

VENDI-  
KAUDESTA  
NYKYAIKAAN  
—  
peruskallion  
pintasilaus

Ilkka Laitakari

**S**uomen peruskallio muodostui sellaiseksi, jona sen tänä päivänä näemme ja tunnemme, miljardeja vuosia sitten. Viimeisimpien 600 - 500 miljoonan vuoden aikana peruskalliomme on ollut alttiina lähinnä vain rapautumiselle ja ainesten kerrostumiselle - prosesseille, jotka ovat muovanneet sen pintaosien piirteitä, mutta eivät juuri ole vaikuttaneet maankuoren rakenteeseen ja koostumukseen.

Suomen lähialueilla, kuten Karjalan kannaksella ja Virossa, missä peruskalliota peittävät nuoremmat sedimenttikivet, pidetään peruskallion rajana perinteisesti vendikauden alkua eli aikaa 650 miljoonaa vuotta sitten. Vendisedimentit ovat kerrostuneet peruskallion pitkälle tasoittuneen penepiaanipinnan päälle, ja kaikki peruskallion kivilajit ja rakenteet katkeavat tähän rajapintaan. Myös Suomen alueella on monissa paikoissa jäännöksiä vendisedimenteistä, jotka todennäköisesti ovat aikaisemmin peittäneet paljon laajempia alueita. Geologisesti nämä kallioperän kokonaisuuden kannalta vähäpätöiset jäännökset ovat sikäli kiintoisia, että ne osoittavat kallioperän eroosiopinnan jo vendikaudella olleen hyvin lähellä nykytasoa.

Tässä luvussa käydään esimerkinomaisesti läpi kallioperämme viimeisimpiä kehitysvaiheita vendikaudesta nykyaikaan. Eri-ikäisten sedimentaatiovaiheiden lisäksi käsitellään siirros- ja ruhjevyyöhykkeitä sekä viimeisten jääkausien jälkiä kallioperässämme. Vendikaudella tai sen jälkeen syntyneitä alkalikiviä ja meteoriittitörmäyskraatereita käsitellään erikseen Luvuissa 10 ja 12.

### 13.1. Lauhanvuori

Suomessa voidaan peruskallion ja sitä peittävien sedimenttikivien rajan ilmiöiden tyyppialueena pitää Lauhanvuoren seutua Etelä-Pohjanmaalla (*Kuva 11.1*). Vendikauden alussa alueen tasoittuminen eli planaatio oli edennyt lähelle seudun nykytasoa, arviolta 180 – 200 metrin korkeudelle nykyisestä merenpinnasta. Fennoskandia sijaitsi lähellä päiväntasaajaa (ks. kuva sivulla 91; Pesonen ym. 1991) ja trooppisissa olosuhteissa seudun paljaat graniittikalliot rapautuivat niin fyysikaalisesti kuin kemiallisestikin (Kejonen 1983). Erityisesti rakojen kohdalla rapautuminen ulottui metrien, jopa kymmenienkin metrien syvyyteen.

Vendikaudella laajat alueet Länsi-Suomen rapautunutta peruskalliota peittyivät matalaan veteen, johon varsinkin jokisuiden tuntumassa kerrostui kvartsihiekkaa. Aikojen kuluessa hiekka iskostui hiekkakiveksi, jota on muutamissa paikoin, kuten Lauhanvuoren alueella, säilynyt nykyaikaan saakka.

Lauhanvuoren seudun vesissä uiskenteli varmaankin monenlaisia organismeja, mutta fossiilien säilymiseen steriilissä kvartsihiekkassa oli hyvin vähäiset mahdollisuudet. Ainoat selvät fossiilit seudun hiekkakivessä ovat pohjalla mabelleiden *annelidien* ryömimisjäljet (*Kuva 13.1*). Tynnin ja Hokkasen (1982) mukaan niiden ikä on korkeintaan noin 700 miljoonaa vuotta ja myös virolainen paleontologi E.A. Pirrus pitää niitä vendikautisina.

Rakomyötäisesti rapautuneen graniitin peittyminen kvartsihiekkakiven suojaan merkitsi Lauhanvuoren toorien muodostumisen ensimmäistä vaihetta, mutta lopullisen muotonsa toorit saivat vasta jääkauden jälkeen, kun jäätikkö oli kuluttanut hiekkakiven pois graniitin päältä ja rantavoimat puhdistivat rapautumistuotteet graniittikallioiden raoista jättäen jälkeensä rapautumattomat keskukset, pylvyäät, joita nyt nimitetään tooreiksi (ks. myös *Kuva 8.15*).



**Kuva 13.1.** Matomaisten annelidien ryömimisjälkiä Lauhanvuoren vendikautisessa hiekkakivessä. Näytteen pituus n. 30 cm. Kuva Helena Halme.

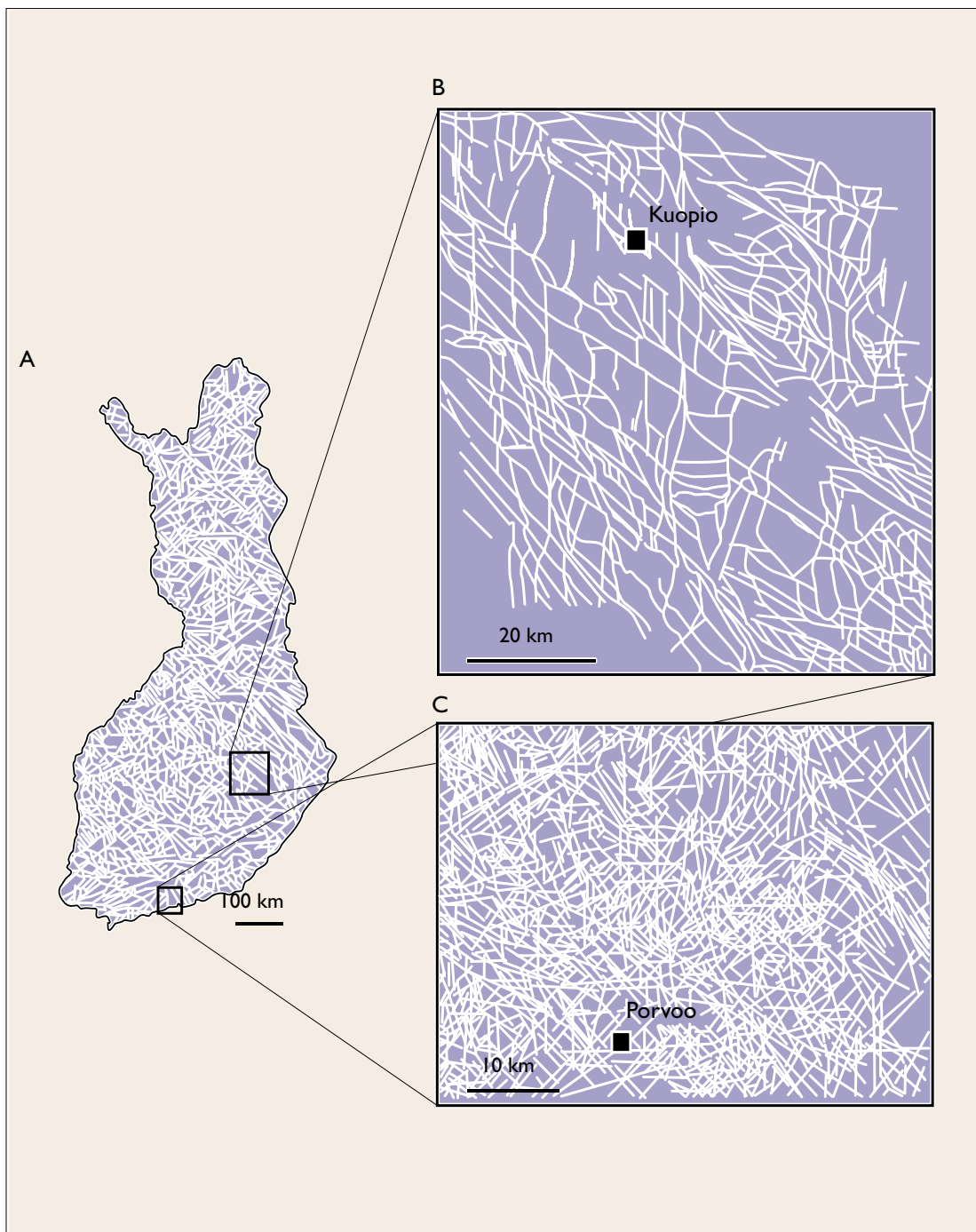
### 13.2. Pohjanlahti

Selkämeren ja Perämeren altaat olivat olemassa jo jotunikaudella ja peittyivät silloin osittain hiekkään, joka myöhemmin iskostui hiekkakiveksi. Myöhemmin altaat olivat vuoroin meren peitossa ja vuoroin kuivana maana (Uutela 1989). Seuraavassa mainitaan muutamia yksityiskohtia Pohjanlahden geologisesta historiasta pyrkimättä kuitenkaan ajallisesti kattavaan kuvaukseen.

Vaikka pääosa Muhoksen sedimenttikivialueesta on iältään jotunista (vrt. *Kuva 11.1*), jatkui sedimentaatio Tynnin ja Donnerin (1980) suorittamien mikro-fossiilitutkimusten perusteella Hailuodon seudulla vielä 650 – 570 miljoonaa vuotta sitten eli vendikaudelle saakka. Rannikolla melko yleisten kambrihiekkakivilohkareiden (Winterhalter ym. 1981) perusteella on päätelty jotunisedimenttien päällä Perämeren pohjassa olleen myös kambrikautisia sedimenttejä. Flodénin ym. (1980) seismisten tutkimusten mukaan niitä onkin Perämeren länsiosassa säilynyt jopa 90 metrin paksuudelta. Selkämerellä kambri-sedimenttejä on seismisten tutkimusten perusteella (Axberg 1980) vieläkin paksummalti, paikoin jopa 165 metriä.

Veltheim (1969) on havainnut Peräme-





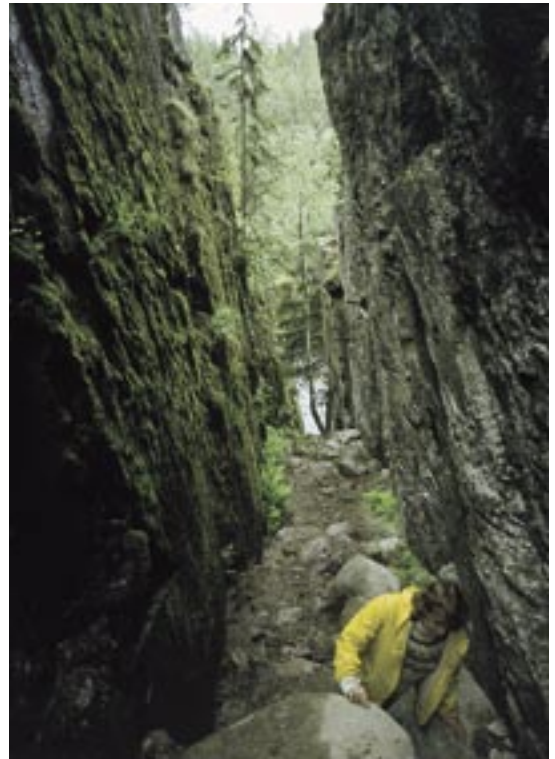
**Kuva 13.2.** Suomen kallioperän ruhjeita (A) koko maan, (B) Kuopion alueen ja (C) Porvoon ympäristön mittakaavassa. Maisemakuvassa ruhjeet ilmenevät kapeina laaksoina, jokiuomina ja vesistöreitteinä; niiden esiintymistiheydessä on selviä alueellisia vaihteluita (vrt. kuvat B ja C). Ruhjeiden verkosto muodostaa itseään toistavan rakenteen, jossa suurimittakaavaisten rakenteiden pääsuunnat usein toistuvat pienimittakaavaisten piirteiden suunnissa. Kuva Helsingin yliopiston geologian laitoksen kallioperän ruhjevyöhykkeet ja pohjavesi -projektin aineistosta.

ren rannikolla iältään määrittämättömissä konglomeraattilohkareissa tuulen hiomia kiviä eli *ventifakteja*, jotka näyttävät muotoutuneen aavikko-olosuhteissa. Konglomeraatit ovat melko heikosti iskostuneita ja samanlaisia ventifakteja on Pohjanmaan rannikkoseuduilta löytynyt runsaasti myös irrallisina. Heikosta iskostumisesta päätellen konglomeraatti on iältään jotunua nuorempaa ja todistaa seudun ainakin ajoittain olleen kuivaa maata. Varsinaisista aavikko-olosuhteista tuulen hiomat kivet sen sijaan eivät todista, sillä ilmastosta riippumatta maakasvillisuus puuttui kaikkialta ja lyhyinäkin kuivina jaksoina tuuli pääsi hiomaan irtokiviä ventifakteille tyypillisiksi kolmi- tai viisitahokkaiksi.

### 13.3. Siirros- ja ruhjevyöhykkeet

Jo 1900-luvun alkuvuosina kiinnittivät monet geologit (mm. Frosterus 1903 ja Sederholm 1913) huomiota korkokuvassa, erityisesti vesistöjen muodoissa ilmeneviin viivasuuntiin, jotka jo silloin tulkittiin kallioperän ruhjevyöhykkeistä johtuviksi. Karttaja ilmakuva-aineiston parantuessa aihetta on voitu lähestyä yhä yksityiskohtaisemmin. Härme (1961) kokosi pääasiallisesti 1 : 100 000 -mittakaavaisiin topografikarttoihin ja ilmakuviin perustuvan, koko Suomen kattavan ruhjevyöhykekartan, joka ensi kertaa antoi hyvän yleiskuvan kallioperän mosaiikkimaisesta särkymisestä. *Kuvassa 13.2* on esitetty nykykäsitteellä maamme kallioperässä havaittavista huomattavista ruhjeista; monet niistä liittyvät tärkeisiin kalliopohjavesivarastoihin (Jussi Leveinen, kirjallinen tiedonanto).

Karttakuvassa viivana näkyvä ruhjevyöhyke on harvoin vain yksi liikuntotaso. Useimmiten on kyseessä metrien tai kymmenien metrien levyinen, voimakkaasti ra-



**Kuva 13.3.** Mannerjäätikön sulamisvesien puhdistama ruhje Ruoveden Helvetinkolussa. Kuva Heikki Hirvas.

koillut vyöhyke, jossa saattaa olla kaksi tai useampia toisiaan leikkaavia rakosuuntia. Kun rakomyötäinen rapautuminen etenee useissa tapauksissa syvällekin tällaisissa vyöhykkeissä, ne ovat hyvin alttiita eroosiolle (*Kuva 13.3*) ja niiden kohdalle muodostuu helposti laakso- ja vesistöjaksoja.

Siirros- tai ruhjevyöhykkeen iän arviointi on useimmiten hyvin hankalaa. Joissakin tapauksissa voidaan apuna käyttää juonia. Jos esimerkiksi diabaasijuoni on purkautunut ruhjevyöhykkeeseen, on juoni tietenkin nuorempi kuin ruhje, sillä ruhje oli olemassa jo juonen purkautuessa. Jos taas siirros katkaisee juonen, oli juoni olemassa jo ennen siirtymän tapahtumista. Ikäero ei tietenkään näiden havaintojen perusteella selviä. Poikkeustapauksessa ruhjeeseen saat-



**Kuva 13.4.** Postglasiaalisia siirroksia Ilomantsissa. Mannerjään hioma kallio on murtunut ja kalliolohkot ovat liikkuneet toistensa suhteen ainakin 5 cm. Kuva Peter Sorjonen-Ward.

taa liittyä rapautumistuote, jonka isotooppi-ikä on määritettävissä. Tällainen tapaus on prekambriiseksi (keskiproterotsooiseksi) todettu kaoliiniesiintymä Virtasalmella (Sarapää 1996).

Ydinjätesijoitustutkimusten yhteydessä (Blomqvist ym. 1992) on Olkiluodossa kalssiitin kiteytymisen todettu jatkuneen muutamien satojen metrien syvyydellä olleissa avoimissa raoissa vielä kvartaarikaudella, todennäköisesti interglasiaaliaikoina.

Varmimmat iänmääritykset siirroksille saadaan siellä, missä siirtymä näkyy mannerjäätikön hiomassa silokalliossa (Tynni 1965; *Kuva 13.4*) tai siirros lävistää kallioperän lisäksi myös maaperää (Kujansuu 1964).

Viime aikoina on joitakin kallioperän liikkeitä onnistuttu yhdistämään havaittuihin maanjäristyksiin. Tällaisesta tapauksesta on hyvä esimerkki Lappajärvellä vuonna 1979 tapahtuneisiin maanjäristyksiin liittyvä

n. 10 senttimetrin horisontaalisiirros (Veriö ym. 1993).

### 13.4. Preglasiaalirapautuminen

Eri puolilta Suomea on ainakin satakunta vuotta tunnettu useiden metrien syvyyteen ulottuvia peruskallion rapautumia. Niiden preglasiaalinen luonne, eli viimeisimmän jääkauden taakse ulottuva historia on selvinnyt kuitenkin vasta vähitellen, vuosikymmenien kuluessa.

Tunnetuin syvälle kallioon ulottuvasta rapautumisestaan on rapakivigraniitti (*Kuva 9.1*), jonka tähänkin ominaisuuteen Sederholm (1891) kiinnitti huomiota klassisessa julkaisussaan "Ueber die finnländischen Rapakivigesteine". Rapautumisen luonnetta

selvitti ensi kertaa syvällisemmin Eskola (1930). Hän kiinnitti erityistä huomiota rapakivigraniitin rakenteen vaikutukseen, mutta ei kyennyt osoittamaan selvää rakente-eroa rapautuvan ja rapautumattoman kivilajityypin välillä. Eskola havaitsi myös erityisesti vaakasuoraa rakoilua suosivan, jopa useiden metrien syvyyteen ulottuvan rakomyötäisen rapautumisen.

Samoin kuin rapakivigraniittien moroutuminen, ovat Lapin rapakalliot askarruttaneet tutkijoiden mieliä jo satakunta vuotta. Niistä tehtiin ensimmäiset havainnot kultatutkimusten yhteydessä 1900-luvun alussa (Fircks 1906). Jo silloin havaittiin jopa muutamien kymmenien metrien syvyyteen ulottuvia rapautumia.

Seuraavina vuosikymmeninä tehtiin rapakallioista havaintoja useilla rajoitetuilla alueilla (Säynäjärvi 1953, Virkkala 1955) ja kairauksissa todettiin entistä syvemmälle ulottuvia rapautumia, Tankavaarassa jopa lähes 100 m (Mäkinen ja Maunu 1984). Rapakallion todellinen alueellinen levinneisyys koko Keski-Lappiin, Rovaniemen pohjoispuolelta Ivalon ja Muonion seuduille saakka selvisi 1970-luvulla, malminetsintää palvelevan maaperätutkimuksen yhteydessä (Hirvas ym. 1977). *Kuvassa 13.5* näkyy ennen viimeisintä jääkautta rapautunutta peruskalliota Vuotsossa. Rapakallion kemiallisen koostumuksen muutokset vastaavaan rapautumattomaan kallioon verrattuna osoittavat kemiallisen rapautumisen huomattavan osuuden rapakallioiden synnyssä. Samaan suuntaan viittaa myös savimineraalien, erityisesti kaoliniitin muodostuminen rapakallioainekseen (Hyypä 1983).

Helposti murenevan rapakallion säilyminen Keski-Lapin jäänjakajaseudulla todistaa jäätikköeroosion olleen tällä alueella vähäistä (Kujansuu 1967), todennäköisesti vieläkin vähäisempää kuin Okon (1964) koko Suomen keskiarvoksi laskema 7 metriä.

Lapin rapakalliota muistuttavia kalliorapautumia on viime vuosikymmeninä



**Kuva 13.5.** Preglasiaalinen, ennen viimeisintä jääkautta syntynyt peruskallion rapauma Vuotsossa, Sodankylässä. Kuva Heikki Hirvas.

löydetty myös muualta Suomesta. Suurten tunneli- ja muiden louhintatöiden yhteydessä havaitut rapaumat liittyvät tavallisesti ruhjevyöhykkeisiin. Esimerkiksi Päijännetunnelissa (Laitakari ja Pokki 1979) tällaisia heikkousvyöhykkeitä havaittiin kymmeniä. Ne liittyvät useimmissa tapauksissa maanpinnallakin havaittuihin ruhjelaaksoihin. Hyvin monet heikkousvyöhykkeistä ovat loivakaateisia ja monissa niistä on savimineraaleja, joita ei kuitenkaan ole lähemmin tutkittu.

Tyrvään Kaukolan voimalaitostyömaalla Kokemäenjoessa Härme (1949) kuvasi paikoin jopa 8 metrin syvyyteen ulottuvan kalliorapautuman. Kivilaji on voimakkaasti rakoillutta gneissigraniittia, johon on rapautumisen yhteydessä muodostunut runsaasti kaoliniittia.



Satunnaisesti maanpinnalta löytyneet kalliorapautumat ovat tavallisesti suppealaisia. Yleisimpiä niistä ovat rakomyötäiset rapautumat, jotka varsinkin heikosti suunnittuneissa syväkivissä saattavat erisuuntaisten rakorapautumien yhteisvaikutuksesta kehittyä pallorapautumiksi kuten valtatie 4:n leikkauksessa Jämsän Patalahdella (Lahti ja Laitakari 1982). Homogeenisten kivien rapautuminen moroa muistuttavaksi soraksi on yleisintä peridotiiteilla, kuten Längelmäen Leppälammilla (Lahti ja Laitakari 1982), mutta saattaa rakomyötäisenä johtaa myös tooreja muistuttavien rapautumajäännösten muodostumiseen kuten Tottijärven Pajulahdella (Sederholm 1913).

Preglasiialirapautumien iät ovat useimmissa tapauksissa hyvin vaikeasti arvioitavissa. Hyypän (1983) mukaan Karjalan kannaksen nykyään vendikautisena pidetyn saven aines on rapautunut peruskalliokivistä, mikä käytännössä onkin ainoa mahdollisuus. Jopa parisataa metriä paksun savikerroksen tuottaminen on edellyttänyt kallion silloisen peneplanipinnan varsin pitkään kestänyttä rapautumisvaihetta.

Paikoillaan säilynyt, vendikautta vanhempi rapauma on aikaisemmin kuvatun Lauhanvuoren lisäksi havaittu Virtasalmella (Sarapää 1996), missä kaoliinirapauma on kalium-argon-menetelmällä määritetty keskiproterotsooiseksi. Todennäköisesti monet muutkin Suomessa havaitut rapaumat ovat vendikautta vanhempia, sillä sekä Karjalan kannaksella että Suomenlahden eteläpuolella on kairauksissa havaittu rapautumakerros vendisedimenttien alla. Paleomagneettisten määritysten mukaan Suomi oli kuitenkin tropiikissa vielä lähes koko paleotsooisen maailmankauden ajan, joten hyvät edellytykset kemiallisellekin rapautumiselle säilyivät vendikauden jälkeenkin satoja miljoonia vuosia. Käyttökelpoisten iänmääritysmenetelmien puuttuessa on vanhoja rapaumia tyydyttävä toistaiseksi nimittämään preglasiialisiksi, kunnes uudet tutkimustulokset

antavat edellytykset tarkempiin arviointeihin.

### 13.5. Peruskalliota nuoremmat sedimenttikivet

Suomen kaakkois- ja eteläpuolella peruskallio on kokonaan nuorempien sedimenttikivien peitossa ja myös länsipuolella, sekä Pohjanlahden pohjassa että Ruotsissa, on säilynyt useita huomattavia sedimenttikiviesiintymiä (vrt. *Kuva 11.1*). Nuorten sedimenttikivien puuttumiseen suurimmasta osasta Suomea on osittain varmaankin syynä se, että alue oli suurimman osan vendikauden jälkeistä aikaa kuivana maana, jolle ei runsaasti sedimenttejä koskaan kerrostunutkaan, ja toisaalta pitkinä kuivan maan jaksoina jo muodostuneet sedimenttikivet ehtivät erodoitua pois.

Jo edellä mainittujen Selkämeren ja Perämeren esiintymien lisäksi Suomessa on säilynyt kambrista hiekkakiveä juonina Ahvenanmaalla ja Turun saaristossa (Bergman 1982) sekä eri-ikäisiä sedimenttikiviä Lumparnin, Söderfjärdenin ja Iso-Naakkiman törmäyskraatereissa.

Taivalkosken Saarijärvellä on heikosti iskostunutta savikiveä sekä hiekkakiveä. Muodostuma on huonosti paljastunut, mutta 1984 suoritetun kairauksen näytteistä Tynni ja Uutela (1985) arvioivat kivilajien iän mikrofossiilitutkimuksen perusteella todennäköisesti eokambriseksi eli vendikautiseksi. Peruskalliota nuoremmaksi sedimentiksi Taivalkosken savikivi on sikäli ongelmallinen, että sen 45 – 80°:n kaade on tavanomaiseksi sedimentiksi aivan liian jyrkkä. Kaateen perusteella Matisto (1958) oletti muodostuman kuuluvan svekofenniseen ikäryhmään, mikä siis Tynnin tutkimusten perusteella osoittautui virhearvioksi. Uusin tieto Saarijärven synnystä, ks. sivu 339.



Karstulan Vahankajärven seudulla on havaittu lohkkareina runsaasti Lauhanvuoren tyyppistä hiekkakiveä (Sauramo 1916). Lohkkareet ovat mitä ilmeisimmin paikallisia ja osoittavat vendikautista hiekkakiveä aikaan muodostuneen varsin laajalla alueella, onhan Karstula parisataa kilometriä Lauhanvuoresta koilliseen.

### 13.6. Suomenlahti

Suomenlahti muodostaa Fennoskandian kilven etelärajan, joka perinteisillä geologisella kartoilla merkitsee dramaattista siirtymistä ”ikivanhasta” prekambrisesta peruskalliosta nuoriin fossiilipitoisiin kerrostumiin. Koska kyseessä on verraten tyypillinen kilpialueen raja, on sen luonnetta syytä tarkastella hiukan lähemmin.

Vendikauden alussa tapahtui vähäinen maankuoren kallistuma Fennoskandian kilven kaakkois- ja eteläreunalla. Sen syynä saattoi olla Kaledonidien (Kölivuoriston) poimuttumisesta aiheutunut isostaattisen tasapainon häiriintyminen. Penepiaanipinta vajosi niin vähän, että kallistuma, vain noin  $0,2^\circ$ , olisi tuskin näkynyt silloisessa maisemassa, ellei Suomen etelärannikko ja koko peruskalliopinta siitä etelään olisi vajonnut silloisen merenpinnan alapuolelle.

Fennoskandia oli silloin lähellä päiväntasaajaa ja tropiikissa voimakkaasti rapautuneesta kallioperästä erodoitui saviainesta (Hyyppä 1983), jonka joet toivat mereen Kaakkois-Suomen, Suomenlahden, Inkerin ja Viron seuduille. Vajoaminen tapahtui ensin Kakkois-Suomen ja myöhemmin Lounais-Suomen alueella, sillä kaakossa vendisavea kerrostui suoraan peruskallion penepiaanipinnalle ja lounaassa vastaavasti kambrista hiekkaa, joka myöhemmin iskosui hiekkakiveksi. Vendisavea on lähinnä Suomea jäljellä Karjalan kannaksella (Koisti-

nen 1994) ja kambrista hiekkakiveä juonina Ahvenanmaalla ja Turun saaristossa (Bergman 1982, Tynni 1982a) sekä laajempaan alueena Selkämeren pohjassa (Winterhalter ym. 1981).

Suomen etelärannikolla meri oli matala ja sedimentaatio saavutti pian merenpinnan tason, kun taas nykyisen Viron rannikon seudulla kerrostui jo vähintään parisataa metriä vendi-, kambri- ja ordoviikkisedimenttejä.

Laatokan allas oli muotoutunut lähes nykyasuunsa jo jotuniaikana. Siihen laski eri puolilta useita jokia ja veden oli myös päästävä purkautumaan sieltä mereen. Kun uudet sedimentit pyrkivät salpaamaan suoran yhteyden Laatokasta mereen, muodostui tälle välille jokiyhteys. Joen paikka määräytyi todennäköisesti vendisavikerroksen mukaan, sillä se oli helpoimmin erodoituva kerros peruskallion päällä. Vendisavi kului nopeasti peruskallion pintaan saakka, jolloin jokiuoma siirtyi asteittain etelään. Vendisaven yläpuoliset nuoremmat kerrokset sortuivat jokeen ja kulkeutuivat myös joen mukana mereen. Jokieroosiota ei luonnollisesti osallistunut pelkästään Laatokasta lähtevä ”Muinais-Neva”, vaan monet siihen pohjoisesta yhtyneet joet.

Kulutusvaihe oli niin pitkä ja olosuhteet Itämeren piirissä vaihtelivat siinä määrin, että mitään yksiselitteistä sedimentaatioaluetta tälle jokieroosiolle ei ole pystytty osoittamaan. Eroosion päättymisaikaa ei myöskään voida osoittaa. Vuosimiljoonien kuluessa eroosion painopiste vain siirtyi jokieroosiosta rantatyrskyeroosiota. Ilmeisesti Suomenlahti ainakin tertiäärikäudella oli siinä määrin ”valmis”, että jokieroosion osuus oli tyrskyeroosiota verrattuna enää vähäinen. Mannerjäätikkö tasoitteli lahden etelärannan rantatörmää, mutta tyrskyeroosio on jääkauden jälkeen ehtinyt muotoilla törmän uudelleen.



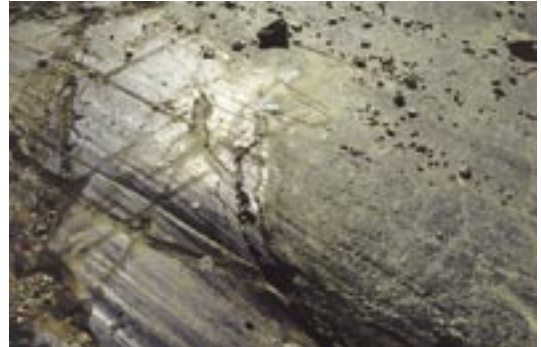
A



B



C



D



E



F

**Kuva 13.6.** Jääkausien ja niiden välisten interglasiaaliaikojen jälkiä Suomen kallioperässä. (A) Pakkasrapautumisen synnyttämä jääkaudenjälkeinen rakka Enontekiöllä. (B) Pakkasrapautumisen irrottamasta kiviaineksesta muodostunut kiilamainen rakka, talus, Annjalonjissa Enontekiöllä. (C) Jäätikön peruskallion pintaan kovertama kouru Mäntsälässä. (D) Uurteita, jotka etenevä mannerjää hioi silokallion pintaan. (E) Mannerjäätikön sulamisvesien silokallioon synnyttämä hiidenkirnu Pihlajamäessä Helsingissä. (F) Jäävuoren mukana kulkeutunut siirtolohkare Onkiniemellä Heinolassa. Kuvat Heikki Hirvas.

### 13.7. Pohjois-Suomi tertiäärikaudella

Vaikka monissa yhteyksissä edellä on korostettu Suomen maantieteellisen kokonaiskuvan muuttumattomuutta aina vendikaudesta alkaen, on Pohjois-Suomen maisemien voito osoittaa vielä tertiäärikaudellakin laajoilla alueilla poikenneen nykytilanteesta radikaalisti, erityisesti meren ja kuivan maan jakautuman osalta.

Perämeri oli todennäköisesti sisäjärvenä, sillä monien jokilaaksojen on todettu jatkuvan meren pohjassa jopa 80 metrin syvyyteen saakka (Tulkki 1977). Toinen nykytilanteesta täysin poikkeava alue oli Itä-Lappi, joka tertiäärikauden alussa oli laajalti meren peitossa. Kyseessä oli lähes puoli Suomen Lappia käsittävä, Jäämerestä etelään pistävä lahti, jonka alueelta Tynni (1982b) kuvaa kymmenkunta tertiääristä merellisten piilevien havaintopaikkaa. Tertiäärikaudella meren peittävä penepilaani oli Penttilän (1963) mukaan korkeimmillaan, 280 metriä, Vuomaselän alueella, mistä se jo Mikkolan (1932) toteaman tektonisen kohoamisen seurauksena laskee tasaisesti, metri kilometrillä, kohti Perämerta.

### 13.8. Jääkautinen kulutus

Pohjois-Eurooppa on viime vuosimiljoonina toistuvasti peittynyt mannerjäätikköön. Jääkausiajan alkua on vaikea tarkoin määrittää, mutta ensimmäisen jäätiköitymisen arvioidaan todennäköisimmin alkaneen noin 2,4 miljoonaa vuotta sitten. Sen jälkeen mannerjäätiköt ovat kerta toisensa jälkeen peittäneet vaihtelevan osan Pohjois-Eurooppaa ja taas sulaneet pois. Viimeisen miljoonan vuoden aikana lasketaan olleen 10 jäätiköitymistä ja yhtä monta lämmintä välikautta eli interglasiaaliaikaa (Taipale ja Saarnisto 1991).

Liikkuvat mannerjäätiköt kuluttivat ennen jääkautta muodostunutta maaperää ja kallioperän rapautunutta pintaosaa. Terveestä kalliosta jäätikkö sai irrotetuksi lohkareita lähinnä vanhoja rakopintoja pitkin (Laitakari 1987).

Jäätiköitymisten väliset interglasiaaliajat kestivät yleensä vain noin 10 000 vuotta, joten niiden aikana ehti tapahtua varsin vähän rapautumista. Nykyisen tyyppisessä ilmastossa ehti yhden interglasiaaliajan puitteissa muodostua lähinnä pakkasrapautumisen aikaansaamia rakkoja (*Kuvat 13.6a ja 13.6b*). Näistä kivet sitten seuraavan jäätiköitymisen aikana levisivät mannerjään kulkusuuntaan, jota nykyisessä kallion pinnassa osoittavat mm. kourut (*Kuva 13.6c*) ja uurteet (*Kuva 13.6d*; ks. myös tämän luvun kansikuva). Seuraavan jäätiköitymisen kulutus alkoi aina siitä, mihin edellinen oli lopettanut.

Kallioista voidaan tehdä hyvin vähän johtopäätöksiä siitä, mikä jäätiköityminen on minkäkin muodon synnyttänyt. Silloinkin, kun jokin kallion kulutusmuoto, kuten viimeisimmällä interglasiaaliajalla muodostuneet Pihlajamäen hiidenkirnut Helsingissä (*Kuva 13.6e*), on voitu ajoittaa tiettyyn jääkauden vaiheeseen, on ajoitus tehty maaperästä löytyneiden eliöjäänteiden perusteella. Varmasti viimeisimmän jäätiköitymisen toiminnasta ovat kuitenkin merkinä siirtolohkareet (*Kuva 13.6f*), jotka vajosivat sulavista jäävuorista nykyisille paikoilleen.

Jääkautisesta kokonaiskulutuksesta on esitetty erilaisia arvioita. Hansen (1894) perustaa laskelmansa mannerjäätiköiden Skandinaviasta Keski-Eurooppaan kuljettaman aineksen määrään. Hänen mukaansa jääkautiset sedimentit lähtöalueelleen palautettuna riittäisivät täyttämään Itämeren ja kaikkien Skandinavian järvien altaat ja sen lisäksi jäisi vielä 25 metrin kerros koko Skandinavian alueelle. Laskelman lähtötiedot olivat 1800-luvun lopulla epäilemättä varsin epätarkat ja siirtyneet ainemäärät runsaasti ylimitoitettut.

Okon (1964) laskelmien mukaan Suomen maaperän mineraalimaiden keskipaksuus 8,3 metriä vastaa takaisin kallioksi lasketuna 7 metriä, mikä hänen mukaansa olisi kallioperän jääkautisen kokonaiskulutuksen likiarvo.

Otetaanpa lähtökohdaksi kumpi arvio hyvänsä, voidaan todeta, että jääkautinen kulutus oli varsin vähäinen. Preglasiaalisen maiseman huomattavin ero nykyiseen verrattuna oli kallion rapautumiskerroksen paksuus ja kalliopaljastumien vähäisyys. Paljastumia oli lähinnä jokilaaksoissa ja rannoilla. Maisemaa hallinnut peneplaani oli pehmeäpiirteisempää. Jokia oli runsaasti ja järviä niukasti. Jo muutamien jäätiköitymisten jälkeen interglasiaalinen maisemakuva alkoi lähestyä nykyistä. Jäätikön hävittyä meri peitti laajat alat Suomesta. Interglasiaalijan edetessä kohti loppuaan jään painon alta vapautunut maankuori alkoi kohota ja lähestyä tasapainotilaansa – painuakseen taas lommolle seuraavan mannerjäätikön painon alla.

## Viiteluettelo

- Axberg, S., 1980.* Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Bothnian Sea, Northern Baltic. Stockholm Contributions in Geology XXXVI, 3, s. 153 - 213.
- Bergman, L., 1982.* Clastic dykes in the Åland Islands, SW Finland and their origin. Geological Survey of Finland, Bulletin 317, s. 1 - 33.
- Blomqvist, R., Nissinen, P. & Shaun, E., 1992.* Olkiluodon rakomineraalien ajoitustutkimus. Teollisuuden Voima Oy / Paikkatutkimukset, Työraportti 92 - 27, 116 s.
- Eskola, P., 1930.* On the disintegration of rapakivi. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 92, s. 96 - 105.
- Fircks, C., 1906.* On the occurrence of gold in Finnish Lapland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 17, 35 s.
- Flodén, T., Jacobsson, R., Kumpas, M. G., Wadstein, P. & Wannäs, K., 1980.* Geophysical investigation of western Bothnian Bay. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 101, s. 321 - 327.
- Frosterus, B., 1903.* Vuorilajikartan selitys, Lehti C 2 Mikkeli. Suomen Geologinen Yleiskartta [1 : 400 000], Geologinen toimisto, Helsinki, 102 s.
- Hansen, A. M., 1894.* The glacial succession in Norway. Journal of Geology, 2, s. 123 - 144.
- Hirvas, H., Aftan, A., Pulkkinen, E., Puranen, R. & Tynni, R., 1977.* Raportti malminetsintää palvelevasta maaperätutkimuksesta Pohjois-Suomessa vuosina 1972 - 1976. Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti 19, 54 s.
- Hyyppä, J., 1983.* Suomen kallioperän preglasiaalisesta rapautumisesta. Sivut 1 - 8 teoksessa Rapautuminen kallioperässä symposium 9.11.1983. Rakennusgeologinen Yhdistys, Julkaisuja 15, II.
- Härme, M., 1949.* On a pre-glacial weathering in Tyrvää, Southwestern Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 144, s. 87 - 89.
- Härme, M., 1961.* On the fault lines in Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 196, s. 437 - 444.
- Kejonen, A., 1983.* Lauhavuoren rapauma. Sivut 1 - 11 teoksessa Rapautuminen kallioperässä symposium 9.11. 1983. Rakennusgeologinen Yhdistys, Julkaisuja 15, III.
- Koistinen, T. (toim.), 1994.* Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area, 1 : 1 mill. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Kujansuu, R., 1964.* Nuorista siirroksista Lapis. Geologi, 16, No. 3 - 4, s. 30 - 36.
- Kujansuu, R., 1967.* On the deglaciation of western Finnish Lapland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 232, 98 s.
- Labti, S. I. & Laitakari, I., 1982.* Hämeen rapakallioista ja muista kalliorapauksista. Geologi, 34, No. 6, s. 109 - 115.
- Laitakari, I., 1987.* Hämeen subjotuninen diabaasijuoniparvi. Sivut 99 - 116 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Laitakari, I. & Pokki, E., 1979.* Geologisia havaintoja Pääjanne-tunnelista, 1. rakennus-



- jakso, Hl. Koski -Asikkala. Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti 37, 23 s.
- Matisto, A., 1958.* Taivalkosken Metsäkylän kvartsiitti-kaoliinimuodostuman stratigrafisesta asemasta. *Geologi*, 10, No. 6, s. 42 - 44.
- Mikkola, E., 1932.* On the physiography and late-glacial deposits in northern Lapland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 96, 88 s.
- Mäkinen, K. & Maunu, M., 1984.* Pohjois-Suomen maaperä. Sivut 51 - 84 teoksessa A. Silvennoinen (toim.) *Geologinen Pohjois-Suomi. Acta Lapponica Fenniae*, 12.
- Okko, V., 1964.* Maaperä. Sivut 239 - 332 teoksessa K. Rankama (toim.) *Suomen geologia. Kirjayhtymä, Helsinki.*
- Penttilä, S., 1963.* The deglaciation of the Läänä area, Finnish Lapland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 123, 71 s.
- Pesonen, L. J., Mertanen, S. & Leino, M. A. H., 1991.* Fennoskandian pitkä matka. *Geologi*, 43, No. 6, s. 107 - 113.
- Sarapää, O., 1996.* Proterozoic primary kaolin deposits at Virtasalmi, southeastern Finland. *Geological Survey of Finland, Espoo*, 152 s.
- Sauramo, M., 1916.* Über das Vorkommen von Sandstein in Karstula, Finnland. *Fennia*, 39, 7, s. 1 - 13.
- Sederholm, J. J., 1891.* Ueber die finnländischen Rapakivi-gesteine. *Tschermack's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 12, s. 1 - 31.
- Sederholm, J. J., 1913.* Weitere Mitteilungen über Bruhsalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 37, 66 s.
- Säynäjärvi, K., 1953.* Mineraalimaiden aineksesta Lapin granulitiialueen eteläisellä reunavyöhykkeellä. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 110 s.
- Taipale, K. & Saarnisto, M., 1991.* Tulivuorista jääkausiin, Suomen maankamaraan kehitys. *WSOY, Porvoo*, 416 s.
- Tulkki, P., 1977.* The bottom of the Bothnian Bay: Geomorphology and sediments. *Merentutkimuslaitoksen julkaisu* 241, s. 5 - 89.
- Tynni, R., 1965.* Myöhäisglasiaalisia siirroksia Otaniemen kallioperässä. *Geologi*, 17, No. 7, s. 97 - 98.
- Tynni, R., 1982a.* On Paleozoic microfossils in clastic dykes on the Åland islands and in the core samples of Lumparn. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 317, s. 35 - 94.
- Tynni, R., 1982b.* The reflection of geological evolution in Tertiary and interglacial diatoms and silicoflagellates in Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 320, 40 s.
- Tynni, R. & Donner, J., 1980.* A microfossil and sedimentation study of the Late Precambrian formation of Hailuoto, Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 311, 27 s.
- Tynni, R. & Hokkanen, K., 1982.* Annelidien ryömmimisjälkiä Lauhanvuoren hiekkakivessä. *Geologi*, 34, No. 7, s. 129 - 134.
- Tynni, R. & Uutela, A., 1985.* Myöhäis-prekambriininen ajoitus Taivalkosken savikivelle mikrofossiilien perusteella. *Geologi*, 37, No. 4 - 5, s. 61 - 65.
- Uutela, A., 1989.* Age and dispersal of sedimentary erratics on the coast of southeastern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 349, 100 s.
- Veltheim, V., 1969.* On the pre-Quaternary geology of the Botnian Bay area in the Baltic Sea. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 239, 56 s.
- Veriö, A., Kuivamäki, A. & Vuorela, P., 1993.* Kallioperän murroslinjojen nykyliikunnoista. Maanmittauslaitoksen murroslinjavavaitukset 1974-1992. Osa 1 Teksti ja kuvat. *Geologian tutkimuskeskus, Ydinjätteiden sijoitustutkimukset. Tiedonanto YST-84*, 189 s.
- Virkkala, K., 1955.* On glacifluvial erosion and accumulation in Tankavaara area Finnish Lapland. *Acta Geographica*, 14, s. 393 - 412.
- Winterhalter, B., Floden, T., Ignatius, H., Axberg, S. & Niemistö, L., 1981.* Geology of the Baltic Sea. Sivut 1 - 121 teoksessa A. Voipio (toim.) *The Baltic Sea. Elsevier Oceanography Series* 30, Amsterdam.