



**TURUN
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen
tiedekunta

Fennoskandia osana Itä-Euroopan kratonia

Syntyhistoria ja litologia

Lauri Soininen

Geologia

LuK-tutkielma

Laajuus: 7 op

7.5.2024

Turku

Turun yliopiston laatujärjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu

Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

LuK-tutkielma

Pääaine: Geologia

Tekijä: Lauri Soininen

Otsikko: Fennoskandia osana Itä-Euroopan kratonia

Ohjaaja: Teemu Vehkamäki

Sivumäärä: 39 sivua

Päivämäärä: 7.5.2024

Tässä tutkielmassa luodaan kokonaiskatsaus Itä-Euroopan kratonin geologisiin piirteisiin ja sen syntyhistoriaan tieteellisen kirjallisuuden pohjalta, pitäen kuitenkin fokus Fennoskandiassa. Itä-Euroopan kratoni (EEC) on geologinen alue, joka sijaitsee Itä- ja Pohjois-Euroopassa ja se jakautuu kolmeen osaan: Fennoskandiaan, Volgo-Uraliaan ja Sarmatiaan.

Alueita käsitellään omissa pääkappaleissaan. Ensimmäisessä alakappaleessa kuvataan kunkin alueen litologiaa, eli kivilajikoostumusta ja geologisia rakenteita. Fennoskandian geologisesta kehityksestä on ollut saatavilla eniten materiaalia, joten sen muodostumista on käsitelty yksittäinen geologinen ajanjakso kerrallaan. Volgo-Uraliaa ja Sarmatiaa koskevaa tutkimustietoa on vähemmän saatavilla, jonka vuoksi niiden kehityshistoriaa ja litologiaa on tarkasteltu vähemmän. Toisessa alakappaleessa käsitellään kunkin alueen kehityshistoriaa. Tutkielman lopussa on yhteenveto koko kratonin osalta edellä mainituista asioista.

Avainsanat: Itä-Euroopan kratoni, kratoni, Sarmatia, Volgo-Uralia, Fennoskandia

Sisällys

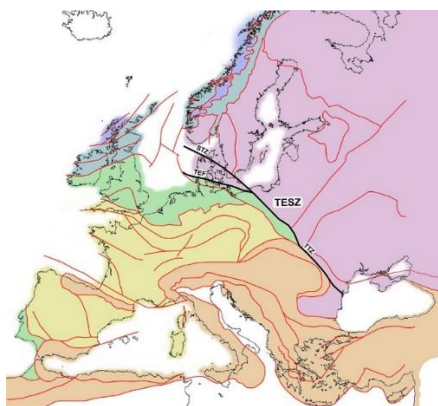
1	Johdanto	2
2	Fennoskandia	3
2.1	Fennoskandian litologia	3
2.1.1	Arkeeisen kuoren litologia	3
2.1.2	Proterotsooisen kuoren litologia	6
2.1.3	Fanerotsooiset muodostumat Fennoskandiassa.....	11
2.2	Fennoskandian kehityshistoria	12
2.2.1	Arkeinen aika	12
2.2.2	Paleoproterotsooinen aika	13
2.2.3	Mesoproterotsooinen aika	15
3	Volgo-Uralia	19
3.1	Volgo-Uralian litologia	19
3.2	Volgo-Uralian kehityshistoria	20
4	Sarmatia	22
4.1	Sarmatian litologia	22
4.1.1	Ukrainan kilven litologia	22
4.1.2	Voronezhin massiivin litologia	23
4.2	Sarmatian kehityshistoria	23
4.2.1	Ukrainan kilpi	23
4.2.2	Voronezhin massiivi.....	24
5	Yhteenvedo Itä-Euroopan kratonin geologiasta	26
	Kiitokset	28
	Lähteet	29

1 Johdanto

Itä-Euroopan kratoni on merkittävä geologinen alue, joka koostuu Fennoskandiasta, Volgo-Uraliasta ja Sarmatiasta, joista kaksi jälkimmäistä sijaitsevat Venäjän ja Ukrainan alueilla. Kratonit ovat stabiileja maankuoren osia, jotka ovat pysyneet pääosin muuttumattomina satojen miljoonien tai jopa miljardien vuosien ajan, jolloin ne tarjoavat merkittävän mahdollisuuden Maan geologisen historian tutkimiseen.

Itä-Euroopan kratonille ovat tyypillisiä erittäin vanhat kivilajit, joiden iät voivat olla jopa yli kolme miljardia vuotta. Kratonilla on huomattavaa taloudellista merkitystä, sillä sen alueella on monia merkittäviä kaivannaisia, kuten rautamalmia, kuparia, nikkeliä ja kultaa.

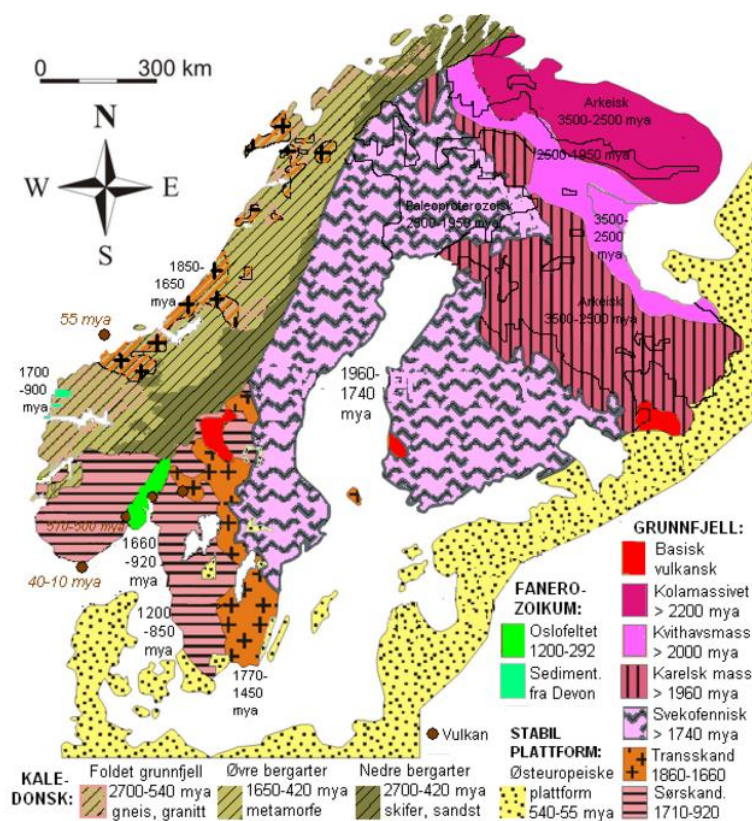
Tässä tutkielmassa luodaan kokonaiskatsaus Itä-Euroopan kratoniin kuvailemalla sen syntyhistoriaa ja litologiaa osa-alue kerrallaan. Tutkimuksen lähdeaineistona on käytetty internetissä julkaistuja tutkimusartikkeleita. Itä-Euroopan kratonin alueella parhaiten geologinen historia ja litologia tunnetaan Fennoskandian osalta, jossa ei käytännössä ole nuorempia sedimenttikiviä peittämässä peruskalliota. Tästä syystä sitä on myös tässä tutkielmassa voitu käsitellä syvimmin. Muita ala-alueita on käsitelty siinä laajuudessa, jossa niistä on ollut mahdollista löytää relevantteja englanninkielisiä tutkimusaineistoja internetistä. Alkuperäislähteissä esiintyvälle englanninkieliselle terminologialle on jouduttu monessa kohdassa keksimään omia käännöksiä, koska niille ei ole löytynyt vakiintunutta suomenkielistä ilmausta.



Kuva 1. Kuvan tektonisessa kartassa näkyvät Itä-Euroopan kratoni (violetti) ja Euroopan orogeeniset vyöhykkeet (muut värit) sekä niitä erottava Törnquistin sutuurialue (TESZ) Punaiset käyrät ovat merkittäviä siirrosvyöhykkeitä. (Lähde: Wikimedia Commons)

2 Fennoskandia

Fennoskandian kilpi muodostaa Itä-Euroopan kratonin luoteisosan ja sen alueella sijaitsevat kokonaan Suomi ja osittain Norja, Ruotsi ja Luoteis-Venäjä (Lahtinen et al. 2011). Kilpi koostuu useista eri ikäisistä ja eri tavalla muodostuneista osista: arkeisesta kuoresta, proterotsooisesta kuoresta sekä mesoproterotsooisista sedimenttikivistä (Lahtinen et al. 2011).



Kuva 2. Fennoskandian geologinen kartta. Idässä ovat arkeiset alueet, keskellä svekofennisen orogeenian alue ja Skandinaviassa nuorempia, mesoproterotsooisia alueita sekä Kaledonidit. Keltaisella on Fennoskandian ulkopuolinen, sedimenttikivien peittämä alue. (Lähde: Wikimedia Commons)

2.1 Fennoskandian litologia

2.1.1 Arkeisen kuoren litologia

Vanhinta Fennoskandian kilven aluetta kutsutaan arkeiseksi ja se jaetaan perinteisesti Norrbottenin, Kuolan, Belomorian ja Karjalan provinssiin, joista viimeiseksi mainitun ovat jotkut tutkijat jakaneet vielä Vodlajärven (Vodlozero), Keski-Karjalan (Central Karelia) ja Länsi-Karjalan (Western Karelia) alaprovinssiin (Hölttä et al. 2008). Geologiassa provinssi tarkoittaa aluetta, jolla on itselleen tyypilliset geologiset

ominaisuudet, jotka erottavat sen naapureistaan. Fennoskandian Länsi-Karjalan alaprovinssi koostuu Höltän et al. (2008) mukaan pääasiassa migmatiittisista TTG-ortogneisseistä ja amfiboliiteista. Provinssin länsiosassa on myös matala- ja keskitason paineessa kehittyneitä granuliitteja (Hölttä et al. 2008). Karjalan provinssin vanhimmat paljastuneet kivet ovat 3,5 Ga ikäiset trondhjeimiittigneissit Pudasjärven Siuruassa (Mutanen & Huhma 2003). Iisalmen alueella on 3,2 Ga ikäisiä TTG-gneissejä, joissa on mafisia välikerroksia, joiden katsotaan olevan peräisin geokemiallisesti rikastuneen valtameren keskiselänteen basaltin kaltaisesta protoliitista (Hölttä et al. 2008). Iisalmen alue koostuu kuitenkin pääasiassa 2,80–2,70 Ga ikäisistä ortogneisseistä, joihin kuuluu 2,72–2,70 Ga ikäisiä enderbiittejä sekä dioriitteja (Hölttä et al. 2008). Nuorin arkeinen syväkivi on 2,61 Ga ikäinen Siilinjärven karbonatiitti (Hölttä et al. 2008).

Vierekkäisten 3,2 Ga ikäisten Iisalmen alueen kivien ja vanhimmillaan 2,75 Ga ikäisten Rautavaaran kompleksin kivien välinen raja on jyrkkä, mikä viittaa Höltän et al. (2008) mukaan siihen, että sillä on huomattavaa tektonista merkitystä. Rautavaaran kompleksin puolipinnallisia gneissejä luonnehtivat kordieriitti-ortoamfiboliassosiaatiot sekä Al-valtaiset ultramafiset kivet (Hölttä et al. 2008).

Kiannan kompleksi eroaa lännessä sijaitsevan Rautavaaran kompleksin ja idässä olevan Keski-Karjalan alaprovinssin kanssa 2,85–2,78 Ga ikäisten tonaliittisten gneissien, migmatiittien ja vulkaniittien suhteellisen yleisyyden suhteen (Sorjonen-Ward & Luukkonen 2005). Kiannan kompleksiin kuuluvat Tipasjärven, Kuhmon, Suomussalmen ja Kostamuksen vihreäkivivyöhykkeet, joihin kuuluu syvänmeren tasangon kaltaisen synty-ympäristön omaavia komatiittisia ja tholeiittisia basaltteja sekä BIF-sedimenttejä (Hölttä et al. 2008). Kiannan kompleksin nuorimmat graniitit ovat 2,71–2,68 Ga ikäisiä. Suuri osa Kiannan kompleksin eteläosasta koostuu metasedimentaarisista Nurmeksen paragneisseistä, jotka ovat geokemiallisesti identtisiä neoarkeisten grauvakkojen keskimääräisen geokemian kanssa (Hölttä et al. 2008). MORB-tyypin vulkaaniset välikerrokset Nurmeksen grauvakoissa viittaavat siihen, että ne kerrostuivat joko kaaren sisä- tai takaympäristössä (Kontinen et al. 2007).

Vanhimmat Keski-Karjalan alaprovinssin granitoidit ovat 2,76 Ga ikäisiä (Hölttä et al. 2008). Keski-Karjalan sanukitoidi-intruusiot ovat koostumuksellisesti hyvin vaihtelevia, koostumuksen vaihdellessa ultramafisesta felsiseen (Hölttä et al. 2008). Ne ovat hieman vanhempia kuin Länsi-Karjalan sanukitoidi-intruusiot, joiden koostumus vaihtelee dioriitista graniittiin (Lobach-Zhuchenko et al. 2005). Keski-Karjalan vihreäkivivyöhykkeiden vulkaaniset kivet ovat myös nuorempia kuin niiden vastineet Karjalan provinssin länsi- ja itäosassa (Hölttä et al. 2008). Keski-Karjalan alaprovinssin seismistä struktuuria luonnehtivat subhorisontaaliset heijastukset, joiden Hölttä et al. (2008) toteaa Samsonovin et al. (2001) tutkimuksen mukaan viittaavan nappesysteemiin.

Vodlajärven (Vodlozero) alaprovinssin kuoresta suuren osan muodostavat 3,2–3,1 Ga ikäiset granitoidit, joihin kuuluu sekä migmatiittisia TTG-gneissejä että suhteellisen homogeenisia intrusiivikiviä (Hölttä et al. 2008). 2,98 Ga ikäisiä pyroksemiitti-gabronoriitti-dioriitti-intruusioita ja granitoideja on alaprovinssin keskiosassa (Hölttä et al. 2008). Alueen nuoremmat TTG-kivet intrudoituivat 2,85 Ga ja tuohon tapahtumaan kuului myös alueellista metamorfoosia (Sergeev et al. 2007). Nuorimmat, 2,7–2,6 Ga ikäiset arkeiset kivet Vodlajärven alaprovinssissa ovat graniitteja ja mafisia juonia sekä huomattavan silikapitoisia gabronoriitteja (Hölttä et al. 2008). Vodlajärven alaprovinssiin kuuluu myös vulkaanisista kivistä koostuvia vihreäkivivyöhykkeitä, jotka kuuluvat kolmeen eri ”sukupolveen” ja ovat syntyneet erilaisissa geologisissa ympäristöissä (Hölttä et al. 2008).

Belomorian provinssi koostuu suureksi osaksi meso- ja neoarkeisista TTG-gneisseistä, vihreäkivistä ja paragneisseistä (Hölttä et al. 2008). Provinssia luonnehtii intensiivinen, monivaiheinen deformaatio ja neoarkeiset ja paleoproterotsooiset sekä keskisuuruisen että korkean paineen metamorfoosit (Hölttä et al. 2008). Provinssi koostuu pääasiassa 2,72–2,93 Ga ikäisistä granitoideista (Hölttä et al. 2008). Belomorian provinssin erityispiirteenä muihin Fennoskandian arkeisiin alueisiin nähden on se, että sieltä on löydetty ofioliitteja ja eklogiitteja (Hölttä et al. 2008). Provinssin alueella on lisäksi vulkaanisia kiviä sisältäviä vihreäkivivyöhykkeitä (Hölttä et al. 2008).

Kolmas arkeisen alueen provinseista on Kuola. Se koostuu meso- ja neoarkeisista terraaneista sekä joistakin paleoproterotsooisista komponenteista (Hölttä et al. 2008). Kuolan arkeinen kuori on 36–43 kilometriä paksu (Hölttä et al. 2008). Kuolan provinssi eroaa Karjalan provinssista korkealla metamorfoosiasteellaan ja uudelleenmuokkauksen määrällä (Hölttä et al. 2008). Tästä syystä paleoarkeista materiaalia on säilynyt vain yksittäisissä 3,6 Ga ikäisissä mesoarkeisten ja paleoproterotsooisten granuliittifasieksen sedimenttien detritaalizirkoneissa (Hölttä et al. 2008). Vanhimmat säilyneet kivet ovat 2,92 Ga ikäisiä gabro-anortosiitteja (Hölttä et al. 2008).

2.1.2 Proterotsooisen kuoren litologia

Pohjois-Karjalasta ja -Savosta Kainuuseen sekä Pohjois-Pohjanmaalle ulottuvalla vyöhykkeellä on karjalaisiksi liuskeiksi kutsuttuja kiviä. Ne ovat 2,5–1,9 Ga vanhoja ja ne ovat muodostuneet sedimenttikivien ja vulkaniittien kerrostuttua arkeisen kuoren päälle ja niiden jouduttua tämän jälkeen svekofennisen orogenian kohteeksi (Laajoki 1998). Vyöhykkeen kivien metamorfoosiaste kasvaa idästä länteen liikuttaessa ja ulottuu vihreäliuskefasiekselta amfiboliittifasieksiin (Laajoki 1998). Karjalaiset liuskeet voidaan jakaa tektonisten kehitysvaiheidensa mukaan viiteen eri seurueeseen. Kaksi ensimmäistä seuruetta ovat Sumin ja Sariolan seurueet, jotka usein on vaikeaa erottaa toisistaan, jolloin puhutaan Sumi-Sariolasta (Laajoki 1998). Näihin ryhmiin kuuluu happamia porfyyrejä, epäkypsiä, runsaasti maasälpää sisältäviä konglomeraatteja ja hiekkakiviä (Laajoki 1998). Ne ovat syntyneet arkeisen mantereiden repeytyessä, jolloin syntyi kapeita repeämälaita, joihin virtasi Sumin seurueen muodostavia laavoja sekä arkeisen kuoren rapautuessa, jolloin kerrostuivat Sariolan seurueen sedimentit (Laajoki 1998). Kolmannen seurueen kivet tunnetaan Kainuun sarjana (Laajoki 1998). Ne ovat muodostuneet kemiallisen rapautumisen tuottama alumiinirikkaan rapautumiskuoren kiviin, joiden rapautuessa on muodostunut alumiinirikkaita sedimenttejä, jotka ovat lopulta kerrostuneet (Laajoki 1998). Toiseksi viimeisinä syntyivät Jatulin seurueen esiintymät (Laajoki 1998). Kainuun sarjan kehittymisen jälkeen tuon aikainen manner joutui meren alle useasti, jolloin matalassa meressä kerrostui paksuja kvartsihiekkasiintymiä (Laajoki 1998). Viimeisessä vaiheessa kerrostumisympäristö muuttui radikaalisti, jolloin alkoi

kerrostua paksuja savi- ja hiekkasiintymiä, joita kutsutaan Kalevan seurueeksi (Laajoki 1998).

Keski-Lapin granitoidikompleksi koostuu gneisseistä ja migmatiiteista sekä lukuisista granitoideista (Lahtinen et al. 2018). Zirkonirakeista tehdyt iänmääritykset ovat antaneet ikähaarukaksi kiville 1,84–1,77 Ga (Nironen 1998). Keski-Lapissa on myös ns. Nattas-tyypin 1,8–1,77 Ga ikäisiä graniitteja, joiden alue ulottuu Muoniosta Nattastunturien kautta Murmansiin (Nironen 1998). Niiden geokemia viittaa heterogeeniseen ja paljon arkeista ainesta sisältäneeseen lähtömateriaaliin (Nironen 1998).

Lapin granuliittivyöhyke on muodostunut varhaisproterotsooisella kaudella ja on 400 km pitkä ja 90 km leveä (Tuisku et al. 2006). Se koostuu sedimentäärisistä granuliiteista, joiden koostumus vaihtelee psammiittisesta peliittiseen ja joita voidaan kutsua myös khondaliittiseksi sarjaksi (Korja et al. 1996). Sarja koostuu pääosin happamista, migmaattisista gneisseistä (Tuisku et al. 2006). Koillis- sekä lounaisosasta Lapin granuliittivyöhyke rajautuu deformaatiovyöhykkeisiin (Korja et al. 1996).

Pohjois-Suomessa sijaitsee liuskealueita, joita kutsutaan Pohjois-Suomen liuskevyöhykkeiksi ja jonka kivet ovat noin 2,0 Ga vanhoja (Silvennoinen 1998). Ne ovat kerrostuneet pohjalle, joka koostui arkeisista graniittigneisseistä ja liuskeista (Silvennoinen 1998). Pohjois-Suomen liuskevyöhykkeeseen kuuluu Keski-Lapin vihreäkivivyöhyke, joka eroaa Karjalan kratonin vihreäkivivyöhykkeistä, sillä se on proterotsooinen (Hanski & Huhma 2005). Se kulkee lähes katkeamattomana vyöhykkeenä Pohjois-Norjasta Suomen Keski-Lapin kautta Venäjälle ja on laajuudeltaan 100 * 200 km (Hanski & Huhma 2005). Sen alueella on eri ala-alueita, joissa pääkivilajeja ovat joko vulkaaniset tai sedimentääriset kivet (Hanski & Huhma 2005). Vyöhykkeen ydinalueella vihreäliuskefasieksen metamorfoosiaste vallitsee, Keski-Lapin granitoidikompleksia sekä lännessä olevia svekofennisiä graniitteja kohti mentäessä alueellisen metamorfoosin aste kasvaa melko jyrkästi amfiboliittifasiukseen (Hanski & Huhma 2005). Vyöhykkeen itäosa on metamorfoitunut keskiamfiboliittifasiuksessa (Hanski & Huhma 2005). Muita Pohjois-Suomen liuskevyöhykkeen alueita ovat Kuusamon ja Peräpohjan liuskealueet (Silvennoinen 1998).

Etelä-Suomessa sijaitsee useita proterotsooisten liuskekivien vyöhykkeitä, jotka ovat syntyneet svekofennisen orogenian aiheuttamassa deformaatiossa ja metamorfoosissa (Kähkönen 1998).

Alkuperältään ne ovat pääasiassa hiekka-, siltti ja savisedimenttejä, jotka ovat kerrostuneet turbidiittivirtauksista ja sitten metamorfoituneet (Kähkönen 1998).

Keski-Suomen granitoidikompleksin, karjalaisten liuskeiden sekä arkeisen kallioperän rajaamana sijaitsee Savon liuskevyöhyke, jonka kivet ovat iältään 1,93–1,92 Ga vanhoja (Kähkönen 1998). Alueen kivet ovat erittäin deformatuneita ja siirrostensa suuren lukumäärän vuoksi alue jakautuu toisistaan eroaviin lohkoihin (Kähkönen 1998). Yleisimpiä kivilajeja ovat turbidiittiperäiset kiilleliuskeet, gneissit ja migmatiitit (Kähkönen 1998).

Pohjanmaan liuskevyöhyke sijaitsee Raahen-Laatokan-hiertovyöhykkeen, Savon vyöhykkeen ja Keski-Suomen granitoidivyöhykkeen rajaamalla alueella (Hector et al. 2023). Sen alueella sijaitsee metasedimenttäriseä kiviä sekä mafisia metavulkaniitteja (Hector et al. 2023). Alueen metamorfoosi kulminoitui matala- tai keskiasteen amfiboliittifasieksessa n. 1,89–1,88 Ga sitten sen keskiosassa (Hector et al. 2023).

Pohjoisessa Tampereen liuskevyöhykettä rajaa Keski-Suomen granitoidikompleksi, joka on iältään 1,88 Ga (Kähkönen 1999). Se koostuu erikokoisista granitoidi-intruusioista, jotka vaihtelevat koostumukseltaan gabrosta graniittiin, jälkimmäisen ollessa yleisempi (Nurmi & Haapala 1986). Granitoideilla on usein karkea, porfyriittinen tekstuuri ja niissä on merkkejä monivaiheisesta deformaatiosta (Nurmi & Haapala 1986). Kivien suuntautuneisuus vaihtelee gneissimäisestä suuntautumattomaan (Nironen 1998). Koostumukseltaan granitoidit ovat kalkkialkalisia (Nurmi & Haapala 1986).

Pirkanmaan migmatiittialue sijaitsee Tampereen liuskevyöhykkeen eteläpuolella ja koostuu lähinnä gneisseistä ja migmatiiteista, jotka olivat alun perin turbidiittisia sedimenttejä (Kähkönen 1999). Pirkkalan migmatiittialueen metamorfoosi on huipentunut melko alhaisessa paineessa (Kähkönen 1998).

Itä-länsi-suuntainen Tampereen liuskevyöhyke sijaitsee Svekofennisen orogonian käsittäneen alueen keskellä (Kähkönen 1999) ja on iältään noin 1,8–1,9 Ga. Sitä luonnehtivat kaariympäristössä kehittyneet metavulkaaniset kivet sekä turbidiittiset metasedimentääriset kivet (Ojakangas 1986). Alueen metamorfoosi kulminoitui matalan paineen ja lämpötilan amfiboliittifasieksen oloissa tai vihreäkivi- ja amfiboliittifasieksen siirtymäalueella (Kilpeläinen 1994). Tampereen liuskevyöhyke sisältää keskiosassaan itä-länsikulkuisen synkliinin, jolla on subvertikaaliset akselitasot (Kähkönen 1989). Synkliinin pohjoinen kylki koostuu lähinnä vulkaanisista kivistä, eteläinen sedimentäärisistä (Kähkönen 1999).

Hämeen vyöhyke on koillinen-lounas-suuntainen ja sijaitsee Tampereen liuskevyöhykkeen eteläpuolella ja Uudenmaan vyöhykkeen pohjoispuolella (Saalman et al. 2009). Iältään alueen kivet ovat noin 1,9 Ga. Alue koostuu pääasiassa vulkaanisista kivistä sekä vähäisessä määrin grauvakoista ja metapeliiteistä (Saalman et al. 2009). Vulkaanisilla kivillä on keskiarvoisen-K:n sekä kalkkialkalisia affiniteetteja, ja koostumuksellisesti ne ulottuvat basalttisesta ryoliittiseen, andesiittisten kivien ollessa yleisimpiä (Hakkarainen 1994, Kähkönen et al. 1994, Kähkönen et al. 2005). Kivien metamorfoosi on huipentunut pääasiassa amfiboliittifasieksessa, mutta metamorfoosiaste vaihtelee kasvaen siirryttäessä etelästä ja kaakosta pohjoiseen (Kähkönen 1998).

Uudenmaan vyöhyke on korkean metamorfoosiasteen liuskevyöhyke, joka pääosin koostuu felsisistä ja bimodaalisista vulkaniiteista, lisäksi alueella on myös runsaasti karbonaattikiviä, kiilleliuskeita, myloniittigneissejä sekä intrusiivisia kiviä (Reinikainen 1997). Iältään alueen kivet ovat noin 1,88–1,90 Ga (Kähkönen 1998).

Saimaan liuskevyöhykkeellä vallitsevia kivilajeja ovat turbidiittisyntyiset kiillegneissit ja migmatiitit (Kähkönen 1998). Merkittävänä erona Savon liuskevyöhykkeeseen on 1,93–1,92 Ga ikäisten kivien puute (Kähkönen 1998). Metamorfoosin huippukohta vaihtelee granuliittifasieksesta amfiboliittifasiekseen (Kähkönen 1998).

Rapakivigraniittia esiintyy Fennoskandiassa ns. batoliiteissa, jotka ovat Viipurin, Laitilan, Vehmaan ja Ahvenanmaan batoliitit (Nurmi & Haapala 1986). Lisäksi on myös pienempiä satelliittibatoliitteja, kuten Suomenniemen ja Ahveniston massiivit

(Nurmi & Haapala 1986). Rapakivibatoliitit ovat painovoimamittausten perusteella suuria, subhorisontaalisia levyjä, joiden juuret ovat 18–20 km syvyydessä (Lauren 1970). Kaakkois-Suomen rapakivet ovat muodostuneet noin 1,65–1,62 Ga sitten ja Lounais-Suomen 1,59–1,54 Ga sitten (Rämö et al. 1998). Rapakivigraniiteille tunnusomaisia ovat niiden läpimitaltaan muutaman sentin olevat niin sanotut ovoidit, eli alkalimaasälpähajarakeet, joita ympäröi plagioklaasimaasälvästä koostuva kehä (Rämö et al. 1998). Tyypillistä niille on massamaisuus, eli tektonisista tapahtumista johtuvan gneissimäisyyden puute (Rämö et al. 1998). Rapakivigraniittialueilla esiintyy myös erinäisiä emäksisiä kivilajeja, jotka esiintyvät rapakivialueiden reunoilla ja niitä juoniparvina leikaten (Rämö et al. 1998). Lisäksi rapakivialueiden emäksiset ja happamat kivilajit muodostavat seoskivilajeja, eli rapakivien muodostuessa on samanaikaisesti maankuoreen tunkeutunut emäksisistä ja hapanta magmaa (Rämö et al. 1998).

Skandinaviasta voidaan nostaa esille joitakin merkittäviä proterotsooisia alueita – ensimmäisenä mainittakoon transskandinaavinen syväkivivyöhyke (TIB). Kyseessä on valtava, 1200 kilometriä pohjoisesta etelään ulottuva, kokoelma suuria granitoidimassiiveja sekä niihin liittyviä mafisia intrusioita (Högdahl et al. 2004). Niiden iät vaihtelevat välillä 1,85–1,67 Ga, mutta kaikkien ikäryhmien kivillä on taipumusta monzogranitoidiseen, voimakkaan alkalipitoiseen litologiaan (Ahl et al. 1999). TIB-vyöhykkeen kivien tekstuuri on pääasiassa massiivista, raekoon vaihdellessa keskikarkeasta karkeaan (Högdahl et al. 2004).

Toisena voidaan käsitellä Idefjordenin terraania, joka on muodostunut, kuten kappaleessa 2.2.3 käy ilmi, mesoproterotsooisella ajalla. Se koostuu eri tavoin deformatuneista suprakrustisista ja intrusiivisista kivistä ja muodostaa noin 400 kilometriä pitkän ja 140 kilometriä leveän vyöhykkeen. (Åhäll & Connelly 2008). Idässä ajoitus menee 1,55–1,64 Ga päähän, mikä viitanee niiden kehittymiseen TIB-vyöhykkeen kivien jälkeen (Åhäll & Connelly 2008).

Kolmas merkittävä proterotsooinen geologinen alue Skandinaviassa on 1,6–0,8 Ga vanha Oslon rifti, joka sijaitsee svekonorjalaisen orogenian alueella (Sundvoll et al. 1990). Sen huomattavin osa on Oslon graben, jossa vanhan kallioperän päälle on kerrostunut kaksi sedimentääristen kivien muodostumaa, joista ensimmäinen koostuu

nuoremasta kambrikaudesta silurikaudelle ulottuneella ajanjaksolla – ennen riftiytymistä - kerrostuneista sedimenteistä, jotka ovat poimuttuneet Kaledonian orogeniassa, ja toinen nuoremman kivihilikauden matalan meren olosuhteissa kerrostuneista sedimenteistä, jotka peittävät ensiksi mainittua kerrostumaa 50–200 m paksuudelta (Sundvoll et al. 1990).

2.1.3 Fanerotsooiset muodostumat Fennoskandiassa

Vaikka Fennoskandia on kilpialuetta, on siellä myös fanerotsooisella kaudella kerrostuneita sedimenttikerrostumia. Suomesta voidaan nostaa esille Muhoksen muodostuma ja Satakunnan hiekkakivimuodostuma.

Muhoksen muodostuma sijaitsee Pohjois-Pohjanmaalla, ulottuen idässä Muhoksesta aina länteen Hailuodon saarelle saakka, ja se koostuu kiteisen kallioperän päällä makaavista sedimenttikivistä (Korhonen & Porkka 1975). Muodostuman paksuus vaihtelee muutamista kymmenistä senteistä jopa yhteen kilometriin (Korhonen & Porkka 1975). Sitä peittävät kvartaarikaudella muodostuneet irtoaineskerrostumat, kuten hiekka ja savi, joiden paksuus vaihtelee muutamista metreistä jopa 100 metriin ja tästä syystä muodostuman tarkkoja rajoja ei tunneta (Korhonen & Porkka 1975).

Satakunnan hiekkakivimuodostuma sijaitsee suuressa grabenissa, jonka vajoaminen on tapahtunut luultavasti hyvin pitkän ajan kuluessa (Amantov et al. 1996). Se kuuluu niin sanottuihin jotunisiin muodostumiin, joita esiintyy myös Pohjanlahden, Ahvenanmeren sekä Laatokan alueilla (Amantov et al. 1996). Hiekkakivimuodostuman ikä on rapakivigraniittien muodostumisen (n. 1,6 Ga) ja postjotunisten diabaasien muodostumisen (n. 1,260 Ga) välissä (Amantov et al. 1996). Sedimenttimuodostumien lisäksi jotunisten muodostumien kanssa samoilla alueilla esiintyy myös laajoja diabaasijuonia- ja sillejä (Amantov et al. 1996). Lisäksi tutkimuksissa on havaittu, että jotunisten sedimenttien muodostumisaltaat liittyvät spatiaalisesti myös nuorempiin, laajoihin rapakivibatoliitteihin. Pääsiirrokset, jotka määräävät altaan muodon, ovat muodostuneet samansuuntaisesti graniittivyöhykkeiden paljastumattomien rajojen mukaan (Amantov et al. 1996).

2.2 Fennoskandian kehityshistoria

2.2.1 Arkeinen aika

Fennoskandian arkeisiin kiviin on tallentunut historiaa melkein miljardin vuoden verran, alkaen noin 3.5 Ga sitten ja päättyen noin 2.6 Ga sitten. Useat samankaltaisuudet Pohjois-Amerikassa sijaitsevien Superiorin ja Hearnen sekä Karjalan kratonin välillä viittaavat siihen, että ne olivat osa samaa Superian supermannerta neoarkeisella ja paleoproterotsooisella kaudella (Bleeker & Ernst 2006) ja siksi Superiorin ja Hearnen alueilta tehtyjä tutkimuksia ja tulkintoja on voitu soveltaa myös Karjalan kratoniin.

Useiden Superia-supermantereessa kiinni olleen Superiorin kratonin kuoren arkkitehtuurin ja koostumuksen piirteitä on jo pitkään pidetty nykymuotoisen laattatektoniikan olemassaolon merkkeinä neoarkeisella kaudella (Card 1990). Superiorin kratonin tektonista kehitystä on tulkittu akkreetioon liittyviksi kasvuprosesseiksi, joihin liittyi useiden mikromannerlohkojen ja juveniilien vulkaanisten kaarten törmäyksiä (Percival et al. 2006). Akkreetioon liittyvää orogeniaa pidetään usein pääsyyntä mantereisen kuoren kasvulle ajan kuluessa (Brown 2009). Sitä voidaan ehkä soveltaa myös arkeisten graniitti-vihreäkivien syntyyn (Hölttä et al. 2012).

Karjalan provinssin perusrakenteen muodostumisen mekanismi on saattanut olla n. 2,83–2,75 Ga sitten tapahtunut terraanien törmäys, joka kulminoitui tätä seuranneeseen orogeniaan n. 2,73–2,67 Ga sitten (Hölttä et al. 2012). Orogeniaan liittyneet subduktiotapahtumat rikastivat litosfääriwaippaa sopeutumattomilla alkuaineilla (Hölttä et al. 2012). Noin 2,76 Ga sitten alkoi uuden vulkaanisen kaaren muodostuminen Länsi-Karjalan provinssin reunalla olleen subduktiovyöhykkeen päälle (Hölttä et al. 2012). Tätä seurasi ns. slab breakoff, eli subduktoituvan laatan reunan irtoaminen n. 2,72 Ga sitten, mikä johti rikastuneen vaippakiilan sulamiseen, jolloin muodostui runsaasti sanukitoideja sekä pieniä määriä TTG-kiviä (Lobach-Zhuchenko et al. 2008, Halla et al. 2009, Heilimo et al. 2010, 2011). Viimeisten juveniilien granitoidien intrudoitumisen jälkeen 2,70 Ga sitten kuori deformatui ja metamorfoitui (Hölttä et al. 2012).

2.2.2 Paleoproterotsooinen aika

Paleoproterotsooisen aikakauden Fennoskandiassa aloitti arkeisen Kenorlandian supermantereen hajoaminen, jonka ensimmäinen vaihe tapahtui noin 2,1 Ga sitten (Lahtinen et al. 2008). Tällöin muodostuivat Kuolan meri ja Svekofenninen meri, ja tähän liittyi merellisiin olosuhteisiin siirtyminen suurimmassa osassa mantereen reunalla olevia riftiytymisalueita (Lahtinen et al. 2008). Merenpohjan avautumiseen liittyi MORB:n kaltaisten tyynybasalttien purkauksia, ja paksujen turbidiittisten grauvakkojen kerrostumista mannerrinteisiin (Lahtinen et al. 2008). Fennoskandian geologisessa historiassa paleoproterotsooinen orogenia tapahtui suunnilleen vuosien 1,92 Ga – 1,77 Ga välillä (Lahtinen et al. 2023). Paleoproterotsooinen orogenia Fennoskandiassa on jaettu Svekofenniseen ja Lapin-Kuolan orogenioihin (Lahtinen et al. 2005).

Seuraavaksi käsitellään paleoproterotsooista orogeniaa Fennoskandiassa Lahtisen et al. (2023) luokittelemien tektonisten tapahtumien avulla. Lahtisen et al. (2023) mukaan Lapin-Kuolan orogeniasta on vähemmän rakennegeologista dataa kuin Svekofennisestä, joten siksi seuraavissa kappaleissa keskitytään Svekofenniseen orogeniaan.

Ensimmäinen tektoninen tapahtuma, D1, ajoittuu välille 1,92–1,90 Ga, jolloin Karjalan, sekä Norrbottenin ja Proto-Svekofennian sekä Kuolan ja Karjalan laatat törmäsivät toisiinsa. Kuolan ja Karjalan laattojen sekä Inarin magmaattisen kaaren törmäyksessä muodostui suuria nappeja Kuolan alueelle (Mudruk et al. 2022) sekä makaavia poimuja ja työntösiirroksia vulkaanisen takakaaren alueille. (Lahtinen et al. 2023) Vähiten tektonisille tapahtumille D1-D2 altistuneessa Karjalan osassa on useita paleoproterotsooisia altaita, joissa voidaan kuitenkin nähdä merkkejä D1- ja D2-deformaatioista: esimerkkinä luode-kaakko-suuntaiset poimut Pohjois-Äänisen altaassa (Lahtinen et al. 2023).

Toinen tektoninen tapahtuma, D2, ajoittuu välille 1,89–1,875 Ga, jolloin ns. Terra Incognita, eli tuntematon mannerlaatta sekä Fennoskandian ja Norrbottenin yhdessä muodostama laatta, törmäsivät toisiinsa (Lahtinen et al. 2023). D2 on pääasiallinen deformaatiota ja kuoren paksuuntumista aiheuttanut tapahtuma Fennoskandian

keskiosissa (Lahtinen et al. 2023). Suljetun Jormua-Outokumpu-marginaalialtaan päälle tapahtunut kuoren pinoutuminen paksunsi arkeis-paleoproterotsooista kuorta (Lahtinen et al. 2023). Pääsääntöisesti deformatuminen pohjoisessa Fennoskandiassa rajoittui itä-länsi-suuntaisen aulakogeenin (Keski-Lapin granitoidikompleksi) ja sen eteläreunan inversioon (Lahtinen et al. 2023).

Toisen tektonisen tapahtuman jälkeen alkoi ns. Pohjanlahden (Bothnian) ja Saimaan orokliinien muodostuminen välillä 1,875–1,865 Ga (Lahtinen et al. 2023). Tämä johtui lineaarisen, kuumen orogeniavyöhykkeen reunojen suuntaisesta lyhenemisestä (Lahtinen et al. 2023). Poimuja, joilla on koillinen-lounas-suuntaisia akselitasoja, on löydetty Länsi-Karjalasta (Sorjonen-Ward 2006). Poimutuskuviot, jotka vaihtelevat avoimista suljettuihin ja joihin ei vaikuttaisi liittyvän työntöä, viittaavat siihen, että tapahtumaan liittynyt Karjalan laatan lyheneminen rajoittui koillinen-lounas-kaateisten heikkousvyöhykkeiden inversioon (Lahtinen et al. 2023). Arkeisella Karjalan laatalle tapahtui siirrostumista ja hierontaa (Lahtinen et al. 2023).

Kolmas tektoninen tapahtuma, D3, tapahtui välillä 1,865–1,85 Ga ja se liittyy silloisen Fennoskandian kilven lounaisosassa (nykyinen Lounais-Suomi ja Keski-Ruotsi) tapahtuneeseen törmäykseen (Lahtinen et al. 2023). Tämä deformaatiotapahtuma yhdistetään aikaisempien kehitysvaiheiden peittymiseen arkeisen ja proterotsooisen vyöhykkeen raja-alueella sekä Etelä- ja Pohjois-Suomessa (Lahtinen et al. 2023).

Neljäs tektoninen tapahtuma, D4, ajoittuu välille 1,84–1,80 Ga ja se muodosti rakenteita, jotka ovat erilaisia Fennoskandian länsi- ja itäosassa (Lahtinen et al. 2023). Idässä D4 aiheutti luode-kaakko-suuntaista kuoren lyhenemistä johtuen törmäyksen kaukovaikutuksista, siinä missä pohjois-etelä- ja koillinen-lounas-suuntainen lyheneminen lännessä aiheutui suoraan lounaassa tapahtuneesta törmäyksestä (Lahtinen et al. 2023). Etelä-Suomessa mantereen sisäistä riftiytymistä seurasi inversio n. 1,825 Ga (Nironen & Mänttari 2012). Fennoskandian itäosassa D4 vaikuttaa olleen pitkäkestoinen ja useista vaiheista koostunut (Levin et al. 2005). Lännessä D4 aiheutti taipuilua sekä orokliinista venymistä ja poimuttumista pääsääntöisesti jyrkin kaatein (Lahtinen et al. 2023).

Viides tektoninen tapahtuma, D5, osuu välille 1,80–1,76 Ga. Se aiheutti itä-länsi-suuntaista kuoren lyhenemistä ja liittyy törmäyksen kaukovaikutuksiin (Lahtinen et al. 2023). Se aiheutti merkittävää uudelleenmuokkausta Keski-Lapin granitoidikompleksissa ja siihen liittyy 1,80–1,79 Ga tapahtunutta voimakasta, bimodaalista magmatismia (Lahtinen et al. 2023). Etelä-Suomessa, koillinen-lounas-suuntaisella vyöhykkeellä siihen liittyvät korkeintaan 1,86 Ga vanhat metasedimenttikivet sekä 1,85–1,79 Ga vanhat leukograniiitit ja migmatiitit (Lahtinen et al. 2023). On luultavaa, että oletetulta törmäysvyöhykkeeltä päin tarkasteltuna kaukana idässä tapahtunut duktiili deformaatio rajoittui n. 1,8 Ga tienoilla vaikuttaneeseen magmatismiin ja sitä kautta edelleen kuumaan kuoreen (Lahtinen et al. 2023).

Svekofennisen orogeenian viimeinen tektoninen vaihe, D6, tapahtui välillä 1,75–1,70 Ga. Sen aikana Svekofenninen orogenia oli jo hiipumassa, mutta sen voidaan katsoa olleen paikallisesti vaikuttava tapahtuma, joka aiheutti luode-kaakko-suuntaista kuoren lyhenemistä sekä orogeenian suuntaista strike-slip-siirrostumista (Lahtinen et al. 2023).

2.2.3 Mesoproterotsooinen aika

Geologisessa mielessä mesoproterotsooinen aika vallitsi Fennoskandiassa 1,65–0,90 Ga välisenä aikana. Seuraavissa kappaleissa kuvataan vaiheittain tänä aikana Fennoskandiassa olleita geologisia tapahtumia.

Mesoproterotsooisen ajan ensimmäinen geologinen tapahtuma Fennoskandiassa, oli välillä 1,65–1,50 Ga tapahtunut rapakivimagmatismi (Bingen et al. 2008). Rapakivi tarkoittaa graniittia, jolla on tekstuuri, johon kuuluvat alkalimaasälpäfenokrystit (Bingen et al. 2008). Rapakivet ovat tyypillisiä lukuisissa lähellä pintaa olevissa, suuntautumattomissa, pääsääntöisesti felsisissä batoliiteissa, joita on intrudoitunut keskiseen Fennoskandiaan (Bingen et al. 2008). Rapakivimagmatismi osuu ajallisesti päällekkäin doleriittijuonien intrudoitumisen Ruotsissa ja Suomessa kanssa sekä suuren, Puolassa sijaitsevan 1,53–1,50 Ga ikäisen Mazuryn anortosiittikompleksin muodostumisen kanssa (Bingen et al. 2008). Rapakivigraniitit ja siihen liittyvä

magmatismi viittaavat mantereen sisäiseen ekstensionaaliseen ympäristöön (Bingen et al. 2008).

Seuraava vaihe on 1,64–1,52 Ga välillä tapahtunut, ns. Gothian-orogenia, jolle ei ole luontevaa suomennosta (Bingen et al. 2008). Norjassa sijaitsevat Idefjordenin, Bamblen ja Kongsbergin terraanit (Bingen et al. 2008). Ensimmäisenä mainittu sekä osittain myös Bamblen ja Kongsbergin terraanit, koostuvat 1,64–1,52 Ga ikäisistä plutonisista, vulkaanisista sekä sedimentäärisistä kivistä (Bingen et al. 2008). Alueen magmaattiset kivet ovat geokemiallisesti juveniileja ja kalkkialkalisia, mikä on tyypillistä aktiivisen mannerreunan muodostumisympäristölle (Bingen et al. 2008). Gothian-tapahtuma liittyy 1,64–1,52 Ga aikana tapahtuneeseen geologiseen kehitykseen Idefjordenin terraanissa ja sitä voidaan pitää akkreetiotapahtumana (Bingen et al. 2008). Idefjordenin terraanissa paljastuneet litologiat voidaan tulkita yksittäisen, progressiivisesti kypsyvän vulkaanisen kaaren (Andersen et al. 2004) tai useamman, muodostumisensa jälkeen nopeasti toisiinsa akkreetioituneiden vulkaanisten kaarten kontekstissa (Bingen et al. 2008). Svekonorjalainen orogenia on kuitenkin peittänyt aikaisempien kehitysvaiheiden jälkiä voimakkaasti, jonka takia Gothian-tapahtuman jälkiä on vaikea seurata suuressa mittakaavassa (Bingen et al. 2008).

Kolmatta, 1,52–1,48 Ga välille sijoittuvaa tapahtumaa kutsutaan Telemarkin akkreetioksi (Bingen et al. 2008). Telemark on lounaisin Svekonorjalainen terraani, joka voidaan jakaa vielä neljään alayksikköön (Bingen et al. 2008). Näillä alayksiköillä on omat, erilaiset litologiansa ja metamorfiset jälkensä, mutta niitä yhdistää voimakas, 1,52–1,48 Ga tapahtunut magmatismi (Bingen et al. 2008). Tämän aikakauden magmaattisten seurueiden geokemia on huonosti luonnehdittavaa, paitsi Rjukanin ryhmän bimodaalisten vulkaniittien, jotka osoittavat mantereiseen rifytymiseen liittyviä geokemiallisia merkkejä (Bingen et al. 2008). Magmaattisten kivien päällä on kvartsiitteja, joissa on huomattavasti paleoproterotsooista ja arkeeista klastista materiaalia (Bingen et al. 2008). Tämä viittaa Bingenin et al. (2008) mukaan kehittyneen mantereen läheisyyteen. Telemarkin terraanin muodostuminen on parhaiten yhdistettävissä mantereisen kaaren ympäristöön (Bingen et al. 2008).

Neljäntenä, 1,47–1,42 Ga välillä tapahtuneita geologisia tapahtumia kutsutaan Bingenin et al. (2008) tutkimuksessa Hallandin orogeniaksi ja danopoloniseksi orogeniaksi. Keskisessä Fennoskandiassa rapakivi-intruusioita peittää jopa 800 metriä paksu, ns. jotuninen hiekkakivikerros (Bingen et al. 2008). Niitä on säilynyt deformatiivisissa altaissa ja niiden väleihin on kerrostunut tholeiittista basalttia, jonka geokemia on tyypillistä rifti- tai mantereisille laakiobasalteille (Bingen et al. 2008). Jotkin 1,46 Ga ikäiset doleriitit saattavat olla vanhoja basalttien syöttökanavia (Bingen et al. 2008). Toisin kuin keskisessä Fennoskandiassa, jossa on vallinnut ekstensionaalinen tilanne, on Fennoskandian lounaisrajalla vallinnut tilavuudellisesti rajoittunut, mutta laaja-alainen graniittimagmatismi välillä 1,46–1,44 Ga sekä tapahtunut orogeeninen tapahtuma, eli Hallandin ja danopoloninen orogenia (Bingen et al. 2008). Hallandin orogenia rajoittui Svekonorjalaisen vyöhykkeen itäsegmenttiin ja sitä luonnehtii 1,46–1,42 Ga ikäinen amfiboliittifasieksen metamorfoosi, johon liittyi paikallista migmatiittiytymistä ja gneissimäisen tekstuurin muodostumista (Bingen et al. 2008). Danopoloninen orogenia rajoittuu svekonorjalaisen vyöhykkeen ulkopuolelle (Bingen et al. 2008). Näiden kahden orogenian välisen suhteen ja niiden merkityksen ymmärtäminen suuren mittakaavan orogeenisenä tapahtumana on Bingenin et al. (2008) mukaan vaikeaa. Se voi liittyä törmäykseen, joka vaikutti Fennoskandian etelä- ja lounaisreunusalueisiin tai aktiivisen reunuksen ympäristön subduktiogeometrian muutokseen (Bingen et al. 2008).

Alloktoonisissa Svekonorjalaisissa terraaneissa luonnehtii voimakas, esisvekonorjalainen 1,34–1,14 Ga välinen bimodaalinen magmatismi ja niihin on vaihtelevasti kerrostunut väliin klastisia sedimenttejä, joissa näkyy nopeaa sivuttaissuuntaista variaatiota ja paikallisia epäjatkuvuuskohtia (Bingen et al. 2008). Bamblen terraanissa sijaitsee 1,20–1,18 Ga ikäinen Tromöyn gabro-tonaliitti-kompleksi (Bingen et al. 2008). Svekonorjalaisissa terraaneissa vallinnut tektoninen tilanne ennen Svekonorjalaista orogeniaa on Bingenin et al. (2008) mukaan epäselvä. Tholeiittista Tromöyn kompleksia pidetään sellaisen epäkypsän saarikaaren, joka on akkretioitunut Svekonorjalaisen orogenian alkuvaiheessa, jäänteinä (Bingen et al. 2008). Sedimenttäärisiin altaisiin yhdistettyjä bimodaalisia magmaattisia seurueita voidaan tulkita mantereisen kaaren, mantereisen kaaren taka-alueen tai ns. Basin and Range -ympäristössä vallinneen ekstensionaalisen tai transtensionaalisen tilan kontekstissa

(Bingen et al. 2008). Voimakkaita horisontaalisiirroksia tapahtui luultavasti sekä ennen Svekonorjalaista orogeniaa että myös sen aikana (Bingen et al. 2008).

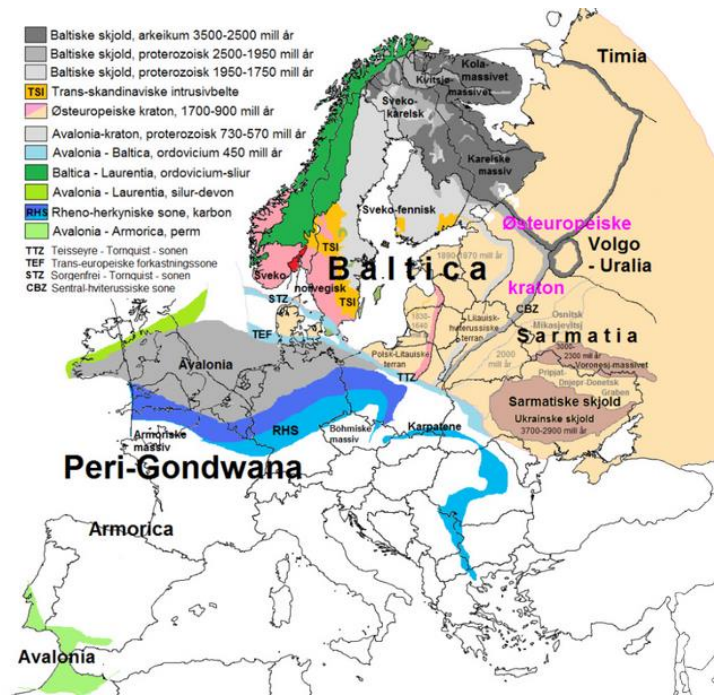
Viimeistä vaihetta, joka osui välille 1,14–0,90 Ga, kutsutaan Svekonorjalaiseksi orogeniaksi (Bingen et al. 2008). Se on tulkittu monivaiheiseksi terraaniin liittymiseksi Fennoskandian reuna-alueella 1,14–0,97 Ga välisenä aikana johtuen manner-manner-törmäyksestä (Bingen et al. 2008). Törmäystä seurasi jännityksen vapautuminen 0,96–0,90 Ga välisenä aikana (Bingen et al. 2008). Syn- ja postorogeenisen magmatismien määrä lisääntyy huomattavasti länteen päin siirryttäessä (Bingen et al. 2008). Bamblen ja Kongsbergin terraaneissa tavataan varhaisvekonorjalaista 1,14–1,08 Ga ikäistä amfiboliittifasieksista granuliittifasieksien ulottuvaa metamorfoosia (Bingen et al. 2008). Nämä terraanit muodostavat kaksi tektonista kiilaa Idefjordenin ja Telemarkin terraaniin väliin (Bingen et al. 2008). 1,14–1,08 Ga välinen metamorfoosi on voinut tallentaa varhaisvekonorjalaisen Idefjordenin ja Telemarkin terraaniin välisen törmäyksen, johon on voinut liittyä myös Tromöyn kaaren akkreetio (Bingen et al. 2008). 1,05 Ga aikana kuoren paksuuntumista ja metamorfoosia tapahtui Idefjordin ja Telemarkin terraaneissa (Bingen et al. 2008). Telemarkin terraania luonnehtii 1,05–1,02 Ga välillä vihreäkivifasieksista amfiboliittifasieksien olosuhteisiin asti ulottunut metamorfoosi (Bingen et al. 2008). 1,05 Ga tapahtunutta synkollisionaalista kuoren sulamista seurasi alueellista metamorfoosia 1,03–0,97 Ga välisenä aikana (Bingen et al. 2008). 0,98 Ga aikana orogenia eteni kohti itää, jolloin sen vaikutusalueeseen kuului jo Svekonorjalaisen vyöhykkeen itäsegmentti (Bingen et al. 2008). 0,97 Ga jälkeen svekonorjalainen vyöhyke alkoi romahtaa, luultavasti valtaosaltaan ekstensionaalisessa tilanteessa (Bingen et al. 2008). 0,98–0,95 Ga välisenä aikana Blekinge-Dalarna-doleriitit intrudoituivat vyöhykkeen etumaastoon (Bingen et al. 2008). Telemarkin terraanissa 0,97–0,95 Ga välisenä aikana tapahtunut törmäyksen jälkeinen magmatismi liittyy alueelliseen dekompressioon (Bingen et al. 2008). Viimeiseen voimakkaaseen vulkaaniseen tapahtumaan, 0,93–0,92 välisenä aikana, liittyy Rogalandin anortosiittikompleksin muodostuminen (Bingen et al. 2008).

3 Volgo-Uralia

3.1 Volgo-Uralian litologia

Volgo-Uralia on hyvin paksun fanerotsooisen sedimenttikerrostuman peittämä, minkä vuoksi alueen kallioperän tutkiminen on ollut hyvin haasteellista eikä tarkkaa käsitystä litologiasta ole vieläkään saatu. Kallioperän fragmentteja on kuitenkin paljastuneessa yksittäisissä paikoissa, kuten Uralin pääsiirroksen alueella, Taratashin granuliittikompleksissa ja niin edelleen (Mints et al. 2015).

Suurin osa Volgo-Uralian peruskalliosta koostuu granuliitti-gneissi-komplekseista (Mints et al. 2015). Kyseessä on geologisesti hyvin uniikki alue ja siksi vakiintunutta terminologiaa sen litologialle ei ole (Mints et al. 2015). Volgo-Uralian pääasiallisia tektonisia yksiköitä ovat ns. ovoidit, jotka Mints et al. (2015) määrittelevät seuraavasti: 1. koostuu granuliittikomplekseista; 2. on maljan muotoinen kuoren lohko, joka on paljastumatasolla pyöreä tai ovaali, 300–600 km läpimitaltaan ja 3. ovoidien tektoniset rajat ovat reverssi- tai työntösiirrosten kartiopintoja, joita pitkin ovoidi työntyy ympäröivien kivien yli. Lisäksi niissä voi olla myös mafis-ultramafisia ja gabro-anortosiitti-intruusioita (Mints et al. 2015).



Kuva 3. Volgo-Uralian ja Sarmatian sijainti. Kuvaan on merkitty myös hypoteettisen Peri-Gondwanan terraanin ja Baltican muinaismantereen, johon Itä-Euroopan kratoni kuului, sijainnit. (Lähde: Wikimedia Commons)

3.2 Volgo-Uralian kehityshistoria

Volgo-Uralia on Itä-Euroopan kratonin yksi kolmesta pääalueesta ja sen peruskallio on peittynyt käytännössä kokonaan nuorempien, jopa 20 kilometriä paksujen, sedimenttikivikerrostumien alle (Bogdanova et al. 2007). Alueen kiteisestä kallioperästä on kuitenkin saatu tietoja syvien porausreikien ja seismisten tutkimusten avulla (Bogdanova et al. 2007).

Volgo-Uralian kuori koostuu pääasiassa arkeisesta materiaalista (Bogdanova et al. 2007). Rb-Sr-, Sm-Nd-, TIMS- ja SHRIMP U-Pb-zirkoni-ajoitusmenetelmät viittaavat Bogdanovan et al. (2007) mukaan kaikki siihen, että kuorenmuodostusprosessit alkoivat yli 3.3 Ga sitten ja niihin sisältyi isoja törmäystapahtumia, noin 2,7 Ga, 2,1–2,0 Ga ja 1,9–1,8 Ga tienoilla. Vanhimmat kivet vaikuttavat muodostavan erillisiä ”mosaiikki”-tyypin rakennepiirteiden alueita, joissa laaja-alaiset granitoidit muodostavat doomeja (Bogdanova et al. 2007). SHRIMP-tutkimuksessa dioriittisten ja tonaliittisten gneissien zirkoneista saadut iät ovat välillä 3,5–3,3 Ga (Bogdanova et al. 2007). Nuoremmat arkeiset metasedimentääriset ja metavulkaaniset kompleksit, joiden iät vaihtelevat välillä 3,0–2,6 Ga, muodostavat erillisiä vyöhykkeitä ja niihin on

tallentunut selviä fold and thrust -tyypin rakenteita (Bogdanova et al. 2007). Luultavasti niitä aiheuttanut deformaatio tapahtui kuitenkin paleoproterotsooisella ajalla, välillä 2,1–2,0 Ga, kun Volgo-Uralia törmäsi Sarmatiaan (Bogdanova et al. 2007). Tuolloin sekä arkeinen kuori että paleoproterotsooiset esiintymät kummallakin alueella kokivat laaja-alaista granitoidista magmatismia (Bogdanova et al. 2007). Viimeinen deformaation ja Volgo-Uralian kuorenmuokkauksen vaihe tapahtui paleoproterotsooisella ajalla n. 1.8 Ga (Bogdanova et al. 2007).

4 Sarmatia

Suurin osa Itä-Euroopan kratonin eteläisimmästä osasta on Sarmatiaa. Kaksi sen tutkituinta aluetta ovat Ukrainan kilpi ja idempänä oleva Voronezhin massiivi, koska peruskallio on paljastunut niiden alueilla. Niitä erottaa toisistaan paleotsooinen Dneprin-Donetsin aulakogeeni (DDA) (Schipansky & Bogdanova 1996).

4.1 Sarmatian litologia

4.1.1 Ukrainan kilven litologia

Kuten jo aikaisemmassa pääluvussa mainittiin, Ukrainan kilven vanhimmat kivet sijaitsevat Azovin ja Podolian alueilla. Azovin alueen kivet ovat vanhimmillaan 3,65–3,60 Ga vanhoja ja ne ovat pääasiassa tonaliitteja (Claesson et al. 2006). Azovin alueen kivet osoittavat merkkejä korkean asteen metamorfoosista 2,8 Ga ja 2,0 Ga sitten. (Bibikova & Williams 1990). Lisäksi alueella on vihreäkivivyöhykkeitä, joista on kuvattu metasedimenttejä, -basaltteja sekä -komatiitteja (Artemenko 1995).

Podolian alueen kivet ovat pääasiassa korkean metamorfoosiasteen arkeoisia ja paleoproterotsooisia syväkiviä (Claesson et al. 2006). Vanhimmat kivet ovat noin 3,65 Ga vanhoja ja ne ovat pääasiassa granuliittifasioksen granitoideja (Claesson et al. 2006). Paleoproterotsooisen kauden uudelleenmuokkauksen aikana juveniilia vaippaperäistä materiaalia pääsi tunkeutumaan alueen mannerkuoreen (Claesson et al. 2006).

Keski-Dneprin alue on tyypillinen graniitti-vihreäkivi-terraani, jonka alueella vihreäkivet esiintyvät kapeina nauhoina (Claesson et al. 2006). Alueen vanhimmat kivet ovat 3,1–3,0 Ga ikäisiä TTG-gneissejä ja granitoideja (Claesson et al. 2006). Alueen aikaisempaa geologista historiaa on osittain peittynyt proterotsooisen uudelleenmuokkauksen takia, vanhimpien post-tektonisten granitoidien ollessa 2,975 Ga vanhoja (Claesson et al. 2006).

Kirovogradin eli Ingulin alue koostuu lähinnä paleoproterotsooisista (Claesson et al. 2006). Suprakrustisiin kiviin kuuluu metasedimenttäärisiä kiviä, kuten

flyssimetasedimenttejä ja metavulkaniitteja, alueen rajalla esiintyy myös rautaisia rautamuodostumia (BIF) (Claesson et al. 2006).

Ros-Tikichin alueen eteläosa on pääasiassa arkeista, jossa kivet ovat noin 3,3–3,2 Ga vanhoja (Claesson et al. 2006). Pohjoinen osa on paleoproterotsooista alkuperää (Claesson et al. 2006). Alueella on amfiboliitteja, amfiboli- ja granaattipitoisia gneissejä, migmatiitteja sekä granitoideja (Claesson et al. 2006).

4.1.2 Voronezhin massiivin litologia

Voronezhin massiiviin kuuluvalla Kurskin lohkolla on kaksi pääaluetta: Kurskin-Besedinon granuliitti-gneissi-alue (KBd) ja Mihailovskin graniitti-vihreäkivialue (Mgga) (Savko et al. 2021). Ensin mainittu koostuu pääasiassa ortogneisseistä ja migmatiiteista (Savko et al. 2021). Siellä on metasedimenttäärisiä kerrostumissarjoja, mukaan lukien raitaisia rautamuodostumia (BIF) ja metabasiitteja (Savko et al. 2021). Alueen litologia osoittaa metamorfoosiasteen kulminoituneen granuliittifasieksessa n. 2,82 Ga (Savko et al. 2010). Ortogneisseistä Nd-mallinnusten mukaan on saatu ikähaarukaksi 3,49–3,64 Ga (Shchipansky et al. 2007).

Mihailovskin alue koostuu TTG-kivistä, joita leikkaavat pienet silmukanmuotoiset vihreäkivivyöhykkeet (Savko et al. 2021). Vihreäkivivyöhykkeet koostuvat mafisista metavulkaniiteista, -komatiiteista, -sedimenteistä ja BIF-muodostumista (Savko et al. 2021). Alueen metamorfoosi ei ole kulminoitunut amfiboliittifasiesta korkeammalla (Savko et al. 2004). Jälkiä paleoarkeisesta geologisesta historiasta ei ole alueella havaittu (Savko et al. 2019). TTG-kivien ja silikapitoisten vulkaniittien i'iksi on saatu korkeintaan 3,12 Ga (Savko et al. 2021).

4.2 Sarmatian kehityshistoria

4.2.1 Ukrainan kilpi

Ukrainan kilven alueelta tunnetaan varhaisarkeisia kiviä Dniestrin-Bugin (Podolian)- ja Azovin alueilta (Claesson et al. 2015).

Podolian alue koostuu korkean metamorfoosiasteen arkeisista kivistä ja paleoproterotsooisista syvä- ja puolipinnallisista kivistä (Claesson et al. 2015).

Vanhimmat paleoarkeiset kivet on löydetty Etelä-Bug-joen rantatörmien kalliopaljastumista ja läheisiltä louhoksilta (Claesson et al. 2015). Tämän alueen kuori on voimakkaasti deformoitunutta ja pääasiassa käynyt metamorfoitumassa granuliittifasieksessa. Se jaetaan vanhempaan Dniestrin-Bugin-sarjaan ja nuorempaan Bugin sarjaan, joka on tulkittu myöhäisarkeiseksi (Yesypchuk et al. 2003). Dniestrin-Bugin-sarjan pääkomponentteja ovat enderbiittiset gneissit, eli enderbiitit (Claesson et al. 2015). Bugin sarja jaetaan kahteen seurueeseen, vanhempaan Kosharo-Oleksandrivkan seurueeseen, johon kuuluu kvartsiitteja, korkean Al-pitoisuuden gneissejä sekä liuskeita ja nuorempaan Khashuvato-Zavallyan seurueeseen, johon kuuluu karbonaatteja ja näihin liittyviä erityyppisiä gneissejä (Claesson et al. 2015).

Azovin alue koostuu lähinnä arkeisista ja paleoproterotsooisista sekä voimakkaasti metamorfoituneista puolipinnallisista kivistä ja granitoideista (Claesson et al. 2015). Azovin alueen lounaisosassa on Sorokin vihreäkivivyöhyke (Bobrov et al. 2000).

Claessonin et al. (2015) tutkimuksen mukaan Podolian ja Azovin alueet ovat kehittyneet itsenäisesti ennen Ukrainan kilven osien yhdistymistä. Azovin alueen metasedimenttien geokemia osoittaa, että niiden lähtömateriaali koostui pääasiassa TTG-sarjan kivistä sekä niiden vulkaanisista vastineista sekä jossain määrin myös mafis-ultramafisista kivistä (Bibikova et al. 2010).

4.2.2 Voronezhin massiivi

Voronezhin massiivin peruskallio on peittyneenä paksuudeltaan kymmenistä tuhansiin metreihin ulottuvien fanerotsooisten muodostumien alle. Voronezhin massiivin arkeiset kivet sijaitsevat ns. Kurskin lohkossa. Suurin osa tämän lohkon arkeisesta kuoresta sijaitsee kahdessa terraanissa: Kurskin-Besedinon granuliitti-gneissi-alueella (KBd) ja Mihailovskin graniitti-vihreäkivi-alueella (Mgga) (Savko et al. 2021). Paleoarkeiset TTG-protoliitit Mbd:n alueella muodostuivat kahdessa päätapahtumassa: juveniilin, mafisen lähtöaineksen sulamisessa n. 3,55 Ga ja kuoren olosuhteissa tapahtuneessa sulamisessa n. 3,40 Ga (Savko et al. 2021). KBd:n felsisen kuoren muodostumisen alku osuu ajallisesti yhteen sellaisten paleoarkeisten graniitti-vihreäkivi-alueiden, kuten Itä-Pilbaran ja Barbertonin, magmatismien alkuvaiheiden kanssa, mikä voi viitata siihen, että KBd on ollut osana näitä muinaisia kuoren osia

(Savko et al. 2021). Vihreäkivivyöhykkeiden alaosissa sijaitsevien paksujen basaltti- ja komatiittiyksiköiden – joita on säilynyt hajanaisesti Mgga:n alueen TTG-kivissä – muodostuminen on voinut tapahtua simaattisessa ympäristössä, kuten syvänmeren tasangolla pluumin nousun aikana (Savko et al. 2021). 2,8–2,6 Ga välisenä aikana Kbd ja Mgga olivat mantereisen kuoren osia ja ne altistuivat mantereiselle riftityymiselle 2,8–2,7 Ga välisenä aikana (Savko et al. 2021). Tähän liittyi myös mafista vulkanismia. 2,61 Ga osissa KBd:tä tapahtui laatan sisäistä magmatismia, joka tuotti ryoliitteja ja graniitteja (Savko et al. 2021). 2,60–2,45 Ga välisenä aikana Kurskin lohko oli stabiili platformialue (Savko et al. 2021). Tällöin klastisten sedimenttien, karbonatiittien ja BIF:n kerrostumista tapahtui merellisissä altaissa passiivisen mannerreunuksen alueella (Savko et al. 2021). 2,20–2,06 Ga välisenä aikana Kurskin lohkon paleoproterotsooinen platformialue joutui intensiivisten endogeenisten prosessien kohteeksi, joihin kuului magmatismia, riftityymistä, poimutusta ja metamorfoosia. Nämä tapahtumat aiheuttivat paleoproterotsooinen Volga-Donin orogenia (Savko et al. 2021).

5 Yhteenveto Itä-Euroopan kratonin geologiasta

Arkeoisella kaudella Fennoskandian arkeoiset kratonit luultavasti kuuluivat Superianimiseen supermantereeseen. Kratonien perusrakenteen muodostumisen mekanismi saattoi olla terraanien törmäys toisiinsa noin 2,83–2,75 Ga sitten ja niitä seurannut orogenia noin 2,73–2,67 Ga sitten. Prosessissa muodostui granitoideja, joista merkittävimpiä ovat TTG-kivet ja sanukitoidit.

Proterotsooinen kausi alkoi Fennoskandiassa arkeoisin muinaismantereen repeytymisellä, jolloin muodostuivat karjalaiset liuskeet. Tätä seurasi varhaisproterotsooinen kauden monivaiheinen orogenia, jota kutsutaan Svekofenniseksi ja jonka aikaan muodostunutta kuorta on nykyään Suomen ja Ruotsin alueilla. Se sai aikaan granitoidialueita ja liuskevyöhykkeitä sekä useita deformaatiopiirteitä. Lisäksi se muokkasi jo aiemmin muodostunutta kuoren materiaalia metamorfoimalla ja deformaamalla sitä. Mesoproterotsooinen kausi alkoi rapakivimagmatismilla nykyisen Etelä-Suomen alueella, ja tätä seurasi useita alueellisia orogenioita nykyisen Skandinavian alueella, jotka synnyttivät sinne erilaisia syväkivialueita.

Fanerotsooisella kaudella eri puolille Fennoskandiaa kerrostui vähäisissä määrin vaihtelevan kokoisia sedimenttimuodostumia. Suomen alueella kaksi merkittävimpiä niistä ovat Satakunnan hiekkakivimuodostuma ja Muhoksen muodostuma, joka ulottuu Muhokselta Hailuotoon. Satakunnan hiekkakivimuodostuman erikoispiirteensä on esiintyminen yhdessä rapakivibatoliittien kanssa, koska se on kerrostunut niiden rajaamiin vajoamiin.

Volgo-Uralian kallioperän geologiaa tunnetaan huonosti, koska se on hyvin paksujen sedimenttikerrostumien alla. Suurin osa siitä koostuu granuliitti-gneissikomplekseista ja sen erityispiirteensä ovat ovoidit, jotka ovat maljan muotoisia kuoren lohkoja, jotka paljastumatasolla ovat pyöreitä. Kuoren ikä on pääasiassa arkeoisista.

Sarmatian alue kattaa suurimman osan Ukrainasta ja osan Etelä-Venäjältä. Sen kaksi merkittävimpiä paljastuma-alueita ovat Ukrainan kilpi ja Voronezhin massiivi. Ukrainan kilpi on pääasiassa arkeoisista aluetta ja tutkimukset viittaavat sen kahden pääalueen

kehittyneen itsenäisesti ennen yhdistymistään. Kilven alueella on myös varhaisproterotsooisia kiviä. Litologiaan kuuluvat erilaiset gneissit, granitoidit ja kvartsiitit. Voronezhin massiivinkin kuori on arkeista. Sen litologiaan kuuluvat vihreäkivivyöhykkeet ja granuliitti-gneissikompleksit.

Kiitokset

Kiitän ohjaajaani Teemu Vehkamäkeä hänen arvokkaista kommentteistaan koskien tutkielman rakennetta ja sisältöä.

Lähteet

- Ahl, M., Sundblad, K. & Schöberg, H. (1999). Geology, geochemistry, age and geotectonic evolution of the Dala granitoids, central Sweden. *Precambrian Research* 95: 1-2, 147–166.
- Amantov, A., Laitakari, I. & Poroshin, Y. (1996). Jotnian and Postjotnian: sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper 21*, 99–113.
- Andersen, T., Griffin, W. L., Jackson, S. E., Knudsen, T. L. & Pearson, N. J. (2004). Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos* 73: 3-4, 289–318.
- Artemenko, G. V. (1995). Geological correlation of volcanism and granitoid magmatism of the southeastern Ukrainian Shield and the Kursk magnetic anomaly. *Geokhimiya i Rudoobrazovanie (Geochemistry and Ore Formation)*, 21, 129–142.
- Bibikova, E. V. & Williams, I. S. (1990). Ion microprobe U-Th-Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR. *Precambrian Research* 48: 3, 203–221.
- Bibikova, E. V., Claesson, S., Fedotova, A. A., Artemenko, G. V. & Il'Inskii, L. (2010). Terrigenous zircon of archean greenstone belts as a source of information on the early earth's crust: Azov and Dnieper domains, Ukrainian shield. *Geochemistry International* 48, 845–861.
- Bingen, B., Andersson, J., Söderlund, U. & Möller, C. (2008). The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes Journal of International Geoscience* 31: 1, 29–34.
- Bleeker, W. & Ernst, R. (2006). Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga. *Teoksessa Hanski, E., Mertanen, S., Rämö, T. & Vuollo J. (toim.): Dyke*

swarms—time markers of crustal evolution, 3–26. A. A. Balkema Publishers, Rotterdam.

Bobrov, O. B., Sivoronov, A. O. & Gurs'kii, D. S. (2000). *Geology and Gold Potential of the Soroki Greenstone Structure, Western Azov Region*. Art-Press, Dnepropetrovsk. 148 s.

Bogdanova, S. V., Bibikova, E., De Waele, B. & Postnikov, A. (2007). Volgo-Uralia: a large piece of the global Archaean framework. *Geophysical Research Abstracts* 9, 05510.

Brown, M. (2007). Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. *International Geology Review* 49, 3, 193–234.

Card, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian research* 48, 1-2, 99–156.

Claesson, S., Bibikova, E., Bogdanova, S. & Skobelev, V. (2006). Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian shield, East European Craton. *Geological Society of London, Memoirs* 32: 1, 645–654.

Claesson, S., Bibikova, E., Shumlyanskyy, L., Dhuime, B. & Hawkesworth, C. J. (2015). The oldest crust in the Ukrainian Shield—Neoarchean U–Pb ages and Hf–Nd constraints from enderbites and metasediments. *Geological Society of London, Special Publications* 389, 227–259.

Hakkarainen, G. (1994). Geology and geochemistry of the Hämeenlinna-Somero volcanic belt, southwestern Finland: a Paleoproterozoic island arc. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper* 19, 85–100.

Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E. & Hölttä, P. (2009). Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 174, 1-2, 155–162.

- Hanski, E. & Huhma, H. (2005). Central Lapland greenstone belt. *Developments in Precambrian Geology* 14, 139–193
- Hector, S., Patten, C. G., Kolb, J., de Araujo Silva, A., Walter, B. F. & Molnár, F. (2023). Orogenic Au deposits with atypical metal association (Cu, Co, Ni): Insights from the Pohjanmaa Belt, western Finland. *Ore Geology Reviews* 154, 105326.
- Heilimo, E., Halla, J. & Hölttä, P. (2010). Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115: 1-4, 27–39.
- Heilimo, E., Halla, J. & Huhma, H. (2011). Single-grain zircon U–Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos* 121: 1-4, 87–99.
- Högdahl, K., Andersson, U. B. & Eklund, O. (2004). The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper 37*, 125 s.
- Hölttä, P., Balagansky, V., Garde A. A., Mertanen, S., Peltonen, P., Slabunov, A., Sorjonen-Ward, P. & Whitehouse, M. (2008). Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes* 31: 1, 1–7.
- Hölttä, P., Heilimo, E., Huhma, H., Kontinen, A., Mertanen, S., Mikkola, P., Paavola, J., Peltonen, P., Semprich, J., Slabunov, A. & Sorjonen-Ward, P. (2012). The Archean of the Karelia Province in Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper 54*, 21–73.
- Kilpeläinen, T., Korikovsky, S., Korsman, K. & Nironen, M. (1994). Tectono-metamorphic evolution in the Tampere-Vammala area. *Geologian tutkimuskeskus, Opas 37*, 27–34.
- Kontinen, A., Käpyaho, A., Huhma, H., Karhu, J., Matukov, D. I., Larionov, A. & Sergeev, S. A. (2007). Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton:

provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Research* 152: 3–4, 119–148.

Korhonen, H. & Porkka, M. T. (1975). Seismic soundings at the Muho formation. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin 47*: 1, 19–24.

Korja, T., Tuisku, P., Pernu, T. & Karhu, J. (1996). Field, petrophysical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: implications for deep continental crust. *Terra Nova* 8: 1, 48–58.

Kähkönen, Y. (1989). Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin 345*. 107 s.

Kähkönen, Y., Lahtinen, R. & Nironen, M. (1994). Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland. *High temperature–low pressure metamorphism and deep crustal structures. IGCP-projektin 304 tapaaminen “Prosessit syvällä kuoressa”, Suomessa v. 1994 (Meeting of IGCP project 304 “Deep Crustal processes” in Finland, 1994)*. *Geologian tutkimuskeskus, Opas 37*, 43–47.

Kähkönen, Y. (1998). Svekofenniset liuskealueet – merestä peruskallioksi. *Teoksessa* Lehtinen, M., Nurmi P. & Rämö T. (toim.): *Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa*, 199–227. Suomen Geologinen Seura ry., Helsinki.

Kähkönen, Y. (1999). Stratigraphy of the central parts of the Palaeoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland: review and revision. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71: 1, 13–29.

Kähkönen, Y. (2005). Svecofennian supracrustal rocks. *Developments in Precambrian Geology* 14, 343–405.

Laajoki, K. (1998). Karjalaiset liuskealueet – mantereen ikivanha pintakivipeite. *Teoksessa* Lehtinen M., Nurmi P. & Rämö T. (toim.): *Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa*, 165–197. Suomen Geologinen Seura ry., Helsinki.

- Lahtinen, R., Korja, A. & Nironen, M. (2005). Paleoproterozoic tectonic evolution. *Developments in Precambrian Geology* 14, 481–531.
- Lahtinen, R., Garde, A. A. & Melezhik, V. A. (2008). Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes Journal of International Geoscience* 31, 1, 20–28.
- Lahtinen, R., Hölttä, P., Kontinen, A., Niiranen, T., Nironen, M., Saalman, K. & Sorjonen-Ward, P. (2011). Tectonic and metallogenic evolution of the Fennoscandian shield: key questions with emphasis on Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper 49*, 23–33.
- Lahtinen, R., Huhma, H., Sayab, M., Lauri, L. S. & Hölttä, P. (2018). Age and structural constraints on the tectonic evolution of the Paleoproterozoic Central Lapland Granitoid Complex in the Fennoscandian Shield. *Tectonophysics* 745, 305–325.
- Lahtinen, R., Köykkä, J., Salminen, J., Sayab, M. & Johnston, S. T. (2023). Paleoproterozoic tectonics of Fennoscandia and the birth of Baltica. *Earth-Science Reviews* 246, 104586.
- Laurén, L. (1970). An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the Jotnian sandstone in southern Finland. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 92: 1, 21–34.
- Levin, T., Engström, J., Lindroos, A., Baltybaev, S. & Levchenkov, O. (2005). Late-Svecofennian transpressive deformation in SW Finland—evidence from late-stage D3 structures. *GFF* 127: 2, 129–137.
- Lobach-Zhuchenko, S. B., Rollinson, H. R., Chekulaev, V. P., Arestova, N. A., Kovalenko, A. V., Ivanikov, V. V., Guseva, N. S., Sergeev, S. A., Matukov, D. I & Jarvis, K. E. (2005). The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological

setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79: 1-2, 107–128.

Lobach-Zhuchenko, S. B., Rollinson, H., Chekulaev, V. P., Savatenkov, V. M., Kovalenko, A. V., Martin, H., Guseva, N.S. & Arestova, N. A. (2008). Petrology of a Late Archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archaean mantle metasomatism. *Journal of Petrology* 49, 3, 393–420.

Mints, M. V., Philippova, I. B., Babayants, P. S., Blokh, Y. I. & Trusov, A. A. (2015). Neoproterozoic Volgo-Uralia continent. *East European Craton: Early Precambrian History and 3D Models of Deep Crustal Structure. GSA Special Paper 510*, 131–153

Mudruk, S. V., Balagansky, V. V., Raevsky, A. B., Rundkvist, O. V., Matyushkin, A. V. & Gorbunov, I. A. (2022). Complex shape of the Palaeoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data. *Journal of Structural Geology* 154, 104492.

Mutanen, T. & Huhma, H. (2003). The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjarvi granulite belt, northern Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin 75*: 1–2, 51–68.

Nironen M. (1998). Proterotsooiset orogeeniset syväkivet – vuorijononmuodostuksen hornankattila. *Teoksessa* Lehtinen, M., Nurmi P. & Rämö T. (toim.): *Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa*, 229–255. Suomen Geologinen Seura ry., Helsinki.

Nironen, M. & Mänttari, I. (2012). Timing of accretion, intra-orogenic sedimentation and basin inversion in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen: The Pyhäntä area, southern Finland. *Precambrian Research* 192, 34–51.

Nurmi, P. A. & Haapala, I. (1986). The Proterozoic granitoids of Finland: granite types, metallogeny and relation to crustal evolution. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin 58*, 203–233.

Ojakangas, R. W. (1986). An Early Proterozoic metagraywacke-slate turbidite sequence: the Tampere schist belt, southwestern Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin* 58, 241–261.

Percival, J. A., Sanborn-Barrie, M., Skulski, T., Stott, G. M., Helmstaedt, H. & White, D. J. (2006). Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and Lithoprobe studies. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 7, 1085–1117.

Reinikainen, J. (1997). Carbonate rock units in the Svecofennian Uusimaa Belt, SW Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper* 23, 37–42.

Rämö, T., Haapala, I. & Laitakari, I. (1998). Rapakivigraniitit – peruskallio repeää ja sen juuret sulavat. *Teoksessa* Lehtinen, M, Nurmi P. & Rämö T. (toim.): Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa, 257–283. Suomen Geologinen Seura ry., Helsinki

Saalmann, K., Mänttari, I., Ruffet, G. & Whitehouse, M. J. (2009). Age and tectonic framework of structurally controlled Palaeoproterozoic gold mineralization in the Häme belt of southern Finland. *Precambrian Research* 174: 1-2, 53–77.

Savko, K. A., Pilyugin, S. M. & Novikova, M. A. (2004). Mineralogy, phase equilibria, and metamorphic conditions of Neoproterozoic banded iron formations within the Tarasov anomaly. *Vestn. Voronezh. Univ. Ser. Geol.*: 2, 111–126.

Savko, K. A., Kotov, A. B., Sal'nikova, E. B., Korish, E. K., Pilyugin, S. M., Artemenko, G. V. & Korikovskii, S. P. (2010). The age of metamorphism of granulite complexes of the Voronezh Crystalline Massif: the monazite U-Pb geochronology. *Doklady Earth Sciences* 435, 1575–1580.

Savko, K. A., Samsonov, A. V., Sal'nikova, E. B., Kotov, A. B., Larionov, A. N., Korish, E. H., Kovach, V. P. & Bazikov, N. S. (2019). The Mesoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite associations of Eastern Sarmatia: Age and geological setting. *Stratigraphy and Geological Correlation* 27, 499–513.

Savko, K. A., Samsonov, A. V., Larionov, A. N., Chervyakovskaya, M. V., Korish, E. H., Larionova, Y. O., Bazikov N.S. & Tsybulyaev, S. V. (2021). A buried Paleoproterozoic core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application. *Precambrian Research* 353, 106021.

Sergeev, S. A., Bibikova, E. V., Matukov, D. I. & Lobach-Zhuchenko, S. B. (2007). Age of the magmatic and metamorphic processes in the Vodlozero complex, Baltic shield: An ion microprobe (SHRIMP II) U-Th-Pb isotopic study of zircons. *Geochemistry International* 45: 2, 198–205.

Shchipansky, A. A. & Bogdanova, S. V. (1996). The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets aulacogen. *Tectonophysics* 268: 1-4, 109–125.

Shchipansky, A. A., Samsonov, A. V., Petrova, A. Y. & Larionova, Y. O. (2007). Geodynamics of the Eastern Margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic. *Geotectonics* 41, 38–62.

Silvennoinen, A. (1998). Pohjois-Suomen liuskealueet, kerrosintruusioiden ja granuliittialue. *Teoksessa* Lehtinen, M., Nurmi, P. & Rämö, T. (toim.): *Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa*, 141–163. Suomen Geologinen Seura ry., Helsinki.

Sorjonen-Ward, P. & Luukkonen, E. J. (2005). Archean rocks. *Developments in Precambrian geology* 14, 19–99.

Sorjonen-Ward, P. (2006). Geological and structural framework and preliminary interpretation of the FIRE 3 and FIRE 3A reflection seismic profiles, central Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper* 43, 105–159.

Sundvoll, B., Neumann, E. R., Larsen, B. T. & Tuen, E. (1990). Age relations among Oslo Rift magmatic rocks: implications for tectonic and magmatic modelling. *Tectonophysics* 178, 1, 67–87.

Svetov S. A. & Svetova, A. I. (2011). Archaean subduction: marker rock assemblages and architecture. *Geologian instituutin perustamisen 50. vuotisjuhlan kunniaksi järjestetyn yleisvenäläisen konferenssin julkaisut (Proceedings of the All-Russian Conference convened to celebrate the 50th anniversary of the founding of the Institute of Geology)*, 24.–26. toukokuuta: *Geology of Karelia from the Archaean to the present. Venäjän tiedeakatemian (RAS) Karjalan tutkimuskeskus (KRC)*, 22–32.

Tuisku, P., Mikkola, P. & Huhma, H. (2006). Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part I: metamorphic geology. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin 78*, 71–105.

Yesypchuk, K. Y., Bobrov, O. B., Stepanyuk, L. M., Shcherbak M. P, Glevasky, E. B, Skobelev, V. M, Drannik, A. S. & Geychenko M. V. (2004). Correlative chronostratigraphic chart of the Early Precambrian of the Ukrainian shield. UkrDGRI, Kiova. 30 s.

Åhäll, K. I. & Connelly, J. N. (2008). Long-term convergence along SW Fennoscandia: 330 my of Proterozoic crustal growth. *Precambrian Research* 161, 3–4, 452–474.