

A large, dark teal geometric shape, resembling a stylized arrow or a corner, pointing towards the bottom right. It has a smooth, rounded top-left corner and a sharp bottom-right corner.

LIITE 8: VIIANKIAAVAN YMPÄRISTÖN MAAPERÄN KEHITYS JA SEN ERITYIS- PIIRTEET

Viiankiaavan ympäristön maaperän kehitys ja sen erityispiirteet



Pohjaveden kevättalvista purkautumista Sakattikummun ja Sakattilampien välissä

SUMMARY:

Quaternary history and sediments around the Sakatti deposit, Sodankylä

Ympäristögeologinen maaperäselvitys Sakatin
kaivoshankkeen ympäristövaikutusten arvioinnin
tausta-aineistoksi

Raportti 23. 5. 2019
Veli-Pekka Salonen
Salonen Environment

Sisällysluettelo - *contents*

sivu/page

Johdanto	3
Aineistot ja menetelmät	3
Rapakallion esiintyminen ja ominaisuudet	5
Alueen geologinen kehitys jääkausien aikana ja sen jälkeen	7
Ilmastohistorialinen taustoitus	7
Saale jääkausi	9
Eem lämpökausi	9
Veiksel-jääkausi (109 000 – 10 000 vuotta sitten)	9
Varhais-Veikselin kerrostumat	11
Keski-Veiksel 71 000 – 29 000 vuotta sitten	12
Myöhäis-Veiksel 29 000 – 10 000 vuotta sitten	14
Deglasiaatio ja jäätikön reunan olosuhteet 10500 – 10400 vuotta sitten	14
Soiden kehitys Viiankiaapa	18
Maaperäkerrokset 3D -mallissa	24
Pohjavesien esiintymisestä	27
Akviferien rakenne	27
Lähteistä ja pohjaveden purkautumisesta	29
Vedenjohtavuudesta	34
Maaperän geokemiallisesta tausta-arvoista	35
 <i>Summary</i>	
<i>Quaternary history and sediments around the Sakatti deposit, Sodankylä</i>	37
 Lähdekirjallisuus - <i>references</i>	40
Julkaisut	40
Helsingin yliopiston tutkimusryhmän raportit:	42
Sakatin ympäristögeologiaa käsittelevät julkaisut:	42
Sakatin ympäristögeologiaa käsittelevät opinnäytteet:	43

Johdanto

YVA-lainsäädäntö osoittaa ympäristögeologisen tiedon merkityksen kaivoshankkeiden valmistelussa ja arvioinnissa. Siinä edellytetään, että suunniteltujen kaivostoimintojen vaikutukset maaperään ja vesistöihin, erityisesti pohjavesiin sekä geokemialliseen ympäristöön, voidaan jo etukäteen perustellusti arvioida. Maaperäolosuhteiden tuntemus on sitä tärkeämpää, mitä suurisuuntaisemmasta hankkeesta on kyse, mitä mutkikkaammat ovat maaperäolosuhteet ja mitä arvokkaammat luontoarvot ovat uhattuna.

Nämä kaikki lähtökohdat ovat ilmeisiä Sodankylässä sijaitsevan Sakatin kaivoshankkeen kohdalla. Hankkeen ympäristögeologiaan liittyvät kysymykset ovat olennaisia, sillä tämä merkittävä mineraaliesiintymä sijaitsee arvokkaiden luontoarvojen välittömässä tuntumassa. Mahdollisen kaivoksen pelätään vaikuttavan kielteisesti suojellun Viiankiaavan luontoarvoihin, eli uhanalaisen kasvillisuuden ja linnuston elinolosuhteisiin. Uhkana on nähty suon mahdollinen kuivuminen, pinta- ja pohjavesien likaantuminen tai pohjavesiesiintymien tai pohjavesipurkautumien, mukaan lukien lähteiden muuttuminen.

Tämän selvityksen tavoitteena on järjestellä alueelta olemassa oleva maaperägeologinen tietoa yhteiseksi kokonaisuudeksi siten, että se palvelee kaivosalueen suunnittelua, ympäristövaikutusten arviointia ja kansalaisten tiedontarvetta. Tutkimuksen kohteena on Sakatin esiintymän ympäristö Kersilön ja Sattasen kylien alueella Kitisen laakson molemmiin puoliin. Tarkasteltu alue melko tasaista Keski-Lapin ylänköä, joka rajautuu pohjoisessa Moskuvaaraan, lännessä Sattasvaaraan, etelässä Kommattivaaraan ja idässä Särkivaaraan. Sen keskellä ovat Kitisen halkomat Sahankankaan kuivat hiekkamaat, Viiankiaavan avara suoalue sekä moreeni- ja metsäalueita (Kuva 1).

Alueen maaperägeologinen kehitys on Suomen oloissa poikkeuksellisen monivaiheinen ja osin myös varjaisesti tunnettu, mikä jo itsessään on hyvä peruste lisätiedon hankintaan. Sieltä on myös varsin paljon eri tyyppistä maaperää koskevaa havaintoaineistoa, jota ei aikaisemmin ole koottu yhtenäiseksi esitykseksi. Tässä työssä se on pyritty hyödyntämään samalla kun tietoja on päivitetty uusimpien tutkimusten ja alueella tehtyjen havaintojen valossa.

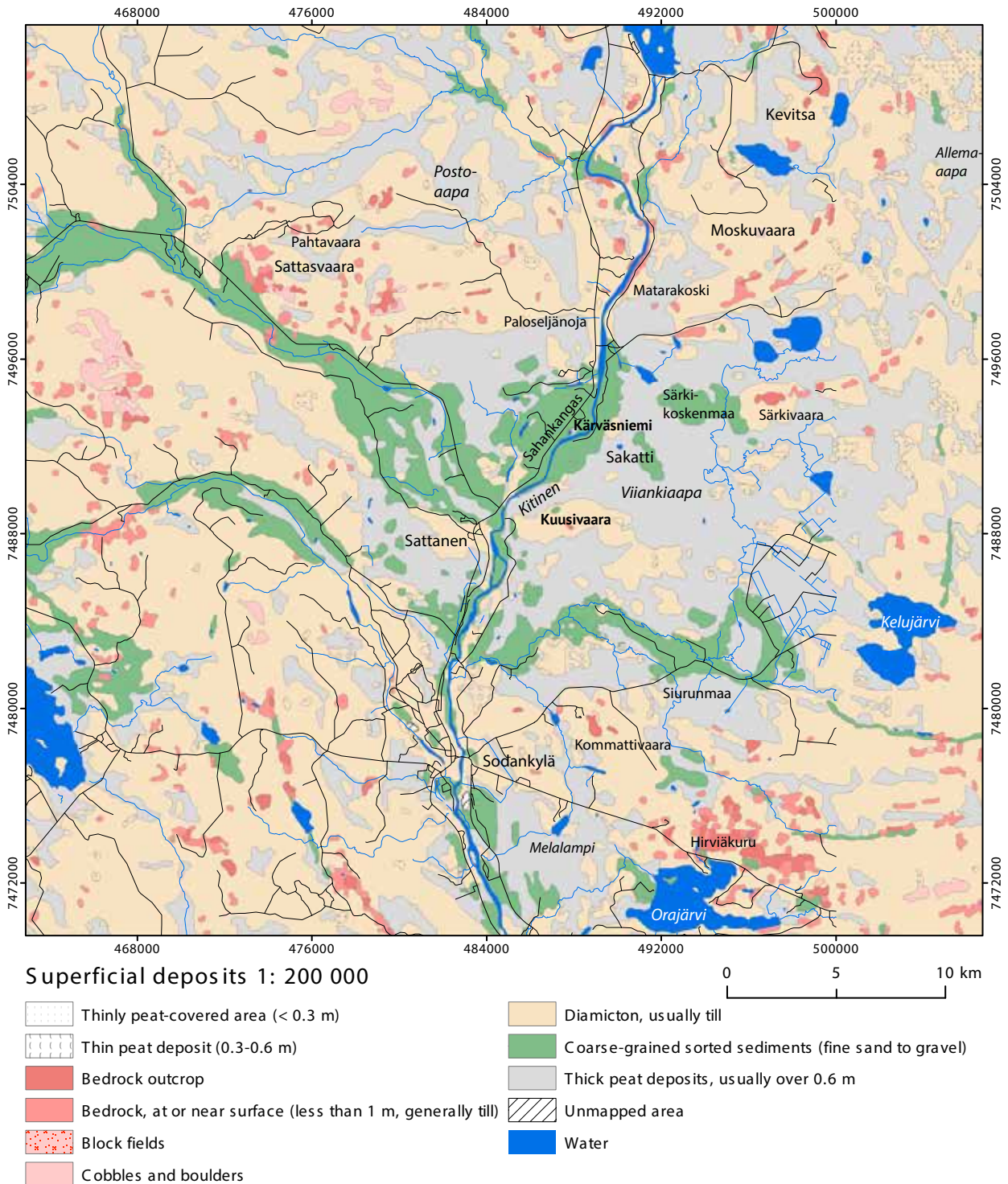
Raportti on jäsennetty siten, että ensimmäisessä osassa luodaan katsaus alueen jääkausiajan historiaan, eli kerrotaan miten alueen maaperän kerrostumat ovat syntyneet ja mitä niiden kehityksestä tiedetään. Toisessa osassa tarkastellaan Viiankiaavan kehitystä ja ominaisuuksia ja lopuksi arvioidaan lyhyesti pohjavesiolosuhteita sekä esitetään joitakin keskeisiä maaperän ominaisuuksia, nimittäin vedenjohtavuutta ja geokemiallisia ominaisuuksia.

Raportin sisältö on lopuksi tiivistetty englanninkieliseksi yhteenvedoksi.

Aineistot ja menetelmät

Tämä raportti nojautuu pääosin aikaisempiin aihetta koskeviin aineistoihin, joihin ennen muuta kuuluvat Helsingin yliopiston geologian yksikön suorittamat ympäristögeologiset tutkimukset ja opinnäytetyöt vuosina 2015–2018 sekä monipuoliset Geologian tutkimuskeskuksen toteuttamat kartoitukset ja kohdetutkimukset sekä muut tieteelliset tutkimukset. Keskeinen yleisviite on Peter Johanssonin ja Raimo Kujansuun (2005) toimittama yhteenveto Lapin maaperästä. Käytetty kirjallinen aineisto on kokonaisuudessaan lueteltu lopussa olevassa kirjallisuusluettelossa ja siihen on viitattu tekstin yhteydessä.

Julkaisujen ja raporttien ohella on hyödynnetty muita, numeeristen karttapalvelimien jakamia julkisia paikkatietoaineistoja. Tärkeimmät rajapinnat ovat Maanmittauslaitoksen ylläpitämä Paikkatietoikkuna (<https://www.paikkatietoikkuna.fi>) sekä Geologian tutkimuskeskuksen Maankamara-palvelu (<http://gtkdata.gtk.fi/Maankamara/index.html>). Tässä yhteydessä on hyödynnetty erityisesti seuraavia aineistoja:



Kuva 1: Tarkasteltava alue maaperäkartalla (GTK) ja tekstissä mainitut paikat.

Figure 1: The study area and locations mentioned in the text on the map of Quaternary deposits (GTK).

- GTK:n suorittamat geologiset kartoitukset
- GTK:n geokemialliset taustapitoisuuskartoitukset
- ympäristöhallinnon vesi- ja luonnonvaroja koskevat aineistot
- maanmittauslaitoksen kartat ja korkeusmallit
- ilma- ja väärävikuvat

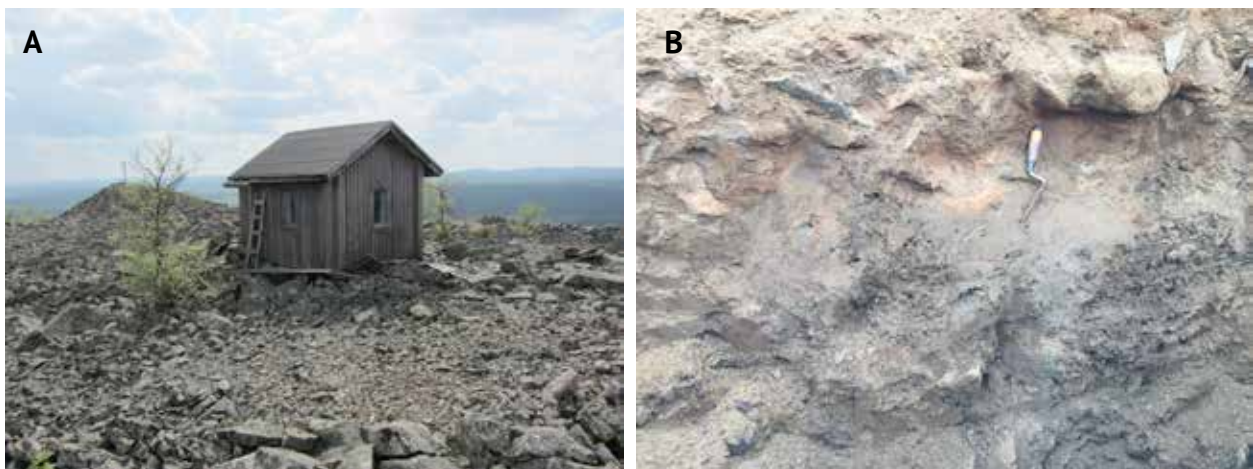
Erityisesti maaperän paksuuden ja kalliopinnan korkeusmallin luonnissa voitu käyttää apuna myös AA Sakatti Mining Oy:n kairaus- ja maaperänäyteaineistoja.

Rapakallion esiintyminen ja ominaisuudet

Kovan kallion rapautumisessa voidaan erottaa kaksi päätyyppiä, joista kumpaakin tavataan yleisesti Lapissa. Mekaaninen eli fysikaalinen rapautuminen tapahtuu painovoiman ja lämpötilaerojen yhteisvaikutuksesta. Kivimineraalien erilainen lämpölaajeneminen sekä vesien jäätyminen kivien rakotiloissa johtaa niiden rikkoutumiseen ja lohkoutumiseen. Syntyy terävasärmäistä rakkaa, joka on tyypillistä tunturien rinteillä ja lakialueilla. Nämä vaikeakulkuiset louhikot ovat geologisesti melko nuoria, sillä ne ovat pääosin jääkauden jälkeen syntyneitä.

Toinen pääasiallinen rapautumistapa on kemiallinen rapautuminen. Sen edetessä kovan kallioperän syvällä maankuoressa kiteytyneet mineraalit muuttuvat kemiallisesti liukenemisen, hapettumisen tai veteen yhtymisen vaikutuksesta. Tuloksena syntyy uusia mineraaleja, saostumia ja kalliosavia, jotka ovat mekaanisesti heikkoja mutta kemiallisesti kestäviä. Osa mineraaleista liukenee vesien mukana pois jättäen jälkeensä tyhjiä huokostiloja. Kemialliseen rapautumiseen kuuluu myös biologinen toiminta ja maannostuminen. Tämän tuloksena, kun aikaa on tarpeeksi, kehittyy kovaan kiveen rapautumiskuori eli saproliittikerros, joka vuosimiljoonien aikana vahventuu kymmenien metrien paksuiseksi muuttumisvyöhykkeeksi.

Siinä voidaan erottaa tyypillinen rapautumisen edistymistä kuvaava sarja. Pisimmälle edennyt rapautuminen on tuottanut kaoliinia, joka on puhdasta savimineraaleista koostuvaa muuttunutta kiveä tai kalliosavea, joka on vähemmän puhdasta ja sisältää kaoliinin ohella muita savimineraaleja kuten illiittiä, vermikuliittia ja kloriittia. Vähemmän savimineraaleja ja enemmän rakeista jäännösmineraaliainesta sisältävä rapakallio on rapaumasora eli grus. Vähiten rapautunutta kalliota kutsutaan palarapaumaksi. Siinä ehjien kivilohkojen välitiloissa on kemiallisesti pidemmälle rapautunutta, savimineraaleista ja oksideista koostuvaa hienojakoista ainesta. Rapakallioaines puolestaan on usein sekoittunut vaihtelevassa määrin alimpaan moreeniin, jolloin kerrostumaa kutsutaan rapakalliomoreeniksi.



Kuva 2: Rapautumisen päätyypit: A/ Rakkaa Sattasen huipulla ja B/saproliittia moreenikerroksen alla Kuusivaaran rinteellä.

Figure 2: The principal categories of weathering: A/ angular blocks (rakka) on the top of Sattanen and B/ saprolite below tills on the flank of Kuusivaara hill.

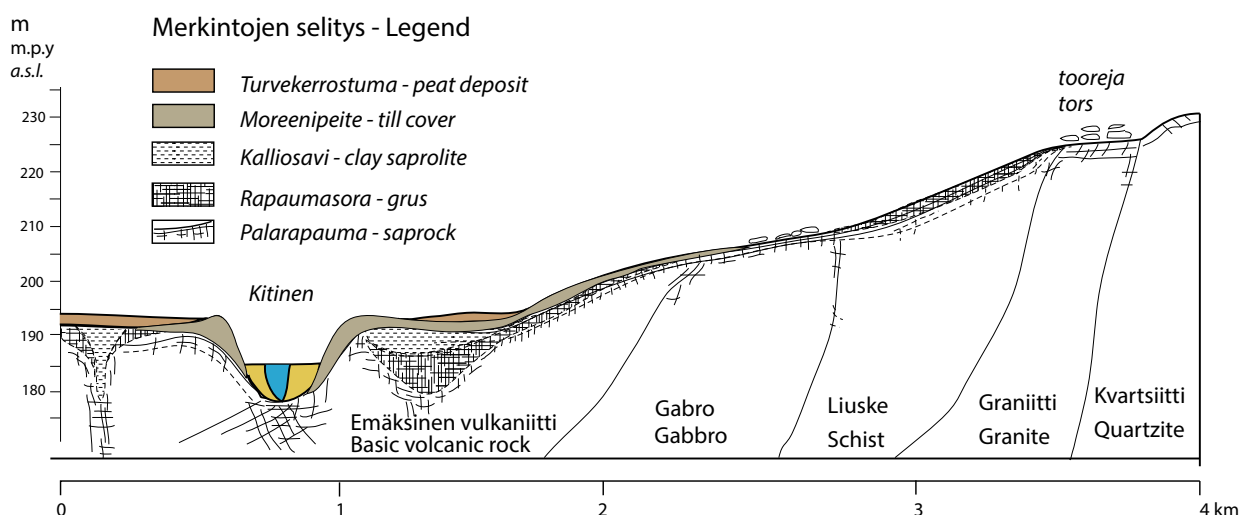
Suomessa tilanne on yleensä se, että jääkautinen kulutus on höylännyt esiin kovan kiteisen kallioperän ja poistanut siitä heikon ja pehmeän rapautuneen pintaosan aivan kokonaan. Lapissa, etenkin Keski-Lapissa, johon alueemme kuuluu, näin ei asia ole. Sillä vaikka jääkausivaiheita on kvartaarikaudella, eli viimeisten 2,6 miljoonan vuoden aikana ollut kymmeniä, eivät jäätiköt sittenkään ole pystyneet kaikkialta poistamaan vanhaa rapautunutta pinta-ainesta. Jäätiköt ovat olleet tehottomia ja Keski-Lappia kutsutaankin heikon jäätikkökulutuksen alueeksi. Siellä on säilynyt yleisesti kvartaarikauden jääkausiaikaa edeltäneen ajan rapakalliota, jopa hyvin paksuina kerroksina.

Ennen nykyistä jääkausiaikaa eli kvartaarikauden alussa Lapin maankamaraa peitti todennäköisesti varsin

yhtenäinen rapautumiskuori, joka oli ehkä keskimäärin 50 metrin paksuinen. Saproliittikerros eli rapakallio oli kehittynyt viimeistä edeltävän geologisen kauden, neogeenin aikana. Sodankylä sijaitsee keskellä tätä vanhan rapakallion esiintymisaluetta ja alueella tehdyt lukuisat maaperäkairaukset ja geokemialliset näytteenotto-ohjelmat ovat osoittaneet, että moreenikerrosten alta löytyvä rapakallio on pikemminkin sääntö kuin poikkeus. Ilmiö tunnettiin jo vanhastaan Lapin kultatutkimusten havainnoista, mutta Hirvas ja muut (1977) osoittivat tämän rapauma-alueen esiintymisalueen laajuuden. Rapakallion ominaisuudet ovat myöhemmissä tutkimuksissa tarkentuneet. Esimerkiksi Rossin raportissa (1991) kuvataan Sodankylän Maaselässä yli 100 tutkimuskaivantoa, joissa lähes kaikissa tavattiin pohjalla rapautunut kallio. Se oli joko lapiolla kaivettavan pehmeää tai sitten palarapaumaa, jossa on vaihtelevassa määrin pehmeäksi rapautuneita osin. Irtomaamaisen löyhän rapautuman paksuudeksi saatiin 4–5 metriä, mutta kova ja ehyt kallioperä oli vasta 30 – 40 metrin syvyydessä. Rapakalliota esiintyy yleisesti myös Kevitsan ympäristössä (Manninen ja muut 1996). Siellä tehdyn perusteellisen maaperätutkimuksen yhteydessä havaittiin lähes kaikkien tutkimuskaivantojen pohjalla rapakallio (Hirvas ja muut 1994).

Viimeisin ja perusteellisin tutkimus on Hall'in ja muiden (2015) julkaisema. Siinä he hyödynsivät kaikkea GTK:n hallussa olevaa geokemiallista kairausaineistoa ja näytteistä tehtyjä kemiallisia analyysejä laskien rapautumisindeksejä sekä tarkastellen kalliorapautumisen yleisiä lainalaisuuksia. Islamin ja muiden (2002) analyysien perusteella rapautumisen geokemiallinen muutos on sellainen, että kivi köyhtyy emäskationeista (kalsium, natrium, magnesium ja kalium) ja siihen rikastuu mangaania ja rautaa. Myös pii- ja alumiinipitoisuus alenevat liukenemisen johdosta. Raskasmetalleista kupari, sinkki, nikkeli ja koboltti rikastuvat rapautumisessa jopa kymmenkertaisiin pitoisuuksiin verrattuna muuttumattomaan kallioon (Peuraniemi 1989). Lähes kaikki Keski-Lapin kallionäytteet osoittautuivat olevan enemmän tai vähemmän rapautuneita. Perinpohjin muuttuneita näytteitä, joissa ei ole juuri ollenkaan emäskationeja, löytyy laajoilta alueilta (Hall ja muut 2015). Rapakallio onkin asia, joka pitää kaikkialla Keski-Lapissa ottaa maaperätutkimuksissa huomioon.

Rapautumisen kehitys riippuu sen kohteena olleen kallioperän kivilajeista: koholle jääneet, eroosiota kestävät granuliitit, graniitit, gabbrot ja kvartsiitit näkyvät avokallioina, tooreina tai alle 5 metrin paksuisina grus-kerroksina. Kemiallisesti heikommät karbonaattikivet, liuskeet ja vulkaaniset kivet muodostavat alavia maita, joita peittää 10–20 metriä paksu rapaumasora ja jopa 30 metriä paksu rapaumasavi ruhjeiden tai muiden heikkousvyöhykkeiden kohdalla (Kuva 3).



Kuva 3: Kaaviokuva rapaumakuoren esiintymisestä Keski-Lapissa.

Figure 3: A schematic profile of weathering crust in Central Lapland.

Rapakallio on keskimäärin 10–20 m paksua, paikallisesti yli 50 m. Rapakallio on paksuimmillaan ruhjeisessa metasedimentissä ja vihreäkivessä. Kolmiosainen (savi-grus-palarapauma) rapautumasarja on harvinainen, kaksiosaisen (grus-palarapauma) ollessa yleisempi. Silloinkin palarapaumakerros on usein yli 10 m paksu. Sodankylän Siurunmaalla sijaitsevan Hanhijängän alla on laajin Lapista tavattu kaoliinisaviesiintymä (Hyypä, 1977, Rask ja Lintinen 2001, Hall ja muut 2015). Rapautumavyöhykkeitä voi olla myös syvem-

mällä, terveen pintakiven alapuolella. Niitä on kairauksissa tavattu hyvinkin syvältä, kuten Sakatin esiintymän alla, 900 m syvyydessä oleva pohjaruhje osoittaa.

Jäätikkökulutus on siis Keski-Lapissa ollut suhteellisen heikkoa. Jäätikön alusta on kulunut eli erodoitunut keskimäärin vain alle 20 metriä ja monin paikoin kulutus rajoittui saproliittikerroksen osittaiseen kuorintaan. Tällaiset hyvin säilyneet neogeenin rapaumakuoret ovat jäätiköityneillä alueilla varsin harvinaisia. Rapautumakerrosten laaja-alainen säilyminen on merkki toistuvasti heikosta jäätikköeroosiosta. Vasta viimeisen, Veiksel-jääkauden alkuvaiheessa tapahtui jäätikön alustan kulumista ja aineksen sekoittumista alimpaan moreeniin (rapakalliomoreeni). Rapakalliomateriaalin sekoittuminen alimpaan moreeniin vaikuttaa sen geokemiallista koostumukseen kasvattamalla monien raskasmetallien pitoisuutta.

Lapin kemiallisen rapautumiskerroksen iästä on joitakin tietoja. Rapakallio on kokonaisuudessaan niin paksu, että sen täytyy miljoonien vuosien ikäistä. Tämä johtuu siitä, että kemiallinen rapautuminen on hidasta, nykyinen rapautumisvauhti kivessä on vain muutaman millimetrin luokkaa tuhannessa vuodessa. Ohut rautaoksideista koostuva rapaumakuori, joka on yleisesti moreenin alla, saattaa edustaa satojen tuhansien vuosien ikäistä varhais- tai keskipleistoseenin paleomaannosta (Hall ja muut 2015). Ruotsista on rapakalliota ajoitettu kosmogeenisten isotooppien avulla ja saatu noin 1,5 miljoonan vuoden iäksi (Ebert ja muut 2012). Todennäköisesti saproliitti ja grus ovat Suomessakin mioseenin tai varhais-plioseenin ikäisiä (5 – 8 miljoonaa vuotta).

Darmody ja muut (2008) mittasivat Pyhä-Nattasen ja Riestovaaran toorien kosmisia isotooppeja saaden altistumis-ikäksi 46 – 89 000 vuotta ja hautautumisiäksi 850 000 – 1 000 000 vuotta. Tästä voitiin päätellä, että ne ovat säilyneet kyseisten tunturien laella useiden jääkausien ajan.

Kaiken kaikkiaan rapautumisen laajamittainen säilyminen osoittaa, että jäätikkökulutus on ollut tällä alueella toistuvasti heikkoa. Muuten ei voida selittää sitä, että korkeillakin tuntureilla on säilynyt pehmeää perin pohjin rapautunutta kiviainesta tai toorimuodostumia monien jääkausien yli jopa miljoonan vuoden ajan.

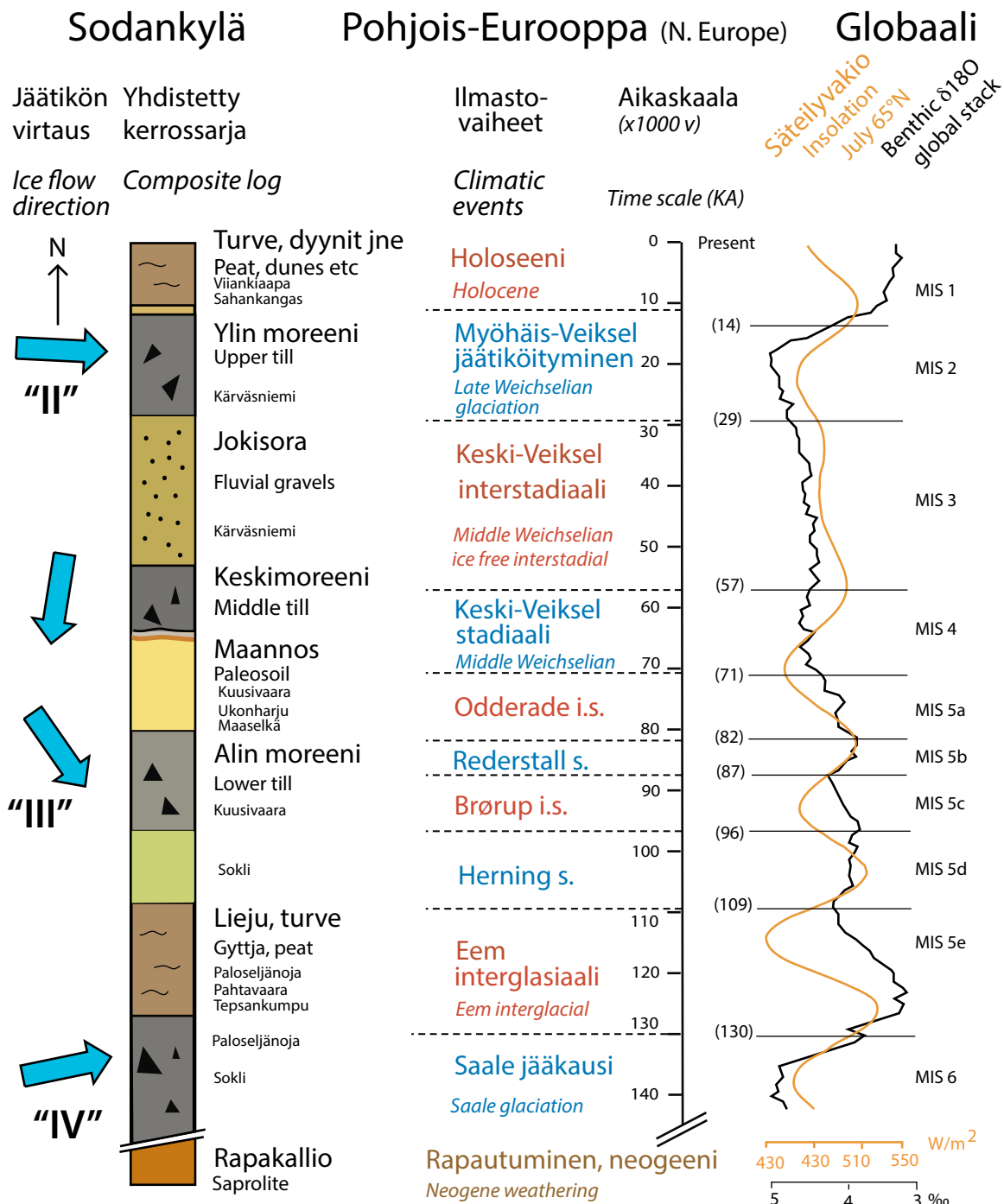
Heikko kulutus johtui siitä, että kun jäätiköt kasvoivat, niiden alla oleva maankamara oli ikeiroudassa ja jäätikön pohja myös pysyi jääkaudella kylmäpohjaisena ja sen mahdollinen liike tapahtui jäätikön sisällä. Näin jäätikkö ei kuluttanut alustansa. Toisaalta mannerjäätikkö sulii nopeasti paikalleen, joten siinäkin vaiheessa ei enää tapahtunut merkittävää kulutusta. Niinpä on tavallista, että Keski-Lapissa tavataan rapautuneen kallion päällä vain yksi tai kaksi jäätikkösyntyistä kerrostumaa, jotka nekin edustavat vasta viimeisen jääkauden, eli Veikselin eri jäätiköitymisvaiheita.

Alueen geologinen kehitys jääkausien aikana ja sen jälkeen

Ilmastohistorialinen taustoitus

Viimeiset 2,6 miljoonaa vuotta kestänyt ja edelleen jatkuva kvartaarikausi on maapallon ilmastohistoriassa kylmä ajanjakso, jota luonnehtivat toinen toistaan seuranneet jääkaudet. Tänä aikana maapallon napa-alueilla on ollut pysyviä jäätiköitä ja astronomisten tekijöiden aiheuttamat auringon tulosäteilyn vaihtelut ovat johtaneet siihen, että jäätiköt kasvoivat säännöllisin väliajoin ulottuen aina maapallon keskileveyspiireille asti. Nämä jääkaudet ovat kvartaarikauden loppupuolella toistuneet 100 000 vuoden väliajoin. Viimeistä edeltävä jääkausi oli nimeltään Saale, ja viimeksi kulunutta jääkautta nimitetään Euroopassa Veiksel-jääkaudeksi.

Veiksel-jääkausi oli monivaiheinen ja sen kuluessa vaihtelivat kylmät ja lauhemmat ilmastovaiheet, jotka kestoltaan olivat tuhansien tai kymmenien tuhansien vuosien luokkaa. Geologisessa aikataulussa jääkausi päättyi 11 700 vuotta sitten, jolloin alkoi lämmin, edelleenkin jatkuva holoseeniaika (Kuva 4). Sodankylässä sulavan jäätikön reuna oli 10 500 – 10 400 vuotta sitten.



Kuva 4: Kaavakuva ilmastonvaihteluista viimeksi kuluneiden 150 000 vuoden ajalta. Sodankylän maaperän kvartäärikerrostumia edustava tyyppikerrossarja on rinnastettu Pohjois-Euroopan ilmastovaiheisiin ja globaaliin auringon säteilyvaihteluun 65°N leveyspiirillä (muokattu Helmens et al. 2018 ja Åberg et al. 2019 mukaan).

Figure 4: A composite lithological column for the late Quaternary sediments in Sodankylä compared to North European climate events and global insolation variation during the last 150 000 years (after Helmens et al. 2018 and Åberg et al. 2019).

Lapin ilmastohistoriasta voimme nähdä, että alue on ollut hyvin herkkä luonnollisille, auringon säteilyn ja kautumisen muutoksista aiheutuville ilmastovaihteluille. Auringonsäteilyn ollessa heikompi Lappi on ollut jäätiköiden vaikutuspiirissä ja lopulta jäätikön keskusalueina. Lämpiminä aikoina taas voimakas auringon säteilyvaikutus on luonut suotuisat olosuhteet. Jäätiköt ovat sulaneet vauhdilla ja lauhkeankin vyöhykkeen kasvullisuus on levinnyt nopeasti pohjoiseen.

Sama seikka, joka on edesauttanut vanhan rapakallion säilymistä, on tehnyt alueesta myös maaperägeologisesti mielenkiintoisen. Täällä on jäätikön alaisen ikiroudan säilömiä jäänteitä vanhoista kerrostumista. Toisin kuin esimerkiksi Etelä-Suomessa, Keski-Lapissa ei juuri missään vaiheessa ole tapahtunut kaiken tuhoavaa jäätikön myllerrystä, eikä siihen liittyvää kallioperän perinpohjaista kulumista, moreeniaineksen kuljetusta tai kerrostumista.

Niinpä maaperän pohjaosissa on säilynyt yhtä lailla miljoonia vuosia vanhoja rapautumia kuin eri ikäisiä jääkautisen maaperän kerrostumiakin. Ne edustavat jopa viimeistä edellisen jääkauden, Saalen moreenipatjoja tai, mikä tavallisempaa, liittyvät viimeisen jääkauden, Veikselin kehityksen käännekohtiin. On osoittautunut, että lyhytkestoiset, paikalliset jäätiköitymisvaiheet ovat saattaneet kuluttaa alustaansa tehokkaammin kuin jääkausien päävaiheet, jolloin mannerjäätiköt kasvoivat suurimmilleen, jopa 3 km paksuisiksi ja niiden reuna ulottui kauas Keski-Eurooppaan asti. Kuvassa 4 tälle kehitykselle on esitetty nykytiedon mukaiset puitteet. Siinä on näkyvissä viimeksi kuluneen 140 000 vuoden ajan luontainen, astronomisista syistä aiheutuva ilmastovaihtelu, ilmastovaiheiden jako jäätiköitymisvaiheisiin ja jäätömiin välivaiheisiin sekä joitakin tärkeitä Keski-Lapin maaperän tyyppipaikkoja ajoituksineen.

Saale-jääkausi

Saale-jääkausi oli kaksiosainen, hyvin kylmä ilmastovaihe, jonka loppuvaiheessa suurimmilleen kasvanut mannerjäätikkö ulottui Euroopassa laajemmalla kuin mitkään aikaisemmat tai myöhemmät jäätiköt. Jäätikkö peitti koko Skandinavian ja myös Lapissa oli tällöin kilometrien paksuinen yhtenäinen jääpeite. Saalen aikaisia moreenikerrostumia on tavattu monin paikoin Keski-Lapissa (Hirvas 1991, Sutinen 1992). Tämä alin, hyvin tiiviiksi pakkautunut maaperäyksikkö edustaa Lapin vanhinta tunnettua moreenia. Sen kivien suuntaus osoittaa jäätikön virranneen lounaasta kohti koillista, joten jäätikön keskusalue on tällöin ollut Keski-Ruotsissa (Johansson ja muut 2011).

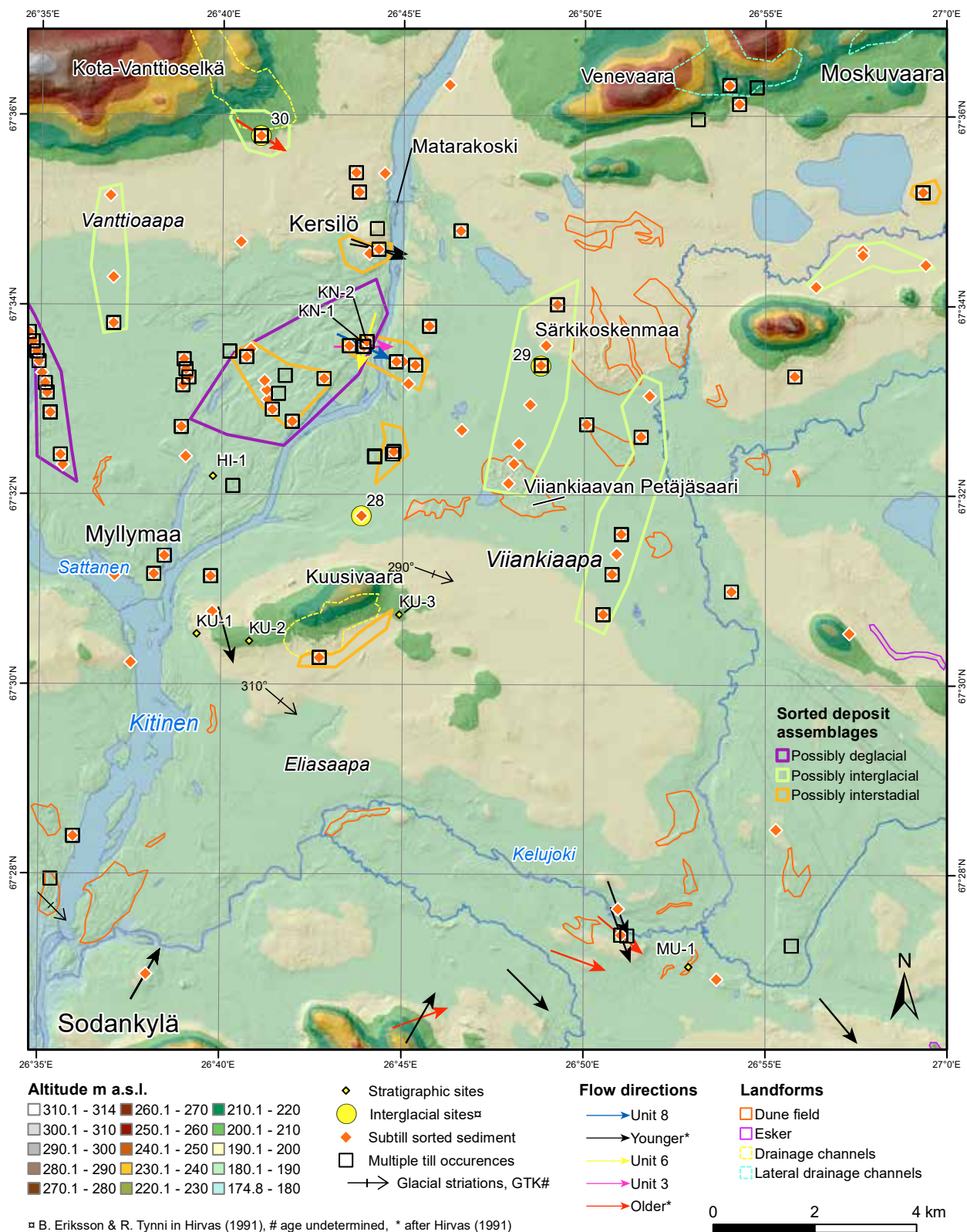
Eem lämpökausi

Eem lämpökausi 130 000 – 109 000 vuotta sitten puolestaan oli hyvin lämmin ja suotuista ajanjakso, jonka kuluessa Lapin keskilämpötila oli enimmillään noin 2°C nykyistä korkeampi (Helmens 2014). Eemin aikana maapallon jäätiköt sulivat paljon nykyisiä pienemmiksi, minkä seurauksena merenpinta oli 8 metriä ylempanä kuin tällä hetkellä. Tästä taas seurasi se, että Skandinavia oli Eemin alkuvaiheessa saari ja Vienanmeri leveiden, matalien salmien kautta yhdistyneenä tuolloiseen Itämereen. Lapin ilmasto oli mereinen ja täällä kasvoi monia nykyiselle Lapin kasvillisuudelle vieraita lajeja. Eem-vaihetta edustavia geologisia löytöjä ovat muiden muassa kahdeksan metrin pituinen jyrkäv lehtikuusen runko Vuotson kanavatyömaalta, Soklin moreenikerrosten alainen Eem-kautinen järvilleju sekä Sodankylässä sijaitsevien Paloselänojan tai Pahtavaaran metsämaakerrostumat. Kerrostumista tutkitut siitepölyt kertovat nykyisiä paljon lauhkeammista olosuhteista, jolloin erityisesti talvet olivat leudompia (Eriksson 2005). Kuusimetsät tai sekametsät vallitsivat, erikoisia lajeja ovat muun muassa pähkinäpensas ja kuningassaniainen (Salonen ja Helmens 2018).

On todennäköistä, että Kitisen laaksossa virtasi tällöinkin joki. Interglasiaali- ja -stadiaaliesiintymät ovat kairausten perusteella alueella varsin tavallisia (Kuva 5). Viiankiaavan altakin on GTK:n kairauksissa löydetty kahdesta kohteesta järvisedimenttiä, joka on siitepölystönsä perusteella Eem-lämpökaudella kerrostunutta.

Veiksel-jääkausi (109 000 – 10 000 vuotta sitten)

Viimeistä jääkautta kutsutaan Pohjois-Euroopassa Veiksel-jääkaudeksi. Se oli monivaiheinen tapahtumasarja, johon liittyi paikasta riippuen 3–5 jäätikön kasvuvaihetta ja vastaavasti niiden välisiä jäätömiä aikoja. Näitä voimakkaita luonnollisia ilmaston heilahteluja säätivät ensisijaisesti auringon tulosäteilyn luonnolliset vaihtelut, niin kutsutut astronomiset, eli Milankovićin syklit. Planeettojen ja kuun painovoimakenttien



Kuva 5: Jäätiköistä vapaista interglasiaali- ja interstadiaalikerrostumista kertovat havainnot ovat alueella yleisiä (Åberg, A. ja muut 2019).

Figure 5: Deposits from ice-free interstadial and interglacial events are observed in numerous localities (Åberg et al. 2019).

vaikutukset maan asentoon ja kiertorataan aiheuttavat maan pinnalla vaikuttavaan auringon säteilyvakioon kymmenien tuhansien vuosien mittakaavassa tapahtuvan vaihtelun. Tämä vaihtelu on jääkausien ja niiden välivaiheiden ilmenemisen pääasiallinen syy, jonka rytmi näkyy valtamerten pohjakerrostumissa, ja toteutuu jäätiköiden kasvuna ja sulamisena ilmastollisesti herkillä pohjoisilla manneralueilla kuten juuri Keski-Lapissa (Kuva 4).

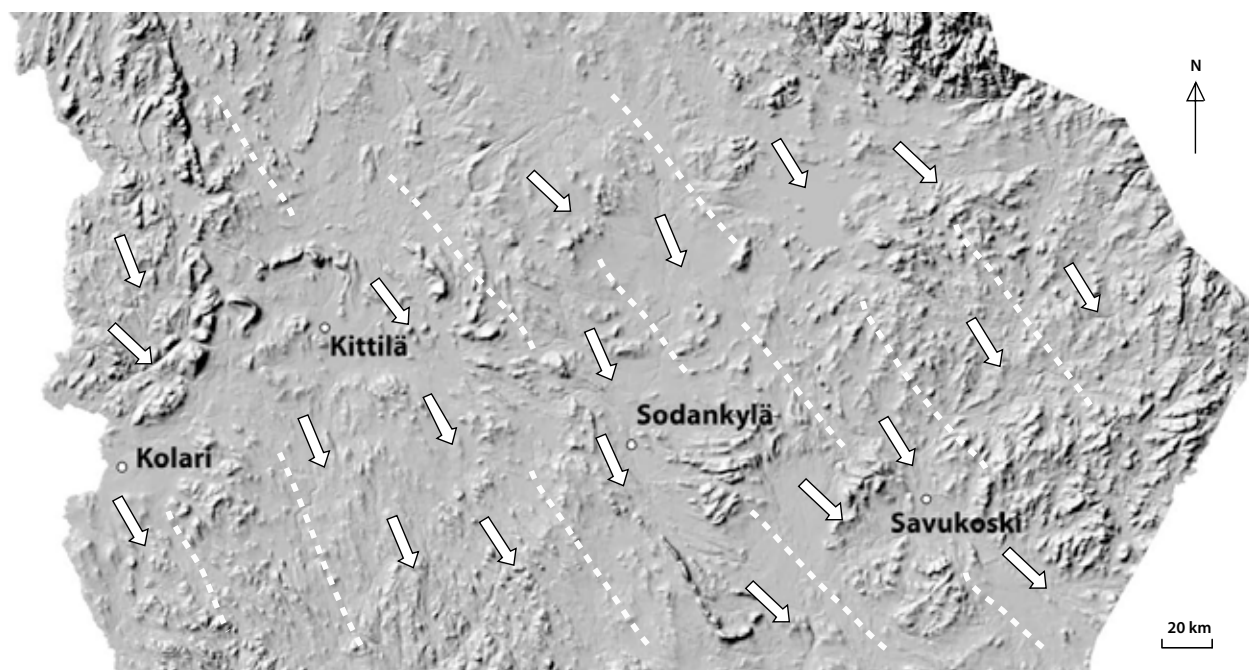
Veiksel-jääkauden aikana Pohjois-Eurooppaa peitti mannerjäätikkö, jolle on annettu nimi Skandinavian mannerjäätikkö. Sen koko vaihteli eri aikoina ja eri puolilla Pohjolaa, siten että vasta viime jääkauden lopulla jäätiköt olivat laajimmillaan ulottuen Keski-Euroopan pohjoisosiin, eli Puolaan, Saksaan ja Tanskaan. Sen sijaan Lapissa jäätiköitä syntyi ja suli taas pois useassa eri vaiheessa, koska alue sijaitsee muinaisten jäätiköitymisten ydinalueella. Niinpä Keski-Lapista on saatu monipuolista tietoa viime jääkauden jäätiköitymisvaihteluiden aikaisista tapahtumista (esim. Hirvas 1991, Salonen ja muut 2014, Lunkka ja muut 2015, Sarala ja muut 2015, Helmens ja muut 2018).

Veiksel-jääkausi jakautuu kolmeen osaan: Varhais-Veikseliin (109 000 – 71 000 vuotta sitten), jolloin jäätiköt peittivät Pohjois-Suomen, Keski-Veikseliin (71 000 – 29 000 vuotta sitten), jonka kuluessa jäätiköt virtasivat Itämeren alaiden kautta aina Pohjois-Puolaan asti ja Myöhäis-Veikseliin, 29 000 – 10 000 vuotta sitten, jolloin jäätikkö kasvoi suurimmilleen ja jonka jälkeen se suli lähes kokonaan.

Varhais-Veikselin kerrostumat

Varhais-Veikselin aikana Pohjois-Euroopan ilmasto vähitellen viileni ja Lapissakin alkoivat muodostua ensimmäiset pysyvät jäätiköt. Varhais-Veikseliin sisältyy kaksi kylmää ja kaksi lauhkeampaa ilmastovaihetta. Niiden aikaisen ympäristön kehityksestä ja luonteesta on saatu varsin hyvä käsitys Savukosken Soklin kerrostumien perusteella (Helmens 2014).

Varhais-Veikselin jäätiköiden kasvualueet olivat Skandien vuoristossa Norjan – Ruotsin rajamailla. Ensimmäinen Eem-lämpökauden jälkeinen jäätiköitymisvaihe (Herning) oli lyhytkestoinen ja se ulottui ilmeisesti Suomen puolella vain läntisimpään Lappiin. Toinen kylmä vaihe (Rederstall) sai aikaan luoteesta kaakkoon virtaavan jäätikön (Kuva 6), joka kulutti tehokkaasti alustaansa ja kerrosti laajalla alueella alimpana esiintyvän moreenipatjan. Siinä on tavallisesti sekoittuneena ja uudelleenkerrostuneena vanhaa kallioperän rapautumaa, saproliittia, minkä vuoksi moreeni on usein väriltään punaruskeaa ja sisältää runsaasti hienoaainesta. Varhais-Veikselin jäätikkö ulottui etelässä Pudasjärven tasalle asti (Sutinen 1992). Sen kerrostama moreeni on Hirvaksen (1991) käyttämässä terminologiassa moreenipatja III.



Kuva 6: Jäätikön luoteis-kaakko -suuntainen virtaus Varhais-Veikselin aikana oli voimakkaasti alustaansa muokkaava ja kiviainesta kuljettava.

Figure 6: Early Weichselian ice flow directed from northwest to southeast.

Jäätiköt sulivat ja jäätä vapaan Odderade-interstadiaalisen aikana Kitisen laakso vapautui jäältä. Kuten nykyisinkin, uomaan kerrostui virtaavan veden dyynejä, särkkiä ja väylän pohjakivikkoja. Kuivilla mailla oli nykyisen kaltainen maanpinta. Ilmasto oli ainakin aluksi kylmää eli periglasiaalista, sillä kerrostumista on tavattu myös ikeiroudan synnyttämiä jääkiiloja. Myöhemmin kehittyi nykyisen kaltainen podsoli-maannos. Näitä 82 000 – 71 000 vuotta sitten kerrostuneita hiekkoja on tavattu monissa kohteissa Kitisen ja Sattasen jokilaaksoissa ja moreenien välikerroksina (Kuva 7).



Keski-Veikselin moreeni
Mid-Weichselian till

Paleomaannos - paleosoil

Kuva 7: 75 000 vuotta vanha muinainen maannoskerrostuma osoittaa sen aikaista maanpintaa Käräsniemen leikkauksessa. Maannoksen päällä on Keski-Veikselin moreeni.

Figure 7: 75 000 years old paleosoil indicates the former ground surface in Käräsniemi section. The paleosoil is overlain by Mid-Weichselian till.

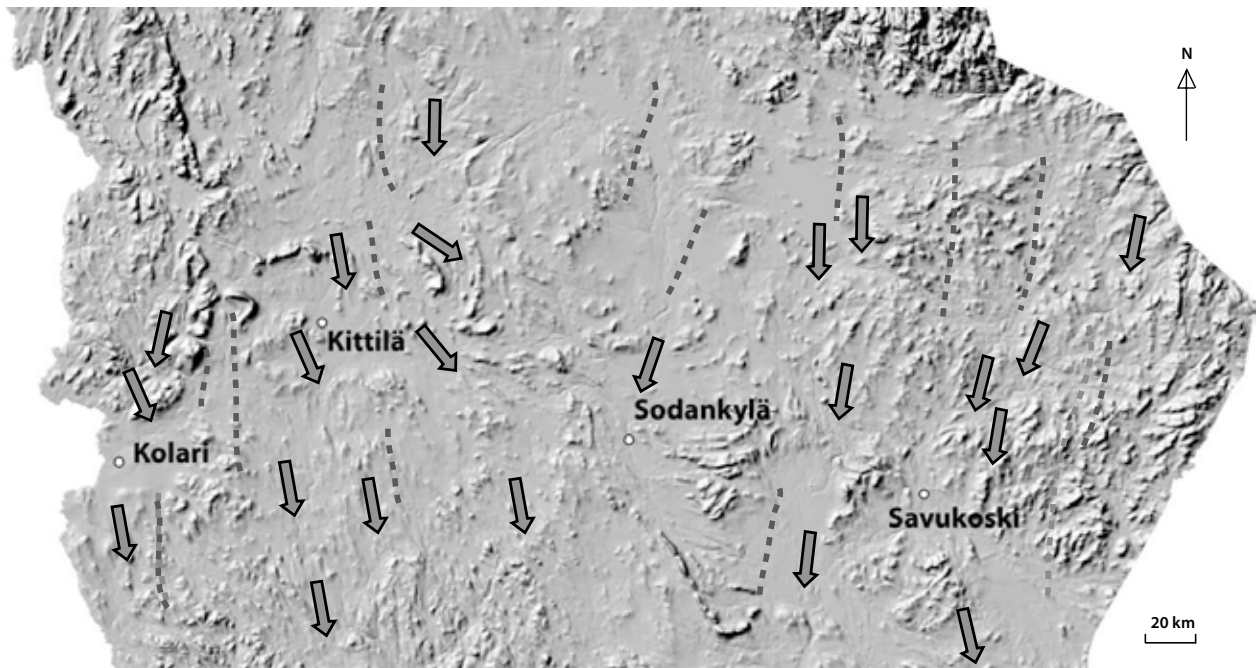
Myös orgaanista, kasviperäistä ainesta sisältäviä Odderadeen korreloituja kerrostumia on havaittu monin paikoin Keski-Lapissa (kuva 5). Tyypinpaikkana voidaan pitää Sodankylän Maaselän kohdetta, jossa subarktiset koivumetsät sekä varpu- ja vaivaiskoivukankaat muodostivat kasvillisuuden ruohokasvien osuuden siitepölystä ollessa hyvin korkea (Eriksson 2005). Odderaden aikaan ilmasto oli nykyistä selvästi viileämpää.

Keski-Veiksel 71 000 – 29 000 vuotta sitten

Keski-Veikselin jäätiköitä kehittyi kylmän isotooppivaiheen MIS 4 aikana Skandien vuoriston lisäksi Lapin tunturiylängöillä ja Kuolan niemimaalla. Lapissa vaikutti jäätiköityminen, joka vyöryi pohjoisesta etelään (Kuva 8). Se virtasi Itämeren altaassa Etelä-Suomeen, Baltian maihin ja aina Puolan pohjoisrannikolle asti.

Lapissa Keski-Veikselin jäätikkökerrostumat ovat harvinaisia, koska jäätikkö on todennäköisesti ollut pääosin kylmäpohjainen, minkä vuoksi sen kulutuskyky on jäänyt hyvin vähäiseksi. Sen toiminnasta on kuitenkin todisteeksi jäänyt suuntautuneita maastomuotoja Kittilän Alakylän tienoille, Sodankylän itäosiin ja Savukoskelle. Savukoskella (Johansson 1995), Kittilässä (Sutinen 1992) ja Kolarissa (Salonen ja muut 2014) on havaittu tämän vaiheen aikainen moreeniyksikkö ja Johansson on kuvannut Keski-Veikselin jäätikön sulamisen yhteydessä kerrostuneen pohjois-etelä-suuntaisen harjuparven Itä-Lapissa. Myös Soklissa on siihen yhdistetty moreeniyksikkö (Savukoski 3) haarukoitu iältään Keski-Veikseliin rinnastettavaksi (Helmens ja muut 2018).

Sodankylän alueella Keski-Veikselin jäätiköityminen on siis virrannut pohjoisesta tai jopa koillisen suunnasta etelään, mutta jäätikön kyky muokata alustansa on ollut ilmeisen rajallinen, sillä sen aiheuttamaa kaliooperan kulutusta tai moreenikerrostumia on tavattu vain harvoissa paikoin. Käräsniemen leikkauksessa



Kuva 8: Jäätikön virtaus Keski-Veikselin aikana suuntautui pohjoisesta etelään.
Figure 8: The Mid-Weichselian glacial flow directed towards south.



Kuva 9: Mahdollisesti Keski-Veikselin aikainen tuulitahokas Hietakankaan sorakuopalla.
Figure 9: Possibly Mid-Weichselian ventifact in Hietakangas gravel pit.

Keski-Veikselin moreeni näkyy noin 40 cm vahvuisena tiiviinä välikerroksena (Kuva 7).

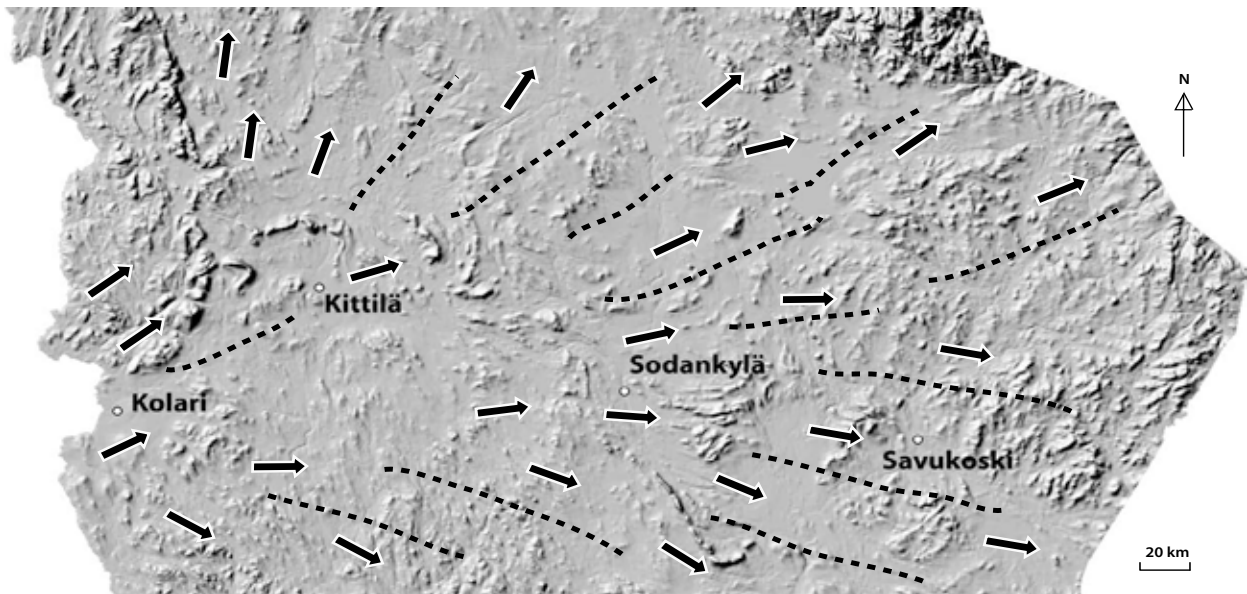
Keski-Veikselin interstadiaali (MIS 3) oli pitkäkestoinen (57 000 – 29 000 vuotta sitten) jäädä vapaa välivaihe, jonka aikana esiintyi myös mahdollisesti lyhytaikaisia jäätikön kasvuvaiheita (Johansson ja muut 2011) Länsi-Lapissa. Pääasiassa ilmastovaihe kuitenkin merkitsi puutonta koleaa heinätundraa, mammuttiaroa, joka kattoi koko Euraasian tasangon ja jonka aikana Lapin maaperä oli tukevasti ikeroudassa.

Kitisen laaksossa virtasi tällöinkin joki. Sahankankaan hyvin peseytyneet paksut pinnimmaisien moreenin alaiset sorapatjat ovat Keski-Veikselin jokitoiminnan kasaamia särkkäkerrostumia. Kasvillisuusjäänteitä ei Sodankylän alueen Keski-Veikselistä ole vielä tavattu, mutta voimakkaiden puhurien kiiltäviksi picksemät tuulitahokkaat liittyvät todennäköisesti tähän mammuttiaron aikaan (Kuva 9).

Myöhäis-Weiksel 29 000 – 10 000 vuotta sitten

Myöhäis-Weiksel merkitsi sitten jääkauden ilmaston lopullista kiristymistä ja jäätiköiden nopeaa kasvua suurimmilleen. Lappia peitti paksu yhtenäinen jääkenttä, jonka pohjalla maankamara oli syvälle jäänyt. Näin ollen ei jäätikön keskusalueilla tapahtunut kulutusta eikä juurikaan kerrostumista. Jäätikön virtaus tapahtui ylempänä jäässä viuhkamaisesti keskusalueelta poispäin ja niin sanottu jäänjakaja-alue kehittyi tässä vaiheessa (Kuva 10).

Jäätikön toiminta ei myöhäis-Weikselinkään aikana ollut yhtä tehokasta kuin se oli jääkauden varhaisvaiheessa. Myöhäis-Weikselin jäätikkö rouhi vaarojen lakiosia ja synnytti sinne louhikkoista pintamoreenia. Pääasiassa kerrostuminen tapahtui kuitenkin vasta jäätikön sulamisen yhteydessä, jolloin ylimmäksi moreeniyksiköksi jäi löyhä, hiekkasten välikerrosten raidoittama jäätikön pohjasta vapautunut sulamispohjamoreeni tai sen pinnalta ja reunoilta etumaastoon vyörymällä valahtanut liukumoreeni. Nämä yksiköt vastaavat Hirvaksen (1991) jaottelussa moreenipatjaa II.



Kuva 10: Jäätikön virtaus jakautui Myöhäis-Weikselin jääjakajavyöhykkeellä eri suuntiin.

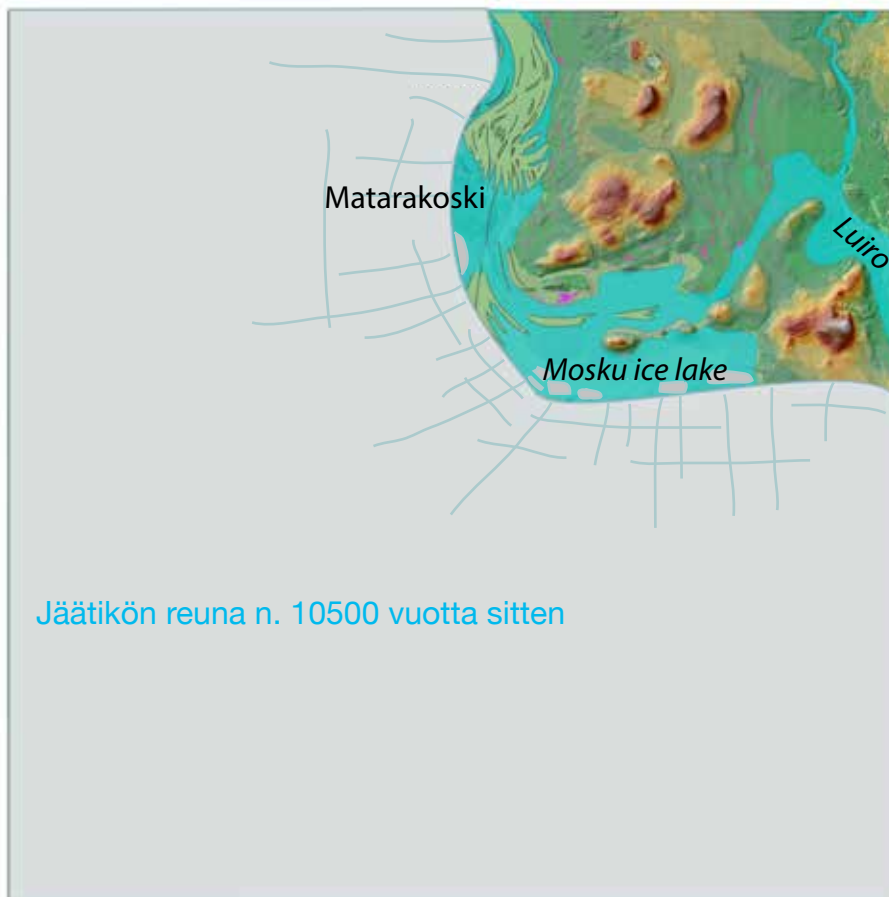
Figure 10: Ice flow configuration during the Late-Weichselian.

Jäätikön sulaminen oli nopea tapahtuma, sillä auringon säteilyteho vaikutti suurimmillaan (Kuva 4). Tunturien lieveumien ja ajoitettujen jään reuna-asemien perusteella paikalleen sulavan, kuolleen jäätikön reuna vetäytyi 500 – 1000 metriä vuodessa. Sulamisen yhteydessä jäätiköltä vyöryi maa-ainesta, joka kerrostui sen reunan tuntumassa liuku- ja vesimoreeneita. Sulamisvesiä oli kaikkialla ja niiden uomat näkyvät nyt maisemassa kuruina tai lieveumina vaarojen rinteillä. Jäätikön sulamiseen liittyi monivaiheinen jäätikön reunan vetäytymisen ja sulamisvesien virtausten sekä niistä vesistä kokoontuneiden lyhytikäisten jääjärvien luonnehtima tapahtumasarja (Johansson 1995, Kujansuu ja Johansson 2005).

Deglasiaatio ja jäätikön reunan olosuhteet 10 500 – 10 400 vuotta sitten

Mannerjäätikön vetäytymistä kaikkine siihen liittyvine ilmiöineen kutsutaan deglasiaatioksi. Tässä tarkastellulla alueella sen voi arvioida kestäneen noin 100 vuotta. Tapahtumasarjassa voidaan erottaa kolme päävaihetta, jotka määräytyvät sulamisvesien uomien ja altaiden mukaan.

Aluksi pohjoisesta Porttipahdan jääjärvestä ja Muonion suunnasta sulavan jäätikön reunaa myötäilevien sulamisvesien virrat laskivat Moskujärven jääjärveen Matarakoskella, jonne kerrostui karkeasta sorasta ja hiekasta koostuva suistomaakerrostuma eli delta (Johansson ja Kujansuu 2005). Jääjärven pinta oli tällöin nykyiseen merenpintaan nähden 207 metrin korkeudessa ja sen läpi virtaavat vedet purkautuivat Allema-aa-



Kuva 11: Sulavan jäätikön reuna Moskujärven jääjärven alkuvaiheessa.

Figure 11: Position of the melting ice margin at the initial phase of Moskujärvi ice lake.

van kautta Luiron laaksoon ja siitä edelleen etelään. Tässä vaiheessa nykyisen Viiankijärven painanteessa kulki voimakas virtaus ja sulamisvesien kuljettamia hienorakeisia hiekkoja kulkeutui kaikkialle altaaseen kerrostuen Moskujärven jääjärven pohjalle (Kuva 11).



Kuva 12: Jäätikön sulamisvedet laskivat loppuvaiheessa Hirviäkurun kautta Orajärveen

Figure 12: Hirviäkuru gorge was the outlet of Moskujärvi Ice lake southwards.

Jäätikön reunan sulaessa jääjärvi levittäytyi etelään ja sen vedet laskivat alkuunsa osaksi myös Nuolikurun kautta, kunnes niille avautui uusi selkeä reitti Hirviäkurun (Kuva 12) läpi Orajärveen, joka tällöin oli koko valtavan Ancyclusjärven pohjoisin lahti (Johansson ja Kujansuu 2005). Veden pinta laski nyt 195 metrin tasoon (Kuva 13). Tässä vaiheessa sulamisvesien kuljettamaa hiekkaa ja silttiä laskeutui muinaisen jääjärven pohjalle lähes koko nykyisen Viiankiaavan alueelle, sillä sen on kairauksissa havaittu olevan yleisin turpeen alainen pohjasedimentti. Voimakas sulamisvesivirtaus myös kanavoitui matalassa altaassa ja kulutti leveän uomamaisen painanteen, joka kaareutui osin Kelujärven kautta ja nykyisen Rovajoen uomaa edelleen etelään.



Kuva 13: Sulavan jäätikön reuna Moskujärven jääjärven loppuvaiheessa.

Figure 13: Position of the melting ice margin at the final phase of Moskujärvi ice lake.

Viime vaiheessa jäätikkö oli vetäytynyt alueen lounaiskulmaan ja sen patoamat vedet vapautuivat. Tällöin Moskujärven jääjärven vedet yhtyivät Itämeren altaan täyttäneeseen Ancyclusjärveen ja Orakosken tienoil-
le syntyi laaja suistomaa. Sulamisvesistä muodostuneet vesimassat yhtyivät Ancyclusjärven tasoon, joka oli aluksi 186 metriä nykyisen vedenpinnan yläpuolelle (Kuva 14).

Ancyclusjärven pohjoiseen suistomaahan kertyi valtavat määrät jäätikön sulamisvesiä Kitisen, Sattasen ja myöhemmin myös Jeesiöjoen uomia pitkin. Vedet kuljettivat hiekkaa ja levittivät niitä tulvatasanteille ja suistomailleen. Vaihtuvat uomat halkoivat jäästä vapautunutta maisemaa ja kuivemmillä mailla tuulet lennättivät lentohiekkaa harjanteiksi tai peittohiekkakinoksiksi. Lentohiekkaa kerrostui myös vesialtaiden pohjille. Tuulen kerrostamat dyynit ovat yleisiä etenkin Viiankiaavan keskellä olevilla metsäsaarekkeilla kuten Särkikoskenmaalla (Kuva 15) ja Petäjäsaaressa.



Kuva 14: Sulavan jäätikön reuna Moskujärven jääjärven laskettua Ancyclusjärveen.
Figure 14: Position of the ice margin after the draining of Moskujärvi ice lake.



Kuva 15: Särkikoskenmaan dyynimaisemaa Viiankiaavan keskellä.
Figure 15: Dune landscape in Särkikoskenmaa, in the middle of Viiankiaapa mire.

Soiden kehitys ja Viiankiaapa

Sodankylän pinta-alasta lähes 30 % on soiden peitossa ja kunnassa on 688 yli 20 ha kokoista suota, joiden kokonaispinta-ala on 335 055 ha (Muurinen 2015). Sodankylässä on myös hyvin suuria yksittäisiä soita, kuten juuri Viiankiaapa, jonka piirissä on 3960 ha geologista, yli 1 metrin paksuista turvekerrosta (Lappalainen ja Pajunen 1980). Viiankiaavan luonnonsuojelualueen koko on 6595 hehtaaria (Hjelt ja Pääkkö 2006). Viiankiaapa on kehittynyt nykyiselleen koko jääkauden jälkeisen ajan muutosten ja käännekohtien ohjaamana.

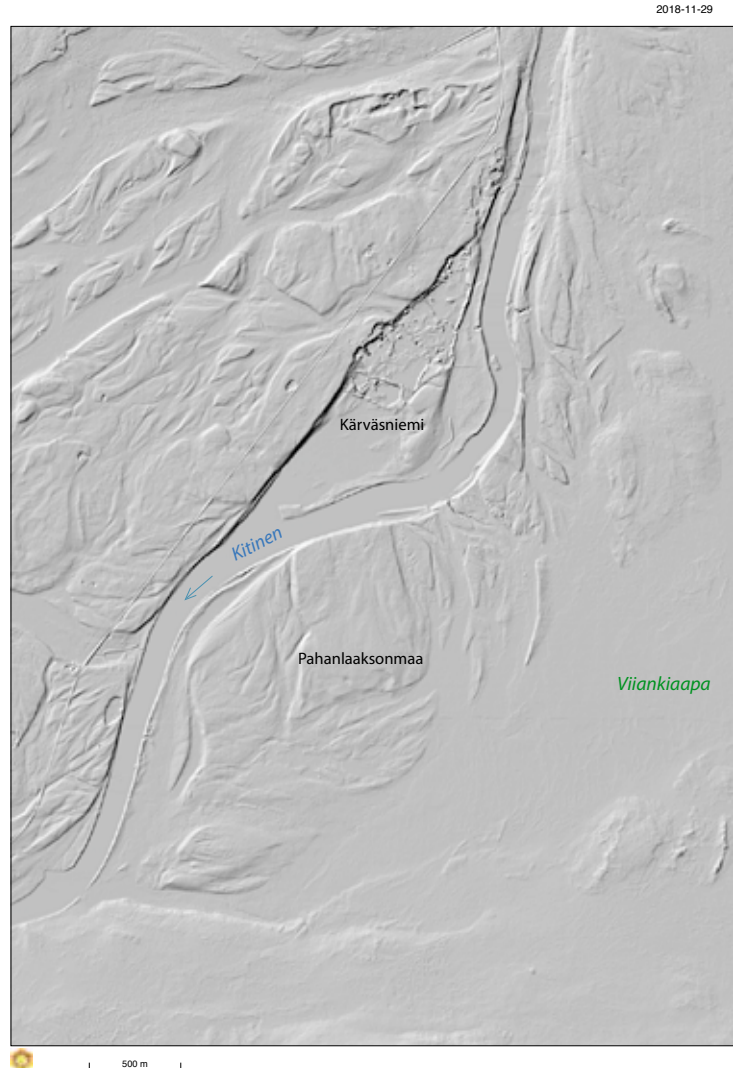
Sodankylän jääkausi päättyi holoseenin alkupuolella Ancylusjärven pohjoisimpien lahtien ulottuessa Keski-Lappiin (Kuva 14). Jäätikön sulamista seurasi jokien vähittäinen kanavoituminen nykyisiin uomiinsa sekä joen rantojen ja kairojen soistuminen. Keskisen Lapin soiden syntyä ja kehitystä sääteli jääkauden jälkeinen suotuisa, kostea ja viileä ilmanala, jossa sadanta on ollut suurempaa kuin haihtuminen. Myös maasto-olosuhteet, suhteellinen tasaisuus ja moreenimaiden heikko vedenjohtavuus ovat edesauttaneet soistumista. Kaikilla soilla on kuitenkin omanlaisensa historia.

Sodankylän vanhimmat suot ovat lähes 10 500 vuoden ikäisiä – vanhin ajoitettu pohjaturpeen ikä on Postoaavalta saatu 10 350 vuotta (Mäkilä ja muut 2013). Viiankiaapa kuuluu tähän joukkoon, sillä sen pohjalta saatu radiohiili-ikä on pyörein luvuin 10 000 vuotta (Suonperä 2016). Vanhimmat suot syntyivät primarisesti, eli siten, että suokasvillisuus peitti maan heti sen vapauduttua veden alta tai jäätikön peitosta. Viiankiaavan alkuvaiheeseen liittyy myös monia erillisiä pieniä järviä, jotka ovat sittemmin kasvaneet umpeen.

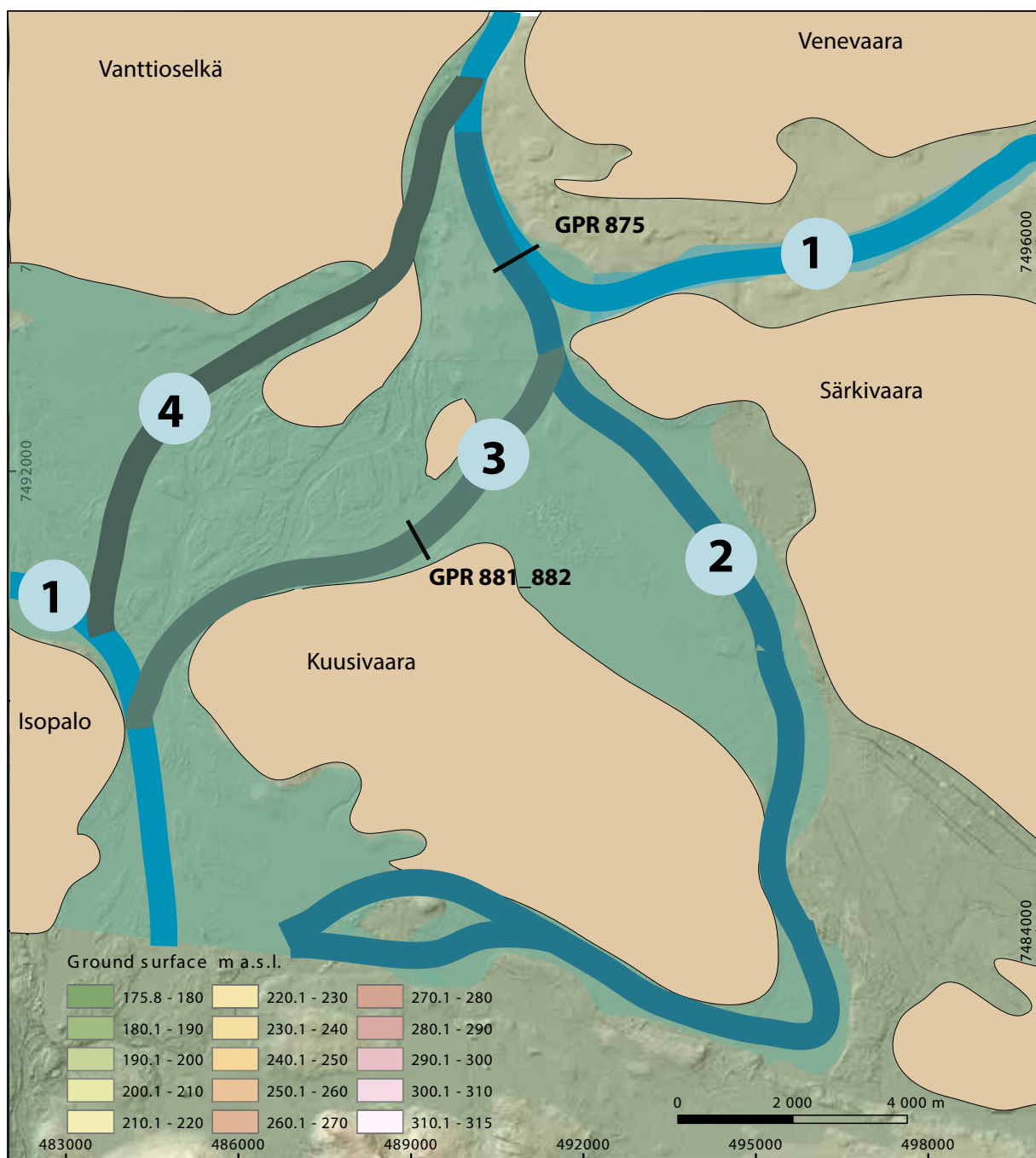
Viiankiaavan kehitys liittyy kiinteästi Moskujärven jääjärveen kerrostuneen hiekkaisen suistomaan tapahtumiin. Ancylusjärven pinnan laskiessa ja vetäytyessä etelään kulkeutui myös Kitisen mukanaan kuljettama sedimenttikuorma edemmäksi ja joki alkoi muokata kuiville nousevia suistokerrostumiaan. Jääkauden jäljiltä järjestäytymättömään ja tuoreeseen maisemaan muodostui lukemattomien sivu-uomien palmikoiva verkosto, jossa vuodenajoittain vaihtelevat virtaamat uursivat aina uusia kanavia sulamisvesikerrostumien lävitse ja kasasivat uomien reunoille hiekkasärkkiä. Korkean veden aikaan joki levitti laajasti hiekkoja tulvatasanteelleen. Tämän vanhan suistomaan morfologia on edelleen nähtävissä esimerkiksi Sahankankaan pinnanmuodoissa (Kuva 16).

Kuva 16: Sahankankaan pinnan korkeusmallissa näkyy muinaisen jokitoiminnan jättämää palmikoivaa uomastoa.

Figure 16: LiDAR topography of Sahankankaas reflects the braided pattern of the ancient fluvial activity.



Pääuoma vaihtoi paikkaansa ja siirtyi vasta vähitellen nykyiseen asemaansa (Kuva 17). Vanhin uoma (1) syntyi, kun sulamisvedet virtasivat Moskujärven kautta Luiron laaksoon. Tämän vanhimman väylän jäänteet ovat jäljitettävissä lähes kilometrin levyisenä uomana, suon pohjahiekkoina ja veden kuluttamana louhikkona turpeiden alla Viiankijärven ja Särkikoskenmaan välissä. (Kuva 18).

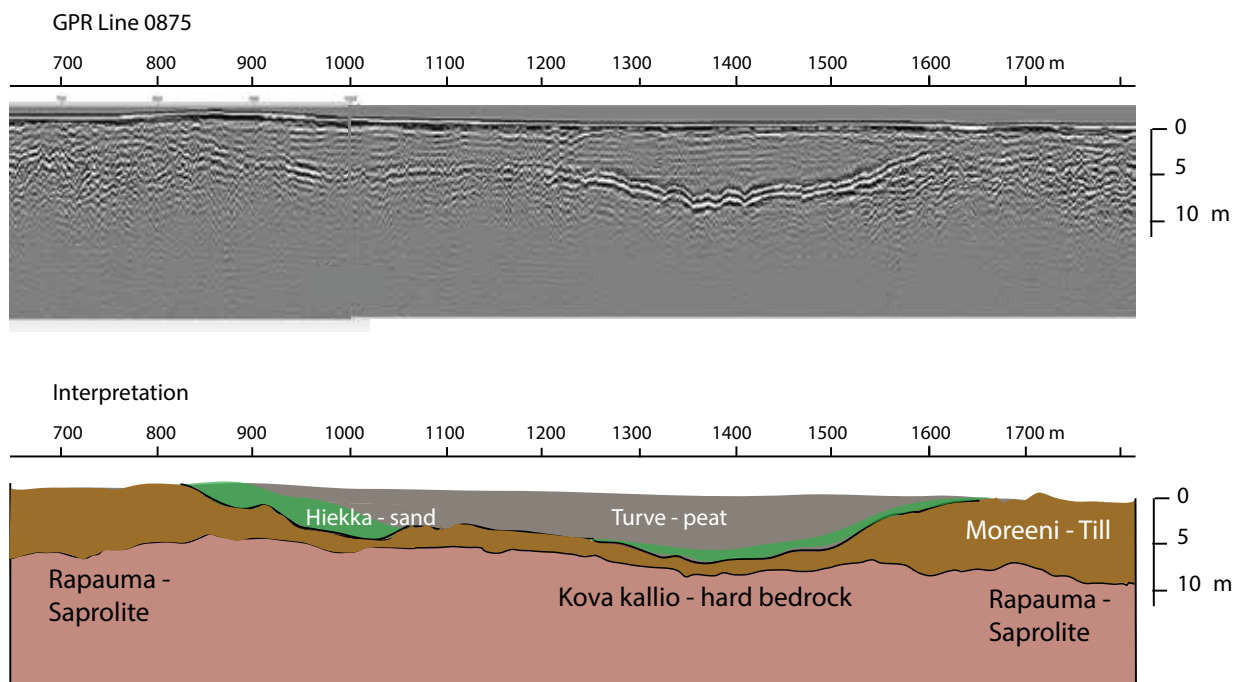


Kuva 17: Viiankiaavan turvekerrosten peittämien muinaisten jokiuomien (1, 2 & 3) kulku.

Figure 17: The ancient river channels (1, 2 & 3) are buried by peat deposits of Viiankiaapa mire.

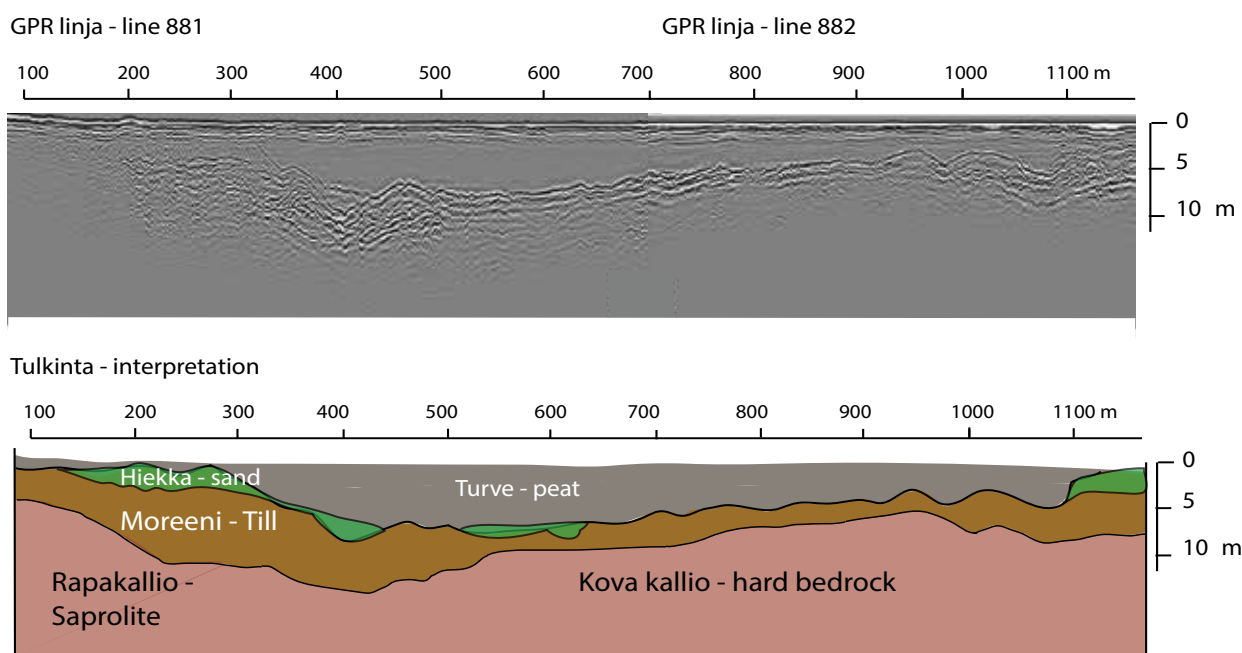
Seuraava uoma (Kuva 17, 2) liittyi Moskujärven jääjärven loppuvaiheisiin sulamisvesien kiertäessä Kuusivaaran takaa, Kommattivaaran editse ja laskiessa lopulta Melalammen kautta Jänkävuo-pajanaavan muinaiseen suistoon. Voimakas virtaus uursi leveän, nykyisin turpeen peittämän uoman Petäjäsaarten ja Särkikoskenmaan väliin (Kuva 18).

Vielä ennen nykyistä uomaansa, päävirtaus kaareutui Viiankijärveltä Sakattilammen kautta yhtyen nykyisen



Kuva 18: Maatutkaprofilili Viiankijärven länsipuolella (linja 875) osoittaa suoturpeiden peittämän muinaisen uoman muotoa ja sijaintia.

Figure 18: An ancient river channel west of Viiankijärvi lake can be detected from the GPR profile (line 875).

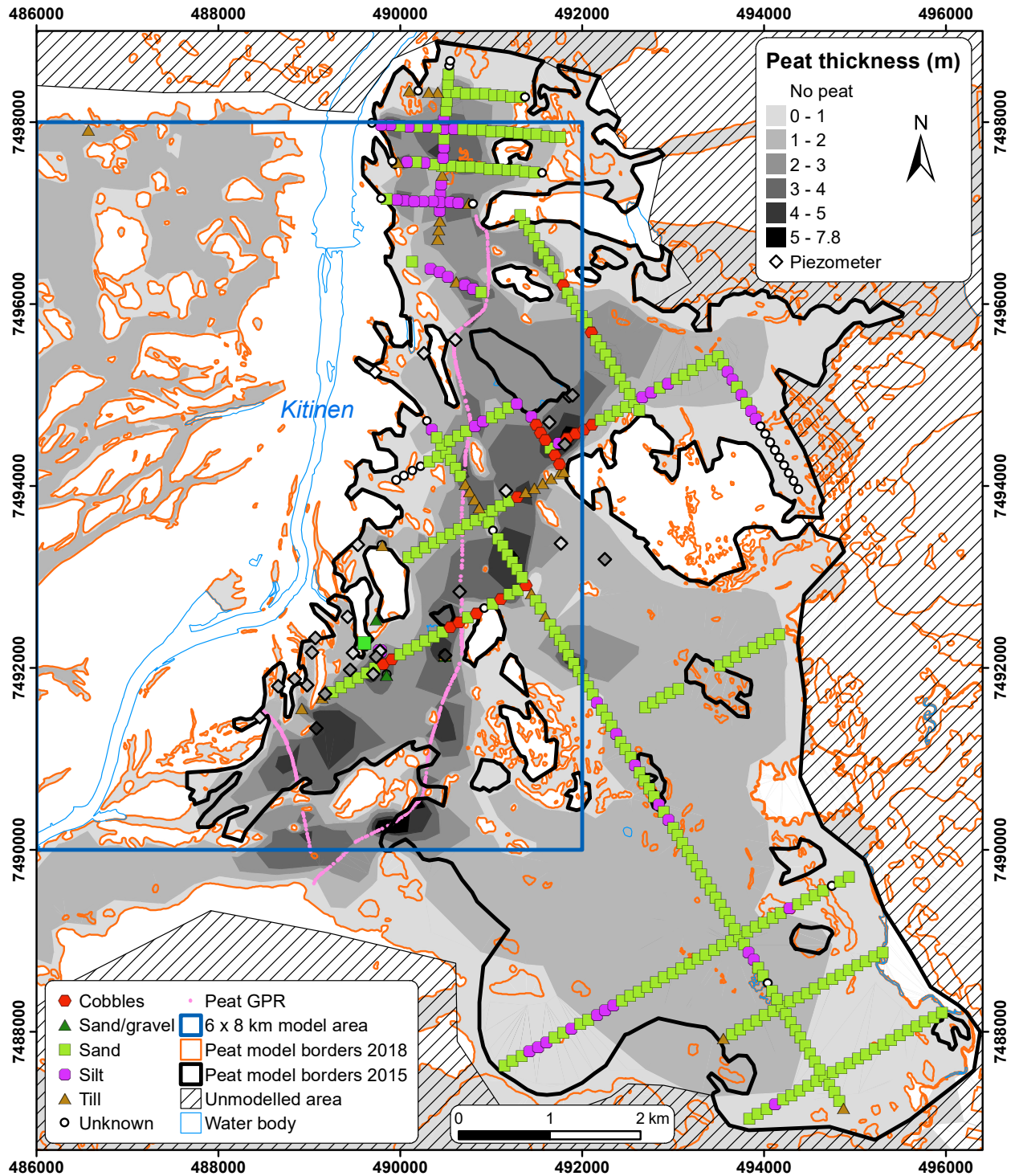


Kuva 19: Kitisen vanha pääväylä Pahanlaaksonmaan eteläpuolella oli lähes kilometrin levyinen (GPR 881-882).

Figure 19: The old main channel of Kitinen is nearly 1 km wide south of Pahanlaaksonmaa (GPR lines 881-882).

uomaan painanteessa, jossa nyt enää vähäinen Sakattioja kiemurtelee (Kuva 17, 3; Kuva 19). Tämän jälkeen Kitinen alkoi kovertaa Sahankankaan kylkiä ja hakeutui vähitellen nykyiseen uomaansa, jonka se hiekkakerrosten, moreenien ja rapakallion läpi kulutti aina ehjää kalliota myöten kuten esimerkiksi Kärväskoskella.

Viiankiaavan turpeen paksuutta sekä turpeen ja suon pohjamaan laatua on selvitetty kahdessa Geologian tutkimuskeskuksen suorittamassa inventoinnissa, jotka tehtiin vuosina 1965 ja 1975 (Lappalainen ja Pa-junen 1980). Turvekartoitusten yhteydessä suolle kairattiin yhteensä 409 tutkimuspistettä, joissa turpeen ominaisuudet kuvattiin pinnasta pohjaan. Inventoinnin tuloksena voitiin turpeen keskipaksuudeksi laskea 2,3 metriä, kokonaismääräksi 91 miljoonaa m³ ja keskimääräiseksi tuhkapitoisuudeksi 3,6 %. Turpeesta 66 % luokiteltiin saravaltaiseksi ja 34 % ruskosammalvaltaiseksi. Keskimääräinen maatuneisuus oli 4,5 von Postin luokittelussa turvekerroksen pohjaosien ollessa pintakerroksia paremmin maatuneita.

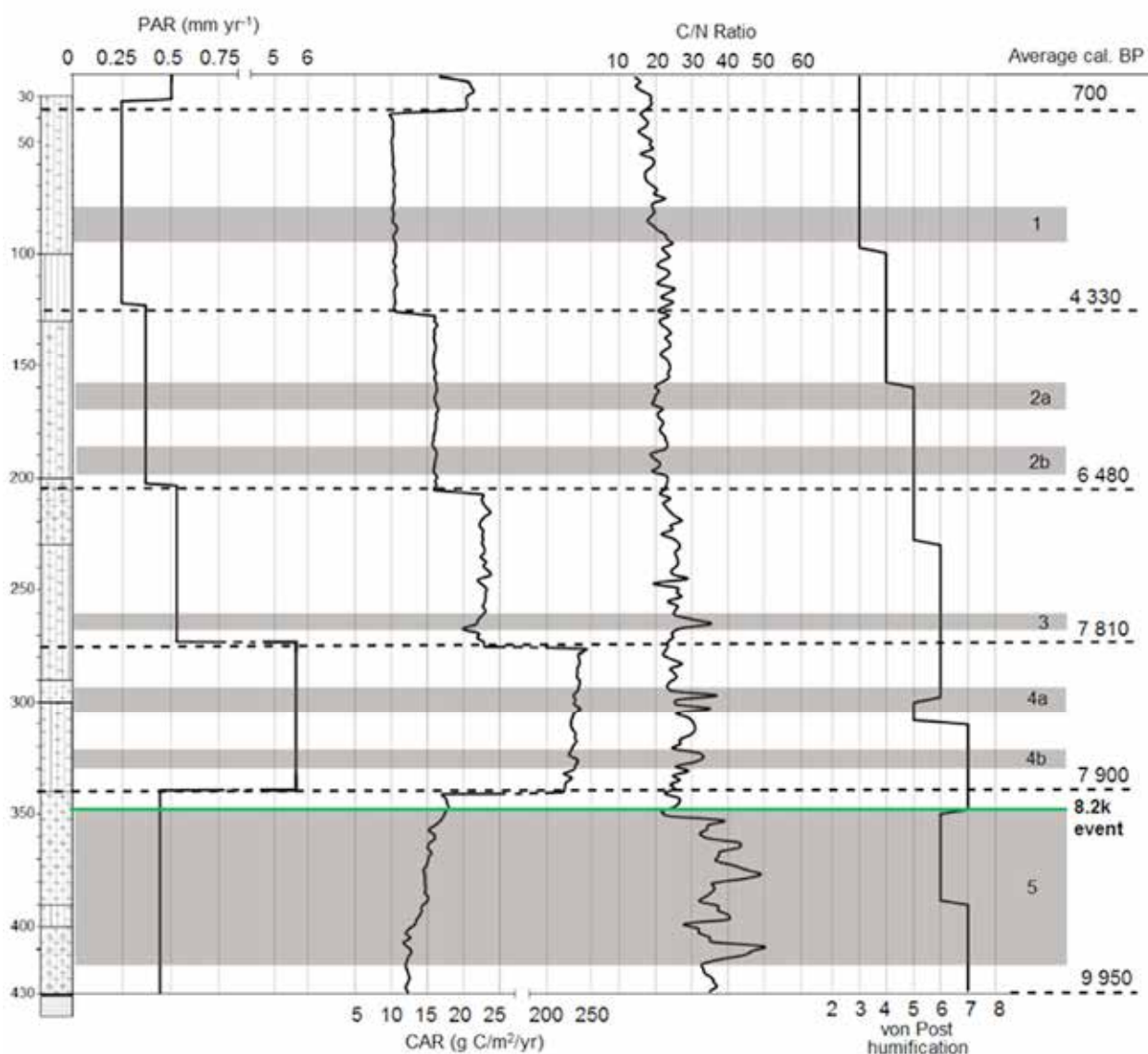


Kuva 20: Turvetutkimuspisteet ja turpeen paksuusvaihtelu. Paksuimmat turvekerrostumat liittyvät suon pohjalla oleviin muinaisiin uomiin (Salonen ja muut 2016).

Figure 20: Peat observation stations and peat thickness variations. The thickest peat deposits relate to buried river channels (Salonen et al. 2016).

Vaikka turvepisteiden määrä vaikuttaa suurelta, vastaa se kuitenkin keskimäärin vain yhtä pistettä kymmentä hehtaaria kohden. Niiden perustella kuitenkin näkyy joitakin tärkeitä piirteitä, joita myöhemmin (Salonen ja muut 2016) on voitu tarkentaa maatulokauksilla. Ensinnäkin turpeen paksuus, eli suon syvyys vaihtelee hyvin paljon. Turvetta saattaa olla paikoin jopa 5 – 6 metrin paksuisena kerroksena tai sitä on vain noin yhden metrin luokkaa tai vieläkin ohuempasti (Kuva 20). Suon nykyinen tasainen pinta kätkee siis alleen varsin vaihtelevia pinnanmuotoja. Toinen tärkeä havainto on, että muinaiset altaat ja niitä yhdistäneet 500 – 1000 metriä leveät joen pääuomat ovat suon kehityksen alkuvaiheissa kuluttaneet Viiankiaavan alle uomaston, joka on paljastanut moreenin lohkareisen pinnan, ja johon liittyy jokien tuomien hiekkojen kerrostumista. Nämä hiekkakerrokset ja niihin liittyvät uomat toimivat edelleen suon pohjavettä varastoivina ja kuljettavina johteina.

Kasvillisuus alkoi juurtua neitseelliselle maaperälle. Siitepölystön perusteella (Lappalainen 1970) Viiankiaavan alkuvaiheen kasvistoa leimasivat lehtipuut koivu ja leppä, mutta myöhemmin tuli männystä ylivertainen valtapuu. Myös pajua oli aluksi runsaasti. Ruohovartisten kasvien osuus oli aluksi korkea, lajistossa oli vesikasvien kuten vitojen lisäksi runsaasti raatetta ja heinäkasveja, vähän myöhemmin sarat ottivat pysyvän valta-aseman.



Kuva 21: Viiankiaavan turvelajit, tuhkapitoisuus, hiilen kertymä ja kasvunopeus (Suonperä 2016).

Figure 21: Peat composition, ash content, carbon accumulation rate (CAR) and peat increment rate (PAR) of the Viiankiaava core (Suonperä 2016).

Viiankiaavan kehityksen varhaisvaiheita selvitetty kahdessa turvestratigrafisessa tutkimuksessa, joista vanhempi, Eino Paavo Lappalaisen väitöskirjatutkimus vuodelta 1970 tarkasteli Lapin tulvavaikutteisten aapasoiden kehitystä ja tulvien vaikutusta turpeiden ominaisuuksiin. Enni Suonperä (2016) puolestaan teki yksityiskohtaisen tutkimuksen suon kehityksestä nojautuen sen turvekerrostuman fysikaalisten ja kemiallisten ominaisuuksien analyysiin. Suonperän tavoitteena oli ymmärtää suon ravinteiden ja veden kiertoa ja etenkin Kitisen tulvien sekä muuttuvan ilmaston vaikutusta turvekertymään koko historiansa aikana. Lappalaisen (1970) tutkimia yli 6 metrin pituinen turveprofiili oli nostettu Viiankijärven kaakkoispuoliselta letolta ja Suonperän 4,3 metrin pituinen turvenäyte puolestaan suon pohjoisosista. Molemmissa sarjoissa oli pohjamaalajina järvilieju.

Suonperä jakaa Viiankiaavan kehityksen kolmeen vaiheeseen. Ensimmäinen vaihe alkoi Kitisen vetiseltä suistomaalta 10 000 vuotta sitten. Pienet erilliset altaat ylläpitivät runsasta vesikasvillisuutta ja niiden välisille hiekkaisille kankaille alkoi juurtua pioneerikasvustoa, heiniä, saroja ja koivikkoa kuten Lappalaisen (1970) siitepölydiagrammissa ilmenee. Turpeen tuhkapitoisuus on hyvin korkea, aluksi yli 20 % ja laskien vähitellen 10 % tuntumaan. Tämä johtuu osaksi lentohiekasta, jota tuulet vielä tässä suhteellisen avoimessa maastossa levittivät, mutta ennen kaikkea tulvivan joen mukanaan tuomasta ja tulvatasanteilleen levittämästä hiekasta. Turpeen kertymänopeus vaihtelee, mutta kasvaa vähitellen ja on keskimäärin noin 0,45 mm/vuosi. Turve on ruskosammal-saraturvetta (Kuva 21).

Suon kehityksen alkuvaiheissa Kitisen suiston virtauskanavat järjestäytyvät ja siirtyvät vähitellen nykyisen uoman tuntumaan (kuva 17). Vanhemmat Moskujärven ja Siurunmaan kautta toimineet uomat jäävät pois käytöstä maanpinnan kohoamisen myötä. Viiankiaavan keskelle muodostuu vähitellen vedenjakaja Petäjäsaarten ja Särkikoskenmaan väliin.

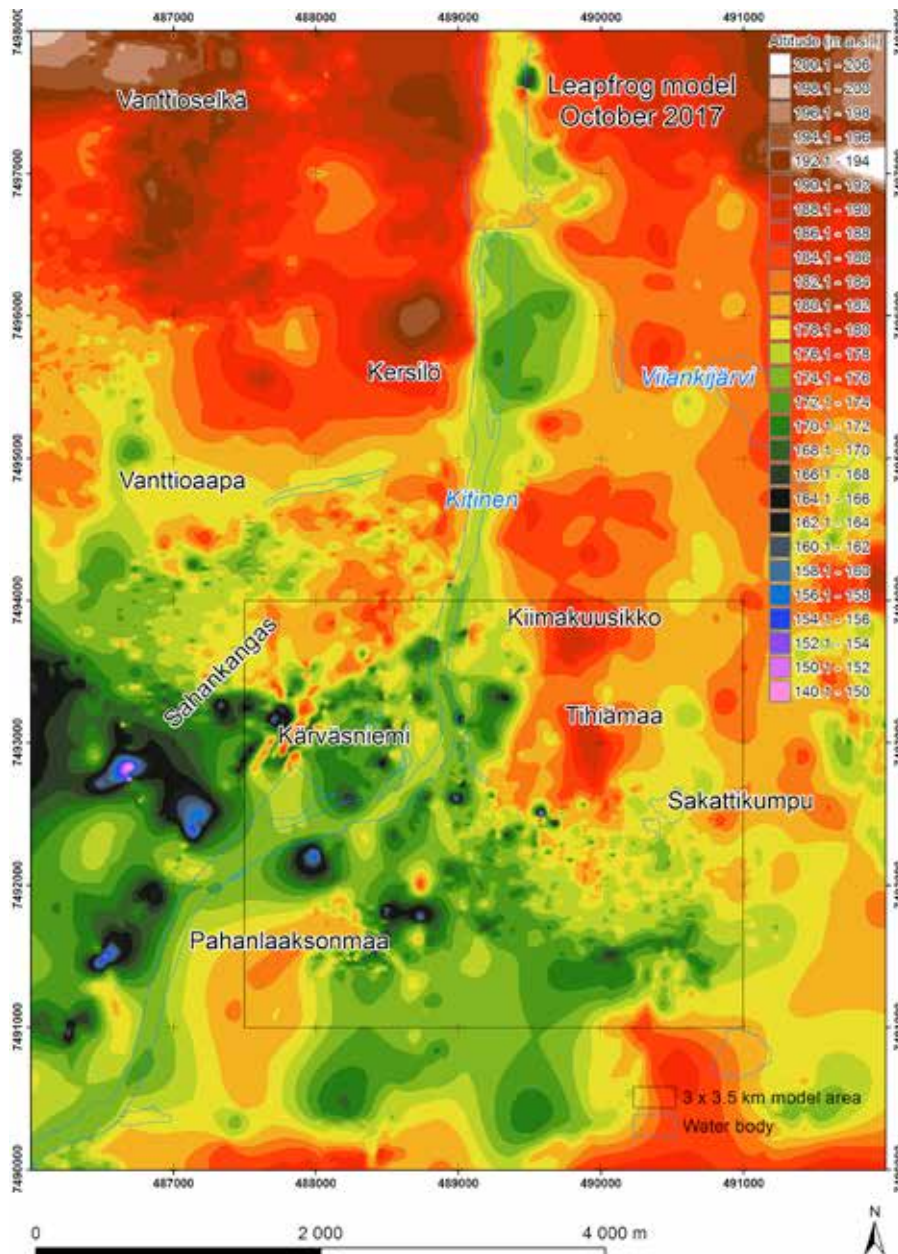
Alkuholoseenin aikainen suon kehitys päättyi niin kutsuttuun kylmään 8.2 -vaiheeseen. Sitä seurasi suon leviämisen ja turpeen muodostumisen voimakkaasti kiihtynyt vaihe ilmaston lämmitessä ja muuttuessa kosteaksi. Soistuminen vakiintui, turpeen paksuuskasvu oli aluksi hyvin voimakasta, jopa useita millimetrejä vuodessa. Tässä vaiheessa suokasvillisuus todennäköisesti myös levittäytyi nopeasti. Turpeen kertymä laski ajan oloon ollen holoseenin keskivaiheilla 0,37 mm/v. Tuhkapitoisuus vakiintui 5 % tienoille (Kuva 21).

Tämän jälkeen suon kehitys oli varsin vakaata tuhansien vuosien ajan niin että vasta viimeisten satojen vuosien aikana siihen on tullut muutoksia. Ilmaperäisestä laskeumaa ilmentävät lyijyn kohonneet arvot, mutta muut mineraaleihin liittyvät alkuainepitoisuudet laskevat. Tämän on Suonperä (2016) tulkinut siitä, että joen patoaminen vähensi sen tulvimisen vaikutusta (Kuva 21). Synnyltään tulvasuo vakiintui sulamisvesi- ja pohjavesivaikutteiseksi aapasuoksi jo tuhansia vuosia sitten, kunnes joen patoaminen vakiinnutti suon hydrologian nykytilanteeseen.

Maaperäkerrokset 3D -mallissa

Alueelta on vuosikymmenten aikana suoritettujen maaperägeologisten ja geokemiallisten tutkimusten yhteydessä kerätty suuri määrä maaperää koskevaa havaintoaineistoa, jota viimeaikaiset Sakatin malmiaiheeseen liittyvät kohteelliset tutkimukset ja luotaukset ovat täydentäneet. Tämä laaja, tuhansia havaintopisteitä käsittävä aineisto on yhdistetty paikkatietokannaksi, josta on edelleen voitu muokata kolmiulotteisia maaperämalleja (Salonen ja muut 2016, Korkka-Niemi ja muut 2017, Åberg ja muut 2017, Åberg ja muut 2019). Maaperämallin avulla on mahdollista havainnollistaa jääkausiajan geologisen kehityksen aikaansaannoksia ja tarkastella monimutkaisia kerrosrakenteita, niiden yhteyksiä toisiinsa ja alueellista ulottuvaisuutta. 3D-mallit myös auttavat ymmärtämään pohjavesivarastojen ominaisuuksia minkä lisäksi niiden avulla voidaan laskea pohjavesivarastojen tilavuuksia ja käyttökelpoisten maa-ainesvarojen määriä.

Kaikkien maaperämallien pohjatasona on kallionpinta. Kuvassa 22 on esitetty Sakatin esiintymän ympäristön kalliopinnan korkeusmalli väritettyinä korkeuden samanarvokäyrinä. Mallista ilmenee kallioperän voimakas korkeusvaihtelu, josta erottuu keskellä pohjois-etelä-suuntainen Kitisen uoma ja sitä kuvan alalaidassa leikkaava syvä laaksomainen painauma, joka etenkin Sahankankaan eteläosassa painuu hyvin matalalle tasolle. Alimmillaan kallion pinta on jopa 60 metriä maanpinnan alapuolella.

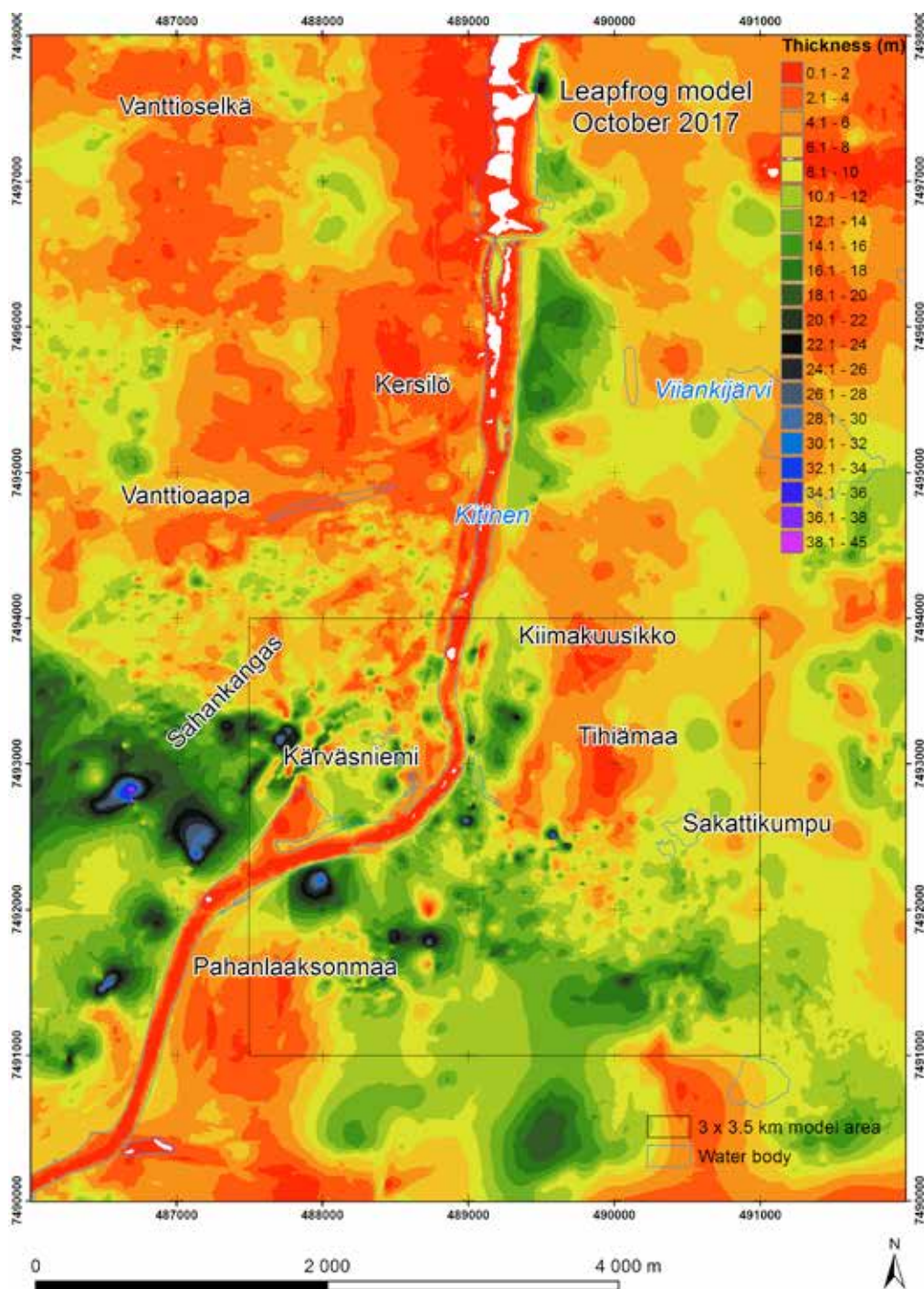


Kuva 22: Kalliopinnan korkeusmalli (Korkka-Niemi ja muut 2017).

Figure 22: Bedrock digital elevation model (Korkka-Niemi et al. 2017).

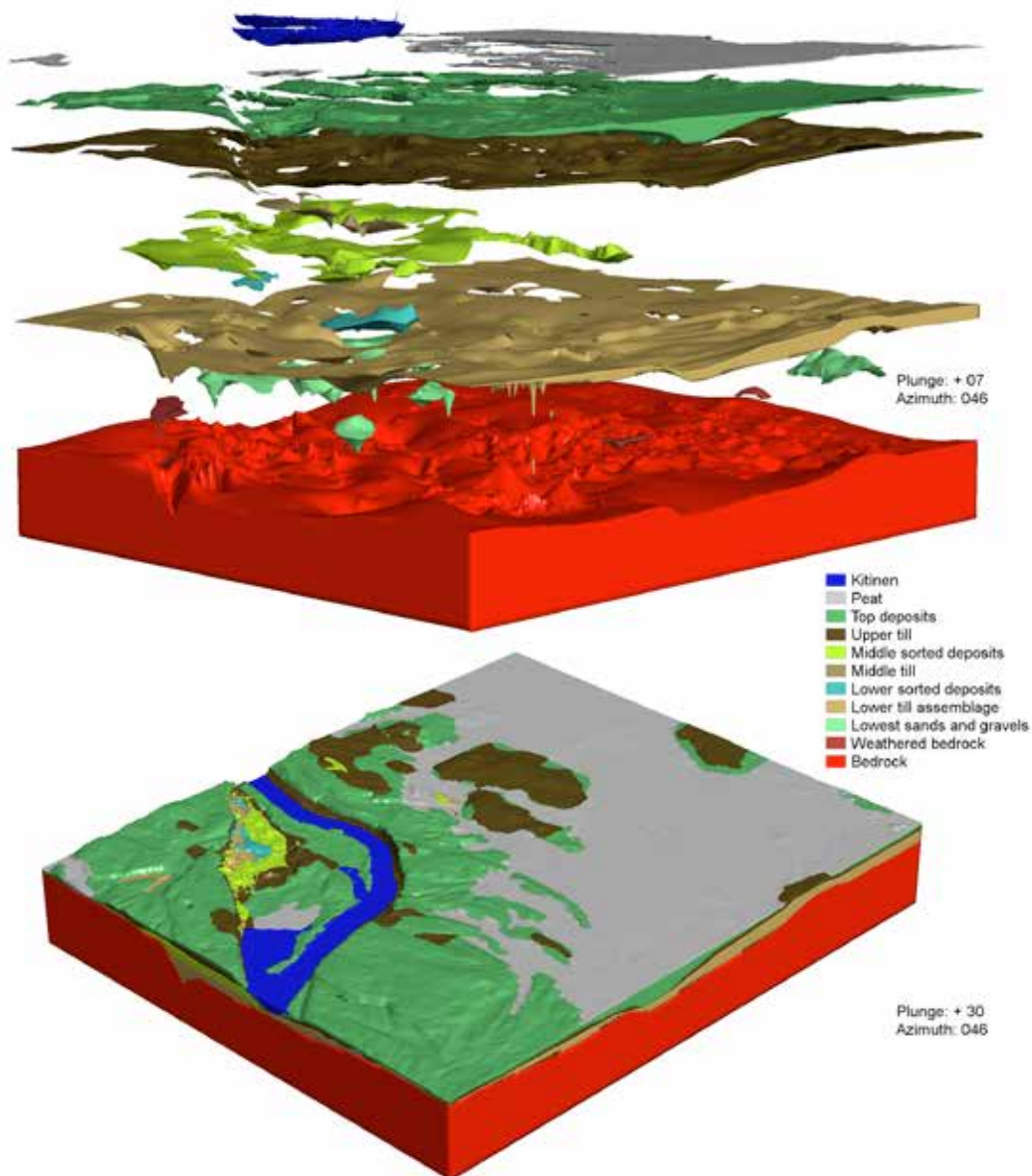
Maaperän paksuus vaihtelee alueella 0 – 60 metrin välillä mediaanipaksuuden ollessa 9,1 m (Åberg ja muut 2017). Se on enemmän kuin Lapissa keskimäärin, missä Maijanen ja muut (2008) ovat laskeneet maaperän keskipaksuudeksi 6 metriä.

Maaperän paksuusvaihtelu mallinnetulla alueella (Kuva 20) näkyy kuvassa 23. Punaisella värillä on esitetty ohut maapeite, joka vallitsee Kersilön kylän tienoilla sekä Kiimakuusikon, Tihiämaan ja Pahanlaaksonmaan moreenivaltaisilla alueilla. Kitisen uoman itäreunassa on monin paikoin hyvin paksuja jokisedimentti–moreenikerrostumia ja myös maapeitteiden paksuuskuvassa erottuu Kitisen poikki Sahankankaan eteläpäästä Viiankiaavalle ulottuva sedimenttitäyteinen painauma.



Kuva 23: Maaperän paksuusvaihtelu (Korkka-Niemi ja muut 2017).

Figure 23: Thickness variation of Quaternary sediments (Korkka-Niemi et al. 2017).



Kuva 24: Kolmiulotteisen maaperämallin "räjäytyskuva". Alimpana punaisella kallion pinta, alin moreeni on pronssiruskea ja ylempi moreeni tummanruskea. Vihreän eri sävyissä ovat hiekka- ja sorakerrostumat, turve on harmaa yksikkö (Åberg et al. 2017, Fig. 9).

Figure 24: An exploded view of the 3D sediment model (Åberg et al. 2017, Fig. 9).

Maaperäkerrostumien ominaisuuksia ja kerrosjärjestystä on voitu yksityiskohtaisesti selvittää Kärvasniemen maa-ainesten ottopaikan seinämistä sekä niitä täydentävistä maatulokauksista ja kairauksista. Kuvassa 24 on esitetty "räjäytyskuva" maaperän rakenteesta Kärvasniemen alueella. Siinä voidaan nähdä alimpana punainen, varsin epätasainen kallionpinta, jonka päällä on yhtenäinen, pronssiruskealla väritetty alin moreeni. Tämä on edellä kuvattu varhais-Veikselin moreeniyksikkö, jonka alla voi paikoitellen tavata myös jäänteitä vanhemmista sedimenttikerrostumista.

Ylempi, myöhäis-Veikselin moreeni on esitetty tummanruskealla. Sekin on melko yhtenäinen kerrospakka, joskin ohuempi kuin alempi moreeni. Näiden välissä ja päällä on vihreällä värillä erotettuja jokihiekkoja ja -soria. Pääimmäisenä on harmaalla erotettu suoturve. 3D-mallin käsittämällä alueella voidaan laskea, että maapeitteiden tilavuudesta 59 % on moreenia, 32 % lajittuneita sedimenttiä ja loput, 9 % turvetta (Åberg ja muut 2017). Päämaalajeista savi puuttuu kokonaan.

Pohjavesien esiintymisestä

Pohjavesien laatua ja ominaisuuksia sekä pohjaveden virtausta ja vuorovaikutusta pintavesien kanssa on käsitelty monipuolisesti Kirsti Korkka-Niemen johtamissa tutkimuksissa (Salonen ja muut 2016, Korkka-Niemi ja muut 2017, Lahtinen 2017, Åberg, S. ja muut 2018, Bigler 2018). Tässä yhteydessä summataan joitakin perustekijöitä, jotka alueen pohjavesigeologiassa vaikuttavat. Sellaisia ovat luokitellut pohjavesivarastot ja niiden, eli akviferien rakenne (hydrostratigrafia), lähteet ja pohjavesipurkautumat. Lopuksi tarkastellaan maaperäyksiköiden, rapakallion ja ruhjeiden vedenjohtavuuksia.

Akviferien rakenne

Maaperä ja ilmasto mahdollistavat pohjavesien tehokkaan muodostumisen ja varastoitumisen. Tutkimusalueella suoritettut maaperätutkimukset (mm. Väisänen ja Maunu 2004, Räisänen 2014, Salonen ja muut 2014, 2016, Åberg, A. ja muut 2017) osoittavat, että alueen keskeinen sora- ja hiekkaesiintymä, Sahankankaan monessa eri jääkauden välivaiheessa rakentunut jokisuistokerrostuma, mahdollistaa merkittävien pohjavesivarojen varastoitumisen. Tämä johtuu siitä, että kerrostumapaksuudet ovat suuria, yleisesti 20 – 30 metriä, ja aines on suurelta osin hyvin vettä johtavaa hiekkaa tai soraa. Koepumppaukset ovat vahvistaneet antoisuusarvioita, minkä perusteella alueelta on rajattu viisi pohjavesialuetta (Kuva 25). Ne on aikaisemmassa luokituksessa (Britschgi ja muut 1996) määritetty II tai III -luokan alueiksi. Pohjavesialueiden uudelleenluokitus on parhaillaan käynnissä (Lapin POSKI).



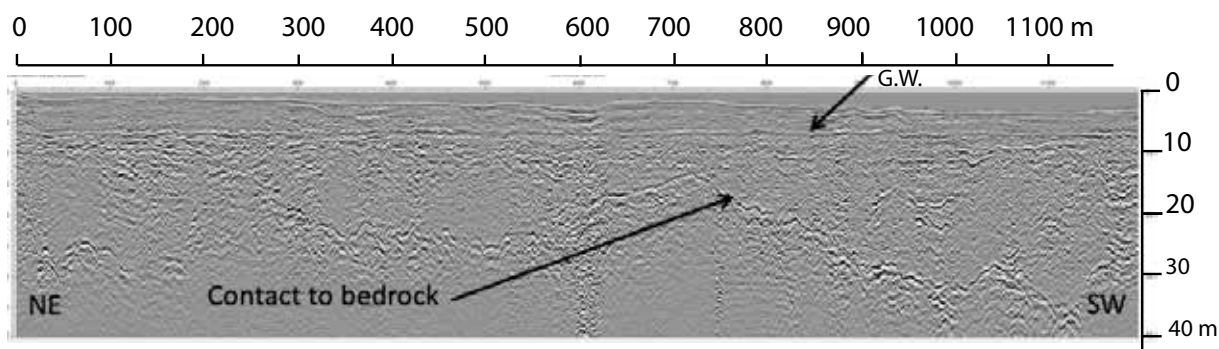
Kuva 25: Pohjavesialueet kuuluvat vanhassa luokituksessa II (Myllymaa, Ahvenjärvenkangas) tai III (Hietakangas, Pahanlaaksonmaa, Kersilönkangas) kategoriaan.

Figure 25: Classified groundwater reserves belong to category II (Myllymaa, Ahvenjärvenkangas) or III (Hietakangas, Pahanlaaksonmaa, Kersilönkangas) according to old FEI classification.

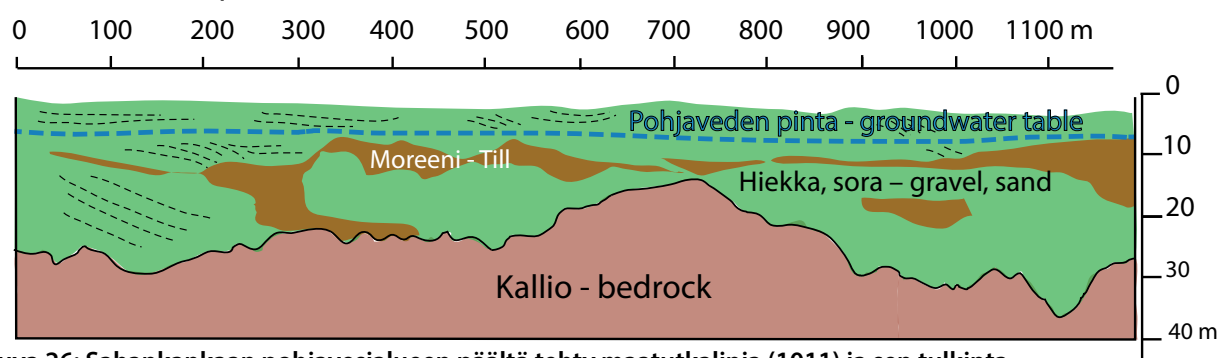
Sahankankaalla tehdyt maatutkaluotaukset osoittavat tämän (Ahvenjärvenkangas) pohjavesivaraston tyypillistä rakennetta (Kuva 26). Kallion pinta on noin 20 – 30 metrin syvyydestä maanpinnasta. Kallio on enimmäkseen ehjää ja syvin kohta liittyy joen poikki kulkevaan ruhjeeseen. Kerrostumat ovat pääasiassa lajittuneita hiekkoja ja soria, joissa näkyy jokisuistolle tyypillisiä viettokerroksia ja uomarakenteita. Välikerroksina havaitaan moreenia, joka muodostaa melko yhtenäisen kerroksen n. 10 metrin syvyydellä. Tämän perusteella kyse ilmeisesti samasta moreeniyksiköstä, joka muodostaa Käräsniemen soranottoalueen pohjan (Kuva 24).

Pohjaveden pinta on noin viiden metrin syvyydessä maan pinnasta. Näin ollen vedellä kyllästyneen kerroksen paksuus on 15 – 20 metriä ja kun kyse on hyvin lajittuneesta aineksesta, on muodostumalla hyvä potentiaali pohjaveden hyödyntämiseen.

GPR linja - line 1011



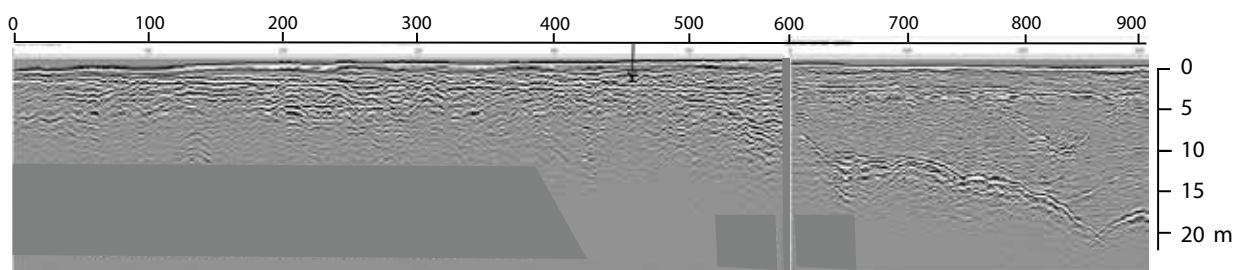
Tulkinta - interpretation



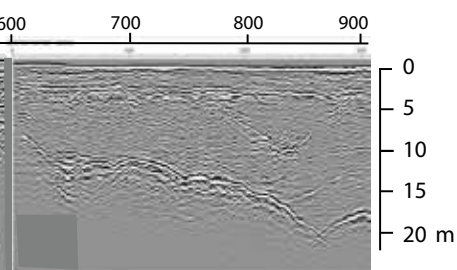
Kuva 26: Sahankankaan pohjavesialueen päältä tehty maatutkalinja (1011) ja sen tulkinta.

Figure 26: GPR profile 1011 (Sahankangas) with interpretation.

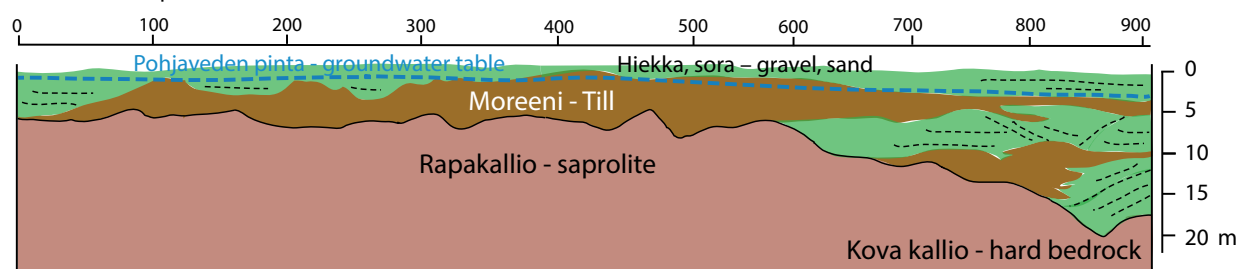
GPR linja - line 883



GPR linja - line 884



Tulkinta - interpretation



Kuva 27: Pahanlaaksonmaan pohjavesialueen poikki vedetty maatutkalinja (883 ja 884) ja sen tulkinta (Linja merkitty kuvaan 25).

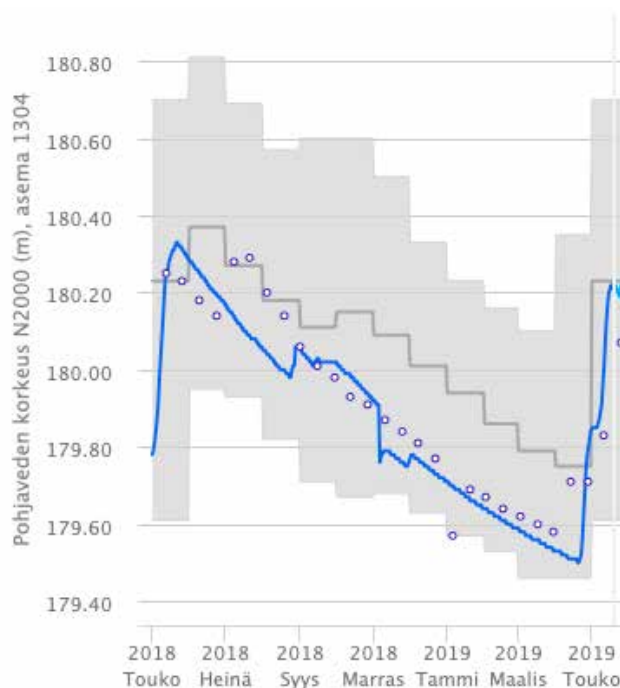
Figure 27: The GPR-line 883–884 crossing Pahanlaaksonmaa with interpreted sediment units marked (line is shown in figure 25).

Toinen esimerkki on joen itäpuolelta, Pahanlaaksonmaan muodostumasta, jonka poikki on tehty vastaavanlainen maatutkaus (Kuva 27). Myös täällä kallionpinnan asema vaihtelee eikä sen pinnan tutkasignaalia aina voi selvästi erottaa. Linjan vasen, itäpuoli edustaa rapakalliota, kun taas oikealla, lännessä kallio laskeutuu syvälle Kitisen laaksoon ja tutkaheijastuman voimakkuudesta päätellen kallion pinta on ehyt.

Oikeassa laidassa, lähellä Kitistä, kerrostumien paksuus on yli 15–20 metriä maaperän koostuessa vuorottaisista moreeniyksiköistä ja viettokerroksellisista lajittuneista aineksista. Itse Pahanlaaksonmaan lajittuneiden aineiden ohuella peittämä kangas koostuu lähinnä moreenista. Pohjavesi on lähellä maanpintaa ja voidaan päätellä, että se esiintyy osittain moreeniatteen salpaamana orsivetenä. Parhaat mahdollisuudet pohjaveden pumppaukseen olisivat linjan oikeassa laidassa, mutta siellä on Kitisestä tapahtuva rantaimeytymä todennäköistä, mikä häiritäisi pohjaveden hyödyntämistä.

Lähteistä ja pohjaveden purkautumisesta

Kuten kaikkialla Lapissa, pohjaveden määrää ja esiintymistä säättävät voimakkaat vuodenaikaisvaihtelut. Pohjaveden pinta on alimmillaan lopputalvesta, maaliskuuhun, jolloin sadanta on sitoutuneena lumipeitteeseen ja routa estää pohjaveden imeytymisen. Lumen sulamiskautena ja heti sen jälkeen touko-kesäkuussa pohjaveden pinta nousee nopeasti korkeimmalle tasolle laskien siitä sitten tasaisesti kesän, syksyn ja talven mittaan (Kuva 28).



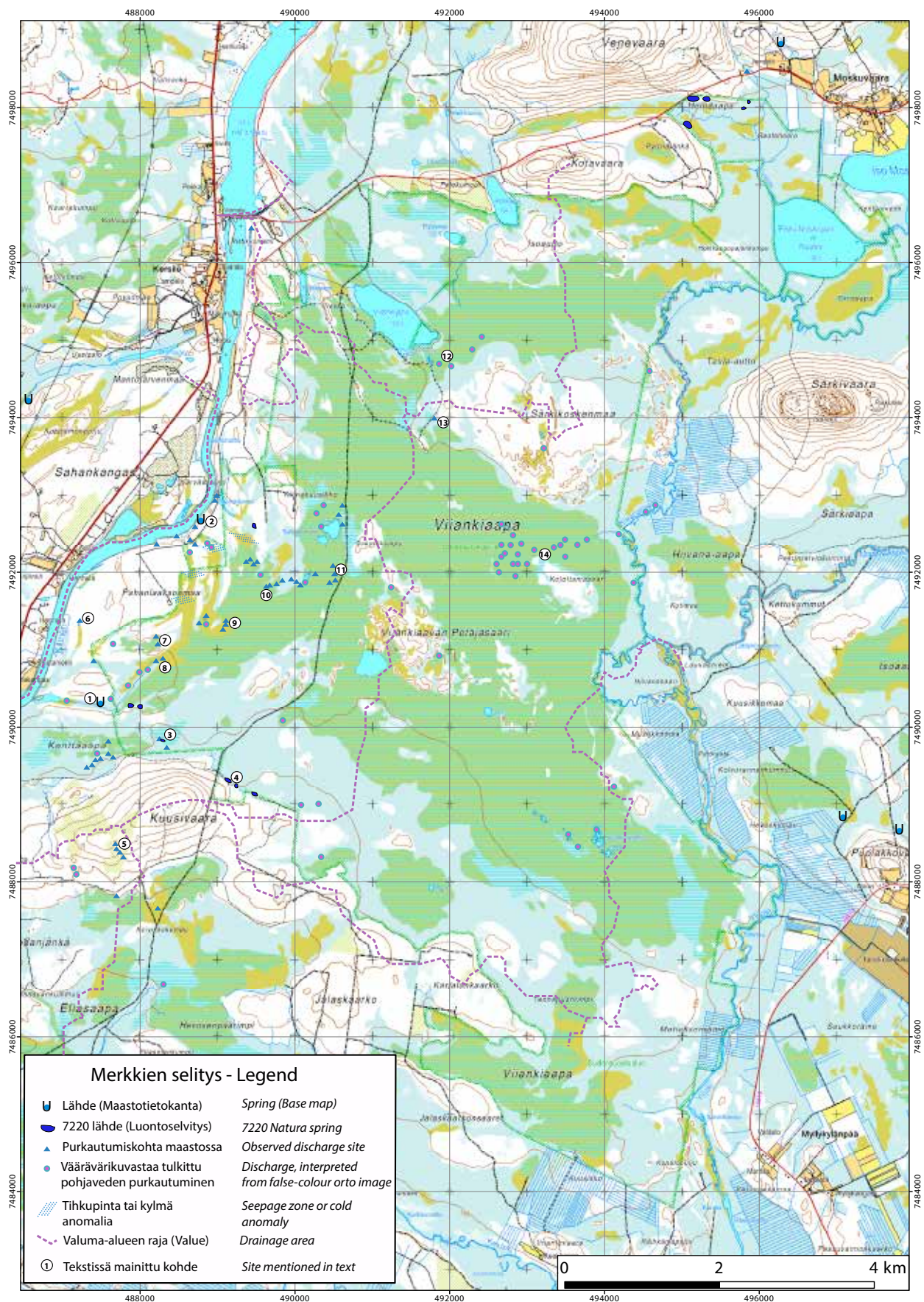
Kuva 28: Sodankylän pohjavesiasema sijaitsee Kitisen rannalla, kuntakeskuksen kaakkoispuolella, lähellä lentokenttää. Sininen käyrä osoittaa viimeisen vuoden aikaisen pohjavesipinnan, harmaa vyöhyke viime vuosien aikaisen vaihtelun sekä keskiarvon. Erilliset pisteet kuvaavat kuivuusvuosien 2002-2003 aikaista pohjaveden pinnantasoja (http://wwwi2.ymparisto.fi/i2/65/g65_1304x/wqfi.htm). Maaperä on hiekkaista joen deltakerrostumaa.

Figure 28: Last year (blue) and average (grey) fluctuation of groundwater table as observed at the Sodankylä groundwater monitoring station situating close to the Sodankylä airport.

Sodankylän pohjavesiasemalla pohjaveden korkeuden vuotuinen vaihteluväli on 60 cm luokkaa. Pohjaveden pinnan vuotuinen vaihteluväli riippuu hyvin paljon pohjavettä varastoivan maaperän vedenjohtavuudesta. Hyvin vettä johtavissa hiekka- ja sorakerrostumissa pohjaveden pinta pysyy koko vuoden lähes samalla korkeustasolla, kun taas heikosti vettä johtavassa moreenissa on vaihtelu suurta.

Viiankiaavalla on parikymmentä pohjavesiputkea, joista suoritetaan jatkuvaa automaattista pohjaveden pinnankorkeuden monitorointia. Niistä näkyy, että Viiankiaavan turpeessa pohjaveden korkeusvaihtelu on suurimmillaan 50 cm luokkaa, mutta sora- ja hiekkaesiintymissä vaihtelu on 50 – 100 cm ja moreenissa jopa 1,5 metrin suuruista. Viiankiaavan pinnalla pohjaveden ja pintaveden tasot yhtyvät toisiinsa ja pohjaturpeen heikon vedenjohtavuuden vuoksi suon vesi on orsiveden luontoista. Viiankiaavalla korkean veden vaihe liittyy suoraan kevään sulamiskauteen.

Pohjavesien virtaus tapahtuu korkeammasta painekorkeudesta kohti alemmaa painekorkeutta. Viiankiaavalla pohjaveden virtaussuunta yhtyy monin osin pintavesien virtaukseen (Åberg, S. et al. 2019) ja sitä säättävät suuressa mittakaavassa vedenjakajien sijoittuminen (Kuva 29). Viiankiaavan suojelualueen vedet jakautuvat neljään osa-alueeseen, joita erottavat vedenjakajat sijoittuvat tasaiselta suolta kohoaville Kuusivaaran, Petäjäsaaren, Sakattikummun ja Särkikoskenmaan kuivemmille maaston osille.



Kuva 29: Kartta valuma-alerajoista, pohjaveden purkautumispaikoista ja lähteistä Viiankiaavan Natura-alueella ja sen ympäristössä. Tekstissä mainittu kohteet on merkitty ympyröidyin numeroin 1 – 14.
 Figure 29: Map of water divides, springs and groundwater seepage sites in the surroundings of Viiankiaapa Natura-2000 area. The sites mentioned in test are marked with encircled numbers 1–14.

Pohjavesien virtaus tapahtuu korkeammasta painekorkeudesta kohti alemmaa painekorkeutta. Viiankiaavalla pohjaveden virtaussuunta yhtyy monin osin pintavesien virtaukseen (Åberg, S. et al. 2019) ja sitä säättävät suuressa mittakaavassa vedenjakajien sijoittuminen (Kuva 29). Viiankiaavan suojelualueen vedet jakautuvat neljään osa-alueeseen, joita erottavat vedenjakajat sijoittuvat tasaiselta suolta kohoaville Kuusivaaran, Petäjäsaaren, Sakattikummun ja Särkikoskenmaan kuivemmille maaston osille.

Tässä selvityksessä tarkastellaan näkyvää pohjaveden esiintymisen ilmiötä, pohjaveden purkautumista. Pohjavedellä on tiivis vuorovaikutus pintavesien kanssa. Se syntyy sadannasta, imeytyy maaperään, jossa se varastoituu ja virtaa painegradientin ohjaamana yhtyen taas pintavesiin vaihtelevan pituisen viipymän kuluttua. Pohjaveden yhtyminen pintavesistöön tapahtuu tavallisesti näkymättömissä järvien, jokien tai suoalaiden pohjalla, mutta se voi myös ilmetä maan pinnalla tihkupintoina, hetteikköinä tai ylivuotavina lähteinä. Viiankiaavan aiempien ympäristö- ja pohjavesiselvityksien yhteydessä on kerätty pohjaveden purkautumista kuvaavaa aineistoa (Korkka-Niemi et al. 2017, Lahtinen 2017, Bigler 2018) ja pohjaveden purkautumisilmiöitä on myös mallinnettu (Åberg S. ja muut 2019). Kuvassa 29 on tiedossa olevat pohjaveden purkautumisilmiöt koottu karttaesitykseksi.

Maastotietokanta ei tunne yhtään lähettä Viiankiaavan Natura-rajauksen sisäpuolella. Aivan sen tuntumassa on Sakattiojan suun lähistöllä oleva lähde (kuva 29, kohde 1) ja yksittäisiä peruskarttaan merkittyjä lähteitä on myös Puolakkavaarassa, Moskuvaarassa, Sahankankaalla ja Kitisen varressa, vastapäätä Kärvasniemen mutkaa (Kuva 29, kohde 2). Kitisen rantatörmien juurella, lähellä joen rantaa on useita lähteitä ja tihkupintoja, joiden vedenlaatua ja isotooppikoostumusta on selvitetty Korkka-Niemen ja muut (2017) sekä Lahtisen (2017) raportoimissa tutkimuksissa.

Viiankiaavan Natura-luontotyyppien kartoituksessa on Viiankiaavalla tunnistettu aapasoihin liittyviä ja niiden ulkopuolisia huuressammallähteitä (koodi 7220) yhteensä 0,15 ha alueelta. Kohteita on yhteensä 12 kpl ja ne sijoittuvat Kuusivaaran koillisrinteelle, Kenttääavalle sekä aivan suojelualueen pohjoiskolkassa sijaitsevalle Heinääavalle (Kuva 29). Kuvassa 30 on kohde 3, joka sijaitsee Kuusivaaran pohjoispuolella ja edustaa todennäköisesti tämän tyyppin lähteikköä.



Kuva 30: Natura-alueen läntisimmässä kolkassa oleva lähde (kohde 3) edustaa todennäköisesti luontotyyppi-kartoituksen (Hjelt ja Pääkkö 2006) huuressammallähdetä. Havainto pohjaveden purkautumisesta on tehty 8.4. 2019, ennen lumien sulamista.

Figure 30: A groundwater discharge site (site 3 in figure 29).

Pohjaveden purkautuminen on hyvin moni-ilmeistä Viiankiaavan Natura-alueella ja sen ympäristössä. Pohjaveden purkautuminen on osaksi vuodenaikaissidonnaista, eli sitä tapahtuu korkeimman veden aikaan alkukesästä, osin pohjavettä purkautuu läpi koko vuoden pysyvistä lähteistä tai hetteikköistä. Tätä selvitystä varten on koottu yhteen kaikki alueelta tehdyt havainnot, jotka liittyvät pohjaveden purkautumiseen. Havaintoja on tehty loppukesällä 2018, huhtikuun alussa 2019 ennen sulamiskauden alkua vedenpintojen ollessa matalalla, sekä huhtikuun loppupuolella (24. – 25.4. 2019) kevätsulamisen jo käynnistyttyä. Lisäksi on tarkastelu väärävarikuvista mahdollisia lähdepurkautumien sijaintipaikkoja. Havaintoja ovat tehneet tämän raportin laatijan ohella Anne Rautio ja Kirsti Korkka-Niemi.

Kaikki tässä esiin tulevat havainnot on esitetty kartalla (kuva 29). On huomattava, että kartoitus ei ole täydellinen johtuen suoalueen laajuudesta ja vaikeakulkaisuudesta – kohteille on liikuttu jalan tai suksilla. Kartan voi katsoa kuvaavan suhteellisen hyvin pohjaveden purkautumisilmiöitä vain läntisen osavalmu-alueen osalta. Siinä on erotettavissa erilaisia tyyppitapauksia, joita kuvataan seuraavassa esimerkkien avulla.

Kuusivaaraa verhoaa ohuehko huuhtoutunut pintamoreeni, jonka päällä on paikoin tuulen tai länsireunassa jokitoiminnan kerrostamia hiekkokas ja sorakerrostumia. Kuusivaaran kallioperä on voimakkaasti rakoillutta vulkaniittia. Vaaralla on hyvät edellytykset pohjaveden muodostumiseen ja pohjavesi purkautuu alempana rinteellä esimerkiksi edellä kuvatuissa huuressammallähteissä (kohde 3 ja 4), kalliopohjaveden ajoittaisena purkautumisena Rytikurun lähteissä (kohde 5) tai runsasvetisesti ylivuotavana Kuusivaarankummun lähteenä Kuusivaaran länsipuolella (Kuva 31).



Kuva 31: Kuusivaaran ympäristön lähteitä ja pohjavesipurkauksia. A: Kalliopohjaveden purkupaikka Rytikurussa (kohde 5) ja B: ylivuotopuro saa vetensä runsasvetisestä Kuusivaarankummun lähteestä.

Figure 31: Springs and groundwater recharge sites around Kuusivaara hill.

Pahanlaaksonmaan ja Viiankiaavan vaihtumisasialueella on muinaisiin jokikerrostumiin liittyviä, ainakin osittaisia orsivesilähteitä, joista toiset ajoittain ehtyvät kuivina aikoina, kun taas toiset purkavat pohjavettä suolle kautta vuoden (kohde 6). Etenkin keväällä lumien sulamisvesien kasvattaessa pohjavesivarastoa ja nostaessa pohjaveden pintaa pohjavettä purkautuu lähteinä ja suotopintoina, jotka ovat eräs Viiankiaavan suojelualueen länsireunan tyyppisiä luonnonympäristöjä (Kohde 7, Kuva 32).

Sakattipuro saa alkunsa pohjaveden purkautumisasialueelta (Kohde 8). Kesällä alue on upottavaa, erittäin vaikeakulkuista hetteikköä, mutta keväällä pohjaveden purkautumisasialueet erottuvat laajoina silmäkkeinä ja kiemurtelevina virtaamina lumessa (Kuva 33).

Aapasuon turvekerrostumat koko vyöhykkeellä Sakattipurolta Sakattilammille peittävät muinaisen joki-uoman (Kuva 17), joka todennäköisesti varastoi ja johtaa pohjavettä kohti etelää. Se purkautuu paikoin (esimerkiksi kohde 9 ja 10) laajoina hetteikköalueina tai yksittäisinä suon silminä nevan pinnalle (Kuva 34)



Kuva 32: Pohjaveden lähdepurkautumista Viiankiaavalle Pahanlaaksonmaan orsivesivarastosta (Kohde 6 ja 7).
Figure 32: Grounwater seepage from Pahanlaaksonmaa perched aquifer to Viiankiaapa (sites 6 and 7).



Kuva 33: Sakattioja saa alkunsa pohjavesi-purkaumista (Kohde 8).
Figure 33: The source of Sakattioja brook is connected to groudnwater discharge (Site 8).



Kuva 34: Kiimakuusikon eteläpuolella olevia hetteikköjä huhtikuussa (kohde 9) sekä kevättalvinen suon silmäke (kohde 10).
Figure 34: Groundwater discharge in late (Site 9) and early April (Site 10).

Kuten Kuusivaaralla, myös hiekkapeitteisillä suosaarekkeilla (Sakattikumpu, Petäjäsaari ja Särkikoskenmaa) muodostuu pohjavettä, joka purkautuu alempana nevalle muodostaen hetteikköjä ja jopa puromaisia ylivuotouomia ja allikoita (Kuva 35, kohde 11 ja kansikuva). Särkikoskenmaan länsi- ja lounaispuolella on joukko allikoita, jotka liittyvät Biglerin (2018) kuvaamaan pohjaveden purkautumisalueeseen (Kuva 29, kohde 12). Purkautumiskohdat sijoittuvat suon alla kulkevien muinaisten jokiuomien alueelle ja ne saattavat edustaa pohjavettä, joka imeytyy Särkikoskenmaan dyynihiekkojen peittämältä hieman ylempänä olevalta pohjaveden muodostumisalueelta. Särkikoskenmaan luontopolun laavun lähellä oleva lähde (kohde 13) on esimerkki tästä lähdetyyppistä (Kuva 35).



Kuva 35: Sakattikummun eteläpuolella oleva purkautumisalue (kohde 11) ja Särkikoskenmaan länsikärjessä oleva lähde (Kohde 13).

Figure 35: Spring discharge south of Sakattikumpu (Site 11) and west of Särkikoskenmaa along the nature trail of Viiankiaapa (Site 13).

Vääräväri- ja ilmakuvien perusteella on todennäköistä, että Viiankiaavan Petäjäsaarella tapahtuu myös pohjaveden purkautumista, samoin kuin tietyin paikoin muuallakin suolla, erityisesti Kolottamasaaren pohjoispuolella ja Viiankilammien alueella (Kuva 29, kohde 14). Näistä kaukana laajan suoalueen keskiosissa olevista mahdollisista pohjavesihetteistä ei ole tiedossa olevia suoria havaintoja.

Vedenjohtavuudesta

Tutkimusalueen maaperän yksiköistä on tehty suuri määrä vedenläpäisevyyškertoimen määrittämiä eri menetelmillä. Varhaisimmat määrittäykset on tehty tiiviiksi sullotuista näytteistä permeametrilla (Patrikainen 1966) liittyen Kitisen patoaltaiden rakentamisen esiselvityksiin. Sakatin aiheen hydrogeologiseen konsulttitutkimukseen (GA 2012) sisältyy määrittämiä perustuen pohjavesiputkista suoritettuihin slug-testeihin ja raekokomäärittämiin. Vastaavia määrittämiä on tehty Helsingin yliopiston tutkimusten eri vaiheissa (Korkka-Niemi ja muut 2016, Salonen ja muut 2015, 2018). Eri menetelmin eri aikoina saadut tutkimustulokset osoittavat vedenjohtavuuskertoimen suurta, mutta tyyppillistä vaihtelua eri maaperäyksiköissä (Taulukko 1).

Taulukko 1. Laskennallisten ja mitattujen k-arvojen vaihtelu maalajeittain
 Table 1. Variability of measured and calculated k-values according to sediment types.

Maaperäyksikkö Sediment	K-arvo (m ^s) k-value range	Vaihteluväli (m ^s)	N
Turve – <i>peat</i>	10 ⁻⁶	1*10 ⁻⁵ ... 8*10 ⁻⁷	4
Dyynihiekka – <i>dune sand</i>	10 ⁻⁴	8*10 ⁻⁵	1
Jokisora – <i>fluvial gravel</i>	10 ⁻³	4*10 ⁻³ ... 1*10 ⁻³	3
Hiekka – <i>sand</i>	10 ⁻⁵	2*10 ⁻⁴ ... 7*10 ⁻⁶	5
Ylin moreeni – <i>upper till</i>	10 ⁻⁷	8*10 ⁻⁸ ... 4*10 ⁻⁶	10
Alin moreeni – <i>lower till</i>	10 ⁻⁸	3*10 ⁻⁹ ... 2*10 ⁻⁵	10
Rapakallio – <i>saprolite</i>	10 ⁻⁶	x)	

x) Hyypän (1983) mukaan rapakallioaines sisältää vähemmän hienoaainesta kuin sitä peittävä moreeni ja sen tilavuuspaino on tervettä kalliota pienempi. Rapakallion vedenjohtavuudesta ei juuri löydy mittauksia. On oletettavaa, että savimineraalien muodostuminen heikentää vedenjohtavuutta, mutta liukeneminen ja grus-rapauman synty puolestaan kasvattavat sitä.

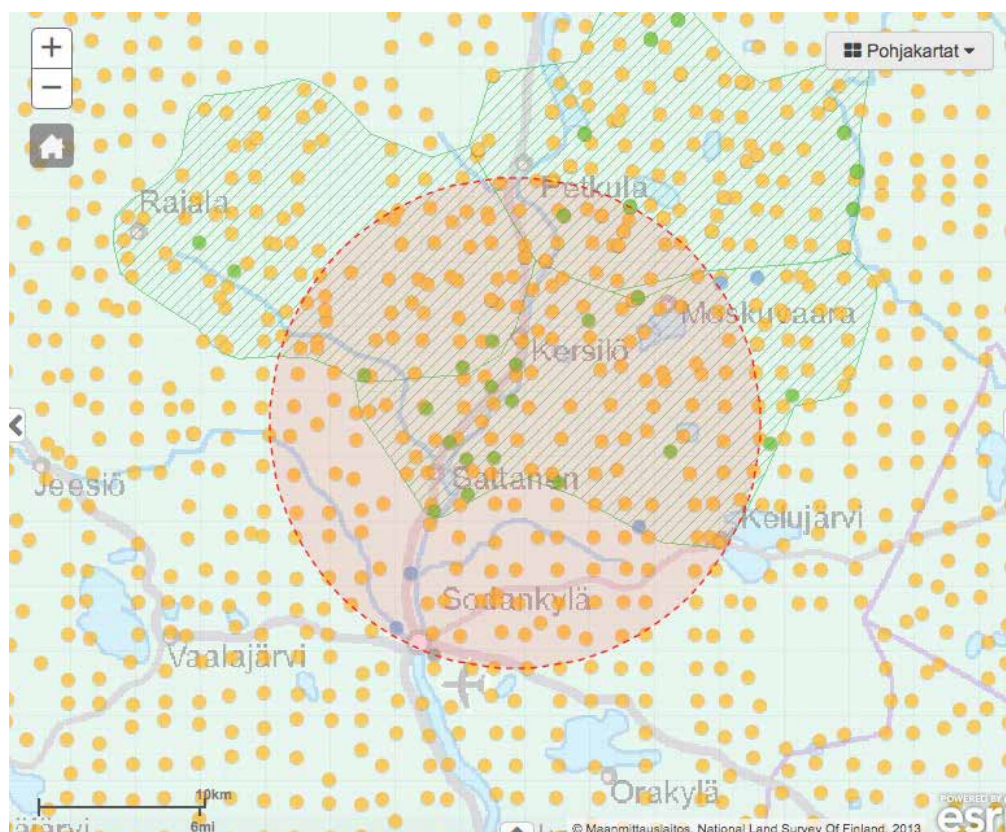
Maaperän geokemiallisista tausta-arvoista

Keski-Lapin vihreäkivivyöhyke erottuu valtakunnallisissa geokemiallisissa kartoissa selkeästi poikkeavana, anomaalisena alueena. Koljosen (1992) toimittamassa moreenigeokemiallisessa atlaksessa se erotettiin omaksi geokemialliseksi provinssikseen, jossa on poikkeavan korkeat magnesium-, kalsium-, koboltti, kromi, kupari-, rauta, nikkeli- ja vanadiinipitoisuudet. Toisia alkuaineita, kuten vaikkapa kaliumia ja skandiumia on vähemmän kuin maamme moreeneissa keskimäärin.

Moreenin uraanipitoisuus alueella on 2,4 – 2,6 ppm, mikä vastaa maankuoren keskimääräistä uraanipitoisuutta (Lahermo ja muut 1996). Myös puroveden (< 0,06 µg/l) ja purosedimentin (<2,5 mg/kg) U-pitoisuudet ovat hyvin alhaisia. Toriumin pitoisuus on Koljosen (1992) kartoituksen perusteella <8,0 mg/kg, purosedimentissä sitä on <3,0 mg/kg. Salmisen (1995) raportoimassa harvapisteverkon aineistossa uraanipitoisuuksissa on menetelmästä johtuen liikaa epävarmuutta, eikä Th-pitoisuuksia julkaistu. Tutkimusalueella toriumin taustapitoisuus on moreenissa 5 – 7 ppm, vastaten hyvin alhaista tasoa.

Sittemmin geokemiallinen analyysiaineisto on kasvanut hyvin kattavaksi ja monipuoliseksi ja aineisto palvelee myös pilaantuneen maaperän tutkimusta ja muita ympäristön tilaa kartoittavia tarpeita. GTK:n taustapitoisuusrekisteristä <http://gtkdata.gtk.fi/Tapir/> voidaan poimia valittua aluetta koskien maaperästä analysoitujen alkuaineiden taustapitoisuuksia ja verrata niitä valtakunnallisiin pilaantuneen maaperän kynnys- ja ohjearvoihin.

Kuvassa 36 näkyy 211 näytteen otanta Sakatin esiintymän ympäriltä. Näytteet edustavat luonnollista maaperää, näytteiden ollessa pääasiassa moreeniainesta. Tulokset on esitetty taulukossa 2. Niistä ilmenee, että Cr-, Co- ja Ni-pitoisuudet ylittävät luontaisesti valtakunnallisen taustapitoisuuden, myös Cu- ja V-pitoisuudet ovat korkeita.



Kuva 36: Ympyrällä rajattu GTK:n Tapir-palvelun laskema geokemialliset taustapitoisuusotos Sakatin esiintymän ympäristöstä koostuu 211 luonnollisesta maaperänäytteestä.

Figure 36: The encircled set of geochemical background values have been analysed from 211 natural soil samples (GTK, Tapir database).

Taulukko 2. Sakatin ympäristön maaperän luontaiset taustapitoisuusarvot alkuaineille, jotka ovat terveydelle tai luonnolle haitallisia (VN asetus 2007).

Table 2. Geochemical background concentrations of elements harmful to health or environment (GTK).

	N	Keskiarvo <i>Mean</i>	Mediaani <i>Median</i>	Maksimi <i>Max.</i>	SSTP	Kynnysarvo <i>Threshold</i>
Antimoni (Sb)	46	0,07	0,06	0,21	0,13	2
Arseeni (As)	45	2,04	1,73	5,65	3,6	5
Elohopea (Hg)	46	0,01	0,01	0,05	0,028	0,5
Kadmium (Cd)	46	0,03	0,02	0,08	0,044	1
Koboltti (Co)	211	15,33	14,95	35,9	27	20
Kromi (Cr)	194	142,8	123,1	645	260	100
Kupari (Cu)	210	36,36	35,29	100,2	78	100
Lyijy (Pb)	45	2,22	2,16	4,14	3,8	60
Nikkeli (Ni)	198	68,16	55,91	383	140	50
Sinkki (Zn)	211	28,06	26	99,46	53	200
Vanadiini (V)	210	62,49	60,34	124,17	97	100

SUMMARY

Quaternary history and sediments around the Sakatti deposit, Sodankylä

Geological baseline study reports condition of natural environments concerning to the variability of bedrock and Quaternary sediments, their geochemistry and capacity to host groundwater and support vegetation. These baseline conditions have a remarkable natural variation, and need to be known in advance to inform stakeholders and the public about the pre-mining state of the environment.

The aim of this report is to provide updated information on the genesis, thickness and quality of Quaternary sediments and their properties to support environmental assessment, evaluating and permitting procedures related to nature-2000 reserve Viiankiaapa. The area discussed here covers Viiankiaapa mire and its surroundings in Kersilö and Sattanen villages, Sodankylä. It is bordered by Moskuvaara in North, Sattasvaara in west, Kommattivaara in south and Särkivaara in east (Figure 1).

Materials and methods

This report is based on a review of earlier published and unpublished reports and maps, including thesis works and products from the hydrogeological and environmental geological projects conducted by the University of Helsinki team during the years 2015 – 2018. In addition, public spatial data provided by Geological Survey of Finland (GTK), National Land Survey (NLS) and Finnish Environmental Institute (FEI) has been utilized.

Properties and occurrence of saprolite cover

Physical and chemical weathering are both common features in Central Lapland. Fields of angular blocks covering hills and fells are a product of frost weathering, while soft, chemically weathered material, saprolite, occupies commonly bedrock surface in lowland areas (Figure 2). Saprolite cover can be tens of meters thick, and in places even kaolinite occurrences have been detected. The mode of weathering depends on relief and lithology of the underlying bedrock (Figure 3). Normally it is 10 – 20 meters in thickness and consists of grus. Weathering has been developed since Neogene and it has been preserved in Central Lapland because of weak glacial erosion, which prevailed during Quaternary glaciations.

Geological development of the during and after the Quaternary ice ages

Glaciations have been prevailed on the Northern hemisphere during the last 2.6 million years. The main reason for the 100 000 years cycles of growth and vaning of ice sheets is the astronomic forcing of solar insolation intensity. The last ice age was named to as Weichsel in northern Europe, while the penultimate was called Saale. Weichsel ice age started 109 000 years ago and it ended 11 700 years ago, when the recent epoch, Holocene begun. In central Lapland there is an exceptionally rich and diverse record of deposits predating the latest, late Weichselian glaciation due to the weak erosion capacity of repeatedly cold-based glaciers (Figure 4).

The Saalian ice age

Saale ice age was the coldest and largest glaciation in northern Europa. Deposits from that time have been recovered in a few Sodankylä localities, representing the lowest, tightly packed till. The fabric indicates that the center of Saalian ice sheet was located in Central Sweden.

Eem interglacial

Eem interglacial was 2 °C warmer than the present interglacial and climate was more marine, because of the 8 meters higher stand of the sea level. There are substill remnants of Eemian vegetation in many localities in Central Lapland, like in Vuotso, Sokli, Paloseljänoja and Pahtavaara. Figure 5 shows the known sites with substill interglacial or interstadial findings within the area discussed here.

Weichsel ice age (109 000 – 10 000 years ago)

The last ice age, Weichselian, was a complicated climatic stage with several ice-free interstadials interrupted by glaciated stadials. The climatic variability in Central Lapland reflects the sensitivity of the area to astronomic climate forcing. During the Weichselian an ice sheet, named to as the Scandinavian Ice Sheet, grew and covered Lapland at least three times.

Early Weichselian deposits

During the first Weichselian stadial 87 000 – 82 000 years ago, a glacier was flowing from northwest to southeast (Figure 6). It deposited a reddish basal till, which commonly forms the lowermost Quaternary sediment unit in the area. This glacier flow eroded bedrock in many places and till material contains often a high proportion of saprolite material. During the Early Weichselian interstadial 82 000 – 71 000 years ago, the Kitinen valley was ice free and a river occupied the valley as nowadays. Sands with remains of paleosoils have been correlated with this time in many locations (Figure 7).

Mid-Weichselian 71 000 – 29 000 years ago

Mid-Weichselian sub-stage initiated with a glaciation, flowing from north to south (Figure 8). Glacier was mainly cold-based with only limited deformation of its base. There is only one observation of a till of this age (Figure 7), but in the east, Savukoski or west, Kittilä there are more frequent indications of Mid-Weichselian glacial activity. Mid-Weichselian interstadial was a long coldish ice-free substage with grassy vegetation and permafrost conditions. There are fluvial bar deposits in Kitinen valley and ventifact findings (Figure 9) relating to this time.

Late Weichselian 29 000 – 10 000 years ago

During this time the last ice age expanded to its maximum extension covering all northern Europe and reaching as far as northern Germany in south. Lapland was covered by an ice sheet, 2 to 3 km in thickness. Central Lapland was close to center of the continental ice sheet where glacial flow diverged towards south-east, east and northeast (Figure 10). However, the glacier was cold-based with only very limited erosion capacity during late Weichselian. Deglaciation was characterised by melt-out tills and debris flow deposits.

Deglaciation and environments of the receding ice margin 10 500 – 10 400 years ago.

Melt-waters carved channels and accumulated in large, dynamic, short term glacial lakes dammed by vaning glacier front. The Moskujärvi ice lake developed in the area discussed here. Its initial level reached 207 meters above the present sea level, and at that time meltwaters drained towards east, the Luiro valley (Figure 11).

After that, as the glacial margin retreated and a new outlet opened through the Hirviäkuru gorge (Figure 12). It allowed water level of Moskujärvi ice lake drop to 195 meters a.s.l. (Figure 13) reaching the final stage of the ice lake.

Finally, Moskujärvi ice lake united with the huge Ancylus lake at 186 m. a.s.l. (figure 14). At this time, c. 10 400 years ago continental glacier had melted from the area and development towards Holocene environments started. Open landscape with unvegetated sandy deposits was favourable for wind activity, and wind blown aeolian landscapes are very common early Holocene features (figure 15).

Mire development and Viiankiaapa

Peat deposits cover 30 % of the Sodankylä area, and there are nearly 700 aapamires and fens in the municipality. The largest of them is Viiankiaapa, with an area of nearly 4000 hectares. It is protected by a Natura-2000 reserve covering altogether 6595 hectares.

Paludification started in Sodankylä right after deglaciation on pristine land. Moist and cool climate, rather flat landscape with poor drainage enhanced this development. Oldest peat layers in Sodankylä have been dated back to 10 350 years ago, while the basal peat of Viiankiaapa is 10 000 years old. Wetlands and fens are closely connected with the braided river systems and floodplains (Figure 16) with old channels now buried by peat deposits. (Figure 17). These old river channels can be detected from GPR profiles (Figures 18 and 19).

Peat thickness variation and peat components have been examined with surveys conducted by GTK in 1960's and 1970's. Altogether 409 corings were made and average peat thickness was found to be 2.3 metres with a total volume of peat being 91 million m³ (Figure 20). Thickness of peat varies between 0.5 - 6 metres. The basal sediment is most often sand.

Basal parts of peat layers contain more bryales peat than the upper parts, which are dominated by *Carex*-peat. Basal parts are also better humified and they contain more ash (mineral matter) indicating impact of regular flooding. Peat increment rate has been very high at the beginning but stabilising during most of the Holocene to about 0.4 mm/year. Embanking of river can be seen in peat geochemistry of the last tens of years as decreased proportion of allochthonous mineral matter (Figure 21).

3D sediment model

All available information on sediment thickness variation and properties have been combined to a 3D model, which allows sedimentary architecture, unit volumes and groundwater storages to be calculated. Base surface of the sediment model is the bedrock (Figure 22). Bedrock DEM displays the rough and uneven surface of bedrock with Kitinen river valley forming a depression in N–S direction. An additional deep basin is in the southern part of modelled area.

Sediment thickness varies between 0 and 60 metres, with a median depth of 9.1 metres (Figure 23). Thickest sediments are in the southern depression. An exploded view of the 3D sediment model indicates displays the red coloured uneven bedrock surface, which is overlain by a light brown till, representing the early Weichselian deposit. The upper till is dark brown. Sands and gravels are marked with green colour and peat on top is grey (Figure 24). Tills count altogether 59 % of total sediment volume, 32 % is made of sorted sediments and 9 % of peat. There are no clay sediments in the studied area.

About groundwater

Stratigraphy of aquifers

Volume and good porosity of sediments combined with positive precipitation / evaporation -ratio secures good preconditions for groundwater infiltration and storage in the area. Five groundwater areas have been outlined in earlier studies (figure 25). Figures 26 and 27 display internal structures of two aquifers as interpreted from GPR profiles. Sahankangas (Figure 26) is a good aquifer with estimated large storage capacity while Pahanlaaksonmaa (Figure 27) has a lower storage volume and possibility for river water infiltration.

Springs and discharge features

Observations of springs and other seepage sites have been collected on a map (Figure 29). There are five springs marked on the base map of Finland, and additionally 140 groundwater discharge sites of various types have been observed in field studies within the area.

Some typical features of groundwater discharge sites are the partly perched and seasonal springs on the southern side of Pahanlaaksonmaa (Figure 32). Springs fed by riverbank aquifers are along the river Kitinen, springs and discharge area west of Särkikoskenmaa (Figure 35). Other spring areas include Viiankilammi area in the middle of the mire, as interpreted from false colour images and Kuusivaara seasonal springs (Figure 31) fed partly by bedrock aquifer.

Permeability measurements

There is a number of water conductivity measurements representing various sediments. Different methods have been applied including calculations based on grain size distribution, permimeter measurements and slug-tests. All the results have been summarized as Table 1.

Geochemical background values

GTK has collected systematic data on soil geochemistry to provide background elemental concentrations for environmental and explorational purposes. The study area representing Central Lapland greenstone belt has an anomalous geochemical character, which is reflected in elevated concentrations of magnesium, calcium, cobalt, chromium, copper, iron, nickel and vanadium. Other elements, such as potassium and scandium are depleted. Uranium and thorium contents are also in low level. Figure 36 displays a set of soil samples which have been used to calculate background concentrations for potentially harmful elements as listed in Table 2.

Lähdekirjallisuus

Julkaisut

Britschgi R., Gustafsson J., Britschgi R. & Gustafsson J. 1996. Suomen luokitellut pohjavesialueet. Suomen ympäristökeskus, Helsinki.

Brownscombe, W., Ihlenfeld, C., Coppard, J., Hartshorne, C., Klatt, S., Siikaluoma, J. K. & Herrington, R. J. 2015: Chapter 3.7 - The Sakatti Cu-Ni-PGE Sulfide Deposit in Northern Finland. In O'Brien, W. D. M. L. (ed.): Mineral Deposits of Finland, 211-252 pp. Elsevier.

Darmody, R.G., Thorn, C.E., Seppälä, M., Campbell, S.W., Li, Y.K., Harbor, J., 2008. Age and weathering status of granite tors in Arctic Finland (~68° N). *Geomorphology* 94, 10–23.

Ebert, K., Willenbring, J.K., Norton, K.P., Hall, A.M., Hättstrand, C., 2012. Meteoric ¹⁰Be concentrations from saprolite and till in northern Sweden saprolite: implications for genesis and age. *Quat. Geochronol.* 12, 11–22.

Eriksson, B. 2005. Interglasiaali- ja interstadiaalivaiheet. s. 105 – 115 teoksessa Johansson, P. ja Kujansuu, R. 2005. Pohjois- Suomen maaperä: maaperäkarttojen 1:400 000 selitys. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 236 s.

GA 2012. Viiankiaapa – Preliminary Hydrological and Hydrogeological Characterisation., Golder Associates, Report number 11514150081.500/B.0, 25 s., 10 taulukkoa, 8 kuvaa ja 5 liitettä. AA Sakatti Oy 2012

Gustafsson, N., Noras, P. & Tanskanen, H. 1979: Seloste geokemiallisen kartoituksen tutkimusmenetelmistä: Report on geochemical mapping methods. 19 pp. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo.

Johansson, P. 1995. The deglaciation in the eastern part of the Weichselian ice divide in Finnish Lapland. Geological Survey of Finland, Bulletin 383. 72 s.

Johansson, P. ja Kujansuu, R. 1995. Observations on three subglacial drainage systems (eskers) of different ages in Savukoski, eastern Finnish Lapland. Geological Survey of Finland, Special Paper 20, 83-93, 1995

Johansson, P. ja Kujansuu, R. 2005. Pohjois- Suomen maaperä: maaperäkarttojen 1:400 000 selitys. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 236 s.

Johansson, P., Lunkka, J.P., Sarala, P. 2011: Glaciation of Finland. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (Eds.), Quaternary glaciations – extent and chronology, a closer look, 105–116. *Developments in Quaternary Science* 15, Elsevier, Amsterdam.

Hall A.M., Sarala P. & Ebert K. 2015. Late Cenozoic deep weathering patterns on the Fennoscandian shield in northern Finland: A window on ice sheet bed conditions at the onset of Northern Hemisphere glaciation. *Geomorphology* 246: 472-488.

Helmens, K. F. (2014). The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 86, 115-143.

Helmens, K.F., Katrantsiotis, C., Salonen, J.S., Shala, S., Bos, J.A.A., Engels, S., Kuosmanen, N., Luoto, T.P., Välranta, M., Luoto, M., Ojala, A., Risberg, J., Weckström, J. 2018 Warm summers and rich biotic communities during N-Hemisphere deglaciation. *Global and Planetary Change* 167, 61–73.

Hirvas, H. 1991. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland, Geological Survey of Finland, Bulletin 354, 123 s., 2 liitettä.

Hirvas, H., Alfthan, A., Pulkkinen, E., Puranen, R. and Tynni, R. 1977. Raportti malminetsintäpalvellevästä maaperätutkimuksesta Pohjois-Suomessa vuosina 1972 - 1976. Summary: A report on glacial drift investigations for ore prospecting purposes in northern Finland 1972 - 1976. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 19

Hirvas, H., Saarnisto, M., Hakala, P., Huhta, P., Johansson, P. & Pulkkinen, E. 1994. Maaperän kerrosjärjestys ja geokemia Keivitsassa. Geological Survey of Finland, unpublished report, P 23.4.014. 44 p.

Hjelt, A. ja Pääkkö, E. 2006. Viiankiaapa, hoito- ja käyttösuunnitelma. Metsähallituksen luonnonsuojelujulkaisuja. Sarja C 11, 51 s.

Hyypä, J. 1977. Kaoliinia Sodankylän Siurunmaassa. *Geologi* 29 (4–5), 52–56.

Hyypä, J. 1983. Suomen kallioperän preglasiaalisesta rapautumisesta. Summary: Preglacial weathering of precambrian rocks in Finland. *Papers of the Engineering-Geological Society of Finland* 15 (2), 1–17.

Islam, M.R., Peuraniemi, V., Aario, R., Rojstaczer, S., 2002. Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. *Appl. Geochem.* 17, 885–902.

Johansson, P. 1995: The deglaciation in the eastern part of the Weichselian ice divide in Finnish Lapland. *Bulletin - Geological Survey of Finland* 383, 72.

Johansson, P. ja Kujansuu, R. 2005. Pohjois- Suomen maaperä: maaperäkarttojen 1:400 000 selitys. *Geologian tutkimuskeskus, Espoo*, 236 s.

Johansson, P., Lunkka, J.P., Sarala, P. 2011: Glaciation of Finland. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (Eds.), *Quaternary glaciations – extent and chronology, a closer look*, 105–116. *Developments in Quaternary Science* 15, Elsevier, Amsterdam.

Kleman, J., Hätteland, C., Borgström, I., & Stroeven, A. (1997). Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of glaciology*, 43(144), 283–299.

Koljonen, T. 1992 (toim.). Suomen Geokemian Atlas, osa 2: Moreeni. The Geochemical Atlas of Finland, part 2: Till. *Geologian tutkimuskeskus*. 218 s.

Lahermo, P., Väänänen, P., Tarvainen, T. & Salminen, R. 1996. Suomen Geokemian Atlas, osa 3: Ympäristögeokemia – purovedet ja sedimentit. The Geochemical Atlas of Finland, Part 3. *Environmental geochemistry – stream waters and sediments*. Espoo: *Geologian tutkimuskeskus*. 149 s.

Lappalainen, E. 1970. Über die spätquartäre Entwicklung der Flussufermoore Mittellaplands. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 244, 1–79.

Lappalainen, E. ja Pajunen, H. 1980. Lapin turvevarat. *Geologinen tutkimuslaitos maaperäosasto, raportti P 13.6/80/20*, 158–159.

Lunkka, J. P., Sarala, P. & Gibbard, P. L. 2015: The Rautuvaara section, western Finnish Lapland, revisited: new age constraints indicate a complex Scandinavian Ice Sheet history in northern Fennoscandia during the Weichselian Stage. *Boreas* 44, 68–80.

Maijanen H., Salonen V.-P. & Heikkinen P. 2008. Maaperän paksuus FIRE-linjoilla Lapissa. *Geologi* 60: 157–160.

Manninen, T., Hyvönen, E., Johansson, P., Kontio, M., Päättjä, M., Väisänen, U. 1996. Keivitsan alueen geologia. 28 s., 27 liites. K/21.42/96/1. GTK raportti.

Muurinen, T. 2015. Soiden kartoitus. s. 27–35 teoksessa: Sarala, P. (toim) *Lapin geologiset luonnonvarat 2010*. ACTA LAPPONICA FENNIAE 25 1–141

Mäkilä, M., Säavuori, H., Kuznetsov, O. & Grundström, A. 2013. Soiden ikä ja kehitys Suomessa. *Geologian tutkimuskeskus. Turvetutkimusraportti* 443, 41 sivua, 49 kuvaa ja 5 liitettä.

Patrikainen, P. 1966. Keski-Lapin moreeneista. Pro-gradututkielma. Julkaisematon. Helsingin yliopisto, *Geologian ja paleontologian laitos*, 1966.

Peuraniemi, V. 1989. Till stratigraphy and ice movement directions in the Kittilä area, Finnish Lapland. *Boreas* 18 (2), 145–157.

Rask, M., Lintinen, P., 2001. Kaoliinitutkimukset Sodankylän Siurunmaalla vuosina 1978–1988. *Geol. Surv. Finland* 13 (M19/3713/2001/1/82).

Rossi, Seppo:1991. Rapakallion kuparianomalian malmitutkimukset Maaselässä Sodankylän kunnan pohjoisosassa vuosina 1977 - 1983. 48 s., 8 liites. s 64M19/3741/-84/1/10

Räisänen, J., 2014: Sodankylän alueen maaperäkartoitus 2013–2014 (VäliRaportti). Geological Survey of Finland, Archive Report 52/2014, 22 p.

Salminen, Reijo (toim.) 1995. Alueellinen geokemiallinen kartoitus Suomessa vuosina 1982-1994. Summary: Regional Geochemical Mapping in Finland in 1982-1994. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 130. 47 s.

Salonen, S ja Helmens, K. 2018. Sokli varoittaa ilmastonmuutoksen seurauksista. *Geologi* 70, 124-133.

Salonen, V.-P., Moreau, J., Hyttinen, O. & Eskola, K. O. 2014: Mid-Weichselian interstadial in Kolari, western Finnish Lapland. *Boreas* 43, 627-638.

Sarala, P., Räisänen, J., Johansson P., & Eskola, K.O. 2015. Aerial LiDAR analysis in geomorphological mapping and geochronological determination of surficial deposits in the Sodankylä region, northern Finland, *GFF*, 137:4, 293-303.

Sutinen, R. 1992. Glacial deposits, their electrical properties and surveying by image interpretation and ground penetrating radar. Geological Survey of Finland, Bulletin 359. 123 s.

Väisänen, U. & Maunu, M. 2004. Maaperäkartan selitys 1 : 20 000 - Expl. to Maps of Quaternary deposits, Karttalehti: 371407, Sattanen.

Helsingin yliopiston tutkimusryhmän raportit:

Salonen, V.-P., Korkka-Niemi, K., Rautio, A., Åberg, A. & Åberg, S. 2014. Recent geological history of Sakatti area, Sodankylä and its hydro-environmental implications– a baseline study on existing surveys, AA Sakatti Mining Oy Report, Helsinki, 10.12.2014. 26 pp.

Salonen, V.-P, Korkka-Niemi, K., Rautio, A., Koivisto, E., Åberg, A., Åberg, S. Laakso, J., Lahtinen, T. & Suonperä, E. 2016. Sakatti geoenvironments. A baseline study on Quaternary sediments, hydrogeological conditions and groundwater – surface water interactions in Kersilö area, Sodankylä. AA Sakatti Mines OY Report. Helsinki, 101 pp.

Salonen, V.-P., Valkama, M., Kultti, S., Åberg, A. & Koivisto, E. 2018. Assessing basecase TMF-sites around Kuusivaara, Sodankylä. Unpublished report to AA Sakatti Mining Oy, Jan 19. 2018, Salonen Environment. 28 p.

Korkka-Niemi, K. (ed), Salonen, V.-P., Rautio, A., Bigler, P., Åberg, A. & Åberg, S. 2016. Characterization of geo-hydro-ecological factors possibly controlling the distribution of endangered species (*Hamatocaulis vernicosus*, *Saxifraga hirculus* etc) of Viiankiaapa mire. AA Sakatti Mining Oy Progress Report, Helsinki, 31.12.2016

Korkka-Niemi, K. (ed.), Rautio, A., Åberg, S., Åberg, A., Bigler P. and Salonen, V-P. 2017. Hydro- and environment geological studies during the years 2016–2017 around Sakatti exploration target. Final report: Characterization of geo-hydro-ecological factors possibly controlling the distribution of endangered species of Viiankiaapa mire. AA Sakatti Mining Oy 31.12. 2017. University of Helsinki. Division of Geology and Geochemistry

Sakatin ympäristögeologiaa käsittelevät Helsingin yliopiston tutkimusryhmän julkaisut:

Korkka-Niemi, K., Rautio, A., Bigler, P. & Åberg, S. 2017. Characterization of Geo-Hydro- Ecological Factors Affecting the Distribution of Endangered Species in Viiankiaapa Mire, an Ore Prospecting Site. In 13th International Mine Water Association Congress 25–30.6. 2017, Rauhala, Lappeenranta. (Extended abstract).

Åberg, A., Salonen, V-P., Korkka-Niemi, K., Rautio, A., Koivisto, E. & Åberg, S. 2017. A conceptual 3D sedimentary model in visualizing complex glacial deposition within the ice divide zone, Finnish Lapland. *Boreal Env. Res.*, 22, 277–298.

Åberg, A., Salonen, V-P., Kaakinen, A., Kultti, S., Korkka-Niemi, K. & Eskola, K.O. 2019. Weichselian history of sedimentation within the Kitinen basin in Sodankylä – Kärvasniemi: a new late Pleistocene reference section for Central Lapland. Geological Society of Finland, Bulletin, Submitted.

Åberg, S., Åberg, A., Korkka-Niemi, K. & Salonen, V-P. 2017b. Hydrostratigraphy and 3D Modelling of a Bank Storage Affected Aquifer in a mineral exploration area in Sodankylä, Northern Finland. In 13th International Mine Water Association Congress 25–30.6. 2017, Rauha, Lappeenranta. (Extended abstract)

Åberg, S., Korkka-Niemi, K., Rautio, A., Salonen, V-P. & Åberg, A. Groundwater recharge and discharge patterns in a sedimentary aquifer along the River Kitinen in Sodankylä, Northern Finland. Arvioitavaa, Boreal Env. Res.

Sakatin ympäristögeologiaa käsittelevät geologian alan opinnäytteet:

Bigler, Paula. 2018. Hydrogeology and hydrogeochemistry of western margin of Viiankiaapa mire in Sodankylä – Factors affecting the distribution of endangered species. MSc thesis, University of Helsinki, Geology. 78 pp.

Lahtinen, Tatu. 2017. Hydrogeochemical characterization of the Sakatti mine prospecting area, Sodankylä, Finnish Lapland. MSc-thesis. University of Helsinki, Helsinki.
<http://urn.fi/URN:NBN:fi-fe2017121155634>

Suonperä, Enni. 2016. Holocene paleohydrology of Viiankiaapa mire, Sodankylä, Finnish Lapland. MSc-thesis. University of Helsinki, Helsinki. <http://urn.fi/URN:NBN:fi-fe2017112251590>

Valkama, Markus. 2018. Suitability of Kuusivaara, Sodankylä, central Finnish Lapland for hosting mining infrastructure based on its stratigraphy. MSc thesis, University of Helsinki, Geology. 52 pp.