

Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitos

Tanja Litmanen

PÄÄJÄRVEN ALUEEN GEOMORFOLOGIA JA DEGLASIAATIOVAIHEET  
LOPEN PERNUNNUMMELLA

Maantieteen pro gradu-tutkielma

Asiasanat: geomorfologia, laserkeilaus, III Salpausselkä, sandurdelta

Turku 2012

TURUN YLIOPISTO

Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta

Maantieteen ja Geologian laitos

LITMANEN, TANJA: Pääjärven alueen geomorfologia ja deglasiatiovaiheet Lopen Pernunnummella.

pro gradu-tutkielma, 100 s, 1 liites.

40 op

Maantiede

toukokuu 2012

---

Pääjärven alue on osa Kolmannen Salpausselän reunamuodostumaa ja Pernunnummen sandurdeltaa. Jäätikön reunassa muodostunut ympäristö kehittyi Skandinavian mannerjäätikön ja Yoldiameren kontaktissa. Jäätikön kulluttaman syvänealtaan muodostuminen vaikutti alueen geomorfologiaan, sillä jäätikön reuna saattoi pysyä syvänealtaassa pidempään paikoillaan ja syväneallas keräsi sulavesiä, jotka purkautuivat jäkulhlaup-tulvina sandurdeltalle. Syväneallas toimi myös jäätikön reunan perääntyessä proglasiaalijärvenä.

Jäätikön reunan ympäristöön kehittyi erilaisia muodostumaryhmiä alueellisen topografian mukaisesti, ja jäätikön reunan rakenne muuttui deglasiation aikana, sillä jää virtasi yhtenäisen jääseinän sijaan myös pienempien jääkielekkeiden kautta. Jääkielekkeet etenivät myös uudelleen sandurdeltapinnalle.

Pinnanmuodot luokiteltiin Maanmittauslaitoksen laserkeilausaineiston ja kenttätarkistusten avulla, ja Pääjärven alueen geomorfologialle laadittiin suhteellinen muodostumishistoria. Tämän lisäksi työssä arvioitiin laserkeilauksen soveltuvuutta geomorfologiseen tutkimukseen.

Asiasanat: geomorfologia, laserkeilaus, III Salpausselkä, sandurdelta

UNIVERSITY OF TURKU

Faculty of Mathematics and Natural Sciences  
Department of geography and geomorphology

LITMANEN, TANJA: Geomorphology and deglaciation of the Pääjärvi area, III Salpausselkä.

Master thesis, 100 s, 1 app.

40 p.

Geography

May 2012

---

The Pääjärvi area is part of the Pernunnummi sandurdelta and the III Salpausselkä ice marginal formation. The diverse geomorphology of the Pääjärvi area evolved when the Scandinavian Ice Sheet became in contact with the Yoldia Sea. Firstly, an over-deepened basin was formed under the sub-glacial margin. Secondly, the jökulhlaup floods reached the sandurplain, and the physical form of the ice margins changed from a single ice lobe to smaller ones. Thirdly, over-deepened basin had a proglacial lake stage.

The aim of this research is to classify formations with the National Land Survey of Finlands laser scanning data, in order to get more information of the geomorphology of the ice marginal landsystems. Other objectives are to reconstruct the history of deglaciation in the Pääjärvi area, and also to evaluate the suitability of the laser scanning method in geomorphological studies.

Keywords: geomorphology, laser scanning, III Salpausselkä formation, sandurdelta

# Sisällysluettelo

|   |    |
|---|----|
| <b>1. Johdanto</b> .....  | 1  |
| <b>2. Jäätikön reunan olosuhteet, prosessit ja Salpausselkien muodostuminen</b> ..... | 3  |
| 2.1 Veiksel-jäätiköityminen.....  | 3  |
| 2.2 Mannerjäätikön deglasiaatiovaihe ja Salpausselkien muodostuminen.....             | 5  |
| 2.3 Jäätikön osat, dynamiikka ja pohjan lämpötilaolosuhteet .....                     | 12 |
| 2.4 Sulavedet.....  | 14 |
| 2.5 Sedimenttiaineksen kulkeutuminen.....   | 15 |
| <b>3. Jäätikkösyntyiset muodostumat</b> .....   | 16 |
| 3.1 Glasifluviaaliset muodostumat .....   | 18 |
| 3.1.1 Glasifluviaalinen delta ja sandurdelta .....                                    | 18 |
| 3.1.2 Sub-akvaattiset viuhkamuodostumat .....   | 24 |
| 3.1.3 Harjut .....  | 25 |
| 3.1.4 Kame-muodostumat .....  | 28 |
| 3.1.5 Glasifluviaaliset sulavesiuomat.....  | 28 |
| 3.2 Glasigeeniset muodostumat.....  | 29 |
| 3.2.1 Syväneallas.....  | 29 |
| 3.2.2 Pohjamoreeni ja pintamoreeni.....   | 30 |
| 3.2.3 Kumpumoreenit .....   | 32 |
| 3.2.4 Puskumoreenit.....  | 33 |
| 3.2.5 Päätemoreenit.....  | 34 |
| 3.2.6 Drumliinit.....   | 35 |
| 3.2.7 Suppakuopat .....   | 36 |
| 3.3 Reunamuodostumat.....   | 37 |
| 3.4 Postglasiaaliset prosessit ja muodostumat .....                                   | 38 |

|   |    |
|---|----|
| <b>4. Tutkimusalue</b> .....  | 39 |
| <b>5. Aineisto ja menetelmät</b> .....                                      | 43 |
| 5.1 Topografia- ja maaperäkartat .....                                      | 43 |
| 5.2 Laserkeilausaineisto .....  | 43 |
| 5.3 Kenttätutkimus.....   | 46 |
| <b>6. Tulokset</b> .....  | 48 |
| 6.1 Syvään veteen ja rantavyöhykkeeseen syntyneet muodostumat .....         | 49 |
| 6.2 Glasifluviaaliset muodostumat .....                                     | 50 |
| 6.2.1 Sandurdelta .....   | 50 |
| 6.2.2 Sub-akvaattiset viuhkamuodostumat .....                               | 54 |
| 6.2.3 Harjut.....   | 55 |
| 6.2.4 Kameterassi.....  | 57 |
| 6.2.5 Glasifluviaaliset sulavesiuomat.....                                  | 57 |
| 6.3 Glasigeeniset muodostumat.....  | 60 |
| 6.3.1 Pohjamoreeni .....  | 60 |
| 6.3.2 Pääjärven syväneallas .....   | 60 |
| 6.3.3 Päätemoreenit ja puskumoreenit.....                                   | 63 |
| 6.3.4 Kumpumoreenit .....   | 70 |
| 6.3.5 Pienet railomoreenit.....   | 71 |
| 6.3.6 Drumliinit.....   | 72 |
| 6.3.7 Suppakuopat.....  | 72 |
| <b>7. Pohdinta</b> .....  | 74 |
| 7.1 Pääjärven alueen deglasiaatiohistoria.....                              | 74 |
| 7.1.1 Pääjärven syväneallas .....   | 74 |
| 7.1.2 Jökulhlaupit.....   | 76 |
| 7.1.3 Jääkielekkeiden eteneminen .....                                      | 77 |
| 7.1.4 Pääjärven proglasiaalijärvi ja sub-akvaattiset viuhkamuodostumat..... | 78 |

|   |    |
|---|----|
| 7.2 Sulavesien vaikutus Pääjärven alueen muodostumiseen.....              | 80 |
| 7.3 Laserkeilausaineiston soveltuvuus geomorfologiseen tutkimukseen ..... | 80 |
| 8. Johtopäätökset .....   | 82 |

## Lähteet

Liite 1. Geomorfologinen kartta ja selitysosa

# 1. JOHDANTO

Tämä pro gradu-työ keskittyy jäätikön reunan muodostumisympäristön geomorfologiaan Pääjärven alueella, joka on osa Kolmannen Salpausselän reunamuodostumaa ja Pernunnummen sandurdeltaa. Pernunnummi on Skandinavian mannerjäätikön ja Yoldiameren kontaktiin muodostunut jäätikköjokisuisto, jonka muodostuminen tapahtui jäätikön sulamisvaiheessa Nuoremman Dryas-kauden jälkeisellä Holoseenikaudella (vrt. Saarnisto & Saarinen 2001; Donner 2010).

Pääjärven aluetta tutkitaan nyt aiempaa tarkemmin ja Maanmittauslaitoksen laserkeilausaineiston avulla, sillä laserkeilausmenetelmän käyttö maaperän korkeusmallinnuksessa ja geomorfologisessa tutkimuksessa on Suomessa uutta.

Työn tavoitteena on lisätä tietoa Salpausselkä-vaiheessa olleen jäätikön reuna-asemassa tapahtuneista kulutus-, sulamis- ja kerrostumisprosesseista. Tavoitteena on myös rekonstruoida Pääjärven alueen pinnanmuotojen suhteellinen muodostumishistoria, sekä arvioida laserkeilausaineiston soveltuvuutta geomorfologiseen tutkimukseen.

Kiinnostus tähän työhön heräsi Turun yliopiston maantieteen laitoksen Glacial Landystems-kenttäkurssien aikana vuosina 2006 ja 2009, jolloin tutustuin Pernunnummen ja Pääjärven alueen monipuoliseen geomorfologiaan.

Kolmannen Salpausselän, Pernunnummen sandurdeltan ja Pääjärven alueen geomorfologista tutkimusta ovat tehneet aiemmin Sauramo (1958), Virkkala (1961, 1963), Aartolahti (1968) sekä Glückert (1977, 1995). Uusimmasta Pernunnummen tutkimuksesta vastaavat sen sijaan Palmu & Mäkinen (2003) ja Mäkinen & Palmu (2008).

Muiden Salpausselkien kerrostumisprosesseja ovat tutkineet Suomessa ainakin Punkari (1975, 1980), Glückert (1977, 1995), Aartolahti (1995) ja

Rainio (1995). Saksassa vastaavaa työtä on tehnyt esimerkiksi Van der Wateren (1994), ja Venäjällä Astakhov et al. (1999), Mangerud et al. (1999, 2004) ja Nikolskaya et al. (2002). Pohjois-Kanadassa Skandinavian jäätikköä vastaavan Laurentide-mannerjäätikön reuna-asemia ovat tutkineet esimerkiksi Falconer et al. (1965).



## 2. JÄÄTIKÖN REUNAN OLOSUHTEET, PROSESSIT JA SALPAUSSELKIEN MUODOSTUMINEN

### 2.1 VEIKSEL-JÄÄTIKÖITYMINEN

Maapallon historian aikana on ollut monia jääkausia. Kvartaarikaudella, eli viimeisen 2,5 miljoonan vuoden aikana, pohjoisella pallonpuoliskolla on ollut mannerjäätiköitä toistuvasti. Maapallolla on tällä hetkellä mannerjään peitossa olevia alueita, joten nytkin eletään jääkausiaikaa (Taipale & Saaristo 1991: 210–214).

Kvartaarikaudella on ollut useita jäätiköitymisiä ja niistä viimeisin on Veiksel-jäätiköityminen, joka alkoi noin 115 000 vuotta sitten. Jäätiköitymisen aikana Pohjois-Amerikka, Skandinavia ja pohjoisen Euraasian meri- ja manneralueet peittyivät jäätiköiden alle. Jäätiköt olivat laajimmillaan noin 20 000 vuotta sitten (Mangerud et al. 2004) (kuva 1).

Veiksel on tämän jäätiköitymisen eurooppalainen nimi. Iso-Britanniassa sitä nimitetään Devensiaksi ja Pohjois-Amerikassa Wisconsinaksi (Menzies 2002: 24–26). Pohjois-Eurooppaa peittänyttä mannerjäättä nimitetään Skandinavian mannerjäätiköksi ja Pohjois-Amerikkaa peittänyttä jäätikköä nimitetään Laurentide-mannerjäätiköksi (Falconer et al. (1965).

Numeerisen mallinnuksen (Siegert et al. 2001) mukaan Skandinavian jäätikkö oli enimmillään 2,5 km paksuinen jäätiköitymismaksimin aikoihin. Jään lisääntymisen ydinalueilla eli akkumulaatioalueilla jään paksuus kasvoi silloin yli 600 mm vuodessa. Ilmasto-olosuhteet vaihtelivat eri puolilla jäätikköä, sillä meri-ilmastossa sijainneella jäätikön osalla vuoden keskilämpötila oli noin  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , kun taas mannermaisissa osissa vuoden keskilämpötila oli noin  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , ja ilmasto oli hyvin kuiva.

Kuva 1. Skandinavian mannerjäättikkö oli laajimmillaan noin 20 000 vuotta sitten (Mangerud et al. 2004).

Maapallon ilmasto-olosuhteet ovat vaihdelleet Veikselin aikana. Tavallisia jäätiköitymisolosuhteita kylmemmät stadiaalivaiheet ovat kestäneet noin 10 000 vuotta, ja tavallista lämpimämmät vaiheet eli interstadiaalit ovat kestäneet alle 5000 vuotta (Menzies 2002: 24–26; Walker 2006: 1–11).

Niin sanotut Dansgaard–Oeschger interstadiaali-jaksot ovat kestäneet 1000–3000 vuotta (Greenland Ice-Core Project (GRIP) Members (1993) ja niiden aikana ilmasto on ollut jopa 15°C lämpimämpi verrattuna jäätiköitymisolosuhteisiin (Grootes et al. 1993).

Jäättikkökairausten perusteella ilmastosta on erotettu myös interstadiaali- ja stadiaalivaiheita lyhyempiä ilmastojaksoja, jotka ovat kestäneet 500–2000 vuotta. Lämpeneminen on tapahtunut jopa 15 vuodessa, mutta kylmeneminen on ollut hitaampaa (North Greenland Ice Core Project Members 2004).

Ilmastonmuutokset ovat vaikuttaneet jäätiköiden sulamiseen, ja jäätiköiden laajuus on taas kytköksissä meriveden pinnankorkeuteen (Clark et al. 1978). Jäätiköitymiset voidaan kytkeä ilmastonmuutokseen esimerkiksi syvän meren pohjasedimenttien kairaustulosten perusteella, sillä meriveden sitoutu-

minen jäätiköiksi ilmenee meressä eläneiden foraminiferojen ja jäähän sitoutuneiden happi-isotooppien välisessä suhteessa (Bradley 1985). Jäätiköiden ja merenpinnankorkeuden muutokset näkyvät myös nykyisten jäätiköiden kairauksella saaduissa ilmastotiedoissa (Petit et al. 1999; North Greenland Ice Core Project Members 2004).

Suurten jäätiköiden olemassaolo vaikutti kallioperän korkeuteen (glacioisostasia), sillä jäätiköt painoivat maankamaraa alaspäin 0,3 kertaa paksuutensa verran. Jäätikön keskiosan alla oleva alue painui eniten ja jäätikön reunaosat painuivat vähiten, sillä reunoilla jää oli keskiosaa ohuempaa. Jäätikkö painoi alaspäin myös jään reunan ulkopuolelle jäänyttä periglasiaalista aluetta (Benn & Evans 1998: 28).

Mannerjään on arvioitu kuluttaneen Suomen kallioperää keskimäärin seitsemän metrin verran. Korkeuserot voimistuivat kulutuksen takia jonkin verran paikallisesti, sillä kalliokohoumat hioutuivat ja kallioperän painanteet syvenivät (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007: 14). Jäätiköitymisten jäljet näkyvät myös maaperämuodostumissa, eläimissä, kasveissa ja varhaisessa ihmisessä (Menzies 1996: 1).

## 2.2 MANNERJÄÄTIKÖN DEGLASIAATIOVAIHE JA SALPAUSSELKIEN MUODOSTUMINEN

Skandinavian jäätikön sulamisvaihe eli deglasiaatiovaihe alkoi laajimman vaiheen jälkeen noin 17–15 000 vuotta sitten (Kvasov 1979, cit. Mangerud et al. 2004). Suomen etelärannikolla mannerjäätikön reuna oli noin 13 000 vuotta sitten (Lunkka et al. 2004).

Sulamisvaiheessa Skandinavian jäätikkö jakaantui Suomen kohdalla aktiivisesta jäästä koostuneisiin kielekevirtoihin. Kielekevirrat rajautuivat joko toisiin aktiivisiin kielekevirtoihin tai liikkumattomiin passiivisen jään alueisiin. Kielekevirtojen syntyminen saattoi johtua Fennoskandian topografiasta, jään

muodostumisalueiden eli akkumulaatioalueiden sijainnista ja kielekkeiden välisistä jään muodostumismäärien eroista (Punkari 1977) (kuva 2).

Kielekevirran muoto riippui jäätikön massatasapainosta ja dynamiikasta, topografiasta, vieressä olevista muista kielekevirroista sekä niiden virtaus-suunnista. Suuret kielekevirit jakautuivat edelleen pienemmiksi ja lyhyt-aikaisemmiksi kielekkeiksi paikallisen topografian mukaan, ja kielekevirit-ten viuhkamainen rakenne korostui pitkään jatkuneissa pysähdyksissä. Aktiiviset kielekkeet virtasivat sekä eteenpäin että sivusuuntaan, minkä vuoksi kallioperässämme on jään kulutusta ilmentäviä ristikkäisiäkin uurre-suuntia (Punkari 1979: 23).

Aktiivisten kielekkeiden alueilla kehittyi drumliinikenttiä ja harjuja, ja maaston muodot suuntautuivat jäätikön virtauksen mukaisesti. Reuna-asemiin kehittyi myös reunamuodostumia. Kielekevirit-ten väliin kerääntyi sulamisvesiä, jolloin kasaantui tavallisia harjuja suurempia saumaharjuja. Kielekevirit-ten virtaussuuntien poiketessa paljon toisistaan syntyi passiivisen jään alueita, jotka pysyivät suhteellisen liikkumattomina tai muodostivat uuden kielekevirit-ten. Passiivisen jään alueilla ei syntynyt jäätikön virtauksen aikaansaamia muodostumia (Punkari 1979: 23).

Suomen kolme Salpausselkää sekä Keski-Suomen reunamuodostuma ovat sekä päätmoreeneja että reunamuodostumia. Jäätikön sulamisvaiheessa oli myös äkillisiä ja viileitä ilmastojaksoja eli mannerjäätikön sulaminen ja reuna-asemien perääntyminen ei tapahtunut keskeytyksettä. Reuna-asemissa tapahtui välillä edestakaista liikettä ja sedimentin kasaantumista. Liikettä saattoi tapahtua myös jäätikön alle patoutuneen veden vuoksi (Taipale & Saarnisto 1991: 253–254). Viileän ilmastojakson aikana kesälämpötilat las-kivat ja jäätikön reuna-asema ei enää perääntynyt kesäkaudella, vaan reuna pysyi suhteellisen paikoillaan ja reunamuodostumia ehti muodostua (Glückert 1977).

Kuva 2. Skandinavian mannerjäätikö suli Suomen kohdalla kielekevirtoina, joiden reunasemiin muodostui kolme Salpausselkää sekä Keski-Suomen reunamuodostuma (Lunkka et al. 2004).

Nuorempi Dryas-kausi on jäätikkökairaustulosten perusteella viileä ilmastojakso, joka keskeytti sulamisen vuosien 12 650–11 550 välillä (INTIMATE 1998; Donner 2010). Noin 1300 vuotta kestänyt kylmä kausi näkyy Grönlannin mannerjäätikön kemikaalipitoisuuksissa ja yhdistelmissä, sillä pölyn, merisuolan, ammoniumin, nitraatin ja sulfaatin määrät poikkeavat muista ilmastoajanjaksoista (Mayewski et al. 1993). Kalsiumin ja magnesiumin pitoisuudet lisääntyivät kylmällä kaudella, eli kuivuus lisääntyi ilmaston viileessä (Herron & Langway 1985). Ammoniumpitoisuus lisääntyi myös heti viilenemisen alettua (Logan 1983).

Nuorempi Dryas-kausi saattoi johtua Pohjois-Atlantin vesien termohaliini-kierron häiriöistä, jotka vaikuttivat Pohjois-Atlantin ilmastoon. Häiriöt johtuivat jäätiköiltä tulevista makean veden sulavesipurkauksista (Clarke et al.

2002). Laurentide-mannerjäätikön patoama Agassiz-jääjärvi purkautui esimerkiksi 11 700–7 700 vuotta sitten useita kertoja Pohjois-Amerikan mantereelle ja esimerkiksi Pohjois-Atlanttiin (Maizels 2002: 282; Teller et al. 2005).

Ensimmäinen ja Toinen Salpausselkä muodostuivat Nuoremman Dryas-kauden aikana, sillä Ensimmäinen Salpausselkä muodostui 12 100–12 300 vuotta sitten ja Toinen Salpausselkä 11 600–11 800 vuotta sitten. Tulokset on saatu järvisedimenttien kerroskronologian, radiohiiliajoituksen ja paleomagneettisten mittausten perusteella (Saarnisto & Saarinen 2001).

Jääkiilamuotojen perusteella Ensimmäinen Salpausselkä muodostui kylmän tundrailmaston aikana vuoden keskilämpötilan ollessa alle  $-6^{\circ}$  C. Siitepöly-analyysien perusteella alueella vallitsi puuton tundrakasvillisuus (Taipale & Saarnisto 1991: 136). Ensimmäisen Salpausselän muodostumisen jälkeen kasvillisuus muuttui koivuvoittoiseksi (Glückert 1995: 56).

Nuorempi Dryas-kausi päättyi 11 550 vuotta sitten (Saarnisto & Saarinen 2001), ja Kolmas Salpausselkä muodostui Baltian jääjärven laskun jälkeen Holoseenikaudella (Donner 2010). Andren et al. (2002) mukaan ilmaston nopea lämpeneminen Nuoremman Dryas-kauden jälkeen saattoi sysätä alkuun kolmannen muodostumisen, mutta Strömbergin (2005) mielestä ilmaston vaikutuksesta sen muodostumiseen ei ole varmaa näyttöä.

Suurista Suomen reunamuodostumista Keski-Suomen reunamuodostuma muodostui viimeisenä 11 200–11 100 vuotta sitten (Lunkka et al. 2004).

Kolmas Salpausselkä muodostui luode–kaakko-suunnassa virtaavan Baltian jääkielekevirran reunaan. Tämä jääkielekevirta virtasi nopeammin kuin sen vierellä oleva Järvi-Suomen kielekevirta (Glückert 1995). Kolmas Salpausselkä muodostui lyhyeksi verrattuna Ensimmäiseen ja Toiseen Salpausselkään, sillä jääkielekevirrat olivat sen muodostuessa erilaisessa asemassa toisiinsa nähden kuin aiemmin (Salonen & Glückert 1992).

Kolmas Salpausselkä on muodostunut sub-akvaattisessa ympäristössä (Donner 1951; Sauramo 1958; Palmu 1999) Kemiön saarelta Renkoon ja

Hämeenlinnaan, ja sieltä mahdollisesti Kuhmoisiin. Reunamuodostuma on rikkonainen, ja se koostuu katkonaisista glasifluviaaliselänteistä sekä muutamasta isosta reunadeltasta, kuten Lopen Pernunnummen delta (Virkkala 1963: 50–51; Taipale & Saarnisto 1991: 251). Kolmannen Salpausselän morfologia koostuu myös syvään veteen kerrostuneista päätmoreeneista (Glückert 1995: 53).

Kolmannelle Salpausselälle ehti muodostua enemmän suuria glasifluviaalitasoja kuin Ensimmäiselle ja Toiselle Salpausselälle. Pernunnummen ja Hämeenlinnan välillä on useita deltatasoja Rengossa ja Nummenkylällä. Lisäksi alueella on lyhyitä poikittaisia harjuja ja epämääräisiä kasautumismuotoja (Virkkala 1963: 50–51). Lustosavitutkimuksen mukaan Kolmas Salpausselkä muodostui 100 vuodessa (Niemelä 1971: 69–70).

Kolmannen Salpausselän ja Pääjärven alueen muodostumisen jälkeen jään reuna perääntyi kontaktissa matalaan veteen tai kuivaan maahan Takajärven ja Hattulan välisen ablaatiomoreenin perusteella. Tämä ablaatiomoreenivyöhyke muodostui Kolmannen Salpausselän kanssa samansuuntaiseksi vyöhykkeeksi. Tämän jälkeen kielekkeen sulaminen ei jättänyt enää jälkeensä merkittäviä reunamuodostumia, ablaatiomoreeneja, drumliineja eikä harjuja. Sen sijaan paljas kalliopinta, pohjamoreeni ja savi vuorottelevat alueilla (Virkkala 1963: 56, 70).

Jäätikön reuna-aseman perääntymisvauhti vaihteli deglasiation eri vaiheissa. Reuna-asema perääntyi 25–85 metriä vuodessa Helsingin rannikolla Toiselle Salpausselälle saakka, mutta Baltian jääjärven laskun jälkeen sulaminen kiihtyi ja reuna perääntyi 100–250 metriä vuodessa (Niemelä 1971).

Salpausselkien distaaliosat eli suojasivut koostuvat yleensä sorasta ja hiekasta, ja niissä on deltalle tyypillisiä rakenteita. Jäätikköä vasten muodostunut proksimaaliosa eli vastasivu koostuu sen sijaan huonosti lajittuneesta pohjamoreenista, vyörymoreenikerroksista sekä glasifluviaalikerroksista, ja kerroksissa on jäätikön painon aikaansaamaa deformaatiota sekä rantakerrostumia (Taipale & Saarnisto 1991: 251–253; Glückert 1995: 53).

Päätemoreeneina Salpausselät ovat tavallisesti noin 20 m korkeita, mutta osa niistä kohoaa jopa 60–80 metriä ympäristöään korkeammalle (Taipale & Saarnisto 1991: 248). Salpausselkien moreeni on kulkeutunut keskimäärin 10–15 kilometrin pituisen matkan ennen kasautumista, mikä eroaa tavallisen pohjamoreenin 3–5 kilometrin kulkeutumismatkasta. Kolmannella Salpausselällä on lisäksi jopa 100 kilometrin päästä kulkeutunutta Jotunista hiekkakiveä (Salonen 1991; Salonen & Glückert 1992).

Salpausselkien muodostumishistoria voidaan kytkeä muinaisen Itämeren vaiheisiin deltatasojen perusteella, sillä jäätikön reuna päättyi suurelta osin veteen Baltian jääjärvivaiheessa ja Yoldiamerivaiheessa (Taipale & Saarnisto 1991: 241). Veden koskemilla eli sub-akvaattisilla alueilla mannerjää päättyi yleensä 10–70 metriseen veteen ja reuna-asemaan muodostui pääasiassa glasifluviaalisia muodostumia, mutta myös moreeniselänteitä. Keski- ja Itä-Suomessa jään reuna päättyi sen sijaan useimmiten maalle, ja näillä vedenkoskemattomilla eli supra-akvaattisilla alueilla reuna-asemia ilmentävät moreeniselänteet sekä kumpumoreenialueet (Rainio 1995: 61).

Ensimmäisen ja Toisen Salpausselän välisellä alueella on kahden deltan tasoja sekä ylimmän rannan kallistumisia (Glückert 1995: 54), minkä perusteella Baltian jääjärven pinnankorkeus vaihteli. Kahden ensimmäisen Salpausselän muodostumisen jälkeen Itämeren pinnankorkeudessa tapahtui suuri muutos, kun Baltian jääjärven pinta laski 11 590 vuotta sitten (Saarnisto & Saarinen 2001). Baltian jääjärvi sai silloin meriyhteyden Pohjanmereen Keski-Ruotsin Billingenin kautta ja muuttui Yoldiamereksi. Yoldiameren muinaisrannat muodostuivat jopa 100 m nykyistä merenpintaa korkeammalle, sillä vaikka maa kohosi jäätiköstä vapautumisen jälkeen, valtamerenpinta nousi samaan aikaan jäätikön sulamisen johdosta (Taipale & Saarnisto 1991: 271).

Baltian jääjärven äkillinen pinnanlasku oli 26–28 metriä (Virkkala 1963: 71; Taipale & Saarnisto 1991: 269), ja tapahtuma näkyy esimerkiksi Vastavääränmäen kaksoisdeltatasoissa, joiden pinnankorkeuserot ovat 25 m (Mäkinen & Palmu 2008). Vastavääränmäki sijaitsee parinkymmenen kilometrin



päässä Pernunnummen sandurdeltalta ja Pääjärven tutkimusalueelta kaakkoon.

Yoldiamerivaiheessa Hämeenlinnan lounaispuolella oleva Hämeen järviylänkö eli Tammelan ylänkö pysyi vedenkoskemattomana (kuva 3).

Kuva 3. Yoldiamerivaiheessa Skandinavian mannerjäätikön reuna päättyi Suomessa suurelta osin veteen. Hämeenlinnan lounaispuolella oleva Hämeen järviylänkö säilyi Yoldiamerinpinnan koskemattomissa. Pääjärven tutkimusalue sijaitsee Hämeen järviylängön ja Yoldiameren kontaktissa (kuva Oksanen 1998).

Hämeen järviylängön nykyinen pinnankorkeus vaihtelee korkeusvyöhykekartan mukaan 100–200 metrin välillä (Alalammi 1986: 4; Metsähallitus 2011). Pääjärven tutkimusalue sijaitsee ylängön ja Yoldiameren kontaktissa.

Itämeren kehityshistoriassa Yoldiamerivaihetta seurasi vielä Ancyliusjärvi-vaihe, joka alkoi noin 9300–9200 vuotta sitten, kun vedenvirtaus Pohjanmereen estyi uuden jääpadon takia. Litorinamerivaihe alkoi jääpadon avautues-

sa noin 7500–7000 vuotta sitten ja sen muinaisrannat yltävät hieman nykyisiä Itämeren rantoja laajemmalle (Eronen 1983).

## 2.3 JÄÄTIKÖN OSAT, DYNAMIIKKA JA POHJAN LÄMPÖTILAOLosuhteet

Jäätikön alla oleva maaperä on jäätikön subglasiaalista osaa. Jäätikön sisäosa on englasiaalista ja pintaosa on supraglasiaalista osaa. Jään reunassa oleva alue on jääkontakti-osaa ja alue, joka ei ole suorassa jäätikkökontaktissa mutta kuitenkin jäätikön edustalla on jäätikön proglasiaalista osaa. Proglasiaalinen alue jaetaan vielä glasifluvialiseen, glasilakustriseen ja glasmariiniseen ympäristöön (Boggs 2006: 276) riippuen siitä, päättyykö jäätikkö kuivalle maalle, järveen vai mereen.

Jäätikköympäristö jaetaan myös jään muodostumisen sekä sulamisen alueisiin. Akkumulaatioalue on jäätikön paksuinta keskiosaa, ja se on lumisateen kautta muodostuvan jään lisääntymisen aluetta. Jäätikön reunaosat ovat ablaatioaluetta, jolla jäätikkö taas sulaa. Näitä kahta aluetta erottaa tasapainolinja, eli alue, jossa jään muodostuminen ja sulaminen on yhtä suurta (Boggs 2006: 277–278).

Jäätikön reuna-asetat etenevät, jos uutta jäätä muodostuu enemmän kuin vanha ehtii sulaa. Silloin jää virtaa akkumulaatioalueelta ablaatioalueelle korvatakseen sulamisen aikaansaaman häviön. Jäätikön reuna-asetat sen sijaan perääntyvät, jos sulaminen voittaa jään lisääntymisen määrän. Tasapainotilassa olevassa jäässä lisääntymistä ja sulamista tapahtuu yhtä paljon, jolloin jäätikkö ei etene eikä peräänny (Boggs 2006: 277–278).

Jäätikön liike tapahtuu glasiotektonisesti kahdella tapaa joko virtaamalla tai laajentamalla. Akkumulaatioalueella jää liikkuu laajentamalla, ja ablaatioalueella jää liikkuu alustaa puristavan virtauksen voimasta (Boulton 1987).

Jäätikön pohjan lämpötilaolosuhteet vaikuttavat siihen miten jäätikkö virtaa ja millaisia muodostumia alueelle syntyy. Moran et al. (1980) ovat mallinta-

neet 1300 km säteiselle ja kolmen kilometrin paksuiselle jäätikölle pohjan lämpötila olosuhteet. Tulosten mukaan jäätikkö on keskiosastaan lämminpohjainen, eli jäätikön pohja sulaa painesulamisen myötä ja virtaa plastisesti alustansa yli. Sen sijaan 400 km levyisellä reunaosan vyöhykkeellä jäätikkö on joko lämminpohjainen tai jäätynyt, sillä pohjan painesulaminen vaihtelee.

Mallin mukaan muutaman kilometrin levyisellä reunavyöhykkeellä jään pohja voi olla jäässä vuoden keskilämpötilan ollessa tarpeeksi kylmä. Reunan jää on myös muuta jäätikköä ohuempaa ja siksi jään pohjasulamisaste on alhainen. Reunassa jään alla oleva maaperä on myös jäässä ja pohjalla kulkevat sulavedet saattavat jäätymään uudelleen, joten reunavyöhykkeellä tapahtuu paljon maanpinnan eroosiota (Moran et al. 1980).

Boultonin (1972) mukaan kylmäpohjaisen jään reuna myös kovertaa alustansa altaita ja laaksoja, sillä jäänreunan vedenjohtavuuskyky on huono, ja sedimentit eivät deformoidu pohjan alla vaan ne irtoavat alustastaan ja lähtevät virtauksen mukaan.

Kylmäpohjaisen jäätikön kyvystä kuluttaa alustansa ollaan montaa mieltä. Evansin (2005: 2) mukaan kylmäpohjaisessa jäätikössä ei tapahdu pohjaeroosiota. Dyke & Evansin (2005: 147) mukaan kylmäpohjainen jäätikkö ei virtaa viimeisessä vaiheessaan ja jäätikkö muodostaa esimerkiksi rogenmoreeneja

Rea & Evansin (2005: 419) mukaan myös lämminpohjainen jää kuluttaa kallioperää, ja esimerkiksi laakiojäätikön kielekkeiden virratessa alaspäin laakiota ympäröiviin laaksoihin kallioperän irtoaines eli regoliitti lähtee virtauksen mukaan. Siirtolohkareet ovat myös yleisiä lämminpohjaisen jäätikön jäljiltä (Evans 2005: 17).

Lämminpohjainen jää virtaa ja jättää jälkeensä jäätikön virtaussuuntaisia muodostumia kuten drumliineja ja vakoumia (flutings). Lämminpohjaisen jään vaikutuksesta alueelle voi jäädä myös päätte-, pusku- ja vyörymoreeneja, ja koska sulavesiä ilmenee paljon, ovat sandurikeilat, kameterassit ja

suppakuopat myös lämminpohjaisen jäätikön tunnusmerkkejä (Evans 2005: 37). Jään liikkeen myötä reunaan voi kovertua myös syvänealtaita (over-deepened basin) (Clayton & Moran 1974; Boulton et al. 1989; Van der Wateren 1994; Dyke & Evans 2005: 147).

Mitä paksumpi jää on, sitä enemmän virtauksella on voimaa. Aktiivinen ja lämminpohjainen jää virtaa alamäkeen, mutta passiivinen kylmäpohjainen jää ei liiku eikä korvaudu (Huggett 2007: 80).

## 2.4 SULAVEDET

Jäätikön alainen vedenvirtaussysteemi vaikuttaa myös jäätikön virtaamiseen ja stabiliteettiin. Virtaussysteemi vaikuttaa myös sedimentin eroosioon, kuljetukseen ja kasaantumiseen. Veden jakautuminen jään alla riippuu vesivirtaaman suuruudesta, jään pohjan lämpötilasta, jään alaisen pohjan vedenläpäisykyvystä, topografiasta sekä pohjan jäykkyudesta. Vesi virtaa jään alla monella tavalla. Yhtenäisessä sulavesiverkostossa (distributed system) virtausta tapahtuu koko pohjan alueella huokosvetenä, ohuena filminä tai uomaverkoston kautta. Virtaus voi tapahtua myös toisistaan erillisten tunneleiden ja uomien kautta (discrete system) (Benn & Evans 1998).

Jos sulavesi ei pääse vapaasti virtaamaan ulos jäätiköstä, se voi patoutua ja aiheuttaa purkautuessaan rajuja sulavedenpurkauksia, joita sanotaan jökulhlaup-tulviksi. Näitä massiivisia tulvia tapahtuu nykyjäätiköilläkin, ja ne voivat aiheuttaa ihmisille suurta vahinkoa (Gudmundsson et al. 1997; Benn & Evans 1998: 117). Yksi tulva voi kestää vuorokaudesta useisiin viikkoihin (Björnson 1992).

Jäätikön sisäisen sulamisvesivaraston purkautuessa vesi liikkuu jään alla turbulenttisenä virtana, jossa on mukana kiviainesta. Vesi liikkuu myös uomissa kovassa hydrostaattisessa paineessa, joten jäänalaisella maaperällä voi ilmetä valtavia virtaamia (Shaw et al. 1989; Shoemaker 1992 a).

Vesi patoutuu jään alle moreenipadon ja jääesteen takia tai siksi, että jään alle muodostuu järviä. Tulvat seuraavat patoutumista jään poikimisen, jäävyöryjen tai jään etenemisen aiheuttaman vedenpinnan korkeuden nousemisen myötä, jolloin vesipurkaus leikkaa tiensä ulos ja sedimenttipitoiset vedet vapautuvat jäätikön edustalle. Järvi voi myös virrata patonsa läpi tai sen alta (Mason 1929; Thorarinsson 1939). Tulvapurkaus päättyy, kun järvi tyhjenee tai purkaustunneli sulkeutuu jään voimasta (Benn & Evans 1998: 121).

Jökulhlaup-tulva voi aiheuttaa koko sanduritasangon tulvimista (Huggett 2007: 271; Marren et al. 2009). Tällöin sandurin proksimaalisivulle muodostuu laajoja karkeasta sorasta muodostuneita maaperäkerroksia ja jäälohkareiden mukana kulkeutuvat suuret siirtolohkareet leviävät tulvavirtojen mukana. Sandurin distaalisivulle taas kulkeutuu nopeasti kasautuneita sedimenttejä karkeasta ja hienosta aineksesta koostuvina ainespareina (Ashley 1988: 351). Voimakkaassa jökulhlaupissa sandurin uomasto voi muuttua ja muuttaa kokonaan paikkaansa, jolloin koko jäätikön edusta rakentuu uudelleen (Magilligan et al. 2001).

## 2.5 SEDIMENTTIAINEKSEN KULKEUTUMINEN

Jäätikön virtaaminen kuluttaa maa- ja kallioperää jäätikön irrottaessa ja nyppiessä ainesta mukaansa. Jäätikön mukaan lähtenyt aines taas aiheuttaa entistä enemmän kitkaa jäätikön ja alustan välillä, mikä edistää kulutusta (Boggs 2006: 276).

Sedimentti kulkeutuu jäätikön alla, sisällä ja päällä. Jäätikön alla kulkeutuu ainesta pohjasulamisen ja jäätyneen tuloksena (subglacial debris). Tällainen aines kasautuu joko pohjajään sulaessa, pohjaan liimautuneen aineksen sulaessa tai jään virratessa aineksen yli. Sedimenttiainesta kulkeutuu myös pintakuormana, jos ainesta on joutunut jäätikön pinnalle kivivyöryjen seurauksena (supraglacial debris). Pintakuorma kerrostuu jäätikön sulaessa tai virratessa, ja sedimenttejä kerrostuu eniten aktiivisen jäätikön nokassa. Kasautumistapa vaihtelee hitaasta ryöminnästä nestemäisiin virtauksiin (Boggs 2006: 276; Huggett 2007: 83–84).

Glasifluviaaliympäristössä järvet ovat yleisiä, sillä jäätikkö saattaa padota vesiä tai vedet patoutuvat jäätiköstä aiemmin irronneiden sedimenttien takia. Sulavedet voivat muodostaa myös englasiaaliainesta sisältävän karkearakeisen deltan vesialtaan ja jäätikön väliin, jolloin hienoaines on kulkeutunut palmikoivan sulavesiuomaston kautta vesialtaaseen saakka. Sulavesiuomastossa veden virtaama on riippuvainen vuodenaikaisesta sekä päivittäisestä lämpötilanvaihtelusta (Boggs 2006: 277).

Jäätikön reuna-asemaan kasautuva sedimentti voi olla peräisin monista jäätikön osista. Vettynyt moreeni voi puristua reunaan jään alta, kun taas jäätikön pinnalla oleva supraglasiaalinen aines sekä sisällä kulkeutuva englasiaalinen aines voivat tipahtaa reunalle jään sulamisen aikana (Huggett 2007: 84). Proglasiaalisessa ympäristössä sedimenttien määrä riippuu veden virtaamasta ja kulku-uomista, joiden kautta sedimentti tulee ulos jäätiköstä. Jään alla olevan kallioperän kestävyys säätelee myös sedimentin määrää. Vanhojen kilpialueiden sedimenttikerros on pienempi kuin nuoresta vuoristosta irtoava sedimenttikerros (Maizels 2002: 283).

### **3. JÄÄTIKKÖSYNTYISET MUODOSTUMAT**

Geomorfologisella tutkimusotteella voidaan tutkia muun muassa maaperän jäätikkösyntyisiä pinnanmuotoja ja sedimenttejä. Tutkimus on jakautunut perinteisesti sedimenttien ja maaperämuodostumien tutkimukseen, sekä jäätiköitymisjaksojen kronologiseen sekvenssitutkimukseen. Näitä kahta osaluuetta on myös verrattu toisiinsa jäätiköitymisjaksoja koskevien maaperäkerrossarjojen avulla (Hollingworth 1931; Clapperton 1971, cit. Menzies 1996: 7).

Sedimenteistä voidaan tarkastella esimerkiksi niiden rakennetta, suuntausta, fossiilikoostumusta, ikää sekä sedimenteistä koostuvia muodostumia ja muodostumien sijaintia (Menzies 1996: 7).

Glacial Landsystems-luokittelu perustuu siihen, että jäätikön eri osissa ja erilaisten jäätikön liikkeiden aikana muodostuu omanlaisensa geomorfologia, muodostumaperheet ja sedimenttien kokoelma. Koska muodostumien piirteet ovat suhteessa niitä synnyttäneisiin kerrostumisprosesseihin, muodostumien avulla voidaan myös rekonstruoida jäätikköympäristöjä (Evans 2005: 1).

Landsystems-luokittelun mukaan jäätikön välittömään läheisyyteen syntyy ns. ulkolaidan muodostumajoukko, joka koostuu kumpareista, fluviaalitasangosta ja sulavesiuomista. Sitä seuraavaan jään reunan muodostumajoukkoon taas kuuluu poikittaisia jään paineesta johtuvia muotoja kuten työntömoreeneja. Reunan ja jäätikön sisemmän osan välisen vaihtumisyöhykkeen muodostumajoukkoon kuuluu sen sijaan harjuja, puskumoreeneja ja kumpumoreeneja. Kaikkein sisimmän yöhykkeen muodostumajoukkoon kuuluu taas virtaviivaisia drumliineja ja vakoumia (Clayton & Moran 1974; Evans 2005: 1).

Landsystems-luokittelu voi perustua myös pintamaa-aineksen luokitteluun, jolloin esimerkiksi jäätikön supraglasiaalinen sedimenttiaines erotetaan subglasiaalisesta sedimenttiaineksestä (Eyles 1983a).

Jäätikköympäristöä voidaan luokitella myös korkokuvatyyppin mukaan, jolloin erotetaan esimerkiksi glasigeeniset eli jäätikön liikkeen muodostamat alueet glasifluviaaleista, eli jäätikön sulavesien kasaamista alueista. Glasigeeninen korkokuva syntyy jäätikön rikkoessa, kuluttaessa, kuljettaessa ja kasatessa kiviainesta. Korkokuvan kulutusmuotoja ovat esimerkiksi silokalliot, ruuhilaaksot, altaat ja uurteet. Kasausmuotoja taas ovat erilaiset moreenit ja moreenimuodostumat. Glasifluviaalinen korkokuva koostuu taas jäätikön sulamisvesien aikaansaamista muodostumista, jotka kerrostuvat veden virtausnopeuden hidastuessa joko uomiin tai jäätikön reuna-asemassa olevaan jäätikköjokisuuhun (Alalammi 1986: 10–12). Tässä työssä käytettiin tätä luokittelutapaa.

### 3.1 GLASIFLUVIAALISET MUODOSTUMAT

Glasifluviaalisen aineksen kuljetus tapahtuu turbulenttisisessa ja samaan suuntaan kulkevassa vedenvirtauksessa ja virtauksen mukana kulkeutuu sekaisin erilaisia raekokoja (Bagnold 1954). Aineksen kasautumiseen vaikuttaa kineettinen siivilöityminen (Middleton 1970). Glasifluviaalisysteemin kuljettama aines on yleensä lajittunutta, mutta tulvat sekoittavat erilaisia raekokoja, jolloin muodostuu hyperkonsentroituneita ja matrix-kannatteisia muodostumia (Maizels 2002: 288).

Glasifluviaaleja muodostumia syntyy passiivisen jäätikön alla, päällä ja jäätikön edustalla. Jäätikön alla muodostuu esimerkiksi harjuja ja sulamisvesien aikaansaamia eroosionmuotoja. Jäätikön päällä taas muodostuu sulamis-moreeneja ja glasilakustrisia sedimenttejä. Glasilakustriset sedimentit kasaantuvat esimerkiksi jään päällä oleviin järviin ja railoihin (Menzies & Shilts 2002: 263). Jäätikön edustalle kasaantuvia glasifluviaalimuodostumia ovat esimerkiksi sandurit (Maizels 2002: 279) ja sub-akvaattiset viuhkat (Van der Wateren 1994).

#### 3.1.1 GLASIFLUVIAALINEN DELTA JA SANDURDELTA

Delta muodostuu vedenpinnan alapuolelle silloin, kun joen virtaus päättyy järveen tai mereen (Benn & Evans 1998: 507). Seisovassa vedessä jäätikköjoen virtausnopeus pienenee, joen kyky kuljettaa ainesta vähenee ja aineksen kasaantuminen lisääntyy. Deltan muoto riippuu aineksen määrästä, vedenkorkeudesta ja aaltotoiminnasta (Saarinen 2006).

Jos delta muodostuu jääkontaktissa, sen proksimaalisivusta muodostuu jyrkkä, mutta delta voi muodostua myös kauempana jäätikön reunasta proglasiaaliselle vyöhykkeelle, jolloin se muodostuu syvällä moreenissa tai jopa kallioperässä saakka virtaavan sulavesivirran kautta (Aartolahti, 1995: 46; Huggett 2007: 268–271). Pohjois-Suomessa on proglasiaalideltoja sekä pai-

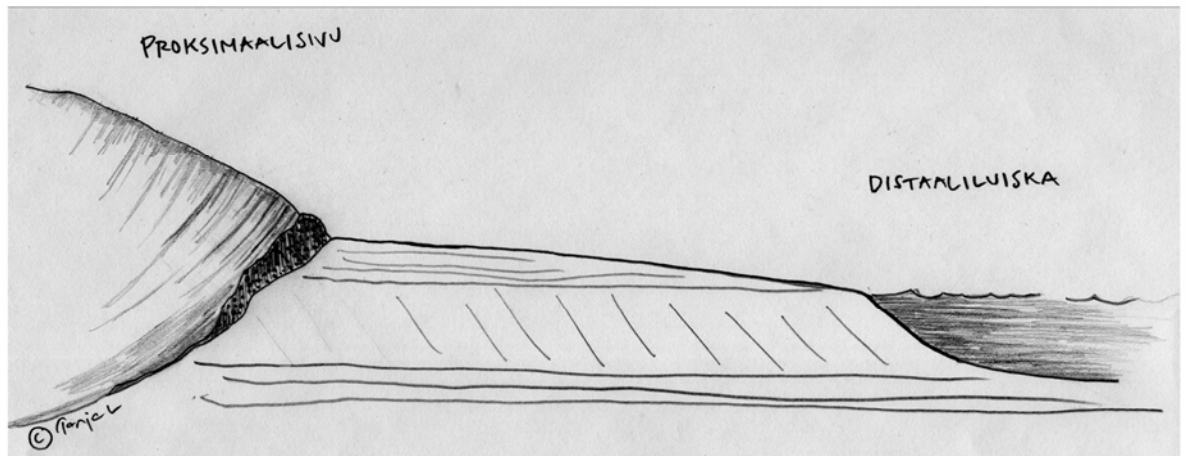


kallisiin jääjärviin syntyneitä riippuvia deltoja, joiden proksimaalisivu ei ole jyrkkä ja joihin johtaa syöttöharjun sijasta sulavesiuoma (Penttilä 1963).

Deltan aines koostuu pääasiassa glasifluviaaleista sedimenteistä. Kerrosten rakennetta rikkovat jäätikön oskilloinnin aikaansaamat deformaatiot. Seiso-vaan veteen muodostuneella deltalla on yleensä myös syöttöharju (Rainio 1995: 61). Jääkontaktissa muodostuneen deltan kerroksissa on glasifluviaalisten sedimenttien lisäksi jään kuljettamaa ainesta ja näiden sekoituksia. Kerrostumisen jälkeinen alla tai vieressä olleen jään sulaminen näkyy deltan rakenteessa. Jäätuen sulaminen romahduttaa kerroksia ja saa aikaan painovoiman mukaista deformaatiota. Jyrkät jääkontaktirinteet koostuvat karkeasta sedimentistä (Ashley 1988) ja jääkontaktiosassa on usein suppakuoppia (Fyfe 1990).

Deltan distaaliosa on proksimaaliosaa tasaisempi ja se päättyy loivasti tai jyrkästi riippuen aaltojen voimasta. Deltan muodostuminen alkaa hienoista pohjanmyötäisistä bottomset-kerroksista, joiden päälle muodostuu jyrkkiä foreset-luiskakerroksia. Luiskakerrosten päällä on taas karkeammasta aineksestä koostuvia ohuita ja pinnanmyötäisiä topset-kerroksia (Taipale & Saarnisto 1991: 181). Karkearakeisen deltan jyrkät luiskakerrokset kerrostuvat 20–30° asteen kulmaan. Ainespartikkelien suuntaus noudattaa kerrospintojen suuntausta (Ashley 1988).

Deltoissa on sekä ilmanalaisia että vedenalaisia osia. Ylimpänä olevat topset-kerrokset ovat ohuita, koska niiden korkeus riippuu paikallisesta vedenpinnan korkeudesta. Deltan ylin pinta muokkautuu myös uomien tulvimisen mukaan. Topset-kerrosten pohja ulottuu niin matalalle tasolle kuin deltan pintaa kuluttavat uomat kykenevät uurtamaan. Topset- ja foreset-kerrosten kontakti muodostuu järven pinnankorkeuteen (Ashley 2002: 346–347). Sandurideltan pinta ulottuu vedenpinnankorkeuden yläpuolelle (kuva 4).



kuva 4. Sandurdeltan osat. Deltan proksimaalisivusta muodostuu jyrkkärinteinen, jos delta muodostuu jääkontaktissa. Jääkontaktiin muodostuu myös päätemoreeneja. Distaaliluiska muokkautuu sen sijaan vedenpinnankorkeuden mukaan. Piirroskuvan lähteenä Benn & Evans (1998: 520) ja Menzies (2002: 346).

Sandurin muodostumisesta on useita mielipiteitä. Aartolahden (1995: 46) mukaan sanduri muodostuu silloin, kun sulavedet eivät enää kykene kuljettamaan ainesta deltan halki ja karkeampi aines kasaantuu deltan päälle. Alalammin (1986: 12) mukaan taas sandurdelta muodostuu vedenpinnan yläpuolelle maankohoamisen seurauksena. Maan kohotessa sulavesivirrat jatkavat edelleen glasifluviaalisen aineksen kerrostamista ja deltan pintaan syntyy sulavesiuomia.

Magilliganin et al. (2002) mukaan sanduri kehittyy jäätikön reunan oskilloinnin ja painon aikaansaamaan proglasiaaliseen painanteeseen, joka muodostuu jäätikön reuna-asemaan. Jökulhlaup-tulvat vaikuttavat oleellisesti sandurin muodostumiseen, ja tulvien mukana kulkeutuvien sedimenttien kasaantuminen keskittyy painanteeseen. Osa sedimenteistä kulkeutuu sulavesiuomien kautta pidemmälle sandurin pinnoille ennen kasaantumista. Sandurin pinnalla risteilevät sulavesiuomastot voivat muuttaa paikkaansa voimakkaan jökulhlaup-tulvan seurauksena.

Myös Eyles & Eylesin (1992: 84) mukaan aineksen kasautuminen sandurilla on jökulhlaupp-tulvien seurausta ja yksittäinen tulva voi vastata melkein koko vuoden sedimenttikuljetuksesta.

Menzieksen (2002: 345–351) mukaan sanduri muodostuu aineskuljetuksen ja surge-aaltojen voimasta. Aineskuljetus tapahtuu partikkelien ryöminnän ja romahdusten sekä kivien ja rakeiden virtauksen myötä. Deltan proksimaalialueille muodostuu karkearakeisia kerroksia jökulhlaup-tulvien takia. Tulvien takia uomissa kulkeutuu suuria kivenlohkareita jäälohkareiden mukana.

Sandurin pinta muodostuu proksimaalireunalta distaalireunaa kohti ja vedenpintaa korkeammat osat voivat kasvaa 10–15 metriä deltapintaa korkeammiksi. Sandurilla voi olla myös kymmeniä metrejä deltan pintaa korkeampia seläniteitä, joiden kerroksissa voi olla myös jäätikön reunan työntämää glasifluviaaliainesta (Aartolahti 1995: 46) (kuva 5). Sandurilla on runsaasti sulavesiuomia ja ne suuntautuvat viuhkamaisesti. Uomat ovat myös usein huomattavan syviä (Aartolahti 1977: 60).

Deltasta muodostuu viuhkan muotoinen juuri sulavesivirtojen myötä, sillä sulavesiuomat leviävät ulospäin sulavesivirran suulla. Sedimentit kulkeutuvat ja kasautuvat pinnalla niin pitkälle kuin virtaavissa vesissä riittää voimaa (Ashley 2002: 346).

Sandurin aines on karkeampaa kuin deltan aines, ja sandurin kerrokset vaihtelevat tiheästi sulavesiuomien vaihtelun mukaan (Taipale & Saarnisto 1991: 183).



Kuva 5. Sandurin katkonaiset selänteet muodostuvat jäätikön reuna-asemassa syöttöharjun suun railoihin. Kuva Toiselta Salpausselältä Ilomantsista elokuussa 2011.

Vedensyvyys ja jäätikönlainen sulavesijärjestelmä vaikuttavat siihen, millainen delta alueelle muodostuu. Fyfen (1990) mukaan laakea sandurdeltatasanko syntyy matalaan veteen tilanteessa, jossa vedensyöttötunnelit ovat lähellä toisiaan ja vesi virtaa sandurille tunnelien kautta. Jään reunalla on melko jyrkkä profiili, ja jäätikön kivikuorma puristuu jäässä olevan paineen vuoksi jäätikön pinnalle ja pinnan kautta reuna-asemaan. Sandurin pintaa rikkoo palmikoiva sulavesiuomasto ja pinnoille muodostuu suppakuoppia jäälohkareiden hautautuessa supraglasiaaliseen sedimenttiin.

Fyfen mukaan syvempään veteen syntyy erilainen deltatyyppejä. Sillä vaikka vedensyöttötunnelit ovat samalla etäisyydellä toisistaan kuin sandurdeltatasangon muodostuessa, sedimenttiaines ei pääse syvässä vedessä levittymään laajalle alueelle ympäröivän vedenpaineen vuoksi.

Vieläkin syvemmissä vedessä jäätikön reuna ohenee, minkä vuoksi jäätikön pohjan vetojännitys (shear stress) vähenee. Jäänalainen sulaveden virtausysteemi muuttuu silloin epävakaaaksi ja uomasto jakautuu joko aiempaa ti-

heämmin, tai muuttuu linkittyneen uomaston systeemiksi. Tämän takia sedimenttikuorma hajautuu enemmän reuna-asemassa ja pyörteiset vesipulssit voivat muodostaa pieniä deltoja eli sub-akvaattisia viuhkamuodostumia (Fyfe 1990).

Deltan ja sandurideltan lisäksi kirjallisuudessa puhutaan esimerkiksi marginaaliterassimuodostumista ja laaksontäytteistä. Rainion (1995: 61) mukaan marginaaliterassien synty tapa eroaa deltasta ja sandurideltasta, sillä terasseihin ei johda syöttöharjua. Ne ovat jään reunan suunnassa 10–20 km pitkiä ja keskimäärin 200–1000 m leveitä muodostumia. Marginaaliterasseja on esimerkiksi Ensimmäisellä Salpausselällä.

Laaksontäytteeksi sanotaan sanduria, joka on useimmiten kasautunut kalliolaaksoon. Laaksontäyte muodostuu jään reunan läheisyyteen, mutta sedimenttien leviäminen jatkuu vielä jään reunan peräännyttyä kauemmas, sillä jäätiköltä tulevat sulavedet jatkavat sedimenttien kuljettamista laakson alemmille tasoille. Sulavesiuomat rikkovat laaksontäytteen pinnan eri korkeudella oleviksi tasanteiksi ja terasseiksi (Rainio 1995: 61) (kuva 6).



Kuva 6. Pohjois-Norjan Lyngen-laakson sanduri on proglasiaalisesti kehittyvä laaksontäyte, jonka muodostuminen jatkuu edelleen jäätikön läheisyydessä. Palmikoiva sulavesiuomasto risteilee sandurin pinnalla. Kuvattu heinäkuussa 2001.

### 3.1.2 SUB-AKVAATTISET VIUHKAMUODOSTUMAT

Sub-akvaattisista viuhkamuodostumista käytetään kirjallisuudessa nimeä sub-aquatic fan tai grounding line fan. Jäätikkö on viuhkan syntyessä pohjastaan kiinni maassa, jolloin epäsäännölliset, pyörteiset vesipulssit kasaavat

aineksen jäätikön reuna-asemaan. Vesipulssien takia viuhkan kerroksissa on uomarakenteita (Benn & Evans 1998; Ashley 2002: 347).

Viuhkat muodostuvat jäätiköitymisen aikana syntyviin tilapäisiin järviin jäätikön reunan päättyessä veteen. Viuhkat ja deltamuodostumat ovat merkinä jäätikön reuna-asemasta, sillä ne syntyvät yhtä aikaa jäätikön eteen muodostuvan puskumoreenin kanssa ja kontaktissa puskumoreeniin (Fyfe 1990; Sharpe & Cowan 1990; Van der Wateren 1994). Viuhka kuitenkin eroaa deltasta siten, että viuhkan pinnankorkeutta ei säätele vedenpinnankorkeus (Ashley 1988).

Viuhka tai delta muodostuu jäätikön alaisen sulavesitunnelin suulle ja kerrostuva aines on pääosin peräisin sub-glasiinisesta eroosiosta. Viuhkat voivat muodostua jääkielekkeiden kärkiin (Van der Wateren 1994). Sulavesitunneli voi sijaita myös hieman jäätikön pohjaa ylempänä ja silloin viuhka kerrostuu jäätuessa ja muodostumalle tulee korkeutta (Gustavson & Boothroyd 1987).

Kapea viuhkamuodostuma muodostuu syvään vesialtaaseen, ja sen proksimaali- sekä distaalirinne ovat jyrkkiä. Viuhkan pohjimmainen kerros koostuu moreenista (Fyfe 1990). Viuhkan pinta on yleensä reilusti vedenpinnan alapuolella (Rust 1977; Gustavson & Boothroyd 1987; Donnelly & Harris 1985), mutta viuhka voi kasvaa myös vedenpinnan korkeuteen saakka, jos jää on pitkään paikoillaan ja jos sedimentaatio on voimakasta (Powell 1990; Menzies & Shilts 2002: 267). Tunnelissa kulkevan veden kova paine voi synnyttää suuria hiekka ja soraviuhkoja, jotka voivat yltää jopa 85 metriä ympäristöönsä korkeammalle (O`Cofaigh 1996).

### 3.1.3 HARJUT

Harjut muodostuvat jäätikön sisällä olevasta aineksesta, joka kulkeutuu paine-erojen vuoksi kohti sulavesitunneleita, murtumia, railoja ja kielekkeiden välejä, sillä näissä paikoissa on vähiten painetta. Nämä heikkousvyöhykkeet

keräävät ympäristönsä veden ja lietteen ohjaten aineksen reuna-asemaa kohti. Vapaana olevan veden määrän kasvaessa vesi alkaa virtaamaan ja lajittelemaan ainesta raekoon mukaan virtauksen voimasta riippuen joko jäänalaisessa subglasiaalisessa systeemissä tai vasta jäätikön reunalla. Hydrostaattisen paineen vapautuessa maanpinnalla tapahtuu voimakasta subglasiaalista eroosiota, jolloin maakerrokset irtoavat ja kallioperä murtuu. Tämän jälkeen glasifluviaalinen aines kasautuu eroosion kuluttamille pinnoille eli harjut kasautuvat suoraan kallioperän päälle. Harjujen ydinosat koostuvat karkeimmasta aineksesta, joka on peräisin sedimentaation alkuvaiheesta (Repo 1957, cit. Kujansuu et al. 1995: 71–72).

Vedenpaine vaikuttaa harjujen syntymiseen ja muotoutumiseen. Se pitää sulavesitunnelit auki ja veden virtauksesta syntyy lämpöä, joka sulattaa jäätä edelleen suurentaen tunnelia. Tunneli voi myös supistua vedenpaineen laskiessa. Vedessä oleva sedimenttikerros kasaantuu harjuksi jään reunalla ja jään pintaosissa vedenpaineen laskiessa (Shreve 1972, 1985).

Hooken (2005: 240–241) mukaan ohuen jäätikön reunassa vedenvirtaus voi etsiä osittain harjun sivulle ja synnyttää tytärharjun. Tytärharju erkanee emoharjusta, mutta se voi myöhemmin myös yhtyä siihen takaisin. Tytärharju voi myös kasvaa asteittain lähes emoharjun kokoiseksi reuna-asemaa lähestyttäessä ja harjut voivat myös sulautua suppakuoppaiseen tasankoon tai sandurikeilaan. Tytärharjujen syntyminen on mahdollista ohuessa jäätikön reunassa, jonka sulavesikanavat pysyvät auki eivätkä juuri sulkeudu.

Harjujen pituus vaihtelee suuresti, ja korkeus vaihtelee metristä sataan metriin. Suurten jääkielekkeiden virtaussuunnat vaikuttivat Suomen harjujen suuntaukseen, ja harjuissa näkyy myös suuria kielekkeitä pienempien kielekkeiden virtaussuunta (Aartolahti 1972). Maanpinnan topografia vaikutti myös harjujen suuntaukseen, ja harju voi leikata esimerkiksi drumliinikenttää tai kivuta mäkiä ylöspäin, sillä tunnelissa virtaavassa vedessä oli kova hydrostaattinen paine (Aylsworth & Shilts 1989; Taipale & Saarnisto 1991: 178). Yleensä harjut kulkevat kuitenkin ympäristönsä alimmilla tasoilla (Menzies & Shilts 2002: 267).



Harjujen muoto riippuu kerrostumisympäristöstä, sillä ne voivat syntyä jäänalaiseen tunneliin, jäänsisäiseen tunneliin, ilmanalaiseen railoon, tai ne voivat olla näiden kerrostumisympäristöjen yhdistelmiä. Pohjois-Suomen supra-akvaattisella alueella railoharjut sekä tunneliharjut ovat yleisiä, kun taas Etelä- ja Länsi-Suomen subakvaattisella alueella on enemmän jäätikön reuna-asemassa syntyneitä sekä avoimissa railoissa syntyneitä harjuja (Aartolahti 1995: 48). Jyrkät ja terävät harjut ovat muodostuneet jäätikön alla, jolloin harjujen päällimmäiset hiekkakerrokset ovat kerrostuneet vasta reuna-aseman vyöhykkeellä. Suomen alueelle muodostui pitkiä ja keskeytymättömiä harjuja, koska jäätikön subglasiaaliset tunnelit olivat pitkäikäisiä (Kujansuu et al. 1995: 69).

Harjun muodostuminen vaihtelee deglasiation olosuhteiden mukaan. Reuna-aseman ollessa paikallaan harjuun syntyy laajentumia. Yksinkertaisimmillaan suomalainen harju koostuu harjuketjusta. Harju voi myös korvautua välillä deltalla ja sandurdeltalla ja harju voi hautautua näiden muodostumien alle. Sulavesiuoma voi koostua myös peräkkäisistä kameista, tai se voi olla sekava yhdistelmä kumpuja, painanteita, selänteitä, terasseja ja deltoja, jolloin tyypillistä harjumuotoa ei voida tunnistaa (Aartolahti 1995: 48).

Harjun ydinosa on karkeampaa ja huonommin lajittunutta ainesta kuin deltojen, sandurien ja harjujen pinnat, jotka muodostuvat jään reunan ulkopuolella avoimissa vedenvirtausolosuhteissa. Harjun ydin voi koostua kivistä ja lohkarista, kun taas sen ylemmät osat ovat hiekkaa ja soraa (Niemelä 1979). Muodostumien raekoko vaihtelee paikallisen kallioperän ja topografian mukaan. Aines on karkeampaa supra-akvaattisella kuin subakvaattisella alueella ja ylämäkeen muodostuneen harjun aines on hienompaa kuin alamäkeen muodostuneen harjun (Kujansuu et al. 1995: 73).

Muodostumisen jälkeiset prosessit ovat voineet vaikuttaa harjujen muotoon, eli ne eivät ole enää alkuperäisessä tilassaan. Sub-akvaattisen alueen harjut ovat usein peittyneet muodostumisen jälkeen jääkauden jälkeisillä savilla ja silteillä, ja niissä on merkkejä aaltotoiminnasta. Eroosion takia hienoaines voi puuttua harjalta kokonaan ja harju voi olla katkennut. Aaltotoiminta voi myös kasata aineksen uudestaan (Granö 1958). Supra-akvaattisen alueen

harjut taas ovat muodostumisen jälkeen tuulen ja virtaavan veden kuluttamia (Seppälä 1971; Kujansuu et al. 1995: 73).

#### 3.1.4 KAME-MUODOSTUMAT

Kameterassit ja kamemuodostumat kehittyvät jäätikön sulavesien lajittelemina jäätikön supra- tai englasiaaliseen osaan. Kamet muodostuvat passiivisen jään pinnan painanteisiin, avoimiin uomastoihin tai jään luoliin. Kamet ja harjut muodostuvat usein samoilla alueilla, ja niiden lähellä jään reunan välittömässä läheisyydessä on delta, sanduri tai järvitasanko. Laaksoissa laakson reunan ja jäätikön väliin kerrostuu paljon glasifluvialisia sedimenttejä kameterasseiksi. Terassin jääkontaktisivu on jyrkkä ja kontaktisivu on laakson suuntainen. Kameterassissa raekoko ja aineksen lajittuneisuus vaihtelevat kerrostumisolosuhteiden mukaan ja rakenteissa on jäätuon sulamisen takia siirroksia sekä romahduksia. Terassin pinta saattaa olla myös kuoppainen sulamisvaiheessa irronneiden jäälohkareiden takia (Gray 1991; Johnson & Menzies 2002: 330; Mäkinen & Palmu 2008).

#### 3.1.5 GLASIFLUVIAALISET SULAVESIUOMAT

Jäätikön edessä olevassa proglasiaaliympäristössä liikkuu runsaasti sulavesiä, ja silloin kun vedenvirtaus on voimakasta ja virtauksen mukana kulkeutuu runsaasti sedimenttiä, alueelle kehittyy palmikoivien uomien sulavesiverkosto (island braided channel). Sora-, hiekka- ja silttisedimentit muodostavat verkostoon sorasärkkiä (gravel bar), joiden muoto ja pysyvyys riippuu veden virtauksen voimakkuudesta. Voimakkaassa virtauksessa kasvillisuus ei ehdi kiinnittämään särkkiä paikoilleen ja sen muoto muuttuu jatkuvasti. Palmikoivan uoman sedimenttiaines koostuu sekä suspensioksi sekoittuneesta hienoaineksesta että karkeasta aineksestä koostuvasta pohjakuormasta. Uoman reunat ovat eroosioherkkiä, joten uoma kuluu laidasta laitaaan suhteellisen helposti ja sen paikka muuttuu virtauksen mukaan

(Schumm 1981, 1985 b; Best & Bristow 1993; Knighton & Nanson 1993; Maizels 2002: 295). Sorasärkät muodostuvat matalassa vedessä, ja ne kasvavat kohtisuoraan jäätikön reunaan nähden (Eyles et al. 1987).

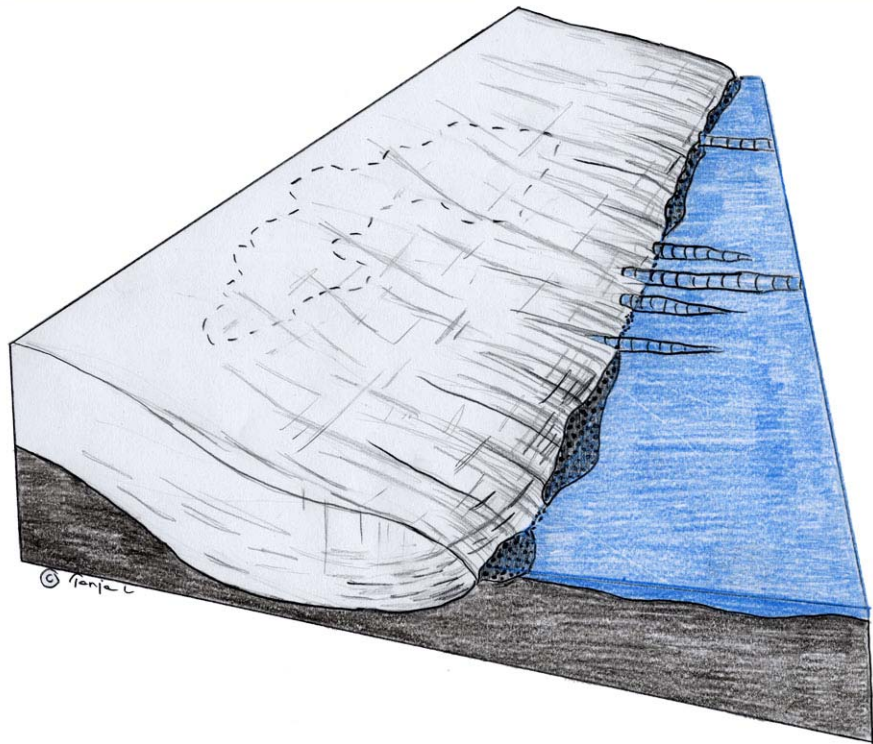
Jokiuoma muuttaa muotoaan virtaaman mukaan, ja uoma voi olla myös suora. Uomien pohjan perustaso ei voi olla alempana kuin meren tai järven pinta, johon uoma laskee. Pääjokiuoma voi leikata myös sivujokia ja paljastaa näin alueen uomien perustason korkeuden. Uoman perustaso voi olla meren tai järven pintaa korkeammalla paikallisesti silloin, kun kallioperä muodostaa padon tai uomaa on padottu keinotekoisesti (Huggett 2007: 222–228). Jatkuvasti rakentuvan sulavesiverkoston lisäksi myös äkilliset jökulhlauput tulvat muodostavat vuotouomia jäätikön edessä olevaan ympäristöön (Huggett 2007: 271)

## 3.2 GLASIGEENISET MUODOSTUMAT

### 3.2.1 SYVÄNNEALLAS

Jäätikkö sekä kuluttaa kallioperää että kasaa siitä irrottamansa ainekset. Hooken (1991) mukaan reunansuuntaista allasmaista kulutusta (overdeepening) tapahtuu jäätikön reunavyöhykkeellä silloin, kun jäätikkö virtaa aktiivisesti alaspäin, ja kun se on vesipohjainen. Alamäkeen virtaava jää aiheuttaa kovan paineen kallioperään, joten jää murtaa ja louhii altaan etureunaa. Sulavedet edesauttavat louhimista ja reunassa vettä on runsaasti tarjolla jään railoutumisen takia.

Van der Wateren (1994) mukaan jäätikön reunansuuntainen allas voi kehittyä jäätikön reunaosaan silloin, kun alueen kallioperä on kulutukselle altista. Syvänealtaan ympärille sekä jäävirtojen ja jääkielekkeiden eteen muodostuu päätmoreeneja (kuva 7).



Kuva 7. Aktiivisen ja alaspäin virtaavan jäätikön reunaosaan voi muodostua syväneallas, jos kallioperä on kulutukselle altista. Reuna-asemaan kerrostuu jäätikön työntämiä ja kasaamia moreeneita.

Allasmaista kulutusta voi tapahtua myös kauempana jäätikön reuna-asemasta. Moran et al. (1980) kumpu-järvipari-teorian mukaan jäätikkö on kylmäpohjainen 2–3 kilometrin levyisellä reunavyöhykkeellä, ja kun jäätikön sisempi lämminpohjainen jää kohtaa reunan kylmäpohjaisen jään, muodostuu järvialtaiden ja kumpujen vuorotteleva ympäristö. Kohtaamisalueella jäätikön eroosio ja aineskuljetus on voimakasta.

### 3.2.2 POHJAMOREENI JA PINTAMOREENI

Moreeniainekset ovat monimuotoisia, sillä ne sisältävät monia raekokoja, joiden lajittuneisuus vaihtelee hyvin lajittuneista huonosti lajittuneisiin. Tämä johtuu siitä, että aines muokkautuu jäätikön alla, sisällä, päällä ja edustalla samalla, kun prosessissa olevan veden määrä vaihtelee (Menzies & Shilts 2002: 194).

Jäätikön alla muodostuvaa moreenia kutsutaan pohjamoreeniksi ja jäätikön sulaessa kerrostunutta moreenia pintamoreeniksi (Alalammi 1986: 11). Pohjamoreeni ja pintamoreeni ovat moreenimuotoja, kuten reunamoreeni ja kumpumoreenit. Moreenit voidaan luokitella myös sedimenttifasiyksinä, jolloin ne erotetaan kerrostumisprosessien mukaisiin tyyppeihin, jotka kuvaavat paremmin niiden syntymekanismia. Fasiyksia ovat esimerkiksi painesulamismoreeni, pohjasulamismoreeni ja liukumoreeni (Itkonen et al. 1993).

Taipaleen ja Saarniston (1991: 159–160) mukaan pohjamoreenin kivet ovat suuntautuneita jäätikön virtauksen mukaisesti ja aines on tasalaatuista sekä lajittumatonta. Moreenissa voi olla myös edellisten jäätiköitymisten moreenia ja sulavesien lajittelemaa ainesta.

Pintamoreenin eli ablaatiomoreenikerroksen paksuus on yleensä alle metrin mutta se voi olla myös kymmenien metrien paksuinen (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007: 19). Jäätikön perääntymisvaiheessa sulamismoreeneja syntyy eniten kaikista moreenilaaduista. Ne kerrostuvat jäätikön pinnoilta ja sisäosista jäätikön pinnalle passiivisen jään alueilla lähellä reuna-asemaa. Jäätikön reunassa jää on erityisen railoutunutta ja jää sulaa epätasaisesti. Kivimassat liikkuvat reunassa virtaamalla, romahtamalla, liukumalla, pyörimällä ja ryömimällä (Whiteman 2002: 176–177).

Pintamoreeni on löyhää ja kivet eivät ole suuntautuneita jäätikön virtauksen mukaisesti kuten pohjamoreenissa. Aineksen raakoostumus on vaihteleva (Taipale ja Saarnisto 1991: 159). Pintamoreeni on usein karkeampaa kuin pohjamoreeni ja sisältää enemmän lajittuneempaa ainesta (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007).

Pintamoreenit eli myös supraglasiaaliset sedimentit ovat yleisiä laaksojen ja altaiden alemmissa osissa sekä sivuilla. Niitä kertyy myös alueella jossa jäätikkö virtaa ylös pitkin jyrkkää rinnettä tai kohtaa alueen jyrkimmän osan. Supraglasiaaliset muodostumat ovat yleisiä alueilla, joissa kaksi jääkieleketä törmää tai yhtyy toisiinsa (Johnson & Menzies 2002: 318). Laaksopaikat

keräävät enemmän moreenia kuin kalliokohoumat (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007: 19).

Kasaantumiseen vaikuttaa jäätikön dynamiikka, maanpinnan topografia, sedimenttiaineksen laatu, alueellinen ja paikallinen ilmasto sekä sedimentin saatavuus. Aineskoostumuksessa voi olla merkkejä romahduksista, koska kasaantumista tukenut jääseinä on sulanut. Aineksessa voi olla myös ylivirranneen jäätikön aikaansaamaa deformaatiota (Johnson & Menzies 2002: 319).

### 3.2.3 KUMPUMOREENIT

Kumpumoreeni-nimitystä käytetään monista jäätikön aikaansaamista muodostumista ja nimi viittaa enemmän muotoon kuin sedimenttikoostumukseen (Menzies & Shilts 2002: 275) (kuva 8). Kumpumoreeneista käytetään myös nimitystä kuolleen jään moreeni tai stagnantin jään moreeni. Kummut voivat olla jyrkkäseinäisiä, suuntautuneita tai suuntautumattomia ja ne syntyvät yleensä jäätikön reunavyöhykkeessä. Kumpumoreenit ilmenevät yleensä laajoina kenttinä (Menzies & Shilts 2002: 275; Johansson & Kujan-suu 2005: 34).

Kumpumoreenien aines on jäässä olevaa sedimenttiainesta, joka kasaantuu jäätikön pintaan eri tavoin. Pinnalle kasautunut sedimentti kasautuu maahan moreenikummuiksi sedimentin alla olevan jään sulaessa (Eyles 1983b; Edwards 1986). Jää sulaa epätasaisesti ja kummut muodostuvat jään pinnan topografisesti alimpiin osiin, sillä sedimenttiaines kertyy niihin (Clayton & Moran 1974).

Kumpumoreenien aines on löyhää ablaatiomoreenia. Se voi olla myös pohjasulamismoreenia, jolloin aines on puristunut tai kasaantunut jäätikön pohjan railoissa. Kumpumoreenit saattavat sisältää runsaasti suhteellisen hyvin lajittunutta soraa ja hiekkaa, joka on joko sekoittuneena moreeniainekseen tai ilmenee moreenissa välikerroksina. Muodostumien aines vaihtelee, sillä kivet ja lohkaaret voivat olla kulmikkaita ja teräviä, mutta ne voivat olla

myös pohjamoreenia pyöristyneempiä (Johansson & Kujansuu 2005: 42). Kumpumoreeneja on luokiteltu useaan erilaiseen tyyppiin ja runsas pinta-lohkareisuus on yleensä niiden yhdistävä tekijä (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007: 22).



Kuva 8. Kumpumoreenikukkula voi ilmetä näennäisen yksittäisenä muotona. Kummun aine on löyhää ja suuntautumaton, ja koostumus vaihtelee tapauskohtaisesti. Kuva on Perunnummelta.

### 3.2.4 PUSKUMOREENIT

Puskumoreenit (push moraines) ovat oma ryhmänsä, vaikka termiä käytetään myös päätemoreenien yhteydessä. Puskumoreenit ovat yleensä alle 10 m korkuisia ja ne muodostuvat pienistä, vuotuisista jäätikön työnnoista (Worsley 1974). Kesäaikana jää sulaa ja jäätikön reuna-asema perääntyy, kun taas talvella jää lisääntyy ja jäätikön reuna-asema etenee. Tämä liike muodostaa puskumoreenin, jonka jäätikön puoleinen proksimaalisivu on

loiva ja suojasivu on jyrkkä. Puskumoreenit muodostuvat sekä veteen, että kuivalle maalle päättyvään reuna-asemaan (Benn & Evans 1998: 472).

Sedimentit akkumuloituvat jäätikön kärkeen kesäisin sulamisen johdosta, ja talvisin jää puskee aiemmin kasaamansa sedimentit eteenpäin. Puskumoreenien koostumus vaihtelee ympäristön mukaan, ja niissä voi olla moreenia, fluviaali- ja glasifluviaalisedimenttejä sekä delta-, järvi- ja merisedimenttejä (Van der Wateren 2002: 432).

Kun jäätikön reuna-asema oskilloi edestakaisin, voimakas horisontaalinen jäätikön paine puskee reunan jäätä myös eteenpäin irrottaen mukaansa jäätikön alaisia sedimenttejä. Puskumoreenien proksimaalipuolelle muodostuu usein syväneallas, joka on muuta ympäristöä alempana (Van der Wateren 2002: 432). Edestakaisessa jäätikön liikkeessä kehittyvän puskumoreenimuodostuman rakenne koostuu edellisten puskujen yli työntyvistä poimuista (Boulton et al. 1989).

### 3.2.5 PÄÄTEMOREENIT

Reuna- ja päätemoreenit (terminal moraine, end moraine) syntyvät jäätikön reunassa (Price 1970; Worsley 1974; Brennand & Shaw 1994; Johansson & Kujansuu 2005: 34). Ympäristön topografiasta riippuen päätemoreenien koko vaihtelee 5 ja yli 50 m korkeuden välillä. Ne voivat ilmetä patkittäisinä ja lyhyinä selänteinä, mutta ne voivat olla myös satojen kilometrien yhtäjaksoisia selän-teitä jotka katkeavat vain sulavesiä kuljettaneiden laaksojen alueella (Johnson & Menzies 2002: 325).

Suomen Salpausselät ovat sekä päätemoreeneja että reunamuodostumia (Taipale & Saarnisto 1991: 251). Muodostumien koko vaihtelee yli 20 metristä kolmeen metriin ja niiden pinnat ovat kiviset (Virkkala 1963: 56).

Päätemoreenien aineskoostumus vaihtelee ja aines voi olla peräisin monesta osaa jäätikköä. Muodostuma voi koostua sekä tiiviistä pohjamoreenista, että glasifluviaaliaineksesta. Muodostumissa voi olla vyörymoreenia (dump mo-



raine), jota putoaa jäätikön päältä reuna-asemaan (Benn & Evans 1998: 475; Johnson & Menzies 2002: 326). Päätemoreeneissa voi olla myös supraglaciaalisia sulamismoreeneja, lajittuneita sedimenttejä sekä lakustristrisia sedimenttejä. Kerrokset ovat ohuita ja niissä on epäjatkuvuutta ainesten romahtamisen, jäätikön virtauksen ja ylivirtaamisen johdosta. Glasifluviaalilainesten takia päätemoreenin nimi kuvaa muodostuman morfologiaa eikä koostumusta (Johnson & Menzies 2002: 325–326).

Päätemoreenit syntyvät yleensä silloin, kun jäätikön massabalanssi on vakaa ja reuna-asema pysyy suhteellisen paikoillaan. Jäätikkö on kuitenkin aktiivinen, sillä jäätikön reuna voi liikkua kapealla vyöhykkeellä. Reuna-asemien dynamiikka eroaa kuitenkin tapauskohtaisesti. Päätemoreeni voi syntyä jäätikön reunan laajan uudelleen etenemisen tuloksena, tai se voi muodostua reuna-asemaan, joka liikkuu vain hieman tai ei ollenkaan (Johnson & Menzies 2002: 325).

Tasapainotilassa oleva jäätikkö voi pysyä näennäisesti paikoillaan, jolloin jäätikön vuotuisista puskuista kasvaa suuri päätemoreeni. Suuri päätemoreeni voi syntyä myös tavallista mittavammassa uudelleen etenemisessä, joka puskee mukaansa edellisten vuosien pienet puskumoreenit ja kasaa ne yhdeksi isoksi (Rogerson & Batterson 1982).

### 3.2.6 DRUMLIINIT

Drumliinit ja vakoutumat syntyvät aktiivisesti virtaavan jäätikön alla. Muodostumien suuntaus noudattaa jäätikön virtaussuuntaa (Johansson & Kujansuu 2005: 34) ja ne muodostuvat kielekevirtojen etumaastossa silloin, kun jäätikkö on lämminpohjainen ja virtaa voimakkaasti (Dyke & Morris 1988; Taipale ja Saarnisto 1991: 169; Johansson & Kujansuu 2005: 34). Jäätikön alaiset sulavesitulvat saattavat myös myötävaikuttaa drumliinien muodostumiseen (Shaw et al. 1989).

Drumliineja esiintyy sekä syvänteissä että ylängöillä ja mannerjäiden sekä laaksojäätiköiden alla (Menziés & Shilts 2002: 226). Ne esiintyvät usein laajoina parvina, ja niiden muoto vaihtelee soikeista tai pisaranmuotoisista lähes pyöreisiin. Drumliinit koostuvat jäätikön pohjalle kerrostuneesta moreenista ja niissä voi olla myös lajittuneita kerroksia. Niiden distaaliosassa voi olla runsaasti soraa ja hiekkaa, ja proksimaaliosassa on usein kallioidin, joka on vaikuttanut kerrostumisen käynnistymiseen (Johansson & Kujansuu 2005: 35). Drumliinin koko vaihtelee suuresti. Korkeus vaihtelee viidestä metrissä 200 metriin, leveys kymmenestä metrissä 100 metriin ja pituus 100 metrissä useisiin kilometreihin (Menziés & Shilts 2002: 225).

Maaperän topografia ja jään paine vaikuttavat siihen, millaisessa paineessa jäätikön pohja virtaa ja millaisia muodostumia kehittyy. Jääkielekkeen peittämällä alueilla muodostumien muuttuminen toisenlaisiksi tapahtuu topografian mukaan. Jäätikön reunan suuntaiseksi muodostuvat Rogenmoreenikummut voivat reunavyöhykkeen jälkeen muuttua jäätikön virtausuuntaa noudattaviksi keskeneräisiksi drumliineiksi. Tästä sisemmällä kielekkeen alueella keskeneräisistä drumliinimuodoista kasvaa drumliineja, jonka jälkeen niiden muoto pitenee moreenin vakouma muodoiksi (fluting) (Menziés & Shilts 2002: 222). Vakoumat ovat matalampia kuin drumliinit, ja vakoutuminen on yleinen pohjamoreenipinnan ominaisuus lämminpohjaisen jäätikön virtauksen jäljiltä (Johansson & Kujansuu 2005: 35).

### 3.2.7 SUPPAKUOPAT

Jökulhlaup-tulvan mukana jäästä irtoaa jäälohkareita, jotka hautautuvat sedimenttiin ja muodostavat sulaessaan suppakuoppia (Benn & Evans 1998: 117). Suuri osa lohkareista hautautuu heti jään reunan läheisyydessä jökulhlaupin mukana kulkeutuviin sedimentteihin. Hautautumista tapahtuu erityisesti ympäristöään matalammalla olevan jään reunaosan painanteessa sekä reunan sulavesiuomissa, mutta lohkareita voi kulkeutua myös useiden kilometrien päähän jäätikön reuna-asehasta (Magilligan et al. 2002).

Vaikka jäälohkare hautautuisi vain osittain hiekan ja soran alle, se muodostaa suppakuopan, sillä hautautuneen jään sulaminen kestää kauan, ja jään ti-

lalle muodostuu kuoppa jos jäätikön reuna-asema on jo kaukana jäälohkareen sulaessa. Silloin uudet sulavedet ja sedimentit eivät ulotu täyttämään kuoppaa (Press & Siever 2002: 344). Hautautunut jää ei korvautu uudestaan sedimenteillä myöskään siinä tapauksessa, jos sanduriaineksen kasaantuminen loppuu jään hautautuessa (Maizels 1992).

Suppakuoppia muodostuu myös tilanteissa, joissa osa jäätiköstä jää aineskasautumien alle. Jään sulaessa sen tilalle jää epätasainen suppamaasto (Maizels 1992).

### 3.3 REUNAMUODOSTUMAT

Reunamuodostuma koostuu sekä glasifluviaalisista että glasigeenisistä sedimenteistä ja muodostumista. Suomen Salpausselkiä sanotaankin sekä reunamuodostumiksi että päätemoreeneiksi. Reunamuodostuma koostuu tasaisesta reunadeltasta tai sandurideltasta, jonka jäätikköön kontaktissa ollut osa on epätasainen. Reunamuodostumaan liittyy reunansuuntaisia seläniteitä ja keskeneräisiä deltoja, jotka eivät ole ehtineet kasautua vedenpinnan tasoon asti (Taipale & Saarnisto 1991: 248–249; Johnson & Menzies 2002: 375).

Reunamuodostumien, deltojen, sandurien ja harjujen kerrostuminen riippuu virtaavan veden kuljetusvoimasta. Kerrostumien rakenteeseen vaikuttaa aineksen määrä, aineksen karkeus sekä sulavesien määrä. Erityisesti jääkontaktissa olleissa muodostumissa rakenteen vaihtelevuus on tyypillistä. Muodostumien aines on yleensä lajittunutta soraa ja hiekkaa (Taipale & Saarnisto 1991: 176–178).

Reunamuodostumat syntyvät jääkielekevirtojen eteen ja niiden kasautumiseen vaikuttaa jääkielekkeen massatasapaino ja dynamiikka. Vierekkäisten kielekkeiden eteen syntyneet reunamuodostumat eivät välttämättä ole samanikäisiä, vaikka niiden sijainti antaa niin olettaa (Donner 1978).

### 3.4 POSTGLASIAALISET PROSESSIT JA MUODOSTUMAT

Kallio- ja maaperässä on muotoja, jotka ovat syntyneet ennen jäätiköitymistä, sen aikana tai jääkauden jälkeen, mutta niiden muodostuminen ei ole riippunut jäätikön olemassaolosta. On myös hyvä muistaa, että jäätiköitymisen aikaansaamat muodostumat eivät ole enää aivan sellaisia, millaiseksi ne muodostuivat, sillä jäätiköitymisen jälkeiset prosessit ovat muokanneet niitä.

Virtaava vesi muokkaa ympäristöä kuluttaen jokilaaksoja ja muodostaen fluviaalisia deltoja eli jokisuistoja. Jokiuomastot voivat leikata myös jäätiköitymisen aikana kerrostuneita sedimenttitasankoja. Rantavoimat, kuten aallokko, tyrsky, virtaukset, veden jäätyminen ja jään liikkeet muokkaavat maaperää. Hienosedimenttitasankoja ja rantoja muodostuu jäätiköitymisen jälkeenkin (Alalammi 1986: 13).

Jäätikön sulamisen jälkeen tuuli tarttuu harjujen, sandurien ja deltojen kasvittomiin hiekkapintoihin ja muodostaa dyynejä. Dyynejä muodostuu myös nykyisten järvien ja merien rantavyöhykkeessä. Myös biogeeniset prosessit muokkaavat maaperää. Suomessa turvekerrosten paksuus vaihtelee muutamasta kymmenestä senttimetristä jopa 12 metriin (Alalammi 1986: 14–15).

Painovoima vaikuttaa rinteissä olevan maa-aineksen liikkeeseen ja saa aikaan massaliikuntoja. Routa taas muodostaa esimerkiksi rakkakivikoita ja nostaa kiviä. Myös ihminen vaikuttaa kaivostoiminnan, soranoton, patoamisten sekä metsien ja soiden ojituksen kautta maa- ja kallioperään (Alalammi 1990).

## 4. TUTKIMUSALUE

Pääjärven tutkimusalue sijaitsee Kolmannella Salpausselällä Lopen, Tammelan sekä Rengon kuntien alueella lähellä Forssan kaupunkia (kuva 9). Pääjärven alue on osa Pernunnummen sandurdeltaa, jonka muodostuminen tapahtui Baltian jääjärven pinnan laskun ja Nuoremman Dryas-kauden jälkeen Holoseenikaudella (vrt. Saarnisto & Saarinen 2001; Donner 2010). Pernunnummi on Hjulström-tyypin delta, eli se laskee loivasti matalaan veteen ja vedenalaiselle deltatasolle (vrt. Postma 1990).

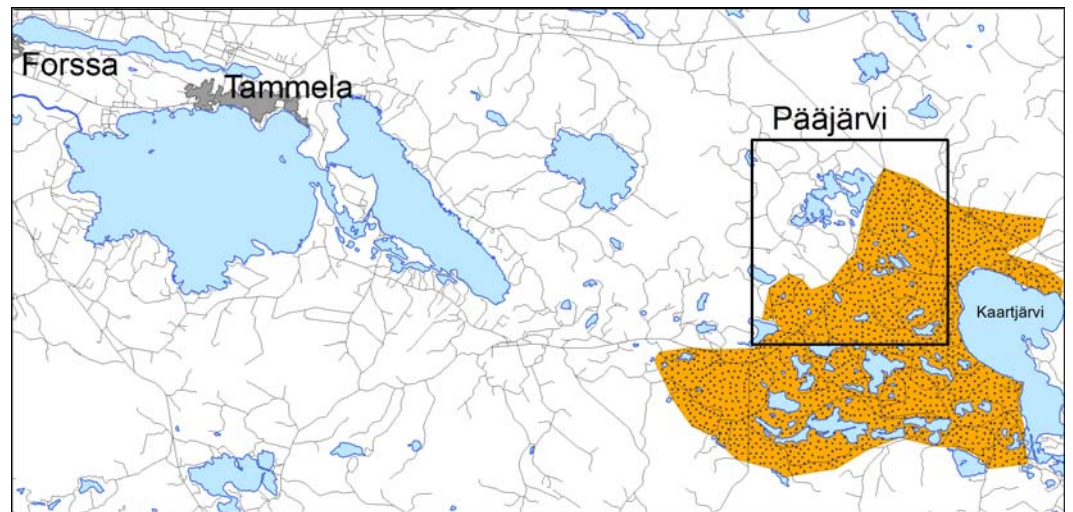
Landsystems-luokittelun silmin Pernunnummi ja Pääjärven alue voidaan lukea jäätikön reunan muodostuma-alueeksi, jossa on juuri reunalle tyypillisiä maaperämuodostumia (ice marginal landsystem). Tämänkaltainen muodostuma-alue on tyypillistä Skandinavian mannerjäätikön eteläisille reunoille (vrt. Van der Wateren 2005: 166).

Sandurdelta ja glasifluviaaliset sulavesiuomastot kuuluvat Landsystems-luokittelun mukaan jäätikön ulkolaitavyöhykkeen muodostumajoukkoon. Lukuisat päätemoreenit kuuluvat jäätikön reunavyöhykkeen muodostumajoukkoon, ja harjut sekä moreenikumpareet kuuluvat muutosvyöhykkeen muodostumajoukkoon. Tutkimusalueella on myös drumliineja, jotka kuuluvat kaikkein sisimmän jääkielekealueen muodostumajoukkoon (vrt. Clayton & Moran 1974). Jäätikkö virtasi Pääjärven alueella luode–kaakko-suuntaisesti, mikä näkyy maaperän suuntautuneisuudessa ja useissa alueen muodostumissa.

Noin 20 km<sup>2</sup> laajuisella sandurdeltalla oli useita syöttöharjuja. Deltan eteläinen osa muodostui Tammela–Loppi-harjun kautta kulkevan sulavesivirtauksen syöttämänä, kun taas pohjoinen Pääjärven osa muodostui Kynnys-harjun sekä lukuisien pienempien harjukanavien syöttämänä.

Sandurdeltan pohjoissivu rajautuu Pernunharjun päätemoreeniin, joka muodostui Tammela–Loppi-harjun pohjoispuolella virranneen aktiivisen jääkielekkeen eteen. Pernunharjun aines on sekoitus deformatunutta ja kerroksel-

lista moreenia sekä heikosti lajittunutta ja lajittunutta glasifluviaalista aines-  
ta (Sauramo 1958: 220–224; Virkkala 1963: 51; Mäkinen & Palmu 2008).



Kuva 9. Pernunnummen sandurdelta kuuluu Kolmannen Salpausselän reunamuodostumaan (viiva ylemmässä kartassa). Pääjärven tutkimusalue sijaitsee Pernunnummen pohjoisosassa Tammelan, Lopen ja Rengon kuntien alueella. Alemman kartan pohjana on Maanmittauslaitoksen yleiskartta 1:100 000.

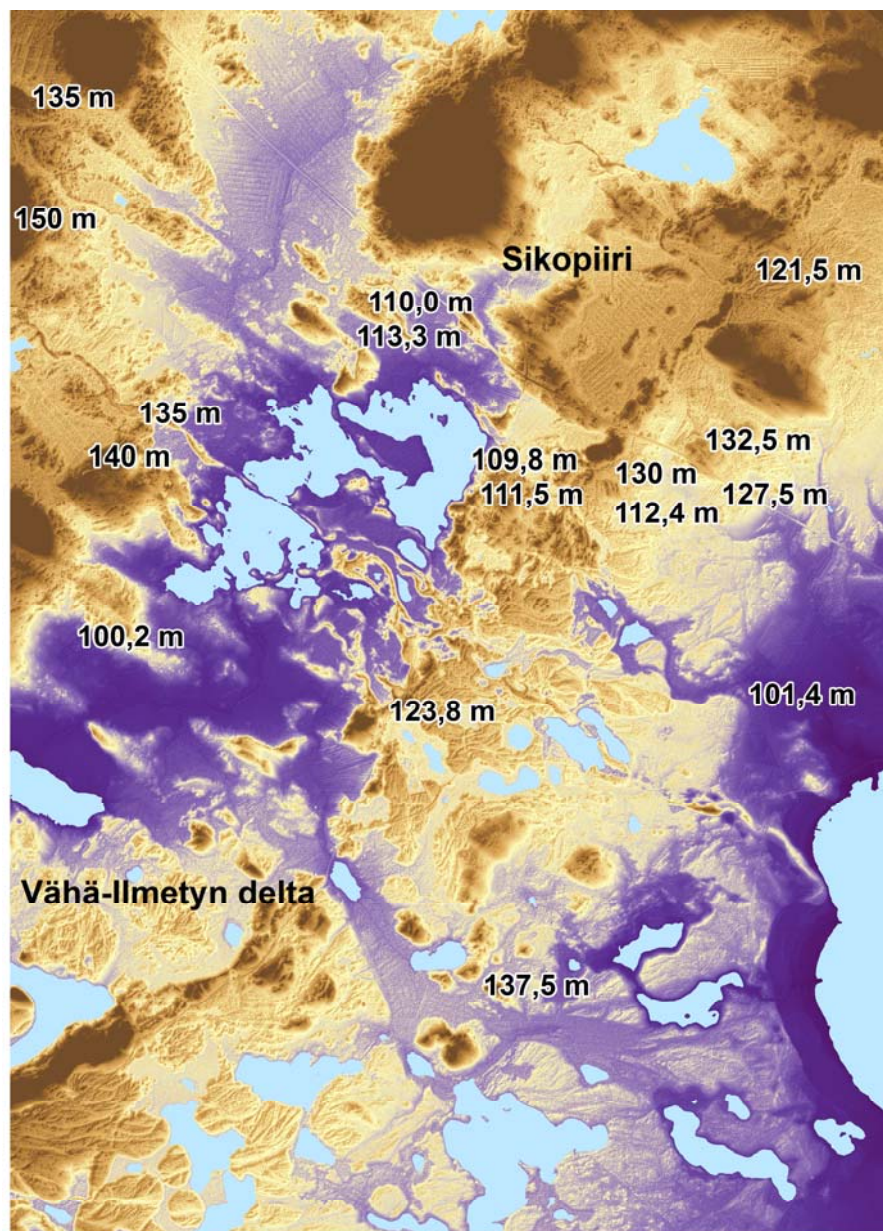
Pääjärven tutkimusalueen eteläreuna on Pernunjärven ja Vähä-Ilmetyn järven välisellä deltapinnalla, jota nimitetään tässä työssä Vähä-Ilmetyn deltaxiksi. Tutkimusalueen pohjoisreuna on taas Pääjärven pohjoispuolella olevalla Sikopiirin päätemoreenilla.

Alueen kallioperä koostuu graniitista, granodioriitista ja kvartsidioriitista (Alalammi et. al. 1990). Maankohoaminen nostaa alueen kallioperää noin 40 cm verran yhden vuosisadan aikana (Suomen Kansallinen Geologian Komitea 2011).

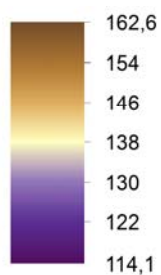
Seismisten luotaustietojen ja kalliopaljastumien korkeuden mukaan Pääjärven itäpuolinen kallioperä kohoaa yli 150 m korkeuteen ja sitä peittää pohjamoreeniaines. Sandurdeltan alla oleva kallioperä on sen sijaan noin 101–124 m korkeudessa, ja sandurin reunoissa kallioperä ulottuu keskiosaa korkeammalle, eli sanduri muodostui kallioperän altaaseen. Kallioperän päällä oleva irtomaakerros on noin 20 m paksuinen (Maaperäkartta 1988).

Jäätikkö virtasi alueelle rinnettä alaspäin, mikä aiheutti painetta jäätikön reunaosaan ja kulutti kallioperää. Jäätikön reunaan muodostui Pääjärven syväneallas (over deepened basin), joka erottuu maaperäkartassa siltti-, savi- ja suopintoina, sillä altaalla on ollut myös järvivaihe (vrt. esim. Van der Wateren 1987; Boulton et al. 1989). Laserkeilauskuvassa syvänealtaan ja ympäristön väliset topografiaerot erottuvat selvästi (kuva 10).

Ihmistoiminta näkyy tutkimusalueella monin tavoin. Alueella on useita vanhoja soranottoaikoja, joista suurin osa on kasvillisuuden peittämiä. Pääjärven kylällä on pysyvää asutusta, rannoilla on runsaasti kesäasutusta ja lukuisat tiet ja polut risteävät alueella. Pääjärven alueella on Hämeen Järviylängön Ilvesreitti-polkuverkostoa, joten alueella on useita nuotio- ja laavupaikkoja (kts. Ulkoilukartta 2010).



Kallioperän korkeuslukemia sekä maanpinnankorkeus (m)



Kuva 10. Kuvan pistemäiset korkeustiedot ovat kallioperän seismisiä luotaustietoja (Maaperäkartta 1988, 1990), ja niiden mukaan sandurdelta muodostui ympäristöään matalampaan kallioperän altaaseen. Pääjärven syvännealtaan alue erottuu nykyisen järivialtaan ympäristössään violettina alueena.



## 5. AINEISTO JA MENETELMÄT

### 5.1 TOPOGRAFIA- JA MAAPERÄKARTAT

Geomorfologisen työn suunnittelu aloitettiin topografia- ja maaperäkartojen tutkimuksella. Karttojen avulla saatiin käsitys alueen maaperämuodostumista, muodostumien välisistä korkeussuhteista ja jäätikön virtaussuunnasta. Topokarttojen avulla aloitettiin myös deglasiaatiovaiheiden luonnostelu ja maaperäkartat antoivat lisätietoja alueen muodostumista, muodostumien laajuudesta ja pintamaalajien laadusta.

Kallioperässä olevien korkeuserojen havaitsemiseen käytettiin maaperäkartassa olevia seismisiä luotaustietoja, jotka ilmoittavat kallioperän päällä olevan irtomaakerroksen paksuuden. Vähentämällä seisminen luotauslukema topografisen kartan ilmoittamasta maanpinnankorkeudesta saatiin kallioperälle pistemäistä korkeustietoa. Seismisten luotauslukemien lisäksi käytettiin myös kalliopaljastumien pinnankorkeustietoja.

### 5.2 LASERKEILAUSAINIESTO

Työn päämenetelmänä käytettiin Maanmittauslaitoksen laserkeilausainiestoa, koska sen avulla maanpinnan muodoista saadaan aiempaa tarkempaa paikkatietoa.

Vanteen (2008) mukaan laserkeilausainieston avulla alueilta voidaan erottaa hienorakeisten sedimenttien rajat, kalliomaat ja pienet muodostumat. Aineiston avulla voidaan tehdä myös harjujen ja reunamuodostumien geomorfologiaan perustuvat aluerajaukset. Keilauksen avulla muodostumissa olevia

piilokallioalueita on myös mahdollista selvittää, jolloin kairausta, maatutkaa ja seismistä tutkimusta voidaan suunnitella paremmin.

Laserkeilaustekniikka perustuu lentokoneessa olevan keilaimen lähettämiin laserpulsseihin, jotka heijastuvat maanpintaan osuessaan takaisin vastaanottimeen. Pulssien paikannukseen käytetään GPS-laitetta ja lentokoneen kallistuskulmista kertovaa inertialaitetta. Laserpulssin edestakaiseen matkaan käyttämää aikaa mittaamalla ja ottamalla huomioon laserkeilaimen sijainti sekä asento, selvitetään paikan tasosijainti ja korkeus. Yksi laserpulssi voi saada aikaan useita paluukaikuja laserpulssin osuessa useaan kohteeseen ja osa pulsseista tunkeutuu metsäisilläkin alueilla maanpintaan. Paikat ovat nimeltään laserpisteitä ja niiden muodostama joukko on laserpistepilvi (Vilhomaa 2010; Maanmittauslaitos 2011). Yhden laserpulssin läpimitta on maastossa noin 50 cm (Nenonen et al. 2010).

Paikkatietoaineisto kattaa tutkitut alueet tiheästi ja tarkasti, sillä otosten pistetiheys on yksi piste kahta neliometriä kohti. Sijaintitietojen korkeustarkkuus on 15 cm ja tasotarkkuuden keskivirhemahdollisuus on 60 cm. Jokaisella pisteellä on x, y ja z koordinaattitieto ja koordinaatteina käytetään ETRS-TM 35 FIN-järjestelmää (N2000-korkeusjärjestelmä). Maanmittauslaitoksen laserkeilausaineisto on jaettu 3 km x 3 km kokoiisiin karttalehtiin (UTM 35) (PaITuli paikkatietoaineisto 2011).

Aineiston tuottaja luokittelee pistepilvestä esimerkiksi maanpintapisteet, matalan kasvillisuuden, vakavedet, virtaavat vedet, siltapisteet, peittoalueen ja matalat virhepisteet. Luokittelu tehdään Las 2.0-formaatin mukaisesti ja aineiston esitystapa on vektori (Maanmittauslaitos 2011).

Laserkeilaustekniikka ei vaadi toimiakseen auringonvaloa, joten se onnistuu myös yöaikaan. Keilaimen ja maaston välissä ei saa kuitenkaan olla pilviä, sadetta, eikä usvaa, ja maaston tulee olla mahdollisimman paljas. Tiheä aluskasvillisuus, tulvavesi ja paksu lumikerros voivat tuottaa mittaukseen suuria virheitä, koska laserpulssi ei pääse maanpintaan saakka (Vilhomaa 2010).

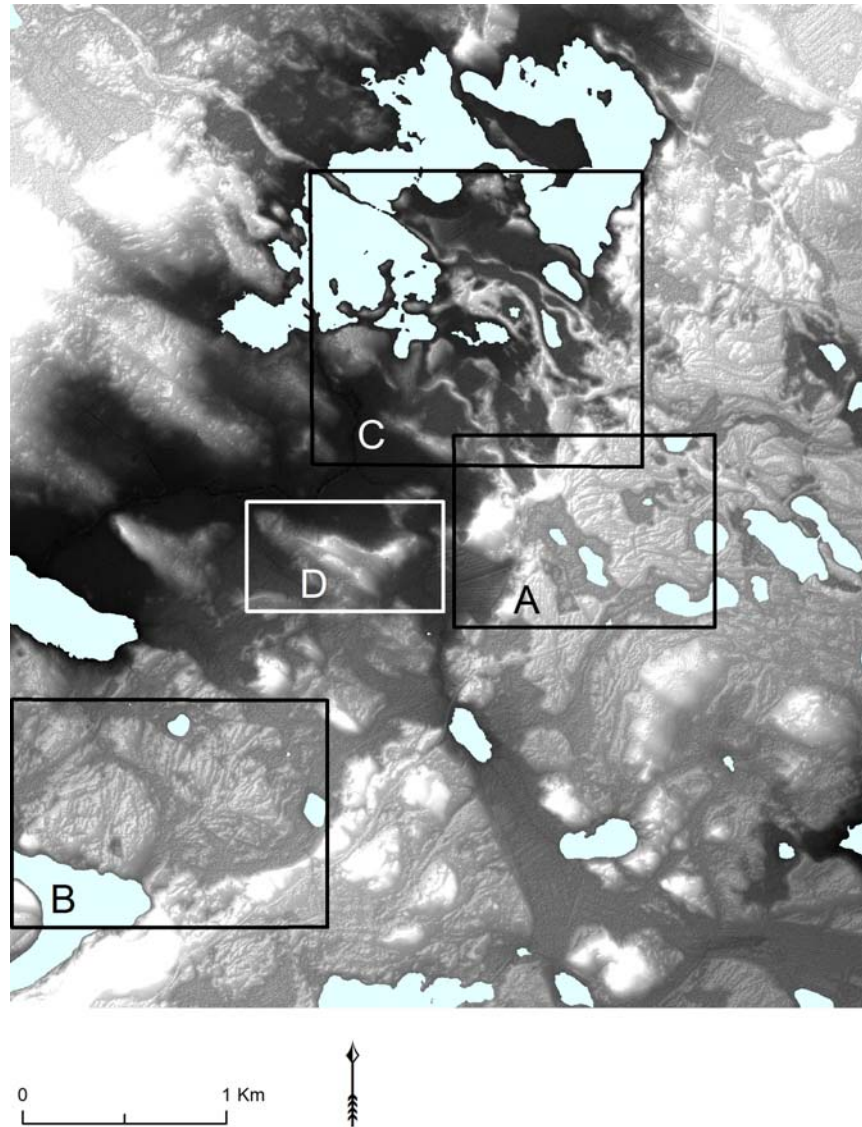
Laserkeilauksen myötä korkeustieto on täsmällisempää kuin aiemmilla menetelmillä saadut tiedot. Suomessa tuotetaan uutta valtakunnallista 2 m korkeusmallia, jonka laatiminen aloitettiin vuonna 2008. Kesällä 2011 aineistoa oli saatavilla vasta osasta Suomen alueita (Maanmittauslaitos 2011).

Laserkeilausaineiston avulla saatiin topografista- ja maaperäkarttaa tarkemmat tiedot muodostumien välisistä korkeuseroista, muodostumien pienenpiirteisyydestä ja laajuudesta. Aineiston avulla tarkentui myös kenttätutkimusta vaativat kohteet. Aineisto saatiin käyttöön internetissä olevan PaI-Tuli-paikkatietopalvelun kautta, jossa on sekä aineiston latauspalvelu, että paikkatiedon tekniset metatiedot.

Aineiston avaamiseen, käsittelyyn ja tarkasteluun käytettiin ESRI:n ArcGIS paikkatieto-ohjelman ArcMap 10- ja ArcScene-sovelluksia. Ensin pistepilvestä erotettiin maanpintaa koskeva luokka. Tämän jälkeen jokainen pistepilven piste erotettiin yksittäiseksi pisteeksi ja vektoriaineisto interpoloitiin, koska aineistossa oli myös pikseleitä jotka eivät sisältäneet informaatiota.

Tämän jälkeen Maanmittauslaitoksen maastotietokannan vesialueita koskeva tiedosto liitettiin kellumaan laserkeilausaineiston päälle ja kuva visualisoitiin väreillä ja varjostuksilla. Visualisointivaiheessa liioiteltiin korkeussuhteita, sillä muodostumien välisten korkeuserojen kasvaessa kuvasta muodostui informatiivisempi. ArcScene-sovelluksella aineisto aukeaa 3D-näkymänä, jolloin kuvaa voidaan kääntää ja muodostumien yksityiskohtiin voidaan tarkentaa kaikista ilmansuunnista.

Työ sisältää useita laserkeilauskuvia, jotka kuvaavat tutkimusaluetta yleisellä tasolla. Näiden lisäksi tuloksissa on tarkempia laserkeilauskuvia, joiden sijainti esitetään indeksikuvana (kuva 11).



Kuva 11. Indeksikuva tarkempien laserkeilauskuvien sijainnista.

### 5.3 KENTTÄTUTKIMUS

Kenttätutkimuksessa huomiota kiinnitettiin erityisesti muodostumien pintamaalajeihin ja koostumukseen. Pintojen karkeutta ja kivisyyttä tutkittiin sekä silmämääräisesti että maaperäpiikin avulla. Lisäksi lapiolla tehtiin pieniä pintamaan pystyleikkauksia tapauskohtaisesti.

Muodostumien päällekkäisyys ja muodostumien väliset kontaktipinnat olivat myös erityisen huomion kohteena, sillä ne ovat avainpaikkoja selvitetä-

essä muodostumien suhteellista syntyäikää. Muodostumien välisten korkeuserojen havaitsemiseen käytettiin Altimetri-laitetta, jonka tarkkuus on +/- yksi metri. Altimetri kalibroitiin korkeuskiintopisteillä asettamalla siihen nollassa.

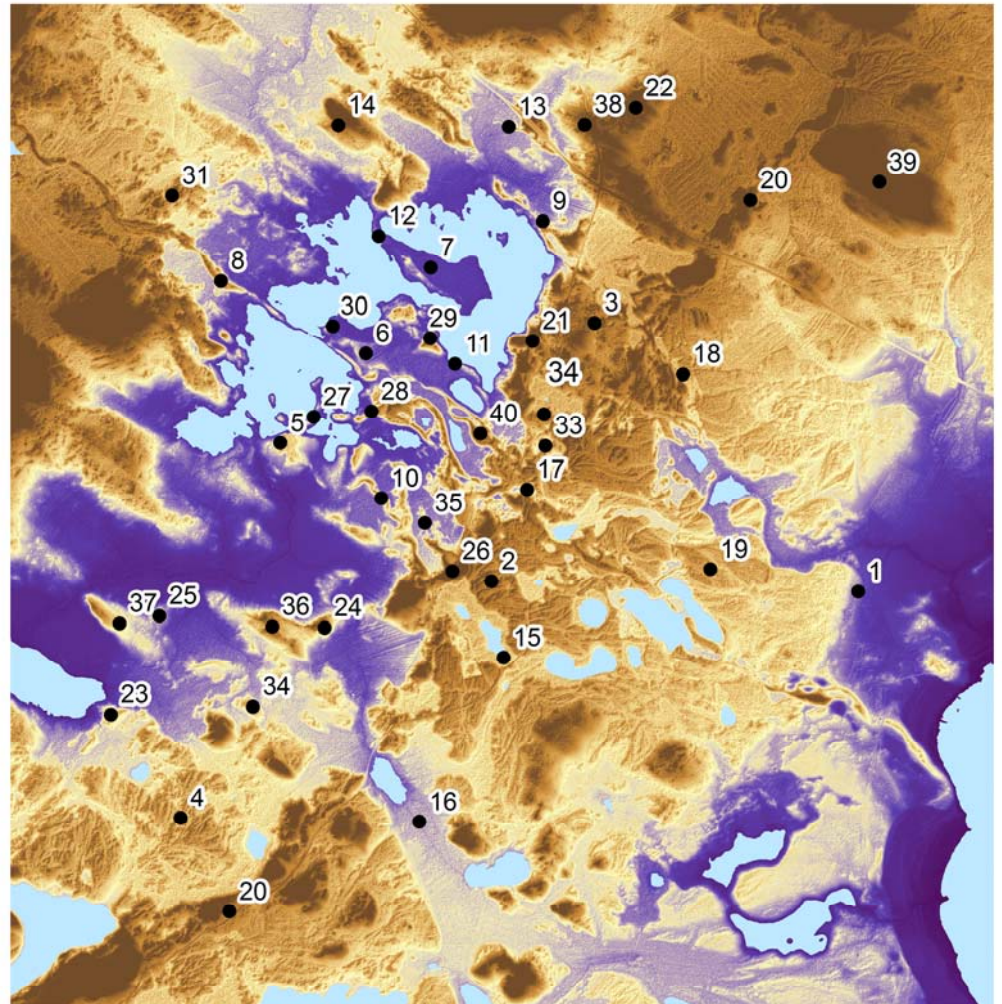
Tutkimuksessa käytettiin Mäkisen & Kajuutin (2006) tekemiä maaperän litofasiesprofiileja Pääjärven jääkielekkeen alueelta. Profiileja on kuudesta 1–2 metrin korkuisesta kaivannosta. Litofasiesprofiili-menetelmällä maaperäkerrokset luokitellaan vertikaalisuunnassa aineskoon ja rakenneominaisuuksien mukaan omiksi yksiköikseen, jolloin kerroksia muodostaneet prosessit voidaan erottaa toisistaan ja muodostumisen historiasta saadaan yksityiskohtaista tietoa.

Tutkimuksessa käytettiin myös Mäkisen & Kajuutin (2006) laatimia klinometriavaatus-profiileja Pääjärven jääkielekkeen muodostamasta puskumoreenista. Profiilin avulla muodostuman ja ympäristön topografista suhdetta voitiin tarkastella yksityiskohtaisemmin.

Muodostumia valikoitui yhteensä 40 kappaletta (kuva 12) ja niiden sijainti tallennettiin GPS-paikantimella. Maaperän korkokuvan ja muodostumien luokittelussa käytettiin Suomen kartaston geomorfologisen kartoituksen ohjeita. Muodostumat luokiteltiin glasifluviaaleihin, glasigeenisiin ja syvään veteen/rantavyöhykkeeseen syntyneisiin muodostumiin (vrt. Alalammi 1986), ja alueesta laadittiin geomorfologinen kartta, joka on liitteenä työn lopussa. Geomorfologisen kartan pohjana on käytetty Geologisen tutkimuskeskuksen digitaalista maaperäkarttapohjaa, joten kaikki kartan digitoinnit eivät ole itse tehtyjä (liite 1).

Kaikki työssä käytetyt valokuvat ovat omia, ja Pääjärven alueen deglasiaatiohistoriaa kuvaava neljän puuväripiirroksen sarja on piirretty itse.

## 6. TULOKSET



Kuva 12. Pääjärven alueelta tutkittiin 40 muodostumaa. Tutkimuspisteistä on lista seuraavalla sivulla.

- |   |                               |
|---|-------------------------------|
| 1. sandurin distaaliluisika ja Yoldiameren muinaisranta | 19. sorasärkkä                |
| 2. Vaunumäen sanduripinta                               | 20. Pernunharjun päätemoreeni |
| 3. Pääjärven sanduripinta                               | 21. Pääjärven päätemoreeni    |
| 4. Vähä-Ilmetyn sanduripinta                            | 22. Sikopiirin päätemoreeni   |
| 5. Koskimäen sub-akvaattinen viuhka                     | 23. Vähä-Ilmetyn päätemoreeni |
| 6. Kynnysniemen sub-akvaattinen viuhka                  | 24. päätemoreeni              |
| 7. Kiilinsaaren sub-akvaattinen viuhka                  | 25. päätemoreeni              |
| 8. Kynnysnarju  | 26. Vaunumäen päätemoreeni    |
| 9. Säipänharju  | 27. päätemoreeni              |
| 10. harju   | 28. päätemoreeni              |
| 11. harju   | 29. päätemoreeni              |
| 12. harju   | 30. päätemoreeni              |
| 13. harju   | 31. Marjasuon päätemoreeni    |
| 14. kameterassi   | 32. Väärämäen puskumoreeni    |
| 15. Vaunumäen glasifluviaalinen sulavesiuoma            | 33. puskumoreeneja            |
| 16. Viiverinsuon glasifluviaalinen sulavesiuoma         | 34. kumpumoreeni              |
| 17. Kynnysnarjun glasifluviaalinen sulavesiuoma         | 35. pienet railomoreenit      |
| 18. Säipänharjun glasifluviaalinen sulavesiuoma         | 36. drumliini                 |
|   | 37. Majamäenharjun drumliini  |
|   | 38. Sikopiirin drumliini      |
|   | 39. Sillanpäänmäen drumliini  |
|   | 40. Kynnysnarjun harjusuppa   |

## 6.1 SYVÄÄN VETEEN JA RANTAVYÖHYKKEESEEN SYNTYNEET MUODOSTUMAT

Pääjärven syvänealtaan alueen savi- ja silttipinnat muodostuivat syvään veteen jossa vedenvirtaus oli rauhallista. Syvänealtaan lisäksi tutkimusalueella on myös Yoldiameren veden alle muodostunutta deltaosaa, joka koostuu savesta ja siltistä. Nämä hienot maalajit erottavat deltan sen viereisestä sanduripinnasta, joka koostuu hiekasta ja sorasta. Erilaisten maalajien lisäksi

sanduripintaa ja deltaosaa erottaa myös jyrkähkö distaaliluiska, joka on aaltovoimien muokkaama ja tutkimusalueen viimeistä muinaisrantaa. Distaaliluiska laskee 125 m korkeudesta useita metrejä alaspäin deltatasolle. Vedenpinnankorkeus ylsi luiskan muodostuessa noin 125 m korkeudelle. Tutkimuspiste 1 sijaitsee sandurilla kahdenkymmenen metrin päässä distaaliluiskalta.

## 6.2 GLASIFLUVIAALISET MUODOSTUMAT

### 6.2.1 SANDURDELTA

Pääjärven sandurdelta voidaan jakaa kahteen osaan, vedenpinnan alapuolelle muodostuneeseen deltaan ja vedenpinnan yläpuolelle muodostuneeseen sanduriin. Sanduriosa ulottuu noin kahden kilometrin päähän Pääjärven rannalta kaakkoon sandurin distaaliluiskalle. Maizelsin (2002: 288) mukaan sandurin distaalin jyrkät rinteet ilmaisevat vesirajan, jossa myös rantavoimat muokkaavat rinnettä.

Leveä sulavesiuoma päättyy distaaliluiskaan, jossa uoman pohja ei kuitenkaan ulotu deltan tasopinnalle vaan jää sitä hieman ylemmäksi. Huggettin (2007: 222–228) mukaan jokiuomat virtaavat alimmillaan vesialtaan vedenpinnantasolla, eli Yoldiameren vedenpinnankorkeus saattoi olla glasifluviaalin sulavesiuoman viimeisessä toimintavaiheessa vielä 125 m pintaakin matalammalla.

Sandurin proksimaaliosan ja distaaliosan sedimenttikoostumus eroaa selvästi toisistaan (kuva 13). Aines on kummallakin alueella hyvin pyöristynyttä, mutta jäätikkökontaktin lähellä aines sisältää useita raekokoja hiesusta hyvin pyöristyneisiin pieniin ja isoihin kiviin (kivet 600–60 mm).

Aivan distaaliluiskan lähellä olevalla alueella aines on taas huomattavasti hienompaa, sillä tutkimuspisteen suurinkaan raekoko ei ylitä geoteknisen



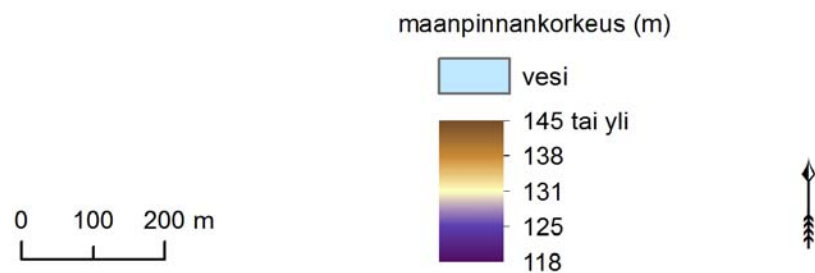
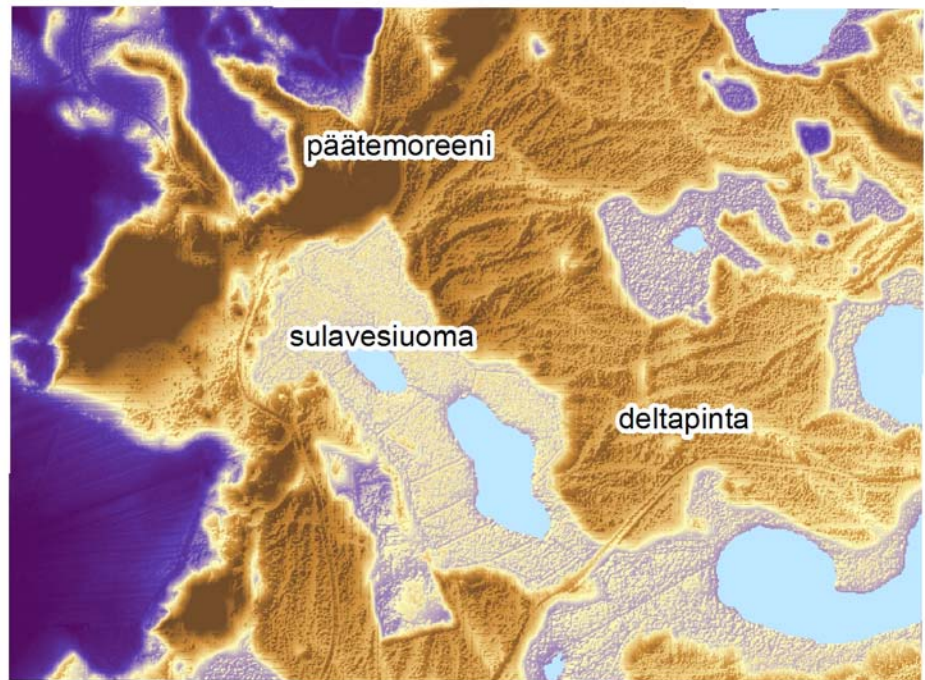
maalajiluokituksen keskisoralle asetettua 20–6 mm luokkaa (kts. Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007: 37) (tutkimuspiste 1).

Vaunumäen sanduripinta on korkeimpia tutkimusalueen sanduripinnoista, sillä se muodostui jäätikkökontaktissa yli 130 m korkeudelle. Sulavesien virtaus tapahtui sekä leveään glasifluviaalin sulavesiuoman kautta että lukuisien sandurin pintaa leikkaavien pienempien sulavesiuomien kautta.

Sanduripinnalle muodostui kaareva päätemoreenimuodostuma kun jääkieleke eteni sandurille deglasiaation myöhemmässä vaiheessa. Tämä tapahtuma katkaisi sulavesiuoman, sekä jätti sandurille moreenia ja siirtolohkareita päätemoreenin proksimaalipuolelle (tutkimuspiste 2) (kuvat 14 ja 15).



Kuva 13. Sanduriosan aineskoostumus vaihtelee veden virtausvoiman mukaan. Vasen kuva on sandurin distaaliluiskan läheltä, jossa pintasedimentin suurimmat partikkelit ovat läpimitaltaan alle 2 cm raekokoluokkaa (tutkimuspiste 1). Jäätikkökontaktin lähellä pintamaa koostuu myös isoista hyvin pyöristyneistä kivistä (tutkimuspiste 17). Mittatikku on 35 cm pituinen



Kuva 14. Vaunumäen sanduripintaa leikkaa leveä glasifluviaalinen sulavesiuoma. Jääkielekke eteni sanduripinnalle deglasiation myöhemmässä vaiheessa, ja sandurille muodostui kaareva päätemoreenimuodostuma, joka myös katkaisi sulavesiuoman. Sandurin tasopinnalla on vedenvirtauksen aiheuttamia pieniä sulavesiuomia. Indeksikartan kuva A.

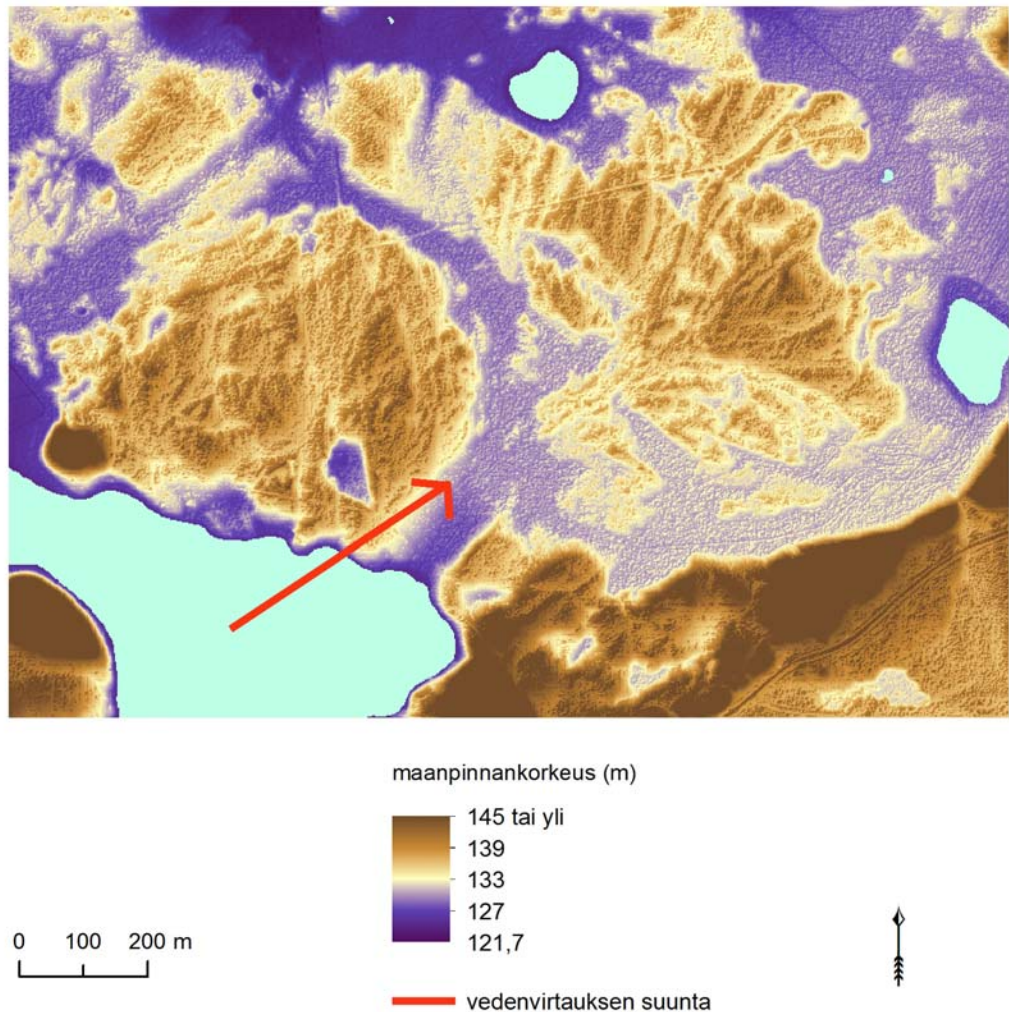
Myös Pääjärven kaakkoispuolella olevalla Pääjärven sanduripinnalla on merkkejä jääkielekkeen etenemisestä, sillä tapahtumasta jäi jälkeen päätemoreenimuodostumia sekä suuria kivenlohkareita. Jäätikön uudelleen virtaaminen alueelle näkyy laserkeilausaineistossa selvästi ns. Pääjärven jääkielekkeen alueella. Pääjärven sanduripinta muodostui 130 m korkeuteen (tutkimuspiste 3).



Kuva 15. Jääkieleke eteni Vaunumäellä aiemmin muodostuneelle sanduripinnalle. Tapah-  
tuma jätti jälkeensä moreenia ja siirtolohkareita glasifluviaaleista sedimenteistä koostuval-  
le pinnalle.

Vähä-Ilmetyn sanduripinta sijaitsee Pernunharjun proksimaalipuolella, ja sen pinta ulottuu 127,5 m korkeudelle. Laserkeilauskuvan mukaan jäätikön sulavedet virtasivat Pernunjärven suunnasta deltan kerrostumisen viimeisessä vaiheessa.

Laserkeilausaineisto tukee hyvin myös Mäkisen & Palmun (2008) ajatusta Pernunjärven länsipuolelta purkautumaan lähteneiden jäätikön sulavesien purkautumissuunnasta. Heidän mukaansa sulavedet purkautuivat Pernunjärven kautta itään päin, ja tämä yksityiskohta voidaan laserkeilausaineiston avulla vahvistaa (tutkimuspiste 4) (kuva 16).



Kuva 16. Jäätikön sulavedet virtasivat Pernunjärven suunnasta Vähä-Ilmetyrjän sanduripinnalle sedimenttien kerrostumisen viimeisessä vaiheessa. Indeksikartan kuva B.

### 6.2.2 SUB-AKVAATTISET VIUHKAMUODOSTUMAT

Pääjärven syvänealtaaseen muodostui kolme sub-akvaattista viuhkam muodostumaa tasaisin välimatkoin toisiinsa nähden. Viuhkat ovat pieniä deltoja, jotka kehittyivät samaan jäätikön reuna-asemaan. Niiden etäisyys Pernunharjun päätemoreeniin on sama, ja kaikkien viuhkojen pinnat yltyvät noin

120 m korkeuteen. Viuhkojen pinnat ovat lohkarieettomia, eli jäätikön reuna ei edennyt niiden päälle pintojen muodostumisen jälkeen (kuva 17).

Koskimäen sub-akvaattisen viuhkan proksimaalisivu sekä itäpuolinen sivuseinä ovat jyrkkiä. Viuhkan pinta laskee loivasti distaalin suuntaan. Maaperäkartan mukaan muodostuma on hiekkaa. Viuhkan proksimaalisivu on kontaktissa Pitkäniemen kaarimaiseen päätemoreenimuodostumaan, eli viuhka muodostui jääkontaktissa (tutkimuspiste 5).

Kynnysniemen sub-akvaattinen viuhka muodostui Kynnysharjun yhteyteen. Viuhkan itäpuolinen sivu on jyrkkä ja muodostuma koostuu maaperäkartan mukaan siltistä (tutkimuspiste 6).

Kiilinsaaren sub-akvaattinen viuhka on myös jyrkkäseinäinen ja sitä on käytetty soranottamiseen. Soranoton vuoksi muodostumassa on vertikaalileikkaus, joka sopii tarkempaan sedimentologisiin tutkimuksiin (tutkimuspiste 7).

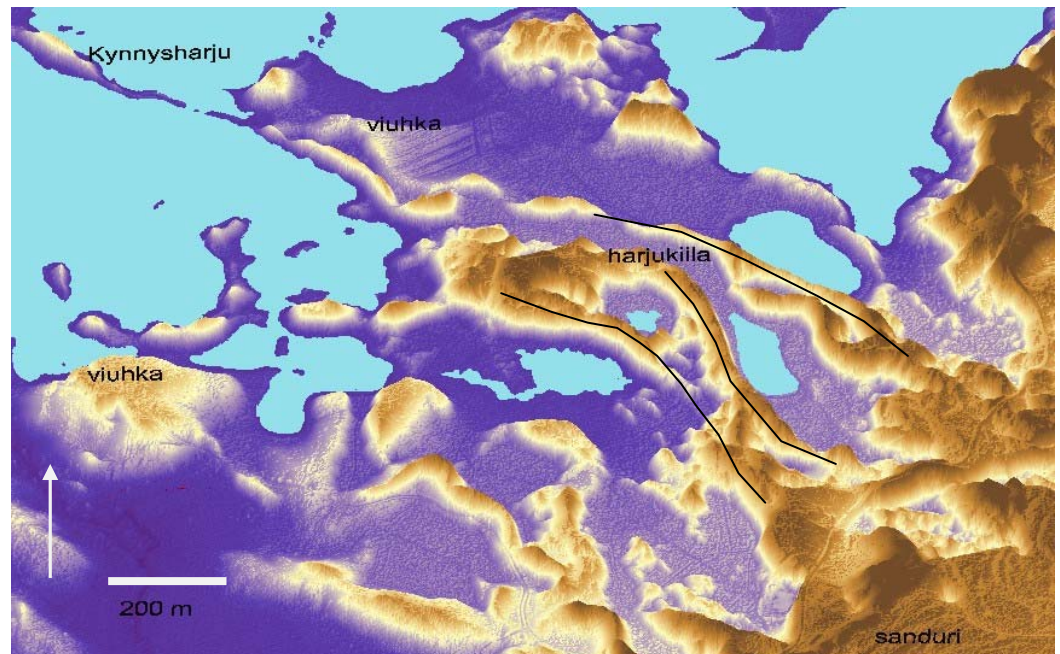
### 6.2.3 HARJUT

Kynnysharju toimi yhtenä sandurin syöttöharjuna. Harju kulkee tutkimusalueen poikki luode–kaakko suuntaisesti, ja sen kulku jatkuu Pernunnummen jälkeen Kaartjärven kaakkoispuolella (tutkimuspiste 8). Harjun pinta koostuu sorasta, mutta harjussa oleva suppa paljastaa karkeamman ydinaineksen, joka koostuu isoista kivistä. Harjusuppa sijaitsee lähellä Kynnysharjun ja sandurin kontaktipistettä (tutkimuspiste 15).

Isot kivet kasaantuivat harjuun kovan hydrostaattisen paineen alaisena, koska rauhallinen vedenvirtaus ei voi liikuttaa isoja kiviä. Kynnysharjussa on muitakin osia, jotka ovat todisteena harjun muodostumisesta tunnelissa ja kovassa veden paineessa. Parin kilometrin päässä Pääjärveltä luoteeseen olevalla Isonpahkankalliolla on kiviputous, joka muodostui ylämäkeen ka-

sautuneista suurista lohkareista. Kalliopinta on myös huuhtoutunut harjun kulkusuunnassa, ja sen pinnalla on suuria lohkareita.

Kynnysharjulla on useita, miltei emoharjun kokoisia tytäharjuja Kynnysharjussa Pääjärven syvänteeltään alueella. Tytäharjujen täyttämää aluetta nimitetään tässä työssä Kynnysharjun harjukiilaksi, sillä tytäharjut leviävät alueella Kynnysharjusta kiilamaisesti ulospäin. Harjukiila ulottuu lähelle Pernunharjun päätemoreenia ja se muodostui haurastuneessa jäätikön reunassa.



Kuva 17. Kynnysharjun harjukiila koostuu useasta tytäharjusta, jotka muodostuivat haurastuneeseen jäätikön reunan. Kuvaan on nimetty myös Koskimäen ja Kynnysharjun subakvaattiset viuhkat, jotka ovat pieniä deltamuodostumia. 3D-kuvan korkeuseroja on liioiteltu. Indeksikartan kuva C.

Pääjärven pohjoispuolella kulkeva Säipänharju on nimetty työssä harjun vieressä olevan Säipänsuon mukaan. Säipänharjun muodostuma alkaa luoteesta hieman ennen Pääjärven syvänteeltään ja sen kulku jatkuu sanduri-

pinnalle saakka (tutkimuspiste 9). Syvänealtaan alueella on useita muitakin harjunpätkiä, joiden perusteella altaan alueella virtasi paljon sulavesiä. Harjujen muodoissa on jyrkkiä mutkia, joten ne muodostuivat todennäköisesti jäätikön railoihin (tutkimuspisteet 10, 11, 12 ja 13).

#### 6.2.4 KAMETERASSI

Kiilinsaaren sub-akvaattiseen viuhkaan ulottuvan harjun eteläpuolisella rinteellä on kameterassi (tutkimuspiste 14). Terassi koostuu hienosta siltistä ja se saattoi muodostua jään ja harjun väliseen railoon.

#### 6.2.5 GLASIFLUVIAALISET SULAVESIUOMAT

Vaunumäen glasifluviaalisen sulavesiuoman leveys on Pernunharjun päätemoreenin kohdalla kymmeniä metrejä. Sen pohjan korkeus on altimetrin mukaan 125 metrissä ja pohjaa peittää saraturvekerros. Jäätikön sulavedet ovat kuluttaneet uoman pohjan useita metrejä sanduripintaa alemmaksi. Uomassa on useita lampia, jotka ovat saattaneet muodostua jäälohkareiden jättämiin suppakuoppiin. Sulavesiuoma on katkennut myöhemmässä deglasiaatiovaiheessa jääkielekkeen muodostaman päätemoreenin takia. Päätemoreenin, uoman sekä sandurin kontaktipinnat ovat jyrkkiä (tutkimuspiste 15) (kuvat 18 ja 19). Vaunumäen sulavesiuoma yhtyy Viiverinsuolta tulevaan glasifluviaaliseen sulavesiuomaan (tutkimuspiste 16).

Kynnysharjun vierellä on myös glasifluviaalinen sulavesiuoma, joka on muodostunut myös useita metrejä sandurin pinnan alapuolelle. Uomassa on sorasärkkiä (gravel bar). Uoman perustaso on noin 124 m altimetri-laitteen mukaan. Pernuharjun päätemoreenin välittömässä läheisyydessä uoman pohja sekä sen ympäristö koostuu hyvin pyörityneistä ja läpimitaltaan n. 20 cm kokoisista kivistä joiden seassa on runsaasti hienoainesta. Päätemoreenimuodostuma katkaisi Kynnysharjun sulavesiuoman deglasiaation myöhemmässä vaiheessa (tutkimuspiste 17) (kuva 20).



Kuvat 18 ja 19. Vaunumäen glasifluviaalinen sulavesiuoma leikkaa sandurin pintaa muuttaman metrin syvyydeltä. Alemmassa kuvassa näkyy päätemoreeni, joka katkaisi sulavesiuoman deglasiation myöhemmässä vaiheessa. Uoman pohjaa peittää saraturve.





Kuva 20. Kynnysharjun glasifluviaalisessa sulavesiuomassa on sorasärkkiä, sillä se muodostui runsaassa vedenvirtauksessa, jonka mukana kulki runsas sedimenttikuorma.

Säipänharjun vierellä on myös glasifluviaalinen sulavesiuoma, ja se yhtyy Kynnysharjulta tulevaan sulavesiuomaan (tutkimuspiste 18). Säipänharjun kylki on osittain hyvin huuhtoutunut vedenvirtauksen johdosta (kuva 21).

Erilaiset sorasärkkämuodostumat kertovat veden kuljetus- ja virtausvoiman vaihtelusta tutkimusalueella. Lähellä jäätikön reunaa muodostui syvässä ja kapeassa sulavesiuomassa korkeita ja jyrkkiä sorasärkkiä. Ne koostuvat halkaisijaltaan 20–30 cm kivistä, ja kivien seassa on runsaasti hienoainesta (tutkimuspiste 17). Kalattomanlammien pohjoispuolella on sen sijaan kaksi laakeaa ja matalaa sorasärkkämuodostumaa. Nämä sorasärkät muodostuivat rauhallisempaan vedenvirtaukseen ja niiden pinta-aines koostuu jäätikkökontaktissa muodostuneeseen särkkään verrattuna hienommista sedimenteistä (tutkimuspiste 19).



Kuva 21. Säipänharjun kylki on hyvin huuhtoutunut glasifluviaalisen sulavesiuoman puolelta.

## 6.3 GLASIGEENISET MUODOSTUMAT

### 6.3.1 POHJAMOREENI

Moreenipeitteiset alueet ovat epäsäännöllisesti kumpuilevan pohjamoreenin peitossa. Tässä työssä moreenin laatua ei tutkittu tarkemmin ja geomorfologisen kartan pohjamoreenialueet määräytyivät Geologian tutkimuskeskuksen digitaalisen maaperäkartan mukaan.

### 6.3.2 PÄÄJÄRVEN SYVÄNNEALLAS

Jäätikkö virtasi Pääjärvellä kallioperätietojen mukaan alamäkeen (Maaperäkarta 1988, 1990). Jään reuna teki edestakaista liikettä ja reunaan muodostui ympäristöönsä matalampi Pääjärven syväneallas (over-deepened basin).

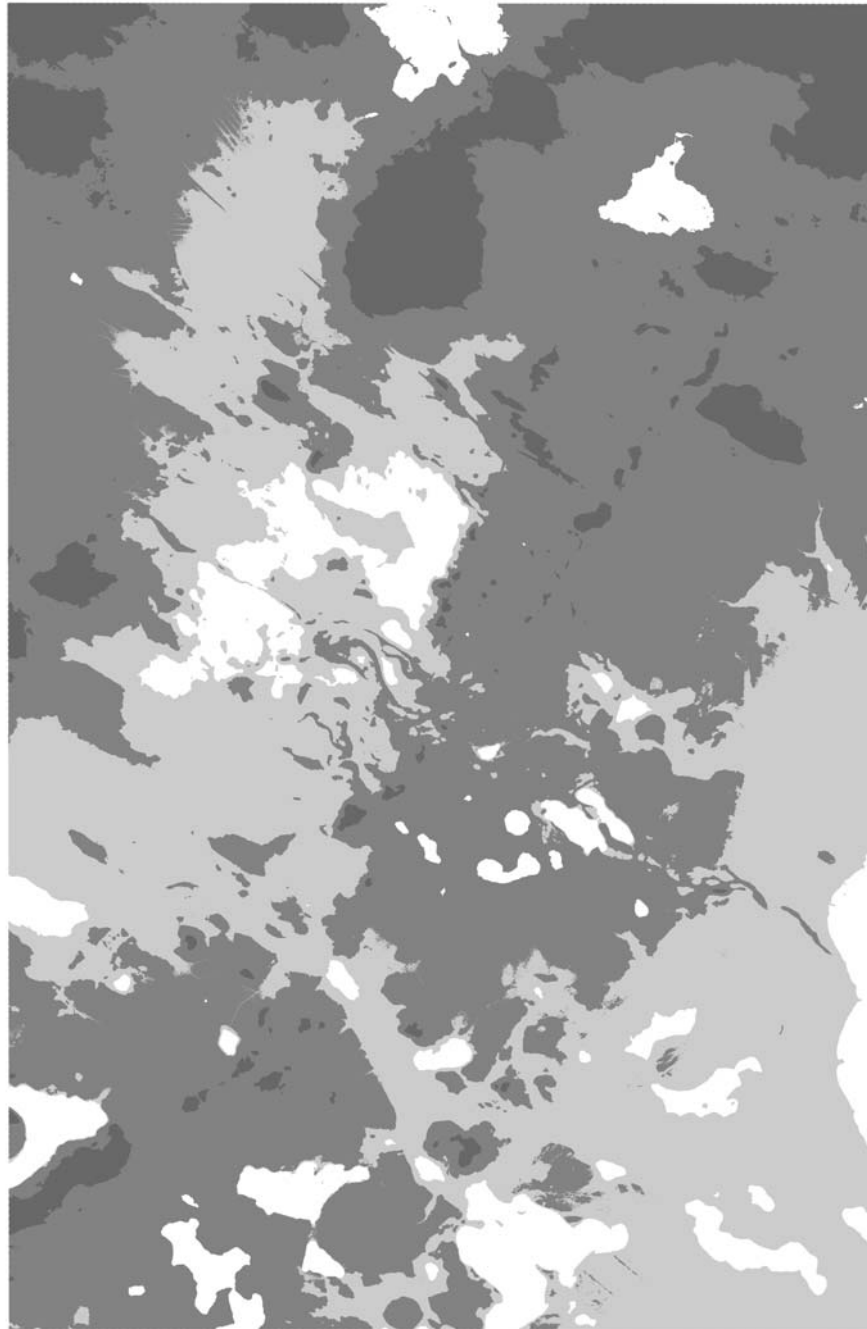
Syvännealtaasta erodoitunut aines kasaantui altaan reunaan Pernunharjun ja Pääjärven päätemoreeneiksi, sekä useiksi pienemmiksi päätemoreeneiksi.

Vastaavaa jäätikön syväneallas-kulutusta on esimerkiksi Huippuvuorten Holströmbreenin reuna-asemassa, jossa syvänealtaan eteen on laskostunut useita puskumoreenikerroksia yli kilometrin pituiseksi vyöhykkeeksi. Itse syväneallas on alle kilometrin pituinen (Boulton et al. 1989).

Pääjärven syvänealtaalla oli jäätikön reunan perääntyessä nykyistä Pääjärveä laajempi proglasiaalijärvivaihe. Pääjärven vedenpinta pinta ulottui silloin nykyisen 117,6 m sijaan 125 m korkeudelle. Laserkeilausaineiston korkeusarvoja luokittelemalla ja erottamalla alle 125 m korkeudella olevat maa-alueet vesialueiksi, saadaan proglasiaalijärven peittävyys ja muinaisrannat esille. Korkeusluokituksen mukaiset alueet täsmäävät hyvin maaperäkartan alueluokituksen kanssa, sillä vedenpinnan alle jääneet alueet ovat nykyisin savi-, siltti- ja suoalueita. Proglasiaalijärvi saattoi laskea Yoldiamereen Viiverinsuon glasifluviaalisen sulavesiuoman kautta (kuva 22).

Syvänealtaat keräävät järvisedimenttejä Rea & Evansin (2005: 424) mukaan. Haavisto-Hyvärisen & Kutvosen (2007: 29) mukaan hiesua ja silttiä sisältävän saven kerrostuminen vaatii vähintään 10–20 metrin syvyisen vesialtaan.

Nykyinen Pääjärvi sai siis muotonsa useiden vaiheiden kautta. Sen muodostumista on pohdittu myös aiemmissa tutkimuksissa. Virkkalan (1963: 51) mukaan Pääjärvi muodostui jääkielekkeen täyttäessä altaan ja jään sulaessa paikoilleen. Hänen mukaansa myös Pernunjärven syntyprosessi saattaa olla samanlainen. Myös Glückertin (1977: 86) mukaan järvioltaan muodostuminen deltan yhteyteen voi johtua siitä, että jääkieleke on pitkään paikallaan.



Yoldiameren ja Pääjärven syvännealtaan vedenpinnankorkeus 125 metrissä



Kuva 22. Pääjärven syvännealtaan alue keräsi jäätikön sulavesiä ja alueelle muodostui proglasiaalijärvi. Järven ja Yoldiameren vedenpinta ylsi noin 125 m korkeudelle, ja järvi laski Viiverinsuon sulavesiuoman kautta Yoldiamereen.

Jäätikön reunan syväneallas-teorian, sekä laserkeilausaineiston perusteella nykyinen Pääjärvi muodostui laajemman jäätikön reunan liikkeen kautta, kuin pelkän paikallisen jääkielekkeen vaikutuksesta, sillä reunassa oli jäätikön liikkeen aikaansaamaa kulutusta nykyistä Pääjärveä suuremmalla alueella.

### 6.3.3 PÄÄTEMOREENIT JA PUSKUMOREENIT

Tutkimusalueen päätemoreeniselänteet erottuvat lohkareisuudellaan ympäristöstä. Niiden asento on yleensä jäätikön alueellisen perääntymissuunnan mukainen, eli muodostuman proksimaalisivu osoittaa luoteeseen. Alueella on myös moreenimuodostumia, joiden proksimaalisivu osoittaa pohjoiseen. Tästä päätellen jäätikön reunan rakenne muuttui deglasiation edetessä ja jää virtaisi aiempaa pienempien jääkielekkeiden kautta.

Pernunharjun päätemoreeniselänne ulottuu tutkimusalueen poikki. Sen yhtenäisyys kuitenkin vaihtelee, sillä se on paikoitellen hyvin huomaamaton ja koostuu lyhyistä selänteistä. Pernunharju on kookkain alueen päätemoreeneista ja sen proksimaalisivu osoittaa alueella luoteeseen (tutkimuspiste 20).

Pernunharju muodostui Mäkisen & Palmun (2008) mukaan luoteesta virranneen jääkielekkeen eteen Tammela–Loppi harjun pohjoispuolella. Heidän mukaansa Pernunharjussa on sekä vedenpinnan alapuolelle että yläpuolelle jääneitä osia, ja sen korkeimmat pinnat yltävät jopa 160 m korkeuteen.

Pääjärven alue muodostui Pernunharjun päätemoreenin muodon perusteella todennäköisesti saman jäätikön alakielekkeen reuna-asemaan kuin Mäkisen ja Palmun tutkima Pernunnummen läntinen osa.

Pääjärven päätemoreenimuodostuma sijaitsee Pääjärvialtaan kaakkoiskulmassa. Muodostuma on yli 500 m pituinen ja sen jyrkkä luoteeseen osoittava proksimaalisivu muodostui Pääjärven syvänealtaan reunaan (tutkimuspiste 21). Päätemoreeni jatkuu koillisen suunnassa Sikopiirin päätemoreeniin, joka muodostui samaan jäätikön reuna-asemaan (tutkimuspiste 22).

Vähä-Ilmetyn järven kaakkoispuolella on päätemoreeni, jonka jyrkkä ja lohkareinen proksimaalisivu osoittaa luoteen sijasta pohjoiseen (tutkimuspiste 23). Poikkeava-asentoisia päätemoreeniselännteitä on myös Pääjärven kylän kaakkoispuolella, jossa drumliinin kylkeen nojaa kaksi päätemoreeniselännettä. Uloin päätemoreeneista on kaarevan muotoinen ja muodostuman proksimaalisivu on hyvin jyrkkä. Sen pinta koostuu siltistä, ja pinnalla on lisäksi suuria moreenilohkareita (tutkimuspiste 24).

Toinen drumliinin kanssa kontaktissa oleva päätemoreeni on Majamäenharjulla (tutkimuspiste 25). Maaperäkartan mukaan muodostuma ei ole reuna-muodostuma, mutta kenttähavaintojen mukaan sen pinta on lohkareinen ja muodostuman suuntaus poikkeaa drumliinin suuntauksesta.

Päätemoreeneita on edellä mainittujen lisäksi myös tutkimuspisteissä 26, 27, 28, 29, 30 ja 31. Pääjärven syvännealtaaseen ja sen edustalle muodostui useita päätemoreeneja. Glückertin (1977: 85) ja Aartolahden (1995: 50) mukaan kysymys on kuitenkin tavallisesta ilmiöstä, sillä Suomen reuna-muodostumissa on usein monta erillistä reuna-asemaa.

Päätemoreeni voi kerrostua jäätikön edestakaisen liikkeen seurauksena, mutta puskumoreenit muodostuvat yhden jäätikön etenemisliikkeen aikana. Väärämäen puskumoreeni koostuu suurista lohkareista, ja sen proksimaalisivu osoittaa pohjoiseen (tutkimuspiste 32) (kuva 23; profiili B kuvassa 25).

Väärämäen puskumoreenin vieressä on ryhmä puskumoreeneja, jotka koostuvat löyhästi kerrostuneista sandurdeltan sedimenteistä ja moreenilohkareista (tutkimuspiste 33). Puskumoreenien jäätikönpuoleiset proksimaalisivut ovat loivia verrattuna jyrkkiin distaalisivuihin (kuva 24).



Kuva 23. Väärämäen puskumoreeni muodostui Pääjärven jääkielekkeen sivulle.



Kuva 24. Puskumoreeni muodostui yhden jäätikön etenemisliikkeen seurauksena. Muodostuman jäätikön puoleinen proksimaalisivu (oikealla) on loivempi kuin distaalisivu.

Jäätikön reuna-asemassa jäätikön kielekkeisyys on tavallista, sillä reunan sulaminen noudattaa aiempia kallioperä- ja muodostumapintoja. Jäätikön reuna ohenee deglasiation edetessä ja sulaminen tapahtuu ensimmäisenä korkeimmalle kohoavien muodostumien päältä. Jää sulaa drumliinien ja harjujen päältä muuta aluetta nopeammin, mikä johtaa reunan aaltomaiseen, kielekemäiseen muotoon (Peter Johansson, suullinen tiedonanto 10.12.2010).

Poikkeavasuuntaisten pääte- ja puskumoreenien, sekä sanduripinnoilla olevan moreenin perusteella Pääjärvellä ja Vaunumäellä jäätikön kielekkeet etenivät aiemmin muodostuneelle sandurdeltapinnalle (kuva 25). Tapahtuma ei ole Strömbergin (2005) mukaan tavallisesta poikkeava, sillä jäätikön reunassa tapahtui pientä liikettä siitä huolimatta, että Kolmannen Salpausselän muodostumisvaiheessa ei tapahtunut merkittävää jäätikön reuna-aseman uudelleen etenemistä. Myös Hyypän (1951) mukaan jäätikön reunassa tapahtui etenemistä, joista jäi myös moreeneja deltapinnoille.

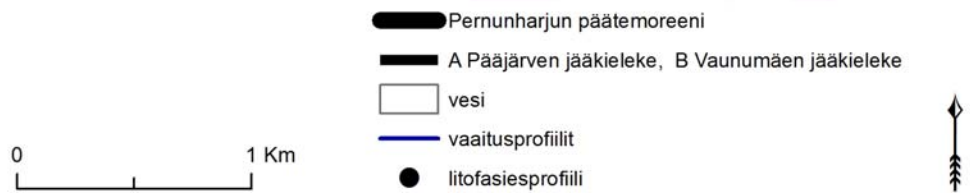
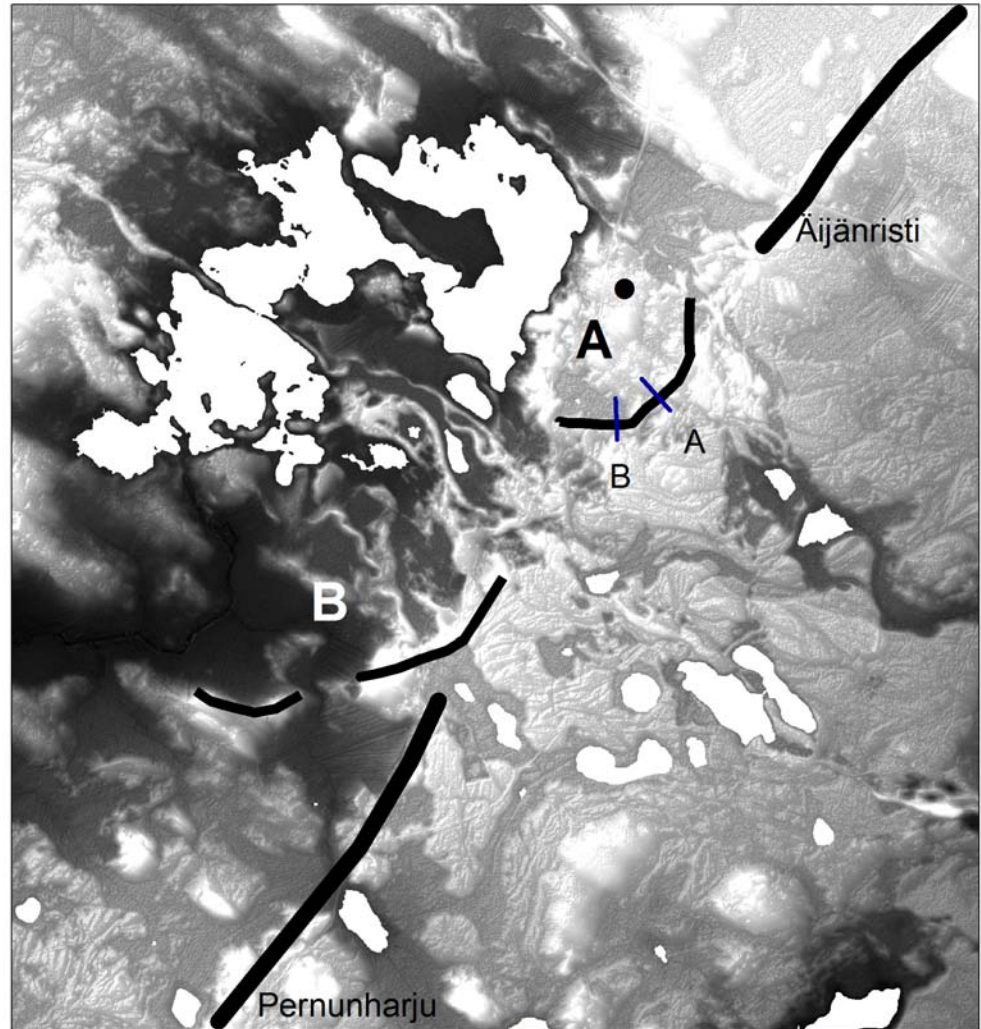
Virkkala (1963: 51) mainitsee tutkimuksessaan ensimmäisenä Pääjärven itäpuolella olevan deltapinnan, jonka rakenteessa on deformaatiota, ja jonka pinnalla on moreenia sekä moreenisisältöisiä kumpareita. Hänen mukaansa jääkieleke sulii deltapinnalla paikalleen eli muuttui kuolleeksi jääksi.

Mäkisen ja Kajuutin suullisen tiedonannon (6.5.2010) mukaan pienehkö jääkieleke eteni deltapinnalle Pääjärvellä. Heidän mukaan jääkieleke rajautui Väärämäen puskumoreenin sekä Säipänharjun ja Pernunharjun päätmoreenin väliselle alueelle. Alueen kolmessa kumpumoreenissa on piirteitä jääkielekkeen ylivirtauksesta ja jääkielekkeen puskeminen näkyy myös klinometriprofiilissa, jonka mukaan muodostuman jäätikönpuoleinen proksimaalisivu on jyrkkä (kuva 26).

Pääjärven jääkielekkeen laajuus on vielä epäselvää, sillä kieleke saattoi olla Mäkisen ja Kajuutin ehdottamaa leveämpi. Säipänharju on nimittäin osittain tuhoutunut Pääjärven päätmoreenin ja Pernunharjun päätmoreenin väliseltä alueelta, ja Sikopiirin päätmoreenin distaalipuolella on tapahtunut jäätikön ylivirtausta laserkeilausaineiston mukaan. Pääjärven jääkieleke saattoi



siis ylittää Sikopiirille saakka tai Sikopiirillä oli toinen jääkieleke, jonka reuna-asema eteni myös uudelleen.



Kuva 25. Pernunharjun päätemoreeni jatkuu Äijänristiltä koilliseen. Melko yhtenäisten päätemoreeniselänteiden välillä päätemoreeni on katkonaisempi ja se koostuu matalammista selänteistä, sillä Pääjärven sekä Vaunumäen jääkielekkeet etenivät sandurdeltapinnalle. Pääjärven jääkielekkeen puskumoreenissa olevat lyhyet viivat kuvaavat klinometrivaaitusprofiilien sijaintia, ja musta piste on kuvassa 27 olevan litofasiesprofiilin sijaintipiste.

Mäkisen ja Kajuutin (2006) neljässä jääkielekkeen alueelta tehdyssä litofasiesprofiilissa on moreenipinta ainakin 75 cm syvyyteen saakka, joten alueen viimeisin kerrostuminen tapahtui glasigeenisesti.

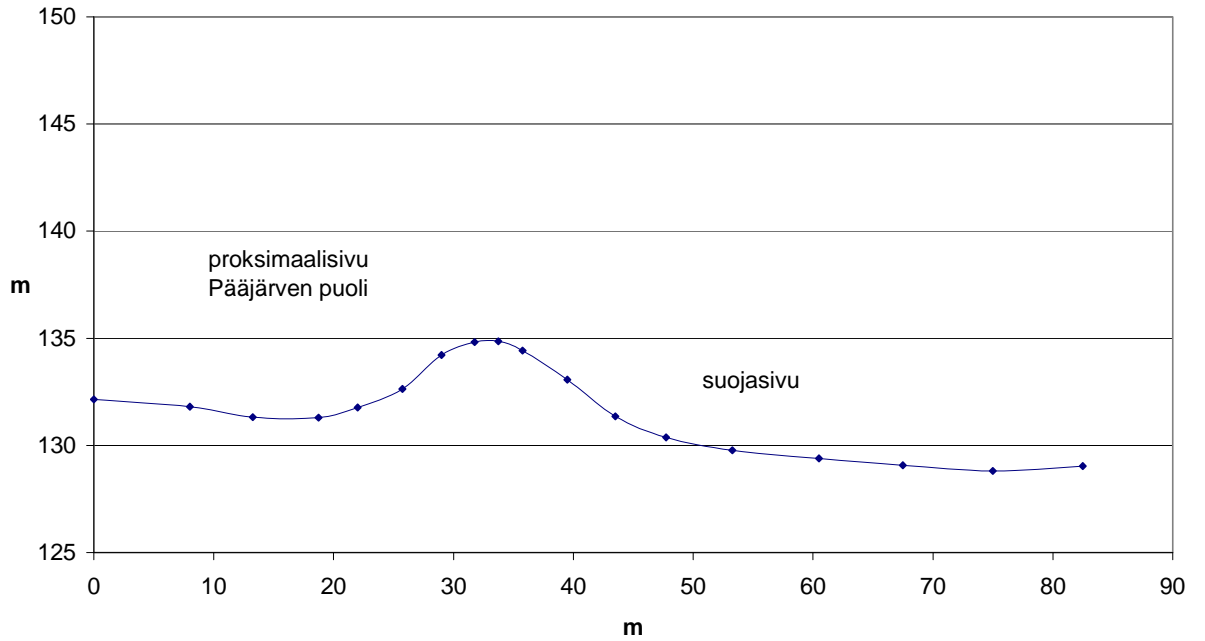
Joni Mäkisen suullisen tiedonannon (15.6.2011) mukaan esimerkiksi litofasiesprofiilin pohjalla olevan glasifluviaalisen kerroksen pintaosa jäätyi muodostumisen jälkeen, eli maanpinta pysyi ilmanalaisena ennen seuraavan kerroksen muodostumista. Tämä näkyy glasifluviaalikerroksen ja ohuen hienoaineskerroksen terävänä kontaktipintana. Hienoaineskerros saattoi muodostua jökulhlaup-tyyppisen sulavesipulssin vaikutuksesta. Hienoaineksen jälkeen seuraa 20 cm paksuinen moreenikerros, jossa on heikko lamellirakenne, eli sen pienet rakeet tai kivet ovat kerroksellisia. Moreenikerroksen kerroksellisuus ja tiiviys viittaa jäätikön ylivirtaukseen alueella (kuva 27).

Litofasiesprofiilin ylin moreenikerros on massiivinen, matriksikannatteinen ja löyhä. Se on alle metrin paksuinen ja se sisältää myös suuria lohkareita. Matriksikannatteisuus tarkoittaa sitä, että moreenilohkareet ovat runsaan siltti- ja hiekka-aineksen kannattelemia. Tässä moreenikerroksessa ei ole kerroksellisuutta ja aines on löyhää, mikä viittaa kerrostumiseen vasta jääkielekkeen sulaessa paikoilleen.

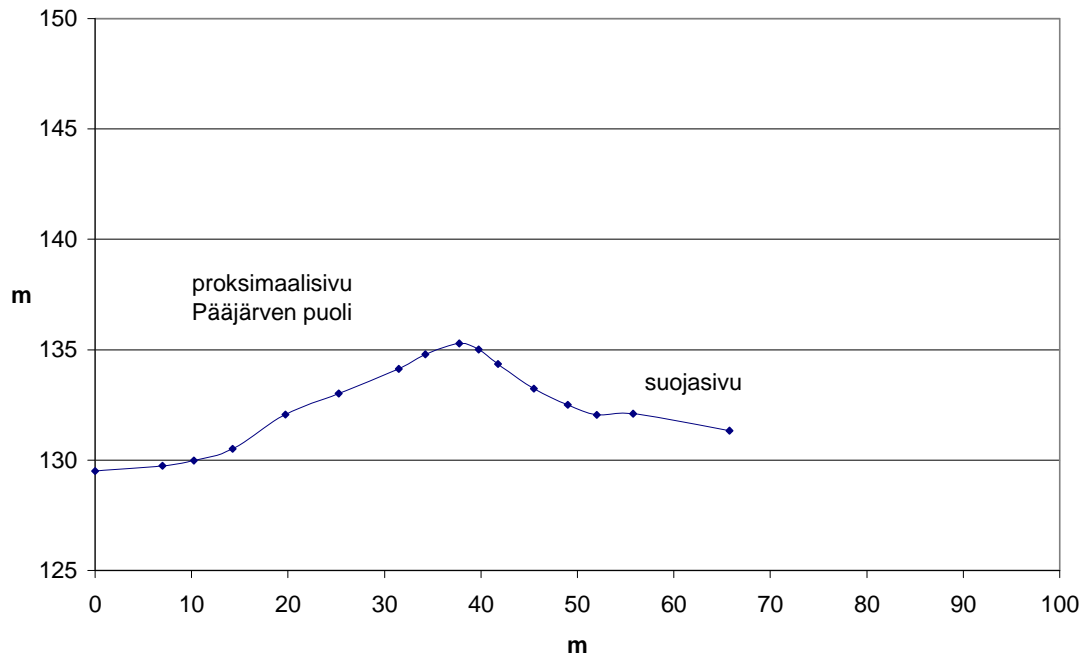
Mäkisen ja Kajuutin litofasiesprofiilin mukaan jääkielekkeen eteneminen saattoi johtua jökulhlaup-tulvasta, joka muodosti vesikerroksen jäätikön ja maanpinnan väliin, nosti jäätä ja edesauttoi kielekkeen etenemistä. Kapea siltti-hieno hiekka-kerros tukee tätä ajatusta.

Tulvat liittyvät jäätikön reuna-aseman etenemiseen myös Marren et al. (2009) mukaan. Tulvan mukana kulkeutuva aines vaihtelee hyvin tiiviistä hypokonsentroituneesta aineksesta nestemäisiin sedimenttivotoihin. Maizelsin (2002: 315) mukaan hiekkainen ja silttinen hienoaines laskeutuu jökulhlaup-tulvan viimeisessä vaiheessa.

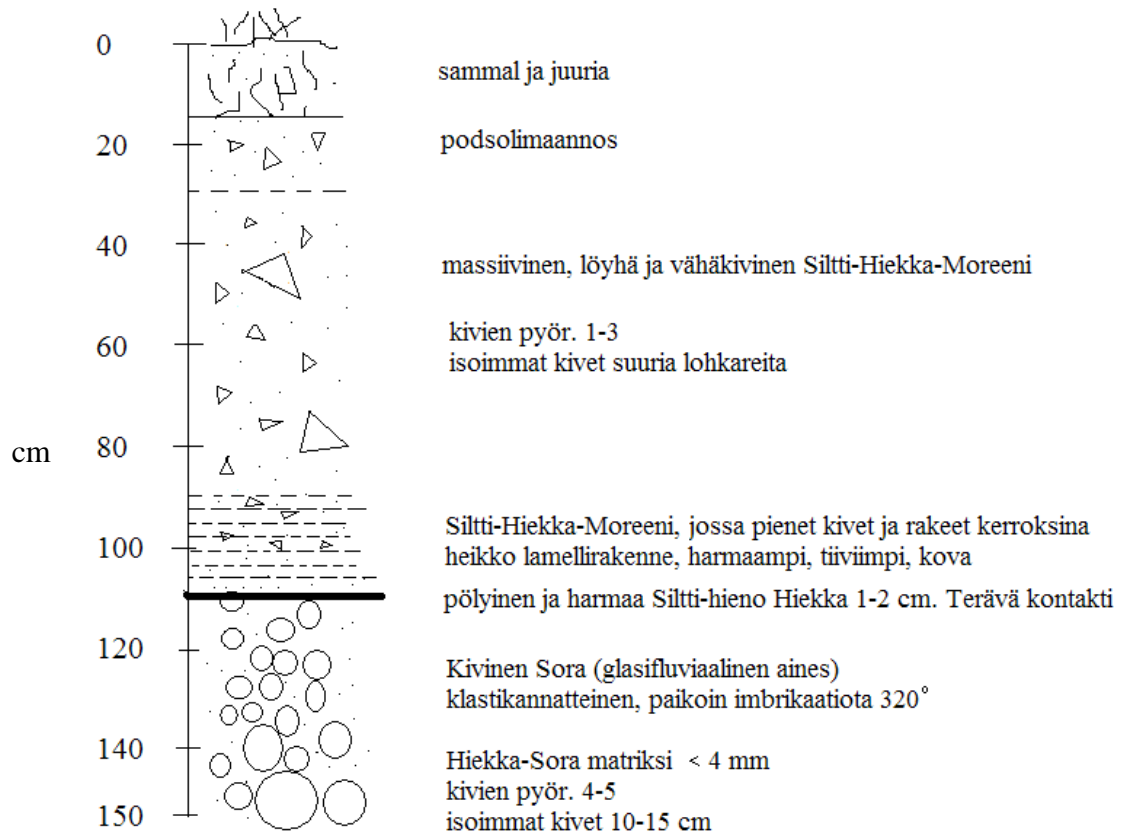
Pääjärven jääkielekkeen puskumoreeni profiili A



profiili B



Kuva 26. Klinometriprofiilileja Pääjärven jääkielekkeen muodostamasta puskumoreenista. Puskumoreenin jäätikön puoleinen proksimaalisivu on jyrkkä (Mäkinen ja Kajuutti 2006, kuvaa muokattu).



kuva 27. Pääjärven jääkielekkeen alueelta laaditussa litofasiesprofiilissa on glasifluviaalisen sedimenttikerroksen päällä noin metrin paksuinen moreenipinta, joka viittaa jäätikön ylivirtaukseen. Kuva on laadittu Mäkisen ja Kajuutin (2006) julkaisemattomasta kenttätöaineistosta.

#### 6.3.4 KUMPUMOREENIT

Kumpumoreenien aines on löyhää ja heterogeenistä, sillä pyöristymättömien lohcareiden lisäksi koostumuksessa on paljon soraa ja muuta hienojakoisempaa ainesta. Kumpumoreenit ilmenevät Pääjärven alueella jäätikön reuna-asemaan nähden poikittaisina tai samansuuntaisina ryhminä. Pääjärven jääkielekkeen alueella ja lähellä syvännealtaan reunaa on kolmen kumpumoreenin ryhmä, joka on samansuuntainen jäätikön reuna-aseman kanssa. Mäkisen ja Kajuutin kenttätöaineiston (2006) mukaan kumpumoreenit saattoivat muodostua jäätikön reunansuuntaiseen railoon, ja ne ovat muo-

dostuneet ennen Pääjärven jääkielekkeen etenemistä, sillä kummut ovat drumlinisoituneet jääkielekkeen ylivirtauksen johdosta (liite 1).

Kumpumoreenien sijainti Pääjärven jääkielekkeellä vastaa hyvin Johnson & Menziuksen (2002: 318) kuvaamaa supraglasiaalisten sedimenttien muodostumisympäristöä, sillä heidän mukaansa niitä muodostuu erityisesti alueilla, joissa jäätikkö virtaa ylöspäin jyrkkää rinnettä tai jossa jäätikkö virtaa paikallisesti jyrkimmälle alueelle.

Tämä teoria sopii myös Pääjärven alueen toisen kumpumoreeniryhmän piirteisiin, sillä Vähä-Ilmetyn deltalta kaakkoon suuntautunut kumpumoreenien ryhmä on muodostunut lähialueen korkeimmalle kohdalle.

Kumpujen muodostuminen saattaa johtua kallioperän kohoumasta, sillä kumpumoreeniryhmän kaakkoiskulmassa on 137,5 m korkeuteen ulottuva kalliopaljastuma, jonka pinta on tuntuvasti sandurdeltan alla olevaa kallioperää korkeammalla. Kalliokohoumat vaikuttavat jäätikön virtaukseen, jäätikön paksuuteen ja railoutumiseen, eli tätä kautta myös sedimenttien kasautumiseen. Kumpumoreenien ryhmä saattoi muodostua jäätikön virtaussuunnan mukaiseen painanteeseen tai railoon (tutkimuspiste 34).

### 6.3.5 PIENET RAILOMOREENIT

Kynnysharjun harjukiilalla on jäätikön virtaussuuntaan nähden sekä samansuuntaisia että poikittaisia railomoreeneja. Moreenimuodostumat ovat alle kahden metrin korkuisia, niiden pituus vaihtelee muutamista metreistä kymmeneen metriin. Moreenit koostuvat pääosin melko suurista lohkarista (tutkimuspiste 35).

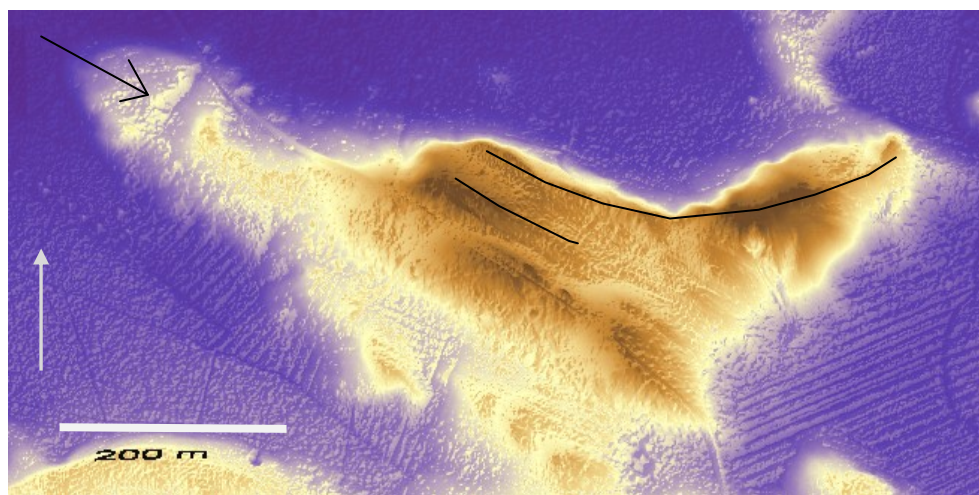
Huggettin (2007: 80) mukaan railomoreenit muodostuvat jääkielekkeen kärkiosassa, sillä kärjessä jää virtaa nopeasti liukkaita pintoja pitkin eikä ehdi sopeutua virtauksen aikaansaamaan stressiin. Tämän vuoksi jäähän syntyy heikkousvyöhykkeitä, murtumia ja railoja, joihin kasaantuu railomoreeneja.

### 6.3.6 DRUMLIINIT

Jäätikön virtaus luode–kaakko-suuntaisesti näkyy laserkeilauskuvissa selvästi. Tutkimusalueen drumliinit ovat myös muodostuneet säännönmukaisesti tähän jäätikön virtaussuuntaan. Kaikki alueen drumliinit keskittyvät lähelle Pernunharjun päätemoreenia, ja ne ovat muodostuneet ympäristönsä korkeimmille alueille.

Pääjärven kylän kaakkoispuolella on drumliini, jonka kylkeen muodostui deglasiation myöhemmässä vaiheessa kaksi päätemoreeniselännettä (tutkimuspiste 36) (kuva 28).

Myös Majamäenharju on nimestään huolimatta drumliini, ja sitäkin vasten muodostui deglasiation myöhemmässä vaiheessa päätemoreeniselänne (tutkimuspiste 37). Näiden kahden drumliinin lisäksi tutkimusalueella on Sikopiirin drumliini (tutkimuspiste 38) sekä Sillanpäänmäen drumliini (tutkimuspiste 39).



Kuva 28. Drumliinin virtaviivainen muoto noudattaa jäätikön virtauksen suuntaa. Drumliinin kyljessä on kaksi päätemoreeniselännettä, joista toinen on kaarevan muotoinen. Ne muodostuivat kielekkeiseen jäätikön reunaan. Musta nuoli kuvaa jäätikön virtaussuuntaa. 3D-kuvan korkeuseroja on liioiteltu. Indeksikartan kuva D ja tutkimuspiste 36.

### 6.3.7 SUPPAKUOPAT

Sandurilla olevista suppakuopista suurin osa sijaitsee Kynnysharjun ja Säipänharjun suuaukoilla. Pernunharjun päätemoreenin proksimaalipuolella on myös lukuisia suppakuoppia, eli jäälohkareita hautautui päätemoreenin taakse.

Kynnysharjun molemmin puolin on myös lukuisia suppakuoppia, ja sandurin tasopinnoilla sekä leveissä glasifluvialisissa sulavesiuomissa on useita lampia, jotka voivat pyöreähkön muotonsa puolesta olla suppakuoppia. Press & Sieverin (2002: 344) mukaan suppakuoppa täyttyy vedestä silloin, kun sen pohja on vallitsevaa pohjaveden pintaa alempana.

Kynnysharjun harjukiilalla on harjusuppa, joka muodostui jäälohkareen hautautuessa harjun sedimentteihin. Jäälohkareen sulaessa paikalle jäi kuoppa, jonka seinät koostuvat harjun ydinaineksesta. Isojen kivien läpimita on kymmeniä senttimetrejä ja kivien välissä ei ole matriisi-aineksia (tutkimuspiste 40).

## 7. POHDINTA

### 7.1 PÄÄJÄRVEN ALUEEN DEGLASIAATIOHISTORIA

Pääjärven alueen muodostumisvaiheet voidaan jakaa neljään vaiheeseen, joiden aikana tietyt muodostumat syntyivät. Kaikki tutkimusalueen muodostumat eivät kuitenkaan syntyneet juuri näiden vaiheiden aikana, vaan drumliinit muodostuivat jo ennen jäätikön reunan perääntymistä alueelle. Clark & Stokesin (2005: 220) mukaan virtaviivaisten moreenimuodostumien syntyminen tapahtuu jääkielekkeen sisemmässä vyöhykkeessä reunavyöhykkeen sijaan, sillä drumliinit muodostuvat virtaviivaisiksi kovassa jäätikön paineessa ja lämminpohjaisen jäätikön alla.

#### 7.1.1 PÄÄJÄRVEN SYVÄNNEALLAS

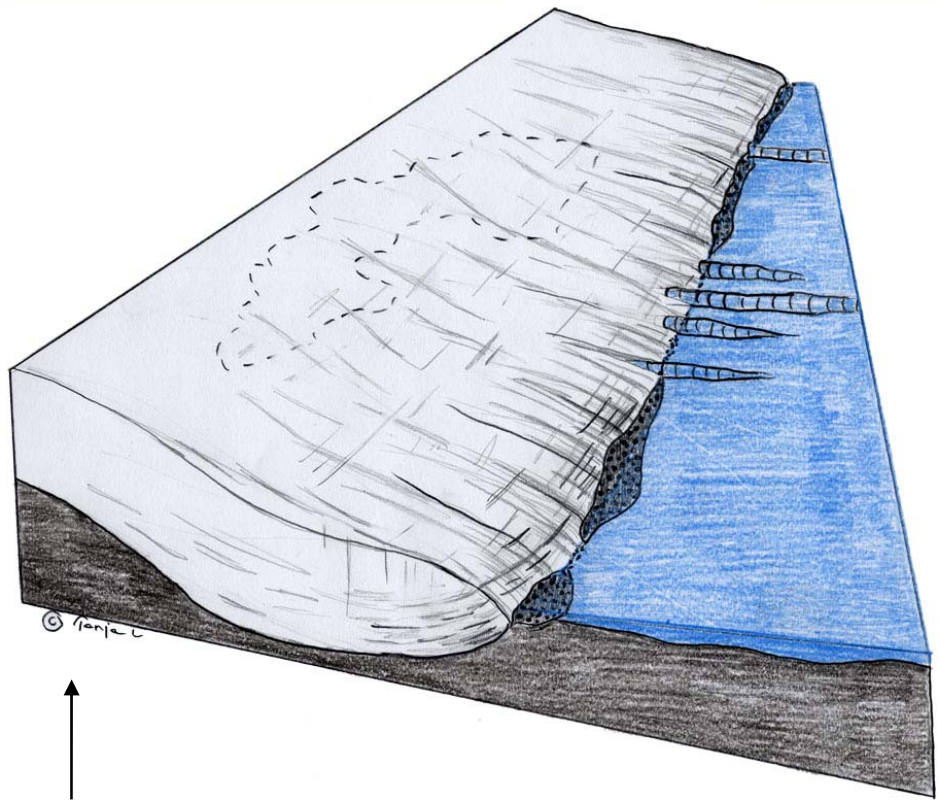
Ensimmäisessä vaiheessa alaspäin virtaavan Skandinavian mannerjäätikön reuna oskilloi Pääjärvellä edestakaisin ja reunavyöhykkeelle muodostuu ympäristöönsä matalampi Pääjärven syväneallas (over-deepened basin). Syvänealtaasta erodoituneet sedimentit kerrostuvat jäätikön reunaan Pernunharjun päätemoreeniksi.

Pernunharjun päätemoreenin muodostuessa jäätikkö on lämminpohjainen (vrt. Dyke & Evans 2005: 147). Lämminpohjaisessa reunassa muodostuu paljon sub-glasiaalista sulavettä, ja pinnan sulavedet laskeutuvat hienojen rakojen kautta pohjalle (Evans 2005: 425). Sulavesien kuljettamista ja lajittelemista sedimenteistä muodostuu syvänealtaan alueelle useita harjuja. Jäätikön reuna päättyy Yoldiamereen, jonka vedenpinnan alapuolelle alkaa muodostua deltatransankko (kuva 29).



Jäätikön kylmä ja lämminpohjaisuus saattaa vaihdella reunavyöhykkeellä ja päätemoreenien muodostumista saattaa tapahtua myös kylmäpohjaisissa osissa. Boggsin (2006: 278) mukaan jäätikön reunan pysähtymisen aikana myös jäätikön sisäinen virtaus kerryttää ainesta reuna-asemaan.

Pääjärvellä muodostuu tässä vaiheessa myös kumpumoreeneja esimerkiksi Pääjärven jääkielekkeen alueella, kun jäätikön painanteisiin ja railoihin kasaantunut supra- ja englasiaalinen aines romahtaa jäätikön sulaessa paikoilleen (vrt. Clark & Stokes 2005: 220).

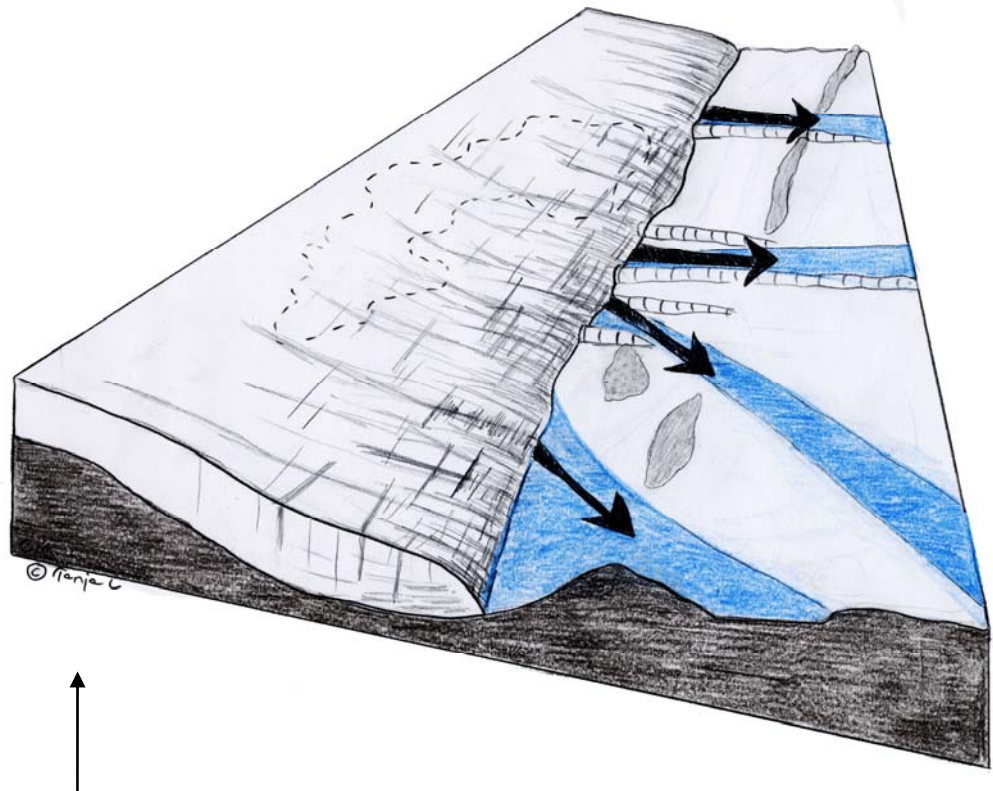


Kuva 29. Ensimmäisessä vaiheessa jäätikön reunavyöhykkeelle muodostuu Pääjärven syväneallas ja reuna-asemaan muodostuu Pernunharjun päätemoreeni. Jäätikön reuna päättyy Yoldiamereen, jonka pinnan alle alkaa muodostua deltatasanko. Katkoviiva kuvaa nykyisen Pääjärven ääri viivoja.

### 7.1.2 JÖKULHLAUPIT

Toisessa vaiheessa jäätikön reuna perääntyy Pernunharjulta lähemmäs Pääjärveä ja delta kasvaa sandurideltaksi sedimenttien kerrostuessa Yoldiameren pinnan yläpuolelle. Sulavedet virtaavat sandurilla palmikoivan jokiuomaston kautta, ja uomiin kehittyy myös särkkämuodostumia.

Pääjärven syväneallas kerää runsaasti jäätikön sulavesiä ja syvänealtaan reuna patoaa sulavesiä yhdessä reunaan muodostuvien päätemoreenien kanssa. Patoutumisen takia sulavedet purkautuvat aika ajoin jökulhlaup-tulvina sandurille, jonne muodostuu useita leveitä glasifluviaalisia sulavesiuomia (kuva 30).



Kuva 30. Toisessa vaiheessa jäätikön reuna perääntyy kohti Pääjärveä ja deltasta muodostuu sanduridelta sedimenttien kerrostuessa vedenpinnan yläpuolelle. Syvänealtaaseen patoutuneet sulavedet aiheuttavat jökulhlaup-tulvia ja sandurille muodostuu useita leveitä glasifluviaalisia sulavesiuomia.

Jökulhlaup-tulvien takia sandurin pinnoille muodostuu leveiden sulavesiuomien lisäksi myös lukuisia pieniä sulavesiuomia, ja tulvien mukana jäätikön reunasta irtoaa jäälohkareita jotka hautautuvat sedimentteihin heti jäätikön reunalla.

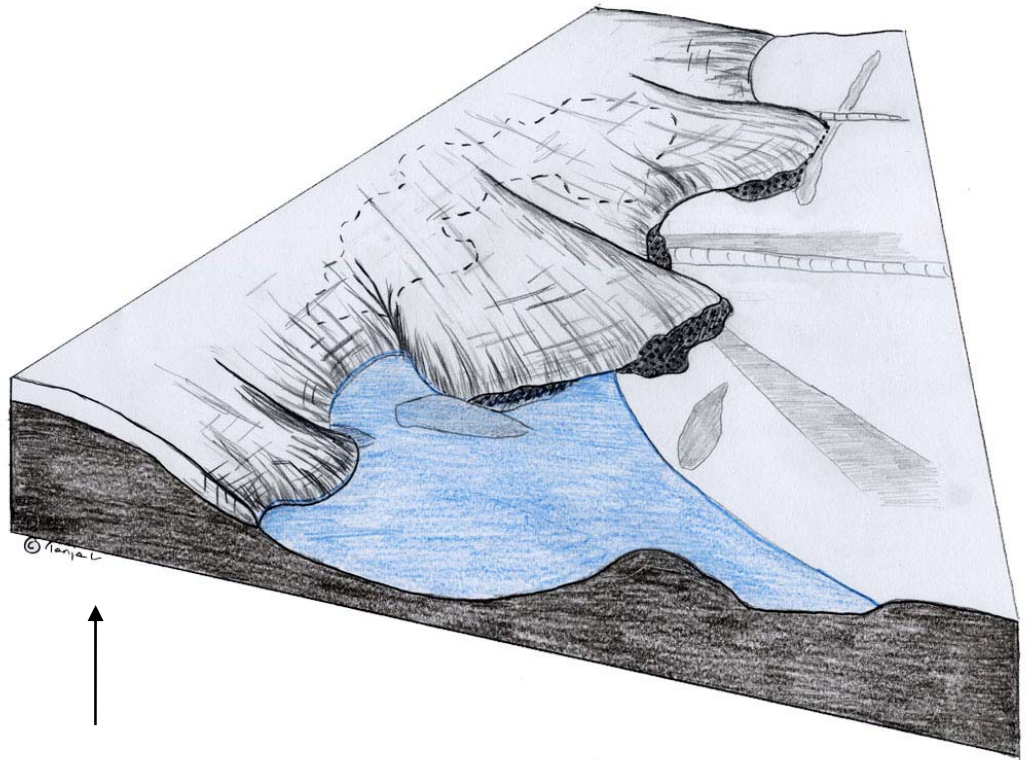
Jökulhlaup-tulvissa sedimentin kasaantuminen ja jäälohkareiden hautautuminen keskittyy Magilligan et al. (2002) mukaan jäätikön välittömään reunaan ja proglasiaalivyöhykkeelle, sillä proglasiaalivyöhyke on jäätikön painon takia ympäristöään matalammalla. Powellin (2005: 315) mukaan jäälohkareet hautautuvat jäätikön reuna-asemaan silloin, kun vettä on niin vähän, että irtoavat jäälohkareet eivät lähde kellumaan. Jäälohkareiden sulamisesta jää jälkeen lukuisia suppakuoppia.

### 7.1.3 JÄÄKIELEKKEIDEN ETENEMINEN

Kolmannessa vaiheessa jäätikön reuna ohenee, kun alaspäin virtaavan jäätikön pohjan vetojännitys kasvaa ja jäätikön virtaus kiihtyy (Boulton 1987). Reunan ohetessa jää sulaa kallio- ja maaperän muotoja myötäillen ja reuna muuttuu kielekkeiseksi.

Jääkielekkeet etenevät pohjan vetojännityksen vähetessä, sillä kitkan vähetessä kielekkeistä tulee epästabiileja (Colgan et al. 2005: 139). Pääjärven sekä Vaunumäen jääkielekkeistä tulee epästabiileja syvännealtaaseen keräytyneiden sulavesien sekä jökulhlaup-tulvien myötä, ja jääkielekkeet etenevät aiemmin muodostuneelle sandurdeltapinnalle.

Sandurin pinnoille jää moreenia, sekä uusia päate- ja puskumoreenimuodostumia, joiden proksimaalisivut osoittavat luoteen sijasta pohjoiseen. Jääkielekkeiden etenemisen takia myös deglasiation aiemmassa vaiheessa muodostuneet Vaunumäen ja Kynnysharjun glasifluviaaliset sulavesiuomat katkeavat (kuva 31).



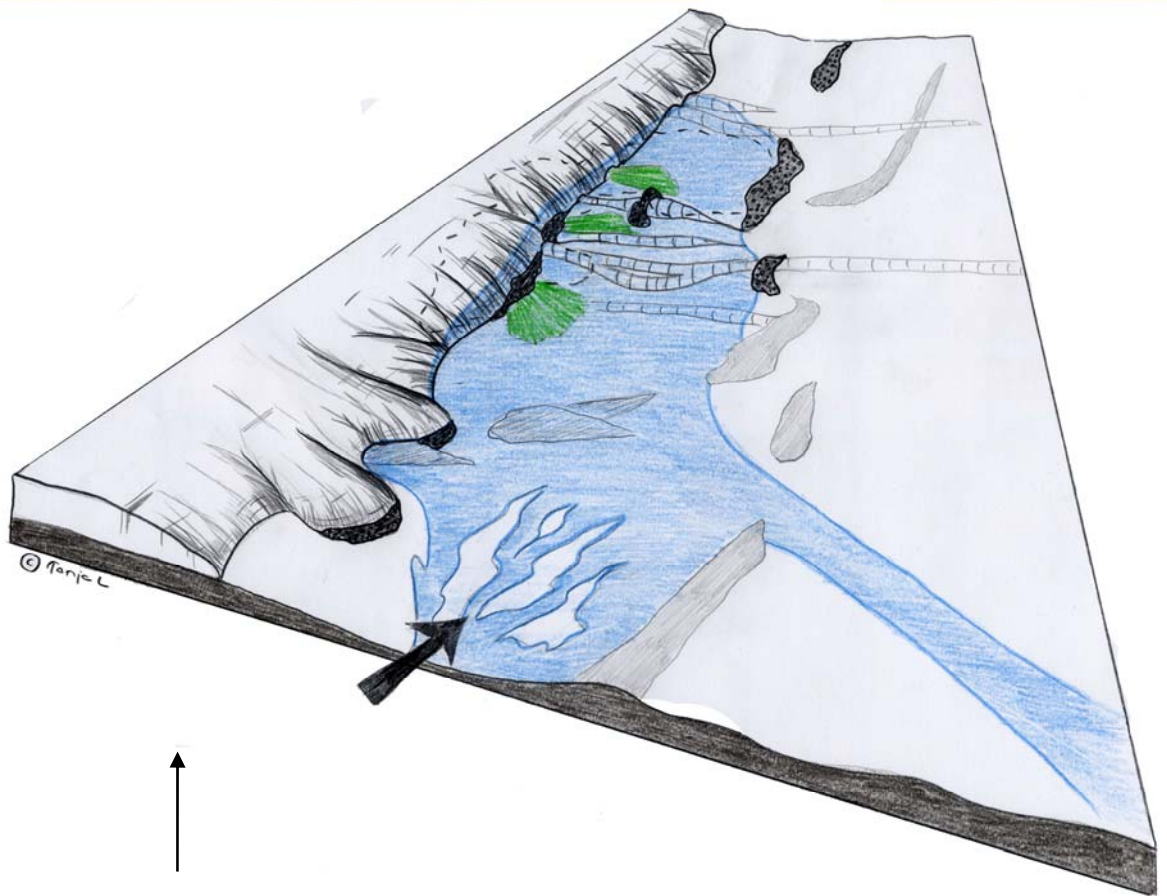
Kuva 31. Kolmannessa vaiheessa Pääjärven ja Vaunumäen jääkiekkeet etenevät sandurdeltapinnalle syvännealtaaseen patoutuneiden sulavesien ja jökulhlaup-tulvien myötä. Reuna-aseman etenemisen vuoksi sandurin pinnoille jää moreenia sekä uusia pääte- ja pusku-moreenimuodostumia. Aiemmin muodostuneet glasifluviaaliset sulavesiuomat myös katkeavat.

#### 7.1.4 PÄÄJÄRVEN PROGLASIAALIJÄRVI JA SUB-AKVAATTISET VIUHKAMUODOSTUMAT

Neljännessä vaiheessa Pääjärven ja Sikopiirin pätemoreeni on muodostunut syvännealtaan reunaan ja jäätikön reuna-asema perääntyy syvännealtaaseen, jonne varastoituu edelleen jäätikön sulavesiä. Pääjärvellä alkaa proglasiaalijärvivaihe, jonka aikana Pääjärven pinta ulottuu yli 125 metrin korkeuteen nykyisen 117,6 metrin sijaan. Järven vedet laskevat Viiverinsuon kautta Yoldiamereen.

Jäätikön reuna pysähtyy syvännealtaan alueella useaan kertaan perääntymisen aikana ja alueelle muodostuu lisää pätemoreeneja. Yhden pysähdyksen

aikana päätemoreenien yhteyteen muodostuu myös sub-akvaattisia viuhkamodostumia, sillä jäätikkö on lämminpohjainen ja sulavedet kuljettavat mukanaan runsaasti sedimenttejä. Vähä-Ilmetyn sandurdeltapinnalle purkautuu sulavesiä Pernunjärven suunnasta, kun kameita muodostaneiden supraglasiaalisten järviäntaiden vedet tulvivat (vrt. Mäkinen & Palmu 2008) (kuva 32).



Kuva 32. Neljännessä vaiheessa Pääjärven syväneallas varastoi edelleen sulavesiä ja Pääjärvellä alkaa proglasiaalijärvivaihe. Syvänealtaaseen muodostuu päätemoreenien yhteyteen kolme sub-akvaattista viuhkamodostumaa ja Vähä-Ilmetyn sandurdeltapinnalle purkautuu sulavesiä Pernunjärven suunnasta.

## 7.2 SULAVESIEN VAIKUTUS PÄÄJÄRVEN ALUEEN MUODOSTUMISEEN

Pääjärven alue on jäätikön reunan muodostumisympäristö, jonka muodostumiseen sulavedet vaikuttivat voimakkaasti. Marrenin (2002a) mukaan jäätikön reunan sijainti syvänealtaassa laukaisee tulvia, sillä vedenvirtaus patoutuu toistuvasti reunan eteen muodostunutta moreenia vasten. Jökulhlaupityypistä tulvaa ei kuitenkaan tapahdu, jos vesi pääsee virtaamaan reuna-aseman suuntaisesti ja löytää ulostulotien moreenirenkään läpi.

Jökulhlaup-tulvien takia Pernunharjun päätemoreeni koostuu alueella lyhyistä selännteistä yhtenäisen moreenikaaren sijaan. Maizelsin (1989) mukaan sandurin proksimaalisivulle kehittynyt päätemoreeni voi erodoitua myös täysin jökulhlaupin voimasta.

Syvänealtaan alue kasasi sulavesiä myös jäätikön reunan perääntyessä, ja reunan kontaktiin muodostui proglasiaalijärvi. Howarth & Pricen (1969) mukaan proglasiaalijärvet tai jään patoamat jääjärvet ovat yleisiä glasiaalieroosion tuottaman syvänealtaan paljastuessa jäätikön alta.

Pääjärvellä syväneallas ja Yoldiameri toimivat erilaisina sedimentaatioympäristöinä, sillä syväneallas muodosti paikallisesti Yoldiamerta syvemmän kerrostumisympäristön. Syvänealtaaseen muodostui kapeita sub-akvaattisia viuhkoja, kun taas jäätikön ja matalan Yoldiameren kontaktiin muodostui laaja deltatanko (vrt. Fyfe 1990). Vedensyvyys ei riitä kuitenkaan yksin selittämään Pääjärven viuhkamuodostumien ja Yoldiamereen muodostuneen sandurdeltan sedimentaatioeroja, sillä deltojen muodostumiseen ja jään reunan pysähtymiseen kulunut aika sekä sulavesien mukana kulkeutuvien sedimenttien määrä on myös merkityksellistä.

## 7.3 LASERKEILAUSAINEISTON SOVELTUVUUS GEOMORFOLOGISEEN TUTKIMUKSEEN

Laserkeilausaineisto täydentää perus- ja maaperäkartoista saatavaa informaatiota, ja sen avulla tutkimusalueesta saadaan hyvä kokonaiskuva geomorfologiaan perustuvan työn suunnitteluvaiheessa.

Maaston pienipiirteisyys, pienien sulavesiuomien määrä, sanduripinnoilla tapahtuneen vedenvirtauksen suunta ja jäätikön viimeinen virtaussuunta selviää laserkeilausaineiston avulla. Alueiden väliset topografiaerot erottuvat myös selvästi väriskaalauksen avulla.

Laserkeilausaineisto on luotettavaa materiaalia alueellisen käsityksen saamiseksi. Menetelmässä pensasto ja puut eivät rajoita tarkastelua, sillä laser säteiden määrä on suuri ja säteet läpäisevät oksiston sekä lehdet. Informaatio ei kuitenkaan ole täydellistä, sillä säde ei läpäise sammalta ja muuta orgaanista aluskasvillisuutta eikä vettä.

ArcScene-ohjelman 3D-näkymä on erityisen informatiivinen, sillä muodostumien yksityiskohtia voidaan tarkastella kuvaa kääntämällä. Korkeuseroja liioittelemalla taas saadaan enemmän tietoa muodostumien jatkuvuudesta, sillä esimerkiksi harjujen kulkua voidaan nostaa ja seurata topografisen kartan mukaan tasaiselta vaikuttavassa ympäristössä. Laserkeilausaineiston korkeusarvojen luokittelun avulla voidaan taas rekonstruoida muinaisia järvivaiheita, jolloin veden ylä- ja alapuolelle jääneiden alueiden erottaminen toisistaan tuo geomorfologiseen tutkimukseen arvokasta lisäinformaatiota.

Kenttätarkistusten tekeminen on laserkeilausaineistosta huolimatta edelleen tärkeää geomorfologisessa tutkimuksessa, sillä muodostumien luokittelu varmistuu kentällä. Maaperämuotojen suhteellista muodostumisajankohtaa voidaan myös arvioida luotettavasti vasta maastokontrollin jälkeen, sillä erilaiset pinta-ainekset ja muodostumien väliset kontaktipinnat eivät näy tietokoneen kuvaruudulta tarpeellisella tarkkuudella.

## 8. JOHTOPÄÄTÖKSET

Jäätikön virtaaminen alamäkeen ja jäätikön kulutustyö johti Pääjärven alueella syvänealtaan muodostumiseen. Altaan muodostuminen vaikutti merkittävästi Pääjärven alueen seuraaviin muodostumisvaiheisiin: allas saattoi vaikuttaa jäätikön reunan paikoillaan pysymiseen, se keräsi jäätikön sulavesiä, jotka purkautuivat jökulhlaup-tulvina proglasiaalivyöhykkeelle ja edesauttoivat jääkielekkeiden etenemistä sandurdeltapinnalle. Syväneallas keräsi jäätikön sulavesiä myös deglasiation myöhemmässä vaiheessa, ja allas toimi proglasiaalijärvenä.

Kallio- ja maaperän topografia vaikutti muodostumien alueelliseen sijaintiin. Drumliinit muodostuivat ympäristönsä korkeimmille alueille, ja kumporeeniryhmiä on syvänealtaan reunan lähellä sekä kalliokohouman proksimaalipuolella. Syvänealtaan alueella on taas useita harjuja ja kolme sub-akvaattista viuhkaa, koska sulavesien virtaus kulki sen kautta.

Maanmittauslaitoksen laserkeilausaineisto on hyvä tutkimusmenetelmä geomorfologiseen työhön. Maiseman pienipiirteisyys sekä muodostumien laajuus hahmottuu entistä tarkemmin, ja aineiston avulla voidaan rekonstruoida muinaisia järvivaiheita. Maastokontrolli on silti edelleen tärkeää muodostumien luokittelussa.

Jatkotutkimushaasteena on selvittää enemmän Pääjärven jääkielekkeen laajuutta esimerkiksi sedimentologisilla tutkimuksilla, joiden avulla alueen muodostumisprosessien kulkuun saadaan varmuutta. Haasteena on myös tutkia Kolmannen Salpausselän reuna-aseman jatkumista tutkimusalueelta koilliseen, sillä Pernunharjun melko yhtenäinen päätmoreenikaari loppuu tutkimusalueen reunaan.

Haasteena on lisäksi saattaa geomorfologisesti monipuolinen Pääjärven alue laajemman yleisön tietoon, sillä alueen virkistyskäyttöä on mahdollista elä-



vöittää tämän tutkimuksen avulla, esimerkiksi jääkaudesta kertovien opaste-  
taulujen ja geomorfologisen retkeilykartan muodossa.

### **Kiitokset**

Kiitos Joni Mäkiselle ja Kari Kajuutille, jotka ohjasivat minut geomorfolo-  
gian ja Pääjärven alueen pariin. Heidän kenttähavaintonsa ohjasivat ja tuki-  
vat työni suuntaa. Kiitos geologian opiskelija Maarit Kalliokoskelle, jonka  
glasiologinen osaaminen ja kenttäkelpoisuus olivat korvaamaton apu niin  
yliopistolla kuin kenttätöiden aikana. Kiitos myös Anu Taveniukselle ja  
muille opiskelijoille sekä työntekijöille, joilta sain apua paikkatieto-  
ohjelman kanssa.

### **Lähteet**

- Aartolahti, T. (1968). Die Geomorphologie des Gebiets von Tammela, Sudfinnland. *Fennia* 97:7. 97 s.
- Aartolahti, T. (1972). On deglaciation in southern and western Finland. *Fennia* 114, 1–84.
- Aartolahti, T. (1975). Two glacial mound fields in northern Savo, Finland. *Fennia* 139, 1–23.
- Aartolahti, T. (1979). *Suomen geomorfologia*. Helsingin yliopiston maantieteen laitoksen opetusmonisteita 12. 150 s. Kolmas painos.
- Aartolahti, T. (1995). Glacial morphology in Finland. Teoksessa Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P.L. (toim.): *Glacial deposits on North-East Europe*, 37–50. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Alalammi, P. (toim. 1986). Korkeus ja syvyyssuhteet. Geomorfologia. Teoksessa Alalammi, P., Fogelberg, P., Seppälä, M. (toim.): Suomen Kartasto, *Maanpinnan muodot*, vihko 121-122, 19 s. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki.
- Alalammi, P. (toim. 1990). Suomen Kartasto. *Geologia*, folio 123–126. 58 s. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki.
- Alexanderson, H., Adrielsson, L., Hjort, C., Möller, P., Antonov, O., Eriksson, S., Pavlov, M. (2002). Depositional history of the North Taimyr ice-marginal zone-Siberia-a landsystem approach. *Journal of Quaternary Science* 17:4, 351–382.
- Andren, T., Björck, J., Johnsen, S. (1999). Correlation of Swedish glacial varves with the Greenland (GRIP) oxygen isotope record. *Journal Of Quaternary Science* 14, 361–371.
- Andren, T., Lindeberg, G., Andren, E. (2002). Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia sea in glacial varves from the Baltic sea. *Boreas* 31, 226–238.
- Arnold, N., Sharp, M. (1992). Influence of glacier hydrology on the dynamics of a large Quaternary ice sheet. *Journal Of Quaternary Science* 7:2, 109–124.
- Ashley, G.M. (1988). Classification of glaciolakustrine sediments. Teoksessa Goldthwait, R.P., Matsch, C.L. (toim.): *Genetic classification of glacial deposits*, 243–260. A.A. Balkema, Rotterdam.

- Ashley, G.M. (2002). Glaciolakustrine environments. Teoksessa Menzies, J. (toim.): *Modern and past glacial environments*, 335–359. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Ashley, G.M., Warren, W.P. (1997). The ice-contact environment. *Quaternary Science Reviews* 16, 629–634.
- Aylsworth, J.M., Shilts, W.W. (1989). Bedforms of the Keewatin Ice Sheet, Canada. *Sedimentary Geology* 62, 497–428.
- Bagnold, R.A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London* 225A, 49–63.
- Benn, D.I., Evans, J.A. (1998). *Glaciers and glaciations*. 734 s. Arnold, Lontoo.
- Benn, D.I., Lukas, S. (2006). Younger Dryas glacial landsystems in Northwest Scotland: an assessment of modern analogues and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews* 25, 2390–2408.
- Best, J.L., Bristow, C.S. (toim., 1993). *Braided Rivers*. 419 s. Geological Society Special Publication No. 75. The Geological Society Publishing House, Lontoo.
- Björnsson, H. (1992). Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Annals of Glaciology* 16, 95–106.
- Boggs, S. Jr (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 662 s. 4. painos. Pearson Prentice Hall.
- Boulton, G.S. (1972). Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 128: 361–393.
- Boulton, G.S. (1987). A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. Teoksessa Menzies, J., Rose, J. (toim.): *Drumlin Symposium*, 25–80. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Boulton, G.S., van der Meer, J.J.M., Ruegg, G.H.J., Beets, D.J., Riezebos, P.A., Castel, I.I.M., Hart, J.K., Quinn, I., Thornton, M., Van der Wateren, F.M. (1989). *Preliminary report on the Glacitecs '84 expedition to Spitsbergen*. Internal Report of the Fysisch-Geografisch en Bodemkundig Laboratorium. University of Amsterdam.
- Bradley, R.S. (1985). *Quaternary Palaeoclimatology*. Methods of Paleoclimatic Reconstruction. 472 s. Chapman & Hall, Lontoo.

- Brennand, T.A. (1994). Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implications for esker genesis and melt-water regime. *Sedimentary Geology* 91, 9–55.
- Brennand, T.A., Shaw, J. (1994). Tunnel channels and associated landforms, south-central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 505–522.
- Clapperton, C.M. (1971). The pattern of deglaciation in part of Northumberland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 53: 67–78.
- Clark, C.D., Stokes, C.R. (2005). Palaeo-ice stream landsystem. Teoksessa Evans, D.J.A (toim.): *Glacial Landsystems*, 204–227. Arnold, Lontoo.
- Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R. (1978). Global changes in postglacial sea level, a numerical calculation. *Quaternary Research* 9, 265–287.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F., Weaver, A.J. (2002). The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415, 863–869.
- Clayton, L., Moran, S.R. (1974). A glacial process-form model. Teoksessa Coates, D.R. (toim.): *Glacial Geomorphology*, 89–119. State University of New York, Binghamton.
- Colgan, P.M., Mickelson, D.M., Cutler, P.M. (2005). Ice-marginal terrestrial landsystems: Southern Laurentide ice sheet margin. Teoksessa Evans, D.J.A (toim.): *Glacial Landsystems*, 111–142. Arnold, Lontoo.
- Donnelly, R., Harris, C. (1989). Sedimentology and origin of deposits from a small ice-dammed lake, Leirbreen, Norway. *Sedimentology*, 36: 581–600.
- Donner, J. (1951). Pollenanalytical studies of lateglacial deposits in Finland. 92 s. *Bulletin de la Commission geologique de Finlande* 154.
- Donner, J. (1978). The dating of the levels of the Baltic Ice Lake and the Salpausselkä moraines in South Finland. 38 s. *Commentationes Physico-Mathematicae. Societas Scientiarum Fennica* 48:1.
- Donner, J. (2010). The Younger Dryas age of the Salpausselkä moraines in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 82, 69–80.

- Dyke, A.S., Evans, D.J.A. (2005). Ice marginal terrestrial landsystems: Northern Laurentide and Inuitian ice sheet margins. Teoksessa Evans, D.J.A. (toim.): *Glacial Landsystems*, 143–165. Arnold, Lontoo.
- Dyke, A.S., Morris, T.F. (1988). Drumlin fields, dispersal trains and ice streams in arctic Canada. *Canadian Geographer* 32: 86–90.
- Edwards, M. (1986). Glacial environments. Teoksessa Reading, H.G. (toim.): *Sedimentary Environments and Facies*, 445–470. 2. painos. Blackwell Scientific Publishers, Oxford.
- Elfström, A., Rossbacher, L. (1985). Erosional remnants in the Båldakaj area, Lapland, northern Sweden. *Geografiska Annaler* 67A, 167–176.
- Eronen, M. (1983). Late Weichselian and Holocene shore displacement in Finland. Teoksessa Smith, D.E., Dawson, A.G. (toim.): *Shorelines and Isostasy*, 183–208. Academic Press, Lontoo.
- Evans, D.J.A. (2003). Ice-marginal terrestrial landsystems: active temperate glacier margins. Teoksessa Evans, D.J.A. (toim.): *Glacial Landsystems*, 12–43. Arnold, Lontoo.
- Evans, D.J.A. (toim. 2005). *Glacial Landsystems*. 532 s. Arnold, Lontoo.
- Eyles, N. (1983a). Glacial geology: a landsystem approach. Teoksessa Eyles, N. (toim.): *Glacial geology*, 1–18. Pergamon, oxford.
- Eyles, N. (1983b). Modern Icelandic glaciers as depositional models for hummocky moraine in the Scottish Highlands. Teoksessa Evenson, E.B., Schluchter, Ch., Rabassa, J. (toim.): *Tills and Related Deposits*, 47–59. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Eyles, N., Clark, B.M., Claque, J.J. (1987). Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology* 34, 193–216.
- Eyles, N., Eyles, C. 1992. Glacial Depositional Systems. Teoksessa Walker, R.G., James, N.P. (toim): *Facies Models - response to sea level change*, 73–100. Geological Association of Canada.
- Eyles, N., Kocsis, S. (1988). Sedimentology and clast fabric of subaerial debris-low facies in a glacially-influenced alluvial fan. *Sedimentary geology* 35, 15–28.
- Falconer, G., Andrews, J.T., Ives, J. (1965). Late-Wisconsin end moraines in northern Canada. *Science* 147, 608–610.

- Falconer, G., Ives, J., Loken, O.H., Andrews, J.T. (1965). Major end moraines in eastern and central Arctic Canada. *Geographical Bulletin* 7, 137–153.
- Fyfe, G.J. (1990). The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland. *Boreas* 19, 147–164.
- Glückert, G. (1977). Itämeren korkeimman rannan kehityksestä Salpausselkävyöhykkeessä Lohjan–Karkkilan–Lopen alueella. Turun yliopisto. *Publications of the Department of Quaternary geology* 32, 1–22.
- Glückert, G. (1977a). On the Salpausselkä ice-marginal formations in Southern Finland. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Supplement-Band* 27, 79–88.
- Glückert, G. (1995). The Salpausselkä end moraines in SW Finland. Teoksessa Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P., (toim.): *Glacial deposits in north-east Europe*, 51–56. A.A.Balkema Publishers.
- Granö, O. (1958). The Vessö esker in southern Finland and its economic importance. *Fennia* 82:1, 1–33.
- Gray, J.M. (1991). Glaciofluvial landforms. Teoksessa Ehlers, P., Gibbard, L. Rose, J. (toim.): *Glacial Deposits of Britain and Ireland*, 443–453. A.A.Balkema Publishers, Rotterdam.
- Greenland Ice-Core Project (GRIP) Members (1993). Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364, 203–208.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J., Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP 2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552–554.
- Gudmundsson, M.T., Sigmundsson, E., Björnsson, H. (1997). Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp sub-glacial eruption, Vatnajökull, Iceland. *Nature* 389, 954–7.
- Gustavson, T.C., Boothroyd, J.C. (1987). A depositional model for outwash, sediment sources, a hydrologic characteristics, Malaspina Glacier, Alaska: a modern analog of the southeastern margin of the Laurentide ice sheet. *Geological Society of American Bulletin* 99, 187–200.
- Hebrand, M., Åmark, M. (1989). Esker formation and glacier dynamics in eastern Skåne and adjacent areas, southern Sweden. *Boreas* 18, 67–81.

- Henderson, P.J. (1988). Sedimentation in an esker system influenced by bedrock topography near Kingston, Ontario. *Canadian Journal Of Earth Sciences* 25: 987–999.
- Herron, M.M., Langway, C.C. (1985). Teoksessa Langway, C.C., Oeschger, H., Dansgaard, W. (toim): Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry and the environment. 118 s. *Geophysical Monograph Series* 33.
- Hollingworth, S.E. (1931). The glaciation of western Edenside and adjoining areas and the drumlins of Edenside and the Solway Basin. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 87: 281–357.
- Hooke, R.Le B. (1991). Positive feedbacks associated with the erosion of glacial cirques and overdeepenings. *Geological Society of America Bulletin*, 103:8, 1104–1108.
- Hooke, R.Le B. (2005). *Principles of Glacier Mechanics*. 2. painos. 429 s. Cambridge university press.
- Howarth, P.J., Price, R.J. (1969). The proglacial lakes of Breidamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Geographical Journal*, 135, 573–581.
- Huddart, D., Bennett, M.B. (1997). The Carstars Kames (Lanarkshire, Scotland): morphology, sedimentology and formation. *Journal Of Quaternary Science* 12:6, 467–484.
- Huggett, R.J. (2007). *Fundamentals of geomorphology*, 2. painos. 458 s. Routledge.
- Humphrey, N.F. & Raymond, C.F. (1994). Hydrology, erosion and sediment production in a surging glacier: Variegated Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology* 40:136, 539–552.
- Hyypä, E. (1951). Kuvia Salpausselän rakenteesta. On the structure of the First Salpausselkä. *Geologi* 2–3.
- INTIMATE Members, Björk, S., Walker, M., Cwynar, L., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J., Wohlfarth, B. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region base on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* 13, 283–292.
- Itkonen, A., Kauppila, T., Rantala, J., Räsänen, M., Salonen, V.-P. 1993. Maaperän geneettinen ja tekninen luokittelu. Geologian peruskurssi. Opintomoniste. 4. painos. Turun yliopiston Maaperägeologian osasto.

- Johnson, M.D., Clayton, L. (2003). Supraclacial landsystems in lowland terrain. Teoksessa Evans, D.J.A. (toim.): *Glacial Landsystems*, 228–258. Arnold, Lontoo.
- Johnson, W.H., Menzies, J. (2002). Supraglacial and ice-marginal deposits and landforms. Teoksessa Menzies, J., (toim.): *Modern and Past Glacial Environments*, 317–334. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Knighton, A.D. & Nanson, G.C. (1993). Anastomosis and the continuum of channel pattern. *Earth Surface Processes and Landform* 18, 613–625.
- Koivisto, M. (toim., 2004). *Jääkaudet*. 233 s. WS Bookwell, Porvoo.
- Kujansuu, R., Kurkinen, I. & Niemelä, J. (1995). Glaciofluvial deposits in Finland. Teoksessa Ehlers, J., Kozarski, S. & Gibbard, P. (toim.): *Glacial deposits in north-east Europe*, 67–75. A.A.Balkema Publishers.
- Kvasov, D.D. (1979). The Late Quarternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, Series A.III. 127, 1–71. Geologica-Geographica. Suomalainen Tiedeakatemia, Helsinki.
- Lundqvist, J. (1979). Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. Avhandlingar och uppsatser, Årsbok. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Serie C 73:8, 1–72.
- Lunkka, J.P. & Alhonen, P. (1996). The development of a late Weichselian- early Holocene subaqueous ice-contact fan, Teikangas, SW Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Bulletin* 68:1, 34–49.
- Lunkka, J.P., Johansson, P., Saarnisto, M., Sallasmaa, O. (2004). Glaciation of Finland. Teoksessa Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (toim.): *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology*, 93–100. Elsevier.
- Logan, J.A. (1983). Nitrogen oxides in the Troposphere: Global and regional budgets. *Journal of Geophysical Research* 88, 10 785–10 807.
- Maaperäkartta (1988). *Lehti 2031 01, Lietsa*. 1: 20 000. Haavisto-Hyvärinen, M. Geologian tutkimuskeskus.
- Maaperäkartta (1989). *Lehti 2024 12, Porras*. 1: 20 000. Haavisto-Hyvärinen, M. Geologian tutkimuskeskus.
- Maaperäkartta (1990). *Lehti 2042 03, Räyskälä*. 1: 20 000. Haavisto-Hyvärinen, M., Sten C.-G., Kaija, J. Geologian tutkimuskeskus.



- Maastokartta (1997). *Lehti 2131 01, Lietsa*. 1: 20 000. Maanmittauslaitos, Karttakeskus Oy, Helsinki.
- Maastokartta (2000). *Lehti 2042 03, Räkylä*. 1: 20 000. Maanmittauslaitos, Karttakeskus Oy, Helsinki.
- Magilligan, F.J., Gomez, B., Mertes, L.A.K., Smith, L.C., Smith, N.D., Finnegan, D., Garvin, J.B. (2002). Geomorphic effectiveness, sandur development, and the pattern of landscape response during jökulhlaups: Skeidararsandur, southeastern Iceland. *Geomorphology* 44, 95–113.
- Magnusson, N.H., Lundqvist, G., Granlund, E. (1957). *Sveriges geologi*. 556 s. Svenska Bokförlaget, Tukholma.
- Maizels, J. (1989). Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *Journal of Sedimentary Research, Petroleum*, 59, 204–223.
- Maizels, J. (1992). Boulder ring structures produced during jökulhlaup flows: origin and hydraulic significance. *Geografiska Annaler* 74A, 21–33.
- Maizels, J. (1997). Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews* 16, 793–819.
- Maizels, J. (2002). Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. Teoksessa Menzies, J. (toim.): *Modern and past glacial environments*, 279–316. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Mangerud, J., Svendsen, J.I., Astakhov, V.I. (1999). Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in northern Russia. *Boreas* 28, 46–80.
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G.K.C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J-P., Möller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J.I. (2004). Ice dammed lakes and rerouting of the drainage of the northern Eurasia during Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 23, 1313–1332.
- Marren, P.M. (2002a). Fluvial-lacustrine interaction on Skeidararsandur, Iceland: implications for sandur evolution. *Sedimentary Geology* 149, 43–58.
- Marren, P.M., Russell, A.J., Rushmer, E.L. (2009). Sedimentology of sandur formed by multiple jökulhlaups, Kverkfjöll, Iceland. *Sedimentary Geology* 213, 77–88.

- Mason, K. (1929). Indus floods and Shyok glaciers. *Himalayan Journal* 1, 10–29.
- Mattson, A., Tikkanen, J. (1996). *Painovoimamittaukset ja maatutkaluotaukset Pernunnummella*. Raportti 20.12.1996. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M.C., Alley, R.B., Bloomfield, P., Taylor, K. (1993). The Atmosphere during the Younger Dryas. *Science* 261, 195–197.
- Menzies, J. (toim., 1996). *Past Glacial Environments. Sediments, Forms and Techniques*. Glacial Environments: Volume 2. 598 s. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Menzies, J. (toim., 2002). *Modern and Past Glacial Environments*. A Student Edition. 543 s. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Menzies, J., Shilts, W.W. (2002). Subglacial environments. Teoksessa Menzies, J. (toim.): *Modern and Past Glacial Environments*. A Student Edition, 183–278. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Middleton, G.V. (1970). Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. Teoksessa Lajoie, J. (toim.): *Flysch sedimentology in North America*. Geological Association of Canada Special Paper 7, 253–272.
- Moran, S.R., Clayton, L., Hooke, R. LeB., Fenton, M.M., Andriashek, L.D. (1980). Glacier bed landforms of the prairie region of North America. *Journal of Glaciology*, 25:93, 457–476.
- Mäkinen, J., Kajuutti, K. (2006). Litofasiesanalyysjä Pääjärveltä. Julkaisematon kenttätyöaineisto. Turun yliopiston maantieteen laitos.
- Mäkinen, J., Palmu, J-P. (2008). Collapse of sediment filled crevasses associated with floods and mass flows in the proximal zone of the Pernunnummi sandurdelta, III Salpausselkä, SW Finland. *Quaternary Science Reviews* 27, 1992–2011.
- Nenonen, K., Vanne, J., Laaksonen, H. (2010). Laserkeilaus - uusi menetelmä geologiseen kartoitukseen ja tutkimukseen. *Geologi* 62, 62–69.
- Niemelä, J. (1971). Die quartäre Stratigraphie von Tonablagerungen und der Ruckzug des Inlandeises Zwischen Helsinki und Hämeenlinna in Sudfinnland. *Geologinen tutkimuslaitos, Bulletin* 253, 79 s.
- Niemelä, J. (toim., 1979). *The gravel and sand resources in Finland, an inventory project 1971–1978*. 119 s. Geologinen tutkimuslaitos, tutkimusraportti 42.

- Nikolskaya, O., Astakhov, V., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Svendsen, J. (2002). *Geomorphological Map of the Pechora Basin and Adjacent Areas*. Institute of Remote Sensing Methods for Geology (NIIKAM), Pietari, Venäjä.
- North Greenland Ice Core Project Members (2004). High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- O’Cofaigh, C. (1996). Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography* 20, 1–19.
- Okko, V. (1957). The Second Salpausselkä at Jylisjärvi, east of Hämeenlinna. *Fennia* 81:4, 1–46.
- Palmu, J.-P. (1990). Karkkilan-Mäntsälän alueen moreenimuodostumat ja aineksen laatu. Julkaisematon lisensiaattitutkimus. Turun yliopisto geologian laitos.
- Palmu, J.-P. (1999). *Sedimentary environment of the second Salpausselkä ice marginal deposits in the Karkkila–Loppi area in southwestern Finland*. 91 s. Tutkimusraportti 148. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.
- Palmu, J.-P., Mäkinen, J. (2003). *Pernunnummen harjualueen rakenneselvitys*. Loppuraportti 14.4.2003. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.
- Paul, M.A. (1983). The supraglacial landsystems. Teoksessa Eyles, N. (toim.): *Glacial Geology: An introduction for Engineers and Earth Scientist*, 71–90. Pergamon Press, Oxford.
- Penttilä, S. (1963). The deglaciation of the Laanila area, Finnish Lapland. *Bulletin de la Commission geologique de Finlande* 203, 7–71.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Basile, I., Bender, M., Chapellaz, J., Davis, J., Delayque, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipkenov, V., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M. (1999). Climate and Atmospheric History of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- Postma, G. (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. Teoksessa Colella, A., Prior, D.B. (toim.): *Coarse-Grained Deltas*, 13–27. International Association of Sedimentologists, Special Publication 10. Blackwell, Oxford.
- Powell, R.D. (1990). Glacimarine processes at the grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. Teoksessa Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (toim.): *Glacimarine*

- Environments: Processes and Sediments*. 53–74. Geological society of London, Special Publication 53. International Geological Correlation Programme. Lontoo.
- Powell, R.D. (2005). Subaquatic landsystems: Fjords. Teoksessa Evans, D.J.A (toim.): *Glacial Landsystems*, 313–347. Arnold, Lontoo.
- Press, F., Siever, R. (2002). *Understanding earth*. 3. painos. 573 s. W.H. Freeman and Company.
- Price, R.J. (1970). Moraines at fjallsjökull, Iceland. *Arctic and Alpine Research* 2, 27–42.
- Punkari, M. (1979). Skandinavian jäätikön deglasiaatiovaiheen kielekevirit Etelä-Suomessa. *Geologi* 31:2, 22–28.
- Punkari, M. (1980). The ice lobes of the Scandinavian ice sheet during the deglaciation of Finland. *Boreas* 9, 307–310.
- Rainio, H. (1995). Large ice-marginal formations and deglaciation in southern Finland. Teoksessa Ehlers, J., Kozarski, S. & Gibbard, P., (toim.): *Glacial deposits in north-east Europe*. 57–66. A.A.Balkema Publishers.
- Rea, B.R., Evans, D.J.A. (2005). Plateau icefield landsystems. Teoksessa Evans, D.J.A (toim.): *Glacial Landsystems*, 407–431. Arnold, Lontoo.
- Repo, R. (1957). Untersuchungen über die Bewegungen des Inlandeises in Nordkarelien. *Bulletin de la Commission geologique de Finlande* 179. 178 s.
- Rogerson, R.J., Batterson, M.J. (1982). Contemporary push moraine formation in Yoho Valley, BC. Teoksessa Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (toim): *Research in Glacial, Glacio-fluvial and Glacio-lacustrine Systems*. 71–90. Geo Books, Norwich.
- Rust, B.R. (1977). Mass flow deposits in Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 175–184.
- Saarinen, T. (2006). Maapallon kehitys ja eksogeeniset prosessit. Julkaisematon luentomoniste. Turun yliopiston Geologian Laitos.
- Saarnisto, M., Saarinen, T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change* 31, 387–405.

- Salonen, V.-P. (1991). Glacial dispersal of Jotnian sandstone fragments in southwestern Finland. *Geologinen tutkimuslaitos, Special Paper* 12, 127–130.
- Salonen, V.-P., Glückert, G. (1992). Late Weichselian activity and sediments in southwestern Finland. *Sveriges Geologiska Undersökning, series C* 81, 313–318.
- Sauramo, M. (1923). Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. *Bulletin de la Commission Geologique de Finlande* 60, 1–164.
- Sauramo, M. (1958). Die Geschichte der Ostsee. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III*, 51, 1–522.
- Schumm, S.A. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 31, 19–29.
- Schumm, S.A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5–27.
- Seppälä, M. (1971). Evolution of eolian relief of the Kaamasjoki-Kiellajoki river basin in Finnish Lapland. *Fennia* 104, 1–88.
- Shakesby, R.A. (1985). Geomorphological effects of jökulhlaups and ice-dammed lakes, Jotunheimen, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 39, 1–16.
- Sharpe, D.R., Cowan, W.R. (1990). Moraine formation in northwestern Ontario: product of subglacial fluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1478–1486.
- Shaw, J., Kvill, D. & Rains, B. (1989). Drumlins and catastrophic subglacial floods. *Sedimentary Geology*, 62, 177–202.
- Shoemaker, E.M. (1992a). Subglacial floods and the origin of low-relief ice sheet lobes. *Journal of Glaciology*, 38, 105–112.
- Shreve, R.L. (1972). Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology* 11:62, 205–214.
- Shreve, R.L. (1985). Esker characteristics in terms of glacier physics, Katahdin esker system, Maine. Geological Society of America, *Bulletin* 96, 639–646.

- Siegert, M.J., Dowdeswell, J.A., Hald, M., Svendsen, J.I. (2001). Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full Weichselian glacial cycle. *Global and Planetary Change* 31:1–4, 367–385.
- Strömberg, B. (2005). Clay varve chronology and deglaciation in SW Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III, Geologica-Geographica* 167, 1–49.
- Swift, D.A., Nienow, P.W., Spedding, N., Hoeye, T.B. (2002). Geomorphic implications of subglacial drainage configuration: rates of basal sediment evacuation controlled by seasonal drainage system evolution. *Sedimentary Geology* 149, 5–19.
- Taipale, K., Saarnisto, M. (1991). *Tulivuorista jääkausiin. Suomen maankamaraan kehitys*. 416 s. WSOY, Porvoo.
- Tanner, V. (1915). Studier öfver kvartärsystemet I Fennoskandias nordliga delar. III. *Bulletin de la Commission geologique de Finlande* 38. 815 s.
- Teller, J.T. (2005). Subaquatic landsystems: Large proglacial lakes. Teoksessa Evans, D.J.A (toim.): *Glacial Landsystems*, 348–371. Arnold, Lontoo.
- Teller, J.T., Boyd, M., Yang, Z., Kor, P.S.G., Fard, A.M. (2005). Alternative routing of Lake Agazzis overflow during the Younger Dryas: new dates, paleotopography and a re-evaluation. *Quaternary Science Reviews* 24, 1890–1905.
- Thorarinsson, S. (1939). The ice-dammed lakes of Iceland, with particular referens to their values as indicators of glacier oscillation. *Geografiska Annaler* 21, 216–242.
- Ulkoilukartta (2010). *Hämeen Järviylänkö 1: 55 000*. Hämeen virkistysalueyhdistys ry. Hämeenlinna. Karttakeskus.
- Van der Wateren, F.M. (1994). Proglacial subaquatic outwash fan and delta sediments in push moraines—indicators of subglacial meltwater activity. *Sedimentary Geology* 91, 145–172.
- Van der Wateren, F.M. (2002). Processes of glaciotectonism. Teoksessa Menzies, J. (toim.): *Modern and past glacial environments*, 417–443. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Van der Wateren, F.M. (2005). Ice marginal terrestrial landsystems: Southern Scandinavian ice sheet margin. Teoksessa Evans, D.J.A (toim.): *Glacial Landsystems*, 166–203. Arnold, Lontoo.

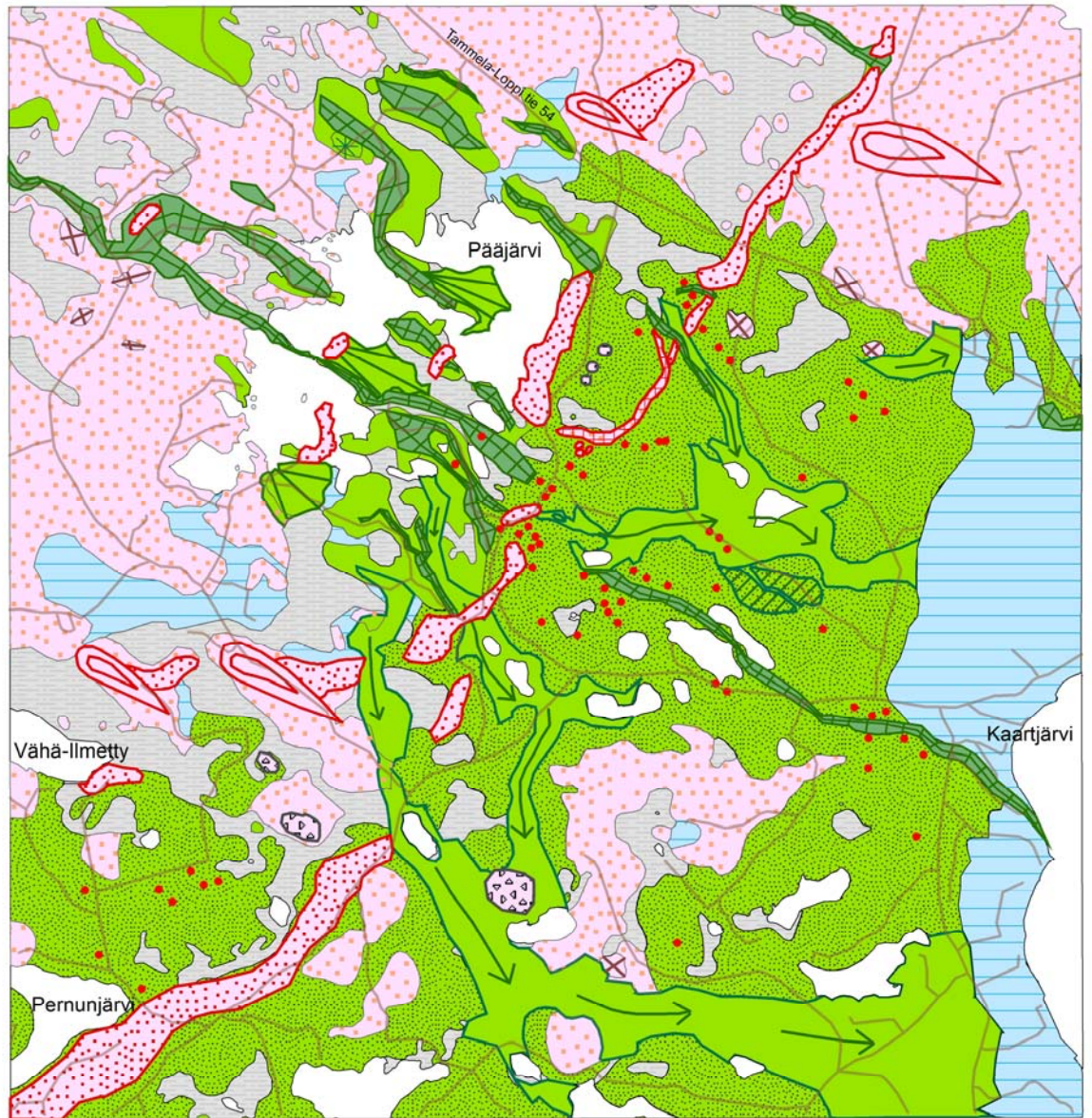
- Virkkala, K. (1961). On the glacial geology of the Hämeenlinna region, Southern Finland. *Bulletin de la Commission geologique de Finlande* 196, 215–242.
- Virkkala, K. (1963). On ice-marginal features in south-western Finland. *Bulletin de la Commission geologique de Finlande* 210, 1–76.
- Virkkala, K. (1966). Lohjan ja Karkkilan alueiden maaperä. Julkaisematon selitys Suomen geologisesta kartasta 1: 100 000, Quaternary deposits, lehti 2042 Karkkila. Geologian tutkimuskeskus.
- Walder, J.S., Hallet, B. (1979). Geometry of former subglacial water channels and cavities. *Journal of Glaciology* 23: 335–346.
- Walker, M. (2006). *Quaternary dating methods*. 286 s. John Wiley & Sons, Chichester, Englanti.
- Warren, W.P., Ashley, G.M. (1994). Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *Journal of Sedimentary Research* A64:3, 433–449.
- Whiteman, C.A. (2002). Processes of terrestrial glacial deposition. Teoksessa Menzies, J. (toim): *Modern and Past Glacial Environments*. A Student Edition. 171–181. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Worsley, P. (1974). Recent “annual” moraine ridges at Austre Okstindbreen, Okstindan, north Norway. *Journal of Glaciology* 13, 265–277.

### www-lähteet:

- Haavisto-Hyvärinen, M., Kutvonen, H. (2007). Maaperäkartan käyttöopas. Suomen geologinen kartta. Geologian tutkimuskeskus. 24.9.2010.  
<[http://www.gtk.fi/export/sites/fi/kartoitus/maapera/MP\\_21\\_6.pdf](http://www.gtk.fi/export/sites/fi/kartoitus/maapera/MP_21_6.pdf)>
- Laserkeilausaineistot. PaiTuli Paikkatietolainaamo. 4.4.2011. L4223C4, L4223D3, L4223D1, L4223B3, L4223A3 ja L4223C1.
- Maastotietokanta, vesistöt. 20.2.2011. PaiTuli Paikkatietolainaamo. LM20NYB ja LM20O3A.
- Maanmittauslaitos (2011). Laserkeilaustekniikka. 10.6.2011.  
<<http://www.maanmittauslaitos.fi/kartat/laserkeilausaineistot/laserkeilaustekniikka>>

- Maanmittauslaitos (2011). Laserkeilaamalla tuotetaan uutta korkeusmallia. 10.6.2011.  
<<http://www.maanmittauslaitos.fi/kartat/laserkeilausaineistot/laserkeilaamalla-tuotetaan-uu-tta-korkeusmallia>>
- Metsähallitus (2011). 13.10.2011.  
<<http://www.luontoon.fi/Retkikohteet/matkailuseudut/hameenjarviylanko/Sivut/Default.aspx>>
- Oksanen, J. (1998). Yoldiameri Suomessa noin 10 000 vuotta sitten. 5.8.2010  
<[http://www.helsinki.fi/maantiede/geofi/fennia/demo/pages/pdf/oksanen\\_cd2.pdf](http://www.helsinki.fi/maantiede/geofi/fennia/demo/pages/pdf/oksanen_cd2.pdf)>
- PaItuli Paikkatietopalvelu (2011). Tieteen tietotekniikan keskus Oy. Laserpisteaineiston metatiedot. 20.2.2011.  
<<http://www.csc.fi/tutkimus/alat/geotieteet/paikkatieto/paituli>>
- Peruskartta 1: 20 000 (2010). Tiedosto UL4223L\_RK1\_1. Maanmittauslaitos. PaiTuli-paikkatietopalvelu 20.7.2011.
- Suomen Kansallinen Geologian Komitea (2011). Maankohoaminen ja vesistöjen muutokset. 8.12.2011.  
<[http://www.geologia.fi/index.php?option=com\\_content&task=view&id=71&Itemid=43](http://www.geologia.fi/index.php?option=com_content&task=view&id=71&Itemid=43)>
- Vanne, J. (2008). Laserkeilausaineistojen sovelluksista. Laserkeilaus ja uusi valtakunnallinen korkeusmalli-seminaari. Maanmittauslaitos. 10.6.2011.  
<http://www.maanmittauslaitos.fi/node/6590>
- Vilhomaa, J. (2010). Uuden valtakunnallisen laserkeilaukseen perustuvan korkeusmallituotannon käynnistäminen Maanmittauslaitoksessa. *Maanmittaus* 85: 2, 28–37. 19.3.2012. <[http://mts.fgi.fi/maanmittaus/numerot/2010/2010\\_2\\_vilhomaa.pdf](http://mts.fgi.fi/maanmittaus/numerot/2010/2010_2_vilhomaa.pdf)>





0 500 m



## Geomorfologiset muodostumat ja korkokuvaustyypit

|   |   |   |                 |
|---|---|---|-----------------|
|    | kalliopaljastuma  |  | järvi tai lampi |
|    | drumliini   |  | tie             |
|    | kumpumoreeni  |   |                 |
|    | päätemoreeni  |   |                 |
|    | puskumoreeni  |   |                 |
|    | pohjamoreeni  |   |                 |
|    | suppakuoppa   |   |                 |
|    | sedimenttitasanko                                       |   |                 |
|    | harju   |   |                 |
|    | sub-akvaattinen keila                                   |   |                 |
|  | kameterassi   |   |                 |
|  | glasifluviaalit sulavesiuomat                           |   |                 |
|  | sorasärkkä  |   |                 |
|  | sandurdelta   |   |                 |
|  | eloperäinen korkokuva                                   |   |                 |
|  | glasigeeninen korkokuva                                 |   |                 |
|  | glasifluviaalinen korkokuva                             |   |                 |
|  | syvään veteen tai rantavyöhykkeeseen syntynyt korkokuva |   |                 |