and northern Finland, teoksessa Siivola, J. (toim.) *Metallogeny of the Baltic Shield, Proceedings of the symposium held in Helsinki, Finland, June 12-21, 1978*. Geological Survey of Finland, *Bulletin* 307, 98-107.
- Vartiainen, R. 1988. Rakennuskivitutkimukset Angelissa Inarin kunnassa huhti - syyskuussa 1988. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M 19/3821/-88/1/86, 25 s.



- von Gruenewaldt G., Klemm, D.D., Henckel, J. & Dehm, D.R. 1985. Exsolution Features in Titanomagnetites from Massive Magnetite Layers and Their Host Rocks of the Upper Zone, Eastern Bushveld Complex. *Economic Geology* 80, 1049-1061.
- von Gruenewaldt, G. 1993. Ilmenite-apatite enrichment in the Upper zone of the Bushveld complex: a major titanium-rock phosphate resource. *Economic Geology* 35, 987-1000.
- Wager, L.R., Brown, G.M., & Wadsworth, W.J. 1960. Types of igneous cumulate. *Journal of Petrology* 1, 73 - 85.
- Winter, P.E. 1965. The Ushushwana Igneous Complex. Swaziland Geological Survey, Bulletin 5, 29 s.
- Winter, J.D. 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Prentice Hall, 702 s.
- Vartiainen, R. 1988. Rakennuskivitutkimukset Angelissa Inarin kunnassa huhti - syyskuussa 1988. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M 19/3821/-88/1/86, 25 s.
- Vuollo, J. 1994. Palaeoproterozoic basic igneous events in Eastern Fennoscandian Shield between 2.45 Ga and 1.97 Ga, studied by means of mafic dyke swarms and ophiolites in Finland. *Acta Univ. Ouluensis Ser. A* 250, 1-47.
- Zhang, Z., Mao, J., Saunders, A.D., Ai, Y., Li, Y., Zhao, L. 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints. *Lithos* 113, 369–392.
- Zhou, Mei-Fu, Robinson, P.T., Leshner, M., Keays, R.R., Zhang, Cheng-Jiang & Malpas, J. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology* 46, 2253-2280

## Liite 1. Mikroanalyysituloksia Hautakankaan intruusiosta.

### Leukogabro R742 41,55 m

mineraali	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	FeO	NiO	ZnO	Total
hbl1	0,22	18,15	1,87	55,98	0,12	12,98	0,02	0,00	0,02	0,23	8,86	0,04	0,21	98,72
hbl2	0,21	18,89	1,42	56,62	0,04	13,27	0,00	0,01	0,06	0,22	7,49	0,07	0,11	98,41
hbl4	0,15	18,60	1,52	56,74	0,05	12,77	0,00	0,00	0,04	0,19	7,70	0,09	0,14	97,99
hbl5	0,19	18,52	1,53	56,23	0,05	12,84	0,00	0,02	0,02	0,24	8,43	0,00	0,17	98,23
hbl6	0,24	18,23	1,64	56,00	0,08	12,73	0,02	0,04	0,08	0,22	8,29	0,07	0,13	97,76
hbl7	0,16	18,68	1,34	56,36	0,06	13,09	0,01	0,00	0,09	0,29	8,28	0,06	0,18	98,60
hbl8	0,14	18,87	1,16	56,32	0,06	12,88	0,05	0,00	0,03	0,22	7,50	0,01	0,18	97,43
hbl9	0,18	18,16	1,46	55,98	0,02	12,59	0,00	0,00	0,05	0,23	7,40	0,05	0,13	96,25
hbl10	0,29	17,83	2,33	55,67	0,11	12,68	0,02	0,04	0,05	0,24	7,83	0,07	0,22	97,36

### Melagabro R734 52,60 m

hbl1	1,00	18,13	5,56	51,94	0,38	12,38	0,49	0,02	0,14	0,13	6,96	0,10	0,06	97,28
hbl2	0,61	18,85	4,56	53,91	0,38	12,89	0,12	0,04	0,21	0,16	5,81	0,02	0,10	97,66
hbl3	0,37	20,43	2,17	55,72	0,15	13,25	0,00	0,00	0,18	0,17	4,95	0,00	0,05	97,45
hbl4	0,27	21,18	1,59	57,06	0,07	13,43	0,00	0,00	0,15	0,19	4,70	0,05	0,04	98,71
hbl5	0,15	21,50	1,03	58,00	0,07	13,27	0,01	0,00	0,03	0,14	3,75	0,11	0,11	98,18

### Granodioriitti R733 74,40 m

amf1	0,41	15,79	2,72	53,88	0,18	12,58	0,09	0,07	0,00	0,48	11,44	0,05	0,00	97,69
amf2	0,62	14,71	4,19	52,41	0,33	12,57	0,15	0,03	0,04	0,44	12,81	0,06	0,05	98,39
amf3	0,19	17,29	0,71	56,64	0,05	12,99	0,01	0,02	0,02	0,44	9,73	0,00	0,04	98,11
amf4	0,71	13,83	5,08	50,25	0,45	12,20	0,21	0,05	0,06	0,44	13,41	0,02	0,03	96,74

### Metaperidotiitti R731 68,05 m

amf1	0,88	20,47	5,02	51,71	0,35	8,24	1,84	0,06	0,10	0,76	7,98	0,05	0,04	97,50
amf1.2	0,75	20,22	4,26	50,97	0,39	11,35	2,32	0,06	0,05	0,31	5,54	0,10	0,00	96,29
pseudo1	0,03	29,03	0,06	62,03	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,03	2,14	0,18	0,01	93,57
amf2	0,86	20,73	4,58	51,81	0,23	7,11	1,94	0,08	0,07	0,88	8,65	0,08	0,06	97,09
amf2.1	0,62	21,69	3,30	53,57	0,21	5,97	1,39	0,03	0,06	0,98	8,86	0,07	0,00	96,75

### Leukogabro R742 41,55 m

mineraali	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	FeO	NiO	ZnO	Total
plg1	11,78	0,00	20,30	69,02	0,09	0,85	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,27	102,38
plg2	12,34	0,00	19,93	69,39	0,10	0,42	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,18	102,44
plg3	12,14	0,00	19,97	68,23	0,06	0,73	0,04	0,03	0,00	0,03	0,06	0,00	0,23	101,49
plg4	11,37	0,00	20,97	67,65	0,08	1,70	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,14	102,02
plg5	11,84	0,00	20,72	67,81	0,05	1,41	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,18	102,10
plg6	11,78	0,00	20,83	68,22	0,06	1,34	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,24	102,52
plg7	11,93	0,00	20,79	67,70	0,06	1,37	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,23	102,16
plg8	11,78	0,00	20,31	68,40	0,05	1,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,05	0,01	0,16	101,84
plg9	11,20	0,00	21,46	66,91	0,12	1,99	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,17	101,95
plg10	11,94	0,00	20,71	68,71	0,10	0,96	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,17	102,69

### Granodioriitti R733 74,40 m

plg1	12,32	0,00	19,66	69,34	0,08	0,42	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,06	101,95
plg2	12,11	0,00	20,29	68,93	0,07	0,91	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	102,37

plg3	12,60	0,00	19,61	69,62	0,10	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04	0,00	102,07
plg4	11,66	0,00	20,66	67,62	0,12	1,36	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	101,46
plg5	12,47	0,00	19,46	69,55	0,11	0,14	0,02	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,07	101,92
Dioriitti R738 36,50 m														
plg1	6,94	0,00	11,32	84,26	0,04	0,32	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	102,90
plg2	10,45	0,00	17,30	58,30	0,02	0,38	0,00	0,03	0,01	0,03	0,06	0,00	0,01	86,59
plg3	0,01	0,00	0,00	101,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	101,58
plg4	11,98	0,00	20,26	68,83	0,06	0,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	101,83
plg5	12,33	0,00	20,01	68,59	0,08	1,26	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,04	102,38
plg6	11,77	0,00	19,51	68,42	0,04	0,49	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	100,31
plg7	12,22	0,00	19,94	68,96	0,08	0,53	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	101,81
plg8	12,44	0,00	20,08	69,83	0,04	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,08	103,12
plg9	12,49	0,00	19,72	69,32	0,08	0,33	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,00	102,05
plg10	12,16	0,00	20,05	68,94	0,06	0,59	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	101,86
Monzodioriitti R737 69,90 m														
plg1	12,34	0,00	19,37	69,26	0,07	0,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	101,21
plg2	12,31	0,00	19,48	69,46	0,08	0,16	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	101,62
plg3	12,46	0,00	19,46	69,28	0,04	0,12	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	101,38
plg4	12,36	0,00	19,83	69,82	0,10	0,10	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,00	0,04	102,36
plg5	12,43	0,00	19,62	69,33	0,04	0,11	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	101,62
plg6	12,78	0,00	19,74	70,13	0,10	0,07	0,02	0,05	0,00	0,01	0,06	0,03	0,00	102,99
plg7	12,35	0,00	19,36	69,48	0,09	0,15	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,05	0,07	101,61
plg8	11,45	0,00	20,96	67,34	0,16	1,63	0,04	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,00	101,69
plg9	12,20	0,00	19,87	68,98	0,13	0,44	0,04	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	101,73
plg10	11,25	0,00	20,82	67,26	0,17	1,70	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	101,30
Melagabro R734 52,60 m														
mineraali	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	FeO	NiO	ZnO	Total
plg1	0,02	0,00	24,94	38,77	0,03	23,14	0,01	0,02	0,69	0,02	8,68	0,03	0,19	96,52
plg2	0,00	0,00	24,54	38,69	0,00	23,46	0,20	0,09	0,56	0,03	9,29	0,00	0,10	96,96
plg3	0,00	0,00	22,47	38,31	0,00	22,72	0,04	0,02	0,83	0,04	12,18	0,03	0,04	96,67
plg4	0,00	0,00	23,44	38,20	0,00	22,62	0,07	0,01	0,63	0,03	10,51	0,02	0,04	95,56
plg5	0,02	0,00	25,29	38,75	0,00	23,18	0,03	0,01	0,39	0,10	8,36	0,00	0,08	96,21
Metapyrokseeniitti R741 173,25 m														
mineraali	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	FeO	NiO	ZnO	Total
magn1	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,73	1,08	0,02	93,51	0,09	0,11	95,85
magn2	0,06	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,57	0,66	1,16	0,00	93,13	0,01	0,00	95,63
magn3	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,27	0,61	1,12	0,00	92,54	0,06	0,00	94,64
magn4	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,79	0,64	1,07	0,00	93,48	0,00	0,00	96,04
magn5	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,55	0,59	1,11	0,02	92,27	0,03	0,00	94,64
magn6	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,41	0,65	1,23	0,02	93,65	0,02	0,00	96,03
magn7	0,03	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,43	0,61	1,17	0,00	94,48	0,03	0,05	96,90
magn8	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,27	0,62	1,33	0,02	92,76	0,00	0,08	95,15
magn9	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,20	0,63	1,37	0,01	93,52	0,07	0,01	95,92
magn10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,53	1,13	0,06	93,02	0,01	0,00	95,25
magnetiittigabro R733 85,10 m														
magn1	0,03	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,13	0,53	0,26	0,05	95,20	0,02	0,01	96,31
magn2	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,28	0,56	0,29	0,02	94,99	0,00	0,05	96,25



magn3	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,60	0,53	0,30	0,08	93,75	0,00	0,00	95,34
magn4	0,00	0,02	0,10	0,00	0,00	0,00	0,07	0,60	0,26	0,11	95,03	0,04	0,09	96,31
magn5	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,91	0,57	0,38	0,12	92,97	0,00	0,03	95,04
magn6	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,83	0,46	0,32	0,17	93,82	0,03	0,10	95,81
magn7	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,17	0,54	0,30	0,00	94,33	0,00	0,00	95,43
magn8	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,21	0,64	0,29	0,00	95,05	0,05	0,07	96,38
magn9	0,02	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,15	0,57	0,28	0,04	93,73	0,00	0,00	94,87
magn10	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,21	0,53	0,37	0,03	95,49	0,05	0,00	96,73
magn11	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,21	0,56	0,23	0,05	94,99	0,03	0,00	96,10
magn12	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,15	0,53	0,27	0,00	94,29	0,03	0,05	95,44
magn13	0,07	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,12	0,56	0,23	0,02	93,62	0,01	0,00	94,68
magn14	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,19	0,55	0,26	0,06	94,39	0,01	0,00	95,50
magn15	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,10	0,57	0,54	0,39	0,08	93,38	0,05	0,01	95,18

Sarvivälkegabro R740 89,10 m

magn1	0,02	0,01	0,07	0,03	0,00	0,00	0,73	0,82	0,00	0,03	87,68	0,05	0,04	89,49
magn2	0,19	0,00	0,08	0,04	0,01	0,00	0,45	0,79	0,07	0,01	86,49	0,01	0,05	88,18
magn3	0,02	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,27	0,90	0,03	0,02	89,64	0,00	0,00	90,97
magn4	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,37	0,81	0,04	0,00	87,98	0,00	0,00	89,27
magn5	0,05	0,00	0,09	0,05	0,00	0,00	0,41	0,80	0,00	0,00	88,89	0,00	0,09	90,39
magn6	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,07	0,77	0,05	0,00	88,16	0,00	0,00	89,10
magn7	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,56	0,78	0,00	0,00	89,58	0,00	0,04	91,01
magn8	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	1,17	0,70	0,00	0,03	88,60	0,02	0,00	90,57
magn9	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,45	0,84	0,03	0,02	88,85	0,00	0,00	90,20
magn10	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,00	0,31	0,80	0,00	0,06	88,71	0,01	0,04	90,02
magn11	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,39	0,85	0,05	0,06	88,41	0,00	0,00	89,84
magn12	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,53	0,83	0,03	0,03	87,38	0,00	0,06	88,95
magn13	0,05	0,01	0,09	0,00	0,00	0,00	0,30	0,86	0,02	0,00	86,40	0,00	0,00	87,72
magn14	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,55	0,85	0,05	0,02	88,73	0,00	0,02	90,31
magn15	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,58	0,95	0,02	0,01	87,67	0,00	0,07	89,37
average	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,00	0,41	0,67	0,41	0,03	91,76	0,02	0,03	93,42

Metaperiodiitti R731 68,05 m

magn1	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,26	5,07	0,08	84,10	0,24	0,10	89,92
magn2	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,12	0,35	9,06	0,26	79,41	0,25	0,45	90,03
ilme	0,02	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	52,05	0,56	0,03	2,98	42,39	0,00	0,13	98,53
magn3	0,03	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,07	0,31	4,90	0,05	83,28	0,11	0,02	88,84
ilme	0,00	0,30	0,01	0,00	0,00	0,00	51,85	0,63	0,05	3,10	41,97	0,00	0,04	97,95
magn	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,25	2,39	0,00	86,42	0,21	0,04	89,48
ilme	0,01	0,46	0,01	0,00	0,01	0,00	51,24	0,52	0,04	2,81	43,25	0,00	0,00	98,34
magn	0,04	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,25	0,23	1,15	0,06	86,05	0,17	0,00	87,99
ilme	0,03	0,33	0,02	0,01	0,02	0,00	51,30	0,57	0,00	2,91	42,90	0,05	0,09	98,23
magn	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,23	4,41	0,04	83,68	0,12	0,00	88,62

Magnetiittigabro R733 85,10 m

mineraali	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	FeO	NiO	ZnO	Total
ilmen1	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	51,95	0,55	0,04	7,62	42,16	0,00	0,02	102,45
ilmen2	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00	50,53	0,54	0,02	7,52	41,81	0,00	0,01	100,50
ilmen3	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	52,17	0,59	0,01	7,04	41,90	0,00	0,07	101,86
ilmen4	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	51,66	0,61	0,00	7,98	40,50	0,00	0,00	100,78

ilmen5	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	51,27	0,54	0,03	7,42	42,12	0,04	0,00	101,48
ilmen6	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,25	52,11	0,63	0,05	7,70	42,05	0,00	0,03	102,88
ilmen7	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	50,95	0,66	0,06	7,50	42,18	0,00	0,00	101,42
ilmen8	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	51,76	0,55	0,05	7,82	41,75	0,01	0,01	102,02
ilmen9	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	51,15	0,57	0,04	7,64	42,35	0,00	0,00	101,80
ilmen10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	51,30	0,54	0,06	7,56	42,21	0,02	0,09	101,83
ilmen11	0,00	0,05	0,01	0,04	0,00	0,09	51,52	0,52	0,00	7,54	42,28	0,00	0,00	102,05
ilmen12	0,01	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	50,74	0,54	0,00	8,04	42,18	0,02	0,11	101,73
ilmen13	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	51,76	0,54	0,01	8,13	41,51	0,02	0,00	102,05
ilmen14	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	51,08	0,46	0,00	8,30	40,92	0,01	0,00	100,81
ilmen15	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	51,38	0,60	0,02	8,82	40,90	0,02	0,01	101,89
ilmen16	0,00	0,08	0,01	0,00	0,02	0,18	51,69	0,62	0,03	6,47	42,51	0,04	0,00	101,64
ilmen17	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,05	51,43	0,58	0,04	6,35	42,38	0,01	0,00	100,96
ilmen18	0,00	0,11	0,01	0,00	0,01	0,11	51,41	0,56	0,00	6,69	42,50	0,00	0,04	101,44
ilmen19	0,03	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	50,80	0,59	0,04	6,47	42,84	0,00	0,00	100,85
ilmen20	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,25	52,06	0,63	0,01	6,90	41,99	0,00	0,00	101,92

Metapyrokseeniitti R740 89,10 m

ilmen1	0,01	0,11	0,00	0,02	0,01	0,07	50,69	0,62	0,00	1,08	46,28	0,00	0,14	99,02
ilmen2	0,00	0,12	0,03	0,00	0,00	0,00	50,77	0,56	0,02	1,03	46,26	0,00	0,12	98,91
ilmen3	0,00	0,18	0,00	0,02	0,00	0,00	51,17	0,63	0,07	0,99	46,02	0,00	0,14	99,21
ilmen4	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	50,94	0,66	0,00	1,03	46,84	0,03	0,03	99,62
ilmen5	0,02	0,16	0,02	0,00	0,00	0,00	51,01	0,64	0,00	1,02	46,77	0,00	0,08	99,72
ilmen6	0,05	0,15	0,03	0,03	0,00	0,00	51,48	0,60	0,02	1,03	45,92	0,00	0,02	99,33
ilmen7	0,03	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	51,11	0,66	0,03	1,07	46,85	0,00	0,02	99,92
ilmen8	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	50,94	0,64	0,03	1,16	46,42	0,04	0,01	99,34
ilmen9	0,00	0,08	0,01	0,01	0,00	0,00	51,40	0,64	0,00	1,05	46,08	0,00	0,00	99,26
ilmen10	0,00	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	51,40	0,59	0,01	1,10	46,18	0,00	0,00	99,41
ilmen11	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06	51,15	0,55	0,05	0,98	45,54	0,04	0,04	98,46
ilmen12	0,02	0,13	0,02	0,02	0,00	0,00	51,72	0,59	0,00	1,04	45,63	0,00	0,05	99,22
ilmen13	0,02	0,11	0,01	0,01	0,02	0,00	51,02	0,58	0,00	1,03	44,07	0,00	0,00	96,86
ilmen14	0,03	0,13	0,00	0,00	0,01	0,01	51,03	0,60	0,01	1,10	45,67	0,00	0,08	98,66
ilmen15	0,00	0,18	0,03	0,02	0,00	0,01	50,62	0,61	0,01	1,12	45,60	0,00	0,07	98,26
ilmen16	0,00	0,07	0,02	0,04	0,01	0,02	50,78	0,59	0,04	1,06	45,51	0,00	0,01	98,15
ilmen17	0,00	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00	51,29	0,61	0,00	1,09	45,75	0,00	0,04	98,91
ilmen18	0,00	0,11	0,03	0,02	0,00	0,00	50,84	0,58	0,00	1,08	46,14	0,00	0,00	98,80
ilmen19	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	51,32	0,54	0,00	0,99	45,48	0,00	0,01	98,45
ilmen20	0,00	0,12	0,01	0,03	0,01	0,00	51,13	0,64	0,00	1,02	47,53	0,00	0,02	100,50

Metapyrokseeniitti R741 173,25 m

mineraali	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	FeO	NiO	ZnO	Total
lamelli1	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	50,71	0,67	0,17	1,49	48,93	0,00	0,00	102,08
lamelli2	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	51,73	0,58	0,11	1,56	47,24	0,00	0,00	101,31
lamelli3	0,02	0,08	0,01	0,02	0,00	0,00	36,19	0,63	0,46	1,20	57,96	0,00	0,04	96,61
lamelli4	0,01	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	50,82	0,71	0,14	1,65	47,87	0,00	0,00	101,32
lamelli5	0,11	1,58	0,02	0,02	0,01	0,00	0,14	0,65	0,87	0,05	84,87	0,14	0,00	88,44

Sarvivälkegabro R740 89,10m

lamelli1	0,00	0,12	0,01	0,01	0,00	0,00	51,00	0,70	0,01	1,08	45,78	0,04	0,02	98,76
lamelli2	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,01	51,68	0,64	0,01	1,11	45,54	0,01	0,00	99,16

lamelli3	0,00	0,16	0,02	0,05	0,00	0,07	50,80	0,56	0,02	1,17	46,14	0,00	0,00	98,98
lamelli4	0,06	0,13	0,03	0,00	0,00	0,06	51,34	0,53	0,01	1,10	46,40	0,04	0,08	99,78
lamelli5	0,00	0,18	0,01	0,00	0,00	0,05	50,97	0,59	0,00	1,09	46,02	0,08	0,02	99,00
lamelli6	0,01	0,17	0,01	0,00	0,00	0,02	51,76	0,64	0,00	1,07	45,81	0,00	0,01	99,48
lamelli7	0,00	0,16	0,00	0,00	0,01	0,00	50,56	0,68	0,00	1,11	45,85	0,00	0,00	98,38
lamelli8	0,01	0,20	0,04	0,01	0,00	0,00	50,71	0,74	0,00	1,00	46,24	0,00	0,07	99,02
lamelli9	0,00	0,16	0,02	0,03	0,00	0,00	51,13	0,62	0,07	1,17	46,07	0,05	0,00	99,32
lamelli10	0,03	0,13	0,00	0,01	0,03	0,00	50,45	0,62	0,02	1,09	46,44	0,00	0,00	98,81
lamelli11	0,01	0,12	0,02	0,01	0,02	0,00	51,11	0,60	0,02	1,11	45,52	0,00	0,00	98,52
lamelli12	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,03	50,88	0,58	0,00	1,13	46,16	0,00	0,00	98,97
lamelli13	0,00	0,13	0,02	0,00	0,03	0,08	50,94	0,56	0,02	1,18	45,19	0,00	0,00	98,14
lamelli14	0,03	0,17	0,04	0,00	0,04	0,00	51,10	0,69	0,05	1,06	45,72	0,04	0,04	98,96
lamelli15	0,01	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	50,78	0,60	0,04	1,00	46,06	0,00	0,10	98,73
lamelli16	0,00	0,16	0,01	0,02	0,01	0,07	51,43	0,51	0,01	1,14	45,62	0,00	0,00	98,98
lamelli17	0,00	0,14	0,00	0,01	0,01	0,02	51,27	0,70	0,00	1,08	44,90	0,00	0,00	98,13
lamelli18	0,01	0,15	0,00	0,02	0,00	0,04	51,06	0,56	0,01	1,06	46,15	0,01	0,05	99,13
lamelli19	0,02	0,16	0,00	0,01	0,00	0,03	51,24	0,68	0,03	1,13	45,62	0,05	0,08	99,05
lamelli20	0,00	0,17	0,00	0,06	0,01	0,00	50,89	0,57	0,00	1,09	46,23	0,00	0,12	99,14