



PERUS-
KALLION
MYÖHÄISET
KEHITYS-
VAIHEET
—
miljardi
rauhallista vuotta

Ilkka Laitakari

Rapakivigraniittien synnyn jälkeen seurasi kallioperämme vaiheissa pitkä, miljardi vuotta kestänyt rauhallisen kehityksen kausi, joka päättyi kaledonisen vuorijonon kohoamiseen Fennoskandian kilven luoteisreunalle. Tänä aikana syntyivät Perämeren ja Selkämeren pohjassa sekä Satakunnassa ja Muhoksella sijaitsevat laajat n. 1 400 – 1 200 miljoonaa vuotta vanhat jotunisedimenttialueet sekä vendikautiset, 650 – 570 miljoonan vuoden ikäiset sedimenttikivet, joista on havaittavissa vähäisiä jäänteitä esimerkiksi Pohjois-Satakunnan Lauhanvuorella. Maan vaipasta purkautui myös 1 300 – 1000 miljoonaa vuotta sitten useaan eri otteeseen basaltista magmaa, josta kiteytyi diabaasijuonia Länsi-Suomen (Satakunta, Merenkurkku, Ahvenanmaa) ja Pohjois- ja Itä-Lapin (Laanila, Salla) kallioperään.

Jotuni-nimitystä (ruotsinkielisessä lähdejulkaisussa ”jotniska afdelningen”) käytti ensimmäisenä J. J. Sederholm (1897). Termin alkuperäiseen merkitykseen sisältyivät hiekkakivien ja niitä lävistävien diabaasien lisäksi rapakivet puolipinnallisine ja vulkaanisine muunnoksineen sekä rapakiviin liittyvät gabrot ja anortosiitit. Ramsay (1909) nimitti jotunihiekkakiviä nuorempia diabaaseja postjotuniseksi (”postjotniska”), ja Högbom (1910) alkoi käyttää rapakivistä ja muista samanikäisistä magmakivilajeista nimitystä subjotuninen (englanninkielisessä alkutekstissä ”Subjotnian”). Alkuperäinen nimitys ”jotuni” jäi näin tarkoittamaan vain jotunisedimenttejä, joskin sitä paljon myöhemminkin (mm. A. Laitakari 1925) käytettiin myös Sederholmin alkuaan tarkoittamassa laajemmassa merkityksessä.

Peruskallion muodostumisen katsotaan päättyneen vendikauden alussa, eli 650 miljoonaa vuotta sitten. Jotuni- ja postjotunimuodotumat ja niitäkin nuoremmat diabaasit, kuten Sallan ja Laanilan juonet, kuuluvat siis peruskallioon, mutta esimerkiksi Lauhanvuoren vendikautinen hiekkakivi on iältään rinnastettavissa Suomenlahden eteläpuolisiin sedimenttikivilajeihin. Nuoret Enontekiön Käsivarren Kaledonidit ovat luoteesta työntyneet arkeaisen peruskallion päälle.

11.1. Jotunisedimenttikivet

Svekofennisen vuoriston erodoiduttua melko lähelle nykyistä penepilaanitasoa alkoi laajoilla alueilla Fennoskandiassa kerrostua hiekkaa ja muita sedimenttejä jokisuistoihin ja merien pohjaan. Suojaavan maakasvillisuuden puuttuessa olivat niin kulutus kuin kerrostuminenkin nopeita, mutta vuoriston tasoittumisen eli planaation edistyessä väheni jokien virtausnopeus ja samalla niiden mukana kulkeutuvan kiviaineksen määrä.

Svekofennisen vuoriston tasoittuessa muodostuneita sedimenttejä nimitetään jotunisiksi. Sedimentaation alkamisen ajankohta on varsin epämääräinen, mutta koska rapakivigraniittien ei missään ole havaittu leikkaavan jotunisedimenttejä, voidaan niiden päätellä ainakin suurimmaksi osaksi olevan nuorempia kuin rapakivet, tai ainakin nuorempia kuin rapakiviplutonien paljastuminen maan pinnalle saakka. Jotunisedimentaation päättymisen voidaan taas karkeasti määrittää postjotunisten diabaasien perusteella, sillä lähes kaikissa tutituissa kontakteissa sedimenttikivi näyttää olevan diabaasia vanhempaa. Näin jotunisedimentaation alarajaksi saadaan noin 1 540 ja ylärajaksi noin 1 270 miljoonaa vuotta.

Fennoskandiassa on useita jotunisedimenttikivialueita, joista tunnetuimmat ovat Nordingrå, Gävle, Taalainmaa ja Smoolanti Ruotsissa, Perämeren - Muhoksen seutu, Selkämeren - Satakunnan seutu ja Ahvenanmeri Suomessa sekä Laatokan allas Venäjän Karjalassa. Kuten *Kuvasta 11.1* nähdään, monet jotunisedimenttialueistamme ovat lähellä rapakiviplutoneita. Tämä yhteenkuuluvuus saattaa selittyä sillä, että ympäristöään kevyempi rapakivi aiheutti kohotessaan isostaattisia häiriöitä, joiden lauetessa lähistölle muodostui hautavajoamia. Niihin kerrostuneilla jotunisedimenteillä oli parhaat edellytykset säilyä myöhemmältä eroosiolta, joka on ehtinyt tuhota tasaisemmille maille kerrostuneet sedimenttipatjat.

Paleomagneettisten tutkimusten perusteella Fennoskandia sijaitsi koko jotunisedimenttien muodostumisajan jokseenkin lähellä päiväntasaajaa (Pesonen ym. 1991). Sedimenttien kerrostumisen aikana syntyneet rakenteet, kuten aallonmerkit, ristikeroksellisuus, sadepisaranjäljet ja kuivumisaivot (*Kuva 11.2*), antavat viitteitä sedimentaatioajan ilmastollisista ja maantieteellisistä olosuhteista. Lisäksi hiekkakiven raudan korkeaa hapetusastetta osoittava punertava väri osoittaa ilmakehässä jo jotuniaikana olleen vapaata happea.

Satakunnan - Selkämeren alue

Suomen jotunisedimenttialueista tunnetuin on Satakunnan hiekkakivialue (*Kuva 11.3*), jonka geologisen luonteen sekä suhteen rapakiveen ja diabaasiin Gylling (1887) selvitti jo 1800-luvun lopulla tehdyn kartoituksen yhteydessä. Koska suurin osa alueen kalliopaljastumista on hiekkakiveä leikkaavien diabaasisjuonten kohdalla ja hiekkakivi on lähes kaikkialla maalajien peitossa, on diabaasin osuutta kallioperästä monissa Gyllingin jälkeenkin tehdyissä kartoissa (mm. Sederholm 1903) huomattavasti liioiteltu. Ensimmäinen koko Satakunnan jotunialueen kattava, peruspiirteiltään nykyästä vastaava kallioperäkartta sisältyy A. Laitakarin (1925) tutkimukseen. Siinä on myös ennakoitu hiekkakiven jatkuminen Selkämeren alueelle, mutta ensimmäisen, jossakin määrin realistisen kartan jotunisedimenttien levinneisyydestä Selkämeren pohjassa julkaisi Backlund (1937) parikymmentä vuotta myöhemmin.

Myöhemmät tutkimukset (mm. Axberg 1980, Winterhalter ym. 1981) ovat kiistattomasti osoittaneet, että Satakunnan hiekkakivialue on vain Selkämeren laajan, Ruotsin rannikon tuntumaan ulottuvan jotunisedimenttialueen vähäinen kieleke (vrt. *Kuva 11.1*). Sekä Selkämeren allas että Satakunnan hiekkakiviallas ovat kallioloh-

kojen vajoamia, joiden muodostuminen on jatkunut hiekkakiven sedimentaation aikana ja, esimerkiksi Harjavallan voimalaitoskanavassa olevan paljastuman (*Kuva 11.4*) kerrosten kallistumisen perusteella arvioiden, vielä sedimentaation jälkeenkin (mm. Kohonen ym. 1993).

Satakunnan hiekkakivi on rakennetutkimusten perusteella joensuistosedimentti, jossa aineksen pääasialliset kuljetussuunnat ovat olleet luoteeseen ja pohjoiseen (esim. Marttila 1969, Kohonen ym. 1993). Hiekkakiven rakeiden päämineraalit ovat kvartsi ja mikrokliini. Plagioklaasia on yleensä alle 5 % ja karkearakeisissa muunnoksissa on lisäksi joitakin kivilajirakeita (graniittia, gneissia, liusketta ja kvartsiittia). Rakeiden välinen iskos on pääasiallisesti kvartsia ja savimineraaleja.

Hiekkakiven aineksen alkuperää on eri yhteyksissä pohdittu satakunta vuotta. Vanhemmissa tutkimuksissa oli vallalla se käsitys, että ainakin osa hiekkakiven aineksista oli peräisin rapakivestä (Gylling 1887, A. Laitakari 1925), mutta myöhemmät tutkimukset (esim. Vaasjoki ja Sakko 1987) ovat osoittaneet, että aines on kokonaan tai ainakin valtaosaltaan peräisin svekofennisistä metamorfisista kivilajeista. Läheiset rapakiviplitonit eivät näin liene olleet paljastuneina maanpinnalle hiekkakiven sedimentaation aikana. Myöskään hiekkakiveen liittyvät konglomeraatit eivät sisällä rapakiven aineksia, vaan joko lähes pelkkiä juonikvartsi- ja kvartsiittipalloja (Sassilanjuopa, Luvia) tai niiden lisäksi myös sekalaisia svekofennisiä kivilajeja (Pyhäjärven rantakivikon konglomeraattilohkareet). Hiekkakiven rakeiden alhainen rapautumisaste viittaa selviin korkeuseroihin aineksen lähtöalueen ja sedimentaatioalueen välillä. Jokien virtausnopeudet ovat olleet suuria ja aineksen lähtöalueen eroosio nopeaa. Nopeassa virrassa savimineraalit ja muut trooppisessa ilmastossa tapahtuneen rapautumisen tulokset ovat pääosin kulkeutuneet

suistosta kauemmaksi avomerelle.

Satakunnan hiekkakivialueen rajausta tunnetaan hyvin 1:100 000 -mittakaavaisen kallioperäkartoituksen perusteella (Hämäläinen 1994, Pihlaja 1994, Pihlaja ja Kujala 1994, Vorma ja Niemelä 1994). Pääosa rajoista seuraa siirrosvyöhykkeitä ja hiekkakivi täyttää hautavajoaman, joka on suojannut sitä myöhemmältä eroosiolta. Syvin hiekkakiveen kairattu reikä on 591 metrin syvyinen, mutta se ei saavuttanut hiekkakiven pohjaa (Kohonen ym. 1993). Gravimetristen tutkimusten perusteella hiekkakiven maksimipaksuus on arvioitu

Vendikautisia ja niitä nuorempia kivilajeja

 Fanerotsooisia sedimenttikiviä

 Kaledonisia kivilajeja

Jotuni - vendikauden alku (~1 400 – 650 Ma)

 Diabaasijuonia
(Postjotunidiabaaseja nuorempia)

 Postjotunidiabaasia (1 270 Ma)

 Jotunisia sedimenttikiviä
(hiekk-, savi- ja silttikiviä)

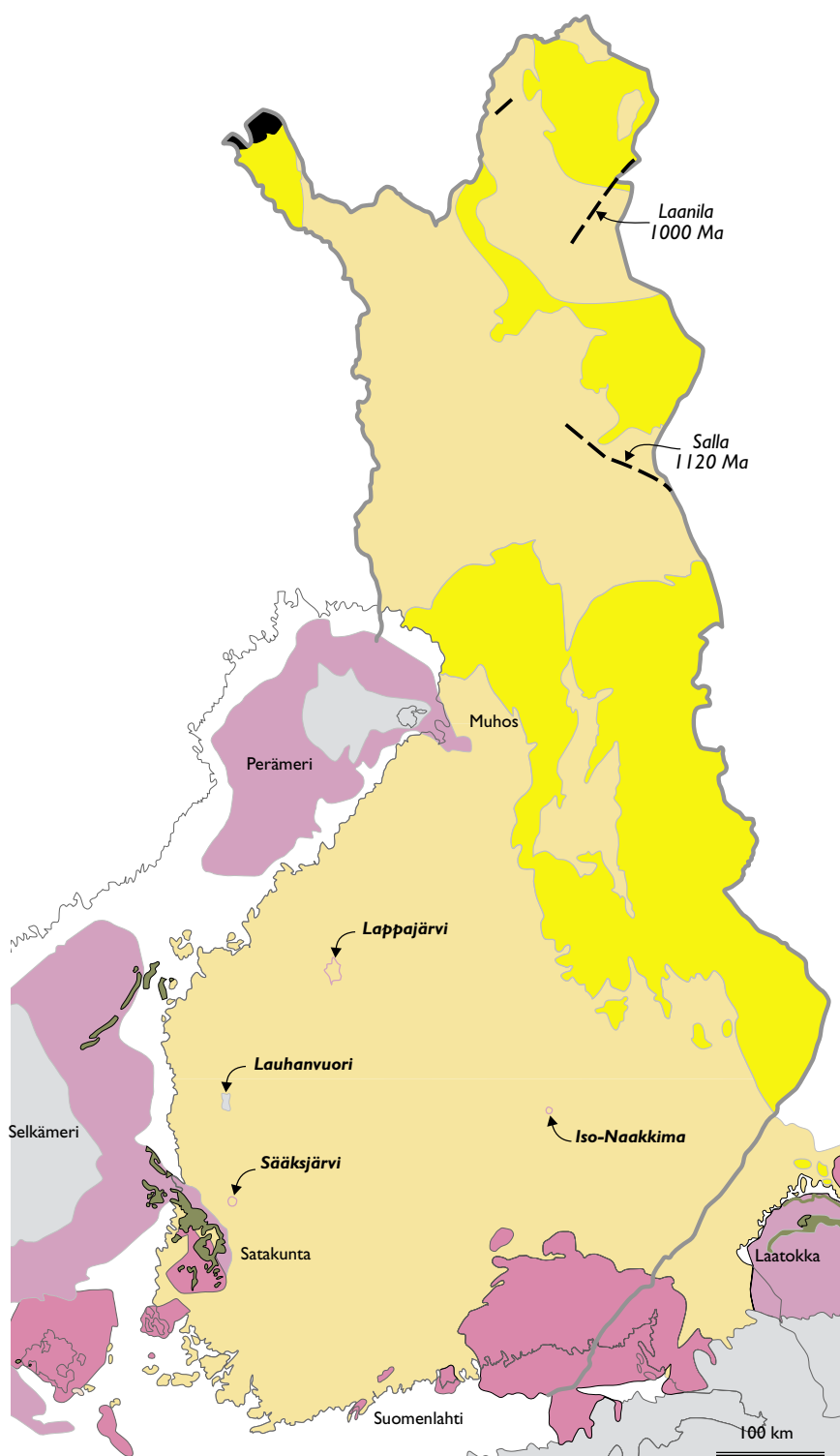
Jotunia vanhempia kivilajeja

 Rapakivigraniittia

 Varhaisproterotsooinen kallioperä

 Arkeinen kallioperä

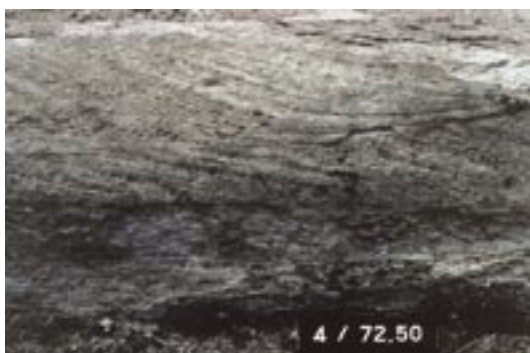
Kuva 11.1. Suomen peruskallion nuorimmat muodostumat jotunista vendikauden alkuun. Myös Venäjän puolella Karjalan kannaksen alueella olevat vastaavat muodostumat on merkitty kuvaan. Pohjois-Suomen diabaasijuonien iät on ilmoitettu miljoonina vuosina (Ma). Laadittu Aron ja Laitakarin (1987), Koistisen (1994) ja Lundqvistin ym. (1996) mukaan.



Kuva 11.1.



A



B



C



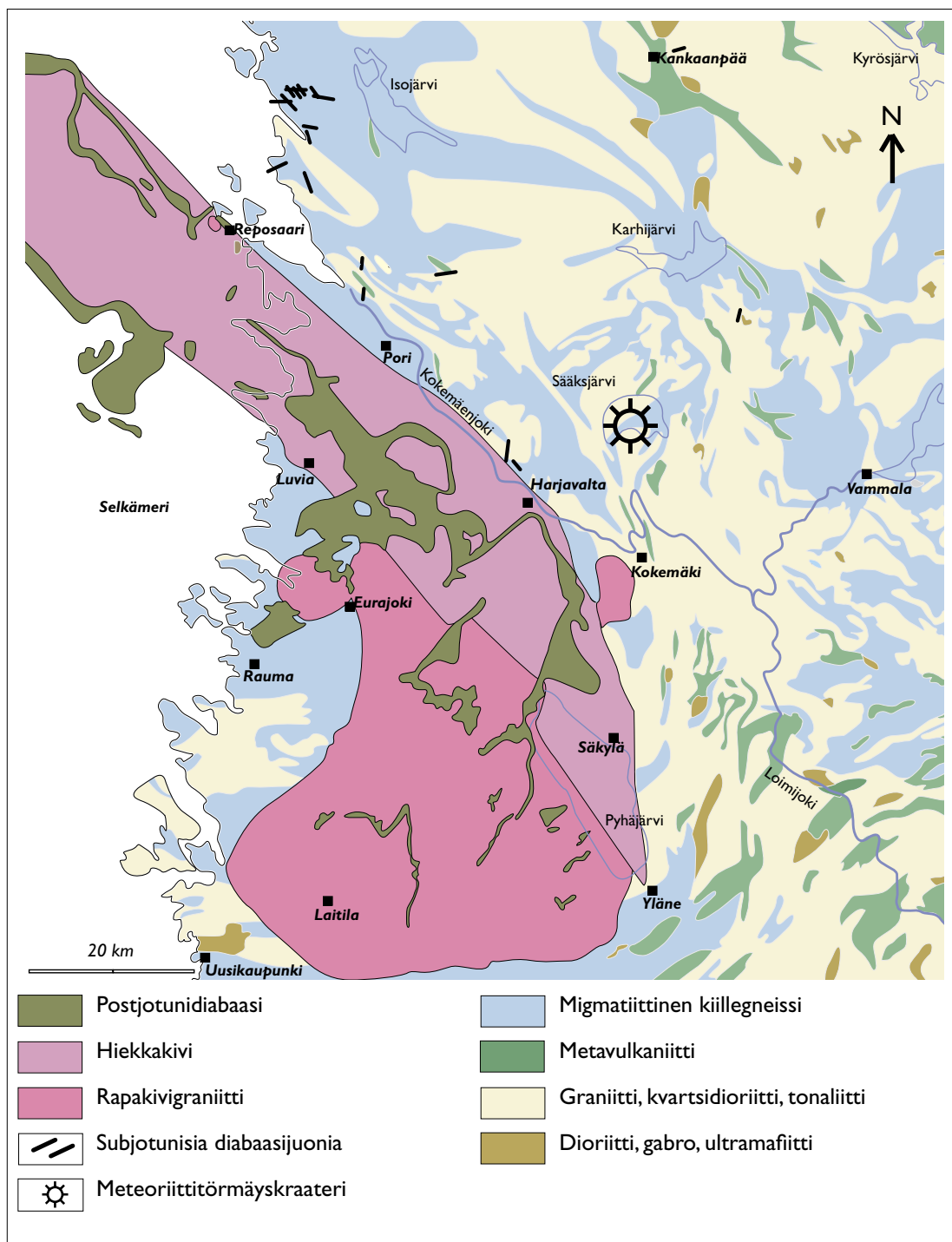
D

Kuva 11.2. Satakunnan hiekkakivissä näkyviä jotunisedimenttien kerrostuessa syntyneitä rakenteita. (A) Aallonmerkkejä Luvian Knapernummella. (B) Ristikerroksellisuutta Harjavallan voimalaitoksen purkauskanavassa Lammaistenkoskella. (C) Mahdollisia sadepisaroiden jälkiä Porin Metsäkulmassa. (D) Kuivumisrakoja Harjavallan voimalaitoksen purkauskanavassa (indeksilaatan pituus 6 cm). Kuvat Hannu Kujala.

noin kahdeksi kilometriksi (Elo 1976).

Myös Selkämeren hiekkakiven rajausta tunnetaan merigeologisten tutkimusten perusteella hyvin (mm. Winterhalter ym. 1981). Seismisten tutkimusten perusteella on voitu osoittaa, että hiekkakivi on tektonisessa

vajoamassa, jota etenkin Ruotsin rannikon tuntumassa rajoittavat selvät siirrosvyöhykkeet (Axberg 1980). Osa Selkämeren jotunisedimenttialueesta on myöhemmin peittynyt fanerotsooisten (kambri- ja siluuri-kautisten) sedimenttien alle (Kuva 11.1).



Kuva 11.3. Satakunnan jotunihiekkakivi- ja postjotunidiabaasialueen geologinen kartta Kohosen ym. (1993) mukaan.

Muhoksen - Perämeren alue

Muhoksen jotunisedimenttikivialue muisuttua monessa suhteessa Satakunnan hiekkakivialuetta. Se on suunnilleen samankokoinen, siirrosten rajoittama ja jatkuu yhtäjaksoisena Perämeren pohjassa (*Kuva 11.1*). Aineksessa on kuitenkin huomattava ero. Kun Satakunnan alue on valtaosaltaan hiekkakiveä, on sitä Muhoksen alueella vain viitisen prosenttia, ja valtakivilajina ovat hiekkakiveä hienorakeisemmat siltti- ja savikivet. Hailuodon alueen kairasydännäytteissä on kuitenkin hiekkakiveä runsaammin. Erotukseksi Selkämeren hiekkakivialueesta Perämeren alueen jotunisedimenttialue (Veltheim 1969, Winterhalter ym. 1981) ei ole yhtä selvä hautavajoama.

Muhoksen muodostumaan on kairattu useita reikiä, joista syvin on yli 500 metriä ja ulottuu peruskallioon (Simonen ja Kouvo 1955). Kahdessa Hailuodon alueen kolmesta reiästä päästiin noin 100 ja 150 metrin syvyydessä jonkin verran rapautuneeseen peruskallioon, mutta syvin, 268 metrin reikä, ei saavuttanut sedimenttialtaan pohjaa. Reiän alaosassa on kuitenkin muista Hailuodon kairauksista poiketen kymmeniä metrejä pohjakonglomeraattia (Veltheim 1969).

Sedimenttikivi on yleensä punaruskeaa, mutta siinä on runsaasti harmaita tai vihertäviä välikerroksia, joissa on mikrofossiileja. Ne ovat tyypiltään lämpimän veden eliöitä (Tynni ja Uutela 1984), mikä on sopusoinnussa paleomagneettisten tutkimusten kanssa, joiden mukaan Fennoskandia oli jotuniaiikana tropiikissa. Samaan suuntaan viittaa myös sedimenttikiven iskoksessa havaittu lämpimässä ilmastossa tapahtuneen rapautumisen tuloksena muodostunut kaoliniitti (Veltheim 1969).

Muhoksen jotunisedimenttialueen raajaus tunnetaan melko hyvin morfologian ja seismisten tutkimusten perusteella (Lanne ja Pernu 1974), vaikka alueelta muutamien kairasydänhavaintojen lisäksi on löydetty vain kaksi lähekkäistä paljastumaa (Brenner

1944). Molemmat paljastumat ovat Kieksin konglomeraatiksi nimetyssä kivilajissa, jota pidetään Muhoksen sedimentin pohjamuodostumana. Samanlaista konglomeraattia on havaittu yli 500 metrin syvyydessä kairanreiässä välittömästi peruskallion päällä. Näin huomattava ero pohjakonglomeraatin tasossa kahdessa eri havaintokohteessa osoittaa erittäin huomattavaa siirrosta konglomeraatin sedimentaation jälkeen.

Mikrofossiilitutkimusten perusteella Muhoksen muodostuman ikä on noin 1 200 miljoonaa vuotta (Tynni ja Uutela 1984). Kerrostuminen näyttää kuitenkin muodostuman länsiosassa jatkuneen huomattavasti pitempään, sillä Hailuodon sedimentaation ikä on mikrofossiilien perusteella arvioitu 650 - 570 miljoonaksi vuodeksi (Tynni ja Donner 1980).

Vähäisiä muita jotunisedimenttialueita

Lappajärven meteoriittitörmäyskraaterin reunaa kiertää Muhoksen muodostuman kivilajeja muistuttava sedimenttikivikaari tai rengas, joka Pippingin (1991) tulkinnan mukaan on vajonnut meteoriittikraaterin reunaan muodostuneeseen rengasmaiseen syvennykseen ja siinä säilynyt eroosiolta. Myös mikrofossiilitutkimuksen perusteella Lappajärven sedimenttikivi on rinnastettavissa Muhoksen muodostumaan (Uutela 1990). Lappajärven sedimenttikiveen tehdyn ainoan kairauksen perusteella on kerrosasennoiltaan pahasti järkkyneen muodostuman paksuus 18,4 m. Sedimenttikiven pääkomponentit ovat hiesu- ja hiekkakivi. Niiden alla on voimakkaasti rapautunut kiilleliuske.

Törmäyskraaterin reunasyvennyksessä säilynyt jotunisedimentti osoittaa, että seutu oli, meteoriitin törmätessä noin 77 miljoonaa vuotta sitten, todennäköisesti sedimenttikivikerrostuman peitossa. Jotunisedimenttejä on siis varsin myöhäisiin geologisiin ajanjaksoihin saakka säilynyt



Kuva 11.4. Harjavallan voimalaitoksen purkauskanavan jotunihiekkakivipaljastuma Lammaistenkoskella. Hiekkakivikerrokset ovat kallistuneet voimakkaasti lounaaseen (takavasemmalle). Kuva Pekka Pihlaja.

muuallakin kuin hautavajoamissa, vaikka nykyiset esiintymät lähes poikkeuksetta ovat tektonisissa tai muissa vajoamissa. Myös Sääksjärven 550 miljoonaa vuotta vanhassa törmäyskraaterissa (*Kuva 11.3*) olevien kivilajien kemiallinen koostumus voidaan selittää siten, että paikalla oli jotunista hiekkakiveä törmäyshetkellä (asiasta tarkemmin Luvussa 12).

Ahvenanmaan lounaispuolella, vain pieneltä osin Suomen merialueella, on noin 100 kilometrin mittainen alue jotunisedimenttejä (ks. *Kuva 11.1*). Edellä kuvattujen Satakunnan ja Muhoksen sedimenttikivialueiden tapaan myös tämä Ahvenanmeren jotunisedimentti on säilynyt suunnilleen luode-kaakkosuuntaisessa hautavajoamassa (Winterhalter ym. 1981).

Irtokivihavaintojen perusteella saattaa eri puolilla Lounais-Suomea olla säilyneinä vähäisiä hiekkakivijäännöksiä, jotka todis-

tavat hiekkakiven aikaisemmin laajemmasta levinneisyydestä. Niistä mainittakoon Tyrvään Vaunujoen laakso (Matisto 1964), Kärmejärven seutu Salon kaakkoispuolella, Paimion Vartasalo ja Auran kirkonkylä (Leskelä ja Niemelä 1972) sekä Tammisaaren saaristo (Matti Laitala, henkilökohtainen tiedonanto).

11.2. Postjotunidiabaasit

Eri puolilla Fennoskandian, kuten Keski-Ruotsissa, Vaasan saaristossa, Satakunnassa, Ahvenanmaalla ja Laatokan seudulla on jotunisedimenttien tuntumassa diabaasijuonia, jotka usein ovat lähes vaaka-asentoisia. Ne ovat kontaktihavaintojen perusteella säännöllisesti hiekkakiveä nuorempia, ja niistä käytetään tavallisesti nimitystä postjotunidiabaasit.

Satakunta

Satakunnan postjotunidiabaasijuonet leikkaavat svekofennisiä kivilajeja, rapakivigraniitteja ja jotunihiekkakiviä (*Kuva 11.3*). Niiden uraani-lyijyät vaihtelevat välillä 1 270 – 1 260 miljoonaa vuotta (Vaasjoki 1996). Postjotunidiabaasijuonet ovat yleisesti yli 100 m leveitä ja niiden usein lähes vaakasentoiset maanpintaleikkaukset saattavat levitä useiden neliökilometrien laajuisiksi. Juonet ovat muodoiltaan mutkittelevia, eivätkä muodosta tyypillistä diabaasijuoniparvea.

Postjotunidiabaasit ovat koostumukseltaan oliviinitholeiitteja (Rämö 1990). Niiden päämineraalit ovat plagioklaasi, augiitti ja oliviini. Pieniä määriä on myös apatiittia, zirkonia, baddeleyiittia, biotiittia, kalimaasälpää, kvartsia, magnetiittia ja ilmeniittia sekä oliviinin muuttumistuloksena serpentiiniä. Rakenne on ofiittinen ja raekoko isoissa juonissa keskirakeinen (rakeiden läpimitta 1 – 5 mm) sekä pienissä juonissa ja kontaktien tuntumassa pienirakeinen (rakeiden läpimitta alle 1 mm), jopa lähes lasimainen. Paikoin diabaasissa tavataan myös hyvin karkearakeisia osia (*Kuva 11.5*).

Satakunnan diabaasijuonet ovat luonteeltaan puolipinnallisia. Ne ovat ilmeisesti kiteytyneet varsin lähellä maanpintaa, sillä ne leikkaavat jotunihiekkakiveä, joka ei todennäköisesti koskaan ole ollut muutamia satoja metrejä syvemmillä. Diabaasijuonia voidaan pitää tulivuorten purkauskanavina. Niiden esiintymisalueilla olisi siis diabaasin syntyaikoihin ollut oliviinitholeiittista laavaa purkaneita tulivuoria. Laavan koostumuksesta päätellen vulkaanit olivat kilpitulivuorityyppisiä ja peittivät laajoja alueita. Nyky-Suomen alueelta ei postjotunidiabaaseihin liittyviä vulkaanisia muodostumia kuitenkaan tiedetä säilyneen, mutta Laatokan pohjoisrannalla on Valamon diabaasin tuntumassa havaittu myös vulkaanisia kivilajeja (Amanov ym. 1996).

On mahdollista, että suurten diabaasimagmaerien purkautuminen on vaikuttanut jotunihiekkakiviä eroosiolta suojaaneiden hautavajoamien synnyn viimeisiin vaiheisiin, sillä ainakin Harjavallan Lammaistenkosken hiekkakiven 30°:n kallistuma (*Kuva 11.4*) osoittaa vajoamista tapahtuneen vielä sedimentaation jälkeenkin eli mahdollisesti juuri diabaasin syntyaikoina. Kylmään sivukiveen tunkeutunut diabaasimagma on monissa paikoissa Satakunnassa aiheuttanut sivukiven sulamista ja sekoitumista diabaasimagmaan tai tunkeutumista ns. reomorfisina juonina diabaasiin (Kahma 1951).

Yläneen (Vorma ja Niemelä 1994) ja Kokemäen (Hämäläinen 1994) kallioperäkartalehtien alueilla on aeromagneettisten matalalentokarttojen perusteella tulkittu olevan postjotunisia oliviinidiabaaseja leikkaava, lähes pohjois-eteläsuuntainen suuntainen diabaasijuoniparvi. Juonet ovat enimmäkseen 1 – 5 m:n levyisiä, pystyjä ja erittäin suorajuoksuisia. Lisäksi monet niistä ovat postjotunidiabaaseista poiketen heikosti porfyyrisiä. Ne eroavat esiintymistavaltaan jyrkästi postjotunidiabaaseista ja ovat ehkä niitä huomattavastikin nuorempia. Isotooppi-ikiä näistä juonista ei kuitenkaan ole vielä käytettävissä.

Vaasan saaristo

Kallioperän yleiskartoituksen (Saksela 1934) yhteydessä löytyi Vaasan ulkosaaristosta kolme rinnakkaista, loivasti mutkittelevaa, suunnilleen pohjois-eteläsuuntaista diabaasijaksoa (Aro 1987). Merigeologisten tutkimusten yhteydessä Winterhalter (1972) on hahmotellut niiden lounaispuolelle vielä neljännen, pohjoiskoilliseen suuntautuvan jakson (vrt. *Kuva 11.1*). Diabaasijuonten kaateista ei ole havaintoja, mutta laajoista maanpintaleikkauksista päätellen ne lienevät pääasiallisesti loivia.

Samoin kuin Satakunnan diabaasitkin,



Kuva 11.5. Postjotunidiabaasia Säpin saarella Porin edustalla. Kuvassa vasemmalla olevan tavallisen keski-karkearakaisen diabaasin sisällä on osittain näkyvä, noin 5 metrin mittainen osue hyvin karkearakesta ns. megaofiittista diabaasia. Kuva Pekka Pihlaja.

Vaasan saariston diabaasit liittyvät läheisesti jotunihiekkakiveen, joka välittömästi diabaasijaksojen länsipuolelta ulottuu hautavajoamana lähes Ruotsin rannikolle saakka (*Kuva 11.1*). Myöskään rapakivi ei liene kovin kaukana Vaasan saariston diabaasijuonista, sillä Veltheimin (1962) mukaan on rapakivilohkareistossa huomattava tihenty-mä jokseenkin läntisimmän diabaasijakson kohdalla. Tämä rapakivi tarkoittanee samaa kivilajia kuin Eskolan (1934) kuvaama Pohjanlahden porfyry.

Vaasan saariston diabaasien päämine-raalit ovat plagioklaasi, oliviini, augiitti, bio-tiitti ja opaakit mineraalit. Pieniä määriä on

myös sarvivälkettä, kloriittia, serisiittia, preh-niittia, apatiittia, zirkonia ja baddeleyiittia. Moikipään saarilta määritetty isotooppi-ikä antoi tulokseksi 1 270 miljoonaa vuotta (Suominen 1991).

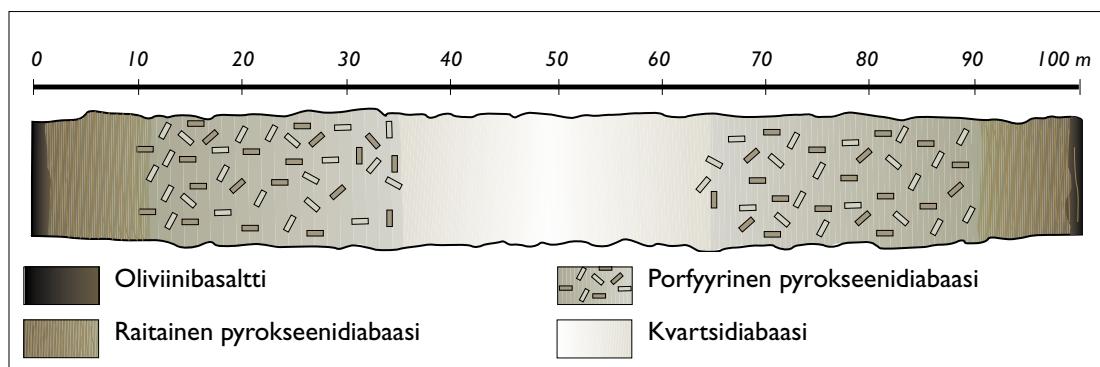
Ahvenanmaa

Ahvenanmaan länsipuolella olevan Märketin saaren ja läheisten luotojen kallioperä on oliviinidiabaasia, jonka jo 1800-luvun lopulla havaittiin olevan vähemmän muuttunutta ja näin todennäköisesti nuorempaa kuin Ahvenanmaan muut diabaasijuonet (Frosterus ja Sederholm 1890). Hausen (1964) oletti Märketin diabaasin olevan jotunihiekkakiveä leikkaava kerrosjuoni, jonka päältä hiekkakivi on kulunut pois. Hänen mukaansa diabaasi siis olisi iältään postjotuninen. Zirkonista tehty uraani-lyijyikä, 1 265 miljoonaa vuotta (Suominen 1991), onkin myöhemmin vahvistanut tämän ikäarvion. Seismisten tutkimusten perusteella näyttää todennäköiseltä, että diabaasi on laattana hiekkakiven päällä (Flodén 1973). Märketin diabaasi muistuttaa sekä rakenteeltaan että koostumukseltaan läheisesti Satakunnan diabaasia (Suominen 1987).

Märketin lisäksi postjotunidiabaasia on Ahvenanmaalla havaittu Långvikshällarnanimisillä luodoilla ja Torpsundissa (Bergman 1981) sekä todennäköisesti laajana vaaka-asentoisena juonena rapakivessä Torpsundin ja Storbyn välillä (Eklund 1990).

I 1.3. Postjotunia nuorempia diabaaseja

Tähän ryhmään kuuluvat Sallan ja Laanilan diabaasijuonet Pohjois-Suomessa (*Kuva 11.1*) sekä mahdollisesti jo edellä kuvattu Satakunnan postjotunidiabaaseja leikkaava juoniparvi, josta ei vielä ole iänmäärittystä. Myös Suomen Kaledonidien alueella on dia-



Kuva 11.6. Kaaviokuva Sallan differentioituneen diabaasisuon rakenteesta Väänäsen (1965) mukaan.

baaseiksikin kutsuttuja gabrokerrosjuonia. Ne ovat peruskalliota nuorempia ja niitä kuvataan tarkemmin kohdassa 11.4. (s. 321).

Salla

Sallan diabaasisuoniparven kaakkoispää löydettiin 1:400 000 -mittakaavaisen kivilajikartan maastotöiden yhteydessä silloisen Kuolajärven kunnan Tuutijärven kylästä. Hackman (1914) piti "Tuutijärven juonta" seudun kallioperälle poikkeuksellisen ja todennäköisesti ympäristöään huomattavasti nuorempana. Kun juonelle sitten 1:100 000 -mittakaavaisen kallioperäkartoituksen (ks. Lauerma 1987) yhteydessä löytyi jatkoa Nyky-Suomen puolelta saatiin poikkeuksellisen nuorelle iälle varmistus. Olavi Kouvon määritysten mukaan diabaasin todennäköisin ikä on noin 1 120 miljoonaa vuotta. Juoniparven tunnettu kokonaispituus on noin 130 km ja suunta länsiluoteeseen. Yksittäisten juonten leveys on 60 – 100 m.

Jo Hackman (1914) kiinnitti huomiota juonen vyöhykkeiseen rakenteeseen. Väänänen (1965) tutki vyöhykerakennetta Sallan kirkonkylässä ja havaitsi juonessa laidoilta keskelle päin seuraavat kivilajityypit: oliviinibasaltti, raitainen pyrokseenidiabaasi, porfyyrinen pyrokseenidiabaasi ja kvartsidiabaasi (Kuva 11.6). Hän katsoi basalttia

muistuttavan kontaktimuunnoksen lähinnä vastaavan magman alkuperäiskoostumusta ja tulkitsi vyöhykerakenteen syntyneen kiteytymisen aikaisen differentiaation seurauksena. Sallan juoni onkin eräs Suomen hienoimmista differentioituneista diabaasisuonista.

Sallan juonen purkautuessa oli planaatio alueella edennyt niin pitkälle, että diabaasimagman täyttämä rako on mitä ilmeisimmin ulottunut maan pinnalle saakka ja aiheuttanut alueella rakopurkaustyyppistä tulivuoritoimintaa. Magman virtaukseen raossa viittaa mm. raitaisuus kontaktivyöhykkeiden sisäpuolella olevissa, muutamien metrien levyisissä pyrokseenidiabaasivyöhykkeissä. Juonen pääosan kiteytyessä oli virtaus kuitenkin päättynyt, sillä muuten differentiaatio ei olisi päässyt etenemään näin pitkälle.

Laanila

Laanilan diabaasisuoniparvi (Pihlaja 1987) seuraa Lapin kallioperälle luonteenomaista pohjoiskoillista ruhjevyyhykesuuntaa (Kuva 11.1). Juoniparvi on hyvin huonosti paljastunut mutta kuitenkin selvästi aeromagneettisilla kartoilla seurattavissa Laanilasta Ristijärvelle ja sieltä edelleen Norjan puolelle. Yksittäisten juonten leveys on 150 – 200 m. Kivilaji on metamorfoitumatonta,

keskirakeista ja ofiittista diabaasia. Sen päämineraalit ovat plagioklaasi, klinopyrokseeni ja ilmeisesti oliviinin muuttumistuloksena muodostunut serpentiini. Laanilan diabaasin ikä on lähes tarkalleen 1 000 miljoonaa vuotta (Pesonen ym. 1986).

11.4. Suomen Kaledonidit

Kaledonisen poimuvuoriston kohoaminen 450 - 400 miljoonaa vuotta sitten Fennoskandian länsilaidalle oli mullistava tapahtuma. Siinä muinaiseen ns. Iapetus-valtameren kerrostuneet sedimentit poimuttuivat ja työntyivät toistensa ja jopa pitkälle idässä sijaitsevan peruskallion päälle. Suomen alueella kaledonisia kivilajeja tavataan vain Käsivarren luoteiskärjessä; muun muassa korkeimmat vuoremmet Halti ja Saana kuuluvat Kaledonideihin.

Suomen Kaledonidit makaavat Länsi-Lapin arkeisen alueen ikivanhojen gneissien päällä (s. 112, ks. myös Lehtovaara 1984). Kaledonidien alimmat osat (esimerkiksi Saanan juuressa) koostuvat ohuesta konglomeeraattikerroksesta, kivettyneestä rantasorasta, jonka ikä on noin 550 miljoonaa vuotta. Pohjakerrostuman päällä on yli sata metriä paksultti metamorfoituneita savi- ja hiekkakiviä, jotka ovat fossiilipitoisia. Tämän ns. Dividal-ryhmän päälle on työntynyt parautoktoninen Jerta- eli Valdejohkka-laatta, joka sisältää mm. dolomiittisia kalkkikiviä ja sinistä kvartsiittia. Jerta-laatan päällä on mittava, autoktoninen, ilmeisesti satojen kilometrien päästä luoteesta tullut Kalakylityöntökompleksi, joka koostuu ainakin kolmesta toistensa päällä olevasta, ylityöntöpintojen erottamasta laatasta (Lehtovaara 1989). Kompleksille tyypillinen kivilaji on ns. *tunturiliuske*, joka ylityönnössä sai voimakkaan läpikotaisen liuskeisuuden ja on erittäin kova kivi. Liuskeen loiva kaade on pohjoisluoteen suuntaan.

Kaledonisten ylityöntölaattojen sisään ja väliin on myös tunkeutunut mafisia ja ultramafisia syväkiviä (Sipilä 1987, 1991). Raisduoddarin - Haltin alueella aivan Suomen ja Norjan rajalla on duniitti-, troktoliitti- ja oliivinigabrokumulaatteja sekä hieman idempänä, Ridnitsohkkassa, gabrokerrosjuonia. Kerrosjuonien ikä on noin 430 miljoonaa vuotta (Sipilä 1991).

11.5. Planaatio ja peneplaania peittävät sedimenttikivet

Svekofennisen orogenian jälkeen Fennoskandia sijaitsi trooppisessa vyöhykkeessä yhtäjaksoisesti lähes vendikauden alkuun saakka (Pesonen ym. 1991). Kosteaa ja lämmin ilmasto edisti rapautumista, joka kallioperän rakoja myöten saattoi varsinkin ruhjevyöhykkeissä edetä kymmenien metrien syvyyteen. Suojaavan maakasvillisuuden puuttuminen helpotti rapautumistuotteiden erodoitumista ja kulkeutumista juoksevan veden ja tuulen mukana mereen ja alavammille maille.

Edettyään lähelle merenpinnan tasoa planaatio hidastui huomattavasti. Rapakivi-plutonit eivät olleet paljastuneet maanpintaan saakka vielä jotunihiekkakivien sedimentaation aikana, sillä hiekkakivestä ei ole löytynyt rapakivestä peräisin olevia aineksia.

Hiekkakiven sedimentaatiopohja oli varsin lähellä silloista merenpinnan tasoa, pääosin vähän sen alapuolella. Ilmeisesti pinta oli myös kohtalaisen tasoittunut. Hiekkakivikerrostumia säilyttäneet hautavajoamat muodostuivat useassa vaiheessa sedimentaation aikana, osin jopa sen jälkeen (Marttila 1969). Selkämeren, Perämeren ja Laatokan altaat olivat olemassa jo jotuniai-
kanaan, koska niihin saattoi sedimentoitua jotunikautista hiekkaa. Ilmeisesti altaiden vajoaminen jatkui vielä jotuniajan jälkeen-

kin hiekkakiven peittyessä edelleen vendi-, kambri- ja siluurikautisilla sedimenteillä.

Tasaisella maalla myöhempiin aikoihin eroosiolta säilyneistä jotunisedimenteistä on hyvänä esimerkkinä Lappajärven kohdalla meteoriitin törmäyksen aikana ollut silttikivikerrostuma, jonka paksuus oli parikymmentä metriä ja sedimentaatioalusta ilmeisesti muutaman kymmenen metrin tarkkuudella nykyisen maanpinnan tasolla. Viron sedimenttisen kallioperän läpi peruskallioon ulottuvat kairaukset ovat tuoneet päivänvaloon myös ennen vendikautta tapahtuneen rapautumisen tuloksia, joita Suomessa on tiettävästi säilynyt vain Lauhanvuoren seudulla, mutta todellisuudessa ilmeisesti monessa muusakin paikassa, vaikka kiistattomat todisteet rapautumien iästä puuttuvat. Suomen puolen peruskallion peneplaanipintaa on kairausten ja geofysikaalisten havaintojen perusteella voitu seurata Suomenlahden eteläpuolelle ja todeta sen jatkuvan nuorempien sedimenttien alla viettäen noin 0,2°:n kulmassa etelään.

Siirros- ja ruhjevyyhykkeiden ikiä tunnetaan melko niukasti. Vyöhykkeisiin tunkeutuneet juonikivilajit osoittavat kuitenkin monien suurten ruhjeiden olleen olemassa jo prekambriaikana. Olkiluodosta on ydinjätiesijoitustutkimusten yhteydessä (Blomqvist ym. 1992) tehty muutamien raontäytteiden iänmäärittelyksiä. Eräälle kloriittihiertopinnalle kiteytyneiden mineraalien ikä on noin 1 360 miljoonaa vuotta, mikä on hieman korkeampi kuin postjotunidiabaasien ikä.

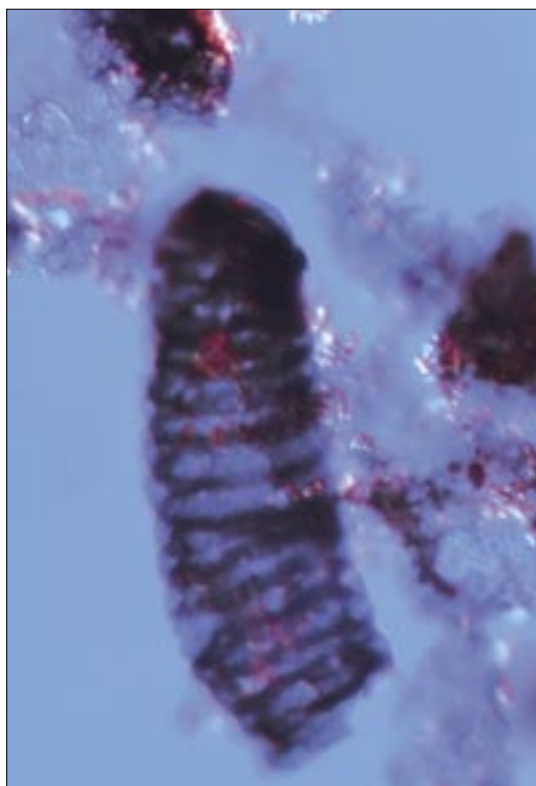
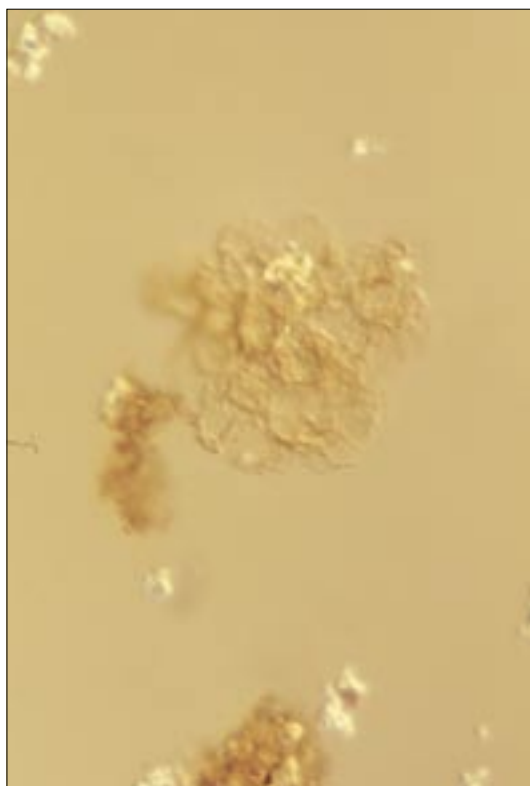
Pieksämäen pohjoispuolella sijaitsevan Iso-Naakkiman törmäyskraaterin (*Kuva 11.1*) myöhäisjotunisia sedimenttejä ja rapautumistuotteita kuvataan seuraavassa meteoriittitörmäyskraatereita käsittelevässä luvussa.

Viiteluettelo

- Amantov, A., Laitakari, I. & Poroshin, Ye., 1996.* Jotnian and Postjotnian: sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland. Sivut 99 - 113 teoksessa T. Koistinen (toim.) Explanation to the Map of Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area 1:1 mill. Geological Survey of Finland, Special Paper 21.
- Aro, K., 1987.* Vaasan saariston ja Petolahden diabaasit. Sivut 179 - 184 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Aro, K. & Laitakari, I. (toim.), 1987.* Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76, 254 s.
- Axberg, S., 1980.* Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Bothnian Sea, Northern Baltic. Stockholm Contributions in Geology XXXVI, 3, s. 153 - 213.
- Backlund, H.C., 1937.* Die Umgrenzung der Svecofenniden. Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala, 27, s. 219 - 269.
- Bergman, L., 1981.* Berggrunden inom Signilskär, Mariehamn och Geta kartblad. Signilskärin, Maarianhaminan ja Getan kartta-alueiden kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkarttojen selitykset 0034+0043, 1012 ja 1021, 72 s.
- Blomqvist, R., Nissinen, P. & Sbaun, F., 1992.* Olkiluodon rakomineraalien ajoitustutkimus. Teollisuuden Voima Oy / Paikkatutkimukset, Työraportti 92-27, 116 s.
- Brenner, T., 1944.* Die Bodenbildungen des Muhos Sediments bei Kieksi. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 132, s. 189 - 196.
- Eklund, O., 1990.* Postjotniska olivindiabaser i pyterlit, Eckerö, Åland. Geologi, 42, s. 124 - 125.
- Elo, S., 1976.* An interpretation of a recently measured gravity profile across the Jotnian Sandstone in southwestern Finland. Raportti Q20/21/1976/1 Geologian tutkimuskeskuksen arkistossa, 11 s.
- Eskola, P., 1934.* Über die Bottenmeerporphyre. Bulletin de la Commission géologique de

- Finlande, 104, s. 111 - 127.
- Flodén, T., 1973.* De jotniska sedimentbergarternas utbredning i Östersjön. Ymer 93, Östersjön, s. 47 - 58.
- Frosterus, B. & Sederholm, J.J., 1890.* Beskrifning till kartbladet No 17 Finström. Finlands Geologiska Undersökning, 52 s.
- Gylling, Hj., 1887.* Zur geologie der cambrischen Arkosen-Ablagerung des westlichen Finnlands. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 39 (1), s. 770 - 792.
- Hackman, V., 1914.* Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 39, 44 s.
- Hausen, H., 1964.* Geologisk beskrivning över landskapet Åland. Skrifter utgivna av Ålands Kulturstiftelse IV, 196 s.
- Hämäläinen, A., 1994.* Kallioperäkartta, lehti 1134 Kokemäki, Suomen geologinen kartta 1:100 000.
- Högbom, A.G., 1910.* Precambrian geology of Sweden. Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala X, s. 1 - 80.
- Kabma, A., 1951.* On the contact phenomena of the Satakunta diabase. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 152, 84 s.
- Kobonen, J., Pibblaja, P., Kujala, H. & Marmo, J., 1993.* Sedimentation of the Jotnian Satakunta sandstone, western Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 369, 35 s.
- Koistinen, T. (toim.), 1994.* Precambrian basement of the Gulf of Finland ja surrounding area, 1:1 mill. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Laitakari, A., 1925.* Über das jotnische Gebiet von Satakunta. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 73, 43 s.
- Lanne, E. & Pernu, T., 1974.* Muhoksen muodostuman seismisesti määritetyt rajat. Department of Geophysics, University of Oulu, Contribution 46, 12 s.
- Lauerma, R., 1987.* Sallan diabaasijuonet. Sivut 185 - 187 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Lehtovaara J.J., 1984.* Suomen Kaledonidien rakenteesta. Geologi, 36, No.1, s. 1, 3 - 9.
- Lehtovaara J.J., 1989.* Tectonostratigraphic position of the Finnish Caledonides at the Fennoscandian margin of the northern Scandes. Bulletin of the Geological Society of Finland, 61, s. 189 - 195.
- Leskelä, S. & Niemelä, J., 1972.* Hiekkakivilohekareita III Salpausselällä ja Salon kaakkoispuolella. Geologi, 24, s. 58 - 60.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Kousa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberto, D., Salli, A., Stephens, M. & Weibed, P., 1996.* Bedrock map of central Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim), and Sweden (Uppsala).
- Marttila, E., 1969.* Satakunnan hiekkakiven sedimentaatio-olosuhteista. Julkaisematon lissensiaattityö, säilytetään Turun yliopiston geologian laitoksella, 157 s.
- Matisto, A., 1964.* Onko Tyrvään Vaunujoella hiekkakiveä. Geologi, 16, s. 153 - 154.
- Pesonen, L. J., Hubma, H. & Neuvonen, K. J., 1986.* Paleomagnetic and Sm-Nd isotopic data of the Late Precambrian Laanila diabase dyke swarm, northeastern Finland. Abstract, 17e Nordiska Geologmötet 1986, University of Helsinki, s. 149.
- Pesonen, L. J., Mertanen, S. & Leino, M. A. H., 1991.* Fennoskandian pitkä matka. Geologi, 43, s. 107 - 113.
- Pibblaja, P., 1987.* Laanilan diabaasi. Sivut 189 - 197 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Pibblaja, P., 1994.* Kallioperäkartta 1143 Pori. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus.
- Pibblaja, P. & Kujala, H., 1994.* Kallioperäkartta 1141 Luvia. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus.
- Pipping, F., 1991.* Lappajärven meteoriittikraatterin kairauksen tuloksista. Geologi, 43, s. 14 - 19.
- Rämö, O. T., 1990.* Diabase dyke swarms and silicic magmatism - Evidence from the Proterozoic of Finland. Sivut 185 - 199 teoksessa A. J. Parker, P. C. Rickwood & D. H. Tucker (toim.) Mafic dykes and emplacement mechanism. Publication Number 23, International Geological Correlation Program Project 257, A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- Ramsay, W., 1909.* Geologins grunder. G. W. Edlunds Förlagsaktiebolag, Helsingfors, 486 s.

- Saksela, M., 1934.* Kivilajikartta B 3 Vaasa. Suomen geologinen kartta 1:400 000. Geologinen toimikunta.
- Sederholm, J.J., 1897.* Om inledningen af pre-kambriska formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 19, s. 20 - 53.
- Sederholm, J.J., 1903.* Vuorilajikartta B 2 Tampere, Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000. Geologinen toimisto.
- Simonen, A. & Kouvo, O., 1955.* Sandstones in Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 168, s. 57 - 87.
- Sipilä, P., 1987.* Haltitunturin alueen magmakivet. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Turun yliopiston geologian laitoksella, 74 s.
- Sipilä, P., 1991.* Mafic and ultramafic igneous rocks of the Raisduoddar-Halti area in the Finnish-Norwegian Caledonides. Petrography, mineralogy and geochemistry. Bulletin of the Geological Society of Finland, 63, s. 15 - 24.
- Suominen, V., 1987.* Lounais-Suomen mafiset juonikivet. Sivut 151 - 172 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Suominen, V., 1991.* The chronostratigraphy of Southwestern Finland, with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabases. Geological Survey of Finland, Bulletin 356, 100 s.
- Tynni, R. & Donner, M., 1980.* A microfossil and sedimentation study of the Late Precambrian formation of Hailuoto, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 311, 27 s.
- Tynni, R. & Uutela, A., 1984.* Microfossils from the Precambrian Muhos formation in western Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 330, 38 s.
- Uutela, A., 1990.* Proterozoic microfossils from the sedimentary rocks of the Lappajärvi impact crater. Bulletin of the Geological Society of Finland, 62 (2), s. 115 - 121.
- Vaasjoki, M., 1996.* Explanation to the geochronological map of southern Finland: The development of the continental crust with special reference to the Svecofenian orogeny. Yhteenveto: Etelä-Suomen geokronologisen kartan selitys: Etelä-Suomen kallioperän kehitys. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 135, 30 s.
- Vaasjoki, M. & Sakko, M., 1987.* Zirkoni-indikaatio Satakunnan hiekkakiven alkuperästä. Geologi, 39, s. 184 - 187.
- Veltheim, V., 1962.* On the pre-Quaternary geology of the bottom of the Bothnian Sea. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 200, 166 s.
- Veltheim, V., 1969.* On the pre-Quaternary geology of the Bothnian Bay area in the Baltic Sea. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 239, 56 s.
- Vorma, A. & Niemelä, R., 1994.* Kallioperäkartta, lehti 1133 Yläne. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.
- Väänänen, P., 1965.* Diabaasijuonesta Sallassa. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 62 s.
- Winterhalter, B., 1972.* On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistogene glaciation. Geological Survey of Finland, Bulletin 258, 66 s.
- Winterhalter, B., Flodén, 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.



Miten prekambrisia sedimenttikivikerrostumia voidaan ajoittaa ilman isotooppigeologisia menetelmiä?

Veteen kerrostuneet sedimenttikivet sisältävät usein jäänteitä kerrostumisajankohtana eläneistä eliöistä, joiden orgaaninen tai kitiininen kuori on säilynyt kerrostumassa. Nykytutkimuksen valossa tiedämme, että jo prekambriajalla eri geologisilla kausilla oli tyypilliset lajistonsa ja että ne poikkesivat ratkaisevasti toisistaan. Näin kasvien tai eläinten kuorijäänteitä voidaan käyttää kerrostumien ajoitukseen.

Proterotsooisien maailmankauden fossiileja ovat mikroskooppiset (pituus n. 20 – 25 mikrometriä) *akritarkit*, kasvikuntaan kuuluvien alkuperältään tuntemattomien yksisoluisten organismien kuorijäänteet (Tynni ja Donner 1980, Tynni ja Uutela 1984). Muuhoksen muodostuman vanhemmassa osassa (ikä korkeintaan 1 200 miljoonaa vuotta) pallomaiseta muodot ovat vallitsevia joko yksinään tai kasautumina (kuva ylhäällä vasemmalla). Nuoremmissa Hailuodon kerrostumassa (ikä n. 600 miljoonaa vuotta) tyypillisiä akritarkkeja ovat nauhamaiset tai sylinterimäiset solujonot (kuva ylhäällä oikealla).

Proterotsooisien maailmankauden aikana happi oli vielä myrkyllistä eliöille ja tuhosi ne, siksi kerrostumien hapettuneissa punaisissa osissa ei ole fossiileja. Mikroskooppikuvat Risto Tyni.