

OULUN YLIOPISTO
UNIVERSITY of OULU

TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

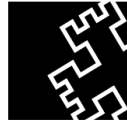
**SEDIMENTAATIO JA EROOSIO
KOKEMÄENJOEN PORIN OSUUDELLA**

Tiia-Maria Tervala

KOULUTUSOHJELMA

Diplomityö

Kesäkuu 2016



OULUN YLIOPISTO
UNIVERSITY of OULU

TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

**SEDIMENTAATIO JA EROOSIO
KOKEMÄENJOEN PORIN OSUUDELLA**

Tiia-Maria Tervala

Ohjaajat: Hannu Marttila, Anna-Kaisa Ronkanen ja Pekka Vuola

KOULUTUSOHJELMA

Diplomityö

Kesäkuu 2016

TIIVISTELMÄ

OPINNÄYTETYÖSTÄ Oulun yliopisto Teknillinen tiedekunta

Koulutusohjelma (kandidaatintyö, diplomityö) Ympäristötekniikan koulutusohjelma		Pääaineopintojen ala (lisensiaatintyö)	
Tekijä Tervala, Tiia-Maria		Työn ohjaaja yliopistolla Marttila H. ja Ronkanen A.-K.	
Työn nimi Sedimentaatio ja eroosio Kokemäenjoen Porin osuudella.			
Opintosuunta Vesi- ja yhdyskuntatekniikka	Työn laji Diplomityö	Aika Kesäkuu 2016	Sivumäärä 108 s. 5 liitettä
<p>Tiivistelmä</p> <p>Porin alue on yksi Suomen merkittävimmistä tulvariskialueista ja Kokemäenjoen valuma-alue on yksi Suomen suurimmista valuma-alueista (27 000 km²), mikä lisää ajoittaisten suurien virtaaminen riskiä. Porin alueella tulvavaaraa lisää joen mukana kulkeutuvan kiintoaineen sedimentoituminen Porin alavan keskustan kohdalle ja suiston alueelle. Sedimentoitumisen lisäksi alueella on voimakasta eroosiota ja rantojen sortumia. Tämä tutkimus on osa vuonna 2003 aloitettua Porin tulvasuojeluhanketta.</p> <p>Työssä tutkittiin Kokemäenjoen Porin osuudella tapahtuvaa eroosiota ja sedimentaatiota. Työn aineistona oli vuosien 2010 ja 2014 viistokaikuluotaukset joen uomasta. Näiden aineistojen perusteella joki luokiteltiin eroosio-, sedimentaatio- tai neutraalialueeksi. Merkittävimmistä joen kohdista tehtiin poikkileikkauskuvat. Eroosioalueet sijaitsivat pääsääntöisesti tutkimusalueen ylävirran osuudella ennen Porin keskustaa, ja sedimentoitumisalueet olivat vastaavasti joen alavirran osuudella Porin keskustan kohdalla sekä Luotsinmäenhaarassa. Pääsääntöisesti virtaama, maaperämuodostuma ja uoman muoto vaikuttavat siihen, mitä joen eri osilla on tapahtunut ja tapahtuu tulevaisuudessa.</p> <p>Tutkimusalueella oli kaksi voimakkaan eroosion aluetta, joista toinen sijaitsi joen ylävirralla ja toinen alavirralla Luotsinmäenhaarassa. Voimakkaan eroosion alueella tapahtui yli 0,2 metriä eroosiota vuodessa. Voimakkaan eroosion jokiosioille on yhteistä se, että helposti erodoituva kerroksellinen hiekka-, siltti- ja savikerros oli esillä joen pohjalla. Kyseinen muodostuma vaikuttaa merkittävästi joen eroosioherkkyyteen.</p> <p>Eroosioalueilla joki on syvä, kapea ja mutkainen. Eroosioalueilla oli esillä pääasiassa savi- ja silttikerrostumia, jotka eivät lähde liikkeelle yhtä helposti kuin hiekkakerrostuma. Ylävirran kaarteisiin on muodostunut ajansaatossa jyrkkiä syvänteitä, joissa oli tutkimusajanjaksolla tapahtunut liukupintasortumia joen törmän kaltevuuden ylittäessä 30-35 astetta.</p> <p>Sedimentaatioalueelle oli laskeutunut hiekkaa neljän vuoden aikana enimmillään jopa metrin paksuudelta Luotsinmäenhaaraan alkuun. Jokea on ruopattu useamman kerran Porin keskustan kohdalta. Ruoppauksen jälkeen alueelle on kuitenkin jo sedimentoitunut hiekkaa niin paljon, että hiekan sedimentoituminen oli siirtynyt alavirralla päin Luotsinmäenhaaraan.</p> <p>Tutkimusaineistojen perusteella joessa havaittiin selvä rajavirtaama, jonka ylittyessä suspensiossa eli veden virtauksen mukana kulkeutuva kiintoainemäärä lisääntyi voimakkaasti. Tämä rajavirtaama oli 360 m³/s, mutta kyseinen raja-arvo ei huomioi pohjassa kulkeutuvaa kiintoainekulkeumaa. Suspensiossa kulkeutui 1/3 kokonaiskiintoainekuormasta ja vastaavasti pohjakulkeumana 2/3. Suspensiossa kulkeutuva kiintoainekuorma vuosien 2010 ja 2014 tarkastelujaksolla oli lähellä vuosille 2039-2069 ennustettua ilmastonmuutoksen aiheuttamaa kiintoainekuormaa.</p> <p>Tuloksien avulla voidaan ohjata ja parantaa Porin alueen maankäyttöä sekä tulvasuojelua. Porin kaupungin kaavoittamisratkaisuihin kannattaa huomioida, kuinka lähelle joen uomaa voidaan rakentaa. On syytä myös pyrkiä ennaltaehkäisemään joen uoman uusia sortumia alueilla, joissa tapahtuu selkeää eroosiota. Kokemäenjoella Porin keskustan alueella ruoppaaminen on tärkeää tulvasuojelun näkökulmasta, koska tulvan aiheuttamat hyyde- ja jääpadot muodostuvat helpoiten matalikoille.</p>			
Muita tietoja			

ABSTRACT FOR THESIS

University of Oulu Faculty of Technology

Degree Programme (Bachelor's Thesis, Master's Thesis) Environmental Engineering Degree Programme		Major Subject (Licentiate Thesis)	
Author Tervala, Tiia-Maria		Thesis Supervisor Marttila H. and Ronkanen A.-K.	
Title of Thesis Erosion and sedimentation in Kokemäenjoki river in Pori.			
Major Subject Water and Civil Engineering	Type of Thesis Master thesis	Submission Date June 2016	Number of Pages 108 p. 5 appendices
<p>Abstract</p> <p>Area at city of Pori is significant flood risk areas in Finland. The catchment area of the Kokemäenjoki river is one of Finland's largest catchments (27 000 km²), which increases the risk of occasional high flows. At Pori, risk for flooding increases due to sedimentation to river channel at the city area and in the downstream deltas. Sedimentation and erosion affects the flow conditions and stability of riverbanks. In addition to the sedimentation also strong riverbed erosion and riverbank failures occurs regularly. This research is part of the flood protection project that started at Pori in 2003.</p> <p>The aim of this thesis was to study the sedimentation and erosion in the Kokemäenjoki river at the Pori area. Diagonal echo-sounding data from riverbed were used from years 2010 and 2014. Based on results, river was categorized as erosion, sedimentation or as neutral zone. Cross-sectional figures were made from the most significant parts. According to the results, erosion zones were situated mainly in the upstream before the centre of Pori and sedimentation areas, respectively, in the downstream portion of the river, as well as in Luotsinmäenhaara river branch. Sedimentation and erosion was mainly controlled by flow conditions, soil layers and shape of the river channel, which are also controlling future conditions and processes.</p> <p>In the study area, there were two strong erosion zones, one of which was located in the river upstream and one Luotsinmäenhaara river branch downstream. Erosion over 0,2 meters per year was observed. Strong erosion zones of river sections had easily erodible layered sand, silt and clay layer which allowed high erosion rates. Thus soil formation has significant impact on the erosion sensitivity at lower sections at Kokemäenjoki river.</p> <p>In the areas, which was categorise as erosion the river is deep, narrow and meandering occurs. Soil layers at erosion areas were featured mainly by clay and silt soils which are not as easily eroded as sand. These areas also contained steep slopes and deep basins to river bed, while critical slope for river bank collation as observed to be 30-35 degrees.</p> <p>Sedimentation zones are located mainly in the downstream from the centre of Pori and at the delta area, where the flow velocity is lower. During the research period of four years up to 1 meter sedimentation was observed at the beginning of Luostinmäenhaara river branch. The river has been dredged several times near to the centre of Pori. After the previous dredging, however, major sedimentation of sand has occurred.</p> <p>Results showed clear flow boundary for suspended sediment transport at flow rate of 360 m³/s, but it does not account bed load material. At suspension circa 1/3 of the total solid load was transported, whereas remaining 2/3 was transported as bed load. Suspended sediment load during the period between 2010 and 2014 was close to the forecasted loading for the years 2039-2069 caused by climate change.</p> <p>The results from this study can be used to control and improve the land use and flood protection of the Pori area. Extra care for planning is needed at Pori when constructed close to the river channel. Also erosion controlling area needed in areas with risk for new bank collapses. Dredging of Kokemäenjoki in the centre of Pori area is important in future to prevent local sedimentation and increased risk for flooding.</p>			
Other information			

ALKUSANAT

Haluan kiittää Porin tulvasuojeluhanketta mielenkiintoisen ja opettavaisen diplomityöaiheen rahoituksesta. Haluan lausua suuret kiitokset Porin tulvasuojeluhankkeen projektipäällikölle Pekka Vuolalle opettavaisista neuvoista ja työn ohjauksesta. Haluan kiittää myös muita Porin kaupungin teknisen palvelukeskuksen työntekijöitä, jotka olivat apuna työssä.

Suuret kiitokset Oulun Yliopiston ohjaajille Anna-Kaisa Ronkaselle ja Hannu Marttilalle kaikesta ohjauksesta. Lisäksi haluan kiittää kaikkia, jotka ovat auttaneet näytteiden analysoinnissa, muun muassa Tuomo Reinikkaa, Tuomo Pitkää ja Paula Lempiästä. Kiitokset myös Oulun Yliopiston vesi- ja ympäristötekniikan henkilökunnalle mukavasta työilmapiiristä.

Haluan kiittää perhettäni suuresta tuesta ja kannustuksesta opintojen eri vaiheissa. Eliasta ja kavereitani haluan kiittää kannustuksesta ja ihanasta seurasta läpi opintojen.

Oulussa, 1.6.2016

Tiia-Maria Tervala

SISÄLLYSLUETTELO

TIIVISTELMÄ	9
ABSTRACT	10
ALKUSANAT	11
SISÄLLYSLUETTELO	12
1 Johdanto	8
2 Teoria	8
2.1 Jokiympäristö ja uomaprosessit	10
2.1.1 Uomaprosessit	11
2.1.2 Avouomavirtaus	17
2.2 Eroosio	21
2.3 Sedimentaatio	28
2.4 Ilmastonmuutos	30
3 Tutkimusalue	32
4 Tutkimusaineisto ja menetelmät	40
4.1 Virtaama, virtausnopeusmittaus ja kiintoainekulkeuma	40
4.2 Pohjan viistokaikuluotaus	42
4.3 Sedimenttinäytteenotto	42
4.4 Raekokojakauma ja maalajiluokitus	43
4.5 Sedimentin kuivatilavuuspaino	44
4.6 Sedimentin kriittinen leikkausjännitys	44
5 Tulokset ja tulosten analysointi	47
5.1 Kokemäenjoen virtaama	47
5.2 Kiintoaineskulkeuma	50
5.3 Eroosio- ja sedimentaatioalueet	61
5.3.1 Voimakkaan eroosion alueet	65
5.3.2 Eroosioalueet	69
5.3.3 Lievän eroosion alue	77
5.3.4 Voimakkaan sedimentaation alueet	78
5.3.5 Sedimentaatioalueet	80
5.3.6 Keskimäärin neutraalit alueet	89
5.3.7 Eroosio- ja sedimentaatioalueiden tulosten tulkinta	92
5.4 Sedimentin ominaisuudet	94

5.5 Kriittinen leikkausjännitys	97
5.6 Kriittisen virtausnopeuden tulokset.....	99
6 Johtopäätökset.....	101
Lähteet.....	

LIITTEET

Liite 1(7). Joen uoman muutokset.

Liite 2 (6). Joen poikkileikkaukset vuosilta 2010 ja 2014.

Liite 3 (6). Sedimenttinäytteiden raekokojakauma.

Liite 4 (4). Sedimenttinäytteiden kriittinen leikkausjännitys.

Liite 5 (1). Kriittisen virtausnopeuden laskentamenetelmät.

1 JOHDANTO

Porissa olevat Kokemäenjoen alavat suistoalueet ovat tulvavaara-alueita. Porin kaupungissa pahimman tulvaennusteen toteutuessa noin 15 000 ihmistä jouduttaisiin evakuoimaan. Jos pahin tulvaennuste toteutuu, vahingot voivat tulla maksamaan jopa 3 miljardia euroa. Porin aluetta onkin nimitetty Suomen merkittävimäksi tulvariskialueeksi. Kokemäenjoki on yksi Suomen suurimmista joista, ja se kulkee alavan Porin keskustan läpi. Joen valuma-alue on 27 000 m², joka on Suomen neljänneksi suurin valuma-alue.

Luonnontilassa oleva joki pyrkii tasapainotilaan muuttamalla uoman leveyttä, syvyyttä ja kaltevuutta. Nämä tekijät vaikuttavat virtausnopeuden suuruuteen, mikä taas vaikuttaa sedimentaatioon ja eroosioon. Eroosiota on tapahtunut paljon Kokemäenjoella, jossa rantoja on sortunut (kuva 1).



Kuva 1. Puita kaatumassa jokeen Luotsinmäenhaaralla (Tervala 2015).

Porissa on sedimentoitunut merkittävästi viime vuosituhansina, ja tällä hetkellä on menossa sedimentoituminen nykyisessä suistossa sekä joen suvantopaikoissa. Sedimentoituminen ja eroosio vaikuttavat joen vedenjohtokykyyn sekä rantojen pysyvyyteen. Nämä näkökohdat on syytä ottaa huomioon maankäytössä sekä tulvasuojelussa.

Tämä tutkimus on osa vuonna 2003 aloitettua Porin tulvasuojeluhanketta. Työssä tutkittiin Kokemäenjoen eroosiota ja sedimentaatiota joen alaosalla Porin kaupungin alueella. Aineistona oli Kemijoki Aquatic Technology Oy:n tekemät viistokaikuluotaukset vuosilta 2010 ja 2014. Kaikuluotausten perusteella selvitettiin joen uomassa neljän vuoden aikana tapahtuneet muutokset ja näiden perusteella luokiteltiin joki eroosio-, sedimentaatio- tai neutraalialueeksi. Lisäksi työssä tutkittiin uomasta otettuja sedimenttinäytteitä, joista saatiin varmistus uoman maaperämuodostumista. Niinikoski tutki vuonna 2011 pro gradu -tutkielmassaan maaperämuodostumia ja virtausnopeuksia, jotka huomioitiin tässä työssä eroosio- ja sedimentaatioalueita selittävinä tekijöinä. Sedimentin ominaisuudet vaikuttavat sedimentin kriittiseen virtausnopeuteen, jolla se lähtee liikkeelle uoman pohjalta. Sedimentin kriittisen virtausnopeuden määrittämistä varten tässä työssä tutkittiin näytenpisteiden kriittistä leikkausjännitystä. Työssä tutkittiin myös suspensiossa eli veden virtauksen mukana kulkeutuvaa kiintoainekulkeumaa, joka lopulta laskeutuu Pihlavanlahdelle.

2 TEORIA

2.1 Jokiympäristö ja uomaprosessit

Uomaprosessit eli joessa tapahtuvat eroosio, sedimentaatio ja kiintoaineen kulkeuma ovat luonnollisia prosesseja, jotka ovat muokanneet maisemaamme maapallolla. Uomaprosessit saattavat aiheuttaa vakavia vahinkoja, kuten tulvapatojen ja jokirantatonttien sortumisia sekä uoman sedimentoitumista umpeen. Uomaprosesseihin vaikuttaa monimuotoinen syy-yhteys verkko, jota ei voida yleensä selittää millään yksittäisellä tekijällä.

Uomaprosessit voidaan jaotella luonnollisiin ja ihmisen aiheuttamiin prosesseihin (Kuusisto ym.1982). Joki on jatkuvassa muutoksessa niin luonnollisten kuin ulkoisten tapahtuvien muutosten takia. Luonnollisessa tilassa oleva joki pyrkii tasapainotilaan (Fola 2007 ja Foster ym. 2002). Tasapainotilan saavuttamiseksi joen uoman leveys, kaltevuus, syvyys ja virtausnopeus muuttuvat.

Suurimmat virtaamat eli ylivirtaamat vaikuttavat eniten eroosioon ja kiintoaineen kulkeutumiseen (Leopold & Wolmann 1957, Vehviläinen 1981 ja Lick 2009). Virtaama tarkoittaa joen uomassa tai maaperän poikkileikkauksessa kulkeutuvaa vesimäärää. Virtausnopeuden pieneneminen joen levenemisen tms. tähden on vuorostaan oleellista kiintoaineen sedimentaatiolle. Kiintoaineen kulkeutumista rajoittavat veden virtauksen kuljetuskapasiteetti tai eroosiolle alttiin kiintoaineen määrä (Foster ym. 2002, Knighton 1998, Julien 1998). Voimakkaat virtaamat suurentavat kiintoainetta irrottavaa eroosiovoimaa, joka veden virtauksessa vallitsee.

Aluetekijät, ihmisten toiminta ja ilmasto vaikuttavat ratkaisevasti veden virtaukseen ja sitä kautta myös eroosioon, sedimentaatioon ja kiintoaineen kulkeutumiseen. Aluetekijöihin kuuluvat mm. topografia, uoman geometria, alueen koko ja muoto, kallioperä, maaperä ja kasvillisuus (Peltonen 1996).

Maaperän ominaisuuksista riippuu, kuinka altis maaperä on eroosiolle sekä kuinka maaperä käyttäytyy eri virtaamilla. Joessa vaihtelevat eri aikakausien maamuodostumat, jotka ovat hyvin erilaisia ominaisuuksiltaan. Maalajiluokitus ja raekoko ovat tärkeitä

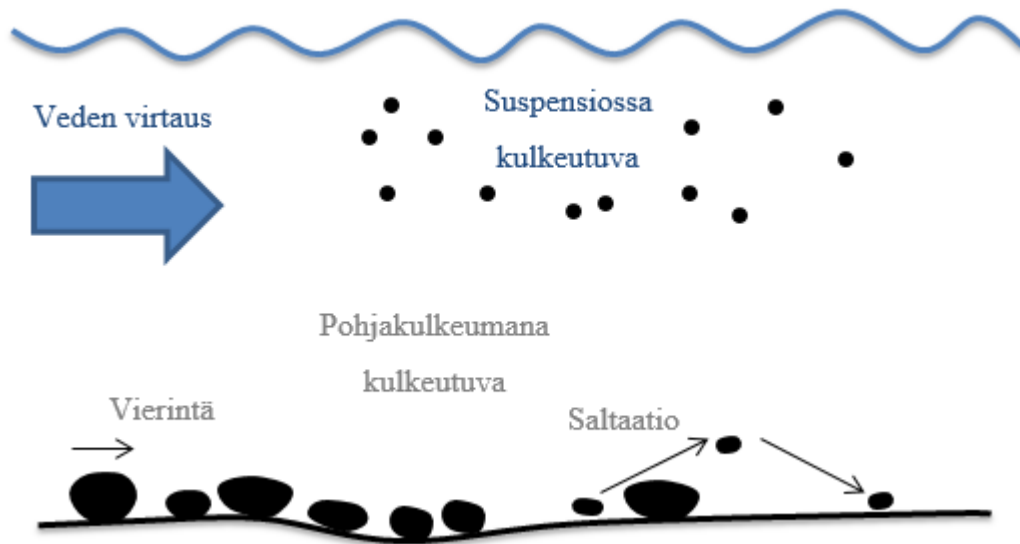
tietoja maapartikkelin ja kiintoaineen käyttäytymisen sekä eroosioprosessien ymmärtämiseksi niin valuma-alueella kuin jokiuomassakin. Koheesiomaalajien eli savi- ja siltipartikkelien väliset koheesiosidokset ehkäisevät eroosiota, kun taas kitkamaalajeista hiekka lähtee virtauksen mukana helposti liikkeelle (Chang 1988).

Kasvillisuus vaikuttaa monella tapaa kiintoaineen kulkeutumiseen. Se sekä hidastaa veden virtausnopeutta uomassa että vähentää pintavalunnassa kulkeutuvaa maa-ainesta. Pintavalunta tarkoittaa maanpäällä tapahtuvaa veden kulkeutumista. Suomessa suurin maaperän eroosiota aiheuttava tekijä on pintavalunta.

Ilmasto vaikuttaa kiintoaineen kulkeutumiseen lämpötilan, roudan, vesisateen ja lumisateen myötä. Alhainen lämpötila suojaa maaperää eroosiolta maan jäätyessä. Toisaalta keväällä lumen sulaessa pintavalunta lisää eroosiota maan pintakerroksesta. Routakerroksen päällä oleva sula maakerros altistuu talvella tai keväällä pintavalunnalle, sillä maanpinnalla kulkeva vesimäärä kasvaa, ja roudan takia maan vedenläpäisykyky pienentyy. Lämpötila vaikuttaa myös välillisesti valuntaan, sillä lämpötilan ollessa matala veden haihtuminen vähenee ja valunta kasvaa. Ilman lämpötila vaikuttaa oleellisesti siihen että sataako vesi lumena vai vetenä. Lumisade ei suoraan aiheuta pintavaluntaa, jolloin pinta-eroosio vähenee talvisin. Routaolosuhteet vaikuttavat merkittävästä pintaeroosioon. (Peltonen 1996)

2.1.1 Uomaprosessit

Yleisesti maa-aineksen luonnollisiin eroosio- ja sedimentoitumisprosesseihin kuuluvat kiintoaineen irtoaminen (detachment), liikkeellelähtö (entrainment), kuljetus (transport), kerrostuminen (deposition) ja kerrostuneen sedimentin tiivistyminen (consolidation) (Vanoni 1975). Kiintoaineen kulkeutuminen joessa riippuu virtauksen ja sedimentin ominaisuuksista (kuva 2). Kiintoaines eli maa-aines voi kulkeutua joessa suspensiossa (suspension) tai pohjakulkeumana (bed load). (Julien 1998 ja Bogardi 1974).



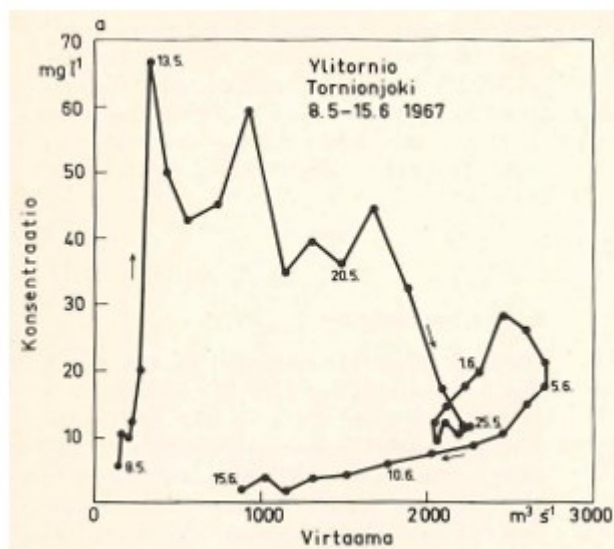
Kuva 2. Kiintoaines kulkeutuu uomassa suspensiossa veden virtauksen mukana tai pohjakulkeumana. Pohjakulkeumassa kiintoaine voi kulkeutua vierimällä, saltaationa hyppien ja liukumalla.

Partikkelin lähtiessä liikkeelle sen kulkeutumismuoto riippuu pääasiassa partikkelin koosta ja virtaaman suuruudesta. Pohjakulkeumassa liikkuvat partikkelit voivat kulkeutua vierien joen pohjassa (contact load), hyppien (saltation) ja rakeiden törmäillessä toisiin rakeisiin (traction) (Bogardi 1974). Partikkelin kulkeutumistavat pohjakulkeuma ja suspensio ovat vuorovaikutuksessa keskenään, sillä yhdessä poikkileikkauksessa materiaali voi kulkeutua suspensiossa ja toisessa poikkileikkauksessa pohjakulkeumana. (Seuna & Vehviläinen 1986)

Suspensiossa kulkeutuva kiintoaines määritellään yleensä partikkeliksi, joka jää 0,4-0,5 μm huokoiselle suodatinpaperille (Eisma 1993). Suspensiossa kulkeutuva sedimentti koostuu taustapitoisuudesta, jonka virtaus pystyy kuljettamaan kyseisen tarkastelujakson läpi (Bogardi 1974).

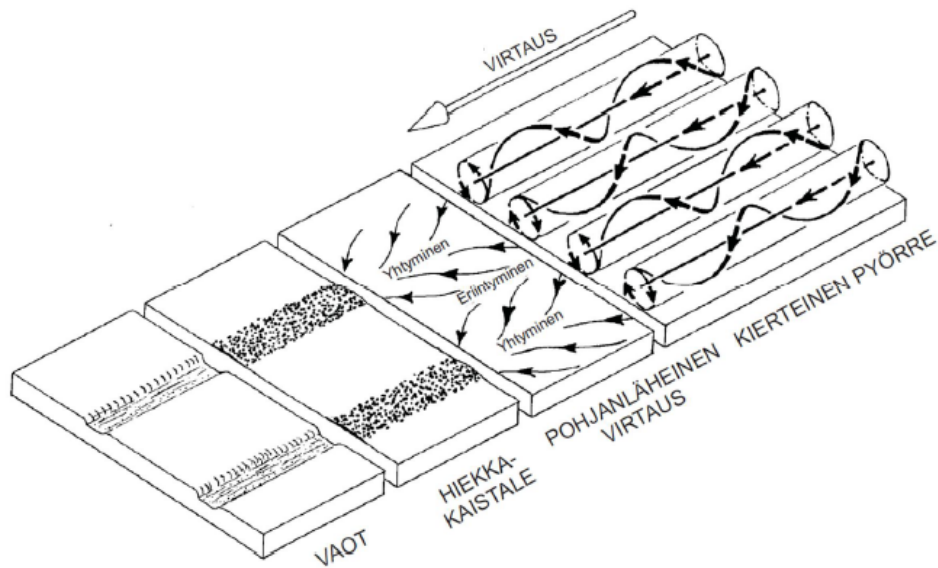
Kiintoainekulkeuma on yleensä eksponentiaalisesti riippuvainen virtaamasta. Kun virtaama kasvaa, aluksi suspensiossa kulkeutuvan kiintoaineen määrä suurenee hitaasti, mutta tietyn virtaamamäärän ylittyessä kiintoainemäärä muuttuu voimakkaasti. Virtaama ei kuitenkaan ainoastaan selitä kiintoainepitoisuuden suurenemista, vaan myös vuodenaikavaihtelut muuttavat kiintoainekuormaa (Seuna & Vehviläinen 1986).

Tulva-aikoina ja varsinkin keväällä suspensiossa kulkeutuva kiintoainemäärä ei ole aina suoraan riippuvainen pelkästään virtaaman suuruudesta. Tähän vaikuttaa hysteresis-ilmiö, jossa samalla virtaamalla on tulvahuipun nousun ja laskun aikana eri kiintoainekonsentraatiot (mg/l). Hysteresis-ilmiötä tapahtuu yleensä keväällä virtaaman kasvaessa, jolloin talven pienemmillä virtaamilla laskeutunut sedimentti lähtee liikkeelle joen pohjasta. Kuvassa 3 Torniojoella Vehviläinen (1981) on mitannut hysteresis ilmiön vaikutusta konsentraatioon ajanjaksolla 8.5-15.6.1967. Ensimmäisen tulvahuipun jälkeiset kiintoainepitoisuudet jäävät pienemmiksi, sillä suurin osa helposti lähtevästä kiintoaineesta on jo lähtenyt liikkeelle suspension mukana.



Kuva 3. Hysteresis-ilmiön vaikutus Torniojoessa, jossa samalla virtaamalla on toisistaan poikkeavat kiintoainemäärät tulvahuipun noustessa ja loppuessa (mukaillen Vehviläinen 1981).

Pohjakulkeumana liikkuva sedimentti voi lisätä eroosiota uomassa ja muodostaa pohjaan uria. Joen uomaan voi muodostua joen virtauksen suuntaisia uria kolmiulotteisten spiraalimaisten pyörteiden vaikutuksesta (kuva 4). Pyörteet syntyvät lähelle uoman pohjaa, ja yleensä koheesiomaassa ne kuluttavat uomaan uria. Urat syntyvät todennäköisesti suuren virtaaman aikana. (Flood 1981)

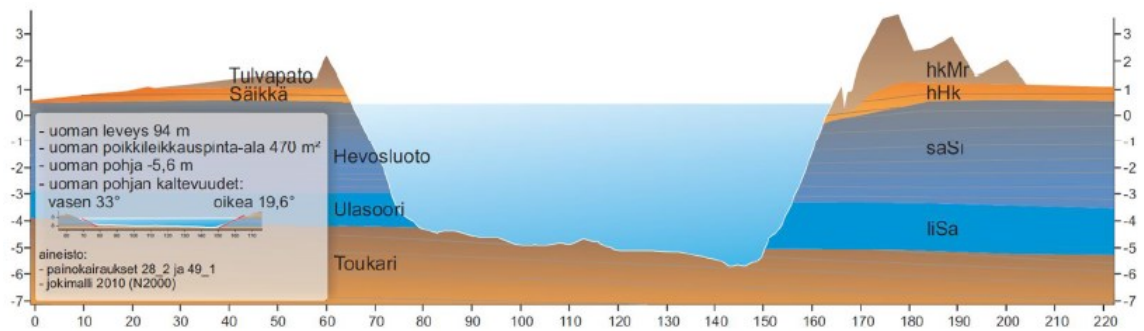


Kuva 4. Urien syntyminen koheesiomaahan (mukaiillen Flood 1983).

Törmäeroosio

Törmäeroosiota voivat aiheuttaa virtaavan veden kohdistamat voimat joen törmään ja joen törmän partikkeleiden painovoima. Uoman geometria, törmän rakenne ja materiaali, veden virtausnopeus ja turbulentsuus sekä uoman kasvillisuus vaikuttavat törmän eroosioon (Knighton 1998).

Thornen ja Toveyn mukaan (1981) virtauksesta johtuva joen alaosan eroosio voi myös aiheuttaa suurentuneen törmäeroosioriskin yläosalla. Mikäli uomassa on kitkamaata, joka lähtee liikkeelle helpommin kuin joen törmällä oleva koheesiomaa, koheesiomaa voi jäädä vähitellen tyhjän päälle ja sortua kriittisen tilan ylityttyä. Kuvan 5 tavoin Kokomäenjoen alavirralla on esillä helposti erodoituvaa hiekkakerrosta, ja sen päällä ovat savi- ja silttikerrokset.



Kuva 5. Kokemäenjoen poikkileikkaus alavirralla Luotsinmäenhaarassa (mukaihen Niinikoski 2011).

Törmäeroosioon voi vaikuttaa joko suoraan tai välillisesti myös useat muut prosessit, jotka eivät aiheudu virtauksen voimakkuudesta. Tällainen tilanne on esimerkiksi maaveden purkautuessa joen törmien läpi uomaan, sillä tuleva vesi voi myös aiheuttaa eroosiota. Orsivedeksi kutsutaan vesikerroksia, jotka muodostuvat hienorakeisten ja vettä pidättävän maakerroksen yläpuolelle. Tämä vaakatasoinen virtaus aiheuttaa painetta joen törmillä, mikäli virtaus on riittävän suuri liikuttamaan partikkeleita (Dunne 1990 ja Cullum 2006). Orsivesialueet ovat varsinaisen pohjaveden pinnan yläpuolella. Orsivesikerrokset voivat olla pysyviä tai hetkellisiä, ja niitä voi esiintyä myös maaperissä, joissa vedenjohtavuus on pieni ja maaperälle ominainen veden suodautumisnopeus ylittyy (Mälkki 1999).

Yleensä joen törmien eroosioherkkyyteen ja eroosioon vaikuttavia mekanismeja ei voida erotella toisistaan, vaan ne esiintyvät usein rinnakkain (Chu-Agor ym. 2008). Esimerkiksi routa voi aiheuttaa törmäeroosiota suurentamalla maaperässä jo olemassa olevia halkeamia, jolloin maapartikkelien sidokset saattavat löyhentyä ja lopulta irrota toisistaan (Knighton 1998).

Joen seinämän vakauteen vaikuttaa seinämän kuivumisen ja kostumisen vaihtelut, joita aikaansaavat luonnolliset sadekaudet ja kuivat kaudet sekä veden säännöstely. Vettyminen aikaansaa koheesiomaaperän turpoamista ja kuivuminen taas kutistumista. Nämä vuoroittaiset vaihtelut heikentävät saven koheesio-ominaisuuksia ja heikentävät uoman stabiiliteettia eli koossapysymistä (Rinaldi & Casagli 1999).

Mikäli törmä sortuu, irronnut materiaali voi kasaantua joko suoraan sortumispaikalle tai kulkeutua joen alaosalle. Jos maa kasaantuu suoraan sortumispaikan alle, se saattaa stabiloida joen törmää ja ehkäistä uomaa väliaikaisesti eroosiolta. Yleensä sortumispaikalle sedimentoitunut sedimentti liikkuu lopulta alavirralla riittävän voimakkaan virtauksen johdosta (Knighton 1998).

Jäähyvde muodostuma

Jää- ja jäähyvedpadot kasaantuvat helposti joen haarakohtiin, matalikkoihin ja joen kaarteisiin ja voivat aikaansaada eroosiota kuluttamalla törmää. Jäähyvedettä eli jääkiteitä muodostuu talviaikaan suurella virtaamalla joen pintavirtauksen alijäähtyessä. Kun lämpötila on juuri pakkasen puolella, turbulenttinen virtaus edesauttaa jäähyteen muodostumista. Jääkiteiden yhdistyessä ne muodostavat jäälauttoja, jotka voivat joen kapeassa kohdassa, esimerkiksi joen haarassa muodostaa jäähyvedpadon. (Kuusisto 1986) Jäähyvedpato voi myös aiheuttaa eroosiota pienentäessään poikkileikkauspinta-alaa, minkä seurauksena kyseisessä poikkileikkauksessa veden virtausnopeus kasvaa. Virtaus voi kuljettaa jääkiteitä myös pohjaan, jossa ne voivat kiinnittyä kiviin tai soraan pohjajääksi. Jäähyvedpato pienentää joen poikkileikkauspinta-alaa, mikäli jääkiteet tai jäälautat kasaantuvat joen haarautumiskohtaan tai kiinteän jääkannen alle. (Huokuna 2016)

Jääkiteiden muodostumista voidaan ehkäistä jääkannella. Jääkansi estää veden alijäähtymisen. Joen jääkannen muodostaminen on hankalaa, sillä pyörteinen virtaus tuo lämpimämpää vettä pintaan (Kuusisto 1986). Jääkannen saamiseksi voimallaisilla tehdään talvella jäähdytysajoja pienellä virtaamalla.

Ihmisen toiminnan vaikutus sedimentaatioon ja eroosioon

Ihmisten vaikutukset eroosioon, sedimentaatioon ja kiintoaineen kulkeumaan ovat havaittavissa joko suoraan tai välillisesti. Maatalous kuormittaa Suomessa selvästi enemmän kuin teollisuus ja astutus, kun vertailtiin vesistöjen ravinnekuormituksia (Peltonen 1996). Kiintoainekulkeuma kasvaa muun muassa metsäojitusten, hakkuualueiden sekä tehokkaan maanviljelyn johdosta. Suomessa pellot ovat ilman kasvipeitettä suurimman osan vuodesta, minkä takia kiintoaineen kulkeutuminen on

talvella suurta. Ilman kasvipeitettä oleva maa on alttiimpi tuulen ja veden aiheuttamalle eroosiolle kuin kasvipeitteellinen maa (Seuna & Vehviläinen 1986).

Rakentaminen ja muu maanmuokkaus aiheuttavat yleensä välillistä eroosiota, missä eroosio ei heti vaikuta. Tällaisia toimia ovat maanpinnan rikkominen, esimerkiksi ojien kaivamisella ja muulla maanmuokkauksella. Ihmisen toiminta voi aiheuttaa myös välitöntä eroosiota, esimerkiksi maankaivamisella, missä maamassoja siirretään. (Seuna & Vehviläinen 1986)

Ruoppaus ehkäisee voimakkaan sedimentoitumisalueen umpeutumista, mutta ruoppauksen suoritus on suunniteltava oikein. Ruoppauksessa törmän kaltevuudet tulee olla riittävän loivat, sillä liian jyrkät uomien reunat voivat aiheuttaa uomassa törmäsortumia. Myös lähellä joen reunaa olevat suuret puut voivat painollaan aiheuttaa törmäsortumia (Peltonen 1996).

Veden säännöstely vaikuttaa virtaamiin ja sitä kautta uomaprosesseihin. Virtaamavaihteluita tasataan pitkäaikaissäännöstelyllä, jolloin esimerkiksi sulamisvirtaama on säännöstelyssä vesistöissä pienempi kuin luonnontilaisessa. Vuorokausivirtaamasäännöstelyllä lisätään virtaamaa päivällä ja pienennetään yöllä sähkön kysynnän mukaan.

2.1.2 Avouomavirtaus

Avouomavirtaus tarkoittaa joessa kulkevaa virtausta, jossa joen pinta on avoin ja pinnassa vallitsee ilmakehän paine. Tällöin joen virtaus noudattaa avouomahydrauliikan periaatteita. Hydrauliikka kuvaa gravitaatiovoimien ja virtaamaa vastustavien voimien yhteisvaikutusta vedenliikkeeseen. Avouomavirtauksen luonnetta ja ominaisuuksia voidaan luokitella neljällä eri tapaa (Hyvärinen & Puupponen 1986):

- 1) Virtauksen luokitus ajallisen vaihtelun mukaan. Stationäärisessä eli pysyvässä virtauksessa (steady flow) virtaus pysyy muuttumattomana ajan suhteen. Epästationäärisessä eli muuttuvassa virtauksessa (unsteady flow) virtaus muuttuu ajan suhteen (normaali jokitilanne).

- 2) Virtauksen luokitus paikallisen vaihtelun mukaan. Tasaisessa virtauksessa (uniform flow) virtaus ei muutu paikan suhteen, eli joen poikkileikkaus ja pohjan korkeus pysyy muuttumattomana. Epätasaisessa virtauksessa (varied flow) virtaus muuttuu paikan suhteen esimerkiksi pohjan syvyyden muuttuessa (normaali jokitilanne).
- 3) Nestepartikkelin liikerata. Laminaarisessa virtauksessa (laminar flow) partikkeli liikkuu suoraviivaisesti sekoittumatta. Turbulenttisessa virtauksessa (turbulent flow) partikkeli liikkuu eteenpäin ja taaksepäin sekä sivuttain pyörteiden mukana.
- 4) Suhteellinen virtausnopeus. Verkasvirtauksessa (subcritical flow) kesimääräinen virtausnopeus on hitaampi kuin häiriöaalto, kun taas kiitovirtauksessa (supercritical flow) kesimääräinen virtausnopeus ylittää häiriöaallon nopeuden.

Luonnon jokisysteemissä ei havaita pelkkää laminaarista virtausta, vaan turbulenttinen virtaus on aina läsnä (Graf 1984). Virtaus on lähes aina turbulenttista, mikäli virtaus pystyy kuljettamaan kiintoainesta (Collinson & Thompson 1982). Laminaarinen virtaus ei aiheuta eroosiota etenkään luonnonuomissa.

Geometrian vaikutus avouomavirtaukseen

Geometria eli joen uoman muoto vaikuttaa virtausnopeuteen ja paikallisiin voimiin, jotka joessa vallitsevat. Energian jatkuvuusyhtälö on perusyhtälö, joka kuvaa jatkuvaa stationääristä virtausta eli tilannetta, jossa virtaama pysyy muuttumattomana ajan suhteen:

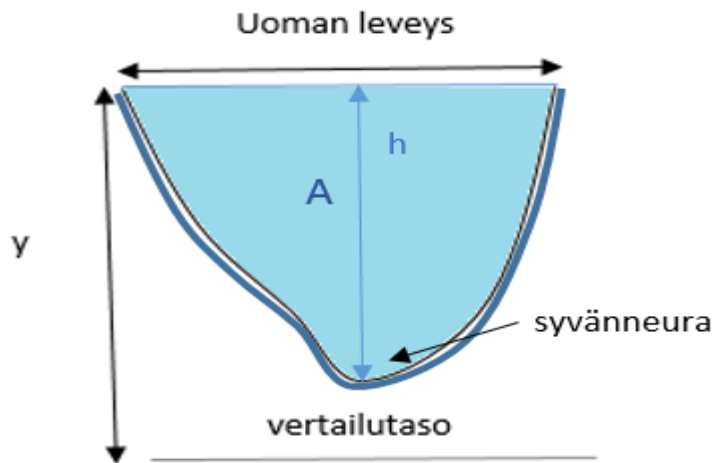
$$Q = \frac{v_1}{A_1} = \frac{v_2}{A_2}, \text{ missä} \quad (1)$$

Q on virtaama [m³/s],

v₁ ja v₂ on keskimääräinen virtausnopeus poikkileikkauksessa 1 ja 2 [m/s],

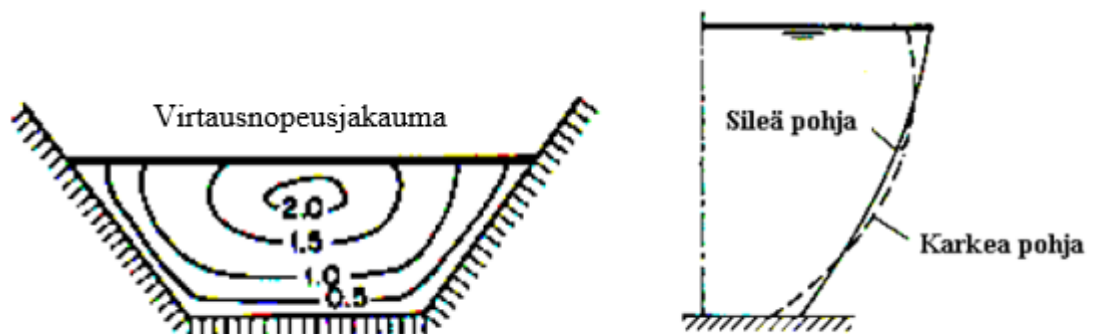
A₁ ja A₂ on poikkileikkauksen 1 ja 2 pinta-ala [m²].

Kuvassa 6 on esitettyä joen geometrian perusmäärittelyt eli uoman leveys, poikkileikkauspinta-ala (A), veden korkeus (h) ja korkeuden määrittäminen vertailutasoon nähden (y):



Kuva 6. Uoman geometrian perusmäärittelyt.

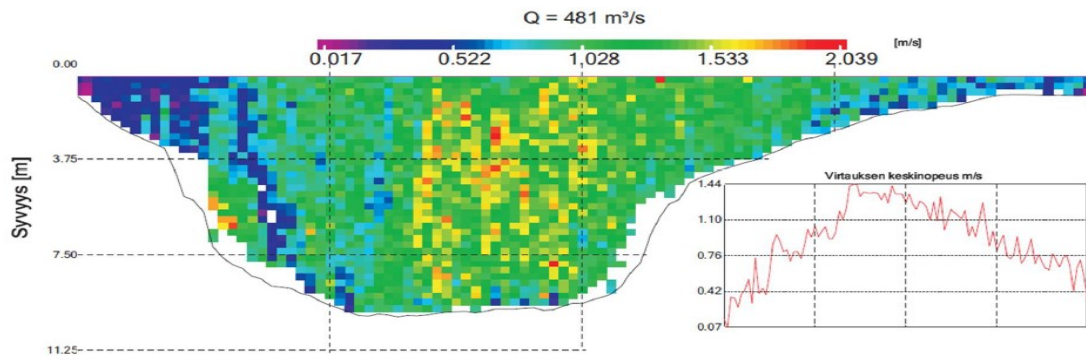
Joessa virtausnopeus ei jakaudu tasaisesti uoman poikkileikkauspinta-alalle uoman seinämäkitkan ja vapaan vesipinnan takia (kuva 7). Tavallisesti virtausnopeus on suurin keskellä uomaa vähän vedenpinnan alapuolella (Chow 1959). Seinämäkitkasta johtuen uoman reunoilla virtausnopeus on pienimmillään.



Kuva 7. Virtausnopeuden jakaantuminen joessa (mukaillen Chow 1959).

Kasvillisuus ja uoman karkea maa-aines hidastavat virtausnopeutta. Joen rannoilla on useasti kaislikkoa tai muita kasveja, jotka hidastavat virtausnopeutta. Myös mutkat ja uoman geometrian epäsäännölliset muodot vaikuttavat virtausnopeusjakaumaan.

Kaarteessa virtaama keskittyy yleensä uoman sisäkaarteeseen massan hitauden johdosta, eli virtausnopeus on yleensä suurempi sisäkaarteessa kuin ulkokaarteessa (kuva 8). Mutkassa syntyy akanvirtausta eli pyörteistä virtausta, minkä takia kyseisessä kohdassa tapahtuu herkemmin eroosiota kuin suoralla uomalla, jonka pohjassa on samaa muodostumaa.



Kuva 8. Virtausnopeuden jakaantuminen Kokemänjoella uoman kaartaessa oikealle. Suurimmat virtausnopeudet keskittyvät joen oikealle puolelle sisäkaarteeseen. (mukaillen Niinikoski, 2011)

Veden virratessa ylävirralta alavirralla tapahtuu yleensä potentiaalienergian muuttuminen kineettiseksi energiaksi. Todellisessa jokitilanteessa myös joen pohjan korkeus eli potentiaalienergia monesti vaihtelee, ja sen takia myös käytettävä kokonaisenergia virtauksessa muuttuu. Tämän takia Bernoullin energian jatkuvuusyhtälö kuvaa paremmin virtaustilannetta todellisessa jokiuomassa (2):

$$y_1 + \frac{v_1^2}{2g} = y_2 + \frac{v_2^2}{2g} + h_f, \text{ missä} \quad (2)$$

y_1 ja y_2 on vedenpinnan korkeus tiettyyn referenssitason nähden, y_1 on korkeus poikkileikkauksessa 1,

$\frac{v_1^2}{2g}$ on kineettisen eli nopeusenergian termi, v_1 on virtausnopeus kohdassa 1 ja g on gravitaatiovakio,

h_f on energian häviötermi poikkileikkauksen 1 ja 2 välillä.

Energiahäviötä tapahtuu virtauksessa aina. Tähän vaikuttavat muun muassa kitkavoimat joen penkoissa sekä joen vesipinnassa (Akan 2006).

Joen uoman muoto vaikuttaa suspendoituneen kiintoaineen kulkeumaan (Colby 1963). Yleensä uoman syvimässä kohdassa joen virtausnopeus on suurin, minkä johdosta syvänneuran kohdalla myös partikkeleiden konsentraatio suspensiossa on suurin. Joen virtausnopeus vaikuttaa eniten suurten partikkeleiden suspensiossa kulkeutuvaan kiintoainekonsentraatioon, kun taas pienempien partikkeleiden määrään virtausnopeuden hidastuminen ei vaikuta niin paljoa.

2.2 Eroosio

Eroosio määritellään aineksen irtautumiseksi maa- tai kallioperästä tuulen, veden, jään tai painovoiman kuljetettavaksi. Näistä tuuli ei aiheuta Suomessa merkittävää eroosiota, kun taas veden ja jään aikaansaama maa-aineksen liikkeelle lähtö on tavanomaista. Vesieroosio jaotellaan yleensä uomaeroosioon (channel erosion) ja pintaeroosioon (sheet erosion). (Seuna & Vehviläinen 1986)

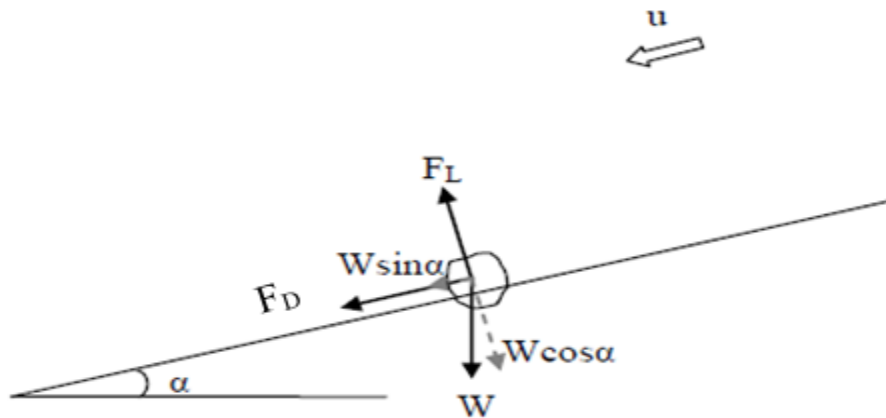
Pintaeroosio jaetaan vielä sadepisaroiden aiheuttamaan eroosioon ja pintavalunnan aikaansaamaan eroosioon. Pelkkien sadepisaroiden vaikutuksesta maapartikkelit eivät liiku kauas, joten pintavalunnalla tarkoitetaan yleensä pintavalunnan aiheuttamaa eroosiota, jota tapahtuu rankkasateiden yhteydessä. (Seuna & Vehviläinen 1986)

Yksi suuri virtaama vaikuttaa enemmän uomassa tapahtuviin muutoksiin kuin keskimääräiset virtaamat (Leopold & Wolman 1957). Suuremmissa joissa on tavallista joen seinämien eroosio suurilla virtaamilla. Suspendoituneen kiintoaineen ollessa suuri uoman syvin kohta saattaa myös muuttua tulvan aikana (Kriele ym. 1998).

Uomaeroosio johtuu veden virtauksen hydrodynaamisesta eli virtausenergian voimasta (Eisma 1993). Tähän vaikuttavat veden virtaama, virtausnopeus sekä uoman pohjamateriaalin eroosioherkkyys. Eroosioherkyyteen vaikuttavat maan raekoko, mekaaninen koostumus, partikkelin muoto, kerrostuneisuus, kaltevuus ja kasvipeite. (Seuna & Vehviläinen 1986)

Virtauksen voimistuessa partikkeliin kohdistuva voima kasvaa, ja jossain vaiheessa saavutetaan tilanne, jossa partikkeli alkaa liikkua joen pohjalla. Partikkelin liikkeellelähtöä kuvataan kriittisellä leikkausjännityksellä (critical shear stress) tai kriittisellä nopeudella (threshold tai critical velocity). Liikkeellelähtöä on vaikeaa määrittää tarkoin, sillä partikkelin liikkeellelähtö on luonteeltaan osittain sattumanvaraista. Samankokoiset partikkelit eivät kaikissa tapauksissa lähde liikkeelle samalla virtausnopeudella. Tähän vaikuttaa turbulenttinen virtaus, koheesivoimat ja pohjassa olevan sedimentin partikkelikokojakauma. Esimerkiksi pohjassa olevat isommat partikkelit ”suojaavat” pienempiä partikkeleita, jolloin pienempienkin partikkeleiden liikkeellelähtöön tarvitaan suurempi voima. (Knighton 1998)

Kuvassa 9 koheesiottomaan partikkeliin kohdistuvat voimat ovat alaspäin suuntautuva painovoima W , ylöspäin virtauksesta johtuva nostevoima (lift force) F_L ja virtauksesta johtuva partikkelia eteenpäin siirtävä voima (drag force) F_D (Julien 1998).



Kuva 9. Koheesiottomaan partikkeliin kohdistuvat voimat kaltevilla tasolla (mukaiillen Graf 1984).

Kuvan 9 virtaustilanteessa oletetaan, että joen poikkileikkaus ja veden virtaus pysyy muuttumattomana ja että joen pohja on tarkasteluvälillä steady state -tilassa. Steady state -tila tarkoittaa, että jokaisessa poikkileikkauksessa virtauksen ominaisuudet pysyvät vakioina ajan suhteen (Akan 2006). Kyseisessä tilanteessa uoman pohja on tasainen ja löyhä sekä pohja koostuu koheesiottomista tasarakeisista partikkeleista.

Tässä tarkastelussa eroosiolle voidaan esittää kaavassa 3 lepokulma (φ), jossa partikkeli pysyy vielä paikoillaan (Graf 1984 ja Chang 1988).

$$\tan \varphi = \frac{W \sin \alpha + F_D}{W \cos \alpha - F_L}, \text{ missä} \quad (3)$$

α	kaltevan tason kaltevuuskulma,
W	on partikkelin painovoima,
F_D	on veden virtauksesta aiheutuva eteenpäin siirtävä voima,
F_L	on virtauksesta johtuva nostovoima.

Veden alla olevan partikkelin painovoima W on muotoa (Graf 1984):

$$W = k_1(\rho_d - \rho_w)gd^3, \text{ missä} \quad (4)$$

k_1	partikkelin muotokerroin,
ρ_w	on virtaavan nesteen (fluid) tiheys [kg/m^3],
ρ_d	on kiintoaineen tiheys [kg/m^3],
g	on maan vetovoiman kiihtyvyys [$9,81 \text{ m/s}^2$],
d	on partikkelikoko [m].

Nostovoima ja liikkeelle ajava voima ovat muotoa (Graf 1984):

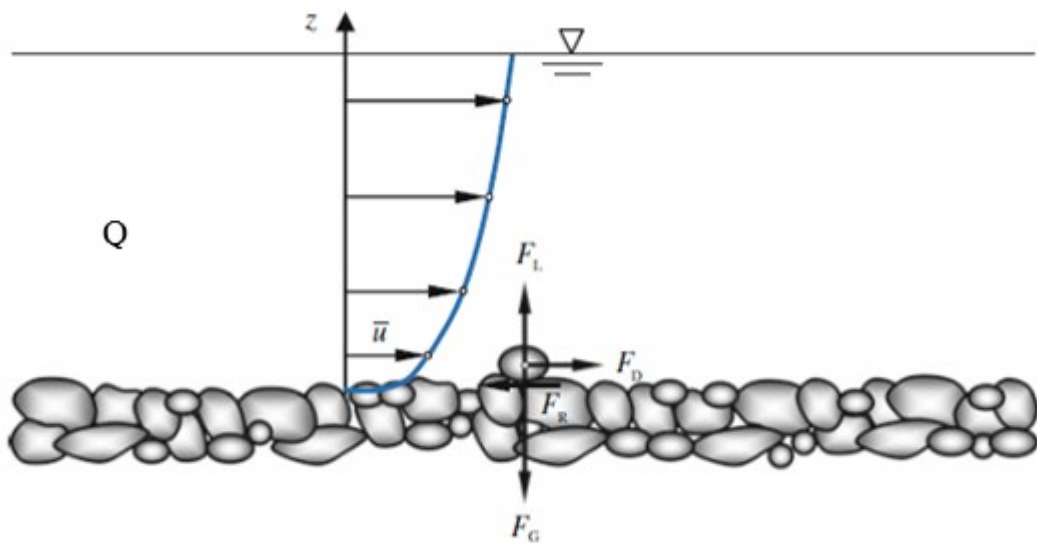
$$F_D = C_D k_2 d^2 \frac{\rho_w u_b^2}{2}, \quad (5)$$

$$F_L = C_L k_3 d^2 \frac{\rho_w u_b^2}{2}, \text{ missä} \quad (6)$$

C_D, C_L	on vetävän ja nostavan voiman kertoimet,
k_2, k_3	partikkelin muotokerroin,
u_b	on uomien pohjalla oleva nesteen virtausnopeus [m/s].

Sijoittamalla yhtälöt 4, 5 ja 6 yhtälöön 3 ja yhtälö uudelleen järjestämällä se saadaan muotoon, missä u_{bc} vastaa aiemmissa yhtälöissä merkittyä u_b :ta ja tarkoittaa kriittistä virtausnopeutta uoman pohjalla, millä partikkeli lähtee liikkeelle:

$$\frac{u_{bc}^2}{\left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right)gd} = \frac{2k_3(\tan\varphi \cos\alpha - \sin\alpha)}{C_D k_1 + C_L k_2 \tan\varphi} \quad (7)$$

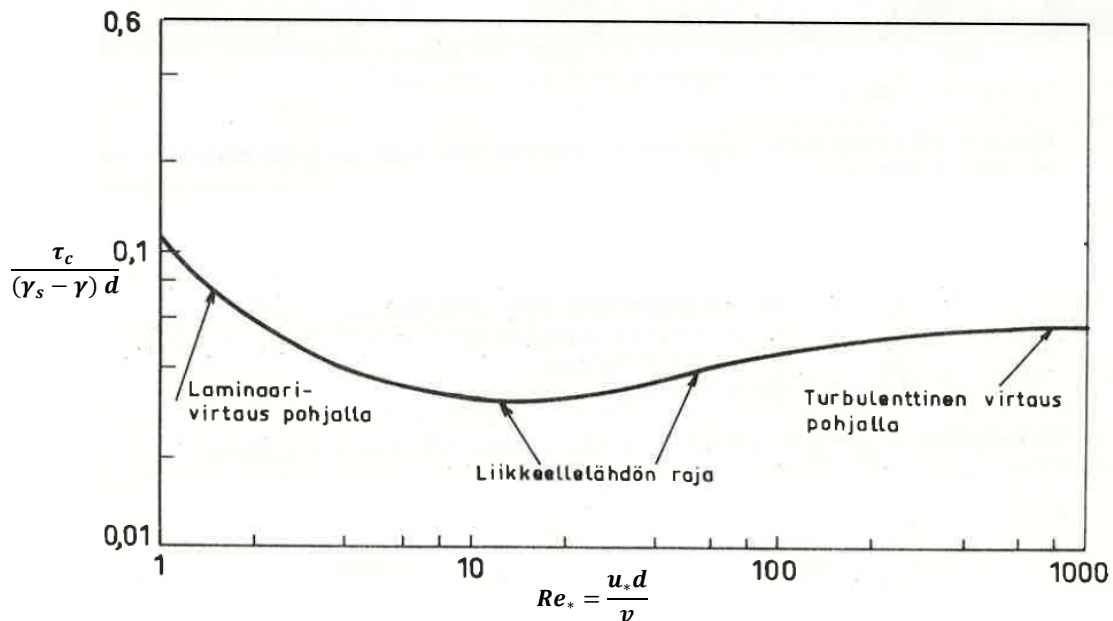


Kuva 10. Koheesiottomaan partikkeliin kohdistuvat voimat tasaisella pohjalla ja keskimääräisen virtausnopeuden jakaantuminen joessa (mukaiillen Dey 2014).

Partikkelien liikkeellelähtöä kuvataan usein Shields -diagrammilla (kuva 10), jossa uoman pohjalla olevan partikkelin liikkeellelähtöä kuvaa dimensioton Shieldsin leikkausjännitys (τ_{*c}) (Vanoni 1975). Diagrammissa Shieldsin kriittinen leikkausjännitys esitetään kriittisen Reynoldsin luvun funktiona. Shieldsin yhtälössä (8) nostovoima jätetään huomioimatta ja oletetaan, että pohja on tasainen sekä maa-aines on tasarakeinen, koheesion ja löyhä (Julien 1988):

$$\tau_{*c} = \frac{\tau_c}{(\gamma_d - \gamma_w) d} = \frac{\rho_w u_*^2}{(\rho_d - \rho_w) g d}, \text{ missä} \quad (8)$$

- τ_c on CSM laitteella mitattu kriittinen leikkausjännitys [N/m^2],
 u_* on kitkanopeus [m/s],
 γ_d on sedimentin kuivatilavuuspaino ($\rho_s * g$ [N/m^3])
 γ_w on virtaavan nesteen tilavuuspaino ($\rho_w * g$ [N/m^3])



Kuva 11. Shieldsin leikkausjännitys (kaava 8) kriittisen Reynoldsin (Re_*) funktion suhteen (muokattu Vehviläinen 1981).

Pienillä Reynoldsin luvuilla (kuvassa 11) virtaus joen pohjalla on laminaarista eli tasaista, kun taas suurilla luvuilla noin $Re_* \geq 400$ on havaittavissa turbulenttista eli pyörteistä virtausta. Näiden alueiden välissä on siirtymäalue (transition zone), missä virtaus on osittain laminaarista ja osittain turbulenttista. Turbulenttisella virtausalueella Shieldsin kriittinen leikkausjännitys on riippumaton Reynoldsin luvusta (Graf 1984).

Shieldsin kriittisessä Reynoldsin yhtälössä kitkanopeus (u_* , m/s) kerrotaan partikkelin halkaisijalla (d , m) ja jaetaan veden kinemaattisella viskositeetilla (ν , m^2/s):

$$Re_* = \frac{u_* d}{\nu} \quad (9)$$

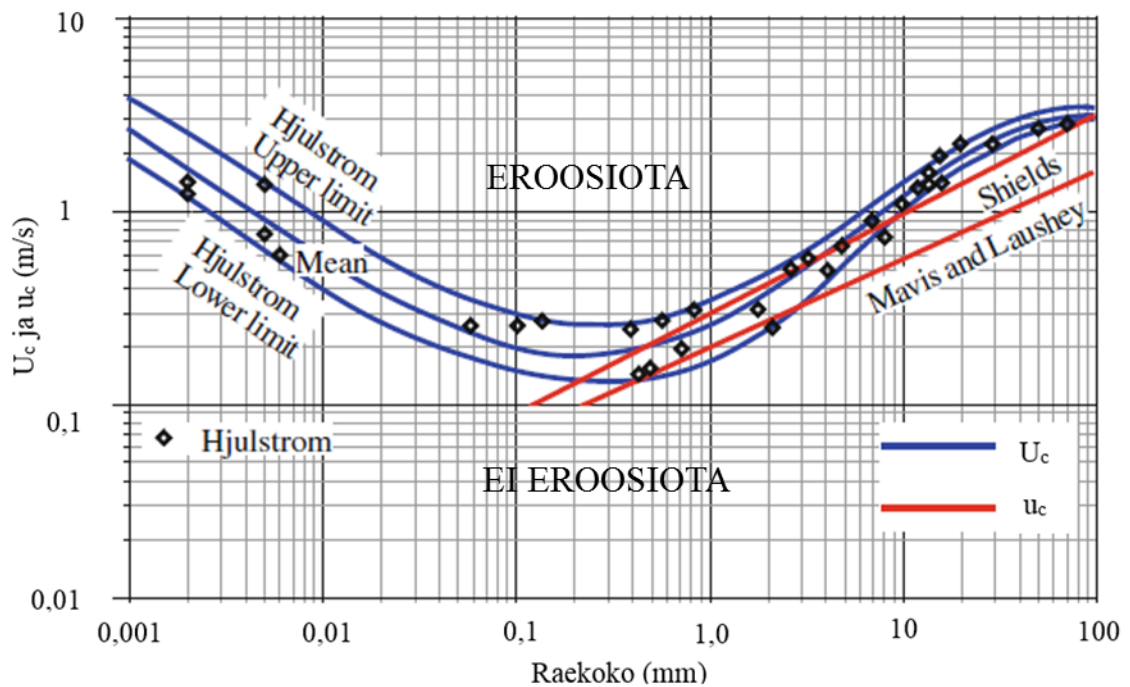
Kitkanopeus (u_*) huomioi partikkelien väliset kitkavoimat. Kyseistä kitkanopeutta on vaikea mitata aivan partikkelin pinnasta, minkä takia kitkanopeus kuvataan yleensä kriittisen leikkausjännityksen (τ_c) ja veden tiheyden avulla seuraavasti (ρ_w) (Julien 1998, Chang 1988 ja Graf 1984):

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_c}{\rho_w}} \quad (10)$$

Kriittinen virtausnopeus (u_c) tarkoittaa sitä virtausnopeutta, jolla partikkeli lähtee liikkeelle uoman pohjalla. Kriittisen virtausnopeuden määrittämiseksi on olemassa monia kokeellisia kaavoja erikokoisille partikkeleille. Aiemmasta Shieldsin yhtälöstä (8) saadaan yhtälön oikeaa puolta uudelleen muokkaamalla uusi kriittinen virtausnopeus, joka huomioi partikkelin tiheyden suhteessa veden tiheyteen (ρ_d/ρ_w), partikkelikoon ja nosteen vaikutuksen (Dey 2014):

$$u_c = \sqrt{\tau_{*c} \left(\frac{\rho_d}{\rho_w} - 1 \right) g d} \quad (11)$$

Vanoni (1975) on vertaillut eri kriittisten virtausnopeuksien yhtälöitä tutkimuksissaan. Hän on vertaillut Hjulströmin (1935), Shieldsin (1936) sekä Mavis ja Lausheyn (1966) tuloksia ja esittänyt kriittisen virtausnopeuden vaihtelut eri menetelmissä (kuva 12). Virtausnopeudet u_c ja U_c on laskettu eri vesisyvyyksillä, sillä U_c huomioi keskimääräisen virtausnopeuden (yleensä 1 metrin syvyydellä) ja u_c huomioi pohjalla kulkevan virtausnopeuden.



Kuva 12. Vanonin (1975) mukaan Hjulströmin (1935), Shieldsin (1936) ja Mavisin ja Lausheyn (1966) kriittiset virtausnopeudet u_c ja U_c (mukailten Dey 2014).

Pääerot eri kriittisten virtausnopeuksien kaavoille (taulukossa 1) ovat, että Mavisin ja Lausheyn samoin kuin Shieldsin yhtälöt eivät kuvaa koheesiopartikkeleiden eli siltti- eikä savipartikkeleiden käyttäytymistä. Garde määrittä yhtälöt (13 ja 14) hydraulisesti kovilla virtaamilla. Kaavassa 13 huomioidaan keskimääräinen virtausnopeus vesisyvyydellä h , mutta kaavassa 14 tarkastellaan uoman pohjalla kulkevaa virtausnopeutta.

Taulukko 1. Kriittisiä virtausnopeuskaavoja.

Tekijä (vuosi)	Kriittisen virtausnopeuden kaava
Mavis & Laushey (1966)	$u_c = 3,3(s - 1)^{0,5} d^{\frac{4}{9}} \quad (12)$
Garde (1970)	$U_c = ((s - 1)gd)^{0,5} \left(0,5 \log\left(\frac{h}{d}\right) + 1,63\right) \quad (13)$
Garde (1970)	$u_c = 1,51((s - 1)gd)^{0,5} \quad (14)$

Hjulströmin (1935) diagrammissa (kuvassa 12) huomataan, että mitä hienommaksi koheesiopartikkelit (savi- ja siltipartikkeli) muuttuvat, sitä suuremmaksi muuttuu kriittinen virtausnopeus. Koheesion takia savi- ja siltipartikkelien liikkeellelähtö joen uomasta vaatii enemmän voimaa kuin hiekkapartikkelien tapauksessa. Koheesioksi kutsutaan hienojen partikkeleiden fysikaaliskemiallista voimaa, joka pitää partikkelit tiukasti yhdessä. Koheesio-ominaisuus on merkittävä pienille partikkeleille, joiden halkaisija on alle 0,040 mm. Osittain kohesiivisiä ominaisuuksia esiintyy $0,04 \text{ mm} < d < 0,4 \text{ mm}$ partikkeleilla, mutta sitä suuremmilla partikkeleilla koheesio-ominaisuuksia ei esiinny. (Roberts ym. 1998 ja Lick 2009)

Vanonin (1975) mukaan koheesiopartikkeleiden liikkeellelähtöä ei ole tutkittu yhtä paljon kuin koheesiottoman, koska saven ja siltin koheesio-ominaisuudet ovat mineraalin yhdistelmistä ja paikasta riippuvaisia. Kitkamaalajit eli hiekka- ja sorapartikkelit lähtevät yleensä yksittäin liikkeelle eivätkä ryhmissä. Sen sijaan sedimenttipartikkelit, jossa on huomattava määrä savea ja/tai silttiä, liikkuvat ryhminä eli flokkeina (Roberts ym 1998). Tämä on yksi syy, miksi pienten partikkeleiden liikkeellelähtöä on hankala ennustaa.

2.3 Sedimentaatio

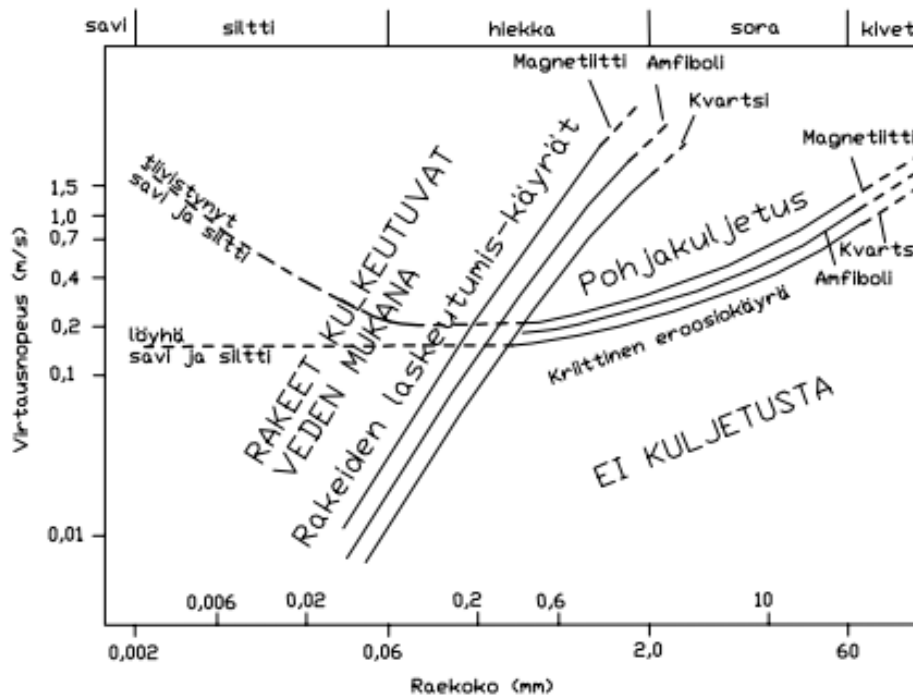
Sedimentaatioprosessi voidaan jakaa kerrostumiseen (deposition) ja kerrostuneen sedimentin tiivistymiseen (consolidation) (Vanoni 1975). Sedimentaatio eli partikkelin laskeutuminen riippuu pääasiassa partikkelin koosta ja virtausolosuhteista. Virtausnopeuden hidastuessa veden virtauksen eteenpäin liikuttava voima heikentyy ja sedimentoitumista alkaa tapahtua. Turbulenttisessa virtauksessa partikkeli etenee pyörteiden mukana alavirtaan, kunnes virtaus pienenee ja partikkeli pääsee laskeutumaan.

Laminaarisessa virtauksessa tai seisovassa vedessä suspendoituneelle epäorgaaniselle kiintoaineelle laskeutumisenopeuden (w) kaava on Stokesin lain mukaisesti (Morgan 2005, Collinson & Thompson 1982 ja Julien 1998):

$$w = \frac{2(\rho_d - \rho_w)gr^2}{9\mu}, \text{ missä} \quad (15)$$

- ρ_w on virtaavan nesteen tiheys [kg/m^3],
 ρ_d on kiintoaineen tiheys [kg/m^3],
 g on putoamiskiihtyvyyys [m^2/s],
 r on partikkelin säde [m],
 μ on nesteen dynaaminen viskositeetti [Pa s].

Hiekkapartikkelin sedimentaationopeus eroaa huomattavasti savi- ja silttipartikkelien sedimentaationopeudesta Hjulström-Sundborgin (1935) diagrammin mukaan (kuva 13). Savipartikkelit laskeutuvat todennäköisesti virtausnopeuden ollessa alle 0,01 m/s, kun taas hiekkapartikkelit laskeutuvat jo 0,2 m/s virtausnopeudella.



Kuva 13. Hjulströmin-Sundborg mukaan (1935) eroosio- ja sedimentoitumiskäyrät partikkeleille (mukaillen Sundborg 1956 ja Ljunggren & Sundborg 1965)

Hiekkasedimentti liikkuu joen pohjalla muodostaen epäsymmetrisiä laineita. Virtausnopeuden suurentuminen vaikuttaa hieman hiekka-aallon kokoon, mutta suurin tekijä on hiekkapartikkelin koko. Pienemmät hiekkapartikkelit karkeasta siltistä keskiahiekkiaan aiheuttavat laineita ja suuret hiekkapartikkelit aiheuttavat isompia hiekka-aaltoja eli dyynejä. (Collinson & Thomas 1982)

2.4 Ilmastonmuutos

Ilmastonmuutos vaikuttaa jokien virtaamiin ja merivedenkorkeuteen tulevaisuudessa. Vesisade- ja lämpötilaolosuhteiden muuttuminen vaikuttaa virtaamaan ja lumimäärään, mikä puolestaan luultavimmin vaikuttaa maapartikkeleiden eroosioon joen valuma-alueella sekä sedimenttipartikkelien eroosioon joen uomassa (Biron ym. 2010 ja Hasholt ym. 2008).

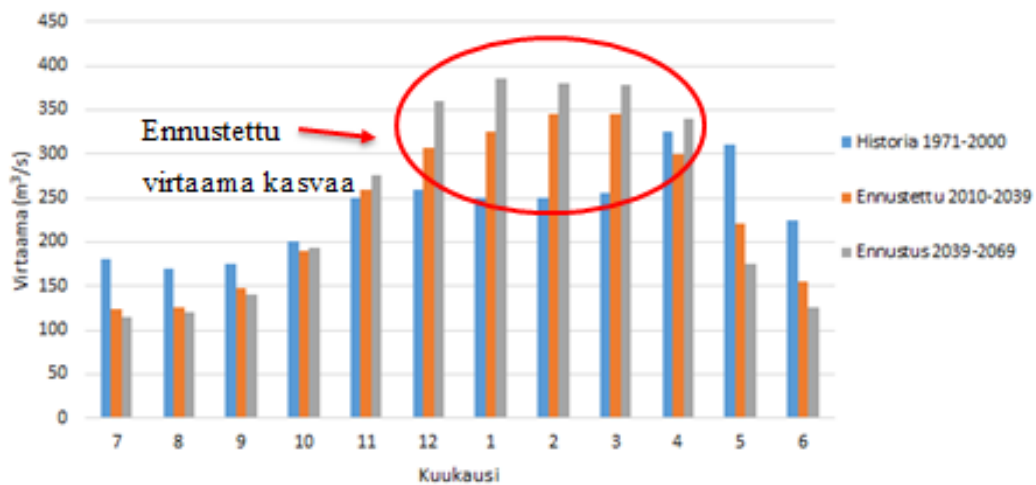
Merivedenkorkeus vaikuttaa joen virtausnopeuteen rannikon lähellä, sillä mitä matalampi merivedenkorkeus on, sitä suurempi on virtausnopeus jokiuomassa ja toisinpäin, mitä suurempi merivedenkorkeus on, sitä pienempi virtausnopeus on. Aaltonen ym. (2014) mallinsivat eri merivedenkorkeuden aiheuttamia muutoksia Kokemäenjoen eroosiossa ja sedimentaatiossa. Tutkimuksen mukaan merivedenkorkeuden nousu aiheutti varsinkin Kokemäenjoen alaosalla sedimentaation voimistumista. Vastaavasti merivedenkorkeuden lasku aiheutti Kokemäenjoen ylävirralla eroosion voimistumista.

Merivedenkorkeuden muutosta voimakkaammin eroosio- ja sedimentaatio-olosuhteisiin vaikuttaa virtaaman muutos. Toisaalta virtaaman ollessa pieni merivedenkorkeuden muutos vaikuttaa voimakkaammin. Kuitenkin nämä molemmat on huomioitava arvioitaessa tulevaisuuden eroosiota ja sedimentaatiota. (Aaltonen ym. 2014)

Johanssonin ym. (2014) tutkimuksessa arvioitiin globaalin merenkorkeuden kasvun vaikutusta Suomen rannikkoalueilla. Porissa merivedenkorkeuden muutos vuoteen 2100 mennessä on arviolta -57 ja 43 cm välillä ja painotettu keskiarvo -13 cm. Maankohoamisen lisäksi merenkorkeuden muutoksessa huomioitiin tuulen aiheuttamat paikalliset muutokset merivedenkorkeudessa, globaalin merivedenkorkeuden kasvu

jäätikköjen sulamisen johdosta sekä veden kierron muutokset että veden lämpölaajentumisen vaikutukset.

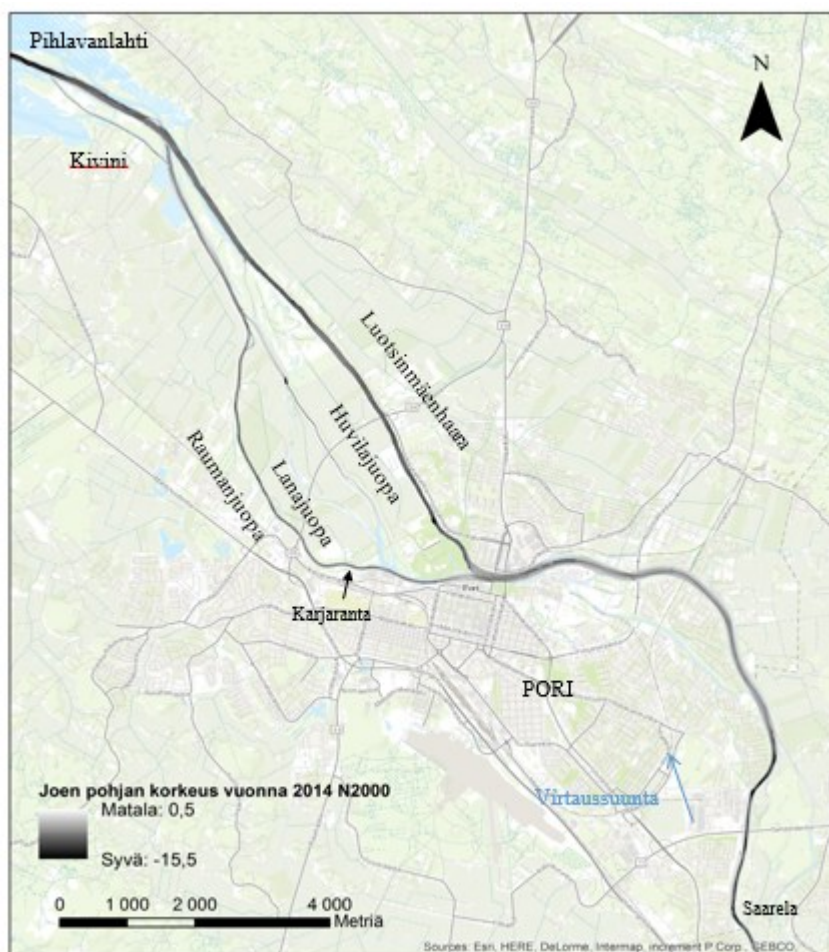
Vaikka epävarmuutta ja vaihteluja mallinuksissa huomioitavissa tekijöissä on, silti kaikissa tulevaisuuden skenaarioissa Kokemäenjoella syys- ja talviviltaamat kasvavat, mutta kesäviltaamat pienenevät (Alho ym. 2010 ja Aaltonen ym. 2014). Myös Tanskassa on yleisesti saatu samansuuntaisia tuloksia (Hasholt ym. 2008). Kuvassa 14 on Kokemäen toteutuneet ja ennustetut viltaamat esitettyä heinäkuusta kesäkuuhun.



Kuva 14. Harjavallassa arvioitu viltaama mukailien Länsi-Suomen Voima Oy (2013).

3 TUTKIMUSALUE

Kokemäenjoen tutkimusalue sijaitsee Porin keskustan läheisyydessä (kuva 15). Siihen kuuluvat ylävirran yksiuomainen osa sekä luotojen alue, jossa joki jakaantuu Porin keskustan kohdalla neljään juopaan eli Luotsinmäenhaaraan, Huvilajuopaan, Lanajuopaan ja Raumanjuopaan. Lopulta Kokemäenjoki laskee Selkämerelle eli Pihlavanlahteen.

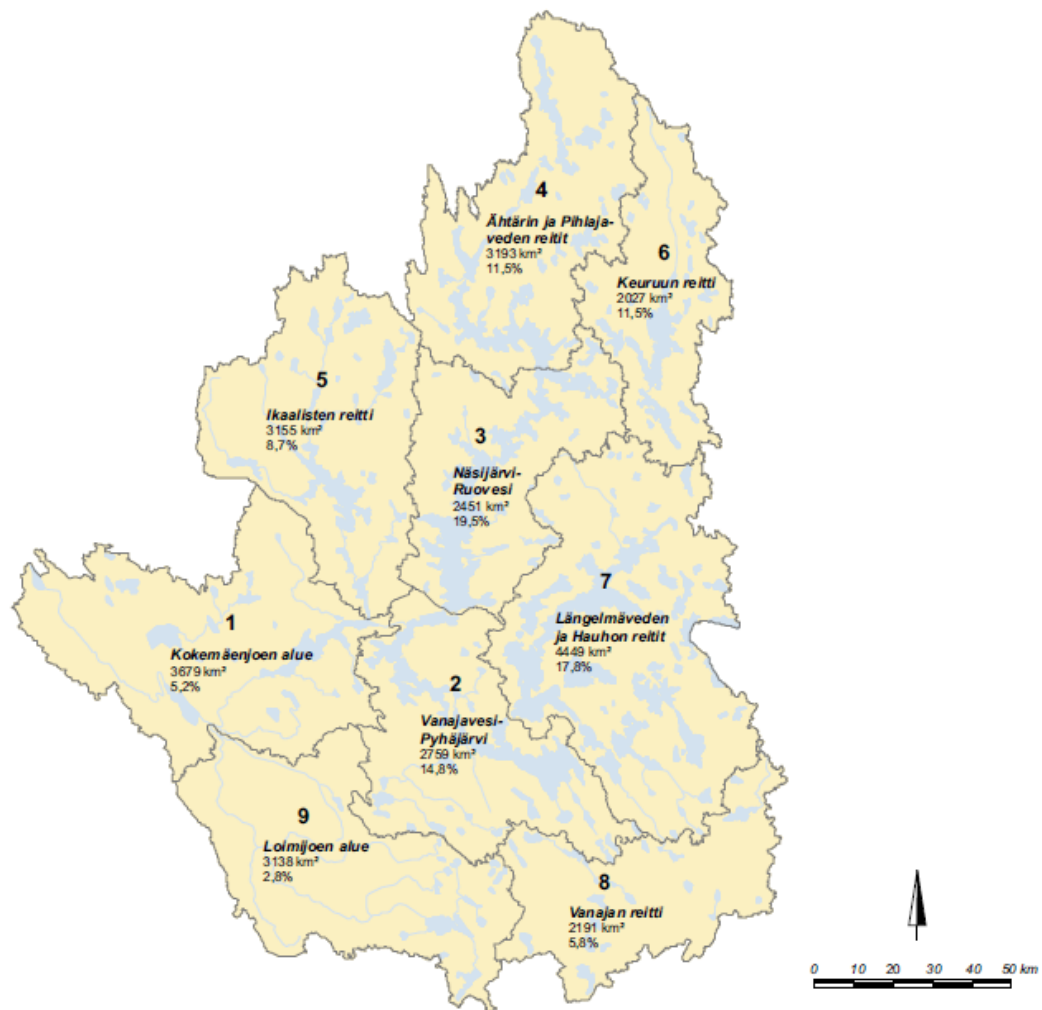


Kuva 15. Tutkimusalue koostuu yksiuomaisesta ylävirrasta, joka jakaantuu juopien alueella neljään haaraan. Työssä tutkitaan vain joen yksiuomaisen osan sekä isompien juopien eli Luotsinmäenhaaran ja Raumanjuovan uoman muutoksia.

Kokemäenjoen valuma-alue ja virtaama

Kokemäenjoen valuma-alue on 27 000 km², ja se on Suomen neljänneksi suurin valuma-alue (kuva 16). Vesistöalueeseen kuuluu vähäjärvinen Loimijoen vesistöalue

sekä Pirkanmaan ja Satakunnan runsasjärviset vesistöalueet. Kokemäenjoki toimii näiden kaikkien valuma-alueiden laskujokena. Vähäjärvisellä alueella rankkasateen virtaama virtaa nopeammin Kokemäenjoelle, kun taas järvisillä alueilla järvet tasaavat virtaamia, minkä johdosta virtaama tulee myöhemmin Kokemäenjoelle. Vähäjärvisellä Loimijoen alueella on monta pienempää voimalaitosta, mutta niissä ei pystytä tasaamaan virtaamia merkittävästi. (Koskinen 2006)



Kuva 16. Kokemäenjoen vesistön osa-alueiden nimet, pinta-alat (km²) sekä järvisyydet (%) (mukaiillen Koskinen 2006).

Kokemäenjoki on voimakkaasti säännöstelty. Valuma-alueesta 11% on järvi-alueita. Valuma-alueella on neljä voimalaitosta: Hartolankosken, Äetsän, Kolsin ja Harjavallan voimalaitokset (Koskinen 2006). Rakennusvirtaamat vaihtelevat näiden voimalaitosten välillä. Virtaaman kannalta tärkein on järvialueella tehtävä säännöstely. Porin ylävirran puolella lähinnä oleva Harjavallan voimalaitos valmistui vuonna 1939. Harjavallassa

suurin rakennusvirtaama oli aiemmin 360 m³/s, mutta vuonna 2017 voimalaitokseen valmistuu uusi turbiini (Länsi-Suomen Voima Oy 2014). Valmistumisen jälkeen rakennusvirtaama nousee 100 m³/s. Tällä valmistaudutaan ilmastonmuutoksen suureneviin talvivirtaamiin. Se helpottaa myös Kolsin ja Harjavallan voimalaitosten yhteiskäyttöä, sillä Kolsin rakennusvirtaama on 450 m³/s (Aluehallintovirasto Etelä-Suomi 2013).

Kokemäenjoella on vuorokausisäännöstelyä, jolloin yöllä juoksutetaan vähemmän mutta aamulla ja iltapäivällä enemmän suuremman sähkönkysynnän vuoksi. Vuorokautinen virtaamavaihtelu on noin 300 m³/s (Hämeen ja Varsinais-Suomen ELY-keskus 2015).

Kokemäenjoki tulvariskialue

Porin kaupunki on alavaa seutua, missä kaupunki on rakennettu joen ympärille. Porin suistoja on nimetty Suomen merkittävimmäksi tulvariskialueeksi (Alho 2008). Pahoja tulvia on ollut viime vuosikymmeninä mm. 1920- luvulla useampana vuotena ja vuosina 1934, 1951, 1974-1975 ja 2004-2005 (Koskinen 2006). Viimeisin tulvauhka talvella 2004-2005 syntyi hyydepadon muodostuessa Kivinin kapeikkoon meriveden ollessa ennätyskorkealla.

Tulvatilanteita synnyttävät jää- ja hyydepadot, virtaaman suurentuminen sekä meriveden nousu. (Koskinen 2006) Kekoniuksen mukaan (1786) Kokemäenjoella on kirjattu olevan tulvia jäähyypadon takia jo vuosina 1782-1785. Jää- sekä hyydepatoja on syntynyt koko Kokemäenjoen jokiosuudella (Triipponen 2008).

Porin kaupunki on tehnyt vuonna 2010 vahingonvaaraselvityksen mitoitustilanteessa, jossa jääpato syntyy Kirjurinluodon kärjestä ylävirtaan. Mitoitustilanteessa joen virtaama on noin 700 m³/s, ja tulvasuojelupato murtuu pitkältä matkalta. Tulvan leviäminen koskettaisi kyseisessä tilanteessa noin 15 000 asukkaan kotia ja aiheuttaisi taloudellisesti noin kolme miljardin euron vahingot. Taloudellisiin vahinkoihin on laskettu välittömät ja välilliset kustannukset, jotka syntyvät muun muassa yksityisten ihmisten, yritysten ja julkisen sektorin tulonmenetyksistä. (Kotiniemi & Vuola 2010)

Tulvavaaraan on varauduttu ruoppauksella ja tulvapengerten parantamisella. Tulvia on tapahtunut kaikkina vuodenaikoina, mutta suurimmat tulvat ovat ajoittuneet alku- ja kevättalveen (Rajala 2013).

Maaperä

Maaperä Kokemäenjokilaaksossa Porissa on erityislaatuinen, sillä maaperäpeite on poikkeuksellisen paksu. Tähän on vaikuttanut jotunisen hiekkakiven hauras rakenne. Hiekkakivi on rapautunut mannerjäätikön ja muinaisjokien virtauksen johdosta muodostaen noin 20-80 metriä syvän laaksomaisen uran luode-kaakkoissuunnassa. (Kinnunen 2002)

Kokemäenjoen tutkimusalueen ylävirta koostuu aiempien tutkimuksien mukaan pääasiassa savisesta maaperästä ja alavirta karkeammasta hiekasta (Aaltonen ym. 2014, Niinikoski 2011 ja Kejonen 1984). Joen pohjan eri muodostumat on nimennyt pääasiassa Cripps ym. (2011). Muodostumia on viisi: Toukari-, Ulasoori-, Hevosluoto-, Lanajuopa- ja Säikkä-muodostuma.

Toukari-muodostuma on näistä viidestä muodostumasta vanhin, ja se sijaitsee alimmaisena maaperämuodostumista. Uoman kaikissa kohdissa se ei ole kuitenkaan esillä vaan sijaitsee syvemmällä. Toukari-muodostuma alkoi 10 800 vuotta sitten viimeisimmän Veiksel-jäätikön perääntyessä (Cripps ym. 2011). Veiksel-jäätikön sulamisvesien mukana ensin karkeampi sedimenttiaines eli sora ja hiekka kerrostuivat jäätikön edustalle. Etäämpänä jäätiköstä, jossa virtausnopeus hidastui, hienompi sedimenttiaines eli hienohiekka, siltti ja savi kerrostuivat virtausnopeuden hidastuessa. Lisäksi vuodenajasta johtuvat vaihtelut virtaaman suuruudessa vaikuttivat kerrallisuuden syntymiseen. (Niinikoski 2011)

Sulamisvaiheen päätyttyä laskeutui lihavaa savea sen aikaisiin Litorinamereen ja Itämereen. Nämä savikerrokset Niinikoski (2011) nimesi Ulasoori-muodostumaksi. Muodostuma on tuhansia vuosia vanha, minkä takia sedimenttikerros on tiivistynyt, ja saven sidokset ovat kiinni toisissaan tiukasti.

Seuraavana on Hevosluoto-muodostuma, jota sedimentoituu Pihlavanlahdelle tänä päivänäkin. Se koostuu savesta ja siltistä ja laskeutuu matalaan veteen (Niinikoski 2011). Vanhempi Ulasoori-muodostuma on Kokemäenjoessa tiivistynyttä savea, ja siten erilaisessa tilassa kuin Pihlavanlahdelle vasta laskeutunut löyhä Hevosluoto-muodostuman savikerros. Hevosluoto-muodostuman yläosalle on tyypillistä tumma sulfidipitoinen savikerros.

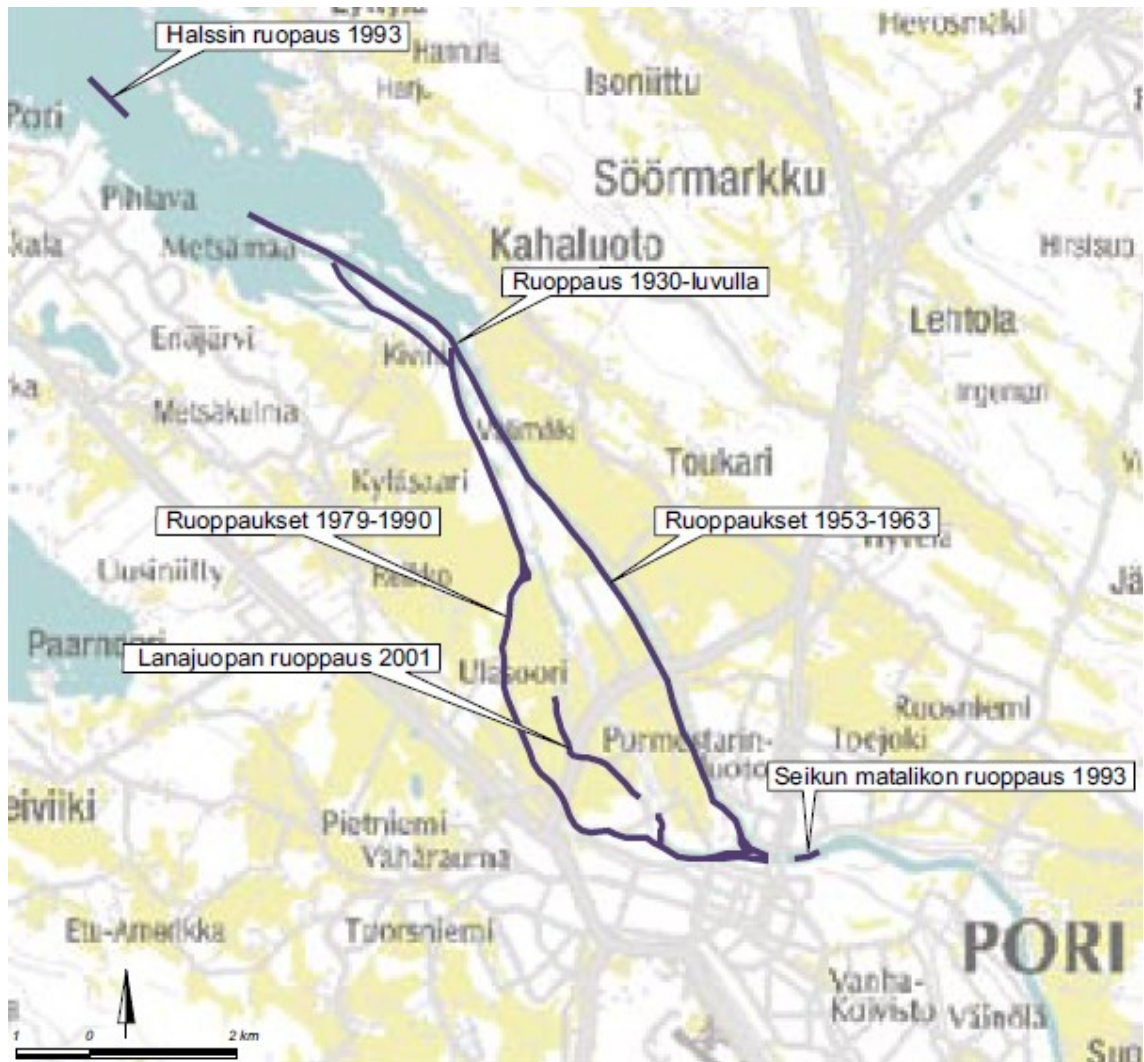
Lanajuopa-muodostumaa kerrostuu myös nykyään Porin keskustan ja juopien alueella. Lanajuopa-muodostuman hieno ja karkea hiekka laskeutuvat uomaan, kun veden virtausnopeus on riittävän pieni. Tämän jälkeen hiekkapartikkelit liikkuvat pohjakuljetuksena hyppimällä tai vierimällä aaltomaisessa muodossa.

Säikkä-muodostuma on syntynyt tulvan johdosta maalle joen lähialueelle. Siinä vaihtelevat karkean siltin sekä hienon ja keskikarkean hiekan kerrokset. Säikkä-muodostuma on edennyt joen penkereen yli sinne asti, mihin tulvavirtaamat ovat kuljettaneet sedimenttejä. Veden tulviessa penkereen yli laskeutuvat ensin suurimmat hiekkapartikkelit. Tulvaveden virtausnopeuden hidastuessa laskeutuu silttisedimentti. Myös Pihlavanlahdella veteen on laskeutunut Säikkä-muodostumaa, kun tulvavirtaamilla hiekkamaa-aines sedimentoituu ja virtausten hiljennettyä silttimaa-aines laskeutuu. (Niinikoski 2011)

Porin alue on erityinen, sillä maankohoaminen on voimakasta alueella. Johansson ym. (2014) mukaan Porissa Mäntyluodon mittausasemalla maankuoren absoluuttinen maankohoaminen on $8,49 \pm 0,70$ mm/vuosi.

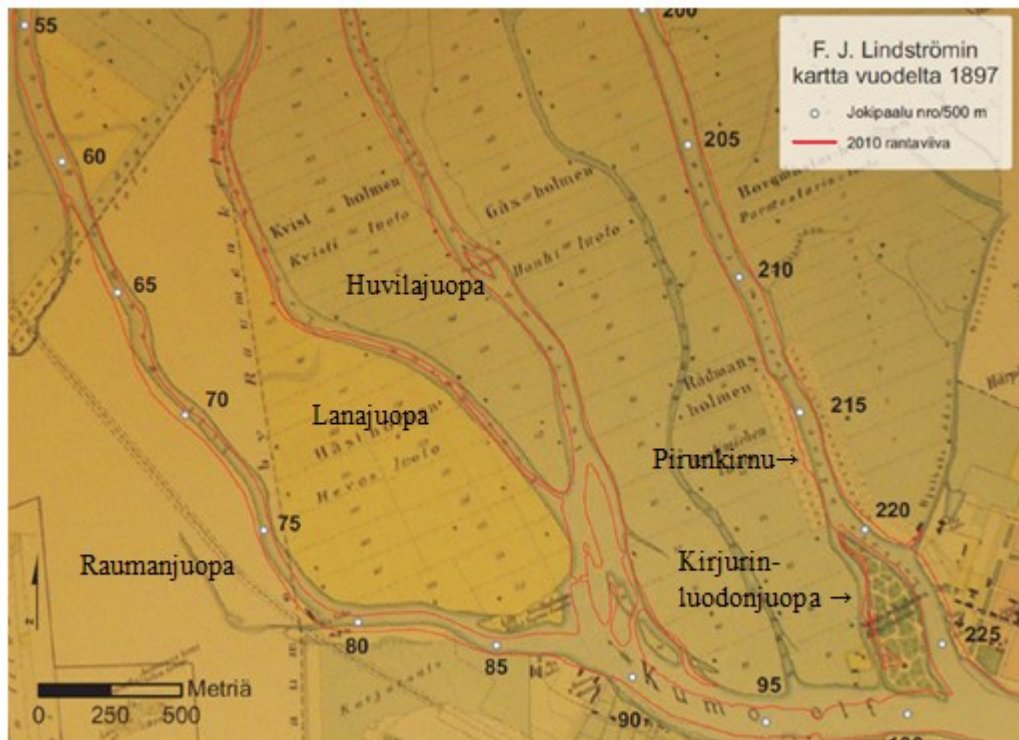
Joen muutokset

Kokemäenjoen suisto eli juopien ja Pihlavanlahden alue on geologisesti ainutlaatuinen Suomessa (Rajala 2013). Joessa tapahtuu eroosiota, ja lisäksi maankohoaminen on voimakasta. Tämän johdosta suisto etenee nopeasti verrattuna esimerkiksi Ruotsin nopeimmin etenevään Laitauren suistoon (Andren 1994). Juopien alue onkin syntynyt sedimentoitumisen vaikutuksesta. Kuvan 17 mukaan 1500-luvulla Porin keskustan kohdalta alkoi meri (Cripps ym 2011).



Kuva 18. Toteutettuja ruoppauksia Porin alueella (mukaillen Koskinen 2006).

Hiekan sedimentoituminen on voimakasta Porin keskustassa joen haarautumisen kohdalla eli Kirjurinluodon kärjen alueella. Uomat ovat sedimentoitumisen takia kaventuneet juopien alueella, varsinkin Huvilajuovalla, Lanajuovalla ja Raumanjuovalla. Esimerkiksi Raumanjuovalla joki on kaventunut vuodesta 1897 enimmillään 100 metriä (Niinikoski 2011). Joen haarautumisalueelle on saatu lupa ruoppaukseen ja se toteutetaan lähiaikoina. Kuvan 19 mukaan Lanajuovan ja Huvilajuovan suosa on sedimentoitumassa umpeen. Kaislikkoa näkyy jo keskellä kyseisten juopien suuta.



Kuva 19. Lindströmin kartta vuodelta 1897 ja vuoden 2010 rantaviiva (mukaillen Niinikoski 2011).

Uomien kaventumiset vaikuttavat virtaamien jakaantumiseen, minkä takia Luotsinmäenhaaraan virtaus on suurentunut. Vuonna 2011 Niinikosken mukaan Luotsinmäenhaarassa kulkeutui koko virtaamasta 66 %, Raumanjuovalla 28 % sekä Huvila- ja Lanajuovalla 6 %.

Kokemäenjoen ylävirralla sijaitsevalle yksiuomaiselle osalle on muodostunut useita syvänteitä historian aikana. Useat syvänteet Kokemäenjoella ovat syntyneet uoman kaarteeseen, mutta Pirunkirnu on syntynyt Luotsinmäenhaaraan kahden uoman yhtymiskohtaan. Pirunkirnun syntyä selittää todennäköisesti entinen Kirjurinluodonjuopa (kuva 19). Kirjurinluodonjuovan vielä virratessa Luotsinmäenhaaraan niiden yhtymäkohtaan syntyi turbulenttista virtausta, joka kulutti joen seinämää Pirunkirnun kohdalta. Nykyään Kirjurinluodonjuovan yläpää on suljettu, mutta Pirunkirnussa on edelleen pyörteistä akanvirtaa joen syvänteestä ja joen kaarteesta johtuen, mikä estää syvännettä sedimentoitumasta.

4 TUTKIMUSAINEISTO JA MENETELMÄT

4.1 Virtaama, virtausnopeusmittaus ja kiintoainekulkeuma

Virtaama

Tässä työssä Kokemäenjoen virtaama-aineisto on Harjavallan voimalaitoksella mitattu tuntivirtaama vuosilta 2009-2015 (Harjavalta 2016). Aineiston perusteella on laskettu tarkasteluvuosien 2010-2014 keskimääräiset vuorokausivirtaamat ja vuotuiset keskivirtaamat sekä alivirtaamat että ylivirtaamat. Virtaama kasvaa Harjavallan ja Porin keskustan välillä vain 4 %, joka on pieni määrä keskimääräisessä 220 m³/s virtaamassa (Aaltonen ym. 2014).

Virtausnopeusprofiili

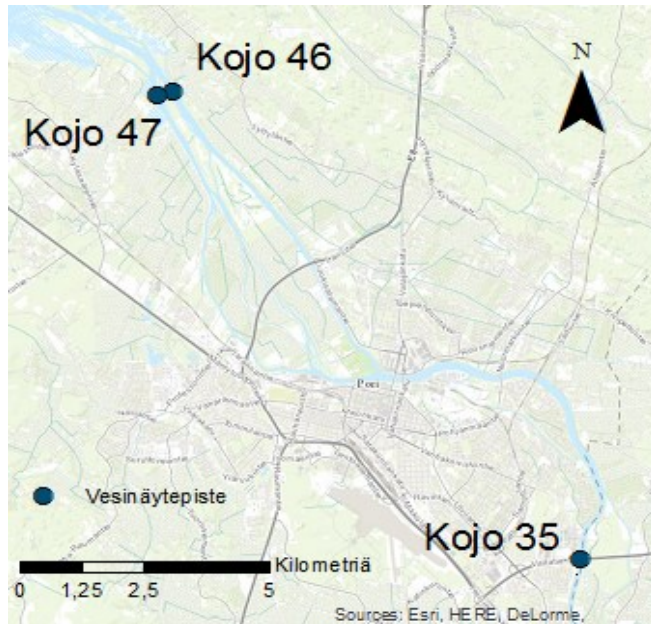
Niinikoski (2011) mittasi Varsinais-Suomen ELY-keskuksen kanssa Teledyne RD Instruments Workhorse Monitor ADCP -laitteistolla virtausnopeutta Kokemäenjoen 13:sta kohdasta. Virtausnopeutta oli mitattu samasta kohdasta ylivirtaamalla ja keskimääräisellä virtaamalla. Ylivirtaamalla virtaama oli noin 500 m³/s ja keskimääräisellä virtaamalla noin 180 m³/s. Virtausnopeusprofiilista saadaan käsitys, mikä maalaji kyseisellä alueella erodoituu.

Suspensiossa kulkeutuva kiintoaines

Sameutta voidaan käyttää kuvaamaan suspensiossa liikkuvaa kiintoainesta. Tämän selvittämiseksi otettiin vesinäytteitä, joista määritettiin sameus (NTU). Aineiston perusteella tarkasteltiin suspendoituneen kiintoaineen määrää uoman eri osissa. Vesinäytteiden ottoajankohtana joessa vallitsi normaalivirtaama, eli näytteet kuvastavat suspendoituneen kiintoaineen kulkeumaa ko. virtaamatilanteessa.

Kiintoaineen ja sameuden välille saatiin muodostettua lineaarinen regressiosuora Hertta-tietokannan aineiston perusteella. Ely-keskus on mitannut vedenlaatua Kokemäenjoella muun muassa mittauspisteistä: Kojo 35 Pori-Tre (KKJ koordinaatistossa YK Pohjoinen 6827211, Itä 3226832), Kojo 46 Isojuopa

(YK 6835080, 219354) ja Kojo 47 Raumanjuopa (YK 6835131, 219017). Hertta-tietokannassa on mitattu neljän vuoden aikana Kojo 35 -mittauspisteestä sameutta 217 kertaa ja suspensiossa kulkeutuvaa kiintoainepitoisuutta 78 kertaa (kuva 20). Alavirralla Kojo 46 ja 47 -mittauspisteissä on mitattu ainoastaan sameutta alle neljäkymmentä kertaa.



Kuva 20. Vesinäytteiden ottopisteet ylävirralla Kojo 35 sekä alavirralla Kojo 46 ja 47.

Uomassa kulkeva kiintoainepitoisuus on riippuvainen virtaamasta. Tämän riippuvuuden tutkimiseksi käytettiin Harjavallasta saatuja virtaamatietoja sekä Porissa kulkeutuvaa kiintoainepitoisuutta. Harjavallan voimalaitokselta Porin keskusta virtauksen kulkuaika on keskimäärin 4-6 tuntia (Aaltonen ym. 2014). Tämä viive virtaamassa Harjavallan ja Porin keskustan välillä aiheuttaa hieman virhettä kiintoainekulkeuman ja virtaaman riippuvuuteen. Virtaama ei kuitenkaan yleensä muutu kovin nopeasti, joten virhe ei ole merkittävä.

Vuorokausisäännöstelyn osuutta tutkittiin suspendoituneen kiintoaineen kulkeumaan. Tämän tutkimiseksi laskettiin virtaaman keskihajonta 1, 3 ja 5 päivälle ja virtaaman vaihteluväli yhden päivän aikana (suurin-pienin virtaama).

4.2 Pohjan viistokaikuluotaus

Kemijoki Aquatic Technology Oy teki Kokemäenjoella pohjan luotauksen vuosina 2010 ja 2014. Luotaus suoritettiin AquaticSonar –laajakulmalaitteistolla niillä osuuksilla, mihin veneellä pääsi kulkemaan. Laitteeseen kuului myös herkät elektroniset kallistelu- ja asentomittauslaitteet. Paikannus tehtiin VRS-GPS –laitteistolla ETRS-GK22-karttakoordinaati- ja N2000-korkeusjärjestelmään. Luotaukset suoritettiin alkukeväästä (vuonna 2014, viikolla 19 ja 20), sillä silloin ei ollut vielä vesikasvillisuutta heikentämässä signaalin muodostumista. Mittauspäivänä vuonna 2010 vedenkorkeus oli 0,5 metriä suurempi kuin 2014 vuonna. Luotauksesta saatiin 1x1 metrin ruudukolla pohjan topografian malli. Tarkkuus on alle 10 cm luokkaa, sillä GPS-laitetta häiritsevät aallot, veneen kallistus, kasvillisuus ja sedimentin vyöryminen pohjalla (Sirniö 2015).

Luotauksen 1x1 metrin ruudukon pistetiedostoaineistolla saatiin arcGIS –ohjelmalla luotua 5x5 metrin DEM (digital elevation model) eli rasterimuotoinen pohja. Rasterimuotoinen pohja muodostettiin laskemalla pohjan keskiarvo 1x1 metrin aineistosta. Rasteriaineiston avulla arcGIS –ohjelmalla piirrettiin joen poikkileikkauskuvat vuosilta 2010 ja 2014 samasta kohdasta.

4.3 Sedimenttinäytteenotto

Pohjasedimentin näytteenotto suoritettiin joen pohjalta Kokemäenjoen alavirralla Coulter ”kauhasu” näytteenottimella (kuva 21). Coulter -laite on sedimenttinäytteenotin, jolla saadaan otettua häiriintyneitä näytteitä.



Kuva 21. Coulter näytteenotin (Tervala 2015).

Näytteitä otettiin 25 kappaletta Kokemäenjoen yksiuomaiselta osalta sekä Luotsinmäenhaarasta noin 15 km pituiselta matkalta 15-16.6.2015 välisenä aikana (ks. kuva 59).

4.4 Raekokojakauma ja maalajiluokitus

Pohjasedimentistä otetuille näytteille tehtiin raekokojakauma ja maalajiluokitus. Raekokojakauma hiekalle mitattiin FRITSCH Vibratory Sieve Shaker -seulalla, jossa seulan silmäkoot olivat millimetreissä: 2, 1, 0,5, 0,25, 0,125 ja 0,063. Märkä näyte kuivatettiin 105 °C uunissa 24 tunnin ajan, minkä jälkeen kuivat partikkelit punnittiin ja laitettiin seulan läpi. Seulalla näytettä ravisteltiin 5 minuuttia, minkä jälkeen seulalle jäävä aines punnittiin. Hienompaa ainesta, joka meni 0,063 mm seulan läpi, oli sen verran vähän, ettei katsottu tarpeelliseksi määrittää sen raekokojakaumaa areometrikokeella.

Partikkelikokojakauma savelle, saven ja hiekan sekoitukselle ja hienommalle hiekalle mitattiin BECKMAN COULTER LS 13 320 Particle Size Analyzer -analysaattorilla,

jonka erottelukyky on 0,004-2000 μm . Laitteen toiminta perustuu laser-diffraktioon, ja mittaus suoritettiin Oulun yliopiston kuitu- ja partikkelitekniikan tutkimusryhmän laitteilla. Savinäytettä sekoitettiin ultraäänilaitteessa 3 minuuttia, jotta savipartikkelien koheesiovoimat häviäisivät ja savipartikkelit erottuisivat toisistaan.

Raekokojakauman perusteella saadaan nimettyä maaperä maalajiluokituksen avulla. Maalajiluokituksia on erilaisia, mutta tässä työssä käytetään Korhosen ym. (1974) geoteknistä maalajiluokitusta.

4.5 Sedimentin kuivatilavuuspaino

Kriittisen virtausnopeuden määrittämiseksi määritettiin sedimentin kuivatiheys ja kuivatilavuuspaino. Tilavuuspaino (kN/m^3) tarkoittaa tilavuusyksikön suuruiseen maanäytteeseen kohdistuvaa painovoimaa. Kaava maanäytteen kuivatilavuuspainolle on muotoa (16):

$$\gamma_d = \rho_d * g = \frac{m_d}{V} * g, \text{ missä} \quad (16)$$

- m_d on kuivan näytteen massa [kg],
 V on maan kokonaistilavuus ennen kuivatusta [m^3],
 g on maan vetovoiman kiihtyvyys [$9,81 \text{ m/s}^2$].

4.6 Sedimentin kriittinen leikkausjännitys

Kriittinen leikkausjännitys mitattiin Partracin CSM (cohesive strength meter) laitteella Vesi- ja ympäristötekniikan tutkimusryhmän tiloissa Oulun Yliopistossa. Eroosion kriittisen leikkausjännityksen mittaaminen on tärkeä parametri sedimentin kulkeutumisen kannalta. (Tolhurst ym. 1999) Kriittisen leikkausjännityksen avulla voidaan myös laskea kriittistä virtausnopeutta.

Sisähalkaisijaltaan 28 mm CSM -sylinteri laitettiin maakerrokseen (kuva 22). Painesuihku ylhäältä suihkuttaa vettä sedimentinäytteeseen ja kasvattaa 3,45 kPa välein näytteeseen kohdistuvaa painetta aina 137,9 kPa asti. Sylinterin sisällä vastakkaisilla

puolilla on 10 mm korkeudella sedimenttinäytteen pinnasta infrapunavaloa lähettävä ja vastaanottava laite. Kokeen edetessä prosentuaaliset arvot toisella puolella olevaan infrapunon vastaanottimeen vähenevät sedimentin lähtiessä liikkeelle. (Tolhurst ym. 1999)



Kuva 22. Hiekka- ja savinäyte ja kriittisen leikkausjännityksen CSM -mittauslaite.

Näytteet olivat häiriintyneitä koetta tehdessä. Näyte aseteltiin tasaiseen 200 ml dekanterilasiin. Näytteen suurimmat ilmakuplat yritettiin saada pois häiritsemästä mittaustulosta, sillä sedimentti oli tiiviinä maakerroksena joen pohjalla.

Hiekalle ja savelle käytettiin eri CSM -ohjelmia sen mukaan, miten maan rakeet käyttäytyvät. Savipartikkelit nousevat pohjasta hitaammin kuin hiekkapartikkelit, minkä takia sameutta mitataan infrapunavalolla savelle 60 sekuntia pidemmän ajan, kun taas hiekalle dataa tallennettiin vain 3 sekunnin ajan. Vesisuihkun kesto oli savella lyhyempi (0,3 s) kuin hiekalla (0,5 s). Kriittisen leikkausjännityksen määrittämiseen käytettiin kuitenkin aina paineen lisäyksen jälkeen 5 ensimmäistä sameusarvoa, joiden keskiarvolla saatiin kuvan 23 sameusarvot.

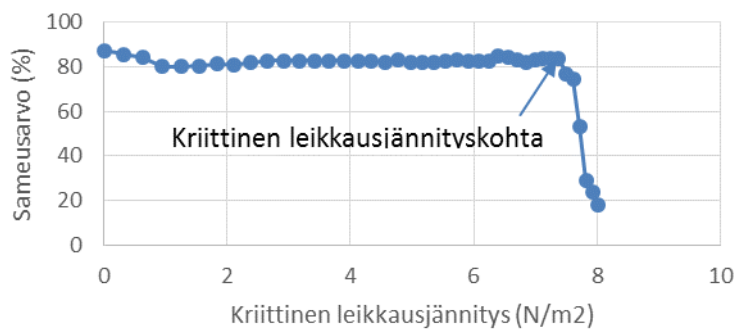
Taulukko 2. Saven ja hiekan CSM ohjelma.

	Savi (mud 11)	Hiekka (sand 5)
Vesisuihkun laukaisun kesto (s)	0,3	0,5
Data tallennettiin _ ajan (s)	60	3
Data tallennettiin joka _ sekunti (s)	1	0,1
Testin aloitus (kPa)	3,45	3,45
Paineen lisäys (kPa)	3,45	3,45
Loppupaine (kPa)	137,9	137,9

Mittaustuloksen vertikaalinen leikkausjännitys saatiin muutettua horisontaaliseksi leikkausjännitykseksi (T_o , N/m²) suihkun kriittisestä paineesta (P, kPa) seuraavalla kaavalla (Tolhurst ym. 1999):

$$T_o = 66,6734 * \left(1 - e^{-\frac{P}{310,09433}}\right) - 195,27552 * \left(1 - e^{-\frac{P}{1622,56738}}\right) \quad (17),$$

Suihkun kriittinen paine saatiin siitä kohdasta, jossa kuvan 23 mallinen kriittinen leikkausjännityskohta on havaittavissa ja sameusarvo putoaa rajusti. Edellisen kaavan avulla saatiin kuva 23, josta nähdään kriittinen leikkausjännityskohta sameusarvon jyrkkänä laskuna.



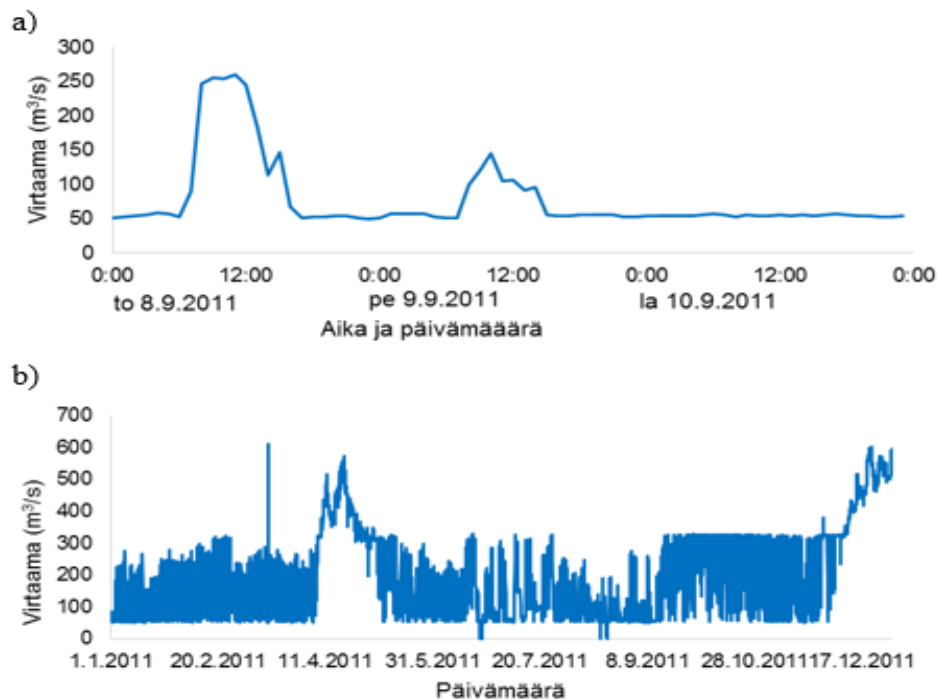
Kuva 23. Horisontaalinen kriittinen leikkausjännitys (näyte 6.1) saadaan kuvaajasta sameusarvon jyrkän laskun kohdalta.

5 TULOKSET JA TULOSTEN ANALYSOINTI

5.1 Kokemäenjoen virtaama

Kokemäenjoki on voimakkaasti säännöstelty, ja siinä on kaikkiaan neljä voimalaitosta. Joen virtaaman suuruus määräytyy yleensä järvioluiden ja joessa olevien voimalaitosten säännöstelyllä. Alin voimalaitos on Harjavallan voimalaitos, joka on Porin keskustasta noin 30 kilometriä ylävirtaan. Yleisesti järvet ja voimalaitokset tasaavat virtaamahuippuja, mikä on havaittavissa myös Kokemäenjoen virtaama-aineistossa. Suurimmat virtaamat liittyvät yleensä talvella sateisiin ja keväällä lumen sulamiseen.

Harjavallan voimalaitoksella mitatun virtaama-aineiston mukaan Kokemäenjoen virtaamassa on vuodenaikavaihtelun lisäksi selvää päivä- ja vuorokausivaihtelua. Tyypillisesti viikonloppuna ja yöllä virtaama on pienempi, sillä sähköntarve on vähäisempää, kun taas puolenpäivän aikaan sähköntarve on suurimmillaan. Virtaaman vaihtelu siis noudattaa pitkälle alueen sähköntarvetta (kuva 24).



Kuva 24. Kokeäenjoen virtaaman vuorokausivaihtelu Harjavallan voimalaitoksella tuntikeskiarvojen perusteella a) 8.9-10.9.2011 ja b) kokonaisuudessa vuoden 2011 aikana. Vuosi 2011 oli keskimääräistä hieman kuivempi $MQ=204 \text{ m}^3/\text{s}$.

Kuvassa 24 b) nähdään vuonna 2011 kaksi virtaamahuippujaksoa. Isoilla virtaamilla vettä joudutaan ohijuoksuttamaan turbiinien ohi, jolloin tavanomaista vuorokausisäännöstelyä ei pystytä toteuttamaan. Harjavallan virtaamadatan mukaan vuosina 2010 - 2014 vettä juoksutettiin turbiinien läpi hieman normaalia vähemmän, keskimääräisen virtaaman ollessa $MQ = 204 \text{ m}^3/\text{s}$. Pitkän ajan (vuosien 1931-2009) keskiarvo Kokemäenjoen virtaamalle on ollut $220 \text{ m}^3/\text{s}$ (Länsi-Suomen voima Oy). Keskimääräinen alivirtaama MNQ eli vuoden pienimpien virtaamien keskiarvo vuosina 2010-2014 oli $60 \text{ m}^3/\text{s}$. Taulukossa 3 on tarkemmat vuosien keskimääräiset, ali- ja ylivirtaamat tuntikohtaisesta virtaamadatasta laskettuna. Alivirtaamat eli pienimmät virtaamat ja ylivirtaamat eli suurimmat virtaamat ovat tunnittaisesta datasta kuukausittain eroteltu. Tunnittaisen datan pohjalta on laskettu myös vuoden keskiarvo. Pienimpiä virtaamia ja suurimpia virtaamia tarkastellessa huomataan virtaamien vaihtelevuus.

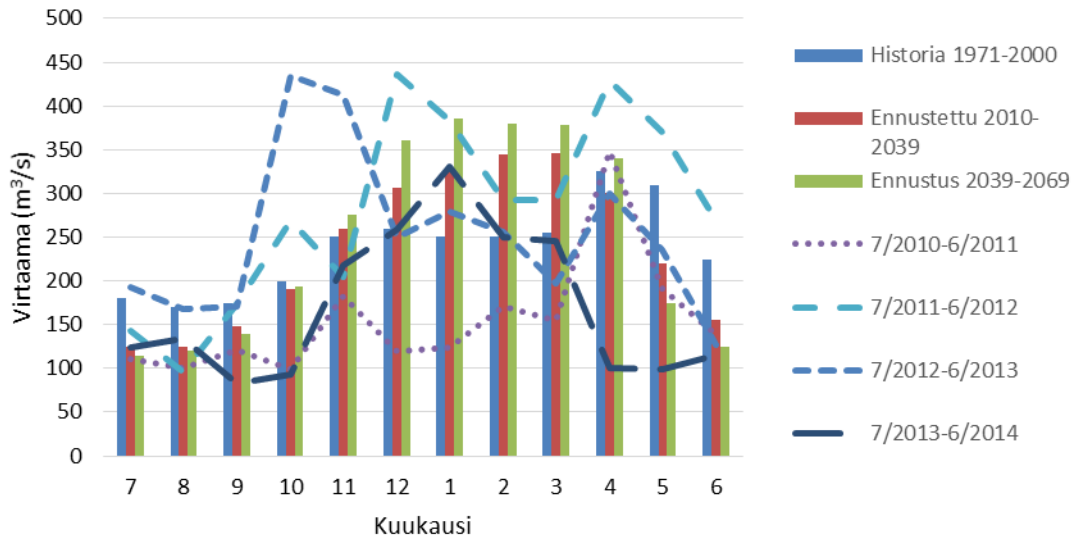
Taulukko 3. Vuosien 2010-2014 keskimääräinen vuotuinen virtaama (MQ), alivirtaama ja ylivirtaama Kokemäenjoessa Harjavallan voimalaitokselta mitattuna.

Vuosi	Keskimääräinen virtaama (m^3/s)	Keskimääräinen ylivirtaama (m^3/s)	Keskimääräinen alivirtaama (m^3/s)
2010	164	350	51
2011	204	391	43
2012	306	452	120
2013	192	370	48
2014	156	354	36
MQ (2010-2014)	204	383	60

Yllä olevasta taulukosta havaitaan, että vuosi 2012 oli selvästi sateisempi ja keskimääräinen virtaama ylitti pitkän ajan keskiarvon $86 \text{ m}^3/\text{s}$:lla, mikä on 39 % ylitys keskimääräiseen virtaamaan nähden. Ympäristöhallinnon Hertta-tietokannan mukaan keskimääräinen virtaama Porin kaupungin kohdalla on keskimäärin $5 \text{ m}^3/\text{s}$ suurempi kuin Harjavallan kohdalla.

Kuukausittaiset keskimääräiset virtaamamäärät antavat tarkempaa kuvaa todellisista virtaamista kuin vuosittaiset virtaamat. Kuvassa 25 on vertailtu Harjavallan voimalaitoksen pitkän ajan keskimääräistä kuukausivirtaamaa, vuosien 2010-2014

keskimääräistä kuukausivirtaamaa sekä Suomen Ympäristökeskuksen (SYKE:n) vesistömallilla laskettua virtaamaennustetta.



Kuva 25. Harjavallassa mitattuja keskimääräisiä virtaamia kesäkuusta heinäkuuhun vuosilta 1971-2000 ja ennustettuja virtaamia vuosilta 2010-2069. Ajankohdat 7/2010-6/2011, 7/2011-6/2012, 7/2012-6/2013 ja 7/2013-6/2014 ovat myös mukana vertailussa (mukaillen Länsi-Suomen Voima Oy 2013).

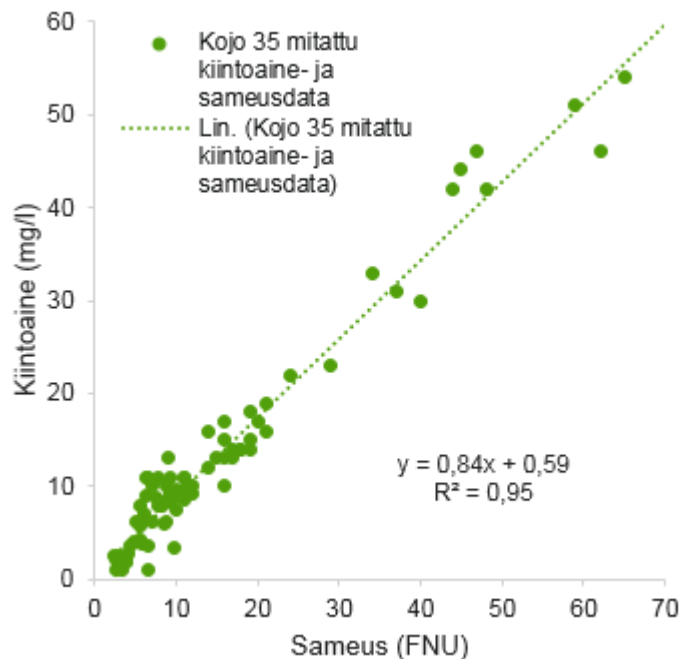
Ilmastonmuutos aiheuttaa sateisempia talvia ja kuivempia kesä. Vuodet 2011 ja 2012 olivat sateisempia kuin vuodet 2010, 2013 ja 2014. Kuvasta 25 nähdään, että vuosina 2011 ja 2012 kolmena kuukautena keskimääräinen virtaama ylitti vuosien 1971-2000 keskimääräiset virtaamat. Näiden kahden sateisemmän vuoden talven ja kevään virtaamat ylittivät ilmastonmuutoksen ennustetut keskimääräiset virtaamat.

Vuonna 2011 vain yhtenä kuukautena kuukausittainen keskimääräinen virtaama oli yli $360 \text{ m}^3/\text{s}$, kun taas vuonna 2012 yhteensä viitenä kuukautena keskimääräinen kuukausittainen virtaama oli yli $360 \text{ m}^3/\text{s}$. Suurimmat virtaamat ovat tärkeitä kiintoaineen kulkeutumisen kannalta, sillä Suomen olosuhteissa ne aiheuttavat useasti jopa suurimman osan vuoden koko kiintoaineskulkeumasta (Vehviläinen 1981).

5.2 Kiintoaineskulkeuma

Suspensiossa kulkeutuva kiintoaine

Kojo 35 -mittausaineiston perusteella tehtiin alla oleva lineaarinen regressiosuora sameuden ja kiintoaineen välille, jolla sameusarvot muutettiin kiintoainepitoisuuksiksi (kuva 26).



Kuva 26. Kiintoaineen ja sameuden regressiosuora Kojo 35 -mittauspisteessä.

Kuva 26 noudatti hyvin lineaarista regressiosuoraa. Kuvaajan perusteella saadaan kaava (18), jonka avulla voitiin muuttaa kaikki sameusarvot kiintoainepitoisuuksiksi myös Luotsinmäenhaaran ja Raumanjuovan Kojo 46 ja 47 -mittauspisteissä:

$$\text{suspendoitunut kiintoainemäärä [mg/l]} = 0,84 \cdot \text{sameus (NTU)} + 0,59 \quad (18)$$

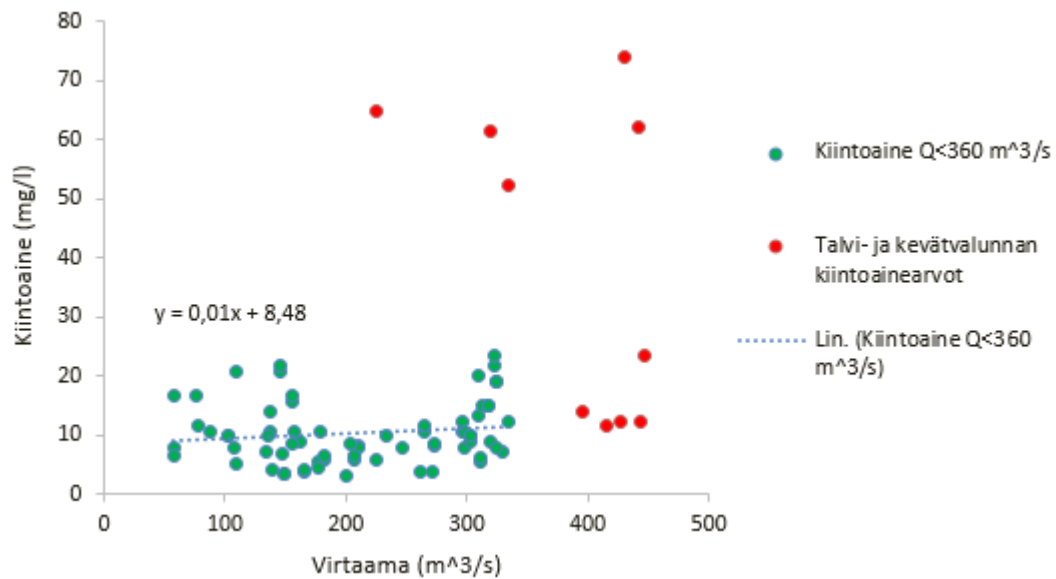
Kesällä (2.6.2015) vesinäytteiden sameutta mitatessa huomattiin, että sameusarvot suurentuivat alavirralla mentäessä. Sameus oli tarkastelujakson alussa ylävirralla 9 NTU, Porin keskustan kohdalla 10 NTU (kahdesta mittauspisteestä mitattuna) ja Raumanjuovan ja Luotsinmäenhaaran alajuoksulla 11 NTU. Sameuden tavoin myös

kiintoainepitoisuus suurenee alavirralle mentäessä. Virtaama oli mittauspäivänä noin 220-330 m³/s. Kuvan 27 mukaan vesi näytti mittauspäivänä suhteellisen kirkkaalta.



Kuva 27. Vesinäyte Raumanjuovalta. Veden sameuden arvo oli 11 NTU näytepisteen Kojo 47 kohdalla.

Hertta-tietokannan sameusmittauksilla tutkitaan suspensiossa kulkeutuvan kiintoaineen ajallista vaihtelua. Ensin tutkitaan alavirran Kojo 46 ja 47 -mittauspisteiden kiintoainekulkeumaa (kuvassa 28). Näissä mittauspisteissä oli mitattu vain sameusarvoja, jotka muutettiin kiintoainepitoisuuksiksi kaavan (18) mukaan.



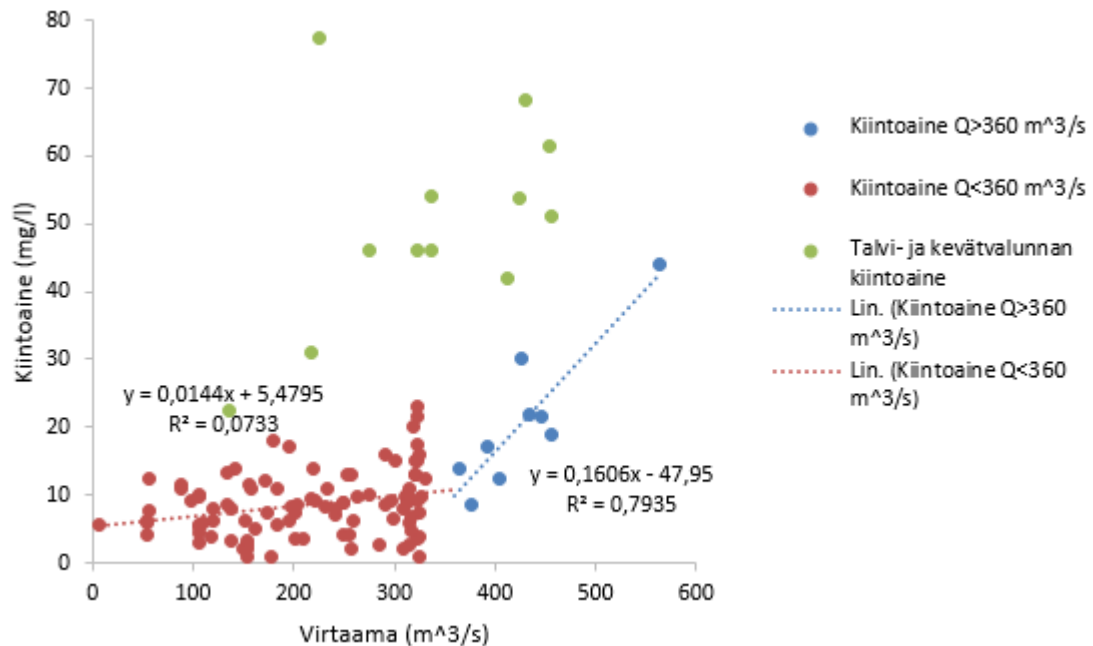
Kuva 28. Suspensiossa kulkeutuva kiintoainemäärä virtaaman suhteen Kokemäenjoen Kojo 46 ja 47 -mittauspisteissä. Kiintoaineelle saadaan yhtälö virtaaman ollessa alle 360 m³/s, kun talvi- ja kevätvalunnan arvoja ei huomioida.

Kiintoaineen ja virtaaman yhteys havaittiin olevan erilainen pienillä ja suurilla virtaamilla. Aineiston perusteella kiintoainepitoisuudella ja virtaamalla on heikko yhteys virtaaman ollessa yli 360 m³/s. Talvi- ja kevätvalunnan sameusarvoista ei voitu löytää korrelaatiota kiintoainepitoisuuden ja virtaaman suhteen Kojo 46 ja 47 -mittauspisteissä, sillä mittauksia oli liian vähän ja niistä puuttui syksyn ja kesän kiintoainearvot. Talvi- ja kevätvalunnan aikana kiintoaineen kulkeutumisen prosessi on erilainen.

Kuvan 28 mukaan (Kojo 46 ja 47) suspensiossa kulkeutuvalla kiintoainepitoisuudelle saatiin lineaarinen suora virtaaman ollessa alle 360 m³/s (kaava 19):

$$\text{suspendoitunut kiintoaine [mg/l]} = 0,01 \cdot Q + 8,48, \text{ kun } Q < 360 \quad (19)$$

Ylävirralla olevalle Kojo 35 -mittauspisteelle on myös esitettyä suspensiossa kulkeutuva kiintoainekulkeuma virtaaman suhteen (kuvassa 29). Kuvasta voidaan erottaa talvi- ja kevätvalunnasta johtuvat suuret kiintoainepitoisuudet. Nämä erityisen suuret kiintoainemäärät jätettiin lineaarisen regressioanalyysin ulkopuolelle, sillä ne eivät kuvaa joen uomassa tapahtuvaa eroosiota vaan todennäköisesti pintavalunnan mukana maastosta tulevaa kiintoainekuormitusta.



Kuva 29. Suspensiossa kulkeutuva kiintoainepitoisuus virtaaman suhteen Kojo 35 -mittauspisteessä, virtaaman raja-arvo on 360 m³/s (11/2009-6/2015 ajanjaksolta).

Ylävirran Kojo 35 -mittauspisteessä mitatut suspendoituneet kiintoainearvot näyttävät noudattavan kahta lineaarista yhtälöä, kun talvi- ja kevätvalunnan suuret arvot jätetään huomioimatta. Virtaaman raja-arvo on noin 360 m³/s. Raja-arvoa pienemmillä virtaamilla suspensiossa kulkeutuva kiintoainepitoisuus on vähemmän riippuvainen virtaamasta. Virtaaman ollessa alle raja-arvon suspendoitunut kiintoainepitoisuus on keskimäärin 10 mg/l. Tyypillisesti pienempien virtaamien aikana kiintoainekuormitus muodostuu taustapitoisuudesta eli suspensiossa kulkeutuvasta valuma-alueen pintaeroosiosta, ei pohjalta lähtevästä pohjakuormasta (Graf 1984). Taustapitoisuuden kiintoaineskulkeuma tulee valuma-alueen eri prosesseista ja maankäytöstä.

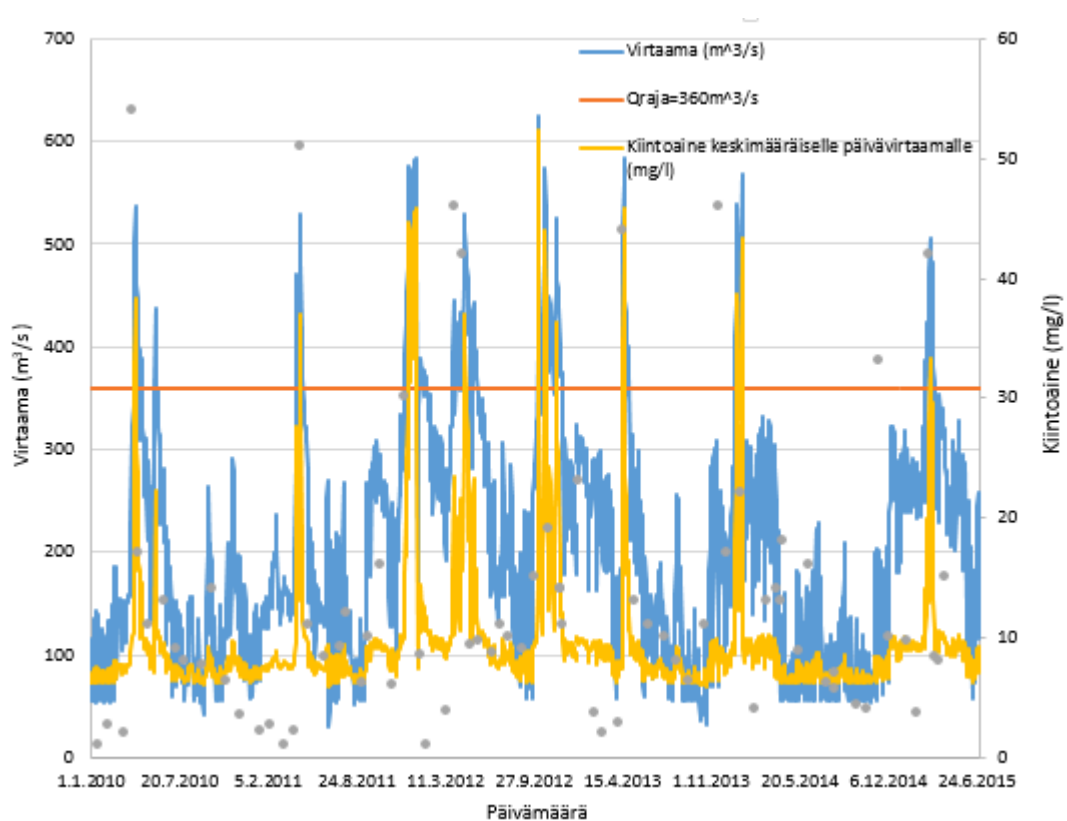
Kuvasta 29 havaitaan suspensiossa kulkeutuvan kiintoainemäärän suuri kulmakerroin, kun virtaama ylitti raja-arvon. Tämä johtuu todennäköisesti joen pohjan eroosiosta, joka alkaa virtausnopeuden ylittäessä maalajille ominaisen kriittisen virtausnopeuden. Savi- ja siltipartikkelit kulkeutuvat pääasiassa suspensiossa kiintoainekuormana ja suuremmat hiekkapartikkelit pohjakulkeumana.

Suspendoituneen kiintoainekulkeuman pitoisuudet eri keskimääräisille päivävirtaamille (Q) ja eri kohdille jokea on esitetty kaavoissa (19-21). Suuremmalla virtaamalla käytetään samaa kaavaa (21) Kojo 35 sekä Kojo 46 ja 47 -mittaupisteille.

Taulukko 4. Suspendoituneen kiintoainekulkeuman pitoisuudet (mg/l) eri virtaamille (Q=mg/l), ylävirralla (Kojo 35) ja alavirralla (Kojo 46 ja 47).

<u>Kojo 35</u>	Q < 360; kiintoaine [mg/l] = 0,01 · Q + 5,48 (20)
	Q > 360; kiintoaine [mg/l] = 0,16 · Q – 47,95 (21)
<u>Kojo 46</u> <u>ja Kojo 47</u>	Q < 360; kiintoaine [mg/l] = 0,01 · Q + 8,48 (19)
	Q > 360; kiintoaine [mg/l] = 0,16 · Q – 47,95 (21)

Kaavojen (19 ja 20) mukaan suspensiossa kulkeutuvan kiintoaineen määrä alavirralla Kojo 46 ja 47 kohdalla on 3 (mg/l) suurempi kuin mitä Kojo 35 kohdalla ylävirralla virtaaman ollessa alle 360 m³/s. Kuvassa 30 on laskettu Kojo 35:lle kiintoainepitoisuus kaavoilla (20) ja (21) vuorokauden keskimääräisen virtaaman perusteella. Kuvassa on myös Hertta -tietokannasta saadut mitatut kiintoainepitoisuudet esitettynä pisteillä sekä virtaaman raja-arvo 360 m³/s.



Kuva 30. Kokemäenjoen virtaama (sininen viiva) ja suspensiossa kulkeutuvat kiintoainepitoisuudet (mitatut = harmaat pisteet, lasketut = keltainen viiva) Kojo 35 -mittauspisteessä tarkasteluaikana 1/2010-6/2015. Lasketut kiintoainemäärät (mg/l) on laskettu keskimääräisellä vuorokausivirtaamalla.

Kuvasta 30 nähdään, kuinka suurimmat kiintoainepitoisuudet esiintyvät korkeiden virtaamien ajankohtina ja kiintoainepitoisuudet ovat vuorostaan matalimmillaan pienillä virtaamilla. Kuitenkin hetkelliset kiintoainepitoisuudet poikkeavat keskimääräisellä päivävirtaamalla lasketuista kiintoainepitoisuuksista. Tätä eroavuutta selittää luultavimmin selkeä vuorokausivaihtelu joen virtaamassa. Eroavaisuutta voi selittää myös se, että Kojo 35 -mittauspaikka sijaitsi siltapilareiden läheisyydessä. Siltapilarit saattavat aiheuttaa pyörteisyyden ja takaisinvirtauksen takia vaihtelevuutta mittaustuloksissa. Suspendoitunut kiintoainemäärä riippuu enemmän siitä, kuinka paljon kiintoainetta on saatavilla sekä eroosio-olosuhteista valuma-alueella ja uomassa. (Eisma 1993 ja Peltonen 1996)

Talvella ja keväällä kiintoainetta on tyypillisesti runsaasti saatavilla ja liikkeellä. Talvella haihdunta ja infiltraatio ovat myös vähäistä, mikä lisää pintavaluntaa. Kiintoaineen voimakas suureneminen saattaa johtua myös roudan sulamisesta. Pienimmät mitatut kiintoainemäärät (kiintoaine pienempi kuin 4 mg/l) esiintyvät

kuvassa 30 marras-huhtikuun aikana. Kiintoaineen pieniä arvoja voi selittää roudan suojaava vaikutus kiintoaineen irtoamisessa sekä myös jääkannen muodostuminen. Sileän jääkannen muodostuminen joessa vähentää suspensiossa kulkeutuvan kiintoaineen määrää, varsinkin suuremmilla virtaamilla. Virtaaman ollessa noin $360 \text{ m}^3/\text{s}$ kiintoainetta kulkeutuu suspensiossa yli puolet vähemmän, mikäli joessa on jääkansi ehkäisemässä turbulenssin syntyä (Aaltonen ym. 2014).

Lumen sulamisen aikana maalla tapahtuva pintavalunta on voimakasta, eikä talvella kasvillisuus ole estämässä kiintoaineen kulkeutumista. Kuvassa 30 on havaittavissa myös vuosina 2012 ja 2013 suuria yli 40 (mg/l) kiintoainemääriä ennen virtaamahuippujen maksimipiikkiä. Tämä selittynee hysteresis-ilmiöllä, jossa samalla virtaamalla tulvan alkaessa kiintoainemäärä on suurempi kuin tulvan laskiessa (Seuna & Vehviläinen 1986). Ilmiötä havaitaan erityisesti talvella, jolloin pohjalle kasaantunut helposti irtoava kiintoaines lähtee liikkeelle tulvan alkaessa. Keväällä jäiden lähtö ja niiden kasaantuminen jääpadoksi voi lisätä kiintoaineen määrää. Jää- ja hyydepato voimistavat eroosiota, sillä ne kiihdyttävät virtaamaa huomattavasti poikkileikkauksen pienentyessä. Hyydettä ja hyydepatoja voi syntyä talvella virtaaman ollessa suurempi kuin $350 \text{ m}^3/\text{s}$ ja lämpötilan ollessa lievästi pakkasen puolella ($0\text{-} -10 \text{ }^\circ\text{C}$) (Triipponen 2008).

Keskimääräisen vuorokausivirtaaman vaikutus nähdään selvästi vuositason kiintoainekuormassa (taulukossa 5). Esimerkiksi vuonna 2012 virtaama oli $100 \text{ m}^3/\text{s}$ keskimääräistä suurempi, kun taas suspensiossa kulkeutuva kiintoainemäärä oli noin kaksinkertainen normaaliin vuoteen nähden. Mittauspisteiden Kojo 35 (ylävirralla) ja Kojo 46 ja 47 (alavirralla) kiintoainemäärät on laskettu kaavojen (19-21) avulla.

Taulukko 5. Kojo 35 sekä Kojo 46 ja 47 -mittauspisteiden kohdalla suspensiossa kulkeutuva kiintoainekuorma laskettuna vuorokausivirtaamien mukaan (tonnia/vuosi) ja valuma-alueen suhteen (tonnia/vuosi/km²). Suspensiossa kulkeutuvan kiintokuorman ennustus vuosille 2010-2039 ja vuosille 2039-2069 tehtiin Kojo 35 kiintoaineen laskukaavan mukaan ja SYKE:n kuukausivirtaaman ennusteiden mukaan.

Vuosi	Kojo 35 kiintoaine/vuosi (tonnia/vuosi)	Kojo 47 ja 46 kiintoaine/vuosi (tonnia/vuosi)	Keskimääräinen virtaama/vuosi
2010	51694	60054	164
2011	84705	93239	204
2012	150359	156762	306
2013	65577	74627	192
2014	48209	56495	156
Keskiarvo	80109	88235	204
Keskiarvo (tonnia /km ² /vuosi)	2,97	3,27	
Ennustus vuosille 2010-2039	69341		
Ennustus vuosille 2039-2069	82249		

Taulukossa 5 esitetyt keskimääräiset vuotuiset suspensiossa kulkeutuvat kiintoainekuormat ovat pienempiä kuin vuonna 1975 Kokemäenjoessa Wartiovaaran (1981) mittaama kiintoainekuorma. Wartiovaara määritteli suspensiossa kulkeutuvaksi kiintoainemääräksi 97200 tonnia/vuosi, keskimääräisen virtaaman ollessa 218 m³/s.

Taulukossa 5 on esitettyä myös ennustetut vuotuiset suspensiossa kulkeutuvat kiintoainekuormat. Ennustetut suspensiossa kulkeutuvat kiintoainekuormat laskettiin Kojo 35 -mittauspisteen kiintoainepitoisuuskaavoilla (20 ja 21) Länsi-Suomen Voima Oy:n (2013) ennustettujen virtaamien perusteella. Vuotuinen kiintoainekuorma vuosille 2010 - 2039 on 69 341 tonnia/vuosi ja vuosille 2039-2069 82 249 tonnia/vuosi.

Kojo 47 -mittauspisteen arvioitu vuotuinen kiintoainekuorman tilavuus on sedimentoituneena 52 500 ± 6500 m³/vuosi. Tilavuuden laskemiseen käytettiin siltin ja hiekan veden kyllästämää tiheyttä, joka laskettiin Pihlavanlahden pohjatutkimustuloksista kolmen eri syvyyden eri vesipitoisuusarvoilla (w = 89-35 %).

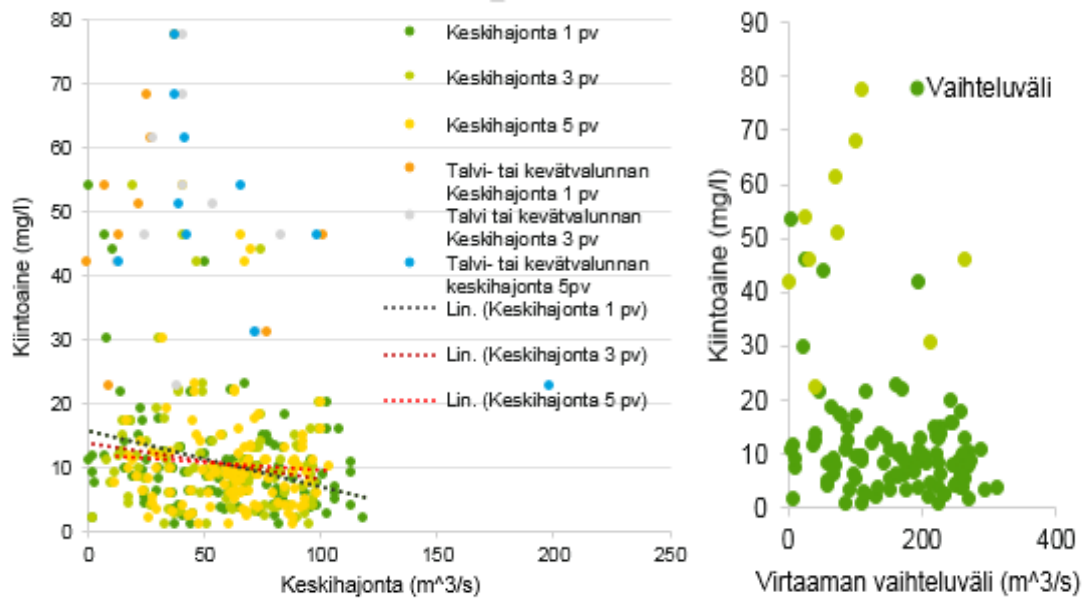
Niinikoski arvioi, että Pihlavanlahdelle sedimentoituisi vuosittain 150 000 m³/vuosi sedimenttiä. Kyseiseen määrään kuuluvat sekä suspensiossa kulkeutuva kiintoaine että pohjassa kulkeutuva pohjakulkeuma. Tästä kokonaissedimentin arvosta saadaan laskettua, että suspensiossa kulkeutuvan kiintoainemäärä on 50 000 m³/vuosi ja pohjakulkeuman määrä on 100 000 m³/vuosi kokonaissedimentistä.

Suspensiossa kulkeutuvan kiintoaineen erodoitumispaikkaa on Kokemäenjoessa selvitetty Aaltosen ym. toimesta (2014). Suurin osa suspensiossa kulkevasta kiintoaineesta on peräisin ylävirralta, sillä Nakkilan ja Ulvilan välillä kiintoaineen määrä lisääntyi 44 %, ja vain 4,5 % Ulvilan ja Porin keskustan välillä.

Suurentuneet virtaamat loppusyksyn, talven ja kevätvalunnan aikana vaikuttavat merkittävästi kiintoainemääriin, mutta ne eivät normaalisti aiheuta suurinta osaa koko vuoden kiintoainemäärästä. Vuonna 2011 normaalia sateisempia kuukausia olivat touko-, tammi- ja huhtikuu, joiden kiintoaineosuus koko vuoden kuormasta oli yksi kolmasosa. Vuonna 2012 sateisempia kuukausia oli yhteensä viisi, milloin kuukausittainen keskimääräinen virtaama oli yli 360 m³/s. Vuoden 2012 tulvakuukausien kiintoaineosuus oli 70 % koko vuoden kiintoainekulkeumasta.

Ylävirran Kojo 35 -mittauspisteen vuotuinen kiintoainekuorma on keskimäärin 8 000 tonnia pienempi kuin alavirran Kojo 46 ja 47 kiintoainekuormat. Tähän vaikuttaa esimerkiksi rantatörmien sortuminen Kojo 35 mittauspisteen alapuolella, mikä lisää suspendoituneen kiintoaineen määrää. Myös uomaeroosiota on tapahtunut ainakin isommilla virtaamilla.

Kiintoainepitoisuuksien vaihteluiden perusteella tutkittiin vuorokausisäännöstelyn vaikutuksia kiintoainekulkeumaan (kuvassa 31). Mikäli suurella keskihajonnalla ja vaihteluvälillä kiintoainemäärät ovat suuria, on vuorokausisäännöstelyllä vaikutusta kiintoainekulkeumaan.



Kuva 31. Suspensiossa kulkeutuva kiintoainemäärä (Kojo 35 -mittauspisteessä) virtaaman keskihajonnan ja vaihteluvälin suhteen.

Yllä olevien kuvaajien perusteella havaitaan, että Harjavallan vuorokausisäännöstelyllä ei aineistojen perusteella ole vaikutusta suspensiossa kulkeutuviin suurimpiin kiintoainepitoisuuksiin. Mitä suurempi on keskihajonta, sitä suurempi on vaihtelu virtaamassa, ja oletettavaa olisi, että virtaaman vaihtelut indusoisivat kiintoainetta liikkeelle. Kiintoainepitoisuudet eivät kuitenkaan lisääntyneet virtaaman keskihajonnan kasvaessa, vaan lineaarinen suora kiintoaineen ja keskihajonnan suhteen (1, 3 ja 5 päivän) sekä vaihteluvälin suhteen on laskeva.

Kiintoaineen suurimmat arvot ovat pääsääntöisesti pienellä keskihajonnalla ja vaihteluvälillä eli virtaaman ollessa suuri talvi- ja kevätvirtaaman aikana. Linearisilta suorilta on jätetty tarkastelusta talvi- ja kevätvalunnan suurimmat kiintoainesarvot, sillä silloin kiintoainesta tulee myös pintavaluntana maastosta.

Virtaama- ja kiintoainetulojen tulkinta

Vuodet 2010-2014 olivat virtaaman suhteen hyvin poikkeavaisia, mutta kyseisinä vuosina on keskimäärin virrannut hieman vähemmän vettä kuin suhteessa pitkän ajan historiaan. Virtaaman ja suspensiossa kulkeutuvan kiintoaineen välille saatiin muodostettua kaksi lineaarista suoraa virtaaman raja-arvon $360 \text{ m}^3/\text{s}$ mukaan. Raja-arvoa pienemmillä virtaamilla kiintoaine ei ole niin riippuvainen virtaamasta, vaan veden mukana kulkeutuu niin sanottu taustakulkeuma, joka kulkeutuu valuma-alueelta. Virtaaman ylittäessä raja-arvon kiintoainepitoisuus kasvaa jyrkästi. Tämä johtuu toisaalta valuma-alueen eroosion kasvusta pintavalunnan voimistuessa ja toisaalta joen pohjassa tapahtuvan eroosion lisääntymisestä.

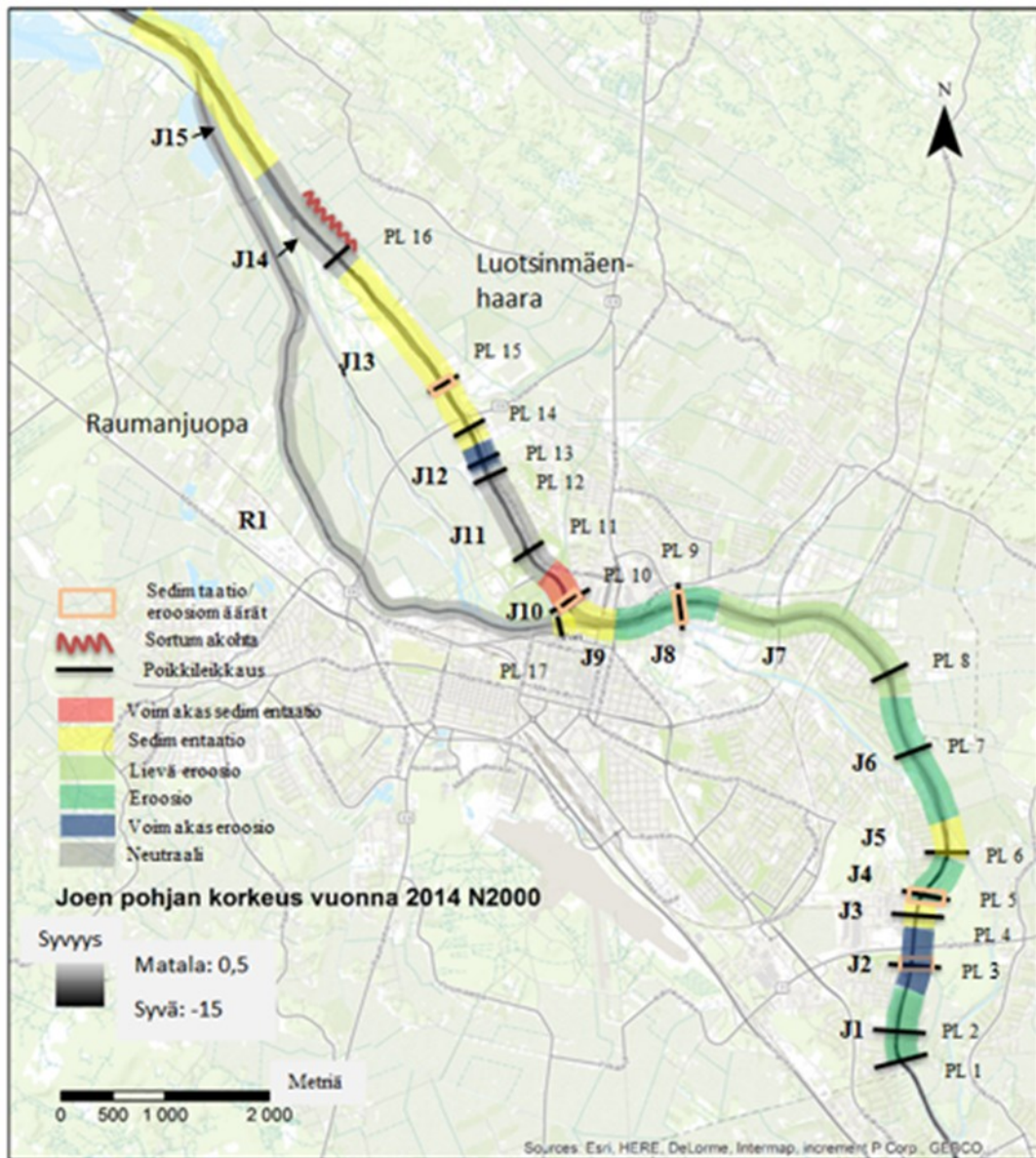
Keskimääräisen päivävirtaaman ja suspensiossa kulkeutuvan kiintoaineen välille saatiin laskettua riippuvuus kahdelle kohtaa jokea. Arvioitu vuosittainen suspensiossa kulkeutuva kiintoainekuorma on tutkimusalueen alavirralla 88 235 tonnia/vuosi. Porin alueella suspensiossa kulkeutuva kiintoainemäärä suureni 8 126 tonnia/vuosi. Kasvu syntyy muun muassa uoman pohjan eroosiosta suurimmilla virtaamilla ja joen reunojen sortumisesta.

Kiintoaineen laskeminen virtaaman mukaan ei kuitenkaan ole aivan yksiselitteistä. Kiintoainemäärään vaikuttavat tulvahuippujen lukumäärä, vuodenaika sekä onko mittaus tehty tulvahuipun nousun vain laskun aikana. Normaalina vuotena tulvakuukaudet eivät aikaansaa suurinta osaa koko vuoden suspensiossa kulkeutuvasta kiintoainemäärästä toisin kuin sateisempina vuosina. Vuonna 2011 normaalia sateisempia kuukausia olivat touko-, tammi- ja huhtikuu ja näiden sateisempien kuukausien osuus koko vuoden kiintoainekuormasta oli yksi kolmasosa. Toisaalta vuonna 2012 viitenä kuukautena keskimääräinen kuukausittainen virtaama oli yli $360 \text{ m}^3/\text{s}$, ja näiden kuukausien osuus vuoden kokonaiskiintoainekuormasta oli jopa 70 %. Normaalina sateisempina vuotena tulvahuiput aiheuttavat suurimman osan vuotuisesta kiintoainekuormasta. Vuosien 2010-2014 jakso on keskimääräistä kiintoainekuormaa tarkastellessa lähellä vuosille 2039-2069 oletettua ilmastonmuutoksen kiintoainekuormaa.

5.3 Eroosio- ja sedimentaatioalueet

Jokiuomien muodoissa tapahtuvien muutoksien ymmärtämiseen tarvitaan tuntemusta uoman historiasta, sedimenttistratigrafiasta ja virtaamaolosuhteista. Ne auttavat ymmärtämään jokiuomien eroosiota ja sedimentaatioprosesseja. Uoman morfologia eli uoman muoto ja poikkileikkauspinta-ala vaikuttavat ratkaisevasti virtausnopeuteen, sillä esimerkiksi uoman kaventuminen aiheuttaa virtausnopeuden suurentumisen. Kokemäenjoen uoma Harjavallan voimalaitoksen alapuolella Nakkilassa ja Ulvilassa sekä Porin ylävirran puoleisissa osissa on kapea ja syvä. Siellä on tapahtunut eroosiota, jonka myötä kiintoainesta on vuosisatojen ajan kulkeutunut joen alaosiin ja sedimentoitunut sinne. Suistossa olevassa matalassa ja leveässä uomassa virtausnopeus hidastuu luoden otolliset olosuhteet sedimentaatiolle.

Kokemäenjoen alajuoksun yksiuomainen osa (jokiosuudet J1-J9), Luotsinmäenhaara (jokiosuudet J10-J15) ja Raumanjuopa (R1) luokiteltiin erilaisiin sedimentaatio/eroosioalueisiin (kuva 32). Nämä luokat olivat voimakas sedimentaatio, sedimentaatio, neutraali, lievä eroosio, eroosio ja voimakas eroosio. Pääsääntöisesti kaikista jokijaksoista on kuvattuna yksi poikkileikkaus seuraavissa kappaleissa. Kuvassa 32 on alustava luokittelu joen eri alueista, ja se perustuu joen pohjan muotoihin ja joen pohjan muutoskuviin (liite 1(1-7/7)) pääväriin kullakin osa-alueella. Joen uoman muutoskuvissa liitteessä 1 on luokiteltuna joki tarkemmin: joen keskiosa ja kumpikin reuna-alue erikseen. Lisäksi joen paikalliset voimakkaan eroosion kohdat ja muut kohdat, jotka poikkeavat alueen luokittelusta.



Kuva 32. Kokemäenjoen alaosan yksiomaisen uoman (J1-J9), Luotsinmäenhaaran (J10-J15) ja Raumanjuovan jokiosuudet (R1) luokiteltuna eroosio- ja sedimentaatioluokkiin tai neutraaliin luokkaan. Kuvassa on nähtävillä myös poikkileikkaukset ja eroosio- ja sedimentaatiomäärän laskenta-alueet.

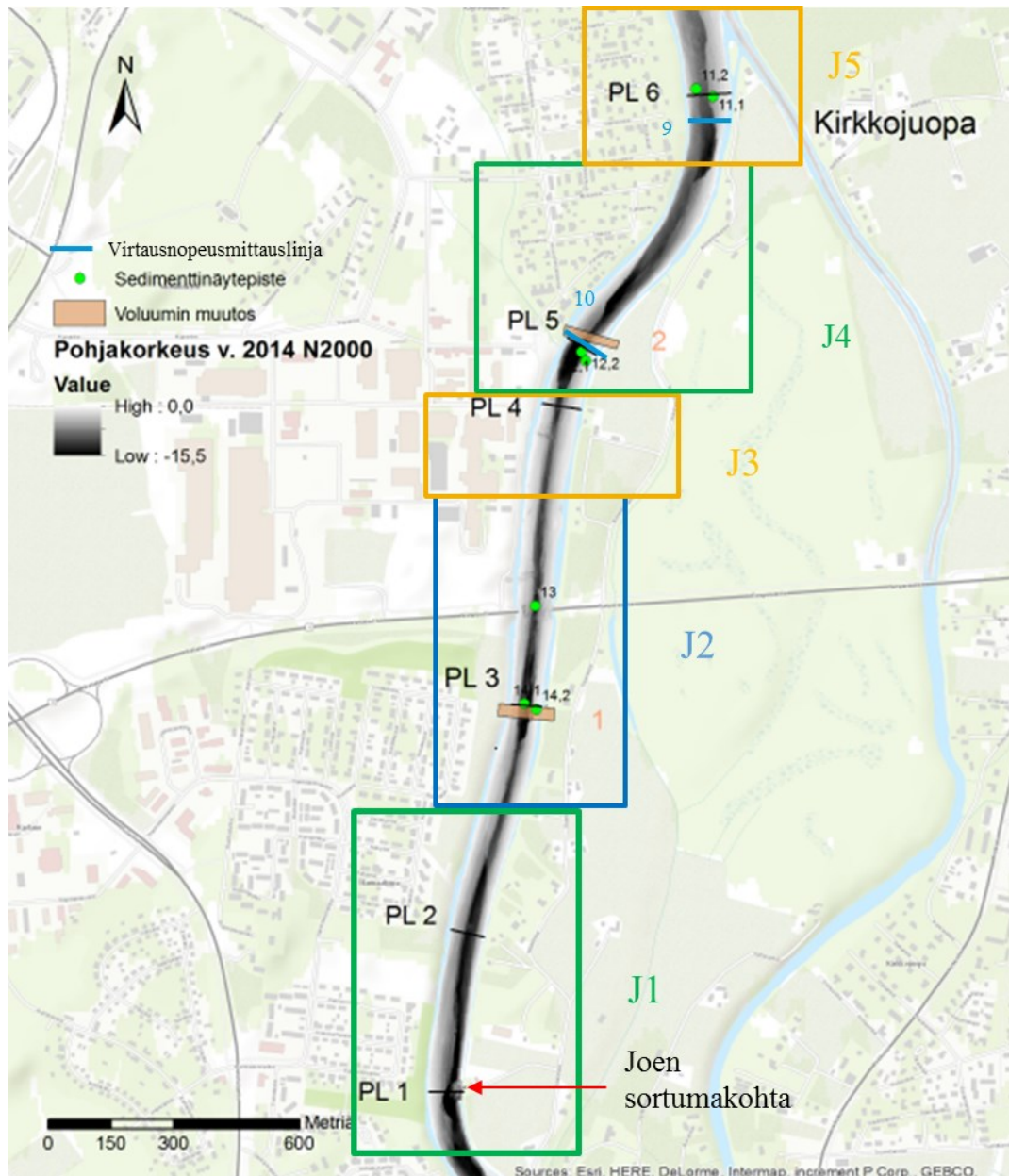
Taulukossa 6 on koottu eroosio- ja sedimentaatiomäärät kuvan 32 eri poikkileikkauksien kohdilta. Laskenta on tehty suuremmalta pinta-alalta laskettuna, kuin poikkileikkauksesta.

Taulukko 6. Eroosio- ja sedimentaatiomäärät suuremmalta pinta-alalta (teoreettinen kiintotilavuus/pinta-ala) eri poikkileikkauksien kohdalta.

Eroosio-/ sedimentaatio- määrä, poikkileikkaukselta	Eroosio (m ³ ktr/ m ²)	Sedimentaatio (m ³ ktr/m ²)
3	0,82	0,06
5	0,32	0,15
9	0,11	0,04
10	0,08	0,33
15	0,07	0,09

Tärkein uoman muotoa muokkaava yksittäinen tekijä on virtaaman suuruus ja virtausnopeuden paikallinen vaihtelu uoman eri osissa. Tämän vuoksi seuraavissa kappaleissa tutkitaan Niinikosken vuonna 2010 mitattavia virtausnopeuksia ylivirtaamalla ja keskimääräisellä virtaamalla joen eri kohdista.

Jokiosiot J1-J5 ovat havaintoalueen vanhinta, syvää ja kapeaa osiota (kuva 33). Syvyys johtuu maaperän eroosioherkkyydestä. Jokiosio on tutkimusalueen vanhinta osaa, minkä vuoksi joen uoma on ehtinyt kulumaan enemmän kuin alavirralla. Maa on ollut pidempään kuivilla ylä- kuin alavirralla maankohoamisen ja sedimentoitumisen tähden. maankohoaminen on vaikuttanut kauemmin ylävirralla. Tällä alueella sedimentaatio- ja eroosioalueet vaihtelevat tiheästi. Nämä eroosio- ja sedimentaatioalueiden vaihtelut ovat luonnollisia virta- ja suvantokohtia (Bridge 2003).

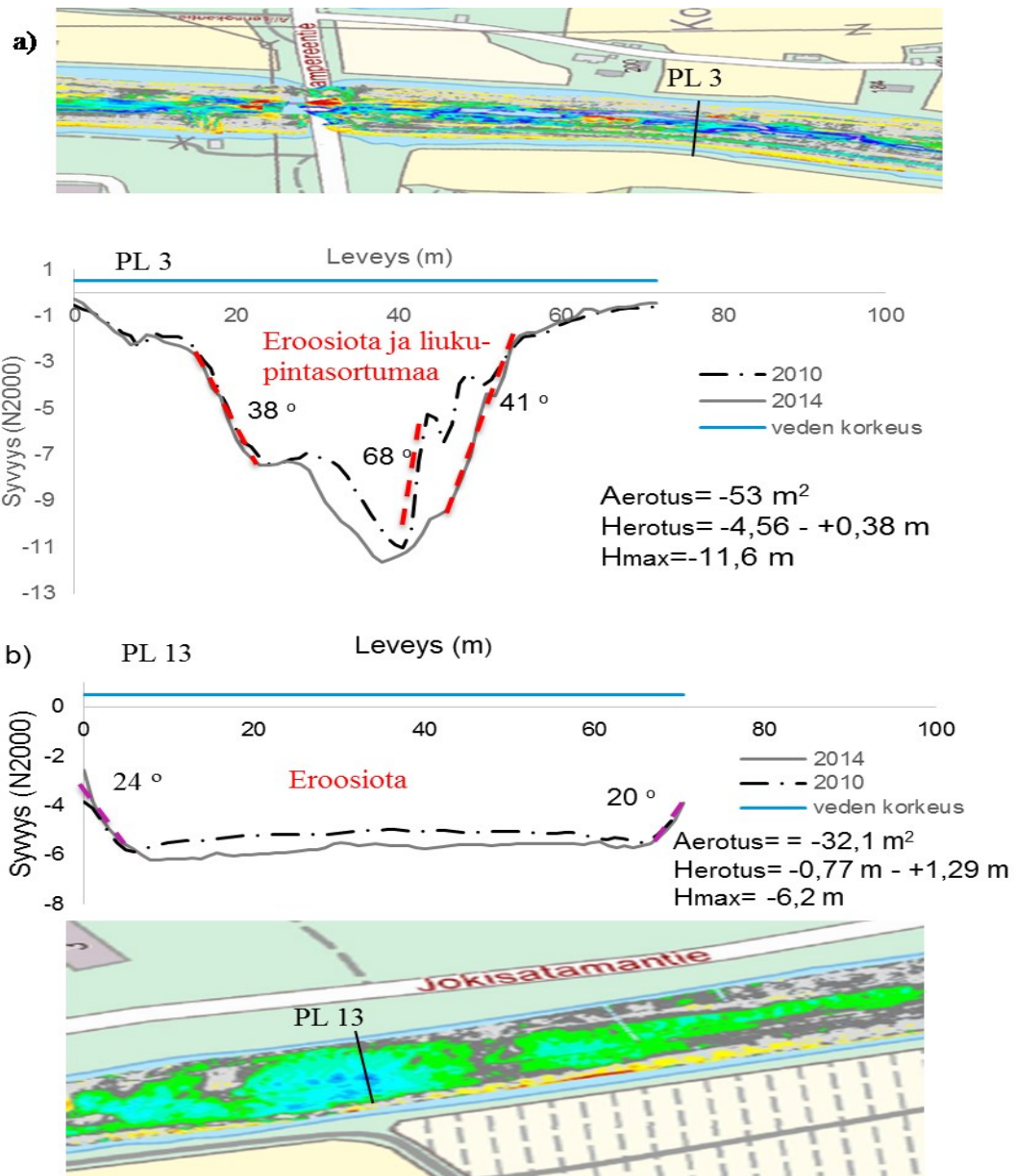


Kuva 33. Näytestekartta syvältä jokiosuudelta J1-J5, jossa näkyvillä poikkileikkaukset, sedimenttinäytepisteet, virtausnopeusmittauslinja, pohjan syvyys sekä eroosio- ja sedimentaatiomäärän laskenta-alueet.

Kuvassa 33 näkyy rannan sortumiskohta poikkileikkauksen 1 kohdalla, jossa harmaa ja musta väri esittävät uoman syvyyttä. Musta väri joessa tarkoittaa joen syvintä kohtaa eli syvänneuraa. Kuvassa on nähtävillä kaikki tehdyt poikkileikkaukset, sedimenttinäytepisteet sekä eroosio- ja sedimentaatiomäärien tutkimuskohtat. Eroosio- ja sedimentaatiomäärät esittävät pinta-alan muutosta laajemmalla alueella vuosilta 2010 ja 2014, kun taas poikkileikkauksissa nähdään vain poikkileikkauksen muutokset. Liitteessä 2 on esitetty kaikki määritetyt poikkileikkaukset ja seuraavissa kappaleissa esitetään ylävirralta alavirralle päin eri alueiden tärkeimmät poikkileikkaukset.

5.3.1 Voimakkaan eroosion alueet

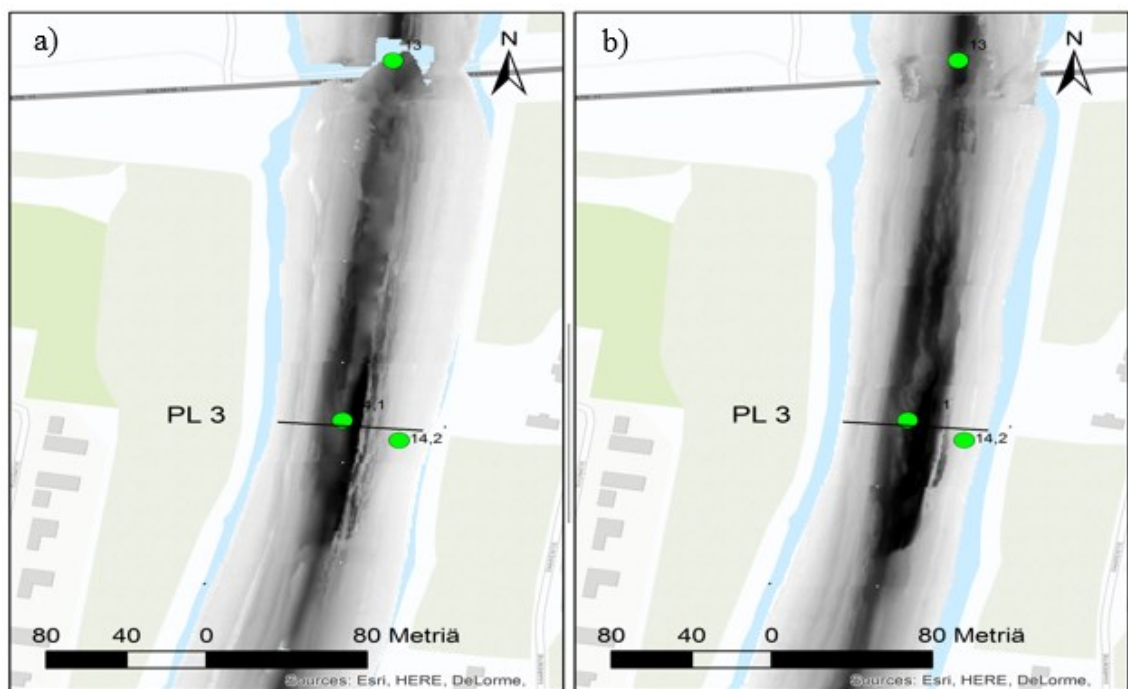
Jokiosuuksilla J2 ja J12 tapahtuu voimakasta eroosiota (ks. kuva 32). Voimakkaan eroosion luokitteluperuste on, että alueella tapahtuu suuremmalla pinta-alalla ja pituudelta yli 0,1 metriä eroosiota vuodessa. Nämä jokiosiot ovat kaukana toisistaan, mutta yhteinen tekijä näillä alueilla on luultavimmin Toukari-muodostuman hiekkakerros, joka on esillä uoman pohjalla ja lähtee liikkeelle herkästi. Joki on suora kummallakin osiolla ja joen syväneura on keskellä poikkileikkausta. Siten myös suurin virtaus keskittyy joen keskiosaan. Poikkileikkauksessa 3 syväneura on syvällä jopa tasolla -11,6 (N2000) (kuva 34). Jokiosion J2 syväneurasta otettiin sedimenttinäyte 14.1 joen keskeltä. Näyte oli hiekan ja saven sekoitusta.



Kuva 34. Poikkileikkauksissa 3 ja 13 tapahtuu voimakasta eroosiota (PL 3 eroosiota 53 m² PL 13 eroosiota 32,1 m²) Toukari-muodostuman hiekan takia. Kuvassa on esitetty pinta-alan muutos vuodesta 2010 vuoteen 2014 (A_{erotus}), kun vedenkorkeus on tasolla +0,5 (N2000). Maksimi sedimentoituminen (+) ja maksimi eroosio (-) on kuvattuna (H_{erotus}), samoin uoman maksimi syvyys (H_{max}). Kuvaa on työstetty vaakasuunnassa.

Pinta-alan muutoksessa (A_{erotus}) plussa (+) esittää sedimentaatiota ja miinus (-) eroosiota. Vuosien 2010 ja 2014 poikkileikkauksien erotus on laskettu joen keskimääräistä veden korkeutta käyttäen (+0,5 N2000). Poikkileikkauksessa 3 tapahtuu eroosiota 53 m², ja poikkileikkauksessa 13 tapahtuu eroosiota 32,1 m². Tämän lisäksi on syytä tarkastella uoman korkeuden maksimaalista syvyyden muutosta (H_{erotus}), joka kertoo kuinka paljon maksimissaan eroosiota ja sedimentaatiota on tapahtunut.

Poikkileikkauksessa 3 on tapahtunut eroosiota jopa -4,6 metriä neljän vuoden aikana joen syvänneuran luiskassa. Tämä on suuri määrä huomioiden mittausvuosien välinen aika noin 4 vuotta. Kyse lienee ainakin syvänneuran oikeanpuoleisessa luiskassa tapahtuneesta vedenalaisesta liukupintasortumasta. Luiskankaltevuus oli 68° vuonna 2010 ja vuonna 2014 ilmeisen sortuman jälkeen 41° . Vasemmanpuoleisen luiskan kaltevuus oli 38° vuonna 2010 ja vuonna 2014. Neljän vuoden aikana kummallakin reunalla joen uoman kaltevuus on pienentynyt. Kuvassa 35 on nähtävillä jokiosion 2 uoman suuri muutos koko alueella.



Kuva 35. Voimakkaan eroosion jokiosio J3 pohjan syvyys a) vuodelta 2010 ja b) vuodelta 2014. Sedimenttinäytepisteet poikkileikkauksen 3 keskeltä (14.1), oikealta puolelta (14.2) ja sillan kohdalta (13) ovat merkattuna. Uoma syvyys on esitettyä matalasta harmaasta väristä syvään mustaan väriin.

Kuvista 34 ja 35 voidaan havaita, että melkein koko jokiosiossa 2 tapahtuu voimakasta eroosiota ja ilmeisesti vedenalaisia joenpohjan sortumia. Joki on erodoinut ja kuljettanut sortuneen maan pois. Ilmiöt viittaavat siihen, että uoma ulottuu jo Toukari-muodostumaan saakka. Tätä tukevat myös sedimenttinäytepiste 14.1 ja Niinikosken vuonna 2011 tekemät havainnot maaperämuodostumasta.

Vastaavasti poikkileikkauksessa 13 joen pohja on erodoitunut kokonaisuudessaan neljän vuoden aikana tasaisesti (0,77 m). Eroosion määrä poikkileikkauksessa 13 ei ole niin suuri kuin poikkileikkauksessa 3, mikä johtuu muun muassa uomien tasaisesta geometriasta. Virtaama jakaantuu tasaisemmin matalassa uomassa, ja uomien reunoihin johtuva karheus hidastaa joen virtausnopeutta todennäköisesti enemmän kuin poikkileikkauksessa 3. Sedimentaatiota on tapahtunut joen vasemmassa reunassa, johon on sedimentoitunut 1,29 metriä, mahdollisesti uomien reunan sortumisen takia.

Toukari-muodostuman kitkamaa eli hiekkakerros lähtee helpommin liikkeelle kuin koheesiomaa eli siltti- ja savikerrokset. Poikkileikkauksesta 13 huomataan, kuinka suuri vaikutus Toukari-muodostumalla on eroosioon. Kyseinen muodostuma selittääkin Luotsinmäenhaaran ainoan eroosioaluetta, joka ei poikkea muuten huomattavasti syvyydeltään eikä poikkileikkauspinta-alaltaan Luotsinmäenhaaran lähialueista. Eroosio- ja sedimentaatiomääriä laskettiin voimakkaan eroosion alueelta poikkileikkauksesta 3 (ks. kuva 33). Taulukon 6 mukaan kyseisessä kohdassa neljän vuoden aikana eroosiota tapahtui $0,82 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ja sedimentaatiota $0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$.

Kun tarkastellaan virtausnopeuksia noin $500 \text{ m}^3/\text{s}$ virtaamalla, poikkileikkauksessa 3 keskimääräinen virtausnopeus on noin $1,5 \text{ m/s}$ ja poikkileikkauksessa 13 keskimääräinen virtausnopeus on noin $1,25 \text{ m/s}$. Virtausnopeudet ovat laskettu virtaama jaettuna vuoden 2010 poikkileikkauspinta-alalla. Poikkileikkauksessa 3 virtausnopeus on suurin joen uomien syvänneuran kohdalla. Edellä mainittuja virtausnopeuksia verrattiin Hjulström-Sundborgin vuoden 1935 julkaistuun diagrammiin (ks. kuva 13). Poikkileikkauksissa 3 ja 13 todennäköisesti ylivirtaamalla erodoituu maata silttipartikkeleista pieniin kiviin saakka ($d = 0,0035 \text{ mm} - 70 \text{ mm}$). Tämä tarkoittaa, että Hevosluoto-muodostuman savinen siltti ja Toukari-muodostuman eri kerrostumat siltistä hiekkaan lähtevät liikkeelle.

Poikkileikkauksissa 3 ja 13 tarkasteltiin virtausnopeutta myös keskimääräisellä virtaamalla. Keskimääräisellä virtaamalla $220 \text{ m}^3/\text{s}$ poikkileikkauksessa 3 virtausnopeus on noin $0,65 \text{ m/s}$ ja poikkileikkauksessa 13 virtausnopeus on noin $0,55 \text{ m/s}$. Edellä mainitut keskimääräiset virtausnopeudet saavat aikaan merkittävän eroosion keskisilttipartikkeleista (raekoko suurempi kuin $0,009 \text{ mm}$) soraan saakka (raekoko

pienempi kuin 8 mm). Kulkeutuminen tapahtuu osittain suspensiossa ja osittain pohjakuljetuksena.

5.3.2 Eroosioalueet

Eroosioalueita ovat yksiuomaisen joen alueet J1, J4, J6 ja J8. Eroosioalueeksi on luokiteltu tässä työssä ne alueet, joissa tapahtuu eroosiota 0,05-0,10 metriä vuodessa. Eroosioalueilla virtaus on lähes aina turbulenttista, sillä virtaus pystyy kuljettamaan sedimenttejä. Turbulenttisuutta lisäävät joen pohjan korkeuden nopeat muutokset ja kaarteet. Virtausnopeuteen vaikuttaa joen poikkileikkauspinta-ala, mutta myös uoman muoto eli geometria. Juuri syvissä syväneurissa virtausnopeus on suurempi kuin matalammissa kohdissa joen sivuilla, sillä joen uoman törmien karheus ja mahdolliset kasvit hidastavat virtausnopeutta joen reunoilla. Joen pohja on näillä eroosioalueella pääsääntöisesti Hevosluoto-muodostuman savista silttiä (saSi), laihaa savea (laSa) ja Ulasoori-muodostuman lihavaa savea (liSa), mutta muutamassa syvänteissä on havaittavissa myös hiekkaa. Hiekka on todennäköisesti peräisin Toukari-muodostuman hiekkakerroksesta, moreenikerroksesta tai pohjakulkeumana liikkuvasta hiekasta.

Eroosioalue J1 (PL 1 ja PL 2)

Joen ylävirralla poikkileikkauksessa 1 näkyy jyrkkä syväneura joen mutkan sisäkaarteessa, missä jokirantatontilla on tapahtunut suuri törmän sortuminen (ks. kuva 33). Törmän sortumiskohdassa joki kaartaa jyrkästi oikealle ja uoman syväneura on myös syventynyt oikealta puolelta. Virtausnopeus on suuri ylävirralla tutkimusalueen ensimmäisessä poikkileikkauksessa, ja suurimmat virtausnopeudet sijaitsevat joen sisäkaarteessa uoman oikealla puolella.

Ensimmäisen poikkileikkauksen kohdalla kaarteiden syvänteessä on todennäköisesti esillä Toukari-muodostuma, mutta muuten uomassa on luultavimmin esillä Ulasoori- ja Hevosluoto-muodostuman koheesiomaalajit. Toukari-muodostuman varmistamiseksi otettiin sedimenttinäyte 15.1 (ks. 5.4 Sedimentin ominaisuudet).

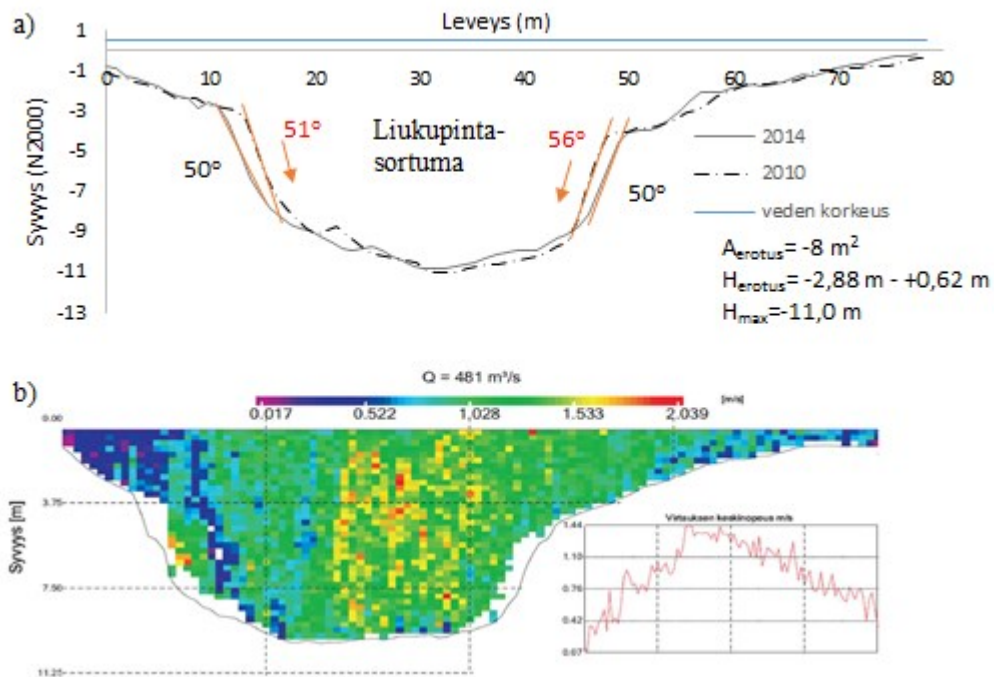
Kerrostuneet savi- ja silttikerrostumat vaativat suuremman virtausnopeuden kuin hiekka, jotta ne erodoituvat veden virtauksen johdosta. Poikkileikkauksen 1

sortumakohta on voinut lisätä eroosiota joen syväneurassa myös alavirralla, sillä erodoituneet partikkelit voivat hangata ja synnyttää uria syväneuraan (Flood 1981).

Syväneura kulkee koko jokijaksossa J1 joen oikealla puolella vielä kaarteiden jälkeenkin. Syvänteen jälkeen joki nousee hieman noin -7 m syvyyteen (N2000) ja poikkileikkauspinta-ala pienenee. Jokijaksossa J1 joen syväneuralla vasemmalta puolelta on erodoitunut pois jopa metri maata aikavälillä 2010 ja 2014 (ks. poikkileikkaus 2 liitteestä 2 (1/6)). Tämä johtuu siitä, että virtausnopeus on voimakas syvänteen kohdalla ja pohjakulkeumana vierimällä ja hyppimällä liikkuvat hiekkapartikkelit voivat hangata joen syväneuraa (Collinson & Thompson 1982).

Erosioalue J4 (PL 5)

Jokiosuuteen J4 on muodostunut jyrkkä syvänteen mutkan ulkokaarteeseen eli uoman vasemmalle puolelle (poikkileikkaus 5). Kaarteissa syntyy turbulenti virtausta hitaamman virtauksen alueelle, ja turbulenssi edesauttaa partikkeleiden liikkeellelähtöä (Collinson & Thompson 1982). Syvänteen luiskat ovat jyrkät, minkä takia neljän vuoden aikana lienee tapahtunut vedenalaisia liukupintasortumia. Syvänteen reunoilta on erodoitunut maksimissaan jopa 2,9 metriä. Liukupintasortumia on tapahtunut joen penkereissä molemmilta puolilta (kuva 36 a). Vuonna 2010 uoman reunan kaltevuudet kaarteissa olivat oikealla 56° ja vasemmalla 52°. Vedenalaisten liukupintasortumien jälkeen vuonna 2014 kaltevuus oikealla oli 50° ja vasemmalla 51°. Kyseisessä poikkileikkauksessa ei ole kuitenkaan kokonaisuudessaan tapahtunut paljoa eroosiota (-8 m²). Poikkileikkauksen 5 kohdalla on ylävirran ensimmäinen virtausnopeusmittauslinja 10 (Niinikoski 2011, kuva 36 b). Virtausnopeudet on mitattu 481 m³/s virtaamalla. Kuvan avulla saadaan käsitys virtausnopeuksista ylävirralla, kun virtaama on suurentunut esimerkiksi kevätvalunnan aikana.



Kuva 36. Jokiosuudella J4 a) poikkileikkauksessa 5 nähdään liukupintasortuman aiheuttamaa eroosiota ja b) virtausnopeudet ylivirtaaman aikana virtausnopeusmittauslinjalla 10 (Niinikoski 2011).

Kuvasta 36 b) huomataan, että virtausmittauslinjalla 10 keskimääräinen virtausnopeus on noin 1,0 m/s ylivirtaaman aikana. Virtausnopeutta tutkittiin Niinikosken (2011) työssä myös keskimääräisen virtaaman aikana. Virtausnopeus keskimääräisen virtaaman aikana ($Q = 171 \text{ m}^3/\text{s}$) on noin 0,6 m/s. Suurimmat virtausnopeudet ovat keskittyneet hieman vasemmalle puolelle uomaa, ja tämän seurauksena myös syväneura on vasemmalle puolelle keskittynyt. Suurimmat virtausnopeudet saavat aikaan eroosiota herkemmin kuin pienemmät virtaamat.

Poikkileikkauksessa 5 joki kaartaa voimakkaasti oikealle, minkä johdosta kaarteessa syväneuran kohdalla on havaittavissa pyörteistä akanvirtaa (kuva 37). Pyörteisesti liikkuva akanvirta eli turbulентtinen virtaama voi aiheuttaa eroosiota ja liukupintasortumaa. Turbulenttisessa virtauksessa ei yleensä tapahdu sedimentoitumista (Seuna & Vehviläinen 1986).



Kuva 37. Kuva akanvirrasta lähellä poikkileikkausta 5. Kuva otettu alavirralle päin (Tervala 2015).

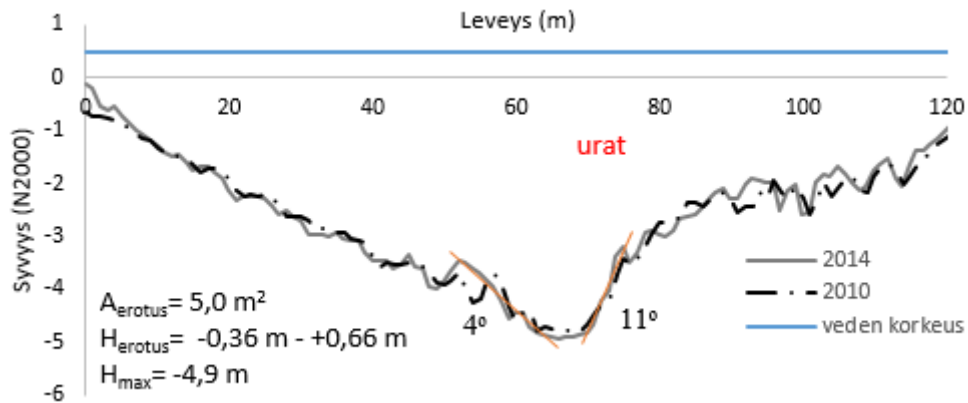
Kuvassa 37 kaarteessa poikkileikkauksen 5 jälkeen on asutusta noin 20-50 metrin päässä joen syvänteestä. Kyseisessä kohdassa on esillä Toukari-muodostuma joen syväneurassa (Niinikoski 2011). Toukari-muodostuman savi- tai silttikerros on luultavimmin esillä uoman syväneurassa, sillä voimakasta eroosiota alueella ei pääsääntöisesti tapahdu. Poikkileikkauksen 5 alapuolella joen syväneura kapenee, ja se aiheuttaa suurempaa eroosiota syväneuran syvimmissä kohdassa.

Erosio- ja sedimentaatiomäärää laskettiin poikkileikkauksen 5 kohdalta, missä syväneura on kapea. Tässä kohdassa tapahtui neljässä vuodessa eroosiota $0,32 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ja sedimentaatiota $0,15 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Eroosiota tapahtui joen syvänteestä ja sedimentaatiota joen matalammilla sivuilla.

Erosioalue J6 (PL 7)

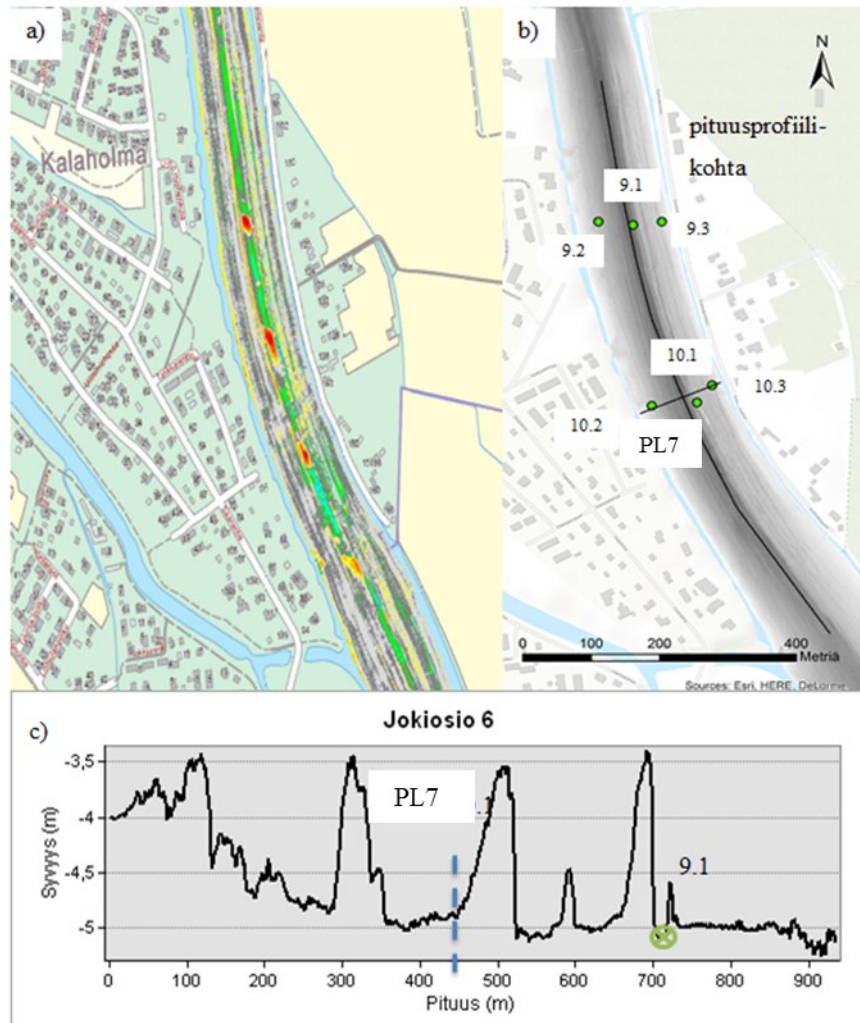
Jokiosuudella J6 Hevosluoto-muodostuman savisessa siltissä oli havaittavissa uria (Niinikoski 2011). Tässä työssä jokiosio luokiteltiin eroosioalueeksi syväneurassa tapahtuvan eroosion takia. Urat ovat ajansaatossa syntyneet pohjan virtauksen suuntaisten pyörteiden johdosta (kuva 38). Pyörteissä kulkeutuva hienojakoinen

hiekkapartikkeli edistää urien syntymistä hankaamalla silttimaan pohjaa. Urat ja vaot esiintyvät joen suuntaisesti.



Kuva 38. Poikkileikkauksessa 7 näkyy urien muutos joen syvänneurassa ja sivuilla.

Kuvasta 38 nähdään, että urien syvyudet ovat muutamista senteistä yli metriin. Urien pituudet ovat muutamista metreistä lähes kilometriin (Niinikoski 2011). Joen syvänneuraan on kasaantunut sedimenttiä, joka on merkittynä punaisella (kuva 39 a). Kuvassa 39 c on jokijakson 6 syvänneuran pituussuuntainen profiili.



Kuva 39. Jokiosion 6 a) joen eroosio- ja sedimentoitumiskartta 2010-2014 vuosilta, missä eroosiota kuvataan sinisellä ja vihreällä ja sedimentaatiota kuvataan punaisella ja keltaisella, b) pituusleikkausprofiilin kohta joessa, näytepisteet ja poikkileikkaus 7 merkattuna ja c) pituusleikkausprofiili joen syvänneurasta, jossa merkattuna poikkileikkaus 7 ja hiekka sedimenttinäytepiste 9.1.

Neljä kasaantumaa kuvassa 39 a) johtuvat joen syvänneurapohjan korkeuden vaihtelusta. Joen pohja vaihtelee 3,5 syvyydestä 5,3 syvyyteen hiekka-aaltojen johdosta (kuva 39 c). Hiekka-aaltoja syntyy virtauksen ollessa turbulenttinen lähellä pohjaa tai aaltojen vaikutuksesta (Collinson & Thompson 1982). Hiekkaa on kasaantunut hiekka-aaltojen harjan jälkeiseen syvään osaan (sedimenttinäytepiste 9.1), ja eroosiota on tapahtunut joen korkeimmista kohdista. Suurempia hiekkadyynejä esiintyy jokiosuuden matalammilla osilla ja pienempiä joen syvemmillä osilla (Ten Brinke & Wilbers 2003). Keskimääräisen virtausnopeuden tulee olla kuitenkin alle 0,2 m/s, jotta hiekka jää paikoilleen, sitä suuremmilla nopeuksilla hiekka lähtee pohjakuljetukseen (Harms ym. 1975).

Eroosioalue J8 (PL 9)

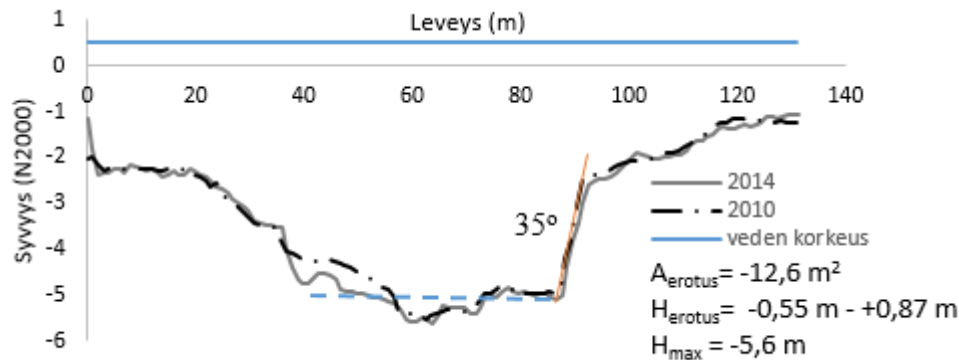
Jokiosiossa J8 uoman pohjaan ruoppaamalla tehdyt nopeat korkeuden muutokset näkyvät eroosiota lisäävänä tekijänä. Porin keskustan kohdalla, Seikun alueella, on ruopattu vuonna 1992 useita osia, jotka näkyvät syvempinä eli tummempina alueina kuvassa 40.



Kuva 40. Näytepistekartta jokiosuudelta J8-J9, jossa on näkyvillä poikkileikkauskohdat, sedimenttinäytepisteet, virtausnopeusmittauslinja, pohjan syvyys sekä eroosio- ja sedimentaatiomäärän laskenta-alueet. Seikun alueen ruoppaukset näkyvät uoman tummemmissa kohdissa.

Eroosio voimistuu juuri Seikun alueella, missä jokea on ruopattu keskeltä noin tasolle -5 (N2000). Seikun alueen jyrkät vaihtelut joen syvyydessä johtuvat uoman poikkisuuntaan kulkevista vesijohdoista, joiden kohdalta ei pystytty ruoppaamaan. Vesijohtojen takia poikkileikkauspinta-ala pienenee noin 100 m² ja näin ollen myös

virtausnopeus suurenee. Yksi sedimentaatiokohta löytyy myös alueelta, todennäköisesti johtuen joen reunan sortumisesta (Liite 1 (4/7)). Poikkileikkauksen 9 ruopatus kohdan oikea reuna oli vuonna 2010 35° ja vuonna 2014 21° (kuva 41).



Kuva 41. Poikkileikkaus 9, jossa vuoden 1992 ruoppaustaso on myös esitetty katkoviivalla.

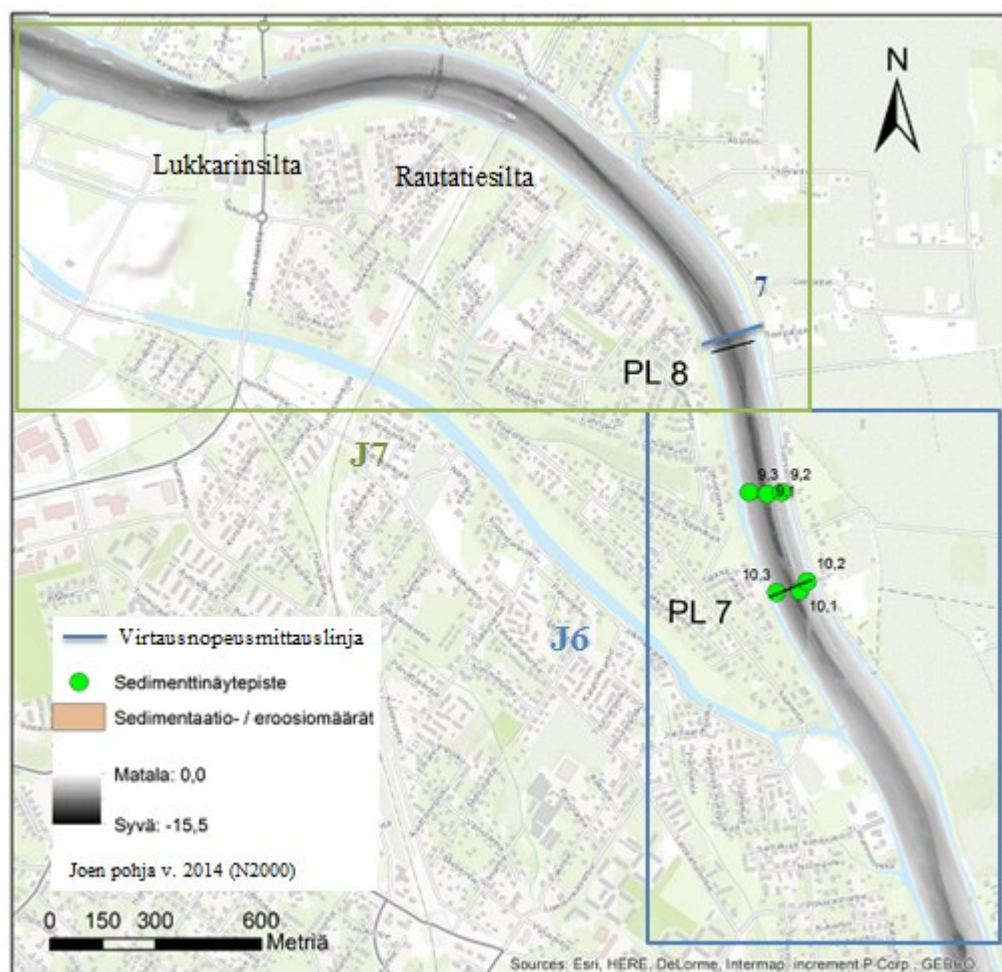
Porin keskustan alueella yksiuomaisen joen osa levenee ja joen pohja on matala (alle 6 m, N2000). Pohjalla on Hevosluoto-muodostuman savista silttiä. Poikkileikkauksessa 9 uoma kaartuu vasemmalle. Vasemmassa kaarteessa sijaitsee suurin virtausnopeus, missä eroosiota on myös havaittavissa. Uoman koko leveys tässä kohdassa on noin 170 metriä, josta vain osa on esitetty kuvassa 41.

Poikkileikkauksen 9 lähellä virtausnopeusmittauslinjalla 3 Niinikoski on mitannut tarkkoja virtausnopeuksia vuonna 2010. Ylivirtaamalla $Q = 527 \text{ m}^3/\text{s}$ poikkileikkauksen 9 lähellä keskimääräinen virtausnopeus on $0,94 \text{ m/s}$. Keskimääräisellä virtaamalla $Q = 184 \text{ m}^3/\text{s}$ virtausnopeus on $0,47 \text{ m/s}$.

Yhteenvedona eroosioalueilla yksiuomaisen osan ylävirralla (J4) ja alavirralla (J8) keskimääräiset virtausnopeudet ylivirtaaman aikana ovat lähellä toisiaan ($1,0 - 0,94 \text{ m/s}$). Hjulström-Sundborg diagrammin (1935) mukaan näillä virtausnopeuksilla todennäköisesti erodoituu hienosta silttipartikkelista soraan ($d = 0,005 - 35 \text{ mm}$). Keskimääräisellä virtaamalla virtausnopeuden ollessa $0,47 - 0,6 \text{ m/s}$ erodoituu sedimentti keskisiltistä soraan ($d = 0,009 - 8 \text{ mm}$).

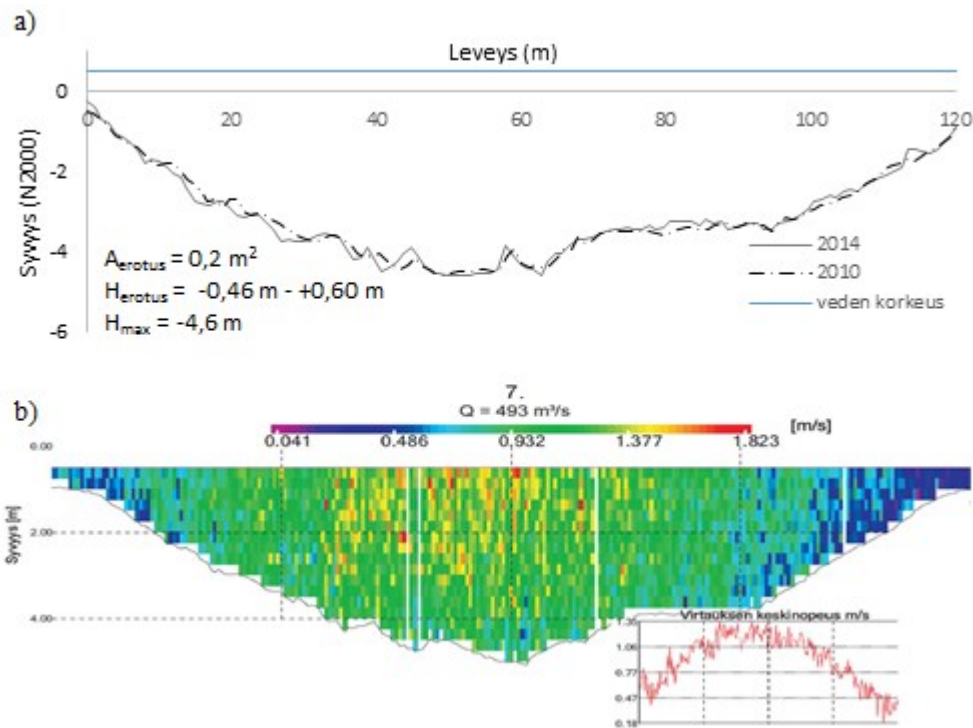
5.3.3 Lievän eroosion alue

Ainoa lievän eroosion alue sijaitsee tutkitulla Kokemäenjoen osuudella jokiosiota J7. Luokitteluperuste tälle lievän eroosion alueelle on, että alueella tapahtuu 0,02-0,05 metriä eroosiota vuodessa. Joen uoman muutoskartassa on havaittavissa eroosiokohtia paikoin joen syvänneuralla liite 1 (3-4/7). Poikkileikkauksessa 8 pinta-ala suurenee noin 50 m² poikkileikkaukseen 7 verrattuna. Kyseisellä alueella uoman pohja on Hevosluoto-muodostuman savista silttiä (Niinikoski 2011).



Kuva 42. Alueiden J6 ja J7 näytepistekartta.

Kuvassa 42 nähdään syvänneuran sijaitsevan joen sisäkaarteessa. Poikkileikkauksessa 8 (kuvassa 43 a) huomataan, että syvänneura on matala -4,6 tasolla (N2000). Samalta kohdalta Niinikoski (2011) mittasi virtausnopeusmittauslinjan 7 virtausnopeudet ylivirtaaman aikana (kuvassa 43 b). Joen loiva kaarre ei aiheuta yhtä paljon eroosiota toisin kuin jyrkät kaartet.



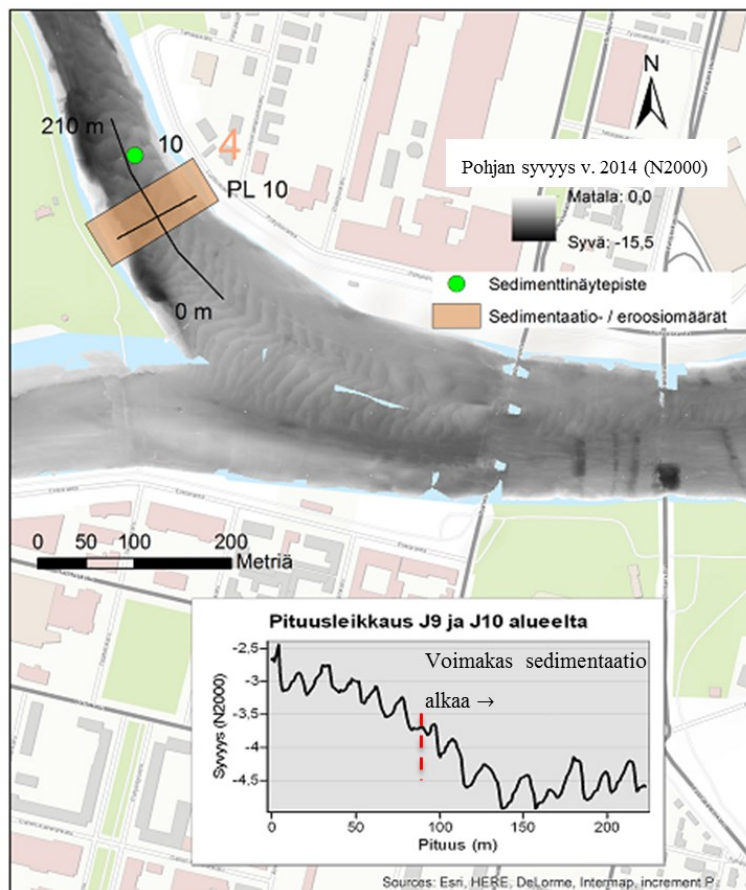
Kuva 43. Jokijaksolla J7 a) poikkileikkaus 8 ja b) virtausnopeusmittauslinja 7.

Poikkileikkauksen 8 lähellä suurimmat virtausnopeudet ovat sijoittuneet hieman joen vasemmalle puolelle joen kaartuessa vasemmalle (kuva 43 b). Ylivirtaaman aikana ($Q=493 \text{ m}^3/\text{s}$) keskimääräinen virtausnopeus on noin 0,9 m/s. Keskimääräisen virtaaman aikana ($Q=180 \text{ m}^3/\text{s}$) virtausnopeus on 0,6 m/s. Ylivirtaamalla Hjulström-Sundborgin diagrammin (1935) mukaan lievän eroosion alueella todennäköisesti erodoituvat hienosiltti, hiekka ja sora ($d=0,006 \text{ mm}-35 \text{ mm}$), ja keskivirtaamalla keskisiltti ja sitä suuremmat partikkelit soraan asti ($d=0,009 \text{ mm}-8 \text{ mm}$).

5.3.4 Voimakkaan sedimentaation alueet

Joen ainoa voimakkaan sedimentaation alue sijaitsee joen haarautumiskohdan jälkeen Luotsinmäenhaarassa leveällä J10 -osiolla. Voimakkaan sedimentaation alue luokiteltiin alueeksi, jossa tapahtuu yhtenäisellä alueella yli 0,2 metriä sedimentoitumista vuosittain. Joen haarautumiskohtaan laskeutuu voimakkaasti Lanajuopa-muodostuman hienoa ja karkeaa hiekkaa virtausnopeuden hidastuessa. Suurimmat hiekka-aaltojen kasaantumukset sijaitsevat hieman joen haaraantumisen jälkeen. Alueella on voimakasta sedimentaatiota sen takia, että poikkileikkauspinta-ala on suuri joen haarautumiskohdan alussa (ala $A=660 \text{ m}^2$).

Yksi syy Porin keskustan alueella tapahtuvaan sedimentaation voimistumiseen on alueen alavuus (kuva 44). Sen seurauksena uoma on leveämpi ja virtausnopeus alhaisempi. Näin uomassa on otollisemmat olosuhteet sedimentaatiolle ja eroosio on vähäistä.

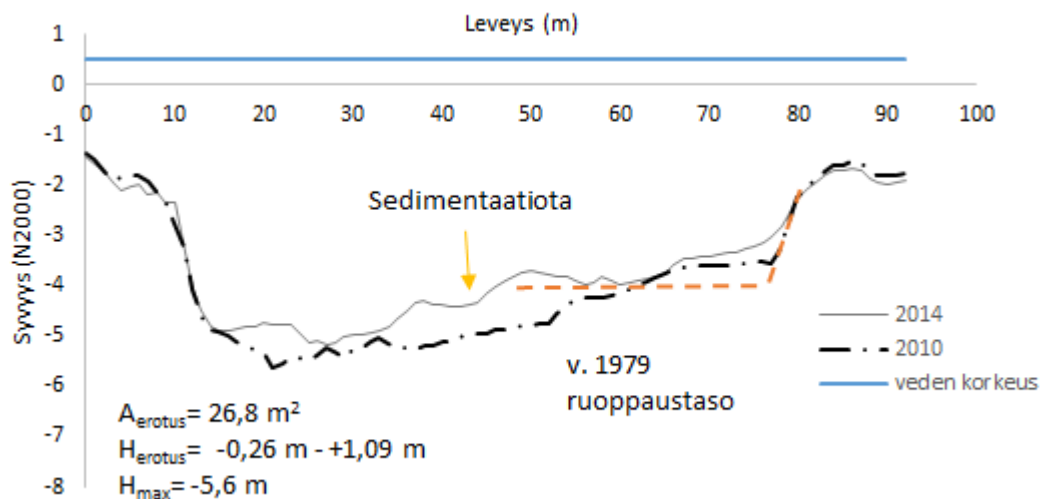


Kuva 44. Pituusprofiili joen haarautumiskohdasta jokiosiolta J9 ja J10. Voimakas sedimentaatio alkaa punaisen katkoviivan jälkeen.

Kuvasta 44 huomataan voimakkaan sedimentaatioalueen alkavan joen syventyessä. Jokiosio J10 on voimakkaan sedimentoitumisen aluetta, koska yläpuolella olevan J9 -alueen pohja on jo noussut sedimentoitumisen johdosta. Kyse on siis siitä, että hiekka jäisi isolta osalta alueelle J9, jos sitä olisi ruopattu. Perusteluna on se, että J9:lle on sedimentoitunut maata paljon edellisen ruoppauksen jälkeen, mutta nyt virtausnopeus on suurentunut pienentyneen poikkileikkauspinta-alan johdosta. Kuvassa 44 näkyy hiekka-aaltojen muodostumat jo ennen joen haarautumista. Hiekka-aallot ovat myös hieman liikkuneet ennen joen jakaantumiskohtaa ja kasaantuneet joen

poikkileikkauspinta-alan kasvaessa ja virtausnopeuden hidastuessa voimakkaan sedimentaation alueelle (J10).

Kuvassa 45 on nähtävillä voimakasta sedimentaatiota poikkileikkauksessa 10, jossa Lanajuopa-hiekkaa on kasaantunut joen pohjalle jopa metrin korkuiseksi hiekka-aalloksi.



Kuva 45. Poikkileikkauksessa 10 on tapahtunut sedimentaatiota $26,8 \text{ m}^2$ verran jopa $1,09 \text{ m}$ korkuiseksi hiekka-aalloksi. Vuoden 1979 ruoppaustaso $-4,1 \text{ (N2000)}$ on myös esitettyä kuvassa oranssilla katkoviivalla (Vesihallitus 1979).

Poikkileikkauksessa 10 joki kaartuu hieman oikealle. Uoman keskelle on hiekka-aallon mukaisesti kasaantunut eniten hiekkaa ja uoman sivuille vähemmän. Eroosio- ja sedimentaatiomäärä laskettiin suuremmalta pinta-alalta noin 50 metrin matkalta poikkileikkauksen 10 kohdalta, jossa eroosiota tapahtui neljässä vuodessa $0,08 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ja sedimentaatiota $0,33 \text{ m}^3/\text{m}^2$.

5.3.5 Sedimentaatioalueet

Sedimentaatioalueiksi on luokiteltu ne alueet, joihin kasaantuu sedimenttiä yli $0,02 \text{ metriä}$ mutta alle $0,2 \text{ metriä}$. Nämä alueet sijaitsevat seuraavilla jokiosioilla: J3, J5, J9, J13, J15 ja R1. Sedimentaatioalueita kutsutaan yleisesti svantoalueiksi. Niissä virtausnopeus pienenee esimerkiksi suurentuneen poikkileikkauksen, pohjan karheuden, pohjakasvillisuuden, pohjan madaltumisen tai virtauksen jakaantumisen takia.

Ensimmäinen suvantokohta tutkimusalueella on yksiuomaisella J3-jokiosiola, missä joki mataloituu ja leventyy. Poikkileikkauksessa 4 on sedimentoitunut sedimenttiä jopa 2,42 m paksuudelta syvänneuraan mutkan ulkosyrjään (liite 2 (2/6)). Sedimentti on luultavimmin hiekkaa, joka on kulkeutunut alueelle ylävirran puolella olevista eroosio- ja sortumakohdista. Joen uoma on jokijaksolla hieman ylempänä, tasolla -8 (N2000) ja levenee (yli 90 m). Jokijakson J3 reunoilla on myös havaittavissa sedimentaatiota. Lähes koko tutkimusalueen reunoilla on noin 1 metrin syvyydellä kasvikaistale ulpukkaa ja muita uposkasveja (kuva 46). Kasvit pienentävät virtausnopeutta ja siten edesauttavat sedimentaatiota.

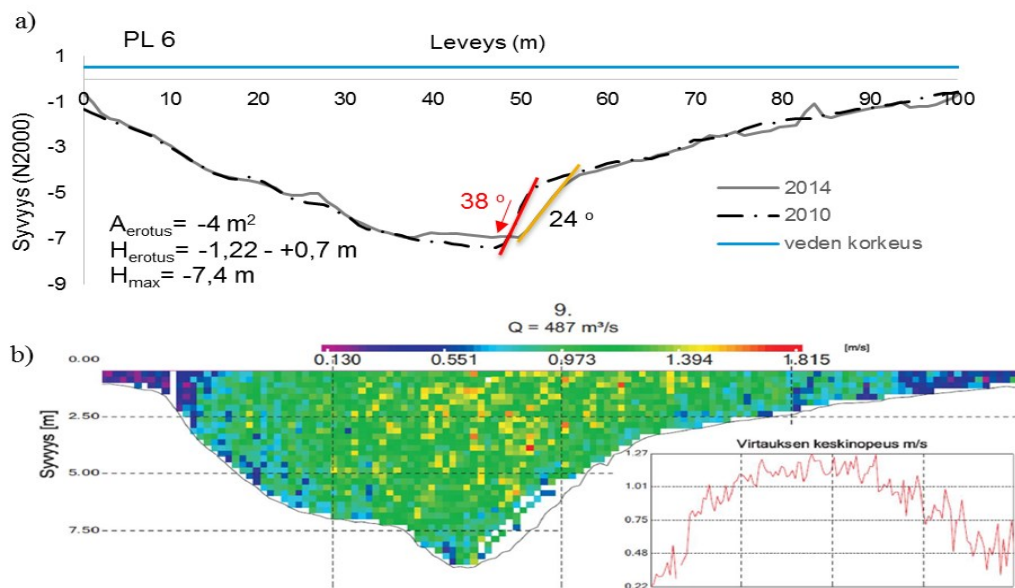


Kuva 46. Rantakasvillisuutta on nähtävillä poikkileikkauksen 5 sivuilla. Kuva on otettu ylävirtaan päin (Tervala 2015).

Sedimentaatioalue J5 (PL 6)

Jokiosiola J5 tapahtuu keskimäärin enemmän sedimentaatiota, mutta jokiosiola tapahtuu myös eroosiota ja liukupintasortumia. Aluetta voidaan kutsua jokisuistoksi, sillä tällä alueella joki selkeästi levenee. Niinikosken mukaan (2011) jokiosion 6 joen pohja on pääasiassa Hevosluoto-muodostuman savista siltti ja laihaa savea sekä Ulasoori-muodostuman lihavaa savea. Toukari-muodostuma sijaitsee jokiosiola 5 noin tasolla -6 (N2000) ja se on syvänneurassa esillä.

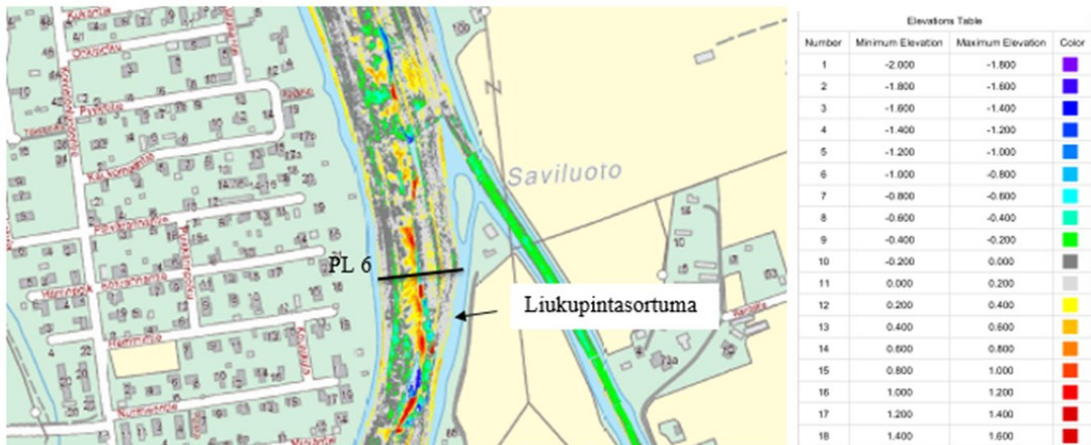
Poikkileikkauksessa 6 on luultavimmin tapahtunut liukupintasortuma joen oikealla eli itäisellä puolella jyrkässä syväneurassa, jossa kaltevuus oli 38° vuonna 2010 ja 24° vuonna 2014 (kuva 47). Joen ulkokaarteessa vasemmalla puolella on tapahtunut eroosiota jopa $-1,22$ m ja keskelle on kasaantunut $0,7$ m sedimenttiä. Poikkileikkauksen 6 lähellä on virtausnopeuspiste 9. Virtausnopeusmittaus on suoritettu virtaaman ollessa noin 500 m³/s.



Kuva 47. Sedimentaatioalueen a) poikkileikkauksen 6 muutos vuosina 2010-2014 ja b) ylivirtaamalla virtausnopeuden mittaus virtausnopeuslinjalla 9, jolloin keskinopeus on $0,97$ m/s.

Liukupintasortumiskohdan takia poikkileikkauksessa 6 on tapahtunut keskimäärin hieman enemmän eroosiota (kuva 47 a), sillä uomasta erodoituneet siltti- ja savimaalajit kulkeutuivat suspensiossa virtauksen mukana. Liukupintasortuman kohdalle on kuitenkin jäänyt todennäköisesti hiekkasedimenttiä, joka ei kulkeudu niin herkästi virtauksen mukana.

Kuvan 47 b. perusteella ylivirtaamalla $Q=487$ m³/s keskimääräinen virtausnopeus on $0,97$ m/s. Keskimääräisellä virtaamalla $Q=179$ m³/s, virtausnopeus on $0,51$ m/s. (Niinikoski 2011) Ylivirtaamalla $0,008$ mm suuremmat partikkelit eli keskisiltistä noin 10 mm sorapartikkeliin erodoituvat, kun taas keskivirtaamalla voi erodoitua $0,010$ mm keskisilttipartikkelista 7 mm sorapartikkeliin.



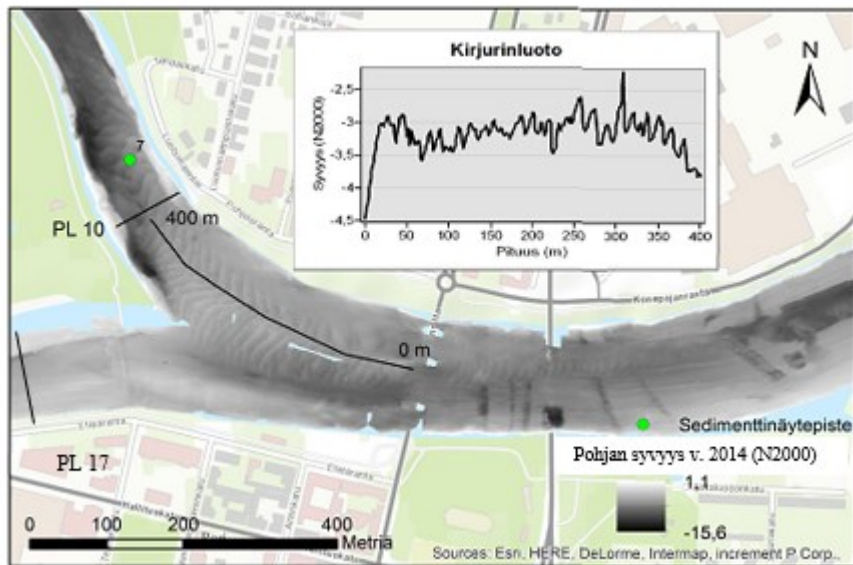
Kuva 48. Vuosien 2010 ja 2014 joen uomassa tapahtunut muutos ja väriskaala-asteikko J5 sedimentaatioalueelta. Punainen, oranssi ja keltainen kuvaa sedimentaatiota ja vihreä ja sininen kuvaa eroosiota. Koko kuva liitteessä 1 (2/7).

Kuvasta 48 nähdään, että myös poikkileikkauksen 6 lähetyillä syvänteessä on tapahtunut liukupintasortumia. Liukupintasortumat johtuvat luultavimmin Toukari-muodostumasta, virtaamaolosuhteista ja uoman kaarteiden aiheuttamasta reunan jyrkkyydestä. Ajansaatossa joen sisäkaarten puolelle on muodostunut syvänettä pitkin jokijaksoa 5. Syväneuran oikealla puolella tapahtunutta eroosiota on kuvattu vihreällä ja sinisellä, ja vasemmalle puolella syntyneitä kasaumia on kuvattu keltaisella ja punaisella. Kuvasta huomataan, että kun joki leventyy, sedimentaatio lisääntyy.

Sedimentaatioalue J9

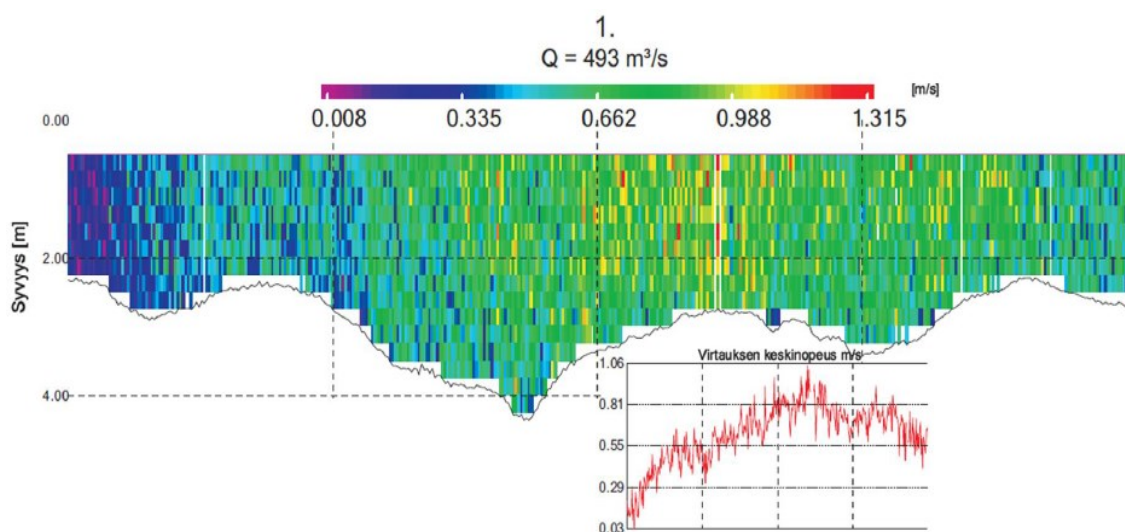
Seuraava sedimentaatioalue on yksiuomaisen Kokemäenjoen jokiosio J9, johon kuuluu osittain Kirjurinluodon alue. Alueelle on kasaantunut Lanajuopa-muodostuman hiekkaaaltoja, jotka etenevät alavirtaa kohti. Hiekkaaallot etenevät siten, että vuorotellen sedimenttiä erodoituu nousevasta aallon harjasta ja kasaantuu aallonharjan loppuun.

Kokemäenjoen yksiuomaiselle jokiosiolle on viimekertaisen vuoden 1979 ruoppauksen jälkeen sedimentoitunut Lanajuopa-muodostumaa keskelle uomaan noin 1,2 metriä (kuva 49). Joen haarautumiskohta on ollut aiemmin voimakkaan sedimentaation alue, mutta ajansaaton sedimentoitumisen jälkeen joen pohja on noussut. Tämän johdosta virtausnopeus on suurentunut, jolloin voimakkaan eroosion alue on siirtynyt alavirralla päin jokiosion J10 alueelle.



Kuva 49. Kokemäenjoen pohjan syvyys vuonna 2014 (N2000). Vuoden 1979 ruoppauksen jälkeen alueelle on sedimentoitunut noin 1,2 metriä Lanajuopa-muodostumaa.

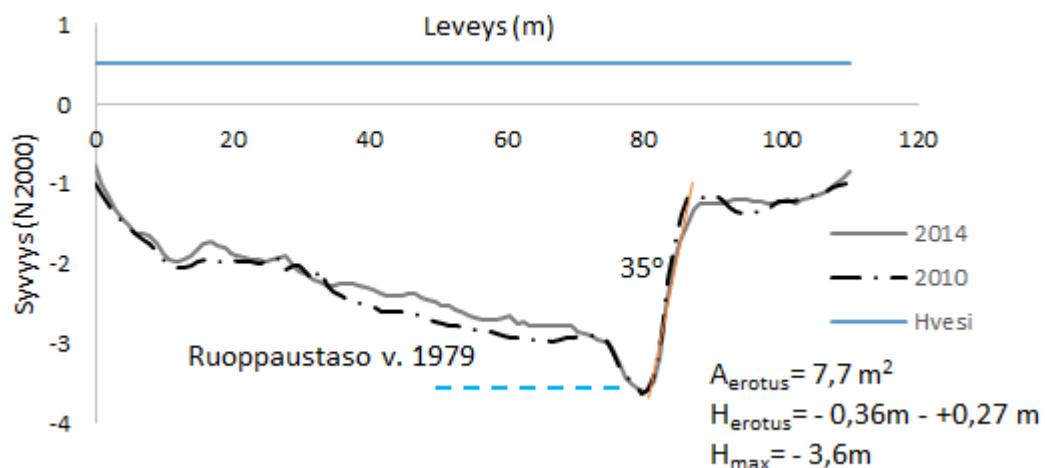
Ennen joen haarautumista on ylivirtaamalla mitattu virtausnopeuksia virtausnopeusmittauslinjalta 1 (kuva 50). Niinikosken (2011) mukaan ylivirtaaman aikana keskimääräinen virtausnopeus on 0,66 m/s, ja keskimääräisellä virtaamalla se on 0,43 m/s. Virtaama on keskittynyt hieman oikealle puolelle, sillä suurempi virtaama jakaantuu oikealle Luotsinmäenhaaraan.



Kuva 50. Virtausnopeus ylivirtaamalla virtausnopeusmittauslinjalla 1, jolloin keskinopeus on 0,66 m/s.

Kirjurinluodon jokiosion J9 loppua ja Raumanjuovan alkua ruopataan lähiaikoina. Kirjurinluodon yksiuomainen osa ruopataan lähiaikoina tasolle -4,1 ja Raumanjuovalla tasolle -3,6 tasolle (N2000) (Pöyry 2013). Kunnossapitoruoppausten jälkeen suurin poikkileikkauspinta-ala on Kokemäenjoen yksiuomaisella osalla, mikä vaikuttaa siihen, että luultavimmin voimakkaan sedimentaation alue siirtyy tälle alueelle.

Vuonna 1979 J9-alueen Raumanjuovan haarautumiskohtaa ruopattiin tasoon -3,6 N2000 -korkeusjärjestelmässä (Vesihallitus 1979). Kuvassa 51 on nähtävillä Raumanjuovassa sijaitsevan poikkileikkauksen 17 sedimentaatiomäärät (jokiosiola R1). Vuoden 1979 ruoppauksen jälkeen kyseiseen poikkileikkaukseen on sedimentoitunut jopa yli metrin verran sedimenttiä. Joen oikea reuna on jyrkkä kaltevuuden ollessa 35°.

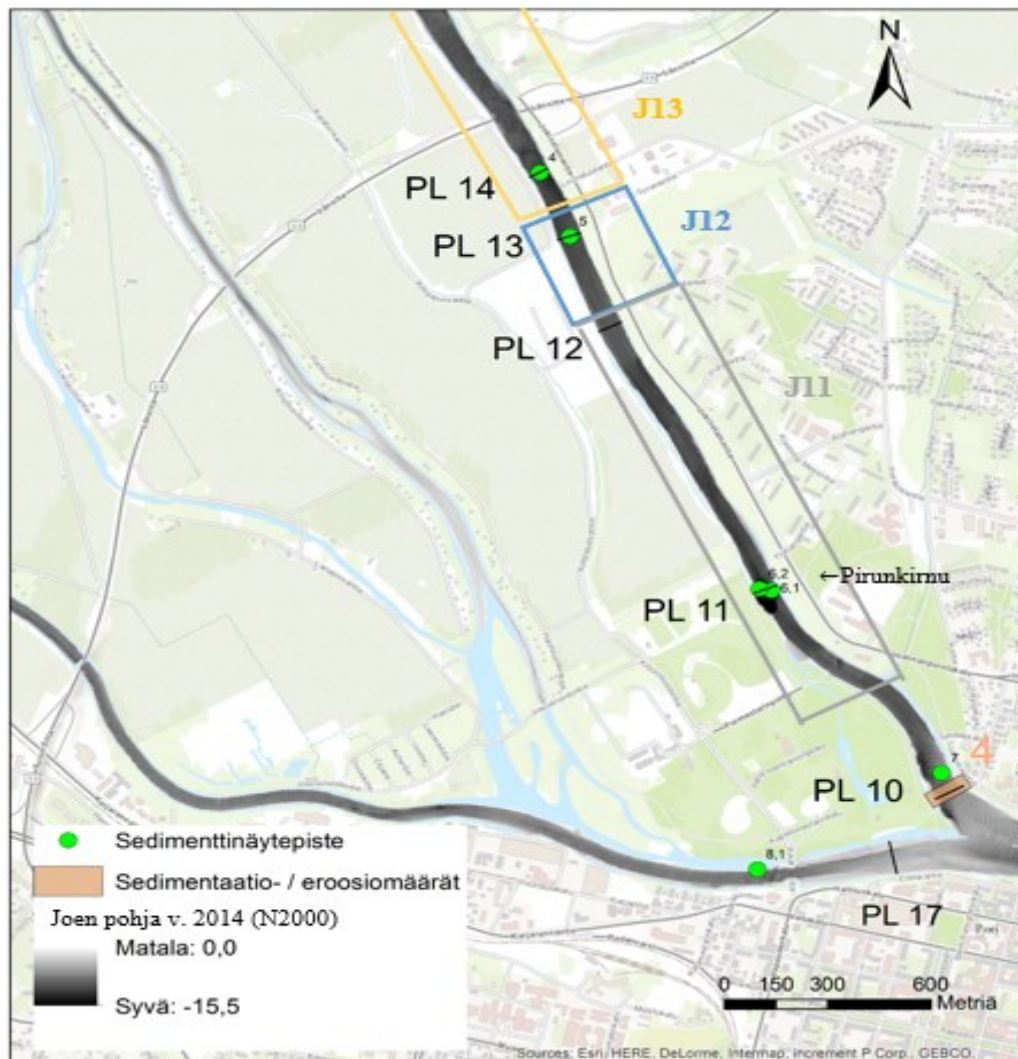


Kuva 51. Raumanjuovan alussa poikkileikkauksessa 17 on tapahtunut sedimentaatiota 0,27 metriä neljän vuoden aikana. Kuvassa nähdään myös katkoviivalla esitettyä vuoden 1979 -3,6 ruoppaustaso (N2000).

Neljän vuoden aikana Raumanjuovan alkuun on sedimentoitunut kiintoainesta noin 0,27 metriä. Poikkileikkauksessa 17 on nähtävillä vielä uoman oikealla reunalla vuoden 1979 ruoppaustaso, mutta vasemmalle eli eteläiselle puolelle on sedimentoitunut Lanajuopamuodostuman hiekkaa.

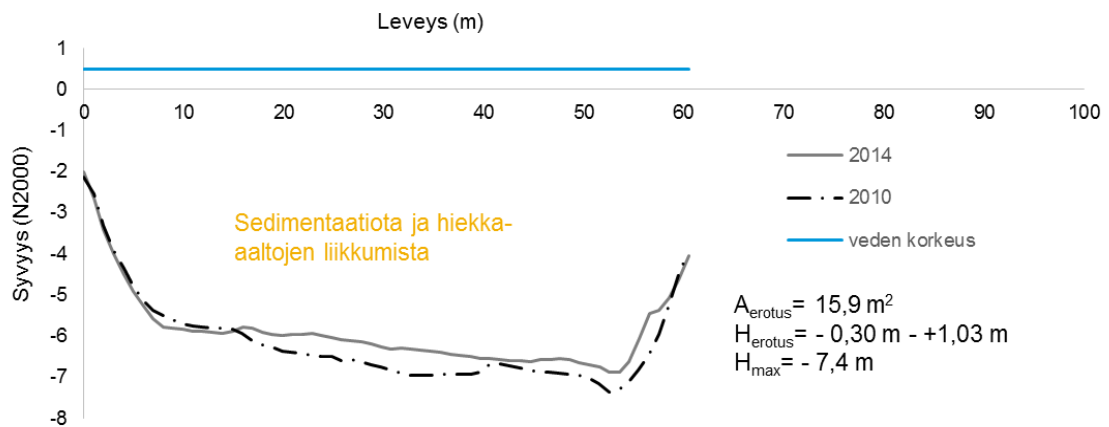
Sedimentaatioalue J13, hiekka-aallot (PL 14 ja 15)

Jokiosiossa J13, joka sijaitsee Luotsinmäenhaarassa, on havaittavissa hiekka-aallon muodostumista ja liikkumista. Kuvassa 52 on nähtävillä sedimentaatioalueen J13 alku Luotsinmäenhaarassa voimakkaan eroosioalueen jälkeen. Sedimentaatioalueella J13 on tutkittu kahta poikkileikkausta 14 ja 15, sekä eroosio- ja sedimentaatiomäärän muutosta on myös tarkasteltu poikkileikkauksen 15 kohdalta (ks. kuva 52 ja 58).



Kuva 52. Luotsinmäenhaaran jokiosioiden J11-J13 näytepistekartta.

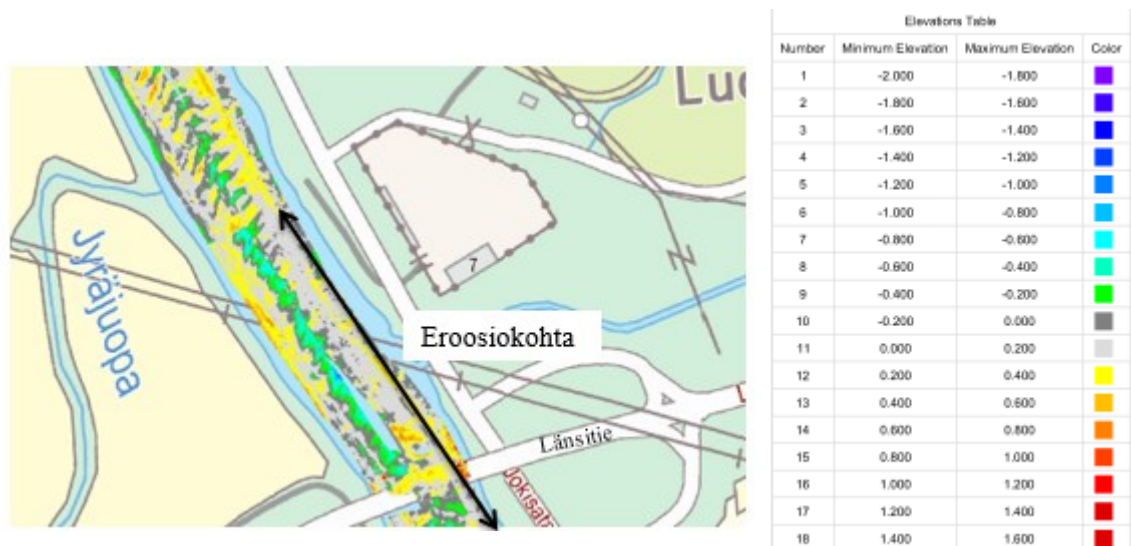
Jokiossiolla J13 poikkileikkauksessa 14 on aluksi tapahtunut hiekka-aallon muodostumista jopa 1 metri heti eroosioalueen J12 jälkeen (kuva 53). Kyseessä on paikallinen voimakkaan sedimentaation kohta, mutta sen jälkeen sedimentoituminen pienenee, ja loppualueella on tapahtunut pääasiassa hiekka-aaltojen liikkumista.



Kuva 53. Poikkileikkauksessa 14 on sedimentoitunut Lanajuopa-muodostuman hiekkaa neljän vuoden aikana jopa yhden metrin verran.

Uoma on Niinikosken 2011 mukaan pääsääntöisesti Ulasoori-muodostuman lihavaa savea ja Hevosluoto-muodostuman savista silttiä, mutta Länsitien kohdalla Toukari-muodostuma tai moreenimaa on esillä tasolla -4- -5 (N2000).

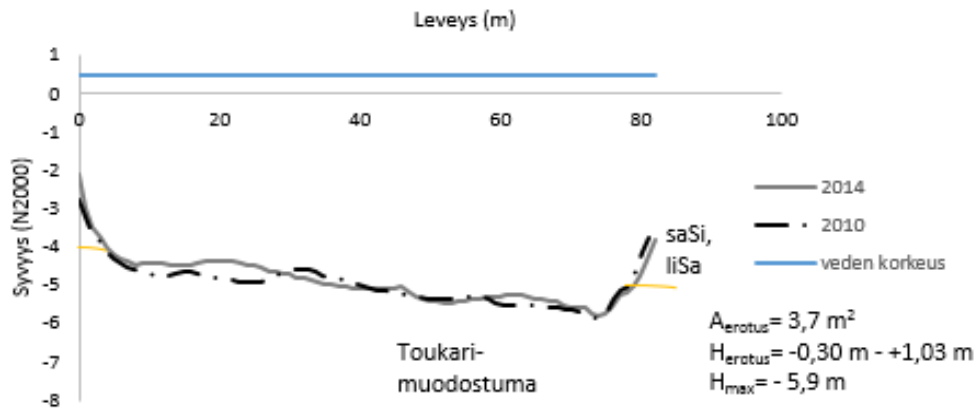
Kuvan 54 perusteella jokiosuudella J13 voidaan havaita myös paikallista pituussuuntaista eroosiota joen uoman läntiseltä puolelta, missä eroosiota tapahtuu 0,2-0,6 metriä. Eroosiokohtia selittää luultavimmin Toukari-muodostuma tai moreenimaa kuten jokiossiolla J12 (Niinikoski 2011).



Kuva 54. Paikallinen pituussuuntainen eroosio on havaittavissa sedimentoitumisalueella (jokiosuudella J13).

Paikallinen pituussuuntainen eroosioalue joen syvänneurassa voi aiheuttaa tulevaisuudessa törmien sortumia, jos joen pohja jyrkentyy yli kriittisen kaltevuuden. Myös joen seinämän alta voi erodoitua helpoimmin lähtevä sedimentti (hiekkä), jolloin yläpuolella oleva savinen silttikerros romahtaa jäädessään tyhjän päälle.

Samalta jokiosiolta J13 laskettiin sedimentaatio- ja eroosiomäärää poikkileikkauksen 15 kohdalla, missä joki viettää vasemmalta -4,5 metrin tasolta oikealle -5,9 metrin tasoon (N2000). Neljän vuoden aikana eroosiota havaittiin $0,07 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ja sedimentaatiota $0,09 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Melkein yhtä suurista eroosio- ja sedimentaatiomuutoksista voidaan päätellä, että poikkileikkauksen 15 kohdalla tapahtuu hiekka-aaltojen liikkumista. Niinikosken (2011) mukaan poikkileikkauksen 15 syvänneurassa on myös Toukari-muodostumaa, mutta syvänneurassa ei ole tapahtunut eroosiota (kuva 55). Toukari-muodostuma ei aina aiheuta voimakasta eroosiota, sillä siinä vuorottelevat sora-, hiekka-, siltti- ja savikerrokset. Savi- ja silttikerrokset vastustavat virtauksen eroosiota parhaiten.



Kuva 55. Poikkileikkauksen 15 Toukari-muodostuma sekä Hevosluoto- ja Ulasoori-muodostumien maalajikerrostumat saSi ja liSa. Alueella tapahtuu hiekka-aaltojen liikkumista.

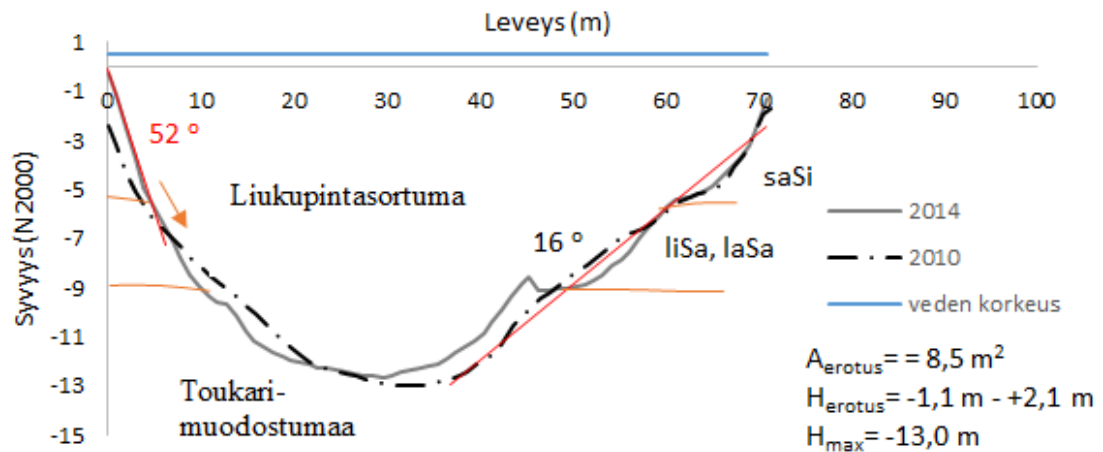
5.3.6 Keskimäärin neutraalit alueet

Jokiosuudet J11, J14 ja R1 luokitellaan neutraaliksi alueeksi, jossa tapahtuu sedimentaatiota alle 0,02 metriä ja eroosiota alle 0,02 metriä vuodessa. Kyseiset jokiosuudet ovat pääosin neutraaleja muutamaa poikkeuskohtaa lukuun ottamatta. Pirunkirnu on poikkeustapaus J11 jokiosuolla ja rannan sortumakohta Luotsinmäenhaarassa J14 jokiosuolla. Raumanjuovalla tapahtui muutoksia tutkimusajankohdalla, mutta alue luokiteltiin neutraaliksi, koska muutoksia tapahtui vain pienillä alueilla. Raumanjuovan reunoilla tapahtuu monin paikoin sedimentaatiota ja keskellä paikoin eroosiota. Raumanjuovan paikallisia eroosio- ja sedimentaatiokohtia voi katsoa tarkemmin liitteestä 1 (4-6/7). Ajansaatossa Luotsinmäenhaarassa on myös tapahtunut eroosiota joen törmiltä, esimerkiksi kuvan 56 tavoin vanhojen paalujen takaa.



Kuva 56. Ajansaatossa Luotsinmäenhaarassa paalujen takana oleva joen törmä on erodoitunut.

Luotsinmäenhaaran alussa sijaitsee Pirunkirnu, josta on piirretty poikkileikkaus 11. Poikkileikkauksessa 11 on tapahtunut eroosiota 1,1 metriä uoman vasemmalla puolella ja sedimentaatiota 2,1 metriä uoman oikealla puolella (kuva 57).



Kuva 57. Pirunkirnun syvänteessä poikkileikkauksessa 11 on tapahtunut eroosiota jopa 1,1 metriä ja sedimentoitunut jopa 2,1 metriä liukupintasortuman maata.

Pirunkirnun pyörteinen virtaus kaarteeseen ja syvänteen johdosta aiheuttavat liukupintasortumia. Poikkileikkauksessa 11 maaperä on syvänteen reunoilla Toukari-muodostumaa ja joen reunoilla Ulasoori-muodostuman lihavaa savea sekä Hevosluoto-muodostuman laihaa savea ja savista silttiä (Niinikoski 2011).

Jokiosuudella J14 Luotsinmäenhaaran lopussa on tapahtunut joen rannan sortumia reilu 1,2 kilometrin pituiselta matkalta (kuva 58). Sortumat johtuvat yleensä useasta rinnakkain tapahtuvista eri syistä (Chu-Agor ym 2008). Muun muassa jää, routa ja uoman jyrkkyys voivat vaikuttaa uoman sortumiseen (Knighton 1998). Myös säännöstely voi vaikuttaa joen reunan stabiliteetin pienenemiseen vesipitoisuuden muuttumisen myötä turvottamalla tai kutistamalla maaperää (Simon ym. 2000 ja Knighton 1998).

Näytepiste 1.2 otettiin sortumiskohdan poikkileikkauksen 16 läheisyydestä, jotta voidaan arvioida mistä sedimentoitunut maa on peräisin (ks. kuva 62). Sortumiskohdalla oleva näyte 1.2 oli savista silttiä, joten kyseessä on luultavimmin törmän romahtamisesta jäänyt sedimentti. Kyseisen näytepisteen vierestä keskeltä

uomaa otettiin näyte 2. Sedimenttinäytepiste 2 oli hiekkasedimenttiä, joka varmistaa, että hiekka-aallot ovat liikkuneet jo kyseiseen kohtaan. Tällöin hiekkadyyni on liikkunut neljän vuoden aikana noin 140 m eteenpäin neutraalille J14 alueelle. Tämä saatiin selville vertailemalla pohjassa näkyvien hiekka-aaltojen muotoja. Tulevaisuudessa sedimentaatioalue tai toisin sanoen hiekka-aaltojen liikkumisalue siirtyy alavirralle J14 alueelle.



Kuva 58. Näytepistekartta jokiosuuksien J13 lopusta ja J14 alusta. Eroosio- ja sedimentaatiomäärä 5 on laskettu poikkileikkauksen 15 kohdalta. Jokiosuuden J14 oikealla eli itäisellä reunalla törmäsortumia oli havaittavissa yli 1,2 kilometrin matkalla.

5.3.7 Eroosio- ja sedimentaatioalueiden tulosten tulkinta

Taulukosta 7 nähdään kaikkien poikkileikkauksien tulokset vuosilta 2010 ja 2014. Taulukkoon on koottu poikkileikkauksien maksimi eroosio- ja sedimentaatiokorkeudet (m), uoman pohjamuutoksien keskiarvot (m), vuoden 2014 poikkileikkauspinta-alat (m²) viistokaikuluotauksen perusteella sekä pinta-alojen erotukset vuosilta 2010 ja 2014 (m²). Alueilla ei tapahtu pelkästään eroosiota tai sedimentaatiota, vaan kaikissa alueissa tapahtuu kumpaakin näistä. Kyseisen alueen pääilmiö eli voimakas eroosio (VE), eroosio (E), lievä eroosio (LE), neutraali (N), sedimentaatio (S) ja voimakas sedimentaatio (VS) näkyvät alue -sarakkeessa.

Taulukko 7. Ylävirralta lähtien jokiosuuksien poikkileikkauspinta-alat, maksimi sedimentaatio- ja eroosikorkeudet, uomamuutoksien keskiarvot, poikkileikkauspinta-alojen erotukset (A_{erotus}), vuoden 2014 pinta-alat viistokaikuluotauksien perusteella (A_{2014}), kun veden korkeus on +0,5 (N2000).

Alue	Poikki-leikkaus (PL)	Maksimi eroosio (m)	Maksimi sedimentaatio (m)	Uoman pohjamuutoksen keskiarvo (m)	A_{erotus}	A_{2014}
J1 (E)	1	-2,90	(sortuma) 5,50	0,97	75,90	355
	2	-0,68	0,36	-0,09	-5,50	357
J2 (VE)	3	-4,56	0,38	-0,70	-52,80	389
J3 (S)	4	-0,85	2,42	0,19	17,85	326
J4 (E)	5	-2,88	0,62	-0,14	-7,74	452
J5 (S)	6	-1,22	0,70	-0,03	-4,47	435
J6 (E)	7	-0,36	0,66	0,03	5,76	385
J7 (LE)	8	-0,46	0,6	0,00	0,24	438
J8 (E)	9	-0,55	0,87	-0,08	-12,84	501
J10 (VS)	10	-0,26	1,09	0,29	26,76	377
J11 (N)	11	-1,10	2,10	0,09	8,48	660
	12	-0,20	0,75	0,07	2,90	396
J12 (VE)	13	-0,77	1,29	-0,43	-32,16	431
J13 (S)	14	-0,30	1,03	0,27	15,90	389
	15	-0,27	0,70	0,10	3,31	441
J14 (N)	16	-0,20	(sortuma) 2,09	0,34	25,44	391
R1 (N)	17	-0,36	0,27	0,08	7,70	284

Sedimentaatio, eroosio ja kiintoaineen kulkeutumisprosessit ovat monimutkaisia prosesseja, jotka riippuvat uoman geometriasta, kaarteista, maaperämuodostumasta ja

virtaamasta. Yläosalla tapahtuu pääsääntöisesti enemmän eroosiota kuin alavirralla, koska ylävirralla virtausnopeus on hieman suurempi kuin alavirralla. Uoman on myös ylävirralla kapeampi ja syvämpi kuin Porin keskustan kohdalla. Toukari-mudostuma on tällä alueella monin paikoin esillä.

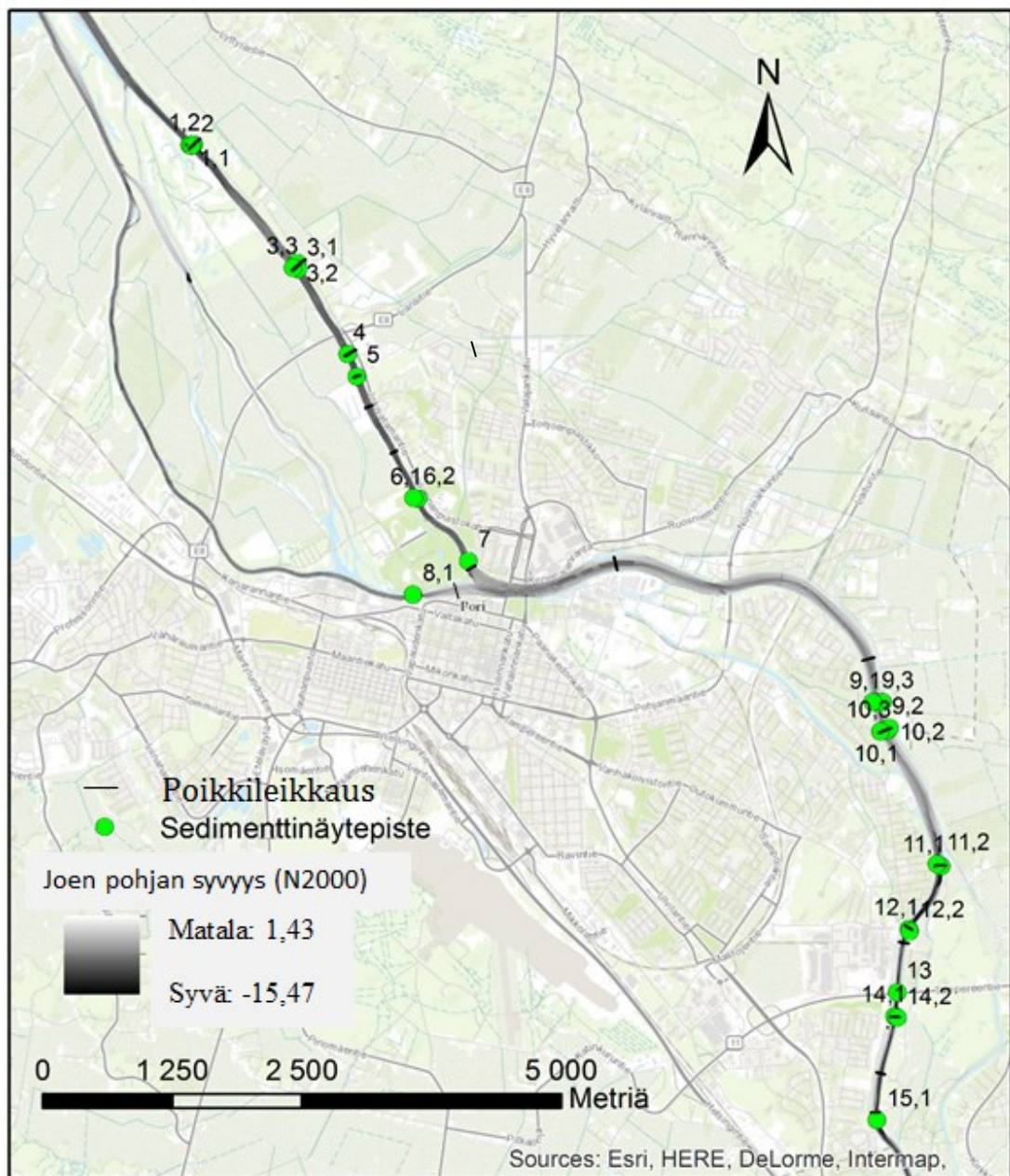
Joen uoman eri muodostumat vaikuttavat jokiosiolla tapahtuviin muutoksiin. Taulukossa 7 Luotsinmäenhaarassa J11 ja J14 ovat neutraalialueita, J12 voimakkaan eroosion alue ja J13 on sedimentaatioalueita. Taulukosta nähdään, että jokiosiot J11-J14 eivät eroa toisistaan merkittävästi poikkileikkauspinta-alaltaan, uoman muodoltaan eikä korkeudeltaan, joten selittävänä tekijänä on joen uoman maaperämuodostuma. Voimakasta eroosiota selittää Toukari-muodostuma tai moreenikerrostuma. Jokiosion J13 sedimentaatioaluetta voi selittää edeltävän eroosioalueen hiekan pohjakulkeuma. Koko J13 -sedimentaatioalueella tapahtuu hiekka-aaltojen liikkumista, joka on luultavimmin alkanut Kokemäenjoen haarautumiskohdasta ja liikkunut jokiosuudelle J13 saakka. Nimittäin joen haarautumiskohtaan Kirjurinluodon alueelle laskeutuu runsaasti sedimenttiä virtausnopeuden hidastuessa joen jakaantumisen johdosta. Hiekka-aallot kasaantuvat ajansaatossa Pihlavanlahdelle saakka ja jäävät sinne.

Uoman geometria eli muoto vaikuttaa myös siihen, mistä kohtaa eroosiota tapahtuu. Voimakkaan eroosion alueella J2 joki on kapea ja syvä, joten suurin virtausnopeus sijaitsee syvänneuran yläpuolella. Tämän johdosta myös eroosiota on tapahtunut joen syvänneurasta tehden syvänneuraa vielä syvämmäksi. Toisella voimakkaan eroosion alueella J12 uoma on matala ja tasainen, minkä takia eroosiota on tapahtunut vähemmän ja tasaisemmin koko uoman pohjalta.

Alue J10 on voimakkaan sedimentoitumisen aluetta, koska kunnossapitoruoppausta ei ole tehty alueella J9 noin 35 vuoteen. Harvoin tehtävä kunnossapitoruoppaus johtaa siihen, että hiekkaa sedimentoituu Luotsinmäenhaaraan, mikä aiheuttaa kunnossapitoruoppaustarpeen myös sinne.

5.4 Sedimentin ominaisuudet

Sedimenttinäytteiden raekoko vaihteli 15 km pitkässä joen osassa (kuva 59) savisesta siltistä karkeaan hiekkaan ja niiden sekoitukseen. Joen yläpäässä joen pohjamateriaalina vallitsi savinen siltti paitsi syvissä kohdissa, missä Toukari-muodostuman hiekka oli esillä. Joen alavirralla Porin keskustan jälkeen osa hiekasta laskeutui uoman pohjalle hiekka-aloiksi.



Kuva 59. Sedimenttinäytteiden ottopaikat 1-15.1 koko tutkimusalueella. Myös poikkileikkaukset ovat näkyvillä mutta ilman numerointia. Samalta poikkileikkaukselta olevat näytepisteet on numeroitu alanumeroin.

Joen pohjasta saadut näytteet olivat häiriintyneitä, mutta savinäytteistä huomattiin, että joen pohjalla oli hyvin tiivistä savea. Taulukossa 8 on esitettyinä näytteiden raekokojakauman keskiarvot d_{50} , savipitoisuudet (%), maalajien nimet ja kuivatilavuuspainot vesipitoisuuden avulla saman luokan raekoolle.

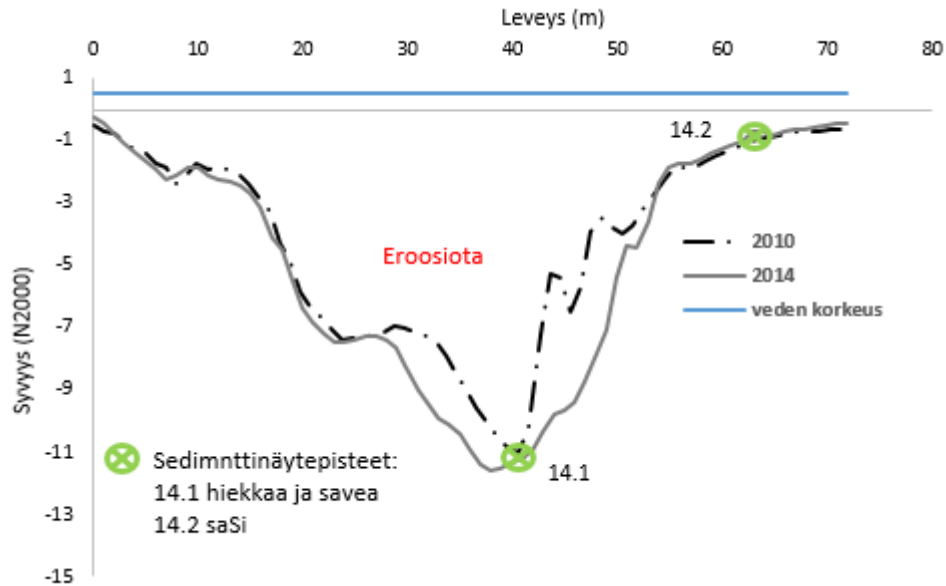
Taulukko 8. Sedimenttinäytteiden d_{50} (mm), maalajien nimi ja savisuus (%) ja kuivatilavuuspaino sedimenttinäytteiden pienimmästä partikkelikoosta suurimpaan.

Näytteet	d_{50} [mm]	Maalajin nimi	Kuivatilavuuspaino (kaavalla 16) [kN/m ³]
11.1 ja 11.2	$(3,33-4,62) \cdot 10^{-3}$	liSi, savisuus (30-35 %)	7,2477
1.1, 1.2 ja 12.2	$6,35 \cdot 10^{-3}$	saSi, savisuus (21 %)	7,8596
9.2, 9.3, 10.1, 10.2 ja 10.3	$(8,19-9,30) \cdot 10^{-3}$	saSi, Savisuus (14-18 %)	9,132
2 ja 3.1	0,43- 0,46	keHk	13,973
8	0,21	keHk	14,298
9.1	0,36	keHk	12,058
5 6.2	0,45	keHk	13,972
7 ja 15.1	0,65- 0,67	kaHk	15,021
12.1 ja 13	0,75- 0,78	kaHk	14,486
6.1	0,85	kaHk	12,0196

Hiekan ja saven sekoituksille näytteille 3.2, 9.1 ja 14.1, ei voitu tehdä tilavuuspainotestejä sillä näytettä ei ollut riittävästi. Jääskeläisen (1979) mukaan kuivatilavuuspaino hiekalle on 16-18 kN/m³ ja siltille 14-16 kN/m³. Tulokset hiekanäytteille ($0,06 < d < 2$) mm olivat siltin luokkaa, mikä selittyy luultavimmin luonnon sedimenttinäytteiden raekokojakauman erikokoisista kiintoainepartikkeleista. Näytteiden kuivatilavuuspainoa käytettiin sedimenttien kriittisen virtausnopeuden määrittämiseksi.

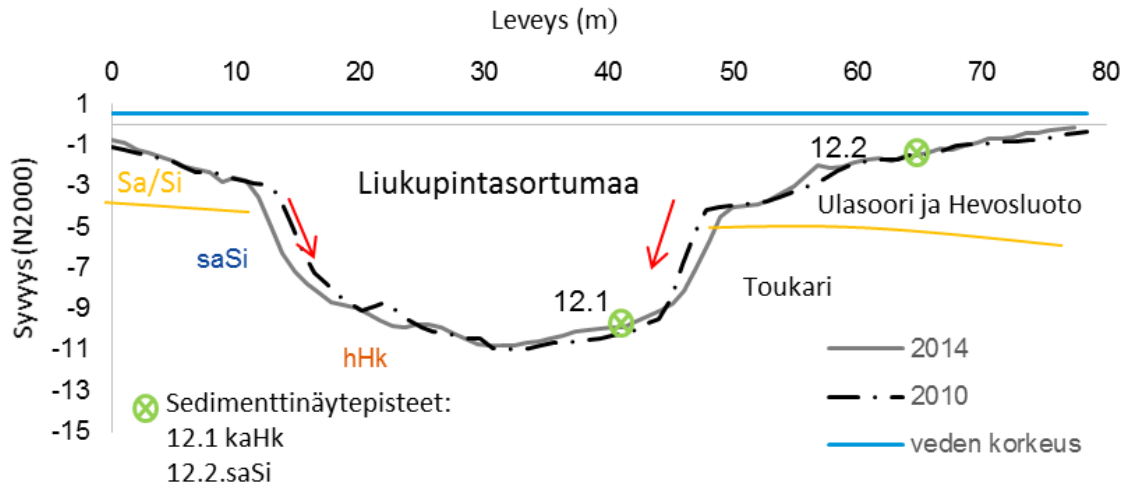
Voimakkaan eroosion alueella esimerkiksi poikkileikkauksessa 3 uoman keskellä syvänneurassa oleva näyte 14.1 oli hiekan ja saven sekoitusta (kuva 60). Uoman oikean puoleinen jyrkkä reuna osoittaa, että kyseessä ei voi olla hiekka-aalto, joka olisi

liikkunut neljän vuoden aikana. Poikkileikkauksessa 3 ovat erodoituneet luultavimmin Toukari-, Hevosluoto ja Ulasoori-muodostumat.



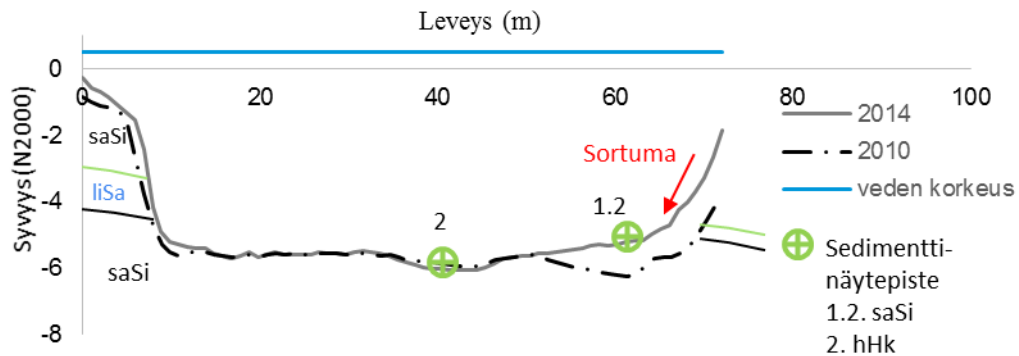
Kuva 60. Poikkileikkauksessa 3 sedimenttinäytepiste 14.1 syvänneuran kohdalla oli hiekan ja saven sekoitusta ja 14.2 oli savista silttiä. Syvänneurassa on luultavimmin Toukari-muodostumaa.

Erosioalueen poikkileikkauksen 5 näytepisteet ja maalajimuodostumat näkyvät (kuvassa 61). Poikkileikkauksen 5 syvänneurassa havaittiin karkeaa hiekkaa, joka voi olla peräisin Toukari-muodostumasta tai pohjakuljetuksena liikkuvasta hiekasta. Alueella ei tapahtunut voimakasta eroosiota, joten oletettavasti Toukari-muodostumassa oli siltti- tai savikerros esillä päällimmäisenä. Hevosluoto-muodostuman savista silttiä oli sedimenttinäytepisteen 12.2 mukaan reunoilla.



Kuva 61. Poikkileikkauksessa 5 sedimenttinäytteet ja maalajikerrokset ovat esitettyinä.

Seuraavaksi esitellään Luotsinmäenhaaran törmän sortumiskohtaa jokiosioilla J14. Poikkileikkauksen 16 oikealla reunalla oleva näyte oli savista silttiä. On ilmeistä, että tämä maa on peräisin rannalla tapahtuneesta sortumasta, sillä suspensiossa kulkeutuva siltti laskeutuu vasta Pihlavanlahdelle (kuva 62).



Kuva 62. Poikkileikkauksen 16 ja joen sedimenttistratigrafia Niinikoskea mukailen (2011).

5.5 Kriittinen leikkausjännitys

CSM-laitteella mitattiin vertikaalista leikkausjännitystä, joka muutettiin horisontaaliseksi leikkausjännitykseksi kaavalla 17. Näytteet olivat häiriintyneitä. Taulukossa 9 tummennetut arvot ovat savisia silttinäytteitä, joiden keskimääräiset raekoot vaihtelivat 3,33-9,3 μm välillä ja kriittinen leikkausjännitys (τ_c) 3,6-5,9 N/m^2 välillä. Kriittinen leikkausjännitys keski- ja karkealle hiekalle ($d_{50} = 0,43\text{-}0,85$ mm) oli 5,2-7,4 N/m^2 .

Taulukko 9. Näytteiden CSM:llä mitatut kriittiset leikkausjännitykset ja d_{50} . Harmaalla on erotettuna saven tulokset.

Näyte	CSM:llä kriittinen leikkajännitys (N/m ²)	d_{50} [mm]	Näyte	CSM:llä kriittinen leikkajännitys (N/m ²)	d_{50} [mm]
1.2	3,6	0,0063	9.2	3,6	0,0083
2	5,2	0,43	9.3	3,6	0,0087
3.1	5,2	0,46	10.1	2,9	0,0091
3.2	-	0,0141	10.2	2,9	0,0093
3.3	6,8	0,49	10.3	3,6	0,0082
4	6,8	0,5	11.1	5,9	0,0046
5	7,12	0,45	11.2	5,9	0,0033
6.1	7,4	0,85	12.1	6,9	0,78
6.2	7,12	0,45	12.2	3,6	0,0063
7	6,2	0,65	13	6,9	0,75
8	4,6	0,21	14.2	2,9	0,0093
9.1	-	0,36	15.1	6,2	0,67

Häiriintyneiden savinäytteiden tulokset antavat arvoja esimerkiksi Pihlavanlahdelle laskeutuneen saven kriittiseksi leikkausjännitykseksi eli tilaksi, jolloin sedimentoitunut savi lähtee uudelleen liikkeelle. Yksiuomaisen joen yläosalla savipohja on tiiviimpää (kuva 63), joten se vaatii todennäköisesti suurempia leikkausjännityksiä kuin taulukon 9 mukaiset arvot.

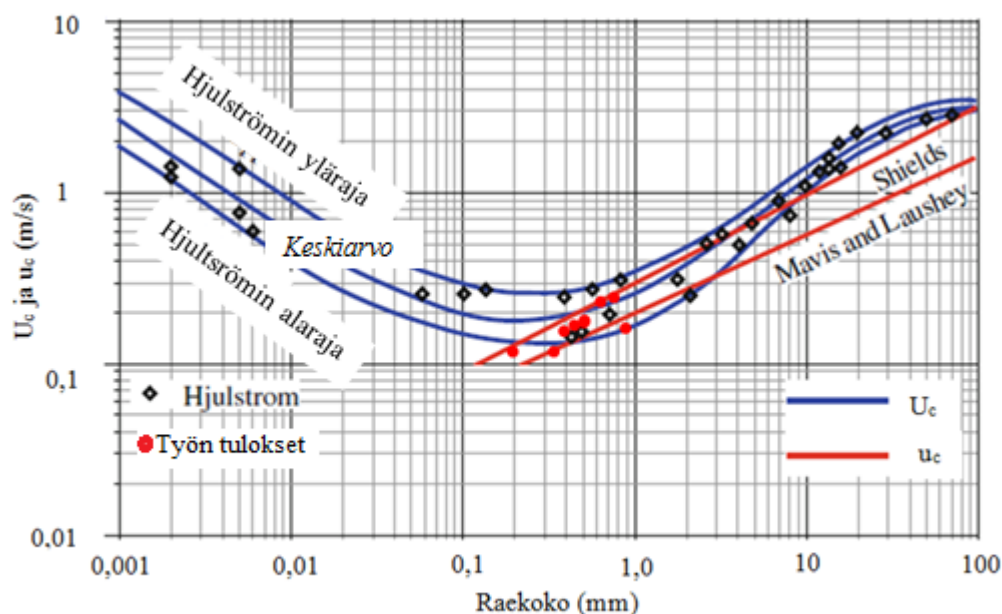
CSM-laitteella mitattujen hienon- ja keskihiekan leikkausjännitykset vastaavat Julienin (1988) tuloksissa suuremman partikkelin, soran leikkausjännitysarvoja. Suurempi leikkausjännitys johtuu luultavimmin luonnontilaisen joen pohjan erikokoista kiintoainepartikkeleista, jotka ovat tiiviimmin pohjassa kuin kokeellisissa tutkimuksissa käytetyt samankokoiset partikkelit.



Kuva 63. Häiritty ja tumma sulfaattisavinäyte 12.2 Kokemäenjoen pohjalta.

5.6 Kriittisen virtausnopeuden tulokset

Kriittisiä virtausnopeuksia laskettiin useammalla kaavalla (ks. kpl 2.2 Eroosio). Liitteen 5 taulukossa on sedimenttinäytteille laskettu kriittiset virtausnopeudet eri kaavoja (11-14) vertailemalla. Laboratoriossa mitattujen hiekkänäytteiden kriittisten leikkausjännitysten arvoja vertailtiin Vanonin kuvaajaan Shieldsin diagrammista (kuva 64). Diagrammissa ei huomioida savi- eikä siltinäytteitä, joten niitä ei otettu tarkasteluun mukaan. Todenmukaisimmat kriittisen virtausnopeuden yhtälöt olivat Mavis ja Lausheyn ja Garden yhtälöt, jotka antavat myös Vanonin kuvaajaan sopivia tuloksia.

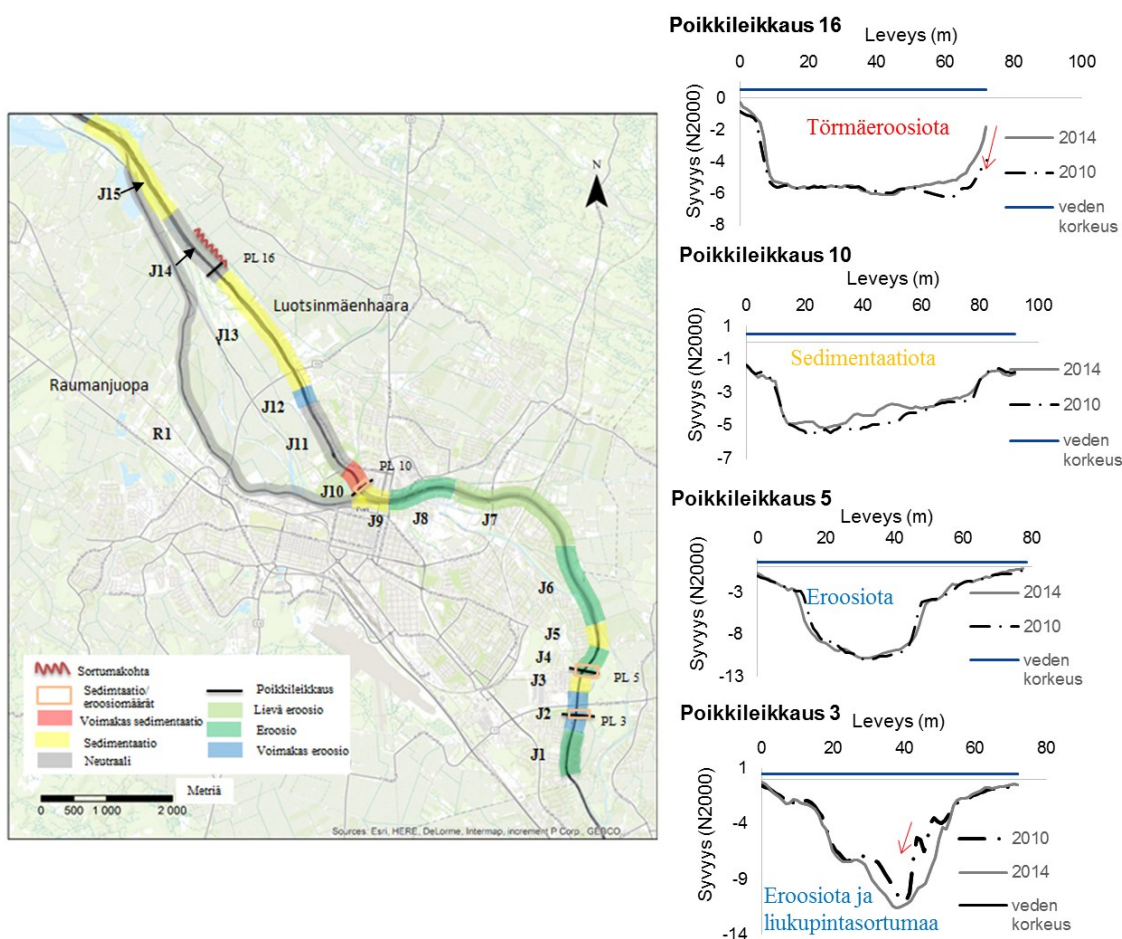


Kuva 64. Työssä lasketut hiekkasedimentin kriittiset virtausnopeudet ovat punaisilla ympyröillä merkattuna. Vertailun vuoksi on esitetty Hjulströmin tulokset, Shieldsin keskimääräinen kriittinen virtausnopeus (U_c) tietyllä vesisyvyydellä ja Mavis ja Laushey'n tulokset (u_c) uoman pohjalla (mukailten Dey 2014).

Lasketut saven kriittiset virtausnopeusarvot kuvaavat Pihlavanlahdelle laskeutuneen saven kriittistä virtausnopeutta, jolla savi lähtee uudelleen liikkeelle. Hiekkapartikkelille huomataan raekoon kasvaessa eroosionopeuden kasvavan. Häiriintyneen saven kriittiset virtausnopeudet ovat huomattavasti pienempiä kuin Hjulströmin arvot häiriintymättömälle savelle. Häiriintyneiden savinäytteiden virtausnopeudet ovat partikkelikoosta riippuen luokkaa 0,006-0,018 m/s (Garden 13 ja 14 kaavoilla, Liitteessä 5). Muilla kaavoilla ei voitu laskea savelle virtausnopeuksia.

6 JOHTOPÄÄTÖKSET

Tässä työssä tutkittiin Kokemäenjoen alaosan sedimentoitumis- ja eroosioalueita vuosien 2010 ja 2014 keväällä tehtyjen viistokaikuluotausaineistojen perusteella. Eroosioalueet olivat pääsääntöisesti tutkimusalueen ylävirran osuudella ennen Porin keskustaa, ja sedimentoitumisalueet olivat pääosin joen alavirran osuudella Porin keskustan kohdalla ja Luotsinmäenhaarassa. Joen yleispiirteinen luokitus esitetään kuvassa 65. Joen tarkempi luokittelu esitetään liitteessä 1.



Kuva 65. Joen yleispiirteinen luokittelu ja muutama tärkeä poikkileikkaus eri kohdilta jokea.

Voimakkaan eroosion jokiosioille (J2 ja J12) on yhteistä se, että joki on kuluttanut uomansa savisen maan läpi huomattavasti eroosiota kestävässä kerralliseen hiekka-, siltti- ja savikerrokseen. Muodostuma vaikuttaa merkittävästi joen eroosioherkkyyteen. Maata lähti liikkeelle tarkasteluaikana enimmillään noin neljä metriä. Kyseessä on

joenpohjassa tapahtuneen luiskansortuman ja eroosion yhteisvaikutus. Pelkästään eroosion vaikutus on ollut enimmillään desimetrejä. Taulukossa 10 on esitetty alueiden luokittelussa käytettyjä perusteita.

Taulukko 10. Eroosio- ja sedimentaatioluokittelun perusteet.

Alue	Luokitteluperuste [m/vuosi]
Voimakas eroosio	$H_{\max} < - 0,20$
Eroosio	$- 0,20 \leq H_{\max} \leq - 0,05$
Lievä eroosio	$- 0,05 \leq H_{\max} \leq - 0,02$
Neutraali	$-0,02 \leq H_{\max} \leq 0,02$
Sedimentaatio	$0,02 \leq H_{\max} \leq 0,20$
Voimakas sedimentaatio	$H_{\max} > 0,20$

Pääosa eroosioalueista sijaitsee tutkimusalueen ylävirralla joen yksiuomaisella osalla (kuva 65). Eroosioalueilla on pääsääntöisesti esillä joen pohjassa savi- ja silttimuodostumat, jotka normaalivirtaamalla ehkäisevät eroosiota hyvin. Joki on kuitenkin ylävirran osuuksilla syvä, kapea ja kaarteinen. Edellä mainittujen syiden johdosta virtausnopeus on suuri uomassa, minkä vuoksi varsinkin isoilla virtaamilla tapahtuu eroosiota. Eroosioalueilla, kuten jokiosiota J4, joen kaarteisiin on muodostunut ajansaatossa jyrkkiä syvänteitä, joissa on tapahtunut liukupintasortumia. Poikkileikkauksista havaittiin, että kun uoman pohjan kaltevuus ylitti 30-35°, liukupintasortumia alkoi tapahtua.

Alavirralla virtausnopeus on hieman pienempi kuin ylävirralla. Lisäksi uoma on matalampi ja leveämpi, minkä vuoksi alavirralla sijaitsee pääasiassa sedimentaatioalueita. Luotsinmäenhaaran alussa sijaitsee voimakkaan sedimentaation alue J10, johon on neljän vuoden aikana kasaantunut enimmillään noin metrin verran hiekkasedimenttiä. Aineiston perusteella alavirralla melkein koko Luotsinmäenhaaralla liikkuu hiekkasedimenttiä. Nämä hiekka-aallot liikkuvat alavirtaan noin 140 metriä neljän vuoden aikana.

Sedimentoitumiseen ja eroosioon vaikuttaa monta tekijää. Pääasiassa virtaama, maaperämuodostuma ja uoman muoto vaikuttavat siihen, mitä joen eri osilla tapahtuu tulevaisuudessa. Joen pohja koostuu joissakin paikoissa kerrallisesta maasta, ja tällaisessa kohdassa vaihtelevat savi-, siltti- ja hiekkakerrokset aiheuttavat epävarmuutta siitä, kuinka voimakasta eroosio on. Kyseisessä muodostumassa hiekkakerroksen tullessa esille alueella tapahtuu voimakasta eroosiota. Tulvevaisuudessa myös ilmastonmuutoksen vaikutuksesta virtaama luultavimmin suurenee syksyllä ja talvella, minkä johdosta eroosio kasvaa.

Ruoppaaminen muuttaa virtausolosuhteita, sillä se suurentaa poikkileikkauspinta-alaa ja pienentää virtausnopeutta. Joen haarautumisalueelle jokiosalle J9 ja siitä vähän matkaa alavirtaan on suunniteltu tehtäväksi kunnossapitoruoppaus. Jos työ toteutetaan, alkaa voimakas sedimentoituminen tällä alueella. Voimakas sedimentoituminen alueella J10 lakkaa samoin kuin alkamassa oleva Luotsinmäenhaaran tukkeutuminen.

Virtaama vaihteli merkittävästi vuosina 2010-2014. Eroosion arvioitiin olleen tuona ajanjaksona suurempi kuin tämän hetken keskimääräisillä virtaamilla. Kiintoainekuorma vuosien 2010 ja 2014 tarkastelujaksolla on lähellä vuosille 2039-2069 ennustettua ilmastonmuutoksen aiheuttamaa kiintoainekuormaa. Pihlavanlahdelle kulkeutui suspensiossa kiintoainesta noin 90 000 tonnia vuodessa. Tämä suspensiossa kulkeutuva kiintoainemäärä vastaa noin 1/3 Pihlavanlahdelle kulkeutuvasta kokonaiskiintoainekuormasta, kun taas pohjakuljetuksena kulkeutuu noin 2/3 kokonaiskiintoainekuormasta. Tutkimuksessa havaittiin, että joessa on selvä rajavirtaama, jonka ylittämisen jälkeen suspensiossa kulkeutuva kiintoainesmäärä lisääntyy voimakkaasti. Tämä rajavirtaama $360 \text{ m}^3/\text{s}$ määritettiin tarkastelualueen ylävirran puoleisella osalla, ja se kuvaakin vain ylävirralta Poriin tulevaa kiintoainesmäärää, ei Porin alueella tapahtuvaa eroosiota.

LÄHTEET

Aaltonen J., Alho P., Käyhkö J., Lotsari E., Veijalainen N. (2014). Future fluvial erosion and sedimentation potential of cohesive sediments in a coastal river reach of SW Finland. John Wiley and Sons, Ltd. Hydrological processes, 28. S. 6016-6037.

Akan A. O., (2006). Open channel hydraulics. Canada, Elsevier. ISBN: 978-0-7506-6857-6. 377 s.

Alho P., Käyhkö J., Lotsari E., Vehviläinen B., Veijalainen N. (2010). National scale assessment of climate change impacts on flooding in Finland. Finnish Meteorological Institute, Helsinki. Journal of Hydrology 391. S. 333–350.

Alho P., Sane M., Huokuna M., Käyhkö J., Lotsari E., Lehtiö L. (2008). Tulvariskien kartoittaminen. (Flood risk mapping) Ympäristöhallinnon ohjeita 2. Suomen ympäristökeskus, Turun yliopisto. Helsinki. 99 s.

Aluehallintovirasto Etelä-Suomi (2013). Päätös nro 198/2013/2. [PDF -julkaisu] Saatavilla: https://www.avi.fi/documents/10191/56790/esavi_paatos_198_2013_2-2013-10-1.pdf/e76aab22-5b47-4dc6-b1a8-4a4ca279f336.

Biron P. M., Ferguson R. I., Hoey T. B., Verhaar P. (2010). Numerical modelling of climate change impacts on Saint-Lawrence River tributaries. Earth Surface Processes and Landforms 35. S1184–1198.

Chang H. H. (1988). Fluvial processes in river engineering. USA, A Wiley-Interscience publication, John Wiley and Sons. ISBN 0-471-63139-6. 432 s.

Chow V.T. (1959) Open-Channel Hydraulics, International student edition. Tokyo. MCGraw-Hill. ISBN 0-07-085906-X. 680 s.

Chu-Agor M., Cancienne R., Fox G., Wilson G. (2008). Seepage caused tension failures and erosion undercutting of hillslopes. Journal of Hydrology 359, (3-4). s. 247-259.

Colby B. R. (1963). Fluvial sediments –a summary of source, transportation, and measurement of sediment discharge. USA. Geol. Survey Bull. 1181-A.

Collinson J. D., Thompson D. B. (1982). Sedimentary structures. London, George Allen & Unwin Ltd. ISBN 0-04-552017-8. 194 s.

Cullum R. F., Fox G. A., Wilson G. V., Periketi R. K. (2006). Sediment Transport Model for Seepage Erosion of Streambank Sediment. Journal of Hydrologic Engineering, vol. 11, 6. 10 s.

Cripps C., Peltonen J., Räsänen M., Huhta P., Niinikoski J. (2011). Kokemäenjoen suiston kehitys, maaperämuodostumat ja niiden kemialliset piirteet. Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne-, ja ympäristökeskuksen julkaisuja 13/2011. ISBN 978-952-257-416-9. 58 s.

Dey S. (2014). Fluvial hydrodynamics, Hydrodynamic and sediment transport phenomena [e-kirja]. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-642-19062-9. 687 s.

Dunne T. (1990). Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. Teoksessa: Higgins C. G., Coates D. R. (toim.) Groundwater geomorphology: Role of subsurface water in earth-surface processes and landforms. Geological Society of America Special Paper 252, Boulder, Colo. S. 1-28.

Eisma D. (1993). Suspended matter in the aquatic environment. Saksa, Berliini. Springer-Verlag. ISBN 3-540-55825-X.

Fola M. E. (2007). Downstream Hydraulic Geometry of Clay-Dominated Cohesive Bed stream Channels. Thesis of Postdoctoral Studies. University of Ottawa. Department of Civil Engineering. 120 s.

Flood R. D. (1981). Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments. Southampton Water. Sedimentology 28. S. 511-529.

Flood R. D. (1983). Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. Geological Society of America Bulletin 94. S. 630-639.

Foster G. R., Renard K. G., Toy T. J. (2002). Soil erosion: processes, prediction, measurement and control. New York, USA. John Wiley & Sons, Inc. ISBN 0-471-38369-4. 338 s.

Graf W. H. (1984). Hydraulics of sediment transport. Colorado, USA. Water Resources Publications, LLC. ISBN 0-918334-56-X. 513 s.

Harjavalta (2015). Virtaama aineisto. UPM.

Harms J. C., Southard J. B., Spearing D. R., Walker R. G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Short course Notes 2. Dallas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section SEPM. 161 s.

Hasholt B., Kjaersgaard J., Thodsen H., (2008). The influence of climate change on suspended sediment transport in Danish rivers. Hydrological Processes 22. S. 764–774.

Huokuna M. (2016). Näin hyydepadot syntyvät. Suomen Ympäristökeskus. [PDF-julkaisu] <http://www.syke.fi/download/noname/%7BE76A65CB-2498-4532-8A76-69CEEACAACA%7D/56904>. Saatavilla: 14.3.2016

Johansson M., Pellikka H., Kahma K. K., Ruosteenoja K. (2014). Global sea level rise scenarios adapted to the Finnish coast. Helsinki, Finnish Meteorological Institute. *Journal of Marine Systems*, 129, s. 35–46.

Julien P. Y. (1998). *Erosion and sedimentation*. Cambridge University Press. ISBN 0-521-63639-6. 280 s.

Jääskeläinen R., Rantamäki M., Tammirinne M. (1979). *Geotekniikka 464, Otakustantamo*. Espoo. ISBN 951-671-264-9. 293 s.

Kekonius N. J. (1786). *Undersökning Om Orsakerne til Flod-Vatnets öfversvämningar i Finland*. Turku.

Kemijoki Aquatic Technology Oy, Veli-Pekka Sirniö (2014). *Kokemäenjoen luotaus välillä jokisuu, Tekninen raportti*. Rovaniemi.

Kinnunen J.-P. (2002). *Porin kaupunkialueen pohjavesiesiintymän mallinnus*. Vesitalous.

Knighton D. (1998) *Fluvial Forms & Processes: A New perspective*. Lontoo. Hodder Arnold. ISBN 0-340-66313-8. 383 s.

Kotiniemi J., Vuola P. (2010). *Vahingonvaaraselvitys, Porin tulvasuojelupadot. Porin kaupunki TPK*.

Korhonen K.-H., Gardemeister R., Tammirinne M., (1974). *Geotekninen maaluokitus Valtion teknillinen tutkimuskeskus, Geotekniikan laboratorio, Tiedonanto 14*. Otaniemi. 20 s.

Koskinen M. (2006). *Porin Tulvat – Hallituja riskejä? Lounais-Suomen ympäristökeskus*. Turku. 82 s.

Kuusisto E. (1986). *Lumipeite ja jääilmiöt*. Teoksessa: Mustonen S (toim.) *Sovellettu hydrologia*. Helsinki. Vesiyhdistys r.y. ISBN 951-95555-1-X S. 48-81.

Kuusisto E., Mälkki E. (1982). *Hydrologia*. Teoksessa: Mustonen S. (toim.) *RIL 141 Yleinen vesitekniikka*. Helsinki. Suomen rakennusinsinööriliitto. ISBN 951-758024-x.

Lick W. (2009). *Sediment and contaminant transport in surface waters*. USA, Taylor Francis Group. ISBN 978-1-4200-5987-8. 398 s.

Leopold L.B. & Wolman M.G. (1957). River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight, U.S. Geological Survey Professional Paper 282-B, 51 s.

Ljunggren P. & Sundborg Å. (1965). Some aspects of fluvial sediments and fluvial morphology. II. A study of some heavy mineral deposits in the valley of the river Lule Älv. *Geografiska Annaler*, 50A, S. 121-35.

Länsi-Suomen Voima Oy (2013). Harjavallan Voimalaitoksen muutossuunnitelmat, Olli Nummelin. [PDF-julkaisu] http://www.kokemaenjoki.fi/files/files/seurantaryhma/2013/Harjavallan_voimalaitoksen_muutossuunnitelmat.pdf. Saatavilla: 29.10.2015.

Länsi-Suomen Voima Oy (2014). Länsi-Suomen Voima investoi uusiutuvaan ja päästöttämään energiaan. Saatavissa: <http://www.lansisuomenvoima.fi/uutiset/lansisuomen-voima-investoi-uusiutuvaan-ja-paastottomaan-energiaan> [viitattu 1.3.2016]

Morgan R. P. C. (2005). Soil Erosion and conservation, 3th edition. UK. Blackwell Publishing. ISBN 978-1-4051-1781-4. 304 s.

Mälkki E. (1999). Pohjavesi ja pohjaveden ympäristö. Helsinki, Kustannusosakeyhtiö Tammi. ISBN-951-26-4515-5. 304 s.

Niinikoski J. (2011). Kokemäenjoen deltan maaperämuodostumat ja niiden vaikutus Porin tulvasuojeluun. Pro gradu –tutkielma, Turun Yliopisto, Maantieteen ja Geologian laitos. 131 s.

OIVA - ympäristö- ja paikkatietopalvelu (2015). Ympäristötiedon hallintajärjestelmä Hertta [aineisto otettu 26.10.2015]. Saatavissa: <http://www.wp2.ymparisto.fi/scripts/hearts/welcome.asp>

Peltonen S. (1996). Valuma-alueen vesieroosioon vaikuttavat tekijät Suomen ilmasto-oloissa. *Terra*, 108, (1). S. 30-39.

Rajala J. (2013). Kokemäenjoen tulvasuojelun historia. Porin kaupunki, Porin tulvasuojeluhankkeen tutkimuksia. Saatavilla: http://www.pori.fi/material/attachments/hallintokunnat/tekninenpalvelukeskus/tulvasuojelulinkit/6ERjsAvfd/a_porintulvasuojelunhistoria_rajala.pdf, 73 s.

Roberts J., Jepsen R., Gotthard D., Lick W. (1998). Effects of particle size and bulk density on erosion of quartz particles. Vol. 124: *Journal of hydraulic engineering*, 12. S. 1261-1267.

Sirniö V.-P. (2015). Kemijoki Aquatic Technology Oy, Rovaniemi. Viistokaikuluotauksen tarkkuus, sähköpostikeskustelu 27.5.2015.

Seuna P. & Vehviläinen B. (1986). Lumipeite ja jääilmiöt. Teoksessa: Mustonen S (toim.) Sovellettu hydrologia. Helsinki. Vesiyhdistys r.y. ISBN 951-95555-1-X S. 48-81.

Sundborg Å. (1956). The river Klarälven: a study of fluvial processes. Stockholm, Geografiska Annaler 38, S. 127-316.

Thorne C. & Tovey N. (1981). Stability of composite river banks. Earth Surface Processes and Landforms, 6, (5), S. 469-484.

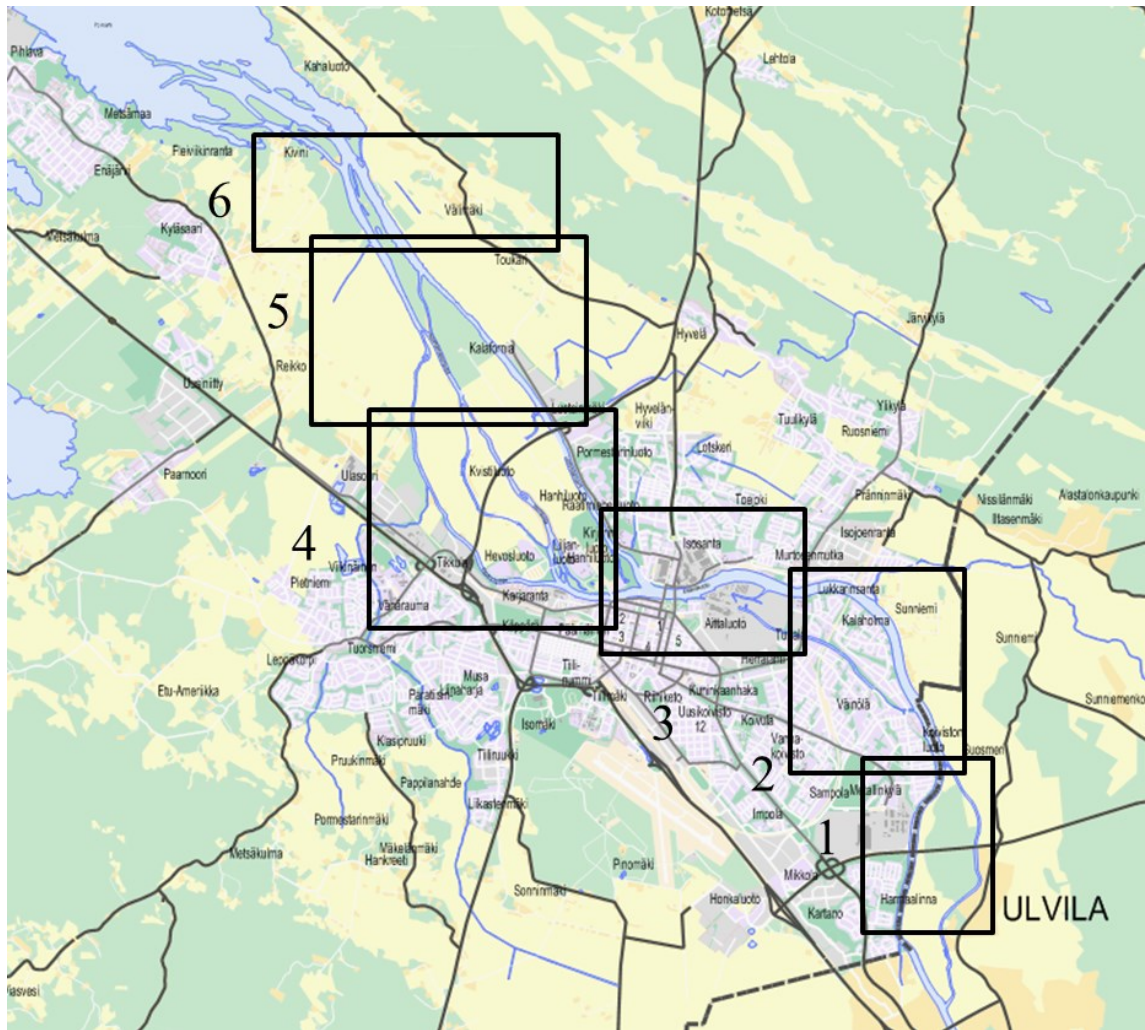
Tolhurst T. J., Black K. S., Shayler S. A., Mather S., Black I., Baker K. and Paterson D. M. (1999). Measuring the in situ erosion shear stress of intertidal sediments with the Cohesive Stress Meter (CSM). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 49 (2), S. 281-294.

Vanoni V. (1975) Sediment Engineering. American Society of Civil Engineers. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No 54. ISBN 0-87262-001-8. 745 s.

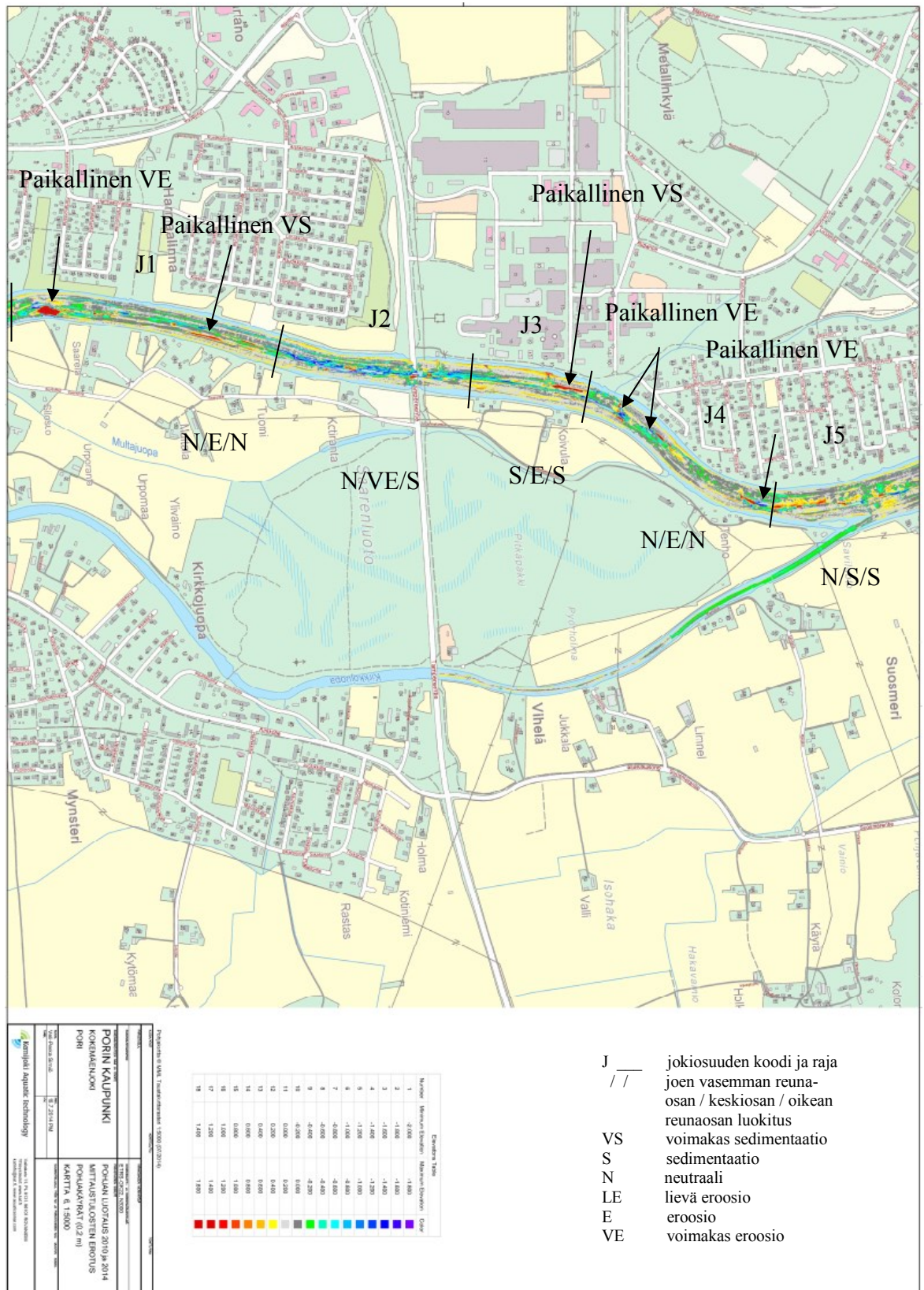
Vehviläinen B. (1981). Joen kiintoainekulkeuman määrittämisestä. Helsinki. Vesihallitus. Tiedotus 216. 58 s. ISBN 951-46-6076-5.

Vesihallitus (1979). Kokemäenjoen järjestely, suuosan pengerrys ja ruoppaus: toimitusnumero 405 Tuv 1 on aikanaan siirretty toimitusnumerolle 2183. Tuv 5.

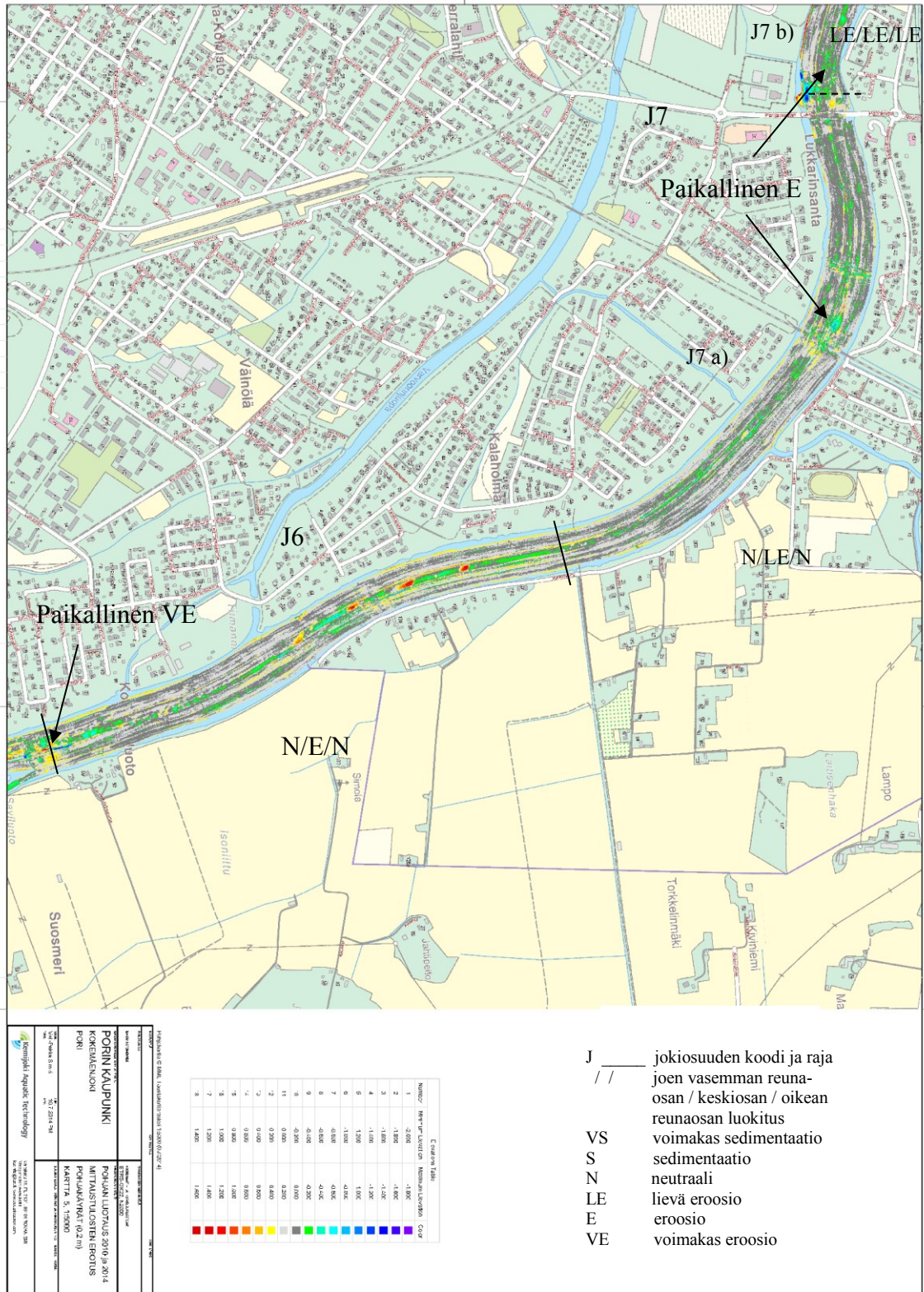
Wartiovaara 1978 ja 1981, kirjallinen tiedonanto, vesihallituksen vedenlaaturekisteri.



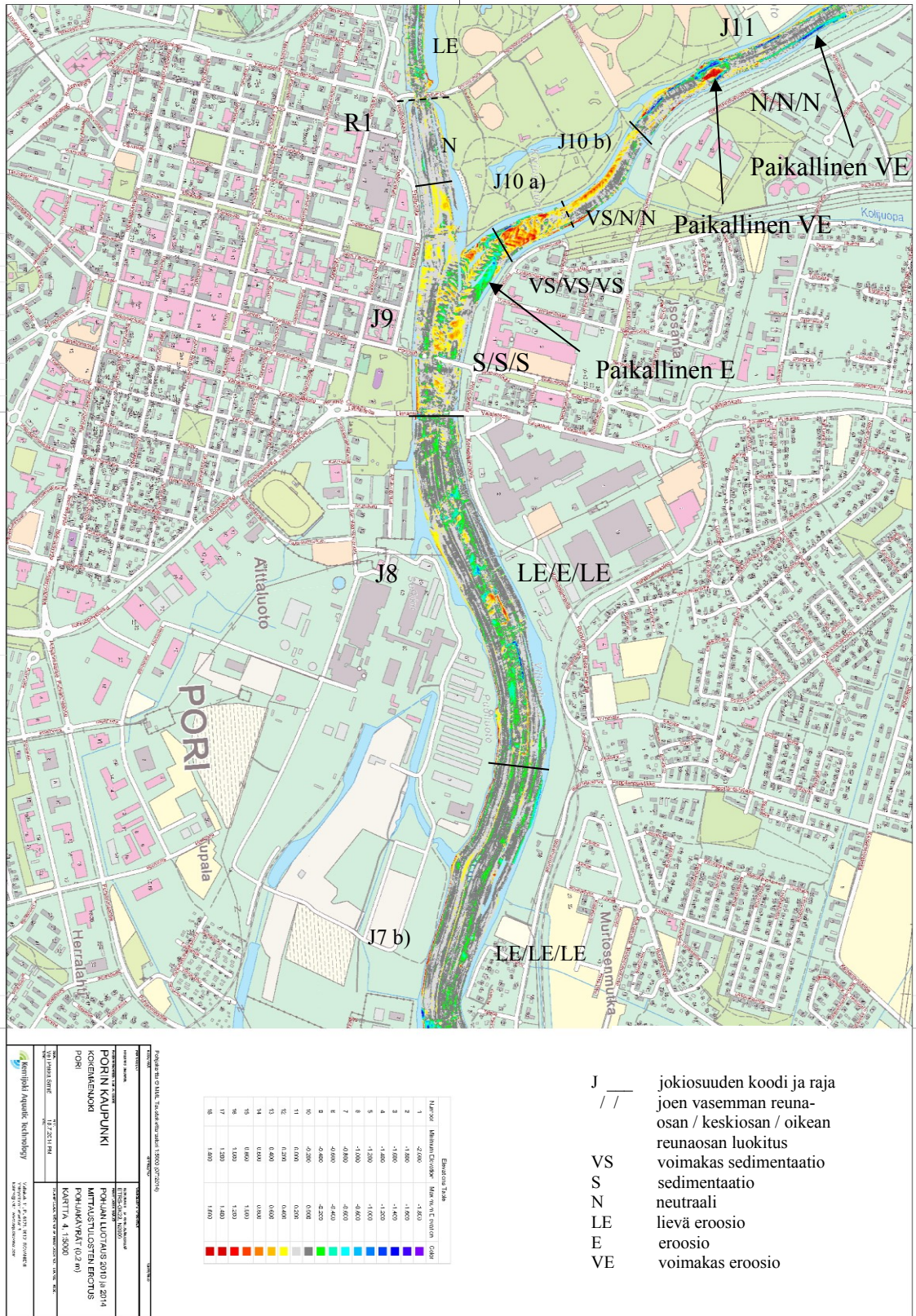
Luokituskartta 1. Joen eroosio- ja sedimentaatioluokituksen indeksikartta.



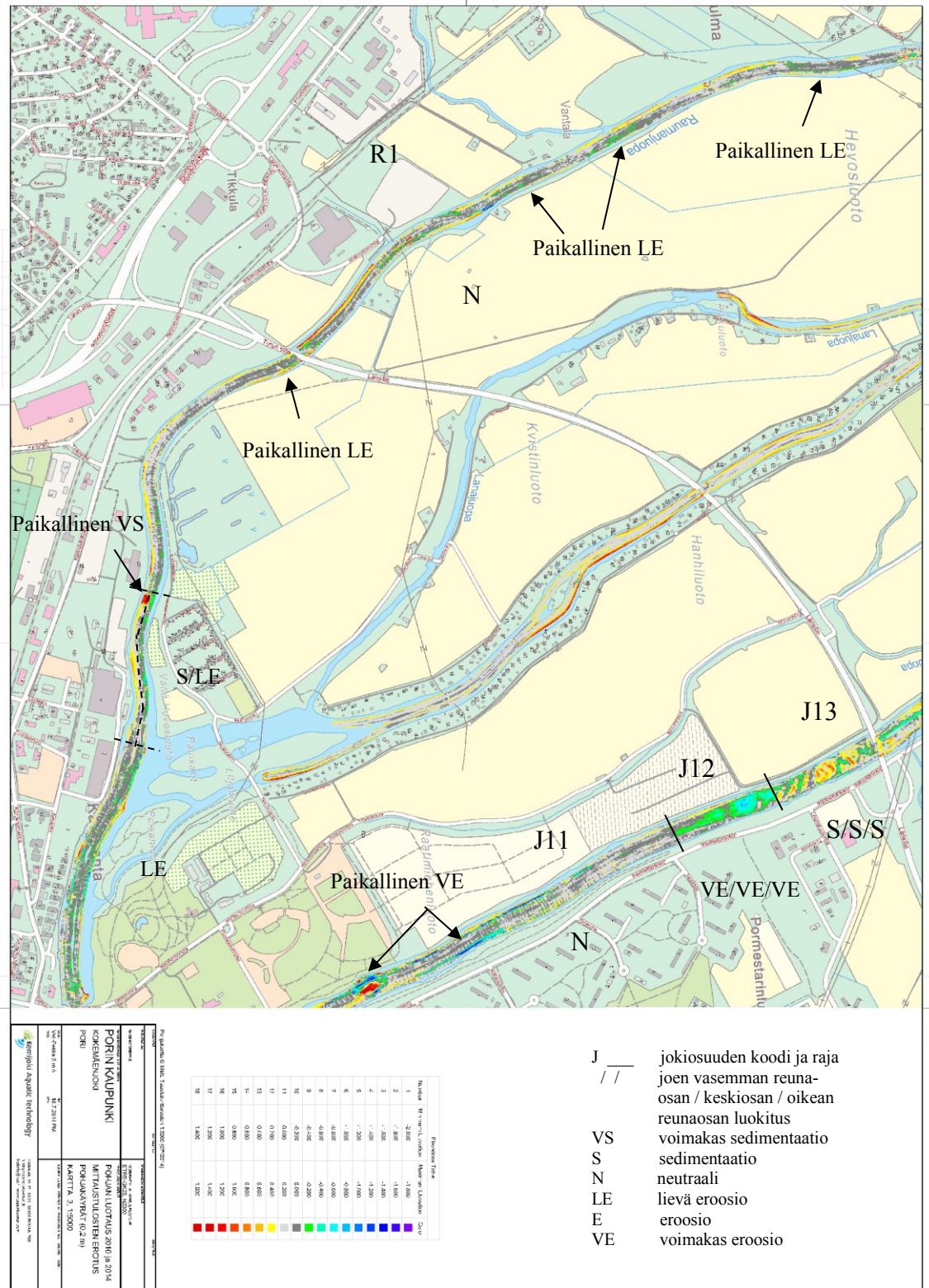
Luokituskartta 1. Joen pohjan muutos vuodesta 2010 vuoteen 2014.



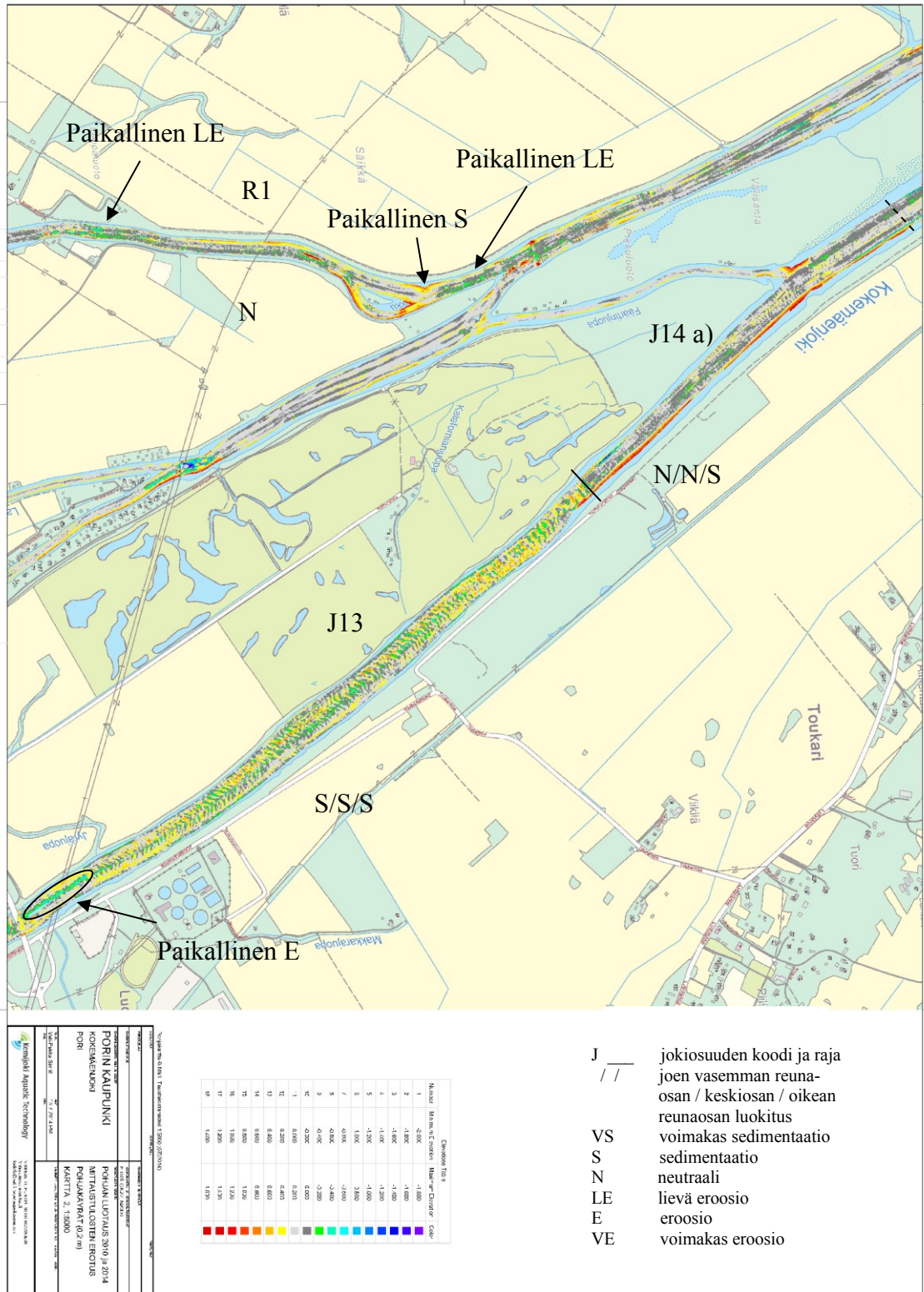
Luokituskartta 2. Joen pohjan muutos vuodesta 2010 vuoteen 2014.



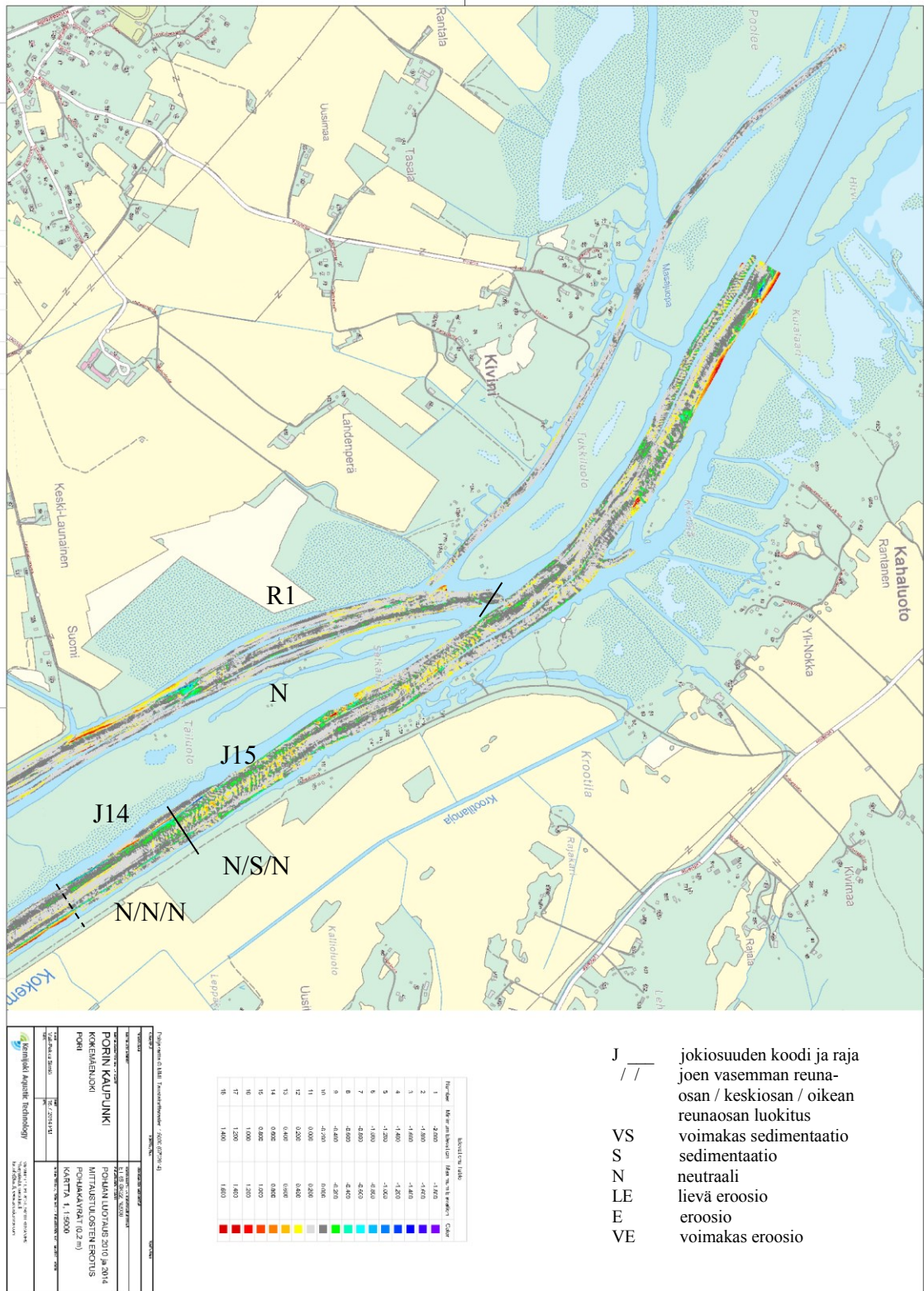
Luokituskartta 3. Joen pohjan muutos vuodesta 2010 vuoteen 2014.



Luokituskartta 4. Joen pohjan muutos vuodesta 2010 vuoteen 2014.2010 vuoteen 2014.

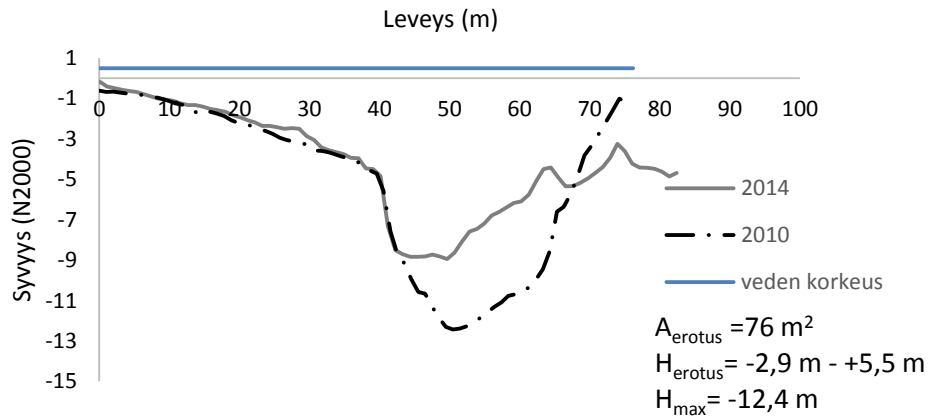


Luokituskartta 5. Joen pohjan muutos vuodesta 2010 vuoteen 2014.

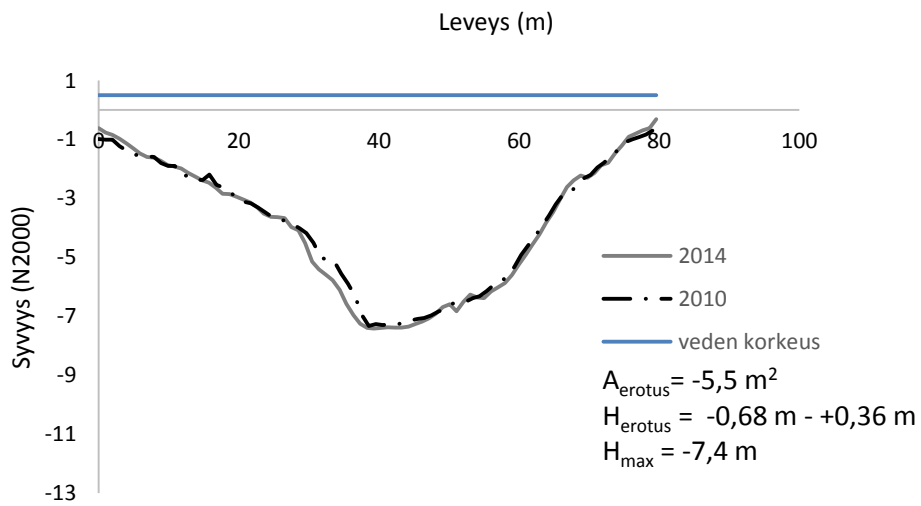


Luokituskartta 6. Joen pohjan muutos vuodesta 2010 vuoteen 2014.

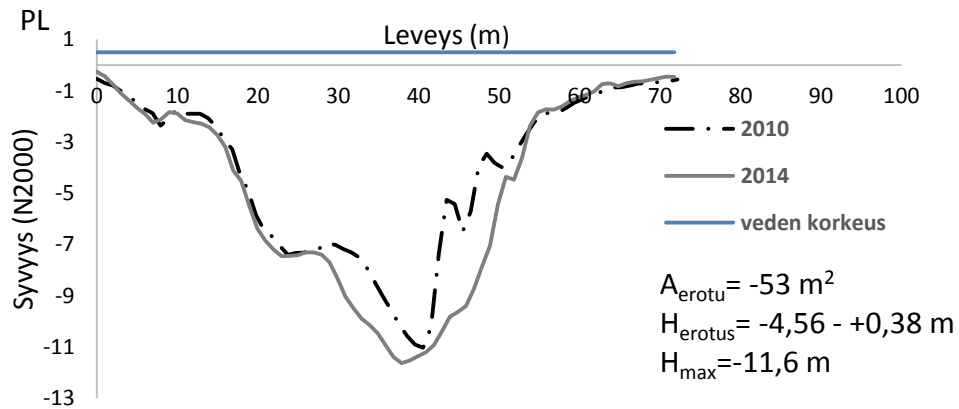
Liite 2. Poikkileikkaukset vuosilta 2010 ja 2014 (1/6).



Kuva 24. Poikkileikkaus 1.

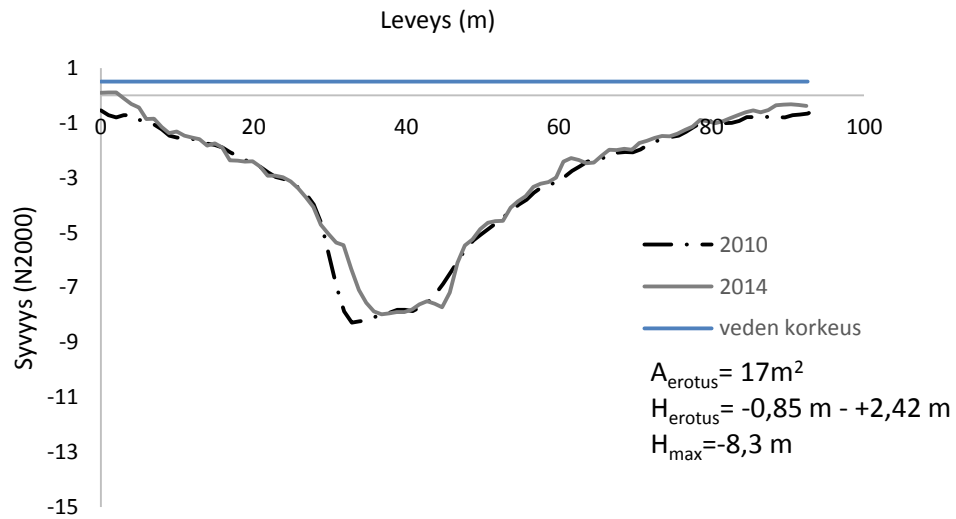


Kuva 25. Poikkileikkaus 2.

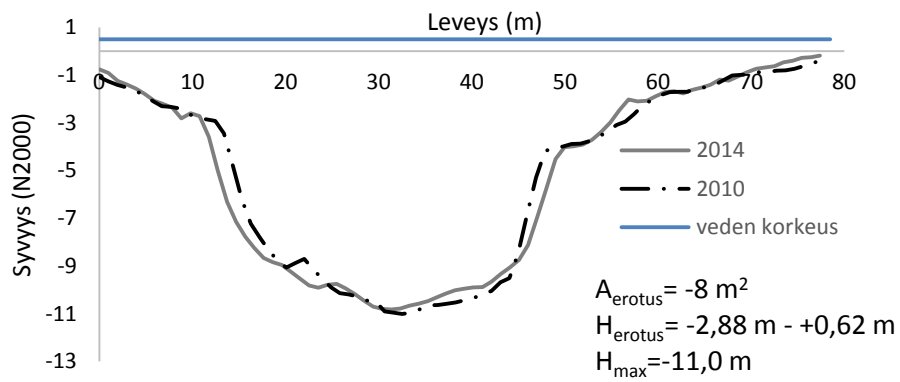


Kuva 26. Poikkileikkaus 3.

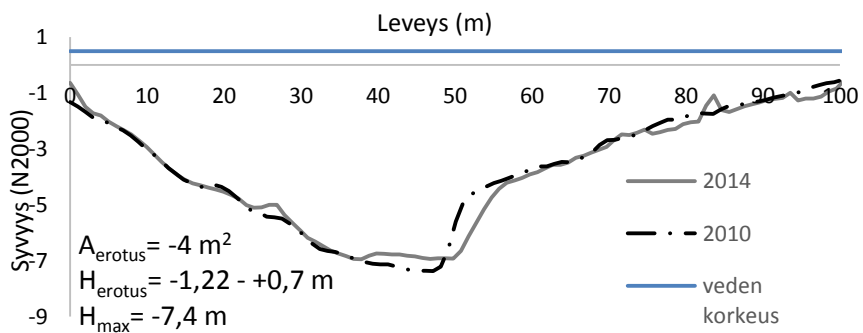
Liite 2. Poikkileikkaukset vuosilta 2010 ja 2014 (2/6).



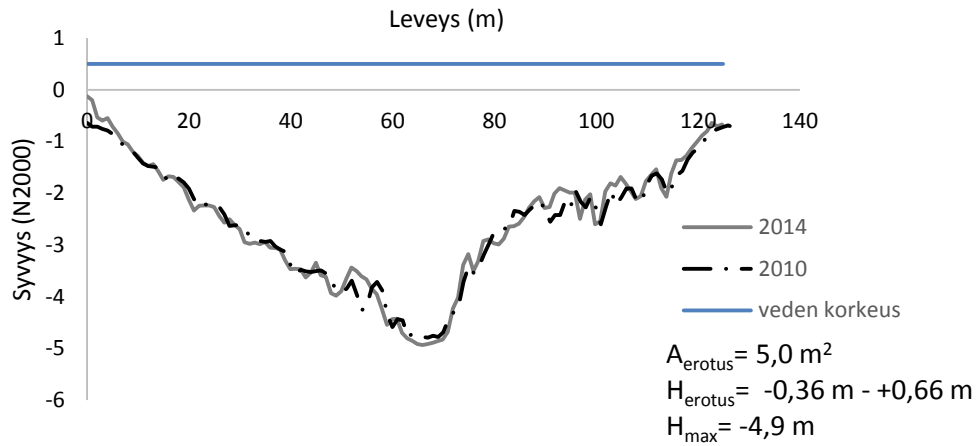
Kuva 27. Poikkileikkaus 4.



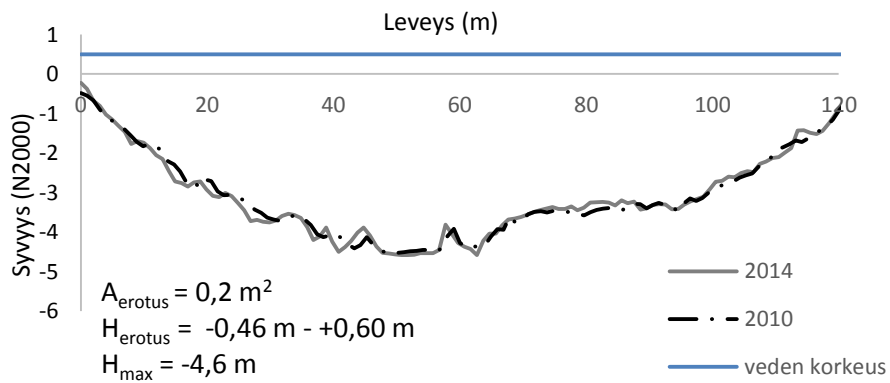
Kuva 28. Poikkileikkaus 5.



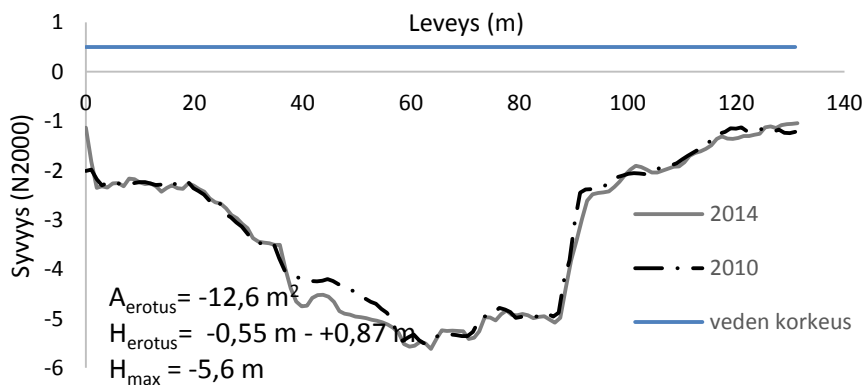
Kuva 29. Poikkileikkaus 6.



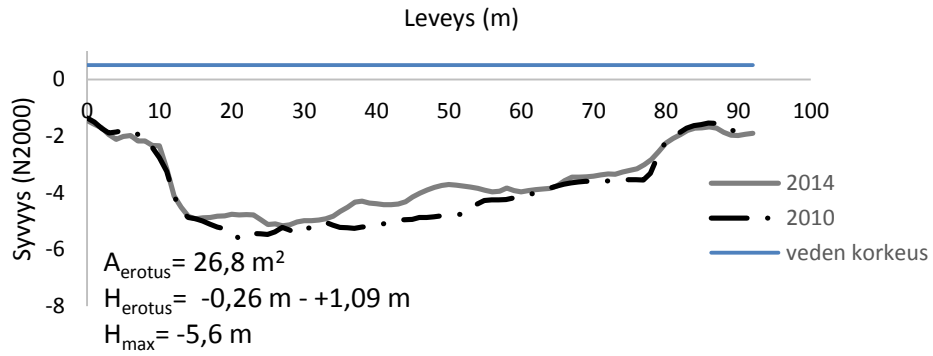
Kuva 30. Poikkileikkaus 7.



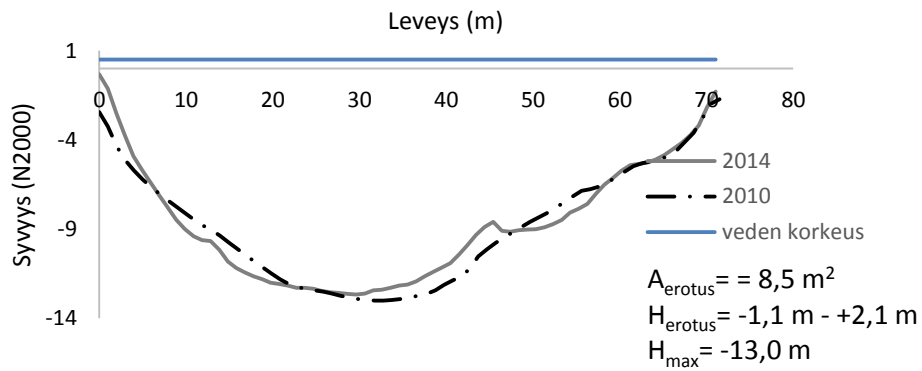
Kuva 31. Poikkileikkaus 8.



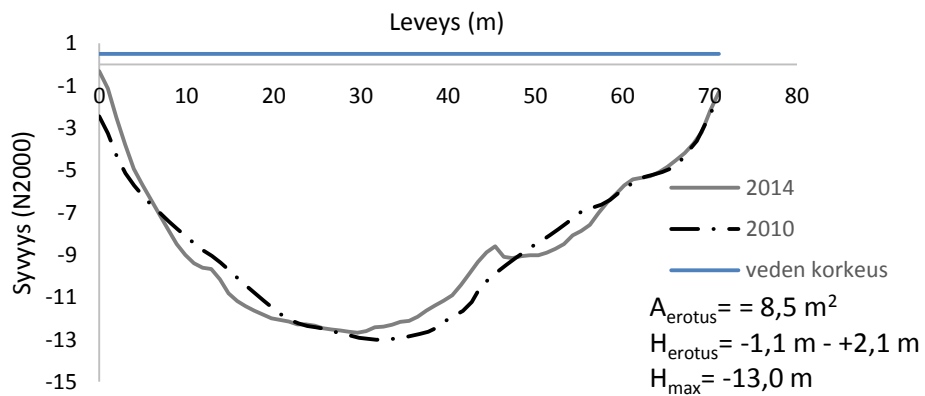
Kuva 32. Poikkileikkaus 9.



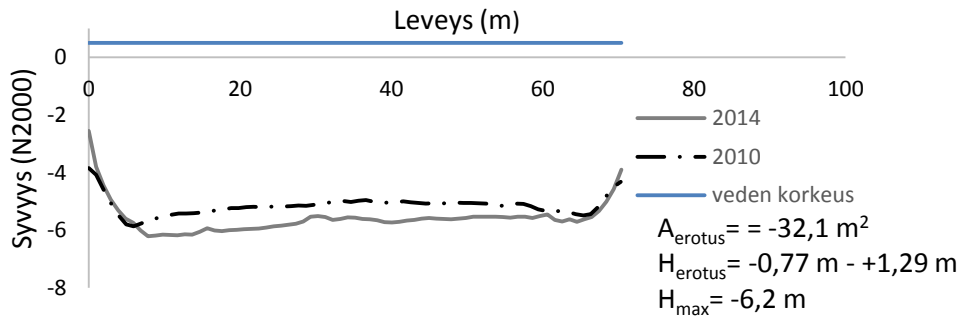
Kuva 33. Poikkileikkaus 10.



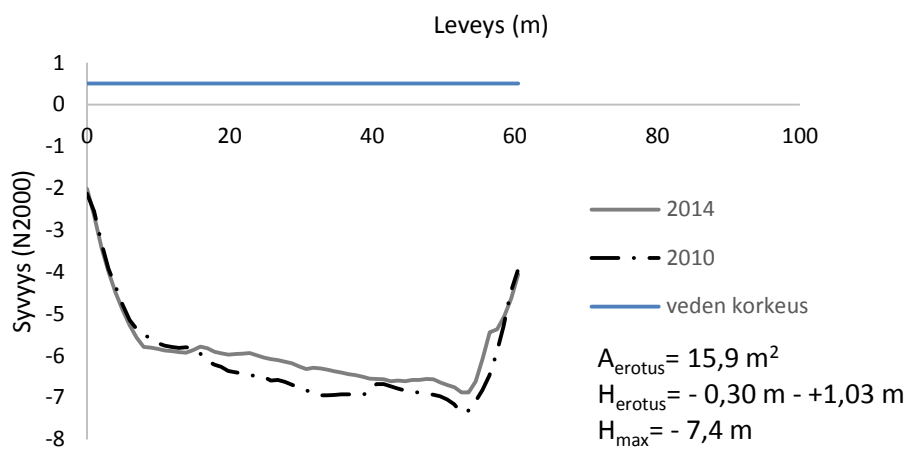
Kuva 34. Poikkileikkaus 11.



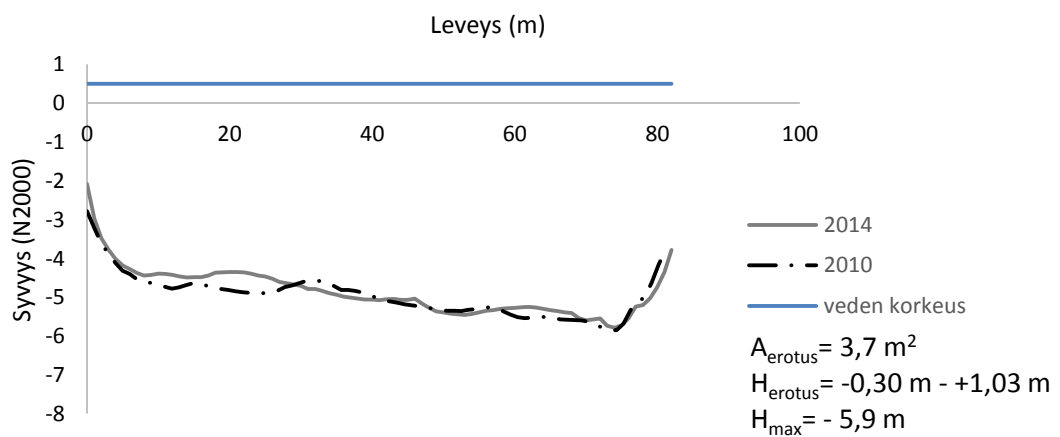
Kuva 35. Poikkileikkaus 12.



Kuva 36. Poikkileikkaus 13.

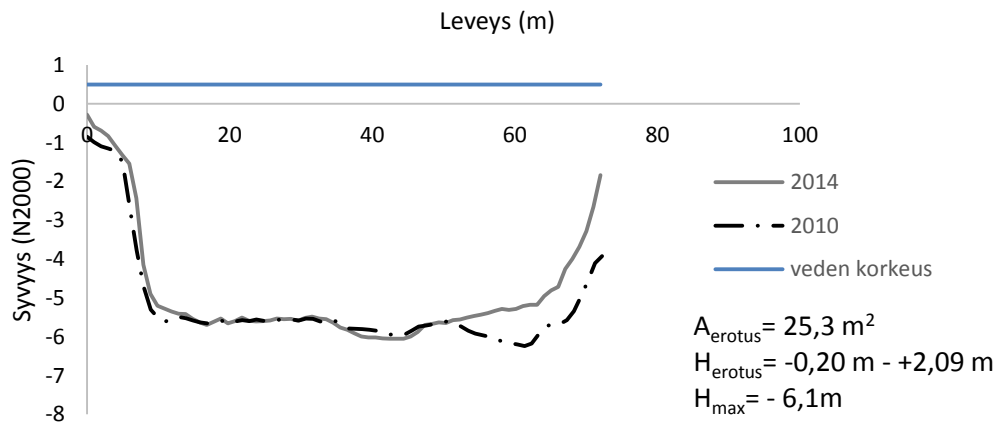


Kuva 37. Poikkileikkaus 14.

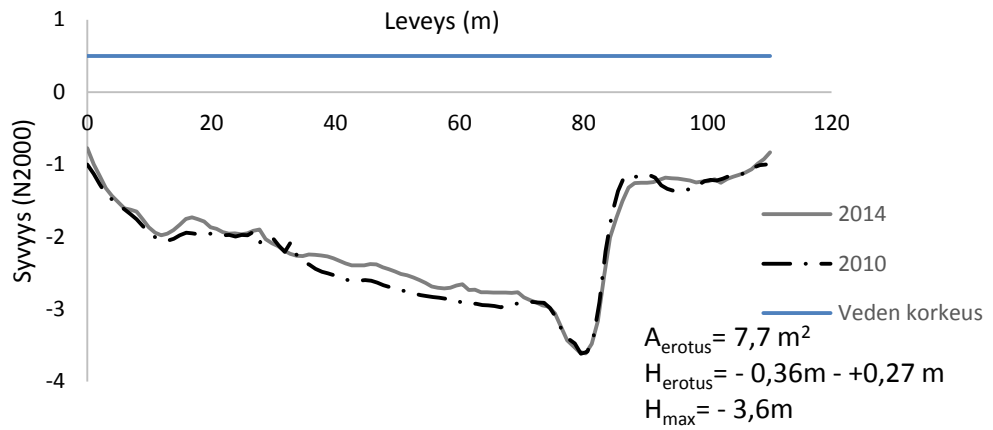


Kuva 38. Poikkileikkaus 15.

Liite 2. Poikkileikkaukset vuosilta 2010 ja 2014 (6/6).

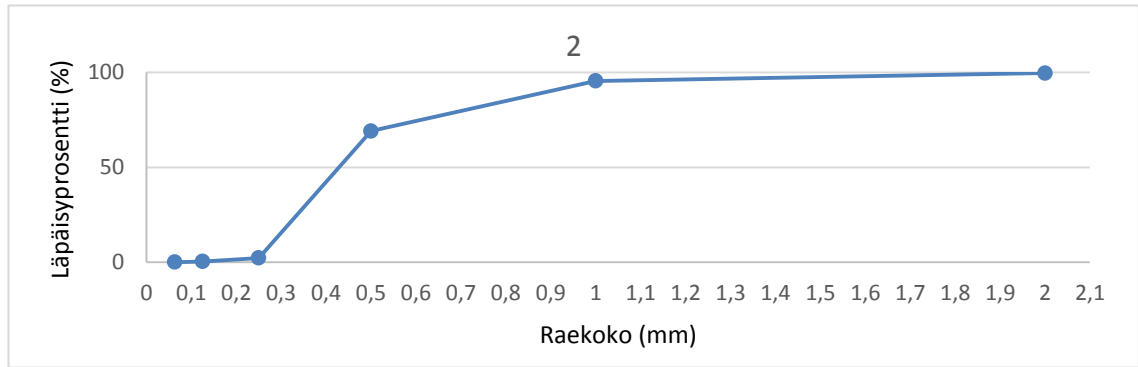


Kuva 39. Poikkileikkaus 16.

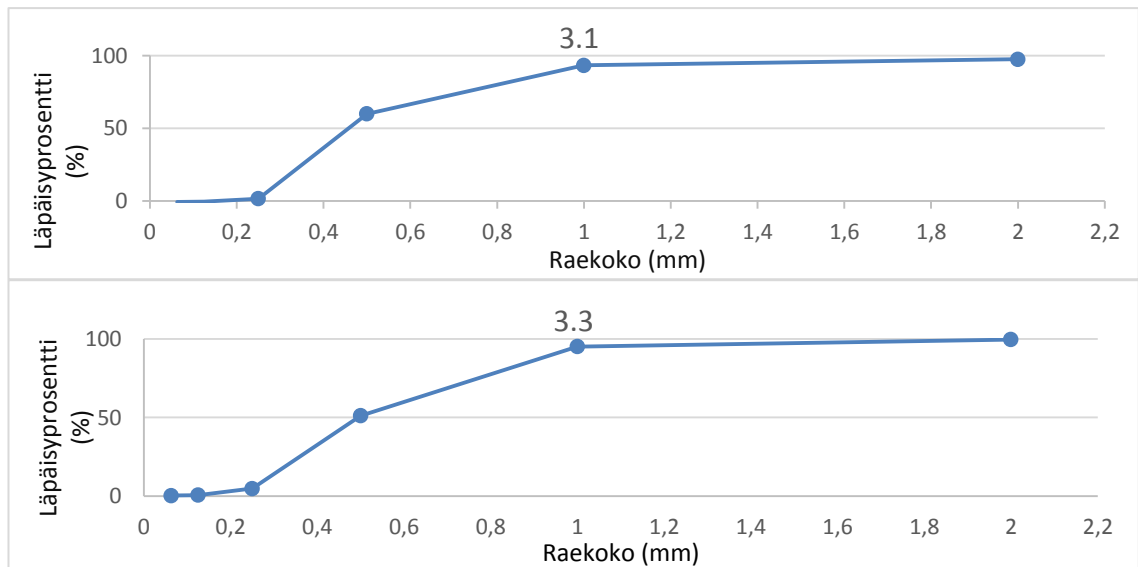


Kuva 40. Poikkileikkaus 17.

Liite 3. Sedimenttinäytteiden raekokojakauma (1/7).

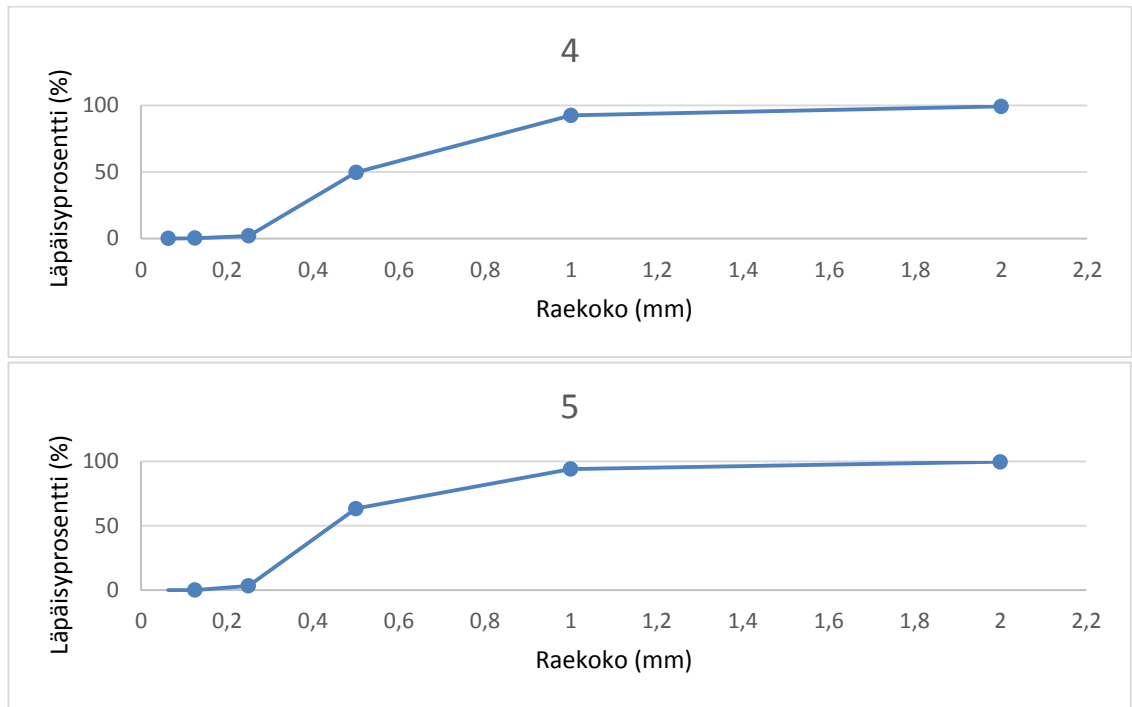


Kuva 41. Sedimenttinäytteen 2 raekokojakauma.

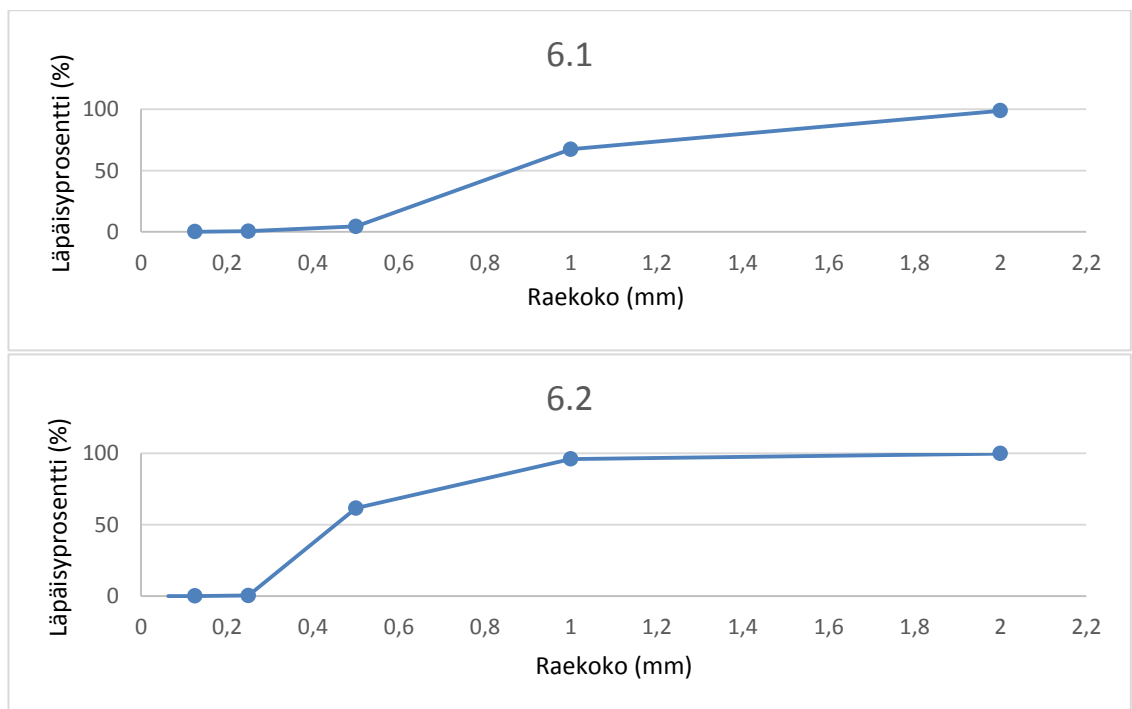


Kuva 42. Sedimenttinäytteiden 3.1 ja 3.3 raekokojakauma.

Liite 3. Sedimenttinäytteiden raekokojakauma (2/7).

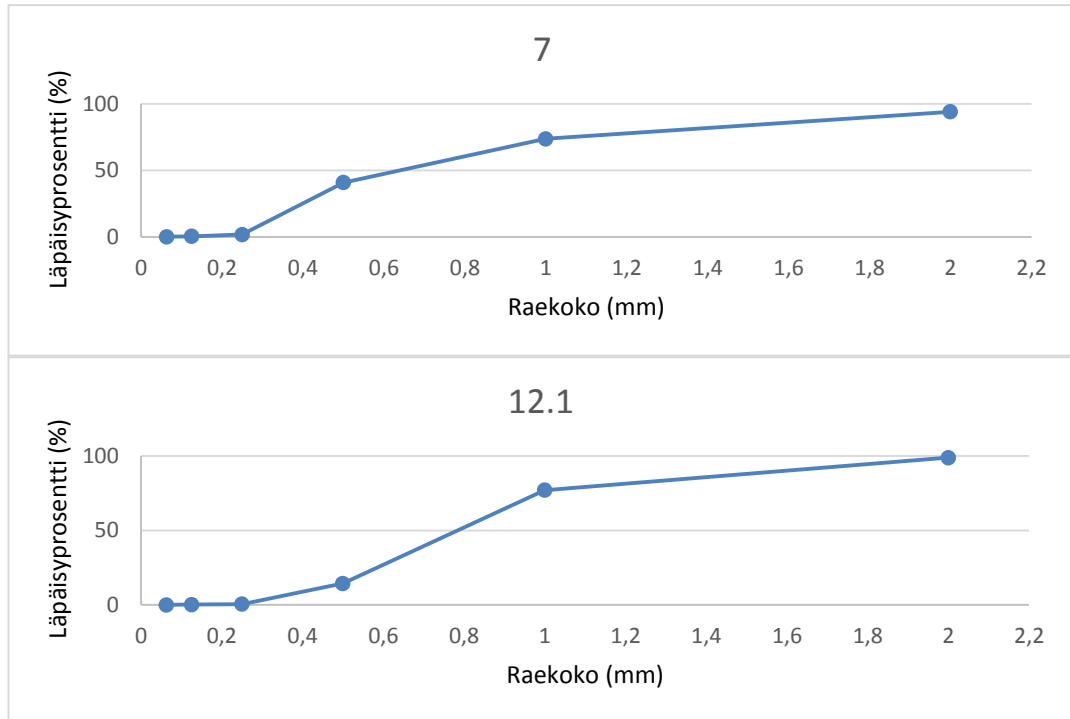


Kuva 43. Sedimenttinäytteiden 4 ja 5 raekokojakauma.

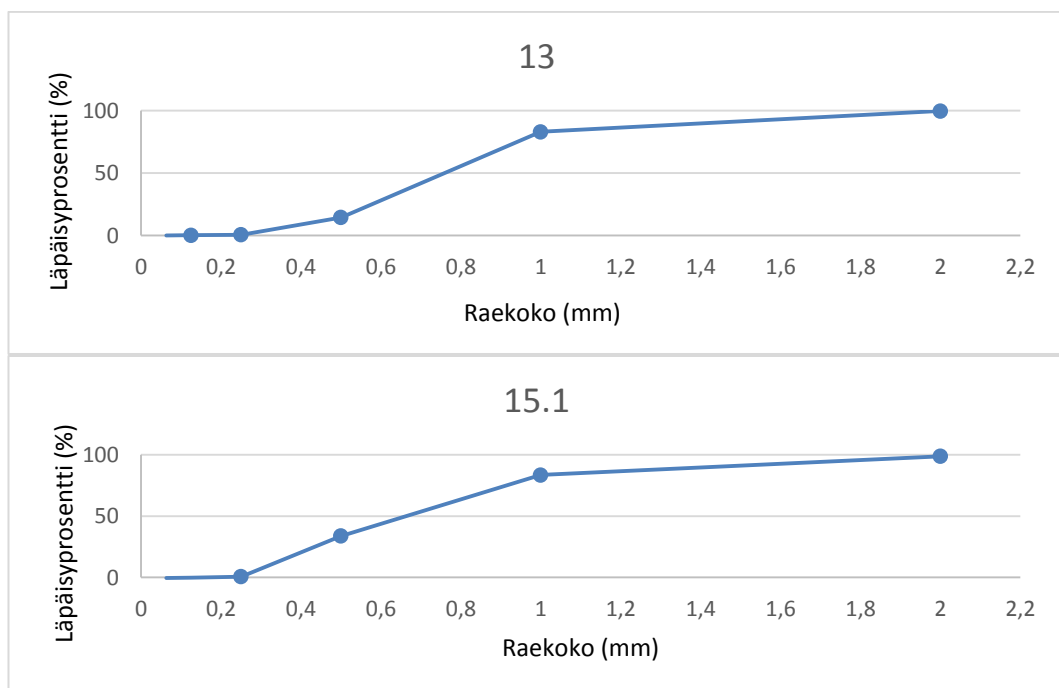


Kuva 44. Sedimenttinäytteiden 6.1 ja 6.2 raekokojakauma.

Liite 3. Sedimenttinäytteiden raekokojakauma (3/7).

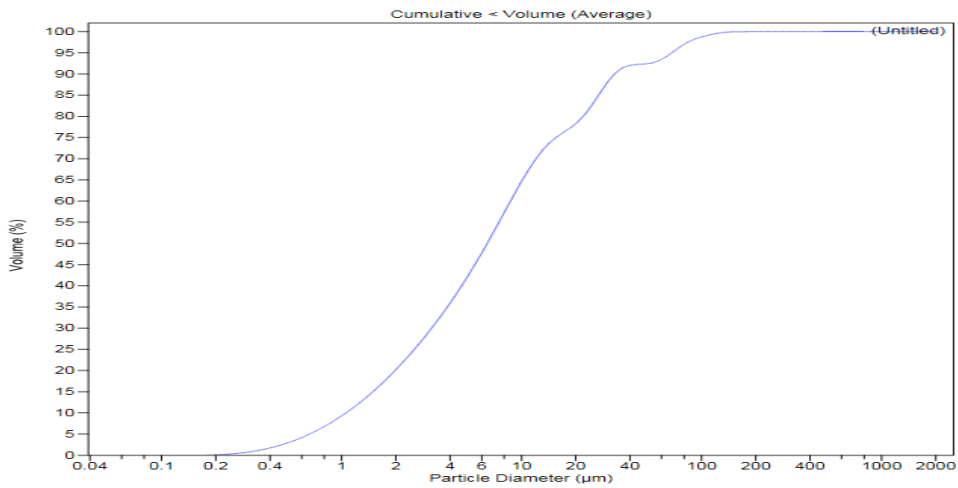


Kuva 45. Sedimenttinäytteiden 7 ja 12.1 raekokojakauma.

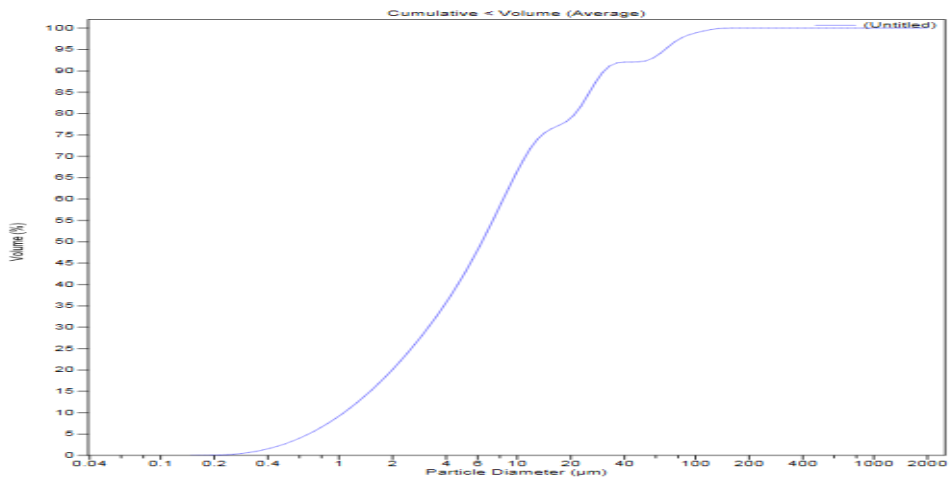


Kuva 46. Sedimenttinäytteiden 13 ja 15.1 raekokojakauma.

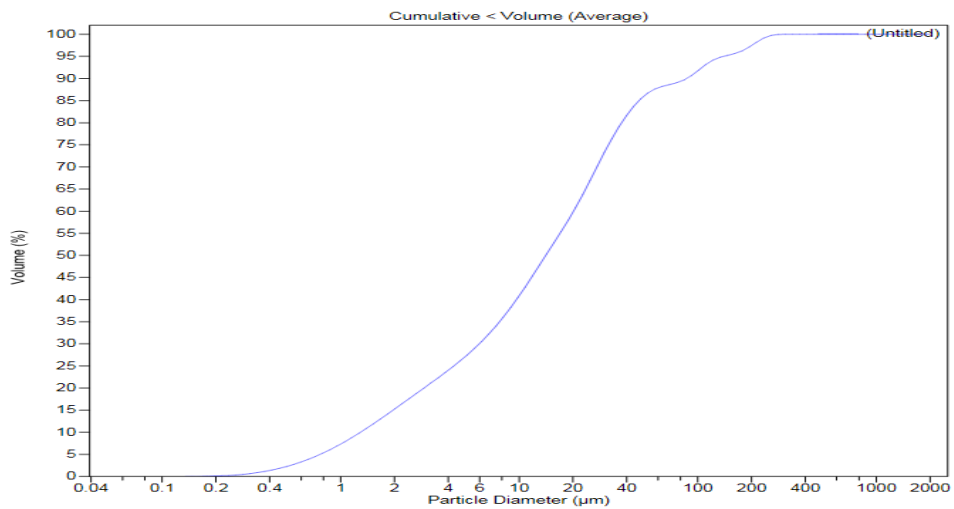
Liite 3. Sedimenttinäytteiden raekokojakauma (4/7).



Kuva 47. Sedimenttinäytteen 1.1 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

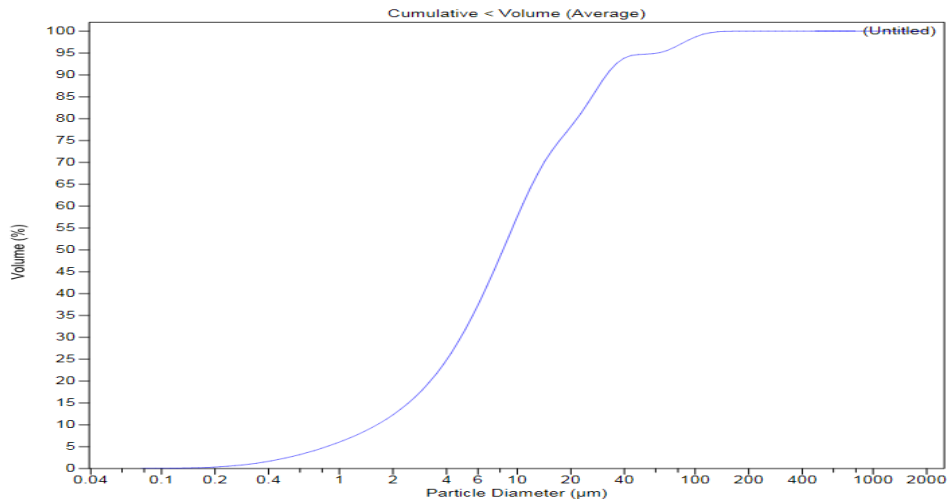


Kuva 48. Sedimenttinäytteen 1.2 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

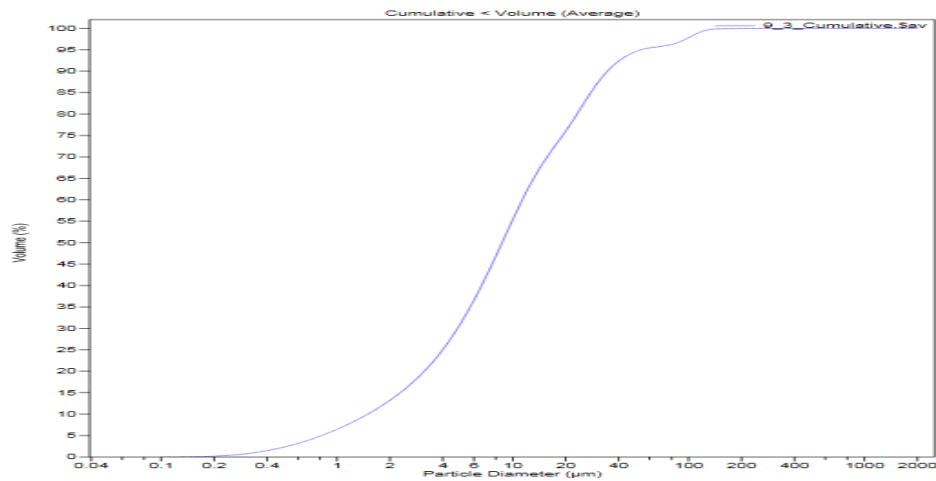


Kuva 49. Sedimenttinäytteen 3.2 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

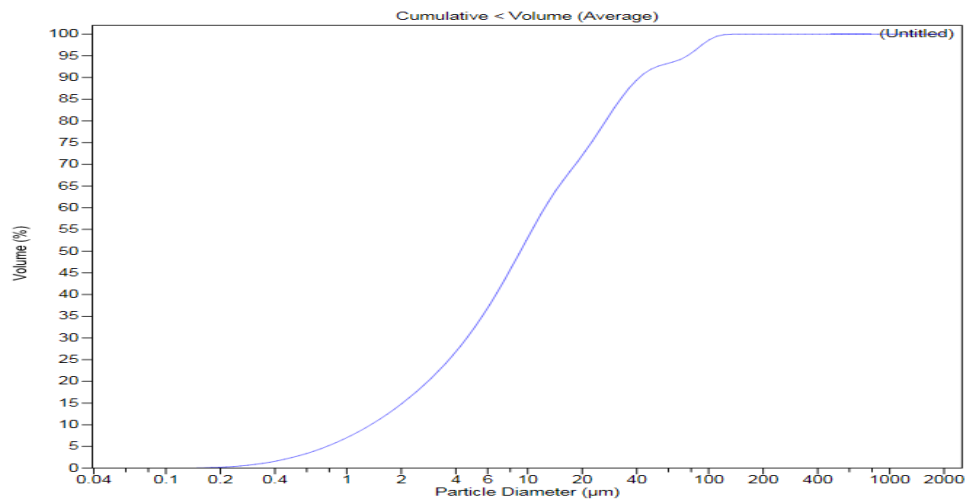
Liite 3. Sedimenttinäytteiden raekokojakauma (5/7).



Kuva 50. Sedimenttinäytteen 9.2 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

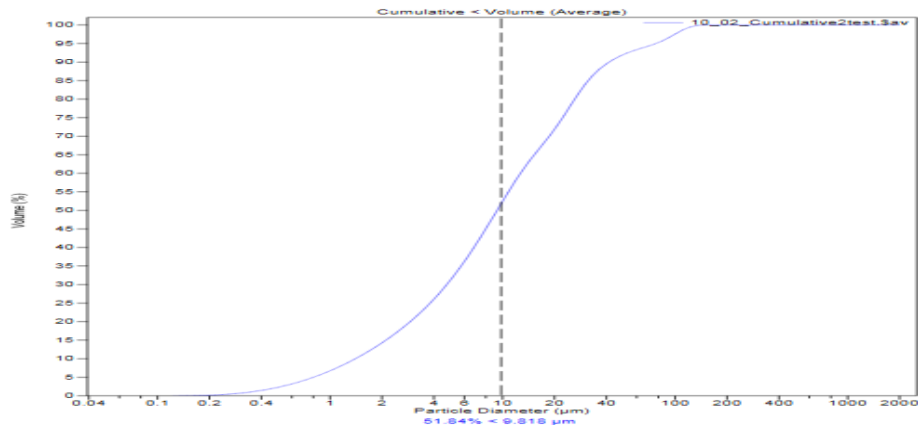


Kuva 51. Sedimenttinäytteen 9.3 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

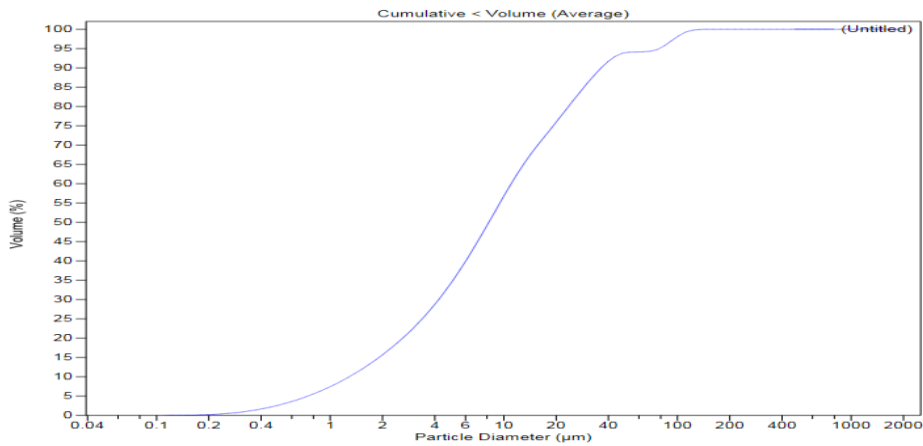


Kuva 52. Sedimenttinäytteen 10.1 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

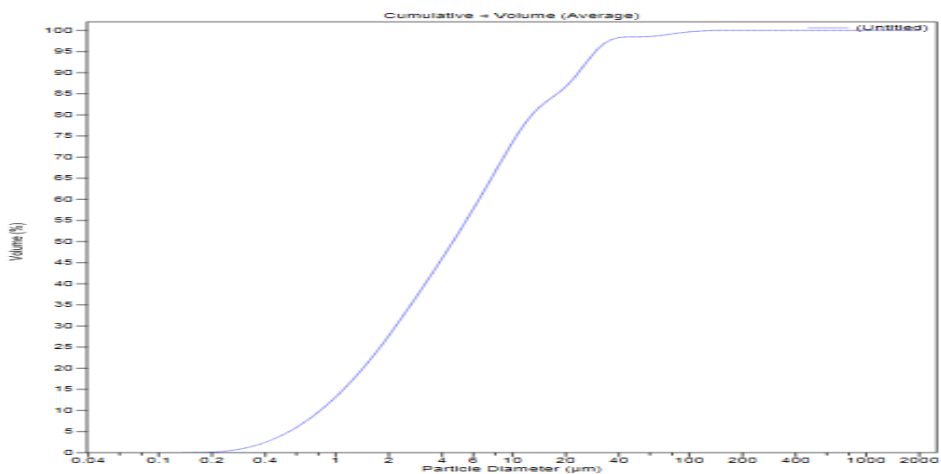
Liite 3. Sedimenttinäytteiden raekokojakauma (6/7).



Kuva 53. Sedimenttinäytteen 10.2 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

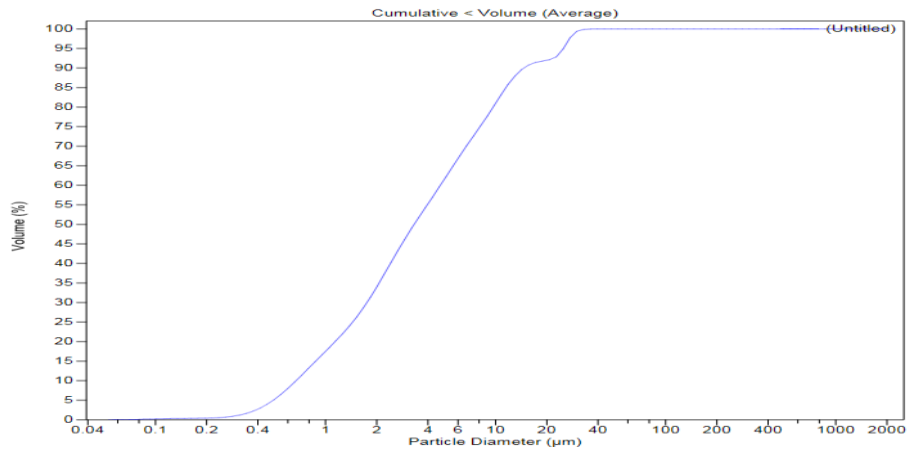


Kuva 54. Sedimenttinäytteen 10.3 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

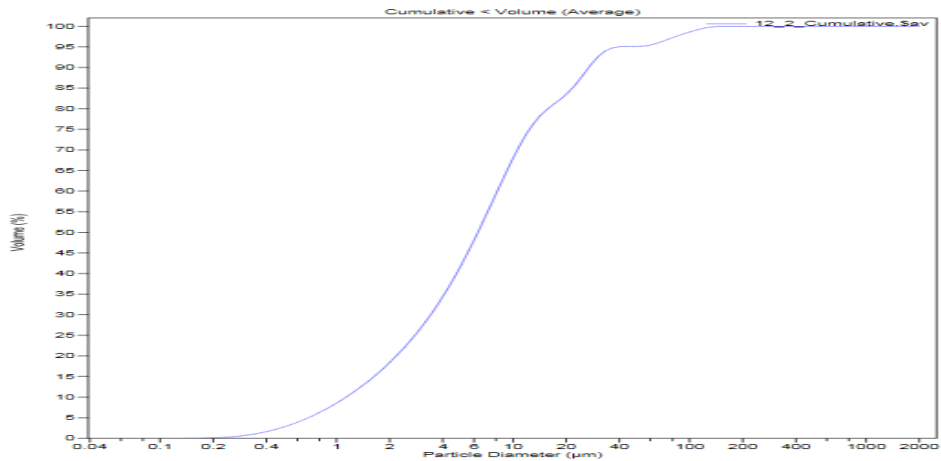


Kuva 55. Sedimenttinäytteen 11.1 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

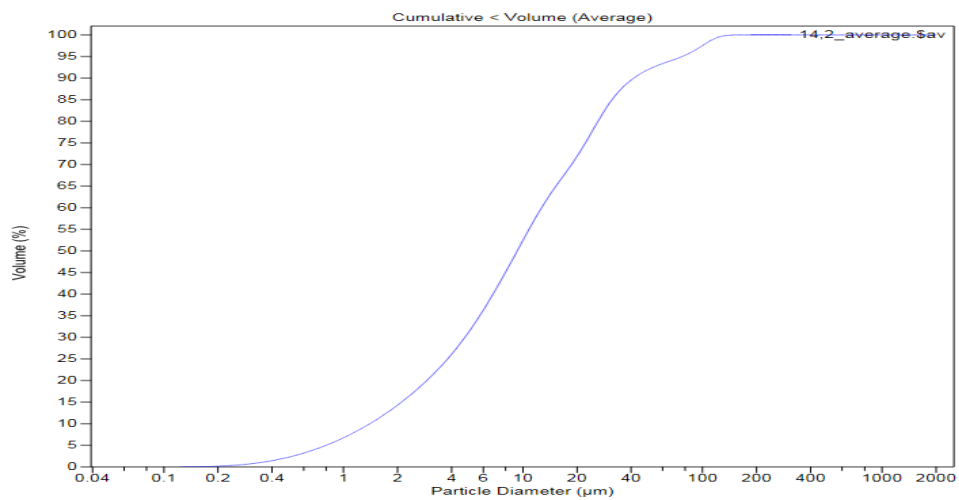
Liite 3. Sedimenttinäytteiden raekokojakauma (7/7).



Kuva 56. Sedimenttinäytteen 11.2 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

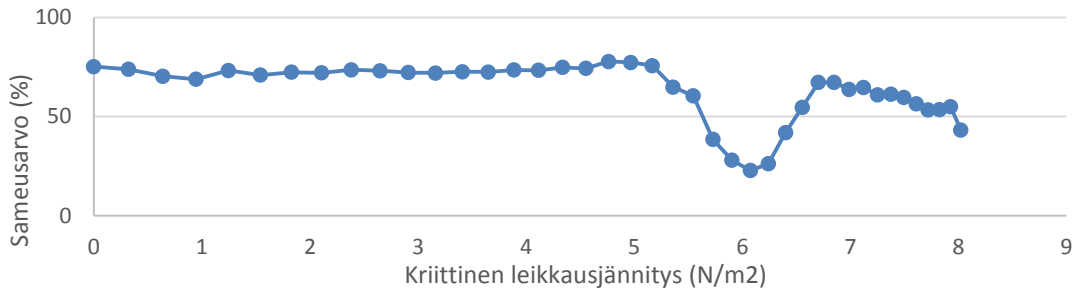


Kuva 57. Sedimenttinäytteen 12.2 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

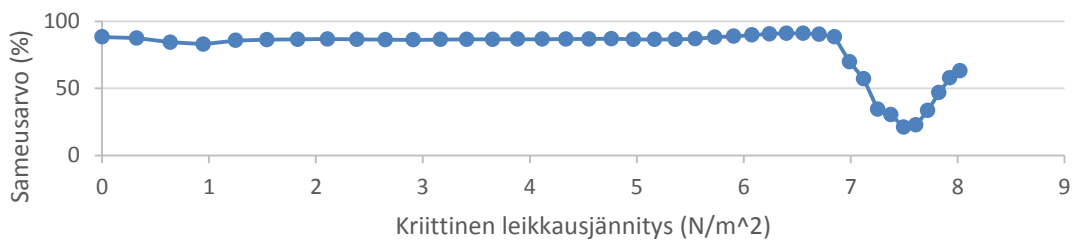


Kuva 58. Sedimenttinäytteen 14.2 läpäisyprosentti (Volume %) ja partikkelikokojakauma (particle diagram (μm)).

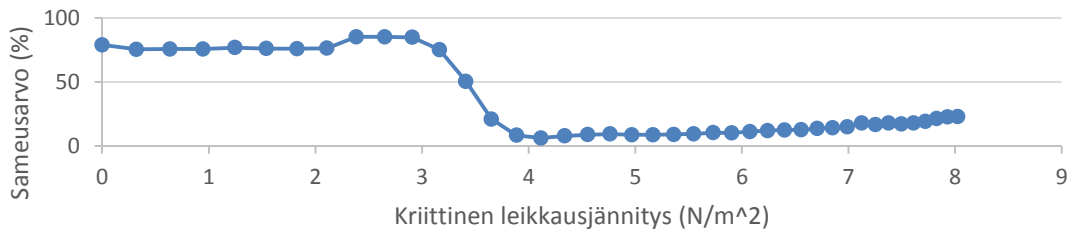
Liite 4. Kriittinen leikkausjännitys (1/4).



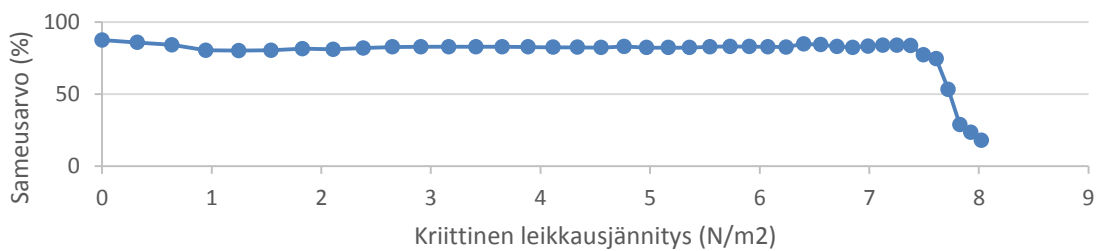
Kuva 59. Kriittinen leikkausjännitys sedimentinäytteelle 2 on 5,2 N/m².



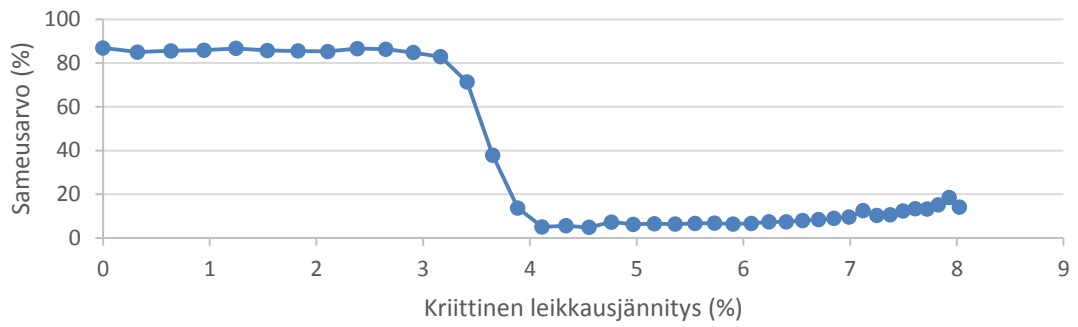
Kuva 60. Kriittinen leikkausjännitys sedimentinäytteille 4 ja 3.1 on 6,8 N/m².



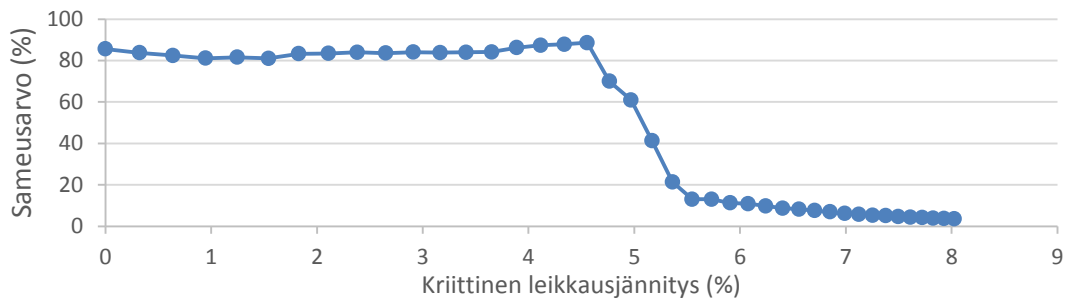
Kuva 61. Kriittinen leikkausjännitys 5 ja 6.2 pisteille on 2,9 N/m².



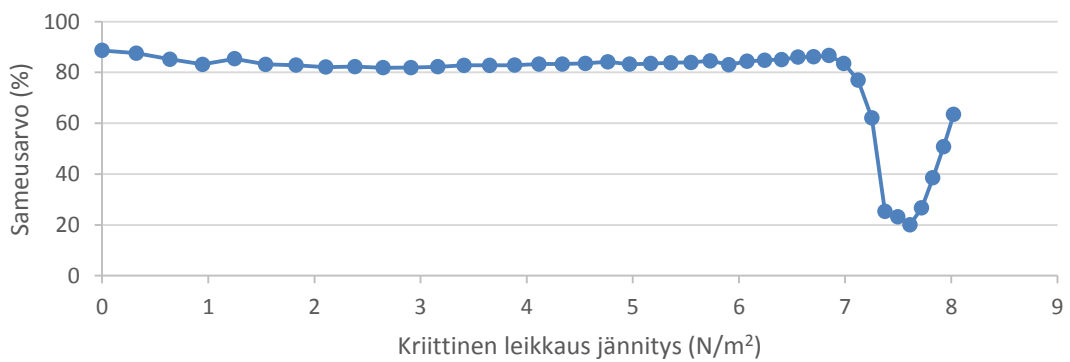
Kuva 62. Kriittinen leikkausjännitys 6.1 pisteelle on 7,4 N/m².



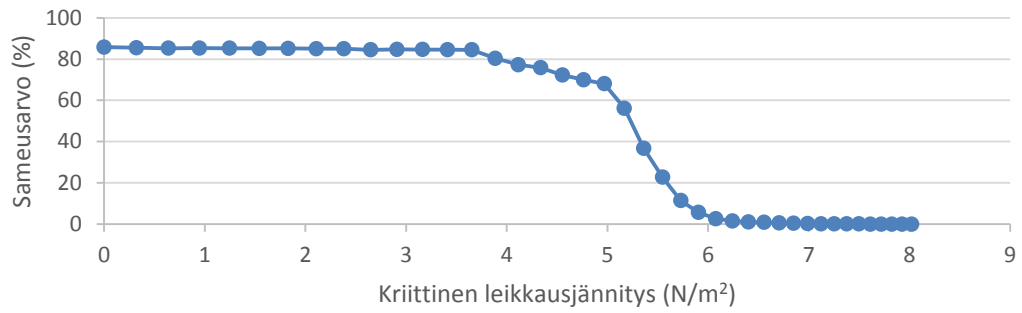
Kuva 63. Kriittinen leikkausjännitys pisteille 7 ja 15.1 on $3,2 \text{ N/m}^2$.



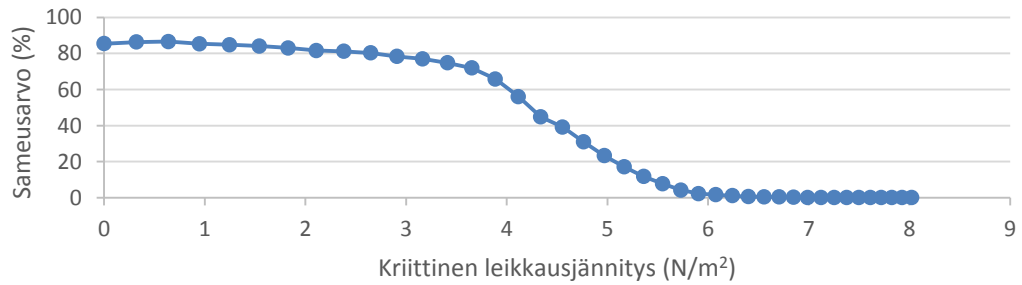
Kuva 64. Kriittinen leikkausjännitys pisteille 8.2 on $4,6 \text{ N/m}^2$.



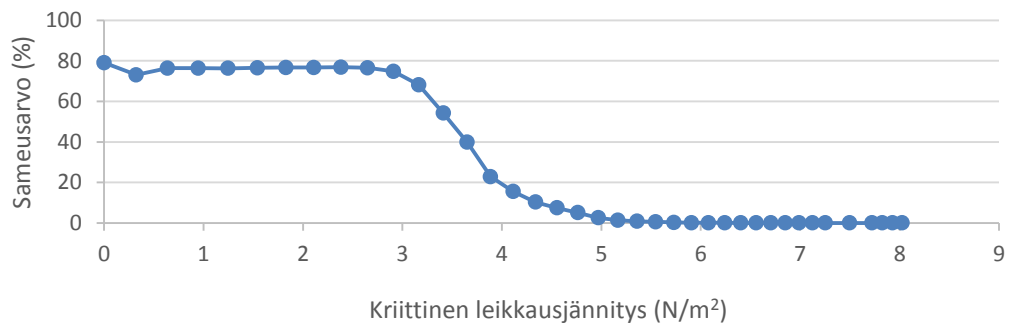
Kuva 65. Kriittinen leikkausjännitys pisteelle 13 ja 12.1 on $6,9 \text{ N/m}^2$.



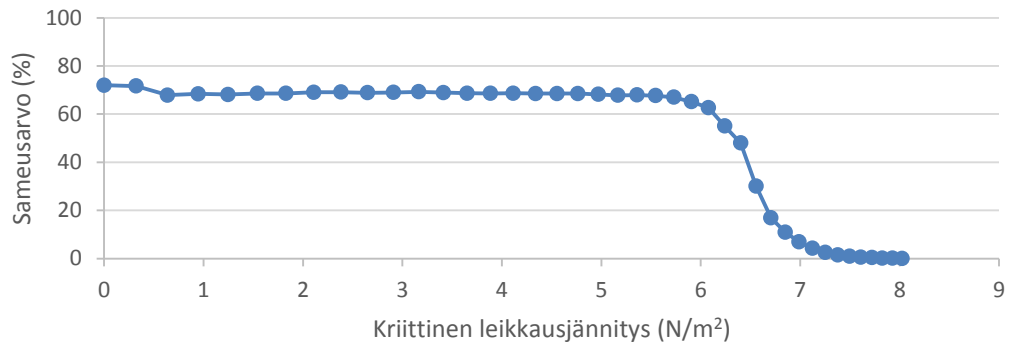
Kuva 66. Kriittinen leikkausjännitys pisteelle 1.1, 1.2 ja 12.2 $3,6\text{N/m}^2$.



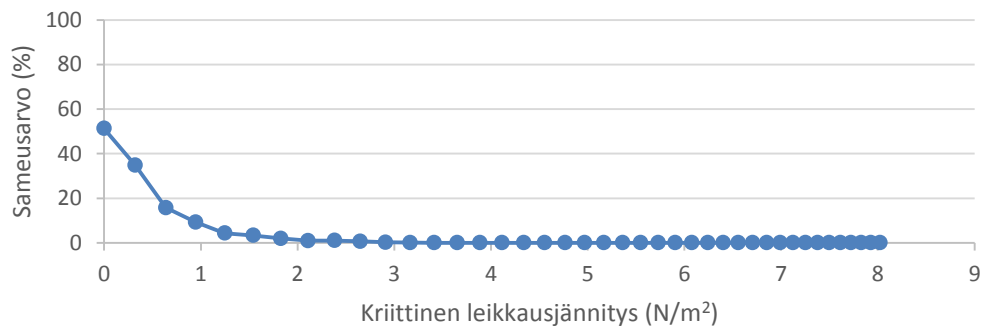
Kuva 67. Kriittinen leikkausjännitys pisteelle 9.2, 9.3 ja 10.3 on $3,6\text{ N/m}^2$.



Kuva 68. Kriittinen leikkausjännitys pisteelle 10.1, 10.2 ja 14.2 on $2,9\text{ N/m}^2$.



Kuva 69. Kriittinen leikkausjännitys pisteelle 11.1 ja 11.2 on 5,9 N/m².



Kuva 70. Tummaa ja löysää savea ja hiekkaa (d₅₀= 0,395mm) leikkausjännitystä ei havaittavissa.

Liite 5. Kriittisen virtausnopeuden laskentamenetelmät (1/1).

Taulukko 2. Kriittisen virtausnopeuden laskentamenetelmät.

Kriittinen virtausnopeus						
Näyte	d50 [mm]	u_c Shields kaava 11 (T_{*c} kirjallisuudesta oikealle d_{50} arvolle) [m/s]	u_c Shields kaava 11 (erikseen Shields kriittinen leikkausjännitys) [m/s]	u_c kaava 12 (Mavis ja Laushey) [m/s]	U_c kaava 13 (pohjalla $h=0,001m$) (Garde 1979) [m/s]	u_c kaava 14 (Garde 1979) [m/s]
1.1	0,0064				0,010	0,006
1.2	0,0063				0,010	0,006
2	0,43	0,0242	0,188	0,179	0,200	0,167
3.1	0,46	0,0250	0,188	0,185	0,206	0,173
3.2	0,0141					
3.3	0,49	0,0208	0,191	0,184	0,204	0,173
4	0,5	0,0210	0,191	0,186	0,206	0,175
5	0,45	0,0248	0,220	0,183	0,204	0,171
6.1	0,85	0,0283	0,310	0,243	0,260	0,236
6.2	0,45	0,0248	0,220	0,183	0,204	0,171
7	0,65	0,0269	0,200	0,235	0,255	0,224
8	0,21	0,0196	0,162	0,123	0,144	0,111
9.1	0,36			0,123	0,139	0,113
9.2	0,0083				0,017	0,010
9.3	0,0087				0,017	0,010
10.1	0,0091				0,018	0,010
10.2	0,0093				0,018	0,010
10.3	0,0082				0,017	0,010
11.1	0,0046				0,007	0,004
11.2	0,0033				0,006	0,003
12.1	0,78	0,0279	0,212	0,241	0,259	0,232
12.2	0,0063				0,010	0,006
13	0,75	0,0274	0,212	0,237	0,255	0,228
14.2	0,0093				0,018	0,010
15.1	0,67	0,0273	0,200	0,238	0,258	0,227