



**TURUN
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen
tiedekunta

Etelä-Suomen myöhäissvekofenniset hiertovyöhykkeet

Matias Koskinen

Geologia

LuK-tutkielma

Laajuus: 7 op

23.9.2025

Turku

Turun yliopiston laatujärjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä

LuK-tutkielma

Pääaine: Geologia

Tekijä: Matias Koskinen

Otsikko: Etelä-Suomen myöhäissvekofenniset hiertovyöhykkeet

Ohjaaja: Teemu Vehkamäki

Sivumäärä: 34

Päivämäärä: 23.9.2025

Tässä tutkielmassa käsitellään Etelä-Suomen myöhäissvekofennisten hiertovyöhykkeiden muodostumishistoriaa ja hiertovyöhykkeiden välisiä kytköksiä toisiinsa. Myöhäissvekofennisissä hiertovyöhykkeissä havaitaan deformaatiotapoja ja kinemaattisia indikaattoreita, jotka kertovat svekofennisen orogeenian monivaiheisuudesta. Joistain käsitellyistä hiertovyöhykkeistä ja niiden välisistä kytköksistä toisiinsa on vaihtelevia näkemyksiä.

Fennoskandian kilven alueella tapahtunut svekofenninen orogenia on merkittävä geologinen tapahtuma, joka liittyy useiden saarikaarien ja mikromantereiden monivaiheisiin tapahtumiin. Svekofenninen orogenia alkoi mikromantereiden ja saarikaarten yhteenliittymisellä, jota seurasivat venyvä ja puristava orogeeninen vaihe ja viimeisenä orogeeninen romahdus.

Tutkielmassa käsiteltävät Etelä-Suomen myöhäissvekofenniset hiertovyöhykkeet ovat muodostuneet pääasiassa svekofenniseen orogeniaan kuuluvan Svekobaltian orogeniavaiheen (1,84–1,80 Ga) ja orogeenisen romahduksen (1,79–1,77 Ga) aikana. Monet Etelä-Suomen hiertovyöhykkeet osoittavat viitteitä useista deformaatiovaiheista, joissa deformaatio on ensin ollut duktiilimpaa ja muuttunut myöhemmin hauraammaksi. Osa hiertovyöhykkeistä sisältää jälkiä kinematiikaltaan vastakkaisuuntaisista hierroista, jotka on tulkittu jaksottaiseksi stressin purkautumiseksi ja uudelleenaktivoitumiseksi.

Etelä-Suomessa hiertovyöhykkeet muodostavat rakenteen, jossa kaksi pitkää itä-länsisuuntaista hiertovyöhykettä yhdistyvät toisiinsa niiden väliin muodostuneiden ~pohjoinen-etelä kulkevien, lyhyempien hiertovyöhykkeiden kautta. Itä-länsisuuntaiset hiertovyöhykkeet osoittavat pääasiassa oikeakätistä kulkusiirosliikettä ja ~pohjois-eteläsuuntaiset hiertovyöhykkeet taas kätisydeltään vaihtelevaa normaali- ja reverssiliikettä. Tämä viittaa kaksivaiheiseen orogeeniamalliin, jossa puristava liike muuttui venyväksi aiheuttaen orogeenisen romahduksen.

Avainsanat: hiertovyöhyke, Fennoskandia, svekofenninen, orogenia, deformaatio

Sisällysluettelo

1. Johdanto.....	1
2. Geologinen tausta	2
2.1 Fennoskandia ja svekofenninen orogenia	2
2.2 Etelä-Suomen kallioperän yleispiirteet	4
3. Hiertovyöhykkeiden rakenne ja deformaatio.....	6
3.1 Hiertovyöhykkeistä ja deformaatiosta yleisesti.....	6
3.2 Duktiili deformaatio.....	7
3.3 Duktiili-hauras deformaatio.....	8
3.4 Hauras deformaatio	8
3.5 Hiertovyöhykkeiden mineralisaatio	9
4. Etelä-Suomen hiertovyöhykkeet	10
4.1 Pohjoinen-etelä hiertovyöhykkeet	11
4.1.1 Mynälahden hiertovyöhyke.....	11
4.1.2 Velluan hiertovyöhyke	11
4.1.3 Paimion hiertovyöhyke	12
4.2 Luode-kaakko hiertovyöhykkeet	12
4.2.1 Kynsikankaan hiertovyöhyke	12
4.2.1 Jylyn hiertovyöhyke	13
4.3 Koillinen-lounas hiertovyöhykkeet.....	14
4.3.1 Kiskon ja Salitun hiertovyöhyke	14
4.3.2 Kolinummen hiertovyöhyke	16
4.3.3 Porkkala-Mäntsälän ja Vuosaari-Korson hiertovyöhykkeet	16
4.3.3 Hyvinkää-Lahden hiertovyöhyke.....	18
4.4 Itä-länsi hiertovyöhykkeet.....	18
4.4.1 Etelä-Suomen hiertovyöhyke.....	18
4.4.2 Sottunga-Jurmon hiertovyöhyke	19
4.4.3 Tampereen liuskejakson hiertovyöhykkeet.....	20
4.4.4 Someron hiertovyöhyke	21
4.4.5 Hyvinkään hiertovyöhyke	22
5. Yhteenveto.....	24
6. Lähdeluettelo	26

1. Johdanto

Tässä tutkielmassa käsiteltävät Etelä-Suomen hiertovyöhykkeet ovat myöhäisissä svekofennisen orogenian vaiheissa muodostuneita geologisia rakenteita. Käsitelen ensin Etelä-Suomen kallioperän historiaa sekä erilaisia deformaatiotapoja, jotta voidaan myös ymmärtää Etelä-Suomen myöhäissvekofennisten hiertovyöhykkeiden muodostumista ja kehityksen historiaa. Hiertovyöhykkeiden tutkiminen sekä niiden suhde muihin kuoren rakenteisiin ja intrusiivisiin tapahtumiin on tärkeää, jotta voidaan ymmärtää orogeenisia prosesseja sekä kuoren muodostumista (Torvela et al. 2008).

Etelä-Suomessa hiertovyöhykkeillä on kaksi pääsuuntaa: pohjoinen-etelä ja itä-länsi (Väisänen & Skyttä 2007). Etelä-Suomessa sijaitsevat hiertovyöhykkeet muodostavat kuvion, jossa kaksi 150–200 km pitkää itä-länsisuuntaan kulkevaa hiertovyöhykettä yhdistyvät lyhyempien ~pohjoinen-eteläsuuntaisten hiertovyöhykkeiden kanssa (Väisänen & Skyttä 2007). Itä-länsisuuntaisissa hiertovyöhykkeissä havaitaan pääasiassa oikeakätisten (dextral) kulkusiiirrosten (strike-slip fault) kinemaattisia indikaattoreita (Väisänen & Skyttä 2007). Pohjoinen-etelä hiertovyöhykkeet ovat puolestaan pääasiassa normaali- ja reverssisiirroksia, joiden hiertokäisyys vaihtelee (Väisänen & Skyttä 2007).

Svekofennisen orogenian varhaiset vaiheet ~1,88–1,86 Ga on selitetty pohjoissuuntaisen deformaation aikaisen ylitöntötektoniikan ja kuoren kasautumisen avulla (esim. Van Staal & Williams 1983; Ehlers et al. 1993; Korsman et al. 1999; Väisänen & Hölttä 1999). Tätä vaihetta seurasi 1,86–1,84 Ga tapahtunut venymisvaihe, jonka jälkeinen deformaatio liittyy 1,84–1,79 Ga törmäysvaiheeseen (Lahtinen et al. 2005). Poimuttumisen ja kuoren sulamisen päävaiheen jälkeen, hierto paikallistui metamorfoosin jälkeisiin syviin kuoren hiertovyöhykkeisiin, jotka deformoivat migmatiitteja ja graniitteja (Ploegsma 1989; Nironen 1999; Väisänen & Hölttä 1999).

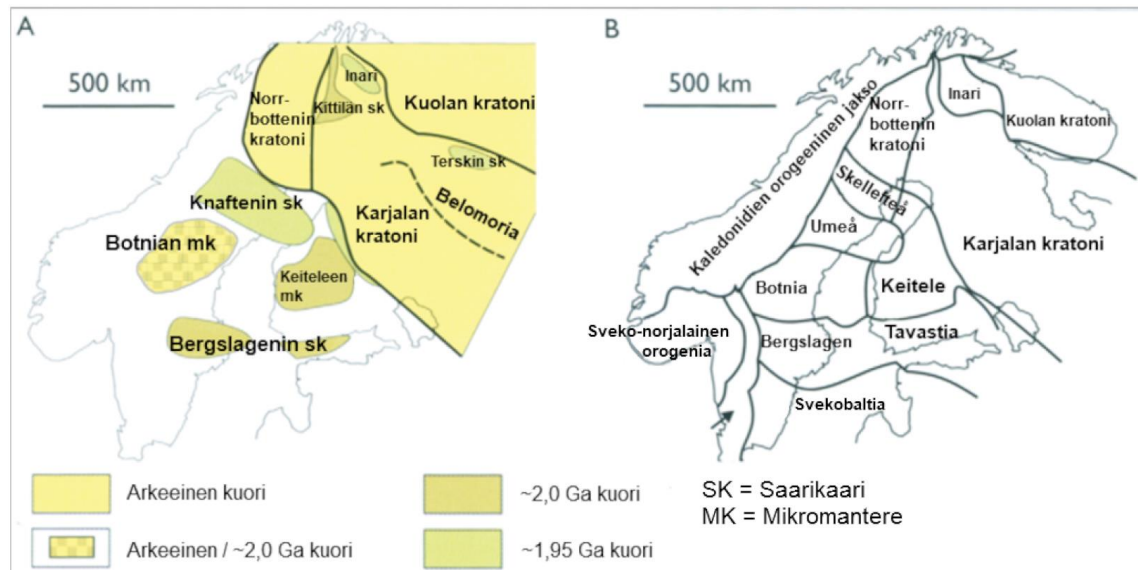
Myöhäisissä svekofennisen orogenian vaiheissa alueellinen hierto keskittyi duktiileiksi hiertovyöhykkeiksi svekofennisellä alueella (Svecofennian domain) Suomessa, Ruotsissa ja Virossa (esim. Ehlers & Lindroos, 1990; Kärki et al. 1993; Sjöström & Persson, 2001; Soesoo et al. 2004) Voimakkain hierto tapahtui Väisänen & Skyttä (2007) mukaan puristavassa ~1,81–1,79 Ga vaiheessa.

2. Geologinen tausta

2.1 Fennoskandia ja svekofenninen orogenia

Fennoskandia on yksi parhaiten tunnetuista prekambrisista alueista koko maailmassa (Lahtinen et al. 2009). Fennoskandia on osa Itä-Euroopan kratonia (East European Craton, EEC), joka koostuu Fennoskandian, Sarmatian ja Volgo-Uralian alueista (Gorbatshev & Bogdanova 1993). Gaál & Gorbatshev (1987) ovat jakaneet Fennoskandian kilven Karjalan, Belomorian ja Kuolan provinseiksi (arkeiset), svekofenniseksi alueeksi, transkandinaaviseksi alueeksi sekä Kaledonideiksi. Lahtinen et al. (2005) ovat ilmaisseet, että Karjalan provinssista katsoen lännessä sijaitseva arkeinen Norrbottenin kratoni olisi myös oma lohkonsa.

Keski- ja Etelä-Suomen prekambriin kallioperä koostuu arkeisesta ja paleoproterotsooisesta svekofennisestä alueesta (Korsman et al. 1997). Merkittävin paleoproterotsooisesta kuoren kasvu Fennoskandiassa tapahtui 2,1–1,8 Ga (Lahtinen et al. 2009). Paleoproterotsooisesta kuoren orogeeninen kehitys Fennoskandiassa voidaan jakaa Lappi-Kuola orogeniaan 1,94–1,86 Ga (Daly et al. 2006) sekä svekofenniseen orogeniaan 1,92–1,79 Ga (Lahtinen et al. 2005; Korja et al. 2006). Svekofenninen orogenia käsittää Lappi-Savo-, Fennia-, Svekobaltia- ja pohjoismaiden (Nordic) orogeniat (Lahtinen et al. 2009). Lahtinen et al. (2005) mukaan svekofennisen orogenian vaiheet jakautuvat mikromantereiden akreetiovaiheeseen (1,92–1,87 Ga), mantereiseen venymiseen (1,86–1,84 Ga), mantereiden törmäysvaiheeseen (1,84–1,79 Ga) sekä lopuksi orogeeniseen romahdukseen ja kallioperän vakautumiseen (1,79–1,77 Ga). Lahtinen et al. (2005) esittämässä tektonisessa mallissa useat mikromanteret ja saarikaaret yhdistyivät 1,92 Ga vanhempien komponenttien kanssa (Kuva 1). Nämä komponentit olivat, Karjalan, Kuolan ja Norrbottenin kratonit (arkeiset), Keiteleen, Bergslagenin ja Bothnian mikromanteret (<2,0 Ga), Kittilän saarikaari (~2,0 Ga) sekä Savon, Knaftenin, Inarin ja Terskin saarikaaret (~1,95 Ga), (Lahtinen et al. 2005). Windley (1995) luokittelee svekofennisen orogenian kaari-akreetio-orogeniaksi (arc-accretionary orogen).



Kuva 1. 1,92 Ga vanhemmat komponentit vasemmassa kuvassa (A) ja oikealla (B) kaikki merkittävät geologiset yksiköt mukaan lukien paleoproterotsooiset ja sitä nuoremmat komponentit. Muokattu Lahtinen et al. (2005) mukaan.

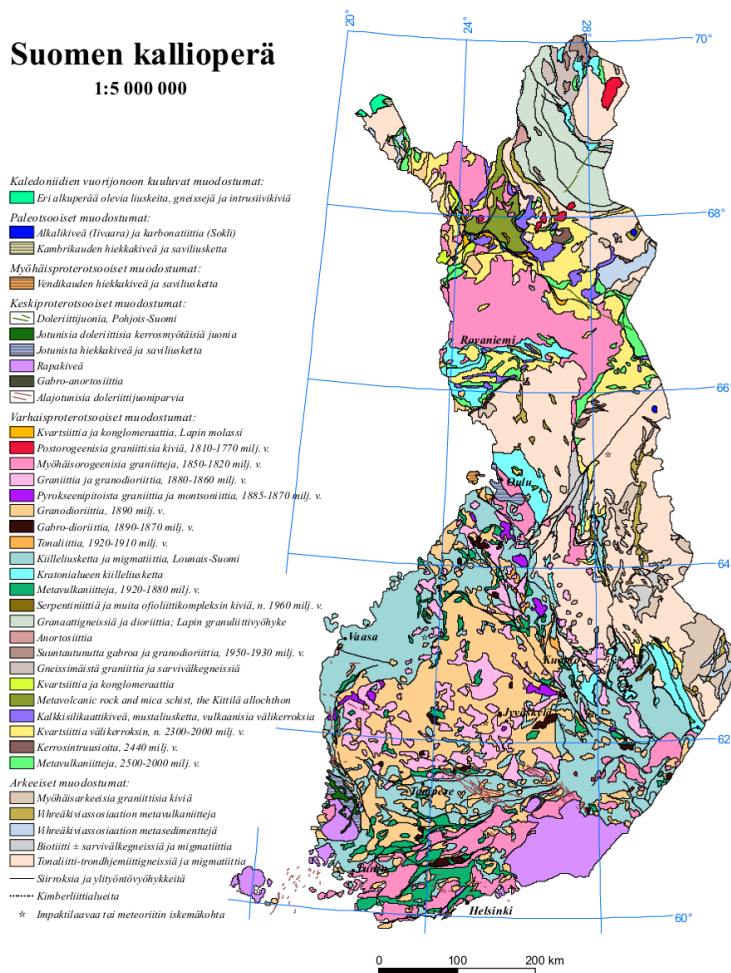
Akreetiota sisältävät orogeniat kasvattavat kuorta pystysuunnassa magmatismilla ja alityöntymisen avulla sekä vaakasuunnassa kaari-kaari-törmäysten ja akreetioprismojen kasvun kautta etukaarella (Lahtinen et al. 2009). Näin ollen törmäysprosessit pääasiassa muokkaavat olemassa olevaa kuorta, kun taas kaarimagmatismi ja akreetioprosessit muodostavat uutta kuorta (Lahtinen et al. 2009).

Mikromantereiden akreetiovaiheisiin kuuluvat Lappi-Kuola orogeenin törmäysvaihe, jossa Kuolan ja Karjalan kratonit törmäsivät toisiinsa, Karjalan kratoni törmäsi Norrbottenin kratoniin sekä Keiteleen mikromantereeseen ja lisäksi Botnian (Bothnia) mikromantere liittyi yhteen Lappi-Savo orogeeniassa (Lahtinen et al. 2005). Bergslagenin mikromantereeseen törmäys aiemmin muodostuneen arkeisen ja paleoproterotsooisen kuoren kanssa johti Fennian orogeeniin (Lahtinen et al. 2005). Fennian orogeeni (1,89–1,87 Ga) tapahtui pohjoinen-etelä-suuntaisen törmäyksen seurauksena (Lahtinen et al. 2005). Fennian orogeeniassa Bergslagenin mikromantere ja Tavastian saarikaari akreetoitui Lappi-Savo orogeeniaa kohti. Svekobaltian orogeeni (1,84–1,80 Ga) tapahtui Fennoskandian ja Sarmatian törmätessä toisiinsa (Lahtinen et al. 2005). Kuoren laajuinen (crustal-scale) hiertovyöhyke jakoi Svekobaltian orogeenin kahteen erilaiseen alueeseen, Andit -tyyppiseen perääntyvään subduktiovyöhykkeeseen lounaassa sekä transpressionaaliseen ympäristöön liittyvään hiertovyöhykkeeseen kaakossa (Lahtinen et al. 2005). Pohjoismaiden (Nordic) orogeeni (1,82–1,80 Ga) muokkasi Fennoskandian

kilven länsipuolen pohjois- sekä keskiosia, kun Amazonia törmäsi Fennoskandian kanssa (Lahtinen et al. 2005). Lappi-Savon orogeenin romahdusyritys tapahtui samanaikaisesti etelässä tapahtuneen Fennian orogeenin kanssa (Lahtinen et al. 2005)

2.2 Etelä-Suomen kallioperän yleispiirteet

Etelä-Suomen kallioperä koostuu pääasiassa myöhäisorogeenisista graniiteista (1,85 Ga–1,82 Ga), kiilleliuskeista, migmatiiteista, granodioriiteistä, metavulkaniiteista (1,92 Ga–1,88 Ga) sekä rapakivialueista (Kuva 2), (Korsman 1997).



Kuva 2. Suomen kallioperä 1:5 000 000, jonka pääkivilajit Etelä-Suomessa ovat myöhäisorogeeniset graniitit (1,85–1,82 Ga), kiilleliuskeet, migmatiitit, granodioriitit, metavulkaniitit (1,92–1,88 Ga) ja rapakivialueet (Geologian tutkimuskeskus 2008).

Svekofenninen alue on jaettu Etelä-Suomen alaprovinssiin ja Länsi-Suomen alaprovinssiin (Nironen et al. 2016a) Etelä-Suomen kallioperä on lisäksi jaettu pohjoisimpana olevaan Keski-Suomen granitoidikompleksiin (Central Finland Granitoid Complex, CFGC), Tampereen jaksoon (Tampere Belt), Pirkanmaan jaksoon (Pirkanmaa Belt) Hämeen jaksoon (Häme Belt) sekä eteläisimpänä Uudenmaan jaksoon (Uusimaa Belt) (esim. Nironen et al. 2006). Pirkanmaan ja Hämeen jaksojen raja toimii myös Länsi-Suomen alaprovinssin ja Etelä-Suomen alaprovinssin rajana (Nironen et al. 2006).

Keski-Suomen granitoidikompleksin (CFGC) eteläistä osaa luonnehtivat puristavat (contractional) pohjoiseen kallistuneet rakenteet, joiden päällä on loivasti etelään kallistuvia rakenteita sisältävä työntölevy (Thrust sheet) (Nironen et al. 2006).

Tampereen ja Pirkanmaan jaksot muodostavat puristavan pop-up rakenteen (Nironen et al. 2006). Nironen et al. (2006) tulkitsevat Hämeen jakson irronneen sekä sisältävän pintasyntyisistä kivistä ja leikkaavista graniiteista koostuvia ohuita levyjä. Peruskallion alapuolelta löytyy myös puristavia rakenteita (Nironen et al. 2006). Puristavat rakenteet Pirkanmaan ja Hämeen jaksoissa viittaavat, että jaksot ovat kääntyneet venyviksi horsti- ja grabenrakenteiksi (Nironen et al. 2006).

Uudenmaan jakson länsiosa (The West Uusimaa Complex) on tulkittu Etelä-Suomen metamorfiseksi ydinalueeksi (Nironen et al. 2006). Metamorfinen ydinalue vaikuttaa olevan kohonneena suhteessa viereisiin alueisiin (Nironen et al. 2006). Läntisen Uudenmaan alueen metamorfista historiaa luonnehtivat amfiboliittifasieksesta, granuliittifasiekseen muuttunut metamorfoosi, jonka metamorfoosiaste kasvaa koilliseen liikuttaessa (Schreurs & Westra 1986). Uudenmaan jakson eteläisintä osaa taas luonnehtivat ohuet lähes vaakasuuntaiset (subhorizontal), huonosti heijastavat kerrokset, jotka viittaavat vahvaan venymiseen (Nironen et al. 2006).

Venyneet rakenteet leikkaavat puristavia rakenteita koko Etelä-Suomen alueilla (Nironen et al. 2006). Venyminen tapahtui Keski-Suomen granitoidikompleksin (CFGC) alueella 1,87 Ga sitten ja myöhemmin Uudenmaan jakson eteläisimmässä osassa samanaikaisesti myöhäisorogeenisten graniittien kanssa 1,85–1,82 Ga sitten (Nironen et al. 2006; Korsman et al. 1997).

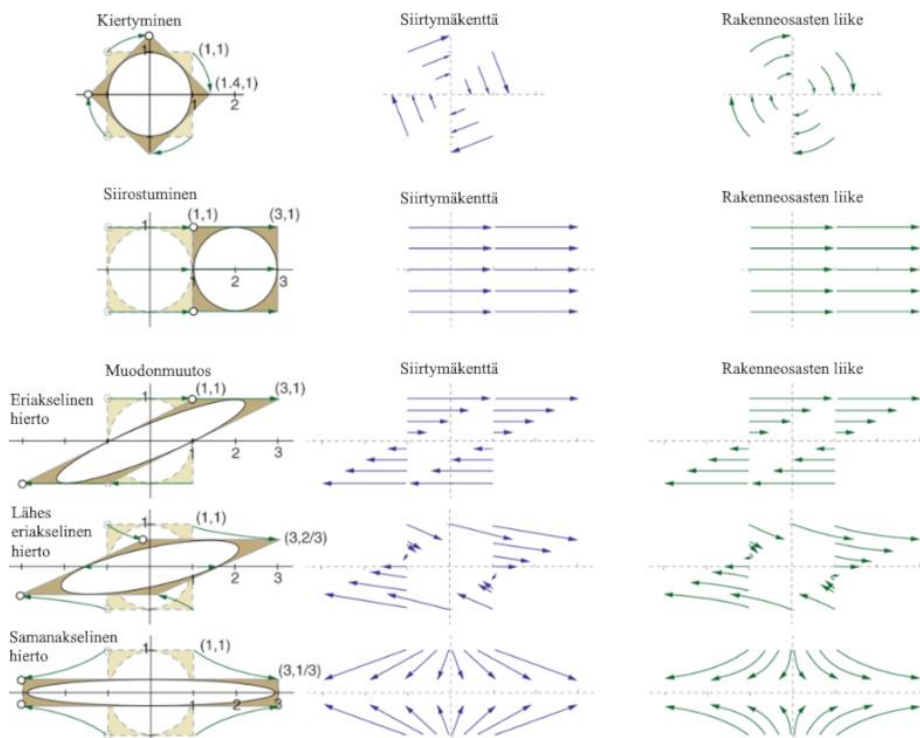
3. Hiertovyöhykkeiden rakenne ja deformaatio

3.1 Hiertovyöhykkeistä ja deformaatiosta yleisesti

Useat maankuoren deformaatiota tutkineet geologisukupolvet ovat huomanneet merkittävän deformaation paikallistuneen usein kapeisiin, lähes vierekkäisiin vyöhykkeisiin eli hiertovyöhykkeisiin (Ramsay, 1980). Hiertovyöhykkeet jaetaan kolmeen luokkaan: duktiiliin, duktiili-hauraaseen sekä hauraaseen (Ramsay 1980). Fossen (2016) mukaan siirrokset ja hiertovyöhykkeet ovat läheisesti toisiinsa liittyviä rakenteita ja hiertovyöhykkeitä voidaan pitää siirrostojen jatkeena.

Fossen (2016) mukaan deformaatio on kappaleen lähtö- ja lopputilanteen geometrian muutos, joka tapahtuu kappaleen jäykkänä siirrostumana ja kiertymänä sekä lisäksi muodonmuutoksena (vääritymänä) ja/tai tilavuuden muutoksena. Hiertoa tapahtuu eriakselisena, lähes eriakselisena sekä samanakselisena (Fossen 2016).

Siirrostumat ovat jäykkien kappaleiden liikettä, jossa ei tapahdu kiertymistä eikä sisäistä muodonmuutosta (Fossen 2016). Siirtymäkentässä (kuva 3) on vain vierekkäisiä, samansuuntaisia- ja pituisia suuntavektoreita (Fossen 2016).



Kuva 3. Deformaation alku- ja lopputilanteita kuvattu suuntavektoreiden avulla. Muokattu Fossen, 2016 mukaan.

Jäykkä kiertyminen tarkoittaa kiven tilavuuden yhtenäistä fyysistä kiertymistä suhteessa kappaleen ulkoiseen asemaan (Fossen 2016).

Fossen (2016) mukaan muodonmuutosta (vääristymää) tapahtuu deformaatiossa, joka ei ole jäykkää (non-rigid deformation). Fossen (2016) määrittelee muodonmuutoksen seuraavasti ”Mikä tahansa muutos muodossa tilavuuden muutoksen kanssa tai ilman, on muodonmuutosta ja viittaa siihen, että kiven rakenneosasten asema toisiinsa nähden on muuttunut.” Kiven tilavuus voi myös pysyä muuttumattomana, mutta se on voinut kutistua tai laajentua (Fossen 2016). Tilavuuden muutosta, jota kutsutaan myös laajentumiseksi (dilation), pidetään muodonmuutoksen erityisenä deformaatiotapana (Fossen 2016).

Mineraalien metamorfinen kasvu deformaatiota ennen, aikana ja jälkeen voi antaa tietoa deformaation paine- ja lämpötilaosuhteista (Fossen 2016). Mineraaleihin voi myös muodostua deformaation seurauksena uusia tekstuureita ja rakenteita, jotka kertovat kivien ja mineraalien kinematiikan ja deformaation historiasta (Fossen 2016).

3.2 Duktiili deformaatio

Fossen (2016) kuvailee duktiileja hiertovyöhykkeitä rakenteiksi, joissa ei ole sisäisiä hiertoon liittyviä epäjatkuvuuksia. Tämänkaltaista deformaatiota kutsutaan jatkuvaksi deformaatioksi (continuous deformation) tai jatkuvaksi muodonmuutokseksi (continuous strain), mutta siitä huolimatta duktiilikin hiertovyöhyke voi deformoitua plastisen deformaation lisäksi myös hauraasti (Fossen 2016). Duktiilit hiertovyöhykkeet muodostuvat kuitenkin useimmiten plastisesti (Fossen 2016). Duktiilia deformaatiota tapahtuu kuumissa kuoren alaosissa sekä sen alla olevassa vaipassa (esim. Fossen 2016). Syvemmällä tapahtuva deformaatio on seurausta paineen sekä lämpötilan kasvusta (Fredrich et al. 1989; Wong et al. 1997; Paterson & Wong 2005; Scholz 2019). Duktiilit olosuhteet saavutetaan niin mantereisilla laatoilla, kuin myös merellisissä laatoilla 600–700°C lämpötilassa (esim. Abercrombie & Ekström 2001; Boettcher et al. 2007), joka vastaa n. 5 km syvyyttä nuoressa merellisessä kuoressa ja syvenee asteittain muualla, kun jäähtyminen paksuntaa ylempää haurasta kerrosta (Warren & Hansen 2023).

3.3 Duktiili-hauras deformaatio

Duktiili-hauras -siirtymän uskotaan olevan litosfäärin vahvin osa ja se määrittelee seismogeenisen vyöhykkeen (seismogenic zone) alarajan (Gabriel et al. 2019). Gabriel et al. (2019) mukaan duktiili-hauras -siirtymä viittaa yleisesti maankuoren reologian asteittaiseen muutokseen syvyyden kasvaessa. Siirtymälle ominaista ovat vaiheittainen muutos paikallistuneesta deformaatiosta hajautuneeseen duktiiliin deformaatioon, mutta myös asteittainen muutos mikroskooppisissa deformaatiomekanismeissa, joissa tapahtuu siirtymä mikrohalkeilusta kideplastisuuteen (crystal plasticity), (Gabriel et al. 2019). Nämä kaksi siirtymätapaa voivat tapahtua erikseen erilaisissa olosuhteissa ja niiden raja-arvot määrittävät miten deformaatio jakautuu paikallistuneiden sivuttaissiirrosten ja duktiilin deformaation välillä (Gabriel et al. 2019).

Luonnossa duktiili-hauras-siirtymävyöhykkeitä on tunnistettu paljastuneista hiertovyöhykkeistä, joissa on havaittu kideplastisuutta (crystal plasticity) ja hauraan ympäristön liukulevyjä sekä pseudotakylititejä (esim. Sibson 1980; Passchier 1982; Hobbs et al. 1986).

3.4 Hauras deformaatio

Kuoren yläosissa tapahtuva deformaatio on pääasiassa haurasta (esim. Noël et al. 2021). Hauraan ympäristön olosuhteet suosivat deformaatiotapoja, kuten kitkaluisia raepinnoilla, rakeiden kiertoa, halkeilua sekä rakoilua (Fossen 2016). Yläkuoren hauraat deformaatiomekanismit johtuvat alhaisesta paineesta sekä lämpötilasta (Gabriel et al. 2019). Tämän ympäristön deformaatiossa, kivi deformoituu halkeamalla, kunhan sen halkeamisvoima on saavutettu (Fossen 2016). Haljetessaan kiven rakeet murskaantuvat ja uudelleenjärjestäytyvät, jonka seurauksena muodonmuutoksen siirtymästä (strain displacement) tulee paikallistunutta (Fossen 2016). Stressin vahvuus rakoilussa ja kaksostumistiheydessä vähenee etäisyyden kasvaessa hiertovyöhykkeestä (Vajdova et al. 2010).

On myös olemassa hauraita deformaatiotapoja, jossa ei tapahdu suurta halkeilua. Nämä ovat: 1. Rakeiden virtaus (Granular flow) ja 2. Kataklastinen virtaus (Cataclastic flow) (Fossen 2016). Rakeiden virtauksessa tapahtuu rakeiden kiertoa sekä kitkaluisia, kun taas kataklastisessa virtauksessa tapahtuu rakeiden kierron lisäksi vain mikrohalkeilua (Fossen 2016). Nämä deformaatiotavat liittyvät kiven huokoisuuteen ja tapahtuvat

yleisesti verrattain huonosti pakkautuneissa, huokoisissa kivissä ja sedimenteissä (Fossen 2016).

3.5 Hiertovyöhykkeiden mineralisaatio

Mineralisaation asema hiertovyöhykkeissä viittaa monilla alueilla mineralisaation ja hiertovyöhykkeiden samanaikaiseen kehitykseen (Hodgson 1989). Esimerkiksi Lavertonin alueella Länsi-Australiassa, kultajuonet muodostavat lineaarisia muotoja ja rykelmiä alueen hiertovyöhykkeiden mukaisesti viitaten, että hiertovyöhykkeet ovat yksi kontrolloiva tekijä mineralisaatiossa (Micklethwaite 2007).

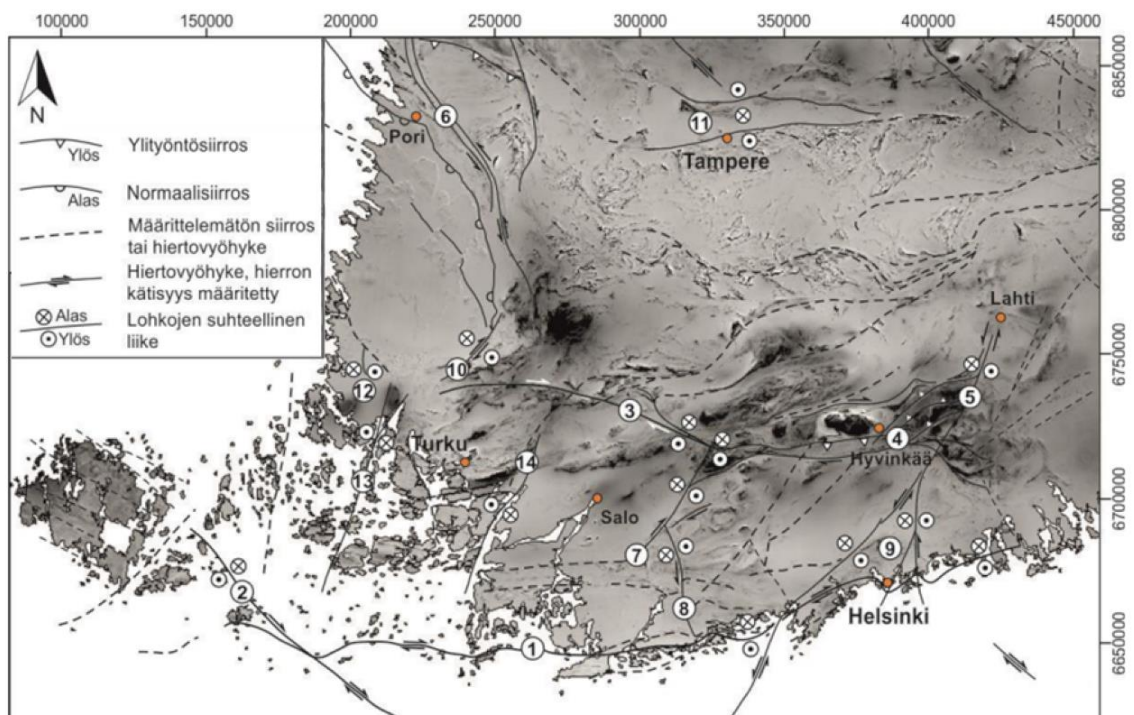
Siirrosysteemien seismogeeninen käytös on kriittinen tekijä fluidien liikkeissä ja siirroksiin liittyvissä kultamuodostumissa (esim. Sibson et al. 1988; Cox et al. 1991). Araújo Neto et al. (2023) mukaan hiertovyöhykkeet toimivat kanavina, jotka kuljettavat mineralisaatiota edesauttavia fluideja kuoren sisällä. Hiertovyöhykkeisiin liittyvät mineralisaatiot ovat usein kulta-, kupari- ja rautamuodostumia, jotka liittyvät akreetio- ja törmäysreunoihin (esim. Talukdar et al. 2012; Cawood & Hawkesworth 2015; Kitt et al. 2016; Vitorino et al. 2020).

Hiertovyöhykkeissä lämpötila on korkeampi kuin ympäröivässä kalliassa (Brun & Cobbold 1980; Scholz 1980). Tämä johtuu Scholz (1980) mukaan pääasiassa fluidien aiheuttamasta lämmönsiirrosta eikä niinkään kitkalämmöstä. Ferry (1980) mukaan korkean fluidisuhteen ja korkean lämpövuon, liuskeisuuden sekä kerrostumistrendien välillä löytyi korrelaatiota. Lisäksi McCaig (1984) ja Hickman & Glassley (1984) mukaan fluidien virtaus on samansuuntaista pystysuuntaan kulkevien litologisten rajojen ja rakenteiden kanssa.

Kultamuodostumia löytyy usein kvartsijuonien läheisyydessä ja ne ovat muodostuneet useissa eri vaiheissa hydrotermisten olosuhteiden muuttuessa (esim. Craw et al. 1999; Zoheir 2008; Vitorino et al. 2020). Etelä-Suomessa, Somero-Tammelan alueella kultaesiintymät liittyvät vahvasti kvartsijuoniin ja alueen lounaislänsi-koillisitä sekä lounas-koillinen kulkeviin hiertovyöhykkeisiin ja siirroksiin (Saalman et al. 2009). Useimmat kultamuodostumat sijaitsevat amfiboliitti- ja vihreäliuskefasieksessa tai niiden alapuolella olevissa lämpötila- ja paineolosuhteissa suosien hauras-duktiliteja sekä hauraita rakenteita (Eisenlohr et al. 1989).

4. Etelä-Suomen hierontovyöhykkeet

Lounais-Suomen hierontovyöhykkeiden kaksi pääsuuntaa ovat itä-länsi ja pohjoinen-etelä (Väisänen & Skyttä 2007). Käsittelen Etelä-Suomen parhaiten tutkitut ja merkittävimmät hierontovyöhykkeet neljässä osiossa 1. Pohjoinen-etelä hierontovyöhykkeet, 2. Luode-kaakko hierontovyöhykkeet, 3. Koillinen-lounas hierontovyöhykkeet ja 4. Itä-länsi hierontovyöhykkeet. Nämä hierontovyöhykkeet on esitetty kuvassa 4. Hierntovyöhykkeitä on käsiteltävien hierontovyöhykkeiden lisäksi Etelä-Suomessa myös muita (esim. Hämeenlinnan hierontovyöhyke ja Kankaanpään hierontovyöhyke).



Kuva 4. Etelä-Suomen alueelliset hierontovyöhykkeet sekä kuoren lohkojen suhteelliset siirtymät. 1 = Etelä-Suomen hierontovyöhyke (SFSZ), 2 = Sottunga–Jurmon hierontovyöhyke (SJSZ), 3 = Someron hierontovyöhyke (SSZ), 4 = Hyvinkään hierontovyöhyke (HSZ), 5 = Hyvinkään–Lahden hierontovyöhyke (HLSZ), 6 = Kynsikankaan hierontovyöhyke (KysZ), 7 = Kiskon hierontovyöhyke (KSZ), 8 = Jylyn hierontovyöhyke (JSZ), 9 = Porkkala–Mäntsälän hierontovyöhyke (PMSZ) sekä Vuosaari–Korson hierontovyöhyke (VKSZ), 10 = Kolinummen hierontovyöhyke (KoSZ), 11 = Tampereen liuskejakson hierontovyöhykkeet, 12 = Velluan hierontovyöhyke (VSZ), 13 = Mynälähdän hierontovyöhyke (MSZ), 14 = Paimion hierontovyöhyke (PSZ). Taustaineisto: Geologian tutkimuskeskus, rasteri 50 x 50 m aeromagneettinen matalalentoaineisto. Muokattu Kauti (2016) mukaan.

4.1 Pohjoinen-etelä hiertovyöhykkeet

4.1.1 Mynälähden hiertovyöhyke

Mynälähden hiertovyöhyke (The Mynälahti Shear Zone, MSZ) on Vehmaan rapakivialueelta idässä sijaitseva koillispohjoinen-lounaiseteläsuuntainen hiertovyöhyke (Väisänen & Skyttä 2007). Hiertovyöhyke on hyvin havaittavissa aeromagneettisella kartalla ja se jatkuu ainakin 60 km etelään Itämeren alle (Väisänen & Skyttä 2007). Hiertovyöhykkeen pohjoisosan hajanaisesti paljastuneet osat ovat muutamia kymmeniä metrejä leveitä ja ne koostuvat jyrkästi itään kaatuvista myloniiteista, joissa on alaspäin kaatuvia lineaatioita (down-dip lineations) (Väisänen & Skyttä 2007). S-C rakenteet, epäsymmetriset porfyroklastit, kiillekalat (mica fish) ja epäsuorat rakeet osoittavat hiertovyöhykkeen itäpuolen alaspäin siirtymästä (Väisänen & Hölttä 1999; Väisänen & Skyttä 2007). Satunnaisesti suuntautuneet posttektoniset kiillekalat peittävät myloniittisen liuskeisuuden (Väisänen & Skyttä 2007).

4.1.2 Velluan hiertovyöhyke

Velluan hiertovyöhyke (The Vellua Shear Zone, VSZ) on Vehmaan ja Uudenkaupungin välillä sijaitseva hiertovyöhyke, joka muodostuu alle 50 m leveästä, pystysuuntaisesta alueesta (Väisänen & Skyttä 2007). Vehmaan rapakivialue vaikuttaa leikkaavaan tätä voimakkaasti deformoitunutta hiertovyöhykettä (Väisänen & Skyttä 2007). Hiertovyöhykkeessä on duktiilien rakenteiden lisäksi hauraita rakenteita, kuten pseudotakylititejä (Väisänen & Hölttä 1999; Väisänen & Skyttä 2007). Tämä viittaa siihen, että hierto alkoi duktiili-hauras -siirtymässä ja muuttui myöhemmässä vaiheessa hauraaksi hierroksi (Väisänen & Hölttä 1999).

Väisänen & Hölttä (1999) eivät pystyneet selvittämään hiertovyöhykkeen kinematiikkaa, mutta Väisänen & Skyttä (2007) löysivät Väisänen & Hölttä (1999) käyttämistä ohuthieistä selkeitä merkkejä, jotka osoittivat hiertovyöhykkeen itäpuoli ylös -siirtymästä. Mynälähden hiertovyöhykkeen tavoin satunnaisesti suuntautuneet posttektoniset kiillekalat peittävät myloniittisen liuskeisuuden (Väisänen & Skyttä 2007).

Metamorfoosiaste kasvaa Velluan hiertovyöhykkeeltä etelään ja itään (Väisänen & Hölttä 1999) ja Väisänen & Skyttä (2007) mukaan hiertovyöhyke onkin metamorfoosin raja-alue, jossa itäpuoli koostuu selvästi hieman syvemmästä kuoresta.

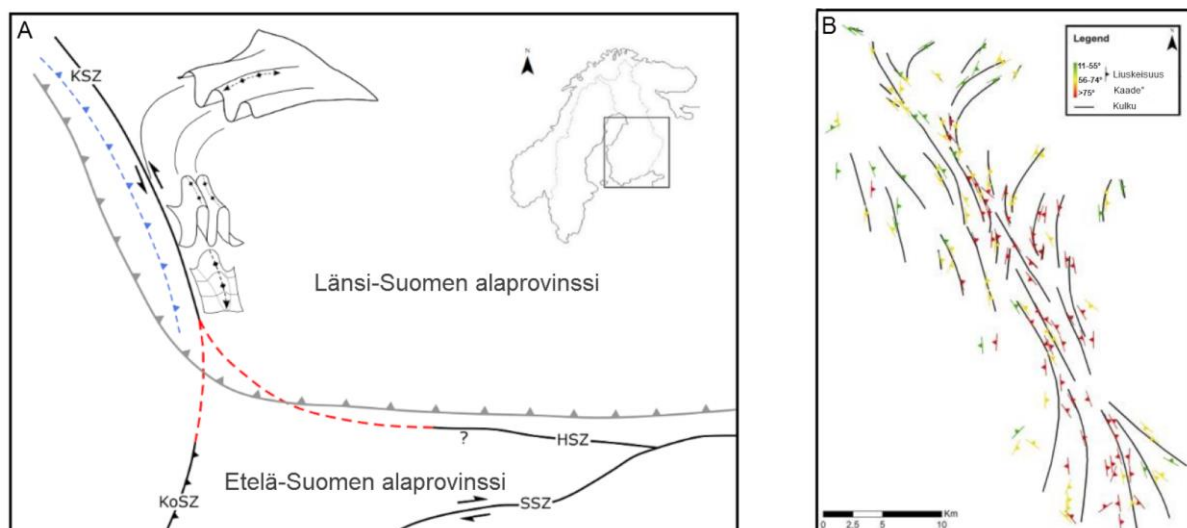
4.1.3 Paimion hiertovyöhyke

Paimion hiertovyöhyke (The Paimio Shear Zone, PSZ) on koillispohjoinen-lounaiseteläsuuntainen, pystysuuntainen ja kapea hiertovyöhyke, joka leikkaa Etelä-Suomen yleistä koillisitä-lounaislänsi kulkevaa rakenteellista suuntausta (Väisänen & Skyttä 2007). Velluan ja Mynälahden hiertovyöhykkeiden tavoin Väisänen & Hölttä (1999) tulkitsevat mikrorakenteiden avulla Paimion hiertovyöhykkeessä itäpuolen alaspäin siirtymän, jonka Väisänen & Skyttä (2007) vahvistavat. Väisänen & Skyttä (2007) löysivät hiertovyöhykkeestä myös pseudotakylittejä.

4.2 Luode-kaakko hiertovyöhykkeet

4.2.1 Kynsikankaan hiertovyöhyke

Porin aluetta luonnehtivat luoteispohjoinen-kaakkoiseteläsuuntaiset kuoren lohkot (Pietikäinen 1994; Pajunen et al. 2001), joita ympäröivät Kynsikankaan hiertovyöhyke (The Kynsikangas Shear Zone, KySZ) lännessä ja oikeakätinen Kankaanpään hiertovyöhyke idässä. Kynsikankaan hiertovyöhyke on merkittävä luode-kaakko suuntaan kulkeva hiertovyöhyke Porin alueella (Väisänen & Skyttä 2007). Reimers et al. (2018) mukaan hiertovyöhykkeen deformaatiota on tapahtunut kahdessa eri vaiheessa. Hiertovyöhykkeen hauraat deformaatorakenteet ovat muodostuneet duktiilien rakenteiden päälle (Pajunen et al. 2001; Reimers et al. 2018). Pajunen et al. (2001) kuvailee hiertovyöhykettä vasenkätiseksi (sinistral) kulkusiiirrosalueeksi (strike-slip zone), missä venytys on myöhemmin muodostanut normaalisiirroksia. Reimers et al. (2018) pitävät yhteyttä Kynsikankaan sekä Kolinummen ja Hämeenlinnan hiertovyöhykkeiden välillä todennäköisenä, perustuen hiertovyöhykkeen haarautuvaan geometriaan sekä liuskeisuuden suuntauksiin Kynsikankaan hiertovyöhykkeen eteläosissa (kuva 5).



Kuva 5. Yhteys Kynsikan, Kolinummen sekä Hämeenlinnan hiertovyöhykkeiden välillä. Muokattu Reimers et al. (2018) mukaan.

4.2.1 Jylyn hiertovyöhyke

Jylyn Hiertovyöhyke (Jyly Shear Zone, JSZ) on muutaman kilometrin levyinen pohjoinen-etelä ja luoteispohjoinen-kakkoisetelä kulkevien hiertovyöhykkeiden verkosto, joita voi seurata n. 35 km eteläiseltä rannikolta aina Kiskon hiertovyöhykkeeseen (The Kisko Shear Zone, KSZ) asti pohjoisessa (Väisänen & Skyttä 2007). (Nironen et al. 2016b) mukaan Jylyn hiertovyöhyke on Kiskon hiertovyöhykkeen tavoin seurausta laskevan metamorfoosin ja myöhäisen vaiheen deformaation aikaisesta itä-länsi-suuntaisesta puristuksesta, joka muuttui hauraaksi deformaatioksi. Jylyn hiertovyöhyke on Nironen et al. (2016b) mukaan muodostunut 1820 Ma jälkeisenä aikana. Väisänen & Kirkland (2008), mukaan 1792 ± 5 Ma Jylyn hiertovyöhykettä pitkin virtasi kuumia fluideja, josta seurasi metamorfista aktiivisuutta. Tämä viittaa siihen, että hiertovyöhyke oli tuolloin aktiivinen (Väisänen & Kirkland 2008).

Skyttä et al. (2006) mukaan alueella on 4 lähes vierekkäistä myloniittista aluetta, joiden välillä on ilmeisesti vähemmän deformoituneita poimuttuneita kiviä. Väisänen & Skyttä (2007) pitävät läntisimpänä olevaa aluetta (JSZ I) hiertovyöhykkeen päähiertovyöhykkeenä, johtuen sen leveydestä (200 m) ja selkeimmästä paljastuneisuudesta. Tämä vyöhyke on pystysuuntainen, jyrkästi itään kaatuva ja sen lineaatiot ovat jyrkkiä (Väisänen & Skyttä 2007), jonka lisäksi vyöhyke vaikuttaa ympäröiviin 1.84–1.81 Ga graniitteihin. Vyöhykkeen kinemaattiset indikaattorit

osoittavat jatkuvasti itäpuoli ylös -siirtymän (Väisänen & Skyttä 2007). Hiertopinnoilta löytyi myös sillimaniittia (Ploegsma 1989; Väisänen & Skyttä 2007), joka viittaa korkean lämpötilan ja matalan paineen olosuhteisiin (Väisänen & Skyttä 2007).

Toiseksi läntisin myloniittinen vyöhyke (JSZ II) on n.100 m leveä pystysuuntainen vyöhyke, jossa on JSZ I tapaan jyrkkiä lineaatioita (Väisänen & Skyttä 2007). Vyöhykkeen kivien kinematiikka osoittaa pääasiassa itäpuoli alas -siirtymää, lukuun ottamatta yhtä (Väisänen & Skyttä 2007) tutkimaa ohuthiettä.

Kolmas myloniittinen vyöhyke (JSZ III) on 60° itään kaatuva vyöhyke, joka on muodostunut mafisten ja ultramafisten kivien keskelle (Väisänen & Skyttä 2007). Selkeimmät hierron merkit osoittautuvat graniittijuonissa (Väisänen & Skyttä 2007). Vyöhykkeen kivet sisältävät useita kinemaattisia indikaattoreita, jotka osoittavat itäpuoli alas -siirtymää (Väisänen & Skyttä 2007).

Itäisin myloniittinen vyöhyke (JSZ IV) on Väisänen & Skyttä (2007) mukaan luoteispohjoinen-kaakoisetelä kulkeva, länteen kaatuvat hiertovyöhyke, johon paikallinen graniittijuoni on vaikuttanut. Kinemaattiset indikaattorit osoittavat länsipuoli ylös -siirtymän, joka poikkeaa aiemmista myloniittivyöhykkeistä (Väisänen & Skyttä 2007). JSZ I:n tavoin hiertopinnoilta löytyi sillimaniittia (Väisänen & Skyttä 2007).

Väisänen & Skyttä (2007) pitävät Jylyn hiertovyöhykettä varsin laajana rakenteena, jossa muodonmuutos jakautui hiertyneisiin ja poimuttuneisiin vyöhykkeisiin. Poimutus ja sillimaniitti hiertopinnoilla viittavat hierron alkaneen duktiileissa, korkean lämpötilan olosuhteissa (Väisänen & Skyttä 2007). Ennen hiertovyöhykkeen itäpuolen reverssiliikettä, tapahtui aikaisemmassa kehityksen vaiheessa myös vasenkätistä hiertoliikettä (Skyttä et al. 2006).

4.3 Koillinen-lounas hiertovyöhykkeet

4.3.1 Kiskon ja Salitun hiertovyöhyke

Läntisellä Uudellamaalla sijaitseva Kiskon hiertovyöhyke (The Kisko Shear zone, KSZ) on koillis-lounassuuntainen huonosti paljastunut hiertovyöhyke (Ploegsma & Westra 1990). Hiertovyöhyke on Nironen et al. (2016b) mukaan muodostunut 1820 Ma jälkeisenä aikana. (Nironen et al. 2016b) mukaan Kiskon hiertovyöhyke Jylyn hiertovyöhykkeen tavoin seurausta laskevan (retrograde) myöhäisen vaiheen

deformaation aikaisesta itä-länsi-suuntaisesta puristuksesta, joka muuttui hauraaksi deformaatioksi. Väisänen & Skyttä (2007) kuvailevat hiertovyöhykkeen olevan koillis pohjoinen-lounaiseteläsuuntainen pystysuora tai jyrkästi itään kaatuva muodonmuutosvyöhyke (strain zone), joka kulkee Kirkkojärveltä n. 50 km koilliseen, jossa se todennäköisesti päättyy Someron hiertovyöhykkeeseen (The Somero Shear Zone, SSZ). Ploegsma & Westra (1990) mukaan Kiskon hiertovyöhyke päättyy kuitenkin, jo Suomusjärvellä Orijärven kolmion (Orijärvi triangle) pohjoispäässä, sijaitseviin poimuttuneisiin metapeliitteihin.

Väisänen & Skyttä (2007) mukaan hiertovyöhyke koostuu useasta vierekkäisestä vyöhykkeestä, joissa havaitaan protomyloniitteja, myloniitteja, ultramyloniiiteja ja pseudotakylitiittejä, joita peittävät raot sekä halkeamat. Myloniittien lineaatit ovat jatkuvasti jyrkkiä (Väisänen & Skyttä 2007). Lisäksi Väisänen & Skyttä (2007) mukaan rakenteellista suuntaa seuraavat läheiset koillis-lounassuuntaiset hiertovyöhykkeet ja niiden epäsymmetriset oikeakätiset poimut viittaavat oikeakätiseen vaakasuuntaiseen siirtymään. Yleisesti ottaen, itäpuoli ylös -siirtymää osoittavat kinemaattiset indikaattorit olivat vallitsevia niin kenttätutkimuksissa, kuin ohuthieissä (Väisänen & Skyttä 2007).

Hiertovyöhykkeen eteläpäässä sijaitsevasta graniittijuonesta havaittiin myös itään kaatuva myloniittinen rakenne (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen & Skyttä (2007) löysivät kuitenkin hiertovyöhykkeen luoteisosasta myös itäpuoli alas -siirtymään viittaavia kinemaattisia indikaattoreita. Väisänen & Skyttä (2007) eivät pystyneet selvittämään Suomusjärven pohjoispuolisen hierron suuntaa ja tämän takia tulkitsevat hierron olleen samanakselista puristusta (pure shear deformation) ilman eriakselista komponenttia. Pseudotakylitiitit leikkaavat jopa rakoja, joka viittaa myöhäisempään uudelleenaktivoitumiseen Kiskon hiertovyöhykkeessä (Väisänen & Skyttä 2007).

Salitun hiertovyöhyke (The Salittu Shear Zone, SaSZ) on Kiskon ja Jylyn hiertovyöhykkeiden yhtymäkohdasta länteen sijaitseva koillinen-lounas kulkeva hiertovyöhyke (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen & Skyttä (2007) tunnistivat myloniittisen rakenteen parhaiten hiertovyöhykkeessä sijaitsevasta graniittijuonesta. Hiertosuunta viittaa jatkuvasti oikeakätiseen hiertovyöhykkeeseen (Väisänen & Skyttä 2007).

4.3.2 Kolinummen hiertovyöhyke

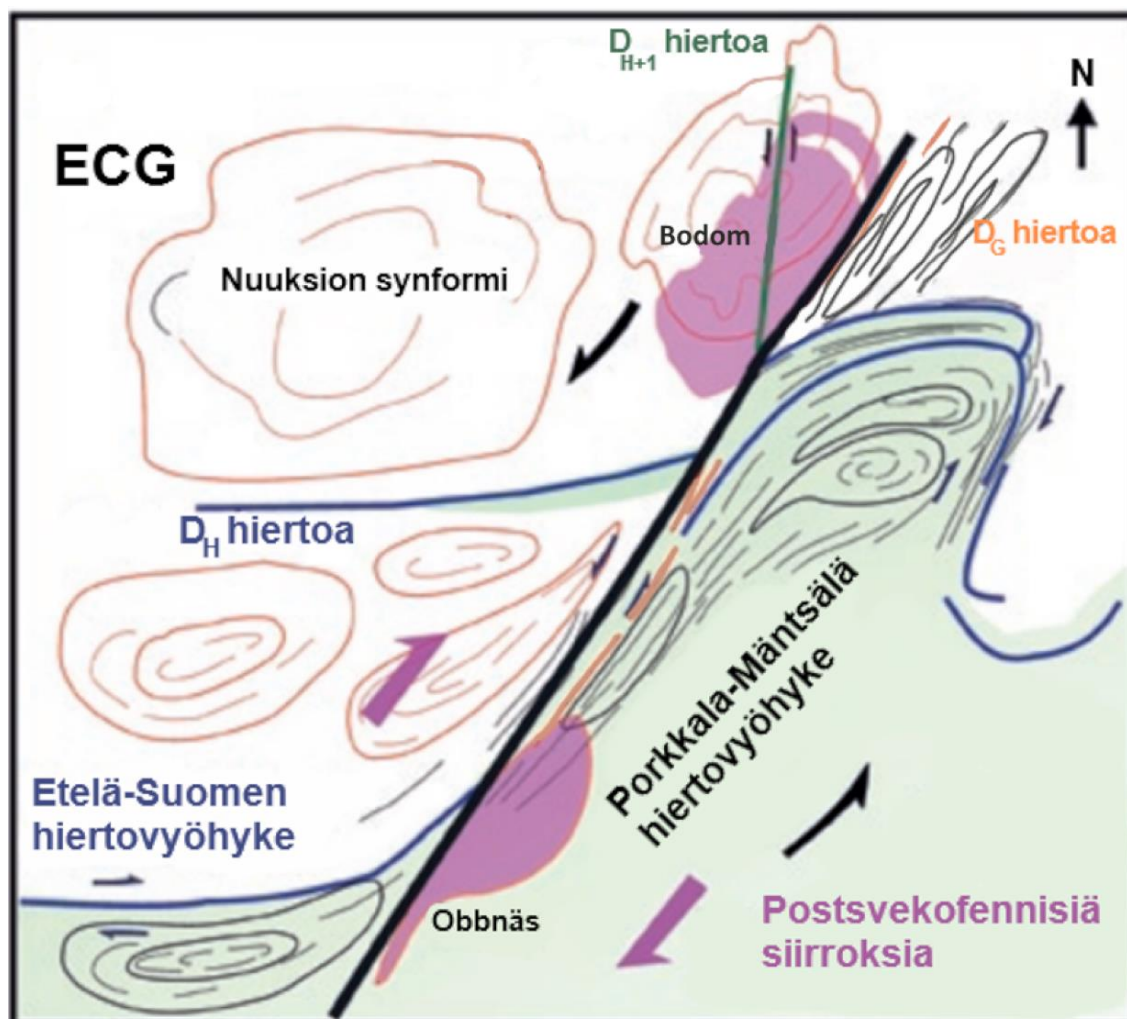
Kolinummen hiertovyöhyke (The Kolinummi Shear Zone, KoSZ) on koillis-lounassuuntainen hiertovyöhyke, joka sijaitsee kaakkoon Laitilan rapakivialueelta (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen & Skyttä (2007) havaitsivat toisen vierekkäisen hiertovyöhykkeen itään Kolinummen hiertovyöhykkeestä, jonka he tulkitsevat siirroksiksi.

Väisänen & Skyttä (2007) mukaan KoSZ kääntyy koillisessa pohjois-eteläsuuntaiseksi kohti Kynsikankaan hiertovyöhykettä (KysZ), joka on Reimers et al. (2018) mukaan todennäköisesti linkittynyt Kolinummen hiertovyöhykkeeseen (kuva 5). Myös Väisänen & Skyttä (2007) pitävät hiertovyöhykkeiden välistä linkkiä ilmeisenä. KoSZ on lähes vaakasuuntainen tai jyrkästi kaakkoon kaatuva hiertovyöhyke, joka sijaitsee sitä intrudoivan 1,57 Ga Kolinummen anortosiitin (Vaasjoki 1977) lähellä (Väisänen & Skyttä 2007). Hiertovyöhykkeestä on havaittu jyrkästi alas kaatuvia ja lievästi koilliseen kaatuvia lineaatioita (Väisänen & Skyttä 2007).

Väisänen & Skyttä (2007) havaitsivat kaakkopuoli ylös -siirtymän sekä oikeakätisen vaakasuuntaisen hiertosuunnan, jonka perusteella he tulkitsevat Kolinummen hiertovyöhykkeen oblique slip -hiertovyöhykkeeksi.

4.3.3 Porkkala-Mäntsälän ja Vuosaari-Korson hiertovyöhykkeet

Porkkalan-Mäntsälän hiertovyöhyke (The Porkkala-Mäntsälä Shear Zone, PMSZ) on vasenkätinen, koillis-lounassuuntainen hiertovyöhyke, joka on seurausta lyhytaikaisesta pohjois-etelä-suuntaisesta kuoren lyhentymisestä n. 1,85 Ga sitten (Pajunen et al. 2008). PMSZ jatkuu Elminen et al. (2008) mukaan ainakin 150 km Lahteen ja toiset 150 km lounaaseen Viroon (Koistinen 1994). PMSZ leikkaa jyrkästi itä-länsisuuntautunutta eteläistä vulkaanis-sedimenttisten kivien jaksoa (The Southern Volcanic-Sedimentary Belt, SVB), Espoon granitoidikompleksia (Espoo Granitoid Complex, EGC) sekä Etelä-Suomen hiertovyöhykettä (The South Finland Shear Zone, SFSZ), jota se myös taivuttaa koilliseen (Pajunen et al. 2008). PMSZ:n vanhemmat rakenteet taipuvat duktiilisti ja vasenkätisesti Nuuksion granitoidia vasten (kuva 6), (Pajunen et al. 2008). PMSZ:n koillis-lounassuuntaiset rakenteet muodostuivat vasenkätisessä kulkusiirrosliikkeessä, jonka aiheutti pohjois-eteläsuuntainen puristus (Pajunen et al. 2008).



Kuva 6. Porkkala-Mäntsälä hiertovyöhykkeen tektoniset rakenteet Espoossa sekä Bodomin ja Obbnäsin rapakivi-intruusioiden rakenteellinen asema. Muokattu Pajunen et al. (2008) mukaan.

Espoon granitoidikompleksin ja läntisen Uudenmaan granuliittikompleksin jatkuva korkean asteen deformaatio taivutti duktiilisti aiempia deformaatorakenteita enemmän pohjoisen suuntaan (Pajunen et al. 2008). Tämän pohjois-eteläsuuntaisen hierto/siirrosvyöhykkeen varrella tapahtui vasenkätistä itäpuoli ylös -hiertoa, kuten Vuosaari-Korso-hiertovyöhykkeessä (The Vuosaari-Korso Shear Zone, VKSZ) (Pajunen et al. 2008). Myöhäisessä svekofennisessä kehityksessä puristus kääntyi luode-kaakko-suunnasta itä-länsi-suuntaiseksi aiheuttaen duktiilia poimutusta (Pajunen et al. 2008). Myöhemmin vasenkätisestä liikkeestä Vuosaari-Korso hiertovyöhykkeessä tuli haurasta ja paikallistunutta, kun taas Porkkala-Mäntsälä hiertovyöhykkeessä myöhempi liike oli oikeakätistä (Pajunen et al. 2008).

4.3.3 Hyvinkää-Lahden hiertovyöhyke

Hyvinkää-Lahden hiertovyöhyke (The Hyvinkää-Lahti Shear Zone, HLSZ) on Päijänteelle asti koillispohjoinen-lounaiseteläsuunnassa kulkeva hiertovyöhyke, joka on jatketta Porkkala-Mäntsälän ja Vuosaari-Korson hiertovyöhykkeille (Pajunen et al. 2008). Pajunen et al. (2008) mukaan hiertovyöhykkeessä on tapahtunut vinoa vasenkätistä itäpuoli ylös -siirtymää.

Pajunen et al. (2008) mukaan HLSZ:n myöhäinen liike oli VKSZ tavoin (Elminen et al. 2008) jyrkkää vasenkätistä itäpuoli ylös -liikettä. Havaittavat mikrorakenteet kuitenkin liittyvät ainakin osittain svekofennisen orogenian jälkeisiin tapahtumiin (Elminen et al. 2008). Myöhäisemmässä vaiheessa deformaatio on taivuttanut Hyvinkään hiertorakenteita kohti pohjoista ja koillista, mikä tekee vyöhykkeestä monimutkaisen (Pajunen et al. 2008).

Hiertovyöhykkeen luoteispuolella magneettiset viitteet osoittavat kakkoon kaatuvia kaavamaisia anomalioita (Pajunen et al. 2008). Voimakkaimmin deformoituneen alueen rakenteet osoittautuvat jyrkästi kaakkoon kaatuviksi, joka yhdessä magneettisen ilmentymän kanssa viittaa lohkojen pakkautuneen luoteeseen (Pajunen et al. 2008).

4.4 Itä-länsi hiertovyöhykkeet

4.4.1 Etelä-Suomen hiertovyöhyke

Etelä-Suomen hiertovyöhyke (SFSZ) on Etelä-Suomessa sijaitseva 200 km pituinen itä-länsisuuntainen hiertovyöhyke, joka kääntyy itäisessä Ahvenanmaan saaristossa luoteeseen (Väisänen & Skyttä 2007; Torvela et al. 2008). Torvela & Ehlers (2010) erottavat kuitenkin Jurmon saarelta luoteeseen kaareutuvan osan Sottunga-Jurmo hiertovyöhykkeeksi (The Sottunga-Jurmo Shear Zone, SJSZ).

Yli kilometrin levyinen Etelä-Suomen hiertovyöhyke vaikuttaa aktivoituneen useaan otteeseen (Torvela et al. 2008). Alueen duktiilisti deformoituneet raitaiset granodioriittiset ja tonaliittiset gneissit sisältävät myloniitteja, joiden laajuus vaihtelee (Torvela et al. 2008). Torvela et al. (2008) ajoittaa SFSZ:n lounaisosien duktiilin deformaation 3 vaiheeseen: ~1,85 Ga, ~1,83 Ga ja 1,79 Ga. Lisäksi SFSZ deformoitui vielä ainakin kerran 1,78–1,58 Ga välillä, jolloin hiertovyöhykkeeseen muodostui pseudotakyliittejä (Torvela et al. 2008). Ehlers et al. (2004) on ajoittanut hiertovyöhykettä leikkaavista

kivistä maksimi-ikäksi ~ 1865 Ma ja todennut myös 1790 ± 6 Ma ikäisen deformaation olevan hiertovyöhykkeen viimeisin merkittävä duktiili deformaatiovaihe.

Lisäksi Pajunen et al. (2008) mukaan SFSZ on monimutkainen voimakkaasti deformoitunut vyöhyke, johon on sen itäosassa muodostunut siirroksia ja hiertoa Porkkala-Mäntsälän hiertovyöhykkeestä sekä poimutusta ja siirroksia Vuosaari-Korso hiertovyöhykkeestä. Pajunen et al. (2008) mukaan SFSZ koostuu useista vierekkäisistä deformaatiovyöhykkeistä, jotka sijaitsevat tektonisten alueiden rajoilla. Alkuperäisesti itä-länsi kulkeva SFSZ on taipunut sen itäosassa koilliseen, joka on myös vaikuttanut Porkkala-Mäntsälä hiertovyöhykkeen muodostumiseen (Pajunen et al. 2008).

4.4.2 Sottunga-Jurmon hiertovyöhyke

Sottunga-Jurmon hiertovyöhyke (SJSZ) on Ahvenanmaan ja Turun saariston halki kulkeva luode-kaakkosuuntainen hiertovyöhyke (Torvela & Ehlers 2010). Hiertovyöhyke on hyvin paljastunut jäätikön muokkaamilla saarilla ja luodoilla (Torvela & Ehlers 2010).

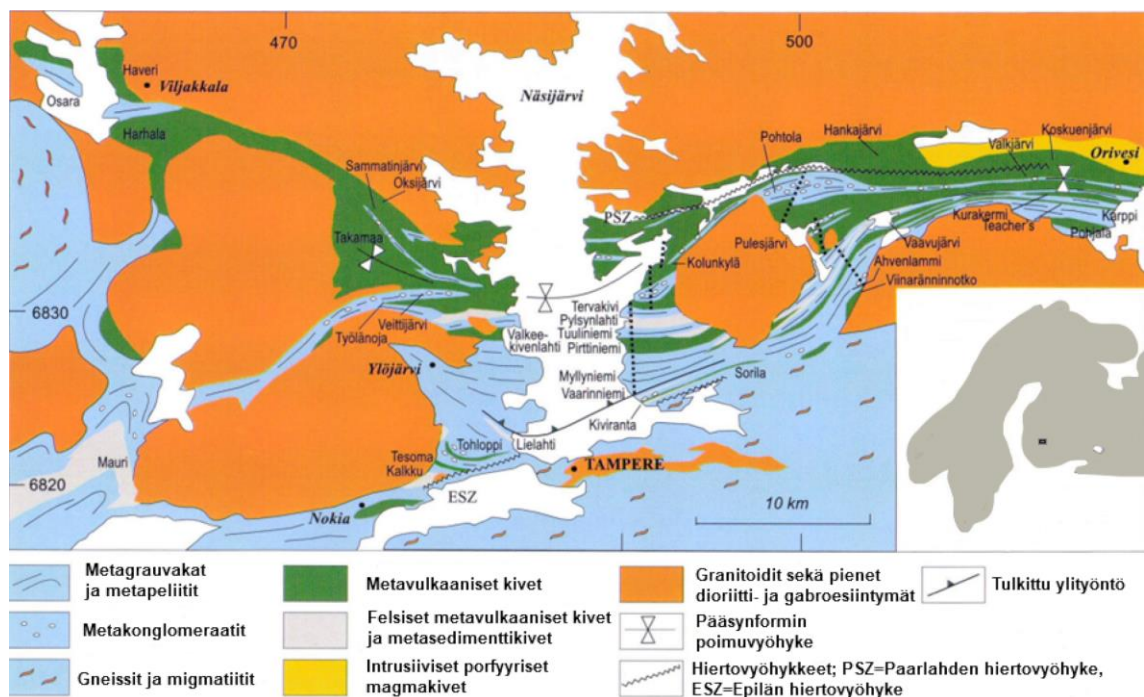
Torvela & Ehlers (2010) mukaan hiertovyöhykkeen kinematiikka osoittaa oikeakätisen lounaispuoli ylös -siirtymän. Sottunga-Jurmo hiertovyöhykkeessä on Etelä-Suomen hiertovyöhykkeen tavoin tapahtunut merkittävää duktiilia deformaatiota kolmessa eri vaiheessa: $\sim 1,85$ Ga, $\sim 1,83$ Ga ja $1,79$ Ga (Torvela & Ehlers 2010). Toisessa deformaatiovaiheessa $\sim 1,83$ Ga, hiertovyöhyke oli jo hyvin kehittynyt (Torvela et al. 2008). Viimeisen duktiilin uudelleenaktivoinnin jälkeen hiertovyöhykkeen kivet jäähtyivät ja deformaation olosuhteet muuttuivat duktiili-hauraaksi (Torvela et al. 2008). SJSZ aktivoitu tämän jälkeen vielä ainakin kerran duktiili-hauraissa olosuhteissa, mikä havaitaan kataklasiiteista ja pseudotakyliiteistä (Torvela et al. 2008). Torvela et al. (2008) on määrittänyt pseudotakyliittien maksimi-ikäksi $\sim 1,78$ Ga ja minimi-ikäksi $\sim 1,58$ Ga.

SJSZ:lla on useita rakenteellisia yhteyksiä luoteeseen (esim. Sjöström & Bergman 1998; Högdahl 2000; Högdahl et al. 2009). SJSZ:n tektonisen aseman kytköksestä on useita näkemyksiä. Soesoo et al. (2004), mukaan SJSZ:ta kaakkoon Viroa kohti suuntautunut hierto on suoraa jatkoa Ahvenanmaan hierrolle. Soesoo et al. (2004) kutsuukin Viroa kohti kulkevaa hiertovyöhykettä ja Sottunga-Jurmo hiertovyöhykettä Åland-Paldiski-Pskov hiertovyöhykkeeksi. Ehlers et al. (2004) puolestaan kuvaavat Sottunga-Jurmo hiertovyöhykettä Etelä-Suomen hiertovyöhykkeen kaareutuvaksi osaksi, joka tekisi Etelä-Suomen hiertovyöhykkeestä 200 km pitkän. Lahtinen et al. (2005) mukaan vyöhyke

olisi Ruotsista Viroon kulkevan hiertovyöhykkeen (Hasselan hiertovyöhyke) jatkoa, joka olisi myös tektoninen rajapinta. Lahtinen et al. (2005) mukaan on SJSZ olisi siis vain suuren mittakaavan sivuttaissiirros. Torvela & Ehlers (2010) pitävät kuitenkin todennäköisempänä, että tämä suuren mittakaavan hierto koostuisi lyhyemmistä hiertovyöhykkeiden verkostoista.

4.4.3 Tampereen liuskejakson hiertovyöhykkeet

Tampereen liuskejakso (Tampere Schist Belt, TSB) on n. 200 km pitkä jakso, jonka leveys on suurimmillaan 20 km (Nironen 1989). Liuskejakso sijaitsee sen pohjoispuolella olevan Keski-Suomen granitoidikompleksin ja eteläpuolella olevien migmaattisten gneissien ja intrusiivisten kivien välissä (Nironen 1989). Liuskejakso on kaari-tyyppinen vulkaanis-sedimenttisten kivien jakso, joka koostuu itä-länsisuuntaisesta merkittävästä synformista sen keskiosissa (Kuva 7), (Kähkönen 1999).



Kuva 7. Tampereen liuskejakson litologinen kartta rakenteellisten tulkintojen kanssa, perustuen Kähkönen (1989) tutkimukseen ja viitteisiin. Muokattu Kähkönen, (1999) mukaan.

Nironen (1989) mukaan liuskejakson litologiset rajat, geofysikaaliset korkeuskäyrät ja liuskeisuudet ovat kaikki suuntautuneet karkeasti suuntaan itä-länsi. Nironen (1989)

mukaan liuskejaksosta löytyy vaihtuva metamorfinen jakso, joka edustaa myös hiertovyöhykettä.

Vaiheuttumisvyöhykkeessä sijaitsee kapea, voimakkaasti deformoitunut granodioriittiesiintymä, jonka myloniittinen liuskeisuus kaatuu jyrkästi suuntaan kaakkoisetelä (Nironen 1989). Esiintymästä otetuista ohuthieistä havaittiin epäsymmetristen porfyroklastien ja S-C rakenteiden avulla eteläpuoli ylös -siirtymä (Nironen 1989). Nironen (1989) havaitsi kapeista muodonmuutosvyöhykkeistä myös vaakasuuntaista liikettä, mutta merkittävämpi liike oli kuitenkin pystysuuntaista.

Liuskejakson pohjoisosassa on myös toinen itä-länsisuuntainen hiertovyöhyke (Nironen 1989). Tämä vyöhyke on yli 100 metriä leveä ja sen keskiosissa sijaitsee myloniittisia felsisiä liuskeita, joilla on pystysuuntainen liuskeisuus ja jyrkästi kaatuvat mineraalilineaatiot (Nironen 1989). Myloniiteista tehdyt ohuthieet osoittavat pystysuuntaisen siirtymän olleen pohjoispuoli ylös, joka on eteläisempään hiertovyöhykkeeseen päinvastainen (Nironen 1989). Nironen (1989) mukaan pohjoinen-etelä suuntaisen kuoren lyhenemisen takia on todennäköistä, että hierto oli ylityöntö- tai reverssiliikettä. Kataklastien deformaatio viittaa myös siihen, että liuskejaksossa tapahtui toistuvaa siirrostumista duktiileissa sekä haurassa olosuhteissa (Nironen 1989).

4.4.4 Someron hiertovyöhyke

Someron hiertovyöhyke (The Somero Shear Zone, SSZ) on aiemmin tunnettu myös nimellä Painion hiertovyöhyke (Stel et al. 1989) ja Riihikosken hiertovyöhyke (Väisänen & Hölttä 1999). SSZ on merkittävä itä-länsisuuntainen pystysuuntainen tai lähes pystysuuntainen hiertovyöhyke, joka sijaitsee n. 100 km pohjoiseen Etelä-Suomen hiertovyöhykkeestä (Väisänen & Skyttä 2007). Vyöhyke on selkeästi havaittavissa aeromagneettisella kartalla, jossa sen negatiiviset anomaliat leikkaavat alueen litologisia rajoja (Nironen 1999). Väisänen & Skyttä (2007) mukaan SSZ hajoaa sen läntisissä osissa useiksi pienemmiksi koillisitä-lounaislänsisuuntaisiksi hiertovyöhykkeiksi, joita he pitävät hiertovyöhykkeen päättyvänä viuhkana. Idässä SSZ liittyy Hyvinkään hiertovyöhykkeeseen (The Hyvinkää Shear Zone, HSZ), (Kauti 2016).

Someron päähiertovyöhykkeestä ja sen läntisten osien hajautuneista hiertovyöhykkeistä havaittiin lähes vaakasuuntaisia lineaatioita sen myloniiteista sekä oikeakätistä hiertoa edustavia kinemaattisia indikaattoreita (Väisänen & Skyttä 2007). Nironen (1999)

puolestaan havaitsi hiertovyöhykkeen S-C rakenteista vaakasuuntaiseen vasenkätiseen hiertoon viittaavia indikaattoreita. Väisänen & Skyttä (2007) havaitsivat SSZ:n keskiosasta, Someron kaupungin itäpuolelta kaksi luode-kaakkosuuntaista vierekkäistä hiertovyöhykettä. Näistä eteläisempi päävyöhyke, osoittaa pystysuuntaisia lineaatioita myloniiteista ja eteläpuoli alas -siirtymää edustavia indikaattoreita (Väisänen & Skyttä 2007). Pohjoisempi Painionjärven vyöhyke osoittaa vastakkaisen eteläpuoli ylös-siirtymän (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen & Skyttä (2007) pitävät vaihtelevia kinemaattisia indikaattoreita viitteenä SSZ:n monimutkaisista tektonisista liikunnoista.

Väisänen & Skyttä (2007) pitävät luode-kaakko kulkevaa Painio-Hirsjärvi hiertovyöhykettä osana Someron hiertovyöhykettä. Pajunen et al. (2008) mukaan duktiilit ja terävästi leikkaavat hauraat rakenteet osoittavat Painion alueen hierron uudelleenaktivoitumisen.

4.4.5 Hyvinkään hiertovyöhyke

Hyvinkään hiertovyöhyke (HSZ) on Hyvinkään gabro-vulkaanisen jakson (Hyvinkää Gabbroic-Volcanic Belt, HGB) ja Länsi-Uusimaan granuliittikompleksin (West Uusimaa granulite Complex, WUC) välissä sijaitseva n.8 km leveä monimutkainen voimakkaasti deformoitunut hiertovyöhyke (Pajunen et al. 2008). HSZ on heikosti paljastunut ja sitä peittää paksu sedimenttipeite (Pajunen et al. 2008)

Hyvinkään hiertovyöhykkeen aiemmat rakenteet ovat itä-länsisuuntaisia, mutta ne taipuvat koillis-lounassuuntaisiksi HLSZ tavoin (Pajunen et al. 2008). Lännessä hiertovyöhyke jatkuu luoteeseen, jossa se jakautuu Someroa ja Koskea kohti (Pajunen et al. 2008). Pajunen et al. (2008) mukaan Hyvinkään hiertovyöhykkeellä on itä-länsisuuntainen jatke Askolan doomialueen pohjoispuolella, joka viittaa uudelleenaktivointiin myöhäisempänä kulkusiirosliikkeenä. WUC:n puolen hiertorakenteet ovat korkea-asteisempia ja vahvasti uudelleenkiteytyneitä verrattuna pohjoisempiin rakenteisiin. Korkea-asteisimmasta alueesta löytyi myös itä-länsi suuntautunutta sillimaniittiä, jota peittää sulataskut (Pajunen et al. 2008). Pajunen et al. (2008) mukaan Hyvinkään hiertovyöhykkeessä tapahtui deformaatiota kahdessa eri vaiheessa.

Varhaisemmat itä-länsisuuntaiset rakenteet kaatuvat 90°-80° pohjoiseen ja myöhäisemmät rakenteet WUC:n pohjoispuolella taas pystysuorasti suuntaan koillisitä-

lounaislänsi (Pajunen et al. 2008). Varhaisemmista rakenteista löytyi protomyloniittista liuskeisuutta, S-C rakenteita, kiertyneitä kivipartikkeleita ja raahauspoimuja (Pajunen et al. 2008). Rakenteet osoittavat varhaisempien rakenteiden pohjoispuoli ylös -siirtymän, jossa tapahtui oikeakätistä vinoa reverssiliikettä (Pajunen et al. 2008). Myöhäisemmän vaiheen deformaatio osoittaa koillispuoli ylös -siirtymää, jossa tapahtui myös oikeakätistä vinoa reverssiliikettä (Pajunen et al. 2008).

Pajunen et al. (2008) mukaan Hyvinkään hiertovyöhyke liittyy jatkuviin deformaatiotapahtumiin, jossa ensimmäiset rakenteet muodostuivat svekofennisen orogenian venymisvaiheessa ja voimakkaimmat hiertorakenteet taas kuoren lyhenemisen seurauksena.

5. Yhteenveto

Etelä-Suomen svekofennisen orogeenian muodonmuutos (strain) on suuntautunut itä-länsi ja ~pohjoinen-etelä kulkeviksi hiertovyöhykkeiksi (Väisänen & Skyttä 2007). 150-200 km pitkät ~itä-länsisuuntaiset Someron hiertovyöhyke (SSZ) ja Etelä-Suomen hiertovyöhyke (SFSZ) ovat yhdistyneet toisiinsa niiden välillä kulkevien ~ pohjoinen-etelä hiertovyöhykkeiden kautta (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen & Skyttä (2007) mukaan SSZ ja SFSZ olivat aktiivisia samaan aikaan. Itä-länsisuuntaiset hiertovyöhykkeet ovat kinematiikaltaan pääasiassa oikeakätisiä kulkusiiirroksia ja ~pohjoinen-etelä-hiertovyöhykkeet taas normaali- ja reverssisiirroksia, joiden hiertokäisyys vaihtelee (Väisänen & Skyttä 2007). Väisänen & Skyttä (2007) mukaan tämä selittyy kaksivaiheisella kehitysmallilla, jossa hiertovyöhykkeitä muodostui ensin puristavassa vaiheessa ja myöhemmin venyvässä vaiheessa. Myös Väisänen & Hölttä (1999) mukaan Etelä-Suomessa siirrostumissuunnat ovat muodostuneet eri aikoina.

Pajunen et al. (2008) mukaan itä-länsisuuntaisten HSZ:n ja SFSZ:n ja pohjois-koillinen suuntaisten PMSZ:n sekä VKSZ:n välillä on paljon yhteistä. Myös HLSZ linkittyy näihin hiertovyöhykkeisiin, koska se on (Pajunen et al. 2008) mukaan jatkoa Porkkala-Mäntsälän ja Vuosaari-Korson hierrolle. SFSZ on taipunut sen itäosissa koilliseen kohti PMSZ:aa, missä siihen on muodostunut siirroksia ja poimutusta PMSZ:ta sekä VKSZ:ta (Pajunen et al. 2008). SFSZ:n ja SJSZ:n duktiili deformaatio tapahtui useissa vaiheissa ~1,85–1,79 Ga välillä (Torvela et al. 2008) ja näkemykset erityisesti SJSZ:n tektonisesta asemasta vaihtelevat.

~Pohjoinen-eteläsuuntaisista hiertovyöhykkeistä KoSZ, KSZ, PMSZ ja JSZ osoittavat pääasiassa itäpuoli ylös -siirtymää (Väisänen & Skyttä 2007). Näillä hiertovyöhykkeillä on yhteistä myös se, että niiden myloniittista aluetta ympäröivät muut duktiilit deformaatioalueet (Väisänen & Skyttä 2007). JSZ muodostaa (Väisänen & Skyttä 2007) mukaan useiden vierekkäisten hiertovyöhykkeiden kautta kukkarakenteen (flower structure). Salitun hiertovyöhyke (SaSZ) on tulkittu olevan kulkusiiirros (Väisänen & Skyttä 2007). Vaikka itäpuoli ylös -reverssiliikkeet olivat näissä hiertovyöhykkeissä vallitsevia, havaittiin myös vastakkaisia hiertosuuntia (Väisänen & Skyttä 2007). Ohuthieistä havaittiin itäpuoli alas mikrorakenteita ja duktiili-hauraasta, hauraasen viittaavia mikrorakenteita, joista duktiilit ovat KSZ:ta ja JSZ:ta (Väisänen & Skyttä 2007). Nämä mikrorakenteet on tulkittu viittaavaan myöhempiaikaiseen

muodostumiseen, joka viittaa vaihteleviin puristusvoimiin ja jaksottaisiin stressin purkautumisiin, josta seurasi vastakkaista liikettä (Väisänen & Skyttä 2007).

VSZ, MSZ ja PSZ eroavat muista pohjois-etelä- ja koillis-lounassuuntaisista hiertovyöhykkeistä, sillä ne ovat kapeampia, yleistä alueellista suuntausta leikkaavia ja vain paikallisesti vanhempiin rakenteisiin vaikuttavia (Väisänen & Skyttä 2007). Näiden hiertovyöhykkeiden mikrorakenteet ovat pääasiassa haurasta deformaatiota edustavia (Väisänen & Skyttä 2007). MSZ ja PSZ osoittivat itäpuoli alas -siirtymän, kuten myös satunnaiset näytteet KSZ:ta ja JSZ:ta. Väisänen & Skyttä (2007) mukaan nämä liikkeet ovat pääsuuntaa vastakkaisia ja edustavat myöhäisempää venymisvaiheen deformaatiota. Väisänen & Skyttä (2007) mukaan venymisvaihe uudelleenaktivoi kaikki puristusvaiheen hiertovyöhykkeet ainakin jossain määrin. Väisänen & Hölttä (1999) tuovat esille, että jos MSZ:n ja PSZ:n kaltainen itäpuoli alas -siirtymä olisi johdonmukaista kaikille samansuuntaisille hiertovyöhykkeille, viittaisi se svekofennisen orogenian puristavan vaiheen muutoksesta venyvään vaiheeseen. Tämänkaltainen muutos viittaisi svekofennisen orogenian romahdukseen (Korja & Heikkinen 1995). Teoriaa tukee myös Pietikäinen (1994) tutkimus, joka käsittelee Porin alueen venymisvaiheen hiertovyöhykkeitä, jotka leikkaavat alueen pegmatiittigraniitteja. Lahtinen et al. (2005) mukaan orogeeninen romahdus ja kallioperän vakautuminen tapahtui 1,79–1,77 Ga välillä. Myös Nironen et al. (2006) teoria, jossa venyneet rakenteet leikkaavat puristavia rakenteita koko Etelä-Suomen alueilla viittaa samankaltaiseen teoriaan. Väisänen & Hölttä (1999) pitävät myös todennäköisenä, että Turun alueen hiertovyöhykkeet aktivoituivat vielä rapakivigraniittien intrudoitumisen aikana.

Tampereen liuskejakson hiertovyöhykkeet ovat muodostuneet D_1 ja D_2 aikaisissa deformaatiovaiheissa (Nironen 1989) ja ne eivät liity yhtä vahvasti muihin hiertovyöhykkeisiin. Kynsikankaan hiertovyöhykkeellä on myös hyvin erilainen deformaatiohistoria verrattuna muihin Etelä-Suomen hiertovyöhykkeisiin, sillä siinä on tapahtunut deformaatioita vielä Satakunnan hiekkakiven muodostumisen aikana 1,3–1,2 Ga (Pajunen et al. 2001).

6. Lähdeluettelo

- Abercrombie, R. & Ekström, G. (2001). Earthquake slip on oceanic transform faults. *Nature*, 410: 74–77.
- Araújo Neto, J., de Lira Santos, L., Viegas, G., de Souza, C., Miggins, D. & Cawood, P. (2023) Structural and geochronological constraints on the Portalegre shear zone: Implications for emerald mineralization in the Borborema Province, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 174(104921). <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104921>
- Boettcher, M., Hirth, G. & Evans, B. (2007). Olivine friction at the base of oceanic seismogenic zones. *Journal of Geophysical Research*, 112(B1). <https://doi.org/10.1029/2006JB004301>
- Brun, J. & Cobbold, P. (1980). Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. *Journal of Structural Geology*, 2(1): 149–158. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90045-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90045-0)
- Cawood, P. & Hawkesworth, C. (2015). Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles. *The Geological Society, London Special Publication*, 393(1): 9–21. <https://doi.org/10.1144/SP393.1>
- Cox, S., Wall, V., Etheridge, M. & Potter, T. (1991) Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits—examples from the Lachlan fold belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews*, 6(5): 391–423. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(91\)90038-9](https://doi.org/10.1016/0169-1368(91)90038-9)
- Cox, S., Knackstedt, M. & Braun, J. (2001). Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 14: 1–14. <https://doi.org/10.5382/Rev.14.01>
- Craw, D., Windle, S. & Angus, P. (1999). Gold mineralization without quartz veins in a ductile-brittle shear zone, Macraes Mine, Otago Schist, New Zealand. *Mineralium Deposita*, 34(4): 382–394. <http://dx.doi.org/10.1007/s001260050211>

- Daly, J., Balagansky, V., Timmerman, M. & Whitehouse, M. (2006). The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Geological Society, London, Memoirs*, 32: 561–578. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35>
- Ehlers, C. & Lindroos, A. (1990). Early Proterozoic Svecofennian volcanism and associated plutonism in Enklinge, SW Finland. *Precambrian Research*, 47(3–4): 307–318. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(90\)90044-Q](https://doi.org/10.1016/0301-9268(90)90044-Q)
- 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(1–4): 295–309. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90083-E](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90083-E)
- 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.
- Eisenlohr, B., Groves, D. & Partington, G. (1989) Crustal-scale shear zones and their significance to Archean gold mineralization in Western Australia. *Mineral. Deposita*, 24: 1–8. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00206714>
- Elminen, T., Airo, M.-L., Niemelä, R., Pajunen, M., Vaarma, M., Wasenius, P. & Wennerström, M. (2008). Fault structures in the Helsinki Area, southern Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper*, 47: 185–213.
- Ferry, J. (1980). A case study of the amount and distribution of heat and fluid during metamorphism. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 71: 373–385.
- Fossen, H. (2016) *Structural geology*. 2. painos. Cambridge, Cambridge University Press. 510 s.
- Fredrich, J., Evans, B. & Wong, T. (1989). Brittle to plastic transition in Carrara Marble. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4129–4145. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04129>
- Gaál, G. & Gorbatshev, R. (1987). An Outline of the precambrian evolution of the baltic shield. *Precambrian research*, 35: 15–52. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90044-1)

- Gabriel, M., Brantut, T., Mitchell, T. & Meredith, P. (2019). Fault reactivation and strain partitioning across the brittle-ductile transition. *Geology*, 47(12): 1127–1130
- Geologian tutkimuskeskus. (2008). *Suomen kallioperä 1:5 000 000*.
- Gorbachev, R. & Bogdanova, S. (1993). Frontiers in the Baltic Shield, *Precambrian Research*, 64(1-4): 3–21. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90066-B](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90066-B)
- Hickman, M. & Glassley, W. (1984). The role of metamorphic fluid transport in the Rb-Sr isotope resetting of shear zones. Evidence from Norde Stromfjord, West Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87(3): 265–281. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00373060>
- Hobbs, B., Ord, A. & Teyssier, C. (1986) Earthquakes in the ductile regime? *Pure and Applied Geophysics*, 124: 309–336. <https://doi.org/10.1007/BF00875730>
- Hodgson, C. (1989). The Structure of Shear-related, Vein-type Gold Deposits: A Review. *Ore Geology Reviews*, 4: 231–273. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(89\)90019-X](https://doi.org/10.1016/0169-1368(89)90019-X)
- Högdahl, K. (2000). Late-orogenic, ductile shear zones and protolith ages in the Svecofennian domain, central Sweden. *Stockholm, Stockholm University*. 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(1). <https://doi.org/10.1029/2008TC002277>
- Kauti, T (2016). Salon seudun kallioperän alueellinen 3D-malli – rakenteiden kontrollina duktiilit hiertovyöhykkeet ja Svekobaltinen transpressio. Pro Gradu -tutkielma, Maantieteen ja geologian laitos, Turun yliopisto. 101 s.
- Kitt, S., Klisters, A., Steven, N., Maiden, K. & Hartmann, K. (2016). Shear-zone hosted copper mineralisation of the Omitiomire deposit – structural controls of fluid flow and mineralisation during subduction accretion in the Pan-African Damara Belt of Namibia. *Ore Geology Reviews*, 75: 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.035>
- Koistinen, T. (1994). Precambrian basement of Gulf of the Finland and surrounding area 1:1 000 000. *Geologian tutkimuskeskus, Special Paper*, 21.

- 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(2): 504–517. <https://doi.org/10.1029/94TC02905>
- Korja, A., Lahtinen, R. & Nironen, M. (2006). The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs*, 32: 561–578. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032>
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. & Pekkala, Y. (1997). *Suomen kallioperäkartta - Berggrundskarta över Finland - Bedrock map of Finland 1:1 000 000*. Geologian tutkimuskeskus.
- 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(4): 287–333. <https://doi.org/10.1080/00206819909465144>
- Kähkönen, Y. (1989). Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, Southern Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin* 345: 104.
- Kähkönen, Y. (1999). Stratigraphy of the central parts of the Palaeoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland: review and revision. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 1: 13–29.
- Kärki, A., Laajoki, K. & Luukas, J. (1993). Major Palaeoproterozoic shear zones of the central Fennoscandian shield. *Precambrian Research*. 64(1–4): 207–223. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90077-F](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90077-F)
- Lahtinen, R., Korja, A. & Nironen, M. (2005). Paleoproterozoic tectonic evolution. *Developments in Precambrian Geology*, 14: 481–531. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(05\)80012-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(05)80012-X)
- Lahtinen, R., Korja, A., Nironen, M. & Heikkinen, P. (2009). Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia (2009). *Geological Society, London, Special Publications*, 318: 237–256. <https://doi.org/10.1144/SP318.8>

- McCaig, A. (1984). Fluid-rock interaction in some shear zones in the Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, 2(2): 129–141. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1984.tb00292.x>
- Micklethwaite, S. (2007). The significance of linear trends and clusters of fault-related mesothermal lode cold mineralization. *Economic Geology*, 102(6): 1157–1164. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1157>
- Nironen, M. (1989). The Tampere Schist Belt: Structural Style Within an Early Proterozoic Volcanic Arc System in Southern Finland. *Precambrian Research*, 43(1–2): 23–40. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90003-X](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90003-X)
- 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., Korja, A., Heikkinen, P. & the FIRE Working Group. (2006). A Geological interpretation of the upper crust along Fire a and Fire 2A. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 43: 77–103.
- Nironen, M., Kousa, J., Luukas, J. & Lahtinen, R. (2016a). *Geological map of Finland- Bedrock 1:1 000 000*. Geologian tutkimuskeskus.
- Nironen, M., Mänttari, I. & Väisänen, M. (2016b). The Salittu Formation in southwestern Finland, part I: Structure, age and stratigraphy. *Bulletin in the Geological Society of Finland*, 88: 85–103. <https://doi.org/10.17741/bgsf/88.2.003>
- Noël, C., Passelègue, F. & Violay, M. (2021). Brittle faulting of ductile rock induced by pore fluid pressure build-up. *Journal of Geophysical Research: SolidEarth*, 126(3). <https://doi.org/10.1029/2020JB021331>
- 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. *Geologian tutkimuskeskus 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. *Geologian tutkimuskeskus Special Paper*, 47: 15–309.

- Passchier, C. (1982) Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint Barthélemy Massif, French Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4(1): 69–79. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(82\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90008-6)
- Paterson, M. & Wong, T. (2005). *Experimental rock deformation - The brittle field*. 2. painos. Springer Berlin, Heidelberg. 348 s. <https://doi.org/10.1007/b137431>
- 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. Väitöskirja, Michigan Technological University. 130 s.
- Ploegsma, M. (1989). Shear zones in the West Uusimaa area, SW Finland. Väitöskirja, 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(1–2): 51–69. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(90\)90030-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(90)90030-T)
- Ramsay, J. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2): 83–99. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90038-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90038-3)
- Reimers, S., Engström, J. & Riller, U. (2018). The Kynsikangas shear zone, Southwest Finland: Importance for understanding deformation kinematics and rheology of lower crustal shear zones. *Teoksessa* Kukkonen, I., Heinonen, S., Silvennoinen, H., Karell, F., Kozlovskaya, E., Luttinen, A., Nikkilä, K., Nykänen, V., Poutanen, M., Skyttä, P., Tanskanen, E., Tiira, T. & Oinonen, K. (toim.): Lithosphere 2018 Tenth symposium on structure, composition and evolution of the lithosphere, programme and extended abstracts. *Institute of Seismology, University of Helsinki*, Report S-67: 95–98.
- Saalmann, K., Mänttari, I., Ruffet G. & Whitehouse, M. (2009). Age and tectonic framework of structurally controlled Palaeoproterozoic gold mineralization in the Häme belt of southern Finland. *Precambrian Research*, 174(1–2): 53–77. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.06.005>
- Scholz, C. (1980). Shear heating and the state of stress on faults. *Journal of Geophysical Research*, 85(B11): 6174–6184. <http://dx.doi.org/10.1029/JB085iB11p06174>
- Scholz, C. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. 3. painos. Cambridge, Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316681473>

- Sibson, R. (1980). Transient discontinuities in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2), 165–171. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90047-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90047-4)
- Schreurs, J. & Westra, L. (1986). The thermometric evolution of a Proterozoic, low pressure, granulite dome, West Uusimaa, SW Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93: 236–250.
- Sibson, R., Robert, F. & Poulsen, K. (1988). High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits: *Geology*, 16: 551–555. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016%3C0551:HARFFP%3E2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016%3C0551:HARFFP%3E2.3.CO;2)
- Sjöström, H. & Bergmann, 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. *Uppsala, Uppsala University*. 42 s.
- Sjöström, H. & Persson, K. (2001). *Deformation zones in eastern Bergslagen (Uppland-Sörmland)*. Uppsala University, Uppsala. 80 s.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.07.005>.
- Soesoo, A., Puura, V., Kirs, J., Petersell, V., Niin, M. & All, T. (2004). Outlines of the Precambrian basement of Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology*, 53: 149–164.
- Stel, H., Veenhof, R., Huizenga, J., Timmerman, M. & Hartsink, J. (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.
- Talukdar, M., Chattopadhyay, N. & Sanyal, S. (2012) Shear controlled Fe-mineralization from parts of South Purulia shear zone. *Journal of Applied Geochemistry*, 14(4): 496–508.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-009-0451-3>

- Torvela, T., Mänttari, I. & Hermansson, T. (2008). Timing of deformation phases within the South Finland shear zone, SW Finland. *Precambrian Research*, 160(3–4): 277–298. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.08.002>.
- Vaasjoki, M. (1977). Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin*, 294: 64.
- Vajdova, V., Zhu, W., Chen, T.-M. & Wong, T-F. (2010) Micromechanisms of brittle faulting and cataclastic flow in Tavel limestone. *Journal of Structural Geology*, 32: 1158–1169. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.07.007>
- Van Staal, C. & Williams, P. (1983). Evolution of a Svekofennian-mantled gneiss dome in SW Finland, with evidence for thrusting. *Precambrian Research*, 21(1): 101–128. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(83\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(83)90007-4)
- Vitorino, A., Figueiredo e Silva, R. & Lobato, L. (2020) Shear- zone related gold mineralization in quartz-carbonate veins from metamafic rocks of the BIF-hosted world-class Cuiaba deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilatero Ferrífero, Brazil: vein classification and structural control. *Ore Geology Reviews*, 127(103789). <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103789>
- 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. & Kirkland, C. (2008). U-Th-Pb zircon geochronology on igneous rocks in the Toija and Salittu Formations, Orijärvi area, southwestern Finland: Constraints on the age of volcanism and metamorphism. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 80: 73–87.
- Väisänen, M. & Skyttä, P. (2007). Late Svecofennian shear zones in southwestern Finland. *GFF*, 129(1): 55–64. <https://doi.org/10.1080/11035890701291055>.
- Warren, J. & Hansen. L. (2023) Ductile Deformation of the Litospheric Mantle. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 51: 581–609. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-031621-063756>.
- Windley, B. (1995). *The Evolving Continents*. 3. painos. John Wiley & Sons, New York. 526 s.

Wong, T., David, C. & Zhu, W. (1997). The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: Mechanical deformation. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2): 3009–3025. <https://doi.org/10.1029/96JB03281>

Zoheir, B. (2009). Characteristics and genesis of shear zone-related gold mineralization in Egypt: A case study from the Um El Tuyor mine, south Eastern Desert. *Ore Geology Reviews*, 34(3): 445–470. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.05.003>