

# **Hydrogeologinen tutkimus ja 3D-mallinnus Könnölän pohjavesialueella Hämeenlinnassa**

Johannes Paukkunen  
Pro gradu -tutkielma  
Turun yliopisto  
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta  
Maaperägeologian maisteriohjelma  
Kesäkuu 2025

Pro gradu -tutkielma

**Tutkinto-ohjelma:** Geologia filosofian maisteri, maaperägeologia

**Tekijä:** Johannes Paukkunen

**Otsikko:** Hydrogeologinen tutkimus ja 3D-mallinnus Könnölän pohjavesialueella Hämeenlinnassa

**Ohjaajat:** Antti Ojala ja Kirsti Korkka-Niemi

**Sivumäärä:** 92 sivua + 5 liitesivua

**Päivämäärä:** 8.6.2025

Hämeenlinnan Könnölän pohjavesialuetta on suunniteltu vedenhankintakäyttöön. Alueelle suunnitellun vedenottamon tarkoituksena on lisätä vesilaitosten toimintavarmuutta ja veden saantia erilaisten kriisitilanteiden varasta sekä edistää vesihuoltoa haja-asutusalueella. Alueelle on aiemmin tehty geologisia rakenteita ja hydrologisia ominaisuuksia tarkastelevia tutkimuksia.

Pro gradu -tutkielman tarkoituksena on selvittää Könnölän pohjavesialueen geologista kehityshistoriaa, maaperämuodostumien kerrostumista, hydrogeologisia ominaisuuksia sekä tutkia pintaveden ja pohjaveden välistä vuorovaikutusta.

Tutkimusmenetelminä käytetään geofysikaalisia tutkimuksia, kairausaineistoa, maastokartoituksia, sedimentologisia leikkaushavaintoja, maanäytteiden raekokoanalyysijä ja veden stabiileja isotooppeja luonnollisina merkkiaineina. Tutkimuksessa on hyödynnetty Geologian tutkimuskeskuksen Könnölän pohjavesialueella vuosina 2021–2022 tehtyjä geologisten rakenneselvityksen geofysikaalisia- ja maaperäkairausaineistoja. Käytössä olleiden aineistojen ja tutkimustulosten avulla Könnölän pohjavesialueesta on laadittu yksinkertaistettu hydrogeologinen 3D-rakennemalli.

Mallinnustulokset osoittavat pohjavesialueen kalliopinnan topografian vaihtelevan merkittävästi. Rakennemallista havaitaan tutkimusaluetta halkovan harjuketjun kerrostuneen kallioperän murroslaaksoon. Mallinnustuloksien perusteella alueen yleisin maaperäyksikkö on moreeni, joka on kerrostunut kallioperän yläpuolelle ja kattaa lähes koko tutkimusalueen. Tutkimustuloksien perusteella paksuimmat huonosti vettä johtavat moreeniyksiköt ovat kerrostuneet harjuketjun alueelle kallioperän painanteisiin sekä Hautalammin alueen ympäristöön. Moreeniyksikön yläpuolelle kerrostuneet hiekka- ja soravaltaiset kerrostumat muodostavat melko yhtenäisen hyvin vettä johtavan ja varastoivan maaperäyksikön. Paksuimmat ja laajimmat karkearakeiset jäätikkökikerrostumat sijaitsevat harjuketjun läheisyydessä ja alueen deltamuodostumissa. Näillä alueilla yli 25 m paksut hiekka- ja sorakerrostumat muodostavat pohjavedenkäytön kannalta tärkeän akviferimuodostuman.

Veden stabiilien isotooppitutkimusten ja vedenlaatumittausten perusteella pohjavesilähtöistä purovettä laskee lampiin, joihin pohjavettä purkautuu myös suoraan pohjan ja rantojen kautta. Alueen lammet ovat Hautalammin lukuun ottamatta purojen avulla hydrologisesti yhteydessä toisiinsa verrattain pitkällä pintavesien viipymällä. Pintavesissä ei tapahdu kuitenkaan merkittävää haihtumista, mikä ilmeni veden isotooppianalyysissä. Lammissa tapahtuu mahdollisesti samanaikaisesti pohjaveden purkautumista sekä pintaveden imeytymistä. Hautalammi ei ole hydrologisesti yhteydessä alueen muihin vesistöihin ja sen vedenkorkeus sijaitsee pohjavedenpinnan tasoa korkeammalla. Mallinnustulokset osoittavat Hautalammin olevan yhteydessä pohjavesikerrokseen, mutta pohjavesivuorovaikutteisuutta voidaan pitää vähäisenä mahdollisesti. Mahdollisesti paksut hienorakeiset pohjasedimentit hidastavat pohja- ja pintaveden vuorovaikutteisuutta laajassa ja matalassa Hautalammissa.

Tämän tutkimuksen tulokset toimivat hyvänä lähtökohtana pohjaveden hyödyntämiselle, lisätutkimuksien suunnittelulle ja virtausmallinnukselle, mutta tarkentavia tutkimuksia olisi kohdistettava kalliopinnan korkeusaseman, maalajien kerrospaksuuksien sekä pohjavesivyöhykkeen paksuuden selvittämiseksi.

**Avainsanat:** pohjavesi, hydrogeologia, Könnölä, rakennemalli, 3D-malli, vuorovaikutus, litofasies, sedimentologia, jäätikköjoki

# Sisällysluettelo

<b>1</b>	<b>Johdanto</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Tutkimusalueen sijainti</b>	<b>6</b>
<b>3</b>	<b>Tutkimusalueen geologinen kuvaus</b>	<b>7</b>
3.1	Jäätiköitymishistoria	7
3.2	Kallioperän koostumus ja rakenteet	8
3.3	Maaperän koostumus	9
3.4	Maaperämuodostumat	11
3.5	Muinaisrannat ja korkeimman rannan tasot	15
3.6	Hydrologia ja hydrogeologia	16
<b>4</b>	<b>Aineisto ja tutkimusmenetelmät</b>	<b>20</b>
4.1	<b>Tutkimuksen tausta-aineistot</b>	<b>20</b>
4.1.1	Painovoimamittaus	21
4.1.2	Maaperäkairaukset ja havaintoputkien asennukset	23
4.2	<b>Geologiset tutkimukset</b>	<b>24</b>
4.2.1	Maa- ja kallioperän maastokartoitus	24
4.2.2	Leikkaushavainnointi ja litofasiesanalyysi	24
4.2.3	Maatutkaluotausaineiston tulkinta	26
4.2.4	Raekokoanalyysi	27
4.3	<b>Hydrologiset tutkimukset</b>	<b>28</b>
4.3.1	Hydrologiset kenttämittaukset ja infrapunakuvaukset	28
4.3.2	Veden stabiilit isotoopit	29
4.4	<b>Hydrogeologinen 3D-rakennemallinnus</b>	<b>31</b>
4.5	<b>Pohjavedenpinnan mallinnus</b>	<b>34</b>
<b>5</b>	<b>Tulokset ja tulosten tarkastelu</b>	<b>36</b>
5.1	<b>Tutkimusalueen geologinen rakenne ja syntyhistoria</b>	<b>36</b>
5.2	<b>Raekokoanalyysi ja maaperän litostratigrafia</b>	<b>40</b>
5.3	<b>Leikkaushavainnointi ja litofasiesanalyysi</b>	<b>44</b>
5.3.1	Kaivolammi	44
5.3.2	Hautalammi	48
5.3.3	Lustomonttu	52

<b>5.4</b>	<b>Maatutkaluotausprofiilien tulkinta</b>	<b>56</b>
<b>5.5</b>	<b>Hydrogeologinen 3D-mallinnus ja tulosten visualisointi</b>	<b>62</b>
5.5.1	Geologiset mallinnusyksiköt	62
5.5.2	Kalliopinnan korkokuva ja maapeitteen paksuus	65
5.5.3	Maaperäyksiköiden kerrospaksuudet ja alueellinen levinneisyys	68
5.5.4	Mallinnuksen poikkileikkaukset	71
<b>5.6</b>	<b>Pohjavedenpinnan korkeus ja virtaussuunnat</b>	<b>73</b>
<b>5.7</b>	<b>Pintaveden ja pohjaveden vuorovaikutus</b>	<b>77</b>
5.7.1	Vedenlaatu ja pohjaveden purkautuminen pintavesiin	77
5.7.2	Vesien stabiilien isotooppien koostumukset	79
<b>6</b>	<b>Johtopäätökset</b>	<b>84</b>
<b>7</b>	<b>Kiitokset</b>	<b>87</b>
	<b>Lähteet</b>	<b>88</b>
	<b>Liitteet</b>	<b>93</b>

# 1 Johdanto

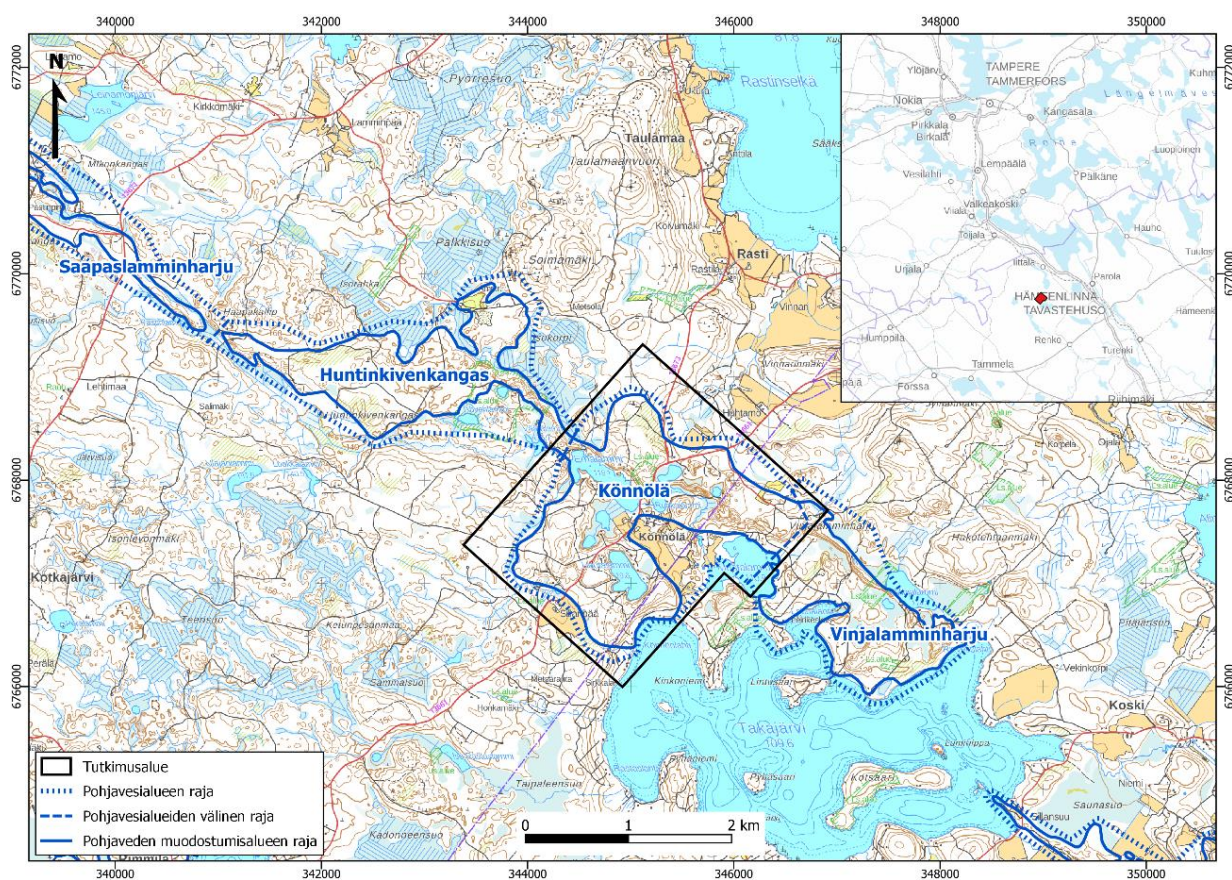
Könnölän pohjavesialuetta on suunniteltu vedenhankintakäyttöön. Alueelle on tehty aiemmin useita tutkimuksia, joissa on tutkittu alueen geologista rakennetta ja hydrologisia ominaisuuksia. Ensimmäinen pohjavesitutkimus on tehty vuonna 1992, jolloin selvitettiin alueen pohjaveden saantimahdollisuuksia vedenhankintaa varten (Insinööritoimisto Paavo Ristola Oy 1992). Myöhemmin Hämeen ympäristökeskus on tehnyt Könnölän ja Huntinkivenkankaan pohjavesialueilla selvitykset saatavasta pohjaveden laadusta ja määrästä vuosina 1997–1998 (Hämeen ympäristökeskus 1998). Alueelle suunnitellun vedenottamon avulla oli tarkoitus lisätä vesilaitosten toimintavarmuutta ja veden saantia erilaisten kriisitilanteiden varalta sekä edistää haja-asutusalueen vesihuoltoa (Hämeen ympäristökeskus 1998). Viimeisin Könnölän pohjavesialueelle tehty tutkimus toteutettiin vuosien 2021–2022 välisenä aikana, jolloin Geologian tutkimuskeskus (GTK) tutki alueen hydrogeologisia ominaisuuksia osana Könnölän, Huntinkivenkankaan ja Saapaslamminharjun pohjavesialueiden geologisesta rakenneselvityksestä (Ojalainen et al. 2022).

Tässä pro gradu -tutkimuksessa selvitetään Hämeenlinnan ja Hattulan kunnan alueille sijoittuvan Könnölän pohjavesialueen geologisista rakennetta ja hydrogeologisia ominaisuuksia. Tutkimuksen tavoitteena on lisätä tietoa alueen geologisesta kehityshistoriasta, maaperämuodostumien koostumuksesta ja rakenteesta sekä alueen pinta- ja pohjavesien keskinäisestä vuorovaikutuksesta. Tutkimusmenetelminä käytetään maastokartoituksia, sedimentologisia leikkaushavaintoja, maanäytteiden raekokoanalyysijä ja veden stabiileja isotooppeja luonnollisina merkkiaineina. Tutkimuksessa hyödynnetään Geologian tutkimuskeskuksen alueelle tekemiä maatulkuutus-, ja painovoimamittaustutkimuksien aineistoja sekä alueelta saatavissa olevia maaperäkairatietoja.

Tutkielmassa tehdään pohjavesialueesta yksinkertaistettu hydrogeologinen 3D-malli. Malli integroi hydrologiset ja geologiset tiedot yhdeksi kokonaisuudeksi, jonka avulla voidaan tarkastella ja ymmärtää kalliopinnan topografiaa, maaperän rakennetta ja pohjavesiolosuhteita yhtenä kokonaisuutena. Hydrogeologinen mallinnus luo perustan maaperän vedenjohtavuusominaisuuksien tulkinnalle ja virtausmallinnukselle.

## 2 Tutkimusalueen sijainti

Könnölän pohjavesialueen kattava tutkimusalue sijaitsee Kanta-Hämeessä, Hämeenlinnan kaupungin ja Hattulan kunnan rajalla (kuva 1). Alue sijoittuu pääosin Hämeenlinnan alueelle ja pieni osa alueen itäreunasta sijoittuu Hattulan alueelle. Könnölän pohjavesialueen luoteispuolella sijaitsee Huntinkivenkankaan pohjavesialue ja kaakkoispuolella Vinjalamminharjun pohjavesialue. Könnölän ja Huntinkivenkankaiden pohjavesialueiden välisellä alueella pohjavesialue kaventuu harjujakson läheisyyteen maaperän topografian ja suoalueen rajoittamana.



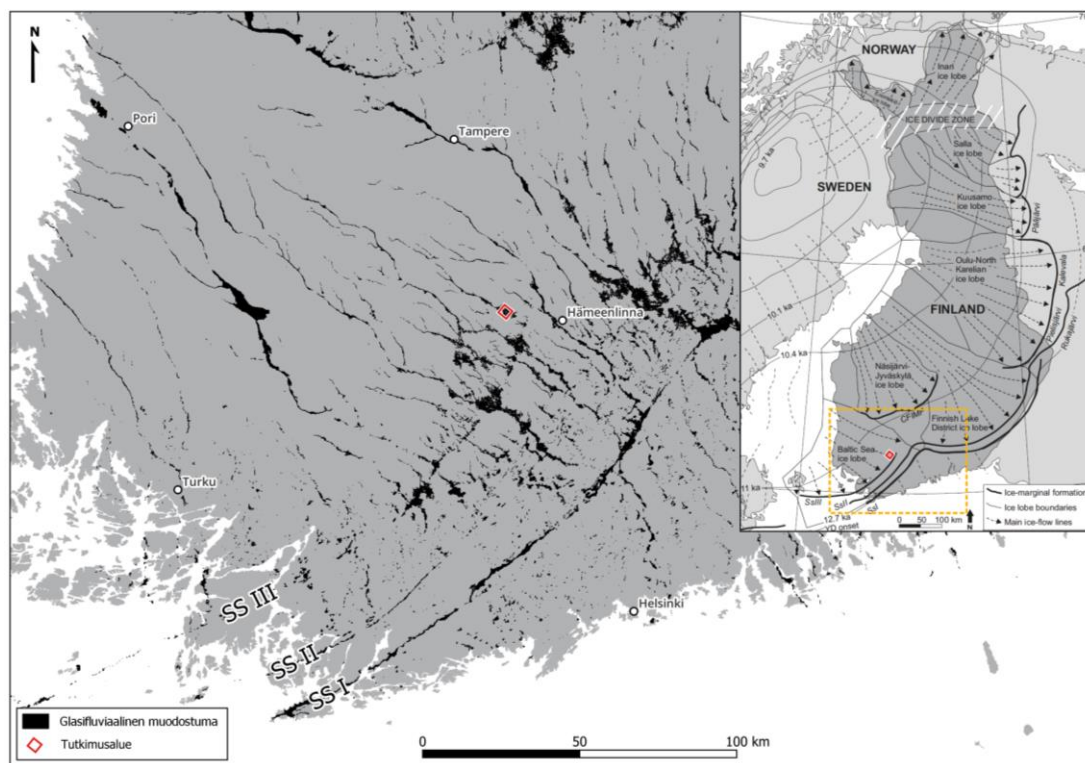
Kuva 1. Könnölän pohjavesialueen kattavan tutkimusalueen sijainti sekä alueen viereiset pohjavesialueet. (Maastokartta: MML, pohjavesialueet: Syke).

Tutkimusalue sijoittuu noin 6 km III Salpausselkä reunamuodostuman luoteispuolelle. Tutkimusaluetta halkoo maastossa katkonainen pitkittäisharjujakso, joka on haarautunut Urjalan ja Sastamalan välillä sijaitsevasta suuremmasta pitkittäisharjujaksosta. Harjujakso leikkaa III Salpausselän Hämeenlinnan Kouvalassa ja yhdistyy II Salpausselkään Tervakosken Ryttylässä.

### 3 Tutkimusalueen geologinen kuvaus

#### 3.1 Jäätiköitymishistoria

Mannerjäätikön reunan vetäytymisen eli deglasiataation aikana jäätikön aiemmin peittämille alueille kerrostui laajoja glasiofluviaalisia maaperämuodostumia (kuva 2) (Lunkka et al. 2020). Myöhäis-Veikselin deglasiatiovaiheen aikana Skandinavian mannerjäätikön reuna saavutti nykyisen Etelä-Suomen rannikkoalueen noin 13 100 vuotta sitten (Saarnisto ja Saarinen 2001). Myöhemmin noin 12 700–11 700 vuotta sitten tapahtunut Nuoremman Dryas -kauden ilmaston kylmeneminen ja mannerjäätikön reunan pysähtyminen johti Salpausselkä reunamuodostumakompleksien syntyyn (Lunkka et al. 2020). Saarniston ja Saarisen (2001) lustolaskuihin perustuvien ajoituksien mukaan I Salpausselän reunamuodostuma syntyi tämän kylmän kauden aikana noin 12 100–12 300 vuotta sitten ja II Salpausselkä syntyi myöhemmin, noin 11 600–11 800 vuotta sitten. Tutkimusalueen kaakkoispuolella sijaitseva III Salpausselkä kerrostui ainoastaan Lounais-Suomen alueelle noin 300 vuotta Veiksel-jääkauden jälkeisen Holoseeni-kauden alkamisen jälkeen, noin 11 400–11 500 vuotta sitten (Donner 2010, Mäkinen ja Palmu 2008). III Salpausselän muodostumisen jälkeen ilmasto lämpeni nopeasti ja jäätikkö jatkoi vetäytymistä kohti luodetta (Lunkka et al. 2019).



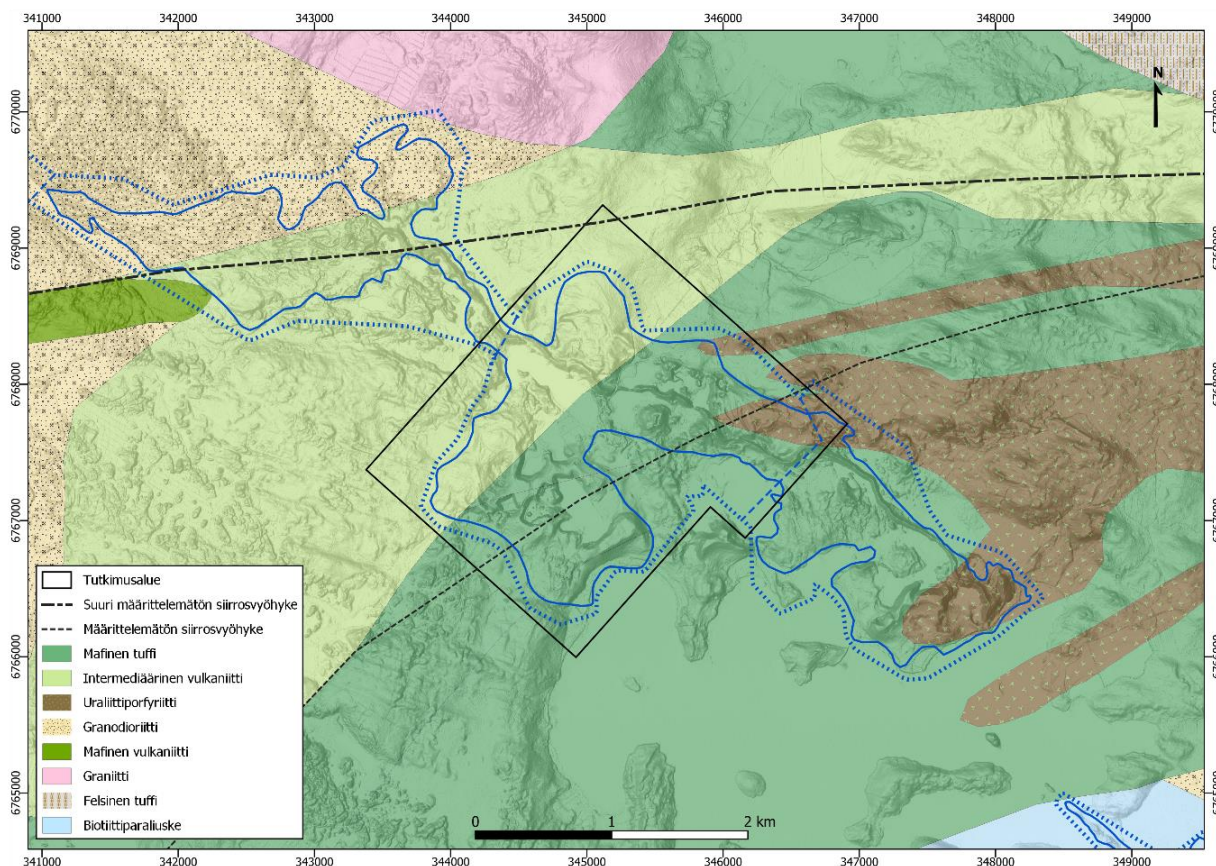
Kuva 2. Etelä-Suomen alueen glasiofluviaaliset muodostumat, Salpausselkien sijainnit (SS) ja jäätikön virtaussuuntia jakavien jääkielekkeiden sijainnit Suomessa. Könnölän pohjavesialueen tutkimusalue merkitty karttaan punaisella neliöllä. Glasiofluviaaliset maaperämuodostumat: GTK.

Skandinavian mannerjäätikön reuna-alueilla jää jakautui laajoihin keilamaisiin jäätikkökielekkeisiin, jotka ohjasivat jäätikön virtaussuuntaa ja vaikuttivat deglasiaatioprosesseihin (kuva 2) (Lunkka et al. 2019). Jääkielekkeiden virtaussuunta on havaittavissa pitkittäisharjujen kerrostumissuunnista, sillä ne ovat muodostuneet jäätikkökielekkeiden suuntaisiksi jäätikköjokimuodostumiksi (Mälkki, 1999). III Salpausselän alueen muodostuminen on yhdistetty Itämeren virtauskielekkeen, joka rajautui itään päin mataloituvaan proglasiaaliseen järveen (Mäkinen ja Palmu, 2008). Aktiivisten jäätikön virtauskielekkeiden välissä esiintyi passiivisen jään alueita (Ahokangas 2019).

Tutkimusalue sijaitsee III Salpausselän proksimaalipuolen välittömässä läheisyydessä. III Salpausselältä jäätikkö vetäytyi luoteeseen ja jäätikön reunan edustalla sijaitsi Yoldiameri (Glückert 1977). Deglasiaatiovaiheessa tutkimusalueelle kerrostui matalaan veteen laajoja jäätikön sulamisvesien kerrostamia hiekka- ja soravaltaisia jäätikköjokimuodostumia, jotka kerrostuivat Yoldiameren viimeisimmän Y II faasin aikana (Glückert 1977). Jäätikön vetäytyessä veden alle jääneet alueet kohosivat maankohoamisen seurauksena, jolloin Itämeren muinaiset merifaasien aallokot ja tyrskyt kuluttivat aikaisemmin syntyneitä maaperämuodostumia sekä kasasivat rantakerrostumia (Haavisto-Hyvärinen & Kutvonen 2007). Myöhemmin jäätikön reunan perääntyessä kohti Keski-Suomea, rantakerrostumat peittyivät osittain postglasiaalisilla hienorakeisilla sedimenteillä ja eloperäisillä lieju- ja turvekerrostumilla (Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2007).

### **3.2 Kallioperän koostumus ja rakenteet**

Tutkimusalueen kallioperä koostuu pääasiassa intermediäärisestä vulkaniitista, mafisesta tuffista ja koillisalueen vulkaanisesta uraliittiporfyyritista (kuva 3) (Geologian tutkimuskeskus 2023a) Tutkimusalueen luoteispuolella, Huntinkivenkankaan pohjavesialueen supra-akvaattisella alueella vulkaniitti vaihtuu kiteiseen ja kovempaan syväkiviluokan granodioriittiin (Geologian tutkimuskeskus 2023a). Kivilajien ja kivilajiseurueiden perusteella alueen kallioperä on luokiteltu Häme vyöhykkeeseen, jossa kallioperän lounais-koillisuuntaisten mafisten ja intermediääristen vulkaniittien osuus kasvaa kallioperän kerrosjärjestyksessä ylöspäin (Sipilä ja Kujala 2014).



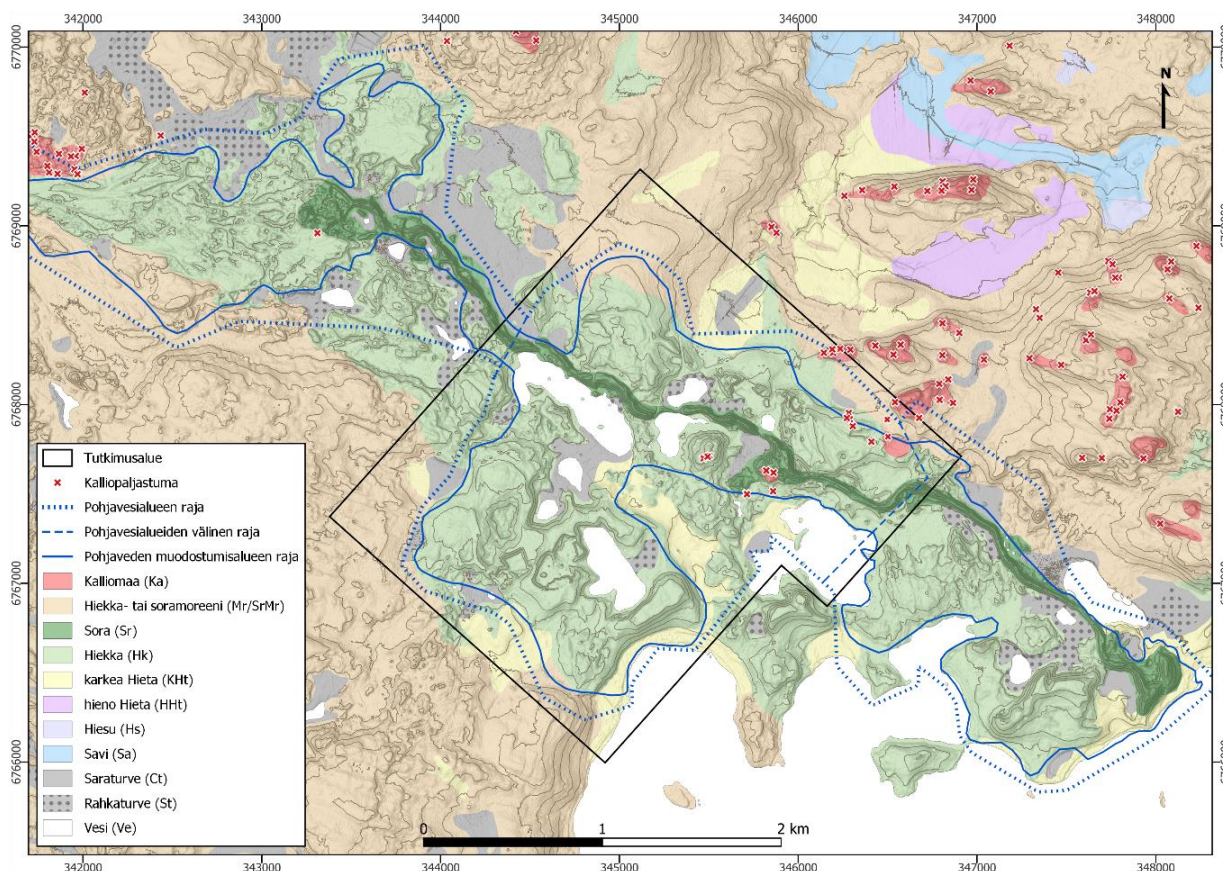
Kuva 3. Kännölän tutkimusalueen yksinkertaistettu kallioperäkarta ja siirrosrakenteet. Kallioperäkarta ja siirrokset: GTK. Pohjavesialuerajat: Syke.

Kännölän pohjavesialuetta leikkaa koillis-lounaissuuntainen siirrosvyöhyke. Siirros on luokiteltu Hämeenlinnan luokan hiertovyöhykkeeseen, kuten myös Huntinkivenkankaan pohjavesialuetta leikkaava, merkittäväksi luokiteltu siirrosrakenne (Geologian tutkimuskeskus 2023a). Siirroksista muodostuvat ruhjevöhykkeet voivat muodostaa kallioperään jyrkkäseinäisiä ja leveydeltään erilaisia kalliopinnan painanteita (Skyttä et al. 2015). Ruhjevöhykkeille tyypillinen kallioperän rikkonaisuus vaikuttaa merkittävästi kalliopohjaveden antoisuuteen, varasto-ominaisuuksiin ja vedenjohtokykyyn (Breilin ja Tikkanen 2005).

### 3.3 Maaperän koostumus

Tutkimusalueen maaperä koostuu pääosin hiekasta ja sorasta (kuva 4) (Geologian tutkimuskeskus 2023b). Laajimmat hiekasta ja sorasta koostuvat jäätikköjokisyntyiset glasiofluviaaliset maaperämuodostumat esiintyvät tutkimusaluetta halkovan harjujakson eteläpuolisella alueella (Geologian tutkimuskeskus 2023b). Harjuselänteeseen tehdyn

maaperäkairauksen perusteella harjuselänne koostuu karkeasta sorasta ja kivipitoisemmasta maa-aineksesta (Insinööritoimisto Paavo Ristola Oy 1992).



Kuva 4. Kännölän tutkimusalueen maaperäkartta ja kalliopaljastumien sijainnit. Korkeuden samanarvokäyrät 5 m korkeusvälein. Maaperäkartta ja kalliopaljastumat: GTK. Pohjavesialuerajat: Syke.

Karkearakeisten maaperämuodostumien reuna-alueita peittää rantakerrostumat, jotka koostuvat hiekasta ja karkeasta hietasta (kuva 4) (Geologian tutkimuskeskus 2023b). Rantakerrostumat ovat syntyneet rantavoimien uudelleen kerrostaessa deltojen ja harjun maa-ainesta (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993). Alavimmilla paikoilla ranta- ja turvekerrosten alapuolisena maaperäyksikkönä saattaa esiintyä savesta ja siltistä koostuvia hienoaineskerrostumia (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993). Tutkimusalueella hienoaineskerrostumat edustavat jäätiköitymisvaiheen lopulla matalaan veteen kerrostuneita allasedimenttejä, jotka ovat maankohoamisen seurauksena osittain rantavoimien uudelleen kerrostamia. Orgaanisesta aineksesta koostuvia sara- ja rahkaturvekerrostumia esiintyy maaperämuodostumien liepeillä alavilla alueilla rajautuen useimmiten vesistöihin (Geologian tutkimuskeskus 2023b).

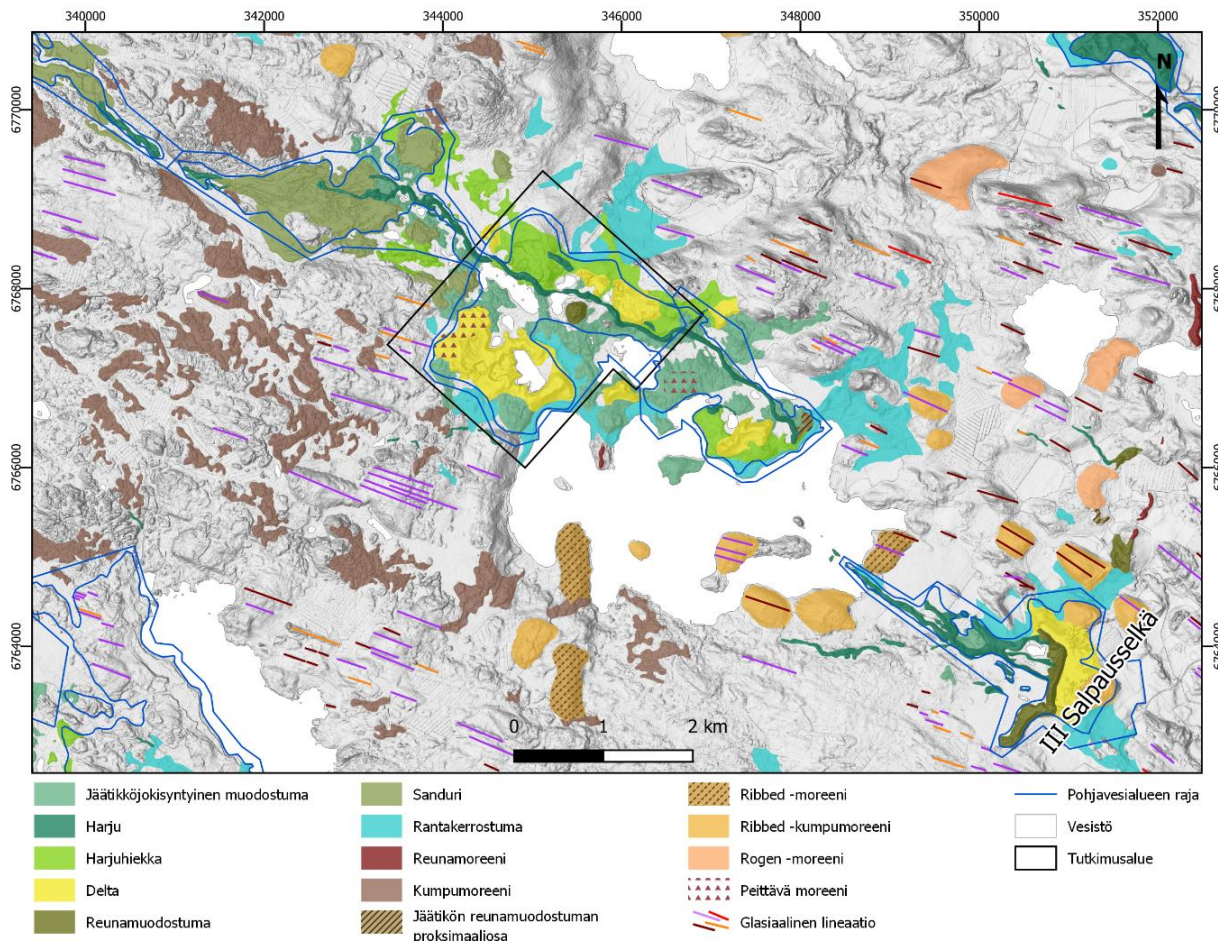
Tutkimusalueen ympäristössä esiintyy laajoja moreenikerrostumia, mikä johtuu alueen sijainnista Kalvolan-Rengon kumpumoreenikentän ydinalueella (kuva 4) (Mäkinen et al. 2007). Tutkimusalue sijoittuu Rimmilän 2131 03 maaperäkartan alueelle, josta laaditun karttaselitteen mukaan pääosa alueen moreenimaista on pohjamoreenia, jonka paksuus on usein yli viisi metriä ja paikoin kymmenenkin metriä, ollen normaalia Etelä-Suomen keskimääräistä kerrospaksuutta suurempia (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993). Seismisten tutkimuksien perusteella Rimmilän karttalehden paksuimmat 22,0–30,6 m moreenikerrostumat sijaitsevat Könnölän pohjavesialueen pohjoisimmassa osassa Halkionkivennummen deltaan liittyvässä reunamoreenimuodostumassa (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993). Haavisto-Hyvärinen et al. (1993) mukaan moreenia esiintyy alueella usein myös hienorakeisten ja eloperäisten kerrostumien alla pohjimmaisena maaperäkerrostumana. Pohjaveden esiintymisen kannalta Haavisto-Hyvärinen et al. (1993) kuvaa pohjamoreenipeitettä suurimmaksi tiiviiksi ja huonosti vettä läpäiseväksi, kun taas pintamoreenista koostuvissa moreenimuodostumissa aines on huuhtoutunutta ja löyhästi pakkaantunutta, joissa on myös lajittuneita ja hyvin vettä läpäiseviä kerroksia.

### **3.4 Maaperämuodostumat**

Deltat, pitkittäisharjut ja lajittuneet reunamuodostumat, kuten Salpausselät ovat mannerjäätikön sulamisvesistä kerrostuneita jäätikköjokimuodostumia (Mälkki 1999). Suomessa yleisimpiä jäätikköjokimuodostumia ovat harjut, jotka voivat muodostaa yhtenäisiä kymmenien kilometrien pituisia harjuseläniteitä (Niemelä 1979). Glasiofluviaalisia maaperämuodostumia kerrostaneet jäätikköjoet ovat syntyneet mannerjäätikön sulamisvesien kerääntyessä jäätikön sisälle ja pohjalle, jossa ne ovat virranneet pääosin paineellisissa olosuhteissa kohti jäätikön reunaa (Mälkki 1999). Jäätikön pohjalla virtaavien subglasiaalisien sulamisvesikanavien virtaussuunta määräytyy jäätikön sisäisen hydraulisen gradientin mukaan, johon vaikuttavat ensisijaisesti jäätikön pintakaltevuus ja toissijaisesti jäätikön alapuolisen maanpinnan topografia (Bennett ja Glasser 2009). Bennett ja Glasserin (2009) mukaan hydraulisen gradientti voi mahdollistaa siten myös sulamisveden virtaamisen ylämäkeen.

Tutkimusalueelle on matalaan veteen kerrostuneita jäätikköjokien kerrostamia deltoja (kuva 5). Veden syvyydellä on keskeinen merkitys kerrostumisprosessien kannalta, samoin kuin tapahtuuko purkautuminen jäätikön edustalla sijaitsevaan vesistöön vai kuivalle maalle. Veteen purkautuessa jäätikköjoen kuljettama maa-aines kulkeutuu ja lajittuu virtaavan veden vaikutuksesta, muodostaen jäätikön reunadeltoille tyypillistä kerrosrakennetta. Kuivalle maalle purkautuessa jäätikköjoet muodostavat sanduri-deltan. Tutkimusalueen luoteispuoleiselle, vedenkoskemattomalle Huntinkivenkankaan pohjavesialueelle on

kerrostunut viuhkamuotoinen lajittuneen aineksen sanduri, jonka lohkaraisella pinnalla on havaittavissa palmikoivia sulamisvesiuomia (kuva 5). Voimakkaiden sulamisvesivirtojen sekä jäätikön vetäytymisen ja maankohoamisen vaikutuksesta maaperämuodostumat ovat myöhemmin osittain eradoituneet ja uudelleen kerrostuneet.



Kuva 5. Kännölään tutkimusalueen jäätikköjokisyntyiset maaperä- ja moreenimuodostumat. Jäätikkösyntyiset muodostumat ja moreenimuodostumat: GTK, digitaalinen korkeusmalli: MML

Harju on deglasiaation aikana syntynyt pitkittäinen jäätikköjokimuodostuma, jonka kerrostumissuunta vastaa usein viimeisimmän jäätikön virtaussuuntaa. Harju on voinut kerrostua jäätikön alla subglasiaalisesti, jäätikön sisällä englasiaalisesti, tai sen pinnalla supraglasiaalisesti (Bennett ja Glasser 2009). Geomorfologisesti harjut voidaan jakaa kahden päätyypin perusteella yksittäisiin harjuselänteisiin ja haarautuviin harjuketjuihin (Bennett ja Glasser 2009). Haarautuvat harjuketjut muodostavat maastossa harjujen verkoston, joissa yksittäiset harjuselänteet haarautuvat ja yhdistyvät usein takaisin yhdeksi selänteeksi (Bennett ja Glasser 2009). Haarautuvat erilliset selänteet ovat tyypillisesti lyhyitä ja kerrostumisprosessiltaan monimutkaisia, joita esiintyy tyypillisesti glasiofluviaalisissa ympäristöissä (Bennett ja Glasser 2009).

Harjuihin on usein kerrostunut karkearakeisesta maa-aineksesta koostuva harjuydin. Jäätikköjokitunnelin alkuvaiheessa tunnelin poikkileikkaus oli pieni, jolloin sulamisveden virtausvoima ja lajitteluvoima olivat suurimmillaan (Mälkki 1999). Tällöin harjun keskelle muodostui harjun poikkileikkausta nähden pienialainen harjuydin, jonka maa-aines vaihtelee kivisestä sorasta hiekkaan (Mälkki 1999). Jäätikköjoen virtaus kulutti usein moreenipeitettä, jolloin harjuydin saattoi kerrostua suoraan kallioperän päälle. Jäätikköjokitunnelin laajentuessa veden virtaus heikkeni, jolloin harjuytimen päälle kerrostui hyvin lajittunutta hiekkaa ja soraa (Bennet ja Glasser 2009). Jäätikköjoen sulamisvesivirta ei aina täyttänyt tunnelia, joka on voinut lisätä harjun kerrosrakenteiden monimutkaisuutta (Kurjanski et al. 2021). Myöhemmin harjun rinteet peittyivät osittain lievehiekoilla ja rantakerrostumilla. Harjurinteiden ympäristöissä on usein myös kerrostuneena hienoainespiteisiä allasedimenttejä ja turvekerrostumia.

Tutkimusaluetta halkova luode-kaakkoissuuntainen pitkittäisharju erottuu maastossa melko yhtenäisenä, jyrkkäseinämäisenä ja kapeana selänteenä (kuva 6). Harjun läheisyyteen on kerrostunut haarautuneita ja rinnakkaisia harjuselänteitä, jotka viittaavat jäätikköjokivirtauksen monihaaraisuuteen. Tutkimusalueen keskiosassa kallioperän kohoumat ovat vaikuttaneet jäätikköjokien virtaussuuntiin, minkä seurauksena harju on osittain kerrostunut kalliokohoumien rinteille laaja-alaisemmaksi jäätikön reunan suuntaiseksi muodostumaksi. Maastossa harju erottuu enimmillään noin 20 m korkeana selänteenä, mutta useimmiten sen korkeus vaihtelee 8 m ja 15 m välillä. Kapea harjuselänne viittaa usein nopeasti vetäytyneeseen jäätikköön. Jäätikköjokitunnelin virtausaseman muutokset ilmenevät maastossa harjuselänten suunnanmuutoksina (Bennet ja Glasser 2009). Niiden syntyyn on voinut vaikuttaa jäätikköjokitunnelin äkillinen tukkeutuminen tai uudelleen suuntautuminen, mikä on saattanut johtua esimerkiksi tunnelin tukkeutumisesta tai sulamisen aiheuttama tunnelin romahtamisesta taikka sulamisvesien hakeutuessa jäätikön rakoihin muodostaen uusia jäätikkötunneleita.



Kuva 6. Emälammin pohjoispuolella Porttilanharjulla harju erottuu maastossa alueelle tyypillisenä matalana ja jyrkkärinteisenä selänteenä. Koordinaatit: 6768268N, 344671E (ETRS-TM35FIN). Kuva: Johannes Paukkunen.

Tutkimusalueen deltat ovat syntyneet jäätikön välittömään kontaktiin, kun jäätikköjokien kuljettama sedimentti on kerrostunut muodostaen reunadeltoja. Jäätikön läheisyys ilmenee deltan pinnalla havaittavasta peittävästä moreenikerroksesta sekä korkeusmallista erottuvista glasiaalisesta lineaatiopiirteestä, joiden synty on edellyttänyt jäätikön reunan hetkellistä etenemistä (kuva 5). Reunadeltat kasvoivat vesistön pinnan tasolle, kun jäätikön reuna pysyi riittävän pitkään paikallaan samassa sijainnissa (Lønne 1995).

Sedimentologisten ja morfologisten ominaisuuksien perusteella reunadeltat voidaan yleisesti luokitella jäätikkökontaktiin muodostuneiksi subakvaattisiksi deltaviuhkoiksi, jäätikkökontaktin reunadeltoiksi ja glasiofluviaalisiksi deltoiksi (Lønne 1995). Luokittelu on kuitenkin dynaamista, sillä subakvaattiset deltaviuhkat voivat kasvaa vedenpinnan tasolle ja kehittyä reunadeltoiksi, ja edelleen laajentuessaan glasiofluviaalisiksi deltoiksi (Lønne 1995).

Reunadeltoille on ominaista monien eri kerrostumisprosessien vaikuttavien tekijöiden monimutkainen vuorovaikutus, mikä johtaa siten hyvin vaihteleviin deltan rakenteisiin ja maa-ainesvaihteluihin (Lønne 1995). Verrattuna tavallisiin jokisuistojen deltoihin, jäätikkökontaktien deltoilla on erilainen kerrostumisprosessi ja kerrostumisympäristö, jossa

vaikuttaa myös aktiivisen jäätikön läheisyys ja sen aiheuttama glasiotektoninen deformaatio (Lønne 1995). Jäätikkökontaktiin muodostuneet reunadeltat muistuttavat glasiofluviaalisia deltoja geologiselta rakenteeltaan, mutta reunadeltoissa jäätikön reunan ja deltan distaaliosan rantaviivan välinen etäisyys on tyypillisesti jäänyt suhteellisen lyhyeksi (Lønne 1995). Siten Lønneen (1995) mukaan jäätikkökontaktin reunadeltoja voidaan kuvata glasiofluviaalisten deltojen Gilbert-tyyppin deltojen erityismuodoiksi. Reunadeltoissa on usein havaittavissa Gilbert-tyyppin deltoille tyypilliset topset-, foreset- ja topset-rakenteet (Lønne 1995).

Tutkimusalueen ympäristössä esiintyy paljon suuntautumattomia ja suuntautuneita moreenimuodostumia, kuten kumpumoreeneja ja moreeniselänteistä koostuvia drumliineja. Tutkimusalueella moreenimuodostumat ovat mahdollisesti uudelleen kerrostuneet jäätikköjokien vaikutuksesta sekä peittyneet lajittuneilla maalajeilla.

### **3.5 Muinaisrannat ja korkeimman rannan tasot**

Korkeimman rannan tasolla tarkoitetaan ylintä vedenpinnan tasoa, joka on vakiintunut alueelle välittömästi jäätiköitymisen päättymisen jälkeen (Glückert 1977). Viimeisimmän jäätikön vetäytymisen jälkeisistä rantahavainnoista voidaan erottaa useita muinaisrantatasoja, jotka edustavat muinaisen Itämeren faasien aikana muodostuneita korkeimman rannan tasoja. Jäätikön vetäytyessä Etelä-Suomen aluetta on peittänyt ensin makeavetinen Baltian jääjärven faasi, joka muodostui valtamerenpinnan yläpuolelle Salpausselkien kerrostumisen aikana (Glückert 1977). Baltian jääjärven faasin aikana avautui Keski-Ruotsin alueella Itämeren altaan yhteys Atlantiin ja tämän seurauksena Baltian jääjärven vedenpinta laski nopeasti  $27 \pm 2$  metriä valtameren tasolle (Lunkka 2003). Vedenpinnan laskun ajoittuu noin 11 600–11 700 vuotta sitten, ja se merkitsi muinaisen Itämeren Yoldiameri faasin alkua (Saarnisto ja Saarinen 2001). Tämä tapahtui muutamia vuosikymmeniä sen jälkeen, kun Holoseenikausi alkoi 11 700 b2ka ja jäätikön reuna oli alkanut vetäytyä II Salpausselältä (Lunkka 2023).

Tutkimusalueelle ei sijoitu havaintoja GTK:n muinaisranta-aineistosta. Läheisimmät rantahavaintojen määritetyt korkeudet sijaitsevat tutkimusalueesta pohjoiseen noin kahden kilometrin etäisyydellä ja luoteessa kilometrin etäisyydellä. Nämä havainnot on määritetty Yoldiameren faasin rantatasoiksi, joiden korkeustasot ovat 136,8 ja 137,3 m m.p.y. (GTK 2024, Ojala et al. 2013).

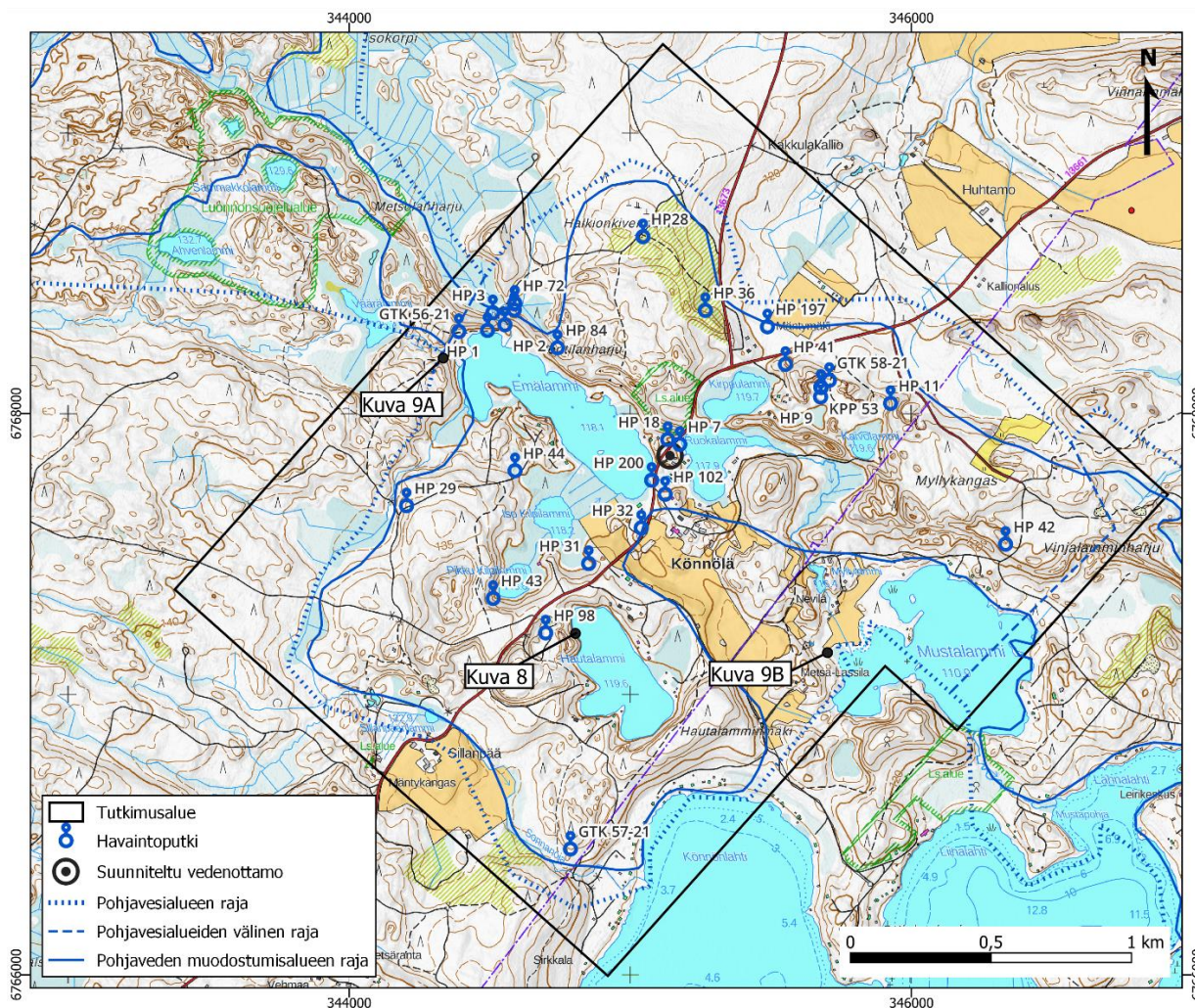
Jäätikön reunan eteen, vallitsevaa vedenpinnan tasoon kerrostuneiden deltojen lakiosien korkeustietojen avulla voidaan arvioida deltojen kerrostumisen aikaista korkeimman rannan tasoa (Glückert 1977). Esimerkiksi Baltian jääjärvi faasin korkeimman rannan tasot on

määritetty Salpausselän yhteyteen kerrostuneiden deltojen lakiosien kerrostumiskorkeuksista (Glückert 1977, Lunkka 2023). Deltat ovat usein kehittyneet vedenpinnan tasoon saakka, jolloin niiden morfologiasta voidaan arvioida sekä korkeustasoa, että tason vaihtelua kerrostumisen aikana (Glückert 1977). Korkeimman rannan tulkintaan vaikuttaa myös deltan laskiosan maa-aineskoostumus, sillä hienoainespitoiset ja sileät lakiosat viittaavat Agrell (1976) mukaan deltojen kerrostuneen vedenpinnan alapuolella muutaman metrin syvyydellä, kun taas kiviset lakiosat viittaavat vedenpinnan yläpuoliseen kerrostumiseen. Myös deltan pinnalla havaittavia sulamisvesikanavien sijainteja voidaan hyödyntää korkeimman rannan tason määrittämisessä (Lunkka et al. 2019).

### 3.6 Hydrologia ja hydrogeologia

Lajittuneet hiekka- ja soramuodostumat ovat pohjaveden muodostumisen ja vedenhankinnan kannalta tärkeimpiä pohjavesialueita (Britschgi et al. (2018). Tyypillisesti näille alueille muodostuneista pohjavesimuodostumista on helposti saatavissa suuria määriä hyvälaatuista pohjavettä vedenhankintaan. Tutkimusalueena oleva Könnölän pohjavesialue on luokiteltu vedenhankintaa varten tärkeäksi 1. luokan pohjavesialueeksi. Pohjavesialueen kokonaispinta-ala on 4,26 km<sup>2</sup>, josta pohjaveden muodostumisaluetta on 3,04 km<sup>2</sup> (Suomen ympäristökeskus 2023).

Alueella muodostuvan pohjaveden kokonaismääräksi arvioidaan 2000 m<sup>3</sup>/d, mutta alueella tehtyjen aikaisempien selvitysten perusteella saatava pohjavesimäärä jää merkittävästi pienemmäksi (Hämeen ympäristökeskus 2007). Pohjaveden muodostuminen voi tapahtua sade- ja sulamisvesien suotautumalla pohjavesivyöhykkeeseen sekä luonnollisesti tapahtuvan rantaimetyymisen avulla (Britschgi et al. 2018). Muodostuneen pohjaveden lisäksi Könnölän pohjavesialueelle virtaa pohjavettä lännestä Huntinkivenkankaan pohjavesialueesta kohti tutkimusalueella sijaitsevaa Emälammia (Ojalainen et al. 2022). Alueen pohjaveden päävirtaussuunta on luoteesta kohti kaakkoa, jossa pohjavesialue rajautuu Takajärveen kuuluvaan Könnölänlahteen (kuva 7) (Ojalainen et al. 2022).



Kuva 7. Tutkimusalueen hydrogeologinen kartta sekä kuvien 8 ja 9 sijainnit. Kartassa esitetty pohjavesialueen kaikki saatavissa olevat havaintoputkien sijaintitiedot. Könnölän pohjavesialuerajat ja havaintoputket: Syke. Taustakartta: MML.

Tutkimusalue sijoittuu haja-asutusalueella, jossa toimii vain yksityiseen käyttöön tapahtuvaa vedenhankintaa. Porttilanharjun eteläreunaan suunnitellulle vedenottopaikalle on myönnetty 600 m<sup>3</sup>/d suuruinen vedenottolupa (kuva 7) (Ramboll 2016). Alueella ei toimi merkittävää pohjaveden pilaantumista uhkaavaa toimintaa maanottoa, maataloustoimintaa ja liikennettä lukuun ottamatta. Aikaisemmissa pohjavesitutkimuksissa Könnölän pohjavesialueelle on asennettu kairauksien yhteydessä 26 pohjaveden havaintoputkea (kuva 7).

Tutkimusalueelle on muodostunut useita lampia, joista pinta-alaltaan suurimmat ovat Emälampi, Hautalammi ja Mustalammi (kuva 8). Pienet lammet, kuten Kaivolampi, Pikku-Kilpilampi ja Iso-Kilpilampi ovat harjun läheisyyteen muodostuneita suppalampia. Alueen lammet ja kosteikot ovat pääosin hydrologisesti yhteydessä toisiinsa laskupurojen ja -ojien välityksellä (kuva 9A). Oletettavasti alueen lampiin tapahtuu pohjaveden purkautumista

(Ojalainen et al. 2022). Pintavesien vedenkorkeus seuraa tyypillisesti pohjavedenpinnan tasoa silloin, kun pinta- ja pohjavedet ovat hydrologisesti yhteydessä toisiinsa (Winter et al. 1998). Tällöin lampien vedenpinnan korkeustasoa voidaan hyödyntää pohjavedenpinnan arvioimisessa. Tutkimusalueella lampien vedenpinnan korkeustasot vaihtelevat Maanmittauslaitoksen maastokartan mukaan pääosin välillä 119,7–116,4 m m.p.y. Poikkeuksena tutkimusalueen itäreunassa sijaitseva Mustalammi, jonka korkeustaso on 110,9 m m.p.y. (kuva 7). Lisäksi pohjavedenpinnan korkeuden määrittämisessä voidaan hyödyntää lähteiden korkeustasoja, joissa pohjavedenpinta leikkaa maanpintaa. Tutkimusalueella on kaksi karttoihin merkittyä pienialaista lähettä, jotka sijaitsevat 50 ja 100 m etäisyydellä Mustalammin rantavyöhykkeestä (kuva 9B).

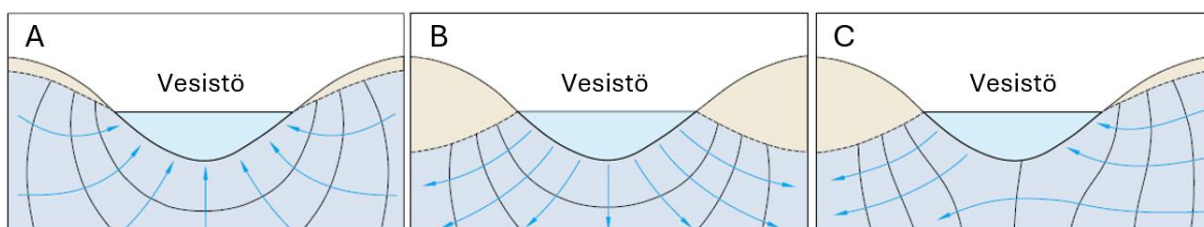


Kuva 8. Deltaympäristössä sijaitseva kirkasvetinen Hautalammi. Kuvan sijainti esitetty kuvassa 7. Kuva: Johannes Paukkunen.



Kuva 9. A) Huntinkivenalueen pohjavesialueelta Emälammin laskeva puro. B) lähde Mustalammin rannan läheisyydessä. Kuvien sijainnit esitetty kuvassa 7. Kuvat: Johannes Paukkunen.

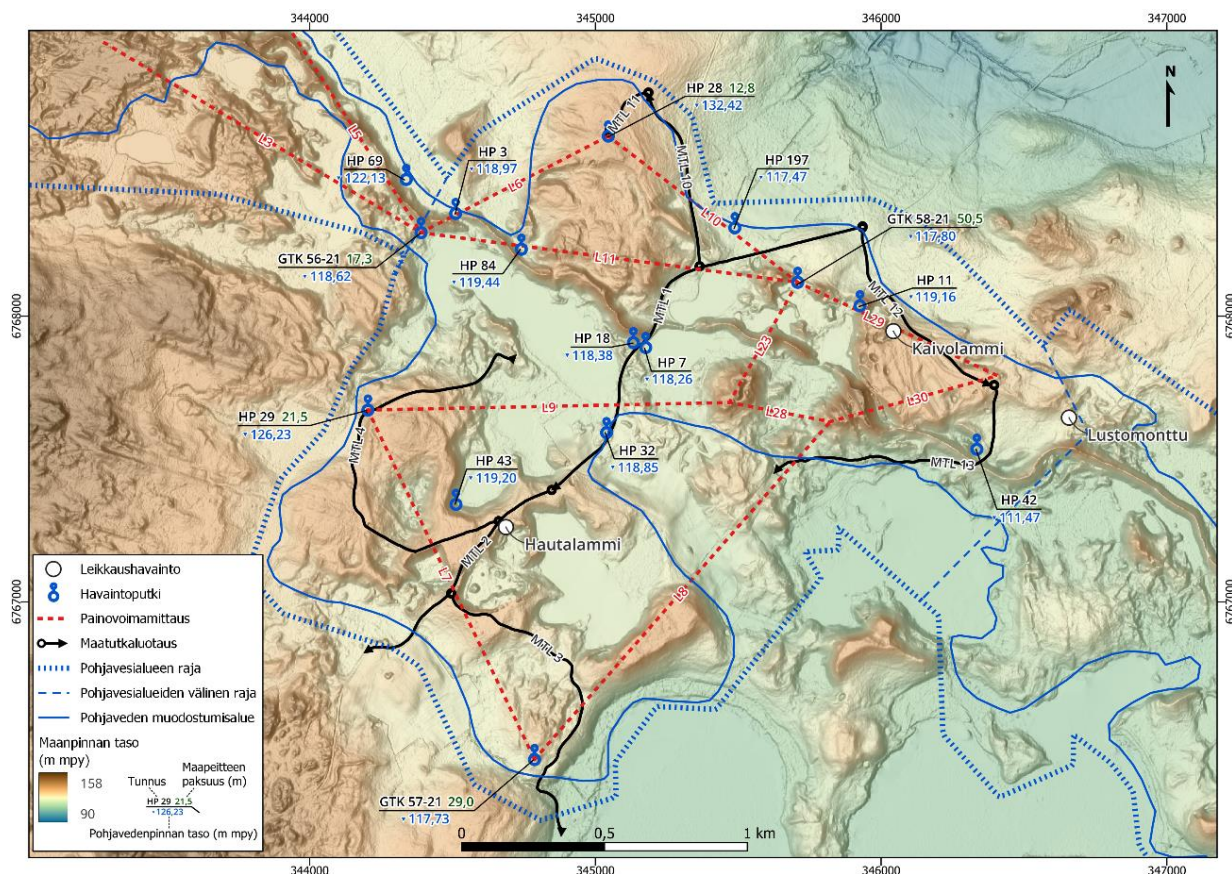
Hyvin lajittuneissa hiekka- ja sorakerrostumissa pintavettä imeytyy luontaisesti pohjavesimuodostumaan, joten pinta- ja pohjavedet ovat siten lähes aina vuorovaikutuksessa toisiinsa (Britschgi et al. 2018). Winter et al. (1998) mukaan pintavesien, kuten järvien, lampien ja purojen sekä pohjavesivyöhykkeen välinen vuorovaikutus voi tapahtua yleisesti kolmella tavalla: pohjaveden purkautumisella vesistöön (kuva 10A), pintaveden suotautumisella pohjavesivyöhykkeeseen (kuva 10B) sekä näiden prosessien samanaikaisella esiintymisellä saman vesistön eri osioissa, mikä on myös yleisin vuorovaikutuksen muoto (kuva 10C). Järvien ja lampien pohjalle voi muodostua lähteitä hyvin vettä johtavista maaperän yksiköistä (Winter et al 1998). Tutkimusalueella tällaisia yksiköitä voivat edustaa harjujen karkeasta ja hyvin vettä johtavasta aineksesta koostuvat ydinosat, jotka päättyvät suoraan lampiin tai sijaitsevat niiden läheisyydessä.



Kuva 10. Pinta- ja pohjaveden vuorovaikutusmekanismit. Mukailten Winter et al. (1998).

## 4 Aineisto ja tutkimusmenetelmät

Kuvassa 11 on esitetty kootusti tutkimuksessa käytetyt painovoima- ja maatumkaluotauslinjojen sijainnit, sedimentologisten leikkaushavaintopisteiden sijainnit sekä havaintoputkista kartoitetut pohjavedenpinnan tason korkeudet yhdistettynä kairaustiedoista saataviin maapeitteen paksuustietoihin.



Kuva 11. Painovoimamittaus- ja maatumkalinjojen sijainnit sekä kairaus- ja leikkaushavaintopisteet. Digitaalinen korkeusaineisto: MML. Kõnnõlän pohjavesialuerajat ja havaintoputkien sijainnit: Syke.

### 4.1 Tutkimuksen tausta-aineistot

Tutkimuksessa on hyödynnetty GTK:n vuosina 2021–2022 toteuttamia Kõnnõlän, Huntinkivenkankaan ja Saapaslamminharjun pohjavesialueiden geologisen rakenneselvityksen aikana tuotettuja aineistoja (Ojalainen et al. 2022). Rakenneselvityksessä tutkimusmenetelminä ovat olleet maastokartoitus, maaperäkairaukset ja havaintoputkiasennukset, painovoimamittaukset ja maatumkaluotaus (Ojalainen et al. 2022).

Lisäksi tutkimuksessa on hyödynnetty varhaisempia kairauspisteisiin liittyviä maaneshavaintoja sekä pohjavedenpinnan tason korkeuksia, jotka on saatavissa Suomen

ympäristökeskuksen (Syke) POVET-tietojärjestelmästä (Suomen Ympäristökeskus 2023). Tutkimuksessa käytetyt tausta-aineistot ja niiden käyttökohteet on esitetty taulukossa 1.

Taulukko 1. Tutkimuksessa käytetty tausta-aineisto.

<b>Aineisto</b>	<b>Lähde</b>	<b>Aineiston käyttö</b>
Maastokartta	Maanmittauslaitos (MML)	Pohjakartta karttamateriaalissa
Pohjavesialueen rajat	Suomen ympäristökeskus	Pohjavesialueiden rajat
Maaperäkartta, 1:20 000 / 1:50 000	GTK, Hakku-palvelu	Pinta- ja pohjamaalajit
Kallioperäkartta, 1:200 000	GTK, Hakku-palvelu	Kallioperän koostumus, siirrosrakenteet
Jäätikkösyntyiset maaperämuodostumat	GTK, Hakku-palvelu	Täydentää maaperäkartan aineistoja muodostumatiedoilla
Digitaalinen korkeusmalli laserkeilausaineistosta, resoluutio 0,5 m	Maanmittauslaitos	Tuntemattomien kalliopaljastumien kartoitus ja laajuuden selvitys, maaperämuodostumien geomorfologiset tulkinnat
Digitaalinen korkeusmalli laserkeilausaineistosta, resoluutio 2 m	GTK, Hakku-palvelu	Pohjakartta karttamateriaalissa, maanpinnan taso 3D-mallintamisessa
Kalliopintatiedot	GTK, Hakku-palvelu	Tunnettujen kalliopaljastumien sijainnit ja laajuudet
Havaintoputket ja havaintoputkikortit	Ympäristöhallinnon pohjavesitietojärjestelmä (POVET)	Arkiston pohjavedenpinnan tasomittaukset ja kairaushavainnot
Maaperäkairaukset (v. 2022)	GTK, (Ojalainen et al. 2022)	Kairauksien maalajikerrostiedot, kallioperän tason korkeudet, kairauksen aikana kerättyjen maanäytteiden seulonta
Maatutkaluotaus (v. 2022)	GTK (Ojalainen et al. 2022)	Valmiit profiilikuvat, tulkittu erikseen tässä tutkimuksessa
Painovoimamittaus (v. 2022)	GTK (Ojalainen et al. 2022)	Valmiiksi tulkittu painovoimamittausaineisto
Maaperän piikitystiedot (v. 2022)	GTK (Ojalainen et al. 2022)	Pinta- ja pohjamaalajien havainnot

#### 4.1.1 Painovoimamittaus

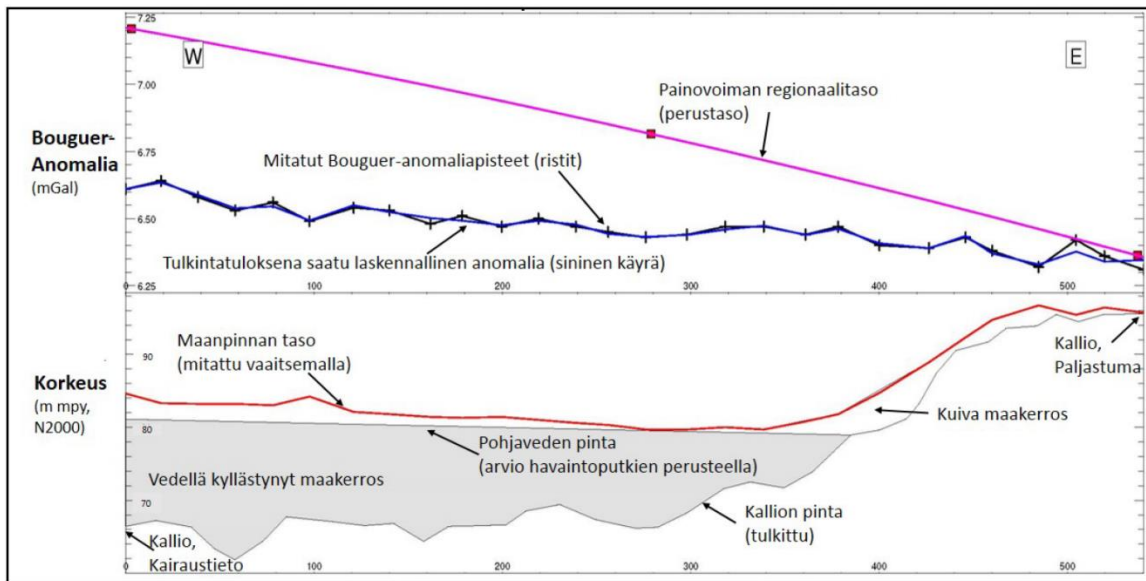
Painovoimamittaukset perustuvat maankamaran tiheysaroista johtuvien alueellisten painovoimakenttien vaihteluihin (Hilze, von Frease ja Saad 2013). Menetelmän avulla voidaan arvioida maapeitteen paksuutta tietyssä mittauspisteessä, sillä kallioperän tiheys on huomattavasti suurempi kuin sen yläpuolisen maapeitteen (Mattsson et al. 2005). Kallion ja

maapeitteen tiheyserojen tuntemuksen avulla muodostetaan paikallinen painovoima-anomalia, jota käytetään maapeitteen paksuuden laskennassa (Mattsson et al. 2005).

Menetelmä perustuu gravimetrilla suoritettavaan painovoimamittaukseen, jonka lisäksi tarvitaan kunkin mittauspisteen tarkka korkeustaso sekä referenssikairausaineistoa. Näitä tietoja käyttämällä voidaan määrittää Bouguer-anomaliat, joita käytetään maapeitteen paksuuden tulkinnassa (Mattsson et al. 2005). Painovoimalinjat pyritään sijoittamaan maastossa siten, että niiden alku- ja päätepisteet ovat kalliopaljastumilla tai muissa sijainneissa, joissa kalliopinnan taso tunnetaan luotettavasti (Mattsson et al. 2005). Tällöin voidaan laskea regionaalianomalia eli taustavaihtelu, jota käytetään maapeitteen paksuuden tulkinnassa (Mattsson et al. 2005). Painovoimamittauksilla ei voida erotella pohjavedenpinnan tasoa tai maaperän eri kerroksia, mutta näitä tietoja voidaan hyödyntää tarkentamaan tulkintaa (Mattsson et al. (2005).

Tutkimusalueen painovoimamittaukset on tehnyt GTK:n kenttämittausryhmä keväällä 2022. Könnölän pohjavesialueella tehtiin 10 mittalinjaa, joiden yhteispituus on 9,3 km (kuva 11). Mittauslinjalla pistemäisiä mittauksia tehtiin 20 m pisteväleihin. Painovoimamittauslinjojen alku- ja päätepisteet sijaitsivat kalliopaljastumilla ja kalliopintaan ulottuvissa kairauspisteissä. Laitteistona käytettiin Scintrex Autograv-CG5 –gravimetria ja mittauspisteiden korkeustaso mitattiin VRS-GPS laitteistolla.

Tässä tutkimuksessa on hyödynnetty Ojalainen et al. (2022) rakenneselvityksen valmiiksi tulkittuja ja käsiteltyjä painovoimamittausaineistoja. Painovoimamittauksien tulkinnat on tehnyt GTK:n geofyysikko Tuire Valjus. Tulkintaa on havainnollistettu kuvassa 12. Mittauspisteille on laskettu Bouguer-anomalia keskitiheydellä  $2\,670\text{ kg/m}^3$ . Tulkinnassa on hyödynnetty havaintoputkista mitattua pohjavedenkorkeustasoa, jonka avulla on arvioitu kuivan ja kostean maakerroksen rajapintaa (Ojalainen et al. 2022). Kuivalle maa-ainekselle on tulkinnassa käytetty tiheyttä  $1\,600\text{ kg/m}^3$  ja veden kyllästämälle maa-ainekselle  $1\,900\text{ kg/m}^3$ .



Kuva 12. Havainnekuva painovoimamittauksen tulkinasta. Kuva: T. Valjus, GTK. (Ojalainen et al. 2022).

Könnölän pohjavesialueelle sijoittuvien maatutkalinjojen 6, 23 ja 28 tulkinassa on paikoin käytetty suurempia harjun karkeitä osioita simuloivia tiheyksiä (kuva 11) (Ojalainen et al. 2022). Tulkin aikana maaperän karkeiden osioiden laajuuksista ja tiheyksistä ei ole ollut saatavilla tutkittua tietoa, mutta suuntaa antavien arvioiden avulla kallion pinta saadaan silti arvioitua lähemmäksi todellista sijaintia (Ojalainen et al. 2022). Tässä tutkimuksessa kallioperän pintamalli on 3D-mallinnettu käyttämällä Ojalainen et al. (2022) painovoimamittaustuloksia sellaisenaan ilman aineiston muokkaamista.

#### 4.1.2 Maaperäkairaukset ja havaintoputkien asennukset

Aikaisemmissa 1990-luvun ja 2000-luvun alussa tehdyissä Könnölän pohjavesialueen tutkimuksissa on tehty yhteensä 26 maaperäkairausta ja havaintoputken asennusta (kuva 7). 1990-luvulla tehtyjen kalliopintaan ulottamattomien maaperäkairauksien kerrostiedot ovat pääosin puutteellisia ja kairausyvyvydet vaihtelevat välillä 5–16 m. Näiden kairauksien aikana asennetut havaintoputket ovat pääosin 32 mm halkaisijan rautaputkia. Vuonna 2001 alueelle tehtiin HP 28 ja HP 29 havaintoputkien asennukset, joiden kairauksen maaperän kerrostiedot ovat yksityiskohtaisempia ja kairaukset ulottuvat kallionpintaan. HP 28 ja HP 29 ovat 60 mm PEH muovisia havaintoputkia.

Syksyllä 2021 Könnölän pohjavesialueelle tehtiin kolme uutta kallioperävarmistettua kairausta Ojalainen et al. (2022) pohjaveden rakenneselvityksen yhteydessä. Uusien havaintoputkien tunnuksukset ovat GTK 56-21, GTK 57-21 ja GTK 58-21. Kairauksien yhteydessä kerättiin yhteensä 13 häiriintynyttä maaperänäytettä, joista tehtiin tämän

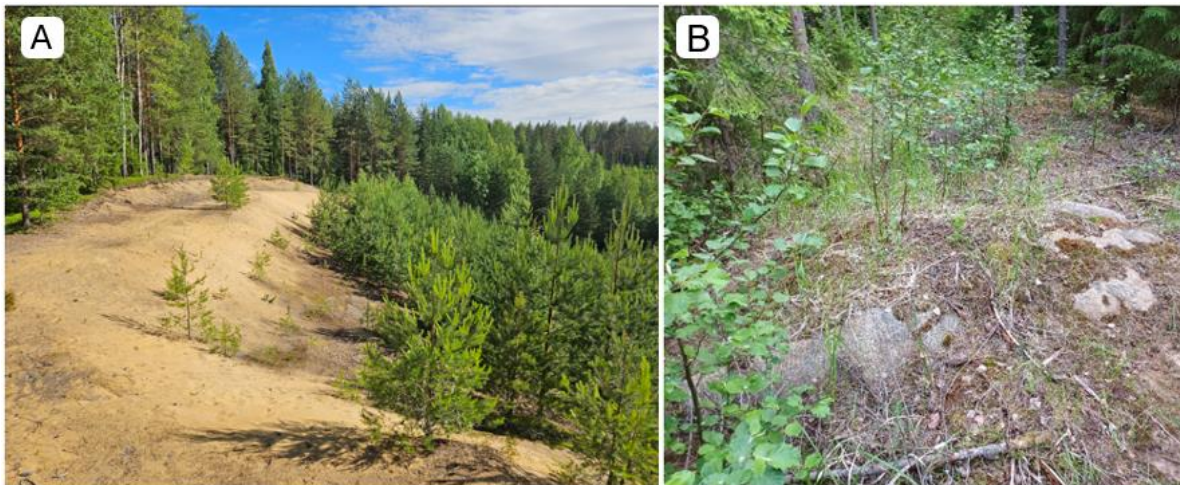
tutkimuksen aikana raekokoanalyysit. Kairausreikiin asennettiin 60 mm PEH-muovista tehdyt havaintoputket. Tutkimuksessa hydrogeologisessa mallintamisessa ja tutkimuksissa käytettävien havaintoputkien sijainnit on esitetty kuvassa 11.

## 4.2 Geologiset tutkimukset

### 4.2.1 Maa- ja kallioperän maastokartoitus

Geologisen maastokartoituksen tarkoituksena on muodostaa maastohavaintojen avulla yleiskäsitys tutkimusalueen syntyhistoriasta sekä geomorfologisista ja geologisista ominaispiirteistä. Tutkimusalueen maastokartoituksessa tehtiin havaintoja pinta- ja pohjamaalajeista sekä kartoitettiin aikaisemmin tuntemattomia kallioperäpaljastumista (kuva 13A ja kuva 13B). Lisäksi kartoitettiin alueen hiekka- ja soranottoalueiden seinämiä, jotka soveltuisivat yksityiskohtaisempaan sedimentologiseen leikkaushavainnointiin.

Maastokartoitusvaihe suoritettiin tutkimusalueella kesä- ja syyskuun välisenä aikana vuonna 2021. Aikaisemmin tuntemattomia kallioperähavaintoja hyödynnettiin painovoimamittausten alku- ja päätepisteissä.



Kuva 13. A) maastohavaintoja Hautalammin alueen maa-aineksesta. Koordinaatit: 6767276N, 345042E (ETRS-TM35FIN). B) Tutkimusalueen itäreunan pienialainen kalliopaljastuma. Koordinaatit: 6767786N, 346411E. Kuvat: Johannes Paukkunen.

### 4.2.2 Leikkaushavainnointi ja litofasiesanalyysi

Leikkaushavainnoinnin tavoitteena on analysoida maaperän kerrostumisyksiköitä paljastuman seinämiä kaksi- tai kolmiulotteisesti, joiden havainnot dokumentoidaan vertikaalisina pylväspiirroksina (Evans ja Benn 2004). Menetelmä on osa maaperän tutkimuksen kokonaisvaltaista ohjelmaa, jossa tarkoituksena on tulkita maaperäkerrostuman

syntyyn vaikuttaneet prosessit ja kerrostumisympäristöt (Geologian tutkimuskeskus 2003). Leikkaushavainnointi liittyy läheisesti pohjavesialueiden tutkimukseen, jossa tarkastellaan glasifluviaalisten sedimenttien vedenjohtavuuksien suhteellista vaihtelua ja vettä hyvin johtavien kerrosten jatkuvuutta (Geologian tutkimuskeskus 2003).

Ennen maastossa tehtävää leikkaushavainnointia aluetta on tarkasteltu karttojen avulla ja alueesta on muodostettu geomorfologian tulkinta, joka kattaa ennakkokäsityksen alueen deglasiatiohistoriasta. Leikkaushavainnointia tehtiin kolmella aktiivisella maa-aineksen ottoalueella, jotka edustivat erilaisia kerrostumisprosesseja ja -ympäristöjä (kuva 11). Kaksi leikkaushavainnointia tehtiin deltoihin, jotka on nimetty Hautalammen ja Kaivolammen leikkaushavainnointikohteiksi. Yksi leikkaushavainnointi tehtiin harjun läheisyydessä sijaitsevaan jäätikön reunan suuntaiselle selänteelle, joka on nimetty Lustomontun leikkaushavainnointikohteeksi. Leikkaushavainnointitutkimukset suoritettiin kahden päivän aikana syyskuussa 2021.

Leikkaushavainnointi aloitettiin tarkastelemalla yleistä horisontaalista ja vertikaalista stratigrafiaa sekä tunnistamalla sedimenttirakenteiden pääyksiköt ja niiden kontaktitasot. Maastotyössä on hyödynnetty Geologian tutkimuskeskuksen leikkaushavainnointiohjetta ja valmiita havainnointilomakkeita (Geologian tutkimuskeskus 2003). Havainnointi eteni suurista kerrosyksiköistä yksityiskohtaisiin ja kaukaa tapahtuvasta tarkastelusta lähitarkasteluun. Yksiköiden korkeustasot mitattiin vaaituksella.

Seinämistä tunnistettiin litologian, tekstuurin ja struktuurin perusteella sedimenttiprosessien kerrostamia yksittäisiä sedimenttiyksiköitä eli fasieksia. Tekstuuriominaisuuksista tarkasteltiin maa-aineksen lajittuneisuutta, pyörityneisyyttä ja suuntautumista. Struktuuriominaisuuksista tarkasteltiin maaperäyksiköiden rakennetta ja näiden suhteellisia kontakteja sekä geometriaa. Seinämistä mitattiin sedimenttirakenteisiin tallentuneita kerrostumistason kolmiulotteisia paleovirtaussuuntauksia, jotka on ilmoitettu kaateen suuntana ja kaateen määränä. Leikkaushavainnoinnin aikana seinämistä kerättiin yhteensä 22 maa-ainesnäytettä.

Leikkaushavainnon fasieksit toimivat lähtöaineistona litofasiesanalyysille. Fasieksit ryhmiteltiin fasiesassosiaatioihin, jotka edustava laajempaa ajalliseen ja alueelliseen vaiheeseen liittyvää kerrostumisympäristöä (Miall 2015). Leikkaushavainnoinnin tuloksia on hyödynnetty myöhemmin mallinnuksessa, referenssiaineistoina maatutkalinjosten rakenne- ja maalajitulkinnolle sekä arvioitaessa maaperän vedenjohtavuusominaisuuksia.

### 4.2.3 Maatutkaluotausaineiston tulkinta

Maatutkaluotaus on geofysikaalinen tutkimusmenetelmä, joka perustuu sähkömagneettisten aaltojen pulsseihin ja niiden takaisinheijastukseen maanpinnan eri rajapinnoista (Musset ja Khan 2009). Maatutkaluotauksessa mitataan pulssin kahdensuuntaista kulkuaikaa ja amplitudia lähetinantennista maaperään, josta osa aalloista heijastuu takaisin maanpinnalla sijaitsevaan vastaanottoantenniin (Reynolds 2011). Liikkuvalla maatutkakalustolla saadaan siten jatkuvaa vertikaalista luotausprofiilitietoa pohjavedenpinnan tasosta, maaperän rakenteista ja litologisista rajapinnoista (Neil 2004). Maatutkaluotauksen erottelevat maaperän kerrokset riippuvat maa-aineksen koostumuksesta, tiheydestä, raekokojakaumasta sekä materiaalin muodoista ja suuntauksista (Neil 2004).

Maatutkaluotauksen resoluutioon ja syvyyssulottuvuuteen vaikuttaa antennien taajuus sekä maa-aineksen sähköiset ominaisuudet (Doolittle ja Butnor 2008). Syvyyssulottuvuutta heikentävät hyvin sähköä johtavat maa-ainekset, joita sisältävät tyypillisesti paljon vettä ja savipartikkeleita (Doolittle ja Butnor 2008, McNeill 1980). Erityisesti savipitoisuus rajoittaa aaltojen läpäisykykyä, mikä johtuu saviaineksen korkeasta vesipitoisuudesta ja kationinvaihtokapasiteetista (Doolittle ja Butnor 2008). Veden kyllästävät maa-ainekset hidastavat aaltojen nopeutta vaikuttamalla aaltojen kahdensuuntaisiin kulkuaikoihin ja siten kasvattavat luotauskuvien syvyyssasteikkaa (Neil 2004). Luotauksen voimakkaat heijastukset eli korkean amplitudin heijastukset johtuvat tyypillisesti maaperän voimakkaista rajapinnoista ja materiaaliaroista, joihin vaikuttavat maa-aineksen koostumus sekä aineksen fysikaaliset ominaisuudet ja vesipitoisuus (Doolittle ja Butnor 2008).

GTK on luodannut Könnölän pohjavesialueelle yhteensä 8 maatutkalinjaa toukokuussa 2021. Linjojen yhteispituus oli 7,6 km (kuva 11). Luotaukset on tehty teitä pitkin GSSI SIR-4000 maatutkalaitteistolla ja 100 MHz:n antennilla. Valmiit GTK:n tuottamat maatutkaluotauksen profiilit ovat tulkittu tässä tutkimuksessa kuva-aineistoista. Profiileista tarkasteltiin maaperän sisäisiä rakenteita ja maa-aineksen koostumusta sekä mahdollisesti erottuvaa kalliopinnan ja pohjavedenpinnan tason korkeutta.

3D-mallinnuksessa maatutkaprofiilikuviin lisättiin havaintoputkista mitatut ja painovoimamittauksien tulkinnassa käytetyt pohjavedenpinnan korkeudet, jotka yhdistettiin yhtenäisellä tulkintaviivalla. Mallinnuksessa pohjavedenpinnan tason vaikutus aaltojen kulkunopeuteen otettiin huomioon puolittamalla pohjavedentason alapuolinen syvyys (Joni Mäkinen, suullinen tiedonanto 2023).

#### 4.2.4 Raekokoanalyysi

Raekoko ja raekokojakauma ovat maa-aineksen fysikaalisia ominaisuuksia, joiden avulla voidaan tutkia maa-aineksen litologiaa ja kerrostumisympäristön aikaisia fysikaalisia olosuhteita (Gale ja Hoare 2011). Raekokoanalyysissä maaperänäytteen raekokoluokkien kumulatiivinen jakauma tutkitaan seulonnalla, jonka tulokset esitetään näytteen raekokojakaumana. Raekokoanalyysit tehtiin yhteensä 34 maanäytteestä, jotka oli kerätty maaperäkairauksista sekä tämän tutkimuksen yhteydessä tehtyjen leikkaushavaintotutkimuksien aikana (taulukko 2).

Taulukko 2. Raekokoanalyysillä tutkittujen maaperänäytteiden lukumäärät kohteittain

	<b>Kohde</b>	<b>Maanäytteet (kpl)</b>
Maaperäkairauspisteet	GTK 55-21	3
	GTK 57-21	3
	GTK 58-21	7
Leikkaushavaintoseinämät	Hautalammi	10
	Kaivolammi	7
	Lustomonttu	4

Seulonnan esikäsittelyssä näytteitä kuivattiin 12 tunnin ajan 60°C lämpötilassa. Näytemäärät vaihtelivat 500 gramman ja 3000 gramman välillä. Suurimmat näytteet jaettiin alle 1000 gramman osanäytteisiin näytteenjakajalla, jonka avulla näyte saatiin jaettua kahteen yhtä suureen osanäytteeseen. Osanäytteiden hyväksyttäväksi painoeroksi oli ennalta määritelty 5 %:iin, jonka ylittäessä näytteenjakaminen suoritettiin alusta.

Seulonta tehtiin kuivaseulontana Fritsch Analysette 3 Pro -seulakoneella. Seulasarjoina käytettiin Udden-Wentworthin –raekokoluokituksen mukaisia seulakokoja. Alle 0,063 mm raekoon savesta ja siltistä koostuvaa hienoainesta ei analysoitu tarkemmin. Näytteille, joiden hienoainespitoisuus oli yli 10 %, tehtiin kuivaseulonnan lisäksi pesuseulonta, jolla saadaan kuivaseulontaa luotettavampi seulontatuloks. Seulonnan aikana näytteiden suurimmista klasteista määritettiin pyörityneisyys viisiportaisella asteikolla, jossa arvo 1 vastaa teräväsärmäistä ja arvo 5 hyvin pyöritynyttä (Geologian tutkimuskeskus 2003).

Pyörityneisyyden avulla voitiin arvioida maa-aineksen syntyperää ja kulkeutumismatkaa.

Raekokoanalyysin tuloksien avulla maanäytteille määritettiin maalajike  $d_{50}$ -menetelmällä. Menetelmässä näytteen pääalajike määräytyy sen maalajin mukaan, jonka maalajialueelle rakeisuuskäyrän läpäisyprosentti 50 sijoittuu. Maalajikkeille annettiin lisämääre, jos näyte sisälsi pääalajikkeen lisäksi toista raekokoluokan maalajiketta yli 30 painoprosenttia

(Jääskeläinen 2011). Moreeniksi luokiteltiin maalajit, jotka sisälsivät yli 5 % samanaikaisesti soraa ja hienoainesta (Lindroos ja Nieminen 1982). Moreenien päälajeja määritettiin  $d_{50}$ -menetelmällä ja lisäksi lisämääre, jos näyte sisälsi toista maalajiketta yli 30 %.

Yksityiskohtaisella moreenin luokittelu mahdollistaa tarkemman moreenin fysikaalisten ominaisuuksien tarkastelun. Kaikista maanäytteistä määritettiin lisäksi  $d_{10}$  ja  $d_{60}$  arvot, joita käytettiin arvioitaessa maa-aineksen vedenjohtavuuksia.

### 4.3 Hydrologiset tutkimukset

#### 4.3.1 Hydrologiset kenttämittaukset ja infrapunakuvaukset

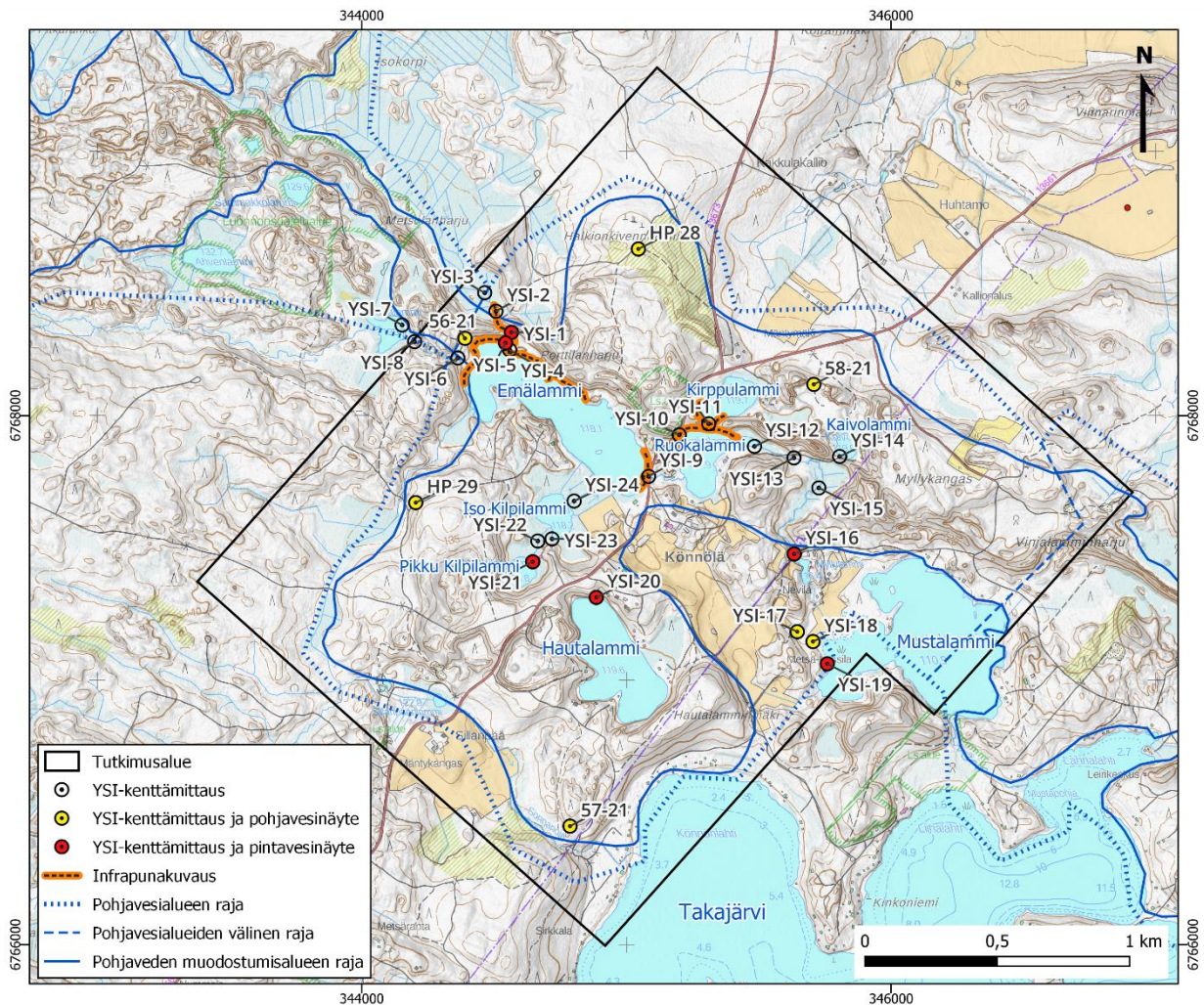
Hydrologisten tutkimusten tavoitteena oli selvittää tutkimusalueen pohjavedenpinnan korkeustasoa, aikaisemmin tuntemattomia pohjaveden purkautumispaikkojen sijainteja, pohjaveden virtauskuvaa sekä luonnollista pinta- ja pohjaveden välistä vuorovaikutteisuutta. Pinta- ja pohjaveden välisen vuorovaikutuksen tutkimusmenetelmät perustuvat usein mallinnuksiin, virtaamamittauksiin, pohjaveden johtavuuden ja hydraulisten gradienttien selvityksiin, luonnollisiin lämpötilaeroihin, keinotekoisiiin ja luonnollisiin merkkiainekokeisiin, suotautumismittauksiin sekä biologisiin indikaattoreihin (Rosenberry ja LaBaugh 2008). Aikaisemmin Könnölän pohjavesialueella tehdyissä koepumppaustutkimuksissa on havaittu pohjavesivuorovaikutteisuutta alueen lammissa (Hämeen ympäristökeskus 1998).

Hydrologisten maastotutkimusten aikana tutkimusalueen vesien kemiallisia ja fysikaalisia ominaisuuksia tutkittiin yleisesti YSI Pro DSS -vedenlaatukenttämittarilla, joiden perusteella veden stabiilien isotooppitutkimusten vesinäytteenotot voitiin kohdentaa edustaville näytepisteille (kuva 14). YSI-mittari oli varustettu lämpötilan, liuenneen hapen, sähkönjohtavuuden, pH:n, hapetus–pelkistyspotentiaalin ja kloridin antureilla. Lisäksi alueen havaintoputkista mitattiin pohjavedenpinnan korkeustasoja (kuva 11). Hydrologisia kartoituksia tehtiin syyskuussa 2021.

Pohjaveden purkautumista pintavesiin tutkittiin käsikäyttöisellä Flir E5 -infrapunakameralla, jonka avulla veden lämpötilaa voidaan hyödyntää merkkiaineena. Infrapunakameralla on mahdollista havaita viileämmän pohjavesilähtöisen veden sekoittumista lämpöisempään pintaveteen. Pinta- ja pohjaveden vuorovaikutustutkimuksissa lämpötila on luonnollinen ja helposti mitattava merkkiaine, sillä pohjaveden lämpötila pysyy vuodenaikaisella tarkastelulla suhteellisen vakaana verrattuna pintavesien lämpötiloihin (Rautio et. al 2018). Olosuhteet pintavesien infrapunakuvaukseen ovat suotuisimmat, kun pinta- ja pohjaveden välinen lämpötilakontrasti on suurimmillaan (Rosenberry ja LaBaugh 2008).

Infrapunakuvaustutkimuksia tehtiin harjualueen ympäristössä Ruokalammin, Kirppulammin ja

Emälammin rannoille, joissa maa-aines on hyvin lajittunutta ja siten hyvin vettä johtavaa (kuva 14). Lisäksi kuvauksia tehtiin lampien tulo- ja lasku-uomissa.



Kuva 14. Kartoitettavien YSI-kenttämittauksien, infrapunakuvausalueet ja vesinäytepisteiden sijainnit. Vesinäytteet luokiteltu pinta- ja pohjavesinäytteiksi. Maastokartta: MML, Könnölän pohjavesialuerajat: Syke.

#### 4.3.2 Veden stabiilit isotoopit

Veden stabiileja hapen ja vedyn isotooppeja hyödynnetään yleisesti hydrologisissa tutkimuksissa veden alkuperän, pohjaveden muodostumisen, viipymän ja virtaussuuntien selvittämiseksi (Rosenberry ja LaBaugh 2008). Näitä luonnollisia merkkiaineita voidaan käyttää myös pintavesiin tapahtuvan pohjaveden purkautumisen tutkimuksessa (Winter et al. 1998). Veden stabiileja isotooppeja voidaan hyödyntää merkkiaineena silloin, kun pinta- ja pohjavesien luontaisesti sisältämien hapen ja vedyn isotooppien fraktioitumisaste poikkeaa riittävästi toisistaan, jolloin vesinäytteen isotooppikoostumuksesta voidaan indikoida vesien alkuperä (Rosenberry ja LaBaugh 2008). Haihtumisen aikana kevyemmät hapen  $^{16}\text{O}$  ja

vedyn  $^1\text{H}$  isotoopit poistuvat fraktioitumisen avulla, minkä seurauksena raskaammat  $^{18}\text{O}$  ja  $^2\text{H}$  isotoopit rikastuvat suhteessa kevyempiin (Rosenberry ja LaBaugh 2008).

Tutkimusalueen pinta- ja pohjavesien vuorovaikutteisuutta tutkittiin hapen ja vedyn isotooppien avulla. Vesinäytteet kerättiin 29.9.2021 yhteensä 13 näytepisteestä, jotka sisälsivät havaintoputkia, lähteitä, lampia ja puroja (kuva 14). Pintavesinäytepisteet valittiin hydrologisen maastokartoituksen aikana tehtyjen YSI-kenttämittauksien ja havaintojen perusteella vesistöihin, joissa arvioitiin esiintyvän pohjavesivuorovaikutteisuutta.

Ennen havaintoputkista otettavaa pohjavesinäytteenottoa putkia tyhjennettiin vähintään 20 minuutin ajan akkukäyttöisellä pumpulla, jotta putkessa seisonut vesi saatiin vaihtumaan. Pumppauksia suoritettiin enintään tunnin ajan. Vesinäytteet otettiin pohjavesinoutimella noin 30–50 cm korkeudelta putken pohjasta. Vesinäytteet kerättiin 50 ml HDPE-näytepulloihin suodattamattomina ilman ilmatilaa. Isotooppimäärityksiin otetuista vesistä mitattiin näytteenoton yhteydessä YSI-mittarilla veden lämpötila, liuennut happi, sähkönjohtavuus, pH, hapetus-pelkistyspotentiaali (Eh-potentiaali) sekä kloridipitoisuus.

Vesinäytteet analysoitiin GTK:n laboratoriossa. Näytteiden hapen ja vedyn isotooppikoostumus määritettiin Picarro L2130i CRDS-isotooppivesianalysaattorilla, joka perustuu näytteen höyrystämiseen ja laserin avulla eri veden isotooppien määrän tunnistamiseen. Menetelmän mittausepävarmuus oli happianalyseissä  $<0,1 \text{ ‰}$  ja vetyanalyseissä  $<0,3 \text{ ‰}$ .

Hapen ja vedyn isotooppikoostumuksen tulokset ilmoitetaan  $\delta$ -arvona, joka kuvaa näytteestä mitattujen raskaiden ja kevyiden isotooppien poikkeamaa promilleina suhteessa kansainväliseen merivesien VSMOW-standardiin (Vienna Standard Mean Ocean Water, VSMOW) (Kortelainen 2007). Tuloksia verrataan sadannan eli meteoriittisten vesien  $\delta^{18}\text{O}$  ja  $\delta\text{D}$  isotooppisuhteiden väliseen suoraan. Maailmanlaajuista keskimääräistä meteoriittisten vesien isotooppikoostumuksen suoraa kutsutaan GMWL-suoraksi (Global Meteoric Water Line, GMWL), jonka Craig (1961) on määritellyt yhtälön (1) avulla.

$$\delta\text{D} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ ‰ VSMOW} \quad (1)$$

Sadannan isotooppikoostumukset vaihtelevat alueellisesti, joten maailmanlaajuisen meteoriittisten vesien isotooppikoostumuksen suoran lisäksi on muodostettu paikallisia meteoristen vesien suoria. Tässä tutkimuksessa hapen ja vedyn  $\delta$ -arvoja verrattiin Kortelaisen (2007) muodostamaan Suomen paikalliseen meteoristen vesien suoraan (Local Meteoric Water Line, LMWL). LMWL-suora kuvaa Suomen paikallista sadeveden lineaarista  $\delta^{18}\text{O}$  ja  $\delta\text{D}$  isotooppikoostumuksen jakaumaa ja on laskettu yhtälön (2) avulla.

$$\delta D = 7,67 * \delta 18O + 5,79 \text{ ‰} \quad (2)$$

Hapen ja vedyn isotooppikoostumuksen tuloksien tulkinnassa käytetään myös deuteriumin ylijäämää kuvaavaa d-excess-arvoa, joka kuvaa tutkittavan veden alkuperää ja haihtuneisuutta (Natali et al. 2022). D-excess-arvo ilmaisee deuteriumin eli  $^2\text{H}$  ylijäämää verrattuna hapen raskaaseen  $^{18}\text{O}$ -isotooppiin, kun erilaisista hapen ja vedyn isotoopeista muodostuneita vesimolekyylejä poistuu vedestä haihtumisen aikana (Natali et al. 2022). Haihtumattomilla pohjavesillä d-excess-arvo on keskimäärin  $10 \pm 1 \text{ ‰}$ , kun taas haihtuneissa pintavesissä d-excess-arvo on selvästi alle  $10 \text{ ‰}$  ja voi saada myös negatiivisia arvoja (kirjallinen tiedoksianto, Mia Tiljander 10.12.2021). Dansgaard (1964) mukaan d-excess-arvo lasketaan yhtälön (3) avulla.

$$d - \text{excess} = \delta D - 8 * \delta 18O \quad (3)$$

#### 4.4 Hydrogeologinen 3D-rakennemallinnus

Geologisten yksiköiden kolmiulotteisia muotoja ja jatkuvuuksia havainnollistetaan geologisilla 3D-mallinnusohjelmilla. Pohjavesialueiden hydrogeologisella mallinnuksessa yhdistetään geologista ja hydrogeologista tietoa kolmiulotteisesti tarkasteltavaksi kokonaisuudeksi, jolla voidaan arvioida pohjavesimuodostuman sisäistä geologista rakennetta, tunnistaa vedenjohtavuudeltaan erilaisia maaperäyksiköiden laajuuksia sekä hyödyntää tuloksia pohjana numeeriselle pohjaveden virtausmallinnukselle (esimerkiksi Åberg et al. 2021, Åberg et al. 2017). Geologinen 3D-malli on välttämätön ymmärtämään alueellista yhteyttä maaperän ja kallioperän rakenteiden välillä (Skyttä et al. 2015). Aineistona mallintamisessa käytetään maastokartoitus- ja leikkaushavainnointituloksia, maaperä- ja kallioperäkartoja, digitaalista korkeusaineistoa, kairaus- ja geofysikaalisia tutkimustuloksia sekä pohjavedentason korkeusmittauksia.

Pohjaveden virtausominaisuuksiin ja purkautumiseen vaikuttavat kalliopinnan topografia, maapeitteen paksuus, sedimenttien sisäiset rakenteet ja geologisten yksiköiden jatkuvuudet (Åberg et al. 2021, Ross et al. 2005). Usein hydrologisissa tutkimuksien päätavoitteena on mallintaa pohjaveden virtausta yksinkertaistamalla kohteen kolmiulotteista geologista rakennetta, siitä huolimatta, että geologialla on merkittävä vaikutus myös hydrologisiin olosuhteisiin (Åberg et al. 2021). Åberg et al. (2021) mukaan yksityiskohtaisempi geologinen 3D-malli lisää pohjaveden muodostus- ja purkautumismallien faktuaalista todennäköisyyttä, erityisesti pinta- ja pohjaveden vuorovaikutuksen osalta, sillä mallin avulla pystytään laskemaan tarkasti eri sedimenttilajien tilavuusmääriä tutkimuskohteessa. Tilavuusmäärien avulla on siten mahdollista laatia yksityiskohtaisempia pohjaveden virtausmalleja, erityisesti geologisesti monimutkaisissa kohteissa, joissa maalajien vedenjohtavuudet vaihtelevat

huomattavasti eri geologisten yksiköiden välillä (Åberg et al. 2021, Wycisk et al. 2009). Esimerkiksi hiekkamoreenille on määritetty pohjaveden virtausmallinnuksessa hyödynnettäväksi huomattavasti pienempi vedenjohtavuuden K arvo ( $10^{-6}$ – $10^{-8}$  ms<sup>-1</sup>) kuin vastaavasti hiekalle ( $10^{-2}$ – $10^{-6}$  ms<sup>-1</sup>) tai soralle ( $10^{-1}$ – $10^{-4}$  ms<sup>-1</sup>) (Mälkki 1999).

Tutkimusalueen hydrogeologinen 3D-mallinnus tehtiin Leapfrog Geo (Seequent Ltd) -mallinnusohjelmalla. Leapfrog Geo on suunniteltu nopeaan implisiittiseen mallinnukseen, joka perustuu aineistosta tehtävään matemaattiseen interpolointiin (Vollgger et al. 2015). Implisiittiselle mallinnukselle vastakohtana on eksplisiittinen mallinnus, joka perustuu manuaaliseen tulkintaan ja digitalisointiin, kuten esimerkiksi 2D-poikkileikkauksiin (Vollgger et al. 2015). Implisiittisellä mallinnuksella interpolointi pyrkii pehmeisiin muotoihin, jolloin esimerkiksi kallioperän jyrkät muodot saattavat vääristyä (Vollgger et al. 2015). 3D-mallinnuksessa kontrollidatan puute on lähtökohtaisesti aina ongelmallista, riippumatta siitä, onko käytössä implisiittinen tai eksplisiittinen mallinnusmenetelmä (Vollgger et al. 2015). Tällöin malliin on lisättävä manuaalisesti tulkintatietoa, jotka perustuvat sen hetkiseen geologiseen ymmärrykseen mallinnettavasta alueesta (Vollgger et al. 2015).

Leafrog Geo -ohjelmistossa mallinnettavien yksiköiden 3D-verkon verkon (mesh) luominen perustuu kontaktitasoihin, jotka määrittävät mallinnettavien yksiköiden ylä- ja alapintojen sijainnit (Åberg et al. 2021). Mallinnuksessa kontaktitasojen luomiseen käytettiin Leapfrog Geo -ohjelman käyttämää FastRBF™ implisiittistä lineaarista interpolointimenetelmää, joka muistuttaa Oliverin (1990) mukaan kriging-menetelmää. FastRBF™ mahdollistaa mallin nopean dynaamisen päivittämisen lisättäessä ohjelmaan uutta tutkimusaineistoa (Seequent Ltd, 2024a). Mallinnusohjelmassa on käytettävissä neljä käyttöominaisuudeltaan erilaista kontaktitasojen mallintamistyökalua: kerrostuma (deposit), eroosio (erosive contact), intruusio (intrusive) ja juoni (vein) (Seequent, 2024b).

Tutkimusalueen mallinnettava alue oli pinta-alaltaan 5,8 km<sup>2</sup>. Mallinnuksen horisontaalisena resoluutiona käytettiin 20 x 20 m hilakokoa. Malli on rakennettu yhdistämällä implisiittistä ja eksplisiittistä mallinnusta. Implisiittisenä aineistona mallinnuksessa käytettiin havaintoputkien kairaustietoa, maatutkaluotauksen ja painovoimamittauksien tuottamaa geofysikaalista aineistoa, maastokartoituksen maalaji- ja kallioperähavainnot sekä leikkaushavainnoinnin kerrostietoja. Eksplisiittinen geologinen tulkinta lisättiin malliin Leapfrog Geo -ohjelman muokkaustyökalun avulla apuviivoina ja apupisteinä. Mallinnusyksiköiden ylä- ja alakontaktien ohjaavaa eksplisiittistä tulkintaa lisättiin enemmän niille mallin alueille, joissa mallinnuksessa käytettävä aineisto oli harvaa tai se jakautui epätasaisesti. Eri mallinnusyksiköiden eksplisiittistä tulkintaa lisättiin myös niille alueille, joissa kairauspisteistä

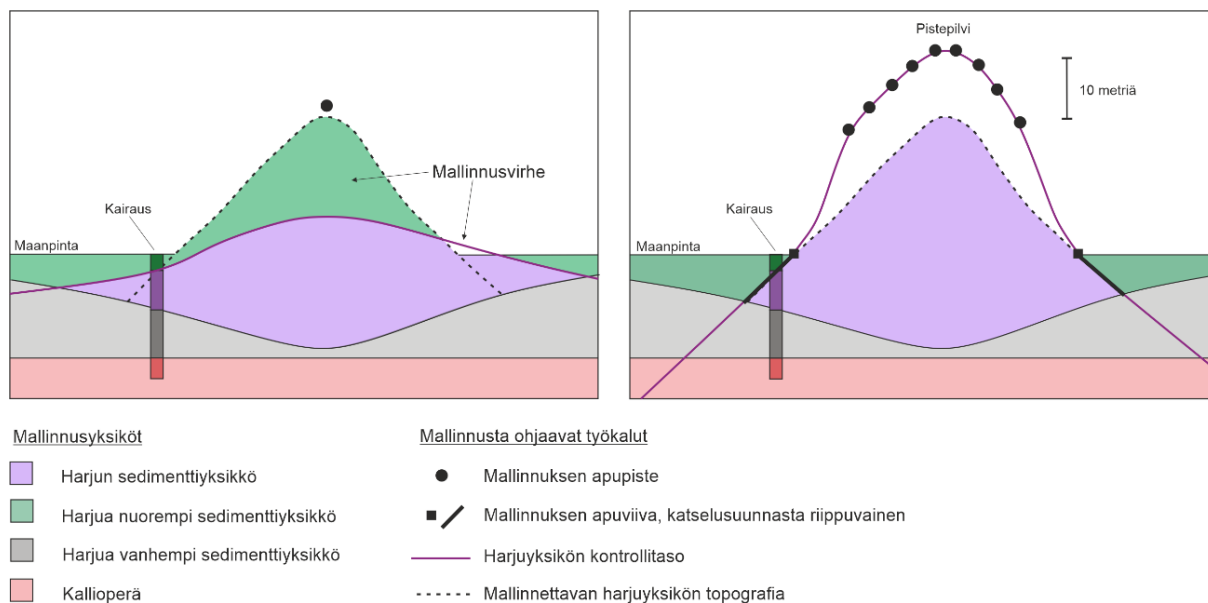
puuttui kallioperätieto, maatutkan kantavuus maaperässä ei yltänyt kalliopintaan tai maatutkan läpäisykyky jäi muutoin heikoksi.

Rakennemalli toteutettiin yksinkertaistettuna, sillä yksityiskohtainen 3D-mallinnus vaatii paljon työaikaa ja implisiittistä aineistoa, jota oli paikoin alueellisesti huonosti saatavilla. Kairauksissa tunnistetut litologiset yksiköt yksinkertaistettiin päälajikkeiden mukaan. Erityisesti harjuselänteen läheisyydessä kairauksessa havaittuja ohuita litologisia yksiköitä yhdistettiin yksinkertaisemmiksi kokonaisuuksiksi käyttämällä Leapfrog Geo:n luokittelutyökalua.

Tutkimusalueen mallinnus aloitettiin kallioperästä, jonka jälkeen eri sedimenttiyksiköt mallinnettiin vanhemmista geologisesta yksiköstä nuorimpaan. Maaperäyksiköiden mallinnuksessa käytettiin kerrostuma-kontaktitasotyökalua, jolloin geologisesti nuoremmat yksiköt sijoituivat vanhempien yksiköiden päälle leikkaamatta niitä. Lopuksi malliin lisättiin vesistöt eroosiotasoina, jolloin vesistöt leikkasivat aikaisemmin mallinnettuja maaperägeologisia yksiköitä.

Vesistöjen syvyyksien mallinnuksessa on käytetty saatavilla olevia syvyyskäyriä sekä internet- ja kirjallisuuslähteitä. Takajärveen kuuluvan Könnölänlahden mallinnuksessa käytettiin Maanmittauslaitoksen maastokartan syvyyskäyriä, joiden perusteella tutkimusalueen kattavan vesialueen suurin syvyys on 5,4 m. Hautalammin enimmäissyvyystietona käytettiin 9,6 m (Jutila 2015) ja Emälammin mallinnuksessa 3,3 m tietoa (Järviwiki 2024). Muiden tutkimusalueen lampien osalta ei ollut saatavilla syvyystietoja, joten mallinnuksessa käytettävät 2–3 m vesisyvyudet perustuvat arvioihin.

Tutkimusalueen maanpinnan topografia on vaihteleva ja alueella esiintyy paljon pienialaisia kalliopaljastumia ja maalajiyksiköitä. Leapfrog Geo pyrkii pehmeään interpolointiin ja sen mallintamistyökalut ovat osittain puutteellisia, joten pienien kalliopaljastumien ja monimutkaisempien sedimenttirakenteiden mallintaminen vaatii paljon eksplisiittistä tulkinnan lisäämistä. Tällaisia ovat Åberg et al. (2021) mukaan esimerkiksi harjut, drumliinit ja linssimäiset sedimenttirakenteet. Tutkimuksessaan Åberg et al. (2021) esittää mahdolliseksi mallintamiskeinoksi lisätä eksplisiittisiä apuviivoja ja -pisteitä esimerkiksi maapinnan yläpuolelle. Åberg et al. (2021) tutkimusta mukailleen, tutkimuksessa hyödynnettiin leikattuja digitaalisia korkeusaineistoja ja maaperäkartan eri maaperäyksiköiden apuviivoja rajaamaan mallinnettavien kallioperäpaljastumien ja maaperäyksiköiden sijainteja ja laajuuksia (kuva 15). Korkeusmallin rasteriaineistot muutettiin Leapfrog Geo:ssa pisteaineistoiksi, joita nostettiin 10 m todellisesta maanpinnan tasosta. Mallinnuksessa käytettiin nostettujen pistepilviä ja maalajiyksiköiden ääri viivoja, jolloin mallinnettavien yksiköiden ylä- ja alakontaktit saatiin vastaamaan haluttua geologista rakennetta.



Kuva 15. Esimerkkikuva eksplisiittisen mallintamisen yhdistämisestä implisiittiseen mallintamiseen alueilla, joissa topografiamuutokset ovat nopeita ja jyrkkiä tai mallinnuksen pinta halutaan saada vastaamaan ennalta määritettyjä ääriviivoja. Vasemmalla mallinnettavan violetin harjuyksikön kontaktitaso ei nouse harjuselänteen yläpuolelle, jolloin sen yläpuolelle mallintuu virheellisesti harjua nuorempi sedimenttiyksikkö. Oikeanpuoleisessa kuvassa yläkontaktitasoa ohjataan pistepilvellä ja apuviivoilla, jolloin harjuyksikkö mallintuu koko selänteen kattavaksi yksiköksi. Pistepilveä on kavennettu mallinnettavien yksiköiden reunoista, jolloin kontaktitaso mallintuu pehmeästi.

#### 4.5 Pohjavedenpinnan mallinnus

Pohjavedenpinnan mallinnus ja visualisointi on tehty QGIS-paikkatieto-ohjelmalla. Mallinnuksessa on käytetty ensisijaisena aineistona 15 havaintoputkesta mitattuja pohjavedenpinnan korkeustietoja (kuva 11), joista 14 havaintoputkea mitattiin tämän tutkimuksen maastotyön yhteydessä 29.9.2021. Harjun läheisyydessä sijaitsevaa havaintoputkea HP 42 ei löydetty maastosta sekä alueelta ei ollut saatavissa muita havaintoputkitietoja, joten mallinnuksessa käytetty korkeustieto perustuu POVET-pohjavesijärjestelmästä haettuun korkeustasoon, jonka mittausajankohta on 27.3.1998. Havaintoputkesta HP 42, tai yleisesti Könnölän pohjavesialueelta, ei ole saatavilla kattavasti tietoa pohjavedenpinnan korkeuden vuodenaikaisvaihtelusta. Tutkimusalueelta POVET-järjestelmästä saatavien havaintojen perusteella, vuodenaikainen pohjavedenpinnan korkeusvaihtelun määrä riippuu merkittävästi havaintoputken sijainnista. Havaintotietojen perusteella harjun ympäristössä tyypillinen vuodenaikaisvaihtelu kevään ja syksyn välillä on alle 0,5 m. Tätä voidaan pitää havaintoputken HP 42 pohjavedenpinnan korkeustason virhemarginaalina. Vuodenaikaisvaihtelu on suurimmillaan pohjavesialueen pohjoisreunalla, maaperäkohouman päällä sijaitsevassa havaintoputkessa HP 28, jossa vuodenaikaisvaihtelu on havaintojen perusteella yli 1 m. Pohjaveden pintamallia tarkennettiin maatumkaprofiileista

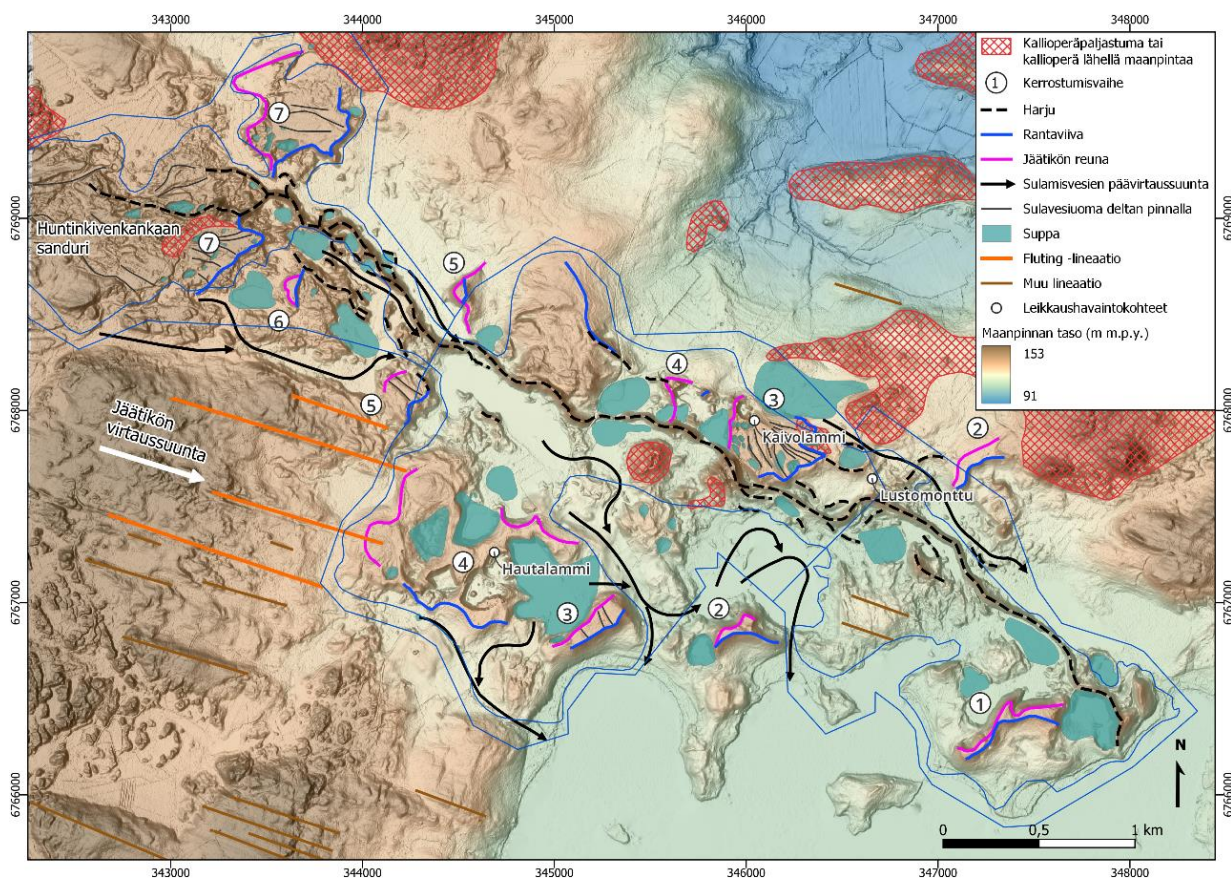
tulkittujen pohjavedenpinnan tason sijainneilla, lähteiden korkeustasoilla sekä vesistöjen ranta-alueiden korkeustiedoilla niiden lampien ja järvien osalta, joiden korkeudet vastasivat läheisistä havaintoputkista saatavia pohjavedenpinnan tasokorkeuksia.

Pintamallin interpolointi suoritettiin QGIS-ohjelmassa käyttämällä Thin plate spline - interpolointimenetelmää hyödyntämällä 10 m hilakokoa ja 350 m ulottuvuutta määritetyille havaintopisteille. Pohjavedenpinnan mallinnustuloksen avulla määritettiin tutkimusalueelle pohjaveden virtaussuunnat, jotka perustuvat pintamallista laskettuihin pohjavedenpinnan korkeuden tasa-arvokäyriin, tason kaateen suuntiin ja tason kaateisiin.

## 5 Tulokset ja tulosten tarkastelu

### 5.1 Tutkimusalueen geologinen rakenne ja syntyhistoria

Harjuselänteen pintaosa havaittiin maastokartoituksella koostuvan pääosin sorasta, kivistä ja suuremmista lohkareista. Harjuselänteen läpi kaivettujen teiden ja ojien havaintojen perusteella harjuydin on muodostunut hyvin karkeasta kivistä aineksesta. Tutkimusalueen keskiosassa, Kaivolammin leikkaushavaintokohteen eteläpuolella harju kohoaa kalliopinnan kohouman ohjaamana paikallisesti yli 147 m m.p.y. korkeuteen (kuva 16). Yhtenäiseen harjuketjuun yhdistyy useita lyhyitä sivuhaaroja, joiden kuljettamasta sedimenttiaineksesta on kerrostunut useita pienialaisia deltoja (kuva 16). Harjun sivuhaarat ovat syntyneet jäätikköjokitunnelin sulamisvesivirtauksien suunnissa ja määrissä tapahtuvien vaihtelevuuksien seurauksena, jotka ovat voineet johtua vuodenaikaisvaihtelusta tai kerrostumisalustan topografiasta (Mälkki 1999). Osa näistä sivuhaaroista on tunnistettu vain maatutka-aineistosta, jolloin niitä voidaan kutsua piiloharjuiksi. Paikalliset hyvin lajittuneet deltat ja harjut lisäävät maaperän huokoisuutta ja vedenjohtavuusominaisuuksia, jotka vaikuttavat pohjaveden varastoitumiskykyyn, virtaussuuntiin ja virtausnopeuksiin.



Kuva 16. Kännölän pohjavesialueen ja lähiympäristön glasiomorfologinen ja glasiodynaaminen tulkinta kerrostumisvaiheista ja glasiofluviaalista maaperämuodostumista. Digitaalinen korkeusmalli: MML.

Tutkimusalueella esiintyy vähäisesti kalliopaljastumia, joista huomattava osa sijoittuu pohjavesialueen koillisosaan uraliittiporfyyriittisen kallioperän esiintymisalueelle (kuva 16). Pohjavesialueen keskiosasta, Kaivolammin leikkaushavaintopisteen länsipuolella, havaittiin merkittävä aikaisemmin kartoissa tuntematon kalliopaljastuma noin 20 m korkean maaperäkohouman päältä 140 m m.p.y. korkeudesta. Tutkimusalueella esiintyy kauttaaltaan useita pieniä lohkarikko- ja kivikkoalueita. Laajimmat pyörityneistä lohkarista muodostuneet muinaiset ranta-alueiden kivikot sijoittuvat harjun alarinteille korkeustasojen 116,3 ja 129,4 m m.p.y. välille. Tutkimuksessa tausta-aineistona toiminutta maaperäkarttaa päivitettiin maastohavainnon aikana tehdyillä pinta- ja pohjamaalajihavainnoilla sekä uusilla kalliopaljastumatiedoilla. Maaperäkartan muutokset olivat melko vähäisiä ja pääosin maalajien levinneisyyksien tarkennuksia. Päivitettyä maaperäkarttaa ja kallioperähavaintoja käytettiin hydrogeologisessa 3D-mallintamisessa.

Tutkimusalueelta ja sen ympäristöstä on tunnistettavissa geomorfologian ja geologisten tutkimuksien avulla seitsemän eri deglasiaation aikaista jäätikön perääntymisen pysähtymisvaihetta (kuva 16). Pysähtymisvaiheiden aikana jäätikön edustalle kerrostui laajuudeltaan, syntyvaltaan ja koostumukseltaan erilaisia reunadeltoja. Kerrostumisvaihetulkinnat perustuvat deltojen geomorfologisiin ominaisuuksiin ja kerrostumistulkintoihin. Kerrostumisvaiheet kolme, neljä ja viisi sijoittuvat Könnölän pohjavesialueelle. Harjujakson eteläpuolella deltat edustavat jäätikön edustalle kerrostuneita laajoja jäätikkökontaktin reunadeltoja. Harjun pohjoispuolella deltat ovat pienempiä jäätikköjoen suulle kerrostuneita deltaviuhkoja. Deltamuodostumista on useimmiten tunnistettavissa jyrkkä jäätikönpuoleinen proksimaalirinne, deltan tasainen lakiosa ja lähelle veden tasoon kerrostunut jyrkkä distaaliosan rinne, jonka yhteyteen on muodostunut deltan kerrostumisen aikainen rantaviiva. Tasaisten deltan lakiosien kerrostumiskorkeuteen on vaikuttanut jäätikön edustalle muodostuneen vesistön sen hetkinen vedenkorkeus. Eri kerrostumisvaiheissa muodostuneiden deltojen lakiosien korkeus kohoaa hienoisesti kohti luodetta. Viimeisin tunnistettu kerrostumisvaihe seitsemän edustaa Huntinkivenkankaan sanduri-deltaa.

Harjun pohjoispuolella kerrostumisvaiheisiin kolme ja neljä liittyvissä deltojen pintaosissa on morfologisin havaintojen perusteella tunnistettavissa suppia, deltan syöttöharju ja vedenpinnan yläpuolella muodostuneita sulamisvesiuomia (kuva 16). Niiden perusteella deltat voidaan tulkita kerrostuneen jäätikkökontaktin glasiofluviaalisiksi deltoiksi (Lunkka 2023). Viidennen kerrostumisvaiheen pohjoispuoleinen delta on muodostunut subakvaattisessa ympäristössä suoraan jäätikön kontaktissa, mikä on johtanut jyrkän jäätikönpuoleisen rinteiden ja loivemman distaaliosan rinteiden muodostumiseen (kuva 17).



Kuva 17. Deltan proksimaalipuolelle muodostunut jäätikkökontaktin jyrkkä rinne. Kuva viidennen kerrostumisvaiheen pohjoispuoleisesta deltasta, Halkionkivennummen länsipuolelta. Koordinaatit: 6768515N, 344549E (ETRS-TM35FIN). Kuva: Johannes Paukkunen.

Kerrostumisvaiheessa kolme syntyneen, Kaivolammin leikkaushavainnointitutkimuksen kohteena olevan viuhkadeltan korkeustaso vaihtelee välillä 133–136 m m.p.y. Deltan korkeustaso laskee proksimaaliosan korkeimmasta tasosta kohti deltan distaaliosaa, jossa sulamisvesiuomat häviävät lähellä deltan edustan jyrkkää rinnettä. Deltan pinnan sulamisvesiuomien hälventymiskorkeustason perusteella voidaan arvioida kerrostumisajankohdan sen hetkistä vedenpinnan tasoa. Lunkka et al. (2019) mukaan menetelmä mahdollistaa vedenpinnan korkeuden arvioinnin parhaimmillaan  $\pm 2$  m tarkkuudella. Sulamisvesiuomien perusteella Kaivolammin deltan hälventymiskorkeustaso on määritelty tasolle 135 m m.p.y., jolloin deltan kerrostuessa korkeimman rannan taso sijaitsee korkeusvälillä 133–137 m m.p.y. Tutkimusalueen läheisimmät muinaisranta-aineiston havainnot Yoldiameren faasin rantatasoista ovat 136,8 ja 137,3 m m.p.y. (GTK 2024, Ojala et al. 2013), joten todennäköisesti korkeustaso on lähempänä vaihteluvälin yläpäättä.

Kerrostumisvaiheessa seitsemän pohjoispuoleisessa reunadeltassa sulamisvesiuomat häviävät distaaliosassa korkeustasossa 137 m m.p.y., joten korkeimman rannan taso voidaan arvioida sijaitsevan nykyaikana korkeustasossa 135–139 m m.p.y. Korkeimman rannan tason hidas nousu kerrostumisvaiheesta kolme kohti kerrostumisvaihetta seitsemän

johtuu sen metakronisuudesta, sillä korkeimmat rantatasot nuorentuvat ja maankohoaminen kasvaa kohti luodetta (Gluckert 1977). Siten samanikäisten korkeimman rannan tasojen avulla voidaan arvioida maankohoamisen määrää tutkimusalueella. Kolmannen ja seitsemännen kerrostumisvaiheen deltojen välinen etäisyys on 2,8 km ja näiden deltataseiden avulla määritetty korkeimman rannan tasojen välinen erotus on 2 m. Etäisyyden ja korkeimman rannan korkeustason välisen erotuksen avulla maankohoamisgradientiksi saadaan  $0,71 \text{ m km}^{-1}$ . Se on yhtenevä Lunkan et al. (2019) laskelmiin I ja II Salpausselkien alueella, joissa tulokseksi on saatu  $0,60 \text{ m km}^{-1}$ , kasvaen hieman kohti II Salpausselkää.

Tutkimusalueen eteläpuolella laajat lajittuneesta maa-aineksesta muodostuneet maaperämuodostumat edustavat jäätikkökontaktin kerrostuneita reunadeltoja (kuva 16). Näiden deltojen korkeimmat lakiosat ovat muodostuneet korkeusvälille 136–138 m m.p.y, korkeuden hieman kasvaessa kohti luodetta. Neljännen kerrostumisvaiheen deltatasaossa ei ole havaittavissa vedenpinnan yläpuolelle kerrostuneiden glasiofluviaalisten deltojen ominaisia palmikoivia sulamisvesikanavia. Melko tasaisessa pintaosassa esiintyy kuitenkin 4–6 m korkeusvaihtelua, jolloin osa deltasta voidaan tulkinta kerrostuneeseen subakvaattisesti ja osa vedenpinnan yläpuolella subaerialisesti. Lunkka (2023) mainitsee, että vaikka tasalakisessa glasiofluviaalisessa muodostumassa ei olisi havaittavissa glasiofluviaalisen deltan pintaosan geomorfologisia elementtejä, glasiofluviaalisen deltan pintaosa on voinut uudelleen kerrostua postglasiaalisten rantavoimien vaikutuksesta, jolloin se luokiteltaisiin subakvaattiseksi glasiofluviaaliseksi deltaksi.

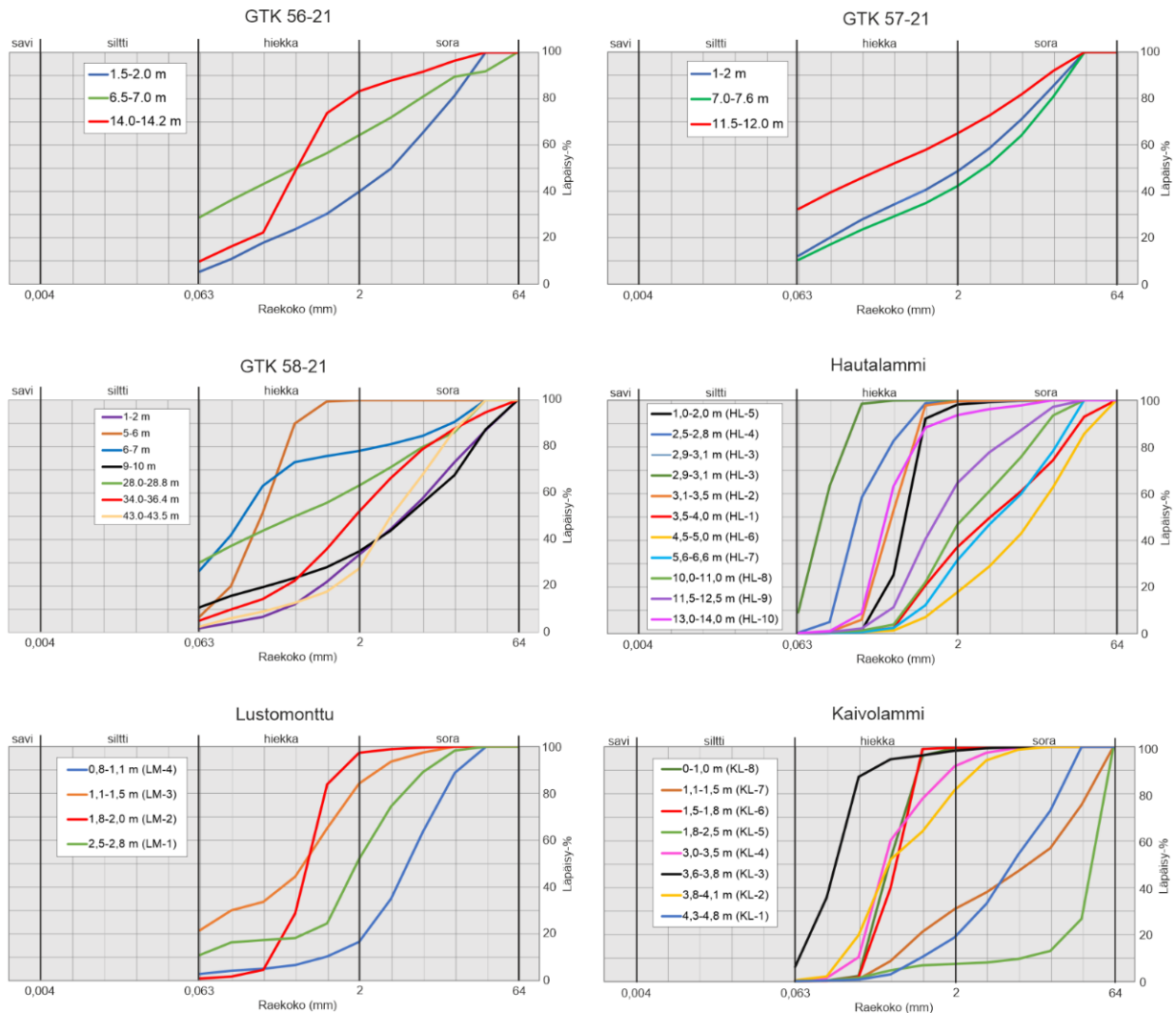
Tutkimusalueelle on muodostunut useita pinta-alaltaan suuria suppia, joista on myöhemmin syntynyt suppialampia (kuva 16). Suppia esiintyy erityisesti harjun läheisyydessä, joissa ne ovat tyypillisesti vaikuttaneet jäätikköjoen virtaussuuntiin ja siten harjun kerrostumissijaintiin (Mälkki 1999). Deglasiaation aikana mannerjäätiköstä irronneet jäälohkot voivat jäädä pohjastaan kiinni esimerkiksi kalliopinnan kohoumiin ja sulaessaan muodostaa epäsäännöllisen muotoisia suppapainanteita, joita reunustaa jyrkät rinteet (Kurjanski et al. 2021). Tällaisia jäälohkojen muodostamia suuria ja epäsäännöllisen muotoisia painanteita on syntynyt erityisesti tutkimusalueen reuna-alueille deltojen yhteyteen, joissa ne ovat todennäköisesti vaikuttaneet sulamisvesien virtaussuuntiin ja siten sedimentin kerrostumiseen. Hautalammin leikkaushavaintokohteen eteläpuoleisessa painovoimamittauslinjassa L8 havaittu kalliopinnan kohouma on saattanut johtaa jäälohkon kiinnittyminen, joka on johtanut Hautalammin suuren suppapainanteen muodostumiseen (kuva 16).

Tutkimusalueen länsireunalla fluting-selänteet jatkuvat 100 metriä kerrostumisvaiheessa neljä syntyneen harjun eteläpuoleisen deltan pinnalla, joka viittaa jäätikön reunan pienialaiseen oskillointiin eli jäätikön reunan edestakaiseen liikkeeseen (kuva 16). Deltoissa oskillointi ilmenee sisäisinä deformaatorakenteina ja uudelleenkerrostuneina sedimentteinä (Bouali ja Sweeney 2021). Viuhkadeltoissa ja pienialaisissa jäätikkökontaktin deltoissa esiintyy tyypillisesti oskillaation aiheuttamia deformaatorakenteita (Lønne 1995). Suuremmissa glasiofluviaalisissa deltoissa oskillaation vaikutus kuitenkin vähenee ja rajoittuu vain proksimaalisivun reunaan (Bouali ja Sweeney 2021).

## **5.2 Raekokoanalyysi ja maaperän litostratigrafia**

Kairauksien ja leikkaushavaintotutkimuksien aikana kerättyjen maanäytteiden raekokoanalyysien tulokset on esitetty kuvassa 18. Raekokoanalyysillä määritettyjä litologisia tuloksia on hyödynnetty litofasiesanalyyseissä, maatulokuvien tulkinnassa ja 3D-mallintamisessa.

Raekokojakaumista johdetut maalajit, d-parametrit ja pyöristyneisyystulokset on esitetty liitteessä 1. Kairauksien GTK 56-21, GTK 57-21 ja GTK 58-21 kenttäpöytäkirjat esitetty liitteessä 3.



Kuva 18. Tutkimuksen aikana kerättyjen maaperänäytteiden raekokojakaumat.

Kairauspisteistä GTK 56-21 ja GTK 57-21 tutkitut näytteet olivat huonosti lajittuneita (kuva 18). Näissä näytepisteissä syvyyden kasvaessa raekoko pienentyi ja hienoaineksen määrä lisääntyi. GTK 56-21 kairauspöytäkirjassa erittäin tiiviin moreenin kerroksia on tavattu kallioperän yläpuolisena yksikkönä syvyysvälillä 5,7–17,3 m ja kairauspisteessä GTK 57-21 syvyysvälillä 12–29 m. Kairauspisteistä GTK 56-21 ja GTK 57-21 kerätyt kaikki maanäytteet luokiteltiin  $d_{50}$ -menetelmällä hiekka- tai sora-moreeneiksi, sillä maa-aines sisälsi samanaikaisesti yli 5 % painosta soraa ja hienoainesta. GTK 56-21 ja GTK 56-21 pisteistä kerättyjen näytteiden sisältämät kivet on luokiteltu pyörityneisyyden asteikolla välille 2–3 eli särmät vähän kuluneet ja kulmat pyörityneet.

Harjun läheisyyteen ja kallioperän painanteeseen tehty 50,5 m syvä kairauspiste GTK 58-21 edustaa tutkimusalueen paksuimpia maaperäyksiköitä. Kairauksen maanäytteiden raekokojakaumat olivat vaihtelevampi verrattuna kairauspisteisiin GTK 56-21 ja GTK 57-21.

Kairauksessa GTK 58-21 hiekka- ja soramoreeniksi on luokiteltu maaperän syvyysväli 6–50,5 m. Raekokoanalyysin perusteella 43 m syvyydessä moreeniyksiköiden välissä on todettu sorainen yksikkö, joka saattaa edustaa vanhaa jäätikköjokikerrostumaa. Sorayksikön alapuoleinen moreeniyksikkö edustaa todennäköisesti viimeisintä jäätiköitymistä vanhempaa moreeniyksikköä.

Kairausnäytteet sisälsivät runsaasti murskautuneita kiven kappaleita. GTK 58-21 kairauspöytäkirjassa on maininta useista läpiporatuista kivistä syvyysvälille 10,6–50,5 m. Tutkimuksessa on jäänyt epäselväksi, onko kairauksien aikana läpiporatut kivet lisänneet minkä verran näytteiden hienoaineksen määrää kivipölyn muodossa. Kairauspisteen GTK 58-21 näytteiden sisältämistä suurimmista kivistä on arvioitu näytteiden primääripyörityneisyyttä, joka vaihteli asteikolla välillä 1–4 eli terävsärmäisen ja pyörityneen välillä.

Leikkaushavaintopisteissä Hautalammi, Lustomonttu ja Kaivolammi maanäytteet ovat pääosin luokiteltu  $d_{50}$  -menetelmällä hyvin lajittuneeksi keskikarkeaksi soraksi ja hiekaksi. Raekoossa tai hienoaineksen määrässä ei ole havaittavissa selkeää trendiä maaperän eri kerroksissa. Näytteiden kivet on luokiteltu pyörityneisyydeltään asteikolla välillä 2–4 eli särmät ovat vähän pyörityneitä ja pyörityneen luokittelun välillä.

Leikkaushavaintojen ja maaperäkairauksista kerättyjen maanäytteiden välinen suurin eroavaisuus todettiin hienoaineksen määrässä. Maaperäkairauksen maanäytteissä saven ja siltin raekokojen muodostaman hienoaineksen määrä vaihteli välillä 1,76–24,70 %, joista laskettu keskiarvomäärä 11,8 %. Leikkaushavaintoseinämistä kerätyissä näytteissä hienoaineksen määrä vaihteli välillä 0,09–21,52 %, keskiarvon ollessa 2,5 %.

Maaperänäytteiden ja kairauksen kenttäpöytäkirjojen perusteella alueelta on erotettavissa kaksi erilaista moreeniyksikköä. Merkittävimmät erot liittyvät moreenin tiivyyteen ja hienoainespitoisuuksiin. Näiden moreeniyksiköiden yläpuolelle on kerrostunut deglasiation aikana nuorempia glasiofluviaalisia sedimenttejä. Eroavaisuudet moreeniyksiköiden koostumuksessa ja esiintymissyvyydessä viittaavat siihen, että ne ovat kerrostuneet eri aikoina. Molemmat moreeniyksiköt voivat joko olla syntyneet jäätikön pohjan kontaktissa edustaen eri ikäisiä jäätikön virtauksia tai ne edustavat jäätikön etenemisen aikana pohjalla syntynyttä pohjmoreenia sekä jäätikön deglastiaatiovaiheessa syntynyttä pintamoreenia. Moreeniyksiköistä ei ole saatavilla ikämääryksiä, joten moreeniyksiköistä käytetään tässä tutkimuksessa nimityksiä ylempi ja alempi moreeniyksikkö.

Könnölän tutkimusalueella ylempi moreeniyksikkö on tulkittu kairaushavainnoissa löyhäksi hiekka- ja soramoreeniksi (kuva 19). Näiden kerroksien maanäytteiden hienoainespitoisuus

vaihteli välillä 5,36–24,7 % ja keskiarvopitoisuus oli 12,7 %. Näytteiden hienoainespitoisuuden vaihtelu voi johtua moreeniaineksen uudelleen kerrostumisella aktiivisessa jäätikköjokiympäristössä tai rantavoimien huuhtovalla vaikutuksella maankohoamisen seurauksena. Tällaiset prosessit voivat muokata moreenin alkuperäistä koostumusta ja siten vaikuttaa sen hienoainespitoisuuteen. Korkea hienoainespitoisuus voi olla seurausta myös kairauksesta, jolloin kivisen maaperän poraamisessa syntynyt kiviä lisää näytteen todellista hienoainespitoisuutta. Näytteiden sisältämissä kivissä oli jälkiä porakonekairaamisesta.



Kuva 19. Kairauspisteen GTK 57-21 ylemmän moreeniyksikön näyte 11,5–12 m syvyydestä. Näytteen hienoainespitoisuus 23,5 %. Kuva: Johannes Paukkunen.

Kairaushavainnoissa tiiviiksi ja erittäin tiiviiksi kuvatut moreeniyksiköt muodostavat alemman ja siten vanhemman moreeniyksikön. Näistä moreeniyksiköistä otettujen maanäytteiden hienoainespitoisuus vaihteli välillä 5,1–24,0 %, joista laskettu keskiarvopitoisuus 15,9 %. Erittäin tiivistä moreenia havaittiin erityisesti kairauspisteissä, jotka sijoituivat painovoimamittausaineiston perusteella alueille, joissa kalliopinta muodostaa jyrkkiä ja useita kymmeniä metrejä syviä painanteita. Näillä alueilla alemmaa ja tiiviimpää moreeniyksikköä on saattanut säilyä paksuudelta useita kymmeniä metrejä.

Useissa Etelä-Suomen alueelle sijoittuvissa stratigrafiatutkimuksissa on tunnistettu kaksi eri ikäistä moreeniyksikköä, joissa on havaittavissa samoja viitteitä kuin tämän tutkimuksen aikana havaituissa moreeniyksiköissä. Ensimmäisen kerran pintamoreenista poikkeavaa tumman harmaata ja hienoainespitoista moreenia on tunnistettu esiintyvän erityisesti kallioperän painanteista ja kallioperän suojasivuilta suhteessa jäätikön kulkusuuntaan nähden (Rainion ja Lahermon 1976, 1984). Myöhemmin useista Etelä- ja Länsi-Suomen tutkimuskohteista on tunnistettu yhtenäinen vanhempi pohjamoreeniyksikkö, joka eroaa tyypillisestä löyhästä pintamoreenista rakenteeltaan, koostumukseltaan ja väriltään (esim.

Bouchard et al. 1990, Hirvas et al. 1995, Donner 1999). Donner (1999) on ajoittanut Etelä-Suomessa yleisesti esiintyvän vanhemman pohjamoreeniyksikön kerrostuneen keski-Veikselin jäätiköitymisen aikana ja yläpuolisen nuoremman pintamoreeniyksikön kerrostuneen myöhäis-Veikselin deglastiaation aikana.

Useissa tutkimuksissa ylemmäksi kerrostuneella pintamoreeniyksiköillä on todettu tyypillisesti olevan pohjamoreenia hiekkapitoisempi koostumus, alhainen orgaanisen aineksen pitoisuus ja hyvin kehittynyt klastien suuntaus (Rainio ja Lahermo 1976, Rainio ja Lahermo 1984, Bouchard et al 1990, Hirvas et al. 1995, Donner 1999). Könnölän tutkimusalueella ylempi moreeniyksikkö on havaintojen mukaan löyhää, väriltään ruskeanharmaata ja sisältää pyörityneisyysasteikolla keskimäärin yhden tason pyörityneempiä kiviä.

Vastaavissa tutkimuksissa alemman pohjamoreeniyksikön tunnusmerkkejä ovat olleet tiivis rakenne, heikosti lajittunut koostumus, korkea hienoaines-, savi- ja humuspitoisuus, tummanharmaa väri, suuntautunut klastirakenne, klastien heikko pyörityneisyys ja esiintyvyys erityisesti kalliopainanteissa (Rainio ja Lahermo 1976, Rainio ja Lahermo 1984, Bouchard et al 1990, Hirvas et al. 1995, Donner 1999). Tutkimuksissa Etelä-Suomen alueelle levinneen pohjamoreeniyksikön hienoainespitoisuus on vaihdellut välillä 48–58 % (Hirvas et al. 1995, Donner 1999). Könnölän tutkimusalueen alemman moreeniyksikön tulokset vastaavat näitä yleisesti alemmasta moreeniyksiköstä tehtyjä havaintoja. Tutkimusalueella alempaa moreeniyksikköä vastaavat näytteet olivat ylempää moreeniyksikköä väriltään tummempia, tiiviimpiä ja näytteiden sisältämät kivet vähemmän pyörityneitä.

Tutkimusalueella ei havaittu alemmassa moreeniyksikössä aikaisempiin tutkimuksiin verraten yhtä suuria hienoainespitoisuuksia (Hirvas et al. 1995, Donner 1999), mutta keskiarvoltaan hienoaineksen määrä oli hieman suurempi kuin ylemmäksi tulkitussa moreeniyksikössä.

Alemmasta moreeniyksiköstä otettujen näytteiden sisältämän hienoainespitoisuuden suuri vaihtelu voi mahdollisesti johtua tiiviissä maaperässä mahdollisesti käytettävästä kairauksen huuhteluvvedestä, joka on huuhtonut maaperää ja siten näytteiden sisältämää hienoainesta.

### **5.3 Leikkaushavainnointi ja litofasiesanalyysi**

#### **5.3.1 Kaivolammi**

Kaivolammin leikkaushavainnointi on tehty viuhkamaisen reunadeltan proksimaalipuoleiselle deltan rinteelle (kuva 16). Kohde on pienimuotoisessa maanottokäytössä.

Leikkaushavainnointi edustaa maanpinnan ylintä osaa korkeusvaihteluvälillä 129,2–134 m m.p.y. Deltan pinnalla on säilyneenä useita vedenpinnan yläpuolelle kerrostuneita

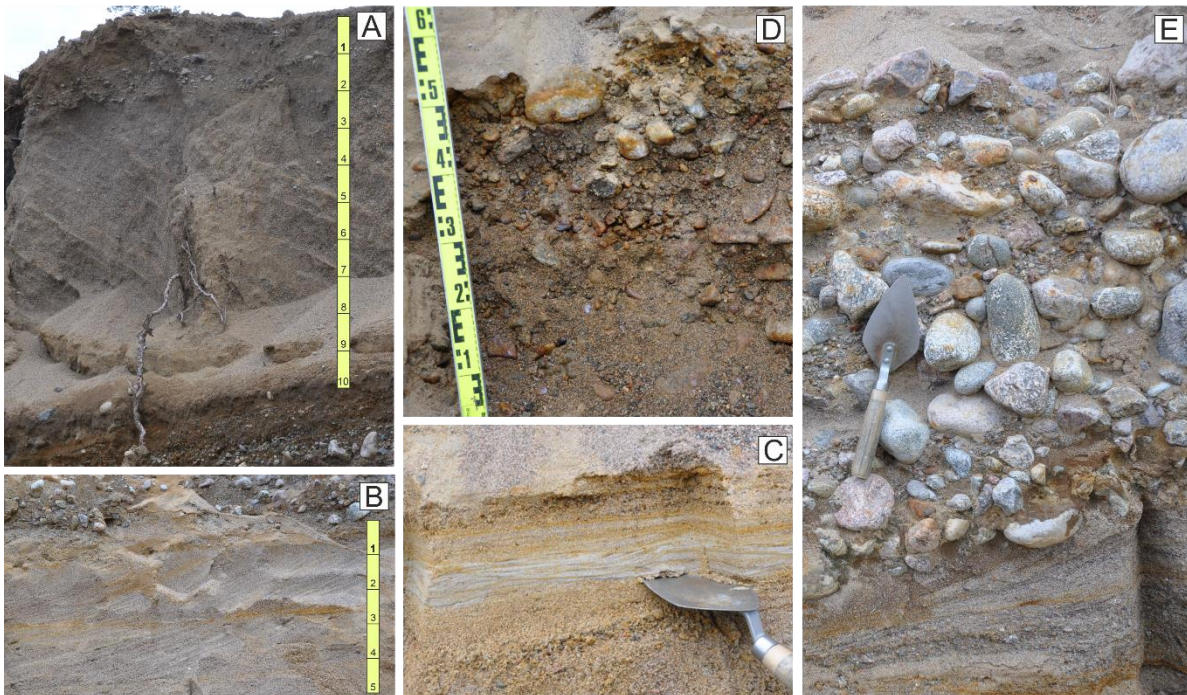
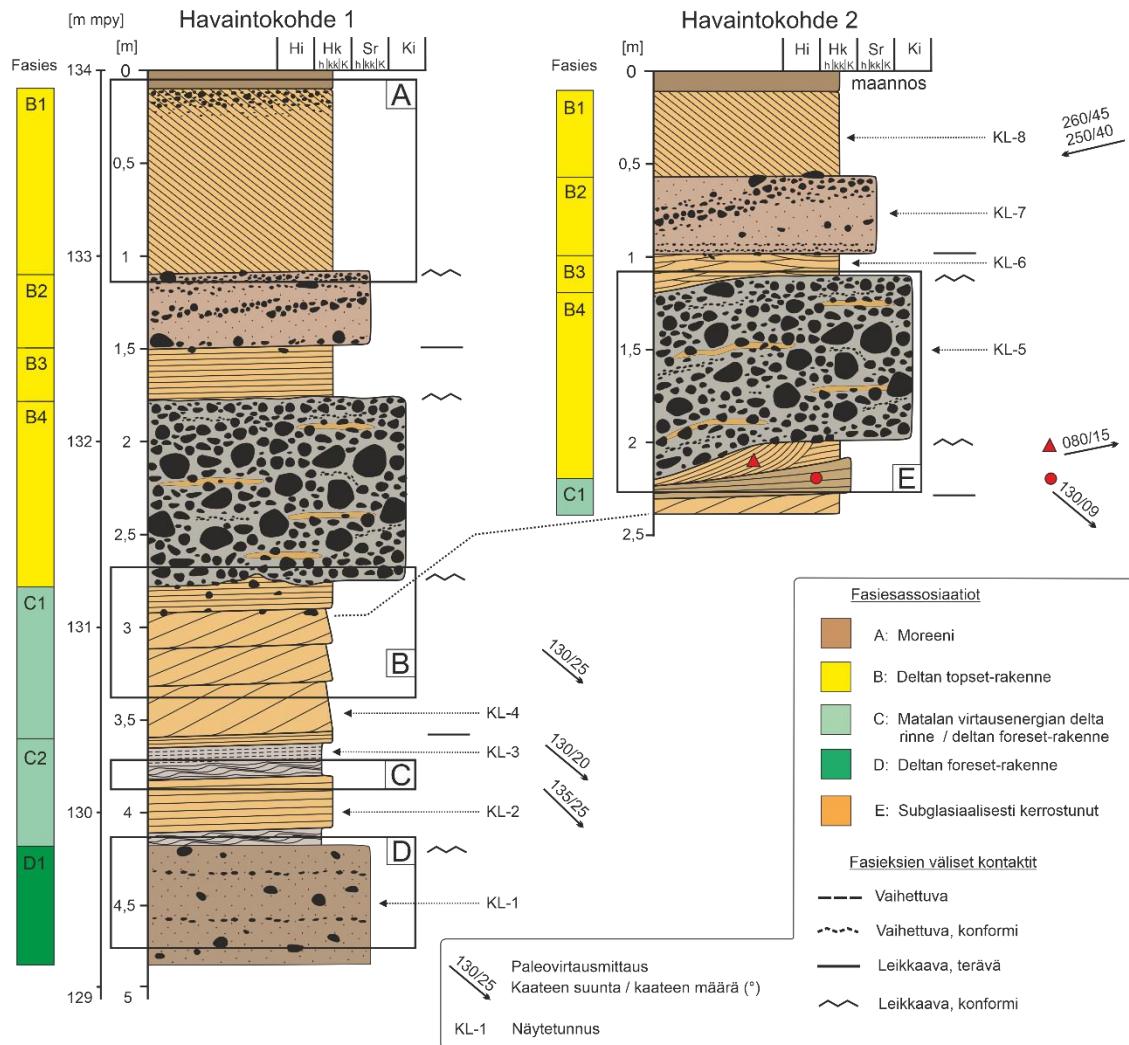
sulamisvesiuomia ja suppia. Leikkaushavainto on tehty maanottoaikan seinämän kahdesta sijainnista, jotka sijaitsevat 4 m etäisyydellä toisistaan (kuva 20).



Kuva 20. Kaivolammin deltan leikkaushavaintokohde. Leikkaushavainto tehty seinämän keskiosassa, täydentävä leikkaushavainto sijoittuu kuvan ulkopuolelle oikealle. Koordinaatit: 6767947N, 346043E (ETRS-TM35FIN). Kuva: Johannes Paukkunen.

Kaivolammin leikkaushavaintoseinämästä tunnistettiin seitsemän fasiesta raekoon, rakenteiden sekä kerrospaksuuksien ja -kontaktien perusteella. Fasiuksista on muodostettu kolme fasiesassosiaatiota muodostumisaikaisen kerrostumisympäristötulkinnan, vallitsevan raekoon, lajittuneisuuden ja rakenteiden perusteella (kuva 21).

Maanpinnan ylimmäksi kerrostunut fasiesassosiaatio B edustaa deltan topset-rakennetta, joka koostuu hiekasta, sorasta ja kivistä (kuva 21). Topset-rakenteen fasiokset ovat syntyneet vedenpinnan yläpuolella, deltan pinnalla virranneiden glasiofluviaalisten jäätikön sulamisvesiuomien kerrostamana (Kurjanski et al. 2021). Fasioksien väliset erosionaaliset kontaktit viittaavat korkeisiin virtausnopeuksiin sekä virtausnopeuden muutoksiin. Ylimmäksi kerrostunut viistokerroksellinen hiekkafasies B1 edustaa hyvin säilynyttä hiekkasärkkiä, joka on muodostunut jäätikköjoen suulle subaerialisesti, kun nopeasti virtaava vesi on purkautunut seisovaan ja matalaan veteen (kuva 21A). Hyvin kehittyneitä hiekkasärkkiä muodostuu tyypillisesti sulamisveden kanavoituessa ennen purkautumista seisovaan veteen (Gruszka ja Zieliński 2021).



Kuva 21. Yhteenvedo Kaivolammin leikkaushavainnoista ja kuvia fasieksien yksityiskohdista. Valokuvat A–E: Antti Ojala.

Fasies B2 koostuu heikosti kerroksellisesta ja paikoin massiivisesta hiekkaisesta sorasta, jossa on erotettavissa soran imbrikaatiokutoutuneita rakenteita. Fasies B4 on massiivinen, klastikannatteinen, hyvin karkeasta sorasta sekä enintään 20 cm halkaisijan kivistä muodostunut loivasti kaukalomuotoinen fasiesyksikkö, jossa esiintyy hienorakeisempia hiekasta ja sorasta koostuvia linssejä (kuva 21E). Fasiokset B2 ja B4 on tulkittu sulamisvesikanavien pohjalle kerrostuneeksi uoman täyttösedimentiksi. Nämä subakvaattisille reunadeltoille tyypilliset karkearakeiset fasiokset ovat kerrostuneet pääasiassa pohjakulkeumana korkean virtausenergian olosuhteissa (Kurjanski et al. 2021). Fasioksen B4 hiekan ja soran linssimäiset rakenteet edellyttivät kerrostuakseen hitaamman virtaaman olosuhteita. Näitä olosuhteita saattoi muodostua kausivaihtelussa, kun sulamisveden virtausmäärät heikkenivät hetkellisesti. Fasiesten B1 ja B3 välissä on säilyneenä loiva kaukalaristikerroksellinen hiekkafasies B2, joka on tulkittu uudelleen kerrostuneeksi hiekkasärkän distaaliosaksi.

Fasiesassosiaatio C on edustaa matalan virtausenergian aikana kerrostunutta deltan rinnettä, joka koostuu keskikarkeasta ja hienosta hiekasta (kuva 12). Yksittäisistä sedimenttikerroksista tehdyt paleovirtausmittaukset osoittavat, että kerrostumistasot kaatuvat pääsääntöisesti 20–25° kohti kaakkoa. Jyrkkä kaade edustaa Gilbert-tyypin reunadeltojen foreset-rakenteiden tyypillistä 10–35° vaihteluväliä (Gruszka ja Zieliński, 2021, Kurjanski et al. 2021). Kurjanski et al. (2021) mukaan hiekasta ja sitä hienorakeisemmista maa-aineksista muodostuneet verkkavirtauksen (engl. subcritical flow) aikaiset kerrostumat syntyvät sulamisveden määrän vähentyessä tai virtausnopeuden heikentyessä paikallisesti. Fasies C1 viittaa tällaiseen veden virtauksessa tapahtuvaan heikentyvään kerrostumisympäristöön, jossa ylöspäin hienonevat, kaukalaristikerrokselliset 60–70 cm paksuiset hiekkayksiköt edustavat heikkeneviä sulamisvesipulsseja (kuva 21B) (Kurjanski et al. 2021). Fasies C2 koostuu hienosta ja keskikarkeasta hiekasta, johon on hitaassa virtausnopeudessa kerrostunut väreristikerroksellista laminaatiota ja kiipeäviä väreitä (kuva 21C).

Seinämästä alimmaksi tunnistettu fasiesassosiaatio D edustaa deltan foreset-rakennetta, joka on kerrostunut kerrokselliseksi klastikannatteiseksi soraksi (kuva 21D). Tämä korkean virtausenergian foreset-rakenne on tulkittu kerrostuneen subakvaattisessa ympäristössä lähellä jäätikön reunaa voimakkaasti virranneen sulamisveden vaikutuksesta (Gruszka ja Zieliński, 2021, Lang et al. 2020). Karkearakeinen maa-aines viittaa massavirtauksilla tapahtuvaan deltan rinteiden kerrostumisympäristöön.

Kaivolammin delta ja sen proksimaalipuolella havaittava syöttöharju ovat syntyneet matalaan veteen jäätikön edustalle. Tällaiset jäätikön reunan läheisyyteen kerrostuneet maaperämuodostumat ovat usein muodostuneet jäätikön alapuolisten ja sisäisien

sulamisvesikanavien avulla, jolloin jäätikön sulamisvesi purkautuu dynaamisesti ja pistemäisesti (Kurjanski et al. 2021). Kurjanski et al. (2021) mukaan tämänkaltaisen virtauksen seurauksena deltan sedimentaatioissa tapahtuu kolmiulotteisesti suuria ja äkillisiä muutoksia maa-aineksen raekoossa, joita havaitaan myös Kaivolammin leikkaushavaintoseinämässä. Raekokovaihtelun suuri vaihtelevuus vaikuttaa maa-aineksen huokoisuuteen ja vedenjohtavuuteen. Leikkaushavaintojen perusteella Kaivolammin alueen vedenjohtavuutta ja pohjavedenvarastointikykyä voidaan arvioida hyväksi, sillä maa-ainekset ovat hyvin lajittuneita ja koostuvat pääosin hiekkaa karkeammista maalajeista.

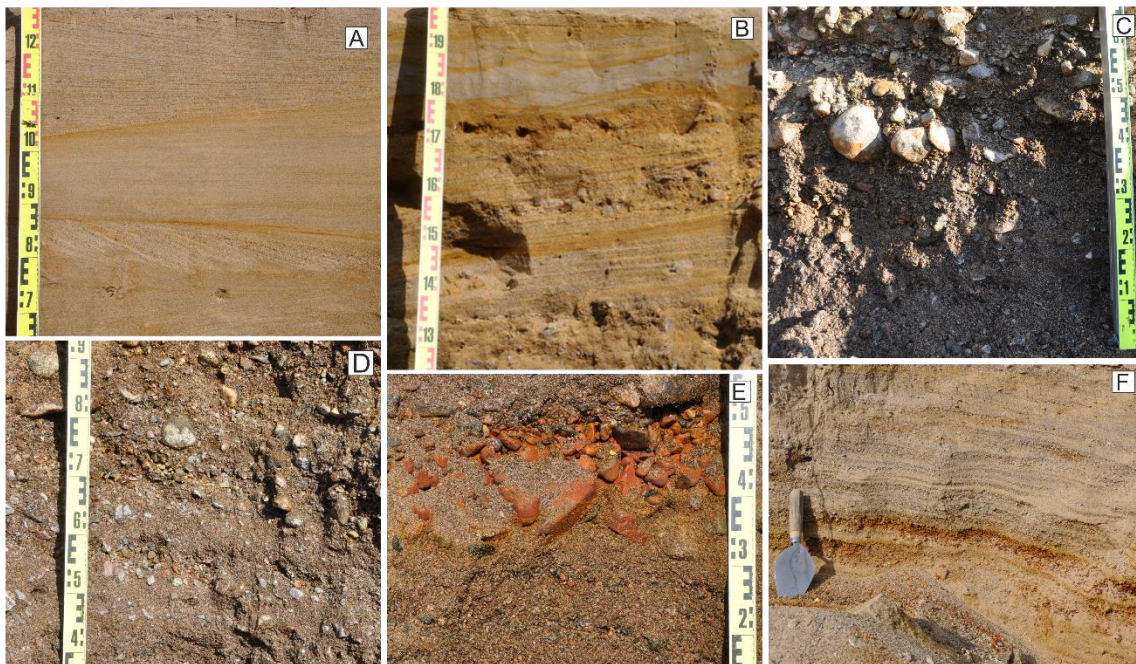
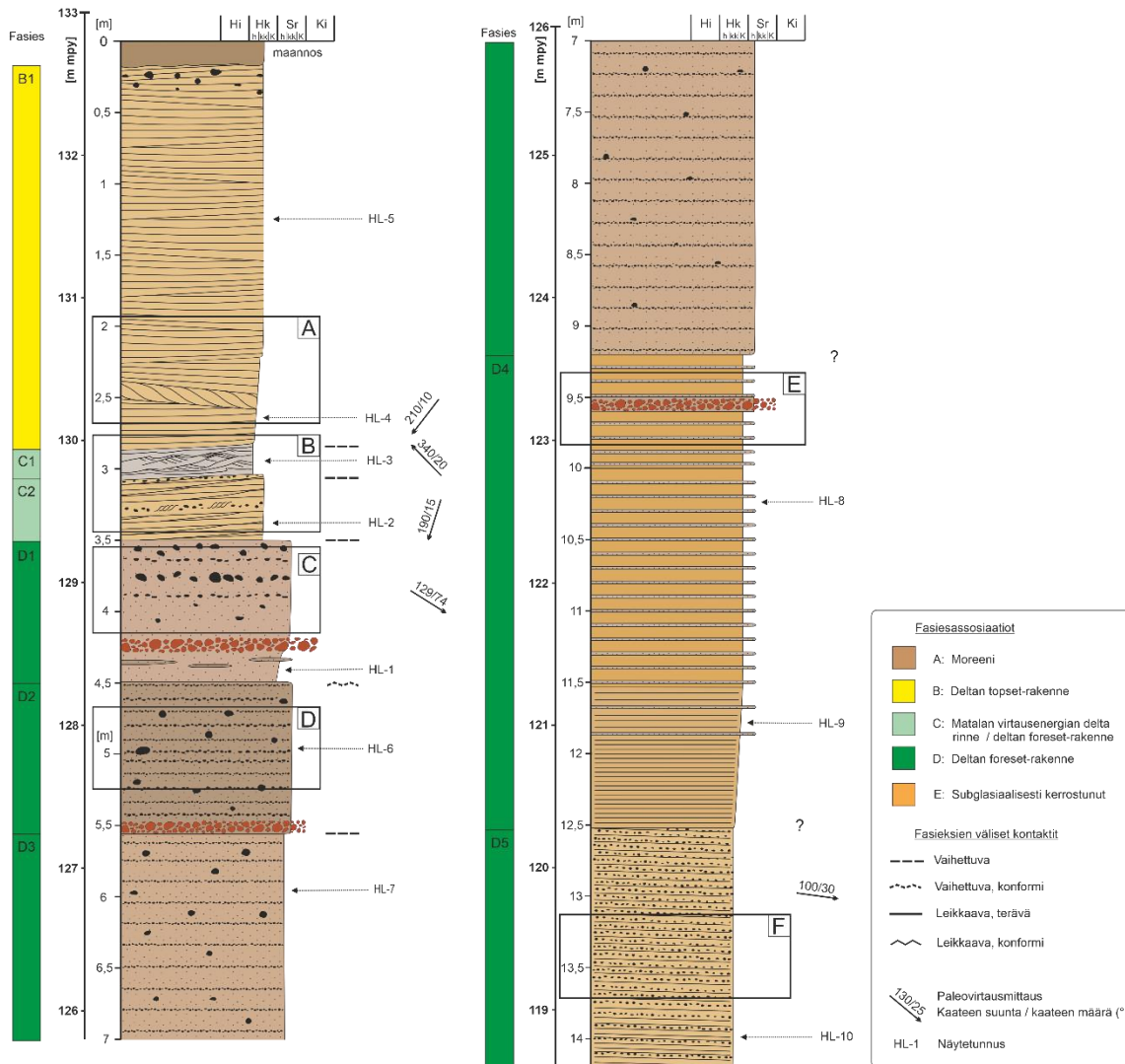
### 5.3.2 Hautalammi

Hautalammin leikkaushavainnointi on tehty aktiivisessa käytössä olevan maanottoaikan pohjoisseinämälle (kuva 16). Havaintokohde edustaa maaperän ylintä osaa ja korkeustasovälille 118,6–132,8 m m.p.y. (kuva 22). Deltan korkein lakiosa sijaitsee noin 100 m länteen leikkaushavaintokohteesta ja kohoaa 135,5 m m.p.y. Geomorfologisen tulkinnan perusteella Hautalammin deltan lakiosa on kerrostunut vedenpinnan yläpuolella, sittemmin osittain tuhoutunut ja myöhemmin tasoittunut postglasiaaliset rantavoimien vaikutuksessa. Kerrostumisaikana vedensyvyys deltan edustalla on ollut arviolta 20–25 m.



Kuva 22. Hautalammin leikkaushavaintokohteen seinämä. Havainnot tehty korkean seinämän vasemmasta reunasta. Koordinaatit: 6767260N, 344686E (ETRS-TM35FIN). Kuva: Johannes Paukunen.

Hautalammin leikkaushavaintokohteen rinteestä on tunnistettu kahdeksan fasiesta, jotka muodostavat kolme fasiesassosiaatiota (kuva 23). Maanpinnan ylimmäksi yksiköksi on kerrostunut fasiesassosiaatio B, joka on tulkittu Gilbert-typin deltan topset-rakenteeksi. Fasies B1 on muodostunut deltan pinnalla virranneiden glasiofluviaalisten sulamisvesikanavien kerrostamasta keskikarkeasta hiekasta. Yksikkö koostuu enintään 50 cm paksuista, loivasti kaukalaristikerroksellisista seteistä, jotka leikkaavat erosionaalisesti alapuolisia sedimenttiyksiköitä (kuva 23A). Erosionaaliset kontaktit kaukalaristikerroksellisissa rakenteissa viittaavat aineksen pohjakulkeutumiseen ja sulamisvesiuoman pitkäkestoiseen ja tasaiseen virtausnopeuteen (Mäkinen ja Palmu 2008, Winsemann et al. 2009). Paleovirtausmittauksen perusteella topset-rakenteet kaatuvat 10° kohti lounaista. Tyypillisesti topset-rakenteet ovat kerrostuneet lähes horisontaalisina tai loivasti kaatuneina rakenteina kohti deltan edustaa (Lønne 1995).



Kuva 23. Yhteenveto Hautalammin leikkaushavainnosta ja valokuvia fasieksien yksityiskohdista. Valokuvat A–F: Antti Ojala.

Fasiesassosiaatio C on tulkittu kerrostuneen heikon sulamisveden virtausenergian aikana deltan distaaliosan rinteiden läheisyydessä (kuva 23). Fasiuksen C1:n yläosaan on kerrostunut hienosta hiekasta kiipeäviä väreristikerroksellisia rakenteita, jotka viittaavat sulamisveden määrän ja virtausnopeuden heikentymiseen (kuva 23B). Kohteen tyypillistä paleovirtausuuntaa nähden vastakkaiseen suuntaan kaatuvat C1 fasiuksen rakenteet voivat olla syntyneet superkriittisen virtauksen vaikutuksesta. Tällöin virtaavan veden hidastuessa syntyy vesikynnys (engl. hydraulic jump), joka kuluttaa alapuolisia sedimenttirakenteita sekä synnyttää vallitsevaa virtausuuntaa nähden vastakkaiseen suuntaan kallistuneita ristikerroksellisten rakenteita (Lowe 2014). Fasiuksen C1 hienorakeisemmat ja plastisemmat sedimentit ovat kerrostuneet osittain liukumalla alapuolisen, keskikarkeasta hiekasta koostuvan fasiuksen C2 päälle. Siten hienoaineksen osittain tunkeutuu linssimaisesti alapuoliseen karkearakeisempaan fasiukseen (Kurjanski et al. 2021).

Fasiesassosiaatio D on vaakakerroksellinen, pääosin löyhästä sorasta ja hiekasta koostuva deltan foreset-rakenne (kuva 23). Jyrkästi kaatuvien settien paksuus vaihtelee 10 ja 20 cm välillä. Paleovirtausmittauksen perusteella fasies D1:sen kerrostumissijainnissa deltan rinne on kaatunut kohti luodetta erittäin jyrkässä 74° kulmassa. Kaateen määrä viittaa painovoiman ohjaamiin kerrostumisprosessiin välittömästi deltan rinteiden yläosassa, jossa on säilyneenä karkearakeisia sedimenttejä, hienorakeisempien sedimenttien kulkeutuessa kauemmaksi deltan distaaliosaan tai prodeltan allasedimenteiksi.

Fasiukset D1–D3 koostuvat maanäytteiden ja seinämähavaintojen perusteella pääosin sorasta. Ylimmän fasiuksen D1 yläosassa karkean soran joukossa esiintyy imbriikaatiokutoutuneita, kivisiä linssejä (kuva 23C). Fasiuksen D1 alaosaan on kerrostunut imbriikaatiokutoutuneista kivistä koostuva yhtenäinen kiverros, jonka alapuolella on erosionaalisiin kourumaisiin rakenteisiin kerrostuneita karkeamman soran sulkeutumia. Vastaavan kaltaisia, hyvin pyörityneistä ja hapettuneista kivistä muodostuneita 15–20 cm paksuja kiverroksia on havaittu seinämän alemmistakin faseksista (kuva 23E). Pelkästään kivistä koostuvien kerrosten muodostuminen on vaatinut voimakkaita ja erosionaalisia deltan rinnettä pitkin valuavia irtoainesvirtauksia (Winsemann et al. 2018). Fasiukset D1–D3 on tulkittu kerrostuneen subakvaattisesti deltan proksimaliosan rinteeksi, kun jäätikön sulaminen, ja siten sulamisveden virtausmäärä on ollut voimakasta ja hienorakeisemmat maa-ainekset ovat kulkeutuneet veden suspensiossa kauemmaksi deltan distaaliosaan (kuva 23D) (Kurjanski et al. 2021).

Fasiyksissä D4 ja D5 sedimentin raekoko pienentyy kerrokselliseksi hiekkaiseksi soraksi. Yksittäisissä, noin 10 cm paksuissa yksiköissä havaitaan raekoon ylöspäin hienoneva rakenne. Leikkaushavaintoseinämän alimmassa faseksessa D5, lähes massiivisen hiekan ja

klastikannatteisen soran vuorottelevien settien kerrallisuus muodostaa enää 1–2 cm paksuja kerroksia (kuva 23F). Gruszka ja Zieliński (2021) mukaan struktuuriltaan massiivisen hiekan ja soran rytmillisen kerralliset rakenteet ovat voineet kerrostua karkearakeisien sedimenttien massavirtauksessa deltan rinteillä. Deltan foreset-rakenteiden alapuolisia, tyypillisesti lähes horisontaalisesti kerrostuneita bottomset-rakenteita ei havaittu tutkimuksessa.

Fasieksesta D5 tehtyjen paleovirtausmittauksien perusteella deltan rinne on kerrostuessa kaatunut 30° itään päin. Kaateen määrä vastaa Gilbert-tyyppin deltojen foreset-rakenteiden tyypillistä kaademäärän vaihteluväliä 10–35° (Gruszka ja Zieliński, 2021, Kurjanski et al. 2021). Tyypillisesti sorasta kerrostuneilla deltan rinteillä kaade on jyrkempi kuin hiekasta kerrostuneilla (Gruszka ja Zieliński, 2021). Hautalammin tapaisilla jyrkästi kaatuviissa deltan foreset-rakenteissa kerrostumisprosessit ovat useimmiten painovoiman ohjaamia ja vähäisemmässä määrin suspension avulla tapahtuvia (Lang et al. 2017). Nemeč et al. (1999) mukaan 40–50 % Gilbert-tyyppin deltojen foreset-litofasieksista kerrostuvat painovoiman ohjaamina suurilla virtausnopeuksilla. Usein tällaiset massavirtaukset muuttuvat kuitenkin seisovaan veteen osuessaan osittain turbidiittisiksi, jolloin deltojen rinteisiin muodostuu myös raekooltaan hienorakeisempia kerrostumia (Gruszka ja Zieliński, 2021).

Gilbert-tyyppin deltat sisältävät paljon lajittuneita ja siten huokoisia maa-aineksia, jotka ovat potentiaalisia pohjaveden muodostumisen ja varastoitumisen kannalta (Gruszka ja Zieliński, 2021). Hautalammin deltan foreset-rakenteissa raekoko muuttui hienorakeisemmaksi syvyyden kasvaessa, jolloin maa-aineksen huokoisuus pienentyy (kuva 23). Deltan vedenjohtavuutta ja pohjavedenvarastointikykyä voidaan Hautalammen leikkaushavaintokohteessa kuitenkin arvioida erittäin hyväksi, sillä tutkimuksessa havaitut maa-ainekset koostuvat pääosin hyvin lajittuneesta klastikannatteisesta sorasta ja hiekasta, joiden vedenjohtavuuden ominaisuudet ovat hyvät. Kohteessa esiintyvät karkearakeisemmat linssirakenteet ja kiviset kerrokset parantavat deltanmuodostuman vedenjohtavuutta.

### 5.3.3 Lustomonttu

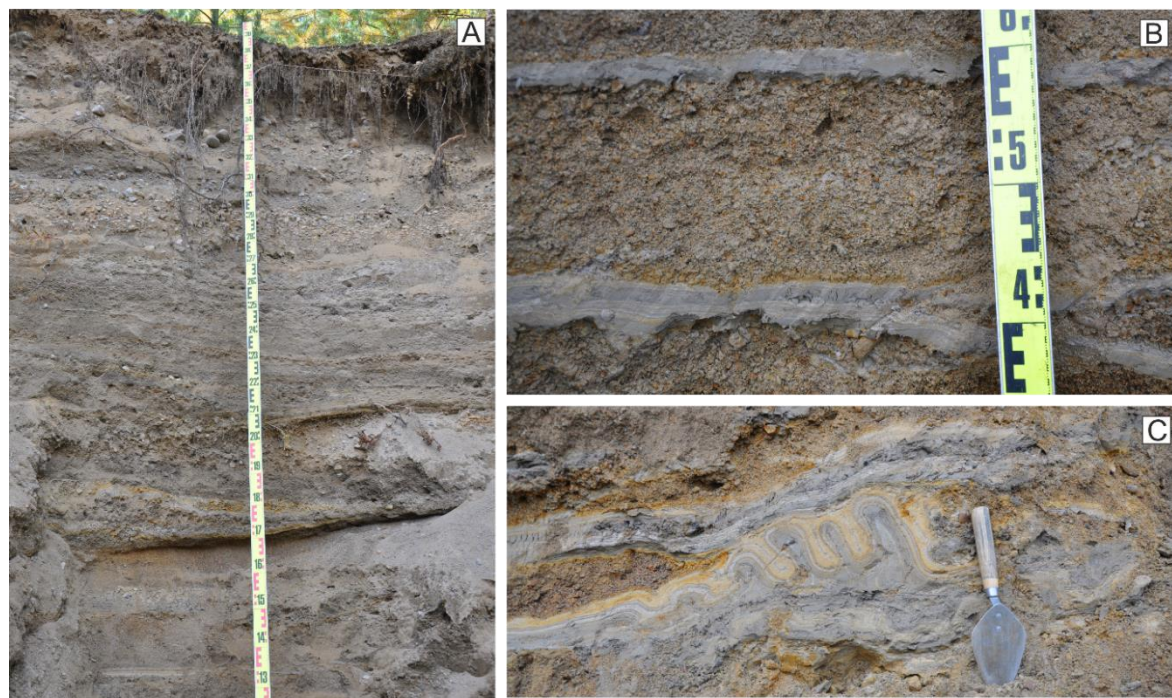
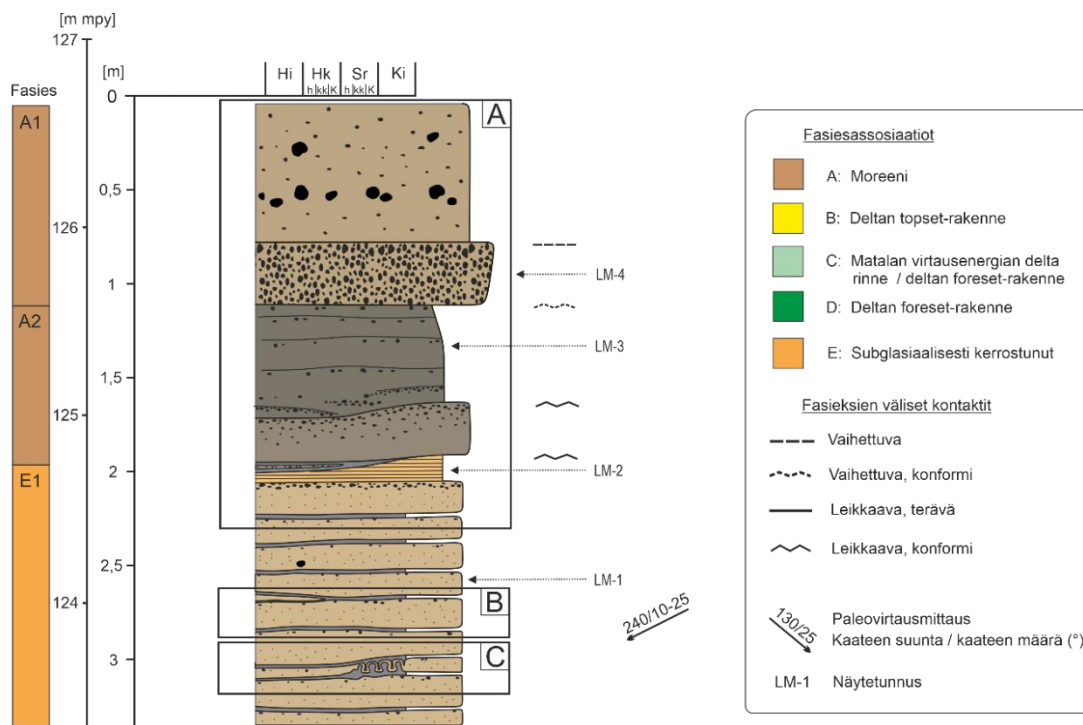
Lustomontun leikkaushavaintokohde sijaitsee jäätikön reunan suuntaisen, 2–3 m korkean ja 15–35 m levyisen selänteen distaalipuoleisella rinteellä (kuva 16). Poikkileikkauksen perusteella kohde on muodostunut proksimaalipuoleiselta rinteeltä hieman jyrkemmäksi. Leikkaushavainnointi on tehty soranottokuopan pohjalta edustamaan maaperän korkeusvaihteluväliä 123,4–126,7 m m.p.y. (kuva 24). Korkeimmillaan selänne kohoaa 130 m m.p.y. korkeustasoon 25 m leikkaushavaintokohteesta pohjoiseen. Leikkaushavaintokohteen eteläpuolella harjuketjuun on muodostunut kaksi jyrkkää kaarretta, joiden välisellä alueella harju seuraa lähes selänteen suuntausta (kuva 16). Mahdollisesti tutkimuskohteena oleva

selänne ja tutkimusaluetta halkova harjuketju ovat olleet kerrostumisaikana yhteydessä toisiinsa jäätikön reunan suuntaisen subglasiaalisen rakoilun avulla. Tällöin vain tutkimuskohteena oleva topografisesti korkeammalla sijaitseva selänteen osa on säilynyt sulamisvesien virratessa alavilla alueilla.



Kuva 24. Lustomontuksi nimetty leikkaushavaintokohde. Koordinaatit: 6767645N, 346657E (ETRS-TM35FIN). Kuva: Johannes Paukkunen.

Lustomontun leikkaushavaintoseinämästä tunnistettiin kolme litofasiesta, jotka muodostavat kaksi fasiesassosiaatioksi (kuva 25). Kerrostumisjärjestyksessä ylimmäksi sijoittuva fasiesassosiaatio A koostuu jäätikön pohjasta irti sulaneesta tai jäätiköstä irronneiden jäälohkareiden kuljettamasta maa-aineksesta, joten fasiesassosiaatio on tulkittu subakvaattisesti kerrostuneeksi moreeniksi. Alapuolinen fasiesassosiaatio E on tulkittu edustavan subglasiaalista kerrostumisympäristön kerrostumaa, jossa jäätikön reunan suuntaiseen jäätikkötunneliin tai rakosysteemiin on syntynyt vuosikerrallista sedimenttirakennetta. Deglasiaation aikainen kausivaihtelu jäätikön sulamisnopeudessa sekä siitä seuranneet muutokset sulamisvesien määrässä ovat johtaneet kerroksellisuuden muodostumiseen tutkimuskohteena olevan selänteen rinteellä.



Kuva 25. Yhteenvedo lustomontun havainnoista sekä valokuvia fasieksista ja rakenteista. Valokuvat A–C: Antti Ojala.

Fasies A1 on löyhää hiekkaista soraa, jossa esiintyy paikoin klastikannatteisia, enintään 10 cm halkaisijan pyörityyneiden kivien kasaumia (kuva 25). Fasieksen sisällä tapahtuu muutos korkeustasossa 125,9 m m.p.y, jonka yläpuolella fasies on lajittuneempaa ja heikosti kerroksellista. Korkeustason alapuolinen yksikkö koostuu karkeammasta ja lähes

massiivisesta alaspäin hienonevasta sorasta. Fasi A1 on tulkittu viimeisen deglasiaation aikana muodostuneeksi löyhäksi pintamoreeniksi, joka on myöhemmin kokonaan tai osittain uudelleen kerrostunut rantavoimien vaikutuksesta (Rivers et al. 2024).

Fasi A2 on pääosin hiekasta ja sorasta koostuva sekalajitteinen, löyhä ja lähes massiivinen sedimenttiyksikkö, jonka hienoainespitoisuus on raekokoanalyysin perusteella 22 % (kuva 25). Fasiuksessa esiintyy paikoin karkean soran klasteja ja pieniä kiviä. Fasiuksen yläosassa on havaittu heikkoa kerroksellisuutta, samalla, kun yksikön raekoko hienonee ylöspäin normaalikerrallisesti. Fasi A2 on tulkittu edustavan selänteen päälle deglasiaatiossa kerrostunutta pintamoreenia, johon ei ole vaikuttanut uudelleen kerrostavat rantavoimat.

Lustomontun leikkaushavainnointiseinämän alin havaittu fasyksikkö E1 koostuu hiekasta ja sorasta sekä kerroksellisesta hienosta siltistä ja savesta (kuva 25). Fasiuksen yläosassa on yläpuolista fasiesta A2 myötäilevä 10–20 cm paksu löyhä ja kerroksellinen hiekka (kuva 25A). Tämän alapuolella fasy muuttuu massiivisen soraisen hiekan ja ohuiden hienoaineskerroksien vuorotteleviksi seteiksi (kuva 25B). Muutaman senttimetrin paksuiset hienoainesyksiköt koostuvat 1–10 mm paksuisista savi- ja silttilaminaatioista, joiden välissä esiintyy paikoin karkeamman aineksen linssejä. Vuorottelevat paksumat karkearakeiset- ja ohuemmat hienoainesyksiköt muistuttavat vuosikerrallisia lustoja, minkä suhteen leikkaushavaintokohde on nimetty. Paikoitellen savi- ja silttiyksiköt ovat deformatuneet jäätikön liikkeessä (kuva 25C). Fasiuksesta E1 tehtyjen paleovirtausmittauksien perusteella kerrostumisalustan kaadesuunta on ollut kerrostumisaikana 240° ja kaateen jyrkkyys on vaihdellut välillä 10–25°. Tämä viittaa sedimenttiaineksen valuneen selänteen rinnettä pitkin kohti sen lounaispuolella sijaitsevaa maaperän painannetta.

Lustomontun leikkaushavainnoinnin tuloksien ja geomorfologiset havaintojen perusteella litofasies E1 on tulkittu kerrostuneen deglasiaation aikana jäätikön reunan läheisyydessä sijaitsevaan jäätikön rakoon. Tällöin selänteen säilyminen ei ole vaatinut paikalleen sulavaa tai kylmäpohjaista jäätikköä. Hienoaineksen muodostamat lustomaiset rakenteet ovat tulkittu kerrostuneen jäätikön sulamisen kausivaihtelun seurauksena. Lustorakenteita ei ole Ringber (1991) mukaan rajoitettu vain tiettyihin sedimentaatioympäristöihin, vaan lustoja voi kerrostua kausivaihtelussa myös harjujen ja deltojen yhteyteen. Hienoainespitoiset kerrokset ovat kerrostuneen talven aikana, jolloin jäätikön sulaminen ollut kausivaihtelultaan hitaampaa ja jäätikön rakoon on pulssimaisesti virrannut hienoainespitoisia sulamisvesiä. Kesäkautena jäätikön sulaminen on ollut nopeampaa ja voimakkaammat sulamisvesivirtaukset ovat kuljettaneet ja kerrostaneet hienoaineksen päälle karkeampaa sedimenttiainesta.

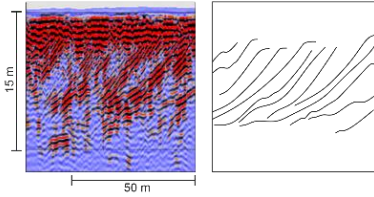
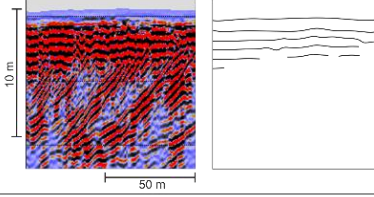
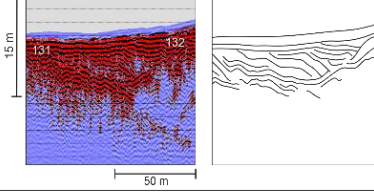
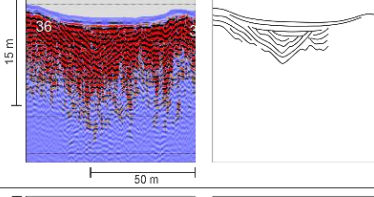
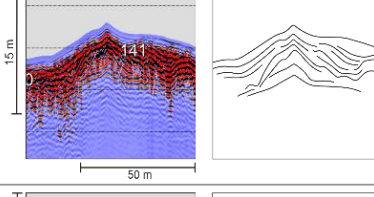
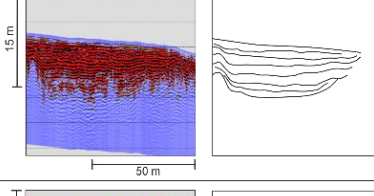
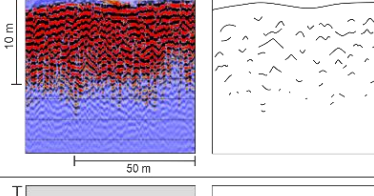
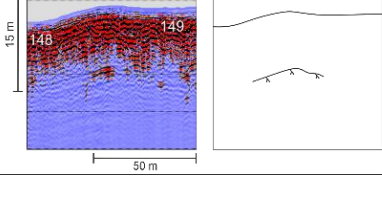
Pintamoreeniksi tulkittu fasiesassosiaatio A on myöhemmässä vaiheessa kerrostunut selänteen päälle peittäväksi kerrostumaksi.

Leikkaushavaintokohteena oleva selänne muistuttaa geomorfologisilta ominaisuuksiltaan jäätikön reunan suuntaisesti kerrostuvia De Geer -muodostumia, jäätikön pohjan rakoihin puristuneita selännteitä (engl. crevasse-squeeze ridge) tai jäätikön reunan eteen muodostuneita reunamoreeneja (Bennett ja Glasser 2009, Rivers et al. 2023, Rivers et al. 2024). De Geer -muodostumien ja jäätikön avoimiin tiloihin puristuneiden moreeniselänteiden erottaminen toisistaan ei ole yksiselitteistä. Molemmat muodostumatyypit voivat olla sekä geomorfologisesti että muodostumisprosessiltaan samankaltaisia jäätikön pohjalla muodostuvia matalia selännteitä. (Rivers et al 2023, Rivers et al 2024). Tyypillisesti nämä maaperämuodostumatyypit kerrostuvat pohjamoreenista tai jäätikön alapuolisen pohjan pehmeistä sedimenteistä (Bennett ja Glasser 2009, Rivers et al 2023). Tutkimuksessaan Rivers et al. (2024) on kuitenkin esittänyt uuden konseptuaalisen De Geer -muodostumismallin, jossa subglasiaalisten De Geer -selänteiden kerrostumiseen ja rakenteeseen vaikuttavat sulamiskausien sisäiset vaihtelut. Lustomontun leikkaushavaintokohteella on todettu osittain samankaltaisia maanpinnan ylimpiä kausivaihtelun muodostamia rakenteita ja sedimenttiyksiköitä. Tyypillisesti kuitenkin De Geer -muodostumat ja jäätikköön pohjan rakoihin puristuneet moreeniselännteet muodostavat laajoja, useista toistuvista selännteistä muodostuvia kenttiä (Rivers et al. 2023, Bennett ja Glasser 2009). Tutkimusalueella tai sen läheisyydessä ole havaittavissa tämänkaltaista matalien selänteiden toistuvuutta.

#### **5.4 Maatutkaluotausprofiilien tulkinta**

Maatutkan läpäisevyys oli suurimmillaan Hautalammin alueen deltamuodostumassa, jossa tutkasignaali tunkeutui noin 20 m syvyyteen maanpinnasta. Tyypillisesti signaalin läpäisevyys oli 10 m ja 15 m välillä.

Maatutka-aineiston keskeisimmät havainnot liittyivät maaperän koostumukseen ja kerrospaksuuksiin. Profiileista tehtiin havaintoja myös harjuselänteiden sijainneista ja laajuuksista, deltojen sisäisistä rakenteista sekä vähäisiä havaintoja kalliopinnan ja pohjavedenpinnan sijainneista. Maatutkaluotausprofiilien tulkinta perustuu maaperän sisäisten rakenteiden tulkintaan, signaalin vaimentumiseen ja signaalin heijastusten geometriaan. Tulkinnassa hyödynnettiin kairausten, leikkaushavaintojen ja painovoimamittauksien tuloksia. Kuvassa 26 on esitetty maatutkaprofiileista tunnistettuja maaperä tutkafasieksia sekä niiden perusteella tehtyjä tulkintoja tutkimusalueen sedimenttirakenteista, geometriasta ja maa-aineksesta.

Sedimenttirakenne	Geometria ja ominaisuudet	Litologia	Fasies
Delta foreset	Heijastuksia kaltevista klinoformeista Matalan ja korkean heijastavuuden alueita Korkeus: 5...15 m Kaade: 10...30°	Hyvin lajittunutta karkeaa hiekkaa, soraa ja kiviä	
Delta topset	Horisontaalisia tai lähes horisontaalisia kerroksia foresettien yläpuolella Korkea heijastavuus Korkeus: 1...5 m	Lajittunutta hiekkaa ja soraa, mahdollisesti kiviä	
Suuri virtauskanava	Heijastukset muodostaa kaukakuotoisen rakenteen, vaihtelevat virtausnopeudet vaikuttaneet lajittuneeseen ainekseen Vaihtelevia eri heijastavuuden alueita Korkeus: 4...13 m Leveys: 40...70 m	Hiekkaa ja soraa	
Suppakuoppa	Kupera painanne lähellä maanpintaa, heijastukset kaareutuvat pohjalla ja reunoilla Korkea heijastavuus Korkeus: 2...>15 m Leveys: 7...>150 m	Vaihtelevasti sorasta hienojakoisiin maalajeihin	
Harjuselänne	Terävä harjanne, jyrkkiä topografiaa myötäileviä heijastuksia Korkeasta heijastavuudesta lähes läpinäkyvään ja katkonaiseen heijastuvuuteen Korkeus: <20 m Leveys: <100 m	Hiekkaisesta sorasta lohkaraiseen harjuyttimeen	
Altaiden ja prodeltan kerroksellinen hienoaines	Horisontaalisia tai loivasti kaltevia jatkuvia heijastuksia, myötäilevät kerrostumis pohjaa Korkea heijastavuus Korkeus: 2...>15 m	Mukana silttisiä ja savisia kerroksia	
Diamiktoni	Huonosti lajittunut, kaaottinen Vaihtelevaa heijastuskykyä eri maalajeista ja tekstuureista, paikoitellen huono heijastuksen läpäisykyky	Hienoja ja karkeita maalajeja, mahdollisesti lohkaraita	
Kallioperä	Kumpuilevasti heijastuksia, diffraktiota pintaosan rakoilusta, siirroksista ja rapautumisesta Korkea heijastavuus		

Kuva 26. Tutkimuksessa maatumkaprofiileista tunnistettuja tutkafasieksia

Signaalin läpäisykyky oli suurimmillaan kuivista sekä karkearakeisista sedimenteistä kerrostuneilla delta-alueilla, joissa esiintyy ylimpänä yksikkönä horisontaalisesti kerrostuneita topset-rakenteita ja niiden alapuolella jyrkkiä deltan foreset-rakenteita. Maatutkaprofiileissa ei havaittu deltan foreset-rakenteiden alapuolelle sijoittuvia, Gilbert-deltoille tyypillisiä melko horisontaalisesti kerrostuneita bottomset-rakenteita. Kuvassa 27 on esitetty esimerkkitulkinna, miten tutkaprofiileja on hyödynnetty Hautalammin delta-alueelle sijoittuvien linjojen MTL 3 ja MTL 4 geologisten rakenteiden ja kerrospaksuuksien selvityksessä. Muut tulkitut profiilikuvat on esitetty liitteessä 2.



Kuva 27. Maatutkalinjojen MTL 3 ja 4 käsittelemättömät profiilikuvat ja tulkintakuvat. Tulkintakuvaan lisätty tiedot painovoimamittauslinjoista, maatutkalinjan läheisyydessä sijaitsevista kairaushavainnoista ja Hautalammen leikkaushavainnon litologiset syvyydet. Havaintoputken HP29 maalajit perustuvat kairauksen aikana tehtyihin havaintoihin, joissa on havaittu kivisyyden kasvavan moreeniksi tulkitun rajapinnan syvyydessä. Maatutkalinjojen sijainnit ja linjojen GPS-mittauspisteet on esitetty oikealla alhaalla sijaitsevassa karttakuvassa. Maatutkalinjojen yksityiskohtia: A) sedimentin sisään jääneiden jäätikkölohkojen muodostamaa kumpareikkoa kahden deltan välissä, joiden päälle on kerrostuneena deltan topset- ja foreset-rakenteita ja mahdollisia romahtamisrakenteita (Bouali ja Sweeney, 2021). B) deltan proksimaalipuolen topset- ja foreset-rakenteiden romahtusrakenteita GPS-pisteissä 48–49. C) havaintoputken HP29 alueella luode-kaakko suuntaiset moreenin fluting-selänteet jatkuvat deltan alle

Maatutkaprofiililinjat MTL 3 ja 4 sijoittuvat alueelle, jolle on kerrostunut useita laajoja ja tasalakisia reunadeltoja (kuva 27). Profiileista tulkitut maanpinnan ylimmät horisontaalisesta hiekasta koostuvat deltan topset-rakenteet edustavat Hautalammin leikkaushavainnoinnissa tunnistettua fasiesassosiaatio B:tä (kuva 23). Topset-rakenteiden alapuolella on profiilikuvissa tunnistettavissa jyrkästi kaatuvia deltan foreset-rakenteita, jotka edustavat Hautalammin leikkaushavainnoinnissa sorasta ja hiekasta koostuvia fasiesassosiaatioita C ja D.

Paikoitellen kuvassa 27 sekä muissa liitteen 2 tulkituissa maatutkaprofiileissa havaitaan soraksi tulkituissa maaperäyksiköissä maatutkasignaalin vaimentumista syvyydellä 10–15 m. Vaimentuminen viittaa dielektrisestä keskimääräisesti huomattavasti huonommin johtaviin sorayksiköihin, joka voi johtua maa-aineksen homogeenisyydestä, jolloin maalajien väliset erot ovat pieniä, tai resistiivisestä hienoaineksesta, jota voi jäädä sorakerrosten väliin linssirakenteina. Vaimentuminen voi johtua myös pohjavedenpinnan läheisyydestä, jota ei ole kuitenkaan tunnistettavissa profiilikuvista (Kurjanski et al. 2021). Maatutkaprofiileissa sorayksikön alapuolella tapahtuva signaalin nopea vaimentuminen tulkittiin hienoainesta sisältävän moreenin yläpinnaksi. Esimerkiksi GTK 57-21 kairauspisteessä todettiin erittäin tiivistä hienoainespitoista moreenia 12 m syvyyden alapuolella, joka vastaa maatutkasignaali heikkenemissyvyyttä (kuva 27). Maatutka- ja painovoimatulkintojen perusteella profiilikuvassa MTL 3 deltan alapuolisten moreeniyksikön paksuus saattaa siten olla jopa yli 35 m (kuva 27). Moreeniksi tulkitun yksikön yläpinnan aseman sijaintitulkintaa tukevat alueelle sijoitettujen uusien kairauspisteiden kairaushavainnot sekä näiden yhteydessä kerättyjen maanäytteiden seulontatulokset (kuva 18). Paksuja moreenikerrostumia on todettu myös aikaisemmissa Könnölän alueelle sijoituvissa seismisissä luotauksissa, vaikkakin tehtyjen linjojen perusteella paksuimmat 20,0–30,6 m moreenikerrostumat on todettu sijoittuvan tutkimusalueen pohjoisreunalle havaintoputken HP 28 läheisyyteen (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993).

MTL 3 ja MTL 4 maatutkaprofiileista on tulkittu deltan romahtamisrakenteita (kuva 27). Nämä ovat syntyneet, kun jäätikön vetäytymisen ja deltaan hautautuneiden jäälohkareiden sulamisen seurauksena deltan jäätikönpuoleinen tukirakenne häviää, joka johtaa deltan jäätikönpuoleisten rakenteiden romahtamiseen (Bouali ja Sweeney 2021). Jäätikönpuoleisen deltan rinteiden romahtamisrakenteet erottuvat maatutkaprofiileissa jäätikön suuntaan kallistuneina kerrosrakenteina sekä osittaisina topset-rakenteiden romahtamisina (Bouali ja Sweeney 2021).

Maatutkaprofiilien korkean amplitudin horisontaaliset heijastukset viittaavat hienorakeisiin allas- ja prodeltan sedimentteihin (Winsemann et al. 2009). Siltistä, savesta ja hienosta hiekasta koostuvia korkean heijastuksen allasedimenttejä on havaittu Takajärven ranta-alueella maatutkaprofiilissa MTL 3 (kuva 27) ja harjuselännettä ympäröivillä lievealueilla maatutkaprofiilissa MTL 13 (liite 2). Pohjavedenpinnan aiheuttama maatutkan signaalin nopeuden puolittuminen huomioiden, hitaasti virtaavassa tai seisovassa vedessä kerrostuneiden hienorakeisten allasedimenttikerroksien enimmäispaksuudet vaihtelevat tutkimusalueen maatutkaprofiileissa välillä 5–10 m.

Maatutkaluotausprofiileista havaitut signaalin nopeat ja terävät vaimentumiset on tulkittu kallioperän kontakteiksi. Kallioperähavaintoja tehtiin tutkimusalueen pohjoispuolen linjoissa MTL 12 ja MTL 13 (liite 2). Maatutkalinjassa MTL 12 on havaittu mahdollinen rapautuneen kallioperän aiheuttamaa signaalin heijastus maatutkaluotauksen GPS-pisteiden alueilla 131–132. Rapautunut kallioalue sijoittuu GTK:n kallioperäkartassa pohjoisen uraliittiporfyyriitti- ja eteläisen mafisen tuffin muuttumisalueelle (GTK, 2023a). Maatutkaluotausprofiilissa havaittava etelään päin kaatuva rakenne osoittaisi tällöin rapautumista paremmin kestävän uraliittiporfyyritistä koostuvan kalliopinnoin sijainnin.

Harjuselänteitä havaittiin maatutkaprofiileissa MTL 1 ja MTL 13 (liite 2). Harjuselänteet on tunnistettavissa maatutkan signaalin geometrian avulla, mutta signaalin vaimentuminen vaikeuttaa karkearakeisten harjuytimien sisäisten rakenteiden tunnistamista. Soraisessa yksikössä havaittavat pienet korkean amplitudin heijastukset voivat johtua karkeasta sorasta tai kivisistä yksiköistä (Kurjanski et al. 2021). Näissä kohdissa materiaalien välinen sähköisen permittiivisyyden kontrasti kasvaa, mikä voimistaa maatutkasignaalin heijastumista. (Winsemann et al. 2009). Maatutkaprofiilissa MTL 1 havaittiin geometrian perusteella mahdollinen piiloharju, joka on peittyneet noin viisi metriä paksun hiekkakerroksen alle (liite 2). Kurjanski et al. (2021) mukaan peittyneiden harjujen laajuuden luotettava tunnistaminen on kuitenkin ongelmallista pelkän maatutkaluotauksen perusteella, sillä harjuselänteiden erottaminen kallioperän kohoumista tai ympäröivistä sedimenteistä on usein vaikeaa samankaltaisten dielektrisyysarvojen takia.

Pohjavedenpinta havaittiin ainoastaan maatutkaprofiilissa MTL 13 Mustalammin pohjoispuolella, missä pohjavedenpinta sijaitsi 5 m maanpinnan alapuolella hienoainespitoisessa maaperässä (liite 2). Muissa profiilikuvissa pohjavedenpinta ei ollut erotettavissa siitä huolimatta, että pohjavedenpinta sijaitsi havaintoputkien ja painovoimamittaustietojen perusteella tutkasignaalin läpäisyvyvydessä.

## 5.5 Hydrogeologinen 3D-mallinnus ja tulosten visualisointi

### 5.5.1 Geologiset mallinnusyksiköt

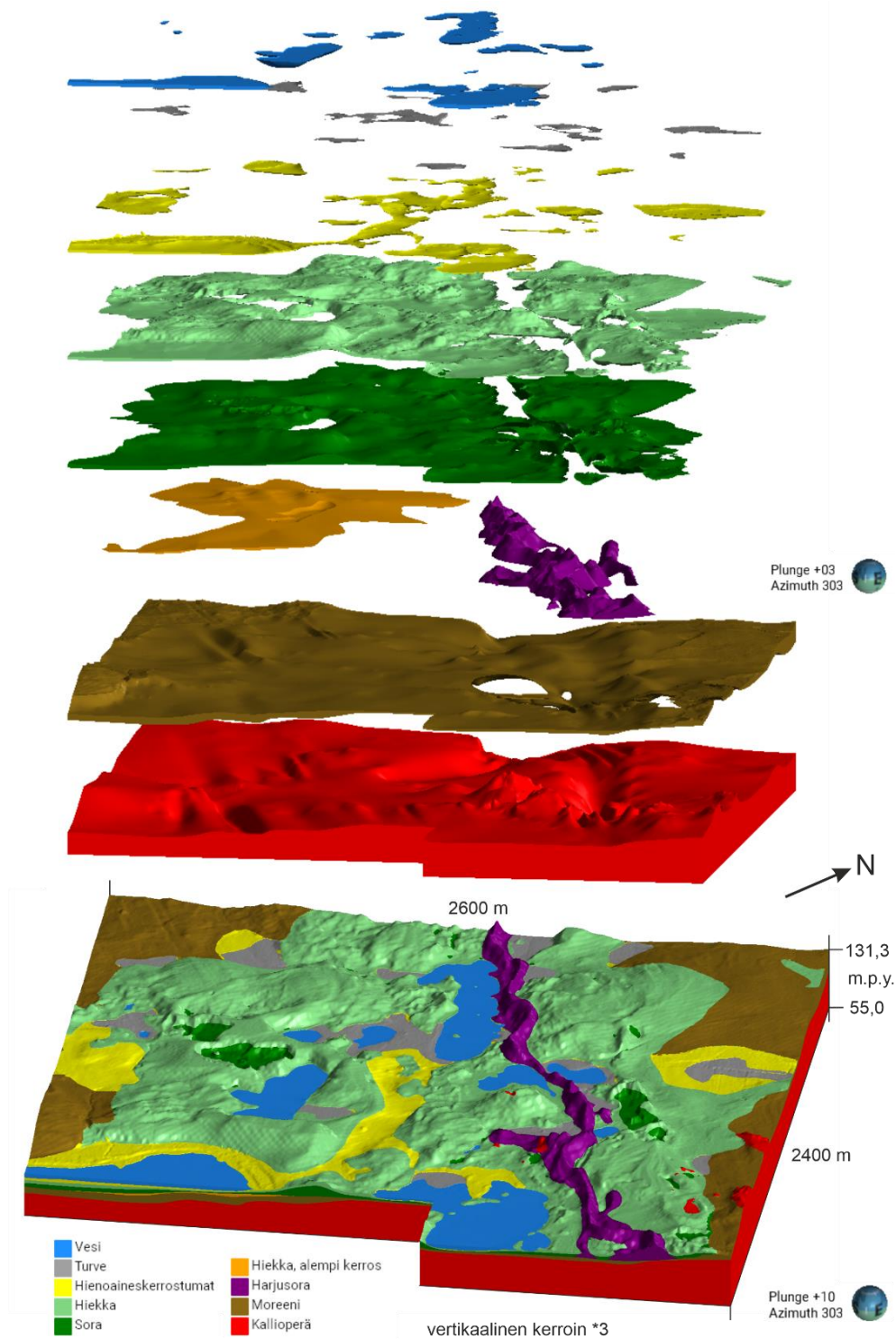
Yksinkertaistettu geologinen rakennemalli sisältää kallioperän pintamallin lisäksi seitsemän maaperäyksikköä, jotka ovat vanhimmasta yksiköstä nuorimpaan: moreeni, harjusora, alempi hiekka, sora, hiekka, hienoaineskerrostumat ja turve. Yhteenveto mallinnusyksiköitä vastaavista geologisista- ja maalajiyksiköistä on esitetty taulukossa 3.

Taulukko 3. 3D-mallinnetut yksiköt ja niiden vastaavat geologiset- ja maalajiyksiköt

Geologinen yksikkö	Maalajiyksikkö	Mallinnusyksikkö
Kallioperä		Kallioperä
Ylempi- ja alempi moreeniyksikkö	Moreeni	Moreeni
Harjuselänteen muodostava harjuydin ja sitä peittävät karkearakeiset maalajit	Lohkareet, kivet, sora, hiekka	Harjusora
Jäätikköjokikerrostuma	Keskikarkea hiekka	Alempi hiekka
Jäätikköjokikerrostuma	Sora, kiviä	Sora
Jäätikköjokikerrostuma	Keskikarkea hiekka, karkea hiekka	Hiekka, maanpinnalla havaittava
Rantakerrostumat ja postglasiaalsiet allasedimentit	Hieno hiekka, siltti, savi	Hienoaineskerrostumat
Eloperäiset maalajit	Saraturve, rahkaturve	Turve

Kuvassa 28 on esitetty mallinnusyksiköihin perustuva tutkimusalueen 3D-hydrogeologinen malli. Kallioperän pinta mallinnettiin yhtenä kallioperän yksikkönä, vaikka maatutkaprofiilin MTK 12 tulkinnassa havaittiin mahdollisesti rikkonaista kallioperää (liite 2).

Yksityiskohtaisemmassa 3D-hydrostratigrafisessa mallinnuksessa rapautuneen ja rikkonaisen kallioperän vyöhykkeiden paksuuden arviointi erillisenä mallinnettavana yksikkönä olisi kuitenkin tärkeää, koska rikkonaisen vyöhykkeen paksuus vaikuttaa vedenjohtavuuteen ja voi siten toimia akviferinä tai akvitardina (Åberg et al. 2021).



Kuva 28. Mallinnettujen yksiköiden räjäytyskuva ja yhdistetty näkymä tutkimusalueen 3D-rakennemallista. Maaperäyksiköt esitetty kerrostumisjärjestyksessä nuorentuen ylöspäin. Rakennemallin pitkien sivujen pituudet 2,6 km ja 2,4 km.

Kairauksen aikaisten havaintojen ja tutkimuksessa saatujen seulontatuloksien perusteella tunnistetut ylempi ja alempi moreeniyksikkö yhdistettiin 3D-mallinnuksessa yhdeksi moreeniyksiköksi. Tämä yksinkertaistus tehtiin siitä huolimatta, että yleisesti Etelä-Suomen

alueella havaittava vanhempi alapuolinen pohjamoreeniyksikkö eroaa merkittävästi fyysikaalisilta ominaisuuksiltaan nuoremmasta pintamoreeniyksiköstä (esim. Hirvas et al. 1995, Donner 1999). Harjusoraksi mallinnettu yksikkö sisältää kivistä ja lohkareista koostuvan harjuytimen lisäksi sen yläpuolelle sekä reunoille kerrostuneet, pääosin sorasta ja kivistä koostuvat kerrostumat, jotka kokonaisuudessaan muodostavat maastossa ja tutkaprofiileissa havaitun harjuselänteen. Soran mallinnusyksikkö kattaa soraisessa maaperässä tunnistetut kivistä koostuvat ohuet kerrokset ja linssirakenteet, joita on havaittu leikkaushavaintoseinämissä ja kairauksissa. Hienoainesyksikkönä mallinnetut kerrostumat ovat pääosin rantavoimien kerrostamaa karkeaa hietaa, mutta tutkimustiedon puutteellisuuden takia mallinnusyksikkö kattaa myös alavilla alueilla kerrostuneet hienorakeiset postglasiaaliset allasedimentit.

Harjusorasta muodostunut harjun selänne on kerrostunut luode-kaakko suuntautuneisiin kallioperän painanteisiin (kuva 28). Mallinnettu harju koostuu maanpinnalla erotettavasta varsinaisesta yhtenäisestä selänteestä, lyhyistä selänteen sivuhaaroista ja peittyneistä piiloharjuselänteistä. Varsinaisen harjuketjun pohjoispuolelle mallinnettiin maatutkaprofiileista tulkittu dimensioltaan suurempi piiloharju.

Alempi hiekkayksikkö on mallinnettu Hautalammin ympäristöissä kerrostuneiden deltojen alimmaiseksi yksiköksi. Tämä hiekkayksikkö vastaa Hautalammin leikkaushavainnointiseinämän alimmaisena tunnistettua deltan foreset-rakenteen fasiesta D5 (kuva 23). Foreset-rakenteen alapuolelle deltan alimmaksi sedimenttiyksiköksi on mahdollisesti kerrostunut hienorakeisemmista sedimenteistä koostuva bottomset-rakenne (Kurjanski et al. 2021), jota ei kuitenkaan ole tämän tutkimuksen yhteydessä tunnistettu.

Paksuudeltaan merkittävimmät sorayksiköt sijoittuvat deltamuodostumien alueilla, joissa sora edustaa Kaivolammin ja Hautalammin leikkaushavaintoseinämistä tunnistettua foreset-rakenteiden fasiesassosiaatiota D (kuva 21 ja kuva 23). Maatutkaprofiilikuvista on saatu kattavaa tietoa sorayksikön ja sitä peittävän hiekkayksikön rajapinnan syvyysvaihtelusta. Hiekan ja soran rajapinnan tulkintaa on täydennetty tehdyillä leikkaushavaintotutkimuksilla, maastokartoituksen pinta- ja pohjamaalajien havainnoilla sekä maaperäkairauksien tiedoilla.

Hienoaineskerrostumina mallinnetut maalajit ovat kerrostuneet eri kerrostumisvaiheissa syntyneiden deltamuodostumien välisille alaville alueille, vesistöjen rantavyöhykkeille sekä turvekerrostumien alapuoliseksi maaperäksi (kuva 28). Hienoaineskerrostumien kerrospaksuudet ja laajuudet perustuvat ensisijaisesti maatutkaprofiilitulkintoihin, mutta kerrostumalaajuuksien määrittämisessä on hyödynnetty myös digitaalista korkeusmallia, jonka avulla on voitu tunnistaa topografisesti alavat alueet ja painanteet. Alueilla, joissa tutkimustietoa ei ole ollut saatavilla, kerrospaksuudet ovat mallinnettu pääosin kahden metrin

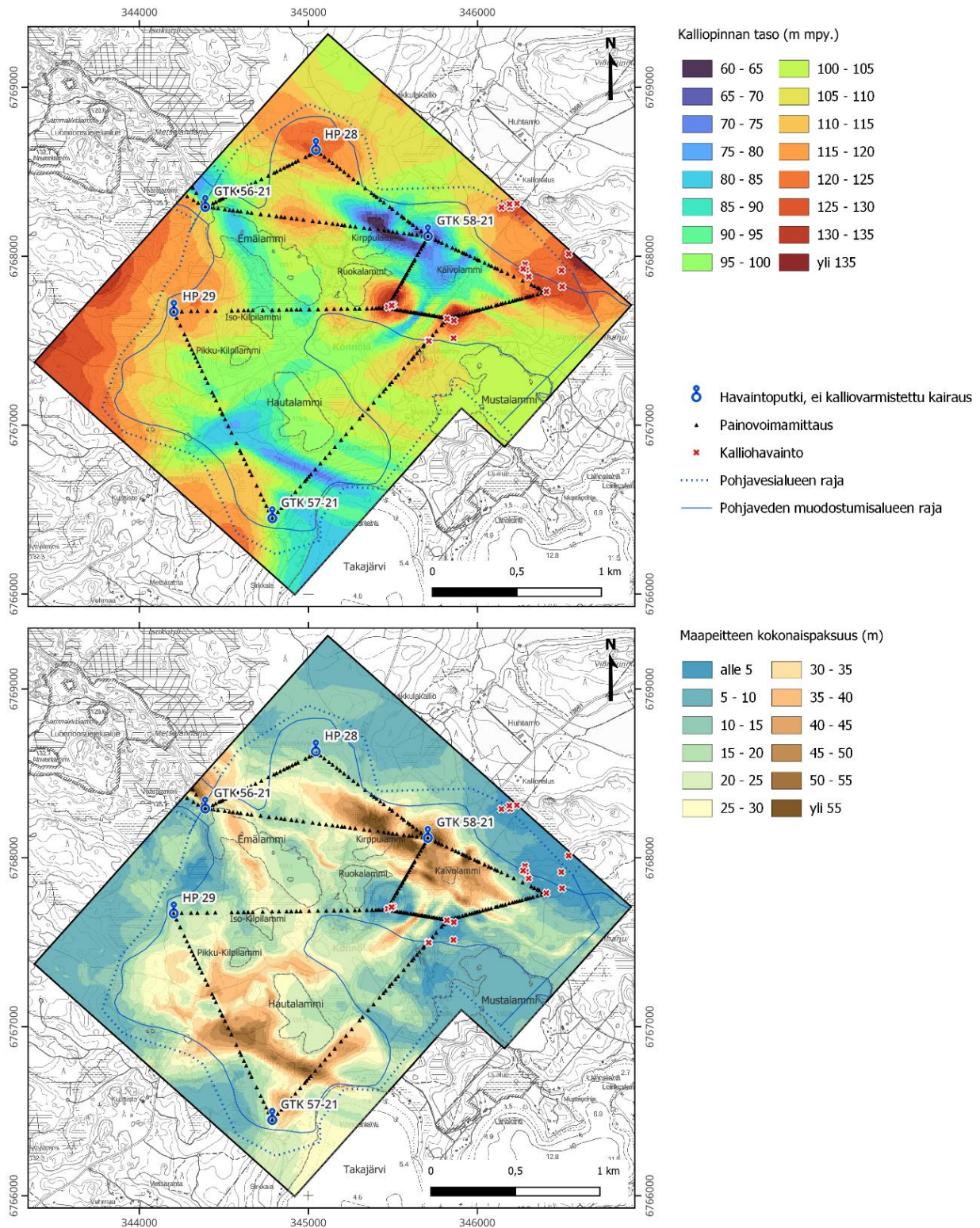
paksuiseksi vastatakseen alueen yleistä hienoaineksesta koostuvien maaperäyksiköiden kerrospaksuustietoa (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993).

Mallinnustuloksen perusteella alueen vesistöt sijoittuvat usein kallioperän painanteiden läheisyyteen (kuva 28). Alueen pienet lammet ovat syntyneet suppakuoppiin tai muihin maaperän painanteisiin. Vesistöjen pohjan sedimenttiyksiköt koostuvat pääosin huonosti vettä johtavista moreenista tai hienoaineskerrostumista.

Maaperän mallinnusyksiköt voidaan luokitella akviferi- ja akvitardiyksiköihin. Mallinnuksessa käytettävät harjusora-, sora- ja hiekkayksiköt muodostavat tutkimusalueelle yhtenäisen akviferiyksikön. Nämä mallinnusyksiköt koostuvat karkearakeisista maalajiyksikköistä, joita voidaan pitää hyvin vettä johtavina ja varastoivina. Moreenin ja turpeen mallinnusyksiköitä voidaan pitää yleisesti vettä varastoivina, mutta huonosti vettä johtavina akvitardi-yksikköinä. Tutkimuksessa havaitusta kahdesta moreeniyksiköstä alemmaa hienoainespitoisempaa ja tiiviimpää moreeniyksikköä voidaan pitää vedenjohtavuudeltaan merkittävästi huonommin vettä johtavana, kuin yläpuolelle kerrostunutta löyhempää moreeniyksikköä, joka voi sisältää huuhtoutuneita ja hyvin vettä läpäiseviä kerroksia. Siten moreeniyksikön vedenjohtavuutta ei voida arvioida luotettavasti käsittelemällä sitä yhtenäisenä kokonaisuutena. Enimmäkseen hienosta hiekasta koostuvilla hienoaineskerrostumilla on akviferi-yksikön vedenjohtavuusominaisuuksia, mutta savi- ja silttipitoisuuksien määrän kasvu muuttaa maalajikoostumusta kohti akvitardiksi luokiteltavaa yksikköä.

### 5.5.2 Kalliopinnan korkokuva ja maapeitteen paksuus

3D-mallinnetun kalliopinnan korkeustaso vaihtelee tutkimusalueella 60–141 m m.p.y. (kuva 29). Painovoimamittausaineiston avulla laaditussa kalliopinnan korkokuvassa havaitaan huomattavaa korkeustason vaihtelevaa, jotka muodostavat tulkinnan perusteella alueelle jäätikön virtaussuuntaisia kallioruhjeita ja pistemäisiä kalliopainanteita. Kallioperän perustaso on korkeimmillaan tutkimusalueen luoteisosassa Huntinkivenkankaan supra-akvaattisen alueen läheisyydessä, ja laskee sieltä kohti kaakossa sijaitsevaa Takajärveä.



Kuva 29. Mallinnettu kalliopinnan tason korkeusasema, kalliopinnan tason korkeusasemasta laskettu maapeitteen kokonaispaksuus sekä kalliopinnan mallinnuksessa käytettävät kalliopintaan ulottuvien havaintoputkien-, painovoimamittauksien- ja kalliojaljastuma-aineistot. Taustakartta: MML, Könnölän tutkimusalueen pohjavesialuerajat ja havaintoputkien sijainnit: Syke, kalliohavainnot: GTK.

Kalliopinta on korkeimmillaan tutkimusalueen itäosassa sekä keskiosan kahdella paikallisella kohoumalla, joissa kalliopinta nousee tasolle 140 m m.p.y. (kuva 29). Suurin osa kalliokohoumista ja paljastumista sijaitsee itäpuolella uraliittiporfyyriittisen kallioperän alueella tai sen läheisyydessä, mikä viittaa siihen, että kallioperän koostumus vaikuttaa merkittävästi kalliopinnan korkokuvaan. Alimmillaan kalliopinta on karttaan merkittyjen Kirppulammin ja Kaivolammin välisellä alueella, jossa kalliopinta laskee 100–110 m m.p.y. perustasosta jyrkästi tasolle 60–75 m m.p.y. (kuva 29). Paikallisia jyrkkiä kallioperän syvänteitä esiintyy korkeimpien kalliokohoumien välisellä alueella Kaivolammin ja Hautalammin eteläpuolilla. Kallioperän syvänteet sijoittuvat pääosin heikommin kulutusta kestäväen vulkaniitin alueelle sekä vulkaniitin ja gradioriitin muuttumisvyöhykkeen läheisyyteen. Kalliopinnan topografialla ja painanteilla on havaittu olevan vaikutus harjun kerrostumissijaintiin, mutta myös harjun välittömään ympäristöön syntyneiden vesistöjen ja kosteikkojen sijainteihin. Luode-kaakko-suuntaiset pitkänomaiset kalliopinnan syvänteet on tulkittu murroslaaksoiksi, joiden syntyyn ovat vaikuttaneet kallioperän rakoilut ja jäätiköiden pohjaeroosio.

Tutkimusaluetta halkova siirrosvyöhyke (kuva 3) sijoittuu kuvassa 29 alueille, joilla painovoimamittausaineiston perusteella on tulkittu esiintyvän paikallisia, pienialaisia ja jyrkkärinteisiä kallioperän painanteita. Siirrosvyöhykkeen sijaintialueen läheisyydessä kalliopinnan topografiassa havaitaan 100–200 m leveä vyöhyke, jossa kalliopinta laskee jyrkästi korkeustasolle 75–80 m m.p.y. Kallioperän litologia ja rakenteet vaikuttavat merkittävästi kalliopinnan geomorfologisiin muutoksiin (Skyttä et al. 2015), joten tutkimusaluetta halkovan siirrosvyöhykkeen, ja sen yhteydessä esiintyvän rakoilun sijoittuminen eroosioherkemmälle vulkaaniselle kallioperäalueelle on saattanut vaikuttaa paikallisten eroosiovyöhykkeiden muodostumiseen. Tutkimuksissa siirrosvyöhykkeiden on havaittu muodostavan leveitä tai jyrkkärinteisiä muutoksia kalliopinnassa, jotka merkittävästi edistävät glasiofluviaalisten sedimenttien kerrostumista (Skyttä et al. 2015).

Mallinnuksessa maapeitteen kokonaispaksuus on enimmillään 63 m ja keskimääräinen paksuus on 18,9 m. Paksuimmat maapeitteet sijaitsevat Kirppulammin ja Kaivolammin välisellä alueella sekä Hautalammin deltamuodostumassa (kuva 29). Tutkimusalueella paksuimmat maapeitteet sijoittuvat kalliopinnan painanteisiin, mikä ilmenee myös harjuketjun sijoittumisena kallioperän murroslaaksoihin sekä pitkänomaisten painanteiden alueelle. Kalliopinnan morfologian ja rakenteiden on tyypillisesti havaittu ohjaavan harjujen ja maaperämuodostumien kerrostumista kallioperän ruhjeisiin ja painanteisiin (Skyttä et al. 2015, Palmu et al. 1999). Hautalammin ympäristössä kalliopinnan korkeuserot ovat saattaneet vaikuttaa deltan kerrostumissijaintiin ja laajuuteen (kuva 29). Hautalammin alueen deltamuodostuman kattamalle alueelle on tulkittu muodostuneen jäätikön virtaussuuntainen kallioperän murroslaakso, sen lisäksi, että kalliopinnan perustaso laskee kohti deltan

distaaliosaa. Crossenin (1991) mukaan glasiofluviaalien deltojen proksimaaliosissa kalliopinta on usein suhteellisesti korkeammalla kuin distaaliosissa. Tutkimusalueella halkovan harjuketjun pohjoispuolella Myllykankaan alueella viuhkamaisen deltan kerrostumista on mahdollisesti rajoittanut kalliopinnan kohoumat, jotka sijoittuvat deltan distaaliosaan (kuva 29).

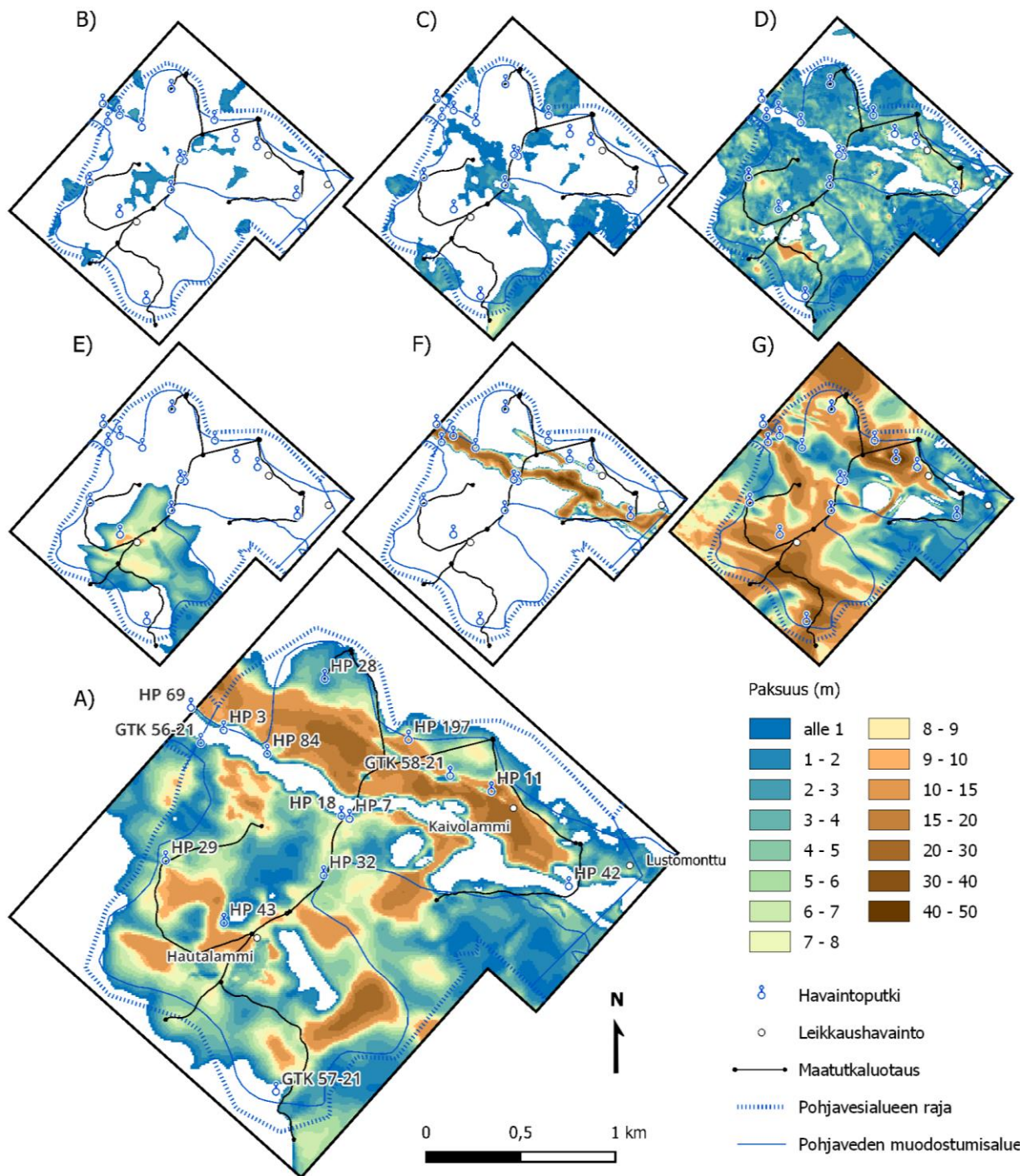
Kalliopinnan korkeusaineistot kattavat kohtalaisen hyvin tutkimusalueen pohjoispuoleisen alueen (kuva 29). Suurimmat aukot kalliopinnan tason tutkimustiedossa sijaitsevat tutkimusalueen keskiosassa Emälammin ja Hautalammin välisellä alueella sekä reuna-alueilla, joissa kallion ehjä pintamalli on pyritty mallintamaan mahdollisen vähäisellä tulkinnalla. Tutkimusalueen moreenivaltaisilla reuna-alueilla tulkintaa on lisätty korottamalla kallioperää lähemmäksi maanpintaa, jolloin moreenikumpujen kerrospaksuudet vaihtelevat 5–15 m välillä korreloiden alueellisesti tyypillisiä moreenimuodostumien kerrospaksuuksia (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993).

### 5.5.3 Maaperäyksiköiden kerrospaksuudet ja alueellinen levinneisyys

3D-rakennemallin eri maaperäyksiköiden kerrospaksuudet on tuotu Leapfrog Geo -mallinnusohjelmasta QGIS-paikkatieto-ohjelmaan, jossa maaperäyksiköille on laskettu suhteelliset tilavuudet ja tilastolliset muuttujat (taulukko 4). 3D-mallinnettujen yksiköiden kerrospaksuudet ja alueellinen jakaantuminen tutkimusalueelle on visualisoitu kuvassa 30.

Taulukko 4. Rakennemallin maaperäyksiköistä johdettu tilavuusmäärä, tilavuuden prosenttiosuus ja kerrospaksuuden tilastollisia muuttujia.

<b>Mallinnusyksikkö</b>	<b>Tilavuus (m<sup>3</sup>)</b>	<b>Prosenttiosuus (%)</b>	<b>Suurin kerrospaksuus (m)</b>	<b>Keskiarvopaksuus (m)</b>	<b>Keskihajonta (m)</b>
Moreeni	52 433 230	48.95	49,79	9,46	6,90
Harjusora	8 628 600	8.06	49,31	13,90	9,66
Hiekka, alempi yksikkö	4 402 838	4.11	10,01	3,98	2,39
Sora	26 419 635	24.66	28,83	6,40	5,26
Hiekka, ylempi yksikkö	12 970 292	12.11	14,73	3,00	1,94
Hienoaineskerrostuma	1 885 854	1.76	8,76	1,47	1,35
Turve	387 183	0.36	2,91	1,09	0,61



Kuva 30. Rakennemallin maaperäyksiköt ja niiden kerrospaksuudet: A) sorayksikkö, B) turveysikkö, C) hienoainesyksikkö, D) pintamaalajina esiintyvä hiekka, E) alempi hiekkayksikkö, F) harjusora, G) moreeniyksikkö.

Huonosti vettä johtava moreeni on tutkimusalueen vallitseva maaperäyksikkö 49,0 tilavuusprosentilla. Mallinnuksessa kahta litologisilta ja siten vedenjohtavuudeltaan erilaista moreeniyksiköitä ei erotettu omiksi moreeniyksiköiksi. Paksuimmat lähes 50 m moreeniyksiköt on mallinnettu kerrostuneen kallioperän painanteisiin havaintoputken GTK 58-21 läheisyyteen (kuva 30). Tuloksien mukaan myös Hautalammin leikkaushavaintoalueen

ympäristöön, deltan karkearakeisten sedimenttien alapuoliseksi yksiköksi on kerrostunut yli 30 m kerrospaksuisia moreenikerrostumia. Hautalammin alueella moreeniksi tulkittu maa-aines voi edustaa myös deltan kerrostumisvaiheen varhaisempia alkiodeltoja tai syvempään veteen kerrostuneiden deltan viuhkamaisia keiloja, joille on tyypillistä deltan rinteissä massavyöryinä kerrostuneet karkearakeisemmat sedimenttikerrokset (Winsemann et al. 2018). Vaihtelevan kalliopinnan topografian vuoksi kallioperän yläpuolelle kerrostuneen moreeniyksikön kerrospaksuudet vaihtelevat merkittävästi, joten mallinnetun moreeniyksikön keskimääräinen kerrospaksuus on noin 9,5 m ja keskihajonta 6,9 m. Harjuselänteen alapuoleisella alueella moreenin kerrospaksuus on mallinnettu pääosin välille 0–2 m, sillä kapeassa jäätikkörailossa tai -tunnelissa paineellisesti virtaava sulamisvesi kuluttaa kallioperän yläpuolista moreenikerrosta. Tiivistä moreenia on kuitenkin saattanut säilyä paksumpana yksikkönä harjun alapuolella kalliopinnan painanteissa tai heikon sulamisvesivirtauksen alueilla, kuten harjun lyhyiden ja pienien sivuhaarojen alueilla. Esimerkiksi Hyvinkäällä harjun alapuoleisena yksikkönä on todettu säilyneen 2–4 m paksu hienoainespitoinen pohjamoreenikerros (Kurkinen et al. 1998).

Harjusorayksikkö muodostaa yhtenäisen tutkimusaluetta halkovan maaperäyksikön (kuva 30). Lohkareista, kivistä ja sorasta koostuvaa harjusorayksikköä voidaan pitää erittäin hyvin vettä johtavana ja varastoivana maaperäyksikkönä. Paksuimmillaan harjusora on mallinnettu yli 50 m paksuksi yksiköksi kallioperän painanteisiin. Myllylammen ja Kaivolammin välisellä alueella kalliopinnan kohouma on rajoittanut harjun kerrostumista, joten alueella esiintyy jäätikön reunan suuntainen harjulaajentuma. Mallinnetun harjusorayksikön osuus tutkimusalueen maaperän tilavuudesta on 8 %.

Pohjavesialueelle yhtenäisesti kerrostunut, hyvin vettä johtava ja varastoiva sorayksikkö on tutkimusalueen toiseksi yleisin maalaji 25 % tilavuudella. Yli 20 m mallinnettuja sorakerrostumia on tulkittu kerrostuneen havaintoputken GTK 57-21 pohjoispuolella sijaitsevaan deltamuodostumaan. Lisäksi yli 20 m sorayksiköitä on todettu kerrostuneen harjun pohjoispuolelle Kaivolammin leikkaushavainnon sekä havaintoputken HP 28 läheisyydessä sijaitsevalle Porttilanharjun väliselle alueelle, minkä alueen mallintamiseen on ollut saatavissa hyvin aineistoa (kuva 30). Paksut, lajittuneet ja huokoiset maaperämuodostumat ovat erinomaisia pohjaveden muodostumisen kannalta, joten mallinnustulokset ovat samankaltaisia aikaisemman Könnölän alueen pohjavesitutkimuksen kanssa, jossa on todettu Porttilanharjun alueella muodostuvan runsaasti pohjavettä (Britschgi et al. 2018, Insinööritoimisto Paavo Ristola Oy 1992). Mallinnetun sorayksikön keskimääräinen kerrospaksuus on 6,4 m ja keskihajonta 5,3 m. Suuri keskihajonta viittaa paksujen sorakerrostumien sijoittuvan deltoihin ja harjun ympäristöön sekä näiden ulkopuolella esiintyviin ohuempiin sorakerrostumiin.

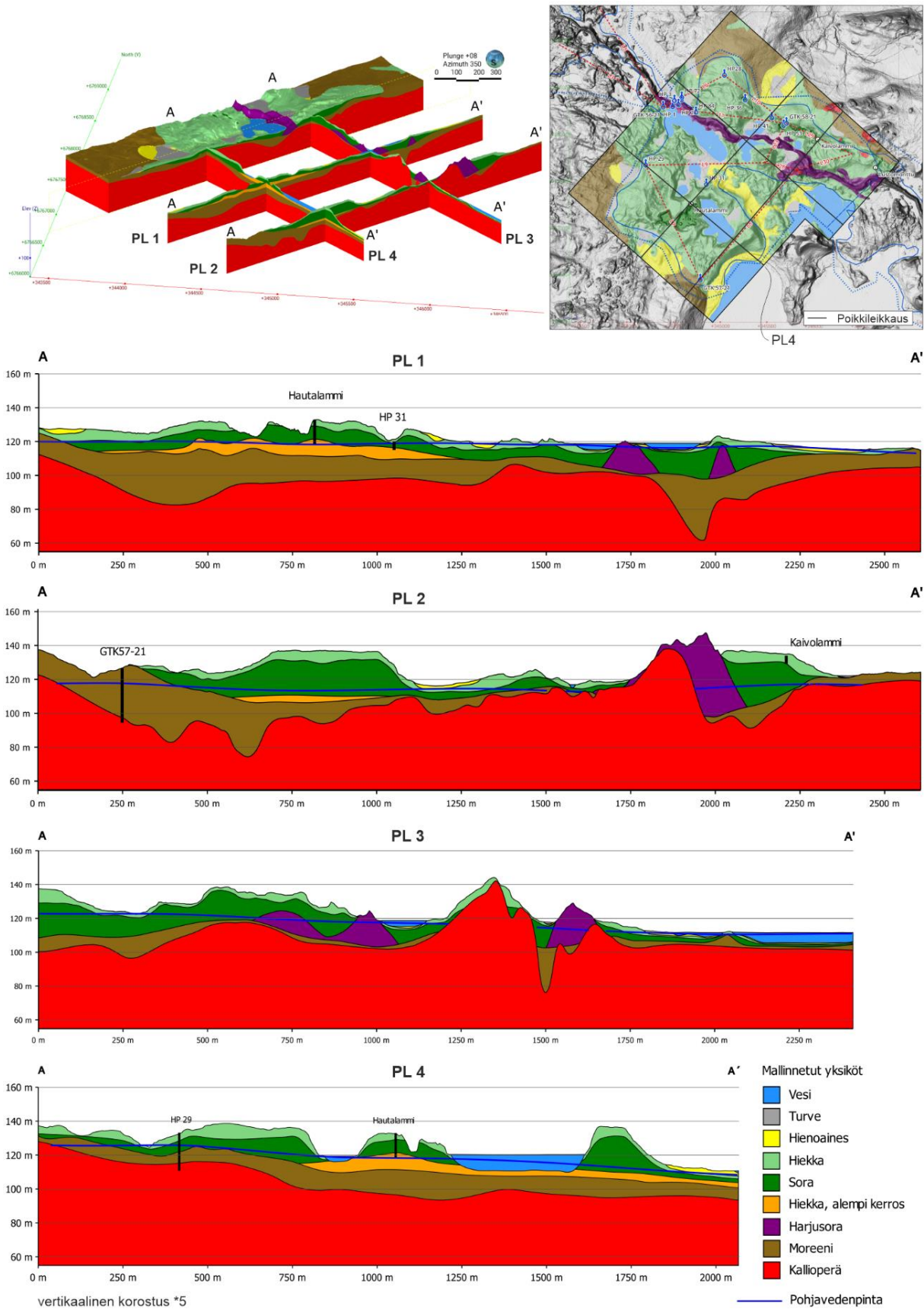
Moreenin yläpuolelle mallinnettua, kohtalaisen hyvin vettä johtavaa ja varastoivaa alempaa hiekkayksikköä on todettu kerrostuneen vain Hautalammin leikkaushavainnon kohteena olevan deltan alueen ympäristöön (kuva 30). Paksuimmillaan alempi hiekkayksikkö on mallinnettu Hautalammin leikkaushavainnointipisteeseen 10 m kerrospaksuudella. Tutkimusaluetta lähes kauttaaltaan pintamaalajina peittävä ylempi hiekkayksikkö esiintyy noin kolmen metrin paksuisena maaperäyksikkönä. Yhteenlaskettuna molempien hiekkayksiköiden tilavuusosuus mallinnetusta maaperästä on noin 16 %.

Enintään kohtalaisesti vettä johtavia hienoaineskerrostumia on mallinnettu lajittuneiden maaperämuodostumien välisille alaville alueille, lampien yhteyteen sekä Könnölän pohjavesialueen reuna-alueelle (kuva 30). Hienoaineskerrostumien tilavuus maaperämallista on alle 2 %. Paksuimmat hienoaineskerrostumat sijoittuvat Takajärven ranta-alueella maatumkaprofiiliin MTL 3 päättymispisteen läheisyyteen, jossa hienoaineskerrostumia on mallinnettu paksuimmillaan lähes 9 m turvekerrosten alapuoliseksi yksiköksi. Pääosin hienoaineskerrostumat ovat mallinnettu enintään muutaman metrin paksuisiksi. Suuret kerrospaksuudet ovat kuitenkin alueellisesti vertailtuna mahdollisia, sillä noin viisi kilometriä tutkimusalueesta pohjoiseen sijoittuvalla, lähes samaan aikaan jäätiköstä paljastuneen Äimäjärven ranta-alueella on todettu kerrostuneen lähes 10 m paksuja hienorakeisia kerrostumia (Haavisto-Hyvärinen et al. 1993).

Turveysikön tilavuusosuus maaperämallista on alle 0,5 %. Turpeita esiintyy pääosin hajanaisina ja pienialaisina eloperäisinä kerrostumina alaville alueille muodostuneiden lampien ranta-alueilla ja Könnölän pohjavesialueen reuna-alueilla. Mallinnustuloksissa turveysikön alapuolisena yksikkönä esiintyy tyypillisesti huonosti vettä johtava hienoaines- tai moreeniyksikkö. Paksuimmat, lähes 3 m turvekerrostumat sijoittuvat tutkimusalueen luoteisreunalle harjun pohjoispuolelle havaintoputken HP 3 alueelle.

#### 5.5.4 Mallinnuksen poikkileikkaukset

Tutkimusalueen 3D-hydrogeologisesta mallista tehtiin kaksiulotteisia poikkileikkauksia tuloksien perusteella merkittävimmistä sijainneista, jotka edustavat alueen hydrogeologista kehitystä ja palvelevat pohjavesihuoltoa (kuva 31). Pohjavedenpinnan taso perustuu QGIS-ohjelmassa laskettuun korkeustasoon, joka on tuotu erillisenä tasona Leapfrog Geo -ohjelmaan.



Kuva 31. Tutkimusalueen hydrogeologiset poikkileikkausprofiilit 1–4 Leapfrog Geo –ohjelmasta. Poikkileikkausprofiilien sijoittuminen tutkimusalueelle esitetty ylhäällä oikeanpuoleisessa Könnölän karttakuvassa. Poikkileikkausprofiilien korkeusarvo muodossa m m.p.y.

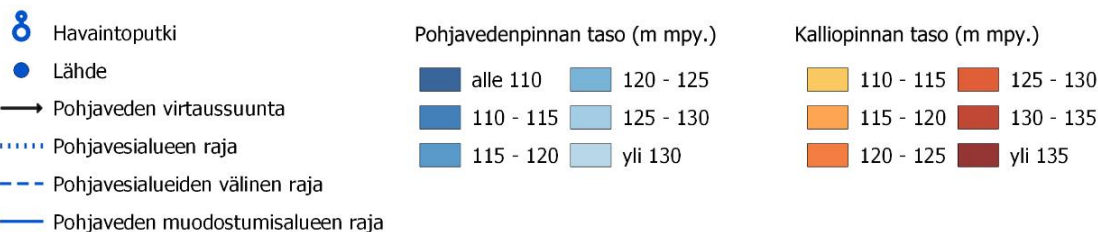
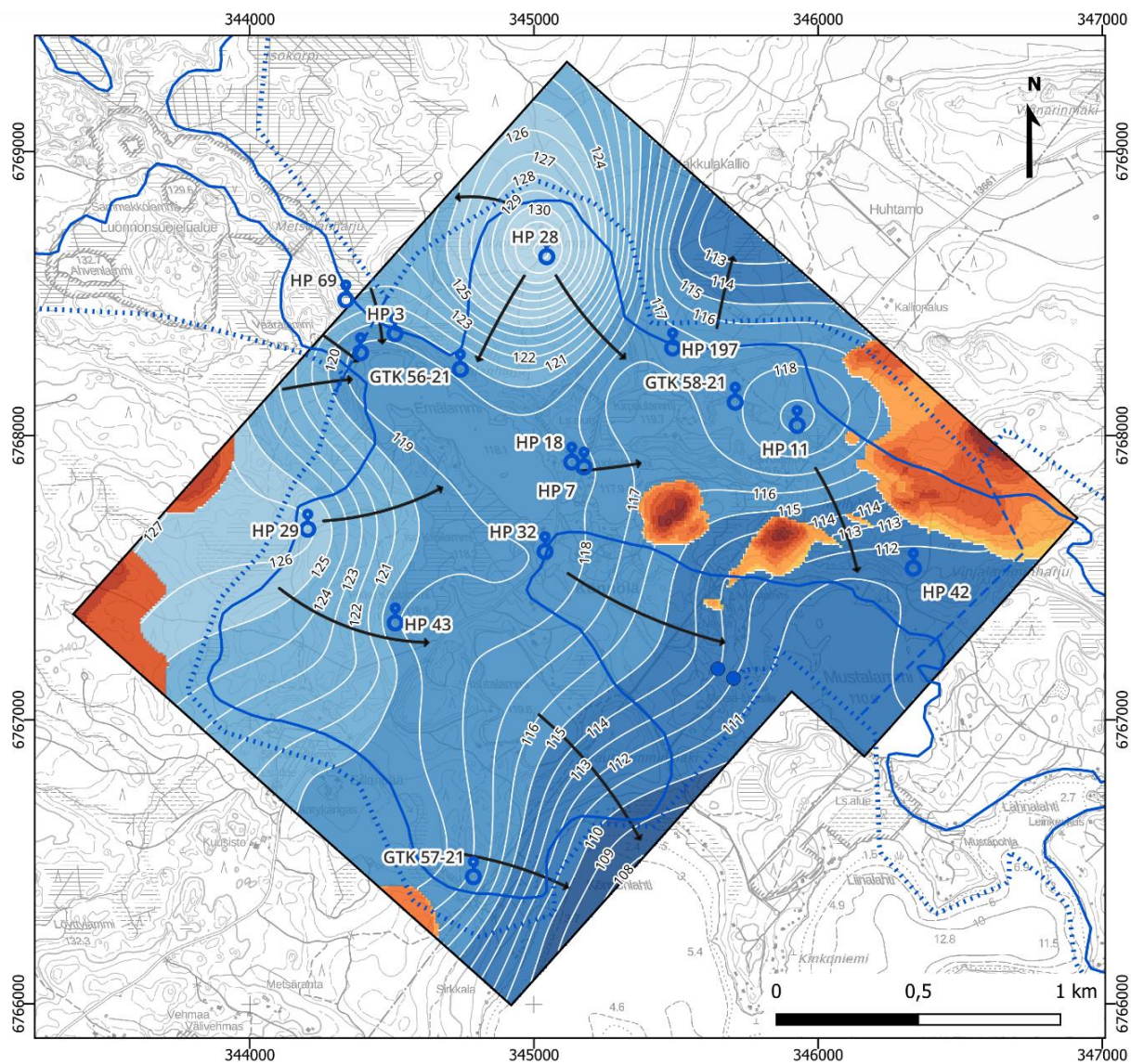
Poikkileikkausprofiileista on havaittavissa kalliopinnan voimakas korkeusvaihtelu, jonka syvimvät kalliopainanteet sijoittuvat harjun ja Hautalammin ympäristöön (kuva 31). Painovoimamittausaineistoon perustuvia kallioperän painanteita ja pitkänomaisia murroslaaksoja on näkyvissä poikkileikkausprofiileissa PL 1, PL 2 ja PL 3. Näillä alueilla kalliopinta laskee jyrkästi 30–40 metriä, korkeustasovälille 60–80 m m.p.y. Kallioperän murroslaaksojen ja painanteiden korkeusvaihtelut osoittavat selvää ohjaavaa vaikutusta harjun kerrostumissijaintiin. Samankaltaista kallioperän topografian ohjaavaa vaikutusta on nähtävissä myös deltoissa, kuten Hautalammin deltaa halkovassa poikkileikkausprofiilissa PL 2.

Moreeniyksikkö on kerrostunut yhtenäiseksi maaperäyksiköksi kalliopinnan yläpuolelle, joka tasoittaa kallioperän painanteita (kuva 31). Moreenin yläpuolelle, alimmaksi jäätikkökjokerrostumaksi on muodostunut hyvin vettä johtava harjusorayksikkö, jota peittävät osittain jäätikkökjokisyntyiset sora- ja hiekkayksiköt. Paksuimmat hyvin lajittuneet jäätikkökjokimuodostumat ovat kerrostuneet deltoiksi harjun ja Hautalammin alueelle, joita leikkaavat profiilit PL 2 ja PL 4. Paksuimmat pohjavedellä kyllästyneet maaperän yksiköt sijoittuvat kallioperän painanteiden alueille harjun pohjoispuolelle ja Hautalammin ympäristöön. Postglasiaaliset hienoaines- ja turvekerrostumat sijoittuvat poikkileikkausprofiileissa alaville alueille, joissa pohjavedenpinta sijaitsee lähellä maanpintaa.

Mallinnettu pohjavedenpinta yhdistyy ranta-alueilla lampien vedenpintaan, joissa pohjaveden purkautuminen vesistöön on tyypillisesti voimakkainta (Winter et al. 1998). Profiilikuvassa PL 4, sijainnissa 1 200–1 600 m mallinnettu pohjavedenpinta yhdistyy Hautalammin vesistöön muutaman metrin vedenpinnan alapuolella. Hautalammin eteläpuolella pohjavedenpinta laskee voimakkaasti kohti Takajärveä.

## 5.6 Pohjavedenpinnan korkeus ja virtaussuunnat

QGIS-ohjelmalla mallinnettua pohjaveden pintamallia verrattiin visuaalisesti hydrogeologiseen 3D-rakennemalliin. Mallinnetun pohjavesialueen ulkoreunoilla tutkimusaineisto oli harvaa, joten pohjavedenpinnan pintamallia muokattiin Leapfrog Geo:ssa apupisteillä vastaamaan konseptuaalista pohjaveden korkeustasoa, huomioiden alueen geologia ja maaperän topografia. Pohjaveden virtaussuuntia ja virtausta rajoittavien kallioperärakenteiden sijainteja tarkasteltiin yhdistämällä pohjaveden tason pintamalli sekä 3D-mallinnettu kalliopinnan korkeustaso (kuva 32). Hydrogeologisen 3D-rakennemallin perusteella harjun ja deltojen muodostamat hyvin lajittuneet sekä karkearakeiset ja huokoiset jäätikkökjokimuodostumat muodostavat tutkimusalueelle yhtenäisen hyvin vettä johtavan ja varastoivan akviferin.



Kuva 32. Mallinnettu pohjavedenpinnan taso ja pohjaveden virtausta rajoittavat kallioperän kohoumat. Kuvassa pohjavedenpinnan laskennassa käytettyjen pohjaveden havaintoputkien sijainnit ja lähteet. Taustakartta: MML, pohjavesialuerajat ja havaintoputkien sijainnit: Syke.

Maastokartoituksien aikana havaintoputkista mitatut pohjavedenpinnan korkeudet vaihtelivat välillä 117,5–132,4 m m.p.y., joista korkein tasokorkeus mitattiin Halkionkivennummen havaintoputkesta HP 28 ja matalin havaintoputkesta 197 (kuva 32). Maastokartoituksen yhteydessä ei havaittu uusia lähteitä peruskartoille valmiiksi merkittyjen kahden lähteen lisäksi. Mallinnettu pohjavedenpinnan korkeus vaihtelee välillä 108–132 m m.p.y.

Korkeimmillaan pohjavedenpinta on tutkimusalueen pohjoisreunassa havaintoputken HP 28 alueella Halkionkivennummella. Matalimmillaan pohjavedenpinta on tutkimusalueen eteläreunalla, Takajärveen kuuluvan Könnölänlahden alueella, missä pohjavedenpinnan korkeus vaihtelee välillä 108–110 m m.p.y. Pohjaveden pinta yhdistyy Takajärven korkeustasossa 109,6 m m.p.y. sijaitsevaan vedenpintaan, jolloin pohjaveden purkautumista tapahtuu lähellä maanpintaa rantavyöhykkeellä.

Pohjavedenpinta yhdistyy Hautalammia lukuun ottamatta tutkimusalueen lampien vedenpinnan tasoon, jotka ovat myös hydrologisesti yhteydessä toisiinsa. Näiden lampien vedenpinnan tasot laskevat pohjaveden pinnan korkeustason mukaisesti kohti Takajärveä. Maanmittauslaitoksen maastokartan mukaan Hautalammen vedenpinta sijaitsee korkeudella 119,6 m m.p.y., mikä on 0,8 ja 1,4 m korkeampi kuin välittömästi pohjoispuolella sijoitsevien Pieni Kilpilammin Iso Kilpilammin vedenpinnan korkeudet. Näin ollen Hautalammen pohjoisrannalla pohjaveden pinta on noin 2 metriä ja etelärannalla lähes 8 metriä alempana verrattuna pohjavedenpinnan korkeuteen (kuva 31). Tutkimusalueen maaperä ja lampien ympäristö koostuu pääosin karkearakeisista ja vettä hyvin läpäisevistä maalajeista, joten todennäköisesti pohjavettä purkautuu ja suotautuu eri osioissa Hautalammia, mutta myös muissa alueen lammissa, mikä lisää alueella tapahtuvaa pinta- ja pohjaveden vuorovaikutteisuutta.

Tutkimusalueen yleinen pohjaveden virtaussuunta on luoteesta Huntinkivenkankaan pohjavesialueelta kohti Könnölän pohjavesialuetta, missä virtaussuunta on edelleen kaakkoon kohti Takajärveä (kuva 32). Merkittävä osa pohjavesialueella muodostuvasta pohjavedestä voidaan olettaa purkautuvan Takajärveen. Pohjaveden virtaukseen vaikuttaa kallioperän topografia, maaperän kerrospaksuus ja maaperän sisäiset rakenteet (Skyttä et al. 2015). Huntinkivenkankaan ja Könnölän pohjavesialueiden raja-alueella kalliopinta kanavoi pohjavedenvirtausta voimakkaasti kohti kaakkoa (kuva 32). Alueelle sijoittuvassa havaintoputkessa GTK 56-21 todettiin vesinäytteenoton pumppauksen yhteydessä erittäin hyvä pohjavedenantoisuus, sillä pohjavedenpinta laski tunnin kestävän pumppauksen aikana noin 20 cm ja palautui pumppauksen päättämisen jälkeen nopeasti perustasoon.

Tutkimusalueen pohjoispuolella Halkionkivennummen havaintoputken HP 28 alueella pohjaveden pintamalli osoittaa virtauksen tapahtuvan etelään kohti Emälammia, jonka lisäksi osa pohjavedestä virtaavaa koilliseen tutkimusalueen ulkopuolelle Kakkulankallion alueelle sekä luoteeseen Isokorven soistuma-alueelle (kuva 32). Koilliseen ja luoteeseen tapahtuva virtausmäärä on todennäköisesti pientä, sillä aikaisemmissa maastohavainto- ja koepumppaustutkimuksissa Insinööri-toimisto Paavo Ristola Oy (1992) on todennut pienen

osan Halkionkivennummella muodostuvasta pohjavedestä purkautuvan Kakkulankallion kautta koilliseen ja suuremman osan Porttilanharjun alueelta etelään Emälammiin.

Pohjavedenveden tason yläpuoliset kalliokynnykset toimivat pohjaveden virtaussuuntia ohjaavina ja rajoittavina rakenteina. Mallinnustuloksien perusteella pohjavedenvirtausta ohjaavia ja rajoittavia kallioalueita sijoittuu tutkimusalueen keskiosaan ja reuna-alueille (kuva 32). Pohjaveden virtauksen kannalta merkittäviä ovat pohjavesialueen keskiosaan muodostuneet kaksi pienempialaista kalliokynnystä, jotka sijoittuvat Mustalammin ja Ruokalammin väliselle akviferialueelle, havaintoputken HP 11 eteläpuolelle. Näillä alueilla kalliopinta on korkeimmillaan 139–141 m m.p.y., sijoittuen noin 24–26 m pohjavedenpintaa korkeammalle. Nämä kalliokynnykset aiheuttavat pohjaveden virtaussuuntaa vastaan paikalliset, noin 250 ja 400 m levyiset esteet pohjaveden virtaukselle, jolloin virtaus ohjautuu kiertämään kalliokynnykset pohjois- ja eteläpuolelta. Kalliokynnyksien väliin sijoittuvalla alueella esiintyy soistunutta maastoa ja keskisuuri puro, jonka uoman reunoilta tihkuva pohjavesi on muodostanut maastokartoituksessa paikoin havaittuja ruostelähteitä.

Pohjavesialueen itäreunalla sijaitseva suurempi Myllykankaan kallioalue, joka kohoaa korkeustasolle 133–137 m m.p.y. (kuva 32). Mallinnuksen perusteella pohjavedenpinnan taso sijoittuu tällä alueella korkeustasojen 112–117 m m.p.y. välille. Kalliopinnan mallinnus perustuu maastossa havaittuihin kalliopaljastumatietoihin, joten alueen vaikutuksesta ja laajuudesta pohjavedenvirtaukseen ei voida tehdä täysiä tulkintoja. Tämä Myllykankaan kallioalue rajoittaa mahdollisesti koilliseen päin suuntautuvaa pohjavedenvirtausta ohjaten virtausta etelään, jossa pohjavesivyöhykkeen paksuus on pohjoisosaa paksumpi (Ojalainen et al. 2022). Osa pohjaveden virtauksesta voi kiertää Myllykankaan kallioalueen pohjoispuolelta Myllykankaan kallioalue muodostaa yhdessä länsipuolella sijaitsevien pienempien kalliokynnyksien kanssa pohjaveden virtausta rajoittavan rakenteen, joka ohjaa pohjaveden virtauksen havaintoputkien HP 11 ja HP 42 väliselle alueelle ja edelleen kohti Mustalammin (kuva 32). Pohjavedenpinnan korkeudessa havaitaan havaintoputken HP 11 alueella paikallisesti korkeampi pohjavedenpinnan taso, joka voi osittain muodostua luoteesta suuntautuvan pohjaveden päävirtaussuuntauksen rajoituksessa virtausta estäviin kallioperän kohoumiin.

Tutkimusalueen länsi- ja eteläreunalla sijaitsevista pohjavedenpinnan yläpuolisista kallioalueista ei ole saatavissa tutkimustietoa, joten tarkempien tietojen puuttuessa alueiden vaikutuksesta pohjaveden virtaukseen ei voida tehdä perusteltavia tulkintoja. Kallioalueet sijaitsevat moreenipeitteisillä alueilla, joissa pohjaveden virtausta voidaan yleisesti pitää heikkona. Alueen läheisyyteen sijoittuvassa havaintoputkessa HP 29:ssä todettiin

vesinäytteenoton yhteydessä erittäin heikko pohjaveden antoisuus pohjaveden hitaalla uusiutumisella putkessa.

Tutkimuksessa ei havaittu, että luoteis-kaakkoissuuntaiset kallioperän murroslaaksot, kalliopinnan painanteet tai pohjavesialuetta halkova siirrosvyöhyke vaikuttaisivat merkittävästi pohjaveden virtaussuuntiin tai pohjavedenpinnan tasoon. Siirrosvyöhykkeet voivat parantaa kallioperän ja maaperän välistä hydraulista johtavuutta, mutta toisaalta voivat myös estää pohjaveden virtausta, joka voidaan havaita pohjavedenpinnan korkeudessa (Bense et al. 2013).

## **5.7 Pintaveden ja pohjaveden vuorovaikutus**

### **5.7.1 Vedenlaatu ja pohjaveden purkautuminen pintavesiin**

Pinta- ja pohjavesien vuorovaikutustutkimuksissa veden lämpötiloja voidaan käyttää arvioimaan viileän pohjaveden purkautumista pintaveteen (LaBaugh ja Rosenberry 2008). Maastokartoituksen yhteydessä tehdyillä infrapunakameramittauksilla ei havaittu selkeää viileämmän pohjaveden purkautumisen aiheuttamaa lämpötilaeroa alueen pintavesissä. Emälammin laskevan pohjavesilähtöisen YSI-1 puroveden sekoittuminen pintaveteen havaittiin vain välittömästi Emälammin rannassa. Syyskuussa tehtyjen kuvauksien aikana puroveden lämpötila oli 8 °C ja Emälammin pintaveden 9,1 °C.

Todennäköisesti tutkimusalueen jyrkkärinteeseen harjuselänteeseen rajautuvissa lammissa pohjavettä purkautuu ensisijaisesti pohjien kautta, jolloin purkautumisvyöhykkeitä ei voida havaita suoraan rantavyöhykkeellä. Useimmiten pohjaveden purkautuminen on voimakkainta lähellä rantaviivaa, mutta purkautumista voi tapahtua myös lampien pohjalla sijaitsevien lähteiden avulla (Winter et al 1998). Pohjaveden purkautumista infrapunakameran avulla tehtävään tutkimukseen vaikuttaa pohjaveden purkautumismäärät. Mikäli purkautuminen tapahtuu hitaasti rannassa, sekoittuu viileä pohjavesi täysin pintaveteen ennen kuin se voidaan havaita infrapunakameralla pintaveden pinnassa.

Ennen vesinäytteenottoa tutkimuspisteistä tehtiin vedenlaadun YSI-mittaukset, jolloin mittausajankohta ei vaikuttanut vertailtaviin isotooppituloksiin (taulukko 5). YSI-mittauksissa pinta- ja pohjavesien lämpötila vaihteli välillä 6,4–11,5 °C. Havaintoputkista tehdyissä mittauksissa pohjaveden lämpötilat olivat keskimäärin 6,9 °C, joista matalin lämpötila 6,4 °C mitattiin havaintoputkessa HP 29. Pohjaveden luonnollinen lämpötila vaihtelee Etelä-Suomessa välillä +5,5°C ja +7°C (Lahermo et al. 2002). Tutkimuksessa havaintoputkesta HP 29 mitattua alinta 6,4 °C lämpötilaa käytettiin vertailuarvona arvioitaessa vesien alkuperiä. Lämpötilamittauksien perusteella Emälammiin laskee pohjavesilähtöistä 6,4 °C vettä puron

kautta (YSI-1), joka sekoittuu lämpimämpään Emälammin pintaveteen (YSI-5). Emälammin (YSI-5) ja virtausreitien alajuoksulla sijaitsevan Mustalammin (YSI-19) mittauspisteiden välillä havaittiin pientä lämpötilan laskua, joka viittaa virtausreitillä tapahtuvaan pohjaveden purkautumiseen.

Taulukko 5. Vesinäytteenottopisteiden vedenlaatu YSI-mittaustulokset.

Näyte-tunnus	Kohde	Lämpö-tila (°C)	Sähkön-johta- vuus ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ )	liuennut happi (%)	pH	Kloridi ( $\text{mg l}^{-1}$ )	Eh-potenti- aali (mV)
YSI-1	Emälammin tulouoma	6.4	50.9	76.7	6.4	1.9	115.1
YSI-5	Emälammi, ranta	9.1	55.6	79.6	6.6	2.3	96.3
YSI-16	Myllylammin, tulouoma	8.9	63.3	73.7	6.7	2.6	109.4
YSI-17	Lähde	7.2	67.6	18.9	6.5	2.6	93.7
YSI-18	Lähde	6.4	142.2	19.2	6.3	4.2	-64.5
YSI-19	Mustalammi, ranta	8.9	62.5	88.9	6.9	2.5	53.1
YSI-20	Hautalammi, ranta	11.5	8.3	91.4	6.6	1.3	66.1
YSI-21	Pikku Kilpilammi, ranta	9.3	109.5	84.5	6.9	4.9	92.9
56-21	Havaintoputki GTK 56-21	6.5	147.6	25.2	7.8	1.9	19.1
58-21	Havaintoputki GTK 58-21	7.6	247.9	43.7	8.2	9.7	-93.1
57-21	Havaintoputki GTK- 57-21	6.5	93.1	32.9	7.4	1.6	-40.4
HP-28	Havaintoputki HP 28	7.3	81.0	-	7.5	1.8	-
HP-29	Havaintoputki HP 29	6.4	138.8	-	8.4	1.8	-

Sähkönjohtavuus kuvaa veden liuenneiden aineiden pitoisuutta. Tutkimuksessa sähkönjohtavuus vaihteli välillä 8,3–247,9  $\mu\text{S/cm}$ . Pienin pitoisuus mitattiin Hautalammin pintavesinäytteessä ja suurin pitoisuus havaintoputkessa GTK 58-21. Geokemiallisesti reaktiivisten emäksisten kivilajien alueilla pohjavedessä on usein korkeampia sähkönjohtavuuden ja pH:n arvoja, sillä näissä vesissä on suurempia liuenneiden aineiden pitoisuuksia (Lahermo et al. 2002). Havaintoputkien GTK 56-21, GTK 58-21 ja lähteessä YSI-18 tehtyjen mittauksien tuloksissa on havaittavissa yhteys korkean sähkönjohtavuuden, lievästi emäksisen pH:n ja kloridipitoisuuden suhteen. Lahermo et al. (2002) mukaan pääosa hydrologisessa kierrossa kulkeutuvista kloridi-ioneista ovat välillisesti tai välittömästi peräisin merellisestä ympäristöstä. Havaintoputkesta GTK 58-21 mitattu kloridipitoisuus 9,7 mg/l on noin kaksi kertaa suurempi kuin toiseksi suurin mitattu kloridipitoisuus. Suurempi kloridipitoisuus johtuu mahdollisesti pidemmästä veden ja kiviaineksen vuorovaikutuksesta,

jolloin havaintoputken GTK 58-21 alueella pohjaveden viipymä voidaan tulkita normaalia pidemmäksi.

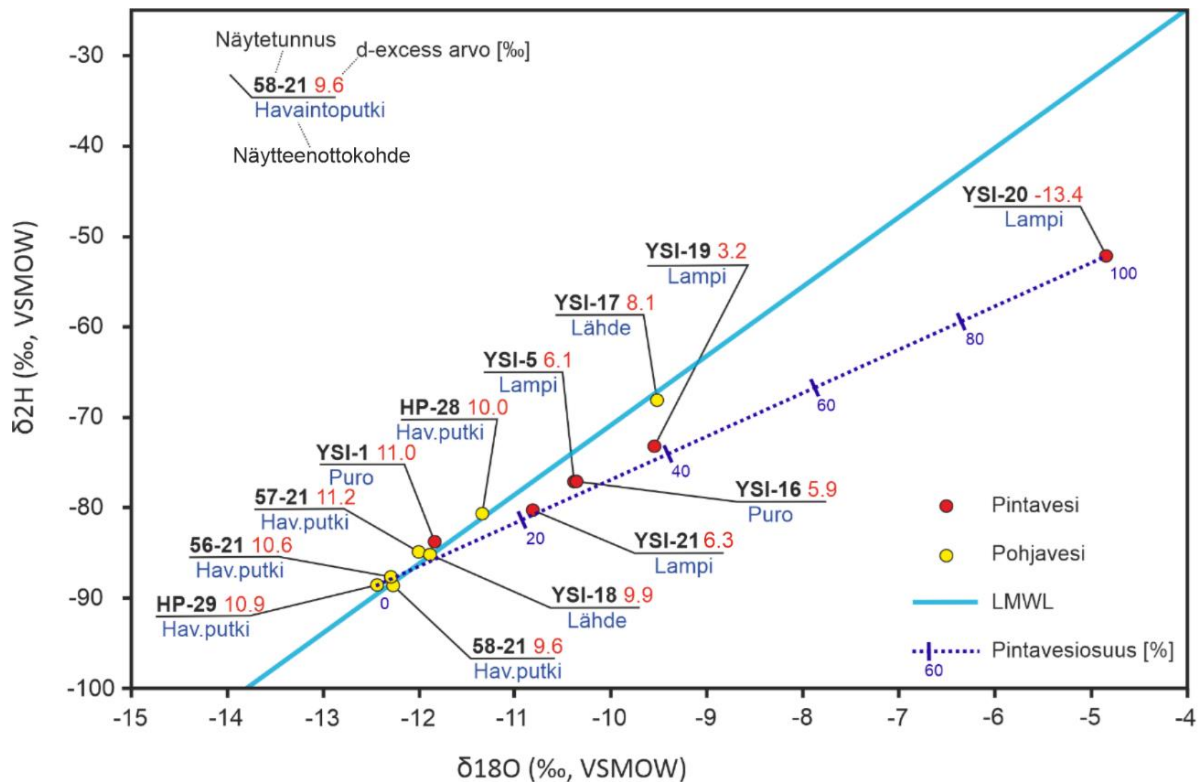
Pohjaveden happipitoisuus on tärkeä määre arvioitaessa veden laatua, sillä veden happipitoisuus säätelee hapetus-pelkistysolosuhteita ja monia kemiallisia reaktioita, kuten raudan ja mangaanin hapetus-pelkistymisreaktioita (Lahermo et al. 2002). Veden happipitoisuus riippuu pohjavesimuodostuman rakenteesta, pohjaveden muodostumisesta ja virtauksesta sekä hapettumiskykyisen epäorgaanisen ja orgaanisen aineen määrästä vedessä (Lahermo et al. 2002). Yleisesti happipitoisuus vähenee syvemmällä maaperässä paksujen ja tiiviiden moreenikerrosten alapuolella sekä kallioperän pohjavesi sisältää tyypillisesti paljon vähemmän happea kuin lähellä maanpintaa (Lahermo et al. 2002). Tutkimuksessa vesien happipitoisuus on ilmoitettu prosentteina kyllästystilasta, joiden tulokset vaihtelivat välillä 18,9–91,4 %. Korkeimmat happikylläisyyden pitoisuudet mitattiin pintavesistä ja matalimmat havaintoputkista ja lähteistä. Hautalammin kirkasvetisen näytteen korkea happipitoisuus 91,4 % ja matala sähkönjohtavuus 8,3  $\mu\text{S}/\text{cm}$  viittaa veden hyvään laatuun.

Happipitoisuuden mittauksella voidaan korvata hankalasti mitattavaa hapetus-pelkistyspotentiaalia (Eh-potentiaali), joka tulee mitata vain kentällä ja suoraan pohjavesiesiintymästä (Honkasalo 2005). Hapetus-pelkistyspotentiaali kuvaa vesien sisältävien hapettavien ja pelkistävien yhdisteiden kokonaismäärää. Mittauksilla saadaan yleiskuva ympäristön vesien laadusta- ja olosuhteista. Vedestä mitattu alhainen tai jopa negatiivinen hapetus-pelkistyspotentiaali viittaa yhdessä pieneen happipitoisuuteen viittaa hapettomiin olosuhteisiin (Geologian tutkimuskeskus 2025). Tutkimusalueella pinta- ja pohjavesien hapetus-pelkistyspotentiaalitulokset vaihtelivat välillä -93,1 ja 115,1 mV, joista negatiiviset arvot mitattiin havaintoputkista (GTK 57-21 ja GTK 58-21) sekä lähteestä (YSI-18).

### 5.7.2 Vesien stabiilien isotooppien koostumukset

Havaintoputkista ja lähteistä tutkittava vesi luokiteltiin alkuperäiseltä koostumukseltaan pohjavedeksi sekä lammissa ja puroissa tutkittava vesi pintavedeksi (kuva 33).

Isotooppituloksien perusteella havaintoputkista kerättyjä vesinäytteitä HP-29, 56-21 ja 58-21 voidaan pitää haihtumattomina pohjavesinäytteinä, joiden  $\delta\text{D}$ -arvo on keskiarvon perusteella -88,3 ‰ ja  $\delta^{18}\text{O}$ -arvo -12,3 ‰.

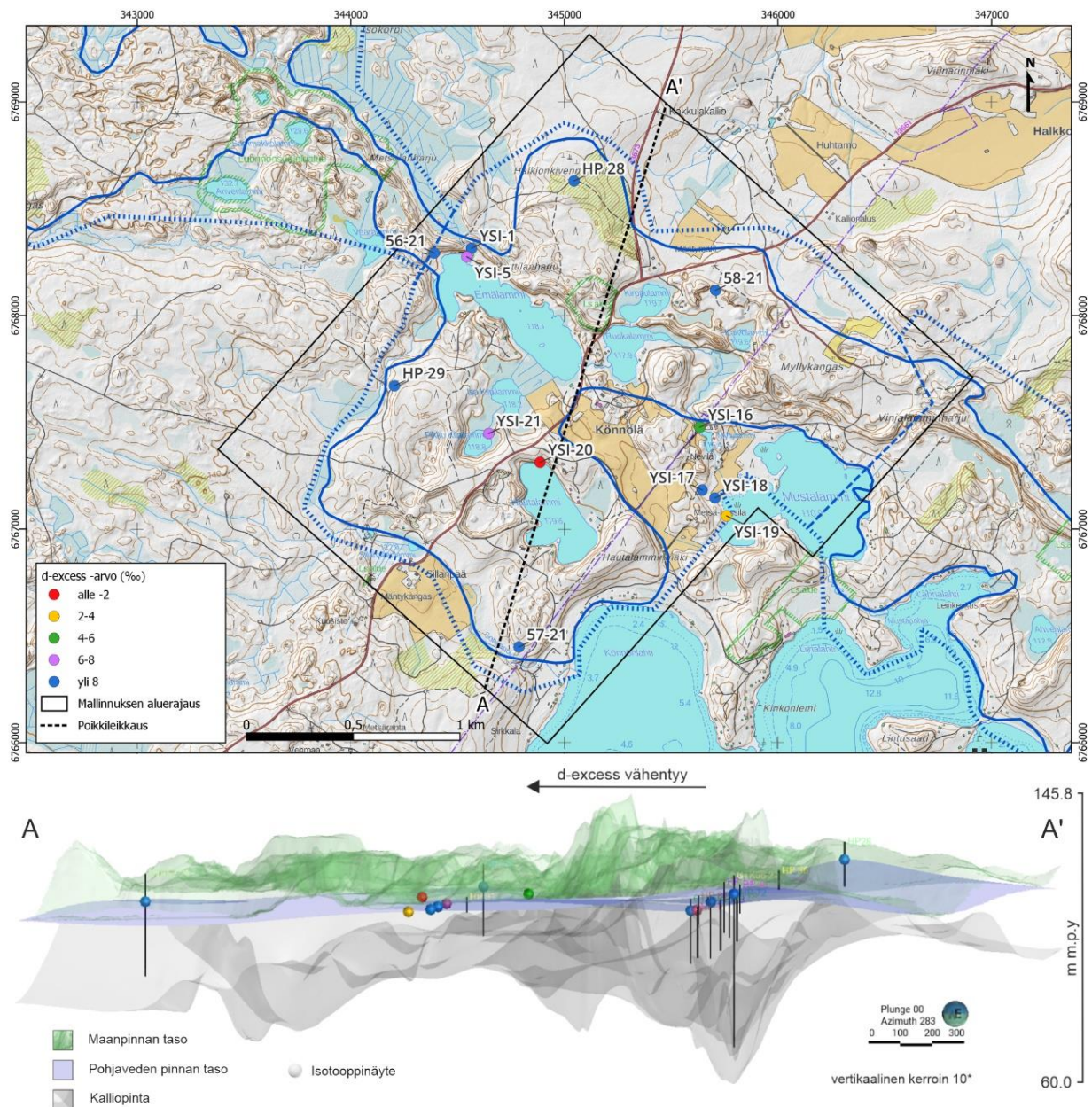


Kuva 33. Tutkimusalueen pinta- ja pohjavesistä kerättyjen näytteiden hapen ja vedyn  $\delta$ -arvot esitettynä vasten Suomen lokaalia meteoristen vesien LMWL-suoraa (Kortelainen 2007). Näytunnuksille ilmoitettu punaisella lukuarvolla laskettu d-excess-arvo. Referenssivesinäytteiden HP-29 ja YSI-20 välille on piirretty seossuora, joka määrittelee pintaveden likimääräistä osuutta näytteessä.

Haihtuneisuutta ja vesien alkuperää kuvaava d-excess-arvo on pohjavesillä keskimäärin  $10 \pm 1$  ‰, kun taas haihtuneissa pintavesissä selvästi alle 10 ‰ ja saa myös negatiivisia arvoja (kirjallinen tiedoksianto, Mia Tiljander 10.12.2021). Kaikkien pohjavedeksi luokiteltujen vesinäytteiden d-excess-arvot vaihtelivat välillä 8,1–11,2 ‰ (kuva 33). Havaintoputkissa kerättyjen pohjavesinäytteiden d-excess-arvot olivat kapeammalla vaihteluvälillä 9,6–11,2 ‰. Isotooppitutkimuksien perusteella pohjaveden havaintoputkissa ei havaita merkittävää osuutta pintavettä. Haihtuneinta vettä on Hautalammessa, josta otetun näytteen YSI-20 d-excess-arvo oli -13,4 ‰. Hautalammen ja keskimääräisen pohjaveden isotooppikoostumuksien ero on hapella -7,5 ‰ ja vedyllä -36,2 ‰.

HP-29 ja YSI-20 vesinäytteet valittiin referenssipisteiksi pohja- ja pintavesinäytteille. Näiden näytteiden välille piirretyn seossuoran avulla voidaan havainnollistaa pohja- ja pintaveden sekoittumisen suhdetta prosentteina (kuva 33) (Kaipainen et al. 2017). Pohjavesinäytteiksi luokitelluista vesinäytteistä suurimman pintavesiosuuden sisältää lähteestä otettu näyte YSI-17, jonka pintavesiosuus arvioidaan seossuoran avulla olevan yli 40 %. Tulosta ei voida pitää täysin luotettavana, sillä näytteenoton yhteydessä havaittiin lähteen veden seisovan, joka on

todennäköisesti lisännyt veden haihtuneisuutta. YSI-17 lähteen vieressä, lähempänä Mustalammiä sijaitsee suurempi laskupuollinen lähde (kuva 34), josta otetun näytteen YSI-18 sisältämä pintavesiosuus arvioidaan olevan noin 10 %. Näytteen YSI-18:n isotooppikoostumus osoittaa, ettei Mustalammin luoteisreunasta imeydy merkittäviä määriä pintavettä pohjavesimuodostumaan. Tätä tulosta tukee myös mallinnettu pohjavedenvirtaussuunta (kuva 32) ja lähteestä YSI-18 tehdyt YSI-mittauksien tulokset, kuten lämpötilan, happipitoisuuden ja sähkönjohtavuuden tulokset (taulukko 5).



Kuva 34. Isotooppinäytteiden d-excess-arvon perusteella luokitellut näytesijainnit sekä isotooppitulokset esitettynä tutkimusaluetta halkovalla A-A' poikkileikkauksella, jonka sijainti merkitty karttaan katkoviivalla. Poikkileikkaus kattaa rakennemallin kalliopinnan, pohjavedenpinnan tason ja maanpinnan tason kokoisuudessaan. Yli 8 % d-excess -arvon vedet on luokiteltu haihtumattomaksi pohjavedeksi (mukailen Åberg et al. 2024) Maastokartta: MML, pohjavesialuerajat: Syke.

Lukuun ottamatta Hautalammin vesinäytettä, lammista kerättyjen näytteiden pintavesiosuudet vaihtelivat välillä 20–40 % ja siten tutkimusalueen lampien vedet koostuvat pääosin haihtumattomasta pohjavedestä (kuva 33). Suurin pintavesiosuus todettiin Mustalammissa (YSI-19) ja pienin pohjavesilähtöisestä Pikku Kilpilammissa (YSI-21). Pikku Kilpilampi on laskupuron avulla hydrologisesti yhteydessä Iso Kilpilammeen ja edelleen Emälammiin (kuva 34). Emälammista vesi virtaa edelleen puron kautta Ruokalammiin, josta vesi virtaa laskupuron avulla harjun reunalle muodostuneen soistuman läpi kohti Mustalammiä ja edelleen purkautuen eteläpuolella sijaitsevaan Takajärveen.

Lammista kerättyjen vesinäytteiden pintavesiosuudet kasvavat virtausreitillä aikana tutkimusalueen luoteisosassa sijaitsevasta Emälammista kohti kaakossa sijaitsevaa Mustalammiä (kuva 33 ja kuva 34). Tutkimusalueen luoteisosassa ja virtausreitillä alkupäässä, Emälammiin laskee lämpötilaltaan pohjavesilähtöinen puro, josta otettun vesinäytteen YSI-1 pintavesiosuus on 10 % ja isotooppituloksista laskettu d-excess-arvo 11,0 ‰, jotka osoittavat puroveden olevan selvästi haihtumatonta pohjavettä. Emälammin pohjoisrannasta otetun vesinäytteen YSI-5 arvioitu pintavesiosuus on kasvanut 30 %:iin ja isotooppituloksista laskettu d-excess-arvo on laskenut 6,1 ‰:een. Virtausreitillä loppupuoliskolla, Ruokalammin ja Mustalammin välisen purovesinäytteen YSI-16 isotooppituloksista on nähtävissä, ettei virtausreitillä aikana veden isotooppikoostumuksessa tapahdu muutosta, sillä veden pintavesiosuus pysyi 30 %:ssa ja d-excess-arvo 5,9 ‰:ssa. Virtausreitillä lopussa, Mustalammin rannasta otetussa näytteessä YSI-19 pintavesiosuus on kasvanut 40 % ja laskennallisen d-excess-arvo laskenut 3,2 ‰. Vesinäytteenottohetkellä lampia yhdistävien purojen virtaus oli vähäistä. Suurin havaittu virtaama oli Mustalammiin laskevassa purossa (näytepiste YSI-16), jossa virtaus oli arviolta muutamia kymmeniä litroja sekunnissa. Tutkimusalueella lampivesien viipymääjaksi voidaan siten arvioida useita viikkoja tai jopa useita kuukausia. Pintavesien pitkistä viipymääjasta huolimatta, haihtuneen pintaveden suhteellinen osuus kasvoi Emälammin virtausreitillä kohti Mustalammiä vain noin 10 %. Lampien välisien purojen pienien virtaamamäärien perusteella tutkimusalueen lammissa tapahtuu samanaikaisesti sekä pohjaveden purkautumista, että pintaveden imeytymistä lampien eri osioissa.

Hautalammi eroaa veden isotooppikoostumukseltaan alueen muista lammista eikä ole hydrologisesti yhteydessä alueen muihin pintavesiin (kuva 34). Tämänkaltaisissa suljetuissa, jäätiköiden muovaamissa umpilammissa pintaveden tasapainoa kontrolloi pohjaveden hydrologisen kierron lisäksi pääasiassa sadanta ja haihdunta (Winter et al. 1998). Tyypillisesti ympäristöä korkeammalle muodostuneista vesistöistä, kuten Hautalammissa, pintavettä imeytyy pohjavedeksi, vastaavasti kuin matalammalla sijaitseviin vesistöihin purkautuu pohjavettä (Winter et al. 1998). Winter et al. (1998) mukaan jäätiköiden

muokkaamissa, geologisesti monimutkaisissa ympäristöissä, vesistöjen pohjalle kerrostuneet huonosti vettä johtavat maalajit voivat kuitenkin paikallisesti muuttaa näitä tyypillisiä pohjaveden virtaussuuntia. Tällöin pohjavettä voi purkautua myös korkeammalla sijaitseviin vesistöihin (Winter et al. 1998). Hautalammi on todennäköisesti muodostunut syvään suppaan, joka on muodostunut syntyneen jäätiköstä irronneen jäälohkon sulaessa deltataseiden välisellä alueella (kuva 16). Suppien muodostamat altaat täyttyvät tyypillisesti deglasiaation aikana huonosti vettä johtavilla hienoaineskerrostumilla, jotka lisäävät maaperän heterogeenisyyttä ja siten vaikuttavat pohjavesiolosuhteisiin (Kurjanski et al. 2021). Hautalammin pohjasedimentit voivat lisäksi koostua deltan bottomset-rakenteiden maalajeista, joiden sedimenttikoostumus vastaa Kurjanski et al. (2021) mukaan tyypillisesti hienorakeisista sedimenteistä täyttyneiden suppien sedimenttikoostumuksia.

Hautalammin vesinäytteen YSI-20 isotooppituloksia osoittaa veden olevan selvästi haihtunutta pintavettä hyvin matalalla d-excess-arvolla -13,4 ‰. Mallinnustulokset viittaavat kuitenkin hydrologiseen yhteyteen pohjaveden kanssa (kuva 31 ja kuva 32). Isotooppituloksien perusteella Hautalammiin tapahtuva pohjaveden purkautuminen ja siten pohjavesivuorovaikutteisuus on vähäistä. Tämä johtuu mahdollisesti hienorakeisempien pohjasedimenttien vaikutuksesta, jotka hidastavat vedenkiertoa. Lisäksi laajassa ja matalassa lammessa haihtumista voidaan pitää melko tehokkaana. Isotooppianalyysin vesinäyte on otettu noin 30 cm syvyydeltä vedenpinnasta, joten syvemmillä Hautalammissa isotooppikoostumus voi poiketa merkittävästi veden kerrostumisen takia. Vedenlaadun parametrit, kuten happipitoisuus ja lämpötila, antavat viitteitä Hautalammen hitaasta pohjavedenvuorovaikutteisuudesta. Hautalammiin suuntautuvaa pintavesivaluntaa voidaan pitää vähäisenä, sillä lammen ympäristö on kerrostunut pääosin hyvin vettä läpäisevästä hiekasta ja sorasta (kuva 30).

Hydrogeologisen rakennemallin poikkileikkauksessa tutkimusalueelta halkovan harjun eteläpuoleiselle alueelle sijoittuvat pinta- ja pohjaveden seosvedet, joiden d-excess-arvot vaihtelevat välillä 2–8 ‰ (kuva 34). Tällä alueella kalliopinnan perustaso on yleisesti ympäristöä korkeammalla ja maapeitteen kokonaispaksuus ohuimmillaan. Siten pintaveden sijoittuminen lähelle maanpintaa lisää pinta- ja pohjaveden vuorovaikutteisuuden mahdollisuutta. Tutkimusalueen eteläpuolella sijaitsee suuria kosteikkoja maapinnan painanteissa, joissa mallinnustuloksien mukaan pohjavedenpinta sijaitsee lähellä maanpintaa tai jopa leikkaa sitä muodostaen lähteitä. Winter et al. (1998) mukaan tällaisissa paikoissa muodostuneet kosteikot ovat tyypillisesti yhteydessä pohjaveteen.

## 6 Johtopäätökset

III Salpausselän luoteispuolelle sijoittuvan Könnölän pohjavesialueen geologinen kehityshistoria on ollut monivaiheinen, mikä on lisännyt maaperän koostumuksen heterogeenisyyttä. Geomorfologisella tarkastelulla alueelta on tunnistettu kolme mannerjäätikön pysähtymisvaihetta. Näiden vaiheiden aikana jäätikön reunan edustalle matalaan veteen on kerrostunut eri ikäisiä jäätikköjokisyntyisiä maaperäkerrostumia ja reunadeltoja. Leikkaushavaintotutkimuksilla reunadeltoista on tunnistettu Gilbert-tyyppin deltoille ominaiset jäätikön sulamisvesiuomien kerrostamat hiekkaiset topset-rakenteet ja pääosin sorasta koostuvat jyrkästi kallistuneet foreset-rakenteet. Alueen korkeimman rannan taso on määritelty deltatasanteiden perusteella muodostuneen korkeusvälille 133–139 m m.p.y., jotka edustavat varhaisen Itämeren aikaisen Yoldiameren faasin aikana kerrostuvia rantatasoja.

Hydrogeologisen 3D-rakennemallin avulla tarkasteltiin Könnölän pohjavesialueen kalliopinnan ja maaperän geologista rakennetta sekä pohjavesimuodostumaa yhtenä kokonaisuutena. Malli auttoi tulkitsemaan kalliopinnan vaihtelevaa korkokuvaa, maaperäyksiköiden kerrospaksuuksia ja karkearakeisien jäätikköjokimuodostumien sijoittumisesta suhteessa kallioperän murroslaaksoihin ja painanteisiin. Rakennemalli tehtiin yksinkertaistettuna, sillä kallioperään ulottuvia kairaustietoja oli saatavissa alueeseen ja maaperän kerrospaksuuksiin nähden vähäisesti. Maatutkaluotauksen tyypillinen maaperän läpäisevyyden vaihteluväli oli 10–15 m, jonka avulla saatiin tietoa vain maaperän ylimmistä rakenteista ja maalajeista. Yksinkertaistettua hydrogeologista 3D-mallia voidaan hyödyntää tulevaisuudessa lisätutkimuksien suunnittelussa, ja se antaa lisäksi lähtökohdat numeraaliselle virtausmallinnukselle.

Pääosin painovoimamittausaineistoon perustuvaa sekä paikoin kairausaineiston avulla tarkennettua kallion pintamallia voidaan kuvata voimakkaasti vaihtelevaksi. Mallinnettu kalliopinnan korkeustaso vaihtelee välillä 60–141 m m.p.y. Korkeimmillaan kalliopinta on pohjavesialueen itäpuolella uraliittiporfyriittisen kallioperän alueella sekä alueen keskiosaan sijoittuvilla pienialaisilla kalliokohoumilla. Pohjavesialuetta halkova luode-kaakko-suuntainen harjukso on kerrostunut kallioperän jäätikön virtaussuuntaiseen murroslaaksoon. Kalliopinnan topografia on vaikuttanut myös alueen jäätikköjokisyntyisten deltojen kerrostumissijainteihin ja -laajuuksiin.

Rakennemallin tuloksien perusteella moreeni on mallinnusalueen yleisin maaperäyksikkö lähes 50 tilavuusprosentilla. Moreeni peittää lähes koko mallinnusalueen kallioperän. Maatutka- ja painovoimamittauksien tulosten perusteella paksuimmat, lähes 50 m korkeat

moreeniyksiköt ovat kerrostuneet harjuketjun pohjoispuolelle kallioperän painanteisiin. Tutkimusalueelta tunnistettiin kairaus- ja raekokoanalyysin perusteella koostumukseltaan kaksi erilaista moreeniyksikköä. Alempi ja siten vanhempi moreeniyksikkö on hienoainespitoista ja erittäin tiivistä, jota on havaittu paikoin paksuina kerroksina kallioperän painanteissa. Jäätikön sulamisvaiheessa kerrostunut ylempi moreeniyksikkö on koostumukseltaan löyhempää hiekka- ja soramoreenia, jolla on alempaa moreeniyksikköä paremmat vedenjohtavuusominaisuudet. 3D-mallinnuksessa eri koostumuksen moreeniyksiköitä ei erotettu omiksi mallinnusyksiköiksi havaintojen vähäisyyden takia.

Moreeniyksikön yläpuolelle kerrostuneet karkearakeiset hiekka- ja soravaltaiset jäätikkökjokerrostumat muodostavat pohjavesialueelle lähes yhtenäisen hyvin vettä johtavan ja varastoivan maaperäyksikön. Paksuimmat ja laajimmat karkearakeiset kerrostumat sijaitsevat alueen deltamuodostumissa ja harjun alueella. Nämä jäätikkökjokerrostumat liittyvät tutkimusalueen keskiosassa karkearakeiseen harjuketjuun, jotka yhdessä muodostavat pohjavesialueelle yhtenäisen, pohjavedenkäytön kannalta tärkeän akviferimuodostuman. Paksuimmillaan akviferi on harjuselänteen alueella, jossa karkearakeisesta maa-aineksista koostuva harjusoran mallinnusyksikön paksuus on paikoin yli 50 m syvimpien kallioperän painanteiden alueella. Moreeniyksikkö mukaan lukien, rakennemallissa maapeitteen kokonaispaksuus on keskimäärin 18,9 m ja suurimmillaan 63 m.

Pohjavesialueen päävirtaussuunta on luoteesta Huntinkivenkankaan pohjavesialueelta Könnölän pohjavesialueelle, ja edelleen kaakkoon, jossa pohjavesialue rajautuu Takajärveen. Mallinnuksen perusteella merkittävimmät pohjavedenvirtausta ohjaavat ja rajoittavat kallioalueet sijoittuvat Könnölän pohjavesialueen keskiosaan ja itäreunaan. Kallioperän ruhjelaaksoilla, painanteilla sekä pohjavesialuetta halkovalla siirrosvyöhykkeellä ei ole havaittu olevan vaikutusta pohjaveden virtaussuuntiin.

Pintavesien virtaussuunta seuraa pääpiirteissään pohjaveden virtaussuuntaa. Vesistä analysoitujen hapen ja vedyn isotooppipitoisuuksien sekä maastossa vesistä tehtyjen vedenlaatumittausten perusteella pohjavesilähtöistä purovettä virtaa harjun läheisyyden kosteikolta Emälammiin. Pohjavettä purkautuu myös suoraan lampiin pohjasedimenttien läpi. Alueen lammet ovat Hautalammiin lukuun ottamatta purojen avulla hydrologisesti yhteydessä toisiinsa verrattain pitkällä pintavesien viipymäajalla. Tutkimusaluetta halkovan Emälammen ja Mustalammen välisellä pintavesien virtausreitillä haihtuneen pintaveden määrä kasvoi vain 10 %. Hautalammiin lukuun ottamatta, pitkistä viipymäajasta huolimatta vesien isotooppitulokset eivät osoita pintavesissä tapahtuvan voimakasta haihtumista. Lammissa

tapahtuu siten mahdollisesti samanaikaisesti sekä pohjaveden purkautumista että pintaveden imeytymistä lampien eri osioissa.

Hapen ja vedyn isotooppitulosten sekä kenttämittauksien perusteella Hautalammi eroaa alueen muista pohjavesilähtöisistä lammista, sillä se koostuu selvästi haihtuneesta pintavedestä. Hautalammi ei ole hydrologisesti yhteydessä alueen muihin vesistöihin ja sen vedenkorkeus sijaitsee pohjavedenpinnan tasoa korkeammalla. Hydrogeologiset mallinnustulokset osoittavat Hautalammen olevan yhteydessä pohjavesikerrokseen, mutta pohjavesivuorovaikutteisuutta voidaan pitää isotooppianalyysien perusteella vähäisenä. Tämä johtuu mahdollisesti suppalammeksi muodostuneen Hautalammin hienorakeisempien pohjasedimenttien paksuista kerroksista, jotka hidastavat pohjavesivuorovaikutteisuutta laajassa ja matalassa lammessa

Hydrogeologiset mallinnustulokset viittaavat, että kalliopinnan korkeusasemalla, maapeitteen paksuudella ja pohjavesiolosuhteilla on yhteys pinta- ja pohjavesivuorovaikutteisuuden kasvuun erityisesti tutkimusalueen keskiosassa, jossa pohjavedenpinta kohoaa lähellä maanpintaa. Isotooppitutkimuksien perusteella tutkituissa havaintoputkissa ei havaittu pohjavesivyöhykkeeseen sekoittuneen haihtunutta pintavettä.

Tämän tutkimuksen perusteella Könnölän pohjavesialueella on lisätutkimustarvetta erityisesti maaperän kerrospaksuuksien, kalliopinnan korkeusaseman sekä pohjavesivyöhykkeen paksuuden tarkemmassa määrittämisessä. Kallioperään ulottuvia maaperäkairauksia suositellaan kohdennettavaksi erityisesti harjun pohjoispuolelle sekä Hautalammin deltan alueelle, joissa painovoimamittausten perusteella on tulkittu sijaitsevan syviä kalliopinnan painanteita. Kalliopinnan painanteet ovat merkittäviä pohjavesivyöhykkeen paksuuden ja siten veden varastoitumisen kannalta. Tutkimusalueella on tehty suhteellisen vähän kallioperään ulottuvia maaperäkairauksia erityisesti harjun läheisyydessä, mikä lisää epävarmuutta painovoimamittaustulosten tulkinnassa, erityisesti arvioitaessa maaperän karkeiden osioiden tiheyksiä. Maatutkaluotauksen ja topografisten tarkastelujen perusteella harjun ympäristöön on kerrostunut useita karkearakeisia harjun haarautumia, joista osa on havaittu ainoastaan maatutkaluotauksella. Nämä karkearakeiset selänteet lisäävät epävarmuuksia painovoimamittausten avulla tehtäviin maapeitteen kokonaispaksuuden arviointeihin.

## 7 Kiitokset

Haluan kiittää suuresti ohjaajiani professori Antti Ojalaa (Turun yliopisto) ja apulaisprofessori Kirsti Korkka-Niemeä (GTK). Erityiset kiitokset Antti Ojalalle kannustuksesta ja tuesta. Kiitos Jukka Ojalaiselle (GTK) mielenkiintoisesta tutkielma-aiheesta ja perehdyttämisestä pohjavesialueiden maastokartoituksiin. Kiitos Rudi-Matti Suoknuutille maastotyöhön osallistumisesta ja vertaistuesta. Kiitän dosentti Joni Mäkistä (Turun yliopisto) maatutkakuvien tulkitsemisperehdyksestä. Kiitän Annika Åbergia (GTK) 3D-mallinnusneuvoista. Kiitos Jennalle tuesta ja tutkielman oikoluvusta.

## Lähteet

- Agrell, H. 1976. The highest coastline in south-eastern Sweden. *Boreas* 5, 143–154
- Ahokangas, E. 2019. New insights into the sedimentological geophysical research of interlobate glaciofluvial complexes in western Finland. University of Turku, 64 s.
- Bennett, M.R. ja Glasser, N.F. 2009. *Glacial geology – Ice sheets and landforms*. Wiley-Blackwell, 400 s.
- Bense V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O. ja Scibek, J. 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews* 172, 171–192.
- Bouchard, M. A., Gibbard, P. L. and Salonen, V-P. 1990. Lithostratotypes for Weichselian and Pre-Weichselian sediments in southern and western Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 62, 79–95.
- Bouali, E.H. ja Sweeney, C. 2021. Collapsed and non-collapsed ice-marginal glaciodeltaic morphosequence structure mapped with ground penetrating radar in central Connecticut. *Near surface geophysics*, 583–602.
- Breilin, O ja Tikkanen, J. 2005. Kalliopohjaveden tutkiminen. Teoksessa Pohjavesitutkimusopas – käytännön ohjeita. Toimittaja Kinnunen, T. Suomen Vesiyhdistys ry, 198 s.
- Britschgi, R., Rintala, J. ja Puharinen, S-T. 2018. Pohjavesialueet – opas määrittämiseen, luokitukseen ja suojelusuunnitelmien laadintaan. *Ympäristöhallinnon ohjeita* 3, 145 s.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric water. *Science* 133, 1702–1703.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.
- Donner, J. 1999. Weichselian glacial stratigraphy in Hyvinkää, southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71 Part 2, 223–231.
- Doolittle, J.A. ja Butnor J.R. 2008. Soils, peatlands and biomonitoring. Toimittaja Jol, H.M. *Ground penetrating radar: Theory and applications*. Elsevier Science and Technology, 179–202.
- Evans, D. ja Benn, D. 2004. *A practical guide to the study of glacial sediments*. Hodder Education Publishers, 280 s.
- Gale, S.J. ja Hoare, P.G. 2011. *Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Unlithified Rocks*. The Blackburn Press, 372 s.
- Geologian tutkimuskeskus 2003. Leikkaushavainnointiohje 12.11.2003. 34 s.
- Geologian tutkimuskeskus. 2023a. Suomen kallioperä 1:200 000 ja siirrosrakenteet. Hakku-palvelun paikkatietoaineisto. Viitattu 11.12.2023. <https://hakku.gtk.fi/fi/locations>
- Geologian tutkimuskeskus. 2023b. Suomen maaperä 1:20 000/1:50 000. Hakku-palvelunpaikkatietoaineisto. Viitattu 13.12.2023. <https://hakku.gtk.fi/fi/locations>

- Geologian tutkimuskeskus. 2023c. Jäätikkösyntyiset muodostumat ja moreenimuodostumat. Hakku-palvelunpaikkatietoaineisto. Viitattu 22.12.2023. <https://hakku.gtk.fi/fi/locations>
- Geologian tutkimuskeskus. 2024. Muinaisrantojen havainnot. Hakku-palvelunpaikkatietoaineisto. Viitattu 11.9.2024. <https://hakku.gtk.fi/fi/locations>
- Geologian tutkimuskeskus. 2025. Vesinäytteet. Viitattu 27.5.2025. [http://projects.gtk.fi/ASROCKS/ohjeistus/suosituksia/Edustava\\_naytteenotto/Vesinaytteet/](http://projects.gtk.fi/ASROCKS/ohjeistus/suosituksia/Edustava_naytteenotto/Vesinaytteet/)
- Glückert, G. 1977. Itämeren korkeimman rannan kehityksestä Salpauselkävyöhykkeessä Lohjan-Karkkilan–Lopen alueella. Turun Yliopiston maaperägeologian osaston julkaisuja 32, 1–22 s.
- Haavisto-Hyvärinen, M. ja Kutvonen, H. 2007. Maaperäkartan käyttöopas, Geologian tutkimuskeskus, 66 s.
- Haavisto-Hyvärinen, M., Stén C.-G. ja Herola, E. 1993. Rimmilän maaperäkartan 2131 selitys. Maaperäkartan selitys 1:20 000. Geologian tutkimuskeskus, 11 s.
- Hilze, W., von Frease, R. ja Saad, A. 2013. Gravity and Magnetic Exploration – Principles, Practices and Applications. Cambridge university press, 528 s.
- Hirvas, H., Lintinen, P., Lunkka, J.P., Eriksson, B. & Grönlund, T. 1995. Sedimentation and lithostratigraphy of the Vuosaari multiple till sequence in Helsinki, southern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland 67, 51–64.
- Honkasalo, M. 2005. Kenttämääritykset. Teoksessa Pohjavesitutkimusopas – käytännön ohjeita. Toimittaja Kinnunen, T. Suomen Vesiyhdistys ry, 198 s.
- Hämeen ympäristökeskus. 1998. Huntinkivenkankaan ja Könnölän pohjavesiselvitykset 1997–1998. Pohjavesiselvitykset Kalvolan kunnassa. Hämeen ympäristökeskus. Hämeenlinna. 42 s.
- Hämeen ympäristökeskus. 2007. Yhdyskuntien vedenhankinta ja Natura 2000 -verkosto. Hämeen ympäristökeskuksen raportteja 1/2007. 58 s.
- Insinööritoimisto Paavo Ristola Oy. 1992. Kalvolan kunta, Könnölän pohjavesitutkimus. Raportti 8912, 68 s.
- Kaipainen, T., Hendriksson, N., Sallasmaa, O. ja Pullinen, A. 2017. Geologisen rakenteen selvitys Tampereen Aakkulanharjun pohjavesialueella, Jatkotutkimukset – loppuraportti. Geologian tutkimuskeskus, 97 s.
- Kortelainen, N. 2007. Isotopic fingerprints in surficial waters: stable isotope methods applied in hydrogeological studies. Geologian tutkimuskeskus, 43 s.
- Kurjanski, B., Rea, B., Spagnolo, M., Cornwell, D., Howell, J., Comte, J-C, Quiròs A, Palmu, J-P, Oien, R ja Gibbard, P. 2021. Cool deltas: Sedimentological, geomorphological and geophysical characterization of ice-contact deltas and implications for their reservoir properties (Salpausselkä, Finland). Sedimentology, 45 s.

- Jutila, H. 2015. Hämeenlinnan ympäristöjulkaisuja 33. Hämeenlinnan kaupunki, 74 s.
- Järvi-meri wiki-verkkopalvelu. 2024. Emälammin yleiskuvaus. Viitattu 1.3.2024.  
[https://www.jarviwiki.fi/wiki/Em%C3%A4lammi\\_\(35.893.1.010\)](https://www.jarviwiki.fi/wiki/Em%C3%A4lammi_(35.893.1.010)).
- Jääskeläinen, R. 2011. Geotekniikan perusteet. Tammertekniikka. Tampere, 387 s.
- Lahermo, P., Tarvainen, T., Hatakka, T., Backman, B., Juntunen, R., Kortelainen, N., Lakomaa, T., Nikkarinen, M., Vesterbacka, P., Väisänen, U. ja Suomela, P. 2002. Tuhat kaivoa – Suomen kaivovesien fysikaalis–kemiallinen laatu vuonna 1999. Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti 155, 92 s.
- Lang, J., Sievers, J., Loewer, M., Igel, J. ja Winsemann, J. 2017. 3D architecture of cyclic-step and antidune deposits in glacial subaqueous fan and delta settings: Integrating outcrop and ground-penetrating radar data. *Sedimentary Geology* 362. 83–100.
- Lowe, D. 2014. Stratigraphy and Terrestrial to Shallow Marine Environments of the Potsdam Group in the Southwestern Ottawa Embayment (Field Trip B-4). New York State Geological Association 86th Annual Meeting, 183–203.
- Lunkka, J. P., Nikarmaa, T. ja Putkinen, N. 2019. Baltic Ice Lake levels and a LiDAR/DEM-based estimate of glacio-isostatic uplift gradient of the Salpausselkä zone, SE Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 91, 119–137.
- Lunkka, J.P., Palmu, J.P. and Seppänen, A. (2020) 'Deglaciation dynamics of the Scandinavian Ice Sheet in the Salpausselkä zone, southern Finland. *Boreas* 50, 404–418.
- Lunkka, J.P. 2023. The morphostratigraphic imprint of the Baltic Ice Lake drainage event in southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. Vol. 95, 47–58.
- Mattsson, A., Lehtimäki, J., Valjus, T. ja Vanhala, H. 2005. Geofysikaaliset menetelmät. Teoksessa Pohjavesitutkimusopas – käytännön ohjeita. Toimittaja Kinnunen, T. Suomen Vesiyhdistys ry. 198 s.
- McNeill, J.D. 1980 Electrical conductivity of soils and rock. Technical note TN-5. Geonics Limited. 21 s.
- Miall, A.D. 2015. *Stratigraphy: A modern synthesis*. Springer, 464 s.
- Mussett, A.E. ja Khan, M.A. 2009. *Looking into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Mäkinen, K, Palmu, J.P., Teeriaho, H., Rauhaniemi, T. & Jarva. J. 2007. Valtakunnallisesti arvokkaat moreenimuodostumat. *Suomen ympäristö* 14, 124 s.
- Mäkinen, J. and Palmu, J.P. 2008. Collapse of sediment-filled crevasses associated with floods and mass flows in the proximal zone of the Pernunnummi sandurdelta, III Salpausselkä, SW Finland', *Quaternary Science Reviews*, 27(21–22), 1992–2011.
- Mälkki, E. 1999. *Pohjavesi ja pohjaveden ympäristö*. Tammi, 304 s.

- Natali, S., Doveri, M., Giannecchini, R. Baneschi, I. ja Zanchetta, G. 2022. Is the deuterium excess in precipitation a reliable tracer of moisture sources and water resources fate in the western Mediterranean? New insights from Apuan Alps (Italy). *Journal of Hydrology* 614, 17 s.
- Neil, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science reviews* 66. 261–330
- Nemec, W., Lønne, I. and Blikra, L.H. 1999. The Kregnes moraine in Gaudalen, west central Norway: Anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a paleofjord basin. *Boreas*, 28, 454–476.
- Niemelä, J. (toim.). 1979. Suomen sora- ja hiekkaesiintymät 1 : 1 000 000. Geologinen tutkimuslaitos. Espoo.
- Ojala, A.E.K, Palmu, J-P, Åberg, A., Åberg, S. ja Virkki, H. 2013. Development of an ancient shoreline database to reconstruct the Litorina Sea maximum extension and the highest shoreline of the Baltic Sea basin in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. Vol 85, 127–144
- Ojalainen, J., Valjus, T., Majaniemi, J. Ja Davidila, J. 2022. Könnölän, Huntinkivenkanaan ja Saapaslamminharjun pohjavesialueiden geologinen rakenneselvitys. *Geologian tutkimuskeskus*, 78 s.
- Rainio, H. ja Lahermo. P. 1976. Observations on dark greybasal till in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 48, 137–152.
- Rainio, H. ja Lahermo, P. 1984. New aspects on the distribution and origin of the so-called dark till. *Striae* 20, 45–47.
- Ramboll 2016. Hämeenlinnan ja Hattulan pohjavesialueiden suojelusuunnitelma. 128 s.
- Rautio, A.B., Korkka-Niemi, K.I. ja Salonen, V.P. 2018. Thermal infrared remote sensing in assessing groundwater and surface-water resources related to Hannukainen mining development site, northern Finland, *Hydrogeology Journal* 26, 163–183.
- Rosenberry D.O ja LaBraugh. 2008. *Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water. Techniques and Methods 4–D2*. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey, 135 s.
- Saarnisto, M. and 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(1–4), 387–405.
- Seequent Ltd. 2024b. Contact Surfaces. Luettu 21.3.2024.  
<https://help.seequent.com/Geo/4.4/en-GB/Content/geo-models/contact-surfaces.htm>
- Seequent Ltd. 2024a. Leapfrog interpolation basics. Luettu 21.3.2024.  
<https://www.seequent.com/leapfrog-interpolation-basics/>

- Sipilä, P. and Kujala, H. 2014. Hämeen vyöhykkeen vulkaniittien geokemia. Geologian tutkimuskeskus, 121 s.
- Suomen ympäristökeskus. 2023. Ympäristöhallinnan pohjavesitietojärjestelmä POVET. Viitattu 10.10.2023. <https://www.syke.fi/fi/ymparistotieto/kartta-ja-tietopalvelut/avoimet-ymparistotietojarjestelmat>
- Vollgger, S., Cruden, A., Ailleres, L. ja Cowan, E.J. 2015. Regional dome evolution and its control on ore-grade distribution: Insights from 3D implicit modelling of the Navachab gold deposit, Namibia. *Ore Geology Reviews*, 17 s.
- Winsemann, J. et al. 2009. Anatomy of a subaqueous ice-contact fan and delta complex, Middle Pleistocene, North-west Germany, *Sedimentology* 56, 1041–1076.
- Winsemann, J., Lang, J. Polom, U., Loewer, M., Igel, J., Pollok, L. ja Brandes, C. 2018. Ice-marginal forced regressive deltas in glacial lake basins: geomorphology, facies variability and large-scale depositional architecture. *Boreas*, 30 s.
- Wycisk P., Hubert T., Gossel W. & Neumann C. 2009. Highresolution 3D spatial modelling of complex geological structures for an environmental risk assessment of abundant mining and industrial megasites. *Computers and Geosciences* 35, 165–182.
- Åberg, A., Salonen, V-P., Korkka-Niemi, K., Rautio, A., Koivisto, E. ja Åberg, S. 2017. GIS-based 3D sedimentary model for visualizing complex glacial deposition in Kersilö, Finnish Lapland. *Boreal Environment Research* 22, 277–298.
- Åberg, S., Åberg, A. ja Korkka-Niemi, K. 2021. Three-dimensional hydrostratigraphy and groundwater flow models in complex Quarternary deposits and weathered/fractured bedrock: evaluating increasing model complexity. *Hydrogeology Journal* 29, 1043–1074.
- Åberg, A., Korkka-Niemi, K, Åberg, A. ja Rautio, A. 2024. 3D hydrogeochemistry and particle tracking to detect groundwater flow patterns within an aapa mire–outwash plain system in a boreal environment at a mining development site. Teoksessa *Proceedings of the Geological Society of Finland. Volume 4. Abstracts of the 2nd GeoDays 12th–14th March 2024, Turku, Finland.* Toimittaja Heinonen, J. Åbo Akademi, 117 s.

# Liitteet

Liite 1. Maaperänäytteistä raekokoanalyysillä määritettyjä parametrejä ja havaintoja

Näytetunnus (maanpinta m mpy)	Näytesyvyys [m]	Maalaji (d50)	d50 [mm]	d10 [mm]	d60 [mm]	Hienoaines [paino-%]	Pyörityneisyys	Lisätieto	Kairauksen maalajarvio näytesyvyydestä	
56-21 (121,35 m)	1,5 - 2,0	hkSrMr	4.057	0.116	6.655	5.36	2-3	Pesuseulottu	KMr Mr (tiivis) HkSr	
	6,5 - 7,0	HkMr	0.342	<0,063	0.842	16.87	2			
	14,0 - 14,2	HkMr	0.529	0.064	0.727	9.87	2			
	Kalliopinta 17,3									
57-21 (126,75 m)	1,0 - 2,0	hkSrMr	2.275	<0,063	4.441	12.17	2-3	Läpiporattuja kiviä	KSrHkMr SrHkMr SrHkMr (12m jälkeen tiivis Mr)	
	7,0 - 7,6	hkSrMr	3.654	<0,063	6.691	10.41	3	Läpiporattuja kiviä		
	11,5 - 12,0	srHkMr	0.444	<0,063	1.329	23.51	2	Pesuseulottu. Porattuja kiviä		
	Kalliopinta 29,0									
58-21 (123,20 m)	1,0 - 2,0	hkSr	5,689	0.401	9.223	1.76	4	Pesuseulottu	KSr HHk SrMr SrMr Mr, Ki (tiivis) Sr, Ki Mr, Ki	
	5,0 - 6,0	Hk	0,244	0.079	0.305	6.66				
	6,0 - 7,0	HkMr	0,177	<0,063	0.233	24.66	3			
	9,0 - 10,0	SrMr	6,09	<0,063	10.92	10.76	2			
	28,0 - 28,8	srHkMr	0.485	<0,063	1.464	24.01	2			
	34 - 36,4	srHkMr	1.888	0.129	3.131	5.05	1			
	43,0 - 43,5	hkSr	4.051	0.32	6.268	2.44	2			
Kalliopinta 50,5										
Kaivolammi leikkaushavainto KL-8 (134,0 m)	0.5	Hk	0.489	0.288	0.588	0.23	3-4			
	KL-7	hkSr	10.402	0.548	18.649	0.13				
	KL-6	Hk	0.585	0.303	0.67	0.14				
	KL-5	KSr	41.498	8.744	45.799	0.13				4
	KL-4	Hk	0.5	0.244	0.449	0.42				
	KL-3	Hk	0.159	0.071	0.184	6.3				
	KL-2	Hk	0.485	0.18	0.834	0.59				
	KL-1	Sr	7.206	0.963	10.506	0.28				3-4
Hautalammi leikkaushavainto HL-5 (132,8 m)	1.5	Hk	0.686	0.341	0.76	0.13	4			
	HL-4	Hk	0.231	0.137	0.268	0.39				
	HL-3	hHk	0.11	0.064	0.121	9.12				
	HL-2	Hk	0.484	0.271	0.581	0.18				
	HL-1	hkSr	4.153	0.706	7.631	0.09				4
	HL-6	Sr	10.869	1.273	14.909	0.25				4
	HL-7	hkSr	4.991	0.886	8.018	0.13				
	HL-8	hkSr	2.461	0.668	3.864	0.16				
	HL-9	srHk	1.397	0.463	1.812	0.2				4
	HL-10	kkHk	0.44	0.485	0.256	0.26				3-4
Lustomonttu leikkaushavainto LM-4 (126,7 m)	0.9	Sr	6.094	0.951	7.49	2.88	4	Pesuseulottu		
	LM-3	HkMr	0.634	<0,063	0.877	21.51	2			
	LM-2	Hk	0.693	0.305	0.784	0.92	3			
	LM-1	srHk	1.928	<0,063	2.714	10.97	3			
								Pesuseulottu. Savilustoja		

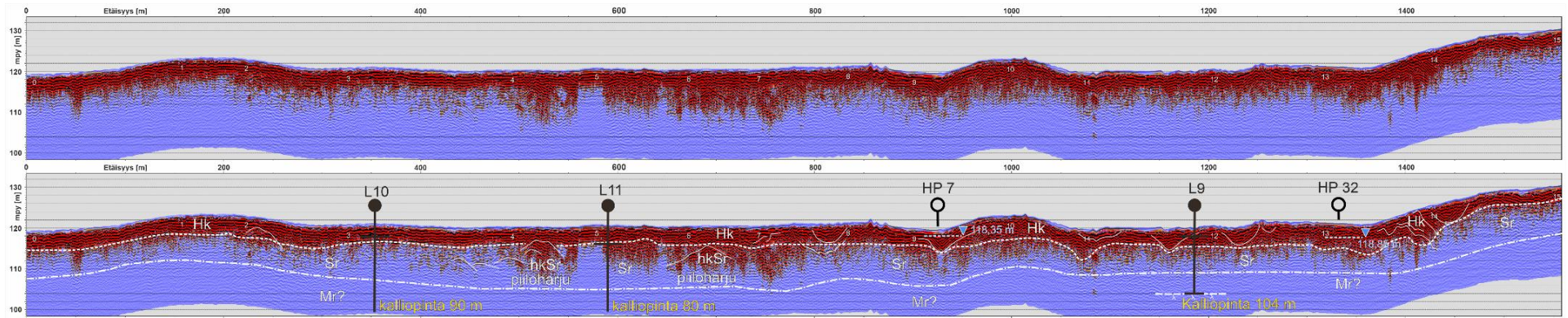
Raekokoluokitus: Udden-Wentworth

Kivien pyörityneisyys:  
(GTK leikkaushavainnointi-  
ohje. 2023)

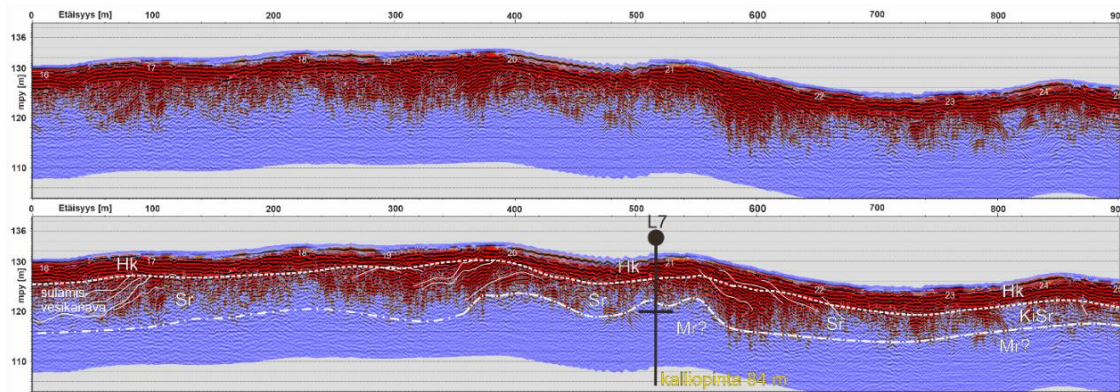
1 = teräväsärmäinen  
2 = särmät vähän kuluneet  
3 = kulmat pyörityneet  
4 = pyöritynyt  
5 = hyvin pyöritynyt

Liite 2. Maatutkalinjojen MTL 1, 2, 10, 11, 12 ja 13 profiilikuvat ja tulkinnat

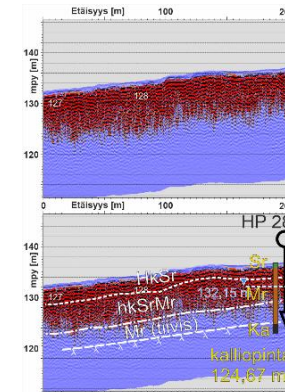
MTL 1



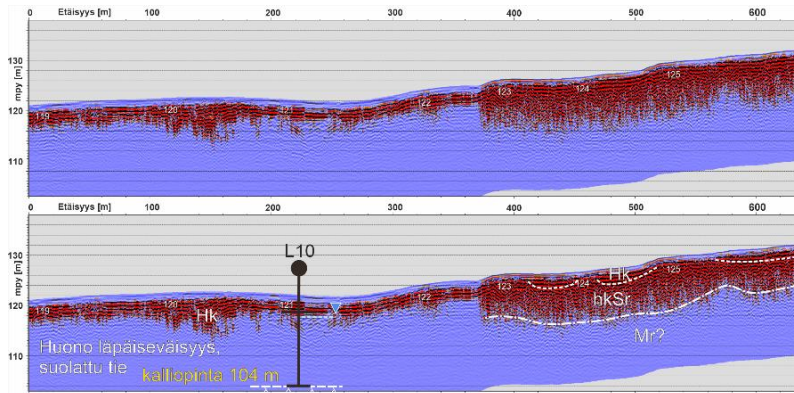
MTL 2



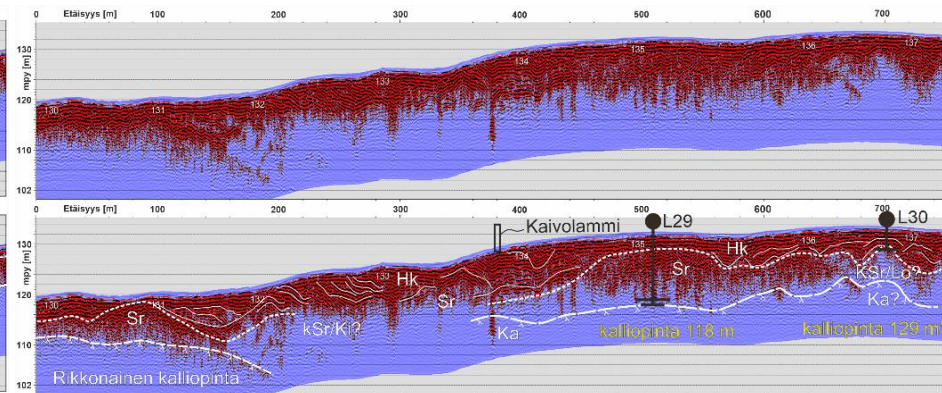
MTL 11



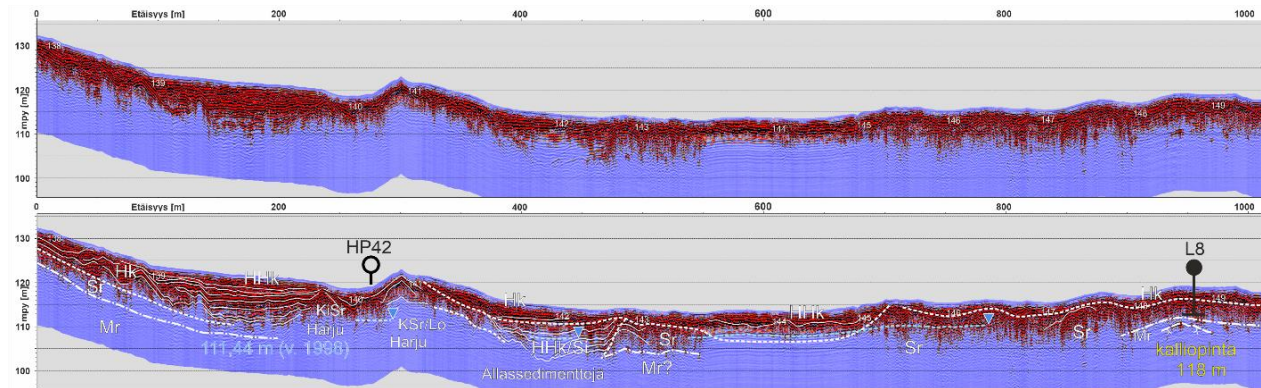
MTL 10



MTL 12



MTL 13



## Liite 3. Kairauksien GTK 56-21, GTK 57-21 ja GTK 58-21 kenttäpöytäkirjat



MITTAUS- JA ASENNUSKORTTI 2021



MITTAUS- JA ASENNUSKORTTI 2021

Projekti:		GTK Kalvola		Kairakone:		GM 100		HAVAINNOT			
Putken numero:	56-21	Asentaja:	KH	Pvm.	Syvyys putken- päästä	Pohjavesi- pinnan taso	Huom.	Pvm.	Syvyys putken- päästä	Pohjavesi- pinnan taso	Huom.
Asiakkaan viite:	0404-40209 HARA Kalvola	Puhelin:	040 748 6970	3.9.21	3.78	118.57		3.9.21	3.75	118.60	asennus
Puhelin:	J. Ojalainen 0407642627	Asennuspäivä:	3.9.2021								
Koordinaatit:		X:	6768292.050								
		Y:	344389.500								
		Z:	121.35								
Koordinaattijärjestelmä:		TM35FIN_N2000									
TASOTIEDOT JA RAKENNE											
Putken yläpään taso:	122,35										
Siivilän alapään taso:	105,95										
Putkimateriaali:	PEH										
Putken halkaisija, mm:	60 / 52										
Siivilän rako, mm:	0,30										
Vandaaliputken materiaali:	Fe89										
Maanpäällinen putki	1,00										
Jatkoputken pituus:	9,40										
Siivilän pituus:	6,00										
Putken kokonaispituus:	16,40										
								Wimax =	118,60		
								Wimin =	118,57		
Putki maanpinnasta:	1,00	Maalajit		Lisäosat		Kyllä (X)					
		Syvyys [m]	Maalaji	Routapanta							
		0 - 1,3	SrHk	Vandaaliputki			X				
Jatkoputken pituus:	9,4	1,3 - 2,4	KMr	Lukko			X				
		2,4 - 2,9	Lo	Suodatinsukka			X				
		2,9 - 5,7	KMr	Valurautakaivo							
		5,7 - 10,8	Mr								
		10,8 - 14,2	HkSr								
		14,2 - 15,2	SrMr								
		15,2 - 17,3	Mr								
Siivilän pituus:	6,0	17,3 - 20,4	Ka								
Huomautukset											
Näyte 1,5-2, 6,5-7, 14,0 - 14,2.											
KMr-kerros märkä.											
Mr 5,7-10,8 erittäin tuvis, kuiva.											
Sr 10,8-14,2 märkä.											
SrMr 14,2-15,2 märkä.											
Mr 15,2-17,3 erittäin tuvis, kuiva.											
Kallio harmaa, yhtenäinen, kuiva.											
Tivistetty bentonitilla.											
Reiästä poratiedosto.											
Maalajit ovat astinvaraisia											
Toimivuustesti											
1mm											
3mm											
5mm											
10mm											

Mitta Oy Y-tunnus: 0779388-3

Projekti:		GTK Kalvola		Kairakone:		GM 100		HAVAINNOT			
Putken numero:	57-21	Asentaja:	KH	Pvm.	Syvyys putken- päästä	Pohjavesi- pinnan taso	Huom.	Pvm.	Syvyys putken- päästä	Pohjavesi- pinnan taso	Huom.
Asiakkaan viite:	0404-40209 HARA Kalvola	Puhelin:	040 748 6970	7.9.21	13.16	114.49		7.9.21	12.80	114.85	asennus
Puhelin:	J. Ojalainen 0407642627	Asennuspäivä:	7.9.2021								
Koordinaatit:		X:	6766448.440								
		Y:	344787.112								
		Z:	126.75								
Koordinaattijärjestelmä:		TM35FIN_N2000									
TASOTIEDOT JA RAKENNE											
Putken yläpään taso:	127,65										
Siivilän alapään taso:	99,75										
Putkimateriaali:	PEH										
Putken halkaisija, mm:	60 / 52										
Siivilän rako, mm:	0,30										
Vandaaliputken materiaali:	Fe89										
Maanpäällinen putki	0,90										
Jatkoputken pituus:	10,70										
Siivilän pituus:	16,30										
Putken kokonaispituus:	27,90										
								Wimax =	114,85		
								Wimin =	114,49		
Putki maanpinnasta:	0,90	Maalajit		Lisäosat		Kyllä (X)					
		Syvyys [m]	Maalaji	Routapanta							
		0 - 5,2	KSrHkMr	Vandaaliputki			X				
Jatkoputken pituus:	10,7	5,2 - 12,0	SrHkMr	Lukko			X				
		12,0 - 24,8	Mr	Suodatinsukka			X				
		24,8 - 26,2	Sr / SrMr	Valurautakaivo							
		26,2 - 29,0	Mr								
		29,0 - 32,0	Ka								
Siivilän pituus:	16,3										
Huomautukset											
Näyte 1-2, 5-6, 9-10, 28,0-28,8.											
12,0 alapuolella Mr erittäin tuvis, kuiva, Sr 24,8-26,2 märkä.											
Kallio harmaa, yhtenäinen, kuiva.											
Maalajit ovat astinvaraisia											
Toimivuustesti											
1mm											
3mm											
5mm											
10mm											
Tivistetty bentonitilla.											
Reiästä poratiedosto.											

Mitta Oy Y-tunnus: 0779388-3



## MITTAUS- JA ASENNUSKORTTI 2021

Projekti:	GTK Kalvola	Kairakone:	GM100	HAVAINNOT			
Putken numero:	58-21	Asentaja:	KH	Pvm.	Syvyys putkenpäästä	Pohjavesipinnan taso	Huom.
Asiakkaan viite:	0404-40209 HARA Kalvola	Puhelin:	040 748 6970	15.9.21	7,17	116,73	asennus
Puhelin:	J. Ojalainen 0407642627	Asennuspäivä:	15.9.2021	15.9.21	6,77	117,13	1h edellisestä
Koordinaatit:	X: 6768118.316 Y: 345708.082 Z: 123.20						
Koordinaattijärjestelmä:	TMS35FIN_N2000						
<b>TASOTIEDOT JA RAKENNE</b>							
Putken yläpään taso:	123,90						
Siivilän alapään taso:	74,05						
Putkimateriaali:	PEH						
Putken halkaisija, mm:	60 / 52						
Siivilän rako, mm:	0,30						
Vandaaliputken materiaali:	Fe89						
Maanpäällinen putki	0,70						
Jatkoputken pituus:	32,85						
Siivilän pituus:	16,30						
Putken kokonaispituus:	49,85						
				Wmax =	117,13		
				Wmin =	116,73		
Putki maanpinnasta:	0,70	Maalajit		Lisäosat		Kytä (X)	
		Syvyys [m]	Maalaji	Routapanta		X	
		0 - 4,2	KSr	Vandaaliputki		X	
Jatkoputken pituus:	32,9	4,2 - 6,0	Hk → HHk	Lukko		X	
		6,0 - 7,0	SrHk	Suodatinsukka		X	
		7,0 - 10,6	SrMr	Vahurautakaivo			
		10,6 - 33,6	Mr, kiviä				
		33,6 - 39,8	Sr, kiviä				
		39,8 - 50,5	Mr, kiviä				
		50,5 - 53,6	Ka				
Siivilän pituus:	16,3						
<b>Huomautukset</b>							
Näyte 1-2, 5-6, 6-7, 9-10, 28,0-28,8, 34,0-36,4, 43,0-43,5.							
Mr 10,6-33,6 turvis, kuva, läpiporattuja kiviä, paitsi							
27,8-29,0 kostea.							
Maalajit ovat aistinvaraisia 33,6-50,5 useita läpiporattuja kiviä.							
Kallio harmaa, yhtenäinen, ei vesihäviöitä.							
Tivistetty bentonitilla.							
Reiästä poratiedosto.							
<b>Toimivuustesti</b>							
1mm							
3mm							
5mm							
10mm							