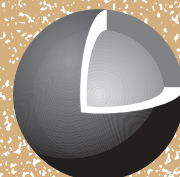


Jukka Väänänen

Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueiden kallioperä

Summary: Pre-Quaternary rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi map-sheet areas



SUOMEN GEOLOGINEN KARTTA – GEOLOGICAL MAP OF FINLAND
1 : 100 000

Kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 2624 ja 2642
Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, sheets 2624 and 2642

Jukka Väänänen

**SIEPPIJÄRVEN JA PASMAJÄRVEN KARTTA-ALUEIDEN
KALLIOPERÄ**

**Summary: Pre-Quaternary rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi
map-sheet areas**

Geologian tutkimuskeskus – Geological Survey of Finland
Espoo 2004

Väänänen, J. 2003. Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi map-sheet areas. *Geological Map of Finland 1 : 100 000. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, Sheets 2624 and 2642.* 55 pages, 18 figures, 3 tables and 3 appendices.

The Sieppijärvi and Pasmajärvi map-sheet areas are located adjacent to the Swedish border in northern Finland. The northernmost parts of the areas are characterized by supracrustal rocks assigned to lithostratigraphical units of the Central Lapland Area (CLA), while the majority of the region comprises Paleoproterozoic supracrustal and intrusive rocks of the Central Lapland Granitoid Complex (CLGC).

Migmatitic pelitic and arkosic gneisses of the Sieppijärvi Suite of the CLGC, with minor amphibolitic intercalations, constitute structurally the lowermost supracrustal unit. A tectonic contact separates this unit from the overlying metalavas of the Teuravuoma Formation. The next unit is the Jokivaara Formation, which is overlain by the Iso Pirttivaara Formation and the correlative Lappea Formation. The Iso Pirttivaara Formation and the Lappea Formation are mainly composed of epiclastic metasediments. Intrusive rocks are lateorogenic (ca. 1.84 Ga) to postorogenic (ca. 1.80 Ga), and possibly also, synorogenic (ca. 1.89-1.86 Ga). The dominant lateorogenic intrusive rocks are characterized by porphyritic granites but include granitoids covering a wide compositional range as well as gabbroic intrusions. The postorogenic intrusions consist of various mafic to monzonitic to syenitic igneous rocks of the Lohiniva Suite (1.796 Ga) and microcline granites.

Chemical analyses of the metasediments of the CLGC and CLA reveal their immature character. Chemical data from the komatiitic Teuravuoma Formation show the effects of crustal contamination during magma fractionation. The Jokivaara Formation is composed of tholeiitic andesite. Samples from the syn- to lateorogenic intrusive rocks mainly show an I-type character, whereas samples from the microcline granites indicate a S-type affinity. Samples from the Lohiniva Suite show geochemically similarities with appinites.

The bedrock of the map sheet areas records complex polyphase deformation and metamorphism. Ductile structures (D_1 , D_2 , D_3) are crosscut by faults formed during a brittle deformation phase. Mineral parageneses and the degree of migmatization of the mica gneisses indicate low pressure type, high grade metamorphism.

No economic deposits have been discovered in the map sheet areas, although a magnetite- and ilmenite-bearing gabbro in the Sieppijärvi area was investigated by Rautaruukki Oy. Preliminary dimension stone and gemstone assessments have also been undertaken.

Key words: (GeoRef Thesaurus, AGI): areal geology, explanatory text, bedrock, metamorphic rocks, plutonic rocks, geochemistry, Paleoproterozoic, Kolari, Finland.

Jukka Väänänen
Geological Survey of Finland
Regional office for Northern Finland
P.O. Box 77
FI-96101 Rovaniemi
E-mail: jukka.vaananen@gtk.fi

ISBN 951-690-893-4

Väänänen, J. 2004. Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi map-sheet areas. *Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 2624 ja 2642.* 55 sivua, 18 kuvaa, 3 taulukkoa ja 3 liitettä.

Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueet sijaitsevat Länsi-Lapissa. Kartta-alueiden kallioperä koostuu pääosin paleoproterotsooista Keski-Lapin granitoidikompleksin intrusiivikivistä ja litodeemisistä pintakivistä. Kartta-alueiden pohjoisreunaan pistää Keski-Lapin liuskealueen litostratigrafisten muodostumien jatkeita Kolarin ja Kurta-kon alueilta.

Rakenteellisesti ja mahdollisesti stratigrafisesti alinna ovat Keski-Lapin granitoidikompleksin Sieppijärven sviitin migmatiittituneet pintakivet, joiden kerrostumisalustaa ei tunneta. Sviitin päällä ovat tektonisen kontaktin erottamana Keski-Lapin liuskealueen Teuravuoman muodostuman metalaavat ja niiden päällä Jokivaaran muodostuman vulkaniitit ja edelleen Ison Pirttivaaran ja Lappean muodostumien metasedimentit. Keski-Lapin granitoidikompleksin intrusiivikivet ovat jaettavissa myöhäisorogeenisiin (n. 1,84 Ga) ja postorogeenisiin (n. 1,80 Ga) intrusioihin. Myöhäisorogeeniset intrusiivikivet ovat porfyryisiä graniitteja ja granitoideja. Näihin liittyy myös gabroja. Mahdollisesti joukossa on myös synorogeenisia intrusioita. Postorogeenisiin intrusiivikiiviin kuuluu mikrokliinigraniitteja sekä Lohinivan sviitin (1,796 Ga) vaihtelevan koostumuksisia mafisia ja granitoidisia-syeniittisiä kiviä.

Keski-Lapin liuskealueen ja Sieppijärven sviitin metasedimenttien kemialliset analyysit osoittavat pääosin epäkypsyyttä. Teuravuoman muodostuman komatiittisissa laavakivissä todettiin keveistä lantanideista rikastuminen, mikä viittaa kontaminaation kuoren aineksilla. Jokivaaran muodostuma on geokemiallisesti tholeiittista andesiittia. Myöhäisorogeenisten syväkivien näytteet viittaavat lähinnä I-tyyppiseen alkuperään. Postorogeeniset mikrokliinigraniitit ovat S-tyyppiä. Lohinivan sviitin intrusiivikivet ovat appiniittisiä.

Kartta-alueiden kallioperä on kokenut monivaiheisen deformaation ja metamorfoosin. Metamorfisat mineraaliparageneesit ja migmatisaatio viittaavat keski - korkean asteen PT-oloihin. Hauraan deformaation luode-kaakkosuuntaiset siirrokset leikkaavat duktiileja (D_1 , D_2 , D_3) rakenteita.

Kartta-alueilta ei ole toistaiseksi löydetty hyödynnettäviä esiintymiä. Rautaruukki Oy on tutkinut Sieppijärven alueen Ääverjärven gabron magnetiitti- ja ilmieniittipitoisuutta. Rakennuskiviä ja korukiviä on tutkittu alustavasti kivenjalostajien tarpeisiin.

Asiasanat (Geosanasto, GTK): aluegeologia, karttaselitykset, kallioperä, metamorfisat kivet, syväkivet, metamorfoosi, geokemia, paleoproterotsooinen, Kolari, Suomi.

Jukka Väänänen

Geologian tutkimuskeskus

Rovaniemen yksikkö

PL 77

96101 Rovaniemi

Sähköposti: jukka.vaananen@gtk.fi

SISÄLLYSLUETTELO – CONTENTS

Tutkimusalue ja -vaiheet.....	7
Kallioperän yleispiirteet	8
Stratigrafia	9
Litostratigrafiset yksiköt.....	11
Teuravuoman muodostuma.....	11
Jokivaaran muodostuma.....	12
Ison Pirttivaaran muodostuma.....	13
Lappean muodostuma	14
Keski-Lapin granitoidikompleksin yksiköt.....	15
Sieppijärven sedimentogeenis-vulkaaninen sviitti	15
Syväkivet ja juonikivet	18
Syväkivet.....	19
Porfyriset graniitit	19
Granitoidit.....	21
Graniitit (mikrokliinigraniitit ja migmatiitit)	23
Gabrot ja dioriitit	24
Juonikivet	27
Geokemia	29
Yleistä.....	29
Sedimenttikivet	29
Vulkaniitit	31
Syväkivet	32
Rakenteet ja metamorfoosi	37
Yleistä.....	37
Rakenteet	37
Metamorfoosi.....	39
Isotooppitutkimukset ja radiometriset iät	39
Geologinen kehitys.....	41
Taloudelliset aiheet.....	42
Geologisia retkeilykohteita.....	43
Summary: Pre-Quaternary rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi map-sheet areas..	45
Introduction.....	45
Lithostratigraphical units	46
Central Lapland Granitoid Complex	47
Intrusive rocks	47
Geochemistry.....	49

Structure and metamorphism.....	50
Geological evolution.....	51
Economic geology	52
Kirjallisuus - References	53

- Liite 1. -*Appendix 1. Kemiällisiä koostumuksia - Chemical analyses*
Taulukko 4. Sieppijärven alueen metasedimenttien (anal. 1–9) ja -vulkaniittien (anal. 10–12) kemiällisiä koostumuksia
Table 4. Chemical compositions of sedimentary (1-9) and volcanic (10-12) rocks of the Sieppijävi area
Taulukko 5. Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden intrusiivikivien kemiällisiä koostumuksia
Table 5. Chemical compositions of intrusive rocks from the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas
- Liite 2. -*Appendix 2. Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueiden kallioperä (yksinkertaistettu versio) - Pre-Quaternary rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas (simplified version)*
- Liite 3. -*Appendix 3. Aeromagneettinen kartta - Aeromagnetic map*

TUTKIMUSALUE JA -VAIHEET

Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueet sijaitsevat Länsi-Lapissa Ruotsin rajalla. Kartta-alueet kattavat yhdessä Kolarin kunnan eteläosan ja kaistaleen Pellon kunnan pohjoisreunasta. Lisäksi Pasmajärven alueen itäreuna ulottuu Rovaniemen maalaiskunnan luoteis- ja Kittilän kunnan lounaiskulmaan. Kartta-alueet sisältyvät Yli-Tornion (B6) ja Rovaniemen (C6) 1:400 000-mittakaavaisiin Suomen geologisiin yleiskarttoihin (Hackman 1910, Hackman 1918).

Sieppijärven alueen kallioperää kartoitettiin kirjoittajan johdolla kesien 1984, 1987 ja 1988 aikana. Kartoitukseen osallistuivat v. 1984 opiskelijat Jyrki Rantataro (JMR) ja Jorma Mikkonen (JAM) sekä v. 1987 ja v. 1988 Johnny Leppinen (RJL) ja Jyrki Korteniemi (JSK). Pasmajärven aluetta kartoitettiin v. 1989 ja v. 1990. Työhön osallistuivat v. 1989 opiskelijat Marita Portin (MIP), Johnny Leppinen, Jukka Välimaa (JEV) sekä tutkimusavustajat Jukka Alakunnas (JHA), Reijo Lampela (ROK) ja Mauri Kauttio (MOK). V. 1990 kartoittajina toimivat opiskelijat Päivi Toikkanen (POT), Kirsi-Marja Niskala (KMN), Johnny Leppinen, tutkimusavustaja Jukka Alakunnas sekä tutkimusassistentti Seppo Aaltonen (SKA). Maastokarttoina käytettiin 1:20 000-mittakaavaisia peruskarttoja, jotka esitetään jäljempänä tekstissä karttalehtinumerolla, esim. 2642 12.

Sieppijärven alueen kartoitustyön aikana oli GTK:n geofysikaalisten korkealentokarttojen ohella käytettävissä Rautaruukki Oy:n (RR Oy) matalalentokarttoja vuodelta 1970. Ne kattavat kartta-alueen 2624 09 ja osan alueesta 2624 12. Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden GTK:n geofysikaaliset matalalentokartat ovat vuodelta 1989 (ks. liite 2). Sieppijärven alueen pohjoisosassa GTK suoritti v. 1990 lisäksi painovoimalinjamittauksia, jotka tulkitsi geofysikko Erkki Lanne.

GTK:n matalalentomittauksissa esiin tulleeeseen Tainion (2642 12) peitteiseen magneettiseen rengasanomaliaan kairattiin GTK:n kevyellä kairauskalustolla, ns. pokalla, yksi reikä (R58) v. 1990. Pasmajärven alueen Rytijängellä (2642 06) ja Sieppijärven alueen pohjoisosassa toteutettiin GTK:n pokakairausohjelma (R1–R5; R4–R34) v. 1992. Tainion rengasanomaliaa tutkittiin pokalaitteistolla myös v. 2000 (R420 -R430) ja syväkairattiin v. 2001 (R431–R432). Lisäksi pokakairausta käytettiin Pasmajärven alueen peitteisten magneettisten anomalioiden tutkimuksiin v. 2001 (R861 -R869). Geofysikaalisista mittauksista v. 2000 -2001 vastasi geofysikko Heikki Salmirinne.

Taloudellisten aiheiden tutkimus kartta-alueilla on ollut vähäistä. RR Oy etsi 1970-luvulla malmia Ääverjärven (2624 09, 12) ympäristössä. Vaattojärvellä (2642 03) on tehty GTK:n kaoliinin etsintään liittyviä rapakalliotutkimuksia. GTK:n ydinjätteiden sijoitushanke (YST) on tutkinut Pasmajärven alueen lounais-koillisuuntaisia postglasiaalisia siirroksia.

Sieppijärven alue rajoittuu valtakunnan rajaa myöten pääosin Ruotsin puoleiseen Pajalan kartta-alueeseen, josta Ruotsin geologinen tutkimuslaitos (SGU) julkaisi 1970-luvulla 1:50 000-mittakaavaiset geologiset kartat (Padget 1977). SGU aloitti Pohjois-Ruotsissa 1990-luvulla 1:250 000-mittakaavaisen uudelleenkartoituksen (ks. esim. Bergman & Kubler 1995, 1996, 1997, Bergman ym. 2001), ja sen myötä GTK:n ja SGU:n välille virisi yhteistyötä ja tietojen vaihtoa mm. Sieppijärven ja Pajalan alueilla.

Kallioperähavainnot ja kemialliset analyysit on tallennettu GTK:n tietojärjestelmiin. Kivinäytteitä analysoidtiin GTK:n kemian geolaboratoriossa ja kanadalaisissa laboratorioissa (XRAL ja ACTLABS). Geologisten karttojen laadinnassa on käytetty sekä perinteisiä menetelmiä (karttaelementit) että GTK:n paikkatietojärjestelmiä (Fingis, ArcView). Sieppijärven kallioperäkartta painettiin v. 2001 ja Pasmajärven kartta v. 2002. Näistä kartoista laadittu yksinkertaistettu yhdistelmäversio on liitteenä takakannessa (liite 2).

Karttoja laatiessani minulla on ollut mielessäni lukuisat keskustelut J. Leppisen kanssa Sieppijärven alueen rakennegeologiasta. Valtiongeologi T. Koistinen osallistui aktiivisesti keskusteluihin. Eero Hanskilta ja Vesa Perttuselta olen saanut rakentavaa kritiikkiä selitystä laatiessani. Minulla oli mahdollisuus tutustua Ääverjärven ympäristöä koskeviin RR Oy:n raportteihin ja matalalentokarttoihin jo 70- ja 80-lukujen vaihteessa silloisen toimistopäällikkö Aimo Hiltusen suosiollisella avustuksella. Erääseen RR Oy:n raporttiin on viitattu tekstissä (RO 10/73). Yhteistyö ruotsalaisten kolleegojen Olof Martinssonin ja Stefan Bergmanin kanssa on ollut hyödyllisistä. Tainion intruusiosta virinneet keskustelut Tapani Mutasen kanssa ovat olleet antoisia. Esittän parhaat kiitokseni kaikille em. henkilöille ja useille muille, jotka ovat osallistuneet tavalla taikka toisella karttaleyhityöhön.

KALLIOPERÄN YLEISPIIRTEET

Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueet sijoittuvat Keski-Lapin granitoidikompleksin ja Keski-Lapin alueen pintasyntyisten kivien kontaktivyöhykkeeseen (ks. Väänänen 1989, 1998, Räsänen ym. 1995, Nironen ym. 2002). Kontakti on luonteeltaan tektoninen. Sieppijärven aluetta luonnehtivat kontaktin molemmin puolin migmatiittiset pintakivet. Pintakivet ovat paleoproterotsooisia kiillegneissejä ja arkoosisia gneissejä, joissa on kvartsiitti- ja amfiboliittivälikerroksia. Pasmajärven alueella vallitsevat granitoidikompleksin syväkivet. Toistaiseksi niistä on kaksi ikämääritystä, n. 1 884 (myöhäis-orogeeninen) ja n. 1 796 miljoonaa vuotta (postorogeeninen). Synorogeenisia syväkiviä (n. 1,89–1,86 Ga) on mahdollisesti joukossa. Syväkivet ovat pääosin graniitteja ja muita granitoideja, joihin liittyy pienehköjä dioriittisia- gabroidisia intruusioita. Syväkivien lomassa tavataan migmatiittisia pintakivijaksoja. Ne on oletettu paleoproterotsooisiksi. Syväkiviä on myös granitoidikompleksin ulkopuolella: Sieppijärven alueen luoteiskulmauksen liuskeisiin on tunkeutunut kaksi huomattavaa gabroidista - dioriittista intruusiota.

Geologisten yksiköiden yleinen kulku on n. koillis-lounaisuuntainen. Yksiköitä leikkaavat luode-kaakkosuuntaiset siirrokset erottuvat selkeästi aeromagneettisilla kartoilla (liite 3) ja topografiassa.

Pintakivikenttien värit ovat kartoilla seuraavat: Kiillegneissi on merkitty sinisen ja arkoosiset gneissit ja kvartsiitit keltaisen eri sävyillä. Mafiset vulkaniitit on merkitty vihreällä ja intermediääriset harmaalla. Intrusiivikiviä symboloivat punaisen (graniitti, porfyyrinen graniitti), punertavan (granodioriitti, montsograniitti, kvartsimontsoniitti) ja ruskean sävyt (kvartsidioriitti, montsodioriitti, dioriitti, gabro).

STRATIGRAFIA

Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden stratigrafinen tulkinta tukeutuu pohjoispuoleisiin Kolarin ja Kurtakon alueisiin (ks. Väänänen 1998). Itä-läntisessä leikkauksessa Sieppijärven kartta-alueen pohjoisosassa litostratigrafisten yksiköiden on tulkittu nuorentuvan länteen päin. Tosin siirrostus ja mahdollisesti ylityönnöt saattavat sotkea stratigrafista kerrosjärjestystä. Venetistä (2624 12) länteen Keski-Lapin granitoidikompleksin litodeemisten pintakivien päällä ovat tektonisen kontaktin erottamina vulkaaniset Teuravuoman (geologisilla kartoilla Te) ja Jokivaaran (Jo) muodostumat ja edelleen sedimentogeeninen Ison Pirttivaaran (Ip) muodostuma, jossa sedimenttirakenteet osoittavat kerrostumien nuorentuvan länteen päin.

Keski-Lapin granitoidikompleksin pintakivet on nimetty Sieppijärven sedimentogeenis-vulkaaniseksi sviitiksi tai lyhyemmin Sieppijärven sviitiksi (Sie). Sviitin suhde litostratigrafisiin yksiköihin, mm. Keski-Lapin alueen Sodankylän ryhmän Haisujupukan muodostuman metasedimentteihin, on toistaiseksi avoin. Mahdollisesti on kysymys alun perin jatkuvasta kerrossarjasta, jossa sviitin metasedimentit ovat alinna ja vaihettuvat ylöspäin em. litostratigrafisiksi yksiköiksi (ks. Väänänen 1998, s.17). Sviitin pintakivet lienevät paleoproterotsooisia.

Teuravuoman muodostuma on luettu Keski-Lapin stratigrafisessa jaottelussa Onkamon ryhmään (Räsänen ja muut 1996). Jokivaaran muodostumasta voidaan toistaiseksi vain todeta, että se kuuluu mahdollisesti Onkamon ryhmään tai on nuorempi. Ison Pirttivaaran sinänsä hyvin tunnettu leikkaus on saarekemainen. Ympäristöstä puuttuvat tulkinnot tukevat, tunnettuihin muodostumiin yhdistävät havainnot. Toisaalta Ison Pirttivaaran muodostuma liittyy merkittävään siirrosvyöhykkeeseen, joka tuo myös oman epävarmuustekijänsä (ks. Väänänen 1998). Litologisesti muodostuma on aikaisemmin rinnastettu Lainion ryhmän Tapojärven ja Ylläksen muodostumiin (Väänänen 1989, 1998). Yhtä hyvin Ison Pirttivaaran muodostuma on tämänhetkisen niukan tiedon valossa sijoitettavissa stratigrafisesti huomattavasti alemmaksi Sodankylän ryhmään. Lappean muodostuma (La) on Ison Pirttivaaran muodostuman stratigrafinen vastine Sieppijärven alueella.

Sieppijärven ja Pasmajärven geologisten karttojen merkkien selityksessä geologisten yksiköt on jaoteltu eri tavoin. Pintakiviyksiköiden keskinäinen stratigrafinen järjestys on periaatteessa kuitenkin sama. Sieppijärven geologisella kartalla on korostettu litostratigrafisten ja Keski-Lapin granitoidikompleksin litodeemisten yksiköiden keskinäistä rakenteellista asemaa: litostratigrafiset ovat litodeemisten päällä. Toisaalta Sieppijärven kartalla syväkivistä graniitit (nebuliittiset migmatiitit) ja porfyyriset graniitit ovat olennaisia Keski-Lapin granitoidikompleksissa. Pasmajärven alueella myös muut paleoproterotsooiset syväkivet ja litostratigrafiset yksiköt kuuluvat kompleksiin ja ovat

geologisella kartalla otsikon ”Keski-Lapin granitoidikompleksi” alla arvioidussa ikäjärjestyksessä (vrt. NACSN 1983, Nystuen 1989).

Litostratigrafiset yksiköt kuvataan ja käsitellään jäljempänä tulkinnan mukaisessa järjestyksessä vanhimmasta nuorimpaan. Litodeemiset yksiköt käsitellään otsikon ”Keski-Lapin granitoidikompleksi” alla ja syväkivien osalta myös otsikon ”Syväkivet” alla. Kaavamainen tulkinta Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden litodeemisten ja litostratigrafisten yksiköiden suhteista on havainnollistettu taulukossa 1.

Taulukko 1. Sieppijärven ja Pasmajärven kartta-alueiden stratigrafinen jaottelu.

Table 1. Stratigraphical interpretation for the Sieppijärvi and Pasmajärvi map-sheet areas.

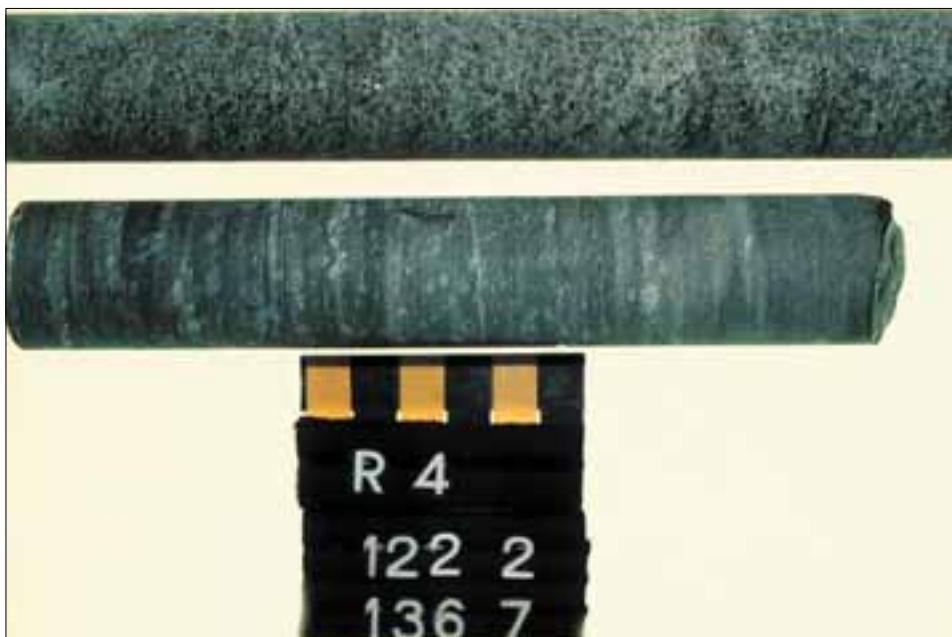
LITOSTRATIGRAFISET YKSIKÖT <i>LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS</i>	LITODEEMISET YKSIKÖT <i>LITHODEMIC UNITS</i>
Keski-Lapin alue <i>Central Lapland Area</i>	Keski-Lapin granitoidikompleksi <i>Central Lapland Granitoid Complex</i>
Ison Pirttivaaran (Ip) ja Lappean (La) muodostumat: metasedimenttejä	Postorogeenisia syväkiviä: graniitteja, migmatisaatio (n. 1,8 Ga); Lohinivan sviitin appiniittisiä emäksisiä-intermediaarisia intrusiivikiviä (1,796 Ga).
Jokivaaran (Jo) muodostuma: vulkaniitteja	Syn (?) -myöhäisorogeenisia porfyriisiä graniitteja, granitoideja ja gabroja ja dioriitteja (1,89? -1,84 Ga).
Teuravuoman muodostuma (Te): vulkaniitteja	
----- tektoninen kontakti -----	
	Sieppijärven sviitti (Sie): pintakiviä

LITOSTRATIGRAFISET YKSIKÖT

Teuravuoman muodostuma

Teuravuoman muodostuma on tulkittu alimmaksi litostratigrafiseksi yksiköksi Sieppijärven kartta-alueella. Muodostuma tunnetaan Kolarin (2713) ja Kurtakon (2731) alueilta (Väänänen 1989). Teuravuoman muodostumalle ovat ominaisia vuorottelevat massamaiset ja mantelirakenteiset laavakivikerrokset (kuva 1). Kolarin alueella Teuravuoman muodostuman kaakkoinen kontakti alle jääviin Sieppijärven sviitin (Venäjän kompleksin) migmatiitteihin on kairaamalla lävistetty Pohjasenvaarassa (2713 10B). Kontakti on loiva-asentoinen ja tektonisoitunut (Väänänen 1989, 1998). Luoteista, mahdollista yläkontaktia ei tunneta, mutta sekä oletetaan vahvasti tektonisoituneeksi. Muodostuman paksuudeksi arvioitiin Kolarin–Kurtakon alueella 1–1,5 km.

Teuravuoman muodostuma ulottuu peitteisenä joitakin kilometrejä Sieppijärven alueelle (2624 09, 12), jossa se on havaittu kolmessa kairauspisteessä. Kivilaji on amfiboliittia, jossa on paikoin vahvasti deformatiivisia manteleita. Muodostuman kontaktit eivät ole nähtävissä Sieppijärven alueella. Luonteenomaisen negatiivisen aeromagneettisen anomalian ja positiivisen painovoima-anomalian perusteella muodostuma on varsin luotettavasti rajattavissa. Pasmajärven alueelle ulottuu Kurtakon alueelta muodostumasta muutamia jatkeita.



Kuva 1. Ylempi näyte (R4-122.2): massamaista metalavaa. Alempi näyte (R4-136.7): mantelirakenteista metalavaa. Teuravuoman muodostuma.

Fig. 1. Upper sample (R4-122.2): massive metalava. Lower sample (R4-136.7): amygdaloidal metalava. Teuravuoma Formation.

Teuravuoma, 2713 10B. R4-LVP-85. x = 7466,490; y = 2493,810. Kuva – photo Reijo Lampela.

Jokivaaran muodostuma

Jokivaaran vulkaaninen muodostuma sijaitsee Teuravuoman ja Ison Pirttivaaran muodostumien välissä. Jokivaaran muodostuman jatkeet yltävät Sieppijärven alueen pohjoisosassa Jokivaaran paikkeille (2624 09). Muodostuma ei ole paljastunut. Viitteenä Jokivaaran muodostumasta on aikaisemmin metagrauvakaksi arvioitu kivilaji Ison Pirttivaaran (2713 07) n. 100 m pitkässä leikkauksessa, joka sisältää sedimentaatiiosarjan metagrauvakka (alin)-konglomeeraatti-kvartsiitti (ylin) (ks. Väänänen 1989, s. 26). Leikkausta leimaa ristikerroksisuus, jonka perusteella kerrostumat nuorentuvat länteen. Metagrauvakassa lienee runsaasti vulkaanisia aineksia, ja se on tulkittavissa myös intermediääriseksi tuffiitiksi (ks. Väänänen 1989).

Tuffiitin petrologiaa, kemiallista koostumusta ja ongelmallista stratigrafista asemaa on käsitelty Ison Pirttivaaran muodostuman metagrauvakan yhteydessä (Väänänen 1989, 1998). Tuffiitti on ristikerroksista, suhteellisen runsaasti heikosti lajittuneita mafisia aineksia sisältävää liusketta (kuva 2). Sarvivälkkeen, vyöhykkeellisen plagioklaasin, magnetiitin sekä kalimaasälvän ja biotiitin muodostamassa matriksissa esiintyy kookkaita plagioklaasi- ja kvartsirakeita. Tyypilliset aksessorit ovat titaniitti, epidootti, zirkoni ja apatiitti.

Sedimenttirakenteiden perusteella Jokivaaran muodostuma on arvioitavissa kerrostuneen Teuravuoman muodostuman päälle, mutta Jokivaaran muodostuman alakontaktia eikä litologisia jatkeita tunneta, joten muodostuman stratigrafinen suhde Teuravuoman muodostumaan on siten avoin. Jokivaaran muodostuma on piirretty lievästi positiivisen magneettisen anomalian perusteella. Kokonaispaksuus lienee useita satoja metrejä.



Kuva 2. Ristikerroksista intermediääristä metatuffiittia. Jokivaaran muodostuma. Tunnuslevy 10 cm.
Fig. 2. Cross bedded intermediate metatuffite. Jokivaara Formation. Width of name tag 10 cm.
Iso Pirttivaara. 2713 07C. x = 7460,64; y = 2486,99.

Ison Pirttivaaran muodostuma

Ison Pirttivaaran muodostuma tunnetaan LVP:n tutkimusten (Väänänen 1989) perusteella Kolarin alueen (2713 07) eteläosasta, josta sen paljastumattomat jatkeet ulottuvat Sieppijärven kartta-alueen pohjoisosaan. Jokivaaran muodostuman yhteydessä mainitussa Ison Pirttivaaran leikkauksessa ohuen konglomeraatin (n. 10 m) päältä alkaa kvartsiitti. Ympäristössä kvartsiittiin liittyy kiillegneissiiä. Ristikerroksisuus on leikkauksen tyypillinen rakennepiirre, jonka perusteella kerrostumat nuorentuvat länteen päin. Muodostuman paksuus on arviolta satoja metrejä.

Aivan Sieppijärven alueen luoteiskulmaukseen on erotettu Muonionjoen Nivanniemen rantakallioiden perusteella kiillegneissi, joka on tulkittu Ison Pirttivaaran muodostuman jatkeeksi. Tämän kiillegneissin päämineraalit ovat biotiitti, kvartsi, plagioklaasi ja kalimaasälpä. Magnetiitin määrä on lähes päämineraalien luokkaa, kuten intruusion eteläpuolella Lappean muodostuman Virkamaan -Rantalehdon magnetiittipitoisissa kiillegneississä. Mahdollisesti Nivanniemen kiillegneissi onkin Virkamaan–Rantalehdon kiillegneissin pohjoisia jatkeita. Nivanniemen kiillegneissiin (kuva 3) on kehittynyt lähinnä verkkomaista migmatiittirakennetta (Mehnert 1971). Neosomiverkosto koostuu plagioklaasista, kvartsista ja biotiitista. Sama rakenne nähdään Jauhokankaan intruusion pohjoiskontaktissa myös Ruotsin puolella (O. Martinsson, henkilökohtainen tiedonanto 1997). Samankaltaista migmatiittirakennetta havaittiin myös kiillegneississä intruusion eteläkontaktin tuntumassa (Lappeankoski, 2624 09). Tämänkaltaiset rakenteet on tulkittu yleensä tektonisiksi, hiertovyöhykkeeseen liittyviksi ilmiöiksi. Paikoin migmatiittirakenteet ovat kehittyneet vielä pidemmälle, schlieren -rakenteiksi, jotka tulkitaan osoitukseksi korkeasta lämpötilasta ja paineesta.



Kuva 3. Verkkorakennetta kiillegneississä. Ison Pirttivaaran muodostuma.
Fig. 3. Diktyonitic structure in mica gneiss. Iso Pirttivaara Formation.
Muonionjoki, Nivanniemi. 2624 09. x = 7459,62; y = 2480,82.

Lappean muodostuma

Lappean muodostuma koostuu pääosin metasedimenteistä, jotka ovat luonteeltaan epäkypsiä ja koostumukseltaan semipeliittisiä ja psammiittisiä. Nykyasussaan ne ovat lähinnä kiillegneissejä, kvartsiitteja, arkoosikvartsiitteja ja arkoosigneissejä, jotka esiintyvät osittain vuorokerroksin ja vaihettuvat toisikseen. Metasedimenttien on tulkittu kerrostuneen grauvakoina ja osittain areniitteina (ks. Pettijohn ym. 1987). Amfiboliittia tavataan välikerroksina. Ne ovat alkuperältään mahdollisesti tuffiitteja. Muodostuma on paljastunut Sieppijärven alueen pohjoisosassa (2624 09) Lappean kylän ympäristössä, josta löytyvät myös muodostuman parhaiten säilyneet metasedimenttityypit. Ne ovat ohutraitaisia ja kuvastavat kerroksellisuutta. Muut primäärirakenteisiin viittaavat piirteet puuttuvat. Muodostumassa on paikoin migmatiittirakenteita (kuva 4).

Muodostuman paksuus on poimutuksen vuoksi vaikeasti arvioitavissa; joka tapauksessa se on useita satoja metrejä. Lappean muodostuma saattaa olla Ison Pirttivaaran muodostuman jatke (vrt. 13), mutta toistaiseksi nämä muodostumat on arvioitu erillisiksi yksiköiksi. Lappean muodostuman kontakti Sieppijärven sviittiin on tulkittu matalalentoaineiston perusteella tektoniseksi. Lappean muodostuman migmatisaatiota on käsitelty jäljempänä (ks. s. 23–24). Ruotsin puolella Lappean muodostuman oletetut jatkeet on kartoitettu lähinnä ns. migmatiittigraniitteina (Padget 1977). Nykyään jatkeet on luokiteltu svekofennisiksi pintakiviksi, lähinnä meta-areniteiksi (Bergman ym. 2001).



Kuva 4. Magnetiittipitoinen kiillegneissi. Lappean muodostuma. Tunnuslevy 16 cm.
Fig. 4. Magnetite-bearing mica gneiss. Lappea Formation. Width of name tag 16 cm.
Tornionjoki, Petäjälähti. 2624 09A. x = 7451,300; y = 2482,220

Lappeen muodostuman kiillegneissit ovat raitaisia ja väriltään tummanharmaita. Niiden päämineraalit ovat kvartsi, kalimaasälpä, plagioklaasi ja biotiitti. Tyypilliset akessoriset mineraalit ovat magnetiitti ja zirkoni. Kiillegneississä on kvartsiitti- ja arkoosigneissivälikerroksia. Matalalentokartalla (liite 3) on kiillegneissijaksossa selkeä positiivinen magneettinen anomalia, joka ulottuu Virkamaasta Lappeen Rantalehdon ja edelleen Pikku Hautamaan kautta Tornionjoen Petäjälähdelle ja toisaalta Virkamaasta Rantalehdon kautta Tornionjoen Jaapakallion tienoille (2624 09). Anomalian alueelta kerätyt näytteet ovat lähes säännöllisesti varsin runsaasti magnetiittia sisältävää kiillegneissiiä (kuva 4). Se on erotettu geologisella kartalla magnetiittipitoisena kiillegneissinä.

Lappeassa (2624 09), Korkealehdon tienristeyksestä etelään päin Lappeen muodostuman kiillegneissiin ilmaantuu punertavia felsisiä välikerroksia. Tornionjoen Jaapakallion paikkeilla on nähtävissä useiden metrien paksuisia leikkauksia arkoosikvartsiittia ja arkoosigneissiiä. Ruhjeinen kivi on paikoin kiteytynyt uudelleen mikrotekstuuriltaan granoblastiseksi sahalaitaisten rakeiden kasvettua yhteen aliraesaumojen välityksellä (näyte 63-JAM-84). Uudelleen kiteytyneet ohuet myloniittisaumat lävistävät tekstuuria. Toisaalta kivi on mesoskooppisesti vahvasti liuskeista ja rakoillutta. Kivi koostuu pääosin (n. 95 %) kvartseista ja saussuriittituneesta plagioklaasista sekä pienestä määrästä kloriittitunutta biotiittia. Edellä kuvatut arkoosikvartsiitit ja -gneissit voidaan liittää huomattavaan poimuttuneeseen ja osittain katkeilleeseen kvartsiitti- ja arkoosigneissikerrokseen, joka on erotettu kartalla (2624 09; Hautamaa–Tiensuunkangas–Lappeen–Rantalehto–Heikinpalo). Tämän kerroksen ja edellä kuvatun magnetiittipitoisen kiillegneissin perusteella geologiselle kartalle hahmottuu D_1 - D_2 -vaiheen tiukka poimurakenne. Hautamaan kvartsiittipaljastumasta mainittakoon karkearakeiset, ohuet sinertävää kvartseja sisältävät kerrokset. Yleensä metasedimentit ovat jossain määrin migmatiittisia. Neosomi sisältää usein sarvivälkettä.

Lappeen muodostumaan liittyy myös ohuita amfiboliittikerroksia, joiden paksuus on yleensä muutamien tai muutamien kymmenien senttimetrien luokkaa. Lappeansuvannon (2624 09 A) rantapaljastumissa näkyvä amfiboliittikerros lienee paksuudeltaan muutamia kymmeniä metrejä. Se on pienirakeista ja koostuu plagioklaasista, sarvivälkkeestä, klinopyrokseenista, kalimaasälvästä, magnetiitista ja biotiitista. Amfiboliitissa on neosomiverkosto, jolle on ominaista sarvivälkerakeet. Amfiboliittivälikerrokset lienevät alun perin enimmäkseen tuffiitteja. Lappeansuvannon huomattava amfiboliittikerros voi olla metalaavaa.

KESKI-LAPIN GRANITOIDIKOMPLEKSIN YKSIKÖT

Sieppijärven sedimentogeenis-vulkaaninen sviitti

Sieppijärven sedimentogeenis-vulkaaninen sviitti nimettiin Kolarin ja Kurtakon alueilla Venejärven kompleksiksi. Sviitti on Pohjasenvaarassa (2713 10) rakenteellisesti tektonisen kontaktin erottamana litostratigrafisten yksiköiden alla (Väänänen 1989, 1998).

Sieppijärven sviitti koostuu vahvasti uudelleen kiteytyneistä ja migmatiittituneista pintakivistä. Sieppijärven alueella sviitin tulkinnanvarainen tektoninen kontakti pohjoispuolen litostratigrafisia yksiköitä vasten ("yläkontakti") kiertyy Korkealehdon makropoimun (2624 09) taivevyöhykkeen ympäri ja edelleen Karamaan kautta koilliseen. Gneissien migmatisaatio lisääntyy epäsäännöllisesti kontaktista Keski-Lapin granitoidikompleksiin päin. Sieppijärven sviitin litodeemiseen luonteeseen kuuluu em. pohjoisen tektonisen kontaktin lisäksi "juurettomuus"; sen kerrostumisalustaa ei tunneta. Sviitti on seurattavissa Sieppijärven ja Pasmajärven alueelta itään Keski-Lapin granitoidikompleksin pohjoisreunalla Kurtakon (2731), Pasmajärven (2642) ja Molkojärven (2733) alueille ja edelleen mahdollisesti Vuojärven alueelle (3624), jossa felsiseksi tuffiksi tulkitun välikerroksen zirkoneista on saatu arkeoisia U-Pb-ikiä (Räsänen 1986, Räsänen & Huhma 2001).

Sieppijärven sviitissä ovat vallalla arkoosiset gneissit ja kiillegneissit (kuva 5). Karttoilla ne on merkitty vastaavasti keltaisella ja sinisellä. Gneissit ovat pääosin vahvasti uudelleen kiteytyneitä epäkypsiä metasedimenttejä. Ne on tulkittu kerrostuneen alunperin arkoosisina areniitteina ja arkoosisina vakkoina (Pettijohn ja muut 1987). Mahdollisesti gneissit sisältävät myös felsisiä vulkaanisia kerroksia. Emäksiseen vulkanismiin viittaavat paikoin havaitut amfiboliitti- ja sarvivälkegneissivälikerrokset. Migmatiittirakenteet ovat tyypiltään vaihtelevia (kuva 6). Laajoilla paljastumattomilla alueilla arkoosi- ja kiillegneissikenttiä on rajattu aeromagneettisiin karttoihin tukeutuen. Arkoosigneissinäytteiden korkeammat susceptiivisuusarvot ovat yleensä yhdistettävissä aeromagneettisiin positiivisiin anomalioihin ja vastaavasti kiillegneissien alhaisemmat negatiivisiin anomalioihin.

Sieppijärven sviitin pintakivet ovat laajalti esillä Korkealehdon makropoimussa, Korkealehto–Keskilehto–Nuolilehto -alueella ja poimun kyljellä Tornionjoen ranta-paljastumissa (kuva 5). Gneissit ovat raekooltaan yleensä keskirakeisia. Päämineraalit ovat kalimaasälpä, plagioklaasi, kvartsi ja biotiitti, joskus muskoviitti sekä satunnaisesti amfiboli, lähinnä sarvivälke. Felsiset rakeet ovat reunoiltaan mutkaiset. Pienet pyöreät kvartsisulkeumat ovat niissä tyypillisiä. Yleisimmät aksessoriset mineraalit ovat magnetiitti, titaniitti, apatiitti ja zirkoni. Gneissit ovat kalimaasälvän runsauden vuoksi yleisesti punertavia värisävyiltään. Biotiitin ja osaksi sarvivälkkeen määrän kasvun myötä felsiset gneissit muuntuvat tummemmiksi kiillegneisseiksi. Kiillegneisseihin liittyy muutamia korundihavaintoja mm. Mäntyvaaran länsilaidalla (2642 03) ja Hinttajärven kaakkoispuolella (2642 09). Arkoosigneissien Ca-rikkaissa välikerroksissa on tapahtunut karsireaktioita. Mm. Palovinsassa (2624 10B) tavataan reaktioista merkinä epidoottia ja sarvivälkettä.

Sieppijärven geologiselle kartalle on erotettu myös magnetiittipitoisia arkoosigneissikerroksia. Magnetiittipitoisessa arkoosigneississä on sarvivälkettä muutamia prosentteja ja sen yhteydessä varsin runsaasti magnetiittia ja titaniittia. Ortokvartsiittia on havaittu välikerroksena mm. Korkealehdonhuhdassa (2624 09C), jossa se on vahvasti deformatunutta, karkearakeiseksi uudelleen kiteytynyttä ja osittain sinertävää sinertävien kvartsirakeiden vuoksi. Kookkaat kvartsirakeet aaltosammuvat selkeinä vyöhykkeinä, ja niitä kiertää sutuurimainen tai kehittyneiden alirakeiden sauma. Nämä piirteet johtunevat voimakkaasta deformaatiosta. Korkealehdon makropoimun piirissä sviitissä on gneissejä, jotka muistuttavat Muonion alueen pohjagneissialueen pintakiviä (vrt. Lehtonen 1984).



Kuva 5. Arkoosinen gneissi, jossa amfiboli- ja biotiittipitoisia välikerroksia. Sieppijärven sviitti.
Fig. 5. Arkosic gneiss with amphibole- and biotite-bearing interbeds. Sieppijärvi Suite.
Tornionjoki, Hietasenniva, 2624 08C. x = 7444,7; y = 2485,66.



Kuva 6. Schollen- ja schlieren -migmatiittia. Sieppijärven sviitti. Tunnuslevy 12 cm.
Fig. 6. Schollen and schlieren migmatite. Sieppijärvi Suite. Width of name tag 12 cm.
Kalliolahti, Tornionjoki, 2624 07. x = 7435,53, y = 2489,42

Myös Pomokairan pohjakompleksin arkoosigneissejä muistuttavia punertavia gneissejä tavataan (T. Manninen henkilökohtainen tiedonanto, ks. myös Lehtonen ja muut 1998, s. 17–21).

Korkealehdon ympäristöstä (2624 09) kaakkoon ja itään gneissien migmatisaatio epämääräisesti kasvaa. Toisaalta uudelleen kiteytyminen muuttaa gneissejä karkeareakeisemmiksi, eikä niitä aina voi erottaa granitoideista. Sammalvaaran–Väylänpään ja Vuolittajannokan teiden risteuksen (2624 10B) pitkässä gneissipaljastumassa ei tulkinallisia vaikeuksia ole, sillä kyse on pintakivistä. Tunnistettavia pintakiviä tavataan jopa keskellä Keski-Lapin granitoidikompleksia, Pasmajärven alueen kaakkoiskulmauksessa (2642 10), jossa vuorottelevat arkoosigneissit, kiillegneissit ja amfiboliitit.

Syväkivet ja juonikivet

Keski-Lapin granitoidikompleksin syväkivet ovat pääosin koostumukseltaan vaihtelevia, osaksi porfyyrisiä, osaksi tasarakeisia graniitteja ja granitoideja. Sieppijärven ja Pasmajärven geologisilla kartoilla on kompleksissa erotettu porfyyrisen graniitin, graniitin (mikrokliinigraniitin ja nebuliittisen migmatiitin) ja niiden ohella granitoidien (graniittia, granodioriittia, kvartsimontsoniittia, kvartsidioriittia) kenttiä. Lisäksi kompleksissa on eroteltu gabro- ja dioriitti-intruusioita.

Porfyyristen graniittien ja pääosin tasarakeisten granitoidien leikkaussuhteet ovat yleensä tulkinnanvaraiset ja jopa sekavat. Erilaiset sulkeumat ja jäänteet ovat yleisiä ja viittaavat magmaattiseen assimiloitumiseen ja hybridisaatioon. Suuntautuneiden rakenteidensa perusteella porfyyriset graniitit ja granitoidit voisivat olla synorogeenisia (n. 1 890–1 860 miljoonaa vuotta) ja rinnastettavissa Länsi-Lapin KMD-seurueen (Lehtonen 1988) tai Haaparannan sviitin syväkiviin (vrt. Rantataro 1988, Väänänen 1998, Väänänen et al. 2002). Toistaiseksi ainoa mahdollisesti näitä kiviä koskeva ikämääritys, sekin hieman kartta-alueiden ulkopuolelta, Molkokönkäältä (2644 02), viittaa kuitenkin nuorempiin myöhäisorogeenisiin syväkiviin (n. 1 840 Ma, ks. Huhma 1986, vrt. Bergman ym. 2001 s. 35). Graniitit (mikrokliinigraniitit ja nebuliittiset migmatiitit) lienevät rinnastettavissa lähinnä Sieppijärven sviitin piirissä n. 1800 miljoonan vuoden ikäiseen Kihlangin graniittiin (ks. Väänänen & Lehtonen 2001). Graniittien ja em. porfyyristen graniittien ja granitoidien keskinäiset määräsuhteet ovat tulkinnanvaraisia. Mikrokliinigraniittien kenttien laajuuteen etenkin kartan keski- ja eteläosissa onkin suhtauduttava varauksin.

Peitteisiä gabro- ja dioriitti-intruusioita on erotettu lähinnä positiivisten aeromagneettisten anomalioiden ja kairauksien perusteella. Em. porfyyrisiin graniitteihin ja granitoideihin liittyy pienialaisia, konformeja gabro- ja dioriitti-intruusioita (liite 2). Niitä on merkitty Pasmajärven alueelle. Sieppijärven alueen luoteisosassa ja Pasmajärven alueen koillisosassa on kooltaan merkittävämpiä gabro- ja dioriitti-intruusioita osaksi Keski-Lapin granitoidikompleksin ulkopuolella. Näissä intruusioissa lienee sekä myöhäisorogeenisia että postorogeenisia tyyppisiä. Kartta-alueiden postorogeenisista intruusioista parhaiten tunnetaan ympäristöään leikkaava appiniittinen Tainion intruusio. Appiniittiset intrusiivikivet muodostavat ns. Lohinivan sviitin.

Terävästi ympäristöään leikkaavista juonikivistä yleisimpiä ovat graniitti- ja pegmatiittijuonet.

Keski-Lapin granitoidikompleksin ja kompleksin ympäristön syväkiviä ja juonikiviä käsitellään laajemmin seuraavien pääotsikoiden SYVÄKIVET ja JUONIKIVET alla.

SYVÄKIVET

Porfyriset graniitit

Porfyyrinen graniitti kattaa pääosan Pasmajärven kartta-alueen eteläosasta. Karkeasti lounais-koillisuuntainen linja Jarhoinen (2624 10) - Koivumaa (2624 11) - Hinttajärvi (2642 09) - Tainio (2642 12) rajaa porfyyrisen graniitin esiintymisaluetta. Linjan luoteispuolelta se puuttuu. Porfyyriseen graniittiin liittyy yleisesti mikrokliinigraniittia. Toisaalta myös jäljempänä käsiteltäviin granitoideihin liittyy porfyyrisiä tyyppejä. Kartoituvaiheessa porfyyrisen graniitin ja porfyyristen granitoidien erottelu osoittautuikin usein ongelmalliseksi. Pintakivi- ja syväkivisulkeumat ovat yleisiä porfyyrisessä graniitissa. Niitä on kuvattu geologisella kartalla päällemerkinnöillä.

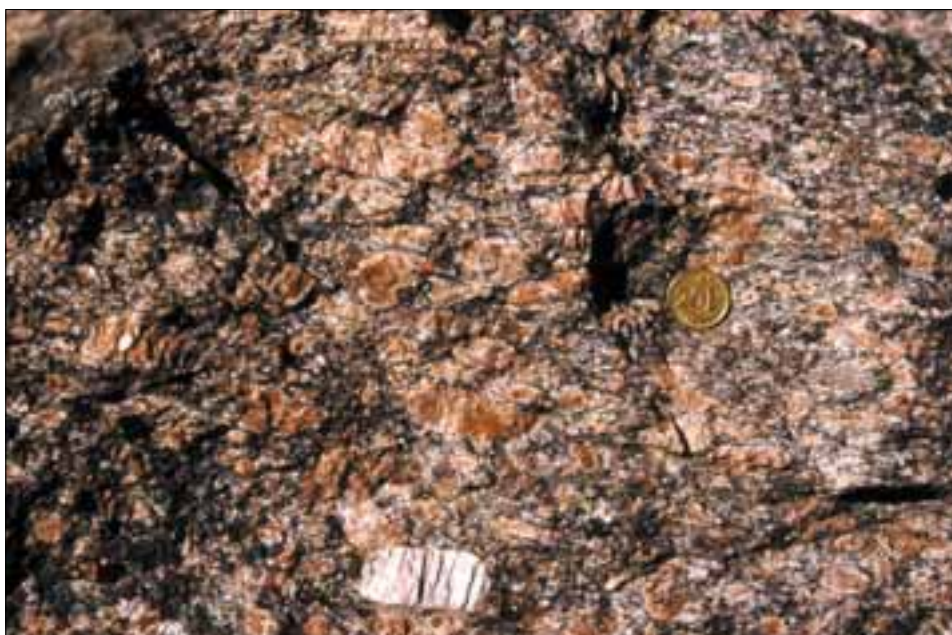
Porfyyrisen graniitin paljastumat ovat yleisesti varsin laaja-alaisia ja vaihtelevasti rakkautuneita ja rapautuneita. Loiva-asetoinen -vaaka laattarakoilu on paljastumissa yleistä. Porfyyrinen graniitti on tyyppillisesti karkearakeista ja suuntautunutta. Suuntaus ilmenee kalimaasälpämegakrystien (n. 2–4 cm) yhdensuuntaisuutena (kuva 7, 8). Megakrystit sisältävät plagioklaasisulkeumia. Megakrystien määrä vaihtelee. Niitä voi olla selvästi yli tai alle 50 % tilavuudesta. Kalimaasälvän ohella päämineraaleja ovat plagioklaasi, kvartsi, biotiitti ja joskus lisäksi sarvivälke. Porfyyrisen graniitin väri vaihtelee vaalean punertavista varsin tummiin sarvivälkepitoisiin modaalikoostumukseltaan granodioriittisiin tyypeihin (ks. taulukko 2; anal. 11, 12). Myös savukvartsi voi antaa tumman sävyn kivelle. Savukvartsia sisältävää tyyppiä on havaittu mm. Nutirovan (2642 07) porfyyrisessä graniitissa. Eräitä havaintoja on myös sinertävästä kvartsista, mm. Kuusenkaltoivaarasta kartta-alueen kaakkoisosasta (2642 07). Plagioklaasin seriittiytyminen, sarvivälkkeen biotiittiutumisen sekä biotiitin kloriittiutumisen ovat tavallisia ilmiöitä. Magnetiitti, titaniitti, apatiitti ja zirkoni ovat tyyppillisiä aksessorisia mineraaleja. Syväkivisulkeumat ja mineraalikoostumus viittaavat lähinnä I-tyypin graniittiin (ks. Chappel & White 1974, 2001).

Porfyyrisen graniitin vahva suuntaus on paikoin kehittynyt liuskeisuudeksi, jolloin kivi on gneissimäistä, jopa silmägneissirakenteista. Porfyyristä graniittia leikkaavat mikrokliinigraniitti- ja pegmatiittijuonet ja -osueet sekä kvartsijuonet.

Jaivaaran, Kamalin, ja Tuhkaisen ympäristössä (2624 10) on tehty havaintoja porfyyrisen graniittin ja pintakivien ja toisaalta porfyyrisen graniitin ja tasarakeisten granitoidien keskinäisistä leikkaussuhteista. Tasarakeinen tyyppi edustaa oletettavasti Sammalvaaran intruusiota (s. 22). Paikoin syväkivityypit liittyvät toisiinsa kerrosmaisesti ilman selviä leikkaussuhteita. Paikoin, mm. Jaivaarassa, porfyyristä tyyppiä esiintyy sulkeumina tasarakeisessa graniitissa, joten porfyyrinen tyyppi olisi leikkaussuhteiden perusteella vanhempaa. Ilmiöt viittaavat lähes samanaikaiseen intrudoitumiseen. Myös arkoosi- ja kiillegneissia on havaittu pitkinä kerrosmaisina tai pienempinä sulkeumia porfyyrisen graniitin kontaktissa. Nämä ilmiöt viittaavat syväkiven ikään kuin louhineen gneissia kontaktissa.



Kuva 7. Suuntautunut porfyyrinen graniitti. Tunnuslevy 16 cm.
Fig. 7. Oriented porphyritic granite. Width of name tag 16 cm.
Tuhkiainen, 2624 10D. x = 7438,920; y = 2498,980.



Kuva 8. Deformoitunut porfyyrinen graniitti. Kolikon läpimitta 2,1 cm.
Fig. 8. Deformed porphyritic granite. Diameter of coin 2,1 cm
Kienajajoki, 2642 07D. x = 7436,850; y = 2529,880.

Taulukko 2. Syväkivien mineraalikoostumuksia, Q-, A- ja P-arvot ja kivilajinimet (IUGS 1973).
Table 2. Mineral compositions, Q-, A- ja P-values and terms of igneous rocks (IUGS 1973).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Kvartsi- <i>Quartz</i>	37,5	29,2	34,7	14,3	25,2	35,7	22,7	19,4	36,9	19,3	30,4	34,6	7,1	3,0
Kalimaasälpä- <i>Potash feldspar</i>	27,3	28,8	25,4	44,2	29,6	44,1	32,6	26,1	30,6	36,8	43,6	17,8	0,3	0,6
Plagioklaasi- <i>Plagioclase</i>	33,6	37,4	35,5	28,7	38,2	19,0	33,4	32,1	28,1	35,1	22,8	38,0	51,6	79,2
Biotiitti- <i>Biotite</i>	0,9	2,8	1,5	8,8	5,2	1,2	9,2	19,4	3,8	7,9	2,4	7,1	18,2	3,1
Sarvivälke- <i>Hornblende</i>												0,6	21,9	10,5
Opaakki- <i>Opaques</i>	0,3	1,3	0,4	2,0	0,9		1,4	1,5		0,9	0,6	0,9	0,2	
Muut- <i>Others</i>	0,4	0,5	2,5	2,0	0,9		0,7	1,5	0,6		0,2	1,0	0,7	3,6
Summa- <i>Total</i>	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Q	37,1	30,6	36,3	16,4	27,1	36,1	25,6	25,0	38,6	21,2	31,4	42,0	12,0	3,6
A	27,8	30,2	26,6	50,7	31,8	44,6	36,8	33,6	32,0	40,3	45,0	38,3	0,5	0,7
P	34,1	39,2	37,1	32,9	41,1	19,2	37,6	41,4	29,4	38,5	23,6	19,7	87,5	95,7

Taulukko 2. (jatkoa). Suluissa näytteen numero taulukossa 4.
Table 2. (continued). Corresponding numbers from Table 4 shown in parentheses.

1 (13).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Hautalahti,	2624 08C.	x = 7442260,	y = 2485950.
2 (14).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Karisaaren-korva,	2624 08B.	x = 7449420,	y = 2483210.
3 (17).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Rytijängäntievat,	2642 06D.	x = 7458440,	y = 2517420.
4 (22).	Kvartsimontsoniitti - <i>Quartz monzonite</i> .	Sammalvaara,	2642 02A.	x = 7441240,	y = 2501730.
5.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Ounasjoki,	2644 02B.	x = 7449824,	y = 2544748.
6.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Ounasjoki,	2644 02D.	x = 7449311,	y = 2545027.
7 (24).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Ounasjoki,	2644 02C.	x = 7444320,	y = 2547016.
8 (25).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Ounasjoki,	2644 02C.	x = 7442081,	y = 2546810.
9 (26).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Peuravaara,	2642 12B.	x = 7457082	y = 2533068.
10 (27).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Ruopaspalo,	2642 12A.	x = 7450528	y = 2534818.
11 (18).	Graniitti - <i>Granite</i> .	Oravavaara,	2642 07B.	x = 7439180,	y = 2524500.
12 (20).	Granodioriitti - <i>Granodiorite</i> .	Oravavaara,	2642 07B.	x = 7439180,	y = 2524500.
13 (23).	Kvartsimontsodioriitti - <i>Quartz monzodiorite</i> .	Hinttajärvi,	2642 09A.	x = 7451700,	y = 2521750.
14 (36).	Leukodioriitti - <i>Leucodiorite</i> .	Peuravaara,	2642 12B.	x = 7456900	y = 2533460.

Granitoidit

Tässä yhteydessä granitoidilla tarkoitetaan felsisiä syväkiviä, jotka ovat yleensä erotettavissa ulkoasultaan porfyirisestä graniitista ja mikrokliinigraniitista. Punertavan ruskealla geologisille kartoille merkittyihin vaihtelevan kokosiin granitoidien kenttiin sisältyy mm. heterogeeninen ryhmä montsograniittia, granodioriittia ja kvartsimontsoniittia. Granitoideissa on runsaasti modaalikoostumukseltaan graniittisia tyypejä (ks. taulukko 2; anal. 5 -10). Osa karttojen granitoidisulkeumasymboleista voi edustaa itseasiassa pieniä intrusioita.

Pasmajärven alueen länsiosassa sijaitseva laajahko Sammalvaaran intruusio rajattiin Sammalvaaran -Tuoreen Siikalehdon laajojen granitoidipaljastumien ja aeromagneettisen kartan epäselvän anomalian perusteella (2642 02, 01; 2624 10). Kontaktit ympäristöön eivät ole nähtävissä. Eroosiotasossa soikiomainen, ilmeisesti jonkin verran deformatunut intruusio ulottuu Sieppijärven alueen kaakkoisosaan.

Pääosa Sammalvaaran intruusiosta näyttää olevan karkearakeista, tasarakeista tai jonkin verran maasälpämegakrystejä sisältävää granitoidia. Granitoidi on suuntautunutta tai vahvasti liuskeista ja rapautumispinnaltaan punertavaa (kuva 9). Päämineraalit ovat kalimaasälpä, plagioklaasi, kvartsi ja biotiitti sekä vähäisissä määrin sarvivälke. Pääasialliset aksessoriset mineraalit ovat titaniitti, apatiitti ja zirkoni. Modaalikoostumus on kvartsimontsoniittinen (taulukko 2, anal. 4). Magnetiittia on etenkin intruusion keskiosassa, jossa on havaittu pieniä tummahkoja sulkeumia ja jäänteitä. Kyseessä ovat ilmeisesti autoliitit, jotka viittaavat magmaevoluution aikaiseen sekaantumiseen ja sekoittumiseen. Modaalikoostumus ja sulkeumat viittaavat I-tyypin graniittiin.

Pasmajärven alueen itäreunan laaja (n. 23 km x 13 km) granitoidi-intruusio on nimetty Ranta-Paistivaaran intruusioksi. Sekin rajattiin magneettiseen matalalentoaineiston perusteella (2642 10, 11). Pääosa intruusiosta sijaitsee Lohinivan kartta-alueella (2644). Kontakteja ympäristöä vasten ei ole löydetty. Intruusio muistuttaa koostumukseltaan ja rakenteeltaan jossain määrin Sammalvaaran intruusiota. Esimerkit modaalikoostumuksesta ovat kuitenkin graniittisia (taulukko 2, anal 5–8). Intruusiossa on havaittu myös mafisempia sulkeumia ja paikallisia mafisen ja felsisen magman sekaantumis- ja se-



Kuva. 9. Kvartsimontsoniittia. Sammalvaaran intruusio. Tunnuslevy 12 cm.

Fig. 9. Quartz monzonite. Sammalvaara intrusion. Width of name tag 12 cm.

Sammalvaara, 2642 02A. x = 7440,750; y = 2501,760.

koittumisprosessiin viittaavia ilmiöitä. Selkeästi erottuvaa magnetiittipitoista keskusta intruusioon ei ole kehittynyt (liite 3). Molkokönkään ympäristön (2644 02) granitoidin zirkoni-ikä, $1\ 843 \pm 23$ Ma (Huhma 1986) antaa iän myös Ranta-Paistivaaran intruusiolle, mikäli ikämääritysnäyte todella edustaa myös Ranta-Paistivaaran intruusiota. SIMS-menetelmällä saatu ikä on samaa luokkaa, n. 1,85 Ma (H. Huhma, henkilökohtainen tiedonanto, 2002). Tutkimustulokset Lohinivan alueelta (2644) antanevat tulevaisuudessa selvyyden ikämäärityksen merkityksestä.

Pasmajärven alueen koillisosaan on erotettu tulkinnanvaraiset granitoidialueet, mm. Porkkavaaran–Palo- ja Vittikko–Tainiovaaran sekä Peuravaaran ympäristöön (2642 12). Granitoidien rajaamiseen ei aeromagneettisilta kartoilta saa tukea, ja toisaalta paljastumia on harvassa. Paljastumahavainnot vaihtelevat vaaleista, pilsteisistä, epäselvästi raitaisista ja alkuperältään tulkinnanvaraisista gneisseistä suuntautuneisiin granitoideihin (ks. taulukko 2, anal. 9, 10) ja edelleen suuntautumattomiin gabroidisiin syväkiviin. Peuravaarassa havaittiin hyvin säilyneitä syväkiviä; lievästi suuntautunutta homogeenista graniittia ja erityyppisiä gabroja (ks. s. 26–27). Graniitin ja gabroidien keskinäiset leikkaussuhteet eivät ole nähtävissä. Näiden kivien suhde ympäristön suuntautuneisiin granitoideihin on toistaiseksi avoin.

Sieppijärven alueen Jauhokankaan (2624 09) intruusion länsiosa on arvioitu geologisille kartalle granodioriitiksi, ja sen oletetaan liittyvän geneettisesti itäosan montsodioriittiin. Paljastumien kivilajit sisältävät runsaasti maasälpää, ja niistä on käytetty kentänimiä syeniitti tai granodioriitti. Väriltään paljastumat ovat mustanpunertavia. Plagioklaasi- ja kalimaasälpähajarakeet (5 - 10 mm) ovat jossain määrin suuntautuneet. Maasälpien ohella päämineraaleja ovat kvartsi ja biotiitti. Tyypillisiä aksessorisia mineraaleja ovat opaakki, apatiitti ja titaniitti. Neulasmaista rutiilia on paikoin runsaasti. Opaakkipirote koostuu magnetiitista ja ilmeniitistä sekä vähäisissä määrin rikkikiisusta. Intruusiossa on sulkeumia, jotka ovat peräisin ympäristön kiillegneisistä tai, jotka mahdollisesti ovat magmaattisesta hybridisaatiosta ja assimiloitumisesta johtuvia autoliitteja. Granodioriitin rakenteet Muonionjoen Ääverkosken rannassa, n. 245/85 (tasosuure) ja n. 290/20 (viivasuure) kuvaavat yleistä suuntausta. Toisaalta ruhjeliuskeisuus (n. 215/75) on myös yleistä, samoin suuntauksen mukaiset tai leikkaavat graniittijuonet.

Graniitit (mikrokliinigraniitit ja migmatiitit)

Pintakivien migmatiittituuminen on tyypillistä Sieppijärven ja Pasmajärven alueilla. Graniittinen, ilmeisesti anatektinen neosomiaines vaihtelee juonista ja suonista laajalaisempiin nebuliittisiin osueisiin, jotka ovat lähinnä mikrokliinigraniittia ja pegmatiittia.

Migmatisaatio ja graniitin määrä lisääntyy epäsäännöllisesti Sieppijärven alueen luoteisosasta kaakkoon päin. Litostratigrafisissa yksiköissä on paikoin mahdollista erottaa tiettyjä migmatiittirakenteita: verkko-, schollen-, schlieren-rakennetta ja verkkomaista rakennetta (Mehnert 1971). Niitä on kuvattu symbolein Sieppijärven geologisella kartalla. Sieppijärven sviitin pintakivissä migmatisaatio on edennyt pitkälle, ja toisaalta deformaatio ja uudelleenkiertyminen ovat hämärtäneet rakenteet. Migmatiittituumista yleensä on kuvattu päällemerkinnällä (punainen aaltoviiva). Migmatisaatio on iältään n. 1 800 Ma (ks. s. 41). Sieppijärven alueen luoteiskulmauksessa (2624 09 B) Ison Pirt-

tivaaran muodostuman kiillegneississä on verkkomaista rakennetta (ks. kuva 3) ja toisaalta Lappeen muodostuman (2624 09A) kiillegneississä kerrosmaista ja verkkomaista rakennetta, jotka vaihettuvat schlieren-rakenteeksi. Nämä rakenteet näyttävät kiertyvän Jauhokankaan intruusion ympärille.

Sieppijärven sviitin paljastumilla migmatiittirakenteiden vaihtelu jonkin verran vaaleita neosomijuonia sisältävästä metasedimentistä nebuliittiseen migmatiittiin voi olla lähes aukotonta. Niinpä schlieren- ja schollen-rakenteiden erottaminen toisistaan ei ole aina mahdollista. Varsin tavallista on, että rakennetermiksi on todettu kartoituksessa schlieren-schollen-rakenne tai -migmatiitti. Esimerkki näistä vaihtelevista rakenteista tavataan Sieppijärven alueen Kalliolahden (2624 07) arkoosigneississä (kuva 6). Osittain migmatisaatio on täälläkin tuottanut nebuliittista rakennetta. Toisaalta nebuliittiseen rakenteeseen liittyy vahva venymä, joka antaa migmatiitille virtausrakennemaisen (flow structure) sävyn. Vastaavaa rakennetta on Sieppijärven sviitin piirissä havaittu huomattavasti pohjoisempaan, Riekkovuomassa (2731 04). Mahdollisesti kyseessä on merkittävä kymmeniä kilometrejä pitkä deformaatiovyöhyke.

Mikrokliinigraniitit ja -pegmatiitit ovat punertavia ja raekooltaan vaihtelevia, yleensä karkearakeisia. Ne ovat tyypillisesti epähomogeenisia. Ne ovat suuntautumattomia tai jonkin verran suuntautuneita, jopa liuskeisia. Pegmatiitissa on kirjomaasälpä yleistä, samoin kvartsista koostuvat muutaman sentin läpimittaiset osueet. Mikrokliinigraniitti ja pegmatiitti on kuvattu geologisella kartalla punaisella liekkisymbolilla. Magnetiittipitoisina niitä on rajattu aeromagneettisten karttojen perusteella myös kenttinä. Mikrokliinigraniittien kenttien laajuuteen etenkin Pasmajärven alueen keskiosassa onkin suhtauduttava varauksin. Porfyyrisen graniitin keskellä graniittityypit näyttävät esiintyvän yleisesti loiva-asentoisina välikerroksina toistensa lomassa, joten määräsuhteet ja leikkaussuhteet ilmenevät vain usean metrin korkuisissa pystyleikkauksissa, jos silloinkaan. Pasmajärven alueen luoteisosan laajat graniitti- ja pegmatiittipaljastumat ovat helposti saavutettavissa ja tarkasteltavissa mm. Perävaaran -Peräpalon alueella (2642 02) Sieppijärven - Lohinivan tien varrella. Mahdollisesti graniittien osuus on karttakuvaa vaatimattomampi; graniitit ovat vain kestävämpinä koholla ympäristöstään. Mikrokliinigraniitin sulkeumat ja biotiittirikkaat jäänteet ovat peräisin vaihtelevista lähteistä.

Gabrot ja dioriitit

Gabroja ja dioriitteja tunnetaan sekä Sieppijärven että Pasmajärven kartta-alueilta. Merkittävimmät intruusioidet ovat Ääverjärven ja Jauhokankaan intruusio Sieppijärven alueen luoteisosassa (2624 09, 12) ja Tainion intruusio Pasmajärven alueen koillisosassa (2642 12). Pasmajärven geologiselle kartalle on erotettu lisäksi useita pienialaisia gabroidisia ja dioriittisia intruusioita. Lisäksi osa syväkivisulkeumiksi merkityistä, mm. Hinttajärven ja Luomajärven ympäristössä (2642 09), on ilmeisesti pieniä intruusioita.

Ääverjärven ja Jauhokankaan intruusion erottaa geologisella kartalla koillis-lounaissuuntainen siirrosvyöhyke. Mahdollisesti intruusioiden väliin jää myös liuskejako. Siirroksen länsipuolelle jäävä Jauhokankaan intruusio ulottuu osaksi Ruotsin puolelle. Toistaiseksi intruusioista tunnetaan vain pääpiirteitä. Kontaktit ympäristöön eivät ole nähtävissä. Ääverjärven intruusion nykyisen eroosiotason pinta-alaksi on arvioitu n. 15 km². Jauhokankaan intruusion Suomen puoleinen osa kattaa lähes yhtä suuren alan.

Jauhokankaan intruusio on paljastunut Muonionjoen rannassa muutamissa kohdin. Sen sijaan Ääverjärven intruusio on täysin peitteinen. Intruusioiden on rajattu kartalle kairausten ja magneettisten matalalentokarttojen perusteella. Intruusioiden näyttävät osaksi leikkaavan ja osaksi noudattelevan ympäristön rakenteita. Ääverjärven ja Jauhokankaan intruusioista ei ole ikämääriä. Ne on aikaisemmin arvioitu synorogeenisiksi ja kuuluvan Haaparannan sviittiin (n. 1,86–1,89 Ga; ks. esim. Väänänen & Lehtonen 2001, Bergman ym. 2001). Mahdollisesti intruusioiden ovat myöhäisorogeenisia (n. 1,84 Ga ?).

Ääverjärven intruusion pääosa on arvioitu gabroksi. Pohjoisreunassa havaittiin lähinnä dioriittisia koostumuksia (R16, R17). Intruusion eteläosa on vahvasti suuntautunutta, jopa liuskeista. Se on tekstuurltaan granoblastista. Intruusio koostuu täällä pääosin sarvivälkkeestä ja plagioklaasista. Pohjoisosassa on säilynyt primääri tekstuuri, jonka muodostavat järjestäytymättömät hypidiomorfiset plagioklaasiliistakkeet ja pyrokseenirakeet niiden väleissä. Sekundääriset muuttumislajit, kuten plagioklaasin saussuriittuminen ja pyrokseenin muuttuminen amfiboliksi ja edelleen kloriitiksi, ovat yleisiä. Talkkia ja toisaalta kvartseja havaittiin. Magnetiitti, ilmeniitti, hematitiitti ja apatiitti ovat intruusion pääasiallisia aksessorisia mineraaleja. Oksidien määrä on paikoin useita prosentteja. Lisäksi havaittiin hieman kiisuja. Pohjoisreunalla havaittiin zirkonia. Magneettisella matalalentokartalla (liite 3) Ääverjärven intruusion aiheuttamasta anomaliasta erkaantuu ”häntä”, jota kirjoittaja epäilee tulokanavan aiheuttamaksi. Hypoteettista tulokanavaa ei ole piirretty geologiselle kartalle.

Jauhokankaan intruusion itäosa on piirretty geologiselle kartalle kairansydämien perusteella lähinnä montsodioriitiksi. Paikoin on havaittavissa pienirakeisia autoliittisulkeumia, jotka viittaavat sekaantumisen- ja sekoittumisprosesseihin magmaevoluuksiin. Montsodioriitin länsireunalla havaittiin kalimaasälpää ja kvartseja. Primääri tekstuuri on yleensä hyvin säilynyt. Plagioklaasi- ja kalimaasälpämegakrystit ovat yleisiä. Ääverjärven intruusion yhteydessä mainittujen aksessoristen mineraalien lisäksi tavataan titaniittia. Intruusion länsiosaa on käsitelty granitoidien yhteydessä. Intruusion koostumuksessa on yhteisiä piirteitä Tainion intruusion kanssa.

Tainion silmiinpistävän pyöreän positiivisen magneettisen rengasanomalian läpimita on n. 2,5 km (ks. liite 2). Anomalian aiheuttaja on paksujen maapeitteiden alla. Pasmajärven alueen matalalentokarttojen valmistuttua v. 1989 rengasanomalian oletettiin kuvastavan kartiomaisen intruusion rengasmaista leikettä. Rengasrakennetta verrattiin Pohjois-Ruotsin, mm. Huukin alueen, tunnettuihin rengasgabriolihin (ks. Lindroos & Henkel 1981). Kairausten perusteella anomalian aiheuttajaksi osoittautui gabrokoostumuksellinen, ehkä stokkimainen intruusio.

Tainion intruusion rengasanomalian aiheuttaja koostuu pienirakeisesta gabrosta (vrt. taulukko 5, anal. 49). Kyseessä on intruusion nopeasti jäähtynyt rautarikas kontaktivyöhyke ympäristön kiviä vasten. Päämineraalit ovat plagioklaasi, sarvivälke ja biotiitti. Magnetiitin ja ilmeniitin määrä on paikoin päämineraalien luokkaa: useita prosentteja. Apatiittia on myös suhteellisen runsaasti. Jonkin verran on myös kiisuja. Mesoskooppeissa felsisiä sulaosueiksi tulkittuja sulkeumia havaittiin. Joitakin havaintoja on myös mikroskoopista kvartsin, plagioklaasin ja biotiitin täyttämistä rakkulamaisista rakenteista tai metamorfoituneista hajarakeista. Intruusion kontaktissa on ympäristön graniittia sulkeumina, mutta toisaalta siinä on myös graniittisia juonia, jotka mahdollisesti ovat peräisin intruusion aiheuttamista kontaktimetamorfisista sulista.



Kuva 10. Gabbro ja leikkaavaa leukogabbroa. Peuravaaran intruusio. Tunnuslevy 12 cm.
Fig. 10. Gabbro transected by leucogabbro. Peuravaara intrusion. Width of name tag 12 cm.
Peuravaara. 2642 12B.
x = 7456,963; y = 2533,357.



Kuva 11. Ontelo, jossa runsaasti zeoliittia. Tainion intruusio.
Fig. 11. Cavity filled with zeolite minerals. Tainio intrusion.
Tainio. 2642 12. x = 7452,447; y = 2538,248. Kuva – photo Reijo Lampela.

Keskukseen päin intruusio muuntuu karkearakeiseksi gabroksi, joka koostuu pääosin vaihtelevasta määrästä plagioklaasia, orto- ja klinopyrokseenia ja biotiittia. Pyrokseeni on muuttunut yleisesti amfiboliksi. Kvartsia saattaa löytyä hieman. Tyypilliset aksessoriset mineraalit ovat magnetiitti, ilmieniitti, rikkikiisu, apatiitti, karbonaatti ja zirkoni. Magmaattinen, jossain määrin suuntautunut tekstuuri oletettavasti noudattelee kontaktia. Pienirakeisia gabroautoliitteja havaittiin osoituksena intruusion sisäisistä sekaantumis- ja sekoittumisprosesseista. Keskusosissa on useiden metrien vahvuisia hydrautuneita ultramafisia amfiboli-, kiille- ja serpentiinirikkaita osueita (R431, R432), joihin liittyy myös karbonaattia ja talkkia. Intruusion keskiosissa on säilynyt mm. ontelorakenteita, joita osaksi täyttävät omamuotoiset zeoliitti- ja karbonaattirakeet (kuva 11). Muuttumistulokset ja ontelot lienevät viitteenä intruusion primääristä volatiilikylläisyydestä (vrt. taulukko 5, anal. 42–49). Lisäksi gabrossa on leikkaavia graniittijuonia.

Luode-kaakkosuuntaisia siirroksia lukuun ottamatta Tainion intruusio leikkaa ympäristön kivilajeja ja rakenteita. Intruusio on luonteeltaan postorogeeninen. Tainion intruusiosta tehty zirkoni-ikämääritys, $1\,796 \pm 4$ Ma (H. Huhma, henkilökohtainen tiedonanto 2002) osoittaa, että intruusio on rinnastettavissa Pohjois-Ruotsin nuuriin ($< 1\,800$ Ma) rengasrakenteita muodostaviin gabroihiin. Nämä magmakivet sijoittuvat Suomen Länsi-Lapin ja koillisen Norrbottenin laajan painovoima-anomalian alueelle (ks. Lindroos & Henkel 1981, Bergman et al 2001). Anomalia ei selity nykyisen eroosiotason kivilajeilla. Oletettavasti anomalia johtuu syvemmällä olevasta laajasta mafisesta magmasäiliöstä, josta em. gabrojen magma on lähtöisin. Ruopaspalon–Tainovaaran sekajuoni, jota on käsitelty jäljempänä, on mahdollisesti viitteenä fraktioitumisesta magmasäiliössä ja kuoren osittaisesta sulamisesta ja sekoittumisesta magmaan. Mutanen (2003) rinnastaa raportissaan Tainion intruusion Ison Paavolammen intruusioon ja toteaa niiden olevan tyypillisiä appiniitti-intruusioita, joita Pellon–Rovaniemen maalaiskunnan–Kolarin alueella on useita (ks. Mutanen & Väänänen, painossa). Tässä selityksessä em. intruusioiden ja juonikivien seurue nimetään Lohinivan sviitiksi.

Pasmajärven alueen pienehköistä konformeista gabroista ja dioriiteista etenkin aivan kartta-alueen itäreunaan pistävä Vasikkapalon intruusio (2642 10) muistuttaa ulkoasultaan ja mineraalikoostumukseltaan Tainion gabron keskusosaa. Aalisjärven itäpuolen (2642 07) gabrossa havaittiin (R861-9.35) varsin runsaasti oksideja (ilmieniitti-magnetiitti, ilmenomagnetiitti) ja sulfideja (magneettikiisu, pentlandiitti, kuparikiisu, rikkikiisu, sinkkivälke, lyijyhohde). Peuravaaran hyvin säilyneistä gabroideista mainittiin granitoidien yhteydessä. Peuravaaran itälaidan paljastumissa leukodioriitti (taulukko 2, anal. 14) leikkaa montsogabroa (kentällä kvartsidioriitti) (ks. kuva 10). Leukodioriitti sisältää myös sekä teräväreunaisia hornblenditiittisiä sulkeumia että haamumaisia sulkeumia. Kyseessä on magmaattiseen sekoittumis-sekaantumissysteemiin liittyviä syväkiviä.

JUONIKIVET

Tässä yhteydessä käsitellään leikkaavia juonikiviä, jotka eivät liity suoranaisesti migmatiitteihin.

Pasmajärven alueelta on runsaasti havaintoja juonikivistä. Sieppijärven alueella juonikivet lienevät myös yleisiä, vaikka useimmat havainnot niistä ovatkin jokipaljastu-

milta. Juonikiviä on merkitty niiden suuntaa kuvaavin symbolein geologisille kartoille. Merkittävin juonikivi, Ruopaspalon–Tainiovaaran juoni, on erotettu kivilajikenttina geologiselle kartalle (2642 12). Jäljempänä tekstissä juonta kutsutaan lyhyesti Ruopaspalon juoneksi.

Sieppijärven alueella jokipaljastumien pegmatiittijuonet ovat yleisesti n. luode-kaakkosuuntaisia. Nämä pegmatiittijuonet leikkaavat myös konformeja migmatisaatioon liittyviä graniittisia ja pegmatiittisia juonekkeitä ja lienevät nuorimpia kivilajeja kartta-alueella. Nuoresta geologisesta iästään huolimatta pegmatiittijuonet voivat olla vahvasti deformatuneita. Ääverkosken–Lappeankosken rantapaljastumien (2624 09) leikkaavissa juonissa on tavattu mm. porfyyristä granodioriittia sulkeumina, jotka ovat ilmeisesti peräisin isäntäkivestä.

Pasmajärven alueella havaituista pegmatiitti- ja graniittijuonista osa leikkaa suoraviivaisesti ja terävästi ympäristöönsä, osa on konformeja. Vyöhykkeellisiä pegmatiittijuonia havaittiin, ja osassa pegmatiitti- ja graniittijuonista on havaittavissa suuntaus. Eräistä havainnoista voisi Pasmajärven alueen kaakkoisosassa päätellä, että leikkaussuunnat noudattavat ainakin osaksi itä-länsisuuntaisia ruhjeita ja luode-kaakkosuuntaisia siirroksia. Toisaalta näihin ruhjeisiin ja siirroksiin liittyy deformatuneita pegmatiitteja, joten juonien intrudoituminen on tapahtunut ennen ruhjeiden syntyä tai ruhjeiden kehityksen alkuvaiheessa.

Graniitti- ja pegmatiittijuonia on kehittynyt hieman eri aikaisesti, sillä toisiaan leikkaavia juonia tavataan. Pegmatiittijuonien yhteydestä on paikoin löydetty myös kvartsijuonia. Yleensä punertavat, karkearakeiset pegmatiitti- tai graniittijuonet voivat olla vaihtelevan suuntaisia ja mutkaisia. Kvartsijuonet ovat yleensä vaaleita. Sinertävistä ja punertavista kvartsijuonista on myös useita havaintoja (ks. Kärkkäinen & Virkkunen 1983). Pegmatiitti- ja graniittijuonet ovat vahvuudeltaan yleensä muutamasta senttimetristä noin metriin. Kvartsijuonet ovat yleensä vahvuudeltaan n. 2–5 senttimetrin luokkaa. Muutamana kymmenen senttimetrin paksuisista juonista on myös havaintoja.

Ruopaspalon juoni sijoittuu n. 6 km Lohinivan kylän länsipuolelle, ja sen on tullut aeromagneettisen kartan (2642 12) pohjois-eteläsuuntaisen kaarevan positiivisen anomalian perusteella intrudoituneen kartiomaisesti. Noin 10 km pitkä juoni ei ole yhtenäinen vaan katkeileva. Se esiintyy leikkaavasti mutta myös jossain määrin noudattelee vanhempia rakenteita. Luode-kaakkosuuntaiset siirrokset puolestaan leikkaavat juonta. Anomalian kohdalla on paljastunut Tainiovaarassa graniittiympäristössä usean neliömetrin alue deformatunutta ja jonkin verran magnetiittia sisältävää intermediääristä-emäksistä magmakiveä, jossa on graniittijuoniverkostoa. Oletettavasti anomalian aiheuttaja on juuri tämä kivi. Oletusta tukevat anomaliaan tehdyt Pikku Tainiovaaran ja Ruopaspalon kairaukset, joissa lävistettiin graniittijuonia sisältävää suuntautunutta montsogabroidista-montsoniittista kiveä. Ruopaspalon juonen oletetaan liittyvän samaan magmatismiin (Lohinivan sviittiin) kuin Tainon gabronkin.

Pasmajärven alueen eteläosassa Haukirovan, Näläntöjärven ja Laukkujärven ympäristön sekä koillisosassa Taapajärven porfyyrisissä graniiteissa on havaittu muutamia kapeita (2–20 cm paksuja) mafisia juonia. Vittikkovuoman, Rytiojan ja Navettamaan (2642 01) alueella havaittiin useita metrejä leveitä mafisia juonia, joita graniittijuonet leikkaavat. Eräissä mafisissa juonissa erottuu plagioklaasin liistakkeisuus ja lähes suuntautumaton tekstuuri.

GEOKEMIA

Yleistä

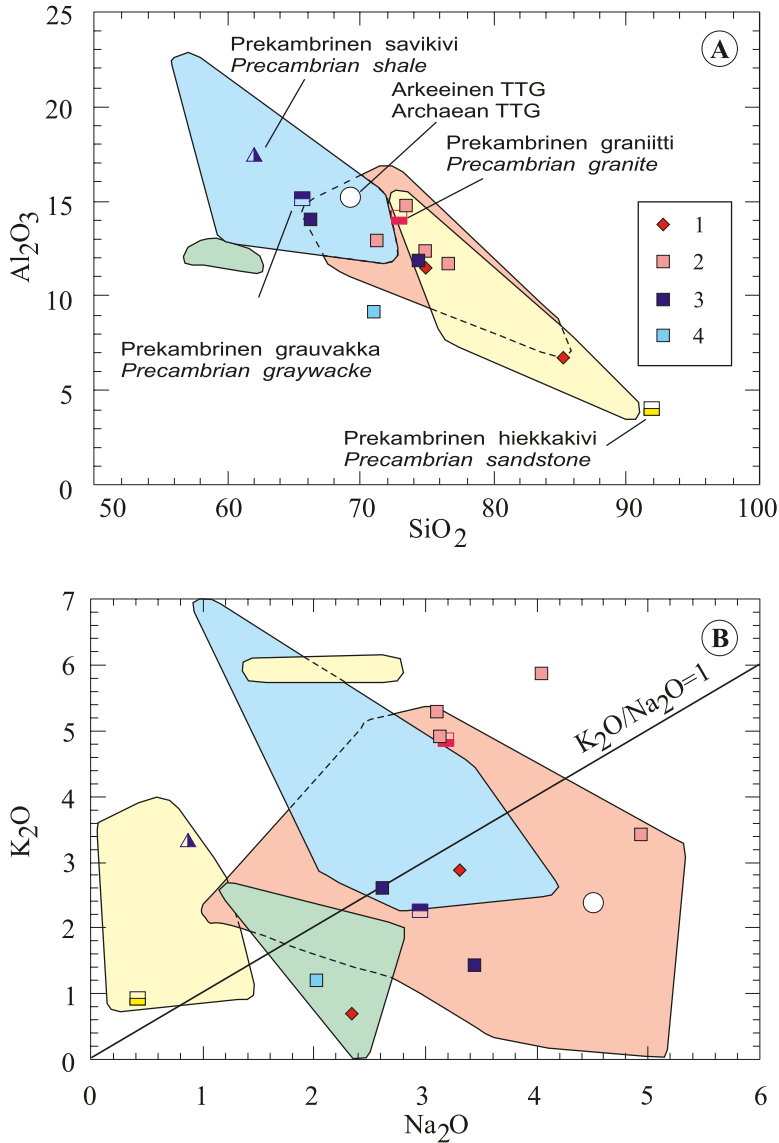
GTK:n kemian geolaboratoriossa on analysoitu kivinäytteistä XRF-menetelmällä (175X) pääalkuaineet ja hivenalkuaineita (As, Ba, Bi, Ce, Cl, Cr, Cu, Ga, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sb, Sc, Sn, Sr, Th, U, V, Y, Zn, Zr). Osasta näytteitä analysoitiin ICP-MS-menetelmällä (308M) lantanideja (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ja muita hivenalkuaineita (Sc, Y, U, Th, Co, Hf, Nb, Rb, Ta, V ja Zr). Eräistä näytteistä määritettiin S (810L) ja C (811L). Muutamia näytteitä analysoitiin kanadalaisissa laboratorioissa (XRAL ja ACTLABS).

Tämän selityksen geokemiallinen tarkastelu painottuu Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden syväkiviin, joista on useita kemiallisia analyysejä. Käsitellyt kemialliset analyytit on koottu liitteen 1 taulukoihin 4–5 ja vastaavien näytteiden ottopaikat on merkitty liitteeseen 2. Tarkastelussa on mukana intrusiivikiviä (anal. 24, 25; 28–33; 34, 35) Pasmajärven alueen ympäristöstä (kl. 2644, 2733, 2641, 2641). Metasedimenteistä ja vulkaniiteista analyysejä on niukalti. Ne ovat Sieppijärven alueelta (anal. 1–12).

Sedimenttikivet

Sieppijärven alueen metasedimenttianalyytit ovat Lappeen muodostumasta ja Sieppijärven sviitistä. Ison Pirttivaaran kemiallisia analyysejä on käsitelty aikaisemmin LVP:n raportissa ja Kurtakon ja Kolarin alueiden kallioperäkarttojen selityksessä (Väänänen 1989; Väänänen 1998, kuva 25 ja taulukko 3, anal. 12–19). Na_2O vs. K_2O - ja SiO_2 vs. Al_2O_3 -diagrammeilla (kuva 12) näkyy Sieppijärven alueen sedimenttikivien koostumusvaihtelu ja epäkypsyys. Eräät arkoosigneissit (4, 6 ja 2) ovat koostumukseltaan keskimääräisen prekambriksen graniitin kaltaisia. Lappeen muodostuman analyytit, 1, 3, 8 ja 9, sijoittuvat Nb vs. TiO_2 -diagrammilla lähelle prekambriksen metasedimenttien keskiarvoja (ks. Condie 1993) ja muodostavat selvähkön ryhmän ja trendin diagrammilla (kuva 13). Sieppijärven sviitin arkoosinäytteet, 2, 4, 5 ja 6, poikkeavat Nb-rikkaina huomattavasti tästä ryhmästä. Titaani ja niobi eivät fraktioitu rapautumisessa eivätkä diagenesissa, joten niiden suhde viittaisi rapautumislähteen koostumukseen (Bonjour & Dabard 1991). Diagrammin perusteella voidaan arvioida, että Sieppijärven sviitin arkoosigneissit ovat saaneet rapautumisainesta eri lähteistä kuin Lappeen muodostuman metasedimentit. Pääalkuainekoostumus ja mm. keskimääräistä korkeammat Nb-, Zr- ja Th- sekä REE -pitoisuudet kertovat näytteen 5 rapautuneen mahdollisesti A-typin graniitista (ks. Eby 1990). Sensijaan Sieppijärven muodostuman kiillegneissi (näyte 7) asettuu suunnilleen samalle trendille Lappeen muodostuman metasedimenttien kanssa indikoiden samankaltaista lähdeä.

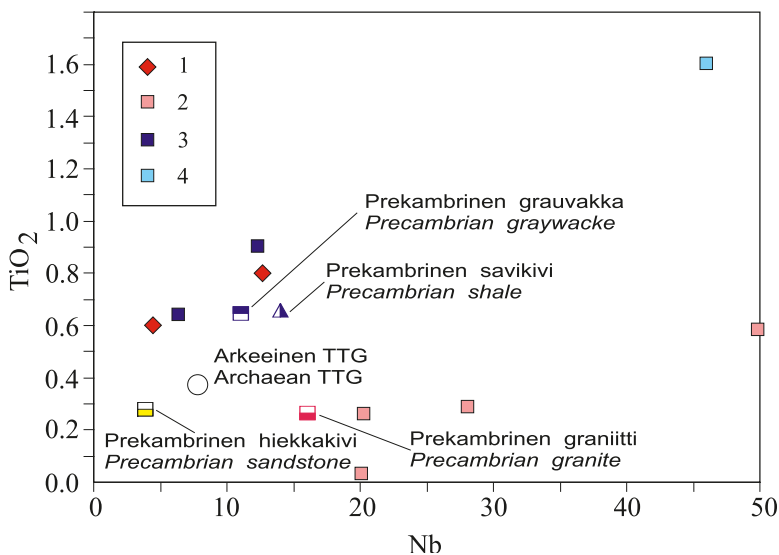
Jokivaaran muodostuman tuffiitit erottuvat SiO_2 vs. Al_2O_3 -diagrammilla (kuva 12) yleisestä trendistä mafisen vulkaanisen aineksen vuoksi (ks. Väänänen 1998, taulukko 3, anal. 12–13, 15, 17).



Kuva 12. Sieppijärven alueen sedimenttikivien koostumuspeisteitä (ks. taulukko 4, anal. 1-9) SiO_2 vs. Al_2O_3 - (A) ja Na_2O vs. K_2O (B) -diagrammeilla, joihin on erotettu Kolarin ja Kurtakon alueiden pintakivien koostumuskeskenttiä (sininen~kiillegneissi, keltainen~kvartsiitti, punainen~ arkoosigneissi, vihreä~ tuffiitti, ks. Väänänen 1998, kuva 25). Prekambristen kivien keskikoostumukset Condien (1993) mukaan.

Fig. 12. (A) SiO_2 vs. Al_2O_3 and (B) Na_2O vs. K_2O diagram for sedimentary rocks of the Sieppijärvi area (see Table 4, Anal. 1-9). Compositional fields of supracrustal rocks from the Kolarin and Kurtakko areas are distinguished as follows: blue~mica gneiss, yellow~quartzite, red~arkosic gneiss, green~metatuffite (see Väänänen 1998, Fig. 25). Average compositions of Precambrian rocks from Condie (1993).

- 1 = Lappeen muodostuman arkoosigneissiä – arkosic gneiss of the Lappea Formation
- 2 = Sieppijärven sviitin arkoosigneissiä – arkosic gneiss of the Sieppijärvi Suite
- 3 = Lappeen muodostuman kiillegneissiä – mica gneiss of the Lappea Formation
- 4 = Sieppijärven sviitin kiillegneissiä – mica gneiss of the Sieppijärvi Suite



Kuva 13. Sieppijärven alueen sedimenttikivien koostumus pisteitä Nb vs. TiO₂-diagrammilla (ks. taulukko 4, anal. 1-9). Precambriinisten kivien keskikoostumukset Condien (1993) mukaan. Symbolit, ks. kuva 12.

Fig. 13. Nb vs. TiO₂ diagram for sedimentary rocks of the Sieppijärvi area (see Table 4, Anal. 1-9). Average compositions of Precambrian rocks from Condie (1993). Symbols as in Fig. 12.

Vulkaniitit

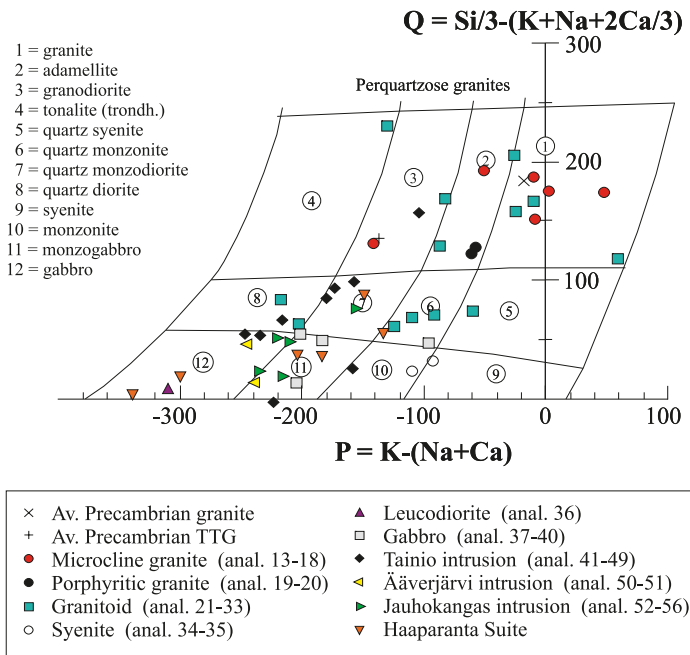
Vulkaniittien geokemian tarkastelussa tukeudutaan Kolarin ja Kurtakon alueita käsitteleviin LVP:n raporttiin sekä Kolarin ja Kurtakon alueiden kallioperäkarttojen selitykseen (Väänänen 1989, 1998).

Teuravuoman muodostuman vulkaniitit ovat pääosin komatiittisia. Ne muodostavat jatkuvan sarjan (MgO: n. 23–5,5 %, Cr: 8 830–128 ppm, Ni: 830–27 ppm), joka kehittyi alhaisen paineen fraktioivassa kiteytymisessä. Niiden Al₂O₃/TiO₂ -suhde on kondriittinen (n. 20). Sialisen kuoren kontaminaatioon viittaavat rikastuminen keveistä lantanideista ja alhaiset Ta/La-, P/Zr-, Ti/Zr -suhteet (Väänänen 1989, 1998). Teuravuoman muodostuman Sieppijärven alueen näytteet ovat sekä pää- ja hivenalkuaineiden että lantanidien osalta varsin tyypillisiä muodostuman vulkaniiteille (taulukko 4, anal. 10, 11). Mm. Al₂O₃/TiO₂ -suhde (20,5 ja 16,7) on lähellä kondriittista (n. 20). Jensenin kationidiagrammilla (ei esitetty) näytteet sijoittuvat Mg-rikkaan tholeiittisen basaltin ja basalttisen komatiitin kenttiin. Näytteet ovat selvästi rikastuneet keveistä lantanideista. Jokivaaran muodostuman kemiaa käsiteltiin lyhyesti jo edellä Na₂O vs. K₂O- ja SiO₂ vs. Al₂O₃-diagrammeilla. Jokivaaran muodostuman tuffiitit ovat koostumukseltaan tholeiittisia andesiittejä. Lappeen muodostuman vulkaniittivälikerroksen (anal. 12) pääalkuaineiden pitoisuudet viittaavat kalkkialkaliseen (AFM) andesiittiin (TAS) (ei esitetty).

Syväkivet

Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden (syn-)myöhäisorogeenisten sekä postorogeenisten syväkivien pääalkuaineiden mukaiseen luokitteluun (kuva 14) sovellettiin P-Q -diagrammia (Debon & Le Fort, 1983). Kivilajinimet taulukoissa ovat pääosin P-Q -diagrammin mukaisia (taulukko 5). Tarkastelussa on vertailun vuoksi mukana syeniittinäytteitä, jotka ovat Pasmajärven alueen eteläpuolelta (kl. 2641, 2643). Näytteet liittyvät Pellon järvisedun pedogeokemiallisen P-Zr-Nb-Mo-Y-REE anomalian tutkimuksiin (Mutanen 1991). Eräisiin diagrammeihin on otettu mukaan keskimääräisen prekambriksen graniitin ja granodioriitin koostumukset (Condie 1993) ja eräitä valikoituja näytteitä Haaparannan sviitin Kallon ja Lakkavaaran intruusioista (ks. Väänänen 1998, anal. 85–90).

Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden mikroliinigraniittia edustavista näytteistä kaksi on migmatiitin neosoomiainesta (anal. 13, 14) ja muut ovat homogeenisia tai epä-homogeenisia graniitteja (anal. 17, 15, 16, 18). Porfyirisestä graniitista on kaksi analyys-



Kuva 14. Sieppijärven, Pasmajärven ja ympäristön kartta-alueiden syväkivien koostumuksia (ks. taulukko 5, anal. 13- 56) Q-P-diagrammilla (Debon & LeFort 1983). Lisäksi vertailuaineistona keskimääräisen prekambriksen graniitin ja TTG:n (laskettu Condie 1993 mukaan) sekä Haaparannan sviitin (Väänänen 1998, taulukko 5) koostumuksia.

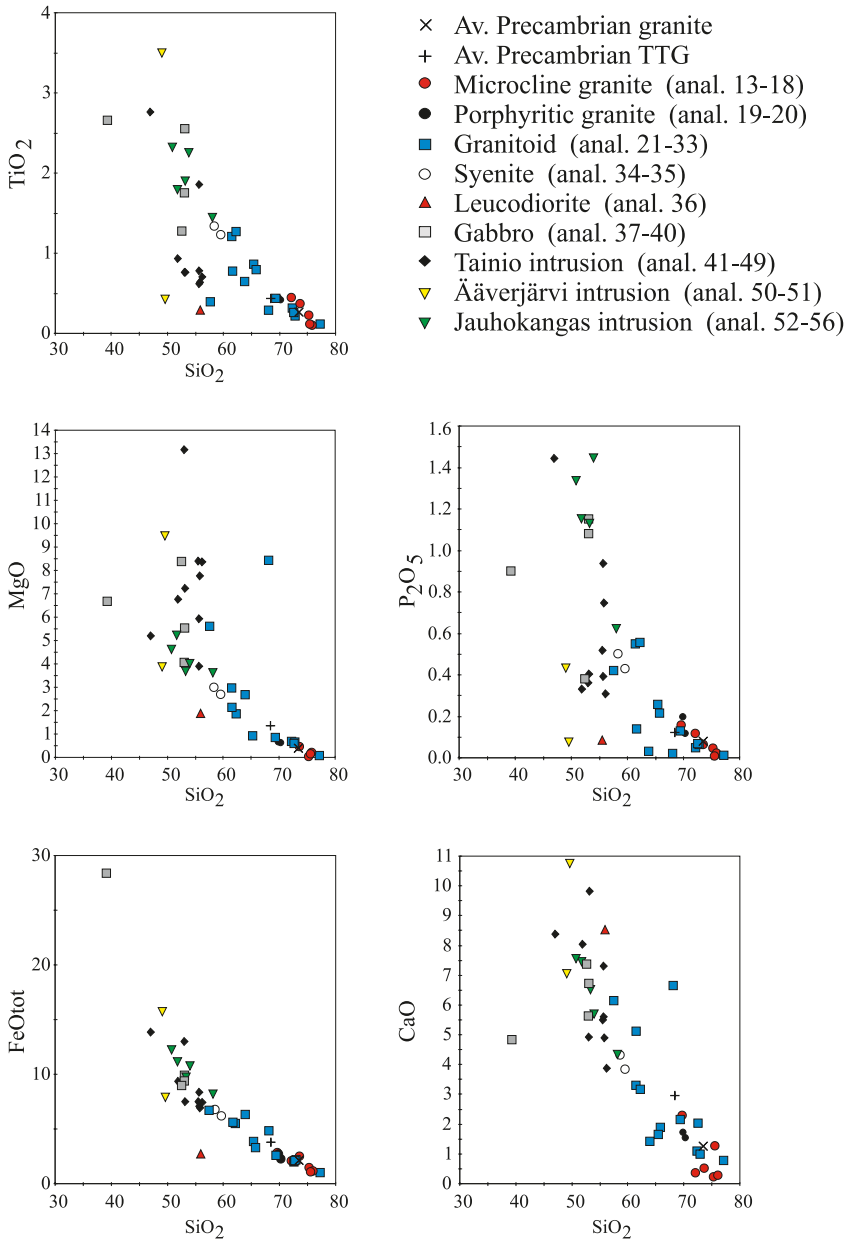
Fig 14. *Q-P-diagram (Debon & LeFort 1983) for igneous rock samples from the Sieppijärvi, Pasmajärvi and adjoining map sheet areas (see Table 5, Anal. 13- 56). Average compositions of Precambrian granite and TTG from Condie (1993) and selected Haaparanta Suite samples from the Kolari and Kurtakko areas (Väänänen 1998, Table 5) also shown for comparison.*

siä (anal. 19, 20). Erityyppisiä granitoideja (granodioriitti, montsograniitti, kvartsimontsoniitti, ks. s. 21) edustavat näytteet ovat Sammalvaaran (anal. 22), Ranta-Paistivaaran (anal. 24, 25), Porkkavaaran -Palo -Tainiovaaran, Peuravaaran (anal. 26, 27, 28–33) ja Hinttajärven-Luomajärven (anal. 21, 23) intruusiosta. Gabrojen ja dioriittien analyysit ovat huomattavista Ääverjärven (anal. 50, 51), Jauhokankaan (anal. 52–56) ja Tainion intruusiosta (42–49) sekä Ruopaspalon juonesta (anal. 41) ja lisäksi pienistä intruusiosta (anal. 39, 40) ja sulkeumista (36–38).

Q-P -diagrammilla graniittien (ja adamelliittien = montsograniittien) ja granodioriittien kentiin sijoittuu mikroliinigraniittien ja granitoidien näytteitä. Eräät (anal. 15, 17) sijoittuvat keskimääräisen prekambriksen graniitin tuntumaan (ks. Condie 1993, s. 32). Porfyyriset graniitit sijoittuvat alkalisempina (montso)graniittikenttään erilliseksi ryhmäksi. Sammalvaaran ja Ranta-Paistivaaran intruusioiden (anal. 22, 24, 25) ja eräiden granitoidien (anal. 21, 23, 32) analyysit sijoittuvat kokonaan varsinaisten granitoidien piirin ulkopuolelle kvartsisyeniittien, kvartsimontsoniittien ja kvartsidioriittien kentiin. CIPW-normatiivisten mineraalikoostumusten mukaan Sammalvaaran ja Ranta-Paistivaaran intruusioiden (kvartsisyeniitit ja -montsoniitit) ovat lähinnä syenitoideja (Streckeisen & Le Maitre, 1979), mutta toisaalta ne poikkeavat SiO_2 -rikkaampina em. vertailuaineiston syeniittinäytteistä.

Jauhokankaan intruusion itäosan koostumus vaihtelee Q-P-diagrammilla viiden analyysin perusteella kvartsimontsodioriitista montsogabron ja gabron (kuva 14). Ääverjärven intruusion kaksi analyysiä sijoittuvat gabron ja montsogabron kentiin. Tainion intruusion koostumus painottuu suppean analyysimäärän perusteella gabron (reunaosat) ja kvartsimontsodioriittien (keskus) kentiin. Fe-, Ti- ja P -rikas näyte (anal. 49) intruusion kontaktista sijoittuu diagrammin (montsogabro) ulkopuolelle. Tainion intruusion sekundäärisesti muuttunut, hydrautunut ja mm. alkaleista köyhtynyt näyte sijoittuu varsin vähäisestä SiO_2 -pitoisuudesta huolimatta harhaanjohtavasti granodioriittien kenttään (anal. 45). Ruopaspalon juoni sijoittuu suhteellisen alkalirikkaana montsoniittien kenttään. Syeniittisiä koostumuksia on myös todettu (Mutanen & Väänänen, painossa). Gabro- ja dioriittisulkeumien ja pienien intruusioiden (anal. 36 - 40) näytteiden analyysit hajaantuvat gabron, montsogabron ja kvartsimontsoniitin kentiin osaksi em. huomattavien intruusioiden tavoin ja osaksi poiketen selvästi, ääritapauksina plagioklaasivaltainen (alumiini-, natrium-, kalsiumrikas) leukodioriitti (anal. 36) ja magnetiittipitoinen (pii- ja kaliköyhä, rautarikas) gabro (anal. 39).

Käsiteltävät analyysit sijoittuvat TAS-diagrammilla (Irvine & Baragar 1971) kahden granitoidia (anal. 22, 24) ja vertailusyeniittejä lukuun ottamatta subalkaliseen kenttään (ei esitetty). Variaatiodiagrammeilla näytteiden pääkomponenteista FeOtot, MgO ja CaO käyttäytyvät pääosin ainakin näennäisesti tavanomaisen magmaattisen kiteytymisdifferentiaatiomallin mukaisesti kasvavan SiO_2 :n suhteen (kuva 15). Osa näytteistä muodostaa odotetusti kohtuullisen lineaarisia trendejä, ja ne viittaavat yhteiseen magmaevoluutioon (anal. 21, 22, 24, 25, 37, 38). Porfyyrisillä graniiteilla, erityyppisillä granitoideilla ja niihin liittyvillä gabroilla ja dioriiteilla (anal. 19 - 40) on I-typin granitoideille ominainen laaja koostumusvaihtelu (SiO_2 37–77 %, CaO 0,8 - 8,3 ja Na_2O 1,9 - 5 %) sekä graniitteja lukuunottamatta alhainen $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -suhde (yleensä < 1). Vähittäiset koostumuserot näyttävät muodostavan vaihettumissarjan. Porfyyrisen graniitin, Sammalvaaran ja Ranta-Paistivaaran intruusioiden analyysissä on lähinnä I-typin



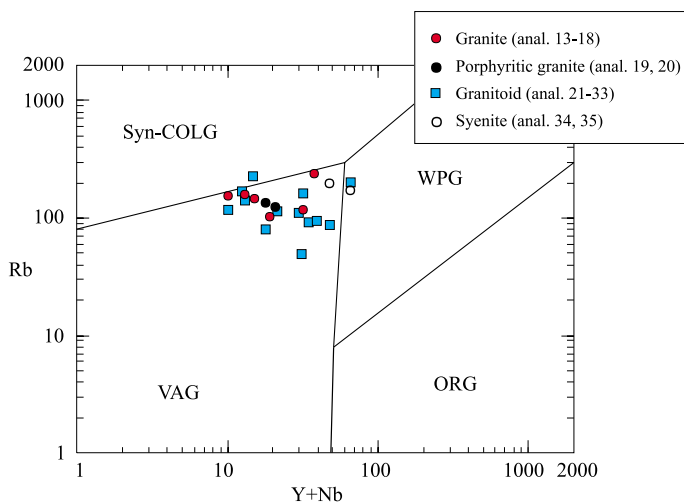
Kuva 15. Sieppijärven, Pasma-järven ja ympäristön kartta-alueiden syväkivien näyt-
 teiden MgO:n, FeO_{tot}:n, CaO:n, TiO₂:n ja P₂O₅:n vaihtelu SiO₂:n suhteen (taulukko 5,
 anal. 13-56). Analyysit laskettu volatiilittomiksi. Symbolit, ks. kuva 14.

Fig. 15. Variation diagrams for samples of intrusive rocks from the Sieppijärvi,
 Pasmajärvi and adjoining map sheet areas (Table 5, anal. 13-56). MgO, FeO_{tot},
 CaO, TiO₂ and P₂O₅ plotted against SiO₂. Analyses were recalculated to 100%
 volatile free. Symbols as in Fig. 14.

(< 1 % CIPW-normatiivista korundia, A/CNK < 1, Na₂O > 4%) metalumiinisen graniitin ominaisuuksia. Mikrokliinigraniitit ja eräät granitoidit vastaavat koostumukseltaan pääosin S-tyyppin (ks. Chappel & White 2001) peralumiinisia graniitteja (>1,1 % CIPW-normatiivista korundia, A/CNK > 1,1 ja runsaasti SiO₂).

Porfyyrinen graniitti ja Sammalvaaran ja Ranta-Paistivaaran intruusiot (anal. 21, 22, 24, ja 25) ovat rikastuneet Ba:sta (1 590, 2 535, 3 303 ja 2 436 ppm), Sr:sta (513, 273, 466 ja 709 ppm) ja Zr:sta (522, 889, 614 ja 507 ppm). Vertailuaineiston syeniittinäytteiden vastaavat pitoisuudet ovat samaa luokkaa. Ba, Sr, ja Zr ovat koholla myös pienissä gabro- ja dioriitti-intruusioissa ja -sulkeumissa (anal. 37–40). Y + Nb vs. Rb -erotteludiagrammilla (kuva 16) käytettävissä olevat graniitti- ja granitoidianalyysit sijoittuvat pääosin vulkaanisten kaarien graniittien (VAG) kenttään (Pearce ym. 1984). Näyte 21 ja syeniittinäytteet sijoittuvat Y-, Nb- ja Rb -rikkaina lähemmäs VAG:n ja WPG:n (laattojen sisäisten graniittien) kenttien rajamaille. Niiden koostumukset ovat myös A-tyyppin graniitille ominaisia.

Jauhokankaan intruusion hivenalkuaineista Ba (641–1 487 ppm), Sr (422–713) ja Zr (164 - 389 ppm) ovat selkeästi koholla muistuttaen edellä käsiteltyjä porfyyrisen graniitin, Sammalvaaran ja Ranta-Paistivaaran intruusioiden sekä pienien gabro- ja dioriitti-intruusioiden ja -sulkeumien analyysejä. Ääverjärven intruusion Ba- (323, 379 ppm), Sr- (353, 311) ja Zr-pitoisuudet (19, 277 ppm) ovat vähäisemmät kuin Jauhokankaan intruusiossa (Ba: 641–1487, Sr: 422–713, Zr: 81–389) ja vastaavat keskimääräisiä gabrojen pitoisuuksia (ks. Koljonen ym. 1992, s. 150, 198, 216). Jauhokankaan ja Ääverjärven intruusioiden toisistaan poikkeavat hivenalkuainekoostumukset kertovat



Kuva 16. Sieppijärven, Pasmajärven ja ympäristön kartta-alueiden graniittien ja granitoidien koostumuksia (taulukko 5, anal. 13 -35) Rb vs. Y+Nb -diagrammilla (Pearce ym. 1984). Symbolit ks. kuva 14.

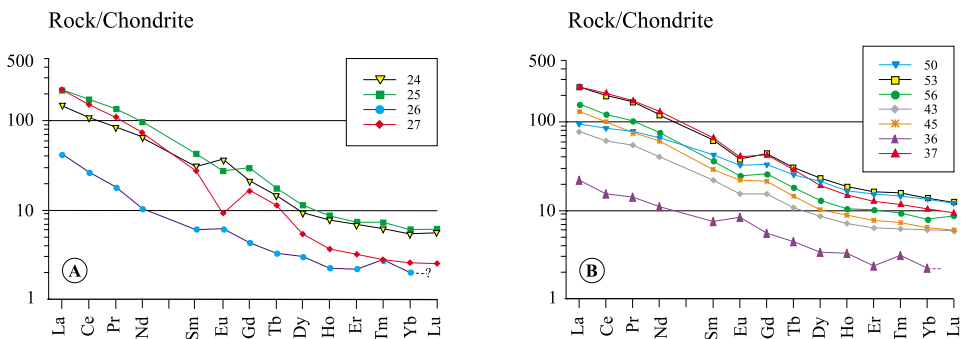
Fig. 16. Rb vs. Y+Nb -diagram (Pearce et al. 1983) for granitic (sensu stricto) and other granitoid samples from the Sieppijärvi, Pasmajärvi and adjoining map sheet areas (Table 5, Anal. 13- 35). Symbols as in Fig. 14.

mahdollisesti toisistaan riippumattomasta magmaevoluutiosta (vrt. karttakuva). S-pitoisuudet ovat Jauhokankaan intruusiassa parhaimmillaan n. 0,3 %, mikä näkyy intruusi-
 oissa vähäisinä kiisupiroitteina.

Tainion intruusio on myös rikastunut useista hivenaineista. Ba-pitoisuus vähenee kontaktista keskukseen n. 1600:sta 500 ppm:aan ja vastaavasti Rb 21:sta 50 ppm:ään, Sr 903:sta 64 ppm:ään ja Zr 214:sta 82 ppm:ään. Sensijaan metallipitoisuudet kasvavat: Cr n. 80:sta 720 ppm:ään ja esim. Ni 41:sta 765 ppm:ään. S-pitoisuus vaihtelee suuresti (kontakti 2380 ppm, keskus 1 190–20 200 ppm). Ba:lla ja Rb:lla on K:n kanssa selkeä positiivinen korrelaatio, ja se johtuu ilmeisesti niiden sitoutumisesta lähinnä biotiittiin. Ruopaspalon juonen Ba- (1 732 ppm), Sr- (817 ppm), Rb- (127 ppm) ja Zr -pitoisuudet (306 ppm) ovat vähintään samaa luokkaa ja Cr -(68 ppm) ja Ni -pitoisuudet (32 ppm) vähäisemmät kuin Tainion intruusiassa. Mutanen (2003) on todennut Länsi-Lapin appiniittisistä intruusiosta, joihin Tainion intruusio kuuluu (ks. s. 27), mm. seuraavaa:

”Appiniitit ovat primitiivisten (fraktioitumattomien) basalttien kaltaisia (esim. Iso Paavolammella MgO n. 6 %, FeO 7- 12 %, Ni 100 ppm, Cr 300 ppm), mutta niissä on korkea K, P, Zr (Iso Paavolammella Zr on keskimäärin n. 180 ppm!) ja REE. Runsaan biotiittipitoisuuden takia kvartsipitoisetkin kivet saattavat olla oliviinnormatiivisia. Yleensä kivet ovat täpärästi SiO₂-kylläisiä. Havainnot pienirakeisista appiniittiautoliiteista viittaavat siihen, että kiteytyminen on alkanut oliviinilla ja pyrokseenilla; myöhemmin on mukaan tullut augiitti ja plagioklaasi. Sarvivälkkeeseen, augiittiin ja apatiittiin sitoutuneen Ca:n takia normatiivinen plagioklaasi on andesiinia, modaalinen jopa oligoklaasia.”

Sekä (syn-)myöhäisorogeenisten että postorogeenisten syväkivien kondriittinormalisoidut REE-jakaumat (kuva 17) ja epätäydelliset REE-analyysit osoittavat yleensä keveiden lantanidien rikastumista (liite 1, taulukko 5). Gabrojen ja dioriittien jakaumat ovat lievästi negatiivisia Eu-arvoja lukuun ottamatta tasaisesti laskevia ja alkuainesuhteiltaan lähes identtisiä. Keveiden lantanidien rikastuminen ja korkeahkot pitoisuudet



Kuva 17. Sieppijärven, Pasmajärven ja ympäristön kartta-alueiden granitoidien (A) sekä gabrojen ja dioriittien (B) kondriittinormalisoituja lantanidijakaumia. Jakaumien numerointi taulukosta 5 (anal. 24 -27 ja 36, 37, 43, 45, 50, 53, 56).

Fig. 17. Chondrite normalised REE patterns for samples from granitoids (A) and gabbros and diorites (B) from the Sieppijärvi, Pasmajärvi and adjoining map sheet areas. Numbering of individual patterns, relates to Table 5 (Anal. 24-27 and 36, 37, 43, 45, 50, 53, 56).

ilmentävät pyrokseenin ja amfibolin fraktioitumista sulasta magmaevoluution jossakin vaiheessa. Tosin kuoren kontaminaatio on myös huomioitava rikastavana tekijänä. Negatiivinen Eu-anomalia viittaa siihen, että magmakehitykseen kuului Eu:a kuluttavaa plagioklaasin fraktioitumista. Mahdollisesti Peuravaaran leukodioriitti edustaa em. fraktioitumista (anal. 36). Ääverjärven intruusion (anal. 50) loivempi jakauma viittaa, kuten aikaisemmin käsitellyt hivenaineetkin, muista intruusioista, myös viereisestä Jauhokankaan intruusiosta, poikkeavaan evoluutioon.

RAKENTEET JA METAMORFOOSI

Yleistä

Sieppijärven ja Pasmajärven alueilla on sovellettu Kolarin ja Kurtakon alueiden metamorfoosia, tektoniikkaa ja rakennegeologiaa käsittelevien tutkimusten tuloksia (ks. Väänänen 1982, 1998). Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden duktiilit rakenteet ovat kehittyneet monivaiheisessa deformaatiossa ja metamorfoosissa amfiboliittifasieksen oloissa. Rakenteet ja metamorfoosi liittyvät kompressionaaliseen svekokarelidiseen deformaatioon.

Rakenteet

Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden prekambriksen duktiilien deformaatiovaiheiden D_1 – D_2 (ks. Väänänen 1998) aiheuttamat n. lounais-koillisuuntaiset rakenteet kuvastuvat magneettisilla matalalentokartoilla juovaisuutena (liite 3). Juovaisuus on tulkittu lähinnä D_1 – D_2 -vaiheen (F_1 – F_2) intensiivisestä loiva-vaaka-akselisesta poimutuksesta johtuvasta kerrosten/kivilajien toistumisesta nykyisellä kulutuspinalla. Tässä vaiheessa kehittyneen (akselitaso)liuskeisuuden kulku yhtyy juovaisuuteen. Syväkivien suuntaus noudattelee juovaisuutta. Geologisella kartalla em. juovaisuutta on eri kivilajeissa kuvattu liuskeisuuden suuntaviivalla etenkin siellä, missä liuskeisuushavainnot puuttuvat.

Magneettisella matalalentokartalla Virkamaan ja Lappeen (2624 09) välillä erottuu D_1 – D_2 -vaiheen tiukka makropoimu, joka on piirretty geologiselle kartalle kvartsiittivälikerroksen muodossa. Liuskeisuuden ja kerroksellisuuden kaateiden vaihtelusta voidaan päätellä poimutuksen olleen loiva-vaaka-akselisen. D_1 – D_2 -vaiheen mesoskoopiset poimurakenteet ovat harvinaisia. Eräs tulkinnanvarainen F_1 -rakenne löytyy biotiittiluirujen muodossa kupolimaisen D_1 – D_2 – D_3 (?) -interferenssirakenteen ”alta” Isosta Jässästä (2624 11) migmatiittituneesta kiillegneisistä. Mahdollisesti Tornionjoen Petäjälahden (2624 09) pohjoispuolen rantakallioiden metasedimenttien isokliininen pienoispoimurakenne edustaa varhaisimpia faaseja. Sen akselitasoliuskeisuus yhtyy paikallisesti vallitsevaan liuskeisuuteen (n. 130/90).

Sieppijärven geologisella kartalla on nähtävissä Korkealehdon ympäristön (2624 08, 09) D_1 – D_2 -rakenteiden taipuminen makroskaalan F_2 -poimuiksi. Korkealehdon länsilaidalla nähdään ainakin kaksi makroskaalan poimufaasia (F_1 , F_2). F_2 taivuttaa tiukkaa F_1 -poimua (D_1 – D_2 -kompositio). Taivekohta (D_1 – D_2 – D_3 -kompositio) sijoittuu Suntiovuoman (2624 08) kohdalle. Korkealehdon makropoimujen kyljillä mitatut liuskeisuudet noudattelevat poimun kylkiä ja sisäosissa lähinnä akselitasoliuskeisuutta. Yksittäisten mesoskaalan poimujen akselisuunnat vaihtelevat huomattavasti.

Korkealehdon poimu näyttää taipuvan etelästä tai lounaasta tulevan työnnön voimasta. Mielenkiintoinen kysymys on Ääverjärven intruusion suhde näihin liikuntoihin. Mikäli matalentokarttaan perustuva tulkinta on oikein, intruusion eteläreuna leikkaa Korkealehdon makrorakenteita. Toisaalta intruusio on myös deformoitunut ja etenkin eteläreuna metamorfoitunut. Mahdollisesti intrudoituminen tapahtui D_2 - D_3 -fraktuuria myöten D_3 -vaiheessa?

Muotkaniemen -Lappeakosken ympäristö (2624 09) muodostaa erillisen n. luode-kaakkosuuntaisen lohkon, jossa vanhimpien rakennefaasien suuntaus poikkeaa jopa 90° kartta-alueen yleisestä suuntauksesta. Tämä lohko on seurattavissa Suomen puolella n. 1 km:n matkalla Lappeakoskesta Lappeansuvantoon. Pitkin Tornionjoen vartta tavataan merkkejä tästä samasta rakennefaasista. Jauhoniivan intruusion suuntaus ja siinä tavatut graniittijuonet (n. 245/85) ja samaan suuntaan kehittyneet paikalliset ruhjesaumamat Lappeakosken rantapaljastumissa (2624 09) noudattavat myös lohkon yleistä suuntausta. Lohko rakenteineen leikkaa selvästi D_1 - D_2 -vaiheen rakenteet ja näyttää ainakin näennäisesti liittyvän Korkealehdon F_2 -poimurakenteen akselitasoon. Alustavasti lohko on tulkittu liittyvän ns. Pajalan ruhjevyyhytykseen (vrt. Väänänen 1998, s. 49). Mahdollisesti kysymys on kuitenkin jäljempänä käsiteltäviin luode-kaakkosuuntaisiin siirroksiin liittyvistä rakenteista. Sammalvaaran -Väyläpään tien varressa, Marjaniitynlaen kohdalla (2642 10) on havaittu em. suunnassa mm. schollen-migmatiittia.

Aeromagneettisella kartalla erottuva koillis-lounaissuuntainen lineamenti Jarhoisen (2624 10) ja Koivumaan (2624 11C) välillä ja sen jatke rajaavat porfyyrisen graniitin esiintymisaluetta pohjoispuolelta (ks. s. 19). Tämän lineamentin on arvioitu kuvastavan kiillegneissin sijoittuvaa merkittävää tektonista tasoa, ehkä ylityöntöpintaa (D_1 - D_2 ?).

Em. duktiileja rakenteita leikkaavat luode-kaakkosuuntaiset siirrokset. Pasmajärven alueella ne ilmenevät yleensä teräväpiirteisinä, kapeina negatiivisina anomalia-lineamentteina aeromagneettisilla kartoilla. Paikallisesti nämä luode-kaakkosuuntaiset anomaliat ovat kääntyneet mutkaisiksi n. itä-läntisiksi anomalioiksi, jotka oletettavasti ilmentävät siirrossysteemin liikuntojen purkautuneen ruhjeina osaksi vanhempia rakenteita myöten. Maastossa siirrokset erottuvat pitkinä ja kapeina, paikoin jyrkkäreunaisina laaksoina, joissa on jokia ja kapeita järviä. Tornionjoki näyttää noudattelevan osittain näitä rakenteita.

Luode-kaakkoissuuntaisista siirroksista aeromagneettisella kartalla selkeimmin erottuva on Vaattojärven ja Pasmajärven kautta kulkeva siirros, jota tässä selityksessä nimetään Vaattojärven siirrokseksi. Siirroksella on jatkeet luoteeseen Ruotsin puolelle ja kaakkoon ainakin Rovaniemen alueelle. Aeromagneettisella kartalla Vaattojärven siirrosta myöten tapahtunut vaakasiirtymä on pääteltävissä useiden kilometrien mittaiseksi (ks. liite 3). Siirros näyttää purkautuneen kiillemäisiksi lohkoiksi Pasmajärven alueen kaakkoiskulmauksessa (2642 10). Selkein kiila muodostuu Kienajajoen ja toisaalta Vääräjärven kautta haarautuvien jatkeiden väliin. Kienajajoella, siirroshaarassa ja sen tuntumassa on punertavissa graniiteissa siirroksen suuntaista vahvaa liuskeisuutta ja kapeita myloniittisia vyöhykkeitä, joihin liittyy myös ohuita epidootin täyttämiä saumoja. Kvartsiirakkeet ovat selvästi litistyneitä. Sen sijaan esim. Vuorkavaaran (2642 06) kvartsiitin rakennepiirteistä ehkä vain vaatimattomat rakoilusuunnat (n. 020/80) liittyvät viereiseen Vaattojärven siirrokseen ? Maastohavaintojen ja aeromagneettisten karttojen perusteella Ruonavaarassa (2642 07) luode-kaakkoissuuntaisen porfyyrisen graniitin lohko on selvästi kääntynyt vallitsevasta koillis-lounaisesta suuntauksesta lähes siirrossysteemin suuntaiseksi.

Luode-kaakkosierrossysteemin itä-läntisiä ruhjeita edustaa mm. Roukojärven 2642 04) ruhje. Vahva suuntaus, jopa liuskeisuus ja pitkänomaiset kvartsirakeet ovat ominaisia piirteitä graniiteissa, joita ruhje lävistää. Paikoin, kuten Roukomännikössä, porfyryristä graniittia leikkaava mikrokliniigraniitti on silmiinpistävän punaista maasälpien läpikotaisen punaisen pigmentin vuoksi. Punaisessa graniitissa on lisäksi epidootiverkostoa, ja se muistuttaa em. Kienajajoen epidootisaumoja.

Kallioperä elää edelleen. Siitä on osoituksena Ruokojärven postglasiaalinen siirros (Kujansuu 1964), jonka nimeksi myöhemmin vakiintui Pasmajärven siirros. Siirros on merkitty Pasmajärven alueen geologiselle kartalle Rovonpään ja Ruokojärven välille (2642 06). YST on tutkinut tätä siirrosta perusteellisesti sekä geologisin että geofysiikkaisiin menetelmin (Kukkonen & Kuivämäki 1985, Kuivämäki 1986, Paananen 1987, 1989, Kuivämäki ym. 1998, Vuorela & Kuivämäki 2002). Kaakkoon kaatuvan siirroksen kaakkoispuoli on noussut useita metrejä ja näkyy pitkänä porrasmaisena, 5–12 m korkeana törmänä useiden kilometrien matkalla. Siirros ilmenee kohdalle sattuvilla kiillegneissipaljastumilla lähinnä rakoiluna. Siirroksen on tulkittu kehittyneen vanhaan, uudelleen aktivoituneeseen rikkonaisuusvyöhykkeeseen.

Metamorfoosi

Sieppijärven ja Pasmajärven alueilla ei ole tehty varsinaisia metamorfoositutkimuksia ja mikroanalyyseihin perustuvat PT-määritykset puuttuvat. Metasedimenttien mineraaliseurueet osoittavat alueellismetamorfoosin tapahtuneen amfiboliittifasioksen oloissa. Sieppijärven alueella metasedimenteissä on nähtävissä vähittäinen raekoon ja migmatisaatioasteen kasvu Lappeen muodostumasta Sieppijärven sviittiin mentäessä. PT-olot ovat olleet riittävät anatektistenkin graniittisulien syntyyn, mikä edellyttää korkeiden tutkimusten mukaan karkeasti n. 700°C:n lämpötilaa ja n. 4 kb:n vesihöyryn painetta (ks. esim. Ashworth 1985). Paikoin neosomia on yli 50% ja on muodostunut schlieren-rakennetta ja etenkin sviitin alueella nebuliittista rakennetta (ks. Mehnert 1971). Sieppijärven alueen kallioperä on kokenut lähinnä korkean asteen (Winkler 1979) metamorfoosin. Luonteenomainen Al_2SiO_5 -polymorfi on sillimaniitti ja paikoin andalusiitti. Korkeampaan paineeseen viittaavaa kyaniittia ei ole tavattu.

Syväkivivaltaisella Pasmajärven alueella, Keski-Lapin granitoidikompleksin piirissä metamorfoosiaste on vähintään samaa luokkaa kuin Sieppijärven alueella (vrt. Hölttä ym. tekeillä). Täsmällisempää määrittelyä vaikeuttaa otollisten peliittien ja niiden porfyroblastien puute. Mielenkiintoisena yksityiskohtana mainittakoon, että korundia on havaittu useista paikoista, mm. Kuusimaassa (2642 08).

ISOTOOPPITUTKIMUKSET JA RADIOMETRISET IÄT

Sieppijärven alueen migmatiittien ikää on arvioitu (Huhma, henkilökohtainen tiedonanto 1991) Sm-Nd -analyysillä (ei esitetty) Hautalahden (2624 08C) ja Karisaarenkorvan (2624 08B) leukosominäytteistä (taulukko 4, näytteet 13 ja 14). Alustavasti todettiin migmatisaation olevan proterotsooista. Materiaali on verrattavissa Lapin proterotsoosiin granitoideihin, joissa arkeisen komponentin osuus on svekofennideihin verrattuna huo-

Taulukko 3. Tainion intruusion (näyte A1665) zirkonifraktioiden U-Pb-isotooppianalyttisiä tuloksia.
 Table 3. U-Pb isotope analytical data on zircons from sample A1665, Tainio intrusion.

Näyte- Sample information	U	Pb	paino/mg weight / mg	206Pb/204Pb mitattu measured	208Pb/206Pb radiog. radiog.	Isotooppisuhteet- Isotopic ratios				Radiometriset iät/ Ma Apparent ages/ Ma			
						206Pb/238U 2σ%	207Pb/235U 2σ%	207Pb/206Pb 2σ%	Rho**	206Pb/238U	207Pb/235U		
Anal. mineraalifrakto/raekoko/abraasio 16h Fraction density/mesh/abraded 16 hours													
A1665 Tainion intruusio- Tainio intrusion													
A1665A +4.2/ +200/ a16h kirkas- clear	190	77	0.56	6662	0.369	0.6	4.811	0.6	0.109	0.2	0.94	1783	1787
A1665B +4.2/ +200 kirkas- clear	212	83	0.57	5397	0.332	0.6	4.749	0.6	0.109	0.2	0.94	1762	1776
A1665C +4.2/ +100/ a16h	180	73	0.49	8602	0.353	0.6	4.835	0.6	0.109	0.2	0.94	1787	1791

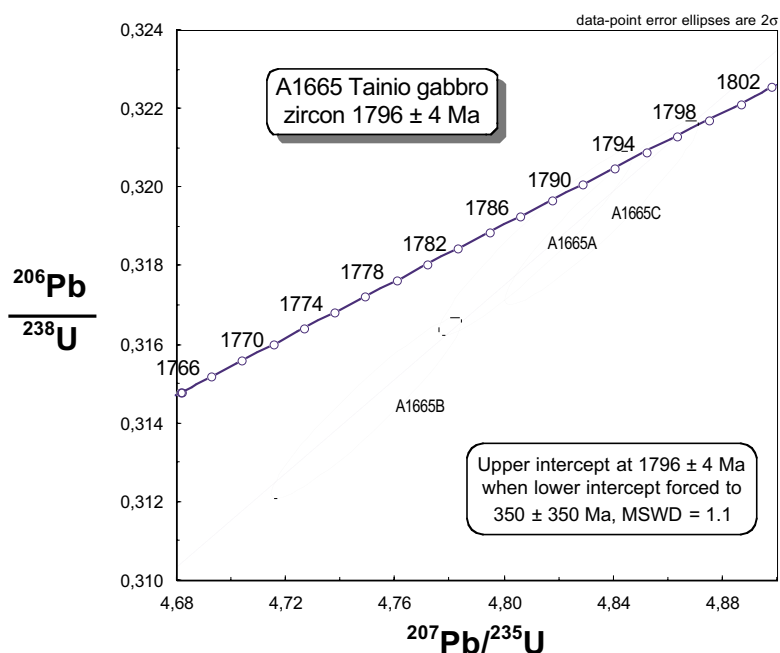
A1665-Tainion intruusio - Tainio intrusion, Gabro - Gabbro. Tainio, Lohiniva. 2642 12, x = 7454.622,
 y = 2538.884.

*) Isotopic ratios corrected for fractionation, blank (50 pb Pb) and age related common lead
 (Stacey & Kramers 1975).

**) Error correlation for 207Pb/235U vs. 206Pb/238U ratios.
 Separointi- Handpicking and processing by T. Hokkanen
 Massaspektrometri- Mass spectrometry by A. Pulkkinen

mattavan iso. Bergman ja Skiöld (1998) saivat paleoproterotsooisia, varsin nuoria ikä Lappean muodostuman Ruotsin puoleisten jatkeiden metasedimenttien migmatisaatiolle. Migmatiittisen meta-areniitin leukosomin kolme U-Pb -monatsiittimääritystä osoittivat metamorfoosin iän olevan 1 798–1 774 Ma. Lienee ilmeistä, että Lappean muodostuma ja Sieppijärven sviitti ovat kokeneet samanaikaisen metamorfoosin ja migmatisaation.

Pasmajärven alueen Tainion intruusiosta on tehty klassinen U-Pb -määritys zirkonista (taulukko 3, kuva 18). Separointi tuotti kohtalaisesti zirkonia, josta yli puolet ei läpäisyt 200 meshin seulaa ($> 70\mu\text{m}$). Zirkoni on kirkasta, väri vaihtelee ruskehtavasta värittömään. Rakeet ovat enimmäkseen melko epämääräisen muotoisia, mutta osa on oma-muotoisia. U-Pb-analyysijä (A1665A, A1665B) tehtiin aluksi kaksi (v. 2002). Analyysit olivat lähes konkordanteja ja $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -ikä on sama. Zirkonin iäksi arvioitiin 1792 ± 2 Ma (Huhma, henkilökohtainen tiedonanto 2002). Varmistava analyysi (A1665C) on sijoittuu konkordiadiagrammilla lähelle edellisiä. Kolmen analyysin perusteella zirkonin ja gabron iäksi on arvioitu 1796 ± 4 Ma (Huhma, henkilökohtainen tiedonanto 2004).



Kuva 18. Tainion intruusion zirkonifraktioiden konkordiadiagrammi.

Fig. 18. Concordia plot for zircon fractions from the Tainio intrusion.

GEOLOGINEN KEHITYS

Sieppijärven sviitin gneissit amfiboliittivälikerroksineen ovat rakenteellisesti alinna Sieppijärven ja Pasmajärven alueilla. Nämä epiklastiset metasedimentit koostuvat ehkä arkeiseen pohjan rapautumistuotteista (ks. s. 16), ja luonteeltaan epäkypsinä ne ovat

kerrostuneet nopeasti merellisissä oloissa tai mannerreunalle syntyneessä repeämälaak-sossa. Metasedimenttien kerrostumisalustaa ei tunneta, mutta oletettavasti se kehittyi arkeiselle graniittigneissikratonille (ks. esim. Silvennoinen 1985). Ilmeisesti Keski-Lapin granitoidikompleksin intrusiivikivet ovat sulattaneet ja assimiloineet sviitin alimpia kerroksia ja pohjan gneissejä. Sieppijärven sviitin ja Keski-Lapin alueen litostratigrafisten yksiköiden suhde ei toistaiseksi ole selvillä. Niitä erottaa tektoninen kontakti. Mahdollisesti ne alun perin muodostivat yhtenäisen litostratigrafisen ryhmän.

Alin litostratigrafinen yksikkö koostuu Teuravuoman muodostuman komatiittisista metalaavoista, joiden kantamagma purkautui sialisen kuoren läpi ja kontaminoitui kuoren aineksista. Mantelirakenteiset ja massamaiset laavapatjat kertovat matalanmeren tai ilmanalaisista purkausoloista. Geologinen kehitys jatkui Jokivaaran muodostuman vulkaniittien purkauksella. Ison Pirttivaaran ja Lappean muodostuman metasedimentit ovat ylimmät muodostumat Sieppijärven ja Pasmajärven alueilla. Nämä epiklastiset metasedimentit kerrostuivat varsin nopeasti grauvakkoina ja areniitteina merellisissä oloissa. Amfiboliittiset välikerrokset kertovat kerrostumisen aikaisesta vulkanismista.

Sieppijärven sviitin ja Keski-Lapin alueen litostratigrafisten yksiköiden kivet ovat kokeneet paleoproterotsooisen monifaasisen deformaation. Deformaatiota luonnehtii koillis-lounaissauntainen poimutus, johon ilmeisesti liittyy ylityöntöjä ja siirrostusta. Metamorfishet mineraaliseurueet osoittavat amfiboliittifasioksen metamorfoosia. Oletettavasti em. duktiilit rakenteet ja metamorfoosi liittyvät kompressionaaliseen svekokarjalaiseen deformaatioon. Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden intrusiivikivet ovat myöhäisorogeenisia (n. 1,84 Ga) ja postorogeenisia (n. 1,80 Ga). Joukossa on mahdollisesti synorogeenisia intrusioita (n. 1,89 Ga). Syn- myöhäisorogeeniset intrusiivikivet muodostavat heterogeenisen seurueen graniiteista gabroihiin, jotka esiintyvät konformisti tai leikaten ympäristön kallioperää. Postorogeeniset intrusiivikivet leikkaavat ympäristön kallioperää terävästi. Ne ovat pääosin migmatiitteja muodostavia mikrokliinigraniitteja. Postorogeenisia intrusiivikiviä ovat myös Lohinivan sviittiin kuuluvat Tainion piippumainen intrusio ja Ruopaspalon kartiojuoni.

Rapautumisen myötä syvällä kiteytyneet kivet joutuivat yhä lähemmäs nykyistä kulutus pintaa ja kallioperää muokkaavat liikunnat muuttivat luonnettaan. Liikunnat purkautuivat hauraan deformaation luode-kaakkosuuntaisina siirroksina. Nuorimmat, koillinen-lounassauntaiset siirrokset ovat postglasiaalisia.

TALOUDELLISET AIHEET

RR Oy tutki Sieppijärven alueen Ääverjärven intrusioita (2624 09) 1970-luvulla. Kairansydämen (R1) sisältämästä magnetiittipiroteesta (n. 9,8 %) analysoitiin n. 0,48 % vanadiinia (RO 10/73). Pasmajärven alueen Vaattojärvellä (2642 03) on tehty GTK:n kaoliinin etsintään liittyviä rapakalliotutkimuksia (Lintinen 2000). Nämä tutkimukset eivät johtaneet jatkotoimenpiteisiin. Sieppijärven ja Pasmajärven alueilta ei tunneta taloudellisesti merkittäviä rakennuskivi- tai korukiviesiintymiä (Kärkkäinen & Virkkunen 1983; Rask 1986, 2003).

GEOLOGISIA RETKEILYKOHTEITA

Alla luetellut retkeilykohteet on merkitty takakannen liitekartalle (liite 2).

1. Muonionjoki, Nivanniemi (2624 09, x = 7459,62; y = 2480,82). Verkkorakenteista Ison Pirttivaaran muodostuman kiillegneissiiä. Rantapaljastumia.
2. Muonionjoen ja Tornionjoen yhtymäkohta (Lappeankoski) (2624 09, x = 7454,70; y = 2481,20). Jauhokankaan intruusion porfyyristä granodioriittia ja sitä leikkaavaa pegmatiittia, jossa on porfyyristä granodioriittia sulkeumina. Rantapaljastumia.
3. Tornionjoki, Lappeansuvanto (2624 09, x = 7453,18; y = 2481,04). Lappean muodostuman deformatiivista kiillegneissiiä, jossa on neosomiverkosto. Kerroksellisuuden/liuskeisuuden kulku poikkeaa n. 90° yleisestä rakenteiden kulusta Sieppijärven alueella. Huomattava amfiboliittivälikerros (x = 7453,02; y = 2481,04). Pitkä rantapaljastumaryhmä Parkkilan ja Metsävainion talojen kohdalla.
4. Tornionjoki, Hietasenniva (2624 10, x = 7444,67; y = 2485,66). Sieppijärven sviitin biotiitti- ja amfibolipitoisia välikerroksia sisältävää punertavaa arkoosista gneissiiä. Rantapaljastumia Kassalan talon kohdalla.
5. Korkealehto (2624 09, x = 7453,00; y = 2487,20). Sieppijärven sviitin harmaan punertavaa kiillegneissiiä ja punertavaa arkoosigneissiiä, joissa pääosin konformia graniittia ja pegmatiittijuonistoa. Laaja paljastuma-alue Lappea -Korkealehto-tien varressa.
6. Tuore Siikavaara (2642 01, x = 7439,19; y = 2500,83). Sammalvaaran intruusion suuntautunutta granitoidia. Laaja paljastuma- ja rakka-alue n. 500 m entisestä koulurakennuksesta länteen.
7. Vuorkavaara (2642 06, x = 7450,68; y = 2515,48). Sieppijärven sviitin karkearaakeista kvartsiittia, jossa kiillegneissivälikerroksia ja leikkaavia ja konformeja graniittijuonia. Rakoilusuunta, n. 020/80, mahdollisesti liittyy luode-kaakkosuuntaiseen siirrossysteemiin. Tienvarsipaljastumia ja -rakkaa.
8. Riivinjätkä (2642 06, x = 7452,900; y = 2516,900). Sieppijärvi -Lohiniva-tien pohjoispuolelle, Riivinjätkän kaakkosreunalle, sijoittuu koillis-lounaissyntyinen postglasiaalinen Pasmajärven siirros. Siirroksen kaakkospuoli on kohonnut ja se erottuu maastossa 5 -10 m korkeana moreenitörmänä.
9. Aalistunturi (2642 04, x = 7437,13; y = 2519,00). Laattarakoillutta, suuntautunutta porfyyristä graniittia. Palovartiomökin ympäristö Aalistunturin laella.
10. Kienajajoki (2642 10, x = 7434,85; y = 2531,80). Luode-kaakkosuuntaisen siirroksen rikkomaa porfyyristä graniittia, jossa myloniittisaumoja (n. 210/75). Tienvarsipaljastumia ja -rakkaa Kienajajoen länsirannalla.
11. Kienajavaara (2642 10, x = 7435,35; y = 2530,81). Suuntautunutta porfyyristä graniittia. Laaja paljastuma- ja rakka-alue em. siirrokselta (kohde 9.) länteen. Itärinteellä paikallisia kookkaita gabrolohkareita (x = 7435,39; y = 2530,33).

Summary:

PRE-QUATERNARY ROCKS OF THE SIEPPIJÄRVI AND PASMAJÄRVI MAP SHEET AREAS

Introduction

The adjoining Sieppijärvi (2624) and Pasmajärvi (2642) map sheet areas are both located adjacent to the Swedish border in northern Finland. Systematic mapping of the areas was first undertaken by the Geological Commission of Finland at the beginning of the 20th century and was included in the 1:400 000 scale map sheets of Ylitornio (B6) and Rovaniemi (C6) (Hackman 1910, Hackman 1918).

The 1:100 000 scale mapping of the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas was started by the Geological Survey of Finland (GTK) in 1984 and continued in 1987- 1990. Low altitude (30-40 m terrain clearance) airborne geophysical surveys over the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas were flown by GTK in 1989. The bedrock geological map of the Sieppijärvi area was published in 2001 (Väänänen & Leppinen 2001) and that of the Pasmajärvi area in 2002 (Väänänen 2002). These geological maps, together with the geological maps of Muonio (2724), Kihlanki (2714), Kittilä (2732), Kolari (2713), and Kurtakko (2731) now represent comprehensive coverage of an extensive part of western Finnish Lapland (see Lehtonen 1980, 1981; Rastas 1984, Väänänen 1984, 1992). Geochemical and stratigraphical results of the GTK Lapland Volcanite Project, regarding western and central Finnish Lapland (Väänänen 1989, Lehtonen et al. 1998) are also applicable to the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas, for some stratigraphical units have extensions to these areas.

The Sieppijärvi and Pasmajärvi areas include the contact zone between the Central Lapland Granitoid Complex (CLGC) and Paleoproterozoic supracrustal rocks of the Central Lapland Area (see Nironen et al. 2002). The Sieppijärvi area is dominated by supracrustal rocks and the Pasmajärvi area by granitoidic intrusive rocks. Gabbroidic intrusions are also found in both areas. Migmatizing granitic rocks are common in both areas. Extensive areas of migmatized supracrustal rocks as well as more isolated enclaves are typical within granitoids of the Pasmajärvi area.

Supracrustal rocks are classified and described as formal lithostratigraphical formations and one lithodemic unit belonging to the CLGC (NASCN 1983, Nystuen 1989). From oldest to youngest the formations are the Teuravuoma Formation (Te), Jokivaara Formation (Jo), Iso Pirttivaara Formation (Ip) and Lappea Formation (La). The supracrustal lithodemic unit, the Sieppijärvi Suite (Sie), is structurally the lowest one. The stratigraphical interpretation is in principle based on the division of the geological map of the Kurtakko area (Väänänen 1992, 1998).

Lithostratigraphical units

The lowest lithostratigraphical unit, defined as the Teuravuoma Formation in the Kurtakko and Kolari areas (Väänänen 1989, 1992, 1998), has only a limited distribution in the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas. This formation consists mainly of amphibolitic massive and amygdaloidal komatiitic metalavas (Fig.1). It is estimated to have a thickness of 1 - 1,5 km in the Kurtakko and Kolari areas. The Teuravuoma Formation has been included in the Onkamo Group of the stratigraphical division of the Central Lapland Area (Räsänen et al. 1995, Lehtonen et al. 1998).

Evidence concerning the distribution and boundary relationships of the Jokivaara Formation are equivocal. The formation appears to be present in association with the geological type section of the Iso Pirttivaara Formation (2713 10), where the lowest rock type in the epiclastic section is greywacke or tuffitic schist (Väänänen 1989, 1998). This rock type is characterized by an felsic -mafic matrix with quartz and plagioclase clasts (Fig. 2). The Jokivaara Formation is assumed to have deposited on the Teuravuoma Formation (but contact relationships are nowhere exposed).

The Iso Pirttivaara Formation is well exposed in the Kolari area (2713 07) and continues towards the northwesternmost part of the Sieppijärvi area (Fig. 3). Crossbedding is a typical sedimentary structure within the nearly 100 m thick type section of the Iso Pirttivaara Formation. Mica gneisses, arkosic gneisses and quartzites are also characteristic of the Iso Pirttivaara Formation, which is estimated to have a combined thickness of several hundred meters.

The Lappea Formation consists of immature semipelitic to pelitic and psammitic rocks, mainly mica gneiss, quartzite, and arkosic gneiss. On the geological map, magnetite-bearing mica gneisses are limited within the mica gneiss field. The Lappea Formation is located in the northern part of the Sieppijärvi area and is well exposed around the Lappea village. The best outcrops occur along the Tornio river (Fig. 4). The metasediments of the Lappea Formation are rhythmically banded, which is indicative a sedimentary origin, although no primary sedimentary structures have been found. The metasediments of the Lappea Formation have been interpreted as greywackes and arenites. Amphibolitic intercalations, possibly volcanic in origin, are also present. Migmatitic structures have been found sporadically within the formation. The Lappea Formation covers some tens of square kilometers in area and is several hundreds of meters thick. The Lappea Formation is possibly a lateral equivalent of the Iso Pirttivaara Formation, so that the two formations have been interpreted by the author to represent the same stratigraphical level. A tectonic contact separates the Lappea Formation from the Sieppijärvi Suite below.

On the Swedish side of the border, rocks representing extensions of the Lappea and Iso Pirttivaara Formations have previously been described as migmatite granites (Padgett 1977). More recently however (Bergman et al. 2001), these rocks have been classified as Svecofennian supracrustal meta-arenites (1.96- 1.85 Ga in age). A leucosome sample from a migmatitic metaarenite has yielded U-Pb monazite ages, indicating metamorphism (migmatization) at 1.77-1.80 Ga (Bergman & Skiöld 1998).

Central Lapland Granitoid Complex

The Central Lapland Granitoid Complex (CLGC) is an extensive (ca. 50–70 km x 200 km), and significant geological unit in northern Finland, extending from the Swedish border in the west almost to the Russian border in the east. This poorly studied complex, previously known as the Central Lapland Granite Complex, has been generally assumed to consist of 1.8 Ga granites associated with migmatization of supracrustal rocks and of Proterozoic mafic plutonic rocks, as well as and remnants of Archean gneisses (see, Nironen et al 2002, cf. Lauerma 1982). The results of recent mapping support this interpretation in part, but also indicate that variety of granitoids of 1.84 Ga age are widely distributed within CLGC. The supracrustal rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas occurring within the CLGC are assigned to the lithodemic Sieppijärvi Suite and are described below. Igneous rocks within the CLGC are discussed in the section below dealing with “Intrusive rocks”.

The Sieppijärvi Suite was earlier previously known as the Venejärvi Complex (Väänänen 1989, 1992, 1998) and consists of variety of migmatitic rock types. Paleosomes are mainly metasedimentary gneisses in origin (Figs. 5, 6). Mica gneisses and arkosic gneisses with quartzitic intercalations are typical and are interpreted as having originally been graywackes and more mature arkosite arenites. Minor volcanogenic amphibolitic intercalations are also found. The Sieppijärvi Suite represents the northern margin of the CLGC and is separated by a tectonic contact from the lithostratigraphical rock units above. The contact between the Sieppijärvi Suite and the Teuravuoma Formation dips gently to the north and has been studied in the Kolari area (Väänänen 1989, 1998). On the other hand, the rocks of the Sieppijärvi Suite “float” in granitoids of the CLGC and no depositional basement has been found. The original relation between the Sieppijärvi Suite and the lithostratigraphically defined units is therefore unresolved. It is possible that the rocks of the Suite were originally the lowest unit within a coherent supracrustal sequence with the lithostratigraphical units above. The supracrustal rocks of the Sieppijärvi Suite are inferred to be Paleoproterozoic in age.

Intrusive rocks

The Pasmajärvi and Sieppijärvi geological maps show the distribution of microcline granites, porphyritic granites, and various other granitoids and gabbroic rock types within the CLGC, including granite, granodiorite, monzogranite, quartz monzonite and quartz diorite. (Figs. 7–10). Dyke rocks and inclusions are marked with distinct symbols. The most remarkable granitoid intrusions are the Sammalvaara (2642 02) and Ranta-Paistivaara (2642 11) intrusions. Mutual intrusive relationships between the porphyritic granites and other granitoids are commonly obscure and ambiguous. Various inclusions and remnants of igneous rocks are common, indicating hybridization and magmatic mixing and mingling processes within the intrusions. The porphyritic granites are considered to be cogenetic with the granitoid intrusions associated with minor gabbroidic intrusions. These intrusions typically show strong fabric orientation which

may indicate a synorogenic origin (ca. 1.88–1.86 Ga) for the rocks. However, the U-Pb zircon age of 1.84 Ga obtained for the Molkoköngäs granitoid (2644 02) indicates a late- to postorogenic origin (see Huhma 1986). Microcline granite intrusions and migmatitic leucosomes (ca. 1.8 Ga) cut older rocks.

Preliminary Sm-Nd isotopic dating indicates a Paleoproterozoic age for the migmatisation of the Sieppijärvi area. The proportion of Archean source material in the leucosomes (Table 5, anal. 13, 14) of these migmatites is significant and comparable with Paleoproterozoic granitoids of Lapland (Huhma, written communication 1992). This migmatisation event and the migmatisation (metamorphism) of the Lappea Formation, at 1798 - 1774 Ma (Bergman & Skiöld 1998), as well as the microcline granites (Lina granite) clearly represent the same ca. 1.8 Ga postorogenic event (see Väänänen & Lehtonen 2001).

The Tainio stock- or pipe -like intrusion in the Pasmajärvi area (2642 12) is evident as a conspicuous rounded, positive ring anomaly on aeromagnetic maps. The ring anomaly is caused by the oxide- and apatite- bearing small-grained gabbroic contact zone against the surrounding bedrock. The intrusion shows a distinct coarsening of grain size towards the center. Gabbro-autoliths and cavities filled partly by zeolite and carbonate minerals have also been observed (Fig. 11), indicating that the intrusion was volatile-rich. The Ruopaspalo dyke corresponds to a curved thin anomaly close to the Tainio-vaara intrusion. On the basis of some drill holes the composition of the dyke seems to vary from granitoid to gabbro.

The Tainio intrusion and the Ruopaspalo dyke are apparently cogenetic and intruded from a common magma chamber. They represent one of the youngest igneous rock suites in western Finnish Lapland and have provisionally been defined as the Lohiniva Suite. The U-Pb zircon age of 1796 ± 4 Ma (Huhma, written communication 2002, 2004) and well-preserved magmatic textures show that the Tainio intrusion is postorogenic (Table 3, Fig. 18). Currently the suite is explored intensively by GTK (Mutanen 2003, Mutanen & Väänänen in print.). The Lohiniva Suite is correlated with the discrete ring-shaped gabbroic intrusions in northeastern Norrbotten (see Bergman et al. 2001, p. 37). The Lohiniva Suite is also located above a large regional gravity anomaly covering western Finnish Lapland and northeastern Norrbotten. Presumably this anomaly is caused by large mafic bodies at depth, from which the magmas of the Lohiniva Suite were derived.

There are two remarkable intrusions outside of the CLGC, locating in the northwesternmost part of the Sieppijärvi area (2624 09, 12). The total areal extent of these intrusions is ca. 30 km² and they are separated from each other by a NE-trending fault zone. The southeastern intrusion is called Ääverjärvi and the northwestern one Jauhokangas. The Jauhokangas intrusion extends westwards across the national border into Sweden (see Bergman et al. 2001). The composition of the Ääverjärvi intrusion is gabbroic and that of the Jauhokangas intrusion monzodioritic -granodioritic. The intrusions are buried beneath Quaternary surficial deposits but have been delineated with the aid of positive aeromagnetic anomalies and some positive gravity field profiles. Some confirmation by drilling has also been undertaken. There are no age determinations from the intrusions, although in past they been correlated with the Haaparanta Suite (ca. 1.86- 1.89 Ga) (see e.g. Räsänen ym. 1996, Väänänen & Lehtonen, 2001). Based on the interpretations of aeromagnetic maps, the intrusions cut surrounding supracrustal rocks and could be interpreted as late- to postorogenic (ca. 1.84–1.80 Ga).

Several discordant pegmatite and granite dykes have been observed in the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas. Some quartz and rare narrow mafic dykes have also been found in the Pasmajärvi area. The observed dykes are indicated by respective symbols on the geological maps.

Geochemistry

Geochemical data for metasedimentary, volcanic and intrusive rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi map sheet areas are shown in Tables 4 and 5. Emphasis is on the intrusive rocks, and for comparative purposes some analyses from the adjoining map sheet areas (2644, 2733) have been used. In addition two syenite analyses (Figs. 14–16) from the adjoining map sheet areas (2641, 2643) and selected analyses from the Lakkavaara and Kallo intrusions of the Haaparanta Suite (Fig. 14) have been plotted on the diagrams.

The geochemical character of the metalavas in the Teuravuoma Formation is mainly komatiitic (Väänänen 1989, 1998). These rocks form a continuous suite with MgO content ranging from 5 to 23 wt. %, while the TiO₂ contents vary between 0.4 and 0.8 wt. % and the Al₂O₃/TiO₂ ratio is close to chondritic (ca. 20). The LREE-enrichments in these rocks ($La_N/Yb_N = 2.5-4.6$) and their low Ti/Zr, Ta/Th, and P/Zr ratios suggest sialic contamination with upper crustal material. The MgO contents of two samples (Table 4, anal. 10, 11) collected from the Teuravuoma Formation in the Sieppijärvi area are 6.89 and 11.5 wt. %. The corresponding TiO₂ contents are 0.4 and 0.67 wt. %, and the Al₂O₃/TiO₂ ratios 20.5 and 16.7. On the Jensen cation diagram these samples plot in the fields of Mg-rich tholeiitic basalts and basaltic komatiites (not shown). These samples are enriched in LREE ($La_N/Yb_N = 4-6.6$) and have low Ti/Zr, Ta/Th and P/Zr ratios.

In Fig. 12 A., the compositional fields for the volcanoclastic metagraywackes of the Jokivaara Formation deviate from the general trend of the metasediments in the area (see Väänänen 1998, Table 3, Anal. 12, 13, 15, 17), which is indicative of different sources. Geochemically these metamorphosed volcanoclastic wackes correspond to tholeiitic andesites. One calc-alkaline analysis represents volcanic intercalations within the Lappea Formation (Table 4, Anal. 12).

Analyses of sedimentary rocks from the Lappea Formation and Sieppijärvi Suite are shown in Table 4 (Anal. 1 - 9). Metasedimentary rocks of the Iso Pirttivaara Formation were described Väänänen (1998). On Na₂O vs. K₂O- and SiO₂ vs. Al₂O₃ diagrams, arkosic metasediments with abundant potassium and sodium show a wide scatter (Fig. 12). Analyses from three mica gneisses show considerable scatter on these diagrams and deviate from average Precambrian greywacke (see Condie 1993). On the Nb vs. TiO₂-diagram the samples of the Lappea Formation (anal. 1, 3, 8, 9) plot close to average Precambrian metasediment (see Condie 1993) and form a rather distinct group and trend on the diagram (Fig. 13). Because Nb and Ti do not fractionate during weathering and diagenesis, the relationship between these elements reflect the chemical composition of the provenance (see Bonjour & Dabard 1991). The provenance of the arkosic gneisses of the Sieppijärvi Suite seems to be different from that of the metasediments of the Lappea Formation. The major element composition and rather high Nb, Zr, Th and REE contents indicate that the source rock for sample 5 was an A-type granite (see Eby 1990).

The microcline granite samples (Anal. 13, 14, 15, 16, 17, 18) from the Sieppijärvi and Pasmajärvi map sheet areas mainly fall within the range of classical S-type granites (> 1.1 % CIPW-normative corundum, $A/CNK > 1.1$ and rich in SiO_2) (see Chappel & White 2001). Most analyses also plot in the granite field (Fig. 14) of the Q-P -diagram (Debon & Le Fort 1983). The geochemical character of the porphyritic granites and the granitoid intrusions (Anal. 19-33) resemble that of I-type granitoids (< 1 % CIPW-normative corundum, $A/CNK < 1.1$ and $Na_2O > 3.2$ %). On the Q-P -diagram samples from these rocks scatter the granite (*sensu stricto*) field, and on the quartz syenite, quartz monzonite and quartz diorite fields. These intrusive rocks, which are associated with minor gabbroic intrusions, show a broad spectrum of compositions varying from mafic to felsic, as is typical of I-type intrusions (Anal. 19- 40): SiO_2 ca. 38–77 %, CaO 8.3–0.8 and Na_2O 1.9–5 % (Fig. 15).

On the basis of five analyses, the composition of the Jauhokangas intrusion varies from quartz monzonite to monzogabbro and gabbro (Fig. 14). Two analyses from the Ääverjärvi intrusion plot in the monzogabbro and gabbro fields. Excluding an Fe-, Ti- and P -rich sample from the contact gabbro, the analyses from the Tainio intrusion plot in the monzogabbro field (contact zone) and quartz monzodiorite field (central part).

High concentrations of incompatible elements (Rb, K, Ba, Zr, Sr, LREE) are typical of the intrusive rocks. The Sammalvaara and Ranta-Paistivaara intrusions are exceptionally rich in Ba (2500- 3400 ppm), Sr (270- 709 ppm) and Zr (500- 890 ppm) and correspond syenite (Anal 34, 35). Granitoid rocks are mainly concentrated in the VAG-field on the Y + Nb vs. Rb -diagram (Fig. 16) (Pearce et al. 1984). Mutanen (2003) and Mutanen & Väänänen (in print.) described appinitic intrusions in Western Lapland (the Lohiniva Suite). These post orogenic intrusions resemble primitive (unfractionated) basalts (e.g. MgO ca. 6%, FeO 7 - 12%, Ni 100 ppm, Cr 300 ppm), although they differ in having high K, P, Zr and REE concentrations. Because of high biotite contents the quartz-bearing samples are olivine normative, even though in general the samples only have a slight excess of SiO_2 . Observations of small-grained appinite inclusions indicate that crystallization began with olivine and pyroxene, and continued with augite and plagioclase.

The available REE analyses of the (syn- to) late-orogenic and postorogenic intrusive rocks show both fractionation and remarkable enrichment in LREE (Fig. 17). This uniformity in REE patterns of the intrusions generally indicates similar processes during their magmatic evolution, in particular fractionation of pyroxene and amphibole. On the other hand, sialic contamination with upper crustal material is also a potential alternative mechanism for explaining such enrichment.

Structure and metamorphism

Results of metamorphic and structural studies in the Kolari and Kurtakko map sheet areas (Väänänen 1998) are relevant to the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas. The bedrock in all of these areas share a common polyphase deformation and metamorphic history, characterized by Paleoproterozoic NE-trending folding, overthrusting and faulting and amphibolite facies metamorphism.

The observed mineral assemblages indicate low-pressure regional metamorphism in the Pasmajärvi and Sieppijärvi map sheet areas. Characteristic Al_2O_3 -polymorphs are sillimanite and andalusite; kyanite has not been encountered.

In the Sieppijärvi area the degree of migmatization of the Lappea Formation increases eastwards, and in the Sieppijärvi Suite nebulitic migmatites are present (see Mehnert 1971). PT-conditions have been high enough for the generation of anatectic granitic leucosomes. Based on the high migmatization grade of coarse-grained supracrustal gneisses, the metamorphic grade of the Pasmajärvi area is at least as high as in the Sieppijärvi area. More detailed estimation of the grade is difficult due to the lack of suitable porphyroblasts in pelitic rocks.

Structures and metamorphism are related to a compressional Svecokarelidic deformation. Ductile structures are crosscut by NW-trending faults formed during a younger brittle deformation stage. Based on anomaly truncations on aeromagnetic maps of the Pasmajärvi area, the horizontal displacement along the centremost fault is as much as 5–7 kilometers. Fault movements have resulted in wedge-like structures in the southern part of the Pasmajärvi area, and may have been initiated during the Precambrian.

A post-glacial fault system has been identified in the Pasmajärvi and Kurtakko areas. In the Pasmajärvi area an older NE-trending fracture zone was reactivated during or immediately after the last deglaciation (see Kukkonen & Kuivamäki 1985, Kuivamäki 1986, Paananen 1987, 1989, Kuivamäki et al. 1998, Vuorela & Kuivamäki 2002).

Geological evolution

The migmatitic pelitic and arkosic gneisses and minor amphibolitic intercalations of the Sieppijärvi Suite are structurally the lowest rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas. The mainly immature character of the epiclastic rocks indicates a relatively rapid accumulation in a marine or continental margin basin. A depositional basement to these metasediments has not been identified, but they are inferred to have been deposited on an Archean granite gneiss craton (see e.g. Silvennoinen 1985). It is possible that the lowest parts of the Sieppijärvi Suite and the basement rocks were melted and assimilated by intrusive rocks.

The Sieppijärvi Suite and the overlying lithostratigraphic formations are separated from one another by a tectonic contact and therefore their original stratigraphic relationship is problematic. It is possible that all these units formed a coherent depositional sequence. The lowest formally defined lithostratigraphic unit is the Teuravuoma Formation. The parental magma of the komatitic metalavas of the Teuravuoma Formation was contaminated by sialic material (Väänänen 1989). The massive and amygdaloidal metalavas erupted in a shallow marine or possibly subaerial environment. Geological evolution continued with extrusion of tholeiitic metavolcanic rocks of the Jokivaara Formation. The mica gneisses, quartzites and arkose gneisses with amphibolitic intercalations of the Iso Pirttivaara and the correlative Lappea Formation are interpreted as the uppermost units in the Sieppijärvi and Pasmajärvi map sheet areas. These formations were originally deposited as greywackes and arenites. The amphibolitic interbeds indicate sporadic volcanic activity during sedimentation.

The supracrustal rocks of the Sieppijärvi Suite and the lithostratigraphic formations all share a polyphase deformation history characterised by Paleoproterozoic NE-trending folding, overthrusting and faulting. The mineral assemblages observed indicate amphibolite facies low-pressure regional metamorphism. The ductile structures and metamorphism are associated with compressional Svecokarelidic deformation. The intrusive rocks of the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas, included mainly in the CLGC, are possibly syn- to late-orogenic (ca. 1.89–1.84 Ga) and postorogenic (ca. 1.8 Ga). The syn- to late-orogenic intrusive rocks, various granitoids and minor gabbros, have both concordant or crosscutting contacts with surrounding rocks. The postorogenic intrusive rocks are predominantly microcline granites associated with migmatites, although minor intrusions with appinitic affinities are also present, cutting discordantly across older rocks.

The bedrock of the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas is also cut by a NW-trending fault system formed during a brittle deformation event. Although movements on these faults doubtless began in the Precambrian, NE-trending post-glacial faults have been identified, representing reactivation during or immediately after the last deglaciation.

Economic geology

Exploration activity in the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas has been of minor importance. Exploration of magnetite- and ilmenite-bearing Ääverjärvi intrusion in the Sieppijärvi area was carried out by Rautaruukki Oy in the 1970's and an evaluation of the kaolin deposits in the Pasmajärvi area by GTK in 1990's (Lintinen 2000).

KIRJALLISUUS-REFERENCES

- Ashworth, J. R. 1985.** Introduction. Julkaisussa: Ashworth, J. R. (toim.) *Migmatites*. Glasgow: Blackie & Son Ltd. 1–35.
- Bergman, S., Kubler, L. & Martinsson, O. 2001.** Description of regional geological and geophysical maps of northern Norbotten County (east of the Caledonian orogen). *Sveriges Geologiska Undersökning Ba 56*. 110 s.
- Bergman, S. & Skiöld, T. 1998.** Implications of 1.8 Ga metamorphic ages in the Pajala area, northernmost Sweden. Julkaisussa: Wilson, J. R. (editor). *Abstract volume 23. Nordiske geologiske vintermöde, Århus 1998*, s. 32.
- Bonjour, J.-L. & Dabard, M.-P. 1991.** Ti/Nb ratios of clastic terrigenous sediments used as an indicator of provenance. *Chemical Geology* 91, 257–267.
- Chappel, B. W. & White, J.R. 1974.** Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chappel, B. W. & White, J.R. 2001.** Two contrasting granite types: 25 year later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489–499.
- Condie, K. C. 1993.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104, 1–37.
- Debon, F. & Le Fort, P. 1983.** Classification of plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 73, 135–149.
- Eby, G. N. 1990.** The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 115–134.
- Hackman, V. 1910.** Yli-Tornio. Suomen geologinen yleiskartta 1 : 400 000, Vuorilajikartta, lehti B6. Geologinen toimisto.
- Hackman, V. 1918.** Rovaniemi -Tornio -Ylitornio. Suomen geologinen yleiskartta 1 : 400 000, Kivilajikartan selitys, lehdet C6 - B5 - B6. Suom. J. N. Soikero. Geologinen toimisto. 80 s.
- Huhma, H. 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 337. 48 s.
- Hölttä, P., Väisänen, M., Väänänen, J. & Manninen, T. tekeillä.** Paleoproterozoic metamorphism and deformation in Central Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*.
- IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks 1973.** Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geotimes*, October 1973, 26–30.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa 8, 523–548.
- Jensen, L.S. 1976.** A New Cation Plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper* 66.
- Koljonen, T., Gustavsson, N., Noras, P & Tanskanen, H. 1992.** Alkuainekuvaukset ja geokemialliset kartat. Julkaisussa: Koljonen, T. (toim.) *Suomen geokemian atlas, osa 2: Moreeni*. Espoo: Geologian tutkimuskeskus, 143–216.
- Kujansuu, R. 1964.** Nuorista siirroksista Lapissa. *Geologi* 3–4, 30–36.
- Kuivamäki, A. 1986.** Havaintoja Venejärven ja Ruostejärven postglasiaalista siirroksista. *Geologian tutkimuskeskus, ydinjätteiden sijoitustutkimukset. Tiedonanto YST - 52*. 20 s.
- Kuivamäki, A., Vuorela, P. & Paananen, M. 1998.** Indications of postglacial and recent bedrock movements in Finland and Russian Karelia. *Geologian tutkimuskeskus, ydinjätteiden sijoitustutkimukset. Tiedonanto YST - 99*. 92 s.
- Kukkonen, I. & Kuivamäki, A. 1985.** Geologisia ja geofysikaalisia havaintoja Pasmajärven ja Suasseljän postglasiaalisista siirroksista. *Geologian tutkimuskeskus, ydinjätteiden sijoitustutkimukset. Tiedonanto YST - 46*. 14 s.
- Kärkkäinen, N. & Virkkunen, M. 1983.** Korukivet ja niiden esiintyminen Lapissa. *Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti* 62. 29 s.
- Lauerma, R. 1982.** On the ages of some granitoid and schists complexes in Northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 54, 85–100.
- Lehtonen, M. 1980.** Muonio. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000, kallioperäkartta, lehti 2723. Geologinen tutkimuslaitos.

- Lehtonen, M. 1981.** Kihlanki. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000, kallioperäkartta, lehti 2714. Geologinen tutkimuslaitos.
- Lehtonen, M., Airo, M.-L., Eilu, P., Hanski, E., Kortelainen, V., Lanne, E., Manninen, T., Rastas, P., Räsänen, J. & Virransalo, P. 1998.** Kittilän vihreäkivialueen geologia. Summary: The stratigraphy, petrology and geochemistry of the Kittilä greenstone area, northern Finland. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 140. 144 s.
- Le Maitre, R. W. 1989** (toim.). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell scientific publications. 193 s.
- Lindroos, H. & Henkel, H. 1981.** Beskrivning till berggrundskartorna och geofysiska kartorna. Huuki NV/NO, SV, SO, och Muonionalusta NV, SV/SO. Description to the maps of solid rocks and geophysical maps. Berggrundsgelogiska och Geofysiska kartblad. Skala 1:50 000, Sveriges Geologiska Undersökning Serie Af. Nr 35–39. 85 s.
- Lintinen, P. 2000.** Rapakalliotutkimukset Kolarin Vaattojärvellä, Kittilän Kotavuomalla ja Pelkosenniemen Kilpi-aavalla 1998–99. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M 19/2642,2734,3642/2000/1/82. 6 s., 13 liites.
- Mutanen, T. 1991.** Pellon järvisuon pedogeokemiallisen P-Zr-Nb-Mo-Y-REE-anomalian alustava selvitys. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M19/2641/91/1/10. 56 s.
- Mutanen, T. 2003.** Magmatismi ja malminmuodostus. Loppuraportti toiminnasta 1998–2001. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M10.4/2003/1. 41 s.
- Mutanen, T & Väänänen, J.** painossa. PGE-Au-Cu-Ni potential of postkinematic appinitic (1.79 Ga) intrusions in Finland. Julkaisussa: 17th Australian Geological Convention, Hobart 8–13 February 2004. Dynamic Earth: Past, present, and future. Abstracts. s.104.
- Nironen, M., Lahtinen, R. & Koistinen, T. 2002.** Suomen geologiset aluenimet. *Geologi* 54 (1), 8–14.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN), 1983.** North American stratigraphic code. *AAPG Bulletin* 67 (5), 841–875.
- Nystuen, J. P. 1989.** (toim.): Rules and recommendations for naming geological units in Norway. By the Norwegian committee on stratigraphy (NCS), 1989. Regler og råd for navnsetting av geologiske enheter i Norge. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 66, suppl. 1. 96 s.
- Paananen, M. 1987.** Venejärven, Ruostejärven, Suasseljän ja Pasmajärven postglasiaalisten siirrosten geofysikaalinen tutkimus. Geologian tutkimuskeskus. Tiedonanto YST - 59, 97 s.
- Paananen, M. 1989.** Sähköiset luotaukset, geofysikaaliset reikämittaukset ja hydrauliset testit Pasmajärven postglasiaalisella siirroksella. Geologian tutkimuskeskus. Tiedonanto YST-69, 25 s.
- Padget, P. 1977.** Beskrivning till berggrundskartbladen Pajala NV, NO, SV, SO. Sveriges Geologiska Undersökning Series Af, Nr 21–24. 73 s.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, S. 1987.** Sand and sandstones. New York: Springer Verlag. 553 s.
- Rask, M. 1986.** Pohjois-Suomen rakennuskiviesiintymät. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M10.1/-86/. 42 s.
- Rask, M. 2003.** Rakennuskiviesiintymät Pohjois-Suomessa vuosina 1992–1995. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti M10.4/2003/2. 12 s.
- Rastas, P. 1984.** Kittilä. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 2732. Geologian tutkimuskeskus.
- Räsänen, J. 1986.** Vuojärven alueen metasedimenttien paleosedimentologia. Julkaisussa: Laajoki, K. ja muut (toim.) Suomen kallioperän sedimentologia, Abstraktit, Res Terrae, Ser. B9, s. 21.
- Räsänen, J., Hanski, E., Juopperi, H., Kortelainen, V., Lanne, E., Lehtonen, M., Manninen, T., Rastas, P. & Väänänen, J. 1995.** New stratigraphical map of Central Finnish Lapland. Julkaisussa: Kohonen, T. & Lindberg, B. (toim.) The 22nd Nordic Geological Winter Meeting 8–11 January 1996 in Turku- Åbo, Finland: abstracts of oral and poster presentations. Turku: Turun yliopisto. s. 182.
- Räsänen, J. & Huhma H. 2001.** U-Pb-datings in the Sodankylä schist area, Central Finnish Lapland. Julkaisussa: Vaasjoki, M. (toim.) Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. Geological Survey of Finland, Special Paper 33, 153–188.

- Saarnisto, M. 1981.** Holocene emergence history and stratigraphy in the area north of the Gulf of Bothnia. *Annales Academiae Scientiarum Ser. A. III.* 130. 42 s.
- Streckeisen, A.L. & Le Maitre, R.W. 1979.** A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 136, 196–206.
- Vuorela, P. & Kuivamäki, A. 2002.** Role of bedrock in disposal safety. Julkaisussa: Rasilainen, K (toim.): Nuclear Waste Mangement in Finland. Final Report of Public Sector's Research Programme JYT 2001 (1997–2001). Ministry of Trade and Industry Finland, Studies and Reports 15/2002, 18–34.
- Väänänen, J. 1982.** Kolarin alueen kallioperän metamorfoosista. *Res Terrae, Ser. B, No. 5*, 108–122.
- Väänänen, J. 1984.** Kolari. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 2713. Geologian tutkimuskeskus.
- Väänänen, J. 1989.** Kolarin alueen vulkaniitit. Lapin vulkaniittiprojektin raportti. Summary: Volcanic rocks of the Kolari area, western Finnish Lapland. Report of the Lapland Volcanite Project. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 86, 79 s.
- Väänänen, J. 1992.** Kurtakko. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 2731. Geologian tutkimuskeskus.
- Väänänen, J. 1998.** Kolarin ja Kurtakon kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kolari and Kurtakko map-sheet areas. Suomen geologinen kartta 1:100 000, Kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 2713 ja 2731. Geologian tutkimuskeskus. 87 s.
- Väänänen, J. & Lehtonen, M. 2001.** U-Pb isotopic age determinations from the Kolari-Muonio area, western Finnish Lapland. Julkaisussa: Vaasjoki, M. (toim.). Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. Geological Survey of Finland, Special Paper 33, 85–93.
- Väänänen, J. 2001.** Sieppijärvi. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 2624. Geologian tutkimuskeskus.
- Väänänen, J. 2002.** Pasmajärvi. Suomen geologinen kartta 1:100 000, kallioperäkartta, lehti 2642. Geologian tutkimuskeskus.

Liite 1 – Appendix 1

Taulukko 4. Sieppijärven alueen metasedimenttien (anal.1-9) ja metavulkaniittien (anal.10-12) kemiallisia koostumuksia.

Table 4. Chemical compositions of sedimentary (Anal. 1-9) and volcanic (Anal. 10-12) rocks of the Sieppijärvi area.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ %	85,32	75,00	74,87	73,50	71,26	76,70	71,20	66,32	74,27	53,49	48,74	59,28
TiO ₂	0,60	0,29	0,79	0,03	0,58	0,27	1,68	0,89	0,64	0,64	0,67	0,92
Al ₂ O ₃	6,75	12,30	11,52	14,80	13,00	11,79	9,10	14,20	11,95	13,15	11,28	15,05
Fe ₂ O ₃ TOT	2,26	2,58	3,73	0,51	4,46	1,64	8,53	7,72	3,78	9,97	11,30	8,35
K ₂ O	0,69	5,29	2,89	5,86	3,45	4,96	1,22	2,67	1,45	0,39	0,93	1,27
Na ₂ O	2,36	3,11	3,31	4,07	4,94	3,13	2,03	2,63	3,45	2,19	1,78	4,74
MnO	0,03	<0,01	0,05	<0,01	0,04	0,02	0,11	0,11	0,05	0,16	0,19	0,11
MgO	0,84	0,32	1,44	0,05	0,46	0,16	2,24	2,88	1,58	6,89	11,48	3,80
CaO	0,70	1,03	0,85	1,05	1,20	0,71	3,35	1,82	2,18	10,36	9,25	5,85
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,12	0,02	0,09	0,03	0,12	0,15	0,25	0,07	0,06	0,22
Summa	99,64	99,96	99,58	99,89	99,49	99,40	99,58	99,39	99,60	97,31	95,68	99,60
S ppm	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	90	164	<100
Cl	248	<100	404	<100	152	54	490	329	207	100	942	410
Ba	159	978	606	1230	635	450	305	443	266	379	168	391
Rb	40	203	108	148	119	199	68	130	88	4	51	25
Sr	106	130	146	199	77	117	143	109	300	121	111	714
Cr	38	14	67	4	10	4	140	133	70	449	856	134
Ni	15	26	28	24	2	5	58	62	31	76	263	30
Co	4	2	7	<0,5	7	2	18	20	9	35	34	26
V	1	6	0	19	13	3	6	67	2	104	23	6
Sc	58	10	85	10	13	7	182	142	68	195	206	183
Cu	7	5	10	1	3	2	30	25	9	38	56	21
Zn	23	20	32	5	26	8	77	58	39	75	62	28
Pb	98	365	173	26	754	176	126	214	196	60	50	113
Zr	2,50	13,00	4,51	1,00	17,00	5,13	4,00	5,27	4,80	1,59	1,28	2,87
Hf	9	<2	19	3	26	27	<2	15	23	17	11	2
Y	10	92	20	<10	93	16	28	24	24	15	14	21
Nb	4	28	13	20	50	20	46	12	6	3	3	6
Th	5,0	36,0	13,5	<1	42,4	50,4	4,0	11,5	12,6	4,9	1,4	5,5
U	1,7	4,0	2,1	1,2	4,3	3,3	1,2	2,8	2,3	1,4	0,4	1,5
Ta	0,4	2,0	1,2	<1	3,6	2,1	1,0	0,9	0,7	0,2	<0,2	0,4
La	18,2	30,9	22,8	2,7	93,7	18,7	15,4	36,6	35,0	12,3	7,8	21,8
Ce	30,6	115,0	47,4	4,0	228,0	77,8	32,0	74,4	65,6	24,1	15,1	45,5
Pr	3,9	n.d.	5,5	n.d.	24,9	4,7	n.d.	8,5	7,8	2,9	2,0	5,6
Nd	14,7	35,0	19,9	<5	95,9	14,9	17,0	33,8	29,7	10,7	8,0	23,0
Sm	2,6	7,6	3,9	<0,1	18,0	3,0	3,3	6,4	5,5	2,4	2,0	4,4
Eu	0,6	1,1	0,7	0,4	2,5	0,3	1,2	1,3	0,9	0,7	0,7	1,3
Gd	2,1	n.d.	3,5	n.d.	18,1	2,5	n.d.	6,0	4,8	2,6	2,2	4,5
Tb	0,3	1,6	0,6	<0,5	2,9	0,5	0,6	0,9	0,7	0,4	0,4	0,7
Dy	1,8	n.d.	3,3	n.d.	17,8	3,3	n.d.	4,4	4,2	2,6	2,4	3,7
Ho	0,3	n.d.	0,7	n.d.	3,4	0,7	n.d.	0,8	0,8	0,5	0,4	0,7
Er	1,0	n.d.	1,9	n.d.	10,1	2,0	n.d.	2,1	2,2	1,3	1,4	2,1
Tm	0,1	n.d.	0,3	n.d.	1,4	0,3	n.d.	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3
Yb	0,9	5,5	2,2	<0,2	10,0	2,2	2,2	1,8	2,3	1,3	1,3	2,0
Lu	0,1	0,8	0,3	<0,05	1,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3

Liite 1 (jatkoa) – *Appendix 1 (continued)*

Taulukko 4. (jatkoa)

Table 4. (continued)

1	Arkoosigneissi - <i>Arkose gneiss</i> .	Jaapakallio,	2624 09A.	x = 7450060,	y = 2482790.
2	Arkoosigneissi - <i>Arkose gneiss</i> .	Huttinen,	2624 11D.	x = 7446500,	y = 2496675.
3	Arkoosigneissi - <i>Arkose gneiss</i> .	Jaapakoski,	2624 08B.	x = 7449760,	y = 2483015.
4	Arkoosigneissi - <i>Arkose gneiss</i> .	Vinsarova,	2624 11A.	x = 7441380,	y = 2491470.
5	Arkoosigneissi - <i>Arkose gneiss</i> .	Jäkäläki,	2624 09C.	x = 7452980,	y = 2486980.
6	Arkoosigneissi - <i>Arkose gneiss</i> .	Korkealehdonhuhta,	2624 09C.	x = 7452050,	y = 2487750.
7	Kiillegneissi - <i>Mica gneiss</i> .	Väljänkä,	2624 11C.	x = 7441370,	y = 2499100.
8	Kiillegneissi - <i>Mica gneiss</i> .	Takalehto,	2624 09A.	x = 7452240,	y = 2482430.
9	Kiillegneissi - <i>Mica gneiss</i> .	Jaapakoski,	2624 08B.	x = 7449760,	y = 2483015.
10	Amfiboliitti - <i>Amphibolite</i> .	R8-11.40, Kämpäsäajo,	2624 12C.	x = 7457890,	y = 2490050.
11	Amfiboliitti - <i>Amphibolite</i> .	R19-8.70, Karamaa,	2624 12B.	x = 7456600,	y = 2491400.
12	Amfiboliitti - <i>Amphibolite</i> .	Lappea,	2624 09A.	x = 7453020,	y = 2481130.

Liite 1 (jatkoa) – *Appendix 1 (continued)*

Taulukko 5. Sieppijärven ja Pasmajärven alueiden intrusiivikivien kemiallisia koostumuksia.
Table 5. Chemical compositions of intrusive rocks from the Sieppijärvi and Pasmajärvi areas.

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂ %	75,15	71,59	74,13	69,15	75,00	73,00	68,60	69,25	60,87	64,87	55,97	65,05	61,53
TiO ₂	0,12	0,45	0,23	0,48	0,12	0,38	0,42	0,46	1,21	0,86	0,39	0,80	1,26
Al ₂ O ₃	13,78	14,71	13,14	15,55	13,24	13,12	15,00	15,11	16,49	16,45	16,26	16,83	16,10
Fe ₂ O ₃ TOT	1,29	2,36	1,75	3,26	1,35	2,84	2,59	3,16	6,15	4,27	7,25	3,67	6,07
K ₂ O	4,17	5,54	5,56	2,88	5,10	6,53	4,80	4,84	3,97	5,46	1,86	4,87	4,19
Na ₂ O	3,72	3,81	3,56	5,06	3,63	2,65	4,28	4,11	4,75	4,64	4,22	5,09	4,51
MnO	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,08	0,04	0,12	0,05	0,05
MgO	0,23	0,58	0,08	0,86	0,24	0,45	0,66	0,71	2,14	0,89	5,49	0,85	1,89
CaO	1,30	0,40	0,27	2,31	0,30	0,54	1,55	1,74	3,26	1,67	6,00	1,87	3,15
P ₂ O ₅	0,01	0,12	0,05	0,16	0,03	0,07	0,12	0,20	0,55	0,26	0,41	0,22	0,55
Summa	99,79	99,58	98,78	99,74	99,02	99,60	98,05	99,60	99,47	99,41	97,97	99,30	99,31
S ppm	100	100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	70	110	140	311	889
Cl	n.d.	n.d.	105	247	115	154	159	221	385	275	565	234	536
Ba	432	2041	404	406	217	1382	827	1513	1590	2535	298	3303	2436
Rb	147	117	159	104	240	156	134	125	205	88	80	91	94
Sr	111	147	71	250	40	260	272	302	513	273	556	466	709
Cr	28	32	5	14	6	5	7	11	35	4	200	12	17
Ni	10	14	8	9	8	9	3	9	17	12	91	5	8
Co	n.d.	n.d.	1	5	2	4	8	5	14	4	28	n.d.	n.d.
V	15	46	25	56	12	55	38	56	158	78	121	37	106
Sc	n.d.	n.d.	0,9	2,7	2,8	1,1	2,8	7,5	16	8,6	12	8,15	10,8
Cu	<20	<20	3	10	6	10	4,3	11	13	22	75	9	39
Zn	13	20	17	27	24	100	18,6	43	87	61	85	54	80
Pb	35	20	13	20	25	15	<2	21	26	19	25	25	23
Zr	145	593	311	328	123	406	215	266	522	889	89	614	507
Hf	n.d.	n.d.	6,3	7,1	4	7	5	5,6	11	15	2,2	n.d.	n.d.
Y	9	23	6	10	20	6	<10	13	35	29	12	17,8	20,7
Nb	6	9	7	9	18	4	<10	8	30	19	6	17	19
Th	69	9	13	11	35	1	25	8	13	5	7	3,43	1,81
U	9	7	0,9	1,1	3,8	0,8	0,8	0,9	6,4	1,2	1,4	1,07	0,59
Ta	<30	<30	<1	<1	3	<1	<1	<1	3	<1	<1	n.d.	n.d.
La	n.d.	n.d.	9,2	68,8	8,1	8,1	102	35,8	77	48,1	29,7	55	81,5
Ce	n.d.	n.d.	22	115	31	11	147	99	190	118	54	105	167
Pr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11,7	18,7
Nd	n.d.	n.d.	9	34	8	6	22	26	80	49	20	47,1	69,7
Sm	n.d.	n.d.	1,1	3,4	1,8	0,8	3	3,7	12	7,4	3,2	7,18	10
Eu	n.d.	n.d.	0,6	0,8	0,3	0,7	0,9	0,9	2,5	2,1	0,7	3,23	2,39
Gd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6,64	9,05
Tb	n.d.	n.d.	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,9	<0,5	0,84	1,02
Dy	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,57	4,38
Ho	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,66	0,74
Er	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,72	1,81
Tm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,22	0,26
Yb	n.d.	n.d.	0,57	0,51	1,81	0,39	0,4	0,76	2,91	2,21	0,81	1,33	1,51
Lu	n.d.	n.d.	0,09	0,08	0,27	0,08	0,05	0,14	0,4	0,34	0,13	0,19	0,22

Liite 1 (jatkoa) – *Appendix 1 (continued)*

Taulukko 5. (jatkoa)

Table 5. (continued)

13.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Hautalahti.	2624 08C.	x = 7442260,	y = 2485950
14.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Karisaarenkorva.	2624 08B.	x = 7449420,	y = 2483210
15.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Nimetön.	2642 04B.	x = 7436660,	y = 2510250
16.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Pikku-Näläntö.	2642 04B.	x = 7435580,	y = 2511880
17.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Rytijängäntievat.	2642 06D.	x = 7458440,	y = 2517420
18.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Oravavaara.	2642 07B.	x = 7439180,	y = 2524500
19.	Porfyriininen graniitti - <i>Porphyritic granite</i> .	Iso Näläntö.	2642 04B.	x = 7436100,	y = 2512880
20.	Porfyriininen graniitti - <i>Porphyritic granite</i> .	Oravavaara.	2642 07B.	x = 7439180,	y = 2524500
21.	Kvartsimontsoniitti - <i>Quartz monzonite</i> .	Luomajärvet.	2642 09A.	x = 7453350,	y = 2522600
22.	Kvartsimontsoniitti - <i>Quartz monzonite</i> .	Sammalvaara.	2642 02A.	x = 7441240,	y = 2501730
23.	Kvartsidioriitti - <i>Quartz monzonite</i> .	Hinttajärvi.	2642 09A.	x = 7451700,	y = 2521750
24.	Kvartsimontsoniitti - <i>Quartz monzonite</i> .	Ounasjoki.	2644 02C.	x = 7444320,	y = 2547016
25.	Kvartsimontsoniitti - <i>Quartz monzonite</i> .	Ounasjoki.	2644 02C.	x = 7442081,	y = 2546810

Liite 1 (jatkoa) – *Appendix 1 (continued)*

Taulukko 5. (jatkoa)
Table 5. (continued)

	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂ %	76,86	71,92	66,70	63,04	72,40	72,06	60,96	68,92	58,70	56,50	54,85	52,08
TiO ₂	0,12	0,32	0,29	0,65	0,24	0,28	0,77	0,44	1,22	1,32	0,28	2,52
Al ₂ O ₃	12,62	14,47	9,00	15,47	14,06	14,57	16,92	15,59	15,90	15,40	23,65	15,79
Fe ₂ O ₃ TOT	1,09	2,25	5,29	7,02	2,37	2,28	6,18	2,93	6,94	7,39	2,96	10,90
K ₂ O	4,62	5,16	1,08	6,94	5,35	3,70	1,55	4,16	5,20	4,78	0,81	2,44
Na ₂ O	3,54	3,67	1,20	2,08	3,37	3,97	4,99	4,33	4,27	4,28	5,51	4,88
MnO	0,01	0,02	0,10	0,04	0,02	0,03	0,09	0,03	0,12	0,13	0,04	0,03
MgO	0,10	0,66	8,32	2,67	0,62	0,59	2,96	0,84	2,70	2,94	1,85	3,99
CaO	0,78	1,09	6,55	1,43	1,01	2,03	5,08	2,17	3,83	4,25	8,36	5,55
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,02	0,03	0,07	0,07	0,14	0,13	0,43	0,49	0,05	1,14
Summa	99,75	99,61	98,54	99,36	99,51	99,58	99,63	99,52	99,31	97,48	98,36	99,32
S ppm	<60	<60	<60	<60	<60	<60	72	121	140	266	<60	61
Cl	44	250	455	772	178	116	614	298	932	1180	410	992
Ba	489	976	117	1141	1254	1016	240	1181	2050	2330	286	1251
Rb	118	142	49	229	166	114	111	161	198	173	34	53
Sr	74	164	52	75	227	231	289	271	849	840	720	60
Cr	7	4	204	244	18	21	52	29	39	50	111	30
Ni	<100	<100	40	83	<100	<100	56	<100	26	24	91	24
Co	n.d.	n.d.	11	10	4	5	18	6	26	30	n.d.	n.d.
V	10	38	46	165	19	18	114	36	142	156	63	185
Sc	1	5	3	5	7	2	4	6	10	12	9	20
Cu	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	43	45	<100	<100
Zn	<100	<100	<100	<100	<100	23	56	<100	86	106	29	111
Pb	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	24	36	<30	<30
Zr	123	333	362	365	249	157	160	269	485	639	15	318
Hf	n.d.	n.d.	8,9	8,9	6,5	3,9	3,6	5,8	12,0	13,0	n.d.	n.d.
Y	5,2	9,1	25,9	8,0	8,8	9,7	19,6	17,5	22,0	39,0	7,6	35,9
Nb	5,0	4,0	5,3	6,7	3,6	11,5	10,4	14,2	26,0	26,0	<10	23,0
Th	26,8	45,0	3,7	7,3	27,2	16,8	6,5	22,1	23,0	23,0	0,8	3,3
U	2,9	1,8	0,7	1,3	0,9	1,0	4,2	7,0	4,7	5,7	0,7	1,6
Ta	n.d.	n.d.	0,4	0,4	<0,2	0,3	0,5	1,6	1,0	1,0	n.d.	n.d.
La	15,7	81,9	5,8	31,5	126,0	18,3	26,6	63,5	113,0	140,0	8,0	91,2
Ce	25,5	147,0	17,2	64,2	215,0	32,6	54,2	106,0	201,0	248,0	14,9	203,0
Pr	2,5	15,0	2,4	7,4	21,4	3,1	5,8	11,0	n.d.	n.d.	1,9	24,2
Nd	7,5	52,8	11,6	26,4	67,6	10,2	21,1	34,8	73,0	91,0	7,9	95,4
Sm	1,4	6,4	3,4	4,5	7,1	1,8	4,2	5,6	11,4	13,5	1,7	15,2
Eu	0,5	0,8	0,8	0,9	0,7	0,4	1,0	0,9	2,1	2,7	0,7	3,6
Gd	1,3	5,1	3,7	3,5	4,2	1,5	4,2	4,9	n.d.	n.d.	1,7	13,1
Tb	0,2	0,7	0,6	0,4	0,5	0,3	0,6	0,6	1,4	1,4	0,3	1,7
Dy	1,2	2,0	3,6	1,5	1,7	1,7	3,0	2,9	n.d.	n.d.	1,3	7,3
Ho	0,2	0,3	0,8	0,3	0,3	0,3	0,6	0,6	n.d.	n.d.	0,3	1,3
Er	0,5	0,8	2,3	0,7	0,8	0,8	1,7	1,5	n.d.	n.d.	0,6	3,2
Tm	<0,1	0,1	0,4	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	n.d.	n.d.	0,1	0,4
Yb	0,5	0,6	2,8	0,6	0,9	0,7	1,4	1,3	2,8	3,3	0,6	2,6
Lu	0,1	0,1	0,4	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,4	0,5	<0,1	0,3

Liite 1 (jatkoa) – *Appendix 1 (continued)*

Taulukko 5. (jatkoa)

Table 5. (continued)

26.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Peuravaara,	2642 12B.	x = 7464181,	y = 2584804.
27.	Graniitti - <i>Granite</i> .	Ruopaspalo,	2642 12A.	x = 7464215,	y = 2584929.
28.	Tonaliitti - <i>Tonalite</i> .	R854-16.80,			
		Ranta-Vaimasvuoma,	2733 01A.	x = 7463938,	y = 2543126.
29.	Graniitti - <i>Granite</i> .	R854-18.50,			
		Ranta-Vaimasvuoma,	2733 01A.	x = 7463938,	y = 2543126.
30.	Graniitti - <i>Granite</i> .	R858-17.60, Kinisjärvi	2733 04A.	x = 7461638,	y = 2552265.
31.	Granodioriitti - <i>Granodiorite</i> .	R859-15.50, Kinisjärvi	2733 04A.	x = 7462229,	y = 2552612.
32.	Kvartsidioriitti - <i>Quartz diorite</i> .	R860-11.60, Kinisjärvi	2733 04A.	x = 7463304,	y = 2553172.
33.	Montsograniitti - <i>Monzogranite</i> .	R860-21.20, Kinisjärvi	2733 04A.	x = 7463304,	y = 2553172.
34.	Syeniitti - <i>Syenite</i> .	Palo-Karhurova,	2641 08A.	x = 7410200,	y = 2520800.
35.	Montsoniitti - <i>Monzogranite</i> .	Nuottalahdenpalo,	2643 02A.	x = 7411200,	y = 2543700.
36.	Leukodioriitti - <i>Leucodiorite</i>	Peuravaara,	2642 12B.	x = 7456900,	y = 2533460.
37.	Montsogabro - <i>Monzogabbro</i> .	Ounasjoki,	2644 02C.	x = 7442081,	y = 2546810.

Liite 1 (jatkoa) – *Appendix 1 (continued)*

Taulukko 5. (jatkoa)

Table 5. (continued)

38.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	Peuravaara,	2642 12B.	x = 7464453,	y = 2584580.
39.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R861-9.30, Aalisjärvi,	2642 07B.	x = 7435856,	y = 2524990.
40.	Montsogabro - <i>Monzogabbro</i> .	R865-24.00, Vasikkapalo,	2644 01A.	x = 7434667,	y = 2540014.
41.	Montsoniittinen juoni - <i>Monzonitic dyke</i> .	R866-28.30, Pikku Tainiovaara,	2642 12B.	x = 7453484,	y = 2535589.
42.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R422-16.85, Tainio,	2642 12C.	x = 7451622,	y = 2538884.
43.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R427-28.50, Tainio,	2642 12C.	x = 7451794,	y = 2538725.
44.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R431-45.45, Tainio,	2642 12C.	x = 7453132,	y = 2537658.
45.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R431-82.20, Tainio,	2642 12C.	x = 7453132,	y = 2537658.
46.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R432-28.25, Tainio,	2642 12C.	x = 7452447,	y = 2538248.
47.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R432-33.26, Tainio,	2642 12C.	x = 7452447,	y = 2538248.
48.	Gabro - <i>Gabbro</i> .	R432-101.07, Tainio,	2642 12C.	x = 7452447,	y = 2538248.
49.	Montsogabro - <i>Monzogabbro</i> .	R58-21.25, Lohiniva,	2642 12C.	x = 7452980,	y = 2539660.

Liite 1 (jatkoa) – Appendix 1 (continued)

Taulukko 5. (jatkoa)
 Table 5. (continued)

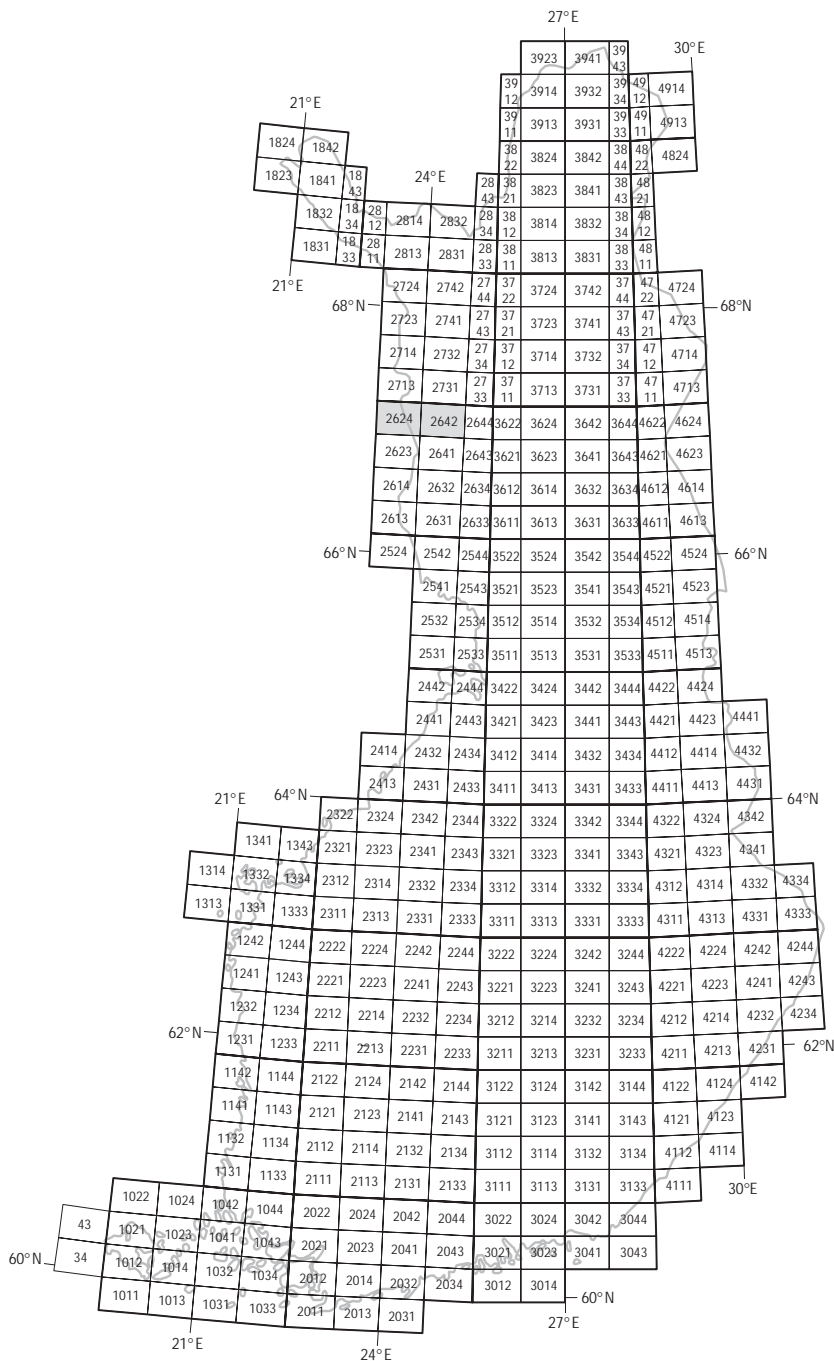
	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂ %	48,11	47,62	52,36	49,84	53,03	50,95	57,30
TiO ₂	3,43	0,41	1,88	2,28	2,22	1,78	1,43
Al ₂ O ₃	13,80	17,19	16,16	14,58	15,06	15,76	16,23
Fe ₂ O ₃ TOT	17,10	8,44	10,70	13,40	11,80	12,20	9,00
K ₂ O	1,29	0,81	2,19	1,46	1,61	1,27	2,60
Na ₂ O	4,44	2,41	4,59	4,14	4,48	3,62	4,20
MnO	0,24	0,16	0,12	0,16	0,17	0,14	0,11
MgO	3,83	9,13	3,63	4,56	3,97	5,15	3,57
CaO	6,92	10,34	6,44	7,44	5,61	7,34	4,29
P ₂ O ₅	0,42	0,07	1,11	1,31	1,42	1,14	0,62
Summa	99,58	96,58	99,20	99,16	99,36	99,35	99,34
S	120	1356	1894	3293	367	1739	583
Cl	1280	890	1190	1090	1130	778	1223
Ba	323	379	1487	1039	792	641	1220
Rb	30	29	58	30	38	35	90
Sr	353	311	713	629	648	632	422
Cr	36	410	32	37	56	139	96
Ni	40	174	37	47	15	68	52
Co	41	n.d.	n.d.	31	n.d.	n.d.	24
V	316	142	21	246	191	246	168
Sc	22	43	<30	30	<30	<30	19
Cu	62	76	50	95	9	69	79
Zn	125	53	130	151	151	126	104
Pb	20	13	21	10	20	18	19
Zr	277	19	363	81	345	164	389
Hf	6,5	n.d.	n.d.	2,0	n.d.	n.d.	7,3
Y	40,8	<10	32,0	47,8	51,0	21,0	27,5
Nb	24,3	<10	2,0	22,8	29,0	10,0	14,7
Th	2,6	<10	<10	2,6	<10	<10	2,9
U	0,7	<10	<10	0,8	<10	<10	1,2
Ta	1,5	n.d.	n.d.	0,9	n.d.	n.d.	0,6
La	35	<30	71	91,1	137	49	59,3
Ce	81,4	35	197	190	315	128	118
Pr	10,8	n.d.	n.d.	23,5	n.d.	n.d.	14
Nd	47,3	n.d.	n.d.	87,6	n.d.	n.d.	53,7
Sm	9,99	n.d.	n.d.	14,6	n.d.	n.d.	8,41
Eu	2,82	n.d.	n.d.	3,34	n.d.	n.d.	2,17
Gd	10,1	n.d.	n.d.	13,3	n.d.	n.d.	7,93
Tb	1,48	n.d.	n.d.	1,78	n.d.	n.d.	1,04
Dy	8,16	n.d.	n.d.	8,91	n.d.	n.d.	5,02
Ho	1,41	n.d.	n.d.	1,58	n.d.	n.d.	0,90
Er	3,87	n.d.	n.d.	4,06	n.d.	n.d.	2,50
Tm	0,52	n.d.	n.d.	0,56	n.d.	n.d.	0,33
Yb	3,36	n.d.	n.d.	3,38	n.d.	n.d.	1,97
Lu	0,42	n.d.	n.d.	0,46	n.d.	n.d.	0,31

Liite 1 (jatkoa) – *Appendix 1 (continued)*

Taulukko 5. (jatkoa)

Table 5. (continued)

50	Gabro - <i>Gabbro</i>	R4-9.10, Järvirämeä	2624 09C	x = 7454730	y = 2487370
51	Gabro - <i>Gabbro</i>	R6-9.45, Kuusteniemensaaajo	2624 09D	x = 7456900	y = 2488530
52	Dioriitti - <i>Diorite</i>	R12-12.75, Ääverjoki	2624 09B	x = 7458040	y = 2483800
53	Dioriitti - <i>Diorite</i>	R13-5.40, Ylinen Haaravuoma	2624 09B	x = 7459040	y = 2483960
54	Dioriitti - <i>Diorite</i>	R13-12.20, Ylinen Haaravuoma	2624 09B	x = 7459040	y = 2483960
55	Dioriitti - <i>Diorite</i>	R14-8.45, Ääverjoki,	2624 09D	x = 7458750	y = 2485350
56	Dioriitti - <i>Diorite</i>	R15-10.50, Ääverjoki	2624 09D	x = 7458500	y = 2486070



Karttalehtijako 1 : 100 000
Map division 1 : 100 000



9 789516 908932
 ISBN 951-690-893-4

JPaino Hiirikoski Oy