

**Glasiaalisten lineaatioiden morfologiset vaihtelut ja  
niiden yhteys jäätikön alaisiin sulamisvesiin  
eteläisessä Suomessa**

Leevi Ahonen

Maantiede  
pro gradu -tutkielma  
Laajuus: 30 op

Ohjaaja:  
Joni Mäkinen

Tammikuu 2023  
Turku

Pro gradu -tutkielma

**Pääaine:** Maantiede

**Tekijä:** Leevi Ahonen

**Otsikko:** Glasiaalisten lineaatioiden morfologiset vaihtelut ja niiden yhteys jäätikön alaisiin sulamisvesiin eteläisessä Suomessa

**Ohjaaja:** Joni Mäkinen

**Sivumäärä:** 99 sivua

**Päivämäärä:** Tammikuu 2023

---

Laserkeilaukseen (LiDAR) perustuvat digitaaliset korkeusmallit ovat tarkentaneet käsitystä jäätikön alaisista sulamisvesivirroista. Kuvista on paljastunut sulamisvesireittejä sekä löydetty tieteelle tuntemattomia muodostumia (esim. murto). Tekniikan kehityksen myötä, myös jäätikön virtaviivaistamien muodostumien eli lineaatioiden morfologiaa voidaan tarkastella aiempaa yksityiskohtaisemmin. Tutkielmassa luokiteltiin laserkeilausaineistosta lineaatioita niiden tekstuurin perusteella neljään luokkaan Itämeren virtauskielekkeen alueelta. Tasaisen tekstuurin (T-lineaatiot, luokka 0) pääteltiin indikoivan erityisesti jäätikön virtauksen maanpintaan kohdistamaa virtaviivaistavaa vaikutusta. Rikkonaisen, kumpumoreenimaisen tekstuurin (R-lineaatiot, luokat 1–3) pääteltiin muodostuneen subglasiaalisten sulamisvesivirtojen seurauksena lineaatioihin maanpinnan virtaviivaistumisen jälkeen. Keskeinen havainto on, että lineaatiot ja muut kohoumat ovat ohjanneet sulamisvesiä kulkeutumaan niiden suojapuolelle. Tätä selittää todennäköisesti jäätikön maanpintaan kohdistama pienempi paine kohouman suojapuolella kuin sen proksimaalissa. Myös lineaation koostumuksella näytti olevan merkitystä. Lineaation proksimaaliosa koostuu usein kallioperästä, suojapuolen koostuessa usein löyhistä sedimenteistä, minkä vuoksi muodostuman suojapuoli on deformaatioalttiimpi. Suurin osa R-lineaatioista havaittiin Itämeren osakielekkeen, Loimaan virtauskielekkeen alueella, jossa ne muodostivat kielekettä halkovan kiilamaisen kuvion, mikä indikoi osakielekkeen subglasiaalisen hydrologisen systeemin eronneen pääkielekkeestä. Ajallisesti R-lineaatioiden muodostuminen näyttää kytkeytyvän silloiseen ilmaston lämpiämiseen, Nuoremman Dryaksen päättymiseen. R-lineaatiot painottuivat erityisesti II ja III Salpausselän alueelle, jossa niiden havaittiin alkavan noin 3 km reunamuodostumien proksimaalista. Tämä voi indikoida jäätikön reunan kylmäpohjaisuutta, millä on voinut olla sulamisvesiä patoava vaikutus, jolloin vedet ovat levinneet lateraalisesti laajalle alueelle. Tämä tutkielma lisää ymmärrystä topografian vaikutuksesta sulamisvesien ohjautumiseen jäätikön alla, sekä syventää käsitystä, kuinka deglasiaatio on edennyt eteläisessä Suomessa.

---

**Avainsanat:** Lineaatio, deglasiaatio, subglasiaalinen, deformaatio, LiDAR

Master's thesis

**Subject:** Geography

**Author:** Leevi Ahonen

**Title:** Morphological variations of glacial lineations and their connection to subglacial meltwater flows in southern Finland

**Supervisor:** Joni Mäkinen

**Number of pages:** 99 pages

**Date:** January 2023

---

With LiDAR-technology, subglacial meltwater routes have been found and new bedforms unknown to science discovered (see murtoos). Also, the morphology of the streamlined bedforms, i.e. glacial lineations, can be examined in more detail than before. In this thesis, lineations were classified into four categories according to their texture from LiDAR based digital elevation models. The smooth texture (S-lineations, class 0) was concluded to indicate primarily the glacier flow and its streamlining effect on the land surface. Hummocky texture (H-lineations, classes 1–3) was inferred to have been formed secondarily by subglacial meltwater flows. The key observation is that the lineations have routed the meltwater to flow to the lee side of the bedforms. This is probably explained by the lower pressure on the lee side of the bedform compared to its proximal side. Also, the proximal part usually consists of bedrock while the lee side consists of loose sediments, which makes the lee side more susceptible to deformation. Most of the H-lineations were observed in the Loimaa sublobe, area which endorses the notion that the subglacial hydrological system has diverged from the main ice stream, Baltic Sea ice lobe. The formation of H-lineations seems to be linked to the end of the cold period, Younger Dryas. H-lineations were concentrated in the II and III Salpausselkä area, where they were observed to start approximately 3 km from the proximal side of the marginal moraines. This could indicate the cold based conditions under the glacier margin, which may have caused the waters to spread laterally over a wide area. This thesis increases the understanding of the influence of topography on the routing meltwater under the glacier and deepens the understanding how the deglaciation has progressed in Southern Finland.

---

**Key words:** Glacial lineations, deglaciation, subglacial, deformation, LiDAR

# Sisällysluettelo

1 Johdanto .....	6
2 Teoreettinen viitekehys.....	7
2.1 Jäätikön virtausdynamikka .....	7
2.2 Glasiaaliset lineaatiot .....	12
2.2.1 Lineaatiotyypit.....	12
2.2.2 Lineaatioiden synnystä.....	17
2.2.3 Virtaviivaisten muodostumien jatkumo .....	24
2.2.4 Lineaatioiden koostumus ja rakenne .....	26
2.3 Jäätikön hydrologia .....	29
2.3.1 Paineolot .....	29
2.3.2 Subglasiaalisen hydrologisen systeemin osat.....	30
2.3.3 Suojapuolen kavitaatiot.....	34
2.3.4 Sulamisvesiverkoston geomorfologinen jälki.....	37
3 Aineistot ja menetelmät.....	41
3.1 Aineistot .....	41
3.2 Geomorfologinen kartoitus.....	42
4 Tutkimusalue .....	43
4.1 Alueen rajaus.....	43
4.2 Alueen geologinen ja geomorfologinen kuvaus .....	43
4.3 Alueen deglasiatiohistoria.....	44
5 Tulokset .....	45
5.1 Lineaatioiden luokat.....	45
5.2 Lineaatioiden maantieteellinen jakauma .....	49
5.3 Lineaatiot ja jäätikön virtaus .....	52
5.3.1 Yleispiirteet.....	52
5.3.2 Lineaatiot suhteessa Salpausselkiin .....	53
5.4 Lineaatiot ja topografia .....	55
5.5 Lineaatiot ja hydrologia.....	64
5.6 Kenttäretken tulokset.....	71
6 Pohdinta .....	74
6.1 R-lineaatiot ja deformaatio .....	74
6.2 Hydrologia .....	75
6.2.1 Harjuverkosto .....	75
6.2.2 Subglasiaaliset järvet.....	77

6.2.3 Sulamisvesireitit ja jäätikön rakoilu.....	79
6.2.4 Salpausselät.....	80
6.3 Maanpinnan topografian vaikutus sulamisvesien ohjautuvuuteen.....	82
6.3.1 Suojapuolen kavitaatiot.....	83
6.4 Maaperä ja maanpinnan rikkonaisuus.....	84
6.5 Rannikkoalueen keskittymät.....	85
7 Johtopäätökset.....	86
Kiitokset.....	87
Lähdeluettelo.....	88

## 1 Johdanto

Viimeisintä jäätiköitymisen aikaa, jolloin Pohjois-Amerikassa ja Euroopassa oli laajoja mannerjäätikköjä, kutsutaan Veiksel-jääkaudeksi. Se alkoi noin 110 000 vuotta sitten ja päättyi Euroopan alueella noin 10 000 vuotta sitten, Fennoskandian jäätikön vetäytyessä Skandien vuoristoon (Stroeven ym. 2016). Suurimmillaan Fennoskandian jäätikkö oli 20 000 vuotta sitten, sen ulottuessa Huippuvuorilta aina Keski-Eurooppaan asti. Jäätikön ollessa laajimmillaan se oli arviolta 2–3 km paksu sen keskusalueilla (Fjeldskaar & Amantov 2018). Erot jäätikön paksuudessa keskusalueiden ja reuna-alueiden välillä sai jäätikön virtaamaan. Fennoskandian jäätiköllä yksi suurimmista jäätikkövirroista oli pohjois-eteläsuuntaisesti virrannut Itämeren virtauskieleke, joka virtasi Itämeren päältäan myötäisesti aina Pohjois-Saksaan asti (Stokes & Clark 2001). Tämän tutkielman tutkimusalue käsittää osaa eteläisestä ja lounaisesta Suomesta, missä vaikutti juuri Itämeren virtauskieleke.

Jäätikkövirtojen vaikutuksesta maanpinta virtaviivaistui. Tällaisia jäätikön synnyttämiä virtaviivaisia muodostumia kutsutaan yhteisnimityksellä glasiaaliset lineaatiot. Glasiaalisista lineaatioista on kertynyt paljon tutkimustietoa. Vielä ei kuitenkaan olla päästy yksimielisyyteen, ovatko lineaatiot syntyneet ensisijaisesti kasautumisen (Stokes ym. 2013) vai erodoitumisen kautta (Eyles ym. 2016), vai onko maanpinta virtaviivaistunut tavalla, jossa molemmat prosessit yhdistyvät (Möller & Dowling 2016). On myös mahdollista, että virtaviivaisia muodostumia voi syntyä eri tavoin (Clark 2010). Kenties tunnetuin glasiaalinen lineaatio on drumliini sen suhteellisen helposti havaittavan jyrkän profiilin vuoksi.

Viime vuosina uudet kuvantamistekniikat, erityisesti laserkeilaus (engl. *light detection and ranging, LiDAR*) ja kyseisen tekniikan avulla tuotetusta pistepilvestä prosessoidut digitaaliset korkeusmallit (engl. *digital elevation models, DEM*) ovat tarjonneet aiempaa tarkemman kuvan maanpinnan muodoista. Tämä on vauhdittanut myös jäätikön alaisen- eli subglasiaalisen ympäristön tutkimista alueilla, joissa Veiksel-jääkauden jäätiköt vaikuttivat. Kokonaan uusia, sulamisvesivirtoja indikoivia muodostumia kuten murtoita (Seppälä 2016; Mäkinen ym. 2017; Peterson ym. 2017) sekä sulamisvesireittejä (Peterson ym. 2017; Lewington ym. 2020; Ahokangas ym. 2021) on havaittu, jotka ilman kaukokartoitustekniikan loikkaa olisivat todennäköisesti jääneet löytämättä. Uusien korkeusmallien myötä erityisesti maanpinnan topografian kartoitustarkkuus on parantunut huomattavasti. Tekniikan kehittymisen myötä voidaan tarkastella aiempaa tarkemmin myös jo paljon tutkittuja muodostumia kuten drumliineja ja muita lineaatioita.

Drumliinien ja muiden jäätikön virtaviivaistamien muodostumien morfologiset kuvaukset ovat selittäneet yleensä niiden pituus- ja leveysmittoja (Clark ym. 2009; Stokes ym. 2013), tai kaksiulotteista muotoa lateraaliossa sekä korkeimman kohdan sijaintia (Menzies 1979; Gluckert 1973; Shaw 1983; Knight McCabe 1997; Spagnolo ym. 2011). Myös niiden absoluuttisia korkeusmittoja on mitattu (Zelcs & Dreimanis 1997; Ely ym. 2017; Hart ym. 2018; Ives & Iverson 2019). Laserkeilausaineistosta prosessoidut korkeusmallit avaavat mahdollisuuden tarkastella lineaatioita aiempaa tarkemmin. Tarkoista kuvista voidaan havainnoida, minkälaisia muotoja lineaatioissa itsessään esiintyy. Siten muotojen kuvaaminen ei rajoitu vain lineaatioiden yleispiirteisten mittojen kuvaamiseen. Kuvista voidaan tehdä myös aiempaa täsmällisempiä johtopäätöksiä, miten lineaatiot suhteutuvat muuhun geomorfologiaan.

Tässä tutkielmassa kartoitetaan lineaatioita LiDAR-kuvasta Itämeren virtauskielekkeen alueelta, eteläisessä ja lounaisessa Suomessa. Tutkielmassa keskitytään tutkimaan lineaatioiden pintarakennetta eli tekstuuria, menemättä kovin syvälle niiden sisäiseen koostumukseen. Lopuksi pohditaan mahdollisia syitä lineaatioiden tekstuurin vaihteluihin ja sidotaan muodostumat ja muotojen vaihtelut osaksi laajempaa geomorfologiaa, pitäen mielessä jäätikönläisessä ympäristössä vaikuttaneet hydrologiset prosessit ja niiden vaikutukset Fennoskandian jäätikön alta paljastuneeseen maastoon.

Alla on esitetty keskeiset tutkielmaa ohjaavat tutkimuskysymykset.

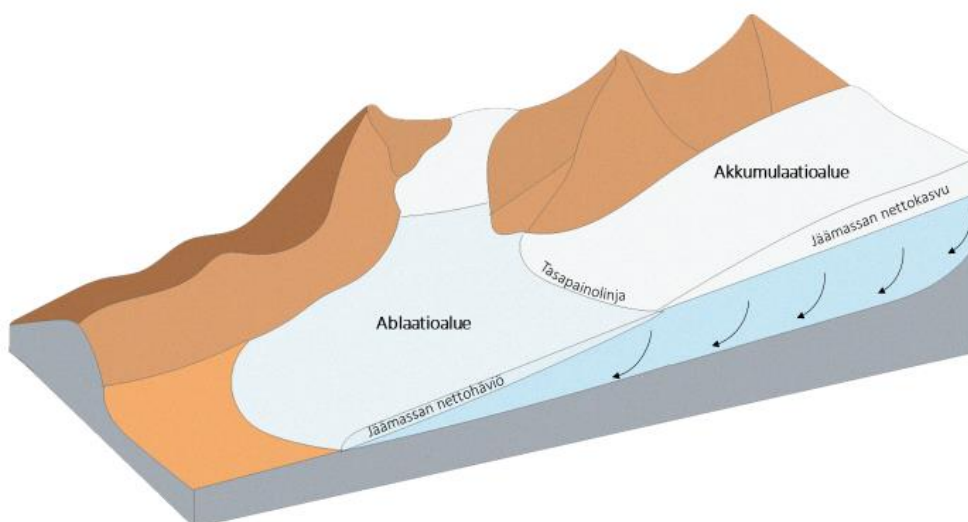
- 1) Millaisia muotoja ja eroja lineaatioiden tekstuuurissa on havaittavissa?
- 2) Miten tekstuuriltaan erilaiset lineaatiot sijoittuvat tutkimusalueella?
- 3) Miten tekstuuriltaan erilaiset lineaatiot ovat suhteessa muuhun geomorfologiaan?
- 4) Mitä mahdollisia syitä on lineaatioiden tekstuurin vaihteluihin?

## 2 Teoreettinen viitekehys

### 2.1 Jäätikön virtausdynamikka

Jäätikkövirraksi (engl. ice stream) kutsutaan aluetta jäätiköllä, joka erottuu jään virtausnopeudeltaan selvästi muusta jäätiköstä (Paterson 1994 s. 301). Jäätikkövirrat voivat olla mittavan kokoisia, suurimmat jopa kymmeniä kilometrejä leveitä ja satoja kilometrejä pitkiä. Ne ovat merkittäviä jäätikön massataseen kannalta, sillä ne pystyvät kuljettamaan suuria määriä jäätä jäätikön keskusalueilta hyvin nopeassakin ajassa (Clark & Stokes 2004 s. 227; Stokes 2018). Jäätikkövirtojen virtausnopeus voi olla satoja metrejä tai kilometrejä vuodessa.

Jään virtaus kytkeytyy jäätikön massataseeseen. Virtauksen alkulähde sijaitsee akkumulaatiovyöhykkeellä, jonne sataa vuodenaikana enemmän lunta, kuin sitä ehtii sulaa (Bennet 2003; Cogley ym. 2010) (kuva 1). Uutta lunta sataessa jäätikön päälle, paineolot alimmaisissa lumikerroksissa kasvavat, jolloin huokoinen rakenne hajoaa tiivistymisen seurauksena. Lumi muuttuu firn-lumeksi, joka on jään ja lumen välimuoto. Kun kaikki firn-lumessa olevat huokoskytkennät ovat sulkeutuneet, lumesta muodostuu jäätä. Ablatiovyöhyke on puolestaan alue, jossa jäätikön massatase on negatiivinen, eli sulaminen on uuden jään muodostumista nopeampaa. Jäätikkö voi menettää massaansa sulamisen myötä, sublimoitumalla tai jäätikön poikimisella (engl. calving), jossa jäätikön virratessa mereen muodostuu jäälauttoja tai jäävuoria (Bamber ym. 2004 s. 399). Pohjois-Amerikassa Hudsonin lahdella Laurentian jäätikön jäävirrat poikivat mereen jäävuoria, josta on todisteena sedimenttikasaumia merenpohjassa. Näitä kerrostumia kutsutaan Heindrichin kerrostumiksi (Stokes & Clark 2001). Jakolinjaa akkumulaatio- ja ablaatiovyöhykkeen välissä kutsutaan tasapainolinjaksi. Jäätikön massataseen ollessa vakio jäätikkö ei pienene, vaan ablaatiovyöhykkeellä sulaneen jään korvaa akkumulaatiovyöhykkeeltä virrannut jää. Mikäli jään virtaus ei kompensoi sulanutta jäätä, jäätikkö pienenee. Vastaavasti jäätikön virtauksen ollessa voimakkaampaa kuin jään sulaminen, jäätikkö alkaa laajentua.



Kuva 1. Jäätikön massataseeseen vaikuttavat akkumulaatio- sekä ablaatiovyöhyke (Zone of Accumulation & Wastage 1999, mukailten).



Jäätikkö voi virrata sisäisen deformaation kautta, jossa jää liikkuu virumalla (engl. *creep*). Jos jäätikön pohja painesulamisen seurauksena sulaa, se voi liukua alustansa yli (Alley ym. 2004). Tällaista jäätikköä sanotaan lämminpohjaiseksi jäätiköksi (engl. *temperate glacier*). Mikäli vettä kertyy alustaan paljon sulamisen seurauksena, kohonnut vedenpaine voi nostaa jäätikköä, mikä vähentää jäätikön ja maanpinnan välistä kitkaa kiihdyttäen jään virtausta. Virratessaan alustansa yli, jää voi deformoida pohjan sedimenttejä, jolloin se jättää merkittävän geomorfologisen jäljen. Kylmäpohjainen jäätikkö (engl. *cold glacier*) on jähmeämpi liikkumaan, mikä johtuu jäätikön jäätymisestä pohjaan kiinni. Tällainen jäätikkö liikkuu yleensä jään sisäisen deformaation kautta, ilman että maanpintaan jää merkittäviä jälkiä jään virtauksesta. Pohjan lämpöolot voivat vaihdella jäätikön eri osissa, jolloin jäätikköä kutsutaan polytermiseksi jäätiköksi (engl. *polythermal glacier*). Polytermisen jäätikön keskusalueella jäätikkö on yleensä kylmäpohjainen ja vastaavasti lähempänä reunaa, erityisesti virtauskielekkeiden alueilla lämminpohjainen (Stokes 2018). Aivan reunan läheisyydessä jäätikkö voi olla jäätyneenä maanpintaan kiinni, jolloin jäätikön virtaus kohdistuu viistosti ylöspäin (Moore ym. 2011; Seppälä 2016).

Painovoima saa jäätikön virtaamaan, jota puolestaan kitkavoimat virtauksen sivuilla ja pohjassa vastustavat. Kumpareinen maanpinta hillitsee jään liikettä enemmän kuin tasainen (Alley 1993; Stokes 2018). Maanpinnan sedimenttien määrä ja laatu vaikuttavat jäätikön virtaavuuteen. Paksujen ja löyhien sedimenttikerrosten on päätelty edistävän jään liikettä, kun taas kiteisen kallioperän alueella vaikuttaa suurempi kitka, minkä vuoksi jäätikkö virtaa hitaammin (Margold ym. 2015). Kallioperäkummut saattavat toimia tahmeina pisteinä (engl. *sticky spot*), mitkä jarruttavat jäätikön virtausta (Sergienko & Hulbe 2011; Stokes 2018). Myös jäätikön pohjaan kiinni jäätyneet sedimentit lisäävät jäätikön ja maanpinnan välistä kitkaa.

Jäätikkövirrat voidaan karkeasti jakaa topografisiin virtoihin ja jäätikkövirtoihin (engl. *pure ice stream*), joiden virtaus perustuu ensisijaisesti jäätikön geometriaan. Maanpinnan alenemien kohdalla jäätikkö on paksumpaa kuin ympäröivillä alueilla, minkä vuoksi maanpintaan kohdistuva paine kasvaa ja saa jäätikön virtauksen kiihtymään (Bennet 2003; Margold ym. 2015). Paksumpi jää toimii eristeenä, mikä nostaa jäätikön pohjan lämpötilaa ja tehostaa jään sisäistä deformatumista. Myös jäätikön painesulamisen kasvaa, mikä voitelee jäätikön pohjan liukkaaksi. Sulamisvesien virtaus myötäilee maanpinnan topografiaa, edesauttaen virtauksen voimistumista alenemien kohdalla, toimimalla voiteluaineena sekä nostamalla jäätikköä irti maanpinnasta, jolloin jäätikön ja maanpinnan välinen kitka pienenee (Bennet 2003; Kyrke-Smith ym. 2015). Lähes kaikki nykyisten jäätiköiden jäätikkövirrat ovat topografisia (Margold

ym. 2015). Tällainen jäätikkövirta on esimerkiksi Grönlannin jäätikön virtauskieleke *Jakobshavn*, joka mukailee pääsääntöisesti maanpinnan topografiaa, virratessaan kapeassa vuoristosolassa (Stokes 2018). Antarktiksella Rossin jäähyllille virtaavat jäätikkövirrat ovat tällä hetkellä ainoita virtoja, joiden virtausdynamiikkaan vaikuttaa jään geometria enemmän kuin maanpinnan topografia (Stokes & Clark 2001; Bennett 2003). Jäätikkövirrat voivat päättyä joko veteen tai ne voivat sulaa maanpäällä terrestrisesti. Kaikki nykyisten mannerjäätiköiden jäätikkövirrat virtaavat mereen, minkä vuoksi päätelmät terrestrisesti sulavista virroista perustuvat havaintoihin jo sulaneiden paleo-jäätiköiden jättämiin geomorfologisiin jälkiin (Stokes & Clark 2001).

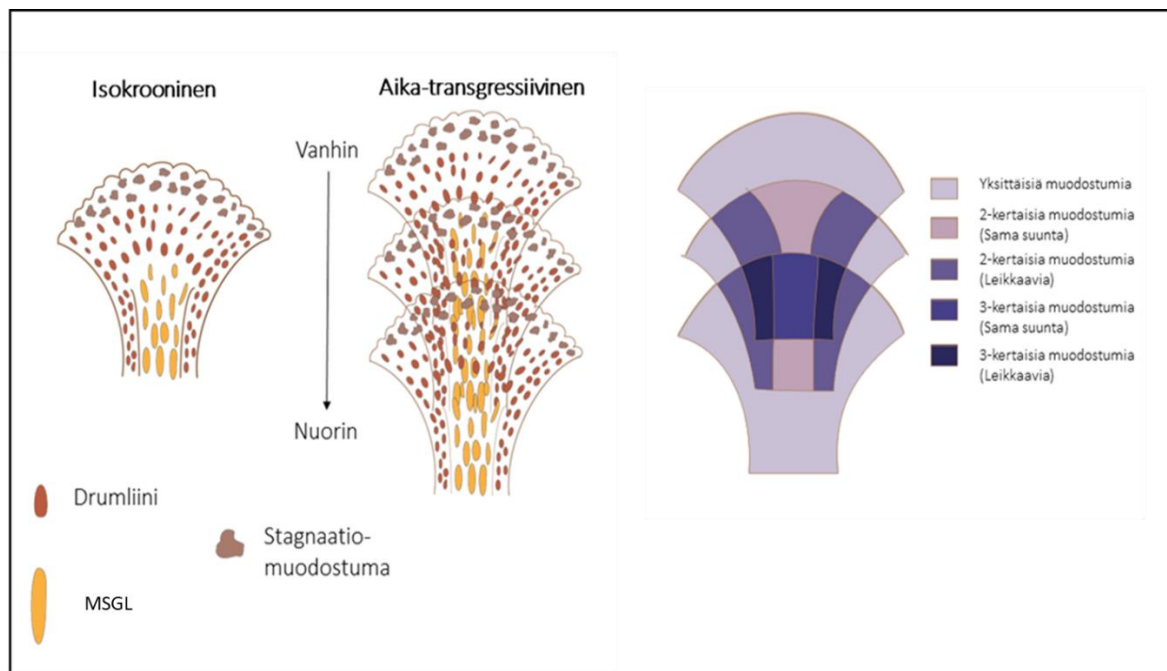
Globaalisti, jäätikkövirrat vaikuttavat merenpinnan korkeuteen ja ne voivat muuttaa myös merivirtoja (Stokes 2018). Ilmastonmuutos vähentää nykyisten jäätiköiden massaa suoraan, joko lämpötilan noususta seuranneen sulamisen myötä, tai epäsuorasti kiihdyttämällä jäätikön virtausta, sulavesien pienentäessä jään ja maanpinnan välistä kitkaa (Bamber ym. 2004 s. 395). Viime vuosien tutkimukset osoittavat, että Grönlannin jäätikön sulaminen voisi hidastaa ja lopulta pysäyttää termohaliinikierron Pohjois-Atlantilla (Rahmstorf ym. 2015; Garcia-Quintana ym. 2019). Kierron pysähtymisen saattaisi viilentää Euroopan ilmastoa.

Jäätiköiden tutkimus voidaan jakaa nykyisten jäätiköiden, eli sulaneiden- eli paleo-jäätiköiden tutkimukseen (Greenwood ym 2016). Muinaisista jäätiköistä on todisteina niiden maisemaan jättämä geomorfologinen jälki, mistä voidaan päätellä jäätiköiden subglasiaalisen ympäristön ominaisuuksia (Stokes & Clark 2001). Nykyisiltä jäätiköiltä saadaan tietoa muun muassa jäätikkövirtojen nopeuksista, massan vaihteluista ja hydrologiasta (Bamber ym. 2004 s. 394–396; Greenwood ym. 2016). Vaikkakin tutkimusmenetelmät ovat kehittyneet, on nykyisten jäätiköiden subglasiaalisen ympäristön tutkiminen verrattain hankalaa paksun ja eristävän jäämassan vuoksi. Kokonaiskuvan kannalta molemmat tutkimushaarat ovat tärkeitä.

Denton & Hughes (1981) kuvasivat ensimmäisinä viimeisimmän noin 10 000 vuotta sitten päättyneen Veiksel-jääkauden jäätiköiden virtauskielekkeiden mahdollisia sijainteja pohjoisella pallonpuoliskolla. Kuvaus oli löyhä, mutta se oli tärkeä avaus virtauskielekkeiden tarkempaan tutkimukseen ja jäätiköiden kokonaiskuvan hahmottamiseen. Sittemmin muun muassa Stokes & Clark (2001) on koonnut perusteellisen kuvan paleo-jäätiköiden jäätikkövirtojen sijainneista, pohjaten tutkimuksensa lukuisiin jäätikkövirtojen sijainteja käsitteleviin tutkimuksiin. Boulton ym. (2001) rekonstruktoi satelliittikuviin perustaen

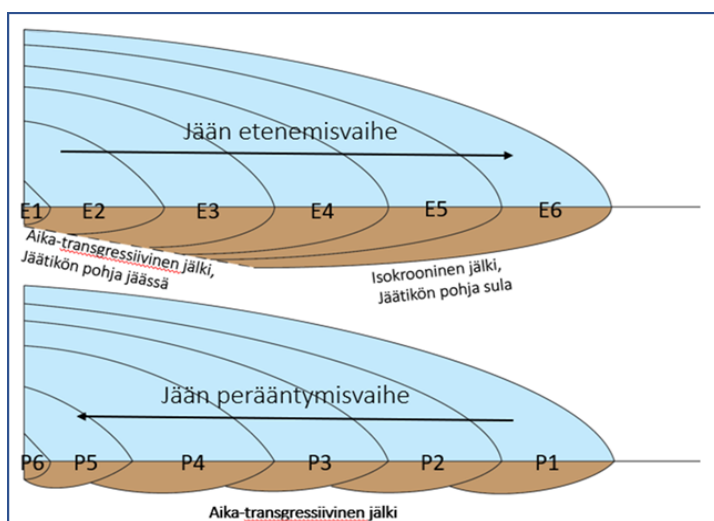
Fennoskandian jäätikön jäätikkövirtojen vaiheita ja Margold ym. (2015) Pohjois-Amerikassa sijainneen Laurentian jäätikön jäätikkövirtoja.

Jäätikkövirtojen erodoiva vaikutus kallioperään ja sedimenttikerrostumiin on ollut huomattava. Ne ovat myös kuljettaneet ja kasanneet materiaalia muualle. Sulaneiden mannerjäätiköiden jäätikkövirtausten rekonstruktio perustuukin maastosta havaittavien jäätikkösyntyisten muodostumien kartoittamiseen (Chandler ym. 2018). Muodostumat kertovat jäätikön viimeisistä vaiheista, sillä aikaisemmista vaiheista kertovat muodostumat ovat suurelta osin erodoituneet pois (Stokes & Clark 2001). Jäätikkösyntyisiä eli glasigeenisia muodostumia ovat virtaviivaiset lineaatit, kuten drumliinit, flutingit, megaflutingit ja MSGL-muodostumat (engl. *Mega-scale glacial lineations*). Lineaatit ovat hyvä indikaattori jäätikkövirran olemassaolosta (Clark ym. 2009; Spagnolo ym. 2010). Muita muodostumia ovat muun muassa reunamuodostumat, harjut, deltat, De-Geer moreenit ja juomumoreenit. Muodostumat ovat syntyneet jäätikön mekaanisen liikkeen ja sulavesivirtojen myötä tai näiden yhteisvaikutuksesta, jättäen joko isokroonisen tai aika-transgressiivisen jäljen maanpintaan (Stokes & Clark 2001) (kuva 2). Isokrooninen jälki on kuin leimasimella painettu kuvio, jossa muodostumat tai muodostuman osat ovat syntyneet samalla hetkellä. Aika-transgressiivinen jälki on syntynyt vaiheittain, jossa muodostumat ovat kerrostuneet toistensa päälle.



Kuva 2. Muodostumien alueellisajallisuus terrestrisessä jäätikkövirtauksessa (Stokes & Clark 2001, mukailen).

Jäätikön edetessä muodostumien kehittyminen on suurinta jään reuna-alueilla (Boulton ym. 2001) (kuva 3). Jäätikön levittäytyessä yhä laajemmalle alueelle, aiemmin syntyneet muodostumat muotoutuvat uudestaan, jolloin jäätikkö jättää maanpintaan isokroonisen jäljen. Jäätikön sisemmillä alueilla jäätikön pohja on jäässä, minkä vuoksi sedimenttien eroosio- ja kasautumistoiminta on siellä pientä. Jäätikön sulaessa muodostumat muodostuvat aika-transgressiivisesti jäätikön reuna-alueilla (Boulton ym. 2001). Sitä mukaan kun jäätikkö vetäytyy, reuna-aseman geomorfologinen toiminta peittää allensa vanhempia muodostumia, jolloin jäätikkö jättää aika-transgressiivisen jäljen. Maanpinnan päällimmäiset lineaatiot indikoivat jäätikön marginaalin viimeisimmän sijainnin virtausolosuhteita. Jäätikön keskusalueilla jäätikön pohja on yleensä jäänyt kiinni maanpintaan.



Kuva 3. Jäätikön edetessä sen reuna-alueilla jäätikön jättämä geomorfologinen jälki on isokrooninen. Deglasiatiovaiheessa, jäätikön perääntyessä maanpintaan jää aika-transgressiivinen jälki. Viivat kuvaavat muodostumien kehittymistä vaihteittaisesti jäätikön sijainnin muuttuessa (Boulton ym. 2001, mukailten).

## 2.2 Glasiaaliset lineaatiot

### 2.2.1 Lineaatiotyypit

Tässä luvussa käsitellään subglasiaalisesti muodostuneita jäätikön virtaussuunnan suuntaisia virtaviivaisia geomorfologisia yksiköitä, joita voidaan myös kutsua yhteisnimityksellä glasiaaliset lineaatiot. Lineaatiot käsittävät laajan skaalan eri kokoisia ja muotoisia muodostumia. Myös niiden sisäinen rakenne sekä sedimenttikoostumus voi vaihdella hyvinkin paljon, mistä johtuen niiden syntytaivoista ei olla päästy yksimielisyyteen (Stokes ym. 2011). Nykyisen käsityksen mukaan ne voivat muodostua kasautumis- tai eroosioprosessien kautta, tai näiden yhteisvaikutuksesta (Clark 2010; Eyles ym. 2016). On mahdollista, että yhtä ainoa muodostumistapaa ei ole, vaan nämä muodostumat voivat syntyä monin eri tavoin.

Kirjallisuudessa esiintyy runsaasti erilaisia termejä eri lineaatiotyypeille. Yleisimpiä nimityksiä ovat drumliini, fluting, megafluting sekä lineaatioiden suurmuodoista käytetty nimitys MSGL-muodostuma (engl. *mega-scale glacial lineation*). Myös muita termejä on käytetty. Esimerkiksi Rose (1987) kutsuu suuria, heikosti virtaviivaistuneita muodostumatyyppisiä megadrumliineiksi ja virtaviivaistuneiksi mäiksi (engl. *streamlined hill*). Eyles ym. (2016) sisältää jaotteluun myös megadrumliinin ja kutsuu venymältään kaikkein pisimpiä ja virtaviivaisimpia muotoja termillä megaharjanne (engl. *megaridge*). Nimityksiä erityisesti drumliinimuodoille ovat muun muassa: kloonidrumliini (engl. *clone drumlin*), kehittyvä drumliini (engl. *emergent drumlin*), alaspäin kehittyvä drumliini (engl. *downwards emergent drumlin*) tai esteen taakse muodostunut drumliini (*obstacle drumlin*) (Clark 2010; Dowling 2016). Semanttisten haasteiden välttämiseksi Dowling (2016) käyttää lukuista drumliinimuodoista kattotermiä drumlinoidi.

Vaikka tutkielman teoriaosuudessa saattaa esiintyä virtaviivaisista muodostumista monenlaisia nimityksiä, niin johdonmukaisuuden säilyttämiseksi pyritään käyttämään mahdollisuuksien mukaan termejä: lineaatio, drumliini/drumlinoidi, fluting ja megafluting. Jaottelu mukailee GTK:n käyttämää luokittelua paikkatietoaineistossa *Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat* (2017). Tutkielman tulososiossa ja pohdinnassa käytetään pääasiassa termiä lineaatio, koska sillä tarkoitetaan kaikkia virtaviivaisia muotoja ja täten se sopii parhaiten tutkielman tarkoituksiperiin. Tässä luvussa käsitellään myös jäätikön virtaussuuntaan nähden poikittaisesti muodostuneita juomumoreeneita. Näiden moreeniselänteiden on ajateltu olevan lineaatioiden esiasteita, jotka ovat jään virtausnopeuden kasvaessa virtaviivaistuneet (Stokes ym. 2013; Ely ym. 2016; Sarala & Räisänen 2017).

Lineaatioiden erottelussa tärkeitä kriteereitä ovat muodostuman absoluuttinen koko, korkeus sekä erityisesti pituuden ja leveyden välinen suhdeluku eli venymä (engl. *elongation ratio*). Venymä indikoi jään virtausnopeutta sekä virtauksen kestoa (Stokes 2018). Esimerkiksi venymältään pitkänomaiset megafluting -selänteet kertovat nopeasta jäätikön virtauksesta. Venymä on kuvattu kaavassa 1 (Benn & Evans 2010 s. 447).

$$E = l/w \quad (1)$$

jossa E on venymä, *l* on muodostuman maksimipituus ja *w* on muodostuman maksimileveys.

### *Drumliini/Drumlinoidi*

Drumliinit ovat yksi arvoituksellisimmista, sekä tutkituimmista muodostumista, joista on julkaistu satoja tutkimuksia sekä useita teorioita (Benn & Evans 2010 s. 451). Huolimatta saadusta huomiosta, niiden syntymekanismista ei olla vielääkään päästy yksimielisyyteen (Stokes ym. 2011; Schomacker ym. 2018). Päänvaivaa aiheuttavat niiden muoto sekä sisäinen rakenne, mitkä saattavat vaihdella suurestikin drumliinien välillä, jopa saman drumliinikentän sisällä (Stokes et al. 2011; Downling 2016). Modernien analogioiden puutteen vuoksi tutkimus on suurelta osin paleogeomorfologista tutkimusta (Benn & Evans 2010 s. 451).

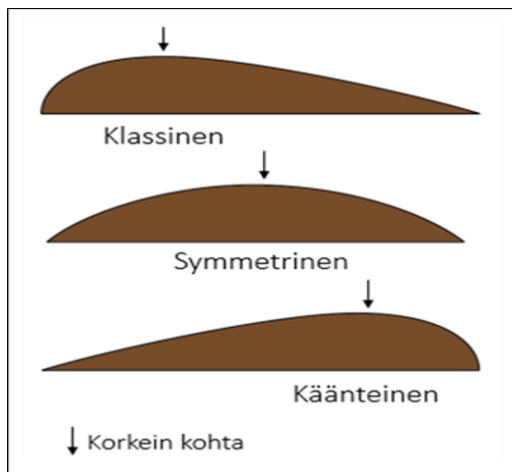
Näitä muodostumia on kuvailtu virtaviivaisina, ovaalin muotoisina mäkinä tai kumpareina, jotka sisältävät jäätikön kasaamaa ainesta tai joiden sivut ovat erodoituneet, samalla virtaviivaistaen keskellä jääneen selänteen (Menzies 1979). Drumliinien proksimaaliosa on jyrkempi ja vastakkainen distaaliosa loivempi. Edellä kerrottu kuvaus on klassinen, yksinkertaistettu malli, minkä saattaa nähdä useimmissa oppikirjoissa. Realistisempi käsitys on jatkumo, jossa drumliinin muoto voi olla hyvinkin vaihteleva. Se voi muistuttaa esimerkiksi pisaraa tai neulaa, tai se voi olla epäsymmetrinen, parabolinen, sivuttaissuuntainen tai sirpin muotoinen (Benn & Evans 2010 s. 451; Knight McCabe 1997) (kuva 4). Termillä drumlinoidi tarkoitetaan kaikkia drumliinin tyyppisiä muodostumia, ottamatta kantaa drumliinin seikkaperäisempään morfometriaan (Dowling 2016).



Kuva 4. Erilaisia drumliineja: 1) pisaramainen, 2) parabolinen, 3) sivuttaissuuntainen, 4) neulamainen, 5) sirppimäinen ja 6) päällekkäisesti muodostuneet drumliinit (Gluckert 1973; Shaw 1983; Knight McCabe 1997, mukailen).

Clark ym. (2009) tutkimuksessa, Britteinsaarilta kartoitettiin ja mitattiin 37 000:n drumliinin pituus ja leveysakselit. Täällä drumliinien pituus vaihteli sadasta metrillä kilometriin ja leveys sadasta metrillä muutamaan sataan metriin. Venymän laskettiin tyypillisesti olevan 2:1–4:1. Klassisessa kuvauksessa drumliinin korkein kohta sijaitsee sen proksimaalissa. Korkeimman kohdan sijainti voi kuitenkin vaihdella klassisesta käänteiseen (kuva 5). Spagnolo ym. (2011)

mukaan drumliinin korkein kohta sijaitsee tyypillisesti hieman keskikohdasta kohti proksimaalia. Drumliinien korkeus vaihtelee muutamasta metristä yli kymmeneen metriin (Zelcs & Dreimanis 1997; Hart ym. 2018). Suurimmat drumliinit ovat kymmeniä metrejä korkeita.



Kuva 5. Pelkistetty piirros drumliinin topografisesta profiilista. Käänteistä muotoa voidaan kutsua myös pre-crag -muodostumaksi (Spagnolo ym. 2011, mukaillen).

### *Fluting -selänne*

Fluting -selänteet ovat suhteellisen pienikokoisia lineaatioita, jotka syntyvät kivilohkareen tai jonkin muun esteen suojapuolelle suhteessa jäätikön virtaussuuntaan ja joiden leveys vastaa esteen leveyttä (Ely ym. 2016). Pituus on yleensä muutamista metreistä, satoihin metreihin ja leveys muutamista senttimetreistä muutama metriin. Flutingien korkeus vaihtelee kymmenistä senttimetreistä muutamaan metriin (Ely ym. 2017; Hart ym. 2018; Ives & Iverson 2019). Venymä on flutingeilla lineaatioista suurimpia. Selänteiden morfometriset mitat saattavat vaihdella hyvinkin paljon alueellisesti. Esimerkiksi Ely ym. (2017) tutkimuksessa keskimääräinen flutingien venymä oli 20:1, kun taas Hart ym. (2018) kertoo keskimääräiseksi venymäksi 100:1.

### *Megafluting -selänne*

Megaflutingit ovat matalampia, mutta pidempiä, kuin drumliinit. Ne ovat syntyneet suhteellisen nopean jäätikön virtauksen aikana (virtaus yli 400 m vuodessa) ja ne muistuttavat venytettyä muunnelmaa drumliinista (Benn & Evans 2010 s. 451; Putkinen ym. 2017). Putkinen ym. (2017) mukaan megaflutingien venymä on keskimääräisesti yli 7:1 ja jossain tapauksissa 40:1. Hart ym. (2018) tutkimuksessa näiden muodostumien keskimääräinen venymä oli 10:1. Megaflutingit eroavat flutingeista koon puolesta, sillä ne ovat reilusti suurempia, eikä

muodostuman proksimaalipuolella ole välttämättä flutingille ominaista estettä. Esteen puuttuminen saattaisi kertoa siitä, että nimestään huolimatta näiden syntyvät eroavat.

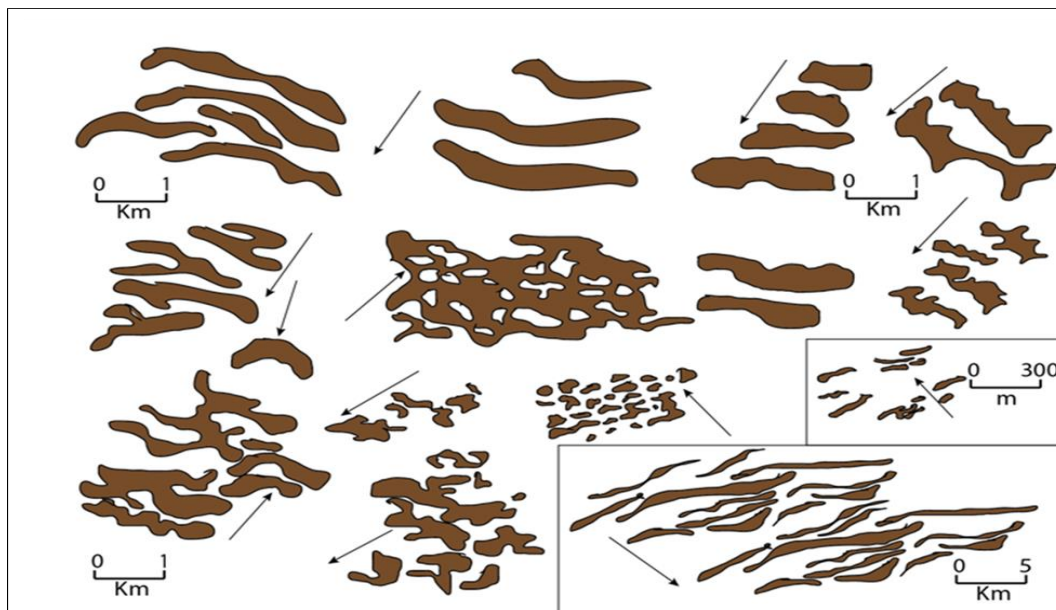
#### *MSGL-muodostuma*

MSGL-muodostumat ovat suurimpia lineaatioita. Niiden pituus saattaa olla kilometrejä tai kymmeniä kilometrejä ja leveys sadasta metristä yli kilometriin (Clark 1993; Stokes ym. 2013; Spagnolo ym. 2014; Ely ym. 2016; Hart ym. 2018). Venymä MSGL-muodostumilla on 2:1–200:1. Ne ovat suhteellisen matalia, mikä vaikeuttaa niiden havaitsemista maastosta. Clark (1993) julkaisi ensimmäisenä tutkimusartikkelin näistä lineaatioiden suurmuodoista, perustaen havaintonsa kaukokartoituskuviin. MSGL-muodostumat kehittyvät nopean virtauksen aikana (> 200 m vuodessa).

#### *Juomumoreeni*

Juomumoreenit (engl. *Ribbed moraine*, *Rogen moraine*) ovat kaareutuvia harjanteita, jotka ovat asettuneet poikittain jään menosuuntaan nähden (Benn & Evans 2010 s. 468). Morfoloogialtaan ne ovat monipuolisia (kuva 6.). Ne voivat olla kaareutuneet jään menosuuntaan kohti, tai päinvastoin (Dunlop & Clark 2006). Lähes aina jään tulosuunnan puoleinen rinne on loiva ja vastaavasti menosuunnan puoleinen rinne jyrkkä (Benn & Evans 2010 s. 468). Yksittäisten muodostumien leveys vaihtelee kymmenistä metreistä yli kilometriin ja pituus kymmenistä metreistä yli kymmeneen kilometriin (Dunlop & Clark 2006). Niillä voi olla useampi huippu ja ne esiintyvät usein drumliinien kanssa, tai ovat osittain drumlinisoituneet, mikä kertoo samasta alkuperästä. Juomumoreenit ovat yleensä asettuneet ryhmiiksi, usein kymmenien kilometrien pituisiksi, satojen tai muutaman kilometrin levyisiksi kaistaleiksi pitkittäin jäänmenosuuntaan nähden (Dunlop & Clark 2006). Juomumoreenikenttien esiintymisillä saattaa olla yhteys kallioperän topografiaan, joskin näitä muodostumia on löydetty myös alueilta, jossa topografian vaikutus ympäristöön on vähäinen (Benn & Evans s. 468).



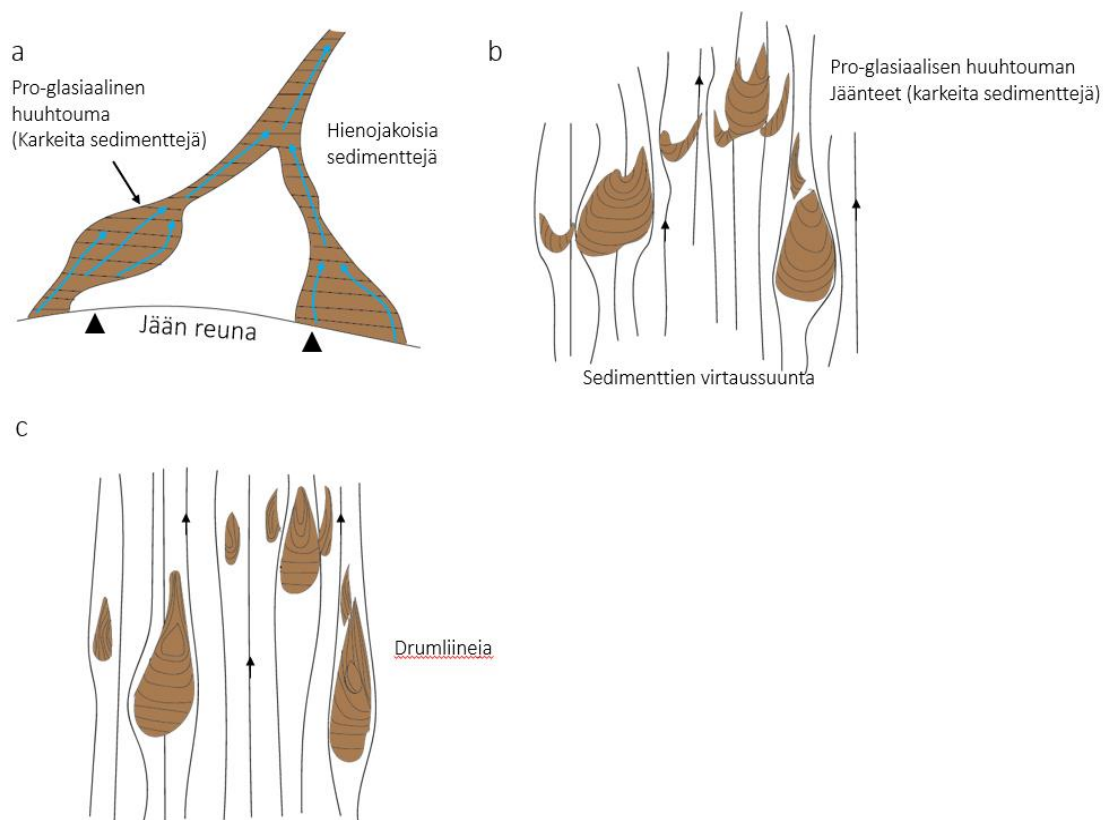


Kuva 6. Dunlop & Clark (2006) mukaan identifioimia juomumoreenityyppejä (mukaiillen). Nuolet osoittavat jäätikön virtaussuuntia.

### 2.2.2 Lineaatioiden synnystä

Subglasiaalisten virtaviivaisten muodostumien syntyteoriat voidaan jakaa pääasiassa kahteen näkökulmaan (Eyles ym. 2016). 1) Ne ovat syntyneet kasautumisprosessien myötä jäätikön alla erityisissä olosuhteissa, 2) tai ne ovat syntyneet eroosioprosessien tuloksena aikaisemmista kerrostumista. Hart (1997) mukaan lineoituminen voi tapahtua myös deformaation myötä, jolloin kasautumis- tai eroosioprosessia ei tapahdu. Yleensä teoriat ja hypoteesit kuitenkin yhdistelevät näitä näkemyksiä (Clark 2010).

Boulton (1987) perusteli, että drumliinien synty pohjautuu periaatteisiin sedimenttien eroosiosta ja sedimenttien uudelleen järjestäytymiseen subglasiaalisessa ympäristössä. Aikaisemmin kasautuneilla sedimenteillä on ratkaiseva rooli, mihin drumliini, tai muu samaan jatkumoon kuuluva lineaatio syntyy (kuva 7). Olennaisessa osassa ovat kohdat maanpinnassa, jotka ovat suhteellisen stabiileja, yleensä moreenista tai kallioperästä koostuvia drumliinien esiasteita. Karkeammasta aineksesta koostuvat drumliinien esiasteet tai ytimet, läpäisevät huokoisen rakenteen takia hyvin vettä ja täten ne eivät ole niin alttiita deformaatiolle. Vastaavasti veden kyllästävä hienojakoisempi sedimentti mobilisoituu helpommin. Spatiaalisesti epäyhtenäiset sedimentit reagoivat jäätikön rasitukseen eritavoin. Boultonin (1987) teorian mukaan drumliinien ytimet pysyivät suhteellisen paikoillaan, ja niiden ympärille pääsääntöisesti distaalipuolelle kasautui hienojakoisempaa ainesta (Benn & Evans 2010 s. 463). Drumliinien ytimet voivat myös itsessään deformoitua virtaviivaisiksi muodoiksi (Clark 2010, Stokes ym. 2011).



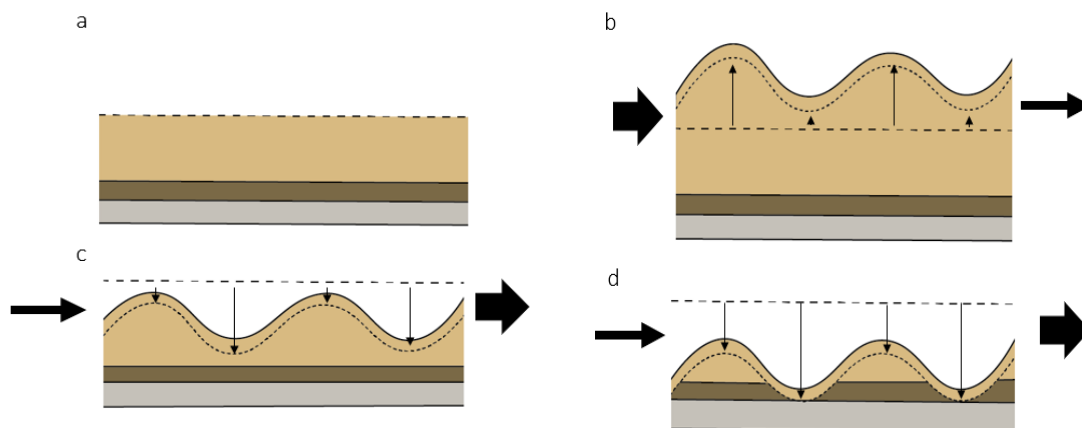
Kuva 7. Drumliinien muodostuminen Boultonin (1987) mukaan (mukaillen).

Boultonin (1987) klassinen teoria, että drumliinit tarvitsevat muodostuakseen kummun, jonka ympärille sedimentit voisivat kasautua, asetettiin kyseenalaiseksi kaukokartoituskuvioiden ja digitaalisten korkeusmallien myötä (Clark 2010). Tarkoista kuvista paljastui valtavia drumliinikenttiä, mikä herätti kysymyksen siitä, vaativatko drumliinit aina muodostuakseen kovan ytimen? Kaukokartoituskuvioiden pääteltiin, että jäätikön virtaaminen pehmeiden sedimenttien yli johti väistämättä drumlinisaatioon. Tällöin ei olisi todennäköistä, että drumliinien synty vaatisi spatiaalisesti epäyhtenäisen maaperän tai maanpinnasta koholla olevia kumpuja, vaan drumliinit voisivat ikään kuin spontaanisti nousta tasaisesta maanpinnasta jään, maaperän ja veden vuorovaikutuksen seurauksena (Clark 2010).

Epävakausteoria (engl. instability theory) antaa yhden vastauksen tasaisen maan pulmaan. Teorian mukaan jään ja sedimenttien liike vaikuttaa epätasaisesti, minkä vuoksi alkujaan tasaisesta pinnasta alkaa erottua aaltoliikkeen tavoin korkeampia ja matalampia kohtia, jotka vähitellen kasvavat (Hindmarsh 1998; Stokes ym. 2013). Epävakausteorian mukaan jää ja sen alla oleva ohut kerros sedimenttejä (engl. *deforming layer*), ovat molemmat liikkeessä (Dunlop ym. 2008). Analogia on samankaltainen esimerkiksi rantaympäristössä tapahtuvien muutoksien osalta, jossa vesi ja tuuli saa aikaan morfologialtaan samankaltaisia rakenteita kuin jäätikkö sen

virratessa maanpinnan yli (Clark 2010). Sama analogia on innostanut epävakausteorian keksijöiden lisäksi subglasiaalisen tulvahypoteesin kehittäjiä (esim. Shaw ym. 1989; 2008).

Epävakausteoriaa ovat mallintaneet Hindmarsh (1998) ja Fowler (2010). Ensimmäiset mallinnukset kykenivät ennustamaan kaksiulotteisten juomumoreenimaisten muotojen synnyn tasaisesta pinnasta. Valituilla parametreilla mallit eivät pystyneet kuitenkaan muodostamaan kolmiulotteisia drumliineja tai MSGL-muodostumia. Ongelmana oli efektiivisen paineen (engl. *effective pressure*) lasku ja kavitaatioiden syntyminen pian juomumoreenimaisten muotojen synnyn jälkeen, mikä keskeytti muodostumien kehittymisen. Fowler (2009) jalosti mallia niin, että kavitaatiota ei päässyt muodostumaan, vaan painetta oli juuri tarpeeksi, jotta moreenin virtaus muodostuman suojapuolelle esti kavitaation synnyn, jolloin jää ei päässyt irtoamaan alustasta. Clark (2010) ehdotti ratkaisuksi sulamisvesivirtojen paremman huomioimisen malleissa. Voisiko sulavedet rikkoa juomumoreenien poikittaisen rakenteen, jolloin jäljelle jäisi pitkittäisiä muodostumia kuten drumliineja? Ongelmallisena pidettiin myös deformatiivaa kerrosta josta muodot nousivat, sillä se koostui malleissa pelkästään moreenista. Malli ei täten vastannut oikeita muodostumia luonnossa, joiden sisäinen rakenne saattaa vaihdella lajittuneista sedimenteistä, kerrostuneisiin, moreeniin, kallioperään tai niiden yhdistelmään (Clark 2010; Stokes ym. 2011). Tämä ei ole kuitenkaan Clark (2010) mukaan ongelma. Epävakausteorian mukaan, jos subglasiaaliseen ympäristöön kulkeutuu muualta sedimenttejä jäätikön mekaanisen työnnön seurauksena, niin kummuille poimuttunut kerros koostuu yksinomaan moreenista. Vastaavasti jos sedimenttejä erodoituu pois, niin alla olevat vanhemmat sedimenttikerrokset tulevat esiin, jolloin epävakauden aikaan saamat poimut voivat koostua periaatteessa mistä vain (Kuva 8). Stokes ym. (2013) mukaan epävakausteoria on yhteensopiva drumliinien monenkirjavan sisäisen rakenteen kanssa. Eyles ym. (2016) ehdottaa hypoteesissaan, että drumlinisoituneet muodot ovat yksinomaan erodoituneet esiin aikaisemmista kerroksista. Fannon ym. (2017) onnistui muodostamaan jatkokehitettyillä malleilla drumliinimaisia muotoja ja lineaatioita, joskin kyseisessä mallissa drumliinien kasvaminen kesti 370 vuotta ja lineaatioiden 7770 vuotta. Yleisen käsityksen mukaan aikaskaala on pikemminkin kymmeniä vuosia.



Kuva 8. Epävakausteorian mukaan tasainen maanpinta alkaa aaltoilla (Clark 2010, mukailen). Mikäli subglasiaaliseen ympäristöön virtaa enemmän sedimenttejä kuin on lähtötilanteessa (a), maanpinnasta alkaa kohota kumpuja (b). Jos subglasiaalisesta ympäristöstä poistuu sedimenttejä enemmän kuin sinne saapuu, maanpintaan alkaa muodostua painaumia (c,d).

Hindmarsh keskittyi myöhemmin drumliinien sijaan juomumoreeneihin ja nimesi teoriansa uudelleen BRIE-teoriaksi (engl. *bed ribbing instability explanation*), mallintaen juomumoreenien esiintymisvälitystä. Dunlop ym. (2008) todisti, että kyseinen malli vastaa tarkasti juomumoreenien todellisia, luonnossa esiintyvää välitystä. Stokes ym. (2013) mukaan, epävakausteoria onnistuu selittämään hyvin juomumoreenien muodostumisen.

Täsmällisestä juomumoreenien syntypaikasta ei olla päästy yksimielisyyteen, missä kohtaa muodostumat syntyvät jäätikön alla. Dunlop & Clarkin (2006) mukaan niiden synty ei rajoitu spatiaalisesti kovinkaan tarkkarajaisesti, vaan ne voivat syntyä laajalla alueella, jäätikkövirran alkulähteillä, jäätikkövirran keskusalueilla tai lähellä jäätikön reuna-alueita. Myöskään ajallisesti niiden synty ei näytä olevan kovinkaan rajoittunut, vaan niitä voi muodostua useaan kertaan glasiaalisen syklin aikana.

Juomumoreenien synnystä on olemassa erilaisia hypoteeseja (Trommelen et al. 2014). Hättesträndin ja Klemanin (1999) hypoteesin mukaan juomumoreenit ovat syntyneet deglasiation aikana subglasiaalisessa ympäristössä, jossa kylmäpohjainen, maanpintaan kiinni jäänyt jäätikkö vaihtuu lämminpohjaiseksi. Kylmäpohjaisen jäätikön muutos lämmin pohjaiseksi nopeuttaa jään virtausta, jonka seurauksena jäätikön deformatiivinen vaikutus maaperään kasvaa. Kylmän ja lämminpohjaisen jäätikön rajapinnassa oleva jännitys saa aikaan venyvän liikkeen (Hättestränd & Kleman 1999). Yhden hypoteesin mukaan juomumoreenit olisivat muodostuneet aikaisemmin muodostuneista poikittaisista harjanteista tai moreenikummuista, mitkä myöhempi jäätikön virtaus olisi deformatiivisesti muokannut (Knight & McCabe 1997 & Möller 2006). Lindenin ym. (2008) mukaan, jäätikkö on mekaanisesti poimuttanut tai

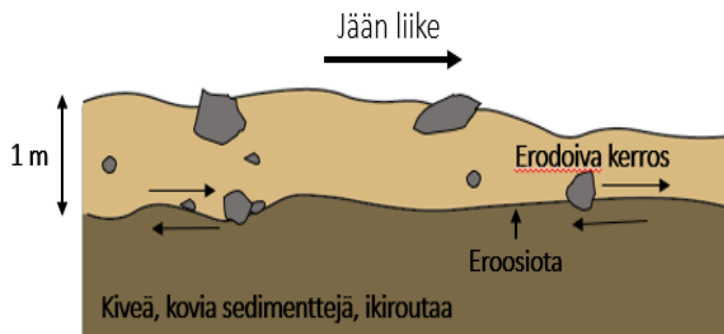
työntänyt maata kumpareiksi muodostuman proksimaalissa, ja myöhemmin kumpareiden distaalipuolella jään ja maankamaran välisen tyhjiön on täyttänyt glasifluviaaliset-, sekä painovoiman vaikutuksesta kasautuneet sedimentit.

Fluting-selänteet ovat mahdollisesti myös syntyneet epävakausteorian ehdottomalla mekanismilla, jossa maanpinnan epätasaiset rakenteet, kuten lohkat keräävät ja ankkuroivat mobilisoitunutta moreenia (Clark 2010). Laajimmin hyväksytyn teorian mukaan esteen taakse jääneeseen tyhjiöön on kasautunut sedimenttejä alhaisemman paineen vuoksi (Benn & Evans 2010 s. 448; Ely ym. 2016). Fluting-selänne kehittyy pitkänomaiseksi, kun tyhjiö liikkuu jäävirtaussuunnan mukaisesti alavirtaan, sedimenttien täyttäessä tyhjää tilaa (Evans ym. 2010). Yhden muunnelman mukaan paineen pudotus aiheuttaisi jäätikön ja maaperän välisen tyhjän tilan jäätyksen, jolloin tilaan virtaava sedimentti jäätyisi ja takertuisi jäätikön pohjaan kiinni (Evans ym. 2010). Liukuhinnan tavoin virtaava jäätikkö kuljettaa sedimenttejä eteenpäin ja samanaikaisesti uutta maa-ainesta virtaa tilaan jäätyen jäätikön pohjaan kiinni, jolloin prosessi alkaa alusta. On mahdollista, että lämminpohjaisen jäätikön alla esteen suojapuoli olisi täyttynyt vedellä, mikä olisi myöhemmin korvautunut sedimenteillä (Ives & Iverson 2019).

Epävakausteoria pystyy selittämään hyvin löyhistä sedimenteistä koostuneiden drumliinien muodostumisen, mutta ei kykene antamaan tyydyttävää vastausta drumliineista, jotka ovat muodostuneet tyystin kallioperästä tai iskostuneista sedimenteistä (Clark 2010). Eyles ym. (2016) pyrkii vastaamaan ongelmaan hypoteesilla, joka perustuu jäätikön-, sekä jäätikön alla olevan löyhän moreenikerroksen liikkeen aikaansaamaan erodoivaan vaikutukseen.

Eyles ym. (2016) esittää hypoteesin (engl. *erodant layer hypothesis, ELH*), jossa jäätikön ja maanpinnan rajapinnassa oleva löyhä < 1 m paksuinen kerros moreenia (engl. *erodant layer*), on hionut tai uurtanut aikaisemmin kerrostuneita sedimenttikerrostumia tai kallioperää, jättäen jälkeensä virtaviivaistuneen maanpinnan (Kuva 9). Erodoiva kerros koostui suhteellisen karkeasta aineksesta kuten lohkatista ja karkeasta hiekasta, mikä lisäsi kerroksen kuluttavaa vaikutusta. Hypoteesin mukaan relikteiksi jääneiden lineaatioiden proksimaalipuoli koostui muuta ympäristöään kovemmasta tai tiiviimmästä aineksesta, minkä vuoksi erodoiva vaikutus on ollut tässä kohdin vähäisempää. Idea on sama kuin Boultonin (1987) teoriassa, jossa esimerkiksi aikaisemman proglasiaalisen uoman karkeat sedimentit toimivat jäätikön virtausta estävänä tekijänä. Eyles ym. (2016) kuitenkin ehdottaa, että prosessi on erodoiva eikä kasaava niin kuin Boultonin (1987) mallissa. Esteet saattoivat olla jo valmiiksi koholla muusta ympäristöstä, jolloin ne olisivat olleet kuivempia ja samalla vahvempia kestämään eroosiota.

Vastaavasti veden kerääntyminen maanpinnan painaumiin, kohoumien väliin, teki sedimenteistä vettyneitä ja alttiita mobilisaatiolle. Este suojasi suojapuolen sedimenttejä, erodoivan vaikutuksen ollessa suurinta esteen proksimaalipuolella sekä sivuilla, jolloin muodostuman suojapuolelle jäi lineaatioille tyypillinen häntä. Ainoa Stratigrafinen todiste prosessista on maan pinnan ylin moreenikerros, joka jää jäljelle jäätikkövirran aktiivisuuden heikennyttyä (Eyles ym. 2016). Lineaatioissa tyypillisesti onkin päällimmäisenä ohut moreenikerros, muun osan voidessa koostua periaatteessa mistä vain (Stokes ym. 2011).



Kaivautumisen myötä tapahtuva deformaatio

Kuva 9. ELH:n mukaan ohut moreenikerros yhdessä jäätikön liikkeen kanssa erodoi alla olevia kerrostumia (Eyles ym. 2016, mukailten).

ELH:n mukainen prosessi on mahdollinen ympäristössä, jossa on paksuja sedimenttikerrostumia (Eyles ym. 2016). Möllerin & Downlingin (2016) mukaan hypoteesi vastaa huonosti Fennoskandian ympäristöä, jossa kallioperän päällä on usein vain ohut sedimenttikerros. Havainnot muun muassa eteläisestä Ruotsista osoittivat drumliinien muodostuneen todennäköisesti kerrostumalla (Möller & Downling 2016). Islannissa lineaatioiden muodostumiseen vaikuttivat sekä kerrostumis- että eroosioprosessit (Iverson ym. 2017; Hart ym. 2018). ELH ei kuitenkaan väitä tarjoavan kattavaa mallia siitä, kuinka virtaviivaiset muodostumat syntyvät (Eyles ym. 2016). Se ei myöskään sulje pois ekvifinaliteetin (engl. *equifinality*) mahdollisuutta eli sitä, että erilaisten prosessien myötä voidaan saavuttaa sama lopputulos, tai että kerrostumisprosessit voisivat myöhemmin kasvattaa lineaatioita. Hypoteesia on kritisoitu mallinnuksen puutteesta. Eyles ym. (2016) mukaan, hypoteesin suurin vahvuus on laaja tutkimusnäyttö kentältä, mikä puoltaa näkemystä virtaviivaisten muodostumien erosionaalisesta alkuperästä. Hypoteesin vahvuutena pidetään myös sitä, että sen ei tarvitse ottaa kantaa drumliinin koostumukseen, sillä erosionaalisesti muodostuneen lineaation koostumus voi periaatteessa olla mitä vain.

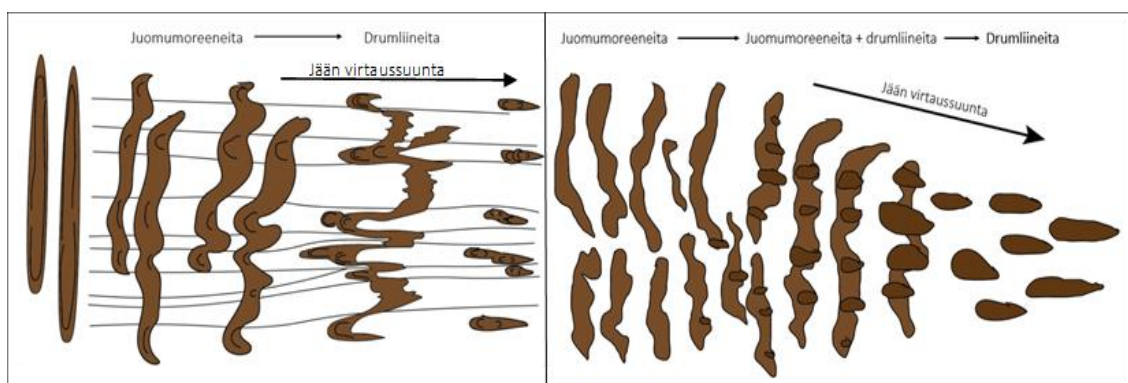
Shaw ym. (esim. 1989, 2008) on kehittänyt hypoteesin, jossa katastrofaaliset subglasiaaliset tulvat erodoivat, kuljettivat ja kasasivat sedimenttejä virtaviivaisiksi muodostumiksi. Hypoteesin mukaan sulamisvedet sulattivat jäätikön pohjaan onkaloita, jotka myöhemmin täyttyivät glasifluvialisilla sedimenteillä virtauksen vaimentuessa. Sulamisvedet myös erodoivat maaperään kanavia ja muodostivat anastomoivia uomia, joiden väliin jäi topografialtaan korkeampia kumpuja (Shaw ym. 1989).

Selitys eroaa selvästi perinteisestä käsityksestä, jossa lineaatiot nähdään jäätikön mekaanisen liikkeen aikaansaamina kumpuina. Shaw ym. (2008) hakee tukea tulvahypoteesilleen Antarktiksella jäätikön alla muodostuneista MSGL-muodoista. Shaw ym. (2008) perustelee näkemyksiään analogioilla samankaltaisiin lineaatioihin, jotka ovat muodostuneet turbulenttisten vesimassojen ja tuulen vaikutuksesta muissa ympäristöissä. Shaw ym. (2008) mukaan MSGL-muodostumien ympäriltä on erotettavissa puolikuun mallisia eroosiokanavia, uomia ja raviineita. Myös muun muassa Fisher & Spooner (1994) ja Shoemaker (1999) havaitsi eroosiokanavia lineaatioiden proksimaalissa sekä sivuilla. Fisher & Spooner (1994) esittää näkemyksen, jossa puolikuun malliset eroosiokanavat olisivat syntyneet subglasiaalisissa sulamisvesien purkauksissa. Fisher & Spooner (1994) myös esittää, että myöhemmin jäätikön vetäytyttyä lineaatioiden päältä, jäätikön patoamien järvien purkaukset olisivat kasanneet lajittuneita sedimenttejä lineaatioiden suojapuolen sivuille. Shoemaker (1999) esittää samantapaisen näkemyksen, jossa subglasiaalisten järvien veden purkausten ja drumliinien suuntautumisen välillä Pohjois-Amerikassa Suurten järvien lähetyvillä olisi yhteys. Tämä indikoi mahdollisesti sitä, että kyseiset drumliinit olisivat syntyneet veden purkausten yhteydessä. Fennoskandian alueella muun muassa Sarala & Räsänen (2017) kuvailee lineaatioiden ympäriltä löytyviä eroosiokanavia.

Ó Cofaigh ym. (2010) ei vakuutu siitä, että MSGL-muodostumat Antarktiksella olisivat muodostuneet subglasiaalisten tulvien myötä, sillä hypoteesi ei perustu suoriin havaintoihin jäätiköltä. Clarcken ym. (2005) mukaan, tulvahypoteesin ongelmana on veden riittämättömyys. Heidän mukaansa jäätiköiden kyky varastoida ja vapauttaa vettä ei ole riittävä drumliinien ja muiden lineaatioiden muodostumiseen. Stokesin ym. (2013) mukaan tulvahypoteesin vahvuus on, että se antaa yhdistävän selityksen eroosionaalisten sekä kerrostuneiden virtaviivaisten muodostumien synnylle.

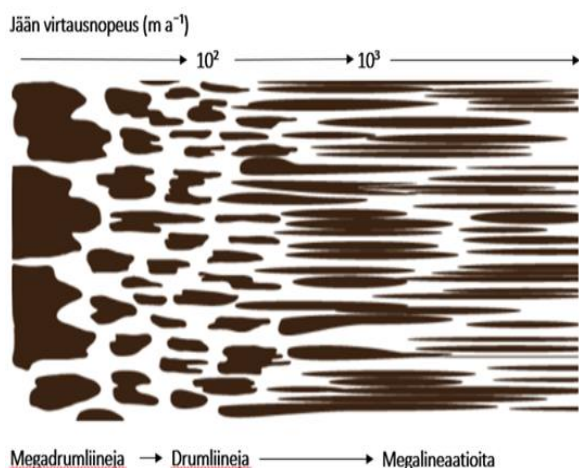
### 2.2.3 Virtaviivaisten muodostumien jatkumo

Rose (1987) väitti, että virtaviivaiset muodostumat ovat syntyneet samojen prosessien kautta, jolloin tekijät kuten muodostuman pituus, venymä, jään virtausnopeus ja jään paksuus vuorovaikuttavat keskenään. Edellä mainittujen tekijöiden lisäksi, muodostuman korkeudella voi olla myös vaikutusta siihen, millaiseksi muodostuma muotoutuu. Hart ym. (2018) tutkimuksessa Islannin Skálafellsjökull-jäätiköltä pääteltiin, että pienillä virtausnopeuksilla noin kahden metrin korkuinen muodostuma muotoutuu drumliiniksi, kun taas tätä matalampi muodostuma muotoutuu pitkänomaiseksi flutingiksi tai megaflutingiksi. Linaatioiden morfometria riippuu suurelta osin niiden sijainnista suhteessa jäätikkövirtaan (Lamster 2012). Jäätikön virtausnopeuden kasvu johtaa lineaatioiden venymän kasvamiseen (Stokes ym. 2013). Näin käy virtauksen keskusalueilla, jossa jään virtaus on yleensä nopeinta. Drumliinit voivat venyä megaflutingeiksi ja MSGL-muodostumiksi ja yleinen käsitys on, että ne ovat samaa jatkumoa (Spagnolo ym. 2014; Hart ym. 2018). Ely ym. (2016) mukaan fluting-selänteet ovat erillinen muodostumatyyppi, eikä ne kuulu samaan jatkumoon suurempien virtaviivaisten muodostumien kanssa. Tutkimuksessa tarkasteltiin yhteensä noin 97 000:tta muodostumaa. Juomumoreenien on ajateltu olevan virtaviivaisten muodostumien esiasteita, jotka ovat jään virtausnopeuden kasvaessa virtaviivaistuneet (Stokes ym. 2013; Ely ym. 2016; Sarala & Räisänen 2017). Juomumoreenien virtaviivaistuminen on voinut myös johtua distaalipuolen kavitaatioiden täyttymisellä glasifluviaalisten prosessien sekä painovoiman vaikutuksesta kasautuneilla sedimenteillä (Linden ym. 2008). Nopea jäätikön virtaus edesauttaa kavitaatioiden syntymisessä maanpinnan kohoumien taakse. Hitaassa virtauksessa aines voi kasautua esteen eteen pre-crag-muodostumaksi (Haavisto-Hyvärinen 1997; Stokes ym. 2013). Alla olevissa kuvissa on kuvattu virtaviivaistumisprosessia (Kuvat 10 ja 11).



Kuva 10. Vasemmalla hypoteettinen malli, jossa drumliinit ovat asteittaisesti muodostuneet varhaisemman jäätikkövirtauksen aikaisista lineaatioista. Idea kuvaa Boultonin teoriaa, jossa virtaviivaiset muodostumat ovat syntyneet kohtiin, jossa sedimentit ovat olleet ympäristöään sitkeämpiä ja pystyneet näin ollen vastustamaan virtausta (Boulton 1987, mukailten). Oikea kuva esittää juomumoreenien drumlinisoitumista Irlannissa (Dunlop & Clark 2006, mukailten).





Kuva 11. Eyles ym. (2016) kuvaa muodostumien virtaviivaistumista suhteessa jäätikön virtausnopeuteen (mukaihen). Kuva on muunnelta Aario (1977) kuvasta. Eyles ym. (2016) mukaan virtaviivaistumisprosessi perustuu jään virtauksesta johtuvaan maanpinnan erodoitumiseen, ei sedimenttien kasautumiseen.

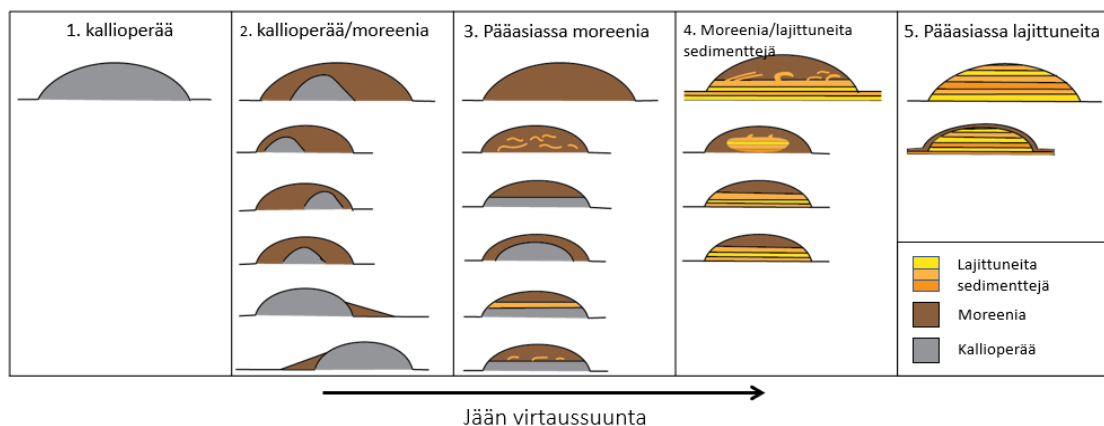
Virtaviivaisten muodostumien monenkirjava koostumus ja rakenne asettaa haasteita toimivan yhtenäisen jatkumomallin kehittämiseksi (Dunlop & Clark 2006; Stokes ym. 2011, 2013). On ehdotettu, että mitään yhtä selittävää teoriaa ei välttämättä löydy, vaan samankaltaiset muodot voivat syntyä eri prosessien tai prosessiyhdistelmien kautta ekvifinaliteettisesti (engl. *equifinality*) (Clark 2010; Möller & Downling 2018). Clark (2010) suhtautuu skeptisesti ekvifinaliteettiin, sillä hänen mukaansa luonnon prosessit eivät välttämättä toimi niin. Hän pitää myös ongelmana sitä, että olemme nimenneet koko joukon erilaisia virtaviivaisia muodostumia sen perusteella miltä ne näyttävät, eikä niiden syntyvän perusteella. Vaarana on, että sisällytämme jatkumoon sellaisia muodostumia, jotka eivät sinne kuuluisi, jolloin teorioilta ei voida vaatia kattavaa selitystä virtaviivaisten muodostumien synnystä (Clark 2010). Saatamme myös luoda tukun näennäisesti erilaisia lineaatiotyyppejä, jolloin ymmärrys niiden holistisuudesta jää puutteelliseksi. Clarkin (2010) mukaan kattava teoria voisi selittää yhdellä perusmekanismilla kaikkien virtaviivaisten muodostumatyyppien synnyn, lukuun ottamatta muodostumia, jotka on alun alkaen väärin luokiteltu osaksi virtaviivaisten muodostumien jatkumoa.

Jäätikön virtaus näyttäisi väistämättä virtaviivaistavan maanpinnan muotoja. Smalley ym. (2000) antoi yhden selityksen ilmiölle. Heidän mukaansa muodostumien virtaviivaistuminen vähentää maanpinnan vastustusta jäätikön liikkeeseen, jolloin jäätikön virtaus helpottuu. Smalley ym. (2000) vertaa ilmiötä ilman halki liitävään golfpalloon, jossa kuhmurainen pinta vähentää ilman vastustusta. Clark (2010) mukaan vertaus golfpalloon ontuu, sillä jäätikön

virtaus ei ole turbulenttista. Kysymys *miksi* (eikä *miten*) lineoituminen tapahtuu on kuitenkin itsessään kiehtova, sillä kysymys pakottaa ajattelemaan lineoitumista koko prosessin näkökulmasta. Muun muassa Schoof (2002) yritti löytää vastausta siihen, kuinka paljon vastustusta drumliinien kokoiset kummut luovat jäätikkövirralle ja voisivatko ne säädellä jäätikön virtausnopeutta. Möller & Downing (2016) esittää, että mikäli jäätikkövirran esteenä oleva kohouma ei ole liian suuri, kohoumaan ei synny tarpeeksi painetta, jotta se erodoituisi. Jäätikkövirran ja maanpinnan välinen epäsuhta korjautuu kohoumien virtaviivaistumisella, mikä nopeuttaa jään virtaamista.

#### 2.2.4 Lineaatioiden koostumus ja rakenne

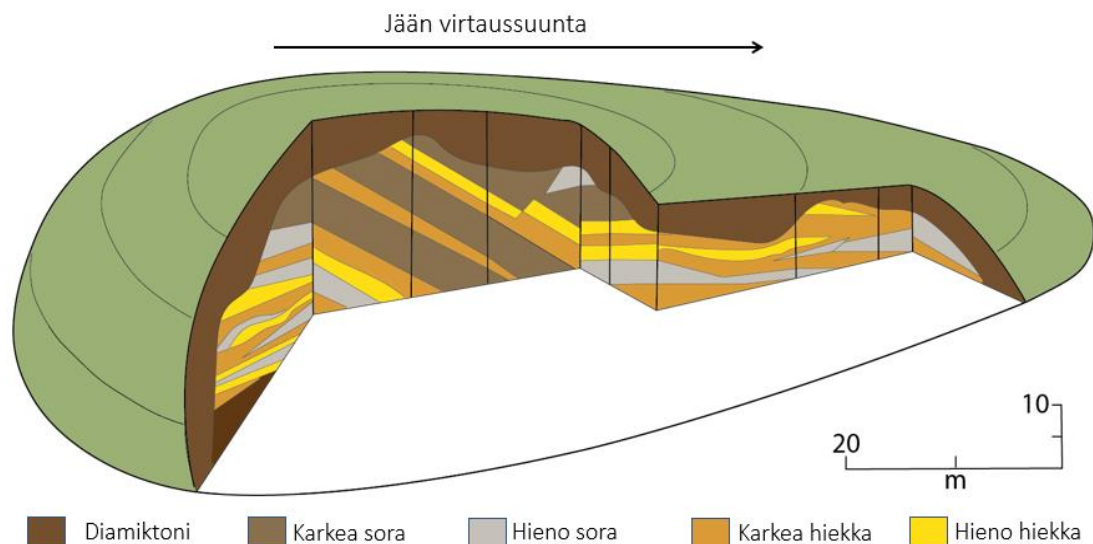
Drumliinien ja muiden lineaatioiden koostumus ja rakenne on jäänyt vähemmälle huomiolle kuin näiden morfologiset piirteet (Stokes ym. 2011). Yksinkertaisesti siitä syystä, että sedimentologiset ja stratigrafiset tutkimukset vaativat aina maastokäyntejä ja muodostumien avaamisia, mikä on suhteellisen vaivalloista ja kallista. Drumliinien suuri koko on rajoittava tekijä, minkä vuoksi monesti on tyydytty avaamaan vain osa drumliinista tai tutkimuksessa on käytetty vanhoja valmiiksi avattuja drumliineita (Stokes ym. 2011). Kaukokartoitustekniikoiden kehittyminen, aineiston helppo saatavuus, runsaus ja halpuus ovat syy sille, miksi glasigeenisten muodostumien morfologiasta ja spatiaalisesta jakaumasta ollaan suhteellisen hyvin perillä. Vielä 80-luvulla drumliineja pidettiin suhteellisen harvinaisina yksittäistapauksina ja vasta 90-luvulla tarkempien kaukokartoiuskuvien ja digitaalisten korkeusmallien (engl. *digital elevation model*) yleistyessä, ymmärrettiin niiden runsaslukuisuus ja laajuus (Boulton ym. 2001; Clark 2010; Stokes ym. 2011). Nykyään laserkeilaustekniikka (engl. *light detection and ranging*) paljastaa hyvin tarkkaresoluutioisesti maanpinnan yksityiskohtia, jotka ovat muuttaneet käsityksiämme näistä muodostumista (Johnson ym. 2015; Putkinen ym. 2017). Sedimentologiassa menetelmät ovat osin pysyneet hyvin samankaltaisina. Stokes ym. (2011) on koonnut artikkeliinsa keskeisimmät tulokset drumliinien sisäisestä rakenteesta, perustuen johtopäätöksensä yli 200 tutkimusartikkeliin. Katsauksessa käy ilmi, että drumliinit voivat koostua monenlaisesta aineksesta, esimerkiksi kokonaan kallioperästä tai lajittuneista sedimenteistä (kuva 12). Koostumuksen kirjavuus on lisännyt haastetta ymmärtää muodostumien syntyä (Kerr ja Eyles 2007).



Kuva 12. Drumliinien pää- ja alatyyppejä (Stokes ym. 2011, mukailten).

Suurella osalla drumliineja on päällimmäisenä ohut moreenikerros, joka ei luultavimmin liity itse muodostuman syntymiseen, vaan se on syntynyt, kun paikalleen sulava jää (engl. *dead ice*) on jättänyt jälkeensä maanpintaa peittävän moreenipeiton (engl. *melt-out till*). Glasifluviaalisia sedimenttejä on löydetty kerrostuneena drumliinien päältä, jolloin tällaiset kerrostumat ovat mahdollisesti syntyneet aivan jäätikön reunalla (Stokes ym. 2011). Joissakin tapauksissa drumliineja on päällystännyt moreenipeiton lisäksi proglasiaaliset sedimentit (Boyce & Eyles 1991). Esimerkiksi Hart (1995) kuvasi drumliineja, joiden proksimaaliin oli kerrostunut hiekkaa, silttä ja savea, mahdollisesti jäätikön edustalla olleen proglasiaalisen järven vuoksi. Joidenkin drumliinien ytimet sisältävät vanhempia sedimenttikerrostumia, jotka eivät ole kasautuneet jäätikön viimeisimpien vaiheiden aikana (Benn & Evans 2010 s. 462). Esimerkiksi Menzies ja Brand (2007) luonnehti glasifluviaalisista sedimenteistä koostuvia drumliineja, jotka olivat muodostuneet vanhempaan proglasiaaliseen deltaan, ja jonka myöhempi jäätikkövirtaus kulutti pois, jättäen jälkeensä kalsiumkarbonaatin kovettamat drumliiniytimet. Havainto kuvastaa hyvin Boultonin (1987) ydinajatus drumliinien muodostumisesta (ks. kuva 7).

Universaalisti sedimenttirakeiden koko käsittää koko kirjon, aina savipartikkeleista isoihin lohkarisiin. Etenkin pintakerroksissa rakeet ovat suuntautuneet yleensä jäätikkövirtaussuunnan mukaisesti (Benn & Evans 2010 s. 462; Stokes ym. 2011). Saman drumliinin sisällä rakeiden suuntautuneisuus saattaa vaihdella niin, että muodostuman proksimaalissa rakeet ovat asettuneet hieman poikittaiseen asentoon suhteessa jäätikön virtaussuuntaan ja vastaavasti distaaliosassa rakeet suuntautuvat kohti drumliinin kärkeä.



Kuva 13. Stratigrafinen poikkileikkaus drumliinista, New Yorkin osavaltion drumliinikentältä (Menzies & Brand 2009, mukailten).

Drumliineissa esiintyy yleisesti deformaatiota eli uudelleen muokkautumista niin, että alkuperäiset rakenteet venyvät (engl. *ductile*) tai särkyvät (engl. *brittle*). Drumliineissa joissa on tapahtunut venyvää deformaatiota, ovat sedimenttikerrokset plastisesti laskostuneet tai poimuttuneet. Vastaavasti hauraassa deformaatiossa rakenteet eivät ole kestäneet rasitusta, vaan ne ovat rikkoutuneet, jolloin on syntynyt halkeamia, murtumia, säröjä tai siirroksia (engl. *faults, folds, fissures, joints*) (Benn & Evans 2010 s. 496). Myös veden synnyttämiä rakenteita voidaan havaita. Deformaatio saattaa ulottua vain pintakerrokseen tai ytimeen asti (Stokes ym. 2011; Knight 2015). Jos drumliini on deformoitunut ydintä myöten, on todennäköistä, että deformaatio ei ole tapahtunut yhdellä kertaa, vaan vähitellen pidemmän ajan kuluessa. Deformaatio ei aina ole pinnalta alaspäin suuntautuvaa, vaan uudelleen muokkautumista voi tapahtua myös toiseen suuntaan, alhaalta ylöspäin. Deformaatiota voi esiintyä kaikissa viidessä drumliinityypissä, joskin esimerkiksi pelkästään kallioperästä koostuva drumliini on vähemmän altis deformaatiolle.

Stokes ym. (2011) muistuttaa puutteista ja tilastollisista vääristymistä drumliinitutkimuksessa. Esimerkiksi jotkin maantieteelliset alueet ovat yliedustettuna. Useat tutkimukset ovat sijainneet väestökeskittymissä, perifeeristen alueiden jääden vähemmälle huomiolle. Kiteisen kallioperäalueet ovat olleet aliedustettuina, joskin Fennoskandia on tässä poikkeus. Moni tutkimus on keskittynyt jäätikkövirran ulkoreunan drumliineihin, jossa glasifluviaalisia kerrostumia on enemmän. On myös muistettava, että paradigmat eri aikakausina ovat ohjanneet tutkimusta (Stokes ym. 2011). Esimerkiksi ennen vuotta 1950 moreeni ja kallioperäytymiset

drumliinit ovat yleisin tyyppi kirjallisuudessa, mikä heijastaa silloista käsitystä siitä, että drumliini tarvitsee muodostuakseen jäätikön virtausta vastustavan kovan ytimen. Viime vuosisadan jälkipuoliskolla kiinnostus kasvoi lajittuneita sedimenttejä kohtaan, kun ymmärrettiin jäätikön sulamisvesien osuus drumliinien muodostumisessa.

## 2.3 Jäätikön hydrologia

### 2.3.1 Paineolot

Jäätikön virtausnopeutta säätelee efektiivinen paine (engl. *effective pressure*), mikä on jäätikön massan synnyttämän paineen ja vedenpaineen erotus (esim. Schoof 2005; Rada & Schoof 2018). Korkea vedenpaine aiheuttaa alhaisen efektiivisen paineen jäätikön irrotessa maanpinnasta. Tämä puolestaan indikoi jäätikön virtausnopeuden kasvua. Efektiivinen paine on keskeinen muuttuja kuvaamaan jäätikön liukumisen ja subglasiaalisen hydrologisen systeemin välistä riippuvuussuhdetta. Efektiivisen paineen kaava on kuvattu alla (kaava 2):

$$N = P_i - P_w \quad (2)$$

jossa efektiivinen paine on  $N$ , jäätikön muodostama paine  $P_i$  ja subglasiaalinen vedenpaine  $P_w$ . Mitä pienempi  $N$  on, sitä pienempi on jäätikön ja maanpinnan välinen kontakti, mistä seuraa maanpinnan ja jäätikön välisen kitkan pieneminen ja jäätikön virtausnopeuden kasvaminen. Löyhät sedimenttikerrokset voivat myös pienentää efektiivistä painetta (Rada & Schoof 2018).

Efektiivistä paineen suuruutta kontrolloi sulamisvesien virtaus systeemiin ja hydrologisen verkoston rakenne. Virtaaman kasvu todennäköisesti pienentää efektiivistä painetta sillä se nostaa vedenpainetta etenkin subglasiaalisen hydrologisen verkoston alkulähteillä, jolloin vesi voi virrata painegradientin mukaisesti pois jäätiköltä.

Veden virtausta ohjailee hydraulisen potentiaalin (engl. *hydraulic potential*) mukainen painegradientti (Benn & Evans 2010, s. 58). Jäätikön pinnalla hydraulinen potentiaali määräytyy vesimassan ja korkeusvaihteluiden mukaan. Tilanne on monimutkaisempi jäätikössä ja jäätikön alla, koska tällöin veden kulkuun vaikuttavat myös jäätikön massa. Hydraulisen potentiaalin kaava on seuraavanlainen (kaava 3):

$$\phi = p_w g z + P_w \quad (3)$$

jossa  $\emptyset$  on hydraulinen potentiaali,  $p_w$  on veden tiheys,  $g$  on putoamiskiihtyvyyys,  $z$  on korkeus merenpinnasta ja  $P_w$  on vedenpaine. Hydraulisen potentiaalin kaava ottaa huomioon vedenpaineen, mikä on tärkeää veden liikkeen ymmärtämisen vuoksi jäätikön sisällä ja alla. Subglasiaalisessa ympäristössä jäätikön geometria vaikuttaa veden virtaamiseen enemmän, kuin maanpinnan topografia (Chu ym. 2016). Veden kulkeutuminen sulamisvesikanavissa riippuu veden viskositeetistä, sekä kanavan ominaisuuksista kuten mittasuhteista ja kanavan seinämien karkeudesta (Benn & Evans 2010 s. 59). Chen & Liun (2018) mukaan kanavien mutkikkuus ja muoto määrittävät suurelta osin veden virtausvastustuksen (engl. *flow resistance*) (~96 %), kun taas kanavan pintojen karkeus, kuten kivet ja jään ominaisuudet vaikuttavat veden virtausvastustukseen suhteellisen vähän (~6 %). Huokoisessa aineessa, kuten lumessa tai moreenissa, veden virtaukseen vaikuttaa hydraulinen johtavuus (engl. *hydraulic conductivity*), jota määrittää huokoisten tilojen koko ja se, kuinka hyvin nämä tilat ovat yhdistyneet (Benn & Evans 2010 s. 59).

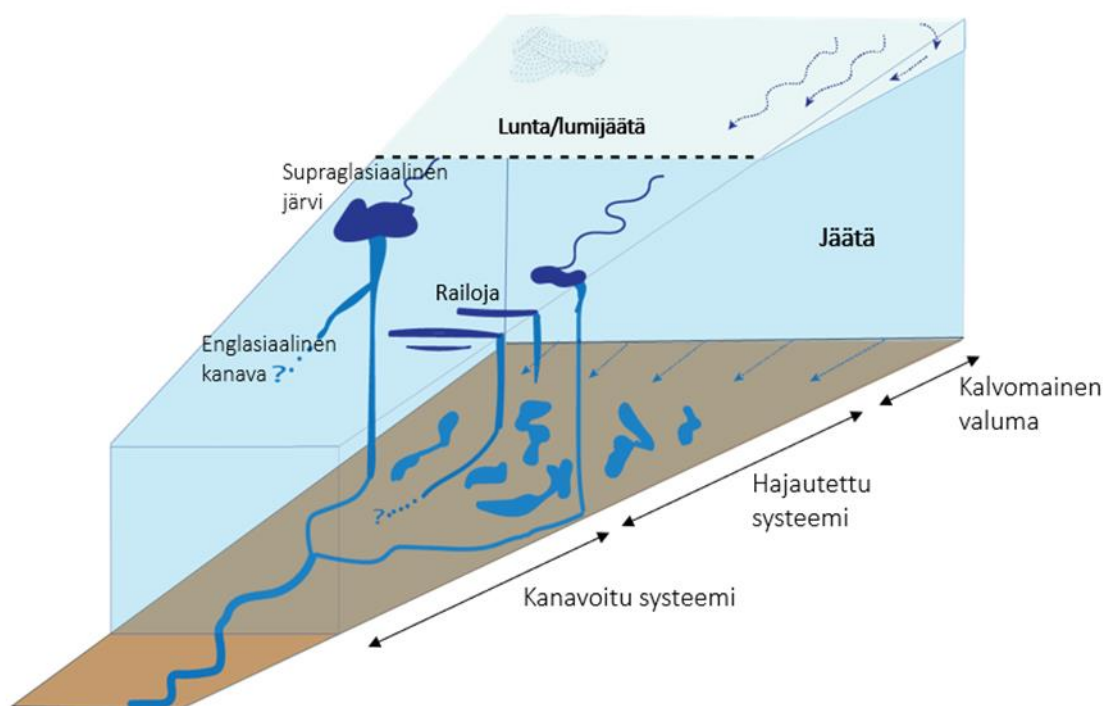
Veden virtaus subglasiaalisessa hydrologisessa systeemissä ei siis määrity pelkästään topografian mukaan, vaan virtaukseen vaikuttaa myös jäätikön massan veteen kohdistama paine (Chu ym. 2016; Greenwood ym. 2016). Vedenpaineen ylittäessä ympäröivän jäätikön paineen, vesi voi virrata rinnettä ylöspäin. Tämänkaltaisen tilanne ei olisi mahdollista vapaasti virtaavissa puroissa ja joissa, jossa hydraulinen potentiaali määräytyy veden massan ja korkeusvaihteluiden mukaan (Benn & Evans 2010 s. 58). Subglasiaalisessa ympäristössä vesivirrat reitittyvät uudelleen todennäköisemmin alueilla, joilla pienetkin painemuutokset saavat aikaan virran uudelleen reitittymisen. Näitä alueita ovat esimerkiksi topografiset alenemat, joissa maankamaran kaltevuus eroaa voimakkaasti jäätikön pinnan kaltevuudesta (Chu ym. 2016). Uudelleen reitittymistä voi tapahtua etenkin yhtäkkisten tapahtumien yhteydessä, kuten supraglasiialisen järven purkautuessa jäätikön pinnalta jäätikön alle subglasiaaliseen ympäristöön (Chu ym. 2016). Tällöin nopea veden virtaaman kasvu nostaa vedenpainetta, mikä voi muokata paikallisesti hydrologista systeemiä ja saada aikaan vesiuomien uudelleen reitittymisen. Nykyisten jäätiköiden tutkimus antaa viitteitä siihen, että jäätikön hydrologinen systeemi ei ole koskaan vakaa, vaan se on alati muuttuva (Burke 2012).

### 2.3.2 Subglasiialisen hydrologisen systeemin osat

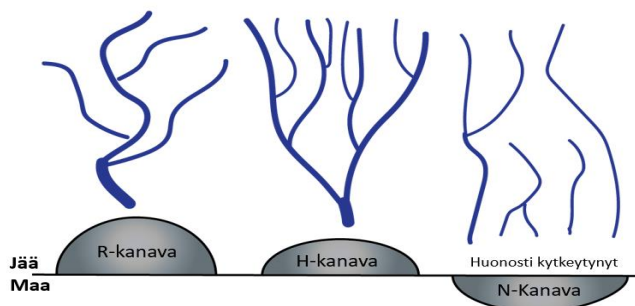
Jäätikön alle subglasiialiseen ympäristöön vesi voi päätyä jäätikön päällisestä supraglasiialisesta (engl. *supraglacial*) ympäristöstä jäätikön sisäisen eli englasiialisen (engl. *englacial*) kanavajärjestelmän kautta, tai vesi voi muodostua maalämmön tai jäätikön kitkalämmön vaikutuksesta (Cuffey & Paterson 2010; Nienow ym. 2017). Sulamiskaudella

kesäisin ylivoimaisesti suurin osa sulamisvesien muodostuksesta tapahtuu supraglasiaalisessa ympäristössä, ja vastaavasti talvella subglasiaalisen ympäristön sulamisvedet ovat pääsääntöisesti peräisin pohjan sulamisesta (Cuffey & Paterson 2010; Nienow ym. 2017). Sulamisvesiä muodostuu vähemmän jäätikön akkumulaatiovyöhykkeellä kuin ablaatiovyöhykkeellä.

Subglasiaalisessa ympäristössä veden kulku kohti jäätikön reunaan tapahtuu kanavoidun systeemin (engl. *channelized system*) ja hajautetun systeemin (engl. *distributed system*) kautta. (Livingstone ym. 2015; Nienow ym. 2017) (Kuva 14). Kanavoidussa systeemissä vesi virtaa pienemmistä, korkeamman paineen kanavista isompiin, alhaisemman paineen kanaviin, jolloin muodostuu tehokas verkostoitunut hydrologinen järjestelmä (Benn & Evans 2010, s. 69). Veden virtaama on suurempi ja jäätikön liike hitaampi kanavoidussa systeemissä kuin hajautetussa systeemissä (Livingstone ym. 2015). Kanavoidussa systeemissä kanavat joko laajenevat ylöspäin veden lämpö- ja kitkavaikutuksen vuoksi tai alaspäin, jolloin vesi erodoi reitin alla oleviin sedimentteihin ja kallioperään. Ylöspäin laajenevat kanavat on nimetty löytäjien mukaan Röthlisberger (R-) tai Hooke (H-) kanaviksi (Röthlisberger 1972; Hooke ym. 1990). Kanavat, jotka laajenevat alaspäin ovat Nye- (N-kanava) tai eräänlaisia isoja tunnelikanavia (engl. *tunnel valleys*) tai näiden kahden yhdistelmiä (Benn & Evans 2010, s. 69) (Kuva 15). Uomat, jotka ovat erodoituneet kovaan materiaaliin kuten kallioperään, vaativat pitkäkestoisen tasaisen vesivirran.



Kuva 14. Konseptuaalinen malli veden virtaamisesta jäätiköltä. Subglasiaalisen ympäristön hydrologinen systeemi on jaettu tehokkaaseen kanavoituun systeemiin ja tehottomampaan hajautettuun systeemiin (Greenwood ym. 2016, mukailten).



Kuva 15. Jäähän porautuneet R- ja H-kanavat sekä maahan erodoitunut N-kanava (Greenwood ym. 2016, mukailten).

Kanavoitu systeemi sijaitsee lähempänä jäätikön reunaa, missä jäätikön paine on alhaisempi kuin syvemmillä jäätikössä. Grönlannin jäätikön havainnoista on päätelty, että näiden kahden systeemin raja sijaitsee noin 50 km päässä jäätikön reunasta (Greenwood 2016). Jäätikön hydrologinen systeemi on jatkuvassa muutoksessa ja tehokas kanavoitu systeemi voi muuttua hajautetuksi systeemiksi ja toisin päin (Benn & Evans 2010 s. 64–70; Rada & Schoof 2018). Sulamiskaudella hydrologinen järjestelmä on ylikuormittunut, eikä se ehdi mukautua muutokseen kesän yleensä jäädessä liian lyhyeksi. Vakaata tilaa, jossa vesi kulkeutuu vaivattomasti systeemin läpi ei juuri koskaan saavuteta. Talvella veden syötön hidastuttua tai lakattua kokonaan tilanne on päinvastainen. Veden syötöstä johtuva paine laskee, sillä kanavat missä vesi kulkee, ovat nyt ylimitoitettuja suhteessa virtaamaan. Talvella kanavien jäädessä tyhjiksi jäätiköstä koituva paine aiheuttaa kanavien pienenemistä ja sulkeutumista. Vuoristojäätiköiltä tehtyjen havaintojen perusteella Grönlannin subglasiaalisen hydrologisen järjestelmän rakenteen uskotaan vaihtuvan kanavoidun ja hajautetun muotojen välillä, mikä johtuu sulamisveden syötön vuodenaikaisista ja päivittäisistä vaihteluista (Chu ym. 2016). Antartiksen niemimaan läheisyydessä olevalla Livingstonin saarella subglasiaalinen vedenpaine muuttui vuodenaikojen mukaan, sekä myös lyhyemmällä aikavälillä (Sugiyama ym. 2019). Sulamiskaudella Livingstonen saaren jäätiköllä veden paine muuttui voimakkaasti päivien ja viikkojen aikana. Tämä havainto vahvisti sulamisveden ja sadeveden aktivoivan jäätikön subglasiaalisen hydrologisen järjestelmän. Täällä jäätikön virtausnopeus heijasteli vaihteluita sulamisveden määrässä niin, että sulamiskaudella jäätikön liike kiihtyi ja vastaavasti sulamiskauden ulkopuolella jäätikön liike hidastui (Sugiyama ym 2019).



Hajautetussa systeemissä on alhaisempi virtaama ja korkeampi vedenpaine, minkä vuoksi jäätikkö virtaa nopeammin veden aiheuttaman nosteen ja pohjan voitelevan vaikutuksen vuoksi (Livingstone ym. 2015). Tällaista systeemiä pidetään huonosti kytkeytyneenä, jolloin veden poistuminen jään alta on hidasta (Greenwood ym. 2016). Hajautetussa systeemissä vesi virtaa todennäköisesti hitaammin kuin kanavoidussa systeemissä, mikä saattaa pienentää virtauksen vaikutusta sedimenttien mobilisaatioon (Willis ym. 1996). Hajautettuun hydrologiseen systeemiin luetaan ohut kalvomainen vesikerros (engl. *water film, sheet*), kavitaatioverkostot (engl. *linked cavities*), palmikoivat kanavat (engl. *braided canal*) ja pohjaveden virtaus huokoisissa sedimenteissä tai kallioperässä (Benn & Evans 2010, s. 69).

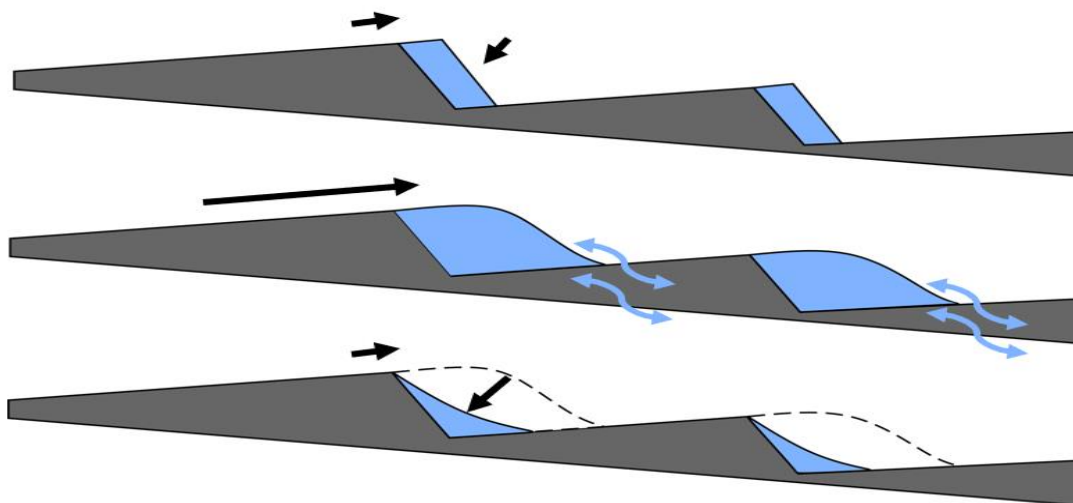
Vesi voi virrata jäätikön alla huokoisissa sedimenteissä pohjavetenä hydraulisen gradientin mukaan (Benn & Evans 2010 s.75). Tapahtumaa kutsutaan Darcian virraksi (engl. *Darcian flow*). Riippuu sedimenttien laadusta ja määrästä, kuinka hyvin vesi voi imeytyä ja kulkeutua niissä (Piotrowski 1997). Sedimenttien täytyessä tyystin vedestä tila paineistuu, minkä seurauksena maa-aines voi alkaa liikehtimään ja jäätikkö muuttua epävakaaksi. Jäämassan aiheuttaman paineen vuoksi vesi imeytyy paljon nopeammin pohjavedeksi, kuin mitä se imeytyisi ilman jäämassaa. Vesi voi kulkeutua massana maa-ainekseen imeytyneenä jäätikön mekaanisen hiertoliikkeen aikaansaamassa sedimenttikuljetuksessa. Jäätikön deformatiivisena moreenikerros on yleensä suhteellisen ohut, minkä vuoksi siinä ei voi kulkeutua kovinkaan suuria määriä vettä, jolloin suuri osa vedestä virtaa maanpinnan ja jäätikön välisessä tilassa (Benn & Evans 2010 s. 74–75; Cuffey & Paterson 2010 s. 209; Eyles ym. 2016).

Vettä voi esiintyä painesulamisen seurauksena ohuena, alle millimetrin paksuisena kalvomaisena mattona (engl. *water film, sheet*) maanpinnan ja jäätikön välissä (Benn & Evans 2010 s. 72; Cuffey & Paterson s. 209). Myös kitkalämpö ja geoterminen lämpö voi aiheuttaa jäätikön pohjan sulamista. Kalvomainen vesikerros voi muuttua epävakaaksi kerroksen paksuuntuessa. Tällöin sedimentteihin kohdistuu suurempi leikkausjännitys, mikä voi käynnistää eroosio- ja kuljetusprosessit. Kyrke-Smith ja Fowlerin (2014) tutkimuksessa epävakaan vesikerroksen raja-arvona pidettiin noin 5 mm. Epävakaaksi muuttunut vesikerros voi muodostaa suomalaisia, matalia (1 cm) ja satoja metrejä leveitä virtoja. Tehokkaan kanavaverkoston ulkopuoleisia suomalaisista virtoja on havaittu muun muassa Grönlannin jäätiköllä (Hoffman ym. 2016). Vuodenaikaisvaihtelut vaikuttavat alueiden kytkeytyvyyteen niin, että sulamiskaudella alueet linkittyvät tehokkaammin.

### 2.3.3 Suojapuolen kavitaatiot

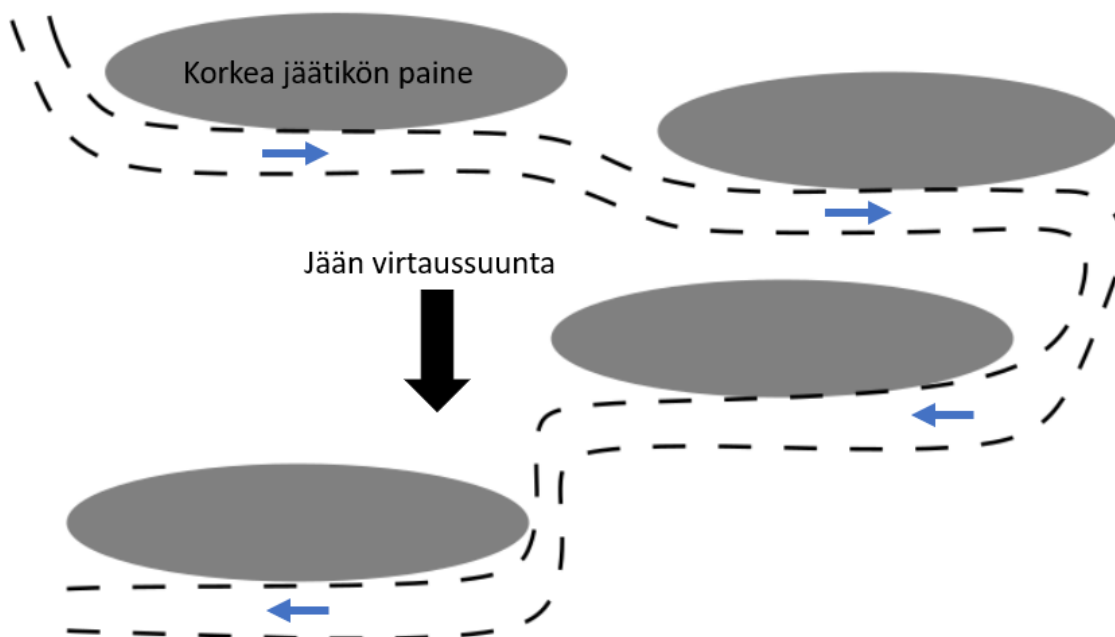
Kavitaatiot ovat onkaloita, jotka syntyvät paikkoihin, joissa jäätikkö liukuu epätasaisen alustan yli irroten maanpinnasta. Maanpinnan kohoumien suojapuolet ovat suotuisa ympäristö kavitaatioiden synnylle (Walder 1986; Schoof 2005; Greenwood ym. 2016). Kavitaatiot pysyvät auki ensisijaisesti jäätikön virtausliikkeen vuoksi, veden lämpövaikutuksen jäädessä vähäiseksi suhteessa onkalon kokoon (Anderson ym. 2004). Kavitaatio sulkeutuu jäätikön virumisella (engl. *viscous creep*). Mekanismi eroaa olennaisesti kanavoidusta systeemistä, jossa sulamisvesien lämpövaikutus pitää kanavat auki. Kavitaation lopussa jäätikkö kiinnittyy uudelleen maanpintaan, muodostaen esteen jäätikön virtaussuunnan mukaiselle veden virtaukselle (Fricker ym. 2010).

Mikäli kavitaatiot ovat yhdistyneet toisiinsa, kutsutaan tällaisia kavitaatioita verkostoituneeksi kavitaatiosysteemiksi (engl. *linked cavity system*). Tämänkaltainen systeemi voi muodostua kohonneen vedenpaineen myötä, minkä seurauksena jäätikön efektiivinen paine laskee, jolloin jäätikön virtaus nopeutuu ja kavitaatiot kasvavat. Tapahtuma on seurausta hajauttavan virtaaman kasvusta subglasiaalisessa systeemissä (Kamb 1987; Rada & Schoof 2018). Korkea vedenpaine pienentää sedimenttien leikkausmurtolujuutta, mikä on edellytys sedimenttien deformaatiolle (Cuffey & Paterson 2010). Veden turbulентtinen virtaus kavitaatioissa voi mobilisoida siellä olevia sedimenttejä. Näin on päätelty muun muassa vuoristojäätiköiltä (kuva 16), joissa sulamisvesissä suspensiossa kulkeutuneet sedimentit yhdistettiin nopeutuneeseen jäätikön virtausliikkeeseen ja verkostoituneen kavitaatiosysteemin muodostumiseen (Willis ym. 1996; Anderson ym. 2004). Vuoden- sekä vuorokaudenajoilla oli suuri rooli kavitaatioiden muodostumisessa. Muutokset kavitaatioiden koossa heijasteli muutoksia jäätikön virtausdynamikassa sekä hydrologisessa systeemissä.



Kuva 16. Konseptuaalinen malli kavitaatioiden avautumisesta ja sulkeutumisesta. Malli perustuu havaintoihin eräältä Pohjois-Amerikan vuoristojäätiköltä. Ylimpänä hitaan ja tasaisen jäätikön virtauksen aikana kavitaatioiden koko pysyy stabiilina. Kavitaatioihin on kerääntynyt vettä, mutta ne eivät ole yhdistyneet toisiinsa. keskellä jäätikön virtaus nopeutuu mikä kasvattaa kavitaatioita. Verkostoitunut kavitaatiosysteemi muodostuu ja vesi pääsee virtaamaan kavitaatioiden välillä (siniset nuolet). Virtaaman kasvun myötä myös sedimenttien kuljetus kasvaa. Alimpana jäätikön virtaus hidastuu, jolloin jään viruminen sulkee kavitaatiot. (Anderson ym. 2004, mukaillen)

Veden virtaus verkostoituneessa kavitaatiosysteemissä on hidasta, mikä johtuu rajoitetuista yhteyksistä kavitaatioiden välillä, sillä kavitaatiot ovat yhteydessä toisiinsa kapeiden kanavien tai aukkojen kautta. Vesi virtaa mutkittelevasti kavitaatiosta toiseen, jolloin virtaus ei ole jäätikön virtauksen suuntainen kuten on R-kanavissa (kuva 17). Paine suurissa kavitaatioissa on suurempi kuin pienissä, minkä vuoksi järjestelmä ei voi muodostaa tehokasta verkostoitunutta kanavajärjestelmää. Kavitaatiot voidaan jakaa niiden geometrian mukaan porrasmaisiin kavitaatioihin (engl. *step cavities*), jotka ovat syntyneet esimerkiksi kallioperäsiirroksen suojapuolelle sekä aaltomaisiin kavitaatioihin (engl. *wave cavities*), joissa kavitaatio vaihettuu hienovaraisemmin (Benn & Evans 2010 s. 73; Alley ym. 2019). Kumpikin kavitaatiotyyppistä muodostuu samalla tavalla, vaikkakin paineolosuhteet, joissa kavitaatio alkaa muodostua ja kasvaa, eroavat. Veden virtauksen kasvaessa systeemi alkaa muuttua niin, että veden kitkalämmön aiheuttama jään sulamisen merkitys kasvaa, mikä aiheuttaa vedenpaineen pientymistä kavitaatioissa. Kavitaatioiden vedenpaineen laskiessa vesi alkaa virrata pienemmistä kavitaatioista suurempiin. Paineolojen muutos enteilee tehokkaan kanavoidun systeemin muodostumista, mikä voi lopulta johtaa R-tyyppisen kanavarakenteen muodostumiseen (Benn & Evans 2010 s. 73; Greenwood ym. 2016). Kanavien kehittyessä ne voivat muodostaa haaroittuneen kanavaverkoston, jolloin vesi alkaa virrata kavitaatioiden sijaan kanavissa (Walder 1986). Äärimmäisessä tapauksessa R-kanavat voivat kasvaa niin isoiksi, että ne ohjaavat kaiken virtaaman kavitaatioista kanaviin. Näin voi käydä esimerkiksi Surge-tyyppisissä jäätiköissä. Vesi voi virrata uudestaan kavitaatioihin, mikäli veden virtaama ja sen lämpövaikutus ei ole riittävä pitämään R-kanavaa auki. Todennäköistä kuitenkin on, että kanavia ja kavitaatioita esiintyy samanaikaisesti samalla alueella, niiden suhteen riippuessa vedenpaineesta ja jäätikön virtausnopeudesta, mitä määrittelee suurelta osin muutokset sulamisvesien määrässä.



Kuva 17. Verkostoituneessa kavitaatiosysteemissä virtaava vesi "välttelee" alueita, joissa jäätikkö kohdistaa korkean paineen maanpintaan, mikä tekee sulamisvesiverkostosta mutkittnevan (Walder 1986, mukaillen).

Painesulamien on suurinta topografisten esteiden proksimaalissa, missä jäätikön työntymisen vasten estettä laskee jään sulamislämpötilaa, edesauttaen jäätikön liukumista esteen yli (Fricker ym. 2010; Iverson ym. 2017). Topografiset esteet voivat tuottaa merkittäviäkin määriä sulamisvettä. Sulamisvedet kerääntyvät hydraulisen gradientin mukaisesti esteen suojapuolen rinteisiin, jossa vallitsee pienempi jäätikön paine. Suojapuolella vesi voi jäätymään uudelleen paineen pienentyessä. Tätä ilmiötä kutsutaan regelaatioksi (engl. *regelation*). Jos este koostuu kallioperästä, vesi heikentää sen rakennetta jäätyessä ja laajenemalla suojapuolen raoissa ja halkeamissa kasvattaen niitä (Cohen ym. 2006). Prosessin toistuessa, kallioperän rakenne heikkenee ja erodoituu helpommin jäätikön kuljetettavaksi (engl. *plucking*). Kallioperän rapautumisherkkyys riippuu fysikaalisista ominaisuuksista kuten kivilajista ja siitä että onko siinä jo valmiiksi rakoja ja halkeamia (Cohen ym. 2006; Iverson 2012). Tasalaatuinen kiviaines kestää paremmin eroosiota kuin heterogeeninen. Regelaatiota tapahtuu etenkin pienten esteiden kohdalla, kun taas suuremmat esteet jäätikkö ylittää jään deformatumisen myötä. Jäätikön virtauksen ollessa nopeaa jää ei ehdi deformatua maanpintaa myötäileväksi. Näihin kohtiin syntyy kavitaatioita, jotka voivat täyttyä paineistetulla vedellä (Fowler 2010, Rempel ym. 2022). Vettä täynnä olevat kavitaatiot edesauttavat jäätikön liukumista vähentämällä kitkavaikutusta. Kavitaatioiden ollessa tyhjiillään jäätikön kulutus kohdistuu kohouman suojapuoleen. Kavitaation muodon vaikutusta, ja sen yllä liikkuvan jäätikkövirtauksen

heterogeenisiä eroja suhteessa alla olevan kallioperän eroosioherkkyyteen ei tunneta vielä kovin hyvin (Krabbendam & Bradwell 2011).

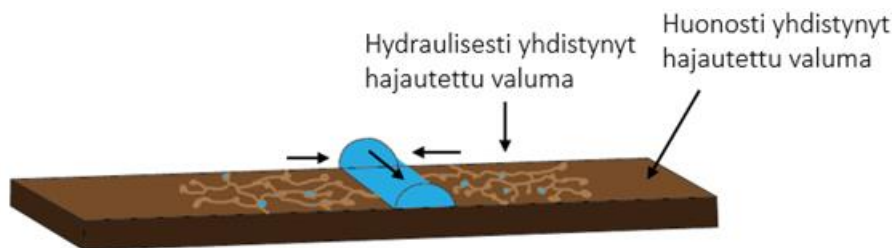
#### 2.3.4 Sulamisvesiverkoston geomorfologinen jälki

Harjut ovat kapeita ja mutkittelevia harjanteita, jotka koostuvat lajittuneista sedimenteistä. Ne ovat kerrostuneet jäätikön sulamisvesiuomiin, tavallisesti R-uomiin jäätikön reunassa (< 10 km) suhteellisen alhaisessa vedennäpaineessä (Hewitt & Cryets 2019). Harjut voivat muodostua aika-transgressiivisesti niin, että sedimenttien kerrostuminen tapahtuu asteittain jäätikön reunassa deglasiaation aikana (Storrar ym. 2014; Livingstone ym. 2015; Greenwood ym. 2016). Satojen kilometrien pituiset harjut muodostuvat satojen tai tuhansien vuosien aikana. Ne voivat myös muodostua synkronisesti yhdellä kertaa koko uoman pituudelta. Tällaiset harjut ovat lyhyempiä, satoja metrejä tai muutamia kymmeniä kilometrejä pitkiä, ja ne ovat kerrostuneet mahdollisesti äkillisen tapahtuman kuten sulamisvesitulvan aikana muutamassa päivässä tai viikossa.

Hewitt & Cryets (2019) mallinsi matemaattisesti harjujen syntyä. Mallinnuksen mukaan, kun sulamisvesien määrä systeemissä kasvaa kanavien poikkileikkaus pienenee, mutta ne muodostavat tiheämmän verkoston. Vastaavasti hitaan ja tasaisen virtaaman aikana kerrostuu suuria harjuja etäälle toisistaan. Tiheämpi harjuverkosto indikoi myös jäätikön reunan epävakautta. Mahdollisesti myös maanpinnan kaltevuudella on merkitystä harjun kokoon, niin että harju ei kasva kovin suureksi sen kerrostuessa ylämäkeen. Harjujen topologiasta voidaan päätellä hydrologisen systeemin laatua. Kaoottinen topologia kertoo sulamisvesien virranneen äkillisesti sykäyksittäin (Greenwood ym. 2016). Livingstone ym. (2015) mukaan harjuja esiintyy runsaimmin alueilla, missä jäätikön virtaus on ollut pieni. Pehmeät sedimentit ja nopea jäätikön virtaus suosivat hajautettua hydrologista systeemiä, mikä voi olla syynä harjujen puuttumiseen. Nopea jäätikön virtaus voi myös hajottaa syntyneet harjut. Jäätikköjoen purkautuessa mereen jäätikön edustalle voi kerrostua lajittuneista sedimenteistä koostuva delta. Kuivalle maalle muodostunutta deltaa kutsutaan sanduriksi. Deltan proksimaaliosa on yleensä distaaliosaa jyrkempi, mikä johtuu jäätikön reunan kontaktista.

Subglasiaaliset sulamisvesikäytävät tai reitit (engl. *corridor, track*) ovat sulamisvesien synnyttämiä muodostumia, jotka esiintyvät jäätikön liikkeen mukaisesti muiden geomorfologisten muodostumien, kuten lineaatioiden kanssa saman suuntaisesti (Lewington ym. 2019). Käytävien kumpumoreenimainen maasto erottaa ne muusta, usein lineoituneesta ympäristöstä (Peterson ym. 2017; Sharpe ym. 2017; Lewington ym. 2020). Harjujen

sijaitseminen sulamisvesikäytävien yhteydessä, sekä käytävien päättyminen jäätikön historiallisille reuna-alueille, kertoo käytävien muodostuneen subglasiaalisesti. Käytävät usein leikkaavat drumliineja ja muita lineaatioita, mistä päätellen ne ovat drumliineja nuorempia muodostumia (Sharpe ym. 2017). Sulamisvesien alkulähteestä, voimakkuudesta ja kestosta ei ole tarkkaa käsitystä, mutta veden oletetaan olevan peräisin supraglasiaalisista järvistä, josta vesi purkautuu äkillisesti kausittain (Lewington ym. 2019; 2020). Missä käytävät leikkautuvat paksumpaan moreenikerrokseen, on syntyprosessin ajateltu olevan eroosionaalinen. Sharpe ym. (2017) mukaan 0,3 km – 3 km sulamisvesikäytävä pystyy poistamaan noin 15 m kerroksen maata. Sulamisvedet voivat erodoita sedimenttejä aina kallioperään asti. Kerrostumista on tapahtunut, mikäli käytävät kohoavat ympäröivästä maastosta tai jos glasifluviaalisia sedimenttejä kuten hiekkaa ja soraa esiintyy. Kerrostuminen on yleisempää etenkin alueilla, joissa sedimenttikerros on muuten ohutta tai sitä on vaikeaa läpäistä (Peterson ym. 2017). Ahokangas ym. (2021) kuvasi murtooreittejä, joiden syntyä ovat dominoineet jäätikön virtauskielekkeet. Nimensä mukaisesti, reiteillä esiintyy kolmion muotoisia murtoomaisia muotoja. Reitit sijaitsevat usein lineaatioalueilla, topografisilla painaumilla sekä kallioperäkohoumien suojapuolella. Murtooreitit syntyivät 35–40 km jäätikön reunasta, kun taas kumpumoreenireitit (engl. *hummocky routes*) olisivat syntyneet lähempänä jään reunaa. Reitit voivat toimia linkkinä hajautetun systeemin ja keskitetyn kanavasysteemin välillä. Lewington ym. (2020) kuvasi tehokkaan kanavaverkoston yhteydestä löytyneitä hajautetun valuman reittejä, jotka olisivat muodostuneet tilanteessa, jossa kanavat (harjut) olisivat olleet riittämättömiä kuljettamaan veden pois systeemistä, minkä seurauksena vesi levisi painegradientin mukaisesti kanavaa ympäröivälle alueelle. Kanavaa ympäröivällä hajautetun verkoston alueella sedimenttien kasautuminen ja erodoituminen kasvoi virtauksen voimistuessa siellä. Veden määrä, maaperän laatu ja aikaisempien kanavien kunto vaikuttaa siihen minkälaiseksi käytävien morfologia muodostuu. Pienemmät tapahtumat muodostavat hydraulisesti kytkeytyneitä kavitaatioverkostoja, kun taas suuret veden purkaukset saattavat muodostaa palmikoivia tai anastomoivia uomia ja levymäisiä tulvia (engl. *sheet flood*). Lewingtonin ym. (2020) mukaan veden karkaaminen kanavasta sen ympäristöön johtuu äkillisestä virtaaman kasvamisesta alkukesällä, ja siitä että tehokas kanavaverkosto ei ole ehtinyt vielä kunnolla muotoutua. Vastaavasti myöhemmin kesällä tehokkaan kanavaverkoston muotoutumisen myötä, kanavien koko on riittävä kuljettamaan sulamisvesiä pois jäätiköltä.



Kuva 18. Kanavan ollessa riittämätön kuljettamaan sulamisvesiä vedet karkaavat kanavaa ympäröivälle alueelle, jättäen sinne geomorfologisen jäljen. Vaikkakin vesi virtaa kanavasta lateraalisesti pois päin, on virtauksen yleinen kulkusuunta kanavan suuntainen (Lewington ym. 2020, mukailten).

Murtoot ovat vastikään löydettyjä kolmionmuotoisia muodostumia, joiden pituus vaihtelee 30–200 m ja leveys 30–200 m välillä (Mäkinen ym. 2017; Peterson ym. 2017; Ojala ym. 2019). Murtoot ja niihin rinnastettavat muodostumat voidaan jakaa viiteen luokkaan: teräväkärkiseen kolmiotyyppiin, chevron-tyyppiin, pyöreähköön lohkotyyppiin (engl. *Lobate-type*), murtoiden kanssa esiintyviin harjanteisiin ja muihin polymorfisiin murtoomuodostumiin (Ojala ym. 2021). Tähänastiset murtoot on löydetty Fennoskandian alueelta.

Nykyisen käsityksen mukaan Murtoot muodostuvat sulamisvesiä hajauttavan verkoston alueella noin 50 km etäisyyden päässä jäätikön reunasta monivaiheisessa prosessissa, missä subglasiaalinen vedenpaine muuttuu ajassa ja paikassa (Mäkinen ym. 2017; Ojala ym. 2019; Peterson Becher & Johnson 2021). Korkea vedenpaine näyttäisi edesauttavan murtoiden syntyä. Riittävän ohut sedimenttikerros huonosti vettä johtavan kallioperän päällä edistää paineen nousemista korkeaksi (Peterson Becher & Johnson 2021). Löydetyt murtoot sijaitsevatkin alueilla, joissa moreenikerros on suhteellisen ohut (Ojala ym. 2019). Paineistetussa tilassa oleva vesi erodoi ja kasaa sedimenttejä. Peterson Becher ja Johnson (2021) esittää, että jossain vaiheessa hydrologisen systeemin muodostumista verkosto on kytkeytyneempi, sulamisveden virtaus on nopeampaa ja eroosiota tapahtuu etenkin murtoon reunoilla. Murtoon reunoilla esiintyykin lohkariekkoa, mikä kieli eroosioprosesseista (Mäkinen ym. 2021). Murtoiden uskotaan muodostuvan korkeintaan muutamassa vuodessa toistuvassa syklissä, jossa veden virtaus supraglasiaalisesta systeemistä äkillisesti voimistuu (Peterson Becher & Johnson 2021). Subglasiaalisten järvien purkautuminen saattaa myös saada aikaan murtoita synnyttäviä prosesseja. Ojala ym. (2019) mukaan murtoiden ja niiden geomorfologinen suhde muihin muodostumiin Fennoskandian jäätikön alueella osoittaa, että murtoot ovat muodostuneet subglasiaalisesti sulamisvesien määrän kasvaessa systeemissä. Muodostumien synty rajoittuu lämpimän pohjaisen jäätikön alueelle ja niiden on havaittu sijaitsevan harjuista ylävirtaan (Mäkinen ym. 2017; Ojala ym. 2019). Harjujen on myös havaittu

leikkaavan murtoita, jolloin murtoot ovat muodostuneet ennen harjuja. Murto-kenttiä on löydetty juomumoreenien yhteydestä, ja joskus myös kerrostuneena juomumoreenien päälle (Ojala ym. 2019). Tällöin murtoot olisivat syntyneet juomumoreenien synnyn jälkeen. Joissakin murtoissa on havaittu fluting muodostumia, mikä kertoo jäätikön virtauksen aktivoitumisesta (Ojala ym. 2019). Murtoita on löydetty kallioperäkohoumien suojapuolen rinteistä ja topografisilta alenemilta (Mäkinen ym. 2017; Goodship & Alexanderson 2020).

Jäätikönläisiä järviä on havaittu Grönlannin ja Antarktiksensa jäätiköiden alta. Bowling ym. (2019) löysi kymmeniä mahdollisia subglasiaalisia järviä Grönlannin jäätiköltä lentokoneesta keskitettyjen radiokaikuäänien avulla, sekä tutkimalla jäätikön pinnan korkeusvaihteluita. 22 % järvistä löydettiin 50 km alueelta jäätikön reunasta. Järviä ei löydetty ollenkaan jäätikön keskusalueilta, eikä myöskään nopeasti virtaavista ulkonevista jäätikkökielekkeistä. Toisaalta Grönlannista on havaittu subglasiaalisia järviä jäätikkövirtojen, kuten Jakobshavn Isbrae - jäätikkövirran alla (Livingstone ym. 2013). Antarktiksella, suurin osa järvistä löydettiin alueilta, joissa jäätikkö virtaa suhteellisen hitaasti (< 15 m vuodessa). Maanpinnan topografia, veden saatavuus ja jäätikön pohjan lämpöominaisuudet ovat tekijöitä, jotka vaikuttavat subglasiaalisten järvien muodostumiseen. Fricker ym. (2010) ja Sergienko & Hulbe (2011) löysivät Antarktiksensa jäätikön alta järviä etenkin topografisten esteiden (engl. *sticky spots*) suojapuolelta. Subglasiaalisten järvien vesi voi olla peräisin painesulamamisesta, jossa jäätikkö painautuu topografisia estettä vasten. Subglasiaalisten järvien täytyessä, ne voivat purkautua tulvimalla (Shoemaker 1999). Mallinnukset ja myös havainnot osoittavat, että subglasiaaliset järvet eivät kuitenkaan tyhjene purkautuessaan kokonaan. Näyttää siltä, että Antarktiksensa jäätikön ominaisuudet suosivat subglasiaalisten järvien muodostumista (Livingstone ym. 2013). Vastaavasti Grönlannissa jäätikön jyrkemmän gradientin vuoksi subglasiaalisia järviä muodostuu vähemmän.

Paleo-jäätiköiden alueilta tehdyt havainnot subglasiaalisista järvistä ovat harvemmassa. Tuunainen (2018) käsitteli pro-gradussaan mahdollisten subglasiaalisten järvien olemassaoloa Itämeren virtauskielekkeen alueella lounaisessa Suomessa. Hypoteettiset järvet sijaitsivat painanteissa ja ne linkittyivät muuhun hydrologiseen verkostoon. Kajuutti ym. (2016) tulkitsi, että Urjala-Akaan alueella on ollut subglasiaalinen järvi, joka todennäköisesti purkautui nyt näkyvää eroosiouomaa pitkin.



## 3 Aineistot ja menetelmät

### 3.1 Aineistot

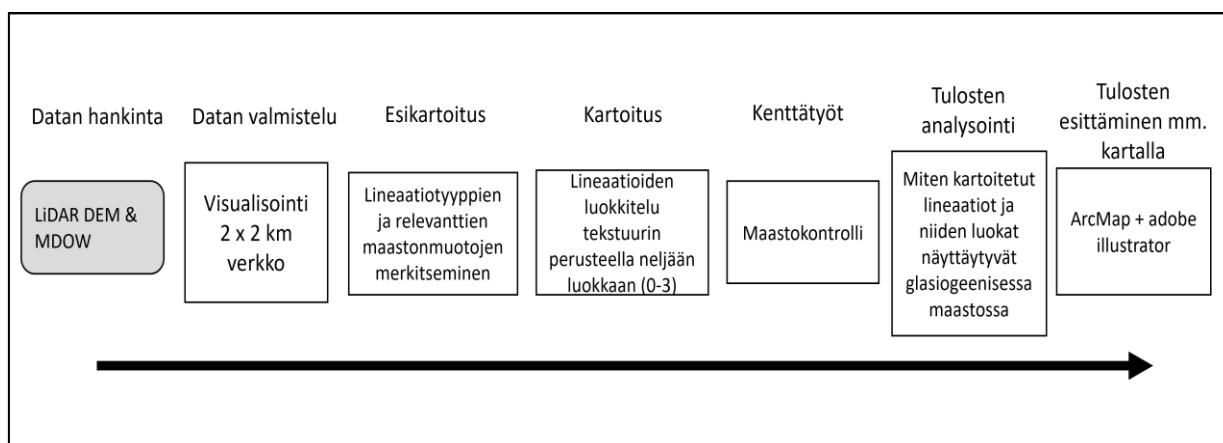
Tässä tutkielmassa kartoitettiin lineaatioiden geomorfologisia piirteitä Itämeren jäätikkövirran vaikutusalueelta eteläisessä Suomessa. Aineistona käytettiin Maanmittauslaitoksen kuvaamaa ja Geologian tutkimuskeskuksen prosessoimaa Laserkeilaus- eli LiDAR-aineistoa. LiDAR (engl. *light detection and ranging*) on kartoitusteknologia, mikä mittaa etäisyyden kohteesta laserpulssien avulla ja rekisteröimällä pulssin matkaan kuluneen ajan (Karp & Stotts 2012). Maanmittauslaitos kuvasi valtakunnallisen laserkeilausaineiston lentokoneeseen kiinnitettävän laserkeilaimen avulla (Maanmittauslaitos 2021). Tuloksena syntyi pistepilviaineisto, jossa maanpinnan yksittäisillä pisteillä on x, y sekä z -koordinaatit. Aineiston pistetiheys on 0,5p/m<sup>2</sup>. Aineistosta on prosessoitu maanpinnan korkeusmalli DEM (engl. *digital elevation model*), jonka resoluutio on 2 m ja korkeustarkkuus 0,3m. Osa Maanmittauslaitoksen korkeusmallista saatiin Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitokselta ja osa aineistosta ladattiin karttalehdittäin Maanmittauslaitoksen latauspalvelusta. Karttalehdet yhdistettiin *mosaic to new raster* -työkalulla ArcMap 10.5 paikkatieto-ohjelmassa.

Tutkielman keskiössä on LiDAR-aineistosta prosessoitu vinovalovarjosteeseen perustuva paljaan maan malli (engl. *multidirectional oblique-weighted hill shade, MDOW*). Vinovalovarjoste on korkeusmallista muokattu maastomalli, jossa rinteiden kaltevuudet ja viettosuunnat tulevat esiin. Se tarjoaa visuaalisesti realistisen kuvan maanpinnasta varjostuksen avulla (Chandler ym. 2018). Paikkatieto-ohjelmassa vinovalovarjosteen päälle asetettiin korkeusmalli. Korkeusmalli säädettiin skaalautumaan ikkunanäkymän mukaan ja läpinäkyvyydeksi (engl. *transparency*) asetettiin 40 %. Korkeusvaihteluiden esiin saamiseksi korkeusmallin väriskaalaa säädettiin sopivaksi *symbology* valikon kautta. Tutkielmassa käytettävä vinovalovarjoste-maastomalli on Geologian tutkimuskeskuksen ja se saatiin lainaan Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitokselta, jossa kyseistä aineisota käytetään osana RewarD -hanketta.

*Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat* sekä *maaperä 1:20 000/1:50 000 -aineistot* ladattiin GTK:n Hakku -palvelusta. Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat -vektoriaineistossa on keskeisimmät Suomen alueella olevat glasigeeniset muodostumat. Maaperä 1:20 000/1:50 000 aineistossa on esitetty 1 m syvyydessä oleva maalaji. Aineistoja käytettiin apuna maaperän tulkinnassa.

### 3.2 Geomorfologinen kartoitus

Tutkielman menetelmänä käytettiin geomorfologista kartoitusta. Systemaattisella aineiston läpikäymisellä kartoitettiin ensin virtaviivaisten muodostumien jatkumoon kuuluvat muodostumat: drumliinit, juomumoreenit, fluting- ja megafluting-selänteet sekä muut lineaatiot. Muodostumat digitoitiin viivoin omaan tasoon. Luotettavuuden parantamiseksi kartoitettuja virtaviivaisia muodostumia verrattiin Geologian tutkimuskeskuksen kartoittamiin virtaviivaisiin muodostumiin aineistossa *Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat*. Lisäksi merkittiin pisteellä sellaiset maastonkohdat, joissa havaittiin tekstuurin rikkonaisuutta lineaatioissa. Esikartoituksen jälkeen, virtaviivaiset muodostumat eli lineaatiot luokiteltiin neljään luokkaan (0–3) niiden tekstuurin perusteella. Varsinaisessa luokittelussa aiemmin luokitellut virtaviivaiset muodostumat luokiteltiin oletuksena luokkaan 0. Muodostumat käytiin läpi uudestaan alueilla, jotka oli merkitty pisteellä, eli joissa oli havaittu rikkonaista tekstuuria lineaatioissa. Näiden pisteellä merkittyjen alueiden lineaatiot luokiteltiin rikkonaisuuden perusteella luokkiin 0–3. Kartoituksessa käytettiin apuna 2 x 2 km verkkoa systemaattisuuden säilyttämiseksi. Kartoitusta tehtiin keskimäärin mittakaavatasolla 1:12 500. Kartoituksen jälkeen valittiin 11 sopivaa maastokohdetta, joissa suoritettiin maastokontrolli. Maastokontrollin aikana tutkittiin LiDAR-kuvassa havaittujen muotojen morfologisia piirteitä, menemättä kovin syvälle muotojen koostumukseen. Sedimentologisia tutkimuksia ei täten suoritettu. Lopuksi tulokset analysoitiin ja tekstin lisäksi tuloksia visualisoitiin karttakuviin. Tutkielman menetelmällinen rakenne mukailee Chandler ym. (2018) -artikkelissa kuvattua idealisoitua työnkulkua paleo-jäätiköiden geomorfologisten jälkien kartoittamisesta (kuva 19).

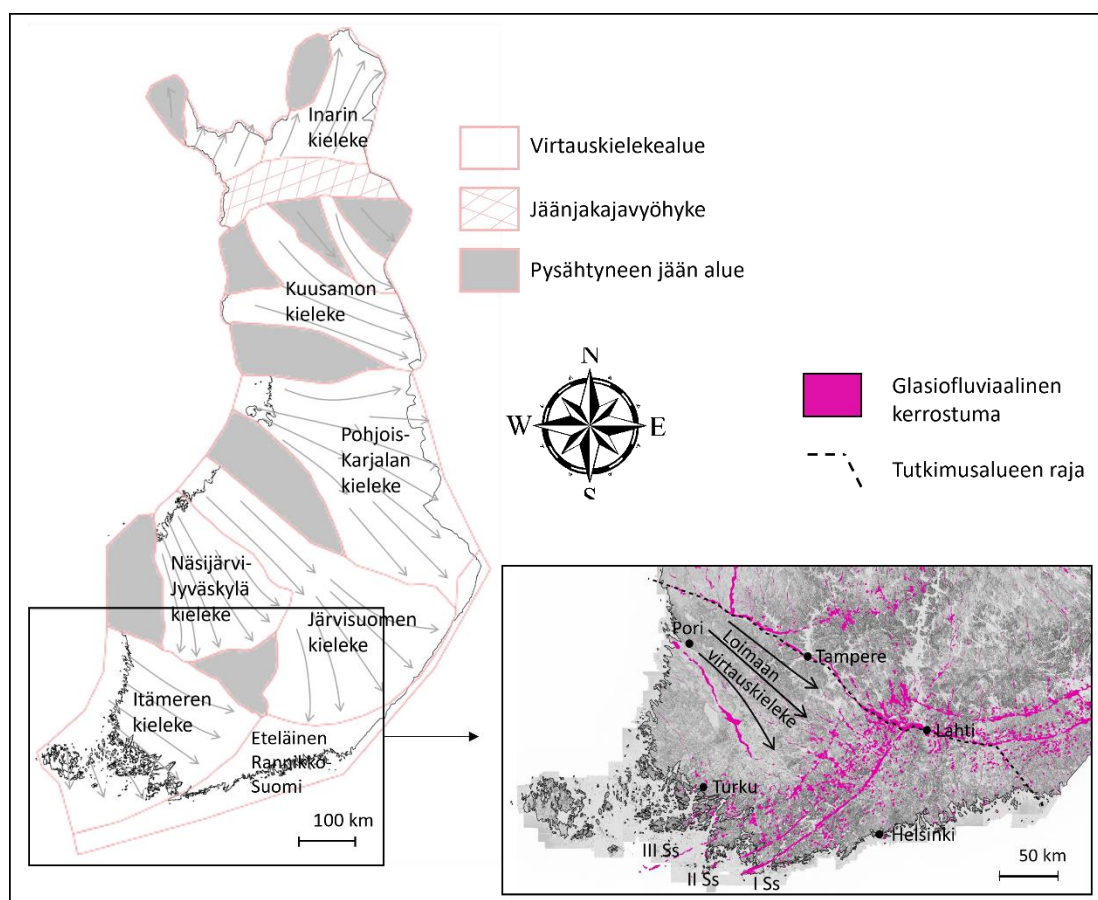


Kuva 19. Geomorfologisen kartoituksen eteneminen (Chandler ym. 2018, mukailten).

## 4 Tutkimusalue

### 4.1 Alueen rajaus

Tutkimusalue rajautuu lounaiseen ja eteläiseen Suomeen. Rajaus perustuu alueella toimineisiin virtauskielekkeisiin ja niiden jättämiin geomorfologisiin jälkiin. Pohjoisessa tutkimusalue rajautuu Itämeren-, Näsijärvi-Jyväskylän kielekkeen ja pysähtyneen jään alueiden väliin syntyneisiin saumaharjuihin. Idempänä rajana toimii I Salpausselkä sekä Pyhtään harjun alue. Lännessä sekä etelässä tutkimusalue rajautuu Pohjanlahteen ja Suomenlahteen. Ahvenanmaa ja Saaristomeri laskettiin osaksi tutkimusaluetta (Kuva 20).

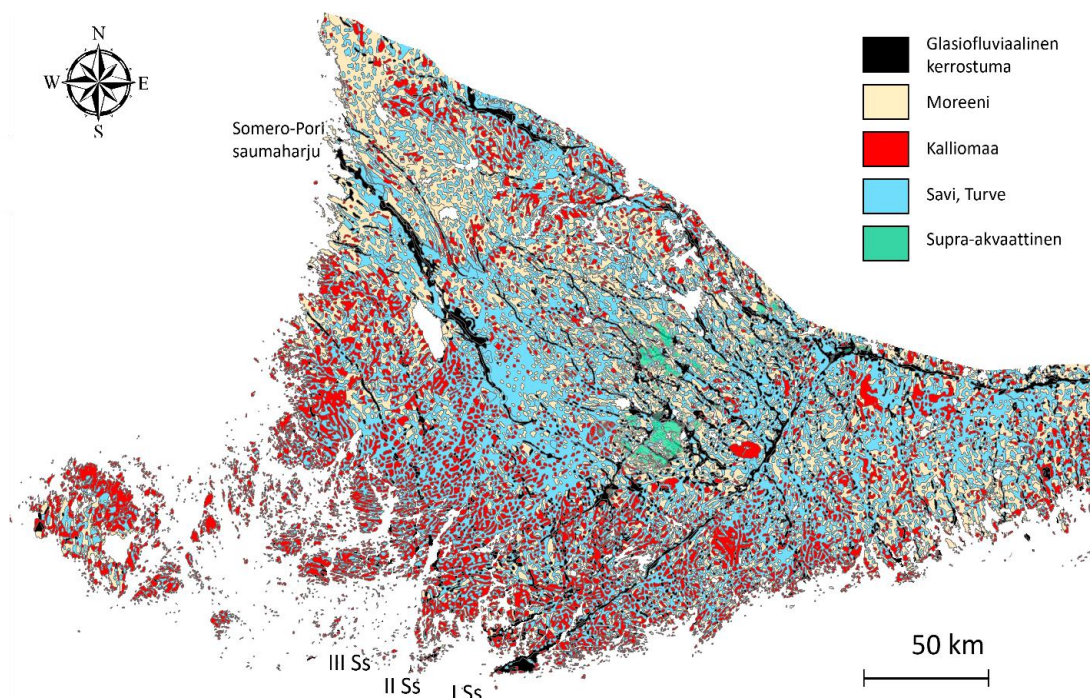


Kuva 20. Tutkimusalue. Suomen alueella toimineet Fennoskandian jäätikön virtauskielekkeet.

### 4.2 Alueen geologinen ja geomorfologinen kuvaus

Alueen kallioperä koostuu suurelta osin paleoproterotsooisista graniiteista, paragneisseistä ja granodioriiteistä (Kallioperäkartta 1:1 000 000, GTK). Keskiosissa on paleoproterotsooisia vulkaniitteja. Mesoproterotsooisia rapakivigraniittia tavataan tutkimusalueen kaakkoiskulmassa, länsirannikolla ja Ahvenanmaalla. Mesoproterotsooisia hiekkakiveä löytyy alueen luoteiskulmassa.

Tutkimusalueen eteläosassa on runsaasti kalliopaljastumia ja vähän löyhiä sedimenttejä (Maaperäkartta 1:1 000 000, GTK). Rannikkoseudun ja Ahvenanmaan pintageomorfologia koostuu pääosin kalliomäistä ja niiden välisiin painanteisiin kerrostuneesta postglasiaalisesta savesta. Moreeni on yleinen maalaji tutkimusalueen kaakkoiskulmasta luoteiskulmaan. Suurimmat glasifluviaaliset kerrostumat käsittävät kolme Salpausselkää sekä niihin luoteesta yhtyvät harjuverkostot. Suurimpia harjuja ovat tutkimusalueen luoteisosissa sijaitseva Somero-Pori saumarharju sekä alueen pohjoisrajana toimivat saumarharjut. Alueen keskiosissa Somero-Pori harjun alueella savi on yleisin maalaji, jossa savea ja myös turvetta on kerrostunut laajasti painanteisiin. Alue sijaitsee lähes yksinomaan subakvaattisella alueella. Supra-akvaattiset alueet sijaitsevat II ja III Salpausselän ympäristössä (Kuva 21).



Kuva 21. Tutkimusalueen geomorfologian pääpiirteet. (1:1 000 000 maaperäkartta, Geologian tutkimuskeskus)

### 4.3 Alueen deglasiaatiohistoria

Noin 13 000 vuotta sitten jäätikön reuna saavutti Etelä-Suomen rannikon. Lämmenneen ilmaston vuoksi sulaminen oli suhteellisen nopeaa. Jäätikön vetäytymistä edesauttoi myös jään poikiminen edessä avautuvaan Baltian jääjärveen. Etelä-Suomen rannikkoalueella vaikutti kaksi jäätikkövirtaa: luoteesta työntyvä Itämeren kieleke sekä pohjoisesta työntyvä Järvi-Suomen kieleke. Deglasiaatio hidastui nuoremman Dryaksen aikana, noin 12 800–11 600 vuotta sitten, jolloin lämpötila tippui äkillisesti 7°C (Boulton ym. 2001). Jäätikön vetäytyminen hidastui, minkä seurauksena I ja II Salpausselkä muodostuivat jäätikön reunaan. Jäätikkö saattoi

tällöin välillä myös edetä. On esitetty, että jäätikön reuna-asema olisi vetäytynyt ensin 30 km päähän I Salpausselästä luoteeseen, minkä jälkeen jäätikkö olisi uudelle edennyt, muodostaen I Salpausselän (Johansson ym. 2011 s. 113). Moreenikerrostumien stratigrafiaan perustuen on väitetty, että vetäytyminen olisi ollut jopa 80 km koko eteläisen Suomen alueella. Jäätikkövirtauksen aktivoitumista indikoi Salpausselkien proksimaalipuolella virtaviivaistunut maasto, mikä on todennäköisesti alkanut muodostua varhain nuoremman Dryaksen aikana (Stroeven ym. 2016). Nuoremman Dryaksen päättymisen aikoihin Baltian jääjärvi tyhjeni, mikä aiheutti äkillisen vedenpinnan laskun (Saarnisto & Saarinen 2001). Jäätikön vetäytymisen taas kiihtyessä Itämeren kieleke alkoi virrata selvemmin luode-kaakko suuntaisesti, mistä kertovat muun muassa muutokset lineaatioiden suuntautuneisuudessa. On arveltu, että kallioinen Ahvenanmaa toimi estävänä kynnyksenä etelä-pohjoissuuntaiselle virtaukselle. Vastaavasti pehmeät sedimentit kielekkeen pohjoisosissa saattoivat ohjata virtausta selvemmin luode-kaakkosuuntaiseksi (Boulton ym. 2001). Loimaan virtauskieleke aktivoitui, minkä myötä Somero-Pori saumaraju muodostui pääkielekkeen ja osakielekkeen väliin (ks. kuva 20). Keskimääräinen jäätikön vetäytymisnopeus Salpausselkien eteläpuolella oli noin 60 m vuodessa, kun taas muodostumien pohjoispuolella jäätikön reuna-asema vetäytyi jo 260 m vuodessa (Johansson ym. 2011 s. 113). Noin 10,700 vuotta sitten Itämeren kieleke oli kokonaan vetäytynyt Suomen maankamaralta (Stroeven ym. 2016).

## 5 Tulokset

### 5.1 Lineaatioiden luokat

Tutkimusalueelta kartoitettiin yhteensä 34567 lineaatiota. Drumliineja kartoitettiin noin 14000-, flutingeja noin 3000- ja megaflutingeja 80 kappaletta. Jäljelle jääneeseen luokkaan luokiteltiin virtaviivaiset muodot ja muodostumat, joilla ei ollut edellä mainittujen lineaatiotyyppien morfologista profiilia, mutta joista selvästi oli havaittavissa jäätikön liikkeen aikaansaamaa virtaviivaisuutta. Näitä muodostumia kartoitettiin noin 17000 kappaletta. Muodostumatyypit yhdistettiin ja ryhmiteltiin neljään luokkaan (0–3). Luokittelun tavoitteena oli ilmentää lineaatioiden morfologisia eroja LiDAR DEM-aineistosta (engl. *digital elevation model*) havaittavan maanpinnan tekstuuriin perusteella (Kuva 22).

- *Tasainen tekstuuri (0)*

Lineaation tekstuuria voi kuvailla esimerkiksi tasaiseksi, ehjäksi ja sulavalinjaiseksi. Muodostumassa itsessään ei ole suuria topografisia vaihteluita, vaan pinnan

syvyysuuntainen profiili on lähes lineaarinen proksimaalista huippuun ja huipusta suojapuolen kärkeen. Lineaatiosta on hyvin tulkittavissa jäätikön virtaussuunta ja sen voi havaita kuuluuvaksi selvästi osaksi virtaviivaisten muodostumien jatkumoa. Lineaation morfologia ilmentää jäätikön mekaanista virtausliikettä, eikä siinä ole havaittavissa fluviaalisista prosesseista kertovia rikkonaisia morfologisia muotoja, joita tyypillisesti esiintyy muun muassa sulamisvesireiteillä. Tähän luokkaan luokiteltiin eniten lineaatioita, 30603 kappaletta eli 88,5 % kaikista lineaatioista.

- *Hieman rikkonainen tekstuuri (1)*

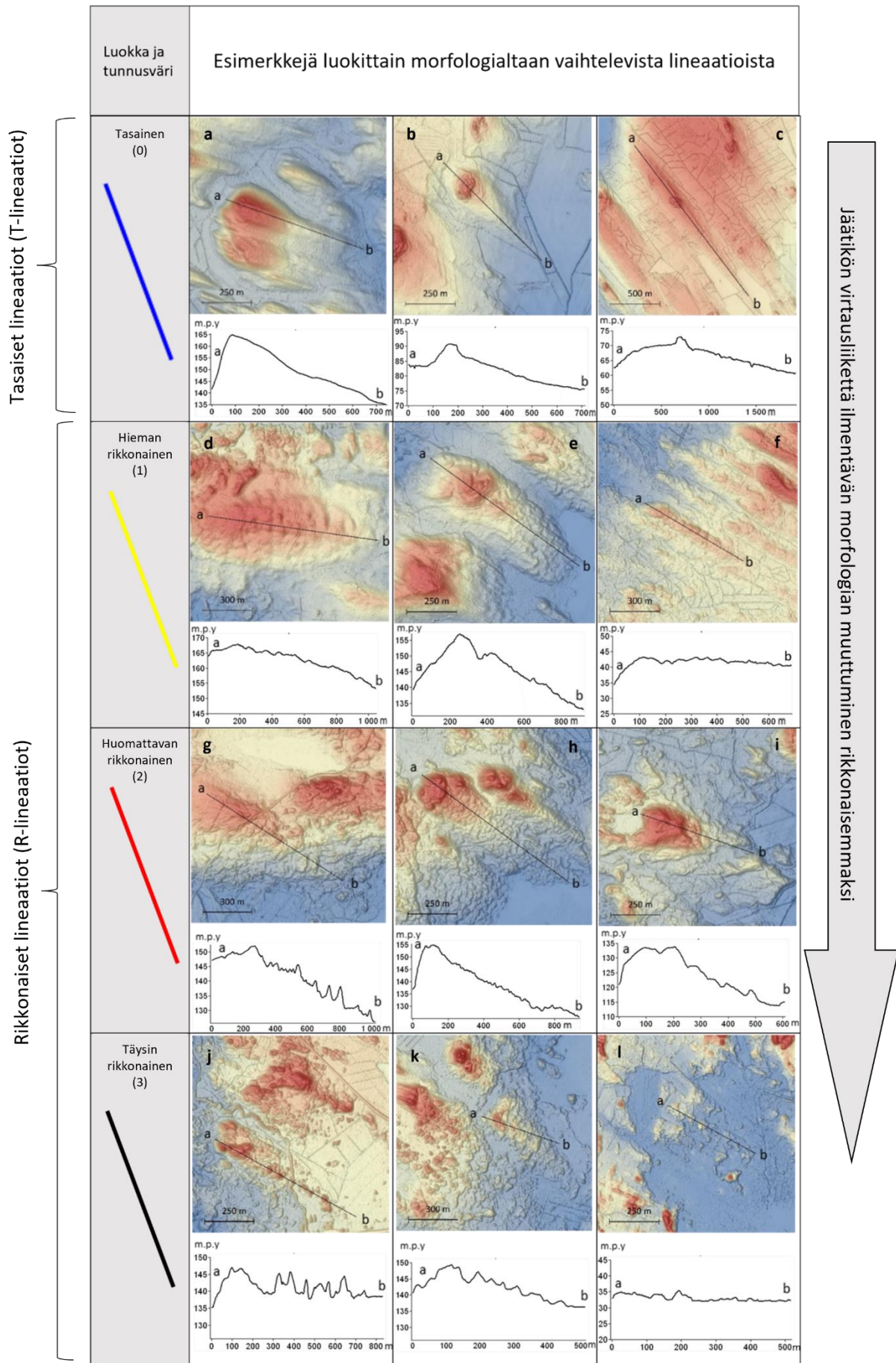
Lineaation tekstuuria voi kuvailla esimerkiksi loivasti kumpuilevaksi, väreileväksi ja aaltoilevaksi. Lineaatiossa saattaa myös olla kanaaleja. Lineaation tekstuurissa havaitut muodot eivät ole kovinkaan terävärajaisia ja niitä saattaa olla vaikea havaita. Muodot ovat suhteellisen suuria ja ne rajoittuvat yleensä muodostuman suojapuolelle, proksimaaliosan ollessa yhtenäisempää tekstuuria. Muodostuman topografisessa profiilissa on pientä sahalaitaista vaihtelua havaittavissa etenkin suojapuolella. Lineaatio on vielä helposti tunnistettavissa osaksi virtaviivaisten muodostumien jatkumoa ja se ilmentää hyvin jäätikön virtaussuuntaa. Jäätikön mekaanisen virtausliikkeen lisäksi lineaation morfologiaan on saattanut vaikuttaa myös muut prosessit kuten sulamisvedet. Tähän luokkaan luokiteltiin lineaatioita 1929 kappaletta eli 5,6 % kaikista lineaatioista.

- *huomattavan rikkonainen tekstuuri (2)*

Lineaation tekstuuria voi kuvailla esimerkiksi osittain hajonneeksi, röpelöiseksi ja rakeiseksi. Tekstuurissa havaitut muodot ovat terävärajaisia ja ne näkyvät kuvasta selvästi. Muodot ovat usein suhteellisen pienipiirteisiä ja ne rajoittuvat yleensä muodostuman suojapuolelle. Lineaation suojapuoli saattaa olla kokonaan rikkonainen, proksimaaliosan ollessa tekstuuriltaan tasaisempi. Topografinen profiili on sahalaitainen, jossa muodostuman suojapuolella voi olla useiden metrienkin korkeusvaihteluita. Proksimaaliosan topografinen profiili on lineaarisempi. Lineaation tunnistaminen ja jäätikön virtaussuunnan havaitseminen on vaikeutunut. Jäätikön mekaanisen virtausliikkeen lisäksi muodostuman morfologiaan on todennäköisesti vaikuttanut muut prosessit kuten sulamisvedet. Tähän luokkaan luokiteltiin lineaatioita 1394 kappaletta eli 4,0 % kaikista lineaatioista.

- *Täysin rikkonainen tekstuuri (3)*

Lineaation tekstuuria voi kuvailla esimerkiksi hajonneeksi, röpelöiseksi ja rakeiseksi. Tekstuurissa havaitut muodot ovat terävärajaisia ja ne näkyvät kuvasta selvästi. Muodot ovat yleensä suhteellisen pienipiirteisiä ja niitä on kauttaaltaan koko lineaatiossa tasaisen tekstuurin puuttuessa. Topografinen profiili on sahalaitainen ja siinä voi olla useiden metrien korkeusvaihteluita sekä proksimaali- että suojapuolella. Muodostuman tunnistaminen lineaatioksi on vaikeaa, eikä se ilmennä kovinkaan hyvin jäätikön virtaussuuntaa. Koska muodostuman morfologia eroaa merkittävästi tyypillisestä lineaatiosta, on erittäin todennäköistä, että morfologiaan on vaikuttanut jäätikön virtausliikkeen lisäksi myös muut prosessit kuten sulamisvedet. Tekstuurin rikkonaisuuden kasvaessa, muodostuman väärintulkinnan riski kasvaa. Tällöin voi olla epäselvää, onko muodostuma sukua lineaatioille vai ovatko sen synnyttäneet ensisijaisesti muut prosessit kuten sulamisvedet. Tähän luokkaan luokiteltiin vähiten lineaatioita, 641 kappaletta eli 1,9 % kaikista lineaatioista.



Kuva 22. Lineaatioiden morfologiaan perustuva luokittelu LiDAR DEM-kuvasta. Jäätikön virtausuunta



on vasemmalta oikealle lineaation pituusakselin suuntainen. Tasaisen tekstuurin lineaatioissa (luokka 0) tekstuuri muodostaa ehyen kuoren (a, b, c). Hieman rikkonaisen tekstuurin lineaatioissa (luokka 1) tekstuuri voi muistuttaa esimerkiksi kumpuillua (d, f), jossa muodostumassa on pehmeitä, loivapiirteisiä muotoja. Tekstuuri voi muistuttaa väreilyä (e), jossa lineaatioissa esiintyy poikittaisia terasseja. Huomattavan rikkonaisen tekstuurin lineaatioissa (luokka 2) muodot ovat terävärajaisempia. Tekstuuri voi muistuttaa esimerkiksi epäsäännöllistä kumpumoreenimaastoa (g), se voi näyttää rakeiselta (h), jossa muodot ovat hyvin pienipiirteisiä tai lineaatioissa voi näkyä esimerkiksi murtoomaista morfologiaa (i). Huomaa miten proksimaaliosassa tekstuuri on suojapuolta tasaisempi. Täysin rikkonaisissa lineaatioissa (luokka 3) muodostuman tekstuuri on kauttaaltaan epäsäännöllinen, kumpumoreenimainen (j, k, l).

## 5.2 Lineaatioiden maantieteellinen jakauma

Tässä kappaleessa kuvataan tutkimusalueella havaittujen lineaatioiden keskeiset keskittymät ja niiden maantieteellinen jakautuma. Tutkimuskysymysten mukaisesti keskitytään ensisijaisesti kuvailemaan keskittymiä, joissa havaittiin tekstuuriltaan rikkonaisia lineaatioita (luokat 1–3). Keskittymien yleispiirteisessä kuvailussa luokat 1–3 ovat niputettu samaan kategoriaan, jolloin niistä käytetään nimitystä tekstuuriltaan *rikkonaiset lineaatiot* tai lyhennettä *R-lineaatiot*. Luokan 0 lineaatioista käytetään nimitystä tekstuuriltaan *tasaiset lineaatiot* tai lyhennettä *T-lineaatiot*. Jos lineaatio -sanassa ei esiinny etuliitettä, tarkoitetaan sillä kaikkia lineaatioita riippumatta lineaation tekstuurista. Tuloksien läpikäynti painottuu erityisesti laajimpaan, Itämeren virtauskielekkeen osakielekkeellä, Loimaan virtauskielekkeen alueella havaittuun tekstuuriltaan rikkonaisten lineaatioiden esiintymään, sillä noin 80 % havaituista rikkonaisista lineaatioista havaittiin tällä alueella.

Tutkimusalueelta kartoitettiin kolme tekstuuriltaan rikkonaisten lineaatioiden keskittymää, jotka on jaoteltu alueisiin LK1, LK2 ja LK3. Keskittymät on esitelty alla luokittain (kuvat 23–26).

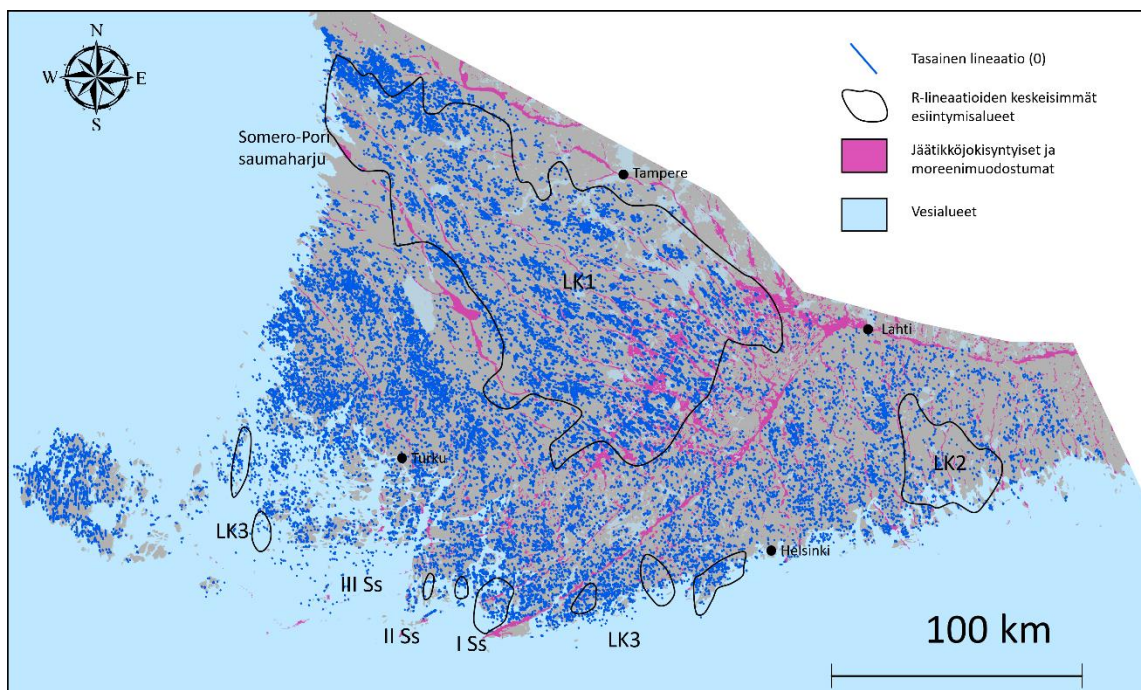
Laajin tekstuuriltaan rikkonaisten lineaatioiden keskittymä (LK1) rajautuu suhteellisen tarkasti Loimaan virtauskielekkeen alueelle, tarkemmin kuvailtuna II Salpausselän ja Selkämeren väliselle alueelle. Keskittymä muodostaa noin 200 km pitkän luode-kaakko suuntaisen kiilamaisen kuvion. Keskittymä on leveimmillään II ja III Salpausselän kohdalla, missä keskittymän leveys on noin 100 km. Keskittymän pohjoisrajana on Itämeren virtauskielekkeen sekä Näsijärven virtauskielekkeen välinen saumaraju ja etelärajana Somero-Pori saumaraju. Keskittymän alueelta kartoitettiin noin 40 % kaikista tutkimusalueella havaituista lineaatioista ja 80 % kaikista R-lineaatioista. Kaikista LK1:en alueelta kartoitetuista lineaatioista 23 % luokiteltiin R-lineaatioiksi, joista suurin osa havaittiin II ja III Salpausselän ympäristöstä.

Pyhtään harjun ympäristöstä kartoitettu keskittymä (LK2) on pinta-alaltaan LK1:stä pienempi sekä lineaatioiden tiheys harvempi. Keskittymän suunta on lähes pohjois-etelä suuntainen, sen

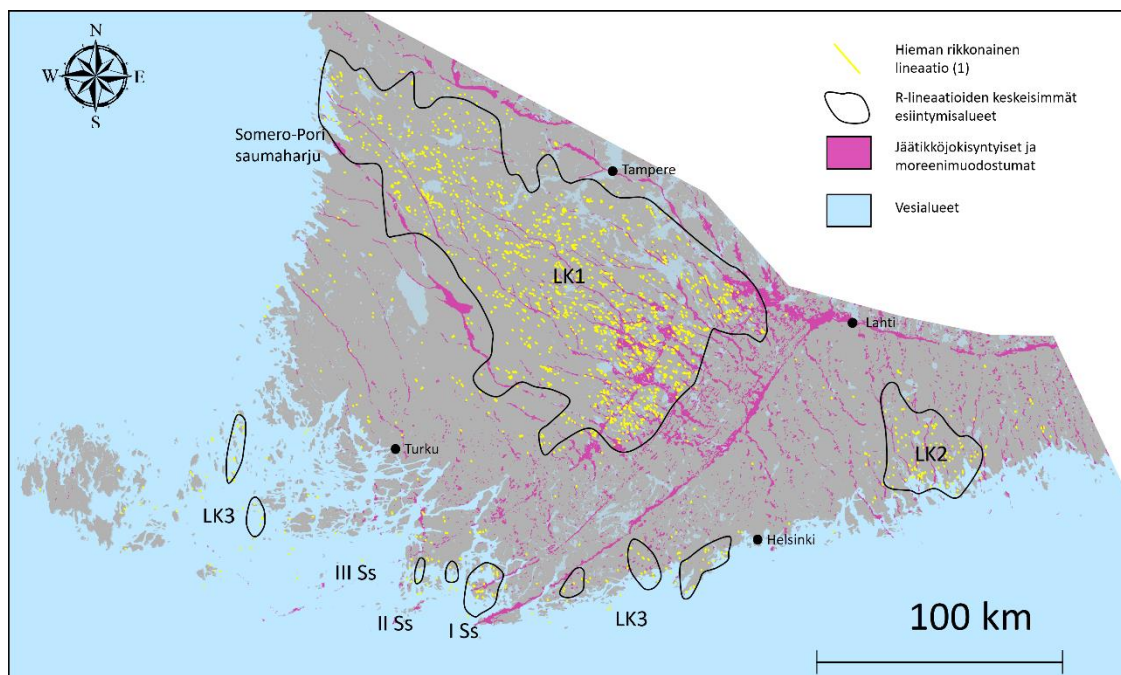
viettäessä hienovaraisesti luoteesta kaakkoon. Etelä-pohjoissuuntainen pituus on noin 50 km ja keskittymän suurin leveys on rannikolla noin 40 km. Keskittymä rajautuu etelässä Suomenlahteen, joskin on todennäköistä, että se jatkuu Itämeren pohjassa kohti etelää.

Rannikkoalueiden keskittymät (LK3) eroavat edellä mainituista maantieteelliseltä jakaumaltaan siinä, että ne muodostavat hajautuneemman, helminauhaa muistuttavan kuvion. Täällä R-lineaatiot myötäilevät rannikkoseutuja osissa mannerta sekä saaristossa tutkimusalueen kaakkoiskulmasta alueen länsiosiin. Tekstuuriltaan rikkonaiset lineaatiot eivät esiinny yksittäin eikä tiheydeltään tasaisesti, vaan ne muodostavat ryppäitä, jossa on yleensä useampi R-lineaatio. Rannikkoalueiden maantieteellinen jakauma voisi viitata siihen, että ne ovat syntyneet eri tavalla kuin Salpausselkien (LK1) ja Pyhtään harjun (LK2) keskittymät, mitkä mukailevat selkeämmin alueilla toimineiden virtauskielekkeiden muotoja.

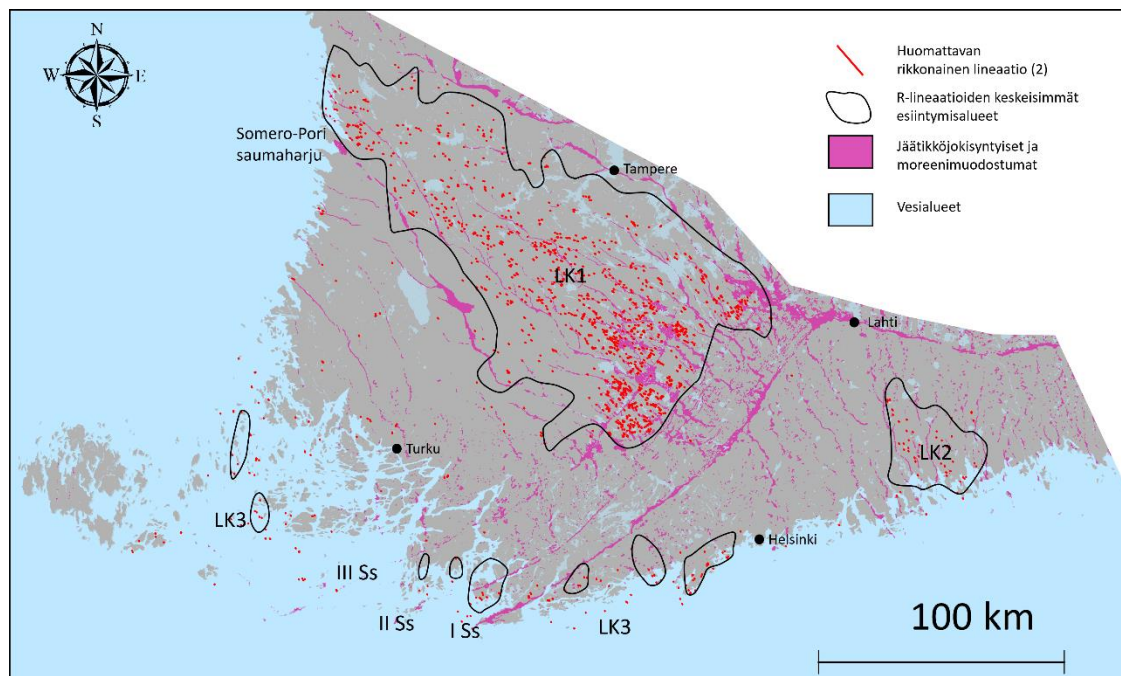
Yksittäisiä R-lineaatioita havaittiin erityisesti harjujen läheisyydessä. Tällaisia R-lineaatioita havaittiin esimerkiksi Loimaan virtauskielekkeen eteläreunassa Somero-Pori saumanharjun ympäristössä. Tällä alueella maaperän ylimmät kerrokset koostuvat suurelta osin post-glasiaalisista savista, jotka peittävät allensa jäätikkövirtojen muovaamat glasigeeniset maastonmuodot. Muut tutkimusalueella havaitut lineaatioiden keskittymät koostuivat yksinomaan tai lähes yksinomaan tasaisesta tekstuurista (0). Vain T-lineaatioista koostuvia keskittymiä havaittiin muun muassa Somero-Pori saumaharjun eteläpuolella luode-kaakkosuuntaisesti ja Ahvenanmaalla pohjois-eteläsuuntaisesti. On kuitenkin todettava, että R-lineaatioiden keskittymissäkin suurin osa kartoitetuista lineaatioista olivat T-lineaatioita.



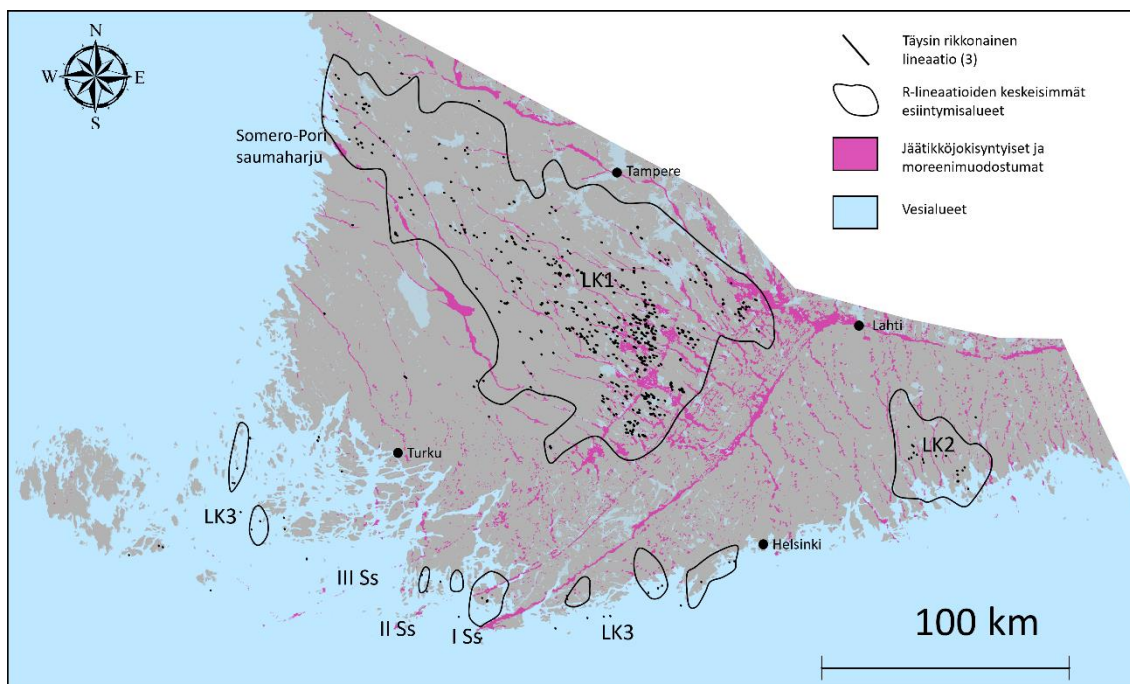
Kuva 23. Kuvaan on merkitty kaikki tekstuuriltaan tasaiset lineaatiot (0). Tasaisia lineaatioita esiintyy kauttaaltaan koko tutkimusalueella, myös alueilla missä havaittiin tekstuuriltaan rikkonaisia lineaatioita.



Kuva 24. Hieman rikkonaisia lineaatioita (1) havaittiin Loimaan kielekkeen alueella (LK1), Pyhtään Harjun alueella (LK2) ja rannikkoalueilla (LK3). Verrattuna muihin rikkonaisten lineaatioiden luokkiin, alueella LK1 hieman rikkonaiset lineaatiot eivät painottuneet vain II ja III Ss:n alueelle, vaan niitä esiintyi suhteellisen paljon, joskin harvassa myös keskittymän luoteisosissa ja reuna-alueilla. Myös keskittymää rajaavan Somero-Pori saumarharjun eteläpuolisilla alueilla havaittiin yksittäisiä hieman rikkonaisia lineaatioita.



Kuva 25. Tekstuuriltaan huomattavan rikkonaisia lineaatioita (2) havaittiin kaikissa keskittymissä. Alueella LK1 huomattavan rikkonaisia lineaatioita havaittiin painottuneesti II ja III Ss:n ympäristössä, jossa ne muodostavat tiheämpiä keskittymiä kuin hieman rikkonaiset lineaatiot. Alueen LK1 luoteisosissa huomattavan rikkonaiset lineaatiot painottuvat keskittymän keskiosiin, eikä niitä havaittu täällä yhtä laajalla alueella kuin hieman rikkonaisia lineaatioita.



Kuva 26. Täysin rikkonaisia lineaatioita (3) havaittiin kaikissa keskittymissä. Alueella LK1 tätä luokkaa havaittiin erityisesti II ja III Salpausselän alueella. Alueen LK1 luoteisosissa täysin rikkonaisia lineaatioita on huomattavasti vähemmän kuin II ja III Ss:n ympäristössä.

### 5.3 Lineaatiot ja jäätikön virtaus

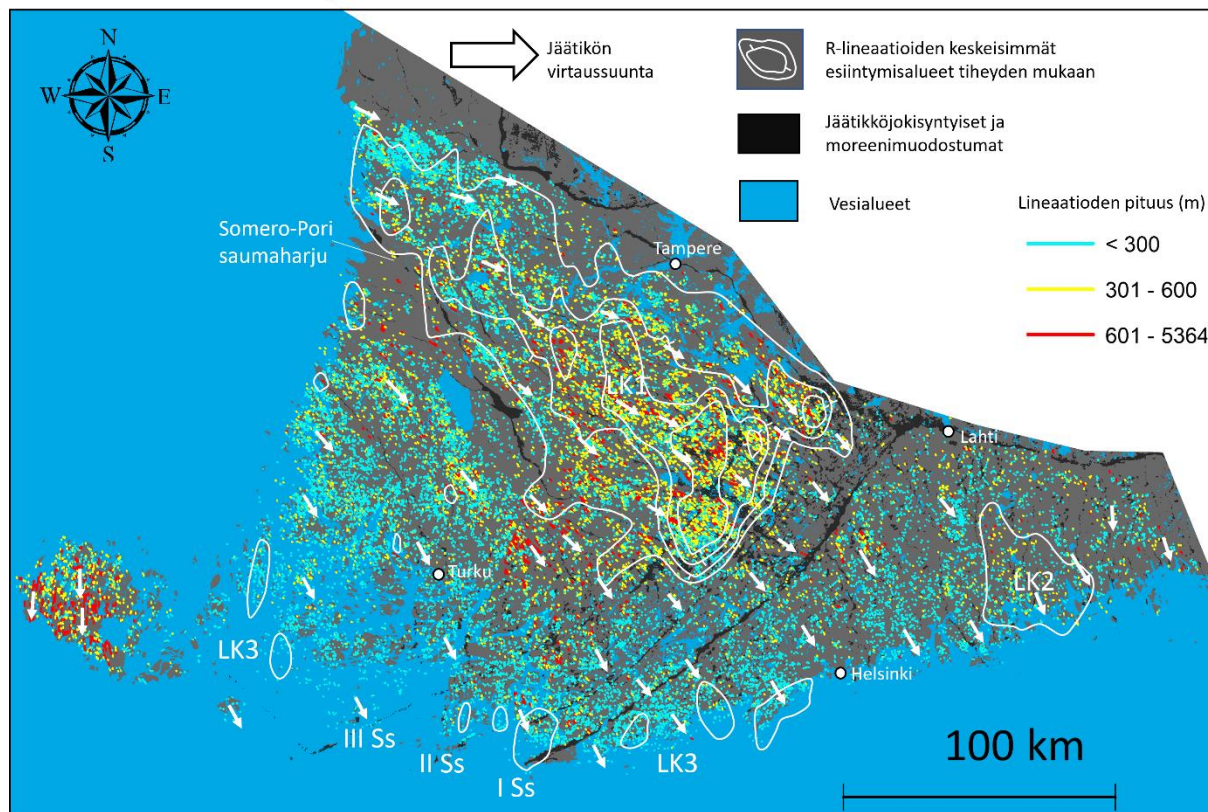
#### 5.3.1 Yleispiirteet

Lineaatioita (huom. kaikkia lineaatioita) havaittiin tiheästi alueella LK1, keskittymien painottuessa II ja III Ss:n ympäristöön. Muita keskittymiä havaittiin muun muassa Somero-Pori saumarharjun eteläpuolella, rannikkoseuduilla sekä Ahvenanmaalla. I Ss:n proksimaalisissa ja tutkimusalueen kaakkoispuolisilla alueilla lineaatioita kartoitettiin vähemmän (kuva 27).

Pisimmät lineaatiot havaittiin II ja III Ss:n ympäristöstä, Somero-Pori saumarharjun kaakkoiskulmasta sekä Ahvenanmaalta, mistä kartoitettiin pisin lineaatio: 5400 m -pitkä megafloating muodostuma. Pisimmät lineaatiot näyttivät esiintyvän alueilla, joissa lineaatioita havaittiin suhteellisen tiheästi. Tutkimusalueelta havaittiin myös alueita, joissa lineaatioiden tiheys oli suuri mutta keskimääräinen pituus pieni. Tällaisia alueita olivat esimerkiksi tutkimusalueen luoteiskulma sekä osa rannikkoseuduista.

Lineaatioiden suunnat mukailevat alueella vallinneita jäätikkövirtoja, vallitsevan virtaussuunnan ollessa keskimäärin luoteesta kaakkoon. Salpausselkien alueella jäätikkö on virrannut noin 120–140° kohti kaakkoa ja reunamuodostumien kaakkoispuolella hieman enemmän kohti etelää, virtaussuunnan ollessa 140–160°. Tutkimusalueen kaakkoiskulmassa virtaussuunta muuttuu liki pohjois-eteläsuuntaiseksi. Tutkimusalueen luoteiskulmassa jäätikkö

on virrannut enemmän kohti itää, virtaussuunnan ollessa  $110\text{--}120^\circ$ . Ahvenanmaalla jäätikön virtaussuunta eroaa muusta tutkimusalueesta selvästi, sillä täällä jäätikkö on virrannut pohjois-eteläsuuntaisesti tai paikoin hieman jopa kohti lounasta ( $170\text{--}190^\circ$ ) (Kuva 27).



Kuva 27. Lineaatioiden pituudet väriasteikon mukaan, R-lineaatioiden keskeisimmät esiintymisaluet (LK1, LK2 ja LK3) ja jäätikön virtaussuunnat. Lineaatioita havaittiin tiheästi erityisesti II ja III Ss:n proksimaalipuolella, missä niiden pituus oli myös suhteellisen suuri. Täällä havaittiin myös R-lineaatioita tiheästi. Rannikkoalueilla lineaatioiden pituudet ovat suhteellisen pieniä, poikkeuksena Ahvenanmaa, missä havaittiin tutkimusalueen pisimmät lineaatiot.

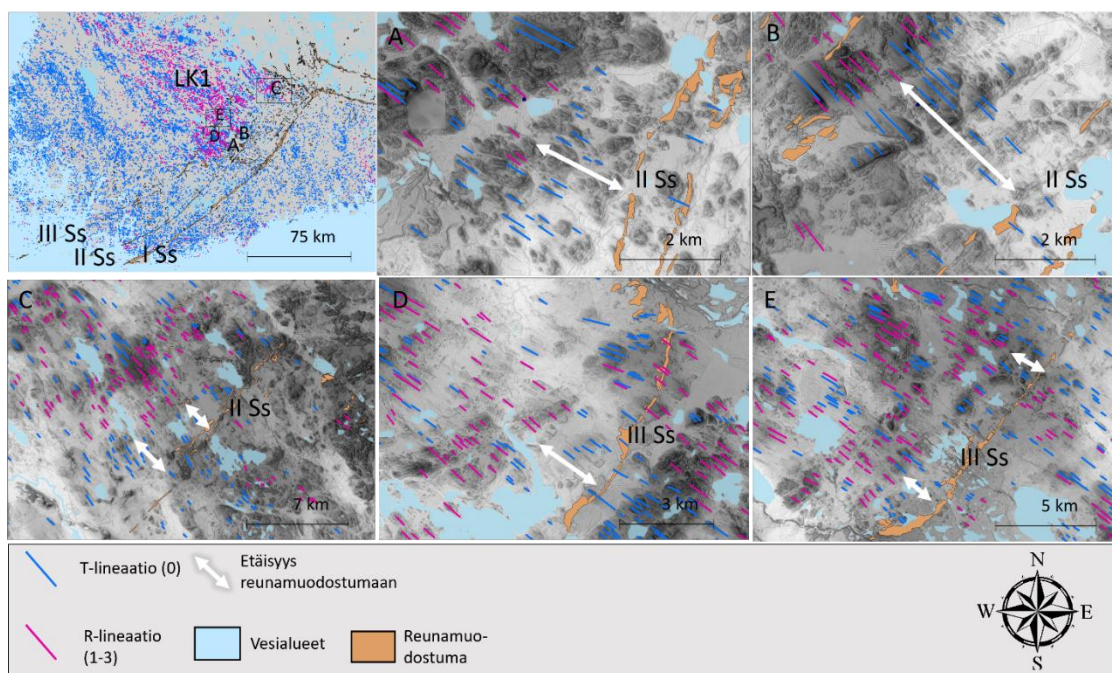
Alueella LK1 R-lineaatiot (luokat 1–3) painoutuivat II ja III Salpausselän ympäristöön, jossa yleisesti lineaatioiden tiheys on suhteellisen suuri. Tutkimusalueella havaittiin myös alueita missä lineaatioiden tiheys ja pituus on suuri, mutta jossa ei havaittu juurikaan R-lineaatioita. Esimerkiksi Somero-Pori saumaharjun eteläpuolelta eikä Ahvenanmaalta havaittu juurikaan R-lineaatioita. Toisaalta tutkimusalueen kaakkoiskulmassa alueella LK2, missä yleisesti lineaatioita havaittiin harvemmassa, kartoitettiin R-lineaatioita.

### 5.3.2 Lineaatiot suhteessa Salpausselkiin

Kuten viime kappaleessa tuotiin ilmi, alueella LK1 R-lineaatioiden havaittiin alkavan II Salpausselän proksimaalista. Tarkempi tarkastelu osoittaa, että R-lineaatiot eivät ole aivan

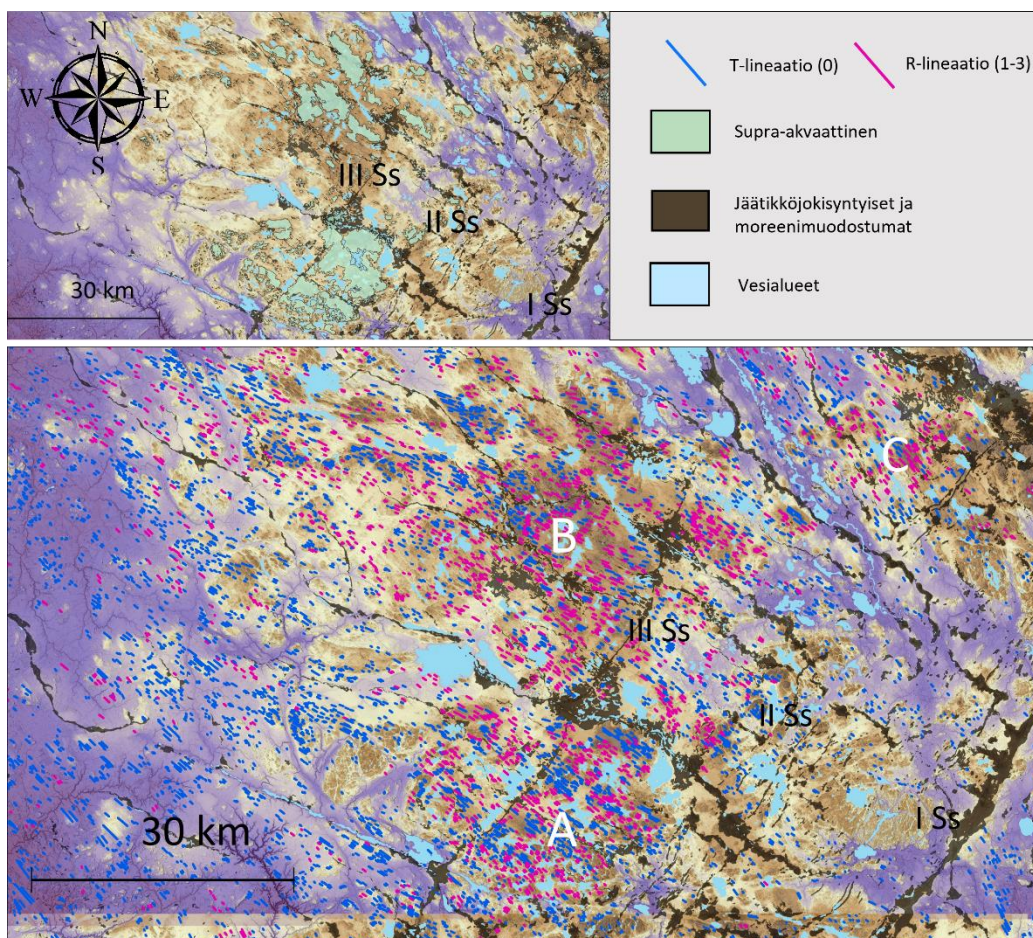
kiinni II Salpausselässä, vaan ne alkavat noin 3 km II Ss:n viimeisestä reunamuodostumasta luoteeseen (kuvat 28A, B ja C). R-lineaatioiden ja reunamuodostuman väliin jäävällä vyöhykkeellä havaittiin ainoastaan tekstuurltaan tasaisia lineaatioita (0). I ja II Ss:n välisellä alueella R-lineaatioita ei havaittu lukuun ottamatta keskittymän koillisosaa, jossa Vanajaveden järvioltaan alueella havaittiin poikkeuksellisesti muutamia R-lineaatiota II Ss:n distaalipuolella (kuva 28C).

III Ss:n proksimaalissa havaittiin samankaltainen noin 3 km levyinen vyöhyke, jossa R-lineaatioita ei juurikaan havaittu (Kuvat 28D ja E). Täällä rajaus ei näytä olevan aivan yhtä selvä kuin II Ss:n proksimaalissa, mikä voi selittyä muodostumien aika-transgressiivisuudella. III Ss:n alueella ainakin osa R-lineaatioista näyttävät muodostuneen jo ennen reunamuodostumaa, mistä todisteena reunamuodostuma leikkaa muutamia rikkonaisia lineaatioita (Kuva 28D). Myös lineaatioiden suunnissa on havaittavissa muutoksia III Ss:n proksimaaliosan ja distaaliosan välillä. Ylipäätään mitä kauemmaksi Salpausselästä kohti luodetta liikutaan alueella LK1, sitä vaikeammaksi käy R-lineaatioiden sijoittaminen ajallisesti muuhun geomorfologiaan.



Kuva 28. R- ja T-lineaatioiden sijoittuminen II ja III Salpausselän proksimaalipuolella. Keskimäärin R-lineaatioiden ja reunamuodostuman väliin jää noin 3 km levyinen vyöhyke, jossa havaittiin ainoastaan T-lineaatioita. A ja B) II Ss:n proksimaalipuolella 3 km levyinen vyöhyke oli kaikkein selvimminkin todettavissa. C) Vanajaveden järvioltaan alueella R-lineaatioita havaittiin poikkeuksellisesti myös II Ss:n distaalipuolella. D ja E) III Ss:n proksimaalipuolella 3 km levyisellä vyöhykkeellä havaittiin pääosin T-lineaatioita, mutta myös muutamia R-lineaatioita.

Salpausselkien alueella R-lineaatiot voidaan rajata karkeasti kolmeen keskittymään (kuva 29). Eteläisin keskittymä A alkaa II Ss:stä ja päättyy noin 15 km III Ss:stä luoteeseen. Keskimäinen keskittymä B on suurimmalta osin III Ss:n proksimaalipuolella. Pohjoisin keskittymä C rajautuu Vanajaveden Järviaaltaalle, jossa myös lineaatioiden suunta on enemmän kohti etelää. Salpausselkien alueella R-lineaatiot sijoittuvat topografialtaan muuta ympäristöä korkeammalle alueelle, osittain myös supra-akvaattiselle alueelle. Keskittymien luoteispuolella topografialtaan matalammilla alueilla T-lineaatioiden osuus kasvaa.

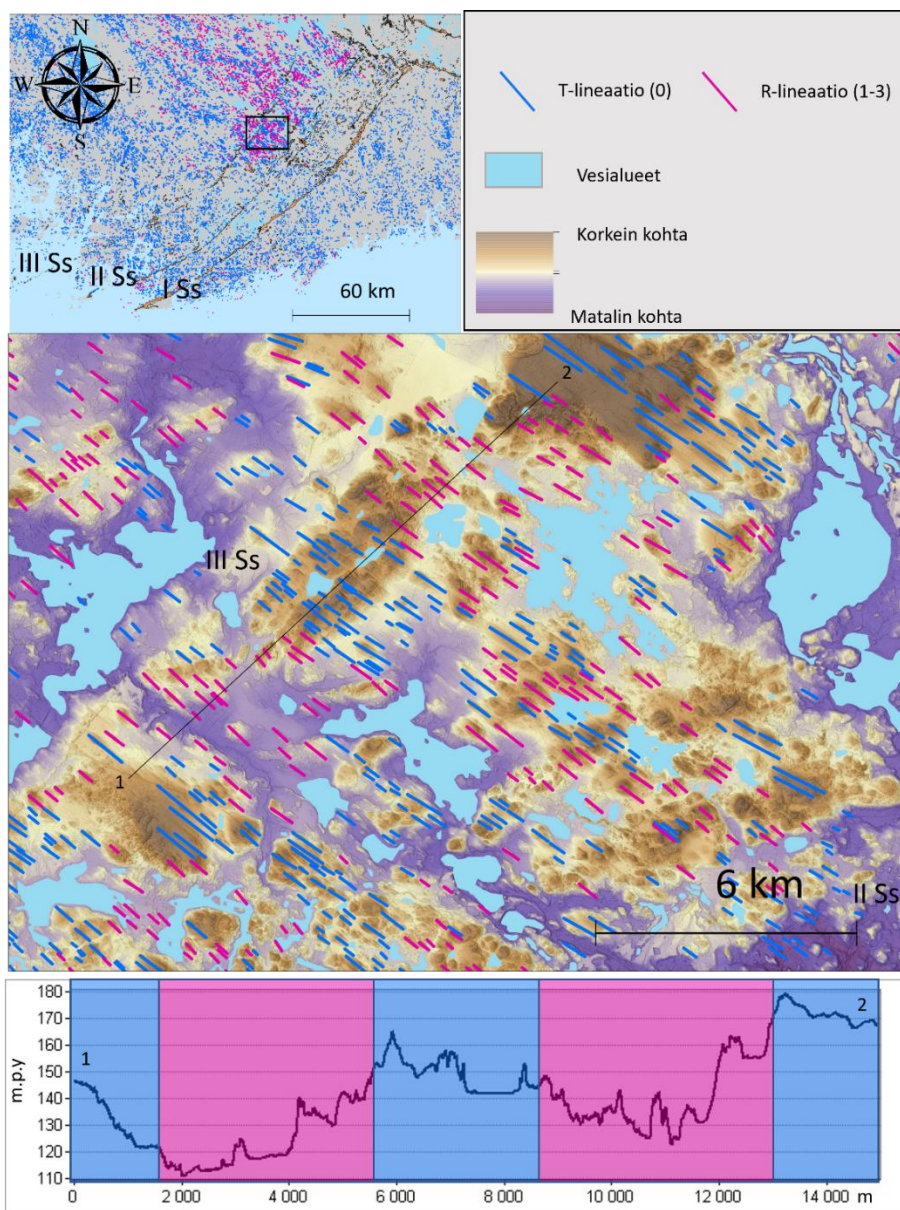


Kuva 29. Kolme R-lineaatioiden keskittymää Salpausselkien alueella (A, B, C). Huomaa miten keskittymät sijaitsevat topografialtaan muuta ympäristöään korkeammalla, osittain myös supra-akvaattisella alueella.

#### 5.4 Lineaatiot ja topografia

R- ja T-lineaatiot muodostavat jäätikön virtaussuunnan mukaisia pitkittäisiä jatkumia (kuva 30). Topografia näyttää olevan yksi vaikuttava tekijä tekstuuriltaan erilaisten lineaatioiden jakaumaan alueella. Yleinen kuva on, että R-lineaatiot sijaitsevat painaumissa Ahokankaan ym. (2021) kartoittamilla sulamisvesireiteillä ja osittain myös rinteissä, T-lineaatioiden sijaitessa kohoumien päällä. II Ss:n proksimaalipuolella havaitut, painaumissa olevat pitkittäissuuntaiset

R-lineaatioiden jatkumot katkeavat III Ss:n proksimaalipuolella havaittuun noin 3 km levyiseen T-lineaatioiden vyöhykkeeseen (vrt. kuva 28).

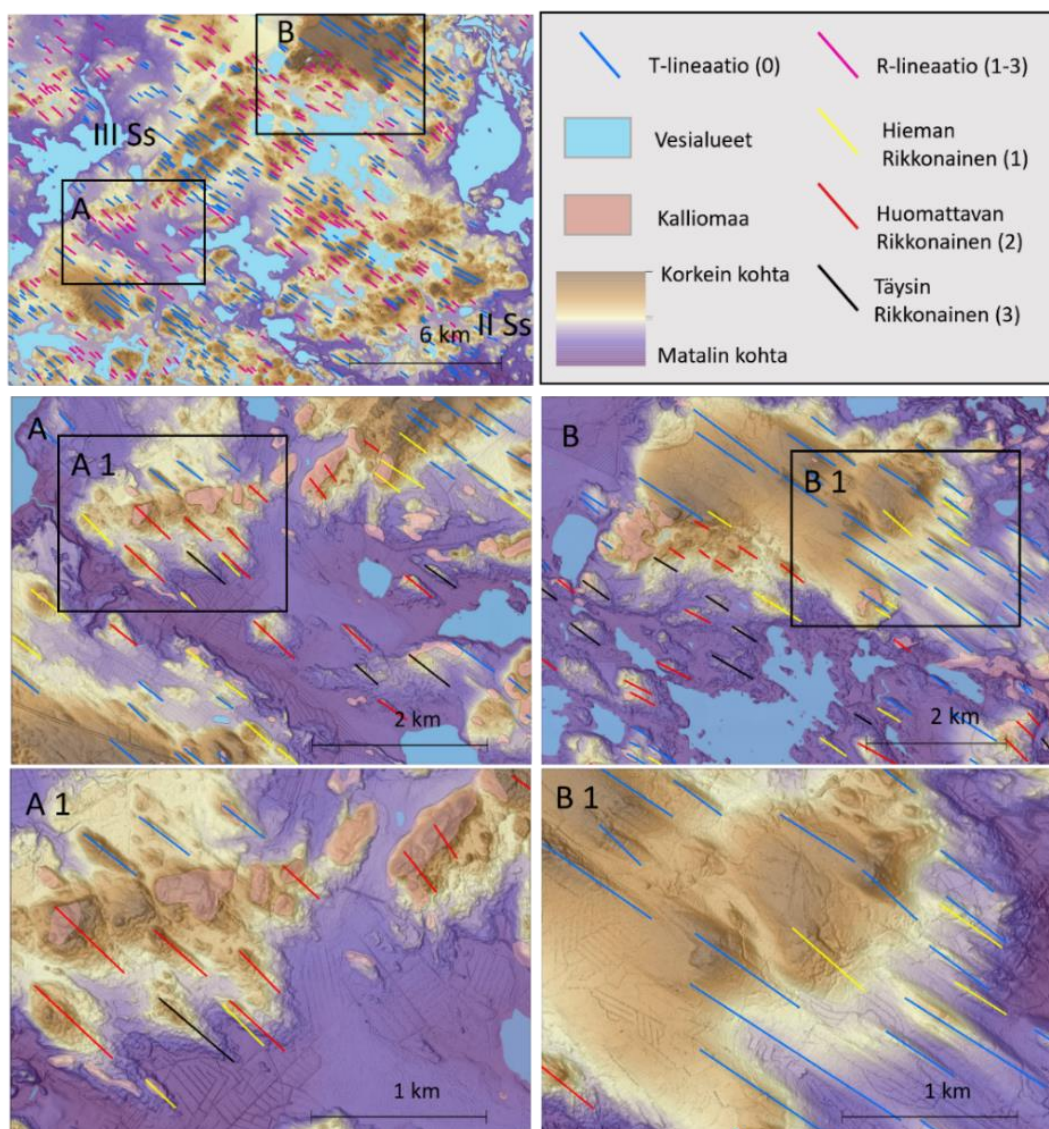


Kuva 30. R- ja T-lineaatioiden sijoittuminen topografian mukaan II Ss:n proksimaalipuolella alueella LK1. Graafissa on esitetty värikoodein R- ja T-lineaatioiden esiintymisalueet. R-lineaatiot ovat painaumissa sekä rinteissä pitkäsuuntaisina jatkumoina ja T-lineaatiot vastaavasti kohoumien päällä.

Tekstuuriltaan tasaisia lineaatioita (0) havaittiin usein kohoumien päällä. Jos maanpinnan rikkonaisuutta alueella esiintyi, niin tekstuuri yleensä vaihtui hieman rikkonaisista lineaatioista täysin rikkonaisiin lineaatioihin korkeusvaihteluiden mukaan. Hieman rikkonaisten lineaatioiden (1) havaittiin usein reunustavan kohoumia, kun huomattavan rikkonaisia ja täysin rikkonaisia lineaatioita (2–3) havaittiin todennäköisemmin painaumissa (kuva 31).



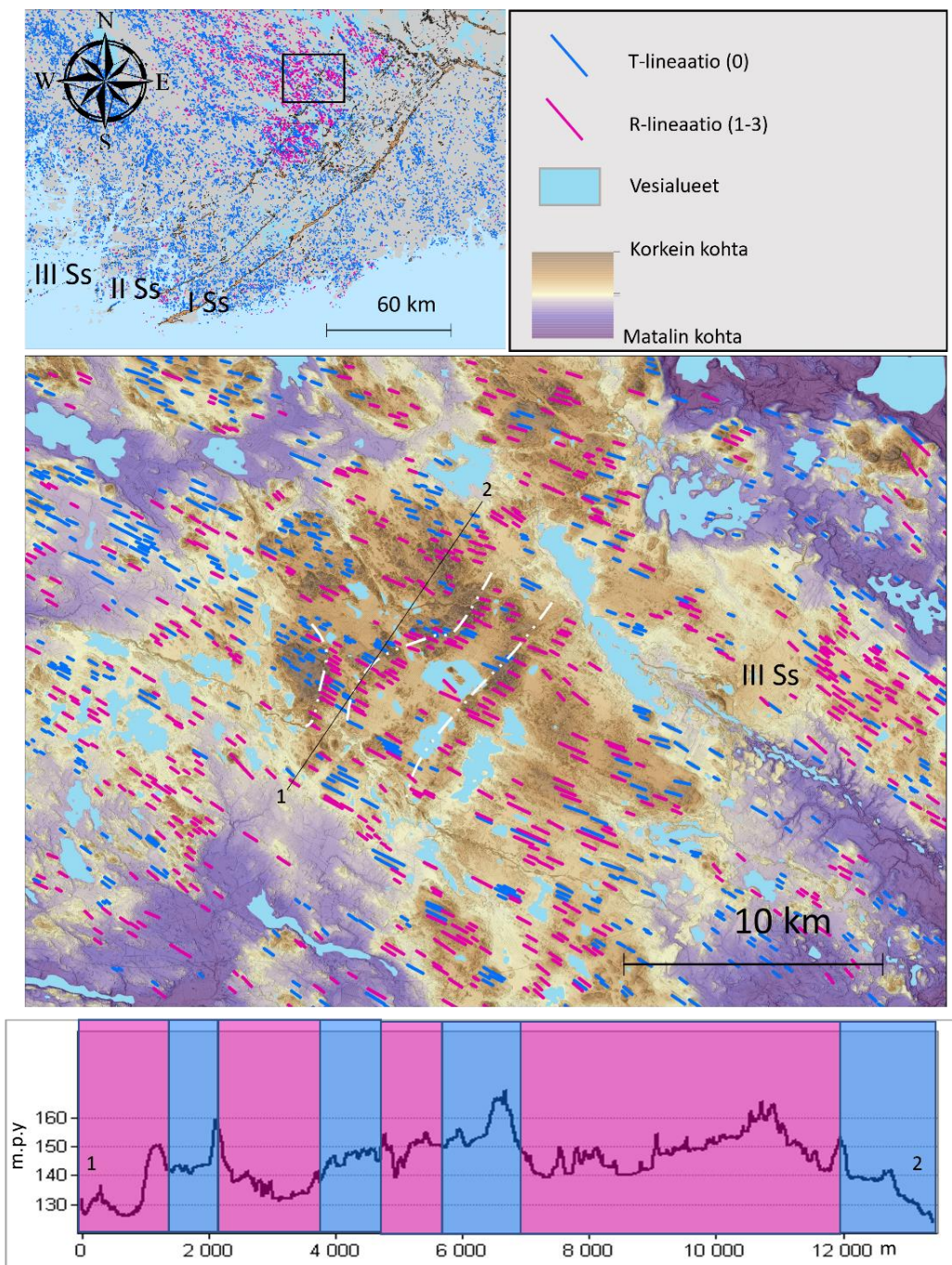
Kallioperärakenteet vaikuttivat kontrolloivan rikkonaisuuden jakautumista. Kalliokohoumien sedimenteistä koostuvat suojapuolet olivat tekstuurltaan usein rikkonaista ja vastaavasti kohouman kallioperästä koostuva huippu sekä kohouman proksimaalipuoli tasaista tekstuuria (kuvat 31A ja A1). Äkkijyrkästi kohoavissa drumliineissa, joiden proksimaaliosa koostui kallioperästä ja suojapuoli löyhistä sedimenteistä kuten moreenista (engl. *crag and tail*), havaittiin usein kahtiajakoista tekstuurin jakaumaa.



Kuva 31. II Ss:n proksimaalipuoli alueella LK1. Tasaiset ja hieman rikkonaiset lineaatiot (0–1) sijaitsevat kohoumissa. Huomattavan rikkonaiset lineaatiot (2) sijaitsevat rinteissä ja painaumissa ja täysin rikkonaiset lineaatiot (3) sijaitsevat painaumissa. A1) Kalliokohoumien suojapuolen maasto on rikkonaista tekstuuria ja vastaavasti proksimaalipuoli koostuu tasaisesta tekstuureista. B1) Tekstuurltaan tasaisten lineaatioiden kentän suojapuolella on havaittavissa kanaalimaisuutta.

R- ja T-lineaatioiden havaittiin jakautuneen kaottisesti III Ss:n proksimaalipuolella (kuva 32). Täällä R-lineaatiot eivät näytä muodostavan samaan tapaan pitkittäissuuntaisia jatkumoita kuin II Ss:n proksimaalipuolella, vaan ne näyttävät ryhmittyneen pikemminkin

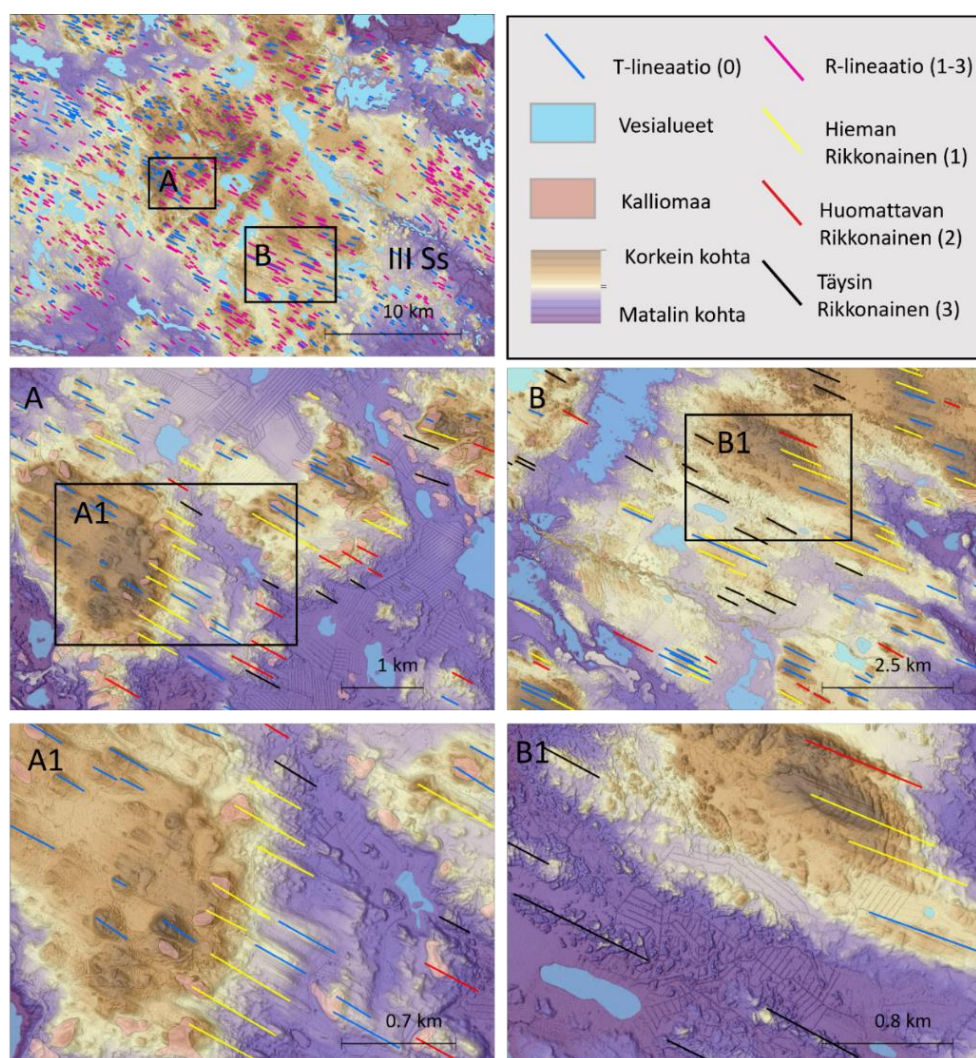
poikittaissuuntaisesti. R-lineaatiot ovat hallitseva luokka erityisesti alueen keskiosissa kohouman päällä, missä T-lineaatioita esiintyy yksittäisinä tai muutaman kappaleen ryhmittyminä hajanaisesti. T-lineaatioiden osuus kasvaa alueen länsiosissa, jossa topografia viettää alaspäin.



Kuva 32. III Ss:n proksimaalipuoli alueella LK1. R- ja T-lineaatiot ovat jakautuneet alueella kaottisesti. R-lineaatiot näyttävät olevan vallitseva luokka erityisesti kuvan keskiosan kohouman päällä, missä ne vaikuttava muodostavan osin poikittaissuuntaisia jatkumia (valkoiset viivat). Maanpinnan topografisen profiilin perusteella, topografian vaikutus R- ja T-lineaatioiden jakaumaan vaikuttaisi olevan II Ss:n proksimaalipuolta pienempi (vrt. kuva 30).

III Ss:n proksimaalipuolella tekstuuriltaan tasaisia lineaatioita (0) havaittiin kohoumien päällä, hieman rikkonaisten lineaatioiden (1) reunustaessa kohoumia (kuva 33). Huomattavan rikkonaisia lineaatioita (2) havaittiin lähellä painaumia ja täysin rikkonaisia lineaatioita (3) painaumissa. Luokat ovat järjestäytyneet samaan tapaan kuin II Ss:n proksimaalissa (vrt. kuva 31). Monin paikoin R-lineaatioiden proksimaalissa havaittiin kalliopaljastumia, mistä voidaan päätellä, että lineaatiot ovat muodostuneet kovan ytimen ympärille (engl. *crag and tail*).

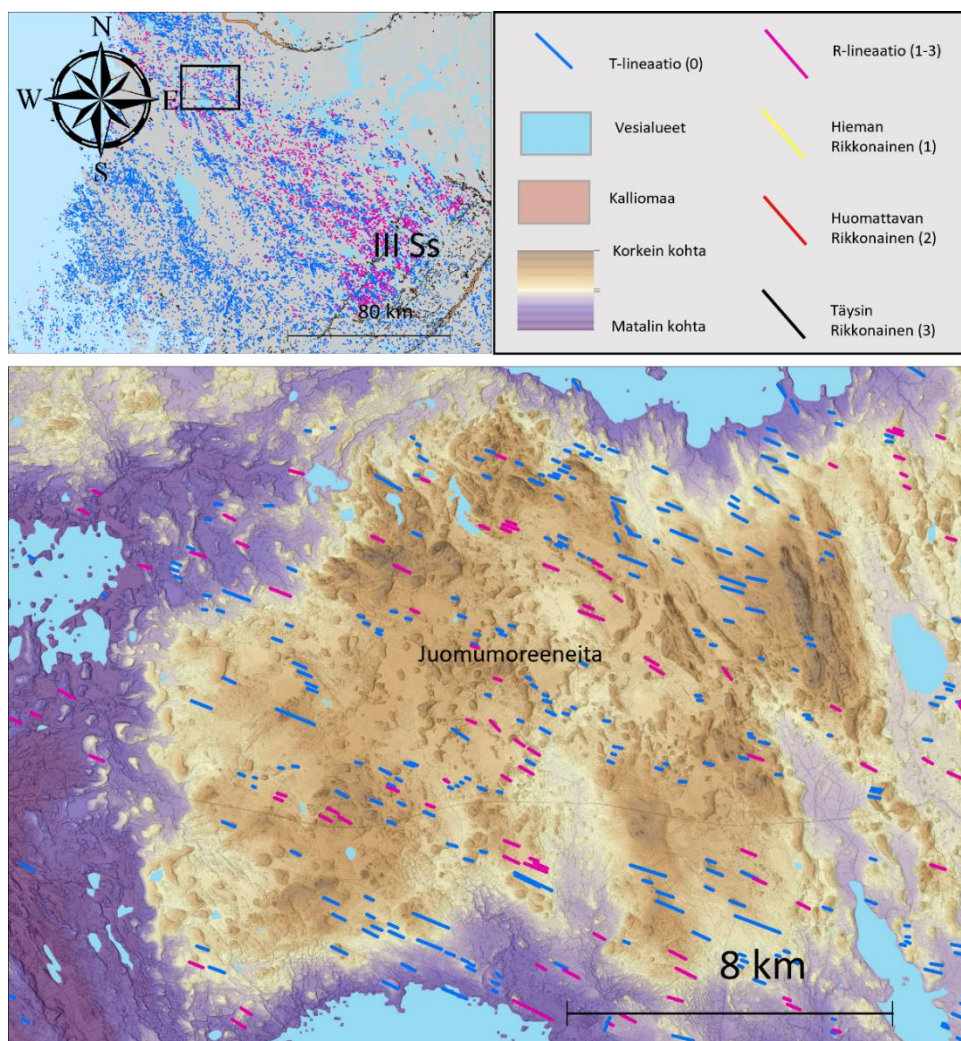
Leveiden kohoumien suojapuolilla havaittiin paikoin kauttaaltaan kohoumien leveydeltä rikkonaista tekstuuria (kuva 33A1). Tämä saattaa luoda kuvan jäätikön virtaussuuntaan nähden poikittaissuuntaisista jatkumoista, vaikka itse asiassa R-lineaatiot näyttäisivät pikemminkin myötäilevän Ahokankaan ym. (2021) kartoittamia pitkittäissuuntaisia sulamisvesireittejä.



Kuva 33. III Ss:n proksimaalipuoli alueella LK1. A) Rikkonaisia lineaatioita on havaittavissa erityisesti kohoumien suojapuolella, mikä luo kuvan poikittaissuuntaisista jatkumoista. Tosiasiassa R-lineaatiot näyttävät pikemminkin olevan osa pitkittäissuuntaista kokonaisuutta, missä rikkonaisuus välillä "leviää" kohoumien suojapuolelle. A1) Huomionarvoista on, että rikkonaisuutta on kohouman suojapuolen rinteessä, mutta rinteiden alapuolella on havaittavissa tasaista tekstuuria. Mikäli rinteiden rikkonaisuuden on aiheuttanut sulamisvesivirrat, on rikkonaisuus muodostunut subglasiaalisesti sen supraakvaattisesta sijainnista huolimatta, koska rikkonaisuus ei myötäile maanpinnan topografista gradienttia.

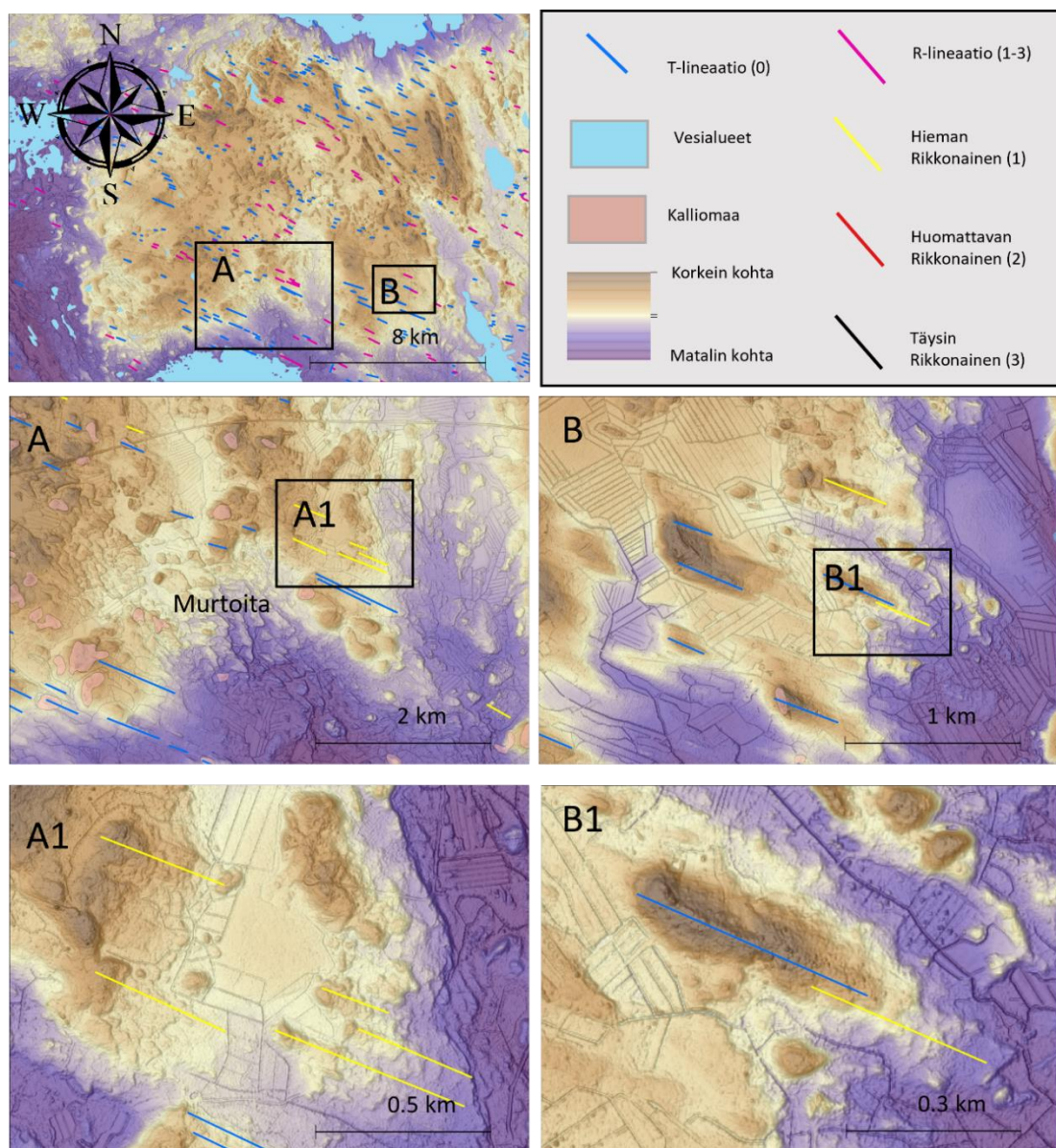
B) Täysin rikkonaiset lineaatiot ovat järjestäytyneet pitkittäissuuntaisesti B1) Kuvan vasemmassa reunassa täysin rikkonaisessa lineaatiossa on havaittavissa murtoomaista morfologiaa. Täysin rikkonaiden lineaatioiden osalta on oltava varovainen johtopäätöksissä muodostumien alkuperästä, sillä esimerkiksi myös sulamisvedet voivat olla primäärinen syy aineksen kasautumiseen, jolloin muodostuman kutsuminen rikkonaiseksi lineaatioksi voi olla harhaanjohtavaa. Kuvan oikeassa reunassa kohouman suojapuolella on havaittavissa virtaussuuntaan nähden sedimenttikerrostumia leikkaavia poikittaisia juovia, mitkä ovat todennäköisesti sulamisvesien erodoimia.

Alueen LK1 luoteisosissa lineaatioita havaittiin harvemmassa ja ne ovat keskimääräistä lyhyempiä kuin II ja III Salpausselkien alueella (kuva 34). Lineaatiot eivät myöskään muodosta korkeaa ja teräväpiirteistä topografisesti muusta ympäristöstä erottuvaa drumliinimaista profiilia, vaan ne ovat profiililtaan yleensä matalampia. Alueella on havaittavissa myös juomumoreeneita. Edellä esitetyt seikat kertovat jäätikön virtauksen olleen suhteellisen hidasta. Suurin osa alueen R-lineaatioista on tekstuuraltaan hieman rikkonaisia (1).



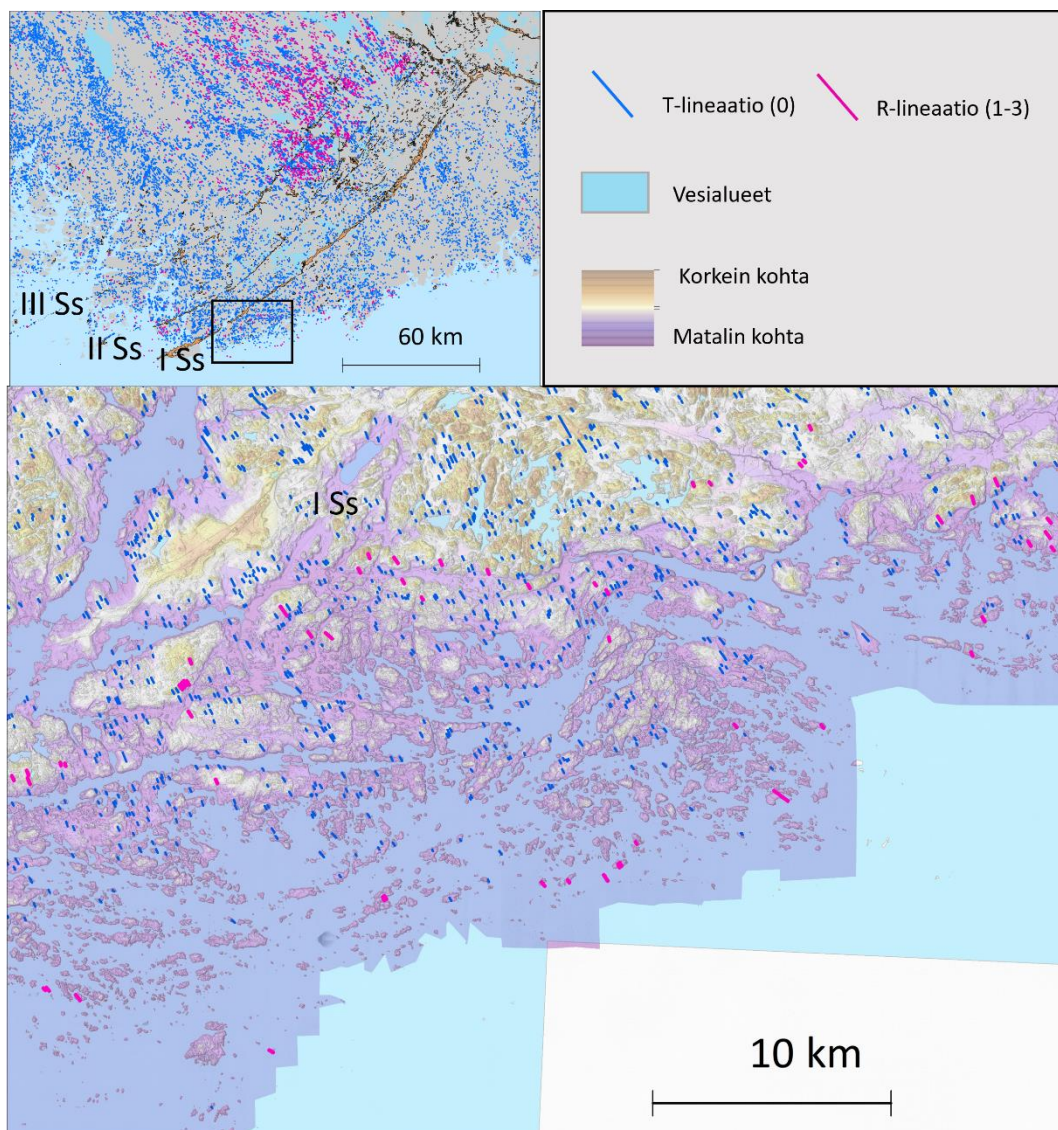
Kuva 34. Alueen LK1 luoteisosia. Alue ei ole kovinkaan virtaviivaistunut (vrt. kuvat 30 ja 32). R-lineaatiot eivät muodosta keskittymiä, vaan ne ovat jakautuneet hajanaisesti kuten lineaatiot yleisestikin.

Alueen LK1 luoteisosissa hieman rikkonaisia lineaatioita havaittiin murtoiden lähetyvillä (kuva 35). Murtoomaista morfologiaa havaittiin joissakin R-lineaatioissa, yleensä lineaation suojapuolen alaosissa. Tällaisia murtoomaisia muotoja sisältäviä R-lineaatioita havaittiin yleensä juuri alueen LK1 luoteisosissa. Alueen R-lineaatioiden esiintyminen Murtoiden kanssa ja niiden etäisyys II ja III Salpausselkään voi indikoida niiden muodostuneen suhteellisen kaukana jäätikön reunasta.



Kuva 35. Alueen LK1 luoteisosissa. A) Hieman rikkonaisia lineaatioita (1) voidaan havaita lähellä murtoita. A1) Lineaatioiden suojapuolella havaittavissa hienovaraista rikkonaisuutta ja murtoomaisia muotoja. B) Tasaisten lineaatioiden (0) koillispuolella on hieman rikkonaisia lineaatioita. B1) Hienovaraista rikkonaisuutta on havaittavissa lineaation alaosissa ja chevron-tyypin murto (Ojala ym. 2021) lineaation koillispuolella.

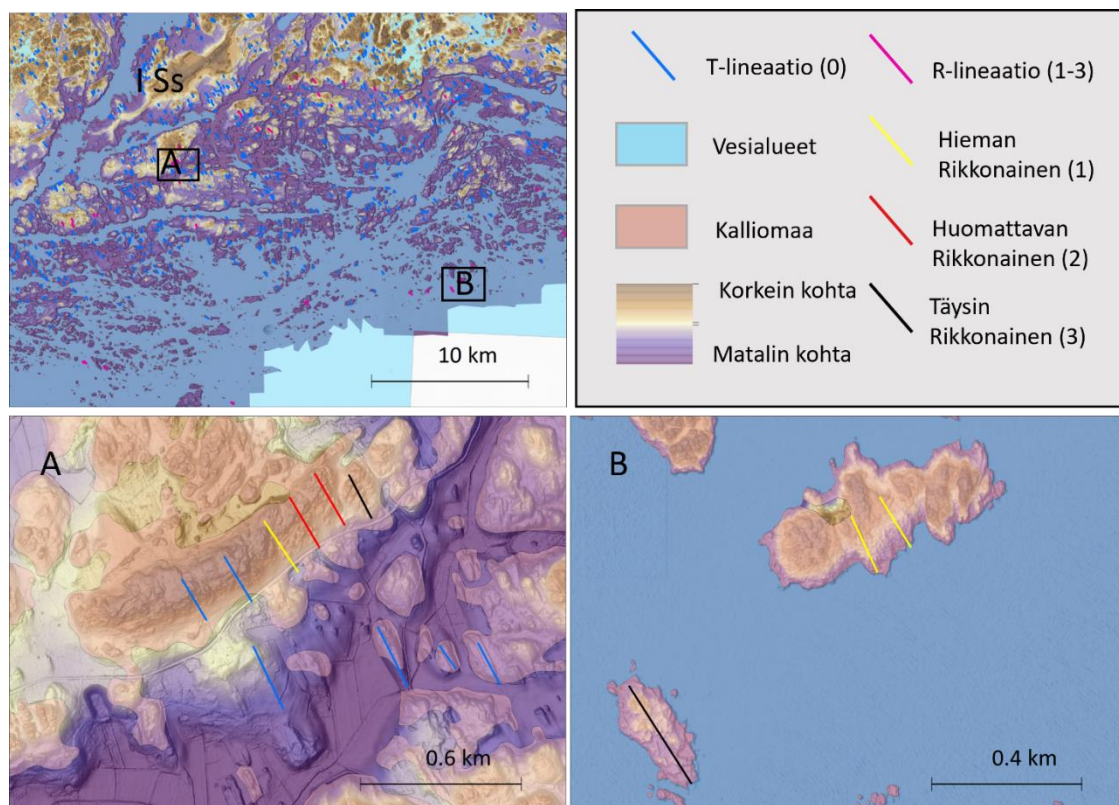
Alueilla LK3 T-lineaatiot (0) ovat selvästi yleisin luokka R-lineaatioiden (1–3) esiintyessä yksittäisinä tai muutaman muodostuman ryhminä (kuva 36). Merenläheisyydessä erityisesti saariston uloimmissa osissa R-lineaatioiden osuus kasvaa. Rannikkoalueilla alueen pintageomorfolgia on koostumukseltaan suurelta osin kallioperää, eikä löyhiä sedimenttejä kuten moreenia ole alueella kerrostuneena kovinkaan paljoa. Suuri osa alueen lineaatioista on kallioperästä koostuvia drumliineja (engl. rock drumlin).



Kuva 36. Rannikkoalueilla LK3 suurin osa lineaatioista on T-lineaatioita. R-lineaatioiden osuus kasvaa saariston uloimmissa osissa. Erityisesti saaristossa on otettava huomioon rannikkoprosessien potentiaali rikkonaisuuden aiheuttajina, mutta myös sisämaassa on huomioitava rantaviivan ja siten rannikkoprosessien siirtyminen maankohoamisen seurauksena (muinaisrannat).

Rannikkoalueilla R-lineaatiot koostuivat pääosin kallioperästä, kun vastaavasti T-lineaatiot koostuivat myös sedimenteistä. Tämä eroaa sisämaan R-lineaatioista, joissa rikkonaisuutta havaittiin ainoastaan lineaatioissa, jotka kokonaan tai osittain koostuivat sedimenteistä. Myös

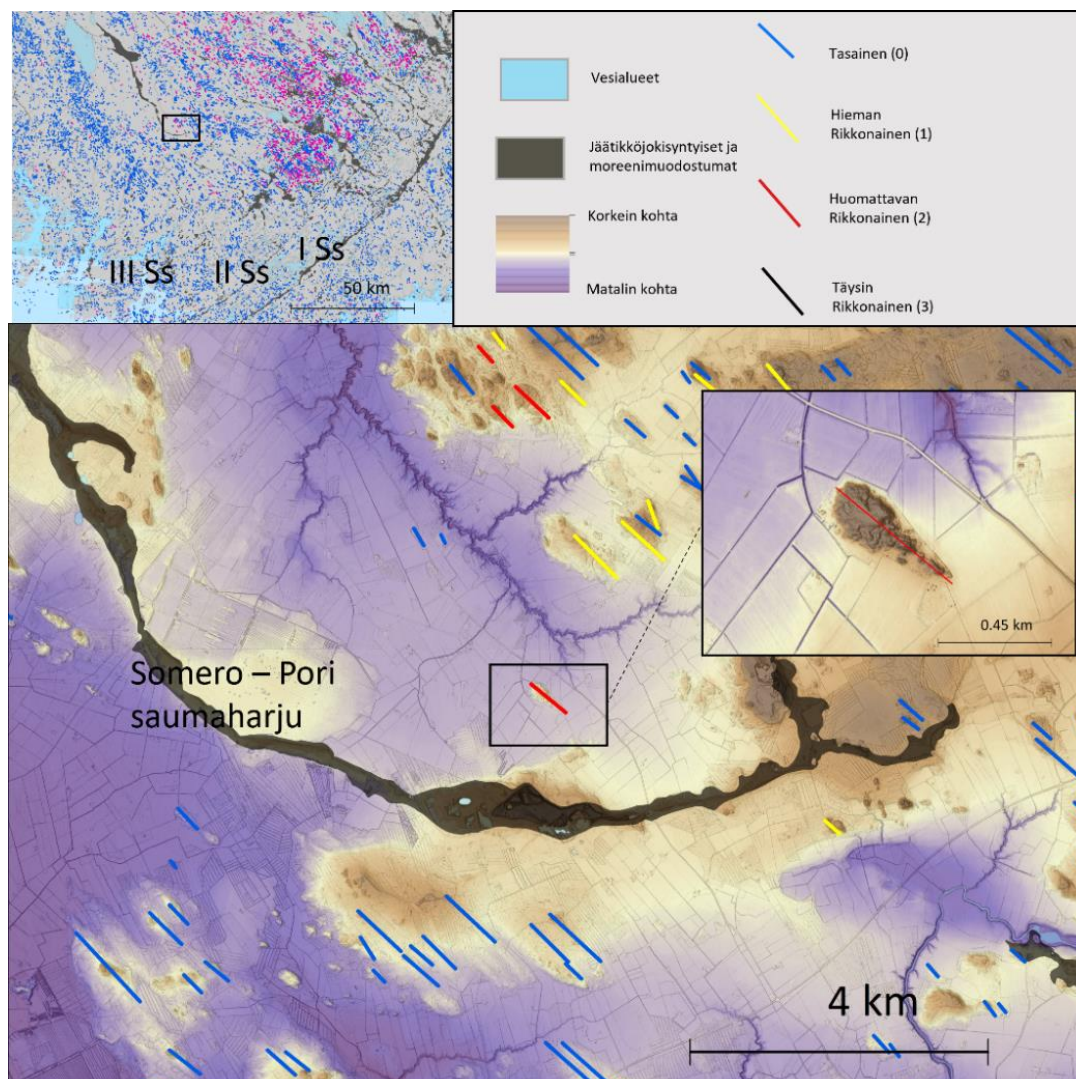
R- ja T-lineaatioiden topografinen suhde näyttää olleen rannikkoalueilla usein päinvastainen, sillä täällä R-lineaatioita havaittiin usein kohoumien päällä ja T-lineaatioita painaumissa (kuva 37). Rannikkoalueilla R-lineaatioiden ei havaittu muodostavan jatkumoa, vaan jakauma oli hajanainen.



Kuva 37. Rannikkoalue LK3. A) Kallioperäselänteessä on havaittavissa rikkonaisuutta. Painaumissa sedimenttien sekä T-lineaatioiden määrä kasvaa. B) Saaristossa rikkonaisuutta esiintyy enemmän, mihin voi olla syynä rannikkoeroosion myötä paljastuneet kallioperärakenteet.

Alueen LK1 eteläosissa savikoiden osuus maaperän koostumuksesta kasvaa. Lineaatioiden ja siten myös R-lineaatioiden havaittiin kohoavan savikerrostumista muuta ympäristöään korkeammalle (kuva 38). Täällä R-lineaatioita havaittiin usein harjujen läheisyydessä. Kuten on käynyt ilmi, R-lineaatiot eivät ole ympäristöstään irrallisia entiteettejä, vaan ne esiintyvät ryhmissä ja kytkeytyvät osaksi laajempaa hydrologista systeemiä kuten harjuja ja Ahokankaan ym. (2021) kartoittamia sulamisvesireittejä (huom. alueilla LK1 ja LK2). Tässä valossa on

todennäköistä, että savikoista kohoavien R-lineaatioiden tekstuuriin rikkonaisuus jatkuu savikerrosten alla ja ne kytkeytyvät laajemmin sulamisvesireitistöön.



Kuva 38. Savikerrostumista kohoaa huomattavan rikkonainen lineaatio (2) alueen LK1 eteläosissa, Somero-Pori saumaharjun läheisyydessä. Lineaatio on tyypiltään drumliini, sillä muodostuma ei ole kovin pitkä suhteessa leveyteen, eikä muodostuma siten venymältään (engl. *elongation*) muistuta fluting, tai megafloating -selännettä. Se kohoaa drumliinille ominaisesti äkkijyrkästi proksimaalissa ja laskee sitten nopeasti muutaman sadan metrin päässä suojapuolella ympäröivän maaston tasolle. Sen proksimaaliosan tekstuuri on suhteellisen tasainen, mutta suojapuolella on isoja topografisia vaihteluita. Mahdollinen hypoteesi on, että suojapuolen rikkonainen tekstuuri on syntynyt sulamisvesien aiheuttaman deformaation myötä. Jos sulamisvedet ovat virranneet drumliinin suojapuolelle sijainneeseen onkaloon eli kavitaatioon sitä ympäröiviltä matalammilta alueilta, on veden täytynyt virrata ylämäkeen. Tämä on mahdollista, koska jäätikön alla veden kulkuun vaikuttaa topografian lisäksi ensisijaisesti jäätikön maanpintaan kohdistama paine (Benn & Evans 2010, s. 58).

## 5.5 Lineaatiot ja hydrologia

Tässä kappaleessa esitetään, miten tekstuurltaan eri lineaatioiden luokat ovat suhteessa jäätikön hydrologiaa indikoivaan geomorfologiaan. Seuraavissa kuvissa noudatetaan hieman erilaista lähestymistapaa, sillä tekstuurltaan tasaiset- ja hieman rikkonaiset lineaatiot (0–1) ovat niputettu samaan kuvaan. Näin on tehty myös huomattavan rikkonaisille- ja täysin rikkonaisille

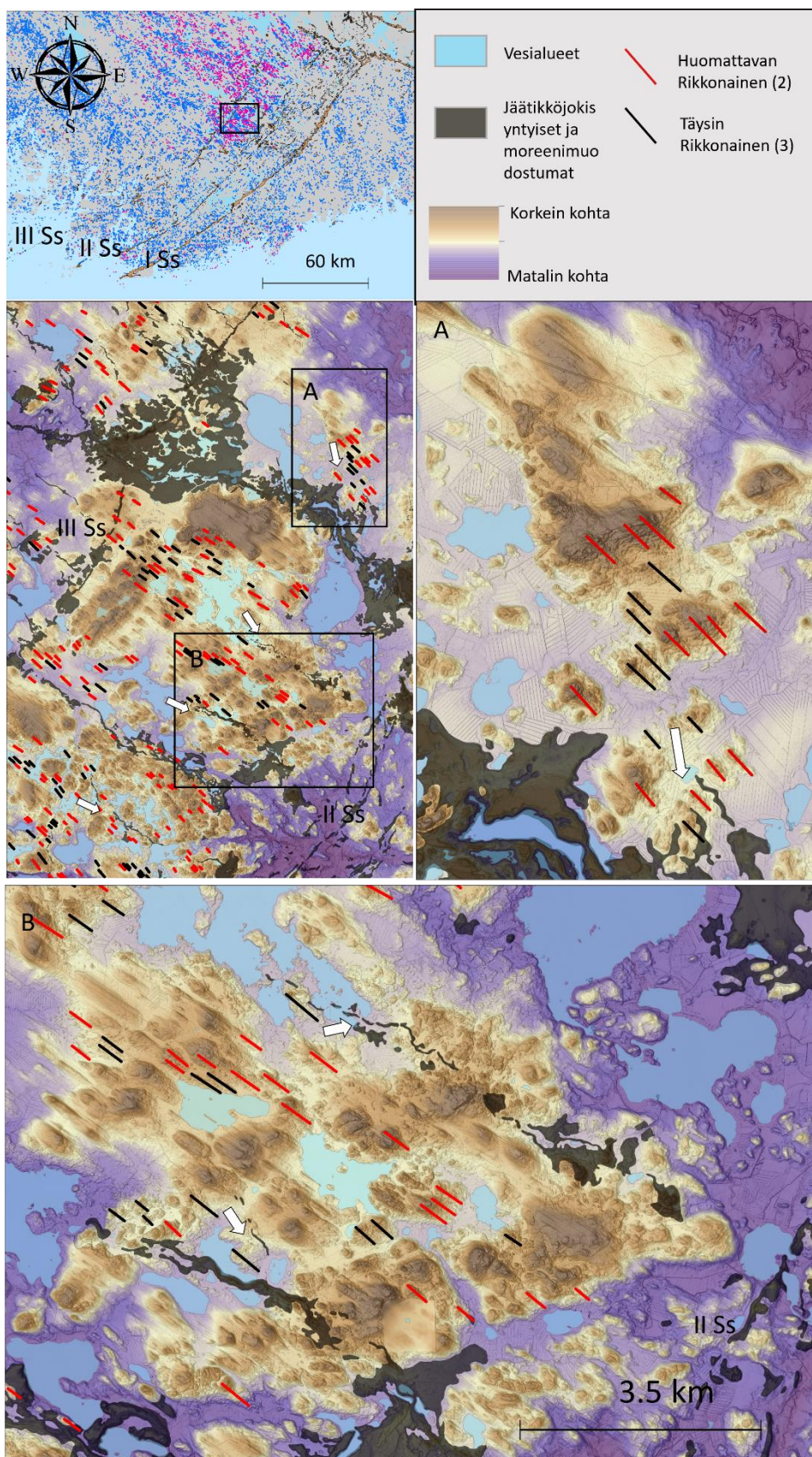


lineaatioille (2–3). Paitsi että tämä tuo selkeyttä kuvien tarkasteluun, niin jako auttaa hahmottamaan tekstuuriltaan erilaisten lineaatioiden sijaintia hieman uudesta näkökulmasta. Tarkasteltaviksi kohteiksi on valittu otoksia samoilta alueilta kuin edellisissä kuvissa, pääosin Salpausselkien ympäristöstä alueelta LK1.

II Ss:n proksimaalipuolella alueella LK1 huomattavan rikkonaisia ja täysin rikkonaisia lineaatioita (2–3) havaittiin erityisesti kapeiden ja mutkittlevien harjujen läheisyydessä (kuva 39). R-lineaatioiden rikkonaisuuden havaittiin kasvavan, mitä lähemmäksi harjuja kohti liikuttiin. Paikoin harjut olivat kasautuneet täysin rikkonaisten lineaatioiden päälle, mistä voidaan päätellä niiden kerrostuneet myöhemmin R-lineaatioiden synnyn jälkeen, mikä vahvistaa käsitystä R-lineaatioiden subglasiaalisesta alkuperästä.

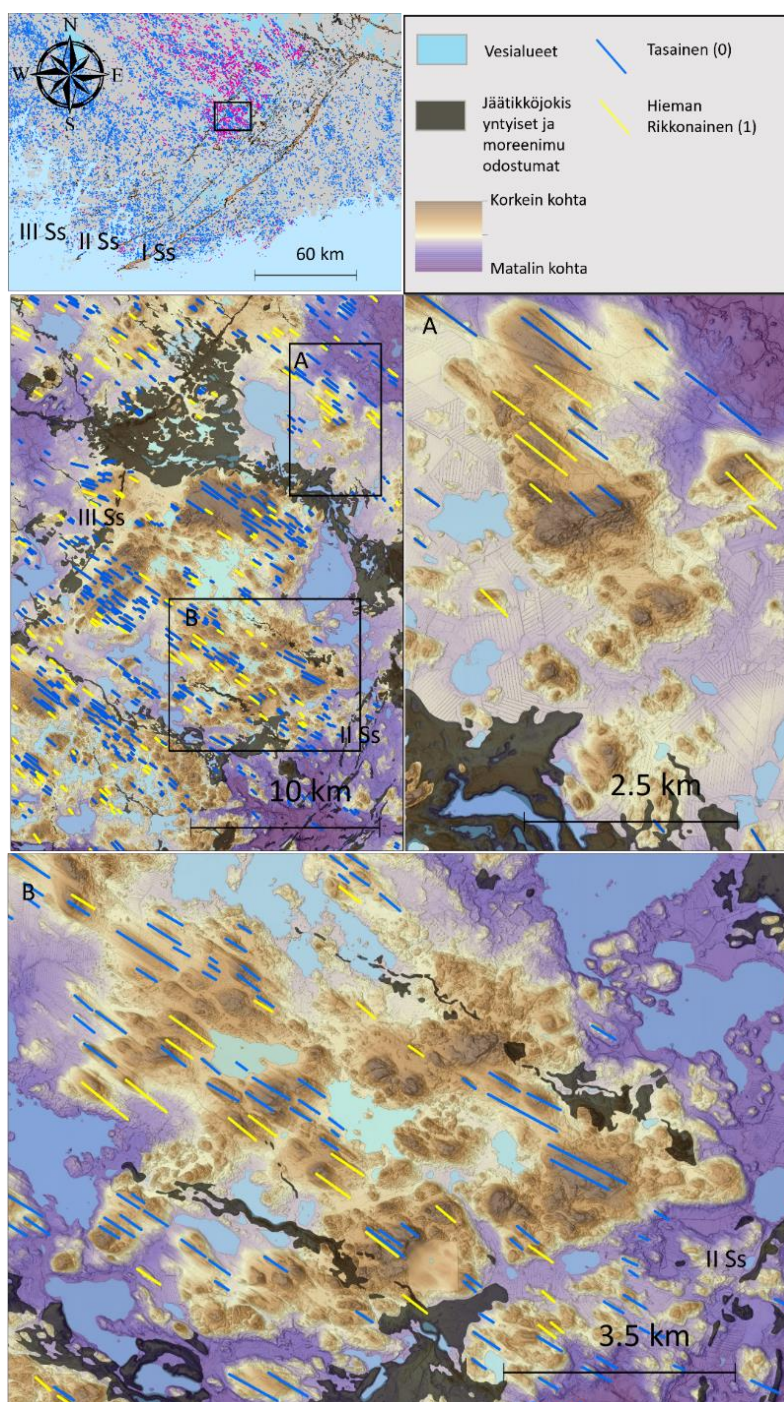
Usein R-lineaatioiden havaittiin päättyvän harjujen proksimaaliin, mikä voi osoittaa, että sulamisvedet ovat virranneet sedimenteistä kanaviin (kuva 39A ja B). Isompien harjujen läheisyydessä havaitut R-lineaatiot näyttivät olevan yhteydessä harjuun pienempien sivuhaarojen kautta, jossa sivuhaarat näyttivät ikään kuin kurkottavan kohti R-lineaatioita (kuva 39A).

Kapeat harjut ulottuvat noin puoleen väliin II ja III Ss:n välistä aluetta. Sen sijaan rikkonaisia lineaatioita esiintyy pitkittäisinä jatkumoina koko Salpausselkien välisellä alueella, lukuun ottamatta 3 km levyistä vyöhykettä II Ss:n proksimaalissa, jossa havaittiin ainoastaan T-lineaatioita (ks. kuva 28). II Ss:n alueella R-lineaatioiden kanssa esiintyvien kapeiden harjujen ei havaittu muodostuneen aivan kiinni reunamuodostumaan kuten III Ss:n proksimaalissa (vrt. kuva 41), vaan niiden havaittiin päättyvän joko samalle tasolle kuin R-lineaatiot tai hieman lähemmäksi II Salpausselkää (kuva 39B). R-lineaatioiden ei havaittu aina, ainakaan kovinkaan selvästi olevan yhteydessä harjuihin, vaan ne saattoivat myös muodostaa ”itsenäisiä” reittejä lähes reunamuodostumaan asti (kuva 39B).



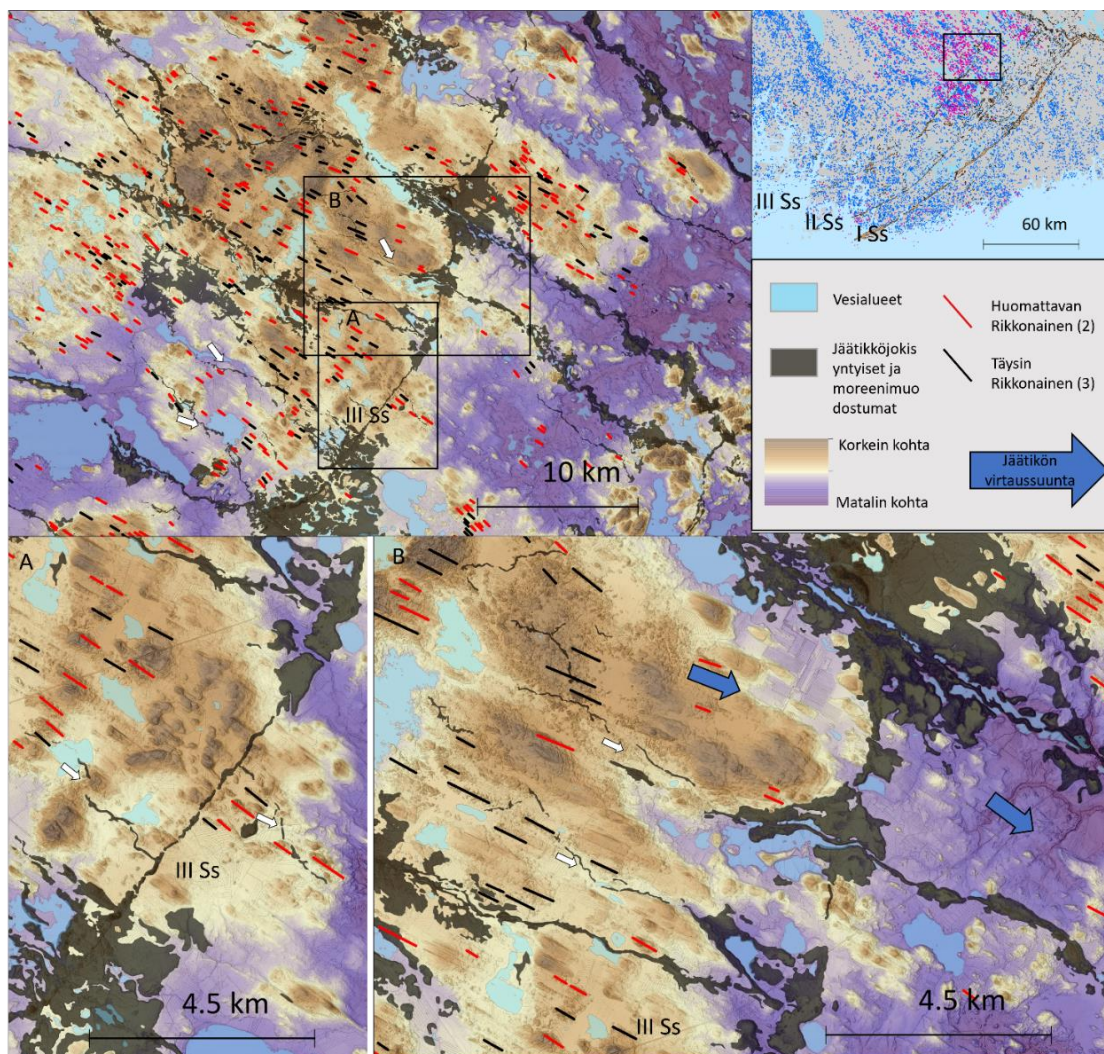
Kuva 39. Huomattavan rikkonaisten- ja täysin rikkonaisten lineaatioiden (2–3) sijoittuminen suhteessa harjuihin II Ss:n proksimaalipuolella alueella LK1. A) Rikkonaisten lineaatioiden jatkumo päättyy kapean harjun päähän, mikä on osa isompaa harjua. B) Osa R-lineaatioista on yhteydessä harjuihin. Kuvan keskellä R-lineaatiot näyttävät muodostavan "itsenäisen" reitin lähes reunamuodostumaan asti.

Tasaisia- ja hieman rikkonaisia lineaatioita (0–1) havaittiin lähellä toisiaan, usein kauempana kapeista harjuista kuin rikkonaisimpia lineaatioita (2–3) (kuva 40). Jos tasaisia lineaatioita havaittiin harjujen lähetyvillä, ne sijaitsivat yleensä harjuja korkeammalla alueella. Toisin sanoen, sulamisvedet ovat mukailleet maanpinnan topografiaa, jolloin kohoumat ovat ehkä säästyneet sulamisvesien deformatioilta vaikutuksilta. Myös harjun koolla näytti olevan vaikutusta, kuinka rikkonaisia harjun lähetyvillä olevat lineaatiot ovat. Suhteellisten isojen ja pitkien harjujen lähetyvillä olevat lineaatiot olivat usein tekstuuriltaan tasaisia. Tällaisissa tapauksissa näyttää siltä, että harjun ja lineaatioiden vuorovaikutus on ollut vähäisempää.



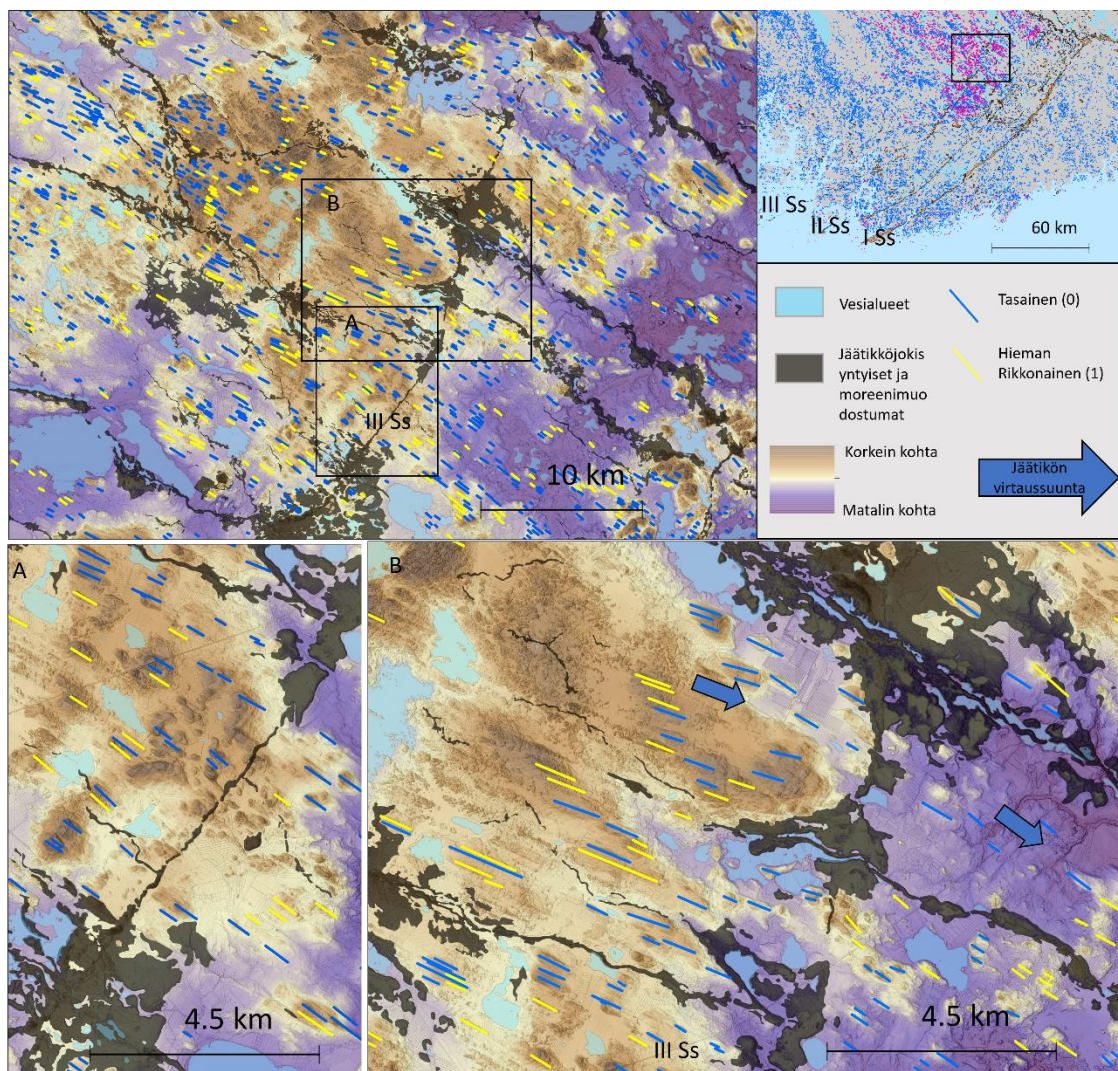
Kuva 40. Tasaisten ja hieman rikkonaisten lineaatioiden (0–1) sijoittuminen suhteessa harjuihin II Ss:n proksimaalipuolella alueella LK1. Tasaistet ja hieman rikkonaiset lineaatiot esiintyvät alueella lähellä toisiaan, usein kauempana harjuista kuin huomattavan ja täysin rikkonaiset lineaatiot. B) Kahden kapean harjun välissä esiintyy pitkittäissuuntainen tasaisten lineaatioiden jatkumo. Jatkumo on voinut toimia topografisena esteenä, vedenjakajana, missä jakajan pohjoispuoliset alueet ovat olleet enemmän hydrologisessa yhteydessä pohjoispuolen harjuun ja eteläpuoliset alueet siellä sijaitsevaan harjuun.

III Salpausselän proksimaalissa R-lineaatioita havaittiin kaoottisesti (kuva 41). Alueella ei ole selvärajaisia sulamisvesireittejä, eikä rikkonaisuus ole jakautunut kovinkaan selvästi topografian mukaan kohoumiin ja painaumiin (ks. kuva 32). Myös kapeat harjut näyttävät mutkittelevan täällä enemmän kuin II Ss:n proksimaalissa. III Ss:n proksimaalissa on havaittavissa paljolti huomattavan- ja täysin rikkonaisia lineaatioita (2–3), jotka vaikuttavat olleen vuorovaikutuksessa alueen kapeiden ja mutkittelevien harjujen kanssa aivan samaan tapaan kuin II Ss:n proksimaalissa.



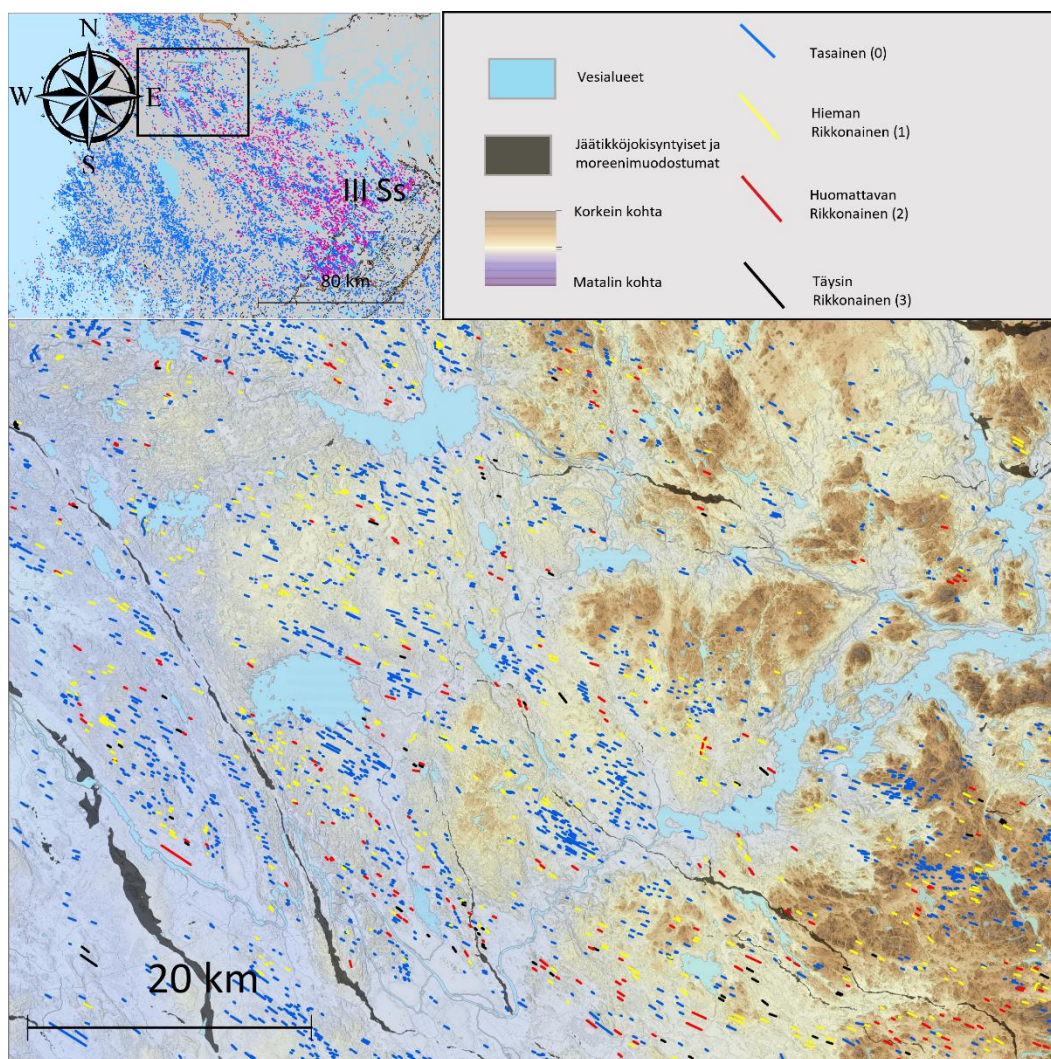
Kuva 41. Huomattavan rikkonaisten- ja täysin rikkonaisten lineaatioiden (2–3) sijoittuminen suhteessa harjuihin III Ss:n proksimaalipuolella alueella LK1. A) III Ss katkaisee reunamuodostuman distaalipuolella sijaitsevan harjun ja R-lineaatioiden jatkumon, mikä indikoi jäätikön virtauksen aktivoitumista. B) R-lineaatiot vaikuttavat olleen vuorovaikutuksessa kapeiden harjujen kanssa (valkoiset nuolet). Huomionarvoista on, miten jäätikön virtaussuunta muuttuu reunamuodostuman proksimaali- ja distaalipuolen välillä.

Tasaisten ja hieman rikkonaisten lineaatioiden (0–1) havaittiin painottuneen lähelle III Ss:ää (kuva 42). III Ss:n proksimaalista noin 5 km etäisyydellä tasaisia lineaatioita (0) havaittiin kapeiden harjujen lähellä. Kyseessä on samat harjut, jotka kauempana reunamuodostumasta mutkittelevat R-lineaatioiden seassa (vrt. kuva 41). Lähempänä reunamuodostumaa tasaisten lineaatioiden lähelle kerrostuneet harjun osat näyttävät olevan enemmän jäätikön virtaussuunnan mukaisia, kuin kauemmaksi reunamuodostumasta rikkonaisten lineaatioiden lähetyville kerrostuneet harjun osat (kuva 42).



Kuva 42. Tasaisten ja hieman rikkonaisten lineaatioiden (0–1) sijoittuminen suhteessa harjuihin III Ss:n proksimaalipuolella alueella LK1. A ja B) III Ss:n proksimaalissa on pääosin tasaisia lineaatioita (0). Lähempänä reunamuodostumaa missä maanpinnan tekstuuri on vähemmän rikkonaista, kapeat harjut ovat muodostuneet enemmän jäätikön virtaussuunnan suuntaisesti kuin kauempana reunamuodostumasta.

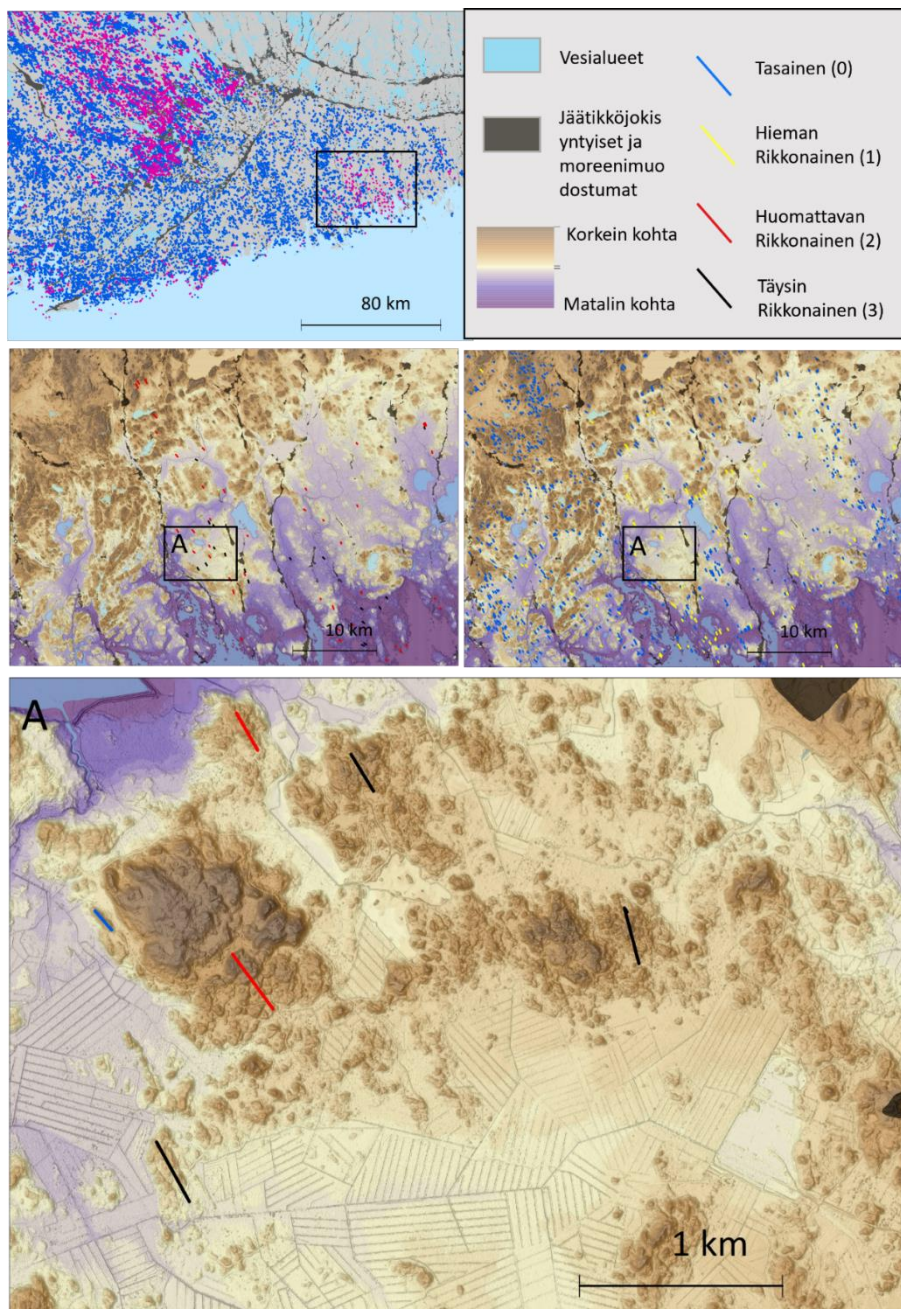
Alueen LK1 luoteiskulmassa R-lineaatioita havaittiin harvasti (kuva 43). Suurin osa alueen R-lineaatioista on hieman rikkonaisia (1). Usein R-lineaatioita havaittiin murtoiden tai murtoosukuisten muodostumien lähellä (ks. kuva 35A). Murtoiden yhteydessä olevat R-lineaatiot voi indikoida sitä, että ne ovat syntyneet murtoiden yhteydessä kymmenien kilometrien päässä jäätikön reunasta. Harjuverkosto on harva, eikä alueella ole samankaltaisia kapeita ja lyhyitä harjuja kuin II ja III Ss:n alueella.



Kuva 43. Alueen LK1 luoteiskulmassa harjuverkko on harva. Myös lineaatioita on vähemmän ja ne ovat keskimääräisesti lyhyempiä kuin II ja III Ss:n alueella, mikä indikoi jäätikön virtauksen olleen vähäisempää. Suurin osa alueen R-lineaatioista on hieman rikkonaisia lineaatioita (1) ja ne ovat jakautuneet hajautuneesti, niiden esiintyessä usein murtoiden yhteydessä.

Alueella LK2 ei ole tiheästi lineaatioita, mikä indikoi hidasta jäätikön virtausta. Ne ovat myös keskimääräisesti lyhyempiä kuin alueella LK1. Alueella havaittiin R-lineaatioita, niiden muodostaessa samankaltaisen kiilamaisen kuvion kuin alueella LK1. Alueen läpi on kerrostunut muutamia harjuja sekä Ahokangas ym. (2021) kartoittamia sulamisvesireittejä, joiden varsilta R-lineaatioita havaittiin. Alueen topografia on suhteellisen tasaista eikä alueella

ole yhtä suuria topografisia vaihteluita kuin II ja III Ss:n alueella (kuva 44). Täytyy kuitenkin muistaa, että pääosin moreenista koostuvien saarekkeiden väliin jääneet painaumat ovat kerrostuneet postglasiaalisista kerrostumista, jolloin topografiset vaihtelut ovat olleet suuremmat jäätikön ollessa alueen päällä.



Kuva 44. A) Maanpinnan tekstuuri on paikoin täysin rikkonaista alueella LK2. Epäselvää on, että onko kuvassa olevat muodostumat sukua lineaatioille, vai ovatko kyseiset muodostumat primäärisesti esimerkiksi sulamisvesivirtojen synnyttämiä.

## 5.6 Kenttäretken tulokset

Lineaatioiden louhikkoisuuden havaittiin kasvavan luokituksen mukaan. Huomattavan rikkonaisissa ja täysin rikkonaisissa lineaatioissa (2-3) louhikkoa (>200 mm, RT-luokitus) oli

huomattavasti enemmän kuin tasaisissa ja hieman rikkonaisissa (0–1) lineaatioissa. Louhikkoa havaittiin etenkin painaumissa ja lineaation sivuilla ja kärjessä rinteiden alla. Paikoitellen louhikot näyttivät muodostavan uomamaisia kuvioita. Osa kohteista sijaitsi supra-akvaattisilla alueilla, joiden osalta voidaan sulkea pois rannikkoeroosion mahdollisuus. Louhikkoa oli yleensä vähintään metrin verran. Todellista syvyyttä on hankala arvioida.

Kasvillisuuden havaittiin vaihtelevan. Lohkareiset painaumat olivat usein soistuneita, ja niissä kasvoi lehtipuita kuten haapaa ja koivua. Kuusta myös esiintyi. Kumpareiden päällä kasvoi todennäköisemmin mäntyä. Monin paikoin lineaatioiden proksimaaliosa oli kuivaa kangasmetsää. Louhikkoisilla alueilla havaittiin paljon tuulenkaatoja.

Kenttäretkellä lineaatioiden sedimenttikoostumuksen tutkimiseen keskityttiin vain siltä osin kuin tuulenkaadot, teiden poikkileikkaukset tai soranottokuopat paljastivat lineaatioiden sisustaa. Yleensä ylin kerros koostui löyhästä, noin 50–100 cm paksuisesta kerroksesta moreenia (engl. *melt out till*), jonka alla oli kovempi ja harmaampi kerros konsolidoitunutta moreenia (engl. *lodgement till*). Lohkareikkoa lukuun ottamatta, lajittuneita sedimenttejä havaittiin vähemmän.



Kuva 45. Huomattavan rikkonainen drumliini (2) Tammelassa alueella LK1, noin 10 km III Ss:n proksimaalista luoteeseen. Kuvan suunta on painaumasta kohti rinnettä. Painaumassa oli pääosin louhikkoa eikä hienojakoisia maalajeja havaittu. Kuvan kaltaisia painaumia havaittiin samassa drumliinissa useampia. Painaumien määrä kasvoi kuljettaessa proksimaaliosasta kohti drumliinin suojupuolen häntää. Drumliini sijaitsee supra-akvaattisella alueella.





Kuva 46. Täysin rikkonainen lineaatio (3) alueella LK1, Loimaan ja Punkalaitumen rajalta noin 60 km III Ss:n proksimaalista luoteeseen. Lineaatio koostui suurelta osin louhikosta. Osassa lineaatiota saven osuus myös kasvoi. Koska lineaatio sijaitsee subakvaattisella alueella, rantaerosiota ei voida sulkea pois.



Kuva 47. Mittakaavoiltaan erilaisia drumliineja. Vasemmassa kuvassa noin 30 m pituinen kallioperästä koostuva drumliini (engl. *rock drumlin*) Turun Uittamolla, alueella LK3. Oikeassa kuvassa noin 250 m

pituinen drumliini Hämeenlinnan ja Tammelan rajamailta alueella LK3. Olennaista kuvista on huomata molemmissa drumliineissa jyrkkä kynnys proksimaaliosan ja suojapuolen välillä. Vasemmanpuoleinen drumliini on kokonaan kallioperää, joten sen voidaan olettaa hioutuneen muotoonsa erodoitumisen myötä. Vastaavasti oikealla olevan drumliinin proksimaaliosa koostuu pääosin kallioperästä ja suojapuoli sedimenteistä, joten se on muodostunut osittain myös sedimenttien kasautumisen seurauksena. Kallioperästä koostuvan drumliinin suojapuoli on luultavimmin rapautunut jäätikön louhinnan (engl. *plucking*) seurauksena. Oikeanpuoleiseen drumliiniin on todennäköisesti vaikuttanut myös sulamisvesivirrat, joista on todisteina muun muassa LiDAR-kuvasta näkyvä rikkonainen tekstuuri ja yhteys sulamisvesireitteihin sekä kentällä havaittu louhikkoisuus drumliinin sivuilla ja suojapuolen hännässä.

## 6 Pohdinta

Tulososiossa esitettiin LiDAR-kuvasta tekstuurin perusteella neljään luokkaan jaotellut lineaatiot. Luokiteltaessa lineaatioita ei otettu kantaa, kuinka tekstuurltaan erilaiset lineaatiot ovat muodostuneet. Siten eri alueilla olevat R-lineaatiot ovat voineet syntyä eri tavoin, vaikka ne sisältyisivät samaan luokkaan, aivan kuten on mahdollista, että lineaatioiden virtaviivaistumisprosesseissa voi olla eroja (Clark 2010). Lineaatioiden luokitus perustuu siis puhtaasti niiden morfologiaa kuvailevaan jaotteluun, eikä luokituksen aikana ole otettu huomioon taustalla olevia prosesseja. Samannäköiset muodot on luokiteltu samaan luokkaan, oli kyse sitten esimerkiksi rannikkoeroosion, jäätikön louhinnan tai subglasiaalisten sulamisvesivirtojen synnyttämistä muodoista. Vaikka rikkonaisia muotoja synnyttäneet prosessit ovat tunnettuja aikaisemmasta tutkimuskirjallisuudesta, on niiden tulkinta ja luokittelu LiDAR-kuvasta verraten uutta (Johnson ym. 2015; Putkinen ym. 2017), ja ilman kunnollisia kenttätutkimuksia, voidaan tehdä vain varovaisia päätelmiä niiden taustalla vaikuttaneista prosesseista. Tässä osiossa pohditaan mahdollisia syitä lineaatioiden erilaisille tekstuureille, sekä sidotaan havaitut tekstuurit osaksi laajempaan geomorfologiaan.

### 6.1 R-lineaatiot ja deformaatio

Alueilla LK1 ja LK2 R-lineaatiot ovat todennäköisesti deformoituneet T-lineaatioista, joten niiden syntyä selittää jäätikön virtausliikkeen lisäksi myös muut prosessit.

1) R-lineaatioiden topografisessa profiilissa on painanteita, jolloin on todennäköistä, että niistä on erodoitunut sedimenttejä pois (kuva 22). Lineaatioiden massa on siis pienentynyt. Massan pienentymiseen viittaa myös kenttäretkellä todetut painanteet ja niissä olleet louhikot, mikä indikoi vesieroosiota (kuvat 45–47) (Ritter ym. 1995 s. 200). Louhikkoja havaittiin myös supraakvaattisilla alueilla, joten ainakin kyseisissä kohteissa rannikkoeroosion mahdollisuus voidaan sulkea pois.

2) Rikkonaiset muodot ovat lineaatioita leikkaavia (esim. kuva 33), jolloin T-lineaatioita voidaan pitää pohjalla olevana matriksina. On siis todennäköistä, että deglasiation myöhemmässä vaiheessa alkujaan virtaviivaistunut tasainen tekstuuri on deformatunut. T-lineaatioiden morfologia selittyy siis parhaiten jäätikön virtausdynamiikkaa tarkastelemalla, kun taas R-lineaatioiden morfologiaa selittävät jäätikön virtausdynamiikan lisäksi hyvin todennäköisesti myös subglasiaaliset sulamisvesivirrat.

3) R-lineaatiot alkavat 3 km II Salpausselän proksimaalista, jolloin on todennäköistä, että alueen lineaatiot ovat syntyneet reunamuodostuman syntymisen aikoihin tai hieman sen jälkeen. Alueen T-lineaatiot sen sijaan muodostavat jatkumon, johon II Salpausselän reunamuodostumat ovat kerrostuneet osin päälle. On todennäköistä, että alue on alkanut virtaviivaistumaan jo ennen reunamuodostuman syntyä, jolloin T-lineaatiot ovat muodostuneet syvemmällä jäätikön reunasta kuin R-lineaatiot. R-lineaatiot mukailevat 3 km etäisyydeltä II Salpausselän viimeisintä reunamuodostumaa, mikä viittaa siihen, että ne ovat alkaneet muodostua jäätikön reunan ollessa reunamuodostuman tasalla. Tästä ei voida johtaa päätelmää, millä maksimietäisyydellä R-lineaatioita on voinut muodostua jäätikön reunasta.

## 6.2 Hydrologia

### 6.2.1 Harjuverkosto

Harjuverkosto tihenee äkillisesti II Salpausselän proksimaalissa alueella LK1. Osa harjuista on täällä suhteellisen lyhyitä, kapeita ja mutkittelevia. Harjuverkoston tiheneminen kielii todennäköisesti sulamisvesimäärien äkillisestä kasvusta subglasiaalisessa systeemissä ja jäätikön reunan epävakaisuudesta (Storrar ym. 2014; Hewitt & Cryets 2019). Tällainen harjujen morfologia ja topologia voi kertoa siitä, että veden syöttö on tapahtunut sykäyksittäin, äkillisin purkauksin ja ne ovat voineet muodostua synkronisesti yhden tapahtuman aikana (Livingstone ym. 2015; Greenwood ym. 2016). Myös monimutkaisella jäätikön virtauksella, epätasaisella topografialla ja jäätikön ohuudella voi olla vaikutusta harjujen mutkitteluun (Greenwood ym. 2016). Hooken (2005) mukaan isoista harjuista haaroittuvat mutkittelevat kapeat harjut ovat syntyneet jäätikön reunalla, jossa jäätikön paine on ollut pienempi. Vastaavasti I ja II Ss:n välisellä alueella harjut ovat suurempia ja etäällä toisistaan, mistä voi päätellä, että deglasiatio on edennyt alueella hitaammin ja sulamisvesien määrä systeemissä on pysynyt tasaisempana. Harjuverkoston tihenemisen yhteydessä, myös R-lineaatioiden määrä kasvaa. Siinä missä I Ss:n vaiheessa R-lineaatioita ei ole Vanajaveden järvioltaan aluetta lukuun ottamatta, II Ss:n proksimaalissa niiden määrä kasvaa intensiivisesti ja äkillisesti. Yhdessä harjuverkoston

tihenemisen kanssa, R-lineaatioiden kasvu näyttäisi indikoivan sulamisvesien äkillistä kasvua ja vesien kertymistä reunan läheisyyteen.

II ja III Salpausselän alueella R-lineaatioiden ja harjujen vuorovaikutus näytti noudattavan kaavaa, jossa huomattavan ja täysin rikkonaisia lineaatioita (2–3) havaittiin harjujen läheisyydessä. Usein niin, että R-lineaatiot päättyivät harjujen proksimaaliin (kuvat 39 ja 41), minkä jälkeen harjua ympäröivä maasto muuttui tekstuuriltaan tasaiseksi (kuvat 40 ja 42). Tämän voi tulkita niin, että rikkonaisuuden kasvaessa, kasvaa myös vesimäärä, ja lopulta vedet ovat ohjautuneet kenties kanaviin. Sedimenttien vetyttyä ja jäätikön alaisen tilan paineistuessa, vesi voi alkaa kovertamaan R tai H-kanavaa jäätikön pohjaan (Cuffey & Paterson 2010 s. 210). Mielenkiintoisesti harjujen joihin R-lineaatiot ovat II ja III Salpausselän alueella yhteydessä, havaittiin olevan suhteellisen lyhyitä (<10 km), kapeita ja mutkittavia. Harjujen alkaminen II ja III Salpausselästä viittaa marginaaliseen kasautumisympäristöön (Brennand 2000), ja siten niihin yhteydessä olevat R-lineaatiot ovat kenties muodostuneet ajallisesti samoihin aikoihin harjujen kanssa, hieman kauempana jäätikön reunasta kuin harjut.

Pitkien, kymmenien kilometrien matkalta aluetta halkovien harjujen ympäristöstä havaittiin myös R-lineaatioita, mutta näiden harjujen ja R-lineaatioiden välinen topologia näytti eroavan R-lineaatioista, joiden havaittiin olevan yhteydessä edellä mainittuihin lyhyisiin harjuihin. Ne näyttivät paikoin muodostavan topologian, jossa harjun kummallakin puolella on R-lineaatioita. R-lineaatiot eivät siis pääty harjuun. Onko harju muodostunut kanavaan, josta sulamisvedet ovat levinneet lateraalisesti kanavasta ympäröivään maastoon sulamisvesimäärän kasvun vuoksi kuten Lewington ym. (2020) esitti? Vai onko harju muodostunut siten, että sulamisvedet ovat virranneet syvemmällä jäätikön reunasta R-lineaatioissa, Ahokankaan ym. (2021) esittämiä sulamisvesireittejä pitkin ja vasta lähempänä jäätikön reunaa kanavissa (Chu ym. 2016; Greenwood ym. 2016)? Paikoin harjut kulkevat tarkasti sulamisvesireittejä pitkin, jolloin niiden topologia muistuttaa Lewingtonin ym. (2020) esittämää topologiaa. Tällöin ei ole poissuljettua, että virtaaman kasvaessa ja hydrologisen systeemin paineistuessa sulamisvedet ovat voineet virrata kanavasta ympäröivään maastoon, mobilisoiden siellä olevia sedimenttejä. Toisaalta Lewington ym. (2020) esittää kanavia ympäröivien reittien olleen joitakin kymmeniä tai satoja metrejä leveitä. Alueella LK1 harjuja ympäröivät eroosiojäljet voivat olla kilometrejä leveitä. Paikoin taas harjut ikään kuin vain poikkeavat R-lineaatioiden ja sulamisvesireittien päällä, jolloin on todennäköisempää, että vesi on virrannut ensin R-lineaatioissa ja sulamisvesireiteillä ja vasta myöhemmin, lähempänä jäätikön reunaa kanavissa.

Jos R-lineaatiot indikoivat sulamisvesien suurempaa määrää, niin tästä voidaan tehdä johtopäätös, että Loimaan kielekkeen alueella, II ja III Salpausselkien ympäristössä sulamisvesiä on ollut suhteellisen paljon, ja ne ovat levittäytyneet laajalle alueelle vesien virratessa tehokkaan kanavaverkoston sijaan sedimenteissä. Vaikuttaa siltä, että R-lineaatiot ovat muodostuneet II ja III Ss:n alueella deglasiaation loppuvaiheissa, jolloin sulamisvesiä on ollut paljon kertyneenä lähelle jäätikön reunaa. Kanavaverkosto on ollut riittämätön kuljettamaan sulamisvesiä jäätiköltä, jolloin vedet ovat levinneet laajalle alueelle. Mutta mistä johtuu, että sulamisvedet ovat muokanneet maanpintaa niin voimakkaasti erityisesti Loimaan kielekkeen alueella? Myös sulamisvesireittien (Ahokangas ym. 2021) ja murtoiden (Mäkinen ym. 2017; Ojala ym. 2019) keskittyminen Loimaan kielekkeen alueelle indikoi, että osakielekkeen alueella jäätikön hydrologia on jollakin perustavanlaatuisella tavalla eronnut pääkielekkeestä.

Ajallisesta perspektiivistä katsoen sulamisvesimäärät ovat saattaneet äkillisesti kasvaa kylmän kauden, Nuoremman Dryaksen päättymisen seurauksena noin 11 600 vuotta sitten (Boulton ym. 2001; Stroeven ym. 2016). Voi olla, että kanavaverkosto ei ole kyennyt reagoimaan muutokseen, ja siten se on ollut riittämätön kuljettamaan sulamisvesiä (Chu ym. 2016; Sugiyama ym. 2019), minkä seurauksena vedet ovat levinneet laajalle alueelle (esim. kuva 39). Tämä ei edelleenkään selitä, miksi näin on juuri tapahtunut vain Loimaan kielekkeen alueella. Jos ilmastolliset muutokset olisivat kontrolloiva tekijä sulamisvesien kertymiseen, niin silloin voisi olettaa, että Nuoremman Dryaksen päättymisen näkyisi myös muualla Itämeren kielekkeen alueella. Vaikuttaa siltä, että alue LK1, jossa Loimaan kieleke on vaikuttanut, on eronnut joidenkin tekijöiden osalta muusta Itämeren kielekkeestä, mikä on johtanut sellaiseen hydrologiaan, mikä näkyy nyt alueella R-lineaatioina, sulamisvesireitteinä ja murtoina. Subglasiaalisten ja supraglasiaalisten järvien purkautumisten on ajateltu jättävän merkittävän geomorfologisen jäljen (Greenwood ym. 2016). Syvemmältä jäätiköltä tulevat järvien purkaukset voivat olla alueella LK1 syynä maanpinnan rikkonaiseen morfologiaan.

### 6.2.2 Subglasiaaliset järvet

Tutkimusalueelta on esitetty potentiaalisten subglasiaalisten järvien sijainteja. Tuunainen (2018) kartoitti Loimaan kielekkeen alueelta subglasiaalisia järviä ja Kajuutti ym. (2016) ehdotti, että Urjala-Akaan alueella olisi ollut subglasiaalinen järvi, joka olisi jättänyt purkausjäljen maastoon. Kartoitetut potentiaalisten järvien paikat sijaitsevat kaikki Loimaan kielekkeellä, alueen LK1 keskiosissa, III Salpausselästä luoteeseen, jossa R-lineaatioiden määrä on huomattavasti pienempi. Subglasiaalisten järvien sijaintia jäätikön alla kontrolloi

topografia sekä jäätikön geometria (Livingstone ym. 2013; Kyrke-Smith ym. 2015; Livingstone ym. 2022). Lähellä jäätikön reunaa, jossa jäätikkö ohenee voimakkaasti järviä ei todennäköisemmin muodostu, sillä painegradientti nopeuttaa veden virtaamista ulos jäätiköltä ja siten järviaaltaat eivät pysty pidättämään vettä.

On syytä epäillä, että II ja III Ss:n ympäristö, ei ole ollut suotuisa subglasiaalisten järvien esiintymisaluetta R-lineaatioiden muodostumisen aikoihin jäätikön suhteellisen jyrkän gradientin vuoksi (Livingstone ym. 2013). Kuten todettua, todennäköisesti alueen R-lineaatiot ovat muodostuneet lähellä jäätikön reunaa. Myös harjuverkoston tiheneminen, mikä kielii jäätikön reunan epävakaudesta (Greenwood ym. 2016), ei puolla alueen sopivuutta subglasiaalisten järvien muodostumiselle.

Havainnot nykyisiltä jäätiköiltä tukevat edellistä väittämää, sillä Grönlannin jäätiköllä sijaitsevia subglasiaalisa järviä on löydetty 50 km päässä jäätikön reunasta (Howat ym. 2015), niiden ollessa vähäisempiä muun muassa ulkonevien ja nopeasti virtaavissa jäätikkökielekkeissä (Bowling ym. 2019).

Shaw ym. (1983; 1989; 2008) ehdotti että katastrofaaliset subglasiaaliset tulvat olisivat voineet muodostaa lineaatioita. Tässä tutkielmassa havaitut lineaatiot ovat pikemminkin erodoituneet sulamisvesien vaikutuksesta ja deformoineet sedimenttejä kaoottisen kumpumoreenimaiseksi ja siten sulamisvesien vaikutusta lineaatioihin voisi kuvailla entrooppiseksi tapahtumaksi, jossa lineaatio menettää alkuperäistä muotoansa. Vaikka lopputulema on eri, subglasiaalinen tulviminen voi silti käydä kyseeseen. Ilmaston lämpeneminen voi lisätä sulamisvesien määrää systeemissä, jolloin subglasiaaliset järvet voivat muuttua epävakaaksi (Shoemaker 1999; Livingstone ym. 2022). Tällöin järvet voivat täytyä nopeasti ja purkautua sykäyksittäin. Ahokankaan ym. (2021) mukaan osa murtoo-reiteistä ovat olleet ehkä yhteydessä subglasiaalisiin järviin. Suurin osa kartoitetuista murtoo-reiteistä sijaitseekin Loimaan kielekkeen keskusalueilla tai luoteiskulmassa, mikä on linjassa ehdotettujen potentiaalisten subglasiaalista järvien sijaintien kanssa (Kajuutti ym. 2016; Tuunainen 2018). Mikäli II ja III Ss:n ympäristössä olevat R-lineaatiot ovat muodostuneet järvien purkautumisien myötä, ovat sulamisvedet tulleet kenties syvemmillä jäätikön sisältä. R-lineaatioiden esiintyminen pitkittäissuuntaisina kymmenien kilometrien pituisina jatkumoina yhdessä Ahokankaan ym. (2021) kartoittamien sulamisvesireittien kanssa tukee tätä päätelmää.

### 6.2.3 Sulamisvesireitit ja jäätikön rakoilu

Ahokangas ym. (2021) luokittelemat sulamisvesireitit voidaan jakaa murtoo-reitteihin, kumpumoreenireitteihin (engl. *hummocky routes*) ja muihin reitteihin. R-lineaatioiden havaittiin olevan selvästi osa kartoitettua reitistöä. Ahokangas ym. (2021) kartoitti kumpumoreenireittejä muun muassa läheltä II Salpausselkää. Kumpumoreenireitit ovat Ahokankaan ym. (2021) mukaan muodostuneet lähempänä jäätikön reunaa kuin murtoo-reitit, joiden ajatellaan kyseisen tutkimuksen mukaan muodostuneen 35–40 km päässä jäätikön reunasta. Siten kumpumoreenireitit ovat linjassa tämän tutkielman tulosten kanssa siinä, että II ja III Salpausselän alueella reittien varsilla olevat R-lineaatiot ovat muodostuneet lähellä jäätikön reunaa, tämän tutkielman mukaan vähintään 3 km päässä reunasta (kuva 28).

Sen sijaan tämän tutkielman mukaan olisikin niin, että III Salpausselän proksimaalipuolelta kartoitetut murtoo-reitit ja R-lineaatiot (kuva 41) ovat muodostuneet samalla tavalla lähellä jäätikön reunaa, kuin R-lineaatiot ja sulamisvesireitit II Ss:n proksimaalipuolella. Tätä tukevat havainnot jäätikön virtaussuunnissa III Ss:n proksimaali- ja distaalipuolen välillä (kuva 41) sekä R-lineaatioiden jatkumon ja harjun katkeaminen III Salpausselkään (kuvat 28D, E ja 41A). III Salpausselän proksimaalissa jäätikkö on virrannut kohtisuoraan reunamuodostumaan ja vastaavasti distaalipuolella virtaussuunta on ollut kohti II Ss:ää. III Ss:n proksimaalissa havaittiin lineaatioissa aika-transgressiivista morfologiaa, joissa voidaan hahmottaa kaksi virtaussuuntaa: nuorempi III Ss:n aikainen ja vanhempi ennen reunamuodostuman syntyä vallalla ollut jäätikön virtaussuunta.

III Salpausselän kohdalla Deglasiaatio keskeytyi preboraalisen kylmän heilahduksen (engl. *preboreal oscillation*) ajaksi vuosiksi 11 350–11 500 (Johansson ym. 2011; Stroeve ym. 2016). Vaikuttaa siltä, että kylmän kauden aikana jäätikön virtauksen aktivoituminen on pyyhkinnyt II Ss:n vaiheessa muodostuneita muodostumia kuten harjuja ja R-lineaatioita.

Tällöin on todennäköistä, että III SS:n proksimaalipuolella olevat sulamisvesireitit ja R-lineaatiot olisivat muodostuneet vasta III Ss:n muodostumisen jälkeen, deglasiaation uudestaan kiihtyessä reunamuodostumasta alkaen noin 11 350 vuotta sitten. Tällöin myös alueella havaittujen murtoo-reittien etäisyyden on oltava huomattavasti pienempi kuin Ahokankaan ym. (2021) arvioima etäisyys 35–40 km. Huomionarvoista toki on, että alueella kartoitetut murtoo-reitit eivät tämän tutkielman tulkinnan mukaan sisältäneet kolmion muotoisia murtoita, joiden on arvioitu muodostuvan 40–60 km syvyydellä jäätikön reunasta (Mäkinen ym. 2017; Ojala ym. 2021), vaan muodot alueella ovat pääosin kaoottisen kumpumoreenimaisia ja alueella havaitut murtoot chevoo-tyypin murtoita.

Sarala & Räisänen (2017) havaitsivat samankaltaista rikkonaista tekstuuria lineaatioissa Kuusamon virtauskielekkeen alueella. He tulkitsivat myös, että muodot ovat sulamisvesien muodostamia, mutta ehdottivat että rikkonaiset muodot ovat syntyneet jäätikön rakoilun (engl. *crevasse*) seurauksena lähellä reunaa. Rakojen tiedetään muodostuvan muun muassa kohoumien suojapuolille, josta vesi voi virrata subglasiaaliseen ympäristöön, aiheuttaen nopeita vedenpaineen vaihteluita jäätikön alla ja eroosiota (Ritter ym. 1995 s. 330). Jotkin R-lineaatiot muodostavat virtaussuuntaan nähden poikittaisia juovia (esim. kuva 33B1), mikä voisi viitata sulamisvesien virranneen suoraan lineaatioiden päälle kuten Sarala & Räisänen (2017) perustelivat asiaa. Se että rikkonaisuutta havaittiin erityisesti lineaatioiden ja muiden kohoumien suojapuolella, voisi puoltaa rakoilun mahdollisuutta sulamisvesilähteenä. Kuitenkin tässä tutkielmassa havaitut R-lineaatiot näyttävät olleen kytkeytyneenä Ahokankaan ym. (2021) kartoittamiin sulamisvesireitteihin, mikä osoittaisi, että sulamisvedet ovat pikemmin virranneet syvemmältä jäätikön sisältä, kuin että sulamisvedet olisivat virranneet rakojen kautta reunan läheisyydessä. Tämä ei toki pois sulje sitä, etteikö sulamisvedet olisi voineet virrata jäätikön päältä jäätikön alle myös rakoilun kautta, jolloin rakoilu voisi olla yksi mahdollinen sulamisvesilähde. Kuitenkin R-lineaatioiden ja sulamisvesiverkoston muodostamien pitkittäissuuntaisten jatkumoiden vuoksi näyttää epätodennäköiseltä, että jäätikön reunan läheinen rakoilu olisi pääsyy R-lineaatioiden rikkonaisuuteen.

#### 6.2.4 Salpausselät

Alueella LK1 R-lineaatiot alkavat noin 3 km II Salpausselän proksimaalista (kuva 28A, B, C). R-lineaatioiden ja reunamuodostuman väliin jäävällä vyöhykkeellä, lineaatiot ovat tekstuuriltaan tasaisia. Kuten on tullut ilmi, R-lineaatiot näyttävät olleen yhteydessä lyhyihin harjuihin. Kyseiset harjut eivät näytä olevan muodostuneen aivan kiinni II Salpausselkään, vaan näyttää siltä, että ne alkavat hieman II Salpausselän jälkeen, kuitenkin ennen R-lineaatioita (esim. kuva 39).

III Salpausselän proksimaalissa havaittiin samanlainen noin 3 km vyöhyke, jossa havaittiin tasaisia lineaatioita, R-lineaatioiden alkaessa vyöhykkeen jälkeen (kuvat 28D ja E). R-lineaatioihin yhteydessä olevat harjut ovat täällä muodostuneet aivan kiinni reunamuodostumaan, mikä voi kertoa siitä, että noin 3 km päässä jäätikön reunasta vesi on siirtynyt R-lineaatioista kanaviin, jota myöden sulamisvedet ovat virranneet jäätiköltä pois (Greenwood ym. 2016).



Tiedetään, että jäätikön reunalla, jossa jäätikön paksuus ohenee, jäätikkö voi jäätyä kiinni alustaan (Fountain & Walder 1998; Moore ym. 2011). Tällä on vaikutuksia myös sulamisvesien kulkeutumiseen, sillä kylmäpohjaisen jäätikön tiedetään patoavan sulamisvesiä ja siten vaikuttavan merkittävästi subglasiaaliseen hydrologiaan (Pälli ym. 2003; Irvine-Fynn ym. 2011). Mahdollinen hypoteesi on, että Loimaan kielekkeen alueella jäätikön pohjan jäätyminen ensin II ja myöhemmin III Salpausselän proksimaalissa on padonnut sulamisvesiä. Tällöin sulamisvedet olisivat voineet levitä jäätikön reunan myötäisesti lateraalisesti laajalle alueelle.

Loimaan kielekkeen pohjoispuolella on toiminut Vanajaveden virtauskieleke. Tätä puoltaa muun muassa tässäkin tutkielmassa havaitut erot jäätikön virtaussuunnissa. Alueella jäätikkö on virrannut hieman enemmän kohti etelää, kuin Loimaan kielekkeellä, jossa virtaussuunta on enemmän kohti itää. R-lineaatioita havaittiin muusta Itämeren virtauskielekkeestä poikkeavasti II Salpausselän distaalipuolella (kuva 28C). Alueella havaitut R-lineaatiot ovat muodostuneet I Ss:n vaiheessa nuoremman Dryaksen aikaan, eikä ne täten ole kytköksissä ilmaston lämpenemiseen, kuten Loimaan kielekkeen alueen R-lineaatiot.

I ja II Salpausselän välillä R-lineaatioita ei havaittu muutamaa poikkeusta lukuun ottamatta (mm. Vanajaveden kielekkeen alue), mikä viittaa siihen, että sulamisvesiä ei ollut levittäytyneenä alueella laajasti. Myöskään Ahokangas ym. (2021) ei havainnut alueelta sulamisvesireittejä muutamaa poikkeusta lukuun ottamatta. Sulamisvesiä on voinut olla liian vähän levittäytyneenä, jotta sedimentit olisivat voimakkaasti lähteneet mobilisoitumaan (Benn & Evans 2010 s.75; Cuffey & Paterson 2010 s. 182, 275). Sulamisvedet ovat saattaneet virrata enemmän kanavissa. Toisaalta alueelle on kerrostunut suhteellisen vähän löyhiä sedimenttejä kuten moreenia, jolloin deformoituvaa materiaalia on ollut vähemmän. Alueen kalliopaljastumat ovat voineet suosia sulamisvesiverkostoa, jossa sulamisvedet virtaavat sedimenttien sijaan kallioperärakenteissa (Greenwood ym. 2016). Sedimenttien vähyys ja kalliopaljastumat voi olla vaikuttava tekijä R-lineaatioiden vähyteen myös Loimaan kielekkeen eteläpuolella. I ja II Ss:n välillä savea on kerrostunut runsaasti ja on mahdollista, että tekstuurltaan rikkonaisia muodostumia on peittyneet näiden kerrostumien alle, sillä R-lineaatioiden havaittiin keskittyvän suurelta osin painaumiin.

Vaikka deglasiatio kiihtyi voimakkaasti erityisesti II Salpausselän muodostumisen aikoihin, on jäätikön perääntyminen ollut huomattavan nopeaa jo jäätikön alettua perääntymään I Ss:ltä. Deglasiation vauhti oli I ja II Ss:n välillä 260 m vuodessa, kun ennen I Ss:ää sulamisnopeudeksi on arvioitu noin 60 m vuodessa (Johansson ym. s 113). Tämä tarkoittaa, että

sulamisvesiä on muodostunut suhteellisen lyhyessä ajassa paljon. Tätä näkemystä puoltaa muun muassa alueella harjuverkoston tiheneminen (Greenwood ym. 2016). Kuten on käynyt ilmi, harjuverkosto tihenee vielä voimakkaammin II ja III Ss:n proksimaalissa, joissa on erityisesti suhteellisen lyhyitä, kapeita ja mutkittelevia harjuja ja joiden yhteydessä juuri R-lineaatioita havaittiin. Tällaisia harjuja ei juurikaan ole I Ss:n proksimaalipuolella, vaan harjut ovat täällä etäällä toisistaan ja ne ovat kymmenien kilometrien pituisia. Tällainen morfologia ja topologia indikoi, että veden virtaus on pysynyt suhteellisen tasaisena ja harjut ovat muodostuneet aika-transgressiivisesti satojen tai tuhansien vuosien aikana (Storrar ym. 2014; Livingstone ym. 2015; Greenwood ym. 2016).

### **6.3 Maanpinnan topografian vaikutus sulamisvesien ohjautuvuuteen**

Jäätikön geometrian lisäksi maanpinnan topografia ohjaa sulamisvesien kulkua jäätikön alla (Benn & Evans 2010, s. 58; Chu ym. 2016). Topografian vaikutuksen voi nähdä esimerkiksi kuvasta 30, jossa R-lineaatiot sijaitsevat pääosin painaumuksissa tai kohoumien reunoilla. Kohoumien päällä on puolestaan T-lineaatioita. Sitä vastoin kuvassa 32 R- ja T-lineaatioiden jakauma ei näyttäisi määräytyvän yhtä selvästi topografian mukaan.

Chu ym. (2016) mukaan sulamisvesireitit voivat reitittyä uudelleen todennäköisemmin alueilla, joilla pienetkin painemuutokset saavat aikaan virran uudelleen reitittymisen. Siten alueilla, joilla topografiset vaihtelut ovat pieniä, on jäätikön geometrinen muutosten vaikutus sulamisvesien ohjautuvuuteen suurempi, jolloin uudelleen reitittymistä voi tapahtua todennäköisemmin.

Voisiko III Ss:n proksimaalissa (Kuva 32), jossa topografinen kontrolli on pienempi kuin II Ss:n proksimaalissa (kuva 30) sulamisvesien uudelleen reitittymien olleen todennäköisempää? Esimerkiksi onko kuvan 33A1 alueella sulamisvedet virranneet yhtäaikaisesti kaikkialla, vai onko sulamisvesien reitityksissä tapahtunut muutoksia, niin että vedet ovat virranneet välillä pitkittäissuuntaisesti suhteessa jäätikön virtaussuuntaan ja välillä poikittaisesti kohouman suojapuolen rinteessä. Vaikka tässä tutkielmassa uudelleen reitittyminen jää vain pohdinnan tasolle, niin tulevaisuudessa tutkimuksissa tämä on syytä huomioida, sillä jäätikön hydrologinen systeemi ei ole koskaan vakaa, vaan siihen vaikuttaa esimerkiksi vuodenaikaiset vaihtelut sulamisvesien määrässä (Burke 2012; Sugiyama ym. 2019). Myös yhtäkkiset tapahtumat, kuten sub- tai supraglasiaalisen järven purkautuminen voi saada uudelleen reitittymistä aikaa (Chu ym. 2016).

### 6.3.1 Suojapuolen kavitaatiot

Tämän tutkielman keskeisimpiä havaintoja on, että rikkonainen tekstuuri rajoittui yleensä kohoumien suojapuolelle. Jäätikön virratessa epätasaisen maanpinnan yli, irtoaa se paikoin maasta, jolloin jäätikön maanpintaan kohdistama paine laskee (Irvine-Fynn & Hubbard 2017 s. 10–11). Kohouman suojapuolet jäävät auki ja sinne voi virrata sedimenttejä, jolloin lineaation koko kasvaa (Benn & Evans 2010 s. 448; Ely ym. 2016) tai sulamisvesiä, jolloin sedimenttejä voi myös mobilisoida (Fricker ym. 2010; Iverson ym. 2017).

Kuten on käynyt ilmi, sulamisvesien ohjautumiseen jäätikön alla vaikuttavat ennen kaikkea jäätikön maanpintaan kohdistama paine (Chu ym. 2016), mikä mahdollistaa veden virtauksen myös ylöspäin. Sulamisvedet ikään kuin välttelevät alueita, jossa jäätikön maanpintaan kohdistama paine on suuri, hakeutuen kohti alhaisemman paineen tilaa, jolloin voi muodostua mutkitteleva sulamisvesiverkosto (ks. kuva 17, Walder 1986). Esimerkiksi kuvassa 39B, sulamisvedet ovat virranneet R-lineaatioissa, mikä näkyy nyt mutkittelevina eroosiojälkinä lineaatioiden suojapuolilla.

Sulamiskauden alussa, jolloin sulamisvesiverkosto ei ole vielä kehittynyt tehokkaaksi, veden virtaus kohoumien suojapuolelle voi olla todennäköisempää (Kamb 1987; Rada & Schoof 2018). Tämä johtuu sulamisvesien hajautumisesta laajalle alueelle, mikä aiheuttaa jäätikköön nostetta, jolloin jäätikön virtaus kiihtyy. Jäätikön nopeampi virtaus puolestaan kasvattaa suojapuolen kavitaatioita. Sulamiskauden edetessä sulamisvedet virtaavat keskitetysti tehokkaammin pois jäätiköltä, mikä pienentää veden jäätikköön kohdistamaa nostetta, ja saa jäätikön virtauksen hidastumaan. Esimerkkejä tästä löytyy muun muassa vuoristojäätiköiltä (Willis ym. 1996; Anderson ym. 2004; Sugiyama ym 2019). Kavitaatioita on pidetty olennaisena tekijänä myös lineaatioiden muodostumiselle, kohoumien suojapuolten täytyessä tällöin sedimenteillä (Möller & Dowling 2016).

Myös louhintamekanismi toimii samankaltaisella dynamiikalla. Jäätikön virratessa vasten proksimaaliosaa suojapuoli jää auki, jolloin erodoiva vaikutus kohdistuu suojapuolen kallioperään. Proksimaalipuolella painesulanut vesi jäätyy uudestaan suojapuolen alhaisemmassa paineessa (regelaatio), jolloin veden jäätyessä kallioperän raoissa aiheuttaa se rapautumista (Cohen ym. 2006; Iverson 2012). Kuvassa 47 voidaan nähdä esimerkki tällaisesta kallioperästä koostuvasta drumliinista, jonka proksimaaliosa on hioutunut tasaiseksi silokallioksi, suojapuolen ollessa rikkonaisempi.

Yksittäisiä luokkia (1–3) tarkastellessa, vaikuttaa siltä, että huomattavan rikkonaiset lineaatiot (2) kielivät usein veden virtaamisesta kavitaatioihin. Topografialtaan nämä lineaatiot muistuttavat usein jyrkkäpiirteisiä drumliineja, joiden suojapuolet ovat potentiaalisia paikkoja kavitaation muodostumiselle (Benn & Evans 2010 s. 73; Alley ym. 2019). Esimerkiksi kuvassa 31A1 huomattavan rikkonaiset lineaatiot ovat drumliineja. Sen sijaan matalat ja loivapiirteiset lineaatiot havaittiin usein säästyneen deformaatiolta kuten kuvassa 31B1. Jos tämän tyyppisissä lineaatioissa deformaatiota havaittiin, niin ne eivät yleensä rajoittuneet vain suojapuolelle. Tällaiset lineaatiot sijoittuivat usein keskelle sulamisvesireittejä, jolloin suojapuolen kavitaation merkitys vaikutti olevan vähäisempi, deformaation ulottuessa kokonaisvaltaisesti myös muodostuman proksimaaliosaan (kuva 33B1).

#### **6.4 Maaperä ja maanpinnan rikkonaisuus**

Rikkonaisuuden rajoittuminen lineaatioiden suojapuolelle johtuu todennäköisesti myös siitä, että suojapuoli koostuu yleensä helposti deformoituvista löyhistä sedimenteistä, kun vastaavasti proksimaaliosan koostumus on usein kallioperää (Boulton 1987; Benn & Evans 2010 s. 463) (engl. *crag and tail*). Esimerkiksi kuvissa 31A1 ja 33A1 lineaatioiden proksimaaliosa on koostumukseltaan kalliota, eroosiojälkien näkyessä ainoastaan suojapuolen moreenipitoisessa aineksessa. Kartoituksessa havaittiin myös lineaatioita, joista näytti olevan säästynyt vain proksimaaliosan kova kallioidin.

Sedimenttien vetyttyä maa-aines voi alkaa liikehtimään ja virumaan (engl. *creep*) ja virtaava vesi voi alkaa myös muodostamaan kanaaleja (Benn & Evans 2010 s.75; Cuffey & Paterson 2010 s. 182, 275; Walder 2010). Tällaiset kanaalit ovat koko ajan muutoksessa, sillä kanaaleja ympäröivät sedimentit eivät ole stabiileja (Irvine-Fynn & Hubbard 2017 s. 11). Kanaalit eroavat N-kavavista siinä, että ne ovat muodostuneet maamassan deformaation ja fluviaalisen eroosion myötä (Brennand 2000). Kuvassa 31B1 saattaa olla merkki sedimenttien mobilisoinnin alkamisesta, jossa suojapuolen sedimentteihin on muodostunut kapeita kanaaleja. Rikkonaisuuden kasvaessa sedimentit ovat todennäköisesti liikehtineet virumalla tai massaliikunnoin (esim. kuva 22 G-L). Huomionarvoista on, että myös hieman rikkonaisissa lineaatioissa sedimenttien liikehdintä on ollut usein massamaisempaa, selvärajaisten kanaalien ollessa harvinaisempia (kuva 22 D-F). Kenttäretkellä havaittiin, että rikkonaisuuden kasvaessa, louhikkoisuutta ja painanteita esiintyi enemmän, mikä sopii hyvin yhteen LiDAR-kuvasta tehtyjen päätelmien kanssa sedimenttien liikehdinnästä.

Huomionarvoista on, miten postglasiaaliset kerrostumat savi ja turve peittävät lineaatioiden välisiä painaumuksia, jolloin rikkonaista tekstuuria paikoin havaitaan vain kerrostumista ”kohoavissa” saarekkeissa (esim. kuva 38). Tällöin voi syntyä illuusio siitä, että rikkonainen tekstuuri rajoittuu vain ympäristöstä kohoaviin lineaatioihin. Näin R-lineaatiot ikään kuin korostuvat maastosta rikkonaisen tekstuurin suhteen, vaikka todennäköisesti rikkonaisuus jatkuu postglasiaalisten kerrostumien alla.

### **6.5 Rannikkoalueen keskittymät**

Tutkimusalueen lounais- ja eteläosien rannikkoseuduilla, jäätikön kasaamia sedimenttejä on vähemmän kuin alueen pohjois- tai kaakkoisosissa (ks. kuva 21, maaperäkartta 1:1 000 000). Täällä kohoumat ovat usein kalliopaljastumia, joiden välisiin painanteisiin on kerrostunut savea. Maaperän koostumus asettaa erilaiset lähtökohdat, kun pohditaan syitä alueen lineaatioiden rikkonaisuuteen. Myös alueen LK3 rannikkoa myötäilevä jakauma heijastaa todennäköisesti sitä, että R-lineaatioiden syntyyn vaikutti eri prosessit kuin alueilla LK1 ja LK2, missä jakauma oli kiilamainen ja siten todennäköisemmin virtauskielekkeiden kontrolloima (kuva 27) (Stokes & Clark 2001). Kuten on tuotu ilmi, alueiden LK1 ja LK2 R-lineaatioiden syntymekanismin tulkittiin liittyvän sulamisvesivirtojen aiheuttamaan sedimenttien deformaatioon ja erodoitumiseen pääosin lineaatioiden suojapuolella. Sitä vastoin Alueen LK3 R-lineaatiot koostuivat kallioperästä.

Deglasiaation jälkeen, maankohoaminen voimistui pohjoisella Itämerellä, minkä seurauksena jäätikön kasaamat sedimentit altistuivat rannikkoeroosiolle (Kohonen & Winterhalter 1999; Weisse ym. 2021). Onkin mahdollista, että alueella LK3 LiDAR-kuvasta havaittava rikkonainen tekstuuri on rannikkoeroosion aiheuttamaa. Sedimenttien maanpintaa tasoittavan tekstuurin alta on siis paljastunut kallioperän rakenteita.

Alueella havaituissa R-lineaatioissa havaittiin rikkonaista tekstuuria usein niiden suojapuolella, Proksimaaliosan ollessa tekstuuriltaan tasaisempaa. Rikkonaisen tekstuurin sijoittuminen suojapuolelle muistuttaa alueilla LK1 ja LK2 havaittuja R-lineaatioita, missä kavitaatiot ovat todennäköinen tekijä rikkonaisuuden rajoittumiselle suojapuolelle. Saattaa olla, että rannikkoalueilla suojapuolellet ovat olleet aikaisemmin täyttyneet sedimenteillä, joiden alla oleva kallioperä on myöhemmin paljastunut huuhtoutumisen seurauksena. Itse kallioperärakenteiden rikkonaisuus voisi viitata jäätikön louhintamekanismiin (Cohen ym. 2006; Iverson 2012).

Saaristomeren alueelta on kartoitettu ns. roches moutonnée -muodostumia (Rastas & Seppälä 1981), jotka ovat syntyneet tapahtumassa, missä jäätikkö on hionut proksimaaliosan

silokallioksi ja vastaavasti suojapuoli on rapautunut jäätikön louhinnan myötä. Siten rannikkoalueilla jäätikön louhinnan vaikutus on otettava myös huomioon R-lineaatioita synnyttävän tekijänä (ks. kuva 47).

## 7 Johtopäätökset

- Tutkielmassa luokiteltiin tekstuurin perusteella lineaatioita neljään luokkaan: Tasainen- (0), hieman rikkonainen- (1), huomattavan rikkonainen- (2) ja täysin rikkonainen (3) lineaatio.
- Todennäköinen syy lineaatioiden rikkonaisuuteen on subglasiaalisten sulamisvesivirtojen aiheuttama sedimenttien deformatuminen ja erodoituminen.
- Rannikkoalueilla rikkonaisuuden todennäköisiä syitä ovat rannikkoeroosio ja jäätikön louhinta (engl. *plucking*).
- Rikkonaisen tekstuurin havaittiin rajautuneen usein lineaatioiden suojapuolelle. Tämä johtuu todennäköisesti kavitaatioiden (engl. *cavity*) muodostumisesta suojapuolelle, jonne sulamisvedet ovat virranneet alhaisemman paineen vuoksi. Myös lineaatioiden usein kaksijakoinen koostumus, jossa proksimaaliosa koostuu kallioperästä ja suojapuoli sedimenteistä, suosii deformaation rajoittumista muodostumien suojapuolelle.
- Rikkonaisten lineaatioiden (1–3) isoin keskittymä rajautuu Itämeren osakielekkeen, Loimaan kielekkeen alueelle. Niiden havaittiin alkavan II Salpausselän proksimaalista, mikä sopii ajallisesti yhteen kylmän kauden eli Nuoremman Dryaksen päättymisen kanssa 11 600 vuotta sitten.
- Todennäköisesti lineaatiot ovat alkaneet deformatua sulamisvesien vaikutuksesta vähintään 3 km päässä jäätikön reunasta, maksimietäisyyden ollessa todennäköisesti joitakin kymmeniä kilometrejä jäätikön reunasta.
- Loimaan kielekkeen eteläpuolella Rikkonaisia lineaatioita ei juuri havaittu. Täten ilmastollisten tekijöiden lisäksi osakielekkeen erityispiirteet on huomioitava, kun pohditaan syitä rikkonaisuuden keskittymiseen Loimaan kielekkeen alueelle.
- Rikkonaiset lineaatiot esiintyvät jäätikön virtaussuuntaan nähden pitkittäisinä jatkumoina yhdessä Ahokankaan ym. (2021) kartoittamien sulamisvesireittien kanssa, mikä osoittaa veden tulleen syvemältä jäätikön sisältä. Veden syöttö on voinut tapahtua syvemältä jäätikön sisältä äkillisissä purkauksissa, jolloin subglasiaalinen hydrologinen systeemi on ollut tehoton kuljettamaan vettä pois jäätiköltä. Tämän

seurauksena sulamisvedet ovat levinneet lateraalisesti laajalle alueelle, virraten myös lineaatioiden ja muiden kohoumien suojapuolelle, aiheuttaen siellä sedimenttien mobilisaatiota. Sulamisvesien äkillistä kasvua indikoi myös harjuverkoston tihentyminen II Ss:n proksimaalissa. Subglasiaalisten ja supraglasiiaalisten järvien purkautumisien mahdollisuutta on pohdittava.

- Loimaan kielekkeen alueella II ja III Ss:n proksimaalissa havaittiin 3 km levyinen vyöhyke, jossa ei havaittu rikkonaisia lineaatioita. On todennäköistä, että jäätikön reuna on ollut kylmäpohjainen, millä on voinut olla sulamisvesiä patoava vaikutus. Tämä voi olla merkittävä tekijä ja selittää osin miksi sulamisvesiä on kertynyt jäätikön reunan läheisyyteen, levittäytyen laajalle alueelle.

## **Kiitokset**

Kiitokset pro gradu -tutkielman ohjaajalle Joni Mäkiselle mielenkiintoisen aiheen ehdottamisesta sekä asiantuntevasta ja kattavasta ohjauksesta. Kiitos myös Elina Ahokankaalle tutkielman aineiston luovuttamisesta.

## Lähdeluettelo

- Ahokangas, E., Ojala, A. E. K., Tuunainen, A., Valkama, M., Palmu, J.-P., Kajuutti, K., & Mäkinen, J. (2021). The distribution of glacial meltwater routes and associated murtoo fields in Finland. *Geomorphology* 389: 107854.
- Alley, R. B. (1993). In search of ice-stream sticky spots. *Journal of glaciology* vol 39, 133.
- Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Dupont, T. K., & Parizek, B. R. (2004). Ice streams - Fast, and faster? *Comptes Rendus Physique* 5(7), 723-734.
- Anderson, R. S., Anderson, S. P. MacGregor, K. R., Waddington, E. D., O'Neel, S., Riihimäki, C. A., & Loso, M. G. (2004). Strong feedbacks between hydrology and sliding of a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research* 109(F3), F03005–n/a.
- Bamber, J.L., & Payne, A.J. (2004). Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future change. *Cambridge University Press*.
- Benn, I. D. & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & Glaciation*. Second edition. *Hodder Education, London*. s. 802.
- Bennett, M. R. (2003). Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61(3), 309–339.
- Boulton, G. S. (1987) A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. *Grant institute of geology, University of Edinburgh, UK*.
- Boulton, G., Dongelmans, P., Punkari, M., & Broadgate, M. (2001). Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews* 20(4), 591–625.
- Bowling, J. S., Livingstone, S. J., Sole, A. J., & Chu, W. (2019). Distribution and dynamics of Greenland subglacial lakes. *Nature Communications* 10(1), 2810–2811.
- Brennand, T. A. (2000). Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology* 32(3), 263–293.
- Burke, M. J., Brennand, T. A., & Perkins, A. J. (2012). Transient subglacial hydrology of a thin ice sheet: insights from the Chasm esker, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews* 58, 30–55.



- Chandler, B. M. P., Lovell, H., Boston, C. M., Lukas, S., Barr, I. D., Benediktsson, Í. Ö., Benn, D. I., Clark, C. D., Darvill, C. M., Evans, D. J. A., Ewertowski, M. W., Loibl, D., Margold, M., Otto, J-C., Roberts, D. H., Stokes, C. R., Storrar, R. D., & Stroeven, A. P. (2018). Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews* 185, 806–846.
- Chu, W., Creyts, T. T., & Bell, R. E. (2016). Rerouting of subglacial water flow between neighboring glaciers in West Greenland. *Journal of Geophysical Research. Earth Surface* 121(5), 925–938.
- Clark, C. (2010). Emergent Drumlins and their Clones; From till Dilatancy to Flow Instabilities. *Journal of Glaciology* 56(200), 1011-1025.
- Clark, C., Hughes, A., Greenwood, S., Spagnolo, M., & Ng, F. (2009). Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws. *Quaternary Science Reviews* 28(7-8), 677–692.
- Clarke, G. K. C., Leverington, D. W., Teller, J. T., Dyke, A. S., and Marshall, S. J. (2005). "Fresh arguments against the Shaw megaflood hypothesis. A reply to comments by David Sharpe on 'Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event'." *Quaternary Science Reviews* 24(12), 1533–1541.
- Cogley, J. G., Arendt, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., Hock, R., Jansson, P., Kaser, G., Moller, M., Nicholson, L., Rasmussen, L. A., & Zemp, M. (2010). Glossary of glacier mass balance and related terms. *International Hydrological Programme. IHP-VII Technical Documents in Hydrology*.
- Cohen, D., Hooyer, T. S., Iverson, N. R., Thomason, J. F., & Jackson, M. (2006). Role of transient water pressure in quarrying: A subglacial experiment using acoustic emissions. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 111(F3), F03006–n/a.
- Dowling, T. (2016). The drumlin problem: streamlined subglacial bedforms in southern Sweden. Doctoral Thesis, Quaternary Sciences. *Department of Geology, Lund University*.
- Dunlop, P., & Clark, C. (2006). The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quaternary Science Reviews* 25(13-14), 1668–1691.
- Dunlop, P., Chris D. Clark, & Richard C. A. Hindmarsh. (2008). Bed Ribbing Instability Explanation: Testing a numerical model of ribbed moraine formation arising from

- coupled flow of ice and subglacial sediment. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface* 113.
- Ely, J., Clark, C., Spagnolo, M., Stokes, C., Greenwood, S., Hughes, A., Dunlop, P., & Hess, D. (2016). Do subglacial bedforms comprise a size and shape continuum? *Geomorphology* 257, 108-119.
- Ely, J., Graham, C., Barr, I., Rea, B., Spagnolo, M., & Evans, J. (2017). Using UAV acquired photography and structure from motion techniques for studying glacier landforms: application to the glacial flutes at Isfallsglaciären. *Earth Surface Processes and Landforms* 42(6), 877–888.
- Evans, D. J. A. (2003). Glacial landsystems. London: *Arnold*. s. 532
- Evans, D., Nelson, C., & Webb, C. (2010). An assessment of fluting and “till esker” formation on the foreland of Sandfellsjökull, Iceland. *Geomorphology* 114(3), 453–465.
- Eyles, N., Putkinen, N., Sookhan, S., & Arbelaez-Moreno, L. (2016). Erosional origin of drumlins and megaridges. *Sedimentary Geology* 338, 2–23.
- Fannon, J, S. Fowler, A, C. & Moyles I, R. (2017). Numerical simulations of drumlin formation. *Proc. R. Soc. A* 473, 20170220.
- Fisher, T. G., & Spooner, I. (1994). Subglacial meltwater origin and subaerial meltwater modifications of drumlins near Morley, Alberta, Canada: Subglacial processes, sediments and landforms. *Sedimentary Geology* 91(1-4), 285–298.
- Fjeldskaar, W., & Amantov, A. (2018). Effects of glaciations on sedimentary basins. *Journal of Geodynamics* 118, 66–81.
- Fountain, A. G., & Walder, J. S. (1998). Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36(3), 299–328.
- Fowler A. C. (2009) Instability modelling of drumlin formation incorporating lee-side cavity growth. *Proc. R. Soc. A*. 465, 2681–2702.
- Fowler, A, C. (2010) The formation of subglacial streams and mega-scale glacial lineations. *Proc. R. Soc. A*. 466, 3181–3201
- Fricke, H., Scambos, T., Carter, S., Davis, C., Haran, T., & Joughin, I. (2010). Synthesizing multiple remote-sensing techniques for subglacial hydrologic mapping: Application to a

- lake system beneath MacAyeal Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Glaciology* 56(196), 187-199.
- Garcia-Quintana, Y., Courtois, P., Hu, X., Pennelly, C., Kieke, D., & Myers, P. G. (2019). Sensitivity of Labrador Sea Water formation to changes in model resolution, atmospheric forcing, and freshwater input. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124.
- Goodship, A., & Alexanderson, H. (2020). Dynamics of a retreating ice sheet: a LiDAR study in Värmland, SW Sweden. *GFF* 142(4), 325–345.
- Greenwood, S., Clason, C., Helanow, C., & Margold, M. (2016). Theoretical, contemporary observational and palaeo-perspectives on ice sheet hydrology: Processes and products. *Earth-Science Reviews* 155, 1–27.
- Granö, O., & Roto, M. (1989). The Duration of Shore Exposure along the Emerging Finnish Coast. *Journal of Coastal Research* 5(1), 49–55.
- Haavisto-Hyvarinen, M. (1997). Pre-crag ridges in southwestern Finland. *Sedimentary Geology* 111(1), 147–159.
- Hart, J. (1997). The relationship between drumlins and other forms of subglacial glaciotectionic deformation. *Quaternary Science Reviews* 16(1), 93–107.
- Hart, J., Clayton, A., Martinez, K., & Robson, B. (2018). Erosional and depositional subglacial streamlining processes at Skálafellsjökull, Iceland: an analogue for a new bedform continuum model. *GFF* 140(2), 153-169.
- Hewitt, I. J., & Creyts, T. T. (2019). A Model for the Formation of Eskers. *Geophysical Research Letters* 46(12), 6673–6680.
- Hindmarsh, R. (1998). The stability of a viscous till sheet coupled with ice flow, considered at wavelengths less than the ice thickness. *Journal of Glaciology* 44(147), 285-292.
- Hoffman, M. J., Andrews, L. C., Price, S. F., Catania, G. A., Neumann, T. A., Luthi, M. P., Gulley, J., Ryser, G., Hawley, R. L., & Morriss, B. (2016). Greenland Subglacial Drainage Evolution Regulated by Weakly Connected Regions of the Bed. *Nature Communications* 7(1), 13903–13903.
- Hooke, R., Laumann, T., & Kohler, J. (1990). Subglacial Water Pressures and the Shape of Subglacial Conduits. *Journal of Glaciology* 36(122), 67-71.

- Howat, I. M., Porter, C., Noh, M. J., Smith, B. E., & Jeong, S. (2015). Brief Communication: Sudden drainage of a subglacial lake beneath the Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere* 9, 103–108
- Hättestrand, C., & Kleman, J. (1999). Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews* 18(1), 43–61.
- Irvine-Fynn, T. D. L., Hodson, A. J., Moorman, B. J., Vatne, G., & Hubbard, A. L. (2011). Polythermal glacier hydrology: a review. *Reviews of Geophysics* 49(4).
- Irvine-Fynn, T. D. L., & Hubbard, B. (2017). Glacier hydrology and runoff.
- Iverson, N. R. (2012). A theory of glacial quarrying for landscape evolution models. *Geology (Boulder)* 40(8), 679–682.
- Iverson, N. R., McCracken, R. G., Zoet, L. K., Benediktsson, Í. Ö., Schomacker, A., Johnson, M. D., & Woodard, J. (2017). A Theoretical Model of Drumlin Formation Based on Observations at Múlajökull, Iceland. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface* 122(12), 2302–2323.
- Ives, L. R. W., & Iverson, N. R. (2019). Genesis of glacial flutes inferred from observations at Múlajökull, Iceland. *Geology (Boulder)* 47(5), 387–390.
- Jakobsson, M., Björck, S., Alm, G., Andrén, T., Lindeberg, G., & Svensson, N.-O. (2007). Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Global and Planetary Change*, 57(3), 355–370.
- Johansson, P., Lunkka, J. P., & Sarala, P. (2011). The Glaciation of Finland. *In Developments in Quaternary Science* 15, 105–116.
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K., & Peterson, G. (2015). Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF* 137(4), 245–251.
- Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat. (2017). *Geologian tutkimuskeskus*.
- Kajuutti, K., J. Mäkinen & J.-P. Palmu. (2016). LiDAR-based interpretation of deglacial dynamics in SW Finland. Teoksessa Staubolis, S., T. Karvonen, A. Kujanpää (toim.), Abstracts of the 32nd Nordic Geological Winter Meeting 13th–15th January 2016. Bulletin of the Geological Society of Finland, 314. Helsinki, Finland.
- Kallioperäkartta, 1: 1 000 000. (1997). *Geologian tutkimuskeskus*.

- Kamb, B. (1987). Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research* 92, 9083-9100.
- Karp, S., & Stotts, L. B. (2012). Light detection and ranging. In *Fundamentals of Electro-Optic Systems Design*. Cambridge University Press 151-178.
- Kerr, M., & Eyles, N. (2007). Origin of drumlins on the floor of Lake Ontario and in upper New York State. *Sedimentary Geology* 193(1), 7–20.
- Knight, J., & McCabe, A. (1997). Drumlin evolution and ice sheet oscillations along the NE Atlantic margin, Donegal Bay, western Ireland. *Sedimentary Geology* 111(1), 57–72.
- Knight, J. (2015). Ductile and brittle styles of subglacial sediment deformation: An example from western Ireland. *Sedimentary Geology* 318, 85–96.
- Kohonen, T., & Winterhalter, B., (1999). Sediment erosion and deposition in the western part of the Gulf of Finland. *Baltica special publication* 12, 53-56.
- Krabbendam, M., & Glasser, N. F. (2011). Glacial erosion and bedrock properties in NW Scotland: Abrasion and plucking, hardness and joint spacing. *Geomorphology* 3-4, 374–383.
- Kyrke-Smith, T. M., Katz, R. F., & Fowler, A. C. (2015). Subglacial hydrology as a control on emergence, scale, and spacing of ice streams. *Journal of Geophysical Research. Earth Surface* 120(8), 1501–1514.
- Łabuz, T.A. (2015). Environmental Impacts—Coastal Erosion and Coastline Changes. In: The BACC II Author Team. (eds) *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Regional Climate Studies*. Springer, Cham.
- Lamsters, K. (2012). Drumlins and related glaciogenic landforms of the Madliena Tilted plain, Central Latvian Lowland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 84(1), 45–57.
- Lewington, E. L. M., Livingstone, S. J., Sole, A. J., Clark, C. D., & Ng, F. S. L. (2019). An automated method for mapping geomorphological expressions of former subglacial meltwater pathways (hummock corridors) from high resolution digital elevation data. *Geomorphology* 339, 70–86.
- Lewington, E. L. M., Livingstone, S. J., Clark, C. D., Sole, A. J., & Storrar, R. D. (2020). A model for interaction between conduits and surrounding hydraulically connected

- distributed drainage based on geomorphological evidence from Keewatin, Canada. *The Cryosphere* 14(9), 2949–2976.
- Linden, M., Moller, P., & Adrielsson, L. (2008). Ribbed moraine formed by subglacial folding, thrust stacking and lee-side cavity infill. *Boreas* 37(1), 102–131.
- Livingstone, S. J., Clark, C. D., Woodward, J., & Kingslake, J. (2013). Potential subglacial lake locations and meltwater drainage pathways beneath the Antarctic and Greenland ice sheets. *The Cryosphere* 7(6), 1721–1740.
- Livingstone, S. J., Clark, C. D., & Tarasov, L. (2013). Modelling North American palaeo-subglacial lakes and their meltwater drainage pathways. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 13–33.
- Livingstone, S. J., Storrar, R. D., Hillier, J. K., Stokes, C. R., Clark, C. D., & Tarasov, L. (2015). An ice-sheet scale comparison of eskers with modelled subglacial drainage routes. *Geomorphology* 246, 104–112.
- Livingstone, S. J., Utting, D. J., Ruffell, A., Clark, C. D., Pawley, S., Atkinson, N., & Fowler, A. C. (2016). Discovery of relict subglacial lakes and their geometry and mechanism of drainage. *Nature Communications* 7(1), 11767.
- Livingstone, S. J., Li, Y., Rutishauser, A., Sanderson, R., Winter, K., Mikucki, J., Björnsson, H., Bowling, J. S., Chu, W., Dow, C. F., Fricker, H. A., McMillan M., Ng, F. S. L., Ross, N., Siegert, M. J., Siegfried, M., & Sole, A. J., (2022). Subglacial lakes and their changing role in a warming climate. *Nature Reviews Earth & Environment* volume 3, 106–124.
- Maaperäkartta, 1: 1 000 000. (1993). *Geologian tutkimuskeskus*.
- Maaperäkartta, 1: 200 000. (2010). *Geologian tutkimuskeskus*.
- Maaperäkartta, 1: 20 000/50 000. (2015). *Geologian tutkimuskeskus*.
- Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews* 143, 117–146.
- Menzies, J. (1979). A review of the literature on the formation and location of drumlins. *Earth-Science Reviews* 14(4), 315–359.

- Menzies, J., & Brand, U. (2007). The internal sediment architecture of a drumlin, Port Byron, New York State, USA. *Quaternary Science Reviews* 26(3-4), 322–335.
- Moore, P., Iverson, N. Brugger, Keith., Cohen, D., Hooyer, T., Jansson, P., (2011). Effect of a cold margin on ice flow at the terminus of Storglaciären, Sweden: Implications for sediment transport. *Iowa State University Digital Repository*.
- Mäkinen, J., Kajuutti, K., Palmu, J., Ojala, A., & Ahokangas, E. (2017). Triangular-shaped landforms reveal subglacial drainage routes in SW Finland. *Quaternary Science Reviews* 164, 37–53.
- Möller, P. (2006). Rogen moraine: an example of glacial reshaping of pre-existing landforms. *Quaternary Science Reviews* 25(3), 362–389.
- Möller, P., & Dowling, T. (2016). Streamlined subglacial bedforms on the Närke plain, south-central Sweden – Areal distribution, morphometrics, internal architecture and formation. *Quaternary Science Reviews* 146, 182–215.
- Möller, P., & Dowling, T. P. F. (2018). Equifinality in glacial geomorphology: instability theory examined via ribbed moraine and drumlins in Sweden. *GFF* 140(2), 106–135.
- Nienow, P. W., Sole, A. J., Slater, D. A., & Cowton, T. R. (2017). Recent Advances in Our Understanding of the Role of Meltwater in the Greenland Ice Sheet System. *Current Climate Change Reports* 3(4), 330–344.
- Ojala, A. E. K., Peterson, G., Mäkinen, J., Johnson, M. D., Kajuutti, K., Palmu, J.-P., Ahokangas, E., & Öhrling, C. (2019). Ice-sheet scale distribution and morphometry of triangular-shaped hummocks (murtoos): A subglacial landform produced during rapid retreat of the Scandinavian Ice Sheet. *Annals of Glaciology* 60(80), 115–126.
- Ojala, A. E. K., Mäkinen, J., Ahokangas, E., Kajuutti, K., Valkama, M., Tuunainen, A., & Palmu, J. (2021). Diversity of murtoos and murtoo-related subglacial landforms in the Finnish area of the Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas* 50(4), 1095–1115.
- Ó Cofaigh, C. and Dowdeswell, J.D. and King, E.C. and Anderson, J.B. and Clark, C.D. and Evans, D.J.A. and Evans, J.S.O. and Hindmarsh, R.C A. and Larter, R.D. and Stokes, C.R. (2010). Comment on Shaw J., Pugin, A. and Young, R. (2008): “A meltwater origin for Antarctic shelf bedforms with special attention to megalineations”, *Geomorphology* 102, 364–375. *Geomorphology* 117(1-2), 195–198.

- Peterson, G., Johnson, M., & Smith, C. (2017). Glacial geomorphology of the south Swedish uplands – focus on the spatial distribution of hummock tracts. *Journal of Maps* 13(2), 534–544.
- Peterson Becher, G., & Johnson, M. D. (2021). Sedimentology and internal structure of murtoos - V-shaped landforms indicative of a dynamic subglacial hydrological system. *Geomorphology* 380: 107644–.
- Piotrowski, J. A. (1997). Subglacial hydrology in north-western germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews* 16(2), 169–185.
- Putkinen, N., Eyles, N., Putkinen, S., Ojala, A., Palmu, J., Sarala, P., Väänänen, T., Räisänen, J., Saarelainen, J., Ahtonen, N., Rönty, H., Kiiskinen, A., Rauhaniemi, T., & Tervo, T. (2017). High-resolution LiDAR mapping of glacial landforms and ice stream lobes in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 89(2), 64–81.
- Pälli, A., Moore, J. C., Jania, J., Kolondra, L., & Glowacki, P. (2003). The drainage pattern of Hansbreen and Werenskioldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard. *Polar Research* 22(2), 355–371.
- Rada, C., & Schoof, C. (2018). Channelized, distributed, and disconnected: Subglacial drainage under a valley glacier in the Yukon. *The Cryosphere* 12(8), 2609–2636.
- Rahmstorf, S., Box, J. E., Feulner, G., Mann, M. E., Robinson, A., Rutherford, S., & Schaffernicht, E. J. (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature Climate Change* 5(5), 475–480.
- Rastas, J., & Seppälä, M. (1981). Rock Jointing and Abrasion forms on Roches Moutonnées, SW Finland. *Annals of Glaciology* 2, 159-163.
- Rempel, A. W., Meyer, C. R., & Riverman, K. L. (2022). Melting temperature changes during slip across subglacial cavities drive basal mass exchange. *Journal of Glaciology* 68(267), 197–203.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C., & Miller, J. R. (1995). Process geomorphology (3rd ed.). Dubuque (IA): *Wm.C.Brown Publishers*. s. 546
- Röthlisberger, H. (1972). Water Pressure in Intra- and Subglacial Channels. *Journal of Glaciology* 11(62), 177-203.



- 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(1), 387–405.
- Sarala, P., & Räsänen, J. (2017). Evolution of the eastern part of the Kuusamo ice lobe, based on geomorphological interpretation of high-resolution LiDAR data. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 89(2), 82–99.
- Seppälä, M. (2016). Lidar-Based Detection and Interpretation of Glaciotectonic Features of the Morainic Topography of Finland. *Journal of Geological Research* 2016, 4292806.
- Schoof, C. (2002). Basal perturbations under ice streams: Form drag and surface expression. *Journal of Glaciology* 48(162), 407–416.
- Schomacker, A., Johnson, M. D., & Möller, P. (2018). Drumlin formation: a mystery or not? *GFF* 140(2), 91–92.
- Sergienko, O., & Hulbe, C. (2011). ‘Sticky spots’ and subglacial lakes under ice streams of the Siple Coast, Antarctica. *Annals of Glaciology* 52(58), 18–22.
- Shaw, J. (1983). Drumlin Formation Related to Inverted Melt-Water Erosional Marks. *Journal of Glaciology* 29(103), 461–479.
- Shaw, J., Kvill, D., & Rains, B. (1989). Drumlins and catastrophic subglacial floods. *Sedimentary Geology* 62(2), 177–202.
- Shaw, J., Pugin, A., & Young, R. (2008). A meltwater origin for Antarctic shelf bedforms with special attention to megalineations. *Geomorphology* 102(3), 364–375.
- Sharpe, D. R., Kjarsgaard, B. A., Knight, R. D., Russell, H. A. J., & Kerr, D. E. (2017). Glacial dispersal and flow history, East Arm area of Great Slave Lake, NWT, Canada. *Quaternary Science Reviews* 165, 49–72.
- Shoemaker, E. (1999). Subglacial water-sheet floods, drumlins and ice-sheet lobes. *Journal of Glaciology*, 45(150), 201–213.
- Smalley, I.J., P. Lu & I.F. Jefferson. (2000). The golf ball model and the purpose of drumlin formation. *Stud. Quatern* 17, 29–33.
- Spagnolo, M., Clark, C., Hughes, A., Dunlop, P., & Stokes, C. (2010). The planar shape of drumlins. *Sedimentary Geology* 232(3), 119–129.

- Spagnolo, M., Clark, C., Hughes, A., & Dunlop, P. (2011). The topography of drumlins; assessing their long profile shape. *Earth Surface Processes and Landforms* 36(6), 790–804.
- Spagnolo, M., Clark, C. D., & Hughes, A. L. C. (2012). Drumlin relief. *Geomorphology* 153-154, 179–191.
- Spagnolo, M., Clark, C., Ely, J., Stokes, C., Anderson, J., Andreassen, K., Graham, A., & King, E. (2014). Size, shape and spatial arrangement of mega-scale glacial lineations from a large and diverse dataset. *Earth Surface Processes and Landforms* 39(11), 1432–1448.
- Stokes, C. & Clark, C. D. (2001). Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews* 20(2001), 1437-1457.
- Stokes, C., Spagnolo, M., & Clark, C. (2011). The composition and internal structure of drumlins: Complexity, commonality, and implications for a unifying theory of their formation. *Earth-Science Reviews* 107(3), 398–422.
- Stokes, C., Fowler, A., Clark, C., Hindmarsh, R., & Spagnolo, M. (2013). The instability theory of drumlin formation and its explanation of their varied composition and internal structure. *Quaternary Science Reviews* 62, 77–96.
- Stokes, C., Spagnolo, M., Clark, C., Ó Cofaigh, C., Lian, O., & Dunstone, R. (2013). Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 1. size, shape and spacing from a large remote sensing dataset. *Quaternary Science Reviews* 77, 190–209.
- Stokes, C. R. (2018). Geomorphology under ice streams: Moving from form to process. *Earth Surface Processes and Landforms* 43(1), 85–123.
- Storrar, R. D., Stokes, C. R., & Evans, D. J. A. (2014). Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 105, 1–25.
- Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow B. W., Harbor J. M., Jansen, J. D., Olsen, L., Caffee M. W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist G. C., Strömberg, B., & Jansson, K. N. (2016). Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*. 147(SI), 91–121.

- Sugiyama, S., Navarro, F. J., Sawagaki, T., Minowa, M., Segawa, T., Onuma, Y., Otero, J., & Vasilenko, E. V. (2019). Subglacial water pressure and ice-speed variations at Johnsons Glacier, Livingston Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology* 65(252), 689–699.
- Trommelen, M., Ross, M., & Ismail, A. (2014). Ribbed moraines in northern Manitoba, Canada: characteristics and preservation as part of a subglacial bed mosaic near the core regions of ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 87, 135–155.
- Tuunainen, A. (2018). Subglasiaaliset järvet osana Lounais-Suomen glasiaalidynamiikkaa? Pro gradu -tutkielma. *Turun Yliopisto, Maantieteen ja geologian laitos*.
- Walder, J. (1986). Hydraulics of Subglacial Cavities. *Journal of Glaciology* 32(112), 439-445.
- Walder, J. S. (2010). Röthlisberger channel theory: its origins and consequences. *Journal of Glaciology* 56(200), 1079–1086.
- Weisse, R., Dailidien, I., Huenicke, B., Kahma, K., Madsen, K., Omstedt, A., Parnel, K., Schoene, T., Soomere, T., Zhang, W., Zorita, E. (2021). Sea level dynamics and coastal erosion in the Baltic Sea region. *Earth System Dynamics* 12(3), 871–898.
- Willis, I. C., Richards, K. S., & Sharp, M. J. (1996). Links between proglacial stream suspended sediment dynamics, glacier hydrology and glacier motion at midtdalsbreen, Norway. *Hydrological Processes* 10(4), 629–648.
- Zelc's, V., & Dreimanis, A. (1997). Morphology, internal structure and genesis of the Burtnieks drumlin field, Northern Vidzeme, Latvia. *Sedimentary Geology* 111(1), 73–90.
- Zone of Accumulation & Wastage. (1999). 1.5.2021  
<<https://sites.google.com/site/maciebushglaciers/zone-of-accumulation>>