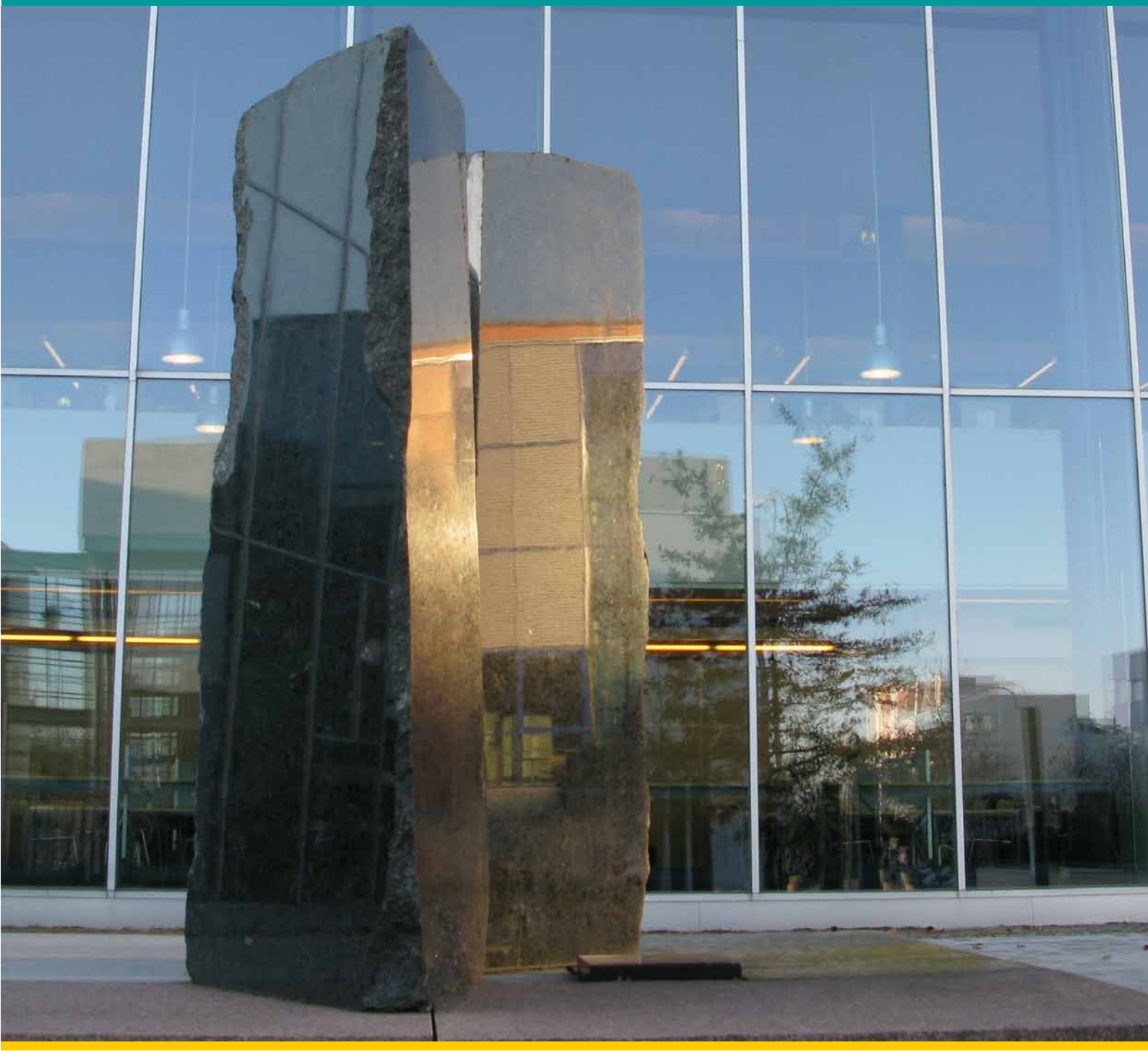
GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS
Tutkimusraportti 178
2009



Anortosiitin ja spektroliitin esiintyminen Viipurin rapakivigraniitti-batoliitissa ja spektroliittiesiintymien litologinen kontrolli

Summary: Anorthosite and spectrolite in the Wiborg rapakivi granite batholith and the lithological control of spectrolite deposits

Elina Arponen, Paavo Härmä, Olavi Selonen, Hannu Luodes ja Jussi Pokki

GTK

GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS **GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND**

Tutkimusraportti 178 Report of Investigation 178

Elina Arponen, Paavo Härmä, Olavi Selonen, Hannu Luodes ja Jussi Pokki

ANORTOSIITIN JA SPEKTROLIITIN ESIINTYMINEN VIIPURIN RAPAKIVIGRANIITTIBATOLIITISSA JA SPEKTROLIITTIESIINTYMIEN LITOLOGINEN KONTROLLI

Summary: Anorthosite and spectrolite in the Wiborg rapakivi granite batholith and the lithological control of spectrolite deposits

Espoo 2009

Kansikuva: Tummat muotokivet Helsingin yliopiston Kumpulan kampuksella sijaitsevassa monumentissa ovat Ylämaan anortosiittia Mätön louhimolta. Monumentin ovat suunnitelleet geologian ja mineralogian professori Ilmari Haapala (HY), Eero Vainikka (Sorvikivi Oy) ja laboratorioteknikko Helena Korkka (HY), ja paadet on työstetty Sorvikivi Oy:ssä. Monumenttia on alettu kutsua nimellä ”Ilmari ja Raija” Ilmari Haapalan ja hänen Raija-puolisonsa mukaan. Kuva: Jussi Pokki, GTK, 2009.

Front cover: The dark dimension stones in the monument at the Kumpula campus, University of Helsinki, are anorthosite from Mättö quarry, Ylämaa. The monument was designed by Ilmari Haapala, Professor of Geology and Mineralogy (University of Helsinki), Mr. Eero Vainikka (Sorvikivi Ltd.), and Mrs. Helena Korkka (University of Helsinki), and the dimension stone blocks were made at Sorvikivi Ltd. The monument has been called “*Ilmari and Raija*” *after Ilmari Haapala and his wife Raija. Photo: Jussi Pokki, GTK, 2009.*

Arponen, E., Härmä, P., Selonen, O., Luodes, H. & Pokki, J. 2009. Anortosiitin ja spektroliitin esiintyminen Viipurin rapakivigraniittibatoliitissa ja spektroliittiesiintymien litologinen kontrolli. Summary: Anorthosite and spectrolite in the Wiborg rapakivi granite batholith and the lithological control of spectrolite deposits. *Geological Survey of Finland, Report of Investigation 178*, 41 pages, 35 figures, 2 appendices. (in Finnish)

The Wiborg rapakivi granite batholith in southeastern Finland contains six anorthosite areas ranging from 0.1 to 1.5 km^2. Five of them are located at the contacts between wiborgite and even-grained rapakivi granite. In this study the anorthosites are comprehended as large inclusions within the rapakivi batholith. Plagioclase ($An_{50–70}$) in the anorthosite iridesces strongly in spectral colours, and is thus known as spectrolite. It is used as a precious and a dimension stone. In this study, the contacts of the anorthosite bodies, rock types, their mutual relations and general petrographic features are described based on field work and thin sections. Insight is given into the utilization of spectrolite in terms of its quantity and quality in different rock types.

The anorthosite inclusions of Mättö, Pahaoja and Ylijärvi are composed of mafic rock types, but Jokimies and Niemistenpitkä (E and W) anorthosites contain mafic rock types only in the centre. The Mättö inclusion is almost entirely leucogabbronorite. About 70% of the Pahaoja and Ylijärvi inclusions consists of leucogabbronorite, the remaining part of them being leuconorite and leucogabbro in nearly equal proportions. The Jokimies and Niemistenpitkä inclusions mostly contain hybrid rocks, in which granitic material hosts plagioclase derived from mafic magma. Leucogabbronorites in the centre of Jokimies and Niemistenpitkä contain about 20–30% of other mafic rock types. All six inclusions contain anorthosite, but only a few per cent of the area.

Among the rock types in the anorthosite inclusions, leucogabbronorite has the highest potential to be utilized, because it is the most common mafic rock type in the inclusions and contains the most spectrolite. In addition, spectrolite is well distinguished within it, because the crystals are large and leucogabbronorite is the darkest rock type in the area. Ylijärvi and Mättö inclusions are the most suitable for the utilization of spectrolite, because they contain the greatest amount of leucogabbronorite and spectrolite iridescences in all spectral colours. Jokimies and Niemistenpitkä inclusions are the least suitable because of their large volumes of hybrid rocks, and mafic rocks are grey in colour.

Keywords (GeoRef Thesaurus, AGI): granites, rapakivi, anorthosite, gabbros, gabbronorite, plagioclase, spectrolite, lithologic controls, building stone, dimension stone, exploitation, Proterozoic, Ylämaa, Finland

M.Sc. Elina Arponen
E-mail: elina.arponen@student.hse.fi

M.Sc. Paavo Härmä
Geological Survey of Finland
P.O. Box 96
FI-02151 ESPOO
FINLAND
E-mail: paavo.harma@gtk.fi

Ph.D., Docent Olavi Selonen
Åbo Akademi University
Department of Geology
Domkyrkotorget 1
FI-20500 TURKU
FINLAND
E-mail: olavi.selonen@abo.fi

M.Sc. Hannu Luodes
Geological Survey of Finland
P.O.Box 1237
FI-70211 KUOPIO
FINLAND
E-mail: hannu.luodes@gtk.fi

M.Sc. Jussi Pokki
Geological Survey of Finland
P.O. Box 96
FI-02151 ESPOO
FINLAND
E-mail: jussi.pokki@gtk.fi

ISBN 978-952-217-095-8 (PDF)
ISSN 0781-4240

Arponen, E., Härmä, P., Selonen, O., Luodes, H. & Pokki, J. 2009. Anortosiitin ja spektroliitin esiintyminen Viipurin rapakivigraniittibatoliitissa ja spektroliittiesiintymien litologinen kontrolli. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 178*, 41 sivua, 35 kuvaa, 2 liitettä.

Viipurin rapakivigraniittibatoliitissa Kaakkois-Suomessa tavataan kuusi anortosiittialuetta, joiden pinta-ala on 0,1–1,5 km^2. Yhtä lukuun ottamatta ne esiintyvät viborgiitin ja tumman tasarakeisen rapakivigraniitin kontakteissa. Tässä tutkimuksessa anortosiitit käsitetään laajoiksi sulkeumiksi rapakivigraniitissa. Anortosiiteissa esiintyvä plagioklaasi ($An_{50–70}$) iridisoi voimakkaasti spektrin väreissä, minkä vuoksi sitä kutsutaan spektroliitiksi. Spektroliittia sisältäviä kiviä käytetään koru- ja rakennuskivinä. Tässä tutkimuksessa kuvataan kenttähavaintojen sekä ohuthieiden perusteella sulkeumien kontakteja, kivilajikoostumusta, kivilajien keskinäisiä suhteita ja petrografisia yleispiirteitä. Huomiota kiinnitetään myös spektroliitin määrään ja laatuun ajatellen sen hyödyntämistä.

Mätön, Pahaojan ja Ylijärven sulkeumat koostuvat kokonaan mafisista kivistä, mutta Jokimiehen ja Niemistenpitkän (E ja W) sulkeumissa mafisia kiviä esiintyy ainoastaan keskiosissa. Mätön sulkeuma koostuu lähes kokonaan leukogabronoriitista. Pahaojan ja Ylijärven sulkeumista noin 70 % on leukogabronoriittia; loppuosa on leukonoriittia ja leukogabroa lähes puoliksi. Jokimiehen ja Niemistenpitkän sulkeumat koostuvat pääosin seoskivestä, jossa on mafisesta magmasta peräisin olevia plagioklaasirakeita graniittisessa massassa. Niiden keskiosista tavattava leukogabronoriitti sisältää sulkeumina muita mafisia kivilajeja muutamia kymmeniä prosentteja. Anortosiittia esiintyy kaikissa kuudessa sulkeumassa, mutta vain muutaman prosenttiyksikön verran.

Leukogabronoriitti soveltuu parhaiten spektroliitin hyödyntämiseen, koska se on sulkeumien yleisin mafinen kivilaji ja siinä on eniten spektroliittia. Lisäksi spektroliitti erottuu hyvin, koska kiteet ovat suuria ja kivi on väriltään tummin. Ylijärven ja Mätön sulkeumat ovat spektroliitin hyödyntämisen kannalta parhaita, koska niissä leukogabronoriittia on eniten ja spektroliitti iridisoi kaikissa spektrin väreissä. Jokimiehen ja Niemistenpitkän alueet ovat hyödyntämismielessä huonoimpia, koska suuri osa alueista on seoskiveä ja mafiset kivet ovat harmaita.

Asiasanat (Geosanasto, GTK): graniitit, rapakivi, anortosiitti, gabrot, gabronoriitti, plagioklaasi, spektroliitti, litologiset kontrollit, rakennuskivet, muotokivet, hyödyntäminen, proterotsooinen, Ylämaa, Suomi

FM Elina Arponen
Sähköposti: elina.arponen@student.hse.fi

FM Paavo Härmä
Geologian tutkimuskeskus
PL 96
Betonimiehenkuja 4
02151 ESPOO
Sähköposti: paavo.harma@gtk.fi

FT, dosentti Olavi Selonen
Åbo Akademi
Geologian laitos
Tuomiokirkkotori 1
20500 TURKU
Sähköposti: olavi.selonen@abo.fi

FM Hannu Luodes
Geologian tutkimuskeskus
PL 1237
Neulaniementie 5
70211 KUOPIO
Sähköposti: hannu.luodes@gtk.fi

FM Jussi Pokki
Geologian tutkimuskeskus
PL 96
Betonimiehenkuja 4
02151 ESPOO
Sähköposti: jussi.pokki@gtk.fi

SISÄLLYSLUETTELO

1. JOHDANTO 6
1.1. Tutkimuksen tausta 7
1.2. Tutkimusalueen sijainti 7
1.3. Aikaisemmat tutkimukset 7
1.4. Tutkimusaineisto ja -menetelmät 8
1.5. Tutkimuksen tarkoitus 8
2. VIIPURIN RAPAKIVIBATOLIITTI 8
3. SPEKTROLIITTI JA SEN VÄRIT 10
4. PROTEROTSOOISET MASSIIVITYYPIN ANORTOSIITIT 11
4.1. Proterotsooisten massiivityypin anortosiittien yleispiirteet 12
4.2. Esiintyminen ja ikä 12
4.3. Bimodaalinen kivilajiseurue 12
4.4. Rakenne ja tekstuuri 13
4.5. Anortosiittiset kivilajit 15
4.6. Mineralogia 15
4.6.1. Plagioklaasi 15
4.6.2. Mafiset silikaatit ja Fe-Ti-oksidit 15
4.6.3. Aksessoriset mineraalit 15
4.7. Petrogenesis 15
4.7.1. Kantamagman koostumus 15
4.7.2. Petrogeneettiset mallit 16
5. TUTKIMUKSEN TULOKSET 17
5.1. Anortosiittien esiintyminen Ylämaalla 17
5.1.1. Ylijärvi 20
5.1.2. Pahaoja 20
5.1.3. Mättö 22
5.1.4. Jokimies 22
5.1.5. Niemistenpitkä E ja W 23
5.2. Anortosiittiesiintymien petrografia ja mineralogia 25
5.2.1. Tekstuurit ja rakenteet 25
5.2.2. Kivilajit 26
5.2.2.1. Leukogabronoriitit 26
5.2.2.2. Leukonoriitit 31
5.2.2.3. Leukogabrot 33
5.2.2.4. Anortosiitit 34
5.2.3. Kivilajien väliset kontaktit 36
5.3. Spektroliitti Ylämaan anortosiiteissa 36
6. TULOSTEN TARKASTELU 38
6.1. Spektroliitin väri 38
6.2. Emäksiset kivilajit ja niiden väliset suhteet Ylämaalla 38
6.3. Ylämaan anortosiittisulkeumissa esiintyvä spektroliitti ja sen litologinen kontrolli 38
7. JOHTOPÄÄTÖKSET 39
8. KIITOKSET 39
9. KIRJALLISUUS 40
LIITTEET

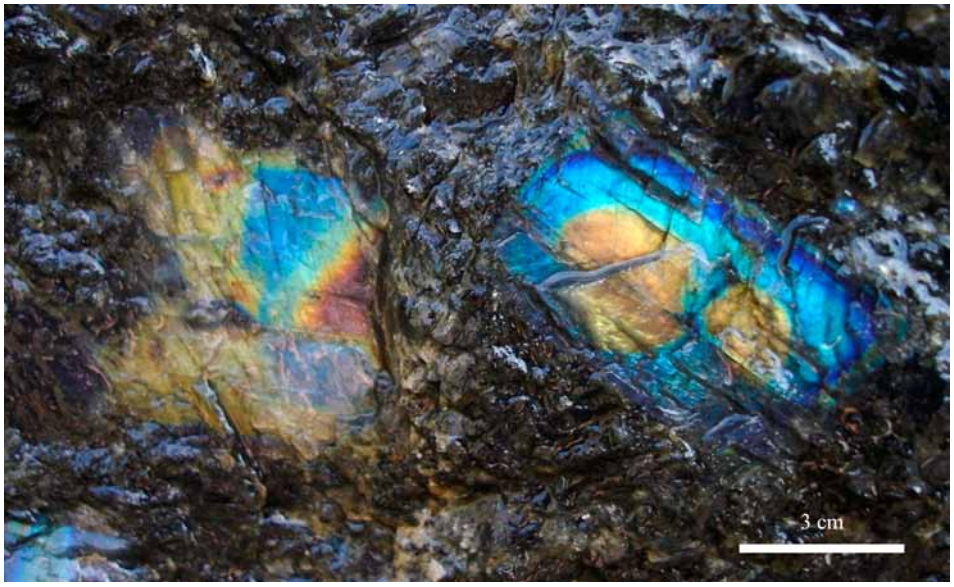
1. JOHDANTO

”Its colours darting through the limpid crystal of the lake, and flashing from the cliffs more especially when moistened by a shower of rain, changing continually with every alteration in the position of the boat, are described as almost realizing a scene in fairyland (Steinhauer 1814)”.

Anortosiiteissa esiintyvän iridisoivan plagioklaasin kauneus on viehättänyt ihmisiä aina siitä lähtien, kun kivilaji löydettiin Labradorin rannikolta, Isle of Paulista 1700-luvun lopulla (Dana 1899). Anortosiitteja kutsuttiin pitkään löytöpaikkansa mukaan labradorinkiveksi (engl. Labrador stone) ja kivessä esiintyvää plagioklaasia labradoriitiksi huolimatta mineraalin tarkasta koostumuksesta (Dana 1899, de Waard 1969). Kivilajinimen anortosiitti otti käyttöön kanadalainen geologi T. S. Hunt kuvatessaan Kanadan prekambrisia kivilajeja (1863). Nimi anortosiitti ei viittaa kalsiumpitoiseen plagioklaasiin, anortiittiin, vaan se juontaa juurensa maasälpien kidetieteelliseen jakoon, monokliinisiin (orthose) ja trikliinisiin (anorthose) maasälpiin (Ashwal 1993). IUGS:n suosituksen mukaisesti anortosiitti viittaa leukokraattiseen syväkiveen, joka koostuu yli 90-prosenttisesti plagioklaasista ja useimmiten pienestä määrästä ortopyrokseenia (Le Maitre 1989). Puhuttaessa anortosiiteista saatetaan termiin usein sisällyttää muita leukokraattisia syväkiviä, joissa mafisia silikaatteja esiintyy jopa 35 %. Tällaisia kiviä ovat leukogabronoriitit, leukogabrot sekä leukonoriitit, joita voidaan tässä yhteydessä kutsua myös yhteisnimellä emäksiset kivilajit tai anortosiittiset kivilajit.

Anortosiiteissa esiintyvää spektrin väreissä välkkyvää plagioklaasia kutsutaan gemmologiselta nimeltään labradoriitiksi. Kaakkois-Suomessa Ylämaalla esiintyvän labradoriitin väriloisto on poikkeuksellisen voimakasta, ja sille onkin annettu oma voimakasta iridisointia kuvaava nimi spektroliitti (Kuva 1). Ylämaan spektroliittia viedään lähes kaikkialle maailmassa (Ylämaan kunta 2008), ja se on ostetuin kotimainen korukivi (Kinnunen 2002). Tässä tutkimuksessa käytetään spektroliittia suomalaisen labradoriitin synonyyminä, vaikka se alun perin on ollut Ylämaan labradoriitin kauppanimi.

Rakennuskiviteollisuudessa anortosiitit ja muut mustat kivilajit, kuten diabaasit ja gabrot, ovat haluttuja materiaaleja. Tästä huolimatta anortosiitteja



Kuva 1. Spektrin väreissä voimakkaasti iridisoivia plagioklaasikiteitä kutsutaan spektroliitiksi. Ylijärvi.
Figure 1. Plagioclase crystals with strong iridescence in spectral colours are known as spectrolite. Ylijärvi.

louhitaan maailmalla vain muutamassa paikassa, vaikka usean anortosiittimassiivin louhinta olisi mahdollista. Rakennusmateriaaliksi halutuimpia ovat pieni- ja keskirakeiset, mustat tai tummat anortosiitit ja erityisesti anortosiitit, joissa esiintyy sateenkaaren värissä iridisoivaa plagioklaasia, labradoriittia (Ashwal 1993). Anortosiitteja, joissa plagioklaasi on iridisoivaa, louhitaan Suomen lisäksi Kanadassa, Norjassa, Ukrainassa ja Madagaskarilla (Graniteland 2008).

1.1. Tutkimuksen tausta

Ylämaan spektroliittia on louhittu korukiveksi sekä rakennuskiviteollisuuden tarpeisiin 1950-luvulta lähtien (Ylämaan kunta 2008). Spektroliitin isäntäkiven anortosiitin geologia on kuitenkin ollut huonosti tunnettua, ja tarve yksityiskohtaisempiin kartoituksiin on jo pidemmän aikaa ollut olemassa.

Geologian tutkimuskeskuksessa (GTK) on tehty rakennuskivitutkimuksia vuodesta 1989 alkaen. Toiminta alkoi pienillä etsintäkartoituksilla, joiden kohteina olivat joko erilliset kuntien alueet tai erilliset kivilajiyksiköt. Vuonna 1995 aloitettiin laaja etsintäkartoitus Itä-Suomessa, jossa kartoitettiin rakennuskiviä usean itäsuomalaisen maakunnan alueella. Tällä hetkellä alueelliset systemaattiset etsintäkartoitukset kattavat hiukan yli puolet Suomesta. Alueellisten etsintäkartoitusten lisäksi GTK on jatkuvasti mukana rakennuskivialan tutkimusten ja menetelmien kehittämisessä. Geologiset tutkimusaiheet liittyvät geologisen tiedon ja menetelmien soveltamiseen rakennuskiven etsintään, kohdetutkimuksiin ja louhimoiden kehittämiseen.

Ylämaan anortosiitteja ja niissä esiintyvää spektroliittia käsittelevä tutkimus kuuluu GTK:n rakennuskivitutkimusten kehittämisohjelmaan, jonka tavoitteena on parantaa suomalaisen rakennuskiviteollisuuden kestävän kehityksen mukaista kilpailukykyä ja toimintaedellytyksiä. Tutkimus on osa (myös esim. Gallo 2004, Nyman 2007, Meriluoto 2008) kehittämisohjelman laajempaa temaattista kokonaisuutta, jonka tavoitteena on korreloida rakennuskiviesiintymien sijainti geologisiin tekijöihin ja näin luoda entistä tarkempia rakennuskiven etsintämalleja (esim. Selonen 2008). Tutkimuksen yhteistyökumppaneina ovat olleet Helsingin yliopiston geologian laitos ja Palin Granit Oy. Tutkimusraportti perustuu Elina Arposen Helsingin yliopiston geologian laitokselle tekemään pro gradu -tutkielmaan (Arponen 2008). Osia tutkimustuloksista ovat aiemmin julkaisseet Arponen & Rämö (2005) ja Härmä et al. (2006).

1.2. Tutkimusalueen sijainti

Tutkimusalue sijaitsee Kaakkois-Suomessa Viipurin rapakivibatoliitin keskiosissa Ylämaan kunnan alueella kallioperäkarttalehdillä 3133 – Ylämaa (Simonen 1979a) ja 3044 – Vaalimaa (Simonen 1979b). Tutkimusalueella on ainakin kuusi nykyisessä eroosiotasossa alle kahden neliökilometrin kokoista emäksisistä kivilajeista koostuvaa sulkeumaa, joista lounaisin ulottuu myös hieman Miehikkälän kunnan puolelle.

1.3. Aikaisemmat tutkimukset

Viipurin rapakivibatoliitissa sulkeumana esiintyviä Ylämaan anortosiitteja on tutkittu vähän, vaikka näihin emäksisiin kivilajeihin kiinteästi liittyvillä rapakivigraniiteilla on maassamme pitkä tutkimusperinne.

1800-luvun lopun Kaakkois-Suomen rapakivialueen 1:200 000-mittakaavaisissa kartoissa ei ole vielä mainintaa alueella sijaitsevista emäksisistä kivilajeista (Berghell 1896). Hackman (1934) kuvasi emäksisten, rapakivigraniiteissa esiintyvien sulkeumien olevan läheisesti ympäröiviin rapakivigraniitteihin liittyviä, mutta käyttää esimerkkeinä kiviä Mäntyharjun–Jaalan alueella.

Ylämaan anortosiitit ovat sitä vastoin esitettyinä 1970-luvun lopulla valmistuneissa, 1:100 000-mittakaavaisilla Ylämaan (3133) ja Vaalimaan (3044) karttalehdillä (Simonen 1979a ja b). Simosen (1987) Kaakkois-Suomen rapakivimassiivin kartta-alueiden kallioperän selityksessä Ylämaan anortosiiteissa esiintyvät kivilajit on jaoteltu gabroihin, noriitteihin, gabroanortosiitteihin ja anortosiitteihin. Samassa yhteydessä on myös määritelty Ylämaan labradorikiven kemiallinen koostumus Tevalaisen louhoksesta Ylijärveltä. Vaasjoen (1977) mukaan Viipurin rapakivibatoliitissa esiintyvät graniitit ja emäksiset kivet ovat kiteytyneet pääosin aikavälillä 1700–1650 Ma. Myöhemmin Viipurin rapakivibatoliitin magmaattisen päävaiheen iäksi on tarkentunut 1650–1625 Ma (Vaasjoki et al. 1991). Suominen (1991) on laskenut Ylämaan Ylijärven anortosiitin, Ylijärven tumman rapakivigraniitin sekä Miehikkälän viborgiitin iäksi 1633±2 Ma.

Ensimmäinen maininta Ylämaan spektroliitista löytyy Aarne Laitakarin vuonna 1946 kirjoittamasta artikkelista Kultaseppien lehteen (Laitakari 1946). Laitakari kertoo artikkelissaan labradorisoivan, Säkkijärven Muhuniemestä Suomenlahden rannalta löytämänsä irtolohkareen emäkallion etsinnästä. Aiemmin Pietarista löydetyn irtolohkareen avulla piirretty mannerjäätikön kulun suuntainen viiva vei Laitakarin Heinolan–Mäntyharjun seuduille. Emäkallio löytyi kuitenkin vasta, kun nuorin Laitakarin pojista, Pekka Laitakari löysi Ylämaan Ylijärven kylästä labradorisoivia Salpalinjan tankkiestekiviä. Nimen spektroliitti antoi kivelle lahtelainen kiviteollisuusyrittäjä Walter Mikkola, jonka yhdessä veljiensä kanssa omistama yritys Mikkolan Kivi Oy hallitsi spektroliitin louhintaa aina 1970-luvulle saakka. Mikkola pyysi lahtelaiselta lehtori Arvo Suomiselta nimiehdotusta kivelle, ja kun Suominen ehdotti nimeä spektroliitti, antoi Mikkola tämän nimen kivelle Laitakarin suostumuksella (Nurmi 2001a ja b).

Spektroliitista on kirjoitettu laajalti koru- ja kivialan harrastajien lehdissä niin Suomessa kuin ulkomaillakin. Ylämaan spektroliitin värejä ja värit aiheuttavaa fysikaalista ilmiötä on tutkinut Lahti (1989a).

Hannu Luodes on kartoittanut Ylämaan Ylijärven kylän anortosiittia kesällä 1989 lähtökohtanaan alueella sijaitsevan ”Ylämaan spektroliittilouhokset” -nimisen valtausalueen kaivospiirihakemus. Viipurin rapakivigraniittibatoliitin rakennuskivipotentiaalia ovat laajemmin tutkineet Härmä & Selonen (2000), Härmä (2001), Härmä et al. (2001), Härmä (2003a ja b) ja Luodes et al. (2006). Rapakiven rapautumistaipumusta batoliitin alueella on tutkinut mm. Härmä & Selonen (2008).

1.4. Tutkimusaineisto ja -menetelmät

Tutkimuksessa on kartoitettu kaikki Ylämaan alueen ennestään tunnetut ja maanpintaan paljastuneet anortosiittisulkeumat ja niiden eri kivilajit. Kartoitukset on tehty eri mittakaavoissa ja useimmissa sulkeumissa on tehty myös yksityiskohtaista kartoitusta. Detaljikartat ovat tutkimusraportin liitteessä 1. Kartoitusta on tehty usein rakennuskivilouhimoiden alueilla, sillä louhimoilla kallioperä on hyvin paljastuneena ja kivilajit helposti havainnoitavissa. Kivilajien kartoitus on tehty pääosin rapautumispinnalta, sillä murrospinnalta kivi on lähes musta.

Näytteitä otettiin geologivasaralla ja minikairalla ja niistä teetettiin 36 tavallista ja 17 kiillotettua ohuthiettä. Kartoitustyön on tehnyt Elina Arponen, ja kaikki työssä esiintyvät valokuvat ovat myös hänen ottamiaan.

1.5. Tutkimuksen tarkoitus

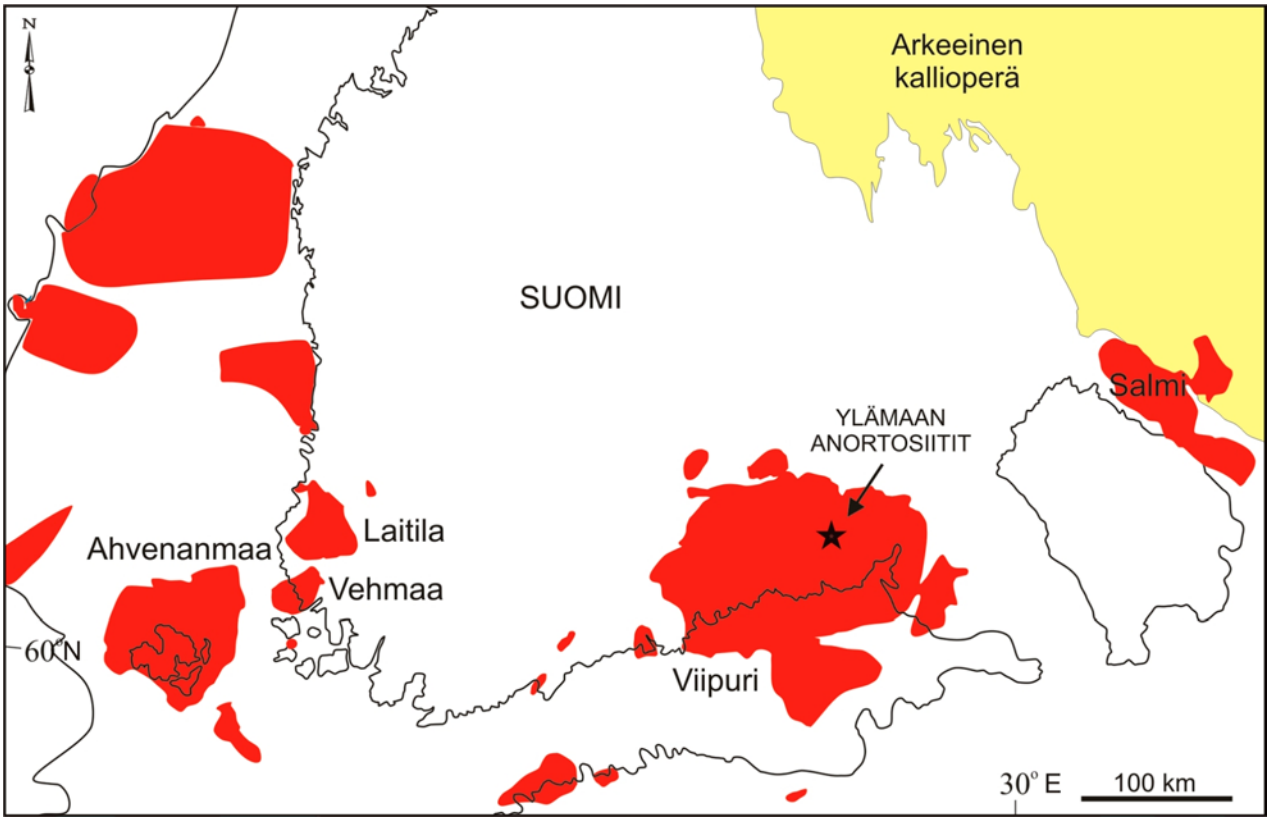
Tutkimuksessa käsitellään rapakivigraniittialueen Ylämaan emäksisissä sulkeumissa esiintyviä, mineralogialtaan ja petrografialtaan toisistaan eroavia kivilajeja ja niiden keskinäisiä litologisia suhteita. Kartoitustuloksista on piirretty kartta emäksisten kivilajien esiintymisestä alueella (Liite 2).

Työssä kiinnitetään erityistä huomiota kivilajeissa esiintyvän iridisoivan plagioklaasin, spektroliitin määrään ja laatuun. Tutkimuksen tarkoituksena on selvittää spektroliitin litologinen kontrolli eli se, missä kivilajissa Ylämaalla tavataan parhaimmanlaatuinen spektroliitti, sekä tarkastella anortosiittisulkeumien spektroliittia sisältävän kiven hyödyntämispotentiaalia.

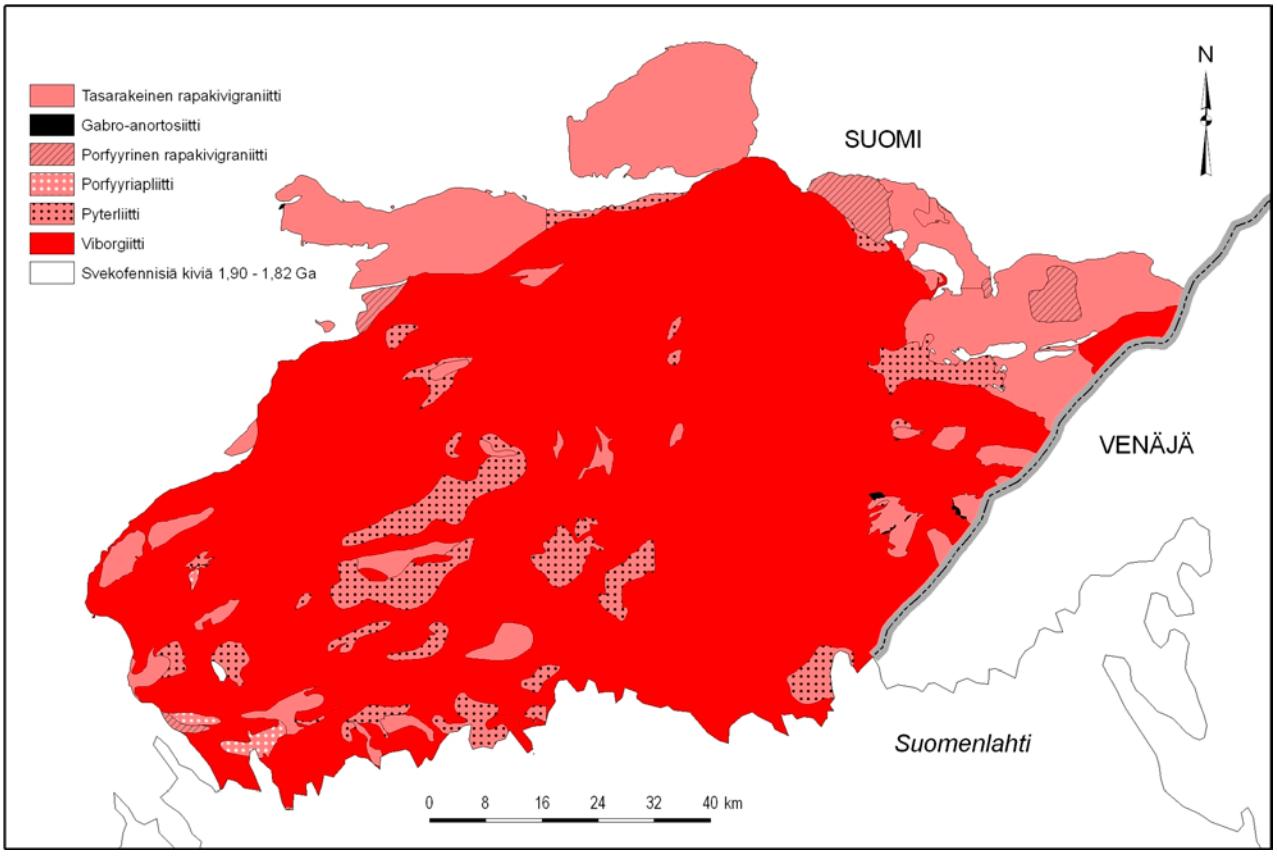
2. VIIPURIN RAPAKIVIBATOLIITTI

Eteläisen Suomen varhaisproterotsooista, noin 1,9 miljardin vuoden ikäistä svekofennistä kallioperää muokkasi kuoren alkava repeytyminen ja rapakivigraniittien muodostuminen noin 1,6 Ga sitten. Petrografisten ja mineralogisten ominaispiirteidensä perusteella rapakivigraniitit ovat A-tyypin graniitteja ja niihin liittyy emäksisiä kiviä, anortosiitteja ja gabroluokan syväkiviä. Yhdessä happamien rapakivigraniittien sekä emäksisten kivien muodostamaa kivilajiseuruetta kutsutaan bimodaaliseksi.

Suomen rapakivi-intruusiot kuuluvat anorogeeniseen magmaattiseen provinssiin, joka ulottuu Keski-Ruotsista Baltian maiden ja Suomen kautta Venäjän Karjalaan. Assosiaatioon kuuluu neljä suurta batoliittia, Viipuri, Laitila, Vehmaa ja Ahvenanmaa (Kuva 2), sekä pienempiä plutoneita, kuten Ahvenisto ja Suomenniemi Viipurin batoliitin pohjoispuolella. Kaakkois-Suomessa sijaitseva Viipurin batoliitti sekä Ahveniston ja Suomenniemen plutonit ovat iältään 1650–1625 Ma (Vaasjoki et al. 1991, Alviola et al. 1999). Lounais-Suomessa sijaitsevat Laitilan, Vehmaan ja Ahvenanmaan intruusiot ovat iältään nuorempia, 1580–1540 Ma (Suominen 1991, Vaasjoki et al. 1991, Lindberg & Bergman 1993). Nuorempaan ryhmään kuuluu myös Venäjän puolella sijaitseva Salmin batoliitti. Viipurin rapakivigraniittibatoliitin



Kuva 2. Rapakivigraniittien esiintyminen Suomessa ja sen lähialueilla (Kohosta & Rämöä 2005 mukaillen).
Figure 2. Rapakivi granites in Finland and its surroundings (modified after Kohonen & Rämö 2005).



Kuva 3. Rapakiviassosiaation kivilajit Viipurin batoliitissa (Härmää & Selosta 2008 mukaillen).
Figure 3. Rock types belonging to the rapakivi association in the Wiborg batholith (modified after Härmä & Selonen 2008).

pääkivilajeja ovat viborgiitti, pyterliitti, tasarakeinen rapakivigraniitti, porfyyrinen rapakivigraniitti, porfyyriapliitti ja gabro-anortosiitti (Simonen 1987, Härmä & Selonen 2008) (Kuva 3).

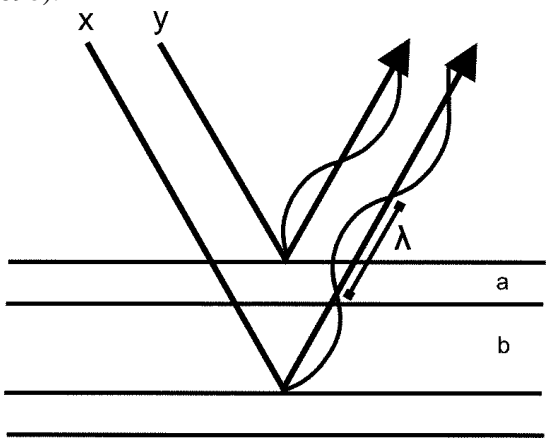
Bimodaaliseen kivilajiseurueeseen liittyy myös samanikäisiä mafisia diabaasijuonia ja happamia kvartsi-maasälpäjuonia. Emäksisten ja happamien magmojen sekoittumisessa syntyneitä intermediäärisiä kiviä tavataan muutamalla alueella ja vulkaanisia kiviä hyvin vähän (Rämö & Haapala 2005). Tärkeimmät rapakivigraniitteihin liittyvät emäksisten syväkivien esiintymät maassamme ovat Ahveniston kompleksissa Mäntyharjulla sekä Viipurin batoliitissa Ylämaalla. Muita esiintymiä ovat Väärälampi Suomenniemen plutonissa, Kolinummi Laitilan batoliitissa sekä pienet sulkeumat Ahvenanmaan lounais- ja länsilaidalla. Emäksiset syväkivet esiintyvät useimmiten sulkeumina rapakivi-intruusiossa, kuten Ylämaalla. Niiden ajatellaan olevan juurettomia, syvemmältä peräisin olevia ksenoliitteja, jotka eivät ole intrudoituneet nykyiselle paikalleen. Poikkeuksena on Ahveniston kompleksi, joka on syvemmällä olevan emäksisen plutonin esiin pistävä osa (Korja 1995, Elo et al. 1996). Ahveniston kompleksi eroaa Ylämaan anortosiittisulkeumista myös siten, että Ahvenistolta tavataan oliviinipitoisia mafisia syväkiviä, jotka edustavat mafisen magman aikaisempaa kehitysvaihetta (Rämö & Haapala 2005).

Suomalaiset rapakivigraniitit muodostavat ympäröivää svekofennistä kallioperää terävästi leikkaavia ohuita laattamaisia plutoneita, jotka ovat enintään noin 10 km:n paksuisia (mm. Korja & Elo 1990). Intrudoituminen on ollut pulssimaista (Selonen et al. 2005, Karell et al. 2009) mahdollisesti aiempia vaakaasentoisia rakenteita pitkin (Kukkonen & Lauri 2009). Lopullinen paikalleen asettuminen on tapahtunut erilaisten mekanismien avulla (Rämö & Haapala 2005, Selonen et al. 2005, Lukkari 2007, Karell et al. 2009). Geofysikaalinen aineisto osoittaa laajalle levinnyttä korkean nopeuden kerrosta Viipurin batoliitin alla n. 10 km:n syvyydellä. Tämä koostuu mahdollisesti anortosiitista ja gabrosta (Korja 1995). Niillä alueilla, joilla kuori on erodoitunut svekofennistä kallioperää syvemmälle, on emäksisiä syväkiviä paljastuneena suhteessa enemmän.

Tässä tutkimuksessa on Viipurin batoliitin emäksisistä kivistä käytetty yleisnimeä anortosiitti, vaikka suurin osa näistä kivistä on leukogabronoriitteja. Tämä johtuu osin tavasta puhua anortosiiteista tarkoitettaessa rapakivimagmatismiin liittyviä emäksisiä kiviä ja osin termin helppokäyttöisyydestä.

3. SPEKTROLIITTI JA SEN VÄRIT

Suomessa iridisoivaa plagioklaasia tavataan Ylämaan, Mäntyharjun ja Yläneen rapakivigraniitteihin liittyvien emäksisten kivien lisäksi peruskallion kapeista kvartsianortosiittijuonista Uudeltamaalta. Ylämaan esiintymiä lukuun ottamatta plagioklaasi on vaaleaa, eikä labradorisointi ole intensiivistä (Lahti 1989b).



Kuva 4. Valoaallon interferenssi. Suotaumalamelleista (a ja b) heijastuvien valoaaltojen (x ja y) intensiteetti vahvistuu, kun heijastuvien aaltojen vaihe-ero on yhden aallonpituuden (λ) tai sen monikerran mittainen (Lahtea 1989b mukaillen).
Figure 4. Interference of light. When the phase difference of two reflected waves of light is an integer number of the wavelength (λ), the intensity of the resulting wave is increased (modified after Lahti 1989b).

Spektroliitille (labradoriitille) ominaisen värin aiheuttaa heijastuneiden valonsäteiden interferenssi mineraaliin sen kiteytyessä syntyneistä suotaumalamelleista (Kuva 4). Maasälvissä esiintyviä, suotaumalla syntyneitä yhteenkasvettumia kutsutaan peristeriitti-, Huttenlocherin ja Bøggildin yhteenkasvettumiksi, joista jälkimmäinen aiheuttaa plagioklaaseissa tavattavan iridisoinnin eli labradorisoinnin. Bøggildin yhteenkasvettumassa vaihtelevat albiittirikkaammat ($An_{39–48}$) ja anortiittirikkaammat ($An_{53–64}$) lamellit (Smith & Brown 1988). Lamellien välinen taitekerroinero eli optinen rajapinta aiheuttaa valoaallon diffraktion. Valoaaltojen interferoidessa tietyn aallonpituuden intensiteetti vahvistuu ja tällöin havaittava, valon tulokulmasta riippuva väri voimistuu. Suotaumalamellien paksuus on riippuvainen plagioklaasin koostumuksesta. Iridisoivan labradoriitin koostumus vaihtelee An_{50}:n ja An_{70}:n välillä (Lahti 1989a).

Jotta mineraaliin voi muodostua suotaumarakenne, tulee magman koostumuksen, lämpötilan sekä jäähtymiseen kuluvan ajan olla subsolidusvaiheessa tietynlaiset. Bøggildin yhteenkasvettuman syntyyn vaadittavista olosuhteista tiedetään hyvin vähän. Suotaumalamellit muodostuvat plagioklaasin raekoon kasvun aikaisessa, albiitti- ja anortiittirikkaampien faasien erottumiseen liittyvässä spinodaalisessa hajoamisessa. Bøggildin yhteenkasvettumarakennetta

tavataan ainoastaan hitaasti jäähtyneissä gabro- ja anortosiittimassiiveissa (Smith & Brown 1988).

Spektroliittikiteissä toisinaan nähtävä, spektrin värejä seuraava vyöhykkeinen vaihtelu johtuu mineraalin vyöhykkeellisyydestä. Vyöhykkeellisyys aiheutuu suotaumalamellien paksuudesta, ja se taas riippuu mineraalin kemiallisesta koostumuksesta. Jos spektroliittikidettä katselee sitä kohtisuoraan tulevassa valossa, jolloin valon tulokulma ei vaikuta kiteessä havaittavaan väriin, spektroliitin väri riippuu yksinomaan sen koostumuksesta. Anortiittipitoisuuden (Ca-rikas) kasvaessa suotaumalamellien paksuus kasvaa, ja tällöin mineraalissa havaitaan keltainen, oranssi tai punainen väri. Sininen ja vihreä väri nähdään albiittirikkaammassa (Na-pitoinen plagioklaasi) mineraalissa. Lila väri havaitaan Na-rikkaimmissa kiteissä. Kun väriä ei havaita eli kivi on musta, siirtyy interferenssi UV-alueelle, jota ihmissilmä ei näe. Useimmiten kiteissä havaitaan keltainen keskusta ja sininen ulkoreuna. Poikkeuksellinen värijärjestys tai värien jaksoittainen vaihtelu aiheutuvat kiteytymisen aikaisten olosuhteiden muutoksista, kuten magman Ca/Na-suhteen vaihtelusta (Lahti 1989a ja b).

Plagioklaasin kiteytyessä ja lämpötilan laskiessa sen kiderakenne muuttuu monokliinisestä trikliiniseen. Mineraaliin syntyy kaksoslamellirakenne, jossa ohuet kidelevyt muodostavat kiteen (010)-tasossa päällekkäisistä kidelevyistä koostuvan pinkan. Kaksoslamellit eivät aiheuta iridisointia, koska niiden välillä ei ole taitekerroineroa, vaan jokainen kaksoslamelli koostuu useista suotaumalamelleista. Kaksostason ja suotaumalamellien välinen kulma on noin 10°:een kulmassa (010)-tasoon. Spektroliittikidettä käännettäessä interferenssivärit näkyvät noin 10°:een päässä (010)-pinnan normaalin molemmin puolin (Lahti 1989b).

Mineraalin värin perusteella tehtävä analyysi kiven kemiallisesta koostumuksesta sisältää virhelähteitä. Jos suotaumalamelleja on kasvanut useaan kidetieteelliseen suuntaan, ei koostumusta voida päätellä värin perusteella. Ylämaan spektroliiteissa suotaumalamellit kuitenkin pääosin ovat kasvaneet vain yhteen suuntaan. Lisäksi Braggin lakiin perustuva interferenssi-ilmiön kuvaus antaa vain karkean kuvan värien vaihtelusta (Lahti 1989a ja b).

4. PROTEROTSOOISET MASSIIVITYYPIN ANORTOSIITIT

Anortosiitteja on muodostunut läpi koko geologisen historian, mutta niiden esiintymät eroavat toisistaan selvästi. Anortosiitit voidaan jakaa ominaispiirteidensä mukaan kuuteen ryhmään (Ashwal 1993).

1. *Arkeeiset megakiteiset anortosiitit*. Arkeeiset megakiteiset anortosiitit esiintyvät useimmiten juonimaisina muodostumina gabrojen tai mafisten laavojen yhteydessä. Ikänsä lisäksi arkeeiset megakiteiset anortosiitit eroavat muista anortosiiteista tekstuurinsa puolesta, sillä ne sisältävät suuria (vähintään 1–5 cm) omamuotoisia kalsiumrikkaita plagioklaasikiteitä koostumukseltaan gabroa vastaavassa perusmassassa (Hall 1996, Ashwal 1993). Tunnetut arkeeiset anortosiitit ovat iältään 3700–2750 Ma (Best 2003).

2. *Proterotsooiset massiivityypin anortosiitit*. Proterotsooiset massiivityypin anortosiitit muodostavat laajimmat anortosiittiesiintymät mutta ovat iältään lähes poikkeuksetta rajoittuneita keskiproterotsooiseen aikaan (Hall 1996).

3. *Anortosiitit emäksisissä kerrosintruusioissa*. Emäksisiä kerrosintruusioita on muodostunut miltei koko geologisen historian ajan. Anortosiitteja tavataan vaihtelevia määriä lähes kaikista emäksisistä kerrosintruusioista tyypillisesti ultramafisen horisontin yläpuolelta (Ashwal 1993).

4. *Anortosiitit merellisissä ympäristöissä (anorthosites of oceanic settings).* Ryhmä kattaa merialtaista sekä ofioliittikomplekseista tavatut anortosiitit, joiden on ajateltu edustavan tholeiittisen magman kiteytyessä muodostuneita kumulaatteja (Ashwal 1993).

5. *Anortosiittisulkeumat muissa magmakivissä*. Anortosiitteja sekä muita emäksisiä kiviä esiintyy sulkeumina koostumukseltaan vaihtelevissa magmakivissä, jotka voivat olla joko isäntäkiveään vanhempia ksenoliitteja tai isäntäkivensä kanssa samasta magmasta akkumuloituneita plagioklaasiautoliitteja (Ashwal 1993).

6. *Ekstraterrestriset anortosiitit*. Tähän ryhmään kuuluvista anortosiiteista tärkeimpänä voidaan pitää Kuun anortosiitteja, jotka muodostavat sen vaaleat ylängöt. Anortosiittiylängöt ovat muodostuneet magmameren pinnalla kelluneen plagioklaasin kiteytyessä. Anortosiitteja on tavattu myös Kuusta peräisin olevista meteoriiteista. Muilta maankaltaisilta planeetoilta, Merkuriukselta, Venukselta ja Marsilta on niiden kemiallisten ja fysikaalisten ominaisuuksien perusteella arvioitu löytyvän anortosiitteja (Ashwal 1993, Best 2003).

Anortosiittien jaottelu eri ryhmiin ei ole aina yksiselitteistä. Useilla proterotsooisilla massiivityypin anortosiiteilla on myös emäksisille kerrosintruusioille tyypillisiä piirteitä, kuten hyvin kehittynyttä kerroksellisuutta tai mineraalikoostumuksen kryptistä vaihtelua. Tällaisista proterotsooisista massiivityypin anortosiittiesiintymistä puuttuvat kuitenkin kerrosintruusioissa esiintyvät ultraemäksiset kivet, tai niitä on vain pieni määrä (Ashwal 1993).

Ylämaalla Viipurin rapakivibatoliitissa esiintyvät emäksisten kivien sulkeumat kuuluvat proterotsooisiin massiivityypin anortosiitteihin.

4.1. Proterotsooisten massiivityypin anortosiittien yleispiirteet

Proterotsooisista massiivityypin anortosiiteista ei voida nimetä yhtä esiintymää, joka omaisi kaikki esiintymätyypille ominaiset piirteet. Useimmat massiivit ovat laajoja komplekseja, jotka koostuvat useammasta erillisestä intruusiosta. Hallitsevina kivilajeina tavataan anortosiittia, leukonoriittia, leukogabroa ja/tai leukotroktoliittia. Näitä mafisempia komagmaattisia kivilajeja esiintyy vain pieniä määriä. Proterotsooiset massiivityypin anortosiitit esiintyvät yhdessä happamien syväkivien kanssa ja muodostavat bimodaalisen magmaattisen kivilajiseurueen. Anortosiiteissa esiintyvän plagioklaasin koostumus on keskimäärin $An_{50\pm10}$, ja sen raekoko on karkeasta hyvin karkeaan. Useat massiivit sisältävät Al-rikkaita ortopyrokseenimegakiteitä, ja lähes kaikki esiintymät ovat keskiproterotsooisia (Ashwal 1993).

4.2. Esiintyminen ja ikä

Suurimmat proterotsooisten massiivien anortosiittien esiintymät sijaitsevat itäisessä Pohjois-Amerikassa, Norjassa, Afrikassa Angolan ja Namibian alueilla, Kuolan niemimaalla ja itäisessä Siperiassa. Laajin yhtenäinen anortosiittimassiivi on Kanadan kilvellä sijaitseva 17 000 km^2:n laajuinen Lac Saint-Jean`n kompleksi Quebecissä (Ashwal 1993). Intiasta, Madagaskarilta ja Ukrainasta löytyvien pienempien esiintymien lisäksi hajanaisia esiintymiä tavataan lähes joka puolella maapalloa. Yleisesti voidaan kuitenkin todeta, että proterotsooisia massiivityypin anortosiitteja kuten myös arkeeisia anortosiitteja tavataan enemmän pohjoiselta kuin eteläiseltä pallonpuoliskolta (Anderson 1969, Ashwal 1993).

Herzin (1969) mukaan mallinnettaessa anortosiittiesiintymien nykyistä sijaintia suhteessa vastaavien mannerten sijaintiin esiintymien muodostumishetkellä voidaan tunnistaa kaksi anortosiittivyöhykettä. Pohjoisempi vyöhyke ulottuu Itä-Euroopasta Fennoskandian ja eteläisen Grönlannin kautta Pohjois-Amerikan mantereelle ja eteläisempi Brasiliasta Afrikkaan, Madagaskarille, Etelämantereelle, Intiaan ja mahdollisesti edelleen Australiaan, josta tyypillisiä massiivityypin anortosiitteja ei kuitenkaan ole löydetty (Ashwal 1993).

Massiivityypin anortosiitteja tavataan tyypillisesti proterotsooisilla kuorialueilla, jotka ovat käyneet läpi korkean asteen metamorfoosin (Bridgwater & Windley 1973). Myös useat anortosiittimassiivit ovat metamorfoituneita myöhäisemmän metamorfoosin vaikutuksesta. Esimerkit massiivityypin anortosiiteista arkeeisilla kuorialueilla (Nain`n ja Churchillin provinssit Labradorin niemimaalla) tai arkeeisen ja proterotsooisen kuoren saumassa (Laramie Wyomingissa) kuitenkin todistavat, että massiivityypin anortosiittien intrudoituminen ei ole rajoittunut proterotsooiseen kuoren alueille. Anortosiittien sivukivien litologia vaihtelee laajasti, mutta kenties yleisimpinä esiintyy proterotsooisia gneissejä (Ashwal 1993).

Iältään proterotsooiset massiivityypin anortosiitit sekä niihin liittyvät happamat syväkivet ovat tyypillisesti 1,7–1,0 Ga (mm. Herz 1969). Pohjoisella pallonpuoliskolla esiintyvät anortosiitit nuorenevat kohden länttä, Pohjois-Amerikassa niiden ikä on 1,45–1,0 Ga (Emslie 1980).

4.3. Bimodaalinen kivilajiseurue

Tyypillinen piirre proterotsooisille massiivityypin anortosiiteille on niiden bimodaalinen kivilajiseurue. Anortosiitit, gabrot ja diabaasit esiintyvät yhdessä graniittien, syeniittien ja ryoliittien kanssa ja muodostavat paikoin myös intermediäärisiä hybridikivilajeja. Tyypillistä anortosiittien yhteydessä esiintyville happamille syväkiville on rapakivirakenne, jossa alkalimaasälpäovoidia reunustaa plagioklaasikehä. Suomessa näitä graniitteja kutsutaan rapakivigraniiteiksi, mutta amerikkalaisessa kirjallisuudessa bimodaalisesta kivilajiseurueesta käytetään myös termiä AMCG-sarja (anorthosite-mangerite-charnockite-granite-suite).

Muutamien anortosiittimassiivien yhteydestä ei tavata happamia syväkiviä (Ashwal 1993). On myös joitakin rapakiviplutoneita, joiden yhteydestä ei ole havaittu emäksisiä kiviä. Tämä kuitenkin johtuu todennäköisesti kunnollisten paljastumien puutteesta tai eroosiotasosta, sillä emäksisten kivien ajatellaan sijaitsevan laajoina plutoneina graniittien alapuolella (mm. Haapala & Rämö 1999).

Kontaktit anortosiittien ja graniittien välillä voivat olla teräviä tai vaihettuvia. Tyypillistä kuitenkin on, että graniitit ovat kivilajien keskinäisten suhteiden perusteella nuorempia kuin anortosiitit. Käänteiset kontaktit ovat hyvin harvinaisia tai olemattomia. Graniitteja esiintyy anortosiiteissa juonina (Kuva 5) (mm. Seifert 1978) tai intrusiivibreksioina (mm. de Waard 1970), ja anortosiitteja esiintyy sulkeumina graniiteissa lähellä kivilajien kontaktia. Kontaktissa saattaa joskus esiintyä graniitissa antipertiittistä plagioklaasia, joka on peräisin anortosiitista (Ashwal 1993).

Kuva 5. Graniittipegmatiittijuoni anortosiitissa. Niemistenpitkä W.
Figure 5. Granite pegmatite dyke in anorthosite. Niemistenpitkä W.

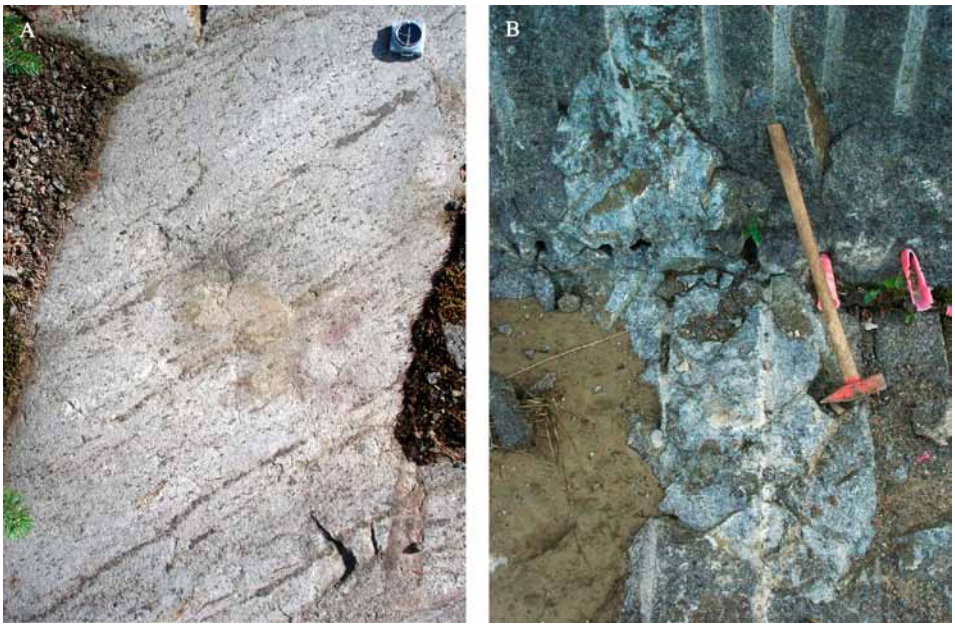
4.4. Rakenne ja tekstuuri

Proterotsooiset massiivityypin anortosiitit ovat muodoltaan hyvin vaihtelevia. Tyypillistä on, että suuret anortosiittimassiivit koostuvat useasta erillisestä intruusiosta, kuten Kanadan kilvellä sijaisevat Harp Laken massiivi (Emslie 1980) ja Nain`n kompleksi (Morse 1983).

Magmaattisista rakennepiirteistä tärkein on anortosiittien tekstuuria kuvaava termi massiivinen. Massiivisella tarkoitetaan magmakiveä, jolle on ominaista laajamittainen, enemmän tai vähemmän homogeeninen tekstuuri. Kerroksellisuutta, suuntausta, liuskeisuutta tai muuta vastaavaa piirrettä ei ole (Neuendorf et al. 2005). Jonkinlaista magmaattista kerroksellisuutta tavataan kuitenkin lähes kaikista massiivityypin anortosiiteista. Tyypillisimpiä kerroksellisuustyyppejä ovat mafisten silikaattien konsentraatiovaihtelun aiheuttamat hienoiset kerroksittaiset värin vaihtelut (Kuva 6A) ja plagioklaasin raekooltaan toisistaan eroavat kerrokset. Myös plagioklaasin tasomainen suuntautuminen on tyypillistä. Vaikka kerroksellisuus ei useinkaan ole havaittavissa kiven värin ja karkeuden vuoksi, tavataan massiivityypin anortosiiteista kaikkia samoja magmaattisen kerroksellisuuden tyyppejä kuin emäksisistä kerrosintruusioistakin (Irvine 1982, Ashwal 1993).

Massiivityypin anortosiiteille hyvin tyypillisellä blokkirakenteella (engl. block structure) tarkoitetaan anortosiitin esiintymistä sulkeumana toisessa, siitä koostumukseltaan ja/tai tekstuuriltaan eroavassa anortosiitissa (Balk 1931). Sulkeumat voivat olla kulmikkaita tai pyöristyneitä, ja niiden koko voi vaihdella senttimetreistä aina kilometriin (Kuva 6B). Useimmiten sulkeumat ovat maasälpärikkaampia kuin niitä ympäröivät anortosiitit. Ashwalin (1993) mukaan erityisen tyypillisiä ovat anortosiittiblokit leukonoriittisessa matriksissa.

Massiivityypin anortosiiteissa tavataan laaja kirjo kumulustekstuureita (Kuva 7). Hyvin plagioklaasirikas kivi voi osoittaa runsasta plagioklaasin adkumusluskasvua, ja monet puhtaat anortosiitit ovatkin täydellisiä adkumulaatteja ja koostuvat polygonisesti kasvaneista plagioklaasikiteistä, joissa kiteiden väliset kulmat ovat 120°. Ofiittinen ja subofiittinen tekstuuri ovat hyvin tavallisia (Wadsworth 1985). Näissä useimmiten pyrokseenikiteet sulkevat omamuotoisia tai osittain omamuotoisia plagioklaasikiteitä sisäänsä. Plagioklaasikiteet voivat olla joko laminaarisesti suuntautuneita tai massiivisesti suuntautumattomia (Ashwal 1993). Useimmissa massiivityypin anortosiiteissa plagioklaasille on luonteenomaista karkea-



Kuva 6. A: Mafisten mineraalien muodostamia raitoja Pahaojassa. B: Blokkirakenne, jossa tummemmassa leukogabronoriitissa on vaaleampi anortosiittisulkeuma. Ylijärvi.
Figure 6. A: Stripes of mafic minerals at Pahaoja. B: A block structure with light-coloured anorthosite inclusion in dark-coloured leucogabbronorite. Ylijärvi.

Kuva 7. Kumulustekstuuri leukogabrossa. Plagioklaasi on kumulusmineraali ja kloriittiutunut pyrokseeni interkumulusfaasi. Niemistenpitkä W.
Figure 7. Cumulus texture in a leucogabbro. Plagioclase is the cumulus mineral and chloritized pyroxene is the intercumulus phase. Niemistenpitkä W.

rakeisuus, ja paikoin tavataan myös hyvin karkeita koostumukseltaan gabroidisia tai noriittisia pegmatoideja (Buddington 1939).

Suurin osa massiivityypin anortosiiteista on metamorfoitunut ja deformoitunut kiteytymisen jälkeen. Deformaation aiheuttamat merkit ovat hyvin vaihtelevia, mutta yleisimpinä tavataan kataklastista rikkoutumista ja uudelleen kiteytymistä. Usein joitakin magmaattisia ominaispiirteitä on jäänyt jäljelle (Ashwal 1993).

4.5. Anortosiittiset kivilajit

Vaikka yleisenä tapana onkin puhua anortosiiteista, kattaa termi sisällensä laajemman kirjon emäksisiä kivilajeja. Ashwalin (1993) mukaan proterotsooisille massiivityypin anortosiiteille on tyypillistä, että anortosiitin lisäksi myös leukonoriitti, leukogabro ja/tai leukotroktoliitti ovat esiintymissä hallitsevia kivilajeja. Suuria määriä näitä mafisempia kivilajeja ei tavata.

4.6. Mineralogia

4.6.1. Plagioklaasi

Proterotsooisten massiivityypin anortosiittien pääminerаali on plagioklaasi, joka esiintyy tyypillisesti levymäisinä kiteinä. Adkumuluskasvu on tyypillistä. Plagioklaasi on karkeata (1–5 cm), mutta jopa 1 m:n pituisia kiteitä tavataan (Ashwal 1993). Plagioklaasi on usein antipertiittistä, ja kvartsin ja Ca-rikkaan plagioklaasin vermikulaarista tekstuuria tavataan. Koostumus vaihtelee tyypillisesti An_{40}:n ja An_{65}:n välillä. Plagioklaasin tumma väri johtuu mineraalissa suotaumana (Anderson 1966) esiintyvistä hienojakoisista Fe-Ti-oksideista.

4.6.2. Mafiset silikaatit ja Fe-Ti-oksidit

Mafisista mineraaleista oliviinia tavataan anortosiittisten kivien kumulusfaasissa pyrokseeneja runsaammin (Ashwal 1993). Oliviinin koostumus vaihtelee tyypillisesti Fo_{58}:n ja Fo_{70}:n välillä (Emslie 1985). Oliviineilla on tyypillisesti ortopyrokseenireunat. Vesipitoisia mafisia silikaatteja, amfiboleja ja biotiittia esiintyy tyypillisesti pyrokseenien ja Fe-Ti-oksidien reunoilla.

Fe-Ti-oksideja esiintyy kaikissa anortosiiteissa. Fe-Ti-oksidit ovat täydellisiä kiinteäliuosseossarjoja ja koostuvat useimmiten ilmeniitistä ja hematiitista, mutta myös magnetiitti-ulvöspinelli-kiinteäliuosseossarjaa tavataan (Ashwal 1993).

4.6.3. Aksessoriset mineraalit

Kvartsia tavataan muiden mineraalien välitiloissa. Myös kalimaasälpää tavataan joskus, ja jos mineraaleja tavataan kivestä samanaikaisesti, voidaan epäillä anortosiittien kontaminoituneen kuoren aineksesta. Apatiittia tavataan lähes kaikista esiintymistä ja pirotteena esiintyviä sulfideja useasta esiintymästä. Zirkonia sekä baddeleyiittiä tavataan harvoin (Ashwal 1993).

4.7. Petrogenesis

Varhaiset tulkinnat anortosiittien synnystä 1800-luvun puolivälissä käsittelivät neptunismin hengessä syntyä sedimentäärisen prosessin kautta. Toiset tutkijat tulivat kuitenkin siihen tulokseen, että anortosiitit ovat magmakiviä kivilajin massiivin tekstuurin ja ristiin leikkaavien kontaktien perusteella (Ashwal 1993). Bowenin osuvaa otsikkoa ”The problem of anorthosites” (1917) kantava anortosiittien kokeellista petrologiaa kuvaava artikkeli loi käsitteen anortosiittiongelma (the anorthosite problem). Tästä eteenpäin on keskustelu muun muassa kantamagman koostumuksesta ja magman alkuperästä pysytellyt kiivaana ja vain harvoja absoluuttisia totuuksia anortosiittien synnystä on pystytty esittämään (Ashwal 1993).

Teoria graniittien metasomaattisesta alkuperästä vaikutti myös 1950-luvulla eräiden tutkijoiden ajatuksiin anortosiittien synnystä. Barth (1952) esitteli termin anortosisaatio, jonka mukaan korkean asteen metamorfoosissa fluidien kulkiessa alkuperäisen kiven läpi fluidin ainesten vähentyminen ja/tai lisääntyminen pystyisi muuttamaan kiven anortosiitiksi. Useilta tutkijoilta on saanut tukea teoria siitä, että anortosiitit saattavat edustaa kiteisiä jäännöksiä, jotka ovat jääneet jäljelle sulan poistuttua kuoren alaosan anatektisessa sulamisessa (Ashwal 1993).

Useimmissa anortosiittimassiiveissa esiintyvien, korkean alumiinin ortopyrokseenimegakiteiden (HAOM, high-Al orthopyroxene megacrysts) perusteella on laskettu, että anortosiitit ovat kiteytyneet paineen vaihdellessa (mm. Emslie 1985). Tämän polybaarisen kiteytymisen mallin mukaan opx-megakiteet ovat kiteytyneet magmasäiliössä kuoren alaosissa, jonka jälkeen muut mineraalit ovat kiteytyneet magman liikkuessa kuoressa ylöspäin. Myös plagioklaasi on saattanut kiteytyä polybaarisesti (Ashwal 1978). Anortosiittimassiivien paikalleenasettumissyvyydeksi on metamorfisista aureoleista laskettu 5–13 km (Morse 1982).

4.7.1. Kantamagman koostumus

Massiivityypin anortosiitit sekä niihin liittyvät happamat syväkivet ovat syntyneet eri kantamag-

moista, vaikka myös teorioita anortosiittien ja graniittien komagmaattisuudesta ja differentioitumisesta fraktioivan kiteytymisen kautta on esitetty (Ashwal 1993).

On ehdotettu, että anortosiittiset massiivin osat ovat kiteytyneet anortosiittisista sulista (mm. Mawdsley 1927). Tämä kuitenkin herättää kysymyksen anortosiittimagman muodostumismahdollisuuksista, kuten tähän vaadittavasta hyvin korkeasta lämpötilasta. Anortosiittisen magman olemassaoloa ei voida myöskään todistaa vastaavankoostumuksellisilla pintakivillä, ja myös anortosiittijuonia tavataan hyvin vähän (Bowen 1917). Buddington (1939) ehdotti, että anortosiittista sulaa voisi syntyä arkeeisen anortosiittikerroksen osittaisen sulamisen kautta syvällä kuoressa, mutta prosessi ei pysty synnyttämään laajoja massiiveja. Anortosiittisen sulan mahdollisuutta ei voida sulkea nykyisellä tiedolla pois, vaikka mahdollisuudet sen muodostumiselle ovat hyvin pienet (Ashwal 1993).

Kantamagman basalttinen koostumus on paras vastaus ongelmaan kantamagman koostumuksesta, sillä basalttien mineralogia on lähinnä anortosiittimassiiveissa tavattavien kivilajien mineraalikoostumusta. Myös useassa massiivissa tavattavat, jäähtymisreunoiksi tulkitut hienorakeiset gabrot ja troktoliitit, joiden mineraalikoostumus vastaa massiivityypin anortosiitteja, tukee teoriaa basalttisesta kantamagmasta (Ashwal 1993).

Useimpien massiivityypin anortosiittien radiogeeniset ja stabiilit isotoopit vastaavat vaippaperäisen aineksen isotooppikoostumusta. Jos kantamagma on koostumukseltaan basalttista, ovat anortosiitit tällöin plagioklaasikumulaatteja. Anortosiittilitologiasta puuttuvat kuitenkin anortosiittikumulaattien erotuttua jäljelle jäävät mafiset-ultramafiset kivet. Jos kantamagma todella on basalttinen, tulee jonkin tektonisen tai magmaattisen prosessin erottaa mafisempaa ainesta maasälpärikkaasta aineksesta (Ashwal 1993, Wiebe 1980).

4.7.2. Petrogeneettiset mallit

Ajatusta proterotsooisten massiivityypin anortosiittien ja niihin liittyvien rapakivigraniittien synnystä hallitsee kaksi petrogeneettistä mallia: tholeiittisen differentiaation malli sekä alakuoren osittaissulamismalli. Lisäksi on esitetty näiden erilaisia yhdistelmiä. Yhteistä malleille on se, että niiden mukaan magmatismi on todennäköisesti saanut alkunsa ekstensionaalisessa ympäristössä joko vaippaperäisen pluumin tai hotspotin vaikutuksesta ja litosfääri on alkanut sulaa paineen laskiessa.

Frostin & Frostin (1997) tholeiittisen differentiaation mallin mukaisesti bimodaalinen kivilajiseurue on syntynyt vaippaperäisestä tholeiittisesta sulasta kuoren alaosissa. Mallissa tholeiittiset sulat kiteytyvät kuoren alarajalle ja muodostavat emäksisiä kiviä. Differentiaation tuloksena syntyneet kivet sulavat uudelleen intrudoituvan emäksisen magman ja ekstension aiheuttaman astenosfäärin kohoamisen vaikutuksesta. Syntyneet sulat saattavat yhdistyä aiemmin differentiaation kautta syntyneiden graniittisten sulien kanssa. Suuremmat graniittiset magmasäiliöt nousevat diapiireinä ylöspäin ja muodostavat rapakivigraniittiplutoneita tai purkautuvat pinnalla ryoliitteina.

Yleisesti esitetyn alakuoren osittaissulamismallin (mm. Rämö & Haapala 2005) mukaan köyhtyneestä ylävaipasta peräisin oleva, basalttinen-pikriittinen magma nousee kuoren ja vaipan rajalle ja muodostaa emäksisiä plutoneita, diabaasijuonia ja basalttisen laavan kerroksia. Anortosiittimassiiveja muodostuu, kun yksittäiset plutonit yhdistyvät yläkuoressa. Emäksinen magma aiheuttaa kuoren alaosan osittaista sulamista, jolloin muodostuu graniittisia magmoja, ryoliitteja sekä happamia juonia. Magmojen sekoittumista sekä sekaantumista tapahtuu paikallisesti eri syvyyksillä.

Duchesne et al. (1999) mukaan anortosiittimassiivit syntyvät myös alakuoren sulaessa, mutta paikalleen asettumisen mekanismi poikkeaa Rämön ja Haapalan mallista. Anortosiitteja liittyy kuoren heikkousvyöhykkeisiin ja epäjatkuvuuspintoihin, jotka ovat saattaneet edistää plagioklaasikidepuuron paikalleen asettumista diapiirimäisinä rakenteina. Näissä heikkousvyöhykkeissä esiintyy kielekemäisinä alityöntöinä mafista alakuorta jopa 40 km:n syvyydellä. Lämpötilan noustessa kielekkeestä muodostuu magmasäiliö, jonka paikalleen asettumista kontrolloivat kuoren rakenteet.

Kukkonen & Lauri (2009) ovat puolestaan esittäneet, että svekofennialaisen orogenian myöhäisen vaiheen termaalisen kehityksen ja bimodaalisen rapakivimagmatismin välillä on kausaalinen yhteys. Heidän mukaansa rapakivimagmatismi ei johdu vaippaperäisestä lämpövuosta vaan kuoren kollisionaalisen paksuuntumisen aiheuttamasta pitkäaikaisesta lämpiämisestä, joka on vaikuttanut vielä pitkään orogeenisten tapahtumien jälkeenkin.

5. TUTKIMUKSEN TULOKSET

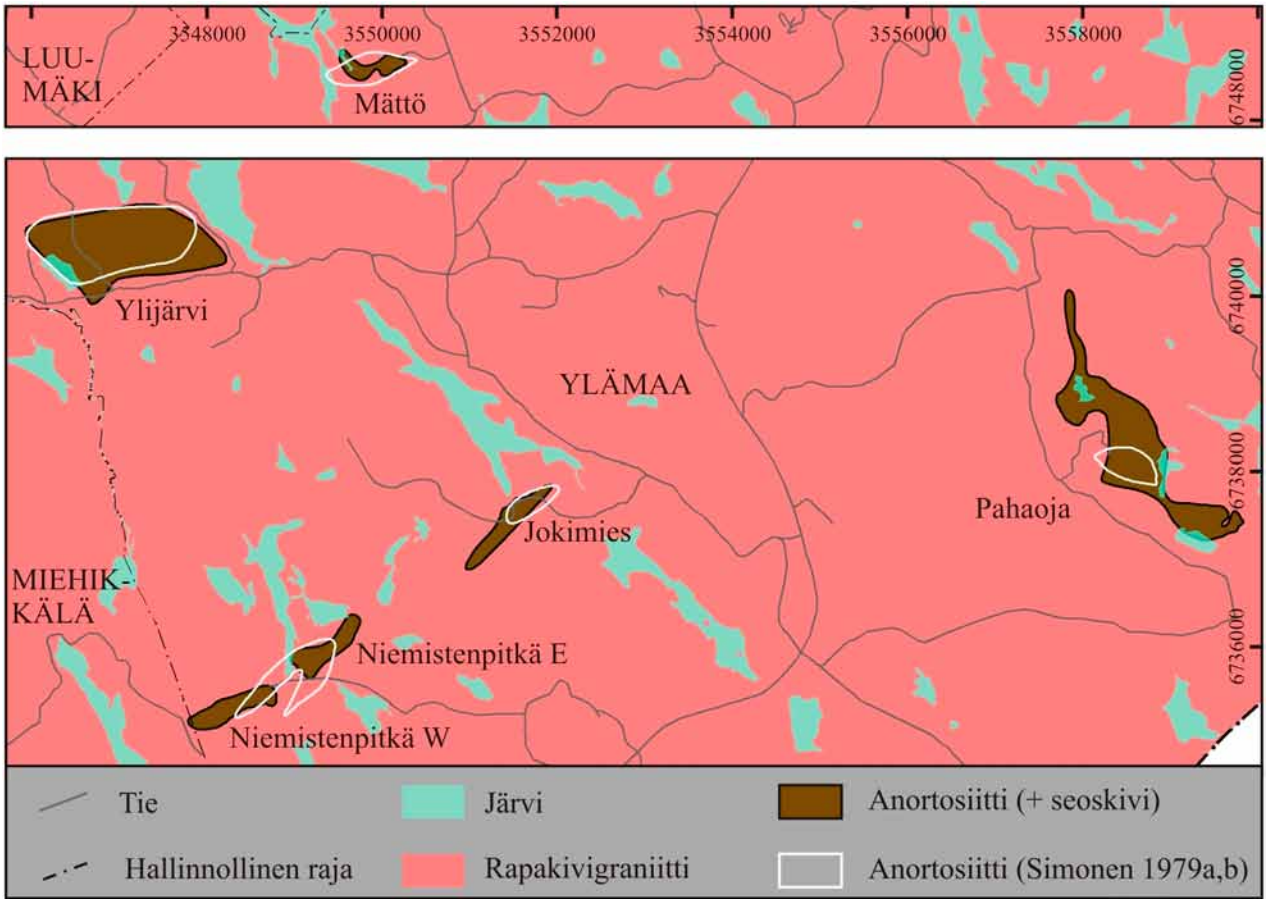
5.1. Anortosiittien esiintyminen Ylämaalla

Ylämaan spektroliittianortosiittisulkeumat on tässä tutkimuksessa nimetty seuraavasti: Ylijärvi, Pahaoja, Mättö, Jokimies ja Niemistenpitkä (E ja W) (Kuva 8). Anortosiitit käsitetään tässä tutkimuksessa laajoiksi sulkeumiksi rapakivigraniitissa.

Sulkeumien alueella kallioperä on kohtalaisesti paljastunutta. Anortosiittien sivukivinä tavataan viborgiittia, jossa kalimaasälpäovoideja ympäröi plagioklaasikehä, sekä tummanvihreätä tai tummanharmaata tasarakeista rapakivigraniittia (Simonen 1987). Kaikki Ylämaan anortosiittisulkeumat ovat Jokimiehen anortosiittia lukuun ottamatta viborgiitin ja tumman tasarakeisen rapakivigraniitin kontaktissa (Simonen 1979a ja b). Jokimiehen anortosiitti on sulkeumana tummassa tasarakeisessa rapakivigraniitissa (Simonen 1979a). On mahdollista, että eri rapakivigraniittityyppien välinen kontakti on toiminut saumana, jota pitkin anortosiitit ovat päässeet nousemaan ylöspäin sulkeumiksi ympäröivään rapakivibatoliittiin.

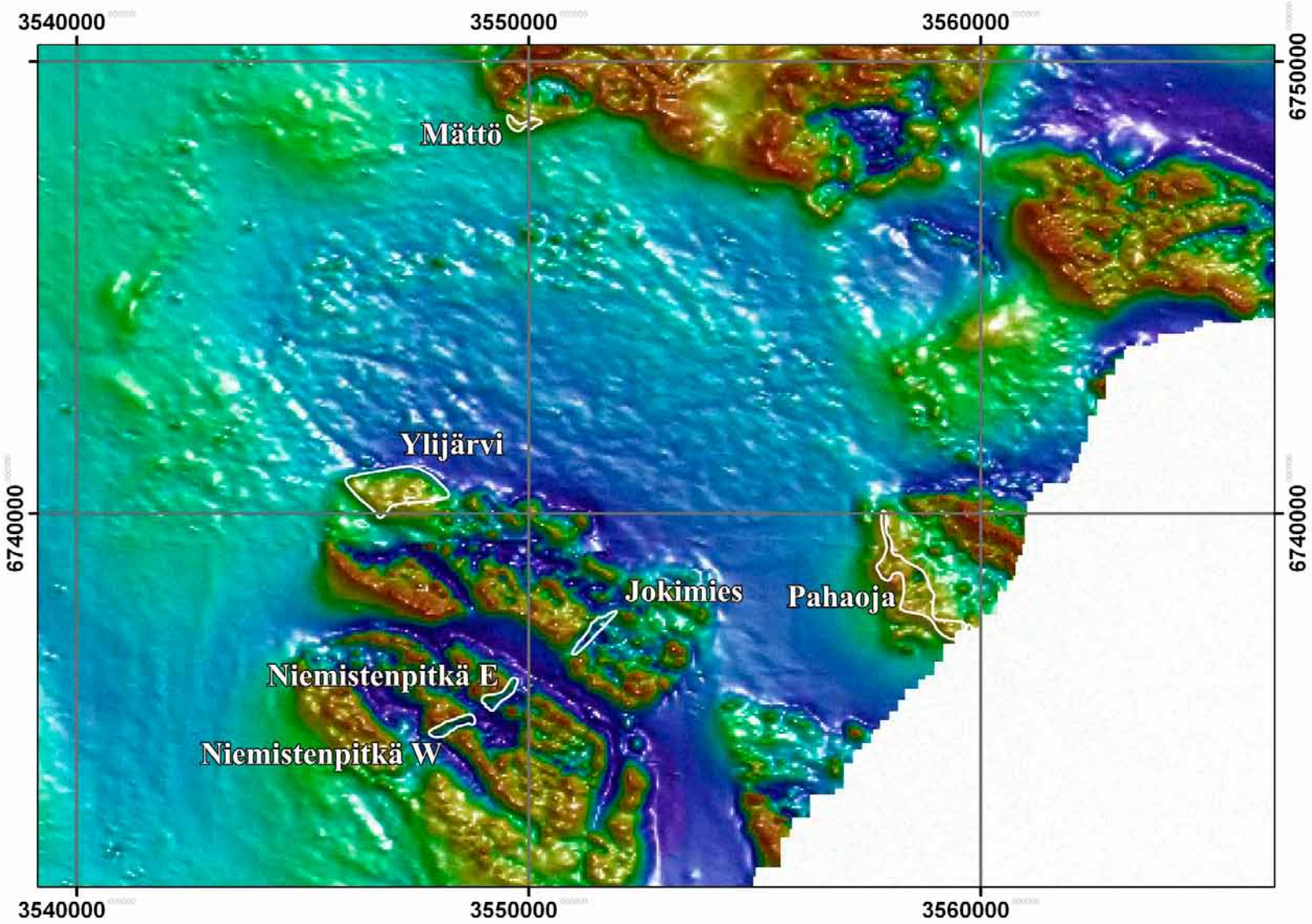
Kaakkois-Suomen aeromagneettisesta kartasta (Kuva 9) voidaan havaita Ylijärven, Mätön ja Pahaojan sulkeumien esiintyvän magneettisen maksimin alueella (ruskea väri) ja erottuvan kartalla selvästi. Jokimiehen ja Niemistenpitkän (E ja W) anortosiitit sijaitsevat suuremman magneettisen rakenteen alueella magneettisilla minimialueilla (sininen väri). Yleisesti voidaan todeta minimialueilta tavattavan viborgiittia ja maksimialueilta tasarakeisia rapakivigraniittityyppejä anortosiittien lisäksi. Mätön ja Pahaojan alueilla viborgiitin ja anortosiitin väliset kontaktit ovat pystyjä tai lähes pystyjä.

Anortosiiteissa esiintyy selkeä pystysuuntainen rakoilu, kuten myös ympäröivissä rapakivigraniiteissa (Simonen 1987, Härmä & Selonen 2008). Päärakosuuntia tavataan anortosiiteissa kaksi, kaateiden suunnat 060° ja 144°, sekä kolmas heikompi rakoilu, jonka kaade on suunnassa 180° (Kuva 10). Myös vaakarakoilua esiintyy. Raontäytteinä tavataan pääasiassa karbonaatteja.

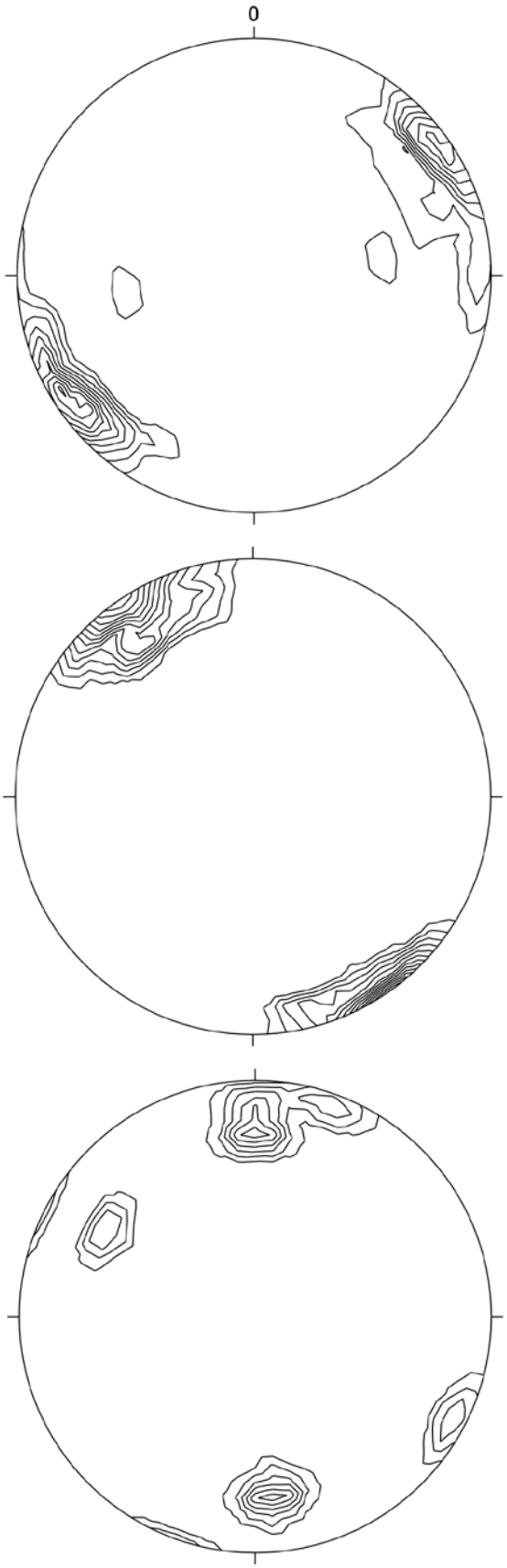


Kuva 8. Ylämaan anortosiittisulkeumien rajaus on tarkentunut aikaisemmasta (Simonen 1979a ja b) uusien runsaampien ja yksityiskohtaisempien maastohavaintojen ja uuden aerogeofysiikan aineiston myötä. Pohjakartta © Maanmittauslaitos, lupanro 13/MML/09, ja Logica Suomi Oy.

Figure 8. The boundaries of the anorthosite bodies at Ylämaa have been sharpened from previous maps (Simonen 1979a and b) based on new more detailed field observations and new aerogeophysical material. Basemap © National Land Survey of Finland, licence no. 13/MML/09, and Logica Finland Ltd.



Kuva 9. Ylämaan spektroliittianortosiitit sijaitsevat Viipurin batoliitissa esiintyvien magneettisten anomalioiden yhteydessä (Geofysikaalinen aineisto © Geologian tutkimuskeskus).
Figure 9. Spectrolite anorthosites in Ylämaa are associated with magnetic anomalies in the Wiborg batholith (Geophysical data © Geological Survey of Finland).



Päärakoilusuunta 1

n=27
Samanarvonkäyrien väli: 1.5

Pintanormaalien keskiarvo: 240/06
Keskimääräinen kaade: 060/84

Päärakoilusuunta 2

n=19
Samanarvonkäyrien väli: 1.5

Pintanormaalien keskiarvo: 144/00
Keskimääräinen kaade: 144/90

Heikko rakoilusuunta

n=8
Samanarvonkäyrien väli: 3.0

Pintanormaalien keskiarvo: 000/24
Keskimääräinen kaade: 180/66

Kuva 10. Ylämaan anortosiiteissa esiintyvät päärakosuunnat tasa-arvokäyrien avulla esitettynä. Rakopintojen normaalit, Schmidtin verkko, alapalloprojektio. Mittauksia on tehty eri anortosiittisulkeumista lukuun ottamatta Mättöä.
Figure 10. Main jointing directions in the anorthosite inclusions. Normals of the planes, Schmidt net, lower hemisphere projection. The measurements have been made from separate anorthosite inclusions, except for Mättö.

5.1.1. Ylijärvi

Ylijärven kylästä länsiluoteeseen sijaitseva, noin 2 km²:n kokoinen anortosiittisulkeuma (Kuva 8) on Ylämaalla esiintyvistä spektroliittianortosiiteista parhaiten tunnettu. Tässä työssä suoritetut kartoitukset eivät tuoneet merkittäviä muutoksia Simosen (1979a) kallioperäkarttaan (Kuva 8). Sulkeuman alueella on useita toiminnassa olevia korukivilouhoksia sekä muutama suurempi kivilouhimo, joista ei kuitenkaan viime vuosina ole louhittu kiveä.

Ylijärven anortosiittisulkeuma on eteläpuoleltaan kontaktissa tummanvihertävän tasarakeisen rapakivigraniitin kanssa. Kalimaasälpä esiintyy graniitissa n. 1 cm:n kokoisina osittain omamuotoisina hajarakeina. Kivilajien kontakti ei ole terävä, vaan anortosiitti ja graniitti vaihettuvat toisikseen keskimäärin 10 metriä leveällä vyöhykkeellä ja muodostavat seoskiveä (Kuva 11). Vaihettuminen alkaa rapakivigraniitissa havaittavilla, tummilla emäksisestä magmasta peräisin olevilla plagioklaasihajarakeilla, joiden määrä kasvaa, kunnes kivi on anortosiittia. Vaihettumisvyöhykkeessä tavataan myös teräviä kontakteja eriasteisesti vaihettuneiden magmojen välillä.

Sulkeuman itä-, länsi- ja pohjoispuolella anortosiitti on kontaktissa viborgiitin kanssa. Kontakti on terävä, eikä kontaktin läheisyydessä ole kummassakaan kivilajissa huomattavissa mineralogisia tai petrografisia muutoksia. Viborgiitin ja anortosiitin kontaktissa esiintyy paikoin tasarakeisen rapakivigraniitin osueita, varsinkin tasarakeisen graniitin ja anortosiitin kontaktin läheisyydessä.

Ylijärven sulkeuma on kivilajeiltaan hyvin heterogeeninen. Sulkeuman länsiosaa on louhittu useasta kohdasta, mutta alueella kivi on rikkonaista ja graniitti- ja graniittipegmatiittijuonten pilkkomaa. Kivilajivaihtelu on myös runsasta. Sulkeuman itäosassa kivi näyttäisi olevan homogeenisempaa ja mahdollisesti myös ehjempää.

5.1.2. Pahaoja

Pahaojan anortosiittisulkeuma (Kuva 8) on valtakunnan itärajalla sijaitseva, noin 3,5 km pitkä, kapeimmillaan alle 100 m ja leveimmillään 800 m oleva luode-kaakkosuuntainen alue. Simosen (1979b) kallioperäkartassa sulkeuma esiintyy huomattavasti pienempänä kuin tässä työssä esitetyllä kartalla (Kuva 8). Alueella on yhden, jo hylätyn rakennuskivilouhimon lisäksi räjäytetty kiveä useasta paikasta.

Sulkeuman lounaispuolella anortosiitti rajoittuu viborgiittiin. Kontaktissa esiintyy paikoin myös pieninä osueina tasarakeista rapakivigraniittia, joka

Kuva 11. Anortosiitti ja tasarakeinen rapakivigraniitti muodostavat kontaktivyöhykkeessä seoskiven, jonka graniittisessa perusmassassa esiintyy mafisesta magmasta peräisin olevia plagioklaasihajarakeita. Ylijärven sulkeuman eteläkärki.
Figure 11. Anorthosite and even-grained rapakivi granite form a hybrid rock with plagioclase phenocrysts from mafic magma in granitic ground mass. Southernmost tip of Ylijärvi anorthosite inclusion.

Kuva 12. Viborgiitti (alhaalla) on breksioinut vaaleaa anortosiittia (ylhäällä) Pahaojan louhimolla. Kivilajien väliset rajat on korostettu liidulla.
Figure 12. Wiborgite (below) has brecciated light-coloured anorthosite (above) at Pahajoki quarry. Boundaries of the rock types have been drawn with chalk.

Kuva 13. Tasarakeisen rapakivigraniitin ja anortosiitin kontaktivyöhykkeessä esiintyy kyseisten kivilajien muodostamaa seoskiveä. Pahaoja.
Figure 13. At the contact zone between even-grained rapakivi granite and anorthosite occurs a hybrid rock formed by the two rock types. Pahaoja.

muodostaa yhdessä anortosiitin kanssa seoskiveä. Kontakti anortosiitin ja viborgiitin välillä on kuitenkin terävä. Rakennuskivilouhimolla kontakti on hyvin paljastuneena, ja kontaktissa voidaan havaita 2 mm:n paksuinen vaalea hienorakeinen maasälpäsauma. Louhimolla on havaittu viborgiitin breksioivan anortosiittia (Kuva 12).

Pahaojan sulkeuman koillispuolella anortosiitti muodostaa tummanvihertävän, hieman porfyyrisen rapakivigraniitin kanssa sekoittuvan kontaktin. Anortosiitin ja rapakivigraniitin muodostaman seoskivivyöhykkeen leveys vaihtelee ja on keskimäärin parikymmentä metriä. Seoskivi on Pahaojan alueella hyvin heterogeenistä, ja siinä esiintyy anortosiittisempia ja graniittisempia osuita (Kuva 13). Kontaktin läheisyydessä esiintyy anortosiitissa runsaasti graniittijuonia ja graniittista ainesta.

5.1.3. Mättö

Mätön anortosiittisulkeuma (Kuva 8) sijaitsee Ylämaan kunnan luoteiskulmassa Luumäen kunnan rajalla. Sulkeuma on noin 800 metriä pitkä ja paksuimmillaan alle 200 metriä leveä alue, jossa sijaitsee ainut Ylämaalla aktiivisessa toiminnassa oleva spektroliitin rakennuskivilouhimo.

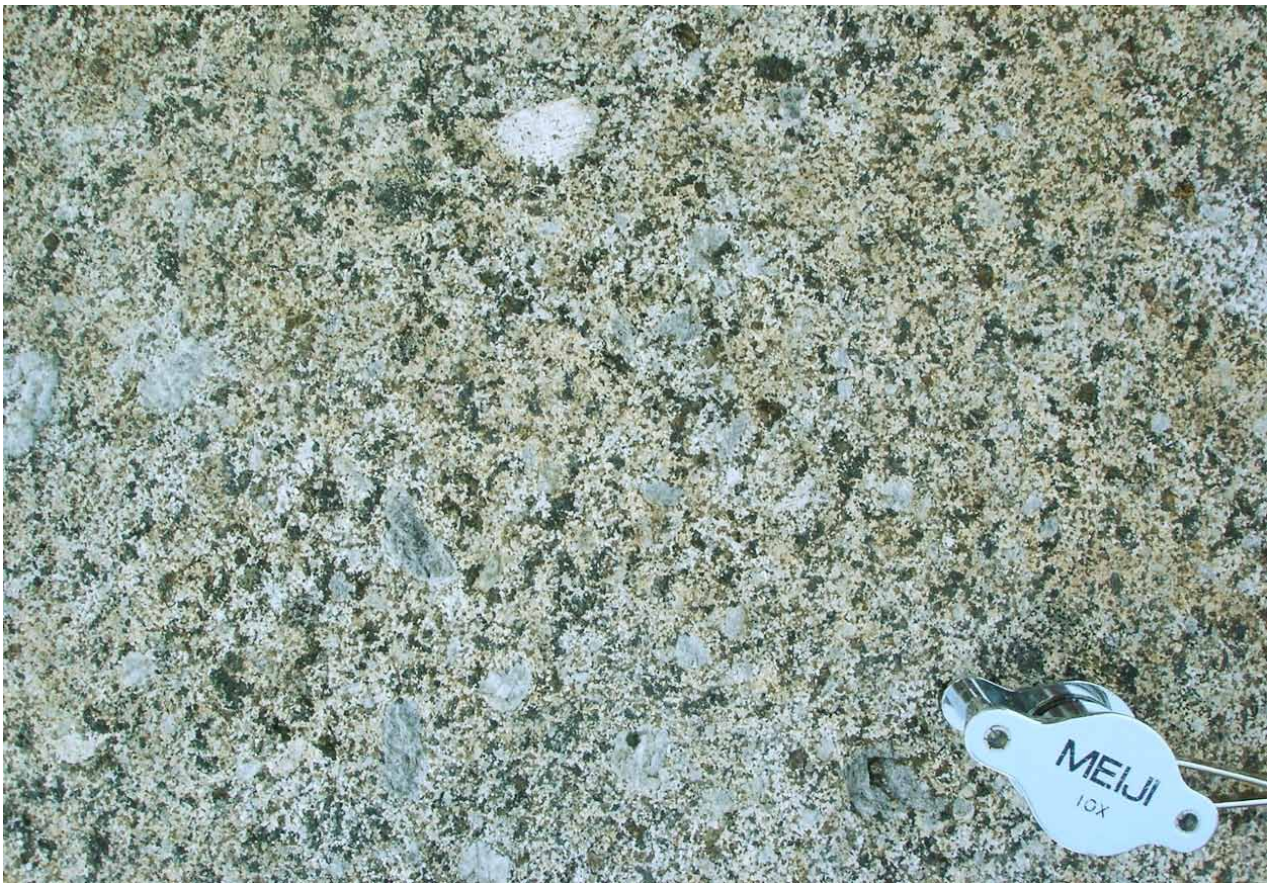
Sulkeuma rajoittuu eteläpuoleltaan viborgiittiin, ja kivilajien välinen kontakti on terävä. Sulkeuman eteläosassa, pisteessä x=6748580, y=3550170 on havaittu viborgiitin ja anortosiitin kontaktin olevan lähes pysty tai kontaktin kaateen olevan jyrkästi etelään. Viborgiitin ja anortosiitin kontaktissa esiintyy runsaasti tasarakeista rapakivigraniittia. Kivilajien rajat on paljastumien puuttumisen vuoksi sulkeuman lounaispuolella piirretty aeromagneettista karttaa apuna käyttäen. Sulkeuman pohjoispuolella esiintyy tummanvihertävää, hieman porfyyristä rapakivigraniittia. Graniitti muodostaa kontaktissa anortosiitin kanssa hienorakeisen seoskiven, jossa tummanvihertävässä graniitissa esiintyy muutaman senttimetrin kokoisia tummia, paikoin iridisoivia plagioklaasikiteitä. Tasarakeisessa rapakivigraniitissa on havaittu emäksisestä magmasta peräisin olevia plagioklaasikiteitä useasta kohdasta anortosiittisulkeuman koillispuolelta läheltä viborgiitin ja tasarakeisen rapakivigraniitin kontaktia (Kuva 14). Mahdollisesti Mätön alueella anortosiittia esiintyy laajemmillakin alueilla tai sulkeuma on laajentunut nykyisen maanpintaleikkauksen ylä- tai alapuolella.

Mätön sulkeuma on kivilajeiltaan Ylämaan anortosiiteista homogeenisin, tosin Mätön alueella paljastumia on vähemmän kuin Pahaojalla ja Ylijärvellä. Anortosiitissa esiintyy kuitenkin runsaasti graniittisia juonia ja osueita.

5.1.4. Jokimies

Jokimies on koillis-lounaissuuntainen, 1,4 kilometriä pitkä ja keskimäärin 200 metriä leveä anortosiittisulkeuma Jokimiehen kylässä (Kuva 8). Sulkeumaa ympäröi joka puolelta vihertävä tasarakeinen rapakivigraniitti. Tasarakeisen rapakiven ja viborgiitin kontaktiin koillisessa on matkaa noin yksi kilometri.

Jokimiehen sulkeuma koostuu suurimmaksi osaksi graniitin ja anortosiitin muodostamasta seoksesta, jossa graniittisen ja anortosiittisen aineksen osuus vaihtelee (Kuva 15). Sulkeuman keskiosista tavataan puhdasta anortosiittia.



Kuva 14. Tasarakeisessa rapakivigraniitissa Mätön anortosiittialueen koillispuolella on harmaita plagioklaasihajarakeita, jotka ulkonäkönsä perusteella ovat peräisin mafisesta magmasta. Luupin pitkän sivun pituus on noin 3 cm.
Figure 14. Even-grained rapakivi granite northeast of the Mättö anorthosite body contains grey plagioclase phenocrysts interpreted as xenocrysts from mafic magma by their appearance. The long axis of the magnifying glass is about 3 cm.

Kuva 15. Jokimies. A: Anortosiittinen sulkeuma seoskivessä. B: Seoskiven graniittisessa perusmassassa on punertavia kalimaasälpähajarakeita ja mafisesta magmasta peräisin olevia harmaita plagioklaasihajarakeita. Joissain kalimaasälpärakeissa on viborgiitille tyypillinen plagioklaasikehä.
Figure 15. Jokimies. A: Anorthositic inclusion in the hybrid rock. B: The hybrid rock contains grey plagioclase phenocrysts from mafic magma and reddish potassium feldspar phenocrysts in granitic ground mass. Some of the potassium feldspar phenocrysts contain plagioclase rim typical of wiborgite.

5.1.5. Niemistenpitkä E ja W

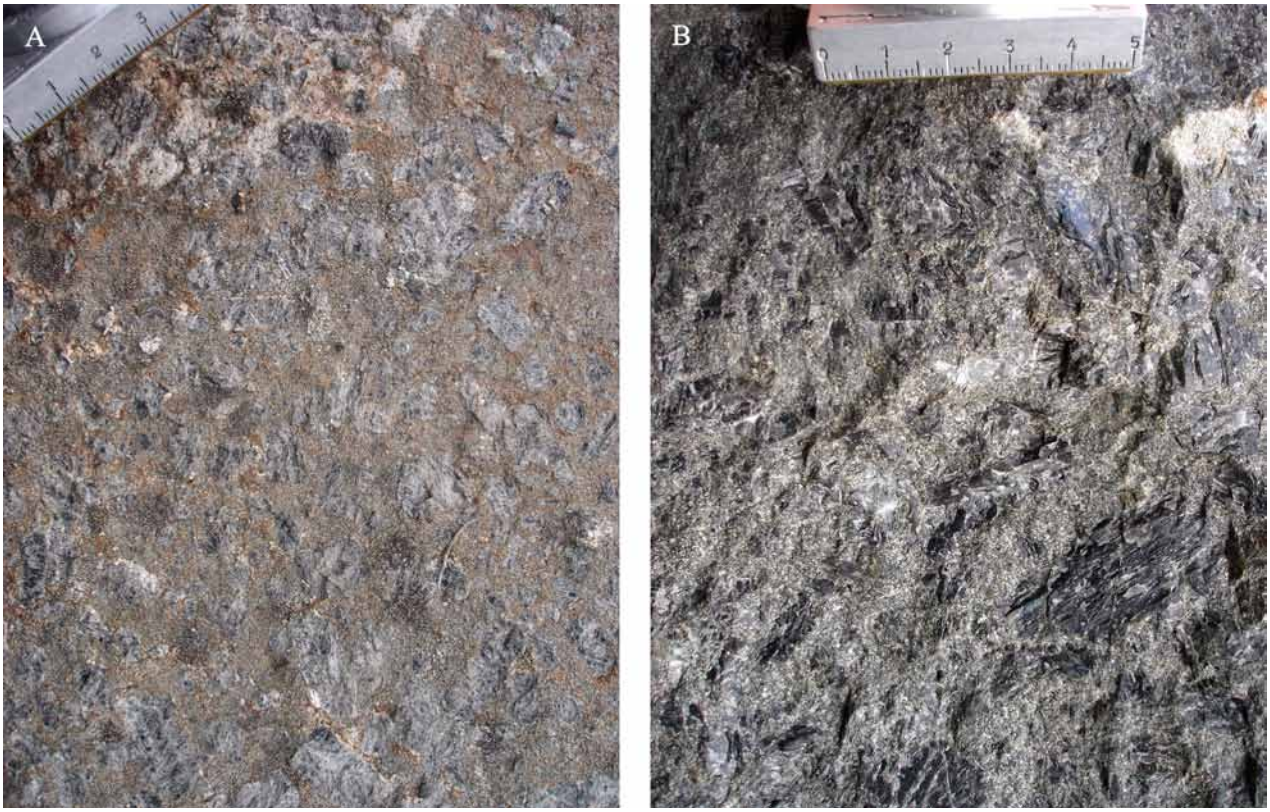
Niemistenpitkän anortosiittisulkeuma sijaitsee Ylämaan kunnan lounaisosassa Hujakkalan kylässä, osittain Miehikkälän kunnan puolella. Simosen (1979a) kallioperäkarttaan verrattuna sulkeuma on voitu erottaa kahdeksi erilliseksi alueeksi, joita kutsutaan tässä tutkimuksessa nimillä Niemistenpitkä E ja W (Kuva 8). Sulkeumien välisellä alueella sekä sulkeumien kaakkois- ja lounaispäissä on paljastumia vain vähän ja kivilajien väliset rajat on osittain piirretty aeromagneettista karttaa apuna käyttäen. Sulkeumat ovat koillis-lounaissuuntaisia, kuten Jokimiehen sulkeuma. Molempien Niemistenpitkän sulkeumien pituus on noin kilometri ja leveys keskimäärin hieman yli 200 metriä.

Pohjoisempi Niemistenpitkä E:n anortosiittisulkeuma on kontaktissa viborgiitin kanssa Niemistenpitkä-järven kaakkoiskulman alueella. Kontakti on terävä. Muualla sulkeuma muodostaa tasarakeisen rapakivigraniitin kanssa sekaantuvan kontaktin, mutta seoskiven ja tasarakeisen rapakivigraniitin välillä voi paikoin havaita myös terävän kontaktin.

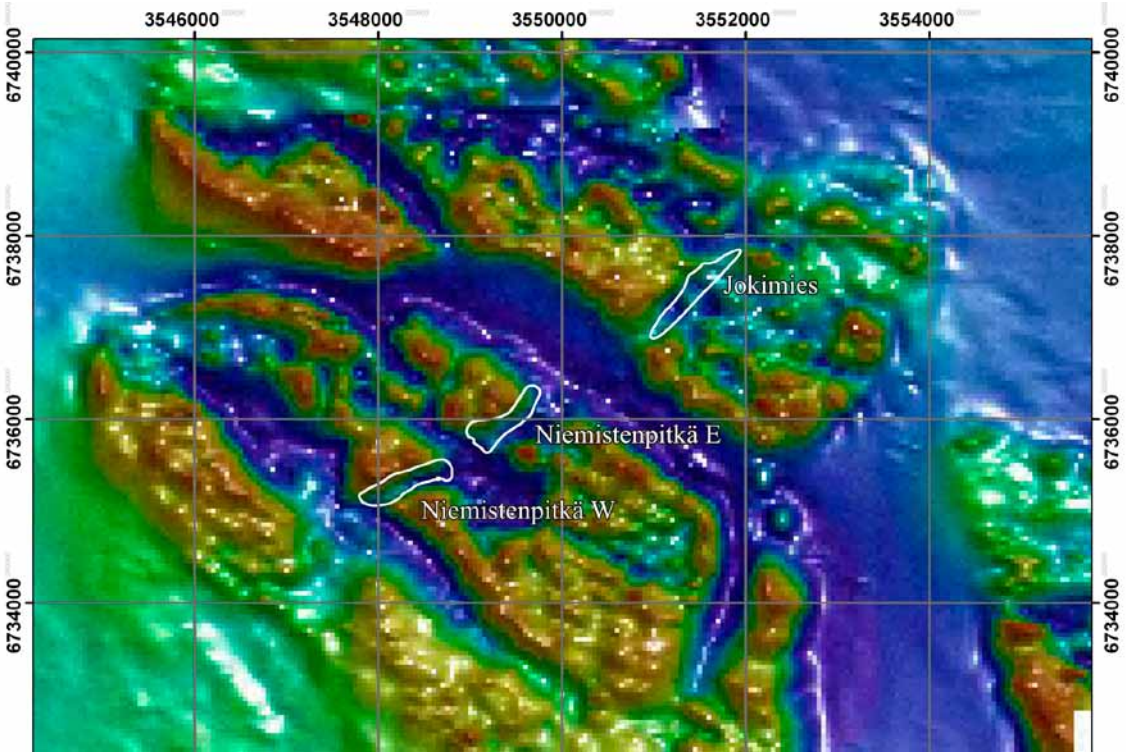
Eteläisemmän Niemistenpitkä W:n lounaispäässä sijaitsevalla alueella, jossa anortosiittia on louhittu, voidaan havaita kontakti tummanvihertävän viborgiitin kanssa. Kontaktissa on havaittavissa paikoin magmojen sekoittumista ja sekaantumista (Kuva 16), mutta viborgiitin ja anortosiitin kontakti on kuitenkin terävä. Muualla Niemistenpitkä W:n anortosiittisulkeuma rajoittuu tasarakeiseen rapakivigraniittiin ja muodostaa sen kanssa seosvyöhykkeen.

Niemistenpitkän anortosiittisulkeumat ovat hyvin heterogeenisiä ja puhtain anortosiitti tavataan sulkeumien keskiosista (Kuva 17). Koilliskulmassa Niemistenpitkä E:n kontakti on vaihettuva pitkältä matkalta kohden Jokimiehen sulkeumaa. Tämä havainto yhdistettynä aeromagneettisen kartan antamaan kuvaan voidaan otaksua Niemistenpitkän ja Jokimiehen sulkeumien olevan synnyltään toisiinsa liittyneitä (Kuva 18).

Kuva 16. Niemistenpitkä W:n länsireunassa graniittinen ja anortosiittinen aines ovat sekoittuneet ja sekaantuneet toisiinsa. Molemmat magmat ovat ilmeisesti intrudoituneet samanaikaisesti, jolloin ne ovat voineet sekoittua keskenään seosmagmaksi sekä sekaantua. Sekaantumista on selvemmin nähtävissä oikeanpuoleisessa kuvassa, jossa suunnilleen anortosiittisen koostumuksen omaavaa magmaa on graniittisessa/seosmagmassa.
Figure 16. At the western tip of Niemistenpitkä W, granitic and anorthositic material have been mixed and mingled. Both magmas have probably intruded simultaneously, enabling the mixing and mingling. Mingling is observed especially in the photograph on the right hand side, where a magma with approx. anorthositic composition is in the granitic/hybridic magma.



Kuva 17. Anortosiittia Niemistenpitkä W:n keskiosasta. A: rapautumispinta. B: murrospinta.
Figure 17. Anorthosite at the central part of Niemistenpitkä W. A: weathered surface. B: fresh surface.



Kuva 18. Jokimiehen ja Niemistenpitkän anortosiittialueet sijaitsevat magneettisen anomalian minimialueilla, jotka esitetään sinisellä. Niemistenpitkän jako (E ja W) perustuu osittain aeromagneettisen kartan tulkintaan. (Geofysikaalinen aineisto © Geologian tutkimuskeskus).
Figure 18. Jokimies and Niemistenpitkä anorthosite areas are located at a minimum (blue) of a magnetic anomaly. The division of Niemistenpitkä into two parts (E and W) is partly based on the interpretation of the aeromagnetic map. (Geophysical data © Geological Survey of Finland).

5.2. Anortosiittiesiintymien petrografia ja mineralogia

Ylämaan emäksiset kivilajit on tässä tutkimuksessa jaoteltu gabronoriitteihin, noriitteihin, gabroihin ja anortosiitteihin. Kaikki kivilajit ovat leukokraattisia, eli niissä on mafisia mineraaleja vähemmän kuin 35 % (Le Maitre 1989).

Kivilajien jaottelu perustuu ohuthieistä tutkittuun mineralogiaan sekä kivilajien tunnistamiseen vaalealta rapautumispinnalta. Murrospinnalta tarkkojen mineraalisuhteiden tunnistaminen on ollut hankalaa, koska mafiset mineraalit eivät erotu tummasta plagioklaasista (Kuva 19).

Anortosiittisulkeumista Mättö, Pahaoja sekä Ylijärvi soveltuvat eri kivilajityyppien havainnointiin parhaiten, koska niissä emäksiset kivilajit ovat hyvin paljastuneina rakennuskivilouhimoiden alueella. Kyseiset sulkeumat koostuvat myös kokonaan emäksisistä kivistä toisin kuin Jokimiehen ja Niemistenpitkän sulkeumat, joissa puhdasta emäksistä kiveä esiintyy ainoastaan sulkeumien keskiosissa.

5.2.1. Tekstuurit ja rakenteet

Eri kivilajityypit eroavat toisistaan tekstuurinsa perusteella siten, että samakin kivilaji voi jakautua useisiin tekstuurillisesti toisistaan eroaviin tyyppeihin. Erilaiset tekstuurit ovat tukeneet kivilajien nimeämistä mineralogian perusteella, sillä Ylämaan emäksisissä kivissä on havaittavissa joukko eräitä, tietyille kivilajityypeille ominaisia tekstuurillisia piirteitä.

Massiivityypin anortosiiteille on ominaista homogeeninen tekstuuri, jossa karkeat plagioklaasikiteet esiintyvät suuntautumattomina (Ashwal 1993). Tämä massiivinen yleistekstuuri on hallitseva kaikissa kivilajeissa Ylämaalla kaikkien sulkeumien alueilla.

Kivissä tavataan yleisesti kumulusrakennetta, jossa interkumulusmineraalit (mafiset mineraalit) ovat kiteytyneet ensin kiteytyneen mineraalin (plagioklaasin) välitiloihin. Kumulusrakennetta nimitetään ortokumulustekstuuriksi, jos interkumulusmineraali on eri kuin kumulusmineraali. Kumulusrakenne ei ole kovin selvä, koska mafisia mineraaleja on harvoin yli 20 %. Ortokumulusrakennetta tavataan kaikista kivilajityypeistä. Anortosiiteissa tekstuuria kutsutaan adkumulustekstuuriksi, koska sekä interkumulus- että kumulusmineraali on plagioklaasi.

Leukogabronoriiteissa ja leukonoriiteissa tavataan intergranulaarista tekstuuria, jossa karkeampien, omamuotoisten plagioklaasikiteiden välitiloissa on pienempiä, osittain omamuotoisia pyrokseenikiteitä. Leukogabroissa tavataan subofiittista tekstuuria, jossa pyrokseeni on plagioklaasia karkeampaa ja sulkee tätä osittain sisäänsä. Leukonoriiteissa esiin-

Kuva 19. Anortosiitti (oikealla) on sekä murros- että rapautumispinnaltaan vaaleampaa kuin leukogabronoriitti (vasemmalla). Etualalla murrospinnat, taka-alalla rapautumispinnat. Ylijärvi.
Figure 19. Anorthosite (on the right) is lighter in colour than leucogabbronorite (on the left) on the fresh surface (front) as well as on the weathered surface (rear). Ylijärvi.

tyy ofiittista tekstuuria, jossa karkeat n. 10 cm:n suuruiset ortopyrokseenioikokiteet sulkevat sisäänsä plagioklaasikiteitä.

Magmaattista kerroksellisuutta ei esiinny massiivityypin anortosiiteissa samalla tavoin kuin emäksisissä kerrosintruusioissa, joissa kerroksellisuus on hallitseva tekstuuri (Buddington 1939). Jonkinlaista magmaattista suuntausta havaitaan kuitenkin lähes kaikista massiivityypin anortosiiteista (Ashwal 1993). Tämä suuntaus voi paljastumalla olla vaikea havaita plagioklaasin vaalean värin vuoksi ja ohuthieessä kiven karkearakeisuuden vuoksi. Yleisimmät magmaattisen kerroksellisuuden tyypit ovat ohuet, mafisista silikaateista rikastuneet kerrokset, plagioklaasin vaihtelevat raekokokerrokset sekä plagioklaasin tasomainen suuntautuminen (Ashwal 1993). Ylämaalla valtaosa anortosiiteista on täysin suuntautumattomia niin ohuthieessä kuin paljastumamittakaavassakin. Pahaojan ja Ylijärven alueilta on kuitenkin havaittu mafisista mineraaleista rikkaita kerroksia. Nämä kivet on luokiteltu anortosiiteiksi tai leukonoriiteiksi ortopyrokseenin määrän perusteella. Kerrokset eivät ole suuntautuneet. Pahaojalla myös leukogabronoriitissa on havaittu mafisesta aineksesta rikastuneita kerroksia.

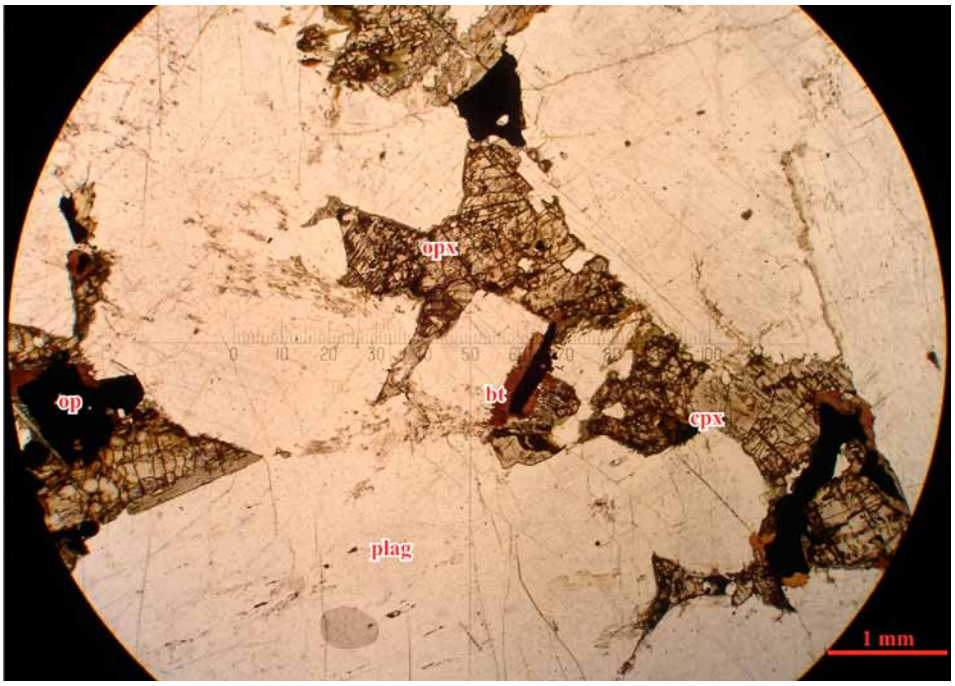
5.2.2. Kivilajit

Vaikka Ylämaan emäksiset kivilajit on tässä jaoteltu neljään kivilajiryhmään, eivät niiden väliset erot ole aina selkeät. Kivien karkearakeisuuden vuoksi hieisiin on yritetty valita hienorakeisempia näytteitä ja mafisten mineraalien määrää on arvioitu osin paljastumahavaintojen perusteella. Osa kivistä on niin muuttuneita, että on mahdoton todeta alkuperäisiä mineraaleja.

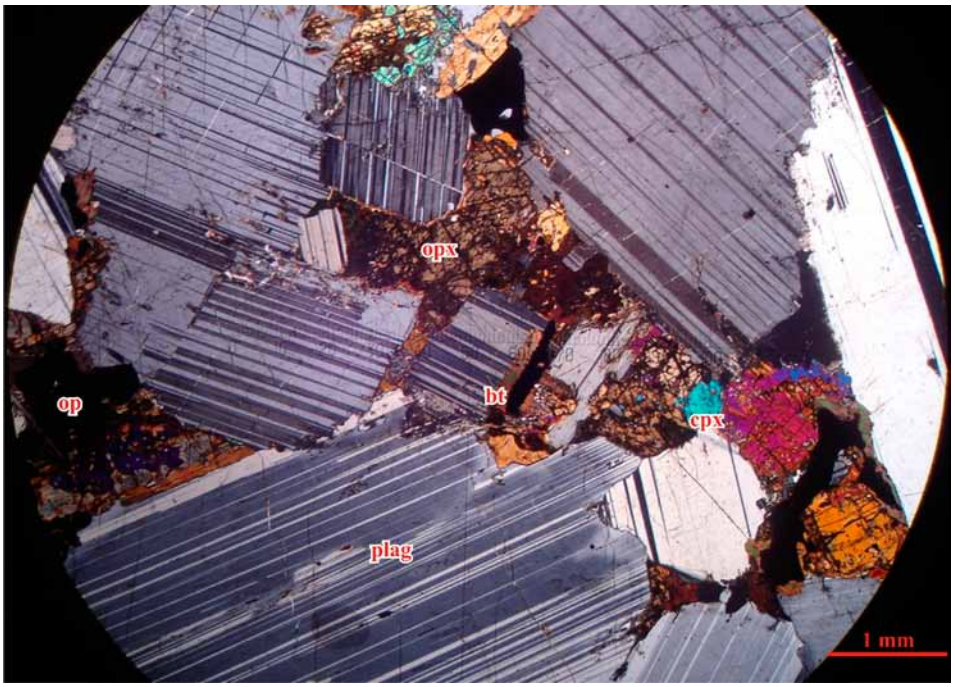
5.2.2.1. Leukogabronoriitit

Leukogabronoriitit koostuvat plagioklaasin lisäksi lähes yhtä suuresta osasta klino- ja ortopyrokseenia. Jos ortopyrokseenia on enemmän kuin klinopyrokseenia, voidaan kivi nimetä klinopyrokseeninoriitiksi, ja jos pyrokseenien suhde on toisinpäin, voidaan kiveä kutsua ortopyrokseenigabroksi (Le Maitre 1989). Näin tarkkaan nimeämiseen ei kuitenkaan tässä työssä ole pyritty. Jos kivestä on ohuthieestä selvästi tunnistettu molemmat pyrokseenit, on se nimetty leukogabronoriitiksi. Selvästi useammin leukogabronoriiteissa on kuitenkin orto- kuin klinopyrokseenia.

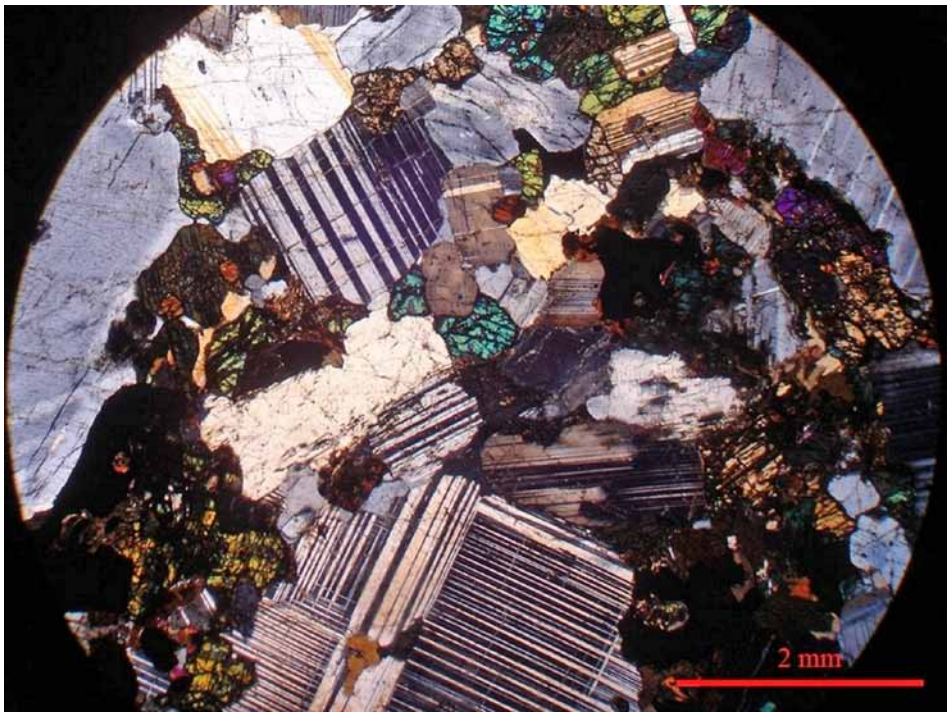
Ylijärven, Mätön ja Pahaojan sulkeumissa leukogabronoriitti on hallitseva kivilajityyppi. Keskimäärin leukogabronoriitit sisältävät mafisia mineraaleja 20 %, mutta myös suurempia prosenttimääriä (esimerkiksi Pahaojalla jopa 30–40 %) on tavattu. Pääamineraaleina leukogabronoriitissa (Kuvat 20 ja 21) ovat plagioklaasi, ortopyrokseeni sekä klinopyrokseeni ja aksessorisina opaakki, apatiitti ja titaniitti. Muuttumistuloksina ovat kloriitti, sarvivälke ja biotiitti, jota tavataan myös magmaattisena mineraalina. Myöhäismagmaattisina mineraaleina tavataan osassa ohuthieistä kvartsia ja kalimaasälpää. Oliviinia ei leukogabronoriiteista ole tavattu.



Kuva 20. Leukogabbronoriitti tasopolarisoidussa valossa (PPL). MEA-19, Ylijärvi. opx – ortopyrokseeni, cpx – klinopyrokseeni, plag – plagioklaasi, bt – biotiitti, op – opaakki mineraali.
Figure 20. Leucogabbronorite in plane polarized light (PPL). MEA-19, Ylijärvi. opx – orthopyroxene, cpx – clinopyroxene, plag – plagioclase, bt – biotite, op – opaque mineral.



Kuva 21. Leukogabbronoriitti ristiinpolaroidussa valossa (XPL). Ylijärvi. Lyhenteet samat kuin kuvassa 20.
Figure 21. Leucogabbronorite in cross-polarized light (XPL). MEA-19, Ylijärvi. Abbreviations: see Figure 20.



Kuva 22. Intergranulaarinen tekstuuri leukogabbronoriitissa (XPL). MEA-06-44, Ylijärvi.
Figure 22. Intergranular texture in leucogabbronorite (XPL). MEA-06-44, Ylijärvi.

Kuva 23. Interkumulustekstuuri leukogabbronoriitissa. Plagioklaasi on kumulusmineraali ja ortopyrokseeni interkumulusmineraali (XPL). MEA-12, Pahaoja.
Figure 23. Intercumulus texture in leucograbbronorite with plagioclase as a cumulus mineral and orthopyroxene as intercumulus mineral (XPL). MEA-12, Pahaoja.

Leukogabronoriitit ovat yleensä porfyyrisiä, mutta tasarakeisiakin muunnoksia esiintyy. Plagioklaasikiteet ovat mafisia mineraaleja huomattavasti karkeampia, mutta yleisesti myös tasakokoisten plagioklaasikiteiden joukossa esiintyy karkeampia plagioklaasikiteitä. Plagioklaasi on omamuotoista tai lähes omamuotoista, ja plagioklaasin välitiloissa esiintyvät mafiset mineraalit ovat osittain omamuotoisia tai vierasmuotoisia. Ylijärven alueella leukogabronoriitit ovat porfyyrisempiä kuin muilla alueilla.

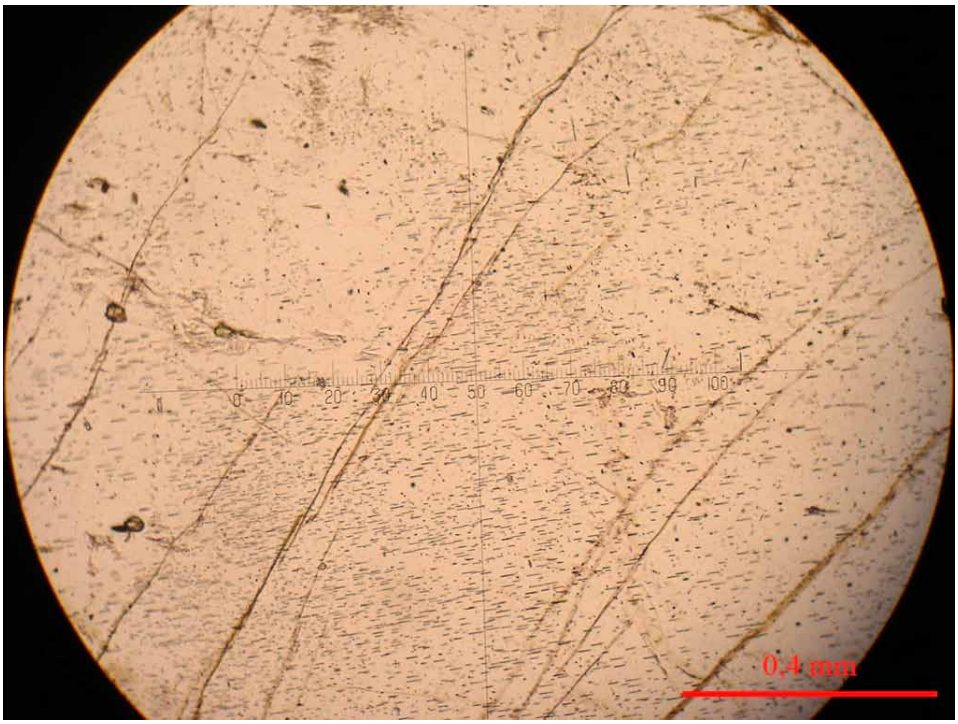
Leukogabronoriiteissa tavataan paikoin intergranulaarista tekstuuria (Kuva 22), jossa plagioklaasikiteiden välissä tavataan raekooltaan pienempiä mafisia mineraaleja, jotka eivät optisesti sammu samanaikaisesti kuten ofiittisessa tekstuurissa. Useammin mafiset mineraalit esiintyvät kuitenkin vierasmuotoisina plagioklaasin välitiloissa interkumulusmineraaleina (Kuva 23).

Leukogabronoriitit ovat karkearakeisia. Plagioklaasin raekoko vaihtelee suuresti eri alueilla; plagioklaasiperusmassassa se on keskimäärin 1–6 cm siten, että perusmassassa olevat plagioklaasikiteet ovat suunnilleen samankokoisia. Tasarakeisten muunnosten lisäksi esiintyy yleisesti porfyyristä leukogabronoriittia, jossa perusmassassa esiintyy plagioklaasihajarakeita. Pahaojalta on tavattu jopa 35x20 cm:n kokoisia megakiteitä. Mafiset mineraalit ovat raekooltaan alle 0,5 cm.

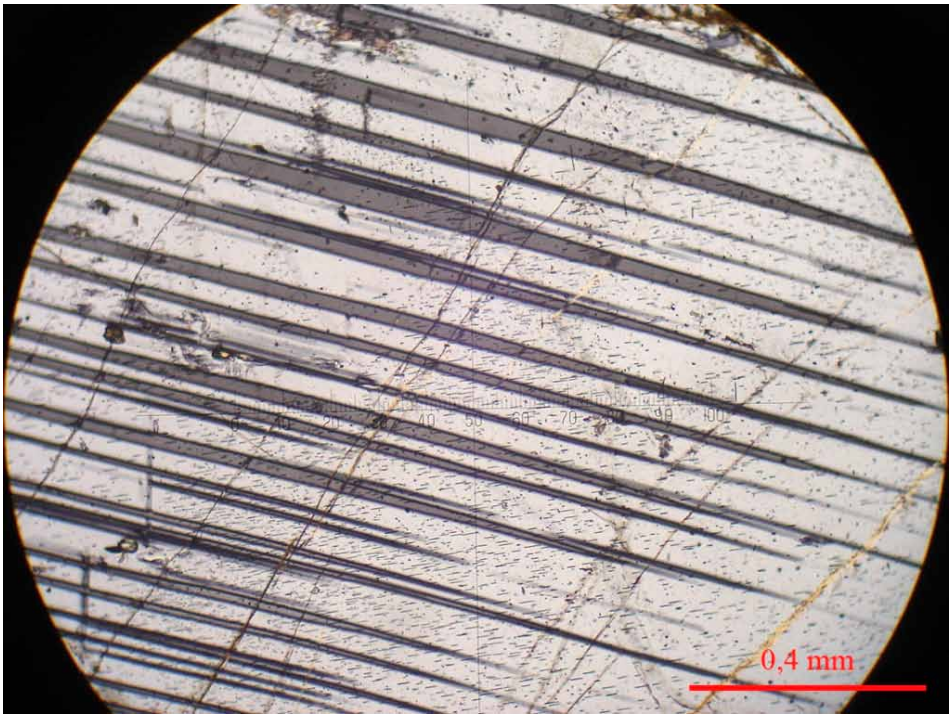
Leukogabronoriittien rapautumispinnan yleisväri on vaaleanruskea. Murrospinnaltaan leukogabronoriitti on lähes musta. Kiven tumma väri johtuu massiivityypin anortosiiteissa esiintyvälle, uudelleen kiteytymättömälle plagioklaasille tyypillisistä Fe-Ti-oksideista koostuvista lamelleista (Ashwal 1993), jotka ovat syntyneet suotautumalla (Anderson 1966). Mikroskooppisesti nämä lamellit ovat havaittavissa opaakkeina viiruina plagioklaasissa. Mustaan väriin vaikuttaa myös se, että mineraalit ovat pääosin hyvin vähän muuttuneita.

Plagioklaasin koostumus on tutkittu symmetrisen sammumiskulman avulla. Keskimääräiseksi koostumukseksi on saatu An_{53}, joka vastaa labradoriittia. Plagioklaasit ovat kaksostuneet albiittilain mukaisesti tason (010) suuntaisesti. Leukogabronoriiteissa tavattavat ilmeniittisuotaumat ovat kasvaneet mielivaltaisissa suunnissa suhteessa kideakseleihin (Kuvat 24 ja 25). Plagioklaasit ovat tyypillisesti vyöhykkeisiä. Muuttumistuloksina raerajoilla ja lohkoraoissa tavataan saussuriittiä, serisiittiä, kloriittia, epidoottia ja karbonaattia. Plagioklaasin kaksoslamellit ovat paikoin taipuneita.

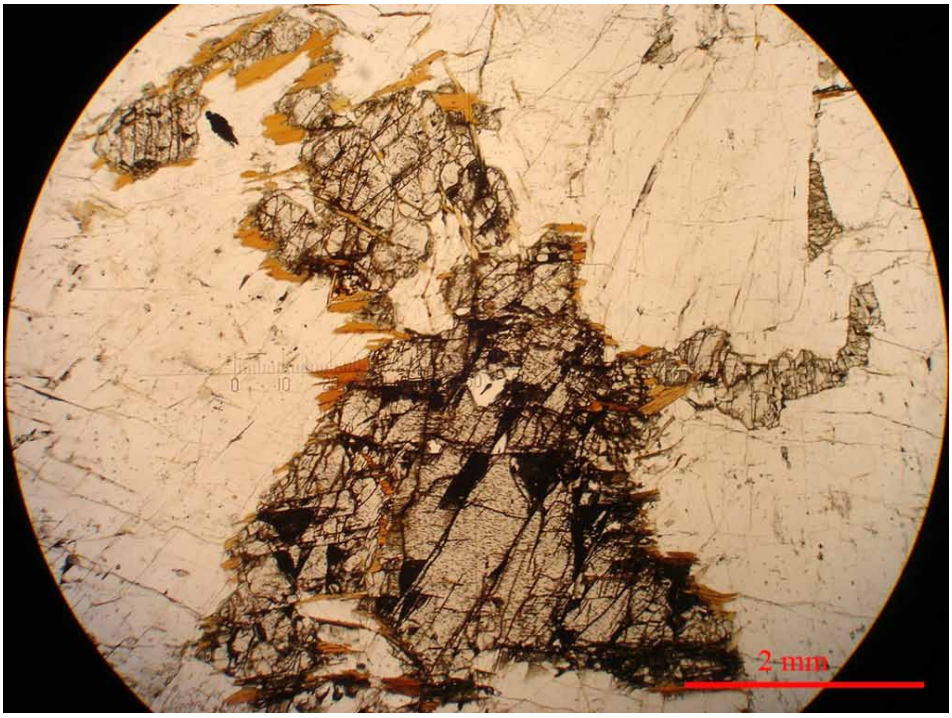
Ortopyrokseenin koostumus on tulkittu mineraalin 2V-kulman ja pleokroisen värin perusteella. Koostumus vastaa hypersteeniä. Ortopyrokseenissa on suotaumina klinopyrokseenia. Raerajoilla tavataan yleisesti sekundääristä biotiittia (Kuva 26), paikoin



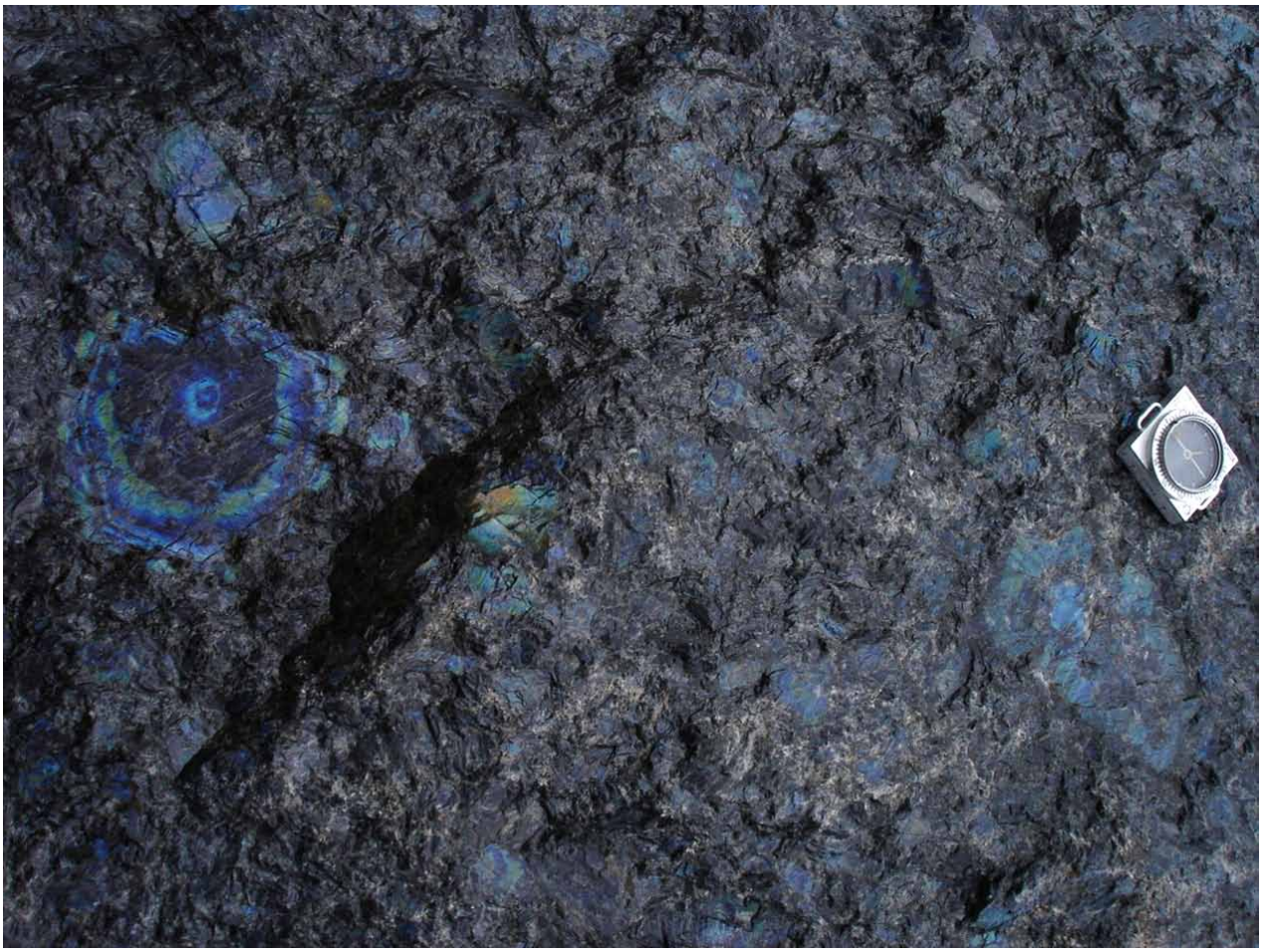
Kuva 24. Plagioklaasin ilmeniittisuotaumia lähes mustassa leukogabronoriitissa (PPL). MEA-31, Mättö.
Figure 24. Ilmenite lamella in plagioclase of an almost black-coloured sample of leucogabbronorite (PPL). MEA-31, Mättö.



Kuva 25. Plagioklaasin ilmeniittisuotaumia lähes mustassa leukogabronoriitissa (XPL). MEA-31, Mättö.
Figure 25. Ilmenite lamella in plagioclase of an almost black-coloured sample of leucogabbronorite (XPL). MEA-31, Mättö.



Kuva 26. Sekundääristä biotiittia ortopyrokseenin ympärillä leukonoriitissa (PPL). MEA-10, Pahaoja.
Figure 26. Secondary biotite surrounding orthopyroxene in a leuconorite (PPL). MEA-10, Pahaoja.



Kuva 27. Spektroliittia porfyyrisessä leukogabronoriitissa. 4x2 m:n kokoinen irtolohkare, jonka pinta on kasteltu vedellä. Ylijärvi.
Figure 27. Spectrolite in a porphyric leucogabbronorite. Wet surface of a 4x2 m boulder. Ylijärvi.

vihreän pleokroista sarvivälkettä ja/tai kloriittia. Kloriitin sinililat anomaliset interferenssivärit osoittavat mineraalin olevan mahdollisesti rautarikas. Leukogabronoriiteissa tavattava klinopyrokseeni on augiittia, ja sen muuttumistuloksina tavataan kiille-mineraaleja ja kloriittia. Myös aktinoliitti- kummingtoniitti-sarjan amfiboleja on tavattu sekundäärisenä muutamasta ohuthieestä.

Biotiittia esiintyy myös magmaattisena mineraalina. Biotiitissa on vahva punertava pleokroismi, joka kertoo mineraalin olevan Ti-rikas. Magnetiittia, titaniittia ja apatiittia tavataan yleisesti aksessorisena mineraalina. Paikoin esiintyy myös pieniä zirkonikiteitä. Kvartsia löytyy paikoin pieniä määriä mineraalien välitiloista, ja se muodostaa plagioklaasin kanssa myrmekiittiä. Myös kalimaasälpää on tavattu.

Leukogabronoriiteissa esiintyy emäksisistä kivilajeista eniten spektroliittia. Varsinkin muunnelmissa, joissa plagioklaasi esiintyy porfyyrisenä, tulee spektroliitin väri hyvin esille kiven lähes mustaa väriä vasten (Kuva 27).

Jokimiehen ja Niemistenpitkän sulkeumien keskiosista tavattava kivi vastaa tekstuurin puolesta leukogabronoriittia, mutta plagioklaasi ja pyrokseenit ovat enemmän muuttuneita ja kvartsia ja kalimaasälpää tavataan runsaammin.

5.2.2.2. Leukonoriitit

Puhtaita leukonoriitteja, jotka koostuvat ainoastaan plagioklaasista ja ortopyrokseenista, esiintyy hyvin vähän. Ortopyrokseenia tavataan leukonoriiteista enintään 25 %, yleisemmin 15–20 %. Osassa leukonoriiteista on plagioklaasia yli 90 %, jolloin kivet on luokiteltu anortosiiteiksi. Leukonoriitteja on tavattu Ylijärven ja Pahaojan sulkeumista, mutta niitä todennäköisesti esiintyy lisäksi ainakin Mätön alueella. Myös leukogabronoriiteissa tavataan ortopyrokseenirikkaita, leukonoriittisia alueita.

Murrospinnalta leukonoriitit eivät ole yhtä tummia kuin leukogabronoriitit, ja mafiset mineraalit erottuvat leukonoriiteissa selvästi sekä rapautumispinnalta (Kuva 28) että murrospinnalta.

Leukonoriiteissa plagioklaasi on omamuotoista tai osittain omamuotoista ja muut mineraalit ovat sitä pienempirakeisia ja esiintyvät plagioklaasin

Kuva 28. Leukonoriitti, josta erottuu vaaleampi plagioklaasi, sekä hienompirakeinen, tumma ortopyrokseeni. Ylijärvi.
Figure 28. Leuconorite with light-coloured plagioclase and fine-grained, dark orthopyroxene. Ylijärvi.

Kuva 29. A: Ofiittista tekstuuria leukonoriitin rapautumispinnalla. Ylijärvi. B: Intergranulaarista tekstuuria leukonoriitissa. Ylijärvi.
Figure 29. A: Ophitic texture on a weathered surface of a leuconorite. Ylijärvi B: Intergranular texture in a leuconorite. Ylijärvi.

välitiloissa. Leukonoriiteissa tavataan yleisesti hyvin selkeää ofiittista tekstuuria, jossa pyrokseenioikokide sulkee sisäänsä omamuotoisia plagioklaasikiteitä (Kuva 29A). Toinen yleinen tekstuurityyppi on intergranulaarinen tekstuuri (Kuva 29B). Leukonoriiteissa esiintyy myös ortopyrokseeniraitoja (Kuva 6A).

Leukonoriiteissa plagioklaasi on yleensä tasarakeista ja raekooltaan keskimäärin 0,5 cm, tosin karkeampiakin muunnoksia tavataan. Plagioklaaseissa esiintyy paikoin ilmeniittisuotaumia, mutta ei yhtä runsaasti kuin leukogabronoriiteissa. Plagioklaasin keskimääräiseksi koostumukseksi on saatu symmetrisen sammumiskulman perusteella An_{54}, joka vastaa labradoriittia. Plagioklaasi on lähes muuttumatonta, ja paikoin tavataan saussuriittiä, serisiittiä, kloriittia, epidoottia ja karbonaattia.

Ortopyrokseeni on koostumukseltaan hypersteeniä. Ortopyrokseenin reunoilta tavataan yleisesti biotiittia, jota tavataan myös magmaattisena mineraalina. Klinopyrokseeni on augiittia, ja sitä tavataan paikoin ortopyrokseenista suotautuneena ja omina rakeina. Pyrokseenit ovat paikoin muuttuneita amfiboliksi, kloriitiksi ja kiilteiksi. Aksessorisina mineraaleina on magnetiittia, apatiittia ja titaniittia. Myös kvartsia esiintyy vaihtelevia määriä.

Ylijärven ja Pahaojan sulkeumista tavataan noriittisia, hyvin karkeita pegmatoidisia osueita, joissa ortopyrokseenin halkaisija voi olla jopa kymmeniä senttimetrejä (Kuva 30).

Leukonoriiteissa tavattava spektroliitti ei ole niin voimakkaan iridisoivaa kuin leukogabronoriiteissa, eikä sitä tavata yhtä laajasti. Sitä on kuitenkin selvästi enemmän kuin leukogabroissa ja anortosiiteissa. Leukonoriiteissa plagioklaasi on tasarakeisempaa ja raekooltaan pienempää kuin leukogabronoriiteissa eikä kivi ole yhtä tummaa, joten spektroliitti ei erotu kuten leukogabronoriiteissa.

5.2.2.3. Leukogabrot

Gabroiksi (sensu stricto) luokitellaan plagioklaasista ja klinopyrokseenista koostuvat plutoniset kivet (Le Maitre 1989), mutta tässä yhteydessä leukogabroiksi on nimetty myös sellaiset emäksiset kivilajit, jotka ovat niin muuttuneita, ettei alkuperäistä pyrokseenikoostumusta voida tulkita. Lähes muuttumattomista plagioklaasista ja klinopyrokseenista koostuvia leukogabroja tavataan hyvin vähän. Leukogabroja tavataan Ylämaalla kaikissa sulkeumissa.

Leukogabron rapautumispinnalla erottuvat hyvin vaaleasta plagioklaasista selvästi tumma klinopyrokseeni ja vihreä kloriitti. Murrospinnalta kivi on yleisväriltään harmaa plagioklaasin harmaan värin ja sen rakeiden reunoilta muuttumisen takia. Leukogabrot ovat raekooltaan ja tekstuuriltaan leukonoriittien kaltaisia, mutta myös porfyyrisiä muunnoksia tavataan.

Plagioklaasin koostumukseksi on saatu An_{46}, joka vastaa andesiinia. Plagioklaasi on usein hyvin muuttunutta. Klinopyrokseeni on augiittia, ja se on

Kuva 30. Pegmatoidisessa leukonoriitissa ortopyrokseenikiteiden halkaisija voi olla kymmeniä senttimetrejä. Pahaoja.
Figure 30. The diameter of orthopyroxene megacrysts in leuconorite pegmatoid may be up to tens of centimetres. Pahaoja.

paikoin täysin kloriittiutunutta. Myös amfiboleja ja kiilteitä tavataan augiitin muuttumistuloksina. Aksessorisina mineraaleina tavataan ortopyrokseenia, biotiittia, magnetiittia, apatiittia ja titaniittia. Plagioklaasien välitiloissa on paikoin kvartsia ja kalimaasälpää. Osa leukogabroista on niin muuttunut, että parempi nimitys niille olisi plagioklaasikloriittikivi (Kuva 31).

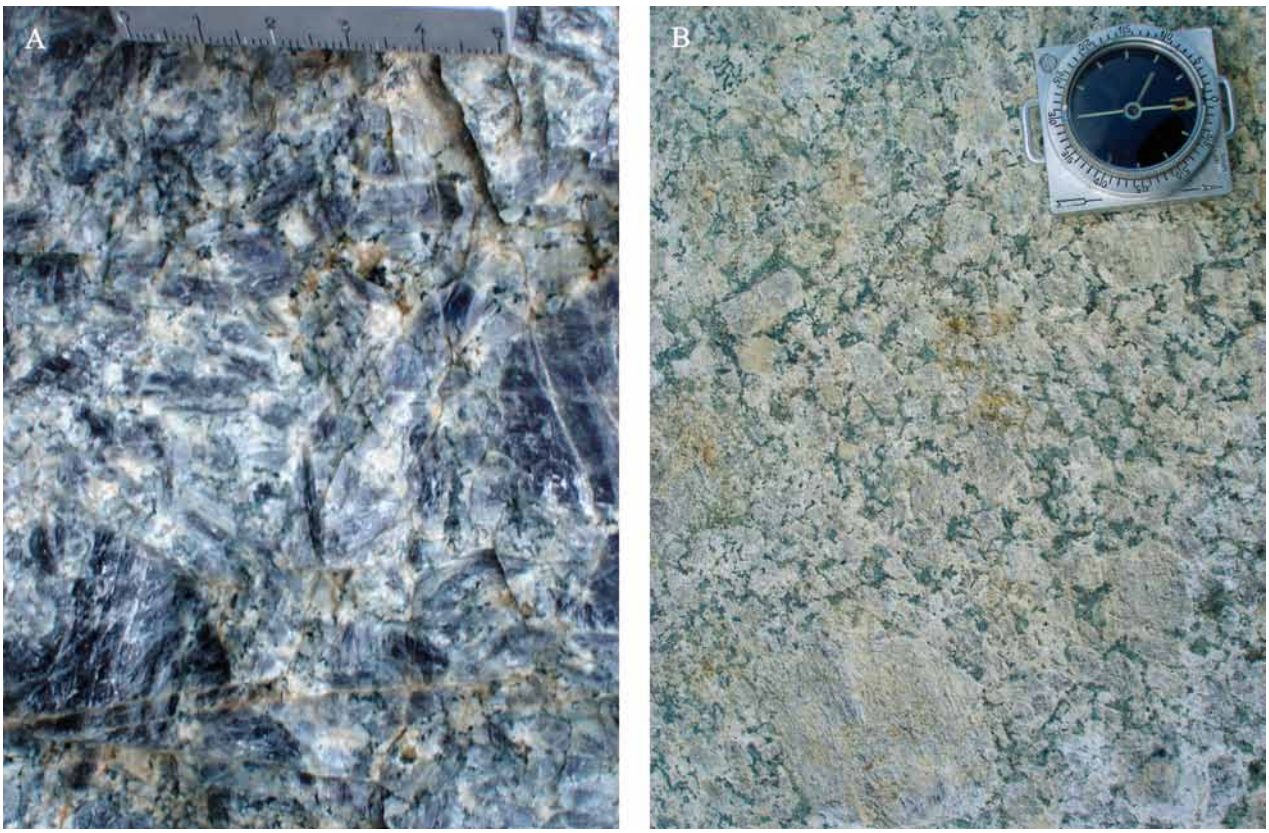
Leukogabrojen plagioklaaseissa tavataan ilmeniittisuotaumia hyvin vähän. Jos kivi on voimakkaasti muuttunutta, ei suotaumia tavata juuri lainkaan. Tällöin kivi on väriltään vaalea. Ashwalin (1993) mukaan väriä voidaan käyttää makroskooppisena tunnusmerkkinä deformaatiosta. Myös leukogabroissa esiintyvän plagioklaasin anortiittipitoisuus, joka on pienempi kuin leukogabronoriiteilla ja leukonoriiteilla, viittaa leukogabroissa tapahtuneisiin, esimerkiksi fluidien aiheuttamiin kiteytymisen jälkeisiin muuttumisreaktioihin.

5.2.2.4. Anortosiitit

Ashwal (1993) toteaa, että anortosiitit, joissa mafisia mineraaleja ei esiinny lainkaan, ovat melko harvinaisia. Ylämaalta tällaisia ainoastaan plagioklaasista koostuvia anortosiitteja ei ole tavattu, vaan Ashwalin mukainen 5–10 %:n väri-indeksi on tyypillinen. Anortosiitteja on tavattu kaikista sulkeumista, mutta niitä esiintyy emäksisistä kivilajeista volyymillisesti vähiten. Anortosiitteja ei esiinny laajoina alueina vaan keskimäärin metrin kokoisina sulkeumina muissa kivilajeissa. Anortosiitit ovat autoliitteja, eli ne ovat peräisin samasta magmaattisesta systeemistä kuin niitä ympäröivät emäksiset kivet.

Murrospinnalta anortosiitit ovat vaaleanharmaita ja rapautumispinnaltaan vaaleita. Raekoko vaihtelee hienorakeisesta karkeaan. Anortosiitteja esiintyy tasarakeisina sekä porfyyrisinä, joissa plagioklaasiperusmassassa tavataan plagioklaasihajarakeita (Kuva 32). Anortosiiteissa esiintyvät mafiset mineraalit ovat aina plagioklaasia hienoarakeisempia ja esiintyvät näiden välitiloissa osittain omamuotoisina tai vierasmuotoisina. Ylijärveltä on tavattu hyvin karkeata anortosiittia, jossa plagioklaasi on lähes täydellisesti sinisen väreissä iridisoivaa spektroliittia (Kuva 33).

Plagioklaasin koostumukseksi on mitattu An_{44}, joka vastaa andesiinia. Ilmeniittisuotaumia esiintyy plagioklaasissa jonkin verran. Plagioklaasin lisäksi aksessorisina mineraaleina tavataan ortopyrokseenia, klinopyrokseenia, magnetiittia, biotiittia, apatiittia sekä kvartsia ja muuttumistuloksina kiilteitä, kloriittia, epidoottia ja karbonaattia.



Kuva 31. A: Muuttuneen leukogabron rapautumispinta. Ylijärvi. B: Leukogabro, jossa pyrokseeni on täysin kloriittiutunutta. Ylijärvi.
Figure 31. A: Weathering surface of an altered leucogabbro. Ylijärvi. B: Leucogabbro with completely chloritized pyroxene. Ylijärvi.

Kuva 32. Ylämaalla anortosiitti esiintyy tyypillisesti keskimäärin metrinkokoisina sulkeumina muissa kivilajeissa, kuvassa leukogabbronoriitissa. Anortosiitin hienorakeinen perusmassa koostuu plagioklaasista sekä pienestä määrästä mafisia mineraaleja, ja siinä on muutaman senttimetrinkokoisia plagioklaasihajarakeita. Ylijärvi.
Figure 32. At Ylämaa, anorthosite typically occurs as inclusions with a diameter of one metre in other rock types, leucobaggronorite in the photograph. The ground mass of the anorthosite consists of plagioclase and accessory mafic minerals and it contains plagioclase phenocrysts with the size of a few centimetres. Ylijärvi.

Kuva 33. Sininen anortosiitti oikealla takana erottuu selvästi etualalla olevasta mustasta leukogabbronoriitista. Kiven pinta on kasteltu. Ylijärvi.
Figure 33. The blue anorthosite in the background at right can be clearly distinguished from the black leucogabbronorite on the front. The outcrop is wet. Ylijärvi.

Kuva 34. Leukogabronoriitissa on kataklastisesti rikkoutunut leukonoriittinen sulkeuma, jonka ääriviivat vahvistettu liidulla. Ylijärvi.
Figure 34. Cataclastic leuconorite in leucogabbronorite. Boundaries of the rock types have been drawn with chalk. Ylijärvi.

5.2.3. Kivilajien väliset kontaktit

Ylämaan anortosiittisulkeumissa runsaimmin tavattava emäksinen kivilaji on leukogabronoriitti. Muita emäksisiä kivilajeja tavataan alueittain vaihtelevia määriä, kuitenkin runsaasti alle puolet kaikista kivilajeista.

Ylämaan sulkeumista Mättö koostuu lähes kokonaan leukogabronoriitista. Pahaojan ja Ylijärven sulkeumissa tavattavista kivilajeista noin 70 % on leukogabronoriittia. Loppuosa on leukonoriittia ja leukogabroa lähes puoliksi, puhtaita anortosiitteja esiintyy pieninä sulkeumina vain muutaman prosentin verran. Jokimiehen ja Niemistenpitkä E:n ja W:n sulkeumien keskiosista tavattava leukogabronoriitti sisältää sulkeumina muita emäksisiä kivilajeja muutamia kymmeniä prosentteja. Pääosin Jokimiehen ja Niemistenpitkän sulkeumat koostuvat kuitenkin sulkeumien reunavyöhykkeillä tavattavasta, vaihtelevia määriä graniittista ainesta sisältävästä seoskivestä.

Emäksisten kivilajityyppien väliset kontaktit ovat teräviä. Blokkirakennetta tavataan runsaasti. Leukogabronoriitissa esiintyy sulkeumina kaikkia muita emäksisiä kivilajityyppejä. Todennäköisesti anortosiitti esiintyy sulkeumina myös leukonoriiteissa ja leukogabroissa. Leukogabronoriitissa sulkeumina esiintyvät leukogabrot ja leukonoriitit ovat paikoin kataklastisesti rikkoutuneita (Kuva 34).

Anortosiittisulkeumissa esiintyviä kivilajeja leikkaavat tasarakeisesta graniitista ja viborgiitista koostuvat juonet. Lähellä kontakteja juonia tavataan enemmän kuin anortosiittien keskiosista. Pahaojalla on myös havaittu viborgiitin breksioivan anortosiittia. Anortosiitit eivät leikkaa ympäröiviä graniitteja.

5.3. Spektroliitti Ylämaan anortosiiteissa

Spektroliitin väri sekä kiteiden määrä vaihtelevat eri anortosiittisulkeumissa. Spektroliitin väri vaihtelee useimmiten keltaisesta siniseen. Muutamassa sulkeumassa tavataan myös harvinaisempaa punaista väriä ja muutamassa sulkeumassa tyypillinen väri on sinisen lila. Spektroliitin määrä sulkeuman muissa emäksissä kivilajeissa näyttää korreloivan kyseisen sulkeuman leukogabronoriitin spektroliittimäärän kanssa, toisin sanoen mitä enemmän leukogabronoriitti omaa spektroliittia, sitä enemmän sitä on myös sulkeuman muissa emäksisissä kivilajeissa. Muissa kivilajeissa spektroliittia on kuitenkin aina vähemmän kuin leukogabronoriitissa. Muiden kivilajien raekoko on myös spektroliitin näyttävyyden kannalta pieni ja väri vaalea.

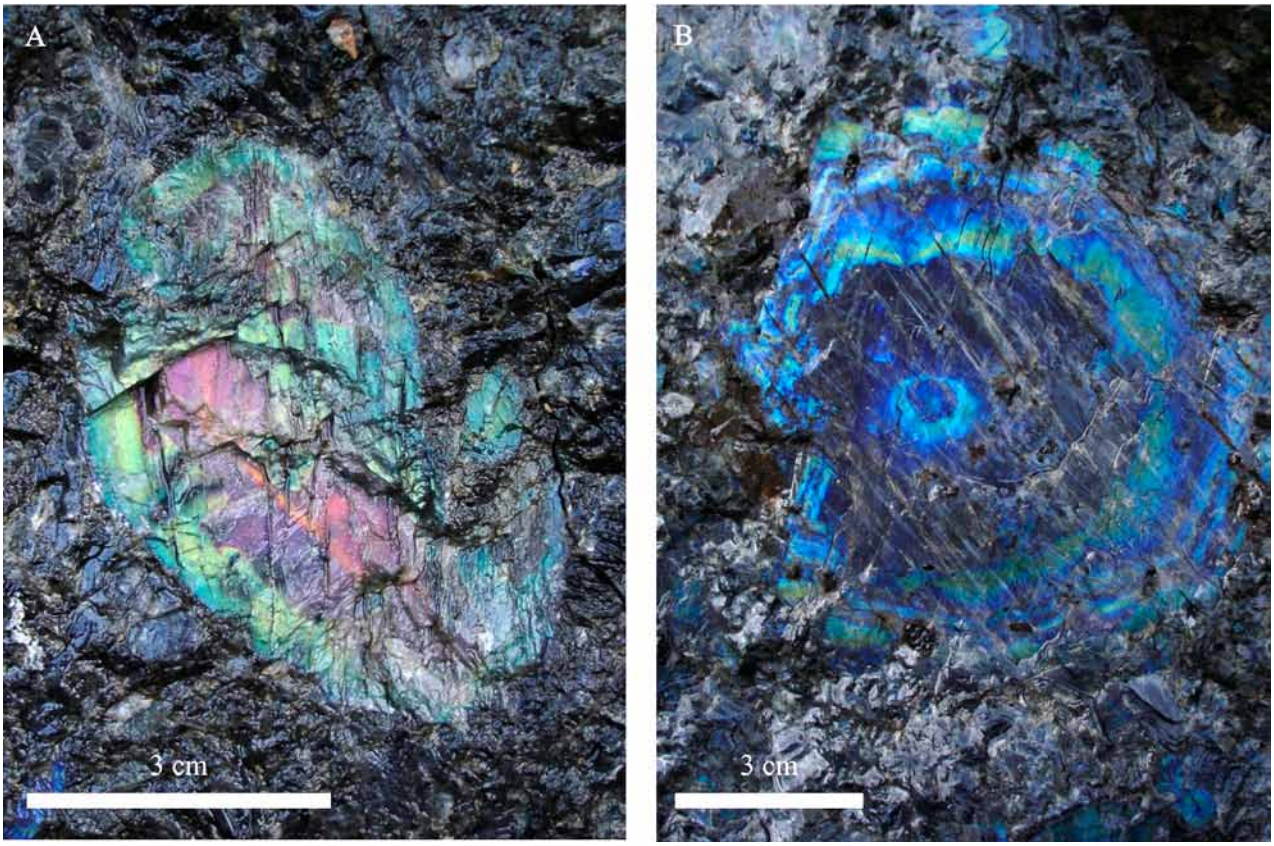
Ylijärven ja Mätön anortosiittisulkeumille tyypillisissä spektroliittikiteissä on sininen ulko-osa ja keltainen sisäosa. Ylijärvellä on havaittu runsaasti myös punaisia ja oransseja värimuunnoksia sekä muunnoksia, joissa keltainen väri on uloinna ja sininen sisällä (Kuva 1). Plagioklaasikiteissä värit voidaan havaita koko kiteen pinakoidipinnalla, mutta toisinaan värit

voivat näkyä vain osalla kiteen pintaa. Ylijärven ja Mätön sulkeumat ovat parhaat spektroliitin hyödyntämisen kannalta, sillä niissä kivi on pääosin mustaa leukogabronoriittia ja spektroliittikiteitä tavataan kaikista kivilajeista. Lisäksi leukogabronoriittien porfyyrisen tekstuurin ansiosta spektroliitti erottuu hyvin (Kuva 35).

Pahaojan sulkeumassa spektroliitti on pääosin sinililaa. Varsinkin suuremmat kiteet ovat vyöhykkeellisiä siten, että ulointa lilaa seuraa sininen ja sisimpänä on häivähdys vihreätä. Keltaista tai punaista ei tavata. Spektroliittia ei tavata yhtä paljon ja voimakkaan värisenä kuin Ylijärveltä ja Mätöltä. Pahaojalla kivi on väriltään tummanharmaata.

Jokimiehen ja Niemistenpitkän molemmissa sulkeumissa havaittava spektroliitti on väriltänsä sinililaa. Spektroliitti on vaaleata, eikä sitä tavata runsaammin kuin sulkeumien keskiosista. Kivi on harmaata. Ylämaan anortosiiteista Jokimiehen ja Niemistenpitkän sulkeumat soveltuvat heikoiten spektroliitin hyödyntämiseen.

Spektroliitin hyödyntämistä rajoittaa kaikkien sulkeumien alueella kallioperän runsas rakoilu sekä graniittiset juonet.



Kuva 35. A: Spektroliittikide, jonka värit ovat poikkeuksellisen kirkkaat. Ylijärvi. B: Spektroliittikiteen värit muodostavat pyöreähköjä kehiä. Ylijärvi.
Figure 35. A: A spectrolite crystal with exceptionally bright colours. Ylijärvi. B: A spectrolite crystal with colours in roundish spheres. Ylijärvi.

6. TULOSTEN TARKASTELU

6.1. Spektroliitin väri

Labradoriiteissa havaittava spektrin väri muuttuu violetista punaiseen plagioklaasin anortiittipitoisuuden kasvaessa. Ylämaan anortosiiteissa plagioklaasin keskimääräiseksi koostumukseksi on symmetrisen sammumiskulman perusteella saatu leukogabronoriiteissa An_{53}, leukonoriiteissa An_{54}, leukogabroissa An_{46} ja anortosiiteissa An_{44}. Lahden (1989a) mukaan iridisoivan labradoriitin koostumus vaihtelee An_{50}:n ja An_{70}:n välillä.

Tässä työssä Ylämaalta mitattujen plagioklaasien anortiittikoostumuksia tähän verrattaessa voidaan otaksua, että plagioklaasi Ylämaan emäksisissä kivilajeissa saattaa olla todellisuudessa Ca-rikkaampaa, sillä pienemmän anortiittipitoisuuden omaavissa anortosiiteissakin tavataan spektroliittia. Lisäksi leukogabronoriiteissa Ylijärvellä ja Mätössä yleisesti havaittavien keltaisten ja paikoin oranssienkin värisävyjen perusteella kivien tulisi olla Ca-rikkaampia. Tässä työssä tehdyt plagioklaasien koostumusmittaukset symmetrisen sammumiskulman avulla raekooltaan karkeista kivistä ovat lähinnä suuntaa-antavia. Tosin Lahden (1989a) mukaan suoraan mineraalin värin perusteella tehtävä johtopäätös kiven koostumuksesta sisältää virhelähteitä. Voidaan kuitenkin olettaa Ylämaan emäksisten kivilajien plagioklaasien koostumusten antavan suuntaa-antavan todisteen kemiallisen koostumuksen ja värin yhteydestä.

6.2. Emäksiset kivilajit ja niiden väliset suhteet Ylämaalla

Ylämaalla sulkeumissa esiintyvät kivilajit on tässä tutkimuksessa jaoteltu leukogabronoriitteihin, leukonoriitteihin, leukogabroihin ja anortosiitteihin. Kenttähavaintojen perusteella voidaan todeta emäksisten kivilajien olevan rapakivigraniitteja vanhempia, koska ne esiintyvät graniiteissa sulkeumina. Ahvenistolla ikäeron on laskettu U-Pb-iänmääritysten perusteella olevan vähintään 2 Ma, joka suhteessa kompleksin kiteytymiseen kuluneeseen kokonaisaikaan (10 Ma) nähden on hyvin vähän (Alviola et al. 1999). Ylämaalla emäksisten kivilajien ja tasarakeisten rapakivigraniittien välisistä sekakivilajeja sisältävistä kontakteista voidaan päätellä emäksisten kivilajien ja tasarakeisten rapakivigraniittien olleen sulina samanaikaisesti. Viborgiitin ja emäksisten kivilajien välisten terävien kontaktien perusteella voidaan ajatella viborgiitin olevan nuorempi kuin muut emäksiset kivilajit. Tätä tukee myös havainto siitä, että viborgiitti sisältää anortosiittikappaleita lähellä kivilajien kontaktia. Kivilajien välinen ikäero ei kuitenkaan ole suuri, sillä viborgiitille ominaisia plagioklaasikehäisiä kalimaasälpärakeita on tavattu anortosiittien ja rapakivigraniittien muodostamista seoskivistä Jokimiehen ja Niemistenpitkän alueilla. Seoskivihavainnot osoittavat happamien sekä emäksisten kivisulien sekoittuneen ennen kiteytymistään useiden kilometrien syvyydellä noin 1630 miljoonaa vuotta sitten. Itse sekoittuminen ei rapakivialueilla ole harvinaista, mutta Ylämaan tapauksessa sekoittuminen on tapahtunut poikkeuksellisen syvällä senaikaiseen maanpintaan nähden (Arponen & Rämö 2005, Härmä et al. 2006).

Emäksisten kivilajien keskinäisten suhteiden perusteella voidaan todeta leukogabronoriitin kiteytyneen muiden tyyppien jälkeen, koska se sisältää sulkeumina kaikkia muita emäksisiä kivilajeja. On todennäköistä, että anortosiitti on kiteytynyt emäksisistä kivistä ensimmäisenä. Myös Ahvenistolla anortosiitti esiintyy sulkeumina kompleksin muissa emäksisissä kivilajeissa (Rämö & Haapala 2005).

6.3. Ylämaan anortosiittisulkeumissa esiintyvä spektroliitti ja sen litologinen kontrolli

Ylämaalla esiintyvät massiivityypin anortosiitit voidaan tässä työssä tehtyjen havaintojen perusteella luokitella kahteen ryhmään. Ensimmäiseen kuuluvat Ylijärvi, Mättö ja Pahaoja. Nämä sulkeumat erottuvat selvästi aeromagneettisella kartalla, ja niissä on ohut sekoittumisvyöhyke anortosiitin ja tasarakeisen rapakivigraniitin välillä. Hallitseva kivilaji on leukogabronoriitti, jossa tavataan runsaasti spektroliittia. Ylijärvellä sekä Mätössä spektroliitti iridisoi kaikissa spektrin väreissä. Pahaojalla tavataan pääosin sinisävyistä spektroliittia. Ylijärven ja Mätön sulkeumista tavattava plagioklaasi sisältää ohuthieiden perusteella eniten ilmeniittisuotaumia, joiden vuoksi kivi on hyvin tummaa.

Toisen ryhmän Jokimies sekä Niemistenpitkä E ja W ovat aeromagneettisella kartalla magneettisilla minimialueilla maksimialueiden väleissä. Puhdasta emäksistä kiveä tavataan vain sulkeumien keskiosista. Sulkeumissa spektroliittia on vähemmän ja se on vaaleansinistä. On mahdollista, että Jokimies ja Niemistenpitkä ovat saman sulkeuman ylä- tai alaosaa.

Ylijärven, Mätön ja Pahaojan sulkeumien alueella hallitseva kivilaji on leukogabronoriitti. Nämä sulkeumat soveltuvat kiven hyödyntämiseen Jokimiehen ja Niemistenpitkän sulkeumia paremmin, sillä ne ovat suurempia, niissä kivi on tummempaa ja niissä spektroliittia esiintyy runsaasti.

Litologisesti spektroliitin kaupallista hyödyntämistä kontrolloi leukogabronoriitti, joka sisältää kivilajeista eniten spektroliittia. Parhaimman laatuinen leukogabronoriitti on raekooltaan karkeahko ja väriltään hyvin tumma. Tumma väri johtuu plagioklaasin värin lisäksi mahdollisesti siitä, että kivessä mafiset mineraalit ovat kiteytyneet plagioklaasin välitiloihin ja siten tummentaneet kiveä entisestään. Leukogabronoriitissa ei myöskään useimmiten ole kiven väriä vaalentavaa muuttumista. Leukogabronoriitissa raekoko on hyödyntämisen kannalta optimaalisin. Jos spektroliittia sisältävät plagioklaasikiteet ovat liian pieniä, ei spektroliitti erotu riittävästi, tai jos kiteet ovat liian suuria, kasvaa kiven murtumisherkkyys.

Ylämaan anortosiittisulkeumissa vaihtelevien kivilajien ja spektroliitin määrän sekä värin suhteesta on voitu havaita, että jos leukogabronoriitti sisältää spektroliittia runsaasti, tavataan spektroliittia myös leukonoriiteissa, leukogabroissa ja anortosiiteissa. Vastaavasti sellaisessa sulkeumassa, jossa leukogabronoriitissa on spektroliittia vähemmän, ei spektroliittia tavata runsaasti muistakaan sulkeuman kivilajeista. Tämän perusteella voidaan tulkita sulkeumassa plagioklaasin kiteytymisen aikaisten olosuhteiden, kuten magman kemiallisen koostumuksen, kiteytymiseen kuluneen ajan ja vallinneen lämpötilan olleen spektroliitin muodostumiselle otolliset koko sulkeuman alueella.

7. JOHTOPÄÄTÖKSET

1. Ylämaalla tavattavat rapakiviassosiaation emäksiset kivilajit ja tasarakeinen rapakivigraniitti ovat olleet magmoina samanaikaisesti.

2. Simosen (1979 a ja b) kallioperäkarttoihin verrattuna Ylämaan spektroliittianortosiitit ovat laajempia. Lisäksi Niemistenpitkän sulkeuma on kartoitusten perusteella jaettu kahteen osaan.

3. Ylämaalla esiintyvät emäksiset kivilajit voidaan jaotella leukogabronoriitteihin, leukonoriitteihin, leukogabroihin ja anortosiitteihin. Näistä leukogabronoriitteja tavataan runsaimmin.

4. Emäksisistä kivilajeista eniten spektroliittia sisältää leukogabronoriitti, ja se soveltuu parhaiten kaupalliseen hyödyntämiseen. Leukogabronoriitti on myös väriltään tummin. Leukogabronoriitissa esiintyvän spektroliitin määrä on suoraan verrannollinen sulkeuman muissa kivilajeissa esiintyvään spektroliitin määrään.

5. Sulkeumat voidaan jaotella tämän tutkimuksen tutkimustulosten perusteella kahteen ryhmään. Ensimmäiseen, spektroliitin hyödyntämiseen paremmin soveltuvaan ryhmään kuuluvat Ylijärvi, Mättö ja Pahaoja. Toiseen, heikommin hyödyntämiseen soveltuvaan ryhmään kuuluvat Jokimies sekä Niemistenpitkä E ja W.

6. Parhaat anortosiittisulkeumat spektroliitin hyödyntämisen kannalta ovat Ylijärvi ja Mättö, koska niissä leukogabronoriittia on eniten ja spektroliitti iridisoi kaikissa spektrin väreissä.

8. KIITOKSET

Elina Arposen pro gradun -työn ohjaajina toimivat professorit Tapani Rämö ja Ragnar Törnroos Helsingin yliopiston geologian laitokselta sekä dosentti, FT Olavi Selonen Åbo Akademin geologian laitokselta.

Ylämaan kunta ja erityisesti kunnanjohtaja Esko Hämäläinen, Teuvo Tielinen Ylämaan Korukivi ky:stä sekä maanomistajat Rauno Parkko ja Eero Jokimies ansaitsevat lämpimät kiitokset positiivisesta suhtautumisesta tutkimusta kohtaan.

Detaljikarttoja on piirtänyt myös Mirjam Ajlani GTK:sta, ja Anneli Lindh GTK:sta avusti liitteen 2 tekemisessä.

Helsingin yliopiston Geologian laitoksen opiskelijat Aku Heinonen, Anna Tornivaara, Elina Kyllönen, Elina Härkönen, Elina Sahlstedt, Essi Lahtinen, Harri Matikainen, Janne Hokka, Iita Kivioja, Jaakko Laitala, Janne Myllymäki, Johannes Nurmi, Jussi Heinonen, Maija Huttunen, Maija Manninen, Mari Tuusjärvi, Maria Favorin, Marja Lager, Neea Airio, Pasi Heino, Salla Lappalainen, Sampo Harju, Taina Karvonen, Taru Toppi, Teemu Lindqvist, Tiia Kivisaari, Tommi Karesvuori, Teemu Voipio, Riina Hurmalainen, Sasu Pulli ja Heikki Patrikainen avustivat kartoituksessa.

Palin Granit Oy:tä kiitämme pääsystä louhimoalueille.

Kiitämme FT professori Carl Ehlersiä (Åbo Akademi, geologian laitos) käsikirjoitusta parantaneista kommenteista.

9. KIRJALLISUUS

Anderson, A. T., Jr. 1966. Mineralogy of the Labrieville anorthosite. American Mineralogist 51, 1671–1711.

Anderson, A. T., Jr. 1969. Massif-type anorthosite: a widespread precambrian igneous rock. Julkaisussa: Isachsen, Y. W. (toim.) Origin of anorthosite and related rocks. New York State Museum and Science Service, Memoir 18, 47–55.

Alviola, R., Johanson, B. S., Rämö, O. T. & Vaasjoki, M. 1999. The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite–massif-type anorthosite complex, southeastern Finland; petrography and U-Pb chronology. Precambrian Research 95, 89–107.

Arponen, E. 2008. Proterotsooiset massiivityypin anortosiitit ja erityisesti niissä tavattava spektroliitti Kaakkois-Suomessa Ylämaalla. Pro gradu -tutkielma, Helsingin yliopisto, geologian laitos. 72 s., 1 liite.

Arponen, E. & Rämö, T. 2005. Ylämaalta löytynyt uudentyyppinen seoskivi. Kivi 4/2005, 6–7.

Ashwal, L. D. 1978. Petrogenesis of massif-type anorthosites: crystallization history and liquid line of descent of the Adirondack and Morin Complexes. Princeton University. 136 s. (väitöskirja)

Ashwal, L. D. 1993. Anorthosites. Berlin: Springer-Verlag. 422 s.

Balk, R. 1931. Structural geology of the Adirondack anorthosite. Tschermaks Mineralogische und Petrologische Mitteilungen 41, 308–434.

Barth, T. F. W. 1952. Theoretical petrology. New York: John Wiley & Sons. 387 s.

Berghell, H. 1896. Viipuri. Geologinen kartta 1:200 000, lehdet 304, 313, 402, 411. Finlands geologiska undersökning – Suomen geologinen tutkimus No 33.

Best, M. G. 2003. Igneous and metamorphic petrology. 2. painos. Malden: Blackwell. 729 s.

Bowen, N. L. 1917. The problem of the anorthosites. Journal of Geology 25, 209–243.

Buddington, A. F. 1939. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Geological Society of America, Memoir 7. 343 s.

Bridgwater, D. & Windley, B. F. 1973. Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic Shield during the Mid-Proterozoic. Geological Society of South Africa, Special Publication 3, 307–317.

Dana, E. S. 1892. The system of mineralogy, sixth edition with appendices I, II, and III, completing the work to 1915. New York: John Wiley & Sons. 1134 s.

Duchesne, J. C., Liégeois, J. P., Vander Auwera, J. & Longhi, J. 1999. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. Terra Nova 11, 100–105.

Elo, S., Rastas, J. & Rämö, O. T. 1996. Gravity and aeromagnetic anomaly patterns of gabbro-anorthosites associated with rapakivi granites of southern Finland. Julkaisussa: Haapala, I., Rämö, O. T. & Kosunen, P. (toim.) The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, University of Helsinki, July 24–26, 1996, Abstract Volume. Helsinki University Press, 22–23.

Emslie, R. F. 1980. Geology and petrology of Harp Lake Complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism. Geological Survey of Canada, Bulletin 293. 136 s.

Emslie, R. F. 1985. Proterozoic anorthosite massifs. Julkaisussa: Tobi, A. & Touret, J. L. R. (toim.) The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic provinces. NATO ASI Series, Series C 158, 39–60.

Frost, C. D. & Frost, B. R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection. Geology 25, 647–650.

Gallo, A. 2004. Comparazione di metodi di valutazione di rocce ornamentali tra Italia e Finlandia. Tesi di Laurea (Pro gradu -tutkielma), Università degli Studi di Bologna, Facoltà di scienze matematiche, fisiche e naturali, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali. 182 s.

Graniteland 2008. The Granite and Marble Search Engine. [Viitattu 18.5.2008] Saatavissa: www.graniteland.com/stone

Haapala, I. & Rämö, O. T. 1999. Rapakivi granites and related rocks: an introduction. Precambrian Research 95, 1–7.

Hackman, V. 1934. Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). Bulletin de la Commission géologique de Finlande 106. 82 s.

Hall, A. 1996. Igneous Petrology. 2. painos. Harlow: Longman. 551 s.

Herz, N. 1969. Anorthosite belts, continental drift, and the anorthosite event. Science 164, 944–947.

Hunt, T. S. 1863. Julkaisussa: Logan, W. E., Murray, A., Hunt, T. S. & Billings, E. (toim.) Geology of Canada, report of progress from its commencement to 1863. Geological Survey of Canada, Report of progress, s. 22.

Härmä, P. 2001. Etelä-Karjalan rakennuskivivarojen etsintäkartoitus 1998–2001. Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 19 s.

Härmä, P. 2003a. Itä-Uudenmaan rakennuskivivarojen etsintäkartoitus, osa I. Itä-Uudenmaan liitto, Julkaisu 62. 19 s.

Härmä, P. 2003b. Itä-Uudenmaan rakennuskivivarojen etsintäkartoitus, osa II. Itä-Uudenmaan liitto, Julkaisu 80. 16 s.

Härmä, P. & Selonen, O. 2000. Kymenlaakson rakennuskivivarojen etsintäkartoitus. Kymenlaakson liiton julkaisuja B:118. 24 s.

Härmä, P. & Selonen, O. 2008. Surface weathering of rapakivi granite outcrops – implications for natural stone exploration and quality evaluation. Estonian Journal of Earth Sciences 57, 3, 135–148.

Härmä, P., Selonen, O. & Luodes, H. 2001. Prospecting of bedrock resources – dimension stones in a rapakivi granite area, a case history. Julkaisussa: Kuula-Väisänen, P. & Uusinoka, R. (toim.) Proceedings of Aggregate 2001 – Environment and Economy. Helsinki, Finland 6–8 August 2001. Volume 1. Publication number 50 of Tampere University of Technology. Laboratory of engineering geology, 175–179.

Härmä, P., Selonen, O. & Arponen, E. 2006. Ylämaan spektroliitin salat avautumassa. Geologi 58, 22–24.

Irvine, T. N. 1982. Terminology for layered intrusions. Journal of Petrology 23, 127–162.

Karell, F., Ehlers, C., Airo, M-L. & Selonen, O. 2009. Intrusion mechanisms and magnetic fabrics of the Vehmaa rapakivi granite batholith in SW Finland. Geotectonic research. (*painossa*)

Kinnunen, K. A. 2002. Spektroliittituotteet vuonna 2000. Kivi 20 (1), 8–15.

Kohonen, J. & Rämö, O. T. 2005. Sedimentary rocks, diabases, and late cratonic evolution. Julkaisussa: Lehtinen, M., Nurmi, P. A. & Rämö, O. T. (toim.) Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier B.V., 563–604.

Korja, A. 1995. Upper crust of the BALTIC profile, Finland. Department of Geophysics, University of Oulu, Report No. 19. 19 s.

Korja, A. & Elo, S. 1990. Crustal and upper mantle structure of the Wiborg batholith, SE Finland. Abstracts of the second symposium of the Baltic shield held in Lund, Sweden, June 5–7, 1990. 57 s.

Kukkonen, I. T. & Lauri, L. S. 2009. Modelling the thermal evolution of a collisional Precambrian orogen: High heat production migmatitic granites of southern Finland. Precambrian Research 168, 233–246.

Lahti, S. I. 1989a. Spektroliitin värien synnystä. Summary: The origin of interference colours in spectrolite (iridescent labradorite). Geologi 41, 108–114.

Lahti, S. I. 1989b. Spektroliitin esiintymisestä, ominaisuuksista ja hionnasta. Kivi 7, 4–20.

Laitakari, A. 1946. Suomalaisesta labradoriitista. Kultaseppien lehti 9–10, s. 100.

Le Maitre, R. W. (toim.) 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 193 s.

Lindberg, B. & Bergman, L. 1993. Vehmaan kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Vehmaa map-sheet area. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkarttojen selitykset, lehti 1042. Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 56 s.

Lukkari, S. 2007. Magmatic evolution of topaz-bearing granite stocks within the Wiborg rapakivi granite batholith. University of Helsinki, Publications of the Department of Geology D12. 29 s.

Luodes, H., Sutinen, H. & Härmä, P. 2006. Characterization of fracturing in rapakivi granite with GPR. Julkaisussa: Cardu, M., Ciccu, R., Lovera, E. & Michelotti, E. (toim.) Proceedings of The Fifteenth International Symposium on Mine Planning and Equipment Selection. Torino, Italy, 20–22 September 2006, 561–567.

Mawdsley, J. B. 1927. St. Urbain area, Charlevoix district, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 152. 58 s.

Meriluoto, A. 2008. Puulan graniitin ja Viipurin rapakivibatoliitin Laapaksen alueen rakennegeologinen tulkinta. Pro gadu -tutkielma, Turun yliopisto, geologian laitos, geologian ja mineralogian osasto. 61 s., 26 liitettä.

Morse, S. A. 1982. A partisan review of Proterozoic anorthosites. American Mineralogist 67, 1087–1100.

Morse, S. A. 1983. Emplacement history of the Nain Complex. Julkaisussa: Morse, S. A. (toim.) The Nain anorthosite project, Labrador; field report 1981. Amherst: University of Massachusetts, Department of Geology, Geographical Contributions 40. 153 s.

Neuendorf, K. K. E., Mehl, J. P., Jr. & Jackson, J. A. (toim.) 2005. Glossary of Geology. 5. painos. Alexandria: American Geological Institute. 779 s.

Nurmi, J. 2001a. Estekivi – kirjokivi – spektroliitti – jalokivi. Spektroliitin historia 1. osa. Kello & Kulta 2, 20–24.

Nurmi, J. 2001b. Spektroliitin tie maailmalle. Spektroliitin historia 2. osa. Kello & Kulta 3, 24–28.

Nyman, R. 2007. Geological, geophysical, and structural features of the Kuru batholiths. Pro gradu -avhandling, Åbo Akademi, institutionen för geologi och mineralogi. 64 s., 10 liitettä.

Rose, E. R. 1969. Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 25. 177 s.

Rämö, O. T. & Haapala, I. 2005. Rapakivi granites. Julkaisussa: Lehtinen, M., Nurmi, P. A. & Rämö, O. T. (toim.) Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier B.V., 533–562.

Selonen, O. 2008. Geological constraints on localization of natural stone deposits. Julkaisussa: Wahl, N. A. (toim.) 28th Nordic Geological Winter Meeting. January 7–10, 2008 Aalborg – Denmark. Abstract volume. Aalborg University, s. 48.

Selonen, O., Ehlers, C., Luodes, H. & Lerssi, J. 2005. The Vehmaa rapakivi granite batholith – an assemblage of successive intrusions indicating a piston-type collapsing centre. Bulletin of the Geological Society of Finland 77, 65–70.

Simonen, A. 1979a. Ylämaa. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 3133. Espoo: Geologinen tutkimuslaitos.

Simonen, A. 1979b. Vaalimaa. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 3044. Espoo: Geologinen tutkimuslaitos.

Simonen, A. 1987. Kaakkois-Suomen rapakivimassiivin karttaalueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the map-sheet areas of the rapakivi massif in SE Finland. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 3023 + 3014, 3024, 3041, 3042, 3044, 3113, 3131 ja 3133. Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 49 s.

Seifert, K. E. 1978. Anorthosite-mangerite relations on Baker Mountains, New York. Geological Society of America, Bulletin 89, 245–250.

Smith, J. V. & Brown, W. L. 1988. Feldspar Minerals. Vol. 1: Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties. 2. laitos. Berlin: Springer-Verlag. 828 s.

Steinhauer, H. 1814. Notice relative to the geology of the coast of Labrador. Transactions of the Geological Society of London 2, 488–491.

Suominen, V. 1991. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference on Postjotnian and Subjotnian diabases. Geological Survey of Finland, Bulletin 356. 100 s.

Ylämaan kunta 2008. Spektroliitti – Maailman kaunein labradoriitti. [Viitattu 8.2.2008] Saatavavissa: www.ylamaa.fi

Vaasjoki, M. 1977. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. Geological Survey of Finland, Bulletin 294. 64 s.

Vaasjoki, M., Rämö, O. T. & Sakko, M. 1991. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-diabase dyke association of southeastern Finland. Julkaisussa: Haapala, I. & Condie, K. C. (toim.) Precambrian granitoids. Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. Precambrian Research 51, 227–243.

Waard, D. de. 1969. Annotated bibliography of anorthosite petrogenesis. Julkaisussa: Isachsen, Y. W. (toim.) Origin of anorthosite and related rocks. New York State Museum and Science Service, Memoir 18, 1–11.

Waard, D. de. 1970. The anorthosite-charnockite suite of rocks of Roaring Brook Valley in the eastern Adirondacks (Marcy Massif). The American Mineralogist 55, 2063–2075.

Wadsworth, W. J. 1985. Terminology of postcumulus processes and products in the Rhum layered intrusion. Geological Magazine 122, 549–554.

Wiebe, R. A. 1980. Anorthositic magmas and the origin of proterozoic anorthosite massifs. Nature 286, 564–567.

LIITTEET

Liite 1

Detaljikartoitukset

Ylijärven, Niemistenpitkän sekä Jokimiehen alueilla tehtiin yhteensä viisi detaljikartoitusta.

Ylijärvi

Ylijärven louhimon ylätasossa kivilajien vaihtelu (Kuva I) on kompleksista eikä se vastaa niiden keskimääräisiä paljoussuhteita sulkeuman alueella. Alueella hallitseva kivilaji, leukogabronoriitti, sulkee muita kivilajeja, leukonoriittia, leukogabroa sekä anortosiittia, sisäänsä. Kartan luoteisosan anortosiitti sisältää paikoin mafisia mineraaleja enemmän kuin 10 %, joten kartan perusteella ei voida todeta tyypillisen, lähes kokonaan plagioklaasista koostuvan anortosiitin sulkevan leukonoriittia sisäänsä. Tyypillisesti anortosiitti esiintyy pieninä sulkeumina leukogabronoriitissa.

Niemistenpitkä W

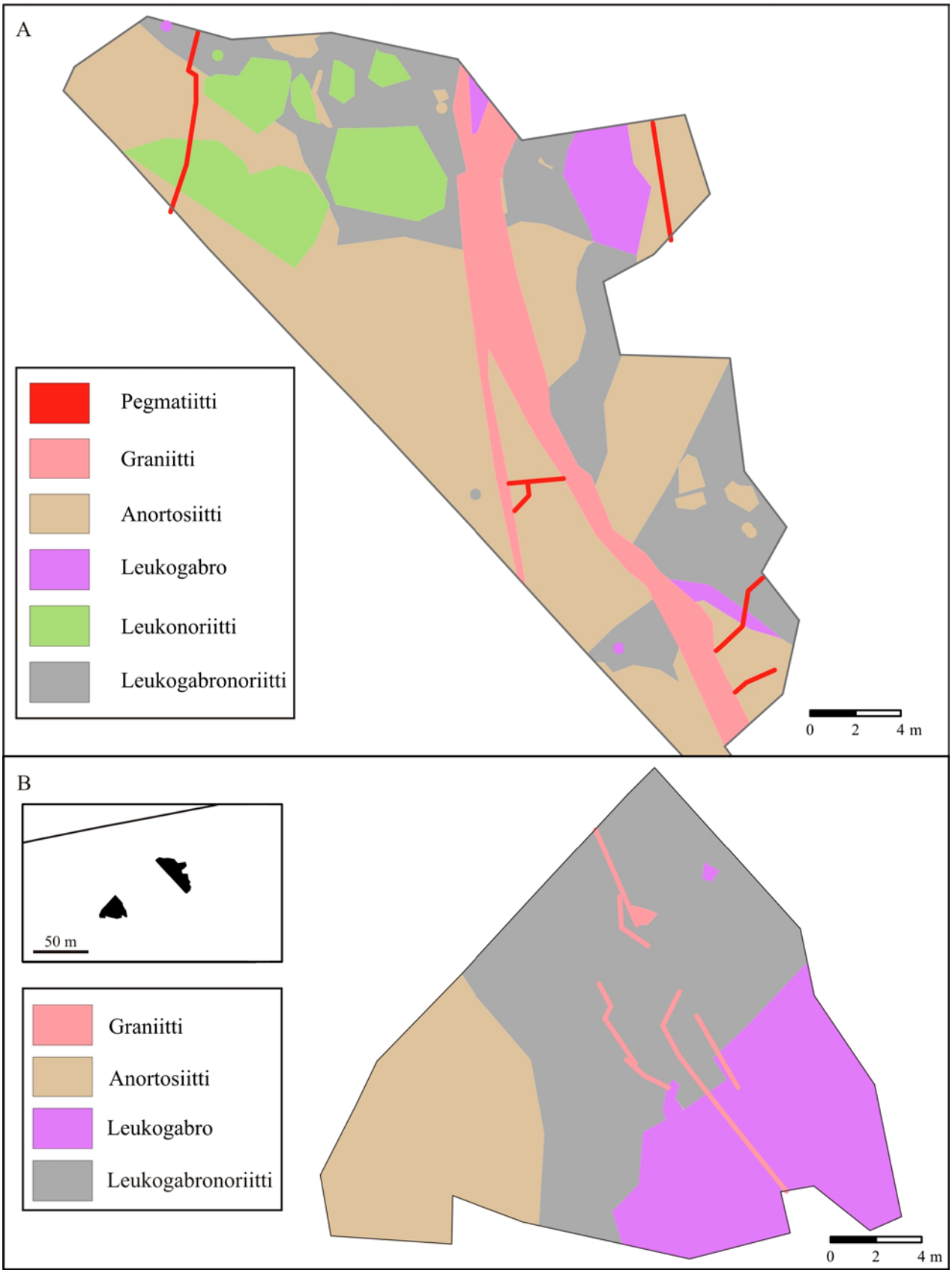
Niemistenpitkä W:n itäosassa suoritettiin kaksi detaljikartoitusta sulkeuman etelärajan tuntumassa. Läntisessä kohteessa (Kuva IIA) kartoitus suoritettiin Niemistenpitkä W:n ja tasarakeisen rapakivigraniitin kontaktin yli. Sulkeuman alueella esiintyvä mafinen kivilaji on leukogabronoriitti. Kontaktivyöhykkeessä se muodostaa seoskiven rapakivigraniitin kanssa. Kontaktivyöhykkeessä on myös pegmatiittia. Itäinen kartoituskohde (Kuva IIB) koostuu seoskivestä, jota kapeat pegmatiittijuonet leikkaavat. Seoskivi vaihettuu felsisemmäksi siirryttäessä kohti rapakivigraniitin kontaktia. Kontaktin läheisyydessä on runsaasti kalimaasälpähajarakeita sisältävä alue.

Jokimies

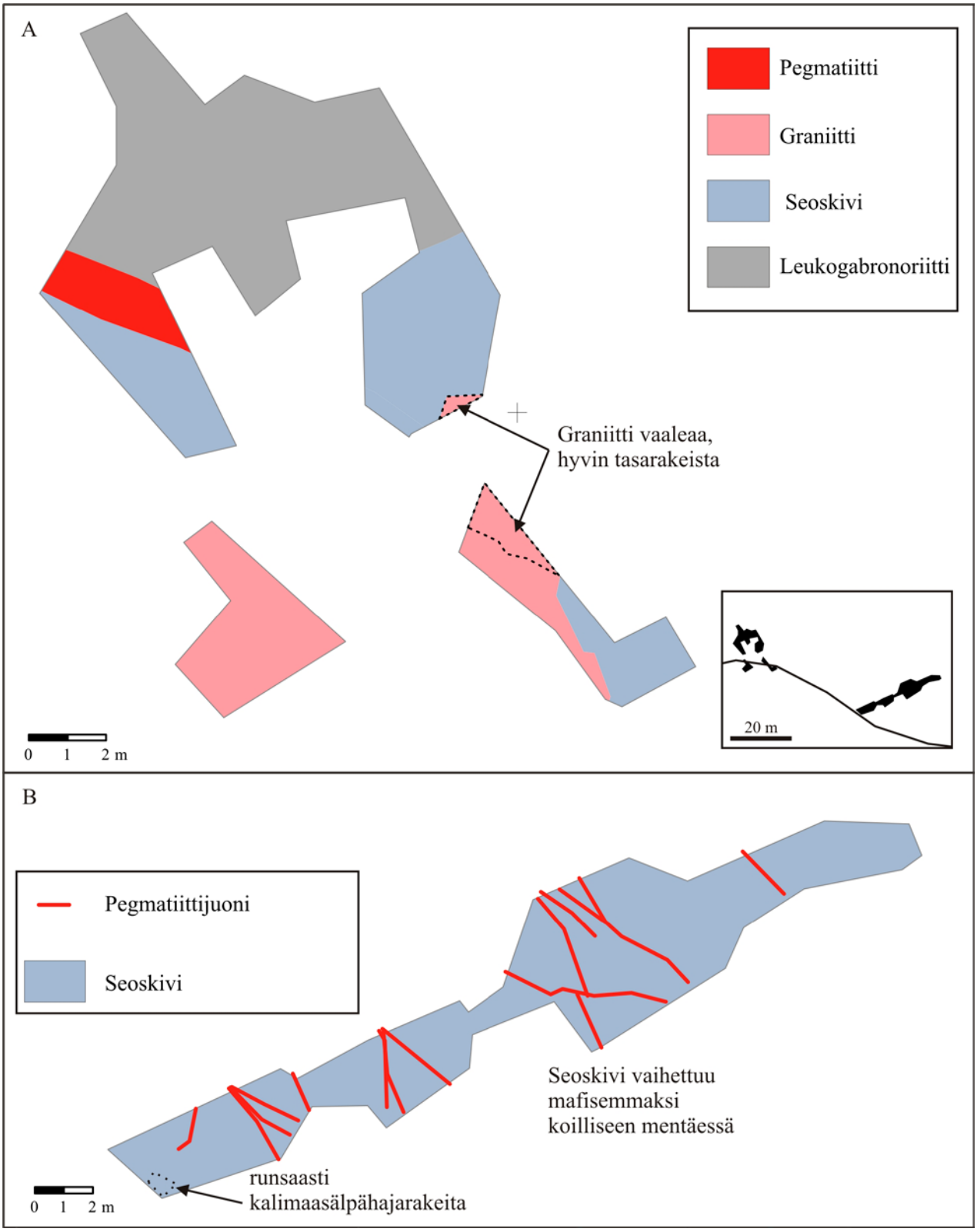
Jokimiehen sulkeuman pohjoisosassa tehtiin detaljikartoitus sulkeuman itärajan yli tasarakeiseen rapakivigraniittiin asti (Kuva III). Sulkeuma koostuu kartoitusalueella mafisten kivilajien ja rapakivigraniitin seoskivestä. Seoskivessä on yksittäisiä leukogabronoriitista ja anortosiitista koostuvia sulkeumia. Kalimaasälpähajarakeiden määrä seoskivessä lisääntyy sulkeuman rajaa kohti mentäessä. Graniitissa on sekä pistemäisiä että muutamien kymmenien senttimetrien kokoisia mafisia sulkeumia.

Liite 2

Liitteessä 2 ”Ylämaan anortosiittit 1:40 000” esitetään uusien maastohavaintojen mukainen kallioperäkartta Ylämaalta (Simosta 1979a ja b mukaillen). Liite on tarkoitettu tulostettavaksi A3-kokoisena.

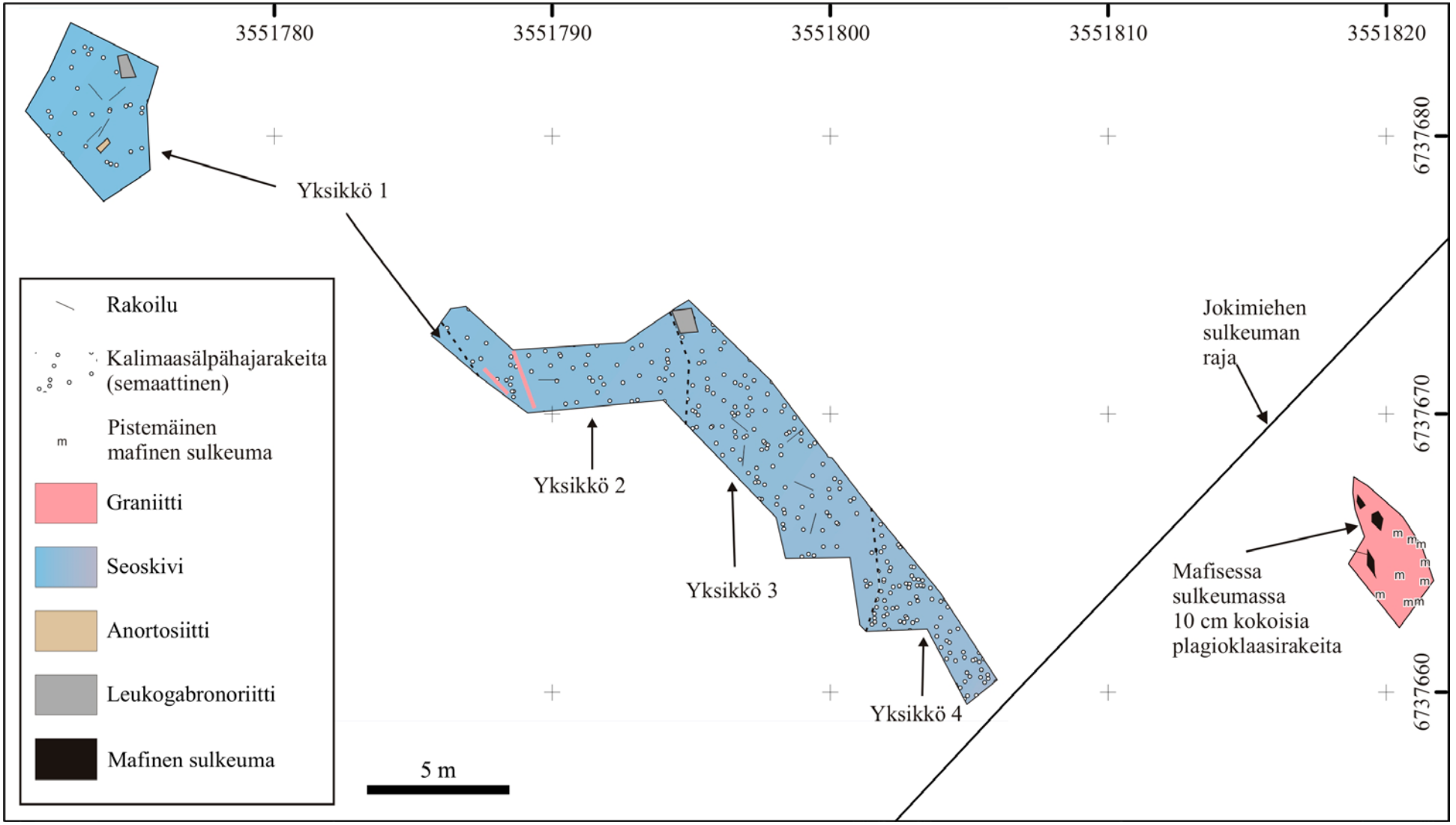


Kuva I. A: Ylijärven louhimon itäosan ylätasossa kivilajien vaihtelu on kompleksista. B: Ylijärven louhimon länsiosa on kivilajeiltaan itäosaa homogeenisempi. A- ja B-kuvien välinen suhde sekä Ylijärven anortosiittisulkeuman pohjoisraja ilmenevät indeksikartasta.
Figure I. A: At the upper level of the eastern part of a quarry in Ylijärvi, the variation in lithology is complex. B: The western part of the Ylijärvi quarry is more homogeneous than the eastern part. The relations of Figures A and B and the northern boundary of the Ylijärvi anorthosite body are indicated in the index map.



Kuva II. Niemistenpitkä W:n etelärajan tuntumassa leukogabronoriitti ja rapakivigraniitti muodostavat seoskiven. A- ja B-kuvien välinen suhde sekä Niemistenpitkä W:n eteläraja ilmenevät indeksikartasta.

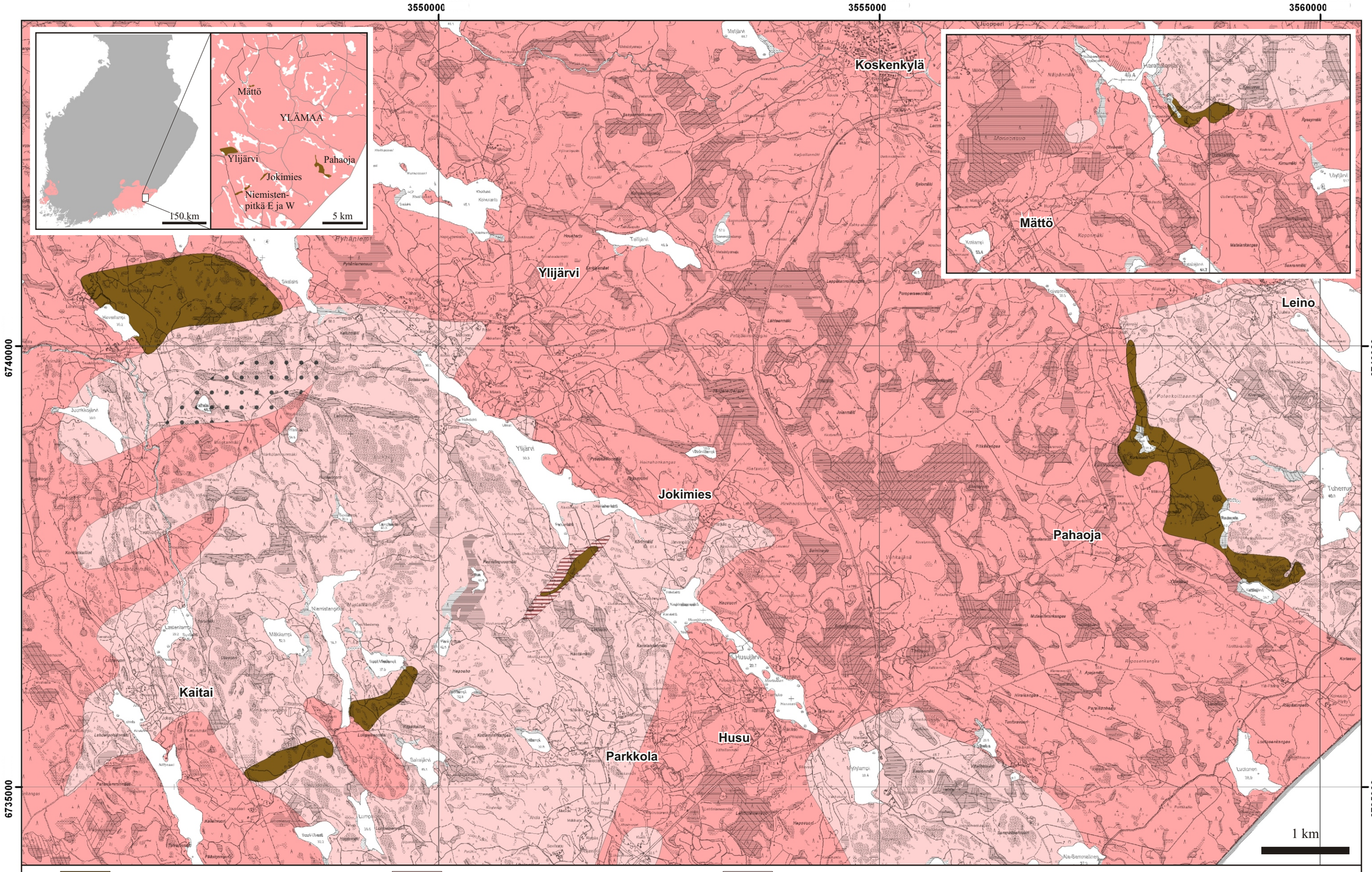
Figure II. At the southern contact of Niemistenpitkä W, leucogabbronorite and rapakivi granite form a hybrid rock (blue). The relations of Figures A and B and the southern boundary of the Niemistenpitkä W anorthosite body are indicated in the index map.



Kuva III. Jokimiehen sulkeuman seoskivestä on erotettu neljä yksikköä kalimaasälpähajarakeiden määrän perusteella.
Figure III. The hybrid rock (blue) in the Jokimies anorthosite body has been divided into four parts based on the quantity of potassium feldspar phenocrysts.

YLÄMAAN ANORTOSIITIT 1:40 000

LIITE 2
APPENDIX 2



Anortosiittialueiden kartoitus: Elina Arponen.
Muut kivilajialueet Simosta (1979a, b) mukaillen.
Pohjakartta © Maanmittauslaitos, lupanro 13/MML/09, ja Logica Suomi Oy.
ISBN 978-952-217-095-8 (PDF)

www.gtk.fi
info@gtk.fi

Viipurin rapakivigraniittibatoliitissa Kaakkois-Suomessa tavataan kuusi anortosiittialuetta, joiden pinta-ala on 0,1–1,5 km^2. Yhtä lukuun ottamatta ne esiintyvät viborgiitin ja tumman tasarakeisen rapakivigraniitin kontakteissa. Tässä tutkimuksessa anortosiitit käsitetään laajoiksi sulkeumiksi rapakivigraniitissa. Anortosiiteissa esiintyvä plagioklaasi ($An_{50–70}$) iridisoi voimakkaasti spektrin väreissä, minkä vuoksi sitä kutsutaan spektroliitiksi. Spektroliittia sisältäviä kiviä käytetään koru- ja rakennuskivinä. Tässä tutkimuksessa kuvataan kenttähavaintojen sekä ohuthieiden perusteella sulkeumien kontakteja, kivilajikoostumusta, kivilajien keskinäisiä suhteita ja petrografisia yleispiirteitä. Huomiota kiinnitetään myös spektroliitin määrään ja laatuun ajatellen sen hyödyntämistä. Anortosiittisulkeumien leukogabbronoriitti soveltuu parhaiten spektroliitin hyödyntämiseen, koska se on sulkeumien yleisin mafinen kivilaji ja siinä on eniten spektroliittia. Lisäksi spektroliitti erottuu hyvin, koska kiteet ovat suuria ja kivi on väriltään tummin.

The Wiborg rapakivi granite batholith in southeastern Finland contains six anorthosite areas ranging from 0.1 to 1.5 km^2. Five of them are located at the contacts between wiborgite and even-grained rapakivi granite. In this study the anorthosites are comprehended as large inclusions within the rapakivi batholith. Plagioclase ($An_{50–70}$) in the anorthosite iridesces strongly in spectral colours, and is thus known as spectrolite. It is used as a precious and a dimension stone. In this study, the contacts of the anorthosite bodies, rock types, their mutual relations and general petrographic features are described based on field work and thin sections. Insight is given into the utilization of spectrolite in terms of its quantity and quality in different rock types. Among the rock types in the anorthosite inclusions, leucogabbronorite has the highest potential to be utilized, because it is the most common mafic rock type in the inclusions and contains the most spectrolite. In addition, spectrolite is well distinguished within it, because the crystals are large and leucogabbronorite is the darkest rock type in the area.

ISBN 978-952-217-095-8 (PDF)
ISSN 0781-4240