



Lentuan kompleksin eteläosan kallioperä

Summary: Bedrock of the southern part of the Lentua complex

Perttu Mikkola, Esa Heilimo, Jorma Paavola, Tapio Halkoaho, Olli Äikäs ja Hannu Huhma

Lentuan kompleksin eteläosan kallioperä

*Summary: Bedrock of the southern part of the Lentua complex.
Geological Survey of Finland*

Ne kuvat, joissa ei mainita tekijää, ovat julkaisun kirjoittajien tekemiä.

Kansikuva: Sampo Harju kallioperäkartoittamassa Havatanniemellä, taustalla Pielisen autereinen Siikaselkä, jonka takana hämmöttävät Kolin vaarat.

Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Front cover: Sampo Harju mapping bedrock at Havatanniemi, in the background the hazy lake Pielinen and the hills of the Koli area. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

Taitto: Elvi Turtiainen Oy

Espoo 2013

Mikkola, P., Heilimo, E., Paavola, J., Halkoaho, T., Äikäs, O. & Huhma, H. 2013. Lentuan kompleksin eteläosan kallioperä. Summary: Bedrock of the southern part of the Lentua complex. *Geological Survey of Finland, Report of Investigation 202*, 96 pages, 72 figures, 3 tables, 6 appendices and 1 electronic appendix.

Geological Survey of Finland (GTK) mapped bedrock in the Lieksa-Kuhmo-Nurmes area during the years 2007–2012. Majority of the study area belongs to the southern part of the Lentua complex which is part of the Archean Karelian province of the Fennoscandian shield. The most voluminous rocks in the area are 2.84–2.75 Ga old TTG (trondhjemite-tonalite-granodiorite) series granitoids, while sanukitoid suite granitoids (2.72 Ga) predominate in the southern part of the study area. Quartz diorites are 2.75–2.70 Ga old. Other Neoproterozoic plutonic rocks in the area include quartz syenites, ultramafic intrusions, alkali gabbros and leucogranitoids. In addition to these several small remnants of greenstone belts and variably sized amphibolite enclaves are present. In the western part of the study area there are variably migmatized Nurmes suite biotite paragneisses deposited and thrust on top of the granitoid crust at 2.7 Ga. Paleoproterozoic diabase dykes (2.45–1.97 Ga) cross-cut all of the Archean units. Sedimentary rocks of the Paleoproterozoic Karelia supergroup, mainly quartzites, are found in the Koli area at the south-western corner of the study area.

No signs of Paleoproterozoic crust were found in these studies and therefore the development of the crust in the area commenced during the Mesoproterozoic. Plutonic magmatism in the study area diversified in composition after 2.75 Ga, when sanukitoids, quartz diorites, quartz syenites and alkali gabbros intruded the TTG series granitoids. Widespread migmatization at 2.7 Ga is associated with partial melting of the Archean crust that followed tectonic thickening of the crust. The anatectic leucogranitoids are part of the same event. Based on the now obtained results the study area formed an entity with the other parts of the Lentua complex already at 2.8 Ga.

Keywords (GeoRef Thesaurus, AGI): areal geology, bedrock, metamorphic rocks, migmatites, greenstone belts, plutonic rocks, diabase, geochemistry, absolute age, U/Pb, Sm/Nd, Paleoproterozoic, Archean, Kuhmo, Nurmes, Lieksa, Juuka, Ilomantsi, Joensuu, Valtimo, Sotkamo, Finland

*Perttu Mikkola, Esa Heilimo, Jorma Paavola, Tapio Halkoaho, Olli Äikäs
Geological Survey of Finland, P.O. Box 1237, FI-70211 Kuopio, Finland*

E-mail: perttu.mikkola@gtk.fi

*Hannu Huhma
Geological Survey of Finland, P.O. Box 96, FI-02151 Espoo, Finland*

ISBN 978-952-217-258-7 (PDF)

ISSN 0781-4240

Mikkola, P., Heilimo, E., Paavola, J., Halkoaho, T., Äikäs, O. & Huhma, H. 2013. Lentuan kompleksin eteläosan kallioperä. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 202*, 96 sivua, 72 kuvaa, 3 taulukkoa, 6 liitettä ja 1 sähköinen liite.

Geologian tutkimuskeskuksen Itä-Suomen yksikkö suoritti alueellisen kallioperäkartoituksen mitakaavassa 1:200 000 alueella Lieksa-Kuhmo-Nurmes vuosina 2007–2012. Tutkimusalueen kallioperä kuuluu pääosin Fennoskandian kilven arkeiseen Karelia-provinssin Lentuan kompleksin eteläosaan. Valtaosa tutkimusalueen kallioperästä koostuu TTG-sarjan (trondhemiitti-tonaliitti-granodioriitti) granitoideista, jotka ovat pääosin iältään 2,84–2,75 miljardia vuotta ja eriasteisesti migmatisoituneita. Tutkimusalueella, etenkin sen eteläosissa, esiintyy sanukitoidiseurueen granitoideja, joiden ikä on noin 2,72 miljardia vuotta. Kvartsidioriittisten kivien iät vaihtelevat 2,75 ja 2,70 miljardin vuoden välillä. Muita alueella tavattuja, iältään myöhäisarkeisia syväkiviä ovat kvartsisyeniitit, ultramafiset intruusiot, alkaligabrot ja leukogranitoidit. Näiden lisäksi tutkimusalueella on useita pienehköjä vihreäkivijaksoja tai -jakson palasia sekä erikokoisia amfiboliittisulkeumia. Alueen länsiosissa yleisiä kivilajeja ovat vaihtelevasti migmatisoituneet Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissit, jotka kerrostuivat ja työntyivät granitoidisen pohjan päälle noin 2,7 miljardia vuotta sitten. Tutkimusalueella esiintyy vaihtelevan suuntaisia varhaisproterotsooisia (2,45–1,97 miljardia vuotta) diabaasijuonia. Aivan tutkimusalueen lounaiskulmassa on pienellä alueella Karelia-superryhmään kuuluvia sedimenttikiviä, lähinnä Kolin alueen kvartsiitteja.

Tutkimuksissa ei löydetty viitteitä varhaisarkeisesta kuoresta, ja alueen kallioperän kehitys on tulosten valossa alkanut keskiarkeisella ajalla. Alueen magmatismissa tapahtui selvä muutos noin 2,75 miljardia vuotta sitten. Tällöin pelkästään TTG-sarjan granitoideista muodostunut plutonismi monipuolistui koostumuksellisesti uusien ryhmien (sanukitoidit, kvartsidioriitit, kvartsisyeniitit, alkaligabrot) ilmaantumisen kautta. Alueella laaja-alaisesti havaittava migmatisaatio liittyy arkeisessa akreetiossa paksuuntuneen mannerkuoren osittaissulamiseen noin 2,7 miljardia vuotta sitten. Samaan tapahtumaan liittyvät myös alueella tavattavat leukogranitoidi-intruusiot ja -juonet. Nyt saatujen tulosten valossa tutkimusalue muodosti geologisesti yhtenäisen kokonaisuuden muun Lentuan kompleksin kanssa jo 2,8 miljardia vuotta sitten.

Asiasanat (Geosanasto, GTK): aluegeologia, kallioperä, metamorfiset kivet, migmatiitit, vihreäkivivyyöhykkeet, syväkivet, diabaasi, geokemia, absoluuttinen ikä, U/Pb, Sm/Nd, paleoproterotsooinen, arkeinen, Kuhmo, Nurmes, Lieksa, Juuka, Ilomantsi, Joensuu, Valtimo, Sotkamo, Suomi

Perttu Mikkola, Esa Heilimo, Jorma Paavola, Tapio Halkoaho, Olli Äikäs
Geologian tutkimuskeskus, PL 1237, 70211 Kuopio

Sähköposti: permtu.mikkola@gtk.fi

Hannu Huhma
Geologian tutkimuskeskus, PL 96, 02151 Espoo

SISÄLLYSLUETTELO – CONTENTS

1	JOHDANTO.....	7
2	TUTKIMUSALUE, -MENETELMÄT JA -AINEISTOT	7
2.1	Tutkimusalueen rajausta ja koordinaatisto	7
2.2	Aikaisemmat tutkimukset	7
2.3	Työvaiheet ja tekijät.....	9
2.4	Aineisto, tallennusmenetelmät ja arkistointi	10
3	GEOLOGISET YLEISPIIRTEET	12
4	KIVILAJIT	14
4.1	Arkeiset kivilajit.....	14
4.1.1	Arkeiset migmatiitit.....	14
4.1.1.1	Amfiboliitit	14
4.1.1.2	Tonaliittigneissit	18
4.1.2	Arkeiset syväkivet.....	19
4.1.2.1	TTG-sarjan granitoidit ja migmatiitit, Haasianvaaran seurue	19
4.1.2.2	Sanukitoidiseurueen granitoidit	26
4.1.2.3	Kvartsidioriitit, Jonsan seurue.....	29
4.1.2.4	Kvartsisyeniitit, Jonkerin seurue.....	30
4.1.2.5	Kuohatin kerrosintruusio	31
4.1.2.6	Gabrot, ultramafiset intruusiot	37
4.1.2.7	Alkaligabrot, Änäkäisen seurue	38
4.1.2.8	Leukogranitoidit, Konivaaran seurue	38
4.1.2.9	Biotiittitonaliittijuonet.....	41
4.1.2.10	Biotiittipegmatiitit.....	43
4.1.3	Arkeiset vihreäkivet	43
4.1.3.1	Saari-Kiekin seurue	43
4.1.3.2	Jonkerin vihreäkivijakso	44
4.1.3.3	Kuohattijärven seurue	45
4.1.3.4	Sokojärven seurue.....	48
4.1.3.5	Muut vihreäkivijaksot	49
4.1.3.6	Vulkaniittien ja amfiboliittien geokemia	49
4.1.4	Arkeiset biotiittiparagneissit.....	51
4.1.4.1	Biotiittiparagneissit, Nurmeksens seurue.....	51
4.1.4.2	Muut biotiittiparagneissit ja biotiittiparaliuskeet	53
4.2	Proterotsooiset kivilajit.....	54
4.2.1	Diabaasi-juonet	54
4.2.2	Kolin alueen kivilajit.....	57
4.2.2.1	Klastiset sedimenttikivet	57
4.2.2.2	Kolin kerrosjuoniseurue.....	58
4.3	Kvartsijuonet	58

4.4	Muuttuneet kivilajit.....	59
4.5	Nuoremmat hiekka- ja silttikivet.....	61
5	IÄNMÄÄRITYKSIÄ	61
5.1	Vanhojen iänmääritysnäytteiden uudelleen analysoinnit.....	64
5.2	Uudet U-Pb-näytteet.....	64
5.3	Sm-Nd-malli-iat ja initiaali- ϵ_{Nd} -arvot.....	69
6	KALLIOPERÄN KEHITYS	69
7	TALOUDELLISET AIHEET JA NIIDEN JATKOTUTKIMUKSET	75
7.1	Radioaktiivisten mineraalien esiintymispotentiaali	75
7.1.1	Tunnetut esiintymät ja malmiaiheet.....	76
7.1.1.1	Paukkajanvaaran alue	76
7.1.1.2	Juuka, Piitteri–Paalasmaa.....	76
7.1.1.3	Nurmes	76
7.1.1.4	Kuhmo, Vepsän kylä	77
7.1.1.5	Lieksan kansannäytteet	77
7.1.2	Viitteet muista aiheista	77
7.2	Nikkelin ja platinametalliryhmän esiintymispotentiaali alueella	79
7.3	Molybdeeni	81
7.4	Hi-tech-metallit	81
8	TIETEELLISPAINOTTEISIA JATKOTUTKIMUSKOHTEITA	82
9	GEOLOGISIA RETKEILYKOHTEITA	82
10	ENGLISH SUMMARY	83
10.1	Introduction.....	83
10.2	Archean migmatites	84
10.2.1	Amphibolites	84
10.2.2	Tonalite gneiss	84
10.3	Archean plutonic rocks.....	84
10.3.1	TTG granitoids, Haasianvaara suite	84
10.3.2	Sanukitoid suite granitoids	84
10.3.3	Quartz diorites, Jonsa suite.....	85
10.3.4	Quartz syenites, Jonkeri suite	85
10.3.5	Kuohatti layered intrusion	85
10.3.6	Gabbros, ultramafic plutonic rocks	85
10.3.7	Alkali gabbros, Änäkäinen suite	86
10.3.8	Leucogranitoids, Konivaara suite.....	86
10.3.9	Biotite tonalite dykes	86
10.3.10	Biotite pegmatites.....	86
10.4	Archean greenstone belts	87
10.4.1	Geochemistry of volcanic rocks and amphibolites.....	88
10.5	Archean biotite paragneisses.....	88
10.5.1	Biotite paragneisses, Nurmes suite	88
10.5.2	Other biotite paragneisses and biotite paraschists.....	88

10.6	Proterozoic rocks.....	89
10.6.1	Diabases.....	89
10.6.2	Rocks of the Koli area.....	89
10.7	Quartz veins.....	89
10.8	Altered rocks.....	89
10.9	Younger sandstones and siltstones.....	90
10.10	Age determinations.....	90
10.11	Sm-Nd model ages and initial ϵ_{Nd} values.....	91
10.12	Crustal evolution.....	91
10.13	Economic potential.....	92
10.13.1	Radioactive minerals.....	92
10.13.2	Nickel and PGE potential.....	92
10.13.3	Molybdenum.....	93
10.13.4	Hi-tech minerals.....	93
	LÄHDE- JA KIRJALLISUUSLUETTELO.....	93
	LIITTEET – APPENDICES.....	97
	LIITE 1. Lentua-kompleksin eteläosan kallioperäkartta, 1:200 000 <i>Appendix 1. Bedrock of the southern part of the Lentua complex.....</i>	98
	LIITE 2. Analyysinäytteiden, valokuvien, retkikohteiden ja iänmääritysten sijainti 1:500 000 versiolla kallioperäkartasta <i>Appendix 2. Location of analysed samples, photographs, excursion targets and age determination samples on 1:500 000 version of the bedrock map.....</i>	99
	LIITE 3. Tutkimusalueen aeromagneettinen kartta, 1:500 000 <i>Appendix 3. Aeromagnetic map of the study area, 1:500 000.....</i>	100
	LIITE 4. Edustavia geokemian analyysejä <i>Appendix 4. Representative geochemical analyses.....</i>	101
	LIITE 5. Alueelta käytetyt analyysit julkaisusta Rasilainen ja muut (2007) sekä mihin kivilajiryhmään niiden on tulkittu kuuluvan <i>Appendix 5. Analyses used from Rasilainen et al. (2007) and what group they have been interpreted to belong to.....</i>	112
	LIITE 6. Tämän ja aiempien tutkimusten perusteella kansallista yksikkötietokantaa (Finstrati) varten määritellyt yksiköt <i>Appendix 6. Units defined for the national unit database (Finstrati) based on this work and previous studies.....</i>	115
	SÄHKÖINEN LIITE. Kaikki geokemian analyysit ja isotooppiaineisto <i>Electronic appendix. All geochemical analysis and isotope data</i>	

JOHDANTO

Tämä raportti kuvaa Pohjois-Karjalan ja Etelä-Kainuun kallioperää ja alueelta laadittu kallioperäkartta mittakaavassa 1:200 000 on liitteenä 1. Raportti on saatavilla vain verkkojulkaisuna ja ladattavissa Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) verkkosivuilta (www.gtk.fi). Kyseinen alue muodosti Itä-Suomen viimeisen suuremman kokonaisuuden, jonka järjestelmällinen kallioperäkartoitus oli suoritettu 1900-luvun alkupuolella mittakaavassa 1:400 000. Väli-Suomen kallioperäkartoitushanke aloitti alueen kallioperäkartoituksen vuonna 2007. Hankkeen päättyessä vuoden 2009 lopussa työmaa siirtyi uudelle Itä-Suomen kallioperäkartoitushankkeelle ja kartoituksen valmistumisajankohdaksi määriteltiin 31.12.2013. Kuitenkin jo syksyllä 2010 GTK:n organisaatiouudistuksen yhteydessä kallioperäkartoitushanke lakkautettiin ja työmaa periytyi edelleen Itä-Suomen mineraalipotentialin arviointi (tiedonkeruu) -hankkeelle. Samalla työmaan suunniteltua kestoja lyhennettiin vuodelle. Työskentelyajan lyhennyksestä johtuen alueen systemaattinen kartoitus ei toteutunut

vuoden 2009 lopussa laaditun suunnitelman mukaisesti; tämä näkyy paikoin toivottua ylimalkaisempana karttakuvana. Alueesta laadittiin 2009 alustava kartta osaksi valtakunnallisen kallioperäkarttatietokannan (DigiKP) ensimmäistä versiota. Tämän raportin liitekartta päivitetään karttatietokantaan vuoden 2013 aikana.

Alueella esiintyvistä myöhäisarkeaisista alkali-gabroista ja kvartsisyeniiteistä on tekeillä erillisjulkaisut ja siitä johtuen näitä pieniä, mutta tieteellisessä mielessä pinta-alaansa merkittävämpiä intruusioita käsitellään melko lyhyesti. Tässä raportissa ei ole lähdetty yksityiskohtaisesti kertamaan alueen aiempien tutkimusten tuloksia, sen sijaan aiempiin tutkimuksiin on pyritty aina viittaamaan, jotta aiheesta kiinnostuneelle lukijalle selviää mistä lisätietoa saa. Alueen tutkimuksiin ja tämän raportin sekä sen liitekarttojen tekoon on vuosien varrella osallistunut tavalla tai toisella huomattava joukko GTK:laisia, joille kaikille tekijät haluavat esittää kiitoksensa, niin tekstissä nimeltä mainituille kuin mainitsematta jääneillekin.

2 TUTKIMUSALUE, -MENETELMÄT JA -AINEISTOT

2.1 Tutkimusalueen rajaus ja koordinaatisto

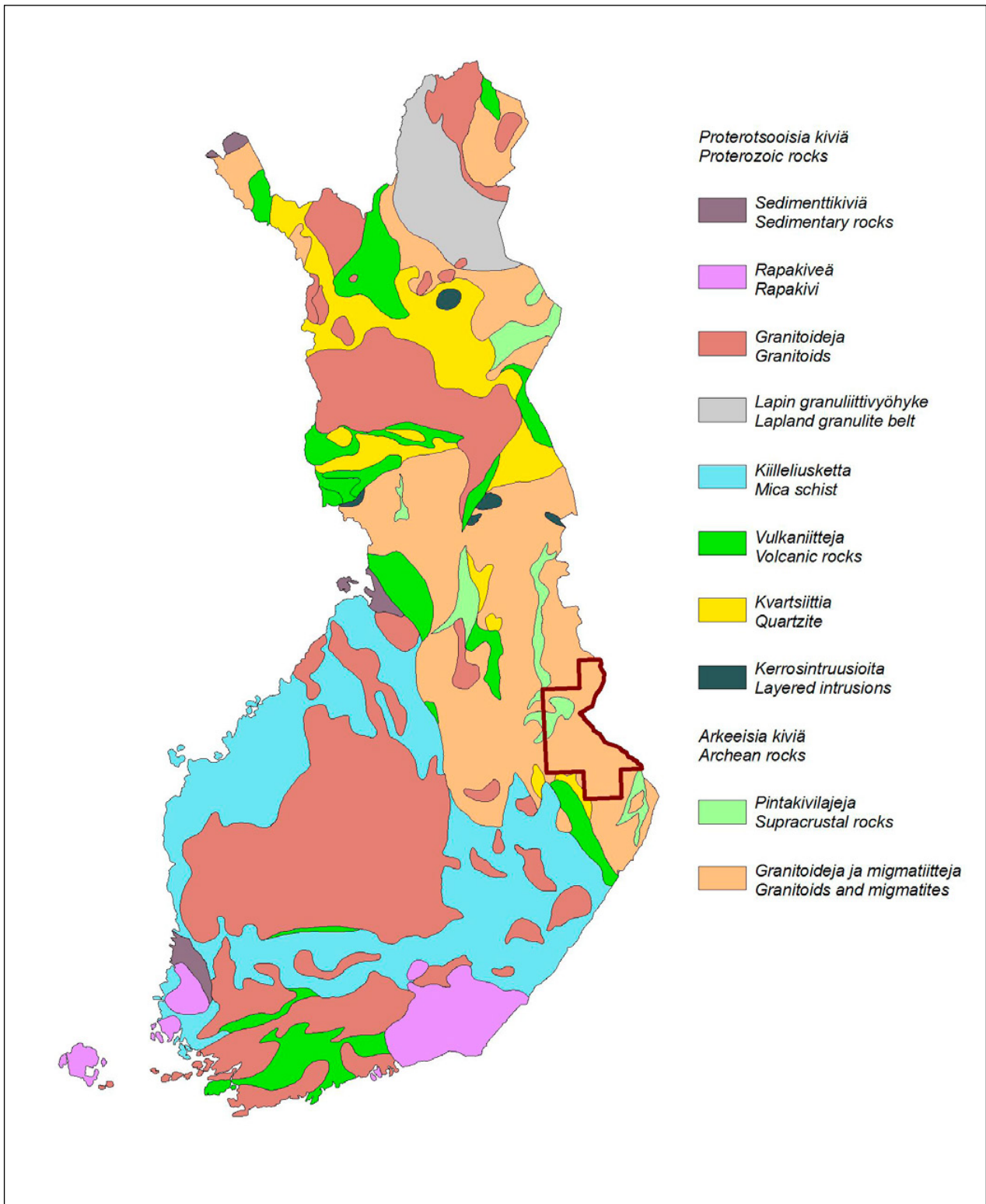
Tutkimusalue koostuu vanhan kansallisen karttajärjestelmän 1:100 000 lehdistä 4314 Juuka, 4323 Vieki, 4324 Lauvuskylä, 4331 Kelvä, 4332+4334 Lieksa, 4341 Hattuselkonen, 4342 Ulvinsalo ja 4431 Kiekinkoski. Uudessa eurooppalaisessa karttajärjestelmässä alue sijoittuu karttalehdille P534, P541, P542, P543, P544, P621, Q531, Q532, Q533, Q534, Q541, Q543 ja Q544 (liite 2). Tässä raportissa

sa ja sen liitekartoissa on käytetty uutta karttalehtijakoa ja koordinaatistona EUREF-FIN (UTM-35) -koordinaatistoa. Tutkittu 7 777 neliökilometrin alue kuuluu pääosin Lieksan, Nurmeksen ja Kuhmon kaupunkeihin, mutta sisältää pienempiä osia myös Ilomantsin, Juuan, Valtimon ja Sotkamon kunnista sekä Joensuun kaupungista.

2.2 Aikaisemmat tutkimukset

Varhaisen 1:400 000 kallioperäkartoituksen (Wilkman 1921, 1924, Frosterus & Wilkman

1920, 1924) jälkeen huomattava osa alueen tutkimuksista on ollut luonteeltaan kohteelliseen



Kuva 1. Tutkimusalue ruskealla rajattuna Suomen kallioperäkartalla. Pohjakartta yksinkertaistettu Korsmanin ja muiden (1997) kartasta.

Figure 1. Research area bordered with brown on the bedrock map of Finland. Base map simplified from Korsman et al. (1997).

malminetsintään liittyviä, ja niitä ovat suorittaneet pääasiassa GTK (Pietikäinen ja muut 2005, Halkoaho & Niskanen 2006, Halkoaho et al. 2012, RAPGEO) ja Outokumpu (OKURAPORTIT). Tipasjärven vihreäkivivyöhykettä, josta pieni osa sijoittuu tutkimusalueen koilliskulmaan, on tutkittu 2000-luvun alussa järjestelmällisesti (Pietikäinen ja muut 2008). Kyseisen alueen karttakuva kopioitiin ko. raportin liitekartasta, eikä alueella tehty tämän takia järjestelmällisiä maastotyitä. Myöhäisarkeiseen sanukitoidiseurueeseen

kuuluva Koitereen granodioriitti (Halla 2002, 2005, Halla & Heilimo 2009, Heilimo ja muut 2010, 2011, 2013a), Saari-Kiekin vihreäkivijakso (Luukkonen 1989) ja Nurmeksen seurueen biotiitti-paragneissit (Kontinen ja muut 2007) ovat olleet tarkempien tieteellisten tutkimusten kohteena. Pajunen ja Poutiainen (1999) tutkivat arkeisten kivien proterotsooisia siirrosvyöhykkeisiin liittyviä muuttumisilmiöitä alueella, ja Kontinen ja muut (1992) tutkivat laajemmin proterotsooisen orogeenian vaikutusta alueen kivissä.

2.3 Työvaiheet ja tekijät

Järjestelmälliset maastotyöt tehtiin kesinä 2007–2011. Kesällä 2012 suoritettiin vielä muutaman viikon ajan välttämättömäksi katsottuja maastotarkistuksia. Kartoituksesta vastasi geologi Jorma Paavola vuoteen 2010 asti ja sen jälkeen geologi Perttu Mikkola. Tutkimusavustajista Keijo Kinnunen ja Antti Mäkelä olivat mukana kartoituksessa kaikkina kesinä, Jukka Eskelinen kesät 2007–2008 ja tutkimusassistentti Tuomo Turunen (Etelä-Suomen yksikkö) kesällä 2011. Kausiapulaisina ovat kenttätöihin osallistuneet Marjaana Ahven (2011), Samppa Bernelius (ent. Mäkelä, 2007), Sampo Harju (2008–2011), Kirsi Kivistö (2009), Jarmo Kuusirati (2007), Jaakko Laitala (2010–2011), Paula Salminen (2007–2008) ja Janne Vehmas (2010–2011). Geologi Esa Heilimo teki väitöskirjaansa liittyviä tutkimuksia alueella yhteistyössä hankkeen kanssa kesällä 2007 ja osallistui kartoitukseen syksyllä 2011 vakinaisena. Geologit Olli Äikäs ja Esa Pohjolainen tutkivat kesällä 2010 kartta-alueen lounaiskulman varhaisproterotsooisia sedimenttikiviä. Geologi Reino Kesola kartoitti viikon verran Patvinsuon kansallispuiston lounaislaidalla syksyllä 2009. Tutkimusalueen kairauksista vastasi erikoistutkija Tapio Halkoaho.

Alueen kallioperäkartan eteläosa (Jonkerin korkeudelle, kuva 3) on alun perin Jorma Paavolan laatima ja sittemmin Perttu Mikkolan muokkaa. Kartoitusalueen koilliskulma on pääosin Esa Heilimon laatima. Saari-Kiekin vihreäkivijakson osalta karttakuva pohjautuu Luukkosen (1989) karttakuvaan, jota geologi Asko Kontinen on muokannut. Raportin ensimmäisen version laati Jorma Paavola ja sitä ovat sen jälkeen täydentäneet

ja muokanneet pääasiassa Perttu Mikkola ja Esa Heilimo. Olli Äikäs laati alueen uraanipotentiaalia käsittelevän yhteenvedon ja Tapio Halkoaho osallistui vihreäkivijaksoja, mafisia–ultramafisia intrusioita sekä alueen nikkeli- ja platinaryhmän metallipotentiaalia käsittelevien osien laadintaan. Erikoistutkija Hannu Huhma yhdessä GTK:n isotooppilaboratorion henkilöstön (Arto Pulkkinen, Tuula Hokkanen, Leena Järvinen, Matti Karhunen, Mirja Saarinen, Yann Lahaye, Hugh O'Brien) kanssa suoritti isotooppinäytteiden esikäsittelyt, analytiikan ja raportoinnin. Erikoistutkija Pentti Hölttä valitsi eräiden iänmääritysnäytteiden (A1762, A1763, A1764, A1768) paikat. Geofyysikko Aimo Ruotsalainen prosessoi liitteen 3 magneettisen kartan GTK:n matalalentoaineistosta.

Näytteistä tehdyt ohuthieet on valmistanut Keijo Kinnunen yhdessä hielaboratorion työntekijöiden kanssa. Antti Mäkelä on vastannut havaintokantojen tarkastuksesta ja korjaamisesta sekä maastotallentimien ylläpidosta. Mauri Luukkonen on suorittanut petrofysiikan mittaukset ja osallistunut näytteiden esikäsittelyyn, sekä vuoden 2012 aikana liitekarttojen viimeistelyyn julkaisukelpoiseksi. Jyrki Kokkonen on muokannut liitekartoissa käytetyt pohjakartat maanmittauslaitoksen materiaalista. Liitekarttojen ja geokemian diagrammien ulkoasuista ovat vastanneet tutkimusavustajat Terttu Muraja ja Ritva Jokisaari. Raportin liitteineen ennakkotarkasti erikoistutkija Mikko Nironen. Kielentarkastuksen suoritti sekä suomen että englannin osalta Mikko Pitkänen.

2.4 Aineisto, tallennusmenetelmät ja arkistointi

Tutkimusten yhteydessä tehtiin 16 250 uutta paljastumahavaintoa (taulukko 1, kuva 2), jotka koko projektin ajan tallennettiin maastotallentimilla ja GTK:n Kapalo-tallennusohjelmalla. Lisäksi projektin aikana tutkimusalueelle kairattiin 11 kairareikää (taulukko 2) pääosin peitteisten geofysiikan anomalioiden selvittämiseksi. Lisäksi on hyödynnetty soveltuvin osin aiempia käytettävissä olleita karttoja ja paljastuma- ja kairareikähavaintoja. Ennen vuotta 2007 tehtyjä paljastumahavaintoja on GTK:n tietokannoissa noin 3 000 kappaletta ja Outokumpu Oy:n malminetsinnän aineistoissa noin 1 200. GTK:n toimesta tutkimusalueelle oli

aiemmin kairattu yhteensä 81 kairareikää, yhteispituudeltaan noin 6 300 m.

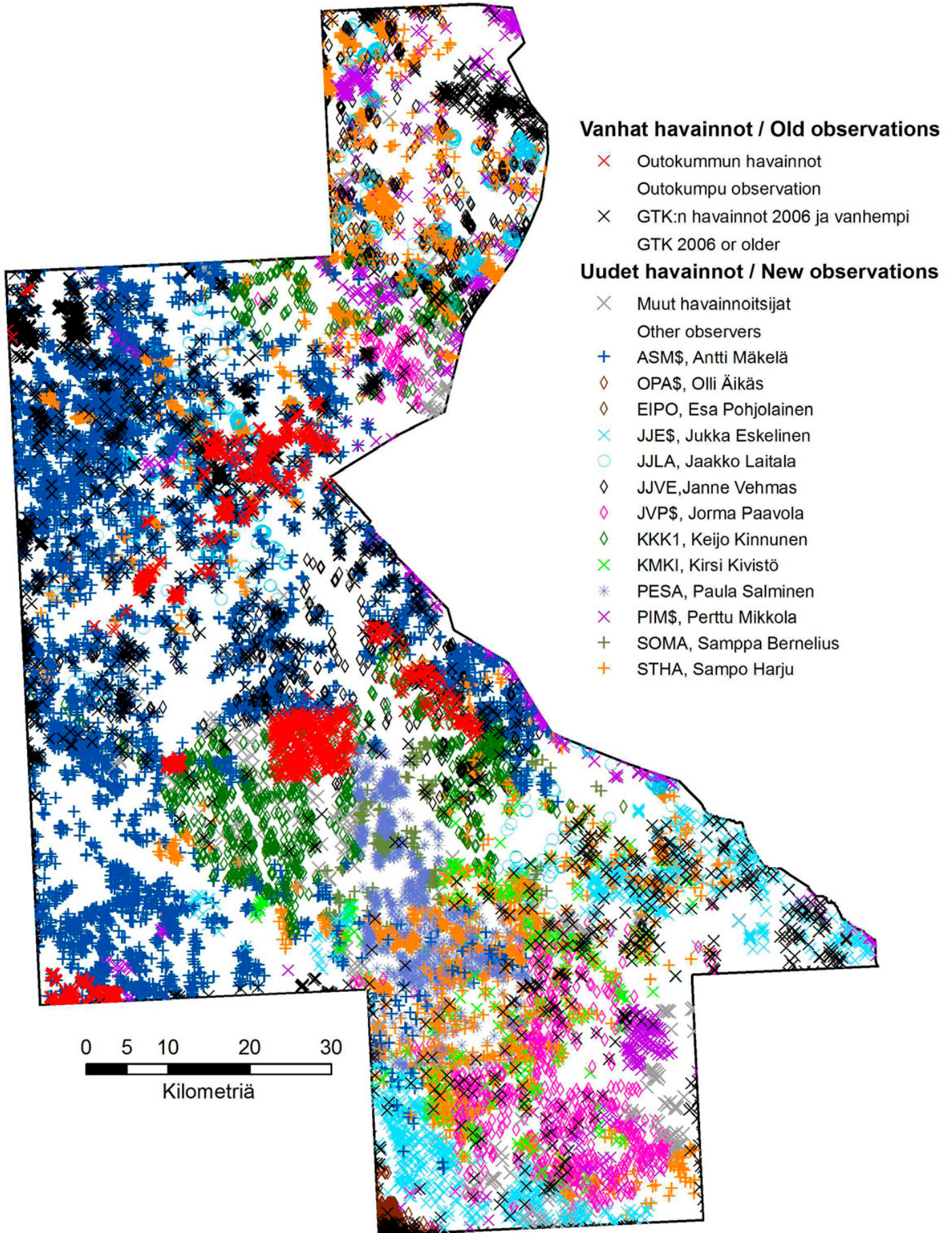
Geofysikaalisilla matalalentoaineistoilla, varsinkin magneettisella kartalla (liite 3) on ollut merkittävä osuus etenkin heikosti paljastuneiden alueiden karttakuvaa laadittaessa. Raportin liitteenä 1 oleva kartta siirretään osaksi DigiKP:ta vuoden 2013 aikana. Tietokantapäivitys tulee joissain kohdissa olemaan tarkempi kuin 1:200 000 -mittakaavainen liitekartta, jolla pienimpiä kivilajiyksiköitä ei ollut mahdollista esittää. Liitekartalla esitettyihin tektonisiin havaintoihin on tehty +8° korjaus, joka on alueen keskimääräinen kokonaiskorjaus.

Taulukko 1. Kenttätöihin osallistuneet henkilöt, heidän nimimerkinsä ja vuosittaiset havaintomääränsä työalueelta.
 Table 1. Persons who participated in the field work, their initials and yearly number of observations in the area.

Nimi	Nimimerkki	2007	2008	2009	2010	2011	2012	Yhteensä
Antti Mäkelä	ASM\$	704	1611	1430	1111	756	8	5620
Esa Pohjolainen	EIPO				128			128
Esa Heilimo	EPHE	82				55		137
Jukka Eskelinen	JJE\$	256	569					825
Jaakko Laitala	JJLA				577	428		1005
Janne Vehmas	JJVE				580	410		990
Jorma Paavola	JVP\$	174	358	180	98			810
Keijo Kinnunen	KKK1	251	402	374	298	75		1400
Kirsi Kivistö	KMKI			490				490
Marjaana Ahven	MAAH					37		37
Olli Äikäs	OPA\$					214		214
Paula Salminen	PESA	457	538					995
Perttu Mikkola	PIM\$			211	234	102	33	580
Reino Kesola	ROK\$			20				20
Samppa Bernelius (o.s. Mäkelä)	SOMA	211						211
Sampo Harju	STHA		524	504	818	772		2618
Tuomo Turunen	TTU\$					170		170
	Yhteensä	2135	4002	3209	3844	3019	41	16250

Taulukko 2. Tutkimusten aikana kairattujen kohteiden nimet, kairausvuosi, karttalehti, reikien lukumäärä ja yhteispituus.
 Table 2. Names of the targets drilled during the project, drilling year, map sheet numbers, number of holes drilled and total length.

Kohde	Vuosi	Karttalehti	Reikien lkm	Reikien yhteispituus
Lummesuo	2010	Q534	3	374,1
Suolameri	2011	P543	2	310,8
Kuohatti	2012	Q531	6	827,4
		Yhteensä	11	1512,3



Kuva 2. Paljastumahavaintojen jakaantuminen tutkimusalueella ja niiden tekijät.
Figure 2. Location of bedrock observations in the study area and the observers.

GTK:n kotisivuilla jaettavaan sähköiseen liitteeseen on koottu kaikkiaan 384 aiemmin julkaisematonta analyysia, jotka on tehty tämän tai alueella aiemmin toimineiden malminetsintähankkeiden (Pietikäinen ja muut 2005, Halkoaho & Niskanen 2006, Halkoaho et al. 2012) toimesta. Kaikkien näiden analyysien ottopaikat on esitetty karttaliitteessä 2. Liitteessä 4 on esitetty osa näistä analyyseistä. Analyysit on tehty pääosin Labtium Oy:ssä, mutta joitain vanhempia analyysejä on tehty GTK:n geokemian laboratoriossa ennen sen yhtiöittämistä. Pääalkuaineet ja osa hivenalkuaineista on määritetty käyttäen XRF-menetelmää (röntgenfluoresenssi, Labtium-koodi 175X) ja suurin osa hivenalkuaineista ICP-MS-menetelmällä (induktiivisesti kytketty plasma-massaspektrometri, Labtium-koodi 308M). Kulta ja platinaryhmän alkuaineita on analysoitu fire-assay-menetelmillä (Labtium-koodit 704 ja 714). Käytettyjen analyysimenetelmien kuvaukset löytyvät julkaisusta Rasilainen ja muut (2007) ja Labtium Oy:n koti-sivuilta. GTK:n kalliogeokemiaprojektin (Rasilainen ja muut 2007) alueelta tekemää 127 kokokivianalyysia havaintolomakkeineen on käytetty tämän raportin laadinnassa. Liitteessä 5 on esillä ko. tietokannasta hyödynnetyt analyysit ja se mihin kivilajiyksikköön niiden on tulkittu kuuluvan. Iänmääritykset on tehty GTK:n isotooppi-

laboratoriossa ja Suomen Isotooppi-geologian Laboratoriossa Espoossa.

Tutkimusten aikana tehdyt hieet arkistoidaan GTK:n Kuopion hiarkistoon. Lopen arkistoon toimitetaan palat kaikista näytteistä joista on teetetty hie ja/tai analyysi. Projektikartan tiedostot tallennetaan GTK:n Geodata-verkkolevyille. Liitteessä 6 on esitetty tämän ja osin aiempien tutkimusten perusteella määritellyt tai tarkennetut kivilajiyksiköt, jotka tullaan tallentamaan Finstrati-tietokantaan käytettäväksi DigiKP:n arvolistoissa.

Tässä raportissa ja kartalla on käytetty syväkivien osalta Streckeisenin (Le Maitre 2002) kivilajiluokittelua. Vulkaanisista kivistä on käytetty koostumusperusteista jaottelua ultraemäksinen ($\text{SiO}_2 < 45\%$), emäksinen ($\text{SiO}_2 = 45\text{--}52\%$), intermediäärinen ($\text{SiO}_2 = 52\text{--}63\%$) ja hapan ($\text{SiO}_2 > 63\%$), lisäksi on erotettu komatiittiset koostumukset ($\text{SiO}_2 < 52\%$, $\text{MgO} > 18\%$, $\text{TiO}_2 < 1\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$). Sedi-menttikivien osalta nimeäminen on tapahtunut koostumus- ja rakennepohjaisesti North American Geological Map Data Modelin (NADM) mukaan vakiintuneet kansalliset käytännöt huomioiden ottaen. Etuliitettä meta- ei ole käytetty koska kaikki alueen kivet ovat metamorfoituneet jossain geologisen kehityksen vaiheessa. Ainoana poikkeuksena ovat lähtöpaikaltaan tuntemattomat sedimenttikivilohkareet.

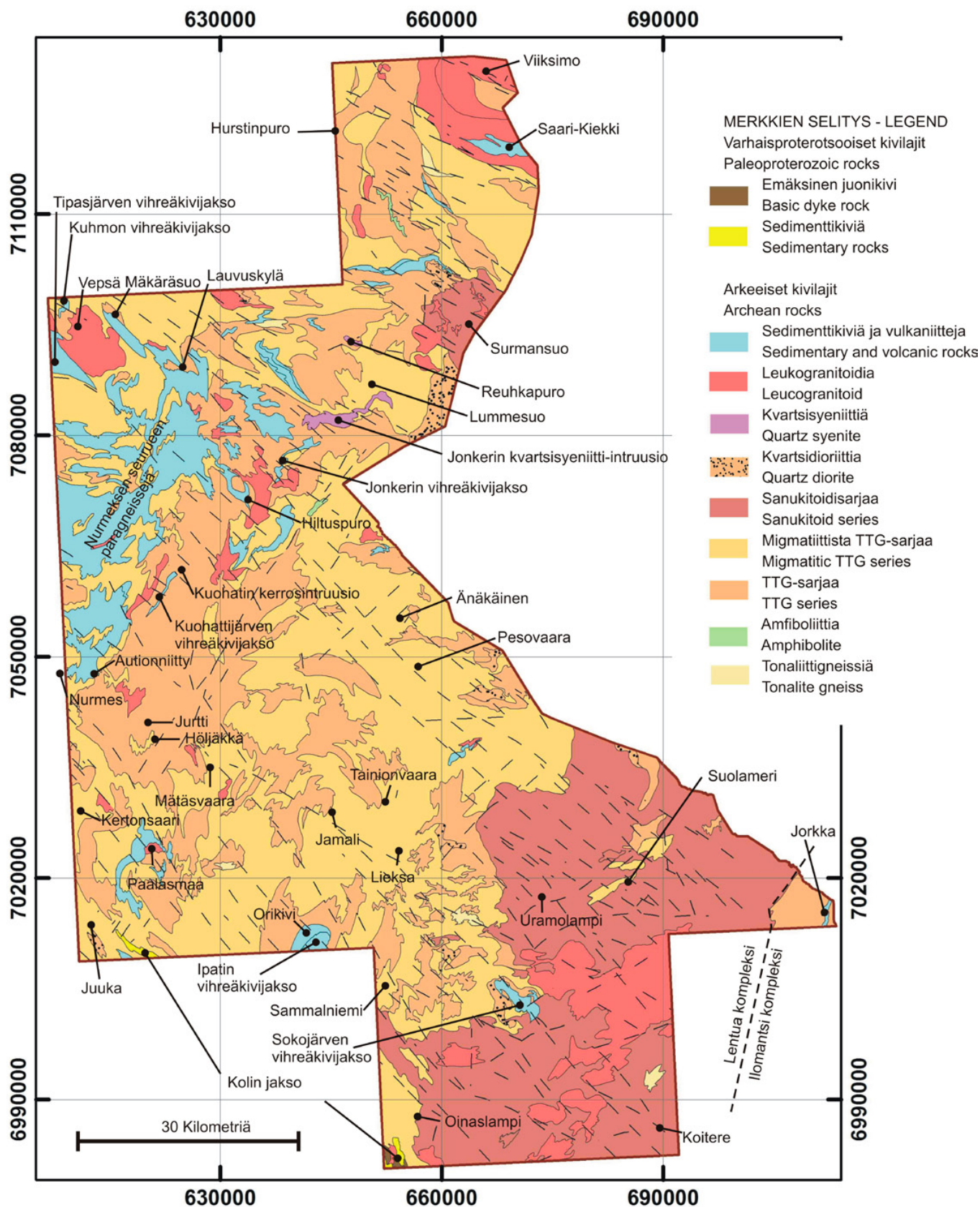
3 GEOLOGISET YLEISPIIRTEET

Tutkimusalue sijaitsee Fennoskandian kilvellä ja pääosa siitä kuuluu arkeisen Karelia-provinssin Lentuan kompleksin eteläosiin (Hölttä ja muut 2012a). Koitereen granodioriitin takainen kaakkoiskulma kuuluu Ilomantsin kompleksiin (kuva 3). Lentuan kompleksin osalta alue voidaan jakaa karkeasti kolmeen pääosaan. Eteläisin koostuu senukitoideuseurueeseen kuuluvasta Koitereen alueen porfyirisestä granodioriitista (2,72 Ga), jossa on vaihtelevan kokoisia (< 7cm), osin omamuotoisia kalimaasälpähajarakeita. Kivi on pääasiassa punertavan harmaata, vaihtelevasti suuntautunutta ja kalimaasälpä on sekundääristä mikroklina. Paikoin granodioriitti on säilyttänyt erittäin hyvin primääripiirteensä ja on voimakkaan magneettista, tumman ruskehtavaa, pyrokseenia sisältävää ja deformatiota syväkiveä, jossa hajarakeet ovat ortoklaasia. Nämä hyvin säilyneet osat erot-

tuvat paikallisina positiivisina anomalioina aeromagneettisilla kartoilla intruusion pääosista, joissa proterotsooinen hydrautumisen on hajottanut magnetiittia. Myös muut mineraalit ovat vaihtelevasti uudelleen kiteytyneitä.

Paalasmaalta, Lieksan kautta Kuhmon itäosiin ulottuva toinen pääosa koostuu enimmäkseen erilaisista TTG-sarjan (tonaliitti, trondhemiitti, granodioriitti) syväkivistä (Haasianvaaran seurue) tai tonaliittisista migmatiiteista ja gneisseistä. Iältään ne ovat 2,84–2,75 Ga. Tämän alueen itälaidalla on alueita, joissa korkean metamorfoosiasteen mineraaliseurueet ovat vaihtelevasti säilyneinä. Koko tonaliittivaltaisella alueella amfiboliittiset raidat ja sulkeumat ovat yleisiä ja niiden koko vaihtelee senteistä muutamaan kilometriin.

Kolmannen pääosan, Paalasmaan saaristos-ta Kuhmon eteläosiin, alueella esiintyy runsaasti



Kuva 3. Alueen kallioperän yleispiirteet, sekä eräiden geologisten yksiköiden ja tekstissä käytettyjen paikannimien sijainti. Kartta yksinkertaistettu liitteestä 1.

Figure 3. General features of the bedrock in the study area. Also shown are the locations of certain geological units and place names referred to in the text. Map simplified from appendix 1.

Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissia edellisen vyöhykkeen kivilajien lisäksi. Biotiittiparagneissit ovat vaihtelevasti migmatisoituneita ja niihin liittyy yleisesti valkea leukograniittinen, usein pegmatiittinen neosomi, joka monin paikoin muodostaa laajempiakin yhtenäisiä alueita.

Kolin alueen varhaisproterotsooiset sedimentit tutkimusalueen lounaiskulmassa kuuluvat arkeisen mannerkuoren päälle kerrostuneeseen Karelia-superryhmään (2,5–1,9 Ga). Niihin sekä arkeiseen pohjaan kontaktin läheisyydessä tunkeutuneet kerrosjuonet kuuluvat Kolin kerrosjuoniseurueeseen. Tutkimusalueella esiintyy leikkaavia varhaisproterotsooisia diabaasi-juonia, kuten koko Karelia-provinssin alueella. Tutkimusalueen juonista on tehty vain yksi iänmääritys, mutta muualta tehtyjen ajoitusten perusteella juonien voidaan olettaa olevan iältään 2,45–1,97 Ga:n välillä (Vuollo & Huhma 2005). Niissä havaittavat deformaatiot ja primäärimineraalien retrogradiset muutokset ovat proterotsooisia.

Tutkimusalueen proterotsooiset muodonmuutokset ovat lähinnä hiertovyöhykkeissä tapahtuneita ja vähäisiä verrattuna Pielisen länsipuolisen kallioperän läpikotaiseen deformaatioon (Luukkonen 2005, Paavola 2006). Kuitenkin alueella on

tapahtunut lähes kaiken kattava mineraalien hydroutuminen ja uudelleen kiteytyminen. Arkeiset mineraaliseurueet ovat säilyneet vain muutamilla alueilla Venäjän rajan tuntumassa, näillä alueilla myös diabaasit ovat säilyttäneet magmaattisen mineralogiansa. Proterotsooiselta hydroutumiselta välttyneet alueet erottuvat tavallisesti magneettisella kartalla positiivisina anomalioina, ja ne ovat Venäjän puolella sijaitsevan Tuloksen granuliitti-alueen läntisiä osia.

Arkeiselle pohjalle tyypillisesti maasto on alueella muodoltaan melko loivapiirteistä ja paikalliset korkeuserot ovat useimmiten korkeintaan 50–70 metriä. Loivapiirteisen kumpuilun lisäksi maisemaa leimaavat paikoin kaakko-luodesuuntaiset ruhjelaaksot, joiden terävyys ja syvyys vaihtelevat. Keskimääräinen korkeus merenpinnasta vaihtelee Kuhmon ja valtakunnan rajan noin 200 mpy:stä Pielisen pinnan tasoon (keskikorkeus 93,7 mpy), joka on samalla myös alueen matalin kohta. Tutkimusalueen korkein kohta on Kuhmon itäosissa sijaitseva Pihlajavaara (Q5433B), jonka korkeus merenpinnasta on 307 metriä. Paljastumaolosuhteiden vaihtelevuus selviää hyvin paljastumahavaintojen jakautumista esittävästä kuvasta 2.

4 KIVILAJIT

4.1 Arkeiset kivilajit

4.1.1 Arkeiset migmatiitit

4.1.1.1 Amfiboliitit

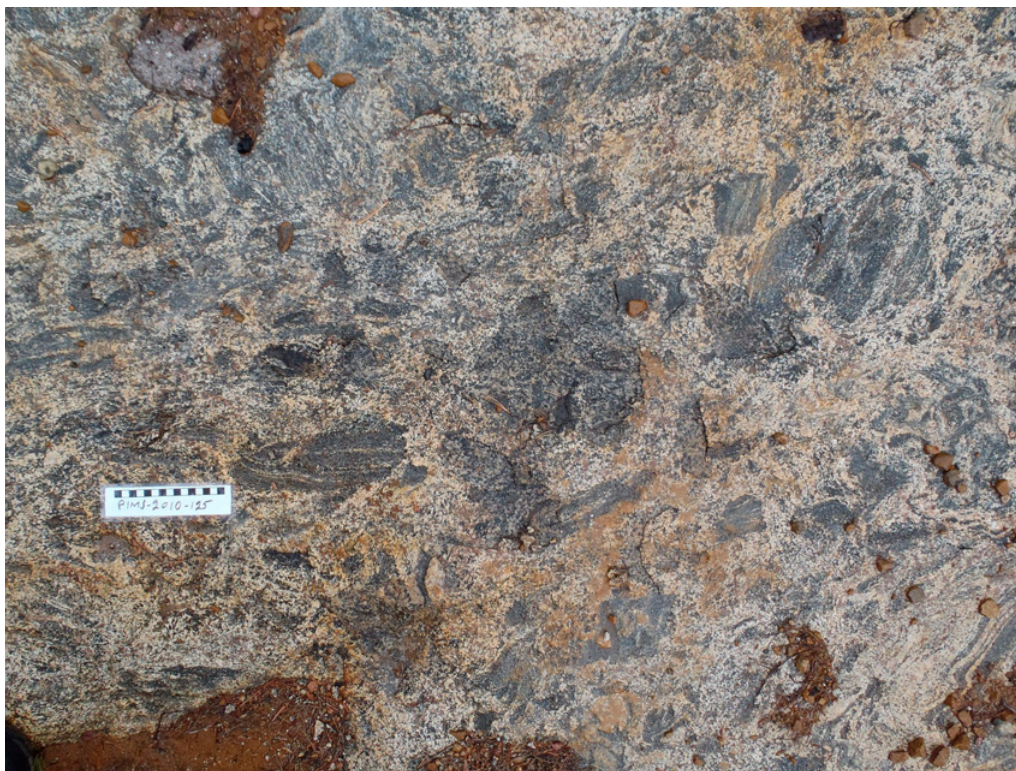
Amfiboliitti esiintyy yleisesti vaihtelevan levyisinä raitoina ja erityyppisinä sulkeumina alueen muissa kivilajeissa, mutta paikoin se muodostaa myös laajempia yhtenäisiä alueita. Yksikköluokituksessa ne ovat erillisenä litodeemina. Amfiboliitit ovat yleensä raitaisia, trondhemiittisen kvartsi-plagioklaasineosomin suonittamia, breksioimia tai muulla tavoin migmatoimia (kuvat 4–6), mutta neosomi voi puuttuakin ja kivi olla melko homogeenista (kuvat 7–8). Rakenne on granoblastista ja vaihtelee pienirakeisesta keskirakeiseen, mutta myös karkearakeisia silmäkkeitä esiintyy. Amfiboliitit koostuvat valtaosin sarvivälkkeestä ja plagioklaasista. Muuttumistuloksina on lähinnä biotiittia ja vaaleaa amfibolia. Aksessorisina mineraaleina tavataan kiisumineraaleja, apatiittia ja zirkonia. Alueilla, joilla kallioperä on säästynyt

proterotsooiselta hydroutumiselta, kuten itärajan tuntumassa, ovat nämä kivet tyypillisiä kahden pyrokseenin amfiboliitteja. Tällöin tumma sarvivälke ja sekä klino- että ortopyrokseeni ovat paikoin terveitä (kuva 9), granaatti kuitenkin puuttuu näistä amfiboliiteista.

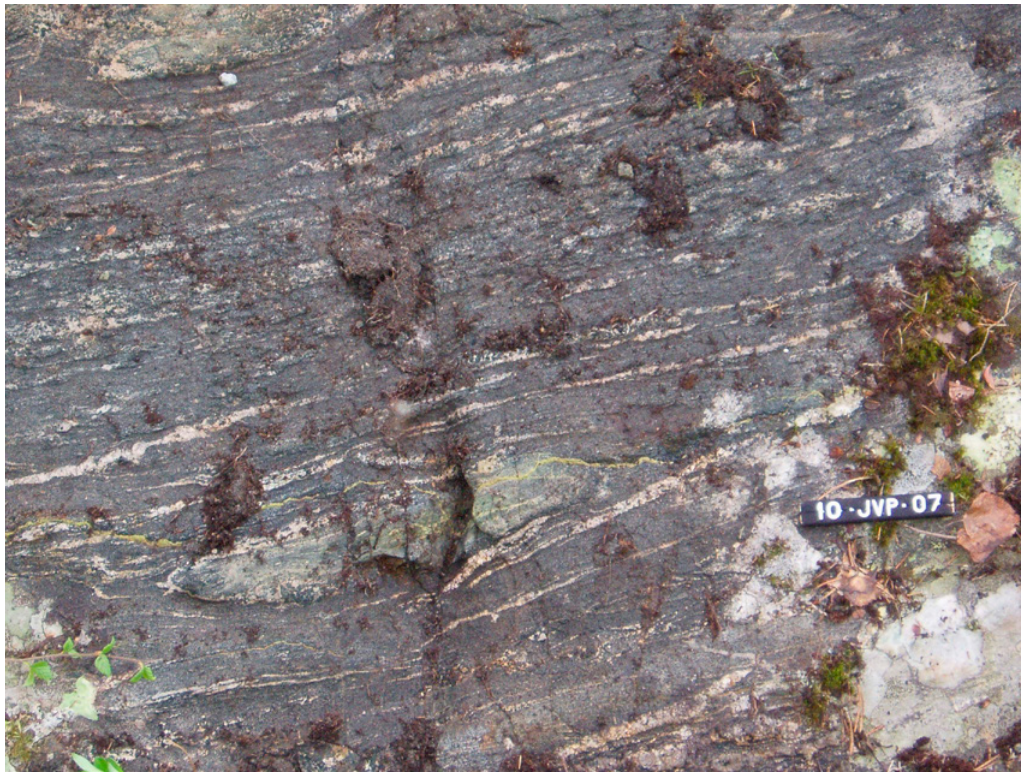
Primäärirakenteiden puuttuessa amfiboliittien alkuperästä (intruusio, juoni vai vulkaniitti) voidaan esittää vain koostumukseen ja kivilaji-assosiaatioihin perustuvia päätelmiä. Luultavasti kaikki kolme vaihtoehtoa on edustettuina. Kartalla on esitetty amfiboliitteina ne yksiköt, joiden yhteydestä ei ole tavattu selkeitä sedimenttikiviä välikerroksena, ja ne, joissa on tavattu, on esitetty vulkaniitteina. Tällä jaottelulla amfiboliittien ja arkeisten vulkaniittien koostumuksissa ei ole havaittavissa selviä eroja. Amfiboliittien kemiallista koostumusta käsitellään vulkaniittisten kivilajiyksikköjen yhteydessä.



Kuva 4. Breksiarakenteinen migmatiittinen amfiboliitti, jonka murtokappaleet ovat heikosti raitaisia. Havaintokohde PIM\$-2010-125 (Q5431C, E=650 159, N=7098 504). Mittakaavassa cm-asteikko. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.
Figure 4. Breccia structure in migmatitic amphibolite and weakly banded fragments at observation location PIM\$-2010-125. Scale with cm division. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 5. Haamumainen lautterakenteinen migmatiittinen amfiboliitti havaintokohteella PIM\$-2010-125 (Q5431C, E=650 159, N=7098 504). Mittakaavassa cm-asteikko. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.
Figure 5. Nebulitic schollen structured migmatitic amphibolite at observation location PIM\$-2010-125. Scale with cm division. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 6. Raitaista amfiboliittia havaintokohteella JVP\$-2007-10 (P5433E, E=682 197, N=7007 884). Mittakaavan pituus 10 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 6. Banded amphibolite at observation location JVP\$-2007-10. Length of the scale bar 10 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



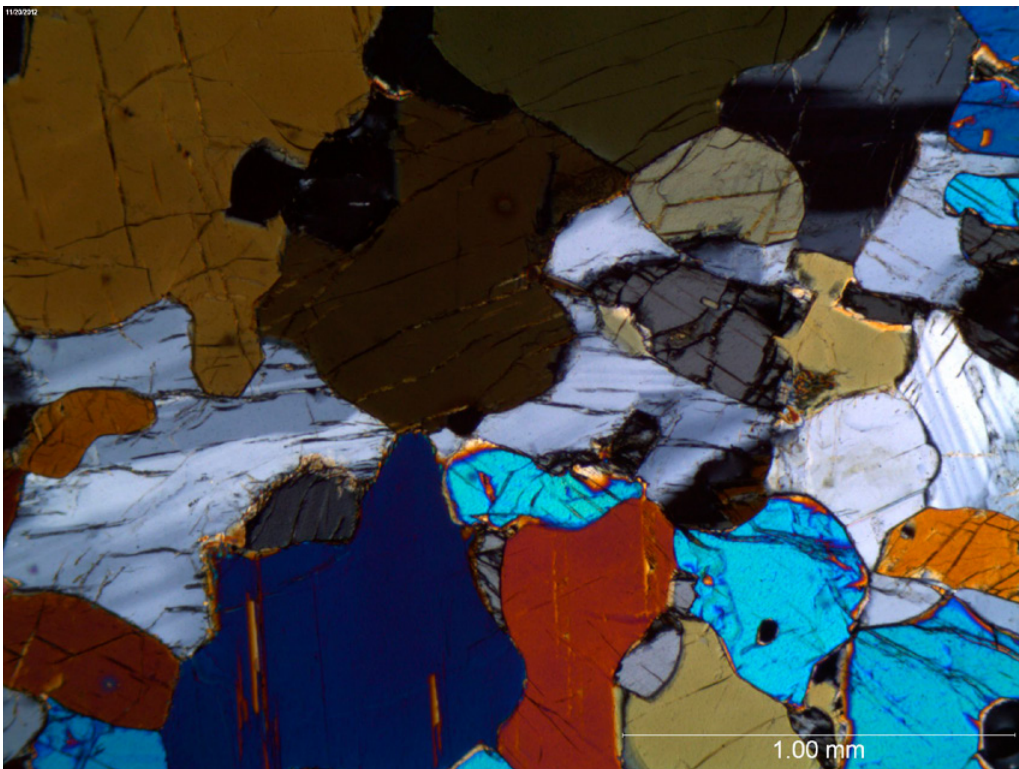
Kuva 7. Poimuttunutta, melko homogeenista ja heikosti migmatisoitunutta amfiboliittia havaintokohteella PIM\$-2009-85 (Q5441A, E=649 899, N=7122 247). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 7. Folded, relatively homogeneous and practically unmigmatized amphibolite at observation location PIM\$-2009-85. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 8. Leucogranitoidijuoni leikkaa juonimaista amfiboliittia, joka puolestaan leikkaa voimakkaasti suuntautunutta TTG-sarjan tonaliittia havaintokohteella JJE\$-2008-91 (P6212E, E=707 601, N=7015 875). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Jukka Eskelinen, GTK.

Figure 8. Leucogranitoid dyke crosscuts an amphibolite dyke cutting strongly oriented TTG-series tonalite at observation location JJE\$-2008-91. Length of the compass 12 cm. Photo: Jukka Eskelinen, GTK.



Kuva 9. Orto- ja klinopyrokseenia sisältävä amfiboliitti havaintokohteelta ASM\$-2008-1165 (Q5331E, E=658 047, N=7055 835). Nikolit ristissä. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 9. Two-pyroxene amphibolite from observation location ASM\$-2008-1165. Crossed nicols. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

4.1.1.2 Tonalittigneissit

Tonalittigneisseiksi on kutsuttu voimakkaasti migmatisoituneita ja deformatuneita keskiraakei-

sia kiviä, joiden lähtökiveä (protoliittia) ei voida varmuudella maastossa tai hieestä määrittää (kuvat 10–11). Näiden kivien mineraloginen koos-



Kuva 10. Amfiboliittiraitainen ja heikosti migmatisoitunut tonalittigneissi havaintokohteella PIM\$-2009-8 (Q5341D, E=652 239, N=7084 281). Tummana mineraalina on biotiitti, jonka määrä paleosomissa vaihtelee. Vasenkätisiin siirroksiin on tunkeutunut leukogranitoidista ainesta. Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 10. Relatively weakly migmatised tonalite gneiss with amphibolite bands at observation location PIM\$-2009-8. Dark mineral is biotite, the amount of which varies in the paleosome. Left-lateral faults are intruded by leucogranitoid material. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 11. Voimakkaasti migmatisoitunut tonalittigneissi havaintokohteella PIM\$-2009-76 (Q5432G, E=665 819, N=7115 145). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 11. Strongly migmatised tonalite gneiss at observation location PIM\$-2009-76. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

tumus on karkeasti tonaliittinen ja niitä esiintyy koko tutkimusalueella pienehköinä osueina. Yksikköluokittelussa ne ovat erillisenä litodeemina. Kiville ominaista ovat amfiboliittiset raidat ja/tai pyöreähköt amfiboliittiset sulkeumat. Tonaliittigneissien joukossa on luultavasti pitkälle sulaneita TTG-sarjan syväkiviä, amfiboliitteja ja paragneissejä. Lähtökivien erottelu on luonnollisesti tulkinvarainen ja riippuu mm. alueen paljastumalosuhteista. Migmatiittiset rakenteet vaihtelevat raitaisesta phlebiittisen kautta nebuliittiseen. Mikrokooppinen rakenne on vaihtelevasti suuntautunut ja granoblastis-lepidoblastinen. Tummana mineraalina esiintyy vaihtelevasti biotiittia ja sarvivälkettä, muut päämineraalit ovat plagioklaasi ja kvartsi sekä paikoin sekundäärinen epidootti. Aksessorisina esiintyvät kalimaasälpä, titaniitti, apatiitti, muskoviitti, opaakit, karbonaatti, kloriitti, rutiili ja zirkoni. Tonaliittigneissien mineralogia ja rakenne vaihtelee suuresti pienelläkin alueella. Tästä pienimittakaavaisen heterogeenisuudesta johtuen tyyppistä ei ole tehty kokokivianalysejä.

4.1.2 Arkeiset syväkivet

4.1.2.1 TTG-sarjan granitoidit ja migmatiitit, Haasianvaaran seurue

Pääosa alueen kallioperästä koostuu arkeiselle pohjalle tyypillisesti harmaan eri sävyisistä ja vaihtelevasti suuntautuneista ja migmatisoituneista TTG-sarjan syväkivistä (kuva 12), jotka kuuluvat Haasianvaaran seurueeseen. Liitekartalla migmatiittiset ja migmatisoitumattomat alueet on eroteltu, mutta kartan käyttäjän tulee muistaa, että raja perustuu kartoittajien havaintopaikasta tekemään arvioon. Lisäksi migmatiittiuutumisaste vaihtelee kaikissa mittakaavoissa metreistä kymmeneen kilometriin; pääosin migmatiittiselta alueelta voi löytää täysin migmatisoitumattomia kiviä ja päinvastoin. Samoin rajanveto voimakkaasti migmatisoituneen TTG-sarjan kiven ja tonaliittigneissin välillä on tulkinvarainen. TTG-sarjan kivissä esiintyy tyypillisesti amfiboliittisiä sulkeumia (kuva 13), jotka ovat boudinoituneita arkeisia juonia tai sivukivien kappaleita.



Kuva 12. Migmatisoitumatonta, suuntautunutta ja erisuuntaisten leukogranitoidijuonien leikkaamaa TTG-sarjan tonaliittia havaintokohteella JJE\$-2007-9 (P5432A, E=644 536, N=7015 673). Hauen pituus 60 cm, pää osoittaa pohjoiseen. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 12. Oriented, unmigmatized TTG series tonalite crosscut by leucogranitoid veins at observation location JJE\$-2007-9. Length of the pike 60 cm, head points to the north. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 13. Voimakkaasti suuntautunutta TTG-sarjan granodioriittia havaintokohteella ASM\$-2007-20 (P5414B, E=624 591, N=7020 766), ikänäytteen A2072 ottopaikalta. Ohuet leucograniittjuonet leikkaavat tummempia, linssimäisiä amfiboliittisulkeumia ja granodioriitin suuntausta. Kaikki kivilajit ovat poimuttuneet. Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 13. Strongly foliated TTG series granodiorite at observation location ASM\$-2007-20, the sample location for age sample A2072. Leucogranite veins crosscut lenticular darker amphibolite enclaves and foliation in the granodiorite. All rock types are folded. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

TTG-sarjan kivien tyypillinen raekoko on 1–2 mm ja primäärirakenteet ovat vaihtelevasti säilyneitä. Osassa on säilynyt primääri hypidiomorfinen rakenne, mutta pääosa on vaihtelevasti uudelleen kiteytynyt ja erilaiset granoblastiset ja muurilaastirakenteet ovat tyypillisiä. Päämineraaleina on aina plagioklaasi ja kvartsi, paikoin myös kalimaasälpä, sekä vaihtelevasti biotiitti ja/tai sarvivälke. Itärajan lähistöllä alueilla, joissa TTG-sarjan kivet ovat säilyttäneet arkeeseen korkean metamorfoosiasteen mineraalikoostumuksen, esiintyy myös klino- ja/tai ortopyrokseenia. Nämä kivet erottuvat paljastumilla ruskehtavan sävynsä ja geofysiikan kartoilla aiheuttamansa positiivisen magneettisen anomalian vuoksi. Korkean metamorfoosiasteen TTG-kivissä primääri arkeinen kvartsi on kookkaina, tyypillisesti vahvasti aaltosammuvina rakeina ja plagioklaasille ovat ominaisia kulmikkaat antipertiittiläikut. Pyrokseenit ovat vaihtelevasti muuttuneet amfiboliitiksi (uraliittiutuneet), mutta terveitäkin arkeisia mineraaliseurueita esiintyy. Täysin hydratumattomia kahden pyrokseenin enderbiittisiä

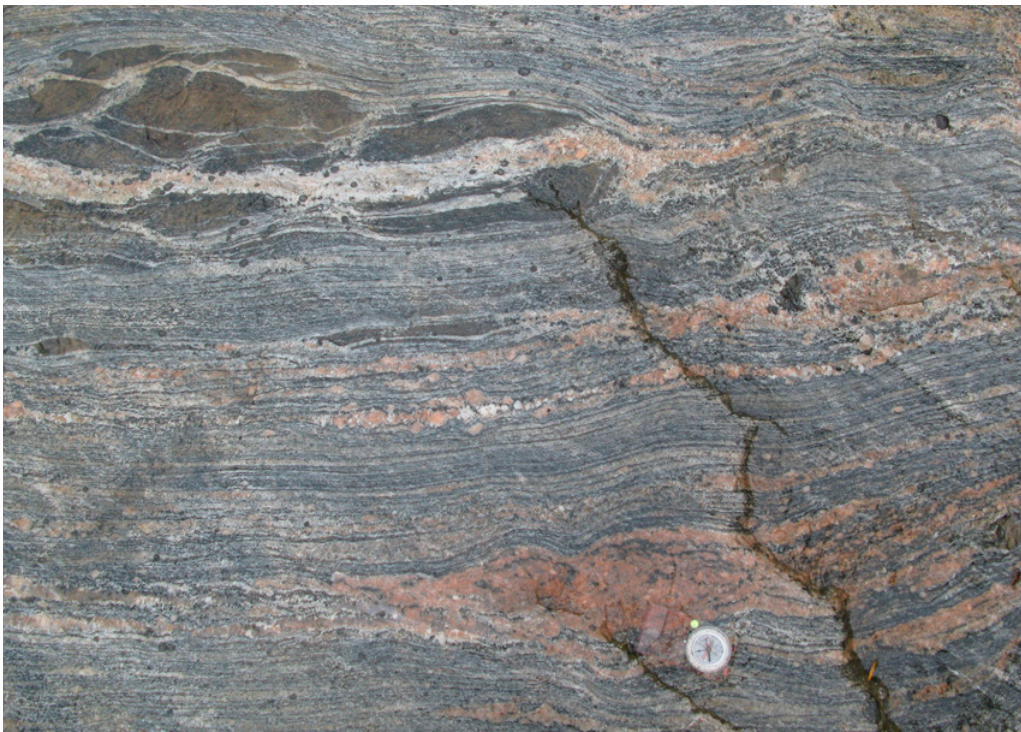
kiviä on mm. Kaiturinvaaran–Ikononvaaran alueella (P5442–P5444). Tavallisia aksessorisia mineraaleja ovat epidootti, serisiitti, kloriitti, apatiitti, titaniitti, karbonaatti, opaakki, zirkoni ja allaniitti. Näistä kolme ensimmäistä puuttuvat paremmin säilyneistä osista ja ovat paikoin retrograadisesti muuttuneissa kivissä päämineraaleja.

Huomattava osa TTG-sarjan syväkivistä on vaihtelevasti migmatisoituneita. Leukosomi on useimmiten leukograniittinen tai -granodioriittinen, paikoin trondhjemittinen. Tyypillinen migmatiittirakenne on voimakkuudeltaan vaihteleva raitaisuus (kuvat 14–15), joka on usein poimuttunut. Leukosomiraitojen reunoilla havaittavat, lähinnä biotiitista koostuvat tummat melanosomit osoittavat, että sulan muodostus on ainakin osin ollut paikallista eikä pelkästään sulan injektoitumista. Migmatiittien mesosomit ovat mineralogialtaan samankaltaisia migmatisoitumattomien versioiden kanssa. Niiden rakenne on keskimäärin suuntautuneempi ja primääriset syväkivirakenteet käytännössä puuttuvat. Leukosomit ovat vaihtelevasti deformatuneita, usein hieman karkeampia



Kuva 14. Migmatiittista ja poimuttunutta tonaliittia, jota leukogranitoidi leikkaa havaintokohteella PIM\$-2009-118 (Q5431F, E=659 733, N=7105 293). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 14. Folded migmatitic tonalite crosscut by leucogranitoid at observation location PIM\$-2008-118. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 15. Raitainen migmatiittinen tonaliitti havaintokohteella ASM\$-2008-1006 (Q5331B, E=649 968, N=7061 912), jossa raitaisuuden tasossa nuorempaa punertavaa leukogranitoidia ja boudinoituneita amfiboliittisulkeumia. Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Antti Mäkelä, GTK.

Figure 15. Banded migmatitic tonalite at observation location ASM\$-2008-1006, with amphibolite enclaves and younger reddish leucogranitoid veins parallel to the banding. Length of the compass 12 cm. Photo: Antti Mäkelä, GTK.

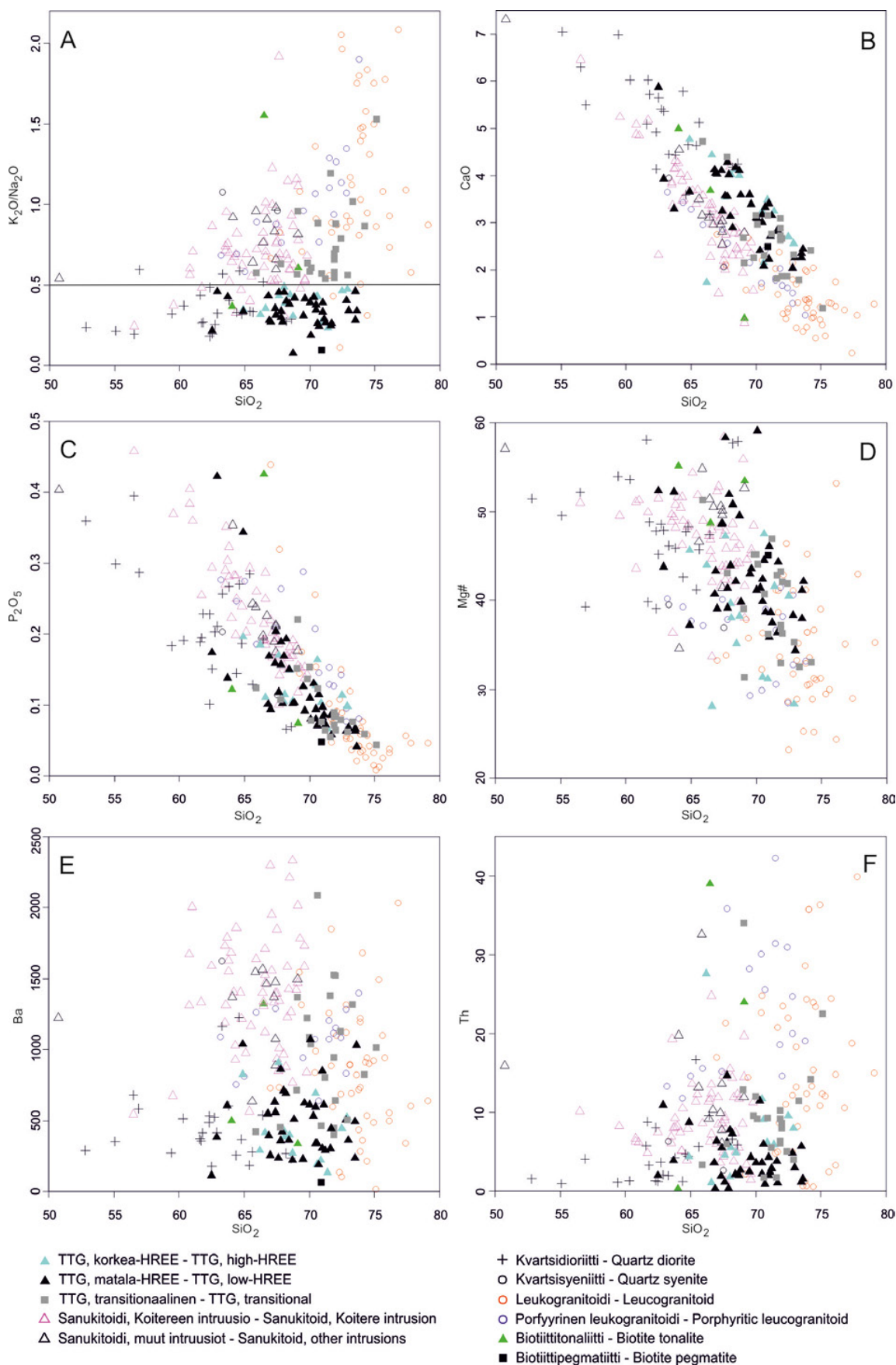
(3–5 mm) kuin mesosomit; ja päämineraaleina esiintyy vaihtelevasti kvartssia, plagioklaasia ja kalimaasälpää. Yleisin tumma mineraali on biotiitti, jota on usein niin vähän (<5 %), että IUGS:n luokittelujen mukaan leukosomit ovat leukokraattisia. Sekundääriseltä vaikuttavaa muskoviittia esiintyy monin paikoin.

Yhteistä kaikille TTG-sarjan kiville ovat korkeat SiO_2 -pitoisuudet ($\text{SiO}_2=62,5\text{--}75,1$ %, mediaani 70,2 %) ja leukokraattisuus ($\text{Fe}_2\text{O}_3t=1,5\text{--}5,8$ %, mediaani 3,0 %, $\text{Mg}\#=18,7\text{--}59,1$, mediaani 41,3) (kuva 16). Alkalimetallien pitoisuudet ovat erittäin vaihtelevia: $\text{K}_2\text{O}=0,4\text{--}4,8$ %, mediaani 1,4 % ja $\text{Na}_2\text{O}=2,4\text{--}6,5$ %, mediaani 4,6 %. Cr- ja Ni-pitoisuudet ovat useimmissa näytteissä alle määrittäysrajojen (<30 ppm ja <20 ppm). Geokemiallisesti TTG-sarjan kivet voidaan tutkimusalueella, kuten muuallakin Suomen arkeisella alueella (Halla ja muut 2009, Mikkola ja muut 2011a, Hölttä ja muut 2012b)), jakaa kolmeen ryhmään perustuen raskaiden harvinaisten maametallien (HREE = heavy rare earth element) pitoisuuksiin ja $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ suhteeseen ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ yli tai alle 0,5). Korkea HREE -ryhmä muodostuu näytteistä, joiden Yb_N on > 4,3 ja matala HREE -ryhmä näytteistä, joiden Yb_N on <4,5. Edellä mainituissa ryhmissä $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -suhde on alle 0,5, kun taas transitionaalinen TTG -ryhmä muodostuu näytteistä, joissa ko. suhde on yli 0,5. Alueen TTG näytteistä 38 kuuluu matala HREE -ryhmään, 22 transitionaalinen TTG -ryhmään ja 14 korkea HREE -ryhmään.

Matala HREE -ryhmän ($\text{Yb}_N<4,5$) REE-pitoisuudet ovat useimmiten voimakkaasti fraktioituneet ja kondriittinormalisoidun La/Yb ($(\text{La}/\text{Yb})_N$) suhteen mediaani on 18,0. Mitattujen Sm-, Eu- ja

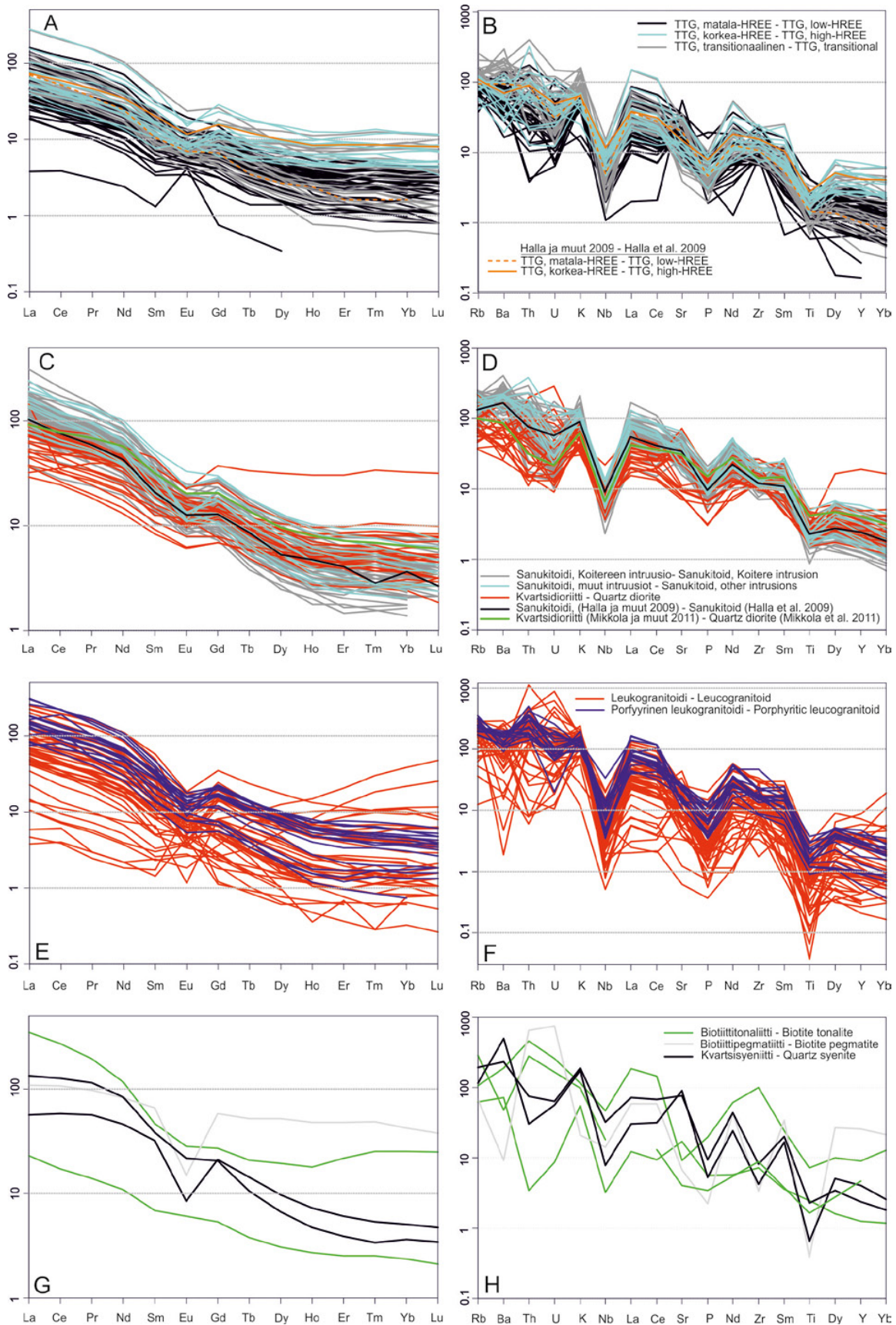
Gd-pitoisuuksien perusteella laskettu Eu-anomalia vaihtelee selvästi negatiivisesta voimakkaasti positiiviseen ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,6\text{--}4,2$), ollen tyypillisesti heikosti negatiivinen (mediaani 0,9). Voimakkaasti positiiviset anomaliat ovat näytteistä, joiden REE-pitoisuudet ovat tavallista matalampia (kuva 17A). Korkea HREE -ryhmässä REE-fraktioituminen on edellistä ryhmää heikompa ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ mediaani 9,0, kuva 17A) ja Eu-anomalia tyypillisesti negatiivinen (13 näytteessä 14:sta) mediaanin ollessa 0,7. Eri HREE-ryhmien kiviä ei pysty erottamaan toisistaan pääalkuaineiden eikä useimpien hivenalkuaineidenkaan perusteella (kuvat 16–18). Molempien LILE-pitoisuudet (Large Ion Lithophile Elements, suuri-ioniset litofilit alkuaineet) ovat erittäin vaihtelevia ja spider-diagrammilla on havaittavissa negatiiviset Nb-, P- ja Ti-anomaliat.

Transitionaalinen TTG -ryhmässä REE-fraktioituminen on vaihtelevaa ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=4,2\text{--}121,5$, mediaani 34,7) ja Eu-anomalia vaihtelee voimakkaasti negatiivisesta selvästi positiiviseen ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,3\text{--}1,4$), ollen useimmiten negatiivinen (mediaani 0,8). LILE-pitoisuudet ovat transitionaalissa TTG-näytteissä keskimäärin korkeampia kuin kahdessa muussa ryhmässä. Transitionaaliset TTG:t ovat keskimäärin hieman SiO_2 -rikkaampia kuin muut TTG -ryhmät (mediaani 71,7 % versus 68,6 ja 69,6 %), mutta sijoittuvat niiden kanssa samalle fraktioitumissuoralle (kuva 16). Matala HREE - ja korkea HREE -ryhmien CIPW-normin mukaiset mineraalikoostumukset ovat tonaliittisia ja trondhjemiittisia, kun taas transitionaaliset TTG:t ovat granodioriittisia-graniittisia (kuva 18C).



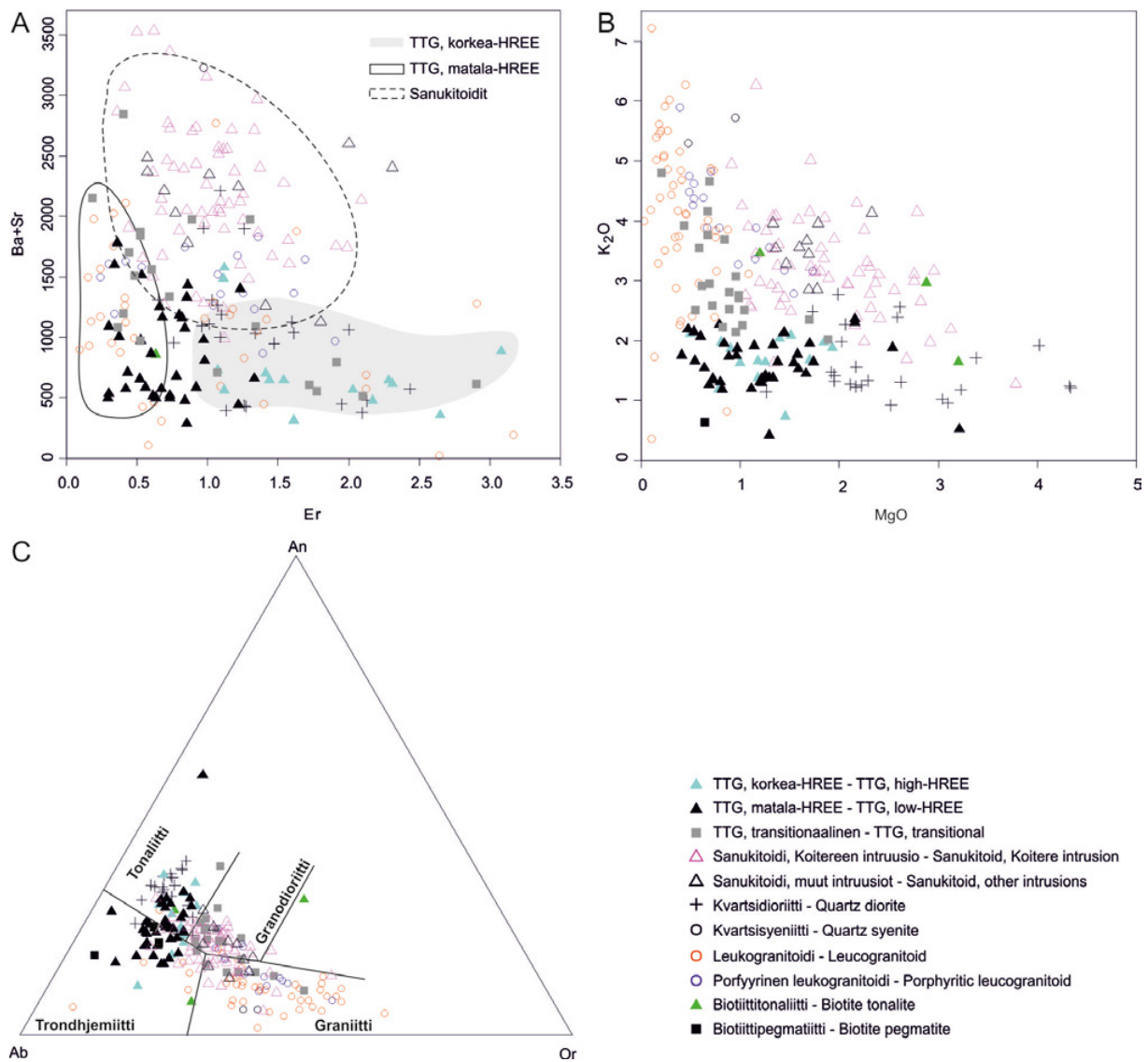
Kuva 16. Tutkimusalueen granitoidien koostumukset Harker-diagrammeilla. Uusien analyysien lisäksi näkyvissä alueelle sijoittuvat analyysit julkaisuista Rasilainen ja muut (2007) sekä Heilimo ja muut (2010).

Figure 16. Harker diagrams of the granitoids from the study area. In addition to the new analyses also analyses from Rasilainen et al. (2007) and Heilimo et al. (2010) are plotted.



Kuva 17. Tutkimusalueen granitoidien kondriittinormalisoidut REE-jakaumat ja primitiivisen vaipan suhteen normalisoidut spider-diagrammit. Kondriittiarvot Taylorin ja McLennanin (1985) mukaan ja primitiivinen vaippakoostumus julkaisusta Sun ja McDonough (1989).

Figure 17. Chondrite normalised REE diagrams and primordial mantle normalised spider diagrams of the granitoids from the study area. Chondrite values from Taylor and McLennan (1985) and primordial mantle values from Sun and McDonough (1989).



Kuva 18. Alueen granitoidit niiden koostumuseroja ilmentävillä diagrammeilla. A) Er versus Ba+Sr diagrammilla (Heilimo ja muut 2010) B) MgO versus K₂O diagrammilla C) CIPW-normatiivinen maasälpäkoostumus Barkerin (1979) Ab-Or-An-kolmiolla (albiitti-ortoklaasi-anortiitti).

Figure 18. Diagrams displaying the composition of different granitoid groups, and differences in them. A) Er versus Ba+Sr diagram (Heilimo et al. 2010) B) MgO versus K₂O diagram C) CIPW normative feldspar compositions on Barker's (1979) Ab-Or-An triangle.

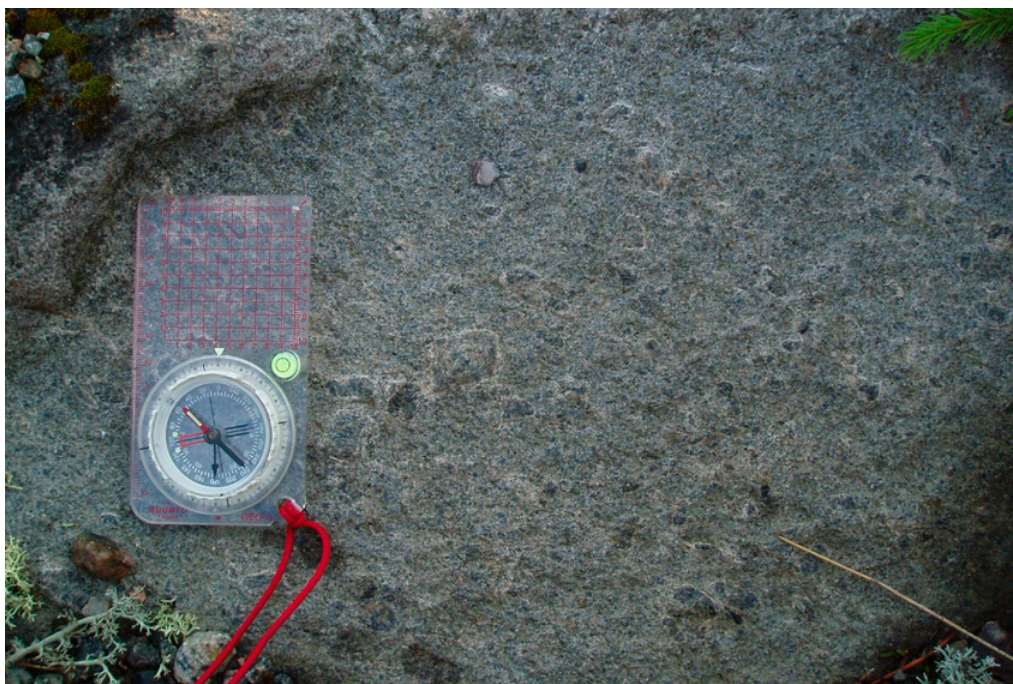
4.1.2.2 Sanukitoidiseurueen granitoidit

Suurin osa Lieksan itäpuolisesta kallioperästä koostuu 2,72 Ga:n ikäisestä (Halla 2002, Heilimo ja muut 2011) Koitereen kalimaasälpäporfyryrisesta granodioriitista (kuva 3), jossa on myös paikoin tasarakeisia versioita. Kalimaasälpähajarakeet ovat vaihtelevia kooltaan, mutta vain harvoin yli seitsemän sentin mittaisia (kuvat 19–21). Valtaosa Koitereen granodioriitista on hydrautunut biotiitti- ja/ tai sarvivälkepitoiseksi, sekä vaihtelevasti deformoitunut. Hiertyneet osat ovat silmägneissimäisiä tai hajarakeettomia, voimakkaasti hiertyneitä gneissejä, paikallisesti myloniittisiäkin. Päämineraaleina on mikrokliinia, usein antipertiittistä plagioklaasia ja kvartssia. Alun perin hypidiomorfinen granulaarinen tekstuuri on myöhempien hiertojen vaikutuksesta muuttunut vaihtelevasti muurilaastirakenteiseksi. Epidoottia voi olla suhteellisen runsaastikin (kuva 22) ja se on yleensä plagioklaasin yhteydessä tai klinopyrokseenipseudomorfin osana. Aksessorisina mineraaleina esiintyy kloriittia, apatiittia, opaakkia, titaniittia, serisiittia, allaniittia ja zirkonia. Parhaiten kivi on säilyttänyt primääriasunsa massiivin pohjoisosissa, missä se on massamaista ja hydrautumatonta. Paljastamalla tämä hyvin säilynyt kivi on hyvin tummaa ja ruskehtavaa, charnockiittista (kuva 19). Usein vyöhykkeelliset kalimaasälpähajarakeet ovat ommuotoista ortoklaasia ja ainakin keskiosasta tummaa, siniharmaata. Hyvin säilyneissä kohdissa on monin paikoin klinopyrokseenia sekä biotiittia ja sarvivälkettä, kaikkein parhaiten säilyneissä kohdissa myös ortopyrokseenia (Halla 1998). Koitereen intruusiossa on magmaattisia dioriittisiä sulkeumia ja amfiboliittiosueita. Lisäksi kiveä leikkaa yleisesti juoniaineksena punertava pegmatiittigraniitti ja leukogranodioriitti. Leukogranodioriittia esiintyy paikallisesti laajoina yhtenäisinä alueinakin, erityisesti massiivin eteläosissa, jossa porfyyrinen granodioriitti ja leukogranitoidi vuorottelevat ja jälkimmäistä on nähtävissä runsaasti juonina ja juoniverkkona (kuva 21), osin vaihtuvien ja osin terävin kontaktein.

Toinen suurehko sanukitoidinen alue on Surmansuolla (ks. kuva 3, Q5431E, G, Q5342F, H) joka on pohjois-eteläsuunnassa 12 km pitkä ja jatkuu itään Venäjän puolelle. Surmansuon sanukitoidi on kalimaasälpäporfyyrinen granodioriitti,

joka muistuttaa ulkoasultaan Koitereen granodioriitin hydrautuneita osia. Tummana mineraalina on pääosin biotiitti ja paikoin sarvivälke. Surmansuon alue on melko heikosti paljastunutta, joten leikkaussuhteita alueen porfyryysiin leukogranitoideihin ja kvartsidioriitteihin on vaikea varmuudella sanoa. Edellä mainittujen sanukitoidien lisäksi Lauvuskylän itäpuolisilla alueilla (kuva 3, Q5324C ja E) on neljä pienempää intruusiota, jotka myös ovat asultaan kalimaasälpäporfyryrisiä ja ulkoasultaan sekä koostumukseltaan verrattavissa Koitereen intruusioon. Lisäksi aivan Venäjän vastaisella rajalla Viiksimon (kuva 3, Q5453B) itäpuolella havaittiin yhdellä paljastumalla tasarakeista biotiitti-sarvivälkedioriittia, joka kuuluu samaan seurueeseen.

Kaikissa edellä kuvatuissa intruusioissa on sanukitoidisarjan kiville tyypillisiä piirteitä: korkea K_2O/Na_2O (mediaani 0,69) ja $Mg\#$ (mediaani 48,1) suhteet. Lisäksi niillä on korkeat K_2O (mediaani 3,16 %), Ba (mediaani 1402 ppm) ja Sr (mediaani 775 ppm) verrattuna TTG-sarjan granitoideihin, mutta matalammat kuin kvartsisyeniitti-ryhmällä, lisäksi MgO ja Ni sekä Cr ovat suhteellisen korkeita (kuvat 16–18). SiO_2 vaihtelee koko sanukitoidisarjassa 56,5 % ja 69,8 % välillä, mediaanin ollessa 67,6 %. Myös kevyet harvinaiset maametallit (LREE, Light rare earth elements) ovat rikastuneet sanukitoideihin (La_N mediaani 118,8) verrattuna muihin arkeeisten granitoidien pääryhmiin (kuva 17). Edellä luetellut piirteet ovat tyypillisiä sanukitoidisarjalle (esim. Heilimo ja muut 2010), vaikka SiO_2 -pitoisuudet ovat osassa Koitereen intruusiota varsin korkeita. Tämä voi johtua kiteytymisen jälkeisistä koostumusmuutoksista tai asettumisen aikaisesta sivukivikontaminaatiosta suureen lämpimään massiiviin. CIPW-normin mukaiset mineraalikoostumukset ovat sanukitoidiseurueen kivillä pääasiassa granodioriittisia, vaikka tonaliittisia ja graniittisia koostumuksia on yksittäisissä analyyseissä (kuva 18C). Halla (1998, 2002) ja myöhemmin Halla ja Heilimo (2009) ovat selvittäneet Koitereen kalimaasälpähajarakeiden syntyä. Heidän mukaansa kalimaasälpäpien Pb-isotooppikoostumus ja mikrorakenteet viittaavat hajarakeiden muokkaantumiseen proterotsooisena aikana.



Kuva 19. Pyrokseenipitoista Koitereen granodioriitin ”tummaa” hydrautumaton muunnosta havaintokohteella KMKI-2009-296 (P5443E, E=682 546, N=7026 448). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Kirsi Kivistö, GTK.
Figure 19. Pyroxene-bearing unhydrated “dark” version of the Koitere granodiorite at observation location KMKI-2009-296. Length of the compass 12 cm. Photo: Kirsi Kivistö, GTK.



Kuva 20. Koitereen granodioriitin ”vaaleaa” muunnosta, jossa pyrokseeni on hydrautunut biotiitiksi ja/tai sarvivälkkeeksi havaintokohteella JVP\$-2007-86 (P5344D, E=674 487, N=6998 529). Tunnuslaatan pituus 10 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.
Figure 20. “Light” coloured version of the Koitere granodiorite, in which the pyroxene has been hydrated into biotite and/or hornblende at observation location JVP\$-2007-86. Length of the scale bar 10 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



Kuva 21. Leukogranitoidijuonien leikkaamaa Koitereen granodioriitin ”vaaleaa” muunnosta havaintokohteella JVP\$-2008-78 (P5433B, E=673 954, N=7012 250). Kuvan keskellä 3–4 cm leveä epidoottisauma. Tunnuslaatan pituus 10 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 21. “Light” coloured version of the Koitere granodiorite crosscut by leucogranitoid dykes. In the middle of the picture 3–4 cm wide seam of epidote. Length of the scale bar 10 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



Kuva 22. Voimakkaasti läpikotaisin epidoottiutunut Koitereen granodioriitti havaintokohteella JVP\$-2009-51 (P5341H, E=663 910, N=6985 583). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 22. Pervasively epidotised Koitere granodiorite at observation location JVP\$-2009-51. Length of the compass 12 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.

4.1.2.3 Kvartsidioriitit, Jonsan seurue

TTG-sarjan kiviä tummempia dioritteja, kvartsidioriitteja ja tonaliitteja (kuva 23) on tavattu eri puolilla kartoitusaluetta ja paikoin ne muodostavat suurempia yhtenäisiä alueita. Runsaimmin niitä esiintyy Koitereen granodioriitin koillis-kontaktia seurailevana nauhana, joka jatkuu Venäjän rajan suuntaisena Kuhmon itäosiin. Sarjan kivistä käytetään tässä raportissa ja sen liitteissä ryhmänimeä kvartsidioriitti ja ne kuuluvat Jonsan seurueeseen. Kvartsidioriittien erottaminen sanukitoidisarjaan kuuluvista tasarakeisista versioista onnistuu vain kemiallisten analyysien perusteella. Kvartsidioriitit ovat vaihtelevasti suuntautuneita ja niitä leikkaavat leukogranitoidiset suonet ja juonet. Tyypillinen piirre on mafisten hienorakeisten sulkeumien esiintyminen (kuva 23). Kuten alueen syväkivissä yleensä tavataan myös kvartsidioriiteissa rakenteessa vaihtelua uudelleenkiteytyneestä, hydrautuneesta muurilaastirakenteesta primääriin hypidiomorfiseen ja usein pyrokseenipitoiseen versioon. Päämineraalina on aina plagioklaasi ja useimmiten kvartsi. Tummina mineraaleina esiintyy vaihtelevasti biotiittia, sarvivälkettä ja pyrokseeneja. Tyypillisiä aksesso-

risia mineraaleja ovat apatiitti, titaniitti, zirkoni, kalimaasälpä ja opaakit. Sekundäärisinä tavataan epidootia, kloriittia, serisiittiä ja karbonaattia. Raekoko on tyypillisesti 2–4 mm.

Kvartsidioriitit ovat koostumukseltaan intermediäärisiä–happamia syväkiviä ($\text{SiO}_2=52,8\text{--}68,6\%$, mediaani 62,6 %), joiden Mg-luvun mediaani on 47,9 (39,1–58,1) ja Fe_2O_3 :n mediaani 5,2 % (2,7–8,1 %). Koostumuksellisesti kvartsidioriitit muistuttavat sanukitoidia (Mikkola ja muut 2011a, kuvat 16–18), mutta voidaan erottaa niistä heikomman REE-fraktioitumisen ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ mediaani 15,0 versus 32,8) sekä matalampien K_2O - (kuva 18B, mediaani 1,3 % versus 3,2 %) ja Ba-pitoisuuksien (mediaani 391 ppm versus 1402 ppm) perusteella. Lisäksi Harker-diagrammeilla suurin osa näytteistä seuraa P_2O_5 :n ja CaO:n suhteen eri fraktioitumissuoraa kuin sanukitoidit (kuva 16). LILE- ja LREE-pitoisuuksien tasoero on spider-diagrammilla ainoa havaittava ero sanukitoideihin, molemmilla ryhmillä on nähtävissä samat negatiiviset Nb-, P- ja Ti-anomaliat (kuva 17). Kvartsidioriittien CIPW-normatiiviset mineraalikoostumukset ovat pääosin tonaliittisia (kuva 18C).



Kuva 23. Kvartsidioriitti jossa, mafisia hienorakeisia sulkeumia ja leikkaavia leukogranitoidijuonia havaintokohteella PIM\$-2009-60 (Q5341C, E=650 979, N=7079 905). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 23. Quartz diorite with fine-grained enclaves and crosscut by leucogranitoid veins at observation location PIM\$-2009-60. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

4.1.2.4 Kvartsisyeniitit, Jonkerin seurue

Tutkimusalueella on erotettu muista granitoideista pienemmällä kvartsipitoisuudellaan erottuvia kvartsisyeniittejä, syeniittejä, montsoniitteja, kvartsimontsoniitteja ja jopa graniitteja. Näitä kiviä kutsutaan tässä raportissa ryhmänimellä kvartsisyeniitti ja ne kuuluvat Jonkerin intruusion (kuva 3, Q5323H, Q5341B, Q5341D) mukaan nimettyyn seurueeseen. Jonkerin montsoniitti-kvartsimontsoniitti-intruusio on noin 15 km pitkä ja 0,5–2 km leveä ja sen itälaidalla esiintyy myös syeniittisiä osia. Pienemmät intruusioidot ovat Autionniityn kvartsisyeniitti-montsoniitti (kuva 3, P5422F, 1*0,2 km), Reuhkapuron kvartsisyeniitti (kuva 3, Q5342B, 2,5*1 km), ja Hurstipuron graniitti (kuva 3, Q5432B, 2,5*1 km). Samantyyppisiä kiviä on havaittu pie-

nempinä esiintymänä Lentuan kompleksissa myös Outokummun Petrovaaran alueelta (Huhma 1975), Ylä-Luostan karttalehdellä, Louhipurossa (Paavola 2005, 2006; kutsutaan Louhivaaraksi) ja Suomussalmen Likamännikössä (Mikkola ja muut 2011b). Kvartsisyeniitit ovat ulkoasultaan keski-/karkearakeisia, ja sekä tasarakeisia että kalimaasälpöporfyyrisiä versiota esiintyy (kuva 24). Yleensä ne ovat ympäristön kiviä heikommin suuntautuneita, paitsi paikallisissa hiertovyöhykkeissä. Heterogeenisuutta aiheuttavat paikoin amfibolirikkaat raidat ja osueet (kuva 25). Leikkaavia leukogranitoidijuonia ja teräväreunaisia sivukivikappaleita on paikoin havaittavissa. Hiemittakaavassa ryhmän kivet ovat granulaarisia ja hypidiomorfsia, hierron lähellä muurilaastirakenteisia. Päämineraaleina esiinty-



Kuva 24. Suuntautunutta Jonkerin intruusion kvartsisyeniittiä havaintokohteella ASM\$-2009-500 (Q5341B, E=644 524, N=7082 438). Mittakaavassa cm-asteikko. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 24. Foliated quartz syenite of the Jonkeri intrusion at observation location ASM\$-2009-500. Scale bar with cm scale. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 25. Tummia sulkeumia ja amfibolikasaumia sisältävää, suuntautunutta Autionniityn intruusion kvartsisyeniitti-kvartsimontsoniittia, jossa leikkaava kvartsijuoni havaintokohteella ASM\$-2008-43 (P5422F, E=612 461, N=7047 758). Mittakaavassa cm-asteikko. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 25. Dark enclaves and amphibole aggregates in quartz syenite–quartz montzonite of the Autionniitty intrusion and a cross-cutting quartz vein at observation location ASM\$-2008-43. Scale bar with cm scale. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

vät kalimaasälpä, plagioklaasi, amfiboli ja osassa näytteitä klinopyrokseeni, kvartsi ja biotiitti. Klinopyrokseeni (egiriiniaugiitti) ja amfiboli (arfvedsoniitti) ovat pääosin alkalisia ja klinopyrokseeni on paikoin muuttunut amfiboliksi. Myös biotiitti on osassa intruusioita sekundääristä, kuten epidootti. Aksessorisina mineraaleina on runsaasti muskoviittia, titaniittia, apatiittia, opaakkia ja zirkonia.

Kvartsisyeniiteistä on valmisteilla käsikirjoitus, joten niiden geokemiasta esitetään tässä raportissa ja kuvissa 16–18 vain kaksi analyysiä kalliogeokemian tietokannasta (Liite 4; analyysit 94003184 ja 94003198). Heilimo ja muut (2013b) kuvasivat ryhmän geokemialliset piirteet seuraavasti: kvartsisyeniitit ovat metalumiinisia ja sisältävät runsaasti alkalimetalleja ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.0\text{--}12.8\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.5\text{--}1.45$) ja SiO_2 -pitoisuus vaihtelee välillä 60–70 %. Luonteenomaisia ovat myös korkeat Ba- (1159–3156 ppm) ja Sr-pitoisuudet (809–2032 ppm). Kondriittinormalisoidut REE:t ovat rikkastuneet LREE:stä ja vaihtelevasti fraktioituneet ($\text{La}_N=25\text{--}1000$, $(\text{La}/\text{Yb})_N=10\text{--}80$). Leukogranitoideihin verrattuna kvartsisyeniiteillä on matalampi

SiO_2 -pitoisuus ja sanukitoideihin verrattuna korkeammat Na_2O -, K_2O -, Ba- ja Sr-pitoisuudet. Julkaisemattomien U-Pb-ianmääritysten perusteella kvartsisyeniitti-intruusiot ovat iältään 2,74–2,70 Ga (H. Huhma kirjallinen tiedonanto).

4.1.2.5 Kuohatin kerrosintruusio

Kuohatin kerrosintruusio on linssimäinen kappale (1*0,4 km) Kuohattijärven vihreäkivijakson pohjoispään ”jatkeena” (kuva 3), joka tietojen rajallisuuden johdosta on toistaiseksi sijoitettu yksiköluokittelussa ryhmään määrittelemätön gabro. Pääosan intruusion kivilajeista muodostavat metamorfoituneet, usein voimakkaasti hiertyneet mafiset kivet. Muina ryhminä tavataan ultramafisia kiviä sekä vähäisessä määrin anortosiittisia kiviä, molemmat muodostavat välikerroksia mafisten kivien väliin. Kivilajien kaateet ovat kohtalaisen pystyjä (70–90 astetta) ja ne kaatuvat pääosin itäkaakkoon. Hiertyminen on voimakkainta mafisissa kivissä ja se noudattaa intruusion pituussuuntaa.

Kuohatin voimakkaasti hiertyneet mafiset kivilajit ovat raitaisia kiviä (kuva 26), joiden pet-



Kuva 26. Voimakkaasti hiertynyttä mafista syväkiveä havaintokohteella STHA-2011-68 (Q5314A, E=624 939, N=7062 055). Vasaran pituus 60 cm. Kuva: Sampo Harju, GTK.

Figure 26. Strongly sheared mafic plutonic rock at observation location STHA-2011-68. Length of the hammer 60 cm. Photo: Sampo Harju, GTK.

rografinen ja geokemiallinen koostumus viittaa gabroihiin. Mafisissa kivissä on näkyvissä viitteitä kumulusrakenteista ja magmaattisesta kerroksellisuudesta (kuva 27). Päämineraaleina niissä on plagioklaasi, amfiboli, biotiitti, epidootti ja kvartsi. Amfiboli on pääosin sarvivälkettä. Biotiitti on sarvivälkkeen muuttumistuloksena ja epidootti plagioklaasin muuttumistuloksena syntyneitä. Aksessorisina mineraaleina ovat karbonaatti, rikkikiisu, magnetiitti, kuparikiisu, kromiitti, klinozoisitti, zirkoni ja apatiitti. Anortosiittiset kivet ovat pääosin vaaleita, vaihtelevasti hiertyneitä ja jokseenkin raitaisia. Kivet koostuvat pääosin plagioklaasista ja amfibolista. Amfiboli on sarvivälkettä ja osassa näytteitä se esiintyy pyrokseenin pseudomorfeina. Aksessorisina mineraaleina on biotiittia, kvartsia, rikkikiisua, kuparikiisua, zirkonia ja apatiittia. Ultramafiset kivet ovat pääasias-
sa tremoliittikiviä, jotka muodostavat vaihtelevan kokoisia deformaatioissa boudinoituneita linssejä gabroidisten kivien yhteydessä (kuva 28). Ne ovat hyvin heikosti tai eivät lainkaan hiertyneet, ja niitä tavataan sekä intruusion itäosassa että mafisten kivien välissä intruusion keskivaiheilla. Tremoliit-

tikivet ovat rapautumispinnaltaan vihreitä ja tuoreelta pinnalta ruskeanvihreitä kiviä, joissa päämineraalina on tremoliitti. Lisäksi niissä on kloriittia sekä aksessorisina mineraaleina magnetiittia, rikkikiisua ja kuparikiisua.

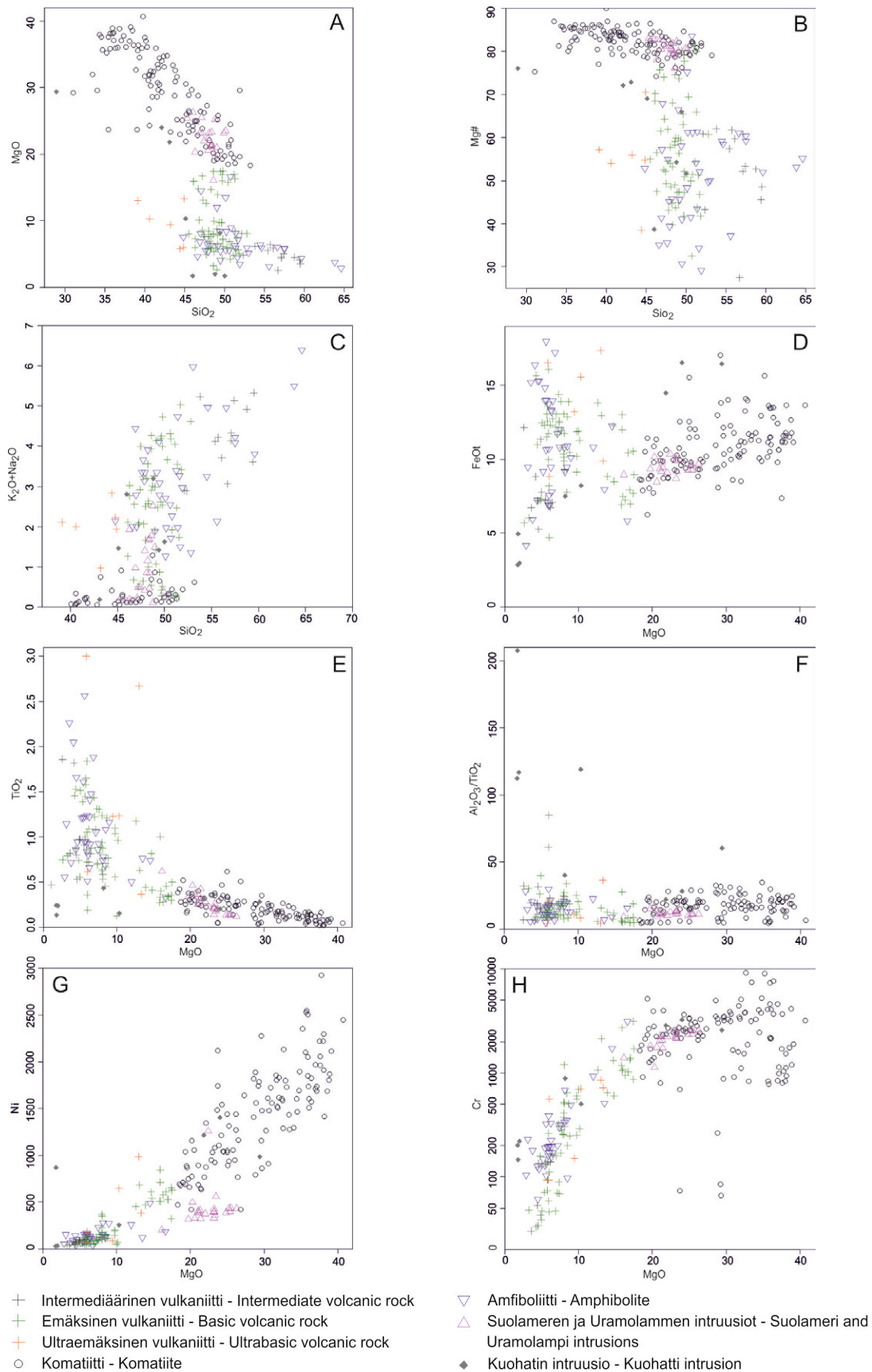
Kuohatin kerrosintruusion kivet poikkeavat arkeisista vulkaniiteista paitsi rakenteellisesti, myös kemiallisesti. Muun muassa niiden Al_2O_3/TiO_2 -suhde on selvästi korkeampi (kuva 29). Koostumuksellisesti intruusion kivet muodostavat sarjan ultraemäksisistä emäksisiin kiviin (kuva 29, $SiO_2=28,9-50,0$ %). Intruusion mafisten kivien MgO-pitoisuus on 4,0–11,0 % ja CaO 10,0–13,0 %. Anortosiittisten kivien MgO-pitoisuus on alle 2,0 %, Al_2O_3 yli 27,0 % ja CaO 13,0–16,0 %. Yhdessä anortosiittisen sarjan näytteessä (TAH\$-2003-24.1) on anomaalinen Pd-pitoisuus (49 ppb). Ultramafisten kivien MgO-pitoisuus on yli 21 %. Tremoliittikivissä on kohtalaisen korkea kromipitoisuus (2460–3230 ppm). Kuohatin näytteiden REE jakauma on fraktioitumaton ja plagioklaasirikkaissa kivissä on havaittavissa positiiviset Eu- ja Sr-anomaliat (kuva 30).



Kuva 27. Kuohatin intruusion gabroidinen kivi, jossa karkean plagioklaasin lisäksi päämineraaleina sarvivälkettä ja biotiittia. Havaintokohte STHA-2011-75 (Q5313B, E=624 372, N=7061 235). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Sampo Harju, GTK.
Figure 27. Gabbroic rock of the Kuohatti intrusion with coarse-grained plagioclase and hornblende and biotite as other main minerals. Observation location STHA-2011-75. Length of the compass 12 cm. Photo: Sampo Harju, GTK.

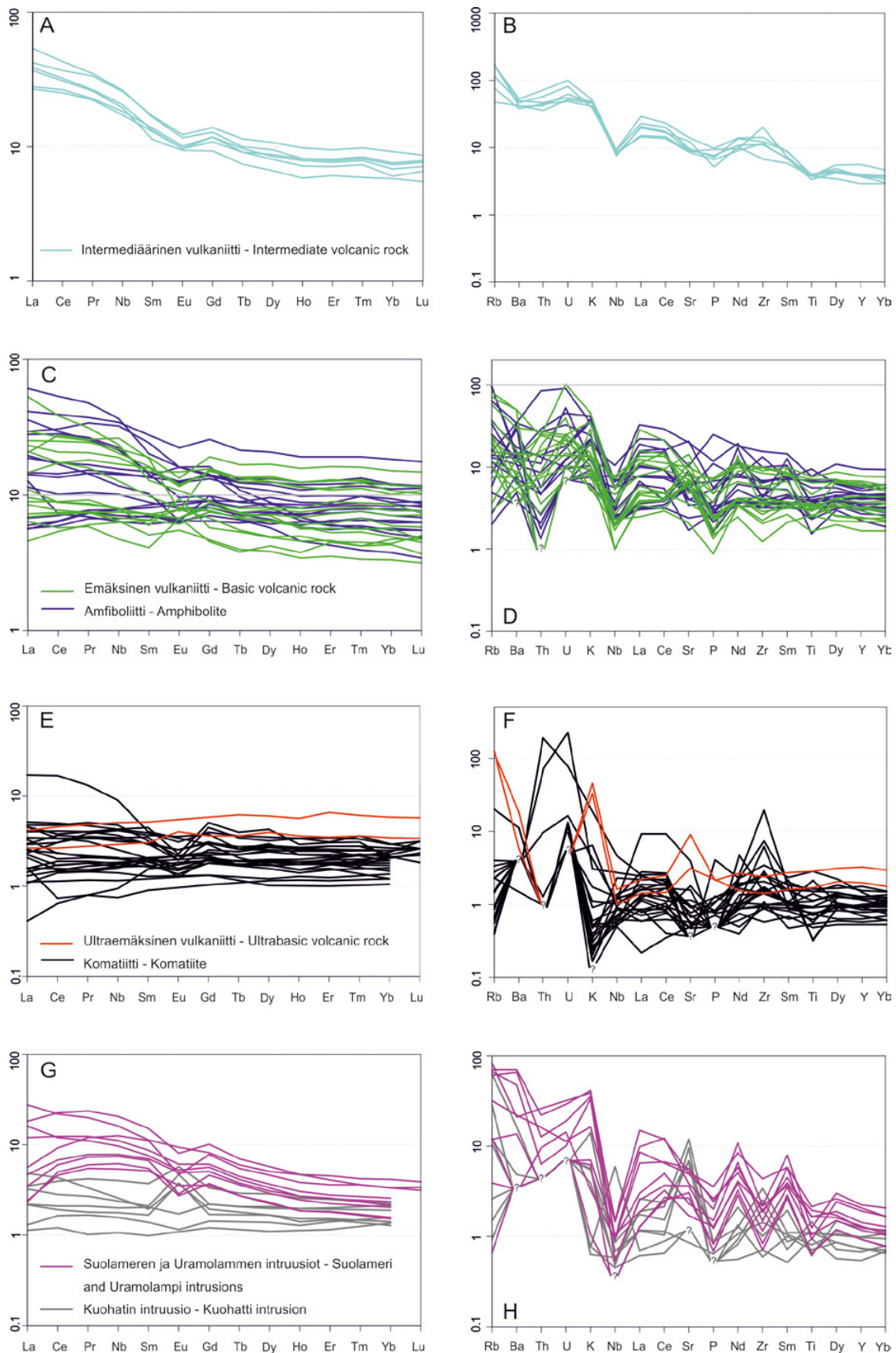


Kuva 28. Ultramafinen tremoliittikivilinssi gabroidisessa kivessä havaintokohteella STHA-2011-69 (Q5313B, E=624 398, N=7061 404). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Tapio Halkoaho, GTK.
Figure 28. Ultramafic tremolite rock lens in gabbroic rock at observation location STHA-2011-69. Length of the compass 12 cm. Photo: Tapio Halkoaho, GTK.

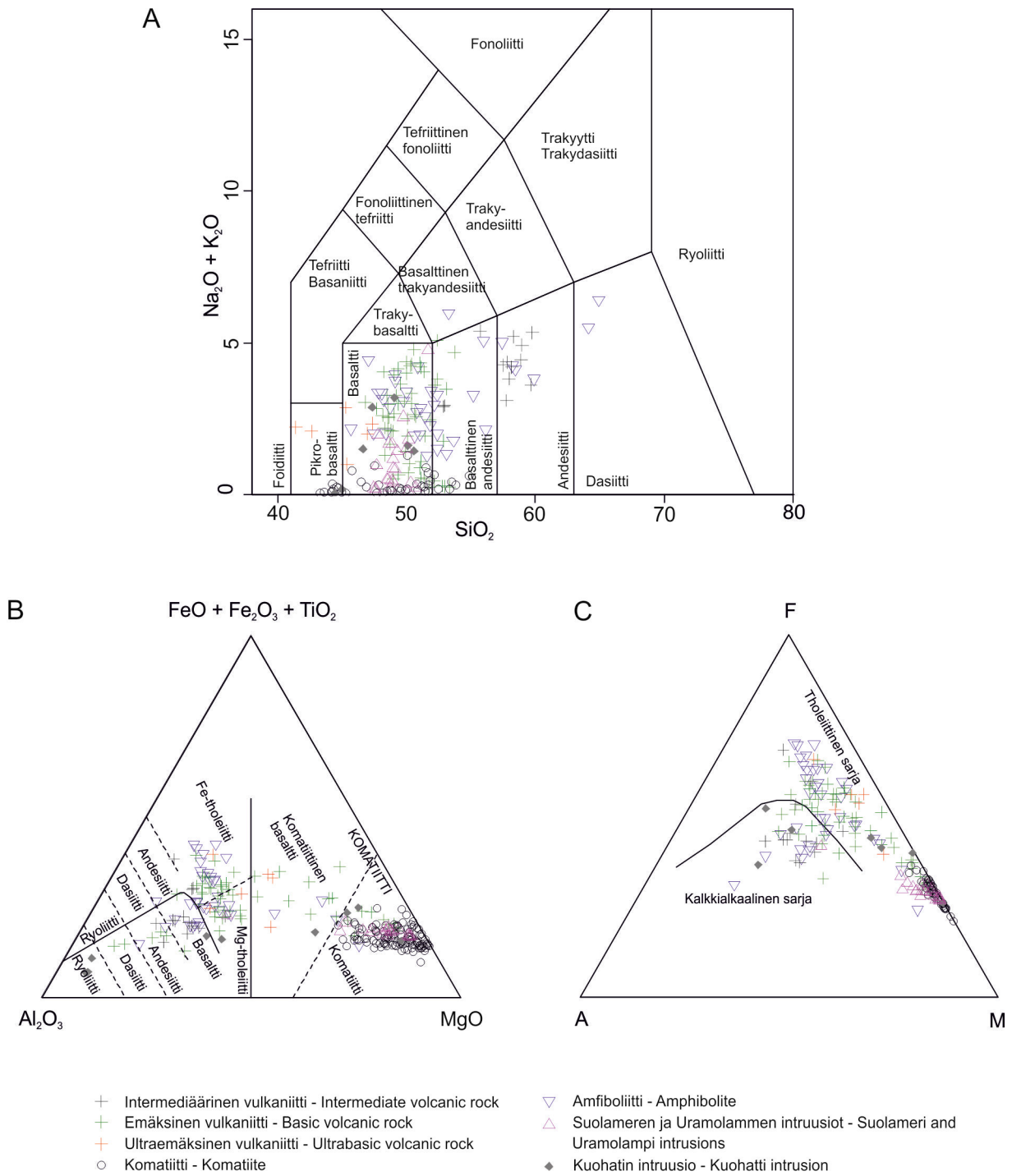


Kuva 29. Tutkimusalueen amfiboliittien, vulkaniittien ja mafisten-ultramafisten intrusioiden koostumuksia erilaisilla erotteludiagrammeilla.

Figure 29. Compositions of amphibolites, volcanic rocks and mafic-ultramafic intrusions from the study area plotted on various discrimination diagrams.



Kuva 30. Tutkimusalueen amfiboliittien, vulkaniittien ja mafisten-ultramafisten intruusioiden kondriittinormalisoidut REE-jakaumat ja primitiivisen vaipan suhteen normalisoidut spider-diagrammit. Kondriittiarvot Taylorin ja McLennanin (1985) mukaan ja primitiivinen vaippakoostumus julkaisusta Sun ja McDonough (1989).
Figure 30. Chondrite normalised REE diagrams and primordial mantle normalised spider diagrams of the amphibolites, volcanic rocks and mafic-ultramafic intrusions from the study area. Chondrite values from Taylor and McLennan (1985) and primordial mantle values from Sun and McDonough (1989).



Kuva 31. Tutkimusalueen amfiboliittien, vulkaniittien ja mafisten-ultramafisten intrusoidien koostumukset eräillä luokittelu-diagrammeilla A) TAS-diagrammi (Le Bas ja muut 1986) B) Jensenin (1976) kationidiagrammi C) AFM-diagrammi.
 Figure 31. Chemical compositions of amphibolite, volcanic rocks and mafic-ultramafic intrusions from the study area on some classification diagrams A) TAS diagram (Le Bas et al. 1986) B) Jensen (1976) cation diagram C) AFM diagram.

4.1.2.6 Gabrot, ultramafiset intruusiot

Kartalle on eroteltu tähän ryhmään kuuluviksi neljä pientä intruusiota, jotka ovat keskenään sangen erilaisia. Ryhmään kuuluvat Koitereen granodioriittiin tunkeutuneet Suolameri (kuva 3, P5434E) ja Uramolampi (P5434A) sekä Pesovaaran (P5442F) ja Oinaslammen (P5341D) intruusiot. Mineralogialtaan nämä keskirakeiset intruusiot ovat vaihtelevia: Suolameren ja Uramolammen intruusiot ovat ultramafisia, kaksi muuta mineralogisesti gabroja. Suolameren intruusio on pääosin muuttunut serpentiini-tremoliittikiveksi. Uramolammen paljastumat ovat hornblendiittia. Gabroissa päämineraaleina on vaihtelevasti pyrokseenia, sarvivälkettä ja plagioklaasia (kuva 32). Sekundäärinen amfiboli on melko yleistä. Aksessorisina mineraaleina esiintyy biotiittia, epidootia, opaakkia, apatiittia ja zirkonia.

Suolameren (Halkoaho ja muut 2012) ja Uramolammen intruusiot ovat melko erikoisia emäkisiä ($\text{SiO}_2=45,3-50,1$ %) kiviä, joissa epätasainen LILE- ja Th-rikastuminen ($\text{Ba}<30-635$ ppm,

$\text{Th}\leq 0,5-19,0$ ppm, $\text{K}_2\text{O}=0,03-1,95$, kuvat 29, 31) yhdistyy Suolameren osalta korkeaan Mg-lukuun (76,2–83,0, mediaani 80,6). REE-jakaumat ovat homogeenisia niin muodoltaan kuin rikastumisasteeltaan ja Suolameren analyyseissä on havaittavissa selvä ”kumpare” LREE-jakaumassa (kuva 30). Ni vs. MgO -diagrammi erottaa selvästi Suolameren ja Uramolammen intruusiot komatiittisista koostumuksista (kuva 29). SiO_2 vs. MgO -diagrammilla niiden koostumus ei poikkea komatiittisista kivistä, minkä takia alhaisesta nikkelipitoisuudestaan huolimatta ne eivät ole koostumukseltaan websteriittisiä. Koska näiden kahden intruusion LREE- ja LILE-rikastuminen on selvästi heikompaa kuin seuraavan luvun alkalgabroissa, on ne yksikköluokittelussa sijoitettu toistaiseksi ryhmään määrittelemätön gabro. Pesovaaran intruusio on koostumukseltaan tholeiittinen (Halkoaho & Niskanen 2006). Ryhmän kivistä ei ole iänmäärityksiä, mutta Uramolammen ja Suolameren isäntäkivi Koitereen granodioriitti rajaa niiden osalta maksimi-ikäksi 2,72 Ga.



Kuva 32. Keskirakeista sarvivälkegabroa havaintokohteella JJE\$-2007-26 (P5341D, E=655 955, N=6987 259). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Jukka Eskelinen, GTK.

Figure 32. Medium-grained hornblende gabbro at observation location JJE\$-2007-26. Length of the compass 12 cm. Photo: Jukka Eskelinen, GTK.

4.1.2.7 Alkaligabrot, Änäkäisen seurue

Pietikäinen ja muut (2005) löysivät ja kuvasivat lyhyesti Änäkäisen intruusion (kuva 3, Q5331C), joka muodostuu keski-karkearakeisesta alkali-gabrosta. Sen päämineraalit ovat amfiboli, biotiitti ja plagioklaasi. Aksessorisina esiintyy augiittia, magnetiittia, apatiittia ja zirkonia. Zirkonin U-Pb-iä määräytyksen perusteella intruusion ikä on 2711 ± 2 Ma (Huhma ja muut 2012a). Kemiallisesti gabroa luonnehtii erittäin voimakas LILE- ja LREE-rikastuminen yhdessä SiO_2 :iin suhteutettuna matalien Cr- ja Ni-pitoisuuksien kanssa. Nyt raportoitavien tutkimuksien aikana koostu-

mukseltaan vastaavat intruusiot paikannettiin Sammalniemestä Vuonislahden itäpuolelta (kuva 3, P5431C, kuva 33) sekä Mäkärsuolta Vepsän koillispuolelta (kuva 3, Q5322H). Lisäksi yhdellä paljastumalla (JVP\$-2010-53, Q5342A, E=647391, N=7088680) koostumuksellisesti vastaava materiaali esiintyy juonena ja toisella paljastumalla boudinoituneena juonenkappaleena (JJVE-2010-134, Q5431C, E=650454, N=7102486). Näistä kivistä on valmisteilla erillinen julkaisu, joten niitä ei kuvata tässä raportissa tarkemmin, mutta yhdessä ne muodostavat Änäkäisen seurueen.



Kuva 33. Sammalniemen intruusion gabroa, jossa erikoostumuksellisia faaseja paljastumalla EPHE-2011-20 (P5431C, E=652 379, N=7006 328). Koostumukseltaan vaihtelevat kappaleet edustavat eri-ikäisiä intruusiiovaiheita. Kuva-alan leveys noin 80 cm. Kuva: Esa Heilimo, GTK.

Figure 33. Gabbro, with compositionally different phases from the Sammalniemi intrusion at observation location EPHE-2011-20. Compositionally variable fragments represent different intrusion phases. Width of the area ca. 80 cm. Photo: Esa Heilimo, GTK.

4.1.2.8 Leukogranitoidit, Konivaaran seurue

Konivaaran seurueeseen kuuluvat erilaiset leukogranitoidit ovat yleisiä kaikkialla kartoitusalueella ja niissä on kvartssia ja maasälpä yleensä selvästi yli 90 %. Pääosa leukogranitoideista on graniitteja, mutta koska joukossa on myös granodioriittisia ja trondhjemiittisia koostumuksia niin tutkimusalueella kuin laajemmin Lentuan kompleksin alueella (kuva 18C, Mikkola ja muut 2012) käytetään tässä raportissa ryhmänimeä leukogranitoidit. Suurin osa leukogranitoideista lienee arkeisia ja iältään noin 2,7 Ga (Käpyaho ja muut 2006, Mikkola ja muut 2011a, tämä tutkimus), mutta etenkin tutkimusalueen lounaiskulmassa joukossa voi olla varhaisproterotsooisia intruusiota ja juonia. Niitä ei kuitenkaan kentällä voida varmuudella erottaa

vanhemmista, koska selviä mineralogisia tai koostumuksellisia eroja ei ole havaittu. Leukogranitoidet esiintyy neosomiaineksena (kuvat 14, 49) ja juonina (kuvat 10, 12–14, 21, 23, 37) sekä laajempina intruusioina. Laajemmat alueet ovat tyypillisiä Koitereen porfyyrisen granodioriitin ja Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissien yhteydessä, sekä Kuhmon itäosissa. Paljastumamittakaavassa kivet ovat tyypillisesti heterogeenisiä ja sisältävät pegmatiittisia osueita ja erilaisia sulkeumia (kuvat 34, 50), jotka ovat vaihtelevasti haamumaisia. Pääosa leukogranitoideista on asultaan tasarakeisia (kuva 35), mutta etenkin Kuhmon itäosissa tavaataan myös kalimaasälpäporfyyristä versiota (kuva 36). Liitekartalla nämä kaksi on pyritty erottamaan omiksi alueikseen. Porfyyrisen version erottami-

nen vaaleimmista porfyryrisistä sanukitoideista on ilman analytiikkaa ja joskus myös sen kanssa tulkinanvaraista. Etenkin Koitereen alueen leukogranitoidit ovat hyvin säilyneitä, tekstuurltaan hypidiomorfisia, mutta yleensä leukogranitoidit ovat ainakin osittain granoblastisesti uudelleen kiteytyneitä. Mineralogialtaan leukogranitoidit koostuvat pääosin kvartsista, kalimaasälvästä ja plagioklaasista. Biotiittia on tavallisesti muutama prosentti. Lisäksi esiintyy vähäisiä määriä muskoviittia, kloriittia, epidoottia, allaniittia, apatiittia, titaniittia, zirkonia, karbonaattia ja opaakkia. Muskoviitti on yleensä sekundääristä, mutta saattaa paikoin olla primääristä. Paikoin tavataan myös pieniä määriä granaattia.

Geokemiallisesti leukogranitoidit ovat heterogeeninen ryhmä, jonka yhteiset nimittäjät ovat korkea SiO_2 -pitoisuus (63,2–91,5 %, mediaani 73,0 %) ja leukokraattinen luonne ($\text{Mg}\# = 5,4\text{--}53,2$, mediaani 34,6, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} = 0,4\text{--}5,1$ %, mediaani 1,5 %), kuten muuallakin Lentuan kompleksin alueella (Mikkola ja muut 2012). Suurin osa näytteistä on K_2O - (0,4–7,2 %, mediaani 4,1 %) ja Na_2O -rikkaita (1,3–7,4 %, mediaani 4,0 %). REE-fraktioituminen ja LREE-rikastuminen ovat suurimmassa osassa näytteitä voimakkaita ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,3\text{--}181,0$, mediaani 33,1, $\text{La}_N = 3,8\text{--}305,2$, mediaani 85,9) ja Eu-anomalia on yleensä negatiivinen ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,2\text{--}6,4$, mediaani 0,7). Tyypillisesti näytteet, joissa on voimakas positiivinen Eu-anomalia ovat REE:n suhteen köyhempiä kuin muut tämän

ryhmän näytteet ja joissain tapauksissa HREE-pitoisuudet ovat alle määrittärajojen. Vastaavasti näytteet, joissa on voimakkain negatiivinen Eu-anomalia, ovat LREE-rikkaampia (kuva 17E). Kolmella granaattipitoisella näytteellä on muista täysin poikkeavat REE-koostumukset. Nämä näytteet ovat HREE:n suhteen rikastuneita ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,34\text{--}0,48$) ja LREE-köyhiä ($\text{La}_N = 3,8\text{--}13,7$). Porfyryristen ja tasarakeisten leukogranitoidien välillä ei ole suuria koostumuseroja, porfyryriset ovat keskimäärin SiO_2 -köyhempiä ja MgO -rikkampia (kuva 16). Lisäksi niiden HREE-pitoisuudet ovat hieman korkeampia (kuva 17E) kuin muilla leukogranitoideilla keskimäärin ja niiden REE-käyrät ovat samanmallisia kuin sanukitoideilla. Asultaan porfyryriset leukogranitoidit muodostavat muutenkin muita leukogranitoideja homogeenisemmän ryhmän (kuvat 16–18). Porfyryristen leukogranitoidien CIPW-normatiivinen mineralogia on granodioriittinen–graniittinen, kun muiden leukogranitoidien koostumus kattaa välin trondhjemittista graniittiin (kuva 18C). Alueen leukogranitoidien koostumukset eivät poikkea pohjoisempaa Lentuan kompleksin alueelta tutkituista (Mikkola ja muut 2012), joten voidaan olettaa että pääosa niistä on syntynyt alueen TTG-sarjan kivien sulaessa osittain. Alueen leukogranitoideissa tavataan granaatteja, joka saattaa olla merkinä sedimenttikivien osuudesta lähtömateriaalissa; myös Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissien laaja-alainen migmatisaatio viittaa tähän.



Kuva 34. Haamumaisia Koitereen granodioriitin kappaleita leucogranitoidissa havaintokohteella JVP\$-2008-235 (P5342H, E=663 192, N=6997 157). Kompas-sin pituus 12 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 34. Nebulitic fragments of the Koitere granodiorite in leucogranitoid at observation location JVP\$-2008-235. Length of the compass 12 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



Kuva 35. Tasarakeista leukogranitoidia havaintokohteella JVP\$-2007-33 (P5344E, E=683 873, N=6995 327). Tunnuslaatan pituus 10 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 35. Even-grained leucogranitoid at observation location JVP\$-2007-33. Length of the scale bar 10 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



Kuva 36. Leukogranitoidisuonen leikkaamaa porfyyristä graniittia havaintokohteella ASM\$-2010-519 (Q5413C, E=630 503, N=7098 221). Vasaranpää 15 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 36. Porphyritic granite cut by a leucogranitoid vein at observation location ASM\$-2010-519. Hammerhead 15 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

4.1.2.9 Biotiittitonalittijuonet

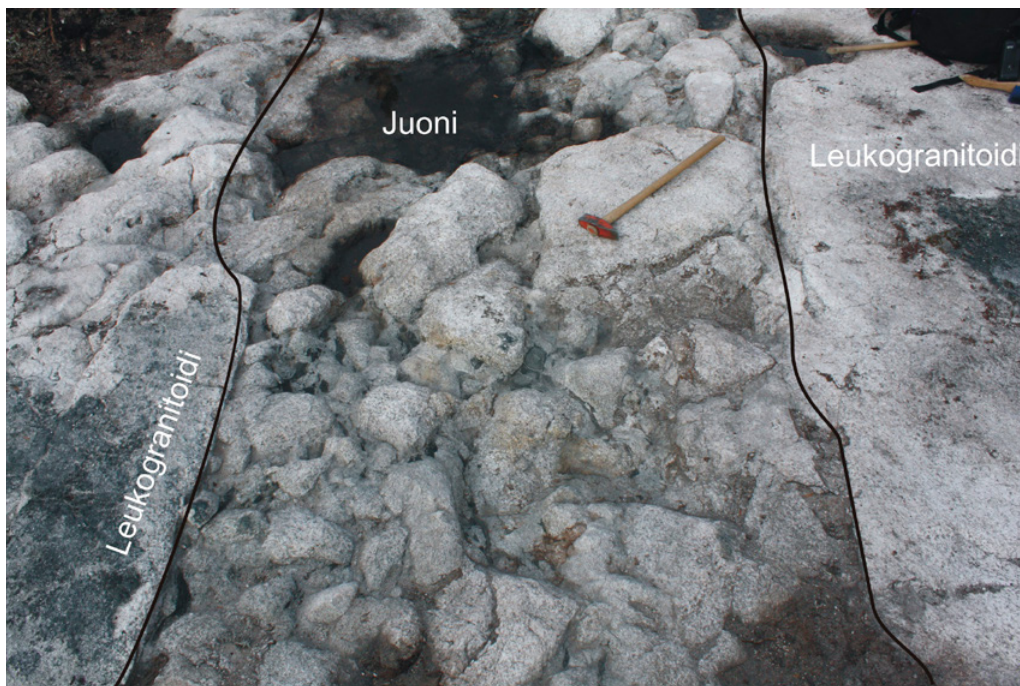
Saari-Kiekin ympäristössä tutkimusalueen koillis-kulmassa tavattiin neljässä paikassa edellä esitetyjä 2,7 Ga leukogranitoidejakin leikkaavia (kuvat 37–39), mutta iänmäärittämisen perusteella silti arkeoisia (H. Huhma, kirjallinen tiedonanto 2012) biotiittitonalittijuonia, joita ei ole esitetty kartalla eikä sisällytetty yksikköluokitteluun. Juonien päämineraaleina ovat plagioklaasi, kvartsi, biotiitti ja paikoin kalimaasälpä sekä sarvivälke. Primäärinä aksessorisina mineraaleina tavataan apatiittia sekä zirkonia ja sekundäärinä aksessorisina muskoviittia, epidoottia ja karbonaattia. Rakenteeltaan juonet ovat vaihtelevasti suuntautuneita ja uudelleenkiteytyneitä.

Kemiallisesti biotiittitonalittijuonet ovat happamia ($\text{SiO}_2=64,1\text{--}69,1\%$) ja koostumukseltaan toisistaan poikkeavia ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,37\text{--}1,55$, $\text{CaO}=0,97\text{--}5,00\%$, $\text{Ba}=336\text{--}1322\text{ ppm}$, $\text{Y}=5,7\text{--}41,1\text{ ppm}$). Koostumuksellinen heterogeenisuus näkyy selvästi normatiivisessa maasälpämineralogiassa (kuva 18C). REE-pitoisuudet ovat toisistaan poikkeavia ($\text{Ce}=16,5\text{--}260\text{ ppm}$), mutta ne erottuvat muista alueen granitoideista heikosti fraktioituneen ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=9,8\text{--}13,8$) REE-jakaumansa johdosta (kuva 17G). Biotiittitonalittijuonet muodostavat huonosti tunnetun ja pienialaisen ryhmän, josta ilman tarkempia tutkimuksia on mahdoton sanoa edustavatko ne yhtä tai useampaa tapahtumaa.



Kuva 37. Noin 3 cm leveä biotiittitonalittijuoni leikkaa arkeista TTG-sarjan tonaliittia ja siinä olevaa 20 cm leveää leukogranitti-juonta havaintokohteella STHA-2010-1 (Q5432F, E=659 321, N=7119 851). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Sampo Harju, GTK.

Figure 37. Approximately 3 cm wide biotite tonalite dyke cuts Archean TTG suite tonalite and a 20 cm wide leucogranite dyke at observation location STHA-2010-1. Length of the compass 12 cm. Photo: Sampo Harju, GTK.



Kuva 38. Leukogranitoidia leikkaava noin metrin levyinen biotiittitonalitti, joka on täynnä sivukivimurskaleita, joista pääosa on ympäröivää leukogranitoidia. Havaintokohde PIM\$-2010-234 (Q5434B, E=670 115, N=7118 099). Vasaran pituus 60 cm, varsi osoittaa pohjoiseen. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 38. Approximately one meter wide biotite tonalite dyke cutting leucogranitoid at observation location PIM\$-2010-234. The dyke is filled with xenoliths of country rocks, mainly from the surrounding leucogranitoid. Length of the hammer 60 cm, handle pointing north. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



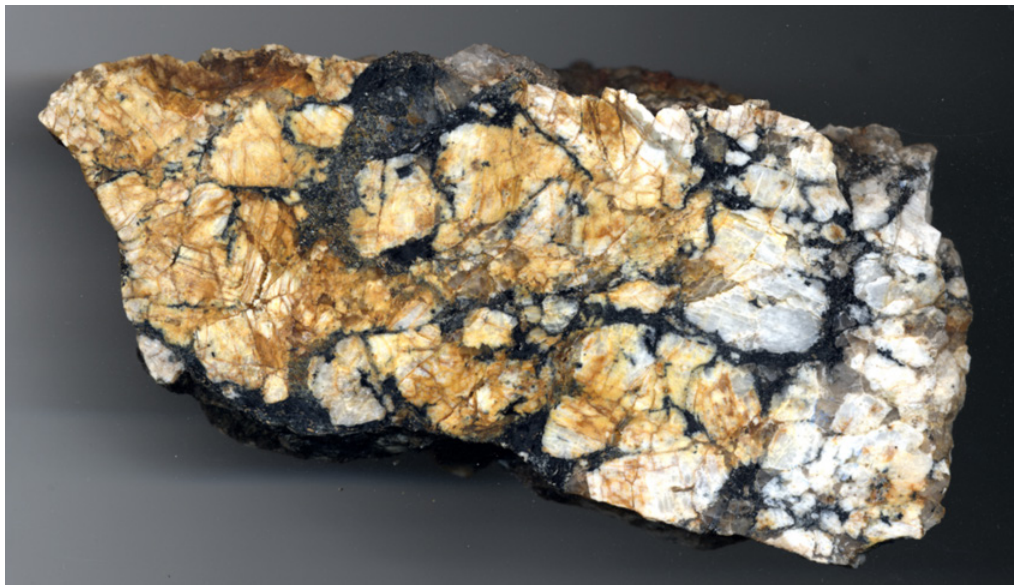
Kuva 39. Saari-Kiekin vihreäkivijakson grauवान ja leukogranitiin kontakti, sekä jälkimmäistä leikkaava sulkeumia sisältävä biotiittitonalitti havaintokohteella PIM\$-2010-233 (Q5434B, E=670 203, N=7118 098). Grauvakka aivan kuvan vasemmassa yläkulmassa, likimain pohjois-eteläinen kontakti leukogranitiittiin on tektonisoitunut ja rapautunut kuopalle. Kompassin kohdalla biotiittitonalitti, joka sisältää sulkeumina sekä grauवानkaa (esim. heti kompassin yläpuolella) että leukogranitiittiä. Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 39. Contact between greywacke of the Saari-Kieki greenstone belt and leucogranitoid with a dyke of biotite tonalite cross-cutting the latter at observation location PIM\$-2010-233. Greywacke in the top left hand corner. North-south trending contact between the leucogranitoid and the greywacke is tectonised and weathered deeper. Biotite tonalite dyke is underneath the compass and includes enclaves of both the greywacke (i.e. just above the compass) and leucogranitoid. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

4.1.2.10 Biotiittipegmatiitit

Paalasmaan alueella tavattiin havaintokohteilla ASM\$-2007-488 (P5412G, E=618 376, N=7018 426) ja PIM\$-2011-22 (P5413B, E=621 832, N=7013 529) noin 50 cm leveät, liuskeisuuden tasossa esiintyvät pegmatiittiset juonet, jotka poikkeavat leukogranitoidiryhmän pegmatiiteista mineralogialtaan ja koostumukseltaan. Biotiittipegmatiiteissa karkean plagioklaasin (10–30 mm) välitilat ovat täyttyneet hienorakeisella biotiitilla (kuva 40). Kvartsi on kolmas päämineraali ja

aksessorisina on kloriittia ja muskoviittia, jotka ovat sekundäärisiä. Pegmatiitti on voimakkaasti REE-rikastunut ($La_N=109,5$), jakauman ollessa heikosti fraktioitunut ($(La/Yb)_N=2,6$) ja Eu-anomalian negatiivinen ($Eu/Eu^*=0,24$). Koostumus on trondhemiittinen (kuvat 16, 18, liite 4). Leikkaussuhteiden ja deformaattomattoman rakenteensa perusteella biotiittipegmatiitit ovat nuorempia kuin vallitseva 2,7 Ga deformaatio. Nykytiedoilla ei voida varmuudella sanoa ovatko ne arkeisia vai proterotsooisia.



Kuva 40. Biotiittipegmatiitti havaintokohteelta ASM\$-2007-488 (P5412G, E=618 376, N=7018 426), jossa karkean plagioklaasin välitilat ovat täyttyneet hienorakeisella biotiitilla. Näytteen leveys 20 cm. Kuva: Pentti Toivanen, GTK.

Figure 40. Biotite pegmatite sample from observation location ASM\$-2007-488. Interstices between the coarse-grained plagioclase crystals are filled with fine-grained biotite. Width of the sample 20 cm. Photo: Pentti Toivanen, GTK.

4.1.3 Arkeiset vihreäkivet

Kartalla on vulkaniitteina esitetty ne kivilajiyksiköt, joiden koostumus vastaa arkeisia vulkaniitteja ja joiden yhteydessä esiintyy, useimmiten välikerroksina, sedimenteiksi tulkittuja kivilajeja. Kaikki varmuudella primäärirakenteiksi tulkittavat piirteet ovat tuhoutuneet deformaatioissa ja metamorfoosissa. Poikkeuksen muodostaa Saari-Kiekin vihreäkivivyöhyke, jossa primäärirakenteet ovat paikoin erittäin hyvin säilyneitä. Vulkaniitit on luokiteltu puhtaasti koostumusperustein. Primäärimineralogia on tuhoutunut uudelleenkitetyksen vuoksi ja mikroskooppisesti tarkasteltuna pääosa vulkaniitteina esitetyistä kivistä ei poikkea millään lailla aiemmin käsitellyistä amfiboliiteista. Molemmat muodostuvat granoblastisesta, vaihte-

levan voimakkaasti suuntautuneesta plagioklaasisarvivälke-perusmassasta. Paikoin korkeammassa metamorfoosiasteessa säilyneillä alueilla tavataan pyrokseeneja. Kvartsi on paikoin päämineraaliksi asti. Tavallisimmat aksessoriset mineraalit ovat opaakki, apatiitti ja zirkoni. Retrogradisina mineraaleina esiintyy lähinnä biotiittia ja läpivalaistuna vaaleaa amfibolia. Ultraemäksiset vulkaniitit ja komatiitit ovat muuttuneet vaihtelevan massamaisiksi serpentiniiteiksi, vuolukiviksi ja tremoliittikiviksi.

4.1.3.1 Saari-Kiekin seurue

Saari-Kiekin vihreäkivijaksoa (kuva 3, Q5432H, Q5434B) on aiemmin tutkinut Luukkonen (1989), joka päätyi tutkimuksissaan pitämään jaksoa varhaisproterotsooisena, ”Sariola-ryhmään” kuuluva-

na kerrostumisaltaana. Luukkosen mukaan jakson stratigrafiassa alimpana on breksiakonglomeraattia (Latvalammen muodostuma), jonka materiaali koostuu ympäröivän arkeaisen pohjan kivistä. Breksiakonglomeraattien päällä ovat Kaita-Kiekin muodostuman vulkaniitit ja ohuet hiekkakivi-konglomeraattikerrokset, jotka muodostavat ylimmän Pötsölammen muodostuman. Uuden havaintoaineiston perusteella Latvalammen muodostuman breksiakonglomeraatti on pinta-alaltaan pienempi kuin aiemmin on esitetty ja koostuu ainakin osin konglomeraattia muistuttavista intrusiivisista (kuva 38) ja tektonisista breksioista (kuva 65). Lisäksi leikkaavan biotiittinaliitin alustavan iänmäärittystuloksen pohjalta jakson ikä on arkeinen (kuva 39). Stratigrafian epäselvyyden vuoksi yksikköluokittelussa Saari-Kiekin seurue on jaettu tarkemmin määrittelemättömiin mafisiin vulkaanisiin kiviin ja vulkanoklastisiin konglomeraatteihin. Kuitenkin suora rinnastaminen Kuh-

mon vihreäkivijaksoon on kyseenalaista, koska Saari-Kiekin konglomeraatissa tavataan kuvan 41 tapaisia leukograniitin leikkaamia granitoidipalloja. Jos kuvassa näkyvä leukograniitti kuuluu 2,7 miljardin vuoden ikäiseen ryhmään, jota se ulkonäkönsä puolesta muistuttaa, on Saari-Kiekin kerrostumisen täytynyt tapahtua myöhäsarkeisella ajalla lyhyen ajan kuluessa, ja yksikkö voisi olla saman ikäinen kuin Arolan pienialainen kvartsiittiyksikkö (Huhma ja muut 2012a). Toisaalta vihreäkivijakso on litologialtaan analoginen Venäjän Karjalasta kuvattujen Sumi-Sariola-muodostumien kanssa, joilla on kulmadiskordanssi arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden kanssa. Saari-Kiekin vulkaniiteista ei tässä tutkimuksessa teetetty yhtään analyysiä ja uuden tiedon puuttuessa sen geokemia ohitetaan viittauksella Luukkosen (1989) tutkimuksiin, joiden mukaan sen vulkaniitit ovat kuorellisella materiaalilla kontaminoituneita tholeiitteja.



Kuva 41. Saari-Kiekin alueen konglomeraattia havaintokoh-teella PIM\$-2012-13 (Q5434B, E=671 545, N=7118 228). Mukuloina sekä vulkaanisia klasteja että ympäristön granitoideja. Mittakaavassa cm asteikko. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.
Figure 41. Conglomerate from the Saari-Kieki greenstone belt at observation location PIM\$-2012-13 with both volcanic clasts and pebbles from surrounding granitoids. Scale bar with cm scale. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

4.1.3.2 Jonkerin vihreäkivijakso

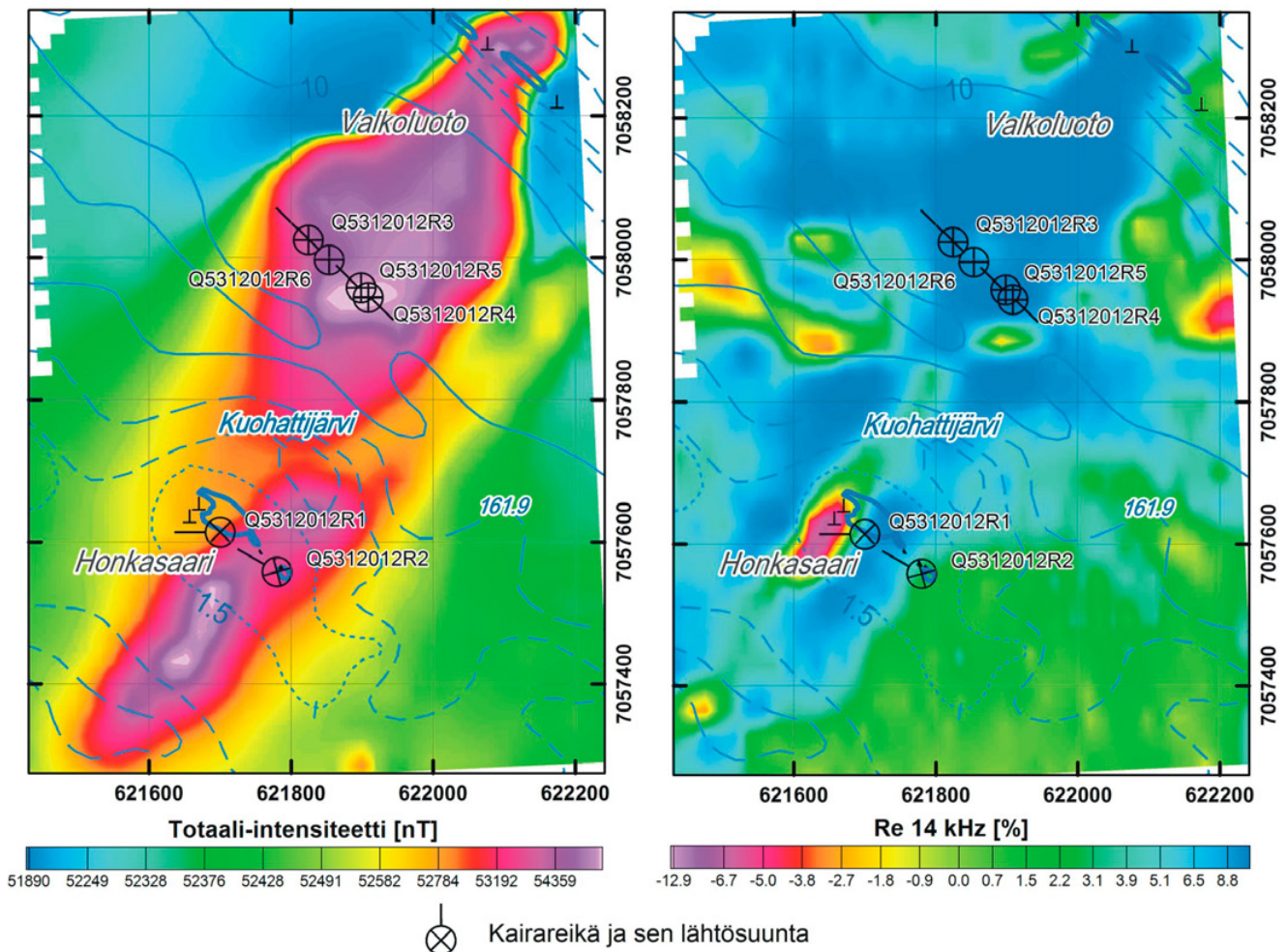
Jonkerin vihreäkivijakso (kuva 3, Q5325G) on noin 9 kilometriä pitkä ja leveimmillään noin kilometrin levyinen kivilajiyksikkö Kuhmon eteläosissa. Sitä ovat tutkineet aiemmin Halkoaho ja Niskanen (2006). Jaksosta tavataan emäksisten vulkaniittien lisäksi jonkun verran ultraemäksisiä osueita ja sedimenttisiä välikerroksia, mukaan

lukien raitainen rautamuodostuma. Jakso on keskija eteläosistaan melko hyvin paljastunut, mutta pohjoispää on tulkittu lähinnä magneettisen kartan perusteella. Yksikköluokittelussa Jonkerin vihreäkivijakso on sijoitettu Lentuan kompleksin tarkemmin määrittelemättömiin mafisiin–ultramafisiin vulkaanisiin kiviin.

4.1.3.3 Kuohattijärven seurue

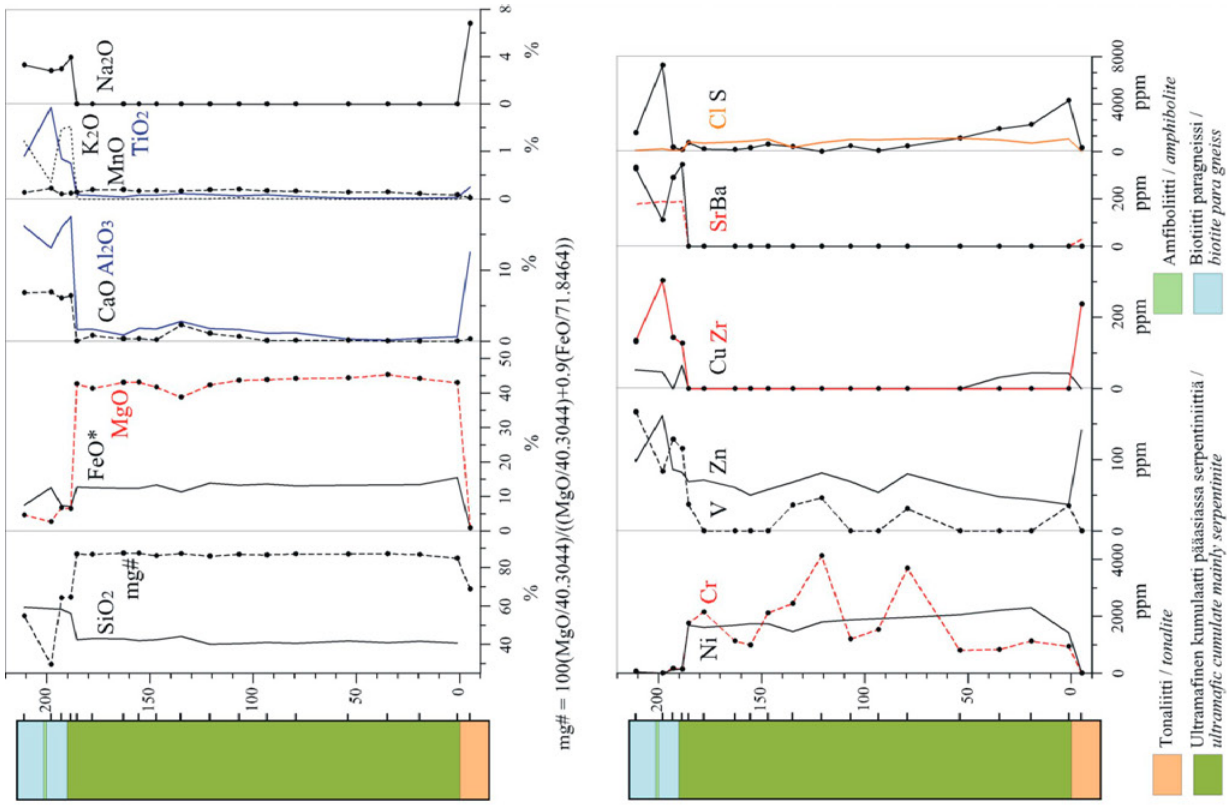
Kohtisuoraan Kuohattijärven poikki (Q5313B) kulkee lounaasta koilliseen seitsemän kilometriä pitkä ja laajimmillaan puoli kilometriä leveä vihreäkivijakso. Se sijaitsee alueella, jolla kivilajisto vaihtuu tonaliittivaltaisesta biotiittiparagneissivaltaiseen. Kuohattijärven jaksoa ovat malminetsintäkohteena alustavasti arvioineet Halkoaho ja Niskanen (2006). Kevättalvella 2012 Kuohattijärven kairatuilla 6 reiällä (kuvat 42, 43) selvitetiin voimakkaan magneettisen anomalian ja sen länsipuolella sijaitsevan johteen aiheuttaja. Magneettisen anomalian aiheuttajaksi paljastui komatiittiskoostumuksellinen ultramafinen kumulaattiyksikkö. Pohjoisemmalla, neljän kairareian profiililla, ultramafisen kumulaatin kokonaispaksuus on hieman alle 200 m (kuva 43). Koostumuksessa havaittava nikkelpitoisuuden hienoinen las-

ku kaakosta luoteeseen (kuva 43B) viittaa siihen, että fraktioitumattomimmat osat ja siten yksikön pohja olisi kaakossa. Kumulaatti on poikkeuksellisen CaO-köyhä (0,01–2,3 %, yleensä <1 %), vaikka sen magnesium-luku vaihtelee välillä 84,7–87,4 (kuva 43B). Tämä tarkoittanee, että kivessä esiintyvä amfiboli on tremoliitin sijasta antofylliittiä. Eteläisemmän kahden kairareian kairausprofiilin ultramafinen kumulaatti sitä vastoin on kalsiumpitoisuudeltaan ”normaali” (CaO= 2,6–7,4 %), magnesium-luvun ollessa 80–82. Sähköisen johteen aiheuttaja on noin 10 m leveä magneetti- ja rikkikiisiä sisältävä biotiitti-kloriittiliuske. Liuske sisältää rikkiä 1,0–3,8 %, mutta perusmetallipitoisuudet ovat matalia (Cu<217 ppm, Ni<174 ppm, Zn<250 ppm, Co<96 ppm). Jakso on pohjoispäästään paremmin paljastunut ja siellä suoritettiin tarkempaa kartoitusta ja näytteenottoa kesällä

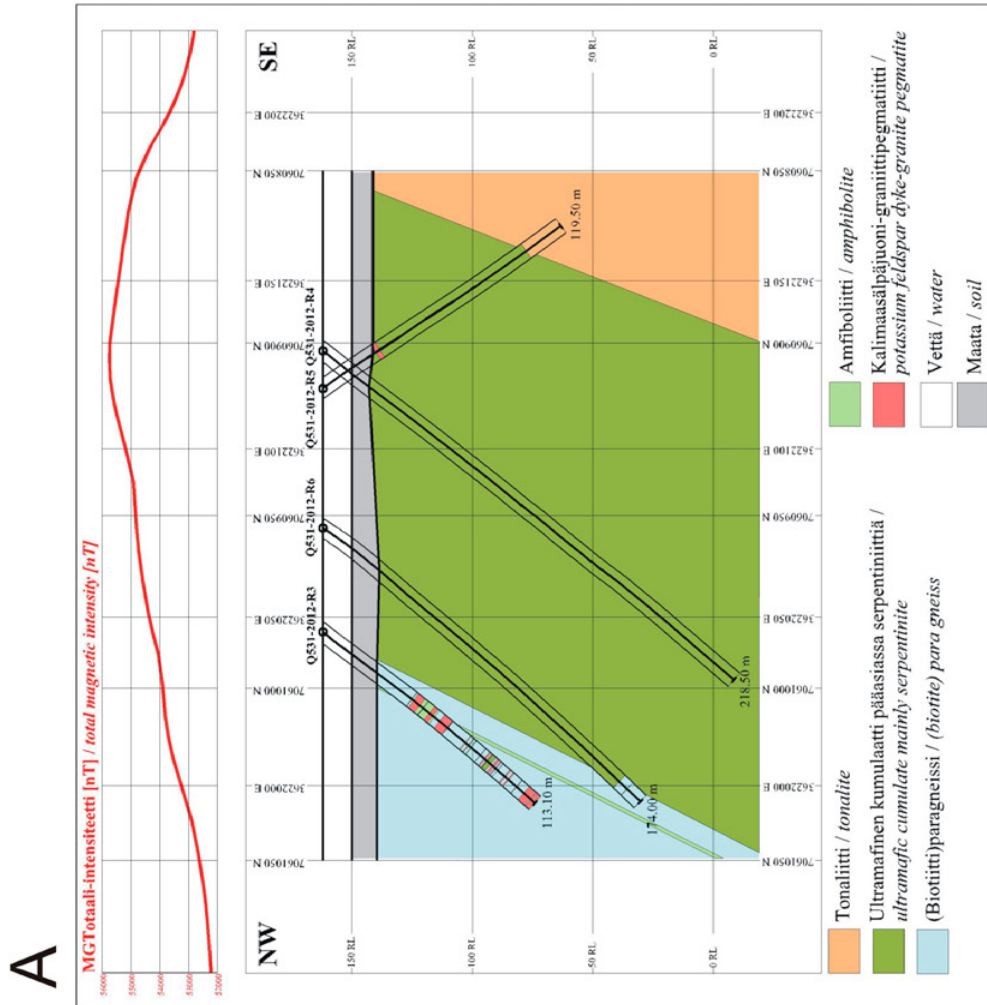


Kuva 42. Kuohattijärven alueen magneettinen maastomittauskartta (A) ja slingram-maastomittauksen reaalikomponentti (B) sekä kairareikien paikat. Geofysiikan aineiston käsittely Matti Niskanen. Sisältää Maanmittauslaitoksen Maastotietokannan 2013 aineistoa.

Figure 42. Ground measured magnetic map (A) and Slingram in-phase measurement of the Kuohattijärvi area, together with the drilling sites. Geophysical data interpreted by Matti Niskanen. Contains data from the National Land Survey of Finland Topographic Database 2013.



B



A

Kuva 43. A) Kairausprofiili, jossa reiät Q531/2012/R3-Q531/2012/R6 (katso kuva 42). B) kairausprofiilin kivilajitylväs ja alkuaineiden koostumusvaihteluja. Oksidit on normalisoitu volatiilittomiksi. Figure 43. A) Cross section including drill holes Q531/2012/R3-Q531/2012/R6 (see figure 42). B) Lithological column for the drill hole profile with graphs showing variations in elements. Oxides have been recalculated volatile-free.

2011. Vihreäkivijakson länsipuolen kontaktissa on biotiittiparagneissiyksikkö, joka ei migmatisoitumattoman asunsa perusteella ole rinnastettavissa Nurmeksen seurueeseen. Jakson vulkaaniset kivet ovat voimakkaasti deformatuneita, mutta migmatisoitumattomia (kuva 44) ja niihin kuten biotiittiparagneisseihin on tunkeutunut osin konformisti (kuva 45) asultaan usein pegmatiittisia

leukogranitoidiosueita, jotka ovat paksuimmillaan kymmeniä metrejä. Kenttähavaintojen perusteella leukogranitoidit ovat tunkeutuneet jakson kiviin, eivätkä edusta paikallista sulan muodostusta. Vihreäkivijakso rajautuu pääasiassa TTG-sarjan graniitoihin tektonisin kontaktein, mutta sen koilliskontaktissa on kerrosintruusio (katso kappale 4.1.2.5).



Kuva 44. Kuohattijärven vihreäkivijakson voimakkaasti deformatunutta vulkaniittia havaintokohteella ASM\$-2008-167 (Q5313B, E=623 192, N=7060 622). Vasaran oikealla puolella vihertävä epidoottiutunut osue. Vasaran pituus 60 cm. Kuva: Antti Mäkelä, GTK.

Figure 44. Strongly deformed volcanic rock from the Kuohattijärvi greenstone belt at observation location ASM\$-2008-167. On the right side of the hammer a greenish epidotised segment. Length of the hammer 60 cm. Photo: Antti Mäkelä, GTK.



Kuva 45. Kuohattijärven vihreäkivijakson biotiittiparagneissia ja siihen konformisti tunkeutunutta pegmatiittista leukogranitiittia havaintokohteella STHA-2011-257 (Q5313B, E=622 911, N=7060 412). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Sampo Harju, GTK.

Figure 45. Biotite paragneiss of the Kuohattijärvi greenstone belt intruded by pegmatitic leucogranitoid at observation location STHA-2011-257. Length of the compass 12 cm. Photo: Sampo Harju, GTK.

4.1.3.4 Sokojärven seurue

Sokojärven alueella (P5433A) on raitaista, mafiseksi vulkaniitiksi tulkittua diopsidiamfiboliittia (kuva 46), joka paikoin muistuttaa asultaan deformatiivista tyynylaavaa. Diopsidin ohella se koostuu sarvivälkkeestä, tremoliitista ja plagioklaasista. Osa läpivalossa vaaleasta amfibolista on sarvivälkkeen muuttumistulosta. Lisäksi esiintyy karbonaattia, opaakkia, apatiittia ja titaniittia. Sokojärven vulkaniittien yhteydessä on havaittavissa poimuttunutta heikosti migmatoitunutta, usein granaattipitoista biotiittiparagneissia (kuva 47), jossa ei ole havaittavissa selviä primäärirakenteita. Sokojärven jaksolla on havaittu vajaan neljän kilometrin matkalla kvartsi-granaatti-grüneriittikiveä eli ns. silikaattifasioksen rautamuodostumaa. Tämä kvartsiraitainen kivi esiintyy konformina, korkeintaan muutaman kymmenen

metrin paksuisena kerroksena alueen muiden kivien yhteydessä. Rautamuodostuman mineraalikoostumus vaihtelee luonnollisesti raidoittain, joskin voimakas deformaatio on sekoittanut ja tuhonnut primääristä kerroksellisuutta. Pääosin kivi on hienorakeista, granoblastista, mutta myös usean millimetrin rakeista koostuvia raitoja esiintyy. Päämineraalit ovat vahvasti aaltosammuva kvartsi, granaatti ja gröneriitti. Tavallisesti on mukana myös sarvivälkettä, usein sekundaarisena syherönä, mutta myös hyvin tummana ja terveenä. Paikoin on vähän ortopyrokseenia. Joskus sekä gröneriitti että sarvivälke ovat sekundaarisena massana, jossa esiintyy kookkaampina rakeina kvartseja ja poikiloblastisia granaatteja. Lisäksi on havaittu vaihtelevasti opaakkia, lähinnä magnetiittia ja rautasulfideja sekä aksessorisesti turmaliinia, apatiittia, fluoriittia ja zirkonia.



Kuva 46. Sokojärven seurueen diopsidiraitaista mafista vulkaniittia havaintokohteella JVP\$-2007-72 (P5433A, E=671 803, N=7005 120). Vasaranpää 15 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 46. Banded, diopside-rich volcanic rock of the Sokojärvi suite at observation location JVP\$-2007-72. Hammer head 15 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



Kuva 47. Sokojärven granaatti-biotiittiparagneissiiä havaintokohteella JVP\$-2007-91 (P5344B, E=672 077, N=7001 990). Mit-takaavan pituus 10 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 47. Garnet-biotite paragneiss of the Sokojärvi suite at observation location JVP\$-2007-91. Length of the scale bar 10 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.

4.1.3.5 Muut vihreäkivijaksot

Pienempiä Lentuan kompleksiin kuuluvia vihreäkivijaksoja tai niiden osia on tutkimusalueella edellä esitettyjen lisäksi runsaasti. Ipatin seurueen intermediääristä vulkaniittia (kuva 48) on hyvin paljastuneena Repalepahtaat-nimisillä Pielisen saarilla (P5431B). Kivi on raitaista ja voimakkaasti deformatiivista. Yksikkö on kuvattu Kolin karttalehden selityksessä nimellä Ipatin vihreäkivijakso (Pekkarinen ja muut 2006). Samasta julkaisusta löytyy kuvaus myös Nunnalahden seurueen vihreäkivistä, joista pieni osa ulottuu tutkimusalueelle Juuan keskustan eteläpuolella (P5411H). Tutkimusalueen luoteisnurkassa on pienellä alueella Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen eteläpään (Q5322F, Papunen ja muut 2009) ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen itälaidan (Q5322E, Pietikäinen ja muut 2008, Papunen ja muut 2009) kiviä. Pienempiä vihreäkivi-amfiboliittialueita esiintyy koko tutkimusalueella, joista osaa ovat tarkemmin tutkineet Pietikäinen ja muut (2005) sekä Halkoaho ja Niskanen (2006).

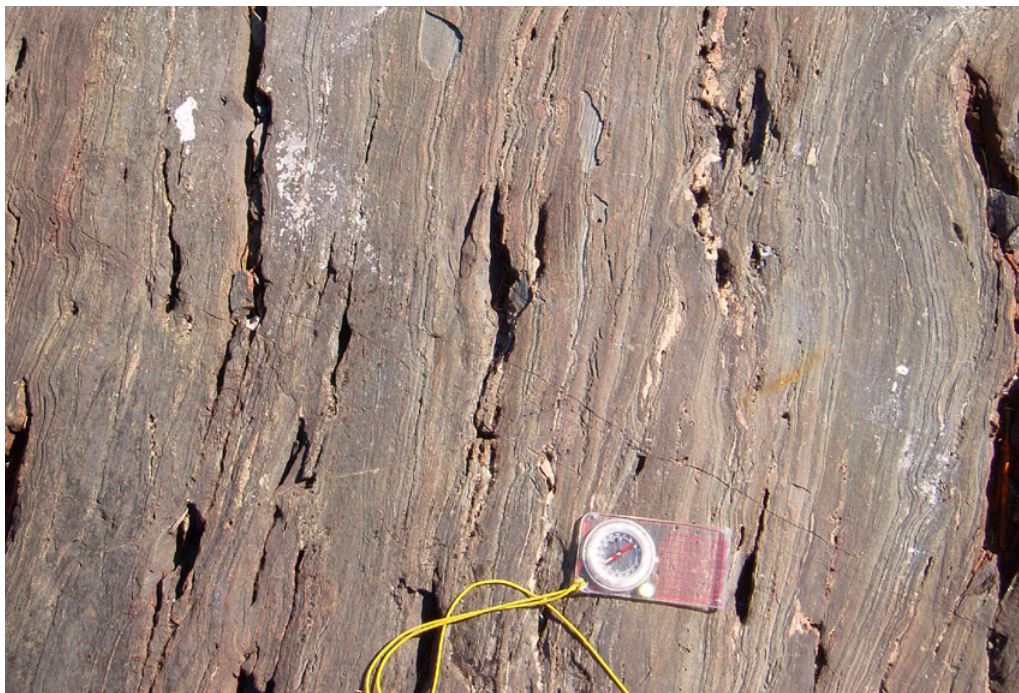
Jorkan alueella (P6212G) Koitereen granodioriitin itäpuolella (kuva 3) on paljastuneena Hatun liuskejakson vulkaniitteja ja biotiittiparagneissejä,

jotka kuuluvat Ilomantsi-kompleksiin. Näissä ei ole primäärirakenteita voimakkaan deformaation johdosta ja niiden yhdistäminen Hatun liuskejaksoon perustuukin geofysikaalisten anomalioiden jatkuvuuteen etelään.

4.1.3.6 Vulkaniittien ja amfiboliittien geokemia

Koostumuksellisesti alueelta tavatut vulkaniitit vaihtelevat ultraemäksisistä intermediäärisiin ($\text{SiO}_2=31,0-59,5\%$), pääosan ollessa ultraemäksisiä-emäksisiä. Diagrammeilla (kuvat 29–31) vulkaniitit on jaettu neljään ryhmään: ultraemäksisiin ($\text{SiO}_2<45\%$), emäksisiin ($\text{SiO}_2=45-52\%$), intermediäärisiin ($\text{SiO}_2=52-63\%$) ja komatiittisiin ($\text{SiO}_2<52\%$, $\text{MgO}>18\%$, $\text{TiO}_2<1\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}<1\%$). Komatiitit ovat malminetsinnällisen mielenkiintoisuutensa vuoksi aineistossa ylliedustettuina suhteessa yleisyyteensä alueella. Vulkaniitit kuuluvat pääosin tholeiittiseen sarjaan, osan intermediäärisemmistä koostumuksista sijoittuessa kalkki-alkaliseen sarjaan (kuva 31).

Tutkimusalueen komatiittisissa kivissä on havaittavissa tiettyjä alueellisia eroja. Cr vs. MgO-diagrammilla erottuu silmiinpistävästi Jamalin (P5441A, kuva 3) alueen erittäin kromiköyhät



Kuva 48. Ipatin seurueen intermediääristä vulkaniittia havaintokohteella JJE\$-2002-250 (P5431B, E=644 674, N=7012 149). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 48. Intermediate volcanic rock of the Ipatiti suite at observation location JJE\$-2002-250. Length of compass 12 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.

näytteet (Halkoaho & Niskanen 2004, Pietikäinen ja muut 2005). TiO_2 vs. MgO -diagrammista nähdään komatiittisilla kivillä kohtalaisen tasainen muutos MgO -pitoisuuden laskiessa, vaikka $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs. MgO -diagrammilla on erotettavissa ryhmät alumiiniköyhtyneistä alumiiniköyhtymättömiin ultramafisiin kiviin. Tämä johtuu eri alueiden ultramafisten kivien alumiinipitoisuusvaihtelusta. Näytteitä alueellisesti tarkasteltaessa alumiinin suhteen köyhtyneet ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -suhde <10) ultramafiset kivet ovat pääasiassa Jamalin (P5441A) alueella. Alumiinin suhteen köyhtymättömät/rikastuneet ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -suhde >25) näytteet ovat Lummesuon (Q5342C, kuva 3) alueelta. Jonkerin, Kuohattijärven ja Jurtin ultramafisten kivien koostumukset sijoittuvat pääasiassa kahden edellä mainitun välimaastoon ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -suhde 10–25). Komatiiteilla on tyypillinen fraktioitumaton ja rikastumaton REE-koostumus, yhtä poikkeusta lukuun ottamatta (kuva 30). Suurimmassa osassa näytteitä K_2O -pitoisuudet ovat matalia, mutta joissain näytteissä on havaittavissa kohonneita arvoja (kuva 29).

Pääosa emäksisistä vulkaniiteista on magnesium- ja rautarikkaita tholeiitteja, vähemmistön ollessa komatiittisia basaltteja. Komatiiteissa ja

emäksisissä vulkaniiteissa on havaittavissa joitain K_2O -rikastuneita näytteitä. FeO vs. MgO -diagrammilla ja kuvan 31 Jensenin kationidiagrammilla näkyy amfiboliittien ja emäksisten vulkaniittien FeO -pitoisuudessa on suurta hajontaa saman MgO -pitoisuuden omaavissa näytteissä. Jensenin kationidiagrammilla (kuva 31) magnesium- ja rautarikkaat tholeiitit erottuvat selvästi omiksi ryhmikseen. Myös AFM-diagrammilla amfiboliitit ja emäksiset vulkaniitit muodostavat kaksi ryhmää toisten kuuluessa kalkkialkaliseseen ja toisten tholeiittiseen sarjaan (kuva 31). Emäksisten vulkaniittien REE-koostumukset ovat fraktioitumattomia tai korkeintaan heikosti fraktioituneita (kuva 30). Intermediääriset vulkaniitit ovat koostumusluokiteltuna tyypillisesti andesiitteja (kuva 31) ja niiden REE-koostumukset ovat kohtalaisen fraktioituneita (kuva 30). Pääalkuaineiden osalta intermediääriset vulkaniitit muodostavat yhtenäisen ryhmän.

Esiintymisensä perusteella amfiboliiteiksi luokiteltujen kivien koostumukset ovat pääosin emäksisiä ja intermediäärisiä ($\text{SiO}_2=44,8\text{--}64,6\%$). Amfiboliittien koostumuksellinen samankaltaisuus emäksisiin–intermediäärisiin vulkaniitteihin on eri diagrammeilla ilmeistä (kuvat 29–31) ja niistä on erotettavissa samat koostumukselliset ryhmät

kuin vulkaniiteista. Amfiboliitit ovat keskimäärin jonkin verran K_2O -rikkaampia kuin vulkaniitit.

Koostumustensa puolesta niin vulkaniitit kuin amfiboliiteiksi nimetyt näytteet ovat Lentuan kompleksille tyypillisiä (Luukkonen 2005, Mikkola 2008, Papunen ja muut 2009, Hölttä ja muut 2012b). Alueellisesti kannattaa panna merkille amfiboliittien painottuminen Fe-tholeiittien kenttään verrattuna Suomussalmen alueen amfiboliitteihin, jotka puolestaan edustavat useimmiten Mg-tholeiittisia koostumuksia (Mikkola 2008).

4.1.4 Arkeiset biotiittiparagneissit

4.1.4.1 Biotiittiparagneissit, Nurmeksen seurue

Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissit (Kontinen 1991, Kontinen ja muut 2007, kuva 49) ovat hallitseva kivilaji Nurmeksen ja Kuhmon keskustojen välisellä alueella. Pienempiä riekaleita tavataan Kuhmon itäosista Höljäkän kautta Paalasmaalle ulottuvan, osin magneettisella kartallakin erottuvan linjan länsipuolella (kuva 3, liite 3). Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissia esiintyy myös vaihtelevan haamumaisina ja kokoisina kappaleina ja raitoina alueen leukogranitoideissa (kuva 50). Kontinen ja muut (2007) ovat tulkinneet Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissit meta-

morfoituneiksi, kaaren sisäiseen tai takaiseen altaaseen kerrostuneiksi turbidiittisiksi grauvakoiksi. Pääosin yhtenäiset biotiittiparagneissialueet on esitetty kartalla vaaleansinisellä värillä. Vähäisempiä biotiittiparagneissiraidallisia tai -jäänteisiä alueita on merkitty samanvärisillä liekkikuvioilla. Raja yhtenäisten ja liekkikuvioilla esitettyjen hajanaisempien alueiden välillä on usein tulkinnanvarainen.

Verrattain tasalaatuinen valkea trondhjemiiittinen–leukograniittinen, keski- tai karkearakeinen leukosomi migmatisoitui kiillegneissejä yleisesti. Paikoin tämä karkearakeinen neosomiaines kattaa lähes yksistään laajoja paljastuma-alueita. Leukosomin määrän ollessa vähäinen kivi on useimmiten raitaista. Biotiitin määrän vaihtelusta aiheutuva raitaisuus on paljolti metamorfista, mutta se heijastanee monin paikoin raekoon sekä peliittisten ja psammiittisten kerrosten primääristäkin vaihtelua. Ruosteiset osat ovat hyvin tyypillisiä, kuten konformit amfiboliittiraidatkin. Biotiittiparagneissien tekstuuri on granoblastis-lepidoblastinen. Biotiitin suuntautuneisuus on yleensä voimakas. Päämineraalit ovat kvartsi, plagioklaasi ja biotiitti. Kalimaasälpää on pääasiassa neosomeissa. Porfyroblastina on paikallisesti granaattia (kuva 51) ja joskus myös stauroliittia ja kyaniittia.

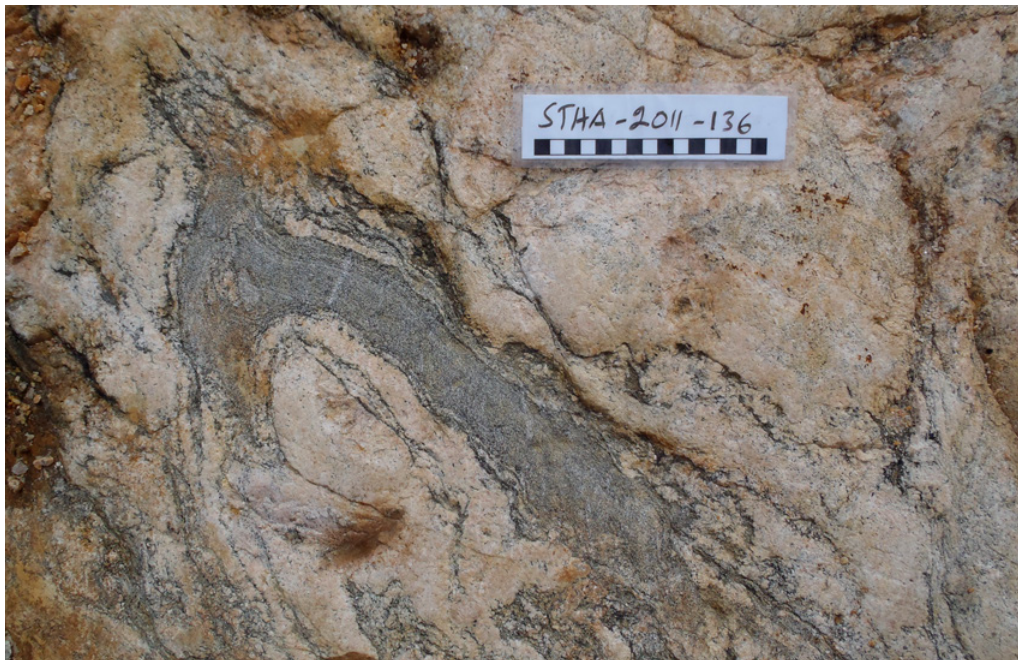


Kuva 49. Migmatiittista Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissia havaintokohteella ASM\$-2008-1602 (Q5312H, E=614 841, N=7070 742). Karkea leukogranitoidinen neosomi esiintyy vaihtelevan paksuisina raitoina pääosin liuskeisuuden tasossa. Vasaran pituus 60 cm. Kuva: Antti Mäkelä, GTK.

Figure 49. Migmatitic Nurmes suite biotite paragneiss at observation location ASM\$-2008-1602. Coarse-grained leucogranitoid neosome occurs as variably thick banding mainly parallel to the foliation. Length of the hammer 60 cm. Photo: Antti Mäkelä, GTK.

Grafiitti on yleinen opaakkimineraali. Kontinen ja muut (2007) ovat käsitelleet Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissien koostumusta suhteellisen laajasti ja sen johdosta tässä tutkimuksessa ei tehty

yhtään uutta analyysiä tästä tyypistä. Kemiallisesti Nurmeksen seurueen kivet ovat samankaltaisia maailman muiden myöhäisarkeisten grauvakoiden kanssa.



Kuva 50. Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissia sulkeumina leucogranitoidissa havaintokohteella STHA-2011-136 (Q5314E, E=632 648, N=7065 733). Mittakaavassa cm-asteikko. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.
Figure 50. Nurmes suite paragneiss as xenoliths in leucogranitoid at observation location STHA-2011-136. Scale with cm division. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 51. Granaattipitoista, migmatiittista Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissia havaintokohteella ASM\$-2008-1096 (Q5314E, E=637 893, N=7066 303). Kompassin leveys 6 cm. Kuva: Antti Mäkelä, GTK.
Figure 51. Garnet-bearing migmatized Nurmes suite paragneiss at observation location ASM\$-2008-1096. Width of the compass 6 cm. Photo: Antti Mäkelä, GTK.

4.1.4.2 Muut biotiittiparagneissit ja biotiitti-paraliuskeet

Tutkimusalueella esiintyy vähäisemmissä määrin paragneissejä, joita ei ole rinnastettu Nurmeksen seurueeseen, joko siitä hieman poikkeavan ulkoasun perusteella tai muista syistä. Tipasjärven vihreäkivijakson päällä oleva biotiittiparaliuskehattu (Q5322) kuuluu Tipasjärven ryhmään ja on selvästi hienorakeisempaa ja lisäksi ikätulosten perusteella hieman vanhempi kuin Nurmeksen seurue (Huhma ja muut 2012a). ”Hatun” ja Vepsän leukogranitiin väliin jäävä migmatiittinen biotiittiparagneissivyöhyke edustanee graniitin lämpövaikutuksesta syntyneitä liuskehatun kontaktimuunnosta, eikä sekään näin ollen rinnastu Nurmeksen seurueeseen vaikka ulkoasultaan sitä muistuttaakin.

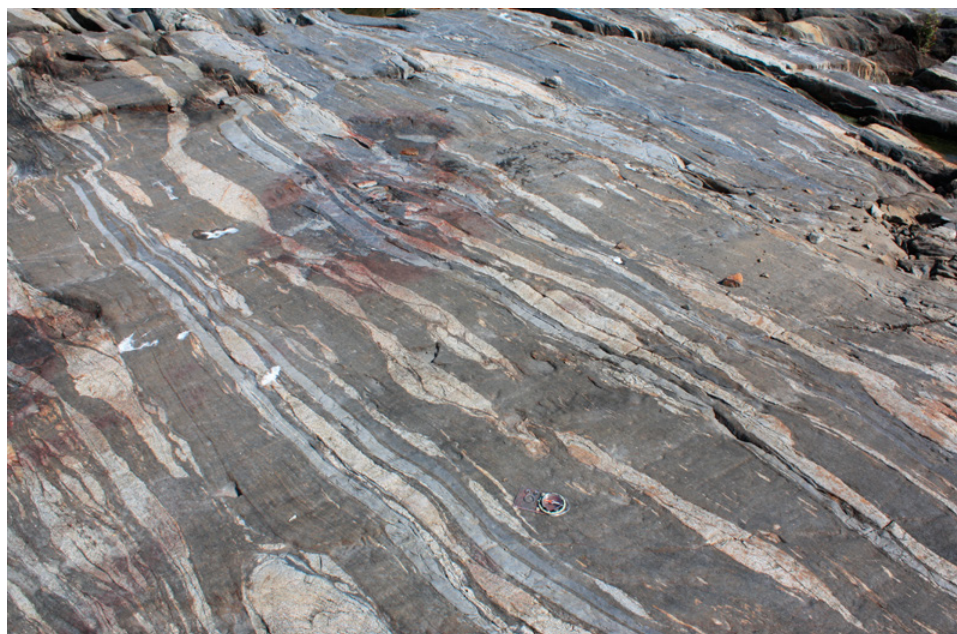
Koitereen granodioriitin sisällä ja sen läheisyydessä sijaitsevia biotiittiparagneissejä ei ole rinnastettu Nurmeksen seurueeseen. Ne esiintyvät Nurmeksen seurueen pääesiintymisalueen kaakkoispuolella ja voitaisiin yhtä hyvin rinnastaa Ilo-mantsin alueen metasedimentteihin.

Tutkimusalueen länsilaidalla Kertonsaaren (kuva 3) poikki kulkeva biotiittiparagneissi on paljastuneena ainoastaan liitekartan esittämän

alueen länsipuolella. Ulkoisesti kivi muistuttaa paljolti Nurmeksen seurueen gneissejä, mutta sisältää niistä poiketen paljain silmin havaittavaa magnetiittia, esimerkiksi havaintokohteella SPL\$-1999-683 (P5421E, E=609 792, N=7028 191). Tästä johtuen se aiheuttaa aeromagneettisella kartalla voimakkaan positiivisen anomalian, jonka perusteella yksikköä on jatkettu Ylä-Luostan karttalehdeltä (Paavola 2005, 2006) nyt tutkitulle alueelle.

Ipatin muodostuman kivien pohjoispuolella Oriksen luodolla (kuva 3, P5413H) paljastuneena oleva biotiittiparagneissi ei migmatisoitumattoman ulkoasunsa puolesta (kuva 52) kuulu Nurmeksen seurueeseen. Se saattaisi kuulua Ipatin muodostumaan (vrt. kuva 48), mutta Oriksen ympäristö on aeromagneettisella kartalla täysin piirteetön, kun taas Ipatin muodostuman kivet muodostavat aeromagneettisella kartalla positiivisen anomalian, joskin heikohkon.

Määrittelemättömistä biotiittiparagneisseistä on olemassa vain 2 analyysiä (liite 4, sähköinen liite), joiden perusteella niiden ja Nurmeksen seurueen kivistä tehtyjen analyysien välillä ei ole merkittävää koostumuseroa, joten kummatkin kivet ovat voineet olla alun perin grauvakkoja.



Kuva 52. Oriksen luodolla, havaintokohde PIM\$-2011-104 (P5413H, E=641 261, N=7013 141), esiintyvää biotiittiparagneissiä, jossa runsaasti tonaliittijuonia (vaaleimmat raidat) liuskeisuuden tasossa. Selvän vaalean juonimateriaalin lisäksi kivessä on myös hieman tummemman harmaita kerroksia (esim. alalaidan keskeltä vasempaan yläkulmaan kulkevat), jotka saattavat olla joko juonia tai hiekkaisempia välikerroksia. Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 52. Biotite paragneiss with abundant tonalite veins (light coloured bands) parallel to the schistosity at Oriksi skerry, observation location PIM\$-2011-104. In addition to the light coloured vein material the paragneiss hosts dark grey layers (for example from the upper left hand corner to the middle of the lower edge), which can be either dikes or sandy layers. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

4.2 Proterotsooiset kivilajit

4.2.1 Diabaasijuonet

Varhaisproterotsooiset diabaasijuonet ovat yleisiä Lentuan kompleksin eteläosissa kuten koko Itä-Suomen arkeisella alueella. Niiden esiintymistiheys vaihtelee, paikoin juonet esiintyvät huomattavan tiheinä parvina, kun toisilta alueilta ne puuttuvat lähes kokonaan. Runsaasti juonia on esimerkiksi Nurmeksen ja Höljäkän (P5424A) välillä, kun taas Viekin–Nurmijärven–Pankajärven–Jamalinjärven alueella (P5423, P5424, P5441, P5442) ne ovat selvästi harvinaisempia. Juonien suunnat vaihtelevat pääasiassa kaakon ja itä-kaakon välillä. Pystykhöjen juonien leveys on yleensä muutama kymmenen metriä, harvemmin yli 50 metriä. Poikkeuksen muodostavat arkeiseen ja proterotsooisien kallioperän rajalla (P5341) esiintyvät kerrosjuonet, joiden maanpintaleikkaukset ovat yleisesti yli 100 metriä leveitä. Kartalla diabaasit on jaettu neljään ryhmään: sarvivälkediabaaseihin, pyrokseenidiabaaseihin, skapoliittidiabaaseihin ja määrittelemättömiin diabaaseihin. Pyrokseenidiabaaseina on esitetty ne juonet, joista

joko paljastamalla tai hieestä on havaittu merkittäviä määriä pyrokseenia. Sarvivälkediabaaseiksi on merkitty ne diabaasit, joissa mafisena mineraalina on pelkästään tai lähes pelkästään sarvivälkettä. Skapoliittidiabaaseista on hieessä havaittu skapoliittia. Juonet, joiden paljastumahavainnosta puuttuu tieto mafisesta mineraalista, tai jotka on piirretty aeromagneettisen kartan perusteella, on merkitty määrittelemättömiksi diabaaseiksi.

Lentuan kompleksin eteläosan diabaasijuonista on toistaiseksi vain yksi iänmääritys (1989±9 Ma, tämä tutkimus), mutta alueen diabaaseilla on kuitenkin mitä ilmeisimmin laaja ikäjakauma 2,45–1,97 Ga:n välillä Itä-Suomen muista osista tehtyjen ajoitusten perusteella (Vuollo & Huhma 2005). Juonissa havaitut deformaatiot ja primäärimineraalien retrogradiset muutokset ovat näin ollen proterotsooisia. Toisin kuin Pielisen länsipuolella olevat juonet, jotka ovat lähes poikkeuksetta läpikotaisin hiertyneitä, ovat Pielisen takaisen alueen juonet vain harvoin läpikotaisin deformatuneita (kuva 53). Hiertosaumat ovat juonissa sitä vastoin tavallisia (kuva 54). Diabaa-



Kuva 53. Läpikotaisin deformatunutta sarvivälkediabaasia havaintokohteella JVP\$-2010-91 (Q5342C, E=654 042, N=7087 543). Kompassin leveys 6 cm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 53. Pervasively deformed hornblende diabase at observation location JVP\$-2010-91. Width of the compass 6 cm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



Kuva 54. Ohut hiertosauma sarvivälkediabaasissa havaintokohteella PIM\$-2010-10 (Q5434A, E=671 586, N=7115 976). Mittakaavassa cm-asteikko. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 54. Thin shear band in hornblende diabase at observation location PIM\$-2010-10. Scale with cm division. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 55. Sarvivälkediabaasia havaintokohteella JVP\$-2008-115 (P5434E, E=682 057, N=7016 015). Kolikon halkaisija 26 mm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 55. Hornblende diabase at observation location JVP\$-2008-115. Diameter of the coin 26 mm. Photo: Jorma Paavola, GTK.

sien primäärimineraalien staattinen hydrautuminen ja täydellinen uudelleenkiteytyminen ovat sen sijaan lähes sääntönä. Paikoin esiintyy kuitenkin diabaaseja, joissa sekä magmaattinen asu että primäärimineralogia ovat säilyneet. Joissakin tapauksissa ei mikroskooppitarkastelussakaan voi havaita mitään muuttumisen merkkejä. Näillä alueilla on yleensä myös ympäristön arkeinen kivi säilyttänyt ainakin osittain arkeisen mineralogiansa.

Hydrautuneissakin diabaasijuonissa (metadiabaaseissa) on useimmiten nähtävissä kaunis plagioklaasisälöjen muodostama ofiittinen rakenne (kuva 55), vaikka plagioklaasin saussuriittiutuminen on paikoin voimakasta. Muutamassa juonessa plagioklaasi esiintyy kookkainakin hajarakeina

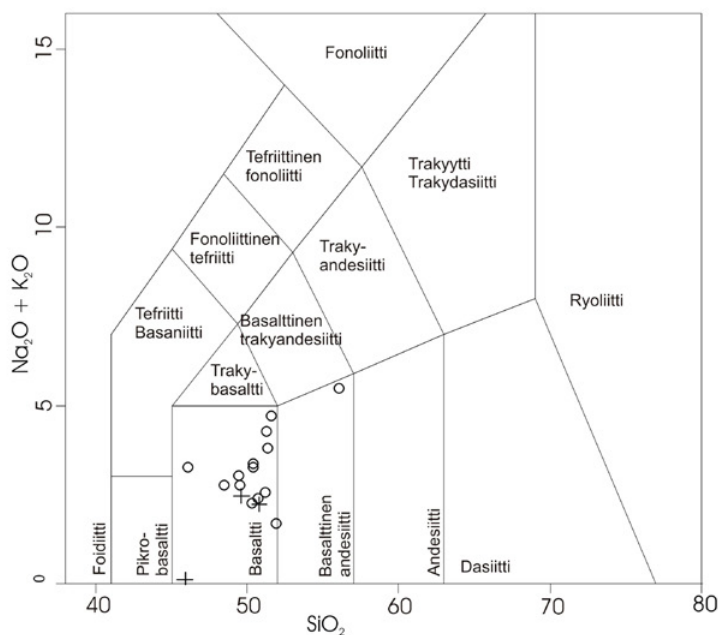
(kuva 56). Pyrokseenia on paikoin säilynyt muuttumattomana, mutta pääosin tummana mineraalina on sekundaarista sarvivälkettä. Biotiittia on vaihtelevasti, joskus myös vähän kvartsia. Skapoliittia on havaittu kolmessa juonessa. Tavallisia aksessorisia mineraaleja ovat titaniitti, epidootti, opaakki, kloriitti, apatiitti ja zirkoni. Muutamassa näytteessä on havaittu myös aksessorista granaattia. Diabaasit ovat Itä-Suomelle tyypillisiä Fe-tholeiittisia, emäksisiä juonikiviä (kuva 57), jotka muodostavat koostumuksellisesti tasalaatuisen ryhmän, jonka sisäinen hajonta johtunee differentaatioprosesseista ja/tai kontaminoitumisesta kuorellisella materiaalilla.



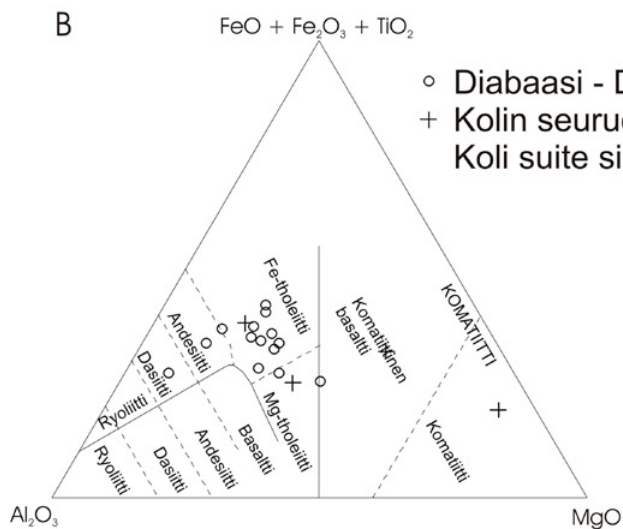
Kuva 56. Plagioklaasiporfyryristä sarvivälkediabaasia havaintokohteella JJE\$-2008-327 (P5434H, E=688 704, N=7025 431). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Jukka Eskelinen, GTK.

Figure 56. Plagioclase porphyritic hornblende diabase at observation location JJE\$-2008-327. Length of the compass 12 cm. Photo: Jukka Eskelinen, GTK.

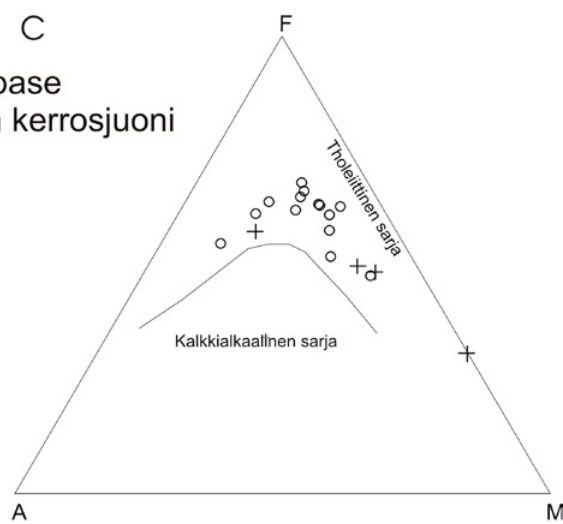
A



B



C



Kuva 57. Tutkimusalueen diabaasien ja Kolin kerrosjuoniseurueeseen kuuluvien kivien koostumus A) TAS-diagrammilla (Le Bas ja muut 1986) B) Jensenin (1976) kationidiagrammilla C) AFM-diagrammilla.

Figure 57. Chemical compositions of diabases and Koli suite sills from the study area on A) TAS diagram (Le Bas et al. 1986) B) Jensen (1976) cation diagram C) AFM diagram.

4.2.2 Kolin alueen kivilajit

4.2.2.1 Klastiset sedimenttikivet

Tutkimusalueen lounaisnurkassa esiintyy Kolin jakson varhaisproterotsooisia sedimenttikiviä Ahvenisen länsipuolella (P5341) ja vähemmässä määrin Juuan keskustan (P5411) eteläpuolella. Stratigrafisesti alimpana yksikkönä on paikoin arkeisen kuoren rapautuessa syntynyt Hokkalammen paleorapauma (Kohonen & Marmo 1992).

Yksikön koostumuksellinen (liite 4, analyysit EIPO-2010-74.1, EIPO-2010-74.2) ja mineraaloginen heterogeisuus heijastelee sekä lähtömaterialin koostumusta että rapautumisen voimakkuutta. Suurin muutos entiseen karttakuvaan (esim. Gaal 1964 ja sitä toistavat uudemmat kartat) on Hokkalammen paleorapauman huomattavan suuri laajuus Höllärinvaarassa. Paikoin andalusiittia ja kloritoidia sisältävä serisiitti-kvartsiliuske vaihettuu noin 0,5 km leveydeltä (itää kohti)

serisiittyneeksi pohjan granitoidiksi ja edelleen serisiittisaumojen puhkomaksi granodioriitiksi. Seuraavana tulevat Kolin muodostuman ortokvartsiitit, jotka eivät jatku Höllärinvaaran länsirinteeltä luoteeseen, toisin kuin aikaisemmissa kartoissa on esitetty. Ortokvartsiittien päälle on kerrostunut epäpuhtaampia Jeron muodostuman arkoosikvartsiitteja. Juuan eteläpuolella tutkimusalueelle ylettyy myös pieni-alaisesti Tohmajärven muodostumaan kuuluvia kiilleliuskeita. Näistä muodostumista kiinnostuneen kannattaa tutustua Pekkarisen ja muiden (2006) laatimaan Kolin karttalehtiselitykseen.

4.2.2.2 Kolin kerrosjuoniseurue

Juuan ja Kolin alueilla (kuva 3) on useita 2,2 miljardin vuoden ikäiseen Kolin kerrosjuoniseurueeseen kuuluvia gabro-wehrlittisiä kerrosjuo-

nia, joiden koostumusta ja differentiaatiota on kuvattu laajasti aikaisemmissa yhteyksissä (Vuollo & Piirainen 1992, Pekkarinen ja muut 2006). Kerrosjuonet ovat tunkeutuneet yleensä kerros- tai rakennemyötäisesti sekä alueen metasedimentteihin että niiden alla olevaan arkeaiseen pohjaan. Juonien kulkusuunta on karkeasti arkeaisen pohjan ja metasedimenttien kontaktin kaakko-luoteisen suunnan mukainen, mutta vaihtelee isäntäkivien sä kulkuja seuraten. Kerrosjuonet muodostavat voimakkaita magneettisia anomalioita lentogeofysikaalisille kartoille, toisin kuin myös osin kerrosjuonimaisesti esiintyvät nuoremmat diabaasit. Alueen aineistossa on vain neljä analyysia kerrosjuonista, mutta jo ne osoittavat huomattavaa hajontaa komatiittisesta Fe-tholeiittiseen koostumukseen verrattuna heikommin differentioituneisiin diabaaseihin (kuva 56).

4.3 Kvartsijuonet

Alueen kaikissa arkeisissa kivilajeissa tavataan kvartsijuonia, joiden paksuus on tyypillisesti muutamia senttejä (kuva 25) ja joiden suunta vaihtelee paljastumien välillä ja/tai alueellisesti. Juonien yleisyydestä ja vaihtelevista suunnista johtuen kartalle on merkitty kvartsiutuminen/

kvartsijuoni-symboleja vain muutamiin paikkoihin, joissa juonet ovat tavallista paksumpia tai runsaampia. Runsaimmat kvartsijuonet ja kvartsiutumukset liittyvät tyypillisesti nuoriin luodekaakko-suuntaisiin ruhjeisiin, mutta deformaationsa perusteella vanhimmat kvartsijuonet ovat



Kuva 58. Poimuttuneita kvartsijuonia biotiittiparagneississä Kankilammella, havaintokohteella STHA-2008-144 (P5434A, E=668 033, N=7015 128). Vasaran pituus 60 cm. Kuva: Sampo Harju, GTK.

Figure 58. Folded quartz veins at Kankilampi, observation location STHA-2008-144. Length of the hammer 60 cm. Photo: Sampo Harju, GTK.



Kuva 59. Noin 15 cm paksu kvartsijuoni ja ohuempien kvartsijuonten muodostama verkko Hemminlammella havaintokohteella STHA-2008-385 (P5443G, E=686 425, N=7028 341). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Sampo Harju, GTK.
Figure 59. Ca. 15 cm wide quartz vein and network of thinner quartz veins at observation location STHA-2008-385 at Hemminlampi. Length of the compass 12 cm. Photo: Sampo Harju, GTK.

arkeisia (kuva 58). Erityisen näyttävää kvartsiutumista on nähtävissä Hemminlammen ympäristössä (P5434A, kuva 59), jossa useiden metrien

paksuisten lähes puhtaiden kvartsijuonten lisäksi on monin paikoin nähtävissä ohuempien juonten muodostamia verkkoja.

4.4 Muuttuneet kivilajit

Tutkimusalueella on tapahtunut tietyissä arkeisen kallioperän vyöhykkeissä selkeitä muutoksia kivien kemiallisessa koostumuksessa liittyen fluiditoimintaan proterotsooisen reaktivoitumisen aikana. Tämä näkyy luonnollisesti myöskin niiden metamorfisessa mineraalikoostumuksessa ja rikkonaisuudessa. Etenkin kloriittirikkaat, kyaniitti-kordieriitti-pitoiset (kuva 60) muuttumisvyöhykkeet ovat yleisiä. Parhaiten tutkittu tällainen ruhjeeseen liittyvä vyöhyke on Nurmeksen Hiltuspuron alueella (kuva 3, Q5314F), mistä Pajunen (1996) sekä Pajunen ja Poutiainen (1999)

ovat kuvanneet metasomaattis-metamorfisia reaktioita. He ajoittivat muutosprosessin iäksi 1852 Ma ksenotiimistä, joka löytyi vyöhykkeen kyaniittikloriitti-kordieriittikivestä. Joistain muuttuneista kivistä lähtömateriaalin voi analyysistä tai maastossa tunnistaa, esimerkiksi kloriittiutuneet TTG-sarjan kivet. Osa muuttuneista kivistä muistuttaa ulkoasultaan ja mineralogialtaan kvartsisyeniittejä, tällainen on esimerkiksi Soitupansuon ikänäyte (liite 4, A2111). Toisin paikoin taas kiven primääriä koostumusta voidaan korkeintaan arvailla (kuva 61, analyysi PIMS-2011-95.1 liitteessä 4).



Kuva 60. Arkeisessä kallioperässä oleva proterotsooinen tektonometasomaattinen reaktivoitumisvyöhyke, johon on kiteytynyt kloriitti- ja kyaniittipitoista kiveä havaintokohteella JJLA-2011-180 (Q5314E, E=633 356, N=7070 311). Kolikon halkaisija 26 mm. Kuva: Jorma Paavola, GTK.

Figure 60. Intense Proterozoic tectonometasomatic reactivation zone in Archean bedrock consisting of chlorite and kyanite bearing rock at observation location JJLA-2011-180. Diameter of the coin 26 mm. Photo: Jorma Paavola, GTK.



Kuva 61. Kalimetasomatoitunutta, kvartsijuonten pilkkomaa kiveä havaintokohteella JJLA-2010-261 (Q5431E, E=658 514, N=7098 457). Kuva: Jaakko Laitala, GTK.

Figure 61. Potassium metasomatized rock cut by quartz veins at observation location JJLA-2010-261. Photo: Jaakko Laitala, GTK.

4.5 Nuoremmat hiekka- ja silttikivet

Pielisen altaan ympäristöstä on löydetty muutamia metamorfoitumattomia hiekka- ja silttikivilohkareita, joiden lähtöpaikka on toistaiseksi tuntematon. Tutkimusalueelle näistä osuu Stratovertsiluostarin (P5421) kiviäidassa oleva hiekkakivilohkare, itäinen osa Kelvän alueen harvasta lohkaraviuhkasta (P5342), Kolunkankaan silttikivijuoninen (P5344) graniittilohkare Lieksassa sekä Haukijoki-

laakson (P5343) hiekkakivi-konglomeraattilohkareet Ilomantsissa. Kaukokulkeuma tunnetuilta esiintymiltä ei vaikuta todennäköiseltä sen paremmin jäätikön kuljetussuuntien kuin löydettyjen lohkareiden tyyppin perusteella. Ainakin osa lohkareista saattaa olla sedimenttikivien sijaan tektonisia breksioita tai myloniitteja. (Kejonen 2011, 2012)

5 IÄNMÄÄRITYKSIÄ

Tässä raportissa esitettävät iänmääritykset on tehty U-Pb-menetelmällä zirkonista GTK:n isotooppilaboratoriossa ja Suomen isotooppigeologian laboratoriossa. Ajoitetuista näytteistä on tehty Sm-Nd-kokokivianalyysejä malli-ikien ja initiaali- ϵ_{Nd} -arvojen määrittämiseksi. Uusien näytteiden lisäksi eräistä vanhoista näytteistä tehtiin lisäanalyseja. Määritykset on tehty käyttäen TIMS- (Thermal Ionization Mass Spectrometer) ja LA-MC-IC-PMS (Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) -laitteistoja.

TIMS:illä analysoiduista zirkonifraktioista osaan on käytetty esikäsittelyä ilma-abraasion sijasta kemiallista abraasiota (Mattinson 2005, chemical abrasion=CA). Tarkemmat analyysimenetelmät on kuvattu Huhman ja muiden julkaisuissa (2012a, b). Yksittäisten pisteiden ja TIMS-fraktioiden tulokset ovat sähköisessä liitteessä, joka on ladattavissa samassa paikassa GTK:n Internet-sivuilla kuin tämä raportti. Liitekartassa 2 ja taulukossa 3 on esitetty myös alueelta aiemmin tehtyjen iänmääritystöiden sijainnit ja tulokset.

Taulukko 3. Alueelta tehty U-Pb-ajoitukset ja koko-kinäytteen alkuarvot ja T_{DM} -malli-iat.
Table 3. U-Pb datings from the area together with the initial ϵ_{Nd} values and t_{DM} model ages.

Näyte Sample	Paikka Location	Kivilaji Rock type	Ryhmä Group	Mineraali Mineral	Menetelmä Method	Ikä (Ma) Age	Tulkinta Interpretation	Initial ϵ_{Nd}	T-DM De Paolo (1981)	Karttalehti Map sheet	E	N	Viite -ikä Reference - Age	Viite -Sm-Nd Reference Sm-Nd
A2111	Soitupan- suo	Graniiitti (muuttunut tonaliitti?) Granite (altered tonalite?)	TTG?	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2841±10	Kiteytyminen Crystallization	+0,4	2994	Q5431G	664226	7101795	Tämä raportti	Tämä raportti
A2072	Hiisvaara	Granodioriitti Granodiorite	Matala HREE TTG	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2839±8	Kiteytyminen Crystallization	+1,3	2916	P5414B	624591	7020766	Tämä raportti	Tämä raportti
A1768	Karppinen	Tonaliitti Tonalite	Matala HREE TTG	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2830±7	Kiteytyminen Crystallization	+2,9	2776	P5423E	633904	7029796	Tämä raportti	Huhma ja muut 2012b
A1765	Jamali	Tonaliitti, paleosomi Tonalite, paleosome	Korkea HREE TTG	Zirkoni	SIMS*	2792±6	Kiteytyminen Crystallization	+1,0	2893	P5441A	644495	7028315	Käpyaho ja muut 2007	Huhma ja muut 2012b
A34	Mätäs- vaara	Tonaliitti Tonalite	TTG	Zirkoni	TIMS	2789±2	Kiteytyminen Crystallization	---	---	P5423D	629211	7037027	Tämä raportti	---
A2130	Karjusen- aho	Tonaliitti Tonalite	Transitionaali- nen TTG	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2780±7	Kiteytyminen Crystallization	+3,0	2727	P5442F	661772	7049936	Tämä raportti	Tämä raportti
A185	Kivi-Kiekki	Trondhemiitti, neo- somi Trondhjemite, toidi neosome	Leukograni- toidi	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2800- 2750	Kiteytyminen Crystallization	---	---	Q5432H	666220	7116795	Tämä raportti	---
A1763	Ollikkalan- vaara	Tonaliitti Tonalite	Transitionaali- nen TTG	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2759±6	Kiteytyminen Crystallization	+1,7	2794	P5422G	619534	7040904	Tämä raportti	Huhma ja muut 2012b
A1762	Emonvaara	Kvartsidioriitti Quartz diorite	Kvartsidioriitti	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2749±6	Kiteytyminen Crystallization	+1,2	2812	P5432F	661101	7024540	Tämä raportti	Huhma ja muut 2012b
A2074	Louhivaara	Kvartsidioriitti Quartz diorite	Kvartsidioriitti	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2748±7	Kiteytyminen Crystallization	+1,3	2810	P5432F	660372	7025019	Tämä raportti	Tämä raportti
A1336	Sourisuo	Kvartsidioriitti Quartz diorite	Sanukitoidi	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2725±12	Kiteytyminen Crystallization	+1,1	2805	P5343B	672501	6986200	Tämä raportti	Halla 2005
A1339	Iso-Kiima- lampi	Porfyryinen granodioriitti Porphyritic grano- diorite	Sanukitoidi	Zirkoni	SIMS*	2722±6	Kiteytyminen Crystallization	+0,8	2815	P5434E	683611	7016181	Heilimo ja muut 2011	Halla 2005
A1772	Änäkäinen	Alkaligabro	Alkaligabro	Zirkoni	SIMS*	2712±1	Kiteytyminen Crystallization	+0,0	2900	Q5331C	652781	7054890	Huhma ja muut 2012a	Huhma ja muut 2012b
A1340	Jaakon- vaara	Dioriitti Diorite	Kvartsidioriitti	Zirkoni	TIMS	2702±5	Kiteytyminen Crystallization	---	---	P5344B	669674	7000466	Tämä raportti	---

Taulukko 3. Jatkuu
Table 3. Cont.

Näyte	Paikka	Kivilaji	Ryhmä	Mineraali	Menetelmä	Ikä (Ma)	Tulkinta	Initial ϵ_{Nd}	T-DM <i>De Paolo (1981)</i>	Karttalehti	E	N	Viite -ikä <i>Reference - Age</i>	Viite -Sm-Nd <i>Reference Sm-Nd</i>
Sample	Location	Rock type	Group	Mineral	Method	Age	Interpretation			Map sheet				
A1766	Jamali	Trondhjemiiitti, neosomi Trondhjemite, neosome	Leukograni- toidi	Zirkoni	SIMS*	2710- 2680	Kiteytyminen Crystallization	-0,3	2884	P5441A	644495	7028315	Käpyaho ja muut 2007	Huhma ja muut 2012b
A1764	Persaus- lammet	Amfiboliitti Amphibolite	Amfiboliitti	Zirkoni	TIMS	2685	Metamorfoosi Metamorphism	+1,2	---	P5441H	663706	7037808	Tämä raportti	Huhma ja muut 2012b
A1339	Iso-Kiima- lampi	Porfyryinen granodioriitti Porphyritic granodiorite	---	Monatsiitti	TIMS	2684±2	Metamorfoosi Metamorphism	---	---	---	---	---	Halla 2002	---
A2111	Soitupan- suo	Graniitti (muuttunut tonaliitti?) Granite (altered tonalite?)	---	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	2682±34	Metamorfoosi Metamorphism	---	---	---	---	---	Tämä raportti	---
A2131	Karjusen- aho	Leukograniitti Leucogranite	Leukograni- toidi	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	?	?	---	2869	P5442F	661772	7049936	Tämä raportti	Tämä raportti
A2071	Hattu- selkonen	Pyrokseenidiabaasi Pyroxene diabase	Diabaasi	Zirkoni	LA-MC-ICPMS	1989±9	Kiteytyminen Crystallization	-0,7	2631	Q5331C	654880	7055755	Tämä raportti	Tämä raportti

* Sekundääri-ioni massaspektrometri, yhteispohjoismainen NORDSIM-laboratorio

* Secondary ion mass spectrometer, Nordic NORDSIM laboratory

5.1 Vanhojen iänmääritysnäytteiden uudelleen analysoinnit

5.1.1 Mätäsvaaran tonaliitti A34

Mätäsvaaran näyte (A34) on heikosti migmatisoitunut TTG-sarjan tonaliitti ja otettu Mätäsvaaran molybdeenikaivoksen louhoksesta. Wetherill ja muut (1962) raportoivat tulokset yhdestä zirkoni-fraktiosta. Näytteestä on alkuperäisen julkaisun jälkeen analysoitu 5 uutta TIMS-fraktiota, joista kemiallisella abraasiolla käsitelty antaa konkordantin iän 2789 ± 2 Ma. Muiden fraktioiden kautta piirretyn diskordiasuoran leikkaukset ovat 731 ± 140 ja 2766 ± 6 Ma (kuva 62). CA-TIMS-fraktion ikä on paras arvio kiven kiteytymisiäst. Muiden fraktioiden antama hieman nuorempi ikä ja niissä havaittava hajonta kuvastanee myöhemmän metamorfoosin vaikutusta.

5.1.2 Kivi-Kiekin trondhjemiittileukosomi (A185)

Luukkonen (1989) raportoi neljään TIMS-fraktioon perustuneen U-Pb-zirkoni-ikä 2784 ± 4 Ma tälle migmatisoituneen TTG:n trondhjemiittiselle leukosomille. Kyseinen ikä oli koko Itä-Suomen arkeiselta alueelta ainoa leukosomi-ikä, joka poikkesi tyyppillisistä noin 2700 Ma:n iästä. Tämän takia isotooppilaboratoriota pyydettiin tekemään näytteestä yksikideikä. LA-MC-ICPMS:llä analysoitiin 17 pistettä, joista osa hylättiin korkean ”common lead”-pitoisuuden ja/tai suuren diskordian perusteella. Jäljelle jäävät pisteet ($n=10$) hajoavat (kuva 62) lyijy-lyijy-ikäien vaihdellussa välillä 2366–2751 Ma ja pisteet sisältävät mm. selvästi konkordiakäyrän yläpuolelle sijoittuvan pisteen (kuva 62). Näiden tulosten perusteella on

yllättävää että TIMS-analyysit osuivat tarkasti samalle viivalle. Tarkkaa ikää ei uusien tulosten pohjalta voida laskea, mutta 2750–2800 Ma väliin osuva kiteytymisikä on erittäin todennäköinen.

5.1.3 Sourisuon kvartsidioriitti A1336

Sourisuon näytteen A1336 aiemmat tulokset on julkaissut Halla (2002). Kyseinen tasarakeinen kvartsidioriitti kuuluu Koitereen alueella paikoin esiintyviin tasarakeisiin sanukitoideihin. Kaksi aiempaa monikidefraktiota antoivat molemmat lievästi diskordantin tuloksen ja niiden $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -iät olivat 2716 Ma. Tuloksen tarkentamiseksi tehtiin 21 yksikideanalyysiä, jotka kaikki ovat konkordantteja (kuva 62) ja antavat iäksi 2725 ± 12 Ma. Tulos on virherajojen puitteissa yhtenevä Koitereen porfyirisestä korkean metamorfoosiasteen tyyppistä saatuun 2722 ± 6 Ma ikään (Heilimo ja muut 2011).

5.1.4 Jaakonvaaran dioriitti A1340

Jaakonvaaran näytteen aiemmat ikätulokset on julkaissut Halla (2002). Kyseinen tasarakeinen dioriitti kuuluu Jonsan seurueen kvartsidioriitteihin. Aiemmin analysoidut kolme TIMS-fraktiota muodostavat selkeän suoran ja niiden määrittämät leikkauspisteet konkordiakäyrän kanssa ovat 350 ± 180 ja 2699 ± 8 Ma. Näytteestä tehtiin 15 yksikideanalyysiä, joista 13 on konkordantteja (kuva 62) ja konkordanttien pisteiden perusteella laskettu konkordiaikä 2702 ± 5 Ma on kiven kiteytymisikä.

5.2 Uudet U-Pb-näytteet

5.2.1 Emonvaaran tonaliitti (A1762)

Emonvaaran näyte (A1762) on harmaasta, keskirakeisesta ja suuntautuneesta Jonsan seurueen tonaliitista. Paljastumalla kiveä leikkaavat vaaleat leukosomisuonet ja epidoottitäytteiset raot. Separoinnissa saadut zirkonit ovat homogeenisia, vaaleita, osin sameita, pitkänomaisia kiteitä. Kiteiden pinnat ovat osittain syöpyneitä. Neljän perinteisen TIMS-analyysin laatu on hyvä ja kolmen $>70 \mu\text{m}$ fraktion muodostaman suoran leikkaus-

pisteet konkordiakäyrän kanssa ovat 441 ± 120 ja 2742 ± 4 Ma. Hienommasta ($<70 \mu\text{m}$) zirkonista tehty analyysi osuu tämän suoran nuoremmalle puolelle (kuva 62). Näytteestä tehdyistä kahdesta CA-TIMS-analyysistä toinen on hieman diskordantti ja toinen antaa konkordantiksi iäksi 2726 ± 2 Ma. Kaikki TIMS-analyysit mukaan luettuna diskordiasuoran ylä- ja alaleikkaukset ovat 95 ± 620 ja 2730 ± 10 Ma. Näytteestä analysoitiin 22 pistettä LA-ICPMS:lla. Analyysit ovat konkordantteja ja useimmat antavat noin 2,75 Ga:n iä. Yhdestä

ytimeistä tehty analyysi on selvästi vanhempi (noin 2,84 Ga) ja muutama, enimmäkseen ulommista osista tehty analyysi antaa hieman nuorempia tuloksia (2,68–2,72 Ga). Yksikideanalyysien pääryhmästä saadaan laskettua konkordiaikä 2749±6 Ma, jonka voidaan katsoa parhaiten edustavan kiven kiteytymisikä. Se on virherajojen puitteissa sama kolmen >70 µm normaalin TIMS-fraktion muodostaman diskordiasuoran antaman tuloksen kanssa. Yksi vanhempi ydin edustaa vanhempaa perittyä materiaalia ja nuoremmat iät metamorfoosin vaikutusta. Konkordantin CA-TIMS-analyysin antama 2726±2 Ma ikä on keskiarvo kiteytymisestä ja metamorfisesta päällemerkinnästä, samoin kuin kaikkien kuuden TIMS-analyysin määrittämä 2730±10 Ma.

5.2.2 Ollikkalanvaaran tonaliitti (A1763)

Ollikkalanvaaran näyte (A1763) on harmaa, keskirakeinen ja suuntautunut tonaliitti, joka kuuluu TTG-sarjan syväkiviin. Paljastumalla näkyy muutamia 1–10 cm paksuja leikkaavia ja konformeja trondhjemittisiä suonia. Separoinnissa saatiin pitkänomaisia, vaaleita tai rusehtavia zirkonikiteitä, jotka ovat omamuotoisia, vaikkakin jossain määrin syöpyneitä. Viiden TIMS-analyysin, joista kemiallisesti abradoidun fraktion tulos on konkordantti (2722±2 Ma), tekninen laatu on hyvä, mutta analyysitulokset eivät muodosta kunnollista suoraa. Diskordian leikkauspisteet konkordiaikäyrän kanssa ovat 660±450 ja 2721±20 Ma. Kuten Emonvaaran näytteessä, hienorakeisempi (<70 µm) fraktio sijoittuu muiden pisteiden muodostaman suoran nuoremmalle puolelle (kuva 62). Zirkoneista analysoitiin LA-MC-ICPMS:llä 28 pistettä, jotka ovat pääosin konkordantteja ja iältään 2,69 ja 2,77 Ga:n välissä. Kiven ikänä voidaan pitää 23 magmaattisen ja muuttumattoman pisteen perusteella laskettua 2758±5 Ma yläleikkausta. Nuoremmat tulokset tulevat zirkonien muuttuneista kohdista ja TIMS-menetelmällä saatu nuorempi tulos on tässäkin tapauksessa todennäköisesti yhdistelmä kiteytymis- ja metamorfoosi-*i*istä.

5.2.3 Persauslampien amfiboliitti (A1764)

Persauslampien amfiboliittinäyte (A1764) edustaa arkeisissa kivissä tavattavia vaihtelevan kokoisia amfiboliittialueita ja paljastumahavainnon perusteella se on vanhempi kuin TTG-sarjan kivet. Se

parointi tuotti vaaleita, läpinäkyviä, enimmäkseen pieniä kiteitä, joiden morfologia on metamorfisille zirkoneille tyypillinen. TIMS-analyysi on aavistuksen diskordantti ja sen ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ikää 2685 Ma voidaan pitää metamorfisena ikänä.

5.2.4 Karppisen tonaliitti (A1768)

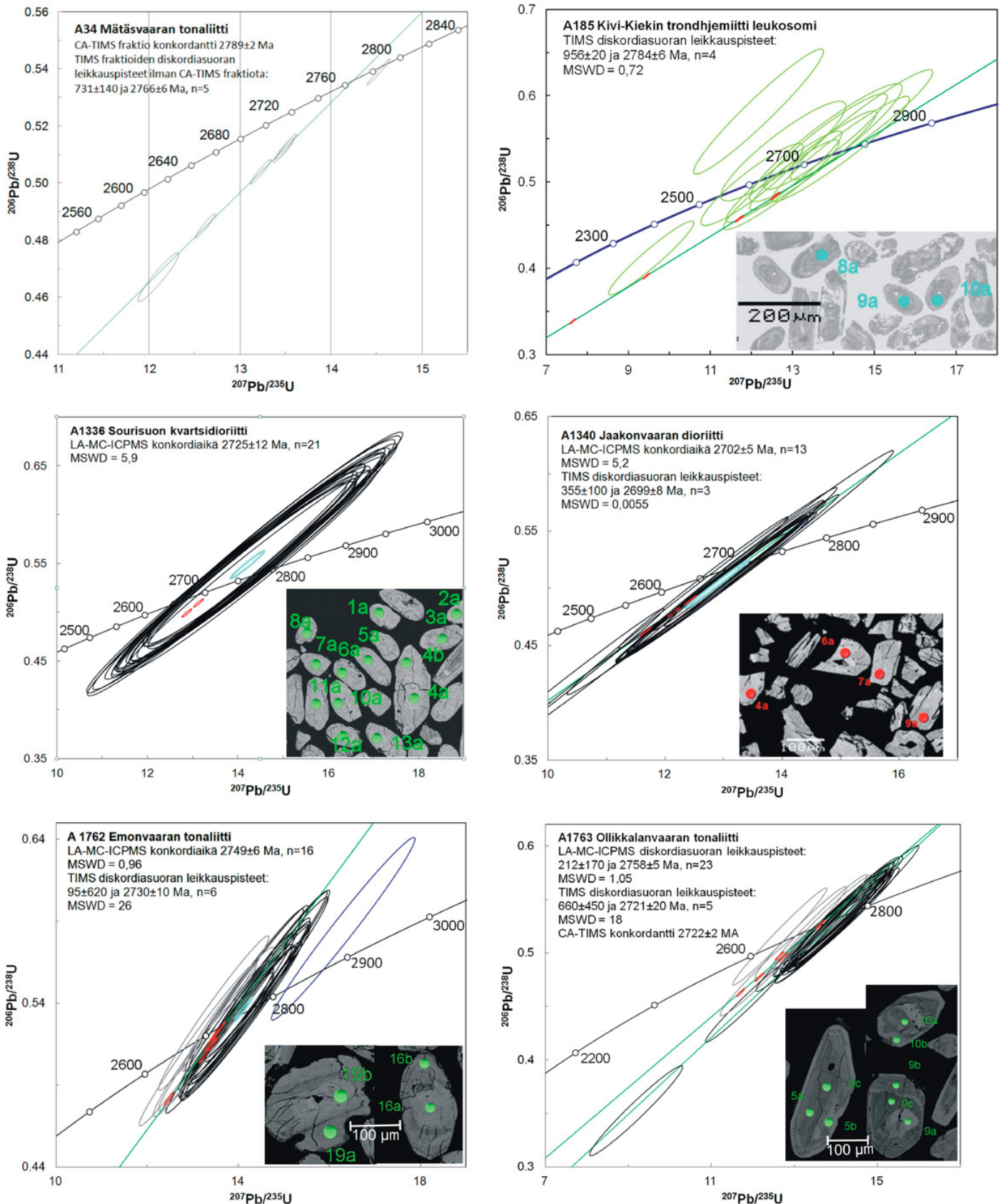
Karppisen näyte (A1768) on keskirakeisesta, suuntautuneesta TTG-sarjaan kuuluvasta tonaliitista. Separoinnissa saatiin runsaasti pitkänomaisia, omamuotoisia ja läpinäkyviä vyöhykkeellisiä zirkonikiteitä, jotka ovat särmistään pyörityneitä. Viisi tehtyä TIMS-analyysiä ovat teknisesti hyvälaatuisia, mutta tulokset eivät muodosta selkeää suoraa konkordiadiagrammilla. Niiden kautta piirretyn suoran alaleikkaus on 1328±710 Ma ja yläleikkaus 2824±42 Ma. LA-MC-ICPMS:llä analysoidut 23 pistettä ovat virherajojen puitteissa konkordantteja (kuva 63) ja niiden perusteella laskettu konkordiaikä on 2830±7 Ma, jota voidaan pitää luotettavana arviona kiven kiteytymisestä.

5.2.5 Hattuselkosen pyrokseenidiabaasi (A2071)

Hattuselkosen näyte (A2071) on pohjoiskoillisen suuntaisesta, vahvasti magneettisesta pyrokseenidiabaasisuonesta, jota voi seurata maastossa ja aeromagneettisellakartalla lähes 10 kilometrin matkan. Kivi on suurelta osin hydrautunut meta-diabaasiksi ja pyrokseeni muuttunut vaihtelevasti sarvivälkkeeksi, mutta paikoin klinopyrokseeni on hyvin säilynyt. Plagioklaasi on ruskehtavan tervettä. Separoinnissa saatiin runsaasti zirkonia, joka on vaaleaa ja neulamaista. Kaikki kymmenen tehtyä LA-MC-ICPMS-analyysiä ovat konkordantteja (kuva 63) ja niiden perusteella kiven konkordiaikäksi saadaan 1989±9 Ma.

5.2.6 Hiisvaaran granodioriitti (A2072)

Hiisvaaran näyte (A2072) on selvästi suuntautunutta keskirakeista granodioriittia ja edustaa Pielisen alueen TTG-sarjan granitoideja. Päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi, kalimaasälpä ja biotiitti. Muita havaittuja mineraaleja ovat kloriitti, titaniitti, epidootti, apatiitti, serisiitti, zirkoni ja allaniitti. Kiven zirkonirakeet ovat melko kookkaita, omamuotoisia, vyöhykkeellisiä ja hieman reunoiltaan pyörityneitä. Osassa rakeista näkyy



Kuva 62. U-Pb-konkordiadiagrammit näytteille A34, A185, A1336, A1340, A1762 ja A1763. TIMS-analyysit punaisella, LA-MC-ICPMS pisteistä mustalla kiteytymiskäisiksi tulkitut, harmaalla metamorfiseksi tai metamorfoosissa häiriintyneiksi tulkitut, sinisellä perityt, vihreällä luokittelemattomat (vain A185:ssä). Vaalean sinisellä ellipsillä lasketut konkordia-ikä. Virhe-ellipsoidit piirretty ±2σ mukaan. Hajoamisvakioiden virheet jätetty huomioimatta.

Figure 62. U-Pb concordia diagrams for samples A34, A185, A1336, A1340, A1762 and A1763. TIMS analysis with red, LA-MC-ICPMS points interpreted to mark the crystallisation with black, metamorphic or disturbed in metamorphism with grey, inherited with blue and unclassified with green (only in A185). Calculated concordia ages with light blue. Error ellipsoids drawn at 2σ level. Decay constant errors ignored.

selvästi ytimet ja kehät. LA-MC-ICPMS:llä analysoidut pisteet ($n=27$) ovat enimmäkseen konkordantteja, ikien vaihdella välillä 2,65–2,85 Ga (kuva 63). Koska joidenkin rakeiden kehät ja ytimet antavat yhteneviä tuloksia, on todennäköistä, ettei vanhin ikäryhmä edusta perittyä ainesta vaan kiven primääristä kiteytymisikää. Kun jätetään huomioimatta nuorimmat iät, jotka ovat vanhempiin verrattuna pääasiassa U-rikkaita, voidaan 20 pisteestä laskea $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ikien keskiarvo 2839 ± 8 Ma. Tämä on primääri, magmaattisen zirkonin ikä ja paras arvio kiteytymisistä. Nuoremmat iät heijastavat myöhemmän metamorfoosin vaikutusta.

5.2.7 Louhivaaran kvartsidioriitti (A2074)

Louhivaaran kvartsidioriitti (A2074) on suhteellisen homogeeninen, ruskehtava kivi. Näyte kuuluu Jonsan seurueeseen ja edustaa Lieksan alueelta paikoin tavattavaa korkean metamorfoosiasteen tyyppiä. Päämineraaleina ovat plagioklaasi, kvartsi, sarvivälke, klinopyrokseeni, biotiitti ja vaalea amfibolisyherö. Aksessorisina mineraaleina on opaakkia (magnetiitti), apatiittia, zirkonia ja titaaniittia. Kivestä saatiin runsaasti kiiltäviä, särmiltään pyöristyneitä zirkoneita. LA-MC-ICPMS:llä saatu U-Pb-aineisto on konkordanttia ja muodostaa kaksi ikäryhmää, joista nuoremmat, 18 analyysin ryhmän, perusteella laskettu konkordiaikä on 2748 ± 7 Ma. Kaksi vanhempaa analysoitua ydinpistettä ovat n. 100 Ma vanhempia (kuva 63). Nuoremmat populaation voidaan tulkita antavan kiven kiteytymisensä ja kaksi vanhempaa kidettä edustavat perittyä komponenttia. Kiteytymisikä on virherajojen puitteissa sama kuin Emonvaaran tonaliittinäytteen (A1762: 2749 ± 6 Ma), joka on otettu vajaa kilometri kaakkoon Louhivaaran näytteenotto paikasta.

5.2.8 Soitupansuon graniitti (A2111)

Soitupansuon mineralogialtaan graniittinen näyte (A2111) on keskirakeinen, tasarakeinen ja heikosti suuntautunut. Näytteen kivilaji on tulkinnanvarainen, ulkoasultaan se muistuttaa kvartsisyeniittejä, mutta kemialtaan se vaikuttaa enemmän fluiditoiminnan muuttumistulokselta (Liite 4) ja se on tullut muuttuneeksi TTG-sarjan kiveksi. Päämineraaleina on plagioklaasia, kalimaasälpää, kvartsia ja amfibolia. Aksessorisina mineraaleina tavataan epidootia, biotiittia, apatiittia ja zirkonia. Separoi-

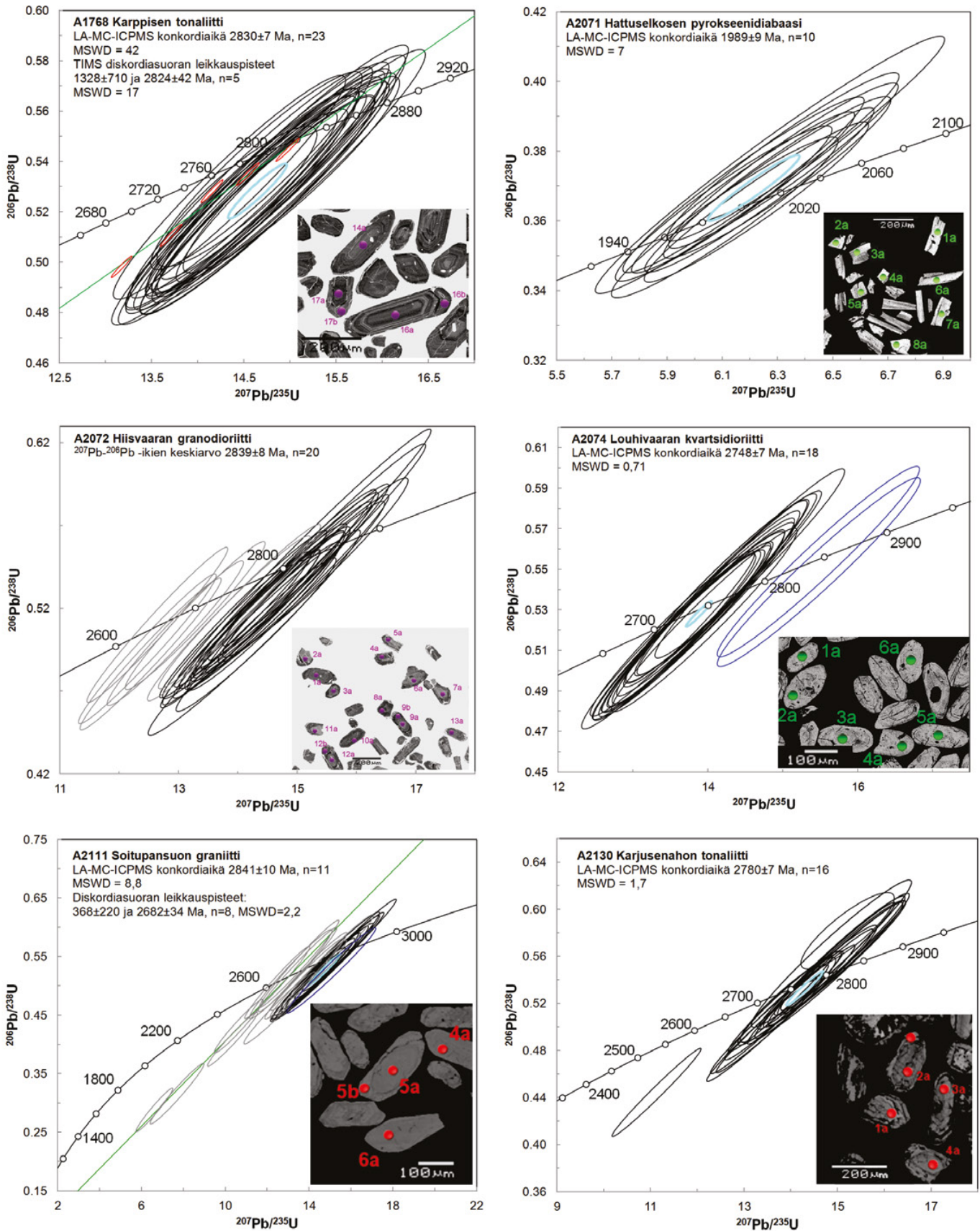
duissa zirkoneissa on usein näkyvissä selvästi erotuva ydinosa. LA-MC-ICPMS -analyysijä tehtiin yhteensä 25, 18:sta eri zirkonirakeesta ja ne osoittavat että reunaosat ovat selvästi ytimiä nuorempia ja U-riikkaampia. Yhdentoista zirkonien ytimistä tehdyn analyysin perusteella laskettu konkordiaikä on 2841 ± 10 Ma. Yksi ytimeistä tehty analyysi on hieman vanhempi. Kahdeksan reunoilta tehdyn analyysin perusteella lasketun diskordiasuoran leikkauspisteet konkordiaikäyrän kanssa ovat 368 ± 220 ja 2682 ± 34 Ma. Viisi analyysia asettuu näiden lukemien väliin ja luultavasti edustavat sekoitusta nuoresta ja vanhasta iästä. Tulos voidaan tulkita kahdella eri tavalla, joko niin että ytimistä saatu konkordiaikä on kiven kiteytymisikä ja nuorempi ryhmä edustaa metamorfista päällekasvua. Meidän mielestämme tämä tulkinta on todennäköisempi. Toinen tulkintatapa on se että vanhemmat ytimet edustavat perittyä ainesta ja nuorempien kehien perusteella lasketun diskordiasuoran yläleikkaus on kiven kiteytymisikä.

5.2.9 Karjusenahon tonaliitti (A2130)

Karjusenahon näyte (A2130) on voimakkaasti suuntautuneen ja heikosti migmatisoituneen TTG-sarjan biotiittinonaliitin paleosomia. Aksessoriset mineraalit ovat kalimaasälpä, apatiitti, opaakki, epidootti ja zirkoni. Näytteestä separoidut zirkonit ovat omamuotoisia ja vyöhykkeellisiä. Niistä analysoitiin 18 pistettä, joista 16:tä tulos on konkordantti. Näiden 16 pisteen perusteella laskettu konkordiaikä on 2780 ± 7 Ma (kuva 63), joka on kiven kiteytymisikä.

5.2.10 Karjusenahon leukograniitti (A2131)

Karjusenahon leukograniittinäyte on samasta louhoksesta kuin näyte A2130 ja edustaa pääosin tonaliittin suuntauksen tasossa esiintyviä, 10 cm–5 m paksuja juonia. Ne muodostavat louhoksella noin kolmasosan koko kiviaineksesta. Päämineraalit ovat kalimaasälpä, plagioklaasi ja kvartsi. Aksessorisina on biotiittia, muskoviittia ja zirkonia. Leukograniitin zirkonin U- ja Pb-pitoisuudet ovat melko korkeita ja Pb/U-kalibraatioon liittyvistä ongelmista johtuen LA-MC-ICPMS-analyysit ovat jossain määrin käänteisesti diskordantteja. Tulosten luotettavuus arkeisilla kivillä on kuitenkin pääasiassa riippuvainen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -suhteista ja näihin U/Pb-kalibraation ongelmien vaikutus on

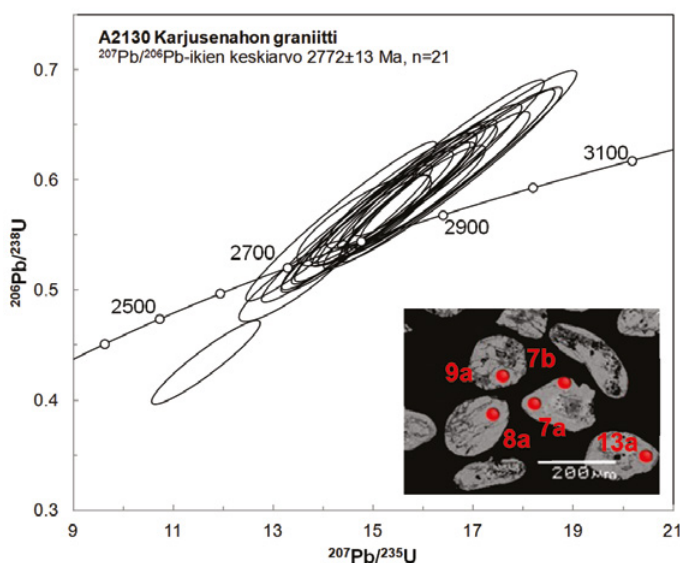


Kuva 63. U-Pb-konkordiadiagrammit näytteille A1768, A2071, A2072, A2074, A2111 ja A2130. TIMS-analyysit punaisella. LA-MC-ICPMS-pisteistä kiteytymisikäisiksi tulkitut on merkitty mustalla, metamorfisiksi tai metamorfoosissa häiriintyneiksi tulkitut harmaalla ja perityiksi tulkitut sinisellä. Vaaleansinisellä on merkitty ellipsillä lasketut konkordia-ikä. Virhe-ellipsoidit piirretty ±2σ mukaan. Hajoamisvakioiden virheet jätetty huomioimatta.

Figure 63. U-Pb concordia diagrams for samples A1768, A2071, A2072, A2074, A2111 and A2130. TIMS analyses with red, LA-MC-ICPMS points interpreted to mark the crystallisation with black, metamorphic or disturbed in metamorphism with grey and inherited with blue. Calculated concordia ages with light blue. Error ellipsoids drawn at 2σ level. Decay constant errors ignored.

vähäinen. Samaan aikaan mitattu kontrollinäyte A382 antaa virherajojen puitteissa oikeita lukemia. Näytteen zirkonien $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -iät vaihtelevat 2,7 ja 2,8 Ga:n välillä ilman selvää korrelaatiota zirkonin morfologiaan. Kaikkien pisteiden perusteella laskettu keskiarvoikä on 2772 ± 13 Ma. Jos tämä on leukogranitiin ikä, kivi on selvästi vanhempi kuin leukogranitoidit yleensä Lentuan kompleksissa. Toisaalta pääosa i'istä ei oleellisesti poikkeaa samalta paikalta otetun tonaliittinäytteen tuloksista ja on

mahdollista, että juoni sisältää lähes yksinomaan perittyjä tonaliitin zirkoneita ja leukogranitoidin ikä on lähellä 2,7 Ga:ta ja tämä ikä on havaittavissa vain pienessä osassa kiteitä päällekasvettumina. Esimerkiksi yksittäisen zirkonirakeen kärjestä tehdyn analyysin 2131-11a ikä on 2706 ± 48 Ma. Nykytiedon valossa Karjusenahon leukogranitiille ei voida esittää luotettavaa ikäarviota, mutta pääosa zirkoneista on selvästi peritty sivukivestä tai sen kanssa samanikäisestä materiaalista.



Kuva 64. Konkordiadiagrammi näytteelle A2131. Virheellipsoidit piirretty $\pm 2\sigma$ mukaan. Hajoamisvakioiden virheet jätetty huomioimatta.

Figure 64. U-Pb concordia diagram for sample A2131. Error ellipsoids drawn at 2σ level. Decay constant errors ignored.

5.3 Sm-Nd-malli-iat ja initiaali- ϵ_{Nd} -arvot

Alueelta nyt ja aiemmin ajoitettujen granitoidien kokokivimalli-iat vaihtelevat välillä 2727–2916 Ma sekä initiaali- ϵ_{Nd} -arvot välillä -0,3–3,0 (taulukko 3). Kumpikaan ei viittaa selvästi vanhemman varhaisarkeisen komponentin olemassaoloon

alueella. Hattuselkosen diabaasin kiteytymisikää (1989 ± 9 Ma) selvästi vanhempi Sm-Nd-malli-ikä (2631 Ma) ja negatiivinen initiaali- ϵ_{Nd} -arvo (-0,3) viittaavat kuorelliseen kontaminaatioon.

6 KALLIOPERÄN KEHITYS

Mantereisen kuoren muodostuminen tutkimusalueella on alkanut keskiarkeisen ajan loppupuolella. Zirkonien yksikideajoituksissa tai kokokivi-Sm-Nd-isotooppianalyyseissä ei ole tavattu vihjeitä merkittävästi vanhemmasta kuoresta toisin kuin Lentuan kompleksin pohjoisemmissa osissa (Käpyaho ja muut 2006, Mikkola ja muut 2011a, Huhma ja muut 2012b). Vanhimmat ajoitetut kivet ovat iältään 2,84–2,83 Ga ja nykytiedon valossa kuoren muodostuksen päävaihe on saman-

aikainen kuin Lentuan kompleksin muissa osissa, eli se tapahtui pääsääntöisesti 2,84–2,78 Ga sitten (Käpyaho ja muut 2006, Mikkola ja muut 2011a, Huhma ja muut 2012a, taulukko 3). Tämän vaiheen syväkivet tutkimusalueella kuuluvat Haasi-anvaaran seurueen TTG-sarjaan kuten muuallakin Lentuan kompleksin alueella. Tutkimusalueelta ajoitetuista näytteistä kaksi kuuluu matala HREE-ryhmään, yksi korkea HREE-ryhmään ja yksi transitionaalinen TTG-ryhmään (taulukko 3).

Aiemmin tämän ikäryhmän transitionaalinen TTG-kiviä on tavattu Lentuan kompleksin alueelta ainoastaan Suomussalmelta. Tutkimusalueelle sijoittuva Jamalin migmatiittinäytteen paleosomi (taulukko 3) on ainoa ajoitettu korkea HREE-ryhmän kivi koko Lentuan kompleksin alueelta. Alueelta ajoitetuista TTG-sarjan granitoideista nuorin (2759 ± 6 Ma) kuuluu transitionaalinen TTG-ryhmään ja vastaa iältään muualta Lentuan kompleksin alueelta kuvattuja nuorimpia TTG-kiviä (Käpyaho ja muut 2006, Mikkola ja muut 2011a). Näytteen transitionaaliset piirteet ovat melko heikkoja (Sm-Nd-malli-ikä= 2794 Ma, $K_2O/Na_2O=0,54$) eli se ei sisältäne merkittävää määrää vanhempaa kuorellista materiaalia lähtömateriaalissaan tai myöhempänä kontaminaationa.

Korkea HREE TTG- ja matala HREE TTG-ryhmien on tulkittu syntyneen osittaissulamisen kautta samanlaisista lähtökivistä, metabasalteista, mutta eri paineessa (esimerkiksi Halla ja muut 2009). Lentuan kompleksin pohjoisosista tehdyissä tutkimuksissa TTG-kivien matalien Cr- ja Ni-pitoisuuksien yhdessä matalan Mg-luvun kanssa on tulkittu viittaavan TTG-kivien syntyyn ilman vaipan vaikutusta, mahdollisesti kuoren alaosien sulamisessa (Mikkola ja muut 2011a). Transitionaalisten TTG-kivien koostumus on tulkittu todisteeksi felsisen kuoren kierrätyksestä (Mikkola ja muut 2011a). Olemassaolevan aineiston perusteella näyttää siltä, että Lentuan kompleksi muodosti geologisen kokonaisuuden jo noin 2,8 Ga sitten. Tähän viittaavat TTG-kivien samankaltainen koostumus ja ikäjakauma koko kompleksin alueella. Tutkimusalueen TTG:t syntyivät basalttisen materiaalin osittaissulamisen kautta ja niihin kierrättyi jonkun verran granitoidista materiaalia, joko osittaissulamisen aikana tai myöhempänä kontaminaationa. Transitionaalisten TTG-kivien kohdalla on kuitenkin syytä muistaa että kalirikas tuminen saattaa liittyä nuorempiin metasomaattisiin muutoksiin tai migmatisaatioon.

Kuten muuallakin Lentuan kompleksin alueella (Käpyaho ja muut 2006, Heilimo ja muut 2010, 2011, Mikkola ja muut 2011a, b, Mikkola 2011) tapahtui tutkimusalueella syväkivi-intruusioiden koostumuksellinen monipuolistuminen 2,75 Ga:n jälkeen. Aiemmin pelkästään TTG-sarjan granitoideista koostunut plutonismi laajeni sisältämään sanukitoidit, kvartsidioriitit, kvartsisyeniitit, gabrot ja alkaligabrot. Aiemmissä tutkimuksissa kaikki nämä Lentuan kompleksin alueella tava-

tut kivilajiryhmät on yhdistetty vaihtelevasti metasomatoituneen vaipan osittaiseen sulamiseen. Metasomatoosin mahdollinen aiheuttaja voisi olla Keski-Karjalan ja Ilomantsin alueella samaan aikaan tapahtunut subduktio. Heilimo ja muut (2011) esittivät, että subduktoituvasta merellisestä kuoresta ja siihen liittyvistä sedimenteistä irronneiden komponenttien lisäksi vaipan koostumusta olisivat voineet muokata syvemältä nousevat alkaliset sulat ja/tai fluidit. Tässä mallissa vaipan osittaisen sulamisen laukaisee subduktoituvan laatan murtuminen, joka mahdollistaa kuumemman vaipan kumpuamisen ylemmäs. Tutkimusalueelta kahdesta kvartsidioriittinäytteestä saadut noin 2750 Ma:n iät poikkeavat selvästi lännempää saman tyyppin kivistä saaduista 2720–2700 Ma:n iästä (Mänttari & Hölttä 2002, Mutanen & Huhma 2003, Mikkola ja muut 2011a). Kuitenkin Jaakonvaaran intruusion ikä on kvartsidioriitille varsin tyyppillinen 2702 ± 5 Ma. Nyt havaittu ikävaihtelu saattaa merkitä, että aiemmin yhdeksi lyhyehköksi vaiheeksi tulkittu kvartsidioriittimagmatismi (Mikkola ja muut 2011) jakaantuu useampaan pulssiin samalla tavalla kuin sanukitoidimagmatismi, joka on jaettavissa vanhempaan (~2740 Ma) itäiseen ja nuorempaan (~2720 Ma) läntiseen pulssiin/vyöhykkeeseen (Heilimo ja muut 2011). Tutkimusalueen sanukitoidit kuuluvat nuorempaan läntiseen vyöhykkeeseen (~2720 Ma). Alkaligabroista on ajoitettu vain Änäkäisen intruusio (2712 ± 2 Ma), mutta leikkaussuhteiden perusteella voidaan olettaa, että muutkin koostumuksellisesti tähän ryhmään kuuluvat kivet ovat suurin piirtein samanikäisiä.

Alueen vihreäkivialueista ei ole olemassa kuin suhteellisia ajoituksia, joiden perusteella ne ovat vanhempia kuin 2,7 Ga leukogranitoidimagmatismi. Toisaalta ei ole mitään syytä olettaa, että niiden ikä oleellisesti poikkeaisi Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi-vihreäkivivyöhykkeen vulkaanisen päävaiheen noin 2,84–2,79 Ga:n iästä (Huhma ja muut 2012a). Tähän ikäryhmään kuuluu myös ainoa Ipatin muodostumasta tehty iänmääritys (Pekkarinen ja muut 2006). Joissain alueen vulkaniiteissa havaittavissa oleva kuorellinen kontaminaatio, joka näkyy esimerkiksi kohonneina K_2O -pitoisuuksina ja sijoittumisena kalkkialkalisena kenttään voidaan selittää kahdella tavalla, jotka eivät ole toisiaan poissulkevia. Alueen vulkaniitit ovat voineet tunkeutua mantereisen kuoren läpi kuten Papusen ja muiden (2009) esittämässä

mallissa ja kontaminoitua tässä vaiheessa grani-toidisella materiaalilla. Vaihtoehtoisesti kyseessä ovat myöhemmän muuttumisen ja migmatisaation aikaansaamat muutokset alun perin puhtaasti tholeiittisen sarjan koostumuksissa. Lentuan kompleksin suurinta vihreäkivijaksoa, Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmea, on aiemmin pidetty alun perin yhtenäisenä mantereisen kuoren päälle ekstensionaalisessa vaiheessa purkautuneena, tektonisten liikuntojen myöhemmin pilkkomana yksikkönä (Luukkonen 1992, Papunen ja muut 2009). Hölttä ja muut (2012b) sekä Huhma ja muut (2012a) esittävät alustavasti, että kyseessä saattaisi olla alun perin erilliset jaksot, jotka myöhempi deformaatio on tuonut yhteen, ja että ainakin Kuhmon jakso olisi muodostunut merellisessä ympäristössä ja myöhemmin työntynyt grani-toidisen kuoren päälle. Kemiallisesti vihreäkivijaksojen vulkaniittien kanssa koostumuksellisesti samankaltaisten amfiboliittien runsas esiintyminen koko tutkimusalueella voidaan myös selittää kahdella tapaa: joko ne ovat ekstensiovaiheessa syntyneen laaja-alaisen juoniverkoston jäänteitä tai tektonisissa liikunnoissa ylityöntyneiden vihreäkivijaksojen pieneksi pilkkoutuneita kappaleita. Jorkan alueen vulkaniitit kuuluvat Hatun ryhmään ja lie-nevät iältään 2,75–2,70 Ga.

Zirkonitutkimukset osoittavat selvästi, että alu-
een kivilajiyksiköt kokivat korkean asteen meta-
morfoosin noin 2700 Ma sitten, jolloin lämpötila
nousi riittävän korkealle aiheuttaakseen osittais-
sulamisen ja huomattava osa alueen kivistä mig-
matisoitui ja anatektiset leukogranitoidit muodos-
tuivat. Sama metamorfoosi ja osittais-sulaminen
ovat havaittavissa paitsi koko Lentuan komplek-
sissa, myös lähes koko Karelia-provinssin alueel-
la (Käpyaho ja muut 2006, 2007, Hölttä ja muu
2008, Lauri ja muut 2011, Mikkola ja muut 2011a,
2012). Tapahtuma liittyy kratonisoitumiskehityk-
sen viimeiseen vaiheeseen, jossa tektonisesti pak-
suuntunut kuori sulii osittain. Törmäysvaiheessa
Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissit, joiden
minimikerrostumisikä on 2715 Ma, työntyivät
granitoidivaltaisten lohkojen päälle (Kontinen &
Paavola 2006, Kontinen ja muut 2007, Huhma ja
muut 2012a). Uusien leikkaussuhdehavaintojen
ja alustavien ikätulosten perusteella Saari-Kiekin
vihreäkivet ovat iältään arkeisia, mutta nuorem-
pia kuin alueen törmäysvaiheeseen liittyvä migma-
tisaatio ja anatektiset leukogranitoidit. Luultavim-
min se muodostui törmäystä jo arkeisena aikana

seuranneessa ekstensionaalisessa vaiheessa. Saari-
Kiekin seurue ei näin ollen edusta sen paremmin
varhaisproterotsooista Sumi-Sariola-vaihetta kuin
Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi-vihreäkivivyö-
hykkeen päävaihettakaan.

Koska tutkittu alue on granitoidivaltaista, se
ei ole metamorfoositutkimuksen kannalta kovin
informatiivinen. Kuitenkin keskeisimmät meta-
morfiset tapahtumat ovat tallentuneet näihinkin
kivilajeihin. Valtaosa alueen kallioperästä on me-
tamorfoitunut arkeisena aikana ainakin kertaal-
leen granuliittifasiuksen tai vähintään ylemmän
amfiboliittifasiuksen olosuhteissa. Alueet, joilla ar-
keinen mineralogia on säilynyt, ovat erotettavissa
magneettisella kartalla lohkomaisina positiivisina
anomalia-alueina. Granaatin puuttuminen alueen
amfiboliiteista viittaa alhaisempiin paineolosuh-
teisiin kuin Varpaisjärven–Iisalmen alueella, mis-
sä granaattipitoisista amfiboliiteista on baromet-
reillä saatu mittauksissa 8–11 kb:n paineita (Hölttä
ja muut 2000). Lieksan alueen pyrokseenipitoisissa
kivissä on pystytty havaitsemaan arkeinen mag-
neettinen remanenssikomponentti, kuten myös
hyvin säilyneissä Varpaisjärven alueen granuliit-
tilohkoissa (Neuvonen ja muut 1981, 1997). Sen
inklinaatio on Varpaisjärven alueen tapaan jyrk-
kä, mutta toisin kuin siellä, remanenssi on Liek-
san alueella negatiivinen (Mertanen & Korhonen
2011). Remanentin magnetoituman maksimi-
iäksi on monatsiittiajoituksen perusteella tulkitta-
vissa 2684±2 Ma (Halla 2002). Tämä viittaa Maan
magneettikentän polariteetin kääntyneen ainakin
kerran myöhäsarkeisen metamorfisen vaiheen
aikana (Mertanen & Korhonen 2011). Näiden
”kuivien” arkeisten lohkojen ulkopuolella hyd-
rautuneen pohjan magneettisella remanenssilla on
svekokarjalainen suunta.

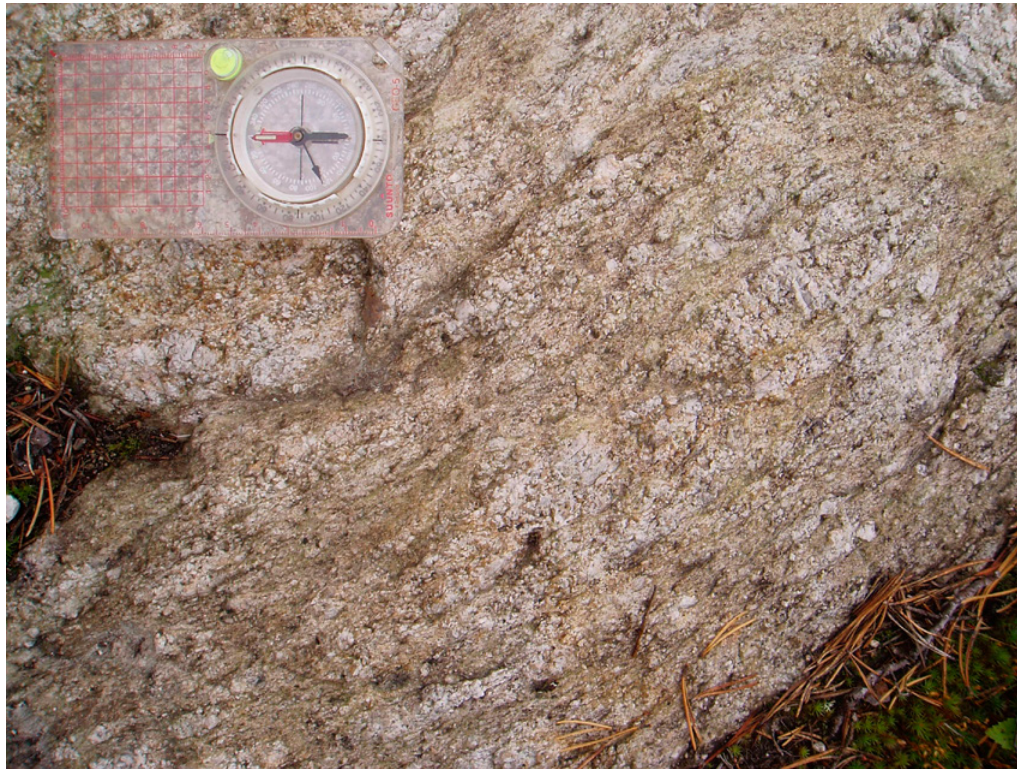
Vahva proterotsooinen retrograadinen meta-
morfoosi on aiheuttanut lähes koko kallioperän
kattavan mineraalien hydrautumisen ja uudelleen-
kiteytymisen. Pääosa proterotsooisesta deforma-
tiosta on keskittynyt kapeisiin, usein kaakko-luo-
de-suuntaisiin hiertosaumoihin (kuva 65), joista
osassa on havaittavissa selviä koostumuksellisia
muutoksia (Pajunen & Poutiainen 1999). Suur-
piirteisesti katsoen proterotsooinen vaikutus kas-
vaa länteen mentäessä, mutta sen voimakkuus ei
alueen länsiosissa ole yhtä huomattava kuin
Pielisen länsipuolella, missä arkeinen kallioperä
on vahvasti ja läpikotaisin muokkaantunut. Pro-
terotsooinen muokkautuminen on havaittavissa

myös Koitereen granodioriitissa lyijyisotooppi-
menetelmällä (Halla 1998, 2002, Halla & Heilimo
2009). Koska varhaisproterotsooisissa (2,45–1,97
Ga) diabaaseissa näkyvät deformaatiot ja primää-
rimineraalien retrogradiset muutokset ovat var-
muudella proterotsooisia, ovat myös ympäröiväs-
sä arkeisessa kallioperässä havaittavat vastaavat
muutokset (metamorfoosiaste, rakenteet) toden-
näköisesti proterotsooisia. Etenkin kun proterot-
sooiset diabaasijuonet ovat säilyttäneet valtaosin
pyrokseenipitoisen primäärimineraalikoostumuksensa nimenomaan samoissa lohkoissa, joissa ar-
keisetkin kivet ovat säilyttäneet ”kuivat” korkean
asteen mineraaliseurueensa. Vastaavasti alueilla,
joilla diabaasit ovat hydratuneet sarvivälkedia-
baaseiksi, myös arkeiset kivet ovat voimakkaam-
min retrograadisesti muuttuneita. Myöhäisarkei-
sena aikana tapahtuneet retrogradiset muutokset
ovat tietenkin myös mahdollisia.

Proterotsooisena aikana vahvasti muuttuneiden
vyöhykkeiden metamorfoosihuipuksi on Hiltus-
puron (Q5314F) alueelta määritetty 600–620 °C ja
4–5 kb (Pajunen & Poutiainen 1999). Vastaavien
metamorfoosiolosuhteiden voi olettaa vallinneen

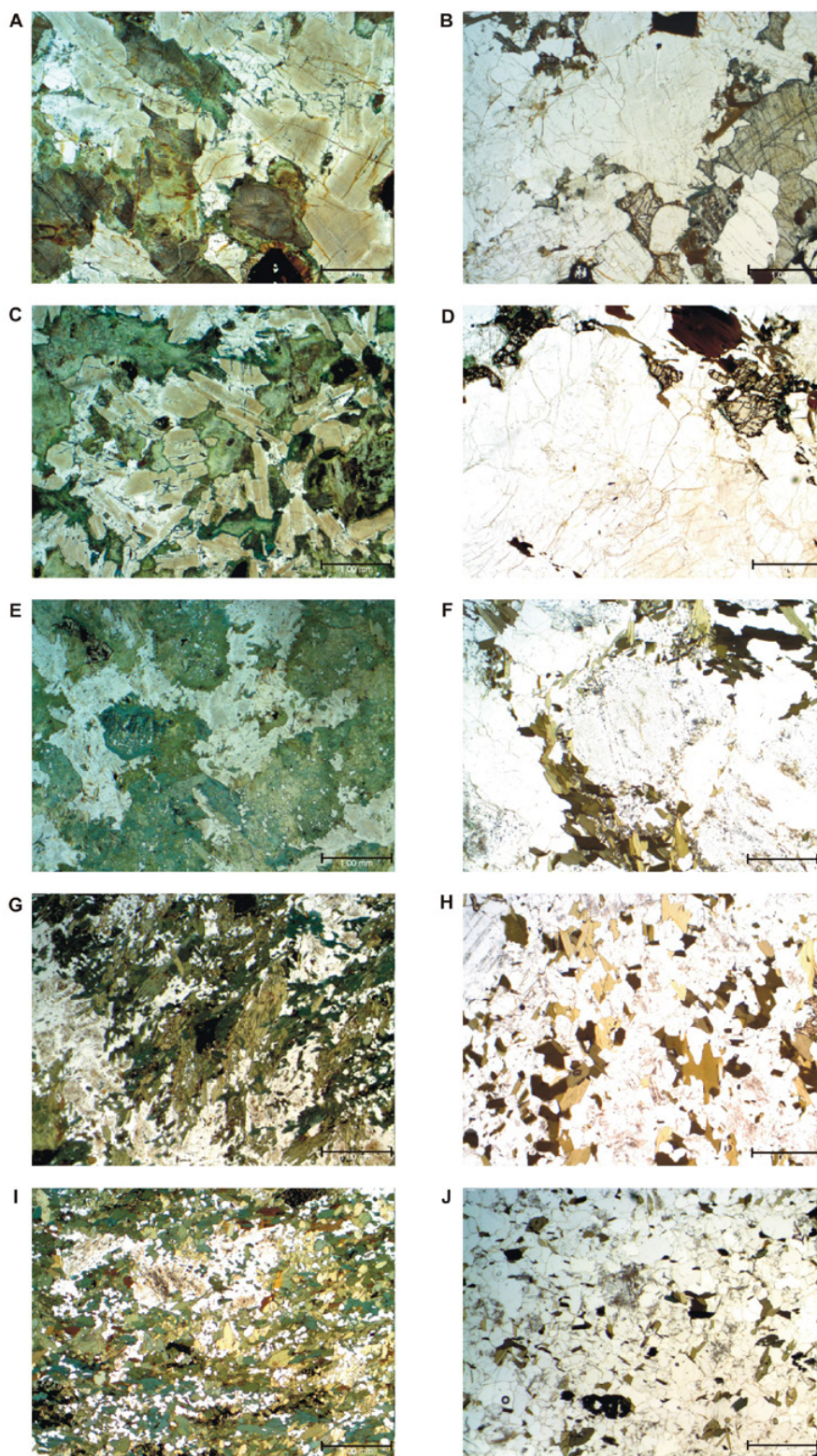
laajemmaltikin Lentuan kompleksin eteläosissa
proterotsooisien reaktivoitumisen aikana 1,9–1,8
Ga sitten, sillä pääosa alueen kallioperästä koos-
tuu amfiboliittifasieksen paineessa ja lämpötilassa
uudelleenkiteytyneistä mineraaliparageneeseis-
ta. Myös Itä-Suomen arkeisten kivien sarvivälk-
keiden ja biotiittien K-Ar-iät (Kontinen ja muut
1992) sekä sarvivälkkeistä tehdyt Ar-Ar-määritys-
tulokset (Kontinen 2002) tukevat lähes läpikotais-
ta päällemerkintää varhaisproterotsooisella ajalla
ja antavat tietoa sitä seuranneen jäähtymisvaiheen
etenemisestä.

Kuvassa 66 on kuvasarjana tonaliittisten kivien ja
diabaasien muuttumisasteet. Alkava proterotsooi-
nen uudelleenkiteytyminen ilmenee kookkaiden
rakeiden (primääri magmaattinen tai progradinen
metamorfinen tekstuuri) välitiloihin kiteytyvä-
nä hienorakeisena granoblastisena aineksena, ns.
muurilaastirakenne (kuva 66F), mikä prosessin
edetessä valtaa asteittain koko kiven ja lopputu-
loksena on pienirakeinen granoblastinen rakenne.
Pyrokseenit hajoavat jo varhaisessa vaiheessa ja
korvautuvat sarvivälkkeellä ja /tai biotiitilla. Myös
epidootti, kloriitti ja karbonaatti yleistyvät. Myös



Kuva 65. Proterotsooisessa deformaatiossa hiertynyttä leukogranittiä havaintokohteella PIM\$-2009-83 (Q5441E, E=656 651, N=7123 323). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 65. Late Archean leucogranitoid deformed during Paleoproterozoic shearing at observation location PIM\$-2009-83. Length of the compass 12 cm. Photo: Perttu Mikkola, GTK.



Kuva 66. Kuvasarja primäärien magmaattisten rakenteiden katoamisesta proterotsooisessa uudelleenkiteytymisessä. Vasemmassa sarakkeessa diabaasi ja oikeassa tonaliittinen syväkivi tasopolarisoidussa valossa. Ylhäällä primäärit magmaattiset rakenteet ja mineraalit, alhaalla täysin uudelleen kiteytyneet granoblastiset muunnokset. Mittapalkki kaikissa kuvissa 1 mm. Kuvat: Antti Mäkelä, GTK. Näytteet ja niiden paikat: A) ASM\$-2008-940, Q5331D, E=653 992, N=7059 962 B) ASM\$-2009-701, P5442H, E=664 688, N=7045 672 C) ASM\$-2008-947, Q5331C, E=654 883, N=7055 716 D) KKK1-2008-349, P5442G, E=665 297, N=7043 755 E) ASM\$-2008-402, P5424H, E=640 583, N=7046 725 F) KKK1-2009-1, P5441H, E=665 635, N=7035 083 G) KKK1-2008-71, P5423H, E=642 121, N=7037 153 H) ASM\$-2010-463, Q5324C, E=629 371, N=7088 029 I) PESA-2008-25, P5432E, E=658 132, N=7019 546 J) KKK1-2008-307, P5442D, E=652 330, N=7049 819.

Figure 66. Photo series of disappearance of primary magmatic textures during Proterozoic recrystallisation. Left column: diabase, right column: tonalitic rock. Primary magmatic textures and minerals in the top row, completely recrystallised granoblastic variants in the bottom row. Scale bar in all photos 1 mm. Photos: Antti Mäkelä, GTK.

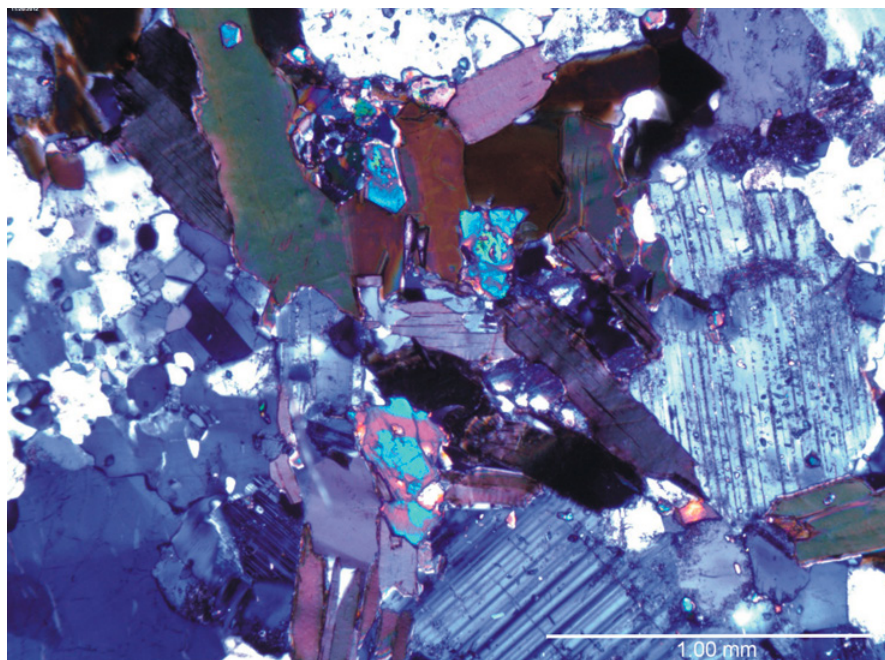
titaniitti on yleensä näissä kivissä uudelleenkietytyneenä, hienorakeisena, anhedrisenä kasaumana, mutta joskus löytyy kuitenkin magmaattisia, kookkaita, kaksoistuneitakin titaniitteja. Yleisen epidoottiutumisen (kuva 22) ohella epidoottitäyt-

teiset raot (kuva 67) ovat tavallisia koko alueella. Hiemittakaavassa biotiitti ja epidootti esiintyvät usein kasaumina, jotka lienevät pyrokseenin pseudomorfeja (kuva 68).



Kuva 67. Epidoottitäytteenen rako leukogranitoidissa havaintokohteella KMKI-2009-9 (P5432H, E=666 586, N=7022 562). Kompassin pituus 12 cm. Kuva: Kirsi Kivistö, GTK.

Figure 67. Epidote-filled fractures at observation location KMKI-2009-9. Length of the compass 12 cm. Photo: Kirsi Kivistö, GTK.



Kuva 68. TTG-sarjan tonaliittia havaintokohteelta ASM\$-2007-640 (P5423B, E=623 022, N=7036 245). Biotiitti ja epidootti esiintyvät pesäkemäisesti kuvan keskellä ja lienevät klinopyrokseenin retrograadisia muuttumistuloksia. Nikolit ristissä. Kuva: Perttu Mikkola, GTK.

Figure 68. TTG-series tonalite from observation location ASM\$-2007-640. Biotite and epidote in the middle of the picture crystallised from pyroxene during retrogression. Crossed nicols. Photo: Perttu Mikkola, GTK.

7 TALOUDELLISET AIHEET JA NIIDEN JATKOTUTKIMUKSET

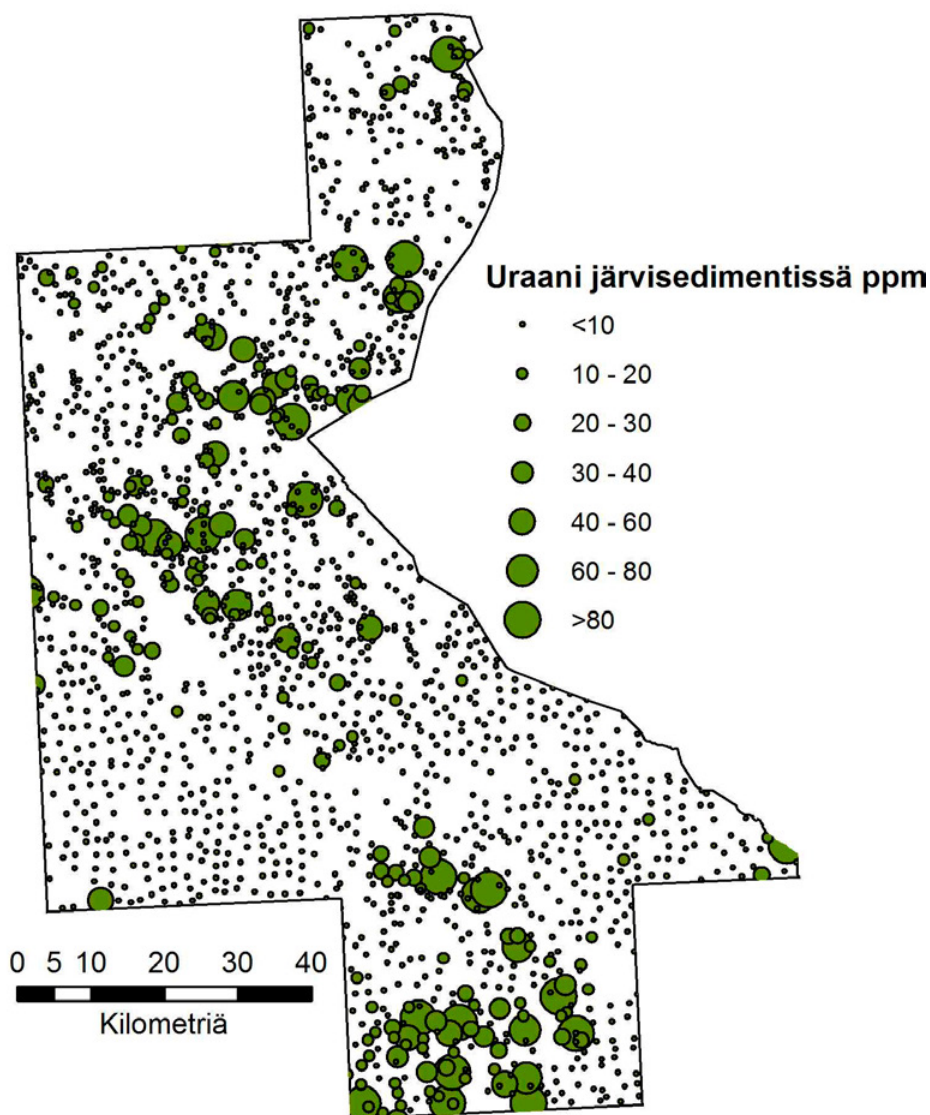
Itä-Suomen kallioperä on syväälle erodoitunut ja koostuu valtaosin erilaisista granitoideista sekä migmatiiteista ja vihreäkivijaksojen pinta-ala on vähäinen. Kivien korkean asteen arkeinen metamorfoosi ja myöhempi ylemmän amfiboliittifasieksen proterotsooinen metamorfoosi ovat yhdessä heikentäneet alueen malmipotentialia,

mutta kuitenkin tutkimusalueella on toiminut kolme kaivosta: Paukkajanvaara (U), Mätäsvaara (Mo) ja Tainionvaara (Ni), eli taloudellisesti mielenkiinnostomina alueen kiviä ei parane pitää, etenkin kun alueen rakennuskivipotentiaali on vähintään kohtalainen.

7.1 Radioaktiivisten mineraalien esiintymispotentiaali

Tutkimusalueella on toiminut Suomen ainoa maanalainen uraani-kaivos, Joensuun (Enon) Paukkajanvaara, joskin koeluontoisesti. Tuolloin 1950-luvun lopussa ja vielä 1970-luvulla tutkittiin uraanimalmiaihteita Enosta Nunnanlahteen

ulottuvalla Kolin kvartsiittijaksolla. Tällöin löydettyjä uraanimalmiaihteita on kartoitusalueella myös Juuassa Nunnanlahden ja Piitterin välillä sekä Pielisen saarissa. Näitä tutkimuksia tekivät Oy Atomienergia Ab sekä Outokumpu Oy:n



Kuva 69. Uraani järvisedimenteissä GTK:n systemaattisessa järvisedimenttikartoituksessa.
Figure 69. Uranium concentrations in GTK's regional lake sediment survey.

Malminetsintä. GTK:n tutkimuksiin 1970- ja 1980-luvulla saatiin viitteitä uraanin ja toriumin esiintymisestä kansannäytteistä ja geofysikaalisesta matalalentokartoituksesta. Tutkimusalue kuuluu GTK:n systemaattisen järvisedimenttikartoituksen alueeseen (kuva 69). Tässä aineistossa erottuu useita anomaalisia kohteita, joista suurin osa selittyy kallioperän graniittisten alueiden sisältämällä pesäkemäisillä esiintymillä (ks. edempää).

7.1.1 Tunnetut esiintymät ja malmiaiheet

7.1.1.1 Paukkajanvaaran alue

Paukkajanvaaran (kuva 3, P5341C) alueen (Pekkarinen ja muut 2006) tunnetuista uraanimalmiesiintymistä Sikovaara sekä Atomienergian louhimat Mårtensson ja Kunnansuo sijaitsevat tutkimusalueen lounaiskulmassa sekä Ylä-Paukkajanjärven sekä Ruunaniemen esiintymät edellisistä etelään alueen ulkopuolella. Varsinaisia malmiarvioita esiintymistä ei ole, mutta Outokumpu Oy:n tutkimusten perusteella esiintymissä on yhteensä joitakin tuhansia tonneja uraania. Esiintymien uraanipitoisuudet ovat kuitenkin matalia ($U < 0,1\%$). Lisäksi osa niistä sijaitsee järven alla tai lainvoimaisen rantakaavan alueella. Uusien, taloudellisesti käyttökelpoisten uraanimalmiesiintymien löytämiseen entisen Paukkajanvaaran kaivoksen alueelta ei ole mahdollisuuksia ilman syväkairauksia.

Agricola Resources havaitsi 2000-luvun etsinnössään poikkeavan korkeita radonpitoisuuksia Piilolahden eteläpuolella Paukkajanvaarasta pohjoiseen. Samalla alueella on radioaktiivinen lähde. Nämäkin havainnot ovat vähäisiä eivätkä juuri lisää alueen potentiaalisuutta uraanin esiintymisen suhteen. Toisaalta kaikilla näillä tiedoilla uraanin ja muiden luonnon radionuklidien esiintymisestä kallio- ja maaperässä sekä lähteissä on merkitystä alueiden käytön kannalta.

7.1.1.2 Juuka, Piitteri–Paalasmaa

Nunnanlahden pohjoispuolella Juuassa on Lieksan kartoitusalueella aeroradiometrisen mittauksen gammasäteilyanomalioita Juntulankylän Piitterin (P5411H) tienoilta Pielisen saariin, mm. Honkasaareen (P5412G) ja Paalasmaalle (P5414B). Näiltä alueilta on Outokumpu Oy löytänyt lukuisia radioaktiivisia lohokareita ja kalliossa sijaitsevia pesäkkeitä vuosina 1958 ja 1972. Kivilajit ovat Piitterin seudulla leukogranitoideja ja gneissitonaliittia.

Useat alueen näytteistä on nimetty kiillegneissiksi, mutta ne lienevät muuttuneissa saumoissa olevaa biotiittikiveä. Uraania oli analysoiduissa näytteissä 200–2000 ppm, toriumia enimmilläänkin alle 300 ppm. Paalasmaalla radioaktiivisia pesäkkeitä on kalliossa enimmäkseen saaren pohjoispäässä. GTK:n P. Huusko ja O. Heikkinen tutkivat edellä mainittujen radioaktiivisten paikkojen aiheuttamia aeroradiometristen karttojen anomalioita maastossa marraskuussa 1995. Kohteina olivat Honkasaari, Harakkavaara ja Mustikkavaara sekä Karhusaari ja Paalasmaa. Tutkimukset vahvistivat Outokummun tutkimusten tulokset: radioaktiivisuutta esiintyy pesäkemäisesti graniitti- ja pegmattiittijuonissa sekä -osueissa, samoin kvartsijuonissa ja biotiittiluiruissa. GTK:n kalliogeokemian näyte (näytenumero 93003069) leukogranitoidista Paalasmaalta sisältää 4 ppm U ja 21 ppm Th, moninkertaisesti enemmän kuin arkeisten gneissien pitoisuudet yleensä.

7.1.1.3 Nurmes

Nurmeksen itäpuolelta havaitut radioaktiiviset kalliot ($U=18-167$ ppm, $Th=6-66$ ppm, Äikäs 1989a, Luukkonen 2005) ja kansannäytteet osoittavat, että uraania ja toriumia sisältäviä pieniä graniittisten kivilajien osueita esiintyy arkeisessa kallioperässä.

Nurmeksen Näätävaaran (Q5313A) tutkimuksilla 1980 ja 1981 rajattiin 150 m pitkä lounaasta koilliseen suuntautuva toriumesiintymä, joka sisältää 50 ppm uraania (maksimi 600 ppm) ja 200 ppm toriumia (maksimi 3000 ppm). Esiintymän radioaktiiviset kohdat ovat 1–5 m leveitä erillisiä linssejä tai pesäkkeitä migmattiiteissa ja graniiteissa (Äikäs 1989b). Niissä esiintyy paikoin magneettiä, ja esiintymässä on havaittu epidoottiutumista, runsasta kvartsiutumista sekä satunnaista, vähäistä kiisupiroetta. Radioaktiivisten alkuaineiden pitoisuudet ovat niin matalat, ettei esiintymällä ole taloudellista arvoa. Esiintymän ympäristöstä löydettiin viitteitä uraanirikastumista, mutta niidenkään jatkotutkimuksiin ei ryhdytty matalien pitoisuuksien vuoksi. Radioaktiiviset mineraalit ovat zirkonia ja muita mineraaleja, joiden tutkimiseen olisi vielä syytä niissä mahdollisesti esiintyvien lantanidien vuoksi. Esiintymän kivilajeissa havaittu muuttuminen ja paikoittainen kiisupitoisuus viittaavat mahdollisiin kultarikastumiin.

Levävaaran (Q5323E) alueella tutkittiin kansannäytteen johdosta radioaktiivisia lohokareita ja

kallioita 1982–1985 (Äikäs 1989c). Löytöinä olivat lohkat vaaran kaakkoisrinteessä ja luoteisrinteessä sekä uraani-toriumesiintymä kalliassa vaaran koillisrinteessä. Lohkareiden lähtöpaikkaa ei saatu selville. Levävaaran uraani-toriumesiintymä on poikkeuksellisissa kiillerikkaissa ja breksioituneissa kivissä. Se edustaa alueen varhaisproterotsooisessa deformaatiassa ja metasomatismissa muuttuneiden kivien vyöhykkeitä (Pajunen & Poutiainen 1999). Esiintymässä rikastuneet metallit ovat uraani, torium, zirkonium, lyijy ja fluori. Yksittäisissä näytteissä on enimmillään 3000 ppm U ja 1400 ppm Th, mutta arvioitavissa oleva keskimääräinen uraanipitoisuus jää matalaksi, 100–200 ppm U. Radioaktiiviset mineraalit ovat monatsiittia, zirkonia ja metamiktisia mineraaleja. Ksenotiimia on näytteissä paikoin yleisesti. Isäntäkivissä on runsaasti kloriittia, biotiittia ja kyanitiittia, sekä paikoin kordieriittia, andalusiittia, turmaliinia ja apatiittia.

Kuohattijärven koillispuolella vihreäkivijakson molemmilla puolilla ja siitä kaakkoon Sarvivaarassa (Q5313B) on huomattava radiometrinen lentoanomalia sekä uraanin että toriumin gamma-säteilyikkunoissa. Sarvivaarassa anomalian aiheuttajaksi todettiin vuonna 1995 granitoidipaljastumat ja -lohkat. Yhtäältä uraanin ja toisaalta kullan ja hi-tech-mineraalien kannalta olisi syytä tarkistaa emäksisen yksikön reunavyöhykkeet radiometrisin hakumittauksin.

7.1.1.4 Kuhmo, Vepsän kylä

Aerogeofysikaalisen kartoituksen gamma-säteilyanomalioiden maastotarkistuksissa GTK löysi ja tutki kolme uraanesiintymää (Hepo, Kapusta, Löttö) Kuhmossa Vepsänjärven (Q5322G, H) ympäristössä (Äikäs 1986, 1989d, e, f). Esiintymässä on uraania ja molybdeenia, mutta ne eivät ole taloudellisia. Esiintymät ovat Vepsän graniitin ympärillä arkeisissa migmatiiteissa, tyypillisesti kvartsi-biotiitti±apatiittipesäkkeissä. Uraniniittina esiintyvä uraani ja molybdeeni ovat rikastuneet graniitin ja suprakrustisiksi otaksuttujen gneissien kontakteihin ja gneissien sisäisiin (paragneissin ja amfiboliitin) rajakohtiin.

7.1.1.5 Lieksan kansannäytteet

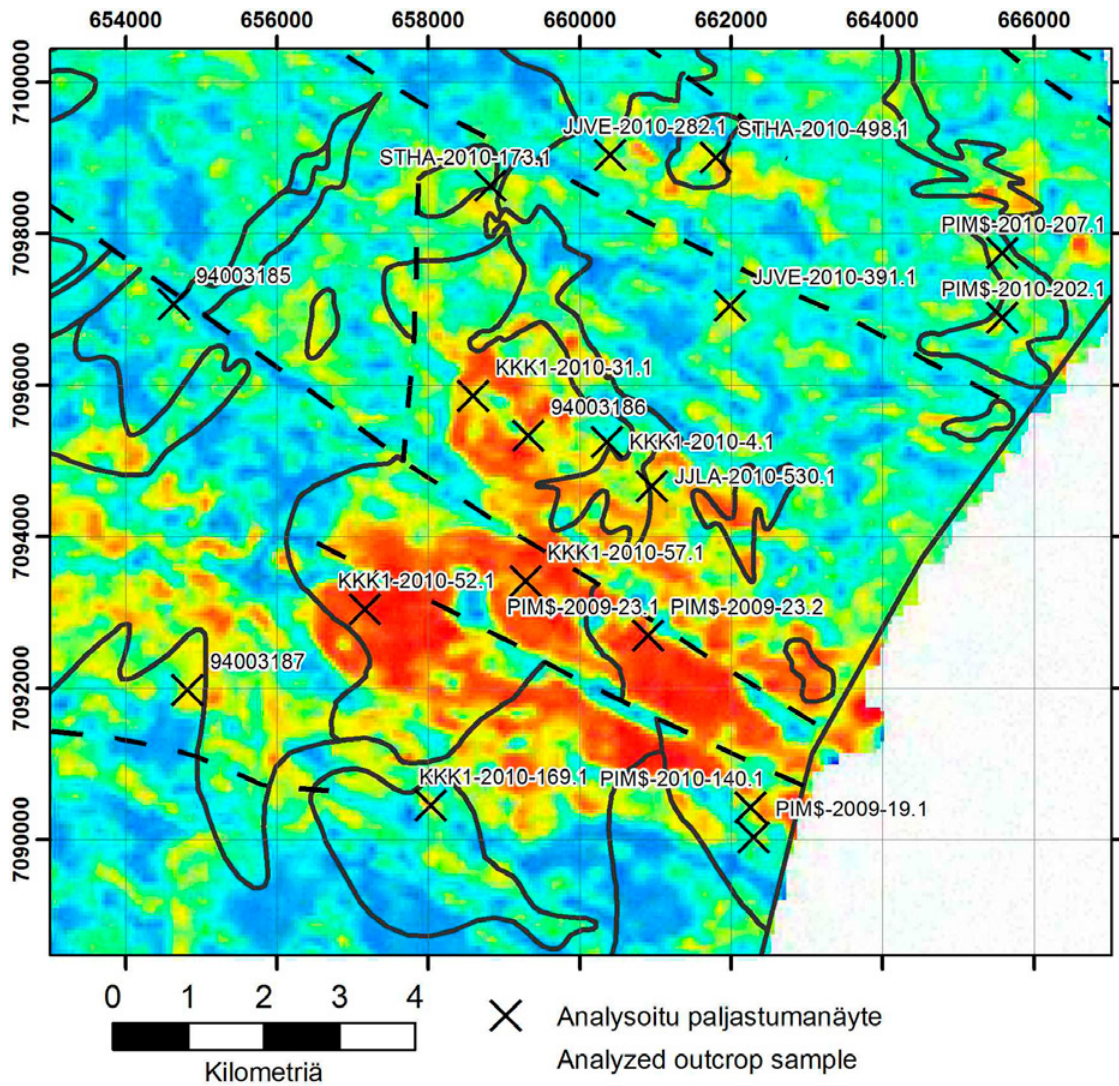
Lieksan keskustan ympäriltä on kuvattu joukko radioaktiivisia malmiaihteita, jotka ovat enimmäkseen toriumvaltaisia pesäkkeitä granitoidipaljastumissa sekä vastaavia lohkatteita (Räisänen 1978).

Useat näistä sijaitsevat radiometrinen lentokarttojen Th-anomalioiden alueilla tai niiden liepeillä.

7.1.2 Viitteet muista aiheista

Merkittäviä tutkimattomia uraanin gamma-säteilyn anomaliaita ei Lieksan kartoitusalueella ole. Muutamien alueiden gamma-säteilypiirteet ovat mielenkiintoisia sekä kallioperägeologisista että malminetsinnällisistä syistä. Kuhmon Ulvinsalossa (Q5342F) on 5 km x 7 km suuruinen, jokseenkin yhtenäinen gamma-säteilyanomalia (kuva 70). Anomalia-alue kuuluu pääosin Surmansuon sanukitoidi-intruusion eteläosiin ja sisältää jonkin verran leukogranitoideja ja migmatiittisia TTG-kiviä. Lentomittauskartoille rekisteröidyn gamma-säteilyn aiheuttavat kalliopaljastumat sekä moreenin kivet ja mineraaliaines. Alueelta otetut 15 näytettä sisältävät 0,4–13 ppm U ja 6–95 ppm Th ja niiden Th/U-suhde on 2,8–35. Keskiarvot näille ovat 3,4 ppm U, 30,7 ppm Th ja Th/U = 12,7. Maankuoren keskikoostumukseen verrattuna (Cuney 2010) Th/U-suhde on Ulvinsalon näytteissä kolminkertainen. Ulvinsalon paljastumanäytteiden K₂O-, U- ja Th-pitoisuuksien vaihtelu käy hyvin yhteen radiometrisen kartoituksen kanssa. Analyysitulokset osoittavat, etteivät gamma-säteilyanomaliat aiheudu pelkästään moreenista vaan heijastavat kallioperän kivilajien koostumusta. Toisekseen molemmissa on havaittavissa laajempi Th-anomaalinen alue ja sen sisällä pienemmät K- ja U-anomaaliset kohteet. Ulvinsalon alueen tutkimuksissa ei ole käytetty säteilymittaria havainnon teossa. Ulvinsalon granitoideissa saattaa näkyä arkeisen kallioperän kehityksen mukaista uraanin ja toriumin fraktioitumista (Cuney 2010).

Jonkerin alueella on Kangasjärvestä kaakkoon (Q5323G) yhtenäinen uraanin ja kaliumin gamma-säteilyanomalia sekä pistemäisiä uraanin gamma-säteilyn anomaliaita kaikkiaan 5*6 km alueella (kuva 71). Gamma-anomalioiden eteläosan kohdalla on lounaasta koilliseen suuntautuva Jonkerin vihreäkivijakso. Näiden anomalioiden lounais-eteläpuolella on toriumikkunan positiivisia anomalia-alueita, kuten Jonkerin järven lounaisrannallakin, mistä kahdesta kvartsisyeniittinäytteestä on analysoitu 3–4 ppm U ja 23–30 ppm Th. Kangasjärveltä on kaksi analyysiä mafisista kivistä, joissa on jokseenkin korkeat pitoisuudet uraania, 7 ppm ja 4 ppm, muttei toriumia. Järvise dimentti-aineistossa on joitain uraanin suhteen

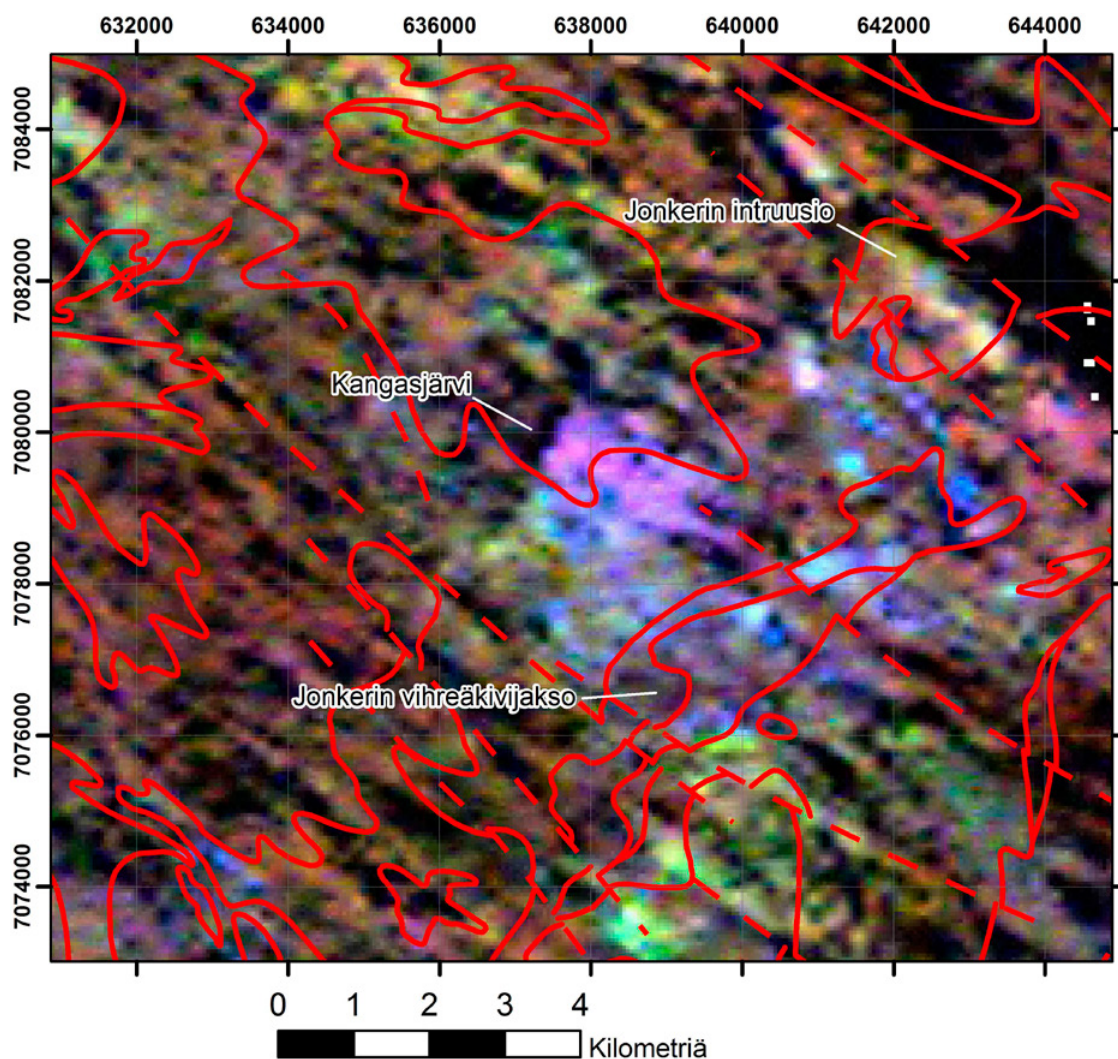


Kuva 70. Ulvinsalon gammasäteily-kartta (totaali), kivilajirajat, ja siirrokset sekä analysoidut paljastumanäytteet.
 Figure 70. Aeroradiometric map (total gamma) of the Ulvinsalo area with rock unit boundaries, faults and analysed outcrop samples.

koholla olevia tuloksia yksittäisten uraanikkunan anomalioiden alueelta. Monissa Jonkerin gamma-anomalioiden alueilla on jäätikkökuljetuksen suuntainen ”häntä” kaakkoa kohti ja kartalla erottuva gamma-anomalioiden kuvio on yhdistelmä paljastuneisuudesta ja moreenin mineraaliaineksestä (etenkin toriumin gammasäteilyn kuviot) sekä kosteikkojen tai lähteiden gamma-anomalioiden (uraanisarja: radonin tyttäret). Kangasjärven anomalian rajoittuminen jyrkästi Kangasjärveen, anomaliaan liittyvät uraanin ja kaliumin komponentit sekä kohonneet uraanipitoisuudet Kangasvaaran mafisten kivien näytteissä ovat riittävä syy radiometrisiin ja mahdollisesti pedogeokemiallisiin tutkimuksiin alueella. Varhaisproterotsooiset deformaatio- ja muuttumisvyöhykkeet, jotka leikkaavat arkeisten ki-

vien jaksoja, saattavat lisätä U-Th-REE -mineraalien potentiaalisuutta Jonkerissa.

Pielisen eteläpään tasalla, Uimaharjusta koilliseen sijaitsee luode-kaakkosuuntainen Ihantojoen–Havukan heikkousvyöhyke (P5343), jossa kallioperän magneettiset ominaisuudet ovat tuhoutuneet läpikotaisessa muuttumisessa ja breksioitumisessa. Muuttumismineraalit ovat hematitiitti, kvartsi, epidootti ja kalsiitti (Sorjonen-Ward 2006). Paitsi magneettisesti, vyöhyke erottuu myös radiometrisesti aerogeofysikaalisilla kartoilla. Lisäksi tutkimusalueelta mitattu korkein järvisedimenttien uraanipitoisuus (1030 ppm) on tämän vyöhykkeen vieressä (Tenhola 1978). Ihantojoen–Havukan vyöhykkeen muuttuminen voi osoittaa hapettavien fluidien kiertoa kallioperässä myöhäis-svekofennisenä aikana. Havukan



Kuva 71. Aeroradiometrinen K-Th-U gammasäteilykartta Jonkerista. Kivilajirajat ja siirrokset liitteen 1 kallioperäkartasta. Gammakartassa punainen merkitsee kaliumin, vihreä toriumin ja sininen uraanin gammasäteilyn voimakkuutta.

Figure 71. Aeroradiometric K-Th-U gamma radiation map of the Jonkeri area. Unit boundaries and faults from appendix 1. On the gamma-map red marks the strength of the potassium window, green the thorium window and blue the uranium window.

ja Pielisen väliltä löydetty hiekkakivilohkareet (Kejonen 2011, 2012) ovat vihje siitä, että unconformity-tyyppin (basement-hosted) uraaniesiintymiä

(vrt. Karkun esiintymä Salmassa, Venäjällä) voisi olla näiden seutujen arkeisessa kallioperässä, sopiviin rakenteisiin syntyneenä ja säilyneenä.

7.2 Nikkelin ja platinametalliryhmän esiintymispotentiaali alueella

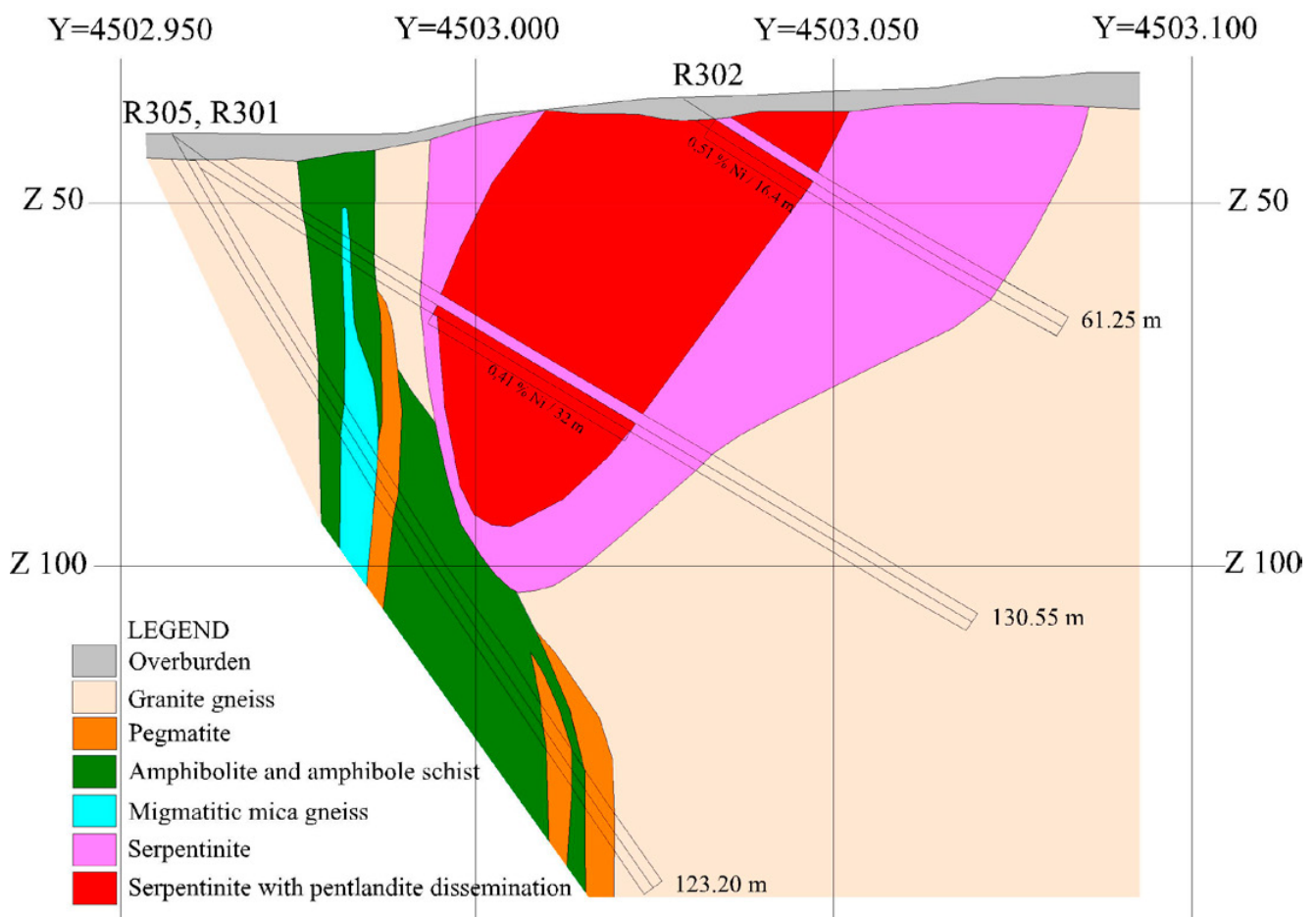
Suurinta malminetsinnällistä mielenkiintoa alueella ovat aiheuttaneet ultramafiset ja mafiset kivet, jotka esiintyvät yleensä pienehköinä, ympäristöään voimakkaammin magneettisina alueina, joihin nikkelimalmetsinnät on helppo kohdentaa (Pietikäinen ja muut 2005, Halkoaho & Niskanen 2006, Halkoaho et al. 2012). Näiden pienehköjen pakkujen nikkelpotentiaalisuus perustuu malliin, jossa niiden katsotaan muodostuneen komatiittisissa laavajoissa. Tämän tyyppisiin yksiköihin

saattaa liittyä nikkelimalmeja, etenkin jos laavavirta on erodoinut alapuolella olevia sulfidipitoisia kivilajeja (Hill 1997). Nikkelimalmeja komatiittisissa laavoissa esiintyy kahta päätyyppiä. Tyyppi 1 muodostuu massiivisen tai semimassiivisen malmin kasautuessa sopivissa olosuhteissa komatiittisen laavajoen pohjalle. Tämän tyyppisten massiivisten sulfidimalmien nikkelpitoisuus vaihtelee 2 % ja 20 % välillä. Tyyppi 2 eli piroitteinen tyyppi esiintyy oliviiniorto-adjunkulaateissa. Se

muodostuu sulfidipisaroiden kasautuessa suurehkojen laavajokien oliviinikumulaattien keskiosiin. Tämän tyyppisten esiintymien nikkelpitoisuus on yleensä < 1 % (Hill 1997). Todellisuudessa komatiittiset nikkeliesiintymät ovat yleensä edellä mainittujen tyyppien välimuotoja. Viimeaikaiset havainnot Kuhmon ja Suomussalmen vihreäkivi-yöhykkeiden nikkeliaiheista viittaavat siihen, että nuoremmat tektonismetamorfiniset prosessit ovat liikutelleet kalkofilisia alkuaineita ainakin jossain määrin. Itä-Suomesta tunnetusta kahdeksasta arkeisesta Ni-mineralisaatiosta ainoastaan Tainiovaara sijoittuu tutkimusalueelle.

Tainiovaaran nikkeliesiintymä sijaitsee noin 6 km Lieksan keskustasta pohjoiseen. Tämä pääasiassa tyypin 2 pirotteinen mineralisaatio on pienessä serpentiinitilinsissä (kuva 72, 170 x 80 m), joka on enimmäkseen TTG-sarjan granitoidien

ympäröimä (kuvan legendassa graniittigneissi), mutta eteläpäässä esiintyy myös amfiboliitteja (todennäköisesti basalttisia laavoja). Tainiovaaran esiintymässä on serpentiinin yhteydessä ja tremoliittisälöjen väleissä hienojakoista magneettikiisuja pentlandiittipirotetta sekä hieman kuparikiisua, magnetiittia ja ilmeniittiä (Vanne 1981). Parhaimmat nikkelpitoisuudet on tavattu linssin keskiosasta (Pekkarinen 1980, Vanne 1981). Linssin Cu- ja Co-pitoisuudet ovat matalia. Tainiovaaran pirotteisessa malmityyppissä platinametalliryhmän metallien pitoisuus on melko alhainen (0,1–0,2 ppm) (Vanne 1981, Papunen 1989, Makkonen & Halkoaho 2007). Massiivisessa malmityyppissä platinametalliryhmän metallien pitoisuus on suurimmillaan 1,5 ppm (Pd+Pt = 0,7 ppm) (Papunen 1989). Tainiovaaran esiintymän on arvioitu sisältävän n. 450 000 tonnia malmia keskipitoisuudella



Kuva 72. Tainiovaaran Ni-mineralisaation poikkileikkaus (Makkonen ja muut 2009). overburden=maapeite, granite gneiss=graniittigneissi (lähinnä TTG-sarja), pegmatite=pegmatiitti, amphibolite and amphibole schist=amfiboliitti ja amfiboliiliuske, migmatitic mica gneiss=migmatiittinen kiillegneissi, serpentinite=serpentiiniitti, serpentinite with pentlandite dissemination=pentlandiittipirotteinen serpentiiniitti. Huomaa että Y-koordinaatit ovat KKJ-järjestelmän mukaan.

Figure 72. Cross-section of the Tainionvaara Ni-mineralisation (Makkonen et al. 2009). Note that the Y-coordinates are according to the old national map coordinate system.

taan on 0,5 % Ni, 0,03 % Cu ja 0,01 % Co (Pekkari-
nen 1980, Vanne 1981). Vuonna 1989 Outokumpu
Oy louhi mineralisaatiota pienimuotoisesti, tuol-
loin louhittu 20 000 tonnia sisälsi 1,40 % nikkeliä
ja 0,12 % kuparia.

Massiivista ns. tyyppin 1 nikkeli-esiintymää ei
toistaiseksi ole löydetty Itä-Suomen vihreäki-
vivöhykkeiltä. Nikkelimalminetsintöjen kai-
rausohjelmat ovat kuitenkin keskittyneet vain
muutamien kohteisiin, ja laajat alueet ovat yhä tut-
kimattomia. GTK on koettanut selvittää Lieksan
keskustan alueelta kansannäytteenä lähetettyjen
nikkelirikkaiden (2,6 % ja 7,8 % Ni) sekä Lieksan
pohjoisosasta lähetetyn 2,24 % nikkeliä sisältävän
serpentiniittilohkareiden lähtöpaikkoja (Halko-
aho & Niskanen 2006). Nämä serpentiniittilohka-
reet osoittavat että Nurmeksen ja Lieksan alueilla
saattaa olla tyyppin 1 massiivinen Ni-esiintymä.

Tämän tyyppin Ni-esiintymiä saattaa esiintyä Poh-
jois-Karjalan alueella neljällä vyöhykkeellä: 1)
Valtimon pohjoisosassa ns. Tipasjärven vihreä-
kivivöhykkeen eteläosassa, 2) Nurmeksen itä- ja
Lieksan pohjoisosassa, 3) Lieksan pohjoispuolella
jo tunnetun Tainiovaaran esiintymän ympäris-
tössä sekä 4) Juuan eteläpuolella Nunnanlahden
alueella lähellä toiminnassa olevia vuolukivilou-
hoksia. Tässä yhteydessä on syytä mainita myös
Lieksan pohjoisosasta Markenlammen alueelta
löydetty suurehko nikkeli- ja kuparirikas sarviväl-
kegabrolohkare ja Kankkusenkankaalta löydetty
kupari-, koboltti- ja sinkkirikas Outokumpu-
tyypin malmilohkare sekä Nurmeksen Näätäva-
aralta löydetty palladium- ja platinarikas metagab-
ronoriittilohkare (katso Halkoaho & Niskanen
2006, 2011). Näiden lohkaroiden lähtöpaikkoja ei
ole vielä toistaiseksi löydetty.

7.3 Molybdeeni

Tutkimusalueella vuosina 1941–1947 toiminut
Mätäsvaaran molybdeenikaivos (Kranck 1945,
Zeidler 1949) on selvä merkki alueen granitoidi-
valtaisen kallioperän malmipotentialista. Kun
vastaavan tyyppinen esiintymä tunnetaan Suo-
mussalmen Aittojärveltä (Niskanen 1986) ja tutki-
mukset (tämä raportti, Luukkonen 1988, Luukko-
nen 2005, Käpyaho ja muut 2006, Mikkola 2008,
Mikkola ja muut 2012) ovat osoittaneet malmin-
muodostukseen läheisesti liittyvien leukogranitoidien
esiintyvän koko arkeisen lohkon alueella,
voidaan perustellusti kysyä miksi nämä kaksi tun-
nettua kohdetta olisivat ainoat laatuaan. Järjestel-
mällistä molybdeenin etsintää tutkimusalueella on

suoritettu vain Mätäsvaaran kaivoksen lähistöllä
(Huhma & Penttilä 1976). Molybdeenin esiinty-
misestä on saatu havaintoja myös uraaninetsinnän
yhteydessä: Kuhmon Vepsän alueen uraaniaihei-
siin liittyy oleellisesti molybdeenin rikastumista,
ja tällaisia esiintymiä on arkeisen kallioperän alu-
eella laajemminkin, esimerkiksi Kiihtelysvaaran
Mustalampi ja Ranuan Asentolamminoja. Molyb-
deeniaiheisiin liittyvät tutkimukset tulisi aloittaa
tunnettujen esiintymien tutkimuksilla, joilla sel-
vitettäisiin ovatko malminmuodostukseen liitty-
vät leukogranitoidit erotettavissa, kemiallisesti tai
muuten, mahoista muunnoksista.

7.4 Hi-tech-metallit

Kartoitusalueelta on löydetty neljä kvartsisyeni-
niitti-intruusiota; Jonkeri (Q5341B), Hurstipuro
(Q5432B), Reuhkapuro (Q5342B) ja Autionniitty
(P5422F). Samankaltaisia intruusiota tunnetaan
myös Petrovaaralta (Huhma 1975) ja Ylä-Luostan
karttalehdeltä (Paavola 2006). Samaan ryhmään
kuuluu myös Likamännikön syeniitti-intruusio
Suomussalmelta, josta on muista intruusioista
poiketen tavattu karbonaattisia osueita (Mikkola

ja muut 2011b). Karbonaattiteihin tiedetään liit-
tyvän lukuisien nykyteknologiassa käytettävien
alkuaineiden esiintymiä, esimerkiksi harvinaisia
maametalteja (REE, Orris & Richard 2002). Talou-
dellisesti jatkotutkimuksissa olisikin hyvä selvit-
tää alueella kvartsisyeniitteihin mahdollisesti liit-
tyvien karbonaattisten osueiden olemassaoloa ja
molempien hi-tech-metallipotentialia, jota ei ole
tähän mennessä tutkittu.

8 TIETEELLISPAINOTTEISIA JATKOTUTKIMUSKOHTEITA

Sokojärven vihreäkivijakso olisi syytä tutkia tarkemmin taloudellisessa ja tieteellisessä mielessä. Taloudellisessa mielessä kysymykseen tulisi lähinnä kohteen Ni-krittisyyden arviointi, koska alueella on runsaasti biotiittiparagneissejä, jotka ovat saattaneet toimia rikin lähteenä vulkaniteille, aiheuttaen mahdollisesti Ni-rikkaan sulfidisulan erkanemisen. Tieteellisessä mielessä tulisi selvittää rinnastuuko kyseinen jakso Ilomantsin vihreäkiviin, mihin viittaa sedimenttikivien suhteellisen suuri osuus. Tutkimuksella olisi mahdollisesti vaikutusta myös arkeisten alueiden kompleksijakoon.

Edelliseen liittyvän, mutta vain tieteellisen mielenkiinnon sisältävän tutkimusaiheen muodostaisivat Koitereen granodioriitin sisällä olevat pienet biotiittiparagneissialueet. Jos nämä rinnastuvat

Nurmeksen seurueeseen, rajaa se niiden kerrostamisen ~10 Ma aiemmaksi kuin mitä tämänhetkisen tiedon pohjalta on päätelty.

Tieteellisesti mielenkiintoinen tutkimuskohde olisivat myös Pielisen altaan mahdolliset sedimenttikivet, joista on jonkun verran lohkarivihjeitä (Kejonen 2011, 2012). Näillä tutkimuksilla olisi merkitystä myös arvioitaessa alueen uraanipotentiaalia.

Vaikka tutkimusalueelta on tehty jonkin verran iänmäärytyksiä (taulukko 3), ovat etenkin Kuhmon itä- ja eteläosien syväkivet melko huonosti ajoitettuja. Puolenkymmentä uutta ikänäytettä joko varmistaisi nykytulkintaa alueesta osana Lentuan kompleksia tai toisi tarjolle jotain uutta ja yllättävää.

9 GEOLOGISIA RETKEILYKOHTEITA

Tässä listassa on esitetty joitain geologisiksi tutustumiskohteiksi soveltuvia kohteita helposti saavutettavissa paikoissa. Kohteiden sijainti on esitetty liitteessä 2. Raportin valokuvien paikat on myös pyritty valitsemaan niin että ne soveltuvat geologisiksi retkeilykohteiksi.

Mosku (P5441C, E=654 801, N=7028 977). Amfiboliittilauttoja migmatiittisessa TTG-sarjan kivessä. Lauttojen rypäsmäinen esiintymisen ja melko tasalaatuisen luonteen perusteella kyseessä saattaisi olla migmatisaation aikaisen deformaation yhteydessä breksioitunut juoni.

Valkealampi (P5434B, E=670 060, N=7020 573). Tumma muunnos Koitereen porfyirisestä granodioriitista. Poikkeuksellisen hyvin säilynyt paljastuma, jossa kalimaasälpä väriltään lähes mustaa.

Kankilampi (P5434A, E=668 033, N=7015 128, kuva 58). Vaihtelevasti migmatisoitunutta biotiittiparagneissia, jossa monin paikoin granaattia. Paikoin nähtävissä koostumusvaihtelua, joka saattaa olla alkuperäistä kerroksellisuutta. Deformoituneita kvartsijuonia ja amfiboliittipitoisia osueita.

Jyrälampi (P5343D, E=675 390, N=6988 512). Tieleikkaus, jonka pääkivilaji on suuriakin biotiittiparagneissisulkeumia sisältävä leukogranitoidi. Sulkeumat ovat poimuttuneet ja migmatisoituneet.

Tetrikallio (P5433A, E=668 734, N=7004 499). Raitainen silikaattifasioksen rautamuodostuma, joka kuuluu Sokojärven vihreäkivijaksoon.

Tainiovaara (P5441C, E=652 911, N=7030 391). Pieni avolouhos, jossa on louhittu komatiittiseen kumulaattilinsiin liittyvää nikkelimineralisaatiota.

Hiltuspuro (Q5314F, E=633 356, N=7070 311, kuva 60). Proterotsooinen tektonometasomaattinen reaktivoitumisvyöhyke arkeisessa kallioperässä. TTG-sarjan tonaliitissa kloriittia ja paikoin kyaniittia. Muuttumisen voimakkuus ja mineralogia vaihtelevat kalliolta toiselle.

Mätäsvaara (P5423D, E=629 211, N=7037 027). Mätäsvaaran suljetun molybdeenikaivoksen louhos. Seinämillä paikoin nähtävissä molybdeeni-hohdesuomuja. Isäntäkivenä migmatisoitunut TTG-sarjan tonaliitti.

Jamali (P5441A, E=644 495, N=7028 315). Migmatiittinen TTG-sarjan tonaliitti. Pääosin raitainen ja vaihtelevasti poimuttunut rakenne, Jamalin ikänäytteen ottopaikka, josta saatu tonaliitin kiteytymisiäksi U-Pb-menetelmällä zirkonista 2792 ± 6 Ma ja leukosomin synnyttäneen osittaissulamisen iäksi 2710–2680 Ma.

Omelielampi (Q5341B, E=646 216, N=7081 587). Jonkerin kvartsisyeniittiä, jossa näh-

tävissä vaihtelevan kokoisia amfiboliittisulkeumia.

Mustasuo (Q5312H, E=614 503, N=7071 679). Migmatisoitunut ja poimuttunut Nurmeksen seurueen biotiittiparagneissi.

Kuolusuo (Q5342F, E=660 208, N=7095 288). Porfyyrinen leukogranitoidi, jonka ulkoasu vastaa porfyyristä sanukitoidia, mutta joka koostumuksensa puolesta ei kuulu ryhmään.

10 ENGLISH SUMMARY

10.1 Introduction

The studied area covers 7 777 km² of Northern Karelia and Kainuu in East Finland (fig. 1). The majority of the area belongs to the cities of Kuhmo, Nurmes and Lieksa. The bedrock of the whole area was mapped in scale 1:400 000 in the beginning of the 20th century (Frosterus & Wilkman 1920, 1924, Wilkman 1921, 1924). After the initial mapping, the studies have mainly been target scale ore exploration works carried out by the Geological Survey of Finland (GTK, Pietikäinen et al. 2005, Halkoaho & Niskanen 2006, RAPGEO) and Outokumpu Ltd (OKURAPORTIT). Scientific studies have been made on the Koitere granodiorite belonging to the Neoproterozoic sanukitoid suite (Halla 2002, 2005, Halla & Heilimo 2009, Heilimo et al. 2010, 2011, 2013a). The Saari-Kiekk greenstone belt was studied by Luukkonen (1989) and Nurmes suite paragneisses by Kontinen et al. (2007). Pajunen and Poutiainen (1999) studied Proterozoic alteration processes related to fault zones and Kontinen et al. (1992) the Proterozoic thermal overprint in wider areas.

Systematic field work in the area was carried out during 2007–2011 by the personnel of GTK and geology students hired as summer assistants (table 1). In addition to the new observations (fig. 2) the older observations, both outcrop and drill core, were used for this report and its appendix maps. All of the new observations were stored into databases in the field using GTK's bedrock observation tools on a field computer. In this report the plutonic rocks are named according to the IUGS recommendations (Le Maitre 2002). Volcanic rocks were classified on chemical bases and sedimentary rocks after North American Geologic Map Data Model (NADM) guidelines. The prefix meta- was

omitted from the text as all the rocks in the area have been metamorphosed to varying degrees. Coordinates in this report and its appendices are given using the EUREF-FIN (UTM35) coordinate system.

The national stratigraphic classification of the Finnish bedrock (Finstrati) is shown along with rock types in this report. Most of the study area belongs to the Karelia province, which is the westernmost part of Archean nucleus of the Fennoscandian shield. More exactly it forms the southern part of the Lentua complex (Hölttä et al. 2012a), consisting of plutonic suites (Haasianvaara, Jonkeri, Änäkäinen), supracrustal suites (Saari-Kiekk, Nurmes, Sokojärvi, Kuohattijärvi) as well as tonalites, tonalite gneisses, amphibolites and biotite paragneisses which are classified as diverse lithodemic units. The south-eastern corner of the Archean part belongs to the Ilomantsi complex and the south-western corner belongs to the Paleoproterozoic supracrustal sequence of the Karelia supergroup deposited in rifted margin environment (fig. 3). The southern part of the study area is dominated by the porphyritic Koitere granodiorite belonging to the Neoproterozoic sanukitoid suite. The central part consists mainly of TTG suite granitoids which have been migmatized to varying extent. In the western part of the study area, Nurmes suite paragneisses form a large part of the bedrock. Variably sized amphibolite enclaves and slivers of greenstone belts as well as leucogranitoid dykes and intrusions are common over the whole study area. Paleoproterozoic diabase dykes are known from the whole study area, while layered sills are known from the vicinity of the Proterozoic Karelian cover sequence.

10.2 Archean migmatites

10.2.1 Amphibolites

Amphibolites are met as banding and enclaves of various types in other rock types of the study area varying in size from centimeters to kilometers. Stratigraphically the amphibolites are classified as undefined amphibolite units. They are variably migmatized (figs. 4–8) and most often display banded structure. Originally the amphibolites have been parts of greenstone belts, mafic intrusions or dykes, but all primary structures have been destroyed. Typical microscopic structure is granoblastic and grain size is small to medium. Pyroxenes are present in areas that have escaped the Proterozoic hydration processes (fig. 9). As there are no primary structures preserved the distinction between amphibolites and volcanic rocks on the map has been made based on the presence or absence of associated sedimentary rocks. Units without associated sedimentary rocks have been assigned as amphibolites. The chemistry of

amphibolites is discussed together with the volcanic units.

10.2.2 Tonalite gneiss

The name tonalite gneiss has been used for migmatitic rocks with roughly tonalitic mineralogy (figs. 10, 11) and uncertain protolith. Stratigraphically these rocks are classified as undefined tonalite gneiss units. These rocks are located as small areas over the whole study area and are likely to include extensively migmatized TTG suite granitoids, amphibolites and biotite paragneisses. Commonly tonalite gneisses include amphibolite as bands or rounded enclaves. Migmatitic structures vary from banded to nebulitic via phlebitic. Dark minerals are biotite and hornblende and their abundances vary in centimeter scale. Due to the small scale heterogeneity, whole-rock analyses were not made from this type.

10.3 Archean plutonic rocks

10.3.1 TTG granitoids, Haasianvaara suite

The majority of the bedrock in the study area consists of TTG series granitoids which are often variably migmatized (figs. 12–15). On the appendix map the migmatized and unmigmatized parts are separated, but it must be borne in mind that the degree of migmatization varies on all scales from meters to tens of kilometers. Therefore it is possible to find unmigmatized outcrops in mostly migmatized area. TTG series rocks are typically medium-grained and the primary magmatic textures are variably preserved. Mafic minerals are usually biotite and/or hornblende; and in areas near the Russian border where the rocks have preserved their granulite facies assemblages pyroxenes are also present. In migmatized variants the leucosome is most often leucogranitic or leucogranodioritic, locally trondhjemitic and coarser grained than the respective mesosome. Typical migmatite structures are banding which is often folded. The presence of biotite-rich melanosomes between leucosomes and mesosomes indicates that the melt was, at least partially, generated “in situ”.

Geochemically the TTG series rocks can be divided into three groups, like in other parts of the

Archean in Finland (Halla et al. 2009, Mikkola et al. 2011a, Hölttä et al. 2012) based on their HREE concentrations and K_2O/Na_2O ratio. Low-HREE TTGs and high-HREE TTGs have K_2O/Na_2O below 0.5 and the latter has Yb_N over 4.5. Transitional TTGs have K_2O/Na_2O ratios above 0.5. Low- and high-HREE TTGs can be separated based on their trace element concentrations, but not based on their appearance or major element compositions. Transitional TTGs are on average slightly richer than the two other groups, display higher LILE concentrations, and CIPW normative mineral compositions are granodioritic-granitic, whereas the two other groups are tonalitic-trondhjemitic (figs. 16–18).

10.3.2 Sanukitoid suite granitoids

Most of the bedrock east of Lieksa is formed by the 2.72 Ga Koitere sanukitoid, a K-feldspar porphyritic granodiorite (figs. 19–21, Halla 2002, Heilimo et al. 2010, 2011). K-feldspars vary in size, but exceed 7 cm in size only locally; also even-grained areas exist. The main part of the granodiorite is hydrated and is hornblende and biotite bearing, but in a few areas, especially in the northern part,

pyroxenes have been preserved. The degree of deformation varies from practically undeformed granodiorite into intensively mylonitised zones. The intrusion, especially in southern parts, is cross-cut by leucogranitoids which in addition to abundant dykes (fig. 21) forms larger areas. Another larger sanukitoid intrusion is the Surmansuo granodiorite intrusion (fig. 3, Q5431E, G, Q5342F, H) which continues to Russia across the national border. Together with the four small intrusions east of Lauvuskylä (fig. 3, Q5324C, E) it is K-feldspar porphyritic, with biotite and hornblende as mafic minerals, and resembles the hydrated variant of the Koitere intrusion. All of the intrusions display compositional features typical for sanukitoid series rocks: high K_2O/Na_2O (median 0.69), $Mg\#$ (median 48.1), Ba (median 1402 ppm) and Sr (median 775 ppm) (figs. 16–18). Also LREE are enriched when compared to other major Archean granitoid units (La_N median 118.8).

10.3.3 Quartz diorites, Jonsa suite

Diorites, quartz diorites and tonalites darker than TTG rocks have been met over the whole study area and locally they form larger areas. For these rocks the group name quartz diorite is used in this report. Quartz diorites are variably oriented and cut by leucogranitoid veins and dykes (fig. 23). Mafic minerals in these medium-grained rocks are biotite, hornblende and pyroxenes, the last one in well preserved areas near the national border. Compositionally quartz diorites are intermediate-silicic ($SiO_2=52.8-68.6\%$, median 62.6%) and resemble sanukitoids (Mikkola et al. 2011a, figs. 16–18), but can be separated from them based on weaker REE fractionation and lower K_2O and Ba contents.

10.3.4 Quartz syenites, Jonkeri suite

Quartz syenite is used as group name for intrusions including quartz syenites, syenites, montzonites, quartz montzonites and rare granites occurring in the study area. The largest of the intrusions is the Jonkeri montzonite-quartz montzonite intrusion (fig. 3, Q5323H, Q5341B, Q5341D) which has also given the name for the whole suite. Other intrusions are Autionniitty (fig. 3, P5422F, 1000*200 m), Reuhkapuro (fig. 3, Q5342B, 2.5*1 km) and Hursinpuro (fig. 3, Q5432B, 2.5*1 km). Similar rocks

have been reported earlier from other parts of the Lentua complex (Huhma 1975, Paavola 2005, 2006, Mikkola et al. 2011b). Quartz syenites are medium to coarse-grained and both porphyritic and even-grained variants exist. Heterogeneity is caused by amphibole rich bands and patches (fig. 25). Quartz syenites are cut by leucogranitoid veins and locally include sharp angular fragments of country rocks. As a separate manuscript concerning the quartz syenites is in preparation, only two samples from Rasilainen et al. (2007) are plotted in figures 16–18. Heilimo et al. (2013b) characterised the group as follows: $Na_2O+K_2O=7.0-12.8\%$, $K_2O/Na_2O=0.5-1.45$, $SiO_2=60-70\%$, $Ba=1159-3156$ ppm and $Sr=809-2032$ ppm. Chondrite normalised REE are enriched in LREE and variably fractionated ($La_N=25-1000$, $(La/Yb)_N=10-80$). The age of the quartz syenite suite is 2700–2740 Ma (H. Huhma written communication).

10.3.5 Kuohatti layered intrusion

The Kuohatti layered intrusion is a lens shaped (1*0.4 km) continuation of the Kuohattijärvi supracrustal suite at the northern end of it (fig. 3). It consists mainly of deformed mafic rocks, which are often strongly deformed (fig. 26), but locally display signs of primary igneous structures (fig. 27), including layering. Two other rock types of the intrusion are anorthosites and ultramafic rocks, most often tremolite rocks. Ultramafic rocks form variably sized boudinaged lenses (fig. 28) in the anorthosites banded due to intensive deformation. In addition to structural differences, also the composition of the rocks differs from the Archean volcanic rocks. For example, the Al_2O_3/TiO_2 ratio in them is distinctly higher (fig. 29). The rocks of the intrusion form a series from ultrabasic to basic compositions ($SiO_2=28.9-50.0\%$).

10.3.6 Gabbros, ultramafic plutonic rocks

This group is heterogeneous and includes four small intrusions; further studies are needed to tell if the intrusions actually belong to the same suite. Two of the intrusions, Suolameri (fig. 3, P5434E) and Uramolampi (fig. 3, P5434A) are ultramafic and intrude the Koitere sanukitoid. Pesovaara (fig. 3, P5442F) and Oinaslampi (figs. 3, 32, P5341D) are gabbros with pyroxene, hornblende and plagioclase as main minerals. Suolameri and Uramo-

lampi are enriched in LILE and Th and display a “hump” in the LREE spectra (Halkoaho et al. 2012, figs. 29–31), however the enrichment is distinctly lower than in the alkali gabbros (see next chapter) and thus the intrusions are not included in that group. The Pesovaara intrusion is tholeiitic in composition (Halkoaho & Niskanen 2006).

10.3.7 Alkali gabbros, Änäkäinen suite

Pietikäinen et al. (2005) discovered and briefly described the Änäkäinen intrusion (Q5331C), which consists of medium- to coarse-grained alkali gabbro. The main minerals are hornblende, biotite and plagioclase. Based on U-Pb zircon the age of the intrusion is 2711 ± 2 Ma (Huhma et al. 2012a). Geochemically the gabbro is characterised by high LILE and LREE contents combined with low Cr and Ni in respect to SiO_2 levels. Two chemically similar intrusions were found during this research: Sammalniemi (P5431C, fig. 33) and Mäkäräsuo (Q5322H), as well as two dykes (JVP\$-2010-53, Q5342A, E=647391, N=7088680, JJVE-2010-134, Q5431C, E=650454, N=7102486). As a separate publication is being prepared about these rocks, they are not described in greater detail in this report.

10.3.8 Leucogranitoids, Konivaara suite

Leucogranitoids are common in the whole study area. Most of them are granites, but as the Konivaara suite also comprises granodiorites and trondhjemites (fig. 18C, Mikkola et al. 2012) the name leucogranitoid is applied to the group. Most of the leucogranitoids are Archean and ca. 2.7 Ga old (Käpyaho et al. 2006, 2007, Mikkola et al. 2011a), but especially in the southwest corner of the study area the group can also include Proterozoic variants. Leucogranitoid material is present as neosomes (figs. 14, 49), dykes (figs. 10, 12–14, 21, 23, 37) and in certain parts of the study area as larger continuous areas. In outcrop scale the rocks are typically heterogeneous and contain variably nebulitic enclaves (fig. 34, 50). The majority of the leucogranitoids are even-grained (fig. 35),

but especially in the east Kuhmo K-feldspar porphyritic variant is met (fig. 36). Locally primary magmatic structures are preserved, but most of the rocks have been recrystallised and are now variably granoblastic. Biotite is the primary mafic mineral. Muscovite is often present and is most often secondary, albeit can be primary in some places. Locally also small amounts of garnet is present. Geochemically the leucogranitoids are a heterogeneous group and the common nominators are high SiO_2 (63.2–91.5 %, median 73.0%), leucocratic character ($\text{Mg}\# = 5.4\text{--}53.2$, median 34.6, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} = 0.4\text{--}5.1\%$, median 1.5%), and often high alkali contents ($\text{K}_2\text{O} = 0.4\text{--}7.2\%$, median 4.1%, $\text{Na}_2\text{O} = 1.3\text{--}7.4\%$, median 4.0%).

10.3.9 Biotite tonalite dykes

In the vicinity of the Saari-Kieikki greenstone belt (fig. 3), late Archean (H. Huhma written communication) biotite tonalite dykes crosscutting the 2.7 Ga leucogranitoids were found (figs. 37–39). They are mineralogically and compositionally ($\text{SiO}_2 = 64.1\text{--}69.1$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.4\text{--}1.6$, $\text{CaO} = 1.0\text{--}5.0\%$, $\text{Ba} = 336\text{--}1322$ ppm, $\text{Y} = 5.7\text{--}41.1$ ppm) heterogeneous and based on the current data it is impossible to determine if they actually represent one or several groups.

10.3.10 Biotite pegmatites

In the Paalasmaa area at observation locations ASM\$-2007-488 (P5412G, E=618 376, N=7018 426) and PIM\$-2011-22 (P5413B, E=621 832, N=7013 529) ca. 50 cm wide pegmatitic dykes parallel to the schistosity were found. They differ from the pegmatitic variants of the leucogranitoid population in mineralogy and composition. Interstitial spaces between coarse plagioclase are occupied by biotite (fig. 40). Pegmatite is enriched in REE ($\text{La}_N = 109.5$) and weakly fractionated ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.6$). Based on crosscutting relationship and undeformed character, the biotite pegmatites are younger than the dominant 2.7 Ga deformation, but can be either Archean or Proterozoic in age.

10.4 Archean greenstone belts

Units that have compositions resembling Archean volcanic rocks and are associated with sedimentary units have been assigned as volcanic rocks on the map. All primary structures have been destroyed in deformation and metamorphism, the exception being the Saari-Kieikki greenstone belt with well preserved primary structures. Therefore the volcanic units have been dealt with solely on compositional bases. Most of the rocks assigned as volcanic do not differ microscopically from the amphibolites described above; both consist of granoblastic plagioclase-hornblende groundmass. Ultramafic and komatitic volcanic rocks have been altered into massive serpentinites, soapstones and tremolite rocks.

The Saari-Kieikki greenstone belt (fig. 3, Q5432H, Q5434B), comprising the Saari-Kieikki suite, was studied by Luukkonen (1989), who interpreted it as a Paleoproterozoic depositional basin. According to Luukkonen (1989), stratigraphically the lowermost unit is the Latvalampi formation consisting of breccia conglomerates. On top of these are the volcanic rocks of Latvalampi formation. The uppermost unit is the Pötsölampi formation consisting of sandstones and conglomerates. Based on new data, the Latvalampi formation is smaller than was previously interpreted and includes intrusive (fig. 38) and tectonic breccias (fig. 65). Additionally, based on the preliminary age data from the crosscutting biotite tonalite dyke, the greenstone belt is Archean (fig. 39). Correlation with the Kuhmo greenstone belt is however doubtful as the conglomerates include pebbles (fig. 41) that resemble the 2.7 Ga leucogranitoids. Instead the unit could be contemporary with the small quartzite unit in Arola (Huhma et al. 2012a).

The Jonkeri greenstone belt (fig. 3, Q5325G) is ca. 9 km long and at most 1 km wide unit that has been studied earlier by Halkoaho and Niskanen (2006) and classified into the undefined volcanic rock lithodeme in Finstrati. In addition to basic volcanic rocks also komatitic and sedimentary units have been found. The sedimentary rocks include also a banded iron formation.

The Kuohattijärvi greenstone belt, comprising the Kuohattijärvi suite, (fig. 3, Q531) is ca. 10 km long and 0.5 km wide and has been preliminarily studied by Halkoaho and Niskanen (2006). During this project, 6 holes (figs. 42, 43) were drilled

to solve the cause of the strong magnetic anomaly and conductivity anomaly west of it. Based on the drilling, the magnetic anomaly is caused by a komatitic unit and the conductivity by sulphide bearing fracture zone. On the western part of the belt there are biotite paragneisses, which based on their unmigmatized character cannot be correlated with the Nurmes suite. Volcanic rocks of the belt are strongly deformed (fig. 44) and are intruded, partly conformably, by leucogranitoids as are the biotite paragneisses, too. Based on field observation the leucogranitoids seem to be injected melts rather than “in situ” melts.

Volcanic rocks of the Sokojärvi greenstone belt (fig. 3, P5433A) are mainly banded diopside amphibolites (fig. 46), which locally resemble deformed pillow lavas. Most of the sedimentary rocks of the belt are garnet biotite paragneisses (fig. 47). East of Ylä-Siikajärvi, quartz garnet grünerite rock i.e. silicate facies iron formation was found as conform interbed, at most few tens of meters thick, in the other rocks of the area. Main minerals are quartz, garnet and grünerite. Strong deformation has destroyed the primary layering to variable degrees. Together these rocks comprise the Sokojärvi suite.

Smaller greenstone belts or parts of them are abundant in the study area. Intermediate volcanic rocks of the Ipatti suite are well exposed on Repalepahtaat islands (figs. 3, 48, P5431B). The unit, like the Nunnalahti greenstone belt (P5411H) was described by Pekkarinen et al. (2006) as Ipatti formation. In the north-western corner of the study area, are both the southernmost end of the Kuhmo greenstone belt (Q5322F, Papunen et al. 2009) and the eastern end of the Tipasjärvi greenstone belt (Q5322E, Pietikäinen et al. 2008, Papunen et al. 2009). Smaller greenstone belt-amphibolite remnants occur over the whole study area, some of them have been studied in more detail and the results have been reported by Pietikäinen et al. (2005) and Halkoaho and Niskanen (2006).

All of the above mentioned greenstones belong to the Lentua complex, unlike the supracrustal units in the Jorkka area (P6212G). Continuation of the geophysical anomalies into the direction of the Hattu schist belt has been used to connect these highly deformed rocks into the Archean Ilomantsi complex.

10.4.1 Geochemistry of volcanic rocks and amphibolites

Compositionally the volcanic rocks from the study area vary from ultrabasic to intermediate (fig. 29, $\text{SiO}_2=31.0\text{--}59.5\%$), majority being ultrabasic and basic. The majority of the volcanic rocks plot in the tholeiitic series, but especially the intermediate compositions plot in calc-alkaline field (fig. 31). Komatiites display some compositional areal variation for example in the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio, where the aluminum depleted ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2<10$) samples are mainly from the Jamali (P5441A) area and the aluminum enriched samples ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2>25$) are

from Lummesuo (Q5342C) area. The majority of the basic volcanic rocks are Mg- and Fe-tholeites, with a small number of komatiitic basalts (fig. 31). There are no clear compositional differences between the amphibolites and the basic to intermediate volcanic rocks (figs. 29–31), albeit on average the amphibolites are more enriched in K_2O than the volcanic samples, although some komatiite and basic volcanic rocks samples display elevated K_2O -contents. Overall the compositions of both volcanic rocks and amphibolites from the study area are similar to those reported from other parts of the Lentua complex (Luukkonen 2005, Mikkola 2008, Papunen et al. 2009, Hölttä et al. 2012b).

10.5 Archean biotite paragneisses

10.5.1 Biotite paragneisses, Nurmes suite

Nurmes suite biotite paragneisses (Kontinen 1991, Kontinen et al. 2007, fig. 49) are the dominant rock type between the city centers of Nurmes and Kuhmo. The biotite paragneisses are also common, variably nebulitic, enclaves in leucogranitoids (fig. 50). Kontinen et al. (2007) have interpreted them as metamorphosed greywackes deposited either in intra arc or back arc basin. Relatively homogeneous, white trondhjemitic-leucogranitic, medium- to coarse-grained leucosome migmatites the biotite paragneisses in most places. Banding caused by the amount of biotite is often a metamorphic feature, but in many places also reflects the original compositional layering. Typical features are conform amphibolite bands and the rusty weathering surface. Kontinen et al. (2007) discussed the compositional characteristics of the Nurmes suite biotite paragneisses quite lengthily and thus additional analyses were not performed during this study. Compositionally the biotite paragneisses resemble the other Neoproterozoic greywackes of the world.

10.5.2 Other biotite paragneisses and biotite paraschists

In addition to the Nurmes suite biotite paragneisses, a small number of biotite paragneisses that have not been correlated with them exists in the study area. The biotite paraschist "hat" (Q5322) on top of the Tipasjärvi greenstone belt is finer-grained

and also older than the Nurmes suite (Huhma et al. 2012a). The migmatitic biotite paragneiss between the "hat" and the Vepsä leucogranitoid is likely to be a contact metamorphosed variant of the paraschist and thus has not been included into the Nurmes suite although it resembles it.

Biotite paragneisses within or in the proximity of the Koitere granodiorite are not correlated with the Nurmes suite as they are clearly on the south-east side of its type area and could as well be correlated with the metasediments of the Ilomantsi area further south-east.

The biotite paragneiss crossing the Kertonsaari at the western edge of the study area is outcropping only outside the present study area. The rock resembles the Nurmes suite, but unlike it includes magnetite visible to the unaided eye, for example at observation location SPL\$-1999-683 (P5421E, E=609 792, N=7028 191), and causes a strong positive magnetic anomaly that has been used to continue the unit from the previously mapped Ylä-Luosta map sheet (Paavola 2005, 2006) into the now studied area.

Based on its unmigmatized character, the biotite paragneiss observed on the Orikivi skerry (fig. 52) north of the Ipatti formation (P5413H) does not belong to the Nurmes suite. It might belong to the Ipatti formation (see fig. 48), but the area surrounding the Orikivi skerry is completely featureless on aeromagnetic map, whereas the Ipatti formation causes an anomaly on the map, although a weak one.

10.6 Proterozoic rocks

10.6.1 Diabases

Paleoproterozoic diabase dykes are common in the southern part of the Lentua complex, as in the whole Archean bedrock of eastern Finland. Their abundance varies from one area to another. The most common directions are between south-east and east. They are commonly few tens of meters wide, and only rarely over 50 meters. On the map, diabases have been divided into four groups: hornblende diabases, pyroxene diabases, scapolite diabases and undefined diabases. Hornblende diabases include hornblende as the dominant mafic mineral and, respectively, pyroxene is the most common mafic mineral in pyroxene diabases and scapolite diabases include scapolite. Undefined diabases were drawn either based on aeromagnetic data or where the information about the mafic mineral was missing from the outcrop observation. Currently there is only one age determination from the diabases of the study area (1989±9 Ma, this study), but they are likely to display similar age distribution (2.45–1.97 Ga, Vuollo & Huhma 2005) as the other parts of eastern Finland. The diabase dykes are rarely pervasively deformed (fig. 53), but narrow deformation seams are quite common (fig. 54). Pyroxene has in most dykes been hydrated into hornblende, but the primary ophitic structure has been preserved (fig. 55). In certain dykes plagioclase is present also as larger phenocrysts (fig. 56). Compositionally the diabase dykes are Fe-tholeitic, basic dyke rocks that form a relatively homogenous group (fig. 57).

10.6.2 Rocks of the Koli area

In the Paleoproterozoic Herajärvi group sedimentary rocks the lowermost unit is the Hokkalampi formation, which is a paleoregolith formed from weathered Archean crust (Kohonen & Marmo 1992). The larger width of this formation is the pre-eminent change to the pre-existing maps (Gaal 1964 and younger maps based on it). The next formation is the Koli formation, formed by orthoquartzites. Considering the changes to earlier work, the major difference is that the Koli formation does not continue north-west from Höllärinvaara (P5341C). Orthoquartzites are followed by the arkose quartzites of the Jero formation. South of Juuka (P5411H) paraschists of the Tohmajärvi formation are present in a small area. Anyone interested in these Paleoproterozoic sediments should study the work of Pekkarinen et al. (2006) and references therein. Numerous 2.2 Ga old gabbro-wherlitic sills intrude the metasedimentary units and the Archean basement in their vicinity. Their direction roughly equals the north-west striking contact between Archean basement and the sedimentary rocks, but locally responds to changes in the strike of their host rocks. Sills form strong positive anomalies on the aeromagnetic maps, unlike the younger diabase dykes which also locally form sills. Composition and differentiation processes of the sills have been discussed by Vuollo and Piirainen 1992 and Pekkarinen et al. 2006.

10.7 Quartz veins

Quartz veins are met in all Archean units of the study area. Most commonly their width is few centimeters (fig. 25) and their orientation varies between outcrops as well as areally. Due to their commonness silicification/quartz dyke symbol has been used on the map only in few places where the veins are more numerous or wider than usual. The most abundant quartz veins and silicification are

associated with south-east trending young fractures, but based on their deformation patterns the oldest quartz dykes are Archean (fig. 58). Extra spectacular quartz veins can be found in the vicinity of Hemminlampi (fig. 59), where in addition to several meters thick veins, a network of thinner veins is also visible.

10.8 Altered rocks

The Archean rocks have locally been intensively altered during Proterozoic reactivation. Fluid activity was related to fracture zones, of which the

majority are south-east trending. Chlorite-rich, kyanite and cordierite bearing zones are common (fig. 60). The best studied of these zones is

the Hiltuspuro area (Q5314F), where the alteration was dated to 1852 Ma using xenotime (Pajunen & Poutiainen 1999). In some of the altered rocks the source material can be identified from analyses or in the field, for example the chloritised

TTG series rocks. Some of the altered rocks, like for example the Soitupansuo age determination sample (A2111), resemble the quartz syenites. In other places the source rock can only be guessed (fig. 61).

10.9 Younger sandstones and siltstones

In the area surrounding the lake Pielinen several unmetamorphosed sandstone and siltstone boulders have been located. A number of these are from the study area. Glacial transport from known

occurrences seems unlikely based on the characteristics of these boulders and the ice flow directions. (Kejonen 2011, 2012)

10.10 Age determinations

All age determinations presented in this publication were made in GTK's isotope laboratory and The Finnish Isotope Geology Laboratory, both located in Espoo. Applied methods include TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer) and LA-MC-ICPMS (Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer). In addition to normal air abrasion, a number of TIMS fractions were pre-treated using the chemical abrasion (CA) method of Mattinson (2005). Description of the methods can be found from Huhma et al. (2012a). Results are summarised in table 3 and location of the samples is shown on appendix map 2.

In addition to new samples a number of old samples was reanalysed. Best estimate for the age of the Mätäsvaara tonalite sample (A34, Wetherill et al. 1962) is given by a CA-TIMS fraction yielding concordant age of 2789±2 Ma (fig. 62) whereas the scatter in the other fractions and their younger age is due to later metamorphic disturbance. The trondhjemitic leucosome from Kivi-Kiekki (A185, Luukkonen 1989) did not yield a meaningful age with LA-MC-ICPMS as the results scattered (fig. 62), but crystallisation age between 2750 and 2800 Ma is possible. Halla (2002) reported two slightly discordant TIMS fractions from the Sourinsuo quartz diorite (A1336), both with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ages of 2716 Ma. All spots analysed with LA-MC-ICPMS are concordant and a concordia age of 2725±12 Ma can be calculated based on them (fig. 62). Based on three TIMS fractions the age of the Jaakonvaara diorite was 2699±8 Ma (A1340, Halla 2002). Out of 15 analysed spots 13 are concordant and yield a concordia age at 2702±5 Ma (fig. 62).

The majority of the spots from the Emonvaara tonalite sample (A1762) can be used to calculate a

concordia age of 2749±6 Ma, which is the crystallisation age of the rock. The remaining spots include one inherited older core and some slightly younger ages (2.68–2.72 Ga), mainly from outer parts of zircons reflecting metamorphic disturbance (fig. 62). TIMS-fractions made from the sample yield combination ages of the crystallisation and the metamorphic event. Best estimate for the age of the Ollikkalanvaara tonalite sample (A1763) is 2758±5 Ma given by discordia line calculated based on 23 magmatic and unaltered spots (fig. 62). Analysed TIMS fraction from the Persauslampi amphibolite sample (A1764) is slightly discordant and based on zircon morphology the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age 2685 Ma is metamorphic. All of the 23 analysed spots from the Karppinen tonalite sample (A1768) are concordant and the concordia age calculated based on them is 2830±7 Ma (fig. 63). The age of the Hattuselkonen pyroxene diabase sample (A2071) is 1989±9 Ma, which is a concordia age calculated from all of the 10 analysed spots (fig. 63). Analysed spots (27) from the Hiisvaara granodiorite sample (A2072) are mainly concordant with ages varying between 2.65 and 2.85 Ga. Best estimate for the crystallisation age of the rock is given by the average of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, 2839±8 Ma, calculated from 20 U poorer spots interpreted as magmatic. Younger ages reflect metamorphic disturbance. Louhivaara quartz diorite contains two age populations, the older is ca. 2.85 Ga and consists of two zircon cores and the younger is formed by 18 analyses, which yield a concordia age of 2748±7 Ma. Zircon population of the Soitupansuo granite sample (A2111) is complicated, core-rim structures are common and based on 11 analyses made from them, a concordia age of 2841±10 Ma can be calculated (fig. 63). Eight analyses made from the

rims yield an upper intercept of 2682 ± 34 Ma. The result can be interpreted in two ways; either the older age is the crystallisation age of the rock and the younger age a metamorphic artifact. Alternatively the younger age can be taken as the crystallisation age and all older material represents inherited zircons. Based on field observations we prefer the previous interpretation. Out of the 18 analysed spots from the Karjusenaho tonalite, 16 are concordant and a concordia age of 2780 ± 7 Ma can be calculated based on them (fig. 63). Zircons from

the Karjusenaho leucogranite sample (A2131) are mainly of the same age as the zircons from the tonalite it intrudes (A2130). Average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of all ages is 2772 ± 13 Ma; if this is taken as the age of the leucogranite it is significantly older than the majority of the leucogranitoids of the Lentua complex. However, it is possible that the true age of the leucogranite is close to 2.7 Ga and registered only as overgrowths in some crystals, for example spot 2131-11a from the outer rim yielded an age of 2706 ± 48 Ma.

10.11 Sm-Nd model ages and initial ϵ_{Nd} values

The whole-rock Sm-Nd model ages from granitoids dated from the area vary between 2727 and 2916 Ma and the initial ϵ_{Nd} values from -0.3 to 3.0 (table 3). The data do not indicate the presence of

significantly older, Paleoproterozoic, component in the area. The negative initial ϵ_{Nd} value and Sm-Nd model age significantly older than the crystallisation age indicate crustal contamination.

10.12 Crustal evolution

Single grain zircon and whole-rock Sm-Nd data indicate that the formation of continental crust in the area commenced during the Mesoproterozoic. There are no signs of Paleoproterozoic crust in the area, unlike in the northern part of the Lentua complex (Käpyaho et al. 2006, Mikkola et al. 2011a, Huhma et al. 2012b). The oldest known rocks in the study area are 2.84–2.83 Ga old and the main crust forming episode occurred in the area simultaneously with the other parts of the complex, i.e. at 2.84–2.78 Ga (Käpyaho et al. 2006, Mikkola et al. 2011a, Huhma et al. 2012a, table 3). Also the ca. 2.75 Ga TTGs are known from the whole Lentua complex. Based on this work and previous studies, the Lentua complex formed a geological entity already at 2.8 Ga, and the TTGs were formed via partial melting of garnet bearing amphibolites without clear contribution from the mantle. Presence of transitional TTGs suggest that crustal recycling commenced to some extent at 2.8 Ga although it is possible that LILE enrichment of the TTGs is related to younger metasomatic alteration or migmatitisation.

In the study area, as throughout the Lentua complex, plutonism expanded compositionally from a regime including only TTGs into one including multiple types occurs after 2.75 Ga. New types of plutonic rocks include sanukitoids, quartz diorites, quartz syenites, gabbros and alkali gabbros (Käpyaho et al. 2006, Heilimo et al. 2011, Mikkola et al. 2011a, b, Mikkola 2011). All of these

rock types have in previous studies been linked to partial melting of mantle, heterogeneously metasomatised during subduction and/or by alkaline fluid upwellings possibly following slab breakoff (Heilimo et al. 2011). Two of the Jonsa suite quartz diorite samples are significantly older (2.75 Ga) than the previously studied members (2.72–2.70 Ga, Mänttari & Hölttä 2002, Mutanen & Huhma 2003, Mikkola et al. 2011a) of the suite further west. Sanukitoids of the Karelia province can be divided into two zones displaying differences in age and composition: the older eastern zone (ca. 2.74 Ga) and the younger western zone (ca. 2.72 Ga) (Heilimo et al. 2011). Sanukitoids of the study area belong to the western zone (2.72 Ga, Heilimo et al. 2011), and are almost coeval with the alkali gabbros.

Although there are no direct datings of greenstone belt remnants in the study area, based on field relationships they are older than the 2.7 Ga leucogranitoid magmatism. There is no reason to presume that their age would differ from the age of the main volcanic phase (2.84–2.79 Ga) of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone belt, which also coincides with the only age determination from the Ipatti greenstone belt, made outside the study area (Pekkarinen et al. 2006). Previously the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone belt has been interpreted as a single entity formed in extensional setting on top of continental crust (Papunen et al. 2009), but recently it has been suggest-

ed that the parts evolved separately and that at least the Kuhmo section formed in an oceanic setting and was thrust on top of the granitoid crust later (Hölttä et al. 2012b, Huhma et al. 2012a). Volcanic units of the Jorkka area (fig. 3) belonging to the Ilomantsi complex are likely 2.75–2.70 Ga in age.

Zircon studies show that bedrock in the study area and the entire Lentua complex was metamorphosed at 2.7 Ga and that the temperatures were high enough to induce partial melting resulting in wide spread migmatisation and formation of anatectic leucogranitoids (Käpyaho et al. 2006, 2007, Hölttä et al. 2008, Lauri et al. 2011, Mikkola et al. 2011a, 2012). This event was caused by heating of collisionally thickened crust. During the same collisional event the Nurmes suite biotite paragneisses were thrust on top of the Lentua complex and migmatized (Kontinen & Paavola 2006, Kontinen et al. 2007). Based on the preliminary age of a cross-cutting biotite tonalite dyke (H. Huhma, written communication 2012) the Saari-Kieikki greenstones are Archean.

10.13 Economic potential

The bedrock in the eastern Finland is deeply eroded and consists mainly of granitoids. Although this and high grade metamorphism has diminished the ore potential, three mines have existed in the area: Paukkajanvaara (U), Mätäsvaara (Mo) and Tainionvaara (Ni). Therefore, especially as the dimension stone potential of the area is at least moderate, the bedrock of the study area cannot be regarded as economically uninteresting.

10.13.1 Radioactive minerals

In addition to the deposits in the vicinity of the closed Paukkajanvaara (P5341C) mine numerous small radioactive targets have been located and studied in the area since the 1950s (Äikäs 1986, 1989a–f). Most of these occurrences are small pockets and represent late enrichment of U and Th associated with the late leucogranitoids or Proterozoic alteration or both. In addition to U and Th some of the occurrences are also enriched in Mo. The study area is included in GTK's systematic regional lake sediment survey, which shows numerous anomalous (fig. 69) areas which coincide with the areas with known enrichment in bedrock. In certain areas wider gamma radiation anomalies are observable in airborne measurements. One

As the bedrock of the study area mainly comprises granitoids it is particularly informative with respect to metamorphism studies, but still reveals the major events. The majority of the area was metamorphosed in granulite facies during the Archean, and was affected by Paleoproterozoic recrystallisation and hydration (Kontinen et al. 1992). Small areas that have preserved the Archean mineralogy are visible as positive anomalies on the aeromagnetic maps. These high-grade rocks have also preserved their Archean remanence magnetisation (Mertanen & Korhonen 2011), whereas in the areas hydrated during Paleoproterozoic the remanences are oriented in the "Svecokarelian" direction. Proterozoic deformation in the area is restricted to narrow shear zones, but hydration and recrystallisation are penetrative also in the diabase dykes. Figure 66 shows the varying degrees of crystallisation from primary magmatic or prograde metamorphic texture towards completely recrystallised and granoblastic structure.

such location is Ulvinsalo (Q5342F) where the observed gamma radiation anomaly (fig. 70) correlates with the observed enrichment of the bedrock in U, Th and K. In the Jonkeri area (Q5323G) a 5*6 km uranium and potassium gamma radiation anomaly (fig. 71) exists in an area where anomalously high U and Th concentrations have been observed both in quartz syenite intrusion and mafic volcanic units.

Ihantojoki-Havukka fracture zone (P5343) east of Uimaharju is clearly visible on magnetic and radiometric maps and the highest U concentration in lake sediments of the study area (1030 ppm) is found adjacent to it. These facts together with the unmetamorphosed sandstone boulders found from the area (Kejonen 2011, 2012) suggest that unconformity-type uranium deposits could exist in the area.

10.13.2 Nickel and PGE potential

The interest into the mafic-ultramafic units of the area is based on the model that these small lumps, visible on aeromagnetic maps, possibly represent komatitic lava rivers that have flown on top of sulphur bearing strata, resulting in segregation of sulphur and nickel rich melt. Out of the eight

known Archean nickel deposits in eastern Finland, Tainionvaara is located in the study area. The Tainionvaara deposit is hosted by small serpentinite sliver and surrounded mainly by TTG suite granitoids, albeit amphibolites (originally basaltic lavas) exist in the southern contact (fig. 72). The disseminated deposit is estimated to contain 450,000 tons of ore averaging 0.5% Ni, 0.03% Cu and 0.01% Co (Pekkarinen 1980, Vanne 1981), of which 20,000 tons (1.4% Ni, 0.12 Cu) were mined by Outokumpu Ltd in 1989. The nickel potential of the area is still under-studied as large areas remain unstudied in this aspect and source of several high grade nickel, copper and PGE boulders remain undiscovered (Halkoaho & Niskanen 2006, 2011).

10.13.3 Molybdenum

The Mätäsvaara molybdenum mine operated in 1941–1947 (Kranck 1945, Zeidler 1949) and is a distinct sign of the molybdenum potential of the area. Especially as a similar deposit is known from Suomussalmi in the northern part of the Lentua

complex (Niskanen 1986) and research has proven that the leucogranitoids associated with the ore forming processes are found over the whole Archean of east Finland (this report, Luukkonen 1988, Luukkonen 2005, Käpyaho et al. 2006, Mikkola 2008, Mikkola et al. 2012), and thus one could ask why these two known deposits would be the only ones. Systematic prospecting for molybdenum in the study area has been carried out only in the vicinity of the old mine (Huhma & Penttilä 1976).

10.13.4 Hi-tech minerals

So far, four quartz syenite intrusions have been found from the study area and several others from other parts of the Lentua complex (Huhma 1975, Paavola 2006, Mikkola et al. 2011b). One of these is associated with carbonatite parts and thus it would be worthwhile to further study the association and prospect for additional carbonatite parts, as carbonatites are often associated with hi-tech metals (Orris & Richard 2002).

LÄHDE- JA KIRJALLISUUSLUETTELO

- Barker, F. 1979.** Trondhjemite; definition, environment and hypotheses of origin. Julkaisussa: Barker F. (toim.) Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1–12.
- Cuney, M. 2010.** Evolution of uranium fractionation processes through time: driving the secular variation of uranium deposit types. *Economic Geology* 105, 553–569.
- DePaolo, D. J. 1981.** Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 684–687.
- Frosterus, B. & Wilkman, W. W. 1920.** Joensuu. Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000, vuorilajikartan selitys, lehti D3. Geologinen komissioni. 189 s. Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/kls/klsD3.pdf>
- Frosterus, B. & Wilkman, W. W. 1924.** Joensuu. Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000, vuorilajikartta, lehti D3. Geologinen komissioni.
- Gaal, G. 1964.** Jatul und karelische Molasse im S-Koligebiet in Nordkarelien und ihre Beziehungen zum Gebirgsbau des präkambrischen Orogenes. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 213. 45 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/bul/bt_213.pdf
- Halkoaho, T. & Niskanen, M. 2004.** Tutkimustyöselostus Lieksan kaupungissa valtausalueella Jamali 1 (kaivosrekisterinumero 7626/1) suoritetuista nikkelimalmitutkimuksista vuosina 2002–2003. 14 s. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M06/4314/2004/1/10. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m6/4314/M06_4314_2004_1_10.pdf
- Halkoaho, T. & Niskanen, M. 2006.** Ultramafisten ja mafisten kivien nikkelimalmipotentiali-tutkimukset vuosina 2001–2005 Lieksan, Nurmeksen ja Kuhmon välisellä alueella. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M19/4324/2006/1. 43 s., 1 liite. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/4324/M19_4324_2006_1_10.pdf
- Halkoaho, T. & Niskanen, M. 2011.** Tutkimustyöselostus Paltamon kunnassa varhaisproterotsooisella Juntilanniemen kerrosintruusiolla Varisniemen ja Karhusaaren välisellä alueella suoritetuista Ni-Cu-PGE-malmitutkimuksista vuosina 2007–2010. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti 1/2011. 18 s. 7 liitettä. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/2011/1_2011.pdf
- Halkoaho, T., Hartikainen, A., Isomaa, J., Kontoniemi, O., Makkonen, H., Niskanen, M., Pietikäinen, K. & Tiainen, M. 2012.** Väli- ja Etelä-Suomen nikkeli-potentiaalini arviointihankkeen (2901006, 2551003 ja 2551012) toiminta vuosina 2007–2011. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti 18/2012. 80 s., 3 liitettä. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/2012/64_2012.pdf
- Halla, J. 1998.** Kalimaasälvän ja kokokiven lyijyisotoopitutkimukset - arkeisen mannerkuoren alkuperä ja varhaisproterotsooinen svekofenninen tektonoterminen reaktivaatio Nilsiä, Lieksan ja Tipasjärven alueella Itä-Suomessa. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, Helsingin yliopisto, geologian laitos. 76 s.
- Halla, J. 2002.** Origin and Paleoproterozoic reactivation of Neoproterozoic high-K granitoid rocks in eastern Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Geologica–Geographica* 163. 105 s.
- Halla, J. 2005.** Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland:

- Pb and Nd isotopic constraints on crust-mantle interactions. *Lithos* 79, 161–178.
- Halla, J. & Heilimo, E. 2009.** Deformation-induced Pb isotope exchange between K-feldspar and whole rock in Neoproterozoic granitoids: Implications for assessing Proterozoic imprints. *Chemical Geology* 265, 303–312.
- Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E. & Hölttä, P. 2009.** Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 174, 155–162.
- Heilimo, E., Halla, J. & Hölttä, P. 2010.** Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.
- Heilimo, E., Halla, J. & Huhma, H. 2011.** Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos* 121, 87–99.
- Heilimo, E., Halla, J., Andersen T. & Huhma, H. 2013a.** Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precambrian Research*, 228, 250–266.
- Heilimo, E., Mikkola, P., Huhma, H. & Harju, S. 2013b.** Late Archean alkaline syenites in the Lentua Complex. *Julkaisussa: Hölttä, P. (toim.) 2013. Current Research: GTK Mineral Potential Workshop, Kuopio, May 2012. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 198, 38–42. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/tr/tr_198.pdf*
- Hill, R. 1997.** Komatiite volcanology and associated nickel sulphide deposits. *Julkaisussa: Papunen, H. (toim.) Mineral deposits: research and exploration. Where do They Meet? Rotterdam: Balkema, 3–6.*
- Huhma, A. 1975.** Outokummun, Polvijärven ja Sivakkavaaran kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Outokumpu, Polvijärvi and Sivakkavaara map-sheet areas. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 4222, 4224 ja 4311. Geologinen tutkimuslaitos. 151 s. Koko teksti: http://arkisto.gsf.fi/kps/kps4222_4224_4311.pdf
- Huhma, A. & Penttilä, V. 1976.** Nurmes-Lieksa -alueen molybdeenitutkimukset 1975. Outokummun raportti 020/4314. 4 s., 6 liitettä. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/oku/020_geology/020_4314_4323_ah_vjp_75.pdf
- Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P., Kontinen, A., Halkoaho, T., Hanski, E., Hokkanen, T., Hölttä, P., Juopperi, H., Konnunaho, J., Layahe, Y., Luukkonen, E., Pietikäinen, K., Pulkkinen, A., Sorjonen-Ward, P., Vaasjoki, M. & Whitehouse, M. 2012a.** The age of the Archean greenstone belts in Finland. *Julkaisussa: Hölttä, P. (toim.) The Archean of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 74–175. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/sp/sp_054.pdf*
- Huhma, H., Kontinen, A., Mikkola, P., Halkoaho, T., Hokkanen, T., Hölttä, P., Juopperi, H., Konnunaho, J., Luukkonen, E., Mutanen, T., Peltonen, P., Pietikäinen, K. & Pulkkinen, A. 2012b.** Nd isotopic evidence for Archean crustal growth in Finland. *Julkaisussa: Hölttä, P. (toim.) The Archean of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 176–213. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/sp/sp_054.pdf*
- Hölttä, P., Huhma, H., Mänttari, I. & Paavola, J. 2000.** P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland: II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods. *Lithos* 50, 121–136.
- Hölttä, P., Balagansky, V., Garde, A. A., Mertanen, S., Peltonen, P., Slabunov, A., Sorjonen-Ward, P. & Whitehouse, M. 2008.** Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes* 31, 13–19.
- Hölttä, P., Heilimo, E., Huhma, H., Juopperi, H., Kontinen, A., Konnunaho, J., Lauri, L., Mikkola, P., Paavola, J. & Sorjonen-Ward, P. 2012a.** Archean complexes of the Karelia Province in Finland. *Julkaisussa: Hölttä, P. (toim.) The Archean of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 9–20. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/sp/sp_054.pdf*
- Hölttä, P., Heilimo, E., Huhma, H., Kontinen, A., Mertanen, S., Mikkola, P., Paavola, J., Peltonen, P., Semprich, J., Slabunov, A. & Sorjonen-Ward, P. 2012b.** The Archean of the Karelia Province in Finland. *Julkaisussa: Hölttä, P. (toim.) The Archean of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 21–73. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/sp/sp_054.pdf*
- Jensen, L. S. 1976.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 66.*
- Kejonen, A. 2011.** Hiekka- ja silttikivilohkareita Pohjois-Karjalasta ja Pohjois-Savosta. Summary: On the sand- and siltstone boulders in the glacial deposits of North-Karelia and North-Savo, Finland. *Geologi* 63, 174–182. Koko teksti: <http://www.geologinenseura.fi/geologi-lehti/5-2011/kejonen.pdf>
- Kejonen, A. 2012.** Lisätietoja Pohjois-Karjalan hiekka- ja silttikivilohkareista. *Geologi* 64, 156–159. Koko teksti: http://www.geologinenseura.fi/geologi-lehti/6-2012/Geologi_6_2012_A_Kejonen.pdf
- Kohonen, J. & Marmo, J. 1992.** Proterozoic lithostratigraphy and sedimentation of Sariola and Jatuli-type rocks in the Nunnanlahti-Koli-Kaltimo area, eastern Finland: implications for regional basin evolution models. *Geological Survey of Finland, Bulletin 364. 67 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/bul/bt_364.pdf*
- Kontinen, A. 1991.** Evidence for significant paragneiss component within the Late Archean Nurmes gneiss complex, eastern Finland. *Julkaisussa: Autio, S. (toim.) Geological Survey of Finland, Current Research 1989–1990. Geological Survey of Finland, Special Paper 12, 17–19. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/sp/sp12/sp_012.pdf*
- Kontinen, A. 2002.** Proterozoic tectonothermal overprint in the eastern Finland Archean complex and some thoughts of its tectonic setting. *Raportissa K21.42/2002/1: Korsman, K. & Lestinen, P. (toim.) Geologian tutkimuskeskus, Raahe-Laatokka –symposium, Kuopio 20.–21.3.2001, laajat abstraktit, 42–62. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/k/k_21.42_2002_1.pdf*
- Kontinen, A., Paavola, J. & Lukkarinen, H. 1992.** K-Ar ages of hornblende and biotite from Late Archean rocks of eastern Finland – interpretation and discussion of tectonic implications. *Geological Survey of Finland, Bulletin 365. 31 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/bul/bt_365.pdf*
- Kontinen, A. & Paavola, J. 2006.** A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archean complex between Vartius and Vieremä, based on constraints from surface geology and FIRE 1 seismic survey. *Julkaisussa: Kukkonen, I. T. & Lahtinen, R. (toim.) Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 43, 223–240. Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/sp/sp43/sp43.pdf>*
- Kontinen, A., Käpyaho, A., Huhma, H., Karhu, J., Matukov, D. I., Larionov, A. & Sergeev, S. A. 2007.** Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: prove-

- nance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Research* 152, 119–148.
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. & Pekkala, Y. (toim.) 1997.** Suomen kallioperäkartta – Berggrundskarta över Finland – Bedrock map of Finland 1:1 000 000. Espoo: Geologian tutkimuskeskus.
- Kranck, E. H. 1945.** The molybdenum deposit at Mätäsvaara in Carelia (E. Finland). *Geologiska Förening i Stockholm, Förhandlingar* 67, 325–350.
- Käpyaho, A., Mänttari, I. & Huhma, H. 2006.** Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks. *Precambrian Research* 146, 95–119.
- Käpyaho, A., Hölttä, P. & Whitehouse, M. J. 2007.** U-Pb zircon geochronology of selected Archaean migmatites in eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 79, 95–115. Koko teksti: http://www.geologinen-seura.fi/bulletin/Volume79/Käpyaho_etal_2007.pdf
- Lauri, L. S., Andersen, T., Hölttä, P., Huhma, H. & Graham, S. 2011.** Evolution of the Archaean Karelian province in the Fennoscandian Shield in the light of U-Pb zircon ages and Sm-Nd and Lu-Hf isotope systematics. *Journal of the Geological Society, London* 168, 201–218.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. A. 1986.** Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Le Maitre, R. W. (toim.) 2002.** *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms.* Cambridge University Press, 2. painos, 208 s., 3 liitettä.
- Luukkonen, E. J. 1988.** Moisiovaaran ja Ala-Vuokin kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Moisiovaara and Ala-Vuokki map-sheet areas. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 4421 ja 4423+4441. Geologian tutkimuskeskus. 90 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/kps/kps4421_4423+4441.pdf
- Luukkonen, E. J. 1989.** The early Proterozoic Saari-Kieikki greenstone belt: a representative of the Sariola Group at Kuhmo, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 61, 161–187.
- Luukkonen, E. J. 1992.** Late Archaean and early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, eastern Finland. *Turun yliopiston julkaisuja. Sarja A. II. Biologica – Geographica – Geologica* 78. 115 s.
- Luukkonen, E. J. 2005.** Nurmeksen kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Nurmes map-sheet area. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkarttojen selitykset, lehti 4321. Geologian tutkimuskeskus. 65 s. Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/kps/kps4321.pdf>
- Makkonen, H. & Halkoaho, T. 2007.** Whole rock analytical data (XRF, REE, PGE) for several Svecofennian (1.9 Ga) and Archean (2.8 Ga) nickel deposits in eastern Finland. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M19/3241/2007/32.* 49 s., 13 liitettä. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/3241/m19_3241_2007_32.pdf
- Makkonen, H., Halkoaho, T., Tiainen, M., Iljina, M. & Ahtonen, N. 2009.** FINNICKEL – a public database on nickel deposits in Finland. Version 1.0 [Electronic resource]. *Geologian tutkimuskeskus, Digitaaliset tietotuotteet* 5.
- Mattinson, J. M. 2005.** Zircon U-Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology* 220, 47–66.
- Mertanen, S. & Korhonen, E. 2011.** Paleomagnetic constraints on an Archean–Paleoproterozoic Superior–Karelia connection: New evidence from Archean Karelia. *Precambrian Research* 186, 193–204.
- Mikkola, P. 2008.** Koillis-Kainuun kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of Northeast Kainuu. *Geologian tutkimuskeskus, tutkimusraportti 175.* 53 s., 5 liitettä. (elektroninen julkaisu) Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/tr/tr175.pdf>
- Mikkola, P. 2011.** The prehistory of Suomussalmi, eastern Finland: the first billion years as revealed by isotopes and the composition of granitoid suites. Espoo: Geological Survey of Finland. 82 s. (väitöskirja) Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/ej/ej79synopsis.pdf>
- Mikkola, P., Huhma, H., Heilimo, E. & Whitehouse, M. 2011a.** Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia; constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. *Lithos* 125, 287–307.
- Mikkola, P., Salminen, P., Torppa, A. & Huhma, H. 2011b.** The 2.74 Ga Likamännikkö complex in Suomussalmi, East Finland: Lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? *Lithos* 125, 716–728.
- Mikkola, P., Laura S. L. & Käpyaho, A. 2012.** Neoproterozoic leucogranitoids of the Kianta Complex, Karelian Province, Finland: Source characteristics and processes responsible for the observed heterogeneity. *Precambrian Research* 206–207, 72–86.
- Mutanen, T. & Huhma, H. 2003.** The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 75, 51–68. Koko teksti: <http://www.geologinen-seura.fi/bulletin/Volume75/MutanenHuhma.pdf>
- Mänttari, I. & Hölttä, P. 2002.** U-Pb dating on zircons and monazites from Archaean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland: Evidence of multiple metamorphism and Neoproterozoic terrane accretion. *Precambrian Research* 118, 101–131.
- Neuvonen, K. J., Korsman, K., Kouvo, O. & Paavola, J. 1981.** Paleomagnetism and age relationship of the rocks in the Main Sulphide Ore Belt in central Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 53, 109–133.
- Neuvonen, K. J., Pesonen, L. J. & Pietarinen, H. 1997.** Remanent magnetization in the Archaean basement and cutting diabase dykes in Finland, Fennoscandian Shield. *Geophysica* 33, 111–146.
- Niskanen, P. 1986.** Suomussalmen Aittojärven molybdeeniesiintymä. Arkeisten alueiden malmiprojekti, raportti 23. 116 s., 4 liitettä.
- OKURAPORTIT.** Outokummun malminetsinnän raporttien tietokanta. www.gtk.fi/geotieto/viitetiedot/Okuraportit.html
- Orris, G. J. & Grauch, R. I. 2002.** Rare Earth Elements Mines, Deposits, and Occurrences. USGS Open-File report 02-189. 27 s., 1 liite. Koko teksti: <http://pubs.usgs.gov/of/2002/of02-189/of02-189.pdf>
- Paavola, J. 2005.** Ylä-Luosta. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 4312. *Geologian tutkimuskeskus.*
- Paavola, J. 2006.** Ylä-Luostan kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Ylä-Luosta map-sheet area. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkarttojen selitykset, lehti 4312. *Geologian tutkimuskeskus.* 60 s., 3 liitettä. (elektroninen julkaisu) Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/kps/kps4312.pdf>

- Pajunen, M. 1996.** Kyanite-chlorite-cordierite rock – a Palaeoproterozoic overprint on Archaean tonalitic gneisses. Julkaisussa: Ekdahl, E. & Autio, S. (toim.) *Global Geoscience Transect/SVEKA – Proceedings of the Kuopio Seminar, Finland 25.–26.11.1993*. Geologian tutkimuskeskus, tutkimusraportti 136, s. 60. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/tr/tr136/tr_136.pdf
- Pajunen, M. & Poutiainen, M. 1999.** Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 73–132.
- Papunen, H. 1989.** Platinum-group elements in metamorphosed Ni–Cu deposits in Finland. Julkaisussa: Prendergast, M. D. & Jones M. J. (toim.) *Magmatic sulphides – the Zimbabwe volume*. London: The Institution of Mining and Metallurgy, 165–176.
- Papunen, H., Halkoaho T. & Luukkonen, E. 2009.** Archaean Evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 403. 68 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/bul/bt_403.pdf
- Pekkarinen, L. 1980.** Lieksan Tainiovaaran Ni-esiintymä. *Geologi* 32, s. 92.
- Pekkarinen, L., Kohonen, J., Vuollo, J. & Äikäs, O. 2006.** Kolin kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Koli map-sheet area. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkarttojen selitykset, lehti 4313. *Geologian tutkimuskeskus*. 116 s., 3 liitekarttaa. Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/kps/kps4313.pdf>
- Pietikäinen, K., Halkoaho, T., Hartikainen, A., Niskanen, M. & Tenhola, M. 2005.** Itä-Suomen arkeiset alueet II-hankkeen (2105000) toiminta vuosina 2001–2004 Kuhmon, Nurmeksen, Lieksan ja Hyrynsalmen alueilla. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M19/4411/2005/1. 84 s., 5 liites. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/4411/m19_4411_2005_1.pdf
- Pietikäinen, K., Halkoaho, T., Hartikainen, A. & Niskanen, M. 2008.** Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen malmivarojen kartoitushankkeen (2901006) toiminta vuosina 2005–2007 Sotkamon, Valtimon, Kuhmon ja Nurmeksen alueilla. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M10.4/4322/2008/27. 65 s., 11 liites. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m10/m10_4_4322_2008_27.pdf
- RAPGEO.** Geologian tutkimuskeskuksen raportit. [www.tietokanta. http://www.gtk.fi/tietopalvelut/tietokannat/rapgeo.html](http://www.gtk.fi/tietopalvelut/tietokannat/rapgeo.html)
- Rasilainen, K., Lahtinen, R., Bornhorst & Theodore J. 2007.** The Rock Geochemical Database of Finland Manual. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti* 164. 38 s. (elektroninen julkaisu) Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/tr/tr164/tr164.pdf>
- Räisänen, E. 1978.** Uraanimalmitutkimuksista Lieksassa 18–22. 9. 1978. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M60/4332/78/3. 4 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m60/m60_4332_78_3.pdf
- Sorjonen-Ward, P. 2006.** Structural and hydrothermal event history of the Koli-Kaltimo-Eno region – a preliminary regional framework. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* CM60/2006/3. 16 s.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publications* 42, 313–345.
- Taylor S. R. & McLennan S. M. 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 312 s.
- Tenhola, M. 1978.** Järvisedimenttien uraanianomalioiden luokittelusta Pohjois-Karjalassa ja Kainuussa. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* S/41/0000/1/1978. 33 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/s41/S_41_0000_1_1978.pdf
- Vanne, J. 1981.** Tutkimustyöselostus Lieksan kaupungissa valtausalueella Tainiovaara 1, Kaiv. rek. n:o 2538/1 suoritetuista malmitutkimuksista. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M 06/4332/-81/1/10. 9 s., 20 liitettä. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m6/4332/m06_4332_81_1_10.pdf
- Vuollo, J. & Piirainen, T. 1992.** The 2.2 Ga old Koli layered sill: The low-Al tholeiitic (karjalitic) magma type and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland. *Geologiska Förening i Stockholm, Förhandlingar* 114, 131–142.
- Vuollo, J. & Huhma, H. 2005.** Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. Julkaisussa: Lehtinen, M., Nurmi, P. A. & Rämö, O. T. (toim.) *Precambrian geology of Finland: key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian geology* 14. Amsterdam: Elsevier, 195–236.
- Wetherill, G. W., Kouvo, O., Tilton, G. R. & Gast, P. W. 1962.** Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian *Journal of Geology* 70, 74–88.
- Wilkman, W. W. 1921.** Nurmes. Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000, vuorilajikartan selitys, lehti D 4. *Geologinen komissioni*. 126 s. Koko teksti: <http://arkisto.gtk.fi/kl/klD4.pdf>
- Wilkman, W. W. 1924.** Nurmes. Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000, vuorilajikartta, lehti D 4. *Geologinen komissioni*.
- Zeidler, W. 1949.** Om gruvdriften i Mätäsvaara åren 1940–47. *Vuoriteollisuus* 7, 20–32.
- Äikäs, O. 1986.** Malmitutkimukset Kuhmon kunnassa valtausalueella ”Kapusta 1” (kaivosrek. nro. 3548/2). *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M06/4324/-86/1/60. 10 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m6/4324/m06_4324_86_1_60.pdf
- Äikäs, O. 1989a.** Radioaktiivisuutta kalliiossa Nurmeksen Bomballa. (Tutkimuskortti) *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M19/4321/-89/1/60. 2 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/4321/m19_4321_89_1_60.pdf
- Äikäs, O. 1989b.** Nurmeksen Nätävaaran toriumesiintymä. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M19/4323/89/1/60 20 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/4323/M19_4323_89_1_60.pdf
- Äikäs, O. 1989c.** Uraanitutkimukset Nurmeksen Levävaarassa 1982–85. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M19/4324/-89/2/60. 19 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/4324/M19_4324_89_2_60.pdf
- Äikäs, O. 1989d.** Aeroradiometristen gamma-anomalioiden maastotarkistukset: 4322+4324 Tipasjärvi. (Tutkimuskortti) *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M19/4322/-89/1/60. 2 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/4322/m19_4322_89_1_60.pdf
- Äikäs, O. 1989e.** Malmitutkimukset Kuhmon kaupungissa valtausalueella ”Hepo 1” (kaivosrek. nro 3548/1). *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M06/4324/-89/1/60. 14 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m6/4324/m06_4324_89_1_60.pdf
- Äikäs, O. 1989f.** Uraanitutkimukset Kuhmon Lötössä 1984–85. *Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti* M19/4324/-89/1/60. 34 s. Koko teksti: http://arkisto.gtk.fi/m19/4324/M19_4324_89_1_60.pdf

LIITTEET – APPENDICES

Liite 1. Lentua-kompleksin eteläosan kallioperäkartta, 1:200 000.

Appendix 1. Bedrock of the southern part of the Lentua complex.

Liite 2. Analyysinäytteiden, valokuvien, retkikohteiden ja iänmääritysten sijainti 1:500 000 versiolla kallioperäkartasta.

Appendix 2. Location of analysed samples, photographs, excursion targets and age determination samples on 1:500 000 version of the bedrock map.

Liite 3. Tutkimusalueen aeromagneettinen kartta, 1:500 000.

Appendix 3. Aeromagnetic map of the study area, 1:500 000.

Liite 4. Edustavia geokemian analyysijä.

Appendix 4. Representative geochemical analysis.

Liite 5. Alueelta käytetyt analyysit Rasilainen ja muut (2007) julkaisusta sekä mihin kivilajiryhmään niiden on tulkittu kuuluvan.

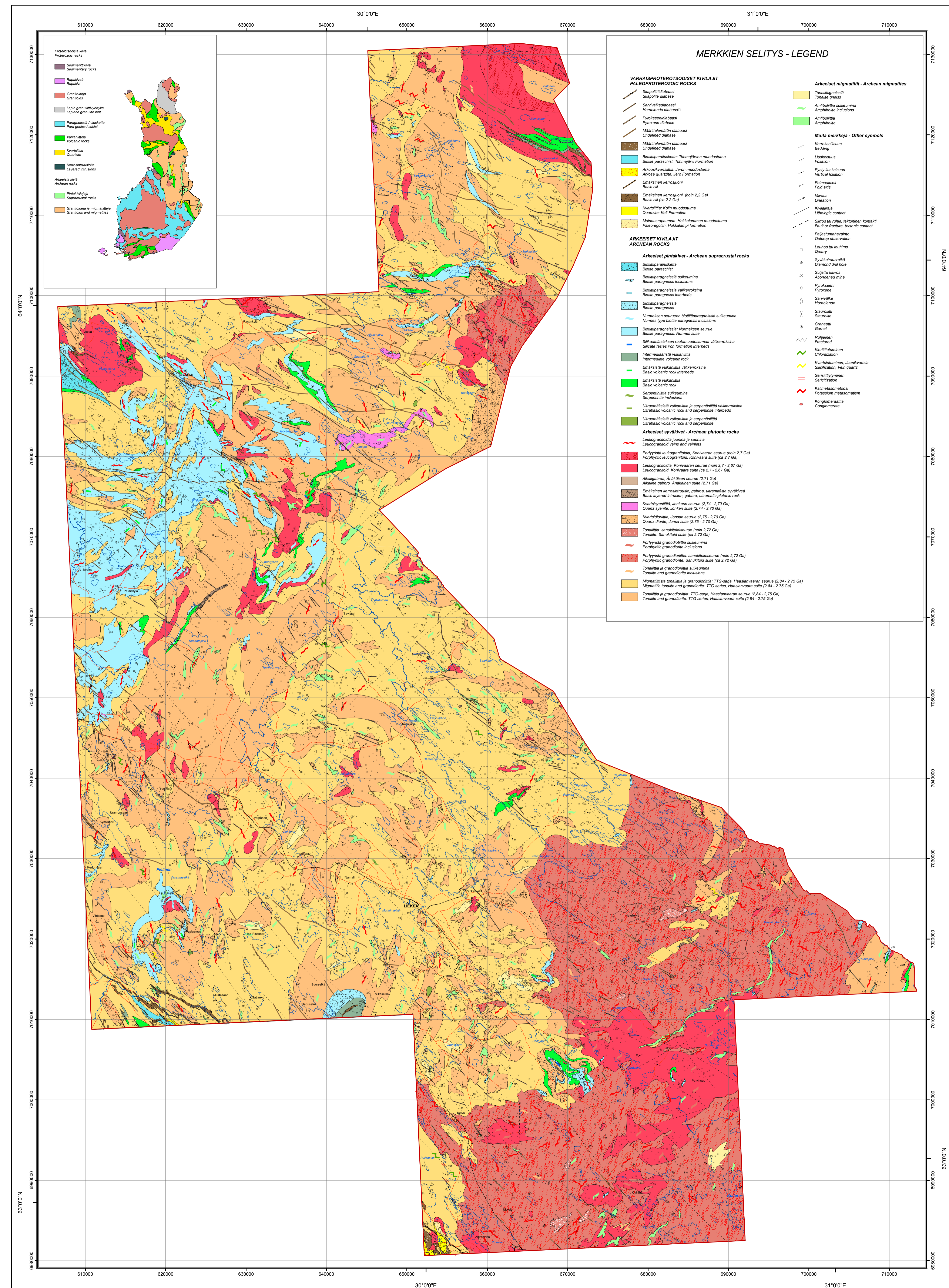
Appendix 5. Analysis used from Rasilainen et al. (2007) and what group they have been interpreted to belong to.

Liite 6. Tämän ja aiempien tutkimusten perusteella kansallista yksikkötietokantaa (Finstrati) varten määritellyt yksiköt.

Appendix 6. Units defined for the national unit database (Finstrati) based on this work and previous studies.

Sähköinen liite. Kaikki geokemian analyysit ja isotooppiaineisto.

Electronic appendix. All geochemical analysis and isotope data.

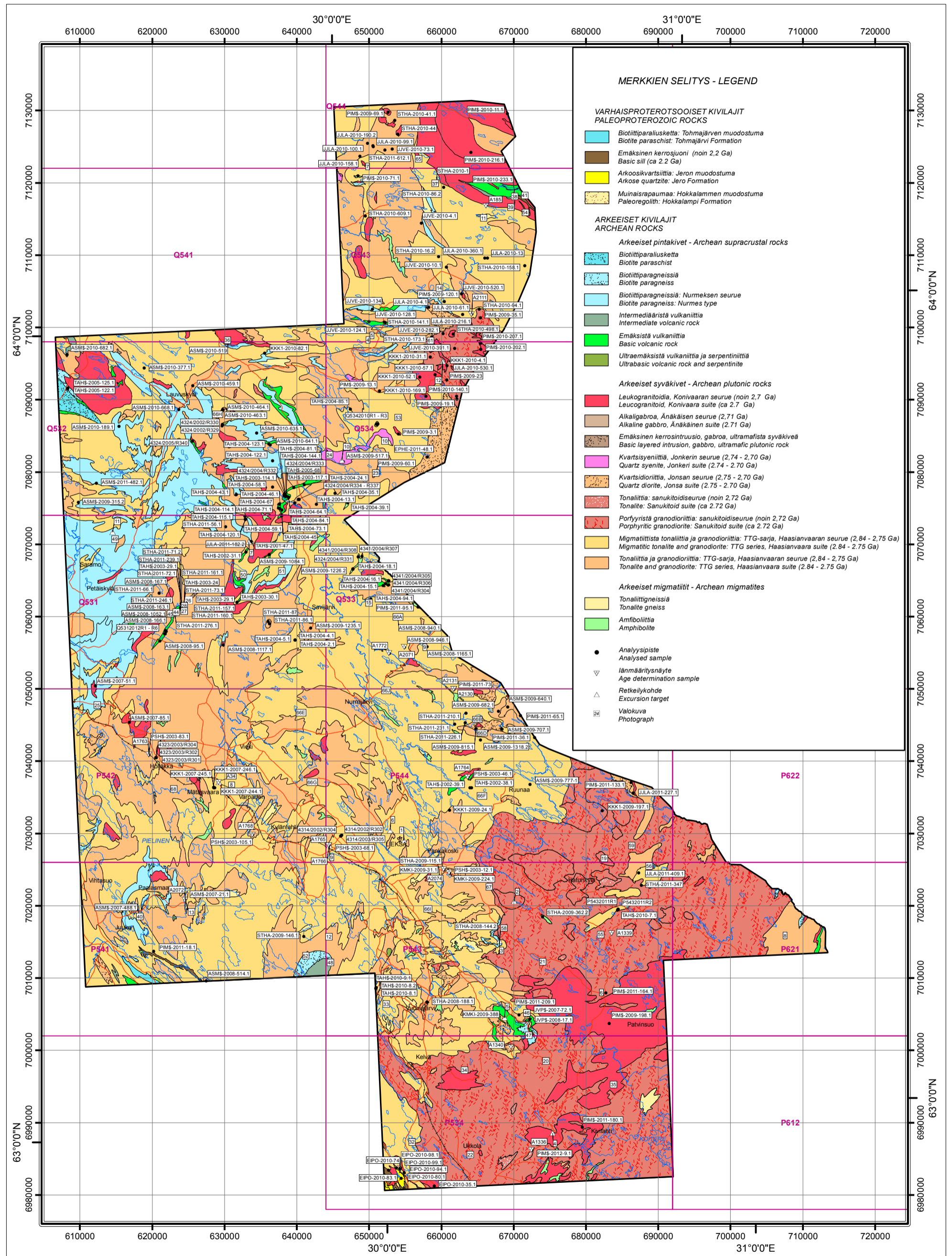


Liite 2. Analyysinäytteiden, valokuvien, retkikohteiden ja iänmäärittysten sijainti 1:500 000 versiolla kallioperäkartasta.

Appendix 2. Location of analysed samples, photographs, excursion targets and age determination samples on 1:500 000 version of the bedrock map.

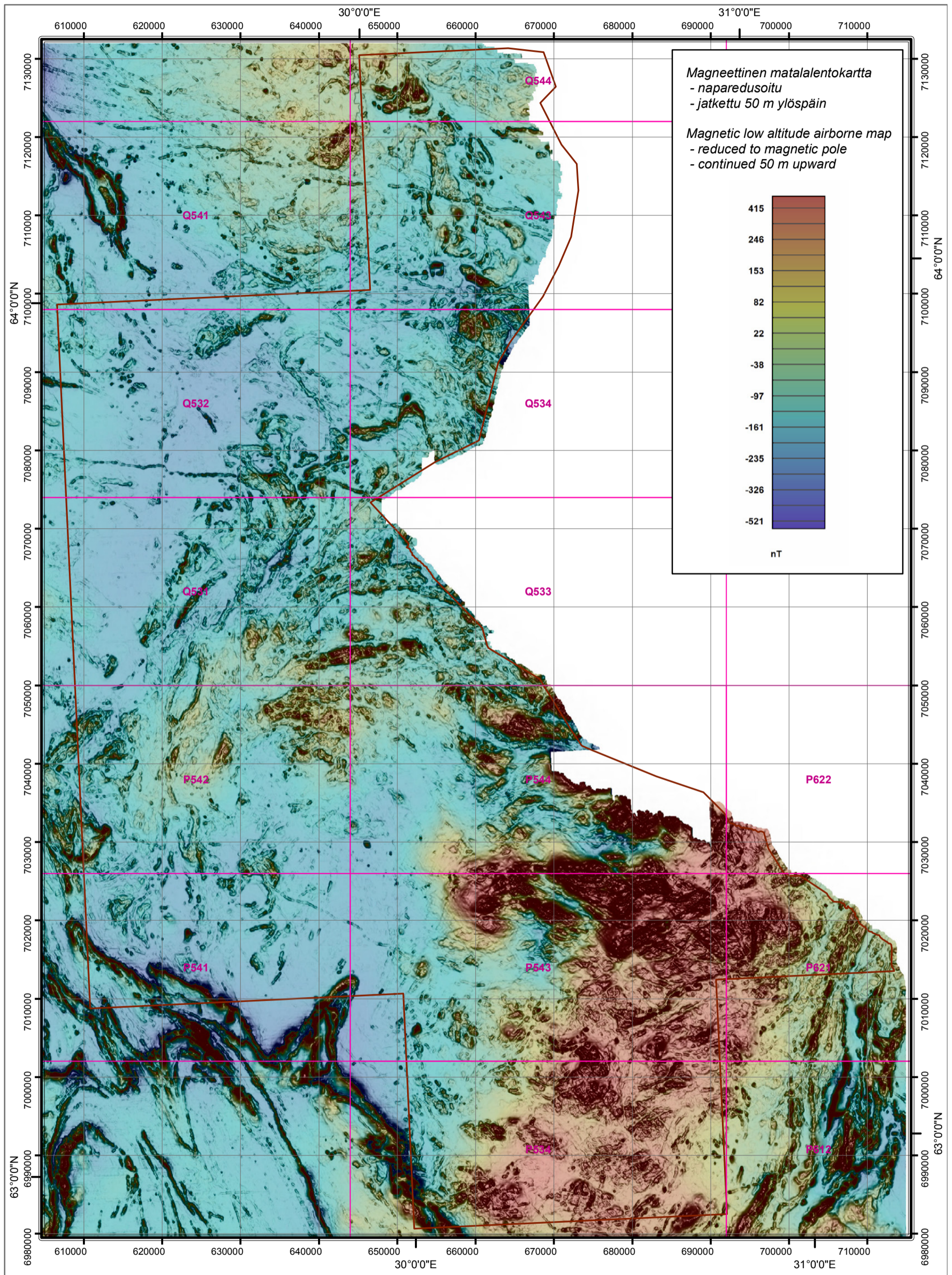
Lentuan kompleksin eteläosan kallioperä, analyysinäytteiden, iänmäärittysnäytteiden ja valokuvien ottopaikat sekä retkeilykohteiden sijainti.

Bedrock of the southern part of the Lentua complex, location of analysed samples, age determination samples, photographs and excursion targets.



Liite 3. Tutkimusalueen aeromagneettinen kartta, 1:500 000.
 Appendix 3. Aeromagnetic map of the study area, 1:500 000.

Lentuan kompleksin eteläosan aeromagneettinen kartta 1:500 000.
 Aeromagnetic map of the southern part of the Lentua complex 1 : 500 000.



© GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS, ESPOO 2013
 © GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND, ESPOO 2013
 POHJAKARTTA © MAANMITTAUSLAITOS, LUPA nro 13/MML/13
 BASE MAP © NATIONAL LAND SURVEY OF FINLAND, LICENCE no. 13/MML/13
 ISBN 978-952-217-217-4

Mittakaava 1:500 000 Scale



Koordinaattijärjestelmä - Coordinate system
 Kartan datum - Map Datum EUREF-Fin
 Projektio - Map projection ETRS-TM35FIN
 Longitude of Origin E27

Laatinut } Aimo Ruotsalainen
 Compiled by } GTK, Kuopio

GIS-toteutus } Riiva Jokisaari
 GIS-production } Terttu Muraja
 GTK, Kuopio

Liite 4. Edustavia geokemian analyysyjä.
Appendix 4. Representative geochemical analysis.

Ryhmä	Matala HREE TTG			Korkea HREE TTG		Transitionaalinen TTG
Group	Low-HREE TTG			High-HREE TTG		Transitional TTG
Kivilaji / rock type	Biotiittigranodioriitti	Pyrokseenitonaliitti	Granodioriitti	Granodioriitti	Biotiittitonaliitti	Biotiittitonaliitti
Näytetunnus - sample id	ASM\$-2007-21.1	PIM\$-2011-65.1	PSH\$-2003-105.1 ^a	PSH\$-2003-68.1 ^a	STHA-2010-609.1	PIM\$-2011-73.1
SiO ₂ %	73,00	67,80	71,60	68,70	66,20	74,20
TiO ₂	0,19	0,58	0,34	0,48	0,46	0,29
Al ₂ O ₃	15,50	15,90	15,10	15,50	16,20	13,30
Fe ₂ O ₃ t	1,53	3,75	2,84	3,77	4,64	2,45
MnO	0,02	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03
MgO	0,41	1,22	0,82	1,18	1,84	0,61
CaO	2,25	4,29	2,82	4,00	1,73	2,42
Na ₂ O	5,19	4,60	4,86	4,49	6,26	3,38
K ₂ O	1,76	1,36	1,19	1,38	1,97	2,92
P ₂ O ₅	0,07	0,19	0,09	0,11	0,19	0,06
Yhteensä - total	99,92	99,73	99,71	99,65	99,55	99,65
As ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	362	360	302	270	290	825
Bi	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	107	<60	70	152	150	63
Co	7,34	9,21	5,23	8,18	16,7	6,78
Cr	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cu	<20	35	<20	<20	31	<20
Ga	27,0	25	25	24	24	<20
Hf	2,9	5,3	4,0	3,2	6,4	2,6
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	3,6	4,8	3,4	4,6	7,6	3,1
Ni	<20	<20	<20	<20	21	<20
Pb	<20	<20	<20	<20	22	<20
Rb	46,9	30,2	54,3	52,2	69,8	93,7
S	154	141	<60	<60	601	<60
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	3,4	6,9	4,0	7,2	20,6	4,9
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	213	228	285	295	357	151
Ta	0,7	0,5	0,5	0,3	0,3	0,4
Th	3,0	6,2	3,8	2,0	27,6	14,2
U	0,7	0,5	0,9	0,6	0,8	0,4
V	16	69	28	46	78	23
Y	5,0	9,0	7,3	11,9	18,8	5,2
Zn	49	56	69	59	112	29
Zr	117	216	167	167	213	111
La	13,8	20,1	16,3	10,8	103,0	34,5
Ce	24,8	36,7	27,7	22,4	202,0	62,4
Pr	2,75	3,99	3,01	2,50	20,90	6,06
Nd	9,6	14,5	11,5	10,6	68,7	19,8
Sm	1,62	2,37	1,97	2,38	10,50	2,55
Eu	0,44	0,84	0,53	0,75	1,29	0,61
Gd	1,26	2,26	1,95	2,63	8,62	2,10
Tb	0,18	0,31	0,24	0,34	1,07	0,25
Dy	0,87	1,7	1,22	2,16	5,42	1,21
Ho	0,15	0,32	0,22	0,43	0,86	0,19
Er	0,42	0,92	0,56	1,12	2,28	0,52
Tm	<0,10	0,14	0,10	0,18	0,31	<0,10
Yb	0,37	0,94	0,68	1,14	1,9	0,52
Lu	<0,10	0,14	0,11	0,13	0,26	<0,10
C	<100	535	---	107	903	642
Au ppb	---	---	---	---	---	---
Pd	---	---	---	---	---	---
Pt	---	---	---	---	---	---
Mg#	34,4	39,2	36,4	38,3	44,0	33,0
K ₂ O/Na ₂ O	0,34	0,30	0,25	0,31	0,31	0,86
Ba+Sr	575	588	587	565	647	976
(La/Yb) _N	25,2	14,4	16,2	6,4	36,6	44,8
Eu/Eu*	0,94	1,11	0,83	0,92	0,41	0,81
La _N	37,6	54,8	44,4	29,4	280,7	94,0
E EUREF-FIN	624609	670931	633912	644528	649460	661761
N EUREF-FIN	7020957	7046308	7029786	7028290	7115416	7049941
Kommentti	Ikänäyte A2072		Ikänäyte A1768	Ikänäyte A1765	Ikänäyte A2130	

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittämissuuren, määrittämissuuren suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
 Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Transitionaalinen TTG	Sanukitoidi	Kvartsidioriitti			
Group	Transitional TTG	Sanukitoid	Quartz diorite			
Kivilaji / rock type	Biotiittigranodioriitti	Sarvivälke- biotiittigranodioriitti	Sarvivälke-biotiitti- kvartsidioriitti	Biotiitti-pyrokseeni- sarvivälketonaliiitti	Dioriitti	Tonaliiitti
Näytetunnus - sample id	PSH\$-2003-83.1	PIM\$-2009-19.1	PIM\$-2012-9.1	STHA-2009-115.1	PSH\$-2003-12.1	Q5312012R2 97.70- 98.10
SiO ₂ %	71,20	67,40	61,70	62,70	62,90	68,20
TiO ₂	0,18	0,43	0,64	0,62	0,65	0,36
Al ₂ O ₃	15,30	15,80	15,60	17,80	17,20	13,40
Fe ₂ O _{3t}	1,98	3,39	6,21	4,42	4,67	4,50
MnO	0,04	0,04	0,08	0,05	0,06	0,05
MgO	0,89	1,69	3,13	2,11	2,17	3,10
CaO	2,76	3,04	5,18	5,41	5,37	4,18
Na ₂ O	4,68	4,78	4,53	5,03	4,87	3,53
K ₂ O	2,52	2,85	2,19	1,27	1,56	0,96
P ₂ O ₅	0,06	0,21	0,26	0,20	0,21	0,07
Yhteensä - total	99,61	99,63	99,51	99,62	99,66	98,34
As ppm	---	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	805	1076	1336	524	416	269
Bi	---	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	159	108	194	63	141	68
Co	4,71	8,20	17,3	12,7	13,1	17,3
Cr	<30	53	80	<30	<30	212
Cu	<20	<20	<20	<20	<20	27
Ga	<20	25	<20	26	28	21
Hf	1,2	3,2	3,5	3,6	4,7	2,6
Mo	---	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	2,9	3,8	3,9	3,4	3,3	4,3
Ni	<20	39	28	30	<20	58
Pb	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Rb	62,0	82,1	51,6	29,2	52,8	45,5
S	<60	<60	134	206	60	104
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	3,0	7,6	12,1	6,2	8,7	13,9
Sn	---	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	533	708	787	737	693	168
Ta	0,2	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20	0,4
Th	5,5	6,2	4,8	3,6	2,1	6,6
U	<0,20	0,6	<0,20	0,5	0,5	2,9
V	17	44	94	73	71	75
Y	8,8	9,1	10,3	8,9	10,5	11,5
Zn	27	77	92	83	90	36
Zr	91	127	123	140	161	143
La	20,8	28,2	29,3	33,1	30,0	16,3
Ce	42,2	58,4	57,9	65,5	60,3	31,0
Pr	4,34	6,97	6,90	7,92	7,35	3,35
Nd	16,1	27,8	27,0	29,5	27,5	12,4
Sm	2,53	5,07	4,71	5,26	4,64	2,52
Eu	0,45	1,18	1,31	1,55	1,24	0,69
Gd	1,83	3,98	3,97	4,36	3,78	2,41
Tb	0,31	0,51	0,49	0,57	0,47	0,37
Dy	1,39	2,04	2,59	1,83	2,13	2,15
Ho	0,25	0,33	0,45	0,33	0,37	0,43
Er	0,73	0,86	1,23	1,07	1,01	1,26
Tm	0,13	0,10	0,16	0,13	0,10	0,20
Yb	0,83	0,65	1	0,90	0,66	1,24
Lu	0,14	0,10	0,16	0,10	0,12	0,19
C	---	224	738	361	---	<500
Au ppb	---	---	---	---	---	---
Pd	---	---	---	---	---	---
Pt	---	---	---	---	---	---
Mg#	47,0	49,7	50,0	48,6	47,9	57,7
K ₂ O/Na ₂ O	0,54	0,60	0,48	0,25	0,32	0,27
Ba+Sr	1338	1784	2123	1261	1109	437
(La/Yb) _N	16,9	29,3	19,8	24,9	30,7	8,9
Eu/Eu*	0,64	0,80	0,93	0,99	0,90	0,86
La _N	56,7	76,8	79,8	90,2	81,7	44,4
E EUREF-FIN	619551	662138	672484	660378	661102	621780
N EUREF-FIN	7040889	7090062	6986182	7025019	7024537	7057559
Kommentti	Ikänäyte A1763					
	Ikänäyte A1336		Ikänäyte A2074		Ikänäyte A1762	
	Kvartsiutunut					
	Normalisointiarvot: Boynton 1984 Mg#=(MgO/40.31)/((MgO/40.31)+(FeOt/71.85)) Eu/Eu*=Eu _N /(Sm _N *Gd _N) ^{0.5}					
	<10 = alle määrittämissuuren, määrittämissuuren suuruus / below detection limit, size of the detection limit					
	--- = ei määritetty / not determined					
	^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007					

Liite 4. Jatkuu
Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Kvartsisyeniitti		Kuohatti			
Group	Quartz syenite		Kuohatti			
Kivilaji / rock type	Sarvivälke- biotittigraniitti	Syenograniitti	Gabromainen amfiboliitti	Kloriitti-tremoliittikivi	Sarvivälke- anortosiitti	Sarvivälke- anortosiitti
Näytetunnus - sample id	94003184 ^b	94003198 ^b	TAH\$-2003-24.1	STHA-2011-239.1	TAH\$-2003-24.1	STHA-2011-73.1
SiO ₂ %	67,50	63,30	49,40	28,90	46,00	48,80
TiO ₂	0,14	0,49	0,43	0,28	0,13	0,24
Al ₂ O ₃	16,40	16,50	17,30	16,90	27,60	27,90
Fe ₂ O _{3t}	1,59	2,88	8,32	18,30	5,50	3,31
MnO	0,06	0,08	0,13	0,03	0,05	0,06
MgO	0,47	0,95	8,14	29,40	1,75	1,98
CaO	2,06	3,95	12,54	0,03	13,39	14,03
Na ₂ O	5,53	5,33	1,20	<0,0337	2,69	2,77
K ₂ O	5,30	5,73	0,22	0,00	0,12	0,42
P ₂ O ₅	0,11	0,20	<0,01375	0,03	0,02	<0,01375
Yhteensä - total	99,16	99,42	97,69	93,88	97,24	99,51
As ppm	---	---	<30	<30	<30	<30
Ba	3474	1625	36	<30	34	115
Bi	---	---	<30	<30	<30	<30
Cl	<60	80	91	<60	72	74
Co	2,29	6,14	---	90,9	67,5	10,7
Cr	<30	<30	883	2578	146	220
Cu	<20	<20	<20	29	1185	<20
Ga	25	20	22	23	25	23
Hf	1,4	2,7	---	<0,50	<0,50	0,6
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	5,6	23,1	<7	0,6	0,4	0,5
Ni	<20	<20	131	987	869	32
Pb	37	22	<20	<20	<20	<20
Rb	74,1	124,0	13,0	0,5	7,5	40,1
S	100	<60	139	<60	12290	<60
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	8,0	<0,50	52,0	13,3	10,6	14,1
Sn	---	---	<20	<20	<20	<20
Sr	1897	1604	153	<10	253	201
Ta	0,6	1,4	---	<0,20	<0,20	<0,20
Th	2,6	6,3	<10	<0,50	<0,50	<0,50
U	1,2	1,3	<10	<0,20	<0,20	<0,20
V	18	47	197	260	54	82
Y	18,5	10,7	10,0	0,2	5,7	3,3
Zn	44	55	74	114	34	25
Zr	47	91	10	14	11	28
La	20,8	49,3	<30	0,2	1,3	0,8
Ce	55,8	121,0	<30	0,4	3,8	1,9
Pr	7,76	15,80	---	<0,10	0,58	0,25
Nd	32,8	59,5	---	0,2	2,9	1,3
Sm	7,39	8,87	---	<0,20	0,87	0,39
Eu	0,73	1,88	---	<0,10	0,50	0,33
Gd	6,50	6,27	---	<0,15	1,02	0,52
Tb	0,83	0,61	---	<0,10	0,17	<0,10
Dy	3,7	2,54	---	<0,10	1,1	0,64
Ho	0,62	0,40	---	<0,10	0,22	0,13
Er	1,51	0,97	---	<0,15	0,62	0,38
Tm	0,19	0,12	---	<0,10	<0,10	<0,10
Yb	1,26	0,9	---	-1	0,56	0,35
Lu	0,18	0,13	---	<0,10	<0,10	<0,10
C	1090	1320	121	623	<100	666
Au ppb	---	---	---	<10	<10	<10
Pd	---	---	---	<1	49,1	<1
Pt	---	---	---	<5	---	<5
Mg#	36,9	39,5	66,0	76,1	38,7	54,2
K ₂ O/Na ₂ O	0,96	1,08	0,18	---	0,04	0,15
Ba+Sr	---	---	189	---	287	316
(La/Yb) _N	11,2	37,0	---	---	1,6	1,5
Eu/Eu*	0,32	0,77	---	---	1,62	2,24
La _N	56,7	134,3	---	0,5	3,5	2,2
E EUREF-FIN	648163	642439	624879	623895	624370	624240
N EUREF-FIN	7092418	7081570	7062043	7061206	7061233	7061197
Kommentti	Reuhkapuro	Jonkeri				

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittämissuuren, määrittämissuuren suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
 Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Kuohatti		Ultramafinen intruusio			Leukogranitoidi
Group	Kuohatti		Ultramafic intrusion			Leucogranitoid
Kivilaji / rock type	Serpentiiniitti	Tremoliittikivi	Honblendiiitti	Peridotiitti	Serpentiini-tremoliittikivi	Leukograniiitti
Näytetunnus - sample id	STHA-2011-276.1	STHA-2011-71.2	STHA-2009-362.2	TAH\$-2010-7.1	P5432011R2 49.40-50.40	JJLA-2010-13.3
SiO ₂ %	40,50	43,10	46,30	48,40	49,90	73,76
TiO ₂	0,18	0,32	0,46	0,42	0,20	0,05
Al ₂ O ₃	3,23	6,97	8,09	4,87	2,56	14,26
Fe ₂ O ₃ t	12,50	16,10	11,30	10,50	11,00	0,96
MnO	0,17	0,15	0,18	0,18	0,15	0,01
MgO	32,00	21,80	20,30	21,40	23,20	0,34
CaO	2,53	7,20	8,35	11,99	11,72	1,99
Na ₂ O	0,03	0,16	0,76	0,44	0,28	4,61
K ₂ O	0,02	0,02	1,17	1,25	0,10	3,72
P ₂ O ₅	0,01	<0,01375	0,08	0,06	0,03	0,04
Yhteensä - total	91,17	95,83	96,99	99,51	99,15	99,75
As ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	<30	<30	147	489	<30	720
Bi	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	783	<60	180	61	<60	98
Co	106	122	70,6	---	113	2,07
Cr	1101	2856	1130	1734	2313	<30
Cu	27	336	24	36	149	<20
Ga	<20	20	<20	<20	<20	21
Hf	<0,50	<0,50	1,4	0,6	0,6	1,4
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	0,4	4,3	1,1	0,7	0,7	1,6
Ni	1618	1214	498	326	429	<20
Pb	<20	<20	<20	<20	<20	23
Rb	1,7	1,0	52,9	44,4	2,5	57,5
S	813	4760	385	883	1840	<60
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	13,8	16,2	31,6	44,1	53,5	<0,50
Sn	<20	<20	<20	28	<20	<20
Sr	<10	<10	109	105	49	177
Ta	<0,20	12,3	<0,20	<0,20	<0,20	<0,20
Th	<0,50	<0,50	2,2	1,9	0,8	1,2
U	<0,20	<0,20	0,7	0,6	0,3	0,2
V	91	123	142	153	134	2
Y	4,5	3,1	9,4	5,7	8,8	1,0
Zn	87	86	106	76	63	<20
Zr	16	23	49	22	17	37
La	0,8	0,5	10,3	5,9	2,1	8,3
Ce	2,0	1,6	21,2	11,5	9,0	13,0
Pr	0,29	0,23	2,78	1,54	1,65	1,37
Nd	1,4	1,1	11,5	7,0	9,0	4,7
Sm	0,47	0,32	2,61	1,75	2,60	0,76
Eu	0,15	0,10	0,82	0,46	0,41	0,35
Gd	0,68	0,44	2,52	1,74	2,41	0,59
Tb	0,12	<0,10	0,35	0,24	0,32	0,06
Dy	0,79	0,53	1,93	1,28	1,78	0,25
Ho	0,17	0,11	0,40	0,23	0,33	<0,10
Er	0,5	0,35	1,02	0,63	0,9	<0,15
Tm	<0,10	<0,10	0,13	<0,10	0,13	<0,05
Yb	0,53	0,39	0,83	0,58	0,83	0,08
Lu	<0,10	<0,10	0,13	<0,10	0,12	<0,10
C	1170	599	289	726	342	---
Au ppb	<10	<10	---	---	---	---
Pd	<1	<1	---	---	---	---
Pt	<5	<5	---	---	---	---
Mg#	83,5	72,8	78,1	80,1	80,7	41,2
K ₂ O/Na ₂ O	0,56	0,14	1,54	2,83	0,36	0,81
Ba+Sr	---	---	256	594	---	897
(La/Yb) _N	1,0	0,8	8,4	6,9	1,7	70,1
Eu/Eu*	0,81	0,81	0,98	0,81	0,50	1,60
La _N	2,2	1,3	28,1	16,1	5,7	22,6
E EUREF-FIN	623168	624227	673969	684430	684430	666343
N EUREF-FIN	7060215	7061260	7018476	7019480	7019479	7109559
Kommentti			Uramolampi	Suolameri	Suolameri	

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittämissuuren, määrittämissuuren suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Leukogranitoidi			Porfyryinen leukogranitoidi		Biotiittonalittiijuoni
Group	Leucogranitoid			Porphyritic leucogranitoid		Biotite tonalite dyke
Kivilaji / rock type	Leukograniitti	Leukograniitti	Leukograniitti	Biotiittigranodioriitti	Biotiittigraniitti	Biotiittigranodioriitti
Näytetunnus - sample id	PIMS-2009-23.2	PIMS-2009-3.1	PIMS-2011-73.2	PIMS-2009-23.1	ASMS-2010-519.1	PIMS-2010-233.1
SiO ₂ %	72,50	75,10	76,80	67,80	71,82	69,13
TiO ₂	0,14	0,01	0,04	0,44	0,34	0,35
Al ₂ O ₃	14,50	14,10	12,80	15,80	14,08	13,45
Fe ₂ O _{3t}	1,84	1,01	0,55	3,74	2,21	4,96
MnO	0,02	0,08	0,01	0,05	0,02	0,05
MgO	0,28	0,03	0,15	1,15	0,79	2,88
CaO	1,18	0,83	1,15	2,56	2,03	0,97
Na ₂ O	3,06	4,65	2,59	4,42	4,16	4,90
K ₂ O	6,02	4,00	5,40	3,36	3,89	2,97
P ₂ O ₅	0,09	0,01	<0,01375	0,26	0,13	0,07
Yhteensä - total	99,63	99,82	99,49	99,59	99,47	99,74
As ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	105	<30	2035	866	1115	336
Bi	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	69	<60	62	121	128	130
Co	0,84	0,16	5,81	7,35	4,61	---
Cr	<30	<30	<30	<30	<30	139
Cu	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ga	<20	31	<20	28	23	24
Hf	5,3	4,6	1,7	5,8	5,2	---
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	1,9	1,4	0,6	10,1	4,9	13,0
Ni	<20	20	<20	<20	29	62
Pb	23	<20	<20	<20	24	<20
Rb	191,0	169,0	181,0	176,0	158,7	180,0
S	<60	98	<60	554	<60	<60
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	1,7	2,3	2,2	4,9	5,1	<20
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	307	13	189	448	470	85
Ta	0,2	<0,20	<0,20	1,3	0,4	---
Th	22,0	12,4	10,6	35,9	18,6	24,0
U	3,3	3,4	0,4	5,5	3,6	<10
V	11	1	7	39	31	67
Y	6,3	26,7	1,3	14,1	6,0	21,0
Zn	38	<20	<20	82	55	44
Zr	206	75	60	235	188	99
La	46,9	1,4	18,0	111,0	52,0	<30
Ce	94,8	3,8	33,0	208,0	95,9	<30
Pr	9,94	0,40	3,11	21,00	10,06	---
Nd	34,1	1,5	9,9	71,0	34,6	---
Sm	4,83	0,55	1,15	9,34	5,01	---
Eu	0,58	0,16	0,57	1,12	1,05	---
Gd	3,43	1,11	0,80	6,85	3,42	---
Tb	0,37	0,42	<0,10	0,82	0,37	---
Dy	1,58	3,45	0,39	3,65	1,69	---
Ho	0,22	0,87	<0,10	0,54	0,23	---
Er	0,58	2,64	<0,15	1,39	0,53	---
Tm	<0,10	0,37	<0,10	0,18	0,07	---
Yb	0,54	2,71	-1	1,12	0,48	---
Lu	<0,10	0,33	<0,10	0,15	0,07	---
C	<100	293	551	517	---	---
Au ppb	---	---	---	---	---	---
Pd	---	---	---	---	---	---
Pt	---	---	---	---	---	---
Mg#	23,2	5,4	35,1	37,9	41,5	53,5
K ₂ O/Na ₂ O	1,97	0,86	2,08	0,76	0,94	0,61
Ba+Sr	412	---	2224	1314	1585	421
(La/Yb) _N	58,7	0,3	---	67,0	73,2	---
Eu/Eu*	0,44	0,63	1,82	0,43	0,78	---
La _N	127,8	3,8	49,0	302,5	141,6	---
E EUREF-FIN	660748	654045	661754	660748	630509	670200
N EUREF-FIN	7092725	7085268	7049937	7092725	7098218	7118100
Kommentti	Granaattipitoinen Ikänäyte A2131					

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittämissuoran, määrittämissuoran suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
 Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Biotiittionaliitti- juoni	Biotiittipegmatiitti	Amfiboliitti	Emäksinen vulkaaniitti		
Group	Biotite tonalite dyke	Biotite pegmatite	Amphibolite	Basic volcanic rock		
Kivilaji / rock type	Muskoviitti- biotittionaliitti	Biotiittipegmatiitti	Amfiboliitti	Pyrokseeni- amfiboliitti	Pyrokseeni- amfiboliitti	Amfiboliitti
Näytetunnus - sample id	STHA-2010-1.3	ASM\$-2007-488.1	PIM\$-2010-71.1	ASM\$-2009-1226.2	ASM\$-2009-1318.2	ASM\$-2008-163.1
SiO ₂ %	66,50	70,90	56,58	47,88	49,46	46,30
TiO ₂	1,57	0,08	0,80	1,48	2,05	0,36
Al ₂ O ₃	17,80	16,80	14,33	14,73	13,27	21,90
Fe ₂ O ₃ †	2,50	1,54	7,66	15,50	18,20	9,11
MnO	0,05	0,02	0,11	0,21	0,27	0,12
MgO	1,20	0,64	6,05	6,43	4,07	5,97
CaO	3,68	2,49	7,77	9,87	8,85	12,24
Na ₂ O	2,23	6,64	3,92	2,91	2,86	2,16
K ₂ O	3,46	0,63	1,04	0,23	0,23	0,87
P ₂ O ₅	0,43	0,05	0,26	0,15	0,24	0,03
Yhteensä - total	99,41	99,79	98,52	99,38	99,50	99,06
As ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	1322	64	240	<30	55	350
Bi	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	118	166	83	<60	121	63
Co	5,83	3,68	32,1	48,35	58,23	40,2
Cr	<30	<30	197	170	<30	46
Cu	42	51	<20	68	171	<20
Ga	23	30	22	26	23	26
Hf	24,5	1,2	2,9	2,3	3,9	<0,50
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	33,1	10,2	4,8	3,9	5,6	0,7
Ni	<20	<20	138	113	89	142
Pb	<20	53	<20	<20	<20	<20
Rb	68,1	42,6	39,8	3,1	1,7	52,0
S	73	227	<60	910	4493	<60
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	8,3	4,2	21,0	38,1	31,7	15,0
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	195	141	422	129	113	126
Ta	3,1	1,3	0,3	0,3	0,4	<0,20
Th	39,0	55,3	7,2	0,2	0,1	<0,50
U	5,4	15,8	1,9	<0,20	<0,20	<0,20
V	73	9	143	319	342	78
Y	41,1	117,0	14,3	24,8	23,3	7,6
Zn	45	45	86	126	158	73
Zr	1110	37	111	77	150	23
La	128,0	40,2	22,5	5,4	5,2	2,5
Ce	260,0	103,0	51,5	13,7	12,9	6,9
Pr	26,90	13,40	6,56	2,08	1,99	1,02
Nd	83,3	58,2	25,9	10,3	10,1	4,6
Sm	10,70	15,20	4,63	3,12	3,17	1,17
Eu	2,45	1,30	1,39	1,10	1,40	0,48
Gd	8,27	17,90	4,32	4,27	4,21	1,43
Tb	1,21	3,03	0,56	0,73	0,71	0,23
Dy	7,39	19,8	3,04	4,74	4,52	1,46
Ho	1,52	4,09	0,55	1,01	0,92	0,29
Er	5,42	11,9	1,47	2,99	2,80	0,88
Tm	0,90	1,72	0,21	0,44	0,42	0,12
Yb	6,29	10,5	1,37	2,96	2,75	0,82
Lu	0,95	1,45	0,21	0,44	0,43	0,12
C	<100	1100	---	---	---	523
Au ppb	---	---	---	---	---	---
Pd	---	---	---	---	---	---
Pt	---	---	---	---	---	---
Mg#	48,7	45,2	61,0	45,1	30,7	56,5
K ₂ O/Na ₂ O	1,55	0,09	0,27	0,08	0,08	0,40
Ba+Sr	1517	205	662	---	168	476
(La/Yb) _N	13,8	2,6	11,1	1,2	1,3	2,1
Eu/Eu*	0,80	0,24	0,95	0,92	1,17	1,13
La _N	348,8	109,5	61,3	14,6	14,2	6,9
E EUREF-FIN	659320	618378	648445	647734	665408	623344
N EUREF-FIN	7119850	7018424	7120978	7066586	7042899	7060707

Kommentti

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittämissuuren, määrittämissuuren suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Emäksinen vulkaniitti			Intermediäärinen vulkaniitti		Komatiitti
Group	Basic volcanic rock			Intermediate volcanic rock		Komatiite
Kivilaji / rock type	Amfiboliitti	Amfiboliitti	Tremoliittikivi	Amfiboliitti	Amfiboliitti	Serpentiniitti
Näytetunnus - sample id	ASM\$-2009-1084.1	PIM\$-2011-209.1	M431403R305 189.05-189.35	ASM\$-2008-95.1	ASM\$-2010-682.1	M432303R301 44.90-45.15
SiO ₂ %	49,10	47,80	48,60	59,50	58,76	45,90
TiO ₂	0,89	1,65	0,35	0,82	0,80	0,35
Al ₂ O ₃	15,10	14,40	3,15	16,30	15,36	4,40
Fe ₂ O _{3t}	12,00	15,10	11,72	7,46	8,01	10,72
MnO	0,23	0,24	0,19	0,11	0,12	0,13
MgO	7,82	5,77	17,40	3,55	4,50	29,70
CaO	11,79	10,53	13,18	6,35	7,12	5,96
Na ₂ O	1,10	1,67	0,39	3,81	3,53	<0,0337
K ₂ O	0,33	0,39	0,15	1,52	1,39	0,03
P ₂ O ₅	0,07	0,16	<0,01375	0,16	0,11	0,02
Yhteensä - total	98,43	97,71	95,14	99,58	99,70	97,22
As ppm	643	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	<30	<30	<30	370	293	<30
Bi	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	87	70	62	97	254	193
Co	---	53,4	---	24,6	20,4	---
Cr	258	74	865	30	34	3193
Cu	163	225	1263	80,0	<20	<20
Ga	20	23	<20	23	<20	<20
Hf	---	2,7	---	2,6	2,1	---
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	<7	5,5	<7	6,4	5,7	<0,20
Ni	128	63	655	41	71	863
Pb	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Rb	24,0	4,7	<10	106,0	30,3	<10
S	17310	4551	2743	2086	362	518
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	38,0	38,3	51,0	23,3	11,4	26,7
Sn	22	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	147	162	35	204,00	259	16
Ta	---	0,6	---	0,7	0,4	<0,20
Th	<10	0,7	<10	6,1	3,1	<0,50
U	<10	0,3	<10	2,1	1,1	0,2
V	<30	360	228	139	89	108
Y	<7	35,2	<7	25,3	13,1	8,1
Zn	307	141	68	79	82	88
Zr	<10	100	<10	136	75	29
La	<30	9,3	<30	15,5	13,6	1,1
Ce	<30	23,9	<30	35,4	29,8	2,9
Pr	---	3,35	---	4,60	3,58	0,49
Nd	---	15,6	---	18,3	13,9	2,5
Sm	---	4,38	---	3,91	2,60	0,81
Eu	---	1,16	---	1,07	0,82	0,17
Gd	---	5,87	---	4,23	2,84	1,37
Tb	---	0,97	---	0,66	0,43	0,2
Dy	---	6,42	---	4,09	2,51	1,23
Ho	---	1,34	---	0,83	0,50	0,29
Er	---	4,05	---	2,37	1,51	0,78
Tm	---	0,57	---	0,35	0,21	0,13
Yb	---	3,74	---	2,29	1,43	0,74
Lu	---	0,56	---	0,33	0,21	0,1
C	522	<100	2330	<100	---	146
Au ppb	47,2	---	---	---	---	<0,5
Pd	<1	---	---	---	---	6,5
Pt	<5	---	---	---	---	9,4
Mg#	56,3	43,1	74,6	48,5	52,7	84,6
K ₂ O/Na ₂ O	0,30	0,24	0,38	0,40	0,39	---
Ba+Sr	---	---	---	574	552	---
(La/Yb) _N	---	1,7	---	4,6	6,4	1,0
Eu/Eu*	---	0,70	---	0,80	0,92	0,49
La _N	---	25,2	---	42,2	37,1	2,9
E EUREF-FIN	636189	670746	646206	621013	608194	620535
N EUREF-FIN	7068595	7004901	7029773	7056579	7096232	7040480

Kommentti

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittäysrajan, määrittäysrajan suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
 Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Komatiitti		Ultraemäksinen vulkaniitti		Rautamuodostuma	
Group	Komatiite		Ultrabasic volcanic rock		Banded iron formation	
Kivilaji / rock type	Serpentiniitti	Serpentiniitti	Diopsidiamfiboliitti	Amfiboliitti	Granaatti-gruneriiittikivi	Rautamuodos-tuma
Näytetunnus - sample id	Q5342010R1 60.90-61.25	Q5312012R2 67.40- 67.80	JVP\$-2007-72.1	TAH\$-2004-84.1	KMKI-2009-388.1	TAH\$-2004-71.1
SiO ₂ %	41,70	40,70	44,80	40,60	52,00	47,40
TiO ₂	0,20	0,16	0,62	1,23	0,21	0,04
Al ₂ O ₃	5,50	2,91	12,90	10,10	6,21	1,13
Fe ₂ O ₃ t	11,50	15,60	9,82	17,32	29,50	38,66
MnO	0,16	0,21	0,50	0,33	0,09	0,96
MgO	29,70	30,30	6,00	10,30	2,06	5,49
CaO	4,61	2,57	17,78	13,36	7,78	5,45
Na ₂ O	0,23	<0,0337	0,85	0,92	0,24	0,08
K ₂ O	0,02	0,00	1,38	1,08	0,08	0,02
P ₂ O ₅	<0,01375	<0,01375	0,05	0,08	0,12	0,02
Yhteensä - total	93,61	92,46	94,69	95,31	98,28	99,25
As ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	<30	<30	129	188	<30	<30
Bi	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	502	289	70	564	709	<60
Co	---	135	43	---	5,91	---
Cr	3483	3266	562	704	54	39
Cu	<20	37	23	132	22	155
Ga	<20	<20	<20	22	22	20
Hf	<0,50	1,2	0,8	---	1,5	---
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	0,4	0,7	1,1	28,0	3,0	<7
Ni	1480	1264	183	645	38	20
Pb	<20	<20	30	<20	<20	<20
Rb	0,6	1,5	76,5	25,0	1,8	<10
S	<60	2369	<60	493	3037	11490
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	24,2	17,6	38,0	<20	5,4	<20
Sn	23	<20	<20	<20	24	<20
Sr	10	12	190	437	38	<10
Ta	<0,20	0,3	<0,20	---	0,3	---
Th	<0,50	<0,50	<0,50	<10	3,0	<10
U	<0,20	<0,20	<0,20	<10	0,7	<10
V	132	100	220	157	43	<30
Y	5,3	3,2	14,6	42,0	14,4	7,0
Zn	68	112	81	159	94	484
Zr	16	69	27	68	50	<10
La	0,8	1,2	1,5	<30	13,0	<30
Ce	1,6	2,2	4,4	47	29,9	<30
Pr	0,25	0,30	0,67	---	3,71	---
Nd	1,3	1,5	3,6	---	14,6	---
Sm	0,46	0,40	1,20	---	3,01	---
Eu	0,19	0,12	0,48	---	1,14	---
Gd	0,73	0,55	1,80	---	3,04	---
Tb	0,13	<0,10	0,36	---	0,43	---
Dy	0,96	0,66	2,29	---	2,29	---
Ho	0,21	0,13	0,48	---	0,47	---
Er	0,61	0,39	1,64	---	1,41	---
Tm	<0,10	<0,10	0,22	---	0,23	---
Yb	0,62	0,3	1,46	---	1,38	---
Lu	<0,10	<0,10	0,22	---	0,19	---
C	726	<500	5690	3980	1530	<100
Au ppb	<0,5	1,6	---	---	---	---
Pd	3,0	13,8	---	---	---	---
Pt	7,4	6,3	---	---	---	---
Mg#	83,6	79,4	54,7	54,1	12,2	22,0
K ₂ O/Na ₂ O	0,07	---	1,62	1,17	0,34	0,30
Ba+Sr	---	---	319	625	---	---
(La/Yb) _N	0,9	2,7	0,7	---	6,4	---
Eu/Eu*	1,00	0,78	1,00	---	1,15	---
La _N	2,3	3,3	4,2	---	35,4	---
E EUREF-FIN	651068	621780	671801	638868	668731	637443
N EUREF-FIN	7086582	7057559	7005120	7076503	7004498	7074970

Kommentti

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittärajän, määrittärajän suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Nurmes-tyyppi	Biotiittiparagneissi		Diabaasi		Kerrosjuoni
Group	Nurmes type	Biotite paragneiss		Diabase		Sill
Kivilaji / rock type	Biotiitti-paragneissi	Biotiitti-paragneissi	Biotiitti-paragneissi	Pyrokseeni-diabaasi	Sarvivälke-diabaasi	Sarvivälkegabro
Näytetunnus - sample id	KKK1-2010-82.1	STHA-2008-144.2	STHA-2011-160.1	ASMS-2008-940.1	ASMS-2008-946.1	EIPO-2010-94.1
SiO ₂ %	65,56	72,60	63,50	49,10	49,90	52,14
TiO ₂	0,64	0,58	0,78	1,86	2,03	1,95
Al ₂ O ₃	14,48	11,60	14,40	13,40	13,60	12,97
Fe ₂ O _{3t}	6,42	5,56	7,27	16,50	16,32	15,30
MnO	0,07	0,06	0,09	0,21	0,20	0,37
MgO	2,93	2,84	3,96	6,05	4,72	3,92
CaO	2,90	1,55	1,90	9,13	8,81	6,44
Na ₂ O	3,84	1,87	2,82	2,29	2,62	5,79
K ₂ O	2,53	2,61	3,02	0,43	0,59	0,57
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,09	0,18	0,23	0,19
Yhteensä - total	99,48	99,34	97,83	99,14	99,02	99,64
As ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	435	208	571	148	214	186
Bi	<30	38	<30	40	32	<30
Cl	146	167	99	501	1141	722
Co	17,1	24,8	24,3	48,7	45,9	---
Cr	152	240	308	83	57	<30
Cu	40	70	23	188	216	61
Ga	26	23	22	30	32	29
Hf	2,9	3,0	3,1	3,0	3,7	---
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	4,2	4,1	5,0	6,2	8,0	<7
Ni	88	92	77	81	77	25
Pb	<20	31	<20	<20	<20	215
Rb	76,2	127,0	122,0	11,2	19,1	32,0
S	3915	4708	126	172	208	794
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	10,4	13,1	19,5	36,5	34,8	<20
Sn	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	266	133	176	132	143	315
Ta	0,3	0,4	0,6	0,4	0,5	---
Th	5,2	4,8	4,5	1,5	2,0	21,0
U	1,5	1,6	1,2	0,3	0,3	6,0
V	86	96	141	407	394	281
Y	12,1	14,3	13,8	29,4	36,6	20,0
Zn	104	99	124	123	141	393
Zr	103	115	121	106	140	156
La	22,9	13,8	16,4	9,1	11,9	<30
Ce	45,2	29,0	33,7	21,9	28,3	46
Pr	5,18	3,27	3,90	2,88	3,83	---
Nd	19,8	12,8	15,4	14,9	18,1	---
Sm	3,56	2,42	3,03	3,99	5,01	---
Eu	0,91	0,62	0,82	1,38	1,67	---
Gd	3,17	2,46	3,09	5,11	5,98	---
Tb	0,47	0,34	0,45	0,88	1,05	---
Dy	2,57	2,41	2,56	5,24	6,91	---
Ho	0,48	0,52	0,52	1,11	1,38	---
Er	1,62	1,58	1,51	3,05	3,79	---
Tm	0,20	0,24	0,23	0,45	0,53	---
Yb	1,41	1,48	1,54	2,72	3,53	---
Lu	0,21	0,21	0,24	0,41	0,49	---
C	---	<100	1340	558	<100	---
Au ppb	---	---	---	---	---	---
Pd	---	---	---	---	---	---
Pt	---	---	---	---	---	---
Mg#	47,5	50,3	51,9	42,1	36,4	33,7
K ₂ O/Na ₂ O	0,66	1,40	1,07	0,19	0,23	0,10
Ba+Sr	701	341	747	280	357	501
(La/Yb) _N	11,0	6,3	7,2	2,3	2,3	---
Eu/Eu*	0,83	0,78	0,82	0,93	0,93	---
La _N	62,4	37,6	44,7	24,7	32,4	---
E EUREF-FIN	635570	668039	624200	653987	654876	654869
N EUREF-FIN	7096379	7015122	7061579	7059960	7055753	6983083

Kommentti

Ikänäyte A2071

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittärajän, määrittärajän suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
 Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Paleorapauma	Kvartsiitti			Muuttunut	
Group	Paleoregolith	Quartzite			Altered	
Kivilaji / rock type	Kloritoidi-serisiitti-kvartsiiliuske	Kvartsi-kloritoidikivi	Ortokvartsiitti	Serisiittikvartsiitti	Amfiboligraniitti	Kyaniitti-kloriitti-biotiittonaliiitti
Näytetunnus - sample id	EIPO-2010-74.1	EIPO-2010-74.2	EIPO-2010-80.1	EIPO-2010-99.1	JJLA-2010-216.1	STHA-2011-56.1
SiO ₂ %	73,86	48,75	96,14	94,72	72,01	57,70
TiO ₂	0,57	1,10	0,04	0,13	0,19	0,33
Al ₂ O ₃	16,47	22,96	2,08	3,29	14,03	20,10
Fe ₂ O ₃ t	2,62	20,30	0,37	0,27	2,04	4,46
MnO	0,04	0,12	<0,007747	<0,007747	0,02	0,04
MgO	0,16	2,18	0,07	0,04	0,78	6,47
CaO	0,40	0,75	0,02	<0,0042	1,39	1,46
Na ₂ O	0,31	0,05	0,06	0,09	4,86	6,43
K ₂ O	4,23	0,46	0,45	0,89	4,14	1,41
P ₂ O ₅	0,32	0,64	0,02	0,02	0,07	0,17
Yhteensä - total	98,99	97,32	99,25	99,45	99,54	98,56
As ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ba	1532	231	<30	864	1794	129
Bi	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Cl	<60	<60	77	<60	92	274
Co	---	---	---	---	3,6	13,3
Cr	43	90	<30	<30	<30	69
Cu	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ga	26	42	<20	<20	24	34
Hf	---	---	---	---	3,9	1,4
Mo	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nb	8,0	<7	<7	10,0	5,0	5,4
Ni	24	95	<20	<20	22	52
Pb	<20	<20	<20	<20	20	<20
Rb	179,0	37,0	13,0	32,0	81,1	57,3
S	<60	<60	<60	<60	<60	<60
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Sc	<20	<20	<20	<20	1,5	19,9
Sn	<20	27	<20	<20	<20	<20
Sr	120	27	<10	21	705	162
Ta	---	---	---	---	0,4	0,7
Th	18,0	30,0	12,0	13,0	4,2	5,2
U	<10	7,0	<10	3,0	0,7	0,5
V	92	197	7	24	19	67
Y	16,0	15,0	11,0	15,0	12,7	16,9
Zn	<20	43	<20	<20	56	55
Zr	171	356	68	27	131	51
La	<30	64,0	<30	<30	25,8	25,7
Ce	34	161	<30	37	59,5	61,2
Pr	---	---	---	---	6,95	7,31
Nd	---	---	---	---	27,1	26,3
Sm	---	---	---	---	5,10	4,61
Eu	---	---	---	---	0,97	0,62
Gd	---	---	---	---	4,21	4,20
Tb	---	---	---	---	0,56	0,63
Dy	---	---	---	---	2,9	3,62
Ho	---	---	---	---	0,47	0,65
Er	---	---	---	---	1,37	1,72
Tm	---	---	---	---	0,17	0,22
Yb	---	---	---	---	1,12	1,35
Lu	---	---	---	---	0,15	0,19
C	---	---	---	---	---	1300
Au ppb	---	---	---	---	---	---
Pd	---	---	---	---	---	---
Pt	---	---	---	---	---	---
Mg#	10,9	17,5	27,3	22,9	43,1	74,2
K ₂ O/Na ₂ O	13,47	8,52	7,48	9,78	0,85	0,22
Ba+Sr	1652	258	---	885	2499	291
(La/Yb) _N	---	---	---	---	15,6	12,9
Eu/Eu*	---	---	---	---	0,64	0,43
La _N	---	174,4	---	---	70,3	70,0
E EUREF-FIN	653776	653776	654440	654219	664226	630115
N EUREF-FIN	6983763	6983763	6982247	6983600	7101795	7072427

Kommentti

Ikänäyte A2111
 Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$
 <10 = alle määrittämissuuren, määrittämissuuren suuruus / below detection limit, size of the detection limit
 --- = ei määritetty / not determined ^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 4. Jatkuu
Appendix 4. Cont.

Ryhmä	Muuttunut		
Group	Altered		
Kivilaji / rock type	Plagioklaasi-klo-riitti-sarvivälkekivi	Serisiitti-biotiittigneissi	Kloriittionaliitti
Näytetunnus - sample id	PIM\$-2011-95.1	KKK1-2007-245.1	Q5312012R5 107.80-108.10
SiO ₂ %	41,70	69,60	78,00
TiO ₂	0,51	0,71	0,25
Al ₂ O ₃	24,30	17,00	12,50
Fe ₂ O _{3t}	9,31	4,86	0,87
MnO	0,09	0,16	0,02
MgO	6,09	1,23	0,87
CaO	9,79	0,29	0,32
Na ₂ O	2,86	0,47	6,77
K ₂ O	0,17	4,66	0,09
P ₂ O ₅	0,02	0,06	<0,01375
Yhteensä - total	94,84	99,04	99,68
As ppm	<30	<30	<30
Ba	<30	501	<30
Bi	<30	36	<30
Cl	88	88	<60
Co	11	9,93	54,8
Cr	69	60	<30
Cu	<20	37	<20
Ga	25	35	<20
Hf	6,3	5,7	<0,50
Mo	<10	<10	<10
Nb	7,0	3,5	0,5
Ni	<20	<20	30
Pb	<20	<20	64
Rb	5,0	103,0	<0,20
S	332	180	297
Sb	<100	<100	<100
Sc	24,9	15,8	8,4
Sn	<20	<20	<20
Sr	1501	44	30
Ta	0,7	<0,20	<0,20
Th	6,8	1,3	<0,50
U	1,9	<0,20	<0,20
V	171	79	44
Y	33,0	7,0	0,6
Zn	56	45	141
Zr	248	215	10
La	61,4	2,6	0,1
Ce	118,0	5,8	0,4
Pr	12,90	0,63	<0,10
Nd	48,1	2,8	0,2
Sm	8,04	0,51	<0,20
Eu	1,91	0,26	<0,10
Gd	7,05	0,83	<0,15
Tb	1	0,16	<0,10
Dy	6,04	1,16	<0,10
Ho	1,23	0,28	<0,10
Er	3,79	0,79	<0,15
Tm	0,59	0,10	<0,10
Yb	4,01	0,86	<0,15
Lu	0,6	0,16	<0,10
C	873	<100	851
Au ppb	---	---	---
Pd	---	---	---
Pt	---	---	---
Mg#	56,4	33,4	66,5
K ₂ O/Na ₂ O	0,06	9,95	0,01
Ba+Sr	---	545	---
(La/Yb) _N	10,3	2,1	---
Eu/Eu*	0,78	1,22	---
La _N	167,3	7,2	0,3
E EUREF-FIN	656758	628542	621899
N EUREF-FIN	7061307	7036287	7057958
Kommentti	Kvartsiutunut TTG		

Normalisointiarvot: Boynton 1984 $Mg\# = (MgO/40.31) / ((MgO/40.31) + (FeO/71.85))$ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$

<10 = alle määrittäysrajan, määrittäysrajan suuruus / below detection limit, size of the detection limit

--- = ei määritetty / not determined

^a Analyysi Hölttä ja muut 2012b, ^b Analyysi Rasilainen ja muut 2007

Liite 5. Alueelta käytetyt analyysit Rasilainen ja muut (2007) julkaisusta sekä mihin kivilajiryhmään niiden on tulkittu kuuluvan.

Appendix 5. Analysis used from Rasilainen et al. (2007) and what group they have been interpreted to belong to.

Näyttenumero	Kenttäkivilaji	Ryhmittely
93002458	Amfiboliitti	Kerrosjuoni
93002459	Gneissigranodioriitti	Leukogranitoidi
93002460	Gneissigranodioriitti	Sanukitoidi
93002461	Gneissigraniitti	Sanukitoidi
93002462	Pohja / gneissikvartsidioriitti	Korkea HREE TTG
93002464	Pohjagneissi	Matala HREE TTG
93002465	Pohjagneissi	Korkea HREE TTG
93002466	Pohjagneissi	Korkea HREE TTG
93002467	Amfiboliitti / metadiabaasi	Diabaasi
93002468	Pohja / granodioriittigneissi	Transitionaalinen TTG
93002469	Pohja / granodioriitti	Matala HREE TTG
93002470	Pohja / granodioriittigneissi	Sanukitoidi
93002471	Graniitti	Leukogranitoidi
93002472	Graniitti	Sanukitoidi
93002485	Pohja / gneissikvartsidioriitti	Kvartsidioriitti
93002486	Graniitti	Porfyriinen leukogranitoidi
93002487	Graniitti	Leukogranitoidi
93002488	Graniitti	Leukogranitoidi
93002489	Graniittigneissi	Leukogranitoidi
93002490	Graniittigneissi	Leukogranitoidi
93002494	Granodioriitti / graniitti	Sanukitoidi
93002495	Pohja / granodioriittigneissi	Korkea HREE TTG
93002496	Granodioriitti	Sanukitoidi
93002497	Pohja / gneissigranodioriitti	Sanukitoidi
93002498	Granodioriitti	Sanukitoidi
93003067	Diabaasi	Kerrosjuoni
93003068	Gneissigranodioriitti	Kvartsidioriitti
93003069	Pohjagneissi	Leukogranitoidi
93003070	Graniitti	Transitionaalinen TTG
93003071	Gneissigranodioriitti	Leukogranitoidi
93003072	Gneissigranodioriitti	Kvartsidioriitti
93003073	Gneissigranodioriitti	Transitionaalinen TTG
93003074	Diabaasi	Kerrosjuoni
93003075	Suonigneissi	Korkea HREE TTG
93003089	Kiillegneissi-migmatiitti	Leukogranitoidi
93003090	Gneissigranodioriitti	Leukogranitoidi
93003091	Graniittigneissi	Leukogranitoidi
94002566	Uraliittiporfyriitti	Amfiboliitti
94002567	Graniittigneissi	Korkea HREE TTG
94002568	Granodioriitti	Sanukitoidi
94002569	Graniitti	Sanukitoidi
94002570	Granodioriitti	Sanukitoidi
94002571	Diabaasi	Diabaasi
94002572	Graniitti	Sanukitoidi
94002573	Graniittigneissi	Sanukitoidi
94002574	Tonaliittigneissi	Sanukitoidi
94002575	Graniittigneissi	Transitionaalinen TTG
94002576	Sarvivälkegneissi	Kvartsidioriitti
94002577	Granodioriitti	Sanukitoidi
94002578	Graniitti	Leukogranitoidi
94002579	Graniittigneissi	Transitionaalinen TTG

Liite 5. Jatkuu
Appendix 5. Cont.

Näytenumero	Kenttäkivilaji	Ryhmittely
94002580	Graniittigneissi	Transitionaalinen TTG
94002581	Graniittigneissi	Matala HREE TTG
94002582	Graniittigneissi	Matala HREE TTG
94002583	Kvartsimaasälpagneissi	Paragneissi
94002584	Graniittigneissi	Matala HREE TTG
94002585	Suonigneissi	Matala HREE TTG
94002586	Kiillegneissi	Muuttunut
94002587	Graniittigneissi	Matala HREE TTG
94002588	Granodioriitti	Transitionaalinen TTG
94002592	Graniittigneissi	Matala HREE TTG
94002593	Granodioriitti	Kvartsidioriitti
94002594	Graniittigneissi	Matala HREE TTG
94002595	Granodioriitti	Leukogranitoidi
94002596	Emäksinen vulkaniitti	Emäksinen vulkaniitti
94002597	Emäksinen vulkaniitti	Emäksinen vulkaniitti
94002598	Granodioriitti	Leukogranitoidi
94002599	Graniittigneissi	Muuttunut
94002600	Graniittigneissi	Matala HREE TTG
94002602	Graniittigneissi	Transitionaalinen TTG
94002624	Graniitti	Porfyrynen leukogranitoidi
94002626	Granodioriitti	Porfyrynen leukogranitoidi
94003165	Diabaasi / gabrokerrosjuoni	Emäksinen vulkaniitti
94003166	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003167	Pohja / tonaliitti	Matala HREE TTG
94003168	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003169	Amfiboliitti	Ultraemäksinen vulkaniitti
94003170	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003171	Pohja / gneissigranodioriitti / tonaliitti	Korkea HREE TTG
94003172	Amfiboliitti	Amfiboliitti
94003173	Pohjagneissi	Matala HREE TTG
94003174	Pohjagneissi	Transitionaalinen TTG
94003175	Tonaliitti	Korkea HREE TTG
94003176	Pohjagneissi	Leukogranitoidi
94003177	Pohjagneissi	Matala HREE TTG
94003178	Pohjagneissi	Korkea HREE TTG
94003179	Granodioriitti / graniitti	Matala HREE TTG
94003180	Pohja / kiillegneissi	Nurmes paragneissi
94003181	Pohja / gneissigranodioriitti	Transitionaalinen TTG
94003182	Graniitti	Leukogranitoidi
94003183	Pohjagneissi	Transitionaalinen TTG
94003184	Graniitti	Kvartsisyeniitti
94003185	Pohja / gneissigranodioriitti	Korkea HREE-TTG
94003186	Graniitti	Porfyrynen leukogranitoidi
94003187	Pohja / gneissigranodioriitti	Leukogranitoidi
94003189	Pohja / granodioriittigneissi	Matala HREE TTG
94003191	Pohja / kvartsidioriittigneissi	Kvartsidioriitti
94003192	Graniitti	Leukogranitoidi
94003193	Granodioriitti	Matala HREE TTG
94003194	Graniitti	Leukogranitoidi
94003195	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Leukogranitoidi
94003196	Pohjan amfiboliitti	Amfiboliitti
94003197	Pohja / gneissigranodioriitti	Matala HREE TTG

Liite 5. Jatkuu
Appendix 5. Cont.

Näyttenumero	Kenttäkivilaji	Ryhmittely
94003198	Syeniitti	Kvartsisyeniitti
94003594	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Paragneissi
94003595	Graniitti	Leukogranitoidi
94003596	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003597	Pohja / granodioriittigneissi	Transitionaalinen TTG
94003598	Granodioriitti	Matala HREE TTG
94003599	Tonaliitti	Transitionaalinen TTG
94003600	Amfiboliitti	Emäksinen vulkaniitti
94003601	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003602	Pohjagneissi	Amfiboliitti
94003603	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003604	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003605	Pohjagneissi	Transitionaalinen TTG
94003606	Kvartsidioriitti	Matala HREE TTG
94003607	Amfiboliitti / sarvivälkegneissi	Emäksinen vulkaniitti
94003608	Pohja / granodioriitti	Sanukitoidi
94003609	Pohjagneissi	Matala HREE TTG
94003610	Pohja / tonaliittigneissi	Matala HREE TTG
94003611	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003612	Pohja / tonaliittigneissi	Matala HREE TTG
94003613	Amfiboliitti	Emäksinen vulkaniitti
94003614	Graniitti	Leukogranitoidi
94003615	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi
94003616	Pohja / kiillegneissi-migmatiitti	Nurmes paragneissi

Liite 6. Tämän ja aiempien tutkimusten perusteella kansallista yksikkötietokantaa (Finstrati) varten määritellyt yksiköt.

Appendix 6. Units defined for the national unit database (Finstrati) based on this work and previous studies.

Haasiavaaran seurue

Sijainti:

Koko Lentuan kompleksin alueella.

Nimen alkuperä:

Mäki Sotkamon kunnan itäosassa, alueella josta kuvattu yksi tyypillinen seurueen jäsen (Haasiavaaran tonaliitti).

Koko:

400*100 km.

Kuvaus:

Seurue koostuu useasta litodeemista, joiden kivilajit kuuluvat TTG-sarjan granitoideihin. Pääosa on tonaliitteja ja granodioriitteja, mutta joukossa on myös trondhemiitteja ja graniitteja. Seurueen kivet ovat vaihtelevasti migmatisoituneet.

Kontaktit:

Vihreäkivijaksoihin tektoniset tai tektonisoituneet, nuoremmat arkeiset syväkivet esiintyvät leikkaavasti. Proterotsooiset sedimentit ovat yksikön päällä osin autoktonisesti, osin alloktonisesti.

Ikä:

Pääosin 2,84–2,78 Ga, paikoin ~2,75 Ga ja etenkin Lentuan kompleksin pohjoisosissa myös 2,95 Ga.

Viitteet:

Vaasjoki ja muut 1999, Lauri ja muut 2006, 2011, Käpyaho 2006, Käpyaho ja muut 2006, 2007, Halla ja muut 2009, Mikkola ja muut 2011a, tämä julkaisu.

Haasiavaaran seurue: määrittelemätön migmatiittinen tonaliittiliteemi

Sijainti:

Koko Lentuan kompleksin alueella.

Koko:

400*100 km.

Kuvaus:

Litodeemi muodostuu Lentuan kompleksin tarkemmin määrittelemättömistä migmatisoituneista TTG-sarjan granitoideista.

Kontaktit:

Vihreäkivijaksoihin tektoniset tai tektonisoituneet, Konivaaran seurueen granitoidit leikkaavat migmatiittirakenteita. Proterotsooiset sedimentit ovat yksikön päällä osin autoktonisesti, osin alloktonisesti.

Ikä:

Paleosomin kiteytymisiä pääosin 2,84–2,78 Ga, paikoin ~2,75 Ga ja etenkin Lentuan kompleksin pohjoisosissa myös 2,95 Ga. Neosomit aiheuttanut osittaissulamminen on tapahtunut koko kompleksin alueella 2,7–2,69 Ga sitten. Paikoin on viitteitä mahdollisesta/-sista vanhemmista sulamistapahtumista.

Tyypipaikat:

EJL\$-1981-651 (R5313A, E=625954, N=7150937), Lylyvaaran ikänäytteet A404 & A405
EPHE-2004-245 (R5421C, E=606347, N=7221115), Pärsmönselän ikänäytteet A1902 & A1903
EPHE-2005-127 (R5243H, E=591511, N=7228561),

Päivärinnan ikänäytteet A79 & A80

KKK1-2009-373 (P5441A, E=644495, N=7028315),
Jamalin ikänäytteet A1765 & A1766

TAH\$-2002-150 (R5133G, E=590897, N=7146648),
Myllykynkään ikänäytteet A1815 & A1816

Litologia:

Pääosa paleosomeista on tonaliitteja, mutta koostumusvaihtelua esiintyy trondhemiittista graniittiin. Tummana mineraalina on useimmiten biotiitti, paikoin esiintyy sarvivälkettä. Paleosomit ovat keskirakeisia ja useimmiten voimakkaasti suuntautuneita. Leukosomi esiintyy useimmiten raitaisesti liuskeisuuden tasossa ja erilaiset poimurakenteet ovat yleisiä. Leukosomin ja mesosomin välissä esiintyy monin paikoin melanosomi. Leukosomit ovat tyypillisesti hieman mesosomia karkeampia ja mineralogialtaan tyypillisesti leukograniteja ja leukogranitoideja, tosin trondhemiittisiäkin leukosomeja esiintyy.

Kemia:

Paleosomit ovat TTG-sarjan granitoideja, joiden mg-luku sekä Cr- ja Ni-pitoisuudet ovat matalia. Koostumuksen perusteella kivet voidaan jakaa kolmeen ryhmään: matala HREE TTG, korkea HREE TTG ja transitionaalinen TTG. Kahdessa ensin mainitussa ryhmässä K₂O/Na₂O-suhde on <0,5 ja transitionaalisessa >0,5. Matala ja korkea HREE -ryhmät erottuvat HREE-pitoisuuksien perusteella. Leukosomit ovat hyvin kvartsirikkaita vaaleita kiviä, joiden koostumus viittaa syntyyn TTG-sarjan kivien osittaissulamamisessa. Leukosomien koostumus on myös hyvin samankaltainen Konivaaran seurueen granitoidien kanssa.

Viitteet:

Käpyaho ja muut 2007, Mikkola ja muut 2011a, 2012, tämä julkaisu.

Haasiavaaran seurue: määrittelemätön tonaliittiliteemi

Sijainti:

Koko Lentuan kompleksin alueella.

Kuvaus:

Litodeemi muodostuu Lentuan kompleksin tarkemmin määrittelemättömistä migmatisoitumattomista TTG-sarjan granitoideista.

Koko:

400*100 km.

Kontaktit:

Vihreäkivijaksoihin tektoniset tai tektonisoituneet, nuoremmat arkeiset syväkivet esiintyvät leikkaavasti. Proterotsooiset sedimentit ovat yksikön päällä osin autoktonisesti, osin alloktonisesti.

Ikä:

Pääosin 2,84–2,78 Ga, paikoin ~2,75 Ga ja etenkin Lentuan kompleksin pohjoisosissa myös 2,95 Ga.

Tyypipaikat:

ASM\$-2007-513 (P5422G, E=619534, N=7040904),
Ollikkalanvaaran ikänäyte A1763
EPHE-2004-369 (R5422D, E=602064, N=7240886),
Portinkurun ja Teerivaaran ikänäytteet A1856 & A1857
KKK1-2007-77 (P5423E, E=633904, N=7029796),
Karppisen ikänäyte A1768
PIM\$-2003-322 (R5243D, E=583630, N=7224537),
Kuikkavaaran ikänäyte A1909
PIM\$-2011-73 (P5442F, E=661772, N=7049936),
Karjusenahon ikänäyte A2130

Litologia:

Litodeemin kivet ovat granitoideja, joiden mineralogia vaihtelee trondhjemittista graniittiin, pääosan ollessa tonaliitteja. Tummana mineraalina on useimmiten biotiitti, paikoin esiintyy sarvivälkettä ja tietyillä korkean metamorfoosiasteen alueilla pyrokseeneja. Kivet ovat keskirakeisia ja suuntauksen voimakkuus vaihtelee suuntautumattomasta voimakkaasti suuntautuneeseen.

Kemia:

Litodeemin kivet ovat TTG-sarjan granitoideja, joiden mg-luku sekä Cr- ja Ni-pitoisuudet ovat matalia. Koostumuksen perusteella kivet voidaan jakaa kolmeen ryhmään: matala HREE TTG, korkea HREE TTG ja transitaalinen TTG. Kahdessa ensin mainitussa ryhmässä K_2O/Na_2O -suhde on $<0,5$ ja transitaalisessa $>0,5$. Matala ja korkea HREE -ryhmät erottuvat HREE-pitoisuuksien perusteella.

Viitteet:

Vaasjoki ja muut 1999, Lauri ja muut 2006, 2011, Käpyaho 2006, Käpyaho ja muut 2006, Halla ja muut 2009, Mikkola ja muut 2011a, tämä julkaisu.

Sanukitoidiseurie:

Surmansuon granodioriittilitodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, itärajalalla n. 40 km Kuhmon keskustasta itäkaakkoon, jatkuu rajan toiselle puolelle.

Nimen alkuperä:

Suoalue intruusion etelälaidalla.

Koko:

10*8 km.

Kuvaus:

Kalimaasälpäporfyriininen granulaarinen granodioriitti on yleensä suuntautunut. Pituudeltaan 3–5-senttiset kalimaasälvät ovat omamuotoisia tai osittain omamuotoisia, perusmassa on keskirakeista.

Kontaktit:

Rajautuu ruhjeisiin paikoin ja paikoin sitä leikkaava osittain vaihettuvasti ja osittain terävästi, Konivaaran seurueen porfyriiset ja tasarakeiset leukogranitiitit ja -granodioriitit. Lähellä oleviin Jonsan seurueen kvartsidioriitteihin ei selkeää leikkaus suhdetta ole havaittavissa, etenkin etelä laidalla kontakti voi olla vaihtuva.

Ikä:

Kaksi julkaisematonta LAMS-äänmääritystä eri näytteistä: U-Pb zirkonista ~2690 Ma.

Tyypipaikka:

PIM\$-2009-19 (Q5342G, E=662138, N=7090062)

Litologia:

Granulaarinen kalimaasälpäporfyriininen granodioriitti, jota leikkaa paikasta riippuen vaihettuvasti tai terävästi Konivaaran seurueeseen luettavat kalimaasälpäporfyriiset ja tasarakeiset leukogranodioriitti ja graniitit. Päämineraaleina kalimaasälvän, plagioklaasin ja kvartsin lisäksi on useimmiten biotiitti ja paikoin sarvivälke. Aksessorisina mineraaleina tavataan ainakin opaakkeja, apatiittia ja zirkonia. Paljastumilla on havaittavissa eriaosteisesti hiertyneitä versioita, jolloin vaikeasti erotettavissa Konivaaran seurueen kivistä.

Kemia:

Kuuluu koostumukseltaan sanukitoidiseurueeseen, vaikkakin SiO_2 pitoisuus on varsin korkea. $SiO_2=65,9-67,4$, $Mg\#=49,7-54,8$, $Ba+Sr=1784-2345$ ppm, $K_2O/Na_2O=0,24-0,32$, $Ni<59$ ppm, $Cr=27-71$ ppm, $Yb_N=2,0-5,5$.

Viitteet:

Tämä julkaisu, ikämääritykset julkaisematon data Mikkola, Heilimo, Huhma.

Jonkerin seurue

Sijainti:

Ympäri Lentuan kompleksia pieniä intrusioita siellä täällä.

Nimen alkuperä:

Järvi Kuhmon kaakkoisosassa alueella, jolta kuvattu seurueen suurin intrusio.

Koko:

Intruusiot tyypillisesti noin 2*2 km, poikkeuksena Jonkerin intrusio 12*1 km.

Kuvaus:

Ympäristöä vähemmän deformatuneita ja kvartsia vähän sisältäviä granitoideja, pääasiassa kvartsisyeniittejä ja kvartsimontsoniitteja.

Kontaktit:

Todennäköisesti magmaattiset, vain harvoin paljastuneena.

Ikä:

Myöhäisarkeinen; 2,74-2,70 Ga.

Litologia:

Koostuu ympäristöä vähemmän deformatuneista kvartsisyeniiteistä, syeniiteistä, kvartsimontsoniiteista ja montsoniiteista. Kvartsia on yleensä varsin vähän ja kalimaasälpä on hajarakeina tai perusmassassa. Intrusoidien sisältä löytyy breksiakappaleina vanhempia arkeisia kiviä. Kivet esiintyvät homogeenisina tai paikoin heterogeenisina haamumaisen raitaisina. Intrusiokohtaiset kuvaukset litodeemien kohdalla.

Viitteet:

Heilimo ja muut 2013b, tämä julkaisu.

Jonkerin seurue:

Jonkerin kvartsimontsoniittilitodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, n. 40 km Kuhmon keskustasta kaakkoon.

Nimen alkuperä:

Järvi intruusion lounaispäässä.

Kuvaus:

Vaaleanpunainen, homogeeninen heikosti suuntautunut kivi, joka on koostumukseltaan montsoniitti-kvartsimontsoniittinen.

Koko:

12* 1 km, itä-läntinen kulku.

Kontaktit:

Eivät paljastuneena.

Ikä:

2704+-9 Ma, U-Pb zirkonista LAMS-menetelmällä .

Tyypipaikka:

ASM\$-2009-519 (Q5341B, E=645586, N=7082748)

Litologia:

Jonkerin intruusio näkyy aeromagneettisilla kartoilla selkeänä positiivisena anomaliana. Kivi on homogeeninen kvartsimontsoniitti, montsoniitti, heikosti suuntautunut, keskirakeinen, jossa on paikallisina muunnoksina gneissimäisiä ja kalimaasälpäporfyryisiä versioita. Mikroskooppinen rakenne on granoblastinen ja raekokoko 0,5–1,5mm. Päämineraalit ovat kalimaasälpä, plagioklaasi, kvartsi, klinopyrokseeni ja alkalinen amfiboli. Aksessorisina mineraaleina löytyy titaniittia, allaniittia, magnetiittia ja zirkonia.

Kemia:

SiO₂= 65,8–67,1 %, Na₂+K₂O=5,6–8,2 %, Ba+Sr= 563–2090 ppm.

Viitteet:

Heilimo ja muut 2013b, tämä julkaisu.

Jonkerin seurue:

Reuhkapuron kvartsisyeniittiliteemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, n. 30 km kaakkoon Kuhmon keskustasta.

Nimen alkuperä:

Puro intruusion keskivaiheilla.

Koko:

2,5*1 km.

Kuvaus:

Homogeeninen tasa-, hienorakeinen ja suuntautumaton syväkivi.

Kontaktit:

Leikkaa ympäröiviä TTG-kiviä, amfiboliittia ja leukograniiittia.

Tyypipaikka:

STHA-2011-664 (Q5342B, E=648181, N=7092843)

Litologia:

Homogeeninen tasarakeinen ympäristöstä selkeästi erottuva kivi, jossa myös amfibolia. Hieessä selkeästi uudelleen kiteytynyt pieni/hienorakeinen granulaarinen tai muurilaastirakenteinen (raekoko yleensä alle 1 mm). Päämineraaleina plagioklaasi, kalimaasälpä, kvartsi, amfiboli ja usein myös klinopyrokseeni. Aksessorisina mineraaleina titaniitti, opaakit mineraalit, zirkoni ja apatiitti.

Kemia:

SiO₂= 64,0–69,4 %, Na₂+K₂O=10,0–10,7 %, Ba+Sr= 5443–6828 ppm.

Viitteet:

Heilimo ja muut 2013b, tämä julkaisu.

Jonkerin seurue:

Hurstipuron graniittiliteemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, 25 km itäkoilliseen Kuhmon keskustasta.

Nimen alkuperä:

Puro intruusion länsilaidalla.

Koko:

2,5*1 km.

Kuvaus:

Graniittinen keskirakeinen ja tasarakeinen, hyvin homogeeninen, suuntautumaton kivi, intruusiossa myös dioriittisiä osia.

Kontaktit:

Sisältää enklaaveina vanhempia arkeisia kiviä, Konivaaran seurueen leukograniiitit leikkaavat paikoin intruusiota.

Ikä:

Myöhäisarakeinen.

Tyypipaikka:

STHA-2011-541

Litologia:

Hurstipuron pohjoisosan graniitit ovat keski-, tasarakeisia, hyvin homogeenisia, suuntautumattomia syväkiviä. Etelämpänä vastaavat kivet ovat huomattavasti gneissimäisempiä, paikoin poimuttuneita ja raitaisia, suuntautuneita syväkiviä. Päämineraaleina ovat: plagioklaasi, kalimaasälpä, kvartsi ja biotiitti, pieninä jääminä havaittavissa klinoamfibolia ja pyrokseenia.

Kemia:

SiO₂= 65,8–67,1 %, Na₂+K₂O=5,6–8,2 %, Ba+Sr= 563–2090 ppm.

Viitteet:

Heilimo ja muut 2013b, tämä julkaisu.

Jonkerin seurue:

Autionniityn kvartsisyeniittiliteemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, n. 5 km Nurmeksen keskustasta itään.

Nimen alkuperä:

Metsäalue intruusion alueella.

Koko:

1*0,1 km.

Kuvaus:

Heterogeeninen, vaaleanpunainen kohtalaisen suuntautunut amfibolia sisältävä kvartsisyeniitti-kvartsimontsoniitti.

Kontaktit:

Eivät paljastuneet, mutta todennäköisesti intrudoitunut ympärillään olevaan Nurmeksen seurueen myöhäisarakeiseen biotiittiparagneissiin.

Ikä:

Myöhäisarakeinen.

Tyypipaikka:

ASM\$-2008-43 (P5422F, E=612461, N=7047758)

Litologia:

Heikosti paljastuneella alueella, vain kaksi paljastumaa havaittu, näissä kivi on heterogeeninen kohtalaisen suuntautunut kvartsisyeniitti-kvartsimontsoniitti. Päämineraalit: kalimaasälpä, plagioklaasi, amfiboli,

kvartsi. Aksessoriset mineraalit: apatiitti, zirkoni, ja sekundääriset epidootti, kloriitti, karbonaatti. Ohuthie granulaarinen ja muurilaastirakenteinen, raekoko alle 5 mm.

Kemia:

Alkalirikas koostumus, Jonkerin seurueelle tyypillinen. $\text{SiO}_2 = 59.9 \%$, $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} = 9 \%$, $\text{Ba} + \text{Sr} = 3118 \text{ ppm}$.

Viitteet:

Heilimo ja muut 2013b, tämä julkaisu.

Änäkäisen seurue

Sijainti:

Pieniä intruusioita ja juonia Lentuan kompleksin eteläosassa.

Nimen alkuperä:

Järvi ensimmäisenä kuvatun intruusion eteläpuolella.

Kuvaus:

Heterogeenisiä koostumukseltaan alkaalisia gabroideja, minkä perusteella erotetaan muista gabroista. Yleensä ympäristöään heikommin deformatuneita.

Kontaktit:

Intrusiiviset.

Ikä:

2,71 Ga.

Litologia:

Seurue koostuu Lentuan kompleksin tunkeutuvista alkaligabroista, joista yhdestä on tehty zirkonin U-Pb iänmääritys ($2712 \pm 1 \text{ Ma}$). Leikkaussuhteiden ja deformaation perusteella tätä voidaan pitää hyvänä arviona myös muiden intruusioiden iästä. Seurueeseen kuuluvat intrusiot kuvattu erillisinä litodeemeina.

Viitteet:

Pietikäinen ja muut 2005, Huhma ja muut 2012a, tämä julkaisu.

Änäkäisen seurue:

Änäkäisen alkaligabrolitodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, Änäkäisen pohjoispuolella, 30 km Lieksan keskustasta pohjoiseen.

Nimen alkuperä:

Järvi intruusion eteläpuolella.

Koko:

1400*400 m.

Kontaktit:

Intrusiiviset.

Ikä:

$2712 \pm 1 \text{ Ma}$.

Tyypipaikka:

TAH\$-2002-47 (Q5331C, E=652625, N=7055002)

Litologia:

Änäkäisen intruusio koostuu kolmesta erillisestä osasta, jotka saattavat olla yhteydessä keskenään syvemmillä. Alkaligabro on keskirakeista, vihertävää ja vaihtelevan voimakkaasti suuntautunutta, paikoin esiintyy keskirakeista muunnosta leikkaavia, 5–40 cm leveitä leukogabro-osioita. Päämineraalit ovat kaikissa näytteissä amfiboli ja plagioklaasi, useimmissa näytteissä myös klinopyrokseeni ja biotiitti.

Intruusio erottuu magneettisella kartalla selkeästi magnetiittipitoisuutensa johdosta.

Kemia:

Kemialliselta koostumukseltaan Änäkäisen intruusio sijoittuu De La Rochen ja muiden (1980) luokittelussa alkalisten syväkivien essexiitin ja theraliitin kenttiin. Kivilajin nikkeli- ja kromipitoisuudet ovat erittäin alhaiset. Lisäksi se on voimakkaasti rikastunut kevyistä harvinaisista maametalleista.

Viitteet:

Pietikäinen ja muut 2005, Huhma ja muut 2012a.

Änäkäisen seurue:

Sammalniemen alkaligabrolitodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, Vuonilahden kylän itäpuolella, 20 km Lieksan keskustasta etelään.

Nimen alkuperä:

Jauhiainen-järvessä oleva niemi, jolla intruusio sijaitsee.

Kuvaus:

Heterogeeninen useita gabroidisia faaseja sisältävä mafinen intruusio, ympäristöään vähemmän deformatunut.

Koko:

900*150 m.

Kontaktit:

Intrusiiviset.

Ikä:

Ei ikämääritystä, oletettavasti myöhäisarkeinen, Konivaaran seurueen 2,7 Ga leukogranitoidit leikkaavat intruusiota.

Tyypipaikka:

EPHE-2011-24 (P5431C, E=652352, N=7006038)

Litologia:

Sammalniemen intruusio erottuu magneettiipitoisuutensa johdosta hyvin aeromagneettisella kartalla. Intruusio koostuu ainakin kahdesta erillisesti magmaattisesta vaiheesta: gabrosta ja kvartsidioriitista, selkeää sisäistä rakennetta intruusiolla ei kuitenkaan ole. Päämineraalit ovat sarvivälke, plagioklaasi ja biotiitti, kvartsidioriitissa myös kvartsi ja joissain gabronäytteissä klinopyrokseeni. Raekoko vaihtelee välillä 2–8 mm.

Kemia:

Koostumukseltaan alkaligabro, jossa selkeä LILE- ja LREE-rikastuminen, joskin matalampi kuin Änäkäisen intruusiosta: $\text{K}_2\text{O} = 0,89\text{--}1,72 \%$, $\text{Ba} = 237\text{--}734 \text{ ppm}$. MgO, Mg#, Cr ja Ni vastaavasti korkeampia kuin Änäkäisen intruusiosta, mutta silti selvästi matalampia kuin SiO_2 -pitoisuuteen suhteutettuna olisi normaalia. (Koostumusdata julkaisematon Mikkola ja Heilimo)

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Änäkäisen seurue:

Mäkäräsuon dioriittililodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, Vepsän kylän itäpuolella, 20 km lounaaseen Kuhmon keskustasta.

Nimen alkuperä:

Intruusion alueella oleva suo.

Koko:

800*500 m.

Kuvaus:

Heterogeeninen, huonosti paljastunut dioriitti.

Kontaktit:

Intrusiiviset.

Ikä:

Ei ikämääritystä, oletettavasti myöhäisarkeinen.

Tyypipaikka:

ASM\$-2010-437 (Q5322H, E=615254, N=7096741)

Litologia:

Intruusio on huonosti paljastunut ja vain kolme paljastumaa tunnetaan. Paljastumilla on havaittavissa koostumuksellista heterogeenisuutta vapaan kvartsin määrän suhteen. Päämineraalit ovat plagioklaasi, biotiitti ja paikoin kvartsi. Raekoko on 2–3 mm.

Kemia:

Voimakkaasti LREE- ja LILE-rikastunut intermediaarinen syväkivi, jossa matala Cr, Ni ja Mg#. (Koostumusdata julkaisematon Mikkola ja Heilimo)

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Änäkäisen seurue: määrittelemätön ultramafinen syväkivililodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa. Tunnetaan yksi juoni ja yksi juonenkappale kaakkois-Kuhmossa.

Kuvaus:

Juoni leikkaa arkeista migmatisaatiota, juonenkappale boudinoituneena Nurmeksen seurueen biotiittiparagneississä.

Ikä:

Ei ikämääritystä, mutta isäntäkivien ja deformaation perusteella myöhäisarkeisia.

Tyypipaikka:

JVP\$-2010-53, juoni (Q5342A, E=647391, N=7088680)

JJVE-2010-134, juonenkappale (Q5431C, E=650454, N=7102486).

Litologia:

Ultramafisia sarvivälkevaltaisia, massamaisia, keskirakeisia kiviä.

Kemia:

SiO₂ noin 45 %, siihen suhteutettuna voimakas LILE- ja LREE-rikastuminen. Mg#=60–70. Cr ja Ni selvästi korkeampia kuin muissa seurueen kivissä. (Koostumusdata julkaisematon Mikkola ja Heilimo)

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Jonsan seurue:

Jaakonvaaran kvartsidioriittililodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, Sokojärven vihreäkivijakson länsipuolella, 25 km Lieksan keskustasta kaakkoon.

Nimen alkuperä:

Intruusion eteläpäässä sijaitseva kylä.

Koko:

7*1,5 km.

Kuvaus:

Jonsan seurueen melko homogeeninen syväkivi.

Kontaktit:

Intrusiiviset.

Ikä:

2702±5 Ma.

Tyypipaikka:

KMKI-2009-116 (P5344B, E=669674, N=7000466)

Litologia:

Keskirakeinen, hypidiomorfinen dioriitti-kvartsidioriitti, tummana mineraalina biotiitti ja sarvivälke, paikoin hieman pyrokseenia.

Kemia:

SiO₂=63,3 %, Mg#=46,2, Ba+Sr=1899 ppm, K₂O/Na₂O=0,57, Cr=98, Ni=26 (analyysi 93002485, Rasilainen ja muut 2007). Koostumuksessa sanukitoidisia piirteitä, mutta mm. matalahko LREE rikastuminen (La_N=72) sopii paremmin Jonsan seurueeseen.

Viitteet:

Rasilainen ja muut 2007, tämä julkaisu.

Jonsan seurue:

Emonvaaran tonaliittililodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, 8 km Lieksan keskustan itäpuolella.

Nimen alkuperä:

Mäki, josta toinen intruusiosta oleva ikänäyte on otettu.

Koko:

3*3 km.

Kuvaus:

Keskirakeinen kvartsidioriitti-tonaliitti.

Kontaktit:

Intrusiiviset.

Ikä:

Kaksi ikämääritystä: 2749±6 Ma ja 2748±7 Ma LAMS, U-Pb zirkonista.

Tyypipaikka:

KMKI-2009-224 (P5432F, E=661101, N=7024540)

Litologia:

Keskirakeinen kvartsidioriitti-tonaliitti, tummana mineraalina hydratumisasteen mukaan vaihtelevasti pyrokseenieja, sarvivälkettä ja biotiittiä.

Kemia:

SiO₂=52,8–62,9 %, Mg#=47,9–51,5, Ba+Sr=1062–1261 ppm, K₂O/Na₂O=0,24–0,32.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Jonsan seurue: Teerisuon tonaliittilodeemi

Sijainti: Lentuan kompleksissa, itärajan lähellä 45 km Kuhmon keskustasta kaakkoon, jatkuu Venäjän puolelle.

Nimen alkuperä:

Intruusion alueella oleva suo.

Koko:

3*8 km.

Kuvaus:

Suuntautunut syväkivi, jossa suhteellisen paljon tummia mineraaleja.

Kontaktit:

Eivät paljastuneita.

Ikä:

Ei ikämäärittystä, myöhäisarkeinen.

Tyypipaikka:

EPHE-2011-48 (Q5341F, E=658076, N=7082028)

Litologia:

Keskirakeinen pääasiassa biotiittipitoinen, voimakkaasti suuntautunut. Tummia mineraaleja varsin paljon.

Koostumus todennäköisesti kvartsidioriitista tonaliitin kautta granodioriittiin. Deformaatio paikoin hyvinkin voimakasta ja tekee kiven gneissimäiseksi.

Kemia:

Todennäköisesti Jonsan seuruetta. HREE-jakauman muoto sopii paremmin siihen Haasianvaaran seurueeseen, vaikka muuten kemialliset piirteet eivät ole erityisen vahvoja Jonsan seurueelle. SiO₂=65,6 %, Mg#=45,7, Ba+Sr=428 ppm, K₂O/Na₂O=0,33, Yb_n=5,4.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Jonsan seurue:

Lehmikankaiden kvartsidioriittilodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, itärajan lähellä 40 km Kuhmon keskustasta itäkaakkoon.

Nimen alkuperä:

Metsäalue suuremman intruusion alueella.

Koko:

Kaksi pientä intruusiota, 3*3km ja 1*0,5 km.

Kuvaus:

Suhteellisen homogeeninen ja paljon biotiittia sisältävä keskirakeinen granulaarinen kivi.

Kontaktit:

Ei ole löydyntä paljastuneita kontakteja.

Ikä:

Ei ikämäärittystä, myöhäisarkeinen.

Tyypipaikka:

JJVE-2010-199 (Q5431E, E=658663, N=7103068)

Litologia:

Homogeeninen selkeästi ympäristöstä erotettava granulaarinen, muurilaastirakenteinen, paljon biotiittia sisältävä kvartsidioriitti-tonaliitti. Päämineraalien lisäksi havaittavissa kalimaasälpää, apatiittia, magnetiittia ja sekundäärisiä mineraaleja. Koko intruusio on heikosti suuntautunut. Litodeemin sisällä nuorempia graniittisia juonia ja silmämääräisesti Haasianvaaran seurueen TTG-tyypisiä kappaleita.

Kemia:

Osoittaa koostumukseltaan vain vähän heterogeenisyyttä. Varsin edustava Jonsan seurueen kvartsidioriitti.

SiO₂=56,9–66,4 %, Mg#=39,1–47,4,

Ba+Sr=1000–1187 ppm, K₂O/Na₂O=0,48–0,59, Cr<27 ppm, Ni=17–23 ppm, Yb_n=3,7–5,5.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Jonsan seurue:

määrittelemätön kvartsidioriittilodeemi

Sijainti:

Kaikilla Suomen arkeisilla alueilla.

Kuvaus:

Litodeemi sisältää ne tarkemmin luokittelemattomat Jonsan seurueen jäsenet, joissa ei ole pyrokseenia.

Kontaktit:

Intruusiiviset.

Ikä:

Myöhäisarkeinen.

Litologia:

Mineralogia vaihtelee dioriitista tonaliittiin, pääosan ollessa kvartsidioriitteja.

Koostumus:

Pääosin intermediäärisiä syväkiviä, jotka eroavat sanukitoideista matalamman LREE-, K₂O- ja Ba+Sr-pitoisuutensa johdosta.

Kuohattijärven seurue

Sijainti:

15 km Nurmeksen keskustan koillispuolella, karttalehdellä Q5313B.

Nimen alkuperä:

Järvi, jonka poikki vihreäkivijakso kulkee.

Koko:

8*0,5 km.

Kuvaus:

Voimakkaasti deformatiivinen, luode-koillinen-suuntainen kapea vihreäkivijakso.

Kontaktit:

Ympäristön vanhempiin granitoideihin tektoniset, 2,7 Ga:n ikäiset juonet leikkaavat.

Ikä:

Leikkaussuhteiden perusteella vanhempi kuin Konivaaran seurueen granitoidit eli 2,7 Ga, maksimi-ikä avoin.

Litologia:

Kuohattijärven vihreäkivijakso koostuu pääosin voimakkaasti suuntautuneista mafisista vulkaniiteista, jotka ovat voimakkaasti deformatiiviset ja ovat ulkoasultaan raitaisia amfibolitteja.

Biotiittiparagneissit ovat migmatisoitumattomia ja voimakkaasti suuntautuneita. Ne esiintyvät jakson länsireunalla ja ovat runsaimpia jakson pohjoispäässä. Molempia näistä yksiköistä leikkaavat 2,7 Ga:n ikäiseen Konivaaran seurueeseen kuuluvat leukogranitoidit. Jaksoon kuuluu myös serpentiniittiyksiköitä, jotka ovat runsaimpia Kuohattijärven pohjassa ja on lävistetty kairauksin.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Kuohattijärven seurue: määrittelemätön biotiittiparagneissilitodeemi

Sijainti:

Kuohattijärven vihreäkivijakson länsikontaktissa.

Koko:

7*0,2 km.

Kuvaus:

Kapea, mutta kuitenkin melko jatkuva sedimenttinen yksikkö vihreäkivijakson yhteydessä.

Kontaktit:

Länsipuolen granitoideihin tektoninen, mafisiin vulkaniitteihin konformi?

Ikä:

Leikkaussuhteiden perusteella vanhempi kuin Konivaaran seurueen granitoidit eli 2,7 Ga, maksimi-ikä avoin.

Tyypipaikka:

STHA-2011-160 (Q5313B, E=624200, N=7061580)

Litologia:

Hieno - pienirakeinen biotiittiparagneissi, jonka koostumusvaihtelu saattaa paikoin olla alkuperäistä kerroksellisuutta. Päämineraalit kvartsi, biotiitti ja plagioklaasi. Aksessoriset mineraalit zirkoni ja apatiitti. Mikrokooppinen rakenne lepidoblastinen ja granoblastinen.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Kuohattijärven seurue: määrittelemätön mafinen vulkaniittilitodeemi

Sijainti:

Kuohattijärven vihreäkivijakson pääosa.

Koko:

8*0,4 km.

Kuvaus:

Heterogeeninen, paljastumalla raitainen amfiboliitti, jonka koostumusvaihtelu saattaa osin olla alkuperäistä kerroksellisuutta.

Kontaktit:

Ympäristön granitoideihin tektoninen, biotiittiparagneisseihin konformi?

Ikä:

Leikkaussuhteiden perusteella vanhempi kuin Konivaaran seurueen granitoidit eli 2,7 Ga, maksimi-ikä avoin.

Tyypipaikka:

Mafinen osa: ASM\$-2008-1052 (Q5313B, E=623206, N=7060692)

Komatiittinen osa: STHA-2011-276 (Q5313B, E=623168, N=7060214)

Litologia:

Mikrokooppinen rakenne granoblastinen, raekoko tyypillisesti pieni- tai hienorakeinen. Päämineraalit aina plagioklaasi ja sarvivälke, joissain muuttuneemmissa näytteissä myös epidootti ja biotiitti. Aksessorisina mineraaleina esiintyy titaniittiä, kvartsiä, opaakkia, karbonaattia ja zirkonia. Yksikköön kuuluu myös pienialaisesti serpentiinitisiä osia litodeemin itälaidalla.

Kemia:

Mafisten vulkaniittien koostumus ei merkittävästi poikkea Lentuan kompleksin muista vulkaniiteista

vaan ne ovat koostumukseltaan basaltteja ja basalttisia andesiitteja. Serpentiinitit ovat koostumukseltaan komatiitteja.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Sokojärven seurue

Sijainti:

25 km Lieksan keskustan kaakkoispuolella, karttalehdillä P5431G, P5433A ja P5344B.

Nimen alkuperä:

Kylä vihreäkivijakson pohjoislaidalla.

Koko:

7*5 km.

Kuvaus: Sokojärven vihreäkivijakso koostuu pääosin voimakkaasti suuntautuneesta mafisesta vulkaniitista ja biotiittiparagneissistä.

Kontaktit:

Osin intrusiiviset, osin tuntemattomat.

Ikä:

Leikkaussuhteiden perusteella vanhempi kuin Jaakonvaaran kvartsidioriitti (2702±5 Ma), maksimi-ikä avoin.

Litologia:

Voimakkaasti deformoituneita ja ulkoasultaan raitaisia vulkaniitteja sekä biotiittiparagneissejä. Biotiittiparagneissit ovat paikoin migmatisoituneet ja sisältävät granaattia. Raitainen rautamuodostuma muodostaa muutaman kymmenen metriä vahvan kerroksen biotiittiparagneissien yhteydessä. Eri kivilajit kuvattu erillisinä litodeemeina.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Sokojärven seurue: määrittelemätön raitainen rautamuodostumalitodeemi

Sijainti:

Sokojärven vihreäkivijakson biotiittiparagneissien yhteydessä.

Koko:

900*40 m.

Kuvaus:

Raitainen, muutaman kymmenen metriä paksu kerros kvartsi-granaatti-grüneriittiveä eli ns. silikaattifasieksen rautamuodostumaa.

Kontaktit:

Konformisti saman seurueen biotiittiparagneississä.

Ikä:

Leikkaussuhteiden perusteella vanhempi kuin Jaakonvaaran kvartsidioriitti (2702±5 Ma), maksimi-ikä avoin.

Tyypipaikka:

KMKI-2009-388 (P5433A, E=668734, N=7004499)

Litologia:

Päämineraalit ovat vahvasti aaltosammuva kvartsi, granaatti ja grüneriitti. Tavallisesti on mukana myös sarvivälkettä, usein sekundaarisena syherönä, mutta myös hyvin tummana ja terveenä. Paikoin on vähän ortopyrokseenia. Joskus sekä grüneriitti että sarvivälke ovat sekundaarisena massana, jossa esiintyy kookkaampina rakeina kvartsiä ja poikiloblastisia granaatteja. Lisäksi on havaittu

vaihtelevasti opaakkeja, lähinnä magnetiittia ja rautakiisuja, sekä aksessorisesti turmaliinia, apatiittia, fluoriittia ja zirkonia. Mineraalikoostumus vaihtelee raidoittain, joskin voimakas deformaatio on sekoittanut ja tuhonnut primääristä kerroksellisuutta. Pääosin kivi on hienorakeista, granoblastista, mutta myös usean millimetrin rakeista koostuvia raitoja esiintyy.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Sokojärven seurue: määrittelemätön mafinen vulkaniittilodeemi

Sijainti:

Sokojärven vihreäkivijakso.

Koko:

7*5 km.

Kuvaus:

Sokojärven seurueen mafinen vulkaniitti on koostumusraitaista amfiboliittia, joka paikoin muistuttaa deformatunutta tyynytaavaa.

Kontaktit:

Ympäristön syväkivet intrudoivat paikoin, osin tuntemattomat.

Ikä:

Leikkaussuhteiden perusteella vanhempi kuin Jaakonvaaran kvartsidioriitti (2702±5 Ma), maksimi-ikä avoin.

Tyypipaikka:

JVP\$-2007-72 (P5433A, E=671803, N=7005120).

Litologia:

Yksiselitteisiä säilyneitä primäärirakenteita ei seurueen litodeemista tunneta. Päämineraaleina on aina plagioklaasi ja sarvivälke, paikoin myös diopsidi ja biotiitti. Aksessorisina mineraaleina tavataan kvartsia, opaakkeja, apatiittia, karbonaattia ja zirkonia. Mikrokooppinen rakenne on granoblastinen ja lepidoblastinen.

Kemia:

Koostumukseltaan vulkaniitit ovat tholeiittisia.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Sokojärven seurue: määrittelemätön biotiittiparagneissilodeemi

Sijainti:

Runsaimmillaan Sokojärven vihreäkivijakson kaakkoispäässä.

Koko:

3*1,5 km

Kuvaus:

Sokojärven biotiittiparagneissi on lievästi migmatisoitunut.

Kontaktit:

Osin intrusiiviset, osin tuntemattomat.

Ikä:

Leikkaussuhteiden perusteella vanhempi kuin Jaakonvaaran kvartsidioriitti (2702±5 Ma), maksimi-ikä avoin.

Tyypipaikka:

JVP\$-2007-91 (P5344B, E=672077, N=7001990).

Litologia:

Melko voimakkaasti suuntautunut biotiittiparagneissi, jossa monin paikoin granaattia. Mikrokooppinen rakenne on granoblastinen ja lepidoblastinen. Vaihtelevasti migmatisoitunut, paikoin koostumusvaihtelua, mikä saattaa heijastaa alkuperäistä kerroksellisuutta.

Viitteet:

Tämä julkaisu.

Saari-Kiekin seurue

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, Venäjän rajalla, 45 km Kuhmon keskustasta itään.

Nimen alkuperä:

Järvi vihreäkivijakson länsipäässä.

Kuvaus:

Arkeinen pääosin mafisista vulkaniiteista koostuva yksikkö, jossa paikoin nähtävissä poikkeuksellisen hyvin säilyneitä primäärirakenteita.

Koko:

10*2 km, jatkuu Venäjän puolelle.

Kontaktit:

Tektonisoituneet.

Ikä:

Myöhäisarkeinen.

Litologia:

Koostuu Luukkosen (1989) mukaan kolmesta stratigrafisesta yksiköstä. Nykyisessä kartassa esitetty kuitenkin vain kahtena litodeemina, koska uudet alustavat tulokset viittaavat siihen että alin breksiakonglomeraatti puuttuu kokonaan tai on ainakin aiemmin esitettyä selvästi pienialaisempi.

Viitteet:

Luukkonen 1989, tämä julkaisu.

Saari-Kiekin seurue: määrittelemätön mafinen vulkaniittilodeemi

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, Saari-Kiekin vihreäkivijaksossa.

Koko:

8*2 km.

Kontaktit:

Ympäristöön tektonisoituneet, konglomeraattiyksiköihin konformit.

Ikä:

Myöhäisarkeinen.

Tyypipaikka:

EJL\$-1978-85 (Q5432H, E=666370, N=7119425)

Litologia:

Tuffeja ja tuffiitteja sekä agglomeraattisia, mantelirakenteisia, varioliittisia, massiivisia ja breksioituneita laavoja.

Kemia:

Komatiittisia basaltteja, Mg-tholeiitteja ja basaltteja, vähäisemmissä määrin andesiitteja. Koostumuksessa havaittavissa merkkejä kuoren kontaminaatiosta.

Viitteet:

Luukkonen 1989.

**Saari-Kiekin seurue: määrittelemätön
vulkanoklastinen konglomeraattilitodeemi**

Sijainti:

Lentuan kompleksissa, Saari-Kiekin vihreäkivijakson eteläkontaktissa ja keskellä välikerroksina.

Koko:

9*0,5 km.

Kontaktit:

Ympäristöön tektonisoituneet, mafiseen vulkaniittiin konformit.

Ikä:

Myöhäisarkeeinen.

Tyypipaikka:

PIM\$-2012-14 (Q5432H, E=666066, N=7118398)

Litologia:

Palloina sekä ympäristön granitoideja että vulkaanisia kappaleita. Pallojen koko <100 cm. Sekä klasti- että matriksikannatteisia tyyppejä. Matriksina vulkaanista materiaalia. Paikoin hiekkaisia välikerroksia.

Viitteet:

Luukkonen 1989.

Tässä tutkimusraportissa on esitetty Lentuan kompleksin eteläosien kallioperäkartoituksen tulokset. Tutkimusalueen pinta-ala on yli 7 500 km² ja se sijaitsee pääosin Lieksan, Nurmeksen ja Kuhmon kaupunkien alueella. Työssä on käytetty soveltuvin osin hyväksi aiempien tutkimusten aineistoja, minkä lisäksi on tehty yli 16 000 uutta kallioperähavaintoa. Raportissa on kuvattu alueen kivilajeja, niiden rakenteita sekä kemiallista koostumusta. Alueen kallioperäkartta mittakaavassa 1:200 000 on raportin liitteenä.

This Report of Investigation contains the results of the bedrock mapping of the southern parts of the Lentua complex. The study area covers over 7,500 km² and is located mainly in three cities: Lieksa, Nurmes and Kuhmo. Previous results were used to the appropriate extent and over 16,000 new bedrock observations were made. Different rock types, their structures and chemical compositions are described in the report. The bedrock map of the area, on the scale 1:200,000 is to be found in the appendixes of the report.