

Suomen pinnanmuodot

MATTI TIKKANEN

Maantieteen laitos, Luonnonmaantieteen laboratoriot, Helsingin yliopisto



Tikkanen, Matti (1994). Suomen pinnanmuodot (The Landforms of Finland). Terra 106: 3, pp. 181–192.

The relief of Finland is the product of events occurring over a prodigious length of time. It is primarily the Precambrian crystalline bedrock which determines the major features of the present relief, while the influence of overlying glacial and postglacial deposits is much less marked. In the course of millions of years, weathering and erosion processes have worn down originally mountainous landscape to a low-lying peneplain. The general view of the present Finnish landforms is introduced in this paper.

About 80 % of Finland may be classified as lowland, lying below 200 metres, and the highest point in the country is Halti, at 1328 m a.s.l. Structurally controlled valleys, fault-line scarps, quartzite monadnocks, rounded horsts and roches moutonnées are typical bedrock forms in the country. Six circular remnants of old meteorite impact craters have also been found in the ancient bedrock.

The eroded bedrock surface is usually covered by till deposits, most commonly 3–4 m in thickness, and there are numerous large drumlin, hummocky moraine and De Geer moraine fields in different part of the country. Glaciofluvial eskers, deltas and kame fields are also basic elements of the relief, but the large end formations, such as the Salpausselkäs and Central Finland ice marginal formation, are the most famous glacial accumulation forms in Finland. After deglaciation, clay plains with river valleys, beach and dune formations and peat bogs have developed during different phases of the postglacial era. The human role in creating landforms and modifying the operation of geomorphological processes is a matter of increasing importance at the present time.

Matti Tikkanen, Department of Geography, Laboratory of Physical Geography, P.O.Box 9 (Siltavuorenpenger 20 A), SF-00014 University of Helsinki, Finland.

Suomen maankamara on kokonaisuutena tasoittunut ja alava, mutta pienpiirteisään sen pinnanmuodot ovat vaihtelevia. Korkokuvan nykyiset piirteet ovat tulosta pitkästä ja monivaiheisesta kehityksestä. Maatamme peittäneet massiiviset mannerjäätiköt ovat kuitenkin pyyhkineet useita kertoja kehityksestä kertovia aikakirjan sivuja pois, niin että jäljellä on vain ikivanhan kallioperämme kulutusmuotoja sekä nuoria, viimeisen jääkauden aikana ja sen jälkeen syntyneitä maanpinnan muotoja. Jään, veden ja tuulen muovaa maankokuvamme on monin paikoin monotoinen, mutta käsittää myös runsain mitoin geomorfologisesti mielenkiintoisia paikkoja ja alueita.

Tässä artikkelissa luodaan suppea katsaus maamme geomorfologiseen tutkimukseen sekä tarkastellaan lyhyesti maamme korkokuvan yleispiirteitä sekä maanpinnan tärkeimpiä erityismuotoja.

Geomorfologinen tutkimus

Vaikka maamme pinnanmuodoista on kirjallisuudessa kuvauksia jo parin vuosisadan takaa, varsinainen geomorfologinen tutkimus käynnistyi Suomessa vasta viime vuosisadan lopulla (Aartolahti 1993). Siihen saakka pinnanmuodoista oli kartoilla esitetty lähinnä vain vesistöjen väliset päävedenjakajat, joita kuvattiin vuoriketjuina (ks. Fogelberg 1985; Rikkinen 1990). Jo ensimmäinen Suomen Kartasto vuodelta 1899 osoittaa, että tietous maamme pinnanmuodoista oli lisääntynyt suuresti. Tuolloin oli jo hyväksytty suomalaisen geomorfologian isän, Ragnar Hultin esittämä ajatus, että maamme tasoittuminen on pitkään jatkuneen rapautumisen, denudaation ja rantaerosion tulosta.

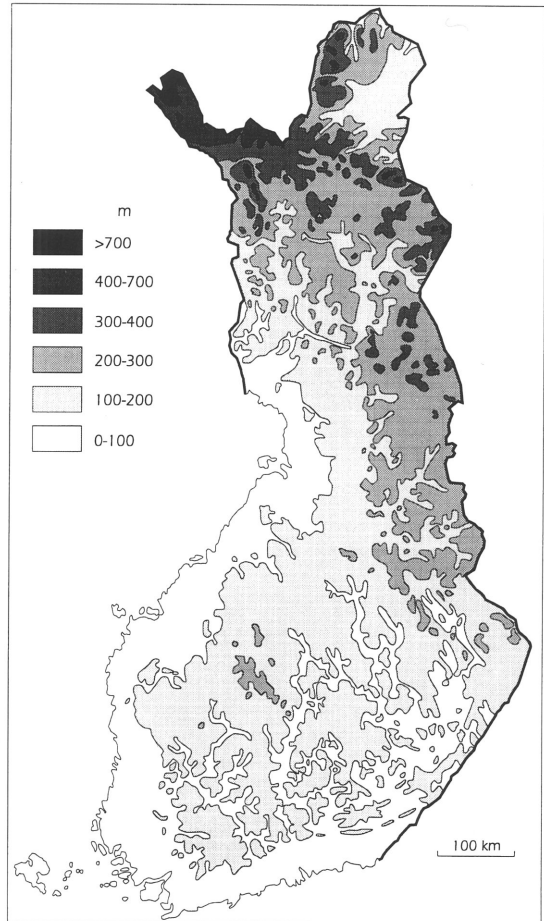
Suomen pinnanmuotojen tutkimus eli voimakkaan kasvun aikaa tämän vuosisadan alkupuolella.

la. Vahvoja nimiä maantieteilijöiden joukossa olivat tuolloin mm. Väinö Tanner, Iivari Leiviskä ja J.G. Granö. Eräs merkkipaalu suomalaisessa geomorfologiassa oli Tannerin massiivinen kokoomateos *Die Oberflächengestaltung Finnlands* (Tanner 1938), joka oli vuosikymmenien ajan alan oppikirjana ja Suomen geomorfologian 'raamatuna' vaikuttaen monin tavoin myös geomorfologiseen tutkimukseen. Lyhempiä yleiskatsauksia maamme pinnanmuotoihin on tehty myöhemmin useissa yhteyksissä (esim. Granö 1952; Aario 1966; Aartolahti 1977, 1980, 1990; Seppälä 1984; Koutaniemi 1987), ja aihepiiriä on käsitelty myös monissa geologian oppikirjoissa (esim. Okko 1964; Donner 1976; Taipale & Saarnisto 1991) sekä Suomen Kartaston seitsemännen laitoksen *Geomorfologia ja Geologia* vihkoissa.

Geomorfologisen tutkimuksen eräänlaisena taittekohtana voidaan pitää 1960-luvun puoliväliä (Aartolahti 1993). Tuolloin näet alkoi yleistyä ilmakuvien ja suurimittakaavaisten topografikarttojen käyttö tutkimuksessa, mikä vahvisti erityisesti glasiaaligeomorfologisen tutkimuksen asemaa maassamme. Suurelta osin ilmakuvatulkintaan perustuvia pioneiritöitä olivat mm. Penttilän (1963) ja Kujansuun (1967) tutkimukset Lapista. Saman aikaisesti yleistyi myös karttatulkintaan perustuva tutkimus voimakkaasti (esim. Virkkala 1963; Aartolahti 1968). Kun aiemmin tutkimukset olivat perustuneet lähes yksinomaan kenttätutkimuksiin, saatettiin nyt hankkia varsin tarkka kuva tutkimusalueen pinnanmuodoista jo kartta- ja ilmakuvatulkinnan keinoin.

Karttatulkinta nousikin nopeasti geomorfologisen tutkimuksen perusmenetelmäksi, ja sen avulla tietämys maamme kirkokuvan alueellisista piirteistä täsmentyi nopeasti. Tietystä vaiheesta varsinkin 1970-luvulla saattoi helposti havaita, miten peruskartoituksen eteneminen kohti itäistä Suomea tuotti nopeassa tahdissa geomorfologisia tutkimuksia uusilta alueilta. Laajoja alueellisia glasiaaligeomorfologisia töitä tehtiin mm. Länsi-Suomesta, Sisä-Suomesta sekä Kainuusta ja Peräpohjolasta (esim. Glückert 1971, 1973; Aartolahti 1972a; Kurimo 1979).

Maanpinnan muotojen alueellisia piirteitä on kuvattu geomorfologisilla kartoilla, jotka olivat varsinkin aluksi mustavalkoisia, ja joilla kuvattiin yleensä maanpinnan yksittäisiä muotoja merkisympolein (esim. Aartolahti 1968; Fogelberg 1970; Heikkinen & Tikkanen 1987). Värien käyttö teki mahdolliseksi huomattavasti enemmän tietoa sisältävien geomorfologisten karttojen laatimisen (esim. Fogelberg & Seppälä 1979; Tikkanen 1981, 1989). Värien ja symbolien käytössä on pyritty yhdenmukaisuuteen noudattamalla Maantieteen kansainvälisen unionin antamia suo-



Kuva 1. Suomen korkeusvyöhykkeet.
Fig. 1. Absolute altitude zones in Finland.

situksia. Vaikka maamme eri puolilta on julkaistu suuri määrä eri mittakaavaisia geomorfologisia kartoja, karttalehdittäin tietyssä mittakaavassa tapahtuvaa geomorfologista kartoitusta ei Suomessa monien muiden Euroopan maiden tapaan ole toistaiseksi tehty.

Korkeussuhteet

Maamme korkokuva on verrattavissa vanhan rakennuksen puulattiaan, joka rakennuksen kallisteluun vuoksi on hivenen vjetto. Sen pintaan on syöpynt vuosien saatossa painaamia ja puuhun on syntynyt usein myös halkeamia. Tiivissyiset oksan kohdat ovat puolestaan vastustaneet hyvin kulutusta ja kohoavat pinnan yleistä tasoa yleemmäksi. Korkokuvan runkona on 1,7–2,8 mrd v.

vanha peruskallio, joka kuuluu osana Pohjois- ja Itä-Euroopan eli Fennosarmatian prekambriiseen peruskallioliokkoon ja joka on paljastuneena vain Fennoskandian eli Baltian kilven alueella sekä suppeammin Ukrainan kilvessä (Simonen 1980, 1990). Tämä korkeita vuoristojakin aikanaan sisältänyt peruskallio kului kuitenkin lähes tasaiseksi puolitasangoksi eli peneplaaniksi jo prekambriella maailmankaudella.

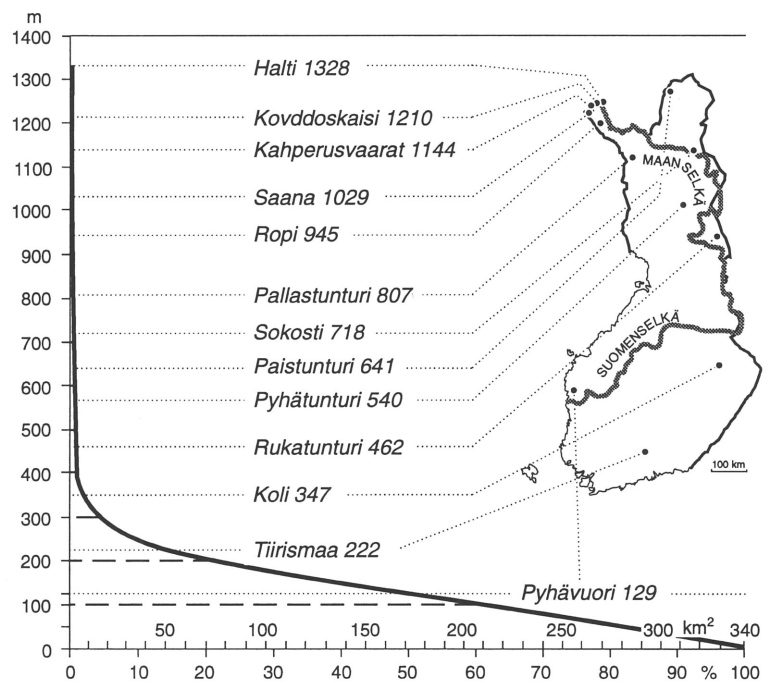
Suurin osa maastamme voidaan lukea alangoksi, kun käytetään alangon ylärajana 200 metrin korkeustasoa. Tämän tason ylittäviä seutuja on laajalti vain Kainuussa, Koillismaalla ja Lapissa (kuva 1). Kuitenkin myös Lapissa 200 metrin korkeusvyöhykkeen alapuolelle jäävät alueet työntyvät Kemijoen vesistön alueella aina Savukoskelle, Sodankylään ja Kittilään saakka. Lisäksi Inarin allas sekä Lutto- ja Tenojoen varret jäävät kyseisen tason alapuolelle. Etelässä ainoa laajempi 200 metrin tason ylittäjä on Keski-Suomen ylänkö, joka käsittää Kymijoen ja Kokemäenjoen vesistöjen välisiä vedenjakajamaita ja suuntautuu noin 60 km pitkänä yhtenäisenä vyöhykkeenä Jyväskylän luoteispuolelta Pylkönmäen kautta Soiniin (kuva 1).

Suomen pinta-alan eri korkeusvyöhykkeisiin tapahtuvaa jakautumista kuvaavan hypsografisen käyrän (kuva 2) mukaan alanko eli 200 metrin korkeustason alapuolelle jäävää aluetta on maamme pinta-alasta 80 %. Ylänköä on siten vain viidennes pinta-alastamme. Maankamaran alavuut-

ta kuvastaa se, että puolet (50 %) pinta-alastamme jää alle 120 metrin korkeustason ja että yli 300 metrin alueita on vain 4 % ja yli 400 metrin alueita 1,5 % pinta-alasta (kuva 2). Alle 100 metrin korkeustason (40 % pinta-alasta) jäävät 30–100 km leveä rannikovyöhykkeemme sekä Vuoksen, Kymijoen ja Kokemäenjoen vesistöjen sokkeloiset rantamaat aina Nurmeksen, Iisalmen, Viitasaa- ren ja Virtojen alueille saakka (kuva 1).

Suomen ylävimmat alueet sijaitsevat »käsivarressa» Enontekiön luoteisosassa, missä on noin 40 yli 1000 metrin korkeuteen yltävää tunturihuipua. Niistä korkeimpia ovat Halti (1328 m), Ridnitsohka (1317 m), Kovddoskaisu (1210 m) ja Kahperusvaarat (1144 m). Muita korkeita, mutta edellisiä jo huomattavasti matalampia tunturialueita ovat Länsi-Lapin Ounas-, Pallas- ja Yllästunturin tunturijakso sekä Inarin allasta ympäröivä Saariselältä Muotkatuntureille kaartuva tunturiketju. Vielä Kuusamon alueella on yli 400 metriä korkeita kohoimia. Eteläisin tunturimme on Taivalkosken Iso-Syöte (431 m). Muualla Suomessa lakikorkeudet yltyvät tavallisesti enintään 200–300 metrin korkeustasolle.

Maaston ylimpiä alueita halkova Maanselän päävedenjakaja kulkee itärajaa myötäillen, kunnes kääntyy Saariselältä luoteeseen ja yhtyy myöhemmin Suomen ja Norjan väliseen rajaan (kuva 2). Se jakaa vesistömme Jäämereen ja Itämereen laskeviin ja siitä erkanee Kuhmon kaakkoisosassa länteen ja myöhemmin lounaaseen suuntautu-



Kuva 2. Korkeussuhteiden jakautumaa kuvaava hypsografinen käyrä (Suomen Kartasto 1986) ja joitakin lakikorkeuksia.

Fig. 2. Hypsographic curve (Atlas of Finland 1986) and some summit heights of Finland.

va Suomenselän vedenjakaja, joka erottaa toisistaan Pohjanlahteen laskevat jokivedet länteen ja etelään laskevista Sisä-Suomen reittivesistä ja rannikoiden jokivesistä. Kun lisäksi Vuoksen ja Kymijoen vesistöjen väliin jäävää vedenjakajaa kutsutaan Savonseläksi, voitaisiin Kymijoen ja Kokemäenjoen välistä vedenjakajaa kutsua Keski-Suomen seläksi.

Suomen keskikorkeudeksi on laskettu nykyisiin peruskarttoihin perustuvaa otantaa käyttäen 154 m (Seppälä 1986a). Lukema poikkeaa vain parilla metrillä huomattavasti yleispiirteisempään kartta-aineistoon perustuvasta Renkosen (1938) laskemasta keskikorkeudesta. Tuolloin mukana tosin olivat sodassa luovutetut alueet. Joka tapauksessa maamme keskikorkeus on varsin alhainen, kun sitä verrataan Euroopan keskikorkeuteen 330 m tai maailman keskikorkeuteen 840 m.

Vaikka maankamaramme on kokonaisuutena voimakkaasti tasoittunut, tasainen se ei silti ole, sillä paikallisesti esiintyy usein huomattavaakin korkeusvaihtelua (Okko 1961). Tätä vaihtelua kuvaavan relatiivisen korkeusvaihtelun perusteella maastamme voidaan erottaa erilaisia alueita. Granön (1929) tekemän luokituksen mukaan tasankoa (korkeusero alle 5 m) ja lakeutta (5–10 m) on lähinnä Pohjanlahden rannikkoalueilla. Kankare- (10–20 m) ja mäkimaata (20–50 m) esiintyy puolestaan yleisesti koko maassa. Vaikka mäkimaata on vallitsevana Järvi-Suomessa, siellä esiintyy jo vuorimaatakin (50–200 m) mm. Etelä-Savossa sekä pohjoisen Päijänteen ja läntisen Pielisen alueilla. Ylhiömaata (korkeusero yli 200 m) on paikallisesti Kuusamossa ja Sallassa sekä Inarin altaan etelä- ja länsipuolisilla alueilla, Ounas-, Pallas- ja Yllästuntureiden muodostaman jakson yhteydessä sekä Käsivarren luoteisosissa.

Jos korkeusero lasketaan peruskarttalehdittään suurimman ja pienimmän korkeuslukeman erotuksena, korkeuserot kasvavat ja tasankoa, lakeutta ja kankaremaata ei esiinny manneralueella käytännöllisesti katsoen lainkaan (Seppälä 1986a). Tämän menetelmän mukaan mäkimaata esiintyy laajemmalti läntisellä rannikkoalueella sekä paikallisesti suurten järvien yhteydessä. Selvästi vallitsevaksi nouseekin nyt vuorimaata, joka kattaa valtaosan maasta. Ylhiömaata esiintyy tämänkin menetelmän mukaan lähinnä vain tunturialueiden yhteydessä. Peruskarttalehdittäisen korkeustarkastelun heikkoutena on kuitenkin otosruudun Suomen pienpiirteiseen maastoon nähden liian suuri koko sekä se, että esimerkiksi yksikin syvä joki-laakso tai korkea kohouma riittää tekemään muutoin laajalti tasaisesta alueesta korkeussuhteiltaan vaihtelevan.

Kallioperän pinnanmuodot

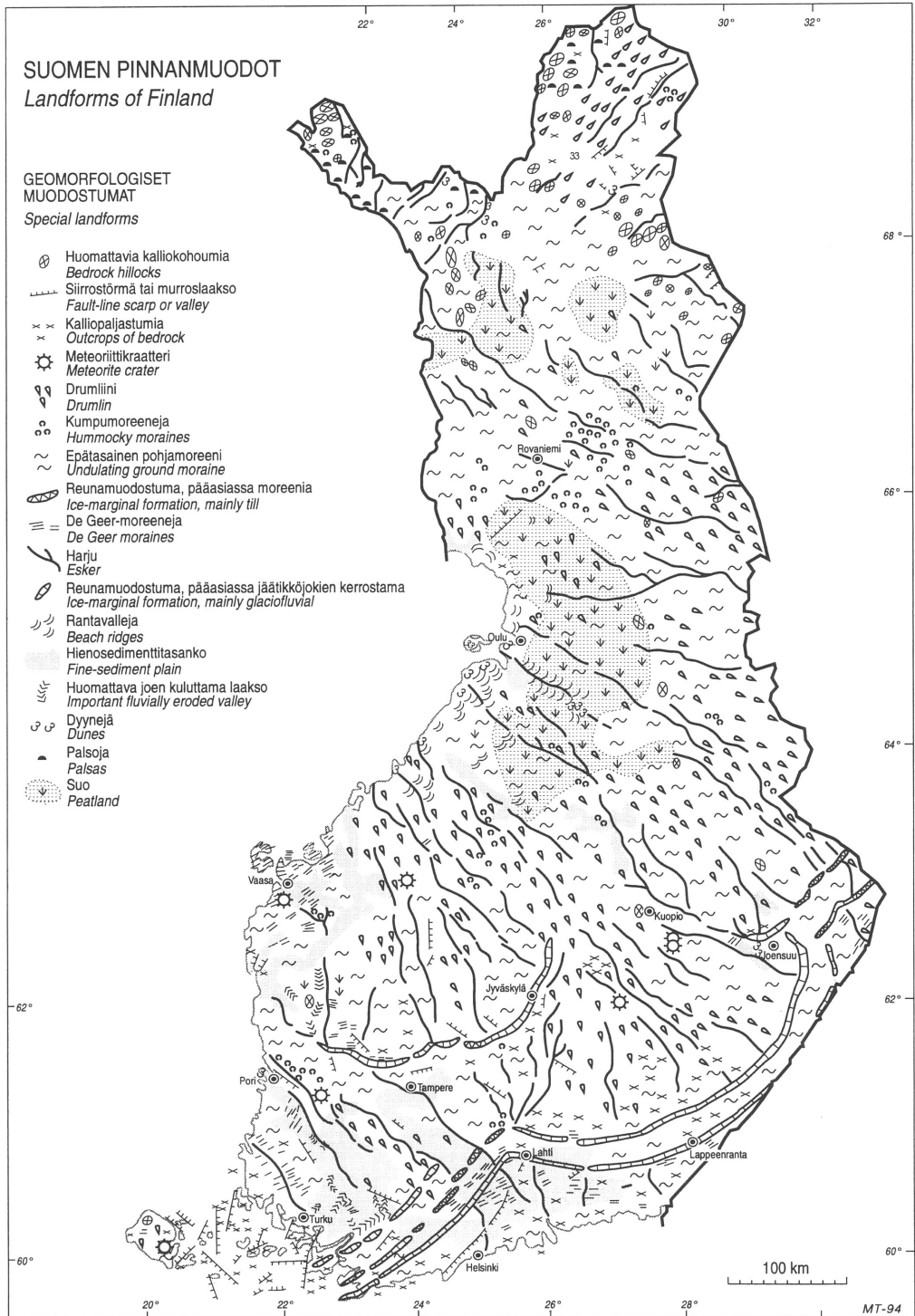
Yleensä maapallolla pätevä sääntö: mitä nuorempi kallioperäalue, sitä korkeammalla se sijaitsee, ei Suomessa päde Enontekiön kaledonista poimutus-alueetta lukuun ottamatta (Aartolahti 1977). Tämä johtuu siitä, että kallioperämme on niin vanha, että muinoin korkeat poimuvuoretkin ovat ehtineet tasoittua jo lähes nykyiselleen prekambriella maailmankaudella. Kuluminen on ollut tehokasta varsinkin silloin kun Suomen alue liikkui mannerliikuntojen mukana trooppisten ilmastovyöhykkeiden alueilla (ks. Pesonen *et al.* 1989).

Syntyneestä kulutustasosta, penepaanista kohoaa kuitenkin paikoin erillisiä jäännösvuoria ja kalliokohoumia joko kestävän kivilajin, valikoivan eroosion tai tektonisen kohoamisen seurauksena (kuva 3). Kulutusta hyvin kestävän kvartsiittin muodostamia tunnettuja jäännösvuoria ovat mm. Tiirismaa, Koli, Kinahmi, Vuokatti, Pelkosenniemen Pyhätunturi sekä Ylläs- ja Onunastunturit (Aartolahti 1980). Niiden laet kohoavat ympäristöstään jopa satoja metrejä. Muihin kivilajiin liittyvät korkeuserot ovat yleensä pieniä, mutta esim. Satakunnan hiekkakivialuetta halkovien diabaasikallioiden pinnat ovat keskimäärin lähes 50 metriä alueen hiekkakivipintoja korkeammalla (Tikkanen 1981).

Toisaalta hiekkakivistä koostuva Lauhavuori sekä Lapin Pallastunturi ja Nattaset edustavat valikoivan eroosion synnyttämiä jäännöskohoumia, joiden kivilaji ei ole ympäristöään kovempaa. Lohko-liikuntojen kohottamina horsteina pidetään mm. Ahvenanmaan Orrdalsklinttiä ja seitsemää Inarin allasta reunustavaa tunturiryhmää, jotka ovat kuitenkin lohkoontuneita ja eroosion voimakkaasti pyöristämiä (Aartolahti 1977; Koutaniemi 1987).

Penepaanissa esiintyy myös paikallisia painanteita, jotka voivat olla synnyttäen joko eroosion kuluttamia tai tektonisia vajoamia. Ympäristöään alemmaksi ovat kuluneet mm. jotkut liuskekivialueet sekä Satakunnan ja Muhoksen sedimenttikivialueet. Hautavajoamia ovat puolestaan mm. Inarin allas ja edellä mainitut sedimenttikivialueet. Niistä Muhoksen alue on vajonnut lähes kilometrin ja Satakunnan alue ainakin 650 metriä (Elo *et al.* 1993). Myös Saaristomeren Gullkronanselkä on hautavajoama (Edelman 1949), ja sen tasoero esim. viereiseen Kemiön alueeseen nähden on runsaat 40 metriä (Tikkanen & Westerholm 1992).

Kallioperän murroslinjat ja ruhjevyöhykkeet näkyvät maisemassa pitkinä, kapeina ja yleensä suoraviivaisina laaksoina, joita reunustavat tavallisesti jyrkkärinteiset kalliot (kuva 3). Peruskallio on kokonaisuutena pirstoutunut lohkoiksi, jotka ovat liikkuneet toistensa suhteesta, mutta säilyneet itse ehjinä. Laaksot, joista rikkoontunut



Kuva 3. Suomen geomorfologinen kartta (pääosin Fogelberg & Seppälä 1979; Kujansuu & Niemelä 1984, mukailtu).

Fig. 3. Geomorphological map of Finland, modified mainly from Fogelberg & Seppälä 1979 and Kujansuu & Niemelä 1984.

kallioperä on kulunut pois, näkyvät maisemassa usein kapeina pelto- ja suojuotteina. Ne myös ohjaavat yleisesti jokiemme kulkua ja monet liuskaiset ja sokkeloiset järvaltaamme ovat saaneet perusmuotonsa kallioperämurrosten määrääminä. Murroslaaksojen kallioperä on rikkonaisinta laaksojen keskellä ja niiden pohjat ovat tavallisimmin paksujen sedimenttikerrosten peitossa (Niini 1973). Huomattavia eroosion kuluttamia murroslaaksoja ovat mm. Porkkalan–Lahden ja Korouoman murrokset sekä mittavat Oulankajoen, Utsjoen, Lemmenjoen ja Kevojoen laaksot. Jyrkkäpiirteisiä repeämälaaksoja taas edustavat mm. Ruoveden Helvetinkolu, Virtain Toriseva ja Kuusamon Julma-Ölkky. Monet suuret järvaltaat, kuten Näsijärvi ja Päijänne sijoittuvat suurelta osin ristikkäin käyvien kallioperämurrosten vyöhykkeeseen. Erityisen selvästi kallioperän rikkonaisuus tulee näkyviin Saaristomeren alueella (kuva 3).

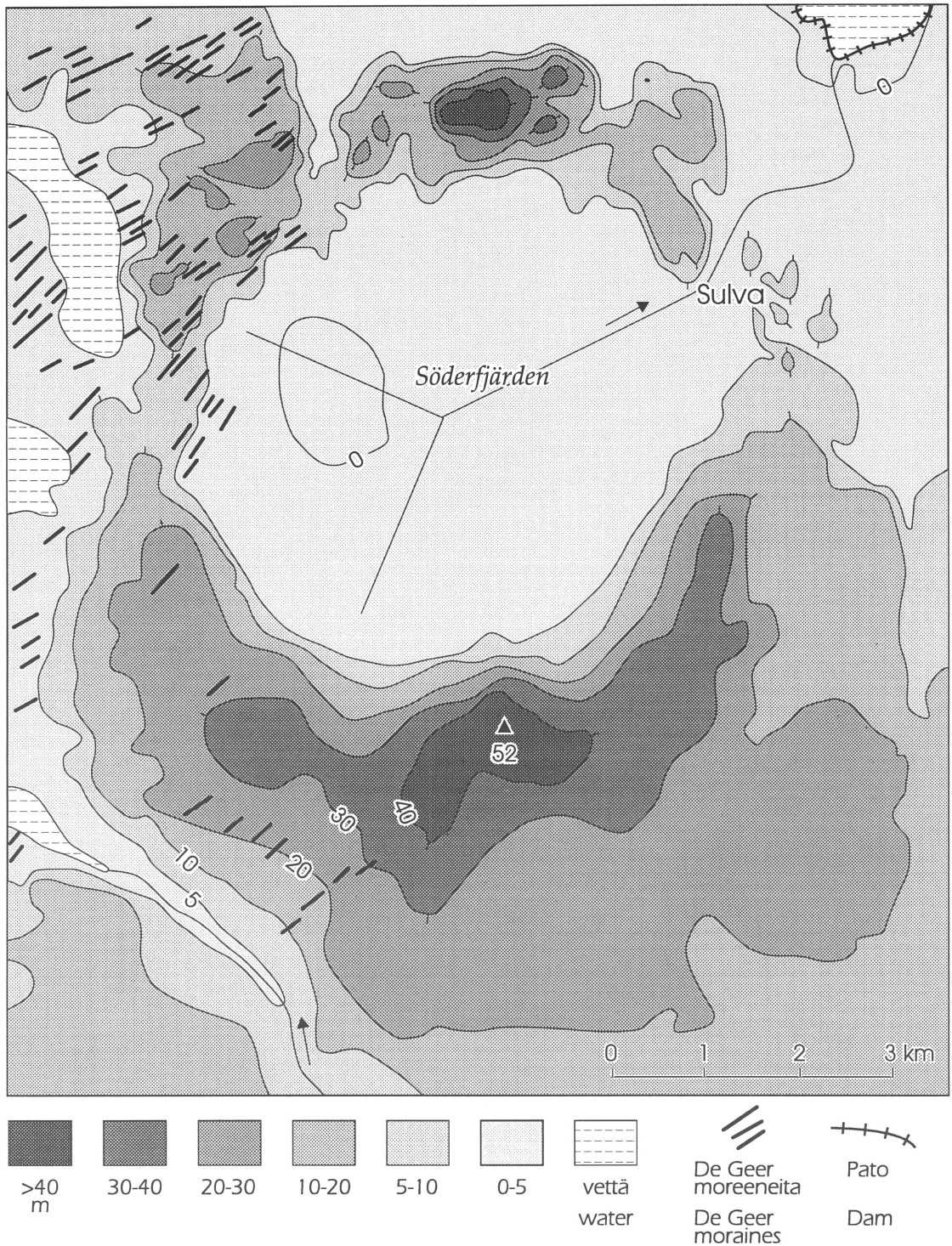
Useaan kertaan poimuttunut vanha kallioperämme on ruhjoutunut pääosin jo poimutusvaiheiden yhteydessä, joten murroslaaksot ja siirrokset ovat yleensä hyvin vanhoja. Varsinkin Lapista on löydetty kuitenkin myös nuoria, heti mannerjäätikön häviämisen jälkeen syntyneitä siirroksia. Suomen pisin nuori siirros Kolarin Ruokojärvelä on yli 40 km pitkä ja sen korkeus vaihtelee muutamasta metristä jopa seitsemään metriin. Siirrokset voidaan ajoittaa jääkauden jälkeiseen aikaan, koska niiden päällä olevat jäätikön kasamat kerrostumat ovat häiriintyneet siirroksissa (Kujansuu 1964; Seppälä 1986b; Taipale & Saarnisto 1991). Siirrokset ovat yleensä tapahtuneet jo olemassa olevia kallioperän heikkousvyöhykkeitä pitkin ja ne näkyvät ilmakeuissa sekä paikoin myös peruskartojen korkeuskäyrillä.

Ikivanhat meteoriittikraatterit, astroleemit, ovat kallioperämme erikoismuotoja, jotka pitkään jatkuneesta kulutuksesta huolimatta näkyvät useimmiten maisemassa rengasmaisina rakenteina. Nykyisin maassamme tunnetaan yhteensä kuusi meteoriittikraatteria ja on varsin todennäköistä, että niitä löydetään yhä lisää. Kraattereista on tunnetuin aiemmin tulivuorikraatterina pidetty Lappajärvi, joka syntyi 77 miljoonaa vuotta sitten 250–400 metriä läpimitaltaan olevan meteoriitin iskeytyessä kosmisella nopeudella (20 km/sek) maahan (Lehtinen 1976). Muita kraattereita ovat 5 km laaja Söderfjärden Vaasan eteläpuolella, joka erottuu kehämäisten kallioiden reunustamana peltoaukeana (kuva 4) ja jonka iäksi on sisältämiensä kambriksen sedimenttikivikerrostumien perusteella arvioitu 550 milj. vuotta (Lehtovaara 1992). Samaan ikäluokkaan (514 milj.v.) kuuluu myös 6 km laaja Satakunnan Sääksjärvi (Elo *et al.* 1992).

Uusimpia meteoriikkraatterilöytöjä ovat puolestaan Pieksämäen Iso-Naakkima, Ahvenanmaan Lumparn sekä Suvasveden kaksoiskraatteri Pohjois-Savossa (kuva 3). Näistä Iso-Naakkimajärven luoteispäässä sijaitseva kraatteri on vahvojen maaperäkerrostumien peitossa eikä näy maanpinnan topografiassa. Läpimitaltaan kolmekilometrisen altaan pohjalla on maapeitteen alla vielä 160 metrin syvyyteen yltävä sedimenttikivikerrostuma (Elo *et al.* 1993). Aiemmin hautavajoomana pidetty Lumparnin saareton selkä, jonka 9 km laajaa pohjaa peittävät ordoviikiset kalkkikivet, on jo uudessa Suomenlahden ja sen ympäristön kallioperäkartassa merkitty meteoriittikraatteriksi (ks. Koistinen 1994). Henkel & Pesosen (1992) mukaan todennäköisiä tai mahdollisia meteoriittikraattereita ovat jo mainittujen lisäksi Paasivesi, Saarijärvi ja Sompiojärvi.

Siirrosten, meteoriittipommituksen ja eroosion muotoilema kallioperämme sai loppusilauksensa pleistoseenisten jäätiköiden vaikutuksesta. Kalliopinnan postglasiaalinen kuluminen on ollut yleensä enintään senttimetrien luokkaa. Kallioon kohdistunut jäätikkökulutus on kuitenkin ollut eri alueilla erilaista. Esimerkiksi Lapissa ja paikoin etelämpänäkin on runsaasti preglasiaalisia rapaumia, jotka eivät ole kuluneet pois. Paikoin varsinkin Lapissa tavattavat eroosiojäänteet, toorit (ks. Kaitanen 1969) eivät olisi myöskään voineet säilyä alueilla, missä jään kulutus on ollut voimakasta. Toisaalta varsinkin rannikoiden paljaaksi huuhtoutuneet pyörityneet ja sileäpintaiset kalliot kertovat jäätikön intensiivisestä kulutustyöstä. Jäätikkökulutuksen on arvioitu alentaneen Suomen kallioperän pintaa vähintään seitsemän metriä sen perusteella, että nykyisen mineraalimaapeitteen keskivahvuus on noin seitsemän metriä (Okko 1964; Aartolahti 1977, 1990). Koska osa maa-aineksesta on kulkeutunut myös maamme rajojen ulkopuolelle, on esitetty arvio, että koko Fennoskandia peittyisi noin 25 metrin vahvuiseen maapeitteeseen ja koko Itämeren allas täytyisi, jos kvartäärikauden kulutus otettaisiin kokonaisuutena huomioon (Taipale & Saarnisto 1991).

Vaikka glasiaalieroosio on ollut keskimäärin varsin vähäistä, on sen vaikutuksesta syntynyt koko joukko erilaisia pinnanmuotoja. Näitä ovat mm. Lapin ja Kuusamon suuret jokilaaksot, jotka ovat jäätikkökulutuksen vaikutuksesta pyörityneet U-laaksoiksi. Korkeusero laakson pohjan ja rinteiden yläosan välillä on usein 100–200 metriä. Myös muualla jäätikön kulutus on syventänyt varsinkin jäänliikkeen suuntaisia murroslaaksoja puhdistaa laaksoissa olleita kerrostumia ja kuluttamalla myös laaksojen rikkonaisia kallioperää. Pitkittäiset laaksot ovat tavallisesti 5–15 m poikittäisiä laaksoja syvempiä (Aartolahti 1977).



Kuva 4. Söderfjärdenin meteoriittikraatterin topografia.
 Fig. 4. Topography of the Söderfjärden meteorite impact crater.

Selvimmän jäätikön kulutuksen merkit näkyvät eri muotoisilla ja laajuisilla silokalliopinnoilla, joita kuvioittavat jään liikesuuntaa kuvastavat uurteet ja niitä suuremmat kourut sekä erilaiset murrokset. Uurteet ovat selvimmillään merestä äskettäin kohonneilla tai maan alta paljastuneilla kalliopinnoilla. Virkkalan (1959) mukaan uurteet alkavat tulla rapautumisen vaikutuksesta harvinaisiksi jo 20–30 metrin korkeustasolta ylöspäin. Kuitenkin esim. Kolin ja Vuokatin kvartsiittisissa lakikallioissa on edelleen nähtävissä selvät jäätikön kulutusmerkit. Vaikka kallioperän kourut ovat yleensä vain muutamia kymmeniä senttimetrejä syviä, jäätikön pitkäaikaisen kulutuksen vaikutuksesta on joskus syntynyt myös jopa 7–8 m syviä ja 50 m leveitä tunturien (esim. Jeäqeloaivi Kielajoen eteläpuolella) lakialueita useiden kilometrien pituudelta halkovia kalliokouruja (Heikkinen & Tikkanen 1979). Paikallisia jäätikön kulutusmuotoja ovat tunturialueilla myös komerojäätiköiden syövyttämät onsilot (Kaitanen (1969).

Maaperän pinnanmuodot

Suomen kallioperää peittää tavallisesti muutaman metrin vahvuinen maapeite. Vaikka maastamme on mitattu paikallisesti jopa yli 100 metriä vahvoja maaperäkerrostumia, on kerrostumiemme yleisvahvuus kuitenkin pieni verrattuna esim. Itämeren eteläpuolisiin kasaantumisalueisiin, missä sedimenttien vahvuus voi olla 100–200 metriä tai enemmän. Maapeitteen merkitys maankamaran suurmuodoille on vähäinen, mutta paikallisesti maaperästä on syntynyt runsaasti syntyvaltaan ja ainekseltaan erilaisia pinnanmuotoja.

Vaikka maaperämme on pääosin viimeisen jääkauden eli Veiksel-kauden aikana syntynyttä, on maaperäkerrostumistamme löydetty merkkejä useista eri jäätiköitymisvaiheista. Esim. Kolarin Rautuvaaralla on löydetty viiden erillisen jäätikövaiheen kerrostamia moreenipatjoja, joita erottavat sulamisvesien kerrostamat sora- ja hiekkapatjat (Hirvas 1991). Paikoin moreenin alta on löydetty myös eloperäisiä lieju- ja turvekerrostumia, joista esim. lämpimän ilmastovaiheen aikana syntyneelle Oulaisten esiintymälle on saatu ikää noin 100 000 (Taipale & Saarnisto 1991) ja Rovaniemen esiintymälle runsaat 40 000 vuotta (Korpela 1969, Hirvas *et al.* 1981).

Maamme yleisin maalaji, moreeni, peittää kallioperää tavallisesti enintään muutaman metrin vahvuutena kerroksena tasoittaen alustan epätasaisuuksia. Aktiivisesti virranneen mannerjäätikon vaikutuksesta moreenia on myös kasaantunut monilla alueilla jään kulun suuntaisiksi virtaviivaisiksi selänteiksi, drumliineiksi, jotka antavat

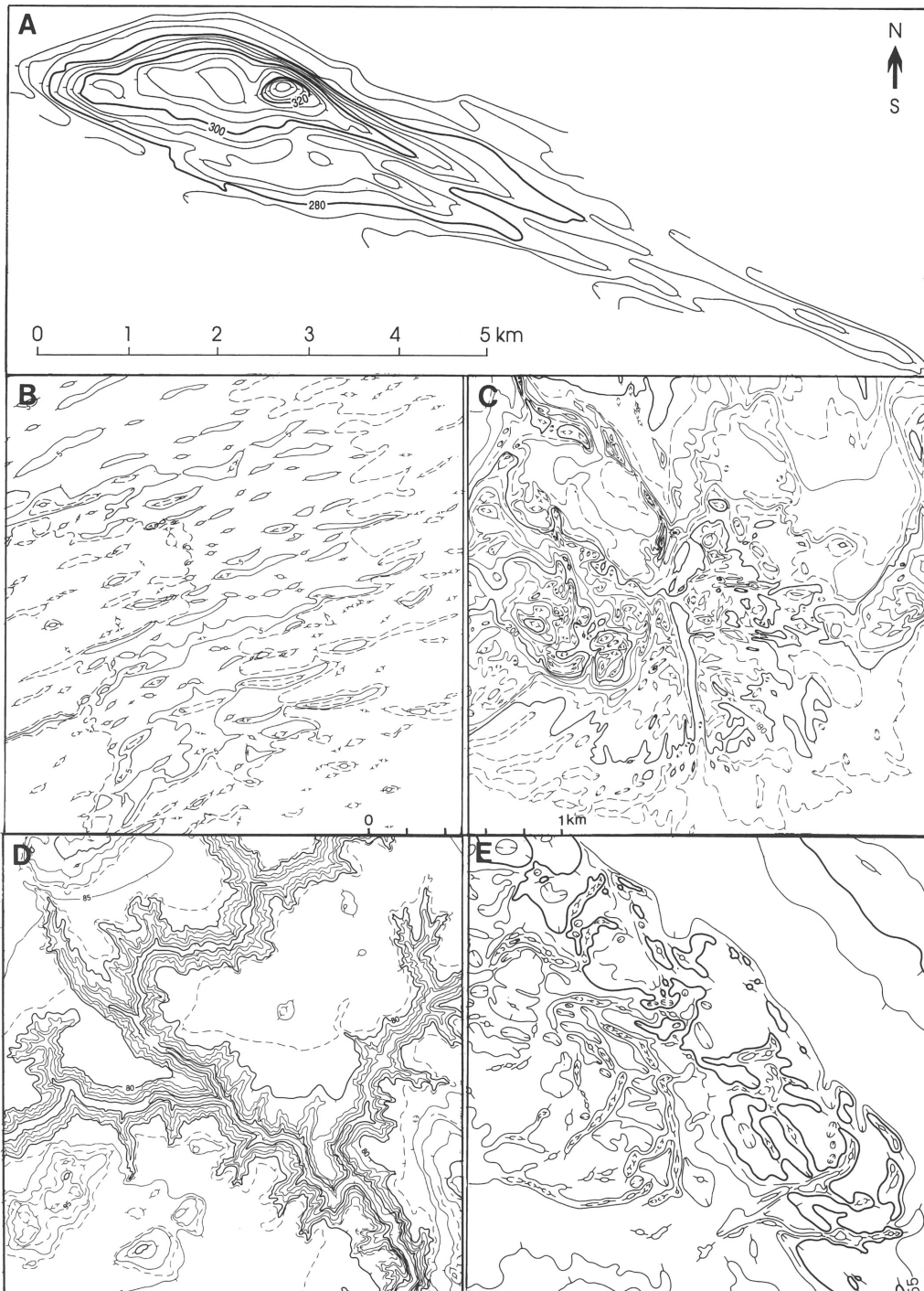
laajoilla alueilla maisealle juovaisen luonteen. Laajimmat drumliiniesiintymät tavataan Etelä-Savosta Keski-Suomen kautta Keski-Pohjanmaalle ulottuvalla vyöhykkeellä (kuva 3). Myös Kainuussa, Kuusamossa ja pohjoisimmassa Lapissa on laajoja drumliinikenttiä. Pienempiä drumliiniparvia ja yksittäisiä drumliineita esiintyy lähes koko maan alueella.

Drumliinien muoto ja koko vaihtelee suuresti. Suurimmat drumliinit ovat noin 100 metriä korkeita ja pituutta niillä voi olla jopa yli kymmenen kilometriä, kuten esim. Kuusamon Marjoväärän selänteellä (kuva 5 A). Drumliinikenttien yhteydessä ja joskus niiden päälläkin voi esiintyä matalia vakoutumia eli flutingeja, joiden suunta poikkeaa toisinaan drumliinien suunnasta (Aario *et al.* 1974; Aario 1977; Heikkinen & Tikkanen 1979, 1989). Suomen drumliineissa on tavallisesti kallioydin ja kallion osuuden kasvaessa muodostumaa kutsutaan lopulta kalliodrumliiniksi (Aartolahti 1977).

Myös ns. Rogen-moreeneita pidetään yleisimmin aktiivisesti etenevän jäätikön kasaamina (esim. Aario 1977). Sisältämiensä glasifluvialisten ainesten perusteella niiden synty on liitetty myös passivoituneen jäänreunan sulamistapahtumiin (Kurimo 1979), joissa olisi kasaantunut jäätikön reunaosan poikittaisiin railoihin sekä sulamisvesien lajitteluun sora- ja hiekkaa että lajitumaton moreenia. Näitä jäätikön liikesuuntaan nähden poikittaisia selänteitä tavataan alavilla ja tasaisilla alueilla Etelä-Lapissa, Pohjanmaalla ja Pohjois-Karjalassa, ja niillä näyttää olevan yhteys drumliini- ja kumpumoreeniesiintymiin.

Jäätikön sulamisvaiheessa syntyneitä kumpumoreeneita esiintyy laajoina kenttinä tai jonoina mm. Peräpohjolassa, Keski-Pohjanmaalla, Satakunnassa ja Pohjois-Karjalassa (kuva 3). Esiintymistä laajin, Vikajärven–Kemijärven kumpumoreenialue kattaa peräti 1600 neliökilometrin laajuisen alueen (Taipale & Saarnisto 1991). Pienempiä kenttiä tavataan yleisesti lähes koko maassa. Joskus kumpumoreenien yhteydessä esiintyy pitkittäisiä radiaalimoreeneita (Aartolahti 1975a). Erityisesti Lapissa esiintyy myös rengasmaisia muodostumia, joita on erään esiintymiskaikan mukaan alettu kutsua Pulju-moreeneiksi (Kujan-suu 1967; Aartolahti 1974).

Mannerjäätikön sulamisvaiheessa sen reunaosassa syntyi monin paikoin pieniä reunan suuntaisia moreeniselänteitä, De Geer-moreeneita, jotka esiintyvät usein suurina parvina (kuvat 3 ja 5 B). Ne sijoittuvat lähes yksinomaan subakvaattisille alueille (Zilliacus 1987). Runsaimmin niitä tavataan Suomen etelä- ja länsiosissa, missä niiden avulla on voitu määrittää jäänreunan asemia vetäytymisen eri vaiheissa (Aartolahti 1972). Suu-



Kuva 5. Joitakin maanpinnan muotoja korkeuskäyrien kuvastamina. A. Drumliini Kuusamon Marjovaarassa, B. De Geer -moreeneja Mustasaaren Björkössä, C. Glasifluviaalinen harju ja sandur Ilomantsin Talviaisvaarassa, D. Jokilaaksoja Someron Häntälässä, E. Yli-Kyrön dyynejä Enontekiön ja Kittilän välisellä rajalla.

Fig. 5. Some special landforms. A. Drumlin at Marjovaara, Kuusamo, B. De Geer moraines on Björkö, Mustasaari, C. Glaciofluvial esker and sandur at Talvivaara, Ilomantsi, D. Fluvial valleys at Häntälä, Somero, E. Dunes at Yli-Kyrö on the boundary between Enontekiö and Kittilä. Contours at five-metre intervals.

ria moreeniparvia esiintyy Hyvinkään–Mäntsälän, Elimäen–Anjalankosken, Pyhärannan–Mynämäen, Euran–Kiukaisten sekä Vaasan rannikko- ja saaristoalueilla.

Suuret, jopa kymmenien metrien korkuiset ja kilometrien pituiset reunamoreenit liittyvät meillä pääsääntöisesti Salpausselkien ja Sisä-Suomen reunamuodostumien yhteyteen (kuva 3). Mainitut reunamuodostumat, jotka koostuvat pääosin glasifluviaalisesta materiaalista, ovat syntyneet uudelleen aktivoituneiden jäätikkökielekkeiden äärelle pitkään jatkuneiden pysähdysvaiheiden aikana. Salpausselkien synty liitetään useimmiten myöhäisglasiaaliseen kylmään ilmastovaiheeseen, ns. Nuorempaan Dryaskauteen. Lounais-Suomesta Pohjois-Karjalaan ulottuvat Salpausselät, joista Kolmas Salpausselkä on erotettavissa vain Lounais-Suomessa, muodostavat noin 600 kilometriä pitkän ja 20–50 km leveän vyöhykkeen, jonka kookkaille ja yhtenäisille muodostumille ei löydy vertaisia muilta jäätiköitymisen piiriin kuuluneilta alueilta (kuva 3).

Suurten reunamuodostumien ohella soraa ja hiekkaa esiintyy runsaasti lukuisissa harjuissa, jotka vaihtelevan kokoisina ja muotoisina halkovat maata parhaimmillaan useiden satojen kilometrien pituisina, lähes katkeamattomina muodostumaketjuina aina Pohjanlahdelta Salpausselille saakka. Harjujen suunta noudattaa suunnilleen jäätikön liikesuuntaa ja niiden sekä suurten reunamuodostumien sijainnin perusteella voidaan havaita jäätikössä olleen useita kielekevirtoja (kuva 3). Kielekevirtojen väliin syntyneet saumaharjut ovat kasvaneet erityisen kookkaiksi (Taipale & Saarnisto 1991). Huomattavimpia harjumuodostumiamme ovat Pyynikin–Kangasalan–Kosken harju, Pietarsaaren–Ruoveden harju, Kokkolan–Saarijärven harju, Raahen–Siilinjärven–Outokummun harju, Hailuodon–Sotkamon–Ilomantsin harju sekä Pudasjärven–Taivalkosken–Hossan harju. Harjuihin ja suuriin reunamuodostumiin liittyviä glasifluviaalisia kasaantumismuotoja ovat mm. kamekummut ja deltat, supra-akvaattisilla alueilla myös sandurit (kuva 5 C). Kulutusmuotoja taas ovat jään äärelle ja alle syntyneet erilaiset talamisvesiuomastot, joita esiintyy supra-akvaattisilla alueilla.

Jäästä vapautumista seuranneiden merivaiheiden aikana varsinkin eteläiseen ja läntiseen Suomeen syntyi laaja-alaisia savi- ja silttikerrostumia. Kyseisiä sedimenttejä esiintyy kullakin alueella parikymmentä metriä korkeimman rannan alapuolisesta tasosta alkaen. Kerrostumien vahvuus vaihtelee ja voi alavien kallioperämurrosten kohdalla olla jopa kymmenien metrien luokkaa, joten niillä on yleensä voimakkaasti maaston piirteitä tasoittava vaikutus. Esim. Rekijoen Häntälän alu-

eelta Lounais-Suomesta on mitattu saven paksuudeksi peräti 77 metriä (Haavisto *et al.* 1980). Laajimmat hienosedimenttialueet sijoittuvat Etelä- ja Lounais-Suomen rannikkovyöhykkeelle, Loimaan ja Etelä-Satakunnan alueille sekä Pohjanmaan jokilaaksojen yhteyteen (kuva 3).

Varsinkin Lounais-Suomessa, mutta paikoin myös Etelä-Suomessa ja Pohjanmaalla muinaisiin merenpohjakerrostumiin on syöpynyt syvälle leikkautuneita jokilaaksoja, joiden syvyys voi olla 20–30 metriä (kuva 5 D). Tällaisissa savikkolaaksoissa jokilaakson kehitykseen ovat vaikuttaneet voimakkaasti myös maanvieremät (Aartolahti 1975b). Huomattavaa jokikulutusta tapahtuu myös vanhoissa eroosiolaaksoissa, joita peittävät glasifluviaaliset sedimentit (Koutaniemi 1979).

Rannansiirtymisen eri vaiheissa on aallokko muovannut rantavyöhykkeeseen runsaasti erilaisia rantamuodostumia, rantatörmäiä, huuhtoutumiskivikoita ja rantavalleja. Karkeasta kivivaineksesta koostuvat rantamuodostumat ovat tyypillisiä harjujen lakialueilla ja moreenikohoumien ylärinteillä. Alempana taas esiintyy hiekasta ja sorasta syntyneitä rantavalleja, jotka varsinkin harjujen lievealueilla muodostavat laajoja peräkkäisten »kaartojen» rantavallikenttiä (Helle 1965; Aartolahti 1972b, 1973; Tikkanen 1981)). Erityisen kookkaita valleja esiintyy mm. Säköjärven alueella, mutta laajimmat rantavallikentät sijaitsevat Perämereen rajoittuvalla rannikkoalueella (kuva 3).

Myös tuulen toiminta on muovannut monin paikoin glasifluviaalisia hietikoita synnyttäen dyynejä (kuva 5 E). Eolinen toiminta on ollut aktiivisinta välittömästi maan paljastuttua jäätikön alta tai sen kohottua vedestä. Muutampia aktiivisia dyynialueita on nykyisellään rannikollamme mm. Yyterissä, Lohtajalla, Kalajoella ja Hailuodossa (esim. Alestalo 1979; Heikkinen & Tikkanen 1987). Pääosa dyyneistämme on kuitenkin kasvillisuuden sitomia ja sijaitsee sisämaassa. Laajimmat lentohiekkiesiintymät sijaitsevat Pohjois-Karjalassa, Kainuussa, Koillismaassa ja Lapissa (Aartolahti 1977), ja kookkaimmat dyynit ovat esim. Rokuanvaaralla 25 metriä korkeita hiekkakinoksia (Aartolahti 1973). Pohjoisimman Lapin dyyneille ovat tyypillisiä usein toistuvat deflaatiot (Seppälä 1981). Lapin aktiivisten deflaatiopintojen yhteismääräksi on saatu noin 280 ha (Tikkanen & Heikkinen 1994).

Koska suot peittävät lähes kolmanneksen maamme pinta-alasta, ne tavallisesti maaston alvimpiin paikkoihin sijoittuvina tasoittavat maanpinnan epätasaisuuksia. Kuitenkin savilakeuden keskeltä nousevat ombrotrofiset keidassuot näkyvät maisemassa selvinä kohoumina. Esimerkiksi vajaan 20 hehtaarin laajuinen Mellilän Pesäsu-

kohoa jyrkkäräjäisenä turvekakkuna noin 7 metriä ympäröivää savilakeutta korkeammalle (Ikonen 1993). Lapissa aapasoiilla esiintyvät jopa 5–7 m korkeat turvekohoumat liittyvät ikiroudan kohottamiin palsoihin (Seppälä 1979).

Lopuksi

Maamme pinnanmuotojen kehitys ei suinkaan ole pysähtynyt, vaan rapautuminen, massaliikunnat, vesi- ja tuulieroosio muovaavat jatkuvasti maankamaraa synnyttäen myös uusia muotoja. Kehitys on useimmiten hidasta, mutta voi edetä myös äkillisin sykäyksin. Ehkäpä nopeimmin maanpinnan muodot ovat kuitenkin muuttumassa ihmisen toiminnan vaikutuksesta. Liikenneväyliin ja muuhun rakentamiseen liittyvä maa-aineksen kaivaminen ja kallioiden louhinta hävittää ja pirstoo nopeasti kookkaitakin maisemakokonaisuuksia, varsinkin harjuja ja kallioita. Ihmisen toiminta myös tuottaa uusia muotoja kuten penkereitä, patoja, kalliojyrkänteitä, terasseja, kaivoskuoppia, kanavia, altaita, sekä jäte- ja täyttömaakohoumia ja erilaisia rakennusmassoja. Varsinkin tiheään rakennetuilla kaupunkialueilla luonnon prosessien tuottamat maanpinnan muodot ovat nykyisin jo varsin vaikeasti hahmotettavissa. Ihmisen toiminta vaikuttaa maanpinnan muotoihin myös epäsuorasti luonnon omien prosessien kautta esim. viljelymaiden nopeutuneena eroosiona.

KIRJALLISUUS

- Aario, Leo (1966). *Suomen maantiede*. 301 s. Otava, Helsinki.
- Aario, Risto (1977). Flutings, drumlins and Rogenlandforms. *Nordia* 2, 5–14.
- Aario, Risto, Lars Forsström & Pentti Lahermo (1974). Glacial landforms with special reference to drumlins and fluting in Koillismaa, Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 273, 1–30.
- Aartolahti, Toive (1968). Die Geomorphologie des Gebiets von Tammela, Südfinnland. *Fennia* 97:7, 1–97.
- Aartolahti, Toive (1972a). On deglaciation in southern and western Finland. *Fennia* 114, 1–84.
- Aartolahti, Toive (1972b). On the beach ridges in the area of the Virttaankangas-Säkylänharju esker SW-Finland. *Fennia* 117, 1–31.
- Aartolahti, Toive (1973). Morphology, vegetation and development of Rokuanvaara, an esker and dune complex in Finland. *Fennia* 127, 1–53.
- Aartolahti, Toive (1974). Ring ridge hummocky moraines in northern Finland. *Fennia* 134, 1–22.
- Aartolahti, Toive (1975a). Two glacial mound fields in northern Savo, Finland. *Fennia* 139, 1–23.
- Aartolahti, Toive (1975b). The morphology and development of the river valleys in southwestern Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III* 116, 1–72.
- Aartolahti, Toive (1976). Lentohiekka Suomessa. *Tiedeakatemia. Esitelmät ja pöytäkirjat*, 83–95.
- Aartolahti, Toive (1977). Suomen geomorfologia. *Helsingin yliopiston maantieteen laitoksen opetusmonisteita* 12, 1–149.
- Aartolahti, Toive (1980). Pinnanmuodot. *Teoksessa* Rikkinen, Kalevi (toim.): *Suomen maantiede*, 15–27. Otava, Helsinki.
- Aartolahti, Toive (1990). Suomen maankamaran vaiheet (The development of the Earth's surface in Finland). *Terra* 102:4, 203–219.
- Aartolahti, Toive (1993). Geomorphology in Finland. *Teoksessa* Walker, H.J. and W.E. Grabau (eds.): *The Evolution Geomorphology*, 143–155. John Wiley & Sons Ltd.
- Alestalo, Jouko (1979). Land uplift and development of the littoral and aeolian morphology on Hailuoto, Finland. *Acta Universitatis Ouluensis A 82. Geologica* 3, 109–120.
- Donner, Joakim (1976). *Suomen kvartäärigeologia*. Helsingin yliopisto, geologian ja paleontologian laitos. Moniste 1, 1–264. Helsinki.
- Edelman, Nils (1949). Structural history of the eastern part of the Gullkrona Basin, SW-Finland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 149, 1–48.
- Elo, S., L. Kivekäs, H. Kujala, S.I. Lahti & P. Pihlaja (1992). Recent studies of the Lake Sääksjärvi meteorite impact crater, southwestern Finland. *Tectonophysics* 216, 163–167.
- Elo, Seppo., Tapio Kuivasaari, Martti Lehtinen, Olli Sarapää & Anneli Uutela (1993). Iso-Naakkima, a circular structure filled with Neoproterozoic sediments, Pieksämäki, southeastern Finland. *Bulletin of The Geological Society of Finland* 65:1, 3–30.
- Fogelberg, Paul (1970). Geomorphology and deglaciation at the second Salpausselkä between Vääksy and Vierumäki: southern Finland. *Commentationes Physico-Mathematicae, Societas Scientiarum Fennica* 39, 1–90.
- Fogelberg, Paul (1985). A field symposium on preglacial weathering and planation held in Finland, May 1985. *Fennia* 163:2, 283–286.
- Fogelberg, Paul & Matti Seppälä (1979). Geomorfologinen yleiskartta 1:1 000 000. *Suomen Kartasto, Viikko* 122, *Geomorfologia*.
- Glückert, Gunnar (1971). Drumlinlandschaft auf der Wasserscheide zwischen Pieksämäki und Haukivuori in Mittelfinnland. *Bulletin of The Geological Society of Finland* 43, 141–161.
- Glückert, Gunnar (1973). Two large drumlin fields in central Finland. *Fennia* 120, 1–37.
- Granö, J.G. (1929). Reine Geographie. *Acta Geographica* 2:2, 1–202.
- Granö, J.G. (1952). Land forms and relief. *Fennia* 72, 74–99.
- Haavisto, Maija, Tuulikki Grönlund, Pertti Lahermo & Carl-Göran Stén (1980). Someron kartta-alueen maaperä (Quaternary deposits in the Somero map-sheet area). *Suomen geologinen kartta 1:100 000, Maaperäkartojen selitykset, Lehti* 2024, 1–66.
- Heikkinen, Olavi & Matti Tikkanen (1979). Glacial flutings in northern Finnish Lapland. *Fennia* 157:1, 1–12.

- Heikkinen, Olavi & Matti Tikkanen (1987). The Kajajoki dune field on the west coast of Finland. *Fennia* 165:2, 241–267.
- Heikkinen, Olavi & Matti Tikkanen (1989). Drumlins and flutings in Finland: their relationships to ice movement and to each other. *Sedimentary Geology* 62, 349–355.
- Helle, Reijo (1965). Strandwallbildungen im Gebiet am Unterlauf des Flusses Siikajoki. *Fennia* 95:1, 1–35.
- Henkel, H. & L.J. Pesonen (1992). Impact craters and craterform structures in Fennoscandia. *Tectonophysics* 216, 31–40.
- Hirvas, Heikki (1991). Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 354, 1–123.
- Hirvas, Heikki, Kauko Korpela & Raimo Kujansuu (1981). Weichselian in Finland before 15 000 B.P. *Boreas* 10, 423–431.
- Ikonen, Liisa (1993). Holocene development and peat growth of the raised bog Pesäsuo in southwestern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 379, 1–58.
- Kaitanen, Veijo (1969). A geographical study of the morphogenesis of Northern Lapland. *Fennia* 99:5, 1–85.
- Koistinen, Tapio (ed.) (1994). *Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area* 1: 1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Korpela, Kauko (1969). Die Weichsel-Eiszeit und ihr interstadial in Peräpohjola (nördliches Nordfinland) im Licht von submoränen Sedimenten. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III* 99, 1–108.
- Koutaniemi, Leo (1979). Late-glacial and post-glacial development of valleys of the Oulanka river basin, north-eastern Finland. *Fennia* 157:1, 13–73.
- Koutaniemi, Leo (1987). Geomorphology of Finland, 76–90. *Teoksessa* Varjo, U and W. Tietze (eds.): *Norden, Man and Environment*.
- Kujansuu, Raimo. (1964). Nuorista siirroksista Lapissa (Recent faults in Finnish Lapland). *Geologi* 16:3–4, 30–36.
- Kujansuu, Raimo (1967). On the deglaciation of western Finnish Lapland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 232, 1–98.
- Kujansuu, Raimo & Jouko Niemelä (toim.) (1984). Suomen maaperä 1:1 000 000. *Suomen Kartasto, Vihko 123–126, Geologia*.
- Kurimo, Heikki (1979). Deglaciation and early post-glacial hydrography in northern Kainuu and Peräpohjola, North-East Finland. A glacial morphological study. *Publications of the University of Joensuu B II*:10, 1–65.
- Lehtinen, Martti. (1976). Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 285, 1–92.
- Lehtovaara (1992). Söderfjärden: a Cambrian impact crater in western Finland. *Tectonophysics* 216, 157–161.
- Niini, Heikki (1973). Stratigrafisia ja morfologisia selvityksiä Etelä-Suomen maapeitteisistä laaksoista. *Terra* 85:4, 217–224.
- Okko, Veikko (1961). Suomen korkeussuhteet. *Teoksessa* Linkomies, Edvin (toim.): *Oma maa* 10, 85–97. WSOY, Porvoo-Helsinki.
- Okko, Veikko (1964). Maaperä. *Teoksessa* Rankama, Kalervo (toim.): *Suomen geologia*, 239–332. Kirjayhtymä, Helsinki.
- Penttilä, Seppo (1963). The deglaciation of the Laanila area, Finnish Lapland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 203, 1–76.
- Pesonen, L.J., T.H. Torsvik, S.-Å. Elming & G. Bylund (1989). Crustal evolution of Fennoscandia – paleomagnetic constraints. *Tectonophysics* 162, 27–49.
- Renkonen, Olavi (1938). Über die mittleren Höhe Finnlands und seiner Geographischen Gebiete. *Fennia* 58:2.
- Rikkinen, Kalevi. (1990). *Suomen aluemaantiede*. 106 s. Lahden tutkimus- ja koulutuskeskus, Helsingin Yliopisto.
- Seppälä, Matti (1979). Recent palsa studies in Finland. *Acta Universitatis Ouluensis Ser. A* 82, 81–87.
- Seppälä, Matti (1984). Geomorphological development of the Finnish landscape – a general review. *Fennia* 162:1, 43–51.
- Seppälä, Matti (1986a). Korkeussuhteet. *Teoksessa* Alalammi, Pentti (toim.): Suomen kartasto, vihko 121, Korkeus- ja syvyysuhteet, 1–5.
- Seppälä, Matti (1986b). Kallioperä ja korkokuva; Korkokuvatyyppit. *Teoksessa* Alalammi, Pentti (toim.): Suomen kartasto, vihko 122, Geomorfologia, 1–17.
- Simonen, Ahti (1980). The Precambrian in Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 304, 1–58.
- Simonen, Ahti (1990). Suomen kallioperä. *Teoksessa* Alalammi, Pentti (toim.): Suomen Kartasto, vihko 123–126, Geologia, 1–4.
- Suomen Kartasto (1986). *Maanpinnan muodot*, vihko 121–122, 1–19. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki.
- Taipale, Kalle & Matti Saarnisto (1991). *Tulivuorista jääkausiin, Suomen maankamaraan kehitys*. 416 s. WSOY, Porvoo.
- Tanner, Väinö (1938). Die Oberflächengestaltung Finnlands. *Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk* 86, 1–762.
- Tikkanen, Matti (1981). Georelief, its origin and development in the coastal area between Pori and Uusikaupunki, south-western Finland. *Fennia* 159:2, 253–333.
- Tikkanen, Matti (1989). Geomorphology of the Vantaanjoki drainage basin, southern Finland. *Fennia* 167:1, 19–72.
- Tikkanen, Matti & John Westerholm (1992). Kimitoön – en regional geografisk analys (A regional analysis of Kimito – an island in Southwestern Finland). *Bidrag till kännedom av Finlands natur och folk* 143, 1–95.
- Tikkanen, Matti & Olavi Heikkinen (1994). Aeolian landforms and processes in the timberline region of northern Finnish Lapland. Käsikirjoitus.
- Virkkala, Kalevi (1963). On ice-marginal features in southwestern Finland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 210, 1–76.
- Zilliacus, Harry (1987). De Geer moraines in Finland and annual moraine problem. *Fennia* 165: 145–239.