

**Salon seudun kallioperän alueellinen 3D-malli –  
rakenteiden kontrollina duktiilit hiertovyöhykkeet ja  
Svekobaltinen transpressio**



Tuomas Kauti  
Turun yliopisto  
Maantieteen ja geologian laitos  
Geologian osasto  
Pro gradu -tutkielma  
Joulukuu 2016

TURUN YLIOPISTO

Maantieteen ja geologian laitos, geologian osasto

KAUTI, TUOMAS: Salon seudun kallioperän alueellinen 3D-malli – rakenteiden kontrollina duktiilit hiertovyöhykkeet ja Svekobaltinen transpressio.

Pro gradu -tutkielma, 101 s., 5 liites.

Geologia ja mineralogia

Joulukuu 2016

---

Salon alue on 1,84–1,80 Ga Svekobaltisen orogeenin voimakkaasti muovaama, magneettisella kartalla esiin nouseva negatiivinen anomalia, jonka sisällä havaitaan loivia ja keskiasentoisia sekä paikallisesti jyrkkiä ja pystyjä rakenteita. Rakenteita ovat muokanneet transpressionaalisessa deformaatioissa kehittyneet subvertikaalit alueelliset hiertovyöhykkeet, joiden kulku on yleisesti ~NE–SW. Alueen litologiaa luonnehtivat voimakkaasti deformatuneet gneissit ja migmatiitit sekä loiva-asentoiset LSGM-vyöhykkeen granitoidit. Tutkimus keskittyy loivien rakenteiden syntymekanismien sekä alueen sisäisten lohkoliikuntojen selvittämiseen 3D-mallintamisen keinoin. Projektin kenttätöitä on suoritettu Paimion ja Suomusjärven välisellä E18-moottoritien osuudella ja rakennegeologisen kartoituksen ohella kallioleikkaukset on myös valokuvattu myöhempää käyttöä varten.

Tämän työn pohjana on toiminut Ahon (2015) rakennegeologinen tulkinta sekä käytetty aineisto: magneettinen kartta, 1:100 000 kallioperäkartojen rakenteelliset mittaukset, kentältä kartoitetut havainnot, muotoviivatulkinta ja topografiset lineamentit. Näiden perusteella on laadittu aluetta halkovien ~NE–SW -suuntaisten duktiilien hiertovyöhykkeiden verkosto sekä rakenteellinen osa-aluejako, joka jakaa tutkimusalueen kolmeen rakenteelliseen luokkaan. 3D-malli jakautuu hiertovyöhykkeiden rajaamiin osiin ja rakennepinnat pohjautuvat osa-aluejaon mukaisiin luokkiin sekä muutamiiin kallioperäkartojen mukaisiin kivilajihorisontteihin. Pintojen kaateet perustuvat duktiilien rakenteiden suuntajakaumiin sekä muotoviivatulkinnan mukaisiin arvioihin. Mallinnus on toteutettu MOVE™-ohjelmistolla.

3D-mallissa on pyritty korostamaan kallioperän voimakkaan deformaation vyöhykkeitä ja loiva-asentoisten graniittien rakennetta sekä niiden subvertikaaleihin hiertovyöhykkeisiin liittyviä intrudoitumismekanismia. Voimakas deformaatio keskittyy tutkimusalueen pohjoisosan suprakrustisiin kiviin, kun taas Salon magneettinen anomalia on pääosin alhaisen deformaation vyöhykettä. Alueen keskiosissa voidaan havaita Svekobaltista deformaatiota vastustava doomiutunut kuoren osa, joka säilöo sisäänsä aiempia rakenteita. Myöhäisorogeeninen deformaatio lokalisoitui hiertovyöhykkeisiin, jotka leikkaavat alueen kaikkia aiempia rakenteita.

Salon seudun 3D-malli on helposti ymmärrettävää grafiikkaa, josta voidaan nopeasti havaita alueen rakenteelliset pääpiirteet. Mallin perusteella alueella vallitsee läpikotainen Svekobaltisen puristuksen ~NE–SW -kulkuisen suuntaus, jota hiertovyöhykkeet ovat taivuttaneet. Transpressionaalisessa tektoniikassa kuoreen asettuneet subhorizontaalit graniittiset patjat ovat Salon negatiivisen magneettisen anomalian taustalla; isotrooppiset graniitit ovat peittäneet alleen aiemman magneettisen jäljen. Mallin perusteella ehdotan, että Salon hiertovyöhykkeessä on tapahtunut itäpuoli ylös - reverssisiirtymää. Paimion ja Kiskon hiertovyöhykkeiden kinemaattisten indikaattorien sekä tutkimusalueella havaittavien ympäristöstään eroavien doomirakenteiden perusteella, Salon anomalia edustaa ylempää kuoren leikkausta kuin Turun alueen ja Länsi-Uudenmaan kivet.

Asiasanat: 3D-mallinnus, duktiilit hiertovyöhykkeet, kinematiikka, LSGM, rakennegeologia, Salo, Svekofenninen orogeenia, tektoniikka.

UNIVERSITY OF TURKU  
Department of geography and geology, geology section

KAUTI, TUOMAS: The Regional 3D model of bedrock of the Salo area – ductile shear zones and the Svecobaltic transpression controlling the structures.

Master's thesis, 101 pp., 5 appendix pp.  
Geology and mineralogy  
December 2016

---

The Salo region defines a negative magnetic anomaly within the strongly deformed 1.84–1.80 Ga Svecobaltic orogen, which is characterized by overall gentle and moderate dips, and local occurrences of steeply dipping to sub-vertical structures. The crust is deformed by crustal-scale sub-vertical ~NE–SW shear zones, formed in a transpressional tectonic regime. Common lithologies in the area are high-strain gneisses and migmatites and gently-dipping granites of the LSGM zone. The aim of this study is to unravel the forming mechanisms of the gently-dipping structures and to sort out the block rotations in the area using 3D modeling. The field survey of the project was carried out along the motorway E18 between Paimio and Suomusjärvi. The road cuts have been mapped out and also photographed for means of later use.

The structural interpretation is based on the work of Aho (2015) and the used data: magnetic anomaly map, 1:100 000 bedrock maps of the area and tectonic measurements therein, the mapped data, the form line interpretation and the topographic lineaments of the study area. Based on this data, a network of cross-cutting ~NE–SW ductile shear zones was constructed and subdivision of the area into three distinct structural classes was conducted. The 3D model is divided into segments which are delimited by shear zones and the structural surfaces of the model are based on classes of the subarea division and also into few rocktype horizons from bedrock maps. The dips of the 3D surfaces are based on directional distribution of the ductile structures and on the evaluations of the form line interpretations. The 3D modeling was carried out using the MOVE™ software.

The high-strain zones and the structure and the intruding mechanisms of the gently-dipping granites are being highlighted in the 3D model. High-strain is focused in the supracrustal parts of the northern part of the study area, whereas the Salo magnetic anomaly is mainly comprised of low-strain areas. A rigid domed part of the crust is resisting the Svecobaltic contraction and it can be seen in the middle parts of the Salo region. It also contains and preserves older structures. The late-orogenic deformation is localized into crustal-scale shear zones which cross-cut all former structures.

The 3D model of the Salo region is an easily understandable graphic presentation where viewer can quickly identify the main structural features of the area. Based on to the model, the area has thorough ~NE–SW striking structural grain due to the Svecobaltic compression which has later been bent by the shear zones. The negative magnetic anomaly of the Salo area is caused by the subhorizontal granitic sheets that were intruded and settled into the crust in a transpressional tectonic regime – high-T possibly further contributed to resetting of the magnetic imprint of the rock. Based on the model, it is suggested here that the Salo shear zone has undergone an E side up reverse movement. Kinematic indicators of the Paimio and the Kisko shear zones together with the doming structures of the study area indicates that the Salo anomaly represents a shallower crustal cut than the rocks of Turku and western Uusimaa regions.

Keywords: 3D modeling, ductile shear zone, kinematics, LSGM, Salo, structural geology, Svecofennian orogeny, tectonics.

## Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	2
2. Geologinen tausta.....	5
2.1. Svekofenninen orogenia .....	5
2.2. Svekofenniset kivet Etelä-Suomessa.....	9
2.3. Etelä-Suomen Paleoproterotsooiset hiertovyöhykkeet .....	9
2.4. LSGM – graniittien rakenne ja paikalleenasettuminen .....	23
2.5. Tutkimusalueen geologia .....	25
3. Aineisto ja menetelmät.....	35
3.1. Kartta-aineistot .....	35
3.2. Ohjelmistot .....	36
3.3. Kallioperäkartoitus.....	37
3.4. Seinämäkuvaukset.....	38
3.5. 3D-mallinnus .....	40
4. Alueen rakennegeologiset tulkinnat ja niiden käyttö 3D-mallinnuksen pohjana .....	47
4.1. Topografiset lineamentit.....	47
4.2. Duktiilien rakenteiden suuntajakaumat .....	50
4.3. Muotoviivakartta .....	53
4.4. Rakennegeologiset osa-alueet .....	55
5. 3D-malli .....	71
5.1. Mallin yleiskuvaus .....	71
5.2. Hiertovyöhykkeet.....	73
5.3. Pinta-analyysit.....	75
5.4. Malli kohteittain .....	77
6. 3D-mallin arviointi ja vertailu maankuoren alueellisen kehityksen malleihin .....	88
6.1. Deformaation jakautuminen ja kuoren kehitys Salon seudulla .....	88
6.2. Myöhäisorogeenisten graniittien asettuminen .....	90
6.3. Avoimet kysymykset ja alueen tutkimuksen kehityskohteet .....	92
6.4. Virhelähteet ja mallin kriittinen arviointi.....	93
7. Johtopäätökset .....	94
8. Kiitokset.....	95
Lähdeluettelo .....	96



## 1. Johdanto

Eteläisen Suomen kallioperää luonnehtivat Svekofennisen orogeenin (~1,9–1,8 Ga; kuva 1a) aikana syntyneet korkean metamorfoosiasteen gneissit ja migmatiitit sekä loiva-asentoiset myöhäisorogeeniset granitoidit. Tavallisimpia rakenteita ovat mm. kuorta halkovat ~E–W -suuntaiset Someron ja Etelä-Suomen sekä NNE–SSW -suuntaiset Mynälahden, Paimion, Kiskon ja Porkkala-Mäntsälän hiertovyöhykkeet. ~N–S -suuntaiset vyöhykkeet edustavat ~1,83–1,79 Ga transpressiovaiheessa (D<sub>3</sub>–D<sub>4</sub>) syntyneitä reverssisiirroksia, jotka ovat myöhemmin reaktivoituneet normaalisiirroksina (Väisänen & Skyttä 2007). Salon alue lukeutuu myöhäis-Svekofenniseen graniittimigmatiitti -vyöhykkeeseen (LSGM), joka on noin 100 x 500 km laajuinen merkittävä kuoren segmentti (Ehlers *et al.* 1993). Vyöhyke ulottuu lännessä Ahvenanmaan saaristosta ~WSW–ENE -suuntaisena kaistaleena itään Ilomantsin seudulle asti (kuva 1b).

Alueen duktiilia deformaatiota luonnehtivat kohti W–NW ylikaatuneet F<sub>2</sub>-poimut ja akselitasoltaan pystyt, kulultaan E–W -suuntaiset F<sub>3</sub>-poimut (Stålfors & Ehlers 2006). Poimuttuneiden vyöhykkeiden väleissä on laajahkoja alueita, joilla rakenteet ovat loiva-asentoisia ja joilla esiintyy myöhäis-Svekofennisiä graniitteja (Kuruhila *et al.* 2005). Skyttä ja Mänttari (2008) ovat esittäneet kuoren ekstension ja siihen liittyvän kuoren osittainsulamisen ~1825 Ma sitten vaikuttaneen näiden alueiden loiva-asentoisten rakenteiden syntyyn. N–S -suuntaisen pääpuristussuunnan rotatoituminen NW–SE -suuntaiseksi ~1820 Ma johti deformaation lokalisoitumiseen subvertikaaleihin hiertovyöhykkeisiin (Skyttä & Mänttari 2008). Stålfors ja Ehlers (2006) ovat jakaneet Etelä-Suomen Svekofennisen orogeenin deformaatiokehityksen kolmeen vaiheeseen D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> ja D<sub>3</sub>, joista Skyttä ja Mänttari (2008) irrottivat hiertovyöhykkeisiin lokalisoituneen deformaation D<sub>3</sub>-vaiheesta vaiheeksi D<sub>4</sub>. D<sub>1</sub> on yleisesti peittyneet myöhempien rakenteiden alle ja se on havaittavissa paikoin vain intrafoliaalisena F<sub>1</sub>-poimutuksena (Stålfors & Ehlers 2006).

Tämä työ on osa projektia, jonka tavoitteena on tuoda uusia näkemyksiä Svekofennisen orogeenin aikaiseen monimutkaiseen kuoren kehityshistoriaan. 3D-mallintamalla erilaisia rakennegeologisia osa-alueita ja näiden välisinä rajapintoina toimivia alueellisia hiertovyöhykkeitä pyritään tuomaan esiin Salon seudun kallioperän rakenteellista moninaisuutta, jonka on ehkä aiemmin katsottu olevan todellista yksinkertaisempi (mm. Lehijärvi 1955, Van Staal & Williams 1983). Karttatasolta vaikeasti hahmottuva poimujen 3D-geometria on haluttu tuoda esiin rakenteiden ymmärtämisen helpottamiseksi. Näin esim. poimujen tiukkuus ja akselien kaartuminen hahmottuvat lukijalle vaivattomasti.

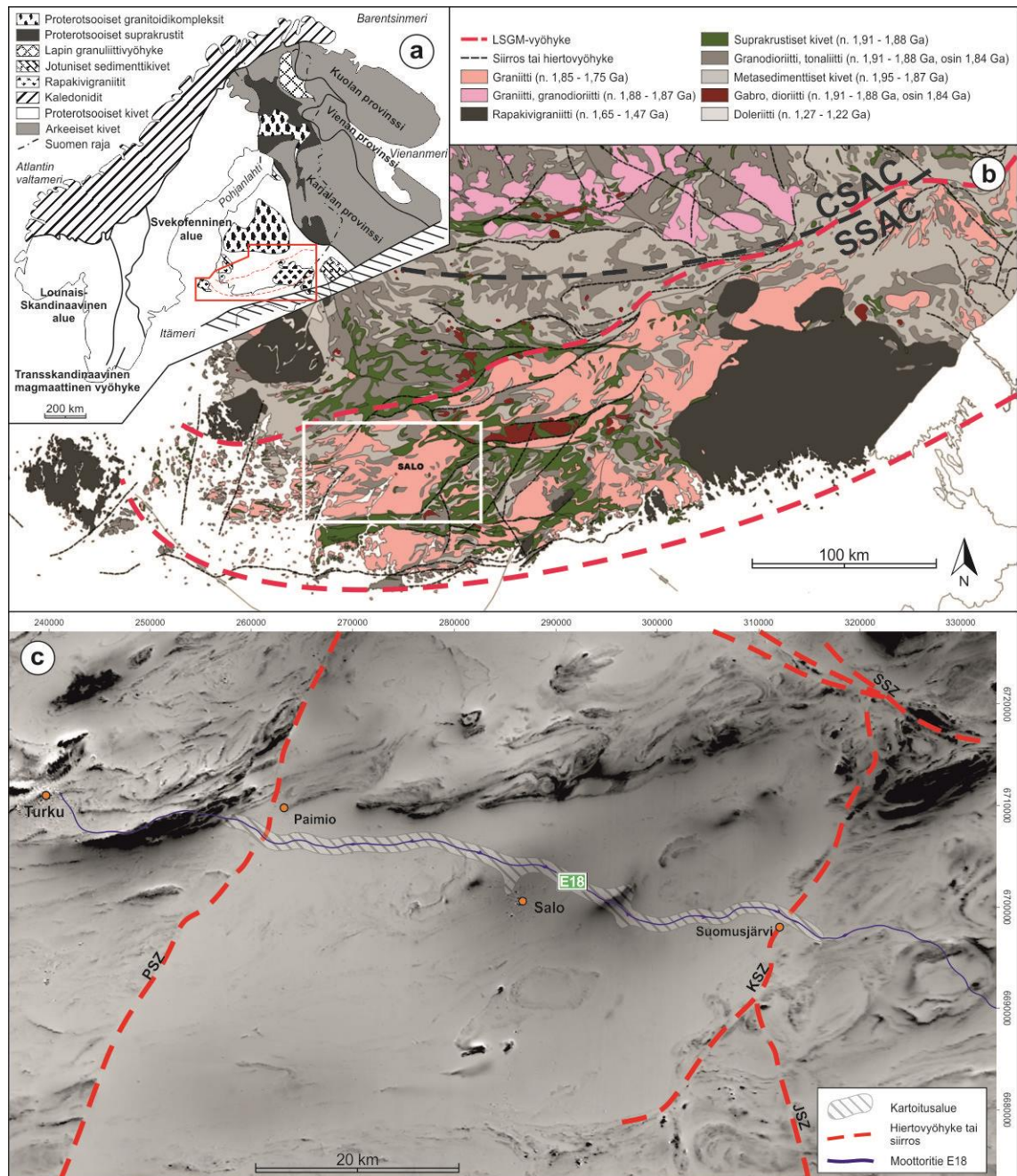
Hiertovyöhykkeiden kinematiikan tunteminen on avainasemassa 3D-mallin toteutuksen ja sen luotettavuuden arvioinnin kannalta. Mallista ilmenevän deformaation jakautumisen toivotaan edesauttavan loiva-asentoisten rakenteiden tarkempaa rajausta ja tätä kautta pystyttäisiin tarkentamaan niiden syntymekanismeja.

Tutkimusalue sijoittuu E18-moottoritien varrelle, rajautuen lännessä Paimion ja idässä Kiskon hierontovyöhykkeisiin (kuva 1c). Alue edustaa tapausta, jossa loivat rakenteet ovat vallitsevia ja tämän rakenteellisen piirteen selventämiseksi Salon projektin on tarkoitus testata seuraavia tutkimushypoteeseja (Aho *et al.* 2014):

- a) Salon seudun kallioperä edustaa intraorogeenista repeämisvyöhykettä, joka kehittyi Fennoskandian kilven Svekofennisella alueella (kuva 1a) kahden suuren orogeeniavaiheen, Fennian orogeenian (1,89–1,87 Ga) ja Svekobaltian orogeenian (1,84–1,80 Ga) välissä (Lahtinen *et al.* 2005). Näin ollen alue korreloisi ajallisesti ~1,87–1,84 Ga sitten kerrostuneiden Suomen ja Ruotsin Svekofennisten intraorogeenisten sedimenttikivien (Bergman *et al.* 2008, Lahtinen & Nironen 2010) sekä Lounais-Suomen samanaikaisen intraorogeenisen mafisen magmatismien kanssa (Väisänen *et al.* 2012).
- b) Subhorisontaalit rakenteet syntyivät noin 1,84–1,83 Ga sitten homogeenisen ekstension aikana kuoreen, joka oli paksuuntunut Fennian orogeenian aikana (Skyttä & Mänttari 2008).
- c) Subhorisontaalit rakenteet liittyvät Fennian (1,89–1,87 Ga) ylityöntötektoniikkaan (vrt. Kemiön alue; Van Staal & Williams 1983).
- d) Subhorisontaalit rakenteet syntyivät yhdessä transpressionaalisen deformaation aikana paikoilleen asettuneiden 1,85–1,80 Ga graniittien kanssa (Ehlers *et al.* 1993, Väisänen & Hölttä 1999, Skyttä *et al.* 2006). Ko. paikalleen asettumista luonnehtii magman nouseminen subvertikaaleja hierontovyöhykkeitä pitkin ja asettuminen lopulta subhorisontaaleiksi graniittipatjoiksi (Stålfors & Ehlers 2006).

3D-mallinnuksen lisäksi tutkimusprojektin hypoteeseihin on haettu vastauksia kahden muun pro gradu -työn voimin. Tähän työhön kiinteästi liittyvä Riku Ahon (2015) lopputyö on hyödyntänyt samaa kartoitusaineistoa, rakennegeologista analyysia ja niihin pohjautuvaa rakennegeologista osa-aluejakoa. Heidi Penttinen (*tekeillä*) tekee lopputyöprojektissään U-Pb sekä Lu-Hf-menetelmillä isotooppimäärityksiä alueen kivien kiteytymisajankohdan ja alkuperän selvittämiseksi. Aho (2015) toteaa alueen loiva-asentoisten rakenteiden syntyneen kompressionaalisessa ja ekstensionaalisessa tektoniikassa, mistä on osoituksena eri-ikäiset loiviin rakenteisiin intrudoituneet granitoidit (1,86 ja 1,82 Ga; Penttinen *tekeillä*). Aho (2015) ehdottaa myös Svekobaltisen kanavavirtauksen (channel flow) kehittymisen keskikuoreen ja orogeenian romahtamisen aiheuttaman ekstension muovanneen Salon alueen kallioperää.

Tutkimuksen lähtökohtana oli E18-moottoritien kallioleikkausten systemaattinen kartoittaminen ja kaikkien, nyt vielä hyväkuntoisten kallioleikkausten dokumentointi valokuvaamalla. Lisäaineistoa digitoitiin Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) tuottamilta 1:100 000 kallioperäkarttalehdiltä. GTK:n tuottama Suomen aeromagneettinen anomaliakartta-aineisto on toiminut pohjana rakenteiden muotoviivatulkinnalle, jota on tuettu Maanmittauslaitoksen (MML) laatimalla korkeusmallilla.



**Kuva 1.** a) Geologinen yleiskartta Fennoskandian kilven alueelta (muokattu Koistinen et al. 2001, Rämö et al. 2005). b) Etelä-Suomen litologinen kartta. LSGM = Myöhäis-Svekofenninen graniitti-migmatiitti-vyöhyke, CSAC = Keski-Svekofennian kaarikompleksi, SSAC = Etelä-Svekofennian kaarikompleksi. c) Aeromagneettinen anomaliakartta Salon seudun tutkimusalueesta. JSZ = Jylyn hirttovyöhyke, KSZ = Kiskon hirttovyöhyke, PSZ = Paimion hirttovyöhyke, SSZ = Someron hirttovyöhyke. Tausta-aineisto kartoissa b ja c: © Geologian tutkimuskeskus.

## 2. Geologinen tausta

### 2.1. Svekofenninen orogenia

Svekofennisen orogenian synnyttämä kallioperä muodostaa keskeisen osan Fennoskandian kilpialuetta. Se rajautuu koillisessa Arkeeseen kratoniin, lännessä Kaledoneihin ja lounaassa Transskandinaaviseen syväkivien vyöhykkeeseen (TIB; kuva 1a). Etelässä ja kaakossa Svekofenniset kivet peittyvät Fanerotsoisten sedimenttikivien alle. Korsman ja muut (1997) ovat jakaneet Suomen Svekofennisen orogenian kolmeen provinssiin: 1) Keski-Suomen primitiiviseen kaarikompleksiin (1,93–1,87 Ga), 2) Keski- ja Länsi-Suomen akkreetiokaarikompleksiin (1,90–1,87 Ga) ja 3) Etelä-Suomen akkreetiokaarikompleksiin (1,90–1,82 Ga). Kähkönen (2005) suosittelee vastaavasti seuraavaa jakoa: 1) Savo-vyöhyke, 2) Keski-Svekofennia ja 3) Etelä-Svekofennia. Etelä-Svekofennia jaetaan edelleen suprakrustisten kivien Hämeen sekä Uudenmaan vyöhykkeisiin ja Saimaan alueeseen. Etelä-Svekofennian rajat noudattelevat melko tarkasti myös Ehlersin ja muiden (1993) määrittelemää myöhäis-Svekofennisen graniittimigmatiitti -vyöhykeen asemaa (LSGM; kuva 1b).

Svekofennisen, yhden jatkuvan orogeniavaiheen malli (Gorbatshev & Bogdanova 1993) on haastettu Lahtisen ja muiden (2005) toimesta. He ovat ehdottaneet kehitysmallia, jossa useat mikromantereet ja saarikaaret ovat törmänneet ja akkreetoituneet eri suunnista Arkeeseen kratoniin aikavälillä 1,92–1,79 Ga. Lahtinen ja muut (2005) ovat jakaneet Svekofennisen kuoren kehityksen viiteen orogeniavaiheeseen (Lappi–Kuola, Lappi–Savo, Fennia, Svekobaltia ja Nordic), joiden ajallinen ja alueellinen sijoittuminen on osin päällekkäistä sekä rakenteelliset trendit eroavia. Tässä kappaleessa esitetään tiivistetysti Lahtisen ja muiden (2005) malli niiltä osin, joissa se käsittelee Etelä-Suomen tektonista kehitystä.

Arkeeseen mantereiden repeäminen ~2,06 Ga synnytti nykyisen Karjalan kratonin länsireunan suuntaisia kerrostumisaltaita (Lahtinen *et al.* 2005). Tätä seurannut Lappi–Kuolan puristumisvaiheen saarikaarimagmatismi käynnistyi ~1,96 Ga (Daly *et al.* 2001) ja sitä seurannut 1,93 Ga subduktio suuntautui lounaaseen Arkeeseen kratonin alle (Lahtinen *et al.* 2005). Lahtinen ja muut (2005) ovat ehdottaneet orogenian romahtamisvaiheen 1,88–1,87 Ga merkinneen myös Lappi–Kuolan orogenian päättymistä. Keiteleen, sekä siihen kiinnittyneen saarikaaren (Savon vyöhyke), ja Norrbottenin mikromantereiden itään suuntautunut manner–manner -törmäys Karjalan kratonia vasten käynnisti Lappi–Savon orogenian pohjoisessa ~1,92 Ga ja etelässä arviolta ~1,91 Ga (Lahtinen *et al.* 2005). Botnian mikromantereiden E–NE -suuntaista törmäystä Keiteleen ja Norrbottenin mikromantereisiin ~1,90 Ga seurasi subduktion suunnanvaihdos kohti pohjoista Keiteleen kehittyneen mantereisen kuoren alle 1,90–

1,89 Ga (Lahtinen *et al.* 2005). Tämä lyhytikäinen N-suuntainen subduktio synnytti Tampereen liuskejakson kivet ennen merellisen laatan subduktion kääntymistä kohti etelää, Keiteleeseen ja yhdistyneen Bergslagen–Tavastia -kaarisysteemin välissä 1,90–1,88 Ga (kuva 2a–c).

Subduktiovyöhykkeen siirtyminen ja subduktion kääntyminen kohti Keiteleeseen mikromannerta merkitsi Fennian N–S -suuntaisen orogeenian alkua ~1,89 Ga (Lahtinen *et al.* 2005). Tavastian saarikaaren törmäys Keiteleeseen jatkui 1,87 Ga asti (Kilpeläinen 1998, Nironen 1999) ja subduktio lännessä Botnian mikromantereeseen alle oli aktiivinen 1,89–1,88 Ga (Lahtinen *et al.* 2005). Fennoskandian mantereisen kuoren keskiosien merkittävin kasvu tapahtui Fennian 1,89–1,87 Ga törmäysvaiheessa, toteavat Lahtinen ja muut (2005). Fennian orogeenian jälkeinen laattojen liikesuuntien vaihdos sekä subduktiovyöhykkeiden siirtyminen käynnistivät kuoren laajuisen ekstensionaalisen vaiheen 1,86–1,84 Ga (kuva 2d–e). Ekstensioaltaiden synty ja kuoren oheneminen keskittyivät nuoren kuumen kuoren ja aiempien rakenteiden rajaamille alueille, mm. Bergslagen–Tavastian sekä Botnian seuduille, liittyen näin Fennian orogeenian romahtamiseen (Lahtinen *et al.* 2005). Ekstensio ja sitä seurannut astenosfääriin kohoaminen ovat äkisti nostaneet ala- ja keskikuoren lämpötilaa, ja näin tarjonneet olosuhteet migmatisoitumiselle ja graniittien muodostumiselle. Syntektonisten kivien perusteella, Väisänen ja Hölttä (1999) ovat karkeasti rajanneet Etelä-Suomen alueellisen ekstension alkaneen 1,87 Ga jälkeen.

Nykyistä Andien poimutusta vastaava Svekobaltian manner–manner -törmäysorogeenia oli aktiivinen 1,84–1,80 Ga sitten (Lahtinen *et al.* 2005). Subduktio kohti N–NE Fennoskandian lounaisosassa ja manner–manner -törmäys kohti NW kratonin kaakkoisosassa tapahtui yhtäaikaaisesti Svekobaltisen orogeenian aikana (kuva 2f–h; Lahtinen *et al.* 2005). Sarmatian mikromantereeseen NNW-suuntainen törmäys Fennoskandian kratoniin tuotti Etelä-Suomen transpressionaaliset rakenteet (Ehlers *et al.* 1993, Korsman *et al.* 1999, Väisänen & Hölttä 1999). Fennoskandia–Sarmatia -törmäys alkoi pohjoiseen suuntautuneella ylityönnöllä, jota seurasi ylityöntö ja poimutus suuntaan NW (Lahtinen *et al.* 2005). Tämä paksuuntuneen kuoren jatkuva pakkautuminen johti E–W -suuntaisten duktiilien hiertovyöhykkeiden syntyyn, Lahtinen ja muut (2005) jatkavat. Svekobaltisen orogeenian kaakosta ja lounaasta suuntautunut puristus kehitti nämä transformisiirokset kokonaiseksi kuoren mittakaavan hiertosysteemiksi, joka jakoi orogeenian varhaisessa vaiheessa syntyneen Etelä-Suomen ja Keski-Ruotsin kompressionaalisten rakenteiden alueen kahteen kuoren segmenttiin (kuva 2g; Lahtinen *et al.* 2005). Ehlersin ja muiden (1993) mukaan, tämä hiertosysteemi on vastuussa myös Lounais-Suomen suprakrustisten vyöhykkeiden nykyisestä

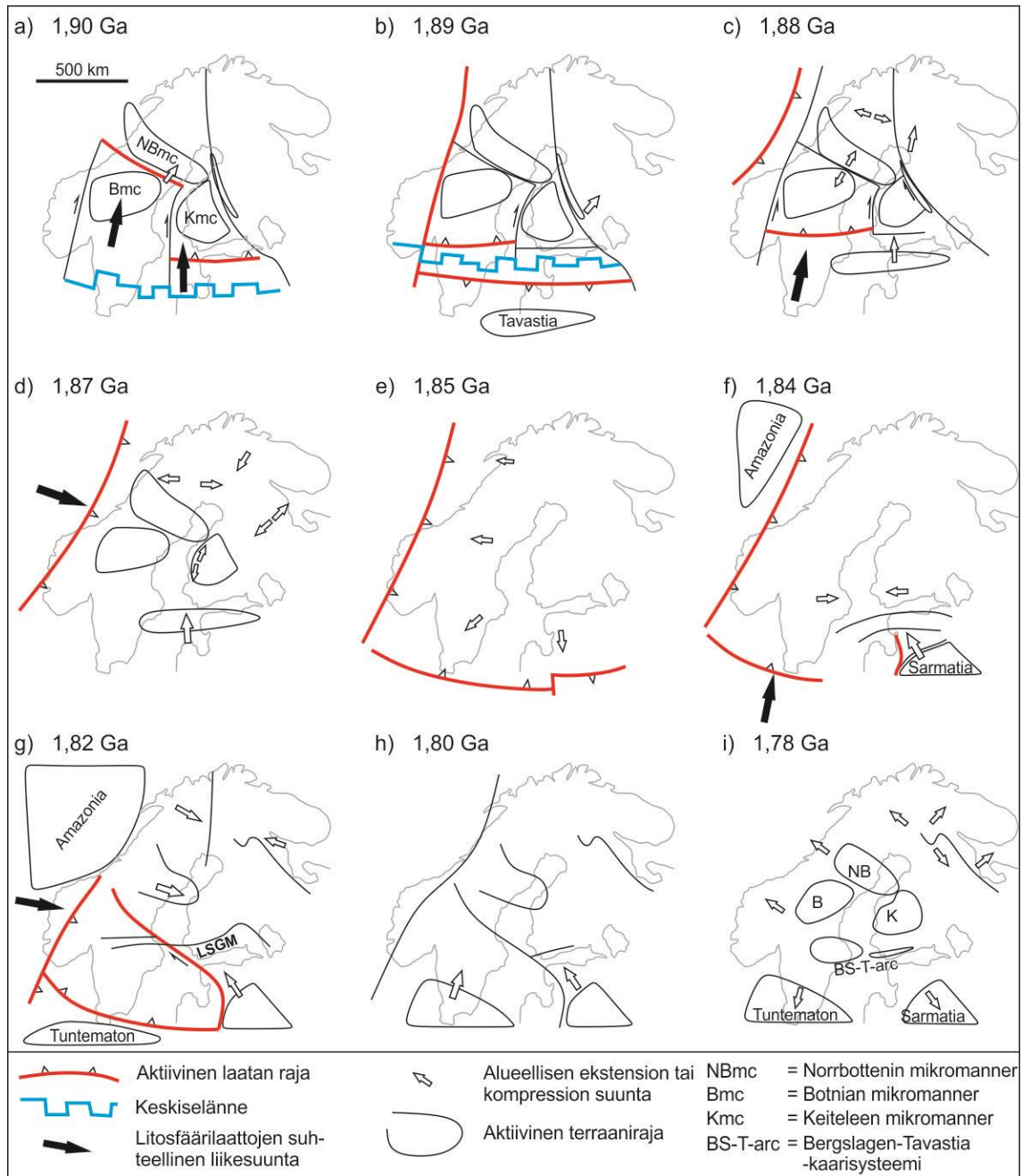
kaarevasta muodosta. Kompressionaalinen vaihe hiertosysteemin itäpuolella vaikuttaa olleen aktiivinen ~1,80 Ga saakka (Lahtinen *et al.* 2005).

Sarmatian ja Fennoskandian NW–SE -suuntainen törmäys (kuva 2f–g) johti 1,86–1,84 Ga ekstensioaltaiden (kuva 2e) kompressionaaliseen deformaatioon (inversio), ja edelleen kuumen sekä laajentuneen kuoren paksuuntumiseen (Lahtinen *et al.* 2005), josta seurasi osittainsulamista ja 1,84–1,81 Ga graniittien paikalleen asettuminen (Huhma 1986, Patchett & Kouvo 1986, Suominen 1991). Svekobaltisen orogeenian aikainen kuoren lyheneminen ja korkean lämpötilan hiertyminen näyttää keskittyneen intraorogeenisessä vaiheessa (1,86–1,84 Ga) syntyneille ekstensionaalisille alueille (Lahtinen *et al.* 2005). Lounais-Suomessa metamorfoosiaste kohosi paikallisesti granuliittifasiekseen asti 1,83–1,81 Ga (Väisänen *et al.* 2000). Perättäiset kompression huippuvaiheet ja ylityöntöpintojen päällekkäin pakkautuminen ovat johtaneet Etelä-Suomen kallioperän monimutkaiseen pinoutuneeseen rakenteeseen (Lahtinen *et al.* 2005).

Lahtinen ja muut (2005) katsovat Nordic-orogeenian itään suuntautuvan manner–manner-törmäyksen tapahtuneen 1,82–1,79 Ga (kuva 2g–h) ja laaja-alaisen orogeenian romahduksen jatkuneen 1,77 Ga asti koko Fennoskandian kilpialueella (kuva 2i). Transskandinaavinen magmaattinen vyöhyke on Nordic-orogeenian nykyisin paljastuneena oleva ydinalue (kuva 1a). Länsi- ja Lounais-Suomen pegmatiitit määrittävät tektonomagmaattisen tapahtuman iäksi 1,80–1,79 Ga (Alviola *et al.* 2001), mutta muilta osin orogeenivaihe on jättänyt vain vähän merkkejä itsestään Etelä-Suomen kallioperään.

Kaksi noin 90 asteen kulmassa suhteessa toisiinsa työntyvää subduktiovyöhykettä ovat avainasemassa Fennoskandian kilven 1,87–1,81 Ga kehityksen kannalta (kuva 2d–g; Lahtinen *et al.* 2005). Vaikka Fennoskandian massiivisin kuoren paksuuntuminen ja materiaalin akkretoituminen tapahtuivatkin Fennian orogeenian aikana (Väisänen *et al.* 2012), varsinkin Etelä-Suomen kallioperän rakenteet ovat voimakkaasti Svekobaltisen orogeenian uudelleenmuovaamia (Lahtinen *et al.* 2005).





**Kuva 2.** Svekofennisen orogeenin kehitysvaiheet (muokattu Lahtinen et al. 2005, Aho 2015). a) Botnian mikromantereen törmäys ja telakoituminen Keiteleen ja Norrbottenin mikromantereisiin. b) Subduktio Keiteleen alle päättyy ja alkava subduktio suuntautuu nyt pohjoiseen Botnian sekä etelään Tavastian saarikaaren ja Bergslagenin mikromantereen alle. c) Fennian orogeenin voimakkaan kompression huippuvaihe. Subduktio kohdistuu edelleen pohjoiseen Botnian alle ja saa aikaan kaarentaustan riftitymistä. Itään suuntautuva subduktio Norrbottenin alle käynnistyy ja sitä seuraa ekstensionaalinen vaihe. Bergslagenin ja Tavastian törmäys Keiteleeseen aiheuttaa kuoren voimakasta lyhenemistä ja Arkeaisen mannerreunuksen uudelleenaktivoitumista Lappi-Savo -vyöhykkeessä. d) Fennian orogeenin romahtaminen alkaa ja läntinen subduktiovyöhyke siirtyy kohti etelää. e) Fennoskandian eteläosissa kehittyy kaksi vastakkaisiin suuntiin etenevää subduktiovyöhykettä, joita erottaa ~N-S -hiertovyöhyke. Fennian orogeeniasta vielä kuumille ylängöille (hinterland) syntyy ekstensionaalisia kaarentausaltaita. f) Sarmatian kuoren segmentin törmäminen Fennoskandiaan aloittaa Svekobaltisen orogeenin ja keskeyttää Fennian orogeenin romahtamisen. Samaan aikaan kohti NNE ja ESE suuntautuvat subduktiot pysyvät aktiivisina. g) Svekobaltisen orogeenin huippuvaihe ja Nordic-orogeenin alku. Fennoskandian ja Sarmatian vino törmäys synnyttää kuorimittakaavaisen hiertovyöhykkeen. Amazonian laatta törmää Fennoskandiaan luteesta ja aikaansaa laajamittaisia Länsi-Suomeen ulottuvaa ylityöntöä orogeniavyöhykkeen ylängöillä (hinterland). h) Paleoproterozoinen supermanner muodostuu laattojen hitsautuessa toisiinsa ~1,81–1,79 Ga. i) Orogenin romhdus ja litosfäärin delaminaatio stabiloivat Fennoskandian kilpialueen 1,79–1,77 Ga. LSGM = myöhäis-Svekofenninen graniitti-migmatiitti -vyöhyke.

## 2.2. Svekofenniset kivet Etelä-Suomessa

Svekofenniset kivet koostuvat pääosin granitoideista, vain noin kolmasosan ollen suprakrustista alkuperää (Simonen 1980, Korsman *et al.* 1997, Koistinen *et al.* 2001). Vanhimmat Svekofenniset saarikaarityypin vulkaniitit ja niihin liittyvät gneissit (1,93–1,92 Ga) sijaitsevat Keski-Suomen Arkeaisen ja Proterotsooisien kuoren rajalla (Vaasjoki *et al.* 2005). Svekofenniset suprakrustiset litologiset yksiköt koostuvat pääosin ~1,90 Ga turbidiittisista metasedimenteistä ja ~1,90–1,88 Ga kaarityypin metavulkaniiteista (Kähkönen 2005). Mustaliuskeet, erilaiset basaltit, saarikaarien akkreetioon liittyvät sedimenttikivet, felsiset metavulkaniitit ja karbonaattisedimentit ovat paikallisesti yleisiä (Kähkönen 2005). Suurin osa Svekofennisistä mafisista–ultramafisista intruusioista on synorogeenisia (1885–1875 Ma), ja ne jaetaan kolmeen ryhmään: 1) synorogeeniset intruusiot Arkeaisen kratonin rajavyöhykkeessä, Savon vyöhykkeellä ja Keski-Svekofennian alueella, 2) Etelä-Svekofennian intruusiot ja 3) kehittyneet gabroidiset intruusiot Keski-Suomen granitoidikompleksien alueella (Peltonen 2005). Etelä-Svekofennian intruusiot ovat suuria, liittyvät spatiaalisesti metavulkaniitteihin ja ovat kiteytyneet alhaisen paineen oloissa (Peltonen 2005). Nironen (2005) luokitteli svekofenniset granitoidit, perustuen Simosen (1980) terminologiaan, preorogeenisiin (1,95–1,91 Ga), synorogeenisiin (1,89–1,86 Ga), myöhäisorogeenisiin (1,84–1,80 Ga) ja postorogeenisiin (1,81–1,77 Ga). Suomen Svekofennisen kuoren on muokannut lähes nykyisen kaltaiseksi varhais- ja keski-Proterotsooiset rapakivi-intruusiot ja niihin liittyvät mafiset ja intermediääriset kivet ja juoniparvet. Rämö ja Haapala (2005) ovat jakaneet rapakivet kahteen ikäryhmään: Kaakkois-Suomen 1,65–1,62 Ga ja Lounais-Suomen 1,59–1,54 Ga intruusiot.

## 2.3. Etelä-Suomen Paleoproterotsooiset hirtovyöhykkeet

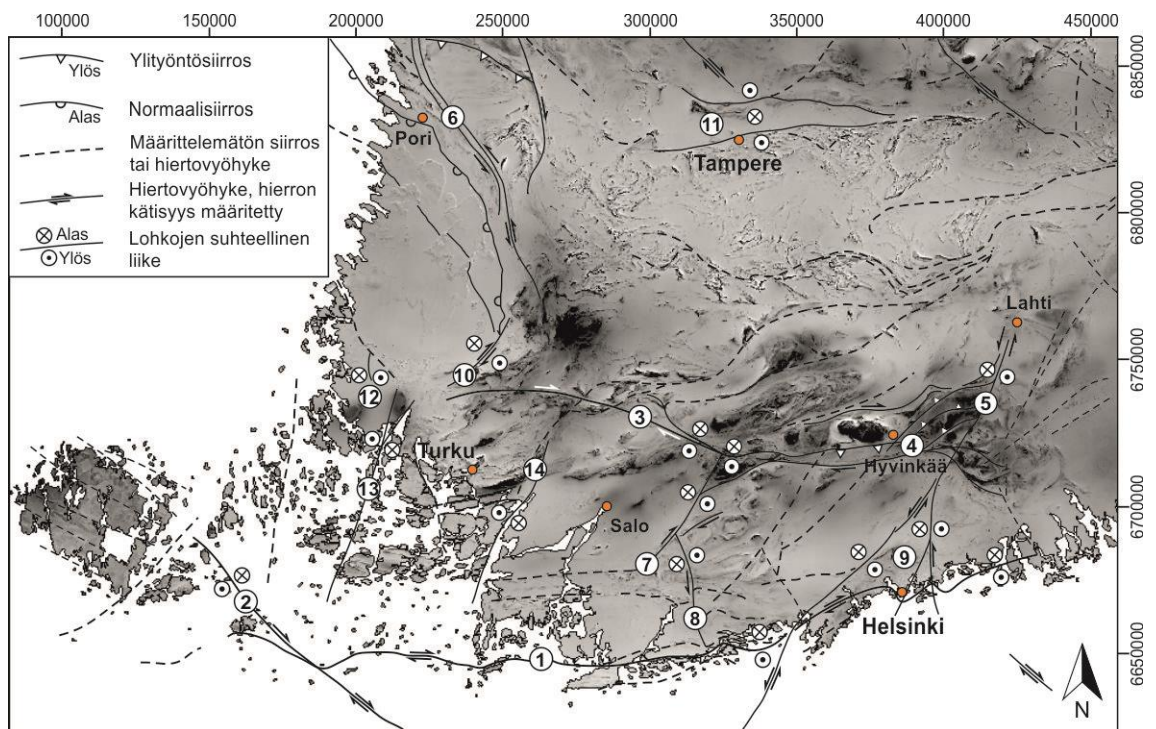
### 2.3.1. Johdanto

Hirtovyöhykkeet ovat tämän työn kannalta oleellisia ja siksi tässä esitetään katsaus Etelä-Suomen duktiileihin hirtovyöhykkeisiin. Fossen (2010) määrittelee hirtovyöhykkeen tasomaiseksi vyöhykkeeksi, jossa muodonmuutos on huomattavasti ympäröivää kiveä voimakkaampaa ja lisäksi vyöhykkeellä on tietyt rajat, jotka erottavat vyöhykkeen sivukivestä. Hirtovyöhykettä voidaan kuvailla myös hauraan siirroksen syvälle ulottuvana jatkeena, joita erottaa hauras–plastinen -vaihtumisvyöhyke, joka graniittisilla kivillä sijaitsee noin 10–15 km syvyydessä (Fossen 2010). On siis sopivaa käyttää termiä hirtovyöhyke puhuttaessa Paleoproterotsooisista Svekofennisistä keskikuoren duktiileista siirrosrakenteista. Hirtovyöhykkeiden tutkiminen ja niiden vertaaminen muihin kuoren rakenteisiin ja magmaattiseen aktiivisuuteen on oleellisessa osassa orogeenisten prosessien ja kuoren kehityksen ymmärtämisessä (Torvela *et al.* 2008). Etelä-Suomen merkittävät hirtovyöhykkeet sijaitsevat myöhäis-Svekofennisen



graniitti-migmatiitti -vyöhykkeen (LSGM) etelä- ja pohjoisrajalla sekä leikkaavat sitä NNE–SSW -suuntaisesti.

Suuri osa 1,84–1,80 Ga Svekobaltisen orogeenian alueellisesta deformaatiosta keskittyi duktiileihin hiertovyöhykkeisiin koko Fennoskandian kilven alueella (mm. Ehlers & Lindroos 1990, Kärki *et al.* 1993, Kärki & Laajoki 1995, Sjöström & Bergman 1998, Högdahl 2000, Väisänen 2002, Soesoo *et al.* 2004). Tässä osiossa käsitellään Etelä-Suomen tutkittujen hiertovyöhykkeiden (kuva 3) kinematiikka ja toisiinsa kytkeytyminen, pääpainon ollessa Svekobaltisen transpressionaalisen ja ekstensionaalisen vaiheen (D<sub>3</sub>–D<sub>4</sub>) duktiileissa rakenteissa.



**Kuva 3.** Etelä-Suomen alueelliset hiertovyöhykkeet sekä kuoren lohkojen suhteelliset siirtymät. 1 = Etelä-Suomen hiertovyöhyke (SFSZ), 2 = Sottunga–Jurmon hiertovyöhyke (SJSZ), 3 = Someron hiertovyöhyke (SSZ), 4 = Hyvinkään hiertovyöhyke (HSZ), 5 = Hyvinkään–Lahden hiertovyöhyke (HLSZ), 6 = Kynsikankaan hiertovyöhyke (KySZ), 7 = Kiskon hiertovyöhyke (KSZ), 8 = Jylyn hiertovyöhyke (JSZ), 9 = Porkkala–Mäntsälän hiertovyöhyke (PMSZ; läntinen) sekä Vuosaari–Korson hiertovyöhyke (VKSZ), 10 = Kolinummen hiertovyöhyke (KoSZ), 11 = Tampereen liuskejakson hiertovyöhykkeet, 12 = Velluan hiertovyöhyke (VSZ), 13 = Mynälahden hiertovyöhyke (MSZ), 14 = Paimion hiertovyöhyke (PSZ). Taustaineisto: © Geologian tutkimuskeskus.

### 2.3.2. Merkittävimmät duktiilit hiertovyöhykkeet

#### **Etelä-Suomen hiertovyöhyke (SFSZ)**

SFSZ on laaja E–W -suuntainen deformaatiovyöhyke, jonka kulku noudattelee Suomen etelärannikkoa ja se voidaan havaita noin 200 km matkalla Helsingin itäpuolelta Paraisten Jurmon saarelle, missä se kääntyy NW-suuntaiseksi ja yhtyy Sottunga–Jurmon hiertovyöhykkeeseen, jonka Torvela ja Ehlers (2010) ovat erottaneet itsenäiseksi vyöhykkeeksi. Vyöhyke voidaan havaita pääsääntöisesti Lounais-Suomen saariston paljastumilla (Väisänen & Skyttä 2007). Etelä-Suomen hiertovyöhykkeen

lounaisosa seuraa LSGM-vyöhekkeen kontaktia, mutta suurin osa deformaatiosta on keskittynyt varhais-Svekofennisiin granodioriitteihin ja tonaliitteihin (Ehlers *et al.* 2004). Hiertovyöhykkeen oikeakätinen strike-slip -siirtymä on ollut minimissään 20 km, minkä on saanut aikaan ~NW–SE -puristus transpressionaalisessa tektonisessa ympäristössä (Ehlers *et al.* 1993, Ehlers *et al.* 2004, Torvela & Ehlers 2010).

Sottungan saaren ympäristöä SFSZ:n luoteisosassa luonnehtivat lukuisat graniittiset juonet, joiden verkosto leikkaa hiertovyöhykettä jyrkästi (Ehlers *et al.* 2004). Graniittisilla juonilla on kuitenkin liuskeisuus (Edelman 1979), ja niissä havaitaan vähäistä deformaatiota ja taipuilua, mikä indikoi intrudoitumisen tapahtuneen hiertymisen loppuvaiheessa (Ehlers *et al.* 2004). Ehlers ja muut (2004) ovat ajoittaneet yhden näistä juonista ja ehdottavat saadun iän ( $1790 \pm 6$  Ma) edustavan alueen viimeistä merkittävää duktiilia vaihetta. Gneisseihin, joiden läpi SFSZ:n lounaisreuna kulkee, on intrudoitunut amfiboliittisia metadiabaasijuoniparvia, jotka muistuttavat myös hiertovyöhykkeen koillispuolisen Torsholman vastaavia juonia (Ehlers *et al.* 2004). Leikkaavat mafiset juoniparvet ovat luultavasti alueellinen piirre, joka on usein peittyntä myöhempien metamorfoosivaiheiden ja graniittisten intruusioiden alle LSGM-vyöhykkeen sisällä (Ehlers *et al.* 2004). Juoniparvet ovat taipuneita ja ovat näin ollen intrudoituneet gneisseihin ennen hiertymisen alkua ja osoittavat siten SFSZ:n hiertymisen alkaneen ~1865 Ma jälkeen (Ehlers *et al.* 2004).

Aiemmin sanotun perusteella siirtymä varhaisesta duktiilista, subhorisontaalista kuoren paksuuntumisesta myöhemmän vaiheen hauraan deformaation keskittymiseen jyrkkäasentoisiin hiertovyöhykkeisiin on täytynyt tapahtua LSGM-vyöhykkeen subhorisontaalien graniittipatjojen (~1830 Ma) intrudoitumisen jälkeen (Ehlers *et al.* 2004). Torvela ja muut (2008) toteavat SFSZ:n lounaisosien duktiilin deformaation olleen aktiivista ainakin kolmessa eri vaiheessa ~1,85 Ga, ~1,83 Ga ( $D_3$ ) ja 1,79 Ga ( $D_4$ ) sekä deformoituneen hauraasti ainakin kerran 1,78–1,58 Ga. Hiertovyöhyke on kehittynyt siis ennen alueellisia deformaatiovaiheita  $D_3$  ja  $D_4$ , mikä saattaa päteä myös muihin Etelä-Suomen Paleoproterotsoosiin hiertovyöhykkeisiin (Torvela *et al.* 2008).

Etelä-Suomen hiertovyöhykkeen itäisiä osia ovat tutkineet Pajunen ja muut (2008), ja he kuvaavat sen useista yhdensuuntaisista intensiivisen deformaation vyöhykkeistä koostuvaksi hierroksi, jonka asentoa ovat myöhemmin muokanneet Porkkala–Mäntsälän (PMSZ) sekä Vuosaari–Korson (VKSZ) hiertovyöhykkeet. SFSZ rajaa NE–SW -suuntaisesti Espoon granitoidikompleksin (EGC) ja Eteläisen vulkaniitti-sedimentti -vyöhykkeen (SVB) metamorfoosiasteeltaan erilaisiin tektonisiin yksiköihin (Pajunen *et al.* 2008) sekä idässä migmatoitumattomat alueet erilleen pohjoisista LSGM-vyöhykkeen

myöhäis-Svekofennisistä graniiteista. SFSZ päättyy sivuttaissuunnassa lopulta Viipurin rapakivibatoliittiin.

Voimakkaasti deformoituneiden gneissien ja myloniittien rakenteet osoittavat hiertovyöhykkeen jyrkkäasentoiseksi ja sillä olevan oikeakätinen vaakakomponentti ja reverssi (S-puoli ylös) pystykomponentti (Elminen *et al.* 2008). Nämä liikunnot aiheutti Svekobaltisen orogeenian transpressionaalinen NW–SE -puristus (Pajunen *et al.* 2008). Kuitenkin, Vuosaaren alueen hyvin säilyneet vulkaniitit ovat alhaisemman asteen kiviä verrattuna niiden pohjoispuolella sijaitseviin migmatoituneisiin kiviin, mikä indikoi lohkoliikuntojen olleen S-puoli alas (Pajunen *et al.* 2008). Myöhäinen hauras uudelleenaktivoituminen on ollut yleistä Etelä-Suomen hiertovyöhykkeessä ja sen E–W -suuntaisista jyrkistä hiertopinnoista havaitut rakenteet muistuttavat Hyvinkään hiertovyöhykkeen rakenteita (ks. HSZ; Pajunen *et al.* 2008). SFSZ:n lähes horisontaalit slicken line -viivaukset osoittavat sekä oikea- että vasenkätistä siirtymää tapahtuneen (Pajunen *et al.* 2008).

### **Sottunga–Jurmon hiertovyöhyke (SJSZ)**

Useita kilometrejä leveä Sottunga–Jurmon hiertorakenne ulottuu NW–SE-suuntaisena vyöhykkeenä Ahvenanmaan ja Turun saariston halki (Torvela & Ehlers 2010). Hiertovyöhyke myötäilee kuoren epäjatkuvuutta, jonka on tulkittu edustavan muinaista terraanirajaa (esim. Gaál & Gorbatshev 1987, Sjöström & Bergman 1998, Högdahl *et al.* 2009). SJSZ:n kytkeytymisestä muihin alueellisiin hiertovyöhykkeisiin ei olla vielä yksimielisiä. Ehlers ja muut (2004) sekä Torvela ja muut (2008) tulkitsevat SJSZ:n olevan osa Etelä-Suomen hiertovyöhykettä, kun taas Soesoo ja muut (2004) ehdottavat SJSZ:n olevan suoraan kytköksissä NW–SE -suuntaiseen Paldiski–Pskovin hiertovyöhykkeeseen Viron Paleotsooisten sedimenttikivien alla. Lahtinen ja muut (2005) tulkitsevat SJSZ:n olevan osa jatkuvaa Keski-Ruotsista Viroon ulottuvaa hiertovyöhykettä (Trans-Svekofennian deformaatiovyöhyke), joka jakaa Svekobaltisen orogeenian kahteen segmenttiin. Torvela ja Ehlers (2010) pitävät kuitenkin todennäköisenä, että tämä alueellisesti jatkuva megahierto koostuu ennemminkin lyhyempien hiertovyöhykkeiden verkostosta. Heikkousvyöhyke, johon SJSZ on muodostunut, on niin suuri (minimipituus 80 km), että hiertovyöhyke noudattaa todennäköisesti olemassa ollutta kuoren epäjatkuvuutta (Torvela & Ehlers 2010).

SJSZ:n päävyöhykkeessä on tapahtunut monivaiheista duktiilia hiertoa ~1,85–1,79 Ga ja se on tuottanut gneissimäisiä ja myloniittisia kiviä, joista voidaan havaita oikeakätisiä kinemaattisia indikaattoreita useissa mittakaavoissa (Torvela & Ehlers 2010). Yleinen vertikaali siirtymä hiertovyöhykkeessä on ollut SW-puoli ylös, niin että lounaispuolen lohko on työntynyt kohti NW ja edustaa täten syvempää kuoren leikkausta kuin LSGM-

vyöhykkeen kivet (Torvela & Ehlers 2010). Rakenteelliset, litologiset ja metamorfoosiasteen erot hiertovyöhykkeen lounais- ja koillispuolisten lohkojen välillä tukevat käsitystä, että SJSZ edustaa LSGM-vyöhykkeen ja SJSZ:n lounaispuolisten amfiboliitti-fasieksen kivien välistä terraanirajaa (Torvela & Ehlers 2010).

### **Someron hiertovyöhyke (SSZ)**

Someron hiertovyöhyke, jota on paikallisesti kutsuttu Painion hiertovyöhykkeeksi (Stel *et al.* 1989) ja Riihikosken hiertovyöhykkeeksi (Väisänen & Hölttä 1999), on merkittävä ~E–W -suuntainen, mutkitellen ja haarautuen kulkeva vertikaali–subvertikaali hiertovyöhyke noin 100 km Etelä-Suomen hiertovyöhykkeestä pohjoiseen (Väisänen & Skyttä 2007). SSZ erottuu selvästi magneettisella kartalla negatiivisena anomaliana ja litologista raitaisuutta leikkaavana piirteenä (Nironen 1999), jota voidaan seurata yli 100 km, mikä korostaa hiertovyöhykkeen alueellista merkitystä (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen ja Skyttä (2007) kuvaavat hiertovyöhykkeen hajoavan lännessä Mynämäellä useisiin ENE–WSW -suuntaisiin epäjatkovien haarojen muodostamaan viuhkaan, mikä edustaa hiertovyöhykkeen päättymistä Mynälahden ~N–S -hiertoon. Idässä SSZ yhtyy Hyvinkään hiertovyöhykkeeseen.

Someron päävyöhykkeestä sekä hiertovyöhykkeen läntisistä osista on mitattu subhorizontaali lineaatio myloniittisista osueista ja yhdessä havaittujen kinemaattisten indikaattorien kanssa, ne osoittavat siirtymän olleen oikeakätistä (Väisänen & Hölttä 1999, Väisänen & Skyttä 2007). Tästä poiketen, Nironen (1999) kuvailee SSZ:n lounaisosista 100–300 m leveän ja subvertikaalin myloniittisen vyöhykkeen olevan kinematiikaltaan vallitsevasti vasenkätinen. Väisänen ja Skyttä (2007) ovat kartoittaneet Someron keskustan itäpuolelta, vyöhykkeen keskiosassa, kaksi kuluiltaan NW–SE -suuntaista hiertoa, joiden välimatka on noin 2,5 km. Eteläisen päävyöhykkeen kinemaattiset indikaattorit myloniitissa indikoivat suhteellisen liikkeen olleen S-puoli alas, kun taas pohjoinen vyöhyke (Painiojärven pohjoispuolella) indikoi S-puoli ylös -liikettä. Tästä poiketen, Stel ja muut (1989) toteavat Painiojärven eteläpuolisen lohkon nousseen ylös, mistä on osoituksena lohkon eteläpuolen korkeampi metamorfoosiaste ja myloniiteista mitatut mikrorakenteet. Nämä kinemaattisten indikaattorien erot osoittavat SSZ:ssä tapahtuneiden liikuntojen kompleksisuuden (Väisänen & Skyttä 2007). Duktiilit ja terävästi leikkaavat hauraat piirteet todistavat Painion hierron uudelleenaktivoitumisen (Pajunen *et al.* 2008).

Someron ja Karkkilan välinen osuus Someron hiertovyöhykettä Länsi-Uusimaan granuliittikompleksin luoteisosassa on ollut Elmisen (2006) kenttätutkimusten kohteena. Elmisen (2006) mikrorakenneanalyysit W–E -suuntaisista, ohuista ja jyrkästi kaatuvista

ultramyloniiteista osoittaa suhteellisen duktiilin liikkeen olleen S-puoli ylös ilman merkittävää horisontaalia strike-slip -komponenttia.

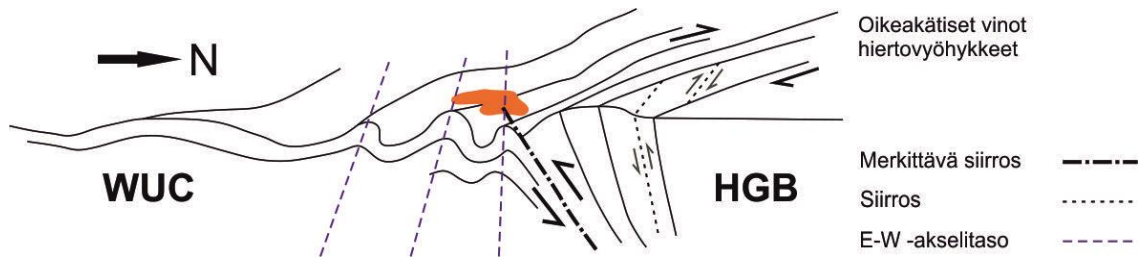
### **Hyvinkään hiertovyöhyke (HSZ)**

Hyvinkään hierto on noin 8 km leveä lokalisoituneen deformaation vyöhyke Hyvinkään gabro-vulkaniitti -vyöhykkeen (HGB) ja Länsi-Uudenmaan granuliittikompleksin (WUC) välissä (Pajunen *et al.* 2008). Hyvinkään hiertovyöhyke on Someron hiertovyöhykkeen itäinen jatke. HSZ on yleisesti huonosti paljastunut, se koostuu voimakkaasti hiertyneistä kivistä ja graniittisten sekä suprakrustisten kivien paloista, joilla on voimakas sisäinen poimuttunut rakenne (Pajunen *et al.* 2008).

Hyvinkään hiertovyöhykkeen E–W -suuntaiset rakenteet ovat idässä Svekobaltisen deformaation taivuttamia enemmän NE–SW -suuntaisiksi, Hyvinkään–Lahden hiertovyöhykkeen mukaisesti. Lännessä HSZ kääntyy kohti luodetta, missä se haarautuu ja jatkaa kulkuaan Someron keskustan läpi pitkin Painiojärveä. Pajunen ja muiden (2008) mukaan Hyvinkään hierrolla on myös idässä E–W -suuntainen Askolan doomirakenteen pohjoispuolinen jatke, jonka rakenteista voidaan todeta HSZ:n myöhäisempi reaktivoituminen strike-slip -siirtymänä. Lähellä Länsi-Uudenmaan granuliittikompleksia, hiertorakenteet ovat korkeampaa astetta ja lähes läpikotaisin uudelleenkiteytyneet, verrattuna tästä pohjoisempiin rakenteisiin (Pajunen *et al.* 2008). Korkeimman asteen vyöhykkeiden hiertopinnoilla havaitaan sillimaniittia ja E–W -akselitason mukaista poimutusta, ja näitä piirteitä leikkaavia sulataskuja (Pajunen *et al.* 2008). Em. perusteella, Pajunen ja muut (2008) toteavat termisen lämpövuon olleen korkea hiertodeformaation aikaan, WUC:n läheisyydessä.

Merkittävimmät E–W -suuntaiset hiertosaumat kaatuvat jyrkästi (80–90°) pohjoiseen ja vähäisemmät WUC:n pohjoispuoliset, ENE–WSW -suuntaiset hierrot ovat pystyjä (Pajunen *et al.* 2008). E–W -suuntaisten hiertojen kinemaattinen tulkinta perustuu protomyloniittisiin laminaattorakenteisiin, S-C-rakenteisiin, rotatoituneisiin mineraalifragmentteihin ja taipuneiden poimurakenteiden geometriaan, ja ne osoittavat, että siirroksella on oikeakätinen vaakakomponentti ja reverssi (N-lohko ylös) pystykomponentti (Pajunen *et al.* 2008). Itäkoilliseen kulkevien vähäisempien hiertojen kinematiikasta Pajunen ja muut (2008) ovat tehneet muutamia havaintoja, jotka viittaavat oikeakätiseen ja vinoon NNW-puoli ylös -reverssisiirtymään. HGB ja sitä ympäröivät rakenteet osoittavat pienimittakaavaisessa tarkastelussa oikeakätistä rotatoitumista (Pajunen *et al.* 2008). E–W -akselitason poimuttuneet rakenteet yhdessä hiertojen kätisyyksien kanssa puhuvat NW–SE -suuntaisen transpressionaalisen stressikentän puolesta, mikä on tyypillinen Svekobaltisen puristuksen suunta (Pajunen *et al.* 2008).

Pajusen ja muiden (2008) geofysikaalinen malli tukee heidän kenttähavaintoihin perustuvaa tektonista tulkintaa (kuva 4). Hyvinkään voimakkaan deformaation vyöhyke muodostaa alaspäin kapenevien tektonisten lohkojen vyöhykkeen. Ko. rakenne yhdessä hiertovyöhykkeiden oikeakätisen ja vinon kinematiikan kanssa edellyttää tektonisten lohkojen vinoa N-puoli ylös -siirtymää työntöpinnan päällä. Tämä Pajusen ja muiden (2008) tulkitsema WUC:n (footwall) ja HGB:n (hangingwall) välinen työntöpinta kaatuu 20–30° pohjoiseen HGB:n alle.



**Kuva 4.** Hyvinkään hiertovyöhykkeen tektoninen malli (muokattu Pajunen et al. 2008). WUC = Länsi-Uudenmaan granuliittikompleksi, HGB = Hyvinkään gabro-vulkaniitti-vyöhyke.

Pajunen ja muut (2008) summaavat Hyvinkään hiertovyöhykkeen varhaisimpien rakenteiden muodostuneen ekstensionaalisessa vaiheessa ~1,84 Ga ja voimakkaimpien hiertorakenteiden syntyneen transpressionaalisen kuoren lyhenemisen aikaan ennen 1,80 Ga. HSZ:n taipuilevat ja poimuttuneet rakenteet ovat seurausta heterogeenisestä deformaation jakautumisesta hiertovyöhykkeen rajalla HGB:n jatkuvan ja vinon ylityöntymisen aikaan. Myöhäis-Svekobaltinen deformaatio aiheutti Hyvinkään vyöhykkeen läpikotaisen uudelleenpoimutuksen. Duktiilien rakenteiden jäähtyttyä ja jäykistyttyä, HSZ:n viimeiset liikunnot ilmenivät E–W -suuntaisina semihauraina siirroksina (Pajunen et al. 2008).

#### **Hyvinkään–Lahden hiertovyöhyke (HLSZ)**

Hyvinkään–Lahden NNE–SSW/NE–SW -suuntainen hiertovyöhyke sijaitsee viimeisimmän Svekobaltisen puristuksen akselivyöhykkeellä ja se on Vuosaari–Korson N–S -suuntaisen hiertovyöhykkeen pohjoinen jatke (Pajunen et al. 2008). HLSZ jatkuu Lahdesta pohjoiseen Päijänteen siirrosvyöhykkeenä. Tämä korkean lämpötilan duktiilin deformaation muuttuminen hauraaksi alhaisen lämpötilan deformaatioksi liittyy pohjoisen Svekofennian varhaisempaan kuoren stabiloitumiseen (Pajunen et al. 2008).

Karttamittakaavaisten varhaisempien rakenteiden taipuilun ja itäisen Askolan alueen korkeamman asteen kivien olemassaolon perusteella Hyvinkää–Lahden hiertovyöhykkeessä on tapahtunut vasenkätistä E-puoli ylös -vinsiirtymää (Pajunen et al. 2008). Kinematiikka on samankaltainen kuin Vuosaari–Korson hiertovyöhykkeessä (Elminen et al. 2008). Svekobaltisen orogeenian viimeisin puristusvaihe on taivuttanut

Hyvinkään hiertovyöhykkeen NE–SW -suuntaiseksi vasten Hyvinkää–Lahden hiertovyöhykettä, mikä tekee tästä kuoren vyöhykkeestä kompleksisen (Pajunen *et al.* 2008). Pajunen ja muut (2008) päättelevät vyöhykkeen luoteispuolisten magneettisten heijasteiden perusteella, että pilkkoutunut rakenne kaatuu kaakkoon. Intensiivisimmin deformatiivisten vyöhykkeiden välittömästä läheisyydestä tehdyt rakennemittaukset kaatuvat usein jyrkästi kohti kaakkoa (Kaitaro 1956), mikä yhdessä magneettisen kuvion kanssa indikoi lohkojen pakkautumista kohti NW (Pajunen *et al.* 2008).

HLSZ jakaa Hyvinkään gabro-vulkaniitti-vyöhykkeen Hyvinkään ja Askolan alueisiin. Gabromassiiveja leikkaavat terävät NE–SW -suuntaiset rakenteet ja läntisen massiivin suunnikasmainen muoto sekä passiiviset hiertopaimut indikoivat rakenteiden muodostuneen oikeakätisen rotatoitumisen seurauksena (Pajunen *et al.* 2008). Hyvinkään gabron sisäosien semihauraat siirrokset ja graniitin täyttämät raot muodostavat dominorakenteen (en échelon), mikä osoittaa gabron käyttäytyneet kompetentisti NW–SE -puristuksen aikaan (Pajunen *et al.* 2008). Em. rakenteet täsmäävät gabromassiivien oikeakätisen rotatoitumisen ja E–W -suuntaisten hiertovyöhykkeiden oikeakätisten liikuntojen kanssa, toteavat Pajunen ja muut (2008).

### ***Kynsikankaan hiertovyöhyke (KySZ)***

Porin aluetta luonnehtivat ~NW–SE -suuntaiset kuoren lohkot, kuten Pomarkun lohko (Pietikäinen 1994, Pajunen *et al.* 2001), joita rajaavat lounaassa Kynsikankaan vasenkätinen hiertovyöhyke ja koillisessa oikeakätinen Kankaanpään hiertovyöhyke (Pajunen *et al.* 2008). KySZ on merkittävin Porin alueen hiertovyöhykkeistä ja se yhtyy etelässä Kolinummen hiertovyöhykkeeseen ja kääntyy luoteessa Pohjanlahden rannikon tuntumassa enemmän N-suuntaiseksi. Pietikäinen (1994) sekä Pajunen ja muut (2001) kuvailevat KySZ:n olevan vasenkätinen strike-slip -vyöhyke, joka myöhemmässä vaiheessa koki ekstensionaalista normaalsiirrostumista. Alueella on tapahtunut hiertymistä useissa eri vaiheissa (Pajunen *et al.* 2001).

1–2 km leveä Kynsikankaan hiertovyöhyke leikkaa kuorta terävästi ja deformoi aiemmin muodostuneita hiertorakenteita (Pajunen *et al.* 2001). KySZ on syntynyt voimakkaan ja jatkuvan N–S -suuntaisen puristuksen seurauksena, mikä on synnyttänyt myös alueen aiemmat hiertorakenteet (Pajunen *et al.* 2001). Hiertovyöhyke erottuu magneettisena miniminä ja sen suuri lateraalinen pituus indikoi myös suurta syvyyssulottuvuutta (Pajunen *et al.* 2001). Porfyroblastien rotatoituminen, passiiviset hiertopaimut sekä voimakas horisontaali lineaatio amfiboliitti-fasieksen myloniittisissä kivissä indikoi vasenkätistä strike-slip -siirtymää (Pietikäinen 1994, Pajunen *et al.* 2001).

KySZ:n vasenkätinen siirtymä ja siihen liittyvä Keski-Suomen granitoidikompleksin (CFGK) ylityöntyminen kohti lounasta Pomarkun blokin päälle indikoivat kuoren ~NE–SW -suuntaista lyhenemistä alueen voimakkaimman deformaation aikaan (Pajunen *et al.* 2008). Tämä deformaation huippu on ajoitettu Porin pohjoispuolisen Pomarkun blokin kaareutuvaa muotoa jäljittelevää rakennetta leikkaavan kvartsimontsoniitti-intruusion iän ( $1872 \pm 2$  Ma; Mäkitite & Lahti 2001) ja siinä havaittavien vähäisten deformaatorakenteiden perusteella (Pajunen *et al.* 2008). Kynsikankaan hierron kätsisyys, Pomarkun blokin pohjoisreunan vasenkätinen ja vino dip-slip -siirtymä sekä Kankaanpään hierontovyöhykkeen oikeakätinen ja vino siirtymä viittaavat Pomarkun blokin rotatoituneen myötäpäivään (Pajunen *et al.* 2008). Kynsikankaan hierontovyöhykkeessä on tapahtunut monivaiheista deformaatiota; se on ollut aktiivinen 1,6–1,5 Ga rapakivien intrudoitumisen ja vielä Satakunnan hiekkakiven muodostumisen aikaan (Pajunen *et al.* 2008).

### ***Kiskon ja Suomusjärven hierontovyöhykkeet (KSZ ja SuSZ)***

Väisänen ja Skyttä (2007) kuvailevat Kiskon noin 50 km pitkän, NNE–SSW -suuntaisen, erottuvan ja jyrkästi itään kaatuvan hierontovyöhykkeen kulkevan etelässä Kirkkojärven kautta kohti koillista, missä se todennäköisesti päättyy Someron hierontovyöhykkeeseen. Ploegsma ja Westra (1990) puolestaan katsovat KSZ:n päättyvän jo Suomusjärvellä, missä se jatkuu pohjoiseen Johannislundin sekä Suomusjärven rinnakkaisina hiertoina. KSZ koostuu useista rinnakkaisista protomyloniittien, myloniittien ja ultramylonitien muodostamista hiertyneistä vyöhykkeistä, ja myös pseudotakylititeja havaitaan (Väisänen & Skyttä 2007). Myloniittisten hiertopintojen mukaiset lineaatiot ovat johdonmukaisesti jyrkkiä (Väisänen & Skyttä 2007). KSZ:n yhteydessä havaittavien NE–SW -suuntaisten hiertojen ja niihin liittyvien epäsymmetristen poimujen geometrian perusteella Väisänen ja Skyttä (2007) päättelevät Kiskon hierrossa tapahtuneen myös oikeakätistä horisontaalsiirtymää.

Ploegsma ja Westra (1990) kuvailevat Suomusjärven pohjoispuolisten hiertojen olevan terävä- ja selvärajaisia suhteellisen vähän deformoituneiden ja voimakkaasti deformoituneiden kivien välissä. Lonka ja muut (1998) ovat kartoittaneet Suomusjärven tonaliitin itäreunaa leikkaavaa osaa Kiskon hierontovyöhykkeestä. He kuvaavat vyöhykkeen 5 m leveäksi ultramylonitiseksi, subvertikaaliksi ja lähes yhdensuuntaiseksi alueellisen liuskeisuuden kanssa. Myloniittisen foliaation subvertikaalit lineaatiot indikoivat E-puoli ylös -siirtymää (Ploegsma 1989). Väisänen ja Skyttä (2007) eivät kyenneet selvittämään yksiselitteisesti tämän kohteen hierron kätsisyyttä, vaan ehdottavat vallitsevan deformaation olleen samanakselista puristusta (pure shear) ilman hiertokomponenttia. Elminen (2006) on tutkinut Suomusjärven pohjoispuolista NNE–SSE -suuntaista osaa hierontovyöhykkeestä. Ultramyloniteista havaittujen kinemaattisten



indikaattorien perusteella, duktiili hiertyminen on ollut E-puoli ylös. Elminen (2006) teki saman havainnon (SE-puoli ylös) NE–SW -suuntaisista hierroista, jotka kytkevät KSZ:n ja SSZ:n toisiinsa, ja raportoi näistä myös vähäisen vasenkätinen vaakakomponentin.

Kiskon hierontovyöhykkeessä pätee yleisesti E-puoli ylös -kinematiikka. Väisänen ja Skyttä (2007) ovat kuitenkin analysoineet KSZ:n eteläpäästä, vyöhykkeen itäreunalta useita ohuthieitä, joiden kinemaattiset indikaattorit näyttävät E-puoli alas -siirtymää. KSZ:n ja JSZ:n ekstensionaaliset lineaatiot ovat jyrkkiä tai pystyjä, ja mikrorakenteet indikoivat laaja-alaista dynaamista uudelleenkiteytymistä ilman myöhempää lämmön lisäystä (Ploegsma & Westra 1990) ja siihen liittyvää staattista uudelleenkiteytymistä. Felsisempien kivien rotatoituneet porfyroklastit, kiillekalat, hiertonauhat ja kvartsirakeiden vinot foliaatiot indikoivat E-puoli ylös -lohkoliikuntoja (Ploegsma & Westra 1990). Kiskon hierron myöhäisestä aktivoitumisesta todistaa pseudotakylitit, jotka leikkaavat jopa duktiileihin myloniitteihin syntyneitä mikrorakoja (Väisänen & Skyttä 2007).

Salitun NE–SW -suuntainen hierontovyöhyke sijaitsee KSZ:n ja JSZ:n yhtymäkohdasta koilliseen. Vyöhyke kulkee oliviinirikkaassa vulkaniitissa, mutta myloniittinen tekstuuri on helpoiten havaittavissa graniittijuonessa, jossa on kehittynyt muutamia kymmeniä metrejä leveä pystyasentoinen vyöhyke (Väisänen & Skyttä). Horisontaaleista lineaatioista mitattu hierron kätsisyys on johdonmukaisesti oikeakätinen (Väisänen & Skyttä 2007).

### ***Jylyn hierontovyöhyke (JSZ)***

Väisänen ja Skyttä (2007) kuvaavat Jylyn hierontovyöhykkeen olevan muutaman kilometrin levyinen, ~NNW–SSE -suuntainen hierontovyöhykkeiden verkosto, jota voidaan seurata etelärannikolta noin 35 km pohjoiseen, missä se yhtyy Kiskon hierontovyöhykkeeseen Suomenselän eteläpuolella. Skyttä ja muut (2006) ovat kartoittaneet neljä lähes yhdensuuntaista myloniittista vyöhykettä, joiden väliin on jäänyt vähemmän deformatiivisten kivien jaksoja.

Läntisimmän myloniittiytyneen vyöhykkeen katsotaan olevan Jylyn päävyöhyke, koska se on vyöhykkeistä levein (muutama sata metriä) ja selvimmän paljastunut (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen ja Skyttä (2007) kuvaavat vyöhykkeen olevan vertikaali tai jyrkästi itään kaatuva, myloniittisten lineaatioiden kaatuvan jyrkästi, ja vyöhykkeen vaikuttavan alueella yleisesti havaittaviin 1,84–1,81 Ga graniitteihin. Kinemaattiset indikaattorit näyttävät johdonmukaisesti itäpuoli ylös -siirtymää ja hiertopinnoilla satunnaisesti havaittava sillimaniitti (myös Ploegsma 1989) indikoi duktiilin hiertymän

tapahtuneen korkean lämpötilan ja matalan paineen olosuhteissa (Väisänen & Skyttä 2007).

Jylyn päävyöhykkeestä seuraava lokalisoituneen deformaation vyöhyke itään on noin 100 m leveä ja sen vertikaaleilta hiertopinnoilta on myös mitattu pystyjä lineaatioita, joiden perusteella itäpuoli alas -siirtymä on ollut vallitsevaa (Väisänen & Skyttä 2007). Tästä seuraava vyöhyke kaatuu 60° itään ja kulkee mafisten ja ultramafisten vulkaniittien lävitse, mutta hiertyminen on selviten havaittavissa graniittisissa juonissa (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen ja Skyttä (2007) raportoivat lineaatioiden kaatuvan hiertopintojen mukaisesti ja useiden kinemaattisten indikaattorien osoittavan E-puoli ylös -siirtymää. Jylyn hierroista itäisin, NNW–SSE -suuntainen ja länteen kaatuvan vyöhykkeen kinemaattiset indikaattorit osoittavat puolestaan länsipuoli ylös -siirtymää, mikä poikkeaa koko Jylyn hierron yleisestä käтisyystestä (Väisänen & Skyttä 2007).

Väisänen ja Skyttä (2007) toteavat JSZ:n olevan ilmeisen leveä rakennekokonaisuus, jossa deformaatio on lokalisoitunut hiertyneisiin ja poimuttuneisiin osiin vyöhykettä. Poimuttuminen ja satunnainen sillimaniitin esiintyminen indikoivat hiertymisen alkaneen duktiilissa korkean lämpötilan olosuhteissa. Hiertovyöhykkeen kehityksen varhainen vaihe piti sisällään myös vasenkätisen hiertokomponentin ennen vallitsevaa E-puoli ylös -reverssisiirtymistä (Skyttä *et al.* 2006).

### ***Porkkala–Mäntsälän ja Vuosaari–Korson hiertovyöhykkeet (PMSZ ja VKSZ)***

NE–SW -suuntainen Porkkala–Mäntsälän hiertovyöhyke seuraa varhaisempaa duktiilia rakennetta lounaassa ja jatkuu edemmäs koilliseen, ainakin 150 km Lahteen asti (Elminen *et al.* 2008). Koillisessa, Hyvinkään hiertovyöhykkeen eteläpuolella, vyöhyke kytkeytyy N–S -suuntaiseen Vuosaari–Korson hiertovyöhykkeeseen (Pajunen *et al.* 2008). Lounaassa tämä rakenne jatkuu toiset 150 km Viron länsirannikon ja Hiidenmaan saaren väliin (Koistinen 1994). PMSZ leikkaa jyrkästi ~E–W -suuntaisia Eteläistä vulkaanis-sedimentaarisista vyöhykettä (SVB), Espoon granitoidikompleksia (EGC) sekä Etelä-Suomen hiertovyöhykettä, jota se myös taivuttaa NE-suuntaiseksi (Pajunen *et al.* 2008). Pajunen ja muut (2008) huomauttavat, että Vuosaari–Korson hiertovyöhykettä kuvailisi osuvammin nimitys Helsinki–Päijänteen hiertovyöhyke sen pitkälle ulottuvien pohjoisten jatkeiden perusteella (HLSZ). Porkkala–Mäntsälän hiertovyöhykkeen myloniittien monivaiheisesta deformaatiosta on aiemmin tehnyt havaintoja mm. Härme (1978).

PMSZ:n varhainen deformaatio ilmenee aiempien rakenteiden duktiilina vasenkätisenä taipumisena Nuuksion granitoidia vasten (Pajunen *et al.* 2008). Alun perin E–W -suuntaisen SFSZ:n jyrkät rakenteet ovat taipuneet paikallisesti koillisen suuntaan, ja

nämä vanhat rakenteet kontrolloivat Porkkala–Mäntsälän vyöhykkeen hiertoliikkeitä (Pajunen *et al.* 2008). NE–SW -suuntaiset rakenteet muodostuivat N–S -suuntaisen puristuksen aiheuttamassa vasenkätisessä strike-slip -siirtymässä (Pajunen *et al.* 2008). Vasenkätistä E-puoli ylös -siirtymää ilmeni mm. N–S -suuntaisessa Vuosaari–Korson hiertovyöhykkeessä (Pajunen *et al.* 2008).

Espoon granitoidikompleksin ja Länsi-Uudenmaan granuliittikompleksin korkean asteen kivien jatkuva deformaatio sai aikaan varhaisempien rakenteiden duktiilia taipumista enemmän N–S -suuntaiseksi (Pajunen *et al.* 2008). Näissä jyrkkäasentoisissa lokalisoituneen deformaation vyöhykkeissä tapahtui Vuosaari–Korson hiertovyöhykkeen kaltaista vasenkätistä E-puoli ylös -hiertymistä. (Pajunen *et al.* 2008). Näitä vasenkätisiä N–S -suuntaisia hiertoja havaitaan myös pääkaupunkiseudun muissa osissa ja ne liittyvät Svekofennisen orogeenin NW–SE -suuntaisen transpressionaalisen puristuksen huippuvaiheeseen (Pajunen *et al.* 2008).

Elminen ja muut (2006) kuvailivat PMSZ:n monivaiheisen hiertymisen, joka alkoi E-puoli ylös -reverssisiirtymällä, ja jota seurasi rapakiven intrudoitumisen aikainen ekstensionaalinen hauraan deformaation vaihe. Svekofennisen evoluution loppuvaiheessa pääpuristus kääntyi enemmän E–W -suuntaiseksi, minkä jälkeen kuoren jäähtyminen ja deformaation hiipuminen sai aikaan haurasta deformaatiota (Pajunen *et al.* 2008). VKSZ:n vasenkätinen hiertyminen muuttui hauraaksi ja lokalisoituneeksi, kun taas PMSZ:n myöhäiset liikunnot ovat olleet oikeakätisiä (Pajunen *et al.* 2008). Elminen ja muut (2008) liittävät nämä oikeakätiset siirtymät rapakivivaiheeseen. Hiertovyöhykkeiden transpressionaalisessa ja ekstensionaalisessa vaiheessa synnyttämä tektoniikka vaikutti voimakkaasti post-Svekofenniseen rakenteiden uudelleenaktivoitumiseen ja rapakivi-intruusioiden asettumiseen (Pajunen *et al.* 2008). PMSZ:n myöhäis-Svekofenniset duktiilit hiertorakenteet deformoituivat hauraasti vielä 1,64 Ga Obbnäsin rapakiven intrudoitumisen aikaan (Heeremans *et al.* 1996).

### ***Kolinummen hiertovyöhyke (KoSZ)***

Kolinummen NE–SW -suuntainen hiertovyöhyke sijaitsee Laitilan rapakivibatoliitin kaakkosreunalla ja kääntyy vyöhykkeen koillispäässä N–S -suuntaiseksi kohti Kynsikankaan hiertovyöhykettä, jonka eteläinen jatke se myös todennäköisesti on (Väisänen & Skyttä 2007). KoSZ on asenoltaan subvertikaali tai jyrkästi kaakkoon kaatuva, ja sen läheisyydessä sijaitsee Kolinummen 1,57 Ga anortosiitti-intruusio (Vaasjoki 1977), joka intrudoituu hiertovyöhykkeeseen (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen ja Skyttä (2007) ovat havainneet hiertovyöhykkeessä sekä pystylineaatioita että koilliseen kaatuvia keskiasentoisia lineaatioita. Väisänen ja Skyttä (2007) havaitsivat

myös NE-puoli ylös -siirtymää sekä horisontaalia oikeakatista hiertymistä, minkä perusteella he luokittelevat KoSZ:n oblique-slip -hiertovyöhykkeeksi.

### ***Tampereen liuskejakson hiertovyöhykkeet***

Tampereen pohjoispuolisen E–W -suuntaisen liuskejakson alhaisen asteen metavulkaniitit ja -sedimentit erottaa niiden eteläpuolisista Pirkkalan migmatiittivyöhykkeen korkean asteen kivistä terävä litologinen raja. Nironen (1989) on tulkinnut tämän 200–500 m leveään vaihettumisvyöhykkeen, yhdessä aeromagneettisten sekä topografisten lineamenttien kanssa, edustavan merkittävää hiertovyöhykettä. Vaihettumisvyöhykkeen intensiivisesti deformatuneesta granodioriitista on mitattu myloniittinen foliaatio sekä mineraalilineaatio, jotka kaatuvat jyrkästi suuntaan SSE (Nironen 1989). Myloniitin asymmetriset porfyroklastit sekä S-C-rakenteet osoittavat poikkeuksetta suhteellisen liikkeen olleen S-puoli ylös (Nironen 1989). Nironen (1989) on havainnut kapeista voimakkaan deformaation vyöhykkeistä myös vinon oikeakätisen horisontaalikomponentin, mutta huomauttaa merkittävimmän siirtymän olleen vertikaalia. Tampereen liuskejakson pohjoisreunalta on tunnistettu myös toinen E–W -suuntainen hiertovyöhyke. Nironen (1989) kuvaa vyöhykkeen olevan yli 100 m leveä ja sen keskiosan sisältävän myloniittisia pystyasentoisia liuskeita, joista on mitattu jyrkästi kaatuva mineraalilineaatio. Myloniiteista tehdyt mikrorakenneanalyysit osoittavat vertikaalin siirtymän olleen N-puoli ylös, ja näin päinvastainen verrattuna eteläisen hiertovyöhykkeen siirtymään (Nironen 1989).

Nironen (1989) toteaa hiertovyöhykkeiden myloniittiytymisen tapahtuneen liuskejakson poimuttumisen varhaisessa vaiheessa ( $D_1$  tai ennen  $D_2$ ). Fennian orogeenian N–S -kompression ja hiertovyöhykkeiden jyrkkien kohti etelää suuntautuvien kaateiden perusteella, hierrot ovat todennäköisesti ylityöntö- tai reverssisiirtymiä (Nironen 1989). Kataklastisten rakennepiirteiden ilmenemisen perusteella, deformaatiota on tapahtunut sekä duktiilissa että hauraassa kentässä (Nironen 1989).

### ***Velluan hiertovyöhyke (VSZ)***

Velluan ~N–S -suuntainen, kapea (alle 50 m) ja vertikaali hiertovyöhyke sijaitsee Vehmaan rapakivibatoliitin pohjoispuolella, ja mitä ilmeisemmin myös katkeaa sitä leikkaavaan rapakiveen (Väisänen & Hölttä 1999, Väisänen & Skyttä 2007). VSZ leikkaa aikaisempia rakenteita ja viimeisin duktiilin deformaation vaihe ajoittuu todennäköisesti yhteen alueellisen intensiivisen hiertymisen kanssa, jonka ajankohdaksi on rajattu 1,81–1,79 Ga (Väisänen & Skyttä 2007). Vyöhyke on paljastuneena noin 7 km matkalta (Väisänen & Skyttä 2007) ja sillä on sekä hauraan että duktiilin deformaation piirteitä, ml. pseudotakylitit, joiden ilmeneminen indikoi deformaation alkaneen hauras–duktili -vaihettumisvyöhykkeellä ja jatkuneen hauraasti (Väisänen & Hölttä 1999). Väisänen ja

Skytän (2007) uudelleen analysoimat Väisänen ja Höltän (1999) VSZ:n rakennehiheet osoittavat selvää E-puoli ylös -vertikaalisiirtymää. Väisänen ja Skyttä (2007) toteavat myös hierron olevan metamorfinen rajavyöhyke ja itäpuolen edustavan selvästi syvempää kuoren leikkausta, em. tutkimuksen osoittamien vyöhykkeen itä- ja länsipuolisten mineraaliparageneesien eroavaisuuksien perusteella.

### ***Mynälahden hiertovyöhyke (MSZ)***

Mynälahden NNE–SSW -suuntainen hiertovyöhyke sijaitsee Vehmaan rapakivibatoliitin itäpuolella ja se jatkuu ainakin 60 km etelään Itämeren alle (Väisänen & Skyttä 2007). MSZ on selvästi havaittavissa magneettisella kartalla litologisia horisontteja leikkaavana epäjatkuvuutena. Hajanaisesti esiintyvät hierron pohjoiset paljastuneet osat ovat muutamien kymmenien metrien levyisiä vyöhykkeitä, jotka koostuvat jyrkästi itään kaatuvista myloniiteista, joista on mitattu alaspäin kaatuvia lineaatioita (Väisänen & Skyttä 2007). S-C-rakenteet, epäsymmetriset porfyroklastit, kiillekalat ja vinot rakeet osoittavat hierron E-puoli alas -siirtymän (Väisänen & Hölttä 1999, Väisänen & Skyttä 2007).

### ***Paimion hiertovyöhyke (PSZ)***

Paimion hiertovyöhyke on NNW–SSW -suuntainen vertikaali ja teräväraja-aineinen vyöhyke, joka leikkaa Etelä-Suomen ENE–WSW -suuntaista rakenteellista trendiä (Väisänen & Skyttä 2007). Paimion hiertoa voidaan seurata magneettisella kartalta ainakin 80 km matkalta. Pohjoisessa se oletettavasti terminoituu Someron hiertovyöhykkeeseen ja etelässä viimeistään Etelä-Suomen hiertovyöhykkeeseen. Väisänen ja Höltän (1999) mikrorakenneanalyysin perusteella, hiertovyöhykkeessä on tapahtunut E-puoli alas -siirtymää. Väisänen ja Skyttä (2007) vahvistavat tämän aiemman tulkinnan ja ovat lisäksi tunnistaneet vyöhykkeestä pseudotakylititeja.

### **2.3.3. Yhteenveto**

Lounais-Suomen hiertovyöhykkeet muodostavat verkoston, jossa kaksi 150–200 km leveää ja ~E–W -suuntaista hiertovyöhykettä (SFSZ ja SSZ) ovat kytköksissä toisiinsa lyhyempien ~N–S -suuntaisten hiertovyöhykkeiden (esim. PSZ) kautta (Väisänen & Skyttä 2007). Tähän havaintoon sopii myös Someron hierron itäpuolinen Hyvinkään oikeakätinen hiertovyöhyke sekä siihen kytkeytyvät PMSZ, HLSZ ja VKSZ, vaikka jälkimmäiset muodostavatkin leveämmät duktiilin deformaation vyöhykkeet. E–W -kulkuiset hierrot ovat kinematiikaltaan pääsääntöisesti oikeakätisiä strike-slip -vyöhykkeitä, kun taas ~N–S -hiertovyöhykkeet edustavat normaali- ja reverssisiirroksia, joiden hiertokomponentin käisyys vaihtelee. Tämä hiertovyöhykkeiden säännönmukaisuus voidaan selittää kaksivaiheisella kehitysmallilla, jossa hiertovyöhykkeet muodostuvat ensin Svekokaltisen orogeenian puristusvaiheessa

(reverssi liike) ja jatkavat kehittymistään myöhemmin ekstensionaalisessa vaiheessa (normaali liike; Väisänen & Skyttä 2007).

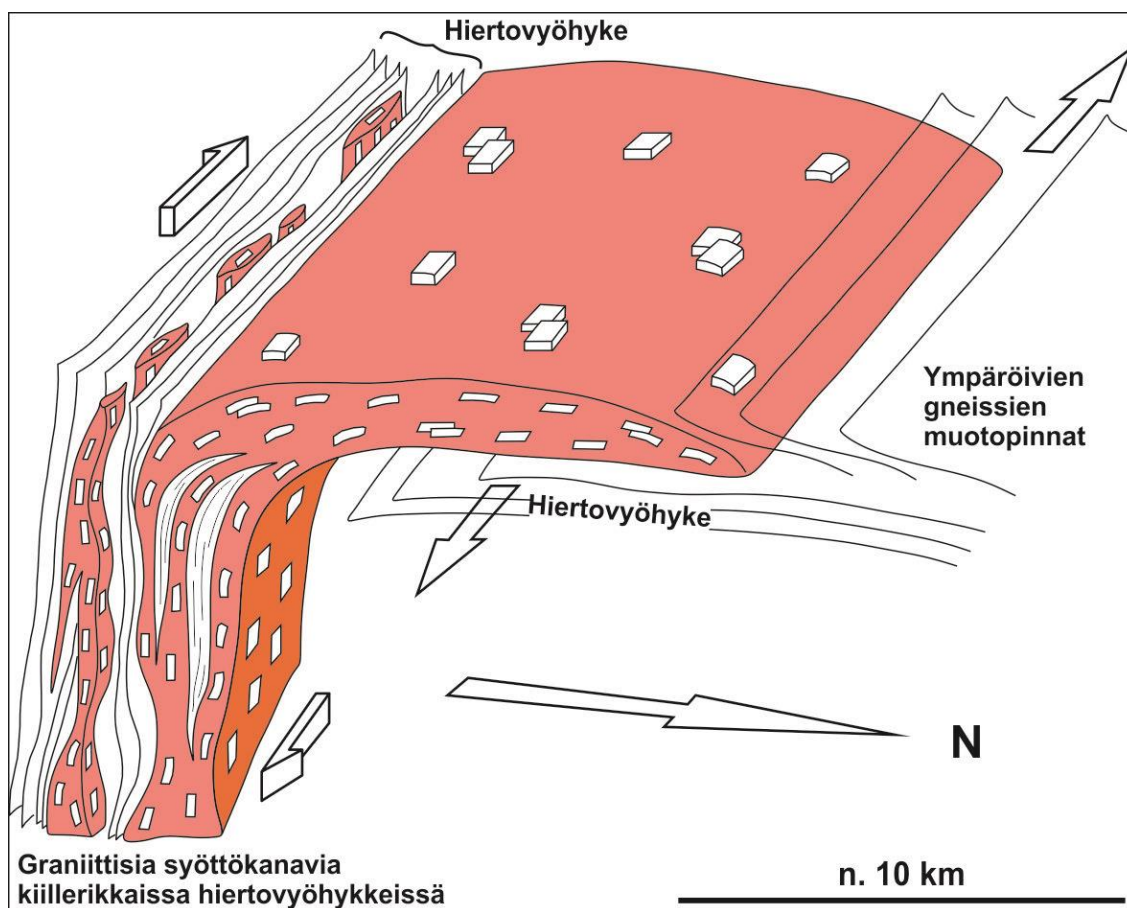
Porin ja Tampereen seudun hiertovyöhykkeet eroavat tektoniselta kehitykseltään eteläisen Suomen transpressionaalisista hierroista. Niiden merkittävimmät duktiilit rakenteet ovat kehittyneet Fennian orogeenin N–S -puristuksessa. Kynsikankaan hiertovyöhykkeen deformaatio on ollut monivaiheista, ulottuen vielä Satakunnan Jotunisten hiekkakivien sedimentaation aikaan 1,3–1,2 Ga.

Vaasjoki (1977) ja Heeremans ja muut (1996) raportoivat PMSZ:n olleen aktiivinen Öbnnäsin rapakiven intrudoitumisen yhteydessä 1,64 Ga. Väisänen ja Hölttä (1999) pitävät mahdollisena, että myös Turun alueen ~NE–SW -suuntaiset hiertovyöhykkeet ovat uudelleen aktivoituneet rapakivimagmatismiin aikoihin. Ploegsman ja Westran (1990) mukaan Kiskon ja Suomusjärven hiertojen muodostama NNE–SSW -suuntainen hiertovyöhyke kuuluu samaan kategoriaan kuin PMSZ ja VKSZ. Väisänen ja Hölttä (1999) ovat puolestaan spekuloineet, että jos Etelä-Suomen NNE–SSW -suuntaisilla hiertovyöhykkeillä on sama E-puoli alas -kinematiikka, se voisi demonstroida Svekofennisen orogeenin kompressionaalisen vaiheen vaihtumista ekstensionaaliseksi, ja edelleen edustaa Korjan ja Heikkisen (1995) ehdottamaa orogeenin romahtamista. Myöhempien tutkimusten perusteella tämä säännönmukainen E-puoli ala -lohkosiirtymä ei kuitenkaan näytä pätevän kaikkiin Svekofennisen deformaation synnyttämiin ~NE–SW -hiertoihin. Ehlersin ja muiden (1993) ehdottama Etelä-Suomen granitoidivyöhykkeen (tai myöhäis-Svekofenninen graniitti-migmatiitti -vyöhyke) oikeakätinen transpressionaalinen kehitys on Pajusen ja muiden (2008) mukaan ollut pidempi tapahtuma; NW–SE -transpressio edustaa heidän havaintojensa mukaan vain viimeisintä granitoidivyöhykkeen ja suurten hiertovyöhykkeiden evoluutiota.

#### **2.4. LSGM – graniittien rakenne ja paikalleenasettuminen**

Salon tutkimusalue kuuluu Ehlersin ja muiden (1993) määrittelemään myöhäis-Svekofenniseen graniitti-migmatiitti -vyöhykkeeseen (The late Svecofennian Granite-Migmatite zone, LSGM; kuva 1b), josta Etelä-Suomen kallioperä suurelta osin koostuu. Aluetta luonnehtivat useat raitaiset tai heikosti suuntautuneet, loiva-asentoiset 1,85–1,80 Ga (Stålfors & Ehlers 2006) ikäiset granitoidit, joista jo Eskola (1914) kuvasi ~1,84 Ga ikäisen (Kuruhila *et al.* 2010) Perniön graniitin. Nämä myöhäis-Svekofenniset kivet leikkaavat aikaisempia 1,89–1,88 Ga (Huhma 1986, Patchett & Kouvo 1986) ikäisiä granitoideja sekä 1,87–1,84 Ga (Lahtinen *et al.* 2005) ikäisiä intraorogeenisia, tiukasti poimuttuneita ja makaava-asentoisia suprakrustisia kivilajeja. Myöhäisten granitoidien yhteydessä esiintyy myös laajoja migmatoituneita alueita.

Myöhäisorogeenisiin granitoideihin lukeutuva LSGM-vyöhyke on selvästi erottuva kuoren jakso, jota luonnehtivat karkeasti E–W -suuntaiset makaava-asentoiset S-tyyppin graniitit ja migmatiitit (Stålfors & Ehlers 2006). Toisaalta, Kurhila ja muut (2010) eivät enää suosittele näiden graniittien geneettistä luokittelua S-tyyppiä, koska mm. Perniön graniitilla (1835 Ma, Kurhila *et al.* 2005) todetaan olevan pääasiassa syväkivi protoliittina. LSGM-vyöhykkeen K-rikkaiden graniittien iät ovat välillä 1,84–1,83 Ga (Korsman *et al.* 1984, Huhma 1986, Suominen 1991) ja asettumisen aikaiset PT-olosuhteet ovat olleet 800–850 °C ja 4–6 kbar (Väisänen & Hölttä 1999). Graniitit esiintyvät porfyirisinä patjoina tai pyörityneinä intruusioina, ja ne leikkaavat sekä sulkevat sisäänsä varhaisempia Svekofennisiä granitoideja, metasedimenttejä ja -vulkaniitteja (Stålfors & Ehlers 2006). Vyöhykkeen kivissä havaittava E–W -suuntautunut oikeakätinen hiertoliike sekä NNW–SSE -suuntainen horisontaali puristus osoittavat asettumisen aikaisen tektonisen ympäristön olleen transpressionaalinen (Ehlers *et al.* 1993). Selonen ja muut (1996) sekä Stålfors ja Ehlers (2001, 2006) ovat tutkineet graniittien asettumismekanismeja ja ehdottaneet osittaissulien työntyneen ylös kuoresta joko graniittimassiiveja keski- tai yläkuoreen, tai jähmettyneen migmatiiteiksi alempana kuoresta. Hiertovyöhykemalli (kuva 5; Selonen *et al.* 1996, Stålfors & Ehlers 2006) ehdottaa makaava-asentoisten graniittipatjojen ja migmatiittien syntyneen, kun toistuvasti aktivoituneita pystyasentoisia hiertovyöhykkeitä pitkin noussut magma on puristunut varhaisempien Svekofennisten rakenteiden (D<sub>2</sub>) väliin ja salpautunut näiden ylikaatuneiden poimujen muodostamiin loukkuihin. Hiertovyöhykkeiden strike-slip -kinematiikka on aiheuttanut paikallisia painemaksimeja, joissa osittaissulia on muodostunut. Pystyhiertojen aktivoituminen on johtanut magman syklisteen pumppautumiseen pienissä erissä (D’lemos *et al.* 1992, Brown 1994), mistä ovat osoituksena porfyristen graniittien fraktioituminen, virtausrakenteet ja vaihtelu kemiallisessa koostumuksessa. Syntektonisen E–W -suuntaisen ekstension ja siihen liittyvien horisontaalien hiertovyöhykkeiden on myös katsottu vaikuttaneen graniittien ja migmatiittien asettumisen aikaisen raitaisuuden syntymiseen. Myöhäisorogeenisten graniittien ja migmatiittien muodostumis- ja paikalleen asettumissyvyys on ollut noin 12–15 km ja näiden graniittisten komposiittipatjojen maksimipaksuus on noin 2 km (Stålfors & Ehlers 2006, Nironen *et al.* 2006).



**Kuva 5.** Kemiön saaren makaava-asentoisten 1,85–1,80 Ga graniittien syntymalli LSGM-vyöhykkeessä (muokattu Selonen et al. 1996, Stålfors & Ehlers 2006). Mallin mukaan graniittinen sula on puristunut kuoren läpi pystyasentoisia hiertovyöhykkeitä pitkin ja asettunut kuoreen makaava-asentoisiksi patjoiksi, joiden paksuus on metriluokkaa. Ohuiden graniittipatjojen synnyttämä komposiittirakenne muodostaa puolestaan laajoja graniittisia alueita. Tämä transpressionaalisen tektonisen kentän malli on yksi selitys mm. Salon alueen makaava-asentoisten rakenteiden synnystä. Vaaleat laatikot kuvastavat porfyyristen mikrokliinigraniittien virtausrakenteita, jotka ovat seurausta sulan syklistä puristumisesta yliskaatuneiden suprakrustien ja horisontaalien hiertovyöhykkeiden synnyttämien salpaavien rakenteiden väliin.

## 2.5. Tutkimusalueen geologia

Tutkimusprojektin yhteydessä ja kiinteästi tähän työhön liittyen, Aho (2015) on laatinut Salon seudun tutkimusalueen rakenneanalyysin. Tämän työn kannalta keskeiset analyysin tulokset ja päätelmät käydään läpi tässä osiossa.

### 2.5.1. Litologia

Tutkimusalueen litologinen luokittelu keskittyy etupäässä suuntautuneisiin kivilajiyksiköihin, kuten metasedimentteihin ja -vulkaniitteihin sekä gneisseihin ja migmatiitteihin. Graniittisten kivien tarkastelu jää vähemmälle huomiolle kartoituksen rakennegeologisen luonteen vuoksi. Kivet ovat pääosin migmatoituneita metasedimenttejä ja -vulkaniitteja sekä intrusiivisia kiviä, joiden koostumus vaihtelee graniitista gabroon (kuva 6). Tilavuudeltaan yleisimpiä syväkiviä ovat mikrokliinigraniitti ja granodioriitti. Migmatoituneiden gneissien, metasedimenttien ja -vulkaniittien määrä on suurempi kuin alueelta julkaistut kallioperäkartat antavat ymmärtää. Suprakrustiset kivilajit ovat kuitenkin selvästi yleisempiä varsinaista tutkimusaluetta ympäröivillä kuoren

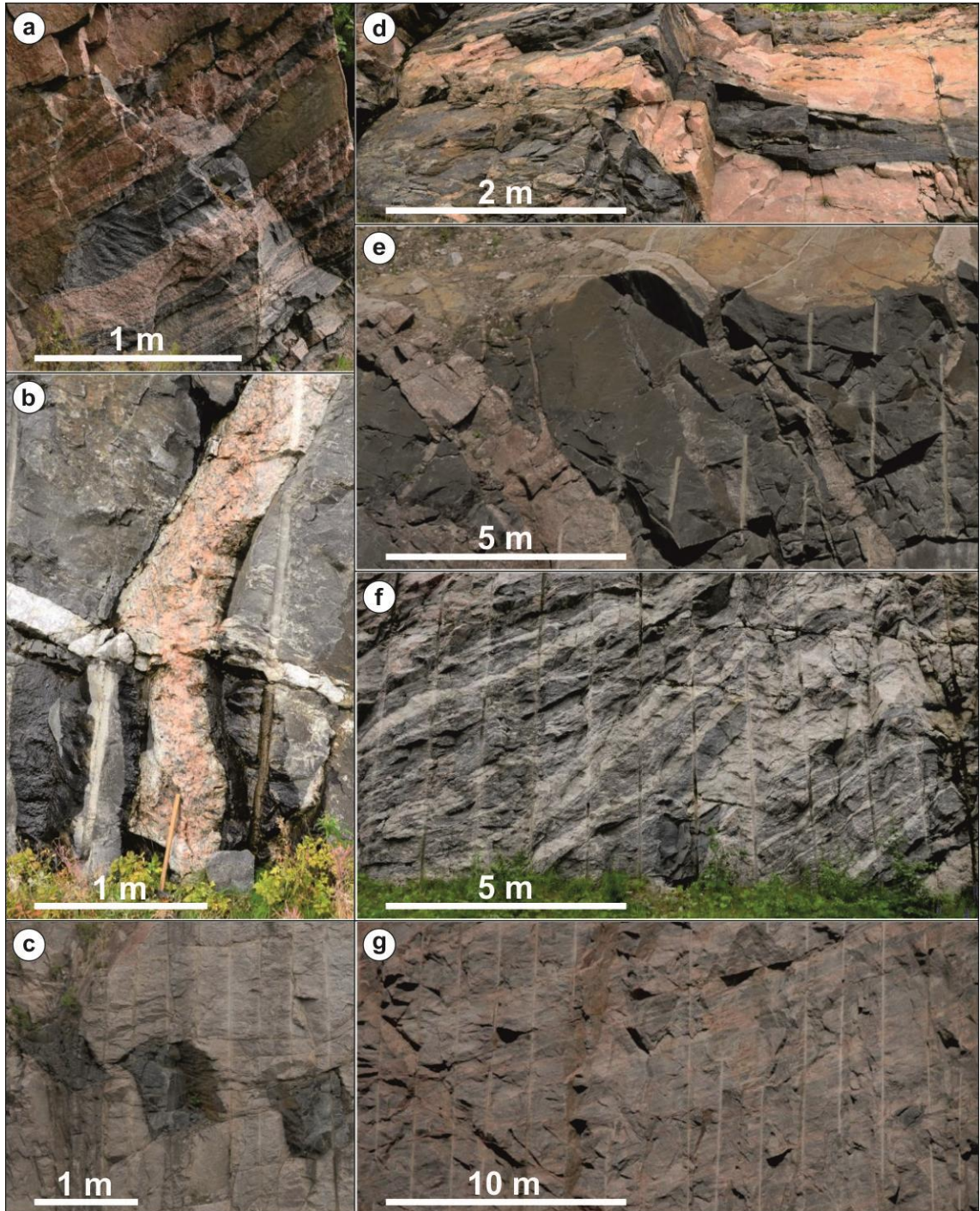


lohkoilla. Alueen kivilajeille on yhteistä niiden amfiboliitti- ja granuliittifasiekseen asti ulottuva korkea metamorfoosiaste. Kallioperän rakenteiden kontrolli moniin litologioihin on selvä; esim. suprakrustisissa kivissä on havaittavissa graniittisten sulien asettumista pääliuskeisuuden mukaisesti, osa sulista taas on asettunut kuoren heikkousvyöhykkeisiin.

Gneissit, metasedimentit ja -vulkaniitit voivat esiintyä metateksiitteina, jolloin niiden osittainsulamista edeltävät rakenteet ovat vielä erottuvia. Usein migmatoituminen on kuitenkin ollut niin voimakasta, että kiven aikaisempi rakenne on nähtävissä vain metasedimentti tai -vulkaniittikappaleissa. Tällainen diateksiittinen rakenne on havaittavissa osassa alueen graniiteista sekä migmatoituneissa gneisseissä (kuva 6c ja 33).

### ***Plutoniset kivet***

Tutkimusalueen syväkivet koostuvat erilaisista graniiteista, granodioriitista ja gabrosta. Kartoitusalueen graniittiset kivet jakautuvat karkeasti kahteen ryhmään: täysin homogeenisiin harmaisiin tai vaaleanpunaisiin graniittisiin kiviin ja selvästi raitaisiin graniitteihin. Homogeeninen graniitti esiintyy usein laajoina paljastumina tai leikkaavina graniittijuonina (kuva 6b ja e). Suurimpien graniittisten intruusioiden kontaktit muiden kivilajien kanssa ovat huonosti havaittavissa. Ne vaihettuvat migmatiittien kautta suprakrustisiin kiviin, jolloin kivilajikontaktit ovat epäselviä. Raitaisten graniittien tekstuuri voi muodostua keskenään erisävyisistä graniittisista kerroksista tai kiilteiden suhteen rikkaammista tai köyhemmistä välikerroksista. Näissä raitaisissa graniiteissa voidaan havaita muusta kivistä poikkeavia hiertyneitä tai katkeilleita graniittisia linssejä, tai graniitin sisään jääneiden liuskeisten suprakrustisten kivien reliktirakenteita (kuva 6c ja g). Granodioriittia on kartoitettu vain vähän, mutta kallioperäkartojen mukaan sitä esiintyy runsaasti etenkin Sauvon ja Salon välisellä NE–SW -suuntaisella vyöhykkeellä. Tutkimusalueella tavataan myös massiivista gabroa, jota paikoin leikkaavat homogeeniset graniittijuonet (kuva 6e).



**Kuva 6.** Tutkimusalueen litologia pääpiirteissään (Aho 2015). a) Metateksiittinen migmatiitti, jossa metapeliittiä ja graniittia vuorottelevina kerroksina. Kihinen, Halikko. b) Metavulkaniittia leikkaavia graniittisia juonia. Kruusilan liittymä. c) Katkeilleita metavulkaniitin kappaleita harmaassa graniitissa. Lakiämäki, Muurla. d) Metavulkaniitti, jonka liuskeisuustasoon on intrudoitunut graniittista sulaa. Kruusilan liittymä. e) Gabro, jota leikkaa graniittisten juonten verkosto. Muurlan liittymästä itään. f) Migmatoitunut kiillegneissi. Muurlan liittymä. g) Raitainen graniitti. Lakiämäki, Muurla. Kuva b: H. Penttinen.

### **Pintasyntyiset kivet**

Metasedimentit ja -vulkaniitit esiintyvät yleisesti linsseinä tai katkeilleina kappaleina graniittien ja migmatiittisen leukosomin joukossa, ja niitä leimaa voimakas osittainsulamisen. Suuresta sulan määrästä huolimatta näiden reliktilisten kappaleiden asento vaikuttaa olevan sama kuin ennen graniittisten sulien intrudoitumista. Amfibolirikkaat metavulkaniitit ovat säilyneet osittainsulamisesta eheämpinä kappaleina

kuin peliittiset ja psammiittiset metasedimentit. Suprakrusteja leikkaavat usein graniittiset juonet. Nämä juonet ovat intrudoituneet liuskeisuustasoon tai akselitasoliuskeisuuden mukaan poimurakenteiden kärjissä. Pintasyntyisissä kivissä havaittavat primäärirakenteet ovat harvinaisia, koska kivien metamorfoosiaste on yleisesti korkea. Tutkimusalueen keskivaiheilta on kuitenkin kartoitettu primäärikerroksellista metavulkaniittia ja karbonaattipitoista metasedimenttiä (kuva 28a).

Migmatiittien ja gneissien protoliitti on vain harvoin esillä migmatoitumattomassa muodossa. Tutkimusalueen pitkä deformaatiohistoria pitää sisällään useita eri osittainsulamisen vaiheita, jolloin kivien koostumus ja rakenne ovat todennäköisesti huomattavasti alkuperäisestä poikkeavia. Almandiinin esiintyminen kaikissa kartoitusalueen gneisseissä ja migmatiiteissa osoittaa metamorfoosin huipun kohonneen amfiboliiti- ja granuliittifasiekseen asti. Alueen yleisimmät gneissit ja migmatiitit ovat tekstuurltaan vaihtelevia granaatti-kiillegneissejä (kuva 6a ja f).

### **2.5.2. Rakenteiden pääpiirteet, leikkaussuhteet ja geometria**

Salon seudun tutkimusalue eroaa ympäristöstään kallioperän rakenteiden vallitsevalla loiva-asentoisuudella, mutta kaateiden jyrkkyysvaihtelu makaavista pystyihin on suurta myös alueen sisällä. Tutkimuksen geometrinen analyysi keskittyy loiva- ja keskiasentoisiin rakenteisiin, joissa yleisimmät rakennetyypit ovat parhaiten näkyvissä. Suurin osa rakennehavainnoista on mitattu alueen amfiboliiteista ja kiillegneisseistä. Tutkimusalueen rakenteista on laadittu muotoviivakartta (kuva 8 ja 24).

Tutkimusalueen deformaatiohistoria on jaettu neljään deformaatiovaiheeseen:  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  ja  $D_4$ .  $D_1$ -rakenteet ovat pääosin peittyneet myöhäisempien deformaatorakenteiden alle. Yleisimmät deformaatorakenteet ovat  $D_2$ :n aikana muodostuneet loiva- tai keskiasentoiset  $S_2$ -liuskeisuudet, saman generaation ylikaatunut tai makaava poimutus  $F_2$  ja näitä edelleen poimuttava  $F_3$ -pystypoimutus. Tutkimusaluetta rajaavat ja pilkkovat hiertovyöhykkeet ja siirroslijat ( $D_4$ ) ovat myös yleisiä kallioperän rakennepiirteitä. Kallioperän rakenteelliset piirteet erottuvat selvimmin metasedimenteissä ja -vulkaniiteissa, mutta myös alueen granitoideissa havaitaan usein raitaisuutta ( $S_2$ ). Tämä ilmenee joko granitoidien läpikotaisena suuntautuneisuutena tai sulkeumien synnyttämänä raitaisuutena. Deformaatiovaiheet 1–3 ovat läpikotaisia ja duktiileja, kun taas näitä leikkaavat  $D_4$ -rakenteet ovat keskittyneet paikallisesti hiertovyöhykkeisiin.

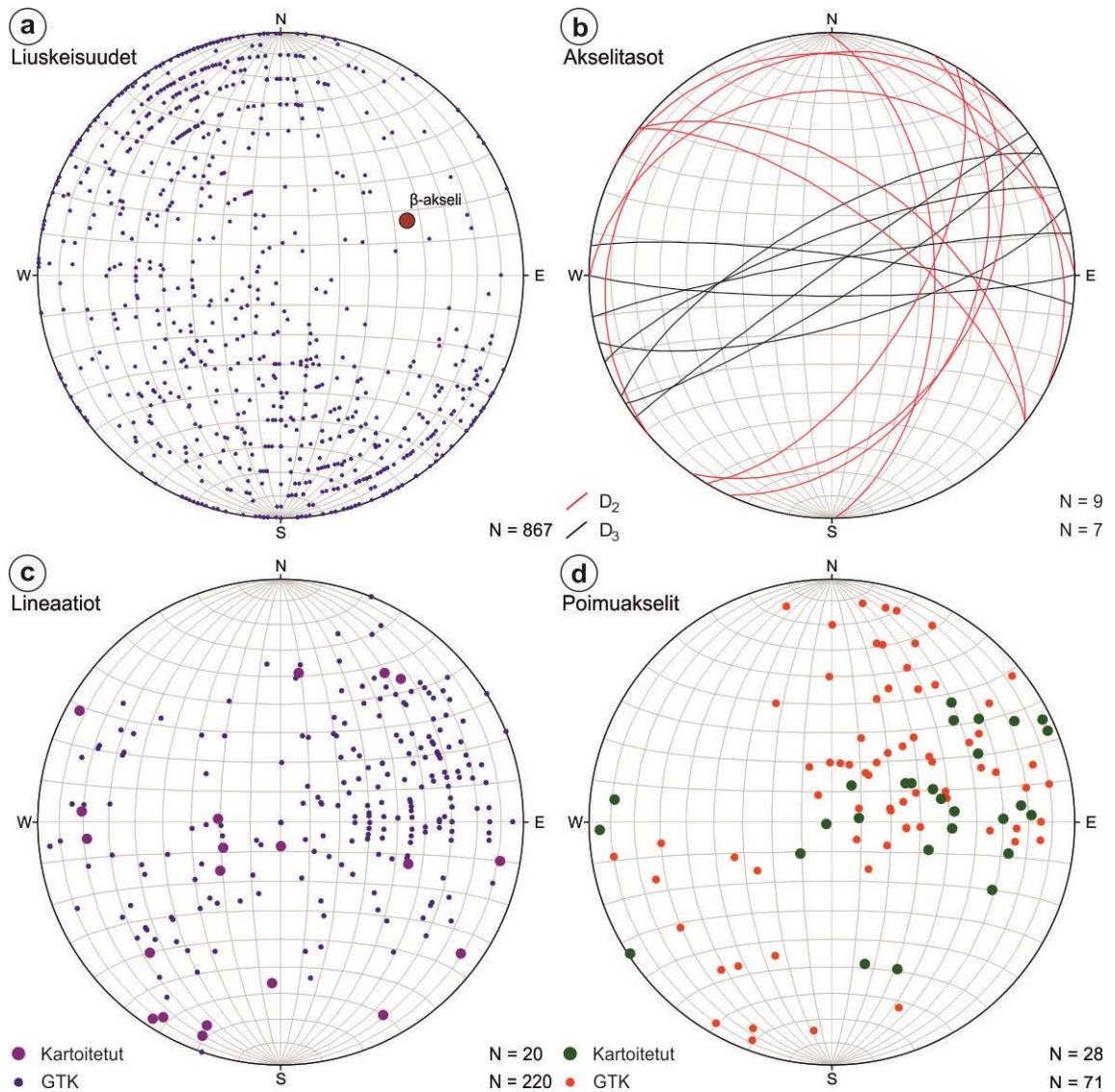
Ylikaatunutta ja makaavaa  $F_2$ -poimutusta esiintyy voimakkaan deformaation vyöhykkeissä tutkimusalueen eri osissa ja poimutus on usein isokliinistä tai tiukkaa. Poimujen koko vaihtelee suuresti ja ne voivat esiintyä  $S_2$ -liuskeisuuden väliin puristuneina intrafoliaalisina rakenteina tai aallonpituudeltaan useiden metrien levyisinä

poimuttuneina metavulkaniittivälikerroksina.  $F_2$ -akselitasojen asennot vaihtelevat makaavista keskiasentoihin ja poimuakselit kaatuvat keskimäärin  $32^\circ$  koilliseen (kuva 7b ja d). Poimurakenteet ovat usein uudelleenpoimuttuneita ja epäsymmetrisiä. Poimujen vergenssit jakautuvat kahteen ryhmään, joista vallitseva vergenssisuunta on WNW ja heikommin edustettu suunta SW.  $F_2$ -akselitasoon intrudoituneet graniittiset tai pegmatiittiset sulat ovat yleisiä  $F_2$ -poimurakenteissa.

Avoin pystypoimutus  $F_3$  poimuttaa  $S_2$ -liuskeisuutta ja  $F_2$ -poimuja sekä  $D_2$ -vaiheessa kuoreen intrudoituneita graniittisia juonia. Poimurakenne on yleisesti melko symmetrinen ja poimuakselit kaatuvat keskimäärin  $26^\circ$  suuntaan ENE (kuva 7d). Myös  $F_3$ -poimutus on selkeimmin nähtävissä metasedimentti ja -vulkaniittivälikerroksissa, ja näidenkin poimujen akselitasoon on usein intrudoitunut graniittisia sulia. Graniittisissa kivissä havaittava  $F_3$ -poimutus on usein loivaa.  $D_3$ -vaiheessa ei ole muodostunut akselitasoliuskeisuutta, jolloin akselitasoon intrudoituneiden graniittisten juonten kontrolli ei ole niin voimakas, verrattuna  $D_2$ -vaiheen akselitasoliuskeisuuden mukaisiin juoniin.  $F_3$ -poimutuksen kanssa samanaikaisesta kuoren osittainsulamisen ja graniittien muodostumisesta antaa viitteitä graniittiset juonet, jotka nousevat poimutuksen akselitasoon ja samalla poimuttuvat  $S_2$ -liuskeisuuden mukana.

$F_2$ - ja  $F_3$ -poimurakenteita on vaikea erottaa toisistaan, etenkin kallioperän metasedimentti ja -vulkaniittivälikerroksilla.  $F_2$ -akselitasoihin on kuitenkin yleensä muodostunut rakenteiden kontrolloima, samansuuntaisten graniittijuonten sarja, mitä ei  $F_3$ -rakenteissa havaita. Molemmissa poimutusgeneraatioissa on tunnistettavissa poimuakselien ENE–WSW -suuntainen trendi (kuva 7d), jota tukee myös tutkimusalueen liuskeisuuksien jakautuminen (kuva 7a).

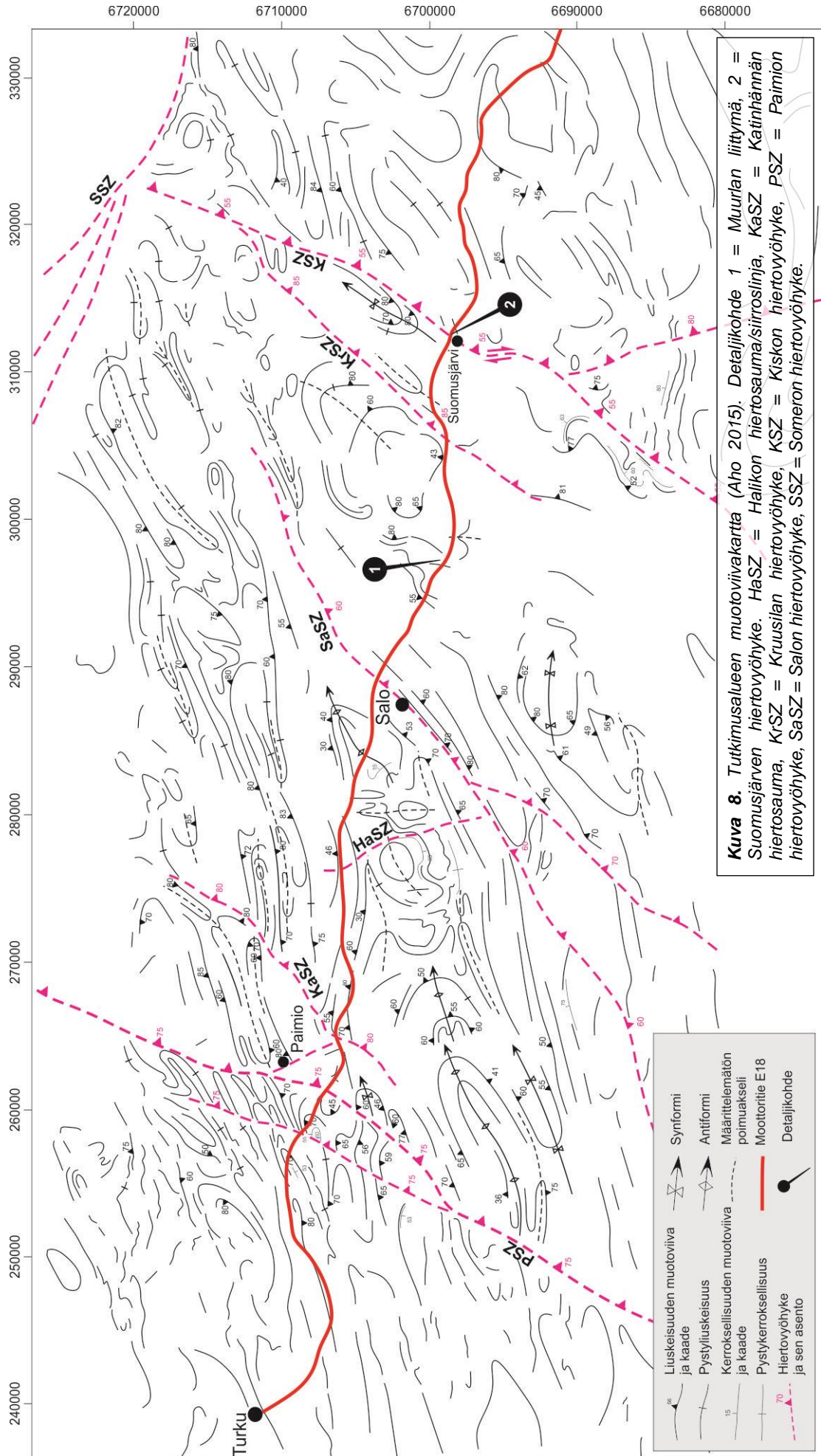




**Kuva 7.** Tutkimusalueen rakenteellisia mittauksia stereografisilla alapalloprojektioilla (Aho 2015). a) Kartoitetut sekä GTK:n tuottamilta kallioperäkartoilta digitoidut liuskeisuushavainnot esitettynä tasojen normaaleina, eli napoina. Projektiossa on mukana myös liuskeisuuksien perusteella laskettu tilastollinen poimuakseli ( $\beta$ -akseli). b) Kartoitetut akselitasot ja niiden ryhmittely deformaatiovaiheisiin 2 ja 3. Punaisella värillä esitetyt akselitasot kuvaavat makaavaa ja ylikaatunutta  $F_2$ -poimutusta ja mustalla esitetyt akselitasot  $F_3$ -pystypoimutusta. c) Lineaatio- ja d) poimuakselihavainnot. Tarkasteltaessa tutkimusalueen taso- sekä viivasuuntia kokonaisuutena, voidaan rakenteiden todeta olevan pituusakseleiltaan ENE–WSW -suuntaisia.

### 2.5.3. Hiertovyöhykkeet

Tutkimusaluetta rajaavat lännessä Paimion, idässä Kiskon ja pohjoisessa Someron hiertovyöhykkeet (kuva 1c ja 3). Aineistoa tarkastelemalla näiden hiertojen rajoja on voitu tarkentaa sekä tulkita useita uusia hiertovyöhykkeitä tai siirroslinjoja tutkimusalueen sisältä. Nämä hierrot deformaivat liuskeisuuksia ja poimuakseleita pois niiden alkuperäisestä asennosta, aiheuttaen näin poikkeavuutta alueen yleiseen rakenteelliseen trendiin.





Jatkuvia ja pystyjä tai jyrkkiä hiertovyöhykkeitä esiintyy koko tutkimusalueen mittakaavassa. Näihin listrisiksi tulkittuihin hiertoihin on usein intrudoitunut graniitteja ja niiden kiviaines saattaa olla voimakkaasti rikkoutunutta. Pystyt ja jyrkät hiertovyöhykkeet ovat pääasiassa NNE–SSW -suuntaisia, samoin kuin alueen muutkin rakenteelliset piirteet. Loiva-asentoisia hiertovyöhykkeitä tai siirroksia esiintyy paljastumamittakaavassa eivätkä ne ole alueellisen deformaation kannalta merkittäviä. Muurlan tutkimuskohteelta (kohde 1; kuva 8) on kartoitettu loiva-asentoisia hiertoja (kuva 38), joiden on katsottu liittyvän  $D_3$ -ylityöntövaiheeseen.

Paimion monihaarainen hiertovyöhyke on alueen rakenteellisen kehityksen kannalta merkittävä. Vyöhykkeen muodostamien kiilojen läheisyydessä voidaan havaita poimurakenteiden taipuvan hierron suuntaisiksi (kuva 8). Hiertovyöhyke katkaisee jatkuvat rakenteet ja vääntää poimurakenteet niiden alkuperäisestä ENE–WSW -asennosta NE–SW -suuntaisiksi. Paimion hierto on kartoitusalueella huonosti paljastunut eikä myloniittisia kiviä ole kartoitettu. Hierron kontaktin läheisyydessä olevat kivet ovat migmatoituneita kiillegneissejä, joissa nähdään sulkeumina poimuttuneita amfiboliitteja.

Kiskon hiertovyöhykkeessä liuskeisuudet ovat selkeitä ja kivet usein voimakkaasti hiertyneitä. Näissä kivissä havaitaan myös parasiittista, tiukkaa tai isokliinistä ja akselitasoltaan pystyä poimutusta. Hiertovyöhykkeessä ja sen läheisyydessä olevat myloniittiset kivet ovat pystyasentoisia ja voimakkaasti suuntautuneita (kuva 9 ja 23j). Liuskeisuudet ja poimurakenteet taipuvat Kiskon hierron ympäristössä sen suuntaisiksi. Hiertovyöhykkeestä tehty ohuthieiden kinemaattinen tarkastelu osoittaa lohkoliikuntojen tapahtuneen eri vaiheissa eri suuntiin (kohde 2; kuva 8). Kiskon hiertovyöhykkeen tunnettu oikeakätinen strike-slip -liike on vallitseva alueellisessa mittakaavassa. Suomusjärven protomylonitista havaitut kinemaattiset indikaattorit osoittavat vasenkätistä strike-slip tai oblique-slip -liikettä tapahtuneen, vaikka oikeakätisiäkin indikaattoreita voidaan tunnistaa. Myloniitista saatu E-puoli alas -kinematiikka edustaa puolestaan Kiskon hierron ekstensionaalisen vaiheen liikettä.



**Kuva 9.** Kiskon hiertovyöhykkeen pystyluskeisuutta kiillegneississä. Alueen yleisimmät kinemaattiset indikaattorit osoittavat kalliolohkoissa tapahtuneen oikeakätistä strike-slip -liikettä sekä itäpuoli alas -normaalsiirrostumista. Tien 110 ja E18-moottoritien tasoristeys, Suomusjärvi.

Tutkimusalueen hiertovyöhykkeiden oletetaan syntyneen aikana, jolloin nykyisen eroosiotason kivet ovat käyttäytyneet vielä plastisesti keksikuoren olosuhteissa. Hiertovyöhykkeiden muodostuminen on täten vaikuttanut liuskeisuuksien ja poimurakenteiden syntyyn. Svekofennisen orogonian päätyttyä, plastinen deformaatio rauhoittui, mutta hierroissa tapahtunut hauras deformaatio on muokannut kallioperää vielä sen jälkeenkin. Näitä jäähtyneessä kuoressa tapahtuneita siirrostien uudelleenaktivoitumisia ei tarkkaan tunneta.

#### 2.5.4. Kuoren kehitys

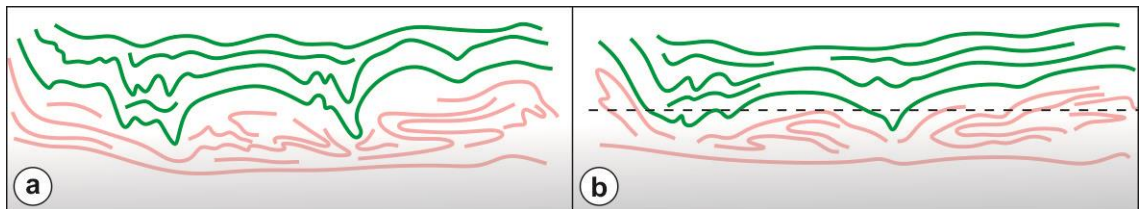
Riku Ahon (2015) ja Heidi Penttisen (*tekeillä*) töiden perusteella voidaan Svekofennisen orogonian kehityksestä Salon alueella tehdä seuraavanlainen yhteenveto, jossa aiempiin tutkimuksiin ja malleihin verrattuna on pystytty tarkentamaan erityisesti Salon alueen D<sub>2</sub>- ja D<sub>3</sub>-vaiheiden poimutuksen ilmenemistä sekä tunnistamaan aiemmin raportoimattomia duktiileja hiertovyöhykkeitä tutkimusalueen sisältä. Kallioperän erilaisten leikkaussuhteiden esiintymiseen alueella on vaikuttanut hiertovyöhykkeiden aktivoituminen niin kompressionaalisessa kuin ekstensionaalisessa tektonisessa ympäristössä.

Svekofenninen orogenia muovasi Salon seudun kallioperää ~1,90–1,81 Ga. Valtaosa tutkimusalueen rakenteita muodostavista suprakrustisista kivistä on muodostunut Fennian orogonian akkreetiovaiheessa ~1,90 Ga tai tämän ja Svekobaltisen orogonian välisessä ekstensionaalisessa vaiheessa ~1,86 Ga. Alueen paljastuneet kivet ovat yleisesti läpikäyneet korkean asteen metamorfoosin ja osittainsulamisen on ollut voimakasta ainakin kahdesti Svekofennisen orogonian edetessä: intraorogeenisessa vaiheessa Fennian orogonian päätyttyä ~1,86 Ga ja Svekobaltisen orogonian huipun aikana ~1,82 Ga.

Varhaisimmat mafiset vulkaniitit (~1,90–1,89 Ga; Penttinen *tekeillä*) liittyvät todennäköisesti vulkaanisen kaarisysteemin muodostumiseen Fennian orogonian alkuvaiheessa. Fennian orogonian huippuvaiheen aikana ~1,87 Ga (D<sub>1</sub>) tapahtui laajamittaista kuoren osittainsulamista ja tätä seurasi granodioriittien sekä bimodaalisten graniittien intrudoituminen ~1,86–1,85 Ga (Penttinen *tekeillä*). D<sub>1</sub>-vaiheessa muodostuneet varhaisten suprakrustien rakenteet ovat suurelta osin peittyneet myöhäisempien deformaatiovaiheiden alle. Nämä varhaiset suprakrustit ja intraorogeenisen vaiheen sedimentit ja vulkaniitit poimuttuivat makaaviksi ja ylikaatuneiksi rakenteiksi (F<sub>2</sub>) Svekobaltisen orogonian huippuvaiheen aikana ~1,83–1,82 Ga. Tällöin syntyi myös alueen pääliuskeisuus (S<sub>2</sub>) ja Muurlan gabrointruusio (1825 Ma; Kyllästinen 2014). Ylityönnön jatkuessa nämä rakenteet ovat uudelleenpoimuttuneet avoimiksi F<sub>3</sub>-pystypoimuiksi. Kuumen Svekobaltisen orogonian aikana keskikuoreen



saattoi muodostua myös ns. kanavavirtaus (channel flow), jossa kivi alkaa virrata pois päin orogeniavyöhykkeestä kohti eroosiotasoa. Tämä plastisen virtauksen kanava muodostuu kompressiovaiheessa, mutta sen kehitys jatkuu orogenian romahtamisen aikana. Romahtaminen alkaa ~1,81 Ga ja aiheuttaa voimakasta kuoren ekstensiota, erityisesti kuoren yläosissa, ja saa aikaan keskikuoren kivien kohoamisen doomirakenteiksi sekä loiva-asentoisten rakenteiden korostumisen ja tiukkojen poimujen suoristumista Harrisin ja muiden (2012) mallin mukaan (kuva 10). Orogenian romahtamisen aikaisia syntektonisia graniitteja ja juonia on ajoitettu Kruusilasta (~1,82 Ga; Penttinen *tekeillä*), Muurlasta (1812 Ma; Kyllästinen 2014) sekä Paimion llttulan granaatti-kiillegneissin F<sub>3</sub>-akselitasoon nousseen sulan zirkoneista (~1,81 Ga; Penttinen *tekeillä*).



**Kuva 10.** Harrisin ja muiden (2012) analogimalliin pohjautuva tulkinta kompressiota seuraavasta romahdusvaiheen synnyttämästä dome-and-keel -rakenteesta graniitti-vihreäkivivyöhykkeessä. Vihreällä puristuksessa syntyneitä suprakrustien poimu- ja doomirakenteita sekä vaaleanpunaisella gneissien ja migmatiittien muodostamaa makaavaa poimutusta keskikuoren olosuhteissa. Doomirakenne toimii sulkuna graniittisille sulille. Mallin vasemmassa laidassa havaitaan plastisen kanavavirtauksen työntyminen kohti eroosiopintaa ja muodostavan samalla makaavaa ja isokliinista poimutusta. a) Orogenian romahtamisen alun jälkeinen tilanne. Suprakrustien muodostamat antiformit ovat litistyneet ja synformirakenteet säilyneet tiukkoina. b) Ekstension ja kuoren ohenemisen jatkuessa antiformit litistyvät edelleen ja makaava poimutus voimistuu. Loiva-asentoiset liuskeisuudet ovat vallitsevia koko mallin alueella. Musta katkoviiva kuvastaa nykyistä eroosiotasoa, jolla on nähtävissä pääasiassa migmatiittisia ja loiva-asentoisia kiviä sekä harvinaisemmin suprakrustisten kivien muodostamia tiukkoja synformirakenteita. Piirros: R. Aho.

Svekobaltisen orogenian deformaation voimakkuutta ja jakautumista kontrolloivat aiemmin muodostuneiden litologisten yksiköiden mekaaniset ominaisuudet, muuttuva pääpuristussuunta sekä hiertovyöhykkeiden asennot suhteessa puristussuuntiin. Jäykät granodioriittiset ja graniittiset plutonit peilaavat deformaatiota muovautuvampiin kivilajiyksiköihin ja säilövät sisäänsä aiempia rakenteita. Kuoren ekstension vallitessa, hiertovyöhykkeet muuttuvat kinematiikaltaan käänteisistä normaaleiksi. Hiertovyöhykkeiden aktivoituminen ja lohkoliikunnot ovat saaneet aikaan kuoren eri osissa syntyneiden litologioiden paljastumisen nykyisellä eroosiotasolla.

### **3. Aineisto ja menetelmät**

#### **3.1. Kartta-aineistot**

Tässä projektissa käsitellyissä ja laadituissa kartta- ja mittausaineistoissa on käytetty ETRS89-koordinaattijärjestelmää ja sen kansallista EUREF-FIN-realisaatiota. Projekti käynnistyi kartta-aineistojen hankinnalla ja viemisellä paikkatieto-ohjelmistoon, missä niistä koostettiin erilaisia kallioperäkartoitusta helpottavia karttatulosteita.

##### **3.1.1. Kallioperäkartat**

Projektin omaa kartoitusaineistoa on täydennetty digitoimalla pistemuotoista mittausdataa Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) tuottamilta 1:100 000 kallioperäkarttalehdiltä Salo (Lehijärvi 1955), Marttila (Huhma 1957), Suomusjärvi (Salli 1955) ja Somero (Simonen 1955). Kartoilta digitoitiin yhteensä 700 liuskeisuus-, 220 lineaatio-, 71 poimuakseli- ja 43 kerroksellisuusmittausta, joista tosin iso osa sijaitsee varsinaisen tutkimusalueen ulkopuolella. Lohjan (Laitala 1994) kallioperäkarttaan dokumentoituja juonikiviparvia on verrattu Salon tutkimusalueen vastaaviin. GTK:n vektorimuotoista Kallioperäkartta 1:200 000 -aineistoa (DigiKp200) on hyödynnetty työn edetessä, mm. kivilajipolygonien metatietojen tarkastelussa, kartoitusprojektin tulostettuina paperiversioina sekä tiettyjen kivilajihorisonttien digitoinnissa ja yhteiskäytössä muun aineiston kanssa.

##### **3.1.2. Aeromagneettinen aineisto**

Geologian tutkimuskeskuksen tuottama harmaasävyinen, rasterimuotoinen, 50 x 50 m pikselikoon aeromagneettinen matalalentoaineisto on toiminut tämän työn tärkeimpänä tausta-aineistona. Magneettista aineistoa on hyödynnetty koko projektin kuluessa arvioitaessa rakenteellisten horisonttien jatkuvia trendejä ja niiden katkeamista. Näiden tulkintojen pohjalta on tehty yleistetyt mallit (muotoviivakartta, 3D-malli) tutkimusalueen rakenteista. Magneettista harmaasävykarttaa on käytetty useiden tämän työn karttojen ja kuvien taustalla.

##### **3.1.3. Korkeusmalli 10 m**

Tutkimusalueen topografisten ominaisuuksien tarkastelussa hyödynnettiin MML:n tuottamaa 10 x 10 m ruutukoon yhdistettyä korkeusmalliaineistoa (Digital Elevation Model, DEM). Mallin N2000-järjestelmän mukainen korkeustarkkuus on 1,4 m. Isojen tiedostokokojen ja 3D-ohjelmistoon kohdistuvan kuormituksen vähentämiseksi, korkeusmalli interpoloitiin harvemman pistetiheyden malliksi ja yhdistettiin kattamaan tutkimusalueen keskeiset osat. Projektissa kartoitetut sekä kallioperäkartoilta digitoituvat rakennemittaukset on projisoitu tämän harvennetun DEM-pinnan mukaan vastaamaan todellista maanpinnantasoja. Korkeusmallia on hyödynnetty lisäksi topografisen

lineamenttikartan (kuva 21) tekovaiheessa sekä erilaisten karttavisualisointien tehokeinona.

### 3.1.4. Muut kartta-aineistot

Maanmittauslaitoksen (MML) 1:10 000 Peruskarttarasteria ja 1:50 000 Maastokarttarasteria on hyödynnetty kartoitusprojektissa paperisina tulosteina sekä digikuvattujen kallioseinämien sijaintitiedon esittämiseen (ks. liitteet). Tämän työn maastokohteiden nimeäminen perustuu näiden kartta-aineistojen mukaisiin paikannimiin. Härmeen (1960; kuva 11) 1:400 000 Turun seudun tektonista karttaa on käytetty tämän työn omien hiertovyöhyke- sekä lineamenttitulkintojen tukena. Kartasta on selvästi tunnistettavissa alueellisen mittakaavan hiertovyöhykkeet, mutta myös muita lineamentteja, joilla saattaa olla merkitystä rakennegeologisen tulkinnan kannalta.



**Kuva 11.** Ots Salon alueelta Suomen geologisen 1:400 000 yleiskartan Turun karttalehden B 1 liitteestä (muokattu Härme 1960). Karttalehden liitteeseen on koostettu tektoniset mittaukset (liuskeisuus, kerroksellisuus, poimukseli, lineaatio) ja voimakkaimmat siirroslinjat katkoviivoin.

## 3.2. Ohjelmistot

3D-malli, siihen liittyvät kartta-aineistot ja niiden visualisointi sekä yhdistetyt panoraamakuvat on laadittu seuraavia ohjelmistoja ja ohjelmia apuna käyttäen: Midland Valley MOVE™, ESRI ArcGIS, CorelDRAW Graphics Suite, ArcSoft Panorama Maker.

MOVE™-3D -ohjelmistoa on käytetty tämän työn eri aineistojen päällekkäiseen vertailuun, karttojen suunnitteluun ja luomiseen sekä 3D-mallin laadintaan. Näiden lisäksi ohjelmistoa on hyödynnetty laajasti mittauksen spatiaalisen jakautumisen jaotteluun, analysoimiseen ja esittämiseen stereografisten projektioiden muodossa. ArcGIS-paikkatieto-ohjelmistolla on tuotettu georeferoituja, tarvittaessa

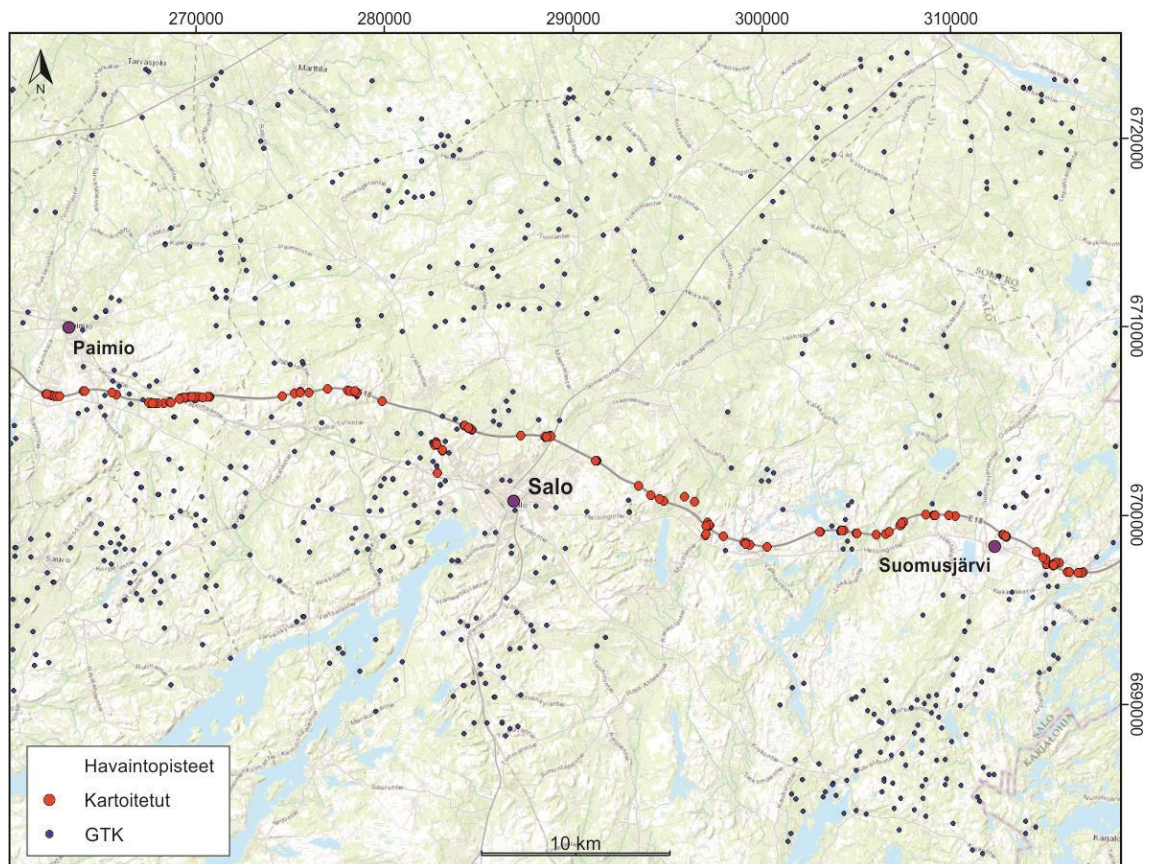


koordinaattikonvertoituja ja tutkimusalueen mukaan rajattuja kartta-aineistoja vietäväksi edelleen MOVE™-ympäristöön tai suoraan valmiiksi kartaksi. CoreDRAW-vektorigrafiikkaohjelmalla on viimeistely ja tulostettu kaikki tämän työn kartat ja kuvat. Arcsoft Panorama Maker -ohjelmalla on yhdistetty yksittäiset kalliöseiniämien digikuvat panoraamakuviksi.

### 3.3. Kallioperäkartoitus

Kallioperäkartoituksessa käytössä olleisiin Freiberg Geological 360° -kompasseihin asetettiin deklinaatiokorjaus +7° (2.6.2014) ennen kartoitusprojektin aloitusta, jotta kerätty mittausaineisto vastaisi mahdollisimman tarkasti todellisia suuntia. Havaintopisteiden koordinaatit tallennettiin Garmin GPSMAP® 64s -laitteelle sekä kenttämuistiinpanoihin.

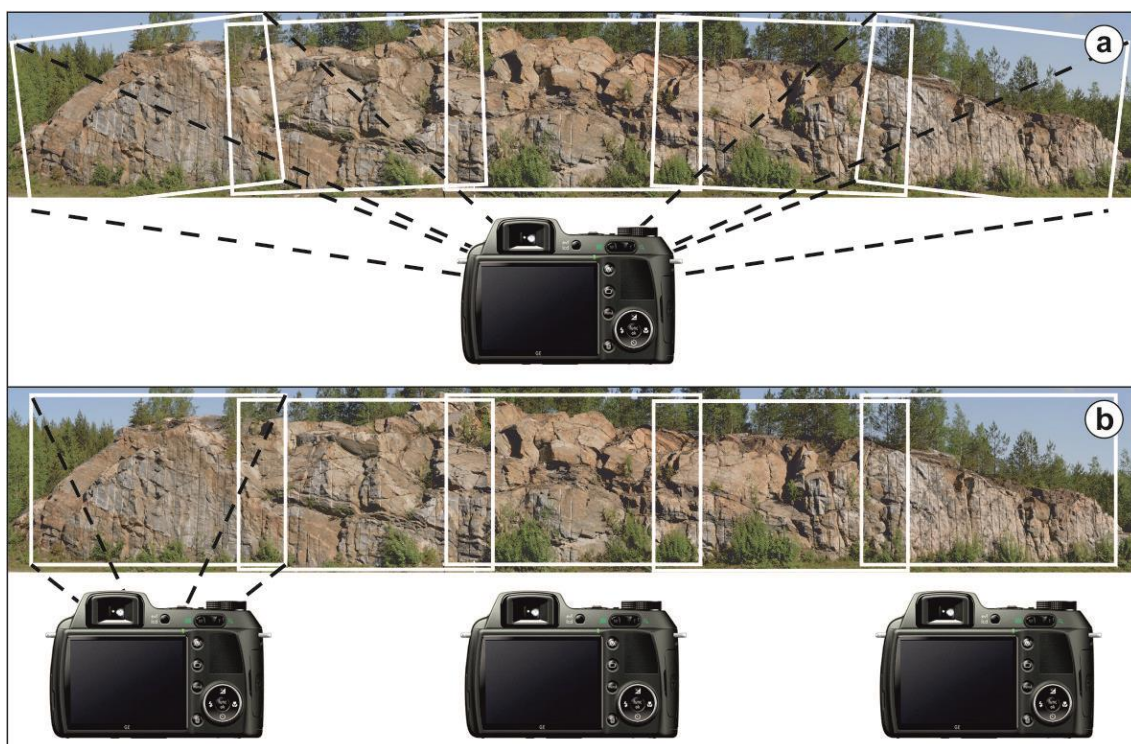
Kartoitettu alue kattaa noin 63 km matkan E18-moottoritien vartta ja sen läheisyydessä sijaitsevia kalliopaljastumia (kuva 12). Kartoitusprojektin aikana kerättiin yhteensä 167 liuskeisuus-, 27 poimuakseli-, 20 lineaatio-, 17 akselitaso- ja yksi kerroksellisuusmittaus(sta).



**Kuva 12.** Kartoitusprojektin aikana kerättyjen havaintojen sijainnit esitettynä yhdessä Geologian tutkimuskeskuksen tekemien havaintopisteiden kanssa. Karttakuvasta voidaan havainnoida tutkimusalueelta saatujen suorien havaintojen sijainnit ja keskittymät. Taustakartta: © OpenStreetMap.

### 3.4. Seinämäkuvaukset

Seinämien valokuvaaminen suoritettiin samaan aikaan rakennegeologisen kartoituksen ohessa. Lähtökohtana oli kuvata E18-moottoritien varrelta kaikki tutkimusalueen sisään jäävät kallioleikkaukset, joissa on havaittavissa selkeää suuntausta, poimutusta tai erottuvaa kivilajivaihtelua. Tästä johtuen kuva-aineistossa on epäedustettuina selkeästi graniittiset ja homogeeniset seinämät. Valokuvien laadunvaihtelu on huomattavaa eri seinämien välillä. Tämä johtuu useista eri syistä: 1) valaistusolosuhteiden muutokset pilvisyyden ja auringon aseman mukaan, 2) sade ja sen aiheuttama märkä kallioseinämä, 3) kuvauskohteen saavutettavuus moottoritieellä, 4) kuvanottoaikan haastava tai vaarallinen maasto, 5) maaston huomattava kumpuilevuus, jolloin kuvauspisteen korkeus vaihtelee suhteessa seinämään, 6) näköesteet kuvauspaikan ja kohteen välillä, ja 7) käytetty kuvaustekniikka (kuva 13).



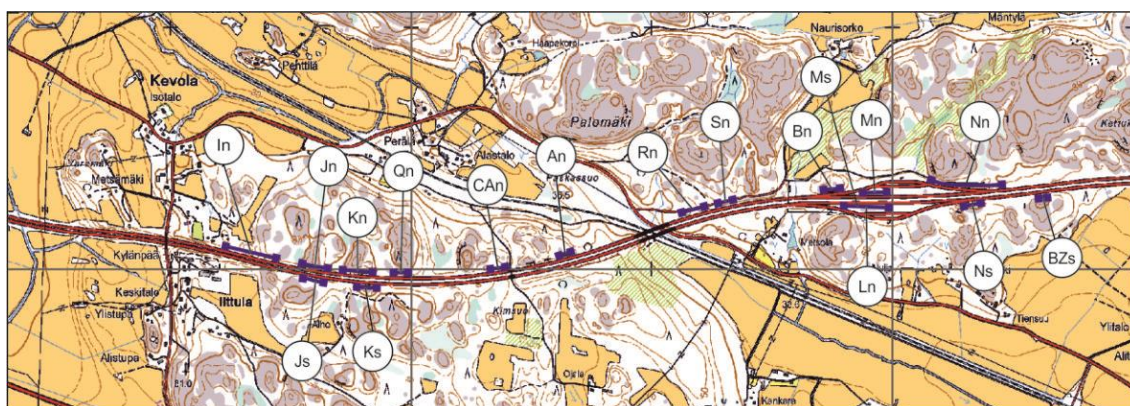
**Kuva 13.** Kartoitusprojektissa käytetyt kallioseinämien kuvaustekniikat esitettynä yhdistetyn panoraamakuvan kanssa. a) Yhdestä pisteestä kuvattu kallioseinämä. Kuvien vääristymä kasvaa kuvauskulman pienetessä suhteessa kallioseinämään. Tätä ns. viuhkakuvausta on käytetty paikoissa, joissa kuvausmaasto on ollut haastava ja/tai turvallisen kuvauspaikan löytäminen vaikeaa. b) Suositeltu kuvaustyyli, jossa kuvauskulma suhteessa kuvattavaan kallioon pysyy kohtisuorassa koko seinämän matkalta. Näin kuvaaminen vaatii onnistuakseen avointa maastoa ilman merkittävää korkeusvaihtelua.

Onnistuneen kuvasarjan otto kallioseinämästä edellyttää kuvan 13b havainnollistaman kuvaustekniikan käyttöä. Jotta kuvasarja saadaan mutkattomasti ja mahdollisimman vähäisellä vääristymän määrällä koostettua panoraamakuvaksi, on myös kuvauksessa käytettävä objektiivin polttoväli pidettävä vakiona koko seinämän matkalta. Polttoväli tulee säätää niin, että seinämän korkein kohta asettuu kuvauskenttään, ja tämän jälkeen kuvaus aloitetaan järjestelmällisesti seinämän toisesta reunasta. Kuvien hallinnan



kannalta on suotavaa aloittaa kuvaus aina samasta reunasta, tämän projektin tapauksessa vasemmalta oikealle. Näin kuvatiedostot ovat loogisessa järjestyksessä numeroituna muistikortilla. Käytetyn järjestelmäkameran automaattitarkennuksen vaikutusta objektiivin polttoväliin ei ole otettu huomioon kuvaamisen yhteydessä.

Seinämävalokuvat on tallennettu jokaisen kartoituspäivän päätteeksi tietokoneen kiintolevylle ja järjestetty seinämän kirjaintunnuksen mukaisesti nimetyiksi kansioiksi. Kirjaintunnus koostuu liukuvasti kasvavista kirjaimista aakkosjärjestyksessä. Tunnuksen viimeinen pieni kirjain ilmoittaa kallioseinämää kohti katsottaessa vallitsevan suurpiirteisen ilmansuunnan. Seinämien tunnukselliset valokuvasarjat ovat sidottuna paikkaan (kuva 14). Jokaisen kuvatun seinämän sijainti, suunta ja karkea leveys ovat nähtävissä kartta-aineistosta (ks. liitteet). Kuvattuja kallioseinämiä on yhteensä 144 kappaletta.



**Kuva 14.** Seinämäkuvausten jako yksilöllisiin tunnisteisiin ja kuvattujen kallioseinämien sijoittuminen 1:10 000 peruskartalla. Ks. liitteet koko kartta-aineiston osalta. Taustakartta: © Maanmittauslaitos.

Valokuva-aineiston keruun taustalla on ollut halu säilöä suhteellisen tuore näkymä kallioleikkausten kivilajeista ja rakenteista myöhempää käyttöä ja tarkastelua varten. Kasvillisuus ja rapautuminen ovat jo muuttaneet kallion pinnan paikoin haaleaksi ja epäselväksi, joten kuvaustyö olisi pitänyt suorittaa mahdollisimman nopeasti räjäytystöiden valmistuttua. Tämän työn kannalta motiivina on toiminut kuvasarjojen käyttö panoraamakuvina ja edelleen kiinnostavimpien kalliokohteiden osalta tehtyinä paperisina kartoituspohjina. Kartoituspohjille on ollut helppo hahmotella ja korostaa seinämien erilaisia geologisia ominaisuuksia tarkennuskäytien yhteydessä. Lisäksi, kuva-aineistoon on voitu palata kartoitusaineiston tarkasteluvaiheessa, ja tehdä tarkistuksia ja vertailuja eri kohteiden välillä ilman tarvetta siirtyä fyysisesti maastokohteelle. Ahon (2015) panoraamakuvista laatimia yksinkertaistettuja ja rakenteellista tulkintaa sisältäviä piirroksia on hyödynnetty myös tässä työssä (ks. osio 4.4.2).

### 3.5. 3D-mallinnus

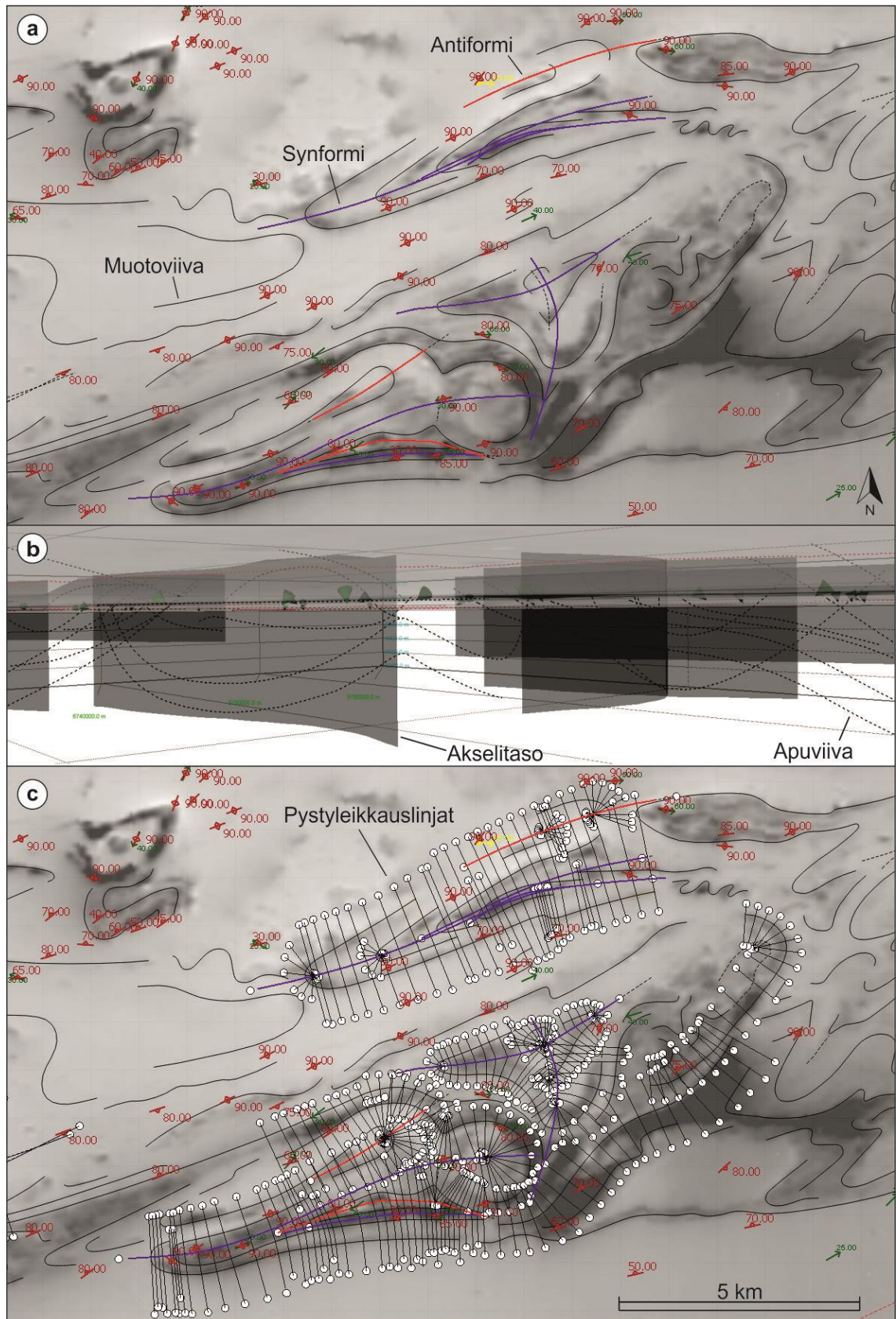
#### 3.5.1. Yleinen työkulku ja 3D-objektien rakentumisen perusteet

3D-mallin luonti on toteutettu MOVE™-ohjelmistolla ja tässä työssä käytettävät englannin kieliset työkalujen ja valitsimien nimet (*kursivoitulla*) vastaavat ko. ohjelmiston käyttämiä. Caumon ja muut (2009) linjaavat, että tyypillinen rakenteellisen mallintamisen prosessi alkaa aineiston georeferoinnilla, jota seuraa siirrosten verkoston rakentaminen, ja lopuksi 3D-horisonttien luominen niin, että ne ovat sopusoinnussa siirrosten ja stratigrafisten kerrostumissäätöjen kanssa. Tässä työssä 3D-rakenteiden laadinnan lähtökohtana on pidetty aeromagneettisen kartan sekä rakenteellisen mitta-aineiston antamaa informaatiota. Rakenteiden muodot ja ulottuvuudet pohjautuvat muotoviiva- sekä siirroslinjatulkintaan, ja niiden asettamiin rajoihin. Seismisten profiilien puutteen ja Salon alueen makaava-asentoisista rakenteista johtuen, eniten tulkintaa ovat vaatineet poimu- tai siirrosrakenteiden syvyysulottuvuudet. Laaditut 3D-rakenteet keskittyvät alueille, joilla magneettiset heijasteet ovat erottuvia sekä alueille, joilla rakennemittauksia on käytettävissä riittävä määrä tulkinnan toteuttamiseksi. Jokainen 3D-rakenne on oma yksilönsä, jonka laadinnassa on painotettu käytettävissä olevia aineistoja eri painotuksin. Rakenteet on pyritty luomaan yhteneväisiksi viereisten rakenteellisten trendien mukaan ja ne rajautuvat paikoitellen terävästi alueellisten hirtovyöhykkeiden kontrolloimiin raameihin. Varsinkin tutkimusalueen graniittisten alueiden tulkinnassa on pyritty ottamaan huomioon ko. graniiteista julkaistu tutkimustieto, mm. koskien kuoreen asettumisen mekanismeja (Ståhlfors & Ehlers 2006).

3D-rakenne koostuu joko yhdestä tai useammasta rakenteellisesta horisontista, jotka yhdessä muodostavat poimun, graniittisen patjan, juonen tai yksinkertaisen rakenne- tai siirrosinnan, pohjautuen tutkimusalueen jakoon rakennegeologisiin osa-alueisiin. Paikoin rakenteellinen horisontti on voitu nimetä kivilajihorisontiksi kivilajikartoista tai kartoituksen yhteydessä saadun tiedon perusteella.

Rakenteen laadintaprosessi koostuu useasta eri vaiheesta:

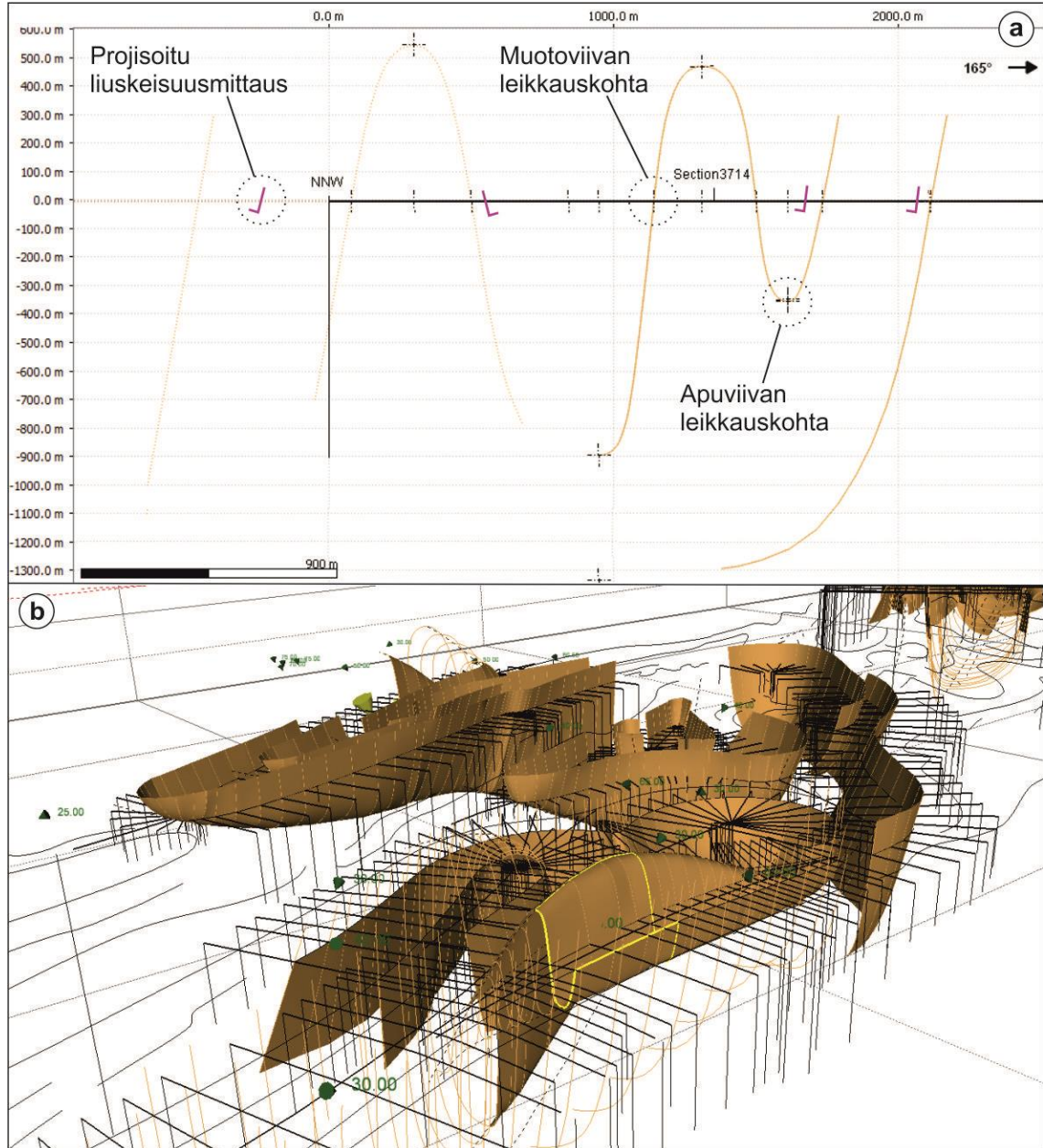
- 1) Muotoviivatulkinta (kuva 24) ja sen tarpeenmukainen yksinkertaistus, niin että 3D-pinnan tuottaminen on teknisesti mahdollista.
- 2) Poimuharjojen ja apuviivojen hahmottelu karttatasoon (*Map View*; kuva 15a).
- 3) Poimuharjojen ja apuviivojen hahmottelu 3D-avaruuteen, laadittuja pystyleikkauslinjoja apuna käyttäen (kuva 15b).
- 4) Rakenteen raamien laadinnassa käytettävien pystyleikkauslinjojen suunnittelu ja digitointi karttatasoon (kuva 15c).



**Kuva 15.** 3D-rakenteen luonti. a) Rakenteiden poimuharjojen hahmottelu karttatason rakennemittausten ja magneettisten heijasteiden perusteella. Samalla muokataan myös muotoviivat rajaamaan rakenteiden asemaa 0-tasossa. b) Rakennepintojen laidinnassa käytettyjen apuviivojen digitointi 3D-avaruudessa. Apuviivat mahdollistavat eri pystyleikkauksille digitoitavien rakenteen raamien asemoimisen oikein toisiinsa nähden. Mustat läpinäkyvät tasot kuvaavat eri rakenteiden akselitasoja, jotka ovat kuvan esimerkin tapauksessa pystyjä. c) Pystyleikkauslinjojen suunnittelu ja digitointi karttatason muotoviivojen ja poimuharjojen perusteella. Tausta-aineisto: © Geologian tutkimuskeskus.



- 5) Rakenteen raamien digitointi pystyleikkauslinjoihin (kuva 16a).
- 6) 3D-pintojen luonti raamien pohjalta (kuva 16b).
- 7) 3D-pintojen yhdistäminen ja vienti työprojektista mallin esitysprojektiin. Prosessin loppuvaiheen voidaan kuvata muistuttavan puuveneen rungon rakentumista.



**Kuva 16.** 3D-rakenteen luonti. a) Edellisessä vaiheessa digitoituihin pystyleikkauksiin hahmotellaan poimun ns. luurankorunko. Kuvan mustat ristit ovat pystyleikettä leikkaavien muotoviivojen sekä poimuharjojen leikkauskohtia, joiden avulla poimun muoto saadaan pidettyä kontrollissa. b) 3D-näkymä pintojen rakentumisesta pala kerrallaan 2D-pystyleikkausten mukaan. Keltaisella korostetun palan mukaiset osat voidaan vielä yhdistää koko rakenteen kattaviksi pinnoiksi.

Ahon (2015) muotoviivakartta (kuva 8), ja siihen tässä työssä tehdyt tarkennukset ja muutokset ovat olleet pohjana 3D-mallin luonnissa. Muotoviivatulkinnan teko ja tarpeenmukainen muokkaaminen on ollut lähtökohtana kunkin rakenteellisen kokonaisuuden mallinnuksessa. Rakenteiden, kuten poimujen, avautumissuunnan, poimuakselin kaateen ja sen suunnan määrittämisen jälkeen on suunniteltu rakenteen

muoto hahmottelemalla apuviivoja pysty- tai vinoleikkeisiin kuvaamaan poimuharjan kulkua 3D-avaruudessa. Pystyleikkaus on luotu kulkemaan karttatasolla pitkin tulkittua poimun harjaa (*Model Building* → *Create Section* → *Trace*). Digitoituun pystyleikkaukseen on voitu tämän jälkeen hahmotella poimuharjan apuviivat nykyisen eroosiotason ala- ja yläpuolelle (*Model Building* → *Create Lines* → *Line*).

Tulkintaa on jatkettu pääsääntöisesti vähintään 300 m positiivisen z-arvon puolelle, mutta usein yli 1000 metriin, jos rakenne on voitu tulkita johtohorisonttien avulla jatkuvaksi. Rakenteiden syvyysulottuvuus on arvioitu aina tapauskohtaisesti, esim. poimun tiukkuuden perusteella. Alueellisesti jatkuvat listriset hiertovyöhykkeet on jatkettu ulottumaan viuhkamaisesti 5000–7000 m syvyyteen (kuva 41 ja 42b).

### 3.5.2. Pystyleikkausten laadinta ja 3D-pintojen luonti

Seuraavassa vaiheessa on suunniteltu ja luotu 3D-rakenteen varsinaisen rungon muodostavat pystyleikkaukset, jotka ovat pääsääntöisesti 90 asteen kulmassa suhteessa poimuharjaan tai muodostettavaan tasorakenteeseen. Nämä pystyleikkeet ovat kaarevia, suoria tai kulmikkaita, riippuen luotavan rakenteen halutusta muodosta ja kaarevuudesta. Pystyleikkeiden digitoinnin jälkeen on siirrytty karttatasolta pystyleikkausnäkömään (*Section View*). Pystyleikkausnäkömässä on digitoitu rakenteen 3D-pintojen luomisessa apuna käytettävät viivaobjektit (*Model Building* → *Create Lines* → *Horizon*).

Viivaobjektit, tai tässä tapauksessa horisontit, ovat jaettu kyseessä olevan rakenteen luokituksen mukaan joko määritettyyn kivilajihorisonttiin tai rakennegeologisen osaluheen mukaiseen horisonttiin (A, B tai C). Tämä helpottaa rakenteiden erottamista toisistaan sekä tekee pintojen luonnin ja värien asettamisen suoraviivaisemmaksi. Lisäksi 3D-pintojen ja apuviivojen viivaobjektit pysyvät erillisinä objektityyppinä (*Object Types*) mallinussohjelmiston objektirakenteessa (*Model Browser*). Tämä selkeyttää merkittävästi mallin parissa työskentelyä. Horisonttiviivat digitoidaan 2D-pystyleikenäkömässä osa kerrallaan, niin että viiva alkaa 0-tasosta kohti poimun harjaa tai tasorakenteen alareunaa, yksi kylki kerrallaan. Näin 3D-pintojen luonti voidaan suorittaa osa osalta eikä laskentaproseduurista tule liian monimutkaista, jolloin ohjelma ei tiedä, mitä viivoja pinnan luomisessa tulisi käyttää. Tämä myös mahdollistaa luodun rakenteen eri osien sammuttamisen ja työskentelynäkymän säilymisen selkeänä. Muotoviivat, risteävät muiden pystyleikkeiden viivat, poimuharjojen apuviivat ja jo luodut 3D-pinnat erottuvat pystyleikenäkömässä katkoviivoin ja risteämiskohtaa ilmaisevina risteinä (*Line / Surface Intersections*). Näiden merkkien avulla viivat on mahdollista digitoida eheästi kiinni toisiinsa, tuottaa visuaalisesti siistiä 3D-pintaa sekä edesauttaa

avaruudellista hahmotuskykyä 2D-näkymässä. Eri pystyleikkauksilla sijaitsevat risteävät viivat tuottavat ongelmia pintojen luonnin yhteydessä.

Luotavan rakenteen, ns. veneenrungon, ollessa valmis, on vuorossa 3D-pintojen muodostus:

- *Model Building* → *Surfaces / Volumes* → *Create Surface* → *Create Surface from Lines*
- 3D-näkymästä valitaan halutut viivat, joiden mukaan pinta muodostetaan.  
→ *Select Objects or Vertices* → *Add*
- Asetetaan haluttu metodi pinnan laskennalle. → *Linear*
- Riippuen digitoitujen viivojen etäisyyksistä suhteessa toisiinsa, tulee säätää laskennan ns. näytetiheys päälle. → *Line Handling* → *Sample Density*
- → *Create Surface*

Pinnan luonti saattaa epäonnistua tai tulos ei ole halutun kaltainen, jolloin on palattava muokkaamaan pinnan luonnissa käytettäviä viivaobjekteja pystyleikkausnäkömään. Kun rakenteen kaikki osat on luotu, ne voidaan yhdistää yhdeksi kokonaisuudeksi:

- Valitaan halutut yhdistettävät pinnat 3D-näkymässä. → *Edit* → *Edit Surfaces*  
→ *Merge*

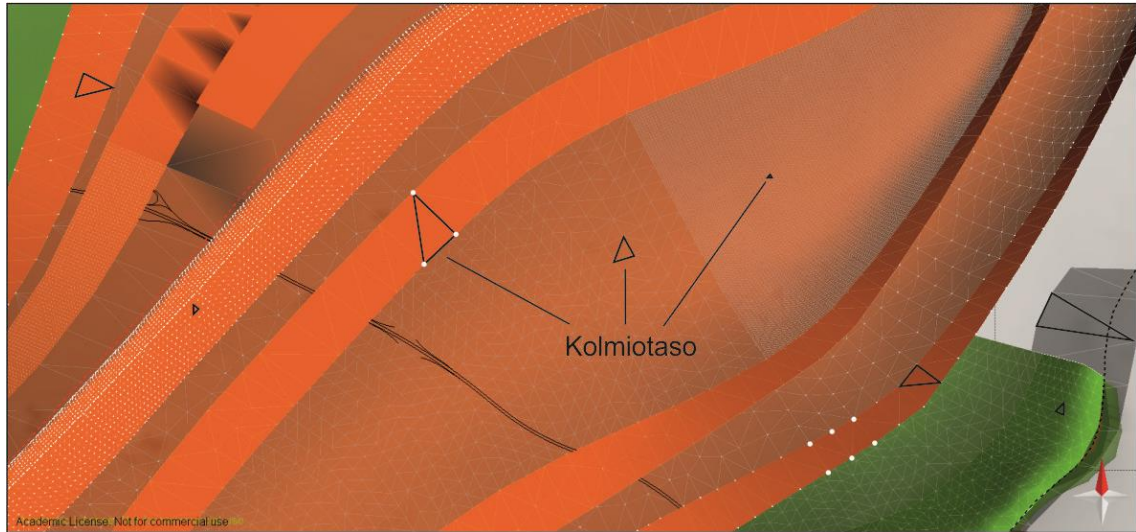
Pystyleikkausten suuri määrä työprojektissa (2162 kpl) aiheuttaa ohjelman toimivuuden kannalta ongelmia ja ajoittaista ohjelman kaatumista saattaa ilmetä. 3D-mallin grafiikkapäivitys toimii myös jouhevammin, kun valmiit 3D-pinnat kopioidaan ja viedään omaan projektitiedostoonsa. Tässä esitysprojektissa pintoja ei enää muokata, mutta niitä voidaan edelleen yhdistää toisiinsa ja suorittaa pinnoille erilaisia geometrisia analyyseja. Kaikki pintojen muu muokkaus tapahtuu työprojektissa, missä niiden luonnissa käytetyt viivaobjektit sijaitsevat.

### 3.5.3. Pintojen analysointi

Laaditun 3D-mallin esittäminen tässä työssä ja sen eri ominaisuuksien esille tuominen ei ole kovin yksinkertaista, koska lähtökohtana on ollut, että mallia tulee tarkastella tietokoneohjelmalla, eikä 2D-paperiversiona. Tätä aineiston esittämistä ja mahdollisten rakenteellisten trendien havaitsemista on pyritty helpottamaan laskemalla 3D-pinnoille erilaisia parametreja ja visualisoimalla ne dynaamisen värikartan avulla. Analysoituja pintojen ominaisuuksia ovat kaateiden suunnat (*Dip Azimuth*) ja kaateiden suuruus (*Dip*).

3D-pinnat muodostuvat kolmioverkoista (*Mesh Surface*), jotka muodostuvat erikokoisista kolmiotasoista eli pinnan tangenttitasoista (*Faces*; kuva 17). Ohjelmisto laskee jokaiselle kolmiotason kärkipisteelle tai noodille (*Vertex*) karteesisen kolmiulotteisen

koordinaatiston mukaisen koordinaattipisteen (x, y, z). Kolmiotasolle lasketaan myös sen normaalivektori, joka ilmoittaa tason avaruudellisen asennon.



**Kuva 17.** 3D-pintojen kolmioverkkorakenne ja sen tiheysvaihtelu. Muodostetun pinnan kolmioverkon tiheys riippuu käytettyjen rakenneviivojen nooditiheydestä, eli viivan tarkkuudesta, ja pinnan luonnissa käytetystä metodista sekä sen asetuksista. Valkoisella korostetut pisteet kuvastavat kolmioverkon solmukohtia eli noodeja.

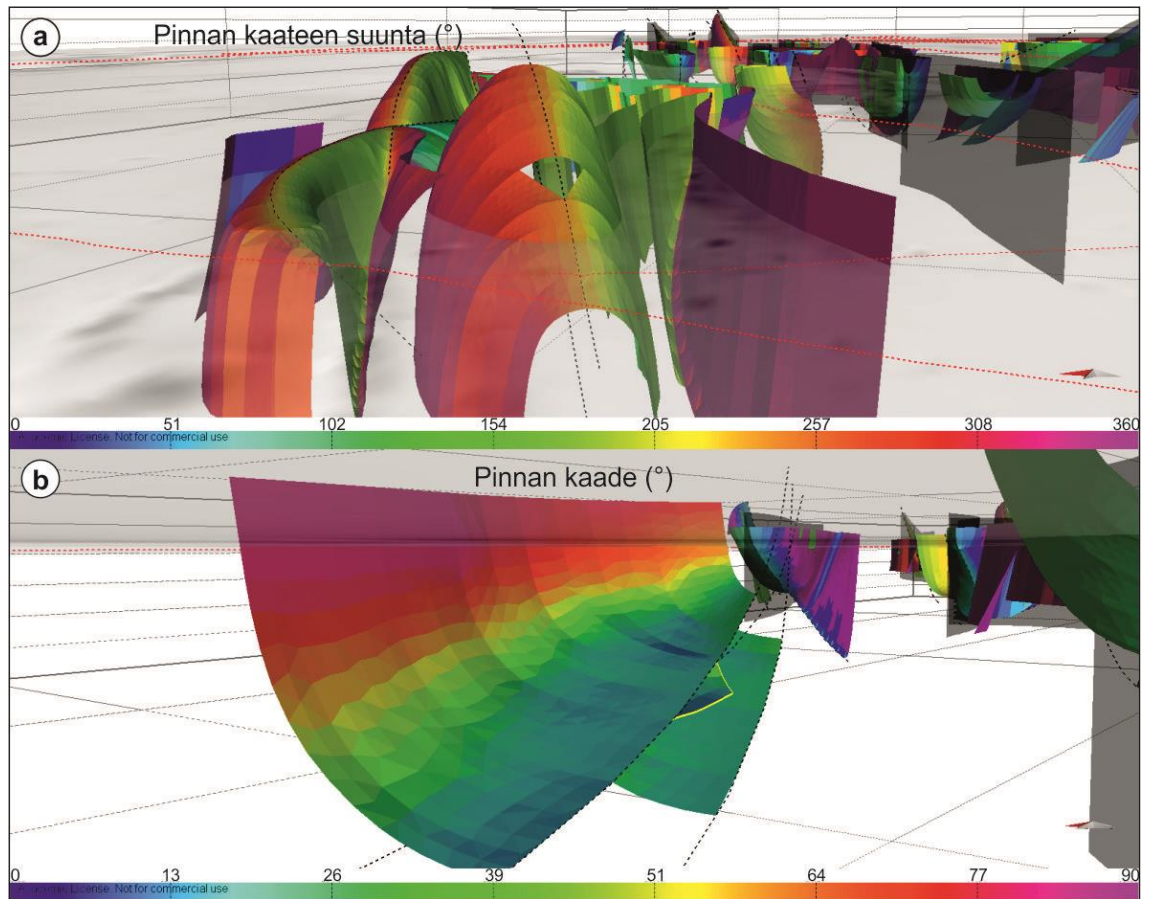
3D-mallin pintageometriaa analysoidessa laskenta perustuu kolmiotasojen normaalivektoreihin ja niiden arvoihin:

- *Data & Analysis* → *Advanced Analysis* → *Surface Geometry*
- Valitaan haluttu analysoitava pinnan ominaisuus. → *Dip / Azimuth / Curvature*
- 3D-näkymästä valitaan halutut analysoitavat pinnat. → *Add*
- Lasketaan pinnoille uusi attribuutti (kuva 18). → *Attribute Creation* → *Face* → *Create Face Attribute*
- Visualisoidaan lasketut pinnan ominaisuudet dynaamisena värikarttana (kuva 19). → Asetetaan haluttu väriskaala → *Apply*

	1: X(East)	2: Y(North)	3: Z	4: dip	5: azimuth	6: strike
Minimum	283227.8	6706035.5	-402.3	17.56	334.45	244.45
Mean	284250.4	6706699.4	-82.3	36.58	344.20	254.20
Maximum	285279.9	6707486.0	301.3	56.87	354.60	264.60
Unit	m	m	m	deg	deg	deg
1	283365.3	6706317.9	0.0	39.43	347.86	257.86
2	283374.2	6706277.3	34.5	40.66	348.65	258.65
3	283382.9	6706237.6	70.0	42.50	348.52	258.52
4	283391.4	6706199.1	106.9	44.64	348.18	258.18
5	283399.5	6706162.1	145.4	47.15	347.76	257.76
Kolmiotaso	X	Y	Z	Kaade	Kaateen suunta	

**Kuva 18.** MOVE™-ohjelmiston 3D-pinnan attribuuttitaulukko. Kyseiselle pinnalle on laskettu uusina attribuutteina kaade (dip), kaateen suunta (azimuth) ja sen kulku (strike). Pinnan ominaisuuksia voidaan visualisoida 3D-näkymässä näiden attribuuttien perusteella.





**Kuva 19.** Pinta-analyysien tuloksia havainnollistettuna dynaamisella värikartalla. a) Pinnan kaadesuuntien vaihtelu tiukasti poimuttuneella suprakrustisten kivien jaksolla. b) Yksinkertaisen kaarevan rakennepinnan kaateen loiveneminen ylhäältä alaspäin siirryttäessä.

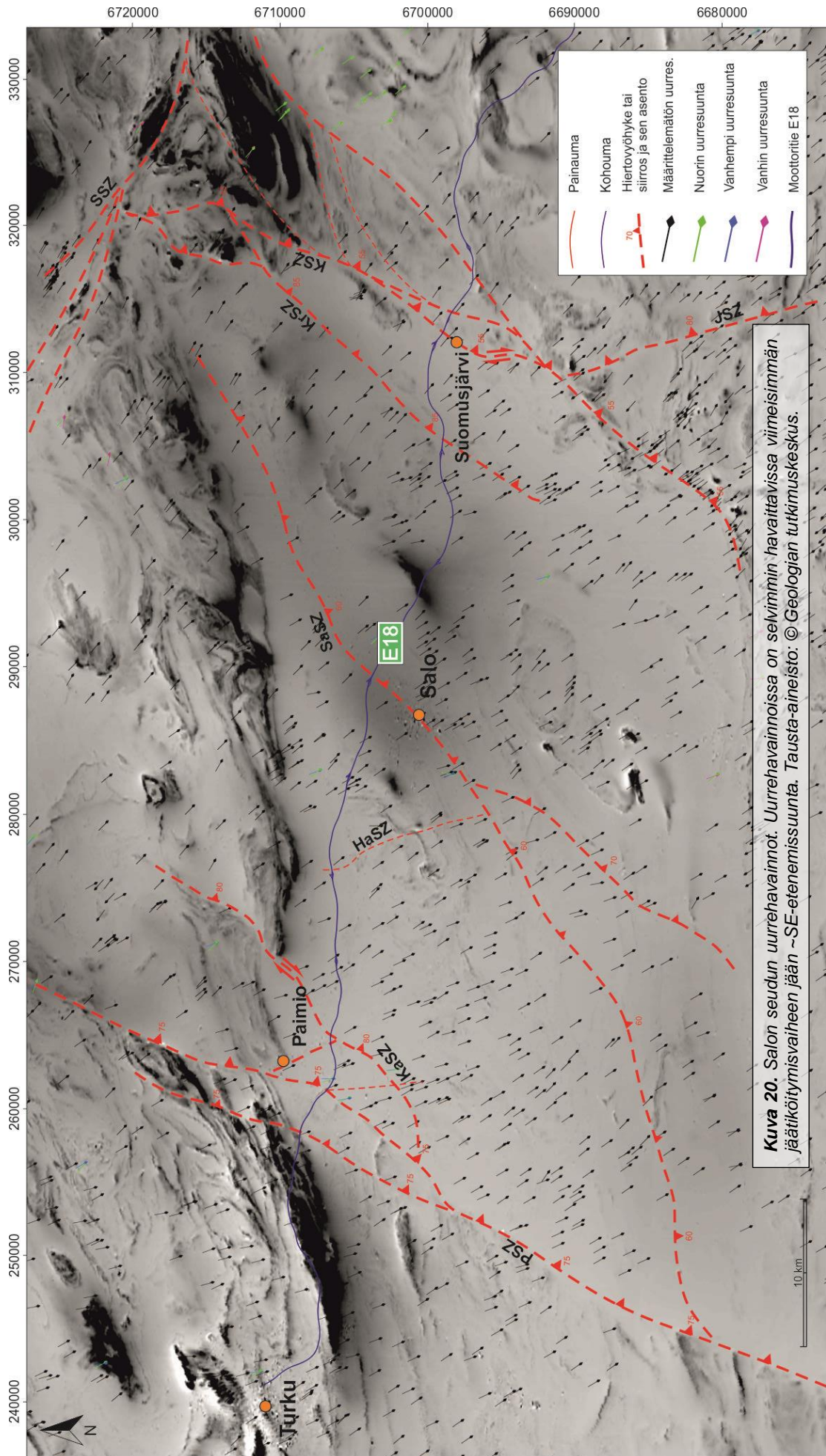
## 4. Alueen rakennegeologiset tulkinnat ja niiden käyttö 3D-mallinnuksen pohjana

### 4.1. Topografiset lineamentit

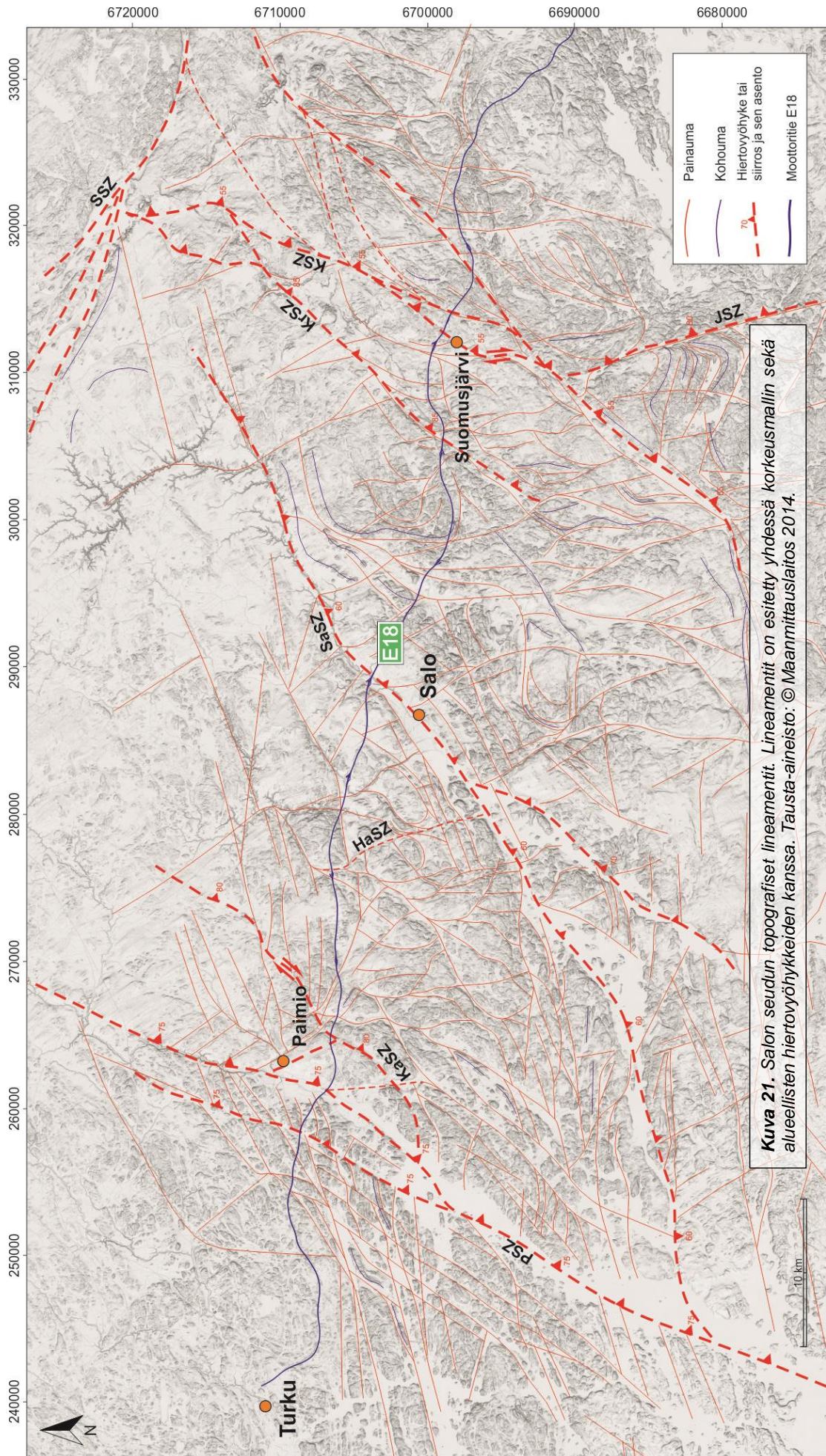
Tutkittavan alueen hiertovyöhykkeiden ja siirroslinjojen tunteminen on avainasemassa kallioperän rakenteiden deformaatiohistorian selvittämisen kannalta. Alueen tunnettujen ja tutkittujen, alueellisesti merkittävien hiertovyöhykkeiden lisäksi, joita on tutkinut mm. Väisänen ja Skyttä (2007), projektissa pyrittiin myös uusien deformaatiovyöhykkeiden tunnistamiseen. Härme (1960) on aiemmin koostanut alueen voimakkaimmat murrosvyöhykkeet sisältävän tektonisen kartan (kuva 11), jossa topografiset painaumat edustavat ainakin joiltain osin aiemmin dokumentoimattomia siirroksia tai hiertovyöhykkeitä. Kartta ei luokittele murrosvyöhykkeitä niiden suuruusluokan tai voimakkuuden mukaan. Härmeen (1960) työstä riippumatta, Salon seudun tutkimusalueesta ja sen ympäristöstä on tässä työssä laadittu uuresuuntakartta (kuva 20) sekä topografisten lineamenttien kartta (kuva 21), joiden tarkastelussa esiin nousee seuraavia piirteitä:

- Alueen lineamentit ovat lähes yksinomaan painaumia. Harjumuodostumat tai pitkänomaiset, ympäristöstään kohoavat kalliopaljastumat ovat harvinaisempia.
- Viimeisimpien jäätiköitymisjaksojen synnyttämät uuresuunnat (NW–SE) ovat yhdensuuntaisia suuren osan painaumalineamenttien kanssa.
- Osa Salon seudulle tulkituista uusista hiertosaumoista ja siirroslinjoista (kuva 8; Aho 2015) on selkeitä ja jatkuvia topografisia painaumia, jotka korreloivat magneettisen aineiston heijastehorisonttien kanssa.
- Oletettujen helposti rapautuvien kivilajihorisonttien mukaiset lineamentit voivat olla kaarevia ja poimutuksen mukaisia. Näitä rakenteita havaitaan esim. Salon keskustasta noin 10 km etelään ja Orijärven kolmiossa sijaitsevien topografisten lineamenttien kohdalla.
- Jään virtaussuunnasta poikkeava yleisin painaumalineamentin suunta on ENE–WSW. Näitä painaumia esiintyy lineamenttikartan keski- sekä pohjoisosissa.
- Kuljettaessa kartan alueella etelästä pohjoiseen, savi- sekä moreenikerrostumien esiintyvyys kasvaa. Tämä tasoittaa kalliopinnan muotoja, jolloin topografisten lineamenttien erottuminen hankaloituu.
- Härmeen (1960) tektonisen kartan lineamentit ovat yksinkertaisia janatulkintoja alueen siirrosten verkostosta. Lineamenttikarttan viivatulkinnat ovat yksityiskohtaisempia ja laadinnassa on otettu huomioon mm. maanpeitteiden sekä jäätiköitymisvaiheiden liikesuuntien vaikutus topografisten lineamenttien synnyssä.

Nämä kartoilla erottuvat ominaisuudet on otettu huomioon hiertovyöhykkeiden ja siirroslinjojen laadinnan (kuva 8) ja tehtyjen tarkennusten yhteydessä (kuva 24).



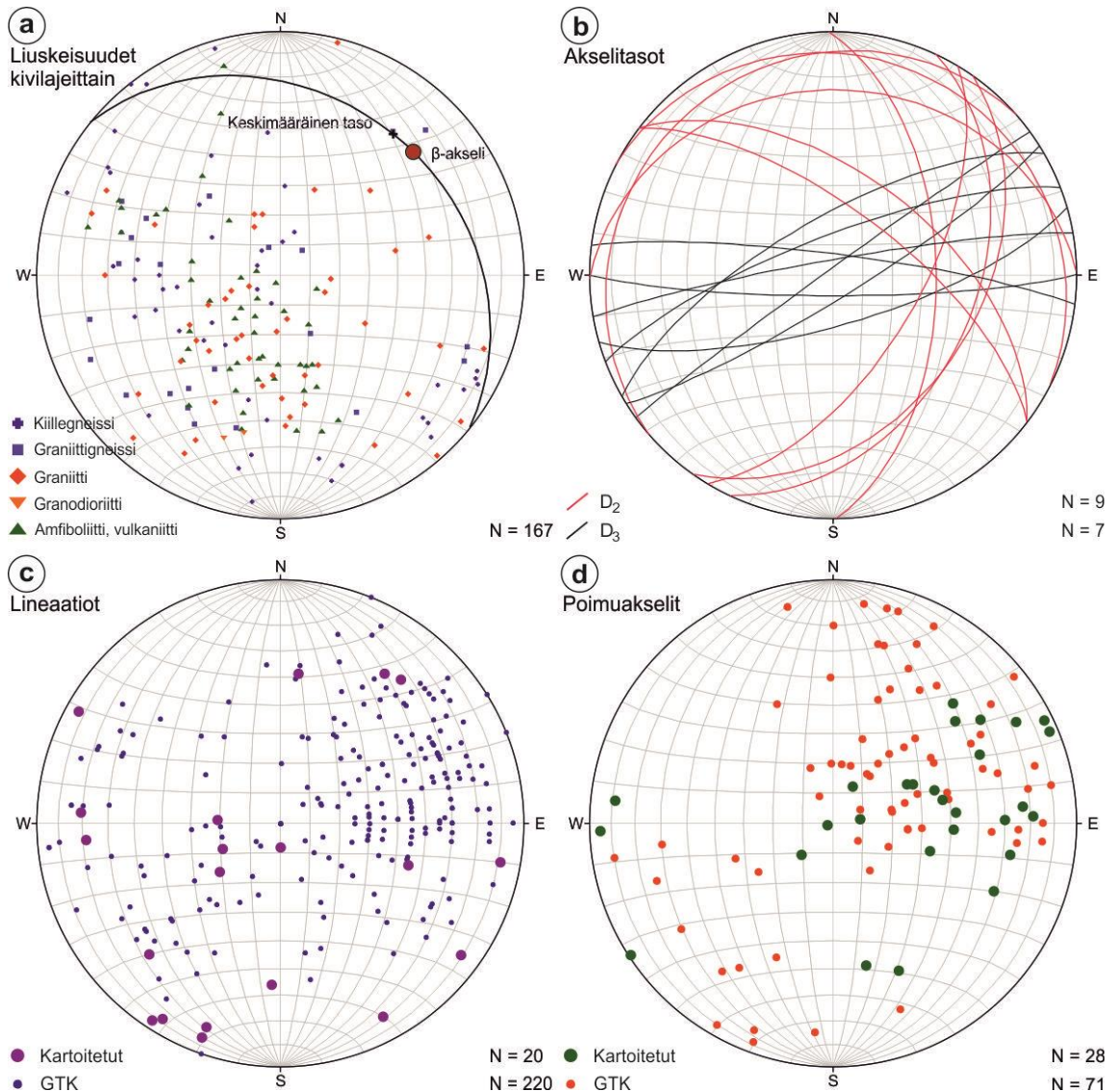






## 4.2. Duktiilien rakenteiden suuntajakaumat

E18-moottorin välittömästä läheisyydestä tehtyjen rakennemittausten lisäksi tutkimusprojektissa on hyödynnetty 1:100 000 kallioperäkarttojen mittauksia. Ilman tätä GTK:n tuottamaa täydentävää aineistoa, tutkimusalueen rakennesuunnista ja deformaation jakautumisesta olisi hyvin hankala tehdä kunnollisia päätelmiä. Em. aineistojen pohjalta voidaan todeta Salon seudulla vallitsevan yhtenäinen ENE–WSW -suuntainen rakenteellinen trendi (kuva 22).

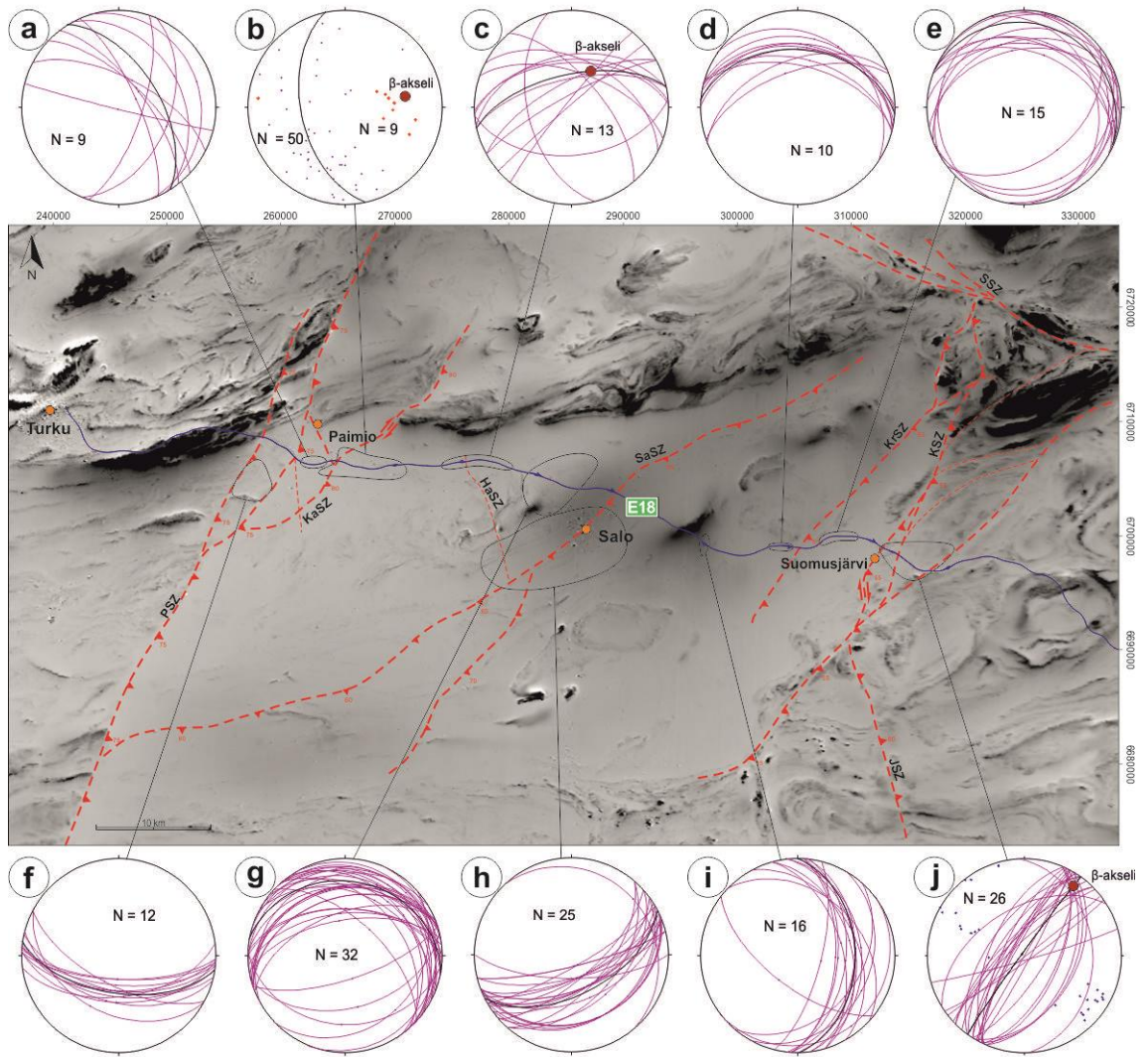


**Kuva 22.** Tutkimusalueen rakenteellisia mittauksia stereografisilla alapalloprojektiolla. a) Kartoitusprojektissa kerätyt liuskeisuusmittaukset jaoteltuna kivilajeittain. Kartoitetut liuskeisuudet on projisoitu napoina ja tilastollinen poimuakseli ( $\beta$ -akseli) on ilmaistu punaisella pisteellä. b) Akselitasomittaukset on jaoteltu keski- ja loiva-asentoihin  $D_2$ - sekä ENE–WSW -suuntaisiin pystyihin  $D_3$ -akselitasoihin. c) Tutkimusalueen lineaatiomittaukset. d) Tutkimusalueen poimuakselimittaukset. Tarkasteltaessa tutkimusalueen taso- sekä viivasuuntia kokonaisuutena, voidaan rakenteiden todeta olevan pituusakseleiltaan ENE–WSW -suuntaisia ja kaateiden suuntautuvan itä-koilliseen. Projektioiden b–d aineisto on aiemmin esitetty Ahon (2015) pro gradu -tutkielmassa sekä tämän työn kuvassa 7.

Kartoitusalueelta mitattujen liuskeisuuksien asennoilla ei vaikuta olevan merkittävää kivilajiriippuvuutta (kuva 22a). Metavulkaniittien liuskeisuudet ovat useammin keskiasentoisia tai jyrkkiä, kun taas intrusiivisten kivien ja gneissien liuskeisuudet ovat myös loivia. Liuskeisuuksien perusteella laskettu tilastollinen poimuakseli ( $\beta$ -akseli) kaatuu koilliseen  $\sim 35^\circ$ . Kartoitettujen akselitasojen asennoissa on vaihtelua, mutta yleisin mitattu akselitaso on ENE–WSW -suuntainen ja pysty (kuva 22b). Käytetyn lineaatioaineiston suunnissa on melko voimakasta hajontaa, mutta havaittavissa on kuitenkin yleinen ENE–WSW -trendi, jonka alueelle etenkin kallioperäkartasta mitatut lineaatiot asettuvat (kuva 22c). Kallioperäkarttojen venymämittauksissa on havaittavissa selkeä keskittymä suuntaan ENE, kaateiden vaihdellessa pääsääntöisesti välillä  $20\text{--}60^\circ$ . Poimuakselien asennot noudattavat lineaatioiden kanssa samaa kaavaa, mutta huomattavaa on, että projektissa tehdyt omat poimuakselimittaukset keskittyvät  $D_3$ -vaiheen mukaisesti myös suuntaan ENE (kuva 22d). GTK:n mittaukset ovat jakaantuneet alueellisesti hyvin epätasaisesti kolmeen keskittymään: Orijärven alue, Someron seutu sekä Nummi-Pusulan ympäristö. Nämä mittaukset ovat varsinaisen tutkimusalueen ulkopuolelta, mutta ovat asennoiltaan lähellä kartoitusprojektin tuottamia poimuakselimittauksia.

Projektin mittausaineisto keskittyy moottoritien välittömään läheisyyteen. Liuskeisuuksien asentojen maantieteellistä jakaumaa kuvaava projektiokartta (kuva 23) kuvaa kartoitettujen ja GTK:n tuottamien liuskeisuuksien asentoa tien läheisyydessä. Liuskeisuuksien alapalloprojektiot pitävät sisällään kaikki rengastettujen alueiden mittaukset. Projektiokarttaa on hyödynnetty ahkerasti 3D-mallinnuksen yhteydessä, minkä pääpaino on keskittynyt tien kartoitettuun ympäristöön.

Kartoitusalueelta mitatut liuskeisuudet ovat pääsääntöisesti keskiasentoisia tai loivia. Kallioperän loivat rakenteet on mitattu Kruusilan ja Kiskon hiertojen väliseltä tieosuudelta sekä Salon kaupungin luoteispuolelta, Yttelän alikulun ja Hurtinmäen paljastumilta. Salon seudun suunnikkaan muotoisen magneettisen anomalian (i. negatiivinen totaalimagneettikentän voimakkuus) alueelta siirryttäessä itään, Kiskon hiertovyöhykkeeseen, rakenteet nousevat pystyiksi (kuva 23j). Kontrasti on selkeä, kun verrataan tästä länteen sijaitsevaa loiva-asentoisten rakenteiden tieosuutta (kuva 23e). Paimion kaupungin eteläpuolisen tieosuuden liuskeisuusmittausten perusteella muodostettu tilastollinen poimuakseli vastaa asennoiltaan mitattujen poimuakselien asentoa (kuva 23b).



**Kuva 23.** Liuskeisuudet kartoitusalueen läheisyydessä. Stereografiset projektiot kuvaavat liuskeisuuden asentojen jakautumista E18-moottoritien varrella. Mittausaineistona on käytetty sekä kartoitusprojektissa kerättyjä että 1:100 000 kallioperäkartoilta digitoituja liuskeisuusmittauksia. Projektiio b kuvaa liuskeisuuksia napoina ja samaan projektiioon on asetettu myös alueen poimukselihavainnot. Tilastollisen poimukselin ( $\beta$ -akseli) ja mitattujen poimukselien asennot vastaavat toisiaan. Suomensjärveltä itään olevat mittaukset edustavat Kiskon hiertovyöhykkeen ja Uusimaa-vyöhykkeen liuskeisuuksia. Erillisiin projektiioihin viitataan tarkemmin osiossa 5.4. Tausta-aineisto: © Geologian tutkimuskeskus.

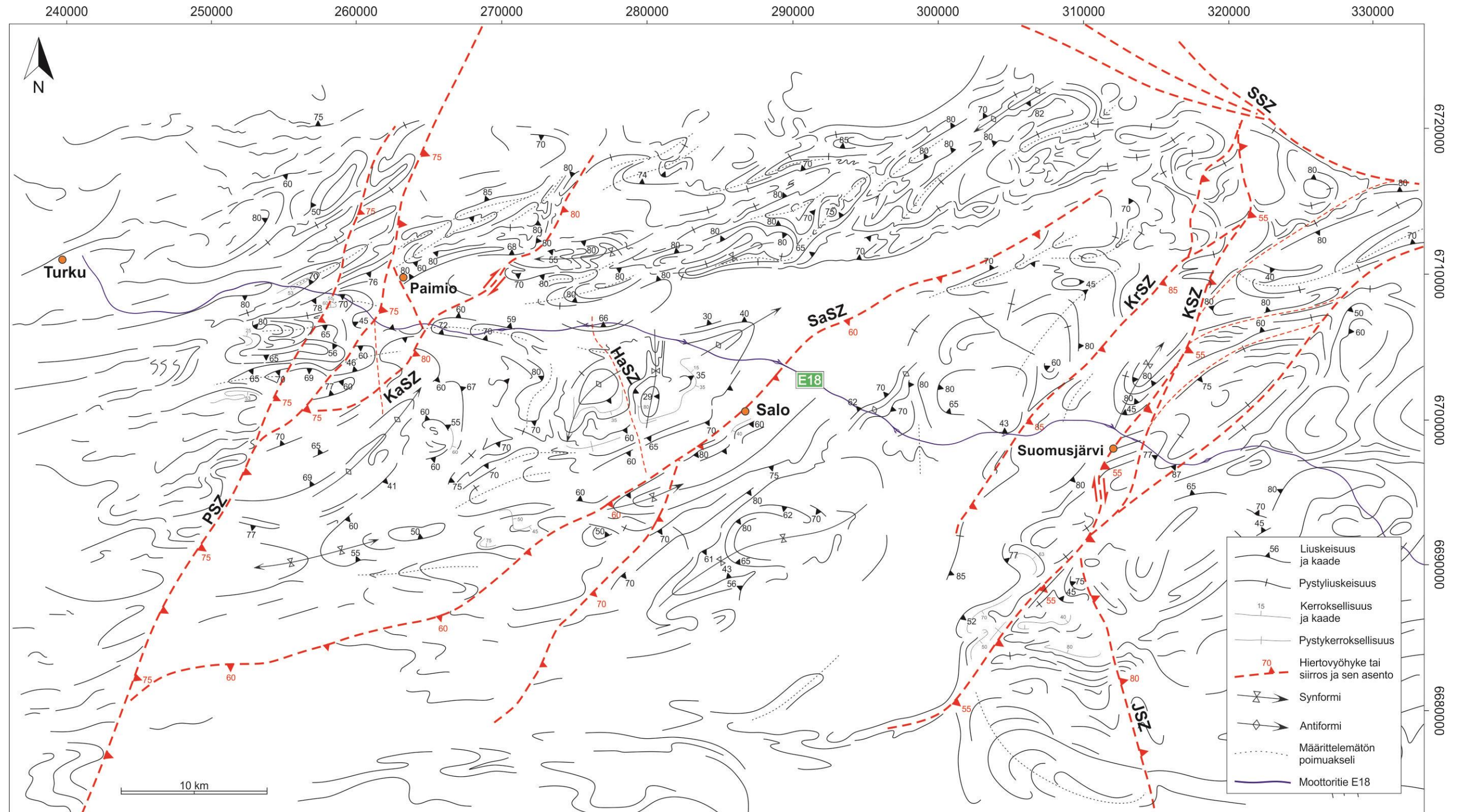
### 4.3. Muotoviivakartta

Edellä käsiteltyjen aineistojen ja tulosten pohjalta on laadittu yksi tämän projektin päätuotteista, tarkennus Ahon (2015) muotoviivakarttaan (kuva 24). Suurimmat tehdyt muutokset Ahon (2015) versioon (kuva 8) verrattuna ovat liuskeisuuksien muotoviivojen tarkennukset varsinaisen Salon tutkimusalueen ulkopuolisille alueille, koko kartan pohjoisosan osa-alueille 4 ja 5 sekä osa-alueen 9.1 (kuva 25 ja 37) pohjoisten osien kohdalta. Tarkennuksia on tehty myös Kiskon sekä Kruusilan hiertovyöhykkeiden pohjoisosiin, ja Kiskon hierrolle on lisätty uusia koilliseen eteneviä jatkeita. Ahon (2015) laskemia kerroksellisuuksien ja liuskeisuuksien keskimääräisiä arvoja on käytetty muuttamattomana.

Kartta pohjautuu suurelta osin aeromagneettiseen anomaliakartta-aineistoon ja siitä tulkittuihin ferrimagneettisiin kivilajihorisontteihin tai -massiiveihin. Aeromagneettista aineistoa hyödynnettiin myös yhdessä topografisen lineamenttikartan (kuva 21) kanssa, tulkittaessa alueellisia hiertovyöhykkeitä ja siirroslinjoja. Rakennehavainnoista tehtyjä stereografisia projektioita on hyödynnetty mm. listristen hiertojen kaateiden jyrkkyyden arvioinnissa ja liuskeisuusmuotoviivojen kaateiden keskiarvoina. Valtaosa kerroksellisuuksien ja liuskeisuuksien muotoviivojen kaadearvoista on peräisin 1:100 000 kallioperäkarttojen mittauksista. Muotoviivakartalla esitetyt harvat kerroksellisuuden muotoviivat ovat yhdistelmiä kivilajikarttojen kivilajihorisonttien informaatiosta ja magneettisten horisonttien muodoista. Poimutuksen geometriaa on tuotu esille hahmottelemalla antiformali-synformi -rakenteita tai ottamalla kantaa poimun avautumissuuntaan (määrittelemätön poimuakseli). Nämä poimurakennetulkinnat ovat paikoin erittäin spekulatiivisia rakennemittausten rajallisesta määrästä johtuen.

Muotoviivakartasta saa nopeasti selkeän kuvan Salon alueen kallioperän rakenteellisista ominaisuuksista ja siitä, missä nämä rakenteet ovat mahdollisesti maantieteellisesti parhaiten havaittavissa. Muotoviivojen vähyys tai puute kertoo katsojalle, missä todennäköisesti sijaitsevat voimakkaasti migmatoituneet ja/tai graniittiset, loiva-asentoiset kivet, kun taas runsas rakenneinformaatio saattaa viestiä kallioperän paremmin säilyneistä tai jyrkistä rakenteista. Hiertovyöhykkeet ja siirroslinjat sekä näiden suhde ympäröiviin kallioperän rakenteisiin on yksi tämän työn olennaisimmista piirteistä, ja näitä tulkintoja on hyödynnetty rakenteellisen 3D-mallin laadinnassa.





**Kuva 24.** Muotoviivakartta tutkimusalueen ja sen lähiseutujen rakenteista. Kartta perustuu pitkälti GTK:n tuottamaan aeromagneettiseen anomaliakartta-aineistoon ja siitä tulkittujen kivilajihorisonttien muotoviivoihin. Kartan keskiosissa – heikkojen magneettisten heijasteiden alueella – on myös muutamia, pääosin liuskeisuusmittauksiin perustuvia muotoviivayleistyksiä. Liuskeuuksien kaadearvot ja kerroksellisuusmuotoviivat perustuvat 1:100 000 kallioperäkarttalehdiltä (GTK) digitoituihin rakennemittauksiin sekä kartoitusalueelta tehtyihin projektin omiin havaintoihin. MML:n tuottamia Korkeusvyöhykerasteri sekä Korkeusmalli 10 m -aineistoja (Digital Elevation Model, DEM) on hyödynnetty, yhdessä magneettisen aineiston kanssa, tulkittaessa alueellisia hiertovyöhykkeitä ja siirroslinjoja. Jylyn, Kiskon, Paimion ja Someron hiertovyöhykkeet ja niiden kinematiikka on jo aiemmin kuvattu mm. Väisäsen ja Skytän (2007) toimesta. Tämä projekti esittelee joukon uusia, alueellisesti vähemmän merkittäviä, hiertosauvoja ja siirroslinjoja. Tämä on toinen versio tutkimusalueen ja sen lähiseutujen muotoviivakartasta. Kartan ensimmäinen versio on julkaistu Ahon (2015) pro gradu -tutkielmassa.

HaSZ = Halikon hiertosauva/siirroslinja, JSZ = Jylyn hiertovyöhyke, KaSZ = Katinhännän hiertosauva, KrSZ = Kruusilan hiertovyöhyke, KSZ = Kiskon hiertovyöhyke, PSZ = Paimion hiertovyöhyke, SaSZ = Salon hiertovyöhyke, SSZ = Someron hiertovyöhyke.

#### 4.4. Rakennegeologiset osa-alueet

Tutkimusalue on jaettu rakenteellisiin osa-alueisiin alueen kehityksen selvittämisen helpottamiseksi. Osa-aluejakoa laadittaessa tavoitteena on ollut kuvata deformaation jakautumista tutkimusalueella sekä saattaa samoihin luokkiin rakenteellisilta ominaisuuksiltaan toisiaan muistuttavat alueet. Osa-alueiden jako sekä yksittäisten osa-alueiden kuvaukset on tehty yhteistyössä Riku Ahon kanssa. Yhteisellä osa-aluekuvauksella pyritään sitomaan toisiinsa samaa aihepiiriä käsittelevät tutkielmat, ja rakentaa yhdessä kerätystä aineistosta mahdollisimman monipuolinen ja selkeä aineistokokonaisuus. Osa-aluekuvaukset on aiemmin esitetty Riku Ahon (2015) pro gradu -tutkielmassa. Tämä versio on muokattu kuvituksen sekä sisällön osalta tarjoamaan alueellisen 3D-mallinnuksen kannalta relevanttia informaatiota sekä vastaamaan muokattua rakennegeologista osa-aluekarttaa (kuva 25).

Osa-aluejaottelu pohjautuu suurelta osin GTK:n tuottamaan aeromagneettiseen matalalentoaineistoon sekä siitä ja rakennehavainnoista laadittuun muotoviivakarttaan. Harvennettua DEM-pintamallia ja korkeusvyöhykerasterikuvia on käytetty apuna tulkittaessa alueellisia hiertovyöhykkeitä ja siirroslinjoja sekä helpommin rapautuvia kivilajiyksiköitä. DEM-mallin ja korkeusvyöhykerasterien perusteella tulkittuja lineamentteja on verrattu magneettisen anomaliakartan heijasteisiin ja korreloivat piirteet on pyritty ottamaan mukaan rakenteellisten osa-alueiden muodostukseen. Em. aineistojen lisäksi, osa-alueiden muodostamisessa on käytetty apuna mm. alueen kallioperäkartoja.

##### 4.4.1. Jaottelun yleiset perusteet

Jaottelun ensimmäisessä vaiheessa on käytetty kolmea eri osa-aluetyyppiä. Tulkinnan aluksi hahmoteltiin selkeimmät ja yhtenäisimmät rakenteelliset osa-alueet tyyppiä A. Nämä alueet tulevat esiin magneettisella kartalla positiivisina anomalioina muuten magneettisesti homogeenisesta heikosti heijastavasta ympäristöstään ja muodostavat rengasmaisia tai pisaramaisia poimuttuneita yksiköitä. Jakoa jatkettiin edelleen tarkentamalla tyyppin A osa-alueiden muotoja ja sisäistä rakennetta vastaamaan tarkasti magneettisten heijasteiden osoittamia rajoja (kuva 25; ruskeat yksiköt, nro 1–7). Näiden osa-alueiden tulkinnassa on käytetty apuna GTK:n kallioperäkartoilta digitoituja rakenne- ja kivilajihavaintoja sekä omia rakennemittauksia. Osa-alueiden muodon perusteella ne noudattavat alueen pääpoimutussuuntaa, jolloin osa-alueiden pituusakselit ovat karkeasti suunnassa NE–SW. Tyyppin A osa-alueet ovat kivilajeiltaan ympäristöään mafisempia ja ainakin amfiboliittia (osa-alueet 2 ja 3) sekä gabroa (osa-alue 2) esiintyvä alueiden sisällä poimuttuneina yksiköinä yhdessä gneissin, granodioriitin sekä raitaisen graniitin kanssa. Kivilajihavainnot perustuvat pääosin GTK:n kallioperäkartoista saatuun

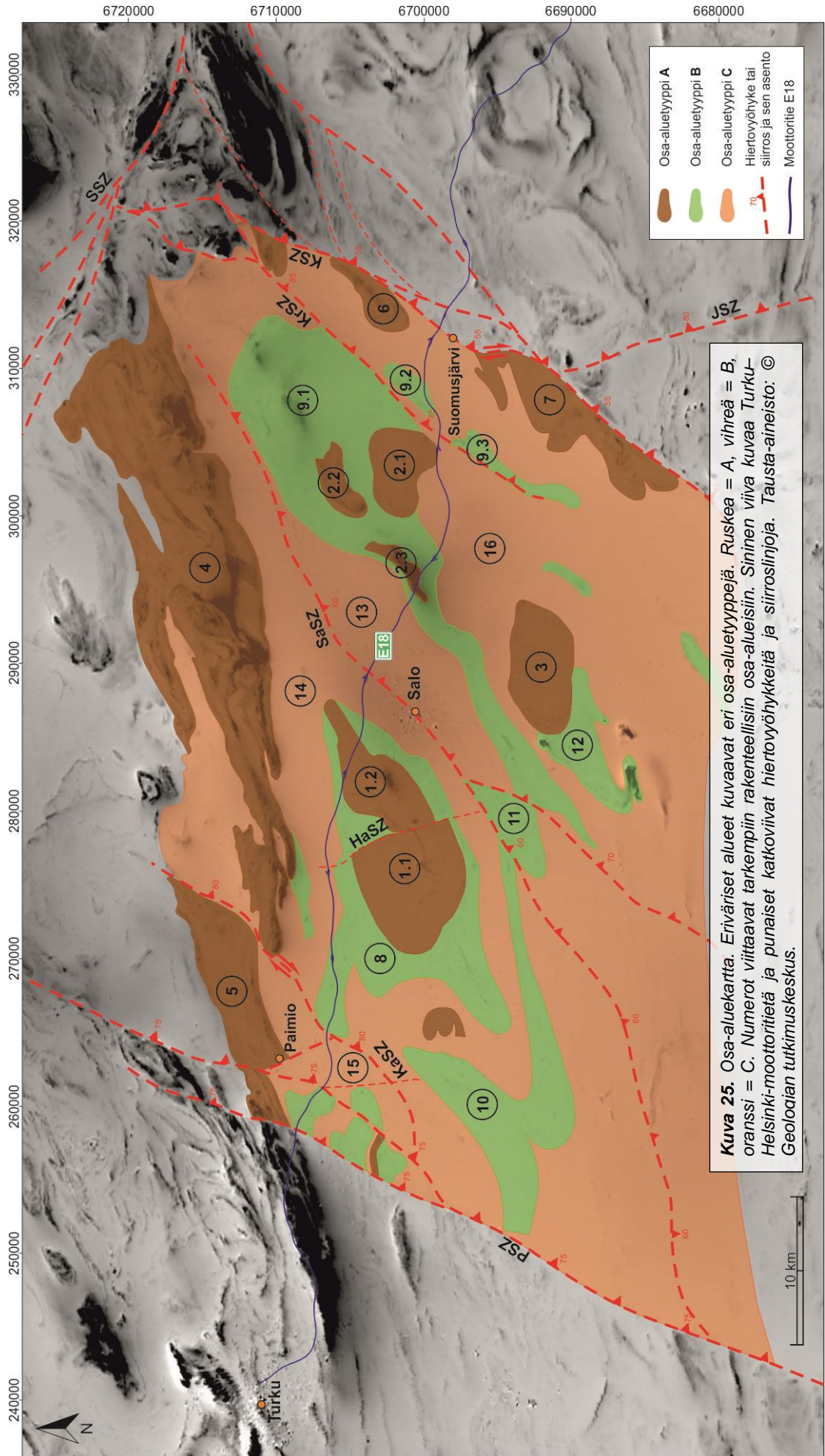
tietoon; tässä projektissa kartoitettu alue osuu päällekkäin vain osa-alueiden 1 ja 2 kanssa.

Tyyppin B osa-alueet (kuva 25; yksiköt nro 7–12) liittyvät kiinteästi tyyppiin A. Ne ovat pääsääntöisesti viimeksi mainitun jatkeita ja rakenteellisesti jatkuvia laajoja alueita. Merkittävimmät erot tyyppiin A verrattuna ovat rakenteiden yksinkertaisemmat muodot ja emäksisten kivilajien vähäisempi esiintyvyys. Tyyppin B osa-alueiden rakenteiden kaateet ovat jyrkkiä tai pystyjä ja liuskeisuuksien kulut Salon alueelle tyypillisesti keskimäärin koilliseen. Tyyppin B osa-alueiden muotoihin on vaikuttanut merkittävästi myös alueellisen mittakaavan tunnetut ja tulkitut hiertovyöhykkeet ja siirroslinjat, joissa tapahtunut horisontaaliliike on venyttänyt tyyppin B rakenteita ja deformoinut ne alueellisesti jatkuviksi.

Tyyppin C osa-alueet (kuva 25; yksiköt nro 13–16) ovat alueita joilla magneettiset heijasteet ovat erittäin heikkoja tai niitä ei ole ollenkaan. Osa-alueiden kivilajit koostuvat suurelta osin graniitista, raitaisesta graniitista, granodioritista sekä gneissistä tai gneissimäisistä kivistä (DigiKp200). Tiivistetysti tyyppin C rakenneosat pyrkivät edustamaan granitoidivaltaisimpia alueita. Tyyppin C kivet ovat heikosti deformeituneita, jonka vuoksi näiltä alueilta on saatavilla erittäin huonosti rakennemittauksia. Salon kaupungin keskustan ympäristö on tulkittu kuuluvaksi tyyppiin C, vaikka alueelta on yhteneviä rakenteita havaittavissa ja kivilajeissa on vaihtuvuutta (kuva 23h; DigiKp200). Kartoituksen perusteella graniittiset kivilajit ovat kuitenkin vallitsevia.

Seuraavassa osiossa käsiteltävät yksityiskohtaiset kuvaukset eri osa-alueista ja niiden sisällä olevista detaljikohteista on tulosta kentällä kerätystä havaintoaineistosta sekä eri kartta-aineistoista tulkituista kallioperän rakennepiirteistä. Nämä toimivat yhdessä perusteena eri rakennetyypeille ja kallioperän rakenteiden kehitykselle. Osio tarjoaa tietoa kartoituskohteiden litologiasta sekä rakenteellisista ominaisuuksista, mutta ei erottele näiden piirteiden alueellista merkitystä. Salon seudun alueellisesti merkittävät rakennegeologiset piirteet eritellään 3D-mallin esittelyn yhteydessä (ks. osio 5.3).

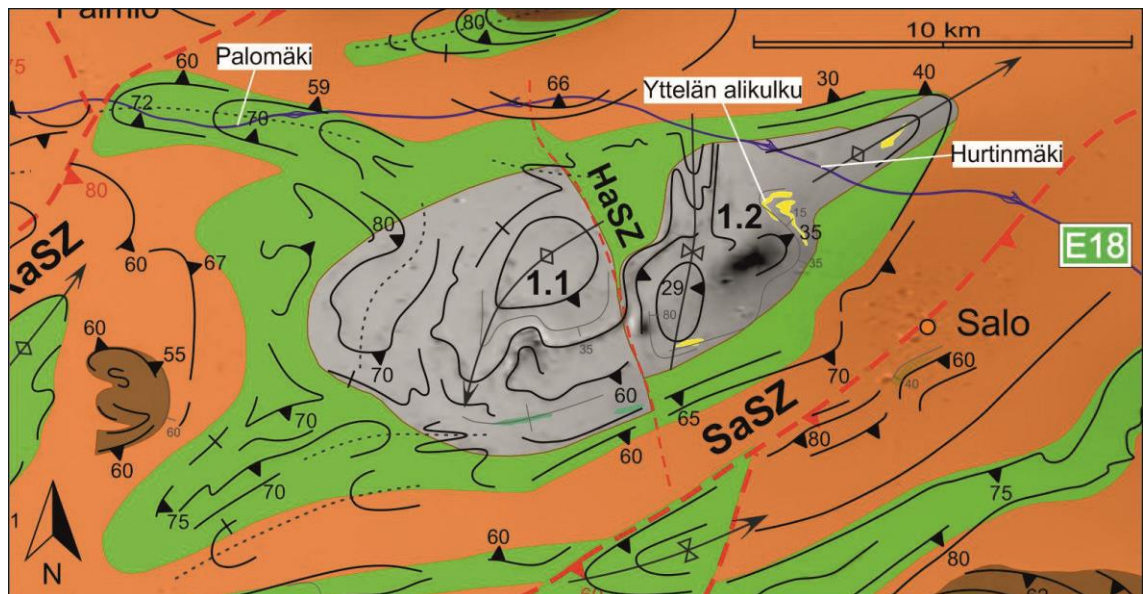




#### 4.4.2. Rakennegeologisten osa-alueiden esittely

##### Tyyppi A – Osa-alue 1

Rengasmaainen rakenteellinen kokonaisuus, joka jakautuu kahteen osakokonaisuuteen NNE–SSW -suuntaisen Halikon hiertovyöhykkeen (HaSZ) perusteella (kuva 26). Liuskeisuuksien kaateet alueen sisällä vaihtelevat pystyistä lähes vaaka-asentoihin. GTK:n aineistojen perusteella alueen kivilajit koostuvat graniiteista ja kiillegneisseistä, mutta kartoituksen perusteella alueen pohjoisosassa on myös metavulkaniitteja ja metasedimenttejä, joita voidaan magneettisten anomalioiden perusteella olettaa löytyvän myös alueen sisältä. Osa-alueen 1.1 rakenteiden tulkinta pohjautuu täysin GTK:n havaintoaineistoon sekä digitaalisesta aineistosta johdetun muotoviivakartan tulkintaan. Osa-alueen 1.2 tulkinta perustuu muotoviivakartan tulkinnan lisäksi itse kartoitettuihin rakennehavaintoihin, kivinäytteisiin ja leikkauskuvien tulkintaan. Osa-alueen 1.2 muodolle on saatu vahvistusta GTK:n kallioperäkartalta digitoidun karbonaattipitoisen kivilajihorisontin perusteella. Osa-alueen 1.1 liuskeisuuksien kaateet vaihtelevat länsipuolen lähes pystyistä (65–90°) itäpuolen keskiasentoihin (40–60°), keskimääräisen kaateen suunnan ollessa itään. Kaateiden suunnat ovat vaihtelevia, mutta noudattavat karkeasti osa-alueen rengasmaista rakennetta sekä taipuvat Halikon hiertovyöhykkeeseen aivan osa-alueiden 1.1 ja 1.2 rajalla.

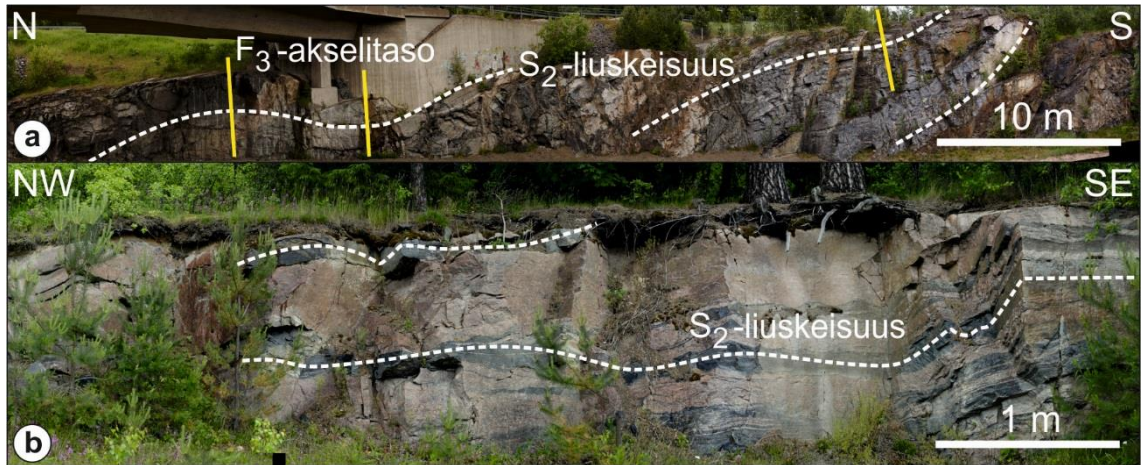


**Kuva 26.** Yhdistelmäkartta osa-alueesta 1. Kartan pohjana on käytetty muotoviivakarttaa ja aeromagneettista karttaa, joiden päälle on asetettu rakenteelliset osa-alueet. Kuvassa on mukana myös 1:100 000 kallioperäkartalta digitoidut sarvivälkegneissin kivilajirajat vaaleanvihreällä ja karbonaattipitoisen metasedimentin kivilajirajat keltaisella. HaSZ = Halikon siirros, KaSZ = Katinhännän hiertovyöhyke, SaSZ = Salon hiertovyöhyke. Tausta-aineisto: © Geologian tutkimuskeskus.

Osa-alueen 1.2 koillis- ja keskiosista on kerätty kattava aineisto liuskeisuus- ja poimuakselimittauksia. Alueen keskiosissa, teiden 224 ja 2351 varrella (kuva 27), tehdyt havainnot osoittavat koostumukseltaan erilaisten metasedimenttien poimuttuvan avoimesti. Poimujen kyljiltä mitattujen liuskeisuuksien kaateet vaihtelevat 11° ja 40°



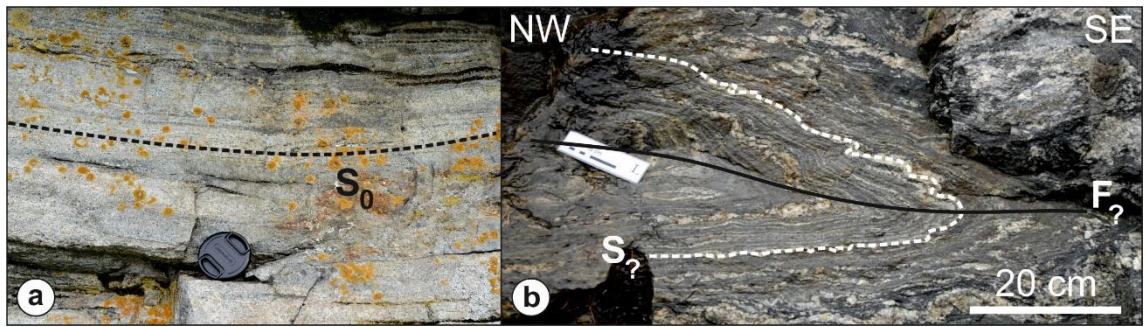
välillä ja kaateiden suunnat ovat sekä pohjoiseen että etelään. Yttelän alikulun kohdalta mitattu poimuakseli kaatuu  $30^\circ$  itään, saman poimun akselitason kaatuessa  $77^\circ$  suuntaan NNW (akselitason kaateen suunta ja kaade  $339^\circ/77^\circ$ ).



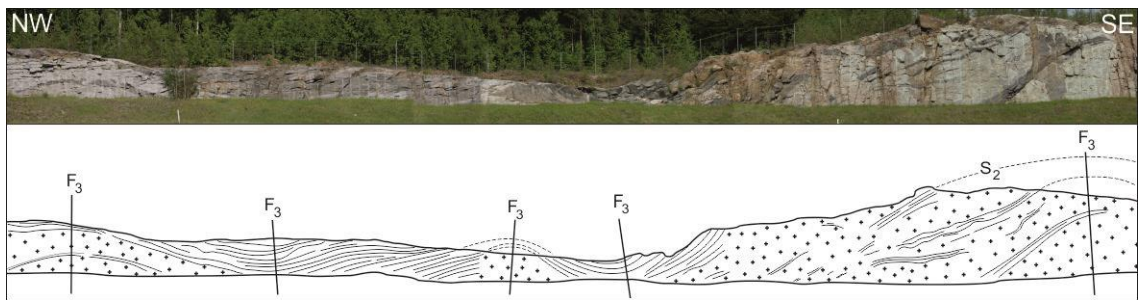
**Kuva 27.** Osa-alueen 1.2 rakenteita. a) Yttelän alikulun kohdalla havaittava  $F_3$ -poimutus karbonaattipitoisissa metasedimenteissä. b) Kalliioleikkaus lähempää Halikon keskustaa, missä näkyy  $S_2$ -liuskeisuus metasedimenteissä sekä tämän liuskeisuuden mukaisesti kuoreen purkautuneita vaaleanpunaisia graniitteja. Rakennetulkinnat: R. Aho.

Hurtinmäessä, osa-alueen 1.2 koilliskulman paljastumilla (kuva 29 ja 30), on nähtävissä mahdollisesti kolme poimutusgeneraatiota. Paljastuman kivilajeina ovat metasedimentit ja -vulkaniitit sekä graniitti. Metavulkaniiteissa on havaittavissa primäärikerroksellisuutta Hurtinmäen sekä Yttelän paljastumilla (kuva 28a). Metavulkaniitit ja -sedimentit ovat poimuttuneet muodostaen isokliinisiä makaavia poimuja (akselitasojen kaateiden suunta ja kaade  $359^\circ/25^\circ$ ,  $027^\circ/11^\circ$ ). Näiden poimujen poimuakselit ovat E–W -suuntaisia ja lähes vaaka-asentoisia (kaade  $\sim 5^\circ$ ). Osaan makaavista poimurakenteista on muodostunut  $S_2$ -akselitasoliuskeisuus, osaan ei. Makaavat poimut, jotka poimuttavat pääasiassa metasedimenttejä ja niissä näkyviä leukosomeja, ja joissa ei näy loiva-asentoista metamorfista  $S_2$ -liuskeisuutta, saattavat edustaa  $D_1$ -rakenteita (kuva 28b.). Toisaalta ne voivat olla  $D_2$ -vaiheen aikana syntyneitä  $F_2$ -poimuja, jotka poimuttavat  $S_1$ -liuskeisuutta, mutta joiden akselitason ei ole muodostunut  $S_2$ -liuskeisuutta. Syy tähän voi olla esim. kiven voimakas raitaisuus jo ennen poimutusta.

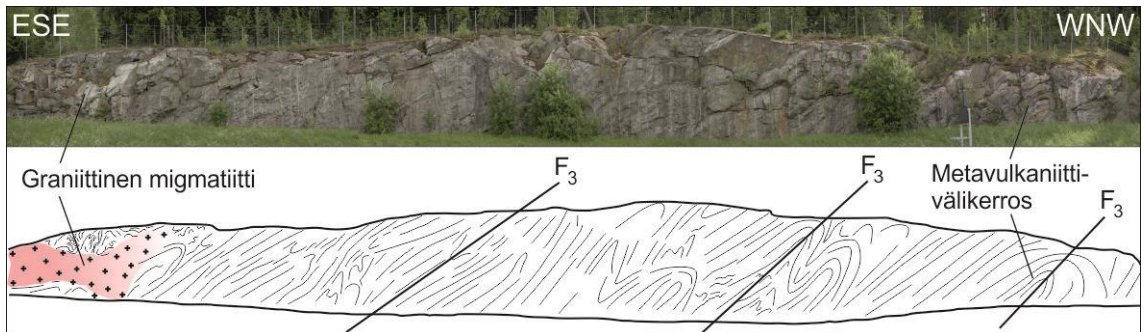
Em. metasedimentteihin ja -vulkaniitteihin muodostuneita makaavia poimurakenteita uudelleenpoimuttavat avoimet  $F_3$ -pystypoimut (kuva 29). Liuskeisuuksien kaateet vaihtelevat  $8^\circ$  ja  $54^\circ$  välillä. Avoimen poimutuksen poimuakselit (kaateiden ka.  $19^\circ$ ) kaatuvat suuntaan ENE ( $50\text{--}88^\circ$ ), akselitason ollessa lähes pystyjä (akselitasojen kaateiden suunta ja kaade  $180^\circ/83^\circ$ ,  $350^\circ/85^\circ$ ,  $339^\circ/77^\circ$ ).



**Kuva 28.** a) Karbonaattipitoinen metasedimenttikivi Yttelän alikulun läheisyydessä. Kerroksellisuuden kulku on havainnollistettu mustalla katkoviivalla. b) Makaava-asentoinen, isokliininen poimu stromaattisessa migmatiitissa Hurtinmäessä. Poimu poikkeaa alueella yleisesti nähtävistä  $F_2$ -poimuista siinä, että siihen ei ole muodostunut akselitasoliuskeisuutta. Poimun asento taas poikkeaa samalla paljastumalla nähtävästä  $F_3$ -poimutuksesta. Rakennetulkinnat: R. Aho. Kuva b: P. Skyttä.



**Kuva 29.** Hurtinmäen kalliioleikkaus osa-alueen 1.2 koillisosassa. Selvin paljastumalla nähtävä rakenne on  $F_3$ -poimutus, joka poimuttaa  $S_2$ -liuskeisuutta. Kalliioleikkauksen leveys luonnossa ~40 m. Rakennepiirros: R. Aho.



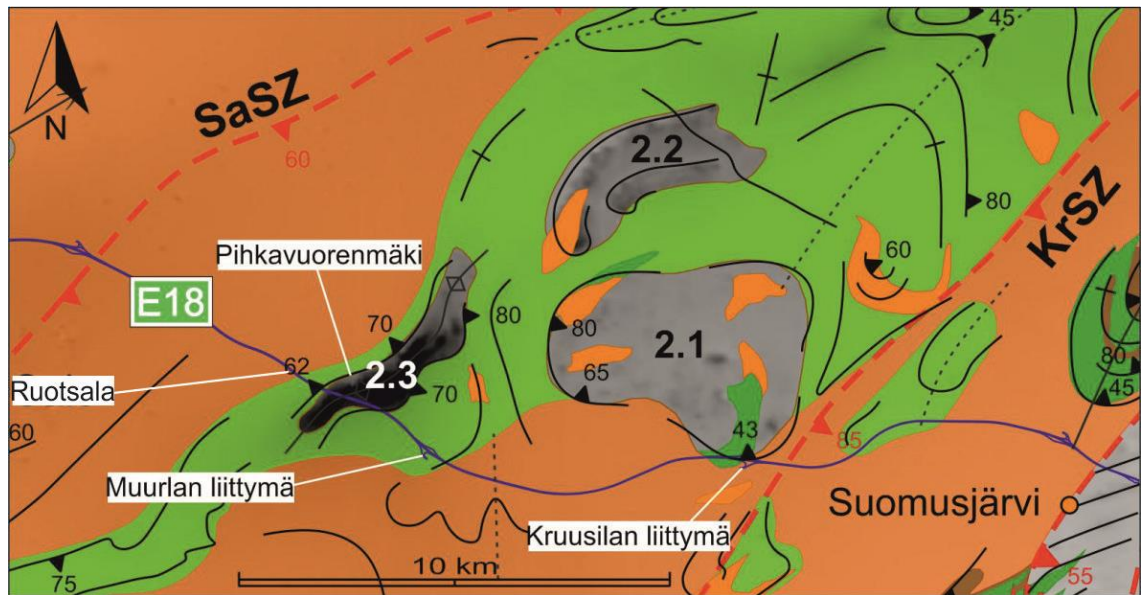
**Kuva 30.** Hurtinmäki. Tiukkaa ylikaatunutta poimutusta kiillegneississä. Selvimmin rakenne on nähtävissä paljastuman länsipään metavulkaniittivälikerroksessa. Paljastumalta ei ole mitattu poimurakenteita, joten tulkinta perustuu seinämäkuviin ja niissä nähtäviin rakenteisiin. Hurtinmäen paljastumien perusteella voidaan havaita, että  $F_3$ -poimutus näkyy enemmän tiukkana ja ylikaatuneena kiillegneississä sekä metavulkaniitissa kuin paljastumilla, joissa graniitin määrä on suuri. Kalliioleikkauksen leveys luonnossa ~40 m. Rakennepiirros: R. Aho.

Tarkemmin kartoitettujen osa-alueen keski- ja koillisosien ympärille sijoittuu joukko GTK:n liuskeisuusmittauksia. Näiden liuskeisuuksien kaateet vaihtelevat  $25^\circ$  ja  $70^\circ$  välillä, ja kaateiden suunnat osoittavat vaihtelevasti suuntiin NNW tai SSE, tukien näiden alueiden rakenteellista tulkintaa. Aivan alueen eteläosissa kaateiden suunnat osoittavat suuntaan SE Salon hierontovyöhykkeen mukaisesti. Osa-alueen 1 kahtia jakavan Halikon siirroslinjan läheisyydessä kaateet kääntyvät hierron suuntaiseksi suuntaan ENE. Taipumisen perusteella voidaan olettaa Halikon hierron olevan vasenkätinen.



## Osa-alue 2

Katkonainen kokonaisuus, joka on jaoteltu kolmeen voimakkaasti magneettiseen alayksikköön (kuva 31). Poimuttuneet amfiboliitit ja gabrot muodostavat osa-alueet 2.1 ja 2.2, kun taas Muurlan liittymästä luoteeseen sijaitseva osa-alue 2.3 koostuu granaattikiillegneissistä ja graniitista. Liuskeisuuksien kaateiden suunnissa on poimutusta myötäilevää vaihtelua, rakenteiden ollen pääosin jyrkkiä ja keskiasentoisia. Osa-alueita pilkkovat graniittiset kivilajit, jotka saattavat liittyä alueen pienemmän mittakaavan siirroksiin, mutta tästä ei ole toistaiseksi löydetty tarpeeksi todisteita. Osa-alue 2 rajautuu kokonaisuutena idässä tulkittuun Kruusilan hierontovyöhykkeeseen (KrSZ).

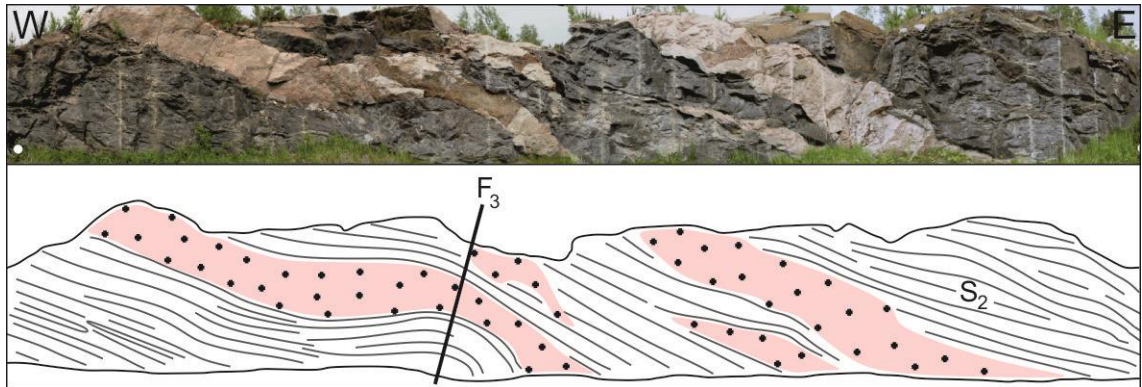


**Kuva 31.** Yhdistelmäkartta osa-alueesta 2. Kartan pohjana on käytetty muotoviivakarttaa ja aeromagneettista karttaa, joiden päälle on asetettu rakenteelliset osa-alueet. Kuvassa on mukana myös 1:100 000 kallioperäkartalta digitoituidut amfiboliitin kivilajirajat vihreällä ja gabron kivilajirajat vaaleanruskealla. SaSZ = Salon hierontovyöhyke, KrSZ = Kruusilan hierontovyöhyke. Tausta-aineisto: © Geologian tutkimuskeskus.

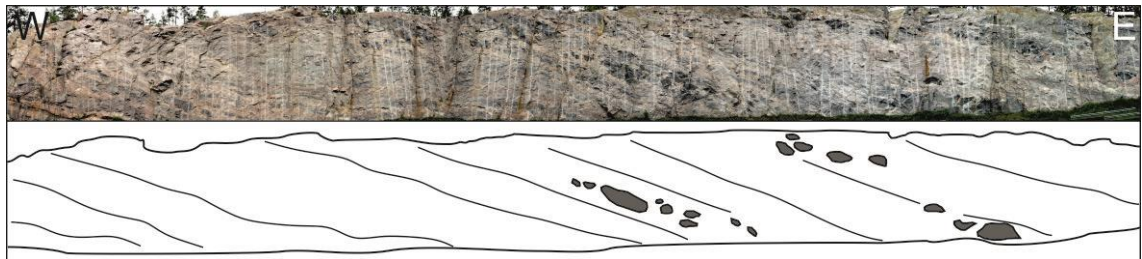
Moottoritie kulkee osa-alueiden 2.1 ja 2.3 eteläisimpien osien läpi. Ensiksi mainitun alueelta on kattava aineisto tieleikkauskuvia ja liuskeisuusmittauksia. Näiden osien liuskeisuudet kaatuvat 22–55° suuntaan NNE. Poikkeuksen muodostaa kaksi jyrkkäasentoista (68° ja 78°) itään ja länteen kaatuvaa liuskeisuushavaintoa. Alueen 2.1 kivistä huomattava osa on metavulkaniitteja ja graniitteja (kuva 32). Graniittiset sulat ovat intrudoituneet poimutuksen muodostaman akselitasoliuskeisuuden mukaisesti metavulkaniittien väleihin. Siirryttäessä Kruusilan liittymästä länteen, kivet koostuvat raitaisista graniiteista, joissa on mukana selvä osuus katkeilleita, mafisempia kerroksia (kuva 33). Kivet liittymästä itään, alueelta josta on mitattu poikkeavat liuskeisuuksien asennot, ovat graniitteja, joissa erottuu taipuilevia, kiillerikkaita kerroksia. Osa-alueen 2.1 länsiosissa GTK:n liuskeisuushavainnot taipuvat muotoviivakartassa havainnollistetun rakenteen kyljille, noudattaen sen muotoa. Kallioperäkartan perusteella tämä osa koostuu pääosin gabrosta ja amfiboliitista. Liuskeisuudet ovat jyrkkiä (65° ja 80°) ja



edustavat mahdollisesti poimuttuneen gabro-yksikön jyrkästi kohti itää kaatuvaa antiformia.



**Kuva 32.** Osa Kruusilan liittymän kallioleikkauksista. Kuvassa näkyy tumma metavulkaniitti (~1,90 Ga; Penttinen tekeillä), jonka liuskeisuustasoon on intrudoitunut graniittista sulaa (~1,82 Ga; Penttinen tekeillä). Tämän jälkeen kivet ovat poimuttuneet avoimesti piirroksen akselitason ( $F_3$ ) mukaan. Kallioleikkauksen leveys luonnossa ~20 m. Rakennepiirros: R. Aho.



**Kuva 33.** Noin 1 km länteen Kruusilan liittymän kallioleikkauksilta. Vyöhyke, jossa metavulkaniittirikkaat kallioleikkaukset vaihettuvat vaaleanpunaisen graniitin dominoiviin paljastumiin. Kuvan leikkauksella olevaan vaaleaan graniittiin muodostuu raitainen rakenne siihen jääneistä voimakkaasti osittainsulaneista ja budinoituneista metavulkaniittien ja harmaiden graniittien palasista. Kallioleikkauksen leveys luonnossa ~160 m. Rakennepiirros: R. Aho.

Osa-alue 2.2 on aeromagneettisella kartalla selvästi erottuva, poimuttuneista kivistä koostuva yksikkö, jonka alueelta ei ole rakennemittauksia. Kallioperäkartan perusteella yksikkö koostuu pääosin gabrosta. Osa-alueen 2.3 voimakkaasti magneettisten kivien alueelta on kaksi tutkimuksen aikana mitattua liuskeisuushavaintoa. Johteen luoteispuolelta mitattu liuskeisuus kaatuu  $70^\circ$  pohjoiseen ( $012^\circ/70^\circ$ ) ja sen kaakkoispuolelta mitattu liuskeisuus  $70^\circ$  suuntaan ESE ( $121^\circ/70^\circ$ ). Liuskeisuudet on mitattu Pihkavuorenmäen rinteiden kiillegneissistä, mutta mäen ydinosat koostuvat punertavasta, kiilleköyhästä graniitista.

### **Osa-alue 3**

Rengasmaisen yksikkö, jonka alueella hallitsevat selkeät ja jyrkät rakenteet (kuva 39). Osa-alueelta ei ole mittauksia tai kuvia tutkimusryhmän puolesta, joten tulokset perustuvat GTK:n tuottamiin aineistoihin, lähinnä digitaaliseen 1:200 000 kallioperäkartaan (DigiKp200) ja liuskeisuusmittauksiin 1:100 000 kallioperäkartalta. Osa-alueen länsireunan rajaavat avoimesti poimuttuvat amfiboliittikerrostumat, joissa tavataan linsseinä mm. kvartsiittia. Alueelta tehtyjen liuskeisuusmittauksien perusteella

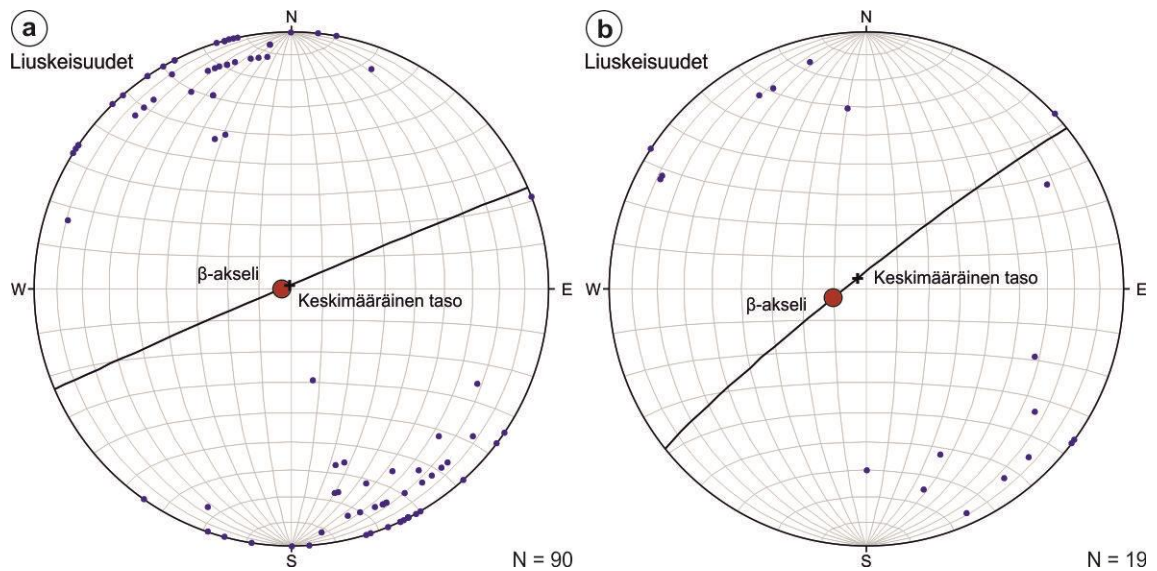
poimuttuneet metavulkaniitit ja -sedimentit muodostavat suuren allasmaisen rakenteen, jonka poimuakselit kaatuvat jyrkästi rakenteen reunoilta kohti ydinosa. Kallioperäkartan mukaan synformin ydinosa muodostuu granodioriitista, ja koko rakenteellinen osa-alue sijoittuu suuren porfyyrisen graniittiyksikön sisään.

#### ***Osa-alue 4***

Laaja ja tiukasti poimuttunut E–W -suuntainen suprakrustisten kivien jakso, joka rajaa tutkimusalueen pohjoisosaa yhdessä osa-alueen 5 kanssa. Alueen magneettiset heijasteet ovat selkeästi voimakkaammat verrattuna varsinaisen kartoitusalueen korkeamman asteen kiviin. Osa-alue 4 rajautuu lännessä Katinhännän hiertovyöhykkeeseen ja idässä Someron hiertovyöhykkeen sekä Kiskon hiertovyöhykkeen muodostamaan risteykseen. Rakenteissa erottuu selvä ENE–WSW -trendi (kuva 34a). Alueelta ei ole tähän tutkimukseen liittyen kerätty aineistoa, mutta GTK:n liuskeisuushavaintojen perusteella keskimääräinen kaade on noin 90° ja rakenteet kaatuvat suuntaan NNW tai SSE. Alueen liuskeisuushavainnoista tehdyn stereografisen projektion  $\beta$ -akseli, eli tilastollinen poimuakseli, on lähes pysty (265°/87°)  $\beta$ -akselin asento todennäköisesti osoittaa vain alueella olevan samansuuntaisten liuskeisuuksien pienehköä suuntavaihtelua.

#### ***Osa-alue 5***

Hyvin samantapainen edellisen osa-alueen kanssa, mutta aeromagneettisen kartan heijasteet ovat hieman heikompia, ja rakenteiden keskimääräinen asento on enemmän NE–SW -suuntainen (kuva 34b). Alue rajautuu lännessä Paimion ja idässä Katinhännän hiertovyöhykkeisiin. Liuskeisuuksien kaateet pysyvät hyvin jyrkkinä (keskimäärin 88°), mutta niiden kulut taipuvat paikoin enemmän hiertovyöhykkeiden mukaisiksi, lähemmäs N–S -suuntaa. Liuskeisuusmittausten asettuminen hajanaisesti alapalloprojektiolle osoittaa alueella tapahtuneen useita poimutuksia tai voimakkaasti ei-sylinterimäistä yhden generaation poimutusta.



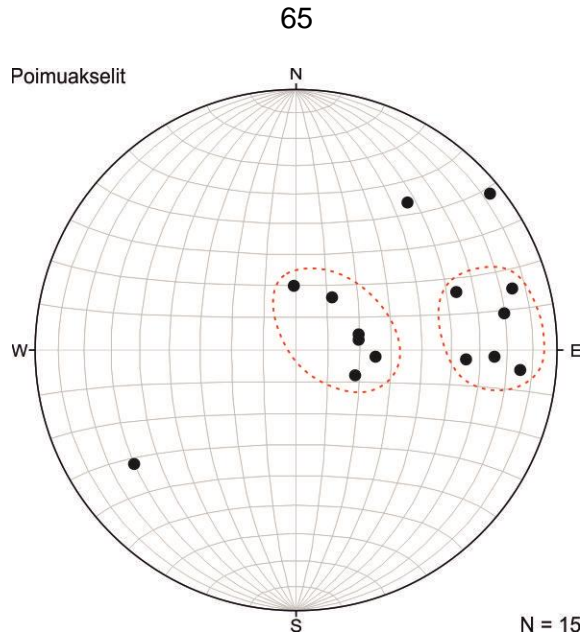
**Kuva 34.** GTK:n 1:100 000 kallioperäkartoilta digitoidut liuskeisuusmittaukset projisoituna napoina stereografiselle projektiolle. a) Osa-alueen 4 mittaukset. Alueen liuskeisuuksien keskimääräinen taso on ENE–WSW -suuntainen ja kaade pysty. b) Osa-alueen 5 mittaukset. Osa-alueen 4 rakenteisiin verrattuna, osa-alueen 5 liuskeisuuksien trendi noudattaa suuntaa NE–SW, kaateiden ollen myös jyrkkiä tai pystyjä. Osa-alue 5 sijaitsee Paimion ja Katinhännän hiertovyöhykkeiden muodostamassa kiilassa. Liuskeisuuksien rotatoituminen, verrattuna osa-alueeseen 4, saattaa olla kytköksissä näissä hierroissa tapahtuneisiin transformiliikuntoihin.

### Osa-alue 6

Avoimesti poimuttunut synformirakenne, jonka poimuakseli kaatuu suuntaan NNE. Synformi rajautuu idässä Kiskon hiertovyöhykkeeseen. Osa-alueen voimakkaasti magneettiset kivilajit ovat amfiboliitti ja intermediäärinen gneissi (DigiKp200) Poimurakenteen kyljiltä on mitattu pystyjä ja jyrkkiä liuskeisuuden kaateita. Osa-alueelta ei ole omaa kartoitusaineistoa.

### Osa-alue 7

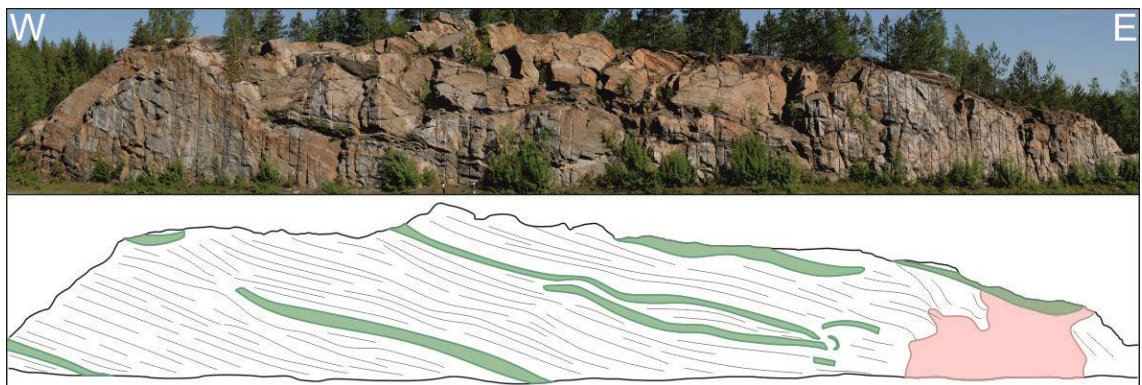
Tämän osa-alueen kivet liittyvät kiinteästi Orijärven kaivosalueen hyvin tutkittuihin kivilajihorisontteihin – näitä kiviä erottaa toisistaan vain Kiskon hiertovyöhyke. Osa-alueen kivet ovat poimuttuneet karkeasti NW–SE -suuntaisessa puristuksessa ja poimuakselit kaatuvat suuntaan ENE (kuva 35). Kiskon hiertovyöhykkeen oikeakätinen hierto on edelleen deformoinut osa-alueen rakenteita. Osa-alueen yleisimpiä kivilajeja ovat happamat ja intermediääriset vulkaniitit, paragneissi, intermediäärinen gneissi ja gabro (DigiKp200).



**Kuva 35.** Osa-alueen 7 GTK:n 1:100 000 kallioperäkartoilta digitoidut poimuakselimittaukset stereografisella projektiolla. Poimuakselit kaatuvat keskimäärin suuntaan ENE ja kaateet jakautuvat kahteen populaatioon: jyrkkiin (~70°) sekä keskiasentoisiin ja loiviin (~35–10°). Jyrkät poimuakselit sijaitsevat pääsääntöisesti KSZ:n länsirajalla, kun taas loivemmat havainnot poimuttuneen rakenteen länsireunalla tai sisäosissa.

### **Tyyppi B – Osa-alue 8**

Laaja yksikkö, joka sijoittuu rakenteellisten osa-alueiden 1.1 ja 1.2 ympärille. Osa-alueelle muodostettiin luoteeseen ja lounaaseen jatkuvat hännät heikkojen magneettisten heijasteiden sekä rakennemittausten perusteella. Luoteisosan jatke rajautuu tulkittuun Katinhännän siirroslinjaan (KaSZ) ja sen rakenteellinen trendi poikkeaa Salon seudun yleisestä ENE–WSW -suunnasta (kuva 36). Lounaisosan jatke ja alueen eteläosa muodostuvat suuresta poimusta, joka rajautuu idässä Salon hiertovyöhykkeeseen. Osa-alueen itäpuolen rakenteet taipuvat Salon hierron suuntaisiksi. Koillisosa on rakenteiltaan melko yhtenevä, poimuakselien kaatuessa loivasti koilliseen. Tämä osa saattaa muodostaa kokonaisuudessaan suuren, avonaisesti poimuttuvan poimun kärjen.



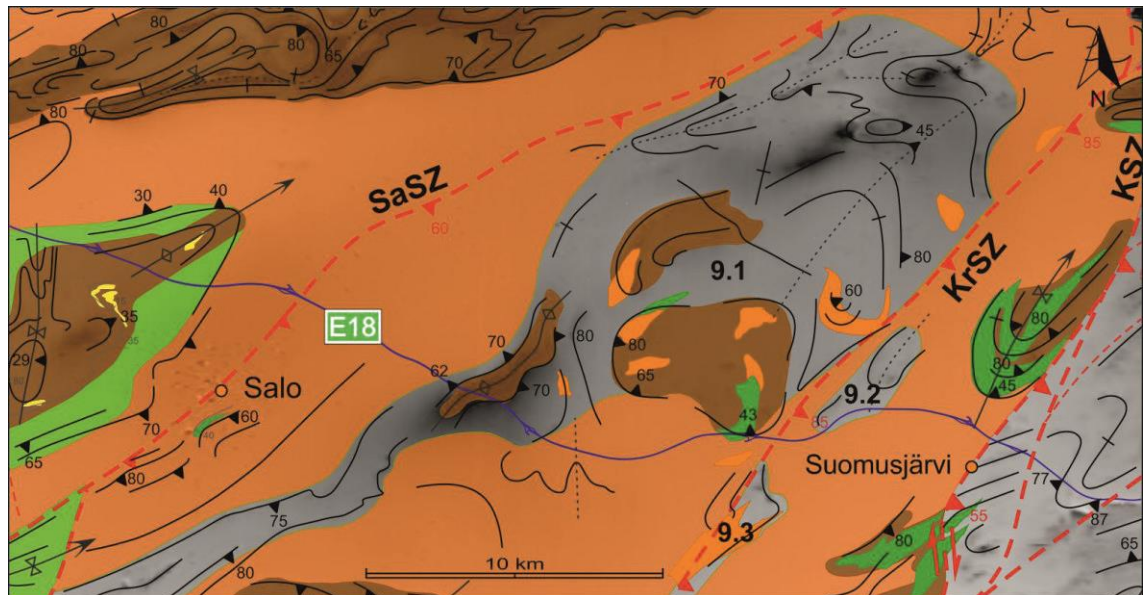
**Kuva 36.** Paljastumakuvaus Palomäestä (sijainti kuvassa 26). Kuvassa näkyy metavulkaniittien (vihreällä) poimuttuminen makaaviksi ja tiukoiksi poimurakenteiksi. Yllä panoraamakuva paljastumasta ja alla luonnos kallioperän rakenteesta. Harmaat raitaiset osat kuvaavat kiillegneissejä ja vaaleanpunainen osa graniittia. Leikkaukselta mitatut keskiasentoiset liuskeisuudet kaatuvat suuntaan NNE. Kallioleikkauksen leveys luonnossa ~70 m. Rakennepiirros: R. Aho.



### Osa-alue 9

Alue muodostaa kymmenien kilometrien jatkeet osa-alueelle 2 (kuva 37). Osa-alue voidaan jakaa etelä- ja pohjoisosaan; etelässä rakenteet ovat jyrkkiä ja kulultaan yhteneviä, mikä on ollut tärkein peruste eteläosan sisällyttämisessä ko. osa-alueeseen. GTK:n alueelta tuottamat rakennehavainnot osoittavat liuskeisuuksien kaateiksi keskimäärin  $86^\circ$  ja kaateiden suunnaksi  $167^\circ$ . Eteläinen kapea häntä päättyy NE–SW -suuntaiseen Salon hierontovyöhykkeen (SaSZ) haaraan. Magneettisista heijasteista huolimatta, osa-alueen eteläinen häntä koostuu todennäköisesti pääosin gneissistä ja graniitista, joissa on mukana tiukasti poimuttuneita suprakrustisia välikerroksista.

Pohjoisosa muodostaa laajemman ja monimutkaisemman kokonaisuuden, joka kiertyy osa-alueiden 2 ympärille ja rajautuu koillisessa tutkimusalueen nurkkaan, missä vastaan tulee Someron ja Kiskon (KSZ) hierontovyöhykkeiden muodostama risteys sekä poimuttuneet intermediääriset ja mafiset kivilajiyksiköt. Osa-alue 9 kiilautuu lännessä Salon ja idässä Kruusilan (KrSZ) hieertojen väliin, millä on ollut merkittävä vaikutus osa-alueen rajoja laadittaessa. Kruusilan hieerto myös pilkkoo osa-alueen kaakkoisosat kahteen erilliseen jatkeeseen (9.2 ja 9.3). Koillisen osan rakenteet ovat jyrkkiä tai pystyjä, ja poimutus graniittisten kivien pilkkomaa sekä tulkinnaltaan epäselvää. Osa-alueen luoteiset pohjoisosat ovat poimuttuneet Salon hierontovyöhykkeen NE–SW -kulun mukaisesti ja rakenteiden kaateet ovat keskiasentoisia tai jyrkkiä.

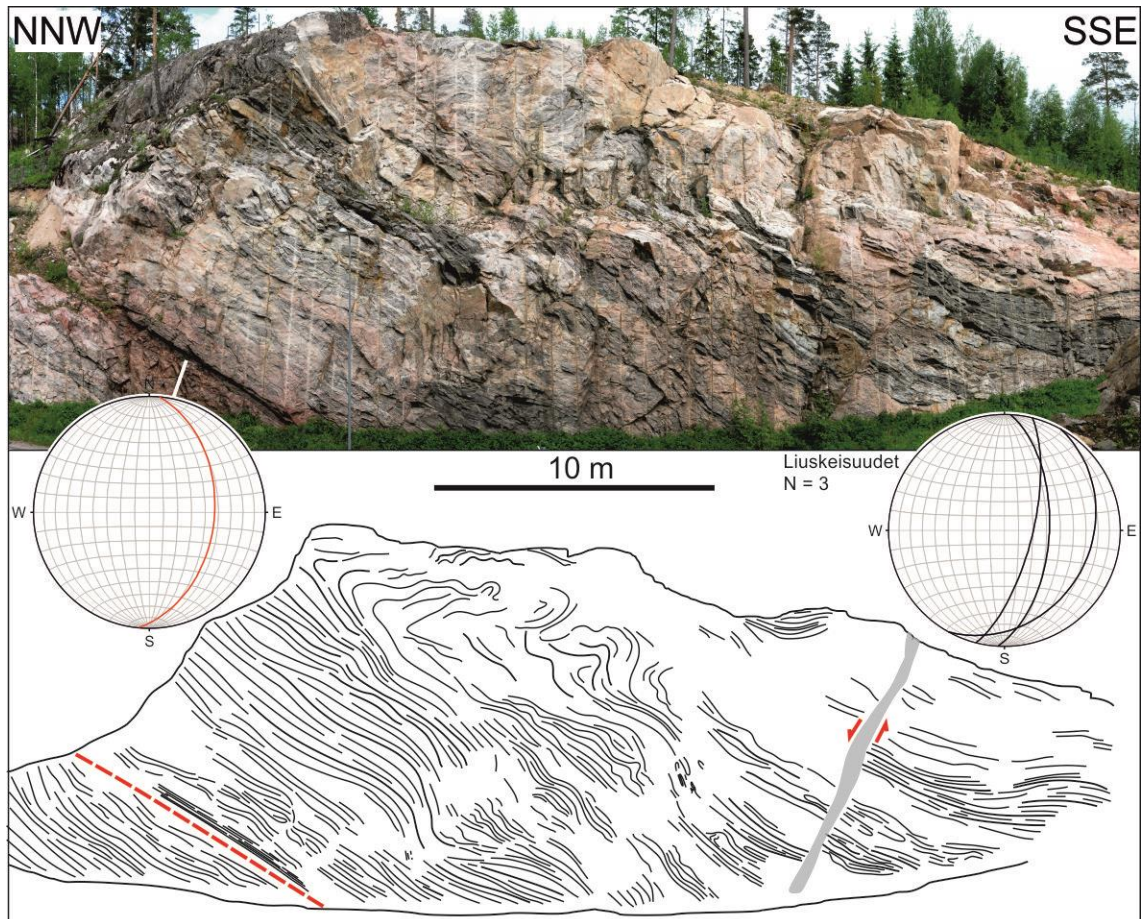


**Kuva 37.** Yhdistelmäkartta osa-alueesta 9. Kartan pohjana on käytetty muotoviivakarttaa ja aeromagneettista karttaa, joiden päälle on asetettu rakenteelliset osa-alueet. Kuvassa on mukana myös 1:100 000 kallioperäkartalta digitoituidut amfiboliitin kivilajirajat vihreällä, gabron kivilajirajat vaaleanruskealla ja karbonaattigneissin kivilajirajat keltaisella. SaSZ = Salon hierontovyöhyke, KrSZ = Kruusilan hierontovyöhyke ja KSZ = Kiskon hierontovyöhyke. Tausta-aineisto: © Geologian tutkimuskeskus.

Osa-alueen keskivaiheilla, missä esiintyy gabroja ja amfiboliitteja (osa-alueet 2.1 ja 2.3), ja missä aeromagneettisella kartalla erottuu voimakkaita heijasteita, sijaitsevat tämän

tutkimuksen kannalta merkittävät ja rakenteiltaan monipuoliset Muurlan kallioleikkaukset. Näistä muutama kilometri länteen sijaitsevat Ruotsalan leikkaukset, jotka edustavat viimeisiä 9. osa-alueen osia, ennen siirtymistä selvästi graniittisen 13. osa-alueen puolelle. Em. kohteissa on nähtävissä alueen kallioperän monivaiheinen deformaatio.

Muurlassa kallioperän pääliuskeisuus syntyy ylikaatuneista isokliinisesti poimuttuneista metavulkaniitti- ja metasedimenttikerroksista (kuva 38). Liuskeisuuksien kaateet ovat keskimäärin  $41^\circ$  itään ( $089^\circ/41^\circ$ ; kuva 23i). Tämä pääliuskeisuus poimuttuu edelleen avoimesti. Paljastumalla on havaittavissa myös liuskeisuustason mukainen siirros ( $095^\circ/43^\circ$ ) sekä muutama kerrosrakenteita kohtisuorasti leikkaava, isäntäkiveä hienorakeisempi graniittijuoni. Alueella nähdään lisäksi suprakrustisten välikerrosten katkeilemista ja pinch-and-swell -rakenteita kiillegneisseissä.



**Kuva 38.** Osa Muurlan liittymän kallioleikkauksista, tien 2402 varrelta. Kuvan vasemmassa laidassa erottuu siirros punaisella katkoviivalla ja oikeassa laidassa oleva harmaa paksu viiva edustaa graniittista juonta, jota pitkin on tapahtunut näennäistä normaalsiirrosta. Stereografiset projektiot havainnollistavat siirroksen sekä leikkauksen liuskeisuuksien asentoa. Vallitsevia kivilajeja ovat metavulkaniitit, metasedimentit ja graniitti. Rakennepiirros: R. Aho

Ruotsalassa asetelma on samankaltainen, mutta ylikaatunut poimutus ei kuitenkaan ole näkyvillä yhtä selkeästi. Metavulkaniiteissa havaitaan pinch-and-swell -rakenteita sekä näiden väleihin tunkeutuneita paksuja graniittipatjoja. Ylikaatunutta ja avointa poimutusta

selkeämmin on nähtävissä tiukasti poimuttuneita amfiboliitti ja kiillegneissikerroksia. Pääosa näiden poimujen akseleista kaatuu jyrkästi idän ja koillisen väliin ( $062^{\circ}/62^{\circ}$ ,  $250^{\circ}/88^{\circ}$ ,  $082^{\circ}/81^{\circ}$ ). Akselitasot ovat jyrkkiä ( $55^{\circ}$ ,  $71^{\circ}$ ,  $82^{\circ}$ ) ja niiden kaadesuunnat vaihtelevat. Ruotsalan paljastumalla on kuitenkin havaittavissa selkeä NE–SW -suuntainen kallioperän rakenteellinen trendi.

### ***Osa-alue 10***

E–W -suunnassa pitkälle jatkuva yksikkö, joka rajautuu lännessä Paimion ja idässä Salon hiertovyöhykkeisiin. Osa-alueen tärkein rakennepiirre muodostuu mahdollisesta antiformi-synformi -parista, jonka poimuakselit kaatuvat koilliseen. Em. rakenne on nähtävissä aeromagneettisella kartalla sekä GTK:n rakennemittauksista. Poirakenteen kylkien NW- ja SE-suuntaisten liuskeisuuksien kaateet vaihtelevat  $36^{\circ}$  ja  $75^{\circ}$  välillä. Liuskeisuuksien NE–SW -suuntainen yleinen kulku on selkeä ja yhtenevä piirre osa-alueen 8 lounaisen jatkeen kanssa. Osa-alueen eteläisen, Salon hiertovyöhykkeeseen katkeavan, ENE–WSW -suuntaisen jatkeen magneettisten heijasteiden trendi on selkeä, vaikka alueella on mitattu tästä trendistä poikkeavia kerroksellisuuden kulkuja.

### ***Osa-alue 11***

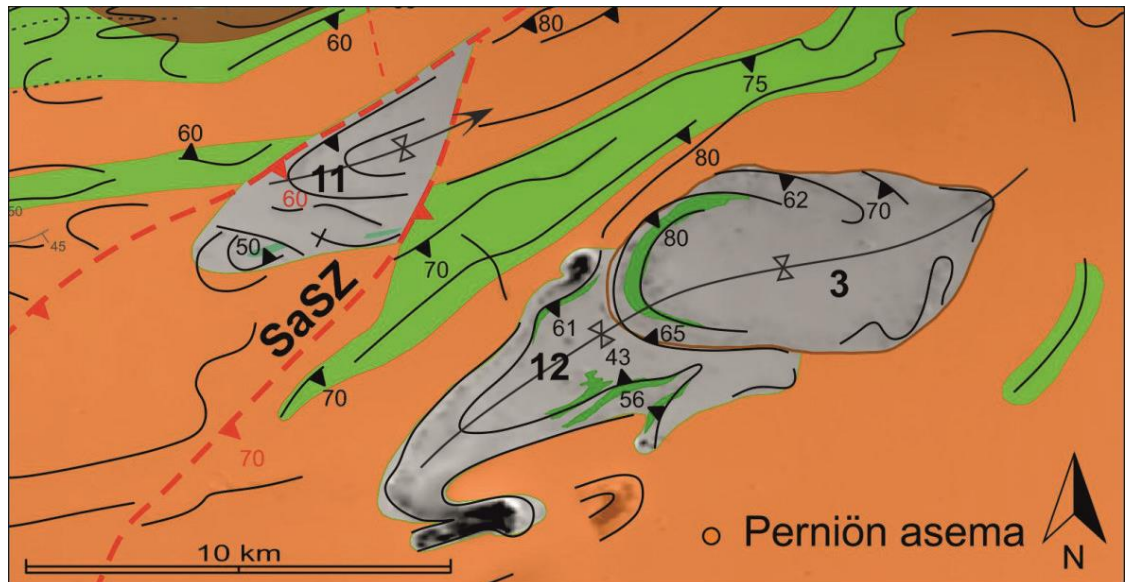
Tulkittu Salon hiertovyöhykkeen kahden eteläisen haaran väliin muodostuva kiila, jossa havaittavissa rakenteiden poimuttumista, mahdollisesti liittyen strike-slip -kinematiikkaan (kuva 39). Alue on tulkittu synformirakenteeksi, jonka poimuakseli kaatuu kohti koillista. Rakenteellisen osa-alueen sisältä on muutama GTK:n liuskeisuusmittaus tukemassa päätelmää.

### ***Osa-alue 12***

Tyyppin B osa-alueista selkein ja yhtenäinen. Muodostaa osa-alueelle 3 häntämäisen jatkeen, jonka eteläisen osan graniittiset intruusiot katkaisevat (kuva 39). Liuskeisuudet ovat keskiasentoisia ja ne muodostavat osa-alueella 3 mukailevan synformirakenteen. Svekofennisen poimutuksen viimeisin pääpuristus suunta (SSE–NNW) tukee hyvin yksikön tiukasti poimuttunutta muotoa. GTK:n kartoitusten perusteella heijastavat kivilajit ovat amfiboliitteja, joiden sekaan on intrudoitunut graniittisia sulia.

Osa-alueiden 10, 11 ja 12 alueilta ei ole olemassa tämän projektin tuottamaa omaa kartoitusaineistoa.





**Kuva 39.** Rakenteelliset osa-alueet 3, 11 ja 12. Kartan pohjana on käytetty muotoviivakarttaa ja aeromagneettista karttaa, joiden päälle on asetettu rakenteelliset osa-alueet. Kuvassa on mukana myös 1:100 000 kallioperäkartalta digitoidut amfiboliitin kivilajihorisontit vihreällä ja sarvivälkegneissin kivilajirajat sinivihreällä. SaSZ = Salon hiertovyöhyke. Tausta-aineisto: © Geologian tutkimuskeskus.

### **Tyyppi C – Osa-alue 13**

Salon hiertovyöhykkeen itäpuolen ja osa-alueen 9 välissä sijaitseva graniittivaltainen alue. Epävarma ja lisätarkastelua vaativa kokonaisuus, varsinkin Salon kaupungin kohdalta, josta on olemassa hajanaisia liuskeisuusmittauksia (kuva 23h). Hiertovyöhykkeen läheisyydessä liuskeisuuksien kulut ja kaateet ovat hierron asennon mukaisia, ja ovat mahdollisesti hierron synnyttämiä ja/tai siinä tapahtuneiden liikuntojen deformaatioita. GTK:n kartta-aineiston mukaan alueen pääkivilaji on mikrokliinigraniitti (DigiKp200), mutta on todennäköistä, että alue koostuu pääosin gneisseistä ja migmatiiteista. Osa-alue rajautuu lounaassa Salon hiertovyöhykkeen haarauman muodostamaan kiilaan ja pohjoisessa voimakkaasti heijastaviin, suprakrustisiin kivilajijyksiköihin.

### **Osa-alue 14**

Kattaa kartoitetun moottoritien graniittivaltaisen ja magneettisesti melko homogeenisen pohjoispuolen, ja rajautuu pohjoisessa suprakrustisista kivistä koostuvaan osa-alueeseen 4 sekä idässä Salon hiertovyöhykkeeseen. Rakennemittauksia tältä seudulta ei käytännössä ole ja magneettiset heijasteet ovat erittäin heikkoja tai niitä ei ole lainkaan. GTK:n suurpiirteisen kivilajikartoituksen mukaan alue koostuu mikrokliinigraniitista ja granodioritista (DigiKp200). Todennäköisesti alueen kivistä huomattava osa koostuu myös gneisseistä ja migmatiiteista. Osa-alueiden 14 ja 4 välinen terävä raja aeromagneettisella kartalla on silmiinpistävä piirre koko tutkimusalueen mittakaavassa, ja ko. raja vaatii tarkempia tutkimuksia. Osa-alueen 14 ydinalueiden rakennemittausten vähäisyys ja magneettisten anomalioiden puute tekevät siitä malliesimerkin tyyppi C rakenteellisesta osa-alueesta.



**Osa-alue 15**

Osa-alueita halkovat useat hiertovyöhykkeet ja siirroslinjat, tehden alueesta epäsäännöllisen muotoisen ja rikkonaisen. Alue rajautuu pohjoisessa tiukasti poimuttuneeseen osa-alue 5:een ja etelässä osa-alue 10:een. Lännessä sitä rajoittavat Paimion hiertovyöhykkeen haarat ja idässä Katinhännän hiertovyöhyke yhdessä osa-alueen 8 kanssa. Kenttätöiden aikana tehtyjen kivilajihavaintojen perusteella voidaan ainakin alueen keskiosien sanoa olevan suurimmaksi osaksi graniittia. Graniittien lisäksi alueelta havaittiin myös voimakkaasti migmatoituneita kiillegneissejä. Moottoritien läheisyydestä mitatut gneissien liuskeisuudet kaatuvat suuntaan NE, kaateiden jyrkkyyden vaihdellessa loivista jyrkkiin (kuva 23a). Osa-alueen kivet ovat todennäköisesti deformatuneet hiertovyöhykkeiden liikkeissä sekä plastisesti että hauraasti useissa eri vaiheissa, ja näin ollen alueen rakennetulkinta on haastavaa.

**Osa-alue 16**

Alueen länsipuoli kuuluu osin jo Eskolan (1914) kuvaaman Perniön graniitin piiriin, joka sulkee sisäänsä osa-alueet 3 ja 12. Osa-alueella ei ole magneettisen aineiston perusteella juurikaan heijastavia kivilajeja. Alue näyttää kartalla tasaisen harmaalta, muutamaa todella heikkoa heijastetta lukuun ottamatta. Tähän tutkimukseen liittyen alueelta on mittausaineistoa vain sen aivan pohjoisosasta, jonka läpi moottoritie E18 kulkee. Näiden havaintojen perusteella pohjoinen osa koostuu raitaisesta graniitista ja sitä luonnehtivat loivat kaateet. Kahdeksan liuskeisuusmittauksen perusteella raitaisten graniittien keskimääräinen kaade alueen pohjoisosissa on  $26^\circ$  ja kaateen suunta  $277^\circ$ . Osa-alueen eteläinen länsipuoli, eli Perniön graniitti, koostuu porfyirisestä graniitista ja itäpuoli mikrokliinigraniitista. Alueen keskiosista on neljä GTK:n liuskeisuusmittausta granodioriittivaltaisesta osasta. Mittausten mukaan tällä alueella keskimääräinen kaade on  $81^\circ$  ja kaateen suunta noin  $110^\circ$ . Näiden liuskeisuuksien on kuitenkin tulkittu liittyvän Kruusilan hiertovyöhykkeen yhteyteen ja näin ollen mittaukset eivät välttämättä edusta graniittisten kivien asentoa.

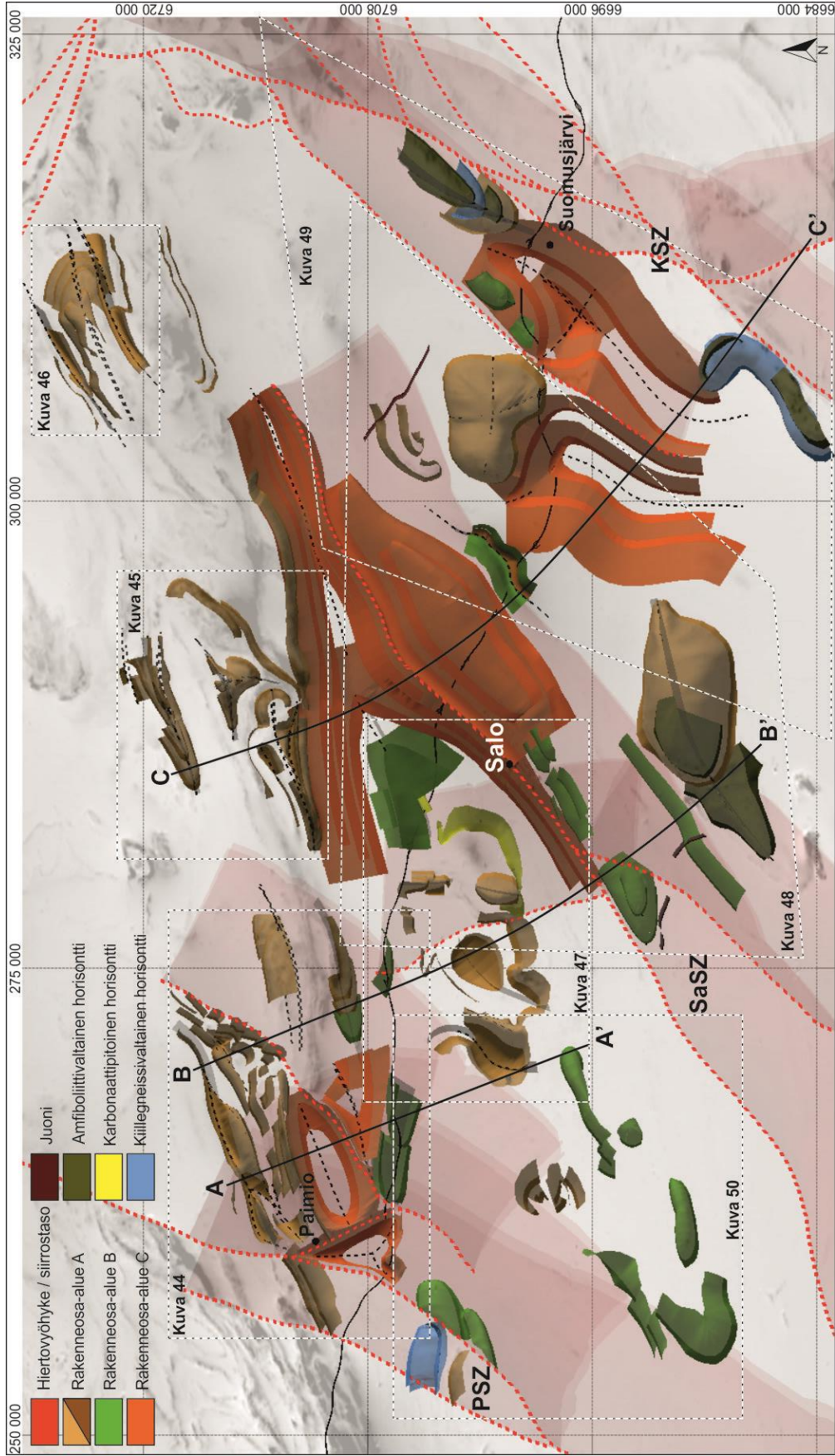
## 5. 3D-malli

### 5.1. Mallin yleiskuvaus

3D-mallinnetut pinnat sijaitsevat Paimion ja Kiskon hiertovyöhykkeiden välissä, pohjoisimmat mallinnetut kohteet Someron keskustan läheisyydessä ja eteläisimmät Perniön keskustan tuntumassa. Malli kattaa kokonaisuudessaan noin 35 x 70 km alueen, jonka keskiössä sijaitsee Salon keskusta. Erot pintojen keskinäisessä geometrisessa tarkkuudessa sekä tulkinnan luotettavuudessa ovat paikoin suuria, johtuen mm. mittausaineiston (kuva 12) sekä selkeiden magneettisten horisonttien epätasaisesta spatiaalisesta jakautumisesta. Malli rakentuu yhteensä 2162 poikkileikkauslinjasta, joista 243 muodostavat hiertovyöhykkeet ja 40 poimugeometriaa kontrolloivat apuprofiilit. Malli esitetään yhdessä läpinäkyvän (45–55 %) aeromagneettisen kartan kanssa ja visualisoinnin tukena on käytetty vinovalaistusta (kuva 40).

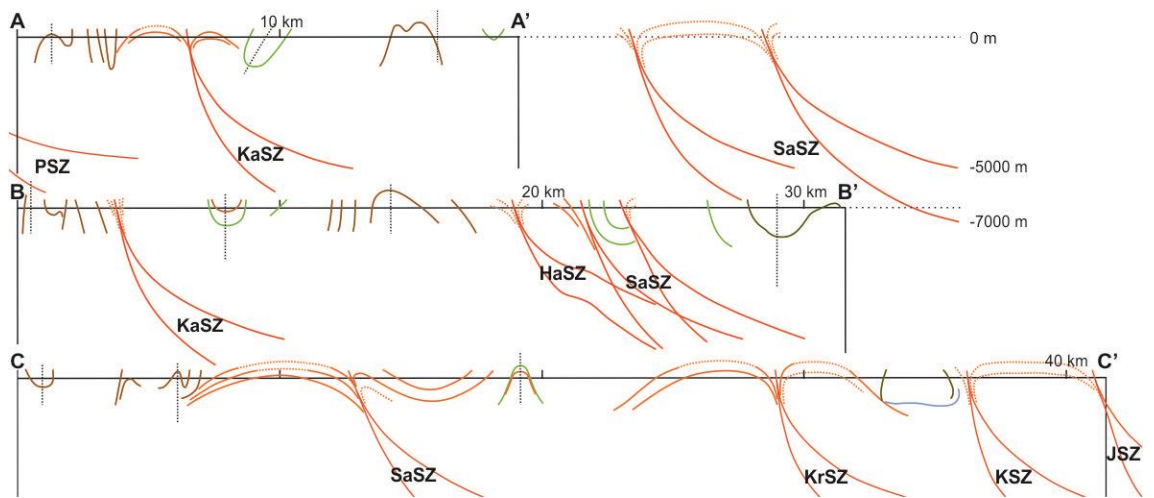
Mallin laadinnan teoreettisena pohjana on käytetty tietoa alueen hiertovyöhykkeiden kinematiikasta (mm. Väisänen ja Skyttä 2007, Aho 2015), ja sitä kautta hiertovyöhykepintojen muodoista, ulottuvuuksista ja asennoista on tehty koko mallinnusalueen kattava yleistys ja ekstrapolointi (kuva 42). Samoin on menetelty rakenteellisten osa-alueiden C kohdalla, joiden mallintamiseen on sovellettu Selosen ja muiden (1996) sekä Stålforsin ja Ehlersin (2006) ehdottamaa mallia, jossa LSGM-vyöhykkeen myöhäisorogeeniset graniitit ovat asettuneet paikoilleen subvertikaaleja ja subhorizontaaleja hiertovyöhykkeitä pitkin (kuva 5). Lisäksi Harrisin ja muiden (2012) analogimallin dome-and-keel -rakenteiden muodostumisen periaate on huomioitu (kuva 10). Nironen ja muut (2006) ovat arvioineet Länsi-Uudenmaan syväseismisten luotausprofiilien (FIRE 2A) perusteella myöhäis-Svekofennisten graniittisten ja migmatiittisten kivien ulottuvan noin 1,5 km syvyydelle kuoreen. Tätä tulosta on sovellettu Salon seudun loiva-asentoisten graniittien mallinnuksessa. Oranssien graniittisten pintojen mallinnuksessa on siis noudatettu samaa kaavaa koko mallin osalta.

Kuten sanottua, eri rakenteellisiin osa-alueisiin A, B ja C kuuluvia rakennepintoja tulee arvioida eri tavoin. A-tyyppin vaaleanruskeat pinnat ovat rakenteellisten havaintojen sekä magneettisten horisonttien suhteen kaikkein varmimmalla pohjalla olevia tulkintoja, mutta niiden mallinnetut rakenteet ovat samalla kaikkein monimutkaisimpia. B-tyyppin vihreät pinnat pohjautuvat paljolti kartoitusprojektin tuottamiin rakennemittauksiin ja sijoittuvat pääsääntöisesti E18-moottoritien läheisyyteen, mutta magneettisen aineiston suhteen epävarmoille alueille. C-tyyppin oranssit, graniitteja kuvaavat, loiva-asentoiset ja patjamaiset rakennepinnat ovat puolestaan paljolti teoreettisia ja niiden lateraaliset ulottuvuudet ovat alueellisten hiertovyöhykkeiden kontrolloimia (kuva 25, 40 ja 41).



**Kuva 40.** 3D-malli kokonaisuudessaan ylhäältä katsottuna. Katkoviivaiset alueet ilmoittavat esiteltävien mallin kohteiden suurpiirteisen sijainnin ja katseluperspektiivin. A-A', B-B' ja C-C'-poikkeikkaukset esitetään kuvassa 41. Selite ilmaisee mihin 3D-mallissa esiintyvien erivärisien pintojen kategoriaan kukin pinta kuuluu. 3D-mallissa käytetyt värit ovat karkeasti samat kuin rakenteellisessa osa-aluekuvauksessa käytetyt tyyppivärit (kuva 25), mutta visualisoinnista johtuvat seikat ovat saaneet aikaan sävyeroja. Tausta-aineisto: © Geologian tutkimuskeskus.

3D-mallin keskittyy esittämään Salon alueen selkeimpiä rakenteita sekä tulkinnallisia graniittipatjoja. Voimakkaan deformaation ja monimutkaisen poimugeometrian rakenteet sijaitsevat pääosin mallin pohjoisosan suprakrustivaltaisella jaksolla. Voimakkaan ja alhaisen deformaation vyöhykkeiden, puutteellisen rakenneinformaation alueiden ja listristen hiertovyöhykkeiden kytkeytymistä toisiinsa, ja sen tuomaa problematiikkaa, on havainnollistettu 3D-mallia ~NE–SW -suunnassa leikkaavilla 2D-poikkileikkausprofiileilla (kuva 41). Vaikka 3D-malli on horisontaalisti kattava, poikkileikkauksista voidaan huomata vertikaalin tulkinnan olevan rajallinen, etenkin mentäessä syvemmälle kuoren rakenteissa.



**Kuva 41.** 3D-mallin ~NW–SE -suuntaiset poikkileikkausprofiilit. Profiilien kulut sekä rakennehorisonttien selitykset ilmenevät kuvasta 40. Tyypin C horisonttien katkoviivatut osat eivät ole mallinnettuja 3D-pintoja, vaan niiden jatkettuja tulkintoja, joilla pyritään havainnollistamaan graniittien nousua pitkin subvertikaaleja hiertovyöhykkeitä (vrt. kuva 5).

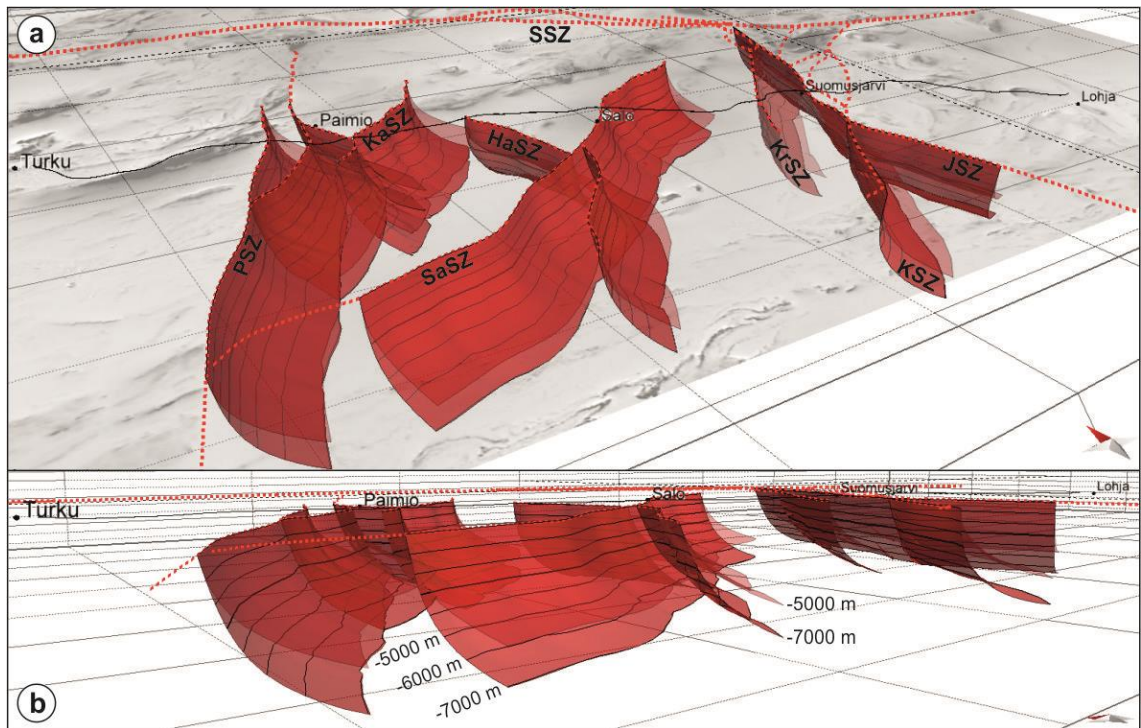
## 5.2. Hiertovyöhykkeet

Hiertovyöhykkeet ja siirrokset ovat tärkeitä rakenteellisen mallintamisen kannalta, sillä ne jakavat tilan alueisiin, joissa stratigrafiset pinnat ovat jatkuvia (Caumon *et al.* 2009). Sen vuoksi ensin on tärkeää luoda siirrokset ja määrittää niiden suhteet toisiinsa, ennen muiden rakennepintojen suunnittelun aloittamista, Caumon ja muut (2009) jatkavat. Hiertovyöhykkeet (kuva 24 ja 42a) koostuvat kahdesta eri syvyyksille ulottuvasta listrisestä pinnasta, jotka yhdessä muodostavat 3D-rakenteen, jonka viuhkamainen muoto ulottuu 5000–7000 m syvyyteen (kuva 41 ja 42b). Mallin merkittävimmät hierrot ovat ~NE–SW -suuntaiset Paimion (PSZ), Salon (SaSZ) ja Kiskon hiertovyöhykkeet (KSZ) sekä näihin liittyvät haarautumat. Seuraavissa kappaleissa ilmoitetut hiertopintojen kaadearvot ilmaisevat mallinnetun pinnan kaateen suuruuden nykyisen maanpinnantason tuntumassa; jokaisen pinnan kaadearvo pienenee siirryttäessä syvemmälle kuoressa.

PSZ on mallinnettu alkaen tutkimusalueen SW-kulmasta kohti NNE (Peimarin merialueelta Paimionjokea pitkin Tarvasjoen keskustan tuntumaan saakka) jatkuvana



~75–80° itä-kaakkoon kaatuvana pintana. PSZ haarautuu eteläosassaan (Paimionselän merialueella) toiseen, kohti NNE jatkuvaan pintaan. Muotoviivakartan mukaan (kuva 24), Katinhännän oikeakätinen strike-slip -tyyppinen hiertovyöhyke (KaSZ) on myös PSZ:n haarauma, joka kulkee Paimion keskustan itäpuolitse ~NE–SW -suuntaisena ja ~80° itä-kaakkoon kaatuvalla kaateella kohti NE (Marttilaa). 3D-mallissa KaSZ on kuitenkin pidetty PSZ:sta erillisenä pintana, koska magneettinen aineisto ei anna riittäviä perusteita pitää näitä kahta hiertovyöhykettä toisiinsa yhteydessä olevina. Paimion ja Katinhännän (kuva 42a) hiertovyöhykkeiden väliin on mallinnettu NNW–SSE -suuntainen edellisiä yhdistävä, mutta nimeämätön hierto. Tämä oikeakätinen hiertovyöhyke on mallinnettu kaatumaan koilliseen ~75° ja se kulkee kohti NNW (pitkin Paimion taajaman länsireunaa).



**Kuva 42.** Tutkimusalueetta pilkkovat listriset hiertovyöhykkeet. Mallinnetut hiertovyöhykkeet koostuvat kahdesta listrisestä pinnasta, jotka muodostavat viuhkamaisen rakenteen 5000–7000 m syvyyteen. a) Hiertovyöhykkeiden koko mallin alueelle muodostama karkea NE–SW -suuntainen trendi. Katselukulma 30° suuntaan NNE. b) Hiertovyöhykkeet tarkasteltuna lähes maanpinnantasosta suuntaan NE.

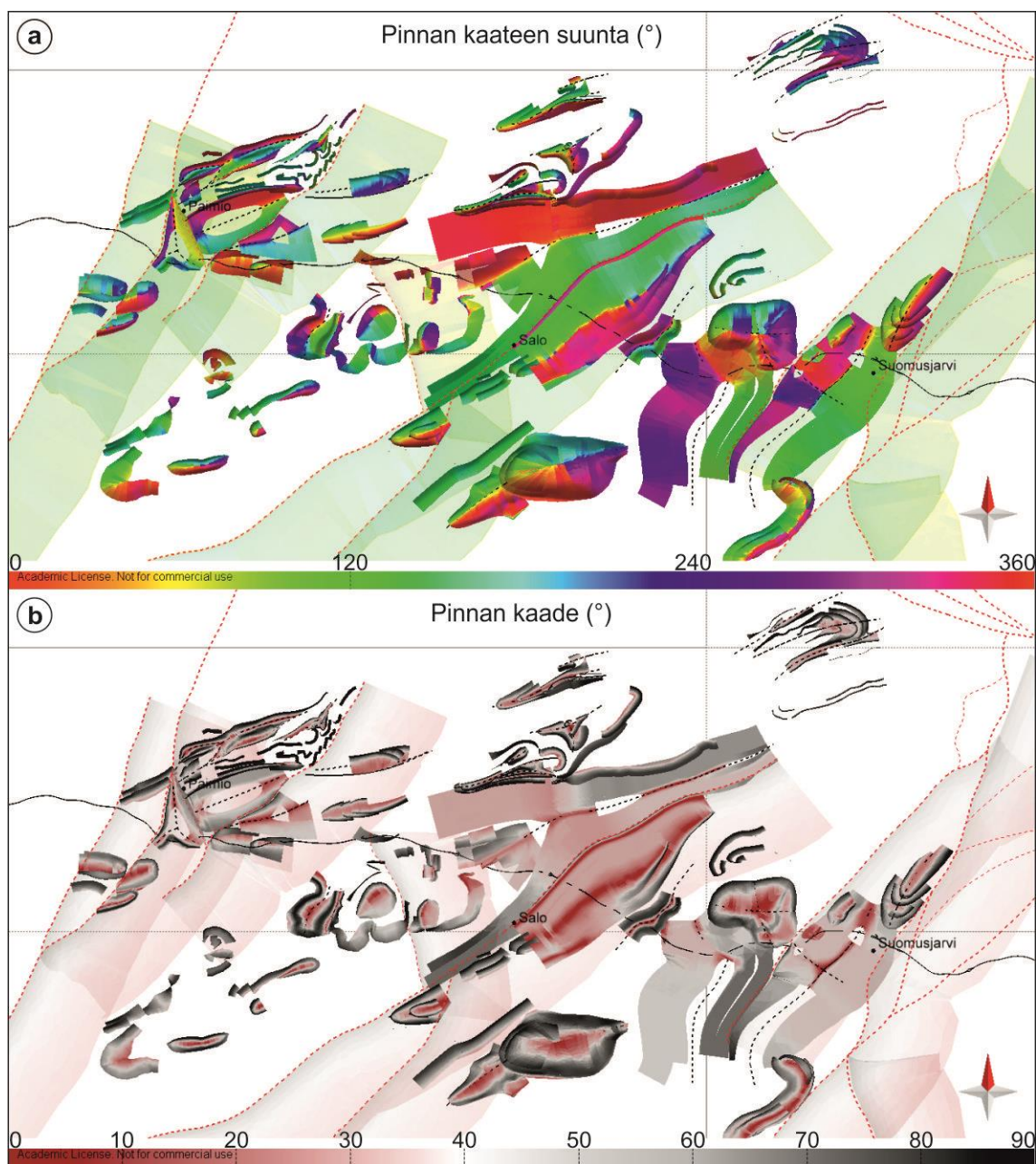
Salon hiertovyöhyke koostuu kahdesta Kemiönsaaren sisään sulkevästä hiertopinnasta, jotka yhdistyvät Salon keskustan tuntumassa yhtenäiseksi hiertovyöhykkeeksi, joka jatkuu (pitkin Salonjokea) koilliseen kohti KSZ:n ja SSZ:n muodostamaa hiertovyöhykkeiden solmukohtaa (kuva 40a ja 42a). Vyöhyke on kulultaan NE–SW -suuntainen ja se yhdistyy lounaassa Paimion hiertoon (Peimarin merialueella) ja koillisessa todennäköisesti Someron hiertoon. Tämä jälkimmäinen yhteys on epävarma ja siksi hiertovyöhykettä ei ole jatkettu muotoviivakartassa (kuva 24) eikä mallissa SSZ:een saakka. SaSZ:n läntinen päävyöhyke on mallinnettu ~60 asteen kaateella kaakkoon, kun itäisen jatkeen kaatearvona on käytetty ~70°. SaSZ:n

yhteyteen on mallinnettu myös kulultaan ja luonteeltaan poikkeava Halikon hiertovyöhyke (HaSZ). HaSZ on NNW–SSE -suuntainen, alueellisesti vähemmän merkittävä hiertolinja, joka taivuttaa rakenteita plastisemmin kuin tutkimusalueen muut mallinnetut hiertovyöhykkeet. HaSZ on mallinnettu kaatumaan itään  $\sim 85^\circ$ .

Kiskon (KSZ), Jylyn (JSZ) ja Kruusilan hiertovyöhykkeet (KrSZ) muodostavat kolmannen toisiinsa kytköksissä olevan mallinnettujen hiertovyöhykkeiden rykelmän (kuvat 40 ja 42a). KSZ on näistä merkittävin, tutkimusalueen SE-kulmasta (Aijalasta) Suomusjärven kautta kohti NNE (Somerniemeä) jatkuva  $\sim 55^\circ$  kaateella itää kohti kaatuva 3D-pinta. KZS muodostaa linssimäisen haarautuman Suomusjärven keskustan tuntumassa, mutta näistä on mallinnettu vain vyöhykkeen läntinen raja. Samalta alueelta ilmenee myös hiertovyöhykkeen osittainen oikeakätinen strike-slip -kinematiikka. Kiskon hiertoon Salon Kurkelan kohdalla yhtyvä JSZ on mallinnettu kulultaan NNW–SSE -suuntaisena  $\sim 80^\circ$  itään kaatuvalla kaateella. Perniön graniitin alueelta alkunsa saava KrSZ on mallinnettu NNE–SSW -suuntaisena pintana, joka kulkee (Hirsijärven kautta) Kruusilan moottoriteliittymän itäpuolitse kohti NE (Halkjärveä), missä se haarautuu ja yhtyy Kiskon hiertovyöhykkeeseen. KrSZ on mallinnettu kaatumaan kaakkoon  $\sim 85^\circ$  kaateella.

### 5.3. Pinta-analyysit

Deformaation jakautumista koko 3D-mallin alueella on haasteellista esittää pelkkien kohdekuvausten avulla, niin että lukijalle syntyy selkeä käsitys mallin sisäisistä eroista (ks. osio 3.5.3). Kolmioverkkopintojen suuntavektoreita analysoimalla on kuitenkin voitu tuoda esiin Salon seudun kallioperän mallinnettujen rakenteellisten piirteiden alueellinen jakautuminen: mm. poimutuksen intensiteetti ja geometria, rakennepintojen ja -tasojen suuntien jatkuvuus tai vaihtelu sekä allas- ja doomirakenteet. Pinta-analyysien tulokset on visualisoitu dynaamisille värikartoille (kuva 43). Hiertovyöhykkeiden melko yhteneväisiin kaateisiin, niiden loivenemiseen ja suuntien vaihteluun ei tässä yhteydessä oteta kantaa, koska hiertopintojen mallinnus perustuu em. koko mallin kattavaan yleistykseseen. Kaateiden suuntien pinta-analyysin tuloksissa ei ole merkittävää laadullista vaihtelua, koska suunnat perustuvat paljolti magneettisiin horisontteihin (kuva 43a). Kaateiden suuruuden pinta-analyysissa on puolestaan enemmän epävarmuustekijöitä, koska liuskeisuusmittaukset ovat jakautuneet epätasaisesti mallin alueella, ne ovat pistemäisiä havaintoja ja jatkuvat mallissa syvälle kallioperään (kuva 43b). Luotettavimmat kaateiden suuruudet sijaitsevat tyypin A rakenteellisilla osa-alueilla ja E18-moottoritien yhteyteen mallinnetuissa rakenteissa (ks. osa-alueet kuva 25).



**Kuva 43.** Deformaation jakautuminen Salon seudun rakenteellisen 3D-mallin alueella. a) Rakennepintojen kaateiden suuntien jakautuminen. b) Rakennepintojen kaadearvojen jakautuminen. Kaadearvoja tarkasteltaessa tulee ottaa huomioon, että pinta-analyysissa kuvataan kolmiulotteista avaruutta, jonka rakenteiden syvyysulottuvuus vaihtelee n. -2000–1000 m (pl. hiertovyöhykkeet). Värit eivät siis edusta tarkasti maanpinnantason rakenteiden kaadearvoja, vaan kertovat enemmän siitä, missä on todennäköistä havaita värejä vastaavia kaateita. Hiertovyöhykkeiden pinnat on himmennetty luettavuuden vuoksi.

Mallinnetun tutkimusalueen pintojen yleisimmät kaateiden suunnat ovat NW–NNW sekä SE–SSE (kuva 43a). Nämä suunnat esiintyvät tasaisesti koko mallin alueella ja edustavat Svekobaltisen orogenian pääpuristussuunnan mukaisesti syntyneitä poimurakenteita. Merkittävimmät poikkeamat tästä yleisestä trendistä havaitaan PSZ:n ja KSZ:n yhteydessä D<sub>4</sub>-vaiheessa plastisesti ja myöhemmin hauraasti deformoituneissa rakenteissa, mallin läntisen keskiosan (Halikon länsipuolen) doomirakenteissa sekä SaSZ:n kaakkoispuolen graniittisessa patjassa ja allasrakenteissa. Järjestelmällisesti pohjoiseen kaatuvia rakennepintoja tai niiden mukaisiksi kaareutuvia rakenteita havaitaan Paimiosta Halikon tasalle ulottuvalla moottoritien osuudella ja sen

eteläpuolisissa rakenteissa. Näiden ~N–S -puristuksen synnyttämien rakenteiden voidaan olettaa olevan seurausta Fennian orogeniasta.

Pintojen jyrkkyys kuvastaa deformaation jakautumista Salon alueella; jyrkkäasentoiset pinnat edustavat voimakkaan deformaation alueita ja päinvastoin. Jyrkimmät pintojen kaateet sijoittuvat tyypin A osa-alueiden rajaamiin paikkoihin, etenkin mallin pohjoisosan ENE–WSW -kulkuisten suprakrustisten kivien alueelle (osa-alueet 4 ja 5; kuva 25), missä rakenteiden voidaan todeta olevan pääsääntöisesti jyrkkiä tai pystyjä. Laajoja loiva-asentoisten kaateiden alueita ovat Salon keskustan pohjoispuolinen ympäristö sekä Muurlan liittymästä Suomensjärvelle ulottuva moottoritien osuus ja sen eteläpuolen laajat graniittiset alueet (kuva 43b). Rakenteiden loiva-asentoisuutta ja sen jakautumista tarkasteltaessa täytyy ottaa huomioon, että valtaosa mallinnetuista loivista pinnoissa perustuu teorian pohjalta tehtyihin tulkintoihin, koska näiltä alueilta on olemassa vain harvoja rakenteellisia mittauksia ja magneettisten heijasteiden erottuvuus on heikkoa.

#### **5.4. Malli kohteittain**

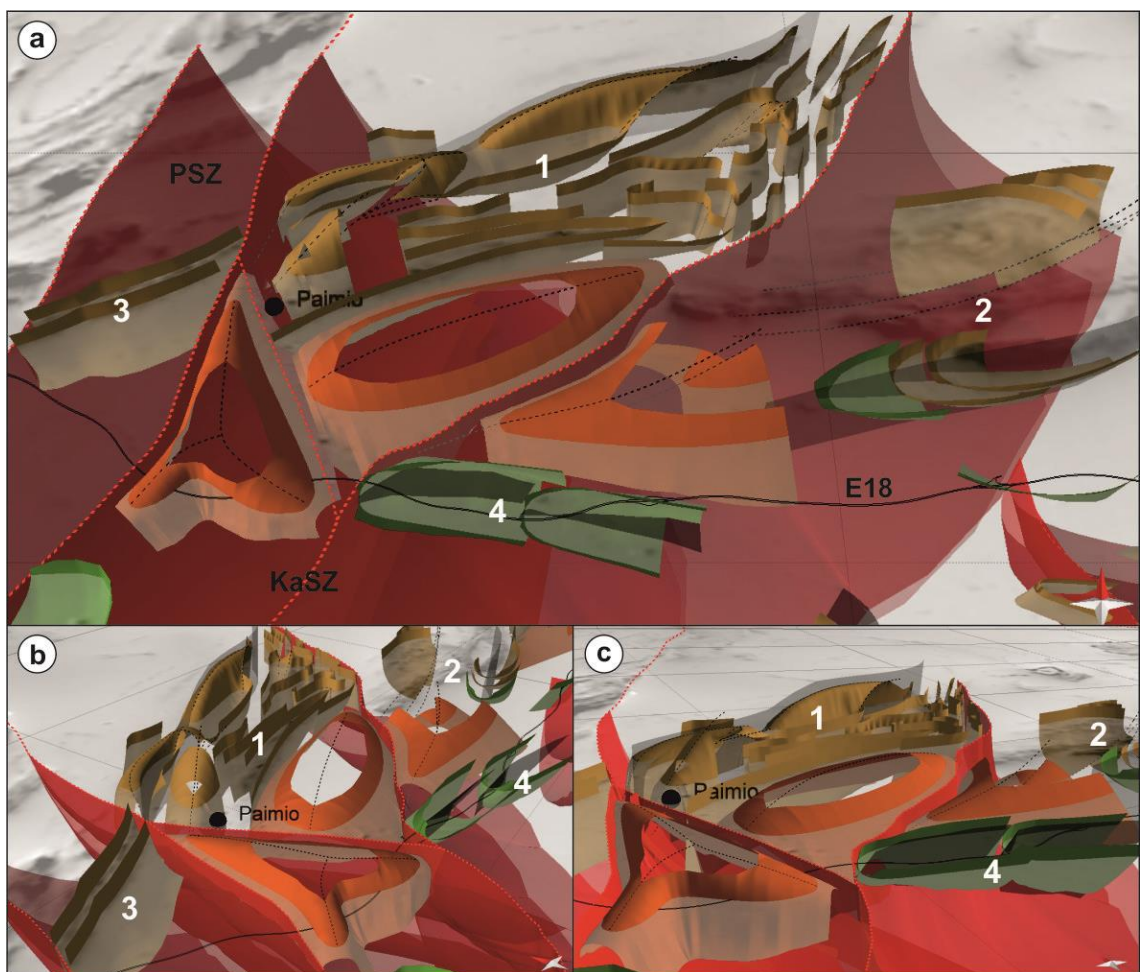
Tämän osion teksteissä viitataan kunkin mallin kohteen esittelykuvissa esiintyvien kohteiden numerointeihin (esim. kuva XX.1 tai (1)). Kursivoitu numero ilmoittaa tietyn rakenteellisen yksityiskohdan kohteen alueelta.

##### **5.4.1. Paimio**

Paimion alueen (kuva 40 ja 44) rakenteellisessa tulkinnassa keskeisiä ovat kuorta pilkkovat hiertovyöhykkeet ja niissä tapahtuneet oikeakätiset sivuttaissiirtymät. Rakenteelliseen osa-aluetyyppiin A kuuluva Paimion blokki (kuva 44.1) on poimuttunut tiukasti NW–SE -suuntaisessa puristuksessa ja rotatoitunut vastapäivään itäisen PSZ:n ja KaSZ:n välissä (kuva 44a). Paimion suprakrustisten kivien blokki (1) on mallinnettu poimuttuneen symmetrisesti liuskeisuuksien noudattaen ENE–WSW -suuntaista trendiä (kuva 44b) ja kaateiden ollen jyrkkiä tai pystyjä (kuva 34b). Loivien poimuharjojen kaartuminen ilmenee allasmaisten rakenteiden esiintymisenä rakennekokonaisuuden (1) keskiosassa. Rakenteet vääntyvät ja pilkkoutuvat blokin itäreunan KaSZ:n kontaktissa kuluiltaan ~NE–SW -suuntaisiksi hiertovyöhykkeen mukaisesti. KaSZ:n itäpuolisten, osa-alueen 4 länsiosan rakenteiden mallinnus on vajaampi tulkinta, käsittäen vain kaksi laajaa akselitasoiltaan pystyä synformirakennetta, joista pohjoinen avautuu länteen ja eteläinen itään (2). Rakenteet ovat, Paimion blokkiin (1) verrattuna, enemmän E–W -suuntaisia, poimutus avoimempaa, mutta liuskeisuudet edelleen jyrkkiä (kuva 34a). PSZ:n pohjoisten haarojen välisessä kiilassa ja Paimion keskustan länsipuolella sijaitsevien katkonaisten poimurakenteiden (3) eteläkyljet on mallinnettu tyypin A rakennepintoina, joiden keskiasentoiset kaateet kaatuvat suuntaan SE. Moottoritien yhteyteen mallinnettujen osa-alueeseen 8 kuuluvien tyypin B yleistettyjen



poimurakenteiden (4) akselitasot kaatuvat  $\sim 70^\circ$  suuntaan NNE. Mitattujen liuskeisuuksien ja poimuakseliin perusteella nämä synformiksi tulkitut rakenteet avautuvat kohti itää (kuva 23b) ja katkeavat sekä taipuvat lännessä Katinhännän hiertovyöhykkeen mukaan. Paimion alueen rakenteita leikkaavien ja taivuttavien hiertovyöhykkeiden rajoittamiin tiloihin on mallinnettu myöhäisorogeenisia loiva- ja keskiasentoisia graniittipatjoja (osa-alue 15; kuva 25). Liuskeisuusmittauksia on ollut käytössä vain moottoritien läheisyydestä, missä tulkinta on pyritty tekemään rohkeammin mallintamalla mitattuja liuskeisuuksia (kuva 23a). Hiertovyöhykkeet ovat toimineet graniittien syöttökanavia ja Svekobaltisen orogeenian  $\sim$ NW–SE -puristus on huomioitu graniittisten patjojen avoimena poimutuksena.



**Kuva 44.** Paimion kohde. a) Katselunäkymä  $60^\circ$  kohti N. Kuvan länsireunassa PSZ:n pohjoiset haarat sekä kuvaa NE–SW -suuntaisesti halkova KaSZ. Keskellä ylhäällä (1) osa-alueen 5 Paimion blokki ja tämän itäpuolella osa-alueen 4 läntiset, vajaavaisesti mallinnetut osat (2). b) Katselunäkymä  $60^\circ$  rakenteiden kulun mukaisesti kohti ENE. c) Katselunäkymä  $30^\circ$  kohti NNE. Etualalla vasemmalla osa-alueen 15 graniittinen patja ja oikealla osa-alueen 8 luoteisosan tyypin B synformit (4).

#### 5.4.2. Kuusjoki

Kuusjoen suprakrustisten kivien kohde (kuva 40 ja 45) koostuu tyypin A rakenteellisesta osa-alueesta 4 ja se rajautuu etelässä osa-alueen 14 loiva-asentoiseen ja laajaan graniittipatjaan (kuva 45.4), jonka syöttökanavana on toiminut SaSZ. Kuusjoen kokonaisuuden pääosin synformeiksi mallinnetut rakenteet ovat akselitasoiltaan pystyjä

ja ENE–WSW -suuntaisia (kuva 34a). Poimuakselien kaateet ja kaarevuudet ovat muotoviivoihin pohjautuvia arvioita, sillä alueelta on olemassa heikosti poimuakselimittauksia. Alueen keskiosan risteävien akselitasojen allasrakenteen (2) on tulkittu edustavan kahden erisuuntaisen puristuksen synnyttämää poimutuksen solmukohtaa. Eteläisin osa (1) koostuu tiukoista poimurakenteista, joiden mitatut liuskeisuudet ovat jyrkkiä tai pystyjä. Tiukkoja poimuja reunustavien kuppirakenteiden ja poimujen rakennepintojen välinen yhteys on jätetty mallintamatta rakenteellisten horisonttien jatkuvuuksien epäselvyyden vuoksi. Kuusjoen pohjoisin rakenne (3) on mallinnettu laajaksi koilliseen aukeavaksi synformiksi, jonka kylkien liuskeisuudet ovat jyrkkiä tai pystyjä.

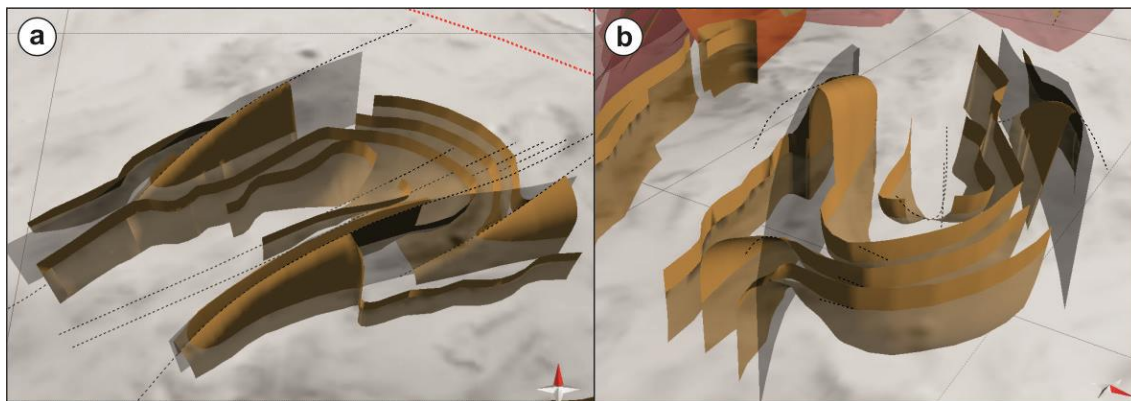


**Kuva 45.** Kuusjoen kohde. a) Katselunäkymä 80° kohti N. b) Katselunäkymä 30° rakenteiden kulun mukaisesti kohti ENE. Kuvan oikeassa reunassa osa-alueen 14, SaSZ:n luoteispuolen graniittinen patja (4). c) Katselunäkymä 30° kohti W.

### 5.4.3. Somero

Someron seudun tyyppin A laaja synformirakenne (kuva 40 ja 46) on osa samaa rakenteellista ENE–WSW -trendiä, jota myös Paimion ja Kuusjoen kohteet edustavat. Someron rakenne katkeaa koillisessa mallintamattomaan SSZ:een ja sen länsipuolisiin,

rakenteiltaan pystyihin ja katkeilleisiin kiviin. Lounasta kohti avautuvaa synformia reunustavat sen pohjois- ja eteläpuolilla tiukemmat kohti koillista avautuvat antiformit, joiden akselitasot on mallinnettu pystyiksi symmetrisen magneettisen kuvion perusteella. Arvioidut poimuakselit kaatuvat lounaaseen  $\sim 35^\circ$  ja loivenevat mentäessä syvemmälle kuoressa (kuva 46b). Someron kohteen mitatut liuskeisuudet ovat kauttaaltaan jyrkkiä tai pystyjä ja kuluiltaan alueellisen trendin mukaisia (kuva 34a).



**Kuva 46.** Someron kohteen antiformi-synformi -rakenteen. a) Katselunäkymä  $60^\circ$  kohti N. b) Katselunäkymä  $30^\circ$  kohti WSW. Akselitasojen kulut ovat alueellisen rakenteellisen trendin mukaisesti ENE–WSW.

#### 5.4.4. Halikko

Salon keskustan ja Halikon länsipuolisten alueiden muodostama mallinnettu kokonaisuus (kuva 40 ja 47) pitää sisällään tyyppien A, B ja C rakenteita sekä karbonaattipitoisten metasedimenttien muodostaman rakenteellisen horisontin (kuva 47.4). Kokonaisuus rajautuu idässä Salon hierontovyöhykkeeseen ja sitä pitkin nousseisiin graniittipatjoihin. Halikon kohteen mallinnuksen lähtökohtana oli, että alueen suuntauksissa on havaittavissa kahden pääpoimutussuunnan synnyttämiä rakenteita:  $\sim$ N–S -suuntainen Fenninen ja  $\sim$ NW–SE -suuntainen Svekobaltinen pääpuristus. HaSZ:n länsipuolisten tyyppin A doomirakenteiden (1) on ajateltu toimineen Fennian orogeenian synnyttämiä ja kuluiltaan  $\sim$ E–W -suuntaisia rakenteita säilöväinä jäykkänä puskurina Svekobaltista puristusta vastaan. Nämä tutkimusalueen yleisestä trendistä poikkeavat rakenteelliset suuntaukset havaitaan etenkin osa-alueen 8 luoteisessa jatkeessa (kuva 23b ja 25) ja tyyppin A rakenteiden pystyjen akselitasojen poikkeuksellisessa kaareutumisessa ja  $\sim$ N–S -kuluissa (1 ja 2). Aiempia rakenteita säilyttävä em. kehityshypoteesi sopii yhteen mm. Yttelän alikululla ja Hurtinmäessä havaittavien primäärikerroksellisten karbonaattipitoisten metasedimenttien olemassa olon kanssa (kuvat 27–30). Tämä kivilajihorisontti (4) on mallinnettu loiva-asentoisena ja kevyesti poimuttuneena pintana, joka jää osittain alueen koillisosan tyyppin B avoimen antiformin (3) sisään ja taipuu sekä katkeaa lännessä Halikon hierontosaumaan (kuva 47a).

Halikon kohteen asennoiltaan yhtenäisimmät liuskeisuudet on mitattu SaSZ:n läheisyydestä Salon keskustan alueelta (kuva 23h), ja kohteen koillis- (kuva 23g) sekä



pohjoisosista (kuva 23c). Muilta osin rakenteellisten mittausten kaateet ja kaateiden suunnat vaihtelevat paljonkin, mistä johtuen mallinnettujen rakenteiden laadinnassa on jouduttu paikoin yleistämään runsaasti. HaSZ:n itäpuolisten tyyppin A synformirakenteiden (2) tulkinta on Halikon kohteen osalta epävarmin, mistä johtuen niiden todellista olemassa oloa tulee tarkastella erityisen kriittisesti.



**Kuva 47.** Halikon kohde. a) Katselunäkymä 60° kohti N. Kuvassa keskellä rakenteita jakava HaSZ. b) Katselunäkymä 30° kohti NE. Kuvan etualalla osa-alueen 1.1 jäykät doomirakenteet ja niiden kaareutuvat akselitasot (1). c) Katselunäkymä 30° kohti SW. Kuvan etualalla tyyppin B avoimen antiformin (3) kärki, jonka päällimmäinen rakennepinta on asetettu osittain läpinäkyväksi. Keltaisella loiva-asentoinen karbonaattipitoinen kivilajijhorisontti (4), joka kuvaa alueen primäärikerroksellisten kivien rakennetta.

#### 5.4.5. Perniö

Perniön kohteeseen (kuva 40 ja 48) lukeutuu Perniön ja Salon keskustojen välimaastoon sijoittuva tyyppin A rakenteeksi mallinnettu synformiallas (kuva 48. 1), jonka yhteyteen on mallinnettu myös amfiboliittivaltaisia kivilajijhorisontteja. Allasrakenteen lisäksi kohde koostuu koillisessa osittain mallinnetusta loiva-asentoisesta graniittipatjasta (2); lännessä SaSZ:n kahdesta eteläisestä haarasta, joiden väliin rajautuu ja katkeaa koilliseen avautuva tyyppin B synformi (3); SaSZ:n kulun mukaisista tyyppin B rakennetasoista sekä näiden rakenteiden yleistä ~NE–SW -suuntausta leikkaavista ~NW–SE -suuntaisista juonikivihorisonteista (4); Muurlan moottoriteliittymän

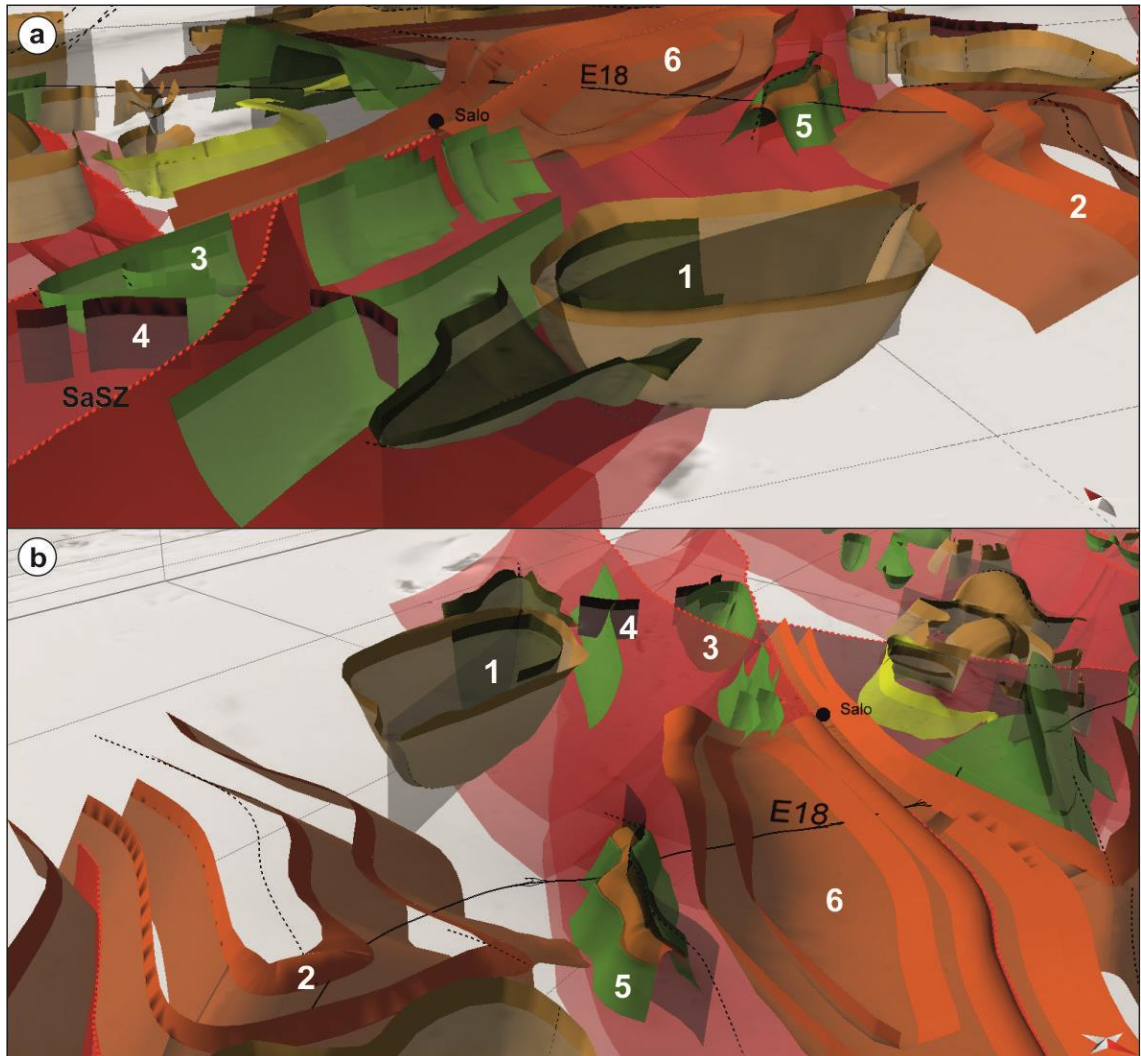


länsipuolisesta Pihkavuorenmäen tyypin B antiformista (5) sekä tämän länsipuolisesta laajasta loiva-asentoisesta ja avoimesti poimuttuneesta graniittisesta patjasta (6), jonka syöttökanavana on toiminut Salon hiertovyöhyke.

Perniön altaan (1) mallinnus perustuu lounaasta kohti itäkoillista kulkevan kaartuvan ja pystyn akselitason arvioituun asentoon. Tämä akselitason asento sopii yhteen Svekobaltisen orogenian NW–SE -pääpuristussuunnan kanssa. Poimuakselimittausten puuttumisen vuoksi poimuharjan kaadevaihtelu on jouduttu arvioimaan rakenteen reunojen liuskeisuuksien perusteella. Allasrakenteen liuskeisuusmittaukset keskittyvät amfiboliittivaltaisten kivilajihorisonttien alueille, jolloin mallinnettu rakenne on myös näiltä osin eniten todellisuutta vastaava. Perniön koillispuolen graniittipatja (2) on mallinnettu Kruusilan hiertovyöhykkeen kulun mukaan ja sen kaateiden suunnat ja suuruudet perustuvat mitattuihin kiven suuntauksiin vain rakenteen pohjoisosissa moottoritien läheisyydessä (kuva 48b), missä keskimääräinen kaade  $\sim 45^\circ$  suuntaan NNE (kuva 23d). Graniittipatja (2) on mallinnettu puristuneeksi Kruusilan pohjoispuolisen tyypin A synformin ja Pihkavuorenmäen antiformin (5) väliseen tilaan, ja sen syöttökanavana on toiminut KrSZ. Pihkavuorenmäen tyypin B epäsylinterimäisen antiformin muoto jäljittelee voimakasta magneettista anomaliaa ja rakennepintojen kaateet ( $\sim 70^\circ$ ) mitattuja kiillegneissin liuskeisuuksia. Kaareutuvan  $\sim$ NE–SW -suuntaisen akselitason kaateen asennosta ei ole suoria mittauksia, joten poimurakenne on mallinnettu symmetriseksi, vaikkakin rakenteen länsipuolelta on kaksi itäkaakkoon kaatuvaa akselitasomittausta ( $82^\circ$  ja  $55^\circ$ ). Antiformin ytimen on todettu olevan suuntautumaton graniittia, mikä on myös pyritty tuomaan esiin mallissa. Pihkavuorenmäen itäpuolisen Muurlan liittymän rakenteita (kuva 23i) ei ole mallinnettu, mutta ne todennäköisesti noudattavat Pihkavuorenmäen antiformin (5) itäkyljen rakenteellista itään kaatuvaa trendiä, ennen kuin liuskeisuuksien kaateiden suunnat kääntyvät länteen loiva-asentoisen graniittisen patjan (2) mukaisesti.

Osa-alueeseen 13 lukeutuva SaSZ:n itäpuolinen graniittinen ja loiva-asentoinen patja (6) on mallinnettu avoimesti poimuttuvaksi synformiksi. Tyypin C graniitin yleistetty synformirakenne perustuu moottoritien yhteydestä ja sen eteläpuolta mitattuihin loiviin ja keskiasentoiisiin liuskeisuuksiin, joiden kulut ovat karkeasti NE–SW -suuntaisia. Perniön kohteen länsireunan tyypin B rakennepinnat kuvaavat magneettisten jatkuvien heijasteiden tarkkaa kulkua, ja liuskeisuuksien kaadearvot ovat muotoviivakartan (kuva 24) mukaisesti yleistettyjä. SaSZ:n kahden eteläisen haaran väliin kiilautuvan synformin (3) poimuharjan liuskeisuusmittaukset ovat ainoat suorat havainnot rakenteen kaateiden suuruuksista. Muilta osin rakenteen kylkien asennot jäljittelevät em. tyypin B rakennepintoja ja synformin jyrkästi itäkoilliseen kaatuva poimuharja on arvio. Perniön altaan länsipuolisten oletettujen juonikivien (4) mallinnus perustuu yksinomaan kulultaan

yleisestä rakenteellisesta trendistä poikkeaviin magneettisiin horisontteihin, eikä niiden asennoista ole havaintoja, joten juonet on mallinnettu pystyiksi.



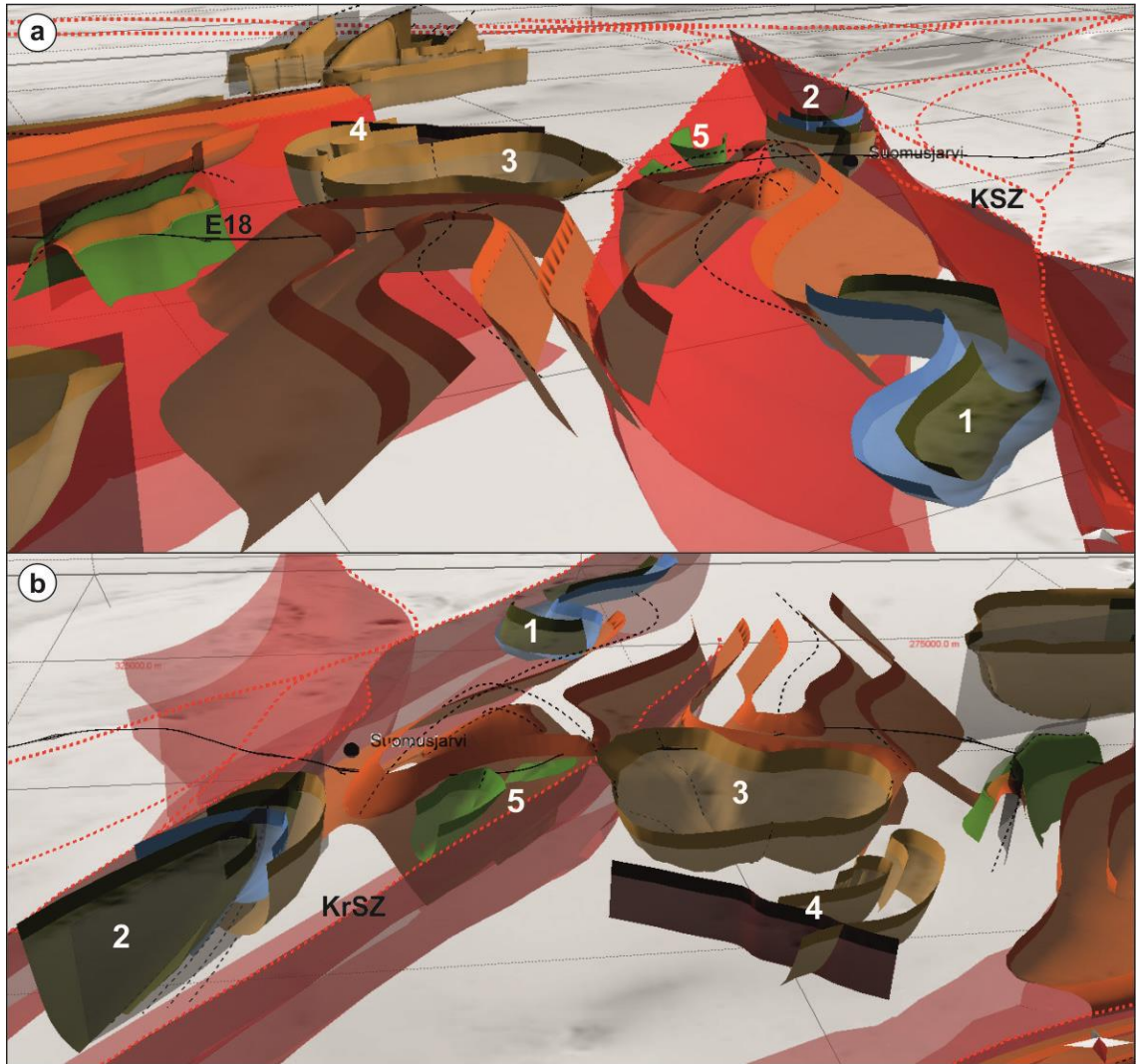
**Kuva 48.** Perniön kohde. a) Katselunäkymä 30° kohti NNE. Etualalla osa-alueen 3 Perniön allas (1), jonka luoteispuolella tyypin B rakennetasoja leikkaavat juonikivet (4) ja SaSZ:n eteläisten haarojen muodostama kiila (3). Kuvan oikeassa ylänurkassa KrSZ:n länsipuolinen, osa-alueen 16 graniittinen patja (2). b) Katselunäkymä 30° kohti SW. Kuvassa keskellä etualalla Pihkavuorenmäen antiformali (5) ja tämän oikealla puolella osa-alueen 13 ja SaSZ:n mukainen graniittinen patja (6).

#### 5.4.6. Suomensjärvi

Suomensjärven kohteen (kuva 40 ja 49) pääosat sijoittuvat Kruusilan ja Kiskon hiertovyöhykkeiden väliin sekä KrSZ:n länsipuoliselle gabrovaltaiselle alueelle (kuva 49.3 ja 4). KSZ:n länsireunaan rajautuvat tyypin A rakenteet on mallinnettu synformeiksi (1 ja 2), jotka muodostuvat kiillegneissi- ja amfiboliittivaltaisista kivilajihorisonteista. KrSZ:n itäreunaan rajautuvat osa-alueen 9.2 tyypin B rakenteet (5) sekä loiva-asetoinen graniittipatja, jonka pääasiallisena syöttökanavana on toiminut KrSZ.

Synformirakenteiden (1 ja 2) kylkien muoto noudattaa magneettisia kivilajihorisontteja ja niiden alueelta on riittävästi rakenteellisia mittauksia kohtalaisen luotettavan tulkinnan mallintamiseksi. Molempien rakenteiden katkennut muoto liittyy kiinteästi KSZ:n

oikeakätiseen strik-slip -kinematiikkaan, ja onkin epäselvää johtuuko rakenteiden poimuttuminen etupäässä Svekobaltisesta ~NW–SE -puristuksesta vai duktiilista D<sub>4</sub>-hiertymisestä. (1) synformin akselitasoa ei ole mallinnettu, vaan rakenne perustuu kattaviin kerroksellisuus-, liuskeisuus sekä poimuakselimittauksiin (kuva 35). Rakenne katkeaa KSZ:n länsireunaan, missä liuskeisuudet nousevat pystyiksi. (2) synformin akselitaso on arvioitu kulkevan NNE–SSW -suuntaisesti ja olevan pystyasentoinen. Akselitaso on kulultaan sama kuin rakennetta rajaavat hierrot, minkä pohjalta rakenne on mallinnettu puristuneeksi ja venyneen näiden hiertovyöhykkeiden muodostamaan pohjoiseen kiilaan. Synformin (2) poimuharjan ja kivilajipintojen kaateet perustuvat rakenteen eteläosista mitattuihin liuskeisuuksiin. Gabrovaltainen tyypin A allasrakenne (3) jäljittelee tarkasti magneettisen anomalian rajoja ja on mallinnettu kahden pystyn, NNW–SSE ja E–W -suuntaisen, akselitaso mukaan. Rakennepintojen kaateet sekä poimuharjojen kaarevuus perustuvat altaan eteläpuoliskon reunojen liuskeisuusmittauksiin (mm. kuva 23d). Altaan rakenteiden suuntausta ei ole pystytty sitomaan tyydyttävästi alueelliseen deformaatiohistoriaan, mikä saattaa johtua gabromassojen jäykästä ja muovautumista vastustavasta luonteesta. Tästä pohjoiseen sijaitsevat tyypin A rakenteet (4) on mallinnettu magneettisia heijasteita mukaillen, mutta alueelta ei ole olemassa rakennehavaintoja, jolloin pinnat on muodostettu pystyasentoisiksi. Rakennetta leikkaa jyrkästi ~NW–SE -suuntainen juonikiveksi mallinnettu pysty taso, jonka magneettinen jälki vastaa sekä asennoltaan että olemukseltaan mm. Lohjalla ja Vihdissä havaittavia lamprofyrijuoniparvia (mm. Laitala 1994, Lehtinen *tekeillä*). Tyypin B rakennepinnat (5) sijaitsevat moottoritien yhteydessä ja sen pohjoispuolella, ja rajautuvat idässä Kruusilan hiertovyöhykkeeseen. Moottoritietä pitkin mitatut, lähes makaava-asentoiset liuskeisuudet (ka. kaade 11°; kuva 23e), on mallinnettu rakennetasoksi, jonka kaade jyrkkenee länteen KrSZ:n vaikutuksesta. Pohjoisempi koilliseen avautuva synformirakenne on puolestaan magneettisten heijasteiden mukainen tulkinta, jonka geometria on asetettu vastaamaan moottoritien yhteydestä mitattuja rakennehavaintoja: poimuakseli 045°/31°, akselitaso 121°/61°, liuskeisuuksien ka. 013°/31°.



**Kuva 49.** Suomusjärven kohde. a) Katselunäkymä KrSZ:n mukaisesti  $30^\circ$  kohti NNE. Kruusilan hiertovyöhykettä pitkin nousseet graniittipatjat kuvan keskellä, osa-alueen 7 synformirakenne (1) KSZ:n yhteydessä kuvan oikeassa laidassa. b) Katselunäkymä  $30^\circ$  kohti ~S. Kuvassa vasemmalla osa-alueen 6 synformirakenne (2), keskivasemmalla tyypin B rakennepinnat (5) KrSZ:n yhteydessä, keskioikealla osa-alueen 2.1 Kruusilan allas (3) ja osa-alue 2.2 sekä tätä leikkaava juoni (4).

#### 5.4.7. Sauvo

Sauvon kohteen (kuva 40 ja 50) mallinnetut rakenteet sijaitsevat kartoitetulta moottoritietä etelään PSZ:n ja SaSZ:n välisellä laajalla alueella, minne ei ole tehty kartoituskäyntejä tämän projektin puitteissa. Sauvon alueelta on kuitenkin kattavasti kallioperäkartan liuskeisuusmittauksia ja heikkoja magneettisia heijasteita, joiden pohjalta on muodostettu tyypin B osa-alue 10 ja osa-alueen 8 lounainen jatke. Sauvon keskustan itäpuolinen tiukasti poimuttunut ja magneettisesti ympäristöstään erottuva rakenne (kuva 50.5) on puolestaan mallinnettu tyypin A pintoina. Selkeimmät magneettiset horisontit on tuotu esiin rakennepintoina ja yksinkertaisina avoimina synformeina, jotka yhdessä pyrkivät hahmottamaan koko alueen selkeää NW–SE -suuntaisen Svekobaltisen puristuksen synnyttämää rakenteellista trendiä (kuva 50b). Sauvon seudun mitatuissa liuskeisuuksien kaateiden suunnissa on huomattava painottuminen kohti ~SE. Tämä antaisi viitteitä alueellisen poimutuksen ylikaatumisesta kohti NW ja täten pohjaa kaakkoon kaatuvien akselitasojen mallintamiselle, mutta myös

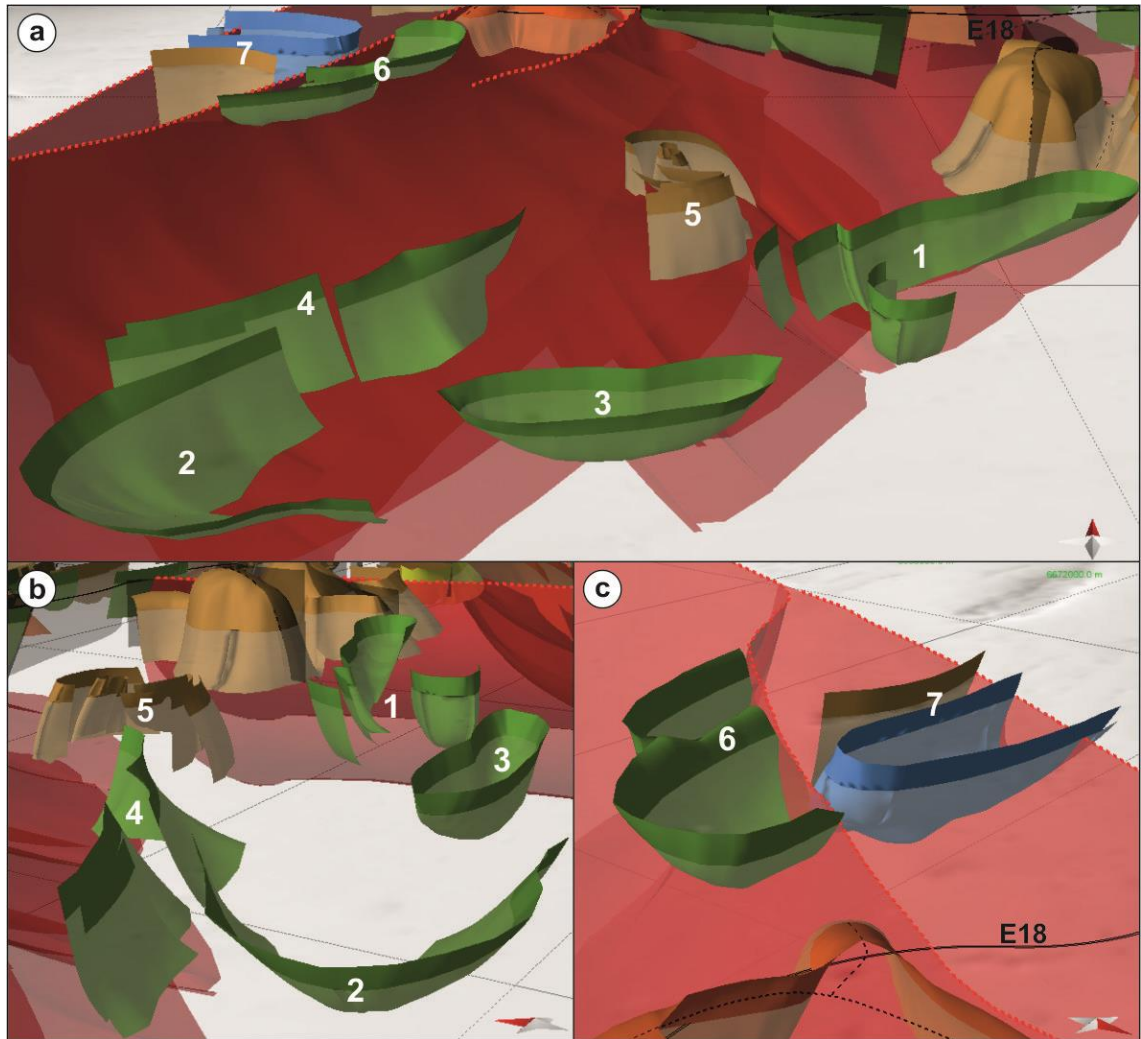


luoteeseen kaatuvien liuskeisuuksien havaitseminen kautta Sauvon seudun on vaikuttanut tulkinnan kallistumiseen avoimen ja lähes symmetrisen poimutuksen kannalle. Kohteen kattavammalle mallintamiselle on olemassa hyvät edellytykset laajan ja selkeän poimutuksen vuoksi, mutta se edellyttäisi tarkentavia maastokäyntejä epäselvien alueiden osalta.

Osa-alueen 8 lounaisosien kaakkoon kaatuvat tai pystyt liuskeisuudet ovat vallitsevia. Alueen mallinnus pyrkii kuvaamaan kahta avointa synformia, joiden välissä on tiukka antiformi (1). Rakennekokonaisuuden (1) mallinnus on kuitenkin jätetty vajaaksi ja keskitytty vain selkeimpien magneettisten horisonttien korostamiseen, koska on epäselvää miten nämä rakenteet yhtyvät enemmän koillisessa sijaitseviin Halikon kohteen (kuva 47) ja sen oletettavasti kahden erisuuntaisen (N–S ja NW–SE) pääpuristuksen synnyttämiin rakenteisiin. Pohjoisemmat rakennepinnat on mallinnettu  $\sim 75^\circ$  kaateella suuntaan SE ja eteläisen synformin poimuakseli kaatumaan jyrkästi suuntaan ENE ja kyljet pystyiksi. Poimuakselin kaade maanpinnantasossa on todennäköisesti mallinnettu todellista huomattavasti jyrkemmäksi, mutta se loivenee rakenteen edetessä syvemmälle kuoreen. Osa-alueen 10 tyyppin B mallinnetut osat keskittyvät Sauvonjoen laskukohtaan ympäristöön, missä liuskeisuuksien kaareutuminen on tulkittu laajaksi itäkoilliseen avautuvaksi poimun kärjeksi (2). Tämän symmetrisen synformirakenteen (2) pohjoinen kylki (4) kulkee kohti NE ja eteläinen kohti ENE. Poimuharjan loiva-asentoinen aaltoileva kaareilu koko PSZ:n ja SaSZ:n välisellä osuudella on ilmeistä, sillä magneettisella kartalla, synformin eteläkyljen jatkeella, havaitaan sulkeutuva rengasrakenne, joka on mallinnettu tyyppin B allasrakenteeksi (3). Lisäksi, synformin (2) länsipuolella, poimuharja vaikuttaisi kaatuvan länsilounaaseen. Synformin pohjoisen kyljen pohjoispuolelle on mallinnettu liuskeisuuksien mukaisia,  $\sim$ NE–SW -suuntaisia, tyyppin B jyrkkäasentoisia rakennepintoja (4). Nämä pinnat yhdessä tyyppin A rakenteen (5) kanssa edustavat kenties laajan, länsilounaaseen avautuvan antiformin eteläkylkeä ja poimun kärkeä, mutta tätä tulkintaa ei ole toteutettu 3D-mallissa loppuun asti oletetun antiformin epäselvän pohjoiskyljen vuoksi.

Moottoritien eteläpuoliset, Paimionjoen laskukohtaan länsipuoliset liuskeisuudet (kuva 23f) on mallinnettu kiillegneissivaltaisen kivilajihorisontin mukaiseksi epäsymmetriseksi synformiksi (7), jonka akselitaso kaatuu  $\sim 60^\circ$  etelään ja arvioitu poimuakseli länteen. Synformin eteläpuolinen selkeä magneettinen horisontti on korostettu tyyppin A rakennetasona (7), jonka etelään kaatuva kaade on  $70^\circ$ . PSZ:n itäpuolen kuluiltaan yhtenevät liuskeisuudet on puolestaan tulkittu tyyppin B avoimiksi synformeiksi (6), joiden mallintamattomat akselitasot ovat NE–SW -suuntaiset. PSZ:n haarakiilan mallinnetut rakenteet (6 ja 7) liittyvät toisiinsa, mutta ovat hirttovyöhykkeen katkomia ja itäpuolen

osalta todennäköisesti taivuttamia (6). Näitä jatkuvia poimurakenteita olisi voinut mallintaa myös PSZ:n länsipuolelle, mutta tätä ei ole tehty 3D-mallin rajauksen vuoksi.



**Kuva 50.** Sauvon kohde. a) Katselunäkymä 30° kohti N. Kuvan vasemmassa alareunassa laaja synformirakenne (2), jonka itäpuolella magneettisen horisontin mukaan mallinnettu allasrakenne (3). Kuvan oikeassa reunassa osittain mallinnettu jyrkkäkylkinen synformipari (1), jonka länsipuolella, Sauvon keskustan läheisyydessä, sijaitseva tiukasti poimuttunut tyyppin A rakenteellinen kokonaisuus (5). b) Katselunäkymä 30° poimurakenteen (2) akselitason mukaisesti kohti ENE. c) Katselunäkymä 30° kohti SW, PSZ:n kahden haaran muodostaman kiilan alueelta.

## 6. 3D-mallin arviointi ja vertailu maankuoren alueellisen kehityksen malleihin

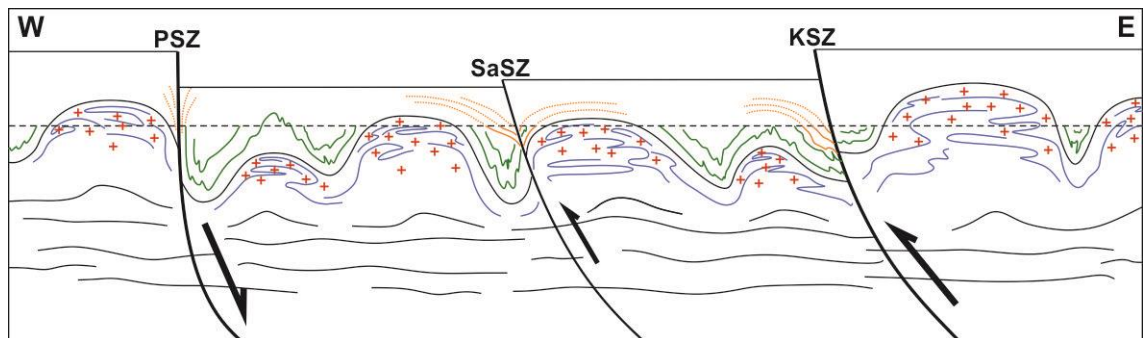
Tutkimusalueen rakenteista ei ole aiemmin suoraan esitetty malleja, mistä johtuen tässä työssä on tukeuduttu LSGM-vyöhykettä yleisesti käsitteleviin tai tutkimusalueen ulkopuolisiin päätelmiin (mm. Selonen *et al.* 1996, Nironen *et al.* 2006, Stålfors & Ehlers 2006). Lehijärven (1955) Salon kallioperäkartan voidaan todeta olevan vanhentunut, sillä sen mukaiset kivilajirajat eivät täsmää magneettisen aineiston osoittamiin horisontteihin, jotka on esitetty muotoviivakartassa (kuva 24).

### 6.1. Deformaation jakautuminen ja kuoren kehitys Salon seudulla

Muotoviivakartta ja rakenteellinen osa-aluejako havainnollistavat kattavasti Salon seudun rakenteellisten ominaisuuksien jakautumisen ja sen, missä rakenteet ovat parhaiten säilyneet tai nähtävissä. Muotoviivat edustavat pääsääntöisesti jyrkkiä tai pystyjä kaateita, kun taas alueet, joilla muotoviivoja on vähän tai ei ollenkaan edustavat loiva-asentoisia kaateita tai heikosti suuntautuneita granitoideja. Osa-aluejako perustuu muotoviivatulkintaan ja siinä on painotettu rakenteiden erottuvuutta, saatavilla olevan aineiston mukaisesti, minkä perusteella tutkimusalue on jaettu kolmeen rakenteelliseen luokkaan (A, B, C). 3D-pinnat keskittyvät magneettisesti heijastavien ja jyrkkien rakenteiden alueille (A) sekä heikomman magneettisen erottuvuuden alueille (B). Tyypin A ja B osa-alueilta on olemassa rakennemittauksia vaihtelevissa määrin. Tyypin C rakenneosajako sijoittuvat granitoidivaltaisille magneettisten minimien osiin tutkimusaluetta, joilta on heikosti rakenteellisia mittauksia, ja tästä johtuen myös heikosti muotoviivatulkintaa. Mallinnetut tyypin C graniittiset patjat perustuvat hiertovyöhykkeiden kulkuihin sekä mm. Selosen ja muiden (1996) malliin.

Tutkimusalueen rakenteissa havaitaan yleisesti Svekobaltisen orogeenin Salon seudulla vaikuttanut ~NE–SW -suuntainen puristus, joka on deformoinut Fennian orogeeniassa muodostuneet rakenteet kuluiltaan ~NE–SW -suuntaisiksi (kuva 43a). Tämä  $F_3$ -poimutus ilmenee 3D-mallissa avoimesti poimuttuneina matalan deformaation rakenteina (tyyppi B ja C) sekä varsinkin mallin pohjoisosien voimakkaan deformaation vyöhykkeinä (tyyppi A). Näistä yleisistä rakennesuunnista poikkeavia kiviä havaitaan Paimion ja Kiskon hiertovyöhykkeiden yhteydessä, tyypin A synformialtaissa sekä Halikon kohteen alueella (kuva 47). Svekobaltisen orogeenin transpressionaalisessa puristuksessa deformaatio ( $D_4$ ) lokalisoitui hiertovyöhykkeisiin, jolloin niissä tapahtuneet oikeakätiset horisontaalsiirtymät ovat taivuttaneet rakenteita hiertojen kulun mukaisiksi. Tämä ilmenee 3D-mallissa etenkin Katinhännän ja Kiskon hiertovyöhykkeiden yhteydessä rakenteiden rotatoitumisena vastapäivään. Halikon kohteen alueella rakenteet edustavat puolestaan Fennian orogeenin N–S -suuntaista puristusta. Alueella yleisesti havaittavat granodioriitit ovat saattaneet toimia aiempia rakenteita säilövinä ja

kuorta stabiloivina korkean viskositeetin puskureina, jotka ovat kohdistaneet Svekobaltisen puristuksen helpommin muovautuviin kivilajijyksiköihin. Halikon kohteen doomirakenteet (kuva 47) saattavat liittyä Länsi-Uudenmaan vastaaviin. Nikkilän ja muiden (2015) mukaan Svekofenninen orogenia koki epätasaisesti jakautunutta, länteen suuntautuvasta keskikuoren kanavirtauksesta johtuvaa, ekstensiota 1,87–1,86 Ga. Tästä on seurannut kuoren blokkien rotatoitumista, syvempien kuoren osien doomiutumista ja yläkuoren suprakrustien vajoamista. Tätä tukee myös Harrisin ja muiden (2012) dome-and-keel -malli, jossa kuuman ja plastisesti virtaavan keskikuoren graniitit ja migmatiitit kohoavat orogenian romahtaessa doomeiksi, kun taas suprakrustien muodostamat synformit vajoavat ja tiukkenevat (kuva 10 ja 51). Em. mallien doomien kehittyminen Salon alueelle on mahdollista, tosin 3D-mallin perusteella ei pystytä tunnistamaan länteen suuntautuvan kanavavirtauksen puhkeamiskohtaa eikä tiukkoja suprakrustien muodostamia synformeja. Halikon doomit muistuttavat muodon ja pituusakseliensa asennon perusteella Länsi-Uudenmaan vastaavia, mutta ovat halkaisijaltaan näitä pienempiä. Tästä voitaisiin päätellä Salon alueen magneettisen anomalian edustavan ylempää kuoren leikkausta kuin Länsi-Uudenmaan ja Turun alueen kivet, mitä tukevat PSZ:n ja KSZ:n kinemaattiset indikaattorit sekä myös osin Väisäsen ja Skytän (2007) blokkimalli (kuva 51).



Kuva 51. Salon seudun suhteelliset lohkoliikunnat indikoivat tutkimusalueen olevan ympäristöönsä ylempi kuoren leikkaus. Malli yhdistelee Salon aluetta rajaavien hiertovyöhykkeiden tunnettua kinemaatiikkaa, Salon hiertovyöhykkeen E-puoli ylös -reverssisiirtymää (ks. kuva 52), myöhäisorogeenisten graniittien nousua hiertovyöhykkeitä pitkin ja Harrisin ja muiden (2012) dome-and-keel -mallia (ks. kuva 10). SaSZ:n länsipuolella havaittavat Halikon doomirakenteet edustavat ylempää kuoren leikkausta kuin KSZ:n itäpuolella yleisesti havaittavat doomirakenteet. Tästä voi olla yhtenä todisteena se, että Salon doomit ovat eroosiotasolla (katkoviiva) halkaisijaltaan pienempiä. Doomiutuminen on Svekofennisen intraorogeenisen vaiheen ekstensionaalinen tapahtuma, jota seurasi Svekobaltinen transpressionaalinen deformaatio ja sen lokalisoituminen hiertovyöhykkeisiin.

Dome-and-keel -malli saattaisi selittää Salon alueen loiva-asentoisten graniittien ja migmatiittien esiintymisen, mutta Svekobaltisen orogenian aiempia rakenteita muovaavan deformaation ( $D_2$ – $D_3$ ) ja aluetta halkovien ~NE–SW -hiertovyöhykkeiden ( $D_4$ ) vuoksi teoriaa on vaikea sovittaa 3D-malliin. 3D-malli on rakennettu osin Salon projektin tutkimushypoteesi d:n mukaisesti, missä Salon seudun loiva-asentoisten rakenteiden pääasiallisena syynä nähdään Svekobaltinen transpressionaalinen deformaatio ja subvertikaaleja hiertovyöhykkeitä pitkin nousseen magman asettuminen

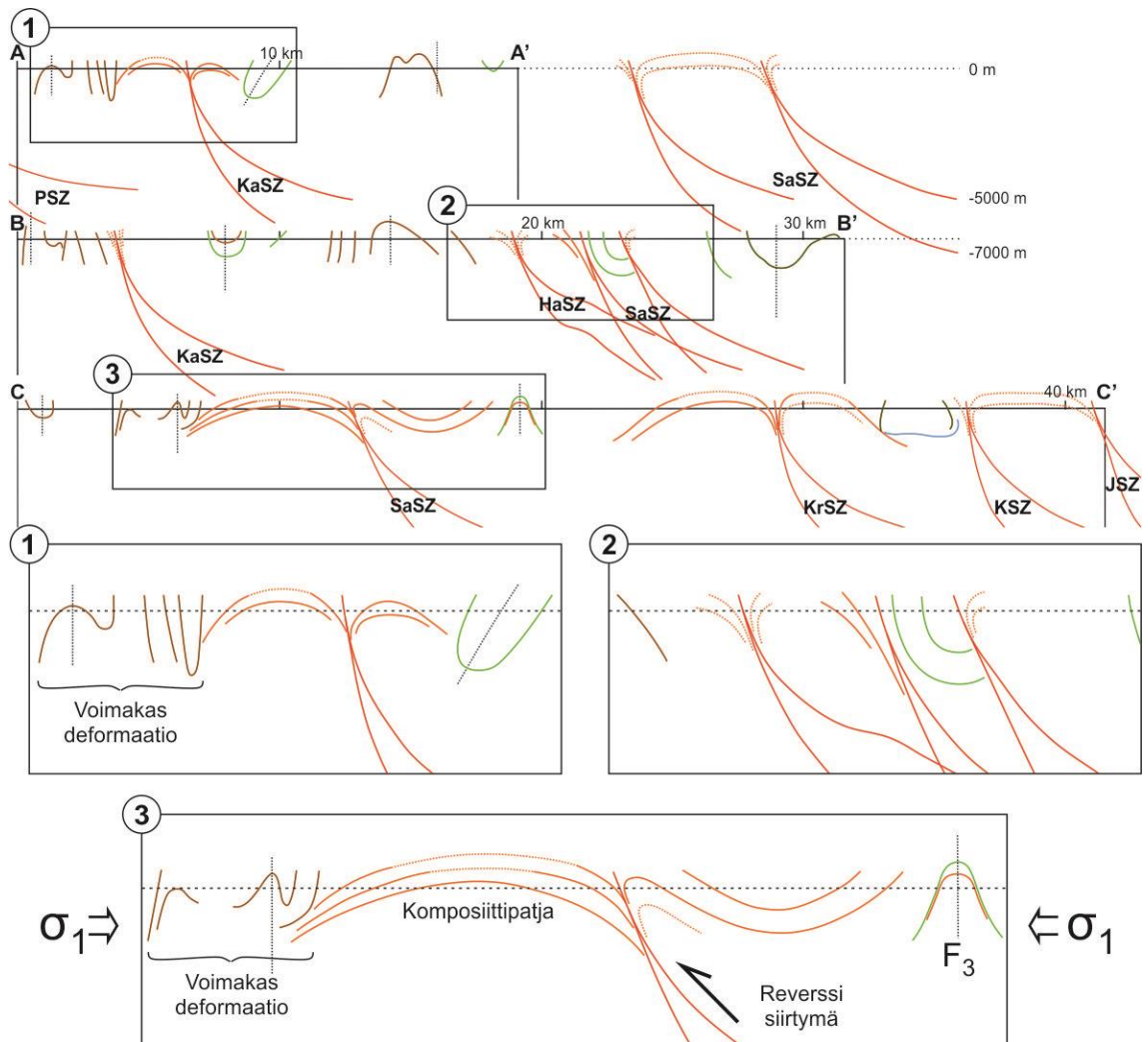


subhorisontaaleiksi graniittipatjoiksi (Selonen *et al.* 1996, Stålfors & Ehlers 2006). Kuitenkin, NNW–SSE -suuntainen puristus ja mahdollinen ylityöntö, ja näitä seurannut orogeenian romahtaminen ovat osaltaan havaittavien rakenteiden taustalla. Salon alueella havaitaan orogeenian romahtamiseen liittyviä ekstensionaalisia rakenteita, kuten katkeilleita metavulkaniitin kappaleita suuntautuneiden graniittien sisällä (kuva 33). Ekstensorakenteiden muodostumista ei ole erityisesti huomioitu 3D-mallissa, vaikka Nikkilä ja muut (2015) pitävät todennäköisenä, että Svekofennisessa orogeeniassa paksuuntunut kuori koki noin 50 % ekstensiota, mutta vain 20 % ohenemisen.

## 6.2. Myöhäisorogeenisten graniittien asettuminen

Hiertovyöhykkeet ovat avainasemassa myöhäisorogeenisten graniittien asettumismekanismien osalta, joten niillä on ollut suuri painoarvo 3D-mallin laadinnan yhteydessä. Hiertovyöhykkeen kaade ja ympäröivät rakenteet kontrolloivat syntyvien graniittipatjojen geometriaa tai sitä, että pääsevätkö ne ylipäättään intrudoitumaan hiertovyöhykettä ympäröivään liuskeisuustasoon. Jos ympäröivät rakenteet ovat pystyjä ja salpaavia, magma jatkaa nousuaan hiertovyöhykettä pitkien, kiteytyen joko syöttökanavaan tai nousten sellaiselle kuoren tasolle, jossa sen lateraali leviäminen on mahdollista. 3D-malli pitää sisällään useita erilaisia tapauskohtaisesti laadittuja graniittipatjoja, joiden asettumismekanismia ja poimuttumista on havainnollistettu kuvan 52 profiileissa.

Graniittipatja leviää todennäköisesti vain jommallekummalle puolelle hiertovyöhykettä, mutta 3D-mallissa graniitit on levitetty hiertojen molemmille puolille. Kuvassa 52.1 graniitit leviävät symmetrisesti ympäristöönsä pitkin jyrkkäasentoista hiertoa, mutta eivät laajene laajoiksi patjoiksi rajoittavien rakenteiden vuoksi. Kuvassa 52.2 graniitit ovat levinneet nykyisen eroosiotason yläpuolelle, eikä niistä enää havaita muuta kuin jyrkkäasentoiset syöttökanavat. Lähekkäin sijaitsevat hiertovyöhykkeiden haarat ovat pilkkoneet aiempia rakenteita. Kuvassa 52.3 on tapahtunut intrudoitumisen kanssa samanaikaista reverssiä siirtymää aiempia esimerkkejä loiva-asentoisemmassa hiertovyöhykkeessä. Graniitit tunkeutuvat mieluummin hierron kaateen kulmaa lähellä olevaan liuskeisuuteen (footwall) ja jatkavat lateraalia leviämistä, kunnes kohtaavat salpaavan, voimakkaasti deformatuneen rakenteen. Kuva 52 havainnollistaa myös  $F_3$ -poimutuksen deformaation jakautumisen eri osiin Salon 3D-mallia. Laajalle levinneet graniittiset patjat vastustavat poimuttumista tehokkaasti ja orogeenian romahtamisvaiheessa niiden kaateet loivenevat suhteessa eniten verrattuna rajoittuneesti levinneisiin graniitteihin.



**Kuva 52.** 3D-mallin poikkileikkausprofiilien suurennot. Profiilien kulut sekä rakennehorisonttien selitykset ilmenevät kuvasta 40. Suurennoissa 1, 2 ja 3 on esitetty Salon alueen erilaisia mahdollisia graniittipatjojen asettumismalleja. 1) Graniittiset sulat intrudoituvat symmetrisesti  $S_2$ -liukseisuustasoon hiertovyöhykkeen molemmille puolille.  $F_3$ -poimutus on vaikuttanut eri tavoin suprakrustisiin ja graniittisiin kiviin; voimakas deformaatio on keskittynyt varhaisempiin suprakrusteihin. 2) Graniittipatjat ovat intrudoituneet nykyisen eroosiotason yläpuolella ja hiertovyöhykkeen yhteydessä havaitaan vain sulien syöttökanavan rakenteet (vrt. kuva 5). 3) Hiertovyöhykkeessä on tapahtunut graniittien syklisen pumppautumisen aikaista reverssiä siirtymää, jolloin syntyvät rakenteet voisivat olla kuvan kaltaisia.

Onko Salon hiertovyöhykkeessä tapahtunut E-puoli ylös -reverssiäsiirtymää ja itäpuolen lohko edustaa näin syvempää kuoren leikkausta (kuva 52.3)? Hiertovyöhykkeen eri puolilla havaitaan toisistaan poikkeavia rakenteita ja niiden suuntia. SaSZ:n länsipuolella granodioriitit ja intermediääriset gneissit ovat yleisiä, kun taas itäpuolella vallitsevia kiviä ovat mikroliinigraniitti ja porfyriininen Perniön graniitti (DigiKp200). Selonen ja muut (1996) ovat ehdottaneet Perniön ja Kemiön alueiden edustavan eri kuoren leikkaussyvyiksiä (E-puoli ylös), vaikka eivät ole tunnistanee näitä lohkoja erottavaa hiertovyöhykettä. Heidän mukaan Perniön graniitti on laajempi ja enemmän homogeeninen Perniön alueella verrattuna Kemiön kiviin. Tämä voidaan selittää myös erillisten magmapulssien intrudoimisella eri kuoren tasolle eri graniittisten komposiittipatjojen paksuuksilla (Selonen *et al.* 1996).

### 6.3. Avoimet kysymykset ja alueen tutkimuksen kehityskohteet

E18-moottoritien pohjoispuolisen magneettisen minimin (osa-alue 14) ja sen pohjoispuolisten suprakrustisten kivien (osa-alue 4) välisen terävän rajan synnyn syistä ei ole saatu selvyyttä 3D-mallintamisen keinoin. Vastaavan kaltainen magneettinen kontrastiero voidaan havaita tästä itään Hyvinkään vulkaniitti-gabron ja Länsi-Uudenmaan granuliittikompleksin välillä, Hyvinkään hiertovyöhykkeen eteläreunalla. Jos nämä kaksi horisonttia korreloivat keskenään, tarkoittaisi se sitä, että Kiskon hiertovyöhykkeessä on tapahtunut ainakin 15 km absoluuttinen horisontaalsiirtymä. Toisaalta, Salon alueen magneettiselta terävältä rajalta ei ole raportoitu duktiilin hiertymisen merkkejä, eikä kyseisen rajan magneettinen jälki muistuta hiertymisen aiheuttamaa magneettisuuden nollautumista. Hyvinkään hierron läntinen jatke, Someron hiertovyöhyke, kulkee useita kilometrejä magneettisen rajan pohjoispuolella. SSZ:stä on raportoitu ristiriitaisia vertikaaleja lohkoliikuntoja (Stel *et al.* 1989, Väisänen & Skyttä 2007), joita on perusteltu mm. S-puolisen lohkon korkeammalla metamorfoosiasteella ja siten edustavan kuoren syvempää leikkausta. 3D-mallissa Salon hiertovyöhyke on toiminut osa-alueen 14 graniittisen patjan syöttökanava. Tämä graniittisten sulien subhorisontaali asettuminen on saattanut aiheuttaa kohonneen metamorfoosiasteen ja aiemman magneettisuuden peittymisen isotrooppisten graniittimassojen alle.

3D-mallinnuksen visuaalinen tehokkuus on kiistaton; helposti ymmärrettävä grafiikka avaa tarkastelijalle vaivattomasti Salon alueella havaittavien rakenteiden pääpiirteet sekä tarjoaa hyvän lähtökohdan esim. alueellisten poikkileikkausprofiilien laadintaan. Kuvan 52 poikkileikkausprofiilien – ja samalla koko 3D-mallin – stratigrafinen jatkuvuus on vajavaista ja tähän tulisi kiinnittää huomiota tulevissa tutkimuksissa. Mallin syvyysulottuvuuden merkittävä parantaminen vaatisi tosin tutkimusalueen läpileikkaavien syväseismisten luotausprofiilien teettämistä. Perniön ja Suomusjärven kohteiden (kuva 48 ja 49) mallinnetut juonikivet ovat ympäristöstään selkeästi erottuvia viivamaisia objekteja, joista etenkin jälkimmäinen muistuttaa magneettiselta jäljeltään läheisesti Lohjan ja Vihdin lamprofyyrijuoniparvia (mm. Laitala 1994). Allekirjoittaneen suurin henkilökohtainen mielenkiinto kohdistuu Ahon (2015) esittelemään Salon hiertovyöhykkeeseen ja siinä tapahtuneisiin liikuntoihin. Hiertovyöhykkeen merialueella kulkevat eteläiset haarat on aiemmin esitetty murrosvyöhykkeinä Härmeen (1960) tektonisessa kartassa, mutta muilta osin sitä ei ole tutkittu. Tähän saattaa olla syynä sen pohjoisten osien huono paljastuneisuusaste sekä heikko magneettinen erottuvuus. Kuitenkin siihen liittyvät myloniittiset kivet ovat selkeästi havaittavissa Kemiönsaaren pohjoispuolisilla rantapaljastumilla (Annakaisa Korja, *suullinen tiedonanto 4.11.2014*).

#### 6.4. Virhelähteet ja mallin kriittinen arviointi

3D-mallinnus tässä mittakaavassa on luonteeltaan hyvin yleistävää. Palvellakseen parhaiten 3D-mallin suunnittelua ja toteutusta, kerätty havaintoaineisto olisi tullut luokitella selkeisiin kivilajiryhmiin jo kenttätöiden yhteydessä, jottei mittausten välisiä tulkinnallisia ristiriitoja olisi ilmennyt. Tämä pätee etenkin liuskeisuusmittausten osalta, joiden välillä on ollut toisinaan hankala tehdä eroa esim. voimakkaasti migmatoituneen gneissin ja raitaisen graniitin välillä. Tämä puolestaan johtaa vaikeuksiin eri deformaatiovaiheissa syntyneiden rakenteiden tunnistamisessa ja erottamisessa toisistaan. Osa kartoitetuista liuskeisuusmittauksista ei välttämättä edusta paljastuman yleistä liuskeisuuden trendiä, vaan ovat paikallisen ja monimutkaisen poimutuksen taivuttamia, kuten Muurlan kohteen tapauksessa (kuva 38). Stereografisten projektioiden hyödyntämisellä on pyritty minimoimaan nämä mahdolliset vääristymät. Näiden aineiston analysointivaiheessa ilmenneiden ongelmien ratkaisemiseksi on hyödynnetty projektin aikana kerättyä kattavaa valokuva-aineistoa.

3D-malli kattaa noin 2500 km<sup>2</sup> alan, mutta projektin omaa havaintoaineistoa on vain E18-moottoritien yhteydestä, mistä johtuen aineistoa ja konkreettisesti kartoitettua alaa koko mallin alueelta on vähän (kuva 12). Tästä johtuen tulkinta nojautuu suurelta osin geofysikaaliseen matalalentoaineistoon ja kallioperäkartoilta digitoituihin mittauksiin. Nämä mittaukset ovat puolestaan hajanaisesti jakautuneet eikä niiden havaintopaikan kivilajeista tai laadullisesta tarkkuudesta voida varmuudella sanoa paljoakaan. Alueen kallioperän rakenteiden syvyysulottuvuuksista ei ole olemassa suoria havaintoja, mistä johtuen 3D-pintojen jatkuvuudet ovat vain arvioita, jotka perustuvat maanpinnalta havaittaviin poimugeometrioihin.

Listristen hiertovyöhykkeiden kaadearovot maanpinnantasossa (kuva 24) perustuvat vyöhykkeen välittömän läheisyyden keskiarvoistettuihin kallioperäkarttojen liuskeisuusmittauksiin, mikä on ollut liian yleistetty päätelmä. Hiertojen kaadearvojen voidaan todeta olevan mallin alueella yleisesti liian loivia, sillä mm. Väisänen ja Skyttä (2007) ovat kuvanneet niiden asentoa vertikaaleiksi tai subvertikaaleiksi. Tämä voidaan vahvistaa esim. Suomensjärven hierron osalta (kuva 9 ja 23j). NNW–SSE -suuntaisten hiertovyöhykkeiden olemassaolo on epävarmaa, etenkin Halikon hierron osalta. HaSZ ei katkaise rakenteita vaan taivuttaa niitä tiukasti yleisen suuntauksen vastaisesti. Hiertymistä on siis todennäköisesti tapahtunut, mutta eri deformaation voimakkuudella ja siirtymän määrällä kuin alueen ~NE–SW -hierroissa. Hiertojen kaateiden asennosta johtuen, tyyppin C graniittisten patjojen ja niiden syöttökanavien taitekohtien suunnittelussa on jouduttu tekemään kompromisseja, jotka ovat kuitenkin lopputuloksen kannalta vain kosmeettisia. Graniittipatjojen suhde ja päättyminen niitä ympäröiviin rakenteisiin on ollut mallin laadinnan yksi hankalimpia ongelmia; S<sub>2</sub>-liuskeisuustasoon



syklisesti intrudoituneiden ja  $F_3$ -poimutuksen deformaiva loiva-asentoisten graniittien mallinnus on jäänyt vajaaksi. Näin yksityiskohtaiseen tarkkuuteen menevä mallinnus ei tosin ole mahdollista tämän työn mittakaavassa.

## 7. Johtopäätökset

- Salon alueella vallitsee Svekobaltisen deformaation synnyttämä ~NE–SW - kulkuinen rakenteellinen suuntaus, jota taivuttaa Paimion, Katinhännän ja Kiskon hiertovyöhykkeet.
- Salon hiertovyöhykkeessä on tapahtunut E-puoli ylös -reverssiirtymää.
- Tutkimusalueen keskiosien granodioriitit ovat toimineet Svekobaltista deformaatiota vastustavina jäykkinä puskureina ja säilöneet Fennian orogeenian aikaisia rakenteita.
- Graniittien nouseminen pitkin subvertikaaleja hiertovyöhykkeitä ja asettuminen subhorizontaaleiksi patjoiksi on yksi merkittävä alueen loiva-asentoisia kaateita selittävä tekijä.
- Salon magneettinen anomalia edustaa ympäristöään ylempää kuoren leikkausta, jota erottaa syvemmän kuoren osista lännessä Paimion ja idässä Kiskon hiertovyöhykkeet.
- Keskikuoren plastisen virtauksen kanava (channel flow) ja orogeenian romahtaminen sekä dome-and-keel -malli selittävät osittain Salon alueella sekä Länsi-Uudellamaalla havaittavat doomirakenteet
- Tutkimusalueen pohjoisosien suprakrustisten kivien jakson (osa-alueet 4 ja 5) sekä magneettisen negatiivisen anomalian (osa-alue 14) välinen terävä raja on seurausta loiva-asentoisten graniittien asettumisesta ja aiemman magneettisen jäljen peittymisestä isotrooppisten graniittien alle.
- Lohjan ja Vihdin alueelta dokumentoituja lamprofyyrijuonia havaitaan myös Salon tutkimusalueen koillisosassa.

## 8. Kiitokset

Haluan osoittaa kiitoksen Turun yliopiston Maantieteen ja geologian laitoksen professori Pietari Skytälle, jonka asiantunteva ja kannustava ohjaus on mahdollistanut tämän työn valmistumisen. Kiitos kuuluu myös yliopistonlehtori Markku Väisäselle avusta ja kirittämisestä työn edetessä. Iso kiitos työparilleni Riku Aholle, jonka viihdyttävässä ja osaavassa seurassa sain jälleen työskennellä niin kentällä kuin projektin myöhemmissäkin vaiheissa. Rikun laadukas kädenjälki näkyy tässä työssä mm. oivaltavina päätelminä ja laadukkaina rakennepiirroksina. Kiitos myös Jaakko Karalle ja Heidi Penttiselle mukavista kenttäpäivistä sekä yhteistyöstä Salon projektin parissa.

Haluan kiittää Turun yliopiston Maantieteen ja geologian laitoksen henkilökuntaa ja opiskelijatovereita, joihin olen saanut tutustua vuosien varrella. Kiitän Niklas Tenovuota ja Ville Niemistä neuvoista pro graduun liittyen sekä hienoista hetkistä koko opiskelujen ajalta. Laitoksen henkilökunnasta haluan erikseen mainita laboratoriomestari Arto Peltolan ja yliopisto-opettaja Leena Laurilan, joiden pyyteetön apu työtilojen ja -laitteistojen järjestämisessä on ollut arvokasta. Kiitos myös Suomen Kulttuurirahaston Varsinais-Suomen maakuntarahastolle projektille myöntämästä taloudellisesta tuesta.

Lämpimimmät kiitokset haluan osoittaa vanhemmilleni Ari ja Tarja Kautille sekä kaikille läheisilleni. Heidän vankkumaton tuki on mahdollistanut opintoni ja niiden loppuunsaattamisen.

## Lähdeluettelo

**Aho, R., Kauti, T., Penttinen, H., Skyttä, P. & Väisänen, M. 2014.** A multi-disciplinary approach to unravel the tectonic setting of the bedrock in the Salo area, SW Finland. Lithosphere 2014 – 8<sup>th</sup> Symposium on the Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Fennoscandia. Programme and Extended Abstracts, Turku, Finland, November 4–5, 2014. Institute of Seismology, University of Helsinki, *Report S-62*, 1–4.

**Aho, R. 2015.** Kallioperän rakenteiden kehitys Salon alueella Etelä-Suomessa. *Pro gradu*, Turun yliopisto, Maantieteen ja geologian laitos. 98 s.

**Alviola, R., Mänttari, I., Mäkitie, H. & Vaasjoki, M. 2001.** Svecofennian rare-element granitic pegmatites of the Ostrobothnia region, western Finland; their metamorphic environment and time of intrusion. Geological Survey of Finland, *Special Paper 30*, 9–29.

**Bergman, S., Högdahl, K., Nironen, M., Ogenhall, E., Sjöström, H., Lundqvist, L., & Lahtinen, R. 2008.** Timing of Palaeoproterozoic intra-orogenic sedimentation in the central Fennoscandian Shield; evidence from detrital zircon in metasandstone. *Precambrian Research 161*(3), 231–249.

**Brown, M. 1994.** The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews 36*(1), 83–130.

**Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Le Carlier de Veslund, C., Viseur, S. & Sausse, J. 2009.** Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. *Mathematical Geosciences 41*, 927–945.

**Daly, J.S., Balagansky, V.V., Timmerman, M.J., Whitehouse, M.J., de Jong, K., Guise, P., Bogdanova, S., Gorbatshev, R. & Bridgwater, D. 2001.** Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland–Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research 105*(2), 289–314.

**D’lemos, R.S., Brown, M. & Strachan, R.A. 1992.** Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society 149*(4), 487–490.

**Edelman, N. 1979.** Schistosity of cutting pegmatites and its relation to the fold phases in Sälsö, southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland 51*, 11–16.

**Ehlers, C. & Lindroos, A. 1990.** Low-angle ductile shears in the early Proterozoic rock of SW Finland. *GFF 112*, 177–178.

**Ehlers, C., Lindroos, A. & Selonen, O. 1993.** The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Precambrian Research 64*(1), 295–309.

**Ehlers, C. Skiöld, T. & Vaasjoki, M. 2004.** Timing of Svecofennian crustal growth and collisional tectonics in Åland, SW Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland 76*, 63–91.

**Elminen, T. 2006.** Structural studies of fault zones in the Somero area 16.5.–31.5.2006. Geological Survey of Finland, *Report M 60/2006/2*. 13 s.

**Elminen, T., Airo, M.-L., Niemelä, R., Pajunen, M., Wasenius, P. & Wennerström, M. 2006.** Extensional brittle structures and their relations to the bimodal 1.6 Ga magmatism in the Helsinki region, southern Finland. The 27<sup>th</sup> Nordic Winter Geological Meeting, 9–12.1. 2006 Oulu, Finland. *Bulletin of the Geological Society Finland, Special Issue 1*, s. 31.

**Elminen, T., Airo, M.-L., Niemelä, R., Pajunen, M., Vaarma, M., Wasenius, P. & Wennerström, M. 2008.** Fault structures in the Helsinki Area, southern Finland. Teoksessa: M. Pajunen (toim.), Tectonic evolution of the Svecofennian crust in southern Finland – a basis for characterizing bedrock technical properties. Geological Survey of Finland, *Special Paper 47*, 185–213.

**Eskola, P. 1914.** On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande 40*. Printing Office of the Imperial Senate, Helsinki. 277 s.

**Fossen, H. 2010.** *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York. 463 s.

**Gaál, G. & Gorbatshev, R. 1987.** An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research 35*, 15–52.

**Gorbatshev, R. & Bogdanova, S. 1993.** Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research 64*(1–4), 3–21.

**Harris, L.B., Godin, L. & Yakymchuck, C. 2012.** Regional shortening followed by channel flow induced collapse: A new mechanism for "dome and keel" geometries in Neoproterozoic granite-greenstone terrains. *Precambrian Research 212–213*, 139–154.

**Heeremans, M., Stel, H., van der Beek, P. & Lankreijer, A. 1996.** Tectono-magmatic control on vertical dip slip basement faulting: An example from the Fennoscandian Shield. *Terra Nova 8*, 129–140.

**Huhma, A. 1957.** Marttila. *Kallioperäkarta 1: 100 000 – Maps of Pre-Quaternary Rocks*, Karttalehti 2022. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo.

**Huhma, H. 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland. Geological Survey of Finland, *Bulletin 337*, 1–48.

**Härme, M. 1960.** Turku. *Kivilajikartan selitys 1: 400 000 – Explanations to Maps of Pre-Quaternary Rocks*, Karttalehti B1. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo. 78 s.

**Härme, M. 1978.** Keravan ja Riihimäen kartta-alueitten kallioperä. *Kallioperäkartan selitys 1: 100 000 - Explanations to Maps of Pre-Quaternary Rocks*, Karttalehti 2043 ja 2044. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo. 51 s.

**Högdahl, K. 2000.** Late-orogenic, ductile shear zones and protolith ages in the Svecofennian Domain, central Sweden. Doctoral thesis, *Meddelanden från Stockholms Universitets Institution för Geologi och Geokemi 309*. Stockholm University, Stockholm. 21 s.

**Högdahl, K., Sjöström, H. & Bergman, S. 2009.** Ductile shear zones related to crustal shortening and domain boundary evolution in the central Fennoscandian shield. *Tectonics 28*, TC1003, doi:10.1029/2008TC002277.

**Kaitaro, S. 1956.** Riihimäki. *Kallioperäkarta 1: 100 000 – Maps of Pre-Quaternary Rocks*, Karttalehti 2044. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo.



**Kilpeläinen, T. 1998.** Evolution and 3D modelling of structural and metamorphic patterns of the Palaeoproterozoic crust in the Tampere-Vammala area, southern Finland. Geological Survey of Finland, *Bulletin* 397, 1–124.

**Koistinen, T. (toim.) 1994.** Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area 1: 1 000 000. *Special maps* 31. Geological Survey of Finland, Espoo.

**Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. & Korhonen, J. 2001.** Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.

**Korja, A. & Heikkinen, P. 1995.** Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: results from the Baltic and Bothnian Echoes from the Lithosphere experiment. *Tectonics* 14, 504–517.

**Korsman, K., Hölttä, P., Hautala, T. & Wasenius, P. 1984.** Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland. Geological Survey of Finland, *Bulletin* 328. 40 s.

**Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. & Pekkala, Y. (toim.) 1997.** Suomen kallioperäkartta – Bedrock map of Finland 1:1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo.

**Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P. & GGT/SVEKA Working Group 1999.** The GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. *International Geology Review* 41, 287–333.

**Kurhila, M., Vaasjoki, M., Irmeli Mänttari, I., Rämö, O.T. & Nironen, M. 2005.** U-Pb ages and Nd isotope characteristics of the lateorogenic, migmatizing microcline granites in southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 77, 105–128.

**Kurhila, M., Andersen, T. & Rämö, O.T. 2010.** Diverse sources of crustal granitic magma: Lu-Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland. *Lithos* 115(1), 263–271.

**Kyllästinen, M. 2014.** Muurlan gabron ja graniitin zirkonien separointi, LA-MC-ICPMS-ikämäärittymiset ja geokemialliset koostumukset. *LuK-tutkielma*, Turun yliopisto, Maantieteen ja geologian laitos. 29 s.

**Kähkönen, Y. 2005.** Svecofennian supracrustal rocks. Teoksessa: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (toim.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, s. 343–406.

**Kärki, A., Laajoki, K. & Luukas, J. 1993.** Major Palaeoproterozoic shear zones of the central Fennoscandian shield. *Precambrian Research* 64, 207–223.

**Kärki, A. & Laajoki, K. 1995.** An interlinked system of folds and ductile shear zones – late stage Svecofennian deformation in the central Fennoscandian Shield, Finland. *Journal of Structural Geology* 17(9), 1233–1247.

**Lahtinen, R., Korja, A. & Nironen, M. 2005.** Paleoproterozoic tectonic evolution. Teoksessa: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (toim.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, s. 481–532.

- Lahtinen, R. & Nironen, M. 2010.** Paleoproterozoic lateritic paleosol–ultramature/mature quartzite–meta-arkose successions in southern Fennoscandia – intra-orogenic stage during the Svecofennian orogeny. *Precambrian Research* 183(4), 770–790.
- Laitala, M. 1994.** Lohja. *Kallioperäkartta 1: 100 000 – Maps of Pre-Quaternary Rocks*. Karttalehti 2041. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.
- Lehijärvi, M. 1955.** Salo. *Kallioperäkartta 1: 100 000 – Maps of Pre-Quaternary Rocks*, Karttalehti 2021. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo.
- Lonka, H., Schulmann, K. & Venera, Z. 1998.** Ductile deformation of tonalite in the Suomusjärvi shear zone, south-western Finland. *Journal of Structural Geology* 20, 783–798.
- Mäkitie, H. & Lahti, S.I. 2001.** The fayalite-augite quartz monzonite (1.87 Ga) of Luopa, western Finland, and its contact aureole. Geological Survey of Finland, *Special Paper* 30, 61–98.
- Nikkilä, K., Korja, A., Koyi, H. & Eklund, O. 2015.** Analog modeling of one-way gravitational spreading of hot orogens—A case study from the Svecofennian orogen, Fennoscandian Shield. *Precambrian Research* 268, 135–152.
- Nironen, M. 1989.** The Tampere Schist Belt: structural style within an early Proterozoic volcanic arc system in southern Finland. *Precambrian Research* 43, 23–40.
- Nironen, M. 1999.** Structural and magmatic evolution in the Loimaa area, southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71(1), 57–71.
- Nironen, M. 2005.** Proterozoic orogenic granitoid rocks. Teoksessa: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (toim.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, s. 443–480.
- Nironen M., Korja A., Heikkinen P. & the FIRE Working Group 2006.** A geological interpretation of the upper crust along FIRE 2 and FIRE 2A. Geological Survey of Finland, *Special Paper* 43, 77–103.
- Pajunen, M., Airo, M.-L., Wennerström, M., Niemelä, R. & Wasenius, P. 2001.** Preliminary report: The “Shear zone research and rock engineering” project, Pori area, south-western Finland. Geological Survey of Finland, *Special Paper* 31, 7–16.
- Pajunen, M., Airo, M.-L., Elminen, T., Mänttari, I., Niemelä, R., Vaarma, M., Wasenius, P. & Wennerström, M. 2008.** Tectonic evolution of the Svecofennian crust in southern Finland. Geological Survey of Finland, *Special Paper* 47, 15–160.
- Patchett, P.J. & Kouvo, O. 1986.** Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92(1), 1–12.
- Peltonen, P. 2005.** Svecofennian mafic–ultramafic intrusions. Teoksessa: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (toim.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, s. 407–442.
- Pietikäinen, K. 1994.** The geology of the Paleoproterozoic Pori shear zone, southwestern Finland, with special reference to the evolution of veined gneisses from tonalitic protoliths. *Ph.D. thesis*, Michigan Technological University. 130 s.

**Ploegsma, M. 1989.** Shear zones in the West Uusimaa area, SW Finland. *Ph.D. thesis*, Vrije Universiteit te Amsterdam. 134 s.

**Ploegsma, M. & Westra, L. 1990.** The Early Proterozoic Orijärvi triangle (southwest Finland): a key area on the tectonic evolution of the Svecofennides. *Precambrian Research* 47, 51–69.

**Rämö, O.T., Halla, J., Nironen, M., Lauri, L.S., Kurhila, M.I., Käpyaho, A., Sorjonen-Ward, P. & Äikäs, O. 2005.** EUROGRANITES 2005 – Proterozoic and Archean Granites and Related Rocks of the Finnish Precambrian. Eurogranites 2005 Field Conference, September 11–17, 2005. *Publications of the Department of Geology A1*. 130 s.

**Rämö, O.T. & Haapala, I. 2005.** Rapakivi granites. Teoksessa: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (toim.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, s. 533–562.

**Salli, I. 1955.** Suomusjärvi. *Kallioperäkartta 1: 100 000 – Maps of Pre-Quaternary Rocks*, Karttalehti 2023. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo.

**Selonen, O., Ehlers, C. & Lindroos, A. 1996.** Structural features and emplacement of the Late Svecofennian Perniö granite sheet in southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 68, 5–17.

**Simonen, A. 1955.** Somero. *Kallioperäkartta 1: 100 000 – Maps of Pre-Quaternary Rocks*, Karttalehti 2024. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo.

**Simonen, A. 1980.** The Precambrian of Finland. Geological Survey of Finland, *Bulletin* 304. 58 s.

**Sjöström, H. & Bergman, S. 1998.** Svecofennian metamorphic and tectonic evolution of east central Sweden. *Research report of a project entitled: Svekofennisk metamorf och tektonisk utveckling i östra mellansverige*. Geological Survey of Sweden.

**Skyttä, P., Väisänen, M. & Mänttari, I. 2006.** Preservation of Palaeoproterozoic early Svecofennian structures in the Orijärvi area, SW Finland – Evidence for polyphase strain partitioning. *Precambrian Research* 150, 153–172.

**Skyttä, P. & Mänttari, I. 2008.** Structural setting of late Svekofennian granites and pegmatites in Uusimaa Belt, SW Finland: Age constraints and implications for crustal evolution. *Precambrian Research* 164(1), 86–109.

**Soesoo, A., Puura, V., Kirs, J., Petersell, V., Niin, M. & All, T. 2004.** Outlines of the Precambrian basement of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology* 53(3), 149–164.

**Stel, H., Veenhof, R., Huizenga, J.M., Timmerman, M. & Hartsink, J.M.H. 1989.** Infra-supra structure relations of the microcline-granite dome in the Somero area, Svecofennides, SW Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 61, 131–141.

**Stålfors, T. & Ehlers, C. 2001.** Granitic plutons composed of small melt batches – examples from Proterozoic rocks in southern Finland EUG XI European Union of Geosciences. *The Journal of Conference Abstracts* 6(1). s. 584.

**Stålfors, T. & Ehlers, C. 2006.** Emplacement mechanisms of late-orogenic granites: structural and geochemical evidence from southern Finland. *International Journal of Earth Sciences* 95(4), 557–568.

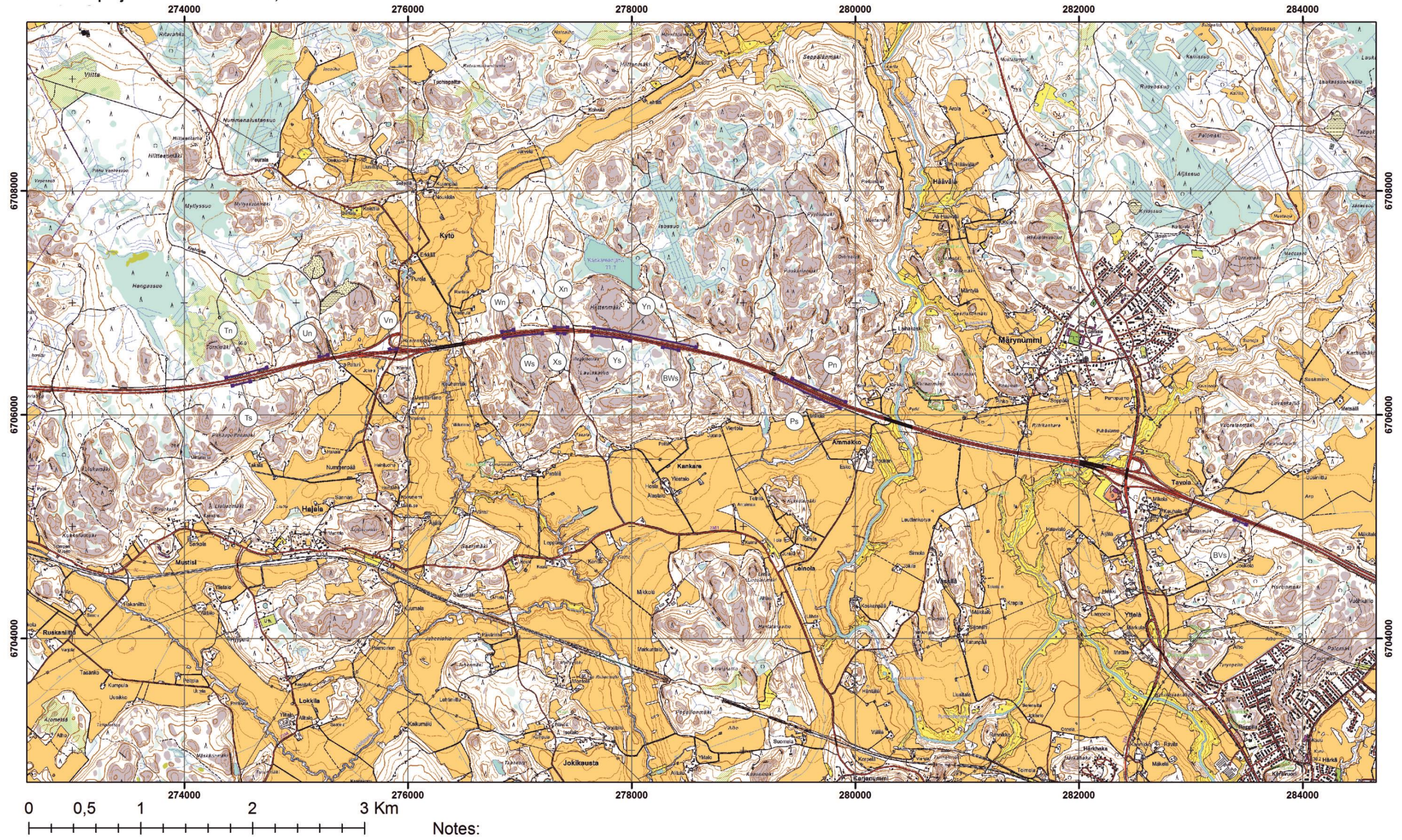
- Suominen, V. 1991.** The chronostratigraphy of south-western Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabbases. Geological Survey of Finland, *Bulletin* 356. 100 s.
- Torvela, T., Mänttari, I. & Hermansson, T. 2008.** Timing of deformation phases within the South Finland shear zone, SW Finland. *Precambrian Research* 160, 277–298.
- Torvela, T. & Ehlers, C. 2010.** From ductile to brittle deformation: structural development and strain distribution along a crustal-scale shear zone in SW Finland. *International Journal of Earth Sciences* 99(5), 1133–1152.
- Vaasjoki, M. 1977:** Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. Geological Survey of Finland, *Bulletin* 294. 64 s.
- Vaasjoki, M., Korsman, K. & Koistinen, T. 2005.** Overview. Teoksessa: M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö (toim.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, s. 1–18.
- Van Staal, C.R. & Williams, P.F. 1983.** Evolution of a Svecofennian-mantled gneiss dome in SW Finland, with evidence for thrusting. *Precambrian Research* 21(1), 101–128.
- Väisänen, M. & Hölttä, P. 1999.** Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 177–218.
- Väisänen, M., Mänttari, I., Kriegsman, L.M. & Hölttä, P. 2000.** Tectonic setting of postcollisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos* 54, 63–81.
- Väisänen, M. 2002.** Tectonic Evolution of the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen in Southwestern Finland. *Annales Universitatis Turkuensis, A II*, 154. 143 s.
- Väisänen, M. & Skyttä, P. 2007.** Late Svecofennian shear zones in southwestern Finland. *GFF* 129(1), 55–64.
- Väisänen, M., Eklund, O., Lahaye, Y., O'Brien, H., Fröjdö, S., Högdahl, K. & Lammi, M. 2012.** Intra-orogenic Svecofennian magmatism in SW Finland constrained by LA-MC-ICP-MS zircon dating and geochemistry. *GFF* 134(2), 99–114.







Liite 2: Salon projekti - kalliioleikkaukset, kartta 2



Date: 28.5.2014  
 Coordinate System: EUREF FIN TM35FIN  
 Projection: Transverse Mercator  
 Datum: ETRS 1989

Peruskartta 10K

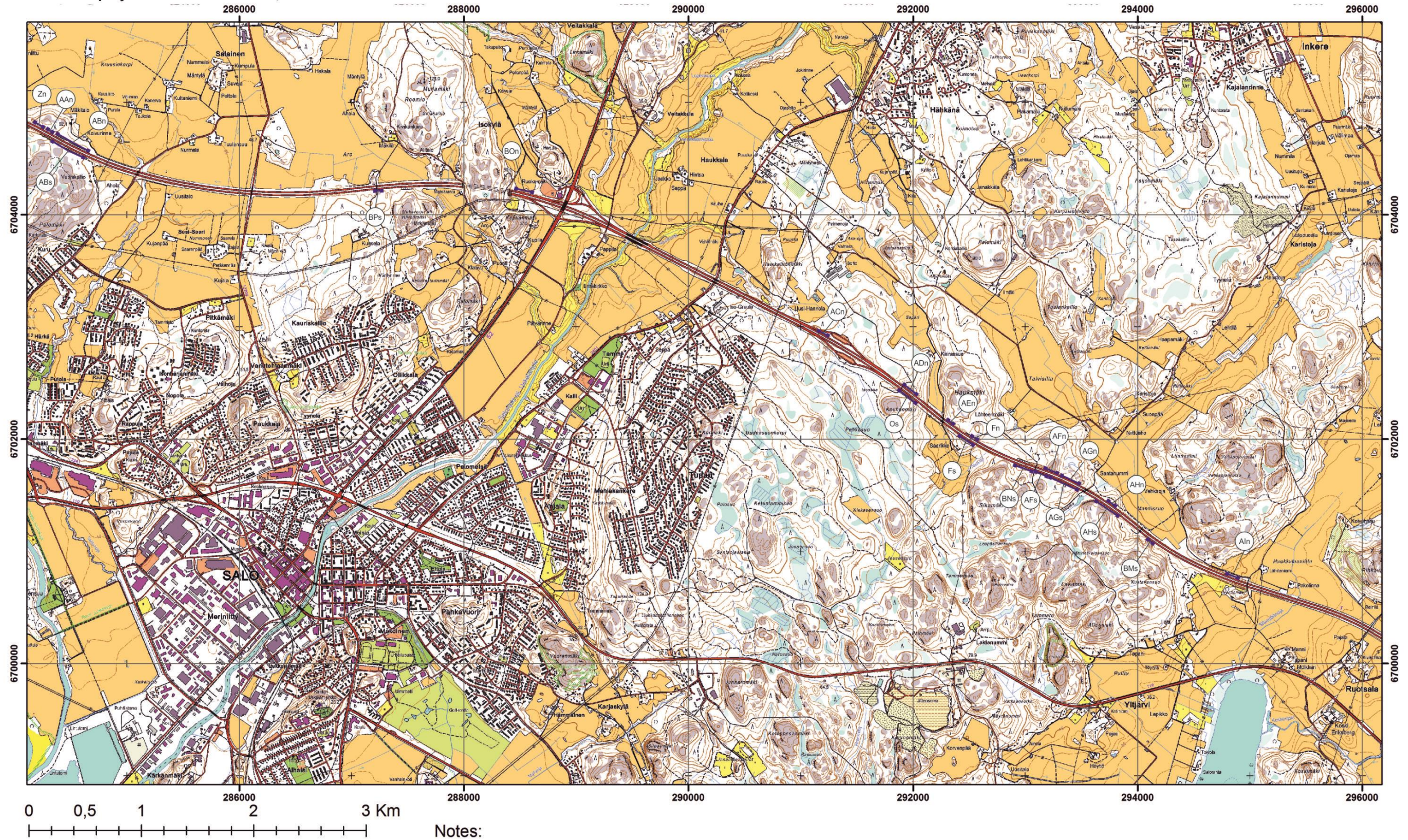
Notes:

1:30 000

Taustakartta: © Maanmittauslaitos



Liite 3: Salon projekti - kallioliikkaukset, kartta 3



Date: 28.5.2014  
 Coordinate System: EUREF FIN TM35FIN  
 Projection: Transverse Mercator  
 Datum: ETRS 1989

Peruskartta 10K

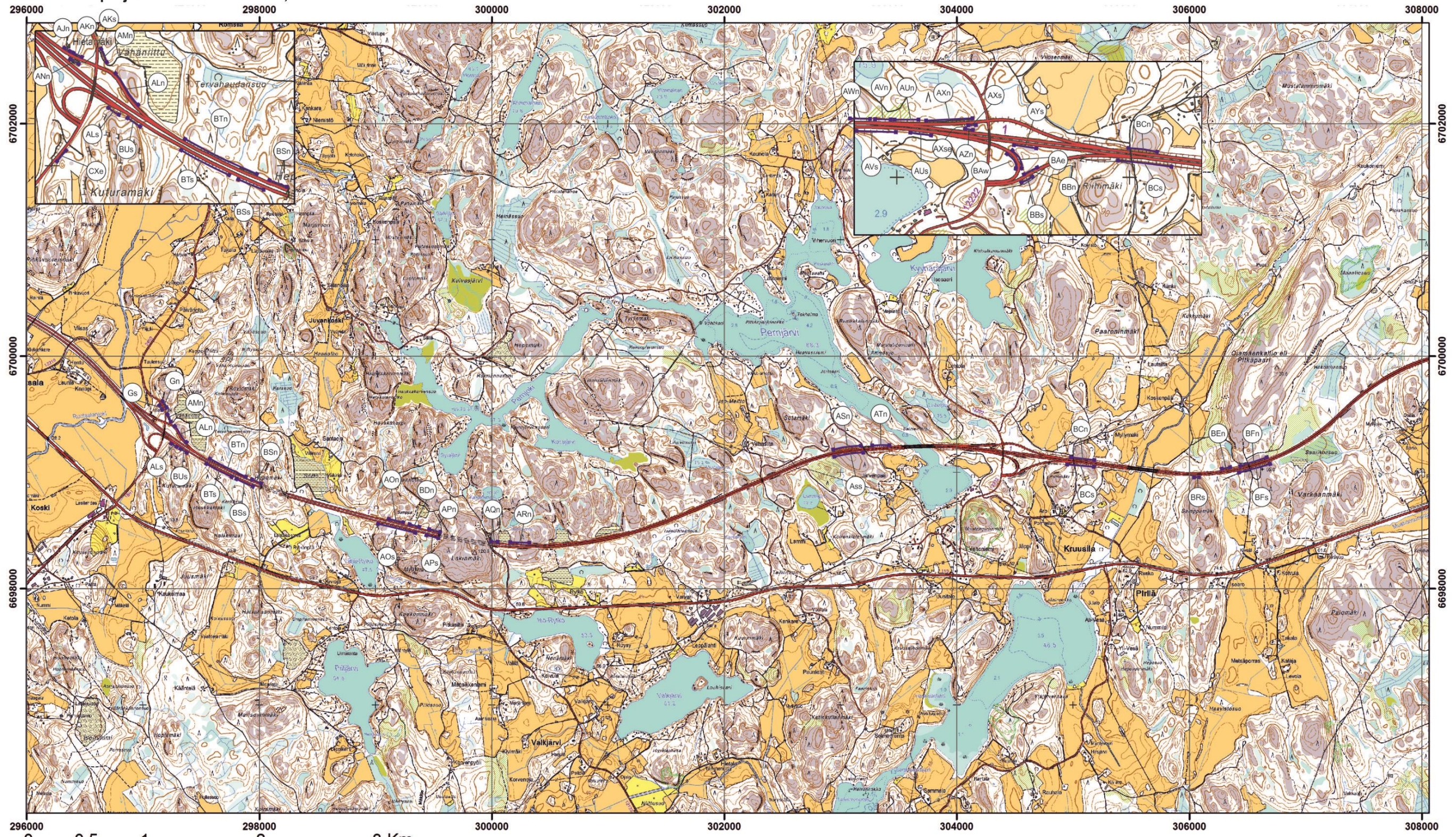
Notes:

1:30 000

Taustakartta: © Maanmittauslaitos



Liite 4: Salon projekti - kallioleikkaukset, kartta 4



Notes:

Date: 28.5.2014

Coordinate System: EUREF FIN TM35FIN

Projection: Transverse Mercator

Datum: ETRS 1989

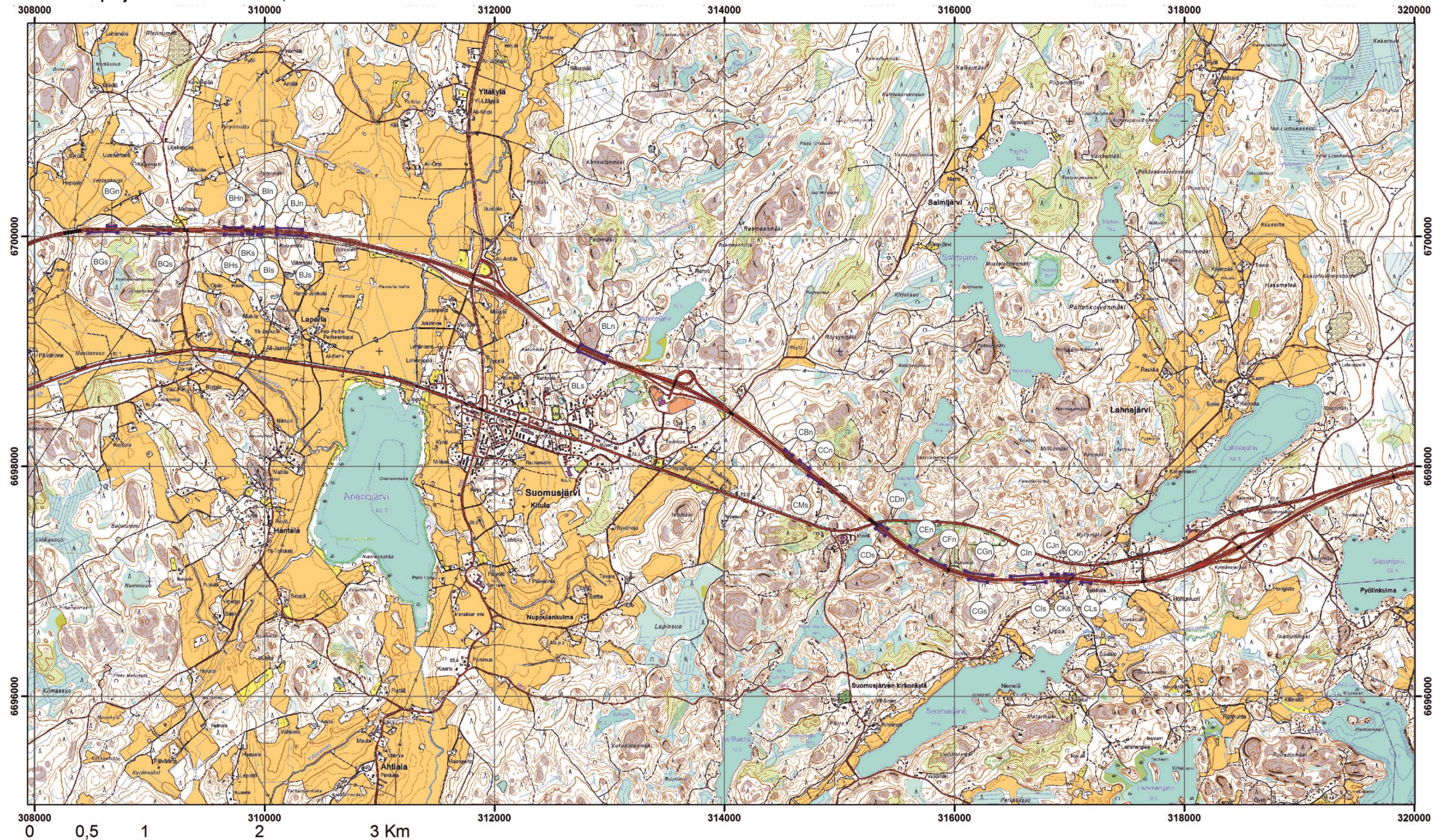
Peruskartta 10K

1:30 000

Taustakartta: © Maanmittauslaitos



Liite 5: Salon projekti - kallioliikkaukset, kartta 5



Notes:

Date: 28.5.2014  
 Coordinate System: EUREF FIN TM35FIN  
 Projection: Transverse Mercator  
 Datum: ETRS 1989

1:30 000

Taustakartta: © Maanmittauslaitos