

Kallioperän syvärankenteiden seismiset tutkimukset Suomessa

Senja Simpura

Geologia
LuK-tutkielma
Laajuus: 7 op

15.1.2025
Turku

LuK-tutkielma-tutkielma

Pääaine: Geologia

Tekijä(t): Senja Simpura

Otsikko: Kallioperän syvärakenteiden seismiset tutkimukset ja seismiset tutkimukset

Ohjaaja(t): Eemi Ruuska

Sivumäärä: 35 sivua

Päivämäärä: 15.1.2025

Seismiset tutkimusmenetelmät mahdollistavat maaperän syvien rakenteiden tutkimisen ja auttavat ymmärtämään laajemmin geologisia prosesseja. Geologisen kehityksen ymmärtämiseksi on pinnalla havaittavia ominaisuuksia kyettävä laajentamaan kolmiulotteisiksi kappaleiksi. Seismisten havaintojen perusteella rakennepiirteiden syvyysjatkuvuutta ja ikäsuhteita toisiinsa voidaan tutkia jopa kymmenien kilometrien syvyyteen. Seismiset tutkimukset käyttävät hyödykseen kiinteässä aineessa energian vapautumisesta johtuvia aaltoliikkeitä, jotka voivat olla luonnollista maanjäristysalkuperää tai ihmisen tarkoituksellisesti tuottamia. Finnish Reflection Experiment eli FIRE-tutkimus kattaa Suomen merkittävien geologisten suuralueiden raja-alueet sekä leikkaa niiden sisäisiä rakennepiirteitä. Tavoitteena oli laajojen seismisten profiilien ja niistä tehtyjen tulkintojen myötä lisätä ymmärrystä Suomen geologisesta kehityksestä, ja luoda uutta raaka-aineistoa tutkimuskäyttöön. Tutkimuslinjat FIRE 1, 2 ja 3 alinjoineen sijoittuvat Etelä-Suomeen, ja ovat sijoittuneet koillis-lounaissuuntaisesti ja itä-länsisuuntaisesti. FIRE 4, 4A ja 4B sijoittuvat Pohjois-Suomeen. Tässä työssä tavoitteena on i) esitellä seismisten tutkimusten pääpiirteet ja geologinen merkittävyys sekä ii) läpikäydä FIRE-tutkimuksen tuloksia ja yhdistää niitä alueen pintageologiaan.

Avainsanat: Finnish Reflection Experiment, maanjäristys, seismiikka, vibroseismiikka

Sisällys

1. Johdanto	2
2. Seisminen tutkimus	3
2.1 Seismisten tutkimusten perusteet	3
2.2 Seismisten tutkimusten geologiset sovellutukset	4
3. Finnish Reflection Experiment (FIRE) tutkimukset ja tulokset.....	7
3.1 FIRE 1	8
3.2 FIRE 2 & 2A	12
3.3 FIRE 3 & 3A	18
3.4 FIRE 4, 4A & 4B.....	26
4. Keskustelu ja johtopäätökset.....	31
Lähdeluettelo	33

1. Johdanto

Ensimmäiset perusteelliset seismiset tutkimukset alkoivat 1800-luvulla, mutta vasta 1900-luvun vaihteessa aaltojen etenemistä alettiin laskea matemaattisesti (Agnew 2002). Seismiset tutkimusmenetelmät perustuvat seismisten aaltojen kulkeutumisen havainnointiin Maan kerroksissa. Seismiset aallot ovat maa-aineksen läpi aaltoina kulkeutuvaa energiaa, jonka lähteenä voi olla esimerkiksi maanjäristyksen hyposentrumi (Marshak 2011). Maanjäristysaaltojen etenemistä tutkimalla on voitu selvittää esimerkiksi maapallon kerrosten koostumusta sekä rajapintojen syvyyttä (Marshak 2011). Aaltoja voidaan saada aikaan myös keinotekoisesti esimerkiksi räjäytysten tai tärstimien avulla. Tällöin seismisiä aaltoja voidaan tuottaa kontrolloidusti ja kerätä havainnointiaineistoa useista vastaanottimista (Rost & Thomas 2002). Kulkeutumisaikojen laskeminen on luotettavampaa, kun lähteen ja vastaanottimien sijainnit, sekä signaalin voimakkuus ja ajankohta tunnetaan tarkasti. Tämän perusteella on voitu luoda nopeusmalleja maapallon sisäisistä rakenteista, tuottaa hyvälaatuisia poikkileikkaustomografisia kuvia alueellisella tasolla ja sekä tunnistaa geologisesti pienikokoisia rakenteita maapallon kuoresta ja vaipasta (Rost & Thomas 2002).

Kallioperän rakenteet ovat sijaintinsa vuoksi haasteellisia tutkia, sillä kaivausten sekä kairausten ulottuvuus pinnasta on melko rajoittunut. Seismisillä tutkimusmenetelmillä on mahdollista kerätä aineistoa kymmenien kilometrien syvyydestä (Kukkonen et al. 2006). Tietoa maapallon rakenteista hyödynnetään esimerkiksi teollisuudessa, erityisesti malmien ja öljyn etsinnässä, ympäristön suojelussa, rakennusallalla sekä yhdyskuntasuojelussa.

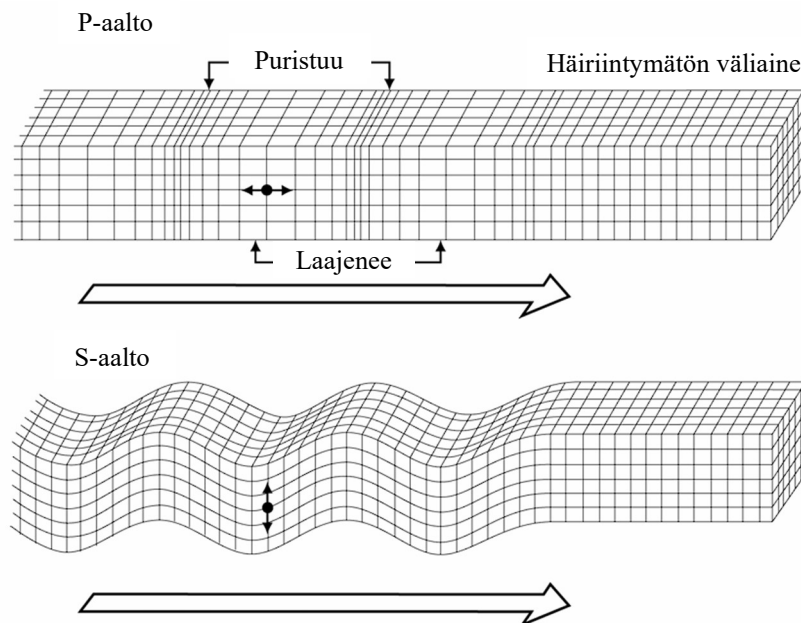
Suomessa tehtiin vuosina 2001—2003 laaja heijastusseisminen kartoitus, Finnish Reflection Experiment eli FIRE, jolla kerättiin heijastusseismistä dataa Suomen merkittävien geologisten alueelta ja rajavyöhykkeiltä yhteensä 2104 kilometriä (Kukkonen et al. 2006). Projekti koostui neljästä päälinjasta, sekä niiden lisähaaroista, ja mitkä oli suunniteltu läpileikkaamaan kaikki merkittävimmät geologiset alueet Suomessa (Kukkonen et al. 2006). Havaintoaineistoon pohjautuen jokaisesta FIRE linjasta kirjoitettiin julkaisu, joka esittelee seismisen profiilin havainnot ja niistä tehtyjä tulkintoja suhteessa alueen geologiaan.

Tämän tutkielman tavoitteena on esitellä seismisten tutkimusten perusteet sekä sovellutukset geologiassa sekä tutustua FIRE tutkimuslinjoihin ja -tuloksiin.

2. Seisminen tutkimus

2.1 Seismisten tutkimusten perusteet

Seismiset aallot ovat maapartikkeleiden liikettä ja elastista muodonmuutosta seurauksena siihen kohdistuneeseen stressiin ja rasitukseen (Kearey et al. 2002). Yleisesti seismiset aallot jaetaan kiinteän aineen läpi kulkeviin seismisiin aaltoihin, joita ovat P-aallot ja S-aallot, sekä vapaita kappalepintoja pitkin kulkeviin pinta-aaltoihin, joita ovat Rayleigh-aallot ja Love-aallot. P-aallot eli ensisijaiset aallot tai paineaallot (P= primary/pressure) aiheuttavat massan venymistä ja puristumista aallon etenemissuunnassa ja kulkevat nopeammin (kuva 1; Kearey et al. 2002). S-aallot eli toissijaiset tai hiertoaallot (S=secondary/shear) aiheuttavat partikkeleiden pystysuoraa liikettä suhteessa toisiinsa kulkiessa hitaammin kuin P-aallot (Kearey et al. 2002). Seismisessä kartoituksessa käytetään yleensä vain P-aaltoja, koska seismiset tunnistimet havaitsevat ainoastaan pystysuoraa maan liikettä, jota myös paineaallot aiheuttavat (Kearey et al. 2002). S-aallot tuottavat pystysuoran liikkeen lisäksi vaakasuuntaista liikettä, jota ei voida havaita samoilla tunnistimilla, jolloin osa aallon energiasta jää tunnistamatta.



Kuva 1. P-aaltojen ja S-aaltojen kulku väliaineessa (Kearey et al., 2002).

Seismologian tärkeimpiin sovellutuksiin kuuluu heijaste- eli reflektioseismologia, jossa mitataan maanpinnanalaisista tasoista heijastuvien aaltojen heijastuskulmia rakenteiden tutkimiseksi (Kearey et al. 2002). Heijasteaallot ovat suoria P- ja S-aaltoja herkempiä nopeuden ja tiheyden muutoksille väliaineessa. Tämän vuoksi heijasteseismologisilla menetelmillä voidaan

saavuttaa parempi pysty- ja vaakasuuntainen tarkkuus, kuin suoria aaltoja mittaavilla taitto- eli refraktiomenetelmillä (Kearey et al. 2002).

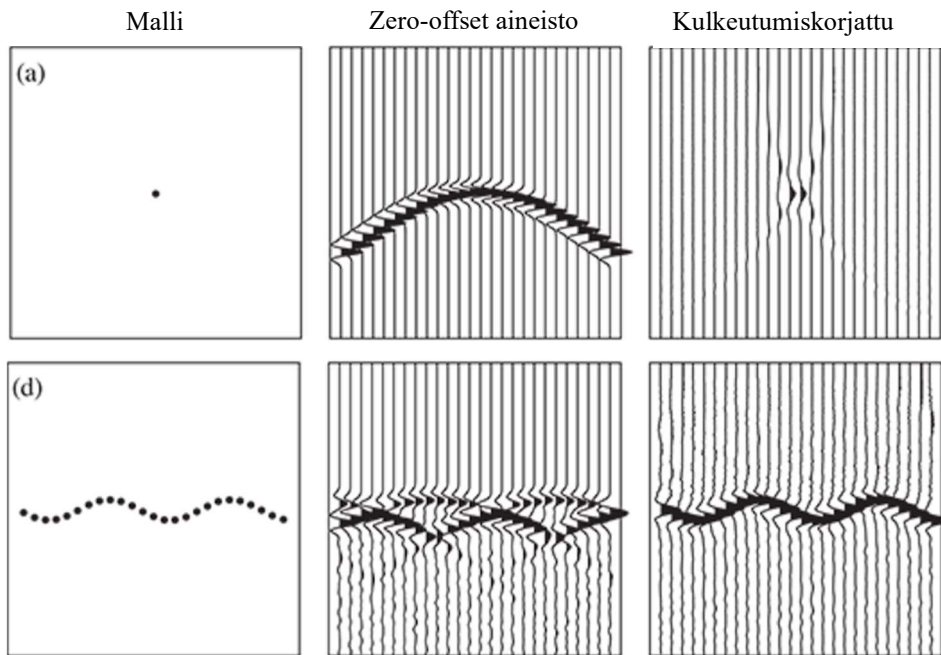
2.2 Seismisten tutkimusten geologiset sovellutukset

Hyvän ja selkeän heijastuksen saaminen vaatii suurta näennäisvastuseroa (Korja et al. 2006). Heijastavuus riippuu pääasiassa nopeuskontrastista yksiköiden välillä, johon vaikuttavat yksiköiden elastiset ominaisuudet sekä tiheys (Patison et al. 2006). Erot voivat perustua kivien koostumukseen tai ominaisuuksien muutokseen sulamisen, metamorfoosin tai muodonmuutoksen takia. Muutoksia aiheuttavia tekijöitä ovat esimerkiksi huokoisuuden, fluidipitoisuuden ja kemiallisen koostumuksen muutokset, sekä halkeilu. Heijastuskuvioiden muutoksia aiheuttavat erot yksittäisten heijasteiden suunnassa, voimakkuudessa ja jakautumisessa (Patison et al. 2006).

Heijastekuvioiden muutosten perusteella voidaan erottaa seismisiä elementtejä ja alueita, joihin geologinen tulkinta perustuu (Patison et al. 2006). Heijasteet tulkitaan koostumukselliseksi tai rakenteelliseksi rajapinnoiksi, ja voimakas heijastavuus tarkoittaa suurta eroa yksiköiden välillä. Heikko heijastavuus tarkoittaa vähäistä tai olematonta eroa, joka voi johtua esimerkiksi tasa-koostumuksisista intruusiosta tai muuttumisesta muodonmuutoksen, metamorfoosin tai sulamisen seurauksena. Esimerkiksi hiertovyöhykkeet esiintyvät heijastamattomina vyöhykkeinä seismisessä profiilissa (Patison et al. 2006).

Rakenteellinen häiriö voi voimistaa heijastumaa entisestään, jos rakenteen sisäinen kerrosvälitys tai paksuus on noin neljänneksen hallitsevasta seismisenaallonpituudesta (Korja et al. 2006). Rakenteen on oltava kuitenkin paksuudeltaan vähintään kahdeksasosa aallonpituudesta, jotta siitä voidaan saada havaittavissa oleva heijaste (Korja et al. 2006). Läpinäkyvä vyöhyke voi vastaavasti syntyä suuresta hiertyneestä vyöhykkeestä tai toisiaan lähekkäin asettuneiden murtuma ruhjeiden sarjasta (Korja et al. 2006).

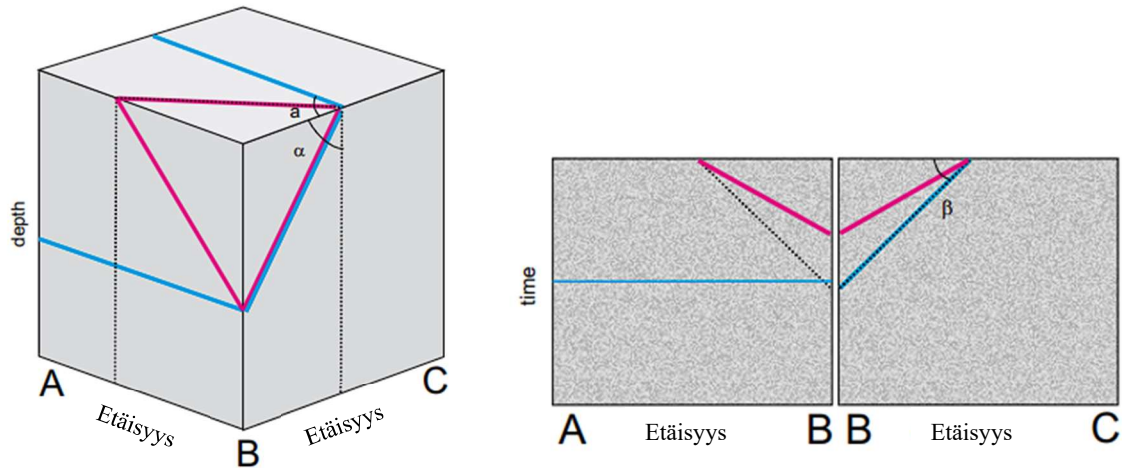
Todenmukaisen heijasteverhon muodostamiseksi alkuperäinen *zero-offset* aineisto, joka olettaa heijasteen sijaitsevan suoraan vastaanottimen alla, täytyy käsitellä ottamaan huomioon aaltojen kulkeutuminen poikittaissuunnassa (Kearey et al. 2002). Yksinkertaisesti tämä tarkoittaa sitä, että heijasteiden sijainti korjataan laskennallisesti vastaamaan niiden todellista sijaintia (Kearey et al. 2002). Kuvassa 2 vasemmalla esitetty kohde esiintyy *zero-offset* mallissa väärin, mutta kulkeutumiskorjauksella (migration) heijaste saadaan vastaamaan todellisuutta.



Kuva 2. Todellisten heijasteiden sijainti (vas.), zero-offset aineisto (kesk.) ja kulkeutumiskorjauksella käsitelty aineisto (oik.) (Kearey et al. 2002).

Seismisellä reflektiometodilla tutkitaan pääasiassa materiaaliominaisuuksia pystysuuntaisessa ulottuvuudessa, mutta rakenteilla on myös sivuttainen ulottuvuus (Korja et al. 2006). Heijasteita tulkittaessa kaksi heijastuskohdetta havainnoidaan erillisiksi kohteiksi, kun niiden etäisyys ylittää tietyn rajan suhteessa aallonkorkeuteen (Korja et al. 2006).

Seismisestä reflektioaineistosta voidaan määrittää kulun suunta, mutta ei sen kaadetta, sillä se on riippuvainen leikkauskulmasta geologisen rakenteen ja heijasteprofiilin välillä (Korja et al. 2006). Kaateita voidaan määrittää seismisestä profiilista kohdissa, joissa mittausprofiili kääntyy riittävän jyrkästi tai leikkaa toisen linjan (Korja et al. 2006). Todellinen kulma on näennäistä kaadetta suurempi, jos reflektiolinja leikkaa rakennetta alle 90° kulmassa (kuva 3). Tämän vuoksi on olennaista yhdistää tuotettua heijastedataa pintahavaintojen kanssa, jotta voidaan mahdollisimman tarkasti määrittää heijasteen kolmiulotteiset ominaisuudet. Kun rakeenteen kulku tunnetaan, voidaan todellinen kaade laskea seismisesti havaitun perusteella.

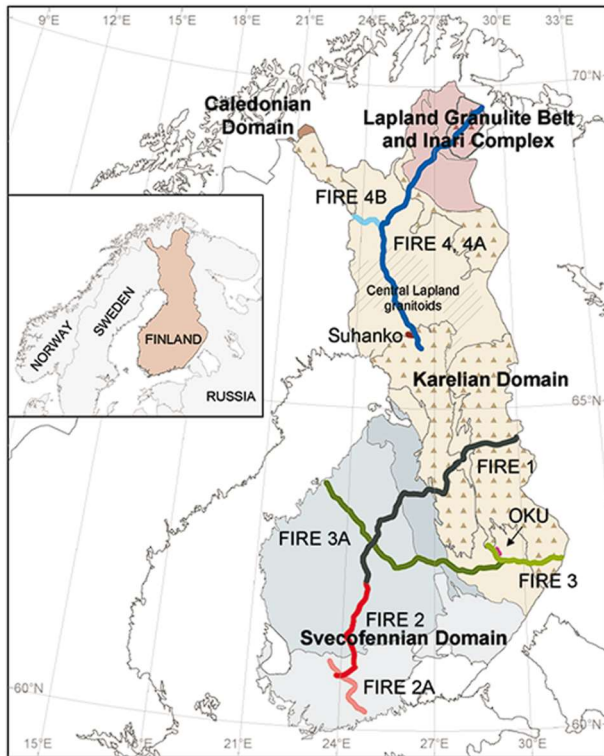


Kuva 3. Sininen taso leikkaa seismistä profiilia 90° kulmassa BC profiilia, joten se heijastuu seismiseen kuvaan oikein. Pinkki taso leikkaa kumpaakin profiilia 45° kulmassa, joten sen kaade heijastuu seismiseen profiiliin loivempuna (Korja et al. 2006).

Saatujen reflektioaaltojen tarkkuus ja syvyysulottuvuus muuttuvat suhteessa toisiinsa taajuuden mukaan. Koska seisminen aalto menettää voimakkuuttaan määrätyn määrän jokaisella aallonpituudella, pitkät aallonpituudet eli matalan taajuuden aallot voivat ulottua syvälle, mutta aallonpituuden vuoksi havaintotarkkuus kärsii (Kearey et al. 2002). Vastaavasti lyhyellä aallonpituudella eli korkealla taajuudella voidaan saada hyvin korkean tarkkuusasteen tuloksia, mutta aallon voimakkuus heikkenee nopeasti eikä syvyysulottuvuus ole tällöin hyvä. Seismisen aallon tuottava lähde on siis valittava tutkittavan kohteen mukaan. Kaikuluotain tuottaa hyvin korkean taajuuden aaltoja, kun taas maanjäristysaallot matalan taajuuden aaltoja. Vibroseismiset aallot, joita myöhemmin käsitellään tarkemmin, käyttävät yleensä noin 10-100Hz aaltoja, joiden syvyysulottuvuus on noin 5 kilometriä (Kearey et al. 2002).

3. Finnish Reflection Experiment (FIRE) tutkimukset ja tulokset

FIRE tutkimuksissa kerätty data sisältää yhteensä 2104 kilometriä seismistä havaintoaineistoa (Kukkonen et al. 2006). FIRE-linjojen kulkureitit valittiin niin, että ne kattaisivat mahdollisimman monia geologisten suuralueiden kontakteja ja antaisivat uutta tietoa alueiden geologiasta (kuva 4). Rajoittavana tekijänä oli kuitenkin riippuvuus tieverkon kattavuudesta, joten linjat mukailevat välillä geologisten alueiden reunoja, koska tiet kulkevat usein korkeuskäyriä pitkin.

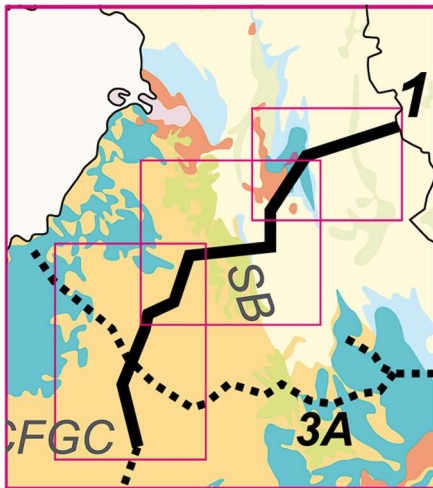


Kuva 4. FIRE linjat 1–4 suhteessa geologisiin suuralueisiin Suomessa (Kukkonen et al. 2006). Caledonian Domain = Kaledonidien alue, Lapland Granulite Belt = Lapin granuliittijakso, Inari Complex = Iranin kompleksi, Karelian Domain = Karjalan alue, Svecofennian Domain = Svekofenninen alue.

Datan hankinta suoritettiin suurimmaksi osaksi asfaltoiduilla julkisilla teillä käyttäen Vibroseis-menetelmää. Signaalin tuottamiseen käytettiin viittä, tai vähintään neljää, 14,4 tonnin tärytintä, joiden voima oli 10 tonnia täristintä kohden ja signaalin taajuus oli 12–80 Hz. Geofoniryhmien kattavuus oli 9050 metriä (Kukkonen et al. 2006). Geofoniryhmät asetettiin 50 metrin ja täristinpisteet 100 metrin välein, jolloin tuloksena saatu yhteisen keskipisteen eli CMP:n (Common Midpoint) tilavuuspeitto oli 90 (Kukkonen et al. 2006). Tämä tarkoittaa, että yksittäinen CMP-piste tallentui mittauksissa 90 kertaa. Teknisten ja maasto-olosuhteiden vuoksi todellisuudessa tilavuuspeitto vaihteli jossakin määrin, mutta pienemmän lähdepisteiden määrän tasaamiseksi välimatkaa lyhennettiin puoleen.

3.1 FIRE 1

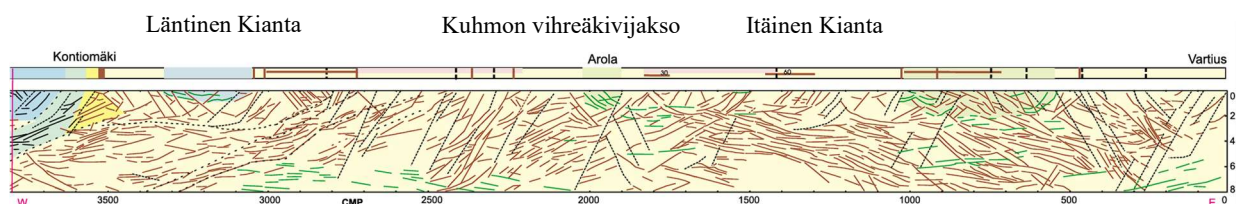
FIRE 1 tutkimuslinjan profiili on 500 kilometriä pitkä ja kattaa kolme tektonista aluetta: arkeinen ydin koillisessa, paleoproterotsooinen Savon jakso sekä Keski-Suomi lounaassa sekä näiden välissä arkeis-proterotsooinen rajavyöhykealue (Kuva 5; Korja et al. 2006). Nämä tektoniset alueet on jaettu fysikaalisten piirteiden ja aeromagneettisten karttojen perusteella edelleen yhteensä kymmeneen yksikköön.



Kuva 5. FIRE 1 -linjan sijainti kartalla. SB = Savo Belt eli Savon jakso, CFGC = Central Finland Granitoid Complex eli Keski-Suomen granitoidikompleksi (Korja et al. 2006).

Arkeisen ytimen alue

Arkeisen ytimen alue on tarkemmin neoarkeisen maailmankauden aikainen ja sisältää kolme alayksikköä: Itäinen ja läntinen Kianta sekä Kuhmo (Sorjonen-Ward & Luukkonen 2005). Itäinen ja läntinen Kianta koostuvat pääasiassa tonaliitti-trondhjemiitti-granodioriitti (TTG) sekä graniitti-granodioriitti-monzograniitti (GGM) sarjojen graniittisista kivistä (Korja et al. 2006). Näiden alueiden väliin asettuu Kuhmo vihreäkivijakso, joka kuuluu arkeiseen Lentuan kompleksiin (Kuva 6; Hölttä et al. 2012). Alueen länsireunalta löytyy vähän paleoproterotsooista peitettä, mutta paleoproterotsooisia mafisia juonia esiintyy koko alueen kattavasti (Korja et al. 2006).



Kuva 6. Seisminen profiili CMP 0-3800, jossa näkyvät Itäinen ja Lantinen Kianta sekä Kuhmon vihreäkivijakso (Korja et al. 2006).

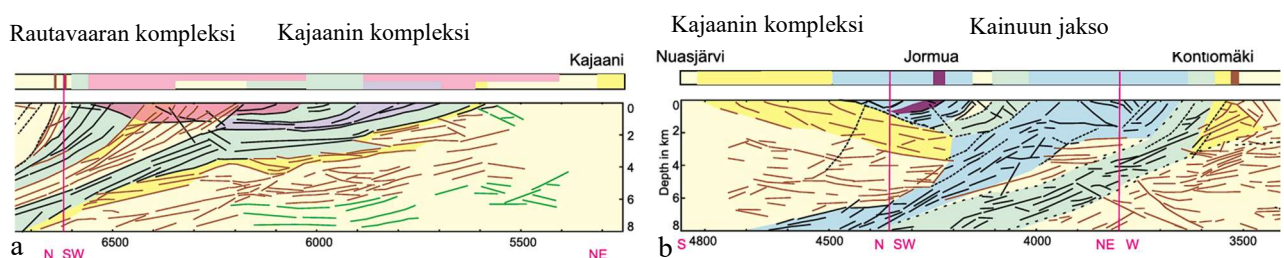
Itäisen Kiannan kallioperä koostuu migmaattisista sekä intrusiivisistä tonaliiteista, trondhemiiteistä, granodioriiteista ja graniiteista. Arkeisten pintakivisarjojen jäänteet, pääasiassa raidalliset amfiboliitit, sekä ruhjevyöhykkeet ja diabaasijuonet ovat itä-länsisuuntaisia ja kaatuvat kohtalaisen jyrkästi pohjoiseen (Korja et al. 2006). Itä-länsisuuntaisia rakenteita leikkaa luode-kaakko-suunnassa ruhjevyöhykkeitä, diabaasijuonia sekä granitoideja.

Kuhmon vihreäkivijakso jakaa Kiannan alueen läntiseen ja itäiseen osaan. Vyöhyke koostuu metavulkaanisista kivistä sekä kemiallisista ja klastisista metasedimenttikivistä (Korja et al. 2006). Laaja magmatismi ja muodonmuutos ovat muokanneet sekä TTG-sarjoja että vihreäkivijaksoa muuttaen niiden rajapintoja. Nykyisin vyöhyke on alle 10 kilometriä leveä ja vain 3 kilometriä leveä kohdasta, jossa FIRE 1 -linja leikkaa sen (Sorjonen & Luukkonen 2005, Korja et al. 2006 mukaan).

Arkeis-proterotsooinen rajavyöhyke

Arkeis-proterotsooisella rajavyöhykkeellä geologisten rakenteiden luonne painottuu pääasiassa paleoproterotsoosiin erkanemisirakenteisiin sekä Svekofennisen orogeenian törmäysrakenteisiin (Korja et al. 2006). Rajavyöhykkeen alue on jaettu neljään alayksikköön: Kainuun jakso sekä Kajaanin, Rautavaaran ja Iisalmen kompleksit (Korja et al. 2006).

Korja et al. (2006) tutkimuksessa Kainuun jakso koostuu ainoastaan paleoproterotsooisista sekä alloktonisista peliitti- ja turbidiittisarjoista sekä ofioliiteista. Arkeinen yksikkö pinnalla kohdassa CMP 4100 (kuva 7b) jakaa Kainuun jakson kahtia itäiseen ja läntiseen osaan. Ainoastaan läntisellä osalla esiintyy ofioliitteja, kuten 1,95 Ga Jormuan ofioliitti.



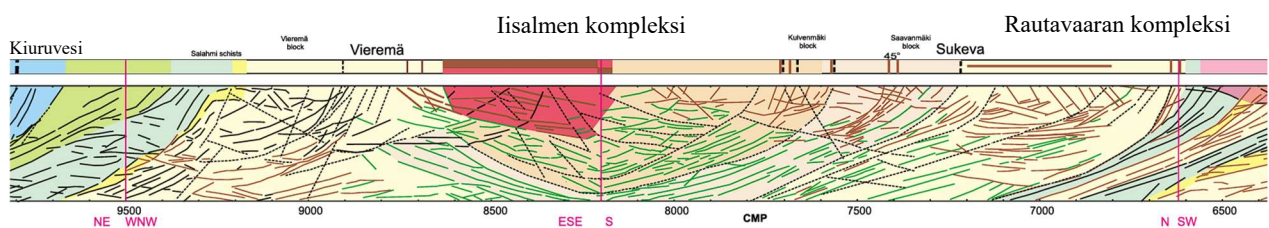
Kuva 7. a) Seisminen profiili CMP 5250—6720 kattaa Kajaanin ja Rautavaaran kompleksit. b) CMP 3400—4820 kattaa Kainuun jakson ja Kajaanin kompleksin itäosan (Korja et al. 2006).

Kainuun jakson ja Kajaanin kompleksin rajapinnan on määritelty olevan ylityöntövyöhyke, joka näkyy seismisessä profiilissa kohdassa CMP 4300—4700 (kuva 7a; Korsman et al. 1997). Kajaanin kompleksissa arkeisilla granitoideilla on paleoproterotsooinen peite, jonka heijasteet ovat lähes vaakatasoisia (Korsman et al. 1997). Pinnalta kohdassa CMP 5700 lounaaseen

kaatuva yksikkö on allohtoninen osa Kainuun jaksoa. Sekä pysty- että vaakasuuntaiset paleoproterotsooiset mafiset juonet leikkaavat paleoproterotsooista peitesarjaa ja arkeoisia graniitoideja.

Rautavaaran kompleksista koostuva kapea arkeoisista ja paleoproterotsooisista kivistä muodostunut kaistale on asettunut Kajaanin ja Iisalmen kompleksien väliin (Kuva 7a; Paavola 2003). Rautavaaran kompleksi koostuu linjan kohdalla arkeoisista migmatiiteista, joiden päällä on ohut paleoproterotsooinen peite sekä läpileikkaavia graniitteja (Paavola 2001, Korja et al. 2006 mukaan). Tyypillistä alueelle on myös paikoittain voimakas Svekofennisen orogeenian muodonmuutos (Paavola 2001, 2003 Korja et al. 2006 mukaan).

Iisalmen kompleksin paleosomien iät ovat Rautavaaran kompleksia ja jopa Kiannan blokkia vanhempia (Mänttari & Hölttä 2002; Sorjonen-Ward & Luukkonen 2005). Metamorfoosiaste kasvaa kompleksin sisäosia kohti amfiboliittifasiuksesta korkeaan granuliittifasiikseen, minkä perusteella se on jaettu edelleen vyöhykkeisiin (Korja et al. 2006). Kaateet arkeoisissa migmatiiteissa, amfiboliiteissa ja granuliiteissa ovat loivia tai kohtalaisia. Pääasiassa luode-kaakko-suuntaiset jyrkkäkaateiset diabaasijuonet ovat yleisiä. Ne vaihtelevat paksuudeltaan muutamista metreistä 150 metriin ja pituudeltaan 3–4 kilometriin (Korja et al. 2006). Lähellä arkeois-proterotsooisen rajavyöhykkeen eteläreunaa granitoidi- ja gabro-granitoidi-intruusiot ovat tyypillisiä (Ruotoistenmäki et al. 2001). Profiili leikkaa jälkimmäisenä mainitun, gabro-granitoidi hybridi-intruusion CMP 8200—8600 välissä (kuva 8). Salahmin liuskeet sekä Svekofenniset yksiköt, joiden rajapinnassa raja Savon jaksoon kulkee, ovat työntyneet kompleksin lounaisosan päälle (CMP 9200).



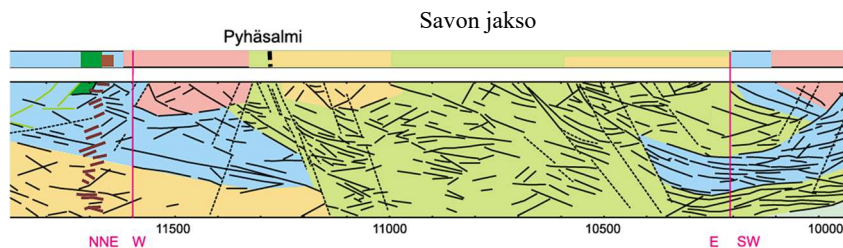
Kuva 8. CMP 6380—9720 kattaa Rautavaaran kompleksin lounaisosan ja Iisalmen kompleksin (Korja et al. 2006).

Proterotsooinen alue

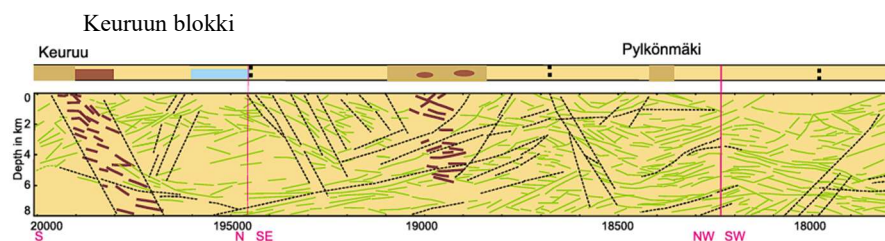
Paleoproterotsooinen alue arkeois-proterotsooisen rajavyöhykkeen lounaispuolella koostuu pääasiassa Svekofennisen orogeenian törmäys- ja romahdusrakenteista (Korja et al. 2006). Tähän alueeseen kuuluvat FIRE 1 -linjan kolme lounaisinta alayksikköä: Savon jakso sekä Pihtiputaan ja Keuruun alueet Keski-Suomen granitoidikompleksista (Korja et al. 2006).

Savon jakso on kymmeniä kilometrejä leveä luode-kaakko-suuntainen jakso, jonka on tulkittu edustavan varhaisen saarikaaren kiviä. Se koostuu metavulkaaniiteista ja metasedimenteistä sekä väliin kerrostuneista tonaliiteista (Lahtinen 1994, Korja et al. 2006 mukaan) sekä nuoremista felsisistä ja mafisista intruusioista. Duktiilista hauraaseen vaihtelevien siirros- ja hiertovyöhykkeiden runsas esiintyminen viittaa Savon jakson, ja koko arkeis-proterotsooisen rajavyöhykkeen, kehittyneen suureksi kulkuliukusiirrosvyöhykkeeksi (Koistinen & Saltykova 1999, Korja et al. 2006 mukaan). Seismisessä profiilissa Kiuruveden metasedimentit muodostavat selkeän synformirakenteen (kuva 8, CMP 9800), joka leikkaantuu terävästi itään kaatuviin hirtosaumoihin (kuva 9. CMP 10 400). Savon jaksolla ei ole havaittavaa rajaa Keski-Suomen granitoidikompleksiä vasten, vaan vyöhykkeen arvellaan olevan vaihtettava (Korja et al. 2006). Korja et al. (2006) arvelee pohjoiseen kaatuvien heijasteiden liittyvän Savon jaksoon ja etelään kaatuvien granitoidikompleksiin.

Keski-Suomen granitoidikompleksi koostuu granitoideista ja gabroista sekä joistakin vulkaanisista kivistä sekä pintakivisarjojen jäänteistä (Korja et al. 2006). Koillisessa osassa kompleksia sijaitsevassa Pihtiputaan blokissa vallitsevat muodonmuutoksen aikaiset intruusiot ja heijasteet ovat hyvin loivia tai vaakatasoisia. Keuruun blokissa linjan lounaisosassa, taas muodonmuutoksen jälkeiset intruusiot dominoivat ja heijasteiden kaateet jatkuvat syvemmälle (Nironen 2003). Keuruun blokkia leikkaavat useat samansuuntaiset hiertovyöhykkeet esimerkiksi kohdassa CMP 19 000—19 500 (kuva 10).



Kuva 9. CMP 9000—11 900 kattaa Savon jakson ja rajapinnan granitoidikompleksiin (Korja et al. 2006).

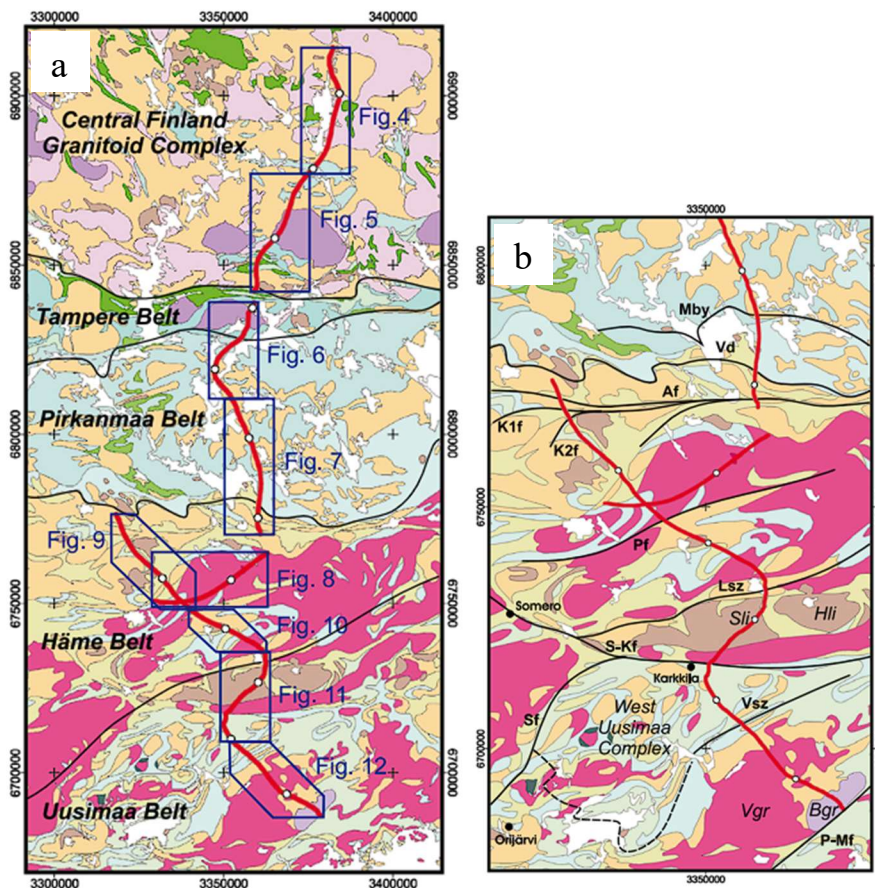


Kuva 10. CMP 17 800—20 000 kattaa Keuruun blokin Keski-Suomen granitoidikompleksista (Korja et al. 2006).

3.2 FIRE 2 & 2A

Tutkimuslinja FIRE 2 kulkee FIRE 1 -linjan päätepisteestä Keski-Suomen Granitoidikompleksin alueelta Hämeen vyöhykkeelle (kuva 11a), jossa sitä leikkaa FIRE 2A (kuva 11b). FIRE 2A kulkee kaakkoon Pirkanmaan vyöhykkeeltä Uudenmaan vyöhykkeelle.

Kallioperä FIRE 2 ja 2A -tutkimuslinjojen alueella on jaettu geologisten ja geofysikaalisten eroavaisuuksien perusteella viiteen osaan (Nironen et al. 2006). Alueet ovat tutkimuslinjaa pohjoisesta etelään edettäessä Keski-Suomen Granitoidikompleksi, Tampereen jakso, Pirkanmaan jakso, Hämeen jakso ja Uudenmaan jakso (Nironen et al. 2006).



Kuva 11. a) FIRE 2 ja 2A -linjat suhteessa geologisiin suuryksiköihin. b) Linjojen FIRE 2 ja 2A risteyskohta ja tarkemmat yksiköt risteyskohdassa (Nironen et al. 2006).

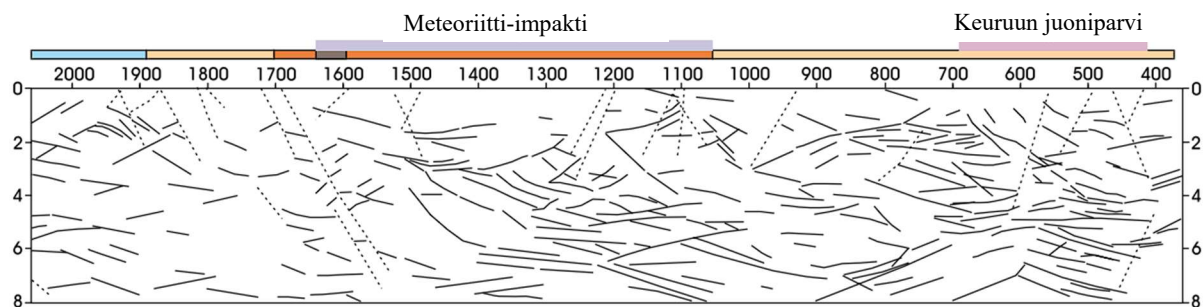
Granitoidikompleksi

Keski-Suomen granitoidikompleksi koostuu muodonmuutoksen aikaisista plutonisista kivistä sekä muodonmuutoksen jälkeisistä kivistä (Nironen et al. 2000, Nironen et al. 2006 mukaan). Kompleksissa esiintyy jäänteitä pintakivivyöhykkeistä (Nironen et al. 2006) sekä FIRE 2 -tutkimuslinjan pohjoisosassa diabaasijuoniparvia, kuten Keuruun parvi (kuva 12; Marmo &

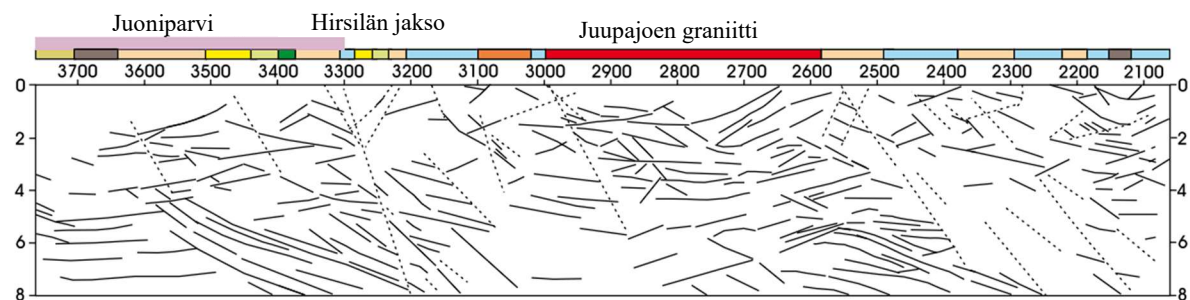
Mikkola 1963, Nironen et al. 2006 mukaan). Kuoren paksuus on granitoidikompleksin alla 56 kilometriä eli noin kaksi kilometriä vähemmän kuin sitä ympäröivillä pintakivivyöhykkeillä (Luosto 1997, Nironen et al. 2006 mukaan).

FIRE 2 linjan pohjoisosassa esiintyy vaakatasoisia ja loivasti pohjoiseen kaatuvia heijasteita, joita kaikista pohjoisimmissa osissa leikkaa sarja loivasti etelään kaatuvia heijasteita (Nironen et al. 2006). Heijasteita leikkaa jyrkästi pohjoiseen kaatuvat läpinäkyvät vyöhykkeet, joiden tulkitaan olevan siirroksia (Nironen et al. 2006).

Granitoidikompleksin alueella dataverhosta voidaan havaita 2—6 kilometrin syvyydessä useita synformaalisia rakenteita, joiden syntyperä vaihtelee (Nironen et al. 2006). Juupajoen graniittialueella (kuva 13) Nironen et al. (2006) päättelee synformin muodostuneen graniittisen magman puhkeamisesta kuoreen ja Keuruun eteläpuolella mahdollisesti meteoriitti-iskusta (Ruotsalainen et al. 2006 Nironen et al. 2006 mukaan). Näiden välillä oleva synformi voi olla Nironen et al. (2006) mukaan jäännösliuskavyöhykkeestä.



Kuva 12. FIRE 2 CMP 350—2050, Keuruun juoniparvi ja mahdollinen impaktikraateri (Nironen et al. 2006).



Kuva 13. FIRE 2 CMP 2050—3750, Keuruun juoniparvi ja mahdollinen impaktikraateri (Nironen et al. 2006).

Granitoidikompleksin eteläisin osa eroaa muusta alueesta, ja sitä luonnehtivat lähes horisontaaliset heijasteet 4—8 kilometrin syvyydessä sekä niitä leikkaavat kirkkaat, loivasti pohjoiseen kaatuvat heijasteet (Nironen et al. 2006). Näitä päällekkäisiä loivasti etelään kaatuvia himmeitä heijasteita sekä myös näitä leikkaavat kapeat läpinäkyvät vyöhykkeet, jotka kaatuvat keskijyrkästi pohjoiseen (Nironen et al. 2006). Hirsilän vyöhykkeellä yläkuoressa heijastetasot kaatuvat

loivasti etelään, mutta syvemmällä rakenteet ovat kirkkaita ja pohjoiseen kaatuvia heijasteita horisontaalisten heijasteiden päällä ja vaikuttavan johtuvan pintakivien pinoutumisesta (Nironen et al. 2006).

Sarja luoteissuuntaisia siirroksia vaikuttaa kontrolloineen muodonmuutoksen aikaisten ja jälkeisten plutonisten kivien asemoitumista (Nironen et al. 2006). Tasosuuntaukset kompleksin eteläisessä osassa taipuvat näiden siirrossarjojen suuntaisesti ja rakenne itsessään viittaa muovautuvaan oikeakätiseen siirrokseen (Nironen et al. 2006).

Tampereen jakso

Keski-Suomen granitoidikompleksin eteläpuolella sijaitsevat Tampereen ja Pirkanmaan jaksot ovat myös osia Keski-Suomen kaarikompleksista (Nironen et al. 2006). Kuoren paksuus kasvaa granitoidikompleksista Tampereen jaksolle siirryttäessä noin kaksi kilometriä (Luosto 1997, Nironen et al. 2006 mukaan). Granitoidikompleksin rajalla Tampereen vyöhyke koostuu hyvin säilyneistä grauvakka-vulkaaniiteista (Kähkönen et al. 1989, Nironen et al. 2006 mukaan). Tampereen ja Pirkanmaan jaksojen pintakiviä leikkaa graniitti- sekä granodioriitti-intruusioita (Patchett & Kouvo 1986, Nironen et al. 2006 mukaan). Muodonmuutoksen jälkeinen Siitama-graniitti peittää Tampereen ja Pirkanmaan vyöhykkeitä FIRE 2 -linjan leikkauskohdassa.

Tampereen vyöhyke on itä-länsisuuntainen synformi, jonka tasosuunnat ovat jyrkät tai jopa pystysuorat (Nironen et al. 2006). Vyöhykkeen raja eteläpuolisen Pirkanmaan vyöhykkeen kanssa on paikoin vaihtuva ja paikoin jyrkästi etelään kaatuva käänteissiirros (Nironen 1989b, Nironen et al. 2006 mukaan). Heijasteaineisto Tampereen vyöhykkeen alla on heikkolaatuista, sillä Oriveden kaupunki aiheuttaa aukon tutkimuslinjassa (kuva 11a) ja tämän vuoksi heijastusdataa ei ole vyöhykkeen pohjoisreunalta (Nironen et al. 2006).

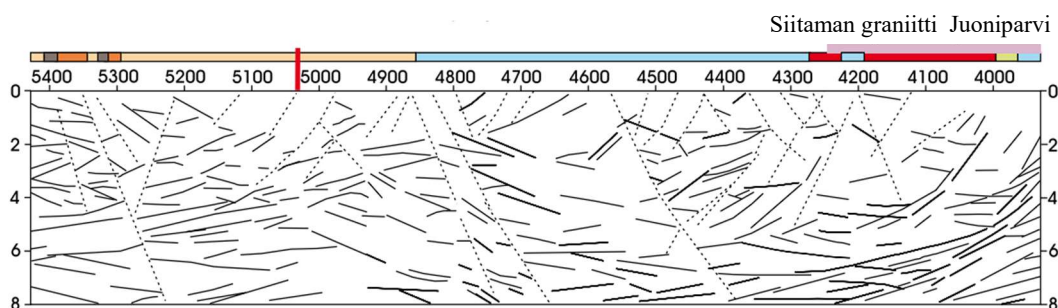
Tampereen vyöhykkeen yläkuoressa on yleisesti kaksi etelään kaatuvaa heijastesarjaa, joista toiset ovat loivasti ja toiset keskijyrkästi kaatuvia (Nironen et al. 2006). Jälkimmäisiä näistä leikkaavat lisäksi vaakatasoiset heijasteet koko vyöhykkeen alueella (Nironen et al. 2006). Nironen et al. (2006) tulkitsee kaatuvien heijasteiden, kuvaavan pintakivien kasaantumista. Tampereen ja Pirkanmaan jaksojen rajalla sekä sen eteläpuolella on vyöhyke melko jyrkästi etelään kaatuvia, heikosti heijastavia pintoja (Nironen et al. 2006). Tällä alueella heijasteet vaikuttavat kaartuvan ylöspäin näitä heikosti heijastavia pintoja kohti, joka Nironen et al. (2006) mukaan viittaa ryhmään käänteissiirroksia, jotka mahdollisesti muodostavat alueiden vaiheittaisen rajan.

Pirkanmaan jakso

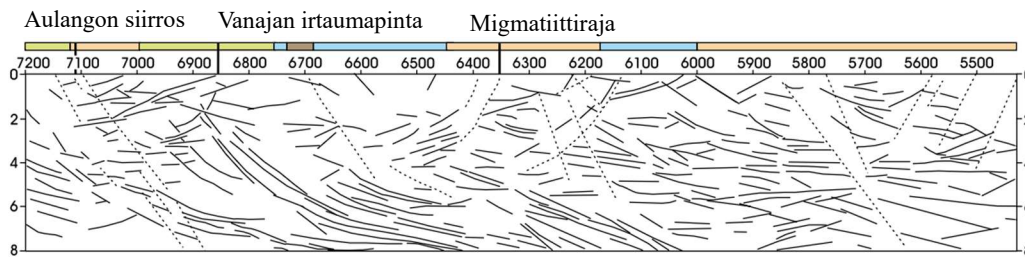
Pirkanmaan jakson kallioperä koostuu pohjoisosan hyvin säilyneistä grauvakoista ja eteläosan migmaattisista kiillegneisseistä (Nironen et al. 2006). Lisäksi Keski-Suomen granitoidikompleksin rajalta asti ulottuu mafisia juoniparvia, jotka leikkaavat jyrkästi isäntäkiviä (Nironen et al. 2006). Vanhemmat juonet ovat itä-länsisuuntaisia, svekofennisia ja metamorfoituneita juonia (Aro & Laitakari 1987 Nironen et al. 2006 mukaan), kun taas nuoremmat ovat luoteissuuntaisia, metamorfoitumattomia diabaasijuonia ja liittyvät todennäköisesti rapakivimagmatismiin (Laitakari 1987)

Heijastavuus Pirkanmaan jaksossa on melko heikkoa, ja sen himmeät heijasteet kaatuvat pohjoisosassa loivasti välillä etelään, kun taas eteläosassa ne kaatuvat pohjoiseen (Nironen et al. 2006). Pirkanmaan jakson eteläraja-kohtaa osoittavat keskijyrkästi etelään kaatuvat heijasteet (Nironen et al. 2006). Läpinäkyvät vyöhykkeet johtuvat vaakasuuntaisten ja loivasti kaatuvien tasorakenteiden aiheuttamasta heijastekentän häiriöstä, joka saa aikaan alueen näennäisesti huonon heijastavuuden (Nironen et al. 2006).

Jakson pohjoisosassa (CMP 4300-4800) etelään ja pohjoiseen kaatuvat heijasteet muodostavat yläkuoressa kolmiomaisen synformirakenteen ja sen eteläpuolella etelään kaatuvat heijasteet vastaavasti mahdollisen antiformirakenteen (kuva 14; Nironen et al. 2006). Pirkanmaan jakson keskiosassa plutonisia kiviä leikkaavat jyrkät hirtovyöhykkeet ja yleisesti rakenne muistuttaa horsti-vajoamarakennetta (Nironen et al. 2006). Eteläosassa Pirkanmaan jaksoa migmatiitit rajautuvat kohdassa CMP 6350 kaarevaan rakenteeseen, joka keskeyttää loivasti pohjoiseen kaatuvat heijasteet 5–8 kilometrin syvyydessä (kuva 15; Nironen et al. 2006).



Kuva 14. FIRE 2 CMP 3900–5420. Punainen viiva merkitsee FIRE 2A profiilin leikkauskohtaa (Nironen et al. 2006).



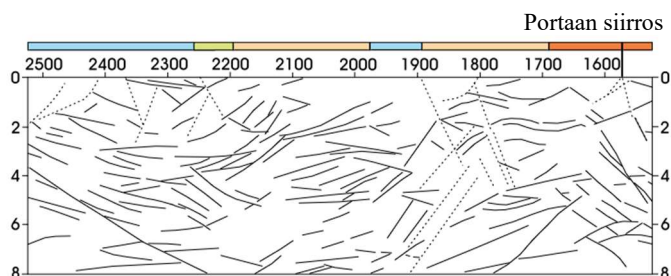
Kuva 15. FIRE 2CMP 5420—7200. Migmatiittiraja Pirkanmaan jaksosta sekä Aulangon siirros Hämeen jaksosta (Nironen et al. 2006).

Hämeen jakso

Hämeen jakson pintageologia koostuu pääasiassa graniitista itäosassa ja migmaattisista kiillegneiseistä länsiosassa (Nironen et al. 2006). Hämeen jakson tunnusomainen piirre on ohut kerros heijastavaa materiaalia yläkuoressa, jonka alla kuoren profiilia dominoivat kuperat heijasteet (Nironen et al. 2006). FIRE 2 tutkimusprofiili on Hämeen jaksolla lähes samansuuntainen rakenteellisen suuntautumisen kanssa ja paljastaa rakenteiden kulun suuntaisia kuvioiteja.

Hämeen jakson itäosan tyyppi-piirre on kullomainen rakenne, jossa itään ja länteen kaatuvat heijasteet muodostavat horsti-vajoamarakenteen. Läntisessä osassa hallitsevat erittäin kirkkaat antiformiheijasteet, jotka muistuttavat työntövyöhykkeen antikliineja (McClay 1992, Nironen et al. 2006 mukaan). Pinnalla myloniittisena itä-länsisuuntaisena vyöhykkeenä esiintyvä Aulangon siirros näkyy profiilissa CMP 7100 (kuva 15).

FIRE 2 linjan lisäksi Hämeen jaksoa leikkaa FIRE 2A profiili, josta voidaan havaita kohdassa CMP 1500-2000 antiformirakenne ja kohdassa CMP 2100-2500 synformirakenne sekä näitä leikkaavia siirroksia (kuva 16). Pinnalla alue on pääasiassa granodioriittia ja migmaattista kiillegneissia (Simonen 1949, Nironen et al. 2006 mukaan).

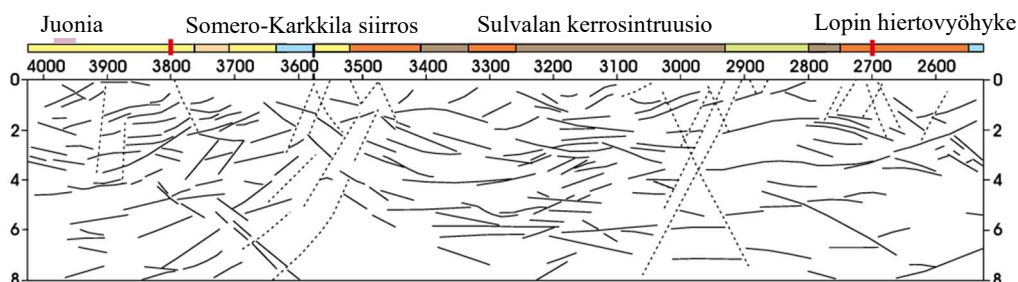


Kuva 16. FIRE 2A CMP 1500. Portaan siirros Hämeen jaksolla (Nironen et al. 2006).

Uudenmaan jakso

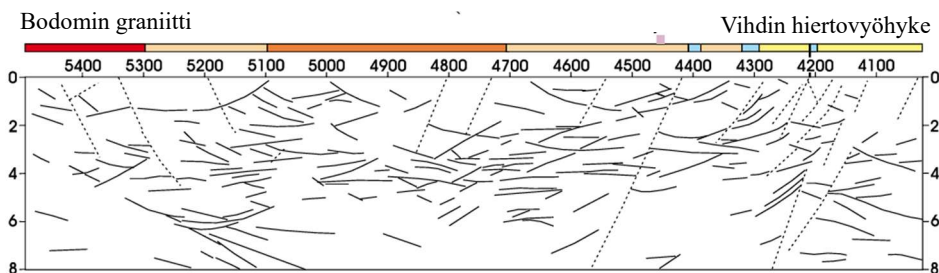
Uudenmaan jaksolla heijasteet ovat pohjoisosassa voimakkaita, keskiosissa heikkoja ja eteläosassa kohtalaisia. Suivalan kerrosintruusion pohjoisimmat heijasteet erottuvat selvästi Hämeen jakson heikosti heijastavan reunavyöhykkeen rinnalla ja merkitsevät alueiden rajaa. Kerrosintruusiosta heijasteet ovat loivia tai vaakatasoisia ja ulottuvat etelään Somero-Karkkila-siirroksen asti, sekä noin neljän kilometrin syvyyteen. Graniitti, jossa ei ole tapahtunut muodonmuutosta, leikkaa intruusion mafisia kiviä. Näiden rajapinnan matalasta heijasteisuudesta päätellen pinta on siirros. Etelään kaatuva heijastamaton graniittinen vyöhyke kattaa leveän alueen kerrosintruusion ja Somero-Karkkila-siirroksen välillä ja siirros vaikuttaa olevan suu-remman hiertovyöhykkeen eteläraja (Nironen et al. 2006 mukaan).

Läntisellä Uusimaalla Somero-Karkkila-siirroksen ja Vihdin hiertovyöhykkeen välillä heijasteet kaareutuvat ja jyrkkenevät kohti Vihdin normaalisiirroksi tukittuja heijastamattomia viivauksia (Kuvat 17 ja 18; Nironen et al. 2006). Etelä-Uudenmaan yläkuori on kohtalaisesti heijastava ja huonoiten heijastavan pintakerroksen on tulkittu olevan graniittia ja granodioiriittia.



Kuva 17. FIRE 2A CMP 2500—4020 Uudenmaan jakso (Nironen et al. 2006).

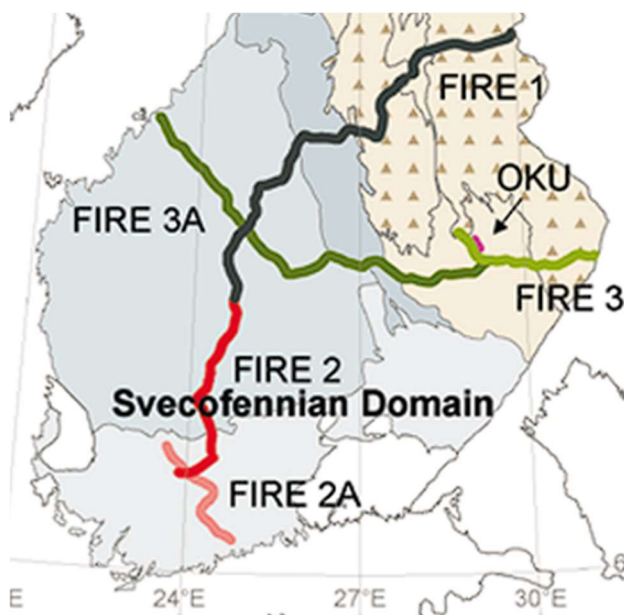
FIRE 2A linjan lopussa (CMP 5300—5500) muutamat jyrkästi luoteeseen kaatuvat heijasteet siirtävät muita heijasteita ja liittyvät todennäköisesti Bodomin graniitin asettumiseen (kuva 18). Bodomin kaakkoiskontakti noudattaa Porkkala-Mäntsälä-siirrosta (Elminen 1999, Nironen et al. 2006 mukaan).



Kuva 18. FIRE 2A CMP 4020—5500 Uudenmaanjakso (Nironen et al. 2006).

3.3 FIRE 3 & 3A

Kolmas FIRE-linja koostuu lyhyemmästä FIRE 3 -linjasta, joka kulkee itärajalta, Ilomantsin itäpuolelta, Joensuun läpi Outokumpuun, sekä pidemmästä FIRE 3A -linjasta, joka erkaantuu FIRE 3 -linjasta Joensuun länsipuolella (kuva 19). FIRE 3A kulkee lännen suuntaan Äännekoskelle asti, jossa linja kääntyy luoteeseen päättyen länsirannikolle Kokkolassa. FIRE linjan itäosa sijaitsee arkeaisella Karjalan kratonilla ja kulkee sen reunavyöhykkeiden yli paleoproterotsooiselle Svekofennisen litosfäärin alueelle.



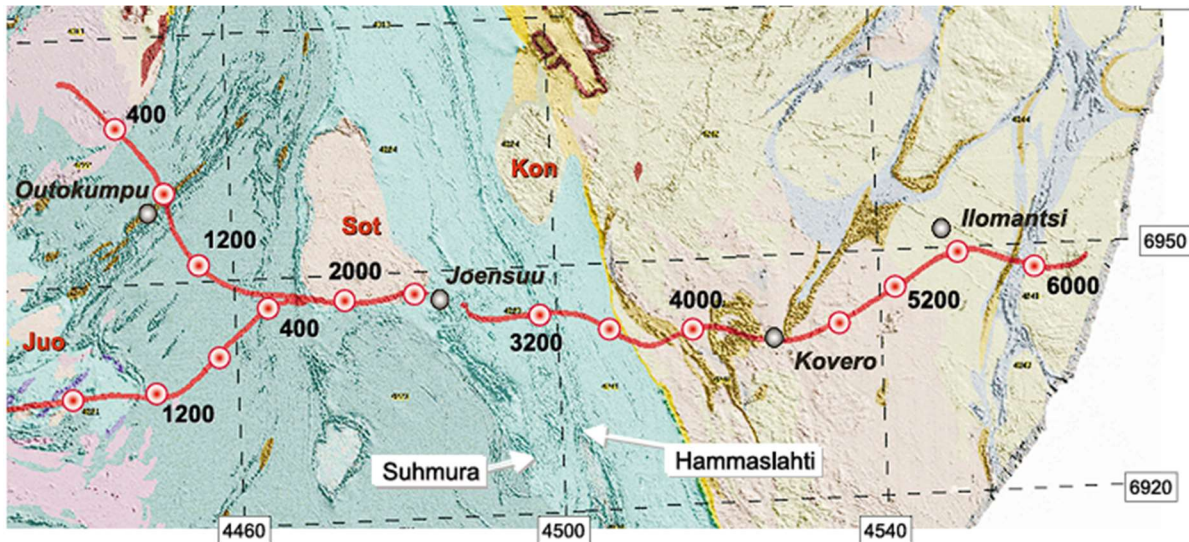
Kuva 19. FIRE 3 ja 3A linjat kartalla suhteessa vallitseviin geologisiin alueisiin (Sorjonen-Ward 2006).

Sorjonen-Ward (2006) on jakanut FIRE 3 ja 3A -tutkimuslinjat yhteensä yhdeksään alueeseen geologisten rajojen sekä seismisten heijastekuvioiden perusteella, vaikka on tärkeää muistaa rajojen olevan hyvin vaihtuvia. FIRE 3 linjaan kuuluvat Pielinen, Höytiäinen sekä Outokumpu ja FIRE 3A linjaan Suvasvesi, Kuopio, Unnukka, Äännekoski-Perho, Kaustinen ja Kokkola. Suvasveden ja Kuopion alueet sijaitsevat samassa kohdassa tutkimuslinjaa (CMP 0200—0500), mutta Kuopion alue jää FIRE 3A linjan pohjoispuolelle, eikä tutkimuslinja siis leikkaa sen yksiköitä.

3.3.1 FIRE 3

FIRE 3 linja leikkaa neoarkeaisen Karjalan kratonin reuna-alueita (kuva 20), johon on kohdistunut pitkäjakoista paleoproterotsooista erkaantumista ja sitä seuranneen Svekofennisen orogeenin aiheuttamaa tektonista ja termistä kehitystä (Sorjonen-Ward 2006). Tektonisen kehityksen aiheuttama muutos linjan itäosassa on vähäistä ja rasisuus sekä metamorfoosiaste kasvavat

FIRE 3 linjalla idästä länteen sekä arkeisissa kallioperässä, että sitä peittävässä paleoproterotsooisissa sedimentti- ja vulkaniittisarjoissa (Sorjonen-Ward 2006). FIRE 3 -tutkimuslinjan alueella geologiset rajat ovat yleisesti melko hyvin kartoitettuja ja yksityiskohtaisia, mikä mahdollistaa heijasteiden korreloinnin pintageologiaan tarkemmin ja suuremmalla varmuudella (Sorjonen-Ward 2006).



Kuva 20. FIRE 3 tutkimuslinja kartalla (Sorjonen-Ward 2006).

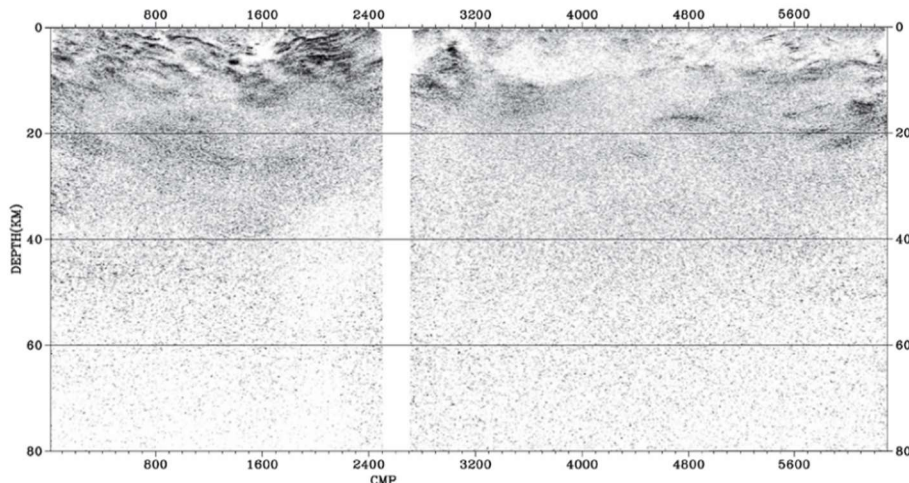
Pielinen

Pielisen alue koostuu paleoproterotsooisesta metamorfoosin neoarkeisista kivistä (Konttinen et al. 1992), jotka sisältävät granitoideja sekä pintasyntyisten kivien vyöhykkeitä (Sorjonen-Ward 2006). Proterotsooinen metamorfoosi alueella on vähäistä ja rajoittunut hauraisiin hiertovyöhykkeisiin sekä mafisten juonten reunoihin (Sorjonen-Ward 2006). Alue rajautuu idässä Venäjän rajaan ja lännessä länteen kaatuviin kvartsi-turbidiittisarjoihin, joilla on selvä epäjatkuvuus pinta Pielisen alueen granitoideja vasten (Sorjonen-Ward 2006).

Pielisen alueella liuskeisuus kaatuu jyrkästi, pääasiassa yli 70° ja kulku vaihtelee pohjoisesta pohjoiskoilliseen (Sorjonen-Ward 2006). Tästä kaateesta poikkeavat ainoastaan koillis- ja luoteissuuntaisiin Kuittilan granitoidiseurueiden hiertovyöhykkeisiin liittyvät liuskeisuudet, joissa kaateet voivat olla alle 60° (Sorjonen-Ward 2006).

Yläkuoressa on noin 20 kilometriin asti havaittavissa yleinen länteen loivasti kaatava seisminen kutous, joka voidaan tulkita ylityöntörakenteeksi (Kuva 21; Sorjonen-Ward 2006). Migmatiitiraidallisuus ja hiertovyöhykkeet muodostavat kupumaisia, loivasti kaatuvia rakenteita, jotka tukevat tulkintaa länteen kaatuvasta heijasteisuudesta kuoressa. Seisminen heijastuskuviointi

on todennäköisesti pääasiassa neoarkeista syntyperää, mutta myös selkeitä merkkejä Sveko-fennisestä tektonisesta uudelleenaktivoitumisesta ja hydrotermisestä aktiivisuudesta on havaittavissa (Sorjonen-Ward 2006). Luode-kaakkosuuntaisilla intruusioilla on tärkeä rooli proterotsooisien muuttumisen aiheuttaman rasituksen merkkeinä, mutta niiden kuvantaminen seismisesti on haasteellista, sillä jyrkän kaateen ja ohuen rakenteensa vuoksi ne eivät heijastu seismiseen dataan, ellei niihin liity siirrostumista (Sorjonen-Ward 2006).



Kuva 21. FIRE 3 CMP 0—6300. Kattaa koko FIRE 3 -linjan (Sorjonen-Ward 2006).

Höytiäinen

Höytiäisen alue koostuu pääasiassa hyvin kerrostumisrakenteensa säilyttäneistä metaturbidiiteista, jotka peittävät litologisesti moninaista sarjaa vulkaniitteja, karbonaatti- ja kvartsiitteja (Nykänen 1971). Näitä erottaa alla sijaitsevasta arkeisesta kallioperästä epäjatkuvuuspinta (kaade 40–70°), joka ylitetään tutkimuslinjalla kohdassa CMP 3670 ja voidaan erottaa aeromagneettisista kartoista, vaikka siitä ei ole paljastumahavaintoja (Sorjonen-Ward 2006).

Höytiäisen alue rajautuu lännessä Sotkuman kallioperäpaljastumaan, jossa pääasiassa arkeisista granitoideista ja gneisseistä koostuva kallioperä paljastuu nuorempien kerrosten alta (Sorjonen-Ward 2006). Ainakin paljastuman itäraja on selvästi siirroskontakti, jonka kaateet ovat länteen sekä pohjoiseen (Sorjonen-Ward 2006). Siirrosvyöhykkeen länsipuolella tapahtunut arkeisen kallioperän kohoaminen selittää Höytiäisen turbidiittien puuttumisen sen länsipuoleisilta alueilta (Ward 1987, Sorjonen-Ward 2006 mukaan).

Höytiäisen turbidiiteissa esiintyy vulkanoklastista materiaalia mafisista lähteistä, kuten mafisista juonista (2,10 Ga; Pekkarinen & Lukkarinen 1991). Mafisten juonten ei ole kuitenkaan

löydetty leikkaavan turbidiitteja Höytiäisen alueella (Kohonen 1995, Sorjonen-Ward 2006 mukaan), jolloin turbidiittien kerrostuminen olisi tapahtunut juonien asettumisen jälkeen.

Alueen muodonmuutos on kehittynyt vaiheittain koilliseen suuntautuneesta ylityönnöstä osittain hiertäväksi ja lopulta päättynyt venytysvaiheen romahdukseen (Ward 1987). Aiemman vaiheen länsi- ja koillissuuntaiset rakenteet ovat huomattavasti edullisemmin suuntautuneita seisumiseen profiiliin nähden verrattuna myöhäisempiin, joka on hyvä ottaa huomioon tulkinnassa (Gaál 1977, Sorjonen-Ward 2006 mukaan).

Arkeaisen ja proterotsooisen alueen rajalla heijasteseismissä profiilissa (CMP 3700) jatkuu 40 kilometrin syvyyteen (CMP 1600) ja voi mahdollisesti olla jäännös erkanemissiirrokselta, joka on mahdollistanut Höytiäisen turbidiittien kerrostumisen siirroksen kattopuolelle (Sorjonen-Ward 2006). Tämän tulkinnan mukaan Pielisen alue olisi siirrospinnan alapuoleinen osa, jolloin litosfääri Outokummun alla olisi arkeainen ja itään kaatuvat viivamaiset piirteet liittyisivät myöhäisorogeeniseen muodonmuutokseen. Myös länteen kaatuva seisminen kuviointi alloktonisen Sotkuman ylityöntölaatan alla viittaa laatan työntyneen Höytiäisen turbidiittien päälle (Sorjonen-Ward 2006).

Outokumpu

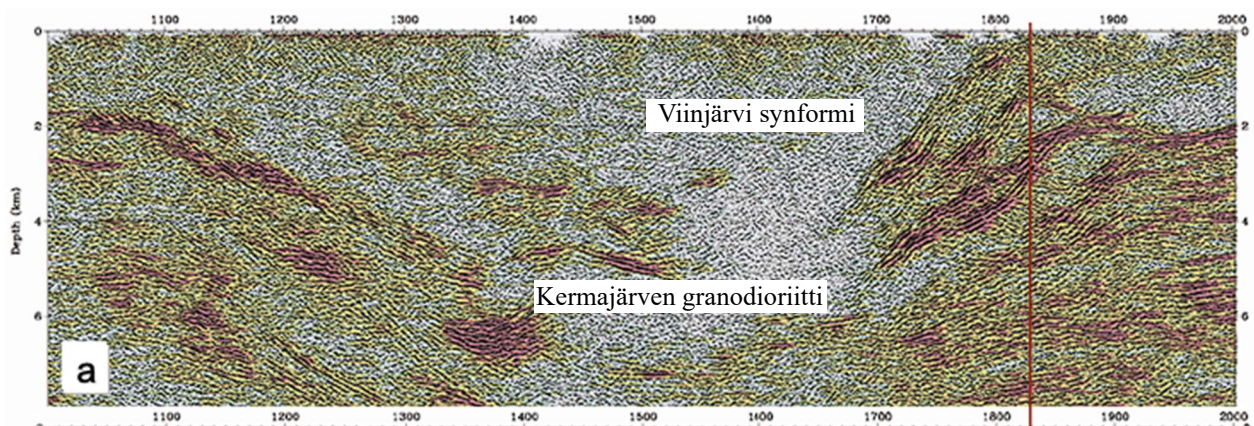
Outokumpu ja Suvasvesi yhdessä Kuopion kanssa muodostavat katkeamattoman alueen, mutta aluejako on tehty rakenteellisten erityispiirteiden korostamiseksi (Sorjonen-Ward 2006). Outokummun alue myötäilee Sotkuman kallioperäpaljastuman reunaa ja päättyy lännessä Maarianvaaran granittialueelle (kuva 20). Metamorfoosiaste nousee Outokummun alueella idästä länteen. FIRE 3A erkaantuu FIRE 3 -linjasta CMP 1900 kohdalla, missä profiilit muodostavat lähes kohtisuoran kulman mahdollistaen alueen rakenteiden tarkemman tulkinnan.

Outokummun alueen koostuu neoarkeisista liuskeisista graniiteista ja migmatiiteista, paleoproterotsooisista kvartsiiteista ja mafisista juonista, Outokummun mineraaliryhmästä sekä nuorista rakenteellisesti suuntautuneista intruusioista (Sorjonen-Ward 2006). Kallioperässä näkyvät proterotsooisen muodonmuutoksen ja lämpömetamorfoosin vaikutukset. FIRE 3 linjan luoteispäässä Maarianvaaran granodioriitin (1,8 Ga) paljastuma (Huhma 1986, Sorjonen-Ward 2006 mukaan), yhdessä melko samanikäisten Kermajärven ja Suvasveden granodioriittien kanssa mahdollistaa muodonmuutoksen ja siirrostumisen ajoittumisen arvioinnin Kallavesi-Suvasvesi ja Airaksela-Haukivesi vyöhykkeillä (Sorjonen-Ward 2006).

Seisminen profiili kulkee lähellä Sotkuman kallioperäpaljastuman rajaa, joka tekee tulkinnoista haasteellisia, mutta selkeä sarja ylöspäin kaareutuvia heijasteita edustaa todennäköisimmin kuoren limittymiseen liittyviä siirros-pintoja (Sorjonen-Ward 2006).

Outokummun alueen rakenteellinen historia on monivaiheinen, alloktionisten nappejen asettumisesta orogeeniseen törmäykseen (Gaál et al. 1975, Sorjonen-Ward 2006 mukaan). FIRE 3 -profiilissa Outokummun pohjoispuolella voidaan havaita merkkejä kaakkoon ylityöntyneistä poimuista, kun taas Outokummun eteläpuolella epäsymmetriset kaatuneet poimut ja alueelliset suuntaukset viittaavat luoteissuuntaiseen deformaatioon (Sorjonen-Ward 2006).

Viinjärven synformin on tulkittu syntyneen samanaikaisten työntö- ja hiertovyöhykkeiden keskinäisessä vaikutuksessa pohjoiskoillisen ja etelälounaan suuntaisessa alueellisessa puristuksessa (Sorjonen-Ward 2006). Synformissa esiintyvä seismisesti heijastamaton vyöhyke on tulkittu osaksi Kermajärven granodioriittia (kuva 22). Kaateet ovat kääntyneet synformin mukaisesti kohti heijastamattoman alueen pohjaa ja synformin länsipuolella seismistä kuviointia leikkaa kolme luoteensuuntaista ylityöntövyöhykettä (Sorjonen-Ward 2006).



Kuva 22. FIRE 3 CMP 1000–2000. Viinjärven synformi ja Kermajärven granodioriitti (Sorjonen-Ward 2006).

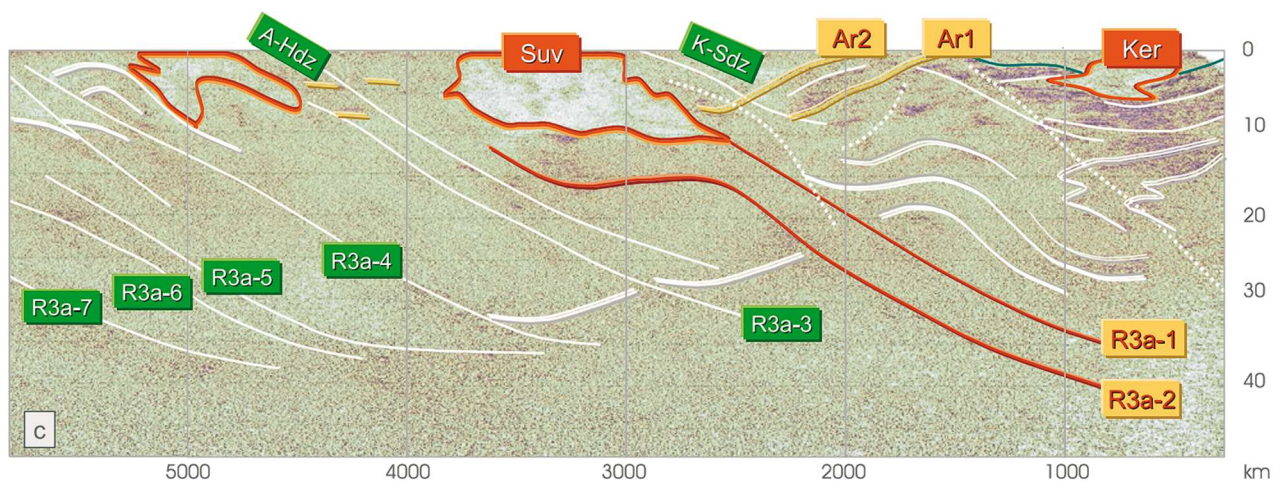
3.3.2 FIRE 3A

FIRE 3A -linja leikkaa viistosti Karjalan kratonin reunaan ja jatkuu länteen paleoproterotsooisien Keski-Suomen granitoidikompleksin alueelle (Sorjonen-Ward 2006). FIRE 3A -tutkimuslinjan alkuosa on alueen rakenteellisten ja litologisten suuntausten kanssa lähes samansuuntainen, mikä hankaloittaa datan tulkintaa. Äännekosken lähetyksillä (CMP 9800) linja kääntyy luoteeseen, jolloin se on ihanteellisessa kulmassa seismisten ominaisuuksien tulkintaan (Sorjonen-Ward 2006).

Suvasvesi

Suvasveden alue alkaa FIRE 3A -profiilin alusta (CMP 0000) ja päättyy läntisimpiin arkeisiin paljastumiin (CMP 4800) Kuopion eteläpuolella. Suvasveden alue yhdessä Kuopion ja Unnukan alueiden kanssa antaa käsityksen plutonin sijoittumisen ja deformaation vaikutuksesta toisiinsa. Selkein aluetason piirre on Sorjonen-Wardin (2006) mukaan hiertovyöhykkeellä esiintyvä oikeakätinen Z-kuvio, joka liittyy Kermajärven granidioriitin asettumiseen.

Sorjonen-Ward (2006) on tulkinnut Suvasveden rakenteiden yhdessä Outokummun ja Kuopion kanssa edustavan tektonisen kiilautumisen rakennetta kuoren mittakaavassa. Tässä tapauksessa FIRE 3A -linjan pohjoispuolella sijaitseva Kuopion arkeinen alue on työntynyt Suvasveden alueen päälle muodostaen kaakkoon suuntautuneen työntörampin, jota vasten keskikuoren kiila on poimuttunut ja kiilan yläpuolinen kontakti on ollut luodesuuntainen (kuva 23).



Kuva 23. FIRE 3A CMP 0—6000. Tektonisen kiilautumisen havainnepiirros (Sorjonen-Ward 2006). Suv = Suvasveden alue, Ker = Kermajärven granidioriitti. Muut kirjaimet ja numerot merkitsevät erillisiä siirroksia.

Unnukka

Unnukan alue edustaa siirtymää tektonisesti muuttuneelta Karjalan kratonilta Svekofenniselle alueelle ja täten myös arkeisten kivien länsirajaa nykyisellä eroosiotasolla (Sorjonen-Ward 2006). Tarkkaa rajaa Unnukan ja Suvasveden alueiden välillä ei pystytä seimisestä profiilista tunnistamaan, koska tutkimuslinja kulkee alueiden rajalla lähes samansuuntaisesti alueellisiin deformaatorakenteisiin nähden Airaksela-Haukivesi-deformaatiovyöhykkeellä (Sorjonen-Ward 2006).

Unnukan alue sijaitsee myös Raahe-Laatokka-malmivyöhykkeellä, joka on tunnistettu merkittäväksi tektoniseksi ja metallogeeniseksi alueeksi (Ekdahl 1993, Sorjonen-Ward 2006 mukaan) Metallogeenisiä ominaisuuksia on pyritty yhdistämään alueen rakennegeologiaan, mutta

todisteita esimerkiksi ehdotetuista törmäyksen jälkeisistä rakennemuutoksista ei kuitenkaan löydy seismisistä profiileista (Sorjonen-Ward 2006).

Airaksela-Haukivesi-deformaatiovyöhykkeellä Sorjonen-Ward (2006) on tulkinut seismisen profiilin kuvaavan luoteeseen suuntautunutta oikeakätistä kulkuliukusiirrosta sekä kaakkoon kaatuvia työntölohkoja. Deformaatiovyöhykkeellä esiintyy myös selkeitä antifomirakenteita 5–10 kilometrin syvyydessä. Lännempänä Unnukassa kaateet mukailevat luodesuuntaista Iisveden deformaatiovyöhykettä, jolloin kaateet suuntautuvat koilliseen. Kaiken kaikkiaan Unnukan alueen seisminen profiili kuvastaa deformaation ja magman kulkeutumisen aikaansaamia rakenteita (Sorjonen-Ward 2006).

Äännekoski-Perho

Äännekoski-Perhon raja on asetettu kohtaan, jossa FIRE 3A kääntyy luoteeseen ja leikkaa rakennesuuntauksia jyrkemmässä kulmassa (Sorjonen-Ward 2006). Luoteessa Äännekoski-Perhon alue rajautuu Kaustisen alueeseen, jonka rajaksi on määritetty äkillinen siirtymä Keski-Suomen Granitoidikompleksista metasedimenttien hallitsemaalle alueelle (Sorjonen-Ward 2006).

Äännekoski-Perhon seismisessä profiilissa jatkuu myös Unnukan ja Suvasveden alueilla havaittu kaakkoissuuntainen kaade, joka jatkuu profiilin loppuosan matkan Kokkolaan saakka (Sorjonen-Ward 2006). Yksinkertaisin tulkinta heijastekuviolle on kuoren lyheneminen ja paksuuntuminen puristuksessa, jonka suurin voima on suuntautunut kaakko-luode-suunnassa. Sorjonen-Ward (2006) pitää myös todennäköisenä, että Äännekoski-Perhon alueella esiintyvät kirikkaat heijastejuovat ovat muodonmuutoksen aikaisia magman kulkeutumisreittejä, eivätkä myöhäisorogeenisia hiertovyöhykkeitä.

Kaustinen ja Kokkola

Kaustisen ja Kokkolan alueita voidaan yleisellä tasolla tarkastella yhtenä jatkuvana kokonaisuutena, vaikka FIRE 3A -linjan luoteispäädyssä Kokkolan alueella metamorfoosiaste on joksikin korkeampi (Neuvonen 1971, Sorjonen-Ward 2006 mukaan). Kokkolan alueen määrittelyä erilliseksi alueeksi puoltavat koverat, laajan antifomirakenteen muodostavat heijasteet. Sorjonen-Ward (2006) uskoo rakenteen olevan osa laajempaa ylös työntyneen kiilan tyyppistä rakennetta. Kaustiselle ja Kokkolalle piirteellisiä ovat korkean asteen gneissit, mutta myös joitakin primäärisiä kerrostumis- ja purkausrakenteita on säilynyt (Sorjonen-Ward 2006).

Kaustisen aluetta edustaa pääpiirteissään kaakkoon kaatuva paneeli, jota seismisessä profiilissa rajaavat kirkkaat heijasteet ylä- ja alapuolella (Sorjonen-Ward 2006). Sorjonen-Ward (2006) pitää mahdollisena, että heijasteet edustavat samaa horisonttia, jolloin kuoren kokonaislyhenemistä alueella voitaisiin arvioida, mutta tarpeeksi vahvaa näyttöä yhtenäiselle horisontille ei ole. Kaustisen moninaiset poimutuskuviot ja muodonmuutos ovat tiiviisti yhteydessä Äännekoski-Perhon granitoidien asettumiseen ja magmatismiin (Sorjonen-Ward 2006).

Kaustisen alueella sijaitsevat Keski-Suomen granitoidikompleksia vanhemmat granitoidit, jotka luovat kupolimaisia rakenteita seismiseen profiiliin, ovat Sorjonen-Ward (2006) mukaan epäsuoraa näyttöä sille, että alueen turbidiittiset metasedimentit ja vulkaniitit ovat granitoidikompleksia vanhempia. Tämän perusteella metasedimentit ja vulkaniitit eivät siis edustaisi kaarenedussedimentaatiota. Alueella on vain vähän merkkejä syn- tai post-orogeenisestä venymisestä. (Sorjonen-Ward 2006).

Aivan Kokkolan alueen luoteisosassa seismisessä profiilissa voidaan havaita lähes horisontaalisia heijasteita syvällä 30—50 kilometrin syvyydessä (Sorjonen-Ward 2006). Niiden on arveltu johtuvan esimerkiksi duktiilin rasituksen lisäämästä rakenteiden erisuuntaisuudesta tai mafisista tasojuonista, mutta yksiselitteistä syytä ei ole (Sorjonen-Ward 2006).

3.4 FIRE 4, 4A & 4B

FIRE 4 kulkee Ranualta Sirkkaan ja FIRE 4A sen jatkeena Sirkasta Näätämöön (kuva 4.). Profiili on jaettu kahteen osaan, koska 4A data on kerätty Näämätöstä Sirkkan suuntaan, eikä saumatonta jatkumoa profiilien välille siis voida tehdä (Patison et al. 2006). FIRE 4B kulkee Sirkasta Muonioon. Linjat kulkevat näin kaikkien Pohjois-Suomen merkittävimpien geologisten aluerajojen poikki.

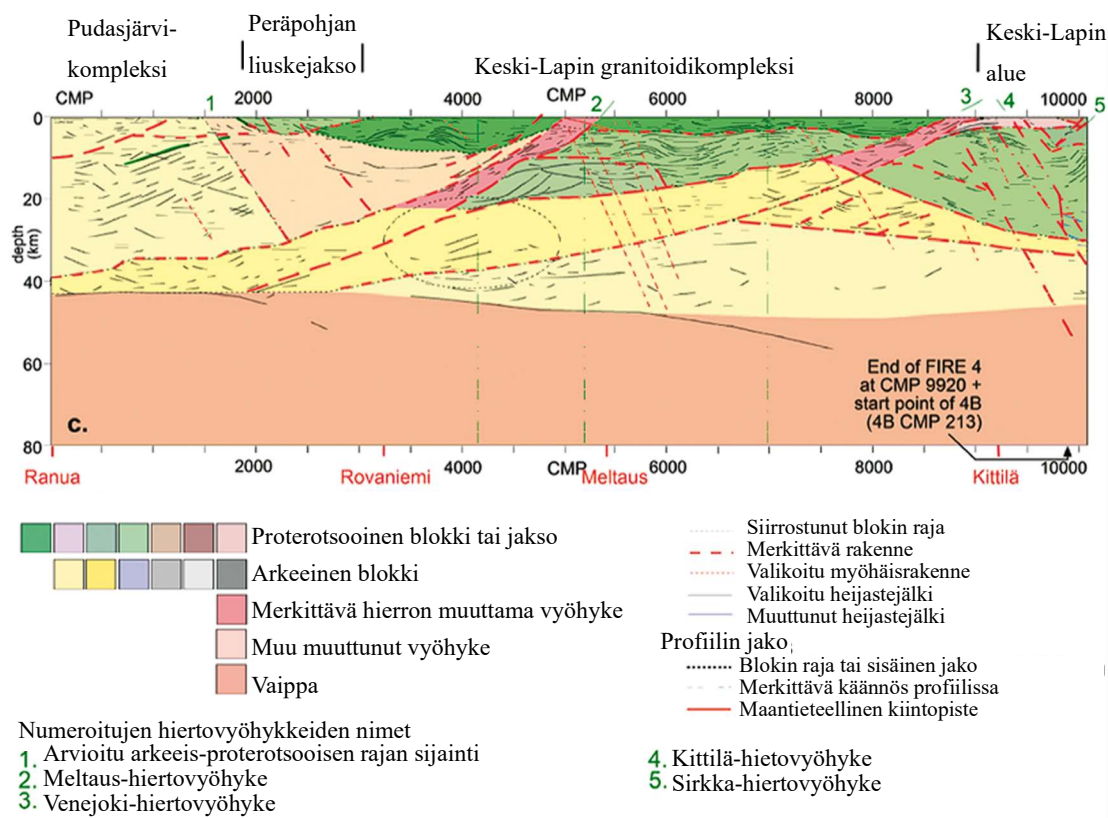
3.4.1 FIRE 4 & 4A

Pudasjärvi-kompleksi

Arkeisen Pudasjärvi-kompleksin pintageologiaa dominoivat arkeiset gneissit, mukaan lukien tonaliitti-trondhjemiitti gneissit ja migmatiitit (Patison et al. 2006). Lisäksi vihreäkivi- sekä granuliittijaksoja esiintyy etelämpänä FIRE 4 -linjaa. Kivien iät vaihtelevat 3,5—2,7 Ga ja Pudasjärven granuliittijaksoon kuuluvat Siuruan gneissit ovat vanhimpia tunnettuja kiviä Fennoskandian kilven alueella (Patison et al. 2006). Nuoremmat paleoproterotsooiset mafiset intruusiot leikkaavat kiviä juonina sekä kerrosintruusioina, jotka liittyvät Tornio-Näränkävöön kerrosintruusiojaksoon. Muodonmuutos osassa kerrosintruusioista on ollut monivaiheista ja metamorfoosiaste vaihtelee vihreäkivifasiuksesta alhaiseen amfiboliittifasiukseen (Patison et al. 2006).

Peräpohjan liuskejakso

Paleoproterotsooisen Peräpohjan liuskejakson pintageologia koostuu kahdesta litostratigrafisesta ryhmästä: alemmasta Kivalon ja ylemmästä Paakkolan ryhmästä (Patison et al. 2006). Kivalon vanhin Sompujärven konglomeraattiyksikkö makaa Pudasjärvikompleksin päällä ja niitä erottaa epäjatkuvuuspinta, joka erottuu seismisessä tulkinnassa kohdassa CMP 1500 (kuva 24). Sompujärven yläpuoliset ovat mafisia laavoja, vulkanoklastisia kiviä sekä sedimenttikiviä ja peliittisiä mustaliuskeita (Perttunen & Vaasjoki, 2001). Kivalon yksikössä 2,33 Ga basaltit ovat sekoittuneet arkeisen yläkuoren osittaissulan kanssa, mutta nuoremmat 2,09 Ga eivät, mikä viittaa pitkälle edenneeseen hautavajoamaan (Hanski et al. 2005). Metamorfinen aste liuskejaksossa nousee etelästä pohjoiseen vihreäkivifasiuksesta amfiboliittifasiukseen lähestyttäessä Keski-Lapin granitoidikompleksia. Jakson pohjoisrajalla korkean paineen ja keskiverron lämpötilan mineraaliseurueet muuttuvat matalan paineen ja korkean lämpötilan seurueiksi (Perttunen et al., 1996).



Kuva 24. FIRE 4 CMP 0–10 000 (Patison et al. 2006).

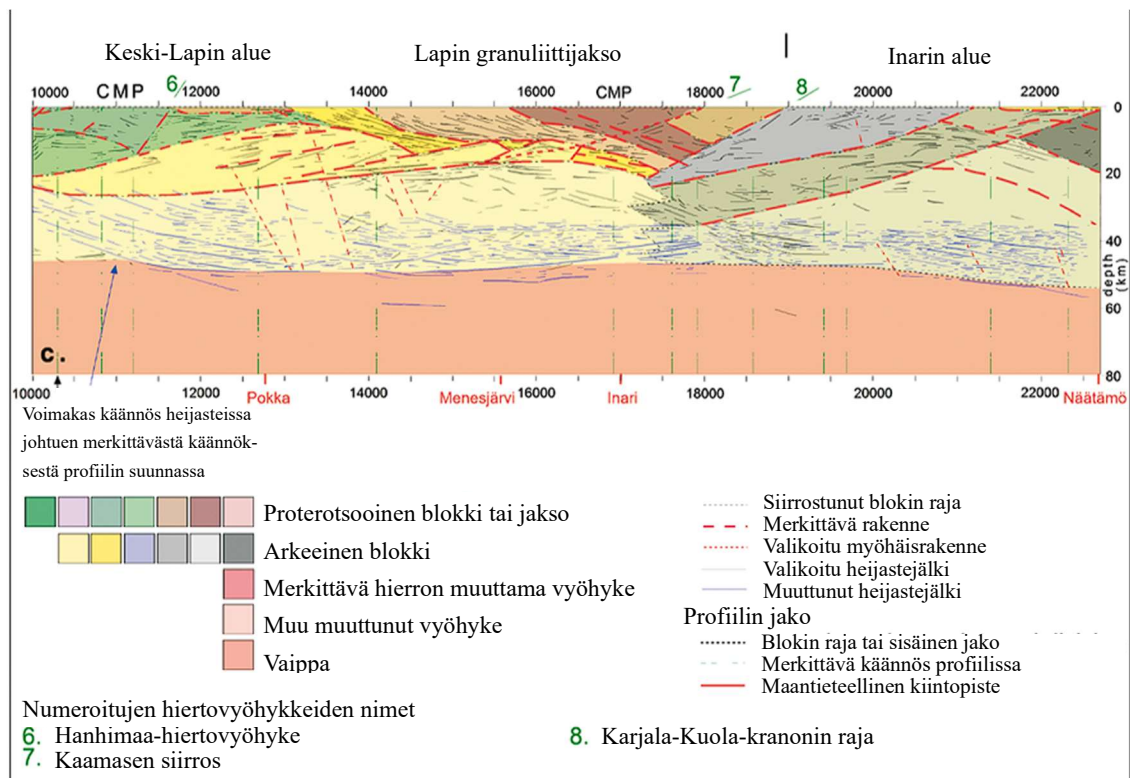
Keski-Lapin granitoidikompleksi

Keski-Lapin granitoidikompleksin hallitseva piirre ovat paleoproterotsooiset, iältään vaihtelevat intruusioidet (Patison et al. 2006). Kompleksin lounaisosassa sijaitsevassa Suomujärvi-kompleksissa tonaliitti-intruusioista sekä kvartsiittien zirkoneista on mitattu myös arkeisia iäkiä (Evins et al., 1997). Myöhäis- ja postorogenisten intruusioiden S-tyyppin graniittisen koostumuksen vuoksi Nironen (2005) on ehdottanut niiden lähteeksi paleoproterotsooisten sarjojen hautaamia arkeisia kiviä, joita olisi mahdollisesti koko pohjoisessa Suomessa. Granitoidikompleksin pohjois- ja eteläraajat ovat migmatiittisia peliittejä ja arkoosigneisijä (Patison et al. 2006). Kompleksia erottaa pohjoisessa sijaitsevasta Keski-Lapin alueesta loivasti pohjoiseen kaatuva tektoninen kontakti, joka nähdään linjalla CMP 7500.

Keski-Lappi

Paleoproterotsooinen Keski-Lapin alue koostuu arkeisista kivistä sen itäisessä osassa sekä useista repeämiseen ja myöhempään kompressioon liittyvistä vihreäkivijaksoista (Patison et al. 2006). Keski-Lapin vihreäkivijakson stratigrafiassa yksiköt toistensa suhteen vanhimmasta nuorimpaan ovat Onkamon, Sodankylän, Savukosken ja Kittilän ryhmät, sekä näiden päällä

Lainio ja Kumpu-ryhmät, joiden ikäsuhteet ja kontaktit toisiinsa ovat epäselvempiä (Lehtonen et al. 1998, Väänänen 1998). Kittilän ryhmää Keski-Lapissa on ehdotettu alloktioniseksi ryhmäksi muun muassa sen itärajalla esiintyvien ofioliittien, felsisten juonten ja mafisten kivien samanaikaisuuden sekä metamorfisen asteen äkkinäisten muutosten vuoksi (Patison et al. 2006). Kittilän ryhmä erottuu selkeästi muista Keski-Lapin kivistä seismisessä tulkinnessa kohdassa CMP 10 000—11 500 ja sen yläpuolinen Kumpu-ryhmä CMP 10 000 (kuva 25). Kittilän ryhmän geokemiallisen vaihtuvuuden oletetaan kuitenkin viittaavan enemmän siihen, että ryhmän edustavaa arkeisten alueiden ja valtameritasangon muodostamaa yhdistelmää, kuin yhtenäistä osaa merellisestä kuoresta (Hanski & Huhma 2005). Tämän perusteella Kittilän ryhmä sisältää todennäköisesti monia toisistaan erottuvia elementtejä, jotka on kartoitettu Kittilän ryhmäksi.



Kuva 25. FIRE 4 CMP 10 000—22 600 (Patison et al. 2006).

Mafisia intruusioita Keski-Lapissa ovat esimerkiksi Akanvaaran ja Koitelaisen kerrosintruusiot, Peräpohjan kanssa samanaikaiset intruusiot sekä nuoret diabaasit ja gabrot. Muita intruusioita alueella ovat granodioriitit, felsiset juonet, suuntautuneet tonaliitit, granodioriitit sekä monzoniitit ja Haaparanta seurueen plutonit (Lehtonen et al. 1998).

Keski-Lapin vihreäkivijaksolla merkittävimmät hiertovyöhykkeet kaatuvat etelään ja liittyvät hirttoon jakson reunoilla. Esimerkiksi Venejoki-hiertovyöhyke erottaa Kittilän ja Kaukosen

ryhmiä (CMP 8600). Sirkka-hiertovyöhyke (CMP 10 000) on merkittävä tektoninen raja Savukosken ja Kittilän ryhmien välillä ja liittyy todennäköisesti sarjaan lähes samansuuntaisia työntö- ja poimurakenteita, jotka myös kaatuvat etelään. Näistä etelään suuntautuvista rakenteista eroavien hiertovyöhykkeiden, kuten Kittilän hiertovyöhykkeen, on tulkittu liittyvän myöhempään uudelleen aktivoitumiseen. Vihreäkivijakson pohjoisrajalla kontakti Lapin granuliittijaksoon kaatuu pohjoiseen eli granuliittijakso on työntynyt vihreäkivijakson päälle (CMP 13 000 kuva 25; Patison et al. 2006).

Lapin granuliittijakso

Paleoproterotsooisen Lapin granuliittijakson kontaktin muodostaa vyöhyke, jossa on työntökerrostunut Keski-Lapin vihreäkivijakson kiviä sekä granuliittijakson alapuolisen Arkeeisen kallioperän kiviä. Granuliittijakso itsessään koostuu kaariympäristön metasedimenteistä, anortosiiteista yksikkönä sekä samansuuntaisina levyinä, ja intruusioista (Barbey et al. 1986). Anortosiittien ja ultramafiittien esiintymisen uskotaan viittaavan vaippaperäisen materiaalin osallisuuteen (Korja et al. 1996). Metamorfoosiaste jaksolla on granuliittifasieksen tasolla, mutta venytyksessä on alueellista vaihtelua (Marker 1988).

Granuliittijakso edustaa Karjalan ja Kuolan arkeeisten kratonien mannermannen törmäyksessä muodostunutta työntösarjaa, josta voidaan erottaa neljä samansuuntaista, loivasti koilliseen kaatuvaa kerrosta (Korja et al. 1996). Elektromagneettiset mallit (Korja et al. 1989) sekä geokemialliset tutkimukset viittaavat arkeisiin yksiköihin alloktionisen granuliittijakson alla (Haapala et al. 1987). Granuliittijakson ja Inarin alueen välisen rajapinnan luonne ei ole selvä ja erilaisia alityöntö- sekä synformimalleja kontaktille on esitetty (Patison et al. 2006). Rajapinta kaatuu etelään seismisessä tulkinnassa kohdassa CMP 19 000.

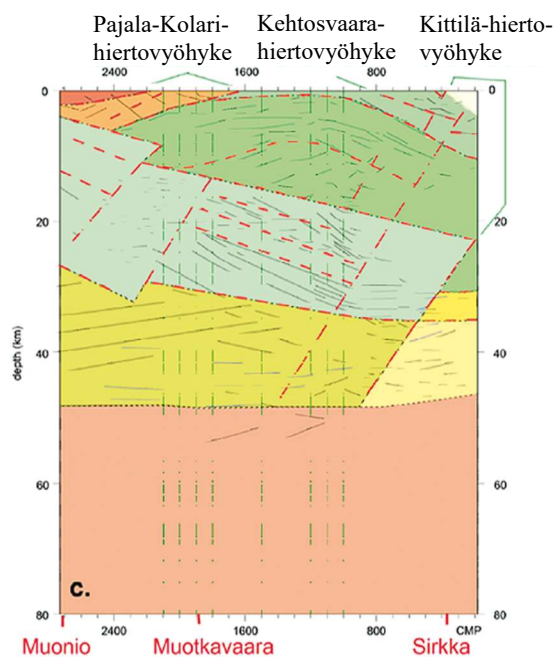
Inarin alue

Inarin alue on sekoitus paleoproterotsooisia ja arkeisia kiviä, mitkä sisältävät Opuskajärven ja Surnujärven vihreäkivijaksot sekä arkeisia gneissikomplekseja (Kesola 1995). Lisäksi Inarin alueen rajapinta Lapin granuliittijaksoa vasten sisältää paleoproterotsooisia metasedimenttejä sekä granodioriitteja, graniitteja, gabroja ja gneissejä (Koistinen et al. 2001). Inarin gneissikomplekseja leikkaavat paleoproterotsooiset intruusiot ja neoproterotsooiset diabaasijuonet (Vuollo & Huhma 2005) sekä Opuskajärven ja Surnujärven vihreäkivijaksot (Huhma 1986). Arkeiset kompleksit ovat vahvasti migmatisoituneita (Kesola 1995).

3.4.2 FIRE 4B

FIRE 4B linja kulkee Keski-Lapin alueelta Karjalan ja Norrbottenin kratonien rajavyöhykkeeksi ehdotetulle alueelle Ruotsin rajalla (Lahtinen et al. 2005). Pohjois-Ruotsin geologinen kehitys on samankaltainen Peräpohjan liuskejaksos kanssa; mantereista repeämistä on seurannut repeämiseen liittyvä kerrostuminen (Bergman et al. 2001). Tätä myöhemmät monivaiheiset intruusiot, kuten Haaparanta ja Hetta -intruusiot ovat vallitsevia geologisia yksiköitä länsirajalla.

Alueen merkittävin muodonmuutosrakenne on Pajala-Kolari-hiertovyöhyke (Berthelsen & Marker 1986), jonka uskotaan edustavan tektonista rajavyöhykettä Karjalan ja Norrbottenin kratonien välillä (Lahtinen et al. 2005). Hierron kulku on FIRE 4B -linjan kohdalla koilliseen kohdissa CMP 1700 ja 2200 (kuva 3.4.3). Alueella on myös muita koilliseen ja itään kulkevia hiertovyöhykkeitä (Väisänen et al. 2000).

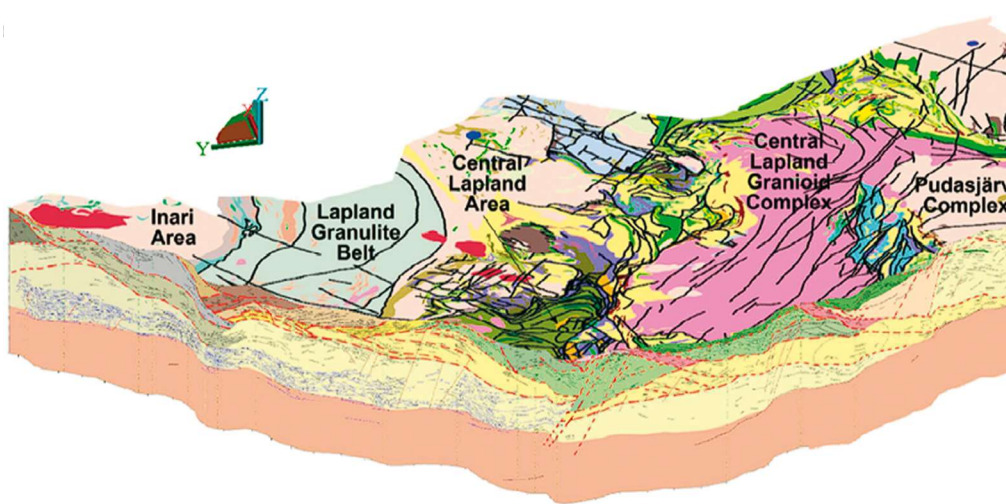


Kuva 26. FIRE 4B CMP 0—2700 (Patison et al. 2006). Värien selitteet kuvat 24 ja 25.

Yleisiä lapin rakennepiirteitä

Mafiset juonet useilla eri ajanjaksoilla viittaavat ekstensioon (Vuollo & Huhma 2005) ja Keski-Lapin kerrosintruusioiden on ehdotettu kallistuneen lounaaseen kaatuvien normaalsiirrosten johdosta (Sorjonen-Ward 1993). Työnrakenteet liittyvät orogenisiin törmäyksiin ja niiden suunnat vaihtelevat orogenian mukaan. Ylityöntö Karjalan kratonin lounaisrajalla on pohjois-koillisuuntaista, Kuolan ja Karjalan kratonien välillä kaakkoissuuntaista (Sorjonen-Ward 1993) ja Länsi-Lapissa itä-koillisuuntaista (Berthelsen & Marker 1986). Näihin liitetyt

päähiertovyöhykkeet ovat Sirkka-hiertovyöhyke (Ward et al. 1989), Keski-Lapin ja Lapin granuliittijakson välinen hierto (Sorjonen-Ward 1993) sekä Pajala-Kolari-hiertovyöhykkeen aikaiset vaiheet (Väisänen et al. 2000). Kulkuliukusiirrosten uskotaan olevan metamorfisen huipun jälkeisiä, eikä siirrosten tarkkaa aiheuttajaa tunneta (Kärki et al. 1992). Siirrosten kulku vaihtelee luoteissuuntaisesta koillissuuntaiseen.



Kuva 27. FIRE 4 profiili yhdistettynä pintageologiaan 2.5D kuvassa (Patison et al. 2006). Inari Area = Inarin alue, Lapland Granulite Belt = Lapin granuliittijakso, Central Lapland Area = Keski-Lapin alue, Central Lapland Granitoid Complex = Keski-Lapin granitoidikompleksi, Pudasjärvi Complex = Pudasjärvi-kompleksi.

4. Keskustelu ja johtopäätökset

FIRE-tutkimusten seimiset heijasteprofiilit tarjoavat runsaasti aikaisemmin saavuttamattomissa ollutta tietoa kallioperän rakenteesta ja mahdollistaa uusia tulkintoja geologisista rakenteista. Ikäsuhteiden ja deformaatiohistorian määrittämisestä tulee luotettavampaa, kun kallioperän pinnalla näkyviä rakenteita voidaan seurata syvälle pinnan alapuolelle.

Seismisen datan saattaminen muotoon, jossa se on esitetty tässä tutkielmassa sisältää kuitenkin hyvin paljon tulkintaa. Virheellisten lopputulosten todennäköisyys kasvaa sen mukaan, kun alueen yleisen pintageologian tuntemus heikkenee ja yksiköiden kompetenssi- ja tiheyserot heikkenevät. Vähäisten erojen vuoksi osa heijasteista on hyvin heikkoja, eikä tulkintoja voida tehdä yhtä varmasti, kuin suuren kontrastin heijasteista. Linjan suunta suhteessa tutkittaviin rakennepiirteisiin voi edelleen heikentää heijasteita ja muuttaa niiden havaittua kaadetta. Hyvin ohuita tai jyrkkiä juonia ei havaita, jos niihin ei liity hiertoa. Tulkinnan varmuus heikkenee myös

syvyyden kasvaessa sekä kallioperän muuttuessa muovautuvammaksi, eivätkä alakuoren ja ylävaipan rakenteista tehdyt tulkinnat ole yhtä luotettavia, kuin kuoren yläosassa.

Laajat seismiset havainnot vahvistavat tunnettujen rakenteiden geometriaa pinnan alla, mutta antavat myös tietoa vähemmin tunnetuista alueista, kuten Venejoki-hiertovyöhykkeestä Keski-Lapissa sekä mahdollistavat aiempaa laajempien litologisten mallien tekemisen. Esimerkiksi yhdistämällä pintageologiasta tunnettuja geologisia yksiköitä seismiseen dataan 3D-mallinnuksen avulla voidaan seismisestä datasta saada yhä saavutettavampaa ja helpommin tulkittavaa.

FIRE-aineistosta tehdyissä tulkinnoissa voidaan huomata selkeitä eroja lähestymistavoissa ja seismisessä tulkinnassa. Esimerkiksi FIRE 2 -linjan tulkinnassa on keskitytty kuvailemaan hyvin tarkkoja yksityiskohtaisia piirteitä, linjaprofiili on esitetty hyvin läheltä ja syvyys rajattu kahdeksaan kilometriin. FIRE 4 -linjan tulkinta taas keskittyy kallioperän pääpiirteisiin sekä merkittäviin tektonisiin rajapintoihin ja tulkitut yksiköt ulottuvat yli 40 kilometriin. FIRE 4 tulkinnat ovat suurpiirteisempiä, jolloin ne ovat huomattavasti epätarkempia ja tekevät pienempien alueiden tarkastelusta vaikeampaa.

Seisminen reflektiotarkastelu ei anna tietoa kivilajiyksiköiden ominaisuuksista absoluuttisesti, vaan ainoastaan suhteessa toisiinsa. Seismisellä tarkastelulla voidaan havaita muutoksia kiven huokoisuudessa, fluidipitoisuudessa tai kemiallisessa koostumuksessa kahden yksikön välillä, mutta muita menetelmiä tarvitaan kivilajin, kivessä olevan fluidin ja kemiallisen koostumuksen määrittämiseen.

FIRE 1 -linjalla jaksojen ja kompleksien syvyysjatkuvuudet ovat selkeitä, ja heijasteet usein jyrkkiä. Heijasteprofiilit korreloivat hyvin pintageologiaa. FIRE 2 ja 2A -linjoilla heijasteiden kaateet vaihtelevat enemmän, lähes vaakatasoiset kaateet ovat yleisempiä ja synformaaliset sekä antiformaaliset rakenteet dominoivat. FIRE 3 ja 3A -linjoilla heijastavuus on osittain heikkoa ja seismisen profiilin asettuminen suhteessa rakennesuuntauksiin on huono. Geologisten suuralueiden suhteesta toisiinsa on kuitenkin mahdollista tehdä uusia havaintoja esimerkiksi Sotkuman kallioperäikkunan ja Kalevan sarjojen osalta. FIRE 4 ja 4A -linjojen heijasteet muodostavat selkeitä yksiköitä, joiden sisällä kaateet ovat melko yhdensuuntaisia. Kaateet vaihtelevat suunnaltaan ja hiertovyöhykkeitä ja tunnettuja pintageologisia yksiköitä voidaan sitoa heijasteprofiiliin.

Lähdeluettelo

- Agnew, D., C. 2002. History of Seismology. International Geophysics; volume 81, part A. p. 3-11.
- Barbey, P., Bernard-Griffiths, J. & Convert, J. 1986. The Lapland charnockitic comple: REE geochemistry and petro genesis. *Lithos* 19, 95–111.
- Bergman, S., Kubler, L. & Martinsson, O. 2001. Description of the regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten County (east of the Caledonian Orogen), Geological Survey of Sweden Report 56, 110 p.
- Berthelsen, A., Marker, M. 1986b. 1.9–1.8 Ga old strike-slip megashears in the Baltic Shield, and their plate tectonic implications. *Tectonophysics* 128, 163–181.
- Haapala, I., Front, K., Rantala, E. & vaarma, M. 1987. Petrology of Nattanen-type granite complexes, northern Finland. *Precambrian Research* 35, 225–240.
- Hanski, E. & Huhma, H. 2005. Central Lapland Greenstone Belt. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A. & Rämö, O.T. (eds.), *Precambrian Geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology*, 14, 139–193.
- Hanski, E., Huhma, H., & Perttunen v. 2005. SIMS U-Pb, SM Nd isotope and geochemical study of an arkosite-amphibolite suite, Peräpohja Schist Belt: evidence for c. 1.98 Ga A-type felsic magmatism in northern Finland. *Geological Society of Finland, Bulletin* 77, 5–29.
- 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 p.
- Hyppönen, V., 1983. Ontojoen, Hiisijärven ja Kuhmon kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Ontojoki, Hiisijärvi and Kuhmo map-sheet areas. Geological map of Finland 1:100 000. Explanation to the maps of PreQuaternary rocks, Sheet 4411, 4412, 4413. Geological Survey of Finland, 60 p.
- Hölttä, P., Heilimo, E., Huhma, H., Juopperi, H., Kontinen, A., Konnunaho, H., Lauri, L., Mikkola, P., Paavola, J., & Sorjonen-Ward, P., 2012. Archaean complexes of the Karelia Province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 54, 9–20.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Third edition. Blackwell Science, Oxford. 262 p.
- Kesola, R. 1995. Näätämön kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000 : kallioperäkarttojen selitykset lehti 3934+4912+4914. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Näätämö map-sheet area, map sheets 3934, 4912 & 4914. Geological Survey of Finland, Espoo, 88 p.
- Kesola, R. 1995. Näätämön kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000 : kallioperäkarttojen selitykset lehti 3934+4912+4914. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Näätämö map-sheet area, map sheets 3934, 4912 & 4914. Geological Survey of Finland, Espoo, 88 p.
- Kesola, R. 1995. Näätämön kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000 : kallioperäkarttojen selitykset lehti 3934+4912+4914. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Näätämö map-sheet area, map sheets 3934, 4912 & 4914. Geological Survey of Finland, Espoo, 88 p.
- Koistinen, T. & Saltykova, T. (eds) 1999. Raahe-Ladoga Zone structure-lithology, metamorphism and metallogeny : a Finnish Russian cooperation project 1996–1999. Map 1: Structural lithology of the Raahe-Ladoga Zone 1:1 000 000. Geological Geological Survey of Finland, Espoo.
- Koistinen, T., Stephens, M. B., Bogatchev, v., Nordgulen, Ø., wenerström, M. & Korhonen, J., 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo; Geological Survey of Norway, Trondheim; Geological Survey of Sweden, Uppala; Ministry of Natural Resources of Russia, Moscow.
- Kontinen, A., Paavola, J. & Lukkarinen, H. 1992. K-Ar ages of hornblende and biotite from Late Archaean rocks of eastern Finland – interpretation and discussion of tectonic implications. *Geological Survey of Finland. Bulletin* 365, 31 p

- Korja, T., Hjelt, S.-E., Kaikkonen, P., Koivukoski, K., Ras mussen, T. M. & Roberts, R. G. 1989. The geoelectric model of the POLAR Profile, northern Finland. *Tectonophysics* 162, 113–133.
- Korja, T., Tuisku, P., Pernu, T. & Karhu, J. 1996. Field, petro physical and carbon isotope studies on the Lapland Granulite Belt: implications for deep continental crust. *Terra Nova* 8, 48–58.
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., wannerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. & Pekkala, Y. (eds.) 1997. 1:1 000 000 Bedrock map of Finland. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Kärki, A. 1992. Structure of the Late Archaean Pudasjärvi Complex and associated Early Proterozoic gneiss complexes. In: Laajoki, K. & Tuisku, P. (eds.), *Metamorphism, deformation and structure of the crust, Oulu, Finland 26–28 August 1991: excursion guide to Kainuu and Kuhmo 29 August – 1 September*. Res Terrae. Serie A 7, 5–12.
- Lahtinen, R., 1994. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1–1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93–1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 378, 1–128.
- Laitakari, I. 1987. Hämeen subjotuninen diabaasiuoniparvi. The The Subjotnian diabase dyke swarm of Häme. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 76, 99–116.
- 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: Lapin vulkaniittiprojektin raportti. Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti 140. Summary: The stratigraphy, petrology and geochemistry of the Kittilä greenstone area, northern Finland: a report of the Lapland Volcanite Project. Geologian tutkimuskeskus, Report of Investigation 140, 144 p.
- Luosto u., Tiira T., Korhonen H., Azbel I., Burmin v., Buy anov A., Kosminskaya I., Ionkis v. & Sharov N. 1990. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland. *Geophysical Journal International* 101, 89–110.
- Luosto, U. 1997. Structure of the Earth's crust in Fennoscandia Structure of the Earth's crust in Fennoscandia as revealed from refraction and wide-angle reflection studies. In: Pesonen, L. J. (editor). *The lithosphere in Finland – a geo physical perspective*. *Geophysica* 33 (1), 3–16.
- Marker, M. 1988. Early Proterozoic thrusting of the Lapland Granulite Belt and its geotectonic evolution, northern Baltic Shield. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 110, 405–410.
- Marmo, V. & Mikkola, T. 1963. On diabase dikes at Keuruu, On diabase dikes at Keuruu, Central Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 212, 17–24.
- Marshak, S., 2011. *Earth: Portrait of a planet: Fourth international student edition*. WW Norton & Company.
- Mänttari, I. & Hölttä, P., 2002. U-Pb dating of zircons and monazites from Archaean granulites in Varpaisjärvi, central Finland : evidence for multiple metamorphism and NeoArchaean terrane accretion. *Precambrian Research* 118 (1–2), 101–131.
- Neuvonen, K.J. 1971. Kannus. Suomen geologinen kartta 1:100 000; kallioperäkartan selitys, Lehti 2324. Geological Map of Finland 1: 100 000, Explanation to the map of rocks, Sheet 2324 Kannus, Geologian Tutkimuslaitos, 27 p. (in Finnish with English summary).
- Nironen, M. 2003. Keski-Suomen granitoidikompleksi : karttaselitys. Summary: Central Finland Granitoid Complex – explanation to a map. Geologiantutkimuskeskus. Tutkimusraportti Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti 157, 45 p.
- Nironen, M. 2005. Proterozoic orogenic granitoid rocks. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A. & Rämö, O.T. (eds.), *Precambrian Geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian Shield*. *Developments in Precambrian Geology* 14, pp. 443–479.
- Nironen, M., Elliott, B.A. & Rämö, O.T. 2000. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos* 53, 37–58.
- Nironen, M., Elliott, B.A. & Rämö, O.T. 2000. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos* 53, 37–58.

- Paavola, J. 2001. Vieremä. Geological map of Finland 1:100 000 : Pre-Quaternary rocks, sheet 3342. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Paavola, J., 2001. Vieremä. Geological map of Finland 1:100 000 : Pre-Quaternary rocks, sheet 3342. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Paavola, J., 2003. Vieremän kartta-alueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Vieremä map-sheet area. Geological map of Finland 1:100 000. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, Sheet 3342. Geological Survey of Finland, 40 p.
- Patison, N.L., Korja, A., Lahtinen, R., Ojala, V.J., & FIRE Working Group, 2006. FIRE seismic reflection profiles 4, 4A and 4B: Insights into the Crustal Structure of Northern Finland from Ranua to Näämämö. Geological Survey of Finland, Special Paper 43, 161–222, 20 figures, 6 tables and 2 appendices.
- Pekkarinen, L.J. & Lukkariinen, H. 1991. Paleoproterozoic volcanism in the Kiihtelysvaara-Tohmajärvi district, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 357, 30 p.
- Perttunen, v. & Vaasjoki M. 2001. U-Pb geochronology of the Peräpohja Schist Belt, northwestern Finland. In: Vaasjoki M. (eds.), Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano sedimentary sequences. Geological Survey of Finland, Special Paper 33, 45–84.
- Rost, S. & Thomas, C., 2002. Array seismology: Methods and applications. *Reviews of geophysics*, 40: 3.
- Shearer, P., M., 2019. *Introduction to Seismology*. Third edition. Cambridge: Cambridge University Press. 424 p.
- Sorjonen-ward, P. 1993. Structural history, alteration and gold mineralization in the Lapland Greenstone Belt, Finland. In: Mid- to lower-crustal metamorphism and uids conference, Mount Isa, July 26 – August 1, 1993. Geological Society of Australia, Abstracts 35, 88–90.
- Sorjonen-Ward, P. 2006., Geological and structural framework and preliminary interpretation of the FIRE 3 and FIRE 3A reflection seismic profiles, central Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 43, 105–159, 24 figures and 1 table.
- Sorjonen-Ward, P., 2006. Geological and structural framework and preliminary interpretation of the FIRE 3 and FIRE 3A reflection seismic profiles, central Finland. In: Kukkonen, I.T. & Lahtinen, R. (eds.) Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special Paper 43, 105–159.
- Vuollo, H. & Huhma, H. 2005. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., & Rämö, O.T. (eds.), *Precambrian Geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian Shield*. *Developments in Precambrian Geology* 14, 195–236.
- Väisänen, M., Airo, M-L. & Hölttä, P. 2000. Field investigations in the Central Lapland Greenstone Belt, northern Finland, 1998–1999. Geological Survey of Finland, Unpublished Report K 21.43/2000/1.
- Väänänen, J. 1998. Kolarin ja Kurtakon kartta-alueiden kallioperä, lehdet 2713 ja 2731. Summary: Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, sheets 2713 and 2731. Geological Survey of Finland, 87 p.