

Turun yliopiston maantieteen ja geologian laitos

Jouni Salmela

MEANDEROIVAN JOKIUOMAN VERTIKAALINEN MUUTOS:
KOHOUMIEN JA SYVÄNTEIDEN VÄLINEN VUOROVAIKUTUS

Maantieteen pro gradu -tutkielma

Asiasanat: fluviaaligeomorfologia, kohouma, syväne, akustinen virtausprofiilimittaus,
syvyysmallinnus, ilmakeilaus, liikkuva laserkeilaus

Turku 2017

Turun yliopiston laatujärjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

TURUN YLIOPISTO
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta
Maantieteen ja geologian laitos

SALMELA, JOUNI: Meandroivan jokiuoman vertikaalinen muutos: kohoumien ja syvänteiden välinen vuorovaikutus

Pro gradu -tutkielma, 95 s., 8 liites.

40 op

Maantiede

Huhtikuu 2017

Jokiuoman pohjan vertikaalinen vaihtelu on tyypillistä hiekkapohjaisessa meandroivassa joessa. Uoman matalia kohtia kutsutaan kohoumiksi (eng. *riffle*) ja syviä kohtia syvänteiksi (eng. *pool*), ja ne sijaitsevat tyypillisesti meanderikaarteiden yhteydessä. Virtaava vesi muokkaa uoman geomorfologiaa ja geomorfologia puolestaan vaikuttaa uoman virtaukseen, joten virtauksella on merkittävä vaikutus uoman pohjan muutoksiin sekä kohoumien ja syvänteiden sijaintiin.

Tässä tutkimuksessa tarkasteltiin hiekkapohjaisen meandroivan jokiuoman vertikaalista muutosta eri vuodenaikoina sekä vertikaaliseen muutokseen vaikuttavia pohjanläheisiä virtauksia (virtausnopeus ja -suunta). Tutkimuksen pääpaino keskittyi kohoumiin ja syvänteisiin, jotka ovat uoman isoja geomorfologisia yksiköitä. Tutkimus suoritettiin hyödyntäen lähikaukokartoitustekniikoita: ilmakehän perustuvaa syvyysmallinnusta, liikkuvaa laserkeilausta ja akustista virtausprofiilimittaria. Syvyysmallinnuksen ja laserkeilausaineistojen avulla mitattiin tarkat korkeusmallit molempien vuosien syksyille ja virtausprofiilimittarilla mitattiin pohjanläheisiä virtauksia kohoumien ja syvänteiden kohdilta eri virtaamilla. Mittausajanjakso kesti vuoden 2013 kevästä vuoden 2014 syksyyn, minkä aikana esiintyi kaksi kevättulvaa sekä uoman vedenpinnan jäätyminen. Aineistojen pohjalta tutkittiin uoman vertikaalista muutosta mittausten välillä sekä virtauskenttien vaikutusta kohoumien ja syvänteiden muutokseen.

Uoman vertikaalista muutosta tapahtui ympärivuotisesti eikä muutoksessa havaittu säännönmukaisuuksia kahden samanlaisen hydrologisen tapahtuman välillä. Meandroivan joen dynaamisimmat alueet sijaitsivat meanderikaarteiden läheisyydessä ja meandroivan joen muoto ylläpiti kohoumien ja syvänteiden sijaintia uomassa. Kohoumien ja syvänteiden vertikaalinen muutos vaihteli voimakkaasti tutkimusaikana eikä niiden muutoksessa havaittu koko uoman tavoin säännönmukaisuutta. Kohoumien ja syvänteiden esiintymiseen ja säilymiseen vaikuttivat virtausnopeuden kääntymisen, joka tapahtui molempina vuosina kevättulvan aikana, sekä uoman poikkileikkauksen muutokset. Myös virtaussuunnilla oli välillinen vaikutus kohoumien ja syvänteiden muutokseen ja säilymiseen.

Asiasanat: fluviaaligeomorfologia, kohouma, syvänte, akustinen virtausprofiilimittaus, syvyysmallinnus, ilmakehä, liikkuva laserkeilaus

UNIVERSITY OF TURKU
Faculty of Mathematics and Natural Sciences
Department of Geography and Geology

SALMELA, JOUNI: Vertical change of meandering river: riffle-pool interaction

Master's Thesis, 95 pp., 8 app.
40 ECTS
Geography
April 2017

Vertical changes are common feature of meandering sand-bed rivers. Shallow zones of the river called *riffles* and deeps called *pools* locate typically in meander bends. Formation and stability of riffle-pool sequences are related to flowing water because while flowing water alters river bed geomorphology, geomorphology also influences flowing water.

Vertical changes of river bed were detected utilizing close-range remote sensing techniques. UAV-based bathymetry and mobile laser scanning were used to create digital terrain model of the river bed and Acoustic Doppler Current profiler (ADCP) to measure near-bed velocities in different discharges. Vertical change detection focused on seasonal changes of riffles and pools. Near-bed velocities and vertical changes were compared to understand the riffle-pool interaction. The survey was done in Pulmanki River Northern Finland between spring 2013 and autumn 2014.

The results indicate that vertical change of river bed occurred year-round and it was non-linear. There was no similarity between two similar hydraulic events: open water periods in 2013 and 2014 that included flood events during the spring time. The most dynamic regions were located in meander bends and the geometry of the meander bends maintained locations of the riffle-pool sequence. The vertical change of the riffles and pools varied during the study period and it was also non-linear. The formation and stability of the riffle-pool sequence was related to velocity reversal that occurred during the spring flood on both years. Additionally, changes in river cross-sectional length affected occurrence of the single pool. Water flow directions had also indirect effect on the formation and stability of the riffle-pool sequence.

Keywords: fluvial geomorphology, riffle-pool sequence, Acoustic Doppler Current Profiler, bathymetric modelling, aerial photography, mobile laser scanning

Sisällysluettelo

1 Johdanto.....	7
2 Tausta ja teoria	11
2.1 Virtaava vesi	11
2.1.1 Virtaavan veden virtausliikkeet ja nopeus	11
2.1.2 Virtaava vesi muokkaajana	11
2.1.3 Meandroivan joen virtausolosuhteet	14
2.1.3.1 Meanderikaarten sekundaarivirtaus.....	14
2.1.3.2 Virtausolosuhteet kohoumilla ja syvänteillä.....	15
2.3 Uoman geomorfologia	17
2.3.1 Hiekkapohjaisen meandroivan joen geomorfologia ja muutokset.....	18
2.4 Kohoumat ja syvänteet	20
2.4.1 Kohoumien ja syvänteiden sijainti	20
2.4.2 Kohoumien ja syvänteiden muodostuminen	20
2.4.2.1 Sedimentin raekoon vaikutus kohoumien ja syvänteiden säilyvyyteen	22
2.5 Jokiympäristön mittausten menetelmät.....	22
2.5.1 Akustinen virtausprofiilimittaus.....	23
2.5.2 Ilmakuviin perustuva syvyyskartoitus	25
2.5.3 Laserkeilaukseen perustuva topografian mittaus.....	28
3 Tutkimusalue.....	30
4 Aineistot ja menetelmät	33
4.1 Tutkimusasetelma ja mittausajankohdat.....	33
4.2 Vedenpinnan korkeus ja hydrografit	34
4.2.1 Vedenpinnan korkeuden mallintaminen	34
4.2.2 Hydrografit	35
4.3 Akustinen virtausprofiilimittaus.....	35
4.3.1 Syvyysmittaus.....	37
4.3.2 Virtausmittaus.....	38
4.4 Ilmakuvat ja ilmakuviin perustuva syvyysmallinnus	40
4.4.1 Ilmakuvauskampanjat	40
4.4.2 Ilmakuviin perustuva syvyysmallinnus.....	40
4.5 Liikkuva laserkeilaus.....	47
4.6 Ilmakuviin perustuvien syvyysmallien ja liikkuvan laserkeilausaineistojen yhdistäminen ja käsittely	48
4.7 Aineistojen analysointi.....	50

5 Tulokset	52
5.1 Syvänteiden ja kohoumien sijainnit uomassa	52
5.1.1 Syvänteiden ja kohoumien muutos	54
5.2 Uoman vertikaalinen muutos	56
5.2.1 Koko uoman vertikaalinen muutos	56
5.2.2 Alajuoksun puoleisen meanderikaarteen vertikaaliset muutokset.....	63
5.2.3 Yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden vertikaaliset muutokset.....	64
5.3 Pohjanläheiset virtausnopeudet ja -suunnat	66
5.3.1 Kohoumien ja syvänteiden virtauskentät alajuoksun puoleisella meanderikaarteella	66
5.3.1.1 Alajuoksun puoleisten kohoumien ja syvänteiden virtausnopeudet	69
5.3.2 Kohoumien ja syvänteiden virtauskentät yläjuoksun puoleisilla meanderikaarteilla	71
5.3.2.1 Yläjuoksun puoleisten kohoumien ja syvänteiden virtausnopeudet	74
6 Tulosten tarkastelu ja pohdinta.....	77
6.1 Kohoumien ja syvänteiden sijainti.....	77
6.2 Uoman vertikaalinen muutos ja voimakkaimmin muuttuneet alueet	78
6.3 Virtausnopeudet ja -suunnat tutkimusalueen syvänteillä ja kohoumilla.....	80
6.3.1 Meanderikaarteiden syvänteet	81
6.3.1.1 Meanderikaarteiden syvänteiden alkupäät.....	81
6.3.1.2 Meanderikaarteiden syvänteiden loppupäät	81
6.3.1.3 Meanderikaarteiden syvänteiden keskikohdat	81
6.3.2 Meanderikaarteiden kohoumat	82
6.3.2.1 Meanderikaarteiden yhdysosien kohoumat	82
6.3.2.2 Meanderikaarteiden sisäreunan kohoumat	82
6.3.3 Virtausnopeuden kääntyminen	82
6.4 Kohoumien ja syvänteiden muutokseen vaikuttavia tekijöitä	83
6.5 Lähikaukokartoitustekniikoiden virhelähteet jokiympäristön muutostulkinnassa	87
7 Johtopäätökset	89
Kiitokset	90
Lähdeluettelo.....	91
LIITTEET.....	96

1 Johdanto

Joet ja niihin liittyvät prosessit ovat yksi voimakkaimpia maisemaa muokkaavia luonnon prosesseja. Joen muotoon eli geomorfologiaan vaikuttavat joessa tapahtuvat fluviaaliprosessit, joiden voimakkuus vaihtelee virtaavan veden, pohjan laadun, uoman muodon, kasvillisuuden ja sedimentin määrän mukaan. Uoman geomorfologia ja fluviaaliprosessit muodostavat yhdessä jatkuvassa muutostilassa olevan avoimen systeemin, joka vaihtelee erilaisten jokien ja uoman osien välillä.

Jokiuoman virtauskenttä mukailee uoman muotoja ja puolestaan muodot mukailevat virtauskentän muutoksia. Virtaava vesi kuluttaa, kuljettaa ja kasaa sedimenttiä suhteessa vallitsevaan virtausnopeuteen (Hjulström, 1935). Virtausnopeuksien spatiaalinen ja temporaalinen vaihtelu aiheuttaa uoman jatkuvaa muutosta. Muutoksen taustalla vaikuttavat pohjanläheiset virtausnopeudet ja -suunnat yhdessä uoman sedimentin raekoon kanssa. Voimakkaimmillaan muutokset ovat hiekkapohjaisissa, ei-koheesiivisissä joissa, joissa muutos ei vaadi isoja virtausnopeuksia. Jokiympäristön geomorfologiset muutokset voidaan jakaa niiden koon mukaan mikro-, makro- ja mesotason muotoihin (esim. Simons & Richardson 1966; Kennedy 1969). Mikrotason muutokset tapahtuvat hiekkapohjaisessa joessa hyvin lyhyessä ajassa ja alhaisilla virtausnopeuksilla (Kennedy, 1969), mutta suurempien mesotason muutoksien kuten kohoumien ja syvänteiden muodostuminen vaatii pidemmän ajan tai suuremmat kulutusvoimat.

Kohoumia ja syvänteitä esiintyy sekä suorissa että meanderoivissa joissa (Leopold & Wolman 1960; Keller 1972; Keller & Melhorn 1978; Montgomery & Buffington 1997) ja niiden muutoksen on todettu olevan vuorovaikutuksessa toistensa kanssa (Keller & Melhorn 1978; Lofthouse & Robert 2008). Kohoumat ovat uoman osia, joissa veden syvyys on keskiarvoa matalampi ja syvänteet puolestaan ovat keskisyvyyteen nähden syvempiä alueita. Kohoumien ja syvänteiden muodostumiseen ja pysyvyyteen on esitetty useita erilaisia teorioita virtausnopeuden kääntymisestä (*eng. velocity reversal*) raekoon ja uoman poikkileikkausalan vaikutukseen (Keller 1971; Hirsch & Abrahams 1981; Thompson 1986).

Meanderoivia jokia syntyy tyypillisesti laaksoihin, joissa joen virtausnopeus ja kaltevuus ovat alhaiset sekä maaperä hiekkaa. Meanderoivassa joessa kulutus keskittyy pääosin meanderikaarteiden ulkoreunoihin, mikä aikaansaa uoman mutkittelun. Tyypillisesti meanderoiva joki koostuu useasta eri geomorfologisesta yksiköstä, jotka ovat muodostuneet uoman kulumisen ja kasautumisen vaikutuksesta. Joen aktiivisimmat osat sijaitsevat meanderikaarteiden läheisyydessä, ja meanderikaarten geomorfologisten yksiköiden muodostuminen on riippuvaista meanderikaarten virtauskentästä (Bridge & Jarvis 1976; Dietrich & Smith 1984; Thompson 1986). Syvänteet sijaitsevat tyypillisesti meanderikaarten ulkoreunassa ja kohoumat kahden

meanderikaarten välisellä yhdysosalla (eng. *inflexion point*) (Keller & Melhorn 1978; Knighton 1998).

Joen geomorfologisia muutoksia on tutkittu laajoista uoman vaelteluista yksittäisiin mikrotason muutoksiin, kuten vedenalaisten kareiden (eng. *ripple*) muodostumiseen (Kennedy 1969; Brice 1974; Wilbers & Brinke 2003; Blanckaert 2011). Eryityisesti meanderoivien jokien tarkastelu on keskittynyt sekä uoman lateraaliseen että meanderikaarten muutokseen (Hooke 1975; Dietrich ym. 1979; Thompson 1986; Kasvi ym. 2013b). Tutkimukset ovat pohjautuneet pääosin joko laboratorio-olosuhteissa tehtäviin mittauksiin (Friedkin 1945; Naqshband ym. 2016), satelliitti- ja ilmakuvatulkintaan (Carbonneau & Piégay 2012:8; Constantine ym. 2014; Kasvi ym. 2015) tai poikkileikkausmaisiin topografiamittauksiin (Ferguson & Ashworth, 1992; Schumm, 1963).

Empiiristen mittaustekniikoiden parantuminen vuosituhaten vaihteessa on mahdollistanut myös lähikaukokartoitustekniikoiden (eng. *close-range remote sensing techniques*) hyödyntämisen jokiympäristössä (Alho ym. 2009; Kasvi 2015). Lähikaukokartoitustekniikoiden ansiosta jokiympäristön tutkimisen spatiaalinen ja temporaalinen resoluutio on kasvanut merkittävästi, mikä on mahdollistanut mikrotason muutosten yksityiskohtaisen tarkastelun (Carbonneau ym. 2004; Milan ym. 2007; Kasvi ym. 2013b).

Lähikaukokartoitustekniikoihin lukeutuvien ilmakuvien hyödyntäminen ympäristön tulkinnassa yleistyi varsin nopeasti 1900-luvun lopulla (Carbonneau & Piégay 2012: 11; Wohl 2014). Korkearesoluutioiset ilmakuvat (eng. *high-resolution aerial photography*) tulivat käyttöön vasta vuosituhaten vaihteessa tekniikan kehittymisen ja edullisuuden ansiosta. Korkearesoluutioisten ilmakuvien ansiosta myös jokien mikrotason kohteiden/muutoksien tarkastelu on mahdollistunut (Carbonneau ym. 2004; Dugdale ym. 2010). Nykyaikaiset ilmakuvat pystytään keräämään matalalta korkeudelta, mikä osaltaan mahdollistaa korkearesoluutioisten ilmakuvien tuottamisen. Usein lentoalustana käytetään miehittämätöntä lentoalusta kuten kauko-ohjattavaa leijaa tai helikopteria (Smith ym. 2009; Flener ym. 2013). Ilmakuvien etuna paikanpäällä suoritettaviin mittausmenetelmiin resoluution lisäksi on tiedon saaminen syrjäisiltä alueilta (Dean & Morrissey, 1988), jotka luovat usein haastavat olosuhteet kenttämittauksille. Korkearesoluutioisia ilmakuvia hyödyntävät jokiympäristön tutkimukset ovat liittyneet muun muassa syvyyskartoitukseen (eng. *bathymetry*), tulvalaajuuden ja jokihabitaattien kartoittamiseen sekä raekoon määrittämiseen (Roberts 1999; Dugdale ym. 2010; Tamminga ym. 2014; Tamminga ym. 2015).

Ilmakuvien lisäksi myös laserkeilaus on yleistynyt jokitutkimisessa (Milan ym. 2007; Hodge ym. 2009; Calle ym. 2015). Laserkeilauksen avulla jokiympäristön vedenpinnan yläpuolisista uoman osista voidaan tehdä resoluutioltaan erittäin tarkkoja digitaalisia korkeusmalleja verrattuna aikaisempiin GPS- tai takymetripohjaisiin menetelmiin, joissa

jokainen haluttu piste mitataan yksittäin. Tarkkojen korkeusmallien ansiosta myös erittäin tarkat, alle viiden senttimetrin, muutostulkinnat jokiympäristössä ovat mahdollistuneet (Pizzuto ym. 2010; Kasvi ym. 2013).

Ilmakuvien ja laserkeilauksen kehittymisen lisäksi myös menetelmät joen virtauskentän mittaamisessa ovat parantuneet. Perinteiset yksittäisiin poikkileikkauksiin pohjautuvat virtausmittaukset (Dietrich & Smith 1983; Holmes & Garcia 2008) ovat saaneet rinnalleen mittausmenetelmiä, jossa uoman virtauskenttää voidaan mitata nopeammin ja laajemmalla alueella (Guerrero & Lamberti 2011; Kasvi ym. 2017). Lisäksi akustisella virtausprofiilimittarilla (eng. *acoustic Doppler current profiler, ADCP*) pystytään mittaamaan joen virtauskenttää ja syvyyttä yksityiskohtaisesti mistä kohdalta uomaa tahansa, mikä mahdollistaa tarkempien analyysien ja mallien kehittämisen.

Korkearesoluutioisen aineiston avulla nykypäivänä saadaan tarkempaa tietoa uoman geomorfologisista muutoksista ja virtauskenttien vaihteluista. Tehokkailla menetelmillä pystytään mittaamaan laajempi osa uomaa, mikä mahdollistaa muutoksien ja niiden vaikutuksien laaja-alaisen tarkastelun. Esimerkiksi yhden meanderikaarteen sijaan tutkimuskohteena voi olla isompi osa uomaa.

Tutkimuksessani keskityn meanderoivan hiekkapohjaisen joen vertikaaliseen muutokseen ja erityisesti uomassa esiintyviin mesotason pohjanmuotoihin: kohoumiin (eng. *riffle*) ja syvänteisiin (eng. *pool*), niiden sijaintiin ja muutokseen sekä muutosta aikaansaaviin tekijöihin. Tutkimuksen etuna on tarkka spatiaalinen ja temporaalinen resoluutio, mikä mahdollistaa useamman uoman muutokseen vaikuttavan tekijän samanaikaisen tarkastelun. Tarkastelu kattaa kahden vuoden mittausajanjakson (2013 - 2014) ja sisältää kaksi kulutusvoimiltaan merkittävää kevättulvaa, joiden aikana uoman muutokset ovat voimakkaimmillaan (Kasvi ym. 2017). Joen dynaamisuuden takia merkittäviä uoman pohjan muutoksia odotetaan tapahtuvan jo yksittäisten tulvien aikana. Tutkimuksessani hyödynnän ilmakuvapohjaista syvyysmallinnusta, liikkuvaa laserkeilausta sekä akustista virtausprofiilimittausta. Eri menetelmin kerätyn aineiston pohjalta vastaan seuraaviin tutkimuskysymyksiin:

1) Uoman vertikaaliset muutokset

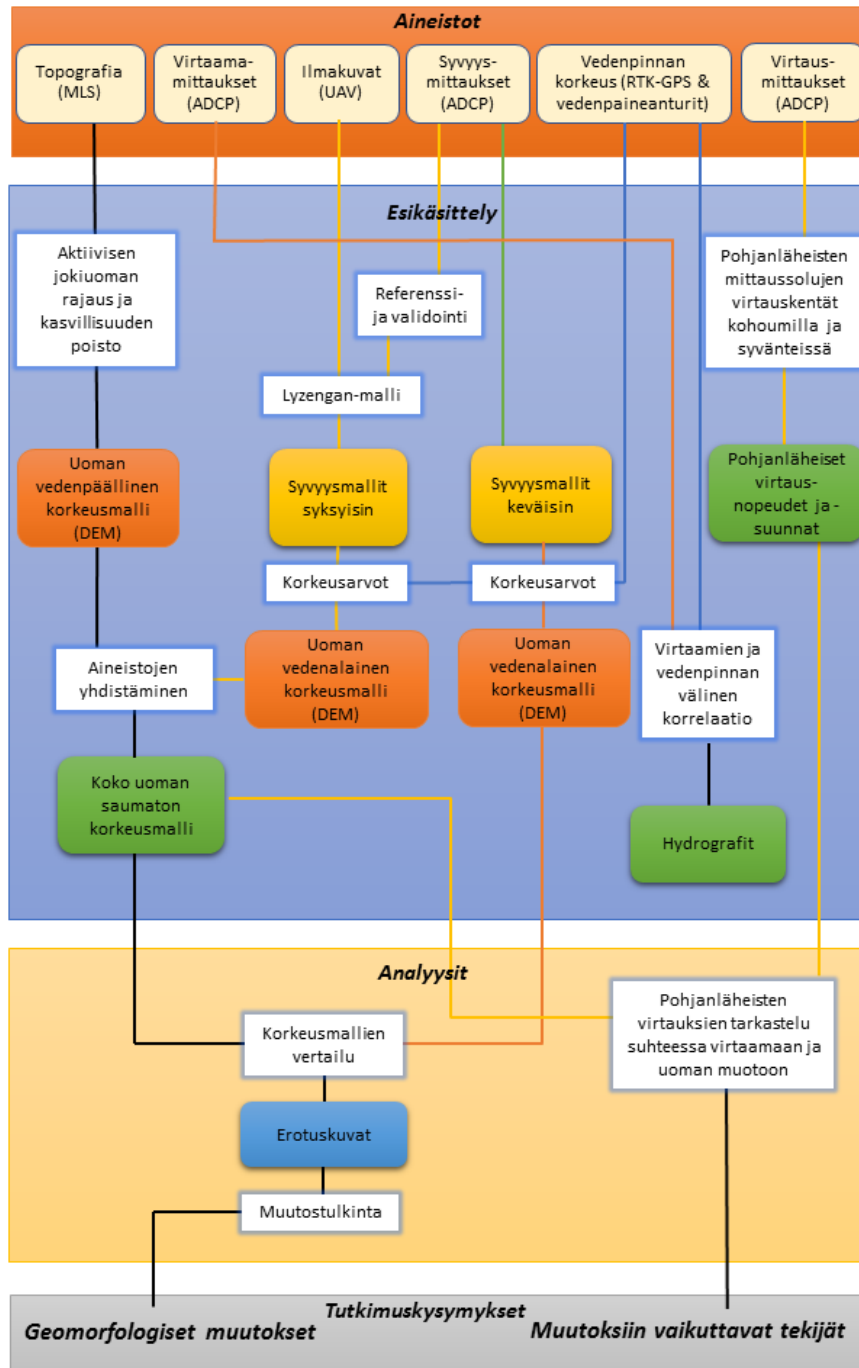
- a. Miten uoma on muuttunut eri vuodenaikoina?
- b. Mitkä uoman osat ovat muuttuneet voimakkaimmin?
- c. Miten kohoumat ja syvänteet ovat muuttuneet?

2) Kohoumien ja syvänteiden muutoksiin vaikuttavat tekijät

- a. Miten pohjanläheinen virtaus vaikuttaa kohoumien ja syvänteiden muutoksiin?

b. Miten jokiuoman muoto vaikuttaa kohoumien ja syvänteiden muutoksiin?

Tutkimuskysymyksiin vastaan kuvan 1 mukaisen viitekehksen mukaisesti:



Kuva 1. Tutkimuksen viitekehys. Tutkimus jaotellaan kolmeen osaan: aineistot, aineistojen esikäsittely ja analysointi, joiden avulla vastaan tutkimuskysymyksiin.

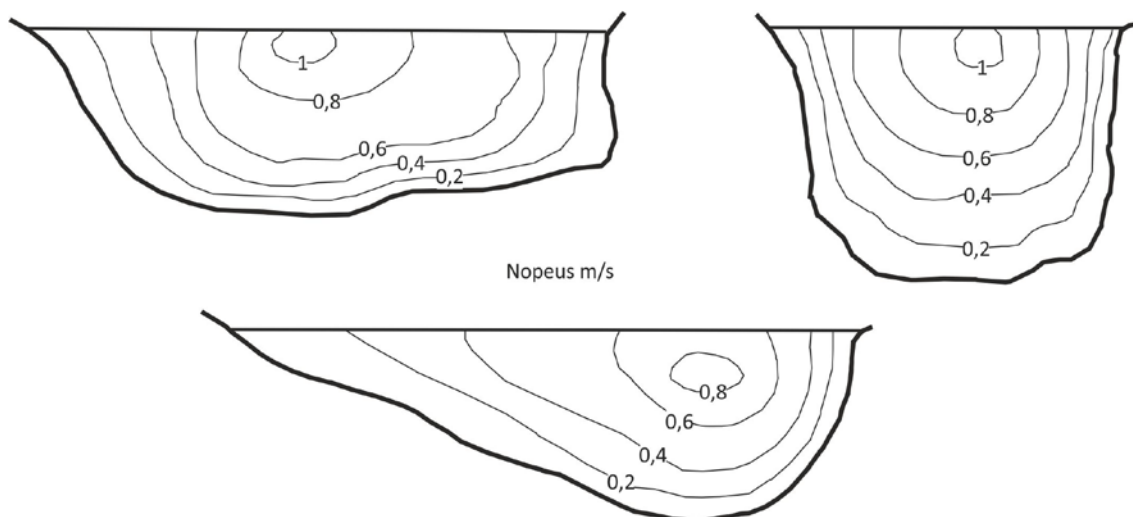
2 Tausta ja teoria

2.1 Virtaava vesi

2.1.1 Virtaavan veden virtausliikkeet ja nopeus

Joen virtaus nähdään yleensä yksinkertaistettuna joen yläjuoksulta kohti alajuoksua uoman kaltevuuden ja vetovoiman yhteisvaikutuksena. Tämän niin sanotun primaarivirtauksen (eng. *primary flow*) suunta ja voimakkuus ovat pääsääntöisesti uoman suuntaista (Charlton 2008:88). Virtauksen nopeus vaihtelee uomassa muun muassa vesimäärästä ja uoman poikkileikkauksesta riippuen. Virtaus joessa on kuitenkin todellisuudessa paljon kompleksisempaan virtaukseen vaikuttavien eri voimien ja uoman muodon seurauksena. Muun muassa uoman mikrotason pohjanmuodot, virtaavaan veteen uoman pohjasta kohdistuva kitka (kuva 2) sekä meanderikaarteissa vedenpinnan kallistuminen ulkoreunan suuntaan (kuva 7) aiheuttavat muutoksia uoman virtauskenttään.

Uoman pohjan ja reunojen veteen aiheuttaman kitkan vaikutuksesta uomaan syntyy virtausnopeudeltaan toisistaan poikkeavia kerroksia (kuva 2). Mitä lähempänä uoman pohjaa tai reunaa vesimolekyylit virtaavat sitä enemmän pohjan aiheuttama kitkavoima pyrkii estämään vesimolekyylien liikettä. Näin ollen nopean virtauksen keskus (eng. *high velocity core (HVC)*) sijaitsee usein uoman keskiosassa lähellä pintaa, jossa kitkavoiman vaikutus on pienimmillään.

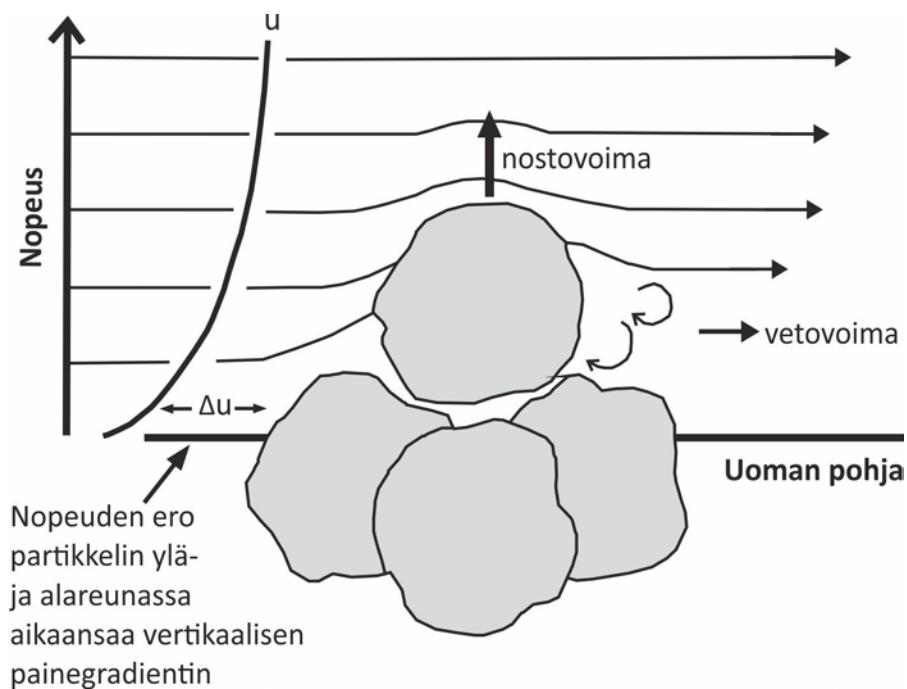


Kuva 2. Virtausnopeuden jakautuminen uomassa. Virtausnopeus on hitaampaa pohjan läheisyydessä kuin uoman keskiosassa pohjan veteen aiheuttaman kitkavoiman seurauksena. Nopean virtauksen keskus sijaitsee tyypillisesti uoman keskiosassa lähellä pintaa, jossa kitkavoiman vaikutus on pienimmillään (Knighton 1998; Charlton 2008, mukailten).

2.1.2 Virtaava vesi muokkaajana

Virtaava vesi vaikuttaa uoman pohjan sedimenttipartikkeliin kahdella eri voimalla: veden virtauksesta partikkeliin kohdistuva vetovoima sekä vesipatsaassa

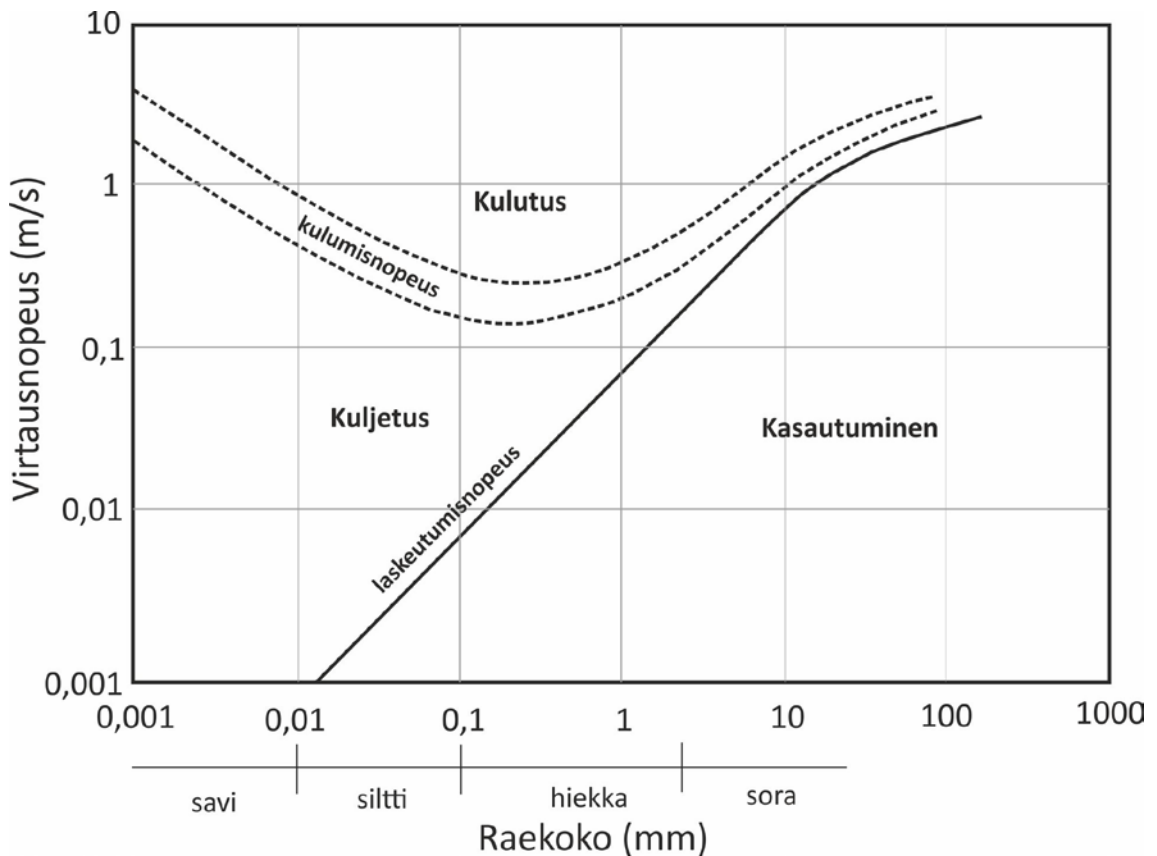
virtausnopeuden eroista aiheutuva nostovoima (kuva 3). Vetovoiman suuruus on suoraan verrannollinen virtaavan veden nopeuteen: mitä nopeampi virtaus sitä voimakkaampi on partikkeliin kohdistuva voima. Kitkavoiman vaikutuksesta virtausnopeus uomassa on sitä nopeampi mitä kauempana vesi virtaa uoman pohjasta tai reunoista. Vesipatsaan virtausnopeuksien erojen vaikutuksesta vesipatsaaseen muodostuu vertikaalinen painegradientti (kuva 3). Bernoullin lain mukaan paine-ero liikkuvien vesimassojen välillä on sitä suurempi mitä suurempi on vesimassojen välinen nopeusero (Bernoulli 1738). Vesipatsaan osassa, jossa esiintyy nopeampi virtaus, muodostuu alhaisempi paine kuin hitaamman virtauksen alueella. Paine-erot pyrkivät tasoittumaan, mikä jokiympäristössä aiheuttaa nosteen. Samainen periaate aiheuttaa nosteen muun muassa lentokoneen siiven ylä- ja alapinnan välille. Veto- ja nostovoimat kohdistuvat jokaiseen uoman pohjan partikkeliin, jotka ovat kosketuksissa veden kanssa. Partikkeli irtaava pohjasta veden kuljetettavaksi, mikäli voimat yhdessä ylittävät partikkelin paikallaan pitävät voimat.



Kuva 3. Virtaavan veden partikkeliin kohdistavat voimat. Partikkeliin kohdistuva ylöspäin suuntautuva nostovoima aiheutuu vesipatsaan vertikaalisista nopeuseroista. Virtaava vesi kohdistaa partikkeliin nostovoiman lisäksi vetovoiman, johtuen partikkelin ja veden välisestä kitkasta (Knighton 1998; Fryirs & Brierley 2013, mukaillen).

Sedimentin irtautumista virran vietäväksi voidaan kuvata Hjulströmin diagrammilla (kuva 4) tai laskemalla virtaavasta vedestä uoman pohjaan kohdistuva ominaiskulutusvoima (eng. *specific stream power*). Hjulströmin diagrammi kuvaa partikkelikoon ja virtausnopeuden vaikutusta aineskulkeumaan ja sen avulla voidaan määrittää kulumis- ja laskeutumismopeudet kullekin raekoolle. Diagrammi kuvaa veden keskiarvotettua virtausnopeutta, joka on noin 40 % suurempi kuin pohjanläheinen virtausnopeus (Hjulström, 1935), joten raekokojen kulumis- ja kasautumismopeudet

ovat todellisuudessa alhaisemmat. Kulumisnopeus on alhaisimmillaan noin 0,2 – 0,7 mm raekoolla ja kulumisnopeus kasvaa kyseisen raekoon molemmin puolin sekä raekoon kasvaessa että pienetessä. Suuremmat raekoot vaativat kuljetukseen nopeamman virtauksen niiden massan kasvun takia. Puolestaan pienemmillä raekoolla partikkelien välille muodostuu koheesivoimia, jotka sitovat partikkelit toisiinsa voimakkaammin aiheuttaen suuremmat kulutusta vastustavat voimat.



Kuva 4. Hjulströmin diagrammi kuvaa sedimentin partikkelikoon ja veden keskiarvotetun virtausnopeuden välistä suhdetta. Kulumisnopeudella tarkoitetaan partikkelin liikkeelle saavaa virtausnopeutta ja laskeutumisnopeus tarkoittaa virtausnopeutta, jolloin partikkeli asettuu takaisin uoman pohjalle (Hjulström 1935, mukaillen).

Uoman pohjaan kohdistuva ominaiskulutusvoima kuvaa energiaa, joka häviää uoman pohjassa sedimentin kuljetukseen ja se voidaan laskea seuraavasti:

$$\omega = \rho g D S v,$$

jossa ρ = veden tiheys ($1\,000\text{ kgm}^{-3}$), g = gravitaatiovakio ($9,81\text{ ms}^{-2}$), D = veden syvyys, S = vedenpinnan kaltevuus, v = virtausnopeus (ms^{-1}).

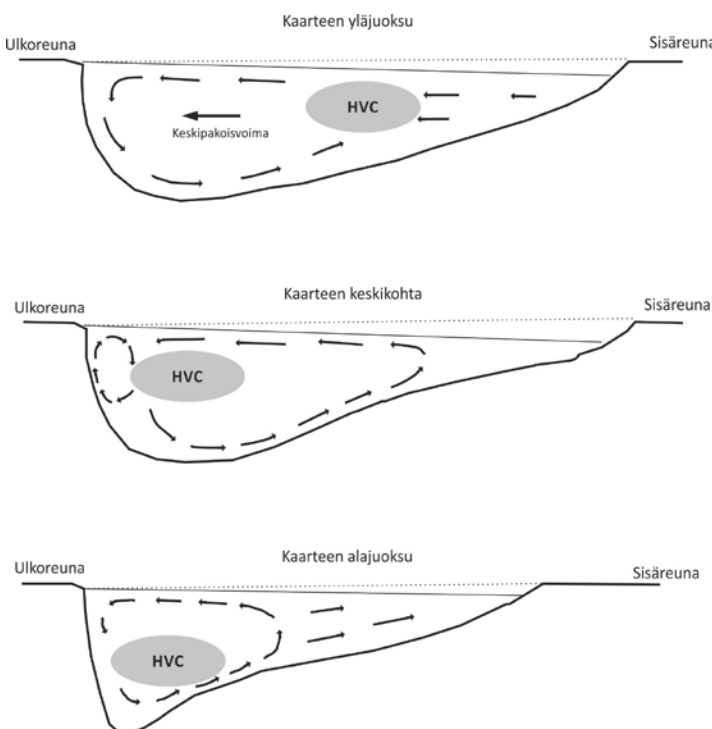
Kaavan avulla voidaan laskea sedimentin kuljetukseen käytettävä kulutusvoima kullekin virtausnopeudelle ja syvyydelle ja sen avulla pystytään määrittämään virtaavan veden kykyä kuluttaa uoman pohjaa (Bagnold, 1966).

Raekoon ja kulutusvoimien epätasaisesta jakautumisesta johtuen, uoman pohjan muutos ei ole myöskään tasaista. Uoman mesotason pohjanmuotojen - kohoumien ja syvänteiden - muutokseen vaikuttavia tekijöitä tarkastelen tarkemmin luvussa 2.4.

2.1.3 Meandroivan joen virtausolosuhteet

2.1.3.1 Meanderikaarteen sekundaarivirtaus

Uoman päävirtaukseen nähden syntyvää vertikaalista ja lateraalista virtausta kutsutaan sekundaarisiksi virtaukseksi (eng. *secondary flow*), joka on teoreettisesti päävirtaukseen nähden kohtisuorassa. Sekundaarinen virtaus muodostuu pääsääntöisesti meanderikaarteen yhteyteen (Dietrich ym. 1979, Blanckaert 2011). Uoman vedenpinta kallistuu ulkokaarteessa sisäkaarretta korkeammalle muodostaen ulkokaarteeseen kohti uoman pohjaa ja sisäkaarretta suuntaavan virtauksen (Dietrich & Smith 1983; Termini & Piraino 2011) (kuva 5). Sekundaarinen virtaus yhdessä päävirtauksen kanssa saavat aikaan meanderikaarteeseen korkkiruuvimaisen virtauskentän, jonka seurauksena pohjanläheiset virtausnopeudet ovat alhaisempia kaarteen yläjuoksun puolella kuin alajuoksun puolella, jossa nopean virtauksen keskus sijaitsee lähempänä pohjaa (kuva 5). Meanderikaarteeseen muodostuvilla sekundaarisilla virtauksilla on merkittävä vaikutus pohjasedimentin kulumiseen, kulkeutumiseen ja kasautumiseen sekä uoman morfologisiin muutoksiin meanderikaarteessa (Dietrich ym. 1979; Dietrich & Smith 1984).



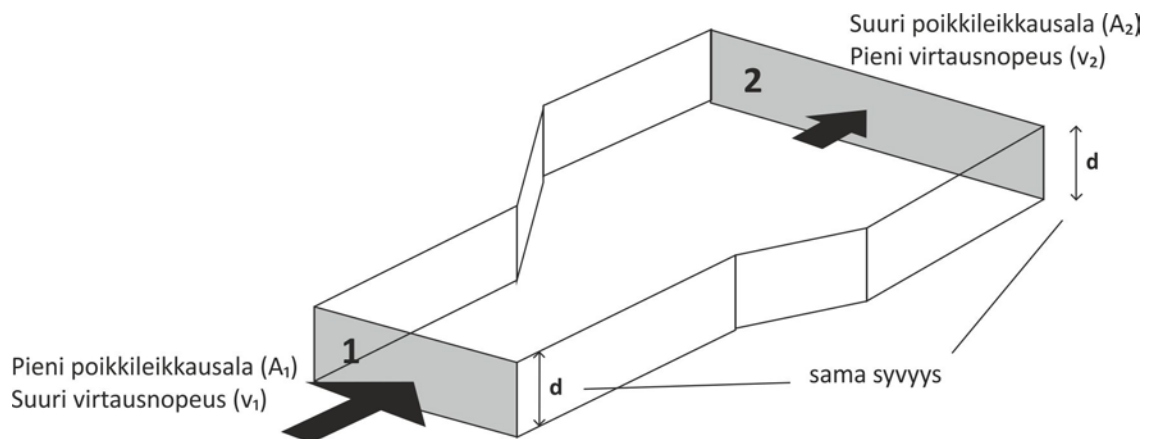
Kuva 5. Sekundaarivirtaus meanderikaarteen eri osissa. Harmaa alue kuvaa nopean virtauksen keskusta (HVC) ja pienet suuntanuolet sekundaarisen virtauksen suuntia. Kaarteen yläjuoksun puolella nopean virtauksen keskus siirtyy kaarteen sisäreunasta kohti kaarteen ulkoreunaa. Kaarteen keskikohdassa nopean virtauksen keskuksen siirtymisen seurauksena sekundaarivirtaus voimistuu. Sekundaarivirtauksien vaikutuksesta nopean virtauksen keskus painautuu lähemmäs pohjaa kaarteen alajuoksun puolella (Kasvi 2015: 23 mukailen).

2.1.3.2 Virtausolosuhteet kohoumilla ja syvänteillä

Virtauksen nopeutta voidaan tarkastella *virtauksen jatkuvuus* -teorian (eng. *flow continuity*) avulla. Teoria voidaan esittää jatkuvalle tasaiselle virtaukselle (eng. *steady flow*), jolloin virtaama ei muutu. Virtaama voidaan laskea virtausnopeuden ja uoman poikkileikkausalan avulla seuraavasti:

$$Q = v^1 A^1 = v^2 A^2,$$

jossa Q = virtaama, v^1 ja v^2 = keskiarvotetut virtausnopeudet poikkileikkauksissa 1 ja 2, A^1 ja A^2 = poikkileikkauksien 1 ja 2 pinta-alat (kuva 6).



$$\begin{aligned} \text{Virtaama kohdassa 1} &= \text{Virtaama kohdassa 2} \\ A_1 v_1 &= A_2 v_2 \end{aligned}$$

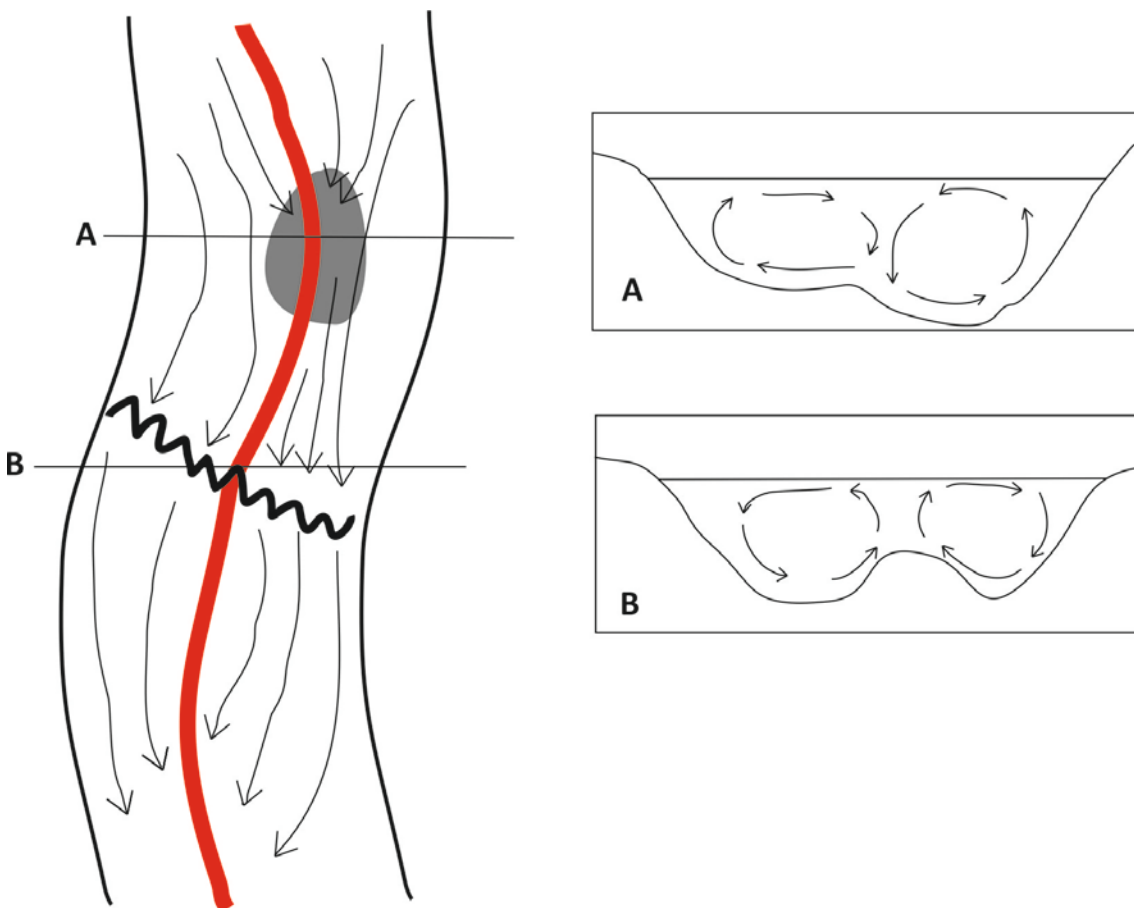
Kuva 6. Virtauksen jatkuvuus. Virtaaman ollessa sama molemmilla poikkileikkauksilla (1 ja 2) suurempi virtausnopeus esiintyy kohdassa, jossa on pienempi poikkileikkausala (Charlton 2008: 76, mukailten).

Virtauksen jatkuvuus -teorian perustana on, että virtaama pysyy samana koko uoman matkalta, mikäli poistumaa tai lisäystä ei esiinny vesimäärässä. Ensimmäisen poikkileikkauksen kohdalla on sama virtaama kuin toisen poikkileikkauksen kohdalla (Charlton 2008: 76). Teorian mukaan uoman poikkileikkausalan pienentyessä virtausnopeuden on kasvettava, sillä sama vesimäärä kulkee sekä pienemmän että isomman poikkileikkauksen kohdalta. Massan säilymislain mukaan virtausnopeuden täytyy siis muuttua uoman kaventuessa. Mikäli virtausnopeus ei muuttuisi, joki alkaisi tulvia pienemmän poikkileikkausalan yläjuoksun puolelta ja kuivua saman poikkileikkauksen alajuoksun puolelta (Charlton 2008: 76).

Virtauksen jatkuvuus -teoria vaikuttaa syvänteiden ja kohoumien sijaintiin uomassa, sillä virtausnopeuden kasvaessa uoman kapeissa kohdissa, myös virran kyky kuluttaa uoman pohjaa kasvaa. Laajemmilla poikkileikkauksilla virtausnopeus puolestaan laskee, jolloin myös virran kyky kuljettaa sedimenttiä pienenee. Vaikka uoman

poikkileikkauksen pituus pysyisikin samana syvänteillä ja kohoumilla, virtausnopeus on hitaampaan syvänteillä kuin kohoumilla, sillä syvänteiden kohdalla uoman poikkileikkauksala on suurempi, jolloin virtaus hidastuu.

Syvänteiden ja kohoumien virtauskentät eroavat toisistaan uoman muodon takia (kuva 7). Sekundaarivirtauksia esiintyy sekä kohoumilla että syvänteissä ja virtauksen rakenne pysyy samana, mutta virtauksen suunta vaihtelee (kuva 7, A ja B). Syvänteiden kohdalle syntyy lähenevä virtaus (eng. *convergent flow*) (A), jolloin sekundaarinen virtaus uoman pinnalla on kohti uoman keskilinjaa (eng. *thalweg*) ja nopeimman virtauksen ydin sijaitsee lähellä pohjaa, jossa veden samanarvonkäyrät ovat pakkautuneet lähelle toisiaan. Nopean virtauksen keskuksen sijainti lähellä pohjaa aiheuttaa voimakasta pohjahuuhtoumaa. Kohoumilla puolestaan esiintyy hajautuva virtaus (eng. *divergent flow*), jolloin pintavirtaus suuntautuu kohti uoman reunoja (B). Tällöin pohjanläheinen virtausnopeus hidastuu ja kasautuminen voimistuu, koska virta ei pysty kuljettamaan enää tarpeeksi pohjasedimenttiä.



Kuva 7. Kohoumien ja syvänteiden pää- ja sekundaarivirtaukset. Vasemmassa kuvassa on esitetty päävirtaussuunnat nuolin ja oikealla sekundaariset virtaukset. Syvänteessä esiintyy lähenevä sekundaarinen virtaus, jolloin pintavirtaus on kohti uoman keskilinjaa (punainen) (A). Kohouman päällä esiintyy hajautuva sekundaarivirtaus, jolloin pintavirtaus on kohti uoman reunoja (B) (Ritter ym. 1995: 214 mukailen).

Virtausnopeuteen vaikuttaa myös uoman pohjan aiheuttama kitka. Mitä suurempi osa virtaavasta vedestä on kosketuksissa pohjan kanssa, esimerkiksi leveissä ja matalissa uoman kohdissa, sitä suurempi on kitkasta aiheutuva virtausta hidastava voima. Puhutaan hydraulisesta tehokkuudesta (eng. *hydraulic efficiency*), joka kuvaa kuinka tehokkaasti uoma pystyy kuljettamaan vettä eteenpäin. Hydraulinen tehokkuus lasketaan uoman osalle perustuen uoman poikkileikkausalaan ja veteen kosketuksissa olevan uoman pohjan ja reunojen yhteenlaskettuun pituuteen (eng. *wetted perimeter*). Mitä pienempi osa vedestä on kosketuksissa uoman pohjan kanssa sitä vähemmän kitkavoima hidastaa veden liikettä (Charlton 2008: 71). Teorian mukaan syvänteet ovat hydraulisesti tehokkaampia kuin kohoumat, koska veteen kosketuksissa olevan uoman pohjan ja reunojen yhteenlaskettu pituus on pienempi syvänteillä kuin kohoumilla. Virtausnopeuden pitäisi olla tällöin syvänteillä nopeampi. Pohjan aiheuttamat kitkavoimat ja niiden vaikutus virtausnopeuksiin ja kohoumien ja syvänteiden vaihteluun jäävät kuitenkin alhaisiksi verrattuna muihin kohoumien ja syvänteiden virtausolosuhteisiin vaikuttaviin tekijöihin.

Kohoumien ja syvänteiden syntyyn ja säilymiseen on esitetty teoria virtausnopeuden kääntymisestä (eng. *velocity reversal*): virtaaman nousun myötä pohjanläheiset virtausnopeudet kasvavat syvänteissä nopeammin kuin kohoumilla. Virtaaman saavuttaessa maksimin (eng. *bankful discharge*) syvänteiden virtausnopeudet ovat ylittäneet kohoumien virtausnopeudet (Keller 1971; Andrews 1979). Virtausnopeuden kääntymistä tarkastelen tarkemmin yhdessä kohoumien ja syvänteiden muodostumiseen vaikuttavien tekijöiden kanssa luvussa 2.4.2.

2.3 Uoman geomorfologia

Uoman muodolla viitataan uoman kolmiulotteiseen muotoon. Uoma jaetaan reunoihin ja pohjaan. Jako ei ole kuitenkaan yksiselitteinen ja usein uoman pohjan ja reunan välinen raja on häilyvä. Uoman leveys, syvyys, kaltevuus ja poikkileikkausala voivat vaihdella uomassa voimakkaasti uoman raekoon ja vallitsevien virtausolosuhteiden mukaan. Uoman pienikokoiset muodot, kuten dyynit, muuttuvat isoja muotoja nopeammin ja isommat muutokset, kuten uoman leveyden muutos, esimerkiksi törmän sortumisen seurauksena, vaativatkin pidemmän ajan (Kennedy 1969; Knighton 1998).

Virtaus yhdessä uoman sedimentin määrän ja reaktion kanssa määräävät uoman koon ja muodon. Virtaava vesi joko kuluttaa, kuljettaa tai kasaa sedimenttiä. Kulumisen syventää/leventää uomaa ja kasaaminen puolestaan madaltaa/kaventaa uomaa riippuen missä uoman kohdassa prosessi tapahtuu. Koska uoman virtaus, sedimentin määrä ja raekoko vaihtelevat sekä ajallisesti että paikallisesti, uoma on jatkuvassa muutoksessa kulumisen ja kasautumisen vaikutuksesta. Kulumisen ja kasautumisen sijainti ja voimakkuus määrittelevätkin uoman geometrian. Muutoksen nopeuteen vaikuttavat muun muassa virtausnopeudet ja kulutusvoimat, jotka ovat erityisesti tulva-

aikana suurimmillaan ja saavat aikaiseksi nopeita uoman geomorfologisia muutoksia (Lotsari ym. 2014).

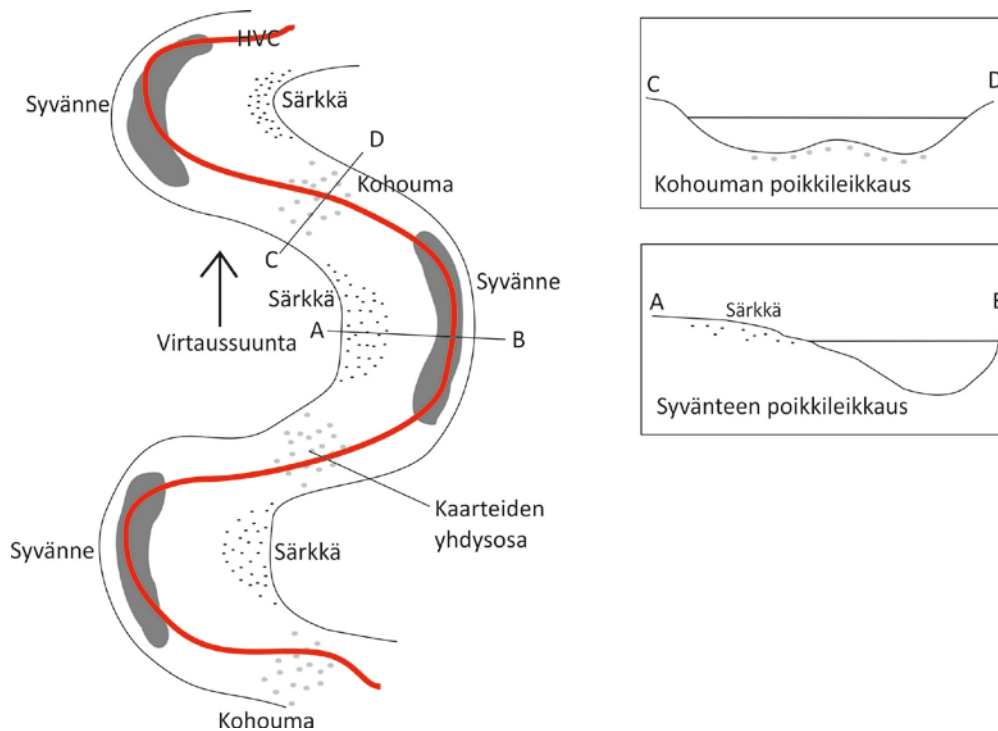
Geomorfologiset muutokset ovat riippuvaisia myös virtaamasta ja uoman kaltevuudesta. Virtaaman tai uoman kaltevuuden kasvu lisää virtaavan veden kulutusvoimaa (eng. *stream power*). Kulutusvoiman kasvaessa uoman muutos on todennäköisempää. Uoman muutosnopeuteen vaikuttaa myös uoman sedimentin raekoko, joten uoman kulumisen vaihtelee myös reagoon mukaan.

Sedimentin kulumisen ja kasautuminen hiekkapohjaisessa joessa on merkittävin uomaan muokkaava tekijä. Kulumista esiintyy sekä pohjassa että uoman reunoilla. Kulumisen muokkaa lähtöpaikkaa, mutta vaikuttaa myös alajuoksun muutoksiin, jossa kulumisen seurauksena liikkeelle lähtenyt sedimentti kasautuu.

2.3.1 Hiekkapohjaisen meandroivan joen geomorfologia ja muutokset

Meandroivia jokia syntyy tyypillisesti laaksoihin, jossa virtausnopeudet ja joen kaltevuus ovat alhaiset sekä maaperä hiekkaa. Meandroivassa joessa kulutus keskittyy pääosin meanderikaarteiden ulkoreunoihin, mikä aikaansaa uoman mutkittelun. Kulutuksesta huolimatta uoman leveys kuitenkin säilyy tasaisena, sillä ulkokaarteesta kulunut aines kasautuu sisäkaarten särkeille (Bridge & Jarvis 1976; Dietrich ym. 1979). Ulkokaarten kulumisesta johtuen uoma ”vaeltaa” ulkokaarten suuntaan ajan mittaan.

Meandroivan joen tunnusomaisia piirteitä ovat meanderikaarteet, särkät, syvänteet ja kohoumat (kuva 8). Geomorfologisten yksiköiden sijainti joessa on symmetristä ja toistuvaa: särkät sijaitsevat meanderikaarteiden sisäreunassa, syvänteet ulkoreunassa ja kohoumat pääosin meanderikaarteiden yhdysosalla. Edellä mainittujen geomorfologisten yksiköiden lisäksi meandroivassa joessa voi esiintyä reunasärkkiä (eng. *side bars*), joiden sijainti nimensä mukaisesti sijaitsee uoman reunoilla uoman suorilla osuuksilla.



Kuva 8. Meandroivan joen rakenne vasemmalla ja syvänteen ja kohouman poikkileikkausprofiilit oikealla. Meandroiva joki koostuu useasta geomorfologisesta yksiköstä, joiden sijainti toistuu uoman pitkittäisprofiilin mukaan. Syvänteet sijaitsevat kaarteiden ulkoreunalla ja kohoumat kaarteiden yhdysosilla. Kaarteiden sisäreunoissa sijaitsevat särkkät. Syvänteet ovat nimensä mukaisesti uoman syvimpiä kohtia ja kohoumat puolestaan uoman matalimpia kohtia. Kuvaan on merkitty nopean virtauksen keskuksen (HVC) sijainti uomassa (Charlton 2008: 139 mukaillen).

Hiekkapohjaisissa joissa on havaittavissa isojen geomorfologisten muotojen lisäksi pieniä mikrotason pohjanmuotoja, joita ovat muun muassa kareet ja dyynit. Nämä pienet pohjanmuodot ovat myös riippuvaisia virtausnopeudesta sekä sedimentin raakoosta. Mikrotason pohjanmuodot usein liikkuvat kohti alavirtaa virtaavan veden vaikutuksesta (Charlton 2008: 108).

Hiekkapohjaisen meandroivan joen geomorfologiset muutokset saattavat olla nopeita ja muutoksia voidaan havaita jo yksittäisten tulvien aikana (Kasvi 2013 & 2017). Hiekkapohjaisessa joessa partikkelit eivät ole kiinnittyneet toisiinsa koheesivoimalla, kuten savipohjaisessa joessa, joten sedimentin irtoaminen virran kuljetettavaksi vaatii pienemmän virtausnopeuden ja vähemmän energiaa (Hjulström 1935). Suuret muutokset vaativat enemmän energiaa, joten nopeimmillaan muutokset uomassa tapahtuvatkin juuri tulvien aikana, jolloin virtaaman nousu lisää virran kulutus- ja kuljetuskapasiteettia. Jo pienetkin muutokset uoman pohjassa vaikuttavat veden virtauskenttään, jolla on puolestaan vaikutus veden käyttäytymiseen uomassa (Charlton 2008: 90).

Meanderikaarteiden ulkoreunan kulumisen johtuu sekundaarivirtauksesta (luku 2.1.3.1), joka voidaan nähdä virtaavan teoreettisesti kohtisuorassa päävirtaan.

Sekundaarivirtaus kulkee uoman pinnalla kohti meanderikaarten ulkoreunaa, jossa virtaussuunta kääntyy kohti pohjaa ja sisäreunaa. Sisäkaarteesta virtaus jatkuu pintavirtauksena kohti ulkoreunaa (Leopold & Wolman 1960; Dietrich ym. 1979). Virtausnopeus on näin ollen nopeampi kaarten ulkokaarteessa kuin sisäkaarteessa aiheuttaen ulkokaarten kulumista. Ulkokaarteesta kulunut sedimentti kasautuu joko sisäkaarten puolelle, meanderikaarteiden väliselle yhdysosalle tai seuraavan meanderikaarten särkälle, jossa sekundaarivirtauksen vaikutus lakkaa ja virtausnopeuden hidastuvat, jolloin virta ei jaksa enää kuljettaa sedimenttiä mukanaan (Bridge & Jarvis 1976; Dietrich ym. 1979; Thompson 1986)

2.4 Kohoumat ja syvänteet

2.4.1 Kohoumien ja syvänteiden sijainti

Kohoumilla ja syvänteillä tarkoitetaan uoman pohjan korkeusvaihtelua. Nimensä mukaisesti kohoumat ovat uoman matalimpia kohtia ja syvänteet puolestaan ovat uoman syvimpiä kohtia (kuva 8). Kohoumat ja syvänteet ovat suurikokoisia ja dynaamisia pohjamuotoja eli niiden sijainti ja koko muuttuvat virtauksen vaikutuksesta. Kohouma-syvänteiden vaihtelua on havaittavissa sekä suorissa että meanderoivissa joissa (Leopold & Wolman 1960; Keller 1972; Keller & Melhorn 1978; Montgomery & Buffington 1997). Syvänteiden sijainti meanderoivassa joessa on tyypillisesti meanderikaarten ulkoreunassa ja kohoumien puolestaan kaarteiden välisellä yhdysosalla (kuva 8).

Kohoumat ja syvänteet toimivat muun muassa tärkeinä elinympäristöinä. Esimerkiksi eräät kalalajit laskevat kutunsa kohoumilla sijaitsevan soran joukkoon ja syvänteet puolestaan tarjoavat sekä suojaa että sopivan elinympäristön jälkikasvulle (Charlton 2008: 132). Veden syvyyden lisäksi kohoumien ja syvänteiden virtauskentät poikkeavat toisistaan. Alhaisen virtaaman aikana virtausnopeus on nopeampi kohoumilla kuin syvänteillä ja puolestaan korkean virtaaman aikana päinvastainen (Keller 1971; Andrews 1979; Summerfield 1991: 218).

2.4.2 Kohoumien ja syvänteiden muodostuminen

Syvänteiden ja kohoumien säilyminen on selitettävissä yksinkertaisesti siten että, syvänteet säilyvät mikäli poiskulkeutuvan sedimentin määrä on suurempi kuin saapuvan. Kohoumilla tilanteen tulisi olla päinvastainen eli kasautumisen pitäisi olla suurempaa kuin kulumisen, jotta kohoumat säilyisivät.

Meanderoivassa joessa kohoumat muodostuvat tyypillisesti meanderikaarteiden yhdysosille ja syvänteet puolestaan kaarten ulkoreunaan (kuva 8). Meanderikaarten virtauskentällä on merkittävä vaikutus kohoumien ja syvänteiden muodostumiseen meanderoivassa joessa. Syvänteet ja kohoumat ovat olennainen osa neste-sedimentti vuorovaikutusta, joka vaikuttaa pohjasedimentin kulumiseen, kulkeutumiseen ja kasautumiseen (Keller 1971; Carling 1991).

Meanderikaarten sekundaarivirtauksen lisäksi kohoumien ja syvänteiden muodostumiseen ja säilymiseen on esitetty useita teorioita, jotka käsittelevät erilaisten hydraulisten olosuhteiden muuttumista (eng. *hydraulic reversal*) kohoumien ja syvänteiden välillä: vedenpinnan kaltevuus (Keller 1971), virtauksen keskinopeus (Lane & Borland 1954; Keller & Florsheim 1993), pohjanläheinen nopeus (Keller 1969 & 1971; Carling 1991; Carling & Wood 1994), kulutusvoima (Leopold ym. 1964) ja leikkausjännitys (Lisle 1979).

Edellä mainituista teorioista vallitsevin teoria käsittelee virtausnopeuden kääntymistä. Teorian esitti ensimmäistä kertaa Edward Keller (1971), minkä jälkeen teoriaa on tutkittu useissa erilaisissa uomissa. Teorian mukaan virtaaman kasvun myötä pohjanläheinen virtausnopeus (myöhemmin virtausnopeus) nousee syvänteissä nopeammin kuin kohoumilla. Virtaaman saavuttaessa maksimin syvänteiden virtausnopeus on ylittänyt kohoumien virtausnopeuden (Keller 1971; Andrews 1979).

Virtausnopeuden kääntymis -teorian mukaan korkeilla virtaamilla kuluminen kohdistuu voimakkaammin syvänteisiin kuin kohoumiin. Näin ollen raekooltaan isommat partikkelit kulkeutuvat ja kasautuvat syvänteistä pois kohoumille virtausnopeuden ollessa voimakkaampi syvänteissä. Puolestaan virtaaman laskiessa ja alhaisen virtaaman aikana hieno aines kulkeutuu kohoumilta syvänteisiin, jolloin kohoumille jää isommasta raekoosta koostuva kerros ja syvänteisiin kasautuu hienorakeista sedimenttiä (Keller 1971; Andrews 1979). Virtausnopeuden ollessa yhtä suuri kohoumilla ja syvänteillä sedimentti kulkee teoriassa sekä syvänteiden että kohoumien yli kohti alajuoksua. Kuitenkaan muun muassa Sear (1996) ei huomannut virtausnopeuden tai leikkausjännityksen voimakkuuden kääntymistä korkean virtaaman aikana kaikissa tapauksissa, joten virtausnopeuden kääntyminen ei yksistään selittäisi kohoumien ja syvänteiden säilymistä. Keller (1972) mukaan syvänteiden ja kohoumien muodostumiseen vaadittava säännöllinen kuluminen ja kasautuminen voi johtua myös lähenevän ja hajautuvan virtauksen vaihtelusta uomassa.

Thompson ym. (1996) mukaan syvänteiden alkupäähän muodostuvat pyörteet (eng. *recirculation eddies*) yhdessä virtausnopeuden kääntymisen kanssa selittäisivät mahdollisesti suurempien virtausnopeuksien esiintymisen syvänteissä kuin viereisillä kohoumilla vaikka uoman poikkileikkausala pysyisi uomassa muuttumattomana.

Mikäli uoman reunoihin kohdistuva kulutus on suurempaa kuin pohjaan kohdistuva, uoma todennäköisesti ylläpitää laajaa matalaa aluetta, jolloin syvänteiden palautuminen alkuperäiseksi on epätodennäköistä. Syvänteet kuitenkin palautuu, jos kulutus kohdistuu koko uomaan ja saapuvan sedimentin määrä on pienempi kuin lähtevän (Caamaño ym. 2009).

2.4.2.1 Sedimentin raekoon vaikutus kohoumien ja syvänteiden säilyvyyteen

Myös pohjasedimentin raekoolla on merkitys syvänteiden ja kohoumien sijaintiin ja säilyvyyteen, sillä sedimentin kulumisherkkyyteen vaikuttaa virtausnopeuden lisäksi sedimentin raekoko (kuva 4). Mitä karkeampi uoman raekoko on sitä suuremmat virtausnopeudet tarvitaan uoman pohjan kulumiseen.

Hirsch & Abrahams (1981) mukaan kohoumien raekoko on karkeampaa ja paremmin lajittunutta kuin syvänteillä virtausnopeuden kääntymisen seurauksena. Myös Bagnold (1968) mukaan kohoumilla pitäisi olla raekooltaan karkeampaa sedimenttiä kuin syvänteillä, sillä karkea sedimentti kasautuu kohoumille, joiden poikkileikkaus on suurempi kuin syvänteillä. Kohoumilla virtauskenttä hajautuu koko uoman leveydelle ja näin ollen virtausnopeudet laskevat. Tämä tapahtuu korkeiden virtaamien aikana, jolloin virtausnopeus on suurempi syvänteissä kuin kohoumilla. Virtausnopeus pystyy kuljettamaan syvänteistä sedimenttipartikkeleita, jotka lähtevät liikkeelle kyseisellä virtausnopeudella. Kyseiset sedimenttipartikkelit kasautuvat kohoumille virtausnopeuden laskiessa. Korkean virtaaman aikana tyhjentyneet syvänteet täyttyvät hienojakoisesta sedimentistä alhaisen virtaaman aikana, koska pienimmät virtausnopeudet esiintyvät syvänteissä (Keller 1971; Andrews 1979). Näin ollen syvänteiden raekoko on pienempi kuin kohoumien alhaisilla virtaamilla.

Charlton (2008: 132) mukaan kohoumien päällä esiintyy turbulენტtista virtausta, jonka seurauksena kohoumille syntyy tiheästi pakkautunut (eng. *interlocked*) pohja. Pohjanläheistä turbulენტtista virtausta tapahtuu syvänteillä vähemmän, jolloin tiheästi pakkautunutta uoman pohjaa ei synny. Tämän seurauksena sedimentin irrottamiseen virran kuljetettavaksi tarvitaan isompi virtausnopeus kohoumilla kuin syvänteissä, joten kohoumat säilyttävät itsensä paremmin.

Uoman raekoon ollessa suuri muutoksia ei välttämättä tapahdu edes tulvahuippujen aikana, jos virtausnopeudet eivät ole tarpeeksi suuria kuluttaakseen pohjasedimenttiä. Epätasaisesti järjestynyt (eng. *poorly sorted*) uoman pohja voi kulua alueittain, riippuen raekokojen alueellisesta jakautumisesta. Tällöin esimerkiksi pienet virtausnopeudet kuluttavat uomaa vain osittain hienomman sedimentin alueilla, jossa virtausnopeus on riittävä kuluttamaan uoman pohjaa.

Hiekkapohjaisessa joessa kulutusta ei tapahdu ainoastaan tulvahuippujen aikana vaan usein myös pienillä virtaamilla virtausnopeudet riittävät kuluttamaan uoman pohjaa. Tämän kaltaisissa joissa tulvahuippujen aikana muutokset tapahtuvat kuitenkin nopeasti verrattuna muihin aikoihin, koska myös virtausnopeudet ja kulutusvoimat ovat suurimmillaan (Kasvi ym. 2013).

2.5 Jokiympäristön mittausmenetelmät

Jokiympäristön muutoksia on tutkittu laajasti jo useita vuosikymmeniä. Tutkimukset ovat keskittyneet sekä suuriin muutoksiin, kuten jokityyppien muutokseen,

meandroivan joen lateraaliseen muutokseen tai uomassa sijaitsevien geomorfologisten yksiköiden tarkasteluun. Tutkimusta voidaan suorittaa joko laboratorio-olosuhteissa (Friedkin 1945; Naqshband ym. 2016), in-situ (Ferguson & Ashworth, 1992; Schumm, 1963) tai kaukokartoitusmenetelmin (Carbonneau & Piégay 2012: 8; Constantine ym. 2014; Kasvi ym. 2015). Jokaisella menetelmällä voidaan tutkia ilmiöitä eri spatiaalisella ja temporaalisella resoluutiolla.

Empiiristen mittaustekniikoiden parantuminen vuosituhaten vaihteessa on mahdollistanut myös lähikaukokartoitustekniikoiden hyödyntämisen jokiympäristössä (Alho ym. 2009; Kasvi 2015). Tekniikoiden avulla pystytään tutkimaan samanaikaisesti sekä uoman virtauskenttiä että uoman geomorfologiaa. Jokiympäristön muutoksien yksityiskohtaisen ja samanaikaisen tarkastelun ansiosta, ymmärrys jokiympäristössä tapahtuvista prosesseista on kasvanut. Samalla myös mallintamiseen käytettävä lähtöaineisto on parantunut, mikä puolestaan mahdollistaa tarkemman mallintamisen. Lähikaukokartoituksen hyödyntäminen jokiympäristössä onkin lisääntynyt merkittävästi vuosituhaten vaihteesta ja yhä useampi tutkimus nykypäivänä pohjautuu menetelmällisesti lähikaukokartoitusmenetelmiin.

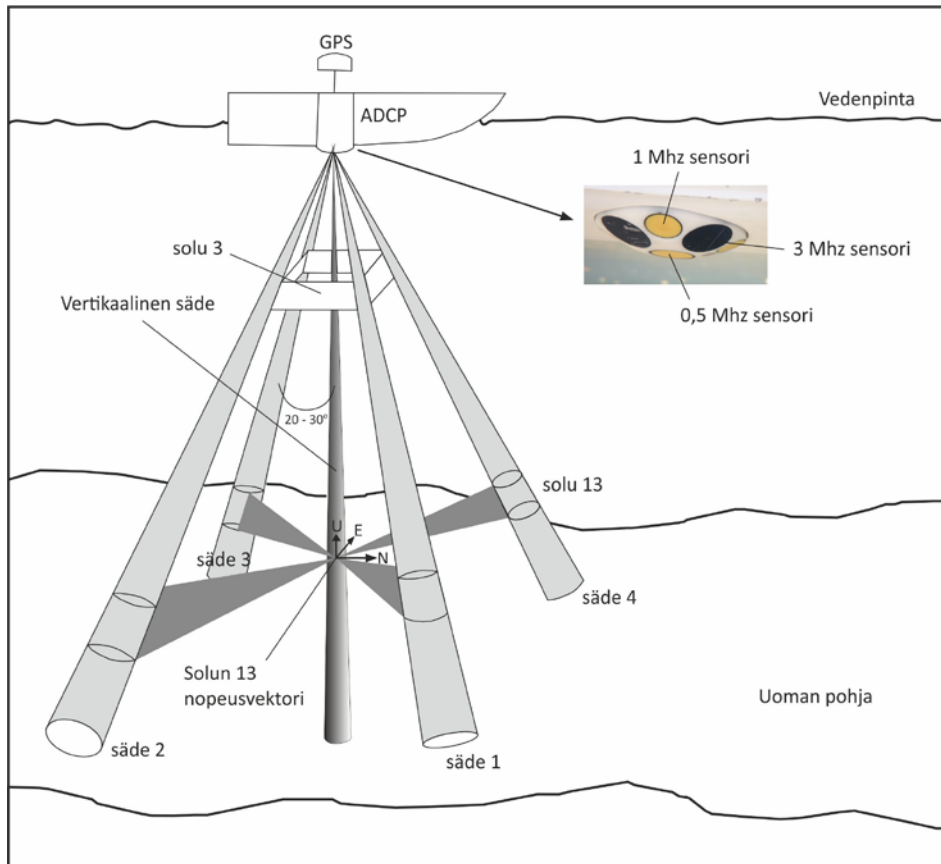
2.5.1 Akustinen virtausprofiilimittaus

Joen virtauskentän ja virtaaman mittausmenetelmät ovat kehittyneet viime vuosikymmeninä paljon. Virtaamamittauksen kehitystä on osaltaan ajanut eteenpäin virtaamamittausten lisääntynyt merkitys maataloudessa, ympäristön tilan seurannassa ja teollisuuden eri osa-alueilla. Nykyään jokien virtaamaa pystytään mittaamaan erilaisilla optisilla, mekaanisilla ja akustisilla sensoreilla, kuten siivikot ja akustiset virtausprofiilimittarit. Erityisesti akustiseen Doppler-ilmiöön perustuvien mittausten käyttö on suosittua niiden tarkkuuden ja tehokkuuden ansiosta.

Virtaamamittauksen kehityksen myötä myös joen virtausnopeuksien ja -suuntien tarkka mittaaminen on mahdollistunut. Veneeseen tai kauko-ohjattavaan veneeseen kiinnitetyllä akustisella virtausprofiilimittarilla (kuva 9) (jäljempänä ADCP) pystytään mittaamaan vesipatsaan virtausolosuhteet tarkasti ja nopeasti (Guerrero & Lamberti 2011; Kasvi ym. 2017). Lisäksi ADCP-mittauksen spatiaalis-temporaalinen resoluutio on huomattavasti parempi verrattuna perinteisiin yksittäisiin poikkileikkauksiin pohjautuviin mittauksiin.

Laitteiston toiminta perustuu Doppler-ilmiöön: laitteiston sensorien lähettämät sähköpulsit heijastuvat sekä vedessä kulkeutuvista sedimenttipartikkeleista että uoman pohjasta takaisin sensoreihin. Sensorit mittaavat sekä sedimenttipartikkelien liikkeitä (suunnan ja nopeuden) määritetyssä aikayksikössä että pohjan etäisyyden. Sensorit rekisteröivät signaalin taajuuden muutoksen, joka tapahtuu signaalin osuessa virran mukana liikkuviin sedimenttipartikkeleihin. Tämän pohjalta laitteisto laskee partikkeleille nopeuden ja suunnan, mikä vastaa kyseisen veden virtausnopeutta (Muste ym. 2004). Pohjan etäisyyden laitteisto laskee signaalin lähtö- ja saapumisajan

erotuksesta. Laitteisto tarvitsee toimiakseen sedimenttikulkeutumista, joten ADCP-mittausten suorittaminen kirkasvetisessä niukkasedimenttisessä vedessä voi olla mahdotonta.



Kuva 9. Akustisen virtausprofiilimittarin toimintaperiaate. Mittari rekisteröi veden virtauskenttää neljällä eri säteellä, jotka ovat noin 20-30° kulmassa vertikaaliseen uoman pohjan etäisyyttä mittaavaan säteeseen. Solu 3 viittaa tilaan, jonka perusteella mittari laskee veden tilavuuden kyseiselle solulle. Yksittäisen solun tilavuus kasvaa syvemmälle mentäessä. Solun virtausnopeus ja -suunta (solun 13 nopeusvektori, ENU) määräytyvät neljän eri signaalin keskiarvosta (Flener 2015: 24 mukailten).

Tutkimuksessa käytettiin RiverSurveyor M9 -sensoria (laitevalmistaja SonTek/YSI), jossa on neljä 1 MHz:n, neljä 3 MHz:n ja yksi 0,5 MHz:n vertikaalinen säde (kuva 9). Yhden ja kolmen MHz:n sensorit mittaavat veden nopeutta vesipatsaan eri syvyyksillä ja 0,5 MHz:n sensori uoman pohjan etäisyyttä. Laitteisto mittaa yhden sekunnin välein sekä virtauskenttää että pohjan etäisyyttä. Sensorit ovat noin 20 – 30 asteen kulmassa vertikaaliseen säteeseen nähden. Virtaussolun vertikaalinen sijainti määräytyy vertikaalisen säteen mukaan eli suoraan laitteiston alapuolelta ja horisontaalinen sijainti määritetään laitteiston DGPS-antennilla (eng. *Differential Global Position System*) tai suhteessa uoman pohjaan. Virtausmittauksessa huomioidaan myös veneen oma nopeus, joka vähennetään virtausmittauksista. Veneen nopeus määritetään virtausolun tapaan joko DGPS-antennilla tai suhteessa uoman pohjaan. Mikäli virtaussolun sijainnin ja nopeuden määrittämisessä hyödynnetään uoman pohjaa, pohjan pitää olla vakaa eikä pohjakulkeumaa saa esiintyä.

Syvyysmittaus perustuu sensorin (0,5 MHz) lähettämään kohtisuoraan signaalin pohjaa vasten. Laite mittaa yksittäisen signaalin kestoa, jonka avulla saadaan määritettyä kohteen (uoman pohja) etäisyys sensorista. DGPS-antennilla määritetään syvyysmittauksen horisontaalinen sijainti, jonka tarkkuus perustuu satelliittien keskinäiseen geometriaan sekä mittauspaikan avoimuuteen. Mitä laajempi on satelliittien ”peitto” taivaalla ja mitä vähemmän signaali häiriintyy matkalla antenniin, sitä parempi on itse paikannustarkkuus. Erityisesti metsäisillä uoman reunoilla mittalaitteisto saattaa jäädä ”katvealueelle”, jolloin sijaintitarkkuus heikkenee.

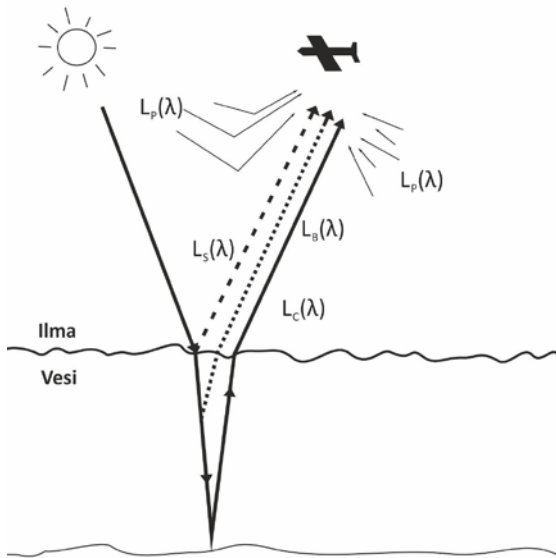
Teknologian kehityksen ansiosta, mittauslaitteet ovat tulleet pienemmiksi ja kevyimmiksi, joten jokiympäristöjen syvyyskartoitus kaikuluotaamalla on mahdollistunut (Parsons ym. 2007; Guerrero & Lamberti 2011). Kaikuluotausta hyödynnetäänkin jokiympäristön syvyyskartoituksessa yhä enemmän (Kaeser ym. 2013, Kasvi ym. 2017) yksittäisten poikkileikkausten sijaan (Caamaño ym. 2010). Kaikuluotauksen etuna on uoman pohjan muotojen samanaikainen mittaaminen useasta paikasta yksittäisten poikkileikkausten sijaan. Poikkileikkausiin perustuvien mittausten haittana on poikkileikkausten välien interpoloisesta aiheutuvat virheet, mikä heikentää syvyysmallien tarkkuutta. Lisäksi mittausten välissä uoman pohja voi muuttua, mikä osaltaan heikentää mittaustarkkuutta.

2.5.2 Ilmakuviin perustuva syvyyskartoitus

Ilmakuvaus tarkoittaa ilmasta tapahtuvaa kohteen tai pinnan rekisteröimistä valokuvaamalla. Ilmakuvien maastoresoluutioon (= yhden kuvapikselin sivun pituus luonnossa) vaikuttavat lentokorkeus sekä kameran resoluutio. Mitä lähempää maanpintaa kuva otetaan, sitä parempi on kuvan maastoresoluutio ja kuvan erotuskyky, eli miten pieniä kohteita kuvasta voidaan havaita. Ilmakuvia käytetään jokitutkimuksessa muun muassa habitaattikartoitukseen, sedimentin raekoon määrittämiseen, uoman muutoksen tutkimiseen ja syvyyskartoitukseen (Gilvear ym. 2004; Roberts 2009; Dugdale ym. 2010; Flener ym. 2013; Tamminga ym. 2014; Tamminga ym. 2015). Syvyyskartoitukseen voidaan käyttää ilmakuvien lisäksi myös satelliittikuvia (Lyzenga 1981). Ilmakuvien etuna satelliittikuviin nähden on kuvien parempi maastoresoluutio. Satelliittikuvien maastoresoluutio vaihtelee noin 0,5 ja 30 metrin välillä ja ilmakuvien puolestaan 0,05 ja 1 metrin välillä. Satelliittikuvien huonon maastoresoluution takia niiden käyttö on erittäin vähäistä kapeiden jokiuomin tutkimisessa. Lisäksi ilmakehästä aiheutuvien vääristymien merkitys ilmakuviissa on vähäinen verrattuna satelliittikuviin.

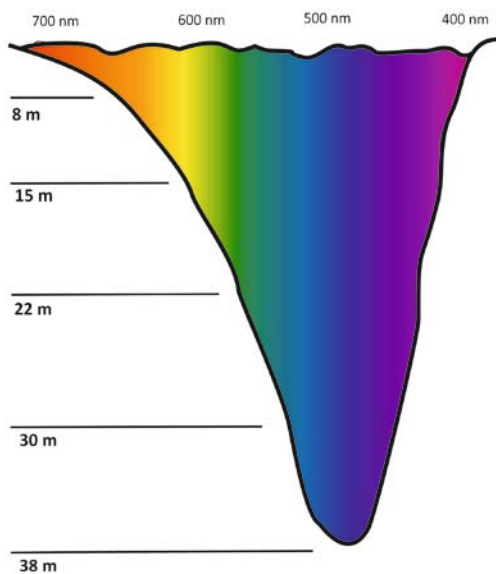
Ilmakuvaus on passiivista mittausta, tarkoittaen, että sensori (kamera) ei itse lähetä signaalia vaan se rekisteröi auringonvalon heijastumista kohteesta (kuva 10). Ilmakuvien avulla uoman pohjasta voidaan tehdä syvyysmalli (Lejot ym. 2007; Flener ym. 2013), jolloin valon pitää heijastua uoman pohjasta, jotta vesipatsaan syvyyttä voidaan mallintaa. Uoman pohjan lisäksi auringonvaloa heijastuu sensoriin ilman ja

veden rajapinnasta eli vedenpinnasta, vesipatsaasta (suspensio) sekä ilmakehän partikkeleista sirontana (kuva 10).



Kuva 10. Sensoriin saapuvan auringonvalon lähteet. Auringonvalo heijastuu sensoriin useasta eri lähteestä: uoman pohjasta $L_b(\lambda)$, vesipatsaasta $L_c(\lambda)$, vedenpinnasta $L_s(\lambda)$ ja sirontana ilmakehästä $L_p(\lambda)$ (Bukata ym. 1995; Carbonneau ja Piégay 2012: 54, mukaillen).

Ilmakuviin perustuva syvyyksmallinnus pohjautuu näkyvän valon (RGB) mittaamiseen sensorilla (kamera) ja kyseisten aallonpituuksien heijastusintensiteetin vertaamiseen mitattuihin veden syvyyksiin (referenssisyvyys). Perustana on, että syvät alueet heijastavat vähemmän valoa kuin matalat alueet, koska valo absorboituu veteen sitä enemmän mitä syvempää vesi on (kuva 11). Näkyvän valon aallonpituudet absorboituvat vedessä erilaisesti: punainen aallonpituus absorboituu vesipatsaaseen ensimmäisenä syvälle mentäessä. Seuraavana absorboituu vihreä aallonpituus ja viimeisimpänä sininen aallonpituus. Punainen ja vihreä aallonpituus ovat usein käyttökelpoisimmat syvyyksmallinissa, etenkin matalissa vesissä, koska ne absorboituvat ensimmäisinä eli reagoivat voimakkaimmin syvyyden kasvuun (Flener, 2013).



Kuva 11. Valon eri aallonpituuksien absorboituminen kirkkaassa vedessä. Punainen aallonpituus absorboituu vesipatsaassa ensimmäisenä läpäisten vesipatsaan reilu kymmenen metrin syvyyteen. Puolestaan sininen aallonpituus ylettyy vajaa 40 metrin syvyyteen (Morris 2009; Flener 2015: 34, mukaillen).

Näkyvän valon absorboituminen vedessä on huomattavasti voimakkaampaa kuin ilmakehässä sillä vesi sitoo itseensä suuremman määrän valoenergiasta kuin ilma. Absorboitumisen määrään vaikuttavat veteen liuenneiden aineiden ja suspension määrä. Mitä enemmän vesipatsas sisältää erilaisia partikkeleita, sitä voimakkaammin valo niihin absorboituu. Absorboituminen aiheuttaakin suurimmat rajoitteet ilmakehän perustuvan syvyysmallin tekoon, koska syvyyden määrittämiseksi signaalin on heijastuttava pohjasta eikä vesipatsaan partikkeleista. Optisia mittaamenetelmiä onkin sovellettu pääosin ainoastaan kirkasvetisiin vesistöihin, kuten valtamerillä ja niukkaravinteisiin jokiin, joissa myös sedimenttikulkeutuminen on vähäistä (Lyzenga 1981; Winterbottom & Gilvear 1997; Dierssen ym. 2003; Flener ym. 2013). Optisiin menetelmiin perustuva syvyysmallinnus vaatii myös tukittavan pohjan homogeenisuutta, jotta aallonpituuden intensiteetin vaihtelu aiheutuisi ainoastaan veden syvyydestä, eikä pohjan optisten ominaisuuksien vaihtelusta (esimerkiksi kasvillisuus tai uoman pohjasedimentti). Myös virtaava vesi aiheuttaa sedimenttikulkeutumista, mikä heikentää valon läpäisykykyä vesipatsaassa. Erityisesti jokiympäristössä ihanteellinen ajankohta ilmakehän kampanjalle onkin alhaisen virtaaman aikana, jolloin myös sedimenttikulkeutuminen uomassa on vähäistä.

Ilmakehän perustuvan syvyyskarttoituksen etuna muihin menetelmiin - kuten luotinaru tai ADCP-mittaukseen - on menetelmän nopeus ja spatiaalinen kattavuus. Teoriassa ilmakehän perustuvan syvyysmallin spatiaalinen resoluutio vastaa ilmakehän maastoresoluutiota. Lisäksi syvyysarvo saadaan uoman jokaiselle kohdalle, jolloin virheitä aiheuttavaa interpolointia ei tarvitse toteuttaa, toisin kuin esimerkiksi GPS:llä tai ADCP-mittauksella kerätyille aineistolle. Ilmakehän perustuvan syvyysmallin rajoitteena on kuitenkin valon läpäisykyky vesipatsaassa eli veden kirkkaus, pohjan heterogeenisuus sekä mahdollinen puuston tai muun kasvillisuuden aiheuttama katve. Myös ilmakehän laatuun ja aallonpituuksien heijastumiseen vaikuttavat ilmakehän epäpuhtaudet ja kosteus, jotka voivat vääristää syvyysmallia.

Syvyysmallinnukseen on kehitetty useita eri malleja (esim. Lyzenga 1981, Stumpf ym. 2003, Fonstad & Marcus 2005), joista Lyzengan (1981) kehittämä korrelaatiomalli ja sen muunnokset ovat yleisesti käytetty jokiympäristöissä. Malli perustuu ilmakehän pikseleiden kirkkausarvojen ja veden syvyyden väliseen korrelaatioon. Muuttujien välisen korrelaatiokäyrän avulla muille kuvapikseleille voidaan laskea syvyysarvo. Lyzengan malli ottaa huomioon vesipatsaan epäpuhtaudet ja pohjasedimentin laadun eli pohjan vaikutuksen. Pohja oletetaan homogeeniseksi ja vesipatsaan epäpuhtauksien vaikutuksen poisrajaamiseksi aineistolle lasketaan syvän veden heijastusarvo (eng. *deep water radiance*), joka saadaan määritettyä uoman pohjan vaikutusalueen ulkopuolelta. Malli kehitettiin alun perin kirkasvetisille merialueille, joissa esiintyi tarpeeksi syviä kohtia syvän veden heijastusarvon laskemiseksi. Syvän veden heijastusarvon laskeminen matalille ja kirkasvetisille joille ei ole kuitenkaan aina mahdollista, koska valo mahdollisesti läpäisee koko vesipatsaan ja yltää pohjaan

saakka. Ilma-/satelliittikuvien lisäksi malliin tarvitaan referenssi- ja validointisyvyyskä, jotka mitataan samanaikaisesti ilmakehuvauskampanjan aikana.

Lyzengan mallilla lasketaan mitattujen syvyysarvojen ja kuvan pikseleiden kirkkausarvoille (eri aallonpituuksille) lineaarinen yhteys:

$$X_i = \ln(L_i - L_{si}),$$

jossa X_i = muuttuja, joka on lineaarisesti suhteessa veden syvyyteen kanavalla i , L_i on rekisteröity pikseliarvo kanavalla i ja L_{si} on syvän veden heijastuskyky samalla kanavalla.

Matalien ja kirkasvetisten jokien syvyysmallinnuksessa Lyzengan kaavasta voidaan jättää pois syvän veden heijastusarvo (Flener 2013), sillä sen merkitys syvyysmallin tarkkuuteen on pieni. Näin ollen itse mallinnusprosessi helpottuu, koska syvän veden heijastuskykyä eri tarvitse ottaa huomioon. Tällöin kaava saa seuraavan muodon:

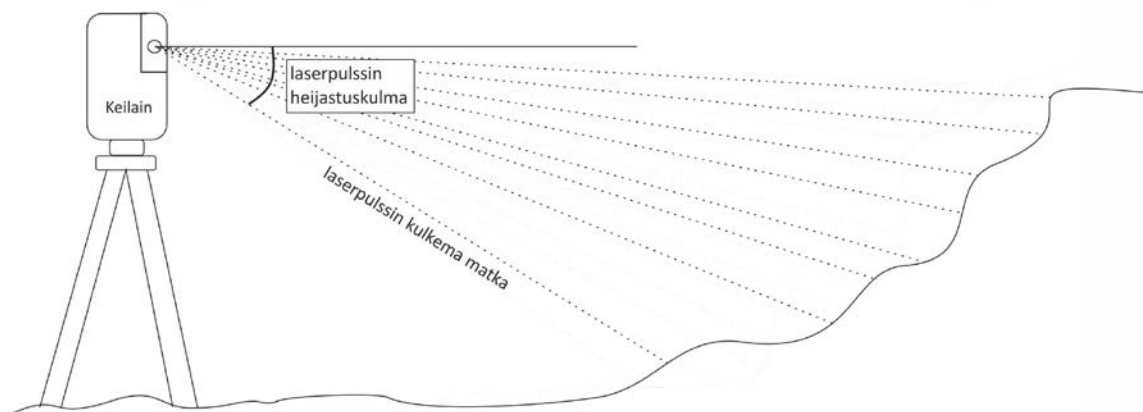
$$X_i = \ln L_i.$$

Mallin tarkkuus on sitä parempi mitä useampaa kanavaa eli eri aallonpituutta laskennassa käytetään. Tällöin referenssisyvyyskä verrataan useamman eri kanavan heijastusarvoihin (Marcus & Fonstad, 2008).

2.5.3 Laserkeilaukseen perustuva topografian mittaus

Laserkeilauksen hyödyntäminen jokiympäristön mittaamisessa on yleistynyt vuosituuhannen vaihteen jälkeen (Milan ym. 2007; Hodge ym. 2009; Kasvi ym. 2013a, Vaaja 2014; Calle ym. 2015). Calle ym. (2015) ja Kasvi ym. (2013) hyödynsivät laserkeilaustekniikkaa uoman geomorfologisten muotojen muutostarkastelussa. Vaaja (2014) liikkuvan laserkeilauksen soveltuvuutta jokiympäristön muutoksien tarkasteluun ja Hodge ym. (2009) luokittelivat uoman raekokoja hyödyntäen maalaserkeilausta.

Laserkeilauksen toiminta perustuu sensorin (keilaimen) lähettämän laserpulssin heijastumiseen takaisin kohteesta, kuten uoman törmästä tai puustosta. Keilain rekisteröi laserpulssin matkan kulkemiseen käytetyn ajan ja pulssin heijastuskulman, joiden avulla määritetään yksittäisten kohteiden sijainti suhteessa keilaimen (kuva 12). Kohteiden havainnot muutetaan kohteen geometriaa kuvaavaksi pistepilveksi.



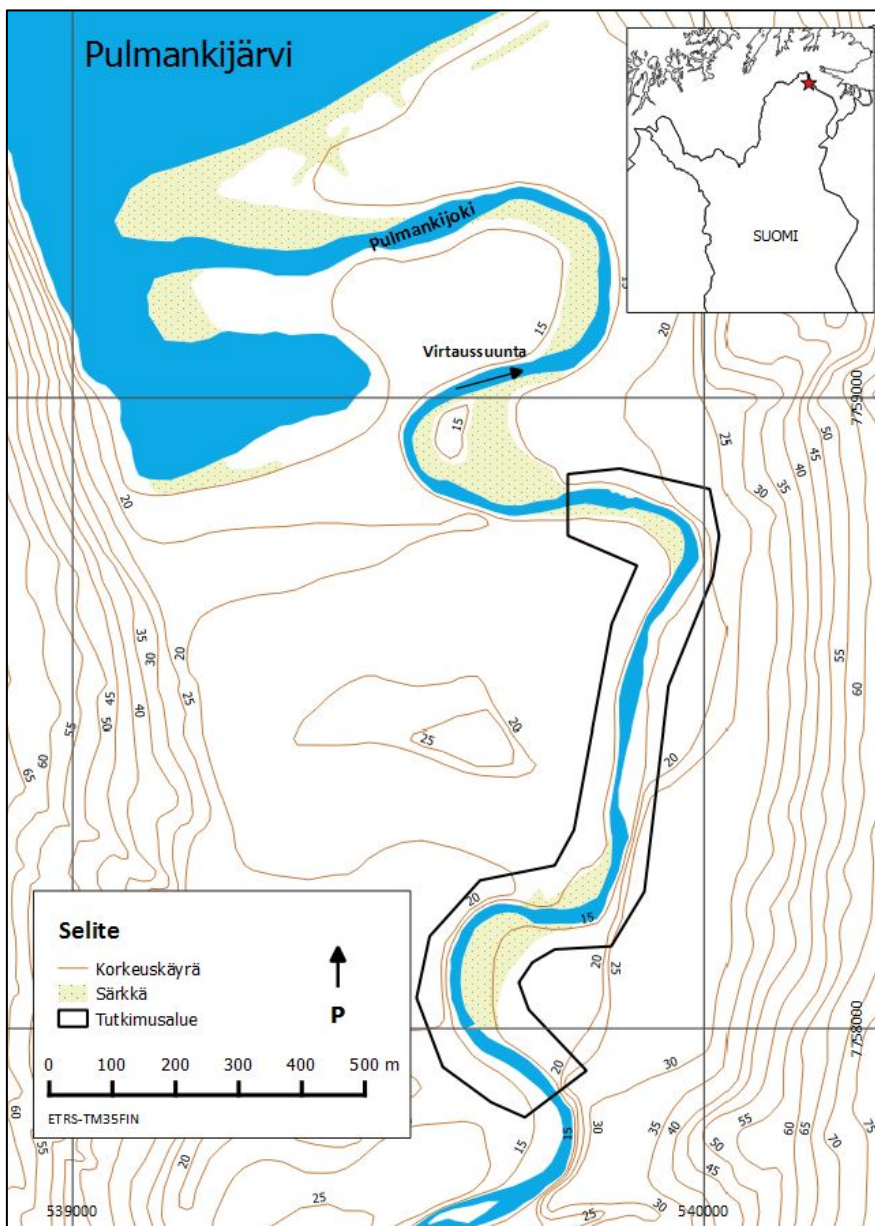
Kuva 12. Laserkeilauksen toimintaperiaate. Keilain rekisteröi kohteen perustuen laserpulssin matkan kulkemiseen käytetyn ajan ja pulssin heijastuskulmaan. Usean lasersäteen avulla saadaan näin ollen mitattua kohteen geometria.

Paikallaan pysyvän maalaserkeilaimen lisäksi jokiympäristön tutkimuksessa voidaan käyttää liikkuvaa laserkeilausta (eng. *Mobile Laser Scanning, MLS*), jonka avulla pystytään mittaamaan pitkiä uoman osuuksia tehokkaasti ja aikaa säästään (Alho ym. 2009; Lotsari ym. 2014). Liikkuva laserkeilaus eroaa maalaserkeilauksesta myös mitatun pistepilven rekisteröinnin osalta: maastoon asennettavien tähyksien, joiden avulla maalaserkeilauksen pistepilvi rekisteröidään koordinaatistoon, sijaan liikkuvassa laserkeilauksessa käytetään suorapaikannusjärjestelmää. Suorapaikannusjärjestelmän mahdollistaa keilaimen yhteyteen kiinnitetyt GPS-paikannin sekä IMU-yksikkö (eng. *Inertial Measurement Unit, IMU*), joka korjaa liikkeestä - eritoten keilaimen kallistuksesta - aiheutuvaa virhettä. Laserkeilausaineiston pistepilven rekisteröinnin onnistumista tarkastellaan maastoon sijoitettujen tähysspallojen avulla, joiden sijainnit mitataan RTK-GPS-laitteella (eng. *Real Time Kinematic - Global Positioning System*).

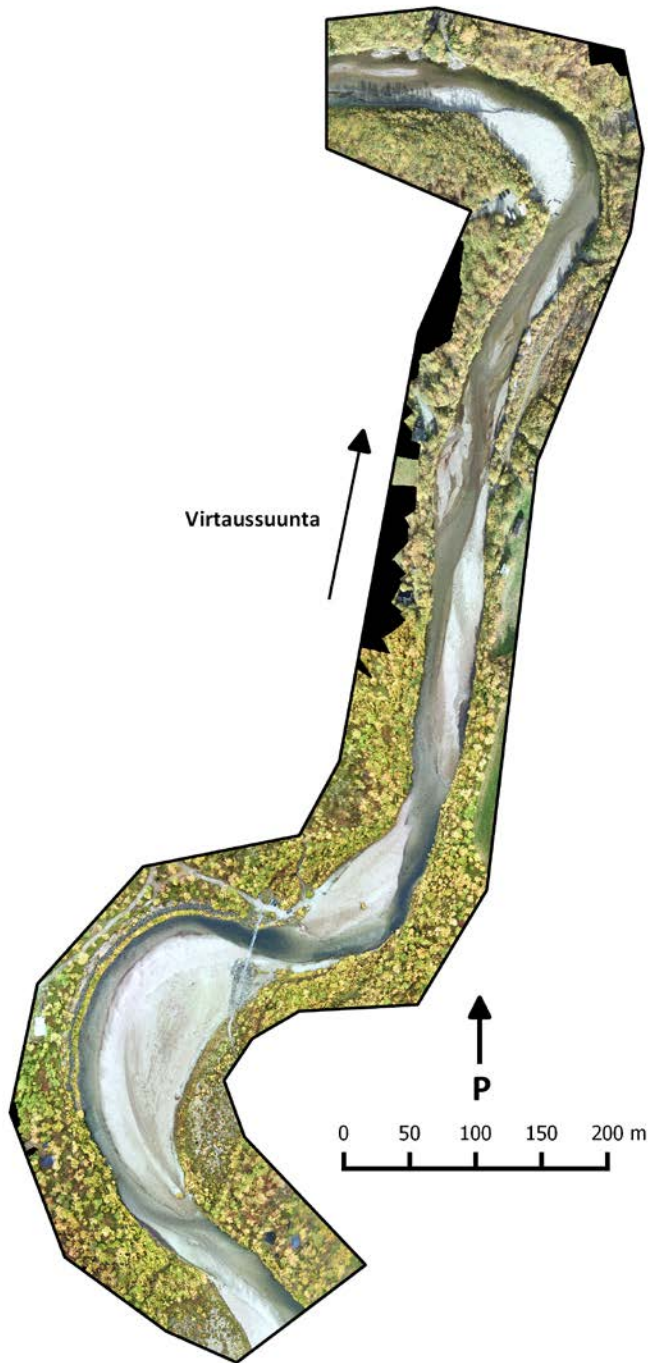
Tarkkuusarvioinnissa liikkuvan laserkeilauksen aineistoa voidaan verrata maalaserkeilaimella mitattuun pistepilveen (Flener ym. 2013), jonka tarkkuus perustuu RTK-GPS-mittauksen tarkkuuteen. Maalaserkeilaimen ja liikkuvan laserkeilaimen välinen RMSE jää alle 0,02 m (Flener ym. 2013), joten mittaustarkkuus on käytännössä samat sekä maalaserkeilauksella että liikkuvalla laserkeilauksella. Perinteisiin topografian mittausten menetelmiin, kuten takymetri- tai GPS-mittauksiin, verrattuna laserkeilaus on huomattavasti nopeampi ja tehokkaampi menetelmä sekä sen spatiaalinen kattavuus on huomattavasti suurempi.

3 Tutkimusalue

Tutkimusalue kattaa noin 1,3 kilometrin pituisen uoman osan meandroivasta Pulmankijosta (kuva 13). Pulmankijoki virtaa laaksossa, jonka pohjalle on kasautunut glasiaalis-fluviaalista materiaalia jääkauden loppuvaiheessa jäänpinnan vetäytymisen aikana (Mansikkaniemi & Mäki, 1990). Pulmankijärvi jakaa Pulmankijoen kahteen osaan, joista järven eteläpuoleisen uoman valuma-alue on noin 480 km² (Alho & Mäkinen, 2010). Uoman pohjasedimentti on heikosti lajittunutta ja keskimääräinen raekoko eli D50-arvo on noin 0,2 – 0,3 mm eli keskihiekkaa (ISO-luokitus) (Kasvi 2015: 27). Uoman pohjalla esiintyy paikoitellen halkaisijaltaan muutaman senttimetrin kokoisia partikkeleita ja pohjasedimentti on suurimmaksi osaksi heikosti lajittunutta.



Kuva 13. Tutkimusalue on osa Pulmankijokea ja se sijaitsee noin 1,5 km joen suulta yläjuoksulle päin. Tutkimusalue kattaa reilun kilometrin pituisen uoman osuuden. Mustalla rajattu tutkimusalue suurennettuna kuvassa 14.



Kuva 14. Tutkimusalue suurennettuna. Tutkimusalue kattaa kolme meanderikaarretta sekä yhden suoran osuuden. Taustakuvana ilmakekuva vuodelta 2013 (Paikkatietokeskus).

Vuotuiset virtaamavaihtelut ovat noin 1 – 70 m³/s tutkimusalueella. Huippuvirtaamat esiintyvät loppukevästä tulva-aikana lumipeitteen sulaessa ja muina aikoina virtaama vaihtelee pääsääntöisesti sateiden vaikutuksesta. Syksyisin alhaisen virtaaman aikana virtaamat ovat noin 2 m³/s ja talvella jään peittäessä uoman virtaama on paikoitellen alle 1 m³/s (Lotsari ym. 2016). Subarktisella seudulla jäämeren ilmaston piirissä sijaitsevan joen ominaispiirteitä ovat vuotuinen jäätyminen, voimakas tulvahuippu keväisin lumen sulaessa ja kesäinen avovesiaika. Hienorakeisen pohjasedimentin ja voimakkaan kevättulvan seurauksena uoman muutokset ovat isoja ja tapahtuvat tutkimusalueella nopeasti jo yhden tulvan aikana.

Uoman geomorfologia on tyypillinen meanderoivalle joelle, jossa sijaitsee useita syvänteitä ja kohoumia. Joki on ympärivuotisesti kirkasvetinen, pois lukien kevään tulva-aika, jolloin voimakkaan sedimenttikulkeuman takia vesi sameutuu osittain. Lisäksi joki on matala ja uoman pohja on kasviton ja melko homogeeninen, mikä mahdollistaa ilmakuviin perustuvan syvyyskartoituksen tutkimusalueella.

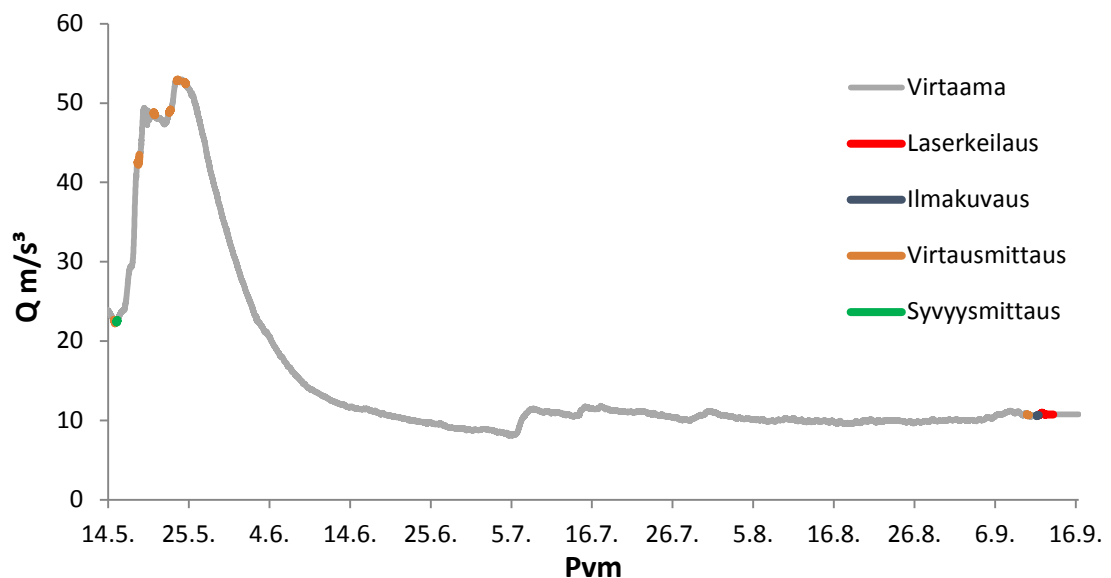
Tutkimusalue kattaa yhteensä kolme meanderikaarretta ja yhden pidemmän suoran (kuva 14). Joki on pääsääntöisesti luonnontilainen, pois lukien yläjuoksun puoleisen meanderikaarten, jonka ulkoreunaan on rakennettu eroosiosuoja. Lisäksi kyseisen meanderikaarten yhteyteen on rakennettu riippusilta, jonka rakenteet vaikuttavat todennäköisesti joen paikallisiin virtausolosuhteisiin.

Tutkimusalueen rajaus perustui useiden geomorfologisten muotojen läheiseen sijaintiin toisiinsa nähden. Usean geomorfologisen muodon yhtäaikainen tarkastelu mahdollistaa prosessien vertailun usean samanlaisen geomorfologisten yksiköiden, esimerkiksi syvänteiden, välillä. Lisäksi rajaus mahdollistaa useamman kohouma-syvänne vuorovaikutuksen tutkimisen.

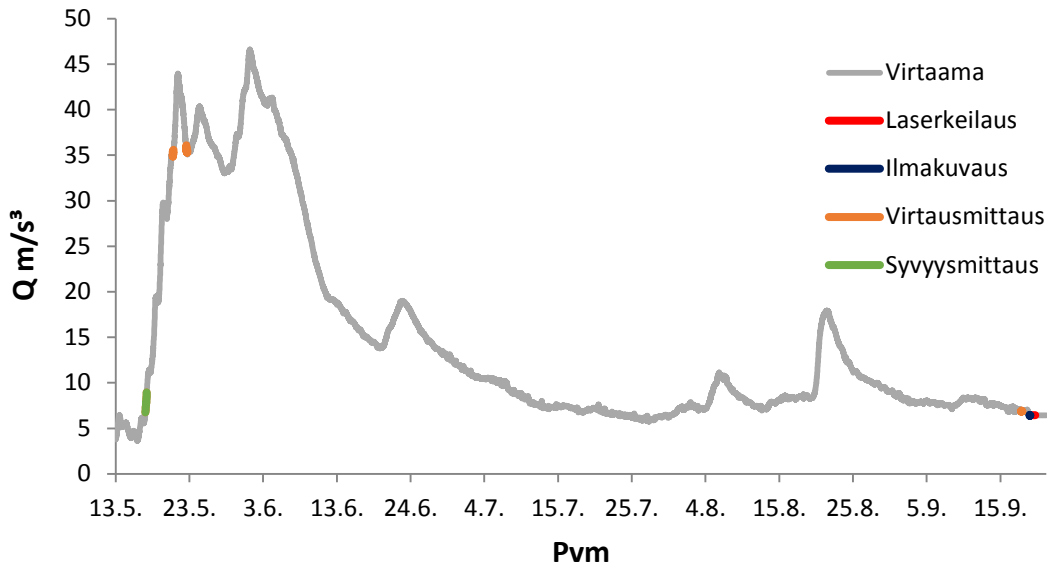
4 Aineistot ja menetelmät

4.1 Tutkimusasetelma ja mittausajankohdat

Vastatakseni tutkimuskysymyksiin aineistojen keräämiseen käytettiin useaa eri mittausmenetelmää. Kevään syvyys- ja virtausmittaukset suoritettiin liikkuvalla akustisella virtausprofiilimittarilla (SonTek M9, kuva 19). Virtausprofiilimittarilla mitattiin myös ilmakehiin perustuvilla syvyysmalleille referenssi- ja validointiaineistot, syksyn virtausmittaukset sekä virtaamamittaukset. Uoman topografia mitattiin syksyisin liikkuvalla laserkeilaimella (vedenpinnan yläpuoliset alueet) sekä syvyysmallinnuksessa käytetyt ilmakehiin kauko-ohjattavalla pienoishelikopterilla. Saumattoman korkeusmallin tekoon tarvitaan sekä ilmakehiä että laserkeilausaineistoa, koska laserkeilain ei läpäise vesipatsasta eikä näin ollen pysty mittaamaan vedenalaisia osia. Mittauskampanjoiden aikana suoritettujen vedenpinnan korkeusmittauksien avulla syvyysmallien ja akustisella virtausprofiilimittarilla mitatut syvyysarvot muutettiin korkeusarvoiksi. Lisäksi virtaama- ja vedenkorkeusmittauksien välisen korrelaation avulla pystyttiin mallintamaan hydrografi (kuvat 15 ja 16). Virtaamamittaukset suoritettiin samanaikaisesti virtausmittauksien kanssa.



Kuva 15. Vuoden 2013 avovesikauden hydrografi ja mittauksen ajankohta suhteessa virtaamaan. Syvyysmittaukset suoritettiin ennen kevään 2013 tulvahuippua. Virtausmittaukset suoritettiin sekä tulvan eri vaiheissa että syksyllä alhaisen virtaaman aikana. Ilmakuvaus ja laserkeilaus suoritettiin myös syksyllä.



Kuva 16. Vuoden 2014 avovesikauden hydrografi ja mittausten ajankohta suhteessa virtaamaan. Syvyyssmittaukset suoritettiin ennen kevään 2014 tulvahuippua. Virtausmittaukset suoritettiin sekä tulvan eri vaiheissa että syksyllä alhaisen virtaaman aikana. Ilmakuvaus ja laserkeilaus suoritettiin myös syksyllä.

4.2 Vedenpinnan korkeus ja hydrografit

4.2.1 Vedenpinnan korkeuden mallintaminen

Kenttämittauksien aikana vedenpinnan taso mitattiin useaan kertaan RTK-GPS:llä tutkimusalueen ylä- ja alajuoksulla sekä uoman keskivaiheilla sijaitsevien neljän vedenpinnan korkeusmittarin (Levellogger Gold M5) (kuva 17) kohdalta. Vedenpinnan korkeusmittarit asennettiin uomaan ennen varsinaisten mittauskampanjoiden alussa keväällä ja ne nostettiin ylös syksyllä mittausten päättyttyä. Vedenpinnan korkeusmittareiden lisäksi tutkimusalueelle asennettiin yksi ilmanpainemittari, jonka avulla poistettiin ilmanpaineen vaikutus vedenpinnan korkeusmittareiden rekisteröimästä arvosta. Vedenpinnan korkeusmittarit rekisteröivät vedenpinnan korkeutta 15 minuutin välein.

Vedenpinnan tason määrittämiseen käytettyjen vedenpinnan korkeusmittareiden ja RTK-GPS:n tarkkuuksissa esiintyy muutamien senttimetrien tarkkuusvirheitä, mutta niistä aiheutuneet mahdolliset mittauserot ovat kuitenkin merkityksettömiä uoman isojen geomorfologisten yksiköiden muutostarkastelussa.



Kuva 17. Vedenpainemittareiden asennus tutkimusalueella. Vedenpainemittarin avulla tarkasteltiin uoman vedenpinnan vaihteluita avovesikauden aikana.

RTK-GPS-mittaukset yhdistettiin vedenpinnan korkeusmittauksien kanssa aikaleiman mukaan ja niiden välille laskettiin lineaarinen riippuvuus, jonka avulla vedenpinnan korkeusvaihtelu mallinnettiin koko mittausajanjaksolle. Koko tutkimusalueelle interpoloitiin vedenpinnan korkeuden taso jokaisen syvyysmittauksen ajankohdalle, minkä avulla syvyysmittaukset muutettiin korkeusarvoiksi vähentämällä syvyysarvo vedenpinnan tasosta (kuva 18). Korkeusarvoja tarvittiin uoman geomorfologisen muutoksen laskemiseen eri mittausajankohtien välille. Vedenpinnan tason luominen oli muutostulkinnan kannalta välttämätöntä, sillä akustinen virtausprofiilimittari mittaa ainoastaan sensorin horisontaalista sijaintia. Muutostulkinnan tarkastelua varten vedenpaine- ja korkeusmittauksien avulla molemmille vuosille pystyttiin määrittämään vedenpinnan maksimaalinen laajuus eli tilanne jolloin vesi on peittänyt suurimman osan uomasta.



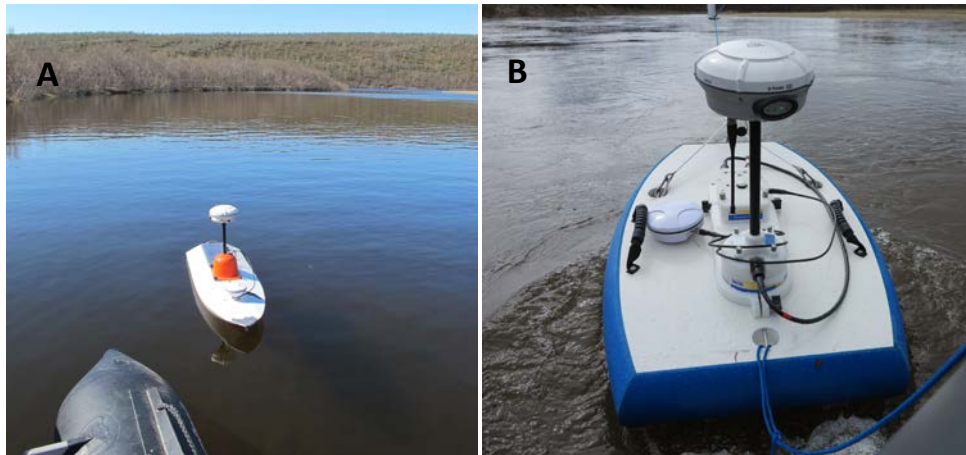
Kuva 18. Vedenpinnan korkeusmittauksien yhdistäminen syvyys- ja virtaamamittauksiin. Uoman geomorfologisen muutoksen tarkastelu vaatii mittaustuloksien muuttamisen korkeusarvoiksi, jotta muutoksen laskeminen on mahdollista.

4.2.2 Hydrografit

Vedenpinnan korkeusmittareiden avulla mallinnettiin myös hydrografit molemmille vuosille (kuva 18). Kenttämittauksien aikana uoman virtaamaa mitattiin akustisella virtausprofiilimittarilla virtaaman vaihdellessa. Virtaamamittaukset mitattiin tutkimusalueelta uoman suoralta osuudelta useaan otteeseen ja lopullinen virtaamatarvo saatiin usean mittauksen keskiarvosta. Virtaamamittauksille ja vedenpainemittauksille luotiin lineaarinen riippuvuus, minkä avulla mallinnettiin hydrografit molemmille vuosille. Hydrografien avulla pystyttiin määrittämään virtaus-, syvyys-, ilma- ja laserkeilausmittauksien ajankohta suhteessa virtaamaan.

4.3 Akustinen virtausprofiilimittaus

Sekä virtaus- että syvyysmittaukset suoritettiin samalla laitteistolla. Mittausalustana käytettiin molempina vuosina kauko-ohjattavaa pienoisenettä (kuva 19, A) sekä kumiveneeseen kiinnitettyä lautta (kuva 19, B). Alustan käyttö valikoitui vallitsevan virtaaman mukaan: alhaisilla virtaamilla käytettiin kauko-ohjattavaa venettä ja suurilla virtaamilla kumiveneeseen kiinnitettyä lautta, sillä kauko-ohjattavan veneen käyttöaika kovassa virtauksessa on lyhyt akkukapasiteetin takia. Vaikka alusta vaihtui, itse laitteisto pysyi samana. Laitteisto koostui sensorin lisäksi DGPS-antennista ja keskusyksiköstä.



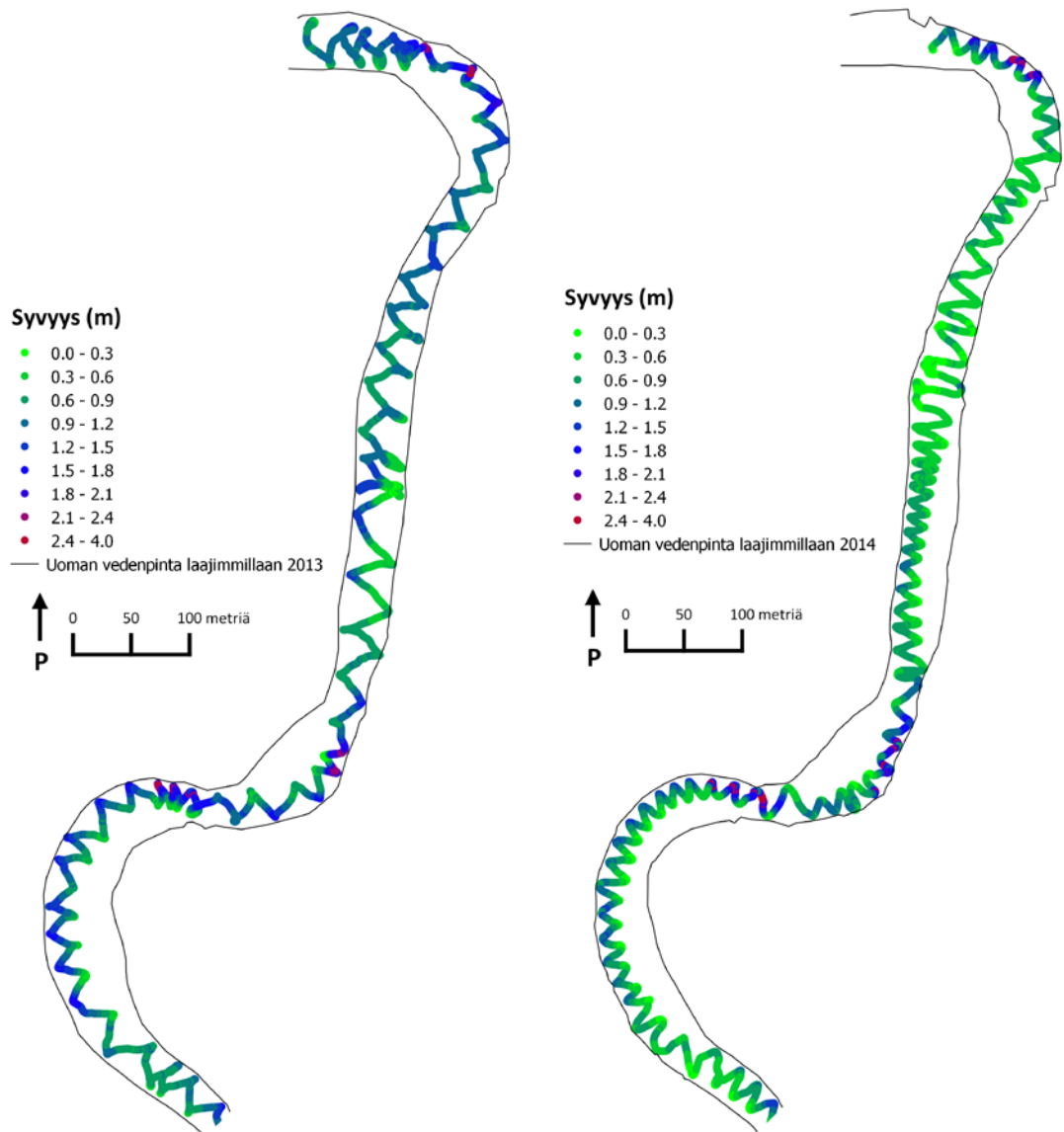
Kuva 19. Akustisen virtausprofiilimittarin alustana käytettiin sekä kauko-ohjattavaa pienoisenvenettä (A) tai kumiveneeseen kiinnitettyä lauttaa (B). Alustan käyttö riippui virtaaman suuruudesta: alhaisilla virtaamilla käytettiin kauko-ohjattavaa venettä ja suurilla virtaamilla kumiveneeseen kiinnitettyä lauttaa. Mittauksissa käytetty DGPS-antenni sijaitsi kauko-ohjattavan veneen keulan läheisyydessä ja lautan kannella.

Virtausprofiilimittarin laitevalmistajan (*SonTek/YSI*) mukaan laitteen DGPS-antennilla päästään yhden metrin horisontaaliseen tarkkuuteen (SonTek 2013). DGPS - ja RTK-GPS:n (*Trimble R8*) välisessä tarkkuusvertailussa huomattiin mittausten välisen horisontaalisen tarkkuuden vaihtelevan 0 – 2 metriä sijainnista riippuen. RTK-GPS:n horisontaalinen tarkkuus on noin 0,03 m. Vaikka DGPS-antennin sijaintitarkkuus vaihteli jopa kaksi metriä, antennin tarkkuus oli kuitenkin tarpeeksi riittävä tutkimuksessani. Virtausprofiilimittauksien syvyys- ja virtausmittauksissa voi esiintyä pieniä, merkityksettömiä vääristymiä kauko-ohjattavan veneen tai veneeseen kiinnitetyn lautun kallistuessa sivusuunnassa.

Ennen mittausten aloittamista laitteisto kalibroitiin mittausten tarkkuuden parantamiseksi ja vastaamaan vallitsevia magneettisia olosuhteita. Kalibrointi vaaditaan erityisesti, mikäli mittaukset suoritetaan epästabiiililla alustalla, jolloin laitteisto kallistuu hallitsemattomasti. Laitteiston kallistuminen, kiertyminen ja kurssi suhteessa virtaukseen määritettiin mittauksen aikana laitteiston omalla kaltevuusmittarilla, DGPS:llä ja kompassilla.

4.3.1 Syvyyssmittaus

Kevään syvyyssmittaukset suoritettiin ennen varsinaisia tulvahuippuja (kuvat 15 ja 16). Molemmilta keväiltä syvyyssmittauksia suoritettiin useampia, mutta lopullisessa muutostarkastelussa hyödynnettiin ainoastaan ennen tulvaa mitattuja aineistoja,

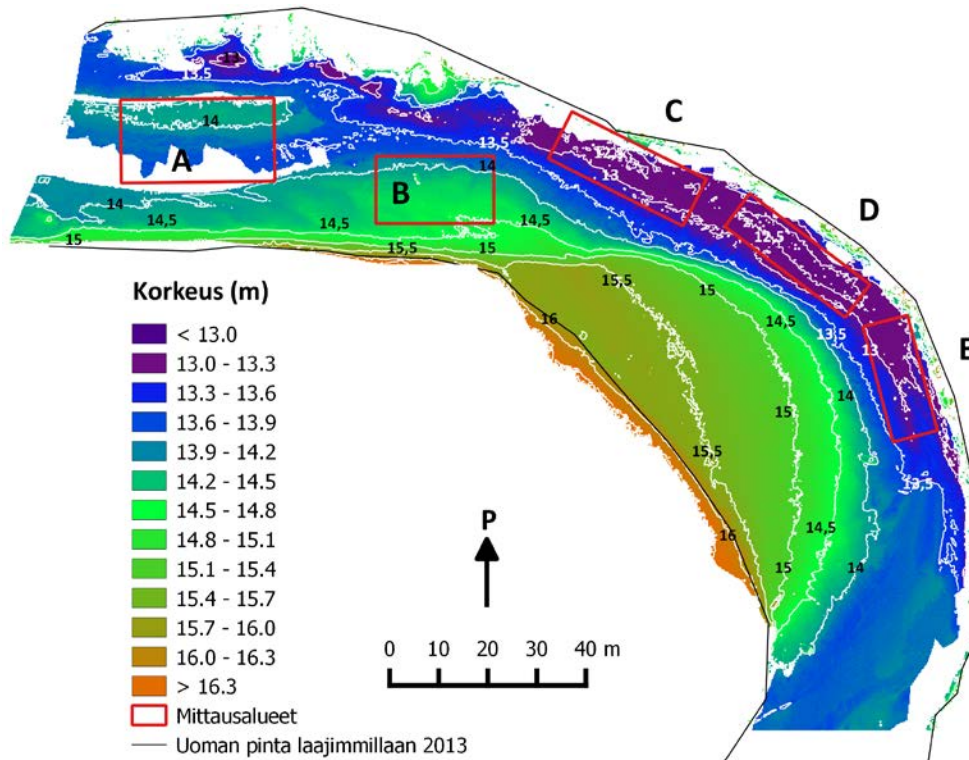


koska uoman pohja muuttuu merkittävästi tulvan nousevassa vaiheessa jo muutamien päivien sisällä (Kasvi ym. 2017). Lisäksi tarkastelussa haluttiin tutkia nimenomaisesti yksittäisen tulvan ja kesän aikana tapahtunutta muutosta. Syvyyssmittaukset suoritettiin ajamalla veneellä alajuoksulta yläjuoksun suuntaan ja samalla uoman reunalta reunalle (kuvat 20 ja 21).

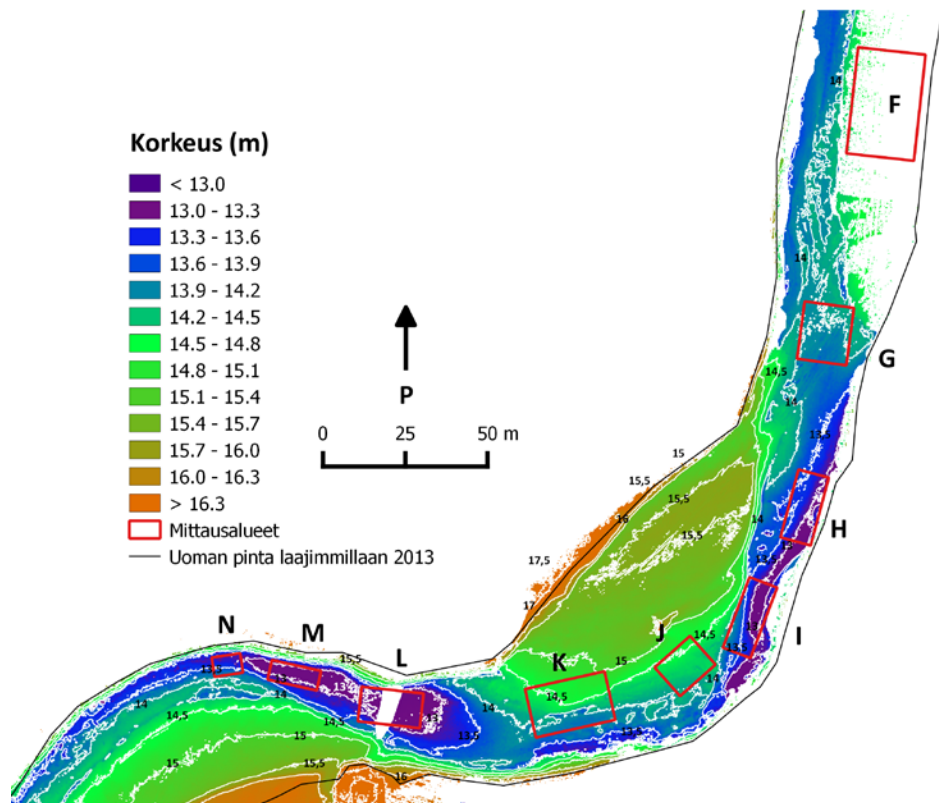
Syvänteiden ja kohoumien tarkastelussa käytettiin sekä syvyys- että korkeusarvoja (kuvat 37 ja 38). Puolestaan muutostulkinnan laskemiseksi syvyysmittaukset muutettiin korkeusarvoiksi mallinnetun vedenpinnan tason avulla. Syvyysmittauksia suoritettiin myös ilmakehuuskampanjan aikana, jotta syvyysmalleille saatiin sekä referenssi- että validointiaineistot (katso luku 4.4.2).

4.3.2 Virtausmittaus

Pohjanläheiset virtaussuunnat ja -nopeudet mitattiin akustisella virtausprofiilimittarilla tutkimusalueelta eri virtaamilla (kuvat 15 ja 16 sekä taulukko 1). Virtaussuunnat ja -nopeudet mitattiin koko tutkimusalueen matkalta, mutta lopulliseen tarkasteluun valittiin virtausmittaukset kohoumien ja syvänteiden kohdilta meanderikaarteiden läheisyydestä (kuvat 22 ja 23). Virtaamamittaukset suoritettiin samanaikaisesti virtausmittauksien kanssa, jotta virtausnopeuksien vertailu vallitsevaan virtaamaan olisi mahdollista.



Kuva 22. Virtauskenttien tarkasteluun valitut osa-alueet alajuoksun puoleisen meanderikaarteiden läheisyydestä. Osa-alueet A ja B sijaitsivat kohoumilla ja C – E ulkokaarteiden syvänteiden eri kohdissa vuoden 2013 syksyllä. Taustakarttana uoman saumaton korkeusmalli, joka mitattiin ilmakehuun perustuvalla syvyysmallinnuksella ja liikkuvalla laserkeilauksella.



Kuva 23. Virtauskenttien tarkasteluun valitut osa-alueet yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden läheisyydestä. Osa-alueet F, G, J ja K sijaitsivat kohoumilla ja H, I ja L-N syvänteissä vuoden 2013 syksyllä. Taustakarttana uoman saumaton korkeusmalli, joka mitattiin ilmakuviin perustuvalla syvyysmallinnuksella ja liikkuvalla laserkeilauksella.

Taulukko 1. Virtausmittauksien ajankohta suhteessa virtaamaan. Tulva-ajan mittaukset on ilmoitettu myös suhteessa tulvaan. Avovesikautena 2013 mittauksia suoritettiin yhteensä seitsemällä eri virtaamalla ja avovesikautena 2014 neljällä eri virtaamalla.

Ajankohta	Virtaama (m ³ /s)	Suhteessa tulvaan
15.5.2013	28	Ennen tulvaa
18.5.2013	58	Ensimmäisen tulvahuipun nousuvaihe
20.5.2013	48	Ensimmäisen tulvahuipun laskuvaihe
22.5.2013	41	Toisen tulvahuipun nousuvaihe
23.5.2013	46	Tulvahuippu
24.5.2013	33	Tulvahuippu
10.9.2013	2	-
17.5.2014	8	Ennen tulvaa
21.5.2014	35	Ensimmäisen tulvahuipun nousuvaihe
23.5.2014	36	Kahden tulvahuipun välivaihe
18.9.2014	2	-

Osa-alueet valikoituivat suhteessa kohouumiin ja syvänteisiin. Osa-alueille osuvien virtausmittausten määrä vaihteli noin 10 ja 200 mittauspisteen välillä osa-alueen koosta ja veneen ajoreitistä riippuen. Usean mittauspisteen avulla pienennettiin mahdollisten hetkellisten virtauspulssien tai muiden mittausvirheiden vaikutusta virtausnopeuteen. Lopullista tarkastelua varten valittiin jokaisen mittauksen pohjanläheisin mittaus solu, joka edustaa pohjanläheistä virtausta. Osa-alueille laskettiin mittauspisteiden keskiarvotetut virtaussuunnat ja -nopeudet. Pohjanläheisten virtauskenttien eroja ja samankaltaisuuksia verrattiin eri osa-alueiden välillä.

4.4 Ilmakuvat ja ilmakuviin perustuva syvyysmallinnus

4.4.1 Ilmakuvauskampanjat

Uoman vedenalainen topografia mallinnettiin ilmakuvista, joiden maastoresoluutio on 0,05 m. Ilmakuvauskampanjat suoritettiin molempina syksyinä alhaisen virtaaman aikana (kuvat 15 ja 16). Vuoden 2013 ilmakuvauskampanjan lentoaika oli 16 minuuttia (11.9 klo 19.09 – 19.25) ja vuoden 2014 13 minuuttia (20.9 klo 13.52 – 14.05). Ilmakuvat kerättiin kauko-ohjattavaan pienoishelikopteriin kiinnitetyllä kameralla (kuva 24). Helikopterin lentokorkeus pysyi mittauskampanjan aikana noin 50 metrin korkeudessa ja sen lentorata ohjelmoitiin kulkevan uoman pitkittäisprofiilin suuntaisesti. Ilmakuvien georeferointia varten maastoon asennettiin tähyypisteitä (kuva 24), joiden sijainti mitattiin RTK-GPS:llä. Sääolosuhteet kuvauskampanjoiden aikana olivat hyvät. Ilmakuvien jälkikäsittelyn suoritti Paikkatietokeskus.

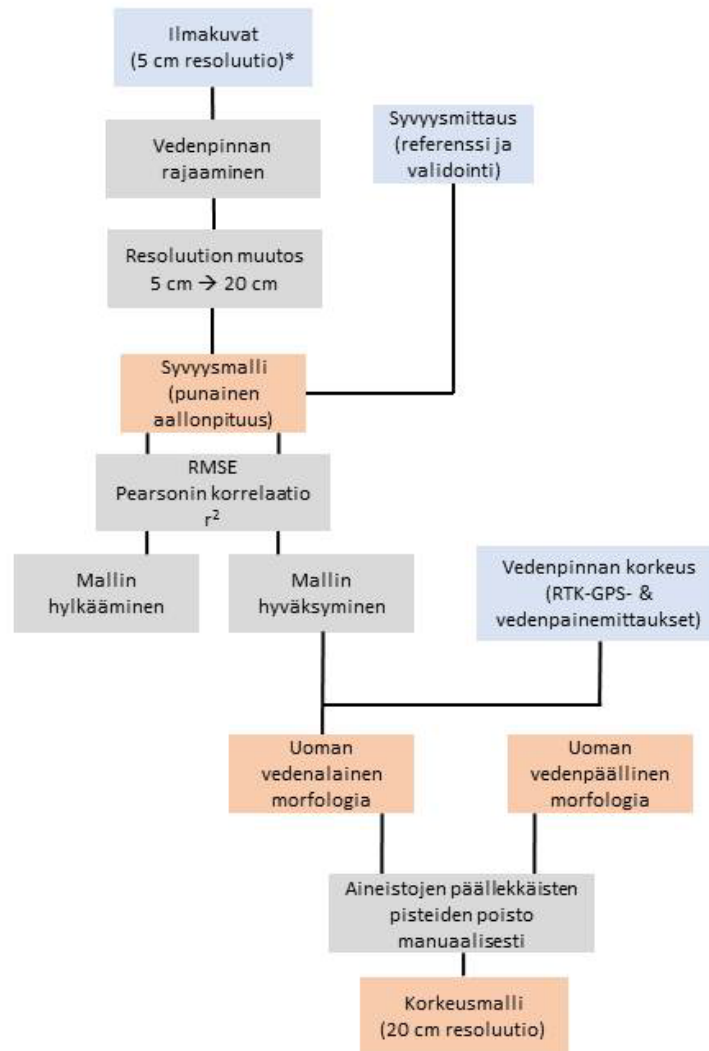


Kuva 24. Ilmakuvauksessa käytetyn kameras alustana toimi kauko-ohjattava pienoishelikopteri. Kamera sijaitsi kopterin alaosassa. Kopterin alapuolella hiekkasärkällä on georeferointia varten asennettu tähyypiste (valkoinen ympyrä mustalla alustalla).

4.4.2 Ilmakuviin perustuva syvyysmallinnus

Ilmakuviin perustuva syvyysmallinnus mahdollisti vedenalaisen uoman topografian mittaamisen. Syvyysmallinnusta varten mitattiin ilmakuvien lisäksi sekä referenssi- että

validointisyvyydet akustisella virtausprofiilimittarilla samanaikaisesti ilmakuvauksen kanssa. Lisäksi mittaushetkellä vallinnut vedenpinnan korkeuden taso määritettiin vedenpinnan korkeusmittauksien avulla, mikä mahdollisti mallinnettujen syvyydsarvojen muuttamisen korkeusarvoiksi (kuva 25).



Kuva 25. Syvyyssmallin työvaiheet ja lopullisen korkeusmallin luominen. Syvyyssmallit luotiin ilmakuvista hyödyntäen punaista aallonpituutta. Mallin arvioimiseen käytettiin useita parametreja, joiden pohjalta mallin joko hyväksyttiin tai hylättiin. Lopullinen syvyyssmalli yhdistettiin liikkuvan laserkeilausaineiston pistepilven (uoman vedenpäällinen morfologia) kanssa, jolloin lopputulokseksi saatiin resoluutioltaan 20 cm korkeusmalli. *Paikkatietokeskus

Flener (2013) on todennut tutkimuksessaan ilmakuviin perustuvan syvyyssmallinnuksen olevan tarkka menetelmä mitata uoman muotoa kyseisellä tutkimusalueella, joen kirkasvetisyyden ja pohjan homogeenisuuden ansiosta. Tutkimuksessa käytettiin Flenerin (2013) tutkimuksen pohjalta pelkistettyä Lyzengan kaavaa (1981), josta syvän veden heijastusarvo on jätetty huomioitta.

$$X_i = \ln L_i,$$

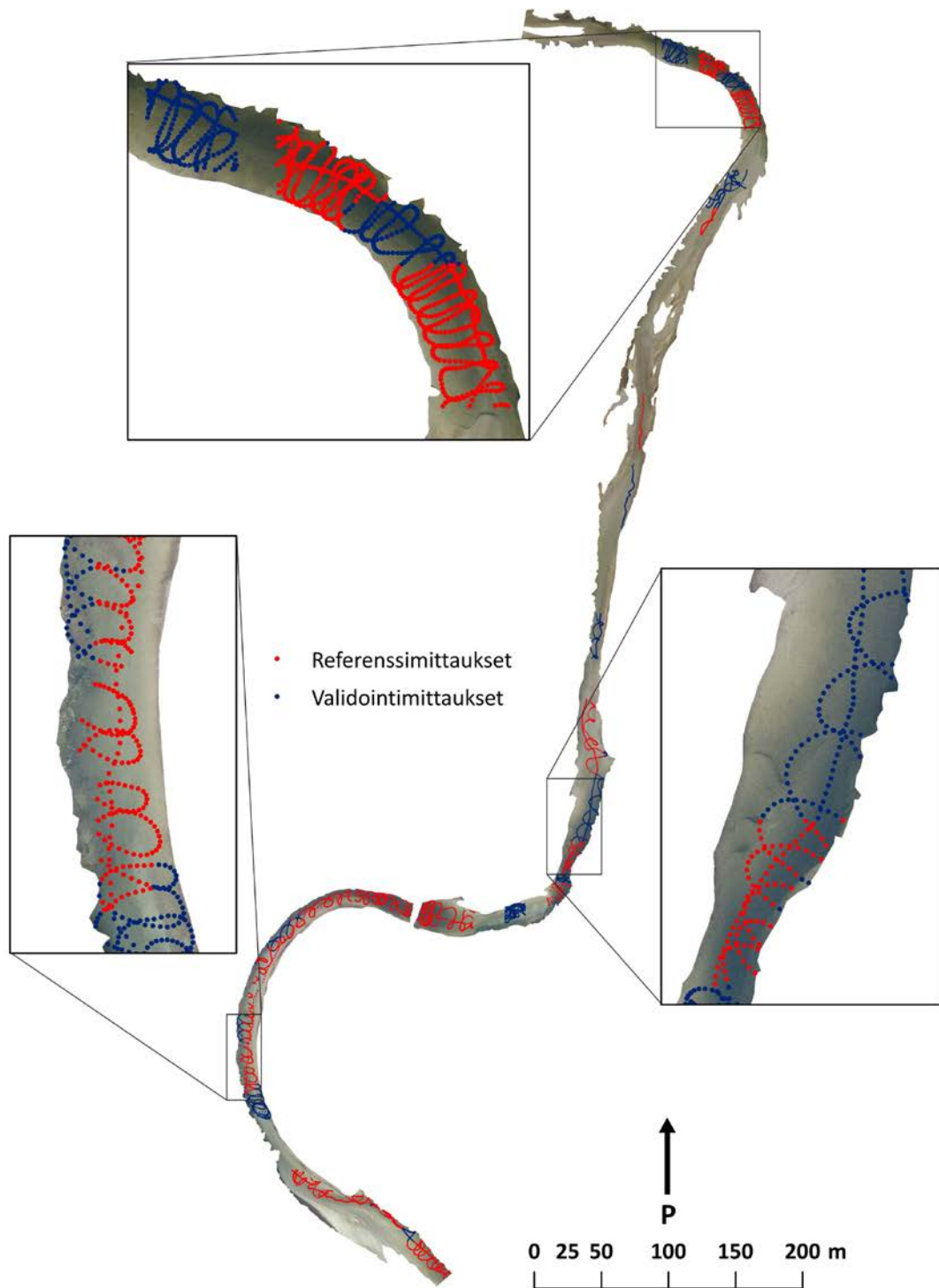
jossa X_i = muuttuja, joka on lineaarisesti suhteessa veden syvyyteen kanavalla i , L_i = rekisteröity pikseliarvo kanavalla i .

Flenerin (2013) tuloksien mukaan syvän veden heijastusarvon pois jättäminen ei aiheuta merkittäviä eroja verrattuna alkuperäisellä kaavalla saataviin tuloksiin, jossa syvän veden heijastusarvo on laskettu mukaan. Flenerin (2013) mukaan syvän veden heijastusarvon pois jättäminen on mahdollista erityisesti mallinnettaessa matalien kirkasvetisten jokien syvyyttä ja kun ilmakehän vaikutus heijastusarvoihin on minimaalinen.

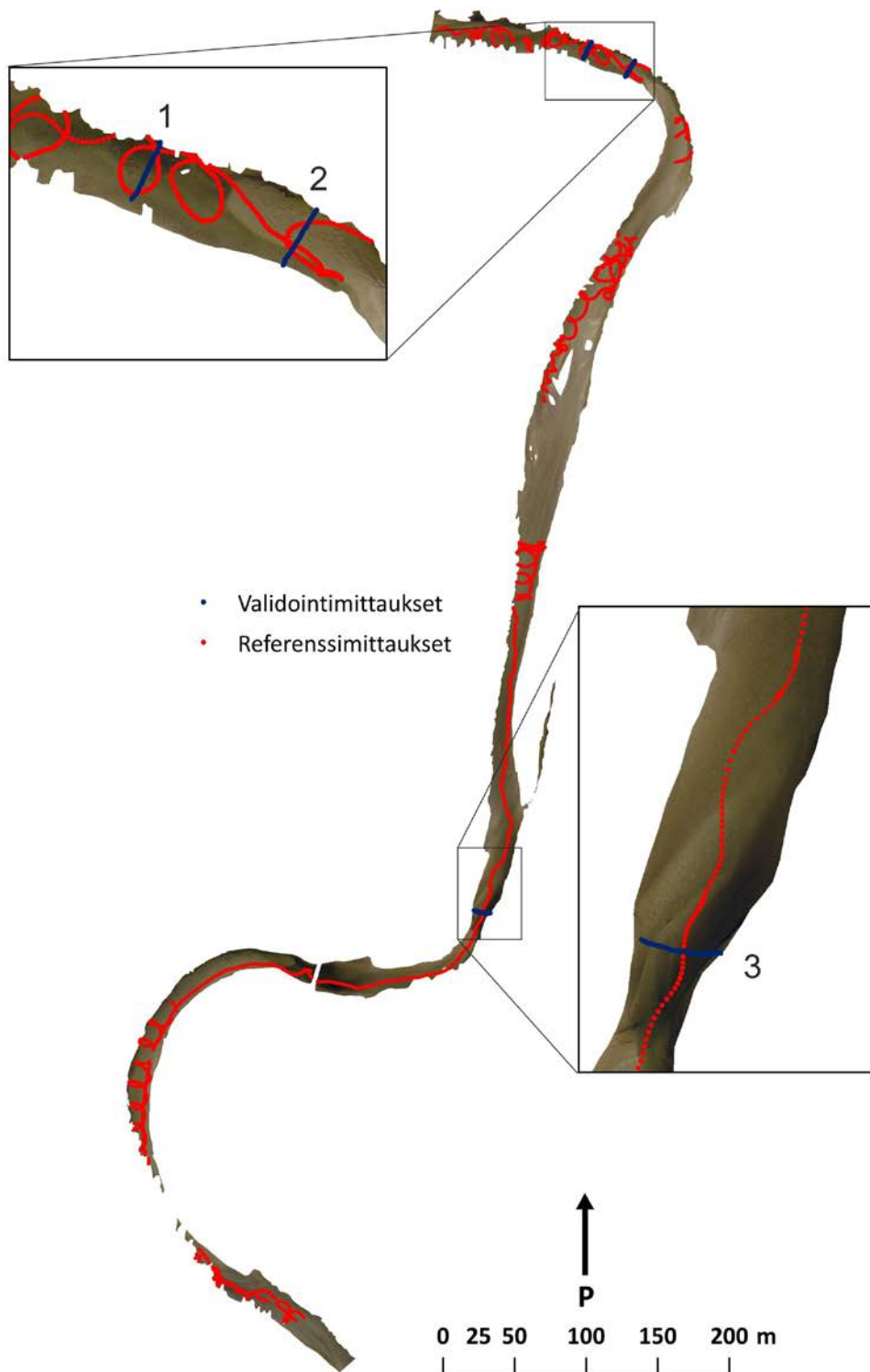
Syvyysmalleja varten ilmakuvista rajattiin veden peittämä alue manuaalisesti paikkatieto-ohjelmistossa. Automaattinen rajaaminen ei ollut mahdollista, koska kamera ei mitannut lähi-infrapun aallonpituudella, jonka avulla vesialueet olisi ollut helposti erotettavissa ilmakuvista. Maanpinnan ja vesipinnan välisen rajauksen lisäksi myös varjoalueet rajattiin pois. Varjoalueet olisivat aiheuttaneet syvyysmalliin normaalia syvemmät arvot mallin pohjautuessa pikseleiden digitaaliseen heijastusarvoon. Ilmakuvien solukoko keskiarvotettiin ennen mallintamista 20 cm resoluutioksi erotustarkkuudesta aiheutuvien heijastusvirheiden minimoimiseksi ja laskentatehon vähentämiseksi.

Syvyysmallien validointi- ja referenssiaineistot kerättiin ilmakehän kamerajoiden aikana. Syvyysmallien onnistumiseksi referenssisyvyyksiksi valittiin molempina vuosina mittauspisteitä eri syvyyksiltä homogeenisen pohjan alueilta (kuvat 26 ja 27). Lisäksi referenssisyvyksiä valittiin koko tutkimusalueelta, jotta mahdollisten ilmakuvien laatuun vaikuttavien tekijöiden, kuten auringonvalon määrän, vaikutukset syvyysmalleihin jäisivät alhaisiksi. Validointimittaukset valittiin molempina vuosina kohoumien ja syvänteiden kohdilta uoman eri osista.

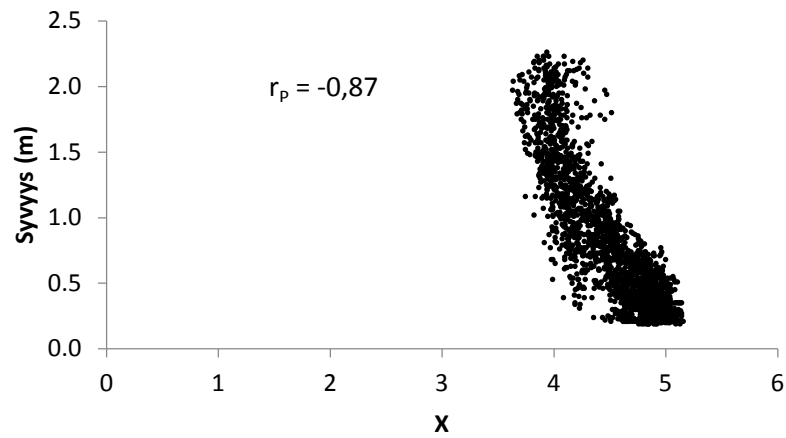
Flenerin (2013) kaavan avulla mitatun referenssisyvyyden ja ilmakuvien kuvapikselin heijastusarvon välille laskettiin lineaarinen riippuvuus käyttäen punaista aallonpituutta, joka absorboituu voimakkaimmin veden syvyyden kasvaessa (kuvat 28 ja 29). Lineaarisen suhteen (trendiviivan) avulla mallinnettiin syvyudet jokaiselle uoman pikselille.



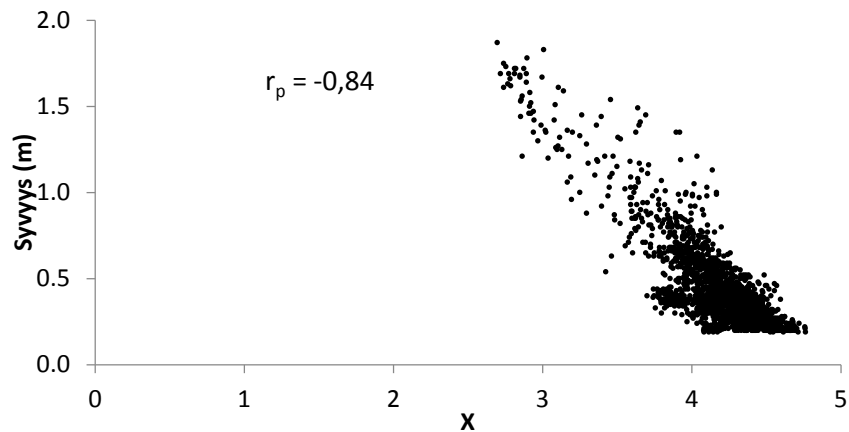
Kuva 26. Vuoden 2013 ilmakuvasta syvyysmallia varten rajattu vedenpinta sekä referenssi- ja validointimittaukset. Syvyysmallin referenssiaineisto (punainen) valittiin kauttaaltaan tutkimusalueelta ja validointiaineistoksi (sininen) valittiin pisteet syvänteiden ja kohoumien kohdilta. Syvyysmittaukset kerättiin akustisella virtaamamittarilla ja ilmakuva pienoishelikopterilla.



Kuva 27. Vuoden 2014 ilmakuvasta syvyyksensä varten rajattu vedenpinta sekä referenssi- ja validointimittaukset. Syvyyksensä referenssiaineisto (punainen) valittiin kauttaaltaan tutkimusalueelta ja validointiaineistoksi (sininen) valittiin mittauspisteet syvänteiden ja kohoumien kohdilta suoritetuista poikkileikkauksista (1-3). Syvyyksensä mittaukset on kerätty akustisella virtaamamittarilla ja ilmakuva pienoishelikopterilla.

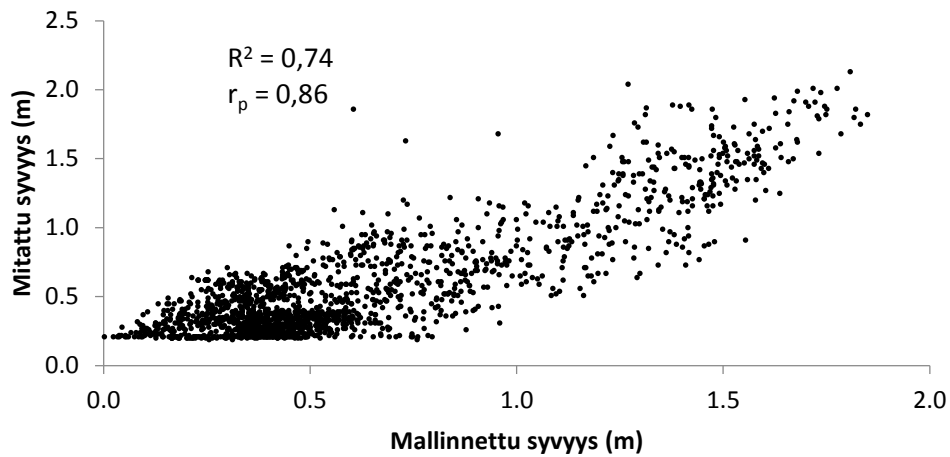


Kuva 28. Referenssisyvyyden ja X:n välinen riippuvuus sekä korrelaatio vuoden 2013 syvyysmallissa. Syvyyden ja X:n välisen lineaarisen suhteen avulla mallinnettiin syvyysarvot jokaiselle uoman pikselille.

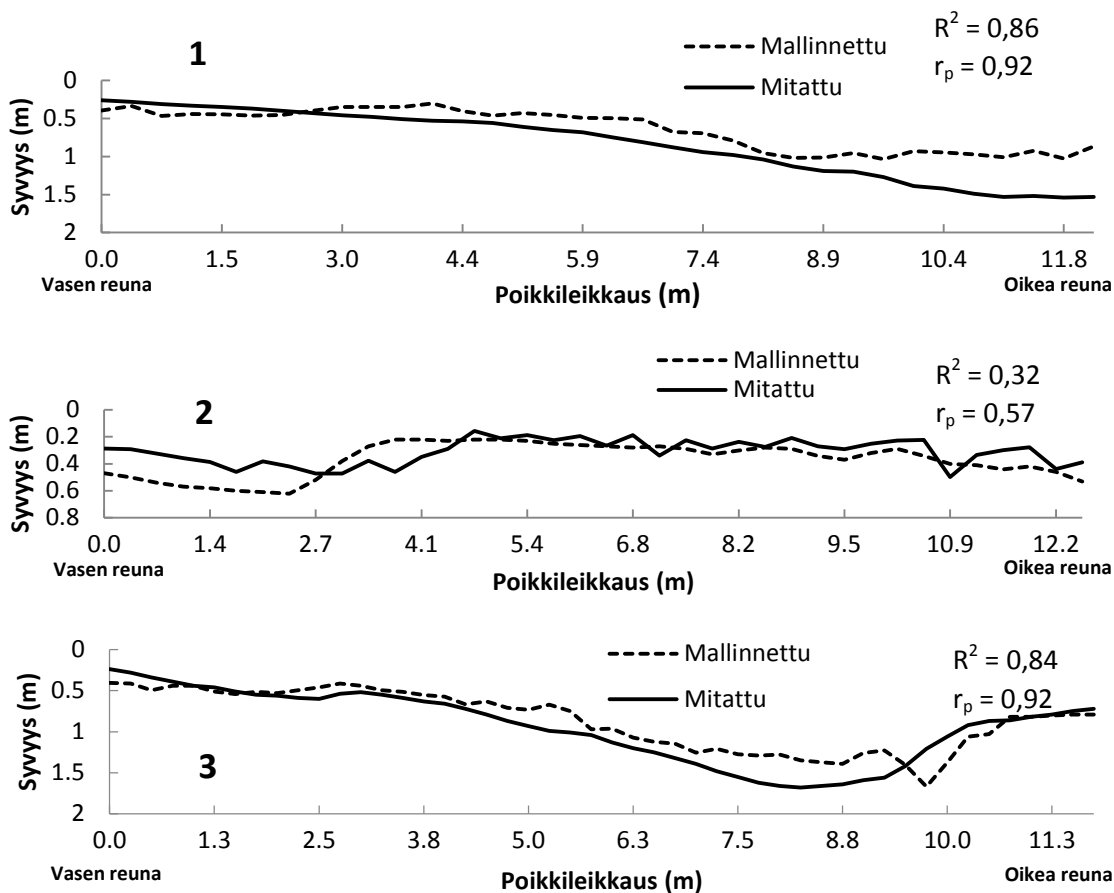


Kuva 29. Referenssisyvyyden ja X:n välinen riippuvuus sekä korrelaatio vuoden 2014 syvyysmallissa. Syvyyden ja X:n välisen lineaarisen suhteen avulla mallinnettiin syvyysarvot jokaiselle uoman pikselille.

Vuoden 2013 validointimittauksiksi valittiin mittauksia yhtäjaksoisesta uoman syvyysmittauksesta (kuva 26) ja vuoden 2014 validointimittauksiksi valittiin uoman eri osissa suoritettuja poikkileikkausmittauksia (kuva 27). Validointiaineistojen eroista johtuen myös validoinnin tarkastelu suoritettiin toisistaan poikkeavalla tavalla (kuvat 30 - 31). Vuoden 2013 syvyysmallia tarkasteltiin suhteessa 1778 pistemäiseen syvyysmittaukseen ja vuoden 2014 syvyysmallia kolmeen poikkileikkaukseen.



Kuva 30. Mitatun ja mallinnetun syvyyden välinen riippuvuus, selitysaste R^2 ja korrelaatio r_p vuoden 2013 syvyysmallille.



Kuva 31. Mitatun ja mallinnetun uoman poikkileikkaukset (kuva 27, 1 – 3), selitysaste R^2 ja korrelaatio r_p vuoden 2014 syvyysmallille.

Validoinnin tueksi syvyysmallille laskettiin parametrit, joiden avulla mallien tarkkuutta arvioitiin (taulukko 2): RMSE, pearsonin korrelaatio (r_p) ja R^2 . RMSE (*Root Mean Square Error*) kuvaa kahden eri aineistojen välistä eroa. RMSE laskettiin mallinnettujen ja mitattujen syvyyksien välille. RMSE:n vaihteluväli on 0 – 1 ja se kertoo mitattujen ja mallinnettujen syvyysarvojen välisten erojen keskihajonnan kyseisessä mittayksikössä.

Mitä lähempänä arvo on nollaa sitä vähemmän mitatut syvyydet eroavat mallin trendiviivan mukaan lasketuista syvyyksistä.

Pearsonin korrelaatio (r_p) mittaa aineistojen välistä lineaarista korrelaatiota. Korrelaatiokerroin vaihtelee -1 ja 1 välillä. Mitä lähempänä korrelaatioluku on joko -1 tai 1 sitä paremmin aineistot korreloivat keskenään.

Selitysaste (R^2) puolestaan mittaa mallin ”istuvuutta” eli miten hyvin malli sopii tarkasteltavaan tilanteeseen. Toisin sanoen, miten hyvin kyseisellä mallilla voidaan mallintaa koko uoman syvyysarvoja. Mitä lähempänä arvo on lukua 1, sitä parempi malli on ja tällöin lineaarinen riippuvuus on vahva ja sitä isomman osan malli pystyy selittämään arvojen vaihtelusta. Esimerkiksi mallin selitysaste 0,742 selittää 74,2 % kaikesta vaihtelusta.

Taulukko 2. Syvyysmallien tarkkuutta kuvaavat parametrit. RMSE:n, selitysasteen (R^2) ja pearsonin korrelaation (r_p) lisäksi taulukkoon listattu minimi- (D_{min}), keskiarvo- (D_{mean}) ja maksimi- (D_{max}) erot mallinnettujen ja mitattujen syvyyksien välillä.

Malli	RMSE	R^2	r_p	D_{min}	D_{mean}	D_{max}
Syvyysmalli 2013	0,22	0,74	0,86	-0,68	-0,04	1,26
Syvyysmalli 2014	0,21	0,85	0,92	-0,83	0,08	0,67

Mallien validoinnin jälkeen jokaiselle uoman pikselille laskettiin syvyysarvo mallien mukaisesti. Mallinnetut syvyysarvot muutettiin korkeusarvoiksi vedenpinnan korkeus- ja RTK-GPS -mittausten pohjalta interpoloidun vedenpinnan tason avulla, joka vastasi ilmakehän korkeutta vallitsevan vedenpinnan tasoa. Syvyysmallien arvot vähennettiin interpoloitujen vedenpintojen tasojen korkeusarvoista, jolloin syvyysarvot saivat korkeusarvot.

4.5 Liikkuva laserkeilaus

Koska ilmakuvat on otettu alhaisen virtaaman aikana, osa tulva-aikana veden alle jääneistä alueista (esimerkiksi särkät) olivat vedenpinnan yläpuolella. Koko aktiivisen uoman muutostulkinnan mahdollistamiseksi vedenpäälliset osat mitattiin liikkuvalla laserkeilaimella (kuva 32). Laserkeilauskampanjat suoritettiin molempina syksyinä matalan veden aikaan (kuvat 15 ja 16) ja samanaikaisesti ilmakehän korkeuskampanjan kanssa. Vuoden 2013 laserkeilaus suoritettiin 11 – 13. 9, jolloin laserkeilaimen alustana käytettiin reppua (eng. *backpack based mobile laser scanning*) (kuva 32, A). Vuoden 2014 keilauskampanjan aikana (19 – 20.9) laserkeilain oli kiinnitettynä veneeseen (kuva 32, B).



Kuva 32. Laserkeilauskampanjoiden aikana käytetyt alustat. Liikkuva laserkeilaus voidaan suorittaa reppukeilauksena (A) tai veneestä (B). Laserkeilaimen lisäksi laitteisto koostui IMU-yksiköstä ja GPS:stä. Aineiston rekisteröinnin tarkkuusarviointia varten maastoon sijoitettiin tähyspalloja.

Liikkuvan laserkeilauksen laitteistoon kuului keilaimen lisäksi GPS-paikannin sekä IMU-yksikkö, joka korjaa liikkeestä - eritoten keilaimen kallistuksesta - aiheutuvia virheitä. Laserkeilauskampanjan aikana maastoon sijoitettiin tähyspalloja laserkeilauksen pistepilven tarkkuusarviointia varten. Tähyspalloja sijoitettiin uoman eri osiin joko kolmijalkojen tai mittakeppien päälle. Tähyspallujen tarkka sijainti mitattiin RTK-GPS:llä. Laserkeilaukset ja aineistojen jälkikäsitteily suorittivat Paikkatietokeskuksen tutkijat.

Ennen laserkeilausaineiston ja ilmakuviin perustuvien syvyysmallien yhdistämistä laserkeilaus pistepilvestä rajattiin ylimääräiset kohteet/alueet pois manuaalisesti. Kyseisiä kohteita/alueita olivat uoman vedenpinnasta aiheutuneet satunnaiset heijastukset, puusto sekä uoman aktiivisen osan ulkopuoliset alueet.

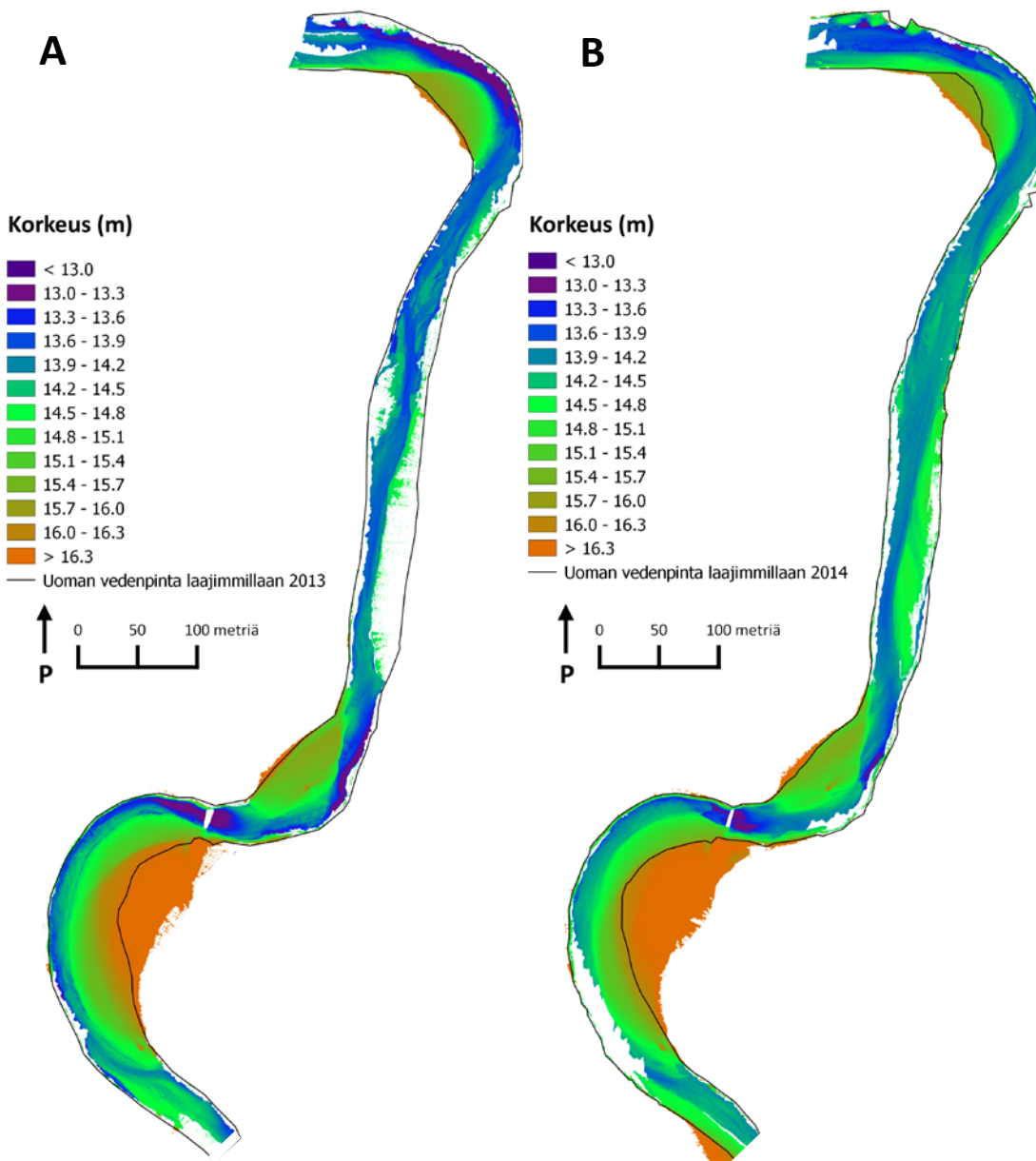
4.6 Ilmakuviin perustuvien syvyysmallien ja liikkuvan laserkeilausaineistojen yhdistäminen ja käsittely

Syksyjen korkeusmallit tehtiin yhdistämällä liikkuvan laserkeilauksen (pistepilvi) ja ilmakuvapohjaisen syvyysmallin aineistot. Molempien vuosien korkeusmallien resoluutioksi valittiin 0,2 m, ilmakuvan resoluution keskiarvottamisen takia. Paikkatietokeskuksen tuottaman laserkeilausaineiston pistepilven resoluutio oli huomattavasti suurempi ennen keskiarvottamista, mutta tutkimukseni kannalta tarpeeton.

Ilmakuviin perustuvien syvyysmallien ja laserkeilausaineistojen yhdistäminen toisiinsa vaati useamman toimenpiteen ennen kuin yhtenäinen korkeusmalli oli valmis. Haasteeksi muodostuivat vesirajan läheisyydessä sijainneet alueet, kuten uoman keskikohdissa sijainneet särkät, jossa osa syvyysmallin ja laserkeilausaineiston pisteistä osuivat päällekkäin. Tällöin syvyysmallien pisteet poistettiin manuaalisesti, koska lähtökohtaisesti laserkeilausaineistojen tarkkuus oli parempi kuin syvyysmallien.

Pisteiden päällekkäisyys johtui pääosin vesipinnan manuaalisesta rajaamisesta aiheutuvista epätarkkuuksista syvyyksimallin työstövaiheessa, sillä visuaalista eroa vesi- ja maanpinnan välille oli paikoin vaikea rajata, vettyneen maanpinnan ja joen kirkasvetisyyden takia. Rajausongelmasta johtuen rantaviivan tuntumaan jäi myös osittain tyhjiä alueita. Kyseiset alueet interpoloitiin TIN-menetelmällä (*Triangulated Irregular Network*), joka laskee arvot tyhjille alueille perustuen vierekkäisten pisteiden arvoihin ilman että lähtöaineiston resoluutio heikkenee. TIN-menetelmän parametrit valittiin siten, että isommat alueet, kuten ilmakuvan varjoista johtuvat tyhjät alueet, eivät saaneet korkeusarvoja, mutta pienemmät vesirajan tuntumassa olevat alueet saivat. Isojen alueiden, jotka sijaitsivat varjoissa lähellä uoman reunaa, interpolointi olisi aiheuttanut paikoitellen merkittäviä virheitä korkeusarvoihin, mikä olisi samalla vaikuttanut muutostulkintaan. Näin ollen lopullisiin korkeusmalleihin jäi paikoitellen melko isoja alueita, joilla ei ole korkeusarvoja. Molempien vuosien korkeusmalleissa esiintyy alueita, joille ei saatu mitattua arvoa kummallakaan menetelmällä, johtuen joko ilmakuvan varjoalueista tai laserkeilauksen katvealueista. Esimerkiksi osa särkistä jäi katvealueelle.

Lopuksi TIN-mallit muutettiin rasteripinnoiksi, joiden lopulliseksi resoluutioksi valittiin 0,2 m. Kyseisellä resoluutiolla saatiin luotua yhtenäiset korkeusmallit molemmille vuosille (kuva 33) – pois lukien ilmakuvissa varjojen peittämät ja lasersäteiden ulottumattomissa olleet alueet.



Kuva 33. Vuoden 2013 (A) ja vuoden 2014 (B) korkeusmallit. Uoman vedenalainen osa mallinnettiin ilmakuvista ja uoman vedenpäällinen osa mitattiin liikkuvalla laserkeilauksella. Lopullisissa korkeusmalleissa on yhdistettynä molemmilla menetelmillä tuotetut aineistot. Korkeusmallien resoluutio on 0,2 m.

4.7 Aineistojen analysointi

Muutostulkintaa varten mittaustuloksista laskettiin erotuskuvat (taulukko 3). Erotuskuvien avulla muutoksen voimakkuuden ja ajallinen tarkastelu oli mahdollista. Muutosta tarkasteltiin sekä visuaalisesti että numeerisesti. Jokaiselle erotuskuvalle laskettiin kasautumisen ja kulumisen yhteenlaskettu arvo, muutoksen keskiarvo ja alle 0,2 metrin muutoksien osuus koko muutoksesta (taulukko 4). Lukuarvojen avulla tulkittiin uoman muutosta, muutoksen voimakkuutta sekä kulumisen ja kasautumisen välistä suhdetta yhdessä visuaalisen tarkastelun kanssa.

Taulukko 3. Muutostarkastelua varten lasketut erotuskuvat eri ajankohdille. Erotuskuvat laskettiin vuoden 2013 ja 2014 avovesikausille (sisältäen tulvahuiput), 2013 – 2014 talvelle, yhdelle vuodelle sekä koko mittausajanjaksolle.

Erotuskuvat	Aineisto 1	Pvm	Aineisto 2	Pvm
Muutos vuoden 2013 avovesikautena	Korkeusmalli 2013	12.9.2013	Syvyysmalli 2013	15.5.2013
Muutos talvella 2013 – 2014	Syvyysmalli 2014	17.5.2014	Korkeusmalli 2013	12.9.2013
Muutos vuoden 2014 avovesikautena	Korkeusmalli 2014	19.9.2014	Syvyysmalli 2014	17.5.2014
Uoman vuotuinen muutos 2013 – 2014	Korkeusmalli 2014	19.9.2014	Korkeusmalli 2013	12.9.2013
Uoman muutos koko mittausaikana	Korkeusmalli 2014	19.9.2014	Syvyysmalli 2013	15.5.2013

Erotuskuvien paras spatiaalinen resoluutio saatiin uoman vuotuiselle muutokselle (syksy 2013 ja syksy 2014), jonka lähtöaineistoina olivat molempien vuosien yhtenäiset korkeusmallit. Muiden erotuskuvien spatiaalinen resoluutio rajoittui virtausprofiilimittarilla suoritettuihin mittauksiin. Erotuskuvat visualisoitiin kuvaamaan kasautumisen ja kulumisen välistä suhdetta.

Kohoumien ja syvänteiden muutosta tarkasteltiin syvyys- ja korkeusmalleista visuaalisesti. Tarkastelussa kiinnitettiin huomiota syvänteiden ja kohoumien sijaintiin uomassa sekä niiden vertikaaliseen ja horisontaaliseen muutokseen.

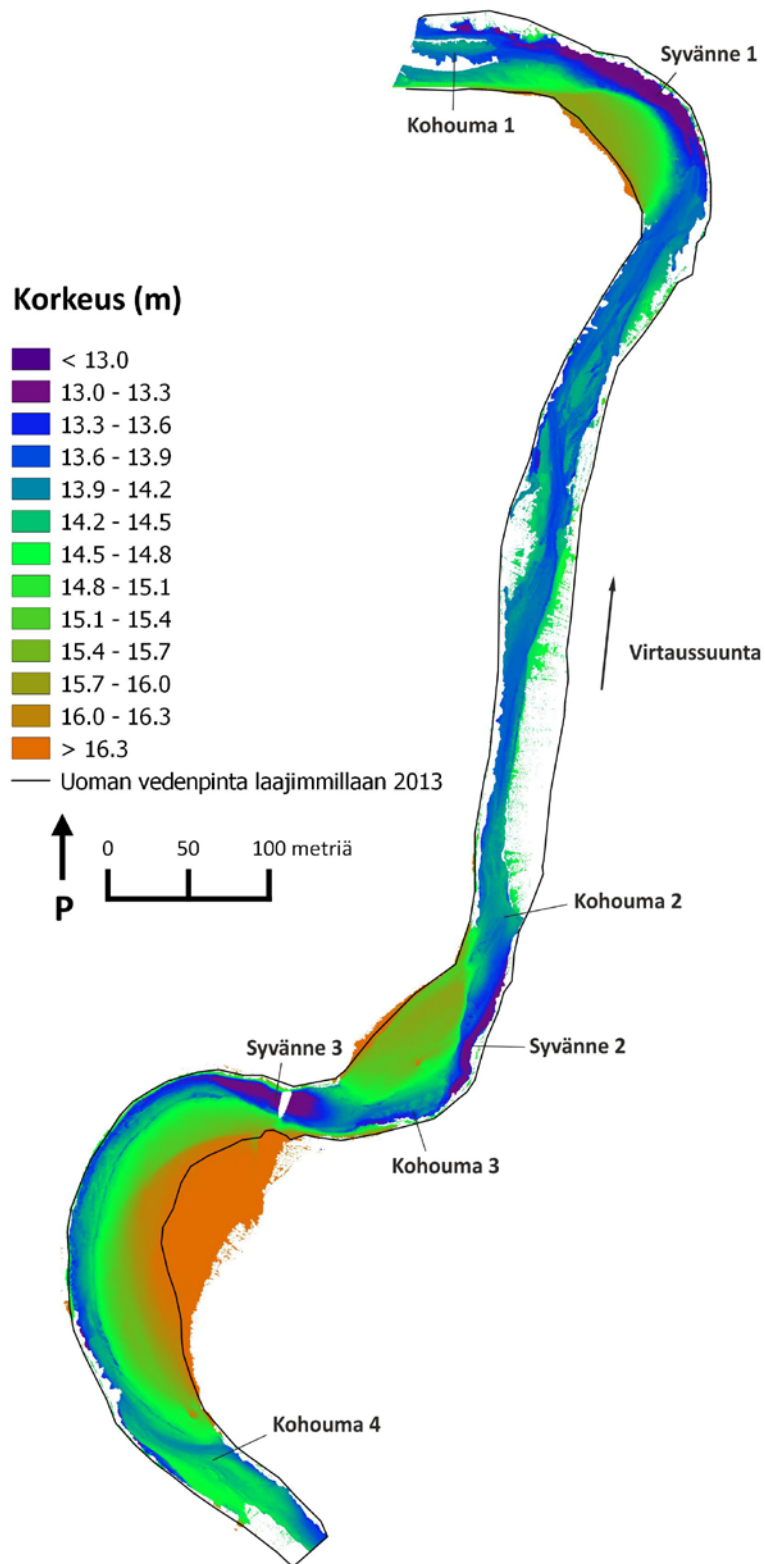
Pystyäkseni vastaamaan toiseen päätutkimuskysymyksistäni tutkin pohjanläheisiä virtausolosuhteita eri virtaamilla. Tarkastelemani virtausalueet valikoituivat kohoumien ja syvänteiden sijainnin perusteella. Pääpaino keskittyy virtausnopeuksiin ja niiden väliseen suhteeseen kohoumilla ja syvänteillä.

5 Tulokset

5.1 Syvänteiden ja kohoumien sijainnit uomassa

Korkeus- ja syvyysmalleista nähdään selkeästi uoman geomorfologia sekä syvänteiden ja kohoumien sijainnit uomassa. Tutkimusalueella sijaitsi kolme syvänettä (kuva 34): alajuoksun puoleisen meanderikaarten ulkoreunalla (syväne 1), keskimmäisen meanderikaarten ulkoreunassa (syväne 2) ja kahden yläjuoksun puoleisen meanderikaarten välissä (syväne 3). Kyseiset syvänteet oli havaittavissa jokaisena mittausajankohtana, ja niiden sijaintikin pysyi lähes samana, lukuun ottamatta syksyn 2014 alajuoksun puolista syvänettä, joka oli täyttynyt lähes kokonaan vuoden 2014 syksyyn mennessä.

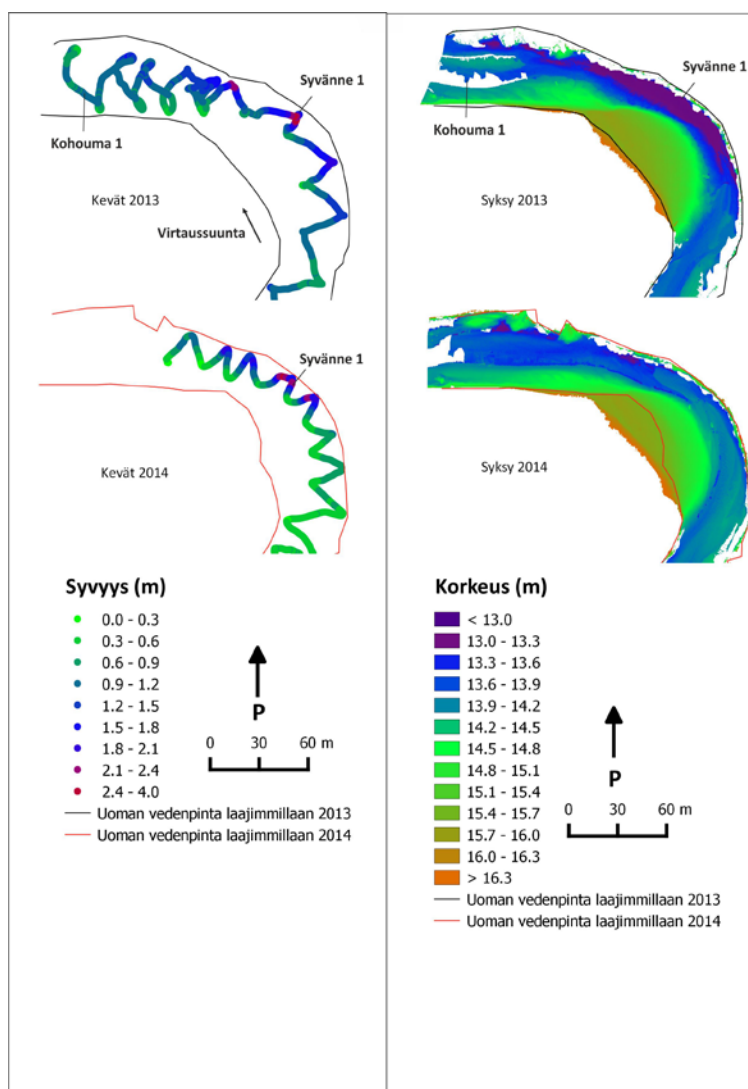
Kohoumat sijaitsivat pääosin meanderikaarteiden yhteydessä syvänteiden tapaan. Alajuoksun puoleisen meanderikaarteiden loppuosan yhdysosalla sijaitsi kohouma vuonna 2013 (kohouma 1). Kohouma jatkui yläjuoksun puoleisen meanderikaarten särkältä alajuoksun puoleisen meanderikaarten särkälle (tutkimusalueen ulkopuolella). Seuraava merkittävä kohouma sijaitsi yläjuoksulla keskimmäisen meanderikaarten alajuoksun puolella (kohouma 2), jossa uoma oikeni. Kohouma jatkui meanderikaarten särkältä kohti uoman oikealla reunalla alajuoksun puolella sijaitsevaa reunasärkkää. Lisäksi samaisen meanderikaarten yhteydessä kahden syvänteen väliin jäävällä alueella sijaitsi kohouma (kohouma 3). Meanderikaarten särkkä ikään kuin jatkui veden alla uoman poikki vastarannalle. Lisäksi aivan tutkimusalueen yläjuoksulla sijaitsi kohouma (kohouma 4), joka myös sekin kahden meanderikaarten välisellä yhdysosalla (yläjuoksun puoleinen meanderikaarte tutkimusalueen ulkopuolella).



Kuva 34. Kohoumien ja syvänteiden sijainnit uomassa syksyllä 2013. Kohoumat sijaitsivat pääosin meanderikaarteiden yhdysosilla ja syvänteet puolestaan meanderikaarteiden ulkoreunoissa. Lisäksi uoman suoralla osuudella oli havaittavissa reunasärkkiä. Pohja-aineistona vuoden 2013 korkeusmalli.

5.1.1 Syvänteiden ja kohoumien muutos

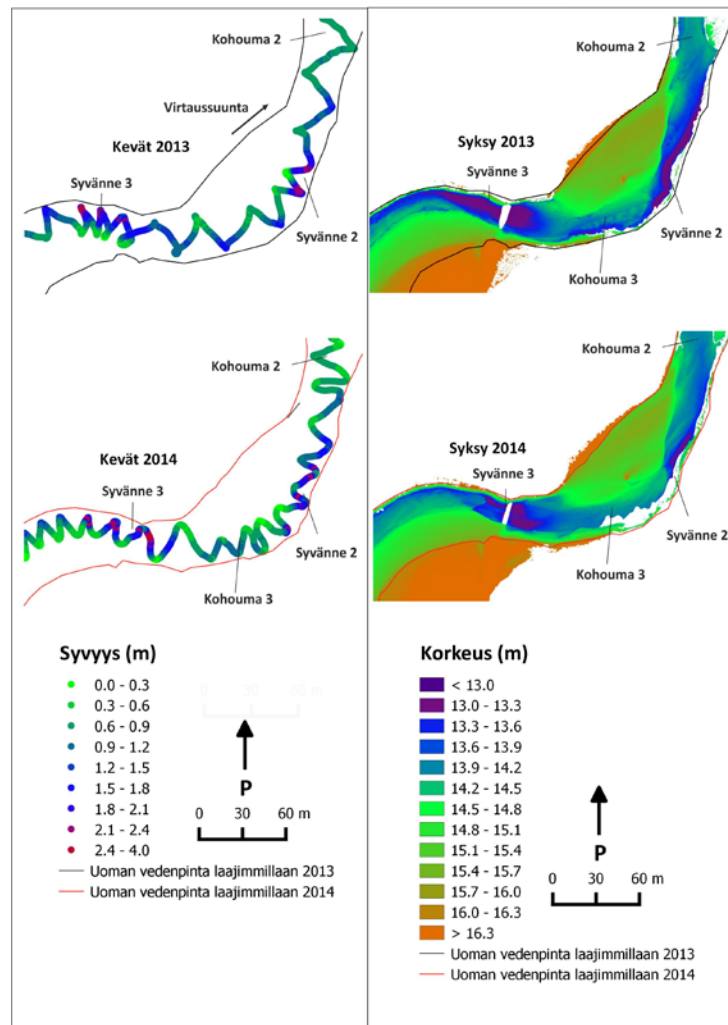
Tutkimusjakson aikana syvänteiden ja kohoumien sijainnit vaihtelivat vähän. Vuoden 2013 syksyyn saakka laaja syvänte (syvänte 1) sijaitsi alajuoksun meanderikaarten ulkoreunassa (kuva 35). Syvänte oli pienentynyt vuoden 2014 kevääseen mennessä ja saman vuoden syksyllä koko syvänte oli kauttaaltaan hävinnyt, lukuun ottamatta pieniä syvempiä kohtia ulkokaarten läheisyydessä. Meanderikaarten alajuoksulla oli havaittavissa kohouma (kohouma 1) vuoden 2013 syksyllä, joka on myös hävinnyt syksyyn 2014 mennessä. Syksyllä 2013 meanderikaarteessa oli havaittavissa siis selkeä syvänte ulkokaarteessa ja kohouma alajuoksun puolella. Kuitenkin syksyllä 2014 tilanne oli kääntynyt päinvastaiseksi eli uoman syvempi kohta sijaitsi alajuoksun yhdysosalla ja matalampi osa meanderikaarten ulkoreunassa (kuva 35).



Kuva 35. Kohoumien ja syvänteiden sijainnit eri mittausajankohdilla tutkimusalueen alajuoksun puoleisella meanderikaarteella. Kevään syvyysmallit kerättiin akustisella virtausprofiilimittarilla ja syksyn korkeusmallit ilmakeihin perustuvista syvyysmalleista ja laserkeilausaineistoista. Kevään arvot ilmoitettu syvyysarvoina visuaalisen tulkinnan parantamiseksi syvänteiden ja kohoumien välillä, jolloin syvimät ja matalimmat kohdat erottuivat toisistaan paremmin.

Keskimmäisen meanderikaarteeseen ulkokaarteeseen jäävä syväne (syväne 2) pysyi paikallaan koko mittausjakson ajan, mutta sen koko vaihteli (kuva 36). Yläjuoksun meanderikaarteeseen loppuosassa sijaitseva syväne (syväne 3) pienentyi huomattavasti koko mittausjakson aikana. Vielä 2013 syksyllä ulottui laajemmin yläjuoksulle päin muistuttaen luonnontilallisen meanderikaarteiden syvänteiden sijaintia. Vuoden 2014 syksyyn mennessä syväne oli ”liikkunut” kohti kaarteiden loppuosaa ja pienentynyt merkittävästi.

Kahden edellä mainittujen syvänteiden väliin - meanderikaarteiden yhdysosaan - muodostui 2013 kevään jälkeen kohouma (kohouma 3) (tavallaan kuin meanderisärkän vedenalainen jatke) (kuva 36). Kohouma pysyi paikallaan mittausjakson loppuajan. Lisäksi keskimmäisen meanderikaarteiden alajuoksun puolella sijaitseva kohouma (kohouma 2) koko mittausjakson ajan ilman suurempia muutoksia.



Kuva 36. Kohoumien ja syvänteiden sijainnit eri mittausajankohdilla tutkimusalueen yläjuoksun puoleisilla meanderikaarteilla. Kevään syvyysmallit kerättiin akustisella virtausprofiilimittarilla ja syksyn korkeusmallit ilmakeinon perustuvista syvyysmalleista ja laserkeilausaineistoista. Kevään arvot ilmoitettu syvyysarvoina visuaalisen tulkinnan parantamiseksi syvänteiden ja kohoumien välillä, jolloin syvimät ja matalimmat kohdat erottuivat toisistaan paremmin.

5.2 Uoman vertikaalinen muutos

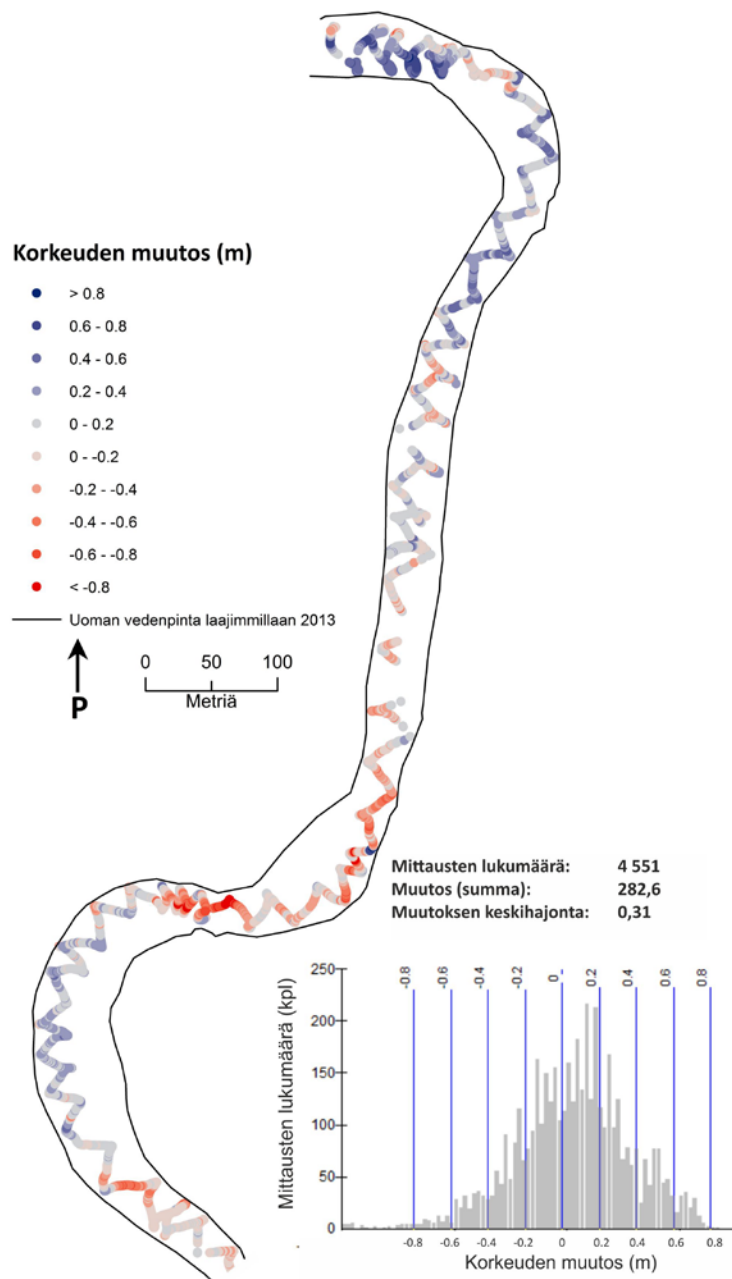
5.2.1 Koko uoman vertikaalinen muutos

Tutkimusalueen vertikaalista muutosta kunkin mittausjakson välillä tarkasteltiin sekä visuaalisesti että numeerisesti (kuvat 37 – 41 ja taulukko 4). Tarkastelu keskittyi kulumisen ja kasautumisen väliseen suhteeseen sekä voimakkaimmin muuttuneiden alueiden paikantamiseen.

Taulukko 4. Taulukossa on esitettyä koko uoman muutos eri ajankohtina. Vertikaalisen muutoksen kokonaisarvo kuvaa mittauspisteiden vertikaalisten muutoksien yhteenlaskettua arvoa (kuluminen + kasautuminen), keskiarvo kuvaa mittauspisteiden vertikaalisen muutoksien keskiarvoa ja <> 20 cm kuvaa kuinka suuri osa vertikaalisesta muutoksesta oli alle 20 cm. Mikäli vertikaalisen muutoksen kokonaisarvo on negatiivinen, uomassa tapahtunut enimmäkseen kulumista.

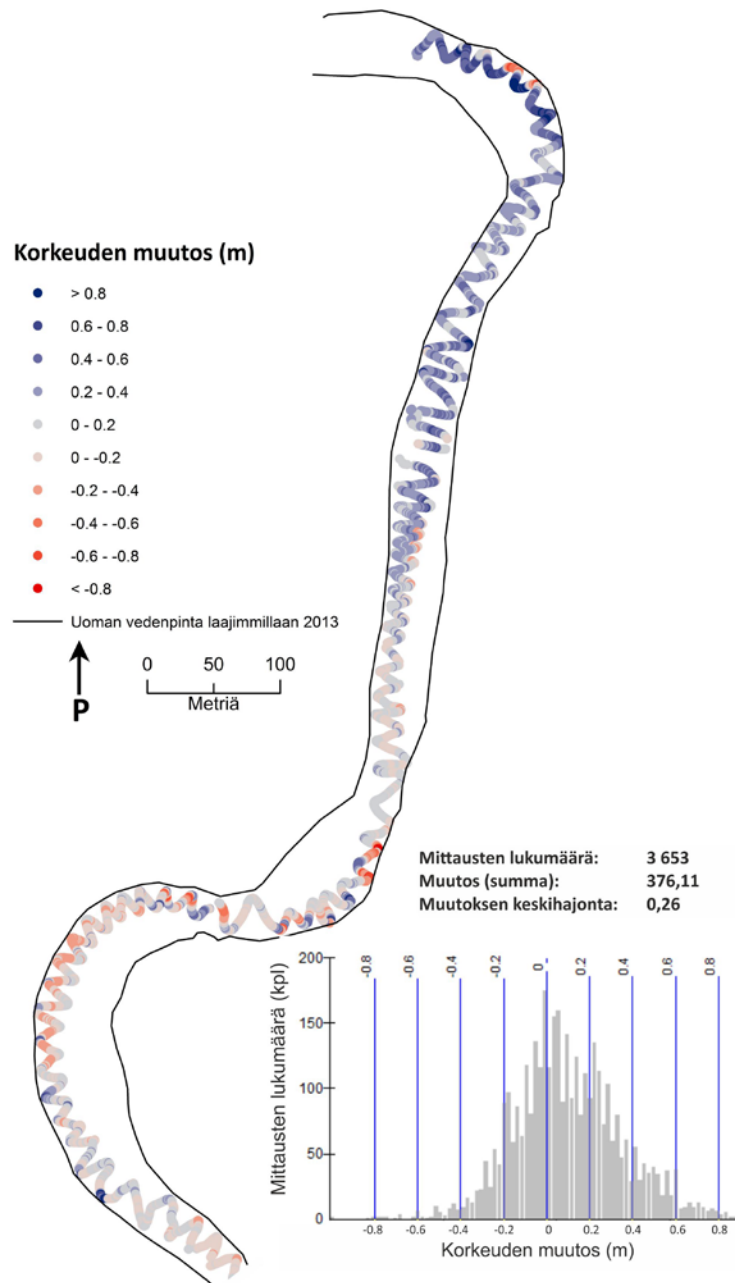
Ajankohta	Vertikaalisen muutoksen kokonaisarvo (m)	Muutoksen keskiarvo (m)	<> 20 cm
Avovesi 2013	282,6	0,25	48,0 %
Talvi 2013 – 2014	376,1	0,21	56,6 %
Avovesi 2014	-58,4	0,21	58,6 %
Syksy 2013 – syksy 2014	49 759,8	0,18	69,4 %
Koko mittausajanjakso	858,6	0,30	43,3 %

Avovesikauden 2013 aikana uoma muuttui merkittävimmin tutkimusalueen alajuoksun puolelta sekä ylimmän meanderikaarten alaosasta (kuva 37). Muilla alueilla muutos oli hillitympää. Muutoksen keskiarvo (vertikaaliset muutokset mittauspisteillä muutettu itseisarvoiksi ja itseisarvojen summa jaettu mittauspisteiden määrällä) oli 0,25 m (taulukko 4). Mitä suurempi lukuarvo luku sitä enemmän uoma muuttui. Avovesikauden 2013 aikana vertikaalinen muutos oli kasautumisvoittoista (282,6 m) (taulukko 4) eli uoman pohja kohosi enemmän kuin kului. Muutoksesta 48 % oli alle 20 cm.



Kuva 37. Vuoden 2013 avovesikauden aikainen muutos (tulva + kesä). Muutoskuvassa vähennetty vuoden 2013 syksyn korkeusmallin (laserkeilaus ja ilmakeiäin perustuva syvyysmalli) korkeusarvoista vuoden 2013 kevään syvyysmittauksen (akustinen virtausprofiilimittaus) korkeusarvot. Punainen väri kuvaa kulumista ja sininen kasautumista. -20 – 20 cm muutos visualisoitu harmaalla sävyillä. Histogrammi kuvaa muutoksen jakautumista eri luokkiin.

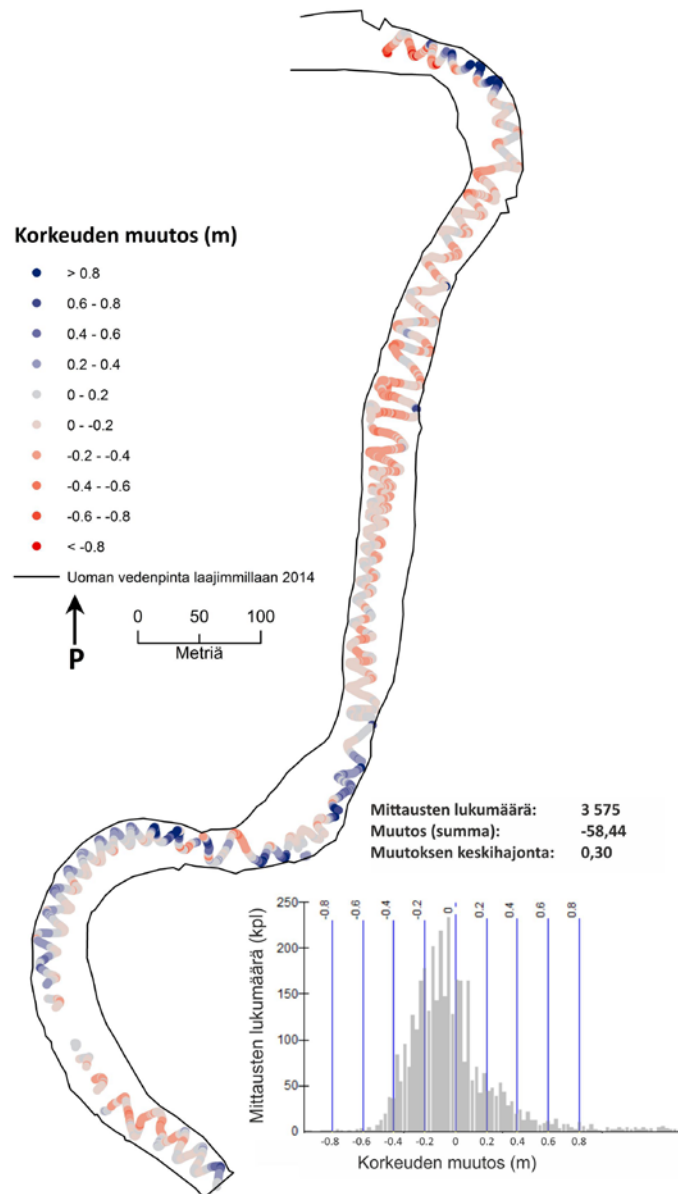
Talvella 2013 – 2014 muutos oli vähäistä (kuva 48, taulukko 4). Muutoksesta noin 57 % oli alle 20 cm, muutoksen keskiarvon ollessa 0,21 m. Kasautuminen oli voimakkaampaa kuin kuluminen (arvo 376,11). Kasautuminen oli melko voimakasta tutkimusalueen alaosassa lukuun ottamatta alajuoksun puoleisen meanderikaarteiden ulkokaarteiden kapeaa aluetta, jossa esiintyi kulumista. Yläjuoksun puolella uoman muutos oli vähäisempää ja pääosin kulumisvoittoista. Voimakkaimmillaan kulumista tapahtui yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden ulkoreunoissa.



Kuva 38. Vuoden 2013 ja 2014 välisen talven aikainen muutos. Muutoskuvassa vähennetty vuoden 2014 kevään syvyysmittauksista (akustinen virtausprofiilimittaus) syksyn 2013 korkeusmallin (laserkeilaus ja ilmakeilaus perustuva syvyysmalli) korkeusarvot. Punainen väri kuvaa kulumista ja sininen kasautumista. -20 – 20 cm muutos visualisoitu harmaan sävyillä. Histogrammi kuvaa muutoksen jakautumista eri luokkiin.

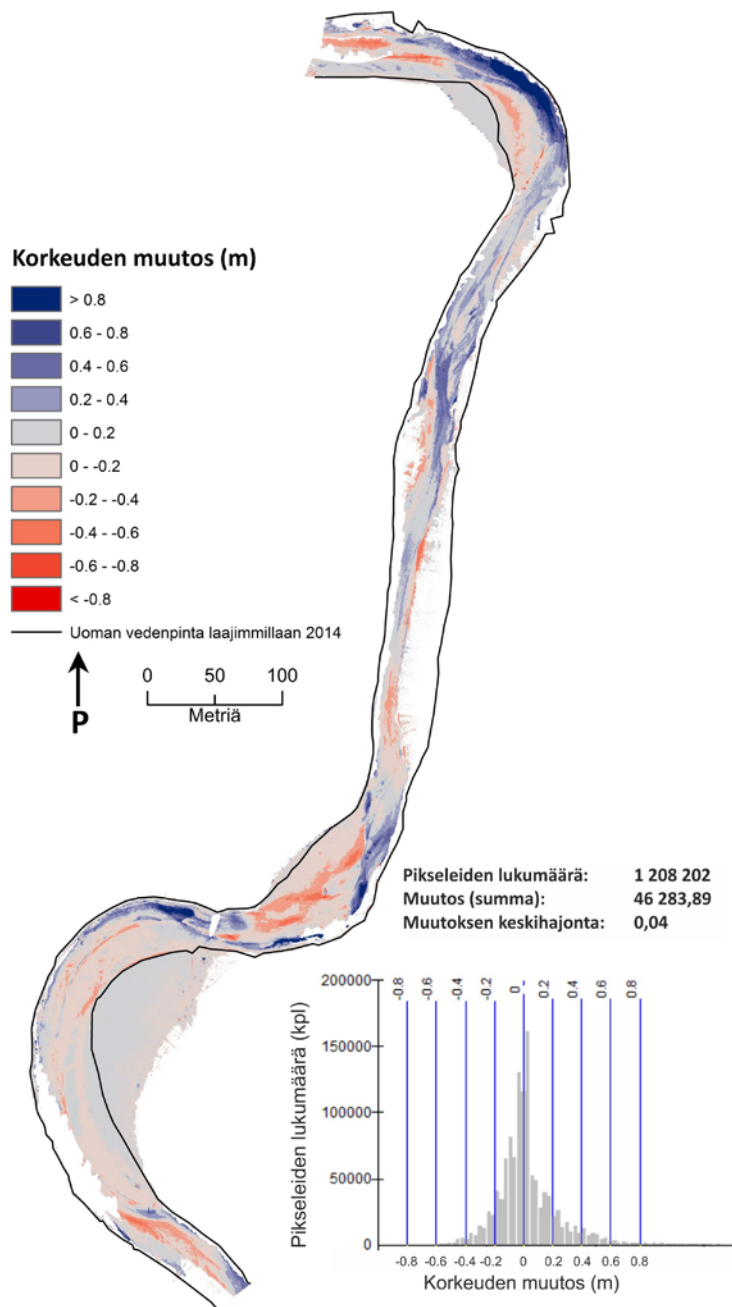
Vuoden 2014 avovesikauden aikainen vertikaalinen muutos oli lievästi negatiivinen eli kuluminen oli vallitsevaa (arvo -58,4) koko uomassa (taulukko 4). Myös kuvan 39 histogrammista nähdään kulumisen olleen kasautumista voimakkaampaa. Kasautuminen oli kuitenkin paikoitellen (meanderikaarteiden ulkoreunat) erittäin suurta verrattuna kulumiseen. Kulumista tapahtui selvästi laajemmalla alueella kuin kasautumista (kuva 39).

Muutoksen keskiarvo oli 0,21 m ja vajaa 59 % muutoksesta oli alle 20 cm (taulukko 4). Muutos oli melko lievää lähes koko tutkimusalueella lukuun ottamatta meanderikaarteiden ulkoreunoja. Valtaosa tutkimusalueen kulumisesta tapahtui alajuoksun puoleisella osuudella. Voimakasta kasautumista esiintyi meanderikaarteiden ulkoreunoissa, mikä selittää myös isojen kasautumisarvojen esiintymisen histogrammissa (kuva 41). Kasautuminen oli kuitenkin paikallista ja kohdistui pienille alueille, joten niiden vaikutus uoman kokonaismuutoksessa jäi pienemmäksi verrattuna laajoilla alueilla tapahtuneeseen kulumiseen.



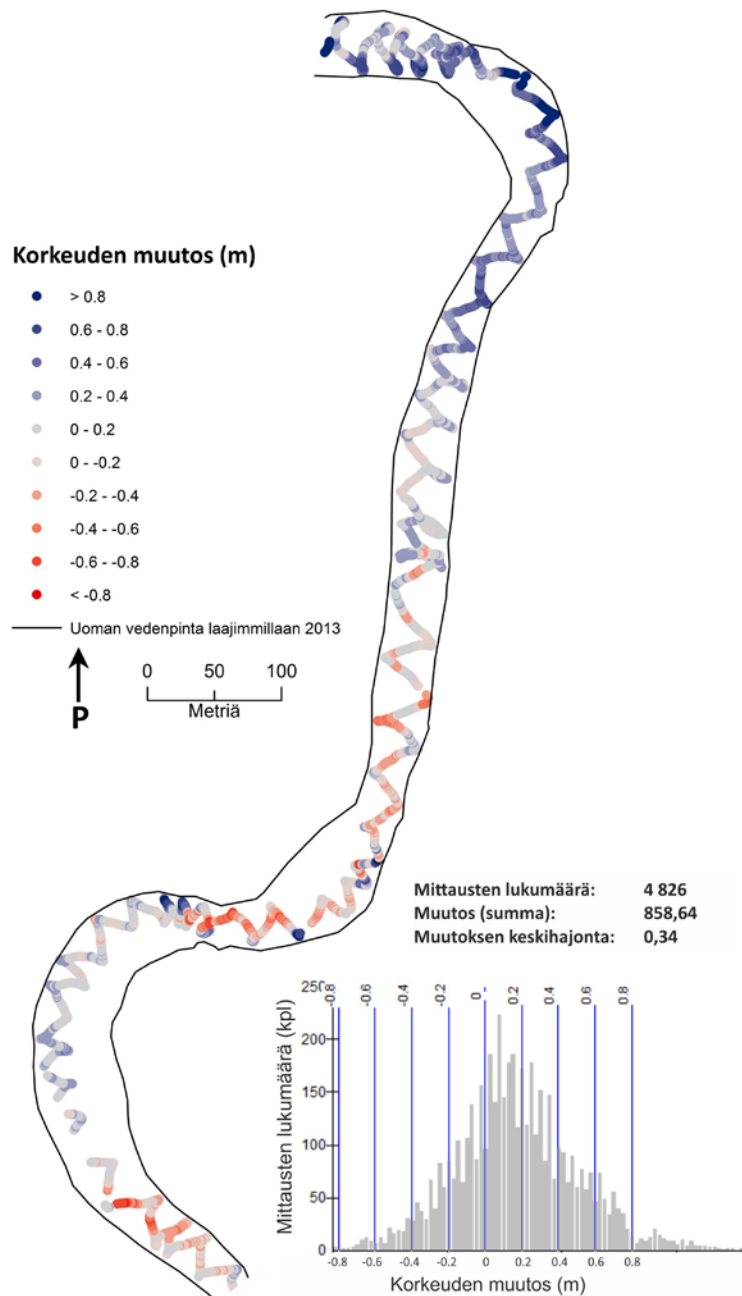
Kuva 39. Vuoden 2014 avovesikauden aikainen muutos (tulva + kesä). Muutoskuvassa vähennetty vuoden 2014 syksyn korkeusmallin (laserkeilaus ja ilmakeiäin perustuva syvyysmalli) korkeusarvoista vuoden 2014 kevään syvyysmittauksen (akustinen virtausprofiilimittaus) korkeusarvot. Punainen väri kuvaa kulumista ja sininen kasautumista. -20 – 20 cm muutos visualisoitu harmaan sävyillä. Histogrammi kuvaa muutoksen jakautumista eri luokkiin.

Yhden kokonaisen vuoden aikana (syksy 2013 – syksy 2014) tutkimusalueen uoman pohjalle kasautui hiekkaa kulumista voimakkaammin (arvo 49 759,8) (kuva 42 ja taulukko 4). Muutoksesta vajaa 70 % oli alle 20 cm. Kyseisessä muutoskuvassa on kuitenkin mukana isoja alueita, jotka eivät olleet kuluttavan veden vaikutuksen alaisena, joten kyseinen 70 % alle 20 cm muutosta ei voida pitää uoman muutoksen kannalta luotettavana. Muutoksen keskiarvo oli noin 18 %, mikä selittyy pääosin särkkien mukana olosta. Jokaisen meanderikaarten ulkoreunoissa, joissa syvänteet sijaitsivat syksyllä 2013, tapahtui voimakasta kasautumista. Kuluminen oli merkittävä puolestaan särkillä ja kohoumilla (kuva 40). Merkittävimmät kulumiskohdat sijaitsivat meanderikaarteiden sisäreunoissa, sekä heti meanderikaarteiden jälkeisillä yhdysosilla (kuva 40), jossa sijaitsivat tutkimusalueen kohoumat syksyllä 2013.



Kuva 40. Yhden vuoden aikana tapahtunut muutos (2013 syksy – 2014 syksy). Muutoskuvassa vähennetty vuoden 2014 syksyn korkeusmallin (laserkeilaus ja ilmakeiilä perustuva syvyysmalli) korkeusarvoista vuoden 2013 syksyn korkeusmallin (laserkeilaus ja ilmakeiilä perustuva syvyysmalli) korkeusarvot. Punainen väri kuvaa kulumista ja sininen kasautumista. -20 – 20 cm muutos visualisoitu harmaan sävyillä. Histogrammi kuvaa muutoksen jakautumista eri luokkiin.

Koko mittausajan (kevät 2013 – syksy 2014) aikainen muutos oli uomassa kasautumisvoittoista (arvo 858,6) (taulukko 4 ja kuva 41). Tutkimusalueen alajuoksun puoleiselle osuudelle kasautui kauttaaltaan sedimenttiä. Puolestaan kulumista tapahtui pääosin yläjuoksun puolella meanderikaarteiden yhdysosilla sijaitsevilla kohoumilla (kuva 41). Noin 43 % muutoksesta oli alle 20 cm. Keskiarvotettu muutos oli 0,3 m koko mittausaikana, mikä viittaa melko suuriin muutoksiin.

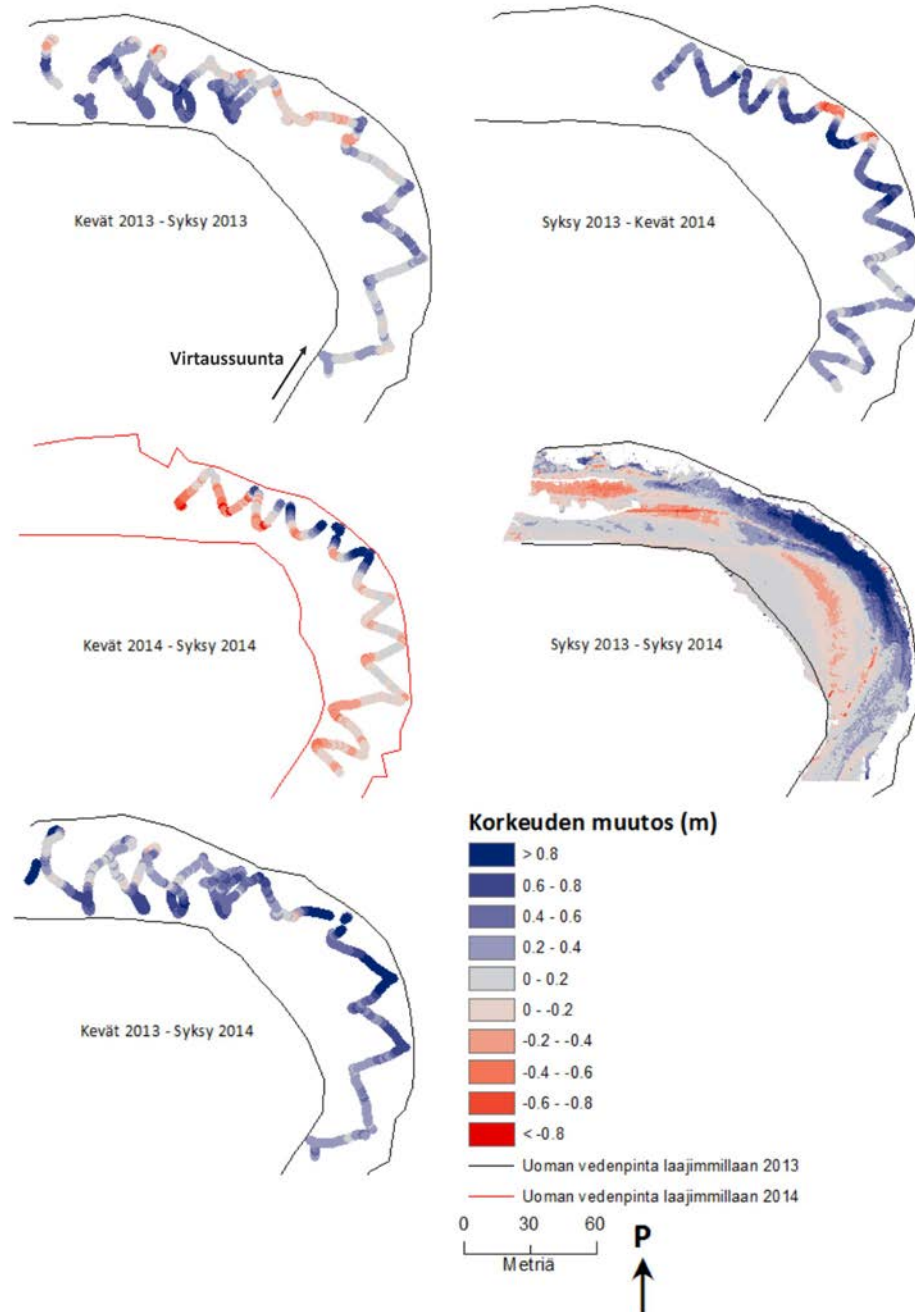


Kuva 41. Koko mittausjakson aikana tapahtunut muutos (2013 kevät – 2014 syksy). Muutoskuvassa vähennetty vuoden 2014 syksyn korkeusmallin (laserkeilaus ja ilmakuviin perustuva syvyysmalli) korkeusarvoista 2013 kevään syvyysmittauksen (akustinen virtausprofiilimittaus) korkeusarvot. Punainen väri kuvaa kulumista ja sininen kasautumista. -20 – 20 cm muutos visualisoitu harmaan sävyillä. Histogrammi kuvaa muutoksen jakautumista eri luokkiin.

Seuraavaksi tarkastelen uoman alueita, jossa muutokset ovat olleet voimakkaimpia. Nämä alueet olivat 1) alajuoksun puoleinen meanderikaarre, 2) keskimäinen meanderikaarre ja 3) yläjuoksun puoleisimman meanderikaarten loppuosa.

5.2.2 Alajuoksun puoleisen meanderikaartein vertikaaliset muutokset

Vuoden 2013 avovesikauden (kevät 2013 – syksy 2013) aikana merkittävin muutos tapahtui kaartein alaosassa, jonne kasautui sedimenttiä ja mahdollisesti muodostui kohouma (kuva 42). Kaartein muu osa pysyi melko muuttumattomana lukuun ottamatta lievää kulumista kaartein keskiosassa.



Kuva 42. Alajuoksun puoleisen meanderikaartein vertikaaliset muutokset eri ajankohtina. Muutoskuvat laskettiin vähentämällä ajankohtaisesti myöhemmän mittauksen arvoista aikaisemman mittauksen arvot. Paras spatiaalinen resoluutio on syksyjen välisessä erotuskuvassa, koska sekä 2014 ja 2013 syksyjen aineistot pohjautuvat laserkeilaukseen ja ilmakeinon perustuvaan syvyysmallinnukseen.

Talvella 2013 – 2014 (syksy 2013 – kevät 2014) meanderikaarteiden ulko-osaan kasautui sedimenttiä lähes koko matkalta, lukuun ottamatta ulkokaarteiden keskiosassa sijaitsevaa kapeaa kulumisaluetta (kuva 42). Tilanne muuttui melko päinvastaiseksi seuraavana kesänä (kevät 2014 – syksy 2014), jolloin muutokset olivat lähes peilikuvamaisia verrattuna talven muutoksiin. Avovesikautena 2014 kaarteiden loppuosassa tapahtui voimakasta kulumista ja kaarteiden alkuosassa lievää kulumista. Talvella 2013 – 2014 muodostunut ulkokaarteiden syvänteet madaltui voimakkaasti avovesikautena 2014 (kuva 42). Syksyjen välisenä aikana (syksy 2013 – syksy 2014) ulkokaarteiden syvänteeseen kasautui voimakkaasti ja laajalti sedimenttiä, suurimmillaan yli 0,8 m. Kulumista puolestaan esiintyi melko voimakkaana sekä alajuoksun puoleisella kohoumalla että sisäkaarteiden särkällä (kuva 42).

Koko mittausaikana (kevät 2013 – syksy 2014) meanderikaarteeseen kasautui kauttaaltaan sedimenttiä: voimakkaimmillaan kaarteiden ulkoreunaan sekä kaarteiden loppuosan sisäreunaan (kuva 42). Uoman pohja kohosi lievästi koko mittausaikana meanderikaarteiden loppuosassa, jossa vuoden 2013 aikana sijaitsi kohouma, vaikka syksyjen 2013 ja 2014 välisenä aikana alue kului voimakkaasti. Vuoden 2013 avovesikautena tapahtunut kasautuminen oli siis voimakkaampaa kuin sitä seuraavana vuonna tapahtunut kulumisen.

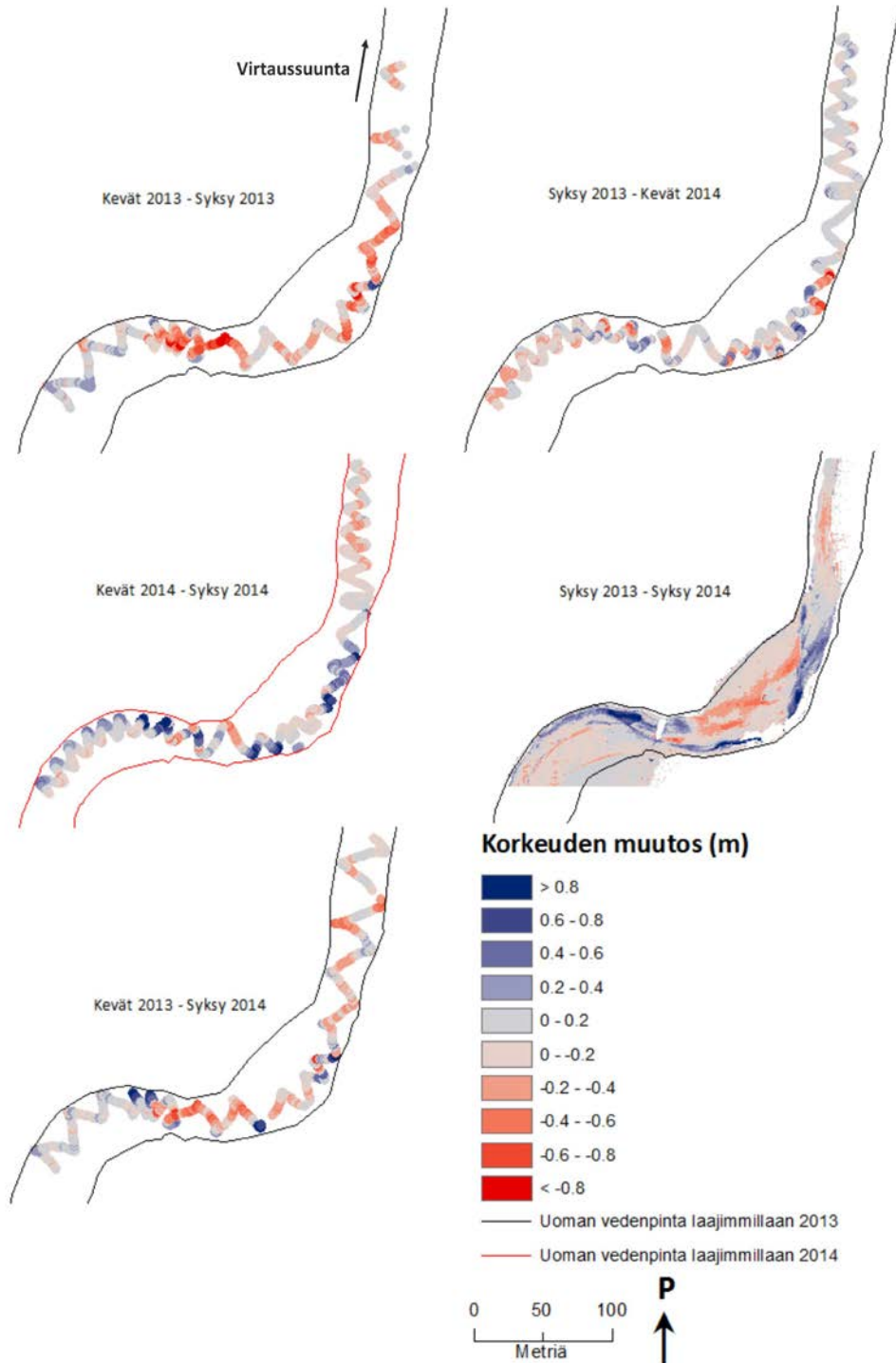
Meanderisärkkä kului voimakkaasti syksyjen 2013 ja 2014 välillä. Meanderikaarteiden alajuoksun puoleisen kohouman ja ulkokaarteiden syvänteiden muodostuminen ja säilyminen ei ollut tasaista vaan muutos on tapahtunut epätasaisesti ja vaihtelevasti eri aikoina (kuva 42).

5.2.3 Yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden vertikaaliset muutokset

Keskimmäisen ja yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden syvänteet muuttuivat melko voimakkaasti mittausjakson aikana (kuva 43). Molempien meanderikaarteiden ulkoreunan puoleiset pohjat kuuluivat voimakkaasti vuoden 2013 (kevät 2013 – syksy 2013) avovesikauden aikana. Kulumisen jatkui osittain vielä seuraavana talvena (syksy 2013 – kevät 2014) alajuoksun puoleisten meanderikaarteiden ulkoreunassa. Vuoden 2014 avovesikauden (kevät 2014 – syksy 2014) aikana tilanne uoman vertikaalisen muutoksen suhteen oli kutakuinkin päinvastainen edellisvuoden avovesitilanteeseen verrattuna (kuva 43).

Vuonna 2013 ulkokaarteisiin muodostuneet syvänteet täyttyivät vuoden 2014 avovesikautena. Syvänteisiin siis kasautui sedimenttiä melko voimakkaasti, etenkin yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden loppuosan syvänteiden alkuosaan. Vuoden 2013 avovesikaudella molemmat ulkokaarteet kuuluivat siis voimakkaasti, mutta puolestaan vuoden 2014 avovesikaudella ulkokaarteissa esiintyi voimakasta kasautumista. Yhden vuoden aikana (syksy 2013 – syksy 2014) tulvahuippuina vedenpinnan alle peittyvä keskimäinen meanderisärkkä kului voimakkaasti ja samanaikaisesti särkän

voimakkaan kulumisen kanssa ulkokaarteet mataloituivat voimakkaasti. Koko mittausajanjakson aikana (kevät 2013 – syksy 2014) meanderikaarteiden alueella kuluminen oli kasautumista voimakkaampaa ollen voimakkaimmillaan kaarteiden yhdysosalla (kuva 43). Myös keskimmäisen meanderikaarten alaosa kului lievästi ja tasaisesti koko mittausjakson ajan.



Kuva 43. Yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden vertikaaliset muutokset eri ajankohtina. Muutoskuvat laskettiin vähentämällä ajankohtaisesti myöhemmän mittauksen arvoista aikaisemman mittauksen arvot. Paras spatiaalinen resoluutio on syksyjen välisessä erotuskuvassa, koska sekä 2014 ja 2013 syksyjen aineistot pohjautuvat laserkeilaukseen ja ilmakuviin perustuvaan syvyysmallinnukseen.

5.3 Pohjanläheiset virtausnopeudet ja -suunnat

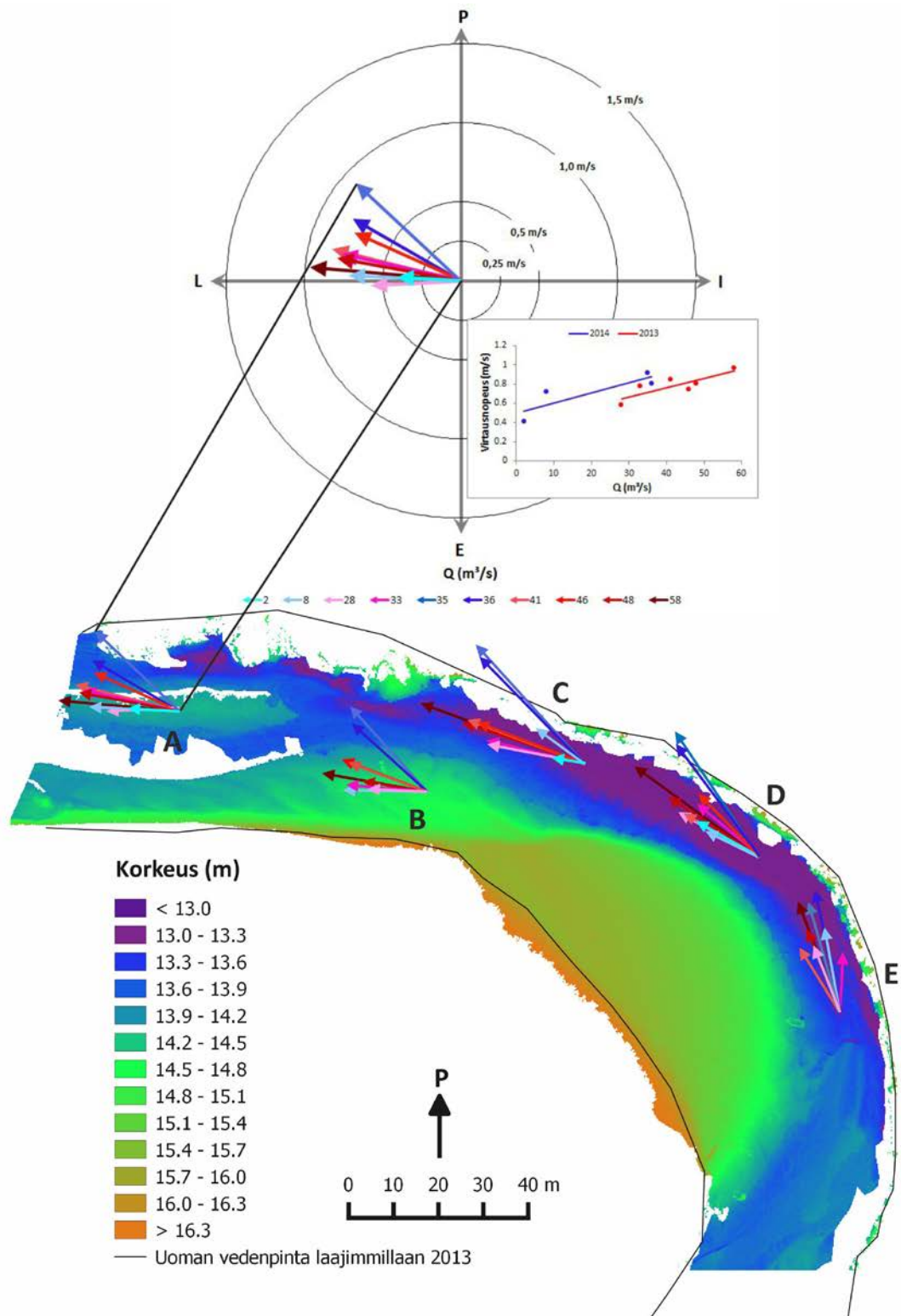
5.3.1 Kohoumien ja syvänteiden virtauskentät alajuoksun puoleisella meanderikaarteella

Meanderikaarten lopussa sijaitsevalla kohoumalla (A) pohjanläheiset keskiarvotetut virtaussuunnat (myöhemmin virtaussuunnat) olivat yhtenäisiä asettuen noin 270 ja 310° välille molempina vuosina (kuva 44 ja liite 1a). Vuoden 2014 virtaussuunnissa esiintyi selkein ero alhaisen ja korkean virtaamien välillä: noin 35 m³/s virtaamalla virtaus kääntyi enemmän kohti kaarteiden ulkoreunaa. Vuoden 2013 virtaussuunnat olivat yhtenäisempiä eikä virtaamalla ollut merkittävää vaikutusta virtaussuuntaan (liite 1a).

Pohjanläheiset keskiarvotetut virtausnopeudet (myöhemmin virtausnopeudet) kasvoivat virtaamien kasvaessa molempina vuosina. Vuoden 2013 virtausnopeudet olivat kauttaaltaan vuoteen 2014 verrattuna korkeammat (liite 1a). Vuoden 2013 50 – 60 m³/s virtaamalla esiintyivät samat virtausnopeudet kuin vuoden 2014 30 – 40 m³/s virtaamalla. Kyseisellä kohoumalla virtausnopeus ei ylittänyt millään mitatulla virtaamalla yli 1,0 m/s vaan suurimmillaan nopeus oli kevään 2013 tulva-aikana noin 0,96 m/s ja alhaisimmillaan syksyllä 2014 noin 0,41 m/s (liite 1a).

Meanderikaarten loppuosan sisäreunan (B) virtaussuunnat vaihtelivat noin 270 – 320° välillä (liite 1b). Alhaisen virtaaman aikana virtaus oli pääosin uoman suuntaista (kuva 44). Vuonna 2014 virtaaman kasvaessa virtaus kääntyi kohti uoman ulkoreunaa. Vuoden 2013 virtaussuunnat eivät muuttuneet eri virtaamilla, eli vastaavanlaista virran kääntymistä kohti ulkoreunaa ei tapahtunut.

Virtausnopeudet kasvoivat lievästi suhteessa virtaaman nousuun molempina vuosina, joten virtaaman kasvulla ei ollut suurta vaikutusta virtausnopeuksien kasvuun (liite 1b). Kyseiseltä alueelta ei ollut mittauksia alhaisimmilla virtaamilla. Virtausnopeuksissa oli selkeä ero vuosien välillä: vuonna 2014 noin 1,0 m/s virtausnopeus esiintyi jo 35 m³/s virtaamalla, kun puolestaan vuonna 2013 sama virtausnopeus esiintyi vasta vajaan 60 m³/s virtaamalla. Virtausnopeudet olivat kauttaaltaan alhaisempia vuonna 2013 kuin 2014 (liite 1b).



Kuva 44. Alajuoksun puoleisen meanderikaarteen virtauskentät kohoumilla (A ja B) ja syvänteillä (C-E). Tarkemmat tiedot virtauskentistä löytyvät liitteestä 1, joka kattaa kuvan suuntaruusun mukaiset virtauskentät jokaiselta mittausalueelta (A-E). Virtausnuolen suunta kertoo virtauksen kompassisuunnan, pituus virtausnopeuden ja väri virtaaman voimakkuuden ja mittausvuoden. Vuoden 2013 mittaukset on visualisoitu punaisen eri sävyillä ja 2014 mittaukset sinisen eri sävyillä. Virtaaman kasvaessa nuolen sävy tummenee. Kuvan diagrammissa on esitetty virtausnopeuden ja virtaamaan välinen suhde molempina vuosina.

Meanderikaarten syvänteen loppuosan (C) virtaus suunnat asettuivat noin 280 ja 320° välille (liite 1c ja kuva 44). Suurin ero muodostui vuoden 2014 virtaus suunnien välille, jolloin virtaaman kasvaessa virtaus suunnat kääntyivät kohti meanderikaarten ulkoreunaa. Alhaisen virtaaman aikana virtaus oli uoman suuntaista. Vuoden 2013 virtaus suunnat olivat tiiviisti pakkautuneet eikä virtaaman vaikutuksella ollut merkittävää vaikutusta virtaus suuntiin. Vuoden 2014 aikana virtaus kääntyi siis kohti ulkoreunaa huomattavasti enemmän kuin vuonna 2013 (kuva 44).

Molempina vuosina virtausnopeudet kasvoivat selkeästi suhteessa virtaamaan. Vuoden 2014 kevään virtausnopeudet kasvoivat nopeammin kuin kevään 2013 (liite 1c). Molempien mittausvuosien korkeimpien virtaamien aikana virtausnopeudet ylittivät yli 1,0 m/s: vuoden 2013 vajaan 60 m³/s virtaamalla noin 1,3 m/s ja vastaavasti vuoden 2014 35 m³/s virtaamalla noin 1,2 m/s. Alhaisimmillaan virtausnopeus oli syksyllä 2014 2 m³/s virtaamalla noin 0,3 m/s.

Meanderikaarten ulkoreunan syvänteen keskikohdassa (D) virtaus suunnat asettuivat noin 300 ja 330° välille eli pääosin uoman suuntaisesti (liite 1d ja kuva 44). Vuoden 2014 mittauksissa virtaaman kasvaessa virtaus suunta kääntyi kohti ulkoreunaa. Vuoden 2013 virtaus suunnissa puolestaan ei esiintynyt merkittäviä eroja.

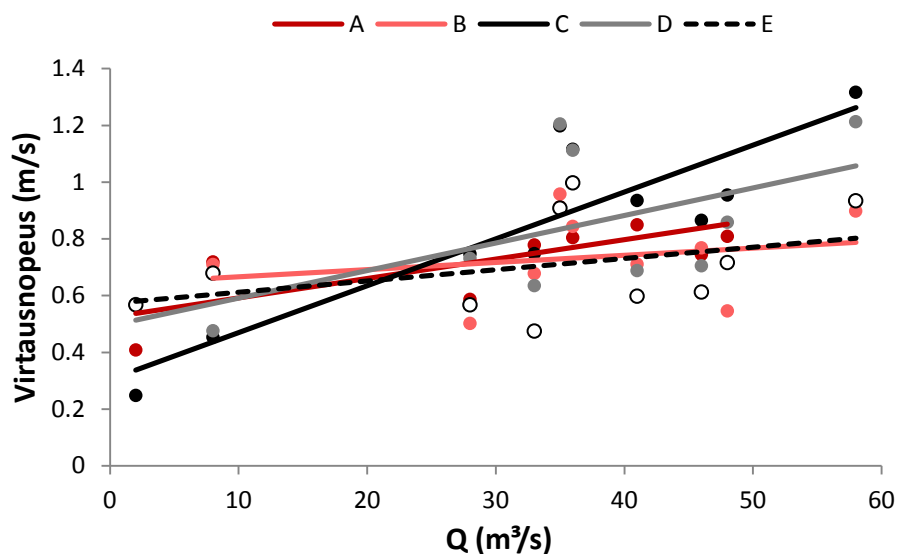
Virtausnopeudet kasvoivat virtaaman myötä. Kuten osa-alueilla A-C, myös syvänteen syvimmässä kohtaa oli vuosien välillä selkeä ero. Vuoden 2014 virtausnopeudet olivat kauttaaltaan huomattavasti suuremmat kuin vuonna 2013 (liite 1d). Vuoden 2014 35 – 36 m³/s virtaamalla virtausnopeudet olivat lähes samat kuin vuoden 2013 57 m³/s virtaamalla. Lisäksi vuonna 2014 virtausnopeudet olivat lähes kaksinkertaiset 35 m³/s virtaamalla vuoden 2013 virtausnopeuksiin verrattuna. Virtausnopeuksissa esiintyi siis merkittäviä eroja vuosien välillä. Kuten syvänteen loppupuolella myös syvänteen keskikohdassa virtausnopeudet ylittivät yli 1,0 m/s ollen suurimmillaan noin 1,2 m/s sekä vuoden 2014 35 m³/s virtaamalla että vuoden 2013 57 m³/s virtaamalla. Alhaisimmat virtausnopeudet - noin 0,5 m/s - esiintyivät vuoden 2013 syksyllä alle 10 m³/s virtaamalla (liite 1d)

Meanderikaarten syvänteen alkupään (E) virtaus suunnat asettuivat noin 330 ja 360° välille (liite 1e ja kuva 44). Erityisesti vuoden 2014 virtaus suunnien väliset erot eri virtaamilla olivat pienentyneet verrattuna kaartein muihin osiin. Virtaus suunnat pysyivät siis yhtenäisinä sekä kaikilla virtaamilla että vuosien välillä.

Virtausnopeudet kasvoivat lievästi suhteessa virtaaman kasvuun, mutta kasvu oli hitaampaa verrattuna syvänteen muihin osiin (liite 1e). Erot alhaisen virtaaman ja korkean virtaaman nopeuksissa oli noin 0,5 m/s vuonna 2013 ja 0,4 m/s vuonna 2014. Korkean virtaaman aikana nopeudet jäivät alle 1,0 m/s molempina vuosina, mikä eroaa syvänteen muista osista. Alhaisimmillaan virtausnopeudet olivat syksyllä 2014 2 m³/s virtaamalla noin 0,6 m/s ja vuoden 2013 33 m³/s virtaamalla noin 0,5 m/s (liite 1e).

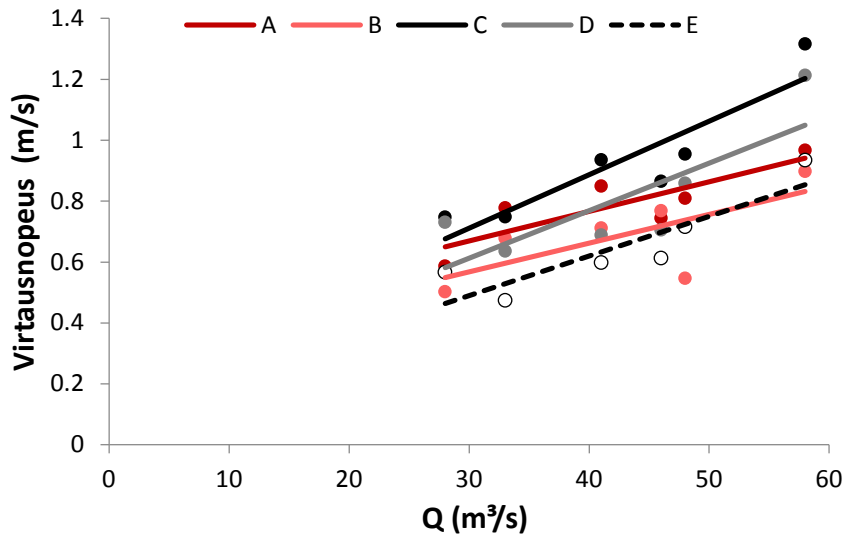
5.3.1.1 Alajuoksun puoleisten kohoumien ja syvänteiden virtausnopeudet

Meanderikaarten syvänteen loppupään (C, kuva 44) virtausnopeudet kasvoivat voimakkaimmin suhteessa virtaaman nousuun (kuva 45). Syvänteen loppupäässä esiintyivät sekä hitaimmat että voimakkaimmat virtausnopeudet. Virtaaman vaikutus nopeuden muutokseen oli vähäisintä meanderikaarten sisäkaarten loppuosan kohoumalla (B, kuva 44) sekä meanderikaarten ulkoreunan syvänteen alkuosassa (E, kuva 44). Meanderikaarten lopussa sijaitsevalla kohoumalla (A, kuva 44) virtausnopeudet kasvoivat virtaaman mukana, mutta hitaammin kuin ulkokaarten syvänteessä (C ja D). Hitaimmat virtausnopeudet esiintyivät syvänteessä alhaisilla virtaamilla ja puolestaan isoilla virtaamilla hitaimmat virtausnopeudet esiintyivät kohoumilla tai syvänteen alkupäässä meanderikaarten keskivaiheilla (kuva 45).

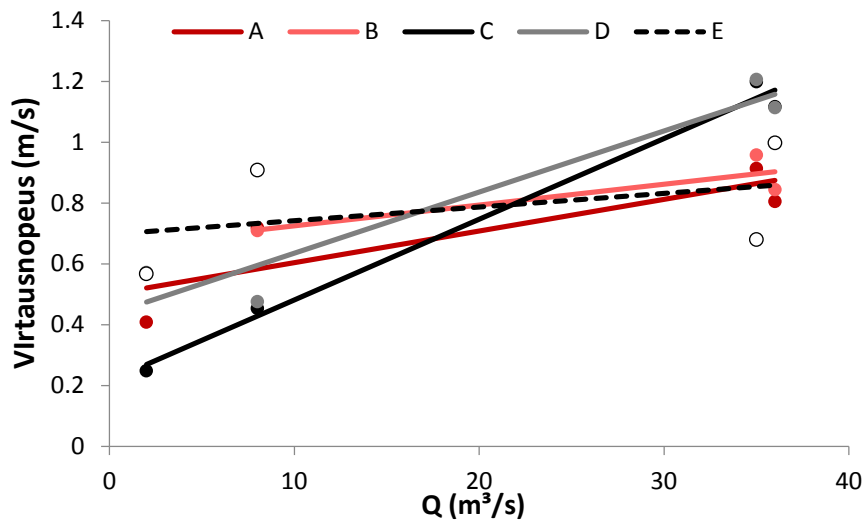


Kuva 45. Alajuoksun puoleisen meanderikaarten kohoumien ja syvänteen virtausnopeuksien välinen vertailu suhteessa virtaamaan koko mittausajalta. Kohoumat on merkitty punaisella ja syvänteen eri osat mustan sävyillä.

Vuonna 2013 virtausnopeudet pysyivät syvänteessä lähes kaikilla virtaamilla suurempana kuin kohoumilla (kuva 46). Puolestaan vuonna 2014 alhaisilla virtaamilla virtausnopeudet olivat syvänteissä hitaampia kuin kohoumilla, mutta isoilla virtaamilla syvänteiden virtausnopeudet olivat suurempia kuin kohoumilla (kuva 47). Vuonna 2014 syvänteen alkuosassa (E, kuva 44 ja 47) virtausnopeus kasvoivat vähiten suhteessa virtaaman nousuun.

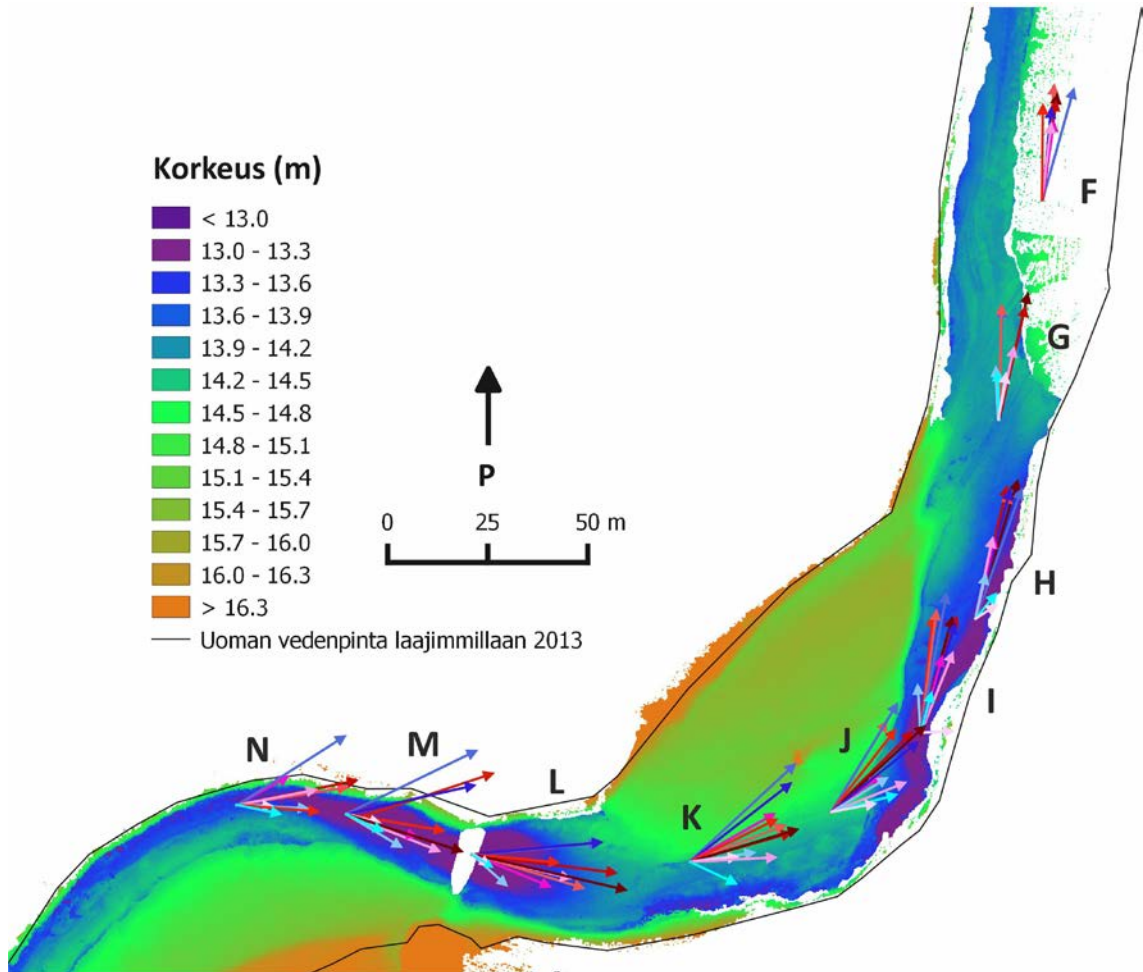


Kuva 46. Alajuoksun puoleisen meanderikaartein kohoumien ja syväntein virtausnopeuksien välinen vertailu suhteessa virtaamaan vuonna 2013. Kohoumat on merkitty punaisella ja syväntein eri osat mustan sävyillä. Vuoden 2013 virtausnopeudet kyseisen meanderikaartein yhteydestä mitattiin ainoastaan suurilla virtaamilla.



Kuva 47. Alajuoksun puoleisen meanderikaartein kohoumien ja syväntein virtausnopeuksien välinen vertailu suhteessa virtaamaan vuonna 2013. Kohoumat on merkitty punaisella ja syväntein eri osat mustan sävyillä.

5.3.2 Kohoumien ja syvänteiden virtauskentät yläjuoksun puoleisilla meanderikaarteilla



Kuva 48. Yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden virtauskentät kohoumilla (F, G, J ja K) ja syvänteillä (H, I ja L-N). Tarkemmat tiedot virtauskentistä löytyvät liitteestä 1. Virtausnuolen suunta kertoo virtauksen kompassisuunnan, pituus virtausnopeuden ja väri virtaaman voimakkuuden ja mittausvuoden. Vuoden 2013 mittaukset on visualisoitu punaisen eri sävyillä ja 2014 mittaukset sinisen eri sävyillä. Virtaaman kasvaessa nuolen sävy tummenee.

Meanderikaarteiden jälkeisellä suoralla sijaitsevan kohouman (F, kuva 48) virtaussuuntien vaihtelu oli vähäistä, noin 0 – 15° koko mittausaikana (liite 1f). Selkeää virtaussuuntien vaihtelua ei ollut havaittavissa eri virtaamilla eikä vuosien välillä. Virtausnopeudet jäivät kaikilla virtaamilla alle 1,0 m/s. Alhaisimmillaan virtausnopeudet olivat noin 0,6 m/s 28 m³/s virtaamalla vuonna 2013 (liite 1f). Virtausnopeudet kasvoivat lievästi virtaaman kasvaessa. Virtauskenttää ei mitattu matalilta virtaamilta vuonna 2014, jolloin veden pinta ei noussut kyseiselle särkälle.

Keskimmäisen meanderikaarteiden loppuosan kohoumalla (G, kuva 48) virtaussuunnat pysyivät noin 0 ja 14° välillä (liite 1g). Virtaaman vaikutus suuntiin oli vähäistä. Virtaaman kasvun myötä myös virtausnopeudet kasvoivat selkeästi (liite 1g). Suurin virtausnopeus mitattiin molempina vuosina suurimmalla virtaamalla, jolloin vuoden 2013 virtausnopeus oli noin 1,1 m/s ja vuoden 2014 virtausnopeus noin 0,9 m/s.

Alhaisimmat virtausnopeudet olivat noin 0,4 m/s alle 10 m³/s virtaamilla molempina vuosina. Kyseisellä mittausalueella vuosien väliset erot virtausnopeuksissa olivat pienimmät.

Keskimmäisen meanderikaarteiden loppuosan ulkoreunan syvänteen (H, kuva 48) virtaussuunnat kääntyivät kohti kaarteiden ulkoreunaa matalilla virtaamilla molempina vuosina. Puolestaan korkeilla virtaamilla virtaussuunnat pysyivät lähes muuttumattomina uoman suuntaisesti. Virtaussuunnat eivät eronneet merkittävästi vuosien välillä (liite 1h).

Virtausnopeudet kasvoivat selkeästi suhteessa virtaaman nousuun molempina vuosina. Vuonna 2014 virtausnopeudet kasvoivat muiden osa-alueiden tavoin nopeammin kuin vuonna 2013. Virtausnopeudet ylsivät molempina vuosina yli 1,0 m/s, ollen noin 1,2 m/s molempina vuosina. Kyseinen virtausnopeus mitattiin 35 m³/s virtaamalla vuonna 2014 ja vasta yli 50 m³/s virtaamalla vuonna 2013 (liite 1h).

Keskimmäisen meanderikaarteiden keskiosan ulkoreunan syvänteen (I, kuva 48) virtaussuunnat erosivat merkittävästi (noin 70°) alhaisen virtaaman ja yli 30 m³/s virtaamien välillä vuonna 2013 (liite 1i). Syksyllä 2013 alhaisen virtaaman aikana virtaussuunta oli lähes kohtisuorassa kaarteiden ulkoreunaan. Puolestaan syksyllä 2014 virtaussuunta oli kutakuinkin uoman suuntainen (I, kuva 48). Muuten virtaussuunnat olivat asettuneet yhtenäisesti noin 0-20° välille uoman suuntaisesti (liite 1i).

Virtausnopeudet kasvoivat virtaaman mukana molempina vuosina. Virtausnopeuksien kasvu hidastui virtaaman saavuttaessa noin 40 m³/s vuonna 2013, jonka jälkeen virtausnopeudet pysyvät tasaisina noin 0,9 – 1,0 m/s (liite 1i). Vuoden 2014 virtausnopeudet kasvoivat nopeammin suhteessa virtaamaan kuin vuonna 2013. Virtausnopeus oli suurimmillaan vuoden 2014 35 m³/s virtaamalla noin 1,1 m/s ja vuoden 2013 45 m³/s virtaamalla noin 1,0 m/s. Alhaisimmat virtausnopeudet - vajaa 0,4 m/s - esiintyvät alle 10 m³/s virtaamilla sekä vuonna 2013 että 2014 (liite 1i).

Keskimmäisen meanderikaarteiden sisäreunan kohoumalla (J, kuva 48) virtaussuunnat kääntyivät kohti pohjoista virtaaman kasvaessa sekä vuonna 2013 että 2014 (liite 1j). Matalilla virtaamilla virtaussuunnat olivat uoman suuntaiset. Virtaussuuntien välillä ei esiintynyt eroa vuosien välillä.

Virtaaman kasvaessa myös virtausnopeudet kasvoivat. Voimakkaimmillaan virtausnopeudet ylittivät molempina vuosina yli 1,0 m/s: vuonna 2013 vajaa 60 m³/s virtaamalla ja vuonna 2014 35 m³/s virtaamalla. Alhaisilla virtaamilla virtausnopeudet olivat molempina vuosina noin 0,5 m/s. Vuoden 2014 virtausnopeudet olivat vuoden 2013 virtausnopeuksia noin 0,2 m/s voimakkaampia samoilla virtaamilla (liite 1j).

Keskimmäisen meanderikaarteiden sisäreunan kohoumalla (K, kuva 48) virtaussuunnat muistuttivat osa-alueen J virtaussuuntia: virtaaman noustessa ja samalla veden pinnan noustessa virtaussuunnat kääntyivät enemmän kohti pohjoista sekä vuonna 2013 ja

2014 (liite 1k ja kuva 48). Alhaisilla virtaamilla virtaussuunnat olivat uoman suuntaiset. Virtaussuunnat kääntyivät vuoden 2014 aikana noin 50° ja vuonna 2013 noin 20°.

Vuoden 2014 virtausnopeudet olivat suurempia kuin vuoden 2013 nopeudet vaikka vuonna 2013 esiintyi suuremmat virtaamat. Voimakkaimmillaan virtausnopeudet olivat noin 1,2 m/s vuoden 2014 35 m³/s virtaamalla ja 0,9 m/s vuoden 2013 vajaa 60 m³/s virtaamalla. Virtausnopeudet kasvoivat virtaaman nousun myötä ja voimakkaammin vuonna 2014 kuin 2013. Molempien vuosien alhaisimmat virtausnopeudet mitattiin syksyisin ja ne olivat noin 0,43 m/s (liite 1k).

Meanderikaarteiden yhdysosalla sijaitsevan syvänteen loppuosan (L, kuva 48) virtaussuunnat vaihtelivat vuonna 2014 enemmän kuin vuonna 2013 (liite 1l). Alhaisilla virtaamilla vuoden 2014 suunnat olivat uoman suuntaiset - kohti kaakkoa, noin 125° - ja virtaaman kasvaessa suunnat kääntyivät kohti itää. Vuoden 2013 suunnat olivat asettuneet tasaisemmin, noin 90 ja 110° välille, eikä samanlaista selkeää kääntymistä havaittu (liite 1l).

Virtausnopeudet korreloivat hyvin virtaaman nousun kanssa. Muihin osa-alueisiin nähden vuosien välillä ei havaittu enää selkeää eroa virtausnopeuksissa. Voimakkain virtausnopeus, noin 1,3 m/s, esiintyi vuoden 2013 vajaan 60 m³/s virtaamalla. Molempina vuosina virtausnopeus ylitti 1,0 m/s. Alhaisimmat virtausnopeudet olivat 2 m³/s virtaamalla noin 0,2 m/s syksyllä 2013 ja 2014.

Virtaussuunnissa oli isoja eroja meanderikaarteen loppuosan syvänteen keskikohdassa (M, kuva 48). Virtausnopeuksien ollessa voimakkaimmillaan virtaussuunnat olivat kääntyneinä kohti uoman ulkoreunaa. Tämä tapahtui molempina vuosina, mutta erityisen voimakkaasti vuonna 2014 (liite 1m). Virtaussuunnissa oli siis selkeää kaksijakoisuus. Erot virtaussuunnissa olivat noin 70° vuonna 2014 jano 50° vuonna 2013.

Vuoden 2014 virtausnopeudet suhteessa virtaamaan kasvoivat nopeammin kuin vuoden 2013 virtausnopeudet. Virtausnopeudet ylittivät 1,0 m/s ollen suurimmillaan vuonna 2014 35 m³/s virtaamalla ja vuonna 2013 48 m³/s virtaamalla noin 1,25 m/s. Alhaiset virtausnopeudet mitattiin molempina vuosina syksyisin.

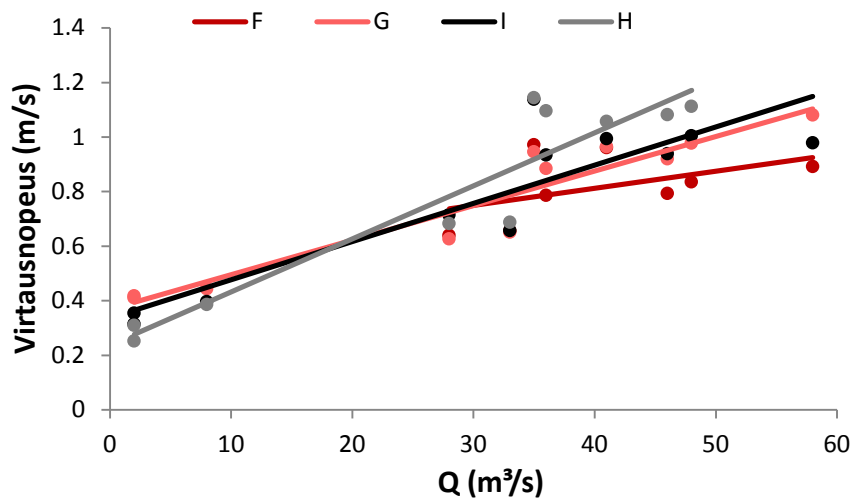
Yläjuoksun puoleisen meanderikaarteen ulkoreunan syvänteen alkupään (N, kuva 48) virtaussuunnat käyttäytyivät samanlaisesti kuin osa-alueilla M ja L vuonna 2014: virtaaman kasvaessa suunnat hakeutuivat enemmän kohti ulkoreunaa (liite 1n). Puolestaan vuonna 2013 samanlaista selkeää virtaussuuntien kääntymistä ei havaittu. Alhaisilla virtaamilla virtaussuunnat olivat uoman suuntaisia molempina vuosina (N, kuva 48).

Virtausnopeudet kasvoivat virtaaman nousun myötä. Vuoden 2014 virtausnopeudet kasvoivat voimakkaammin kuin vuoden 2013 ja ollen näin ollen virtausnopeuksissa oli vuosien välillä eroja. Voimakkaimmilla virtaamilla nopeudet ylittivät molempina

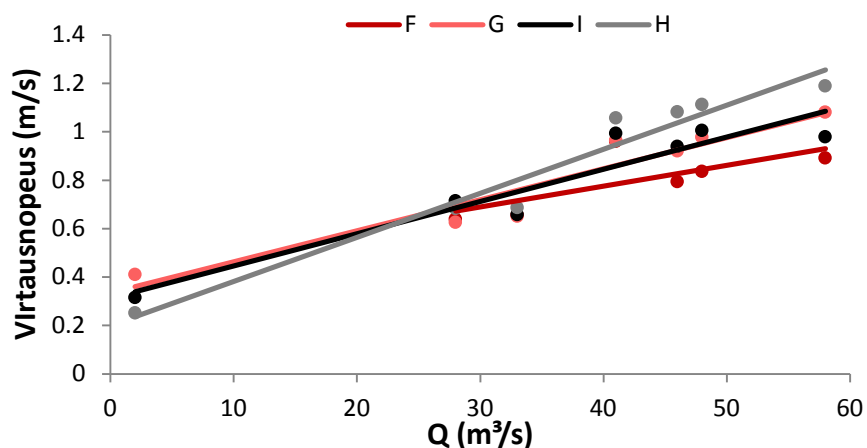
vuosina 1,0 m/s. Lievää virtausnopeuksien eroa esiintyi myös matalilla virtaamilla, jolloin alhaisimmat virtausnopeudet jäivät molempina vuosina alle 0,5 m/s. (liite 1n).

5.3.2.1 Yläjuoksun puoleisten kohoumien ja syvänteiden virtausnopeudet

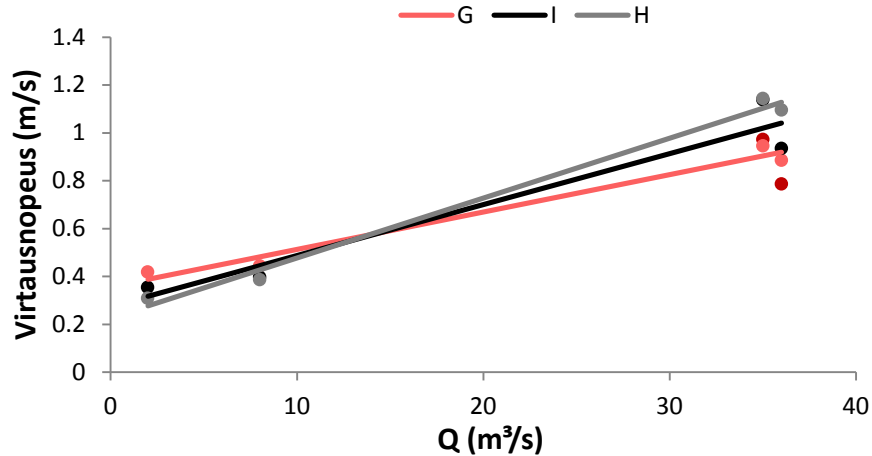
Keskimmäisen meanderikaarteen loppuosan läheisyydessä olevien osa-alueiden (G-I) sekä suoralla sijaitsevan särkän virtausnopeudet muuttuivat eri nopeuksilla virtaaman kasvaessa (kuvat 49 – 51). Alhaisella virtaamalla virtausnopeudet olivat nopeimmat kohoumilla molempina vuosina. Puolestaan suurilla virtaamilla virtausnopeudet olivat voimakkaammat syvänteillä kuin kohoumilla molempina vuosina. Syvänteiden (H ja I) virtausnopeudet kasvoivat siis voimakkaammin kuin kohoumien (F ja G) molempina vuosina.



Kuva 49. Keskimmäisen meanderikaarteen kohoumien ja syvänteiden (F-I) virtausnopeuksien vertailu suhteessa virtaamaan koko mittausajalta. Kohoumat on merkitty punaisella ja syvänteet mustan sävyillä.

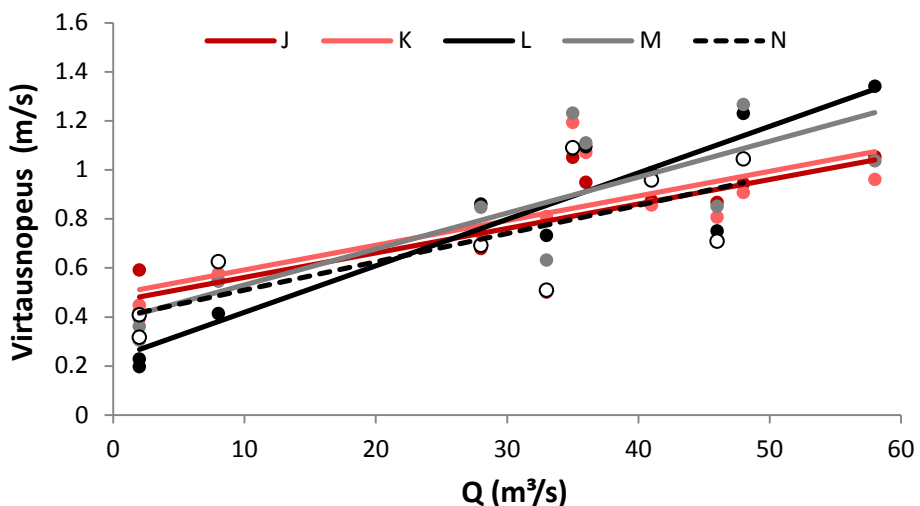


Kuva 50. Keskimmäisen meanderikaarteen kohoumien ja syvänteiden (F-I) virtausnopeuksien vertailu suhteessa virtaamaan vuonna 2013. Kohoumat on merkitty punaisella ja syvänteet mustan sävyillä.

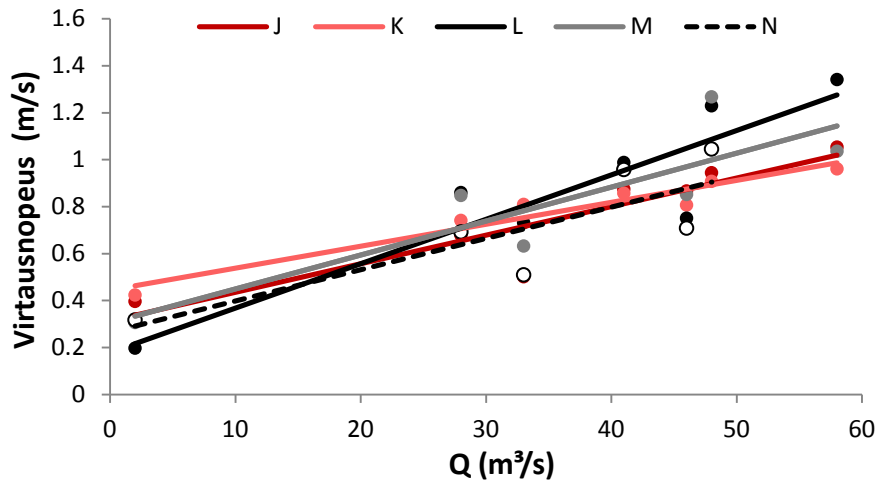


Kuva 51. Keskimmäisen meanderikaarteiden kohoumien ja syvänteiden (F-I) virtausnopeuksien vertailu suhteessa virtaamaan vuonna 2014. Kohoumat on merkitty punaisella ja syvänteet mustan sävyillä.

Keskimmäisen meanderikaarteiden yläjuoksun puoleisten alueiden (J ja K, kuva 48) sekä yläjuoksun puoleisen meanderikaarteiden loppuosan alueiden (L – M, kuva 48) virtausnopeudet suhteessa virtaamaan käyttäytyivät samanlaisesti kuin osa-alueilla F – I. Kyseisillä alueilla alhaisimmat virtausnopeudet olivat molempina vuosina syvänteessä (L ja M) (kuvat 52 – 54). Puolestaan korkeilla virtaamilla syvänteessä esiintyi voimakkaimmat virtausnopeudet. Syvänteen virtausnopeus kasvoi siis voimakkaammin suhteessa virtaamaan kuin kohoumilla (J ja K). Sama tapahtui molempina vuosina, tosin selkeämmin vuonna 2013. Molempina vuosina selkein ero syntyi osa-alueiden L (syvänteen keskikohta) ja J (kohouman) välille (kuvat 53 ja 54). Syvänteen alkupään (N) virtausnopeudet kasvoivat molempina vuosina melko hitaasti ja asettuen kohoumien ja syvänteiden välimaastoon.

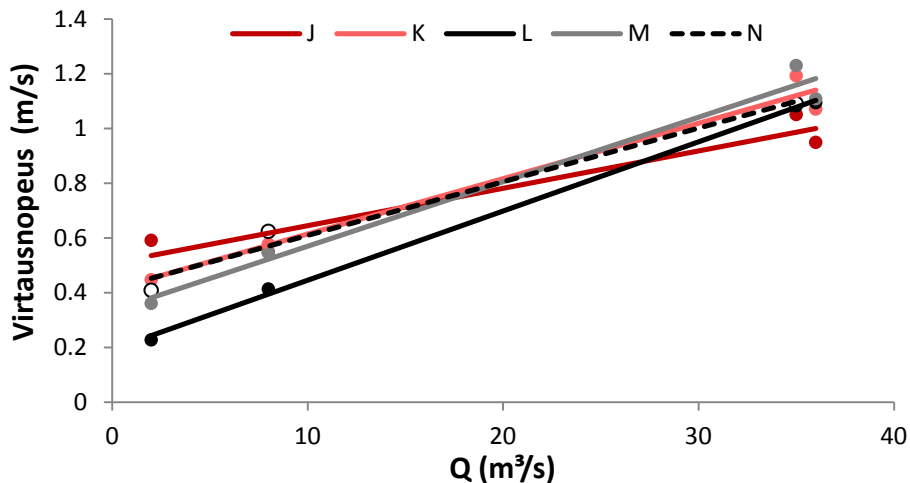


Kuva 52. Keskimmäisten meanderikaarteiden kohoumien ja syvänteiden (J-N) virtausnopeuksien vertailu suhteessa virtaamaan koko mittausajalta. Kohoumat on merkitty punaisella ja syvänteet mustan sävyillä.



Kuva 53. Keskimmäisten meanderikaarteiden kohoumien ja syvänteiden (J-N) virtausnopeuksien vertailu suhteessa virtaamaan vuonna 2013. Kohoumat on merkitty punaisella ja syvänteet mustan sävyillä.

Vuonna 2013 siltasarkalla on ollut lievähkö VR osittain. Ainakin korkeilla virtaamilla virtausnopeudet ovat suurempia kuin kohoumilla.



Kuva 54. Keskimmäisten meanderikaarteiden kohoumien ja syvänteiden (J-N) virtausnopeuksien vertailu suhteessa virtaamaan vuonna 2014. Kohoumat on merkitty punaisella ja syvänteet mustan sävyillä.

6 Tulosten tarkastelu ja pohdinta

6.1 Kohoumien ja syvänteiden sijainti

Kohoumat ja syvänteet sijaitsivat tutkimusalueella meanderoivalle joelle tyypillisissä paikoissa kuten Keller ja Melhorn (1978) sekä Knighton (1998) ovat esittäneet. Syvänteet sijaitsivat meanderikaarteiden ulkoreunoissa, lukuun ottamatta alajuoksun puoleisen meanderikaarteen tilannetta vuoden 2014 syksyllä, jolloin kaarteen ulkoreunassa ei ollut syvännettä sekä yläjuoksun puoleisen meanderikaarteen ulkoreunaa, jonka syvyys oli huomattavasti matalampi kuin muiden meanderikaarteiden ulkoreunojen (kuva 35 ja 36). Kyseisen meanderikaarteen ulkoreuna oli tasaisesti syvähkö koko kaarteen matkalta koko mittausjakson ajan, mutta selvästi syvin kohta sijaitsi vasta kaarteen loppupäässä, jossa syvänte levittäytyi kaarteen ulkoreunasta koko uoman leveydelle meanderikaarteiden yhdysosalle. Usein meanderikaarteiden yhdysosalla kuitenkin sijaitsee kohouma (Keller & Melhorn 1978, Charlton 2008: 139), kuten myös tutkimusalueeni muiden meanderikaarteiden yhteydessä. Kyseisten meanderikaarteiden yhdysosien kohouma (kohouma 3, kuva 36) sijaitsi alajuoksulla päin seuraavan meanderikaarteen alun yhteydessä. Yhdysosalla riippusillan rakenteen vuoksi uoman poikkileikkaus pienenee, jolloin virtaava vesi puristuu pienempään uomaan. Tällöin, *virran jatkuvuus* -teorian mukaisesti, sekä veden virtausnopeus että kulutusvoimat kasvavat, jolloin myös pohjan kulumisen voimistuu (Leopold ym. 1964, Yang 1974, Kasvi ym. 2013a). Tämä todennäköisesti aiheutti tilanteen, jossa meanderikaarteiden yhdysosalla esiintyi syvänte kohouman sijaan.

Kyseisen syvänteen sijaintiin vaikutti mahdollisesti myös uoman oikaisu yläjuoksun puoleisen sisäkaarteen särkän yli, jolloin voimakkaan virtauksen alue siirtyy ulkokaarteelta särkän päälle, kuten Lotsari ym. 2014 ja Kasvi ym. 2017 ovat todenneet. Vuosien 2013 ja 2014 suurilla virtaamilla mitatut virtaussuunnat tukevat uoman oikaisua, sillä niiden suunnat olivat eniten kääntyneinä kohti ulkokaartetta (N ja M, kuva 48). Tällöin voimakkain virtaus osui huomattavasti jyrkemmässä kulmassa kaarteen ulkoreunan eroosiorakenteisiin. Eroosiosuojauksen takia ulkoreuna ei kuitenkaan kulunut, ja virtaavan veden energiasta suurin osa säilyi virrassa. Näin ollen virtaus kohdistui mahdollisesti uoman pohjaan reunan sijaan kääntyen ulkokaarteen läheisyydessä sekä kohti pohjaa että alajuoksua. Tämä on mahdollisesti aiheuttanut voimakkaan sekundaarisen virtauksen. Lisäksi eroosiosuojauksesta johtuen meanderikaarteet kaartui voimakkaasti kaarteen loppuosassa (kuva 34), mikä mahdollisesti lisää uoman kulutusta. Frothingham & Rhoads (2003) mukaan uoman ulkoreunan kulumisen on voimakkainta kaarteen alueella, johon virtaus osuu voimakkaimmin. Näin ollen, mitä tiukemman mutkan uoma tekee, sitä voimakkaampaa on kulumisen kohdassa, jonne virtaus osuu. Eroosiosuojauksen takia ulkoreuna ei kulunut vaan virtaus suuntautui mahdollisesti kohti uoman pohjaa sekundaarisen

virtauksen tavoin, millä on mahdollisesti vaikutusta kyseisen meanderikaarten syvänteen säilymiseen. Ilman eroosiosuojausta ja sillan rakenteita, kaarteiden yhdysosan kohouma sijaitsisi todennäköisesti kyseisen syvänteen päällä ja syvänteen puolestaan yläjuoksun suunnalla meanderikaarten ulkoreunassa.

Uoman mataloitui voimakkaasti uoman kapeimman kohdan jälkeen ja syvänteen muuttui kohoumaksi (kuva 34, syvänteen 3 ja kohouman 3 välinen alue). Madaltumisen ja kohouman muodostumisen todennäköisin syy oli uoman poikkileikkauksen kasvu, jonka on todettu vaikuttavan kohoumien sijaintiin uomassa (White ym. 2010). Poikkileikkauksen kasvaessa virtauskenttä mitä todennäköisimmin hajautui ja pohjanläheiset virtausnopeudet hidastuivat, kuten Ritter ym. (1995: 214) ja Keller (1972) ovat esittäneet.

Yläjuoksun puoleisen meanderikaarten epätyypillisen geomorfologian aiheutti mahdollisesti sekä kaarteiden ulkoreunan eroosiosuojaus, joka levittäytyi osittain ulkoreunan penkalta uoman pohjalle että uoman voimakas kapeneminen kaarteiden loppuosassa, johtuen riippusillan rakenteista. Todennäköisesti eroosiosuojauksen vaikutuksesta uoman pohjan vertikaalinen muutos kaarteiden ulkoreunalla oli alhaisempaa verrattuna tyypilliseen meanderikaarten ulkoreunan muutokseen.

Tutkimusalueen kohoumien sijainnit eivät poikenneet tyypillisestä meanderoivasta joesta. Kohoumat sijaitsivat pääosin meanderikaarteiden yhdysosilla, poikkeuksena yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden yhdysosa, jossa jo mainittu syvänteen sijainti (kuva 36). Kyseinen kohouma (kohouma 3) oli siirtynyt alajuoksun suuntaan osaksi keskimmäisen meanderikaarten särkkää (kuva 34).

6.2 Uoman vertikaalinen muutos ja voimakkaimmin muuttuneet alueet

Tutkimusalueen voimakkaimmin muuttuneet alueet sijaitsivat meanderikaarteiden yhteydessä (kuvat 42 ja 43), jotka olivat tutkimusalueen aktiivisimpia kohtia. Uoman pohjan voimakkaimmat vertikaaliset muutokset kohdistuivat pääosin sekä meanderikaarteiden ulkoreunoihin, jossa kasautuminen ja kulumisen vaihtelivat mittausjaksojen välillä sekä meanderikaarteiden yhdysosiin. Samaisilla voimakkaan muutoksen alueilla sijaitsivat virtausolosuhteista riippuen uoman kohoumat ja syvänteet. Lisäksi meanderikaarteiden särkät muuttuivat merkittävästi. Koska vertikaalinen muutos oli voimakkainta meanderikaarteiden läheisyydessä, jossa kohoumat ja syvänteet sijaitsivat, ovat kohoumat ja syvänteet meanderoivan jokiuoman voimakkaimmin muuttuvia alueita. Muutokset eivät ole kuitenkaan tapahtuneet yhtenäisesti, vaan vuodenaikojen välillä on selkeitä eroja.

Uoman vertikaalisessa muutoksessa ei ollut havaittavissa selkeää trendiä, esimerkiksi samassa kohtaa olisi tapahtunut vuodesta toiseen kulumista, vaan muutos oli melko päinvastainen aina aikaisempaan ajanjaksoon verrattuna (kuvat 37 – 39). Muutokset kuitenkin tapahtuivat vuodenaikojen välillä samoilla alueilla kuin edellisen mittausvälin

aikana. Näin ollen samanlaisten hydrologisten tapahtumien välille (avovesikaudet 2013 ja 2014) ei voida esittää yhtenäistä teoriaa esimerkiksi meanderikaarteiden ulkoreunojen pohjan jatkuvasta kulumisesta.

Vuodenaikojen välisen vertailun puitteissa muutosta tapahtui lähes yhtä paljon sekä avovesikautena että joen ollessa jään peitossa. Mittausajanjaksot eivät kuitenkaan ole ajallisesti eivätkä virtaamien mukaan samanlaisia. Avovesikaudet kestivät keskimäärin 4 – 5 kuukautta ja talviaika noin 7 – 8 kuukautta. Virtaaman vaihtelu oli myös voimakkaampaa avovesikausina, joihin myös kevättulvat ajoittuvat. Lisäksi talvikautena virtaama oli alhainen ja vaihtelut mitä todennäköisimmin erittäin pieniä. Kuitenkin muutosta tapahtui merkittävässä määrin myös alhaisen virtaaman aikaan eikä muutos rajoittunut ainoastaan tulva-ajalle. Ympärivuotinen muutos rajoittui kuitenkin ainoastaan uoman osaan, joka on ympärivuotisesti vedenpinnan alapuolella. Särkkien muutokset tapahtuivat ainoastaan tulva-aikoina, jolloin vedenpinta nousi myös särkille. Vaikka uoman vertikaalista muutosta tapahtui ympärivuotisesti, nopeimmat muutokset tapahtuivat mitä todennäköisimmin kevättulvien aikana, kuten Kasvi ym. (2017) ovat todenneet. Virtausmittausten tuloksien mukaan myös voimakkaimmat virtausnopeudet esiintyivät mittausajan tulvahuippuina. jolloin myös kulutusvoimat ovat näin ollen olleet voimakkaimmillaan.

Vuoden 2013 avovesikaudella alajuoksun puoleisen meanderikaarteen loppuosalle kasautui voimakkaasti sedimenttiä, mikä näkyy vuoden 2013 korkeusmallissa kohoumana (kohouma 1, kuva 34). Puolestaan yläjuoksun puoleisten meanderikaarteiden ulkoreunat kuluivat, mikä myös näkyy vuoden 2013 syksyn korkeusmallissa syvänteinä (syvänteet 2 ja 3, kuva 34). Alajuoksun voimakas kasautuminen voi olla seurausta vuoden 2013 tulva-ajan järven vedenpinnan noususta, jolloin virtausnopeudet hidastuivat ja samalla kasautuminen ollut voimakasta. Koska vuoden 2013 virtausnopeudet olivat kauttaaltaan alhaisempia kuin vuoden 2014, järven vedenpinnan nousu todennäköisesti vaikutti virtausnopeuksiin ja samalla kasautumisen voimakkuuteen.

Talvi- ja avovesiajan muutos (kevät 2013 – kevät 2014) suhteessa 2014 avovesiaikaan oli peilikuvamainen. Eli syvänteet, jotka muodostuivat kevään 2013 ja kevään 2014 välisenä aikana täyttyivät vuoden 2014 avovesikauden aikana. Puolestaan muodostuneet kohoumat kuluivat vastaavan ajan puitteissa.

Vuoden 2014 avovesikaudella tutkimusalueen suora osuus pääosin kului (kuva 41). Toisaalta esimerkiksi suoran osuudella tapahtunut kulumisen vuodelle 2014 avovesikautena johtui mahdollisesti voimakkaasta kasautumisesta edellisellä vuotena. Virta huuhtoi mukanaan siis kaiken kasautuneen aineksen. Vuoden 2013 avovesikauden ja talven 2013 – 2014 aikana syntyneet syvänteet madaltuivat voimakkaasti vuoden 2014 avovesikauden aikana (kuvat 42 ja 43). Kuitenkaan

virtausnopeuksissa ja -suunnissa ei ole mittausaineistojen puitteissa merkittävää eroa, joten muutoksen vaihtelu ei selity tulva-ajan virtauksilla.

Vuoden 2014 avovesikauden muutokset olivat voimakkaampia meanderikaarteiden läheisyydessä sijaitsevilla kohoumilla, särkillä ja syvänteillä, mikä viittaa meanderikaarten geomorfologisten yksiköiden muutoksien riippuvuussuhteeseen: tapahtuma toisessa yksikössä voi myös vaikuttaa muutokseen toisessa yksikössä. Myös Keller (1971) ja Andrews (1979) ovat huomanneet syvänteiden ja kohoumien välisessä muutoksessa vuorovaikutusta. Uoman suoralla osuudella avovesikauden 2013 ja talven aikainen kasautuminen oli voimakkaampaa kuin avovesikauden 2014 kuluminen, koska vuotuinen muutos oli kasautumisvoittoista (kuva 40).

Mittausjakson aikana uoman muutos oli pääosin kasautumisvoittoista, johtuen avovesikaudesta 2014. Avovesikauden 2013 ja talviajan voimakas kasautuminen tutkimusalueen alajuoksulla näkyy koko mittausajan erotuskuvassa (kuva 41). Lisäksi avovesikautena 2014 tapahtunut syvänteiden kasautuminen oli voimakkaampaa kuin avovesikaudella 2013 tapahtunut kuluminen. Tapahtumat ennen vuoden 2014 kevättä vaikuttivat voimakkaimmin uoman alajuoksun puolella ja yläjuoksulla puolestaan kevään 2014 jälkeiset tapahtumat olivat vallitsevia.

6.3 Virtausnopeudet ja -suunnat tutkimusalueen syvänteillä ja kohoumilla

Pohjanläheiset virtausnopeudet kasvoivat virtaaman kasvaessa kaikilla osa-alueilla (A – N, kuvat 44 ja 48). Voimakkaimmillaan virtausnopeudet kasvoivat meanderikaarteiden syvänteissä ja hitaimmillaan puolestaan kohoumilla molempina vuosina. Kaikkien kolmen meanderikaarten syvimmissä kohdissa (osa-alueet D, I, L ja M) (kuvat 44 ja 48) olivat voimakkaimmat virtausnopeudet. Myös Frothingham & Rhoads (2003) ja Blanckaert (2010) tuloksien mukaan nopeimmat virtaukset esiintyivät meanderikaarteiden syvänteissä. Yli 1,0 m/s virtausnopeudet ilmenivät molempina vuosina syvänteissä isoilla virtaamilla. Virtausnopeuksien lisäksi myös virtauskentissä tapahtui samanlaisia muutoksia samanlaisten geomorfologisten yksiköiden välillä. Syvimmissä kohdissa, pois lukien keskimmäisen meanderikaarten keskiosan syvänte (osa-alue I) (kuva 48), virtaussuunnat kääntyivät virtaaman kasvaessa kohti kaarteiden ulkoreunaa. Virtaussuuntien kääntyminen kohti ulkokaarretta johtuu todennäköisesti siitä, että uoma oikaisi sisäkaarten särkän yli, jolloin virtaussuunta muuttui särkän oikaisun suuntaiseksi ja samalla vaikutti ulkokaarten virtauskenttään, kuten Bridge & Jarvis (1976) ja Frothingham & Rhoads (2003) ovat todenneet. Alhaisilla virtaamilla virtaussuunnat olivat enemmän uoman suuntaisia kuin korkeilla virtaamilla, jolloin uoma oikaisee meanderisärkän yli.

Syvänteiden virtaussuunnissa tapahtuva vuosien välinen ero oli osittain merkittävä. Vuosina 2014 virtaaman kasvaessa virtaussuunnat kääntyivät voimakkaammin kohti

ulkoreunaa ja puolestaan 2013 muutos ei ole ollut yhtä voimakas, mikä voi johtua uoman vertikaalisesta muutoksesta vuosien välillä.

Kaikilla osa-alueilla oli havaittavissa eroja virtausnopeuksissa kahden mittausvuoden välillä. Vuoden 2013 virtausnopeudet olivat kauttaaltaan alhaisempia kuin vuoden 2014 virtausnopeudet samoilla virtaamilla. Erot voivat selittyä vuonna 2013 tapahtuneesta järven pinnan voimakkaasta noususta, joka patosi vettä ja näin ollen laski virtausnopeuksia.

6.3.1 Meanderikaarteiden syvänteet

6.3.1.1 Meanderikaarteiden syvänteiden alkupäät

Syvänteiden alkupäiden (osa-alueet E ja N) virtauksissa ei ollut yhtäläisyyksiä (kuvat 44 ja 48). Osa-alueella N oli havaittavissa sama tilanne kuin viereisellä osa-alueella M eli syvänteen keskikohdassa: Virtaussuunnat kääntyivät virtaaman kasvaessa kohti ulkoreunaa ja virtausnopeudet ylittivät 1,0 m/s (liite 1m). Puolestaan osa-alueella E virtausnopeus ei ylittänyt 1,0 m/s (liite 1e). Osa-alueelle E virtausnopeuden kasvu hiipui korkeilla virtaamilla, johtuen todennäköisesti nopean virtauksen keskuksen siirtymisestä meanderikaarten ulkoreunasta sisäkaarten särkele.

6.3.1.2 Meanderikaarteiden syvänteiden loppupäät

Meanderikaarteiden syvänteiden loppuosissa (osa-alueet C, H ja L) virtausnopeudet ylittivät yli 1,0 m/s molempina vuosina (kuvat 44, 48, liitteet 1c, 1h ja 1l). Kuitenkin siten, että vuoden 2014 nopeudet olivat isommat kuin vuoden 2013. Alajuoksun puoleisen meanderikaarten syvänteen loppuosassa (C) virtaaman kasvaessa virtaussuunnat kääntyivät kohti ulkoreunaa vuonna 2014, mikä selittyy uoman oikaisulla, jolloin voimakkaampi virtaus tulee osa-alueelle särkän päältä. Sama tapahtui myös yläjuoksun puoleisen meanderikaarten loppuosan syvänteen loppupäässä (L) vuonna 2014. Kuitenkaan samanlaista virtaussuuntien kääntymistä ei tapahtunut keskimmäisen meanderikaarten syvänteen loppupäässä.

6.3.1.3 Meanderikaarteiden syvänteiden keskikohdat

Virtaaman kasvaessa virtaussuunnat kääntyivät kohti uoman ulkoreunaa syvänteiden keskikohdilla (osa-alueet D ja M) vuonna 2014 (kuvat 44 ja 48). Muina mittausaikoina virtaussuunnat pysyivät uoman suuntaisina. Keskimmäisen meanderikaarten osalta (osa-alue I) (kuva 50) virtaussuunnat pysyivät uoman suuntaisina lukuun ottamatta syksyn 2013 mittauksista, jolloin virtaussuunta olivat kääntyneenä voimakkaasti kohti uoman ulkoreunaan. Virtausnopeudet nousivat jokaisella alueella yli 1,0 m/s molempina vuosina (liitteet 1d, 1m ja 1i).

6.3.2 Meanderikaarteiden kohoumat

6.3.2.1 Meanderikaarteiden yhdysosien kohoumat

Meanderikaarteiden yhdysosilla sijaitsevilla kohoumilla (osa-alueet A, F ja G) (kuvat 44 ja 48) virtaussuunnat pysyivät yhtenäisiä virtaaman noususta huolimatta, pois lukien vuoden 2014 tilannetta osa-alueella A, jolloin uoman oikaisu heijastui vielä kyseiselle yhdysosalle ja virtaussuunnat olivat kohti kaarteiden ulkoreunaa. Virtaussuuntien vähäisen vaihtelun selittää niiden sijainti uomassa. Kaikki osa-alueet sijaitsevat suoralla uoman osuudella, jossa vesi virtasi yhdensuuntaisessa uomassa, jossa meanderikaarteiden vaikutus jäi vähäiseksi. Kyseisillä kohoumilla virtausnopeudet eivät ylittäneet millään virtaamalla 1,0 m/s (vrt. syvänteisiin) (liitteet, 1a, 1f ja 1g). Matalammat virtausnopeudet saattavat selittyä virtauksen hajautumisella, mikä on tyyppillistä kohoumilla (Keller 1972).

6.3.2.2 Meanderikaarteiden sisäreunan kohoumat

Meanderikaarteiden sisäreunojen kohoumilla (osa-alueet B, K ja J) (kuvat 44 ja 48) virtaussuunnissa tapahtuivat voimakkaimmat muutokset, jotka olivat seurausta uoman sisäkaarteiden oikaisusta. Osa-alueella B virtaussuunnat kääntyivät vuonna 2014 virtaaman kasvaessa kohti uoman ulkoreunaa eli tässä tapauksessa särkän päältä tulleen virtauksen suuntaiseksi. Puolestaan osa-alueilla K ja J, jotka sijaitsivat keskimmäisen meanderikaarteiden alkuosassa - toisin kuin osa-alue B, joka sijaitsi kaarteiden loppuosassa - virtaaman kasvaessa ja samalla todennäköisesti nopean virtauksen ytimen siirtymisestä johtuen virtaussuunnat kääntyivät kohti sisäkaarteiden särkkää (kuva 48). Keskimmäisen meanderikaarteiden sisäreunan kohoumilla (K ja J) virtausnopeudet ylittivät hieman 1,0 m/s nopeuden (liitteet 1k ja 1j), johtuen osittain niiden läheisestä sijainnista suhteessa nopean virtauksen keskukseen - toisin kuin osa-alue B.

6.3.3 Virtausnopeuden kääntyminen

Sekä suurimmat että pienimmät virtausnopeudet esiintyivät syvänteissä koko tutkimusalueella. Isoilla virtaamilla virtausnopeudet olivat suurimmillaan ja alhaisilla virtaamilla pienimmillään. Mittaustuloksien mukaan virtausnopeuden kääntyminen tapahtui kaikilla tutkimusalueen meanderikaarteilla ja näin ollen virtausnopeuden kääntyminen on mitä todennäköisimmin merkittävä kohoumien ja syvänteiden ylläpitoon vaikuttava tekijä.

Virtausnopeuden kääntymisen aikaansaai todennäköisesti syvänteisiin ja kohoumille muodostuneet erilaiset virtauskentät korkean virtaaman aikana. Syvänteiden kuluminen korkealla virtaamalla johtuu mahdollisesti lähenevästä virtauksesta, joka muodostuu syvänteisiin (Keller 1972; Ritter ym. 1995: 214). Tällöin virtausnopeudet ”pakkaantuvat lähelle pohjaa aiheuttaen voimakkaan virtauksen keskuksen. Pohjahuuhtouma on tällöin voimakasta. Kohoumille puolestaan syntyy hajautuva virtaus, jolloin virtausnopeudet hidastuvat ja kasautuminen voimistuu. Erityisesti

meanderikaarteiden yhteydessä sekundaarinen virtaus vahvistaa nopeuden kääntymisen syntymistä yhdessä lähenevän ja hajautuvan virtauksen kanssa.

Koska virtausnopeuden kääntymisen on esitetty olevan merkittävä tekijä syvänteiden ja kohoumien ylläpidossa (Keller 1971; Carling & Wood 1994), voidaan päätellä, että huippuvirtaamilla virtausnopeuden kääntymisen seurauksena syvänteet joko syventyivät tai säilyivät syvinä. Samaan aikaan kohoumilla kasautui syvänteistä kulkeutunutta sedimenttiä. Vaikka virtausnopeuden kääntyminen tapahtui molempina vuosina, vuoden 2014 syksyyn mennessä syvänteet olivat kuitenkin täyttyneet voimakkaasti kaikilla meanderikaarteilla. Tämä viittaa siihen, että uoman muutosta tapahtui myös kesällä alhaisen virtaaman aikana, jolloin kyseiset syvänteet täyttyivät.

Syvänteiden ja kohoumien sijainnit selittyvät tutkimusalueella virtausnopeuden kääntymisellä. Virtausnopeuden kääntyminen tapahtui molempina vuosina jokaiselle meanderikaarteelle kevättulvan aikana, mikä osaltaan ylläpitää syvänteitä ja kohoumia. Kohoumien kohdilla virta todennäköisesti hajautui ja samalla virtausnopeudet pienenevät. Meanderikaarteiden syvänteiden korkeampi virtausnopeus puolestaan selittynee sekundaarisen virtauksen syntymisellä meanderikaarteeseen sekä suppenevalla virtauksella. Mikäli tutkimusalueella ei olisi esiintynyt korkeita virtaamia, jolloin virtausnopeuden kääntyminen tapahtuisi, uoman pohja olisi ollut todennäköisesti huomattavasti tasaisempi. Virtausnopeuden kääntymisen lisäksi myös uoman poikkileikkauksen pituus vaikutti tutkimusalueen syvänteiden sijaintiin.

6.4 Kohoumien ja syvänteiden muutokseen vaikuttavia tekijöitä

Koska hienorakeinen jokisedimentti ei tarvitse suuria voimia ja virtausnopeuksia sedimentin kuljettamiseen (Hjulström 1935) ja pohjanläheiset virtausnopeudet pysyivät ympärivuotisesti uoman sedimentin raekoon kulumisnopeuden yläpuolella, uomassa tapahtui vertikaalisia muutoksia jatkuvasti.

Koska voimakkaimmin muuttuneet alueet sijaitsivat meanderikaarteiden yhteydessä, voidaan päätellä niiden virtauskentillä olleen merkittävä vaikutus meanderoivan joen muutoksiin. Meanderoivan joen erityispiirteenä ja sen mutkittelun aikaansaavana prosessina pidetäänkin sekundaarista virtauskenttää ja sen aiheuttamaa sedimenttikulkeutumista (Brice 1974; Bridge & Jarvis 1976; Dietrich & Smith 1983; 1984; Kasvi ym. 2017).

Tutkimusalueen samanlaisten morfologisten yksiköiden (meanderikaarteet, kohoumat, syvänteet ja särkät) välillä muutokset olivat samanlaisia mittausjaksojen välillä. Myös Kasvi ym. (2013b) huomasivat kahden meanderikaarten sisäsärkän muutoksissa samankaltaisuutta yhden tuvan aikana. Tutkimusalueen muutoksien perusteella voidaan olettaa, että muilla vastaavilla morfologisilla yksiköillä muutos oli muualla uomassa samanlaista kuin tutkimusalueen yksiköillä. Keväisin tulva-aikana tapahtunut

virtausnopeuden kääntyminen (sisältäen mahdollisen meanderikaarten sekundaarisen virtauskentän) kohoumilla ja syvänteillä todennäköisesti ylläpiti tutkimusalueen syvänteitä ja kohoumia. Virtausnopeuden kääntymisen seurauksena myös kulutusvoimat olivat suurempia syvänteissä, jolloin syvänteet kuuluivat kohoumia nopeammin. Myös Kellerin (1969 ja 1971), Carlingin (1991) sekä Carling ja Woodin (1994) mukaan virtausnopeuden kääntyminen ylläpitää kohoumia ja syvänteitä.

Meanderikaarteiden vertikaalisessa muutoksessa ei ole havaittavissa selkeää trendiä, sillä kahden peräkkäisen avovesikauden (2013 ja 2014) aikana tapahtuneet muutokset eroavat merkittävästi toisistaan. Avovesikautena 2013, jatkuen myös seuraavana talvena, meanderikaarten ulkokaarteet pääosin kuuluivat, mutta vuoden 2014 avovesikautena meanderikaarteisiin kasautui sedimenttiä. Erot johtuvat mahdollisesti muun muassa avovesikautena alhaisen virtaaman aikaisista muutoksista sillä molempina vuosina kohoumien ja syvänteiden yhteydessä tapahtui virtausnopeuden kääntyminen, jolloin geomorfologiset muutokset olivat todennäköisesti samanlaisia kohoumilla ja syvänteissä. Vuoden 2014 avovesikauden aikana tapahtuneiden muutoksien perusteella voidaan todeta kesän aikaisten virtausolosuhteiden tasoittaneen uoman pohjan vertikaalisia eroja eli syvänteet madaltuivat ja kohoumat syvenivät. Muun muassa Bridge & Jarvis (1976) ja Nittrouer ym. (2008) havaitsivat uoman muutoksia meanderoivassa hiekkapohjaisessa joessa huippuvirtaamien ulkopuolella. Avovesikauden 2014 aikaiset pienet virtausnopeudet eivät mahdollisesti riittäneet kuljettamaan sedimenttiä enää syvänteiden yli, sillä syvänteiden loppupäässä pohjan madaltuessa sedimentin kulkeutumiseen tarvitaan voimakkaammat virtausnopeudet kuin tasaisella pohjalla, koska sedimentin täytyy kulkea ylämäkeen painovoimaa vastaan (Vetter 2011). Näin ollen sedimenttiä ei kulkeutunut enää virran mukana vaan se kasautui todennäköisesti syvänteiden loppupäähän. Kasautumisen seurauksena syvänteet täyttyivät kesän 2014 aikana lähes kokonaan (kuvat 42 ja 43). Toisaalta syvänteet eivät täyttyneet vuoden 2013 avovesikautena vaikka kesän aikaisissa virtaamisissa ei ole merkittäviä eroja (kuvat 15 ja 16). Molempina vuosina virtausnopeudet ylsivät samoihin arvoihin ja virtaussuunnat olivat melko samanlaisia. Tällöin syvänteiden ja kohoumien muodostumiseen/säilymiseen on vaikuttanut virtausnopeuksien lisäksi myös muut tekijät. Esimerkiksi vuoden 2014 avovesikautena tutkimusalueen yläjuoksun puolella on voinut tapahtua voimakasta kulumista – esimerkiksi törmän sortumia – jolloin kyseinen sedimentti on kulkeutunut tutkimusalueelle ja kasautunut alhaisen virtaaman aikana syvänteisiin.

Uoman syvänteiden voimakas täytyminen vuoden 2014 aikana voi selittyä esimerkiksi tutkimusalueen yläpuolella tapahtuvista muutoksista. Etenkin kevään 2014 tulva-aikana yläjuoksulla on voinut tapahtua voimakasta eroosiota – esimerkiksi törmän sortumia – jolloin kyseinen sedimentti on mahdollisesti ajautunut tutkimusalueelle ja kasautunut alhaisen virtaaman aikana syvänteisiin. Lisäksi vuoden 2014

huippuvirtaama jäi noin alle $45 \text{ m}^3/\text{s}$ kun vuonna 2013 virtaama nousi jopa yli $70 \text{ m}^3/\text{s}$. Näin ollen kevään 2013 tulva-ajan virtausnopeudet ja uoman vertikaaliset muutokset olisivat olleet myös suurempia, koska virtausnopeus ja kulutusvoimat kasvoivat virtaaman nousun myötä. Kesän 2013 aikainen virtaus ei välttämättä ehtinyt tasoittaa uoman vertikaalisia eroja, kuten kesällä 2014 tapahtui, koska vuoden 2013 kevätaikaiset muutokset ovat voineet olla huomattavasti isommat kuin keväällä 2014. Osa vuoden 2013 kevätaikaisista muutoksista alajuoksun meanderikaarteella (Kasvi ym. 2017) on kuitenkin nähtävissä myös avovesikauden 2013 muutoksissa, joten tulva-aikaiset muutokset voivat näkyä vielä syksyn korkeusmalleissa.

Muun muassa Gautier ym. (2010) mukaan edeltävän vuoden kulumisella saattaa olla suurempi vaikutus seuraavan vuoden kasautumiseen meanderoivassa joessa kuin itse hydrologisella tapahtumalla. Näin ollen avovesikauden 2014 aikainen voimakas kasautuminen meanderikaarten syvänteissä voisi selittyä pääosin vuonna 2013 tapahtuneesta syvänteiden kulumisesta. Muutos ei aina olekaan lineaarista vaan muutos saattaa tapahtua non-lineaarisesti (Anderson & Calver 1981; Montgomery 1993; Hooke 2003). Vaikka tulvien hydrologiset tapahtumat ovat olleet melko samanlaisia molempina vuosina, tulvien aikainen uoman vertikaalinen muutos ei välttämättä näy enää syksyllä, sillä alhaisen virtaaman aikaiset muutokset kesällä vaikuttavat uoman pohjan muotoihin. Toisaalta tulvan nousevassa vaiheessa tapahtunut kasautuminen alajuoksun puoleisen meanderikaarten alaosassa (Kasvi 2017) näkyy myös avovesikauden 2013 aikaisessa muutokuvassa (kuva 42).

Syvänteet ja kohoumat ovat osittain vuorovaikutuksessa toistensa kanssa, sillä syvänteiden madaltuessa kohoumat syventyivät. Lyhyen aikasarjan puitteissa muutosta ei tapahtunut toisinpäin. Havainnot tukevat Keller & Melhorn (1978) ja Lofthouse & Robert (2008) tuloksia siitä, että syvänteet ja kohoumat ovat vuorovaikutuksessa toistensa kanssa.

Kohoumien ja syvänteiden muutokset vuosien välillä voi selittyä myös sillä, että alueilta, jonne on kasautunut sedimenttiä ennen kevättä 2013, on kulunut avovesikauden 2013 aikana pois. Etenkin kasautuminen kohoumilla ja samanaikainen kuluminen syvänteissä voi olla seurausta järven vedenpinnan nousun vaikutuksesta virtausnopeuksiin. Tällöin kohoumille kasautui sedimenttiä, sillä virtausnopeus laski alle kasautumisnopeuden kyseiselle sedimentille. Puolestaan syvänteiden virtausnopeus pysyi riittävän korkealla kuljettamaan sedimenttiä pois syvänteistä. Tulvahuippujen aikana erityisesti uoman mataliin osuuksiin kohdistuu usein kasautumista, koska nopeus jää alhaisemmaksi näillä alueilla kuin syvänteillä (kohoumat ja särkät) nopeuden kääntymisen ansiosta (Keller 1971).

Talviaikana, jolloin virtaamat jäävät alhaisiksi, noin $0,63 \text{ m}^3/\text{s}$ (Lotsari ym. 2016), tapahtuu uoman vertikaalista muutosta (kuva 38). Tutkimusalueella suoritettujen virtausmittauksien mukaan pohjanläheiset keskiarvotetut maksimivirtausnopeudet

olivat noin 0,4 m/s vuoden 2014 talvella alajuoksun meanderikaarten kohdalta (Lotsari ym. 2016). Hienorakeinen jokisedimentti ei tarvitse suuria voimia ja virtausnopeuksia sedimentin kuljettamiseen (Hjulström, 1935), joten myös alhaisilla virtausnopeuksilla tapahtuu muutosta. Hjulström (1935) 0,4 m/s virtausnopeus riitti 0,2 – 0,3 mm reagoon partikkelien liikuttamiseen. Tutkimusalueen reagoon (D50) ollessa 0,2 – 0,3 mm (Kasvi 2015: 27) kulumisnopeudeksi vaadittiin noin 0,4 m/s. Hjulströmin diagrammi kuvaa veden keskiarvotettua virtausnopeutta, joka on noin 40 % suurempi kuin pohjanläheinen virtausnopeus, joten raekokojen kulumis- ja kasautumisnopeudet ovat todellisuudessa alhaisemmat, joten jo alle 0,4 m/s pohjanläheisellä virtausnopeudella uoman pohja kului.

Talvikautena tutkimusalueen alajuoksun puoleinen voimakas kasautuminen voi selittyä uoman kaltevuuden pientymisellä, jolloin virtausnopeudet laskevat ja sedimentin kulkeutuminen estyy ja lopulta kasautuu uoman pohjalle. Pohjanläheiset poikkileikkauskeskiarvotetut virtausnopeudet olivat maaliskuussa 2014 jäiden aikana alajuoksun meanderikaarten yhteydessä noin 0,04 – 0,22 m/s (Lotsari ym. 2016). Muutoksen epätasaisen jakautumisen taustalla voi vaikuttaa myös virran turbulentsisuus, joka vaikuttaa kulutusvoimiin epätasaisesti.

Meanderikaarteiden särkkien kuluminen selittyy nopean virtauksen keskuksen oikaisulla särkkien yli tulva-aikoina, kuten jo aikaisemmat tutkimukset ovat osittaneet (Kasvi ym. 2013a). Myös omat mittaustulokset tukevat nopean virtauksen keskuksen oikaisseen meanderikaarteiden särkkien päältä tulva-aikoina. Särkiltä kulunut sedimentti voi kulkeutua kohti ulkokaarretta ulkokaarteeseen suuntautuvan virtauksen ja painovoiman vaikutuksesta (Dietrich & Smith 1984). Korkeilla virtaamilla ulkokaarten syvänteissä esiintyi kuitenkin isommat virtaukset, joten todennäköisesti sedimentti kasautui vasta meanderikaarteiden yhdysosilla, jossa virtausnopeudet laskivat, tai vasta seuraavan meanderikaarten yhteyteen, eikä näin ollen vaikuta meanderikaarten ulkoreunan syvänteen muutokseen.

Tutkimusalueen reagoon epätasainen jakautuminen on vaikuttanut mahdollisesti myös kohoumien ja syvänteiden sijaintiin ja muutoksiin. Muun muassa Bagnold (1968) ja Hirsch & Abrahams (1981) ovat todenneet kohoumien pohjasedimentin olevan karkeampaa kuin syvänteiden. Näin ollen kohoumien kuluminen vaatii voimakkaammat virtausnopeudet. Tämän tutkimuksen aikana pohjan sedimentin raekokoon alueellista jakautumista ei kuitenkaan tutkittu.

Virtausnopeuden kääntymisen aikana uoman hienorakenteinen sedimentti kulki sekä kohoumien että syvänteiden yli. Puolestaan mahdolliset isommat reakoot kulkeutuivat ainoastaan syvänteiden ja kohoumien välillä virtausnopeuksien erojen takia. Virtausnopeuden kääntymisen aikana kohoumille tulisi kasautua karkeampaa sedimenttiä, joka on kulunut yläjuoksun puoleisesta syvänteestä (Keller 1971). Tulvan laskiessa myös nopeudet hidastuivat ja tällöin hienorakenteinen hiekka kasautui mitä todennäköisimmin ensimmäisenä syvänteisiin, jossa virtausnopeudet olivat

alhaisimmat. Todennäköistä onkin, että kohoumilla esiintyi karkearakeisempaa sedimenttiä matalan virtaaman aikana kuin syvänteillä. Kasvi (2015: 27) mainitsee, että uoman keskikohdassa esiintyy jopa halkaisijaltaan muutaman senttimetrin kokoisia kiviä, joten kohoumien säilyminen voi selittyä karkeammalla pohjan raekolla kyseisillä kohoumilla.

6.5 Lähikaukokartoitustekniikoiden virhelähteet jokiympäristön muutostulkinnassa

Lähikaukokartoitustekniikoiden etuna on tarkka spatiaalinen resoluutio sekä tehokkuus. Tekniikoiden avulla pystytään mittaamaan entistä tarkemmin uoman muutoksia sekä niihin vaikuttavia tekijöitä. Jokaisella menetelmällä syntyy kuitenkin tarkkuusvirheitä, joiden rajoissa tutkimusta voidaan tehdä.

Tutkimuksessani suurien geomorfologisten yksiköiden kohoumien ja syvänteiden sekä uoman vertikaalisen muutoksen tarkasteluun suurimmat virhelähteet syntyivät ilmakuviin perustuvista syvyysmalleista ja virtausprofiilimittarin DGPS-antennin horisontaalisesta mittaustarkkuudesta. Puolestaan RTK-GPS, vedenpinnankorkeusmittareiden ja laserkeilauksen tarkkuusvirheet ovat tutkimukseni kannalta vähäisiä (<0,05m).

Ilmakuviin perustuvien syvyysmallien tarkkuuteen vaikuttavista tekijöistä merkittävin on uoman pohjan mahdollinen heterogeenisuus. Pohjan ollessa heterogeeninen, esimerkiksi raekoon muuttuessa merkittävästi, ilmakuvien pikseliarvojen kirkkauteen vaikuttaa näin ollen myös uoman pohjan muutokset syvyyden lisäksi. Tutkimusalueeni oman pohjan sedimentti oli kuitenkin syvyysmallinnusta varten riittävän homogeeninen. Vedenpinnan manuaalinen rajausta syvyysmalleja varten osoittautui paikoitellen haastavaksi vesirajan läheisyydessä olleen vettyneen sedimentin vuoksi. Myös joen kirkasvetisyys vaikeutti vesipinnan rajaamista vedenpäällisistä alueista, minkä takia syvyysmalleihin saattoi tulla mukaan myös vedenpäällisiä alueita. Näistä kuitenkin suurin osa rajattiin manuaalisesti pois, kun syvyysmallit ja laserkeilausaineistot yhdistettiin, jolloin osa syvyysmallien ja laserkeilausaineistojen pisteistä asettuivat päällekkäin. Päällekkäisyyksien kohdalla poistettiin syvyysmallien pisteet ja luotettiin laserkeilauksen mittaustarkkuuteen, joka on tarkempi kuin syvyysmallin tarkkuus.

Myös virtausprofiilimittarin DGPS-antennin horisontaalisesta tarkkuudesta (0 – 2 m) aiheutuvat virheet huomioitiin syvyysmallien teossa: referenssisyvyyyksiä valittiin alueilta, jossa uoman vertikaalinen muutos oli tasaista eikä nopeita syvyyden vaihteluita esiintynyt.

Uoman virtauskentän mittaamiseen käytettyjen alueiden koot vaihtelivat, mikä vaikutti mittauspisteiden määrään kyseiseltä alueelta. Pienimmillään mittauspisteiden määrä oli noin 10 mittausta ja suurimmillaan noin 200 mittausta. Lopullinen virtauskenttä

saatiin laskemalla mittauspisteiden keskiarvo. Erityisesti alueilla, jossa mittauspisteiden määrä oli alhainen, keskiarvotetuissa virtauskentissä saattaa esiintyä isompia virheitä. Mittauspisteiden määrä vaikuttaa myös mittausaikaan, ollen lyhimmillään mittausalueilla, jossa vähiten mittauspisteitä. Mitä lyhyempi mittausaika sitä enemmän virtauksessa tapahtuvat mahdolliset pulssimaiset sykehdykset vaikuttavat mittaustuloksiin. Mittauspisteiden määrän ollessa sama kullakin mittausalueella olisivat mittaustulokset vertailukelpoisempia. Kuitenkin kyseisellä mittausmenetelmällä saatiin mitattua kaikilta alueilta melko lyhyessä ajassa virtausnopeudet, jolloin virtaaman vaihtelun vaikutus virtaustuloksiin jäi alhaisemmaksi.

7 Johtopäätökset

Tämän tutkimuksen tarkoituksena oli selvittää uoman vertikaalista muutosta ja siihen vaikuttavia tekijöitä. Tarkastelu kohdistui meandroivassa joessa esiintyvien kohoumien ja syvänteiden muutokseen ja niiden väliseen vuorovaikutukseen eri virtaamilla. Käytettyjen menetelmien ja analyysien perusteella voidaan todeta seuraavaa:

- 1) Uoman vertikaalista muutosta tapahtuu ympärivuotisesti eikä se rajoitu ainoastaan tulva-aikoihin, jolloin virtausnopeudet ja kulutusvoimat ovat suurimmillaan. Muutos ei ole tasaista vaan se vaihtelee vuodenajasta riippumatta.
- 2) Samanlaisten hydrologisten tapahtumien vaikutukset uoman muutokseen eivät ole samanlaisia. Edeltävän vuoden muutoksilla voi olla voimakkaampi merkitys seuraavana vuonna tapahtuviin muutoksiin kuin itse hydrologisella tapahtumalla.
- 3) Meandroivan joen muoto ylläpitää kohoumien ja syvänteiden sijaintia tutkimusalueella, sillä kohoumat ja syvänteet sijaitsivat meanderikaarteiden yhteydessä: kohoumat meanderikaarteiden yhdysosilla ja syvänteet kaarteiden ulkoreunoissa. Kohoumat ja syvänteet eivät liiku uomassa, ainoastaan niiden vertikaalinen muutos vaihtelee voimakkaasti.
- 4) Uoman dynaamisimmat eli voimakkaimmin muuttuvat alueet sijaitsivat meanderikaarteiden läheisyydessä, mikä vahvistaa teoriaa, että kaarteet ovat meandroivan joen aktiivisimpia kohtia.
- 5) Virtausnopeuden kääntyminen vaikuttaa kohoumien ja syvänteiden esiintymiseen/säilymiseen hiekkapohjaisessa meandroivassa joessa. Virtausnopeuden kääntyminen esiintyy korkeilla virtaamilla meanderikaarteiden kohoumien ja syvänteiden yhteydessä. Virtausnopeuden kääntymisen lisäksi syvänteen sijaintiin vaikuttaa uoman poikkileikkauksen kaventuminen, minkä seurauksena virtausnopeus ja pohjahuhtouma kasvavat voimakkaasti korkeilla virtaamilla. Myös törmän eroosiosuojaus vaikuttaa uoman vertikaaliseen muutokseen ja syvyyteen.
- 6) Virtaussuunnat vaikuttavat kohoumien ja syvänteiden muodostumiseen välillisesti.

Tulevaisuudessa uoman muutosta kannattaisi tutkia erikseen sekä tulva-aikana että alhaisen virtaaman aikana, jolloin voitaisiin tutkia kesäajan vaikutusta uoman vertikaaliseen muutokseen. Myös yksittäisten tulvien vaikutusta kohoumien ja syvänteiden muodostumiseen olisi syytä tarkastella yksityiskohtaisemmin korkeusmalleista ennen ja jälkeen tulvan. Koska kohoumien ja syvänteiden säilymiseen vaikuttanee virtausnopeuden lisäksi myös pohjan sedimentin reako, tulisi

kohoumien ja syvänteiden tarkastelun yhteydessä näytteistä pohjasedimentin raekokoa.

Meandroivan joen muutostulkinta on tähän päivään saakka kohdistunut pääosin joen lateraaliseen muutokseen, tulva-aikoina peittyvien särkkien vertikaaliseen muutokseen tai meanderikaarten virtausrakenteen tutkimiseen (Brice 1974; Bridge & Jarvis 1976; Dietrich & Smith 1983; Hooke 2003; Kasvi ym. 2013b; Lotsari ym. 2014). Puolestaan jokiuoman vertikaalista muutosta tarkalla resoluutiolla on tutkittu erittäin vähän (Brasington ym. 2000), ja tietoa uoman muutoksista pitkältä aikaväliltä onkin saatavilla toistaiseksi niukasti. Tarkastelemalla useaa samanlaista vuotta peräkkäin ilmakeinon ja laserkeilaukseen perustuvilla korkeusmalleilla, jokiuoman vertikaaliseen muutokseen voitaisiin löytää mahdollisia säännöllisyyksiä, mikä lisäisi ymmärrystä jokiuoman vertikaalisista muutoksista.

Kiitokset

Pro gradu -tutkielma on toteutettu osana maantieteen ja geologian laitoksen virtavesiryhmän tutkimusta. Aineiston keräämiseen on osallistunut osa ryhmän nykyisiä ja entisiä jäseniä sekä Paikkatietokeskuksen tutkijoita. Kiitos heille. Erityiskiitos tutkielman ohjaajille professori Petteri Alholle asiantuntevista kommentteista ja tutkijatohtori Elina Kasville aihepiiriin liittyvistä keskusteluista ja neuvoista.

Lähdeluettelo

- Alho, P., Kukko, A., Hyypä, H., Kaartinen, H., Hyypä, J. & Jaakkola, A. (2009). Application of boat based laser scanning for river survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1831–1838.
- Alho, P. & Mäkinen, J. (2010). Hydraulic parameter estimations of a 2D model validated with sedimentological findings in the point bar environment. *Hydrological Processes*, 24, 2578–2593.
- Anderson, M. G. & Calver, A. (1981). Laboratory Channel Pattern Variability. *Area*, 13:4, 277–284.
- Andrews, E. D. (1979). Scour and Fill In a Stream Channel . East Fork River, Western Wyoming. *United States Geological Survey Professional paper 1117*.
- Bagnold, R. A. (1966). An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. *USGS Professional Paper*.
- Bagnold, R. A. (1968). Deposition in the Process of Hydraulic Transport. *Sedimentology*, 10:1, 45–56.
- Blanckaert, K. (2011). Hydrodynamic processes in sharp meander bends and their morphological implications. *Journal of Geophysical Research*, 116:F01003.
- Brasington, J., Rumsby, B. & McVey, R. A. (2000). Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25:9, 973–990.
- Brice, J. C. (1974). Evolution of meander loops. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 581–586.
- Bridge, J. S. & Jarvis, J. (1976). Flow and sedimentary processes in the meandering river South Esk, Glen Clova, Scotland. *Earth Surface Processes*, 1, 303–336.
- Bukata, R. P., Jerome, J. H., Kondratyev, A. S. & Pozdnyakov, D. V. (1995). *Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters*. Boca Raton, FL.: CRC Press.
- Caamaño, D., Goodwin, P. & Buffington, J. M. (2010). Flow structure through pool-riffle sequences and a conceptual model for their sustainability in gravel-bed rivers. *River research and applications*, DOI: 10.10.
- Caamaño, D., Goodwin, P., Buffington, J. M., Liou, J. C. & Daley-Laursen, S. (2009). Unifying Criterion for the Velocity Reversal Hypothesis in Gravel-Bed Rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 135:1, 66–70.
- Calle, M., Lotsari, E., Kukko, A., Alho, P., Kaartinen, H., Rodriguez-Lloveras, X. & Benito, G. (2015). Morphodynamics of an ephemeral gravel-bed stream combining Mobile Laser Scanner, hydraulic simulations and geomorphological indicators. *Zetischrift fur Geomorphologie, Supplementary Issues*, 59(3), 33.
- Carbonneau, P. E., Lane, S. N. & Bergeron, N. E. (2004). Catchment-scale mapping of surface grain size in gravel bed rivers using airborne digital imagery. *Water Resources Research*, 40:7, W07202.
- Carbonneau, P. E. & Piégay, H. (2012). *Fluvial Remote Sensing for Science and Management*. Wiley-Blackwell.
- Carling, P. A. (1991). An appraisal of the velocity-reversal hypothesis for stable pool-riffle sequences in the river severn, England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16:1, 19–31.
- Carling, P. A. & Wood, N. (1994). Simulation of Flow over Pool-Riffle Topography - a Consideration of the Velocity Reversal Hypothesis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19:4, 319–332.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. London: Routledge.
- Constantine, J. A., Dunne, T., Ahmed, J., Legleiter, C. & Lazarus, E. D. (2014). Sediment supply as a driver of river meandering and floodplain evolution in the Amazon Basin. *Nature Geoscience*, 7:12, 899–903.

- Dean, K. . & Morrisey, L. A. (1988). Detection and identification of Arctic landforms - An assessment of remotely sensed data. *Photogrammetric engineering and Remote Sensing*, 54, 363–371.
- Dierssen, H. M., Zimmerman, R. C., Leathers, R. a., Downes, T. V. & Davis, C. O. (2003). Ocean color remote sensing of seagrass and bathymetry in the Bahamas Banks by high resolution airborne imagery. *Limnology and Oceanography*, 48:1_part_2, 444–455.
- Dietrich, W. E. & Smith, D. J. (1983). Influence of the point bar on flow through curved channels. *Water Resources Research*, 19, 1173–1192.
- Dietrich, W. E. & Smith, D. J. (1984). Bed load transport in a river meander. *Water Resources Research*, 20, 1355–1380.
- Dietrich, W. E., Smith, D. J. & Dunne, T. (1979). Flow and sediment transport in a sand bedded meander. *Journal of Geology*, 87, 305–315.
- Dugdale, S. J., Carbonneau, P. E. & Campbell, D. (2010). Aerial photosieving of exposed gravel bars for the rapid calibration of airborne grain size maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35:6, 627–639.
- Ferguson, R. & Ashworth, P. (1992). Spatial patterns of bedload transport and channel change in braided and near braided rivers. In: Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R. and Tacconi, P., eds. *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley and Sons, Chichester, 477–492.
- Flener, C. (2013). Estimating deep water radiance in shallow water: Adapting optical bathymetry modelling to shallow river environments. *Boreal Environment Research*, 18:6, 488–502.
- Flener, C. (2015). *Remote Sensing for Three-Dimensional Modelling of Hydromorphology*, PhD Thesis. Turku: Annales Universitatis Turkuensis.
- Flener, C., Vaaja, M., Jaakkola, A., Krooks, A., Kaartinen, H., Kukko, A.,... Alho, P. (2013). Seamless mapping of river channels at high resolution using mobile lidar and UAV-photography. *Remote Sensing*, 5, 6382–6407.
- Fonstad, M. A. & Marcus, W. A. (2005). Remote sensing of stream depths with hydraulically assisted bathymetry (HAB) models. *Geomorphology*, 72:1–4, 320–339.
- Friedkin, J. . (1945). A Laboratory Study of the Meandering of Alluvial Rivers. *United States Waterways Experiment Station, Vicksburg*, 40.
- Frothingham, K. M. & Rhoads, B. L. (2003). Three-dimensional flow structure and channel change in an asymmetrical compound meander, Embarras River, Illinois. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 625–644.
- Fryirs, K. A. & Brierley, G. J. (2013). *Geomorphic Analysis of River Systems : An Approach to Reading the Landscape*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell.
- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Jouanneau, J. M., Roulet, M., Garcia, C.,... Castro, M. (2010). Channel and floodplain sediment dynamics in a reach of the tropical meandering Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 35:15, 1838–1853.
- Gilvear, D. J., Davids, C. & Tyler, A. N. (2004). The use of remotely sensed data to detect channel hydromorphology: River Tummel, Scotland. *River Research and Applications*, 20:7, 795–811.
- Guerrero, M. & Lamberti, A. (2011). Flow Field and Morphology Mapping Using ADCP and Multibeam Techniques: Survey in the Po River. *Journal of Hydraulic Engineering*, 137:12, 1576–1587.
- Hirsch, P. J. & Abrahams, A. D. (1981). The properties of bed sediments in pools and riffles. *Journal of Sedimentary Research*, 51:3, 757–760.
- Hjulström, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala*, 25, 221–527.

- Hodge, R., Brasington, J. & Richards, K. (2009). In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 954–968.
- Holmes, R. R. & Garcia, M. H. (2008). Flow over bedforms in a large sand-bed river: A field investigation. *Journal of Hydraulic Research*, 46:3, 322–333.
- Hooke, J. (2003). River Meander Behaviour and Instability : A Framework for Analysis. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 28:2, 238–253.
- Hooke, R. L. B. (1975). Distribution of Sediment Transport and Shear Stress in a Meander Bend. *Chicago Journals*, 83:5, 543–565.
- Kaesler, A. J., Litts, T. L. & Tracy, W. T. (2013). Using low-cost side-scan sonar for benthic mapping throughout the lower Flint River, Georgia, USA. *River research and applications*, 29, 364–644.
- Kasvi, E. (2015). *Fluvio-Morphological Processes of Meander Bends – Combining Conventional Field Measurements, Close-Range Remote Sensing and Computational Modelling*. Turku: Annales Universitatis Turkuensis.
- Kasvi, E., Alho, P., Vaaja, M., Hyppä, H. & Hyppä, J. (2013). Spatial and temporal distribution of fluvio-morphological processes on a meander point bar during a flood event. *Hydrology Research*, 44:6, 1022–1039.
- Kasvi, E., Laamanen, L., Lotsari, E. & Alho, P. (2017). Flow patterns and morphological changes in a sandy meander bend during a flood – spatially and temporally intensive ADCP measurement approach. *Accepted to Water*.
- Kasvi, E., Vaaja, M., Alho, P., Hyppä, H., Hyppä, J., Kaartinen, H. & Kukko, A. (2013). Morphological changes on meander point bars associated with flow structure at different discharges. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38:6, 577–590.
- Kasvi, E., Vaaja, M., Kaartinen, H., Kukko, A., Jaakkola, A., Flener, C., ... Alho, P. (2015). Sub-bend scale flow-sediment interaction of meander bends - A combined approach of field observations, close-range remote sensing and computational modelling. *Geomorphology*, 238, 119–134.
- Keller, E. A. (1971). Areal sorting of bed-load material: The hypothesis of velocity reversal. *Bulletin of the Geological Society of America*, 82:3, 753–756.
- Keller, E. A. (1972). Development of Alluvial Stream Channels: A Five-Stage Model. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1531–1536.
- Keller, E. A. & Florsheim, J. L. (1993). Velocity-reversal hypothesis: A model approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18:8, 733–740.
- Keller, E. A. & Melhorn, W. N. (1978). Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. *Bulletin of the Geological Society of America*, 89:5, 723–730.
- Kennedy, J. F. (1969). The Formation of Sediment Ripples, Dunes, and Antidunes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 1:1, 147–168.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes. A New Perspective*. London: Arnold.
- Lane, E. & Borland, W. (1954). River-bed scour during floods. *Transactions, American Society of Civil Engineers*, 119, 1069–1079.
- Lejot, J., Delacourt, C., Piégay, H., Fournier, T., Trémélo, M. & Allemand, P. (2007). Very High Spatial Resolution Imagery for Channel Bathymetry and Topography From an Unmanned Aerial Platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32:11, 1705–1725.
- Leopold, L. B. & Wolman, M. G. (1960). River Meanders. *Geological Society of America Bulletin*, 71, 769–794.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G. & Miller, J. P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. San Francisco:

W.H. Freeman and Company.

- Lofthouse, C. & Robert, A. (2008). Riffle-pool sequences and meander morphology. *Geomorphology*, 99:1–4, 214–223.
- Lotsari, E., Kasvi, E., Kämäri, M. & Alho, P. (2016). The effects of ice cover on flow characteristics in a subarctic meandering river. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Lotsari, E., Vaaja, M., Flener, C., Kaartinen, H., Kukko, A., Kasvi, E.,... Alho, P. (2014). Annual bank and point bar morphodynamics of a meandering river determined by high-accuracy multitemporal laser scanning and flow data. *Water Resources Research*, 50:7, 5532–5559.
- Lyzenga, D. (1981). Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data. *International Journal of Remote Sensing*, 2, 71–82.
- Mansikkaniemi, H. & Mäki, O.-P. (1990). Paleochannels and recent changes in the Pulmankijoki valley, northern Lapland. *Fennia*, 168, 137–152.
- Marcus, W. A. & Fonstad, M. A. (2008). Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 4–24.
- Milan, D., Heritage, G. & Hetherington, D. (2007). Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1657–1674.
- Montgomery, D. . & Buffington, J. . (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109:5, 596–611.
- Montgomery, K. (1993). Non-Linear Dynamics and River Meandering. *Area*, 25:2, 97–108.
- Morris, T. (2009). Lecture material: Elements of ecology. *Fullerton College*.
- Muste, M., Yu, K., Pratt, T. & Abraham, D. (2004). Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part II: Fixed-vessel measurements. *Flow Measurement and Instrumentation*, 15:1, 17–28.
- Naqshband, S., van Duin, O., Ribberink, J. & Hulscher, S. (2016). Modeling river dune development and dune transition to upper stage plane bed. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41:3, 323–335.
- Nittrouer, J. A., Allison, M. A. & Campanella, R. (2008). Bedform transport rates for the lowermost Mississippi River. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113:3, 1–16.
- Parsons, D. R., Best, J. L., Lane, S. N., Orfeo, O., Hardy, R. J. & Kostaschuk, R. (2007). Form roughness and the absence of secondary flow in a large confluence–difffluence, Rio Parana, Argentina. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32:1, 155–162.
- Pizzuto, J., O’Neal, M. & Stotts, S. (2010). On the retreat of forested, cohesive riverbanks. *Geomorphology*, 116, 341–352.
- Ritter, D. F., Kochel, R. G. & Miller, J. R. (1995). *Process Geomorphology*. Dubuque: William C. Brown.
- Roberts, a. C. B. (1999). Shallow water bathymetry using integrated airborne multi-spectral remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 20:3, 497–510.
- Schumm, S. A. (1963). Sinuosity of Alluvial Rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin*, 74, 1089–1100.
- Sear, D. A. (1996). Sediment transport processes in pool-riffle sequences. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 241–262.
- Simons, B. D. & Richardson, E. V. (1966). Resistance to flow in alluvial channels. *Geological Survey Professional Paper*, 422–J, 70.
- Smith, J. S., Chandler, J. & Rose, J. (2009). High spatial resolution data acquisition for the geosciences:

- kite aerial photography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34:November 2015, 155–161.
- SonTek a Xylem brand. (2013). *RiverSurveyor S5 / M9 System Manual*.
- Stumpf, R. P., Holderied, K. & Sinclair, M. (2003). Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types. *Limnology And Oceanography*, 48, 547–556.
- Summerfield, M. A. (1991). *Global Geomorphology*. Singapore: Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd.
- Tamminga, A. D., Eaton, B. C. & Hugenholtz, C. H. (2015). UAS-based remote sensing of fluvial change following an extreme flood event. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40:11, 1464–1476.
- Tamminga, A., Hugenholtz, C. H., Eaton, B. & Lapointe, M. (2014). Hydrogeomorphology- Ecology Interactions in River Systems. *River research and applications*, 31, 379–391.
- Termini, D. & Piraino, M. (2011). Experimental analysis of cross-sectional flow motion in a large amplitude meandering bend. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 244–256.
- Thompson, A. (1986). Secondary flows and the pool riffle unit: a case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 631–641.
- Vaaja, M. (2014). *Feasibility of mobile laser scanning for mapping and monitoring a riverine environment*. Helsinki: Unigrafia Oy.
- Vetter, T. (2011). Riffle - pool morphometry and stage - dependant morphodynamics of a large floodplain river, 36, 1647–1657.
- White, J. Q., Pasternack, G. B. & Moir, H. J. (2010). Valley width variation influences riffle-pool location and persistence on a rapidly incising gravel-bed river. *Geomorphology*, 121:3–4, 206–221.
- Wilbers, A. W. E. & Brinke, T. W. B. M. (2003). The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine. *Sedimentology*, 50:6, 1013–1034.
- Winterbottom, S. J. & Gilvear, D. J. (1997). Quantification of channel bed morphology in gravel-bed rivers using airborne multispectral imagery and aerial photography. *Regulated Rivers-Research & Management*, 13:6, 489–499.
- Wohl, E. (2014). Time and the rivers flowing: Fluvial geomorphology since 1960. *Geomorphology*, 216, 263–282.
- Yang, C. T. (1974). Unit Stream Power for Sediment Transport in Natural Rivers University of Illinois At Urbana-Champaign Water Resources, :88.

LIITTEET

LIITE 1. Kohoumien ja syvänteiden virtauskenttiä (A-N) kuvaavat suuntaruusut. Nuolen suunta kertoo keskiarvotetun pohjanläheisen virtauksen kompassisuunnan, pituus virtausnopeuden ja väri sekä virtaaman voimakkuuden että mittausvuoden. Virtaaman kasvaessa nuolen sävy tummenee. Vuoden 2013 mittaukset on visualisoitu punaisen eri sävyillä ja vuoden 2014 mittaukset sinisen eri sävyillä. Kuvan diagrammissa on esitetty virtausnopeus suhteessa virtaamaan vuosina 2013 ja 2014 kyseiseltä mittauspaikalta.

