

GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS

Tutkimusraportti 157

GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND

Report of Investigation 157

Mikko Nironen

KESKI-SUOMEN GRANITOIDIKOMPLEKSI

Karttaselitys

Summary: Central Finland Granitoid Complex – Explanation to a map

Espoo 2003

Nironen, Mikko 2003. Keski-Suomen granitoidikompleksi. Karttaselitys. Summary: Central Finland Granitoid Complex – Explanation to a map. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti – *Geological Survey of Finland, Report of Investigation 157*. 45 pages, 14 figures, two tables and one appended map.

The Central Finland Granitoid Complex (CFGC) covers an area of about 44 000 km². The geological knowledge of the complex has been based on 1 : 400 000 scale maps from the early 20th century, later 1 : 100 000 scale maps that cover half of the area, and graduate theses. The majority of the complex was remapped mainly during 1993–1994.

Felsic rocks, especially granites and granodiorites, are predominant rocks. Mafic rocks are sparse and their composition is generally dioritic. The plutonic rocks of the CFGC were classified based on mineral composition, texture, and degree of deformation. They may be divided into *synkinematic* and *postkinematic* with respect to prominent deformation in the CFGC area. Structural studies suggest that the prominent, regional D₂ deformation resulted from compression in the (present) north-south direction.

The CFGC forms the core of the Arc complex of western Finland. The oldest rocks in the CFGC area are 1.92–1.91 Ga gneissic tonalites which are remnants of the Primitive arc complex of central Finland. The synkinematic plutonic rocks, with 1.89–1.88 Ga ages, crosscut the supracrustal rocks within and adjacent to the CFGC. The tonalites, granodiorites and mafic plutonic rocks appear to be the oldest plutonic rocks. The gradation of some subvolcanic rocks into synkinematic plutonic rocks indicates that the plutonic and subvolcanic rocks are both part of the synkinematic magmatic event. The postkinematic rocks are almost coeval with the synkinematic rocks in the eastern part (1885–1875 Ma) but slightly younger in the western part (~1870 Ma).

Both even-grained and porphyritic granites are common in the CFGC. In the porphyritic granites there is a gradation from those with sporadic feldspar phenocrysts to granites in which the phenocrysts are in contact with each other; the term *cryst-supported* is introduced for this kind of magmatic cumulus texture. The size of the phenocrysts varies from 1–3 cm up to 5 cm. Postkinematic granites are generally coarse-grained or have a *cryst-supported* texture.

Synkinematic granodiorites are the most common plutonic rocks in the CFGC. Their degree of deformation varies from slight preferred orientation to pervasive foliation that may be folded. Tonalites are also synkinematic; they are especially abundant in the western part of the complex. The even-grained varieties of both rock types typically contain small mafic magmatic enclaves. While the tonalites are even-grained there is a gradation from even-grained granodiorites to those with *cryst-supported* texture.

Quartz monzonites are coarse-grained or coarse-porphyritic darkish rocks in which euhedral to subhedral K-feldspar (1–4 cm) and plagioclase (1–1.5 cm) phenocrysts generally form a *cryst-supported* texture. These rocks are almost invariably postkinematic.

Intermediate and mafic plutonic rocks occur as bodies in which quartz monzodiorites, monzodiorites and quartz diorites are the main rock types that grade into each other. Small gabbro-diorite intrusions are found throughout the CFGC area. Some intrusions are clearly layered while others show irregular compositional variation. A few small ultramafic bodies are associated with the gabbros. Some mafic bodies exhibit magma mingling textures with synkinematic granodiorites and tonalites while others are associated with postkinematic granites.

Homogeneous, fine-grained plagioclase- or plagioclase-uralite -phyric rocks of mainly intermediate composition cover a few sized areas. Minor mafic uralite-phyric rocks and felsic quartz-feldspar porphyries are associated with these rocks. The origin of these rocks is equivocal but the gradation of some rocks into plutonic rocks suggests a subvolcanic origin.

The volcanic rocks are generally of intermediate composition and predominantly pyroclastic. Tuffitic quartz-feldspar schists and gneisses occur among other supracrustal rocks throughout the CFGC area. More abundant are migmatitic biotite and biotite-hornblende gneisses that generally lack aluminium silicates, suggesting a major volcanic component also in these rocks. Turbiditic mica schists are found in the southern part of the CFGC.

The supracrustal rocks adjacent to the CFGC were generally metamorphosed at amphibolite facies conditions (~5 kbar pressure) but granulite grade was attained in the northeastern part of the map area. Peak metamorphism took place 1885–1880 Ma ago when the synkinematic tonalites and granodiorites were emplaced. The lower amphibolite facies mineral assemblages that are typical in the supracrustal and subvolcanic rocks in the central and western part of the CFGC are possibly retrograde due to late-magmatic fluid circulation.

The trend directions of the major lineaments (faults) in the CFGC area may be grouped grossly into 1) 20°–40°, 2) 120°–135°, and 3) 0°. Group 2 faults deformed the Group 1 faults in southeastern CFGC and contained a dextral horizontal displacement component. Moreover, dextral Group 2 faults were active during emplacement of some synkinematic intrusions and appear to have controlled the emplacement of many postkinematic intrusions; the style of Group 2 faults changed from transpressional to transtensional or extensional during 1880–1870 Ma. The Group 3 faults are interpreted as the youngest major faults in the CFGC area.

Key words (GeoRef Thesaurus, AGI): areal geology, explanatory text, bedrock, Central Finland Granitoid Complex, igneous rocks, granites, diorites, metamorphic rocks, metamorphism, tectonics, absolute age, Proterozoic, central Finland

Mikko Nironen
Geological Survey of Finland, PL 96
FIN-02151 ESPOO, FINLAND

E-mail: Mikko.Nironen@gsf.fi

ISBN 951-690-862-4
ISSN 0781-4240

Vammalan Kirjapaino Oy 2003

Nironen, Mikko 2003. Keski-Suomen granitoidikompleksi. Karttaselitys. *Summary: Central Finland Granitoid Complex – Explanation to a map.* Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti – *Geological Survey of Finland, Report of Investigation 157.* 154 sivua, 14 kuvaa, kaksi taulukkoa ja liitekartta.

Keski-Suomen granitoidikompleksi kattaa noin 44 000 km²:n laajuisen alueen. Geologinen käsitys kompleksista on perustunut 1900-luvun alku-puolella julkaistuihin 1 : 400 000 -mittakaavaisiin karttoihin, uudempiin 1 : 100 000 -mittakaavaisiin karttoihin, jotka kattavat puolet kompleksin alueesta, sekä opinnäytetöihin. Suurin osa kompleksia (noin 41 000 km²) kartoitettiin uudelleen pääasiassa vuosina 1993–1994. Uudistettu kartta kattaa kompleksin lukuun ottamatta sen pohjoisinta osaa.

Syväkivien jaottelussa käytettiin hyväksi mineraalikoostumusta, raken-
netta (hajarakeiden määrää) ja deformatiivisuutta. Felsiset syväkivet, etenkin graniitit ja granodioriitit, ovat vallitsevia. Mafisia syväkiviä on vähän, ja niiden koostumus on yleensä dioriittinen. Syväkivet voidaan jakaa *synkinemaattisiin* ja *postkinemaattisiin* sen mukaan, milloin ne asettuivat paikalleen suhteessa alueella vallinneeseen voimakkaimpaan deformaatio-vaiheeseen. Rakennetutkimusten perusteella tämän alueellisen D₂-deformaation aiheutti pohjois-eteläinen puristus (nykyisessä maantieteelli-
sessä koordinaatistossa).

Sekä tasarakeiset että porfyiriset graniitit ovat yleisiä Keski-Suomen granitoidikompleksissa. Porfyirisissä graniiteissa voidaan nähdä vaihtelua harvoja kalimaasälpähajarakeita sisältävistä kivistä tyyppeihin, joissa kalimaasälpähajarakeet ovat kiinni toisissaan; tällaiselle magmaattiselle kumulusrakenteelle on tässä esityksessä annettu nimi *kidekannatteinen*. Hajarakeiden läpimitta on yleensä 1–3 cm, mutta se voi nousta 5 cm:iin. Postkinemaattiset graniitit ovat yleensä karkearakeisia tai kidekannatteisesti porfyyrisiä.

Synkinemaattiset granodioriitit ovat kompleksin yleisimpiä kiviä. Ne vaihtelevat tasarakeisista kidekannatteisesti porfyyrisiin. Suuntautumisaste vaihtelee heikosta liuskettumisesta 'kiharaiseen' rakenteeseen, jossa läpikotaisliuskeisuus on poimuttunut. Tasarakeisia tonaliitteja esiintyy runsaimmin kompleksin länsiosassa. Tasarakeisissa granodioriiteissa ja tonaliiteissa on tyypillisesti pieniä mafisia sulkeumia, jotka lienevät seura-
usta mafisen ja felsisemmän magman mekaanisesta sekoittumisesta.

Kvartsimontsoniitit ovat karkearakeisia tai karkeaporfyyrisiä, tummahkoja kiviä, joissa omamuotoiset tai osittain omamuotoiset kalimaasälpärakeet (1–4 cm) ja plagioklaasirakeet (1–1,5 cm) muodostavat yleisesti kidekannatteisen rakenteen. Kivet kuuluvat lähes poikkeuksetta postkinemaattiseen ryh-
mään.

Intermediääriset ja mafiset syväkivet muodostavat alueita, joissa kvartsimontsodioriitit, montsodioriitit ja kvartsidioriitit ovat pääkivilajeina ja vaihtuvat toisikseen ilman selviä kontakteja. Pieniä gabro-dioriitti-
koostumuksellisia mafisia intrusioita tavataan eri puolilla kompleksia. Jotkin näistä ovat selvästi kerrosrakenteisia, kun taas toisissa koostumus-
vaihtelu on epäsäännöllistä. Gabrojen yhteydessä on paikoin pieniä ultramafisia yksiköitä. Joissakin gabro-dioriitti-intrusioissa on nähtävissä, että mafinen magma on sekoittunut mekaanisesti synkinemaattiseen granodioriitti-tonaliittimagmaan kanssa. Myös postkinemaattiseen vaihee-
seen liittyy mafista magmatismia. Kartta-alueen koillisosassa on gabroja, jotka ovat nuorempia kuin tämän alueen postkinemaattiset kivet.

Homogeeniset, hienorakeiset intermediääriset kivet, joissa on plagioklaasi-

ja uraliittihajarakeita, kattavat muutaman laajahkon alueen. Näihin kiviin liittyy pienempialaisia mafisia uraliittiporfyyrejä ja felsisiä kvartsi-maasälpäporfyyrejä. Kivien alkuperä on epäselvä, mutta paikoin havaittava vähittäinen vaihtuminen syväkiveksi viittaa siihen, että valtaosa näistä kivistä on puolipinnallisia.

Vulkaaniset kivet ovat yleensä koostumukseltaan intermediäärisiä ja lähes poikkeuksetta pyroklastista alkuperää. Tuffiittiset kvartsi-maasälpäliuskeet ja -gneissit esiintyvät muiden pintasyntyisten kivien kanssa eri puolilla kompleksia. Yleisempiä pintasyntyisiä kiviä ovat kiillegneissit ja migmatiittiset biotiitti- ja biotiitti-sarvivälkegneissit. Näistä puuttuvat yleensä alumiinisilikaatit, mikä viittaa suureen vulkaanisen aineksen osuuteen alkuperäisessä sedimenttiaineksessa. Kompleksin eteläosassa on Tampeleen vyöhykkeen kiviä vastaavia turbidiittisia kiilleliuskeita.

Keski-Suomen granitoidikompleksi muodostaa Länsi-Suomen kaarikompleksin ytimen. Vanhimpia kiviä ovat kompleksin koilliskolkassa sijaitsevat gneissimaiset tonaliitit (1,92–1,91 Ga), jotka ovat arkeista kratonia reunustavan primitiivisen kaarikompleksin jäänteitä. Synkinemaattiset syväkivet, joiden ikä on 1,89–1,88 Ga, leikkaavat sekä kompleksissa sulkeumina olevia että sitä reunustavia pintasyntyisiä kiviä. Tonaliitit, granodioriitit ja mafiset syväkivet lienevät vanhimpia syväkiviä. Paikoin havaittava intermediääristen puolipinnallisten kivien vähittäinen vaihtuminen synkinemaattiseksi syväkiviksi osoittaa, että molemmat kuuluvat synkinemaattiseen magmatismiin. Postkinemaattiset syväkivet ovat kompleksin itäosassa lähes samanikäisiä (1885–1875 Ma) synkinemaattisten kivien kanssa; länsiosassa postkinemaattiset kivet ovat hieman nuorempia (~1870 Ma).

Keski-Suomen granitoidikompleksia ympäröivät kivet ovat yleensä metamorfoituneet amfiboliittifasiuksen olosuhteissa noin 5 kbar:n paineessa, mutta kartta-alueen koillisosassa metamorfoosi on saavuttanut granulittiasteen. Metamorfoosin huippuvaihe saavutettiin 1885–1880 Ma sitten, synkinemaattisten tonaliittien ja granodioriittien asettuessa paikalleen. Alhaisen amfiboliittifasiuksen mineraaliparageneesit, jotka ovat yleisiä kompleksin länsi- ja keskiosan pintasyntyisissä ja puolipinnallisissa kivissä, voivat johtua myöhäismagmaattisesta fluiditoiminnasta.

Keski-Suomen granitoidikompleksin alueella havaittavat merkittävät lineamentit (siirrokset) voidaan jakaa karkeasti kolmeen suuntaryhmään: 1) 20°–40°; 2) 120°–135°; ja 3) 0°. Alueen kaakkoisosassa ryhmän 2 siirrokset leikkaavat ryhmän 1 siirroksia sisältäen oikeakätisen horisontaalisen komponentin. Ryhmän 2 siirrokset olivat aktiivisia eräiden synkinemaattisten granitoidien intrudoituessa, ja ne näyttävät myös kontrolloineen monien postkinemaattisten intruusioiden paikalleen asettumista. Siirrokset muuttuivat siten transpressiivisista transtensionaaliksi tai ekstensionaaliksi aikavälillä 1880–1870 Ma. Ryhmän 3 siirrokset on tulkittu nuorimmiksi siirroksiksi.

Asiasanat (Fingeo-sanasto, GTK): aluegeologia, karttaselitykset, kallio-perä, Keski-Suomen granitoidikompleksi, magmakivet, graniitit, dioriitit, metamorfiset kivet, metamorfoosi, tektoniikka, absoluuttinen ikä, proterotsooinen, Keski-Suomi

Mikko Nironen, Geologian tutkimuskeskus, PL 96, 02151 ESPOO

E-mail: Mikko.Nironen@gsf.fi

SISÄLLYS — CONTENTS

JOHDANTO	9
Aikaisemmat tutkimukset.....	9
Kartoitusstrategia	11
Kartan ja karttaselityksen laadinta	12
GEOLOGINEN YLEISKUVA	13
FELSISET SYVÄKIVET	15
Graniitit	15
Granodioriitit	17
Tonaliitit	19
Kvartsimontsoniitit.....	19
INTERMEDIÄÄRISET JA MAFISET SYVÄKIVET	20
Kvartsimontsodioriitit, montsodioriitit ja kvartsidioriitit	20
Dioriitit ja gabrot	20
ULTRAMAFISET SYVÄKIVET	23
PUOLIPINNALLISET KIVET	23
PINTASYNTYISET KIVET	25
Mafiset vulkaaniset kivet	25
Intermediääriset vulkaaniset kivet	26
Felsiset vulkaaniset kivet	27
Kvartsi-maasälpäliuskeet ja -gneissit	28
Kiilleliuskeet	29
Kiillegneissit	29
IKÄSUHTEET	30
METAMORFOOSI	34
TEKTONIIKKA	36
Rakennetulkintoja	36
Lineamentitulkinta	36
Siirrokset	37
KIITOKSET	38
SUMMARY: Central Finland Granitoid Complex	39
Introduction	39
Geological outline	39
Felsic plutonic rocks	39
Intermediate and mafic plutonic rocks	40
Subvolcanic rocks	40
Supracrustal rocks	41
Age relationships	41
Metamorphism	41
Tectonics	42
KIRJALLISUUSVIITTEET — REFERENCES	43
Liitekarta – Appended map: Keski-Suomen granitoidikompleksi – Central Finland Granitoid Complex. Kallioperäkarta – Bedrock map 1 : 400 000.	

JOHDANTO

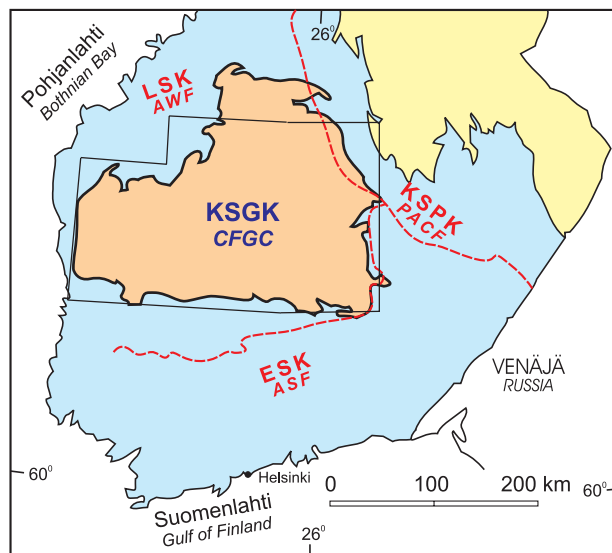
Keski-Suomen granitoidikompleksi muodostaa laaja-alaisen yksikön (noin 44 000 km²; kuva 1), joka kattaa suuren osan Länsi-Suomen läänistä ja Itä-Suomen läänin länsireunan. Kompleksin raja ei ole kaikkialla selvä; etenkin koillis- ja lounaisosissa kompleksin syväkivet vaihtuvat vähitellen ympäröiviksi liuskealueiksi, joissa syväkiviä on runsaasti. Myös alueen nimi on vakiintunut nykyiseen muotoonsa vasta 1990-luvulla.

Geologian tutkimuskeskuksessa (GTK) käynnistettiin vuonna 1992 International Lithospheric Programme -ohjelman osana Global Geoscience Transect -tutkimushanke (ks. Korsman & Korja 1999). Tutkimuksen ytimen muodosti syväseismistä

luotauslinjaa ympäröivä geologinen 'käytävä', joka leikkaa Suomen tärkeimpiä geologisia yksiköitä. Koska 'käytävä' kattaa suuren osan Keski-Suomen granitoidikompleksia, hankkeessa päätettiin kerätä uutta tietoa kompleksin kivilajijakaumasta alueen geologisen kehityksen selvittämiseksi.

Kuva 1. Kartta-alueen sijainti. Sininen alue = svekofennisiä ja nuorempia kiviä, keltainen alue = arkeaisia kiviä. KSGK = Keski-Suomen granitoidikompleksi, ESK = Etelä-Suomen kaarikompleksi, LSK = Länsi-Suomen kaarikompleksi, KSPK = Keski-Suomen primitiivinen kaarikompleksi (Korsman et al. 1997 mukaillen).

Fig. 1. Location of the map area. Blue area = Svecofennian and younger rocks, yellow area = Archean rocks. CFGC = Central Finland Granitoid Complex, ASF = Arc complex of southern Finland, AWF = Arc complex of western Finland, PACF = Primitive arc complex of central Finland (modified from Korsman et al. 1997).

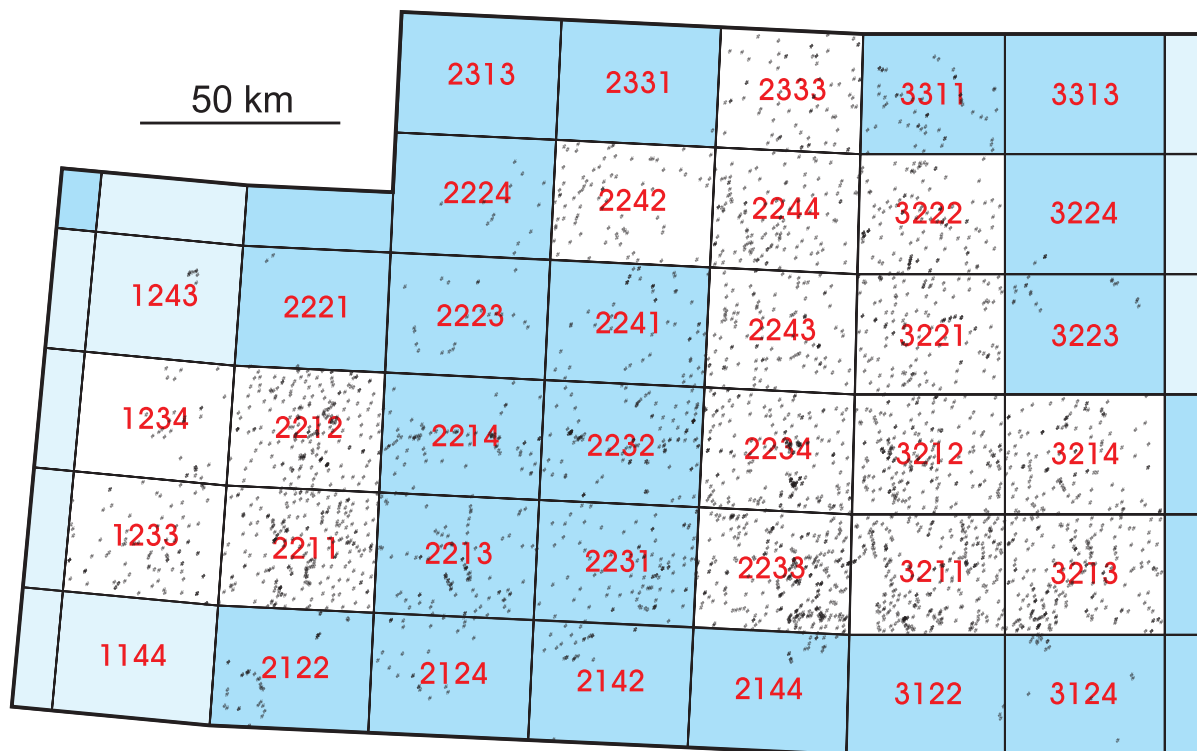


Aikaisemmat tutkimukset

Kompleksin eteläosan kallioperä kartoitettiin 1800-luvun lopulla ja kartat painettiin mittakaavassa 1:400 000 (Frosterus 1900, Sederholm 1903). Samassa mittakaavassa olevat kartat, jotka kattavat kompleksin pohjoisosan, julkaistiin 1930-luvulla (Saksela 1934, Wilkman 1935). Peruskarttamittakaavasta (1:100 000) kartoitusta on tehty 1940-luvun lopulta lähtien, mutta etenkin kompleksin keskiosassa kartoitus ei ole edennyt järjestelmällisesti. Tähän lienee vaikuttanut näkemys, että feldisten ja intermediäärin syväkivien luonnehtima alue on malminetsinnällisesti mielenkiinnon. Julkaistut 1:100 000 -mittakaavaiset kartat kattavat noin puolet kompleksin alueesta (kuva 2).

Kartoituksen lisäksi Keski-Suomen granitoidikompleksin alueella on tehty kohdetutkimuksia,

mutta näiden kohtalaisen suuresta määrästä huolimatta alue on kokonaisuudessaan ollut heikosti tunnettu. Wilkman (1936) julkaisi tutkimuksen Saarijärven puolipinnallisista kivistä. Wahl (1963) kuvasi eräitä alueen pyrokseenipitoisia granitoideja sekä Lahti (1985) pyrokseenipitoisten granitoidien rapautumisilmiöitä. Laitakaran (1969) tutkimat Hämeen diabaasijuonet ulottuvat Oriveden alueelle. Pro gradu- ja liseniaattitöitä on tehty Honkajoen Perämaan gabrosta (Rämö 1986), kompleksin reuna-alueen geologiasta Kankaanpään eteläpuolella (Söderholm 1978) ja Seinäjoen eteläpuolella (Mäkitie 1990), Ikaalisten Heittolan alueen vulkaniiteista (Salli 1948), Mustajärven pintasyntyisistä kivistä (Walden 1952), Kurun Haukkamaan vulkaniiteista (Tiainen 1983), Oriveden ja Juupajoen graniiteista



Kuva 2. Havaintopistekartta Keski-Suomen granitoidikompleksista. Kuvassa on tummemmalla sinisellä ne alueet, joilta on julkaistu 1 : 100 000 -mittakaavaiset karttalehdet, vaaleammalla sinisellä alueet, joilta kartta on vielä julkaisematta tai joilla kartoitus on käynnissä, sekä valkealla alueet, joilta on olemassa vain 1 : 400 000 -mittakaavainen kartta. Kuvassa näkyvät myös 1 : 100 000 -mittakaavaisten karttalehtien numerot.

Fig. 2. Observation sites from the Central Finland Granitoid Complex. The areas with available 1 : 100 000 scale map sheets are shown by darker blue, the areas where map sheets are not available or where mapping is going on are shown by lighter blue, and the areas where only 1:400 000 scale map is available are shown by white. 1 : 100 000 scale map sheet number are also shown.

(Selonen 1994), Kaipolan gabrosta (Sandholm 1970), Tammijärven liuskeista (Karppanen 1970), Joutsan granodioriitista (Kallio 1983), Kangasniemen pohjoisosan liuskeista (Ikävalko 1981), Petäjaveden graniitista (Rouhunkoski 1957, 1959), Haapamäen alueen geologiasta (Pekkarinen 1965), Jyväskylän alueen geologiasta (Syvänen 1952, Hangala 1982), Rautalammin pohjoispuolisista gneisseistä (Lahtinen 1988), Vesannon alueen graniitin intruusiomekanismista (Södergård 1985), Tervon Saarisen alueen mafisista syväkivistä (Ekdahl 1974), Tervon alueen kallioperän rakenteista (Pajunen 1985, 1986), Pielaveden Petäjjärven alueen geologiasta (Rantala 1983) sekä Viitasaaren Kärnän alueen geologiasta (Rasilainen 1984).

Helsingin yliopistossa toiminut Porfyryriprojekti tutki mineralisaatioita ja niitä ympäröiviä syväkiviassosiaatioita mm. Viitasaaren Mäntylän alueella sekä Jyväskylän pohjoispuolella (Nurmi et al. 1984).

Front ja Nurmi (1987) vertasivat kompleksin syväkivien geokemiallista luonnetta liuskealueiden syväkivien geokemiaan. Nironen ja Bateman (1989) sekä Nironen ja Front (1992) selvittivät eräiden intruusioiden paikalleenasettumismekanismeja ja -järjestystä. Keski-Suomen teollisuuskiviselvityksessä (1989) on koottu tiedot kompleksin keskiosan rakennus- ja teollisuuskivitutkimuksista. Viimeaikaisia töitä kompleksin alueelta ovat Selosen (1998) väitöskirja, jossa on tutkittu mm. Oriveden graniitin käyttömahdollisuuksia rakennuskivenä, sekä Mäkitien ja Lahden (2001) tutkimus kompleksin reunassa olevan Luovan kvartsimontsoniitin kontaktiaureolista. Elliott ja muut (1998), Nironen ja muut (2000) sekä Rämö ja muut (2001) tutkivat Keski-Suomen granitoidikompleksin ns. postkinemaattisten syväkivien (ks. s. 12) mineraalikemiaa, geokemiaa ja isotooppikemiaa.

Kartoitusstrategia

Suunnitteluvaiheessa päätettiin jättää kartoittamatta kompleksin pohjoisosa, jonka kivilajinimistöä ym. oli uudistettu jo Mid-Norden-projektissa. Kartoitusalueen (noin 41 000 km²) sijainti ilmenee

kuvassa 1. Mittakaavassa 1:100 000 olevat kallioperärakartat, jotka kuuluvat kokonaan tai osittain kartoitusalueeseen, on esitetty taulukossa 1.

Taulukko 1. Kartta-alueelta julkaistut 1:100 000 mittakaavaiset kallioperärakartat ja niiden selitykset.

Table 1. Published 1:100 000 map sheets and their explanations over the map area.

Karttalehden numero ja nimi	Karttaselityksen tekijä, julkaisuvuosi	Kartan tekijä, julkaisuvuosi
2122 Ikaalinen	Huhma, Salli, Matisto (1952a); Virransalo, Vaarma (1993)	Huhma, Salli, Matisto (1952b)
2124 Viljakkala-Teisko	Simonen (1953)	Simonen (1952)
2142 Orivesi	Laitakari (1986)	
2144 Kaipola	Laitakari (1973)	
2213 Kuru	Matisto (1960)	Matisto (1961)
2214 Virrat	Marmo (1965a)	Marmo (1965b)
2221 Jalasjärvi	Lahti, Mäkitie (1990)	
2222 Seinäjoki	Neuvonen (1961); Mäkitie, Lahti, Alviola, Huuskonen (1991)	Mäkitie, Lahti (1991)
2223 Alavus	Tyrväinen (1970)	Tyrväinen (1984)
2224 Kuortane	Tyrväinen (1971)	Tyrväinen (1984)
2231 Mänttä	Laiti (1976)	Sjöblom (1990)
2232 Keuruu	Marmo (1963a)	Marmo (1963b)
2241 Ähtäri	Marmo, Laiti (1970)	Sjöblom (1984)
2313 Alajärvi	Pipping (1979)	Vaarma, Pipping (1997)
2331 Kyyjärvi	Pipping, Vaarma (1993)	
3122 Joutsa	Kallio (1982)	Kallio (1986)
3124 Hirvensalmi	Kallio (1988)	
3142 Mikkeli	Simonen, Niemelä (1980)	Simonen (1982)
3223 Rautalampi	Pääjärvi (2000a)	Pääjärvi (2000b)
3224 Karttula	Pääjärvi (1991)	Pääjärvi (2000b)
3311 Viitasaari	Pipping (1966)	Pipping (1972)
3313 Vesanto	Pääjärvi (1985)	Pääjärvi (1991)

Kartoitus aloitettiin vuonna 1993, ja vastuuhenkilönä toimi Mikko Nironen. Työ tehtiin pääosin vuosina 1993 ja 1994, mutta tarkistuskartoituksia tehtiin vuosina 1996, 1998 ja 1999. Kartoitukseen kului aikaa yhteensä 22 kuukautta, ja siihen osallistuivat seuraavat henkilöt:

Paula Kosunen 1993 (3½ kk), 1994 (2 kk)
Reijo Niemelä 1993 (1½ kk)
Mikko Nironen 1993 (2½ kk), 1994 (2½ kk), 1996 (½ kk),
1998 (2 kk), 1999 (½ kk)
Päivi Toikkanen 1993 (½ kk)
Petri Virransalo 1993 (1½ kk)
Pekka Wasenius 1993 (1½ kk), 1994 (1 kk), 1996 (1½ kk)
Brent Elliott 1996 (½ kk), 1998 (½ kk)

Vaikka näytteenotto alueen koon vuoksi keskitytti tienvarsipaljastumiin, pyrittiin havaintopisteistä

luomaan kattava – joskin kartoitusresurssien takia harvako – havaintoverkko. Pistetiheys oli 6–25 havaintoa / 10 km². Kuvasta 2 näkyy, että pääpaino tuli alueille, joista oli olemassa vain 1:400 000 -mittakaavaisia karttoja.

Havaintopisteitä kertyi yhteensä 3206 kpl. Kartoituksen yhteydessä kerättiin 1430 näytettä sekä teetettiin 397 ohuthiettä. Pistelaskuun perustuva modaalikoostumus laskettiin 90 ohuthieestä. Kemiallinen analyysi teetettiin GTK:n kemian laboratoriossa 192 näytteestä, jotka oli kerätty pääasiassa ns. postkinemaattisen ryhmän intrusioista (ks. Nironen et al. 2000). Lisäksi kerättiin näytteitä isotoopitutkimuksia varten (ks. Rämö et al. 2001). Havainnot tallennettiin GTK:n WINKALPEA-tietokantaan. Mikko Nironen, Eira Kuosmanen ja Pekka Wasenius tuottivat numeerisen kartan ArcView-ohjelmalla.

Kartan ja karttaselityksen laadinta

Kallioperäkartan mittakaava on 1 : 400 000. Kartan laadinnassa käytettiin hyväksi alueelta olemassa olevia aeromagneettisia matalalentokarttoja. Kartan viimeistelyn aikana oli käytettävissä eräiden GTK:n kartoitus- ym. hankkeiden havainto- ja mittausaineistoa kartoitusalueelta sekä petrofysiikan näyterekisteri. Yhteensä kartoitusalueelta oli käytettävissä noin 31 000 havaintopistettä. Kartan laadinnassa käytettiin myös hyväksi alueelta tehtyjä opinnäytteitä sekä GTK:n malmiosaston havaintoja. Koska kartoittajia oli useita ja nimitykset näin ollen vaihtelivat hieman kartoittajan mukaan, lopullisen määrityksen teki Mikko Nironen pistelaskun (ensisijainen kriteeri), palanäytteiden ja havaintolomakkeiden perusteella tulosten yhdenmukaistamiseksi (alkuperäinen määritys on WINKALPEA-tietokannassa).

Syväkivien jaottelussa on käytetty hyväksi mineraalikoostumusta (Streckeisen 1973), rakennetta (hajarakeiden määrää) ja deformatumista. Kun ennen 1970-luvun puoliväliä julkaistuissa karttalehtiselostuksissa olevista pistelaskutuloksista on tehty uudet tulkinnat Streckeisenin (1973) luokittelun mukaan, on ilmennyt, että gabroiksi nimetyt kivet sijoittuvat yleensä kvartsidioriitti- tai kvartsigabrokenttään, dioriitit kvartsidioriiteiksi tai tonaliiteiksi ja kvartsidioriitit tonaliiteiksi tai granodioriiteiksi. Sama piirre oli havaittavissa myös kartoituksen aikaisissa kenttänimityksissä.

Kartassa sellaiset kivet, joissa hajarakeita on vain siellä täällä, on merkitty tasarakeisiksi. Joissakin porfyirisissä syväkivissä on maasälpähajarakeita niin paljon että nämä ovat kontaktissa toisiinsa. Tällaista magmaattista kumulaattirakennetta nimitetään tässä esityksessä *kidekannatteiseksi*; rakenne vastaa klastikannatteisten sedimenttien ja sedimenttikivien rakennetta. Rakenteella on ollut merkitystä intruusion paikalleen asettumisen aikana, sillä kidekannatteisen rakenteen kehittyminen on aiheuttanut kiteytyvän magman viskositeetin merkittävän kohoamisen.

Kartoituksen aikana kävi ilmi, että syväkivet voidaan jakaa kahteen ryhmään niiden mineralogian, deformatumisen ja leikkaussuhteiden perusteella. Ryhmä intruusioita leikkaa ympäröiviä syväkiviä ja niissä olevia vallitsevia rakenteita. Kompleksin syväkivet on jaoteltu *synkinemaattisiin* ja *postkinemaattisiin* sen mukaan, missä vaiheessa ne ovat asettuneet paikalleen suhteessa alueella vallinneeseen voimakkaimpaan deformaatioon; synkinemaattiset kivet ovat yleensä ainakin jossakin määrin suuntautuneita, kun taas postkinemaattiset kivet ovat heikosti suuntautuneita tai suuntautumattomia. Deformatumisasteessa on päällekkäisyyttä,

mutta tietyt geokemialliset ja mineralogiset piirteet (mm. aksessorisen fluoriitin esiintyminen; Elliott et al. 1998, Nironen et al. 2000) sekä kompleksin reunassa olevan postkinemaattisen intruusion leikkaussuhteet (Mäkitie & Lahti 2001) vahvistavat, että edellä mainittua, kenttäkartoituksessa tehtyä jakoa voidaan käyttää. Postkinemaattiset kivet ovat myös muita syväkiviä alkalisempia (Nironen et al. 2000). Postkinemaattiseen ryhmään on liitetty myös eräät intruusiot, jotka on 1 : 100 000 karttalehtiselityksissä kuvattu heikosti deformatumiksi ja jotka selitysten mukaan sisältävät fluoriittia aksessorisena mineraalina. Kompleksin alueella on kolmisenkymmentä postkinemaattiseksi tulkittua intruusiota, mutta kartoituksen tarkentuessa niitä löytyy todennäköisesti lisää.

Kartalla on erotettu omaksi yksikökseen muutama graniitti, joka poikkeaa leikkaussuhteen, raekoon tai värin puolesta ympäröivästä graniitista; näistä ei merkkien selitysosassa ole erikseen mainintaa. Useimmat näistä graniiteista kuuluvat postkinemaattiseen ryhmään. Juonia ei kartalle ole merkitty (poikkeuksena Saran juoni, ks. s. 24).

Porfyyrusten felsisten ja intermediääristen puolipinnallisten ja vulkaanisten kivien raja on määritelty kvartsihajarakeiden esiintymisen mukaan sen vuoksi, että ne on helppo tunnistaa paljastamalla. Siten maasälpäporfyryri on intermediäärinen mutta kvartsi-maasälpäporfyryri felsinen. Noudatettu erottelu asettuu SiO₂-pitoisuuden mukaan tarkasteltuna suunnilleen dasiittisten kivien puoliväliin. Nimikettä 'porfyriitti' ei ole käytetty, koska se ei ole yleisessä kansainvälisessä käytössä.

Puolipinnallisten kivien erottaminen vulkaanisista tuffeista ja massamaisista, uudelleen kerrostuneista tuffeista on kentällä usein sangen vaikeata, eikä mikroskooppinen tarkastelukaan selkeytä kuvaa. Puolipinnalliset kivet ovat yleensä homogeenisiä, ja niiden hajarakeet ovat omamuotoisia ja hyvin säilyneitä. Myös vulkaniiteissa ja jopa uudelleen kerrostuneissa tuffeissa on omamuotoisia hajarakeita, mutta niissä näkyy myös kerrostumisen aiheuttamaa koostumusvaihtelua ja raitaisuutta.

Suomen kallioperäkartassa (1:1 000 000; Korsman et al. 1997) on käytetty hyväksi kartoitustuloksia kompleksin alueelta. Siinä oleva kivilajijakauma poikkeaa kuitenkin jonkin verran nykyisestä kartasta, koska kivilajitulkinta oli tuon kartan valmistumisen aikaan vielä keskeneräinen. Suomen kallioperäkarttaan kompleksin alueelle merkityt hierontovyöhykkeet perustuvat pääasiassa aeromagneettiseen korkealentomittausaineistoon, jonka erotuskyky ei riitä lineamenttien tarkkaan paikantamiseen.

Alueen pintasyntyiset kivet ovat metamorfoitu-

neet, ja niiden kuvauksissa on jätetty 'meta'-etuliite pois. Nimike 'kiilleliuske' kattaa sekä psammiittiset grauvakat että vuorottelevia peliittisiä ja psammiittisiä kerroksia sisältävät kivet, ja näiden kivilajien karkeampia, usein migmatiittisiä vastineita nimitetään

tään kiillegneisiksi. Välikerroksina olevat konglomeraatit, mustaliuskeet jne. on kuvattu näiden nimikkeiden alla. Tekstissä on aluekuvauksiin liitetty suluissa ko. karttalehden numero.

GEOLOGINEN YLEISKUVA

Keski-Suomen granitoidikompleksi kuuluu svekofenniseen (Keski- ja Länsi-Suomen kaarikompleksiin (Korsman et al. 1997) ja muodostaa kaarikompleksin ytimen (Kuva 1). Keski-Suomen granitoidikompleksin graniiteista ja granodioriiteista ennen kartoituksen aloittamista julkaistut zirkoni-iat sijoittuvat aikajaksolle 1,89–1,88 Ga (Huhma 1986, Kallio 1986, Patchett & Kouvo 1986, Pääjärvi 1991). Vanhempia zirkoni-ikiä (1,92–1,91 Ga; Korsman et al. 1984, Vaasjoki & Sakko 1988) on saatu Rautalammin–Karttulan alueen gneissimäisistä tonaliiteista, jotka kuuluvat arkeeista kratonia reunustavaan primitiiviseen kaarikompleksiin. Granitoidikompleksia on vaikea rajata tällä alueella, koska nuorempi magmatismi ulottuu kaarikompleksien rajan yli; kaarikompleksien raja ei ole sama kuin granitoidikompleksin raja.

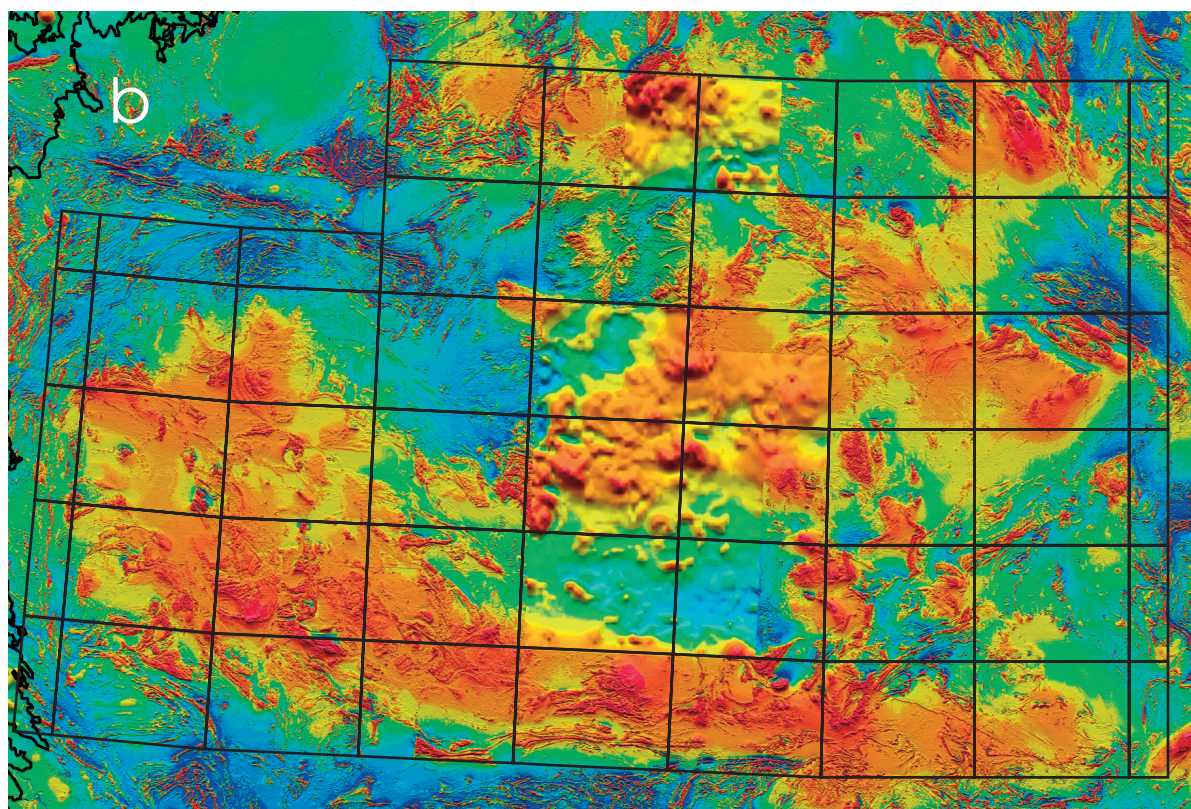
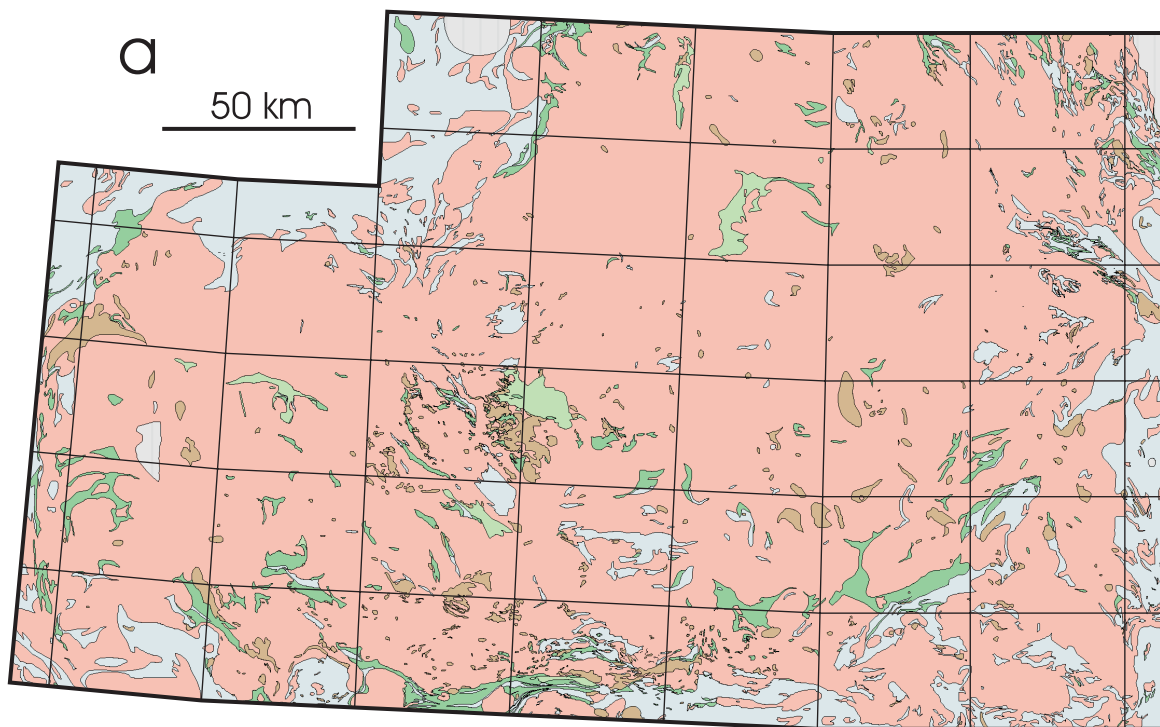
Keski-Suomen granitoidikompleksi rajautuu eteläosastaan Tampereen vyöhykkeeseen, joka koostuu hyvin säilyneistä vulkaanisista ja sedimenttisyntyisistä kivistä. Viljakkalan ja Oriveden välillä olevia kiviä ovat kuvanneet mm. Seitsaari (1951), Simonen (1952), Ojakangas (1986) ja Kähkönen (1989, 1999) sekä niiden rakenteita Nironen (1989a, 1989b) ja Kilpeläinen (1998). Rakenteellisesti kivet muodostavat synformin, jonka vaaka-asentoinen akseli on itä-läntinen. Synformin muodostumista on Kähkönen (1999) mukaan edeltänyt ylityöntö vyöhykkeen eteläosassa, mutta rakenne voi myös olla varhaisen kuoren venymisen aiheuttama (ks. Kilpeläinen 1998). Viljakkalan basalttiset laavakivet ovat stratigrafisesti alimmaisina, ja niiden päällä on turbidiittisiä sedimenttikiviä (Kähkönen & Nironen 1994). Turbidiittien joukossa on intermediaarisia vulkaniklastisia kiviä, joiden määrä lisääntyy stratigrafiassa ylöspäin siirryttäessä ja joiden luonne

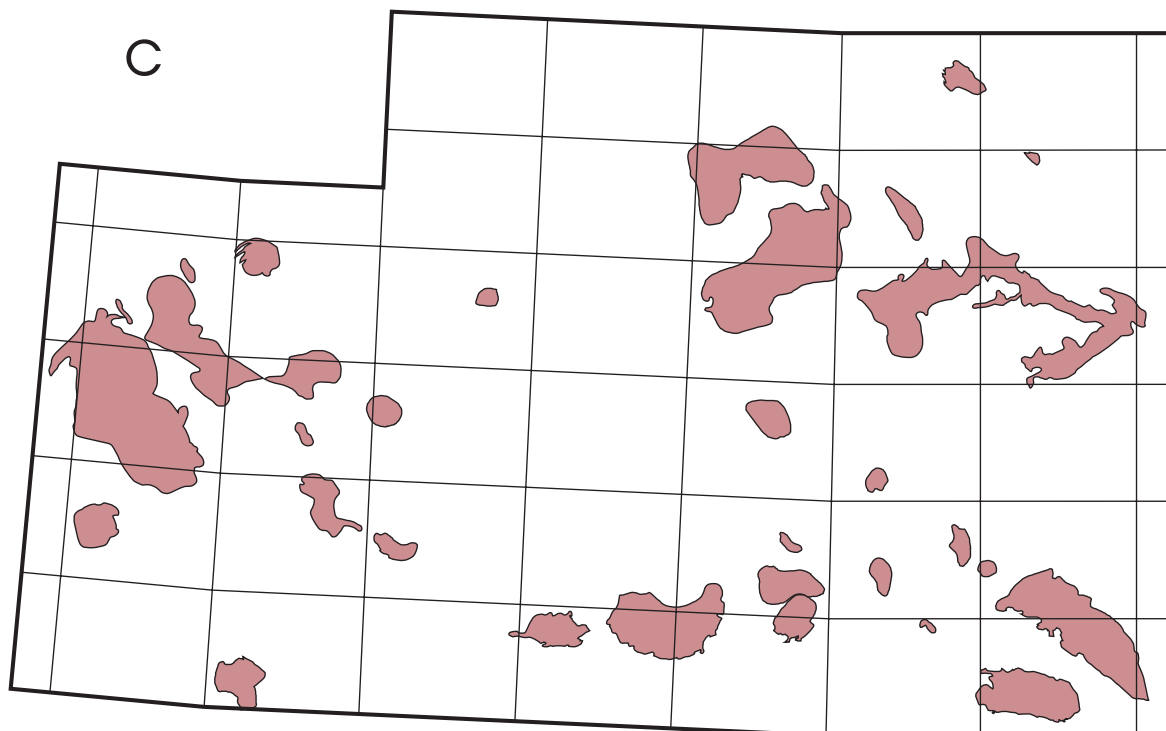
muuttuu selkeämmin vulkaaniseksi (Kähkönen 1999). Ylinnä ovat Takamaan laavakivet ja pyroklastiset kivet, jotka vaihtelevat koostumukseltaan basalttisista andesiittisiin.

Kompleksin itäpuolella on pääasiassa sedimenttisyntyisiä kiviä, jotka ovat metamorfoituneet korkeammassa lämpötilassa kuin Tampereen vyöhykkeen kivet. Siirrokset ovat aiheuttaneet alueelle metamorfisen lohkorakenteen (Korsman et al. 1984).

Kuten Keski-Suomen granitoidikompleksin nimi osoittaa, syväkivet ja etenkin graniittiset ja granodioriittiset kivet ovat vallitsevia (kuva 3a). Mafisten syväkivien määrä on vähäinen, ja yleensä niiden koostumus on dioriittinen. Selkeästi pintasyntyisiksi luokiteltavia kiviä on kompleksin alueella vähän. Vulkaaniset kivet ovat koostumukseltaan pääasiassa intermediaarisia.

Mafiset syväkivet ja vulkaniitit, osa intremediäärisistä vulkaniiteista sekä eräät magnetiittipitoiset graniitit erottuvat selvänä positiivisina anomaliaina aeromagneettisella kartalla (kuva 3b). Postkinemaattiset intruusiot (kuva 3c) näkyvät aeromagneettisella kartalla tasaisina alueina, jotka ovat yleensä negatiivisia anomaliaita. Alueen eteläosassa itälänsisuunnassa kulkevan leveän positiivisen anomalian alueella on synkinemaattisia ja postkinemaattisia syväkiviä sekä pintasyntyisiä kiviä. Näiden kivien magneettiset susceptibiliteetit eivät selitä anomaliaa, ja Lahtisen ja Korhosen (1996) mukaan anomalia johtuukin jostakin syvemmillä olevasta lähteestä. Toinen alue, jossa kivilajijakauma ei selitä alueellista positiivista anomaliaa, on kartan keskiosassa; kivet ovat tällä alueella pääasiassa graniitteja ja granodioriitteja, joskin niissä on mafisempia kiviä sulkeumina.





Kuva 3. a) Keski-Suomen granitoidikompleksin kivilajijakauma. Vaaleanpunainen = felsisiä syväkiviä, ruskea = intermediäärisiä ja mafisia syväkiviä, vaaleanvihreä = puolipinnallisia kiviä, tummanvihreä = vulkaanisia kiviä, sininen = sedimenttikiviä. b) Aeromagneettinen kartta Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelta (työstänyt T. Ruotoistenmäki). Ne alueet, joilta on olemassa vain korkealentoaineistoa, näkyvät keskellä pehmeärajisina. c) Keski-Suomen granitoidikompleksin postkinemaattiset intrusiot. Fig. 3. a) Rock types in the Central Finland Granitoid Complex. Pink = felsic plutonic rocks, brown = intermediate and mafic plutonic rocks, light green = subvolcanic rocks, dark green = volcanic rocks, blue = sedimentary rocks. b) Aeromagnetic map of the Central Finland Granitoid Complex (processed by T. Ruotoistenmäki). Areas with only high altitude data are seen in the center with smooth pattern. c) Postkinematic rocks of the Central Finland Granitoid Complex.

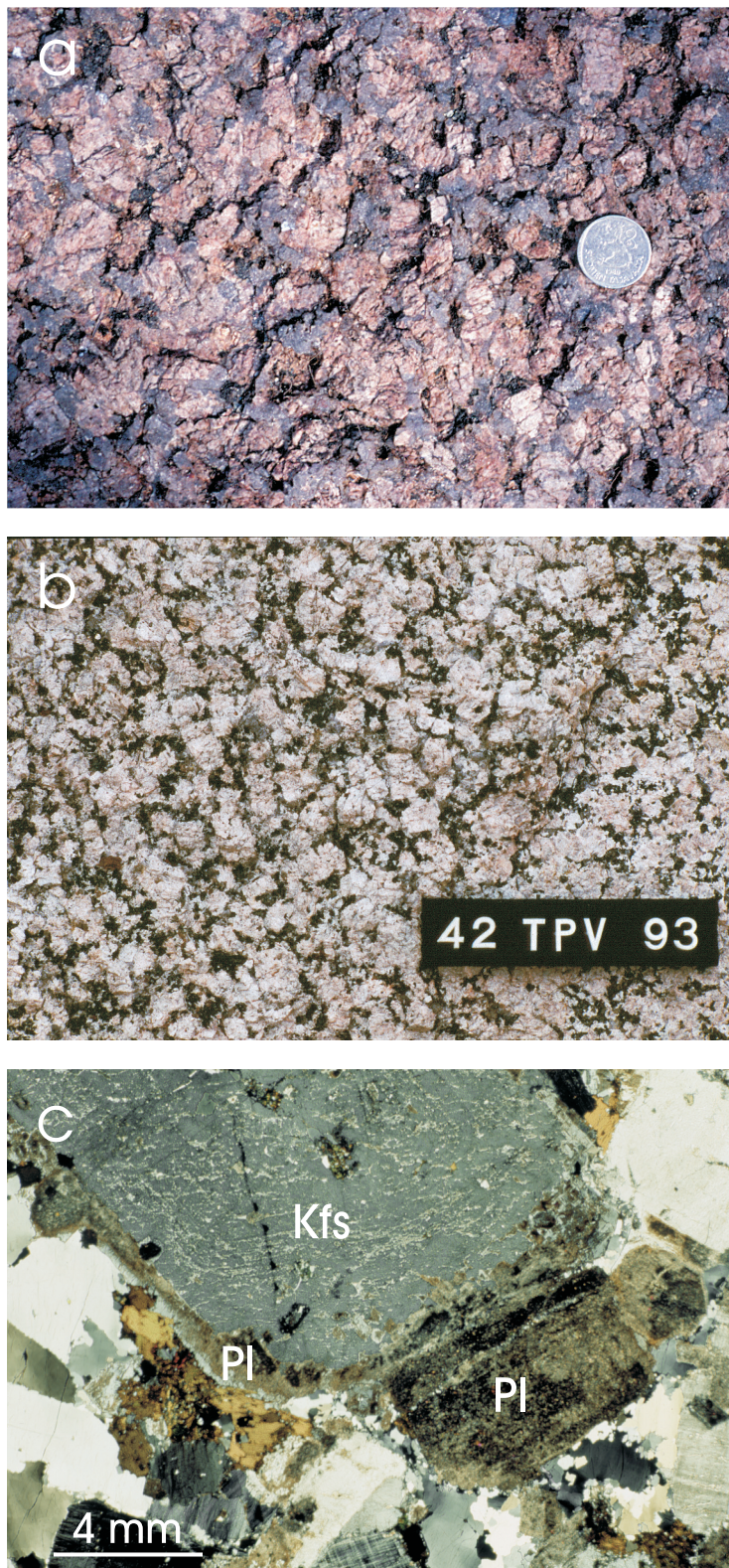
FELSISET SYVÄKIVET

Graniitit

Graniitit on jaettu oheisessa kartassa pyrokseenipitoisiin, tasarakeisiin ja porfyryisiin sekä synkinemaattisiin ja postkinemaattisiin. Graniitit ovat vaihtelevan asteisesti suuntautuneita mutta harvoin gneissimäisiä. Niissä on sulkeumina hienorakeista tummaa ainesta (intrudoitumisen aikaisia juonen kappaleita tai vulkaniittia), mutta granodioriiteille ja tonaliiteille tyypilliset pyöreähköt mafiset sulkeumat ovat harvinaisia. Leikkaavat apliittiset osueet sekä apliitti- ja pegmatiittijuonet ovat yleisiä graniiteissa, postkinemaattisissa graniiteissa niitä on vähemmän. Apliittiosueet ovat pienialaisia, eikä niitä ole merkitty erikseen kartalle.

Tasarakeiset graniitit vaihtelevat pienirakeisista (raekoko 1–3 mm) karkearakeisiin (raekoko 10–20 mm). Pienirakeiset graniitit voivat olla punerta-

via tai harmaita; Mustajärven kaakkoispuolella (karttalehdellä 2212) oleva punertava, postkinemaattinen graniitti on rajattu kartalla harmaasta, pienirakeisemmasta tyypistä. Karkearakeiset graniitit ovat yleensä postkinemaattisia. Mm. Isojoen (1234) postkinemaattisesta graniitista, jonka kalimaasälpärakeiden läpimitta kasvaa 3 cm:iin (kuva 4a), on paikoin vaikea päätellä, onko kivi karkearakeinen vai porfyryinen. Päämineraaleja tasarakeisissa graniiteissa ovat kalimaasälpä, kvartsi, plagioklaasi, biotiitti; sarvivälke on aksessorinen tai puuttuu kokonaan. Muita aksessorisia mineraaleja ovat apatiitti, titaniitti, zirkoni ja opaakkimineraalit sekä postkinemaattisissa graniiteissa fluoriitti. Apliittisissa tyypeissä on tavallista graniittia runsaammin kvartssia, ja tummat mineraalit ovat yleensä aksessorisia.



Kuva 4. Keski-Suomen granitoidikompleksin postkinemaattisia graniitteja. a) Karkearakeinen graniitti. Kolikon läpimitta 2,4 cm. Perämaa (x = 6895.58, y = 1566.22). b) Porfyyrinen graniitti. Huomaa kidekannatteinen kumulusrakenne, jossa hajarakeet ovat kiinni toisissaan. Laatan pituus 12 cm. Petäjävesi (x = 6906.55, y = 2562.25). c) Mikroskooppikuva porfyyrisen graniitin kalimaasälvästä (Kfs), jota plagioklaasi (Pl) reunustaa. Ristiin polarisoitu. Karstula (x = 6967.20, y = 2544.60).
Fig. 4. Postkinematic granites of the Central Finland Granitoid Complex. a) Coarse-grained granite. Diameter of coin 2.4 cm. b) Porphyritic granite. Note the 'cryst-supported' cumulus fabric in which the phenocrysts are in contact with each other. Length of code bar 12 cm. c) Microphotograph of a porphyritic granite with K-feldspar (Kfs) megacryst mantled by plagioclase (Pl). Crossed polarizers.

Porfyirisissä graniiteissa on kalimaasälpähajarakeita, jotka ovat pyöreähköjä tai osittain oma-
muotoisia ja joiden läpimitta vaihtelee 1–3 cm:stä
aina 5 cm:iin. Näiden lisäksi on pienempiä ja har-
vemmassa olevia plagioklaasihajarakeita, joiden
läpimitta on 0,5–2 cm. Graniitit vaihtelevat harvoja
hajarakeita sisältävistä kidekannatteisiin (kuva 4b).
Porfyyristä graniittia on sekä synkinemaattisten
että postkinemaattisten syväkivien ryhmissä, ja
näiden erottaminen toisistaan on paikoin vaikeata,
mm. Saarijärven ja Konginkankaan välisellä alueel-
la (3222). Synkinemaattiset porfyyriset graniitit vai-
hettuvat porfyyriseksi granodioriiteiksi usein ilman
selvää leikkaussuhdetta. Sen sijaan karkeaporfyry-
riset, kidekannatteiset tyypit, jotka leikkaavat sivu-
kiviään, kuuluvat yleensä postkinemaattisten kivien
ryhmään. Näissä voidaan nähdä paikoin plagioklaa-
sireunuksen ympäröimiä kalimaasälpähajarakeita
(kuva 4c). Päämineraaleja porfyirisissä graniiteis-
sa ovat kalimaasälpä, kvartsi, plagioklaasi, biotiitti
ja paikoin myös sarvivälke.

Postkinemaattista porfyyristä graniittia on mm.
Jämsän intruusion keskellä (2233). Tällä alueella
kiven koostumus muuttuu siten, että kvartsimontso-
niittinen reunafaasi vaihettuu graniitiksi, jossa val-
litseva mafinen mineraali on sarvivälke (Elliott et al.
1998). Vallitsevaksi mafiseksi mineraaliksi sarvi-
välkkeen sijasta tulee biotiitti kohti intruusion kehiti-
tyneintä osaa, jossa kivi on karkearakeista ja sisäl-
tää runsaasti kvartsia. Tällainen intruusion sisäinen
kivilajivaihtelu lienee yleistä kompleksin alueella.

Pyrokseenipitoista graniittia on Luovan (2221),
Petäjäveden (2234) ja Muuramen (3212) postki-
nemaattisten intruusioiden reunaosissa. Kivi vai-
hettuu Petäjävedellä ja Muuramessa vähitellen ta-
valliseksi graniitiksi, mutta Mäkitien ja Lahden (2001)
mukaan Luovan intruusiosta pyrokseenipitoinen
kvartsimontsoniitti leikkaa pyrokseenigraniittia.
Orto- tai klinopyrokseeni, joka on yleensä muuttunut
osittain amfiboliksi, esiintyy aksessorisena mine-
raalina.

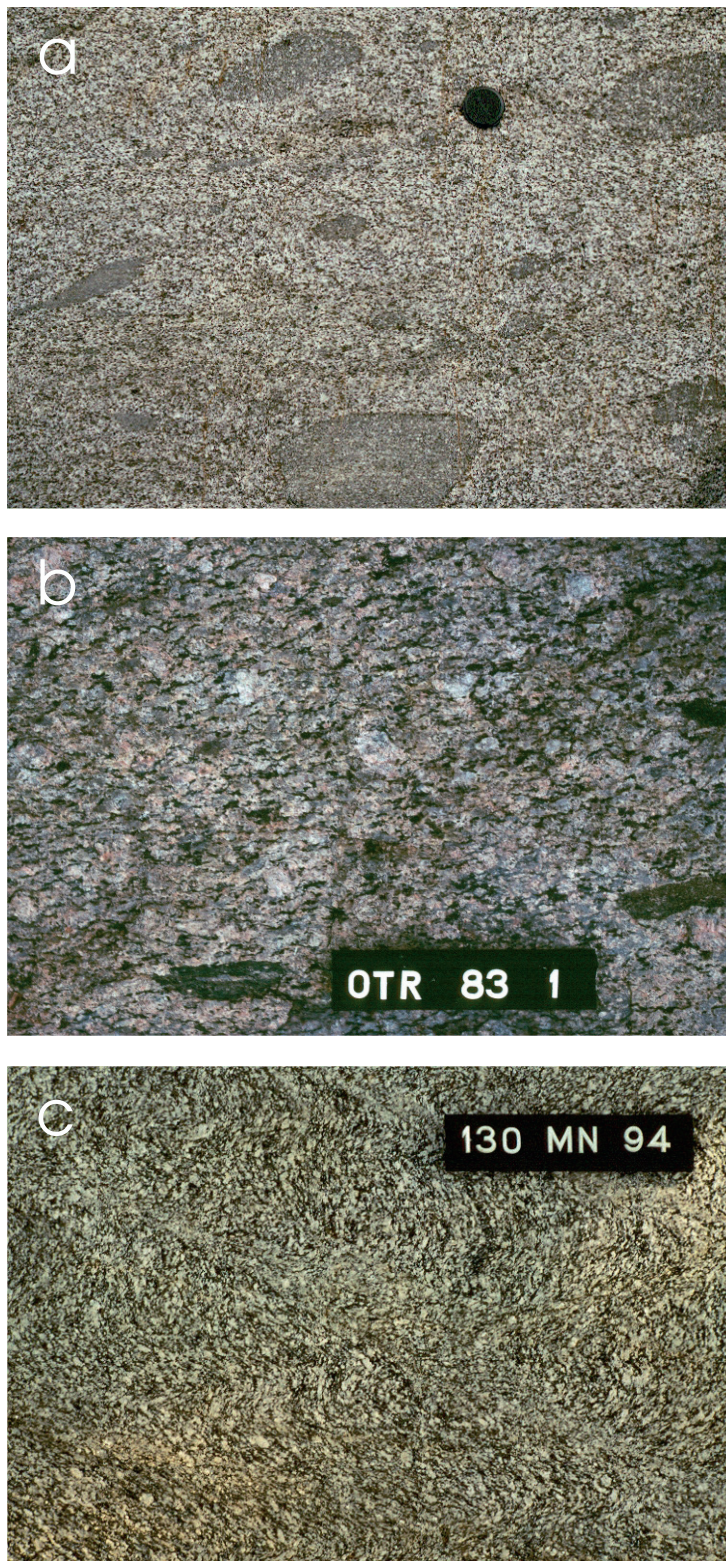
Granodioriitit

Tasarakeiset, keskirakeiset granodioriitit ovat
Keski-Suomen granitoidikompleksin yleisimpiä ki-
viä. Niissä on vaihtelevia määriä pieniä, pyöreitä tai
soikiomaisia, hieman koostumukseltaan vaihtelevia
mafisia sulkeumia (kuva 5a) sekä kooltaan vaihte-
levia tummia, hienorakeisia, kulmikkaita kappaleita,
jotka ovat intrudoitumisen aikaisten juonien tai pin-
tasyntyisten kivien kappaleita (kuva 5b). Pyöreät ja
soikiomaiset mafiset sulkeumat lienevät kiteytynei-
tä mafisen magman kappaleita seurauksena mafi-
sen ja felsisemmän magman mekaanisesta sekoit-
umisesta.

Granodioriitit ovat useimmiten deformatuneita,
mutta niiden suuntautumisaste vaihtelee heikosta
gneissimäiseen. Paikoin läpikotaisliuskeisuus on poi-
muttunut, jolloin rakenne on 'kiharainen'; tällaista
rakennetta tavataan Jämsän länsipuolella (2233 04;
kuva 5c) ja Uuraisten länsipuolella (2243 07). Gneis-
simäistä porfyyristä granodioriittia on karttalehdillä
2243 07 ja 2243 10. Porfyyristä granodioriittia,
jonka läpikotaisuus on poimuttunut, näkyy mm.
tieleikkauksissa Korpilahden lounaispuolella kart-

talehtien 2233 ja 3211 rajalla. Tällä alueella on myös
runsaasti sulkeumia, jotka koostuvat hienorakeises-
ta mafisesta kivestä.

Granodioriiteissa on vaihtelua tasarakeisesta ki-
vestä sellaiseen tyyppiin, jossa on harvassa maasäl-
pähajarakeita, sekä edelleen selvästi porfyyriseen
ja jopa kidekannatteiseen tyyppiin. Porfyyriseksi
granodioriitiksi on nimetty kiveä, jonka perusmassa
on granodioriittinen; runsaasti kalimaasälpähajara-
keita sisältävän kiven kokonaiskoostumus voi siten
olla graniittinen. Porfyyristä granodioriittia on eri-
tyisen runsaasti kompleksin itäosassa, jossa por-
fyyristen kivien määrä on muutenkin suuri. Viita-
saaren ja Tervon välisellä alueella (3311, 3313), on
karkeaporfyyristä granodioriittia, jossa maasälpä-
hajarakeiden läpimitta on suurimmillaan 7 cm ja
joka sisältää pyrokseenia aksessorisena mineraali-
na. Granodioriittien päämineraaleja ovat plagioklaasi,
kvartsi, kalimaasälpä, biotiitti ja sarvivälke. Akse-
sorisia mineraaleja ovat titaniitti, opaakkimineraalit,
apatiitti ja zirkoni.



Kuva 5. Keski-Suomen granitoidikompleksin synkinemaattisia granodioriitteja. a) Tasarakeinen, suuntautunut granodioriitti, jossa on runsaasti soikiomaisia mafisia sulkeumia. Linssinsuojuksen läpimitta 5 cm. Tieleikkaus 4 km Korpilahdelta koilliseen ($x = 6883.58$, $y = 3427.08$). b) Heikosti porfyryrinen, suuntautunut granodioriitti, jossa on terävärajaisia pintakiven tai mafisen juonen kappaleita. Laatan pituus 12 cm. Perämaa ($x = 6891.16$, $y = 1571.91$). c) Gneissimäinen, poimuttunut ja hiertynyt granodioriitti. Laatan pituus 12 cm. Louhos 5 km Jämsästä luoteeseen. ($x=6865.82$, $y=2558.18$).

Fig. 5. Synkinematic granodiorites of the Central Finland Granitoid Complex. a) Even-grained, foliated granite with abundant mafic enclaves. Diameter of lens cover 5 cm. b) Faintly porphyritic, foliated granodiorite with angular xenoliths of supracrustal rock or mafic dike. Length of code bar 12 cm. c) Gneissic, folded and sheared granodiorite. Length of code bar 12 cm.

Tonaliitit

Laajimmat tonaliittialueet ovat kompleksin luoteis- ja länsireunamilla. Kompleksin eteläosassa vanhoilla kallioperäkartoilla kvartsidioriiteiksi merkityt kivet on tulkittu tonaliiteiksi. Tonaliitteja on alueen eteläosissa lohkoissa, joissa on suhteellisen runsaasti pieniä, mafisempia (kvartsidioriittisia, dioriittisia) osueita – tällainen alue on mm. Kihniön kaakkoispuolella (2214). Tonaliiteissa on myös runsaasti pieniä mafisia sulkeumia, jotka lienevät seurausta mafisen ja felsisemmän magman mekaanisesta sekoittumisesta.

Jalasjärven lounaispuolella (221 01) tonaliitti on heikosti magnetoitunut, mutta aeromagneettisessa kartassa erottuu luode-kaakkoisia positiivisia anomalioita. Paikoin tonaliitissa on voimakkaasti graniittituneita kvartsi-maasälpägneissisulkeumia, jotka ovat magnetiittipitoisia. Kivet voivat edustaa tonaliittia vanhempaa, assimiloitunutta kiveä. Nämä graniittituneet kivet voisivat olla mielenkiintoisia

tutkimuskohteita etsittäessä Keski-Suomen granitoidikompleksin vanhimpia osia eli ainesta, josta granitoidimagmat ovat syntyneet.

Tonaliitit ovat keski- ja tasarakeisia, yleensä suuntautuneita kiviä, joiden päämineraaleja ovat plagioklaasi, kvartsi, sarvivälke ja biotiitti. Aksessorisia mineraaleja ovat pyrokseeni (paikoin), kalimaasälpä, titaniitti, opaakkimineraalit, apatiitti ja zirkoni.

Rautalammin pohjoispuolella, Pukkiharjun alueella (3224) on gneissimäistä tonaliittia, joka migmatisoi alueen vulkaniitteja. Tonaliitin ikä on noin 1,92 Ga (Korsman et al. 1984), joten se on osa Keski-Suomen primitiivistä saarikaarta. Suuntautuneen, tasarakeisen kiven päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi ja biotiitti, ja aksessorisina mineraaleina on sarvivälkettä, ortopyrokseenia, kalimaasälpää, magnetiittia, apatiittia, zirkonia ja granaattia (Pääjärvi 2000).

Kvartsimontsoniitit

Kvartsimontsoniitit kuuluvat lähes kokonaan postkinemaattisten kivien ryhmään, jossa ne muodostavat kokonaisia intrusioita tai ovat reunafaaseja (Elliott et al. 1998, Nironen et al. 2000). Kvartsimontsoniitti on yleensä karkeaporfyryistä; karkeata, tasarakeista tyyppiä tavataan Rautalammin-Konneveden alueella (3223). Mafiset sulkeumat ovat harvinaisia. Modaalikoostumukseltaan kivet ovat kvartsimontsoniitteja tai kvartsisyeniittejä – kentällä näiden kahden tyyppin erottaminen on mahdollista. Karkeaporfyryinen kvartsimontsoniitti muistuttaa karkeaporfyryistä graniittia ja vaihettuu täksi kvartsin määrän lisääntyessä; samalla magneettinen susceptibiliteetti vähenee. Leikkaavat pegmatiittijuonet ovat kvartsimontsoniiteissa paljon harvinaisempia kuin graniiteissa.

Maastossa kvartsimontsoniitin tunnistaa tummahkosta, ruskehtavasta rapautumispinnasta (kuva 6), voimakkaasta rapautumisesta sekä kalimaasälpähajarakeista, jotka muodostavat vihertävällä tuoreella pinnalla auringossa heijastavia pintoja. Hajarakeina esiintyy pertiittisen kalimaasälvän (läpimitta 1–4 cm) ohella plagioklaasia (läpimitta 1–1,5 cm). Osittain omamuotoisia maasälpiä on usein niin runsaasti että rakenne on kidekannatteinen. Kalimaasälpähajarakeissa on yleisesti plagioklaasista koostuva reunus. Päämineraaleja ovat kalimaasälpä, plagioklaasi, sarvivälke, orto- ja klinopyrokseeni,

kvartsi sekä biotiitti. Aksessorisina mineraaleina on oliviinia, allaniittia, apatiittia, opaakkimineraaleja ja zirkonia. Oliiviini ja pyrokseeni ovat yleensä muuttuneet osittain tai kokonaan sarvivälkkeeksi, ja primäärinen sarvivälke ja biotiitti esiintyvät kvartsin ohella maasälpien jälkeen kiteytyneinä välitilamineraaleina.



Kuva 6. Postkinemaattinen, porfyryinen kvartsimontsoniitti. Linsinsuojuksen läpimitta 5 cm. Luopa (x = 6946.40, y = 2429.20).

Fig. 6. Postkinematic, porphyritic quartz monzonite. Diameter of lens cover 5 cm.

INTERMEDIÄÄRISET JA MAFISET SYVÄKIVET

Kvartsimontsodioriitit, montsodioriitit ja kvartsidioriitit

Keski-Suomen granitoidikompleksin alkalista luonnetta kuvastaa se, että intermediäärisistä kivilajeista montsoniittiset tyypit ovat suhteellisen yleisiä. Kompleksin länsireunalla, Parran alueella (1243), on karttaan kvartsidioriitiksi merkitty laaja-alainen kivilaji. Kivilajin heterogeenisyyttä kuvastaa se, että kentänimillä vaihtelevat gabro, dioriitti, kvartsidioriitti, kvartsimontsoniitti, tonaliitti, granodioriitti ja graniitti. Kvartsidioriitille ja muille intermediäärisille syväkiville tyypillisiä ovat pitkänomaiset, uraliittihajarakeita sisältävästä kivistä koostuvat sulkeumat, joiden pituus voi olla useita kymmeniä metrejä (Lehtonen et al. 2003). Alue näkyy aeromagneettisella kartalla positiivisena anomaliana, mutta ainoat selvästi magneettiset kivet ovat uraliittihajarakeita sisältävät sulkeumakivet sekä graniitit. Magneettinen anomalia saattaa johtua vanhemmasta, voimakkaasti assimiloituneesta kivistä, jonka jäänteitä sulkeumat ovat. Lehtosen ja muiden (2003) mukaan syväkivissä ei ole näkyvissä voimakkaamman alueellisen deformaation vaikutusta, joten ne ovat luultavasti postkinemaattisia. Koska Parran alueen kivet kuitenkin muistuttavat geokemiallisesti synkinemaattisia granitoideja, niiden tektoninen asema on epäselvä.

Korpilahden länsi- ja pohjoispuolella (2233, 3211) on kolmella pienellä alueella kvartsidioriitiksi merkittyä kiveä, jotka yhdessä muodostavat laajahkon positiivisen anomalian aeromagneettisella kartalla. Kivilajikoostumus vaihtelee kvartsimontsodioriitista kvartsidioriittiin, ja itäisimmän alueen pitkänomainen muoto ja pieni raekoko viittaavat kerrosjuoneen. Tikkakosken kvartsidioriitti (3212) on tasarakeinen, keskirakeinen kivi, joka sisältää mm. klinopyrokseenia ja magnetiittia - jälkimmäinen aiheuttaa korkean magneettisen susceptibiliteetin ja aeromagneettiselle kartalle selvän positiivisen anomalian.

Toivakan etelä- ja itäpuolella (3211) on kaksi mafisten kivien aluetta, joissa kivilaji vaihtelee dio-

riitista kvartsidioriittiin, kvartsimontsoniittiin, kvartsimontsodioriittiin ja granodioriittiin. Kivet ovat suuntautuneita ja paikoin porfyyrisiä. Päämineraaleina ovat yleensä plagioklaasi, sarvivälke, kvartsi ja biotiitti; kalimaasälpä voi olla päämineraalina tai aksessorisena. Muita aksessorisia mineraaleja ovat titaniitti, apatiitti, opaakkimineraalit ja zirkoni. Kivissä on hajarakeina plagioklaasia, montsoniittisisä kivissä myös kalimaasälpää.

Rautalammin–Konneveden alueella (3223) on kvartsimontsoniittien leikkaamaa, kartalle kvartsimontsodioriitiksi merkittyä kiveä, jonka koostumus vaihtelee kvartsimontsodioriitista kvartsimontsoniittiin ja kvartsidioriittiin (Pääjärvi 2000). Kivet ovat homogeenisia ja tasarakeisia kiviä, joissa on paikoin harvakseltaan kalimaasälpähajarakeita. Päämineraaleja ovat plagioklaasi, biotiitti ja kvartsi sekä kivilajista riippuen kalimaasälpä, sarvivälke ja pyrokseeni.

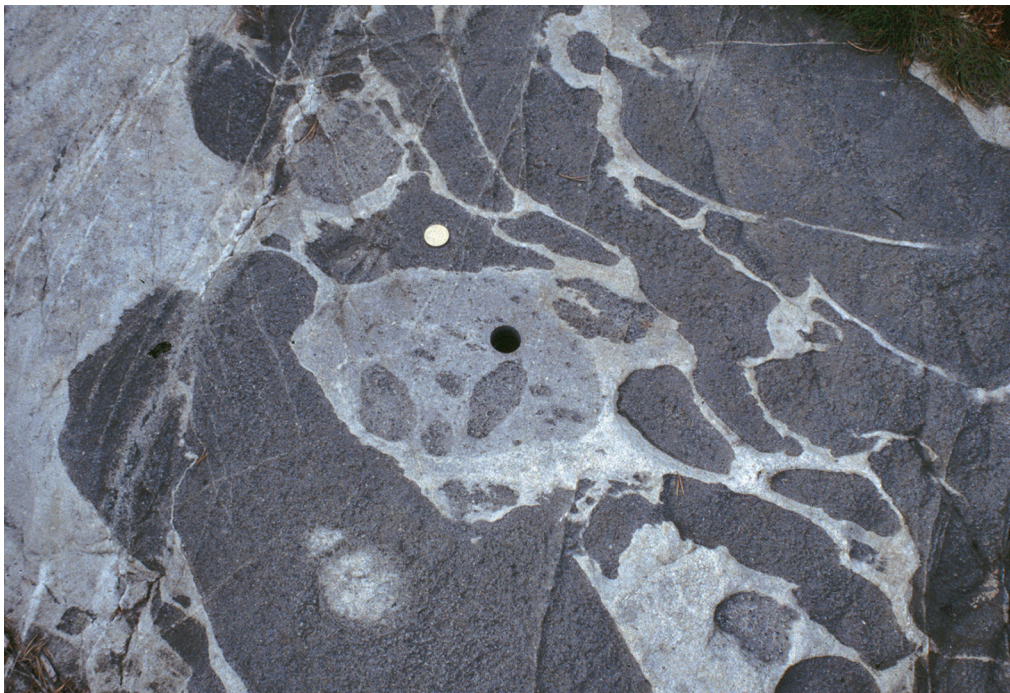
Äänekosken koillispuolella (3221, 3222) on laajahko kvartsidioriitiksi merkitty alue. Wilkman (1938) nimitti kiveä gabroksi, jota kvartsidioriitti-, granodioriitti- ja etenkin porfyyriset graniittijuonet leikkaavat, ja hänen gabroalueensa onkin kartassa jaettu gabroksi, kvartsidioriitiksi, tonaliitiksi ja porfyyriseksi graniitiksi. Kvartsidioriitti on keskirakeista, ja siinä on harvassa osittain omamuotoisia plagioklaasihajarakeita. Koostumus vaihtelee kvartsidioriitista dioriittiin. Kiven subofiittinen rakenne pienine plagioklaasiliistakkeineen luo puolipinnallisen vaikutelman. Kookkaat, poikiliittiset, myöhäismagmaattiset biotiittihajarakeet ja suhteellisen isot apatiittirakeet ovat kivelte tyypillisiä.

Huopanan alueella (3311) on kvartsidioriitiksi merkittyä kiveä, jonka koostumus vaihtelee dioritista tonaliittiin. Keskirakeisen kiven päämineraaleja ovat plagioklaasi, biotiitti ja kvartsi sekä kivilajin mukaan sarvivälke tai ortopyrokseeni. Pippingin (1972) mukaan granodioriitti breksioi reunaosissa mafista syväkiveä.

Dioriitit ja gabrot

Pienehköjä gabro-dioriittikoostumuksellisia intrusioita on koko kompleksin alueella. Mafisen ja synkinemaattisen, granodioriittisen tai tonaliittisen magman mekaanista sekoittumista osoittavia rakenteita voidaan havaita useissa paikoissa, mm. tieleikkauksissa Kurun koillispuolella (2213) ja Vilppulan eteläpuolella (2231; kuva 7).

Perämaan mafinen intrusio (1234), kuten myös sen koillispuolella olevat intrusiot, liittyy geneettisesti Isojoen (Honkajoen) postkinemaattiseen graniittiin (Rämö 1986). Perämaan intrusio koostuu kolmesta gabro-osueesta, joiden välissä on dioriittia, kvartsidioriittia ja tonaliittia. Kumulusmineraaleina on plagioklaasia, oliviinia, ilmenomagneettiä, ilmeniit-



Kuva 7. Synkinemaattisten magmojen mekaanisen sekoittumisen rakenteita Keski-Suomen granitoidikompleksissa. a) Hienorakeinen gabro ja tonaliitti. Huomaa tyynymäisesti kaareilevat kontaktit. Laatan pituus 12 cm. Tieleikkaus 8,5 km Kurusta itäkoilliseen ($x = 6866.05$, $y = 2493.85$). b) Gabro ja granodioriitti. Kuvan keskellä on 'kaksoissulkeuma', jossa on sulkeumakappaleita. Kolikon läpimitta 2,5 cm. Tieleikkaus 8 km Vilppulasta eteläkaakkoon ($x = 6872.05$, $y = 2529.45$)

Fig. 7. Mingling structures of synkinematic magmas in the Central Finland Granitoid Complex. a) Fine-grained gabbro and tonalite. Note the cusped contacts. Length of code bar 12 cm. b) Gabbro and granodiorite. Note the double enclava in the center of the figure. Diameter of coin (bright) 2.5 cm.

tiä, apatiittia ja klinopyrokseenia sekä interkumulus-mineraaleina plagioklaasia, orto- ja klinopyrokseenia.

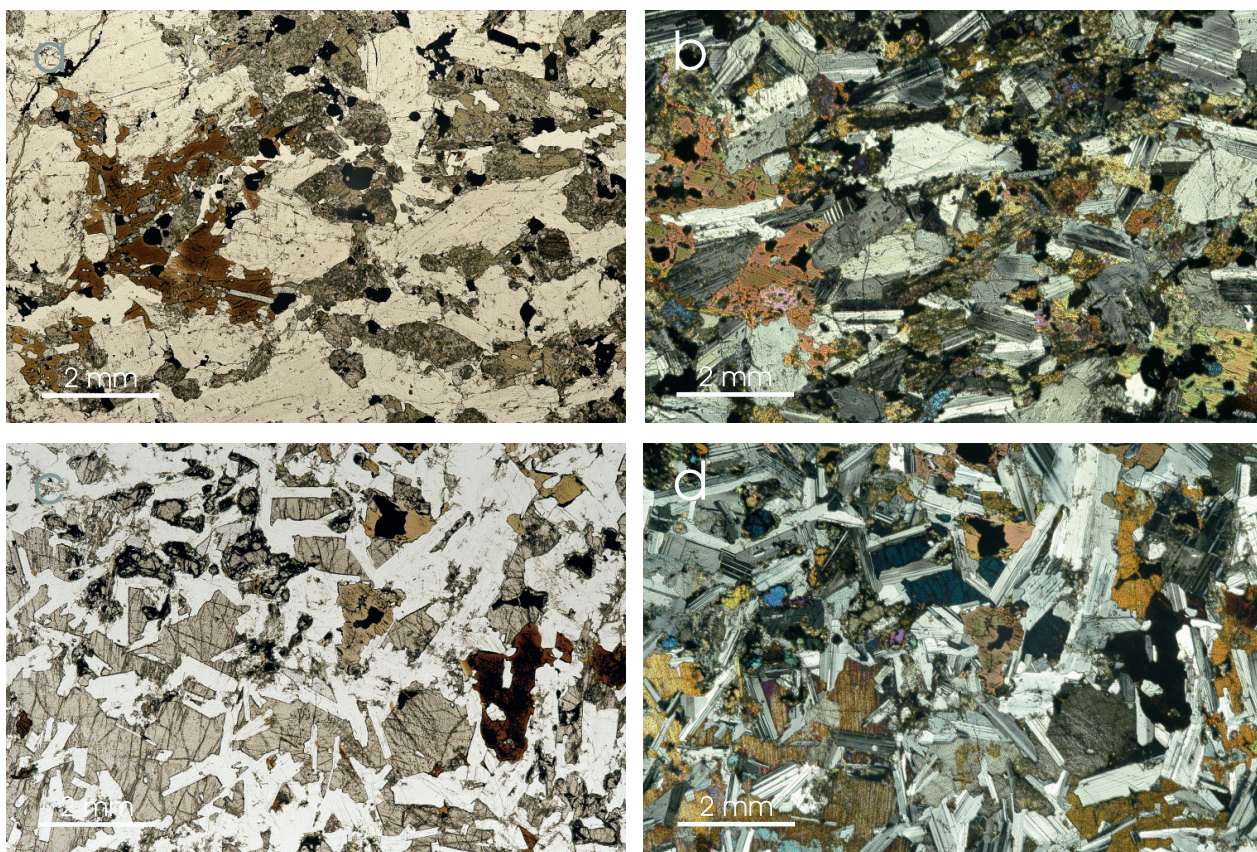
Kompleksin länsireunassa (1243) on Kainaston pitkänomainen gabro-anortosiitti-intruusio, joka erotuu aeromagneettisella kartalla selvänä positiivisena anomaliana. Intruusion kivet ovat lähes deformaattomia, ja gabro-osueiden subofiittinen rakenne viittaa lähellä maanpintaa tapahtuneeseen kiteytymiseen (Lehtonen et al. 2003). Aeromagneettisella kartalla näkyvän anomalian perusteella gabro-anortosiitti leikkaa tonaliittia. Sen ikä ei kuitenkaan ole selvillä, joten on mahdotonta päätellä, kuuluuko gabro-anortosiitti postkinemaattiseen ryhmään vai onko se rapakivien ikäinen.

Kankaanpään (1144) itäpuolella oleva pitkänomainen intruusio on pohjoispäässä gabrokoostumuksellinen mutta muuttuu kaakkoon päin dioriittiseksi. Dioriittisten kivien päämineraaleina ovat plagioklaasi ja sarvivälke (Huhma et al. 1952). Gabro-osueet ovat oliviinigabroa, jonka päämineraaleja ovat

oliviini, ortopyrokseeni, amfiboli ja plagioklaasi.

Kurun itäpuolella (2213) on dioriittia ja kvartsi-dioriittia, joissa on pienialaisia gabro- ja ultramafisia osueita. Dioriitti, johon tässä luetaan Matiston (1961) sarvivälkegastro ja kvartsigastro, koostuu pääasiassa plagioklaasista, sarvivälkkeestä ja biotiitista; kvartsi, apatiitti, opaakkimineraalit ja zirkoni ovat aksessorisia. Biotiitti esiintyy suurehkoina, poikiliittisinä, myöhäismagmaattisina rakeina (kuvat 8a ja 8b). Gabro-osueissa on päämineraaleina pyrokseenia, plagioklaasia ja sarvivälkettä.

Virtain itäpuolella (2214) on laajahko mafisten ja intermediääristen syväkivien alue, jossa kivien koostumus vaihtelee gabrosta tonaliittiin. Valtaosa Marmon (1965) gabroiksi kuvaamista kivistä on nykyisen luokittelun mukaan dioriitteja tai kvartsidioriitteja, ja vastaavasti dioriitit ovat kartassa kvartsidioriitteja tai tonaliitteja. Dioriittien päämineraalit ovat sarvivälke ja plagioklaasi, ja aksessorisina mineraaleina on biotiitti, kvartsi, titaniitti, apatiitti ja magnetiitti.



Kuva 8. Mikrokooppikuvia mafisista syväkivistä Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelta. a) Dioriitti. Vaaleat liistakkeet ovat plagioklaasia, vihertävät mineraalit orto- ja klinopyrokseenia, joka on muuttunut reunoilta amfiboliksi. Isot ruskehtavat, vierasmuotoiset rakeet ovat biotiittia. Tasopolarisoitu. Tieleikkaus Kurusta 6 km itään ($x = 6864.55$, $y = 2492.30$). b) Sama dioriitti kuin kuvassa 8a, mutta ristiin polarisoitu. c) Ofiittinen gabro. Vaaleat liistakkeet ovat plagioklaasia, punertava mineraali klinopyrokseenia, vihertävä mineraali oliviinia ja ruskeanpunainen mineraali biotiittia. Tasopolarisoitu. Kivilouhos 4 km Kangasniemeltä pohjoiseen ($x = 6880.20$, $y = 3481.65$). d) Sama gabro kuin kuvassa 8c, mutta ristiin polarisoitu.

Fig. 8. Photomicrographs of mafic plutonic rocks in the Central Finland Granitoid Complex. a) Diorite. Light laths are plagioclase, greenish minerals are ortho- and clinopyroxene and amphibole, and brown mineral is biotite. Plane polarized light. b) Same diorite as in Fig. 8a, crossed polarizers. c) Ophiitic gabbro. Light laths are plagioclase, reddish mineral is clinopyroxene, greenish mineral is olivine, and red-brown mineral is biotite. Plane polarized light. d) Same gabbro as in Fig. 8c, crossed polarizers.

Makkolan jakson (3213, 3214) eteläosassa on porfyyristä dioriittia. Kivessä on runsaasti n. 1 cm:n läpimittaisia plagioklaasihajarakeita sarvivälkkeestä, plagioklaasista ja kvartsista koostuvassa perusmassassa (Ikävalko 1981). Aksessorisina mineraaleina on apatiittia, titaniittia ja sarvivälkkeen muuttumistuloksena kloriittia.

Kaipolan (2144) soikiomainen gabro, joka on valtaosin veden peittämä, erottuu aeromagneettisella kartalla selväpiirteisenä. Kerrosrakenteisessa intruusiossa, jonka koostumus vaihtelee ultramafisesta dioriittiseen, vuorottelevat pyrokseeniittiset, gabroidiset ja anortosiittiset kerrokset, joiden nuorenemissuunta on luoteeseen (Peltonen & Elo 1999). Pyrokseeniittiset kerrokset sijaitsevat megasyklisten yksikköjen pohjaosissa, kun taas anortosiittiset kerrokset ovat yläosissa. Kumulusmineraaleina on oliviinia, klino- ja ortopyrokseenia, plagioklaasia ja aksessorisista mineraaleista apatiittia ja magnetiittia. Amfibolia on suurina, poikiliittisina, myöhäismagmaattisina rakeina.

Kangasniemen gabrossa (3213) voidaan myös havaita magmaattista kerroksellisuutta. Pienet (pituus 1–2 mm), omamuotoiset plagioklaasiliistakkeet ovat vallitsevia, ja suuret klinopyrokseenirakeet esiintyvät välitiloissa (kuvat 8c ja 8d). Tämä

jopa paljain silmin rapautumispinnalla erottuva ofiittinen rakenne, joka on yleinen muissakin kompleksin itäosan gabrointrusioissa, viittaa lähellä pintaa tapahtuneeseen kiteytymiseen. Kivi on poikkeuksellisen hyvin säilynyt, mitä osoittaa mm. se, että oliviini, joka on paikoin päämineraalina, ei ole juuri muuttunut. Myöhäismagmaattiset, läpimitaltaan 1–2 mm olevat biotiittiliistakkeet ovat tyypillisiä myös itäosan hyvin säilyneille gabroille.

Kartan koillisosassa, Ristisen alueella (3313), on useita gabrointrusioita. Näistä eteläisimmän pääkivilajit ovat pyrokseenigabro, oliviinigabro ja peridotiitti (Ekdahl 1974). Ofiittinen rakenne on yleinen gabroissa. Ristisen alueen pohjoisin gabro on selvästi puolipinnallinen. Rantalán (1983) mukaan tämä gabro leikkaa ympäröivää tonaliittia, ja uudelleen mobiloitunut tonaliitti leikkaa kontaktissa vuorostaan gabroa.

Konginkankaalta (3222) 13 km pohjoiseen oleva gabro poikkeaa selvästi edellä kuvatuista: kivi on yleensä tasarakeista, mutta siinä on paikoin 2–5 mm:n kokoisia plagioklaasirakeita. Päämineraaleina ovat vihreä amfiboli ja plagioklaasi sekä myöhäismagmaattinen biotiitti, joka esiintyy kookkaina, poikiliittisina liistakkeina. Aksessorisina mineraaleina on runsaasti apatiittia ja opaakkimineraaleja.

ULTRAMAFISET SYVÄKIVET

Ultramafisia kiviä on kompleksin alueella vähän, ja ne ovat lähes poikkeuksetta pienialaisina osueina gabrojen sisällä. Laajin esiintymisalue on Virtain itäpuolella (2214), jossa kivi on oliviinipyrokseeniittia. Päämineraaleina on klinopyrokseenia, oliviinia ja vihreätä amfibolia, ja aksessorisina mineraaleina talkkia, titaniittia, apatiittia, magnetiittia ja biotiittia (Marmo 1965).

Kurun itäpuolella on gabroissa pieniä hornblendiittisiä osueita, jotka koostuvat sarvivälkkeestä, plagioklaasista ja biotiitista, joka on sarvivälkkeen muuttumistulos (Matisto 1961). Aksessorisina mineraaleina on kvartsia, opaakkimineraaleja ja apatiittia. Ruoveden luoteispuolella (karttalehtien 2213

ja 2231 rajalla) on gabron yhteydessä oliviinipyrokseeniittia, jossa on päämineraaleina klinopyrokseenin lisäksi oliviinia ja plagioklaasia.

Ristisen alueella (3313) on pyrokseenigabron sisällä pitkänomainen peridotiitti-intruusio. Vain vähän muuttuneen kiven päämineraalit ovat oliviini, ortopyrokseeni sekä klinopyrokseeni, jota tavataan suurina, poikiliittisina rakeina (Ekdahl 1974). Aksessorisia mineraaleja ovat serpentiini, sarvivälke, opaakkimineraalit ja plagioklaasi. Intruusioon liittyy myös peridotiittijuonia.

Viitasaarelta 12 km etelään (3311 04) on gabrossa pieni peridotiitti-intruusio, joka sisältää ns. Ilmolahden nikkelimalmiaisheen (Pipping 1972).

PUOLIPINNALLISET KIVET

Valtaosa granitoidikompleksin keskiosan aiemmissa kartoissa vulkaanisiksi merkityistä kivistä on tulkittu puolipinnalliseksi. Kivet ovat pääasiassa intermediaärisiä ja koostumukseltaan dasiittisia, joskin myös ryoliittisia kiviä tavataan.

Parkanon (2211) ympäristössä on felsistä puoli-

pinnallista kiveä havaittu kahdella alueella. Kovelahden intermediaäriset vulkaniitit vaihettuvat pohjoiseen päin puolipinnalliseksi kiveksi, jota ympäröivä graniitti leikkaa. Kivien välinen ikäsuhde näyttäisi olevan vulkaniitti (vanhin) – felsinen puolipinnallinen kivi – graniitti (nuorin). Myös Häädetjärvellä

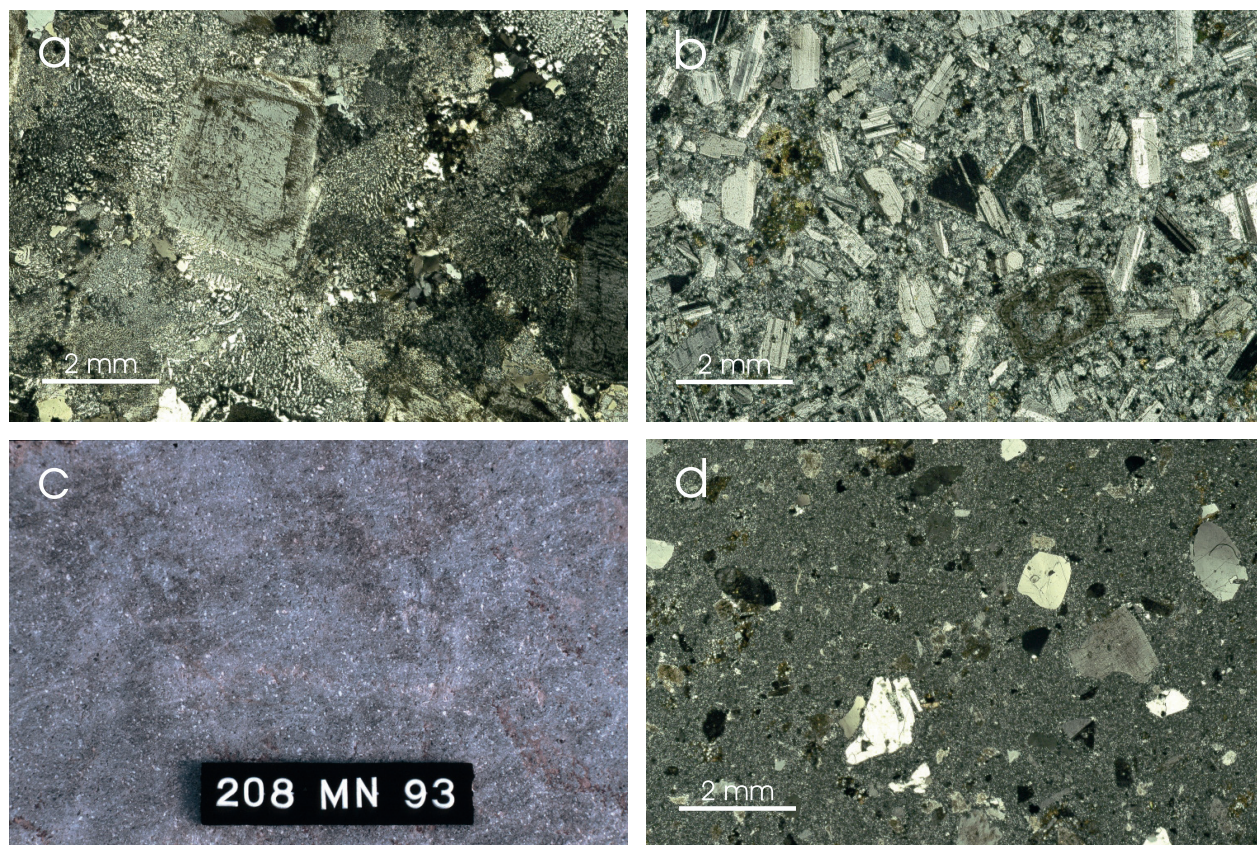
on samanlainen ikäsuhde: granofyyrirakenteinen graniitti (kuva 9a) breksioi vulkaniklastista kiveä ja erilaisia porfyreja.

Mustajärvellä (2212) on sekä intermediääristä että felsistä puolipinnallista kiveä. Kivet ovat yleensä homogeenisia, heikosti suuntautuneita mutta usein kataklastisesti deformatuneita. Intermediäärinen kivi on maasälpäporfyriä, jossa on pieniä (läpimitta 1–5 mm), omamuotoisia plagioklaasihajarakeita hienorakeisessa perusmassassa, paikoin myös plagioklaasi-uraliittiporfyriä, jossa on lisäksi uraliittihajarakeita (läpimitta 0,5–1 mm). Felsinen kivi on kvartsi-maasälpäporfyriä, jossa kvartsihajarakeiden läpimitta on 0,5–1,5 mm ja plagioklaasihajarakeiden 2–3 mm. Alueen itäosassa on laajahko paljastuma (Vuorilammenvuori), jossa kvartsi-maasälpäporfyri on kvartsiutunut, ja siinä on kvartsibreksiarakennetta. Kemialliselta koostumukseltaan plagioklaasi-uraliittiporfyri on andesiittista, maasälpäporfyri dasiittista ja kvartsi-maasälpäporfyri ryoliittista (Walden 1952). Intermediääriset ja felsiset kivet vaihet-

tuvat toisikseen ja synkinemaattisiksi syväkiviksi vähitellen, ilman leikkaavia rajoja.

Mustajärven länsipuolella (2212 02) on Saran kvartsi-maasälpäporfyrijuoni, jonka jo Sederholm (1895) on kuvannut. Juoni on ainakin 30 metriä leveä ja luultavasti yli 5 km pitkä. Kivi on deformatunut, mikä ilmenee mm. kvartsihajarakeiden uudelleen kiteytymisenä nauhamaisiksi raekasaumiksi.

Haukkamaan vyöhykkeen (2213) pääkivilajina on punertava kvartsi-maasälpäporfyri, jossa on hienorakeinen felsinen, usein heikosti raitainen perusmassa. Perusmassassa on osittain omamuotoisina hajarakeina kvartsia, plagioklaasia ja kalimaasälpää ja näiden lisäksi kivifragmentteja sekä biotiittikasaumia, jotka ovat luultavasti mafisten hajarakeiden muuttumistuloksia. Kiven nimeäminen ja alkuperän määrittäminen on ollut ongelmallista: Sederholm (1903) nimitti sitä felsiittiliuskeeksi, kun taas Matisto (1961) piti sitä juonimaisena graniittiporfyriinä. Tiaisen ja Kähkösen (1994) mukaan kivi on pyroklastinen, joskaan puolipinnallinen alku-



Kuva 9. Puolipinnallisia kiviä Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelta. a) Lähellä pintaa kiteytynyt granofyyrirakenteinen graniitti. Ristiin polarisoitu. Häädetjärvi ($x = 6880.45$, $y = 2433.95$). b) Alun perin plagioklaasi- ja pyrokseenihajarakeita sisältänyt kivi, jossa pyrokseeni on muuttunut amfiboliksi ja biotiitiksi. Ristiin polarisoitu. Karhunkylä ($x = 6906.80$, $y = 2510.68$). c) Kvartsi-maasälpäporfyri. Laatan pituus 10 cm. Kivilouhos 10 km Saarijärveltä luoteeseen ($x = 6963.15$, $y = 2557.25$). d) Mikroskooppikuva kuvan 9c kivistä, ristiin polarisoitu.

Figure 9. Subvolcanic rocks in the Central Finland Granitoid Complex. a) Granite with granophyre texture. Crossed polarizers. b) Originally plagioclase and pyroxene -phyric rock, with alteration of pyroxene to amphibole and biotite. Crossed polarizers. c) Quartz-feldspar porphyry. Length of code bar 10 cm. d) Photomicrograph of the rock in Fig. 9c, crossed polarizers.

perä ei ole pois suljettu.

Virtain karttalehdeltä (2214) Keuruun lehdelle (2232) ulottuva Karhunkylän intermediäärinen puolipinnallinen kivi on laaja-alaisin tämän ryhmän kivistä. Kivi on melko homogeeninen, heikosti suuntautunut, ja siinä on pieniä (1–3 mm), omamuotoisia plagioklaasihajarakeita hienorakeisessa perusmassassa. Alueen eteläosassa on plagioklaasin lisäksi uraliittihajarakeita tai sarvivälkkeestä ja biotiitista koostuvia kasaumia, joiden läpimitta on yleensä 1–2 mm mutta voi kasvaa 10 mm:iin (Marmo 1963; kuva 9b). Marmo (1963, 1965) piti kiveä laavakivenä, joka vaihettuu pohjoiseen päin graniittiporfyyriksi. Alueen eteläreunassa on pienialaisena raitaista, paikoin fragmenttirakeista vulkaanista kiveä. Karhunkylän alueella voidaan siten havaita muuttuminen eteläosan vulkaanisesta kivistä pohjoiseen päin homogeeniseksi, dasiittiseksi maasälpäporfyyriksi sekä edelleen hieman felsisemmäksi ja syväkivimäisemmäksi kiveksi. Lounaisosassa mafiset ja intermediääriset syväkivet leikkaavat ja breksioivat Marmon (1963, 1965) mukaan kartassa puolipinnalliseksi merkittyä kiveä.

Kalmarin jakson (2244) puolipinnalliset kivet ovat hieman felsisempiä ja sisältävät vähemmän hajarakeita kuin Karhunkylän puolipinnalliset kivet. Valitsevana kivilajina on homogeeninen kvartsi-maasälpäporfyyri, jota Wilkman (1936) nimitti kvartsi-porfyyriksi (kuva 9c). Kiven hienorakeisessa perusmassassa on plagioklaasia, kvartsia ja kalimaasälpää omamuotoisina tai osittain omamuotoisina hajarakeina, joiden läpimitta on 0,5–5 mm (yleensä

2–3 mm); lisäksi biotiitti esiintyy pieninä raekausaamina (kuva 9d). Kivi on yleensä heikosti suuntautunut. Maasälpäporfyyriissä, jota Wilkman (1936) nimitti biotiitti-kvartsi-porfyyriiksi, hajarakeet ovat pääasiassa plagioklaasia (läpimitta 0,5–3 mm), ja pienet kvartsi- ja uraliittihajarakeet ovat harvemmassa. Kemialliselta koostumukseltaan kvartsi-porfyyri on ryoliittinen ja maasälpäporfyyri andesiittinen tai dasiittinen (Wilkman 1936). Jakson kaakkoisreunassa ($x = 6955.20$, $y = 2554.30$) on pienialainen osue, jossa kivi näyttää felsiseltä tuffilta: siinä on omamuotoisia kvartsi- ja plagioklaasihajarakeita hienorakeisessa, juoksurakeisessa perusmassassa. Kalmarin puolipinnalliset kivet karkeutuvat itään päin ja vaihettuvat vähitellen graniitiksi ja kvartsimontsoniitiksi. Wilkman (1936) päätteli tämän perusteella, että puolipinnalliset kivet edustavat syväkivien pinnallisia vastineita.

Kyyjärven itäpuolella (2231) on pohjois-eteläsuuntainen Saunakylän jakso, jota Wilkman (1938) nimitti Kyyjärven porfyriittivyöhykkeeksi. Pääkivilajina on vaaleahko, homogeeninen kivi, joka sisältää yleisesti pieniä sulkeumafragmenteja ja satunnaisesti myös epidoottiutuneita fragmentteja. Kivi on yleensä keskirakeista, dasiittista maasälpäporfyyriä. Paikoin tämän kivilajin yhteydessä on polymiktistä agglomeraattia tai tuffibreksiaa. Fragmenttien koko vaihtelee suuresti, ja niiden koostumus vaihtelee felsisestä mafiseen. Tällaisten selvästi pyroklastisten välisosueiden leveys voi olla jopa muutamia kymmeniä metrejä (Markus Vaarma, henkilökohtainen tiedonanto 2002).

PINTASYNTYISET KIVET

Mafiset vulkaaniset kivet

Mafisia vulkaanisia kiviä on kartta-alueella vähän, ja ne ovat yleensä välikerroksina intermediäärissä vulkaniiteissa. Alueen itäosassa on mafisia pyroklastisia kiviä merkittävästi Kankaanpään vulkaanisessa vyöhykkeessä Verttuun alueella (1144). Siellä basalttiset, melko homogeeniset tuffit ja raitaiset, sedimenttiainesta sisältävät tuffiitit vuorottelevat intermediääristen tuffien ja tuffiittien kanssa (Söderholm 1978). Mafisissa tuffeissa on Verttuun alueella uraliittihajarakeita, Kankaanpään vyöhykkeen itäosan mafisissa tuffeissa on myös plagioklaasihajarakeita. Myös mafisia agglomeraatteja ja pyroklastisia breksioita tavataan vastaavien intermediääristen kivien kanssa vuorottelevina kerroksina. Kivien perusmassan mineraalikoostumus vastaa

tuffien mineraalikoostumusta.

Mustajärven puolipinnallisten kivien luonnehtimalla alueella (2212) on myös selvästi pintasyntyisiä kiviä. Alueen keskellä mafinen, plagioklaasihajarakeita sisältävä, heikosti raitainen tuffi esiintyy intermediäärisen tuffin ja kerroksellisen tuffiitin kanssa. Kemialliselta koostumukseltaan kivi on basalttista andesiittia (Walden 1952).

Viljakalassa (2124 02) oleva Haverin muodostuma lasketaan kuuluvaksi Tampereen vyöhykkeeseen. Se koostuu mafisista laavakivistä, jotka vaihtelevat homogeenisista, massiivisista kivistä tyyny- ja breksiarakenteisiin (Mäkelä 1980, Kähkönen & Nironen 1994). Laavakivissä on paikoin uraliitti- ja plagioklaasihajarakeita. Haverin kulta-kuparikaivok-

sen ympäristössä on intermediäärissä tuffissa mafista tuffia välikerroksina.

Hirsilän (2142) huonosti tunnetulla alueella on intermediääristen vulkaniittien joukossa mafisia vulkaniitteja, joissa on uraliittihajarakeita (Laitakari 1986). Joissakin kivissä havaittavat vulkaaniset heitteleet (Lahtinen 1996) osoittavat pyroklastista alkuperää.

Luhangalta Leivonmäelle ja edelleen Makkolan alueelle (3122, 3211, 3213) ulottuvissa intermediäärissä vulkaniiteissa on mafisia välikerroksia. Luhangalla on 200–500 metriä leveässä vyöhykkeessä vuorottelevina kerroksina uraliittihajarakeita sisältäviä, plagioklaasi- ja uraliittihajarakeita sisältäviä sekä karsimaisia, raitaisia mafisia kiviä (Karppanen 1970). Voimakkaasti deformatiivisessa vyöhykkeessä on paikoin fragmenttirakennetta ja jäänteitä agglomeraattisista osueista. Leivonmäen mafiset vulkaniitit ovat tuffeja, joissa on uraliittihajarakeita sekä paikoin kookkaampia pyroklasteja.

Makkolan alueella (3213, 3214) on uraliitti- ja plagioklaasihajarakeita sisältäviä mafisia vulkaniitteja (Ikävalko 1981). Niitä on sekä laajempina alueina (nämä on merkitty karttaan) että myös alueen vulkaniklastisissa sedimenttikivissä väliker-

roksina tai juonimaisina osueina. Mafista, raitaista tuffia esiintyy myös yleisesti. Ikävalkon (1981) mukaan Makkolan mafiset vulkaniitit ovat tholeiittisia basaltteja.

Kangasniemen gabron pohjoispuolella (3213) on tummaa, heterogeenista kiveä, joka on luultavasti gabron pinnallista vastinetta. Tumman kiven yhteydessä on hienorakeista intermediääristä vulkaniittia, mahdollisesti tuffia.

Heikosti paljastuneella Pukkiharjun alueella (3224) on erilaisia amfiboliitteja, jotka voidaan jakaa homogeenisiin ja raitaisiin amfiboliitteihin, ortopyrokseeniamfiboliitteihin, klinopyrokseeniamfiboliitteihin ja plagioklaasi-klinopyrokseeniamfiboliitteihin (Lahtinen 1988). Lisäksi alueella on mafinen agglomeraattituffibreksiyksikkö. Lahtinen (1988) on tulkinnut amfiboliitit laavoiksi, tuffeiksi ja tuffiiteiksi. Kemialliselta koostumukseltaan kivet ovat melko primitiivisiä tholeiittisia basaltteja tai basalttisia amfiboliitteja. Kvartsidioriittiset ja tonaliittiset juonet leikkaavat ja migmatisoivat amfiboliitteja (Pääjärvi 2000).

Ristisen alueella (3313) on mafisia, heikosti raitaisia, amfibolirikkaita gneissejä, joissa on paikoin agglomeraattirakenteita (Pääjärvi 1991). Mafiset amfiboliitit esiintyvät välikerroksina intermediäärissä ja felsisissä vulkaanisissa gneisseissä.

Intermediääriset vulkaaniset kivet

Intermediääriset vulkaniitit ovat yleensä hienorakeisia, raitaisia tuffiitteja tai plagioklaasihajarakeita sisältäviä tuffeja, joita vanhemmissa karttalehtiselostuksissa nimitetään plagioklaasiporfyyriiteiksi.

Kompleksin länsireunan intermediääriset vulkaniitit ovat voimakkaasti deformatiivisia, eikä niissä yleensä näy primäärirakenteita. Siikaisten lounaispuolella (1142) olevat kivet ovat raitaisia, hienorakeisia intermediäärisiä kiviä, joissa on mafisia ja felsisiä raitoja tai juovia (Pekka Pihlaja, henkilökohtainen tiedonanto 2001). Paikoin niissä näkyy epidoottirikkaita kasaumia, jotka viittaavat pyroklastiseen alkuperään, sekä harvoin selvä agglomeraattirakenne. Leppijärven–Isojoen (1233) heikosti paljastuneen alueen vulkaniiteista on vain muutama havainto, ja tulkinta kivien levinneisyydestä perustuu paljolti aeromagneettisen kartan positiivisiin anomalioihin.

Kankaanpään vulkaaninen vyöhyke (1144, 2122) koostuu Huhman ja muiden (1952) mukaan pääasiassa homogeenisesta maasälpäporfyyristä, jossa plagioklaasihajarakeiden koko on 1–5 mm. Tämän kiven kanssa vuorottelevat raitaiset, tuffiittiset osat. Lisäksi esiintyy vulkaanisesta aineksestä koostu-

via konglomeraattivälikerroksia, joiden raja edellä kuvattuihin kiviin on useimmiten vaihtuva. Söderholmin (1978) mukaan Verttuun alueella on lisäksi intermediääristä pyroklastista breksiaa.

Heittolan–Kovelahden vulkaaninen vyöhyke (2122, 2211) koostuu pääasiassa intermediäärisestä pyroklastisista kivistä (Salli 1948, Huhma et al. 1952). Sallin (1948) mukaan Heittolan alueella havaitut kerrostumissuunnat ovat yhteneväisesti pohjoiseen. Eteläosassa (alinnä) on intermediääristä heterogeenista kiveä, jossa maasälpäporfyyriset ja massamaiset osueet vuorottelevat. Felsisen vulkaniitin pohjoispuolella on plagioklaasihajarakeita sisältävää homogeenista maasälpäporfyyriä. Kivessä on myös mafisia, uraliittihajarakeita sisältäviä osueita. Näiden kivien pohjoispuolella on hieman vaaleampaa, punertavaa maasälpäporfyyriä, jossa on pieniä (läpimitta 0,5–1 mm), omamuotoisia plagioklaasi- ja kalimaasälpähajarakeita. Maasälpäporfyyrisä on ignimbriittiseen alkuperään viittaavaa fragmentti- ja fiammerakennetta sekä pohjabreksiaa maasälpäporfyyrin (ignimbriitin) alaosaan (Kari Yli-Kyyny, henkilökohtainen tiedonanto 2001). Kovelahden alueella ovat plagioklaasihajarakeita sisältävät maasälpäporfyyrit vallitsevina, mutta niiden jou-

kossa on myös sekä plagioklaasi- että uraliittihajarakeita sisältäviä pyroklastisia kiviä. Kivet ovat paikoin hyvin homogeenisia, ja niitä onkin louhittu tienpohjan raaka-aineeksi. Näiden kivien lisäksi esiintyy Kovelahden alueen kaakkoisosassa raitaisia tuffiitteja, joissa on vulkaanisperäistä konglomeeraattia välikerroksina (Kari Yli-Kyynty, henkilökohtainen tiedonanto 2001).

Mustajärven alueella (2212) on heikosti raitaista intermediääristä tuffia ja kerroksellista tuffiittia, joissa on välikerroksina mafista ja felsistä vulkaniittia sekä vulkaanisista klasteista koostuvaa konglomeeraattia (kuvat 10a ja 10b). Alueen itäisessä kielekkeessä on kahdella alueella vulkaanista breksiaa, jossa heitteleet ovat kulmikkaita. Breksia edustanee pienen vulkaanisen purkausaukon lähelle kerrostunutta pyroklastista ainesta.

Kurusta (2213) luoteeseen ulottuvalla kahdella pintasyntyisten kivien vyöhykkeellä on intermediäärisiä kiviä, jotka vaihtelevat fragmenttirakenteisesta tuffista syväkivien migmastisoimaan sarvivälkegneissiin. Kivet ovat luultavasti vulkaniklastisia kiviä, osa pyroklastisia, osa uudelleen kerrostuneita vulkaanisia kiviä. Jälkimmäiset vaihettuvat epiklastisiksi (rapautumisedimenttisiksi) kiviksi ilman selvää rajaa.

Haukkamaan alueella (2213) on homogeenisia, uraliitti- ja plagioklaasihajarakeita sisältäviä kiviä, joita Matisto (1961) piti pääasiassa laavakivinä, sekä raitaisia ja fragmenttirakenteisia pyroklastisia kiviä. Tiaisen ja Kähkösen (1994) mukaan porfyri-risten kivien alkuperää on vaikea päätellä: ne voivat olla puolipinnallisia, laavoja tai tuffeja.

Virtain karttalehdellä (2214) olevat pitkänomaiset intermediääriset vulkaniittiosueet koostuvat intermediääristen syväkivien breksioimista tai voimakkaasti deformatiivisista, paikoin myloniittisista amfiboliiteista ja sarvivälkegneisseistä, joiden primääripiirteet ovat valtaosin hävinneet. Näin ollen niiden tarkempaa luonnetta ei ole kyetty määrittelemään.

Haapamäen (2232) intermediääriset vulkaniitit ovat pääasiassa blastoporfyyrisiä, gneissimäisiä kiviä, joita Marmo (1963) nimitti vulkaniittigneisseik-

si. Näiden lisäksi tavataan pienialaisia agglomeraatteja ja plagioklaasiporfyyrejä (Pekkarinen 1965).

Jämsän länsipuolelta Päijänteen yli itään aina Leivonmäen itäpuolelle (2144, 2233, 3211) ulottuu katkeileva intermediääristen vulkaniittien vyöhyke. Kivet ovat vyöhykkeen länsiosassa sarvivälkepitaisia tuffiitteja, joissa on runsaammin biotiittia ja kvartseja sisältäviä juovia ja raitoja – karttalehdellä 2144 kivet onkin merkitty kiilleliuskeiksi. Raitaiset kivet aiheuttavat voimakkaita magneettisia anomaliaita. Päijänteen itäpuolella, Putkilahden alueen tieleikkauksissa, kivi on niin ikään raitaista tuffiittia, ja siinä on paikoin karkeampia vulkaniklastisia osueita. Etelään päin, kohti Luhankaa, karkeampien vulkaniklastisten osueiden määrä lisääntyy: maasälpäporfyri, joissa maasälpähajarakeiden läpimitä on 1–2 mm, sekä epämääräisesti fragmenttirakenteiset osueet vaihtelevat raitaisen tai homogeenisen tuffiittin kanssa. Leivonmäen alueen intermediääristen vulkaniittien alue on heikosti paljastunut, ja kivilajirajat on määritelty paljolti magneettisten anomalioiden perusteella. Intermediääriset vulkaniitit ovat raitaisia, paikoin plagioklaasihajarakeita sisältäviä tuffeja.

Halttulan alueella (3214) on hienorakeista, raitaista, paikoin selvästi kerroksellista tuffia. Halttulan alueella on myös pienialainen osue, jossa on kookkaampia, epidoottipitoisia heitteleitä sekä mafinen tuffiosue, jossa tavataan niin ikään fragmenttirakennetta.

Vesannon karttalehdellä (3313) on raitaisia intermediäärisiä gneissejä, niiden antofylliitti- ja kordieriittipitoisia muunnoksia sekä amfiboliitteja (Pääjärvi 1991). Nämä kaikki on tulkittu pääasiassa vulkaanisiksi kiviksi. Samanlaisia raitaisia kiviä, joissa on melko vähän säilyneitä primäärirakenteita, on Kärnästä Mäntylän suuntaan ulottuvalla jaksolla (3311). Jakson pohjoisosassa on raitaista intermediääristä tuffia, joka on muuttunut paikoin granaatti-biotiittigneissiksi, sekä pienellä alueella agglomeraattia (Rasilainen 1984). Intermediäärissä tuffissa on mafisia ja felsisiä vulkaniitteja kapeina välikerroksina. Eteläosassa, Mäntylän syväkiviseuruetta vasten, on raitaista diopsidiamfiboliittia.

Felsiset vulkaaniset kivet

Kompleksin alueella on vähän selvästi vulkaanisiksi tunnistettavia felsisiä kiviä. Heittolan vyöhykkeessä (2122) on leveähkönä nauhana kvartsi- porfyriä (Salli 1948). Kivi on punertavaa, hienorakeista, ja siinä on runsaasti 1–5 mm:n läpimittaisia kvartsihajarakeita. Kuten yläpuolella olevassa maasälpäporfyyrissä, myös kvartsi- porfyyrissä on ig-

nimbriittiseen alkuperään viittaavaa fragmentti- ja fiammerakennetta (Kari Yli-Kyynty, henkilökohtainen tiedonanto 2001). Myös pohjoisempana, karttalehdillä 2211 ja 2212, on pienehköjä felsisten vulkaanisten kivien osueita. Näissä kivet ovat rapautumispinnaltaan vaaleita, heikosti punertavia, hienorakeisia ja paikoin raitaisia.

Keuruun eteläpuolella (2232 10) on hienorakeista kiveä, jota Marmo (1963) nimitti amfiboliitiksi. Kahden kartoitushavainnon perusteella kivi on felsistä vulkaniittia, jossa on paikoin maasälpähajarakkeita. Samanlaista felsistä maasälpäporfyryä on myös hieman idempänä, karttalehden 2234 lounaisosassa pohjois-eteläisenä vyöhykkeenä.

Jämsän eteläpuolella (2144, 2233) on vulkaanisten kivien vyöhyke, jossa on intermediäärin vul-

kaniittien yhteydessä hienorakeisia felsisiä osueita. Kivet ovat raitaisia kvartsi-maasälpäliuskeita ja ilmeisesti alun perin tuffeja tai tuffiitteja.

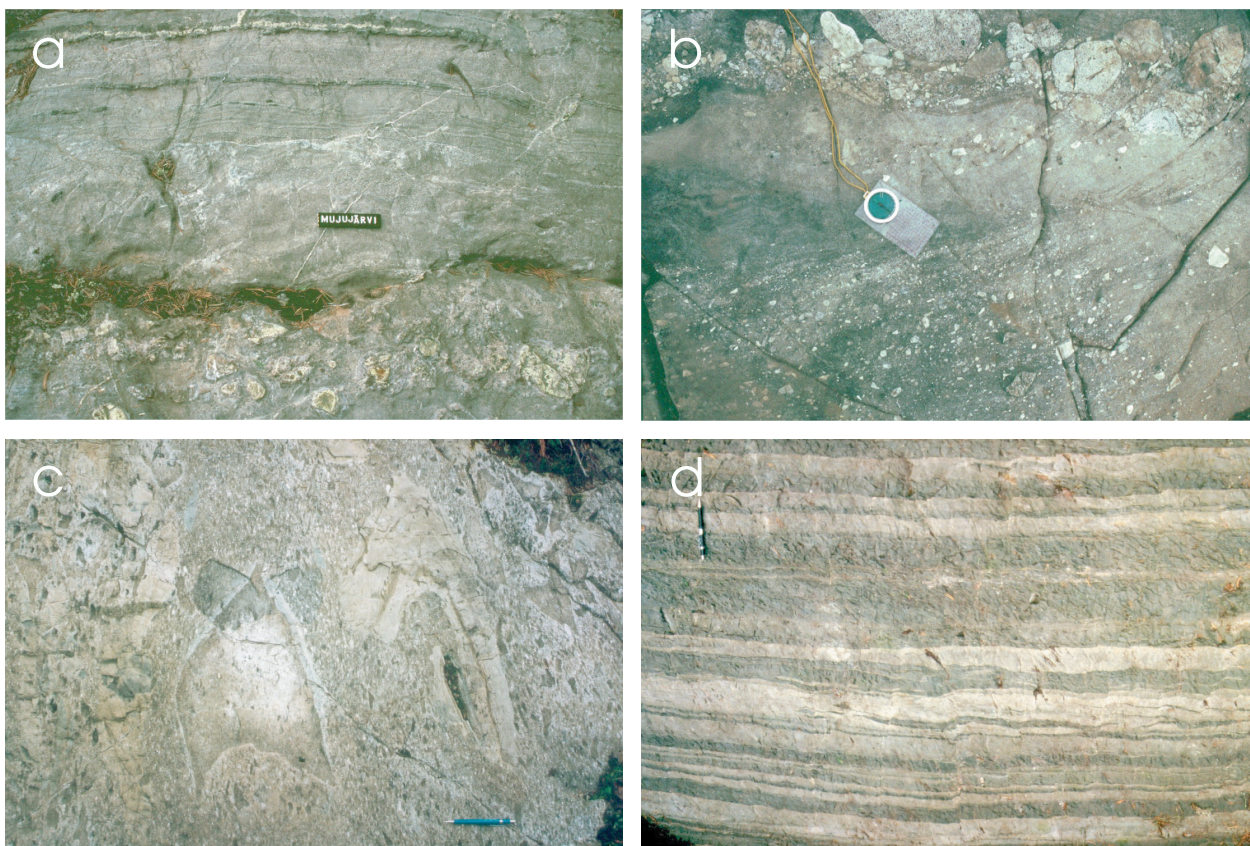
Kalmarin vyöhykkeen itään ulottuvalla jatkeella (2244) on hieno- tai pienirakeista, yleensä heikosti raitaista kiveä, joka poikkeaa puolipinnallisesta kivistä ja on tulkittu vulkaaniseksi. Samanlaista kiveä on hieman etelämpänä Saarijärven (2244) ja Konginkankaan (3222) karttalehtien rajalla.

Kvartsi-maasälpäliuskeet ja -gneissit

Eri puolilla kompleksia on pintasyntyisten, yleensä vulkaanisten kivien yhteydessä felsisiä, harvemmin intermediäärisiä kiviä, joista ei ole löytynyt alkuperää ilmaisevia primäärirakenteita. Ne ovat luultavasti pääasiassa vulkaanisen aineksen uudelleen kerrostumisen tuloksia.

Heittolan alueen pohjoisosassa (2211) vulkaaninen maasälpäporfyry vaihettuu pohjoiseen päin

raitaiseksi kvartsi-maasälpäliuskeeksi, jota Salli (1948) piti tuffiittina. Kvartsi-maasälpäliuskeissa on kapeita, vulkaanisperäisiä konglomeraattiyksiköitä sekä lahar-yksiköitä, joissa on teräväräjäisiä kappaleita (kuva 10c; Kari Yli-Kyyny, henkilökohtainen tiedonanto 2001). Veteen kerrostuminen on paikoin aiheuttanut kaunista laminaarirakennetta (kuva 10d). Kerrostumissuunnat osoittavat pohjois-



Kuva 10. Intermediäärisiä, veteen kerrostuneita vulkaniklastisia kiviä Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelta. a) Tuffia, jossa on epidoottirikkaita kappaleita (hohkakiveä?). Laatan pituus 10 cm. Mustajärvi (x = 6908.00, y = 2438.75) b) Pyroklastinen kivi, jossa on felsisistä vulkaniittiklasteista koostuva konglomeraattikerros. Kompassin pituus 12,5 cm. 8 km Mustajärveltä etelään (x = 6897.86, y = 2440.10). c) Polymiktinen lahar-yksikkö kerroksellisen aineksen keskellä, kerrostumissuunta oikealle. Kynän pituus 14 cm. Heittola (x = 6860.90, y = 2445.12). d) Laminaarista tuffia, kerrostumissuunta ylös. Heittola (x = 6861.45, y = 2444.27).
Figure 10. Volcaniclastic rocks of intermediate composition in the Central Finland Granitoid Complex. a) Tuff with epidote-rich clasts (pumice?). Length of code bar 10 cm. b) Pyroclastic rock with a conglomerate layer. The conglomerate clasts consist of felsic volcanic rock. Length of compass 12.5 cm. c) Polymictic lahar unit between laminar units, top of strata to right. Length of pen 14 cm. d) Laminar tuff, top of strata up.

seen, joten kvartsi-maasälpäliuskeet ovat luultavasti eri asteisesti uudelleen kerrostunutta vulkaanista ainesta, joka vastaa koostumukseltaan Heittolan alueen pyroklastisia kiviä. Kivet ovat heikosti magnetoituneita, ja tämän ominaisuuden perusteella jaksoa on jatkettu Kovelahden alueelle.

Kurusta Virroille lähtevän tien varressa (2213 07) on vaaleata kiveä, jota Matisto (1961) nimitti kiilleliuskeeksi. Kivessä on pieniä kvartsi- ja plagioklaasihajarakeita runsaasti kalimaasälpää ja vähän tummia mineraaleja sisältävässä perusmassassa. Sekundääriset muskoviittihajarakeet sekä paikoin esiintyvä sillimaniitti viittavat alumiiniylimäärään ja niin ollen rapautumisedimenttiseen alkuperään. Pohjoisempänä saman jakson kivet ovat kuitenkin hienorakeisia biotiitti-plagioklaasiliuskeita sekä sarvivälkepitoisia, plagioklaasihajarakeita sisältäviä, paikoin fragmenttirakenteisia kiviä, jotka tuovat mieleen vulkaanisen alkuperän. Jakso koostuneekin sekä epiklastisista että vulkaniklastisista kivistä.

Virtain karttalehdelle (2214) on merkitty vähemmän felsisiä gneissejä kuin Marmon (1965b) kartalle, koska osa näistä, mm. Marmon (1965b) vulkaniittigneissiksi nimeämät, on tulkittu myloniittisiksi syväkiviksi. Myös osa Toisveden länsirannan kvartsi-maasälpäliuskeista saattaa olla myloniittisia kiviä.

Peränteen alueella (2223) on kvartsi-maasälpäliuskeeksi merkittyä kiveä, jota Tyrväinen (1984) piti deformatiivisena granodioriittina. Vaikka kivi

on voimakkaasti uudelleen kiteytynyt, niin siinä olevat hieman kookkaammat maasälpärakeet eivät näytä linssimäisiltä porfyroklasteilta.

Luhangasta koilliseen ulottuvalla vyöhykkeellä (3122) on Karppasen (1970) arkosiitiksi nimeämää sillimaniittipitoista kiveä, jossa on paikoin näkyvissä primäärikerroksellisuutta. Koska vyöhykkeessä on myös maasälpähajarakeita sisältävää kiveä, ei alkuperä ole selvä ja kivi on näin ollen nimetty kvartsi-maasälpäliuskeeksi (vrt. Kallio 1986). Jatkeena oleva Makkolan vyöhyke (3213, 3214) koostuu pääasiassa hienorakeisista kvartsi-maasälpäliuskeista, joissa on Ikävalkon (1981) mukaan sekä vulkaniklastisia että epiklastisia kiviä.

Pukkiharjun alueella (3223, 3224) on kvartsi-maasälpäliuskeiksi merkittyjä kiviä. Pääjärvi (2000) on tulkinnut kivet vulkaanisperäisiksi, mutta niissä on myös sedimenttisyntyisiä grafiittipitoisia, kalkkirikkaita ja peliittisiä välikerroksia. Alkuperän tulkintaa vaikeuttaa kivien heikko paljastuneisuus. Vesannon karttalehden (3313) kvartsi-maasälpägneissit Pääjärvi (1991) on tulkinnut pääasiassa epiklastisiksi. Näissäkin kivissä on vulkaanisperäisiksi tulkittavia harmahtavia biotiitti-plagioklaasigneissiosueita.

Kärnän–Mäntylän alueen (3311) kvartsi-maasälpäliuskeet poikkeavat Pippingin (1966) kallioperäkartan merkinnöistä. Niiden tulkinta perustuu Porfyyriprojektin (ks. Nurmi et al. 1984) tutkimuksiin sekä aeromagneettisen kartan anomalioihin.

Kiilleliuskeet

Luhangalta Leivonmäen kaakkoispuolelle ulottuva pintakivien vyöhyke (3122, 3211, 3213) on Tampereen vyöhykkeen kompleksin sisään ulottuva jatke. Turbidiittisissa kivissä erottuu yleensä selvä primäärikerroksellisuus sekä paikoin ristikerroksellisia ja konglomeraattiyksiköitä (Karppanen 1970). Konglomeraattiyksiköissä klastien läpimitta on yleensä pieni, alle 15 mm, ja klasteina on kvartsia, grani-toideja, hienorakeisia felsisiä kivilajeja sekä kiilleliusketta ja kiillegneissia. Kiilleliuskeessa on grafiitti- ja kiisupitoista mustaliusketta sekä serisiittikvartsiittia välikerroksina.

Mäntän länsipuolella (2231) on kiillegneissivaltaisen jakson länsipäässä hyvin säilynyttä kiilleliusketta, jossa voidaan erottaa kerrostumisvaiheessa syntyneitä rakenteita (Sjöblom 1990). Jakson itäpäässä, karttalehtien 2231 ja 2233 rajalla, on siirrosten rajaamassa lohossa andalusiittiporfyroblasteja sisältävää kiilleliusketta.

Makkolan vyöhykkeessä (3213, 3214) on vulkaanisten ja vulkaniklastisten kivien joukossa kiilleliusketta kahtena 100–200 metriä paksuna kerroksena. Kivessä on porfyroblasteina sekä granaattia että andalusiittia (Ikävalko 1981).

Kiillegneissit

Kompleksin alueella sijaitsevat kiillegneissit ovat raitaisia, vaihtelevan asteisesti migmatoituneita biotiittigneissejä tai biotiitti-sarvivälkegneissejä. Niis-

sä on melko vähän epiklastiseen alkuperään viittaavia alumiinisilikaattiporfyroblasteja; kivet lienevätkin valtaosin vulkaanisen aineksen rapautumistuotteita.

Haukkamaan koillispuolella (2213, 2214) on laajajakkolla alueella kiveä, joka on merkitty kartalla kiillegneissiksi. Se on hienorakeista, juovaista kiveä, joka on poimuttunut ja migmatiittitunut. Matiston (1961) mukaan alueen keskiosassa on selvää kerrosrakennetta ja epidootirikkaita konkreetioita sekä paikoin runsaasti granaattia.

Hirsilän alueella (2142) on leukosomijuonien suonittamia kiillegneissejä, joista primääriset rakenteet ovat pääosin hävinneet. Mäntän eteläpuolella (2231) on itä-länsisuuntaisena vyöhykkeenä grauvakka-valtaista kiillegneissia, jossa on paikoin granaattia (Sjöblom 1990). Migmatiittista kiillegneissia on myös hieman idempänä, Huhtian alueella (2233).

Joutsan (3122) ja Hirvensalmen (3124) karttalehtien alueella on runsaasti migmatiittista kiillegneissia, joka vaihtelee metateksiittisestä diateksiittiseksi migmatiittitumis- ja homogenisoitumisasteen mukaan. Joutsan migmatiittisissa kiillegneisseissä on yleisesti granaattia sekä paikoin kordieriittia ja sillimaniittia (Kallio 1986).

Makkolan vyöhykkeessä (3213, 3214) on laajajakkolla alueella migmatiittisia, grauvakkamaisia kiillegneissejä. Ikävalkon (1981) mukaan niissä on erotettavissa turbidiittista kerroksellisuutta, jossa kerrosten paksuus on yleensä noin 10 metriä. Korkean metamorfoosiasteen vuoksi kerrosten alin, psammiittinen yksikkö on osittain migmatiittista, keskimäinen peliittinen yksikkö on sillimaniittigneissia ja ylin, kalkkipitoinen yksikkö on tremoliittikiveä. Myös Kangasniemellä kiillegneissit ovat migmatiittisia. Niiden koostumus on psammiittinen, eikä runsasalumiinisia porfyroblasteja ole havaittu.

Rautalammin karttalehden (3223) lounaisosassa on migmatiittista kiillegneissia, jossa on joitakin grafiittipitoisia kerroksia sekä satunnaisesti granaattia (Pääjärvi 2000). Viitasaaren karttalehden (3311) länsiosassa, Vuosjärven itäpuolella, on kiillegneissiksi merkittyä kiveä, jota Pipping (1972) ei ole kuvannut tarkemmin. Yhden paljastumahavainnon perusteella kivi on migmatiittista kiillegneissia.

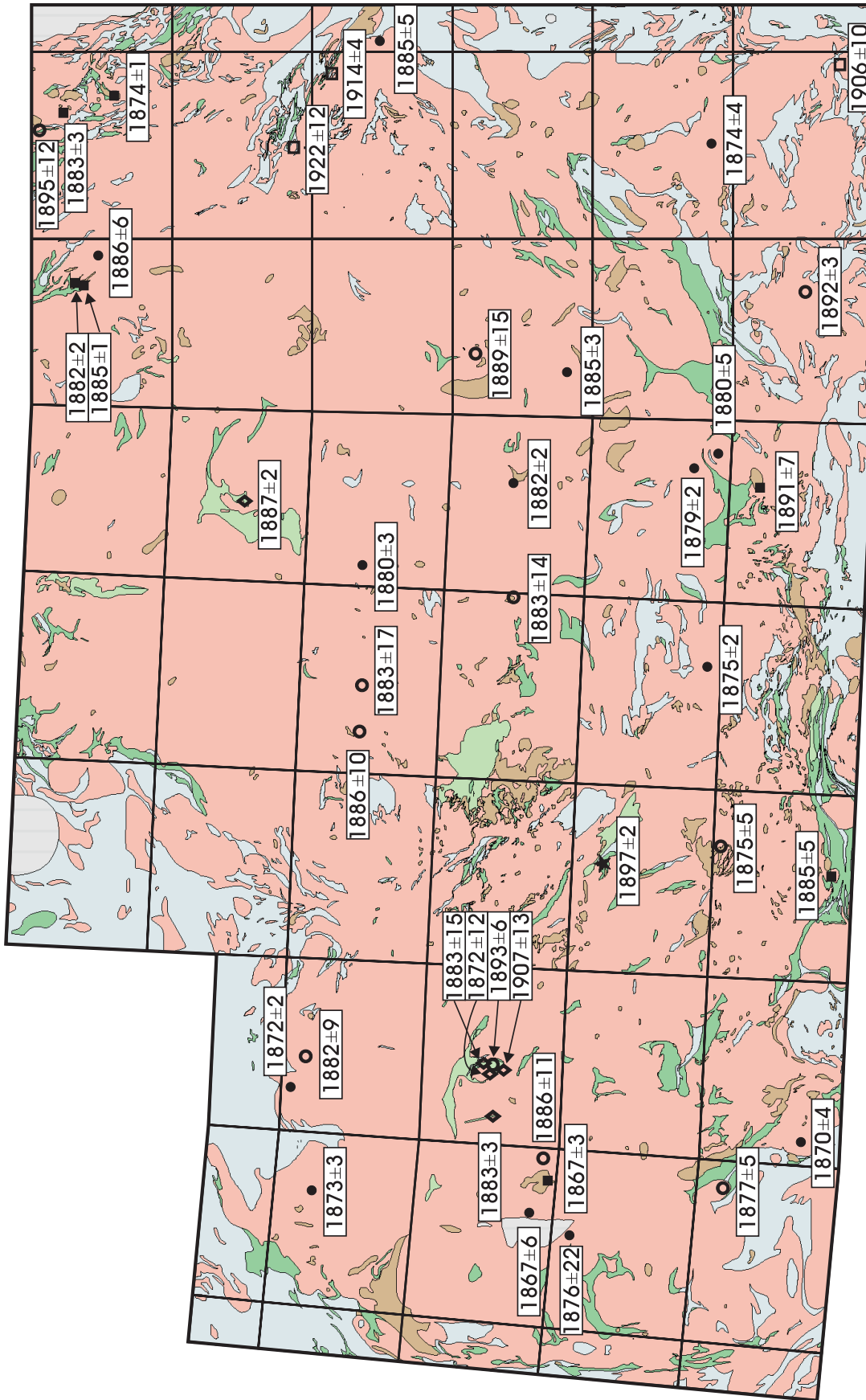
IKÄSUHTEET

Kompleksin alueelta tehdyt iänmääritykset on esitetty kuvassa 11 sekä eräiden aiemmin julkaisemattomien magmakivien iät kuvassa 12 ja taulukossa 2. Rautalammin–Karttulan alueen gneissimäisistä tonaliiteista saadut zirkoni-iat 1922 ± 12 Ma (Korsman et al. 1984) ja 1914 ± 4 Ma (Vaasjoki & Sakko 1988), kompleksin kaakkoiskolkassa olevan granodioriitin tavanomaista synkinemaattista ikäryhmää hieman vanhempi ikä 1906 ± 10 Ma (Nironen 1995) sekä kompleksin Nd-isotooppikoostumus (Lahtinen & Huhma 1997, Rämö et al. 2001) osoittavat, että syväkiviä on muodostunut jo ennen synkinemaattisten syväkivien paikalleen asettumista.

Kompleksin syväkivet leikkaavat kompleksia ympäröiviä pintasyntyisiä kiviä (mm. Tyrväinen 1984). Kompleksin sisällä olevien pintasyntyisten kivien leikkaussuhteet syväkiviin osoittavat, että pintasyntyiset kivet ovat hieman vanhempia kuin synkinemaattiset syväkivet, ja tähän viittaa myös Haukkamaan felsisestä tuffista tehty iänmääritys 1897 ± 2 Ma (Tiainen & Kähkönen 1994). Alueen karttalehtiselostuksissa gabrot on yleensä esitetty vanhimmiksi syväkiviksi, mutta magmojen sekoittumispiirteet eri osissa kompleksia (ks. s. 20) viittavat vahvasti siihen, että mafinen ja felsinen (granodioriittinen tai tonaliittinen) synkinemaattinen magmatismi ovat olleet samanaikaisia. Synkinemaattisten tonaliittien ja granodioriittien välillä ei ole havaittu ikäeroa, mutta synkinemaattiset, tasarakeiset graniitit sekä porfyiriset granodioriitit ja graniitit leik-

kaavat näitä kiviä. Joutsan porfyyrinen granodioriitti on Kallion (1986) mukaan Joutsan alueen nuorimpia kiviä, vaikka se on suhteellisen vanha, 1892 ± 3 Ma. Kurun eteläpuolella oleva tasarakeinen graniitti ja Kankaanpään porfyyrinen graniitti on tulkittu synkinemaattisiksi, vaikka ne ovat 10–15 Ma nuorempia kuin Joutsan porfyyrinen granodioriitti (kuvat 12a ja 12b). Kaipolan gabron kontaktisuhde pohjoisempaan olevaan Kaipolan postkinemaattiseen graniittiin viittaa magmojen sekoittumiseen, mutta ikänsä (1891 ± 7 Ma; kuva 12c) perusteella intruusio on kuitenkin synkinemaattinen.

Mustajärven puolipinnalliseen assosiaatioon kuuluva, hyvin säilynyt kvartsi-maasälpäporfyryri on kokokivi-iänmäärityksen mukaan huomattavan vanha, 1907 ± 13 Ma (Vaasjoki & Lahti 1991). Zirkonia on kuitenkin kahtena populaationa, joten vanhempi, restiittinen aines on saattanut vaikuttaa ikätulokseen. Alueen maasälpäporfyryri antaa tyypillisen synkinemaattisen ryhmän iän 1883 ± 15 Ma, kuten myös ympäröivä graniitti, 1893 ± 6 Ma; leikkaavan felsisen juonen ikä on hieman alhaisempi, 1872 ± 12 Ma (Vaasjoki & Lahti 1991). Kalmarin vyöhykkeen maasälpäporfyryrin ikä, 1887 ± 2 Ma (kuva 12d) on virherajojen puitteissa sama kuin Mustajärven puolipinnallisten kivien ikä. Mustajärven ja Kalmarin puolipinnalliset kivet vaihettuvat synkinemaattisiksi syväkiviksi ilman selvää rajaa, joten ne ovat näiden syväkivien lähellä pintaa kiteytyneitä vastineita.



Kuva 11. Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelta tehtyjä iänmäärytyksiä (Korsman et al. 1984, Huhma 1986, Kallio 1986, Patchett & Kouvo 1986, Vaasjoki & Sakkio 1988, Pääjärvi 1991, Vaasjoki & Lahti 1991, Nironen & Front 1992, Ekdahl 1993, Nironen 1995, Kiihpeläinen 1998, Alviola et al. 2001, Rämö et al. 2001). Kuvassa on myös yksinkertaistettu kallioperäkartta (ks. kuva 3a). Avoin neliö = synkinemaattista vanhempi granitoidi, avoin ympyrä = synkinemaattinen granitoidi, musta ympyrä = postkinemaattinen syväkivi, musta neliö = mafinen syväkivi, avoin vinoneliö = puolipinnallinen kivi, musta tähti = vulkaaninen kivi.

Figure 11. Age determinations from the Central Finland Granitoid Complex (Korsman et al. 1984, Huhma 1986, Kallio 1986, Patchett & Kouvo 1986, Vaasjoki & Sakkio 1988, Pääjärvi 1991, Vaasjoki & Lahti 1991, Nironen & Front 1992, Ekdahl 1993, Nironen 1995, Kiihpeläinen 1998, Alviola et al. 2001, Rämö et al. 2001). The simplified bedrock map is also shown (see Fig. 3a). Open square = granitoid predating synkinematic magmatism, open circle = synkinematic granitoid, filled circle = mafic intrusion, open diamond = subvolcanic rock, filled star = volcanic rock.

Taulukko 2. Keski-Suomen granitoidikompleksin kivien U-Pb analyysijä.
Table 2. U-Pb mineral analyses from igneous rocks of the Central Finland Granitoid Complex.

Fraktion Fraktio	Weight Paino	U conc (ppm)	Pb conc (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (mitattu)	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (meas.)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ±2 SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ±2 SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2 SE (%)	Corr.	$T_{206/238}$ Ma	$T_{207/235}$ Ma	$T_{207/206}$ Ma			
A229-Kankaanpää porphyritic granite. Kankaanpään porfyriininen graniitti															
A. +4.6/+200	20,5	284,4	93,2	1413	0,0895	0,3102	0,65	4,891	0,65	0,1143	0,15	0,97	1741	1800	1869
B. +4.6/-200	20,1	292,0	91,1	5574	0,0730	0,3041	0,65	4,773	0,65	0,1138	0,15	0,97	1711	1780	1861
C. 4.2-4.6/+200	18,9	471,2	142,3	2826	0,0729	0,2929	0,65	4,603	0,65	0,1140	0,15	0,97	1655	1749	1864
D. -4.2	7,9	585,1	166,8	3080	0,0748	0,2756	0,65	4,302	0,65	0,1132	0,15	0,97	1569	1693	1852
E. Total borax	369,9	418,2	123,8	2749	0,0701	0,2898	1,00	4,575	1,00	0,1145	0,20	0,90	1640	1744	1871
F. Titanite	1051,2	51,4	18,4	355	0,1400	0,3196	1,00	4,897	1,00	0,1111	0,25	0,85	1787	1801	1818
G. 4.2-4.6/-200/abr 3 h	15,3	427,4	140,9	8407	0,1158	0,3220	0,65	5,083	0,65	0,1145	0,15	0,97	1799	1833	1872
H. +4.6/-200/abr 5 h	18,2	244,7	83,5	6336	0,1164	0,3321	0,65	5,250	0,65	0,1147	0,15	0,97	1848	1860	1874
I. +4.3/abr 3 h	16,5	403,7	119,0	2148	0,1009	0,2784	0,65	4,362	0,65	0,1136	0,15	0,97	1583	1705	1858
J. 4.2-4.3/abr 3 h	16,1	595,0	168,5	2486	0,0899	0,2705	0,65	4,229	0,65	0,1134	0,15	0,97	1543	1679	1854
K. +4.3/abr 4 h	6,9	459,3	145,6	7573	0,0815	0,3072	0,65	4,843	0,65	0,1144	0,15	0,97	1726	1792	1870
L. 4.2-4.3/+200/abr 4 h	8,6	588,8	181,0	5481	0,0899	0,2953	0,65	4,652	0,65	0,1143	0,15	0,97	1667	1758	1868
A232-Kuru granite. Kurun graniitti															
A. +4.2	8,2	692,0	214,2	3208	0,1367	0,2855	0,65	4,433	0,65	0,1126	0,15	0,97	1619	1718	1842
B. 4.0-4.2/long/abr 1 h	2,3	984,6	345,3	3870	0,1370	0,3238	0,65	5,087	0,65	0,1139	0,15	0,97	1808	1833	1863
C. 3.8-4.0/abr 3 h	7,4	1389,5	450,0	5671	0,1398	0,2992	0,65	4,642	0,65	0,1125	0,15	0,97	1687	1756	1840
D. 4.0-4.2/+125/turbid/abr 3 h	2,3	1182,2	372,4	3425	0,1274	0,2933	0,65	4,535	0,65	0,1121	0,15	0,97	1657	1737	1834
E. 4.0-4.2/short clear/abr 3 h	8,2	942,6	320,6	5858	0,1128	0,3208	0,65	5,037	0,65	0,1139	0,15	0,97	1793	1825	1862
F. 4.0-4.2/-200/abr 1 h	4,1	1290,6	414,6	4894	0,1127	0,2971	0,65	4,616	0,65	0,1127	0,15	0,97	1676	1752	1843
A941-Kaipola gabbro pegmatoid. Kaipolan gabbropegmatoidi															
A. +4.6/+100	17,1	471,2	151,7	10430	0,0606	0,3170	0,65	5,000	0,65	0,1144	0,15	0,97	1775±9	1819±5	1871±1
B. 4.2-4.6/+100	15,8	702,2	222,6	13442	0,0739	0,3091	0,65	4,862	0,65	0,1141	0,15	0,97	1736±9	1795±5	1865±1
C. 4.2-4.6/+100/HF	15,4	625,6	214,2	13018	0,0748	0,3333	0,65	5,272	0,65	0,1147	0,15	0,97	1854±9	1864±5	1875±1
D. +4.6/+100	16,0	386,0	128,1	11881	0,0622	0,3265	0,65	5,179	0,65	0,1150	0,15	0,97	1821±9	1849±5	1880±1
E. +4.6/-100/abr 4 h	4,0	286,8	92,8	16121	0,0643	0,3193	0,42	5,043	0,43	0,1146	0,12	0,96	1787	1827	1873
A1425-Saarijärvi quartz-feldspar porphyry. Saarijärven kvartsi-maasälpäporfyri															
A. 4.3-4.5/abr 1 h	6,6	373,6	133,0	3367	0,1055	0,3334	0,58	5,297	0,58	0,1151	0,10	0,99	1857	1868	1880
B. 4.2-4.3/abr 1 h	6,7	614,0	216,9	2915	0,1195	0,3268	0,58	5,178	0,58	0,1149	0,10	0,99	1822	1848	1878
C. 4.0-4.2/abr 1 h	7,1	959,3	322,1	4852	0,1256	0,3113	0,58	4,916	0,58	0,1145	0,10	0,99	1747	1804	1872
D. 4.3-4.5/abr 4 h	8,0	382,6	134,0	5467	0,1069	0,3350	0,58	5,328	0,58	0,1154	0,10	0,99	1862	1873	1885

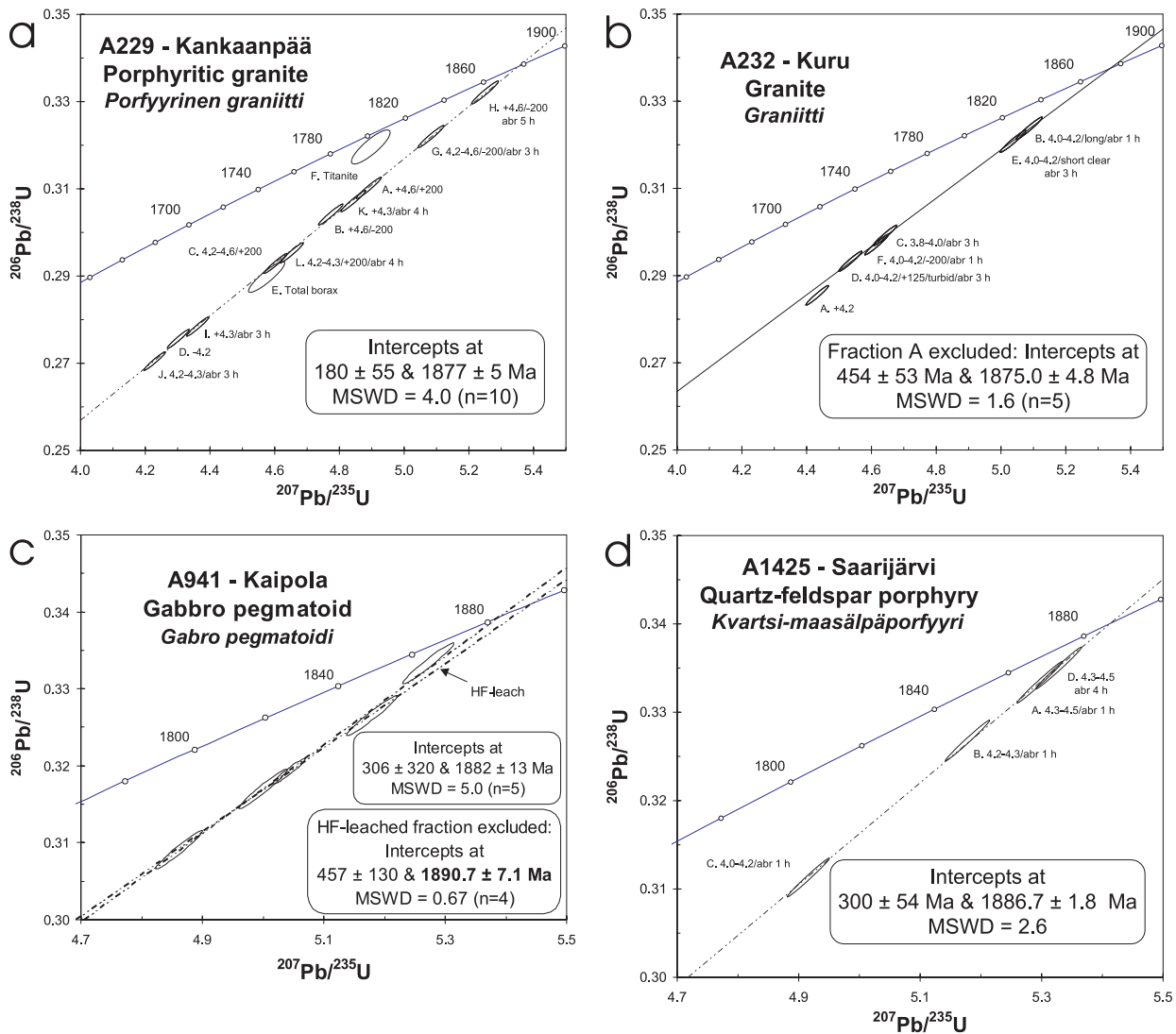
Isotooppisuhteet korjattu taustakontaminaation ja initiaaliylijyn suhteen. Isotopic ratios corrected for blank and common lead.
Initiaaliylijyn korjaus. Common lead correction: 206/204: 15.7; 207/204: 15.3; 208/204: 35.2

Postkinemaattiset kivet ovat zirkoni-ikien virherajat huomioon ottaen samanikäisiä synkinemaattisten kivien kanssa; vain länsiosan postkinemaattiset intruusioidet ovat selkeästi nuorempia, noin 1870 Ma (Kilpeläinen 1998, Alviola et al. 2001, Rämö et al. 2001). Vaikka iänmääritykset eivät siis osoita yksiselitteisesti nuorempaa intruusiotahtumaa, on postkinemaattisten syväkivien leikkaussuhde synkinemaattisiin kiviin havaittu useassa paikassa eri puolilla kompleksia sekä kartoituksen aikana että muiden tekemissä tutkimuksissa (mm. Mäkitie & Lahti 2001). Kompleksin itäosassa olevien Mäntylän ja Muuramen postkinemaattisten intruusioiden ikä on noin 1885 Ma (Nironen & Front 1992, Rämö et al. 2001) eli virherajojen sisällä sama kuin länsiosassa olevien synkinemaattisten tonaliittin ja granodioriitin ikä (Alviola et al. 2001, Rämö et al. 2001).

Iänmääritysaineisto viittaa siihen, että postkinemaattinen magmatismi on siirtynyt kompleksin luoteisosasta länsiosaan aikavälillä 1885–1870 Ma.

Kompleksin länsiosassa olevan Saran kvartsi-maasälpäporfyryjuoni on iältään ongelmallinen. Kiven iäksi on saatu 1883 ± 3 Ma (Rämö et al. 1999) eli tyypillinen läntisen osan synkinemaattinen ikä, ja kuitenkin kivi leikkaa suoraviivaisesti synkinemaattisia kiviä. Kuvan 11 perusteella kompleksin synkinemaattiset syväkivet ovat iältään 1890–1875 Ma. Kankaanpään porfyryrinen graniitti ja Saran juoni voivat edustaa synkinemaattisen vaiheen loppuosan magmatismia. Häädetjärven granofyryrinen graniitti, joka on Saran juonen jatkeena pituussuunnassa, voi niin ikään kuulua synkinemaattiseen magmatismiin.

Eräiden gabrojen (mm. Kainaston gabo-anorto-



Kuva 12. U-Pb-isotooppiaineiston perusteella laaditut konkordiadiagrammit eräistä Keski-Suomen granitoidikompleksin magmakivistä. a) Kankaanpään porfyryrinen graniitti ($x = 6855.50$, $y = 1574.00$). b) Kurun graniitti ($x = 6859.17$, $y = 2488.28$). c) Saarijärven kvartsi-maasälpäporfyryri ($x = 6963.15$, $y = 2557.25$). d) Kaipolan gabro ($x = 6854.14$, $y = 2565.08$).

Figure 12. Concordia diagrams of U-Pb isotopic data from magmatic rocks of the Central Finland Granitoid Complex. a) Kankaanpää porphyritic granite. b) Kuru granite. c) Saarijärvi quartz-feldspar porphyry. d) Kaipola gabbro.

siitin kompleksin länsireunalla ja Kangasniemen gabron itäreunalla) hyvin säilynyt magmaattinen mineralogia ja ofiittinen rakenne viittaavat suhteellisen myöhäiseen paikalleen asettumiseen. Näiden kivien ikä ei ole selvillä. Kartta-alueen koilliskolkassa oleva Ristisen gabro-peridotiitti-intruusio on

iältään 1874 ± 1 Ma (Ekdahl 1993) ja siten nuorempi kuin koillisosan postkinemaattiset intruusioidet. Koillisosan mafiset kivet ovat osa siirrosten kontrolloimaa mafista-ultramafista magmatismia (Ekdahl 1993), joka on ehkä pidettävä erillään varsinaisesta Keski-Suomen granitoidikompleksin magmatismista.

METAMORFOOSI

Kompleksia ympäröivät pintakivet ovat yleensä metamorfoituneet amfiboliittifasioksen olosuhteissa. Seinäjoen alueella, kompleksin luoteispuolella, metamorfoosiaste on kohonnut siten, että Seinäjoen andalusiittipitoiset kiilleliuskeet muuttuvat lounaaseen, kompleksin reunaa kohti, migmatiittisiksi granaatti-kordieriittigneisseiksi. Mäkitien (1999) mukaan alueellismetamorfoosin kulminaatiovaihe (noin 730°C , 5 kbar) saavutettiin, kun kompleksin länsireunan synkinemaattiset tonaliitit asettuvat paikalleen 1890–1880 Ma sitten. Luovan postkinemaattisen (~ 1870 Ma) kvartsimontsoniitin paikalleen asettumiseen liittyvä kontaktimetamorfinen aureoli leikkaa alueellismetamorfista vyöhykkeisyyttä. Höltän (1995) mukaan Vaaraslahdella, noin 20 km Keiteleeltä koilliseen, metamorfoosi kulminoitui noin 5 kilobaarin paineessa ja maankuori alkoi lohkoutua vähän ennen kuin 1884 Ma -ikäinen pyrokseenigranitoidi asettui paikalleen.

Kompleksin eteläpuolella, Tampereen vyöhykkeessä, kivet ovat metamorfoituneet myös amfiboliittifasioksen olosuhteissa mutta sen alarajalla. Mineralseurueet vyöhykkeen keskiosassa voidaan tulkita myös osoitukseksi vihreäliuskefasieksen olosuhteista (Kähkönen 1989, Kilpeläinen 1998). Lughangan–Leivonmäen alueen kivet edustavat suunnilleen samaa metamorfoosiastetta kuin Tampereen vyöhykkeen kivet. Tampereen vyöhykkeessä olevat synkinemaattiset Hämeenkyrön ja Värmälän granitoidit ovat aiheuttaneet kontaktimetamorfisen aureolin, joka leikkaa liuskeiden metamorfista rakennetta (Nironen 1989b). Koska Värmälän synkinemaattisen intruusion ikä on 1878 ± 3 Ma (Nironen 1989b), on metamorfoosin huippuvaihe saavutettu Tampereen vyöhykkeessä noin 1880 Ma sitten. Kilpeläisen (1998) mukaan Tampereen vyöhykkeen eteläpuolella olevassa Pirkanmaan vyöhykkeessä migmatiittituuminen on alkanut aikaisemmin kuin metamorfoituminen Tampereen vyöhykkeessä, mutta Mourin ja muiden (1999) mukaan metamorfoosi on kulminoitunut Pirkanmaan vyöhykkeessäkin noin 1880 Ma sitten.

Kompleksin sisällä olevien pintasyntyisten ja puolipinnallisten kivien metamorfoosiasteesta on olemassa vain muutama tutkimus. Mustajärven vulka-

niiteissa ja puolipinnallisissa kivissä on plagioklaasihajarakeiden ohella uraliittirakeita, jotka ovat muuttuneet osittain biotiitiksi; epidootti on yleinen metamorfinen mineraali perusmassassa sekä muuttumistulos plagioklaasihajarakeissa (Walden 1952). Myös Heittolan–Kovelahden alueen puolipinnallisissa ja vulkaanisissa, intermediäärisissä ja mafisisissa kivissä ovat epidootti ja kloriitti tyypillisiä metamorfisia mineraaleja. Sallin (1948) mukaan kivissä on myös muutaman mm:n levyisiä, runsaasti epidoottia sisältäviä juonia. Felsisissä kvartsi-maasäpälisuskeissa on serisiittiytyminen yleistä. Joissakin alumiinin suhteen ylikylläisissä tyypeissä on pienistä muskoviittirakeista koostuvia kasaumia, jotka voivat olla alumiinisilikaattien muuttumistuloksia.

Kurun pohjoispuolella olevassa liuskejaksossa on felsisissä gneississä sillimaniittia, joka on muuttunut osittain retrograadisesti muskoviitiksi. Haukkamaan vulkaniittien ja vulkaanisperäisten kivien metamorfiset mineraaliseurueet muistuttavat läheisesti Heittolan–Kovelahden alueen vastaavia seurueita: epidootti on yleinen intermediäärisissä ja mafisisissa kivissä, ja tuffiiteissa on paikoin muskoviittikasaumia (Tiainen 1983). Niin ikään Kalmarin jakson puolipinnallisissa kivissä epidootti, kloriitti ja muskoviitti ovat yleisiä mineraaleja.

Mäntän kaakkoispuolella on siirrosten rajaama lohko, jossa kiilleliuskeissa esiintyy yleisesti andalusiittia. Andalusiittiporfyroblastit ovat kasvaneet vanhimman liuskettumisen jälkeen mutta ennen alueella vallitsevan itä-läntisen suuntauksen kehittymistä (kuva 13). Noin kaksikymmentä kilometriä idempänä, Jämsänkosken ja Hirvimäen välisellä alueella, on granaatti-kordieriittigneissia, jossa granaattirakeet ovat vierasmuotoisia tai osittain oma-omotoisia ja sisältävät runsaasti kvartsi- ja biotiittisulkeumia. Tällä alueella metamorfoosiaste on siten ollut huomattavasti korkeampi kuin heikommin metamorfoituneessa lohossa.

Makkolan alueen kiilleliuskeissa on porfyroblasteina sekä granaattia että andalusiittia, joista jälkimmäinen on muuttunut valtaosin kiilteeksi (Ikävalko 1981). Metamorfoosiaste kohoaa Leivonmäeltä itään ja toisaalta Makkolasta etelään päin siirryttäessä, joten metamorfoosiaste kasvaa kohti kompleksin

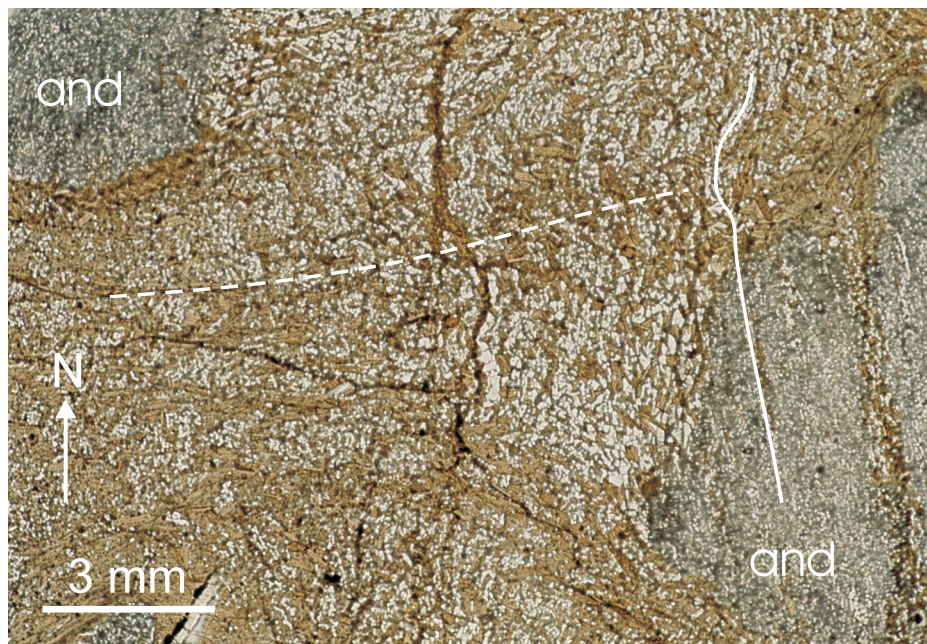
kaakkoisosaa. Kaakkoisosassa metateksiittiset ja diateksiittiset migmatiitit esiintyvät vuorotellen, ja eri-ikäiset syväkivet ja juonet muodostavat monimutkaisen kokonaisuuden (Nironen 1995). Joutsan alueen voimakkaimmin migmatiittituneissa kiillegneisseissä on yleisesti granaattia sekä paikoin kordieriittia ja sillimaniittia (Kallio 1986).

Vesannon karttalehden itäosassa, Iisveden itäpuolella, kivet ovat metamorfoituneet granuliittifasioksen olosuhteissa (Pääjärvi 1991). Myös Rautalammin ja Karttulan karttalehtien rajalla on kvartsi-dioriitin sisällä soikiomainen granuliittifasioksen alue, jossa ortopyrokseeni on yleinen sekä vulkaniiteissa että niitä migmatisoivassa gneissimäisessä tonaliitissa (Pääjärvi 2000).

Jos mineraaliseurue epidootti–kloriitti–muskoviitti, joka on yleinen kompleksin länsiosan vulkaanisissa ja puolipinnallisissa kivissä, edustaa metamorfoosin kulminaatiota, länsiosassa on saavutettu alhaisen amfiboliittifasioksen olosuhteet. Eräissä kiillegneisseissä esiintyvä mineraalipari granaatti–kordieriitti sekä voimakas migmatiittituminen osoittavat edellä esitettyä korkeampaa metamorfoosin kulminaatiovaihetta kompleksin itäosassa. Metamorfoosin jälkeiset siirrokset ovat aiheuttaneet lohkorakenteen, joka ilmenee selvimmin kompleksin

koillisosassa mutta myös mm. keskiosan andalusiittiliuskelohkona.

Kompleksin syväkivissä näkyy yleisesti oliviinin ja pyrokseenien muuttumista amfiboliksi sekä sarrivälkkeen muuttumista biotiitiksi ja kloriitiksi. On vaikea määrittellä, kuvastavatko nämä muutokset alueellista metamorfoosia, sillä vastaavanlaista muuttumista havaitaan metamorfoituneeseen ympäristöön asettuneessa syväkivessä myöhäismagmaattisten fluidien seurauksena. Kun otetaan huomioon syväkivien suuri määrä, niiden kiteytyessä vapautuneet fluidit ovat varmaankin vaikuttaneet merkittävästi sulkeumina olevien pintasyntyisten kivien mineralogiaan. Tämä selittäisi länsi- ja keskiosan puolipinnallisissa kivissä ja pintasyntyisissä kivissä havaittavat melko alhaisen metamorfoosiasteen mineraaliseurueet. Toisaalta kompleksin koillisosassa yleinen pyrokseenipitoisuus ja korkea metamorfoosiaste viittaavat siihen, että alueellisen metamorfoosiasteen vaihtelut heijastuvat myös syväkivien mineralogiassa; korkean asteen metamorfoosilla ja syväkivien pyrokseenipitoisuudella on kiinteä syy-yhteys. Eräiden gabrojen hyvin säilynyt magmaattinen mineralogia puolestaan viittaa siihen, että nämä intrusiot ovat asettuneet paikalleen alueellisen metamorfoosin ja fluiditoiminnan lakattua.



Kuva 13. Mikroskooppikuva andalusiittiliuskeesta. Nikolit yhdensuuntaiset. Vanhempi liuskeisuus (S_1 , ehyt viiva) näkyy andalusiitin (and) sisällä ja andalusiitin painevarjoalueella. Andalusiitti on kasvanut S_1 -liuskeisuuden kehittyttyä mutta ennen itä-läntisen krenulaatioliuskeisuuden (S_2 , katkoviiva) kehittymistä. Kuorevesi ($x = 6876.87$, $y = 2538.91$).
Figure 13. Photomicrograph of andalusite schist, parallel nicols. Older foliation (S_1 , solid line) is seen within andalusite (and) and in pressure shadow area. Andalusite grew after S_1 but before the development of the east-west trending crenulation cleavage (S_2 , broken line).

TEKTONIIKKA

Rakennetulkintoja

Kartoituksen yhteydessä ei ollut mahdollista tehdä yksityiskohtaista rakennetutkimusta, joten tieto rakenneseurannoista perustuu alueelta tehtyihin erillistutkimuksiin (lähinnä pro gradu -töihin). Tiaisen (1983) mukaan Haukkamaan vulkaniiteissa voidaan erottaa neljä deformaatiovaihetta, joista (nykyisessä maantieteellisessä koordinaatistossa) pohjois-eteläinen D_2 -vaiheen puristus on tuottanut läpikotaisen S_2 -liuskeisuuden ja siihen liittyvän L_2 -lineaation. D_3 -vaiheen itä-läntinen puristus on poimuttanut D_2 -rakenteita. Ikävälkon (1981) tulkinta Makkolan pintasyntyisten kivien D_2 - ja D_3 -rakenteista vastaa Tiaisen (1983) esittämää; tällä alueella kerroksellisuuden suuntainen S_1 -liuskeisuus liittyy koillis-lounaissuuntaisiin syn- ja antiformeihin. Myös Mäntän kaakkoispuolella olevassa heikommassa metamorfoituneessa lohossa erottuu varhaisempi liuskeisuus (S_1), jota vallitseva itä-läntinen liuskeisuus (S_2) poimuttaa (kuva 13).

Karppanen (1970) erotti Luhangan alueella yhden, vallitsevan liuskeisuuden, johon liittyy mineraalilineaatio. Alueella esiintyy kuitenkin paikoin vanhempi mineraalisuuntaus, joten myös Luhangan vyöhykkeen vallitseva, suunnilleen koillis-lounaissuuntainen liuskeisuus on S_2 (Nironen & Bateman 1989). Esitettyjen havaintojen ja tulkintojen perusteella kompleksin eteläosassa vallitseva suunnilleen itä-läntinen liuskeisuus on alueellinen S_2 .

Synkinemaattisten syväkivien suuntautuneisuus on tyypillisesti läpikotaista ja liuskeisuus voi olla poimuttunut (ks. kuva 5c). Kompleksin länsireunassa olevien synkinemaattisten tonaliittien liuskeisuus on yhdensuuntainen ympäröivien pintasyntyisten kivien vallitsevan S_2 -liuskeisuuden kanssa (Mäkitie 1999, Lehtonen et al. 2003). Samanlainen yhdensuuntaisuus ympäröivien pintakivien vallitsevan suuntauksen kanssa näkyy yleisesti kompleksin reu-

naosissa sekä myös suurissa pintakivistä koostuvissa sulkeumissa. Luhangan pintasyntyisten kivien vyöhykkeessä oleva granodioriitti asettui paikalleen D_2 -vaiheen aikana (Nironen & Bateman 1989).

Kompleksin länsiosan postkinemaattisissa kivissä näkyy usein heikohkoa magmaattista suuntausta, joka on syntynyt kiven asettuessa osittain kiteytyneenä lopullisesti paikalleen. Luovan intruusio leikkaa synkinemaattisen tonaliitin S_2 -liuskeisuutta, joten se on selkeästi postkinemaattinen (Mäkitie & Lahti 2001).

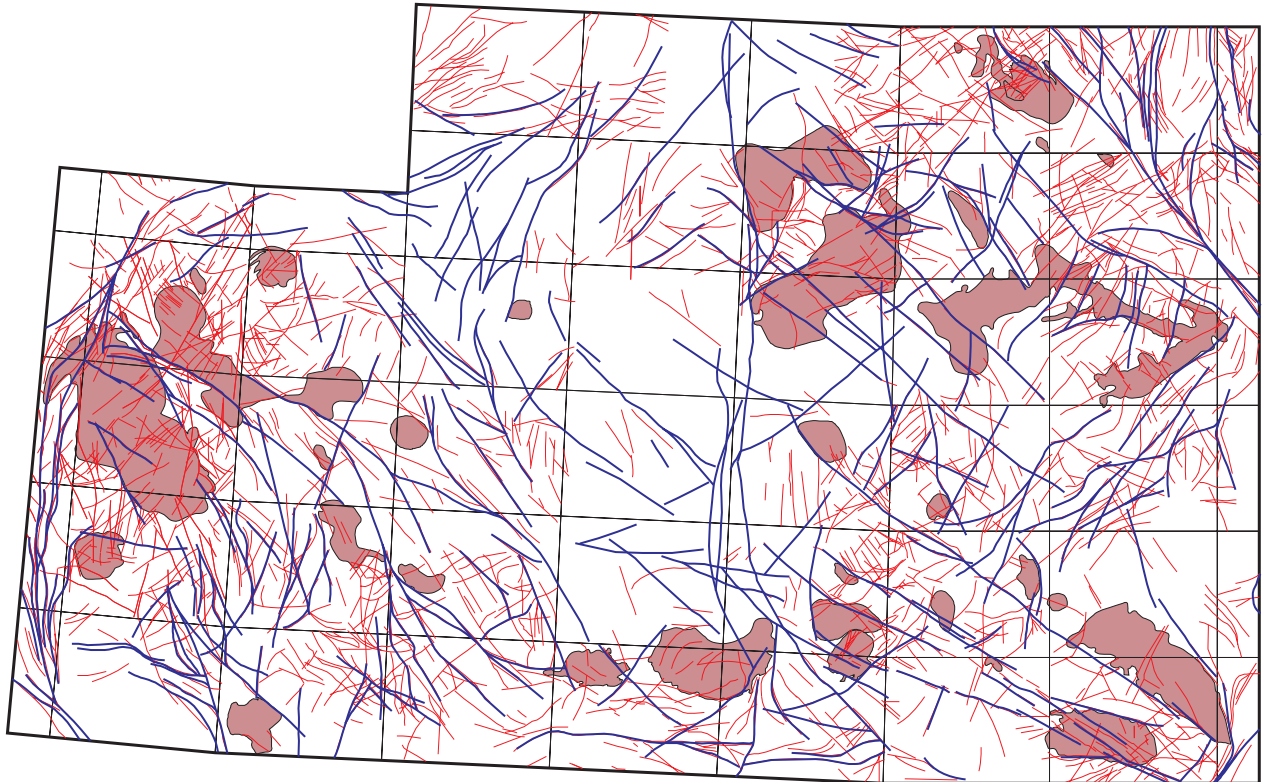
Kompleksin koillisosassa postkinemaattiset kivet ovat länsiosan vastaavia kiviä vanhempia ja myös deformatuneempia – tämä aiheuttaa ongelmia määriteltäessä, onko kivi synkinemaattinen vai postkinemaattinen. Viitasaarella Mäntylän postkinemaattisessa syväkivikompleksissa vanhin tektoninen suuntaus näkyy gneissisulkeumissa (Nironen & Front 1992). Syväkivissä voidaan erottaa neljä deformaatiotapahtumaa D_a – D_d , joista kaksi varhaisinta on läpikotaista ja nuoremmat esiintyvät hierto- ja saumoina. Pääjärven (1991) mukaan porfyyriset granodioriitit ja graniitit ovat Vesannon alueen nuorimpia kiviä, mutta nämäkin ovat yleensä deformatuneita. Siten Vesannon karttalehden (3313) länsiosassa synkinemaattisen ja postkinemaattisen porfyyrisen granodioriitin väliin merkittävä rajaa on pidettävä vain viitteellisenä.

Rakennetulkintoista voidaan päätellä, että kompleksin syväkivet ovat syn- ja postkinemaattisia suhteessa alueelliseen D_2 -deformaatioon. Koillisosan postkinemaattiset kivet ovat deformatuneet hierto- ja liikunnoissa voimakkaammin kuin länsiosan postkinemaattiset kivet. Lisäksi synkinemaattisissa ja postkinemaattisissa kivissä erottuu yleisesti hiertosaumaparia, jotka lienevät syntyneet kiteytymisen jälkeisen maankuoren kohoamisen aikana.

Lineamenttitulkinta

Lineamenttitulkinta perustuu pääasiassa aeromagneettiseen matalalentoaineistoon niiltä alueilta, joista se on saatavissa, ja korkeusmalliin (25 m:n tarkkuus) muilta alueilta. Lineamentit jaettiin kahteen merkittävyysluokkaan, joista 1. luokan lineamentit on merkitty kartalle. Molemmat lineamenttiluokat on esitetty kuvassa 14. Sellaisia lineamentteja, jotka erottuivat korkeusmallissa mutta eivät aeromagneettisella kartalla, pyrittiin välttämään, kos-

ka ne ovat luultavasti glasigeenisia (drumliineja tms.). Lineamenti, joka kulkee Muuramen eteläpuolelta Leivonmäelle, kulkee Pääjärven syvimmästä kohdasta (95 m) ja osoittaa, että lineamentit ovat merkittäviä maankuoren ruhjevyöhykkeitä. Samoin Virroilla olevan Toisveden suoraviivainen länsireuna, jonka lähellä vettä on syvimmillään 80 metriä, on osa pidempää lineamenttia.



Kuva 14. Lineamentitulkinta Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelta. Lineamentit on jaettu 1. luokan (paksut siniset viivat) ja 2. luokan (ohuet punaiset viivat) lineamenteihin. Kuvassa näkyvät myös postkinemaattiset intruusiot.

Figure 14. Lineament interpretation of the Central Finland Granitoid Complex area. The lineaments are divided into major (thick blue lines) and minor (thin red lines). The location of the postkinematic intrusions is also show.

Siirrokset

Sekä synkinemaattisissa että postkinemaattisissa kivissä liuskeisuuden kulku kiertyy kohti 1. luokan lineamenteja ja samalla voimistuu. Tämä osoittaa, että nämä lineamentit ovat merkittäviä rakennelementtejä. Muutama lineamentti on kartta- ja kenttähavaintojen perusteella selkeästi siirros, ja muutkin 1. luokan lineamentit on tulkittu siirroksiksi.

Lineamentitulkinnan tulokset voidaan jakaa karkeasti kolmeen suuntaryhmään: 1) 20°–40°; 2) 120°–135°; ja 3) 0°. Ryhmän 1 siirrokset erottavat kompleksin kaakkoisosassa lohkon, jossa ei juuri esiinny synkinemaattisia porfyryisiä kiviä. Ne lohkovat myös Makkolan alueen pintasyntyiset kivet eri metamorfoosiasteen lohkoihin, joten niillä on vertikaalinen komponentti. Saman siirrosparven jatke katkaisee Kaipolan alueella terävästi vulkaniittivyöhykkeen. Kaipolan gabroa rajaava ryhmän 2 siirros on aiheuttanut edelläkuvattuun ryhmän 1 siirrokseen oikeakätisen siirtymän, joka näkyy sekä siirtymänä ryhmän 1 lineamenteissa että paljastumalla paljain silmin erottavana S-C -rakenteena. Tässä ja muutamassa muussa tapauksessa ryhmän 2 siirros on

selvästi nuorempi kuin ryhmän 1 siirros, ja ikäsuhde voidaankin kattaa koskemaan kompleksin kaakkoisosan kaikkia ryhmän 1 ja 2 siirroksia.

Tieleikkauksessa Kaipolan gabron länsireunassa magmojen sekoittumista osoittavat piirteet siirroksessa sekä toisaalta Kurun eteläpuolen synkinemaattisten graniittien kaartuvat rakenteet viittaavat vahvasti siihen, että ryhmän 2 siirrokset ovat olleet aktiivisia jo siihen aikaan, kun yllä mainitut synkinemaattiset kivet ovat asettuneet paikalleen. Siirrokset ovat olleet oikeakätisiä ja transpressionaalisia.

Myös monilla postkinemaattisen ryhmän intruusioilla näyttää olevan yhteys ryhmän 2 siirrokseen (kuva 14). Kompleksin koillisosassa tämän ryhmän siirrokset leikkaavat 1885–1880 Ma ikäisiä postkinemaattisia intruusioita, kun taas useat etelä- ja länsiosan 1880–1870 Ma ikäiset postkinemaattiset intruusiot rajautuvat ryhmän 2 siirrokseen, jotka näyttävät kontrolloineen intruusioiden paikalleenasettumista. Siirrokset ovat olleet tässä vaiheessa ekstensionaalisia tai transtensionaalisia, sillä postkinemaattisissa intruusioissa ei näy aktiiviseen hierto-

vyöhykkeeseen asettuneelle intruusiolle tyypillisiä sisäisiä rakenteita (esim. Hutton 1988). Kompleksin länsiosassa oleva Isojoen ~1870 Ma -ikäinen intruusio leikkaa eräitä ryhmän 2 siirroksia. Edellä esitetyn perusteella voidaan päätellä, että ryhmän 2 siirrokset ovat olleet aktiivisia 1880 Ma sitten, mutta liikunnot ovat loppuneet noin 1870 Ma sitten.

Siirrosparville ei voi esittää yksiselitteisiä ikäsuhteita, koska siirrokset ovat olleet aktiivisia useissa eri vaiheissa. Kuten aiemmin todettiin (s. 34), kuoren lohkoutumista on tapahtunut kartta-alueen koillisosan lähellä (Vaaraslahdella) jo noin 1885 Ma sitten. Näyttäisi siltä, että kaakkoisosan ryhmän 1 siirrokset ovat kehittyneet pääasiassa ennen ryhmän 2 siirroksia, jotka ovat olleet aktiivisia aikavälillä 1880–1870 Ma. Kartan koillisosassa oleva Iisveden siirros, joka suuntansa perusteella kuuluu ryhmään 2, jakaa kallioperän metamorfisiin lohkoihin (Korsman et al. 1984). Tämä lohkoutuminen on tapahtunut ehkä vasta aikavälillä 1830–1810 Ma (Korsman et al. 1988).

Kompleksin länsireunassa, keskiosassa ja koillis-kulmassa on pohjois-eteläinen eli ryhmään 3 kuuluva lineamenttiparvi. Keskiosan Kyyjärveltä Keuruun kautta Kuorevedelle ulottuvassa siirrosparvessa on yksittäisten viitteiden perusteella oikeakätinen horisontaalikomponentti. Ryhmän 2 ja 3 siirrokset rajaavat Mäntän itäpuolella ympäristöään

alemman metamorfoosiasteen lohkon, jossa on andalusiittiliusketta. Näissä siirroksissa on siten myös vertikaalikomponentti. Virroilla Toisveden länsirantaa kontrolloiva, suunnassa 155° oleva siirros leikkaa ryhmän 2 siirroksia. Saattaa olla, että tämän siirroksen ohella kompleksin keskiosan ryhmän 3 siirrokset ovat alueen nuorimpia maankuoren mitta-kaavan siirroksia.

Kompleksin länsiosassa on suunnissa 120° ja 100° muutama ryhmään 2 laskettava lineamentti, joka leikkaa postkinemaattista intruusiota. Nämä lineamentit ovat muutamien kompleksin ulkopuolelta tehtyjen maastohavaintojen perusteella diabaasijuonien aiheuttamia. Myös Oriveden ja Joutsan–Hirvensalmen alueilla on ryhmään 2 kuuluvia lineamentteja, joissa on maastohavaintojen perusteella Hämeen diabaasijuoniparveen kuuluvia juonia (Laitakari 1987, Kallio 1987). Hämeen diabaasijuonet liittyvät rapakivimagmatismiin (Laitakari 1969) ja ovat siten asettuneet paikalleen yli 200 Ma Keski-Suomen granitoidikompleksin postkinemaattisen magmatismien jälkeen; kompleksi on ollut tässä vaiheessa ekstensionaalinen alue. Näyttäisi siltä, että nämä mafiset magmat ovat asettuneet paikalleen jo huomattavasti aiemmin kehittyneitä, rapakivimagmatismien aikana reaktivoituneita siirroksia myöten ainakin Joutsan–Hirvensalmen alueella.

KIITOKSET

Kartoitus ja kartan työstäminen eivät olisi onnistuneet ilman sujuvaa yhteistyötä. Kalevi Korsman oli Global Geoscience Transect -hankkeen vastuullisena johtajana kartoituksen alullepanija. Kartoitukseen ja kartan tuottamiseen osallistuivat Brent Elliott, Paula Kosunen, Eira Kuosmanen, Reijo Niemelä, Mikko Nironen, Päivi Toikkanen, Petri Virransalo ja Pekka Wasenius. Maija Kurimo ja Tapio Ruotoistenmäki tuottivat aeromagneettisia karttoja työn eri vaiheissa. Raimo Lahtinen antoi käyttöön GTK:n kalliogeokemian projektin aineistoa sekä

Matti I. Lehtonen Etelä-Pohjanmaan kartoitushankkeen, Matti Pajunen Porin hierontovyöhykehankkeen ja Reino Kesola rakennuskivihankkeen aineistoa. Matti Vaasjoki antoi käyttöön tässä julkaistun isotooppiaineiston ja Kari Yli-Kyyny Heittolan–Kovelahden ja Kankaanpään vulkaniittialueiden kivilajitulkinat. Hannu Mäkitie ja Raimo Lahtinen tekivät käsikirjoitukseen tekstin luettavuutta parantaneita ehdotuksia. Kiitän lämpimästi kaikkia työn eri vaiheisiin osallistuneita henkilöitä heidän panoksestaan.

Summary: Central Finland Granitoid Complex

Introduction

The Central Finland Granitoid Complex (CFGC), covering an area of about 44 000 km², was mapped in the scale 1:400 000 in the 1890's and 1930's. Basic regional mapping in the scale 1:100 000 has been carried out in the CFGC area from late 1940's but not systematically, probably because of the vision that the area is uninteresting with respect to ore prospecting. Hence the bedrock of the CFGC has been poorly known, and more detailed studies have been mainly M.Sc. theses on restricted areas. The majority of the CFGC (about 41 000 km²; Fig. 1) was remapped mainly during 1993–1994. Emphasis was set into areas with only maps in the scale 1:400 000 (Fig. 2).

The scale of the map is 1:400 000. In addition to geological data from previous studies and ongoing mapping projects, available low altitude aeromag-

netic maps were used in compilation of the map. The nomenclature of the magmatic rocks was harmonized according to the IUGS recommendation (Streckeisen 1973). The prefix 'meta' was omitted from the names of the metamorphosed supracrustal and subvolcanic rocks. The term 'micaschist' covers both psammitic greywackes and pelitic rocks, and 'mica gneiss' encompasses the coarser, often migmatitic varieties of these rock types.

A type of cumulus texture in which the phenocrysts are in contact with each other is found in some porphyritic plutonic rocks. The term *cryst-supported* is introduced for this texture. The development of such a texture increased considerably the viscosity of the magma during emplacement.

Geological outline

The CFGC constitutes the core of the Svecofenian Arc complex of (central and) western Finland (Korsman et al. 1997). The previous zircon whole rock ages from the CFGC range from 1.89 Ga to 1.88 Ga (Huhma 1986, Kallio 1986, Patchett & Kouvo 1986, Pääjärvi 1991). The oldest Svecofenian rocks are 1.92–1.91 Ga gneissic tonalites in the northeastern part of the CFGC which are remnants of the Primitive arc complex of central Finland (Korsman et al. 1984, Vaasjoki & Sakko 1988). The complex is bordered in the south by the Tampere Belt with well preserved and thoroughly studied volcanic and sedimentary successions (e.g. Ojakangas 1986, Nironen 1989a, Kilpeläinen 1998, Kähkönen 1999). The Tampere Belt continues in the east to the interior of the CFGC. The supracrustal rocks to the east of the CFGC are sedimentary rocks of higher metamorphic grade which have been faulted into distinct metamorphic blocks (Korsman et al. 1984, Korsman et al. 1988).

The CFGC is dominated by granodiorites and granites (Fig. 3a). The amount of supracrustal rocks and mafic plutonic rocks is minor and the composition of the latter rocks is generally dioritic. The mafic plutonic and volcanic rocks, some of the intermediate volcanic rocks, and some magnetite-bearing granites are seen as positive anomalies in the aeromagnetic map (Fig. 3b). The large east-west trending positive anomaly in the southern part of the CFGC probably has a source deeper in the crust (Lahtinen & Korhonen 1996).

During mapping, it turned out that the plutonic rocks may be divided into *synkinematic* and *postkinematic* with respect to the prominent deformation in the CFGC area. The location of the postkinematic intrusions is shown in Fig. 3c. The mineralogical and geochemical characteristics, e.g. the alkaline affinity of the postkinematic plutons (Elliott et al. 1998, Nironen et al. 2000) as well as recent age determinations support the division.

Felsic plutonic rocks

Both even-grained and porphyritic granites are common in the CFGC. The even-grained granites vary from small-grained (1–3 mm) to less abundant coarse-grained (10–30 mm; Fig. 4a). In the porphyritic granites, the size of the subhedral to anhedral K-feldspar phenocrysts varies from 1–3 cm up to 5

cm. The size of plagioclase phenocrysts is minor, 0.5–2 cm. The amount of phenocrysts varies from sporadic to one with *cryst-supported* texture (Fig. 4b). The latter case is found e.g. in the interior of the postkinematic Jämsä pluton (map sheet 2233). The marginal quartz monzonite (also with *cryst-*

supported texture) grades into the porphyritic granite which in turn grades into a coarse, quartz-rich phase in the center (see Elliott et al. 1998). The K-feldspars in the postkinematic porphyritic granites are in places mantled by a plagioclase rim (Fig. 4c). Pyroxene-bearing granite is found as a marginal variety of some postkinematic granites.

Even-grained, medium-grained granodiorites are the most typical plutonic rocks in the CFGC. The granodiorites grade into tonalites which are especially abundant in the western part of the complex. Both rock types typically contain small mafic magmatic enclaves (Fig. 5a). While the tonalites are even-grained, there is a whole gradation from even-grained granodiorites to those with sporadic feldspar phenocrysts (Fig. 5b) to granodiorites with

cryst-supported porphyritic texture. The size of feldspar phenocrysts may be up to 7 cm. The tectonic fabric of the granodiorites varies from slight foliation to gneissic, folded foliation (Fig. 5c).

The quartz monzonites are almost invariably postkinematic; they may occur as marginal phases (e.g. in Jämsä) or constitute the whole pluton (Nironen et al. 2000). The quartz monzonites are coarse-grained or coarse-porphyritic, darkish rocks (Fig. 6) that are usually strongly weathered. The euhedral to subhedral K-feldspar (1–4 cm) and plagioclase (1–1.5 cm) phenocrysts usually form a cryst-supported texture, and the K-feldspar phenocrysts are commonly mantled by plagioclase. Ortho- and clinopyroxene are found as accessory minerals in the postkinematic quartz monzonites.

Intermediate and mafic plutonic rocks

The intermediate plutonic rocks occur as complexes in which the composition grades from quartz monzodiorite to monzodiorite and quartz diorite. The rocks are generally medium- and even-grained but K-feldspar phenocrysts may be found sporadically in the monzonitic varieties.

Small gabbro-diorite bodies are found throughout the CFGC area. They cause the strongest positive magnetic anomalies in the CFGC area. Some bodies (e.g. Kaipola, map sheet 2144) are clearly layered while others show irregular compositional variation. The grain-size in a single body may vary

from medium to fine-grained, the latter with a subophitic texture. A few small ultramafic bodies are also associated with the gabbros. Some mafic bodies (e.g. Kuru, map sheet 2213) exhibit magma mingling textures with synkinematic granodiorites and tonalites (Fig. 7). The gabbros and diorites typically contain laths of late-magmatic biotite, and some gabbros in the eastern part of the complex show well-preserved ophitic texture and minimal alteration (Fig. 8). The Perämaa gabbro-quartz diorite (map sheet 1234) is an example of a postkinematic mafic intrusion.

Subvolcanic rocks

Many fine-grained rocks that were marked in previous maps as volcanic were reinterpreted as subvolcanic rocks. In places they grade into plutonic rocks with slight increase in grain-size. The subvolcanic rocks are typically porphyritic with small, euhedral to subhedral plagioclase (0.5–5 mm), uralite (0.5–2 mm), quartz (0.5–3 mm), and

K-feldspar (0.5–5 mm) phenocrysts (Fig. 9). The intermediate and felsic rocks are distinguished by phenocrysts: plagioclase or plagioclase and uralite are abundant phenocrysts in the intermediate types whereas quartz, plagioclase and in places also K-feldspar occur as phenocrysts in the felsic subvolcanic rocks.

Supracrustal rocks

The most typical volcanic rocks in the map area are fine-grained, faintly layered tuffites and plagioclase- or plagioclase-uralite-phyric tuffs of intermediate composition. The tuffites contain mafic and less commonly felsic volcanic interlayers, and also pelitic interlayers. The porphyritic tuffs in places contain epidote-rich clots, in places a fragmental

texture is evident. Most of the volcanic rocks were redeposited subsequent to eruption (Fig. 10).

Mafic volcanic rocks are mainly located in the southern part of the map area, generally as interlayers in volcanic rocks of intermediate composition. Most common mafic rocks are massive or uralite-phyric tuffs. Rocks with breccia structure

have been observed in several locations but the only rocks with pillow structure are found in the Haveri basalts in the Viljakkala area (map sheets 2122 and 2124; see Kähkönen & Nironen 1994).

Felsic volcanic rocks are found in a few places, e.g. in the Heittola area (map sheet 2122) where fragmental and fiamme-like textures in a feldspar porphyry suggest an ignimbritic origin. More common felsic rocks are quartz-feldspar schists and gneisses that are found among the other supracrustal rocks throughout the entire CFGC area. These

variably layered rocks are probably tuffites that consist mainly of reworked volcanic material.

Mica schists are found within the Tampere Belt and its extension, the Luhanka–Leivonmäki area (map sheets 3122 and 3211). The turbiditic rocks contain graded and cross bedding structures as well as conglomerate interbeds. The mica gneisses are migmatitic biotite or biotite hornblende gneisses that generally lack primary structures. The rarity of aluminium silicates suggests a major volcanic component also in these rocks.

Age relationships

The age data from the CFGC is shown in Fig. 11 and some previously unpublished ages in Fig. 12 and Table 2. The 1.92–1.91 Ga ages in the eastern part of the complex (Korsman et al. 1984, Vaasjoki & Sakko 1988, Nironen 1995) as well as the Nd isotopic composition of the CFGC (Lahtinen & Huhma 1997, Rämö et al. 2001) indicate plutonism that predated the 1.89–1.88 Ga synkinematic period.

The synkinematic plutonic rocks crosscut the adjacent supracrustal rocks in the marginal areas of the CFGC as well as the supracrustal rocks within the CFGC. The tonalites, granodiorites and gabbrodiorites appear to be the oldest synkinematic rocks. The gradation of the subvolcanic rocks into synkinematic plutonic rocks as well as the similar ages imply that the subvolcanic rocks are part of the synkinematic magmatic event.

The postkinematic rocks of the eastern part are coeval with the synkinematic rocks (1.89–1.88 Ga) but slightly younger in the western part (1.87 Ga; Fig. 11). Although the age data does not unambiguously indicate a younger postkinematic period, cross-cutting relationship between the postkinematic and synkinematic rocks has been observed in several sites within the CFGC.

The gabbros in the northeastern part of the map area are 1875 Ma in age (Ekdahl 1993), i.e. younger than the postkinematic (1885 Ma) rocks in that area. These intrusions belong to a group of mafic-ultramafic intrusions that are tectonically controlled by a fault swarm running along the Archean–Proterozoic margin and may not be included in CFGC magmatism.

Metamorphism

The supracrustal rocks surrounding the CFGC were generally metamorphosed at amphibolite facies peak conditions but granulite grade was attained in the northeastern part of the map area. In the northwestern marginal area of the complex, peak metamorphism (730°C, 5 kbar) was attained when the synkinematic tonalites were emplaced (Mäkitie 1999); the contact metamorphic aureole around the postkinematic Luopa intrusion (map sheet 2221) overprints regional metamorphism. Metamorphism culminated coevally with the emplacement of a 1885 Ma pyroxene granitoid slightly north of the northeastern part of the map area (Hölttä 1995). The emplacement of the synkinematic (1880 Ma) granitoids within the Tampere Belt have also caused

a contact metamorphic aureole (Nironen 1989b) indicating that peak metamorphism was attained in the Tampere Belt at 1880 Ma. Metamorphism culminated at 1880 Ma also in the migmatites to the south of the Tampere Belt (Mouri et al. 1999).

The minerals garnet and cordierite in some mica gneisses as well as intense migmatization indicate amphibolite facies conditions in the eastern part of the CFGC whereas the mineral assemblage epidote–chlorite–muscovite, common in the supracrustal and subvolcanic rocks of central and western CFGC, suggests lower amphibolite facies conditions. This mineral assemblage is possibly retrograde due to late-magmatic fluid circulation.

Tectonics

Structural studies from several areas within the CFGC and from adjacent supracrustal belts (e.g. Kilpeläinen 1998) consistently suggest that regional S_2 , resulting from compression in the (present) north-south direction, is the prominent foliation in the supracrustal rocks (Fig. 13). In the northwestern marginal area, S_2 may be traced from the supracrustal rocks into the complex as the main foliation in the synkinematic tonalites (Mäkitie 1999), and the postkinematic Luopa intrusion (map sheet 2221) truncates S_2 (Mäkitie & Lahti 2001). Hence the plutonic rocks in the CFGC are synkinematic and postkinematic with respect to regional D_2 deformation. It is difficult to assess in the northeastern part of the complex whether a rock is synkinematic or postkinematic because also the 1885 Ma postkinematic rocks are generally deformed.

The trend directions of the major lineaments in the map area (Fig. 14) may be grouped grossly into 1) 20° – 40° , 2) 120° – 135° and 3) 0° . The Group 1 lineaments in the southeastern part of the CFGC cause a metamorphic block structure, hence they are faults that have a vertical component. A few

field observations indicate that the Group 2 faults deform Group 1 faults and contain a dextral horizontal displacement component. The curving foliations in some synkinematic granites (map sheet 2124) indicate that at least some Group 2 faults were active during synkinematic magmatism in the west and that the faults were transpressional with a dextral horizontal displacement component. Moreover, Group 2 faults appear to have controlled the emplacement of many postkinematic intrusions. Since the postkinematic intrusions do not show internal structures typical of plutons emplaced in active shear zones (e.g. Hutton 1988), the faults were extensional or transtensional during postkinematic magmatism. One 1.87 Ga postkinematic pluton in the western part of the CFGC crosscuts Group 2 faults. Hence the Group 2 faults were active during 1880–1870 Ma. Subsequent faulting at Group 2 direction, possibly during 1830–1810 Ma (Korsman et al. 1988), caused a metamorphic block structure in the northeastern part of the map area. The Group 3 faults are interpreted as the youngest major faults in the CFGC area.

KIRJALLISUUSVIITTEET—REFERENCES

- Alviola, R., Mänttari, I., Mäkitie, H. & Vaasjoki, M. 2001.** Svecofennian rare-element granitic pegmatites of the Ostrobothnia region, western Finland; their metamorphic environment and time of intrusion. Geological Survey of Finland, Special Paper 30, 9-29.
- Ekdahl, E. 1974.** Saarisen–Viitajärven emäksinen intrusiivi ja sen tektoninen asema Savon liuskejaksossa, Tervossa. Pro gradu –tutkielma, Oulun yliopisto. 100 s.
- Ekdahl, E. 1993.** Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the Evolution of the Raahe–Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 373. 137 s.
- Elliott, B. A., Rämö, O. T. & Nironen, M. 1998.** Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88-1.87 Ga postkinematic granite plutons in the Central Finland Granitoid Complex. *Lithos* 45, 109-129.
- Frosterus, B. 1900.** Suomen geologinen yleiskartta (vuorilajikartta) 1 : 400 000, lehti C2 Mikkeli.
- Hangala, S. L. 1982.** The plutonic rocks and the associated ore mineralizations at Palokka, Jyväskylä, Central Finland. Pro gradu –tutkielma. Helsingin yliopisto. 61 s.
- Huhma, A., Salli, I. & Matisto, A. 1952a.** Kallioperäkartta, lehti 2122 Ikaalinen. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Huhma, A., Salli, I. & Matisto, A. 1952b.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartan selitys, lehti 2122 Ikaalinen. 75 s.
- Huhma, H. 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 337. 48 s.
- Hutton, D. H. W. 1988.** Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79, 245-255.
- Hölttä, P. 1995.** Contact metamorphism of the Vaaraslahti pyroxene granitoid in Pielavesi, Central Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 382, 27-79.
- Ikävalko, O. 1981.** Makkolan–Kokkonkylän suprakrustinen vyöhyke. Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto. 119 s.
- Kallio, J. 1983.** Den porfyriska granodioriten i Joutsa, dess intrusionsmekanism och tektoniska ställning. *Lisensiaattitutkielma*, Åbo Akademi. 73 s.
- Kallio, J. 1982.** Kallioperäkartta, lehti 3122 Joutsa. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Kallio, J. 1986.** Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkarttojen selitykset, lehti 3122. Joutsan kartta-alueen kallioperä. 56 s.
- Kallio, J. 1987.** Joutsan seudun diabaasijuonet. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76, 117-120.
- Kallio, J. 1988.** Kallioperäkartta, lehti 3124 Hirvensalmi. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Karppanen, T. 1970.** Tampereen liuskejaksion geologiaa Luhangan Tammijärvellä. Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto. 75 s.
- Keski-Suomen rakennus- ja teollisuuskiviselvitys.** Keski-Suomen seutukaavaliiton julkaisu, sarja B, 95. 128 s.
- Kilpeläinen, T. 1998.** Evolution and 3D modelling of structural and metamorphic patterns of the Palaeoproterozoic crust in the Tampere–Vammala area, southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 397. 124 s.
- Korsman, K., & Korja, T. 1999.** The Global Geoscience Transects Project in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 5-12.
- Korsman, K., Niemelä, R. & Wasenius, P. 1988.** Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 343, 89-96.
- Korsman, K., Hölttä, P., Hautala, T. & Wasenius, P. 1984.** Metamorphism as indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 328. 40 s.
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. & Pekkala, Y. (Editors) 1997.** Bedrock map of Finland 1:1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland.
- Kähkönen, Y. 1989.** Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 345. 104 s.
- Kähkönen, Y. 1999.** Stratigraphy of the central parts of the Palaeoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland: review and revision. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 13-29.
- Kähkönen, Y. & Nironen, M. 1994.** Supracrustal rocks around the Haveri Au-Cu deposit, southern Finland: evolution from a spreading center to a volcanic arc environment. Geological Survey of Finland, Special Paper 19, 141-159.
- Lahti, S. I. 1985.** Porphyritic pyroxene-bearing granitoids – a strongly weathered rock group in central Finland. *Fennia* 163, 315-321.
- Lahti, S. I. & Mäkitie, H. 1990.** Kallioperäkartta, lehti 2221 Jalasjärvi. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Lahtinen, R. 1988.** Rautalammin Pukkiharjun sulfidiesiintymän ja sen sivukivien geokemia ja petrologia. *Lisensiaattitutkielma*, Helsingin yliopisto. 167 s.
- Lahtinen, R. 1996.** Geochemistry of Palaeoproterozoic supracrustal and plutonic rocks in the Tampere–Hämeenlinna area, southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 389. 113 s.
- Lahtinen, R. & Korhonen, J.V. 1996.** Comparison of petrophysical and rock geochemical data in the Tampere–Hämeenlinna area, southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 392. 45 s.
- Lahtinen, R. & Huhma, H. 1997.** Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93-1.79 Ga Svecofennian crust and mantle in Finland. *Precambrian Research* 82, 13-34.
- Laitakari, I. 1969.** On the set of olivine diabase dikes in Häme, Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 241. 65 s.
- Laitakari, I. 1973.** Kallioperäkartta, lehti 2144 Kaipola. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Laitakari, I. 1986.** Kallioperäkartta, lehti 2142 Orivesi. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Laitakari, I. 1987.** Hämeen subjotuninen diabaasijuoniparvi. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76, 99-116.
- Laiti, I. O. 1976.** Kallioperäkartta, lehti 2231 Mänttä. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Lehtonen, M. I., Kujala, H., Kärkkäinen, N., Lehtonen, A., Mäkitie, H., Mänttari, I., Virransalo, P. & Vuokko, J. 2003.** Etelä-Pohjanmaan kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the South Ostrobothnia area. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 157. 125 s.
- Marmo, V. 1963a.** Kallioperäkartta, lehti 2232 Keuruu. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Marmo, V. 1963b.** Suomen geologinen kartta 1: 100 000. Kallioperäkartan selitys, lehti 2232 Keuruu. 55 s.
- Marmo, V. 1965a.** Kallioperäkartta, lehti 2214 Virrat. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.

- Marmo, V. 1965b.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartan selitys, lehti 2214 Virrat. 63 s.
- Marmo, V. & Laiti, I. 1970.** Kallioperäkartta, lehti 2241 Ähtäri. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Matisto, A. 1960.** Kallioperäkartta, lehti 2213 Kuru. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Matisto, A. 1961.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartan selitys, lehti 2213 Kuru. 40 s.
- Mouri, H., Korsman, K. & Huhma, H. 1999.** Tectono-metamorphic evolution and timing of the melting processes in the Svecofennian Tonalite-Trondhjemite Migmatite Belt: An example from Luopioinen, Tampere area, southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 31-56.
- Mäkelä, K. 1980.** Geochemistry and origin of Haveri and Kiipu, Proterozoic strata-bound volcanogenic gold-copper and zinc mineralizations from southwestern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 310. 79 s.
- Mäkitie, H. 1990.** Progressiivinen metamorfoosi ja deformaatio Seinäjoen–Ilmajoen alueella. *Lisensiaattitutkielma, Helsingin yliopisto.* 80 s.
- Mäkitie, H. 1999.** Structural analysis and metamorphism of Palaeoproterozoic metapelites in the Seinäjoki–Ilmajoki area, western Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 305-328.
- Mäkitie, H. & Lahti, S.I. 1991.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehti 2222. Seinäjoen kartta-alueen kallioperä. 60 s.
- Mäkitie, H. & Lahti, S. I. 2001.** The fayalite-augite quartz monzonite (1.87 Ga) of Luopa, western Finland, and its contact aureole. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 30, 61-98.
- Mäkitie, H., Lahti, S.I., Alviola, R. & Huuskonen, M. 1991.** Kallioperäkartta, lehti 2222 Seinäjoki. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Nironen, M. 1989a.** The Tampere Schist Belt: structural style within an early Proterozoic volcanic arc system in southwestern Finland. *Precambrian Research* 43, 23-40.
- Nironen, M. 1989b.** Emplacement and structural setting of granitoids in the early Proterozoic Tampere and Savo Schist Belts, Finland – implications for contrasting crustal evolution. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 346. 83 s.
- Nironen, M. 1995.** Block boundary at the southeastern margin of the Paleoproterozoic Central Finland Granitoid Complex. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 382, 91-115.
- Nironen, M. & Bateman, R. 1989.** Petrogenesis and syntectonic emplacement in the early Proterozoic of south-central Finland: a reversely zoned diorite-granodiorite and a granite. *Geologische Rundschau* 78, 617-631.
- Nironen, M. & Front, K. 1992.** The 1.88 Ga old Mäntylä complex, central Finland: emplacement and deformation of mafic to felsic plutonic rocks and associated Mo mineralization. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 64, 75-90.
- Nironen, M., Elliott, B.A. & Rämö, O.T. 2000.** 1.88-1.87 Ga postkinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos* 53, 37-58.
- Nurmi, P.A., Front, K., Lampio, E. & Nironen, M. 1984.** Etelä-Suomen svekokarjalaiset molybdeeni- ja kupariesiintymät, niiden granitoidi-isäntäkivet ja litogeokemiallinen etsintä. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti* 67. 88 s.
- Ojakangas, R. 1986.** An Early Proterozoic metagraywacke-slate turbidite sequence: the Tampere schist belt, southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 58, 241-261.
- Pajunen, M. 1985.** Tervon alueen geologiasta ja kataklastisista kivistä. *Pro gradu –tutkielma, Turun yliopisto.* 113 s.
- Pajunen, M. 1986.** Deformation analysis of cataclastic structures and faults in the Tervo area, Central Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 339, 16-31.
- Patchett, J. & Kouvo, O. 1986.** Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 1-12.
- Pekkarinen, L. J. 1965.** Havaintoja Keuruun Haapamäen alueen kivilajeista. *Pro gradu –tutkielma, Turun yliopisto.* 107 s.
- Peltonen, P. & Elo, S. 1999.** Petrology of the Kaipola layered intrusion, southern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 27, 21-24.
- Pipping, F. 1966.** Kallioperäkartta, lehti 3311 Viitasaari. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Pipping, F. 1972.** Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkartan selitykset, lehti 3311 Viitasaari. 23 s.
- Pipping, F. 1979.** Kallioperäkartta, lehti 2313 Alajärvi. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Pipping, F. & Vaarma, M. 1993.** Kallioperäkartta, lehti 2331 Kyyjärvi. Suomen geologinen kartta 1:100 000.
- Pääjärvi, A. 1985.** Kallioperäkartta, lehti 3313 Vesanto. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Pääjärvi, A. 1991.** Kallioperäkartta, lehti 3224 Karttula. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Pääjärvi, A. 1991.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehti 3313. Vesannon kartta-alueen kallioperä. 50 s.
- Pääjärvi, A. 2000a.** Kallioperäkartta, lehti 3223 Rautalampi. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Pääjärvi, A. 2000b.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehdet 3223 ja 3224. Rautalammin ja Karttulan kartta-alueiden kallioperä. 81 s.
- Rantala, O. 1983.** Pielaveden Petäjälän alueen geologiasta. *Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto.* 49 s.
- Rasilainen, K. 1984.** Litogeokemiallisia tutkimustuloksia Hukkanen Zn-Pb-pitoiselta vyöhykkeeltä Viitasaarelta, Keski-Suomesta. *Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto.* 81 s.
- Rouhunkoski, P.S. 1957.** Petäjälän alueen geologiaa. *Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto.* 58 s.
- Rouhunkoski, P.S. 1959.** Petäjälän alueen geologiaa. *Lisensiaattitutkielma, Helsingin yliopisto.* 143 s.
- Rämö, T. 1986.** Honkajoen Perämaan emäksinen irruusio – erityisesti sen gabro-osien petrografia, mineralogia ja petrologia. *Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto.* 104 s.
- Rämö, O.T., Nironen, M., Kosunen, P. & Elliott, B.A. 1999.** Proterozoic granites of south-central Finland – traverse across a Paleoproterozoic terrane boundary. *IGCP Project 426 field trip to southern and central Finland, September 13-18, 1999, Field trip guide.* Helsinki University Press. 106 s.
- Rämö, O.T., Vaasjoki, M., Mänttari, I., Elliott, B.A. & Nironen, M. 2001.** Petrogenesis of the postkinematic magmatism of the in the Central Finland Granitoid Complex I; radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. *Journal of Petrology* 42, 1971-1993.
- Saksela, M. 1934.** Suomen geologinen yleiskartta (kivilajikartta) 1 : 400 000, lehti B3 Vaasa.
- Salli, I. 1948.** Piirteitä Heittolan alueen kallioperästä. *Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto.* 95 s.
- Sandholm, G. 1970.** Om gabbroplutonen i Kaipola, Jämsä. *Pro gradu –tutkielma, Helsingin yliopisto.* 61 s.
- Sederholm, J. J. 1895.** Über einen metamorphosierten praekambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. *Anhang über die Bestimmung der Mutterklüft der bei den Königsberger Tiefbohrung gefundenen Geschieben*

- von angeblich finnländischen Quarzporphyren und Graniten. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande 2. 14 s.
- Sederholm, J. J. 1903.** Suomen geologinen yleiskartta (vuorilajikartta) 1 : 400 000, lehti B2 Tampere.
- Seitsaari, J. 1951.** The schist belt northeast of Tampere in Finland. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande 153. 121 s.
- Selonen, O. 1994.** Granittektonik och prospektering av byggnadssten – exempel från södra Finland. Lisensiaattitutkielma, Åbo Akademi. 122 s.
- Selonen, O. 1998.** Exploration for Dimension Stone – Geological Aspects. Väitöskirja, Åbo Akademi. 64 s.
- Simonen, A. 1952.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartan selitys, lehti 2124 Viljakkala – Teisko. 64 s.
- Simonen, A. 1953.** Kallioperäkartta, lehti 2124 Viljakkala – Teisko. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Simonen, A. 1982.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehdet 3123 ja 3142. Mäntyharjun ja Mikkelin kartta-alueiden kallioperä. 36 s.
- \\ Kallioperäkartta, lehti 3142 Mikkelin. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Sjöblom, B. 1984.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehti 2241. Ähtärin kartta-alueen kallioperä. 39 s.
- Sjöblom, B. 1990.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehti 2231. Mäntän kartta-alueen kallioperä. 64 s.
- Streckeisen, A.L. 1973.** Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes 18, 26-30.
- Syvänen, M. 1952.** Jyväskylän ympäristön geologiaa. Pro gradu – tutkielma, Helsingin yliopisto. 60 s.
- Södergård, B. 1985.** Ett mikroklingranitområde i den östra delen av centralfinska granitoidbatoliten, en modell för bildningen av graniten och sambandet med sidobergarterna. Pro gradu – tutkielma, Åbo Akademi. 75 s.
- Söderholm, K. 1978.** Om vulkanoklastiter och zinkblymineraliseringar i Kankaanpää, SW Finland. Pro gradu – tutkielma, Åbo Akademi, 93 s.
- Talvitie, J. 1975.** Fractures, dynamic model and Ni-Cu mineralized basic intrusives in Central Finland. Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti 10, 3-12.
- Tiainen, M. 1983.** Kurun Haukkamaan intermediäärisen-felsisen liuskevyyöhykkeen petrologiasta, geokemiasta ja rakenteesta. Pro gradu – tutkielma, Helsingin yliopisto. 123 s.
- Tiainen, M. & Kähkönen, Y. 1994.** Geochemistry of the Paleoproterozoic andesitic to rhyolitic arc-type metavolcanic rocks of Haukkamaa, Kuru, central Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 19, 29-44.
- Tyrväinen, A. 1970.** Kallioperäkartta, lehti 2223 Alavus. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Tyrväinen, A. 1971.** Kallioperäkartta, lehti 2224 Kuortane. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Tyrväinen, A. 1984.** Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehdet 2223 ja 2224. Alavuden ja Kuortaneen kartta-alueiden kallioperä. 36 s.
- Vaarma, M. & Pipping, F. 1997.** Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkartojen selitykset, lehdet 2313 ja 2314. Alajärven ja Evijärven kartta-alueiden kallioperä. 83 s.
- Vaasjoki, M. & Sakko, M. 1988.** The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints. Geological Survey of Finland, Bulletin 343, 7-32.
- Virransalo, P., Vaarma, M. 1993.** Kallioperäkartta, lehti 2122 Ikaalinen. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000.
- Wahl, W. 1963.** The hypersthene granites and unakites of Central Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande 212, 83-100.
- Walden, O. 1952.** Mustalammen suprakrustinen muodostuma Jalasjärven ja Parkanon pitäjän rajalla. Pro gradu – tutkielma, Helsingin yliopisto. 52 s.
- Wilkman, W. W. 1935.** Suomen geologinen yleiskartta (kivilajikartta) 1:400 000, lehti C3 Kuopio.
- Wilkman, W. W. 1936.** Über Archaische vulkanische Gesteine in Saarijärvi im mittleren Finnland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande 115, 121-130.

