



TEADUSMÕTE EESTIS (VII)

MERI. JÄRVED. RANNIK

TALLINN 2011

TEADUSMÕTE EESTIS (VII)

MERI. JÄRVED. RANNIK

Tarmo Soomere (vastutav toimetaja), Tiina Nõges

Helle-Liis Help, Siiri Jakobson, Ülle Rebo, Galina Varlamova

ISSN 1736-5015
978-9949-9203-2-7 (trükis)
ISBN 978-9949-9203-3-4 (pdf)

© EESTI TEADUSTE AKADEEMIA

Facta non solum verba

SISUKORD

Sissejuhatus <i>Tarmo Soomere, Tiina Nõges</i>	7
Populatsioonid, kooslused ja ökosüsteemid muutuvates loodus- ja inimõju tingimustes <i>Jonne Kotta, Henn Ojaveer</i>	13
Kuidas kliimamuutus mõjutab järvede elustikku ja aineringeid? <i>Tiina Nõges, Peeter Nõges</i>	25
Ekstreemsete ilmastikunähtuste ja kohaliku inimtegevuse koosmõju Peipsi kaladele <i>Külli Kangur, Kai Ginter, Andu Kangur, Peeter Kangur, Kati Orru, Tõnu Möls</i>	37
Tuulevälja muutumine Läänemere kirdeosas viimase poolsajandi jooksul <i>Sirje Keevallik</i>	49
Tuulekliima muutuste mõju Eesti rannikumere veetaseme-, hoovuste- ja lainerežiimile <i>Ülo Suursaar</i>	59
Läänemere lainekliima Eesti ranniku kontekstis <i>Tarmo Soomere</i>	69
Eesti ranniku uurimine ja probleematika <i>Are Kont, Kaarel Orviku, Hannes Tõnisson</i>	83
Lainepõhised ohud rannavööndis <i>Ira Didenkulova</i>	103
Päikesevalgus vees kui oluline mõjufaktor veekogude ökosüsteemi kujunemisel <i>Helgi Arst</i>	117
Globaal- ja regionaalprobleemide lahendamine kaugseire meetoditega <i>Tiit Kutser, Ele Vahtmäe, Liisa Metsamaa, Birgot Paavel</i>	137
Bakterite ökoloogia Eestiga seotud vesistes keskkondades <i>Veljo Kisand</i>	157

Ka järvesetted kõnelevad – paleolimnoloogilistest uuringutest Eestis viimasel kümnendil <i>Liisa Puusepp</i>	171
Ülemiste järve biomanipulatsioon <i>Tiia Pedusaar, Ain Järvalt</i>	189
Preventiivsed meetodid ranniku kaitseks mere sisemise dünaamika abil <i>Tarmo Soomere</i>	197
Rakenduslikud järveuuringud Euroopa direktiive toetamas <i>Ingmar Ott, Kairi Maileht, Henn Timm</i>	213
Autoritest ja kaasautoritest	228

SISSEJUHATUS

Tarmo Soomere

Eesti TA Informaatika ja Tehnikateaduste osakonna juhataja
TTÜ küberneetika instituudi juhtivteadur, lainetuse dünaamika labori juhataja

Tiina Nõges

Eesti Maaülikooli ja Teaduste Akadeemia uurija-professor

Raamatusari “Teadusmõte Eestis” on jõudnud maagilise järjekorranumbrini 7 ning praeguseks kokku võtnud mitmete teadusvaldkondade edulood, saavutused ja probleemid. Käesolev kogumik on esimene, mis kontsentreerub mitte niivõrd meetoditele või valdkondadele, kuivõrd kindlatele objektidele.

Ajalooliselt on mere- ja järveteadus üks vanemaid teadusharusid Eestis. Mõned Eesti vaatlusread kuuluvad maailma pikimate sekka. Nii pärinevad esimesed hüdrometeoroloogiliste vaatluste protokollid Tallinnas 1805. aastast ning juba 1824. aastal alustati Pärnus regulaarseid meretaseme vaatlusi. Hagudist pärit Adam Johann von Krusenstern juhtis esimest Vene ümbermaailmareisi 1803–1806. Paljud ekspedidid on seisukohal, et nimelt selle ekspeditsiooni käigus tehtud hoo- vuste uuringutega pandi alus kaasaegsele füüsikalisele okeanograafiale. Karl Ernst von Baeri ekspeditsioone Peipsi järvele (Baer 1852) ja Läänemerele peetakse esimesteks teadaolevateks kalade ülepüügi teaduslikeks uuringuteks maailmas. Ülevaate mere-, järve- ja rannikuteaduse mõnede harude varasemast ajaloost Eesti kontekstis saab kirjutistest (Mardiste 1995, 1999; Ojaveer jt 2000; Kangur jt 2001; Nõges jt 2001). Viimastel aastakümnetel toimunud muutusi ja uusi väljakutseid peegeldab mõnevõrra artikkel (Soomere 2009).

Mere-, järve- ja rannikuteadused on nii definitioonilt kui ka olemuselt objektorienteeritud teadussuunad. Kuna nende esindajad tegelevad suhteliselt kindlapiiriliste objektidega, kuid paljude

põhimõtteliselt erinevate meetoditega, avaldub tippteaduse interdistsiplinaarsus siin kõige ehedamal kujul. Veekogude nii-öelda alumised rajatimgimused ehk merepõhja ja randade omadused määratleb geoloogia ning neid kujundavad tasapisi peamiselt hüdrodünaamilised protsessid. Ülemisel rajal ehk veepinnal ‘toidab’ veekogusid energiaga vastasmõju atmosfääriga; viimasega tegeleb (mere)meteoroloogia. Mere elutu keskkonna ehk veemasside omaduste, liikumise, li- sandite jaotuste ja mustrite väljaselgitamine on hüdrodünaamika, hüdrofüüsika ja hüdrokeemia ülesanne. Elu veekogudes kuulub (hüdro)bio- loogia võimkonda. Kõik loetletud valdkonnad kasutavad ulatuslikult veel tohutut hulka mate- maatilisi, füüsikalisi jm meetodeid.

Tulemusena on ‘vesiste’ teaduste ja rannikutea- duse kuuluvus vahel päris keerukas küsimus. Aja- looliselt on järveteaduse ehk limnoloogia ja ran- nikuteaduse tuumkomponentents paiknenud Teadu- ste Akadeemia praeguses struktuuris bioloogia, geoloogia ja keemia osakonnas. Mereteadus on füüsiliselt esindatud aga informaatika ja tehni- kateaduste osakonnas. Sageli ilmuvad merefüüsi- kute teadustulemused ajakirjades, mida füüsikud, matemaatikud, keemikud või bioloogid peavad endi pärusmaaks. Viimastel aastatel on Läänemere mereteaduse fookust (näiteks BONUSe programmi raames) radikaalselt laiendatud nõnda, et nüüd hõlmab see laia spektrit ühiskonnapro- bleeme ning mere valgalal toimuvaid protsesse.

Mere-, järve- ja rannikuteaduste kohta Eesti tea- dusmaastikul, teadlaste enesehinnangut ning vas-

tavate uuringute taset kolleegide ja ülemuste silmis peegeldavad ehk kõige paremini need uuringud, mis on aegade jooksul esitatud Eesti riikliku teaduspreemia saamiseks. Esimene töö, mis nime poolest seotud 'vesiste' teadustega, oli Arne Sellini artikkel "Taimede veemajanduse öko loogiast" (esitatud 1993 aastapreemia ge- ja bioteaduste ning põllumajanduse valdkonnas). Tõsi, see puudutas küll taimedesisest veevahetust ja hüdraulikat. Õige veidi oli käesoleva kogumiku temaatikaga seotud 1995. a teaduspreemia ge- ja bioteaduste ning põllumajanduse valdkonnas "Kir de-Eesti maastike areng ja nende antropogeenne transformatsioon". Tõenäoliselt on see kõige suu remale kollektiivile omistatud preemia: juht Jaan-Mati Punning, liikmed Katrin Erg, Mati Ilomets, Erik Kaljuvee, Edgar Karofeld, Olevi Kull, Tiit Koff, Are Kont (üks käesoleva kogumiku autoritest), Valdo Liblik, Diana Makarenko, Igna Rooma, Avo Rätsep, Mart Varvas, Arvi Toomik ja Martin Zobel.

1990ndate aastate teisel poolel konkureerisid mere-, järve- ja rannikuteadust esindavad tööd tehnikateaduste ning ge- ja bioteaduste valdkonnas. 1996. a esitati tehnikateaduste alal preemia kandidaadiks Kustav Laigna, Hanno Ohvrili ja Vello Kala "Ohutut merelaevandust kindlustavate tööde tsükkel". Järgnevatel aastatel võisteldi ge- ja bioteaduste liinis: 1997. a kandideeris Ott Rootsi tööde tsükkel "Toksilised kloororgaanilised ühendid Läänemere ökosüsteemis", 1998. a Urve Ratase, Eva Nilsoni, Elle Puurmanni ja Toomas Kokovkini monograafia "Eesti väikesaared. Maastikuökoloogilised uuringud", 1999. a Võrtsjärve Limnoloogiajaam tulemusliku töö eest Eesti veekogude uurimisel ja 2000. a uuringute tsükkel "Peipsi geoloogia" (Avo Miidel, Tiit Hang, Reet Karukäpp, Anto Raukas ja Elvi Tavast) ning Ott Rootsi tsükkel keskkonnasaastatuse mõjust Balti riikide inimeste tervisele ning püsivate, bioakumuleeruvate ja toksiliste kemikaalide levikust Kesk- ja Ida-Euroopa riikides. Konkurents oli aga tihe ning preemiat ükski neist töödest ei pälvinud.

Väike vaheaeg oli 2001. a, mil mere-, järve- ja rannikuteadusi käsitlevaid töid Eesti teaduspreemia ei esitatud. Lähimurre Eesti teaduse tipp-tasemele algas 2002. a, kui Jüri Elken, Jüri Kask, Tarmo Kõuts, Uno Liiv ja Tarmo Soomere said preemia tehnikateaduste valdkonnas tööde tsükli "Saaremaa süvasadama võimalike asukohtade hüdrodünaamilised ja geoloogilised uuringud" eest. Samal aastal esitati preemia ka Sergei Babitšenko, Aina Leebeni, Larissa Porõvkina ja Viktor Varlamovi uuringute tsükkel "Veekeskonna analüüsi fluorestsentsmeetodid" ge- ja bioteaduste valdkonnas. Selle kollektiivi tegemisi on põgusalt puudutatud P. Saari ülevaates optika arengust Eestis (Saari 2006). Selle tuumikselt-kond osales ühe Eesti partnerina BONUS+ projektis BalticWay, millest jutustab käesoleva kogumiku artikkel (Soomere 2011).

Kahel järgneval aastal oli võistlus ge- ja bioteaduste aastapreemia peaaegu täielikult mere-, järve- ja rannikuteadlaste siseasi. Selleks ajaks oli Eesti teadus suurelt jaolt taastunud ülemineku-aegade probleemidest ning vastavate tööde temaatika oli märgatavalt laienenud. 2003. a ge- ja bioteaduste aastapreemia läks kollektiivile koosseisus Juta Haberman, Avo Miidel, Tiina Nõges, Ervin Pihu ja Anto Raukas Peipsi järve uuringuid käsitlevate monograafiate eest. Põllumajandusteaduste alal sai preemia Riho Grossi ja Tiit Paaveri tsükkel "Ohustatud ja kasvatatavate kalaliikide geneetiliste ressursside uuringud". Eesti teaduspreemia kandidaadiks täppisteaduste alal esitati tol aastal ka Sirje Keevalliku tööde tsükkel "Atmosfääri tsirkulatsiooni mustrite muutused lokaalsete kliimamuutuste indikaatorina". Järgmisel aastal (2004) võitis ge- ja bioteaduste aastapreemia Helgi Arsti monograafia "Mitmekomponentide looduslike vete optilised omadused ja veealune valgusväli". Tema konkurentideks oli Evald Ojaveeru, Toomas Saati ja Ervin Pihu toimetatud raamat "Eesti kalad" ning Kalle Olli uuringute tsükkel "Funktsionaalsed protsessid ja bioloogilised interaktsioonid planktonikooslustes".

Küllap lõppes selleks korraks võistlusis ja 2005. a teaduspreemiatele nii-öelda klassikalisi mere-, järve- ja rannikuteaduse alaseid töid ei esitatud. Vesiste teaduste esindajatel oli siiski ka sel aastal põhjust rõõmustada, sest geo- ja bioteaduste preemia võitis Tiina Märsi uurimistööde tsükkel “Keskpaleosooliste selgroogsete evolutsioon ja levik põhjapoolkera meredes ning nende praktiline väärtus geoloogias”, mille nimes meri selgelt kõlmas.

Eelmise kümnendi teine pool tõi uue traditsiooni: mitmed teaduspreemiale esitatud tööd jäid ühel aastal konkurentsist alla, kuid võitsid preemia järgmisel aastal. 2006. aastal sai preemia kaks aastat varem konkurentsist teistele alla jäänud Kalle Olli tööde tsükkel “Funktsionaalsed protsessid ja bioloogilised interaktsioonid planktonikooslustes”. 2006. aastal geo- ja bioteaduste preemiale esitatud kaks käesoleva kogumiku autorit Ingmar Ott ja Peeter Nõges, said monograafia “Verevi järv – teravalt kihistunud hüpertroofne veekogu” ja siseveekogude ökoloogiat käsitlevate teadusartiklite tsükli eest preemia 2007. a.

2007. a esitati teaduspreemia saamiseks kolmes erinevas valdkonnas koguni viis mere-, järve- ja rannikuteaduse alaste tööde tsükli. Tiit Kutseri uuringute tsükkel “Optiline kaugseire veekeskonna uuringutes” esitati täppisteaduste alal esimest korda 2007 ning sai preemia 2008, Tarmo Soomere tsükkel “Looduslikud ja inimtekkelised lained Läänemeres” konkureeris tehnikateaduste alal, kuid võitis hoopis Balti Assamblee teadusauhinna 2007. a ainsa mereteemalise tööde tsükliks selle preemia ajaloos. Sel aastal esitati geo- ja bioteaduste valdkonnas preemiale veel Jaak Jaaguse töö “Eesti kliima muutused, nende seosed suuremõõtmelise atmosfääri tsirkulatsiooniga ning nende mõjude avaldumine looduskeskkonnas” ja Jonne Kotta töö “Bioloogilise mitmekesisuse ja ökosüsteemi stabiilsuse uuringud”. Need konkureerisid ülal mainitud Ingmar Otti ja Peeter Nõgese töödega. Osaliselt käsitles merendusega seonduvaid küsimusi ka Aare-Maldus Uustalu ja

Enno Lend'i logistika ja transpordi alaste teadustööde tsükkel hoopis sotsiaalteaduste valdkonnas.

Järgmistel aastatel (2008–2009) esitati uuesti Jonne Kotta tööde täiendatud versioonid ning Tiina Nõgese ja Külli Kanguri toimetatud monograafia “Euroopa suurjärved. Ökosüsteemi muutused ja selle ökoloogiline ja sotsiaalmajanduslik mõju”. Aastail 2010–2011 on teaduspreemiale uuesti kandideerinud Tarmo Soomere lainetuse alased uuringud tehnikateaduste alal, Tiina Nõgese suurjärvede alased tööd ja Ülo Suursaare tööde tsükkel “Tuulekliima muutuste mõju veetaseme-, hoovuste- ja lainerežiimile ning mererandadele” geo- ja bioteaduste alal. Teataval määral on mere- ja järveteadusega seotud ka 2010. ja 2011. a geo- ja bioteaduste alal preemiale esitatud Olev Vinni tööde tsükkel “Lubiskeletti moodustavate anneliidide biomineralisatsiooni evolutsiooniline ja ökoloogiline tähendus”. Varem või hiljem osutuvad need rahvusvahelise tunnustuse pärvinud tsükliks kindlasti edukaks ka kodumaises konkurentsist.

Viimasel kahel aastakümnel on mere-, järve- ja rannikuteadlased saanud seega Eesti teaduspreemia neljas kategoorias kaheksast ning on konkureerinud ka sotsiaalteaduste valdkonnas. Ott Rootsi uuringud võinuks olla edukad ka keemia vallas. Vaid arstiteaduses ning humanitaarteadustes pole seni leidunud vastava tasemega uuringuid. Samuti on praegune mere-, järve- ja rannikuteadlaste põlvkond veel täies elujõus ning neil pole veel asja elutöö preemia kandidaatide hulka. Tendentsi kõnesolevate teadusharude klasteri interdistsiplinaarsuse suunas näeme ka Teadusmõtte sarja varasemates raamatutes. Mere dünaamika uuringuid (Elken jt 2006) ja merele suunatud lidartehnoloogia arengut (Saari 2006) on kajastanud täppisteaduse alane kogumik, lainete omaduste kirjeldus on leidnud koha tehnikateadustes (Soomere 2007) ning paleookeanoloogia (Kiipli jt 2011) elu- ja maateaduste seas.

* * *

Kogumiku koostamisel oli suureks abiks varem ilmunud samalaadsete üllitiste formaat. Teadusmõtte seeria kogumikud pakuvad haruldast võimalust koondada omavahel tihedalt seotud mere-, järve- ja rannikuteaduse erinäoliste harude edulugude sõnastused nõnda, et edusammude vahel oleks identifitseeritavad ka lüngad ja probleemid, mille lahendamine vajaks lähitulevikus jõupingutusi.

Koostajad seadsid eesmärgiks ennekõike kajastada Eestis 'vesiste' ja rannikuteaduste vallas tehtud läbimurdelisi uuringute tsükleid, eriti aga selliseid, kus Eestis tehtud teadus on maailmateadust vedamas. Kuna kogumiku temaatika oli võrdlemisi lai, tuli mõnevõrra piirata kaastööde hulka ning eelistada kirjutisi, mis peegeldavad olulisi läbimurdeid mõne valdkonna arengus. Enamasti on taolised tsüklid sündinud paljude autorite koostöös. Vältimaks kaastööde materjalide killustamist ning sellega tavaliselt seonduvat dubleerimist, aga ka minevikuga paralleele tõmmates, seadsime kirjutiste lati omaaegse Nõukogude Liidu teaduste doktori kraadi taotlemiseks vajalikule tasemele. Teisisõnu, kaastöö pidi tuginema üldjuhul kolme kuni viie praeguse PhD väitekirja mahus korralikes eelretsenseeritud ajakirjades ilmunud publikatsioonidele. Kaasaegses keeles on sellise produktiivsusega enam-vähem iga asjalik mitmeaastane rahvusvaheline koostööprojekt. Valdonna spetsiifikat arvestades olid teretulnud ka uudsete (keskkonna)tehnoloogiate edukaid rakendusi peegeldavad kirjutised.

Algselt veidi karmina tundunud kriteerium kaastöödele osutus päris jõukohaseks. Käesolevasse kogumikku koondatud 15 artiklit annavad üsna realistliku läbilõike Eesti mere-, järve- ja rannikuteadlaste tööpõllust, temaatikast, edusammudest ja osalt ka ambitsioonidest. Kümme kirjutist põhinevad suuresti töödel, mis on kas võitnud Eesti teaduspreemia või olnud esitatud selle kandidaadiks. Esindatud on kõik Eesti teadusmaastikul selles valdkonnas arvestatavad institutsioonid. Merefüüsika alaste artiklite suhteliselt suuraerial kajastab füüsikaliste mereuuringute kand-

vat rolli Eesti mereteaduses praegusel hetkel. Muidugi on meeldiv tõdeda, et Eesti füüsikaline mereteadus on jõudnud mitmes aspektis juhtpositsioonile kogu Läänemere mastaabis, kuid fokuseerumine ühele ja samale võrdlemisi kitsale valdkonnale kolmes aktiivselt mereteadust viljelevas kollektiivis ei pruugi olla pikas perspektiivis jätkusuutlik. Järveteaduse alased kaastööd seevastu peegeldavad limnoloogide koolkonna küpsust ja võimekust käsitleda heal tasemel laia spektrit nii teaduslikku põnevust pakkuvaid kui ka Eesti arenguks vajalikke küsimusi. Ilmne mu-relaps on rannikuteadus. Kuigi see on tänu väikesearvuliste rühmade ennastsalgavale tööle säilitanud oma väärika koha Eesti teaduses, on selle inimressursid ja materiaalne baas ilmselt ebapiisavad Eesti ees seisvate probleemide adekvaatseks käsitlemiseks.

Kogumiku artiklite lahterdamine kolme erineva teadusvaldkonna alla olnuks tehniliselt muidugi võimalik. Koostajatele tundus aga märksa atraktiivsem sättida kirjutised sisuliselt põhjendatud järjekorda, alustades üldistest printsiipidest, minnes sealt edasi suuremastaabiliste tegurite muutlikkuse juurde, seejärel tähele panna, kuidas need tegurid mõjutavad meid ümbritsevat 'vesist' ja rannikukeskkonda, ning edasi suunduda rakenduslikus mõttes oluliste edulugude poole.

Seetõttu alustavad kogumikku Jonne Kotta ja Henn Ojaveer ülevaatega populatsioonidest, kooslustest ja ökosüsteemidest muutuvates loodus- ja inimõju tingimustes. Tiina ja Peeter Nõges jutustavad, kuidas kliimamuutus mõjutab järvede elustikku ja aineringeid. Sama temaatikat jätkavad veidi kitsamas võtmes, kuid ka inimõjusid arvesse võttes Külli Kangur, Kai Ginter, Andu Kangur, Peeter Kangur, Kati Orru, Tõnu Möls, vaadeldes ekstreemsete ilmastikunähtuste ja kohaliku inimtegevuse koosmõju Peipsi kaladele. Sirje Keevallik jätkab ülevaatega ühest primaarsest kliimamuutuste ilmingust – tuuleomaduste muutustest meie rannavetes. Nende muutuste edasist mõju meie rannikumere veetasemele, hoovuste- ja laineterežiimile lahkab Ülo Suursaar.

Edasi võtab Tarmo Soomere üles lainekliima muutuste teema kogu Läänemere mastaabis, sidudes selle ka inimtekkeliste lainete mõjuga Tallinna lähistel. Kord juba rannikule jõudnud, on igati loogiline jätkata Are Konti, Kaarel Orviku ja Hannes Tõnissoni kirjutisega Eesti rannikuteaduse muredest ja rõõmudest ning seejärel lasta mõjuda Ira Didenkulova lool lainepõhistest ohtudest rannikuvööndis.

Kui loetletud kirjutised on peasjalikult kirjeldavad, konstateerivad, lahtimõtestavad või paremal juhul teoreetiliselt prognoosivad, siis edasised kaastööd on kirjutatud märksa aktiivsemalt positsioonilt. Helgi Arst jutustab põneva loo sellest, kui oluline mõjufaktor on päikesevalgus veekogude ökosüsteemi kujunemisele. Tiit Kutsar, Ele Vahtmäe, Liisa Metsamaa ja Birgot Paavel jõuavad üpris konkreetsete ettepanekuteni globaal- ja regionaalprobleemide lahendamiseks kaugseire meetoditega. Veljo Kisand sukeldub tagasi vette ja põhjasetettesse, lahkamaks bakterite ökoloogiat Eestiga seotud vesistes keskkondades ning Liisa Puusepp demonstreerib, kuidas paleolimnoloogilised uuringud on nii igivanad kui ka üsna noored järvesetted ilmekalt kõnelema pannud. Kaks järgmist kaastööd esitavad päris konkreetseid lahendusi – Tiia Pedusaar ja Ain Järvalt jutustavad sellest, kuidas biomanipuleeriti Ülemiste järvega ning Tarmo Soomere demonstreerib preventiivsete meetodite võimalusi ranniku kaitseks mere sisemise dünaamika abil. Kogumiku lõpetavad Ingmar Ott, Kairi Maileht ja Henn Timm järveuuringu ühiskonnaga seonduvate aspektide käsitlemisega, ülevaatega sellest, kuidas rakenduslikud järveuuritud toetavad Euroopa direktiive.

Teatavas mõttes on kõnekad ka need mere-, järve- ja rannikuteaduse aspektid, mis käesoleva kogumiku kaante vahele pole jõudnud. Nii on näiteks mere- ja järveteaduse materiaaltehniline baas viimastel aastatel radikaalselt paranenud tänu uurimislava "Salme" kasutuselevõtmisele ja rannikuobservatooriumile suunatud rahalistele vahenditele TTÜ meresüsteemide instituudis, sa-

muti Võrtsjärve seirepoi installeerimisele ja pidevõõtmiste alustamisele EMÜ Limnoloogiateaduskeskuses. Värske teema on Eesti teaduse infrastruktuuri teekaart. Selles esindavad mere-, järve- ja rannikuteadusi Eesti Keskkonnaobservatoorium ning pikemas perspektiivis planeeritav Läänemere uurimislava. On päris kindel, et korralik materiaalne baas realiseerub varem või hiljem ka tiptasemel teadusena.

VIITED

Baer, K. E. von [Бэр К. М.] 1852. Исследования для разрешения вопроса: уменьшается ли количество рыбы в Чудском озере. Журнал Министерства Государственных Имуществ, 43, 248–302.

Elken, J., Männik, A., Rõõm, R. 2006. Atmosfääri ja mere dünaamika. Teadusmõtte Eestis. Täppisteadused. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 119–126.

Kangur, K., Haberman, J., Kangur, A., Kangur, P., Milius, A., Mäemets, H., Laugaste, R., Pihu, E. 2001. History of investigations on the ecosystem of Lake Peipsi. Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol., 50, 3, 169–179.

Kiipli, E., Kallaste, T., Kiipli, T. 2011. Hoovused ja settekiivid Ordoviitsiumi ja Vara-Siluri Balti basseinis. Teadusmõtte Eestis (VI). Elu- ja maateadused. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 145–150.

Mardiste, H. 1995. Eestit piirava mere hüdroloogilise uurimise ajalugu (kuni 1917. aastani). Teaduse ajaloo lehekülgi Eestist, 11. kogumik. Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 58–75.

Mardiste, H. 1999. Eesti rannikumere hüdroloogiline uurimine aastail 1918–1940. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat, 32, 80–90.

Nõges, P., Kangur, A., Järvalt, A., Nõges, T. 2001. History of hydrological and biological investigations of Lake Võrtsjärv. Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol., 50, 3, 180–193.

Ojaveer, E., Rannak, L., Laevastu, T. 2000. One and a Half Centuries of Sea and Fisheries Investigations in Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn.

Saari, P. 2006. Optika iseseisvas Eestis. Teadusmõte Eestis. Täppisteadused. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 111–118.

Soomere, T. 2007. Lainetav Läänemere Eesti teadlaste pilgu läbi. Teadusmõte Eestis (IV), Tehnikateadused (II). Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn 2007, 133–142.

Soomere, T. 2009. Eesti ja Läänemere regiooni mereteadus eile, täna ja homme. Meremees, 4(266), 7–9; Eesti Teaduste Akadeemia aastaraamat XV(42). Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 2010, 231–236.

Soomere, T. 2011. Preventiivsed meetodid ranniku kaitseks mere sisemise dünaamika abil. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, 197–211.

POPULATSIOONID, KOOSLUSED JA ÖKOSÜSTEEMID MUUTUVATES LOODUS- JA INIMMÕJU TINGIMUSTES

Jonne Kotta, Henn Ojaveer
Tartu Ülikooli Eesti mereinstituut

Globaalsed kliimamuutused, reostus, loodusressursside mõtlematu kasutamine, invasiivsete võõrliikide sissetung, samuti viimastel kümnenditel intensiivistunud laevaliiklus, sadamaehitiste ja energiakandjate ammutamiseks ja transpordiks vajalike struktuuride rajamine on viinud pöörumatute muutusteni mereökosüsteemide kõigil bioloogilise organiseerituse tasemetel. Jätksuutliku arengu tagamiseks tuleb ökosüsteemidele enam mõju avaldavate teguritega arvestada ja sellest lähtuvalt inimtegevust ka planeerida. Sellele vaatamata pole senini suudetud välja töötada toimivaid lahendusi, sest ülaltoodud survetegurite tagajärjed avalduvad kõikjal erinevalt. On alust arvata, et erinevad protsessid mõjutavad ökosüsteeme samaaegselt erinevates aja- ja ruumiskaalades ning süsteemi elementide vaheliste seoste tugevus määrab elustiku leviku ning toimimise ruumi- ja ajamustrid.

Võrreldes maismaaga on mereökosüsteeme suhteliselt vähe uuritud, mistõttu ka teoreetilised teadmised mereökosüsteemide toimimise kohta on napimad. Sageli on uuritud klassikaliste (st maismaaelustiku jaoks loodud) teoreetiliste mudelite paikapidavust merekeskkonnas ning jõutud tõdemuseni, et need ei suuda isegi suures plaanis kirjeldada meres toimuvat. See ei peaks tulema üllatusena, kuna merekeskkond on ju maismaast sedavõrd erinev. Vaadakem näiteks kogu toiduvõrgustiku alustalaks olevat taimeriiki. Maismaal paiknevad pikaealised süsteemi stabiilsust toetavad puud ja põõsad on valgusele kõige lähemal, nende all paiknevad lühema elueaga rohttaimed. Meres on aga kõik vastupidi – veepinna lähedal kasvavad lühiealised mikrovetikad ning nende all pikaealised makrovetikad või siis kõrgemad taimed. Lisaks on meres elavad taimed väga liiku-

vad. Mikrovetikad võivad hoovuste mõjul liikuda sadu ja tuhandeid kilomeetreid ning makrovetikad võivad lainetuse toimele muuta oma asendit sedavõrd, et talluse ülemised ja alumised osad pääsevad valgusele võrdselt ligi. Siit tulenevalt pole meil lootustki kirjeldada mereelustiku muutlikkust ruumis ja ajas, kui me ei integreeri mudelitesse eri skaalades toimuvaid protsesse ning erinevate valdkondade uurimistulemusi.

VÄIKESE- JA SUUREMASTAAPSED PROTSESSID

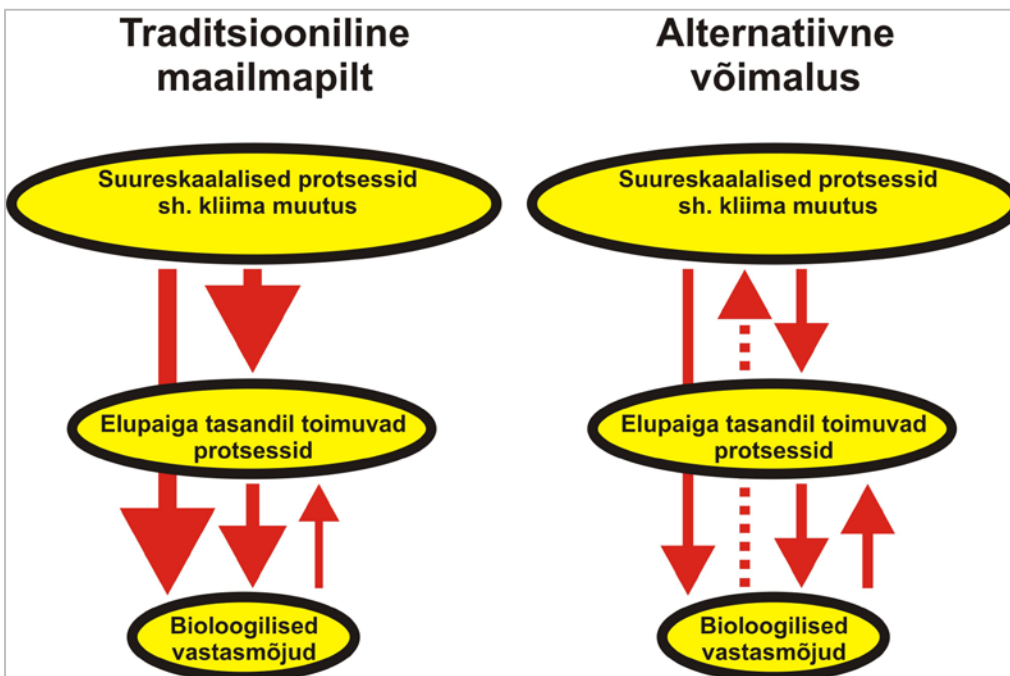
Väikese- ja suuremastaapsete protsesside koostõju merekoosluste kujunemisele on tänini suhteliselt vähe uuritud. Sageli on mõju defineeritud ühes skaalaosas, eirates kõiki ülejäänud võimalusi. On aga vähetõenäoline, et sellised juhuslikult valitud skaalad sisaldavad olulist osa kogu muutlikkusest või on ökoloogiliselt olulised. Mereökosüsteemide struktuur varieerub paljudes skaalades ja süsteemi muutlikkus sõltub keskkonnanähtimuste varieeruvusest. Seetõttu on väga oluline määratleda ökosüsteemide jaoks olulised ruumi- ja ajaskaalad ning nende kaudu tuvastada süsteemi muutlikkust põhjustavad faktorid ja protsessid.

Suure osa oma viimaste aastate teadustegevusest oleme suunanud selle vajakajäämise lahendamiseks. Töö käigus määratlesime ruumi- ja ajaskaalad, kus keskkonna muutlikkuse mõju mereökosüsteemide struktuurile ja toimimisele on kõige suurem. Kui varasemates uuringutes on koosluste kirjeldamisel keskendunud üldiselt mitmesuguste parameetrite keskmistele väärtustele (või nende muutumisele), siis meie fokuseerusime koosluste levikumustrite muutlikkusele eri skaalaosades. Meie poolt loodud meetodika võimaldab uurida ökoloogiliste komponentide (keskkond + elustik)

muutlikkuse spektrit 'mitmetunnuselises ja mitmefunktsionaalses ruumis' ning leida üldistusi elustiku ruumilistest ja ajalistest mustritest. Koosluste mitmekihiline struktuur suurendab analüüsi täpsust, kuna võimalikest meetodilistest vigadest tekkiv müra filtreerub välja ja koosluse käitumist peegeldav signaal võimendub paljude liikide või funktsionaalsete rühmade sarnase käitumise läbi. Kui varem usuti, et koosluste varieeruvus suureneb mastaapide suurenemisega (Steele 1985), siis meie uuringud näitavad, et puudub selge seos ruumi- ja ajaskaala ning elustiku muutlikkuse vahel. Küll on võimalik elustiku levikumustreid hästi kirjeldada, kui kooslus jagada erinevateks funktsionaalseteks ühikuteks, sest erinevatele funktsioonidele on omased kindlad varieeruvusmustrid. Sellised seaduspärasused on tingitud eri funktsionaalsete ühikute levikuviiisist, toitumis- ja paljunemistüübi jms iseärasustest.

Uuringute tulemused näitasid, et kui keskkonnategurid avaldavad elustikule tugevat mõju vaid teatud skaalaosades, siis neis skaalaosades on ka elustiku ruumiline ja ajaline muutlikkus suur.

Füüsikalised mõjurid varjutavad sageli bioloogiliste interaktsioonide tähtsust kooslustes (Herkül jt 2006) ja muutused füüsikalises keskkonnas selgitavad suure osa Läänemere merekoosluste muutlikkusest ja toimimisest nii kohalikus kui elupaiga skaalas (Kotta jt 2004, 2007a). Suuremõõtmeliste protsesside (kliimamuutus, tormid, toitelisuse suurenemine) tagajärjeks on ruumiliselt või ajaliselt korreleeruvad kooslused, kusjuures väikesemõõtmeliste mõjurite (näiteks bioloogilised interaktsioonid) tagajärjel esinevad ajaliselt või ruumiliselt sõltumatud kooslused. Mõlemat tüüpi häiringute olemasolul on koosluste muutlikkus mõõtmetest sõltumatu ehk kooslused on kõikides mastaapides suure muutlikkusega. Üldjuhul on mitme mastaabi koostoime mereliste ökosüsteemide kujunemise seisukohast kõige olulisema tähtsusega, vastandudes klassikalisele teooriale, kus suuremastaapsed keskkonnategurid määravad ära ökosüsteemi põhiomadused ning väiksemates skaalaosades toimivad protsessid mõjutavad kooslusi vaid väikestes piirides (Kotta, Witman 2009; Põllumäe jt 2009; Hewitt, Thrush 2009) (joonis 1).



Joonis 1. Eri organisatsioonitasandite vaheliste vastasmõjude suund ja tugevus. Joone paksus viitab seose intensiivsusele, pidev joon otsestele mõjudele ning katkendlik joon võimalikele kaudsetele mõjudele.

VÖTMELIIGID PÕHJAKOOSLUSTES

Võtmeliikidel arvatakse olevat suur roll koosluste moodustamisel, samuti mõjutavad nad oluliselt koosluse toimimisega seotud protsesse. Võtmeliikide leviku seaduspärasused ja nende roll kooslustes tundub olevat üldiselt teada (Duarte 2002). Oluliselt lünklikumad on aga meie teadmised looduslike ja inimtekkeliste tegurite mõjust võtmeliikidele erinevates ruumi- ja ajamastaapides ning selle mõju tagajärgedest mereökosüsteemide toimimisele.

Troopiliste merede pilkupüüdvamateks võtmeliikideks on kahtlemata korallid. Meie laiuskraadidel täidavad seda rolli suurvetikad ja limused. Limused võivad üksteise otsa kinnitades moodustada keerukaid kolmemõõtmelisi struktuure. Sellised struktuurid on väga vastupidavad looduslike ja inimtekkeliste mõjude suhtes ning säilivad isegi pärast neid moodustanud organismide surma. Kuna loodus üldjuhul tühja kohta ei salli, siis tekkinud biogeenne substraat kattub koheselt merevetikatega ning limusekoloonia pragusid asustab mitmekesine selgrootute ja kalade kooslus. Lisaks uute elupaikade loomisele suudavad paljud limuseliigid veelgi enam. Inimese jaoks ehk tähtsaim on nende väga suur filtreerimisvõime, mis võimaldab hoida merevett puhtana isegi väga suurte toitainete koormuste juures. Meie poolt läbi viidud eksperimentaaluurinud näitasid, et sellised limusepangad filtreerivad nende kohal olevast kümne meetrisest veesambast osakesed välja juba 50 minuti jooksul (Kotta jt 1995).

Sarnaselt limustele kujundavad pikaajalised pruunvetikaliigid märkimisväärselt rannikumere koosluste arengut. Seetõttu oli loogiline eeldada, et selliste pruunvetikate eemaldamine (st kliimamuutustele sarnaste keskkonnatingimuste loomine) vähendab lühiajaliselt koosluse vastupanuvõimet teistele stressoritele. Kuna üldjuhul on mereorganismide stressitaluvus väga suur, siis oli alust arvata, et mõne aja möödudes suudavad teised koosluse liigid üle võtta pruunvetikate rolli. Uurimistulemused andsid aga üllatavaid ja vastuolulisi tulemusi. Pruunvetikate eemaldamine koos-

lustest ei avaldanud kuskil Euroopa meredes pikaajalist mõju ning mõjutas koosluste struktuuri lühiajaliselt vaid Põhja-Euroopas. Tugeva tallusega vetikate eemaldamine parandas väiksemate vetikate kasvutingimusi Lõuna-Euroopas ning halvendas nende kasvutingimusi Põhja-Euroopas. Koosluste reaktsioon kliima muutustest tingitud häiringule suhtes varieerus piirkonniti, kuid enamik kooslusi olid selle suhtes tundetud sõltumata sellest, kas seal olid esindatud võtmeliigid või mitte (Bulleri jt retsenseerimisel). Häiringud soodustasid süstemaatiliselt väiksemate vetikate kasvutingimusi, tekitasid vaba eluruumi ning selle kaudu muutsid kooslusi vastuvõtlikumaks võõrliikide invasioonide suhtes. Tulemused viitavad, et Euroopa rannikumere kooslused on väga dünaamilised ning võimelised taastuma häiringutest, mis on seotud funktsionaalse vaesustumisega ja kliima muutustest tuleneva stressiga. Uuring näitas selgelt, et stressorid mõjutavad rannikumere kooslusi regioonispetsiifiliselt. Sellest tulenevalt on efektiivne keskkonnakaitse ja ressursi majandamine võimalik vaid siis, kui arvestame piirkondlike koosluste eripäraga. Lisaks kinnitas uurimus meie arvamust, et võtmeliikide osatähtsust koosluste kujunemisel on teaduskirjanduses sageli üle hinnatud ning pigem on elustiku leviku ruumi- ja ajamustrite taga paljud nõrgad interaktsioonid eri organisatsioonitasandite sees ja vahel.

LOODUSLIK MUUTLIKKUS JA INIMMÕJU

Suuremastaapsete protsesside muutumine avaldab mereökosüsteemide kõigil bioloogilise organisatsiooni tasanditel olulist ja ka mõõdetavat mõju. Kliimamudelid prognoosivad äärmuslike sündmuste, nagu põuad, tormid ja üleujutused, sagenemist. Hiljutised uuringud on näidanud, et kliimatingimuste nihked muudavad liikide levikut, arvukuse ja mitmekesisuse mustreid (Hughes 2000; Zavaleta jt 2003). Äärmuslikud kliimasündmused suurendasid elustiku ajalist muutlikkust, kui häiringud ajaliselt kas ei seostu või seostuvad negatiivselt, kuna positiivselt korreleerivate häiringute mõju on vastupidine. Nimetatud

tagajärjed on märgatavamad pigem nõrga kui tugeva häiringu intensiivsuse juures, sest tugevad häiringud vähendavad populatsioonide arvukust tasemeni, kus suured kõikumised on võimatud. Sellest tulenevalt suureneb liikide väljasuremise tõenäosus ebastabiilses keskkonnas, eriti kui ebasoodsad tingimused kestavad kauem.

Räime arvukuse detailsed uuringud näitasid, et kliimamuutuste tagajärjel muutub koosluste võime taluda või taastuda teistest häiringutest. Eriti tugevalt avalduvad kliimamuutused populatsioonide ja isegi ökosüsteemi produktiivsuses (Ojaveer jt 2011a). Teiselt poolt võib intensiivne inimtegevus (nt mere elusvarude eksploateerimine) vähendada mereökosüsteemide ja populatsioonide 'elastsust' ning seeläbi muuta nad vastuvõtlikumaks kliimamuutustele (Planque jt 2009). Mere-elustiku, loodusliku muutlikkuse ja inimõju vaheliste seoste mõistmine on loonud teoreetilise aluse indikaatorite kasutamiseks merekeskkonna seisundi kirjeldamiseks. Meie keskkonnavalitsuse otsuseid reguleerib otseselt Euroopa Liidu Veepoliitika Raamdirektiiv, mis määratleb merevee kvaliteedi hindamise korra ning nõuab liikmesriikidelt hea keskkonnaseisundi saavutamist. Ehkki direktiiv täidab õilsaid eesmärke, pärinevad selle teoreetilised alged 1960ndatest aastatest, mil mere ökosüsteeme peeti suhteliselt staatilisteks ning kliimamõjudest veel eriti ei räägitud. Nii ei võimalda direktiiv paindlikult arvestada muutuvatest kliimaatilistest tingimustest põhjustatud inimõju ja elustiku vaheliste seoste teisenemist. Tegelikult võivad kliimaatilised tegurid nõrga inimõju tingimustes merekeskkonna veekvaliteedi klassi hea või halva suunas nihutada (Lauringson jt 2012). Tugeva inimõju korral on enamasti kliimaatiliste tegurite osatähtsus veekvaliteedi klassi kujunemisel tühine (Lauringson jt 2012).

Euroopa merede ökosüsteemide struktuuris on viimasel ajal täheldatud terve rida suuri muutusi. Läänemerele iseloomulikeks näideteks on mitmeaastaste vetikate asendumine efemeersete liikidega, eutrofeerumisega seotud režiimimuutused

pehmetel põhjadel, pelaagiliste kalade domineerimine põhjalähedase eluviisiga kalade üle ning riim- ja soojaveelise kompleksi domineerimine zooplanktoni koosluses. Selliste režiimihetede ulatust ja täpset toimumise aega on keeruline ennustada, kuid viimase aja tööd (nt Litzow jt 2008) on paljulubavad. Režiimimuutuste ennustamiseks on vajalikud suured eelteadmised piirkonna liikide elutsüklitest, erinevate eluvormide taluvuspiiridest ning keskkonna ja elustiku vahelistest funktsionaalsetest seostest.

Tõenäoliselt määravad looduslike ja inimtekkeliste tegurite vahelised keerukad vastasmõjud ökosüsteemi režiimimuutuste suuruse, ruumilise ulatuse ja kestuse. Sellele viitavad ka meie viimase aja uurimistulemused, millest nähtub, et nt merevee temperatuuri-, biogeenide sissevoolu- ja füüsikaliste häiringute koostoime mõjutab elustikku mitmel organisatsioonitasandil (Kotta jt 2009; Kotta, Witman 2009; Herkül jt 2011; Ojaveer jt 2011b). Ökosüsteemi tasandil suurendab kõrgem temperatuur ja suurem magevee sissevool kihistumise tugevust ja kestust, põhjustades süvavee hapnikuvarustuse halvenemist ja hapnikuvaeguse piirkonna suurust. Tormide tagajärjel suurenev ranna erosioon tõstab settimise intensiivsust ja kahjustab halokliinist sügavamal asuvaid põhjakooslusi. Koosluste tasandil suurendab kõrge temperatuur ökosüsteemi hapnikutarbimist ja suur biogeenide sissevool suurendab orgaanilise aine hulka. Nende kahe teguri koosmõjul väheneb produktsiooni/respiratsiooni suhe ja suureneb ökosüsteemi heterotroofsus. See omakorda toob kaasa suured muutused elupaikade seisundis, liikide arvukustes ning liikidevahelises konkurentsis. Sellised vaatlusandmed ja eksperimentaaltööd võimaldavad prognoosida ökosüsteemi režiimihetede suurust, ruumilist ulatust ja kestust ning hinnata looduslike ja inimtekkeliste tegurite osakaalu muutustes. Sellest tulenevalt on neil uurimustel suur praktiline tähtsus kliimamuutuste ja merereostuse mõjude leevendamisel.

Kasutades mitmemõõtmelisi statistilise analüüsi meetodeid ja Bayes'i modelleerimist hindasime

eutrofeerumise ja kliimanäitajate individuaal- ja koosmõju Läänemere veekvaliteedile. Suurselgrootute dünaamika oli seotud kliimanäitajatega, eutrofeerumise tase mõjutas fütoplanktonit ning kliimanäitajate ja eutrofeerumise koosmõju kirjeldas põhjataimestiku näitajate muutlikkust. Bayes'i modelleerimisega hinnati määramatust vee kvaliteedi hindamisel. Modelleerimistulemused näitasid, et fütoplankton ja suurselgrootud ei olnud eriti tundlikud kliimamuutustele, samas kui soolsuse vähenemine avaldas põhjataimestiku kooslustele väga tugevat mõju. Sellest tulenevalt määrab põhjataimestik veekvaliteeti enim muutunud kliima tingimustes (Kotta jt 2009). ECOPATH mudelid (Christensen jt 2004) näitasid, et herbivoorid ei avaldanud olulist mõju makrovetikatele ning suurem osa taimsest biomassist suunati detriidiahelasse. Töenduslik kalapüük avaldas olulist mõju ökosüsteemi struktuurielementidele kõikides uuritud merepiirkondades, kusjuures kaudsed mõjud ületasid kalapüügi otseseid mõjusid. Kalapüük muutis röövtoiduliste kalade osakaalu, mis omakorda mõjutas põhjaeluviisilisi kalu ning suurselgrootute kooslusi. Interaktsioonid olid ökosüsteemispetsiifilised, mistõttu produktiivsuse ja eutrofeerumisindikaatorite väljatöötamisel tuleb kindlasti arvestada piirkondlike ökosüsteemi aineringete eripäradega (Tomczak jt 2009).

Erinevate teadusalade koostöö viib sageli uudsete tulemusteni. Koostöö ajaloolastega on võimaldanud loodusteadlastel avada väga mahukaid ajalooallikaid (eriti kalandusteadlaste puhul), mille alusel saab hinnata inimtegevuse iseloomu ja mahtu, selle aja sotsiaalmajanduslikku keskkonda ja ka mere töenduslike elusvarude seisundit. Globaalse mereuurimisprogrammi *Census of Marine Life* (<http://www.coml.org/>) raames uuriti ka Läänemere kalandust möödunud sajanditel ning, rakendades kaasaegseid analüüsimeetodeid, saadi uut teavet alates 13. sajandist (Ojaveer, MacKenzie 2007). Varasematel sajanditel, mil inimõju oli suhteliselt tagasihoidlik, mõjutas kalapopulatsioon enamjaolt kliima ja kalasaake paljuski ilmastik. Näiteks Karl Ernst von Baer'i personaal-

arhiivi andmete põhjal mõjutas 18.–19. sajandil ilmastik väga oluliselt kalasaakide suurust, kusjuures ülepüüki sel ajal veel ei täheldatud (Lajus jt 2007). Väikesel Jääajal (17. sajandil) domineeris Liivi lahe töenduspüügis räim, mille aastasaagid olid käesoleva ajaga võrreldes umbes 30 korda väiksemad. Ilmselt karmide talvede tõttu oli räimepüügi hooaeg nihutatud peamiselt juuni- ja juulikuusse, kusjuures kaasajal arvukad sooja vett ja eutrofeerumist eelistavad kalad, nagu ahvenlased ja karplased, puudusid tolle aja kalapüügis täielikult (Gaumiga jt 2007). Kalapüügivahendite oluline areng Läänemeres toimus 20. sajandi alguskümnenditel, kui hakati rakendama traalpüüki. Selle oluline mõju kalavarudele (möödetuna läbi töendusliku suremuse) on täheldatav alates möödunud sajandi keskpaigast (Eero jt 2008). Kahjuks on ajalooarhiivides infot vaid peamiselt olulisemate/väärtuslikemate töenduskalade kohta (nt räim, tursk, tuur, lõhe, angerjas) ning mitmete tänapäeval oluliste rannikukalade kohta on teave kas väga lünklik või puudub sootuks (Ojaveer jt 2007) (joonis 2).

VÕÖRLIIGID

Bioloogilised invasioonid on saanud ülemaailmse muutuse üheks olulisemaks osaks, ohustades inimese tervist (nt koolera bakter), muutes looduslike ökosüsteemide mitmekesisust ning põhjustades olulist majanduslikku kahju. Võõrliikide sisserännete analüüs on näidanud, et invasiivne võõrliik võib muuta kogu süsteemi käitumist. Siiski on ainult piiratud arv võõrliike võimelised uues keskkonnas ellu jääma ja uute tingimustega edukalt kohanema. Kohanemise edukust ja invasiiooni tagajärgi on raske prognoosida, sest tulemused sõltuvad oluliselt keskkonnatingimuste muutlikkusest. Suuremastaapsed keskkonnategurid mõjutavad otseselt süsteemi omadusi ja toimivad seetõttu filtrina, mis muudab invasiiooni edukuse tõenäosust ja tagajärgi. Praeguste invasiionimudelite puuduseks on katseandmete vähesus invasiiooni tagajärgi määravate keskkonna koosmõjude ja liikidevaheliste suhete kohta.

< 4000 BC	Esmane teave mere-elusvarude kasutamisest
	Teated tuura olulisest tarbimisest (Läänemere lõunaosa)
1000 AD	
	Esimese võõrliigi invasioon (<i>Mya arenaria</i>)
1100 AD	
	Tuurapopulatsiooni languse algus
1200 AD	Püügipiirangute rakendamine (Läänemere lõunaosa)
	Hülgerasva mahukas eksport Euroopasse (kuni 19. saj.)
1300 AD	Teated lõhepüügi tähtsusest rannikukogukondadele
1400 AD	Esmased andmed kalasaakide suurenemise kohta (Soome laht)
1500 AD	Tursa ekspordi 80-aastane andmerida (Läänemere põhjaosa)
1600 AD	Öresundi heeringasaakide kollaps
	Kalasaakide hinnanguline suurus (Liivi laht, 20 aastat)
1700 AD	
	Poole sajandi pikkused rannikukalastiku saagid (Väinameri)
1800 AD	Loodusliku lõhevaru languse algus
	Kalasaakide ja püügivõimsuse andmeridade algus (Rootsi)
1900 AD	Töendusliku kalapüügi algus, tursavarude suuruse hinnang
	Hülge asurkondade langemine sügavasse madalseisu
1950 AD	Kalavarude suuruse hinnangu algus, väljapüügikvootide määramine
	Läänemere tegevuskava, kaitsealade loomine
2000 AD	Kalavarude majandamiskavad, hallhülgeasurkonna taastumine

Joonis 2.

Valitud olulisemad tähised inimese ja Läänemere eluslooduse vahelistes suhetes alates 4000 BC kuni tänapäevani.

Võõrliik võib kaotada või asendada seniseid koosmõjusid, tekitada uusi ja mõjutada kohalike liikide ohtrust ning lõpptulemusena kogu koosluse toimimist.

On tõenäoline, et võõrliikide edukus sõltub piirkonna geoloogilisest ajaloost ja füüsikalise-keemiliste tingimuste (eelkõige temperatuur ja soolsus, aga ka näiteks toitainete- ja hapnikusisaldus, veevaste, turbulents ja hägusus) muutlikkusest. Geoloogiliselt noored süsteemid, nagu Läänemeri, ja muutlikud elupaigad, nagu estuaarid, võiksid teoreetiliselt olla bioloogiliste invasioonide suhtes ühed tundlikumad. Meie uuringute tulemused näitasid selgelt, et Läänemeri on võimeline 'maju-tama' rohkelt võõrliike. Selle põhjuseks võib pidada nii mere isoleeritusest ja lühiealisusest tingitud väikest liigilist mitmekesisust kui ka nõr-

ku liikidevahelisi interaktsioone. Samas väga oluline on ka invasiooniviiside mitmekesisus, mis sisuliselt määrab uute liikide sissetungi võimalused. Võõrliikide edukust uues keskkonnas võib vähendada kohalike liikide suur konkurentsivõime ning liikidevaheliste seoste vähenenud roll koosluse kujunemisel. Vaid üksikudel juhtudel võivad tulnukliigid muuta ökosüsteemi ebastabiilseks ning oluliselt vähendada bioloogilist mitmekesisust. Maailmas ei ole seni teada ühtegi juhtumit, kus võõrliikide invasiooni tõttu kohalikud liigid oleks päris ära kadunud, küll aga on hulgaliselt näiteid populatsioonide levikuareali ahennemise ja arvukuse/biomassi kahanemise kohta. Läänemeres on võõrliigid reeglina suurendanud liigilist mitmekesisust ning laiendanud ka elustiku funktsionaalset mitmekesisust (foto).



Läänemere 19. sajandi keskpaiku saabunud võõrliik tavaline tõruvähk *Balanus improvisus*. Läänemere madala soolsusega merealadel suudavad vaid võõrliigid filtreerida veest taimset hõljumit ning selle kaudu suurendada põhjakoosluste produktsiooni ja mitmekesisust.

Võrreldes teiste meredega maailmas on Läänemeri momendil oma ligi 120 võõrliigiga 'keskmike' seas, kuid kindlasti ei saa me vastu Vaahemerele, kus elutseb üle 1000 võõrliigi. Nagu kogu Euroopa meredes, on ka Läänemeres võõrliigid enamasti rannikualal, kuid 'invasioonifront' on liikumas avamere suunas. Üheks viimaseks näiteks on kammloom *Mnemiopsis leidy*, kes küll viimaste andmete alusel erilist ohtu Läänemere töönduslikele kalavarudele ei tohiks kujutada. Meie viimased uuringud tõdevad (Ojaveer jt 2011b), et üheteistkümne arvukaima võõrliigi aastatevahelist dünaamikat kirjeldab kõige paremini soojusrežiim, kusjuures erinevates alabasseinides (Liivi ja Soome laht) kirjeldavad samade võõrliikide dünaamikat reeglina erinevad keskkonnategurid. Samas, sõltumata invasiooni ajast, liigi funktsionaalsest rollist ja toiduahela tasemest, ei ole mitte ühegi uuritud võõrliigi arvukus viimastel kümnenditel kahanenud. Seda põhjustab ilmselt merevee temperatuuri tõus.

TULEMUSTE RAKENDUSED

Viimase aja mitmed Euroopa Liidu strateegiad, direktiivid ja poliitika (nt Merestrategia Raamdirektiiv, Komisjoni otsus merevee hea ökoloogilise staatuse kohta, Merenduspoliitika, HELCOM Läänemere tegevuskava) ning edasiarendused (nt EL ühtne kalanduspoliitika) on suureks väljakutseks mereuurijatele. Eelkõige nõuab see aga olemasoleva teabe kogumist ning agregeerimist indikaatorite arendamisse (nt Shin jt 2010) ning indikaatoritel põhineva ökosüsteemi seisundi hindamise läbiviimist. Meie poolt hiljuti läbi viidud analüüsid, kuhu kaasati umbes 140 indikaatorit, näitavad, et usaldusväärsete tulemuste saamiseks on ääretult oluline adekvaatse matemaatilise aparatuuri valik, kusjuures indikaatorite agregeerimise meetodikal (hierarhiline või mittehierarhiline) pole olulist mõju. Andmeridade (st indikaatorite) olemasolu on määrava tähtsusega hindamiseks ökosüsteemi komponente (nt bioloogiline mitmekesisus), mis on mõjutatud väga mitmesest inimtegevusest (kalapüük, eutrofeerumine, reos-

tus, võõrliikide invasioon), kusjuures 'sektoriaalse' komponendi (reostus, eutrofeerumine) hinnangus ei oma see olulist tähtsust (Ojaveer, Eero 2011). Analüüsi tulemina leidsime, et Läänemere Keskkonnakaitsekomisjoni (HELCOM) poolt läbi viidud bioloogilise mitmekesisuse teemaatilise hinnangu (HELCOM 2009) tulemusesse tuleb suhtuda väga ettevaatlikult ning usaldusväärse tulemuse saamiseks tuleb kindlasti kasutada ka alternatiivseid meetodikaid.

Kala- ja kalandusuuringute laiendamine sajanditepikkusele skaalale on oluliselt laiendanud teadmisi populatsioonide ja ökosüsteemi seisundist ajal, mil erinevad inimõjud olid käesoleva ajaga võrreldes suhteliselt tagasihoidlikud ning peamise tegurina tuleb käsitleda looduslikku mõju (Ojaveer, MacKenzie 2007). Saadud tulemused avardavad oluliselt meie arusaama võimalustest, mida Läänemeri meile pakkuda suudab (MacKenzie jt 2011b) ning annavad võimaluse kasutada ajaloolist infot majandamisotsuste tegemisel. Läänemere idaosa tursavaru jätkusuutlikkus on tagatud juhul, kui töönduslikku suremust (F) hoitakse madalamal väärtusest 0,3 (Lindgren jt 2010), ning seda isegi tingimustes, kui hüdrokliima on jätkuvalt ebasoodne ning hallhülge populatsioon taastub ajaloolise teadaoleva kõrgtasemeni 20. sajandi alguses (MacKenzie jt 2011a).

Viimaste aastate ökosüsteemide uurimine võimaldas meil luua reeglilikku, kuidas ühes skaalas kirjeldatud protsesse viia üle teistesse skaaladesse (sh suuremastaapsete protsesside mõju kirjeldada väikeses skaalas ja väikesemastaapsete protsesside mõju hinnata suures skaalas). Leitud seoste alusel lõime eritüübilisi Läänemere ökosüsteemi muutusi prognoosivad mudelid, mis võtavad arvesse erinevaid keskkonnamuutuste tulevikustsenaariume (Kotta jt 2009; Möller jt 2009; Põllumäe jt 2009; Kuprijanov jt 2011). Mudelite abil tehti ennustusi mitmete tegurite koosmõju kohta. Kliimamuutusi (muutused keskmises veetemperatuuris ning temperatuuri sesoonses ja aastatevahelises dünaamikas, tormide esinemissageduses ja magevee sissevoolus) käsitleti kui suuremõõt-

melist taustamõju, mis võib avalduda teiste tegurite (näiteks reostuse ja bioloogiliste invasioonide) regionaalses ja lokaalses mõjus. Sellised üldistused on aluseks mitmete Bayes'i mudelitel toimivatele rakendustele, mille kaudu saab hinnata, kuidas erinevad keskkonnapoliitilised otsused (nagu eutrofeerumisvastaste meetmete rakendamine, tuuleparkide loomine, sadamaehitused) mõjutavad Eesti rannikumere keskkonnaseisundit. Bayes'i mudelitega on võimalik näiteks näidata, kuidas kliimamuutused mõjutavad erinevate ökosüsteemide elementide seisundit ning seeläbi ka rannikumere veekvaliteeti. Modelleerimine võimaldab hinnata millised sammud on vajalikud, et tagada mere hea seisund ka muutuvate keskkonnanähtude juures. 'Toimiva' keskkonnapoliitilise otsuse vastuvõtmisel suudame vähendada määramatusi ning vältida pöördumate protsesside eskaleerumist.

VIITED

- Bulleri, F., Benedetti-Cecchi, L., Cusson, M., Arenas, F., Aspden, R., Bertocci, ., Crowe, T. P., Davoult, D., Eriksson, B. K., Frascetti, S., Golléty, C., Griffin, J., Jenkins, S. R., Kotta, J., Kraufvelin, P., Maggi, E., Molis, M., Sousa Pinto, I., Terlizzi, A., Valdivia, N., Paterson, D. M. Compensatory dynamics, human perturbations and the stability of European rocky shore assemblages. *Oikos*, (toimetamisel).
- Christensen, V., Walters, C. J. 2004. Ecopath with Ecosim: methods, capabilities and limitations. *Ecol. Model.*, 172, 2-4, 109–139.
- Duarte, C. M. 2002. The future of seagrass meadows. *Environ. Conserv.*, 29, 2, 192–206.
- Eero, M., Köster, F. W., MacKenzie, B. R. 2008. Reconstructing historical stock development of the eastern Baltic cod (*Gadus morhua*) before the beginning of intensive exploitation. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 65, 12, 2728–2741.
- Gaumiga, R., Karlsons, G., Uzars, D., Ojaveer, H. 2007. Gulf of Riga (Baltic Sea) fisheries in the late 17th century. *Fisheries Res.*, 87, 2-3, 120–125.
- HELCOM 2009. Biodiversity in the Baltic Sea – An integrated thematic assessment on biodiversity and nature conservation in the Baltic Sea. *Balt. Sea Environ. Proc. No 116B*. HELCOM, Helsinki.
- Herkül, K., Kotta, J., Kotta, I., Orav-Kotta, H. 2006. Effects of physical disturbance, isolation and key macrozoobenthic species on community development, recolonisation and sedimentation processes. *Oceanologia*, 48, S, 267–282.
- Herkül, K., Kotta, J., Pärnoja, M. 2011. Effect of physical disturbance on the soft sediment benthic macrophyte and invertebrate community in the northern Baltic Sea. *Boreal Env. Res.*, 16, Suppl. A, 209–219.
- Hewitt, J. E., Thrush, S. F. 2009. Reconciling the influence of global climate phenomena on macrofaunal temporal dynamics at a variety of spatial scales. *Global Change Biol.*, 15, 8, 1911–1929.
- Hughes, L. 2000. Biological consequences of global warming: is the signal already apparent? *Trends Ecol. Evol.*, 15, 2, 56–61.
- Kotta, J., Aps, R., Orav-Kotta, H. 2009. Bayesian inference for predicting ecological water quality under different climate change scenarios. *Management of Natural Resources, Sustainable Development and Hazards II, WIT Transaction on Ecology and the Environment*, WIT Press, Southampton, Boston, 127, 173–184.
- Kotta, J., Kotta, I., Simm, M., Põllupüü, M. 2009. Separate and interactive effects of eutrophication and climate variables on the ecosystem elements of the Gulf of Riga. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 84, 4, 509–518.
- Kotta, J., Lauringson, V., Kotta, I. 2007. Response of zoobenthic communities to changing eutrophication in the northern Baltic Sea. *Hydrobiologia*, 580, 97–108.

- Kotta, J., Orav-Kotta, H., Vuorinen, I. 2005. Field measurements on the variability in biodeposition and grazing pressure of suspension feeding bivalves in the northern Baltic Sea. Dame, R., Olenin, S. (eds). *The Comparative Roles of Suspension Feeders in Ecosystems*. Springer, Dordrecht, 11–29.
- Kotta, J., Simm, M., Kotta, I., Kanošina, I., Kallaste, K., Raid, T. 2004. Factors controlling long-term changes of the eutrophicated ecosystem of Pärnu Bay, Gulf of Riga. *Hydrobiologia*, 514, 259–268.
- Kotta, J., Witman, J. 2009. Regional-scale patterns. Wahl, M. (ed). *Marine Hard Bottom Communities*. Springer, Berlin-Heidelberg, 89–99. (Ecological Studies; 206).
- Kuprijanov, I., Kotta, J., Pärnoja, M., Herkül, K., Kersen, P. 2011. Scale-specific effects of environmental variables on benthic macrophyte and invertebrate communities in the Vaindloo area, the central Gulf of Finland. *Estonian J. Ecology*, 60, 1, 4–17.
- Lajus, J., Ojaveer, H., Tammiksaar, E. 2007. Fisheries on the northeast coast of the Baltic Sea in the first half of the 19th century: what can be learned from the archives of Karl Ernst von Baer. *Fisheries Res.* 87, 2-3, 126–136.
- Lauringson, V., Kotta, J., Kersen, P., Leisk, Ü., Orav-Kotta, H., Kotta, I. 2012. Use case of biomass-based benthic invertebrate index for brackish waters in connection to climate and eutrophication. *Ecol. Indicators*, 12, 1, 123–132.
- Lindgren, M., Moelmann, C., Nielsen, A., Brander, K., MacKenzie, B., Stenseth, N. C. 2010. Ecological forecasting under climate change: the case of Baltic cod. *Proc. Roy. Soc. B*, 277, 1691, 2121–2130.
- Litzow, M. A., Urban, J. D., Laurel, B. J. 2008. Increased spatial variance accompanies reorganization of two continental shelf ecosystems. *Ecol. Appl.*, 18, 6, 1331–1337.
- MacKenzie, B. R., Eero, M., Ojaveer, H. 2011a. Could seals prevent cod recovery in the Baltic Sea? *PLoS One*, 6, 5, e18998.
- MacKenzie, B. R., Ojaveer, H., Eero, M. 2011b. Historical ecology provides new insights for ecosystem management: eastern Baltic cod. *Marine Policy*, 35, 2, 266–270.
- Möller, T., Kotta, J., Martin, G. 2009. Effect of observation method on the perception of community structure and water quality in a brackish water ecosystem. *Mar. Ecol.*, 30, 105–112.
- Ojaveer, E., Arula, T., Shpilev, H., Lankov, A. 2011a. Impact of environmental deviations on the larval and year class abundances in the spring spawning herring (*Clupea harengus membras* L.) of the Gulf of Riga (Baltic Sea) in 1947–2004. *Fisheries Res.*, 107, 1-3, 159–168.
- Ojaveer, H., Awebro, K., Karlsdottir, H. M., MacKenzie, B. R. 2007. Swedish Baltic Sea fisheries during 1868–1913: spatio-temporal dynamics of catch and fishing effort. *Fisheries Res.*, 87, 2-3, 137–145.
- Ojaveer, H., Eero, M. 2011. Methodological challenges in assessing the environmental status of a marine ecosystem: Case study of the Baltic Sea. *PLoS One*, 6, 4, e19231.
- Ojaveer, H., Kotta, J., Põllumäe, A., Põllupüü, M., Jaanus, A., Vetemaa, M. 2011b. Alien species in a brackish water temperate ecosystem: annual-scale dynamics in response to environmental variability. *Environ. Res.*, 111, 7, 933–942.
- Ojaveer, H., MacKenzie, B. R. 2007. Historical development of fisheries in northern Europe—Reconstructing chronology of interactions between nature and man. *Fisheries Res.*, 87, 102–105.
- Planque, B., Fromentin, J. M., Cury, P., Drinkwater, K., Jennings, S., Kifani, S., Perry, R. I. 2009. How does fishing alter marine populations and ecosystems sensitivity to climate? *J. Mar. Syst.*, 79, 3-4, 403–417.

Pöllumäe, A., Kotta, J., Leisk, Ü. 2009. Scale-dependent effects of nutrient loads and climatic conditions on benthic and pelagic communities in the Gulf of Finland. *Marine Ecol.*, 30, Suppl. 1, 20–32.

Shin, Y. J., Shannon, L. J., Bundy, A., Coll, M., Aydin, K., Bez, N., Blanchard, J. L., Borges, M. F., Diallo, I., Diaz, E., Heymans, J. J., Hill, L., Johannesen, E., Jouffre, D., Kifani, S., Labrosse, P., Link, J. S., Mackinson, S., Masski, H., Möllmann, C., Neira, S., Ojaveer, H., Abdalla, K. O. M., Perry, I., Thiao, D., Yemane, D., Cury, P. M. 2010. Using indicators for evaluating, comparing, and communicating the ecological status of exploited marine ecosystems. 2. Setting the scene. *ICES J. Mar. Sci.*, 67, 4, 692–716.

Steele, J. H. 1985. A comparison of terrestrial and marine ecological systems. *Nature*, 313, 6001, 355–358.

Tomczak, M. T., Müller-Karulis, B., Järv, L., Kotta, J., Martin, G., Minde, A., Pöllumäe, A., Razinkovas, A., Strake, S., Bucas, M., Blenckner, T. 2009. Analysis of trophic networks and carbon flows in south-eastern Baltic coastal ecosystems. *Progr. Oceanogr.*, 81, 1-4, 111–131.

Zavaleta, E. S., Shaw, M. R., Chiariello, N. R., Mooney, H. A., Field, C. B. 2003. Additive effects of simulated climate changes, elevated CO₂, and nitrogen deposition on grassland diversity. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 100, 13, 7650–7654.

KUIDAS KLIIMAMUUTUS MÕJUTAB JÄRVEDE ELUSTIKKU JA AINERINGEID?

Tiina Nõges, Peeter Nõges
Eesti Maaülikooli limnoloogiakeskus

JÄRVED SOOJENEVAD

Kliimamuutuste mõju järvedele uuritakse praegu intensiivselt kogu maailmas. Lokaalse iseloomuga ilmastikumuutused küll hägustavad vastusreaktsioone globaalsetele muutustele, kuid need on siiski jälgitavad. Eri piirkondade järvede füüsikalised parameetrid, näiteks veetemperatuur, jäänähtuste ajastus, termilise kihistumise iseloom ja veetase reguleerimata järvedes muutuvad ja reageerivad kliimaparameetrite muutumisele küllaltki koherentselt, keemiliste ja bioloogiliste näitajate puhul see kooskõla väheneb. Lühiajalises perspektiivis käituvad kõige ühetaolisemalt eri piirkondade veekogude pinnakihi temperatuurid (Livingstone jt 2010). Aastate ja dekaadide lõikes on koherentne vastus põhjapoolkera kliimamuutustele jälgitav veetemperatuuris, jää tekke ja sulamise ajastuses ning jõgede vooluhulkades. 25 Euroopa järve andmed näitasid veetemperatuuri pikaajalist ja kiirenevat tõusutrendi (Arvola jt 2010). Analüüs Eesti kohta (Nõges 2009) selgitas, et aastatel 1961–2004 tõusis veetemperatuur Võrtsjärves ja Peipsis oluliselt aprillis ja augustis, vastavalt 0,37–0,75°C ja 0,32–0,42°C võrra 10 aasta kohta. Hüppeline veetemperatuuri tõus toimus 1987–1989. Õhutemperatuur tõusis aastatel 1961–2004 Tartu ja Tiirikoja meteojaamades oluliselt jaanuarist aprillini ning juulis ja augustis. Aasta keskmine õhutemperatuur tõusis vastavalt 0,5–1,2°C; 0,3–0,5°C ja 0,4°C võrra 10 aasta kohta. Hüppeline õhutemperatuuri tõus toimus 1986–1990. Kihistunud järvedes on täheldatud kihistumise teravnemist ja kihistumisperioodi pikene- mist. IPCC kõige suuremaid kliimamuutusi ennustava stsenaariumi A2 kohaselt prognoositakse aastaks 2100 Euroopa järvedes veetemperatuuri tõusu 2–7°C võrra ja jääkatte kestuse olulist vähenemist (Nõges jt 2009).

KLIIMA MUUTUMINE MÕJUTAB JÄRVEDE ÖKOSÜSTEEME

Õhutemperatuuri ja sademete muutused on põhjapoolkeral seotud ühe suuremõtmelise atmosfääri tsirkulatsioonimustri, nn Põhja-Atlandi Ostsillatsiooni (NAO) indeksiga. Kuna NAO mõjutab komplekselt paljusid meteoroloogilisi parameetreid, siis on ka veekogudes toimuvad muutused NAOga tugevamini seotud kui üksikute meteoroloogiliste näitajatega. Sügavate järvede põhjakihi temperatuur muutub eri järvedes vähem koherentselt kui pinnatemperatuur, sest sõltub järvede segunemise iseloomust (Livingstone jt 2010). Temperatuuri hüppekihist allapoole jääva veemassi – hüpolimnioni füüsikalised ja keemilised näitajad määratakse suuresti kevadisel segunemisperioodil enne kihistumise algust valitsenud ilmastikuolude poolt. See kliimasignaal võib hüpolimnionis säilida kogu kihistumisperioodi vältel ning mõjutada sealseid hapnikuolusid ja veekeemiat. Vee keemiliste näitajate osas avaldub eri järvede koherents kõige tugevamini nitraatide kontsentratsioonis ja nõrgemini fosfori kontsentratsioonis. Bioloogiliste näitajate koherents on kõige nõrgem, siiski on üsna sageli täheldatud bioloogiliste sündmuste (kevadine veeõitseng ja selge vee periood, kalade kudemise algus) ajastuse sarnast muutumist paljudes veekogudes. Samas olid kliima soojenemisest tingitud nihked Eesti kahe karplase – särje ja latika kudemisökoloogias erinevad (Nõges, Järvet 2005). Ühitades J. Ristkoka poolt 40 aasta jooksul kogutud fenoloogilised andmed kalade kudemisa- ja alguse kohta suurjärvedes mõõdetud igapäevaste temperatuuri andmetega, ilmnes, et särje keskmine kudemisaeg on selle aja jooksul jäänud muutumatuks, kuid kudemise alguse veetemperatuuris ilmneb umbes 3°C tõusu trend. Latika kudemisaeg seevastu oli nihkunud keskmiselt 10

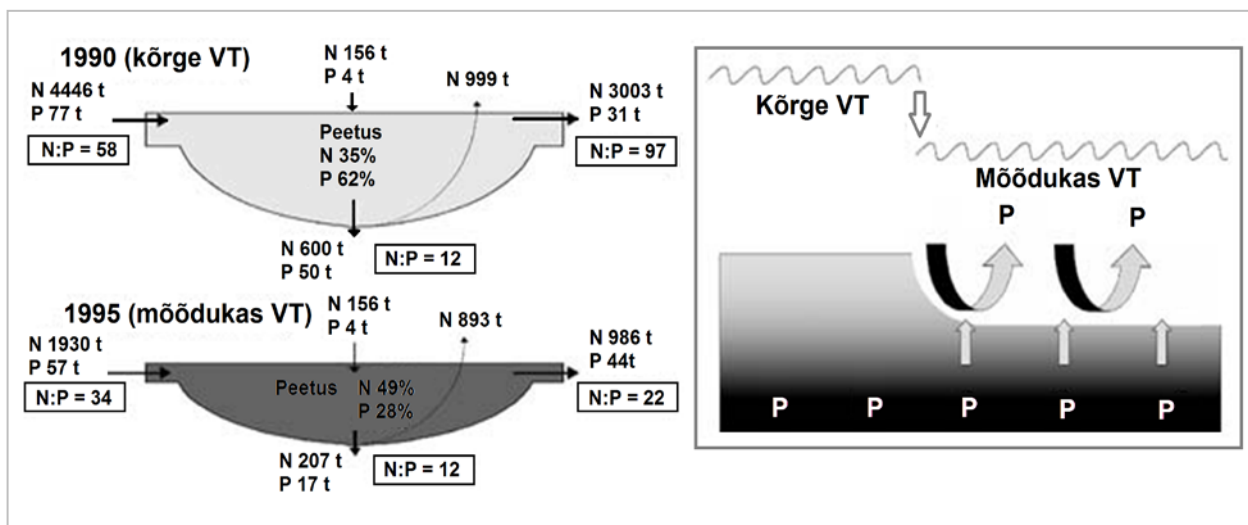
päeva varasemale ajale, kuid kudemisaja temperatuur jäänud muutumatuks.

Kliima soojenemisega kaasnev veesamba termilise kihistumise teravnemine ja stratifitseeritud perioodi pikenemine vähendab kihistunud järvede põhjas hapniku kättesaadavust. Hapniku puudumisel hakkavad põhjasetete bakterid orgaanilise aine lagundamiseks redutseerima muid oksüdeeritud ühendeid, kõigepealt nitraate ja siis raud(III)-e. Raua redutseerimisel tekib lahustumatust raud(III)fosfaadist lahustuv raud(II)fosfaat ja fosfor, mis on peamine järvede eutrofeerumist põhjustav element ja vabaneb vette.

Kliimamuutuste selle tulemiga on ilmselt seotud kihistunud Erkeni järves (Rootsi) suvise fosforikontsentratsiooni märgatav suurenemine viimasel kümnendil (Pettersson jt 2010), vaatamata sellele, et väline fosforikoormus järvele ei ole tõusnud. Madalates järvedes, nagu Võrtsjärv, veesammas ei kihistu ja fosforiringet mõjutab siin pigem klii-

mamuutustega kaasnev veetaseme muutumine. Kui veetase on madal, siis segab tuultest põhjustatud lainetus intensiivsemalt ka põhjaseteid, rohkem fosforit vabaneb setetest vette ja muutub primaarproduktidele kättesaadavaks. Madalates järvedes soodustab kõrge veeseis seega fosfori salvestumist põhjasetetesse ja madalveeperioodid selle lekkimist setetest vette (joonis 1).

Üleeuroopaliste andmebaaside põhjal selgitati, kas lämmastikupuudus on Euroopa järvedes süvenenud (Weyhenmeyer jt 2007). Leiti, et kevadine ja suvine nitraatlämmastiku kontsentratsioon on alates 1998. a oluliselt langenud ning perioodid, mil see on väga madal, on muutunud kolm korda sagedamaks. Nitraatide hulga vähenemine on tingitud valgalalt ja õhust lähtuva lämmastikukoormuse vähenemisest, aga ka kliimamuutustest. Lämmastiku defitsiit on põhjustanud õhulämmastikku siduvate potentsiaalselt mürgiste sinivetikate senisest tugevama vohamise paljudes Euroopa järvedes.



Joonis 1.

Võrtsjärve toitainete bilanss kõrge (1990) ja keskmise (1995) veetasemega (VT) aastatel. Kõrge veeseisu puhul peab järv kinni palju fosforit ja vähe lämmastikku. Madalaveelistel aastatel peetakse järves kinni (denitritifitseeritakse) palju lämmastikku, kuid fosfori kinnipidamise efektiivsus on väike põhjasetete läbisegamise tõttu.

Koherentsed muutused toiduahelate eri lülide tasemel näitavad, et Euroopa järved reageerivad kliimamuutustele sarnaselt nii aineriingete kui toiduahelate funktsioneerimise osas. Koherentselt muutuvad näiteks ränivetikate kevadise õitsengu algus ja zooplanktoni diapausi lõpp. Kliimamuutustega kaasnevad muutused ka toiduahela lõpp-tarbijate – kalade hulgas ja arengutsükis ning see kujundab koherentseid muutusi toiduahelate funktsioneerimises.

KLIIAMUUTUSED MÕJUTAVAD VALGLAPROTSESSE

Kliimamuutused mõjutavad lämmastiku lekkimist pinnasest veekogudesse, kuid selle lekkimise põhjused on keerukad ja kompleksed. Nitraatioonid on pinnasemaatriksiga üsna nõrgalt seotud ja leostuvad sealt vihmadega kergesti välja. Nitraatide suurenev leke pinnasest väljendub järvedes eelkõige nitraatide talvise kontsentratsiooni tõusuna. Pikaajaline talvise nitraadikontsentratsiooni tõus ilmnes kaheksast uuritud Euroopa järvest seitsmes (George jt 2010), sealhulgas ka Võrtsjärves, kus üldine lämmastikukoormus on selgelt vähenenud. Pinnasenitraate seovad eelkõige kasvavad taimed, aga ka pinnasebakterid, kes kasutavad seda orgaanilise aine lagundamiseks anaeroobses keskkonnas. Viimase nn denitrifitseerimisprotsessi tulemusel vabaneb atmosfääri molekulaarne lämmastik N_2 . See osa nitraatidest, mida pinnases ei seota ega denitrifitseerita, lekib sealt kergesti veekogudesse. Talvete soojenemine võib nitraatide leket pinnasest mõjutada kahesuunaliselt. Ühest küljest seovad taimed pehmematel talvedel nitraate rohkem ja ka bakterite poolt vahendatud denitrifitseerimisprotsessid on intensiivsemad. Teisalt seal, kus külmadel talvedel on pinnas pidevalt külmunud, soodustab pinnase vahelduv külmumine ja sulamine pehmemal talvel nitraatide leket. Õhutemperatuur ja pinnasetemperatuur ei pruugi omavahel kuigi hästi korreleeruda, kui maad katab paks isoleeriv lumikate. Külmal talvel paksu lumikatte all võib pinnasetemperatuur olla kõrgemgi ning bakteriaalsed nitraatide

ärakasutamise protsessid võivad olla intensiivsemad kui mõõdukate miinuskraadidega lumevaesel talvel. Sellest võib tuleneda suurem nitraatideleke pehmematel talvedel. Tegelik nitraatideleke ja selle kliimatundlikkus sõltub nende vastandlike protsesside omavahelisest tasakaalust ja võib olla üsnagi kohaspetsiifiline. Erinevate kliimastenaariumide alusel tehtud prognoosid aastateks 2071–2100 näitavad, et Põhja-Euroopas nihkub kevadise suurvee ja koos sellega ka nitraatide järvedesse sissevoolu tipp varasema lume sulamise ja vähesema lume hulga tõttu 1–3 kuud varasemale ajale kui ta oli seda aastatel 1961–1990. Soomes, Eestis ja Rootsis on kevadine suurvesi praegu reeglina aprillis, tulevikus võib see nihkuda isegi jaanuari. Aastastes nitraadikoormustes prognoositakse erinevate kliimastenaariumide alusel muutusi väikesest langusest kuni enam kui 50% tõusuni (Moore jt 2010).

Eesti jõed on veerohkemad niiskematel ja soojematel aastatel. Jõgede talvine äravool on suurenenud ja kevadine vähenenud (Nõges jt 2007a). Ainete kontsentratsioonid vees võivad veerohkusega seoses nii suureneda kui ka väheneda. Paljud veekvaliteedi näitajad reeglina lahjenevad vooluhulga suurenedes, kuid näiteks nitraatide sisaldus vees ei sõltu vooluhulgast ja nii viib kliima soojenemine N koormuse tõusule. Aasta lõikes akumuleerib Võrtsjärv osa toitainetest (N, P, Si) sõltumata konkreetse aasta veebilansist, kuid süsiniku puhul sõltub veebilansist, kas on valdavaks tema akumulatsioon või väljakanne (Pall jt 2011).

KAS KLIIMA SOOJENEMISEGA KAASNEB JÄRVEVEE TUMENEMINE?

Vee kollakaspruunikat värvust põhjustava lahustunud orgaanilise aine (LOA, vt ka H. Arsti (2011) kirjutist käesolevas kogumikus) sisaldus on laialdastel aladel nii Euroopas kui Põhja-Ameerikas viimastel aastakümnetel oluliselt suurenenud, kohati isegi 2–3-kordistunud (Evans jt 2005). Kui leiab kinnitust selle seos kliimamuutusega, on sel tugevaim kliimaatiline mõju magevee-elustikule. Lääne- ja Põhja-Euroopa or-

gaanikarikkad pinnased kujutavad endast märkimisväärset orgaanilise aine varu (Jennings jt 2010), mille transport veekogudesse mõjutab tuntavalt nende süsinikuringet ja veekvaliteeti. LOA teket ja transporti valgalade pinnases mõjutavad nii maakasutus, happevihmad kui ka kliimafaktorid. Kliima mõjutab LOA teket ja transporti komplekselt temperatuuri ja sademete kombineeritud mõju kaudu orgaanilise aine (OA) lagunemisele, lahustuvusele ja hüdroloogilisele transpordile. OA lagunemiskiirus sõltub küll temperatuurist, kuid andmed selle temperatuuritundlikkuse kohta on väga varieeruvad. OA lagunemiskiirus sõltub samuti tugevasti pinnase niiskusest. Kuivadel perioodidel pääseb hapnik muidu anaeroobsete pinnasehorisontideni ja sealsete lagunemisprotsessid intensiivistuvad. Tegelik pinnase poorivee LOA kontsentratsioon võib vahetult põua järel siiski ka langeda, sest põuaga võib kaasneda pinnase hapestumine, kui orgaaniline väävel oksüdeeritakse sulfaatideks. Hapelliges keskkonnas LOA lahustuvus väheneb. Siiski on paljudes uuringutes täheldatud poorivee LOA kontsentratsioonide tõusu, kui pinnas pikaajalise põuaperioodi järel taas niiskust saab. LOA kontsentratsiooni tõus näib sõltuvat eelneva põuaperioodi pikkusest. Näiteks, kui turbaalad kuivavad läbi sedavõrd, et turvas muutub hüdrofoobseks, siis LOA lekkimine poorivette väheneb ka pärast taasvettimist. LOA ekspordi seosed temperatuuri ja pinnaseniiskusega pole veel kaugeltki selged. Ehkki põuasele suvele järgnevat LOA kontsentratsiooni tõusu on täheldatud nii Põhja- kui Lääne-Euroopas, ei ilmne see mitte kõigil valglatel ega ka mitte iga põuase suve järel.

LOA ekspordi valglatelt veekogudesse mõjutab ka inimtegevus. Hiljuti on hakatud seostama veekogude suurenenud LOA sisaldust happevihmade vähenemisega (Evans jt 2006). Aastatel 1990–2004 vähenes Põhja- ja Kesk-Euroopas ning Põhja-Ameerika idaosas koos LOA kontsentratsioonidega ka atmosfäärne sulfaatide ja kloriidide koormus (Monteith jt 2007). Ligikaudu 85% sellest vähenemisest on seotud inimtegevuse

sega ja ülejäänu langenud meresoolade depositiooniga tormisuse vähenemise tõttu. LOA kontsentratsiooni tõus veekogudes võib olla tingitud pinnase pH suurenemisest ja sellega seotud LOA liikuvuse kasvust. Happevihmade tase on praeguseks siiski juba madalamal nivool stabiliseerunud ning LOA ekspordi hakkavad üha suuremal määral kontrollima kliimategurid. Valglatelt veekogudesse jõudnud LOA mõjutab valgustingimuste muutuse kaudu fütoplanktoni koosluse koosseisu ja produktiivsust ning on energiaallikaks bakteritest lähtuvatele toiduahelatele. LOA mõjutab positiivse tagasiside mehhanismi kaudu omakorda ka kliima soojenemist – mida rohkem on veekogudes LOA-d, seda rohkem eraldub sealt atmosfääri CO₂ ja seda tugevamaks muutub kasvuhoo-neeft.

KLIIAMAMUUTUSTE MÕJU PÕHJA-EUROOPA JÄRVEDELE

Euroopa Keskkonnaagentuuri (EEA) andmetel on Põhja-Euroopas järvedega kaetud oluliselt suurem osa pindalast kui mujal Euroopas, ulatudes 4,4%-st Eestis 8,7%-ni Soomes ja 9%-ni Rootsis (www.eea.europa.eu). Suurimate Põhja-Euroopa järvede hulka kuuluvad Venemaa Ladoga ja Onega, Rootsi Vänerni ja Vätterni, Soome Saimaa, Inari, ja Päijänne kõrval ka meie Peipsi ja Võrtsjärv. Kõige kõrgema toitelisusega järved asuvad Lõuna-Rootsis, Eestis ja Lõuna-Soome rannikualadel.

Põhja-Euroopa (PE) aasta keskmine õhutemperatuur muutus IPCC võrdlusperioodil (1961–1990) vahemikus 3,4–6°C ja sademete hulk vahemikus 500–632 mm. Tulevikustsenaariumid ennustavad perioodiks 2071–2100 aasta keskmise õhutemperatuuri tõusu 2–6°C võrra ja talvise (detsembervebruar) õhutemperatuuri tõusu 4–5°C võrra (Blenckner jt 2010). Mõned stsenaariumid näitavad ka suvise (juuni–august) õhutemperatuuri tõusu 3–4°C võrra ja selle kõige suuremaid muutusi Eestis. Sademete hulga muutust prognoositakse vahemikus–10 mm kuus suvises Eestis kuni +50 mm kuus talvises Lõuna-Rootsis. Kõik

kliimastenaariumid prognoosivad PE-s talvise lumikatte drastilist vähenemist. Kevadised veetemperatuurid näitavad PE järvedes selget tõusutrendi. See on tingitud nii kevadise õhutemperatuuri tõusust kui ka talvise õhutemperatuuri muutustest. Võrtsjärves ja Erkeni järves toimus pinnavee temperatuuri hüppeline tõus 1987. aasta paiku. Regionaalsete kliimamudelite (RCM) stsenaariumide alusel prognoositakse aastateks 2070–2100 PE järvede jääkatte kestuse vähenemist 1–2 kuu võrra ja selle suurimaid muutusi Lõuna- ja Kesk-Rootsis, Baltikumi edelaosas ja Lääne-Norras. Jääkatte kadumise ja temperatuuri tõusu koosmõju võib põhjustada olulisi muutusi järvede kihistumisrežiimis. Näiteks praegused dimiktillised järved (segunevad kaks korda aastas, kevadel ja sügisel) võivad muutuda monomiktillisteks (segunevad vaid ühe korra aastas). Sademete ja aurumise muutustega kaasnevad järvede veetaseme muutused, mis kõige ilmekamalt avalduvad meie seni veel loodusliku tasemerežiimiga suurjärvedes Peipsis ja Võrtsjärves. Veetaseme muutuste mõju madala järve ökosüsteemile on tugev.

Näiteks Võrtsjärve puhul võib seda lugeda lausa tugevaimaks ökosüsteemi mõjutavaks teguriks (Nõges P. jt 2010b). Soojadel ja kuivadel aastatel toitainete sissevool valglalt järvedesse reeglina väheneb, kuid nende järvesisesed kontsentratsioonid võivad tõusta suurenenud aurumise ja setetest vabanemise tõttu. Toitainete vabanemine setetest tugevneb eelkõige termiliselt kihistunud eutroofsetes järvedes, kus kihistumisperioodi pikenedamine toob kaasa põhjakihtides valitseva hapnikupuuduse ja sellega seotud potentsiaalse fosforilekke tugevnemise (joonis 2).

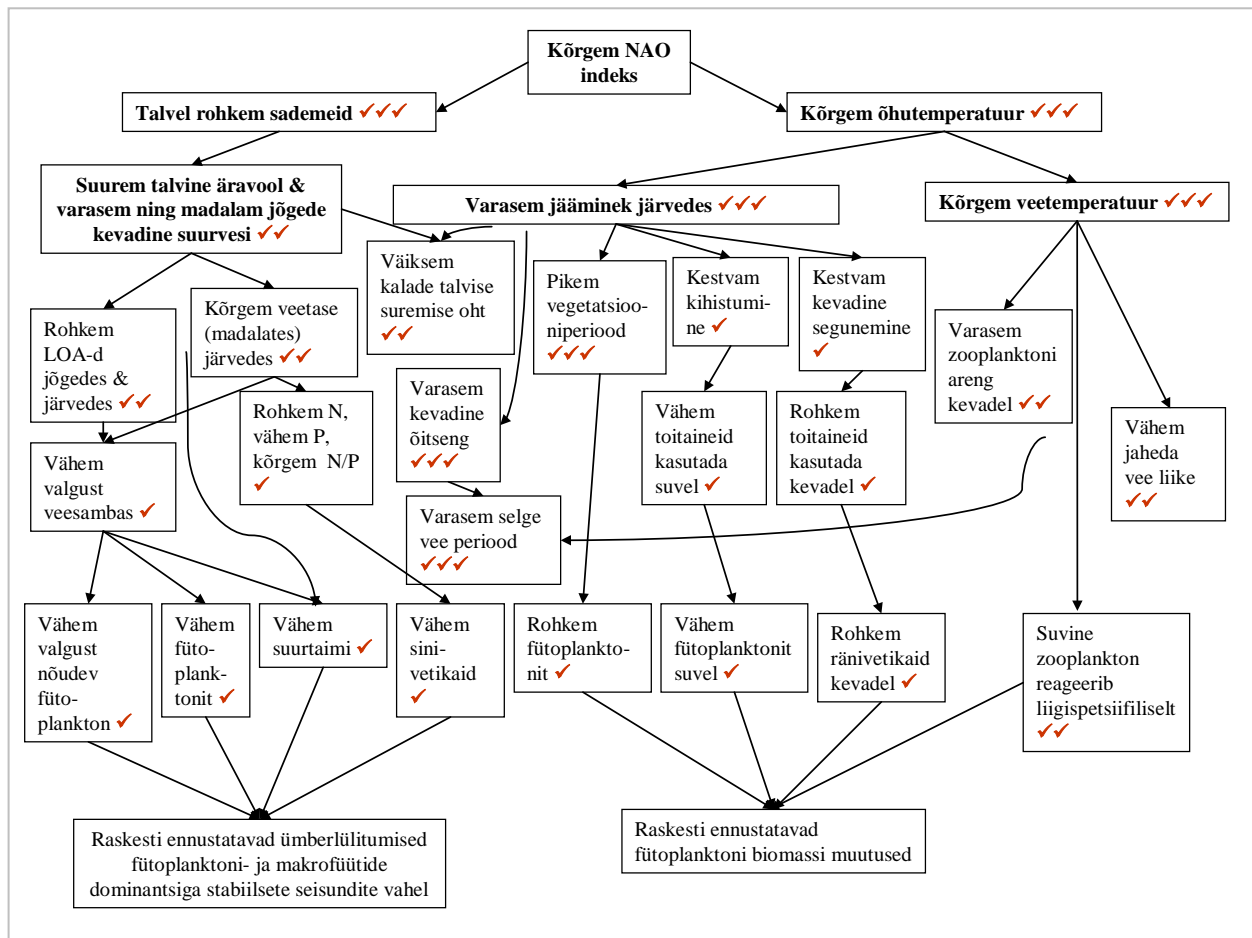
Suurimad muutused PE järvedes saavad tulevikus olema seotud tõenäoliselt veetemperatuuri muutuste ja sellega seotud muutustega organismide kasvukiiruses, toitaineringetes ja järve üldises produktiivsuses. Järveökosüsteemi vastused kliimamõjudele on keerukad ja kompleksed, kuna võivad realiseeruda organismide elutsüklite ja fenoloogia muutuste kaudu, sõltuda stohhastilistest vastasmõjudest ja olla seotud mittelinearsete

hüppeliste muutustega teatud läviväärtuste saavutamisel. Kliima mõjul toimivate järveökosüsteemi muutuste amplituudi mõjutab järve geograafiline asend, valgala morfomeetria ja muud omadused, inimtegevus ja kõikvõimalikud abiootilised ja biotilised vastasmõjud. Kõik see vähendab võimalike ökosüsteemsete vastuste ennustatavust ja prognooside realiseerumise tõenäosust.

VÕRTSJÄRV JA PEIPSI GLOBAALSETE MUUTUSTE TAUSTAL

Peipsi (pindala 3555 km², keskmine sügavus 7,1 m) ja Võrtsjärv (270 km², 2,8 m) on oma mõõtmete, loodusliku veetasemerežiimi ja pikaajaliste uurimisandmete olemasolu tõttu välja paistval kohal mitte ainult Eestis vaid kogu Euroopas kui ideaalsed objektid kliimamuutuste mõju selgitamiseks suurtele ja madalatele järvedele. Aastatel 1961–2004 on suurenenud õhutemperatuur ja sademete hulk Eestis. Tõusnud on ka Peipsi ja Võrtsjärve veetemperatuur (augustis ca 0,4°C kümne aasta kohta) ja suurenenud Võrtsjärve peamise sissevoolu, Väike-Emajõe vooluhulk. Toitainete koormused Võrtsjärve ja Peipsisse suurenesid kiiresti 1980ndatel aastatel ja langesid 1990ndate alguses. Kuna lämmastikukoormus vähenes kiiremini kui fosforikoormus, siis langes sissevoolava vee N/P (lämmastiku ja fosfori) suhe. Nii veetemperatuuri tõus kui ka N/P suhte langus põhjustasid Peipsis varasemast ulatuslikumaid veeõitsenguid ja sinivetikate vohamist. Võrtsjärves on N/P suhe ligi kaks korda kõrgem, kui Peipsis ja seal suuri veeõitsenguid ei esine. Viimastel aastatel näitab N/P suhe mõlemas järves tõusutendentsi ning see võib viia Peipsis veeõitsengute nõrgenemiseni (Nõges T. jt 2010c). Viimaste aastate erakordselt kuumadel suvedel on veeõitsengud siiski pigem intensiivistunud.

Peipsi ja Võrtsjärve veetaseme looduslik tsüklilisus on tugevalt seotud globaalset kliimamuutust peegeldava Põhja-Atlandi Ostsillatsiooni (NAO) indeksi kõikumisega (joonis 3). Nii Võrtsjärves kui Peipsis toovad pehmed talved (kõrge NAO) kaasa kõrgema veetaseme, kuid selle mõju järve



Joonis 2.

Kliimamuutuste mõjul Põhja-Euroopa järvedes täheldatud muutused ja nende tõenäosused (Blenckner jt 2010). Mida rohkem märke (✓), seda suurem on muutuse tõenäosus.

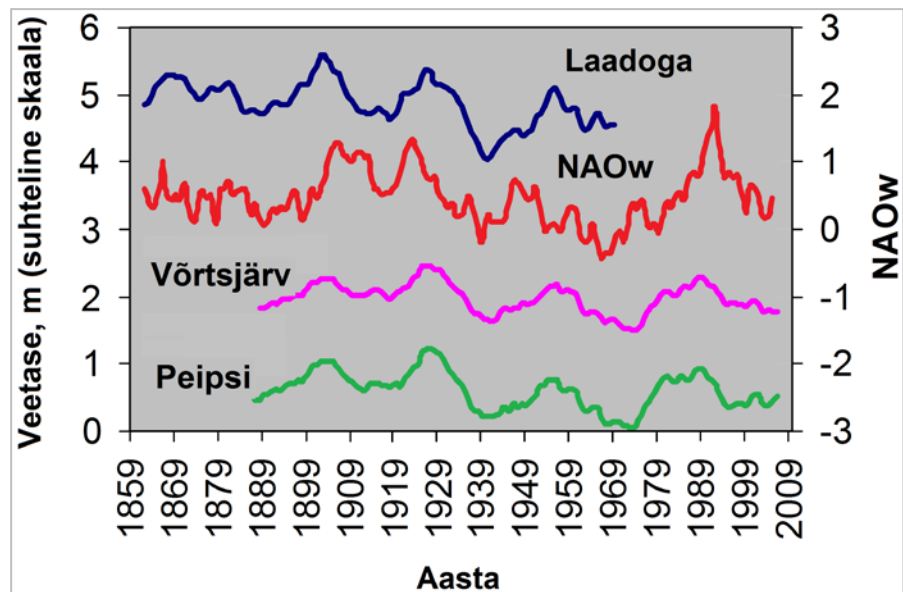
mahule ja keskmisele sügavusele on tugevam madalamas Võrtsjärves (Nõges P. jt 2010ab).

Madalaveelistel aastatel paraneb tuulte poolt põhjani läbisegatud Võrtsjärves veesamba keskmine valgustatus ja tugevneb põhjasetete resuspendeerimine ning fosfori liikumine põhjasetetest vette. Paremad valgusolud ja suurem fosfori hulk ning madalam N/P suhe toovad Võrtsjärves kaasa kõrge vetikabiomassi ning soodustavad potentsiaalselt mürgiste ja veeõitsenguid põhjustavate N₂ fikseerivate sinivetikate vohamist just madalaveelistel aastatel. Sügavamal vees on väiksemad

nii resuspendeerumise kui denitrifitseerumise kiirus. Sellega kaasneb madalam fosfori ja kõrgem lämmastiku kontsentratsioon ning kõrgem N/P suhe toob kaasa nii üldise vetikabiomassi kui ka molekulaarset (õhu)lämmastikku N₂ fikseerivate sinivetikate hulga vähenemise ning parema veekvaliteedi. Lisaks parandab kõrgem veetaseme talviseid hapnikuolusid, kuna jää alla 'lõksu' sattuv veemass ja sellest tulenev hapnikuvaru on kõrge veetaseme korral tunduvalt suuremad kui madala veetaseme puhul, setete hapnikutarve jääb aga praktiliselt samaks.

Joonis 3.

Talvine Põhja-Atlandi Ost-sillatsiooni indeks (NAOw) kõrvutatuna pikaajaliste veetaseme muutustega Laadoga järves, Peipsis ja Võrtsjärves. Kõik seeriad silutud 7-aastase libiseva keskmisega. Veetaseme seeriad Ago Jaanilt (Jaani 1973, 1990) on Peipsi ja Võrtsjärve osas täiendatud uute andmetega Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi andmebaasist, NAO indeks veebisaidilt <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>.



Sügavamas Peipsis ei ole see seos nii ilmne kui Võrtsjärves. Peipsi ökosüsteemile on suurimaks ohuks püsivalt kõrge fosfori sissevool valgalalt. Risk kalade hukkumiseks on Peipsis suurem suvel ja Võrtsjärves talvel. Peipsis on suvise kalade suuremise põhjuseks sinivetikate vohamine ehk 'veeõitseng'. See on tingitud nii reostusest (suurenenud fosforikoormus, vähenenud N/P suhe) kui ka ilmastikuoludest (soe ja tuulevaikne suvi). Veeõitsengute ajal nõrgestavad suured ööpäevased hapniku kontsentratsiooni muutused kalu ja muudavad nad teistele kahjulikele mõjuritele vastuvõtlikuks, seda eriti soojas vees. Veeõitsengute ajal muutub vesi aluseliseks, mille tagajärjel suureneb kaladele mürgise ammoniaagi hulk (joonis 4).

Pikaajalised andmerekad näitavad, et tugevasti kliimast sõltuval Võrtsjärve veetasemel on järve seisundile kolme tüüpi mõju (Tuvikene jt 2010; Nõges P. jt 2010b):

- Otsene mõju reaalajas setete resuspensiooni intensiivsuse kaudu. Veetaseme langedes tugevneb lainetuse mehhaaniline mõju setetele ning põhjast üles segatud settekiht mõjutab vee optilisi omadusi ja vee keemilist koostist.

See mõju on usaldusväärselt jälgitav vee kvaliteedinäitajate sesoonses ja pikaajalises muutlikkuses ning seetõttu teatud piirini statistiliste meetoditega aegridadest kõrvaldatav. Järeilmõju valglast lähtuva koormuse muutumise kaudu. Sademerohtel perioodidel suureneb Võrtsjärve veetaseme, kuid ka sissekantud toitainete (N, P) hulk. See efekt ilmneb aegridades kõige tugevamini 1-aastase hiline misega ja jääb statistiliselt usaldusväärseks pärast veetaseme otsese mõju statistilist kõrvaldamist.

- Päästikuefekt elustikus toimuvate režiimihetetele. Aastate 1978–79 vahel toimunud veetaseme tõus põhjustas fütoplanktonis dominantliikide vaheldumise, mida oli ette valmistanud 1970ndate aastate tugev toitainekoormus järvele. Võimule pääsesid kitsalt kohastunud varjataluvad liigid, mille domineerimist ei suutnud murda ka hilisem veetaseme langus. Tegu on hüstereesi tüüpi ilminguga, kus varasema seisundi taastamiseks oleks vaja vähendada toitainete kontsentratsioone tunduvalt madalama tasemeni kui see, mil muutus toimus.



Joonis 4. Kliima ja reostuse koosmõju Peipsi ja Vortsjärve ökosüsteemile.

KLIIMAMUUTUSED JA VEE RAAMDIREKTIIV

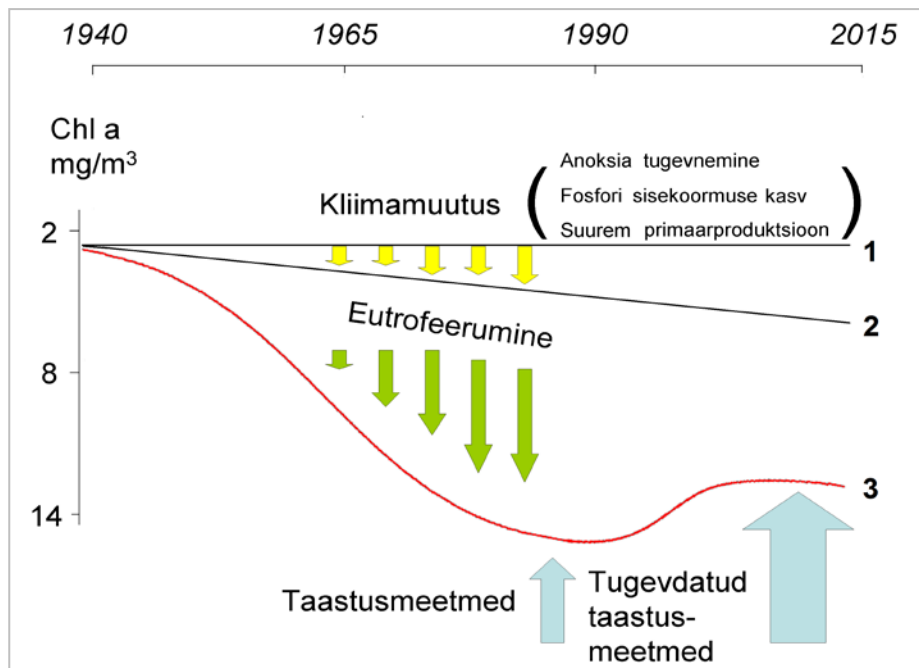
2000. aastal Euroopa Liidus rakendunud Veepoliitika Raamdirektiiv (VRD, Direktiiv 2000) seab ülimalt eesmärgiks ära hoida kõigi pinnaveekogude seisundi halvenemine, ning kaitse- ja taastusmeetmete abil saavutada pinnavee hea seisund hiljemalt aastaks 2015. Selle direktiiviga seonduvaid aspekte käsitleb lähemalt I. Otti, K. Mailehti, ja H. Timmi kirjutis käesolevas kogumikus (Ott jt 2011). See dokument ei anna aga mingeid soovitusi selle kohta, kuidas kliimamuutuse tingimustes neid eesmärke saavutada. Üha enam ilmub uurimistulemusi, mis näitavad, et kliimamuutus mõjutab ökoloogilise seisundi hindamise aluseks olevaid veekogude tüübitunnuseid (näiteks vee värvus, jõgede vooluhulk, järvede veetase ja segunemisrežiim), eriti aga vee kvaliteedinäitajaid (hapnikusisaldus, toitainete ja fütoplanktoni hulk, vee läbipaistvus, veeõitsengute sagedus, jt), mis omakorda seab ohtu veekogude hea seisundi saavutamise (Nõges jt 2007b).

Kuna kliimamuutuste tagajärjed on paljuski sarnased tunnustega, mida toob kaasa veekogude antropogeenne eutrofeerumine (joonis 5), millega võitlemiseks VRD peamiselt ellu kutsutud oli, põhjustab mõjurite selline läbipõimimine tõsiselt raskusi veekogude kaitsemeetmete tõhususe hindamisel. See võib kogu ökoloogilise seisundi hindamisprotsessi muuta ähmaseks ja anda liikmesriikidele võimaluse oma veekaitse alaseid tegevatajätmissi kliimamuutuse taha varjata.

Sellise olukorra vältimiseks töötas Euroopa Komisjoni juurde moodustatud töörühm 2009. aastaks välja juhenddokumendi (CIS 2009), kuidas kliimamuutusi VRD rakendamisel arvesse võtta. Suure määramatuse tingimustes, mis on seotud prognoositud regionaalsete kliimamuutustega ja nende mõjuga veeökosüsteemidele, on peamiseks soovitusena rakendada jõgikondade veemajanduskavades võimaluse piires selliseid majandamisstrateegiaid, mis oleks kasulikud võimalikest kliimamuutustest sõltumata.

Joonis 5.

Põhimõtteskeem klorofülli kontsentratsiooni häälbimisest veekogus tema looduslikust tasemest (1) kliimamuutuse tagajärjel (2) ja kombinatsioonis antropogeense eutrofeerumisega (3). Sulgudes antud kliimamuutuse toimetehhanismid tugevdavad eutrofeerumist, mistõttu on nende kombineeritud mõju neutraliseerimiseks vaja rakendada rangemaid veekaitse meetmeid.



Töökindlad ja kohanduvad meetmed peaksid vältima või minimeerima võimalikke kahjusid, sisaldama ohutusvaru, rakendama 'pehmeid' võtteid ning arvestama teiste majandussektorite poolt võetavate leevendamise- ja kohanemismeetmetega kliimamuutuste tagajärgedega toimetulekuks. Juhendis on sõnastatud rida põhimõtteid, millest veemajanduse korraldamisel kliimamuutuse tingimustes tuleks lähtuda. Üheks selliseks on soovitus jälgida muutusi muu inimtegevuse poolt vähemõjutatud veekogudes, kus peamise tegurina veekogude loomuliku vananemise kõrval tuleb arvesse kliimamuutus. Selliste alade seire võimaldaks eristada kliimamuutuse mõju muu inimtegevuse poolt esilekutsutud muutustest ja vältida ebarealistlike eesmärkide püstitamist veekogude seisundi taastamisel. Teine, teatud mõttes vastandlik idee, on keskenduda seires kliimamuutuste tulpunktile, st veekogudele või piirkondadele, mis kõige tundlikumalt kliimamuutusele reageerivad või kus senised muutused on olnud suurimad.

Kõigi kliimamuutusega seotud meetmete puhul jääb peamiseks nõudeks nende teaduspõhisus ja vajadus koguda täiendavaid andmeid kliimategurite poolt veekogudes esile kutsutud otsete ja kaudsete muutuste kohta.

Kui VRD keskendub peamiselt veekogude ökoloogilisele seisundile ja vee kvaliteedile, siis prognoositava sademetejaotuse muutumise tõttu on nimetatud juhenddokumendis pearõhk nihkunud muutustele veevarudes ja nende kättesaadavuses. Praeguste veemajandust korraldavate seadusaktide (VRD, ülejutuste direktiiv (Direktiiv 2007) ja Euroopa Komisjoni põuateatis (Teatis 2007)) analüüsil jõuti järeldusele, et vaid nende meetmeprogrammide perioodiline ülevaatamine tagab piisava paindlikkuse kliimamuutuse lõimimiseks veemajanduslikesse tegevuskavadesse. Kaks hiljutist 7RP projekti REFRESH raames valminud ülevaadet veemajanduses rakendatavatest võimalikest meetmetest kliimamuutuse leevendamiseks ja selle tagajärgedega kohanemiseks (Nõges T. jt

2010ab) loovad hea aluse vastavate tegevusprogrammide kavandamiseks järgnevatel aastatel ka Eestis.

VIITED

- Arvola, L., George, G., Livingstone, D. M., Järvinen, M., Blenckner, T., Dokulil, M., Jennings, E., NicAongusa, C., Nõges, P., Nõges, T., Weyhenmeyer, G. 2010. The impact of the changing climate on the thermal characteristics of lakes. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 85–101. (Aquatic Ecology Series; 4).
- Arst, H. 2011. Pääkesevalgus vees kui oluline mõjufaktor veekogude ökosüsteemi kujunemisel. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 117–136.
- Blenckner, T., Adrian, R., Arvola, L., Järvinen, M., Nõges, P., Nõges, T., Pettersson, K., Weyhenmeyer, G. 2010. The impact of climate change on lakes in Northern Europe. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 339–358. (Aquatic Ecology Series; 4).
- CIS 2009 = River basin management in a changing climate. Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC). Guidance document No. 24. Luxembourg.
- Direktiiv 2000 = Euroopa Parlamendi ja Nõukogu direktiiv 2000/60/EÜ, 23. oktoober 2000, millega kehtestatakse ühenduse veepoliitika alane tegevusraamistik. Euroopa Ühenduse Teataja, L 327, 1–72.
- Direktiiv 2007 = Euroopa Parlamendi ja Nõukogu direktiiv 2007/60/EÜ, 23. oktoober 2007, üleujutusrisi hindamise ja maandamise kohta. Euroopa Liidu Teataja, L 288/27.
- Evans, C. D., Chapman, P. J., Clark, J. M., Monteith, D. T., Cresser, M. S. 2006. Alternative explanations for rising dissolved organic carbon export from organic soils. *Glob. Change Biol.*, 12, 2044–2053.
- Evans, C. D., Monteith, D. T., Cooper, D. M. 2005. Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: observations, possible causes and environmental impacts. *Environ. Pollut.*, 137, 55–71.
- George, G., Järvinen, M., Nõges, T., Blenckner, T., Moore, K. 2010. The impact of the changing climate on the supply and recycling of nitrate. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 161–178. (Aquatic Ecology Series; 4).
- Jaani, A. 1973. Veerohkus muutub tsükliliselt. *Eesti Loodus*, 12, 758–764.
- Jaani, A. 1990. Võrtsjärve veerežiim ja -bilanss. *Eesti Loodus*, 11, 743–747.
- Jennings, E., Järvinen, M., Allott, N., Arvola, L., Moore, K., Naden, P., NicAongusa, C., Nõges, T., Weyhenmeyer, G. 2010. Impacts of climate on the flux of dissolved organic carbon from catchments. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 199–220. (Aquatic Ecology Series; 4).
- Livingstone, D. M., Adrian, R., Arvola, L., Blenckner, T., Dokulil, M. T., Hari, R. E., George, D. G., Jankowski, T., Järvinen, M. U., Jennings, E., Nõges, P., Nõges, T., Straile, D., Weyhenmeyer, G. A. 2010. Regional and supra-regional coherence in limnological variables. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 311–337. (Aquatic Ecology Series; 4).
- Monteith, D., Stoddard, J. L., Evans, C. D., de Wit, H. A., Forsius, M., Høgåsen, T., Winander, A., Skjelkvåle, B. L., Jeffries, D. S., Vuorenmaa, J., Keller, B., Kopáček, J., Vesely, J. 2007. Dissolved organic carbon trends resulting from changes in atmospheric deposition chemistry. *Nature*, 450, 537–540.
- Moore, K., Jennings, E., Allott, N., May, L., Järvinen, M., Arvola, L., Tamm, T., Järvet, A., Nõges, T., Pierson, D., Schneiderman, E. 2010. Modelling the effects of climate change on inorganic

- nitrogen transport from catchments to lakes. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 179–197. (Aquatic Ecology Series; 4).
- Nõges, P., Adrian, R., Anneville, O., Arvola, L., Blenckner, T., George, G., Jankowski, T., Järvinen, M., Maberly, S., Padisák, J., Straile, D., Teubner, K., Weyhenmeyer, G. A. 2010a. The impact of the changing climate on seasonal dynamics of phytoplankton. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 253–274. (Aquatic Ecology Series; 4).
- Nõges, P., Järvet, A. 2005. Climate driven changes in the spawning of roach (*Rutilus rutilus* (L.)) and bream (*Abramis brama* (L.)) in the Estonian part of the Narva River basin. *Boreal Env. Res.*, 10, 45–55.
- Nõges, P., Kägu, M., Nõges, T. 2007a. Role of climate and agricultural practice in determining matter discharge into large, shallow Lake Võrtsjärv, Estonia. *Hydrobiologia*, 581, 125–134.
- Nõges, P., Nõges, T., Laas, A. 2010b. Climate-related changes of phytoplankton seasonality in large shallow Lake Võrtsjärv, Estonia. *Aquatic Ecosystem Health, Management*, 13, 154–163.
- Nõges, P., Van de Bund, W., Cardoso, A. C., Heiskanen, A.-S. 2007b. Impact of climatic variability on parameters used in typology and ecological quality assessment of surface waters - implications on the Water Framework Directive. *Hydrobiologia*, 584, 373–379.
- Nõges, T. 2009. Trends of air and water temperature in Estonia and in large lakes Peipsi and Võrtsjärv, possible consequences on water quality. E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Science Publishers, Stuttgart *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 30, 7, 997–999.
- Nõges, T., Nõges, P., Cardoso, A. C. 2010a. Climate change adaptation and mitigation strategies already in practice based on the 1st River Basin Management Plans of the EU Member States. Scientific and Technical Research Series EUR 24663 EN, Joint Research Centre. Publications Office of the European Union, Luxembourg.
- Nõges, T., Nõges, P., Cardoso, A. C. 2010b. Review of published climate change adaptation and mitigation measures related with water. Scientific and Technical Research Series EUR 24682 EN, Joint Research Centre. Publications Office of the European Union, Luxembourg.
- Nõges, T., Nõges, P., Jolma, A., Kaitaranta, J., 2009. Impacts of Climate Change on Physical Characteristics of Lakes in Europe. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, doi: 10.2788/41235, EUR 24064 EN.
- Nõges, T., Tuvikene, L., Nõges, P. 2010c. Contemporary trends of temperature, nutrient loading and water quality in large lakes Peipsi and Võrtsjärv, Estonia. *Aquat. Ecosyst. Health*, 13, 143–153.
- Ott, I., Maileht, K., Timm, H. 2011. Rakenduslikud järveveuringud Euroopa direktiive toetamas. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 213–227.
- Pall, P., Vilbaste, S., Kõiv, T., Kõrs, A., Käiro, K., Laas, A., Nõges, P., Nõges, T., Piirsoo, K., Toomsalu, L., Viik, M. 2011. Fluxes of carbon and nutrients through the inflows and outflow of Lake Võrtsjärv, Estonia. *Estonian J. Ecol.*, 60, 39–53.
- Pettersson, K., George, G., Nõges, P., Nõges, T., Blenckner, T. 2010. The impact of the changing climate on the supply and recycling of phosphorus. George, D. G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer, 121–137. (Aquatic Ecology Series; 4).
- Teatis 2007 = Komisjoni teatis Euroopa Parlamendile ja Nõukogule veepuuduse ja põua probleemi kohta Euroopa Liidus. KOM(2007) 414.
- Tuvikene, L., Nõges, T., Nõges, P. 2011. Why do phytoplankton species composition and “traditional” water quality parameters indicate different ecological status of a large shallow lake? *Hydrobiologia*, 660, 3–15.

Weyhenmeyer, G. A., Jeppesen, E., Adrian, R., Arvola, L., Blenckner, T., Jankowski, T., Jennings, E., Nöges, P., Nöges, T., Straile, D. 2007. Nitrate-depleted conditions on the increase in shallow northern European lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 52, 1346–1353.

EKSTREEMSETE ILMASTIKUNÄHTUSTE JA KOHALIKU INIMTEGEVUSE KOOSMÕJU PEIPSI KALADELE

Küllli Kangur, Kai Ginter, Andu Kangur, Peeter Kangur, Kati Orru, Tõnu Möls
Eesti Maaülikooli limnoloogiakeskus

PEIPSI KALASTIK KUI ÖKOSÜSTEEMI TERVISE MÕÖDUPUU

Kalad on veeökosüsteemide oluliseks funktsionaalseks komponendiks (Sarvala 1999). Toiduahela lõplülina on kalad põhiliseks ülalt lähtuvaks (*top-down*) regulaatoriks meie suurjärvedes, mõjutades toiduahelate kaudu kaskaadselt kogu ökosüsteemi. Teisalt peetakse kalastiku seisundit veeökosüsteemide tervise koondnäitajaks, kuna toiduahela tipus olles sõltuvad kalad kogu ökosüsteemi struktuurist ja funktsioneerimisest. Suhteliselt pikast elueast tulenevalt võivad kalad puhverdada veekogus toimuvaid muutusi, reageerides neile mõningase viivitusega (Sarvala jt 2000).

Viimase aastakümne uuringud Peipsil on näidanud, et järve ökosüsteem on ebastabiilses seisundis ja tema tulevikku on keeruline prognoosida. Veeökosüsteemide stabiilsus ja vastupidavus erinevatele surveteguritele on tähelepanu keskmes kogu maailmas, kuna ökosüsteemi reaktsiooni erinevatele mõjuritele ei suudeta ette näha (Johnson jt 2007; Moss 2007). Peipsi unikaalse ökosüsteemi tasakaalu kadumine kujutab potentsiaalset riski ühelt poolt bioloogilisele mitmekesisusele, ökosüsteemi tervisele ja funktsioneerimisele, teisalt ühiskonna jaoks olulistele kalavarudele ja sellest sõltuvale elulaadile (Kangur jt 2009). Suurjärv Peipsi on olnud vägagi kalarikas järv ja eelkõige seetõttu inimtegevuse keskmes juba sajandeid. Järve rannikuala asustusajalugugi on pigem kalapüügiga kui maaviljeluse ja karjakasvatusega tegeleva rahvastiku ajalugu (Hiemäe 2008). Ehkki tänapäeval on järve kalavarud märgatavalt vähenenud, on kalandus jätkuvalt selle piirkonna inimeste üks olulisemaid elatusallikaid ja tähtis osa nende elustiilist. Peipsi kalavarude säilimi-

sest, mis peegeldab ühtlasi kogu ökosüsteemi tervist ja stabiilsust, on huvitatud nii kohalikud elanikud kui kogu Eesti riik.

SURVETEGURITE MITMEKESISUS JA KOOSMÕJU

Kuna paljud mageveekogudega seotud keskkonnaprobleemid on viimastel aastatel süvenenud ning muutunud aina komplitseeritumaks nii kogu maailmas (Hart, Calhoun 2010) kui ka Peipsil, püsib ja tugevneb vajadus uurida, kuidas suurjärve kalastik kohaneb koosesinevate stressiteguritega. Ökosüsteemi stabiilsuse kadumine võib põhjustada nii mõnegi kalapopulatsiooni järsku kahanemist või isegi kadumist. Siiani on selle põhjusena nähtud pigem inimtegevusega kaasnevat elupaikade hävimist ja üleüldiselt (Lobón-Cervia 2009). Harvem on kalapopulatsioonide vähenemist ja kadumist seostatatud looduslike protsessidega (Johnson jt 2007). Veetaseme kõikumine, ilmastiku ja jääolude muutused võivad samuti oluliselt mõjutada kalakoosluse arengut (Kangur jt 2007a, 2008). Isegi väga väike veetemperatuuri tõus võib põhjustada dramaatilisi muutusi bioloogilistes kooslustes (Jeppesen jt 2010; Perkins jt 2010). Veelgi enam, kliimamuutused koos teiste stressoritega võivad esile kutsuda erinevaid kumulatiivseid protsesse veeökosüsteemides (Giller jt 2004; Durant jt 2007; Clarke 2009; Woodward jt 2010ab), mille mõju järvede bioloogilistele kooslustele on siiani teadmata.

Muutusi Peipsi kalastikus on viimase kaheksakümne aasta jooksul üsna hästi jälgitud. Süvitsi on uuritud kalapopulatsioonide vanuselist struktuuri ja arvukust (Kangur jt 2007ab, 2008; Ginter jt 2011). Järve kalastikku mõjutavad korraga mitmed survetegurid, millest igapäevase spetsiifilist mõju

on raske eristada. Neist tähtsamad on: a) muutused ökosüsteemis (eutrofeerumine, vee kvaliteedi halvenemine, veeõitsengud, kalakoelmate mudastumine, nihked toiduahelates), b) looduslikud protsessid (veetaseme ja -temperatuuri kõikumised, ekstreemsed ilmastikunähtused, jääolud) ja c) ülepüük (Kangur jt 2008; 2009). 2010. aasta suvine massiline kalade suremine Peipsi järves tõstatab vajaduse uurida ekstreemsete ilmaolude ja eutrofeerumise koosmõju kaladele. Keskenduti erinevate mõjurite analüüsile. Looduslikest teguritest olid vaatluse all pikaajalised andmed vee temperatuuri ja jääolude kohta. Andmerekad erinevate vee kvaliteedi näitajate ja kalade töönduspüügi kohta peegeldasid inimõju. Mudelliigiks võeti tint (*Osmerus eperlanus eperlanus* m. *spirinchus* (Pallas)) – Peipsi ökosüsteemi üks võtmeliik, kes on toiduahelas vahelüli zooplanktoni ja röövkalade vahel. Tint on Peipsis olnud läbi aegade väga arvukas ja saagi suuruse järgi tähtsaim püügikala, kuid praeguseks on tema arvukus ka hakanud nullilähedaseks. Analüüsiti ka kalastiku struktuuri enne ja pärast 2010. aasta suvist massilist kalade suremist.

ANDMESTIK JA METOODIKA

Kalade ja nende elukeskkonna seosed on keerukad, nende mõistmiseks on vaja pikki andmeridu ja tähelepanu koondamist mitte üksikutele liikidele vaid kogu kalakooslusele (Johnston, Maccina 2009). Representatiivsete andmete saamine suurjärvede kalastiku kohta on kallis ja töömahukas, lisaks seab piirangud Peipsi piiriülene asend. Brämick jt (2008) on seisukohal, et suurjärve kalakooslust võib kirjeldada liigilise koosseisu ja kalaliikide suhtelise ohtruse järgi tööndusliku püügistatistika põhjal, samuti kirjanduses esitatud andmetele tuginedes. Peipsi kalastiku kohta on väärtusliku informatsiooni allikaks kalapüügistatistika alates 1931. aastast. Meie käsutuses olevad katsetraalpäükide andmed hõlmavad aastaid 1986 ja 1994–2010. Kahe andmestiku statistiline analüüs näitab üldjoontes sarnaseid nihkeid suurjärve kalakoosluses. Mitmed uurijad

(Collares-Pereira, Cowx 2004) on rõhutanud, et kalanduslike, hüdro meteoroloogiliste ning vee kvaliteedi andmeridade analüüs on kalapopulatsioonide arengu mõistmise alus. Seetõttu on analüüsi integreeritud mitmed mahukad, nii limnoloogilised kui ka survetegureid iseloomustavad andmestikud Peipsi kohta; kokku üle mitmesaja tuhande kirje. Peipsi andmerekad on küllaltki pikad: vee temperatuuri on siin mõõdetud alates 1921. aastast, vee kvaliteedi mõningate parameetrite muutusi on jälgitud alates 1950. aastatest ning elustiku regulaarseid vaatlusi on tehtud alates aastast 1962. Uurimaks keskkonnaekstreemumite mõju kalakooslusele kõrvutati katsetraalpäükide andmeid enne (2009. aasta sügisel) ja pärast kalade massilist suremist 2010 ülikuumal suvel (2010. aasta sügisel). Statistiliseks analüüsiks kasutati üldist lineaarset mudelit (GLM) (SAS Institute Inc. 2004) ja χ^2 -testi (R Development Core Team 2010). Statistilistes analüüsides võeti olulisuse nivooks 0,001.

NIHKED KALAKOOSLUSE STRUKTUURIS

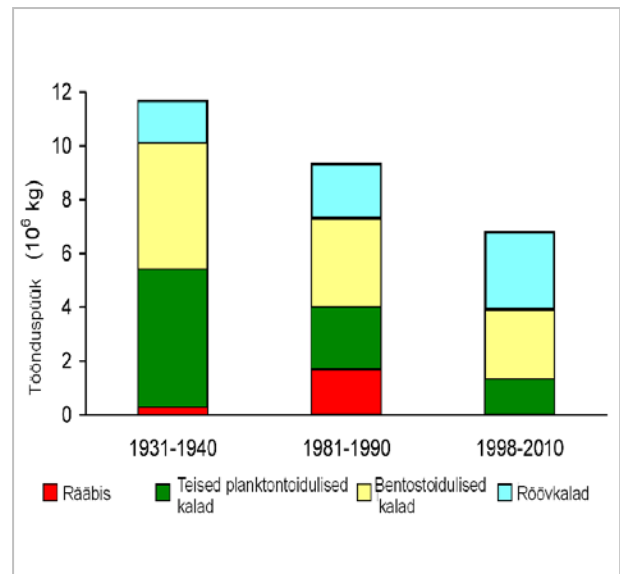
Tänapäeval elab Peipsis ja temasse suubuvate jõgede-ojade alamjooksudel 36 kalaliiki ja üks sõõrsuuliik. Kalaliikide nimestik on jäänud küll aastakümneid samaks, kuid olulised nihked on toimunud domineerivates liikides, populatsioonide vanuselises koosseisus ja arvukuses ning toitumistüübilt erinevate liikide vahekorras. Peipsi kalastikus on aastakümnete jooksul domineerinud tint, rääbis *Coregonus albula* (L.) ja koha *Sander lucioperca* (L.). Töõnduslikud kalasaagid on vähenenud viimase kaheksakümne aasta jooksul ligi kaks korda. Aastatel 1931–1940 oli saak keskmiselt 11 650 tonni aastas (33 kg/ha) ning 2005–2010 keskmiselt vaid 5408 tonni aastas (16 kg/ha). 1930. aastatel domineeris töõnduspüügis tint (43% kogusaagist), järgnesid särg *Rutilus rutilus* (L.) (16%), ahven *Perca fluviatilis* (L.) (7%) ja latikas *Abramis brama* (L.) (7%). Seevastu aastatel 2005–2010 olid saagis ülekaalus koha (27%), ahven (24%), latikas (20%) ja särg (14%). Teisejärgulised püügikalad olid haug *Esox lucius*

(L.), luts *Lota lota* (L.) ja kiisk *Gymnocephalus cernuus* (L.).

Märkimisväärne nihe on toimunud toitumistüübilt erinevate kalaliikide vahekorras saagis. Röövtoiduliste kalade (peamiselt koha) arvukus ja osatähtsus töenduslikes saakides on suurenenud, planktontoiduliste (rääbis, tint, siig) kalade osatähtsus aga kahanenud (joonis 1). Probleemiks on, et koha püütakse liiga vara välja, isegi enne suguküpsuse saabumist. Kohapopulatsioon on noorenenud, mistõttu tema roll tippröövkalana nn prügikalade kontrolli all hoidmisel on nõrgenenud.

Peipsi kalakoosluses on toimunud nihe puhta- ja külmaveelistelt kaladelt (rääbis, siig, luts) koha ja latika domineerimise suunas, kes eelistavad kõrge toitelisusega, sooja ja sogast vett. Seega on soojaveeliste ja jaheda-veeliste liikide arvukus Peipsis liikunud vastassuunas, mis Parmesani ja Yohe'i (2003) järgi on selge viide kliima soojenemise mõjule. Rääbis, siig, luts ja ka tint eelistavad vähetoitelisi, jahedaveelisi ning hapnikurikkaid veekogusid. Neile liikidele pole Peipsi enam sobiv. Koha ja latikas on soojaveeliste, kõrge toitelisusega ja vähese läbipaistvusega vete asukad. Just niisugused tingimused on kujunenud praegu Peipsis (Kangur jt 2007b, 2008). Koha arvukuse tõusu on viimasel ajal täheldatud veekogude eutrofeerumise tagajärjel ka mitmetes teistes Euroopa järvedes (Jeppesen jt 2000; Lammens 2001).

Lisaks pikaajalistele nihetele Peipsi kalakoosluses on toimunud ka järske muutusi järve kalastikus. Tavaliselt reageerib järve ökosüsteem sujuvalt erinevatele ilmastikunähtustele, veetaseme kõikumistele ja toiteainete juurdevoolule (Scheffer jt 2001). Teatud tingimustes võib järve seisund muutuda hüppeliselt, tuues kaasa ootamatuid katastroofilisi tagajärgi elustikule. Kliimamuutused nõrgendavad ökosüsteemide (sh järveökosüsteemi) püsivust ning võivad põhjustada järske nihkeid kooslustes ning ökosüsteemi struktuuris ja funktsioneerimises (Scheffer, Carpenter 2003). Pealegi võib kliimamuutuste mõju madalatele järvedele olla väga sarnane eutrofeerumisega (Mooij



Joonis 1.

Toitumistüübilt erinevate kalaliikide osakaal Peipsi kalasaagis erinevatel perioodidel aastail 1931–2010.

jt 2007; Jeppesen jt 2010). Nende kahe teguri koosmõjul võivad süveneda toiteainetega rikastumisest tingitud protsessid (Padisák, Koncsos 2002). Peipsit on korduvalt tabanud niisugused ettearvamatud häired. Juhtumid on küll harvad, kuid laiaulatusliku ja kauakestva mõjuga kalastikule.

EUTROFEERUMINE JA JÄRVE POLAARSUSE SUURENEMINE

Peipsi eutrofeerumise ilminguteks on vetikate vahamine ja intensiivsed veeõitsengud, millega kaasneb öine hapnikupuudus ja kalade suremine, vetikamürgid vees, nihked fütoplanktoni liigilises koosseisus ja dünaamikas, zooplanktoni hulga drastiline vähenemine, vee läbipaistvuse vähenemine, rannikulähedase vee reostuse suurenemine ja mudastumine (Kangur jt 2006, 2008).

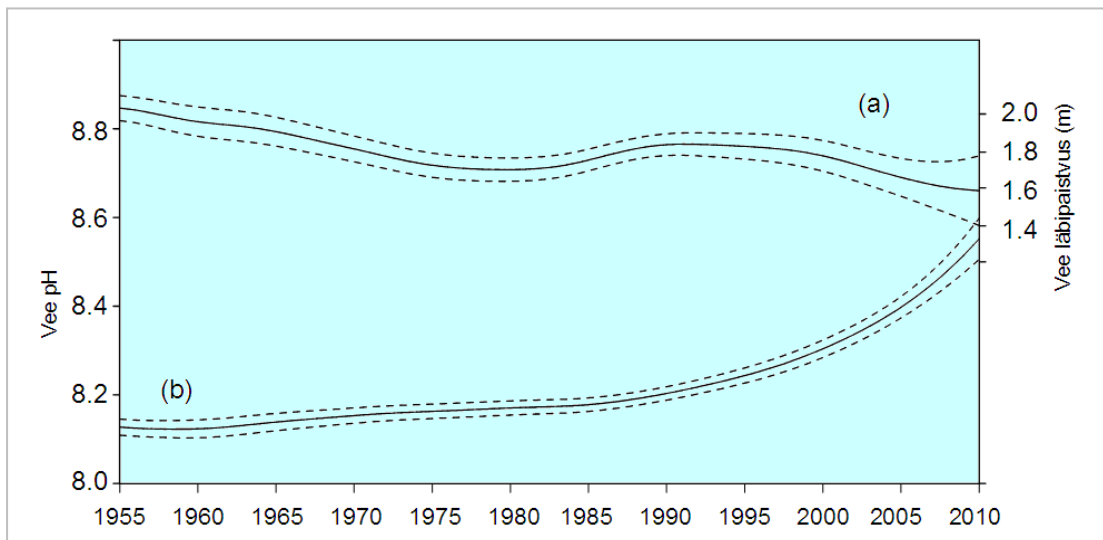
Pikaajaliste limnoloogiliste andmeridade (1950–2010) statistilise analüüsi tulemused näitavad Peipsi järve vee kvaliteedi järk-järgulist halvene-

mist. Esiteks, vee läbipaistvus avaveeperioodil (aprill–november) on viimase viiekümne aasta jooksul oluliselt ($p < 0,001$) vähenenud. Vee läbipaistvus Secchi ketta järgi oli keskmiselt 2,3 m (90% tolerantsipiirid 1,2–4,5 m) perioodil 1950–1955 ning 1,4 m (90% tolerantsi piirid 0,6–3,4 m) aastatel 2006–2010. Teiseks, lahustunud hapniku kontsentratsioon (maist oktoobrini) põhjalähedases veekihis (0,5 m setete kohal) on oluliselt langenud: see oli 10,4 mg/l (90% tolerantsi-piirid 7,1–15,3 mg/l) aastatel 1950–1955, kuid 8,1 mg/l (90% tolerantsipiirid 2,7–23,9 mg/l) aastatel 2006–2010. Minimaalne põhjalähedane hapniku kontsentratsioon on aastati läbi teinud veelgi suurema languse: 7,1 mg/l aastatel 1950–1955 kuni 0,6 mg/l aastatel 2006–2010. Kolmandaks, vee pH avaveeperioodil on samal ajal oluliselt ($p < 0,001$) tõusnud: vee pH oli 8,17 (90% tolerantsipiirid 7,83–8,52) perioodil 1950–1955, kuid 8,45 (90% tolerantsipiirid 7,89–9,02) aastatel 2006–2010.

Lisaks näitab järve jätkuvat eutrofeerumist järveosade erinevus vee kvaliteedis (järve polaarsus):

põhjapoolne ning sügavam Peipsi nn Suurjärv on oluliselt madalama toiteainete (lämmastiku ja fosfori) kontsentratsiooniga kui lõunapoolne Pihkva järv, kuhu suubub Peipsi suurim sissevool Velikaja jõgi (valgla 25 000 km²). Inimtekkeline eutrofeerumine avaldub eelkõige järve polaarsuse suurenemises vee fosforisisalduse suhtes (Kangur, Möls 2008). Fosfori kontsentratsiooni tõusu järve lõunapoolsetes osades peegeldavad ka mitmed muud vee kvaliteedi näitajad nagu vee läbipaistvus või klorofüll-*a* (allpool Chl-*a*) sisaldus.

Viimase veerandsaja aasta jooksul (1985–2010 august) on üldfosfori (TP) kontsentratsioon Pihkva järves tõusnud keskmiselt ligi kaks korda (väärtuselt 61 mg/m³ kuni 115 mg/m³) ning Chl-*a* kontsentratsioon ligi kolm korda (väärtuselt 20,5 mg/m³ kuni 62,7 mg/m³). Samal ajal oli märgatav TP kontsentratsiooni tõus ka Lämmijärves: 54 mg/m³-lt kuni 67 mg/m³; seevastu põhjapoolsemas Peipsi Suurjärves 30 mg/m³-lt kuni 37 mg/m³. Sellele vaatamata võime pikaajaliselt täheldada vee läbipaistvuse langust ja vee pH tõusu ka Peipsi Suurjärves (joonis 2).



Joonis 2.

Vee läbipaistvuse (a) ja pH (b) muutused Peipsi Suurjärves aastatel 1955–2010 GLM mudeli järgi; punktiirjooned näitavad keskvaertuse 95% usalduspiiri.

VEETEMPERATUUR KUI ELUPAIGA KÕLBLIKKUSE NÄITAJA KALADELE

Veetemperatuur on üks tähtsamaid kalade elutuginusi määrav näitaja, sest isegi väikestel ja lühiaegsetel ilmastiku muutustel võivad olla neile ulatuslikud tagajärjed. Eriti raske on kliimamuutustega kohaneda sügisel kudevatel külmaveelistel kalaliikidel (rääbis, luts, Peipsi siig *Coregonus lavaretus maraenoides* Poljakow), kelle sigimise edukus sõltub suuresti jääkatte kestusest ja püsivusest. Teisalt näitab veetemperatuuri (VT) tõus suvel üle kriitilise piiri, et järv ei ole sel ajal kõlblik elupaik külmaveelistele kaladele. Näiteks rääbise jaoks loetakse kriitiliseks piiriks juba veetemperatuuri üle 18 °C (Elliott, Bell 2011).

Vaatamata suurele muutlikkusele väljendab VT pikaajaline dünaamika Peipsis mitmeid kalade olulisi trende. Esiteks, päev mil kevadel VT saavutab 20 °C, jõuab kätte oluliselt varem ($p < 0,001$). Teiseks, oluliselt on tõusnud päevade arv, mille puhul $VT \geq 20$ °C ($p < 0,001$). Kolmandaks, tõusnud on aasta maksimumtemperatuurid ($p < 0,001$), kuid näitaja varieerub aastast-aastasse üle 8 °C. Mõnel aastal on maksimum VT Peipsis vaevalt 20 °C, seevastu läbi aegade kõrgeim VT (28,8 °C) mõõdeti 27. juunil 1988. Sarnaselt mõõdeti Peipsi Suurjärves 2010. aastal maksimaalne VT 26,3 °C, kuid 2009. aastal vaid 22,1 °C. Pikaajalised vaatlused näitavad, et veetemperatuuri maksimumid esinevad Peipsil enamasti juulis, kuid võivad ette tulla ka juuni algusest kuni augusti lõpuni. Neljandaks, statistiline analüüs tunnistab, et ekstreemselt kuumad suved, mil VT püsib pikka aega (kuni 110 päeva aastal 2002) üle 20 °C, on esinenud aina sagedamini ($p < 0,001$). Sama tendentsi näitab ka VT 20 °C ületavate päevade arvu varieerumine aastati (joonis 3).

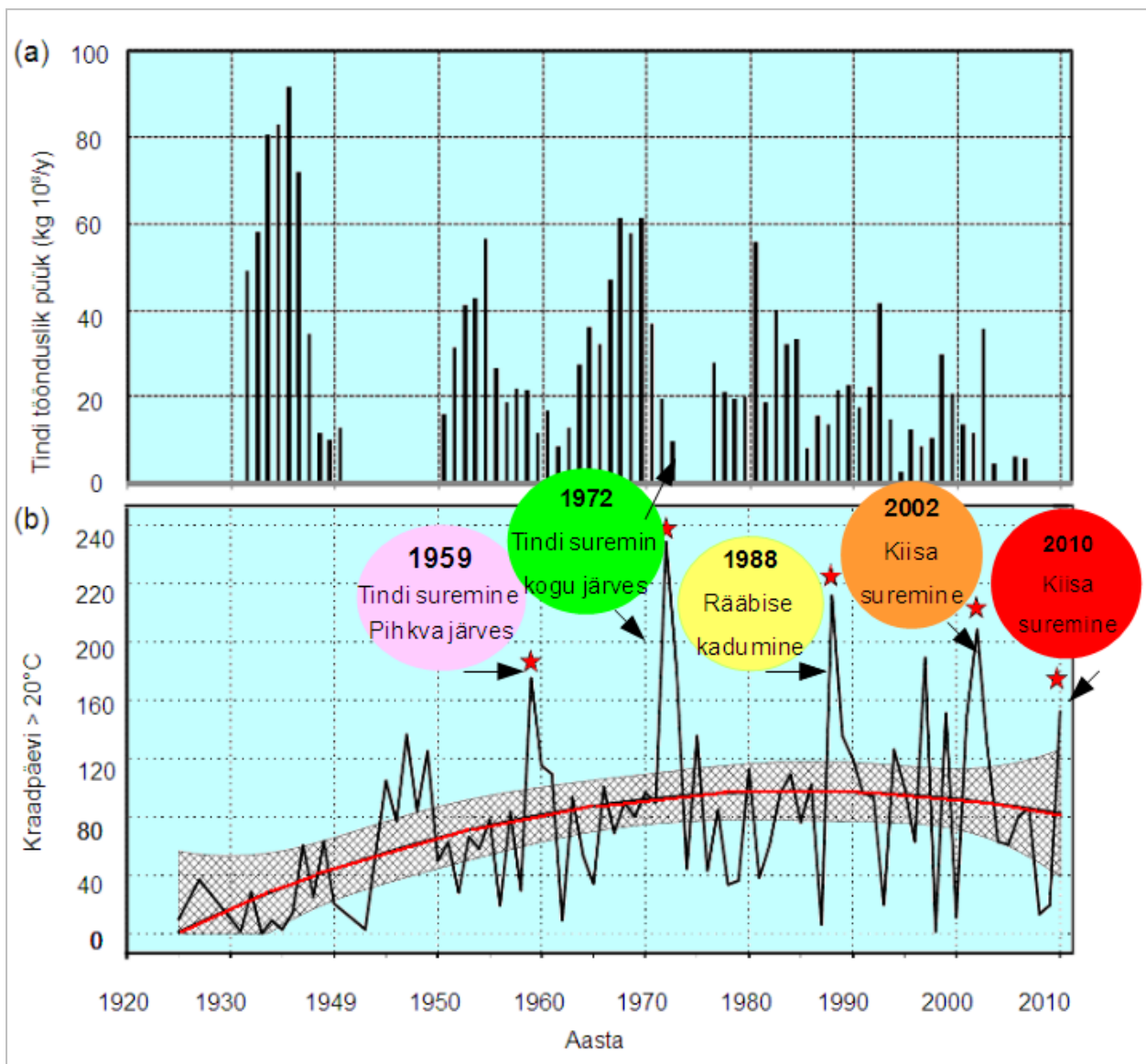
KALADE SUREMINE – PIKAAJALISE EUTROFEERUMISE JA INTENSIIVSETE KUUMALAINETE KOOSMÕJU TULEMUS

Peipsi järve puhul võime täheldada, et eutrofeerumise mõju süveneb oluliselt kuivadel aastatel, kui kõrge veetemperatuur langeb kokku madala

veetasemega. Kõik peamised veekvaliteedi näitajad (läbipaistvus, toiteainete sisaldus, Chl-a kontsentratsioon) viitavad neil perioodidel järve ökosüsteemi seisundi halvenemisele (Kangur jt 2003). Seega järve seisund võib kiiresti muutuda, mis omakorda põhjustab ettearvamatuid katastroofe, nagu näiteks kalade massiline suremine. Aastast-aastasse varieeruvad looduslikud protsessid ja tsüklid võivad esile kutsuda häireid, mille mõju järve elustikule võib olla palju tugevam kui inimõju (Kangur jt 2003).

Viimase poolsajandi jooksul on kuumadel suvedel Peipsil korduvalt täheldatud kalade massilist suremist. See on juhtunud aastatel, kui kuumaperiood oli eriliselt pikk, VT kõrge (kuni 26–28 °C) ning samaaegselt esines sinivetikate massiline õitseng. Kuigi sinivetikaõitsengud on Peipsis teada alates 19. sajandist (Laugaste jt 2001), on järve jätkuv eutrofeerumine intensiivistanud õitsenguid. Esimene kalade suremise teade pärineb 1959. aastast (Semenova 1960), kui Pihkva järves esines *Aphanizomenon* sp. õitsengust ja kõrgeim VT tingitult massiline tindi suremine (joonis 3). Järgmine massiline tindi suremine 1972. aasta suvel oli samuti esile kutsutud pika kuumaperioodi ja intensiivse sinivetikaõitsengu poolt, kuid hõlmas juba kogu järve. Selle tagajärjel kahanes tindivaru järves niivõrd, et 1973–1974 tinti üldse ei püütud. Siiski taastus tindipopulatsioon paari aasta jooksul, kuid viimaste aastate katsetraalpüügid näitavad, et tindipopulatsiooni arvukus on kahanenud ajaloolise miinimumini.

Kuumalained on kahjustanud lisaks tindile ka teiste jaheda-vee liikide populatsioone. Üks olulisim kannataja on rääbis. 1988. aasta kuum suvi põhjustas massilist kalade suremist, mille tagajärjel sai oluliselt kannatada järve rääbisepopulatsioon. Lisaks täheldati 1989. ja 1990. aastal kõige varasemat püsiva jääkatte kadumist Peipsil. Kui järvel pole püsivat jääkatet, ulatub lainete mõju põhjani ning hilissügisel koetud rääbise mari võib mattuda setete alla ja hukkuda. Rääbisepopulatsiooni kollaps oli tõenäoliselt tingitud 1980. aastate lõpu äärmuslike suviste ja talviste ilmaolu-



Joonis 3.

Tindisaagi dünaamika Peipsis aastail 1931–2010 (a) ja päevade arv, mil veetemperatuur oli üle 20°C (b) aastatel 1925–2010. Kalade suuremise juhtumid on märgitud tähekesega (b).

de kumulatiivsest mõjust, mis ületasid kala taluvuse piiri. 1991. aastal kadus rääbis töendus-püügist ja tema arvukus järves pole siiani taastunud (Kangur jt 2008).

Kuna suvised kuumalained on viimasel kümnendil saenenud, on ka laiaulatuslikud kalade suuremised muutunud sagedasemaks. Viimased massi-

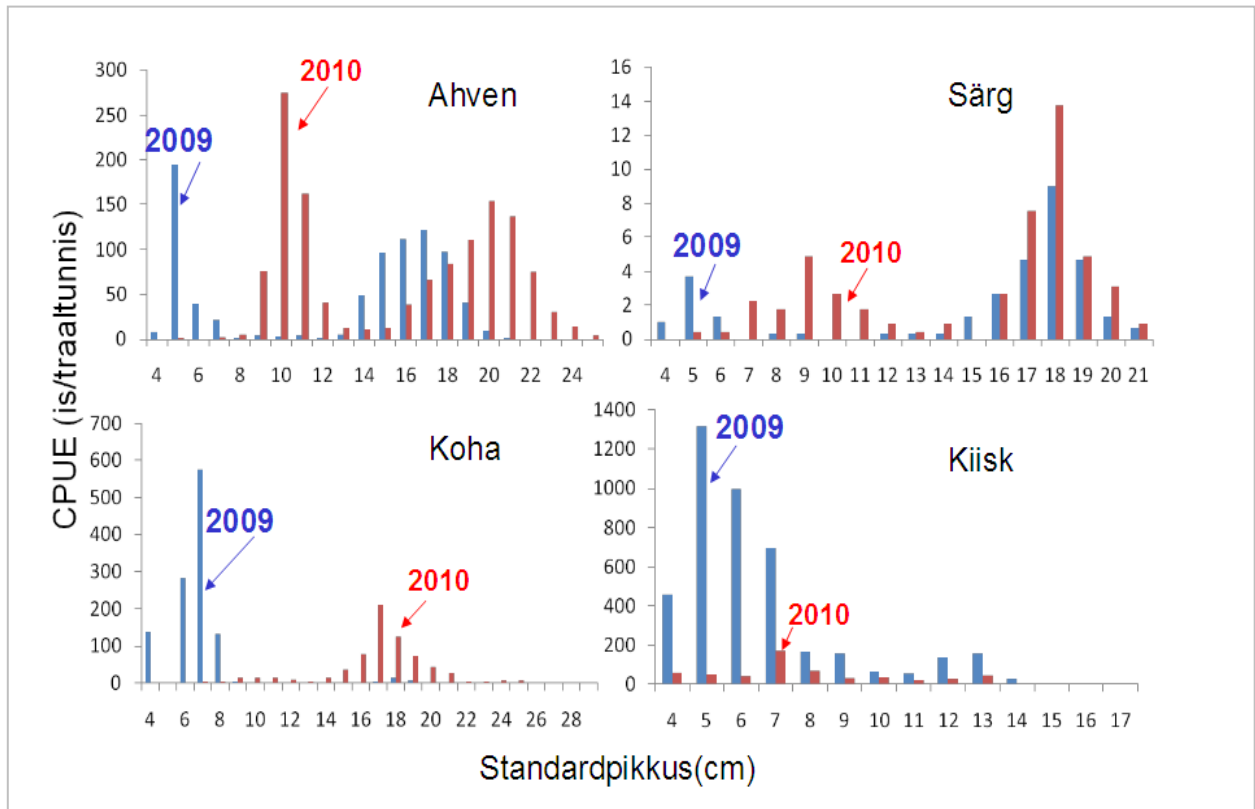
lised kalade suremised leidsid aset aastail 2002 ja 2010. Kui varasemalt olid põhilised kannatajad jaheda-vee liigid, nagu tint ja räabis, siis viimaste kalade suremiste ajal täheldati mitmete kalaliikide, eriti suure hulga kiiskade ja noorkalade suremist. Viimase kalade suremise ajal (2010. aasta suvel) mõõdeti madalaim hapniku (O_2) sisaldus põhjalähedases veekihi (0,5 m sette kohal) 1,4 mg/l, 10.08.2010. See on madalam kriitilisest O_2 kontsentratsioonist paljude hapnikulembeste mageveekalade jaoks, räabise puhul näiteks 2 mg/l (Elliott, Bell 2011). 2002. aasta kalade suremise ajal näitasid ööpäevaringsed mõõtmised minimaalset lahustunud hapniku kontsentratsiooni vees vastu hommikut enne päiksetõusu (2 mg/l, 16.08. 2002) (Kangur jt 2005). Kalade hukkumine oli tingitud veeõitsenguga kaasnenud mitme ebasoodsa teguri koosmõjust. Neist olulisemad olid kestvalt kõrge veetemperatuur, madal veetase, sinivetikate vohamisest tingitud ulatuslik ööpäevane vee hapnikusisalduse, pH ja ammoooniumiooni sisalduse kõikumine; ei saa välistada ka vetikamürkide võimalikku mõju (Kangur jt 2005). Seetõttu mõjutavad kalade suremised eelkõige põhjaelulisi kalu nagu kiisk ning suremised leiavad aset just öösel või varahommikul. Hapnikupuudus põhjustab esmalt kaladel ebanormaalset käitumist (kalad on massiliselt pinnalähedases veekihi ja ahmivad õhku) ning lõpuks surma. Nii võiski 2002. ja 2010. aasta suvel järve rannalt leida tuhandeid surnud kalu, mis olid pikema aja jooksul kaldale triipudena kuhjunud sõltuvalt veetaseme alanemisest ja tuule suuna muutustest. Vene ajakirjanduses võrreldi Pihkva järve 2010. aasta augustis piltlikult isegi kalasupi katlaga – nii palju oli seal surnud kiiska.

Võrreldes 2009. ja 2010. sügiseste katsetraalide põhjal kalakoosluse struktuuri enne ja pärast 2010. aasta suvist kalade suremist võime täheldada, et kuumalaine mõjutas oluliselt kogu järve kalakooslust, enim aga noorkalu, kelle osakaal katsetraalpüükides vähenes oluliselt. Üldine lineaarne mudel väljendas järgmist: kiisa noorjarkude arvukus vähenes 71%-lt 26%-le ($p < 0,0029$),

koha noorjarkude arvukus 89%-lt 0%-le ($p < 0,0001$) ja ahvena noorjarkude arvukus 28%-lt 0%-le ($p < 0,0026$). Püütud isendite arv traaltunni kohta (CPUE) vähenes noorkohadel 47 korda, noortel ahvenatel 31 korda ning noortel kiiskadel 10 korda (joonis 4), noorte särgede puhul olid muutused vähemolulised. Kuumalaine põhjustas ka täiskasvanud kiiskade arvukuse kahekordset langust. Seega lühiajaliste kuid intensiivsete kuumalainete ja kohalike stressorite (nt eutrofeerumine) kumulatiivne mõju võib viia oluliste muutusteni Peipsi kalakoosluses, nagu on eelnevalt teistel veekogudel täheldatud Perkins jt (2010).

TINT KUI MUDELLIIK

Lobón-Cervia (2009) uuringute kohaselt mõjutavad keskkonnatingimuste ekstreemumid oluliselt kalapopulatsioonide edukust. On täheldatud, et suuremõõtmelised ning pika elueaga liigid on üldiselt vastupidavamad ettenägematutes keskkonnatingimustes (Lobón-Cervia 2009; Woodward jt 2010b). Sellele vaatamata on Thackeray jt (2010) arvates lühikese elueaga liigid võimelised kliima soojenemisega paremini kohanema. Meie uurinute tulemused näitavad, et tint reageerib tugevalt ning kiiresti keskkonnaekstreemumitele. Lühikese eluea (Peipsis keskmiselt 2 aastat), varase suguküpsuse ning kõrge viljakuse tõttu on tindipopulatsioon järves väga ebastabiilne ja tundlik keskkonnas aset leidvatele muutustele (Kangur jt 2007a). Peipsi tindipopulatsioonis on toimunud perioodilisi tõuse ja langusi, kuid pikas perspektiivis on populatsioon nõrgenenud ning praegu on tindi arvukus jõudnud oma ajaloolise miinimumini. Regressioonanalüüs demonstreeris kõrge veetemperatuuri (üle 20 °C) ja kuumaperioodi kestuse olulist negatiivset mõju tindipopulatsiooni arvukusele üks-kaks aastat hiljem (Kangur jt 2007a). Tindipopulatsiooni langus on seega kooskõlas veekeskonna soojenemisega, mis koos jätkuva eutrofeerumise ning sinivetikateõitsengutega on oluliselt vähendanud populatsiooni edukust ja suurendanud tindi suremust.



Joonis 4. Noorkalade arvukus traaltunni kohta (CPUE) 2009. ja 2010. aasta sügiseste katsetraalptüükide järgi.

Saadud tulemused ühtivad Pörtneri ja Pecki (2010) järeldustega, mille kohaselt jaheda-vee liigid nagu tint, kannatavad enim suviste kuumalainete tagajärjel.

Keskkonnaekstreemumid on Peipsis muutunud sagedasemaks, seega esinevad sagedamini ning laiaulatuslikumalt ka kalade suuremised, haarates mitte ainult kõige madalamaid järveosi, vaid kogu järve. Sellest on oluliselt mõjutatud järve kalastik. Korduvad kuumalained võivad viia mõne kalapopulatsiooni vähenemise või isegi kadumiseni. Selline olukord on juba tõseks osutumas tindi puhul, keda võib vaadelda kui mudelliiki, et hinnata teistegi kalapopulatsioonide olukorda keskkonnas, kus mitmed looduslikud ja inimtekkelised faktorid mõjuvad ühekorraga. Sarnaselt tindile

elutsevad teisedki jaheda-vee kalaliigid järves oma füsioloogiliste piiride lähedal ning ka neile võib keskkond muutuda ebasobivaks, kui temperatuur jätkuvalt tõuseb (Jeppesen jt 2010; Perkins jt 2010; Woodward jt 2010b).

EESSEISVAD MUUTUSED

Käesolev uuring demonstreeris, et lisaks jaheda-vee liikidele, nagu tint ja räabis, mõjutavad suvised kuumalained oluliselt ka noorkalade ja põhjaeluliste liikide (nt kiisk) edukust. Pärast 2010. aasta suvist kalade suuremist mitmete liikide (koha, ahvena) järelkasv Peipsis praktiliselt puudus. Iga järsem tõus või langus noorkalade arvukuses mõjutab aga läbi toiduahela kogu järve ökosüsteemi (Carpenter, Kitchell 1993). Eriti olu-

liseks hinnatakse mõju just parasvöötme põhjapoolsemates järvedes, kus liikide toitumisnišš on kitsam (Danger jt 2009; Jeppesen jt 2010). Mitmete autorite (van Densen 1985; Persson, Brönmark 2008) arvates sõltub röövkalade populatsiooni suurus ja edukus just juveniilsest eluperioodist. Seega mõjutab suvine kuumalaine ja noorkalade suremine oluliselt röövkalade populatsiooni Peipsis. Niigi on intensiivse püügi tagajärjel järves liiga vähe suuri röövkalu, kes hoiaksid kalakoosluse tasakaalus. Koha püütakse liiga vara välja, isegi enne esmakordset kudemist. Ülepüügi ja keskkonnaekstreemumite mõjul suureneb röövkalade populatsioonides väikesemõõtmeliste isendite osakaal, mis muudab nende kaudu toimiva kontrolli vähem efektiivseks ja kogu ökosüsteemi ebastabiilseks. Käesoleva uuringu tulemused näitavad, et just latikas ja särg on vähim mõjutatud kuumalainete ja eutrofeerumise koosmõjust. Sarnaselt on ka Persson (1986) katseliselt kindlaks teinud, et särg on kõrgete temperatuuride korral oluliselt konkurentsivõimelisem kui ahvenlased. Kuna soojenemise trend on eeldatavasti jätkuv (IPCC 2007), on tõenäoline, et karplased on Peipsis eelisseisundis võrreldes ahvenlaste ja lõhilastega.

Seega võime eeldada järgmist nihet järve kalakoosluse dominantides. Eutrofeerumise ja keskkonnaekstreemumite (kuumalainete) koosmõjul võivad tekkida kestvad ja tagasipöördumatud muutused selle suurjärve kalastikus. Lisaks jaheda-vee liikidele, nagu tint ja räabis, on oluliselt mõjutatud ka põhjaelulised liigid (kiisk) ning noorkalad. Kuna keskkonnaekstreemumid ja nendest tingitud kalade suremised on muutunud sagedasemaks ja laiaulatuslikumaks, on väga tõenäoline mitmete kalapopulatsioonide langus või isegi häving. Esmajärjekorras võib kadumist prognoosida just jaheda-vee liikidele. See on juba tõeks osutumas tindi puhul, kelle arvukus Peipsis on langenud ajaloolise miinimumini. Kuna kalad omavad järveökosüsteemides, eriti aga suurtes madalates veekogudes, nagu seda on Peipsi järv, üht võtmerolli, mõjutab kalade suremine toidu-

ahelate kaudu teiste troofiliste tasemete vahekorra ja kogu järve ökosüsteemi.

TÄNUAVALDUS

Töö on valminud Eesti Haridus- ja Teadusministeeriumi sihtfinantseeringu 0170006s08 ning Eesti Teadusfondi uurimistoetuste 6820 ja 7643 toel.

VIITED

- Brämick, U., Diekmann, M., Lemcke, R., Mehner, T. 2008. Assessing shifts in fish assemblages of German large lakes by literature data and commercial catch statistic. *Fund. Appl. Limnol.*, 171, 2, 87–103.
- Carpenter, S. R., Kitchell, J. F. (eds). 1993. *The Trophic Cascade in Lakes*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Clarke, S. J. 2009. Adaption to climate change: implications for freshwater biodiversity and management in the UK. *Freshw. Rev.*, 2, 51–64.
- Collares-Pereira, M. J., Cowx, I. G. 2004. The role of catchment scale environmental management in freshwater fish conservation. *Fisheries Manag. Ecol.*, 11, 303–312.
- Cooke, S. J., Cowx, I. G. 2004. The role of recreational fishing in global fish crises. *BioScience*, 54, 9, 857–859.
- Granek, E. F., Madin, E. M. P., Brown, M. A., Figueira, W., Cameron, D. S., Hogan, Z., Kristianson, G., de Villiers, P., Williams, J. E., Post, J., Zahn, S., Arlinghaus, R. 2008. Engaging recreational fishers in management and conservation: global case studies. *Conservation Biology*, 22, 5, 1125–1134.
- Danger, M., Lacroix, G., Kå, S., Ndour, E. H., Corbin, D., Lazzaro, X. 2009. Food-web structure and functioning of temperate and tropical lakes: a stoichiometric viewpoint. *Ann. Limnol.*, 45, 11–21.
- Durant, J. M., Hjermann, D. O., Ottersen, G., Stenseth, N. C. 2007. Climate and the match or

- mismatch between predator requirements and resource availability. *Climate Research*, 33, 271–283.
- Elliott, J. A., Bell, V. A. 2011. Predicting the potential long-term influence of climate change on vendace (*Coregonus albula*) in Bassenthwaite Lake, U. K. *Freshw. Biol.*, 56, 2, 395–405.
- Giller, P. S., Hillebrand, H., Berninger, U.-G., Gessner, M. O., Hawkins, S., Inchausti, P., Inglis, C., Leslie, H., Malmqvist, B., Monaghan, M. T., Morin, P. J., O'Mullan, G. 2004. Biodiversity effects on ecosystem functioning: emerging issues and their experimental test in aquatic environments. *Oikos*, 104, 3, 423–436.
- Ginter, K., Kangur, K., Kangur, A., Kangur, P., Haldna, M. 2011. Diet patterns and ontogenetic diet shift of pikeperch, *Sander lucioperca* (L.) fry in lakes Peipsi and Võrtsjärv (Estonia). *Hydrobiologia*, 660, 79–91.
- Hart, D. D., Calhoun, A. J. K. 2010. Rethinking the role of ecological research in the sustainable management of freshwater ecosystems. *Freshw. Biol.*, 55, 1, 258–269.
- Heino, J., Virkkala, R., Toivonen, H. 2009. Climate change and freshwater biodiversity: detected patterns, future trends and adaptations in northern regions. *Biol. Rev.*, 84, 1, 39–54.
- Hiiemäe, M. 2008. Peipsi kalurite eluolust ja rahvapärimusest. Haberman, J., Timm, T., Raukas, A. (eds). Peipsi. Eesti Loodusfoto, Tartu, 421–433.
- IPCC 2007. = Summary of policymakers. Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., Van Der Linden, P. J., Hanson, C. E. (eds). *Climate Change 2007*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jeppesen, E., Jensen, J. P., Søndergaard, M., Lauridsen, T., Landkildehus, F. 2000. Trophic structure, species richness and biodiversity in Danish Lakes: changes along a phosphorus gradient. *Freshw. Biol.*, 45, 2, 201–218.
- Jeppesen, E., Meerhoff, M., Holmgren, K., González-Bergonzoni, I., Teixeira-de Mello, F., Declerck, S. A. J., De Meester, L., Søndergaard, M., Lauridsen, T. L., Bjerring, R., Conde-Porcuna, J. M., Mazzeo, N., Iglesias, C., Reizenstein, M., Malmquist, H. J., Liu, Z., Balayla, D., Lazzaro, X. 2010. Impacts of climate warming on lake fish community structure and potential effects on ecosystem function. *Hydrobiologia*, 646, 73–90.
- Johnston, C. E., Maceina, M. J. 2009. Fish assemblage shifts and species declines in Alabama, USA streams. *Ecol. Freshw. Fish*, 18, 1, 33–40.
- Kangur, A., Kangur, P., Kangur, K., Möls, T. 2007a. The role of temperature in the population dynamics of smelt *Osmerus eperlanus eperlanus* m. *spirinchus* Pallas in Lake Peipsi (Estonia/Russia). *Hydrobiologia*, 584, 433–441.
- Kangur, A., Kangur, P., Pihu, E., Vaino, V., Tamets, M., Krause, T., Kangur, K. 2008. Kalad ja kalandus. Haberman, J., Timm, T., Raukas, A. (eds). Peipsi. Eesti Loodusfoto, Tartu, 317–340.
- Kangur, K., Kangur, A., Kangur, P., Laugaste, R. 2005. Fish kill in Lake Peipsi in summer 2002 as a synergistic effect of cyanobacterial bloom, high temperature and low water level. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 54, 1, 67–80.
- Kangur, K., Kangur, K., Kangur, A. 2009. Effects of natural and man induced stressors on large European lake: case study of Lake Peipsi (Estonia/Russia). Kovar, P., Maca, P., Redinova, J. (eds). *Water Policy 2009*. Water as a Vulnerable and Exhaustible Resource. Prague, Czech Republic, 101–105.
- Kangur, K., Möls, T. 2008. Changes in spatial distribution of phosphorus and nitrogen in the large north-temperate lowland Lake Peipsi (Estonia/Russia). *Hydrobiologia*, 599, 31–39.
- Kangur, K., Möls, T., Haldna, M., Kangur, A., Kangur, P., Laugaste, R., Milius A., Tanner, R.

2003. Peipsi elustiku, biogeenide ja veetaseme ühisdünaamika ning kriitiliste olukordade risk. Frey, T. (ed). Kaasaegse ökoloogia probleemid. Tartu, 73–83.
- Kangur, K., Park, Y.-S., Kangur, A., Kangur, P., Lek, S. 2007b. Patterning long-term changes of fish community in large shallow Lake Peipsi. *Ecol. Modell.*, 203, 34–44.
- Kangur, M., Kangur, K., Laugaste, R., Punning, J.-M., Möls, T. 2006. Combining limnological and palaeolimnological approaches in assessing degradation of Lake Pskov. *Hydrobiologia*, 584, 121–132.
- Laugaste, R., Nõges, T., Nõges, P., Jastremskij, V. V., Milius, A., Ott, I. 2001. Algae. Pihu, E., Haberman, J. (eds). Lake Peipsi. Flora and Fauna. Sulemees Publishers, Tartu, 31–49.
- Lammens, E. H. R. R. 2001. Consequences of biomanipulation for fish and fisheries. FAO Fisheries Circular No. 952.
- Lammens, E., Möls, T., Kangur, K., Melnik, M. 2007. Comparison of phosphorus concentrations, chlorophyll-a and transparency between Lakes IJsselmeer, Peipsi and Pihkva. Van Eerden, M., Bos, H., van Hulst, L. (eds). In the Mirror of a Lake. Lelystad, 81–101.
- Lobon-Cervia, J. 2009. Why, when and how do fish populations decline, collapse and recover? The example of brown trout (*Salmo trutta*) in Rio Chaballos (northwestern Spain). *Freshw. Biol.*, 54, 6, 1149–1162.
- Moss, B. 2007. Shallow lakes, the water framework directive and life. What should it all be about? *Hydrobiologia*, 584, 381–394.
- Mooij, W. M., Janse, J. H., De Senerpont Domis, L. N., Hülsmann, S., Ibelings, B. W. 2007. Predicting the effect of climate change on temperate shallow lakes with the ecosystem model PCLake. *Hydrobiologia*, 584, 443–454.
- Möls, T. 2005. Lineaarsed statistilised meetodid Eesti mageveekogude vee ja elustiku analüüsimiseks. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu.
- Padisák, J., Koncsos, I. 2002. Trend and noise: long-term changes of phytoplankton in the Keszthely Basin of Lake Balaton, Hungary. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 28, 194–203.
- Parmesan, C., Yohe, G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, 421, 37–42.
- Perkins, D. V., Reiss J., Yvon-Durocher, G., Woodward, G. 2010. Global change and food webs in running waters. *Hydrobiologia*, 657, 181–198.
- Persson, A., Brönmark, C. 2008. Pikeperch *Sander lucioperca* trapped between niches: foraging performance and prey selection in a piscivore on a planktivore diet. *J. Fish Biol.*, 73, 4, 793–808.
- Persson, L. 1986. Temperature-induced shift in foraging ability in two fish species, roach (*Rutilus rutilus*) and perch (*Perca fluviatilis*): implications for coexistence between poikilotherms. *J. Anim. Ecol.*, 55, 3, 829–839.
- Pörtner, H. O., Peck, M. A. 2010. Climate change effects on fishes and fisheries: towards a cause-and-effect understanding. *J. Fish Biol.* 77, 8, 1745–1779.
- R Development Core Team 2010. R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.R-project.org>.
- Reynolds, C., Dokulil, M., Padisak, J. 2000. Understanding the assembly of phytoplankton in relation to the trophic spectrum: where are we now? *Hydrobiologia*, 424, 147–152.
- Sarvala, J. 1999. Biological monitoring – significance of monitoring and time series. University of Joensuu, Proceedings of the 3th International Lake Ladoga Symposium 126, 117–128.
- Sarvala, J., Ventelä, A.-M., Helminen, H., Hirvonen, A., Saarikari, V., Salonen, S., Sydänoja, A., Vuorio, K. 2000. Restoration of the eutrophicated Köyliönjärvi (SW Finland) through fish removal: whole-lake vs. mesocosm experiences. *Boreal Environ. Res.*, 5, 1, 39–52.

SAS Institute Inc. 2004. SAS OnlineDoc 9.1.3. Cary, NC, SAS Institute Inc.

Scheffer, M., Carpenter, S., 2003. Catastrophic regime shifts in ecosystems: linking theory to observation. *Trends Ecol. Evol.*, 18, 12, 648–656.

Scheffer, M., Carpenter, S., Foley, J. A., Folke, C., Walker, B. 2001. Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*, 413, 591–96.

Semenova, N. I. 1960. [The reasons of smelt kill in Lake Pskov in August 1959]. *Научно-технический бюллетень ГосНИОРКХ*, 10, 23–24, (vene keeles).

Thackeray, S. J., Sparks, T. H., Frederiksen, M., Burthe, S., Bacon, P. J., Bell, J. R., Botham, M. S., Brereton, T. M., Bright, P. W., Carvalho, L., Clutton-Brock, T., Dawson, A., Edwards, M., Elliott, J. M., Harrington, R., Johns, D., Jones, I. D., Jones, J. T., Leech, D. I., Roy, D. B., Scott, W. A., Smith, M., Smithers, R. J., Winfield, I. J., Wan-

less, S. 2010. Trophic level asynchrony in rates of phenological change for marine, fresh-water and terrestrial environments. *Glob. Change Biol.*, 16, 3304–3313.

van Densen, W. L. T. 1985. Piscivory and the development of bimodality in the size distribution of 0+ pikeperch (*Stizostedion lucioperca* L.). *J. Appl. Ichthyol.*, 1, 119–131.

Willemsen, J. 1980. Fishery-aspects of eutrophication. *Aquatic Ecol.*, 14, 12–21.

Woodward, G., Christensen, J. B., Olafsson, J. S., Gislason, G. M., Hannesdottir, E. R., Friberg, N. 2010a. Sentinel systems on the razor's edge: effects of warming on Arctic stream ecosystems. *Glob. Change Biol.*, 16, 1979–1991.

Woodward, G. D., Perkins, M., Brown, L. 2010b. Climate change in freshwater ecosystems: impacts across multiple level of organisation. *Phil. Trans. R. Soc. B.*, 365, 1549, 2093–2106.

TUULEVÄLJA MUUTUMINE LÄÄNEMERE KIRDEOSAS VIIMASE POOLSAJANDI JOOKSUL

Sirje Keevallik

Tallinna Tehnikaülikooli meresüsteemide instituut

Tuul on vaieldamatult üks olulisemaid ääretingi-
musi meremudelite koostamisel ja toimimisel.
Tuulega on otseselt seotud lainevälja omadused.
Tuul on omakorda rõhuvälja muutuste tagajärjeks
ja nende kahe teguri kombineerumine kergitab
või langetab meretaset. Seega on oluline teada,
milline on tuulevälja struktuur mere kohal, kuidas
see muutub aasta lõikes, milliseid ekstreemolu-
kordi on oodata või karta ja millised on olnud
pikaajalised õhuvoolu tugevuse ja/või suuna muu-
tused.

Palju räägitakse viimasel ajal kliima muutumi-
sest, kusjuures need mõisted – nii kliima kui ka
muutumine – on sageli täpsustamata. Küll aga on
hoolikalt uuritud üksikute meteoroloogiliste para-
meetrite muutumist, peaaesjalikult nende lineaar-
seid trende või aegridade libisevaid keskmisi.
Ollakse üksmeelel, et kogu Läänemere piirkonnas
on õhutemperatuur aastatel 1871–2004 kasvanud
0,08° dekaadi kohta ja sademete hulk XX sajandi
teisel poolel on suurenenud (BACC 2008). Eestis
on täheldatud, et lumi- ja jääkatte kestus on lühe-
nenud (Tooming, Kadaja 2000; Sooäär, Jaagus
2007), madalpilvisuse hulk märtsis on kasvanud
(Keevallik, Russak 2001) ning hilistalvine ja
kevadine õhutemperatuur on tõusnud (Jaagus
2006; Keevallik 2003).

Suhteliselt vähe on uuringuid tuulevälja muutuste
kohta. Enamasti on vaatluse all tormipäevade ar-
vukus või muud tugeva tuule korduvuse näitajad.
Ajavahemikul 1800–2000 pole vähemalt Lõuna-
Skandinaavias täheldatud nende suuruste mingeid
trende (Barring, von Storch 2004). Küll aga on
seal märgata tormide mõningast sagemist
1980ndatel ja 1990ndatel aastatel. Samal ajava-
hemikul on täheldatud ka tormipäevade arvu kas-

vu Lääne-Eesti saarestikus (Orviku jt 2003).
Kaudset informatsiooni tuulekliima muutuste
kohta saab tuletada uuritavat maakohta ületavate
tsüklonite arvukusest ja nende trajektooridest. XX
sajandi teisel poolel on tsüklonite ja arenenud
madalrõhulohkude arv Läänemere kohal kasva-
nud, kusjuures tsüklonite trajektooriid on nihku-
nud põhja poole (Sepp jt 2005).

Aasta keskmine tuule kiirus Läänemere kohal 850
hPa isobaarpinnal (ca 1,5 km kõrgusel) on ajava-
hemikul 1953–1999 kasvanud, iseäranis talvekuu-
del (Pryor, Barthelmie 2003). Soome lahe ümb-
ruses võib täheldada, et 20. sajandi viimastel
aastakümnetel on tuule kiirus lahe põhjarannikul
kasvanud ja lõunarannikul kahanenud (Soomere,
Keevallik 2004).

Tuule kiirusel on määrav osa küll tuule energieer-
tikas ja ehitusklimatoloogias, merefüüsikas on
aga märksa olulisem tuule kiiruse ja suuna kom-
binatsioon. Mõningal määral on neid suurusi kir-
jeldatud kolme Eesti meteoroloogiajaama jaoks
(Kull 2005). Täheldati, et ajavahemikul 1966–
2004 on aasta keskmine tuule kiirus kahanenud.
Olulisemad tuule suuna muutused on aset leidnud
Vilsandil, kus edelatuulte osakaal on kasvanud 15
protsendilt 26 protsendini, lõuna-, ida- ja kirde-
tuulte sagedus aga kahanenud. Selle tõsiasiaga on
püütud seletada asjaolu, miks lainekõrgus kogu
Läänemere põhjaosas on kasvanud (Räämet
2010). Tegelikult on aga merefüüsikas vaja teada
mitte tuule kiirust ja suunda eraldi, vaid tuule-
vektorit tervikuna, sest meri ei reageeri muutus-
tele tuuleväljas hetkeliselt, vaid küllalt suure
inertsiga. Tuule hetkmõõtmistest tuleb omakorda
tuletada keskväärtused ehk valdava õhuvoolu
omadused. Sellest, kuidas tuulevektori kompo-

nendid on aja jooksul muutunud ja mida saab sellest veel tuletada, räägibki käesolev kirjutis.

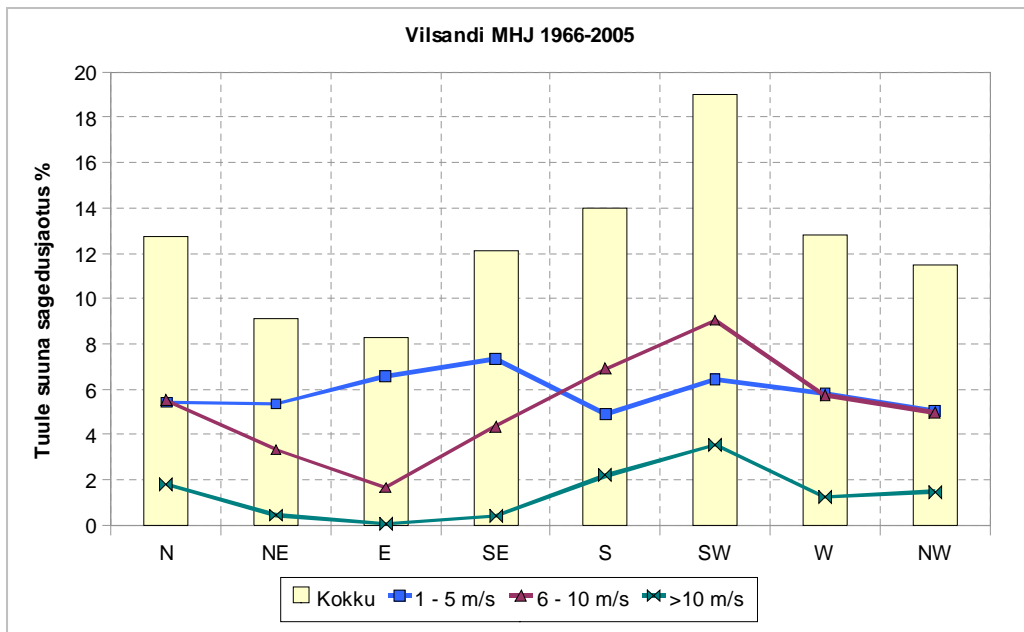
TUULED LÄÄNEMERE KESKOSA JA SOOME LAHE KOHAL

Vastavalt laiuskraadile ja suuremõõtmeliste rõhustruktuuride paiknemisele – Islandi madalrõhk-kond läänes ja Siberi kõrgrõhk-kond idas – valitsevad Läänemere piirkonnas aastaringsetel edelatuuled. Vaid kevadel ja suvel on tuule suuna sagedusjaotusel sekundaarne maksimum põhjas või kirdes. Läänemere keerukas kuju lisab sellele üldisele seaduspärasusele oma erijooned. Läänemere keskosa tuulerežiimi iseloomustamiseks on üsna sobilik kasutada tuuleparameetrite mõõtmisi Vilsandil (Soomere, Keevallik 2001). Siinsetest andmetest koostatud tuuleroosil on kaks maksimumi. Peamaksimum kinnitab, et kõige sagedasemad on edelatuuled, kõrvalmaksimum aga näitab põhjatuulte küllalt suurt osakaalu. Selline anisotropia avaldub eriti selgesti mõõdukate (tuule kiirus 6...10 m/s) ja tugevate (üle 10 m/s) tuulte sagedusjaotustes suundade järgi. Samal ajal

on nõrkade (alla 6 m/s) tuulte sagedusjaotus praktiliselt ühtlane. Põhjus seisneb selles, et nõrgad tuuled kirjeldavad suurel määral kohalikke olusid, mõõdukad ja tugevad tuuled aga atmosfääri dünaamika põhijooni.

Vilsandi tuuleroosidele on iseloomulik, et mõõdukate idatuulte sagedus on võrreldes teistest suundadest puhuvate tuultega vähim ja tugevad idatuuled puuduvad hoopis. Esimene seletus sellele tundub olevat Eesti mandri varjestav mõju. Sama loogika tähendaks aga, et Rootsi ranniku lähedal peaks tuuleroos kujutama Vilsandi tuuleroosi peegelpilti. Tegelikult on ka seal idatuulte sagedus väike. Järelikult on tegemist kogu Läänemere keskosa iseloomustava asjaoluga, mida saab seletada nn koridoriefektiga (Soomere, Keevallik 2001).

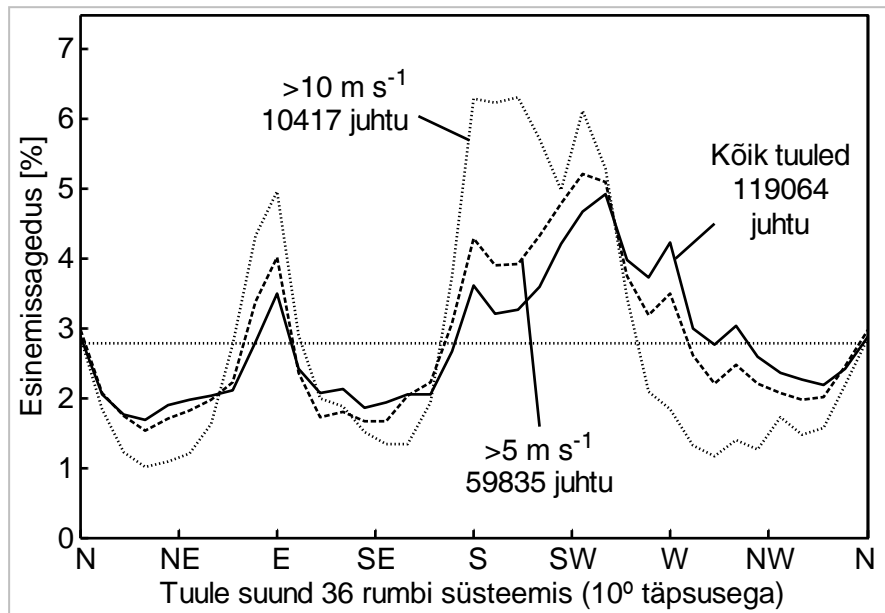
Analoogiline tuulte sagedusjaotus suundade järgi on iseloomulik ka Soome lahe suudmealal. Hanko meteoroloogiajaama andmetel on siin samuti valdavavad edelatuuled, ent põhjatuulte osakaal on vähenenud ja tekkinud on uus sekundaarne maksimum idatuulte näol (joonis 2).



Joonis 1. Vilsandi tuuleroos ja erineva tugevusega tuulte jagunemine suundade järgi (Žukova 2009).

Joonis 2.

Erineva tugevusega tuulte sagedusjaotused suundade järgi Hankos (1961–2001). Pidev joon – kõik tuuled, katkendjoon – tuuled kiirusega üle 5 m/s, punktiir – tuuled kiirusega üle 10 m/s (Soomere, Keevallik 2003; Soomere jt 2008). Horisontaaljoon näitab keskmist esinemissagedust.



Mööda lahte itta liikudes väheneb nii põhja- kui ka idatuulte osakaal. Kõige tugevamad tormid puhuvad Soome lahel lõunast või edelast, ent neist ei jää tuule kiiruse poolest palju maha ka idatormid. Kagutuuled on kogu lahe ulatuses suhteliselt harvad ja nõrgad (Soomere, Keevallik 2003).

Soome lahe tuultele on iseloomulik, et tugevate tuulte sagedusjaotus suundade järgi erineb kõikidest tuultest koostatud tuuleroosist. Nii näiteks puhub Hankos suurim osa tugevatest tuultest lõunast, kõikidest tuultest koostatud tuuleroos näitab aga kõige sagedasematena hoopis läänetuuli.

Soome lahe tuulerežiimi aitab paremini mõista hiljutine uuring (Keevallik, Soomere 2010), kus võrreldakse ühe aasta jooksul tuule mõõtmisi kahes tuletornis – üks ca 20 km kaugusel Naissaa-rest (Tallinnamadal) ja teine ca 20 km kaugusel Soome saarestikust (Kalbådagrund). Selgub, et vaatamata suhteliselt väikesele vahemaale on üldise õhuvoolu suund neis paigus erinev. Kui Eesti ranniku lähedal on see edelast, siis Soome ranniku lähedal pigem lääne-edelast. Ilmselt Eesti alalt Soome lahele jõudnud edelavool kohtab väiksema

karedusega aluspinda ja pöördub mõnevõrra paremale.

TUULE KIIRUS JA TUULEVEKTORI KOMPONENDID

Tuult kui vektorit saab kirjeldada mitmel viisil. Meteoroloogias kasutatakse tuule kiirust ja suunda, kusjuures suund on kokkuleppel nn kompassi sisse (WMO 2006). Dünaamilises meteoroloogias kirjeldatakse tuulevektorit paralleelisuunalise (positiivne suund itta) ja meridiaanisuunalise (positiivne suund põhja) komponendi abil (Holton 2004). Kui tegeleme vaid üksikmõõtmistega, siis pole neil kahel kirjeldusviisil mingit vahet. Vahe tekib siis, kui tahame mõõtmistulemusi üle mingi ajavahemiku keskmistada. Siis saab küll arvutada keskmise tuule kiiruse ja keskmise tuuleroosi, aga nendest ei ole enam võimalik tuletada õhuvoolude dünaamikat. Sageli pole aasta keskmisel tuule kiirusel enam mitte mingisugust seost keskmise tuulevektori absoluutväärtusega. Nii näiteks oli aastatel 1966–2003 tuule keskmine kiirus Vilsandil 6,30 m/s. Samal ajal oli tuulevektori tsoonaalne komponent 1,23 m/s ja meridionaalne

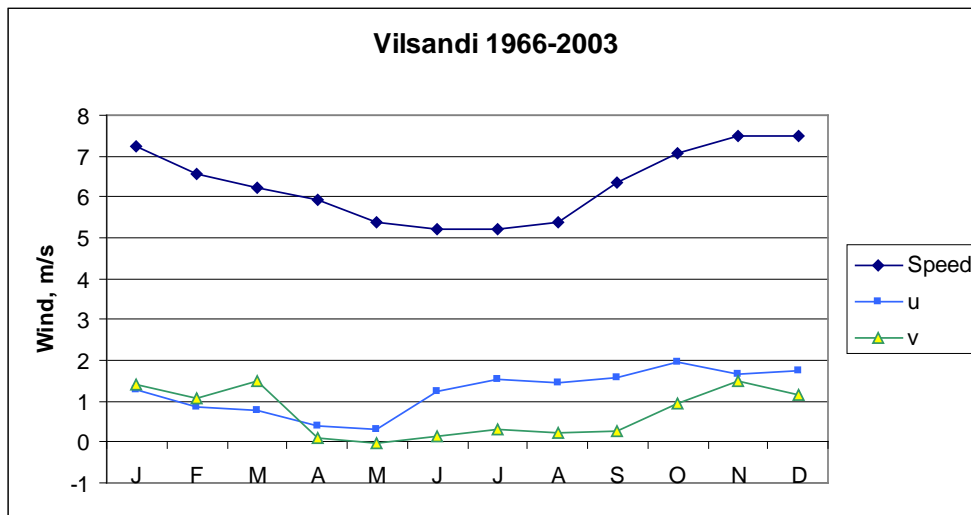
komponent 0,71 m/s, mis teeb keskmise tuulevektori absoluutväärtuseks vaid 1,41 m/s. See näitab, et tuule suund Vilsandil on äärmiselt muutlik, nii et eri suundadest puhuvad tuuled kompenseerivad tuulevektori komponentide keskvaartuste arvutamisel üksteist, vaatamata sellele, et nad on tuule kiiruse järgi otsustades üsna tugevad. Õhuvoolu keskmine suund selle 38 aasta jooksul oli 30 kraadi idasuunast põhjasuuna poole ehk traditsioonilises meteoroloogide keeles asimuudiga 240 kraadi.

Aasta lõikes erinevad oluliselt nii keskmine tuule kiirus kui ka tuulevektori komponendid (joonis 3). Kui tuule kiirus on suurim talvel ja vähim su-

vel, siis vähemalt Vilsandil valitseb läänevool ühtlaselt juunist jaanuarini ning on väga nõrk aprillis ja mais. Lõunavool on seevastu tugev märtsis ja novembris ning peaaegu olematu aprillist juunini.

Ka teistes Eesti rannikujaamades (Sõrve, Pakri) on tuule kiiruse ja tuulevektori komponentide keskvaartuste aastane tsüklil samasuguse iseloomuga (Keevallik 2008).

Uuritavate tuuleparameetrite aegread näitavad Vilsandil ajavahemikul 1966–2003 eri kuudel erinevaid trende, millest suur osa on statistiliselt olulised (tabel 1).



Joonis 3. Tuule kiiruse, tuulevektori tsonaalse (u) ja meridionaalse komponendi (v) kuu keskmiste väärtuste aastane käik.

Tabel 1
Statistiliselt olulised (vähemalt 0,1-nivool) trendikalded kuu keskmise tuule kiiruse ja tuulevektori komponentide aegridades (m/s aasta kohta) Vilsandil ajavahemikul 1966–2003

Kuu	Tuule kiirus	u	v	Kuu	Tuule kiirus	u	v
Jaanuar		0,102		Juuli	-0,020		
Veebruar		0,071		August	-0,026		
Märts				September	-0,062	-0,053	
Aprill	-0,036			Oktoober	-0,029		
Mai	-0,021	0,028		November	-0,059		
Juuni		0,022	0,031	Detsember			

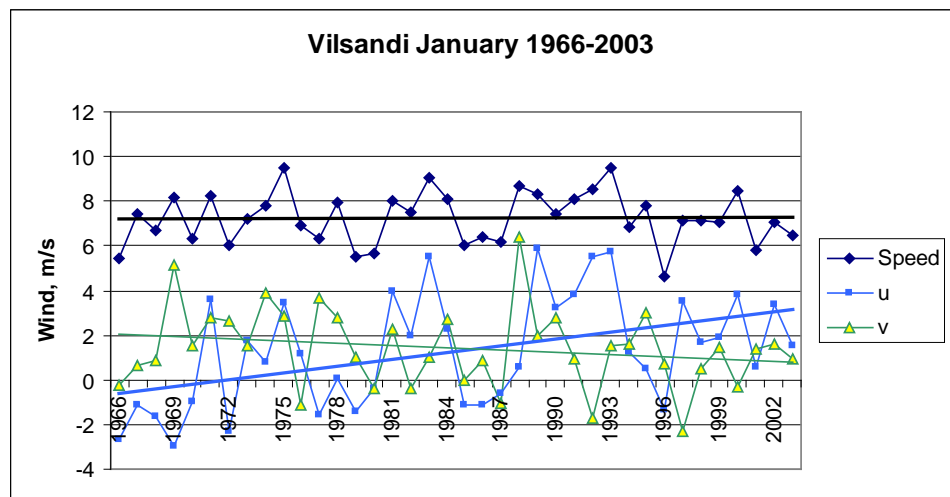
Tuleb tunnistada, et perioodil 1966–2003 ei ole võimalik tuvastada tuule kiiruse kasvu detsembris ja jaanuaris, mis ilmnes ajavahemikul 1897–2004 (Kull 2005). Küll on aga kahanenud tuule kiirus nii soojal aastaajal kui ka aasta keskmisena.

Kui Kull (2005) täheldas ajavahemikul 1966–2004 aastaringset edelatuulte sageduse kasvu, siis see peaks kajastuma ka komponentide u ja v ühesuguses kasvus, mida tabeli põhjal ei saa öelda. Kuna mängus on praktiliselt sama ajavahemik, siis ilmselt on erinevuse põhjuseks asjaolu, et tuule suuna sageduse arutamisel ei tehta vahet tugevatel ja nõrkadel tuultel, komponentide arutamisel on aga tugevamatel tuultel suurem ja nõrkadel väiksem kaal.

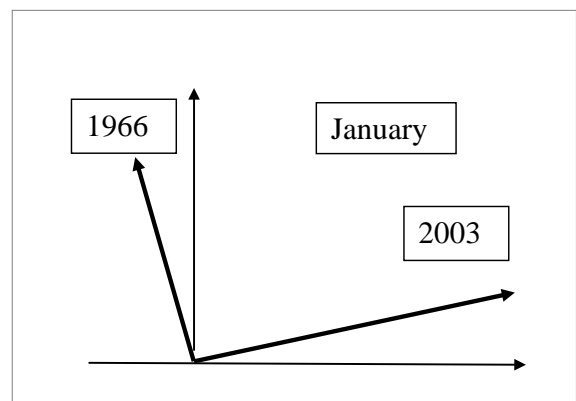
Tabel 1 näitab, et kõige suuremad muutused on leidnud aset jaanuaris ja veebruaris, mil tuulevektori tsonaalne komponent on kasvanud. Joonisel 4 nähtub, et see ei kajastu tuule keskmises kiiruses ja tuulevektori tsonaalne komponent (lõunavool) on koguni pisut kahanenud.

Muutusi valdavas õhuvoolus on kõige näitlikum kujutada vektoritena, mille komponendid on arvatud joonisel 4 näidatud trendide algus- ja lõpp-punktide järgi. Joonisel 5 saab päris hea ettekujutuse sellest, mis on toimunud valdavas õhuvoolus Vilsandil 38 aasta jooksul. Õhuvool jaanuaris (ja lähem analüüs näitab, et ka veebruaris) on tugevnenud ja pöördunud päripäeva umbes 90 kraadi võrra – kui perioodi alguses oli õhuvool

Joonis 4. Tuule kiiruse, tuulevektori tsonaalse (u) ja meridionaalse (v) komponendi keskvärtused jaanuaris.



Joonis 5. Valdava õhuvoolu muutumine Vilsandil jaanuaris.



lu suund lõunakagust põhjaloodesse, siis XXI sajandi alguses oli see lääneedelast idakirdesse.

Umbes samasugused muutused on toimunud ka Sõrve ning Pakri tuulerežiimis (Keevallik 2008). See näitab, et tegu pole mingi kohaliku nähtusega, vaid muutusega suuremõõtmelises õhuliikumises, mida kinnitavad ka Läänemere teiste osade kohta tehtud uuringud (Lehmann jt 2011). Nimetatud tulemused on heas kooskõlas tsüklonite trajektooride uurimise tulemustega (Sepp jt 2005): kui tsüklonite trajektooriid on nihkunud põhja poole, siis jääb Läänemere kirdeosa nende lõunaossa, kus valitsevad läänekaarte tuuled.

TRENDID JA REŽIIMINIHKED VABAS ATMOSFÄÄRIS

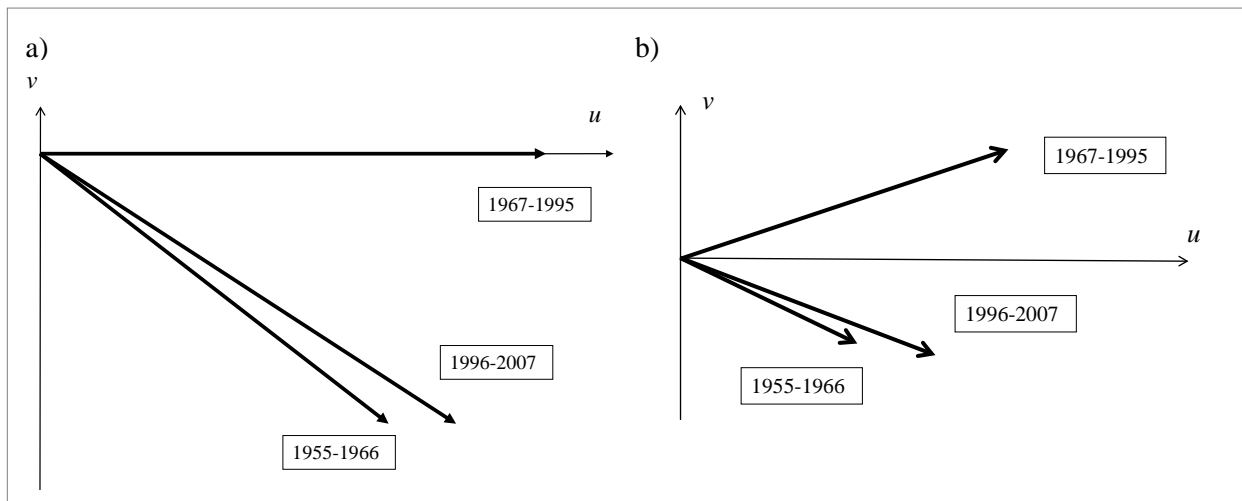
Aluspinnalähedane tuul kirjeldab atmosfääri üldist tsirkulatsiooni enamasti vaid osaliselt, sest siin mängivad suurt rolli kohalikud olud – mitte ainult vaatlusväljaku varjatus või avatus, vaid ka lähedaloleva maastiku iseärasus. Õnneks on Tallinna aeroloogiajaamas mõõdetud meteoparameetrite vertikaaljaotusi alates aastast 1953. Kui vaatlusväljaku asukoht on aja jooksul muutunud (1977. a viidi jaam Koselt Harkusse) ja vanu raadiosonde on aeg-ajalt asendatud uuetüübilistega, on tuule kiiruse aegread siiski homogeensed (Keevallik, Rajasalu 2001) ja nende alusel on võimalik teha trendiuuringuid. Tuulevektori komponentide analüüs kõikidel kuudel näitab, et ajavahemikul 1955–1995 on hilistalvel ja varakevadadel tuulevektori komponentides ilmnunud mitmeid statistiliselt olulisi muutusi (Keevallik 2003).

Tabel 2
Statistiliselt olulised (vähemalt 0,1-nivool) trendikalded kuu keskmise tuulevektori komponentide aegridades (m/s aasta kohta) vabas atmosfääris Tallinna kohal aastatel 1955–1995

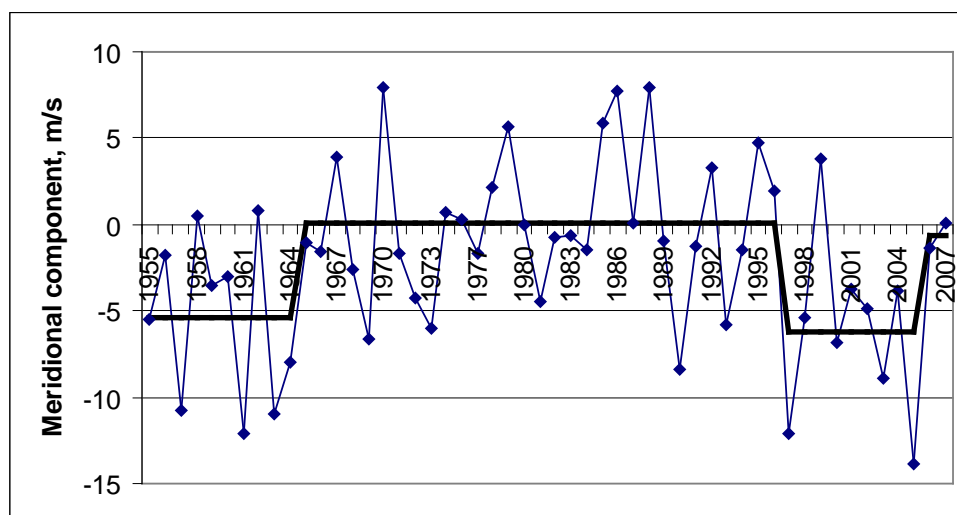
Isobaarpind	Veebruar		Märts	
	<i>u</i>	<i>v</i>	<i>u</i>	<i>v</i>
850 hPa	1,04		0,76	0,98
500 hPa				1,59

Aegridade pikendamine aastani 2007 näitas endiselt tuulevektori tsonaalse komponendi (*u*) kasvu, kuigi trendikalle oli vähenenud umbes poole võrra. Seevastu märtsis olid kõik trendid kadunud ja meridionaalse komponendi (*v*) aegrida näitas, et 1980ndate keskel oli tugev kasvav trend asendunud praktiliselt sama tugeva kahaneva trendiga (Keevallik, Soomere 2008). Kui nüüd kasutada erinevaid aegrea osi ja joonistada välja keskmised tuulevektorid vastavate ajavahemike jaoks, saame üsna huvitava tulemuse (joonis 6). Ajavahemikul 1955–1966 oli valdav õhuvoolu suund märtsis 500 hPa isobaarpinnal loodest kagusse, ajavahemikul 1967–1995 oli see muutunud läänevooluks ja ajavahemikuks 1996–2007 pöördunud uuesti tagasi loodevooluks. Kõrgemal atmosfääris, 850 hPa isobaarpinnal on õhuvoolu suunad küll mõnevõrra teistsugused, aga selle muutumine on täielikus kooskõlas muutustega 500 hPa nivool. Tähelepanu väärib asjaolu, et tuulevektori meridionaalne komponent muudab suunda, olles vaadeldava ajavahemiku alguses ja lõpus negatiivne (põhjast lõunasse), aga ajavahemikul 1967–1995 positiivne (lõunast põhja). Sellega saab seletada enamikku trende varakevadistes meteoroloogilistes parameetrites, mida on täheldatud aastatuhande vahetuseni (Keevallik 2003; Jaagus 2006): temperatuuri tõus, sademetehulga kasv, madalpilvisuse suurenemine, lumikatte kestuse vähenemine. See, mis on toimumas ilmastikutingimustes viimase aastakümne jooksul, vajab veel uurimist.

Kui nüüd tagasi tulla rangema matemaatilise käsitluse juurde, siis on võimalik otsida ja leida hüppelisi muutusi uuritava suuruse aegridades ka spetsiaalse režiimihete testi abil (Rodionov 2004; Rodionov, Overland 2005). See kinnitab ülaltoodud vektorite analüüsil saadud tulemust. Vastav metoodika tuvastab vähemalt kaks režiimihet, mis on märtsikuus aset leidnud vaba atmosfääri õhuvoolus: üks 1960ndate keskel ja teine 1990ndate keskel (joonis 7). Rodionovi tehnika lubab mingil määral ka prognoosida, mis hakkab toimuma edaspidi. Antud juhul on loota, et meridionaalse komponendi negatiivsed väärtu-



Joonis 6. Keskmine tuulevektor Tallinna kohal märtsis eri ajavahemikel 500 hPa (a) ja 850 hPa (b) isobaarpinnal.



Joonis 7. Tuulevektori meridionaalne komponent Tallinna kohal märtsis 500 hPa isobaarpinnal ja tuvastatud režiimihked.

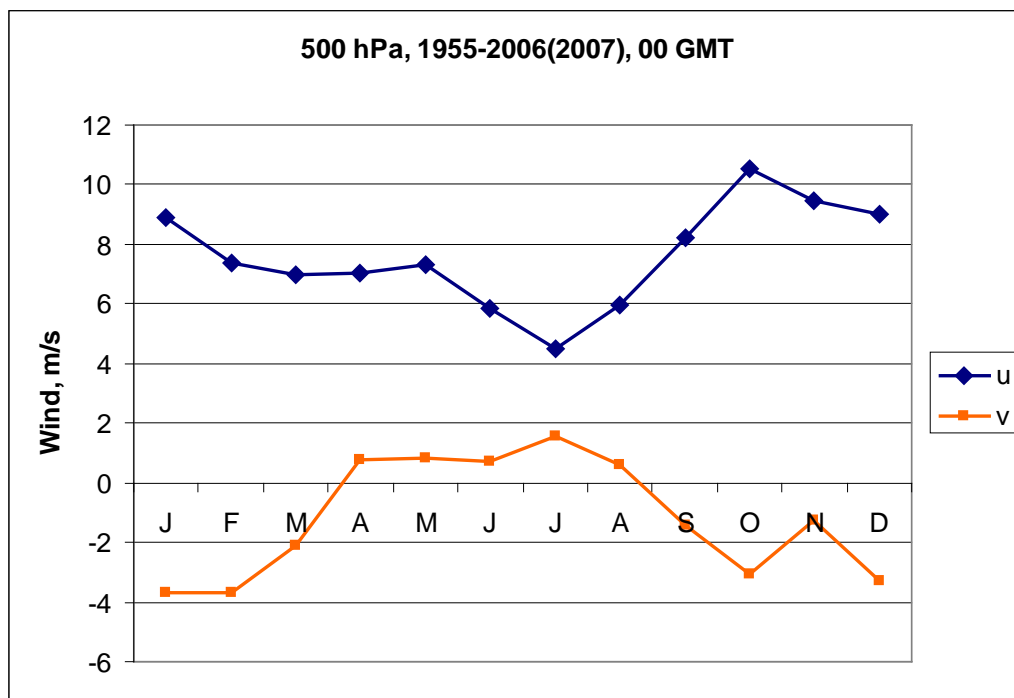
sed on jälle kadumas ja tuulevektori keskvärtus 500 hPa nivool muutumas läänevooluks.

Tuulevektori muutumise analüüs lubab teha veel ühe huvitava järelduse. Nimelt muudab valdava õhuvoolu meridionaalne komponent aasta jooksul kaks korda suunda, olles talvel negatiivne ja suvel positiivne (joonis 8). Seega võib märtsikuist režiimihked.

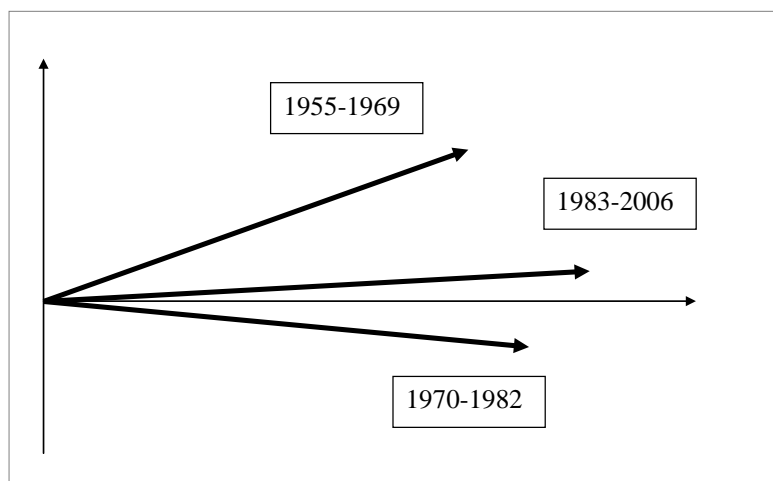
minihet valdavas õhuvoolus käsitleda kui nihet üleminekul talviselt tsirkulatsioonitüübilt suvisele ehk kevade alguses. Kui 1950ndatel oli märtsis valdav talvine tsirkulatsioon, siis alates 1960ndate keskepaigast toimus järgneva 30 a jooksul üleminek suvisele tsirkulatsiooni-tüübile mõni nädal varem. Alates 1990ndate keskepaigast lükkus tsirkulatsioonitüübi muutus uuesti aprillikuusse.

Et üleminek talviselt tsirkulatsioonitüübilt suvisele toimub suhteliselt järsult, aga suviselt talvisele laugjalt, siis muutused augustikuises valdavas õhuvoolus pole nii silmatorkavad ja tuulevektori komponendid ei näita mingisuguseid statistiliselt olulisi trende.

Küll aga saab režiimihete tehnika abil tuvastada, et enne 1970ndaid aastaid oli august veel suvekuu, siis aga hakkas üleminek talvisele tsirkulatsioonitüübile toimuma varem ning alates 1980ndatest lükkus sügise algus jälle mõnevõrra hilisemale ajale (joonis 9).



Joonis 8. Tuulevektori komponendid 500 hPa isobaarpinnal Tallinna kohal: u – paralleelisuunaline, itta suunatud komponent, v – meridiaanisuunaline, põhja suunatud komponent



Joonis 9. Keskmine tuulevektor 500 hPa isobaarpinnal Tallinna kohal augustis eri ajavahemikel.

KOKKUVÕTE

Tuulerežiimi uuringute tsükkel annab ettekujutuse keskmise tuulevälja anisotroopiast Lääne-mere keskosas ja Soome lahel, kusjuures Soome lahe eripäraks on asjaolu, et tugevad tuuled ei puhu enamasti sellest suunast, kust puhub enamik tuuli.

Tuule kiiruse aegridade uuring lubab väita, et nii Lääne-Eesti saartel kui Eesti põhjarannikul on tuule kiirus aastatel 1966–2000 kahanenud, Soome lõunarannikul aga kasvanud. Valdava õhuvoolu uuringud näitavad, et jaanuaris ja veebruaris on nii Lääne-Eesti saarestikus kui Põhja-Eesti rannikul aastatel 1966–2003 keskmine tuulevektor pöördunud 90 kraadi päripäeva ja lõuna-kaguvool on asendunud lääne-edelavooluga.

Vabas atmosfääris näitab analüüs märtsis koguni kahte hüppelist muutust valdavas õhuvoolus: üks 1960ndate keskel, mil keskmine tuulevektor pöördus vastupäeva, teine 1990ndate keskel, mil taastus esialgne suund. Sellisest pöördumisest saab järeldada, et ajavahemikul 1960ndate keskpaigast kuni 1990ndate keskpaigani algas kevad mõni nädal varem kui uuritava perioodi (1955–2007) alguses ja lõpus.

VIITED

BACC 2008 = The BACC Author Team 2008. Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Springer.

Bärring, L., von Storch, H. 2004. Scandinavian storminess since about 1800. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 20, L20202.

Holton, J. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 4th ed. Elsevier Academic Press.

Jaagus, J. 2006. Climatic changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 1-4, 77–88.

Keevallik, S. 2003. Changes in spring weather conditions and atmospheric circulation in Estonia (1955–1995). *Int. J. Climatol.*, 23, 3, 263–270.

Keevallik, S. 2008. Wind speed and velocity at three Estonian coastal stations 1969–1992. *Estonian J. Engineering*, 14, 3, 209–219.

Keevallik, S., Rajasalu, R. 2001. Winds on the 500 hPa isobaric level over Estonia (1953–1998). *Phys. Chem. Earth B*, 26, 5-6, 425–429.

Keevallik, S., Russak, V. 2001. Changes in the amount of low clouds in Estonia (1955–1995). *Int. J. Climatol.*, 21, 3, 389–397.

Keevallik, S., Soomere, T. 2004. Trends in wind parameters over the Gulf on Finland (1966–2000). Fourth Study Conference on BALTEX, Gudhjem, Denmark, 24-28 May 2004. *Conf. Proc.*, 129–130.

Keevallik S., Soomere T. 2008. Shifts in early wind regime in North-East Europe (1955–2007). *Clim. Past*, 4, 3, 147–152

Keevallik, S., Soomere, T. 2010. Spatial variations of wind parameters over the Gulf of Finland from HIRLAM outputs and offshore measurements. *Estonian J. Earth Sci.*, 59, 4, 288–297.

Kull, A. 2005. Relationship between inter-annual variation of wind direction and wind speed. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 97, 62–70.

Lehmann, A., Getzlaff, K., Harlass, J. 2011. Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Clim. Res.*, 46, 2, 185–196.

Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Riis, R. 2005. Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *J. Coast. Res.*, 19, 2, 364–375.

Pryor, S. C., Barthelmie, R. J. 2003. Long-term trends in near-surface flow over the Baltic. *Int. J. Climatol.*, 23, 3, 271–289.

- Rodionov, S. N. 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 9, L09204.
- Rodionov, S., Overland, J. E. 2005. Application of a sequential regime shift detection method to the Bering Sea ecosystem. *ICES J. Mar. Sci.*, 62, 3, 328–332.
- Räämet, A. 2010. Spatio-Temporal Variability of the Baltic Sea Wave Fields. PhD Thesis, Tallinn University of Technology.
- Sepp, M., Post, P., Jaagus, J. 2005. Long-term changes in the frequency of cyclones and their trajectories in Central and Northern Europe. *Nordic Hydrology*, 36, 4-5, 297–309.
- Soomere, T., Keevallik, S. 2001. Anisotropy of moderate and strong winds in the Baltic Proper. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.*, 7, 1, 35–49.
- Soomere, T., Keevallik, S. 2003. Directional and extreme wind properties in the Gulf of Finland. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.*, 9, 2, 73–90.
- Soomere, T., Myrberg, K., Leppäranta, M., Nekrasov, A. 2008. The progress in knowledge of physical oceanography of the Gulf of Finland: a review for 1997–2007. *Oceanologia*, 50, 3, 287–362.
- Sooäär, J., Jaagus, J. 2007. Long-term variability and changes in the sea ice regime in the Baltic Sea near the Estonian coast. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.*, 13, 3, 189–200.
- Žukova, V. 2009. Eesti rannikujaamade võimalused meretuule hindamisel. Magistritöö, TTÜ.
- WMO 2006 = WMO Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. 2006. 7th ed. WMO-No. 8. Geneva.

TUULEKLIIMA MUUTUSTE MÕJU EESTI RANNIKUMERE VEETASEME-, HOOVUSTE- JA LAINEREŽIIMILE

Ülo Suursaar

Tartu Ülikooli Eesti mereinstituut

Kliima muutumine ning sellega kaasnevad sündmusteahelad on tõsine väljakutse mitte ainult katastroofifilmide režissööridele, vaid ka teadlaskonnale. Viimastel aastakümnetel räägitakse üha kirglikumalt kliima muutumisest, sagedamini just globaalse soojenemise suunas. Ilmselt ei tea veel keegi lõplikku tõde, kui suur on selles inimese ja milline looduse osa ning mis saab edasi. Soojenemist võime tõepoolest aeg-ajalt sõna otseses mõttes omal nahal tunda. Samuti võime elavalt ette kujutada, kuidas see loodust mõjutab: rohkem lilli ja liblikaid ning kaks maisisaaki aastas. Harvem teadvustatakse, et sellel paljuräägitud “kliimamuutusel” võib ka teisi külgi olla. Nõnda manifesteerub kliima muutus lisaks globaalsele temperatuuri tõusule ka atmosfääriprotsesside energilisuse tõusu ja rõhkkondade ümberpaiknemisest tingitud tuulekliima muutustena.

Läänemeri, sealhulgas Eesti rannikumeri, on väga nõrkade tõusu-mõõna nähtustega veekogu, kus kõige tugevam vett liikumapanev jõud on tuul. Tuule ja atmosfääri rõhuväljade muutused tekitavad olulisi veetaseme kõikumisi, erineva iseloomuga hoovusi ning lainetust. Need hüdrodünaamilised protsessid mõjutavad veevahetust, merevee omadusi, mere-elustikku ning rannikuid. Ilmselt võib eeldada, et juba registreeritud või kliimamudelite poolt lähitulevikuks ennustatavad muutused tuulerežiimis ja tormide sageduses (Alexandersson jt 2000; Keevallik, Rajasalu 2001; Siegismund, Schrum 2001) kajastuvad kuidagi ka veetaseme-, hoovuste- ja lainerežiimis, kuid kuidas täpselt ja millisel määral? Kas nad üldse vaatlusandmetes eristuvad ning milline on nende muutuste mastaap ja võimalik mõju merekeskkonnale ja randadele?

Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudis on selle ülesande lahendamiseks viimased kümmekond aastat analüüsitud meteoroloogilisi ja veetasemete mõõtmisridu, tehtud meres hoovuste- ja lainemõõtmisi ning püütud neid nähtusi uurida hüdrodünaamiliste mudelite abil. Meresüsteemide modelleerimisega tegeleva osakonna töötajate (Robert Aps, Tiit Kullas, Rein Tamsalu, Mikk Otsmann) kõrval on koostööprojektides ja -artiklites kaasa löönud ka naaberinstituutide ja -ülikoolide teadlased (Jaak Jaagus, Are Kont, Hannes Tõnisson, Tarmo Soomere jt).

MEREVEE TASE TÕUSEB GLOBAALSELT, MÕJUB LOKAALSELT

Eesti rannikumeres mõõdab Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut meretaset tosinkonnas kohas, kuid erinevatel aegadel on veemõõdupostide hulk olnud palju suurem. Suur osa neist mõõtmistest on olnud liiga lühiajalised või ka katkendlikud, et võimaldada pikaajaliste tendentside väljaselgitamist. Sobivaimad read algavad Tallinnas aastast 1842, Narva-Jõesuus 1899, Pärnus 1923 ja Ristnas 1950. Need kujutavad endast suhtelisi veetaseme väärtusi nn Kroonlinna nulli (Balti kõrgussüsteemi) suhtes, kus ei ole arvestatud jääajajärgse maakerke mõju. Selleks, et teada saada ‘tegelikku’ ehk klimatoloogilist mereveetaseme tõusu, tuleb ridade statistilisel analüüsil saadud trendihinnangutes arvesse võtta ka maakerke kiirust, mis varieerub meil umbkaudu nulli ja kolme millimeetri vahel aastas. Üks täpsemaid maakerke isojoonte (isobaaside) kaarte on toodud näiteks artiklis Vallner jt (1988).

Aasta keskmised veetasemed näitavad valdavalt Eesti rannikumeres kergelt tõusvat trendi (0,1 ku-

ni 1 mm/a), olulistest jaamadest vaid Ristna puhul on trend negatiivne ($u -1$ mm/a). Aga Ristna piirkonnas on maakerge üks kiiremaid (2,6 mm/a) Eesti rannikul, seega tähendab ka suhtelise veetaseme langus Ristnas tegelikult ikkagi tõusvat meretaset. Globaalne meretaseme tõus on olnud viimasel poolsajandil vahemikus 1–2 mm/a (Johansson jt 2001; Church, White 2006) ning see kipub tasapisi kiirenema. Midagi nii äkilist, kui Antarktika jääkilbi kiirest sulamisest tekkivat 70-meetrist meretõusu või kliima soojenemise ja atmosfääri superkeeriste poolt käivitatud ja üleöö saabuvat uut jääaega meil siiski karta ei tasuks. Globaalne veetaseme trend tuleneb põhiosas merevee soojuspaisumisest tõusva õhu- ja veetemperatuuri tingimustes ning väiksemal määral liustike ja jääkilpide sulamisest.

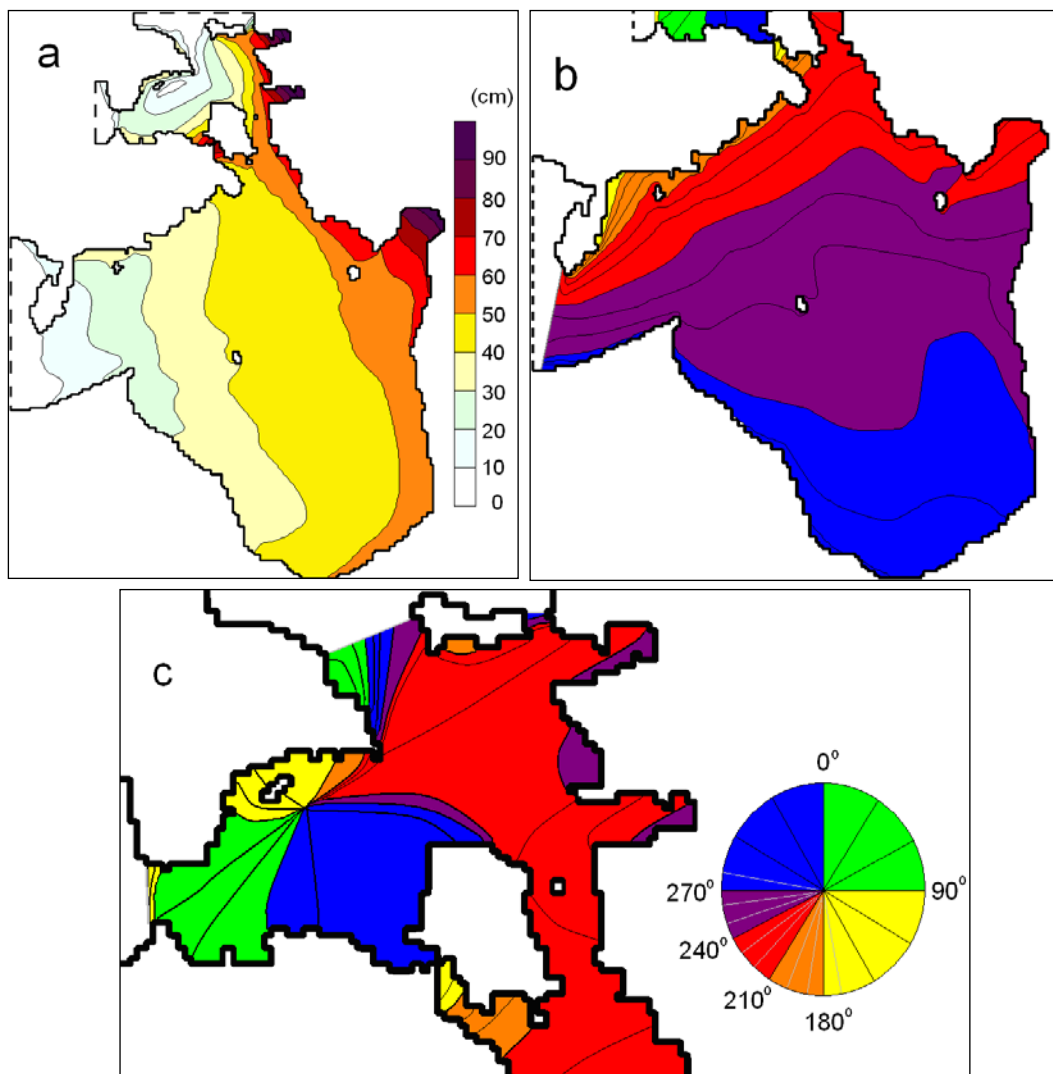
Kõik need protsessid toimivad suure inertsiga. Niisiis on globaalne meretõus praegusel epohhil ülioluline, aga ka vastuoluline teema. Selle täpne määramine minevikus, tulevikust rääkimata, sisaldab probleeme: tasememõõdu kohtade ebahütlane tõus-laskumine, kõrgussüsteemide täpsus ja seostamatus, ridades sisalduvad tsüklid ja pseudotsüklid, regionaalsed meteoroloogilised ja termohaliinsed kõrvalekalded, määramatus tulevikustsenaariumides. Meie lokaalne panus globaalsesse diskussiooni sisaldab tähelepanu juhtimist mõjule, mida avaldavad andmestikele tuulekliima ja tormisuse muutused sõltuvalt mõõtekoha paiknemisest veekogus ning kvantifitseeritud hinnanguid taseme-, aga ka hoovusterežiimi muutuste kohta erinevate tuulemuutuste stsenaariumide puhul (Suursaar jt 2006a; Suursaar, Kullas 2006; Suursaar, Sooäär 2007).

Kvaasiperioodilisi tsükleid sisaldavate ja maatõusuga kompenseeritud meretaseme aegriidade libiseva trendi meetodil teostatud analüüsil leiti, et kui Eesti veemõõdupostide trendid alates 20. sajandi keskpaigast on globaalse meretõusu hinnangutega vea piirides ligikaudu samad või ebaoluliselt järsemad, siis Pärnu trend edestab globaalset. Meie hinnangul on kõige tõenäolisem muutuse tempo perioodi 1925–2009 kohta 2,1 mm/a Nar-

va-Jõesuus, 2,7 mm/a Pärnus, 1,6 mm/a Tallinnas ning 2,0 mm/a Ristnas (veidi lühema ajavahe- miku vältel). Meie arvates tuleneb globaalsest pisut kiirem meretaseme tõus viimasel umbes viiekümnel aastal täheldatud järk-järgulisest läänetuulte tugevuse tõusust ja tormisuse kasvust, mis suurendab lokaalset (statistilist) veetaseme kallet poolsuletud Läänemeres ning selle poolsuletud tuulepealsetes alambasseinides, nagu Liivi laht.

Kuni viiesentimeetrine lisakomponent keskmises ei ole püsiv, tuulekliima muutudes teiseneb ka selle väärtus, kuid ta moonutab trendihinnanguid. Eesti rannikumere keskmise taseme tõus on tulnud ainult talvise näitaja arvelt. Tugevnenud on sesoonne signaal tasemetes, sest kasvanud on just talvekuude tsükloonaalne tegevus ja läänetuuled, talved on muutunud nii-öelda merelisemaks (Jaagus 2006). Sellise lokaalse veetaseme tõusu komponendi olemasolu tõestasid ka mudelsimulatsioonid (Suursaar, Kullas 2006). Need näitasid, et üsna realistlik läänetuule tugevnemine suudab veetaset Liivi lahes hoida praegusest pisut rohkem kaldu. Pärnus tähendab see aga 2–5 cm võrra kõrgemat merd, mis trendianalüüsi perioodile jaotatuna selgitabki lisatõusu umbes 0,3–0,7 mm/a ulatuses.

Veelgi järsem tõus iseloomustab maksimumide trende ning nihked keskmistes on sageli põhjustatud just muutustest erakordsete nähtuste statistikas. Veetasemete muutlikkus on suurim poolsuletud lahtedes, mis paiknevad basseini nodaaljoo- nest võimalikult kaugel. Meie rannikumeres on sellisteks kohtadeks Pärnu ja Narva laht. Ajalooline veetaseme muutuse ulatus Pärnus küünib nelja meetrini (Suursaar, Sooäär 2007). Lisaks on Pärnu laht oma tuulepealse asendi ja pikliku ning madalduva kuju tõttu selline piirkond Eesti rannikumeres, mis on kõige tundlikum tuulekliima muutuste suhtes (joonis 1). Kui 75% ajast püsib veetase Eesti rannikumeres vahemikus ± 30 cm keskmisest, siis suurem veetaseme muutlikkus ning harvad, erakordselt madalad või ka kõrged tasemesündmused leiavad aset just külmal poolaastal.



Joonis 1.

Maksimaalne mereveetaseme avamere (Irbe väina taguse Läänemere) foonitaseme suhtes, mida suudab põhjustada ühtlane 20 m/s tuul, mis puhub antud kohale kõige sobivamast suunast (a); vastav tuule suund, mis põhjustab antud kohale vastava kõrgeima võimaliku veetaseme Liivi lahes (b) ja Väinameres (c). Loodetega mere kotidaalkaarte meenutav joonis näitab lokaalse tormiüleujutuse suhtes kõige tundlikumaid piirkondi ning ohtlikke tuulesuundi (Suursaar, Kullas 2009).

Kõige märkimisväärsamad aperioidilised nähtused on tormiajud (*storm surge*). Kõrgete veeseisude põhjustajaks on eelkõige väga tugevad edela- ja läänetuuled. Ülejäänud, vähemolulised fak-

torid on madalast õhurõhust tingitud nn pööratud baromeetri efekt, tuulelainete poolt tekitatud vee lokaalne kuhjumine rannal ning pika laine koondu mine ahenevas Soome lahes. Sobiva kiirusega

lähenev madalrõhkkond tekitab veepinna häirituse, mis nagu tsunamigi hakkab pika lainena igas suunas levima. Läänemere madaluse tõttu on selle leviku kiirus võrreldav tsükloni enda liikumise kiirusega ja nii võib näiteks Peterburi puhul kombineeruda liikuva pika laine ja otsese tormituule mõju. Modelleerimis- ja prognoosiväärtuselt on Eesti rannikumeres siiski olulisem tuule tangentsiaalset pinget koosmõjus veekogu ja rannajoone konfiguratsiooniga, millele lisandub madalsageduslik avatud piiri tagune (Läänemere või Põhjamer) foonitaseme muutumine (Suursaar 2006; Suursaar jt 2006b).

Madalad veeseisud ehk pagud on seotud püsivate idatuultega, näiteks antitsükloonaalse blokeeringu tingimustes, kui kogu Läänemere veetase aeglaselt alaneb (Eesti rannikumere välispiiril umbes – 50 cm alla keskmise). Paguveega ei lange veetase samal määral kui see võib tõusta ajuveega, sest idatuule kiirus saab meil olla vaid kuni umbes 20 m/s. Ülimadalad veetasemed esinevad kas Matsalu, Haapsalu või Pärnu lahes.

Viimases mõõdetigi 9. detsembril 1959 veeseisuks 123 cm alla pikaajalist keskmist, kusjuures Daugava jõe suudmes mõõdeti samal ajal isegi – 130 cm. Ligikaudu sama madal oli veetase Pärnus ka 1976. a oktoobris. Kõrgeimad veeseisud ehk tormiajad on järsud, lühiajalised ja lokaliseeritud. Tugevaimad lääne- ja edelatuuled esinevad Lääne-Eestis juhul, kui läänest itta või edelast kirdesse liikuva sügava tsükloni kese möödub Eestist paarsada kilomeetrit põhja poolt, siis pöörduv tuul meil üle läänekaare edelast loodesse.

Nõnda juhtus see ka 18. oktoobril 1967, kui Pärnus registreeriti rekordiline 253 cm veeseis ning 9. jaanuaril 2005, kui vesi tõusis Eesti rannikumere uue rekordina 275 cm, põhjustades suure üleujutuse ning muud kahju (Suursaar jt 2006b; Tõnisson jt 2008). Maksimaalseks keskmise tuule kiiruseks mõõdeti 28 m/s (puhanguti 38 m/s) ning üleujutusele eelnev fooniveetase oli varasemate tormide tõttu umbes 70 cm üle pikaajalise keskmise. Kõrged tormiajad ei kesta üle ööpäeva, sest

tsükloni möödumisel pöörduv tuul järk-järgult loodesse ja põhja, mis toob veetaseme jälle alla.

2005. a jaanuaritormi ehk orkaan Gudruni põhjustatud šokk ühiskonnas tulenes suuresti sellest, et inimesed pole harjunud sedavõrd ekstreemsete ja, mis veelgi olulisem, äärmiselt harva toimuvate katastroofidega. Eelmine sarnane sündmus oli mälust kadunud. Hüdro meteoroloogiliste ridade maksimumid alluvad teatud tüüpi teoreetilistele jaotustele (Gumbeli jaotus jt), millel põhineb ka ekstreemsete nähtuste parameetrite statistiline ennustamine ('sajandi torm' jne). Huvitav, et selline taaskorduvus-statistikatel põhinev lähenemine mõnikord ei tööta. Ka Pärnu lahe puhul langesid 1967 ja 2005 sündmused ansamblist välja, neid poleks tohtinud justkui esineda (Suursaar, Sooäär 2007). Hüdrodünaamiline modelleerimine näitas aga, et veelgi kõrgemad meretõusud on võimalikud (Suursaar jt 2006b). Püsiv 20 m/s tuul tekitab sobivast suunast puhudes (Pärnu lahel 225°, Matsalus 240°) püsiva veepinna kalde ja umbes 92 cm statsionaarse veeseisu lahe päras (joonis 1). Kiirusega 30 m/s puhuv tuul põhjustab Pärnus juba 240 cm taseme. Kui sündmusele eelneb, näiteks korduvate sügistormide korral, kogu Läänemere üldine kõrgem veeseis, mis uuritava ala piiril võib olla kuni 100 cm üle pikaajalise keskmise, siis saamegi katastroofilised 300–350 cm. Statistiliselt eeldab see kahe-kolme realistliku tingimuse kokkulangemist, mille perfektse kombinatsiooni avaldumist olemasolevad mõõdetud hüdro meteoroloogilised read veel ei sisaldagi. Meretõusu sõltuvus mõnes kriitilises kohas (sh suure Greeni faktoriga, st pikalt ahenevas ja madalduvas Pärnu lahes) on ligikaudu proportsionaalne tuule tangentsiaalse pingega (viimane on ruutsõltuvuses tuule tugevusest). Seega, väga tugevate tormide puhul sõltub palju kas või näiteks 1 m/s võrra tugevamast tuulest ning 'sobivamast' tuule suunast.

MUUTUSED HOOVUSTE MUSTRITES

Kui veetaseme kohta eksisteerivad pikaajalised vaatlusread, siis hoovusi on Eesti rannikumeres

mõõdetud vaid episoodiliselt, mis rangelt võttes ei võimalda klimatoloogiliste tendentside väljaselgitamist. Alates 2003. aastast oleme lainetust ja hoovusi uurinud firma AADI Aanderaa mõõtekompleksi RDCP-600 ja alates 2011 aastast ka Sonteki 3 MHz ADP abil (foto). Need aparaadid arvutavad veosakeste liikumise Doppleri nihke mõõtmise kaudu välja kolmemõõtmelised hoovustepildid. Mitmes Eesti rannikumere punktis kokku umbes kolme aasta vältel läbi viidud uuringud on andnud hea baasi hüdrodünaamiliste mudelite koostamiseks ja verifitseerimiseks (Suursaar jt 2002; Suursaar, Kullas 2006, 2009a), mida omakorda saab rakendada hoovuste- ja lainerežiimi pikaajaliste muutuste uurimisel.

Üheks selliseks mudeliks on mereökosüsteemi matemaatilise modelleerimise mõistes suhteliselt lihtne kahemõõtmeline hüdrodünaamiline mudel. See arvutab tuulepingest ning avatud piiri veetaseme kõikumistest lähtuvalt hoovused ja veetaseme muutused modelleeritava ala võrgupunktides.

Meie uurimisala, kuhu mahub tervenisti nii Liivi laht kui Väinameri, sisaldab kokku 18 964 punkti võrgusammuga 1 km. Mudeli 'lihtsuse' plussideks on hõlbus verifitseeritavus ja erinevate arvutus-stsenaariumide kiire läbimängimine. Oleme uurinud hüdrodünaamilisi protsesse nii realistlike välistingimuste abil, kui ka erinevate konstrueeritud välisjõudude kombinatsioonide kaudu.

Üks selline eksperiment sisaldas kõigepealt kontrollsimulatsioonina veetasemete ja hoovuste arvutuse mõõdetud välisjõudude baasil. Arvutasime mõnes huvipakkuvas punktis terve aasta jooksul veetasemete ja hoovuste aegread, samuti aasta keskmised ruumilised jaotused. Edasi modifitseerisime tuule sisendandmeid, lisades eri simulatsioonides erinevate ilmakaarte tuulte tugevust ja osatähtsust, mis paljude uurijate arvates viimase 50 aasta jooksul tõepoolest on juba aset leidnud ning paljud kliimamudelid prognoosivad jätkuvat tuulekliima muutust samas vaimus (Räisänen jt 2004).

Okeanograafilised mõõtekompleksid 600 kHz RDCP (valge koonus tagapool) ja 3 MHz ADP (ees) uurimislaev "Vilma" pardal. Aparaadid jäetakse mingiks perioodiks merepõhja hoovuste, lainete ja veekihi parameetrite automaatseks mõõtmiseks.



Lõpuks analüüsisime kontrollsimulatsiooni ja erinevate tuulestenaariumide simulatsioonide vahesid. Eesti rannikumere hoovused on üldiselt väga muutlikud. Tavaliselt on hoovuse kiirus suurim lehtrikujulistest merekitsustes – väinades ning piki sirgeid rannalõike. Absoluutsed maksimumid Suures väinas vee pinnakihis võivad tormidega ulatuda 1,5 m/s-ni, Soela väinas koguni kuni 2 m/s (Suursaar jt 2006b). Et tuule suund ja tugevus mere kohal pidevalt muutub, siis kipub hoovus Liivi lahes ja Väinamere väinades edasi-tagasi pendeldama, alambasseinides aga moodustuvad lühiajalised keerisringid. Siiski esinevad teatud seaduspärasused ja hoovustemustrid, mis vastavad parasjagu valitsevale tuulestatistikale. On selge, et kui see statistika muutub, muutub ka keskmine hoovusterežiim. Kui resultantne tuule projektsioon väina telje suhtes muutub, muutub ka veevahetus väinas. Korrapärase kujuga alambasseinides, näiteks Pärnu lahes, on kaks põhilist hoovustemustrit. Umbes 60%-lise korduvusega toimub sissevool piki Liu ja Tahkuranna rannikut ning väljavool lahe keskosas, moodustades tsükloonaalse ja antitsükloonaalse keerisringide paari (Suursaar, Kullas 2006). Põhjakaarte tuulte korral esineb lahest väljavool lahe servades ning sissevool lahe keskel. Selline seaduspära, kus allatuult voolamine toimub basseini madalamates servaalades ja kompensatoorne vastutuult voolamine sügavamas telgmises osas, on ovaalsetes suurjärvedes ja korrapärase kujuga merelahtedes küllaltki iseloomulik (Raudsepp jt 2001).

Tuulekliima muutusega muutub ka eri mustrite statistiline osakaal. Lõunatuulte tugevnemisega tugevneb hoovus Suures väinas ja veevahetus terves Väinameres, samuti voolamine sirgetel rannikulõikudel Riia ja Pärnu vahel. Läänetuulte tugevnemisega kasvab hoovus Saaremaa lõunaranikul, Irbe ning Kihnu väinas. Need muutused pole suured, ulatudes 1–3 cm/s-ni sirgetel rannalõikudel ja 3–6 cm/s-ni väinades, mis moodustab umbes 15–20% algsest keskmisest kiirusest. Kuid arvestades, et vee liikumisest tingitud põhjapinge on proportsionaalne kiiruse ruuduga ning et täie-

likult võib muutuda resultantne vee liikumise suund, võib selliste muutuste mõju veevahetusele ning rannaprotsesse käitavatele jõududele olla palju suurem kui 20%, ulatudes kohati 100%-ni.

2006. aasta suvel (ja veidi nõrgemana 2008 suvel) valitses terves Põhja-Eesti rannikumeres apvelling (külmema süvavee kerge), mis madala veetemperatuuriga (u 4° tavapärase 20° asemel) rikkus paljude puhkuseplaanid. Meie mõõtmised dokumenteerisid selle sündmusega kaasnevaid huvitavaid hüdrodünaamilisi efekte, jugahoovuseid ning hämmastavat mõju mereala pikaajalisele termohaliinsele statistikale (Suursaar, Aps 2007; Suursaar 2010). Selliste ulatuslike sündmuste mõjud merekeskkonnale on kauakestvad ja mitmekülgsed. Et apvellingud ja daunvellingud (pealissevee sukeldumine) on determineeritud tuule kestvusest ja suunast rannajoone suhtes, siis tuulekliima muutumine põhjustab ka nihkeid nende võõndite paiknemises ja statistikas.

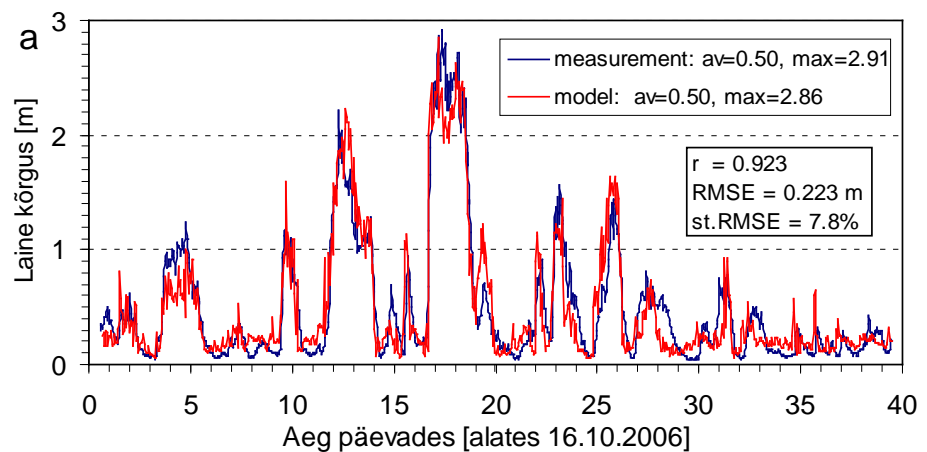
MÕJU LAINEKLIIMALE, RANDADELE JA PÕHJAEELUSTIKULE

Alates 2008. aastast oleme uurinud tuule- ja lainekliima seoseid. Tuginedes 2006/2007 talvel Vilsandi lähedal RDCP-ga mõõdetud laineseeriale kui kalibratsiooniandmetele (Suursaar jt 2008) ning Vilsandi digiteeritud tuuleandmetele, modelleeriti laineparameetrite aegread alates 1966. aastast kolmetunnise intervalliga (Suursaar, Kullas 2009a). Piirkond on üks karmima lainekliimaga kohti Eesti rannikumeres (Soomere jt 2008), kus geomorfoloogilises mõttes potentsed lained kujundavad rannajoont, uuristades näiteks Kiiptsaare tuletorni jalgealust ning kasvatades jätkeid Kelba maasäärele (Tõnisson jt 2008). Koostöös Tarmo Soomere töörühmaga analüüsisime lainekõrguste ja lainetormide dünaamikat võrdluses WAM mudeli (Räämet jt 2009) ning Vilsandi visuaalsete andmetega. Koostatud on lainekliima 43 aastased rekonstruktsioonid ka Letipea-Sillamäe (Suursaar 2010) ja Neugrund-Osmussaare mereosa kohta ning NAO-põhine (*North Atlantic Oscillation*) Saaremaa lääneranniku

lainetuse rekonstruktsioon 1825. aastani. Ilmnes, et laineklii-ma keskmiste parameetrite read on alates 1966. aastast ilmutanud kergest langustrendi, kuid kõrgemate kvantiilide ja maksimumide aegread näitavad tõusu läände avatud randadel (Harilaiul), kuid ikkagi langust põhjasuunda avatud randadel (joonis 2).

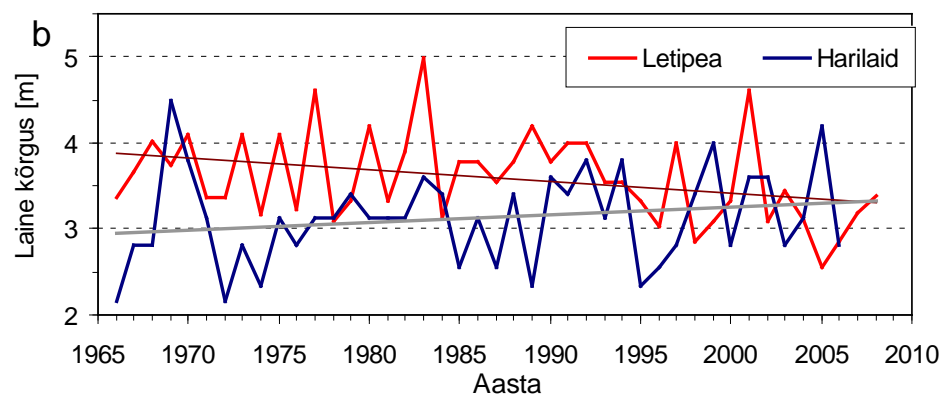
Koostöös Tallinna Ülikooli ranniku-uurijatega vaatlesime rannaprotsesside dünaamikat seostatuna mere hüdrodünaamilise olukorraga. Selgus, et põhilised muutused toimuvad mõne loetud tormisema päeva jooksul aastas (Suursaar, Kullas 2006; Orviku jt 2009), sest tugevad tormid ja kõrged veeseisud on meil lühiajalised ning mõju ruutsõltuvus vee kiirusest muudab tugevamate tormide mõju drastiliselt suureks. Lisaks toimivad

rannaerosiooni ja setete transpordi suhtes määrava tähtsusega suured hoovuse kiirused koos tormilainetusega üldjuhul 1–2 m keskmisest rannajoonest kõrgemal. Teisalt on teatud lävest madalamad kiirused geomorfoloogilises mõttes 'raisatud', sest nad ei suuda üldse setet liigutada. Seega, nii veetaseme tõus, keskmise tuule suuna muutus kui ka tormisuse kasv (koos mere jääolude pehmenemisega) võivad kokku põhjustada märkimisväärseid muutusi rannikutel välja kujunenud geomorfoloogilises tasakaalus. Mõningal juhul (näiteks orkaanid Katrina ja Gudrun) võib selliste nähtuste mõju rannikule, merekeskkonnale ja ühiskonnale olla kaugelt suurem kui sellele eelnenud aastakümnetepikkuste väikeste muutuste summa (Suursaar jt 2008; Orviku jt 2009).



Joonis 2.

Lainemudeli kalibratsioon RDCP-ga mõõdetud ja modelleeritud laineridade võrdlusena Letipea neeme lähedal (a); modelleeritud lainetingimuste aasta maksimumide võrdlus Kunda – Letipea neeme ja Vilsandi – Harilaiu poolsaare lähedal (b) (Suursaar 2010).



Arvatavasti on kirjeldatud hüdrodünaamiliste muutuste põhjuseks viimastel aastakümnetel aset leidnud nihked Põhja-Atlandi tsüklonite teekonnas ning põhjapoolkera õhurõhu keskmete paiknemises (Alexandersson jt 2000; Sepp jt 2005). Tsüklonite trajektooride varieeruvus võib olla suur, kuid ülekaalus on meil siiski Põhja Atlandilt saabuvad tormid. Kui rohkem tsükloneid möödub Eestist sobivas kauguses põhjapoolt, siis jääb Eesti tormi kõrgehetkel tugevaimate võimalike edela-läänetuulte tsooni ja vähemaks jääb tugevaid põhjatuuli (Suursaar 2010). Loomulikult avaldavad hüdrodünaamiliste protsesside muutused mõju ka elustikule, alates põhjataimestikust ja lõpetades kaladega. Vahetusprotsesside intensiivsuse muutus mõjutab vee termikat, soolsust ja hüdrokeemilist koostist, samuti saasteainete leviku- ja transformatsioonitingimusi (Aps, Suursaar 2011). Suurenenud tormisus ja kõrgemad tormilained muudavad vee madalas rannikumeres pehmete põhjasetete resuspensiooni tõttu periooditi hägusemaks. Seega halvenevad valgustingimused ning raskeneb röövkaladel saagi tabamine. Võivad mattuda kalade koelmud ning põhjast lahti rebitud saada põhjataimestik (Kovtun jt 2011). Nende ja paljude teiste küsimuste täpsem uurimine seisab veel ees.

VIITED

- Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., Iden, K. 2000. Trends of storms in NW Europe derived from updated pressure data. *Climate Res.*, 14, 1, 71–73.
- Aps, R., Suursaar, Ü. 2011. Influence of seasonal sea ice conditions on hydrodynamic processes and oil spill drift. *Coastal Processes II. WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 149. WIT Press, Southampton, Boston, 309–320.
- Church, J. A., White, N. J. 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 33, 1, L01602.
- Jaagus, J. 2006. Climate changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 1-4, 77–88.
- Johansson, M., Boman, H., Kahma, K. K., Launiainen, J. 2001. Trends in sea level variability in the Baltic Sea. *Boreal Environ. Res.*, 6, 3, 159–179.
- Keevallik, S., Rajasalu, R. 2001. Winds on the 500 hPa isobaric level over Estonia (1953-1998). *Phys. Chem. Earth B*, 26, 5-6, 425–429.
- Kovtun, A., Torn, K., Martin, G., Kullas, T., Kotta, J., Suursaar, Ü. 2011. Influence of abiotic environmental conditions on spatial distribution of charophytes in the coastal waters of West Estonian Archipelago, Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 412–416.
- Orviku, K., Suursaar, Ü., Tõnisson, H., Kullas, T., Ravis, R., Kont, A. 2009. Coastal changes in Saaremaa Island, Estonia, caused by winter storms in 1999, 2001, 2005 and 2007. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 1651–1655.
- Raudsepp, U., Beletsky, D., Schwab, D. J. 2001. Basin scale topographic waves in the Gulf of Riga. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 5, 1129–1140.
- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döschner, R., Graham, L. P., Jones, C., Meier, H. E. M., Samuelsson, P., Willen, U. 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dyn.*, 22, 1, 13–31.
- Räämet, A., Suursaar, Ü., Kullas, T., Soomere, T. 2009. Reconsidering uncertainties of wave conditions in the coastal areas of the northern Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 257–261.
- Sepp, M., Post, P., Jaagus, J. 2005. Long-term changes in the frequency of cyclones and their trajectories in Central and Northern Europe. *Nord. Hydrol.*, 36, 4-5, 297–309.
- Soomere, T., Behrens, A., Tuomi, L., Nielsen, J. W. 2008. Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during wind-storm Gudrun. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 1, 37–46.

- Siegismund, F., Schrum, C. 2001. Decadal changes in the wind forcing over the North Sea. *Climate Res.*, 18, 1-2, 39–45.
- Suursaar, Ü. 2006. Merevee tase: globaalne ja lokaalne. Rohtmets, I. (toim). *Lehed ja tähed 2006*. MTÜ Loodusajakiri, Tallinn, 62–71.
- Suursaar, Ü. 2010. Waves, currents and sea level variations along the Letipea – Sillamäe coastal section of the southern Gulf of Finland. *Oceanologia*, 52, 3, 391–416.
- Suursaar, Ü., Aps, R. 2007. Spatio-temporal variations of hydrophysical and -chemical parameters during a major upwelling event in the southern coast of the Gulf of Finland in the summer of 2006. *Oceanologia*, 49, 2, 209–228.
- Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kont, A., Ravis, R., Tõnisson, H. 2008. Field observations on hydrodynamic and coastal geomorphic processes off Harilaid Peninsula (Baltic Sea) in winter and spring 2006–2007. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 80, 1, 31–41.
- Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kullas, T. 2006a. Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. *Boreal Environ. Res.*, 11, 2, 123–142.
- Suursaar, Ü., Kullas, T. 2006. Influence of wind climate changes on the mean sea level and current regime in the coastal waters of west Estonia, Baltic Sea. *Oceanologia*, 48, 3, 361–383.
- Suursaar, Ü., Kullas, T. 2009a. Decadal variations in wave heights off Cape Kelba, Saaremaa Island, and their relationships with changes in wind climate. *Oceanologia*, 51, 1, 39–61.
- Suursaar, Ü., Kullas, T. 2009b. Meretase ja hoo-vused Eesti rannikumeres muutuva kliima tingimustes. Kont, A., Tõnisson, H. (toim). *Kliimamuutuste mõju Eesti rannikule: ASTRA projekti uurimistulemusi*. TLÜ Ökoloogia Instituudi Publikatsioonid; 11. Tallinna Ülikooli Kirjastus, Tallinn, 25–43.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M. 2002. A model study of the sea level variations in the Gulf of Riga and the Väinameri Sea. *Cont. Shelf Res.*, 22, 14, 2001–2019.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Saaremäe, I., Kuik, J., Merilain, M. 2006b. Cyclone Gudrun in January 2005 and modelling its hydrodynamic consequences in the Estonian coastal waters. *Boreal Environ. Res.*, 11, 2, 143–159.
- Suursaar, Ü., Sooäär, J. 2007. Decadal variations in mean and extreme sea level values along the Estonian coast of the Baltic Sea. *Tellus A*, 59, 2, 249–260.
- Tõnisson, H., Orviku, K., Jaagus, J., Suursaar, Ü., Kont, A., Ravis, R. 2008. Coastal damages on Saaremaa island, Estonia, caused by the extreme storm and flooding on January, 9 2005. *J. Coast. Res.*, 24, 3, 602–614.
- Vallner, L., Sildvee, H., Torim, A. 1988. Recent crustal movements in Estonia. *J. Geodyn.*, 9, 2-4, 215–223.

LÄÄNEMERE LAINEKLIIMA EESTI RANNIKU KONTEKSTIS

Tarmo Soomere

Tallinna Tehnikaülikooli Küberneetika Instituut

Olulist osa elust Eesti kui suure mereriigi rannikul ning meie välissuhtlusest meretranspordi kaudu mõjutavad Läänemerelt meie randadesse jõudvad ning neid ümber kujundavad lained. Läänemere lainete tavapärased ja ekstreemsed omadused said teadlastele enam-vähem selgeks mõne aasta eest, mil analüüsiti detailselt seni pikim instrumentaalselt mõõdetud lainetuse andmestik (Broman jt 2006; Kahma jt 2003), määratleti siin puhuvate tormituulte mõneti ebatavalised omadused (Soomere, Keevallik 2001, 2003) ja lainete reaktsioon neile (Soomere 2003) ning koostati Läänemere põhjaosa lainekliima peamiste omaduste kirjeldus (Soomere 2008). Selle töö käigus selgus, et ekstreemsus lainete ja veetõusu kontekstis on märksa sügavama tähendusega kui näiteks tuule kiiruste puhul (Soomere jt 2008a) ning et hiidlained meie randades on mitte lihtsalt üks meie kodumere igapäevaseid elemente (Soomere, Engelbrecht 2006), vaid õpetlikud keerukate ja kompleksüsteemide alase fundamentaalteaduse viimaste edusammude kontekstis (Soomere 2009a).

Sellelt vundamendilt on viimase viie aasta jooksul lähtunud mitmed arengud pikkade lainete teoorias (sh lainete transformeerumine madalas vees ning sellega seonduvad mittelineaarsed protsessid ja spetsiifilised nähtused), hiidlainete süvaanalüüsis mitmesugustes erinevates situatsioonides (Ruban jt 2010; Soomere 2010) ning oluline panus tsunami teooriasse. Nendest arengutest, mis päädisid Euroopa Geoteaduste Liidu kõrge tunnustuse – Pliniuse medaliga (2010) – annab ülevaate I. Didenkulova (2011) kirjutis selles kogumikus. Käesolevas artiklis puudutan sellest temaatikast vaid riivamisi mõningaid laevalainetega seonduvaid aspekte.

LÄÄNEMERE IDARANNIKU LAINETUSE KLIMATOLOOGIA

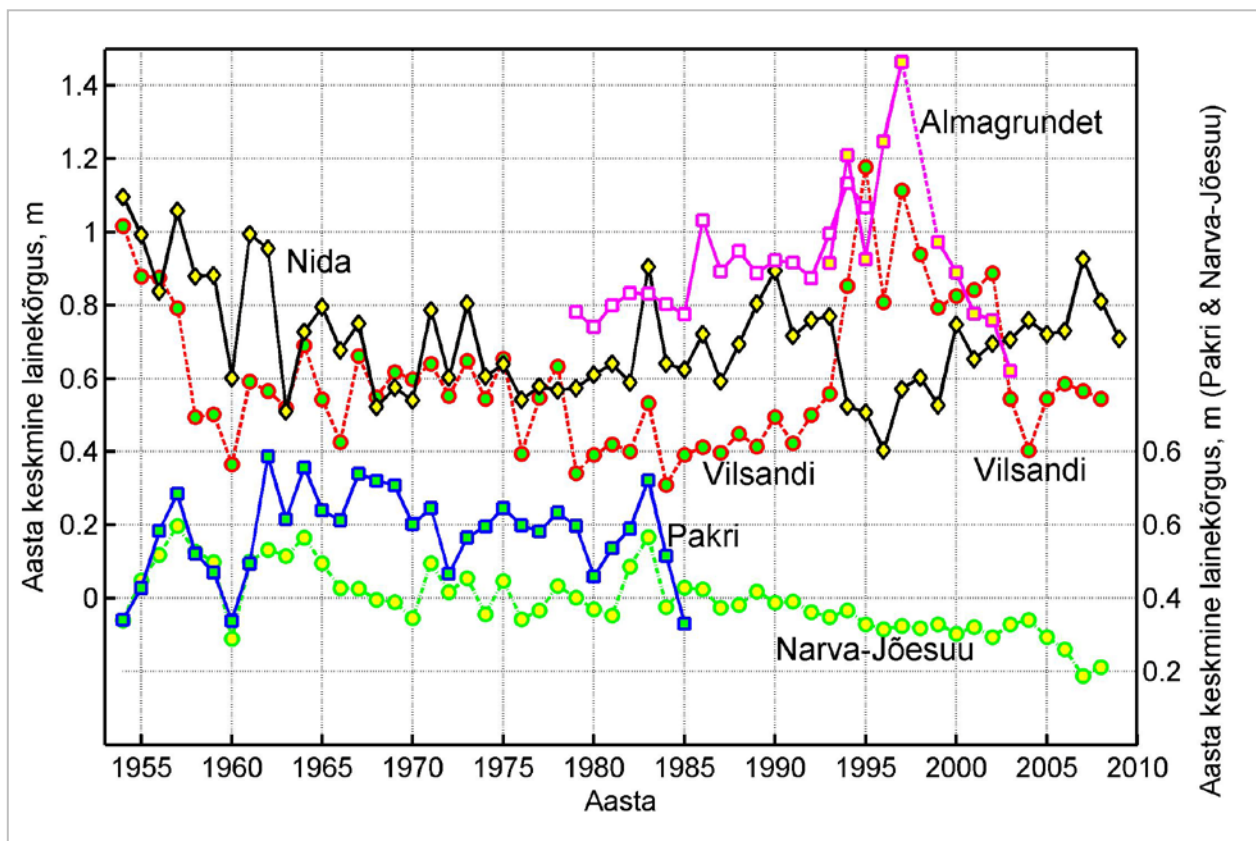
Läänemere lainetuse omaduste sügavamaks mõistmiseks ning nende prognoosiks võimalike kliimamuutuste puhuks on eelkõige tarvis adekvaatselt kirjeldada lainete klimatoloogiliste muutuste ulatus. Nendel teadmistel põhineb nii lainete ja ranniku vastasmõju analüüs kui ka kiirlaevalainete mitmete põnevate omaduste identifitseerimine.

Tõuke sellesuunalistele uuringutele andis Rootsi ranniku lähistel Almagrundetil 1977–2003 mõõdetud andmestiku analüüs. Esimesel poolteisel aastakümnel, kuni 1980ndate aastate lõpuni, suurenes aasta keskmine lainekõrgus 1,8% aastas (Broman jt 2006). Kasv oli veidi kiirem kui Atlandil või Põhjamerel, kuid heas kooskõlas andmetega mere järjest suurenevast survest meie randadele (Orviku jt 2003), millest on lähemalt juttu A. Konti, K. Orviku ja H. Tõnissoni kirjutises käesolevas kogumikus (Kont jt 2011). Alates aastast 1995 hakkas aga lainekõrgus Almagrundetil kiiresti kahanema.

Mõõtmiste lõpuks (2003) ulatus lainekõrgus suhteliselt vaiksete 1980ndate aastate alguse tasemele. Selline käitumine ei ole eriti üllatav, sest ka Põhjamerel on viimasel aastakümnel keskmine lainekõrgus pigem langenud (Weisse, Günther 2007). Üllatav oli aga asjaolu, et aasta keskmine tuule kiirus Utö saarel mõõdetud andmete alusel jätkas kasvamist enam-vähem samas tempos, mida oli märgatud juba 1960ndatel (Broman jt 2006; Räämet, Soomere 2011). Üldiselt tekitavad tugevamad tuuled kõrgemaid laineid. Keeruka kujuga merealadel ning eriti ranniku lähistel sõltub lainekõrgus aga oluliselt ka tuule suunast.

Almagrundeti andmestiku võrdlemine Eesti rannikul alates 1954. aastast tehtud visuaalsete vaatlustega näitas, et Vilsandil muutus lainekõrgus väga sarnasel moel (joonis 1). Vaatluste esimestel aastakümnetel, 1960ndatel ja 1970ndatel, oli lainetuse intensiivsus seal suhteliselt madal. Nagu Almagrundetilgi, hakkas aasta keskmine lainekõrgus kiiresti kasvama 1980ndatel ning ulatus 1990ndate keskel peaaegu kolm korda kõrgemale kui vaikesel 1970ndatel. Sellele järgnes lainekõrguse drastiline kahanemine sajandivahetusel ning 2005. a paiku oli aasta keskmine lainekõrgus tagasi 1970ndate tasemel (Soomere, Zaitseva 2007).

Sellised radikaalsed muutused lainekõrguses, kuni samaaegsed muutustega Almagrundetil ja vaid veidi suurema amplituudiga, tundusid kahtlastena. Enamasti on taolised hüpped pigem seotud vaatlusvigade või meetoodika muutustega. Samas on kliimasüsteemis võimalikud olulised režiimihked, mida on täheldatud ka Läänemere (Keevalik, Soomere 2008). Rannalt teostatud visuaalsed vaatlused on tõepoolest võrdlemisi ebatäpsed, sõltuvad olulisel määral vaateleja ettevalmistusest ja distsipliinist, annavad tavaliselt moonutatud pildi ekstreemsetest olukordadest ning võimaldavad saada ettekujutuse vaid teatavast osast merel



Joonis 1. Aasta keskmine lainekõrguse muutumine Almagrundetil instrumentaalselt 1978–2003 mõõdetud andmete baasil ning Narva-Jõesuus, Nidas, Vilsandil ja Pakril visuaalsete vaatluste alusel (Broman jt 2006; Soomere, Zaitseva 2007; Zaitseva-Pärnaste jt 2009, 2011). Parema loetavuse huvides on Pakri ja Narva-Jõesuu graafikud teiste suhtes nihutatud 0,2 m võrra allapoole.

esinevatest lainesüsteemidest (Soomere, Zaitseva 2007). Ranna varjava mõju tõttu on visuaalsete vaatluste alusel koostatud lainetuse statistika väga tundlik tuule suuna muutuste suhtes. Teisalt on juttu unikaalsest andmestikust, mis peegeldab lainetuse omadusi Läänemere idaranniku paljudes punktides alates 1950ndatest aastatest. Need on tehtud mitte lihtsalt palja silmaga, vaid omaaegset korralikku tehnikat – perspektomeetreid, mõõtelatte ja -toodreid kasutades ning kogu kõnesoleva ajavahemiku vältel põhimõtteliselt ühe ja sama meetodika alusel (Soomere, Zaitseva 2007; Zaitseva-Pärnaste jt 2009, 2011). Lainetuse omaduste fikseerimist kvalitatiivses skaalas (pallides) alustati mitmes kohas juba 1940ndate teisel poolel ning lainekõrguste vaatlust kvantitatiivses skaalas 1954. aastal. Tegemist on seega maailma pikimate hulka kuuluvate süstemaatiliste ning suhteliselt homogeensete lainetuse vaatlusriidadega. Loomulikult on taolistes andmetes palju müra ja mõõtmisvigu, kuid juba Charles Babbage (1792–1871) märkis, et ka kehvad andmed on märksa parem kui andmete puudumine¹. Visuaalsete vaatluste alusel koostatud laineatlaste esimene põlvkond (Rzeplinski, Brekhovskih 1967) oli Läänemere idabloki riikides kasutusel kuni möödunud aastakümneni (Lopatukhin jt 2008). Rumal oleks neid andmeid ignoreerida; pigem tuleb neid meie mere mineviku mõistmiseks ja tuleviku prognoosimiseks maksimaalselt kasutada. Praeguseks on digiteeritud kolmest Eesti (Vilsandi, Pakri, Narva-Jõesuu) ja kolmest Leedu (Palanga, Klaipeda, Nida) rannikujaamast pärinev andmestik ning käivad läbirääkimised originaalpäevikute kopeerimiseks Läti vaatlusjaamadest.

Lainetuse klimatoloogia analüüs jätkus teistes Eesti rannikujaamades (Pakri ja Narva-Jõesuu) ning Leedus tehtud vaatluste andmestike alusel. Lainetuse mitmesuguste omaduste jaotused (sh lainekõrguste ja perioodide kahemõõtmeline jaotus) vastasid kõigis rannikujaamades Läänemere-

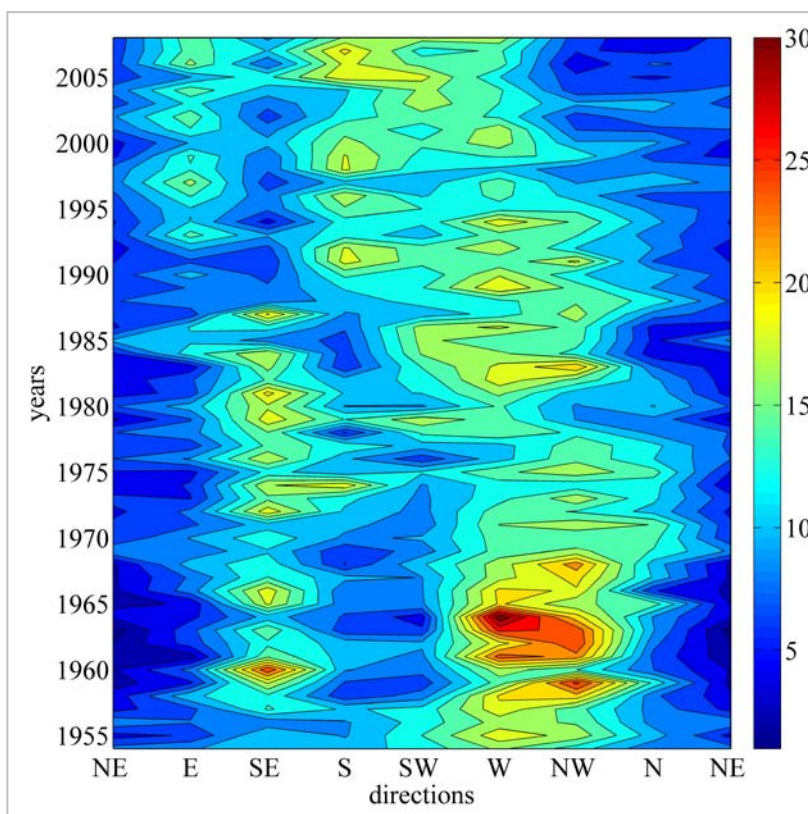
¹ Errors using inadequate data are much less than those using no data at all.

le tüüpilistele jaotustele (Zaitseva-Pärnaste jt 2009; Räämet jt 2010; Soomere jt 2011b). Aasta keskmise lainekõrguse muutused on Läänemere avaosa põhja- ja lõunaosas sarnased, kuid pikemaajaliste muutuste muster on oluliselt erinev. Kahjuks tehti Pakril lainevaatlusi ainult 1986. aastani, mistõttu Vilsandil aset leidnud muutusi ei saa Pakri andmestiku alusel kontrollida (Zaitseva-Pärnaste jt 2009). Narvas ei olnud jälgegi suurtest muutustest. Sealne lainekõrgus kahanes aeglaselt ja peaaegu monotoonselt alates 1980ndate keskpaigast (Räämet jt 2010). Seevastu Leedu jaamades ilmnes sügav (ligikaudu kaks korda väiksem pikaajalisest tasemest) aasta keskmise lainekõrguse miinimum just 1990ndate keskel (Kelpšaitis jt 2008, 2011), mil Vilsandi vaatlused näitasid lainekõrguse drastilist suurenemist (joonis 1).

Teatava ootamatusena selgus, et jääperioodi pikkuse ja aasta keskmise lainekõrguse muutused ei ole Eesti vaatlusjaamades üldse korreleeritud (Soomere jt 2011b). See ei tähenda muidugi, et jääkatte taandumine rannikuprotsesse ei mõjutaks: jääperioodi pikkuse muutumine toob üldiselt endaga kaasa lainetuse integraalsete karakteristikute (nt randa jõudva laineenergia) hulga muutuse. Veel huvitavam oli asjaolu, et kõigi Eesti ja Leedu jaamade aasta keskmised lainekõrgused olid võrdlemisi tugevas positiivses korrelatsioonis aastail 1954–1986, kuid edasi on Narva ja Vilsandi andmete vahel tugev negatiivne korrelatsioon (Räämet jt 2010). Kui Vilsandil oluks tegemist lihtsalt lainekõrguse ülehindamisega või meetodika muutusega, jäänuks korrelatsioon enam-vähem samaks. Vaatlusvigade sagenemisel oleks korrelatsioon tugevasti kahanenud. Korrelatsiooni hüppeline muutus positiivsest negatiivseks viitab aga teatavale muutusele Läänemere tormide struktuuris. Veidi lihtsustatult võib selle muutuse iseloomu väljendada järgnevalt. Kuni 1980ndate aastateni mõjutasid tormid enam-vähem ühtmoodi kogu Eestiga piirnevat mereala Saaremaast Narvani. Seevastu alates 1980ndate lõpust need tormid, mis tõstsid kõrgeid laineid Läänemere avaosas, ei tekitanud olulisi laineid Narva kandis

ja vastupidi. Taolise muutuse jaoks piisab näiteks, et läänest itta liikuvad tormid (mille puhul tormi algusfaas tekitab kõrged lained Saaremaal ja lõpufaas Narva lahes) on asendunud edelast kirdesse suunduvate tormidega. Sellised piki Läänemerd liikuvad tormid tekitavad kõrgeid laineid vaid Läänemere avaosas ning praktiliselt ei puuduta Narva lahte. Kaudselt kinnitab sellise muutuse võimalikkust ka pisiasi, et Narva-Jõesuus on lainete tüüpilised perioodid suuremad kui Vilsandil või Pakril – võimalik, et tänu Läänemere põhjapoolsest avaosast Narva-Jõesuusse jõudvatele ummiklainetele. Lainekõrguse muutmatus Tallinna lahes viimase 20 aasta vältel (Kelpšaitte, Soomere 2009; Kelpšaitte jt 2009) ja aeglast kahanemist Eesti põhjarannikul on kinnitanud ka sõltumatud uuringud (vt Ü. Suursaare (2011) kirjutist käesolevas kogumikus) ja arvutisimulatsioonid (Soomere jt 2010).

Kohalike meteoroloogiliste andmete kontekstis peegeldab teatav osa kirjeldatud muutusi lihtsalt tuule suuna süstemaatilist pöördumist edelasse (Jaagus 2009). On loogiline oodata, et sellega kaasneb ka lainete tüüpilise levikusuuna muutumine. Kõigepealt täheldati levikusuuna võimalike muutustega seonduvaid asjaolusid Leedu rannikul, kus aegade jooksul varieerus erosiooni- ja akumulatsioonialade paiknemine tõenäoliselt just lainete leviku suuna muutumise tõttu (Kelpšaitte jt 2011). Vilsandi ja Pakri andmestik on järeltuste tegemiseks liiga mürane (Zaitseva-Pärnaste jt 2011). Seevastu Narva-Jõesuus pöördus kõige sagedasem lainelevi suund aastail 1954–2009 aegmööda tervelt 90 kraadi võrra (Räämet jt 2010) (joonis 2). Märksa väiksema amplituudiga, kuid siiski selge signaal lainete levikusuuna muutumisest ilmneb Klaipeda andmestikus (Zaitseva-Pärnaste jt 2011). Selliste muutuste mõju rannaprot-



Joonis 2.
Lainetuse levikusuundade jaotus ilmakaarte vahel Narva-Jõesuus 1954–2008. Värvikood näitab erinevatest ilmakaartest saabu-
vate lainete osakaalu protsentides
iga aasta jaoks (Räämet jt 2010).

sesside käigule avaldub võrdlemisi keerukal moel, kuna oma osa mängivad ka lainekõrgused ja perioodid.

MUUTUSTE Mustrid

Viimase aastakümne jooksul on mitmed Läänemere maade uurimisrühmad teatanud pikaajaliste lainetuse rekonstruktsioonide valmimisest (vt Soomere, Räämet 2011ab ja seal toodud bibliograafiat). Siiski pole ükski neist oma uurimistulemusi detailselt kirjeldanud. Pole välistatud, et põhjuseks on rekonstrueeritud ja instrumentaalselt mõõdetud parameetrite lahknemine, mis paisab olevat Läänemere laineteaduse üks suuremaid väljakutseid. Selle taga on ennekõike ebatäpsused tuule ruumilise mustri ja ajalise muutlikkuse taastamisel isegi kaasaja parimate atmosfäärimudelite poolt. Neid muresid, mis on võrdlemisi tõsised Soome lahe kontekstis, on puudutatud S. Keevalliku kirjutises käesolevas kogumikus (Keevallik 2011). On päris tavaline, et ka kõrgekvaliteediliste tuuleandmestike kasutamine annab mõnel merealal mõõdetud ja arvatud lainetuse peaaegu perfektse vastavuse, kuid teistes regioonides on erinevused väga suured (Räämet jt 2009; Räämet, Soomere 2011). Kuna tuule suuna rekonstrueerimine tundub olevat keerukam võrreldes tuulekiiruse adekvaatse prognoosiga (Keevallik, Soomere 2010), pole ka eriti üllatav, et arvutisimulatsioonides ei ole lainelevi suuna võimalikke muutusi identifitseeritud (Räämet jt 2010). Need ilmnevad siiski Läänemere idarannikul aset leidva settetranspordi modelleerimisel (Soomere, Viška 2011).

Kuna atmosfäärimudelite abil rekonstrueeritud tuule omaduste moonutused on suures enamuses süstemaatilist laadi, on modelleeritud tuule alusel rehkendatud lainetuse statistiliste omaduste muutused märksa usaldatavamad, võrreldes lainetuse rekonstruktsioonidega konkreetsetes tormides. Seetõttu seati TTÜ Küberneetika Instituudi lainetuse dünaamika labori ja TTÜ mehaanikainstituudi koostöös tehtud lainetuse rekonstruktsiooni

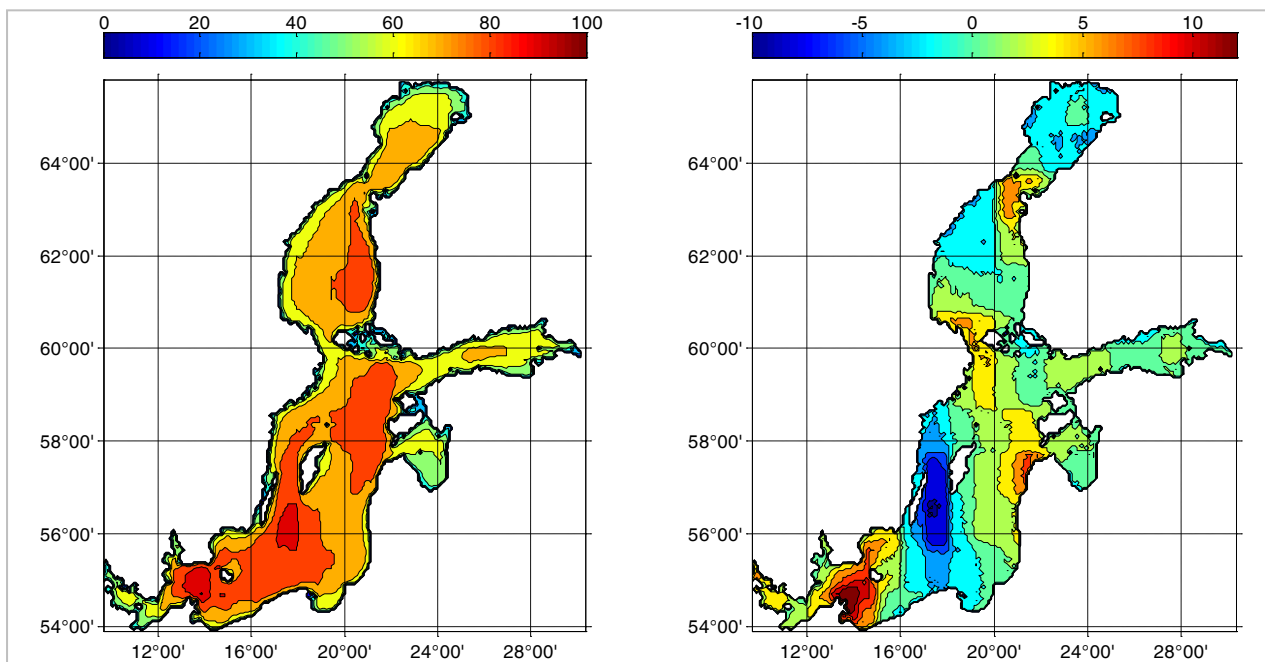
peamiseks sihiks lainekliima võimalike muutuste identifitseerimine. Üldiselt arvatakse, et võimalikud kliimamuutused peaksid kindlasti väljenduma mõõdetud õhurõhu jaotusest arvatud nn geostroofilise tuule omaduste muutumises. Geostroofiline tuul väljendab õhumasside liikumist kõrgemates õhukihtides, kus maapinna ebahetkuste ja kareduse mõju pole tunda. Lainemudelite poolt kasutatavad tuule parameetrid 10 meetri kõrgusel leiti geostroofilisest tuulest suhteliselt lihtsa lähenduse kaudu, mida mere avaosas peetakse üldiselt adekvaatseks (Räämet, Soomere 2010). Kuna geostroofilise tuule arvutamise meetodika ja andmestiku ruumiline lahutusvõime ei ole aastakümnete jooksul muutunud, on see andmestik märksa homogeensem, võrreldes mitmesuguste atmosfäärimudelitega arvatud tuule parameetritega. Seetõttu on õigustatud Läänemere lainekliimas toimunud muutuste identifitseerimine just geostroofilise tuule alusel. Samas on küsitav üksikute tormide poolt tekitatud lainete rekonstruktsiooni kvaliteet, kuna geostroofiline tuul peegeldab ennekõike tuule keskmisi omadusi suhteliselt suurtel aladel.

Läänemere lainete rekonstruktsioon aastaiks 1970–2007 (Räämet, Soomere 2010; Räämet jt 2010) hindab tõenäoliselt veidi (ca 10–15%) alla pikaajalist keskmist lainekõrgust, kuid peegeldab adekvaatselt lainete perioode. Üldiselt on lainetus intensiivseim Läänemere suurtes avatud basseini- des – merealal Gotlandist lõuna pool, mere avaosas põhjapoolses sektoris ja Botnia mere idapoolses osas (joonis 3). Esmapilgul tundus, et lainekõrgus mere edelaosas võib olla veidi üle hinnatud, kuna teised lainetuse rekonstruktsioonid näitavad selles piirkonnas mõnevõrra madalamaid laineid. Suure lainekõrguse üheks põhjuseks võib olla asjaolu, et tuuleandmestiku tuletamisel ignoreeritakse saarte ja maismaa olemasolu, mistõttu võib geostroofiline tuul selles piirkonnas olla veidi üle hinnatud (Pryor, Barthelmie 2003). Võrdlus pikaajaliste lainetuse mõõtmistega Darss Sill'i lähistel (1991–2010) näitas aga, et rekonstrueeritud keskmine lainekõrgus (80 cm) langeb

mõne protsendi täpsusega kokku mõõdetud keskmisega (75 cm) (Soomere jt 2011cd).

Sellest rekonstruktsioonist leitud lainekõrguste ja perioodide jaotused klapiivad kenasti visuaalsete vaatluste tulemustega (Räämet jt 2010), mis mõnevõrra kinnitab lainevaatluste adekvaatsust. Lainekõrguste ja perioodide ühisjaotuse alusel leitud lainete omaduste kombinatsioonid tugevaimates tormides sobivad samuti päris hästi tegelikult mõõdetuiga. Lainekõrguse pikaajaline muutlikkus on üldiselt mõistlikus korrelatsioonis vaatlustulemustega. Siiski on nii instrumentaalselt mõõdetud kui ka vaadeldud muutuste ulatus palju suurem kui võiks arvata arvutustulemuste alusel. Samuti ei peegeldu arvutustulemustes lainelevi suuna muutused. Need erinevused ei ole üllatavad, kuna geostroofilise tuule andmestiku ruumiline lahusvõime (1 kraad) on tagasihoidlik. Pigem on meeldivaks üllatuseks paljude arvutatud ja mõõdetud või vaadeldud parameetrite kokkulangevus.

Kogu Läänemere keskmine lainekõrgus ei ole praktiliselt muutunud (Räämet, Soomere 2011). Küll aga on toimunud märgatavad lainekõrguse muutused üksikutes regioonides (Räämet jt 2010; Räämet, Soomere 2011; Soomere, Räämet 2011a). Lainekõrgus on suurenenud Kuramaa ja Stockholmi arhipelaagi vahelisel merealal, Botnia lahe ja Botnia mere vahel ning Rügeni saare ümbruses (joonis 3). Samas on lainekõrgus märgatavalt vähenenud Gotlandist edelas, Botnia mere loodeosas ja Botnia lahes. Üllatav on kõnesolevate muutuste ruumiline muster Läänemere avaosas, kus lainekõrguse kasvu ja kahanemise alad vahelduvad iga 150–200 kilomeetri tagant. Selline mastaap peegeldab teataval määral geostroofilise tuule andmestiku lahusvõimet, kuid näitab samas, et lainekliima muutused Läänemere erinevates osades võivad radikaalselt erineda. Suur osa identifitseeritud muutustest on toimunud jaanuarist märtsini (Räämet, Soomere 2011), mis



Joonis 3.

Vasakul pikaajaline keskmine lainekõrgus Läänemere (cm), paremal selle muutumine aastatel 1970–2007 (Räämet, Soomere 2010; Soomere, Räämet 2011).

on kooskõlas tuuletingimuste muutustega Läänemere kohal viimastel aastakümnetel (Lehmann jt 2011). Lisaks avaldub lainekõrguste muutustes tugev ligikaudu 10–15-aastase perioodiga signaal. Saatuse irooniana paiknevad kõik Läänemere ida- ja põhjaosas asuvad lainetuse mõõtmis- ja vaatluskohad aladel, kus pikaajalised muutused praktiliselt puuduvad (Soomere, Räämet 2011).

Ekstreemsete lainekõrguste (igal aastal tõenäosusega 1% esinevad lainekõrgused) ruumiline jaotus ning pikaajaliste muutuste muster on võrdlemisi sarnased joonisel 3 toodud keskmiste lainekõrguste omadustega. Suurimad erinevused keskmiste ja ekstreemsete lainekõrguste muutumise vahel on Soome lahes. Keskmised lainekõrgused ei ole siin praktiliselt üldse muutunud, kuid ekstreemsete lainekõrgused on oluliselt kahanenud Eesti ranniku lähistel ja kasvanud Soome lähistel ning lahe idaosas Peterburi piirkonnas (Soomere jt 2010). Mõnes piirkonnas on keskmised lainekõrgused kahanenud ja ekstreemsete kasvanud, kinnitades nõnda veidi aega tagasi vähete andmete alusel püstitatud hüpoteesi (Soomere, Healy 2008). Pole välistatud, et just see nähtus mängib oma osa Soome lahe kirdeosa rannapurustuste aktiviseerumises (Ryabchuk jt 2011).

LAINED JA RAND

Pikema ülevaate Eesti rannikut käsitlevatest uuringutest annab A. Konti, K. Orviku ja H. Tõnissoni (Kont jt 2011) kirjutis. Seetõttu käsitlem järgnevalt vaid üksikuid lainete ja ranna vastasmõju aspekte peamiselt rannaprotsesside intensiivsuse analüüsi ja tasakaalulise ranna teooria raames. Eesti rannad arenevad mõneti omapärastes tingimustes. Enamasti vahelduvad hüppelise arengu perioodid pikaajaliste stabiilsete seisunditega (Orviku jt 2003). Seetõttu võib Eesti randu paljude ülesannete lahendamisel lugeda praktiliselt tasakaalulisteks (Soomere, Healy 2011). Selline tasakaal võib ilmuda mitmel moel; enamasti tagasihoidliku ristiranda transpordi ja piiratud pikiranda transpordi näol lahepärades paik-

nevates liivarandades, nagu Pirita (Soomere jt 2007, 2008b) või Valgerand (Kartau jt 2011); aga ka dünaamilises tasakaalus suurte jõgede suudmealal, nagu Narva-Jõesuu (Laanearu jt 2007).

Soome lahe keerukas geomeetria tingis vajaduse rakendada mitmeastmelist lainemudelite hierarhiat, mille abil rekonstrueeriti rannalähedaste lainete omadused ligikaudu 500-meetrise samuga. Nende arvutuste alusel selgitati välja Pirita ranna funktsioneerimise peamised jooned ja rannasetete liikumise skeem. Liiva defitsiidi peamiseks põhjuseks selles kenas rannas on mitte niivõrd liiva kandumine mere suunas, kuivõrd asjaolu, et inimtegevus on tõestanud settematerjali juurdevoolu nii Pirita jõest kui ka Viimsi poolsaare idarannikult. Aegna näitel ja Kalbågrundi tuuleandmetele toetudes demonstreeriti, et Tallinna lähel ei ole tuulelainetuse aasta keskmine intensiivsus viimase 30 aasta jooksul oluliselt muutunud (Kelpšaita jt 2008; Kelpšaita, Soomere 2009).

Pirital tehtud uuringute alusel formuleeriti lihtne, kuid universaalne meetod liiva kao hindamiseks peaaegu tasakaalulistes randades – nn Bruuni pöördreegel (Kask jt 2009). Selle alusel kvantifitseeriti setete bilanss Pärnu lahe põhjarannikul Valgerannast Pärnu jõe muulideni. Suhteliselt kiirele rannajoone taganemisele vaatamata on liiva kadu Valgerannast suurusjärgus 1000 m³ aastas (Kartau jt 2011). Seda on täiesti võimalik kompenseerida liiva juurdetoomise või -pumpamisega mõistlike kapitalimahutuste piires. Kuna enamuses Eesti randades on liiva kadu võrdlemisi tagasihoidlik, on neis võimalik efektiivselt rakendada nn kontrollitud taganemise (*managed retreat*) filosoofiat (Healy, Soomere 2008). Selle aluseks on idee optimeerida kulutused ranna kaitsele, tagades strateegiliste objektide kaitse ilma ülejäänud ranna vastupanuvõimet oluliselt nõrgendamata. Liiva optimaalne kasutamine on tuleviku seisukohalt järjest olulisema tähendusega, sest tööstuslike liivamaardlate arv ja maht Eesti vetes on tagasihoidlik ning liiva varud piiratud (Kask jt 2010).

LAEVALAINED RANDA UURISTAMAS

Varasematel aastatel kontsentreerusid Tallinna lähel tehtud laevalainete uuringud ennekõike nende parameetrite võrdlemisele looduslike lainetega (Soomere 2005) ja põhimõtteliselt lineaarse laine-teooria baasil prognoositavate nähtuste analüüsile nagu suured põhjalähedased kiirused teatavas sügavuste vahemikus ja nendega kaasnev põhjasete resuspensioon (Erm, Soomere 2006; Soomere 2006). Mittelineaarsetest nähtustest vaadeldi põhiliselt madala vee hiidlainetega (Soomere, Engelbrecht 2006) seonduvat küsimuste ringi Kadomtsev-Petviašvili võrrandi raames (Soomere 2007a). Nende aspektide põhjalik ülevaade paigutas esmakordselt kõik kiirlaevalainete süsteemi teadaolevad komponendid ühtsesse raamistikku (Soomere 2007b).

Laevalainete-alaste uuringute jätkamist motiveeris oluline muutus alates 2007. a Tallinna lähel sõitvate laevade seas. Klassikalised kiirlaevad nagu "AutoEkspress" lahkusid Tallinna-Helsingi liinilt. Neid asendasid suured väga võimsate mootoritega parvlaevad, nagu "Viking XPRS" või Tallink "Star" ja "SuperStar". Uute laevade järellainetuse omadusi, sh üksiklainete kuju, analüüsiti detailselt veepinna asendi täpsete salvestuste alusel ca 2,5 m sügavusele vette paigutatud tripoodile monteeritud akustilise kaugusemõõturiga. Mitmesaja laevalainete süsteemi salvestuste analüüs (vertikaalne lahutusvõime 1 mm, salvestusagedus 5 Hz) võimaldas kvantifitseerida laevalainete mitmete tuntud omaduste muutlikkuse ja identifitseerida mõned üllatavad jooned. Kuna uued laevad sõitsid üldiselt veidi aeglasemalt kui klassikalised kiirlaevad, olid nende poolt tekitatud lainete kõrgused ja perioodid mõnevõrra väiksemad eelmiste aastate rekorditest. Siiski ulatusid päeva kõrgeimad laevalained enamasti 1,3–1,5 meetrini. Hoolimata neist muutustest ei olnud laevalainete kõrgus, energia ja selle voog 2008. a suvel Aegna lähistel, võrreldes situatsiooniga 6–8 aasta eest, märgatavalt muutunud (Parnell jt 2008; Kurennoy jt 2009ab). Laevalainete mitmesuguste omaduste (nt maksimaalne lainekõrgus, keskmine

lainekõrgus, koguenergia, energia voog, asümmeetria nii vertikaal- kui ka horisontaalsihis) võrdlev analüüs näitas, et enamus neist on teistega hästi korreleeritud. Peaaegu kõiki laevalainete süsteemi omadusi iseloomustab hästi maksimaalne lainekõrgus (Kurennoy jt 2009b). Teatava üllatusena selgus, et lainete asümmeetria on teine kiirlaevalaineid iseloomustav sõltumatu parameeter (Kurennoy jt 2009a). Selle omaduse tähendust laineriünaku kontekstis avab lähemalt I. Didenkulovala (2011) kirjutus käesolevas kogumikus.

Tallinna lähel, kus laevad sõidavad lainetuse tekitamise mõttes tundlikus režiimis võrdlemisi lühikest aega, on nende tekitatud lained kõrged vaid suhteliselt väikesel merealal (Torsvik, Soomere 2008, 2009). Kõrgete lainete süsteemi leviku suund sõltub nii laeva trajektoorist kui ka kiirusest, mistõttu erinevatel väljumistel jõuavad kõrged lained üldiselt erinevatesse rannalõikudesse. See eripära annab lõviosa varasemates uuringutes (Soomere 2005, 2009b) täheldatud kiirlaevalainete omaduste muutlikkusest konkreetnes mõõtepunktis. Seda on võimalik kasutada näiteks laevade kiiruse vähendamisel praktiliselt alati tekkinud ohtlike lainerühmade (Torsvik jt 2006) suunamiseks ohutusse kohtadesse. Tallinna lähel on kõrgete lainete 'lehviku' ulatus enamasti vaid 2–3 km ning vastavate kõrglahutusega arvutuste tulemused klassikalise kiirlaeva "SuperSeaCat" mõnede väljumiste jaoks langesid praktiliselt täpselt kokku mõõdetud signaaliga (Torsvik jt 2009). Helsingisse suunduvate laevade puhul tabab lainete 'lehvik' enamasti Aegna sadama ümbrust ning Tallinna poole sõitvate laevade puhul Lennusadama ja Pirita ümbrust. Seetõttu on loomulik, et Aegna lähisteles jõuavad regulaarselt suhteliselt kõrged laevalained ning Tallinna lahe läänerannikul Pikakari piirkonnas on lainete kõrgused märksa väiksemad (Kurennoy jt 2011; Erm jt 2011) ka siis, kui laevalainete üldine koormus Tallinna lähel on jäänud samaks.

Kiirlaevalainete ja ranna vastasmõju analüüsiti kahe erinevat tüüpi ranna näitel. Aegna muulist veidi põhja pool paikneb kruusa-kliburand, mida

looduslikud lained aegamisi settematerjaliga täidavad (Soomere jt 2009a). Üldiselt arvatakse, et kiirlaevalainete mõju on tugevaim sügavustes 5–10 meetrit, kuhu suhteliselt lühikesed laevalained ei ulatu (Soomere 2007b). Vaatlused Aegna demonstreerisid, et kiirlaevalainete mõju on ootamatult tugev üksikutes rannaosades, kus veepiiril paikneb kruus või sellest peenem settematerjal (vt fotod). Rannaprofiili kordusmõõtmised näitasid, et kiirlaevalained võivad looduslike lainete poolt sinna toodud materjali väga kiiresti ära viia. Nii näiteks viis nelja hommikuse laeva järellainetus 18. juunil 2008 rannast ära 750 liitrit materjali (kruusa ja klibu) rannajoone meetri kohta. Kuna laevad möödusid suhteliselt lähestikku, ei olnud võimalik üksikute laevade mõju eraldada. Terve päeva jooksul viisid laevalained ära ligikaudu 1,6 kuupmeetrit setteid rannajoone meetri kohta (Soomere jt 2009a). Samas paiskasid üksikud lained setteid märksa kõrgemale veepiirist, kui võinuks arvata lainete omaduste alusel.

Laevalainete mõõdistuste detailne analüüs võimaldas identifitseerida ka setete kiiret kadu põhjustava mehhanismi. Selgus, et enam-vähem samal ajal kõrgeimate laevalainetega jõuab randa ülipikk veepinna häiritus kestusega 2–3 minutit ja

kõrgusega mõned millimeetrid. See kannab endaga kaasas suure hulga vett, kuni 10 kuupmeetrit rannajoone meetri kohta (Soomere jt 2011a) (joonis 4). Taolisest häiritusest ei kujune murduvat lainet ning see avaldub rannal veepinna teatava tõusuna. Selle poolt rannale toodud veemass hakkab mere poole tagasi voolama parajasti siis, kui jõuavad kohale laevade järellainetuse lühemad komponendid. Koos tagasivoolava veega viivad need veepiiri lähistel liikuma pandud settematerjali üsna kiiresti suhteliselt suurtele sügavustele. Kirjeldatud ülipika veepinna häirituse iseloom ja parameetrid vajavad selgitamist, kuid kindel on, et see on seotud suurte laevade liikumisega suhteliselt madalas vees. Selle poolt randa kantud veemass – kui see jõudis randa just koos kõrgeimate lainetega – võib olla lihtne selgitus sellele, et vahel paiskasid laevalained suure koguse liiva märksa kõrgemale uhtekõrguse mitme-päevasest maksimumist (Soomere jt 2009b).

Laevalainete ja looduslike lainete koosmõju võib viia rannaprofiili kardinaalsele ümberkujunemisele. Tavaliselt moodustub looduslike lainete mõjul murdlainete vööndis praktiliselt tasakaaluline profiil, kus vee sügavus h suureneb võrdeliselt kaugusega rannast y astmes $2/3$ ($h = Ay^{2/3}$).



Looduslike lainete poolt toodud settematerjal Aegna rannas (vasakul) ning sama rannalõik mõned päevad hiljem laevalainete poolt settematerjalist puhastatuna (paremal) (Soomere jt 2009a).

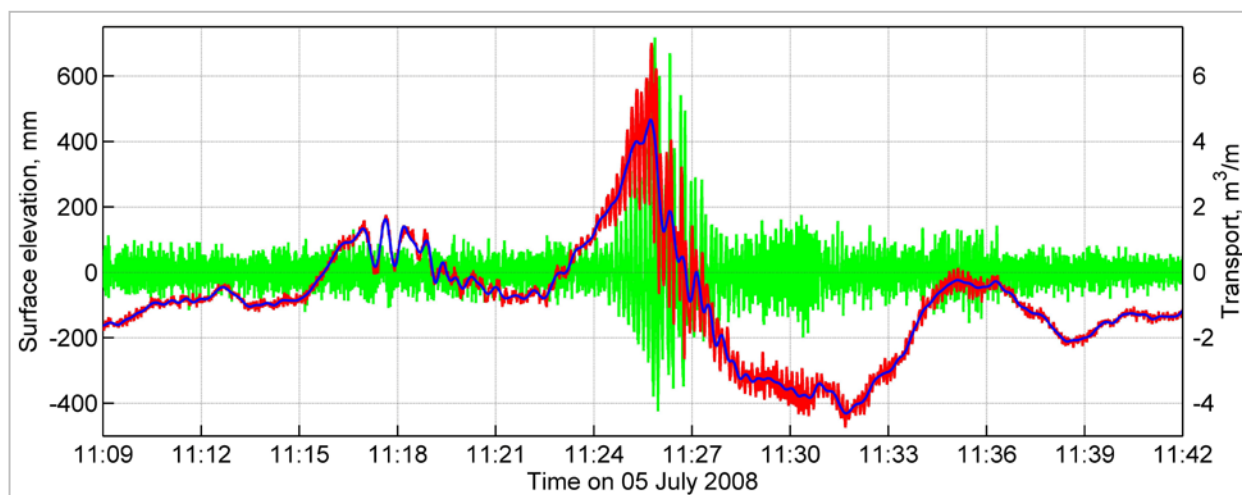
Erinevate lainekliimaga randadel võib astmenäitaja veidi varieeruda, kuid jääb tavaliselt 2/3 ja 1 vahele ning vaid väga üksikudel juhtudel on kuni 1,1. Veepiirist veidi maa pool moodustub sõltuvalt kohalikest tingimustest ja veetaseme muutuste iseloomust kas rannavall või väike astang. Ka Aegnal kujundavad laevalained samasuguse profiili astmenäitajaga ligikaudu 2/3 (Didenkulova jt 2011). Seevastu Pikakari rannas kujundavad looduslikud ja laevalained veepiiri ümbruses püsiva profiili, mille astmenäitaja on 4/3 (Didenkulova, Soomere 2011). Just selliste omadustega profiilil võivad pikad lained levida nõnda, et nende energia praktiliselt ei peegeldu, mistõttu saavad võimalikuks väga suured uhtekõrgused ja ohtlikud lainerünnakud (Didenkulova jt 2009).

KOKKUVÕTE

Viimastel aastatel on TTÜ Küberneetika Instituudi lainetuse dünaamika laboris oluliselt panustatud Läänemere lainete tüüpiliste ja ekstreemsete omaduste iseloomustamise erinevat tüüpi lainete ja Eesti randade vahelise vastasmõju kontekstis.

Ühtsesse raamistikku on koondatud praktiliselt kõigi Läänemere lainekliima aspektide analüüs: lainetuse statistika nii avamerel kui ka ranniku lähistel, lainetuse parameetrite ruumiline muutlikkus, ekstreemsete situatsioonide (sh hiidlained, lainerünnak, tsunamid jne) detailne analüüs, lainekliima muutused Eesti ja lähipiirkondade rannavetes, looduslike ja inimtekkeliste lainete osakaalu, sarnasuse ja erinevuste ning nende poolt rannaprotsessidele avaldatava mõju võrdlev analüüs, aga ka lainete rolli kvantifitseerimine randade dünaamikas peaaegu tasakaaluliste randade jaoks.

Pärast teatavat vaheaega oleme uuesti alustanud siselainete käsitlemist (Delpeche jt 2009; Kurkina jt 2011), millel on tõenäoliselt oluline roll Läänemere paljude osade põhjasete resuspensiooni kujundamisel. Kirjeldatud uuringute alusel on 2007–2010 kaitsstud kuus doktoriväitekirja. Oluline osa uuringutest, mis on tehtud Eesti põhjarannikul, on üldistatud Soome lahe ja siin ilmnevate kliimamuutuste konteksti (Soomere jt 2008c, 2009b).



Joonis 4.

Veepinna asendi muutumine keskmise suhtes looduslikes ja laevalainetes (roheline, vasakpoolne skaala) ning hetkeline (punane) ja keskmistatud (sinine) vee transport (parempoolne skaala) Aegna randa laeva Tallink “Superstar” järellainetuse poolt 5. juulil 2008 (Soomere jt 2011a).

Meeldiv on tõdeda, et Eesti rannavetes tehtud uuringud (ja vastavate uuringualade omadused (Didenkulova jt 2009)) on õnnestunud seada normiks selle valdkonna ülemaailmsetes uuringutes ning selle kaudu adekvaatsemalt positsioneerida Eestis tehtavad mere- ja rannikutehnika-alased uuringud maailmateaduse kontekstis.

VIITED

- Broman, B., Hammarklint, T., Rannat, K., Soomere, T., Valdmann, A. 2006. Trends and extremes of wave fields in the north-eastern part of the Baltic Proper. *Oceanologia*, 48, S, 165–184.
- Delpeche, N. C., Soomere, T., Lilover, M.-J. 2010. Diapycnal mixing and internal waves in the Saint John River Estuary, New Brunswick, Canada with a discussion relative to the Baltic Sea. *Estonian J. Engineering*, 16, 2, 157–175.
- Didenkulova, I. 2011. Lainepõhised ohud rannavööndis. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 103–115.
- Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Soomere, T. 2009. Long surface wave dynamics along a convex bottom. *J. Geophys. Res.*, 114, C07006.
- Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Soomere T., Parnell, K. E. 2011. Beach profile change caused by ship wakes and wind waves in Tallinn Bay, the Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 60–64.
- Didenkulova, I., Soomere, T. 2011. Formation of two-section cross-shore profile under joint influence of random short waves and groups of long waves. *Marine Geology*, 289, 1-4, 29–33, doi: 10.1016/j.margeo.2011.09.011.
- Erm, A., Alari, V., Lips, I., Kask, J. 2011. Resuspension of sediment in a semi-sheltered bay due to wind waves and fast ferry wakes. *Boreal Env. Res.*, 16, Supplement A, 149–163.
- Erm, A., Soomere, T. 2006. The impact of fast ferry traffic on underwater optics and sediment resuspension. *Oceanologia*, 48, S, 283–301.
- Healy, T., Soomere, T. 2008. Managed retreat – is it really an option for mitigation of chronic erosion and storm surge flooding. Wallendorf, L., Ewing, L., Jones, C, Jaffe, B. (eds). *Solutions to Coastal Disasters 2008*. American Society of Civil Engineers, 456–462.
- Jaagus, J. 2009. Pikaajalised muutused tuule suundade korduvuses Eesti läänerannikul. Publikatsioonid / Tallinna Ülikool, Ökoloogia Instituut, 11, 11–24.
- Kahma, K., Pettersson, H., Tuomi, L. 2003. Scatter diagram wave statistics from the northern Baltic Sea. *Meri – Rep. Ser. Finn. Inst. Mar. Res.*, 49, 15–32.
- Kartau, K., Soomere, T., Tõnisson, H. 2011. Quantification of sediment loss from semi-sheltered beaches: a case study of Valgerand Beach, Pärnu Bay, the Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 100–104.
- Kask, A., Soomere, T., Healy, T., Delpeche, N. 2009. Rapid estimates of sediment loss for “almost equilibrium” beaches. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 971–975.
- Kask, A., Soomere, T., Suuroja, S., Kask, J. 2010. Sand accumulation under varying lithohydrodynamic conditions in the coastal area of the north-eastern Baltic Sea. *Baltica*, 23, 2, 157–164.
- Keevallik, S. 2011. Tuulevälja muutumine Läänemere kirdeosas viimase poolsajandi jooksul. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 49–58.
- Keevallik, S., Soomere T. 2008. Shifts in early spring wind regime in North-East Europe (1955–2007). *Clim. Past*, 4, 3, 147–152.
- Keevallik, S., Soomere T. 2010. Towards quantifying variations in wind parameters across the Gulf of Finland. *Estonian J. Earth Sci.*, 59, 4, 288–297.
- Kelpšaitė, L., Dailidiene, I., Soomere, T. 2011. Changes in wave dynamics at the south-eastern coast of the Baltic Proper during 1993–2008. *Boreal Env. Res.*, 16, Supplement A, 220–232.

- Kelpšaitė, L., Herrmann, H., Soomere, T. 2008. Wave regime differences along the eastern coast of the Baltic Proper. *Proc. Estonian Acad. Sci.*, 57, 4, 225–231.
- Kelpšaitė, L., Parnell, K. E., Soomere, T. 2009. Energy pollution: the relative influence of wind-wave and vessel-wake energy in Tallinn Bay, the Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 812–816.
- Kelpšaitė, L., Soomere, T. 2009. Vessel-wave induced potential longshore sediment transport at Aegna Island, Tallinn Bay. *Estonian J. Engineering*, 15, 3, 168–181.
- Kont, A., Orviku, K., Tõnisson, H. 2011. Eesti ranniku uurimine ja problemaatika. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 83–102.
- Kurennoy, D., Didenkulova, I., Soomere, T. 2009a. Crest-trough asymmetry of waves generated by high-speed ferries. *Estonian J. Engineering*, 15, 3, 182–195.
- Kurennoy, D., Parnell, K. E., Soomere, T. 2011. Fast-ferry generated waves in south-west Tallinn Bay. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 165–169.
- Kurennoy, D., Soomere, T., Parnell, K. E. 2009b. Variability in the properties of wakes generated by high-speed ferries. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 519–523.
- Kurkina, O., Pelinovsky, E., Talipova T., Soomere, T. 2011. Mapping the internal wave field in the Baltic Sea in the context of sediment transport in shallow water. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 2042–2047.
- Laanearu, J., Koppel, T., Soomere, T., Davies, P. A. 2007. Joint influence of river stream, water level and wind waves on the height of sand bar in a river mouth. *Nord. Hydrol.*, 38, 3, 287–302.
- Lehmann, A., Getzlaff, K., Harlass, J. 2011. Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Clim. Res.*, 46, 185–196.
- Lopatukhin, L. I., Bukhanovsky, A. V., Ivanov, S. V., Tshernyshova, E. S. (eds). 2006. Handbook of wind and wave regimes in the Baltic Sea, North Sea, Black Sea, Azov Sea and the Mediterranean. Russian Shipping Registry, St. Petersburg, (vene keeles).
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Rivis, R. 2003. Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *J. Coast. Res.*, 19, 2, 364–375.
- Parnell, K. E., Delpeche, N., Didenkulova, I., Dolphin, T., Erm, A., Kask, A., Kelpšaitė, L., Kurennoy, D., Quak, E., Räämet, A., Soomere, T., Terentjeva, A., Torsvik, T., Zaitseva-Pärnaste, I. 2008. Far-field vessel wakes in Tallinn Bay. *Estonian J. Engineering*, 14, 4, 273–302.
- Pryor, S. C., Barthelmie, R. J. 2003. Long term trends in near surface flow over the Baltic. *Int. J. Climatol.*, 23, 271–289.
- Rzheplinsky, G. V., Brekhovskikh, Yu. P. (toim). 1967. Soome lahe laineatlas. Gidrometeoizdat, Leningrad, (vene keeles).
- Ruban, V., Kodama, Y., Ruderman, M., Dudley, J., Grimshaw, R., McClintock, P. V. E., Onorato, M., Kharif, Ch., Pelinovsky, E., Soomere, T., Lindgren, G., Akhmediev, N., Slunyaev, A., Solli, D., Ropers, C., Jalali, B., Dias, F., Osborne, A. 2010. Rogue waves – towards a unifying concept?: Discussions and debates. *EPJ Special Topics*, 185, 5–15.
- Räämet, A., Soomere, T. 2010. The wave climate and its seasonal variability in the northeastern Baltic Sea. *Estonian J. Earth Sci.*, 59, 1, 100–113.
- Räämet, A., Soomere, T. 2011. Spatial variations in the wave climate change in the Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 240–244.
- Räämet, A., Soomere, T., Zaitseva-Pärnaste, I. 2010. Variations in extreme wave heights and wave directions in the north-eastern Baltic Sea. *Proc. Estonian Acad. Sci.*, 59, 2, 182–192.

- Räämet, A., Suursaar, Ü., Kullas, T., Soomere, T. 2009. Reconsidering uncertainties of wave conditions in the coastal areas of the northern Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 257–261.
- Ryabchuk, D., Kolesov, A., Chubarenko, B., Spiridonov, M., Kurennoy, D., Soomere, T. 2011. Coastal erosion processes in the eastern Gulf of Finland and their links with geological and hydrometeorological factors. *Boreal Env. Res.*, 16, Supplement A, 117–137.
- Soomere, T. 2003. Anisotropy of wind and wave regimes in the Baltic Proper. *J. Sea Res.*, 49, 4, 305–316.
- Soomere, T. 2005. Fast ferry traffic as a qualitatively new forcing factor of environmental processes in non-tidal sea areas: a case study in Tallinn Bay, Baltic Sea. *Env. Fluid Mech.*, 5, 4, 293–323.
- Soomere, T. 2006. Nonlinear ship wake waves as a model of rogue waves and a source of danger to the coastal environment: a review. *Oceanologia*, 48, S, 185–202.
- Soomere, T. 2007a. Fast ferries as wavemakers in a natural laboratory of rogue waves. *Rendiconti del Seminario Matematico Università e Politecnico di Torino*, 65, 2, 287–299.
- Soomere, T. 2007b. Nonlinear components of ship wake waves. *Appl. Mech. Rev.*, 60, 3, 120–138.
- Soomere, T. 2008. Extremes and decadal variations of the northern Baltic Sea wave conditions. Pelinovsky, E., Kharif, Ch. (eds). *Extreme Ocean Waves*. Springer, 139–157.
- Soomere, T. 2009a. Solitons interactions. Meyers, R. A. (ed). *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, Vol 9. Springer, 8479–8504.
- Soomere, T. 2009b. Long ship waves in shallow water bodies. Quak, E., Soomere, T. (eds). *Applied Wave Mathematics: Selected Topics in Solids, Fluids, and Mathematical Methods*. Springer, Heidelberg, 193–228.
- Soomere, T. 2010. Rogue waves in shallow water. *EPJ Special Topics*, 185, 81–96.
- Soomere, T., Behrens, A., Tuomi, L., Nielsen, J. W. 2008a. Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during wind-storm Gudrun. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 1, 37–46.
- Soomere, T., Didenkulova, I., Parnell, K. E. 2009a. Implications of fast-ferry wakes for semi-sheltered beaches: a case study at Aegna Island, Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 128–132.
- Soomere, T., Engelbrecht, J. 2006. Weakly two-dimensional interaction of solitons in shallow water. *Eur. J. Mech. B Fluid.*, 25, 5, 636–648.
- Soomere, T., Healy, T. 2008. Escalating extremes over descending trends of the northern Baltic Sea wave fields. Wallendorf, L., Ewing, L., Jones, C., Jaffe, B. (eds). *Solutions to Coastal Disasters 2008*. American Society of Civil Engineers, 129–138.
- Soomere, T., Healy, T. 2011. On the dynamics of “almost equilibrium” beaches in semi-sheltered bays along the southern coast of the Gulf of Finland. Harff, J., Björk, S., Hoth, P. (eds). *The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies, Part 5*, Springer, Heidelberg, Dordrecht, London, New York, 255–279.
- Soomere, T., Kask, A., Kask, J., Healy, T. 2008b. Modelling of wave climate and sediment transport patterns at a tideless embayed beach, Pirita Beach, Estonia. *J. Mar. Syst.*, 74, S133–S146.
- Soomere, T., Kask, A., Kask, J., Nerman, R. 2007. Transport and distribution of bottom sediments at Pirita Beach. *Estonian J. Earth Sci.*, 56, 4, 233–254.
- Soomere, T., Keevallik, S. 2001. Anisotropy of moderate and strong winds in the Baltic Proper. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.*, 7, 1, 35–49.

- Soomere, T., Keevallik, S. 2003. Directional and extreme wind properties in the Gulf of Finland. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.*, 9, 2, 73–90.
- Soomere, T., Leppäranta, M., Myrberg, K. 2009b. Highlights of the physical oceanography of the Gulf of Finland reflecting potential climate changes. *Boreal Env. Res.*, 14, 1, 152–165.
- Soomere, T., Myrberg, K., Leppäranta, M., Nekrasov, A. 2008c. The progress in knowledge of physical oceanography of the Gulf of Finland: a review for 1997–2007. *Oceanologia*, 50, 3, 287–362.
- Soomere, T., Parnell, K. E., Didenkulova, I. 2011a. Water transport in wake waves from high-speed vessels. *Journal of Marine Systems*, 88, 1, 74–81.
- Soomere, T., Räämet, A. 2011a. Long-term spatial variations in the Baltic Sea wave fields. *Ocean Science*, 7, 1, 141–150.
- Soomere, T., Räämet, A. 2011b. Spatial patterns of the wave climate in the Baltic Proper and the Gulf of Finland. *Oceanologia*, 53, 1-TI, 335–371.
- Soomere, T., Zaitseva, I. 2007. Estimates of wave climate in the northern Baltic Proper derived from visual wave observations at Vilsandi. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.*, 13, 1, 48–64.
- Soomere, T., Zaitseva-Pärnaste, I., Räämet, A. 2011b. Variations in wave conditions in Estonian coastal waters from weekly to decadal scales. *Boreal Env. Res.*, 16, Supplement A, 175–190.
- Soomere, T., Zaitseva-Pärnaste, I., Räämet, A., Kurennoy, D. 2010. Spatio-temporal variations of wave fields in the Gulf of Finland. *Fundamental and Applied Hydrophysics*, 4, 10, 90–101, (vene keeles).
- Soomere, T., Viška, M. 2011. Reconstruction of longshore sediment transport along the eastern Baltic Sea coast. *J. Mar. Syst.*, retsenseerimisel.
- Soomere, T., Weisse, R., Behrens, A., Schröder, D. 2011c. Wave climatology in the Arkona basin, the Baltic Sea. *Ocean Sci. Discuss.*, retsenseerimisel.
- Soomere, T., Weisse, R., Kurkina, O. 2011d. Statistics of extreme wave conditions in the southwestern Baltic Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*, retsenseerimisel.
- Suursaar, Ü. Tuulekliima muutuste mõju Eesti rannikumere veetaseme-, hoovuste- ja lainerežiimile. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 59–67.
- Zaitseva-Pärnaste, I., Soomere, T., Tribštok, O. 2011. Spatial variations in the wave climate change in the eastern part of the Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 195–199.
- Zaitseva-Pärnaste, I., Suursaar, Ü., Kullas, T., Lapimaa, S., Soomere, T. 2009. Seasonal and long-term variations of wave conditions in the northern Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 277–281.
- Torsvik, T., Didenkulova, I., Soomere, T., Parnell, K. E. 2009. Variability in spatial patterns of long nonlinear waves from fast ferries in Tallinn Bay. *Nonlinear Process. Geophys.*, 16, 2, 351–363.
- Torsvik, T., Dysthe, K., Pedersen, G. 2006. Influence of variable Froude number on waves generated by ships in shallow water. *Phys. Fluids*, 18, Paper 062101.
- Torsvik, T., Soomere, T. 2008. Simulation of patterns of wakes from high-speed ferries in Tallinn Bay. *Estonian J. Engineering*, 14, 3, 232–254.
- Torsvik, T., Soomere, T. 2009. Modeling of long waves from high speed ferries in coastal waters. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 1075–1079.
- Weisse, R., Günther, H. 2007. Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958–2002. *Ocean Dyn.*, 57, 3, 161–172.

EESTI RANNIKU UURIMINE JA PROBLEMAATIKA

Are Kont, Kaarel Orviku, Hannes Tõnisson
Tallinna Ülikooli ökoloogia instituut

SISSEJUHATUS

Rannik on mereäärsete maade looduse üks olulisemaid ja kiiremini muutuvaid komponente. Eesti rannik on valdavalt madal, looduslikult väga vahelduv ning pakub inimtegevuseks mitmeid võimalusi. Nagu mujal maailmas, on ka Eestis eksisteerinud ranna-äärne asustus aastasadu ja -tuhandeid. Lisaks atraktiivsusele on rannik unikaalne looduskeskkond, mis on pakkunud huvi väga erineva tegevusalaga inimestele, sealhulgas teadlastele – ranniku-uurijatele.

Rannikute ja randade uurimine on Tallinna Ülikooli ökoloogia instituudi üks olulisi teadustegevuse valdkondi, peamise fookusega kahele valdkonnale: 1) randade ja rannikute evolutsioon ning rannaprotsesside dünaamika iseärasused viimase poole sajandi jooksul muutuvates kliimatingimustes; 2) rannamaastike ja -ökosüsteemide struktuur ja dünaamika nii looduses kui ka ühiskonnas toimunud muutuste foonil. Käesolevas artiklis keskendutakse peamiselt viimase kümnenda aasta vältel saavutatud tulemustele Eesti randade dünaamika uurimisel ning üleskerkinud probleemidele. Neisse keerukatesse ja mitmetahulistesse uuringutesse kaasati erinevate alade spetsialistid ning nende käigus kaitsti kaks doktori-väitekirja (Rivis 2005; Tõnisson 2008).

Viimastel aastatel on rannauuringud jätkunud ka rahvusvahelise koostööna. Nii näiteks valmis Läänemeremaade ranniku uurimist rahastanud Interreg III B projekti ASTRA lõpptulemusena teadusartiklite kogumik (Tõnisson jt 2009). Taoline paljude erinevate asutuste vaheline koostöö ühiste projektide edendamisel on saanud heaks tooniks Eesti loodusteadustes ning näitab, et ühes väikeses riigis, kus erinevate erialade spetsialiste on vähe, on võimalik aktuaalseid teadusülesandeid

lahendada üheskoos. Teisalt aga pärsib jõudude killustatus mahukamate projektidega tegelemist. Eestis puudub tänaseni asutus, milles oleks ranniku uurimisele spetsialiseerunud sektor või osakond.

EESTI RANDEDE UURITUSEST

Eesti nüüdisrandla ehitust ja arengut on süstemaatilisel uuritud alates möödunud sajandi 50ndate aastate lõpust–60ndate aastate algusest, kui selle temaatikaga hakati tegelema Eesti Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudis (Orviku, Orviku 1960, 1961; Orviku 1974ab, 1992, 1993). Eri uurimisasutustes ja erineval tasemel on need uuringud jätkunud tänaseni (Orviku 2003, 2004, 2005ab, 2006ab; Orviku jt 2003, 2005, 2008, 2010, 2011; Raukas jt 1988; Raukas, Tavast 1989, 2005; Kessel, Raukas, 1967; Tavast, Raukas 1991; Tõnisson jt 2006, 2007, 2008, 2009, 2011; Kartau jt 2011; Rivis jt 2009; jt). Varasemad uuringud alates XIX saj. lõpust kuni möödunud sajandi keskpaigani olid valdavalt episoodilised, kohati ka fragmentaarsed ning sageli tehtud teiste erialauuringute kõrvalt. Neist saab hea pildid ülevaatest (Orviku, Orviku 1984).

Eesti rannik on valdavalt madal ning lauge. Suhteliselt pikk rannajoon (ca 3800 km), mis on tugevasti liigestatud poolsaartest ja lahtedest, ning saarte rohkus (ca 1500 saart) teevad Eesti ranniku kergesti haavatavaks meretaseme tõusu ning kõrge ajuveega tugevate tormide korral (Kont jt 1997). Tulenevalt asendist Fennoskandia kristalse kilbi lõunanõlval, mis allub maakoore tektoonilisele ja isostaatilisele kerkele, on ka enamik Eesti rannikust kerkiv (kuni 3 mm/a), kompenseerides seega teatud määral maailmamere veetaseme tõusu (Vallner jt 1988).

RANNIKUTE TEOORIA EESTI RANNIKU KONTEKSTIS

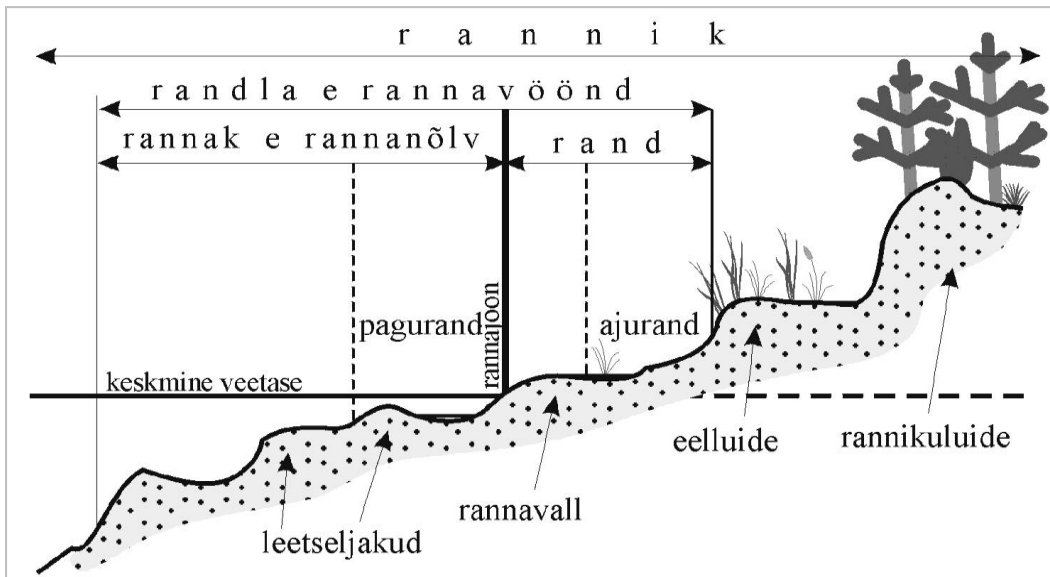
Mererand on unikaalne looduskeskkond, mis on kahe suure – Maismaa ja Mere omavahelise võitluse tallermaa. Selle erinevate elementide kirjeldamiseks kasutatakse mitmeid sõnu nagu (mere)rand, randla, rannavöönd ja rannik, mis kõnekeeles on võrdlemisi laialivalguva tähendusega, kuid rannikute teooria kontekstis rahvusvahelisel piiritletud mõisted. Randa formeeriva põhijõu – merelainetuse – mõju ulatusest ja tegevusest sõltuvalt jagavad rannaurijad selle keskkonna erinevateks allüksusteks (joonis 1) (Mereleksikon 1996).

RANNIK (*coast*) ehk rannikuvöönd (*coastal zone*) on randla (ehk piirkond, kus kaasajal lained aktiivselt mõjutavad maismaad või merepõhja, vt allpool) koos sellega piirneva maismaa ja merega. See on suhteliselt laialivalguv mõiste, mille alla paigutatakse sageli nii rannikumaa, kus käib randlaste ehk rannarahva elu, kui ka rannikumeri, kus käib rannasõit ja rannapüük. Eestis loetakse ranniku koostisse maismaariba ning see osa merepõhjast, kus veel on jälgitavad vanad rannamoodustised.

Ranniku maapoolseks piiriks võib tinglikult lugeda lahtede pärasid, merepoolseks poolsaarte tippu või rannikusaarestiku välissaari ühendavat joont. HELCOM soovib lugeda rannikuks ca 3 km maismaa ja 300 m laiust rannikumere vöödet (HELCOM, Recommendation 15/1. Protection of the coastal strip, 18.03.1994). Samalaadselt käsitletakse rannikuala mõistet tavaliselt ka Euroopa Liidus.

RANDLA, ka rannavöönd (*shore, shore zone*) on mere või suurjärve (Eestis Peipsi või Võrtsjärve) madalaveeline osa (ehk rannak) koos seda palistava maismaariba ehk rannaga, mida tänapäeval aktiivselt mõjutab lainetuse tegevus. Randla on seega morfogeneetiline mõiste: territoorium, mille ehitus ja areng on seotud nii seda kujundavate jõudude kui ka siin paiknevate pinnavormide kujunemisega. Randla on võrreldes rannikuga üsna selge, enamike rannaurijate poolt ühel ja samal moel käsitletav mõiste.

RAND (*shore ja beach*) on randla maismaaline osa keskmisest rannajoonest (veepiirist) ajuveega kaasneva tugevaima tormilaine mõjupiirini. Selle kõige maapoolsemat osa, mida tugev lainetus mõjutab vaid episooditi kõrge ajuvee tingimustes, nimetatakse ajurannaks (*backshore*).



Joonis 1. Ranniku alljaotuste skeem liivarandla näitel.

Paljudes maades loetakse ranna maismaapoolseks piiriks luidete jalamiit.

RANNAK, varem ka veelune rannanõlv (*nearshore*) on randla veelune osa, mis ulatub keskmisest veepiirist sügavuseni, kus lainete mõju merepõhjale lakkab. Eri uurijate hinnangul mõjutab lainetus merepõhja 1/2..1/3 lainepikkusega võrdse sügavuseni. Selle ala kõige maismaapoolsemat osa, mis ajuti madala veetaseme korral (paguveetasemega) kuivaks jääb, nimetatakse pagurannaks (*foreshore*).

Rannikuid liigitatakse enamasti tekke, pinnamoe ja rannajoone liigestatuse põhjal (nt skäär-, fjord-, laguun-, laheline rannik). Eesti rannikul võib eristada vähemalt kaheksat randlatüüpi (Orviku 1992): 1) pank-; 2) astang-; 3) kalju-; 4) moreen-; 5) kruusa-veeristiku-; 6) liiva-; 7) mölli- ja 8) tehiserandla. Need jagunevad sõltuvalt sellest, mis sugusesse arengustaadiumi nad on jõudnud, kui avatud nad on lainetusele jms., omakorda väiksemateks üksusteks, mis reageerivad tormilainete tegevusele üsna erinevalt.

Randa kujundavaks ja rannaseteid liigutavaks põhijõuks on tormilainetus ja selle transformeerumisel kujunev murdlusvool (Zenkovitch 1967; Bird 1985; Encyclopedia of Coastal... 2005). Lainetuse iseloom omakorda sõltub tuulte režiimist, rannalähedase merepõhja iseloomust ja mitmetest teistest teguritest. Tuule mõju kombineerumisel muude teguritega võib Läänemere rannikul merevee tase ajuti tõusta meetreid kõrgemale keskmisest meretasemest, mis soodustab randadel tugevaid purustusi ja intensiivset setete edasikannet. Kõrge veetaseme korral lainete energia vabaneb keskmisest rannajoonest oluliselt kaugemal maa pool, mille tulemusel toimub randade eriti aktiivne areng nn ajuranna piires. Tekkinud muutused võivad jääda püsima aastakümneteks. Seda väidet on kinnitanud ka Eesti rannikul viimastel aastakümnetel tehtud ranna-protsesside ja randade evolutsiooni iseärasuste uuringud (Orviku 1974b, 1992; Orviku jt 2003, 2009).

Tuule mõjul kujunevad ka merehoovused, mis koos lainetusega aitavad liigutada peamiselt hõl-

jumina edasikantavaid setteid, aga ka pinnareostust, ajupuitu ning vetikaid ja taimejäänuseid. Hoovuste osa rannasetete dünaamikas on tagasihoidlik seoses randa moodustavate setete jämeda lõimise ja suure tiheduse tõttu, mistõttu tuulehoovused neile omaste väikeste kiiruste tõttu ei suuda rannaseteid üldiselt paigastki liigutada, kõnelemata edasikandest.

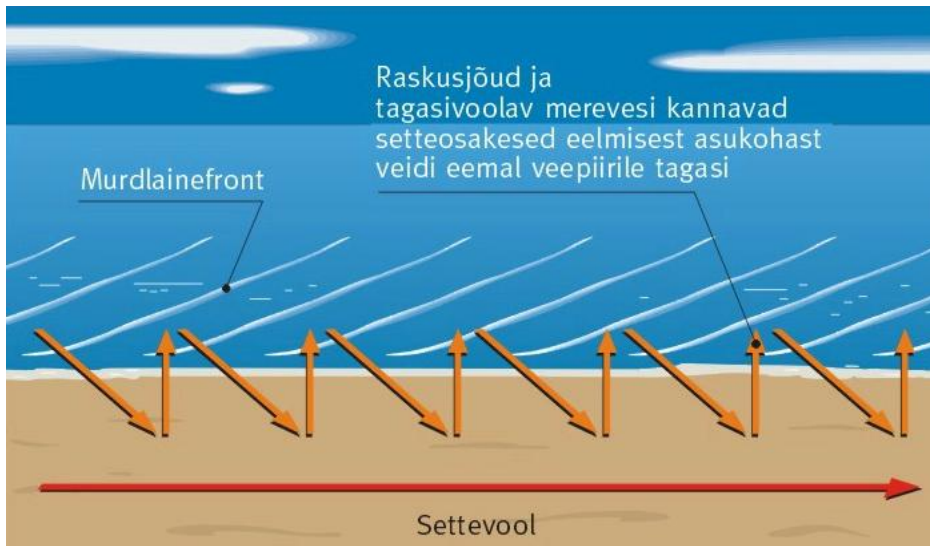
Kui tuulelained lähenevad rannale rannajoonega paralleelselt, murrutatakse setteid rannanõlvalt ning heidetakse need ristirände korras pagurannale ja rannale. Eriti selgelt ilmneb see protsess Eesti rannikul paeklibu liikumise ja rannavallide moodustumise käigus (foto 1). Enamasti lähenevad lained rannale põiki ning murdlusvoolu vesi ning sellega kaasahaaratud setted "joonistavad" rannale sujuvaid kõverjooni ning siksakilisi mustreid. Setted kanduvad rannale koos murdlusvoolu veega terava nurga all ning seejärel veereb suurem osa setetest tagasi merre uude asupaika, nagu 'hüppedes' piki randa. Niisugust liikumist nimetatakse setete pikirändeks (joonis 2). Paljuaastast keskmist rannasetete liikumise suunda nimetatakse settevooluks. Settevoolu suuna ja võimsuse arvestamine on väga oluline näiteks sadamate projekteerimisel, et vältida merekanalite ja sadamasuudmete ummistumist (Martin, Orviku 1988; Orviku, Palginõmm 1998).

Tuul kannab rannaliiva edasi maismaale, ka piki randa, ning kuhjab selle eelluideteks ja rannikuluideteks. Eelluidete esinemine ja aktiivne areng on iseloomulik enamikule Eesti liivarandadele, eriti sellistele, kus lahe pärades esineb piisavalt rannaliiva, nagu Keibu lahe pära, Kloogaranna supelrand, Narva Jõesuu, aga ka Kõpu ja Tahkuna poolsaare põhjarannik Hiiumaal ja mujal. Eelluidete aktiivne juurdekasv viitab tavaliselt liiva rohkusele ja ranna suhtelisele stabiilsusele vaadeldaval alal.

Merejää tegevuse võib jagada kaheks. Ajujää rünnak võib aeg-ajalt rannaseteid kobestada (Orviku jt 2011), muutes pikalt stabiilsena püsinud randlõike taas aktiivseks, rahne rannale lükata, rannäärseid puid ja põõsaid purustada.



Foto 1.
Näide setete ristirändel kujunenud hobuserauakujulisest rannavallist (K. Orviku foto 1967).



Joonis 2.
Setete pikiranda liikumise skeem.

Vastukaaluks võib aga ranna lähedale moodustunud jää kaitsta randa. Vaid sajakonna meetri laiune jääriba võib takistada lainetuse ulatumist rannale ja seeläbi mõneks ajaks rannaprotsessid sõna otseses mõttes 'külmutada'.

Üha suuremat tähelepanu pööratakse inimtegevuse osale randade arengus (Orviku 2001). Kahjuks on inimtegevuse mõju randlate arengule tavaliselt seotud vigadega hüdrotehniliste ehitiste rajamisel (otsene mõju) või vääralt kavandatud majandusliku tegevuse aktiveerumisega kogu rannikul (kaudne mõju). Eri tüüpi rannikud on olnud ka erineva inimasustusega. Vanimad rannaäärsed asulad on arvatavasti üle 5000 aasta vanad. Maakoore tõusust tingituna on vanemad rannakülad jäänud tänapäeva rannajoonest sisemaa suunas ning asuvad enamasti väljapool ohutsooni. Erandiks on mõned linnad, nagu Pärnu ja Haapsalu, samuti uued asulad või uuselamurajoonid, mis on kerkinud merele liiga lähedale ja seetõttu jäänud korduvalt tormilainete meelevald.

Üha enam kasvab Eestis huvi rannaalade kasutuselevõtmise vastu. Läänemere piirkonnas on analoogsed arengustaadiumis Poola, Leedu ja Läti. Aktiivselt on asutud taastama endisi meretraditsioone. Kavandatakse ja ehitatakse uusi ning rekonstrueeritakse ja laiendatakse vanu sadamaid, rannikule kavandatakse puhkealaseid ja luuakse võimalusi mereturismi arendamiseks. Tihti toimatakse rannikul kitsastest huvidest lähtudes. Suvilaid ja elamuid ehitatakse võimalikult lähedale rannajoonele. Mida uhkem väljavaade merele, seda suurem on krundi väärtus. Hoolimata ranniku looduskeskkonna arengu iseärasustest ja kehtivatest seadusest rajatakse elamuid mere võimupiirkonda, kus ajuvesi ja tormilainetus hakkab neid mõjutama (Orviku jt 2008).

Muutuvate kliimatingimustega kaasneva Maailmamere veetaseme kerkimisega võib ka Eesti rannikul tulevikus meretase märgatavalt tõusta. See mõjutaks suhteliselt vähem Põhja-Eesti rannikut, suuremas ulatuses aga Lääne-Eesti ja saarte rannikut. Näiteks Pärnu lahe lauge rannik koos Pärnu linnaga on korduvalt kannatanud kõrge aju-

vee mõjude all. Tallinnas oleksid kahjud rahalises väärtuses Eesti suurimad, sest riskivööndites (näiteks suhteliselt madal Kakumäe laht, Tiskre oja suudme ja Harku järve vaheline ala ning suur osa laugest Paljassaare poolsaarest) on rohkesti hoo- neid, tänavaid, elektriliine ja muid rajatisi.

UURIMISALAD JA METOODIKA

Randades toimuvate protsesside näiline lihtsus ja arusaadavus ei peegelda kaugeltki rannavööndis toimuva tegelikku iseloomu. Rannaprotsesside põhjalikumaks mõistmiseks on tarvilik hea teoreetiline ettevalmistus ja spetsiaalne aparatuur. Ökoloogia instituudi baasil tegutsev uurimisrühm kontsentreerus kliima muutuse trendide ja kuhjerandade arengu omavaheliste põhjuslike seoste analüüsile. Pideva tähelepanu all on viimastel aastakümnetel olnud eripalgelised rannad Lääne-Eestis ja saartel, nagu Valgerand, Harilaiu poolsaare rannik, Järve-Mändjala liivarand, Luidja liivarand, Tareste maasäär, Küdema ja Tagalahe kruusa-veeristiku- e kliburannad jt rannad (Orviku, Palginõmm 2002; Orviku jt 2003), Soome lahe rannikul Narva-Jõesuu, Sillamäe, Aa, Kunda, Aegna, Pirita, Keibu, Nõva, Osmussaar jmt (Orviku 1999, 2010; Orviku jt 1995, 2003, 2009, 2011; Tõnisson jt 2007, 2008, 2011; Suursaar jt 2008). Suure osa eelnimetatud uuringualade arengut on juba alates eelmise sajandi keskpaigast jälginud üks autoritest (K. Orviku). Nõnda talletatud väärtusliku faktilise materjali alusel on võimalik identifitseerida ka randade pikaajalisi muutusi, selgitada nende evolutsiooni seaduspärasusi ja uurida võimalikke seoseid kliimanähtuste ja inimtegevusega.

Randlate iseloomu ja rannajoonete muutuste kindlakstegemine on toimunud peamiselt erivanuselise kaardimaterjali võrdlemisel ja välitöödel kogutud andmete läbitöötamisel. Vanimaks piisava täpsusklassiga kaardiks võib lugeda 20. sajandi algusaastatel koostatud nn üheverstalist kaarti (1:42 000) ja selle põhjal tehtud Saksa 8. armee kaarti (1:25 000) aastast 1917. Oluliseks andmeallikaks on aerofotod, millest vanimad pärinevad

1950ndatest aastatest. Uusimaks ja täpsemaks alusmaterjaliks on ortofotod, mille tegemist alustati 1992. aastal. Täna seks uuendatakse ortofotosid 3–5 korda 10 aasta jooksul. Ortofotodelt leitav rannajoon võib peegeldada veepiiri asendit erinevate meretasemete korral. Seetõttu kontrollitakse pildistamise hetke meretasemeid ja suurte erinevuste korral jäetakse ebasobivad ortofotod edasistest uuringutest välja. Vanadel kaartidel, aero- ja ortofotodel olevad rannajooned on viidud vektorkujule ja koondatud ühtsesse andmebaasi. Andmete töötlemiseks kasutatud tarkvara *Mapinfo* ja ESRI abil on võrreldud eriaegsete kaartide rannajooni, leitud muutuste ulatus ja dünaamika.

Viimasel kümnel aastal on läbi viidud rannajoonte GPS-mõõdistused, mis aitavad välja tuua ka lühiajalisi muutusi. Nende abil on detailsemalt kirjeldatud ka uuringualadel esinevate rannamoodustiste kuju ja paiknemist. Alates 2010. aastast kasutatakse diferentsiaal-GPS-i, mille täpsus on iseloomustatav millimeetrites.

Uuringualadelt on koostatud ka mitmeid maastikuristprofiile. Nende loodimist alustatakse tavaliselt veepiirist (st välitööde ajal esinenud mereveetasemest). Andmed seostatakse hiljem välitööde päeval olnud veetasemega, mis on omakorda saadud Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudist. Sageli ulatuvad profiilid rannanõlvale kuni 1,5–2 meetri sügavuseni rannikumerre. Erakordselt väärtusliku võrdlusmaterjalina on kasutatud ühe autori (K. Orviku) poolt 1960.–1980. läbiviidud välimõõdistuste andmeid – profiile, mensulmõõdistusi ning eri aegadel tehtud fotosid. Uusimate võimalustena on lisandunud LIDAR kaardistamise andmed, mis võimaldavad analüüsida rannas ümberpaigutatavate setete mahtu. Rannikumere sügavuste kirjeldamiseks on kasutatud kajaloodi. Rannamoodustiste siseehituse ja kujunemistingimuste analüüsimiseks on alates 2010 a kasutusele võetud georadar SIR-3000, mis võimaldab kergesti ja keskkonnasõbralikult analüüsida uuringualade geoloogilise ehituse iseärasusi.

Rannamuutuste andmed on seostatud hüdrodünaamiliste protsesside mõõtmisandmetega (Suur-

saar jt 2008, 2011) ning nende abil kalibreeritud lihtsa üheparameetrilise lainemudeli ja kohalike tuuleandmete baasil genereeritud pikemaajaliste lainetuse aegridadega. Kogu andmestik on omakorda seostatud klimatoloogiliste parameetritega nagu tormipäevade arv, tuulte suundade muutlikkus, jääpäevade arv (Jaagus 2006). Pikaajalisi muutusi tormide sageduses Eesti läänerannikul analüüsiti Mann-Kendalli testi abil (mis ei vaja andmeridade normaaljaotust ega ole tundlik üksikute lünkade suhtes vaatlusandmestikus) erinevate ilmajaamade (Vilsandi, Sõrve, Kihnu, Kunda jne) vaatlusmaterjali baasil (Orviku jt 2003). Tugevamaid rannapurustusi on põhjustanud mitte üksikud lühiajalised tormid, vaid pikemaajalised nädalaid või lausa kuid kestnud eriti tormised perioodid. Kõige enam on tugevate tormide sagedus kasvanud Lääne-Eestis ning eelkõige külmal poolaastal (Orviku jt 2003). Saadud tulemused korreleeruvad hästi Läänemeremaade teistes piirkondades saadud tulemustega (Alexandersson jt 1998).

Et ilmajaamade vaatlused toimuvad kindla perioodiga, ent rannajoone muutuste fikseerimine käib ebaregulaarselt, on nimetatud nähtuste ja protsesside vahelisi seoseid raske kindlaks määrata. Paljuski tuleb siin toetuda pikaajalistele kogemustele, millest olulisim on see, et suurimad rannapurustused toimuvad kestvatel tormiperioodidel kõrge meretaseme tingimustes. Tavaliselt fikseeritakse vaid tormi lõpptulemus, kuid rannakeskkonna evolutsiooni prognoosimiseks, rannikulooduse ja inimtegevuse vaheliste suhete analüüsimiseks ning siin valitsevate protsesside hindamiseks oleks vaja põhjalikult läbimõeldud eksperimente saamaks andmeid *in situ* just aktiivse arengu ajal, s.o tugeva tormilainetuse tingimustes.

TUGEVNENUD TORMISUSE MÕJU EESTI RANDADELE

Nii Eesti kui kogu Läänemere regiooni ilmajaamade XX sajandi vaatlusandmestik näitab soojenemise tendentsi (Heino 1994; Moberg, Alexandersson 1997). Eesti rannikul paiknevate ilmajaamade

made vaatlusandmete homogeniseeritud aegridade lineaarse regressioonanalüüsi tulemused ajavahemikust 1900–1999 näitavad aasta keskmise õhutemperatuuri tõusu 0,7–1,0 °C võrra (Jaagus 1996, 2003, 2008; Kont jt 2002). Soojenemine on olnud kõige suurem kevadel (märtsist maini 1,1–1,6 °C) ning talvel (detsembrist veebruarini 0,7–1,0°C). Selle ilmekamaiks tagajärjeks on Läänemere jääkatte kestuse lühenemine (Haapala, Lepäranta 1997).

Enamik torme esineb külmal poolaastal oktoobrist märtsini, mil atlantilise õhumassi sagedane sissetung on peamine sooja õhu allikas ning ühtlasi intensiivse tsüklonaalse tegevuse ja sagedaste tormide põhjustaja. Tormisuse kasvu, eriti XX sajandi teisel poolel, on täheldatud mitmel pool Põhja-Euroopas (Carter, Draper 1988; Gulev jt 2002; Alexandersson jt 1998). Märkimisväärseid muutusi Läänemere regiooni tuulterežiimis on näidanud Ekman (1999) veetaseme pikaajaliste muutuste kontekstis.

Samaaegselt ülalmainitud protsessidega Läänemere maades on fikseeritud suured muutused ja intensiivistunud abrasiioon Eesti kuhjerandadel, eriti liivarandadel (Orviku 1992, 1993; Orviku jt 2003, 2009 jne). Kuna meretaseme tõus Eestis on valdavalt neutraliseeritud maakerke poolt, võib arvata, et kuhjerandade intensiivne abrasiioon tuleneb sagenenud ja tugevnenud tormidest. Sama on täheldatud ka Kanada idarannikul (Shaw jt 1998). Tormisuse kasv on eriti tähelepanuväärne Läänemere idaosas, sest läänekaarte tuuled jäävaba mere tingimustes põhjustavad ajuvee kõrge taseme just seal.

Väga tugevalt mõjutasid Eestis mererandu 1990. aasta jaanuari–märtsi tormid. Saaremaa Järve-Mändjala liivane rannaastang taandus koos luidega mitme kilomeetri pikkusel lõigul 4–5 m võrra ja umbes 4 km pikkuselt rannikulõigult kanti ära üle 30 000 m³ liiva. Vastavad vaatlusandmed on avaldatud populaarteaduslikus artiklis (Orviku 2003). Suured muutused olid siis ka Ruhnu saare idarannikul Limo liivaranna piires (Orviku, Palgi-

nõmm 1998). Tormipurustuste all kannatasid taas Valgerand, Aegna saare lõunarannik jt piirkonnad.

Lähiaegade viimased eriti tugevad tormid olid Eestis ja kogu Läänemere rannikul 2001. a novembris, 2005. a jaanuaris ja 2007. a jaanuaris. Ulatuslikke rannapurustusi esines erinevate rannatüüpide piires praktiliselt kogu Eesti rannikul. Eriti tugevasti kannatasid liivarannad. Saaremaal Harilaiu poolsaarel Kiipsaare neemel nihkus rannaastang vanades luitevallides tänu ulatuslikule liiva ärakandele 2001. aasta tormiga kohati kuni 30 meetrit maa suunas, ning 2005. a täiendavalt ligi 15 meetrit (Tõnisson jt 2008), 2007. a jaanuaritormiga taganes Kiipsaare neeme rannaastang 35–50 meetrit (Orviku jt 2009). Ulatuslikud rannapurustused esinesid 2001. ja 2005. aastal veel Järve-Mändjala puhkerannal, Pärnus ja Valgerannas, kruusa-veeristikrandadel Sõrve poosaare tipus ja Küdema lahes. Tugevad purustused esinesid samal ajavahemikul ka Ruhnu idarannikul. Tallinnas intensiivistus liivakivipankade murrutus Kakumäe poolsaare rannikul. Pankade ja astangute taandumist täheldati ka mitmel pool mujal Eesti rannikul.

Korduvalt on tugevate tormide tõttu kannatanud Pirita supelrand, nagu näiteks 1967. ja 1975/76 aasta tormiga. 1980. a suveolümpia eel randa rekonstrueeriti ja toodi siia täiendavalt ca 30 000 m³ liiva. 2001. a 15.–16. novembri tugeva tormiga toimusid suured purustused. 2005. a jaanuaritorm süvendas veelgi Pirita liivaranna kehva seisundit. See on ka loomulik, sest viimasest ranna rekonstrueerimisest enne olümpiaregatti on möödunud enam kui 25 aastat ning ranna looduslik kaitsevõime on järjest vähenenud. Iga järgmine torm võib siin tekitada uusi ja ulatuslikke ebasoovitavaid muutusi (Orviku 2010).

Lisaks tormilainetele vähendavad kaitsvat liivakogust rannas ka tugevad tormituuled, mis liiva maismaale metsa alla puhuvad. Võsul ja Narva-Jõesuus on randa viivad teed sageli liiva täis kantud. Pirita metsaalune on mõnigi kord pärast tormi lausa valge.

MARKANTSSED ARENGUD

HARILAIU POOLSAAR JA KIIPSAARE TULETORN

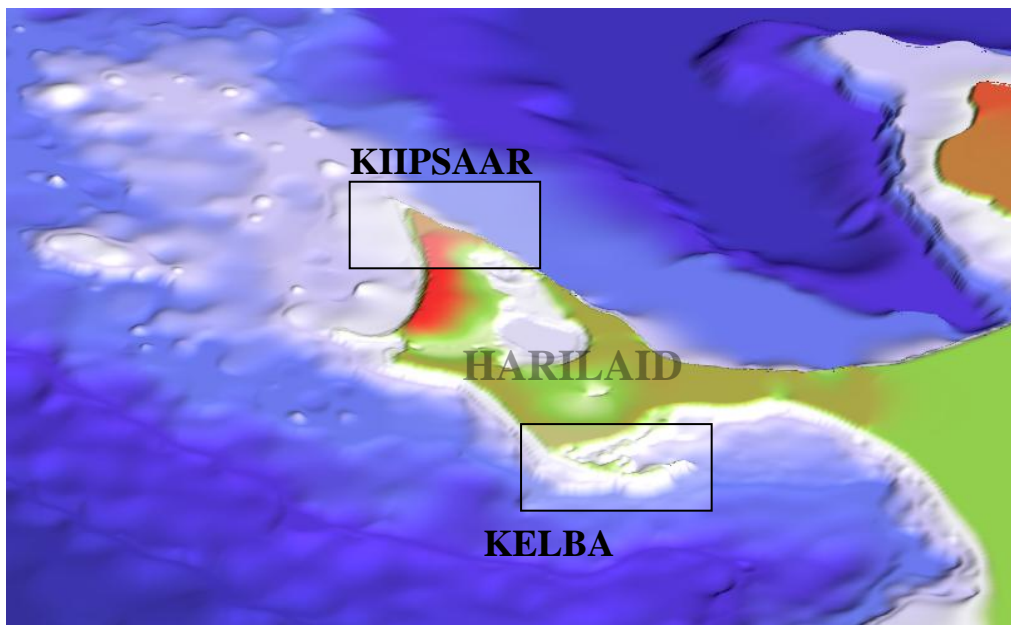
Saaremaa looderannikul on üks seni detailsemalt uuritud ning samas kiiremini arenevaid ranniku-alasid Eestis (joonis 3). Selle piires võib esile tuua erineva geoloogilise ehituse ning ekspositsiooniga uurimisala, nagu Kiipsaare nukk, mida iseloomustavad avamerele hästi eksponeeritud liivarannad ja Kelba nukk – kruusa-veeristikuvallidest koosnev maasäär.

Viimase sajandi vältel on oluliselt muutunud Harilaiu poolsaare kontuurid (joonis 4). Harilaiu loodesas asub ka kuulus Kiipsaare tuletorn. See ehitati 1933. aastal tollase poolsaare keskossa, kuid tänaseks asub rannajoonest umbes 30 m kaugusel meres (fotod 2). Vahepeal oli ta umbes 10-kraadise nurga all, kuid nüüdseks jälle püstises asendis. Niisugust liikumist võib selgitada järgmiselt. Ajal, mil tuletorn asus vahetult liivase astangu pervel, viis murdlusvool torni vundamendi merepoolsele küljelt liiva minema ja tuletorn hakkaski viltu vajuma. Rannaastangu jätkuva erosiooni

käigus liivarand taganes ja tuletorn sattus üha kaugemale merre, tormilainete meelevalda. Torni kalle suurenes vähehaaval ligi 9 kraadini. 2008. aasta kevadeks oli torni jalami ja rannajoon vaheliselt alalt tublisti liiva ära kantud, merepõhi mõnevõrra süvenenud ja rannajoon märgatavalt maa suunas taganenud. Tormilainete energia rakendus nüüd ka vundamendi maismaapoolsele küljele. Selle tulemusel kanti torni jalami maa-poolsele küljelt liiva minema ja torn vajuski osaliselt lehrisse tagasi – ajas end püsti.

RANNAJOONE MUUTUSED KIIPSAARE NEEMEL

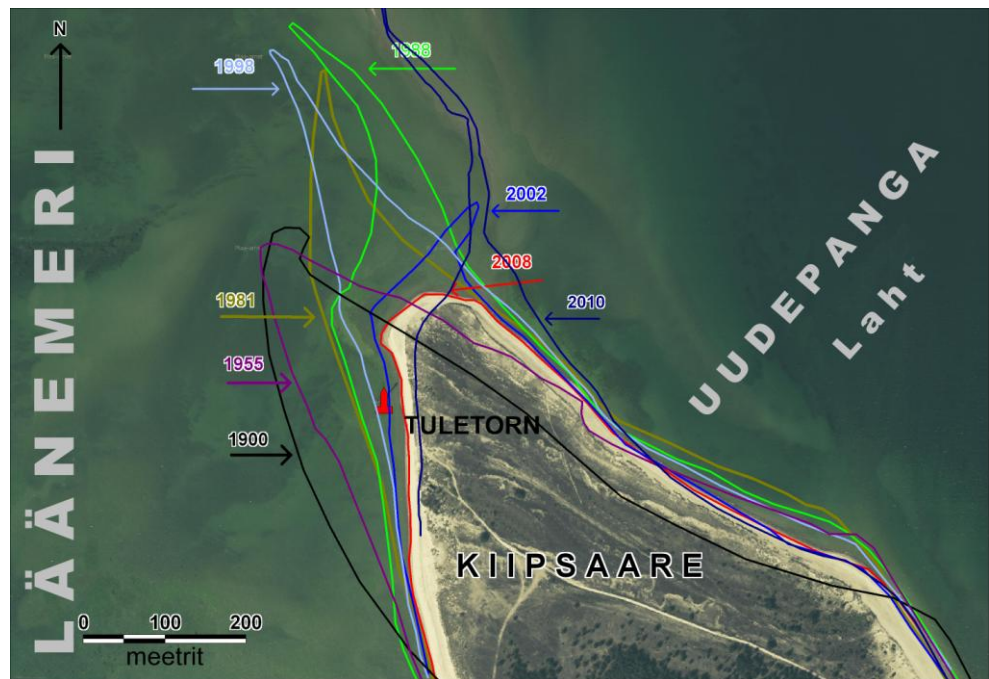
1900. aastal oli praeguse tuletorni asukohas loodesse sirutunud Kiipsaare neeme laius ca 300 m (joonis 4). Järgnevad usaldatavad andmed pärinevad 1955. a, mil neeme edelarand oli taganenud umbes 25 meetrit maa suunas, kuid idapoolne rannajoon (Uudepanga lahepoolne) nihkunud ligi 45 meetrit mere suunas. Perioodil 1955–1981 oli märgata läänest ja edelast lähtuva lainetuse mõju olulist tugevnemist, mille tulemusel avamerepoolne rannajoon taganes ligi 40 meetrit. Juurdekasv neeme idaküljel jäi 25 meetri lähedale.



Joonis 3.
Harilaiu poolsaar ning Kiipsaare ja Kelba uuringu-
alad.



Foto 2.
Kiipsaare tuletorn
aastatel 1991, 2005,
2009.



Joonis 4.
Rannajoone muutu-
sed Kiipsaarel.

Ajavahemikul 1981–1988 olid murrutusprotsessid võrdlemisi loiid: rand taganes 8 meetrit neeme lääneküljel ja kasvas *ca* 10 meetri võrra neeme idaküljel. Edasi on toimunud protsessides oluline pööre. Aastail 1988–2002 toimus neeme järkjärguline kitsenemine nii läänest (*ca* 45 m) kui idast (*ca* 25 m). Viimaste tormide käigus neem kitsenes jätkuvalt ja pikenes loode suunas. Murrang toimus aga 2002–2009, kui 2005. a nn sajandi tormiga taganes Kiipsaare läänepoole rannaastang üle 20 meetri, muutes ranna järgnevate tormide suhtes väga tundlikuks.

Järgmist tugevat tormi ei tulnud oodata kaua. 2007. aasta jaanuaris toimus rannaprotsesside seisukohalt Kiipsaare neemel viimase kümnendi suurim muutus. Kui seni oli Kiipsaare nukast lähtunud loodesuunaline liivasäär, mis keskmise meretaseme korral kuiva jalaga läbitav oli, siis 2007. a jaanuaritormi tagajärjel see kadus ja 2008. aastaks oli selles kohas ligi 2 meetri sügavune meri. Ka Kiipsaare rannaastang taganes 2007. aastal kohati kuni 50 meetrit. Rannajoone neeme läänepoolsel küljel taganes samuti kümnete meetrite võrra (joonis 4). Huvitava faktina võib märkida seda, et 2010. a talvel tekkis uus kitsas põhjasaunda sirutuv maasäär.

Sajandi vältel on poolsaare loodetipp, Kiipsaare nukk, kulutus-kuhjeprotsesside tulemusel pöördunud enam põhjasaunas, muutudes samaaegselt pikemaks ja kitsamaks. Kiipsaare neeme läänerranniku vanade rannajoonte asenditest annavad ettekujutuse luitestunud rannavallide seeriad. Need pole tänapäevase rannajoonega paralleelsed, vaid lõikuvad sellega ligi 45° nurga all (foto 3), mis viitab siin pika aja vältel toimunud ulatuslikele kulutus- ja kuhjeprotsessidele.

LAEVAVRACK KUI RANNAJOONE MUUTUSTE INDIKAATOR

Neeme ümberpaiknemisest kulutus- ja kuhjeprotsesside mõjul ida poole annavad kinnitust ka 2000. a kevadel ja 2010. a suvel pärast talviseid torme neeme läänerrannal astangust paljastunud laeva(paadi-)vrakkide jäänused (fotod 4). Tõenäoliselt mattusid need mingil ajal poolsaare ida-

rannikul liikuvate ja kuhjuvate rannaliivade alla, kuid uhuti nüüd uuesti päevavalgele hoopis neeme vastasküljel, s.o läänerrannal. Piltlikult öeldes on neeme tipp 100–150 aasta jooksul liikunud vrakkidest üle. Eesti rannikul on see teadaolevalt esmane taoline õnnelik juhus, kus rannaprotsesside tulemusel aktiivne rannamoodustis umbes sajandi jooksul nagu rullub üle kindla objekti.

Kui arvestada 2000. a leitud vraki ligikaudseks vanuseks merearheoloogide hinnangu põhjal 100–150 aastat, siis on see heas kooskõlas Kiipsaare neeme arengu kohta kaardimaterjali alusel tehtud järeldustega. Kahjuks ei tehtud kohe puidu dateeringuid ning 2001. a tugeva sügis-talvise tormi käigus taganes rannaastang uuesti kümneid meetreid, ning aasta tagasi astangust väljauhutud vrakist polnud enam jälgegi järel.

RANNAJOONE MUUTUSED KELBA NUKAL

Veel selgemad seosed tormide ja rannaprotsesside vahel ilmnevad Harilaiu kaguosas Kelba nukal, mis on uute kruusast ja veeristikust rannavallide arvel pidevalt pikenev maasäär (joonis 5). Uued rannavallid moodustavad selgesti eristatavaid kasvujätkeid ning tekivad lääne- ja eriti loodetormidega Harilaiust edelas paiknevatelt madalatelt ning maasääre tüveosast murrutatud settematerjali kuhjumisel maasääre distaalsesse ossa. Kelba maasääre pikenemist ja laienemist näitab nii eri aegadest (1955, 1981, 1995) aerofotode kui ka mõõdistusandmete võrdlus (Orviku 1974a; Raukas jt 1994; Tõnisson jt 2011). Iga-aastaste kordumõõdistuste tulemusena arvatud maasääre pindala muutumine ning leitud arengu trend näitavad selget juurdekasvu kiirenemist. Kui ajavahemikul 1900–1954 on Kelba maasääre pindala muutused olnud keskmiselt 400 m²/a, siis 1955–1980 oli see pisut üle 700 m²/a. Muutuste kiirus kasvas oluliselt perioodil 1981–1997, mil see ulatus juba üle 3000 m²/a. Viimasel kümnendil (1998–2009) on aga sealsete muutuste keskmine kiirus jõudnud juba 5000 m²/a tasemele. Sealne muutuste kiiruse kasv on heas korrelatsioonis aastaste maksimaalsete meretasemete kasvu ja maksimaalsete lainekõrguste kasvuga (Tõnisson 2008).



Foto 3.
Vanad vallid ristuvad praeguse rannajoonega umbes 45 kraadise nurga-all.

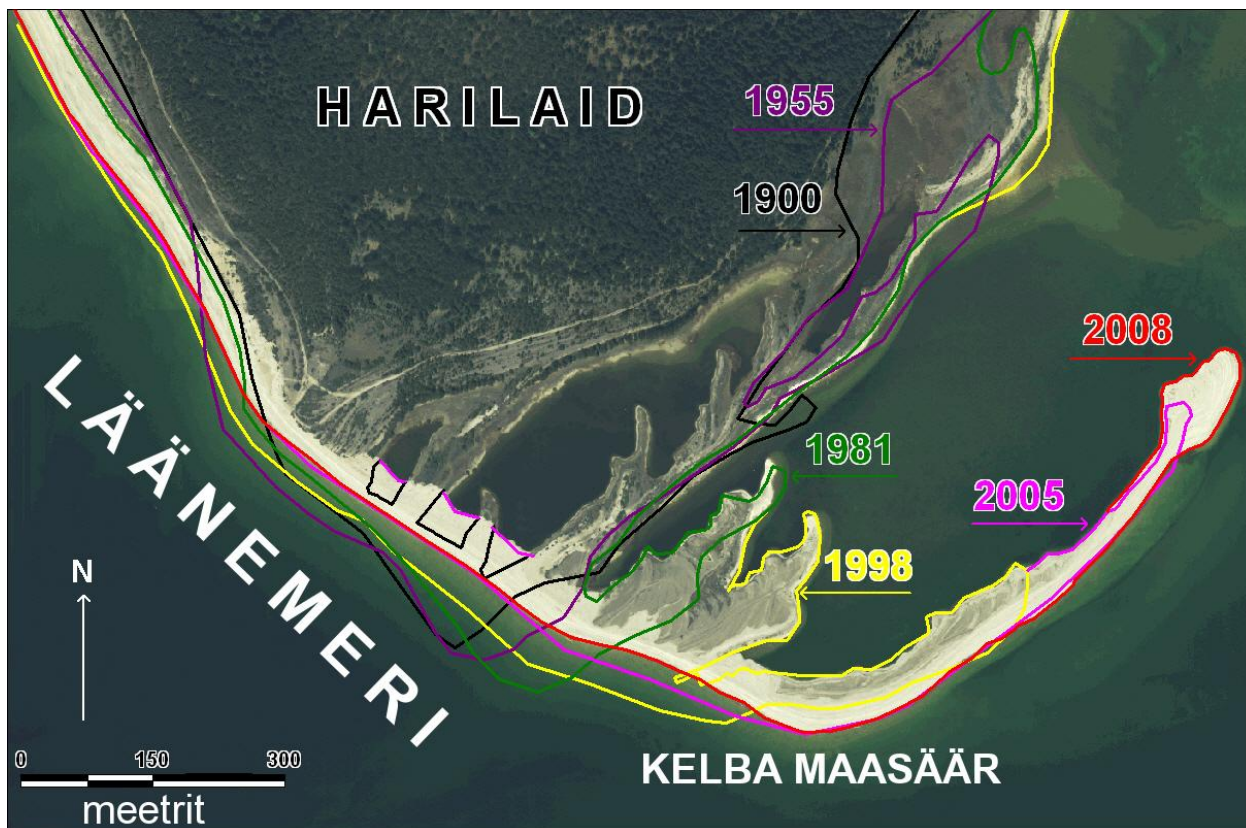


a)



b)

Foto 4.
Kiipsaare neemelt leitud laevavrakid aastatel 2000 (a) ja 2010 (b).



Joonis 5.
Rannajoone muutused Kelba maasäärel.

Sarnased arengutendentsid on ilmnunud ka mitmel teisel uurimisalal. Saaremaa lõunarannikul Järve rannas (Orviku 2006b) taandus liivaastang 1990. a tormiperioodil (8 tormipäeva maksimaalse tuulekiirusega 25 m/s lõunast ning veetase kuni 171 cm üle pikaajalise keskmise) 4–5 m võrra. Üle 6500 m³ liiva kanti rannast ära. Võrreldavad muutused esinesid ka 2005 aasta 9. jaanuari tormiga, kui astang taganes umbes 4 meetrit (Tõnisson jt 2008).

NARVA-JÕESUU

Kirde-Eestis on mitmeid tähelepanu pälvivaid piirkondi. Sarnaselt Pärnu ümbrusega on Meriküla ja Narva-Jõesuu vaheline lõik Eesti üks hinnatumaid puhkepiirkondi. Sealset suurepärasest liiva-

randa on tormilained räsitud juba mitmel korral. Ühelt poolt on põhjuseks arvatavasti Narva jõe paisutamine veehoidlaks seoses hüdroelektrijaama ehitusega 1956. a. Selle tulemusena jõe vooluhulk kevadise suurvee ajal järsult vähenes ning ühtlasi vähenes ka jõekallaste erosioon ning setete transport ja kuhje suudmealale.

Teiselt poolt on vähenenud rannaliivade juurdetu-
lek läänepoolsetelt kulutusala-
delt (Orviku, Romm 1992). Selle tulemusena on mitmed tugevad tormid kandnud liiva rannast ära Narva lahe idapiirkonda. Looduslikud protsessid ei ole suutnud seda enam kompenseerida. Olukorra leevendamiseks rajati möödunud sajandi 80. aastate lõpus Narva jõe suudme lääneküljele muul, mis pidi

kaitsma laevateed ummistumise eest ning teisalt pikiranda liikuvate liivade tõkestamise teel laiendama olemasolevat liivaranda. Täiendavalt pumbati liiva merepõhjast rannale. Kuigi nimetatud meetmed parandasid oluliselt Narva-Jõesuu liivaranna looduslikku seisundit ja kaitsesid laevateed ummistumise eest, ei viidud neid tegevusi lõpuni.

JÄRVE-MÄNDJALA-NASVA

liivase astangranna arengu näol on tegemist klassikalise näitega, mis iseloomustab viimaste aastate muutusi meie rannikul, kus ekstreemsete looduslike tingimuste kokkulangemine (sesoonne kõrge meretase, erakordselt tugev tormituul, millega kaasneb kõrge ajuveeseis, jäävaba meri, ning külmumata setted) on peamiseks rannaprotsesside aktiveerumise põhjuseks (Orviku jt 2003; Orviku 2006a). Samaaegselt kulutuse aktiveerumisega on kiiremaks ja intensiivsemaks muutunud ka kuhjeliste rannavormide areng.

Kogu Suure Katla lääne-looderannik Tehumardi-Järve piirkonnast kuni Nasva sadamani kuulub ühtsesse kulutus-kuhjesüsteemi (joonis 6). Valdav kulutusala on ca 3 km pikkune randlalõik Järve kõrgete luidete piirkonnast kirdes ja Järve Kesk-

ranna piirkonnas (Orviku 2006b), mis on viimastel aastakümnetel korduvalt ja enim kannatanud tormikahjustuste all. Ka varemalt on tormidega Järve luidetes kujunenud murrutusastang olnud värskelilmeline, ilma kaitsva rusukaldeta (fotod 6). On väga tõenäoline, et aja jooksul on murrutusastang taganenud kümneid meetreid ja omaaegsete luidete kõrgeim osa on hävinud. Sellele viitab ka murrutatava luiteaheliku reljeefi maa-suunaline kalle, mis näitab, et tegemist on juba luiteaheliku maapoolse nõlvaga.

Kulutusalast kagusuunas paiknev 1,8 km pikkune randlalõik kuni Mändjala kámpinguni on valdavalt stabiilne liivarand. Aktiivse liivaranna maapoolisel piiril on rannataimestikuga kattunud eel-luidete vööde, mille lõunapoolse osa stabiilne areng viitab pikiranda liikuvate rannasetete hulga püsivale iseloomule. Selle rannalõigu keskosast algab veealune kuhjeline liivamoodustis – rannabarr, mis lõunapool Männikábi supelranda hakkab eemalduma rannajoonest ja pöörduv Nasva jõe suudme suunas. Seoses sadamamuuli lááne-küljele kujunenud rannabarrí liitumisega sadamamuuli otsaga (sisuliselt uue rannajoone moodustumisega) liiguvad setted juba merekanalisse ja ummistavad sadamasuuet (Orviku 2006b).

Joonis 6.

Järve ranna ja Nasva sadamavahelise piirkonna setete liikumise põhimõtteline skeem.

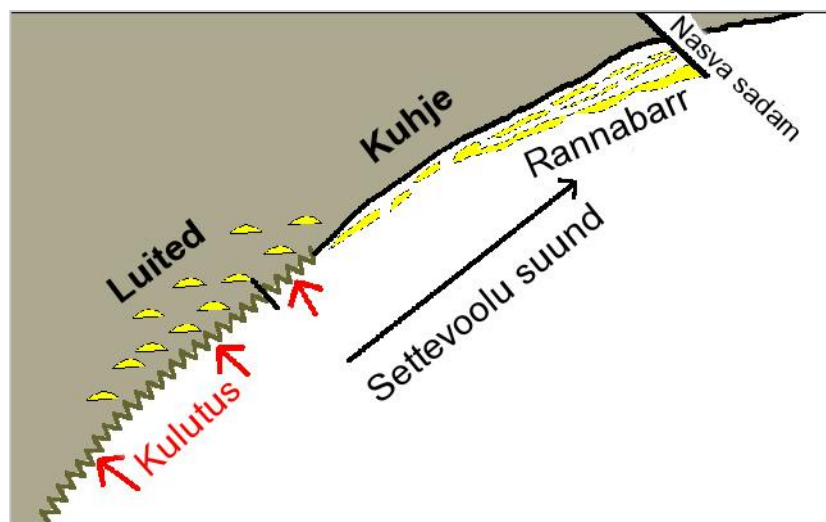




Foto 5.

a) Järve kõrgetesse luidetesse kujunenud astang pärast 1967. a sügistormi, b) Järve luidete eest on liiv Nasva suunas ära kantud (K. Orviku fotod 1967 ja 1964).

Selle piirkonna iseärasus on, et Tehumardi-Järve rannaastangute murrutusel moodustuv settematerjal liigub lainetuse ja tormihoovuste toimel intensiivselt piki rannajoont Nasva sadama suunas, mis settevoolu seisukohalt paikneb setete lõpliku kuhjumise piirkonnas (Orviku 2006b). Seetõttu ei ole suured purustused Järve-Mändjala supelranna piires kuidagi seotud Nasva sadama ehitusega. Tugevad liivaastangu purustused esinesid näiteks aastail 1933/1934, 1954 ja 1969, teisisõnu palju aastaid enne kui Nasva jõe suudmes 1970. aastal alustati muuli ehitust. Purustused jätkusid aastatel 1975, 1990 ja 2005, mil sadam valmis oli. Intensiivsete purustusperioodide kokkulangevus sadama laiendustöödega on juhuslik (Orviku 2006b).

Seega mitte sadam ei põhjusta purustusi Järve rannal, vaid hoopis vastupidi – Järve-Mändjala liivaastangu viimaste aastakümnete tugevad tormipurustused lisavad hulgaliselt merre uut liiva, mis piki randa kagu suunas edasi liikudes ohustab Nasva sadama ekspluaterimist (Orviku 2006a). Ulatusliku ummistumise vältimiseks Nasva sadama suudmealal ja merekanalis on alustatud ennetavat süvendamist, ammutades liiva Nasva sadama läänemuuli lõunaküljelt: rannasetete liikumise

teele kaevatakse süvend, kus setted hakkavad kuhjuma enne, kui need jõuavad merekanalisse (Encyclopedia of... 2005). Liivade loodusliku piki-randa rände puhul on sellise profülaktilise abiõu kasutamine kõige ratsionaalsem.

2005. A JAANUARITORMI TAGAJÄRJED EESTI RANNIKUL

2005. a 9. jaanuaril Läänemeremaades möllanud erakordselt tugev torm Gudrun tabas Eestit ja meie rannikut eriti tugevasti. Tsükloni kese möödus meist umbes paarsada kilomeetrit põhja poolt, mistõttu Eesti territoorium sattus kõige tugevamate tuulte tsooni. Edela- ja läänetuulte kiirus (10 minuti keskmisena) ulatus Lääne-Eesti rannikul 28 m/s, tuulepuhangud 38 m/s Kihnus ning 34 m/s Ruhnus ja Sõrves. Torm põhjustas katastroofilise üleujutuse Pärnu linnas, hõlmates enda-alla ca 8 km². Pärnus registreeriti seni kõrgeim mere-tase +275 cm (Suursaar jt 2006). Kuna oli teada testalade randade seisund enne tormi, siis muutuste fikseerimisel vahetult pärast tormi vaibumist saadi väga huvitavaid tulemusi, sealhulgas kõnekaid tõendeid mõnede varasemate hüpoteeside kinnituseks. Nii nagu mõne eelnenud tugeva tormi puhul oli ka Gudruni poolt tekitatud suurte rannapurustuste eelduseks jäävaba mere, enne

tormi suhteliselt pikka aega püsinud kõrge veetaseme ja selle foonilt arenenud väga intensiivse tormilainetuse koosmõju. Kuigi torm oli võrdlemisi lühiajaline, vabanes laineenergia keskmisest rannajoonest oluliselt kaugemal sisemaal, mõnes kohas isegi kaugemal kaasaegse randla maapoolsest piirist.

Kruusa-veeristikurandadel rannavallidest moodustunud maasäärtele enne ja pärast väga tugevaid torme või tormiperioode tehtud uuringud on võimaldanud määrata nende arengu sõltuvusi mere- tasemest ja tormide parameetritest, nagu tuule kiirus, suund, tormi kestus jne. Nendel randadel, mis on tormilainete eest enam kaitstud, kujunevad väga tugevate tormide ajal vaid paarikümmend cm maksimaalsest meretasemest kõrgemad rannavallide harjad. Seejuures omab suurt tähtsust tuule suuna muutuse ja meretaseme omavaheline seos. Nii näiteks Saaremaa põhjarannikul Koorunõmmel, kui 2005. a jaanuaritormi viimases faasis pöördus tuul loodesse, mis suunas on avatud ka uuritav ala, oli meretase juba alanenud ning tormilainete tegevus seetõttu ei avaldanud enam suurt mõju. Samal ajal olid Kelba maasäärel, mis oli avatud tuultele ja lainetele tormi harjal, muutused oluliselt suuremad. Setete defitsiidist tulevalt on tugevad tormid asunud intensiivselt murrutama varem tekkinud rannamoodustisi, mistõttu tormituultele avatud rannalõikudes toimub isegi kruusa-veeristikurandade taandumine endisel setete kuhje ja rändealal. Uuringute ühe tähtsaima tulemusena võib väita, et Gudrun tekitas Lääne-Eesti kuhjerandades märksa suuremaid muutusi kui eelneva 10–15 aasta tormid kokku. Kruusast ja veeristikust koosnevad rannavallid, mis kuhjati jaanuaritormiga, paiknevad sedavõrd kaugel keskmisest rannajoonest ning kõrgemal keskmisest meretasemest, et nende püsimine seal muutumatul kujul näib kestvat kaua (Tõnisson jt 2007, 2009).

2010. a alustati uuringuid, mis keskenduvad rannikuluidetele ja nende kahanemisele tingituna tormisuse kasvust ja inimtegevuse intensiivistumisest rannikutel. Nii Bulgaaria Musta mere ran-

nikul kui ka mitmel pool Eesti rannikul on toimunud luidete pindala kahanemine ning suurenenud luitemaastike fragmenteeritus sinna rajatud puhkeotstarbeliste ehitusobjektide, teede jm infrastruktuuri arvelt. Niisugune luitemaastike killustamine on suureks ohuks sealsele õrnale ökosüsteemile, vähendades ühtlasi randade vastupanuvõimet sageli esinevatele väga tugevatele tormidele (Stancheva jt 2011).

KOKKUVÕTE

Viimaste aastakümnete randade ehituse ja evolutsiooni komplekssete uurimistööde tulemused on märgatavalt laiendanud arusaamu selle dünaamilise keskkonna seaduspärasustest. Uurimustulemused on veenvalt tõestanud, et:

- Suurimad muutused Eesti randadel, nii rannajoone paiknemise ja kontuuri kui ka rannamoodustiste morfoloogia ja dünaamika osas, on aset leidnud ebatavaliselt tormistel perioodidel väga kõrge ajuvee tingimustes, soojadel talvedel, kui meri on jäävaba ja rannasetted külmumata, teisisõnu mitmete erakordsete looduslike tingimuste kokkulangemisel. Sellistes, reeglina sügistalviste tugevate tormituultele ning ajutise kõrgvee tingimustes, toimuvadki randadel olulisemad, sageli pöördumatud muutused, kuna randade murrutus, aga ka setete transport ja kuhje toimub keskmisest veetasemest kõrgemal ja kaugemal maa pool, sageli isegi eelluidete jalamil.
- Kõige tuntavamad muutused rannikukeskkonnas, mis on fikseeritud rannajoone asendite muutustena ja rannakahjustustest haaratud rannaalade laienemisena mitmel pool Eesti randades, on toimunud hüppeliselt, ning seejärel lühemaks või pikemaks ajaks püsima jäänud.
- Kliimaandmete analüüsi tulemuste kõrvaltamine nüüdisrandade geoloogilis-geomorfoloogiliste uuringute tulemustega näitab märgatavaid seoseid rannaprotsesside aktiveerumise ning intensiivistunud tsüklo-

naalse tegevuse vahel. Erakordselt tormised perioodid on esinenud rannikul ebaregulaarselt, kuid viimastel aastakümnetel sagedamini. Tormide sagedus on oluliselt kasvanud talvekuudel.

Sageli levivad Eesti ranniku hõivamise käigus väärseisukohad randade muutuste, sadamate ja looduskeskkonna omavaheliste vahekordade kohta, mis pole seletatavad ei aabitsatõdedega, ega teaduslike uurimistulemustega. Oleme minetanud rannarahvale nii omase 'talupoja tarkuse', ega taha tunnustada selle keerulise looduskeskkonna arengu iseärasusi. Aasta-aastalt kasvab rannaalade majandamise osatähtsus. Järgneva sammuna peab organiseerima rannikualade teemaplaneeringud ja töötama välja selle rahastamise skeemi. Selliste tööde tulemusena paraneks loodushoid ja väheneks inimese hävitav sissetung sellesse õrna ja dünaamiliselt aktiivsesse rannakeskkonda.

Kus võimalik, tuleks randu tiheasustusega piirkonnas, sh ka linnades, tõhusamalt kindlustada erakordse meretaseme tõusu ja tormilainete eest. Kindlasti ei päästaks tammid ega muud kaitsevallid Pärnu linna, kus tuleb olukorraga ilmselt kohaneda ning uute hoonete paigutamisel ja ehitamisel rakendada sobivamaid meetodeid. Maailmas on näiteid, kuidas randade taandumist on püütud tõkestada massiivsete seinte rajamisega, mis on aga omakorda põhjustanud intensiivsemat erosiooni naabruses asuvates randades. Väärtuslike liivarandade säilitamiseks on võimalik kasutada liiva pumpamist rannale, või selle juurde toomist maismaa karjääridest, mis on väga kallis ettevõtmine. Selliselt käituti näiteks 1970ndatel aastatel, kui karjääridest toodi Pirita randa ligi 30 000 m³ liiva, mis kahjuks jäi ühekordseks ettevõtmiseks. Tänapäevaks, eriti pärast 2005 a tormi, on Pirita liivaranna Merivälja poolne osa jätkuvalt halvas seisukorras.

On selge, et ka sadamaid tuleb aeg-ajalt renoveerida ning kohandada vastavalt muutunud loodusoludele. Eriti kehtib see oletatava Maailmamere tõusu kohta. Õnneks on hüdrotehniliste rajatiste eluiga 40–50 aasta piires, seega on sadamate re-

konstrueerimisel või hooldamisel võimalik nende eksploatatsioonitingimusi õigeaegselt kohandada võimalikele globaalsetele kliimamuutustele, eeskätt meretaseme tõusule.

Rannikualade majandamisel soovitatakse Euroopa Liidus lugeda rannikuks ca 3 km maismaa ja 300 m laiust rannikumere vöödet. Selle õrna ja kiirelt muutuva rannakeskkonna dünaamika ja evolutsiooni iseärasuste selgitamiseks tuleb väga tõsiselt suhtuda, et leida loodussõbralikke lahendusi inimese heaolu rahuldamiseks. Iga konkreetset randlalõiku tuleb vaadelda arengulistes seostes naaberaladega (kulutus-kuhjelised süsteemid), mitte unustades seejuures seoseid rannalähedase mere ja maismaa vahel.

Rannik on dünaamiline piir kahe looduskeskkonna piirimail, mis vajab meie igapäevase tegevuse huvides tõsist teaduslikku lähenemist. Nii suudame säilitada ranniku looduslikke, esteetilisi ja majanduslikke väärtusi ka pikemas perspektiivis.

VIITED

Alexandersson, H., Schmith, T., Iden, K., Tuomenvirta, H. 1998. Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *Global Atmos. Ocean Syst.*, 6, 97–120.

Bird, E. C. F. 1985. *Coastline Changes: A Global Review*. Wiley, New York.

Carter, D. J. T., Draper, L. 1988. Has the northeast Atlantic become rougher? *Nature*, 332, 6164, 494.

Ekman, M., 1999. Climate change detected through the world's longest sea level series. *Global Planet. Change*, 21, 4, 215–224.

Encyclopedia of Coastal Science. 2005. Springer.

Gulev, S. K., Jung, T., Ruprecht, E. 2002. Climatology and inter annual variability in the intensity of synoptic-scale processes in the North Atlantic from the NCEP-NCAR reanalysis data. *J. Climate*, 15, 8, 809–828.

- Haapala, J., Leppäranta, M. 1997. The Baltic Sea ice season and the changing climate. *Boreal Env. Res.*, 2, 1, 93–108.
- Heino, R. 1994. Climate in Finland during the period of meteorological observation. *Finnish Meteorological Institute Contributions*, 12, 1–209.
- Jaagus, J. 1998. Climatic fluctuations and trends in Estonia in the 20th century and possible climate change scenarios. Kallaste, T., Kuldna, P. (eds). *Climate Change Studies in Estonia*. Stockholm Environment Institute Tallinn Centre, Tallinn, 7–12.
- Jaagus, J. 2003. Kliimamuutuste tendentsid Eestis 20 sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. *Uurimusi Eesti kliimast*. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 93, 62–79.
- Jaagus, J. 2006. Climatic changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 1–4, 77–88.
- Kartau, K., Soomere, T., Tõnisson, H. 2011. Quantification of sediment loss from semi-sheltered beaches: a case study of Valgerand Beach, Pärnu Bay, the Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 100–104.
- Kessel, H., Raukas, A. 1967. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии [Antsülusjärve ja Litoriinamere setted Eestis rannikumeres]. Valgus, Tallinn.
- Kont, A., Jaagus, J., Oja, T., Järvet, A., Rivas, R. 2002. Biophysical impacts of the climate change on some terrestrial ecosystems in Estonia. *GeoJournal*, 57, 3, 169–181.
- Kont, A., Ratas, U., Puurmann, E. 1997. Sea-level rise impact on coastal areas of Estonia. *Climatic Change*, 36, 1–2, 175–184.
- Martin, E., Orviku, K. 1988. Artificial structures and shoreline of Estonian SSR. Walker, H. J. (ed). *Artificial Structures and Shorelines*. Kluwer Academic Publishers, 53–57.
- Mereleksikon. 1996. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn.
- Moberg, A., Alexandersson, H. 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part II: Homogenized gridded air temperature compared with a subset of global air temperature since 1861. *Int. J. Climatol.*, 17, 1, 35–54.
- Orviku, K. 1974a. Морские берега Эстонии [Eesti mererannavöönd]. Tallinn.
- Orviku, K. 1974b. Использование результатов исследования геологии современных берегов при выяснении истории Балтийского моря [Nüüdisrandade uurimistulemuste kasutamine Balti mere geoloogilise ajaloo uurimisel]. *Baltica*, 5, 163–170.
- Orviku, K. 1992. Characterisation and evolution of Estonian seashores. Tartu Ülikool, doktoritöö ingliskeelne kokkuvõte.
- Orviku, K. 1993. Nüüdisrandla. Lutt, J., Raukas, A. (toim). *Eesti šelfi geoloogia*. Eesti Geoloogia Selts, Tallinn, 29–39.
- Orviku, K. 1999. Geology of the Estonian shelf, Modern Shores. Allt, A. (ed). Report of Finnish-Estonian seminars. Possibilities for boating network in the Gulf of Finland. Helsinki University of Technology, Helsinki, 21–35.
- Orviku, K. 2001. Kuivõrd Eestis randade muutustes on süüdi laevaliiklus. Kreem, E. (toim). *Eesti laevanduse aastaraamat*. Eesti Meremeeste Liit, Tallinn, 47–54.
- Orviku, K. 2003. Tormid lõhuvad Eestimaa liivarandu. *Eesti Loodus*, 12, 6–13.
- Orviku, K. 2004. Eesti mererand ja selle arengutendentsid. *Estonia Maritima*, 6, 27–44.
- Orviku, K. 2005a. Rannikualade ratsionaalsest kasutamisest. *Eesti Mereakadeemia toimetised*, 2, 42–61.

- Orviku, K. 2005b. Mererand vajab paremat kaitset. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat, 35. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 111–129.
- Orviku, K. 2006a. Rannaprotsesside teadusliku tõlgendamise vajalikkusest rakenduslike küsimuste lahendamisel rannikul. Sammul, M. (toim). Eesti Loodusuurijate Seltsi aastaraamat, 84. Tallinn, 94–113.
- Orviku, K. 2006b. Developmental ties between Järve-Mändjala beach and Nasva harbour. Eesti Mereakadeemia toimetised, 3, 7–18.
- Orviku, K. 2010. Tallinna rannikuala geoloogia. Soesoo, A., Aaloe, A. (toim). Tallinna Geoloogia = Geology of Tallinn. Tallinn, 202–229.
- Orviku, K., Bird, E., Schwartz, M. 1995. The provenance of beaches on the Estonian Islands of Hiiumaa, Saaremaa and Muhu. *J. Coast. Res.*, 11, 1, 96–106.
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Rivas, R. 2003. Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *J. Coast. Res.*, 19, 2, 364–375.
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Rivas, R., Tõnisson, H. 2005. Rannaprotsesside aktiveerumise ja kliimamuutuste vahelised seosed Eestis. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat, 35. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 75–100.
- Orviku, K., Jaagus, J., Tõnisson, H. 2011. Sea ice shaping the shores. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64, 681–685.
- Orviku, K., Kont, A., Tõnisson, H. 2010. Estonia. Bird, E. (ed). *Encyclopedia of the World's Coastal Landforms*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 605–611.
- Orviku, Karl, Orviku, Kaarel. 1960. О распространении и литологии современных пляжных песков Эстонии [Eesti rannaliivade levikust ja litoloogiast. Raskete mineraalide kuhjumise ja jaotumine ranna ja rannalähedastes setendites]. *Riia*, 83–100.
- Orviku, Karl, Orviku, Kaarel. 1961. Jooni Eesti tänapäeva ranniku geoloogiast. ENSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Uurimused, 7, 187–202.
- Orviku, Karl, Orviku, Kaarel. 1984. Nüüdisrannavööndi geoloogia uurimise ajaloost Eestis. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat 1980. Tallinn, 83–93.
- Orviku, K., Palginõmm, V. 1998. Looduse ja sadamate vahekordadest Liivi lahe rannikul. Kukk, T. (toim). XXI Eesti looduseuurijate päev. Edela-Eesti loodus. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu-Tallinn, 15–29.
- Orviku, K., Palginõmm, V. 2002. Pärnu lahe ranniku geoloogiast ja randade arengust. Kukk, T. (toim). XXV Eesti Loodusuurijate Päev. Pärnumaa loodus. Eesti Loodusuurijate Selts, Tartu, 23–34.
- Orviku, K., Romm, R. 1992. Лито-морфодинамика вершины Нарвского залива [Narva lahe pära lito-morfodünaamika]. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 41, 3, 139–147.
- Orviku, K., Suursaar, Ü., Tõnisson, H., Kullas, T., Rivas, R., Kont, A. 2009. Coastal changes in Saaremaa Island, Estonia, caused by winter storms in 1999, 2001, 2005 and 2007. *J. Coast. Res.*, Special Issue 56, 1651–1655.
- Orviku, K., Tõnisson, H., Aps, R., Kotta, J., Kotta, I., Martin, G., Suursaar, Ü., Tamsalu, R., Zalesny, V. 2008. Environmental impact of port construction: Port of Sillamäe case study (Gulf of Finland, Baltic Sea). 2008 IEEE/OES US/EU-Baltic International Symposium "Ocean Observations, Ecosystem-Based Management & Forecasting". IEEE, 350–359.
- Raukas, A., Bird, E., Orviku, K. 1994. The provenance of beaches on the Estonian Islands of Hiiumaa and Saaremaa. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 43, 2, 81–92.
- Raukas, A., Tavast, E. 1989. Peipsi – Pihkva puhkepiirkonna arendamise geoloogilis-geomorfo-

- loogilised eeldused. Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat, 23, 80–96.
- Raukas, A., Tavast, E. 2005. Peipsi rannad, nende muutused ja kasutamisperspektiivid. Eesti Mereakadeemia toimetised, 2, 5, 82–95.
- Raukas, A., Tavast, E., Kalm, V. 1988. Bottom and coastal deposits of Lake Lämmijärv. Proc. Acad. Sci. Estonian SSR. Geol., 37, 2, 103–113.
- Rivis, R. 2005. Shoreline dynamics in Estonia associated with climate change. Dissertations on natural sciences 9. Tallinna Pedagoogikaülikool, Tallinn.
- Rivis, R., Vilumaa, K., Ratas, U. 2009. Development of aeolian coastal landscapes on the island of Hiiumaa, Estonia. J. Coast. Res., Special Issue 56, 655–659.
- Shaw, J., Taylor, T. B., Forbes, D. L., Ruz, M.-H., Solomon, S. 1998. Sensitivity of the coasts of Canada to sea-level rise. Geological Survey of Canada, Bulletin 505, 1–79.
- Stancheva, M., Ratas, U., Orviku, K., Palazov, A., Rivis, R., Kont, A., Peychev, V., Tõnisson, H., Stanchev, H. 2011. Sand dune destruction due to increased human impacts along the Bulgarian Black Sea and Estonian Baltic Sea coasts. J. Coast. Res., Special Issue 64, 324–328.
- Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kont, A., Rivis, R., Tõnisson, H. 2008. Field observations on hydrodynamic and coastal geomorphic processes off Harilaid Peninsula (Baltic Sea) in winter and spring 2006–2007. Estuar. Coast. Shelf Sci., 80, 1, 31–41.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Saaremäe, I., Kuik, J., Merilain, M. 2006. Cyclone Gudrun in January 2005 and modelling its hydrodynamic consequences in the Estonian coastal waters. Boreal Env. Res., 11, 2, 143–159.
- Suursaar, Ü., Szava-Kovats, R., Tõnisson, H. 2011. Wave climate and coastal processes in the Osmussaar – Neugrund region, Baltic Sea. Benassai, G., Brebbia, C. A., Rodriguez, G. R. (eds). Coastal Processes II. WIT Press, Southampton, Boston, 99–110.
- Tavast, E., Raukas, A. 1991. Tormipurustused Peipsi põhjarannikul. Eesti Loodus, 1, 38–41.
- Tõnisson, H. 2008. Development of Spits on Gravel Beach Type in Changing Storminess and Sea Level Conditions. Dissertations on natural sciences 17 Tallinna Ülikool, Tallinn.
- Tõnisson, H., Jaagus, J., Kont, A., Orviku, K., Palginõmm, V., Ratas, U., Rivis, R., Suursaar, Ü. 2009. 2005. aasta jaanuaritormiga (Gudrun) kaasnenud üleujutuse tagajärjed loodusele ja ühiskonnale Eesti rannikul. Kont, A., Tõnisson, H. (toim). Kliimamuutuste mõju Eesti rannikule: ASTRA projekti uurimistulemusi. Tallinna Ülikooli Ökoloogia Instituudi Publikatsioonid, 11, 90–129.
- Tõnisson, H., Orviku, K., Jaagus, J., Suursaar, Ü., Kont, A., Rivis, R. 2008. Coastal damages on Saaremaa Island, Estonia, caused by the extreme storm and flooding on January 9, 2005. J. Coast. Res., 24, 3, 602–614.
- Tõnisson, H., Orviku, K., Jaagus, J., Suursaar, Ü., Kont, A., Rivis, R., Ratas, U. 2006. Coastal damages in Estonia caused by cyclone Gudrun. Tubielewicz, A. (ed). Coastal Dynamics, Geomorphology and Protection: “Littoral2006” 8th International Conference “Coastal Innovations and Initiatives”, Gdansk University of Technology, 18–20 September 2006, Poland, Gdansk. Gdansk University of Technology, 18–26.
- Tõnisson, H., Orviku, K., Kont, A., Suursaar, Ü., Jaagus, J., Rivis, R. 2007. Gravel-pebble shores on Saaremaa Island, Estonia, and their relationships to formation conditions. J. Coast. Res., Special Issue 50, 810–815.
- Tõnisson, H., Suursaar, Ü., Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Willis, D. A., Rivis, R. 2011. Changes in coastal processes in relation to changes in large-scale atmospheric circulation, wave parameters and sea levels in Estonia. J. Coast. Res., Special Issue 64, 701–705.

Zenkovich, V. P. 1967. Processes of Coastal Development. Oliver & Boyd, Edinburgh.

Vallner, L., Sildvee, H., Torim, A. 1988. Recent crustal movements in Estonia. J. Geodyn., 9, 2-4, 215–223.

LAINEPÕHISED OHUD RANNAVÖÖNDIS

Ira Didenkulova

Tallinna Tehnikaülikooli Küberneetika Instituut

RANNAVÖÖND MERELT LÄHTUVATE OHTUDE MEELEVALLAS

Need, kellel on olnud võimalus kas või lühikest aega elada mere ääres, teavad, kui kaitsetud on inimesed merelt lähtuvate tohutute jõudude vastu. Tuntud Kolumbia kirjanik Gabriel Garcia Marquez on kirjeldanud merd kui ülimat võimu, kes heas tujus olles kingib meile elu ja katab söögilaua, kuid vihahoos võib külvata surma ja hävingut. Paljud pole kunagi näinud, milline näeb välja rannik pärast võimsat tormi. Sageli on seal räämas, tükati ära uhitud luitejalam, rannametsast murdunud puud ning vahel isegi paigast nihkunud rändrahnud. Samuti juhtub, et torm on suured tükkid hauganud vanadest rannavallidest, rannaheinamaa või -karjamaa murumätastest, lõhkunud paadikuurid, paisanud kuivale sisse muljutud külgedega paadid ning toonud ajuvee alale segiläbi ajupuitu, pilliroogu, adrut ja mõne vana laevade-taili.

Tallinna ja Pärnu elanikele on see pilt viimastel aastakümnetel mitmel korral lausa koju kätte toodud. Kõige sügavama jälje inimeste mällu jättis tõenäoliselt 2005. aasta jaanuaritorm Gudrun, mis ujutas üle mitmete linnade mereäärsed kvartalid, lõhkus hulga väikesadamaid ning võttis ka ühe inimelu (Soomere jt 2008). Samal aastal, vaid mõned kuud hiljem möllanud orkaan Katrina ujutas üle peaaegu terve New Orleansi linna ja tekitas tohutuid kahjusid mitmesaja kilomeetri pikkusel rannalõigul (Kim jt 2008).

Kuid ka kõige purustavamate tormide kuulsus kahvatub tsunami poolt tekitatud hävingu kõrval. Kohad, mida on tabanud võimas tsunami, muutuvad sõna otseses mõttes tühermaaks (foto 1). Just selline vaatepilt avanes Sumatra saare palju-

des kohtades pärast 26. detsembril 2004 üle India ookeani rullunud tsunami rünnakut (Lay jt 2005).

Kaasajal sünnib suur enamus tsunamidest Vaikse ookeanis. Seetõttu on just Vaikse ookeani jaoks loodud rahvusvaheline tsunami hoiatuskeskus, mille peakorter asub tsunamide poolt kõige sagedamini rünnatud piirkonnas Havail. Tegelikult pole tsunami eest kaitstud mitte ükski mereala. Ka Euroopas on tsunami sagedane külaline, kus ta suhteliselt sageli ründab Vahemeremaade rannu. Tsunamisid on dokumenteeritud praktiliselt kõigil Euroopa rannikutel, näiteks Põhjameres (Bondevik jt 2005), Mustas meres ja Aasovi meres (Nikonov 1997; Yalciner jt 2004), samuti Norra fjordides (Sælevik jt 2009). Tõenäoliselt on vähem tuntud tõsiasi, et tsunamisid võib esineda ka jõgedes, järvedes ja veehoidlates (Didenkulova, Pelinovsky 2006). Valik Euroopa vetes aset leidnud tsunamide kirjeldusi leidub populaarses ülevaates (Soomere 2005).

Tsunami tohutu purustusjõud ei saa tekkida iseenesest. Loogiline on seostada tsunami moodustumist eelkõige sündmustega, kus lühikese aja jooksul vabaneb suur hulk energiat. Kõige sagedamini tekitab tsunami võimas maavärin. Tsunami tekke põhjuseks võib olla ka vulkaanipurse (Pelinovsky jt 2005; Torsvik jt 2010), maalihe (Bondevik jt 2005; Masson jt 2006) või merre kukkuvad asteroidid (Hills, Gods 1998; Ward, Asphaug 2000; Kharif, Pelinovsky 2005). Arvatakse, et nimelt üks Barentsi merd tabanud asteroid põhjustas Norra fjordides muinasaja ühe suurima tsunami ja jättis norra folkloori sügava jälje "Thori haamri" nime all. Tsunamilaadseid lained võib aga tekitada ka pikema aja jooksul mõjuv suhteliselt tagasihoidliku võimsusega välisjõud.



Foto 1, a ja b.
India ookeani tsunami purustused 26. detsembril 2004 Sumatral (foto Ahmet Yalciner).

Nii on viimase kahe aastakümne jooksul intensiivselt analüüsitud nn meteoroloogiliste tsunamide tekkemehhanisme (Rabinovich, Monserrat 1998). Selgus, et sobiva kiirusega liikuvad õhurõhu häiritused võivad teatava aja jooksul tekitada laine, mis mitte millegi poolest ei erine tsunamist (foto 2). Eestis selles vallas kuni 2006. aastani tehtud uuringute kokkuvõtte on esitatud ülevaates (Soomere 2007).

Teine erakordselt ohtlik nähtus nii avamerel kui ka rannikul on hiidlained (ka mõrvarlained, ingl *rogue waves, freak waves* or *killer waves*). Need lained on mitte lihtsalt märksa kõrgemad oma naab-

ritest, vaid ootamatult kõrged (Didenkulova jt 2006a; Dysthe jt 2008; Kharif jt 2009; vt samuti populaarset ülevaadet Engelbrecht, Soomere 2006). Praeguseks on selgunud, et erinevalt teistest, 'tavalistest' lainetest, aga ka tsunamidest, ei ole need enamasti seotud konkreetse energiaallikaga. Avamerel formeeruvad taolised lained mitme põhimõtteliselt juhusliku iseloomuga teguri koostmõjul. Seetõttu on võimalik anda vaid prognoos selliste piirkondade kohta, kus nende esinemise tõenäosus on suhteliselt suur. Vaid üksikutel erijuhtudel (nt madalas vees, kus need tekivad solitonilaadsete lainete lõikumisel) on võimalik neid täpsemalt prognoosida (Soomere 2010).



Foto 2, a ja b.
Hiidlained, tõenäoliselt meteoroloogiline tsunami, Trinidad ja Tobagos 16. oktoobril 2005 (Didenkulova jt 2006a).

Rannikualadel kujutavad hiidlained endast enamasti kas üksikut ootamatult kõrget lainet või kahest-kolmest väga kõrgeist lainest koosnevat rühma, mis üksteise järel randa ründavad (Didenkulova jt 2006a). Sageli käituvad sellised lained nagu tsunami, mis liigub kaugele sisemaale, pühkides kõik oma teelt. Kõrget rannaastangut või lainemurdjat kohates võib taoline laine transformeeruda ägedaks murdlusvooluks, mis võib lõhkuda pealtnäha ohutus kõrguses paiknevaid rajatisi või üllatada inimesi (Didenkulova jt 2006a). Põhimõtteliselt on see nähtus ekspertidele hästi tuntud ning näiteks Austraalias soovitatakse merele mitte kunagi selga pöörata, kuid sellest hoolimata põhjustavad taolised lained ikka ja jälle inimohvreid, isegi märksa rohkem kui hiidlained avamerel (Nikolkina, Didenkulova 2011).

Omapäraseks siduvaks lüliks meteoroloogiliste tsunamide, hiidlainete ja inimõju vahel on kiirlaevalained (foto 3). Merel toimivate tohutute jõudude taustal võib tavamõistuse jaoks näida uskumatuks, et kiirlaevalained on mitte ainult väga sarnased meteoroloogilistele tsunamidele, vaid võivad olla ka tõsiselt ohtlikud nii avamerel kui ka rannavetes. Liikuv laev ja õhurõhu häiritus mõjuvad vee pinnale täpselt ühtmoodi, mistõttu nõnda tekkivad lained on põhimõtteliselt ident-

sed. Kui laev (või õhurõhu häiritus) liigub suhteliselt kiiresti võrdlemisi madalas vees (laeva kiirus on enam-vähem võrdne pinnalainete leviku maksimaalse kiirusega antud sügavusega mere jaoks), tekib resonantsitaoline nähtus. Selle tulemusena võib laeva poolt veemassidele edasi antud energia kontsentreeruda ühte-kahte väga kõrgeisse lainesse. Tallinna lähel on kõrged laevalained päris tavalised; neid tekitavad Tallinna ja Helsingi vahel kurseerivad kiirekäigulised reisilaevad (Parnell jt 2008; Torsvik jt 2009). Varasematel aastatel, kui käigus olid veel võimsad katamaraanid “AutoExpress” ja “Nordic/Baltic Jet” ning kiirekäiguline “SuperSeaCat”, ulatus kõrgeimate laevalainete kõrgus sageli üle kahe meetri ja nende periood üle 10 sekundi (Soomere 2007). Nende laevade asendamine suurte võimsate mootoritega reisilaevadega, nagu “Viking XPRS” või “Tallinn Star” ja “SuperStar”, viis lainekõrguste ja perioodide teatavale kahanemisele, kuid ka uute laevade tekitatud lained on dünaamiliselt ekvivalentsed maalihete poolt tekitatud tsunamidega (Didenkulova jt 2011). Sellised lained võivad põhjustada ranna ootamatult kiiret erosiooni (Soomere jt 2011). Nendega tõenäoliselt kaasnevad väga suured vee kiirused rannavööndis on ohtlikud nii mere ökosüsteemile kui ka inimestele.



Foto 3, a ja b.
Kiirlaevalained Tallinna lähel.

LAINETE VÕIMENDUMINE RANNAL

Muude võrdsete tingimuste korral peetakse laineid avamerel vähem ohtlikeks võrreldes ranna lähistel (eriti murdlainete vööndis) valitseva situatsiooniga. Tõepoolest, avamerel on lained mõnevõrra laugemad. Rannale lähenemisel (vee sügavuse vähenemisel ja/või avamerelt saabuvate ja rannalt peegelduvate lainete liitumisel) laine kõrgus üldiselt suureneb. Kuna periood jääb samaks, muutuvad lained järsemaks ning selle võrra ohtlikemaks. Seetõttu soovitatakse tugevates tormides laevadel hoiduda rannast võimalikult kaugele. Sama soovitus on eluliselt oluline tsunamite puhul. Avaookeanil on tsunami lained väga laused, nende kõrgus on enamasti alla 1 meetri ja pikkus sadu kilomeetreid. Seega pole neid laeva pardalt võimalik märgatagi, ohtlikkusest rääkimata.

Tsunami tohutu purustusjõu kujunemist saab teatava piirini mõista ja selgitada isegi lihtsaima, lineaarse pikkade pinnalainete teooria alusel. Laine võimendumist põhjustab eelkõige mere sügavuse h vähenemine rannikule lähenedes. On hästi teada, et sügavuse vähenemisel laine leviku kiirus aeglustub. Seega on loomulik, et laine energia kontsentreerub järjest väiksemale merealale, millest omakorda järeldub, et laine kõrgus suureneb. Lainega toimuvaid muutusi saab arvutada, lähtu-

des eeldusest, et sügavuse lauge muutumise puhul ei muutu laine poolt edasi kantava energia voog (vt nt Soomere 2005). Ideaaljuhul kirjeldab lainekõrguse muutumist Greeni valem, mille kohaselt lainekõrgus muutub võrdeliselt neljanda astme juurega sügavuse suhtelisest muutusest. Kui laine levib kitsenevas väinas, järeldub samast printsiibist, et lainekõrgus kasvab võrdeliselt ruutjuurega väina laiuse suhtelisest muutusest. Teatavas mõttes on kirjeldatud efekt analoogiline Bernoulli efektiga, mille kohaselt muutuva läbilõikega torus on voolamine kiireim just toru kitsaimas osas.

Tegelikkuses on lainekõrguse võimendumine tavaliselt märksa väiksem Greeni valemi poolt prognoositavast väärtusest. Merepõhjal levides kaotab laine alati järk-järgult oma energiat. Suhteliselt suured kaod esinevad järskude sügavuse muutuste puhul ning kohtades, kus basseini laius hüppeliselt muutub. Sellistes kohtades (nt veealuste mägede lähistel, aga ka veealuste kanjonite servadelt) toimub intensiivne energia peegeldumine, mille tulemusena randa jõuab vaid osa laine energiast. Kirjeldatud efekte kasutatakse praktikas lainetuse summutamiseks veealuste lainemurdjate abil. Mõnikord aga hoolitseb loodus ise ranna eest, luues randa kaitsvaid looduslikke takistusi nagu veealused kõrgendikud või rändrah-



Foto 4.
Lainete murdumine Aegnal, kus randa kaitsuvad suured kivid.

nude kuhjad. Paljusid Eesti randu kaitsevad just selliseid jääliustiku poolt siia toodud või lainete poolt moreenist välja uhitud suurte kivide vööndid murdlainete vööndis (foto 4).

Tegelikuses on seega vähetõenäoline, et kogu laineenergia jõuaks randa. Teatav osa sellest läheb igal juhul kaotsi tänu põhjahõrdele. Suhteliselt siledate põhjade korral võib selle mõju olla üsna väike. Sellistel juhtudel väheneb randa jõudev laineenergia peamiselt lainete murdumise ja laineenergia peegeldumise tõttu põhja ebatasasustelt. Väga pikkade lainete puhul ei pruugi aga lained üldse murduda. Nii on see näiteks tõusulaine puhul, mil vesi enamasti lihtsalt liigub sisemaale. Selles kontekstis pakuvad erilist huvi situatsioonid, kus laineenergia rannalt üldse ei peegeldu. Praktikas tähendab see olukorda, kus laineenergia kahanemine on anomaalselt väike. Selliseid randu nimetatakse mittepeegeldavateks (Didenkulova jt 2009; Didenkulova, Pelinovsky 2010).

Mittepeegelduva ranna eksisteerimise võimalus tuleneb lihtsa näite analüüsist. Vaatleme monokromaatilise laine levimist kanalis, mille põhjas on kaks järjestikust astet, millelt mõlemalt laineenergia osaliselt peegeldub. Valime astmete kõrgused nõnda, et mõlemalt astmelt peegeldunud laine kõrgus on võrdne. Erinevatelt astmetelt peegeldunud lainete kõrgus ei sõltu astmete vahemaast (Dean, Dalrymple 1991). Seetõttu saame valida astmete vahemaa selliselt, et teiselt astmelt peegeldunud laine jõuaks esimese astmeni sellelt

peegeldunud lainega täpselt vastandfaasis. Sellised lained kohtumisel neutraliseerivad teineteise. Järelikult ei toimu sellise kaheastmelise põhja geometria puhul üldse laineenergia peegeldumist.

Saab näidata, et eksisteerib kaks laugelt muutuva põhjaga mittepeegeldavate rannaprofiilide (e ranna ristlõigete) klassi. Selliste omadustega on profiilid, kus sügavus h suureneb rannast eemaldumisel vastavalt astmefunktsioonidele $h \sim x^{4/3}$ või $h \sim x^4$, kus x on kaugus rannast (Didenkulova jt 2009; Didenkulova, Pelinovsky 2010). Esmapilgul tundub, et taolised profiilid on looduses, kui neid üldse esineb, erandlikud, sest lained kujundavad randade madalaveelises osas üldiselt klassikalise nõgusa rannaprofiili, mis järgib sageli $2/3$ astmefunktsiooni. Teatava üllatusena selgus, et selliseid kumera profiiliga randu, kus sügavus suureneb võrdeliselt kaugusega astmel $4/3$, esineb päris sageli. Neid on ka Eestis, näiteks Pirita ranna sügavam osa, alates ligikaudu kahemeetrise sügavusest (joonis 1).

On tõenäoline, et seda tüüpi profiil on üldiselt iseloomulik neile setterandadele, mis paiknevad maakerke piirkonnas. Kui selliste randade madalaveelises osas kujundavad lained kiiresti klassikalise nõgusa rannaprofiili, siis sellest mere pool on loogiline kumera rannaprofiili eksisteerimine. Sellistes randades jõuab üsna suur osa avamerelt tulevast lainetusest murdlainete vööndisse, mis on seetõttu mõnevõrra laiem kui peegeldavate rannaprofiilidega randade puhul (foto 5).

Joonis 1.
Pirita ranna mõõdetud profiil (punktirjoon) ja selle aproksimatsioon astme-funktsiooniga $x^{4/3}$ (pidev joon).

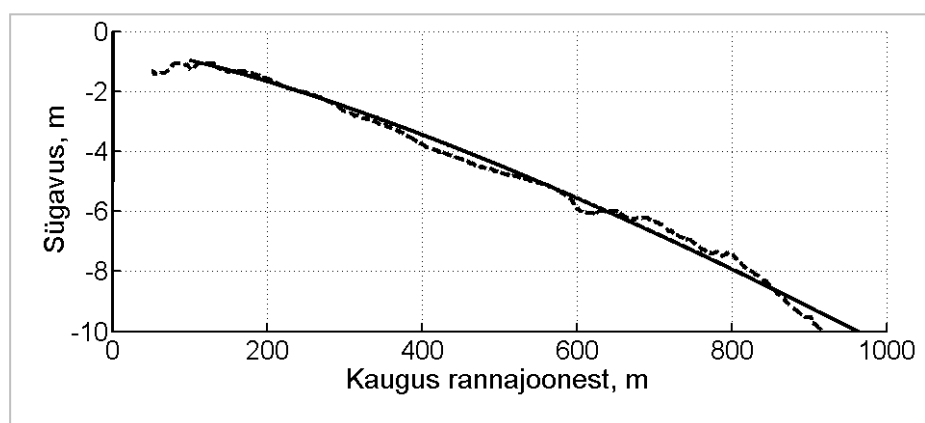




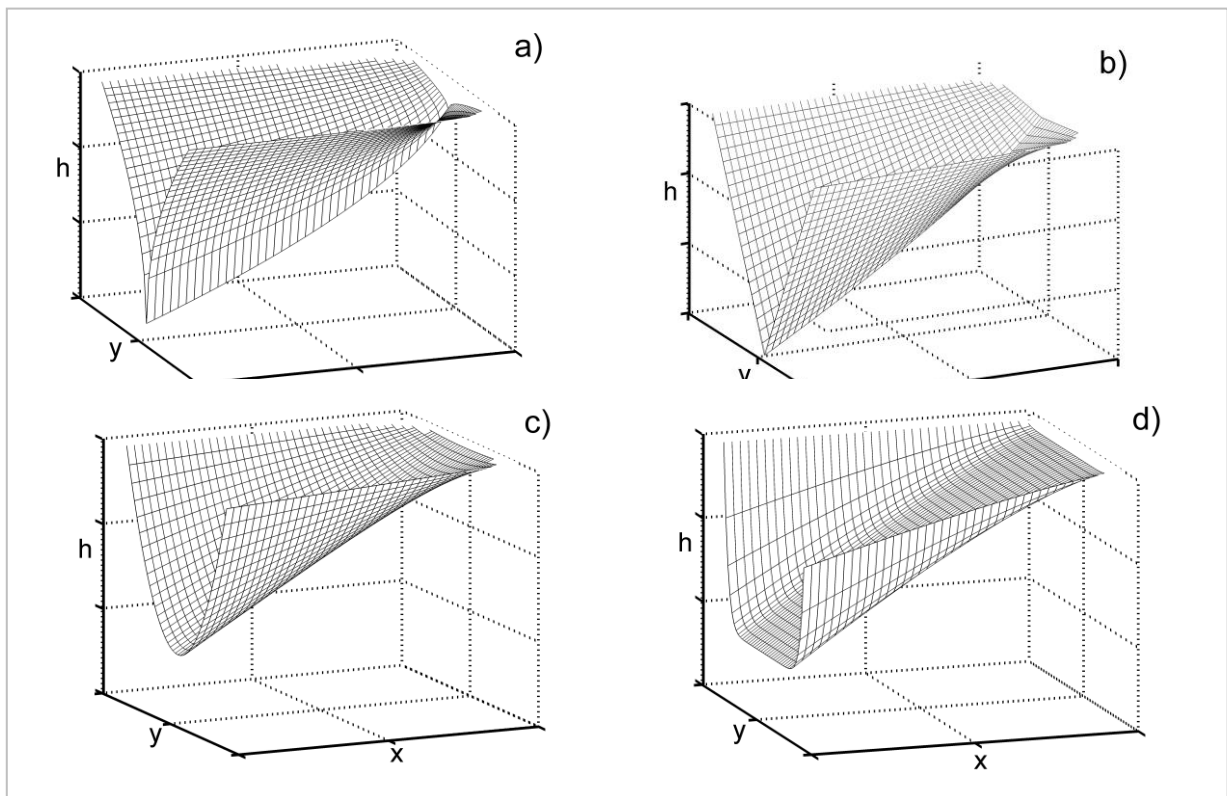
Foto 5.
Lai murdlainete
vöönd Pirita rannas
(foto V. Bysov).

Kirjeldatud profiilid, sh nende rakendus Pirita ranna puhuks, on põhimõtteliselt ühemõõtmelised ning eeldavad, et rand on rannajoone sihis täiesti homogeenne ning et lained saavad randa otse mere poolt. Tegelikult on loomulik, et ranna ristlõige muutub ranna erinevates osades ning et rannaprofiil (siin mõistetud juba kui rannavööndi batümeetria) on kahemõõtmeline. On selgunud, et eksisteerivad ka mittepeegeldavad kahemõõtmelised profiilid. Enamgi veel, neid on märksa rohkem kui eespool vaadeldud ühemõõtmelisi analoogiliste omadustega profiile (Choi jt 2008; Didenkulova, Pelinovsky 2009, 2011). Praktiliste rakenduste seisukohalt pakuvad suurimat huvi sellised profiilid, mis peegeldavad lainelevikut ja lainete võimalikku võimendumist mitmesuguse geomeetria ja batümeetria lahtedes, väinades, kanalites ja fjordides. Selgus, et mis tahes lahe või kanali ristlõike muutumise mustri jaoks saab alati konstrueerida pikiprofiili, mis vastab ebaharilikule lainekasvule sellises lahes (Didenkulova, Pelinovsky 2011). Mõnede tüüpiliste lahe, kanali või fjordi geomeetria vastavad mittepeegeldava põhja kujud on toodud joonisel 2.

MITTELINEAARSUS

On hästi teada, et rannale lähenevate lainete profiil muutub aegamööda ebasümmeetriliseks (Didenkulova jt 2006c; Zahibo jt 2008). Selline käitumine on osalt tingitud sellest, et laine leviku kiirus väheneb vee sügavuse vähenemisel. Päril madalas vees, kus lainekõrgus on võrreldav vee sügavusega, on veekihi paksus laine harja all märgatavalt suurem vee sügavusest laine talle all. Seetõttu liiguvad erinevad lained erinevate kiirustega: laineharja ümbritseva piirkonna liikumise kiirus on suurem lainetalla ümbruse liikumise kiirusest. Isegi kui kiiruste erinevused pole väga suured, on laineharjadel tendents nihkuda neile eelneva lainevaio poole. Selle tulemusena suureneb algul järk-järgult laineharja esinõlvakalle. Kõnesolev protsess on klassikaline mittelineaarsuse ilming. Selle tulemusel formeerub lööklaine (boor) on dokumenteeritud mitmete tsunamite puhul ning sellisena jõudis paljudes kohtades randa ka 26.12.2004 India ookeani tsunami.

Kirjeldatud lihtne mudel selgitab näitlikult ka lainete murdumise protsessi. Laine murdub siis, kui



Joonis 2.

Mittepeegeldava batümeetria näiteid (Didenkulova, Pelinovsky 2011).

laineharja esinõlvla kalle on suurenenud 90 kraadini, teisisõnu siis, kui laine hari on jõudnud tallale järele. Selles situatsioonis ei saa enam tegelikult rääkida lainelevist, tegemist on märksa keerukama ja väga intensiivse voolamiste kompleksiga. Suures rulluvas või sukelduvas murdlaines esinevad uskumatult suured lokaalsed kiirendused ning selle teele sattuda on väga ohtlik. Kuna vee kiiruse vertikaalkomponent on üldiselt võrdeline veepinna kaldega, kaasnevad murduva lainega väga suured vertikaalkiirused. Rulluva murdlaine harjast moodustunud joad paiskuvad tohutu jõuga laine ees paiknevasse vette. Sageli ulatub nende mõju merepõhjani ning koos järgneva ülespoole suunatud vee liikumisega haarab murdlusvool

põhjust kaasa suure hulga setteid. Tulemusena muutub sageli vee värvus ning murdlained võivad kiiresti ümber paigutada suuri settekoguseid.

Inimese jaoks ei pruugi nõnda tekkinud voolamise kiirus olla iseendast ohtlik. Märksa suurem ohufaktor on seotud voolukiiruse järskude muutustega murduvates lainetes ning neist tekkinud boorides, millele on praktiliselt võimatu reageerida. Lauges laines on kiirendused väikesed, vee kiirus muutub aeglaselt ning ujujal on muutustega kerge kohaneda ja end veepinnal hoida. Vee kiiruste hüppelisteks muutumisteks murduvas laines ja booris on pea võimatu valmis olla – järsud voolu kiiruse muutused löövad meid sõna otseses mõttes jalust.

PROTSESSID UHTEALAS

Uhteala all mõistame piirkonda, milles veepiir lainete mõjul liigub edasi-tagasi. Lainete ja ranna vastasmõju dünaamika üks keskseid ülesandeid on leida, kuidas muutub veepiiri asend laine saabumisel. Selle ülesande lahendamine annaks vastuse paljudele olulistele küsimustele: kui kaugele võib laine tungida sisemaale, kui kiiresti see protsess toimub, milline on vee kiirus uhtealas, kui suur osa kuivast maast võiks lühiajaliselt vee alla jääda, kui kaugele taganeb veepiir laine talla kohalejõudmisel jne.

Esimeses lähenduses on võimalik uhtealas toimivate protsesside intensiivsust hinnata, lähtudes energeetilistest kaalutlustest. Lihtsaim võimalus selleks on eeldada, et uhtealas toimub lihtsalt laine poolt randa toodava kineetilise energia transformeerumine potentsiaalseks. Sellises lähenduses on selge, et mida kõrgem on laine ning mida kiirem selle poolt tekitatud voolamine, seda kaugemale sisemaale see tungib. Selline hinnang on muidugi tugevasti idealiseeritud, kuid siiski sisaldab endas üht-teist õpetlikku, näiteks uhtekõrguse olulist sõltuvust veosakeste kiirusest. Tegelikult võib, nii nagu lainete rannale lähenemise puhul üldiselt, osa uhtealasse jõudnud lainete energiast tagasi peegelduda, aga ka sumbuda ning transformeeruda setete liikumiseks jne. Seepärast on reaalse prognooside jaoks üldiselt tarvis kasutada märksa keerukamaid matemaatilisi mudeleid, mis võimaldaksid detailselt arvutada ka keeruka geometriaga uhtealas toimivate protsesside üksikasju.

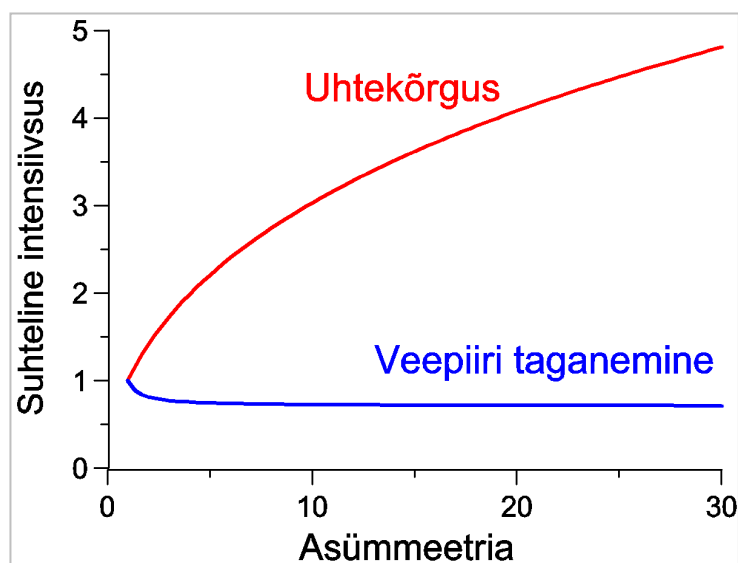
Viimaste aastate uuringud on näidanud, et selles üsna keerukas valdkonnas on endiselt võimalik jõuda oluliste tulemusteni klassikaliste analüütiliste meetoditega. Üks keskseid järeldusi on, et uhtekõrgus ja mitmed uhtealas toimivate protsesside omadused sõltuvad olulisel määral laine kujust. Põhimõtteliselt ei ole see ootamatu, sest laine kineetiline energia (mis on laine poolt liikuma pandud veosakeste kineetiline energia) sõltub otseselt laine kujust. Edasi, kuna laine energia

uhtealasse jõudnud realistlikus laines on jaotunud ebahürtlase, on loogiline eeldada, et maksimaalne uhtekõrgus (ning seega ka kaugus, kuhu laine sisemaale tungib) sõltuvad laine kujust. Kirjanduses on teoreetiliselt analüüsitud mitmete erinevate lainetüüpide käitumist uhtealas ning näidatud, et sama kõrgusega, kuid erineva profiiliga lainete uhtekõrgus võib olla erinev.

Kahjuks ei tea me näiteks tsunami puhul kunagi, milline on selle kuju enne ranna ründamist. Pärast juhul suudetakse määratleda vaid laine esmased parameetrid, nagu kõrgus, ruumiline ulatus ja ligikaudne pikkus. Evakuatsiooni vajalikkuse ja selle rakendusala otsustamisel on sellest vähe, palju olulisem on teada, kui kaugele sisemaale võib vesi jõuda, teisisõnu, on vaja kiiresti ja võimalikult täpselt välja arvutada uhtekõrgus ja uhteala laius.

Selle ülesande detailne analüüs näitas, et eksisteerib põhimõtteline erinevus sümmeetriliste ja asümmeetriliste lainete käitumise vahel uhtealas. Sümmeetriliste lainete puhul sõltub uhtekõrgus vaid vähesel määral laine kujust ning on võimalik leida uhtekõrguse mõistlik ja adekvaatne parametrisering, lähtudes randa ründavate lainete primaarsetest omadustest (Didenkulova jt 2007ab, 2008; Didenkulova, Pelinovsky 2008).

Olukord on põhimõtteliselt teistsugune asümmeetriliste lainete puhul. Asümmeetrilise kujuga lained tungivad rannale märksa kaugemale ning vesi katab palju suurema ala võrreldes sama kõrgusega sümmeetriliste lainetega (joonis 3). Samuti on sisemaale pürgiv vool märksa kiirem ning selle tõttu oluliselt ohtlikum ning suurema mõjuga. Huvitava iseärasusena soodustab laine asümmeetriline kuju oluliselt uhtekõrguse suurenemist ja uhteala laienemist, kuid ei avalda praktiliselt mingit mõju laine tallaga seonduvale paguveealale (sh veepiiri ajutisele nihkumisele avamere poole ning sel moel ajutiselt kuivaks jääva ala laiusele) (Didenkulova jt 2006b, 2007ab; Didenkulova, 2009ab).



Joonis 3.

Asümmeetrilise laine uhtekõrgus (punane joon) ja veepiiri taganemine (sinine joon) võrreldes sama kõrge sümmeetrilise lainega.

Seni vaadeldud lahendused peegeldasid üksikute lainete käitumist uhtelas peamiselt tsunami näitel. Märksa keerukam on olukord realistlike tuule- ja ummiklainete puhul, mil põhimõtteliselt ei ole võimalik eristada ühte konkreetset lainet või lainete gruppi ja uurida nende käitumist uhtelas teistest lainetest sõltumatult. Sellistel juhtudel on loogiline vaadelda randa jõudvate lainete süsteemi juhuslike lainete kogumina ning kasutada vastavaid statistilisi meetodeid (Didenkulova jt 2010). Selgus, et juhuslike lainete jõudmisel uhtelasse sõltub toimuv oluliselt sellest, milline osakaal on mittelineaarsusel lainete käitumises. Mittelineaarsete efektide tugevnemisel tõuseb keskmine veetase uhtelas; samuti kasvab eriti suurte lainete randa jõudmise võimalus ning vastavalt ka maksimaalne uhtekõrgus. Teisisõnu, tugevalt mittelineaarsete lainesüsteemide puhul kasvab märgatavalt vee kaugemale sisemaale tungimise ning rannaalade ulatusliku üleujutuse tõenäosus (Didenkulova jt 2010).

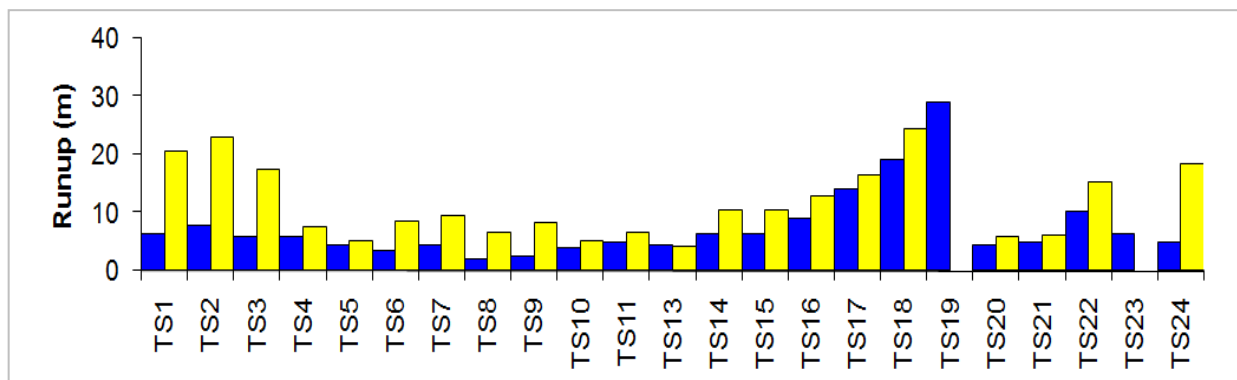
Saadud lahenduste ühe rakendusena vaatlesime suhteliselt keerukat tsunami tekkimise ja transformeerumise protsessi pärast Karõmskoje järves (Kamtšatka) toimunud veealust vulkaanipurset

(Torsvik jt 2010). Kuigi eelpool kirjeldatud meetodika on välja arendatud suhteliselt lihtsate ühemõõtmeliste situatsioonide kontekstis, andis nende rakendamine realistliku hinnangu randa jõudvate lainete kõrgusele ja nende uhtekõrgusele ka võrdlemisi keerukas tugevalt mittelineaarses situatsioonis (joonis 4).

PERSPEKTIIVID

Kirjeldatud ülesanded, meetodid ja saadud tulemused on üldist laadi ning rakendatavad väga erinevates tingimustes. Loogiline edasiarendus on nende kasutamine edasistes teoreetilistes ja numbrilistes uuringutes realistlike kolmemõõtmeliste mudelite komponentidena (Choi jt 2008).

Paljude adekvaatsete lootustandvate *post factum* rekonstruktsioonide kontekstis on märksa suuremaks väljakutseks leitud lahenduste ja inseneritehniliste prognoosmudelite rakendamine merelt lähtuvate ohtude õigeaegseks prognoosimiseks ja leevendamiseks, seda nii operatiivsete hoiatussüsteemide kui ka plaanipärase ranna-alade haldamise vajadusteks. Uhtekõrguse oluline sõltuvus laine kujust võimaldab märksa täpsemalt kvantifitseerida hiidlainete rünnakute võimalikud tagajärjed



Joonis 4.

Mudeli prognoositud uhtekõrguse (kollased tulbad) ja mõõdetud veepiiri asendi (sinised tulbad) võrdlus Karõmskoje järves.

erinevate rannapiirkondade jaoks, täpsustada üleujutuste poolt ohustatud alade paiknemist ning optimeerida evakuaatsiooniplaane. Tõenäoliselt jäävad kõrgeima riskiga piirkonnad enamuses samaks; täpsustub vaid riski suurus. Siiski võib see tähendada olulisi muutusi hoonete ja kaitseehitiste rajamise normides ja/või kaitseehitiste ning evakuaatsioonialade ja -teede projekteerimises.

Kaugemas perspektiivis on saadud tulemused kasutatavad tänapäeval üha populaarsemaks muutuvate alternatiivsete energiaallikate kasutuselevõtmisel – merelainete energeetilise potentsiaali rakendamisel. Mitmed lahendused selles vallas põhinevad uhtealas toimuvate protsesside kasutamisel, mistõttu seal toimuvate nähtuste täpsem kvantifitseerimine on taoliste lahenduste oluline komponent.

Uhtealas toimuvad protsessid ja nende iseloomu võimalik muutumine muutuva (laine)kliima tingimustes võivad osutada teatavates tingimustes võtmeküsimuseks rannikute arengu kontekstis. Üldiselt eeldatakse, et rannikuprotsesside intensiivsus on võrdeline konkreetseesse rannalõiku jõudva lainenergia vooga. Osa teostatud uuringute tulemustest viitab võimalusele, et uhtealasse jõudvate lainete kaju muutumine (nt mittelineaarsete efektide tugevnemise või lainete jooksumaa pikkuse muutumise tõttu) võib avaldada rannaprotsessi-

dele märksa suuremat mõju võrreldes energia voo muutusega. Nii näiteks ilmnes, et väike liivakruusarand Aegna saarel kaotas kiirlaevalainete mõjul ühe päevaga ligi 2 m^3 setteid iga rannajoone meetri kohta (foto 6) (Soomere jt 2009). Sellise kiire muutumise sõnum on kahetine. Ühest küljest näitab see laevaliikluse järjest suurenev potentsiaali tundlike randade ja ökosüsteemi kahjustamiseks ning vajadust järgida üldtunnustatud praktikat seada laevadele kiirusepiirangud nõnda, et nende lained ei lõhuks rannikualasid. Tõenäoliselt on vaja piiranguid vaid suhteliselt lühikestel laevatee lõikudel (Torsvik jt 2009). Teisest küljest toob see esile suure lünga meie teadmistest ning vajaduse märksa paremini mõista veepiiri lähistel ja eriti uhtealas lainete poolt käivitavate protsesside detaile, sealhulgas lainetuse mõju rannikumere ja ranniku ökosüsteemidele.

TÄNUAVALDUS

Avaldan tänu Olga Tribštokile ja Tarmo Soomerele artikli tõlkimise eest.

VIITED

Bondevik, S., Lovholt, F., Harbitz, C. B., Mangerud, J., Dawson, A., Svendsen, J. I. 2005. The Storegga slide tsunami – comparing field observations with numerical simulations. *Mar. Petrol. Geol.*, 22, 1-2, 195–208.



Foto 6, a ja b.

Tuulelainete poolt toidetud rand Aegna muuli juures (vasakul), kust kiirlaevalained setteid kiiresti ära kandsid (paremal).

Choi, B. H., Pelinovsky, E., Kim, D. C., Didenkulova, I. 2008. Two- and three-dimensional computation of solitary wave runup on non-plane beach. *Nonlinear Process. Geoph.*, 15, 3, 489–502.

Dean, R. G., Dalrymple, R. A. 1991. *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. World Scientific Press.

Didenkulova, I. 2009a. Nonlinear long-wave deformation and runup in a basin of varying depth. *Nonlinear Proc. Geoph.*, 16, 1, 23–32.

Didenkulova, I. 2009b. New trends in the analytical theory of long sea wave runup. Quak, E., Soomere, T. (eds). *Applied Wave Mathematics*. Springer, 265–296.

Didenkulova, I., Kurkin, A., Pelinovsky, E. 2007a. Run-up of solitary waves on slopes with different profiles. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, 43, 3, 384–390.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E. 2006. Phenomena similar to tsunami in Russian internal basins. *Russian Journal of Earth Sciences*, 8, 6, ES6002, doi:10.2205/2006ES000211, (vene keeles).

Didenkulova, I., Pelinovsky, E. 2008. Run-up of long waves on a beach: the influence of the incident wave form. *Oceanology*, 48, 1, 1–6.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E. 2009. Non-dispersive traveling waves in strongly inhomogeneous water channels. *Phys. Lett. A*, 373, 42, 3883–3887.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E. 2010. Traveling water waves along a quartic bottom profile. *Proc. Estonian Acad. Sci.*, 59, 2, 166–171.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E. 2011. Runup of tsunami waves in U-shaped bays. *Pure and Appl. Geophys.*, 168, 6-7, 1230–1249.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Sergeeva, A. 2010. Statistical characteristics of long waves nearshore. *Coast. Eng.*, 58, 1, 94–102.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Soomere, T. 2008. Run-up characteristics of tsunami waves of “unknown” shapes. *Pure Appl. Geophys.*, 165, 11/12, 2249–2264.

Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Soomere, T. 2009. Long surface wave dynamics along a convex bottom. *J. Geophys. Res. Oceans*, 114, C07006.

- Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Soomere, T. 2011. Can the waves generated by fast ferries be a physical model of tsunami? *Pure Appl. Geophys.*, doi: 10.1007/s00024-011-0289-z.
- Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Soomere, T., Zahibo, N. 2007b. Runup of nonlinear asymmetric waves on a plane beach. Kundu, A. (ed). *Tsunami & Nonlinear Waves*. Springer, 175–190.
- Didenkulova, I., Sergeeva, A., Pelinovsky, E., Gurbatov, S. 2010. Statistical estimates of characteristics of long-wave run-up on a beach. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, 46, 4, 530–532.
- Didenkulova, I., Slunyaev, A., Pelinovsky, E., Kharif, Ch. 2006a. Freak waves in 2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 1007–1015.
- Didenkulova, I., Zahibo, N., Kurkin, A., Levin, B., Pelinovsky, E., Soomere, T. 2006b. Runup of nonlinear deformed waves on a beach. *Dokl. Earth Sci.*, 411, 8, 1241–1243.
- Didenkulova, I., Zahibo, N., Kurkin, A., Pelinovsky, E. 2006c. Steepness and spectrum of a nonlinearly deformed wave on shallow waters. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, 42, 6, 773–776.
- Dysthe, K., Krogstad, H. E., Muller, P. 2008. Oceanic rogue waves. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 40, 287–310.
- Engelbrecht, J., Soomere, T. 2006. Kui meri märatseb: Mõrvarlained. *Horisont*, 1, 28–33.
- Hills, J. G., Gods, M. P. 1998. Tsunami from asteroid and comet impacts: the vulnerability of Europe. *Sci. Tsunami Hazards*, 1998, 16, 3–10.
- Kharif, Ch., Pelinovsky, E. 2005. Asteroid impact tsunamis. *CR Phys.*, 6, 3, 361–366.
- Kharif, Ch., Pelinovsky, E., Slunyaev, A. 2009. *Rogue Waves in the Ocean*. Springer.
- Kim, K. O., Lee, H. S., Yamashita, T., Choi, B. H. 2008. Wave and storm surge simulations for Hurricane Katrina using coupled process based models. *KSCE J. Civ. Eng.*, 12, 1, 1–8.
- Lay, Th., Kanamori, H., Ammon, Ch. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R. C., Beck, S. L., Bilek, S. L., Brudzinski, M. R., Butler, Rh., DeShon, H. R., Ekström, G., Satake, K., Sipkin, S. 2005. The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004. *Science*, 308, 1127–1133.
- Masson, D. G., Harbitz, C. B., Wynn, R. B., Pedersen, G., Lovholt, F. 2006. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 364, 2009–2039.
- Nikolkina, I, Didenkulova, I. 2011. Rogue waves in 2006–2010. doi: 10.1007/s11069-011-9945-y.
- Nikonov, A. A. 1997. Tsunamis occurrence on the coasts of the Black Sea and the Sea of Azov. *Izv. Phys. Solid Earth*, 33, 77–87.
- Parnell, K. E., Delpeche, N., Didenkulova, I., Dolphin, T., Erm, A., Kask, A., Kelpsaite, L., Kurennoy, D., Quak, E., Räämet, A., Soomere, T., Terentjeva, A., Torsvik, T., Zaitseva-Pärnaste, I. 2008. Far-field vessel wakes in Tallinn Bay. *Estonian J. Engineering*, 14, 4, 273–302.
- Pelinovsky, E., Choi, B., Stromkov, A., Didenkulova, I., Kim, H. 2005. Analysis of tidegauge records of the 1883 Krakatau tsunami. Satake, K. (ed). *Tsunamis: case studies and recent developments*. Springer, 57–78.
- Rabinovich, A. B., Monserrat, S. 1998. Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Nat. Hazards*, 18, 27–55.
- Torsvik, T., Didenkulova, I., Soomere, T., Parnell, K. E. 2009. Variability in spatial patterns of long nonlinear waves from fast ferries in Tallinn Bay. *Nonlinear Proc. Geoph.*, 16, 2, 351–363.
- Torsvik, T., Paris, R., Didenkulova, I., Pelinovsky, E., Belousov, A., Belousova, M. 2010. Numerical simulation of a tsunami event during the 1996 volcanic eruption in Karymskoye lake,

- Kamchatka, Russia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 11, 2359–2369.
- Sælevik, G., Jensen, A., Pedersen, G. 2009. Experimental investigation of impact generated tsunami; related to a potential rock slide, Western Norway. *Coastal Engineering*, 56, 9, 897–906.
- Soomere, T. 2005. Märatsev meri: Kagu-Aasia tsunami. *Horisont*, 2, 10–17.
- Soomere, T. 2007. Lainetav Läänemeri Eesti teadlaste pilgu läbi. Teadusmõte Eestis (IV), Tehnikateadused (II). Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 133–142.
- Soomere, T. 2010. Rogue waves in shallow water. *EPJ Special Topics*, 185, 81–96.
- Soomere, T., Behrens, A., Tuomi, L., Nielsen, J. W. 2008. Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during wind-storm Gudrun. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 1, 37–46.
- Soomere, T., Parnell, K. E., Didenkulova, I. 2009. Implications of fast ferry wakes for semi-sheltered beaches: a case study at Aegna Island, Baltic Sea. *J. Coastal Res.*, Special Issue, 56, 128–132.
- Soomere, T., Parnell, K. E., Didenkulova, I. 2011. Water transport in wake waves from high-speed vessels. *J. Marine Syst.*, 88, 1, 74–81.
- Ward, S., Asphaug, E. 2000. Asteroid impact tsunami: a probabilistic hazard assessment. *Icarus*, 145, 64–78.
- Yalciner, A., Pelinovsky, E., Talipova, T., Kurkin, A., Kozelkov, A., Zaitsev, A. 2004. Tsunamis in the Black Sea: Comparison of the historical, instrumental, and numerical data. *J. Geophys. Res. Oceans*, 109, C12023.
- Zahibo, N., Didenkulova, I., Kurkin, A., Pelinovsky, E. 2008. Steepness and spectrum of non-linear deformed shallow water wave. *Ocean Eng.*, 35, 1, 47–52.

PÄIKESEVALGUS VEES KUI OLULINE MÕJUFAKTOR VEEKOGUDE ÖKOSÜSTEEMI KUJUNEMISEL

Helgi Arst

Tartu Ülikooli Eesti mereinstituut

PROBLEEMI ÜLDISELOOMUSTUS*

Teatavasti on Päike kogu meie koduplaneedi Maa jaoks elu kindlustav ja suunav taevakeha. Päikesekiirgus annab meile valgust ja soojust, 'toidab' taimestikku ning mõjutab veekogude omadusi, olles suure tähtsusega inimeste ja loomade elukeskkonna kujunemisel. Maa loodus on kaunis ja mitmekesine: kirju pildina vahelduvad mäed ja orud, kõrbed ja vihmametsad, suured maismaalad ja väikesed saared, ookeanid, jõed ja järved. Ookeanid ja mered hõlmavad Maa pindalast 71%, seega on veekogud looduskeskkonna väga oluline osa. Kolossaalset mõju Maa kliimale ja ilmastikule avaldavad ookeanid, mis on palju aastaid olnud mereteadlaste põhiliseks uurimisobjektiks, kusjuures materjali on kogutud nii bioloogia, geoloogia, füüsika, keemia kui ka ökoloogia valdkonnas. Viimastel aastakümnetel on suuri edusamme tehtud veekeskkonna uurimisel optiliste meetoditega. Optiliste seadmete paigutamine satelliitidele võimaldab saada operatiivset informatsiooni globaalsetes mõõtmetes. Siiski on jõutud tõdemuseni, et väga oluline on uurida ka sisemere, rannavete ja järvede ökoloogilist seisundit. Need on alad, kus vete omadused muutuvad kiiresti nii ruumis kui ajas, ja antropogeenne koormus on eriti suur.

Veepinnale langenud päikesekiirgus peegeldub osalt tagasi atmosfääri, osalt murdub ja tungib vette. Sügavuse suurenedes hakkab kiirgus üha enam ja enam nõrgenema. Selle põhjuseks on kaks protsessi – kiirguse neeldumine ja hajumine veekeskkonnas. Kiirgust neelavad mitte üksnes

vee enda molekulid, vaid ka mõningad lisaained, mida nimetatakse optiliselt aktiivseteks aineteks. Kiirguse hajumine vees on põhjustatud peamiselt vees sisalduvatest orgaanilistest ja mineraalsetest osakestest, vesi ise on nõrk hajutaja. Füüsikas ise loomustatakse valguskiire neeldumist nn neeldumiskoeffitsiendi a abil ja hajumist hajumiskoeffitsiendi b abil. Nende summa moodustab nõrgenemiskoeffitsiendi c , ehk $c=a+b$. Lisaks kasutatakse laialdaselt nn difuusset nõrgenemiskoeffitsienti K_d . Selle puhul vaadeldakse looduslikku valgust, kus veepinnale langeb mitte ühes suunas kulgev kiirtekimp, vaid nii otsekiirgus päikesekettalt kui ka atmosfääris hajunud päikesekiirgus, mis võib tulla veepinna kohal paikneva poolsfääri igast suunast. Kiirguse nõrgenemine vees on erinev mitte ainult ookeanis ja järvedes, vaid see võib muutuda ka järvelt järvele.

Erinevate veekogude omadused on seotud nende limnoloogilise ja/või optilise tüübiga, vees sisalduvate lisaainetega, aastaegade, veekeskkonna bioloogilise aktiivsuse tsüklilise muutumisega ja inimtegevusega. Ei optiliste ega ka muude omaduste põhjal pole võimalik asetada veekogusid lineaarsele skaalale, kus ühes otsas on suure läbipaistvusega veed ja teises otsas peaaegu läbipaistmatud veed. Vette tunginud valgus nõrgeneb sügavusega mitte niivõrd vee mõjul, vaid põhiliselt vees sisalduvate optiliselt aktiivsete ainete (OAS) valgustneelava ja -hajutava mõju tõttu. Ookeani võib harilikult vaadelda ühekomponendilise süsteemina, kus peale vee enda on valgustnõrgendavaks aineks fitoplankton. Sisemeres, jõgedes, ranna- ja järvevetes on aga oluline veel kahe

* Artiklis on vähesel määral kasutatud ka väljaandes "Eesti Teaduspreemiad 2004" sisalduvaid materjale (H. Arst. 2004. Mitmekomponendiliste looduslike vete optilised omadused ja veealune valgusväli).

optiliselt aktiivse aine mõju – lahustunud orgaanilise aine värvuskomponent, nn värvunud kollane aine, ja tripton ehk tahked mineraalsed või surunud orgaanilised osakesed. Sellistel juhtudel on tegu mitmekomponendilise optilise süsteemiga. Inimtegevuse mõjul võib lisanduda ka muid optiliselt aktiivseid komponente. Eredaks näiteks on siin naftareostus, kus veepinnal lebab naftakile ja naftaemulsioon vees võivad oluliselt mõjutada veekogu optilisi omadusi ja temperatuuri.

Mida ütleb sõnaühend ‘vee optiline kvaliteet’? Siin ei pruugi olla üks-ühest vastavust joogivee kvaliteediga või vee kõlblikkusega suplemiseks. Kui joogiveele lisada mingit mürkainet, mis pole optiliselt aktiivne, siis vee OPTILINE kvaliteet ei muutu, kuigi vesi ei kõlba enam joomiseks. Teiselt poolt, pruuniveeliste rabajärvede läbipaistvus (seega ka optiline kvaliteet) on madal, kuid ometi ei kujuta see vesi suplejatele mingit ohtu. Kui aga vee optilise kvaliteedi muutus on põhjustatud veekogu eutrofeerumise suurenemisest, heitvete merrelaskmisest või naftareostusest, siis võib see olla hoiatussignaal, mis kas fikseerib/prognoosib vetikavohangut või vee saastumist inimtegevuse mõjul.

Millistes looduslikes protsessides on oluline päikesekiirguse peegeldumine, hajumine ja neeldumine veekogudes? Nimetan kolme põhilist:

SEOS VEE TEMPERATUURIGA on üheks faktoriks kliima kujunemisel. Näiteks rannaliivale, mullale või asfaldile langev päikese-kiirgus neeldub pinnases täielikult juba mõne sentimeetri sügavusel ning edasi soojeneb pinnas soojusjuhtivuse teel. Veekogudes tungib kiirgus palju sügavamale – ookeanides mõnesaja meetrini, hägustes järvedes 1–3 meetrini. Tulemusena on rannaliiva pealiskiht palju soojem kõrval asuvast veepinnast. Rannaliiv (või mõni muu pinnas) hakkab aga kiiresti soojust tagasi andma atmosfääri, kuid vesi ‘kogub’ soojust. Vee suure soojusmahtuvuse ja turbulentsse soojuse edasikande tõttu on ookeanid ja mered kujunenud Maa soojusreservuaariks ja ‘soojushoorattaks’ (Ivanov 1978). Üldtuntud on ju merelise ja kontinentaalse kliima erinevused

meie planeedi eri regioonides. Erijuhuna mainin veel naftareostuse mõju: kui laiadel aladel lebab veepinnal paks naftakile, mis neelab tugevalt päikesevalgust, siis võib see põhjustada olulisi muutusi nii mere kiirgus- kui ka temperatuuri-režiimis.

SEOS MEREBIOLOOGIAGA. Praktiliselt kõik veealused organismid vajavad oma elutegevuseks päikesevalgust. Tuntuim protsess on fütoplanktoni rakkudes toimuv fotosüntees, mille tulemusena tekivad primaarprodukt sioon on veekogude ‘toitumisahela’ esimene lüli. Põhjataimestikul (mida loetakse veekogude ökoloogilise seisundi indikaatoriks) pole võimalik areneda, kui ta ei saa vajalikku valgushulka. See, millises sügavuses on säilinud veel 1% veepinnale langevast kiirgusest, on vee ökoloogilise seisundi üks näitajatest. Nagu juba öeldud, näitab vee optilise kvaliteedi halvenemine tihti ka veekogu ökoloogilise seisundi halvenemist (sh vetikavohangud).

SEOS TUULE JA HOOVUSTEGA väljendub peamiselt veesolevate optiliselt aktiivsete ainete edasikandumisena ühelt alalt teisele, samuti vee-masside segunemisena. Laevaliikluse mõjul ning sadamaehituste kaevetöödel ja kaadamisel ülespaiskunud põhjasetted võivad tuulte ja hoovuste mõjul kanduda kaevekohast kaugemale. Nende kontsentratsioon võib mõnda aega olla vertikaalselt ebahütlane, kuid siis vee segunemisel ühtlustuda. Loomulikult halvendab selline hõljuv-ainete lisandumine vee läbipaistvust. Erilise tähelepanu all peaks olema rannalähedases madalas vees kasvav põhjataimestik, mis vajab oma arenguks päikesevalgust.

VEEALUNE KIIRGUSREŽIIM JA OPTILISELT AKTIIVSED AINED VEES

Veealune valgusväli iseloomustab elukeskkonda veekogudes, tema kvantitatiivsed väärtused ja spektraalne koostis eri sügavustes on selle keskkonna omaduste indikaatoriteks. Nähtava valguse spektripiirkonda (400–700 nm) nimetatakse ka PAR piirkonnaks (fotosünteesiliselt aktiivne spektrivahemik). Sageli kasutatav karakteristik on vee-

aluse valguse kiiritustihedus, mille spektraalse kiirguse ühikuks on $W/(m^2 \cdot nm)$. Merebioloogias on aga vajalikud nn skalaarse kvantkiirguse kiiritustiheduse andmed, mille alusel on võimalik määrata fütoplanktoni rakule igast suunast langeva kiirguse koguhulka ja selle neelamist raku poolt (ühikuks harilikult $\mu mol/(m^2 \cdot s \cdot nm)$). Integraalset PAR piirkonna kvantkiirgust on võimalik arvutada energeetilise kiiritustiheduse spektraalse jaotuse alusel. Valguse difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi määramiseks on vajalikud kiiritustiheduse spektraalsed väärtused eri sügavustes; teiselt poolt, kui on teada spektraalne nõrgenemiskoeffitsient ja pealelangeva kiirguse spekter, siis saab arvutada veeluse kiiritustiheduse spektraalseid väärtusi. Kõik see kehtib ka PAR piirkonna jaoks, kus arvutatakse difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi integraalsed väärtused või siis veeluse kiiritustiheduse integraalsed väärtused.

Optiliselt aktiivsete ainete (OAS) ja vee optiliste karakteristikute andmebaasi kogumist järvede ja rannavete jaoks alustasime juba 1992. a, viimased andmed saadi 2010. (Arst 2003; Arst jt 1996, 1999, 2002, 2006a, 2008ab; Arst, Reinart 2009; Erm jt 2001, 2002; Herlevi jt 1999; Paavel jt 2007, 2008, 2009, 2011; Reinart jt 2001, 2004ab, 2005; Reinart, Herlevi 1999; Sipelgas jt 2003; Toming jt 2009). Põhilised uurimisobjektid olid järved ja Läänemere rannikuveed. 1994. aastal alustasime koostööd Helsingi Ülikooli teadlastega, vastav koostööleping (projekt SUVI) toimis aastatel 1995–2005, mille käigus tegime töid 14 Eesti ja 7 Soome järvel. Kasutati osalt Eesti, osalt Soome teadlaste aparatuuri. Perioodi lõpp-aastatel uurisime ka järve- ja merejää omadusi ning jääalust valgusvälja (Leppäranta jt 2003; Arst 2003; Arst jt 2006b, 2008a).

Koostöös Rootsi teadlastega tehti mõõtmisi ka Peipsi järvel (Reinart jt 2004ab). Peipsi uurimist jätkati hiljem (2003–2009) ka ühisprojektis EMÜ Võrtsjärve Limnoloogiakeskusega. Merealadest olid vaatluse all Pärnu ja Liivi laht Eesti rannavetes ja Santala laht Soomes. Peamiste projekti SUVI raames uuritud järvede loetelu on esitatud

tabelis 1. See tabel ei sisalda järvi, mille OAS ja vee läbipaistvuse mõõtmisi teostati aastatel 1992–1993 (Jõksi, Kurtna Liivjärv, Kurtna Valgjärv, Nõuni, Pangodi, Piigandi, Pühajärvi, Rõuge Suurjärvi, Tamula) (Arst jt 1999), samuti pole seal ka andmeid Reinart jt (2004) artiklite ettevalmistamisel tehtud ekspeditsioonide kohta.

Enamikel juhtudel olid järved väikesed ja küllaltki madalad, seega piisas ühest mõõtejaamast. Mõnede suuremate järvede (Peipsi, Võrtsjärvi, Päijänne, Vesijärvi, Lohjanjärvi) puhul tuvastati veekogu bio-optiliste parameetrite varieerumine järve eri piirkondades. Koostöö Võrtsjärve Limnoloogiakeskuse bioloogidega võimaldas lülitada uurimustesse ka veeluse fütoplanktoni primaarproduktiooni mõõtmisi ja vastavaid mudelarvutusi. Enamikes ülalmainitud publikatsioonides on OAS ja kiirguskarakteristikute mõõtmisandmed, nende analüüs ja vastavad mudelarvutused segunenud, nii et raske on jaotada töid uuritavate parameetrite järgi. OAS väärtuste jaoks on kogunenud iga karakteristikuga kohta ligi 2000 mõõtmistulemust, enamasti veekogu pinnakihi jaoks. Secchi ketta näite ja veeluseid kiirgusprofiile on tunduvalt vähem, sest sageli ei võimaldanud ilmastikutingimused neid mõõtmisi teha, kuid veeproove saab võtta ka suure lainetusega ja pimedas. Primaarproduktiooni (PP) mõõtmisi tegime ainult kolmes Eesti järves (Peipsi, Harku ja Võrtsjärvi). Kogunenud on 78 seeriat, kus peale PP veeluste profiilide on andmed ka vastavate OAS ja kiirguskarakteristikute kohta (Arst jt 2006a, 2008bc; Kauer jt 2009; Nõges jt 2011).

METOODIKA LÜHIKIRJELDUS

Fütoplanktoni ja hõljumi (tripton + elusad orgaanilised osakesed) kontsentratsioonid määrati veeproovide põhjal laboratooriumis. Värvunud kollase aine hulka iseloomustati tema valgustneelava toime kaudu, mõõtes filtreeritud veeproovidest spektrofotomeetri abil suunatud kiirguse nõrgenemiskoeffitsiendi spektreid. Need spektrid mõõdeti ka filtreerimata veeproovidest, mille puhul tulemused iseloomustavad kõikide optiliselt aktiivsete ainete koosmõju valguse nõrgenemisele.

Tabel 1

Projekti SUVI raames uuritud Eesti (E) ja Soome (S) järved

Järv	Pindala (km ²)	Keskmine sügavus (m)	Vaatlusperiood	N_s	N_{ms}	N_t
Peipsi (E)	2611	8,3	2003–2009	27*	36*	-
Võrtsjärv (E)	270	2,8	1994–2010	51	84	-
Harku (E)	1,64	2	1999–2010	40	64	3
Äntu Sinijärv (E)	0,024	3,5	1994–1995	5	5	1
Päijänne (S)	1038	15,9	1996–2002	11	22	-
Puujärvi (S)	7	6	1997	3	7	-
Koorküla Valgjärv (E)	0,441	8,5	1997–2007	13	45	-
Paukjärv (E)	0,086	5	1999–2001	17	54	1
Kurtna Nõmmjärv (E)	0,156	3,1	1995–1996	5	6	-
Nohipalu Valgjärv (E)	0,063	6,2	1994–2001	19	36	1
Maardu (E)	1,75	2,5	1999–2002	25	49	5
Vesijärvi (S)	112	6,6	1994–2002	12	30	-
Uljaste (S)	0,63	2,2	1995–1996	8	9	-
Mähuste (E)	0,057	3,7	2001–2002	8	31	-
Lammi Pääjärvi (S)	13,4	14,4	1994–2002	13	29	1
Linajärv (E)	0,058	3,8	1999–2000	7	26	-
Lohjanjärvi (S)	94	15	1997–2002	7	32	-
Verevi (E)	0,126	3,6	1994–2002	17	43	-
Valkeakotinen (S)	0,036	3,0	1995	2	2	1
Tuusulanjärvi (S)	6,1	3,1	1996–2002	15	21	-
Ülemiste (E)	9,6	2,5	1997–2002	48	247	6
Nohipalu Mustjärv (E)	0,219	3,9	1995–2002	14	14	-

N_s – suviste välitööde arv; N_{ms} – vastav mõõtmisseriesiate arv; N_t – talviste ekspeditsioonide arv.
Lisatud on väljaspool seda projekti uuritud Peipsi järv.

Mõõtmised sooritati *Hitachi Corp.* laboratoorse spektrofotomeetri eri versioonidega. Töodes Arst jt (1997, 2002) on koostatud poolempiiriline mudel, mis võimaldab suunatud kiirguse nõrgenemiskoeffitsiendi spektritest tuletada difuusse nõr-

genemiskoeffitsiendi spektreid. Viimased on vajalikud loodusliku kiirguse (päikese otse- ja hajuskiirgus) veealuste väärtuste arvutamiseks eri sügavustel. Spektraalsed mõõtmised tehti intervalli (350)400–700 nm jaoks, kuna nimelt selles piir-

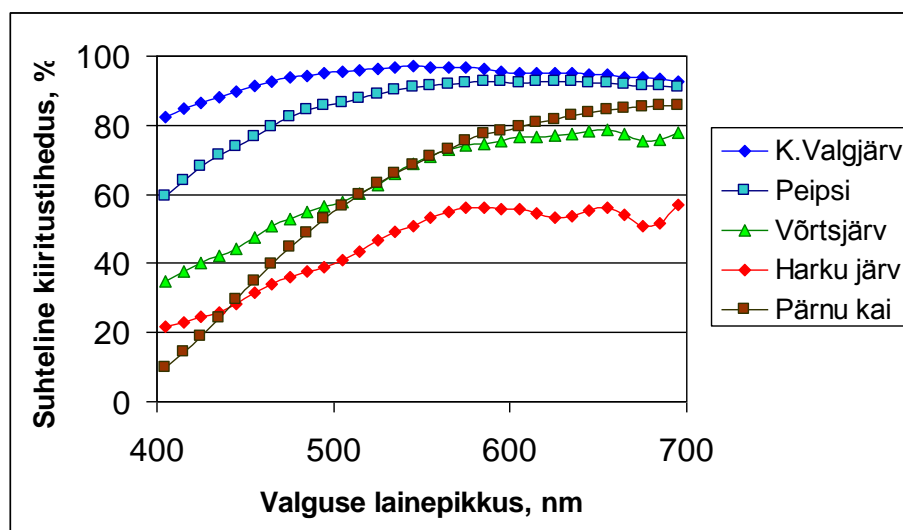
konnas olevad valguskvandid tarbitakse fotosünteesis. Kollase aine lõppkarakteristikuks valiti valguse nõrgenemiskoeffitsiendi väärtus filtreeritud vees lainepikkusel 380 nm. Filtreerimata vee jaoks arvutati ka vastav integraalne karakteristik, keskmistades PAR piirkonnas mõõdetud nõrgenemiskoeffitsientide spektrid. Üheks oluliseks andmebaasi parameetrik on traditsiooniline Secchi ketta näit ehk Secchi sügavus, mille abil iseloomustatakse vee relatiivset läbipaistvust. Mõõtmistulemuseks on siin sügavus, kus inimsilm ei eralda enam vettelastud valge ketta kontuure. Veealuse kiirguse (enamasti PAR piirkonnas) spektreid ja integraalseid väärtusi eri sügavustel mõõdeti spektrofotomeetri LI-1800 UW ja kvantkiirguse sensorite LI-192 SA ning LI-193 SA abil (mõlemad firma LI-COR toodang). Vee esmaseid optilisi parameetreid (*a* ja *c*) mõõdeti *in situ*, kasutades Helsingi Ülikoolile kuuluvat spektrofotomeetrit ac-9. Primaarproduktiooni profiilid mõõdeti Võrtsjärve limnoloogiakeskuse teadlaste poolt, lisaks koostati vastavad poolempiirilised arvutusmudelid (Arst jt 2008c).

VEEALUSE VALGUSVÄLJA MUUTLIKKUS

Vette tunginud valgus nõrgeneb sügavusega mitte niivõrd vee enda mõjul, vaid suuremalt jaolt vees sisalduvate optiliselt aktiivsete ainete (OAS) valgustneelava ja -hajutava mõju tõttu. Need mõjud ei jaotu ühtlaselt üle nähtava valguse spektri, vaid igale OAS-le on omane mingi iseloomulik neeldumis- ja hajumisspekter. Näiteks värvunud kollase aine puhul kahaneb neeldumine (enam-vähem eksponentsiaalselt) lühematelt lainepikkustelt pikemate poole, teisisõnu, valgus neeldub eriti tugevalt lillas ja sinises spektriosas. Fütoplanktonis sisalduva klorofüllü pigmentide neeldumisspektrid on aga irregulaarsed, mitme maksimumi ja miinimumiga. Veealuse kiirguse suhtelist hulka ja spektraalset muutlikkust erinevates veekogudes iseloomustab joonis 1. Arvutused on tehtud eeldusel, et kõigile veekogudele langeb samasugune kogus päikeseenergiat. Need kõverad kujutavad endast tüüpilisi näiteid, mis saadud kevad- ja suvekuudel järgmistel Eesti järvedel: Koorküla

Valgjärv, Peipsi, Võrtsjärv ja Harku järv, lisaks on veel tulemused Pärnu lahe rannavete jaoks (jaam Turbakai). Arvutatud on 10 cm sügavuse kohta. Vertikaalteljel esitatud suhteline kiiritustihedus esindab tegeliku kiiritustiheduse spektraalseid väärtusi antud sügavusel, mis on jagatud vastavate pealelangeva kiiritustiheduse väärtustega. Nii näeme, et selgeveelisel Koorküla Valgjärvel on sügavusel 10 cm säilinud rohkem kui 80% pealelangevast kiirgusest (mõnedel lainepikkustel isegi üle 95%), seevastu Harku järves pole ühtegi lainepikkust, kus see kiirgus ületaks 60%. Tähelepanu väärib ka kõverate mingil määral erinev kuju, mis seostub vees domineeriva OAS tüübiga. Näiteks Pärnu lahe rannäärse kai vetes on (eriti kevadel) väga domineeriv värvunud kollane aine, mille valgustneelavatest omadustest tulenevad ka vastava suhtelise kiiritustiheduse väga väikesed väärtused spektripiirkonnas 350–450 nm (joonis 1). Võrtsjärves ja Harku järves on valguse nõrgenemisel suur roll triptonil ja fütoplanktonil. Viimane põhjustab kõverate 'käänulise' käigu piirkonnas 650–700 nm, kuna lainepikkuse 680 ümbruses asub planktonis sisalduva klorofüllü neeldumismaksimum. Kiirguse nõrgenemine on eriti suur Harku järves, mis on tuntud ka oma hülissuviste veeõitsengute poolest.

Veealuse päikesekiirguse laialdane monitooring on kallis ning tehniliselt komplitseeritud, mistõttu eksisteerib akuutne vajadus veealuse kiirgusvälja kvaasioperatiivsete mudelite järele. Meie poolt on välja arendatud ning verifitseeritud veealuse kiiritustiheduse poolempiiriline mudel, mille algandmeteks on aluspinnale langeva päikesekiirguse registreerimistulemused ja episoodiliselt võetud veeproovidest määratud valguse nõrgenemiskoeffitsiendi spektrid. Eesmärgiks oli siin leida võimalus määrata veealuse kiiritustiheduse tunnisummade, päevasummade ja kuusummade ligikaudsed väärtused eri sügavustes pikema ajavahemiku (näiteks kogu suve) jooksul. See lubab hinnata veealuste organismide 'varustatust' päikeseenergiaga lühemate või pikemate perioodide vältel.



Joonis 1. Suhtelise kiiritustiheduse tüüpilised spektrid (%) erinevates veekogudes. Näited on arvatud aastatel 2007–2008 mõõdetud andmete põhjal.

Teatavasti mõjutab veelust kiirgusvälja ka pealangeva päikese kiirguse ajaline muutus päeva jooksul, mille lisapõhjuseks on pilvisus (eriti irregulaarne on kiiritustiheduse päevane käik vahelduva pilvisuse puhul). Seetõttu oli vajalik veepinnale langevat päikeseenergiat pidevalt registreerida.

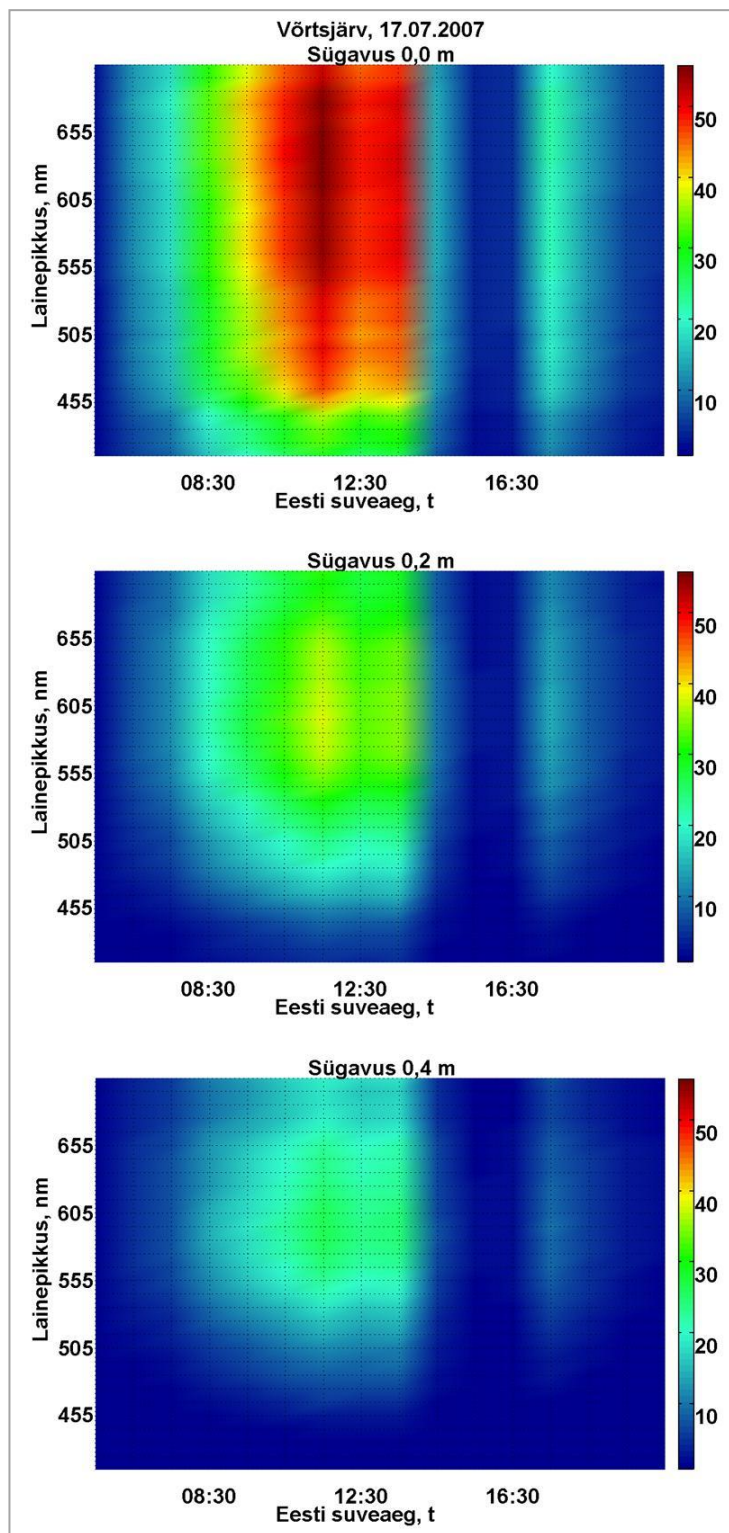
Teiselt poolt eeldati, et mis tahes veekogu optiliste karakteristikute ajaline muutumine on suhteliselt aeglane, nii et nende väärtuste saamiseks piisab veeproovide võtmisest iga 7–10 päeva tagant. Veeproovide võtmise suhteliselt suure ajalise intervalli tõttu võib jääda arvestamata (või arvestatakse liigselt) mõni lühiajaline veekogu bioloogilise aktiivsuse muutus, kuid saadud viiga kuumsummas ei tohiks olla suur. Mudeli verifitseerimiseks kasutati firma LI-COR veelust spektrometri LI-1800 UW, millega mõõdeti veeluse kiiritustiheduse spektraalseid väärtusi ja arvutati siis vastavad difuussed nõrgenemiskoeffitsiendid (Arst jt 1997, 2002; Arst 2003).

Töodes Kauer jt (2009, 2010) on tehtud mudel-arvutused spektraalse kvantkiirguse vertikaalse ja ajalise muutlikkuse kirjeldamiseks eri järvedel.

Joonis 2 esitab näite spektraalse kvantkiirguse päevasest muutumisest Võrtsjärves 17. juulil 2007 (nii veepinnale langev kui ka sügavustel 0,2 ja 0,4 m). Jooniselt on näha, et pärast keskpäeva on taevast läinud pilve, mis vähendas muidugi oluliselt kiirgust kõikidel sügavustel.

Iga OAS erinev roll päikese kiirguse nõrgenemisel vees viib mõtteni hinnata kvantitatiivselt nende osakaalu kiirguse koguneedumises ja koguhajumises vees. Praktiliselt osutus see meil võimalikuks suunatud kiirguse neeldumiskoeffitsiendi a ja nõrgenemiskoeffitsiendi c jaoks (Paavel jt 2007). Mingi OAS osakaalu näitamiseks kasutasime tähistusi $a(w)$, $a(\text{CDOM})$, $a(\text{ph})$ ja $a(t)$, kus sulgudes olevad tähed on ingliskeelsed lühendid, vastavalt puhas vesi, värvunud kollane aine, fütoplankton ja tripton. Iga osakaal saadi, jagades vastavat substantsi iseloomustava neeldumiskoeffitsiendi väärtuse summaarse neeldumiskoeffitsiendiga a . Tripton on hõljumi osa, kust on eemaldatud elusad fütoplanktoni rakud. Samal põhimõttel määrati OAS osakaal (neeldumine ja hajumine) summaarses nõrgenemiskoeffitsendis, vaid jagatise nimetaja oli siin c .

Joonis 2.
 Spektraalse kvantkiirguse muutumine sõltuvalt lainepikkusest (vertikaaltelg) päeva jooksul (Eesti suveaeg, horisontaaltelg) Võrtsjärves kolmel sügavusel ($z = 0, 0,2$ ja $0,4$ m). Kiirguse väärtused [$\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{nm})$] on näidatud värvidega.

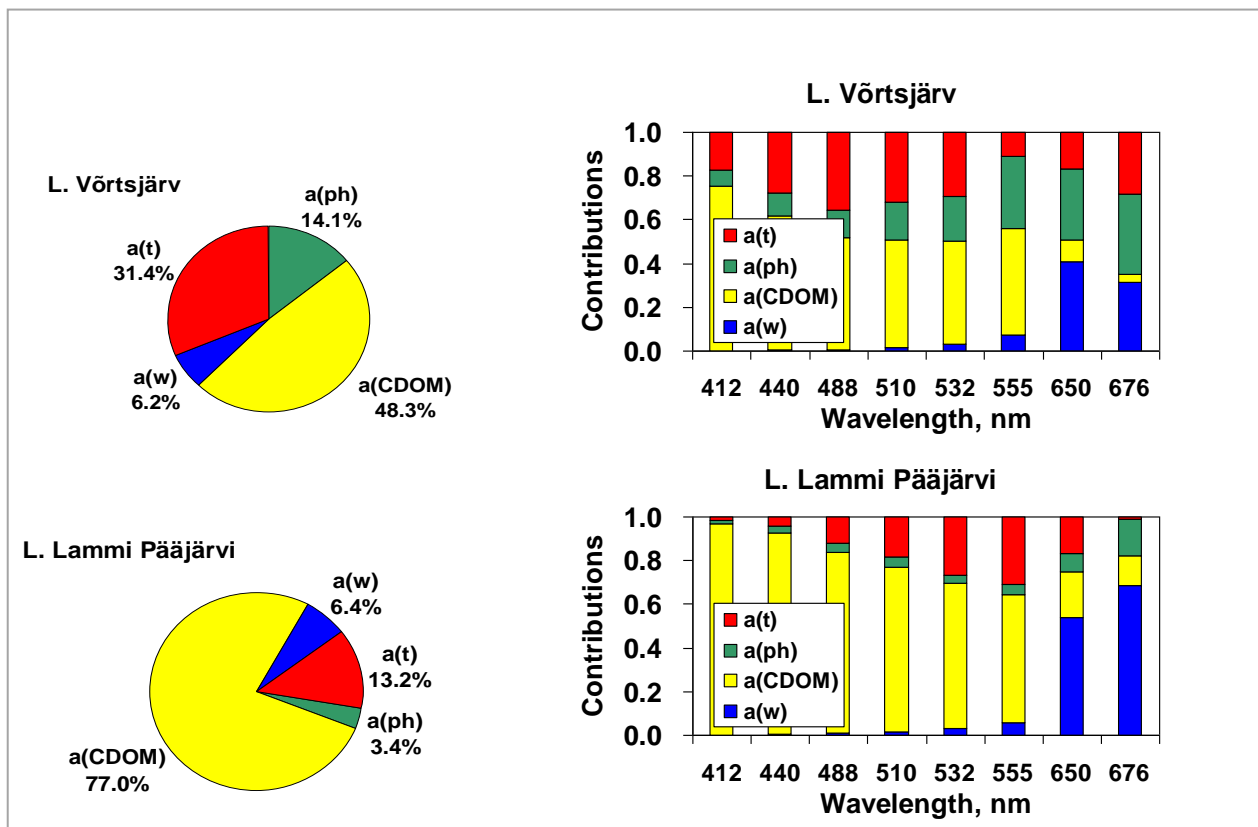


Joonistel 3 ja 4 on toodud näited kahe järve kohta: eutroofne Võrtsjärv (Eesti) ja kollaseveeline Lammi Pääjärvi (Soome) (Paavel jt 2007). Kuna nii puhta vee kui ka kollase aine puhul on hajumiskoe-fitsient väga väike, siis joonisel 4 esitatud hajumine on praktiliselt fütoplanktoni ja triptoni poolt põhjustatud hajumiste summa (neid on teineteisest raske eristada).

Kogu andmebaasi lõikes varieerusid uuritavate karakteristikute väärtused väga laiades piirides. Fütoplanktonit iseloomustav klorofüll a kontsentratsiooni ülempiir oli sadu kordi suurem alampiirist ($0,3\text{--}400\text{ mg/m}^3$), sama võib öelda ka kollast

ainet iseloomustava valguse nõrgenemiskoeffitsiendi kohta ($0,65\text{--}93\text{ 1/m}$). Secchi ketta näit oli piires $0,1\text{--}7\text{ m}$, erandiks Äntu Sinijärv (Eesti), kus Secchi sügavus oli umbkaudu 15 m (kuna põhi paistis läbi, saadi tulemus kaudsete meetoditega).

Need läbipaistvuse väärtused on väga madalad, võrreldes ookeaniveega, kus võib kohata isegi arve üle 50 m . Läänemere avaosas vete läbipaistvus on $5\text{--}8$ korda väiksem kui avaookeani vetel keskmiselt ja umbes 2 korda väiksem, kui Taani väinade põhjaosas (viimane on lähedane Äntu Sinijärve omale).

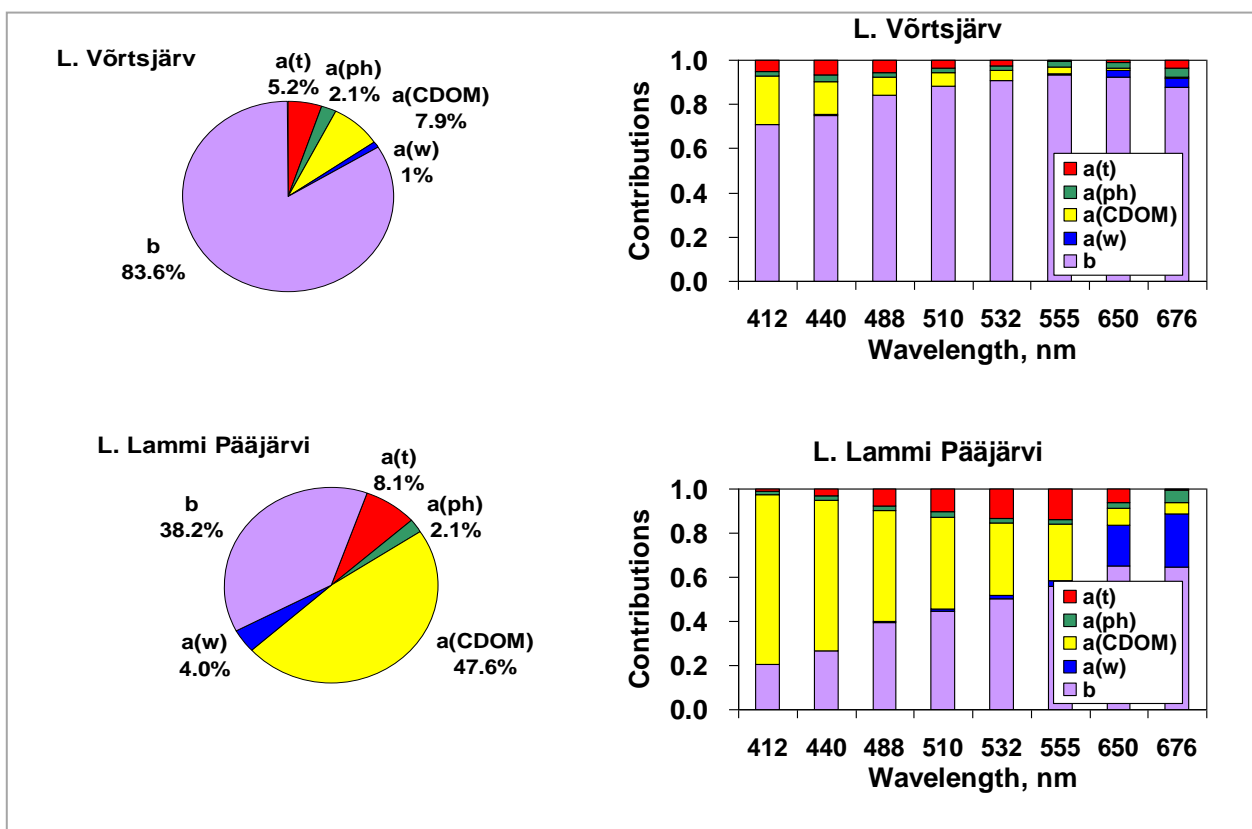


Joonis 3.

Erinevate OAS ja puhta vee tüüpiline osakaal valguse summaarses neeldumiskoeffitsiendis Võrtsjärves ja Lammi Pääjärvis. Ketasdiagrammil on kujutatud osakaalud PAR piirkonnas ning tulpades 8 kitsa laineriba jaoks selles spektrivahemikus.

Ülemiste järve läbipaistvus on suveperioodil 15 korda väiksem kui Äntu Sinijärvel, Nohipalu Mustjärve vee läbipaistvus on omakorda umbes 2 korda väiksem Ülemiste omast. Uuritud 21 järvest kaheksal polnud Secchi ketta näit jäävabal perioodil kordagi suurem, kui 2 m (Linajärv, Ülemiste, Võrtsjärv, N. Mustjärv ja Harku Eestis ning Lohjanjärvi, Valkeakotinen ja Tuusulanjärvi Soomes). Selgeveelistest järvedest võiks peale Äntu Sinijärve nimetada veel Paukjärve ja Kooriküla Valgjärve Eestis ja Päijännet ja Puujärvit Soomes. Secchi näit oli neis 3–7 m. Nohipalu Valgjärv (20 ekspeditsiooni aastatel 1992–2001)

on aastate jooksul kaugenenud oma varasemast oligotroofse järve seisundist. Veeõitsengu perioodidel on seal mõõdetud suuri klorofüllü väärtusi ning suhteliselt väikest läbipaistvust (Secchi ketta näit 3 m või isegi vähem). Ülaltoodud karakteristike muutlikkuse struktuuris tuleb eristada muutusi 'järvelt järvele' ja sesoonseid ning ruumilisi muutusi mingil üksikul järvel. Suured kontrastid on üksikute järvede vahel. Näiteks oligotroofsel Päijännel (Soome) on valguse difuusne nõrgene-miskoefitsient 0,8–2 1/m piires, hüpertroofsel Harku järvel aga isegi üle 8 1/m. Kuna nõrgene-miskoefitsiendi väärtus kujuneb mitme optiliselt



Joonis 4.

Erinevate OAS ja puhta vee tüüpiline osakaal valguse summaarses neeldumiskoefitsiendis Lammi Pääjärvis ja Võrtsjärves. Ketasdiagrammil on kujutatud osakaalud PAR piirkonnas ning tulpades 8 kitsa laineriiba jaoks selles spektrivahemikus.

aktiivse aine koosmõjul, siis on huvitav otsida, milline aine on domineeriv ja millises spektriosas on see mõju maksimaalne. Üldteada on fakt, et kollase aine neeldumisspekter kahaneb lühematelt lainepikkustelt pikemate poole, mis põhjustab veealuse päikesekiirguse tugeva neeldumise just lillas ja sinises spektriosas (vt ka jooniseid 3 ja 4). Vaadeldes domineerivaid OAS, saame märgatavad erinevused. Näiteks Lammi Pääjärvil (Soome) ja eriti Nohipalu Mustjärvel (düstroofne järv) on näha ülitugevat kollase aine mõju (osakaal valguse summaarse neeldumiskoeffitsiendi väärtuse formeerumisel 77–95%). Teistes järvedes võib kollase aine osakaal olla suurem või väiksem, sõltuvalt fütoplanktoni ja heljumi hulgast järves. Näiteks Võrtsjärves on kollase aine osakaal 48% ja klorofüllil ning hõljumi osakaal summaarselt 46% (joonis 3). Seega on värvunud kollane aine oluline veealuse kiirgusvälja mõjutaja ning ta on vähem oluline vaid tugevalt eutroofsetes või siis hüpertroofsetes järvedes (Harku järv, Tuusulanjärvi (Soome)), eriti veeõitsengute perioodil.

Nelja aasta (1998–2002) jooksul jälgiti optiliselt aktiivsete ainete ja optiliste karakteristikute seosonset käiku neljal Eesti järvel (Paukjärv, Maardu, Ülemiste ja Harku). Erilist tähelepanu pöörati Ülemiste järvele (mõõtmised algasid seal juba 1997) kuna teatavasti kujutab see järv endast Tallinna linna peamist joogivee reservuaari. Vaadeldud erinevused nendel neljal järvel vastasid enam-vähem järve tüübile. Oligotroofses Paukjärves väljendus OAS sesoonne käik nõrgalt ja süsteemitult. Maardu järv, mis paarkümmend aastat tagasi liigitati eutroofsete hulka (Secchi ketta näiduga alla 2 m), on tänapäeval muutunud oluliselt selgeveelisemaks (paiguti oli isegi raskusi mõõta Secchi ketta sügavust, kuna 3,5 m sügavune põhi paistis läbi). Huvitav on fakt, et Maardu toimub intensiivne veeõitseng peamiselt kevadel (aprilli lõpp–mai esimene pool) ja hilissuvine õitseng on vaid vaevumärgatav. Seevastu on Ülemistel ja Harkul hilissuvine veeõitseng vägagi intensiivne (eriti võimas oli vetikavohang Harkul 1999. a juulist hilissügiseni, kus klorofüll

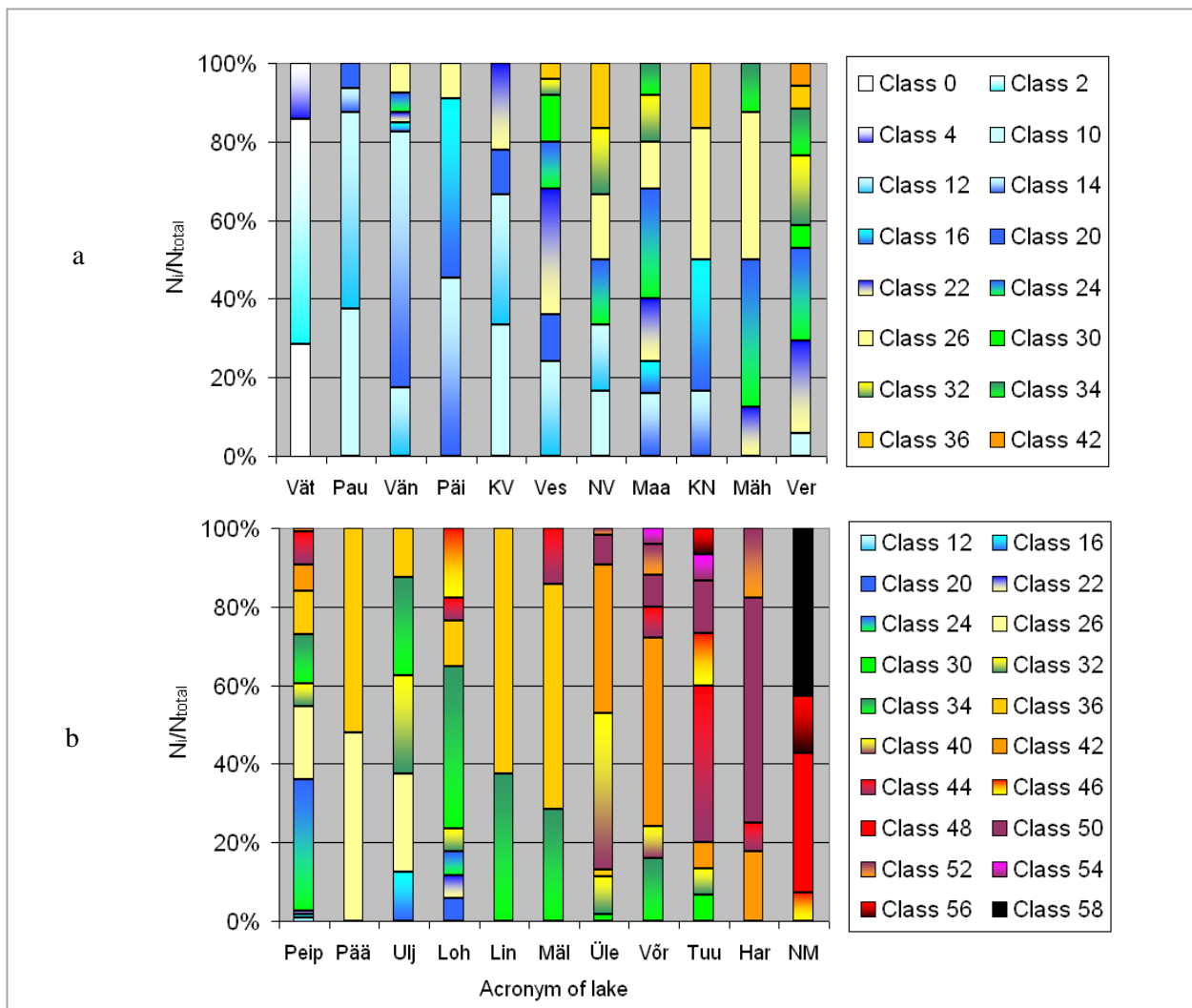
a väärtused õitsengu tippajal ületasid 500 mg/m³ ja Secchi ketta näit oli vaid 0,1 m). Ülemiste järves oli vee läbipaistvus (Secchi ketta näit) kevadel ja suvel enamasti 0,5–1,7 m piires, mille poolest ta sarnaneb Võrtsjärvega. Sealjuures ei tuvastatud Ülemiste vete optiliste karakteristikute ruumilist muutlikkust ega ka mingit erilist trendi vee optilise kvaliteedi halvenemise suunas. Kollane aine käitus aga ebahuvitavalt, olles kevadest sügiseni vähe muutuv, vaid Harkus täheldati selle olulist vähenemist maist novembrini. Kokku võttes projekti SUVI tulemusi võib öelda, et Eesti ja Soome järvede optiline/bioloogiline mitmekesisus on suur, kusjuures leidub vägagi ekstreemsete omadustega järvi – näiteks suvel rohelist värvi ülisuure primaarproduktiooniga Harku järv ja tumepruuni rabaveega Nohipalu Mustjärv.

Järvede suur looduslik mitmekesisus on olnud ajendiks töödele, kus järvi püütakse klassifitseerida. Tuntuim on limnoloogiline klassifikatsioon, kus põhiparameetrid on võetud füüsika, bioloogia ja keemia valdkonnast (Kirk 1994; Reinart jt 2003; Arst 2003; Arst, Reinart 2009). Erinevate autorite poolt väljaarendatud süsteemides on klasside arv erinev: kui OECD protokollides (Vollenweider, Kerekes 1982) on vaid 5 klassi, siis Eesti teadlaste süsteemis on koguni 27 klassi (Mäemets 1971; Ott, Kõiv 1999). Meid huvitas aga enam järvede optiline klassifitseerimine. Siin tuleb esmajärjekorras mainida Jerlovi (1976) uurimust, kus ta klassifitseeris erinevad veed valguse difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi spektrite põhjal (5 ookeani tüüpi ja 5 rannavete tüüpi). Võrdluseks selgus aga, et meie järved on parimal juhul lähedased kahele viimasele rannavee tüübile, kuid väga paljudel järvedel on vee läbipaistvus tunduvalt väiksem kui Jerlovi kõige mustemal rannavete tüübil. Meie uurimused järvede optilise klassifikatsiooni väljatöötamiseks on esitatud töödes (Reinart jt 2003; Arst 2003; Arst, Reinart 2009). Andmebaasina olid meie käsutuses nii Eesti ja Soome järvede kui ka kahe Rootsi suurjärve (Vättern ja Vänern) kohta kogutud materjalid. Selgus, et veekogude tüüp võib muutuda mitte ainult

järvelt järvele, vaid et ka ühe järve piires esineb sesoonne muutlikkus (joonis 5a,b).

Iga klassi identifitseerimisel on parameetriteks vee läbipaistvus (Secchi ketas või valguse nõrgenemiskoeffitsient) ja jagatis 'klorofüllü kontsentratsioon/kollase aine spektraalne neeldumiskoeffitsient'. Seega saame iga klassi kui kombi-

natsiooni nendest parameetritest. Kuna mõlemad muutuvad laiades piirides, siis on ka klasside arv suur, kuigi iga järve piires vaadeldi vaid 3–8 klassi. Järved on reastatud läbipaistvuse vähenemise suunas; nii näemegi joonisel 5, et järved muutuvad valge-helesinisest (Vättern Rootsis) kuni punase-tumepruuni Nohipalu Mustjärveni.

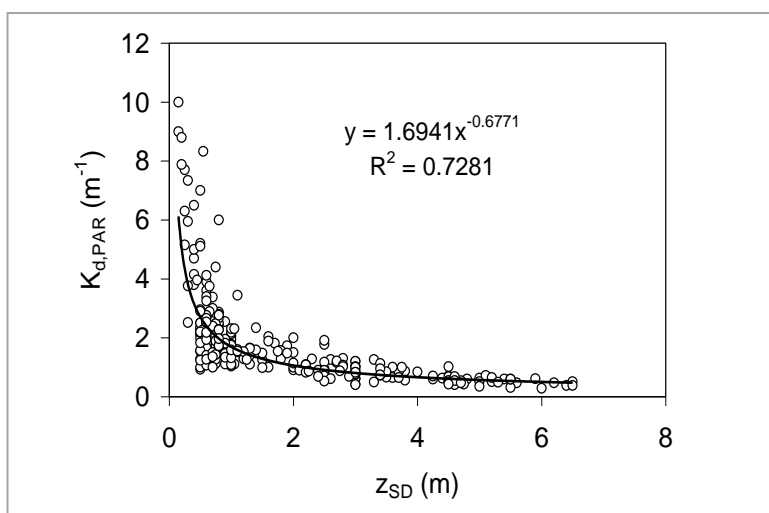


Joonis 5.

Erinevate järvede klassid ja nende muutumine iga üksiku järve piires (Arst, Reinart 2009). N_i – antud klassi kuuluvate juhtumite arv, N_{sum} – juhtumite koguarv sellel järvel. Horisontaalteljel on kujutatud järvede nimetuste lühendid (vt tabel 1).

Korrelatsioone OAS ja optiliste karakteristikute vahel on uuritud peamiselt SUVI andmebaasi järvede jaoks. Selgus, et korrelatsioon klorofüllü ja hõljumi kontsentratsioonide vahel oli võrdlemisi suur ($R^2 = 0,77$), kuid (nagu oligi oodata) neil parameetritel puudus pea täielikult seos kollase aine hulgaga ($R^2 < 0,1$). Secchi ketta näit andis hea korrelatsiooni (regressioonivalemiks astmefunktsioon) nii klorofüllü kui ka hõljumiga (R^2 vastavalt 0,75 ja 0,79). Mõnevõrra üllatuslikult andis väga kõrge R^2 väärtuse (0,945) ja väikese vabaliikme (0,053 1/m) mitmene regressioon, kus vaadeldi suunatud kiirguse nõrgenemiskoeffitsiendi seost kolme OAS-ga 802 mõõtmise alusel. Töodes (Erm jt 2002; Arst 2003) määrati lisaks veel regressioonivõrrandid valguse nõrgenemiskoeffitsiendi ja iga optiliselt aktiivse aine vahel kuue järve jaoks eraldi (Harku, Lohjanjärvi, Maardu, Paukjärv, Lammi Pääjärvi ja Ülemiste; mõõtepunkte vastavalt 21, 14, 25, 21, 26 ja 65). Tulemused olid huvipakkuvad: enamikul juhtudel olid regressioonivõrrandid küllaltki palju erinevad nendest, mis saadi kogu andmebaasi põhjal. Kui hõljumi jaoks andsid kõik kuus järve positiivse R väärtuse, siis klorofüll a puhul oli Lammi Pääjärvis ja Päijännel R negatiivne. Kollase aine jaoks oli R negatiivne Harku järvel. Eelnevast

koorub välja oluline järeldus: üldistatud regressioonivõrrandeid ei saa tuletada mingi ühe üksiku veekogu isegi pikaajalisel jälgimisel, vaid baasiks peab olema paljude eri tüüpi veekogude jaoks saadud andmestik. Praktikas vajalik seos Secchi ketta ja kiirguse difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi vahel on saadud töös (Arst jt 2008a) (joonis 6). Jooniselt näeme, et väikese (alla 1 m) z_{SD} puhul isegi tugev optiliselt aktiivsete ainete hulga suurenenine mõjutab vähe Secchi ketta näitu (jäädus isegi mõõtmisvigade piiridesse), kuid kajastub hästi valguse nõrgenemises. Läbipaistvates vetes aga on $K_{d,PAR}$ väike, kuid samal ajal muutub Secchi sügavus märgatavalt (joonis 6). Seega sobib selgeveelistes järvedes valguse nõrgenemise kirjeldamiseks pigem Secchi ketas (sügavus), sogsastes järvedes on selleks aga parem karakteristik $K_{d,PAR}$ (või ka veeproovidest määratud suunatud kiirguse nõrgenemiskoeffitsient). Secchi ketas on väga kaua olnud põhiline vee läbipaistvuse näitaja. Enamik mereuringuid sisaldab selle väärtusi, mis võimaldab võrrelda erinevate autorite tulemusi ja hinnata trende. Teiselt poolt sõltub Secchi ketta näit vaatlejast ja pealelangeva kiirguse nurk-jaotusest, samuti pole võimalik teha mõõtmisi tugeva lainetusega ja öösel. Valguse nõrgenemiskoeffitsiendi määrami-



Joonis 6. Regressioon PAR piirkonna difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi ($K_{d,PAR}$) ja Secchi ketta näidu (z_{SD}) vahel.

seks on vaja võtta vaid veeproove (mida saab teha ka hämaruses), kusjuures saame erinevatelt sügavustelt võetud veeproovide abil määrata ka vee optilise kvaliteedi vertikaalset profiili (Arst 2003).

Koostöös Soome kolleegidega uuriti ka veekogude jääkatte füüsikalisi ja optilisi omadusi ning jääaluse kiiritustiheduse vertikaalseid profiile (Leppäranta jt 2003; Arst 2003; Arst jt 2006b, 2008a). Näidati, et põhiliseks kiirguse neelajaks on jää peal asuv lumekate. Võrreldes jääkatte valgustneelavaid omadusi Santala lahes (Soome) ja Eesti järvedes, leiti, et soolasest veest moodustunud jää on palju tugevam neelaja. Sellises jääs on vertikaalsed kanalid, kus areneb fütoplankton, mis ongi suurenenud neeldumise põhjustaja. Määrati ka pinna albeedo väärtused, alates värskeltsadanud lumest kuni sulava jääni, äärmised tulemused erinesid teineteisest 4,5 korda.

OPTILINE KAUGSEIRE

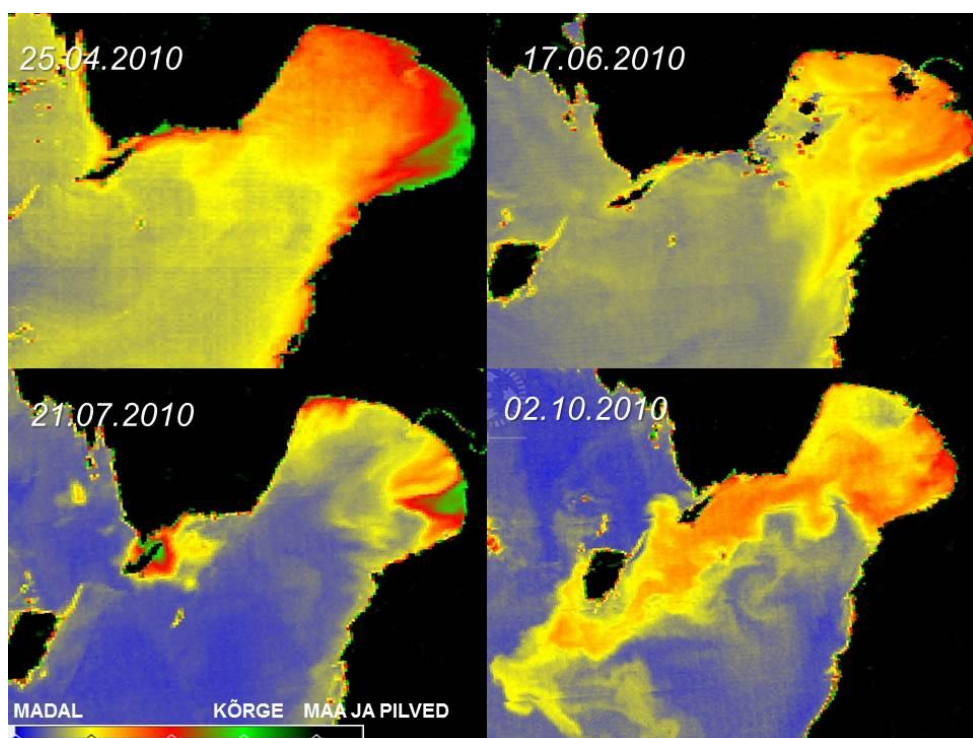
Optilised mõõtmised satelliitidelt võimaldavad saada operatiivset ja regulaarset infot suurte territooriumide kohta, nagu ookeanid, metsamassiivid, põllud, atmosfääri sünoptiline seisund, maapinnal asuvad objektid jne. Seetõttu on optiline kaugseire tänapäeval saanud väga laialdaselt kasutatavaks meetodiks. Veekogude optiline kaugseire on võimalik tänu sellele, et veest õhku tagasihajunud kiirguse spektraalne koostis erineb märgatavalt pealelangeva kiirguse omast. Käesoleva artikli autori uurimused veekogude optilise kaugseire osas on jäänud kaugele minevikku (Arst jt 1984, 1990; Kutser jt 1995, 1998, 2001; Arst 2003). Loetletud töödes käsitletakse ka naftareostust ning erinevate naftatüüpide omadusi: veepinnal asuv naftakile mitte ainult mõjutab veealust valgusvälja ja vee temperatuuri, vaid muudab tunduvalt ka signaali, mis jõuab satelliidini. Satelliituuringute abil pole siiski alati võimalik lahendada kõiki probleeme, näiteks võimaliku on koguda maapealset infot pilves ilmades puhul (Läänemere regioonis on selliseid päevi 60% aastast). Samuti on satelliitandmete kvantita-

tiivseks interpreteerimiseks vajalik antud veetüübile sobiv atmosfääri korrektsiooni algoritm, mis arvestab atmosfääri mõju veest tagasihajunud kiirguse teekonnal veepinnast satelliidini. Lisaks sellele on kaugseire võimeline infot ammutama vaid vee pinnakihist, mille paksus sõltub vee läbipaistvusest. Mõnikord erinevad selle pinnakihi omadused oluliselt allpool asuvast veest, näiteks vetikavohangute perioodil või veepealse naftakile puhul. Kuigi viimastel aastatel on oluliselt paranenud satelliitmõõtmiste ruumiline ja radiomeetriline lahutusvõime, on mitmeid probleeme, mis raskendavad kvantitatiivse info saamist mitmekomponendiliste ja/või väiksemõõtmeliste veekogude kohta. Seega jääb endiselt oluliseks traditsiooniliste *in situ* meetodite kasutamine ja arendamine.

Eristatakse satelliitpiltide kvalitatiivset ja kvantitatiivset analüüsi. Esimene näitab satelliidini jõudva signaali relatiivset tugevust, teisel juhul püütakse juba tuvastada üksikuid OAS ja nende hulka vaadeldava veeala üksikutes osades. Satelliidi sensorisse jõudev signaal kujutab endast veepinnalt peegeldunud ja veest õhku tagasihajunud kiirguste summat, mis on moondunud, läbides atmosfääri veepinnalt satelliidini (inglisekeelne termin on *remote sensing radiance*, eesti keeles 'optilise kaugseire heleduskoefitsient'). Satelliidini jõudnud signaal vajab töötlemist – esiteks on vaja eemaldada veepinnalt peegeldunud kiirguse mõju, teiseks arvestada, kuidas on signaal moondunud atmosfääri läbimisel. Allpool on esitatud neli näidet satelliitpildi kvalitatiivse tõlgenduse kohta (joonis 7). Optilise kaugseire heleduskoefitsiendi kõrgemad väärtused (joonisel roheline ja punane) on tõenäoliselt põhjustatud veeõitsengust (suur elusa ja surnud fütoplanktoni hulk) ja ka rohkest mineraalsest hõljumist.

FÜTOPLANKTONI PRIMAARPRODUKTSIOON

Fütoplanktoni primaarproduksioon (PP) kujutab endast orgaanilise aine peamist sünteesi veekogudes, andes tõuke toitumisahela kujunemiseks ja olles ökoloogilise püramiidi vundamendiks. See



Joonis 7. Satelliidi sensor MODIS Aqua 250 m lahutusvõimega piltidelt hinnatud optilise kaugeire heleduskoeffitsiendi (peegeldab OAS koosmõju) ruumiline varieeruvus Pärnu lahe piirkonnas. Rohelised ja punased alad viitavad ilmselt nii fütoplanktoni kui ka heljumi rohkusele. Pildi autor on L. Metsamaa.

toimub fotosünteesi käigus: fütoplanktoni rakud, kasutades valguskvantide energiat, muudavad selle keemiliseks energiaks, mille tagajärjel muutub anorgaaniline aine orgaaniliseks. Tulemusena kasvab fütoplanktoni (vetikate) hulk, mis suurendab zooplanktoni toidulauda. Viimane süüakse aga osaliselt ära kalade poolt (Kirk 1994; Nõges T. jt 2003, 2011; Nõges P. jt 2003).

Primaarsete protsesside efektiivsuse aste viitab järve limnoloogilisele tüübile ja viib lõpuks kas kalavarude kasvule või kahanemisele. Vaatamata sellele, et järvede pindala moodustab vaid väikese osa Maa veelade kogupindalast, on neil oluline osa süsiniku ainerings veekogudes. Järved peidavad oma setetes rohkem orgaanilist süsinikku kui kogu ookean (Downing jt 2008).

Veekogud erinevad oma võime poolest siduda süsinikku ja selle näitajaks on erinevused nende fütoplanktoni primaarproduktioonis. Viimane on

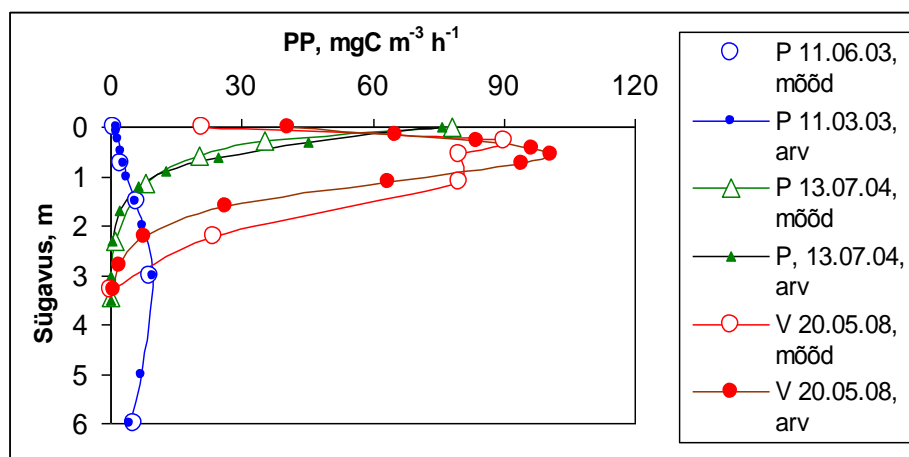
muutlik suurus, kusjuures selle muutlikkuse üks peamisi allikaid on veelune päikesekiirgus.

Traditsioonilised primaarproduktiooni mõõtmise meetodid põhinevad fotosünteesi protsessis toimuva gaasivahetuse uurimisel, kusjuures mõõdetakse kas planktoni rakkudest eralduvat hapnikku või siis süsihappegaasi fikseerumist rakus. Erinevates sügavustes asuvaid veepudeleid eksponeeritakse päevavalguse käes 1–2 tundi; seejärel analüüsitakse nendes asuv vesi spetsiaalsete meetoditega (Nõges P. jt 2003; Arst jt 2008c; Nõges T. jt 2003, 2011). Tulemuste saamiseks pikemate ajavahemike kohta (päev, kuu, aasta) tuleb teostada tohutu hulk üksteisele järgnevat PP mõõtmisi. Kuna muutuvad valgustustingimused päeva/päevade jooksul põhjustavad PP märgatava ajalise muutlikkuse, on vaja pidevat mõõtmist. Siit tuleneb vajadus arvutusmodelite järele, mis lubaksid leida PP väärtusi, kasutades kergesti mõõdetavate lähteparameetrite kombinatsiooni.

Töös (Arst jt 2008c) kvantifitseeriti poolempiiriline mudel, mis lubab arvutada PP üksikväärtusi kolme lähteparameetri – veepinnale langeva päikesekiirguse, vee klorofüllisisalduse ja valguse difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi – andmete alusel. Mudelil on kaks versiooni – spektraalne ja integraalne. Esimese jaoks on algandmetena vaja nii langeva kiirguse kui ka difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi spektreid, teisel juhul piisab nende parameetrite integraalsetest väärtustest PAR piirkonna jaoks. Spektraalne mudel on mõnevõrra täpsem, kuid integraalne mudel sobib tihti paremini praktilisteks arvutusteks (eriti PP pikaajalise muutlikkuse hindamisel), sest siin pole vaja aparatuuri, mis mõõdaks pealelangeva kiirguse ja difuusse nõrgenemiskoeffitsiendi spektreid, piisab ka nende PAR piirkonna väärtustest. Mudelid töötavad vaid hästisegunenud järvedes, kus klorofüllil ja nõrgenemiskoeffitsiendi väärtused sügavusega peaaegu ei muutu. Mudelid ei tööta jääkatte puhul, kuna jääaluse PP määramiseks oleks vaja lisaandmeid jää paksuse ja tema optiliste omaduste kohta. Mõned näidet primaarproduktiooni vertikaalsetest profiilidest on toodud joonisel 8. PP *in situ* mõõtmised on teostatud Võrtsjärve Limnoloogiakeskuse teadlaste poolt.

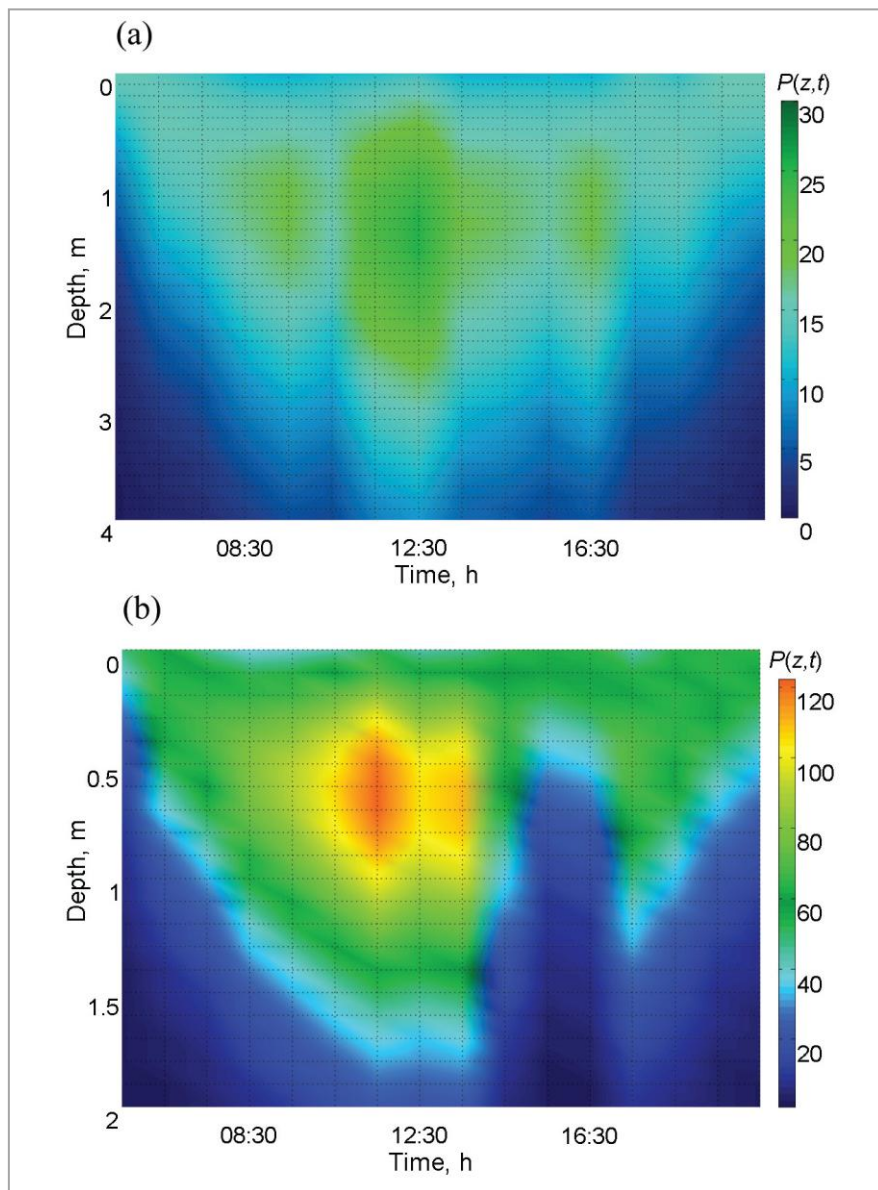
Joonise 8 tõlgendamiseks on oluline arvestada fakti, et kuigi fotosüntees on võimatu ilma valgusenergiata, ei pruugi primaarproduktiooni hulk mingis ruumpunktis suurenda kiirguse suurenedes. Fütoplanktoni rakkudel on võime vastu võtta vaid piiratud kogus kiirgust, veelgi enam, liiga suured kiirguse väärtused põhjustavad PP vähenemist veepinna läheduses ja tema maksimumi paigutumist mingile sügavusele (joonis 8). Väikese valgustatuse puhul (pealelangev kiirgus on vähenenud kas päikese kõrguse muutudes või pilvisuse mõjul) asub aga maksimum veepinnal ja PP väheneb kiiresti sügavuse suurenemisel (P 13.07.2004). Juht P 11.06.2003 kujutab endast PP profiili, kus intensiivne kiirgus ($1800 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \text{ h})$) väheneb aeglaselt, sest vee läbipaistvus on suur; tulemusena asub PP maksimum umbes 3 m sügavusel. Võrtsjärve kirjeldav profiil aga kujuneb sõltuvalt vee küllaltki suurest hägususest, mistõttu kiirgus neeldub kiiresti ja PP maksimum on umbes 0,5 m sügavusel.

Neli näidet primaarproduktiooni ajalisest (päeva jooksul) ja vertikaalsest muutlikkusest on esitatud joonistel 9 ja 10 (Kauer jt 2009), mis demonstreerivad ilmekalt järvede erinevust.



Joonis 8.

Mõõdetud (mõõd) ja spektraalse mudeli abil arvutatud (arv) primaarproduktiooni profiilide võrdlus Peipsi järves (P) ja Võrtsjärves (V) kolme mõõtmisjuhu (11.06.2003, 13.07.2004 ja 20.05.2008) jaoks. Veepinnale langeva kvantikiirguse kiiritustihedus ja klorofüllil kontsentratsioon olid vastavalt 1800 , 320 ja $1200 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ ning $8,7$, 19 ja $50 \text{ mg}/\text{m}^3$.

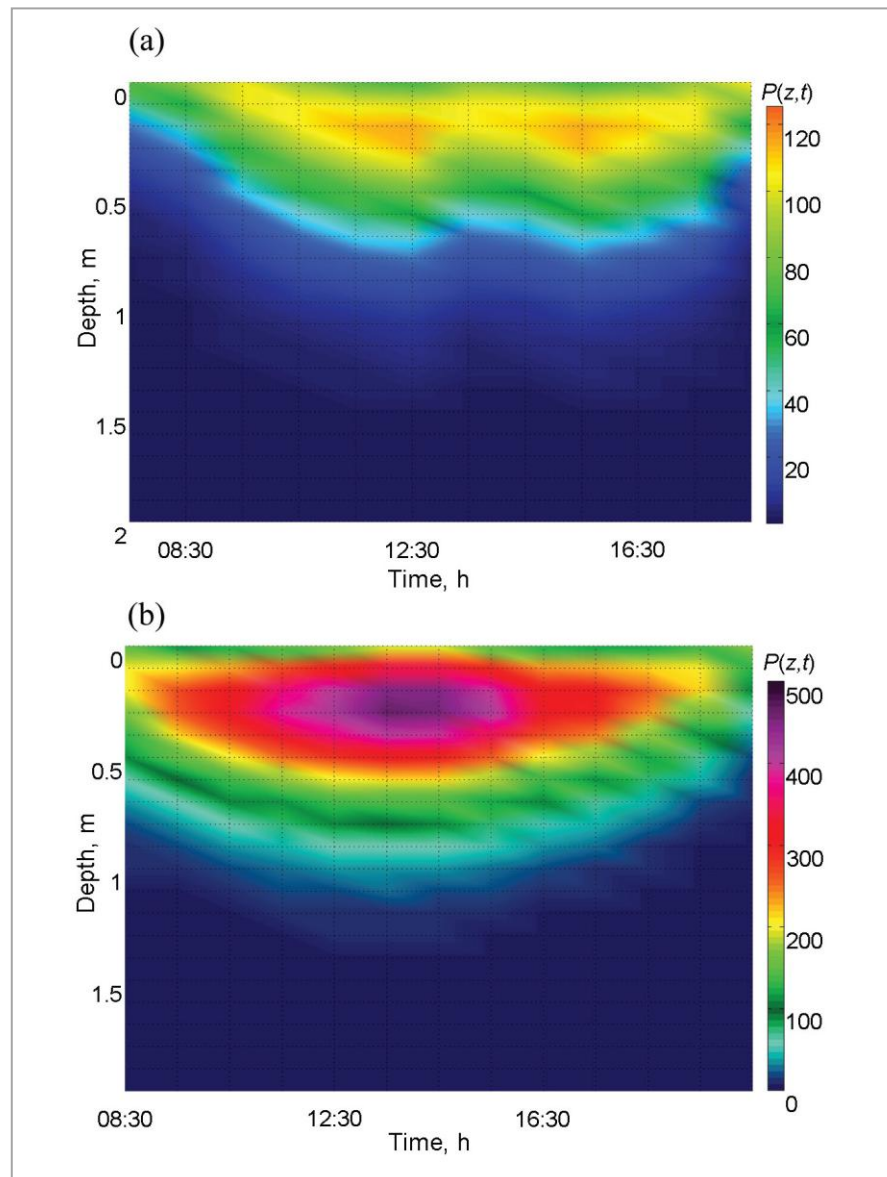


Joonis 9. Spektraalse mudeli abil arvatud primaarproduktioon $PP(z,t)$, mille väärtused on näidatud värvide abil ühikutes $\text{mgC}/(\text{m}^3 \cdot \text{h})$ sõltuvalt kellaajast (Eesti suveaeg) ja sügavusest: (a) Peipsi järv, 27. juuni 2008; (b) Võrtsjärv, 17. juuli 2007. Mõlemal juhul oli vahelduv pilvisus, z – sügavus ja t – aeg.

Joonisel 9a esitatud Peipsi järve iseloomustavad ligi viis korda väiksemad primaarproduktiooni väärtused, võrreldes väga soogase Harku järvega joonisel 10b. Kuigi vastav klorofüllü kontsentratsioon oli Peipsi näite puhul umbes 15 korda väiksem kui Harku puhul, ei saa siit teha järeldust, et primaarproduktioon sõltub vaid kloro-

füllist. Mudelis on teisteks mõjufaktoriteks veel veepinnale langev kiirgus ja vee läbipaistvus. Soogase vee tugev valgustneelav võime põhjustab Harkus $PP(z,t)$ maksimumi paiknemise pinna lähedal, keskpäeval vaid umbes 0,2 m sügavusel (joonis 10b). Joonistel 9a,b on näha $PP(z,t)$ ebaregulaarne ajaline muutumine vahelduva pilvisuse

Joonis 10. Spektraalse mudeli abil arvutatud primaarproduktioon $PP(z,t)$, mille väärtused on näidatud värvide abil ühikutes $\text{mgC}/(\text{m}^3 \cdot \text{h})$ sõltuvalt kellaajast (Eesti suveaeg) ja sügavusest: (a) Võrtsjärv, 17. september 2007 (pilves ilm); (b) Harku järv, 23. juuli 2008 (enamasti päikesepaisteline ilm).



mõjul. Praeguseks on mõlemad PP mudelid automatiseeritud, mis väga suurel määral kiirendab arvutusprotsessi. Vastavasse faili tuleb lihtsalt kopeerida algandmete tabel ning soovitud sügavused (neid võib olla kuni 20). Tulemused valmiavad mõne sekundi jooksul. Automatiseeritud mudel arvutab otsekohe ka üle veesamba integree-

ritud primaarproduktiooni väärtused (ühikuks $\text{mgC}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$), mis on aluseks veekogu summaarse produktiooni hindamiseks. Kuna mudelid võimaldavad kiiresti teostada suuremahulisi arvutusi, saab neid kasutada PP päevasummade, kuusumade ja kogu jäävaba perioodi summade hindamiseks.

Artikli maht ei võimalda kirjeldada kõiki tehtud töid, nii jäid välja Pärnu lahel aastatel 2006–2007 tehtud *in situ* mõõtmiste analüüs (Paavel jt 2011) ja aastatel 2000–2003 tehtud jää optiliste omaduste ning jääaluse valgusvälja uurimistulemused (Leppäranta jt 2003; Arst 2003; Arst jt 2006b).

Loodan, et ülalkirjutatu äratav meie noortes huvi mere/järvede optikaga seotud teemade vastu, sest väga vajalik on sellekohaste uurimuste jätkumine ka tulevikus.

TÄNUAVALDUS

Artikli autoril on olnud õnn omada kaasuurijate ja abilistena palju võimekaid teadlasi, nii et tänuavalduse nimekirja mahub vaid osa neist. Kõigepealt avaldan tänu Matti Leppärantale, Antti Herlevile ja Juhani Virtale Helsingi ülikoolist, eriti pikk nimekiri tuleb aga Eestist: Anu Reinart, Tiit Kutser, Tiina Nõges, Peeter Nõges, Ants Erm, Medhat Hussainov, Georg-Egon Arst, Birgot Paavel, Tuuli Kauer, Sirje Mäekivi, Liis Sipelgas, Kaire Toming, Liisa Metsamaa. Palju tänu ka rahalise uurimistoetuse eest, mida on andnud Eesti Teadusfond (grandid Nr 252, 751, 1804, 3613, 5594 ja 7156) ja Eesti Teaduste Akadeemia ning ka Soome Akadeemia seoses Soome-Eesti ühisprojektiga "SUVI".

VIITED

Arst, H. 2003. Optical Properties and Remote Sensing of Multicomponental Water Bodies. Springer, Chichester, UK.

Arst, H. 2004. Mitmekomponendiliste looduslike vete optilised omadused ja veealune valgusväli. Eesti Vabariigi teaduspreemiad 2004. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 66–79.

Arst, H., Eerme, K., Purga, A. 1984. On the brightness coefficient of the Baltic Sea. Dt. Hydrogr. Zeitschr., 37, 6, 221–233.

Arst, H., Erm, A., Herlevi, A., Kutser, T., Leppäranta, M., Reinart, A. 2008a. Optical properties of boreal lake waters in Finland and Estonia. Boreal Env. Res., 13, 2, 133–158.

Arst, H., Erm, A., Hussainov, M., Kutser, T., Mäekivi, S., Reinart, A., Herlevi, A. 1999. Investigation of Estonian and Finnish lakes by optical measurements in 1992–97. Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol., 48, 1, 5–24.

Arst, H., Erm, A., Kangro, K., Nõges, T., Nõges, P. 2006a. Comparison of spectral and broadband models for computing photosynthetically absorbed radiation in turbid waters. Boreal Env. Res., 11, 1, 55–65.

Arst, H., Erm, A., Leppäranta, M., Reinart, A. 2006b. Radiative characteristics of ice-covered fresh- and brackish-water bodies. Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 55, 1, 3–23.

Arst, H., Erm, A., Reinart, A., Sipelgas, L., Herlevi, A. 2002. Calculating irradiance penetration into water bodies from the measured beam attenuation coefficient II: Application of improved model to different types of lakes. Nord. Hydrol., 33, 2, 207–226.

Arst, H., Herlevi, A., Lukk, T., Mäekivi, S. 1997. Calculating irradiance penetration into water bodies from the measured beam attenuation coefficient. Limnol. Oceanogr., 42, 2, 379–385.

Arst, H., Mäekivi, S., Kutser, T., Reinart, A., Blanco-Sequeiros, A., Virta, J., Nõges, P. 1996. Investigation of different types of lakes in Estonia and Finland by optical methods. Lakes Reservoirs: Res. Manage., 2, 3–4, 187–198.

Arst, H., Nõges, T., Nõges, P., Paavel, B. 2008b. Relations of *in situ* primary production, underwater irradiance and optically active substances in turbid lakes. Hydrobiologia, 599, 169–176.

Arst, H., Nõges, T., Nõges, P., Paavel, B. 2008c. *In situ* measurements and model calculations of primary production in turbid waters. Aquat. Biol., 3, 1, 19–30.

Arst, H., Pozdnyakov, D., Rosenstein, A. 1990. Optiline kaugseire okeanoloogias. Valgus, Tallinn, (vene keeles).

- Arst, H., Reinart, A. 2009. Application of optical classification to North European lakes. *Aquat. Ecol.*, 43, 4, 789–801.
- Downing, J. A., Cole, J. J., Middelburg, J. J., Striegl, R. G., Duarte, C. M., Kortelainen, P., Prairie, Y. T., Laube, K. A. 2008. Sediment organic carbon burial in agriculturally eutrophic impoundments over the last century. *Global Biogeochem. Cycles*, 22, 1, GB1018.
- Erm, A., Arst, H., Nõges, P., Nõges, T., Reinart, A., Sipelgas, L. 2002. Temporal variations in bio-optical properties of four North Estonian lakes in 1999–2000. *Geophysica*, 38, 1–2, 89–111.
- Erm, A., Arst, H., Trei, T., Reinart, A., Hussainov, M. 2001. Optical and biological properties of Lake Ülemiste, a water reservoir of the city of Tallinn I: Water transparency and optically active substances in the water. *Lakes Reservoirs: Res. Manage.*, 6, 1, 63–74.
- Herlevi, A., Virta, H., Arst, H., Erm, A. 1999. Results of light absorption/attenuation measurements in Finnish and Estonian lakes in summer 1997. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 48, 1, 46–62.
- Ivanov, A. 1978. *Sissejuhatus okeanograafiasse*. Mir, Moskva, (vene keeles).
- Jerlov, N. G. 1976. *Marine Optics*. Elsevier Oceanography Series 5, Elsevier, Amsterdam Oxford New York.
- Kauer, T., Arst, H., Nõges, T., Tuvikene, L. 2009. Estimation of the phytoplankton productivity in three Estonian lakes. *Estonian J. Ecol.*, 58, 4, 297–312.
- Kauer, T., Arst, H., Tuvikene, L. 2010. Underwater light field and spectral distribution of attenuation depth in inland and coastal waters. *Oceanologia*, 52, 2, 155–170.
- Kirk, J. T. O. 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Kutser, T., Arst, H., Miller, T., Käärman, L., Milius, A. 1995. Telespectrometrical estimation of water transparency, chlorophyll *a* and total phosphorus concentrations on Lake Peipsi. *Int. J. Remote Sensing*, 16, 16, 3069–3085.
- Kutser, T., Arst, H., Mäekivi, S., Kallaste, K. 1998. Estimation of the water quality of the Baltic Sea and some lakes in Estonia and Finland by passive optical remote sensing measurements on board a vessel. *Lakes Reservoirs: Res. Manage.*, 3, 1, 53–66.
- Kutser, T., Herlevi, A., Kallio, K., Arst, H. 2001. A hyperspectral model for interpretation of passive optical remote sensing data. *Sci. Total Environ.*, 268, 1–3, 47–58.
- Leppäranta, M., Reinart, A., Erm, A., Arst, H., Hussainov, M., Sipelgas, L. 2003. Investigation of ice and water properties and under-ice light field in fresh and brackish water bodies. *Nord. Hydrol.*, 34, 3, 245–266.
- Mäemets, A. 1971. *Estonian Limnology*. Valgus, Tallinn.
- Nõges, T., Arst, H., Laas, A., Kauer, T., Nõges, P., Toming, K. 2011. Reconstructed long term time-series of phytoplankton primary production of a large shallow temperate lake: the basis to assess the carbon balance and its climate sensitivity. *Hydrobiologia*, 667, 1, 205–222.
- Nõges, T., Haberman, J., Kangur, A., Kangur, K., Kangur, P., Künnap, H., Timm, H., Zingel, P., Nõges, P. 2003. Võrtsjärve toiduahelad. Haberman, J., Pihu, E., Raukas, A. (toim). Võrtsjärv. Loodus, aeg, inimene. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 393–404.
- Nõges, P., Laugaste, R., Nõges, T. 2003. Fütoplankton. Haberman, J., Pihu, E., Raukas, A. (toim). Võrtsjärv. Loodus, aeg, inimene. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 261–277.
- Ott, I., Kõiv, T. 1999. *Estonian Small Lakes: Special Features and Changes*. Keskkonnaministeriumi Info- ja Tehnokeskus, Tallinn.
- Paavel, B., Arst, H. 2009. Bio-Optical Properties of North European Turbid Lakes and Attenuation

of Solar Light in the Water. VDM Verlag Dr. Müller Aktiengesellschaft & Co. KG Saarbrücken, Germany.

Paavel, B., Arst, H., Herlevi, A. 2007. Dependence of spectral distribution of inherent optical properties of lake waters on the concentrations of different water constituents. *Nord. Hydrol.*, 38, 3, 265–285.

Paavel, B., Arst, H., Metsamaa, L., Toming, K., Reinart, A. 2011. Optical investigations of CDOM-rich coastal waters in Pärnu Bay. *Estonian J. Earth Sci.*, 60, 2, 102–112.

Paavel, B., Arst, H., Reinart, A. 2008. Variability of bio-optical parameters in two North-European large lakes. *Hydrobiologia*, 599, 201–211.

Reinart, A., Arst, H., Erm, A., Trei, T., Hussainov, M. 2001. Optical and biological properties of Lake Ülemiste, a water reservoir of the city of Tallinn II: Light climate in Lake Ülemiste. *Lakes Reservoirs: Res. Manage.*, 6, 1, 75–84.

Reinart, A., Arst, H., Pierson, D. 2005. Optical properties and light climate in Lake Verevi. *Hydrobiologia*, 547, 41–49.

Reinart, A., Herlevi, A. 1999. Diffuse attenuation coefficient in some Estonian and Finnish lakes. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 48, 4, 267–283.

Reinart, A., Herlevi, A., Arst, H., Sipelgas, L. 2003. Preliminary optical classification of lakes and coastal waters in Estonia and south Finland. *J. Sea Res.*, 49, 4, 357–366.

Reinart, A., Paavel, B., Pierson, D. 2004a. Effect of colored dissolved organic matter on attenuation of photosynthetically active radiation in Lake Peipsi. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 53, 2, 88–105.

Reinart, A., Paavel, B., Pierson, D., Strömbeck, N. 2004b. Inherent and apparent optical properties of Lake Peipsi, Estonia. *Boreal Env. Res.*, 9, 5, 429–445.

Sipelgas, L., Arst, H., Kallio, K., Erm, A., Oja, P., Soomere, T. 2003. Optical properties of dissolved organic matter in Finnish and Estonian lakes. *Nord. Hydrol.*, 34, 4, 361–386.

Toming, K., Arst, H., Paavel, B., Laas, A., Nõges, T. 2009. Spatial and temporal variations in coloured dissolved organic matter in large and shallow Estonian water bodies. *Boreal Env. Res.*, 14, 6, 958–970.

Vollenweider, R. A., Kerekes, J. J. 1982. Eutrophication of waters: monitoring, assessment and control. OECD, Paris.

GLOBAL- JA REGIONAALPROBLEEMIDE LAHENDAMINE KAUGSEIRE MEETODITEGA

Tiit Kutser, Ele Vahtmäe, Liisa Metsamaa, Birgot Paavel
Tartu Ülikooli Eesti mereinstituut

Regionaalsed ja eriti globaalsed keskkonnauuringud ei ole mõeldavad ilma kaugseire vahendeid kasutamata, kuna vajalikud mahus kontaktandmete kogumine ei ole võimalik. Eriti aeganõudvad ja kulukad on veekeskonna uuringud, sest uuritava ala on tihti väga suur, kuid uurimislavade kiirused on väikesed. Uuritavad alad ei pruugi olla ligipääsetavad ning uurimislava päeva maksumus on enamasti väga kõrge. Samas on veekeskonna omadused tihti nii ruumiliselt kui ajaliselt väga varieeruvad. Võttes veeproove mõnest harvast konkreetsest punktist saab küll detailse ülevaate sellest punktist mingil kindlal ajahetkel toimunud, kuid juba pisut eemal võivad vee omadused olla kardinaalselt teised. Samuti on kontaktmõõtmiste abil tihti raske uurida paljusid protsesse, kuna piisava sagedusega mõõtmiste teostamine ei ole tehniliselt ega majanduslikult võimalik.

Vee omaduste varieeruvust rannikumeres ning kaugseire kasutamise eeliseid iseloomustab ilmekalt satelliidi ALI pilt Väinamerest (joonis 1). Näiteks on Matsalu lahest välja voolav pruun huumusainerikas vesi oluliselt teistsuguste omadustega kui Väinamere vesi keskmiselt. Samuti on näha, et vee omadused muutuvad kardinaalselt mõnekümne meetri vahemaa jooksul. Seega hinnates Väinamere seisundit mõne väga täpse uurimislavalt toetatud mõõtmise tulemuste põhjal võime saada üsna vale ettekujutuse mere tegelikust olukorrast. Analoogsed probleemid on ka limnoloogias ja madalate vete uurimisel. Näiteks uurimaks järvede osa globaalses süsinikuringes oleks vaja koguda andmeid sadadest tuhandetest järvedest või ideaaljuhul lausa kõigest maailmas olevatest järvedest. Samas piirduvad suuremad kontaktmõõtmistel põhinevad globaalsed uuringud kõigest mõnesaja kuni mõne tuhande järve

mõõtmistulemustel. Põhjataimestiku ning korallriffide seisundi uurimine on veelgi keerulisem, kuna vastavad tööd on seotud sukeldumisega, mille ajaline maht (ja seega uuritava ala suurus) inimese kohta on meditsiinilistel põhjustel väga limiteeritud. Tihti on probleemiks ka riffide suur pindala (Suur Vallrahu 300 000 km²), nende kaugus teaduslikust infrastruktuurist (näiteks üle Vaikse ookeani laialipillatud korallriffid) või ligipääs (madal vesi, murdlainetus, hoovused).

Optiliselt keerukate vete (ranniku- ja siseveed) kaugseire probleemidega on Eesti Mereinstituudis ja selle eelkäijates tegeletud aastakümneid. Tehnoloogia kiire areng nii kaugseire aparatuuri poolel (satelliidid, lennukil paiknevad sensorid) kui ka vee optiliste omaduste uurimiseks vajaliku aparatuuri osas võimaldab kasutusele võtta uudeid meetodikaid kaugseire andmete interpreteerimisel ning hinnata kaugseire abil parameetreid, mis varem polnud võimalik. Allpool on toodud lühikäigete TÜ Eesti Mereinstituudi kaugseire ja mereoptika osakonna viimaste aastate töödest kaugseire meetodite arendamisel ning kaugseire uute rakenduste väljatöötamisel.

MADALATE VETE KAUGSEIRE

Vee kohal satelliitide poolt mõõdetud signaal koosneb paljudest komponentidest. Ligikaudu 90–99% mõõdetavast kiirgusest on tagasi hajunud atmosfääris. See osa kiirgusest ei ole kunagi jõudnud veepinnani ega kanna endas mingit informatsiooni vee omaduste kohta. Osa sensorite poolt mõõdetud kiirgusest on tagasi peegeldunud veepinnalt. Selle signaali põhjal saab uurida näiteks lainetust või reostust veepinnal. Osa nähtavast valgusest jõuab vette ning pärast mitmeid transformatsioone vees ja atmosfääris on mõõde-



Joonis 1.
Vee optiliste omaduste varieeruvus Väinameres mõõdetuna satelliidil EO-1 paikneva sensori *Advanced Land Imager* (ALI) abil. ALI ruumiline lahutus on 30 m.

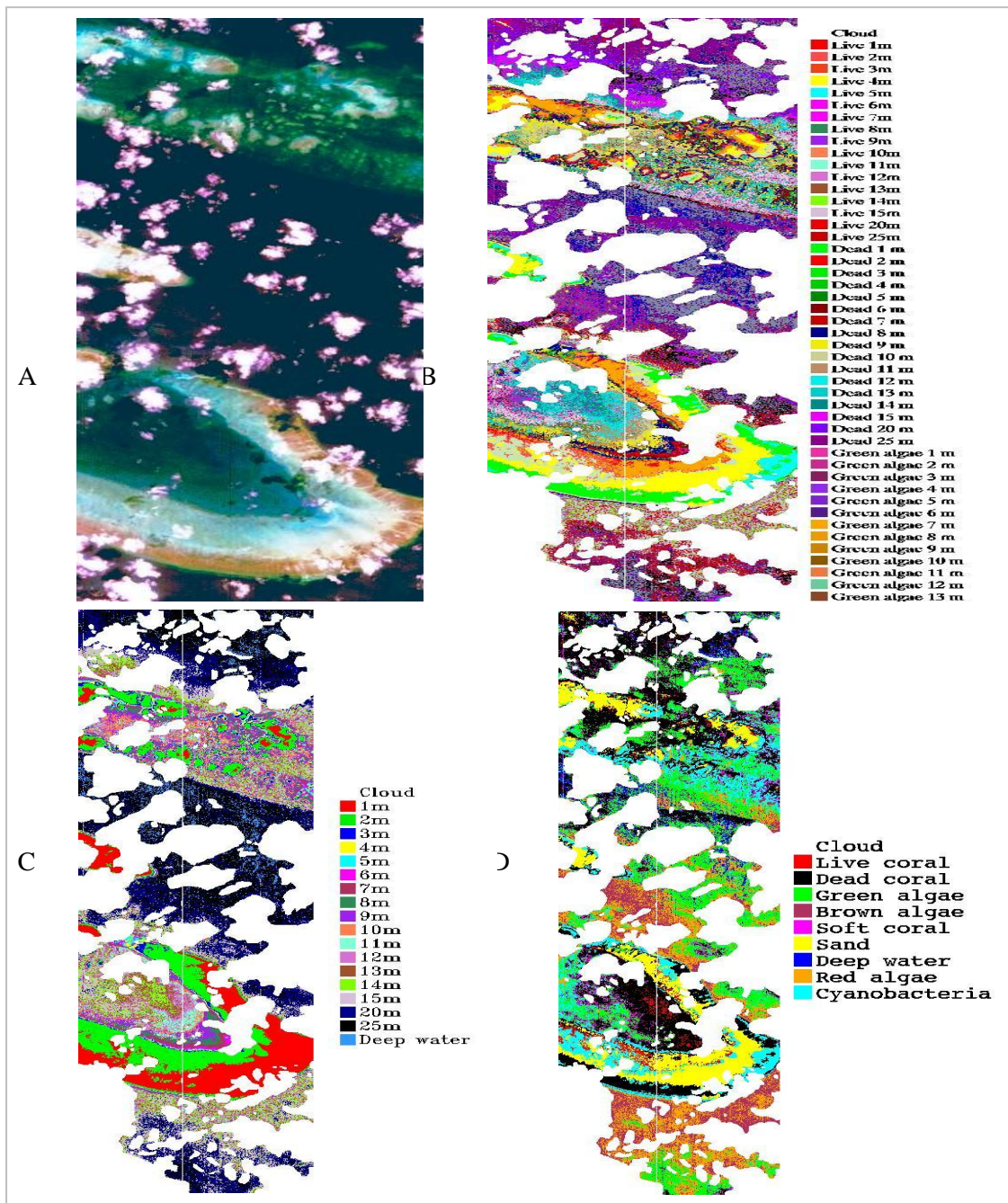
tav kaugseire sensorite poolt. See osa mõõdetavast signaalist annab informatsiooni veesambas leiduvate optiliselt aktiivsete ainete ja nende huljade kohta. Kui vesi on optiliselt madal, jõuab mingi osa valguskiirgusest läbi atmosfääri ja veesamba merepõhjani ning hajub sealt tagasi, kandes endas informatsiooni merepõhja optiliste omaduste kohta. Madalate vete kaugseires on ainult see osa signaalist kasulik informatsioon ja ülejäänud on müra, mis tuleb signaalist eemaldada. Seepärast on madalate vete kaugseire enim arenenud puhastes ookeanivetes, kus vee läbi paistvus on suurim.

Korallrifid on ookeanide vihmametsad, kus paikneb enamus merede liigirikkusest. Mõistmaks viimastel aastakümnetel toimunud kohati drastilisi muutusi neis ökosüsteemides, on vajalik põhjalik uurimine. Selle teostamine sukeldumiste abil on väga aeganõudev ja kulukas ning uuritava ala suurus on riffide pindalaga võrreldes tühine. Korallrifid katavad suuri alasid (näiteks Suur Vallrahu 300 000 km²). Suur osa neist paikneb geograafiliselt eraldatud piirkondades ning paljud piirkonnad on sukeldujatele kas ligipääsmatud (mõnede atollide laguunid) või töötamiseks liiga ohtlikud (näiteks murdlainetuse tõttu). Korallrifide seisundi hindamisega kaugseire meetoditel on tegeletud juba üle kahe aastakümne (Jupp jt 1985), kuid üheks põhiprobleemiks on jäänud vee sügavuse muutustest ja merepõhja tüübi (korall, vetikad, jne) vaheldumisest tingitud kaugseire signaali muutuste eristamine teineteisest. See tähendab, et põhjatüüpide kaardistamiseks on olnud vajalik mingigi informatsioon vee sügavuse kohta ning kontaktandmete (soovitavalt kogutud satelliidi ülelennuga samal ajal) olemasolu. Samas ei ole käesolevaks ajaks veel isegi kõikide maailma korallrifide asukoht kaardistatud, rääkimata sellest, et sealt oleks olemas vee sügavuse kaardid või informatsiooni põhjatüüpide kohta.

Kuna senised meetodid kasutasid statistilisi seoseid põhjatüübi ja kaugseire andmete vahel (Jupp jt 1985; Andréfouët jt 2003), siis olid tulemused suures sõltuvuses pildiinformatsiooni kvaliteedist

ning merepõhja iseloomust konkreetse uurimispiirkonnas. Saadud tulemuste puuduseks on lookaalsus: ühe rifi jaoks välja töötatud kaugseire algoritme ei saa automaatselt kasutada mujal. Samas kohas erinevatel aegadel tehtud piltide analüüsimine on samuti olnud keerukas, kuna atmosfääri ja valgustustingimuste muutuste mõju on piltidelt raske täielikult eemaldada ning need avaldavad igal pildil erinevat mõju statistiliste seoste abil saadud merepõhja klassifikatsiooni tulemustele. Lisaks sellele on olnud keeruline erineva ruumilise ja spektraalse lahutusega satelliitide kasutamine isegi samas kohas, sest igale sensorile on vaja välja töötada oma kaugseire algoritme.

Nendele probleemidele pakub lahenduse merepõhja, veesamba ja atmosfääri füüsikalistel omadustel põhinev kaugseire andmete klassifitseerimise meetodika (Kutser jt 2006c), mis võimaldab hinnata vee sügavust ja merepõhja tüüpi samaaegselt ning ei vaja kontaktandmeid konkreetsest uurimispiirkonnast. Selle rakendamiseks on vaja teada erinevate põhjatüüpide (elusad ja surnud korallid, liiv, vetikad, jne) optilisi omadusi ning omada mõningat informatsiooni vees leiduvate optiliselt aktiivsete ainete (fütoplankton, mineraalsed osakesed, huumusained) varieeruvuse ulatuse kohta uuritavas piirkonnas. Kasutades kiirgusülekande võrranditel põhinevat mudelit koostatakse spektrikogu, kus iga põhjatüübi, vee sügavuse ja veesamba omaduste kombinatsiooni jaoks arvutatakse vee heleduskoefitsiendi spekter. Põhjatüüp, vee sügavus ja vee omadused uuritava satelliidi (või lennuvahendilt tehtud) pildil tehakse kindlaks võrreldes pildi iga piksli spektrit teadaolevate omadustega spektrikogu spektritega, kasutades selleks näiteks n-mõõtmelist võrdlusmeetodit *Spectral Angle Mapper* (SAM). Tulemuseks on põhjatüüpide ja vee sügavuse kaart (joonis 2B). Vastavalt konkreetsele huvile saab seda tulemust kasutada kas sügavuse kaardina (joonis 2C, kus kõik samal sügavusel olevad põhjatüübid on esitatud sama värviga), või põhjatüüpide kaardina (joonis 2D, kus kõik põhjatüübid on esitatud sama värviga). Kuna väljatöötatud



Joonis 2.

Satelliidil EO-1 paikneva sensori Hyperion pilt Cairns'i ja Osterlandi riffidest Suure Vallrahu põhjaosas (A) ning sellest toodetud põhjatüübi ja sügavuse kaart (B), mille legendil enamus põhjatüüpe tehnilistel põhjustel puudub. Joonised C ja D kujutavad vastavalt sügavuse ja põhjatüübi kaarte, mis on saadud joonisel B oleva informatsiooni kujutamisel kahe eraldi kaardina.

meetod (Kutser jt 2006c) põhineb erinevate põhjatüüpide, nende kohal paikneva veesamba ja atmosfääri optilistel omadustel, mitte iga konkreetse satelliidipildi statistilistel omadustel, siis on see meetod kasutatav igal pool ning ka piirkondades, kust puuduvad kontaktmõõtmiste andmed.

Lisaks põhimõtteliselt erinevale põhjatüüpide klassifitseerimise meetodi väljapakumisele on samas töös (Kutser jt 2006c) testitud ka teistsugust pilditöötluse põhimõtet. 'Klassikaline' pilditöötlus algab atmosfäärikorrektsiooniga. See tähendab, et pildilt eemaldatakse see osa mõõdetud signaalist, mis on tekkinud atmosfäärist tagasihajunud kiirgusest ja ei anna mingit informatsiooni vee omaduste kohta. Satelliidi poolt vee kohal mõõdetud kiirgusest ületab sellise kiirguse osa 90%. Vajadusel teostatakse vee pinnapeegelduse korrektsioon ehk eemaldatakse mõõdetud signaalist see osa kiirgusest, mis on peegeldunud vee-pinnalt. Kui tegu on merepõhjatiüpide kaardistamisega, siis tuleb veel eemaldada ka teadmata sügavuse ning tundmatute optiliste omadustega veesamba mõju enne, kui saab põhjatüüpide klassifitseerimisele asuda. Meie katsetused näitasid, et oluliselt paremaid merepõhja klassifitseerimise tulemusi saab modelleerides põhjatüüpide spektreid nii nagu nad paistaks läbi erinevate optiliste omaduste ning sügavusega veesamba ja muutuvate omadustega atmosfääri, kasutades saadud spektrikogu satelliidi toorpildi (ilma atmosfäärikorrektsioonita) klassifitseerimisel. Selle põhjuseks on tõenäoliselt asjaolu, et nii atmosfääri- kui veesamba korrektsioon vähendavad oluliselt kasutatava signaali intensiivsust, kuid ei vähenda signaali müra. Pealegi on mõlema protsessi puhul tegemist pöördülesandega, millel ei pruugi olla ühest lahendit.

Kuna spektrikogu spektrid on kergesti ümberarvutatavad iga konkreetse sensori spektraalset lahutusvõime jaoks, siis ei ole ka probleemiks erinevate sensorite kasutamine. Erinevalt 'klassikalistest' meetoditest, kus põhjatüübi identifitseerimiseks kasutatakse kahes-kolmes spektrikanalis

mõõdetud kiirguste suhteid, tugineb pakutud meetod kogu mõõdetud spektri kasutamisele. Kogu mõõdetud spektraalse informatsiooni kasutamine ning lähtumine merepõhja, veesamba ja atmosfääri füüsikalistest omadustest annabki võimaluse klassifitseerida samaaegselt nii põhjatüüpe kui ka hinnata vee sügavust ja selles leiduvate optiliselt aktiivsete ainete (fütoplankton, hõljum, lahustunud orgaanilised ained) hulka.

Üheks oluliseks kriteeriumiks erinevate põhjatüüpide edukaks identifitseerimiseks kaugseire abil on ka sobiva põhjatüüpide klassifikatsiooni kasutamine. Kuna vett suudab läbida ja merepõhja omadustest informatsiooni anda vaid nähtava valguse lainepikkustel leviv kiirgus, siis peab põhjatüüpide klassifikatsioon põhinema nende optilistel omadustel. Samas peab see omama mõistatavat tähendust ka korallriffide bioloogia ja ökoloogia vaatevõist. On tehtud katseid kasutada ühtset põhjatüüpide klassifikatsiooni korallriffide kaardistamiseks üle maailma (Andréfouët jt 2003). Kuna kasutatud klassifikatsioon ei lähtunud põhjatüüpide optilistest omadustest, siis ei olnud saadud kaugseire tulemused eriti positiivsed. Maailma eri piirkondades kogutud spektraalse informatsiooni võrdlemine meie poolt mõõdetud andmetega (Kutser jt 2003, 2006c; Kutser, Jupp 2006) näitas, et pruun-, puna-, ja rohevetikate, meriheinte ja korallide heleduskoeffitsiendi spektrites on igale rühmale tüüpilised tunnused sõltumata nende kasvukohast. See võimaldab korallriffide põhjatüüpide jämeda klassifikatsiooni puhul kasutada nii-öelda 'keskmisi' heleduskoeffitsiendi spektreid ning ei pea tingimata uurima, millised liigid asustavad konkreetset uuritavat ala ning millised on nende konkreetsete liikide optilised omadused. Üheks oluliseks järelduseks on see, et koralle ei ole kaugseire abil võimalik identifitseerida liikide tasemel, kuna varieeruvus sama liigi korallide optilistes omadustes võib olla sama suur kui varieeruvus eri liiki korallide optiliste omaduste vahel (Kutser, Jupp 2006). Näiteks võivad sama liiki korallid olla pruunikad, sinakad või rohelised. Samas on suure spektraalse lahutusega

sensorite abil võimalik eristada tüüpilisi kollakaspruune, siniseid ja rohelisi koralle üksteisest, kasutades optilisi meetodeid.

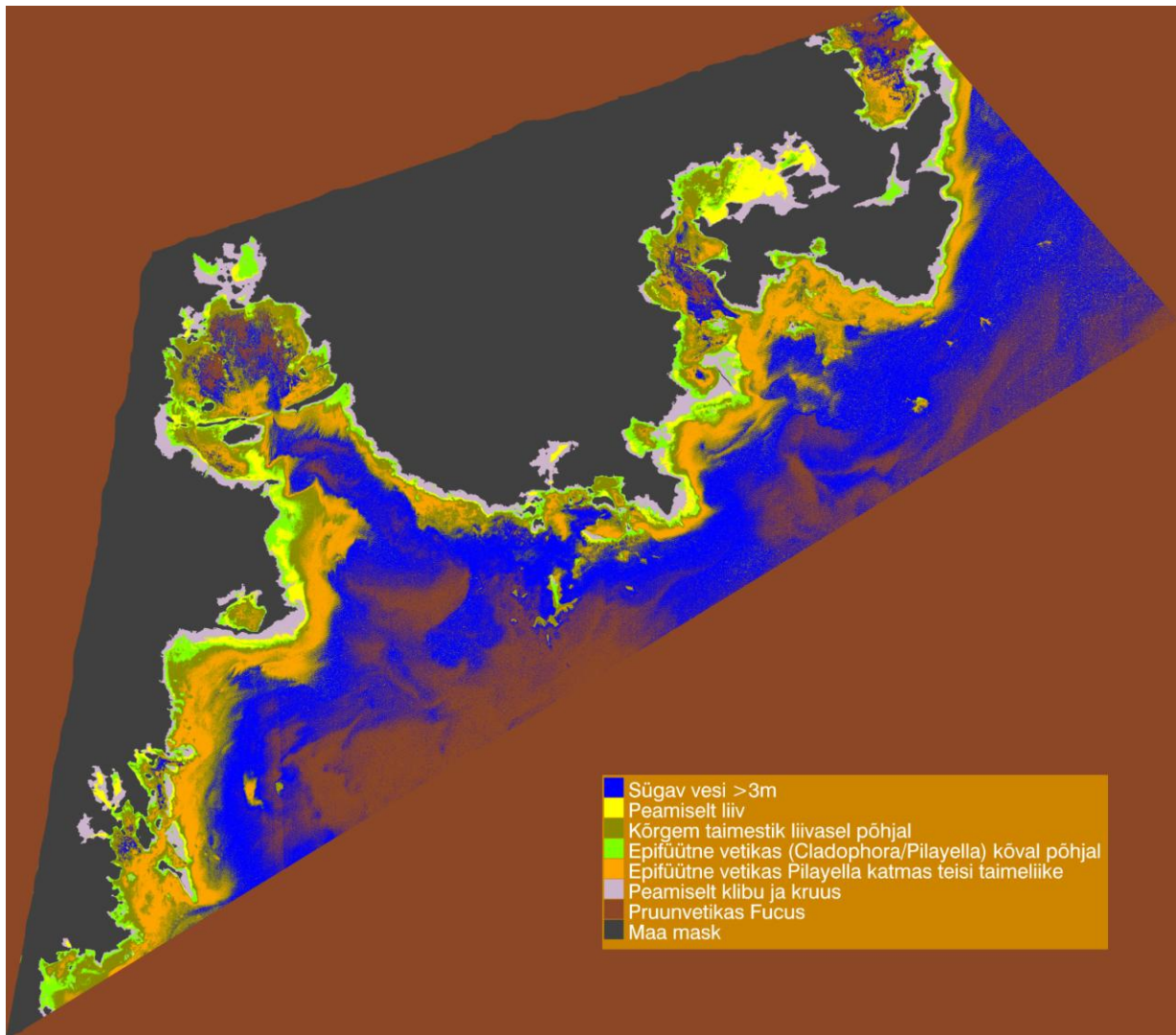
Kui selgetes ookeanivetes on merepõhjatüüpide kaugseire abil tuvastamise võimalusi uuritud juba aastakümneid, siis hägusates, optiliselt palju keerukamates, vetes on selle probleemi lahendamine alles algfaasis. Näiteks Läänemeres on mõõdetud keskkonnaseisundi indikaatorliikide ning erinevate merepõhjatüüpide optilisi omadusi ning neid hinnatud, tuginedes mudelarvutustele, kas ja kui sügavas vees oleks Läänemeres võimalik põhilisi põhjataimestiku rühmi (pruun-, puna- ja rohevetikad) üksteisest eristada, kui sügavas vees on see võimalik ning milliseid kaugseire sensoreid peaks selleks kasutama (Kutser jt 2006de; Vahtmäe jt 2006, 2007). Meie uurimistulemused näitavad, et puna-, rohe- ja pruunvetikad on ideaalsetes oludes kaardistatavad kuni nende sügavusteni, kus vastavad põhjataimestiku rühmad Läänemere vetes veel esinevad. Seda juhul kui kasutada suure spektraalse lahutusega sensoreid. Samas on põhjataimestiku ruumiline jaotus Eesti rannikuvetes nii muutlik, et vaja oleks kasutada suure ruumilise lahutusega satelliite nagu QuickBird (ruumiline lahutus 2,4 m, 4 spektrikanalit) ja WorldView-2 (ruumiline lahutus 1,8 m, 8 spektrikanalit) või hoopis lennukil paiknevaid spektromeetreid, mis ainsana pakuvad vajalikku spektraalset ja ruumilist lahutust koos.

Mõne suhteliselt laia (20–30 nm) spektrikanaliga nähtavas spektriosas ei ole võimalik kasutada meie poolt välja töötatud füüsikalisi meetodeid (modelleeritud spektrikogusid). Mudelarvutused näitasid, et selliste sensorite spektraalne lahutus ei ole piisav eristamiseks mitmeid olulisi põhjataimestiku rühmi. Meie praktiline kogemus Eesti rannavetest (joonis 3) näitab, et juhul, kui uuritavast piirkonnast on piisaval hulgal *in situ* mõõtmiste andmeid, siis on see võimalik, kui lisaks spektri kujule kasutatakse ära ka spektri numbriline väärtus ehk heledus. Eesti rannikuvete põhjataimestikku kaardistatakse ka lennuvahen-

ditelt. Näiteks on joonisel 4 toodud spektromeetri CASI piltidel põhinev põhjataimestiku kaart Vilsandi saare ümbrusest.

Madalate vete kaugseire probleemidega tegelemise käigus töötati välja uudseid meetodeid nii välitööde läbiviimiseks kui pilditöötluse arendamiseks (Kutser jt 2007b, 2009b). Kuna meriheinte biomassi kogumine, kuivatamine ja kaalumise on väga aeganõudev protsess, siis kasutati senini põhiliselt meetodit, kus sukeldujad hindasid biomassi visuaalselt, jagades selle tiheduse järgi näiteks viide klassi. Selline meetod eeldab pikka veealust treeningut ja selle käigus teatud koguse meriheinte kogumist. Viimane on näiteks kaitsealadel keelatud. Meie poolt pakutud meetod (Kutser jt 2007b) põhineb veealustel fotodel biomassi hindamisel, kasutades selleks laboris mõõdetud biomassiga ning fikseeritud suurusega (25×25 cm) testalade fotosid. Testaladelt tuleb küll klassifikatsiooni väljatöötamise käigus samuti korjata kogu biomassi, see kuivatada ja kaaluda, aga tegemist on ühekordse protseduuriga. Uuritava ala ja mõõdetud biomassiga ala fotode võrdlus toimub küll samuti visuaalselt, kuid annab väga häid tulemusi ka praktiliselt treenimata personali kaasates. Oluliseks eeliseks võrreldes senise meetodiga on asjaolu, et kogu sukeldumiste aeg kulub reaalse informatsiooni kogumisele, mitte eksperptide koolitamisele ja treenimisele. Meetod on kasutatav nii kaugseire andmete kontrollimiseks kui ka iseseisva kiire veealuse meetodina biomassi hindamiseks.

Varasemad meetodid pinnapeegelduse eemaldamiseks kaugseire piltidelt (Hochberg jt 2003) põhinesid eeldusel, et lähisinfra punases spektriosas puudub veest tulev kiirgus. See eeldus ei ole tõene füüsiliselt madalas (alla 2 m) vees kasvava taimestiku, aga ka näiteks tugeva fütoplanktoni õitsengu korral. Mõlemal juhul korrigeeritakse pilti üle, mille tulemusena muutub vee heleduse spekter ja seega ei ole võimalik pilditöötluses kasutada füüsikalisi meetodeid. Meie poolt välja pakutud meetod (Kutser jt 2009b) põhineb eeldusel,

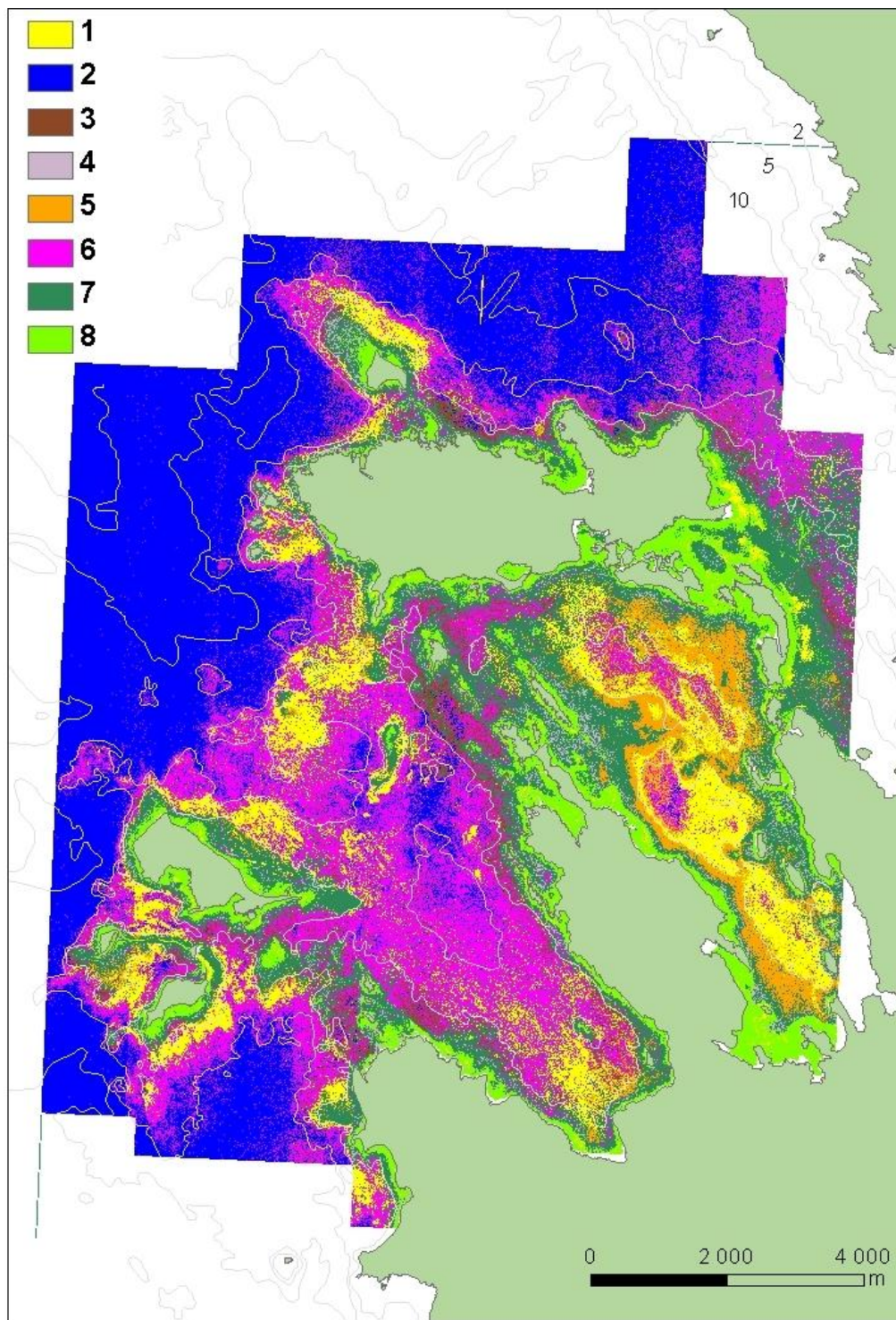


Joonis 3.

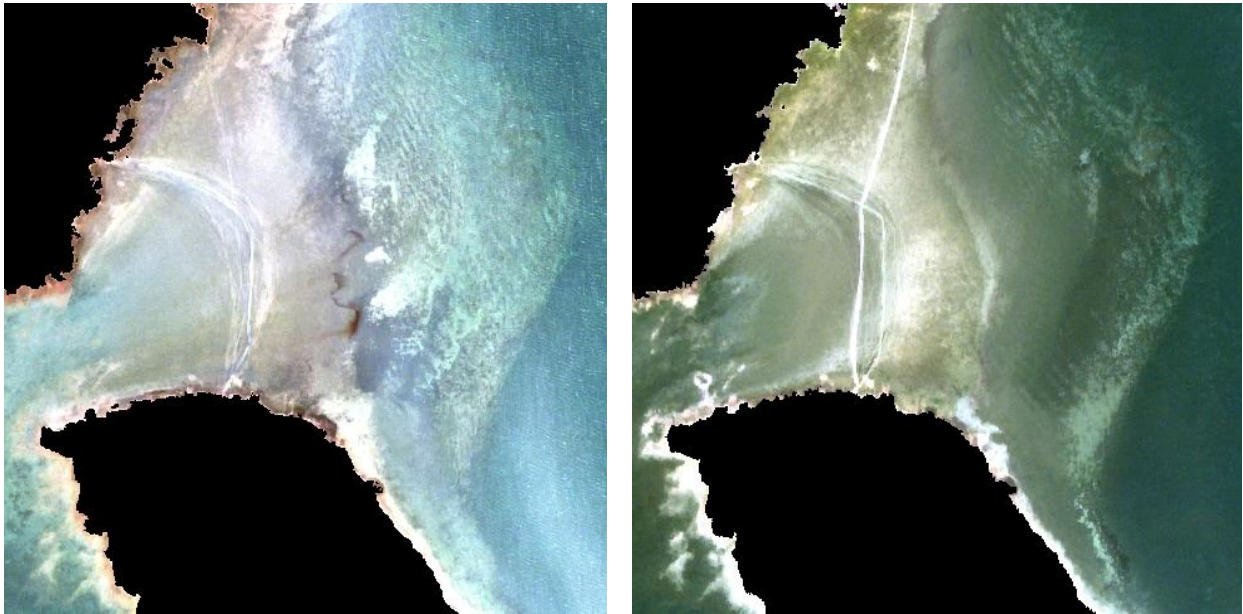
Satelliidi WorldView-2 pildist saadud põhjatüüpide kaart Kõiguste lahe ümbrusest. Satelliidipildi klassifitseerimisel on kasutatud veealuse video andmeid ning maksimaalse tõepära meetodit.

et hapniku neeldumisjoon 760 nm ümbruses on vee heleduskoefitsiendi (veest tuleva ja pealelangeva kiirguse suhe) spektris näha vaid juhul kui veest tulev kiirgus sisaldab olulisel määral pinnalt peegeldunud kiirgust.

Me näitasime, et selle neeldumisjoone sügavus on proportsionaalne pinnapeegelduse hulgaga ja see-ga saab seda ära kasutada pinnapeegelduse eemaldamiseks, rikkumata seejuures heleduskoefitsiendi spektri kuju.



Joonis 4.
Lennuvahendil paikneva spektromeetri CASI pildist toodetud põhjataimestiku kaart Vilsandi saare ümbrusest. Kasutatud klassid on järgmised: 1 – taime-
stikuta liiv, 2 – üle 5 m sügavused alad, 3 – põisadru *Fucus vesiculosus*, 4 – taime-
stikuta paekiviplaad, 5 – tihe *Chara*, sub-
straati pole näha, 6 – tihe niit-
jate vetikate kiht, substraati pole näha, 7 –
kõrgemad taimed liivapõhjal, 8 – rohevetikad kivisel põhjal.



Joonis 5.

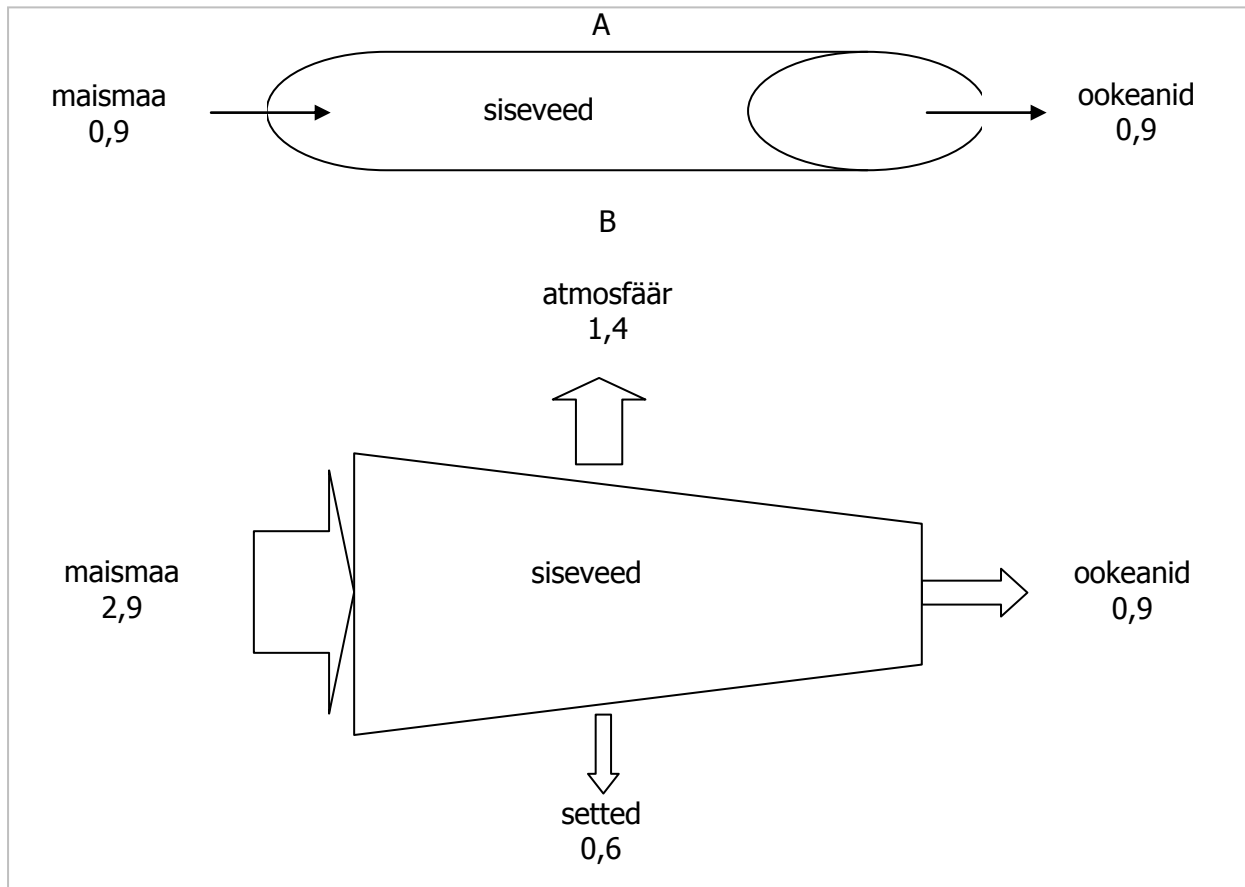
Hiiumaa ja Saarnaki laiu vaheline mereala aastal 2005 (vasakul) ning 2008 (paremal).

GLOBAALSE SÜSINIKURINGEGA SEOTUD UURINGUD

Globaalsed süsinikuringe mudelid, näiteks need, mida kasutatakse Rahvusvaheliste Kliimamuutuste Paneeli (IPCC) poolt, eeldavad, et siseveekogud on inertsed 'torud', mis transpordivad süsinikku maismaalt ookeanidesse (joonis 6A). See tähendab, et praegustes mudelites siseveekogud ja nendes toimuvad protsessid puuduvad. Uuemad uurimused (Tranvik jt 2009; Battin jt 2009) näitavad, et tegelikult on siseveekogud, eriti järved, süsinikuringes väga olulisel kohal. Praegused hinnangud (joonis 6B) näitavad, et järvedes settiv süsiniku hulk on samas suurusjärgus maismaalt maailmameredesse jõudva süsiniku hulga ning siseveekogudest erinevate protsesside tulemusena eralduva süsiniku (CO_2 , CH_4) hulk on isegi suurem kui ookeanidesse jõudva süsiniku hulk. Seega ei saa mingil juhul väita, et siseveekogudel ei ole rolli globaalses süsinikuringes. Samas on joonisel 6B esitatud tulemused (Tranvik jt 2009) saadud piiratud

hulka järvesid uurides ning kasutades statistilisi hinnanguid järvede hulga kohta Maal. Ainuke realistlik võimalus saada teada tegelik järvede hulk ning süsiniku hulk neis on kasutada kaugseiret.

Kaugseire abil on võimalik koguda informatsiooni veekogu optiliste omaduste (värvi) kohta. Seega ei ole nii võimalik otseselt hinnata värvust mitte omavate ainete (lahustunud süsinik, CO_2 , jne) hulkasid. Boreaalse vööndi järvedes on huumusainete (annavad veele pruuni värvuse) kontsentratsioon üldiselt korrelatsioonis lahustunud süsiniku üldhulgaga vees (Tranvik 1990). Kui kaugseire abil saaks hinnata huumusainete hulka vees, siis saaks tulemustest arvutada ka lahustunud süsiniku hulga nendes vetes. Samas on lahustunud süsiniku hulk järvede vees korrelatsioonis süsihappegaasi küllastusega (Sobek jt 2003). Seega, kui õnnestub kaugseire abil määrata huumusainete hulka järvedes, siis on võimalik leida ka iga järve vees lahustunud süsiniku hulk ning hinnata potentsiaalselt atmosfääri paisatava CO_2 hulka.



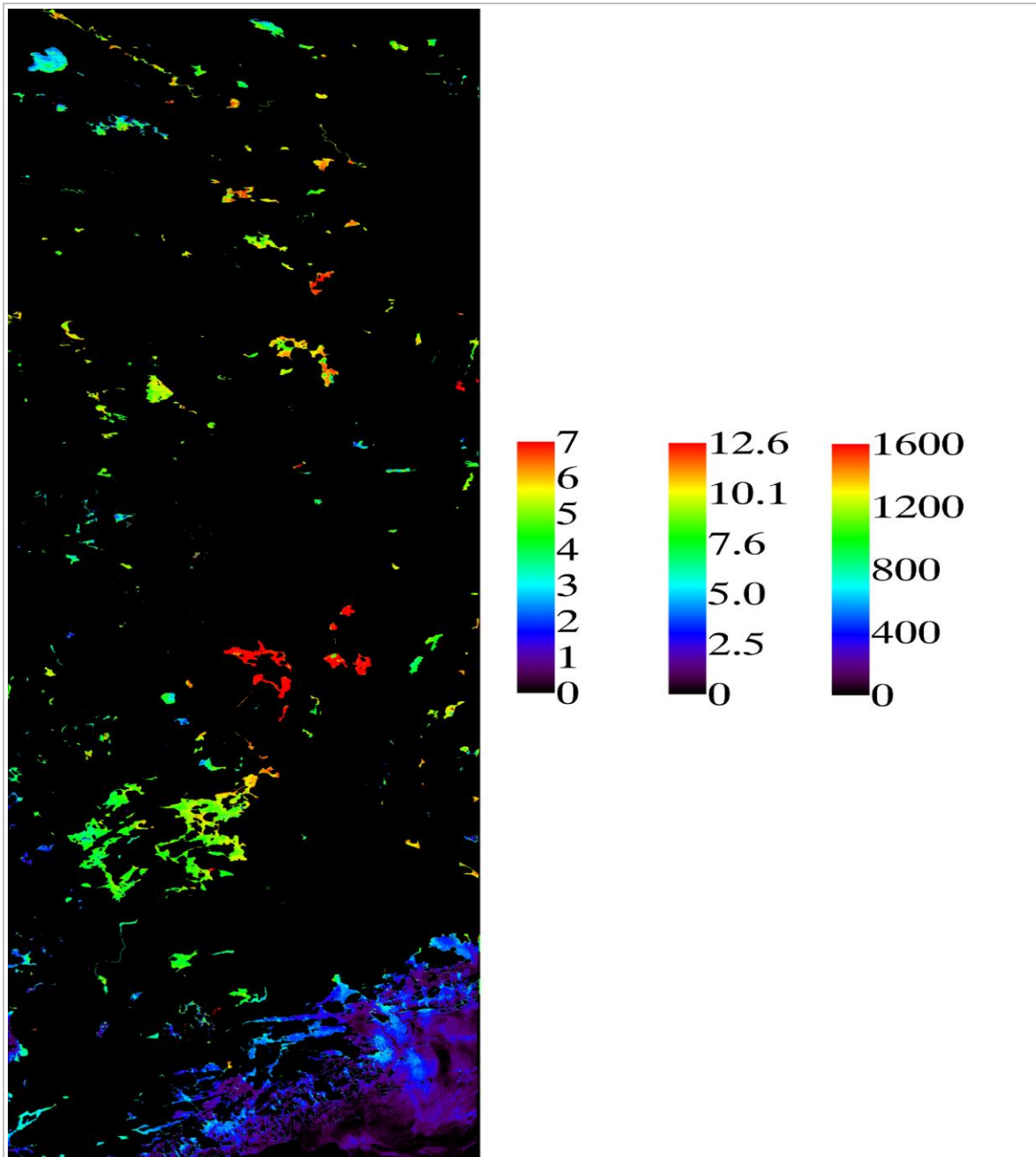
Joonis 6.

Süsiniku vood maismaalt ookeanidesse: A) vastavalt traditsioonilisele lähenemisele nagu näiteks IPCC poolt kasutatavates mudelites, B) vastavalt uuematele teadustulemustele (Tranvik jt 2009). Numbrid näitavad süsiniku hulka petagrammides aastas.

Kasutades alguses optilist modelleerimist ning tehnoloogiliste võimaluste avanedes ka reaalseid satelliidiandmeid õnnestuski näidata, et kaugseire abil on võimalik hinnata huumusainete hulka järvede vees ning seega hinnata lahustunud orgaanilise aine hulka ning süsihappegaasi küllastust boreaalse vööndi järvedes (Kutser jt 2005ab) (joonis 7). See tulemus võimaldab limnoloogidel astuda suure sammu edasi järvedes toimuvate protsesside ning võimalike kliimamuutuste mõjude uurimisel, kuna uuritavate järvede hulk kasvab

mõnelt kümnelt (tavaline järvede hulk ühes uurimisprojekti) tuhandetesse, haarates vajadusel kas või kõiki boreaalses vööndis või ka kõiki Maal asuvaid järvi.

Eeltoodud uurimustes kasutati eksperimentaalset sensorit ALI, mis ei võimalda kaardistada süsiniku hulka kõigis maailma järvedes. Piisava ruumilise lahutuse (30 m) ja globaalse katvusega sensoritest on praegu saadaval ainult Landsat seeria satelliidid. Kuna need sensorid on ehitatud hellel maist uurimiseks, siis ei ole nende tund-



Joonis 7.

Satelliidil EO-1 paikneva sensori ALI abil saadud huumusainete (CDOM – *coloured dissolved organic matter*), lahustunud süsiniku (DOC – *dissolved organic carbon*) ning süsihappegaasi küllastuse ($p\text{CO}_2$) kaart lõuna Soome järvedest.

likkus piisav optiliselt tumedate objektide, nagu veekogud, uurimiseks ega süsiniku hulga hindamiseks järvedes (Kutser 2010a). ALI tehniliste parameetritega ning globaalse katvusega järgmise põlvkonna Landsat seeria satelliit peaks orbiidile jõudma 2012. aasta lõpus. Siis kulub veel mõni aasta, et katta piltidega kogu Maa ning kaardistada ka süsiniku hulka järvedes. Esmase kiirema versioonina oleme lõpetamas järvede tegeliku hulga ja pindala kindlakstegemist Maal, kasutades selleks Landsat'i piltide arhiive. Teise samana leiame lahustunud süsiniku hulgad nende piirkondade jaoks, kus ALI pildid on juba olemas (Kutser jt 2009a) ning ekstrapoleerime saadud piirkondlikud statistikad valmivale Maa järvede kaardile. Nii on võimalik saada täpsem tulemus joonisel 6B toodud hinnangutele.

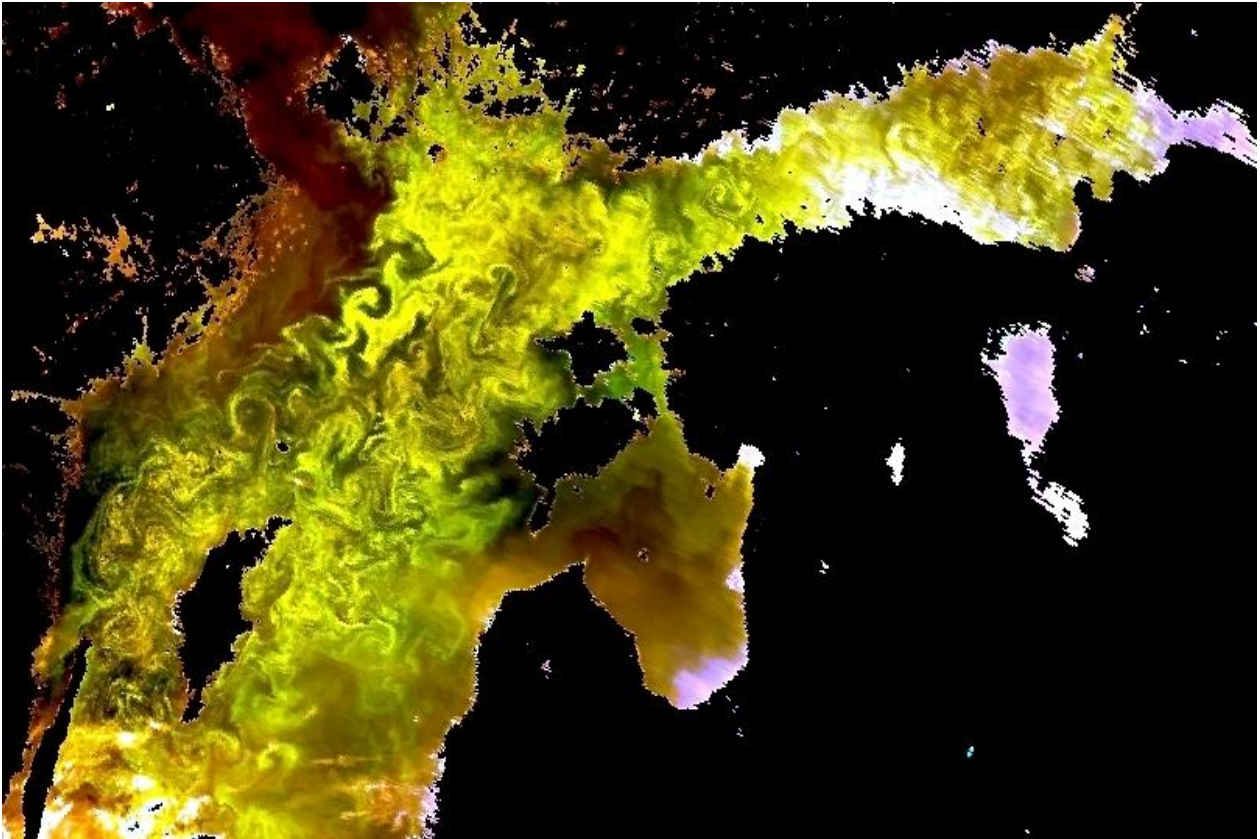
Lisaks globaalsetele uuringutele on välja töötatud lahustunud orgaanilise aine hindamise algoritmid olulised ka joogivee ressurside majandamisel. Nimelt tekivad joogivee kloreerimisel huumusainetega reageerimisel kantserogeensed ühendid, mille negatiivne mõju on juba kinnitust leidnud (Koivusalo jt 1997). Lisaks võivad vees lahustunud süsinikuühendite reageerimisel klooriga tekkida ka mutageensed ühendid (McDonald, Komulainen 2005). Huumusainetel on leitud ka hormoonilaadseid omadusi (Steinberg jt 2003). Kliimamuutuste tõttu muutuv sademete hulk võib põhimõtteliselt nii suurendada kui vähendada maapinnast järvedesse uhutavate huumusainete hulka. Kaugseire abil on nüüd võimalik jälgida regionaalseid muutusi huumusainete kontsentratsioonides eri järvedes ning teha kogutud materjali põhjal prognoose optimaalse pinnavee kasutamise osas (näiteks kas on mõistlikum ehitada joogiveetrass mõnest teisest järvest või suurendada kulutusi huumusainete eemaldamiseks joogiveest).

Lisaks eelmainitud efektidele on huumusainetel oluline mõju ka veealusele valguskliimale ning energiabilansile. Huumusained neelavad väga tugevasti valgust sinises spektriosas, vähendades seega fotosünteesiks kättesaadavat energiat ja kahandades veekogude primaarproduktiooni.

Huumusainete poolt neelatud valgus soojendab oluliselt vee pinnakihti. Need protsessid on eriti olulised arktilistes vetes, kus kliimamudelid ennustavad väga suurt huumusainete hulga kasvu soojemas ja niiskemas kliimas sulava igikeltsa tõttu. Soojem ja niiskem kliima soodustab ka merejää sulamist Arktikas. Huumusainete hulga suurenemise tõttu kasvav merepinna ülemise kihi (1–2 m) soojenemine kiirendab seda protsessi veelgi. Praegu on suvisel perioodil Põhja-Jäämeres ookeanivetest erinevate optiliste omadustega vett 17 miljonil ruutkilomeetril (Kutser 2010b). Kui see ala peaks suurenema või huumusainete hulk sellel alal kasvama, avaldab see kindlasti olulist mõju soojusbilansile Arktikas ja kliimale kogu maailmas.

POTENTIAAALSELT TOKSILISTE TSÜANOBAKTERITE ESINEMISE TUVASTAMINE JA ÕITSENGUTE SEIRE

Potentsiaalselt toksilised tsüanobakterite (sinivetikad) massesinemised (õitsengud) on probleemiks paljudes veekogudes, põhjustades näiteks kalade ja loomade hukkumist, aga tihti ka olulist kahju turismile. Suureks probleemiks on tsüanobakterite õitsengud Läänemeres, kus need leiavad aset igal suvel ning katavad kohati merealaseid, mis on suuremad kui 100 000 km² (Kahru 1997). Harvade punktmõõtmistega uurimislaevadelt või ka kasutades automaatanalüsaatoreid reisi- ja kaubalaevadel ei ole praktiliselt võimalik saada adekvaatset informatsiooni õitsengute ulatuse ja liikumise kohta. Õitsengute ulatuse määramine on väga lihtne satelliitide abil (Kutser 2009) (joonis 8), kuna erinevalt enamusest teistest fütoplanktoni liikidest suudavad tsüanobakterid ise veesambas liikuda ning kogunevad tihti pinnalähedasse kihti või ka veepinnale ning on siis kergesti erinevate kaugseire sensorite poolt kaardistatavad. Lisaks õitsengu ulatusele on oluline teada ka tsüanobakterite hulka vees. Näiteks on esitatud hüpoteesi (Vahtera jt 2007), et reovete parem puhastamine Läänemere ümbruses suurendab tsüanobakterite õitsenguid, andes neile konkurentsieelise, kuna suvel pärsib teiste fütoplanktoni liikide



Joonis 8.

Satelliidi MODIS kilomeetrise ruumilise lahutusega pilt tsüanobakterite õitsengust Läänemeres 22. juulil 2002.

hulka lämmastiku puudus. Tsüanobakterid suudavad aga omastada lämmastiku atmosfäärist. Seejuures võib tsüanobakterite poolt fikseeritud lämmastiku hulk olla hinnanguliselt kuni pool kogu valgalalt Läänemerre suubuvast lämmastiku-kogusest. Samuti võib tsüanobakterite hulka suu rendada kliima soojenemine, sest õitsengute eelduseks on suhteliselt kõrged (üle 17°C) vee temperatuurid. Nende hüpoteeside kontrollimiseks ning Läänemere ökoloogia paremaks mõistmiseks on vaja teada tsüanobakterite biomassi.

Biomassi hindamiseks sai välja töötatud uudne meetod, mis on analoogne eelkirjeldatud madalates vetes põhjatüüpide ja vee sügavuse sama-

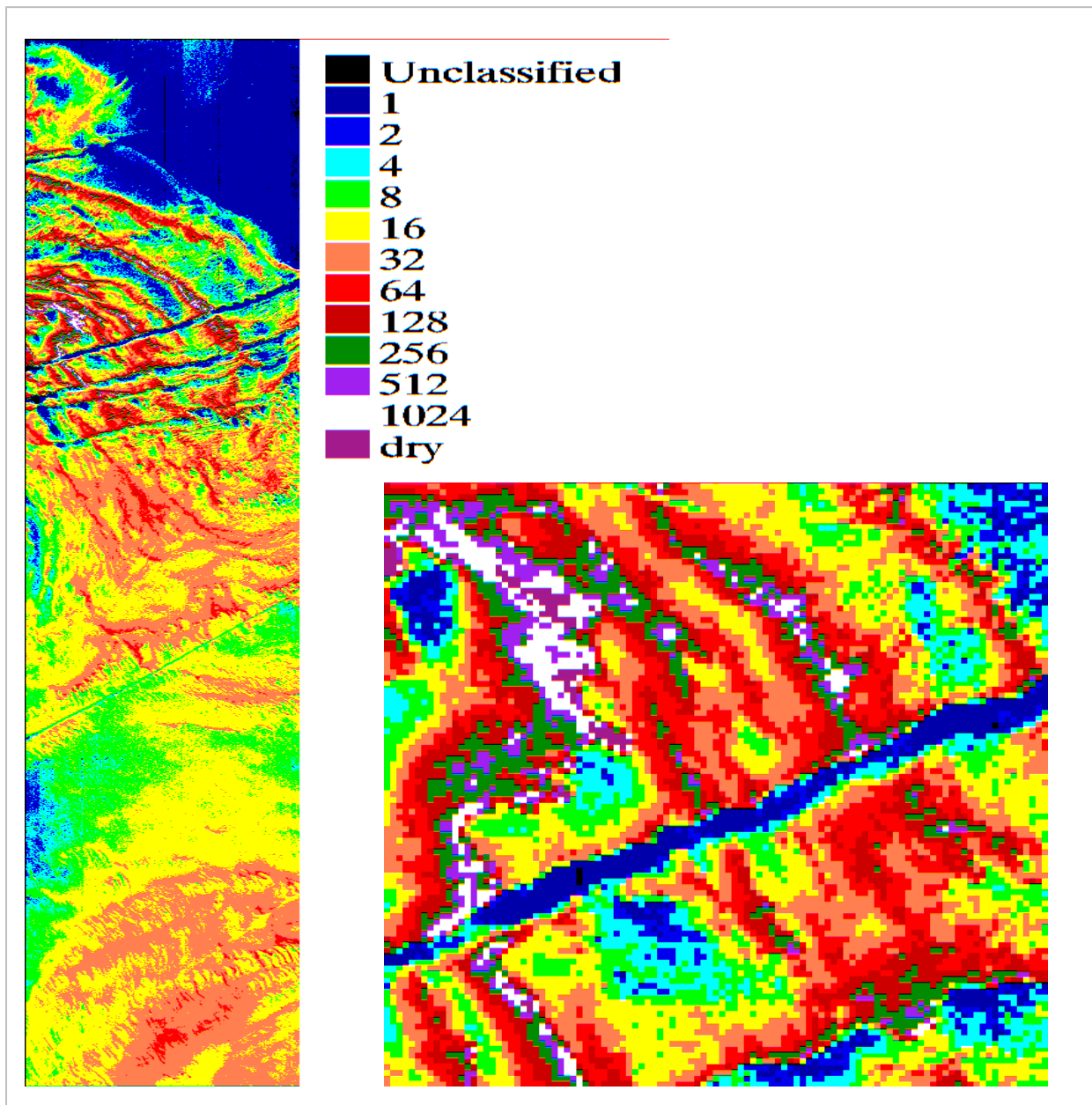
aegse hindamise meetodiga (Kutser 2004). Biomassi hindamiseks kasutatakse kogu kaugseire spektrit nähtavas ja lähisinfrapunases spektriosas, võrreldes seda tuntud biomassiga vee spektritega. Seejuures võivad tuntud omadustega vee spektrid olla kas mõõdetud või modelleeritud. Kuna tsüanobakterite õitsengutest on väga vähe kontaktmõõtmiste abil kogutud informatsiooni, siis on praktiliselt ainsaks võimaluseks kasutada modelleeritud spektreid. Tuginedes laboris mõõdetud tsüanobakterite kultuuride ning Läänemere vete optilistele omadustele modelleeriti vee heleduskoeffitsiendi spektreid kindla biomassi hulgaga vete jaoks. Modelleeritud spektrite kaugseire pilte interpreteerimisel kasutades ilmnes, et tsüanobak-

terite hulk Läänemere pinnakihis võib olla kümneid kuni sadu kordi suurem kui seni arvatud (Kutser 2004; Reinart, Kutser 2006). Pildimaterjali ja veeproovide kogumiseks kasutatavate meetodikate analüüs näitas, et tsüanobakterite õitsengute ajal on vaja muuta laevadelt veeproovide võtmise tehnoloogiat, et saada adekvaatset hinnangut vees leiduvate tsüanobakterite hulga kohta. Põhiliseks vääraseks eelduseks on siin ühtlaselt segunenud veesamba olemasolu eeldamine. Läänemeres moodustub suvel segunenud pinnakiht paksusega 10–25 meetrit. Läbivoolusüsteemiga varustatud reisi- ja kaubalaevadelt kogutakse informatsiooni vee omaduste kohta ühelt sügavuselt – sealt, kus on laeva mootorite jahutusvee sissepääsuavad (enamasti umbes 5 m sügavusel). Ka uurimislaevadelt kogutakse tihti veeproove vaid pinnakihist või kasutatakse integraalseid veeproove. Erinevalt enamusest fütoplanktoni liikidest on paljudel tsüanobakteritel võime reguleerida oma ujuvust ning liikuda sügavusse, kus on neile optimaalne valgus- ja toitainete režiim. Võttes veeproovi vaid ühelt sügavuselt või segades erinevatelt sügavustelt võetud veeproovid võib saada väga väärade ettekujutuse tsüanobakterite biomassist. Samas on tsüanobakterite vertikaalsel paiknemisel suur mõju mõõdetavale kaugseire signaalile (Kutser jt 2008).

Joonisel 9 on kujutatud satelliidi Hyperion ning eelkirjeldatud uudse meetodi abil saadud tsüanobakterite biomassi (klorofüll-*a* kontsentratsioon) kaart. Nagu sellelt näha, on klorofüll-i kontsentratsioon laeva jäljes sadu kordi madalam kui mõnikümmend meetrit eemal häirimata merealal. See seab kahtluse alla nii uurimis- kui reisi- ja kaubalaevadelt läbivoolusüsteemi abil seni kogutud tsüanobakterite biomassi andmed ning ühtlasi demonstreerib kaugseire kasutamise vajadust. Kasutades eelmainitud mudelit uurisime ka, kas tsüanobakterid on optiliselt piisavalt erinevad teistest fütoplanktoni liikidest, võimaldamaks avastada potentsiaalselt toksiliste liikide domineerimist kaugseire abil. See on oluline aspekt

keskkonnaseires, sest tsüanobakterite õitsengute õigeaegne tuvastamine võimaldab hoiatada suvitajaid läheneva ohu eest või näiteks transportida ujuvsumpades kalakasvandusi kohtadesse, kus kalade mürgistuse ohtu pole karta. Mudelarvutuste tulemused (Kutser jt 2006a; Metsamaa jt 2006) näitasid, et tsüanobakterid on nende heleduskoeffitsiendi spektri põhjal eristatavad teistest fütoplanktoni rühmadest. Samas on kontsentratsioon, kus need erinevused on kaugseire sensorite (laeval, lennukil või satelliidil paiknevate) abil tuvastatavad, suurem kui kontsentratsioon, mida loetakse Läänemeres õitsenguks. Seega ei ole õitsengu varases faasis veel võimalik täie kindlusega öelda kas tegu on potentsiaalselt toksiliste tsüanobakteritega. Õitsengu ruumiline ulatus on kaugseire sensorite abil määratav ka väiksemate kontsentratsioonide puhul. Seega on tekkinud tsüanobakterite õitsengud loogiliselt tuvastatavad (kui praktiliselt ainuke põhjus, mis suurendab Läänemere avaosas suvel vee heleduskoeffitsienti), kuid korrektne tsüanobakterite identifitseerimine on võimalik alles suuremate biomasside puhul.

Eelmainitud tulemused saadi, kasutades suure ruumilise (30 m) ja spektraalse (200 spektrikanalit) lahutusega eksperimentaalse satelliidi pilti või simuleerides selle satelliidi spektraalset lahutusvõimet. Igapäevases keskkonnaseires saab praegu kasutada tagasihoidlikumate karakteristikutega satelliite. Seetõttu oli vaja uurida, kas ja millised merekeskkonna seireks sobivad satelliidid (mis annaks andmeid vähemalt korra päevas) on suutelised tuvastama tsüanobakterite olemasolu vees (eristama tsüanobaktereid teistest fütoplanktoni liikidest) ning millise täpsusega on võimalik saadaolevate sensorite abil tsüanobakterite hulka hinnata (Kutser 2004; Kutser jt 2006a, 2009d; Metsamaa jt 2006; Reinart, Kutser 2006). Käesoleval ajal on mere kaugseires kasutatavatest sensoritest ainult MERIS'el selline spektraalne lahutus, mis võimaldab tuvastada tsüanobaktereid.



Joonis 9.

Satelliidil EO-1 paikneva 30-meetrise ruumilise lahutusega ning suure spektraalse lahutusega sensori Hyperion pildi abil saadud tsüanobakterite biomassi kaart Soome lahe loodeosast. Legendil olevate kloro-*füll-a* kontsentratsioonide ühikuks on mg/m³. Väljasuurendatud fragmendil on näha kui kiiresti ja suures ulatuses muutub biomass. Eriti silmatorkav on biomassi muutus laeva poolt kõrvale lükatud õitsengu ja häirimata alade vahel (kohati kuni 500-kordne erinevus 60 m vahemaa peal).

RANNALÄHEDASTE PROTSSESSIDE UURIMINE

Kaugseire meetoditega on võimalik uurida mitmeid rannalähedasi protsesse. Näiteks on oluline teada, kuidas muutub rannajoon ning kuidas toimub mineraalsete osakeste transport rannalähedases vees, või uurida, kui suured alad on mõjutatud sadamaehitustest ja süvendustöödest. Kui esimeseks on vaja suure ruumilise lahtusega andmete aegridasid, siis teise probleemi uurimiseks sobivad ka tavalised mere kaugseire satelliidid, nagu MODIS ja MERIS.

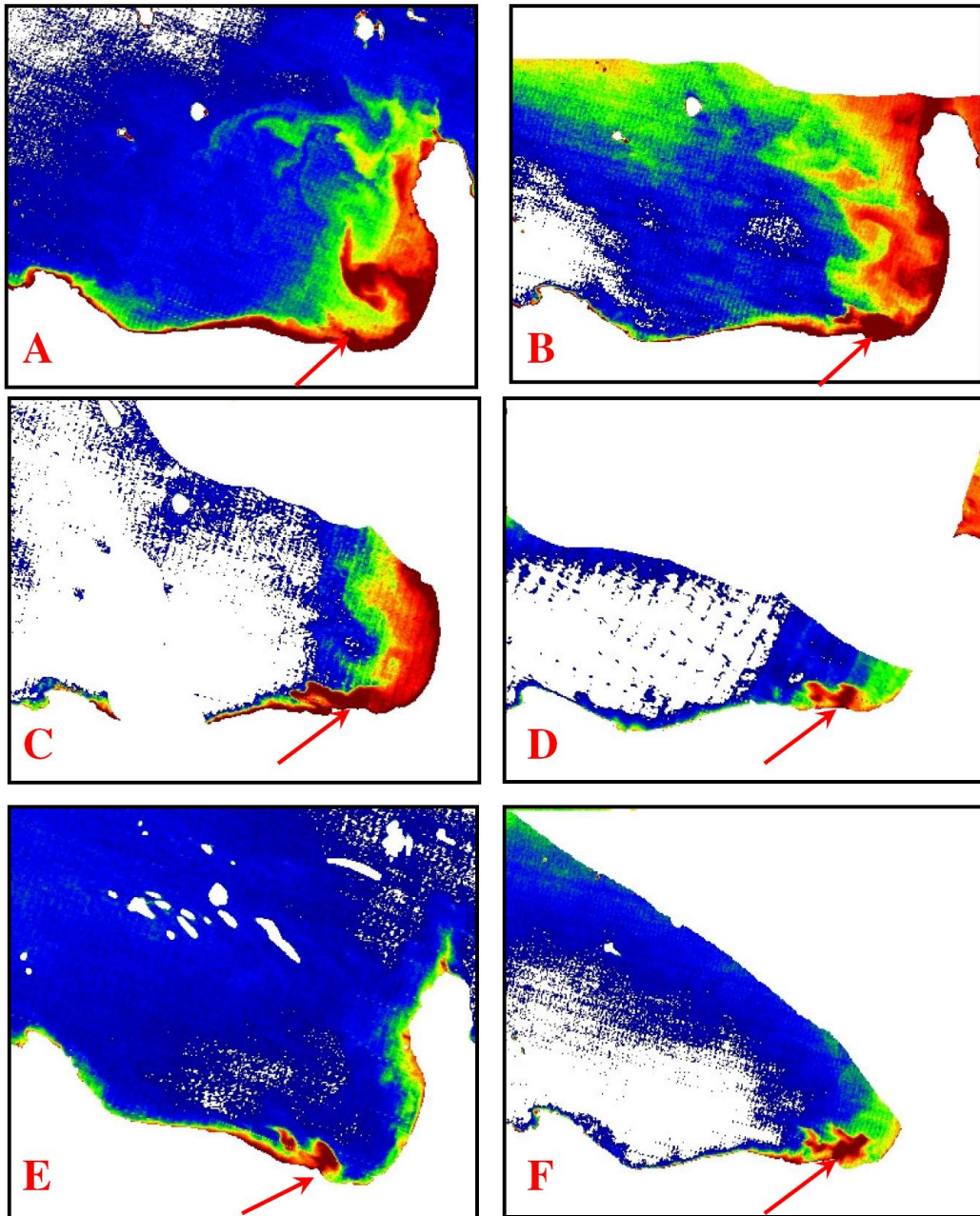
Näitena vees olevate tahkete osakeste hulga muutlikkusest Eesti rannikuveetes võib välja tuua Sillamäe sadama süvendustööde mõju uurimisel (Kutser jt 2007a) ilmnunud tulemused. Selgus, et sellistel madalatel rannikualadel nagu Narva laht võib sobiva tuulega vee hõljumisisaldus tõusta suurusjärgu võrra, ületades kohati isegi hõljumi väärtusi, mis esinevad näiteks süvendustööde vahetus läheduses (joonis 10). Samas võib tuule tõttu suurenenud hõljumiga ala suurus ületada kümneid ja sadu kordi süvendustööde käigus tekkinud hõljumipilve suurust. Seega on antropogeensete protsesside mõju hindamisel äärmiselt oluline teada uuritavate parameetrite looduslikku varieeruvust uuritava alal. Seda on võimalik saavutada aastatepikkuse seirega uuritavas piirkonnas, mis on kontaktmõõtmistega äärmiselt kulukas ning ei saa kunagi toimuma piisava ruumilise ja ajalise katvusega. Mitmete parameetrite (hõljumi hulk, vee läbipaistvus, fütoplanktoni ja lahustunud orgaanilise aine kontsentratsioon, vee temperatuur jne) puhul on võimalik kasutada satelliitkaugseire andmeid. Mitmete satelliitide puhul on juba võimalik kasutada ka aastate ja kohati isegi aastakümnete pikkusi aegridasid.

Kokkuvõtteks võib öelda, et passiivne optiline kaugseire on väga võimas ja kohati ainus võimalik tööriist mitmete globaal- ja regionaalprobleemide uurimisel, aga ka vajalik abivahend näiteks keskkonnaseires. TÜ Eesti Mereinstituudis jätkuvad uurimistööd optiliselt keerukate ranniku- ja sisevete jaoks sobivate kaugseire meetodite ja

algoritmide väljatöötamiseks ja ka kaugseirele uute rakenduste otsimisel.

VIITED

- Andréfouët, S., Kramer, P., Torres-Pulliza, D., Joyce, K. E., Hochberg, E. J., Garza-Perez, R., Mumby, P. J., Riegl, B., Yamano, H., White, W. H., Zubia, M., Brock, J. C., Phinn, S. R., Naseer, A., Hatcher, B. G., Muller-Karger, F. E. 2003. Multi-site evaluation of IKONOS data for classification of tropical coral reef environments. *Remote Sens. Environ.*, 88, 1-2, 128–143.
- Battin, T. J., Luyssaert, S., Kaplan, L. A., Aufdenkampe, A. K., Richter, A., Tranvik, L. J. 2009. The boundless carbon cycle. *Nat. Geosci.*, 2, 9, 598–600.
- Dong, J., Kaufmann, R. K., Myneni, R. B., Tucker, C. J., Kauppi, P. E., Liski, J., Buermann, W., Alexeyev, V., Hughes, M. K. 2003. Remote sensing estimates of boreal and temperate forest woody biomass: carbon pools, sources, and sinks. *Remote Sens. Environ.*, 84, 4, 393–410.
- Hochberg, E. J., Andréfouët, S., Tyler, M. R. 2003. Sea surface correction of high spatial resolution IKONOS images to improve bottom mapping in near-shore environments. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 41, 7, 1724–1729.
- Jupp, D. L. B., Mayo, K. K., Kuchler, D. A., Classen, D. V. R. 1985. Remote sensing for planning and managing the Great Barrier Reef of Australia. *Photogrammetria*, 40, 1, 21–52.
- Kahru, M. 1997. Using satellites to monitor large-scale environmental change in the Baltic Sea. Kahru, M., Brown, C. W. (eds). *Monitoring algal blooms: New techniques for detecting large-scale environmental change*. Springer-Verlag, 43–61.
- Kutser, T. 2004. Quantitative detection of chlorophyll in cyanobacterial blooms by satellite remote sensing. *Limnol. Oceanogr.*, 49, 6, 2179–2189.
- Kutser, T. 2009. Passive optical remote sensing of cyanobacteria and other intense phytoplankton



Joonis 10.

Satelliidi MODIS 250 m ruumilise lahutusega piltidest toodetud hõljumi kaardid Narva lahes septembris 2006. A) 11. september, B) 13., C) 16., D) 17., E) 21. ja F) 22. september. Noolega on tähistatud Sillamäe sadam. Süvendustööde mõju ulatus on näha joonistel D–F ning sellest vasakul on näha ka välja süvendatud materjali kaadamiskoht. Joonistel A–C on põhiliselt näha enne 11. septembrit puhunud tugevate läänetuulte poolt veesambasse paisatud setted.

- blooms in coastal and inland waters. *Int. J. Rem. Sens.*, 30, 22, 4401–4425.
- Kutser, T. 2010a. Monitoring long time trends in lake CDOM using Landsat image archive. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 25–30 July 2010, Honolulu, IEEE, 389–392, doi: 10.1109/IGARSS.2010.5649665.
- Kutser, T. 2010b. Global change and remote sensing of CDOM in Arctic coastal waters. *Oceans 2010*, 24–27 May 2010, Sydney, IEEE, 4pp, doi:10.1109/OCEANSSYD.2010.5603676.
- Kutser, T., Dekker, A. G., Skirwing, W. 2003. Modeling spectral discrimination of Great Barrier Reef benthic communities by remote sensing instruments. *Limnol. Oceanogr.*, 48, 1, 497–510.
- Kutser, T., Jupp, D. L. B. 2006. On the possibility of mapping living corals to the species level based on their optical signatures. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 69, 3-4, 607–614.
- Kutser, T., Metsamaa, L., Dekker, A. G. 2008. Influence of the vertical distribution of cyanobacteria in the water column on the remote sensing signal. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 78, 4, 649–654.
- Kutser, T., Metsamaa, L., Strömbeck, N., Vahtmäe, E. 2006a. Monitoring cyanobacterial blooms by satellite remote sensing. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 67, 1-2, 303–312.
- Kutser, T., Metsamaa, L., Vahtmäe, E., Aps R. 2007a. Operative monitoring of the extent of dredging plumes in coastal ecosystems using MODIS satellite imagery. *J. Coast. Res., Special Issue 50*, 180–184.
- Kutser, T., Metsamaa, L., Vahtmäe, E., Strömbeck, N. 2006b. On suitability of MODIS 250 m resolution band data for quantitative mapping cyanobacterial blooms. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 55, 4, 318–328.
- Kutser, T., Miller, I., Jupp, D. L. B. 2006c. Mapping coral reef benthic substrates using hyperspectral space-borne images and spectral libraries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 70, 449–460.
- Kutser, T., Pierson, D. C., Kallio, K., Reinart, A., Sobek, S. 2005a. Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, 94, 535–540.
- Kutser, T., Pierson, D. C., Tranvik, L., Reinart, A., Sobek, S., Kallio, K. 2005b. Estimating the colored dissolved organic matter absorption coefficient in lakes using satellite remote sensing. *Ecosystems*, 8, 709–720.
- Kutser, T., Tranvik, L., Pierson, D.C. 2009a. Variations in colored dissolved organic matter between boreal lakes studied by satellite remote sensing. *J. Appl. Rem. Sens.*, 3, 033538, doi: 10.1117/1.3184437.
- Kutser, T., Vahtmäe, E., Martin, G. 2006d. Assessing suitability of multispectral satellites for mapping benthic macroalgal cover in turbid coastal waters by means of model simulations. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 67, 521–529.
- Kutser, T., Vahtmäe, E., Metsamaa, L. 2006e. Spectral library of macroalgae and benthic substrates in Estonian coastal waters. *Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised. Bioloogia. Ökoloogia*, 55, 329–340.
- Kutser, T., Vahtmäe, E., Praks, J. 2009b. A sun glint correction method for hyperspectral imagery containing areas with non-negligible water leaving NIR signal. *Remote Sens. Environ.*, 113, 10, 2267–2274.
- Kutser, T., Vahtmäe, E., Roelfsema, C. M., Metsamaa, L. 2007b. Photo-library method for mapping seagrass biomass. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 75, 4, 559–563.
- McDonald, T. A., Komulainen, H. 2005. Carcinogenicity of the chlorination disinfection by-product MX. *J. Environ. Sci. Health C Environ. Carcinog. Ecotoxicol. Rev.*, 23, 2, 163–214.
- Metsamaa, L., Kutser, T., Strömbeck, N. 2006. Recognising cyanobacterial blooms based on their optical signature: a modelling study. *Boreal Env. Res.*, 11, 6, 493–506.

- Reinart, A., Kutser, T. 2006. Comparison of different satellite sensors in detecting cyanobacterial bloom events in the Baltic Sea. *Remote Sens. Environ.*, 102, 1-2, 74–85.
- Sobek, S., Algesten, G., Bergström, A.-K., Jansson, M., Tranvik, L. J. 2003. The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes. *Global Change Biol.*, 9, 630–641.
- Steinberg, C. E. W., Hoss, S., Kloas, W., Lutz, I., Meinelt, T., Pflugmacher, S., Wiegand, C. 2004. Hormonelike effects of humic substances on fish, amphibians, and invertebrates. *Environ. Toxicol.*, 19, 4, 409–411.
- Tranvik, L. J. 1990. Bacterioplankton growth on fractions of dissolved organic carbon of different molecular weights from humic and clear waters. *Appl. Environ. Microbiol.*, 56, 6, 1672–1677.
- Tranvik, L. J., Downing, J. A., Cotner, J. B., Loisselle, S. A., Striegl, R. G., Ballatore, T. J., Dillon, P., Finlay, K., Fortino, K., Knoll, L. B., Kortelainen, P. L., Kutser, T., Larsen, S., Laurion, I., Leech, D. M., McCallister, S. L., McKnight, D. M., Melack, J. M., Overholt, E., Porter, J. A., Prairie, Y., Renwick, W. H., Roland, F., Sherman, B. S., Schindler, D. W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M. J., Verschoor, A. M., von Wachenfeldt, E., Weyhenmeyer, G. A. 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 6, 2298–2314.
- Vahtera, E., Conley, D. J., Gustafsson, B. G., Kuosa, H., Pitkänen, H., Savchuk, O. P., Tamminen, T., Viitasalo, M., Voss, M., Wasmund, N., Wulff, F. 2007. Internal ecosystem feedbacks enhance nitrogen-fixing cyanobacteria blooms and complicate management in the Baltic Sea. *Ambio*, 36, 2-3, 186–194.
- Vahtmäe, E., Kutser, T. 2007. Mapping bottom type and water depth in shallow coastal waters with satellite remote sensing. *J. Coast. Res., Special Issue* 50, 185–189.
- Vahtmäe, E., Kutser, T., Martin, G., Kotta, J. 2006. Feasibility of hyperspectral remote sensing for mapping benthic macroalgal cover in turbid coastal waters. *Remote Sens. Environ.*, 101, 3, 342–351.

BAKTERITE ÖKOLOOGIA EESTIGA SEOTUD VESISTES KESKKONDADES

Veljo Kisand

Tartu Ülikooli tehnoloogiainstituut
Eesti Maaülikooli limnoloogiakeskus

SISSEJUHATUSE ASEMEEL

Ajalooliselt on veekogude ökoloogia kohta teadmiste ammutamine saanud alguse kalade või mõnede muude inimesele oluliste veeorganismide uurimisest. Eesti veekogudel olid teerajajaks kalandusuuringud Peipsi järvel (Baer 1860). Üks esimesi trükiseid Võrtsjärve kohta kandis pealkirja “Der See Wirzjerw in Livland: Biologie und Fischerei” (Mühlen 1920). Pikaajaliselt on registreeritud ka lihtsaid füüsikalisi-keemilisi parameetreid nagu näiteks vee temperatuur ja veetase. Varasem teada olev süsteemne veekogude jälgimine on Tallinna sadama veetaseme mõõtmine aastatel 1805–1813 (Mardiste 1995). Bakterite uurimisel sellised pikaajalise traditsiooni ei ole. Pikka aega ei peetud neid looduskeskkonnas kuigi tähtsateks ning bakterite massiline esinemine puhtaveelistes veekogudes võib olla nii mõnegi inimese jaoks üllatus. Ka tänapäeval valitseb tavainimeste, aga ka teiste erialade teadlaste hulgas vahel arusaam, et bakterid on seotud eelkõige meditsiiniliste teemadega, heal juhul on neist kasu biotehnoloogias, mille alla kuulub ka mitmesuguste toiduainete valmistamine. Mõneti on see loomulik, sest kindlasti on bakterite uurimine ja meditsiin ajalooliselt omavahel tihedalt seotud. Nagu mujal maailmas, nii kuulusid ka Eesti aladel tehtud esimesed mikrobioloogilised uurimused meditsiini valdkonda. Näiteks kaitsti 1876. aastal Dorpati Keiserliku Ülikooli meditsiiniteaduskonna juures doktoritöö “Über das Verhalten von Bakterien zu einigen Antiseptics” (Bucholtz 1876).

Eestikeelse ülikooli tekkimise järel jätkus meditsiinilise mikrobioloogia õpetamine ja sellealane uurimistöö. Veemikroobide uurimiseni jõuti alles 1950ndatel aastatel Aime Mäemetsa eestvedamisel. Seda suunda jätkas 1960ndate algusest Saida

Lokk. Edaspidi on veemikrobioloogia uuringud Võrtsjärve ääres asuvas erinevaid nimesid kandnud teadusasutuses (praegu Eesti Maaülikooli Limnoloogiakeskus, laialdasemalt tuntud Limnoloogijaamana) toimunud järjepidevalt. Kahjuks on erinevalt muust maailmast Eestis jäänud tahaplaanile merebakterite uurimine. Üksikud projektid ning uurimisgrupid on nendega küll tegeleenud, aga killustatult.

BAKTERID MEIE ÜMBER

Elu leidub Maal kõikjal. Tihti ei teata, et organismide arvukuse, biomassi ja liigilise mitmekesisuse poolest on ülekaalus mikroorganismid, sealhulgas bakterid. Keskkonnaga lähemalt tegelevad inimesed ja ka muidu loodusehuvilised-nautijad võivad seostada bakterite olemasolu vee kehva kvaliteedi või hoopis keskkonnareostusega – ühesõnaga probleemidega. Tegelikult on bakterid arvukas ja loomulik komponent kõikides veekogudes. Ka inimtegevusest kaugel eemal asuvate kõrgmäestike puhaste järvede igas milliliitris leidub tuhandeid mikroobe (Alfreider jt 1996). Vesi on igasuguste eluvormidega väga tihedalt seotud aine ning loomulik mikrofloora on olemas kõikjal, kus leidub vett – ookeanisügavustest (Ramirez-Llodra jt 2010) liustike pooriveeni (Hodson jt 2008).

Tänapäevane süsteemne lähenemine ökosüsteemidele, ka vesistele ökosüsteemidele, kasutab tihti kvantitatiivset vaatekohta – uuritakse nn bio-geokeemilisi protsesse elik aineringeid. See tähendab aineringetes toimivate ainevoogude olulisuse hindamist ja koguste kvantifitseerimist. Sellised protsessid hõlmavad mitte ainult eluga seotud nähtusi, vaid ka füüsikalisi muutusi ning

otseselt elu osaluseta toimuvaid keemilisi reaktsioone. Sageli meenutavad need uuringud raamatupidamisarvutusi ning on suhteliselt lihtsakoelised. Sellist tüüpi uurimistööst taustal võib üksikute organismirühmade uurimise tähtsus näida esmapilgul väike, samas suudab üksnes detailsete teadmiste taseme tõus parandada üldise moosaiigi kildude ja seoste kokkupanemist. Ka lihtsate bilansiarvutuste tegemiseks peavad olemas olema täpsed arvud ning hinnangud kõikide biogeokeemiliste protsesside kohta. Detailsete uuringutega on vaja välja selgitada nii üksikute toiduvõrgustiku lülide hulk (biomass) kui ka nende osalusel käideldavad ainevood. Paljusid neist on keeruline mõõta, sest need näitajad muutuvad ajas pidevalt. Siin kehtib samasugune suhe nagu (teadus)filosoofilise mõtte arengu ja baasuuringute vahel – ilma fundamentaalsete detailteadmiste laienemiseta ei ole võimalik muuta üldisi paradigmasid.

Ilmekaks näiteks on siinkohal areng veebakterite osa mõistmisel veekogude biogeokeemilistes protsessides – ebaolulisest ning väikesearvuliseks arvatud organismide rühmast on 'saanud' arvukaim. Maailmameres arvatakse leiduvat 10^{28} – 10^{29} bakterit, lisaks on tõenäoliselt sama arvukad ka arhed (vanemas kirjanduses tuntud arhebakteritena) ning veel suurusjärgu võrra rohkem võib olla viiruseid (Curtis jt 2006). Viimaseid ei loeta elusorganismideks, aga kahtlemata koosnevad nad aktiivsetest biomolekulidest. Need arvud on oluliselt suuremad kui arvatav tähtede arv universumis (10^{21} – 10^{23}). Veel võrdlusi arvude maailmast: inimese kehas on keharakke umbes 50 kuni 75 triljonit (Asimov 2007), kogu inimkonna rakude arvu saamiseks tuleks see korrutada ~7 miljardiga, tulemus on võrreldav Avogadro arvuga ($6,022 \times 10^{23}$). 'Puhtust' armastavate, pigem isegi steriilsust taotleivate Lääne ühiskonna liikmete hulgas võib kergest õõvastust tekitada fakt, et normaalses inimese kehas on rohkem bakterirakke kui inimese enda rakke, kuigi biomassilt jäävad bakterid muidugi kehamassile oluliselt alla. Bakterite summaarset biomassi biosfääris võib võr-

relda taimse biomassiga maismaal. Mõlemad küünevad umbes 550 miljardi tonnini süsiniku ühikutes (550 Tkg C , (Whitman jt 1998)). Kuna mikroobid on oluliselt süsinikuvaesemad kui taimed, siis ületab nende biomassis olev lämmastik ja fosfor kümnekordselt taimedes leiduva. Ka ainevoogude liikumisel toiduvõrgustikes on bakterid tunnustatud kandvaks lülits. Nende roll avaldub kõige paremini nn mikroobse lingi kontseptsioonis (Pomeroy 1974), millest tuleb lähemalt juttu allpool.

Tänapäevane bakterite uurimine veelistes keskkondades lähtub esmajärjekorras vajadusest täpselt hinnata erinevate biogeokeemiliste protsesside ulatust ja kiirust ning selgitada välja neid parameetreid mõjutavad tegurid. Teine oluline teema on selle taevatähtede arvust suurema arvukusega 'koosluse' bioloogiline mitmekesisus. Bakterite (ka arhede) mitmekesisus on ka teoreetilise bioloogia seisukohalt huvitav, sest mitmed olulised mõisted nagu 'liik' ja ühte kindlasse populatsiooni kuuluva organismi 'genoom' kipuvad siin hägustuma. Kuigi mikrobioloogidele on nn mobiilsed geneetilised elemendid hästi teada (näiteks antibiootikumiresistentsust kandvad plasmiidid jms), võivad väga sarnased bakterid (ühe liigi eri tüved) erineda üksteisest oma kromosomaalse genoomi suuruse ja seetõttu ka geenide arvu poolest mitmekümne protsendi võrra. Millistel tingimustel ja põhjustel ning kui lihtsalt ja tihti selliseid muutusi looduses juurde tekib, on praegu veel selgusetu.

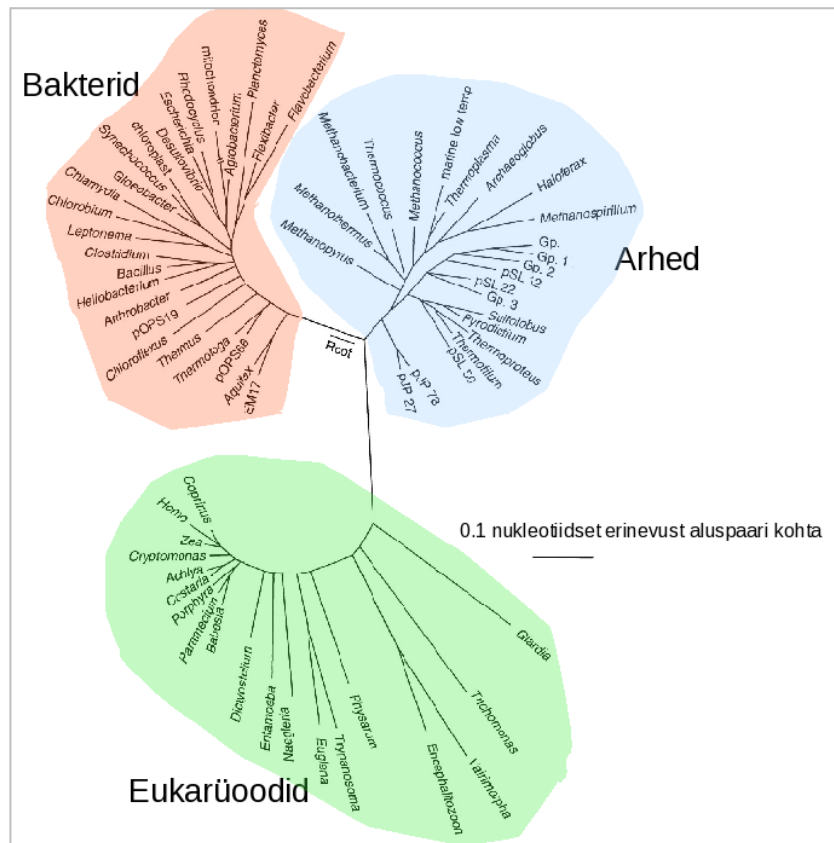
Veeuuringutes lähtutakse tihti uuritavast objektist, järveuurijad (limnoloogid) tavaliselt meresid ei uuri ja vastupidi. Elusorganismide ja koosluste seisukohalt on sellel ka oma põhjus. Magevee organismid ei talu kõrget soolsust, merelise eluvii- siga organismid ei suuda aga vastu pidada magedas vees. Soolsuse erinevuste talumatus tuleneb soolade ainevahetuse (osmoregulatsiooni) tüüpidest, mille ühest tüübist teise üleminek pole füsioloogiliselt lihtne. Väga magedas, destilleeritud vees suudavad elada vaid mõned bakterid. Looduslike analoogidega (vihmapiisad ning lume- või

jääsulamisvesi) on siiski teised lood ja sellises keskkonnas elunevaid organisme on palju, lisaks bakteritele ka teised mikroorganismid. Eesti mõistes on mereuurimine eelkõige Läänemere uurimine, mis pole oma madala soolsuse tõttu päris õige meri. Riiimveelised tingimused seavad paljudele organismidele kindlad piirid, sest eluks vajalikku rakusisest osmootsust on keeruline tagada, kui vee soolsus suurtes piirides muutub. Seetõttu on nii merelised kui ka mageveelised organismid riiimvees oma liigikaaslastest keha poolest väiksemad ning üldine liigirikkus on riiimvees madalam. Riiimvee ökosüsteeme peetakse ka tunduvalt labiilsemateks ning väiksema puhverduvusvõimega süsteemideks, millele välised mõjud, näiteks otsene inimtegevus või kliimamuutused, avaldavad kiiremat, sügavat ja pöördumatut mõju.

Bakterid tunduvad selliste keskkonnatingimuste muutuste osas olevat palju tolerantsemad kui taimed ja loomad. Võimalik, et nad suudavad soolsuse muutustest hoopis kasu lõigata (Wikner jt 1999; Kisand jt 2002, 2005). Kuidas on aga lood bakterite liigirikkuse muutumisega riiimvees ning kas bakterite liigiline koostis on stabiilne või mitte, on käesoleval ajal aktiivseks uurimisteenaks.

KES NAD ON?

Elusloodus jagatakse laias laastus kolme rühma: bakterid (ld *Bacteria*), arhed (*Archaea*) ja eukarüiidid (*Eukarya*, joonis 1). Valdav osa organismidest on üherakulised mikroorganismid. Kahte neist rühmadest, baktereid ning arhesid tuntakse ka prokarüootsete elik eeltuumsete organismidena. Need on eranditult üherakulised olendid, millest mõned moodustavad kolooniaid, kuid mitte kunagi mitmerakulisi organisme.



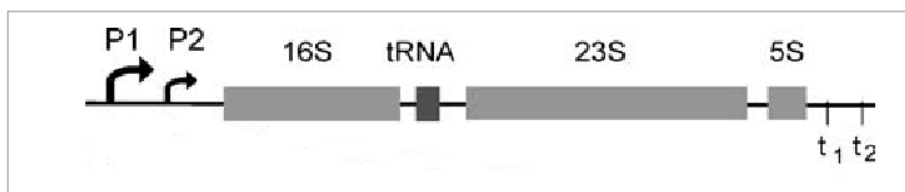
Joonis 1. Kõikide organismide kolme põhilise haruga (doomeniga) evolutsiooniline puu.

Traditsiooniliselt tegeletakse bakterite uurimise korral nende rühmadega, kes ei ole fotosünteesijad (välja jäetakse tsüanobakterid) ning kuuluvad harusse *Bacteria*. Piir, milliste rühmadega tegeletakse, on hägune ja teadlased, kes uurivad bakterite mitmekesisust, kalduvad uurima ka arhede mitmekesisust.

Tänapäeval kasutatakse bakterite liigilise (fülogeneetilise) kuuluvuse uurimisel mitmesuguseid molekulaarbioloogilisi meetodeid. Muud teed ei ole, sest väliste tunnuste poolest on nende varieeruvus väike ning ei ole kuigi oluliselt seotud liigiga. Väliselt võivad bakterid olla päris dekoratiivsed, kuigi selle ilu nägemiseks on vaja elektronmikroskoobi võimekust. Huviline võib proovida *Google* pildiotsingut näiteks märksõnade kombinatsiooniga '*bacteria scanning electron microscopy*'. Ainevahetuse tüüpide poolest on bakterid kõige varieeruvamad organismid, samas aga ei sobi need tunnused alati hästi liikide määramiseks, sest erineva fülogeneesiga organismide hulgas võib esineda sarnast ainevahetuse tüüpi. Klassikalises bakterioloogias ainevahetuse tunnuseid siiski kasutatakse. Mitmete biomakromolekulide (näiteks DNA) primaarstruktuur (nukleotiidne järjestus) sisaldab endas infot evolutsiooniliste protsesside kulgemise kohta, mis võimaldab organismide fülogeneesi määrata ning kasutada seda nende rühmitamisel. Kolme eludomeeniga puu (joonis 1) põhinebki sellisel analüüsil.

Molekulaarsetest meetoditest on kõige enam levinud fülogeneetiliste markergeenide nukleotiidse

järjestuse kindlakstegemine ning võrdlemine. Fülogeneetilisel markergeenil peavad olema teatud kindlad omadused: aluseks võetav geen peab esinema kõikides uuritavates organismides ning selle järjestus peab olema eri organismide vahel võrreldav. Võrreldavaks teeb ühe geenijärjestuse konserveerunud ning varieeruvate järjestuspiirkondade olemasolu, mille algpõhjuseks on sarnane füsioloogiline ja metaboolne funktsioon. Konserveerunud piirkonnad võimaldavad leida ühisosa ning varieeruvad piirkonnad eristada erinevaid organismide rühmi. Sellised omadused on näiteks ribosomaalse RNA geenijärjestustel. Ribosoom on suhteliselt keerukas raku sisestruktuuri element, mida kutsutakse organelliks. Viiruseid näiteks ei paigutata juba ainuüksi ribosoomi puudumise tõttu elusorganismide hulka. Molekulaarses ökoloogias on eelkõige kasutatud ühte ribosoomi osa – ribosomaalset RNA geeni, täpsemalt väikese subühiku RNA geeni (ssu rRNA ehk 16S/18S rRNA geen). Kasutatakse ka teisi, näiteks suure subühiku rRNA geeni järjestust või spetsiifilisematel juhtudel nende kahe geeni vahelist mittekodeerivat ala (joonis 2). Mittekodeeriv ala võimaldab uurida sagedamini toimuvaid DNA järjestuse muutusi, mida pole võimalik leida rRNA geenidest. Bakterite puhul teeb mittekodeeriva ala kasutamise keerukaks asjaolu, et ühes rakus võib rRNA geene olla mitu ning erinevad mittekodeerivad alad võivad erineda liiga suurel määral. Siiski on selline meetodika leidnud rakendust teatud rühmade uurimisel, näiteks tsüanobakterite ja eukarüootidest seente taksonoomias.



Joonis 2.

Ribosomaalse RNA operoni struktuur bakterites. Kolm rRNA geeni, mis kodeerivad 16S, 23S ja 5S subühiku järjestusi, on omavahel kindlas järjekorras. 16S ja 23S geenide vahel asub mittekodeeriva DNA osa, mis siiski sisaldab ka kodeerivat tRNA geeni(e). P1/P2 ja t1/t2 tähistavad rRNA operoni transkriptsioonil kasutatavaid promootor- ja terminaatorpiirkondi.

Formaalselt ei saa ühe geenijärjestuse alusel tuvastada bakteri liiki, sest vastavalt bakteriliigi definitsioonile on vaja teada midagi ka tema metabolismist ja füsioloogiast. Parim oleks teada kogu genoomi ning muude geneetiliste (liikuvate elik mobiilsete elementide) osade täpset järjestust ja muutlikkust ning geenide avaldumist. Seetõttu kasutatakse puht praktilisest seisukohast bakterite märgistamisel 'liiginimega' mõistet OTU (inglise keeles *operational taxonomic unit*). Juhul kui OTU põhineb ühel fülogeneetilisel markeril, võib seda nimetada ka fülotüübiks. Sellist lähenemist kasutatakse seetõttu, et valdav enamus (90–99%) suvalises looduslikus koosluses leiduvatest bakteritest ei ole kergesti kultiveeritavad, mistõttu on raske otse nende metabolismi ja füsioloogiat uurida ning klassikalisi liigitunnuseid määrata. OTUde määramine ssu rRNA järjestuse järgi on üks esimesi ja seni ka levinuim metoodika bakterite liigilise koosseisu uurimiseks. Lähitulevik töötab tulla väga huvitav, sest kiired arengud genoomika, proteoomika ning rakkude sorteerimise metoodikate vallas võimaldavad uurida üksikute rakkude genoomi, metabolismi ja füsioloogiat ilma laborikultuure kasutamata.

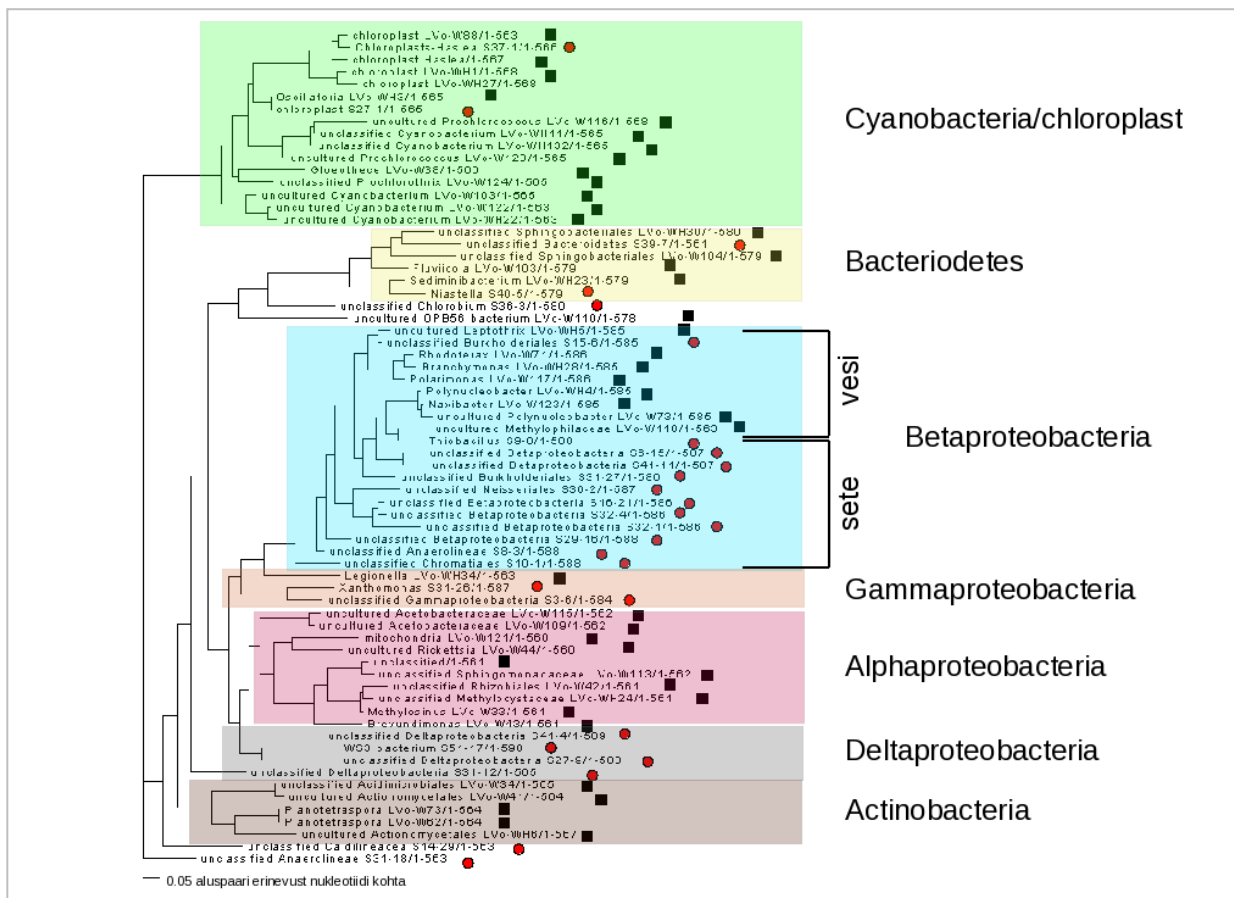
VÕRTSJÄRVE VEE- JA SETTEBAKTERITE LIIGILINE KOOSTIS

Eesti suurima siseveekogu Võrtsjärve bakterite liigilist koostist on detailsemalt uuritud perioodil 2004–2010, sh põhjasette ülemise kihi (kuni 30 cm sügavuseni) koostist aastail 2005–2007. Võrtsjärv on suhteliselt suur (270 km²) madalaveeline järv, mille keskmine sügavus on ainult 2,8 m. Võrtsjärve veetase kõigub suurtes piirides, ühe aasta jooksul kuni 1,4 m. Absoluutse mõõdetud veetaseme miinimumi ja maksimumi vahe on 3 m. Tänu järve suurusele tekib tuule mõjul sageli tugevam lainetus, mille mõju ulatub põhjani ja põhjustab vahel sette intensiivset resuspensiooni. Seetõttu võis eeldada, et bakterite kooslus Võrtsjärve vees ja settes, kahes muidu väga erinevate ökoloogiliste tingimustega niššides, on sarnane.

Siiski ei olnud see sarnasus nii suur kui arvasime (joonis 3). Sajaprotsendilise sarnasusega fülotüüpe, mis esineksid nii settes kui vees, me oma uuringutes ei leidnud (Tšertova jt 2011). Suure sarnasusega fülotüüpe oli ainult 4 ja neist kahe puhul oli tegemist ökoloogiliselt tavabakterite hulka mittekuuluvate organismidega (tsüanobakterid/kloroplastid). Kloroplasti järjestused pärinevad hoopis eukaruoitse vetika rakust, evolutsiooniliselt on nende rakuorganellide iseseisev genoom lähedane tsüanobakterite genoomile. Margevees üldiselt kõige arvukama rühma, *Betaproteobacteria* esindajad jagunesid selgelt vee ja sette rühmaks. Väga põhjanevaid järeldusi siiski veel teha ei saa, sest vette resuspendeerunud osakeste bakterikoosluse analüüsid on pooleli.

Settelõksudesse settinud materjalist uuriti, kuidas võiks muutuda vees hõljuvatel osakestel leiduv bakterite kooslus pärast osakeste uuesti põhja settimist. Selgus, et settele tüüpilise bakterikoosluse taastumine võtab väga lühikese aja – mõnest päevast kuni nädalani. Tüüpiliselt järvedele ja veekogudele üldse leiti Võrtsjärvest arvukalt OTUsid, mis kuulusid hõimkondadesse *Bacterioidetes* ja *Proteobacteria* ning viimase kahte peamisesse alamhõimkonda *Betaproteobacteria* ja *Gamma-proteobacteria*. Ainult settes leiti *Deltaproteobacteria* liike, ainult vees *Actinobacteria* ja *Alpha-proteobacteria* liike.

Sarnaseid tulemusi on saadud ka teistest veekogudest mujal maailmas (Sass jt 2002; Zwart jt 2002). Settes leidis veel vähesel määral tüüpilisi anaeroobseid rühmi, nagu purpursete väävlbakterite hulka kuuluv gammaproteobakterite rühm *Chromatiacea*, roheliste väävlbakterite esindaja *Chlorobium* ja üksikud deltaproteobakterite (Tšertova jt 2011) esindajad, kes on ilmselt samuti anaeroobsed organismid. Siiski ei ole Võrtsjärve sette ülakihi bakterikooslus kuigi sarnane sügavamate järvede settekooslustega, kus intensiivset resuspensiooni ei toimu. Anaeroobseid tingimusi vajavaid liike on vähem ning fakultatiivseid anaeroobe rohkem. *Betaproteobacteria* on tuntud kui



Joonis 3.

Ribosomaalse RNA geenijärjestuse põhjal tuvastatud bakterid Vortsjärve vees ja settes. Fülogeneetiline puu on konstrueeritud 550 kuni 600 aluspaarilise ssu rRNA geenifragmendi alusel. Mustad ruudud tähistavad veebaktereid ja punased ringid settebaktereid.

enim levinud magevee bakterite rühm, keda leidub pea kõikides järvedega seotud ökonisšides, st nii vees, settes perifüütonis jne (Zwart jt 2002). Huvitaval kombel eristusid Vortsjärves spetsiifilised betaproteobakterite rühmad, mille liigid eelistavad elada vaid kas siis vees või settes.

Lisaks otseselt nukleotiidsel järjetuse järgi OTU määramisele kasutatakse nn 'sõrmejälje' (ingl *fingerprinting*) meetodeid. Selliste meetodite ühiseks jooneks on see, et analüüsi käigus tekkiva mustri järgi saab eristada erinevaid OTUsid ja

võrrelda kooslusi omavahel. Olulisemate mikroorganismide hulka ja esinemist Vortsjärves hinnati denatureeriva gradiendiga geelelektroforeesi (DGGE) meetodikaga. Kokku leiti nii settest kui veest sarnane arv OTUsid: settes 77 ja vees 81. Suuresti tuleneb see sarnasus siiski meetodika eripärast, sest sõltumata koosluse tegelikust mitmekesisusest suudab DGGE meetodika eristada umbes 50–100 OTUd. Sõrmejälje meetodika abil leitud OTUsid oli rohkem kui järjestuste abil kindlaks määratud OTUsid. Kuna mustrite abil tuvastatud liigilise koostise kohta ei saa midagi

täpset öelda, saab tulemusi hinnata vaid suhteliselt. Selgus, et Võrtsjärve sette ülemise 1 cm paksuse kihi bakterikoosluse sesoonne ning ruumiline dünaamika on väga väike (Tšertova jt 2011). Põhiliseks keskkonnateguriks, mis mõjutas settes leiduva bakterikoosluse muutlikkust, oli jääkate, mille olemasolu selgelt halvendas hapnikutingimusi sette ülakihis. Jääga kaetud järves vähenes liigiline mitmekesisus selles kihis ~10% võrra, samas ~40% liikidest oli olemas suuremal arvul, sõltumata ajast. Sette bakterikoosluse sügavusprofiilide analüüs näitas, et oluline koosluse muutus toimus 2–5 cm vahel, mis viitab sellele, et sügavamad settekihid ei osale enam aktiivselt resuspensioonis.

Bakterikooslus Võrtsjärve vees on palju dünaamilisem võrreldes sette bakterikooslusega. Mítmeaastane uuring 2004–2010 näitas, et veebakterite liikide sesoonne dünaamika on selgelt suksessiivse iseloomuga: samasugused kooslused korduvad iga aastaringi jooksul uuesti. Bakterikoosluse sesoonne suksessioon oli seotud nii füüsikalise-keemiliste keskkonnatingimustega kui ka fütoplanktoni ja algloomade, eelkõige ripsloomade liigilise koostisega. Ühe olulisema välise keskkonnatingimusena mõjutas bakteriplanktoni ja ka teiste planktonirühmade aastavahelist varieeruvust järve veetase. Madalaveeliste aastate (2005 ja 2006) bakterikooslused olid omavahel sarnasemad ning eristusid kõrgema keskmise veetasemaga aastate kooslustest.

VÕRTSJÄRVE NING EMAJÕE RESISTOOM

Esmasilgul tunduvad antibiootikumid ja bakterite antibiootikumidevastane resistentsus kuuluvat peamiselt meditsiini ja veterinaaria valdkonda. Samas ei tohi unustada et algselt pärinevad antibiootikumide peamised funktsionaalsed klassid looduskeskkonnas elavatelt mikroorganismidelt. Enamus antibiootikume on looduslikku päritolu või vähesel määral keemiliselt modifitseeritud ning neil on oma ökoloogiline funktsioon. Inimese poolt esimeses järjekorras laialdasemalt kasutusele võetud beeta-laktaamide hulka kuuluva

penitsilliini tüüpi antibiootikumi looduslikud allikad pärinevad mullas elunevate seente rühmalt *Penicillium*. Penitsilliini ja selle derivaate kasutakse aktiivselt ka tänapäeval. Aktinobakterite-aktinomütsetide perekond *Streptomyces* on andnud kõige laialdasema valiku mitmesuguseid varem kasutuses olnud või ka praegu kasutatavaid antibiootikume, nagu streptomütsiin, klooramfenikol, tetratsükliin, vankomütsiin jne. Aktinomütsetide rühm tervikuna on ka mageveekogudes laialt levinud, kuid *Streptomyces*'e liigid on spetsialiseerunud elama mullas. Siiski on *Streptomyces*'eid ka veekogudes, kuigi mitte arvukalt. Neid on leitud isegi Baikali järve sügavamatest kihtidest (Terkina jt 2002). Antibiootikume kasutatakse laialdaselt patogeensete infektsioonide raviks nii meditsiinis, veterinaarias kui ka kalakasvatustes. Teatud juhtudel on antibiootikumidega tõrjutavad bakterid osutunud resistentseteks. Seda täheldati juba 1940ndate aastate lõpus antibiootikumide kasutuselevõtu algusaegadel. Antibiootikumide laialdane kasutamine inimese poolt võimaldab mitmesugustel mikroobipopulatsioonidel, kes looduslikult seda ei teeks, nendega rohkem kokku puutuda. Eriti ohtlik on antibiootikumide lisamine loomade toidule nn kasvuvõimendajatena (ingl *growth promoters*). Euroopa Liidus keelati nende kasutamine lõplikult 1. jaanuarist 2006 (EL direktiiv IP/05/1687). Nende laialdane kasutamine jätkub Ameerika Ühendriikides, rääkimata muust maailmast. Seetõttu võib antibiootikumide vastase resistentsuse levik laieneda. Samuti võib kujuneda välja uut tüüpi resistentsusi, sh multi-resistentsust – tüved on resistentsed korraga mitme erineva antibiootikumirühma suhtes.

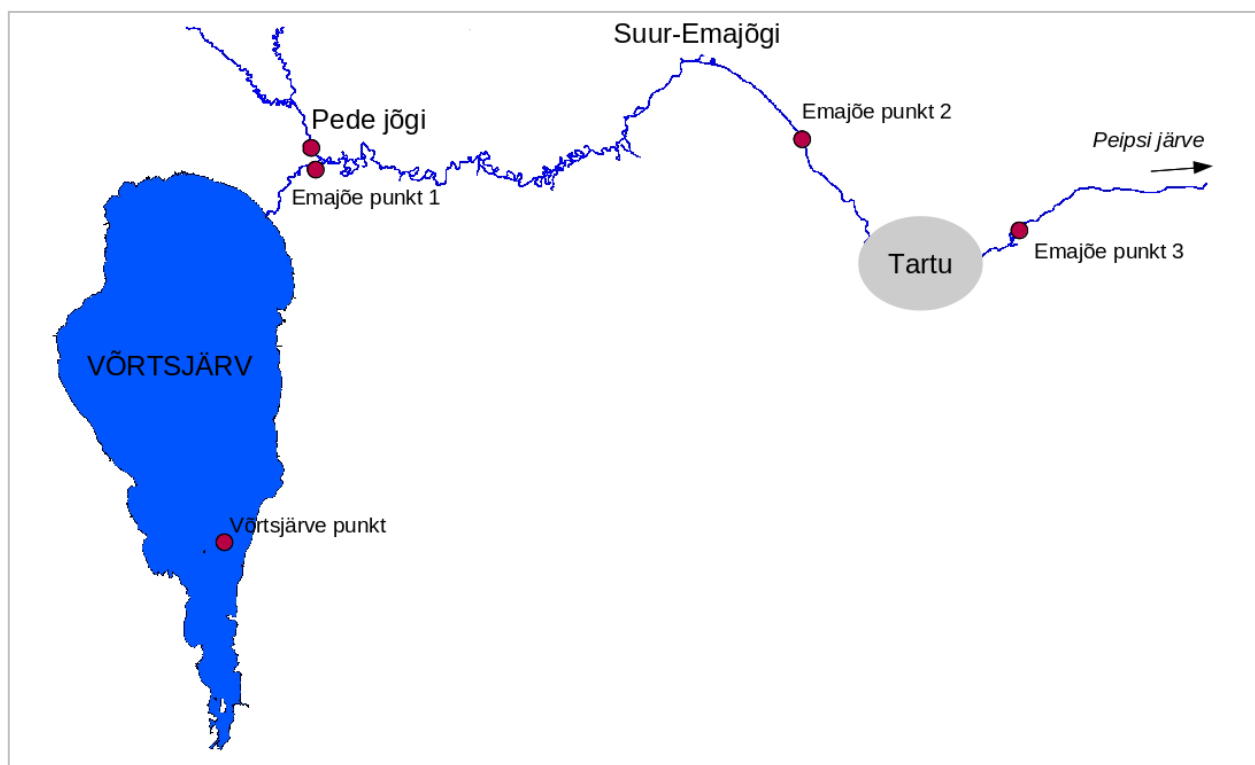
Antibiootikumiresistentsus on alati looduses olemas olnud. Näiteks penitsilliine lagundavad bakterid beetalaktamaasid on väga ürgsed. Geenijärjestuste fülogeneesi uurimisel on hinnatud, et esimesed A klassi beeta-laktamaasid tekkisid 2,2–2,4 miljardit aastat tagasi graam-negatiivsetes bakterites. Umbes 800 miljonit aastat tagasi toimunud horisontaalse geenitriivi tulemusena said selle geeniperekonna ka graam-postiivsed bakterid.

Peamiste tänapäeval tuntud beeta-laktamaaside alamgruppide eristumine on toimud 200 kuni 400 miljonit aastat tagasi (Hall, Barlow 2004). Resistsusgeenide liikumine kromosoomist mobiilsetesse geneetilistesse elementidesse võib aga olla otseselt seotud inimtegevusega, st olla antibiootiliste ainete laialdase ja mõtlematu kasutamise tulemus.

Nii ei tohiks olla üllatav, et looduslikes bakteripopulatsioonides leidub hulgaliselt antibiootikumide vastase resistentsusega (AR) organisme. Aastatel 2005–2009 uurisime agarsöötmetel kultiveeritavate AR bakterite fülogeneetilist mitmekesisust ja nende multiresistentsust Võrtsjärves ning Suur-Emajões (k.a kontrollina Pede jõe suue enne

Suur-Emajõkke suubumist, joonis 4). Antibiootikumid, mida uuringus kasutati, kuuluvad peamistesse tuntud antibiootikumirühmadesse, nagu valgusünteesi inhibiitorid (tetratsükliin – TET, kanamütsiin – KAN, klooramfenikol – CAM), rakukesta sünteesi inhibiitorid (ampitsilliin – AMP), DNA topoisomerisatsiooni inhibiitorid (norfloksatsiin – NOR). Neist ainuke sünteetiline antibiootikum on kinolonide hulka kuuluv NOR.

Looduslikus vees leiduv bakterite populatsioon kanti ühele antibiootikumi sisaldavale söötmele. Sellel arenenud bakterikolooniad isoleeriti ning seejärel puhastati neist bakteriaalne DNA. AR bakterite fülogeneetiline kuuluvus määrati ssu rRNA geeni järjestuse järgi.



Joonis 4.
Võrtsjärve ja Emajõe proovivõtupunktide skeem.

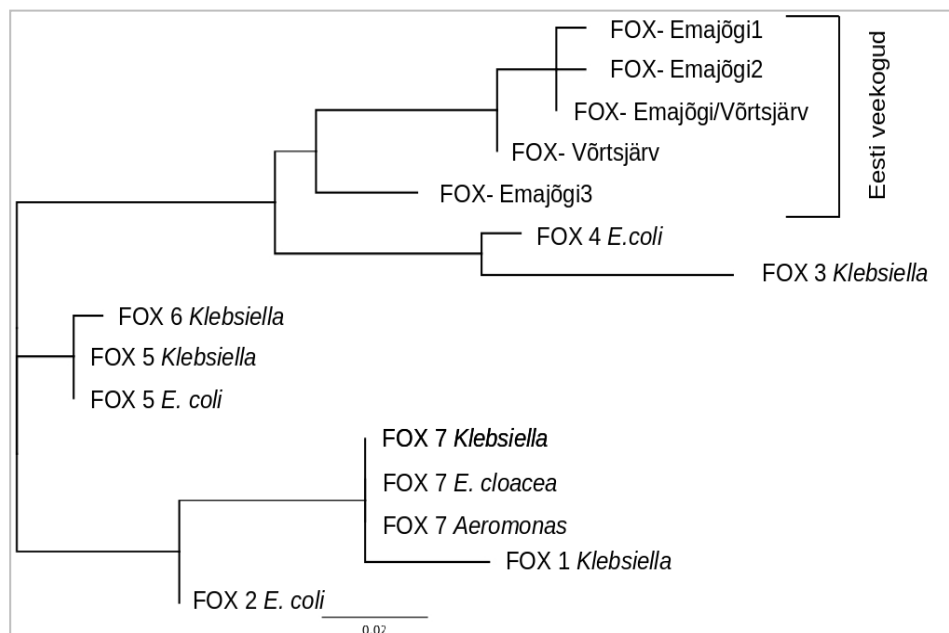
Kokku isoleeriti ligi 2000 erinevat isolaati, mis kuulusid ssu rRNA geeni järjestuste järgi 186 erinevasse taksonisse. Suurima arvuga olid esindatud *Pseudomonas*, *Chryseobacterium*, *Pedobacter*, *Aeromonas*, *Stenotrophomonas*, *Flavobacterium* ja *Microbacterium* perekonnad – seega peamiselt gamma-proteobakterid, aga ka *Bacterioidetes*’ed ning aktiinobakterid. Võrreldes isolaatide fülogeneesi ning nende leidmise asukohta selgus, et Võrtsjärvest ning Emajõe kõikidest kolmest proovipunktist isoleeritud bakterid kuulusid sarnastesse taksonitesse. Erineval ajal võetud proovide varieeruvus oli kõige suurem Võrtsjärves. Emajõe ülemjooks oli Võrtsjärvega sarnasem kui alamjooks, mis viitab teatavatele koosluse muutustele vesikonna piires. Küll aga olid Pedejõest, mille valgala on erinev, saadud isolaadid mõnevõrra erinevad. Tartu linnast allavoolu jäävast proovivõtupunktist saadud bakterid aga ei erinenud oluliselt enne Tartut võetud proovidest saadud bakteritest.

Lisaks uuriti AmpC geeniperekonda kuuluvate järjestuste olemasolu isoleeritud tüvedes. AmpC on laialdaselt levinud beetalaktamaaside hulka

kuuluv resistentsusgeenide grupp, mis algselt asub mitmete graam-negatiivsete bakterite kromosoomis. Tänapäeval on AmpC gene leitud ka plasmiididest ning seetõttu võivad nad levida horisontaalse geenitriivi tulemusena paljudele teistele bakteritele, kelle kromosoomist need puuduvad (Philippon jt 2002). Meie poolt uuritud AmpC geenid kuulusid kõik FOX alamperekonda. Võrreldes teiste FOX geenidega moodustasid Võrtsjärvest ja Emajõest leitud lähedase, aga siiski selgelt eristuva geenigrupi (joonis 5). Loodusest leitud FOX geenid olid levinud mitmete bakteriperekonna liikide hulgas, ülekaalukalt *Aeromonas*’tel ning *Pseudomonas*’tel aga ka *Stenotrophomonas*’sel, *Acidovorax*’il ja *Acinetobacter*’il.

Määrati ka kõikide bakteriisolaatide antibiootikumitaluvus ning suurim inhibeeriv kontsentratsioon kõikide selektsioonis kasutatud 5 antibiootikumi suhtes, lisaks veel karbapeneemide hulka (beetalaktamaas) kuuluva meropenemi suhtes. Meropenem on poolsünteetiline 1990ndatel välja töötatud laia spektriga reservantibiootikum, mida kasutatakse muudele antibiootikumide resistentsete infektsioonide raviks.

Joonis 5. Võrtsjärvest ning Emajõest leitud beeta-laktamaaside ampC perekonna alamgruppi FOX kuuluvate geenijärjestuste sarnasus teiste seni tuntud FOX geenijärjestustega (grupid FOX 1–FOX 7). Fülogeneetiline puu on konstrueeritud 190 aluspaarilise geenifragmendi põhjal, kasutades suurima tõe-pära meetodit.

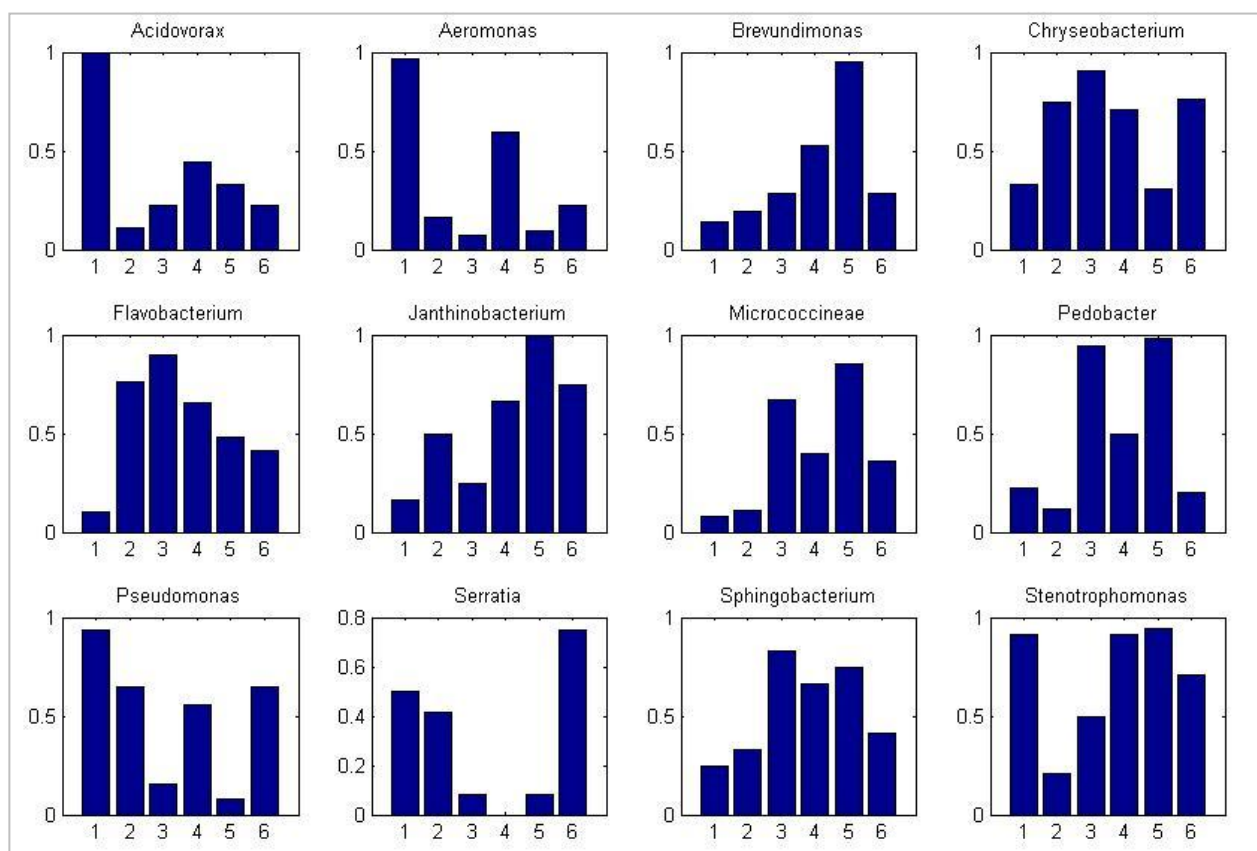


Erinevalt looduslikest beeta-laktaamidest on see raskesti lagunev nii inimeste ja loomade organismis kui ka looduslikus keskkonnas. Meropenemiresistentsus ei ole laialt levinud, kuid on olnud probleemiks Eesti erinevates haiglates. Kõikide kasutatud antibiootikumide suhtes leidus vähetundlikke või koguni resistentseid tüvesid (joonis 6). Uuringu tulemused näitasid, et looduslik mitmekesisus on nii suur, et iga antibiootilise aine suhtes leidus ikka mõni bakteriliik, kes oli tundetu; sealjuures paljud oli multiresistentsed (publit-

seerimata andmed). Millised mehhanismid nende looduslike bakterite resistentsuse tagavad, pole teada; samuti see, kas mõned mehhanismid on potentsiaalselt ülevõetavad ka patogeensete bakterite poolt.

MIDA BAKTERID VEES TEEVAD?

Kuigi bakterite näol on tegemist esmapilgul lihtsakoeliste organismidega, on mitmed nende ökoloogiaga seotud protsessid äärmiselt keerukad. Bakterid suhtlevad omavahel aktiivselt, kasutades



Joonis 6.

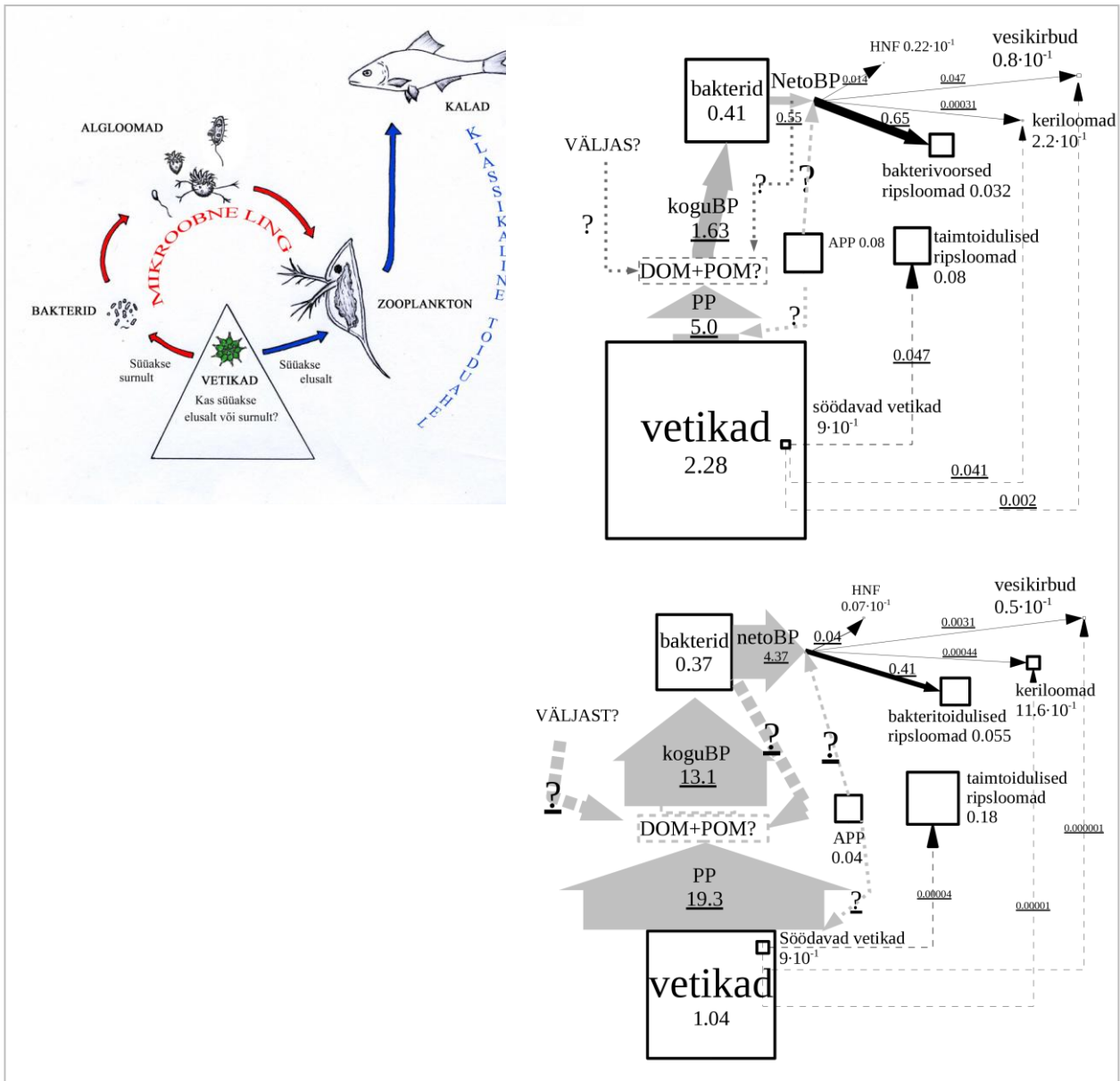
Antibiootikumiresistentsete isolaatide suhteline arvukus (0 kuni 1) arvukamate bakteriperekondade ja antibiootikumide kaupa. Horisontaalteljel olevad numbrid tähistavad antibiootikume: 1 – ampitsiliin (kasutatud antibiootikumi kontsentratsioon 100 µg/ml), 2 – klooramfenikol (5 µg/ml), 3 – kanamütsiin (1 µg/ml), 4 – meropenem (0,3 µg/ml), 5 – norfloksatsiin (0,5 µg/ml), 6 – tetratsükliin (5 µg/ml). Vertikaalteljel väljendab resistentsete tüvede suhet mitteresistentsetesse tüvedesse (suhe alla 0,5 näitab, et tundlike tüvesid on rohkem).

signaalmolekule. Samuti toimub geneetilise informatsiooni vahetamine, kuigi see pole seotud otseselt paljunemisega, nagu kõrgematel organismidel jne. Biogeokeemiliste aineriingete seisukohalt on peamine küsimus, mida nad söövad/tarbivad ja millised laguproduktid vabanevad ümbritsevasse keskkonda. Siinkohal oleks lihtsam küsida, milliseid ainerühmi bakterid ei ole suutelised oma elutegevuse käigus mõjutama. Erinevatesse bakterirühmadesse kuuluvate organismide ainevahetuse tüübid varieeruvad laias skaalas, orgaanilisest ainest toituvatest heterotroofidest (täpsemalt kemorganoheterotroofid nagu kõik loomad, sh inimene) kuni kemolitoautotroofideni. Kemolitoautotroofia on selline ainevahetuse tüüp, mis kasutab ainult anorgaanilisi aineid nii süsiniku- kui ka energiaallikana. Sellised organismid ei vaja teiste organismide olemasolu ega ka valgust. Sellist ainevahetuse tüüpi on peetud kõige ürgsemaks, kuna arvatavasti olid elu tekke algaegadel keskkonnatingimused kemolitoautotroofia arenguks soodsaimad, kui mitte ainuvõimalikud. Tänapäeval kasutab enamik kemolitoautotroofide siiski selliseid anorgaanilisi ühendeid, mis osalevad aktiivselt bioloogilistes aineriingetes. Paljud arhed on kemolitoautotroofid, kuid neid leidub ka bakterite hulgas – väävlbakterid, rauabakterid, metanotroofid. Kõiki neid esineb mitmesugustes Eesti veekogudes. Arvestades orgaanikarikaste setete ning turba laialdast leidumist Eesti järvedes ja sellega seotud metaani moodustumist, on metanotroofid siin ilmselt üsna olulised, kuid nende tõsise uurimiseni pole Eestis veel jõutud.

Metabolismi tüübi poolest on muudele vees elavatele organismidele kõige lähedasemad heterotroofsed veebakterid, mida on Eestis ka kõige rohkem uuritud. Analoogia põhjal maismaa ökosüsteemidega võiks eeldada, et ka veekogudes on heterotroofsed mikroorganismid olulised eelkõige orgaaniliste ainete lagundajatena ning et nende roll aineriingetes on orgaanika remineraliseerimine. Tegelikult on heterotroofsede veebakterite üheks kõige olulisemaks rolliks see, et nad viivad

lahustunud orgaanilise aine tagasi toiduahelasse. Lahustunud orgaanilised ained vabanevad vette mitmete erinevate protsesside käigus kõikidest toiduahela lülidest ning neid kantakse veekogusse ka valgalalt. Bakterid on nn osmotroofsed organismid, kes on praktiliselt ainukesed ökoloogilise rühmana võimelised lahustunud orgaanilisi aineid otse veest omastama. Kui bakteriaalne tarbimine puuduks, siis kuhjuks lahustunud orgaanika vette ning väljuks seal ainult mõnede suhteliselt aeglaste füüsikalise-keemiliste protsesside käigus. Rasketilagunevad humiinained tegelikult kogunevadki ja nende vanus võib ulatuda mitme tuhande aastani. Paljud lahustunud orgaanilised ained on aga bakteritele kergesti kättesaadavad ning nende peamiseks toiduallikaks.

Paljud planktilised vetikad on evolutsiooni käigus muutunud sellisteks, et taimtoidulised zooplankterid neid ei saa süüa. Näiteks pikad niitjad mitmest rakust koosnevad kolooniad on tavalised mitmes vetikarühmas. Peaaegu kogu nende poolt fotosünteesi käigus toodetud orgaaniline aine vabaneb lõpuks vette lahustunud orgaaniliste ainete na. Seda omastavad bakterirakud on parimaks toiduks väikestele algloomadele, kes ise omakorda on toiduks suurematele loomadele. Ilma nende lülideta oleks heterotroofsede bakterite ökoloogiline funktsioon ikkagi ainult orgaanilist ainet remineraliseerida. Võrtsjärve planktonit iseloomustab zooplanktoni poolt söödavate vetikate väga väike biomass, samuti on selle järve iseärasuseks mitmesuguste ripsloomade suur mitmekesisus ja arvukus. Ripsloomad moodustavad üle 50% selle järve zooplanktoni biomassist ning nende koosluse struktuur on väga varieeruv – ühtekokku on leitud üle 70 liigi (Kisand, Zingel 2000; Zingel jt 2007). Ripsloomad suudavad teatud perioodidel ära süüa kuni 100% juurdekasvavatest bakteritest ja seega täielikult kontrollida bakterite biomassi. Sellist ripsloomade olulist rolli on siiani kirjeldatud väga vähestes veekogudes, täiesti looduslikes tingimustes üldse mitte. Enamasti on bakterite tarbijatena kõige olulisem roll viburloomadel, kes on küll väiksemad ja suudavad korruga (ühe vi-



Joonis 7.

Mikroobne linge. Vasakul: vees toimivate toiduahelate lihtsustatud skeem. Punaste nooltega on näidatud mikroobse linge osa, siniste nooltega klassikaline taimest röövlomani kulgev toiduahel. Paremal: Võrtsjärves mõõdetud toitumisvõrgustiku lülide keskmised biomassid ja ainevood. Ülemine paneel kajastab järve avaosas, alumine – suurtaimederikast lõunaosa. Noolte laius on proportsionaalne ainevoo suurusega. Noolle olev allajoonitud number näitab orgaanilise süsiniku liikumist ($\mu\text{C}/(\text{lh})$). Samuti on ruutude suurus proportsionaalne biomassile, number ruudu sees on biomassi mediaanväärtus ($\mu\text{C}/\text{l}$).

burlooma kohta) süüa vähem baktereid, keda aga enamasti leidub veekogudes suurusjärgu võrra rohkem kui ripsloomi. Selles osas on Võrtsjärve mikroobne ling üsna eriline: viburloomade koha on siin võtnud väikesed ripsloomad.

VEEBAKTERITE UURIMISE TULEVIK

Viimaste aastakümnete jooksul on kogu maailmas tehtud veebakterite ökoloogia (loomulikult ka üldisemalt bakterite) uurimisel suuri edusamme, eelkõige tänu molekulaarbioloogiliste meetodite kasutuselevõtule. Viimaste aastate arengud on plahvatuslikult suurendanud meetodikate võimalusi. Eelkõige on selle taga nn uue põlvkonna sekveneerimise/järgendamise (ingl *next generation sequencing* – NGS) meetodite kasutuselevõtmine. Eestis on juba praegu olemas vastav aparatuur, kuigi kaasajal ei olegi enam nii oluline, kus konkreetselt analüüs läbi viiakse. Küll aga tuleks kohapeal täiendada ja automatiseerida proovide eelanalüüsi meetodikaid. Järjest olulisem on, et proovide kogumise strateegia aitaks maksimaalselt ära kasutada analüüsivõimalusi. Nii nagu mujal maailmas on ka Eestis suurimaks kitsaskohaks saadavate andmete töötlemine (bioinformaatika), sest andmete mahud kasvavad plahvatuslikult ning sageli puuduvad optimaalsed meetodid nende töötlemiseks.

VIITED

Alfreider, A., Pernthaler, J., Amann, R., Sattler, B., Glöckner, F., Wille, A., Psenner, R. 1996. Community analysis of the bacterial assemblages in the winter cover and pelagic layers of a high mountain lake by in situ hybridization. *Appl. Environ. Microbiol.*, 62, 6, 2138–2144.

Asimov, I. 2007. The human body. *New Encyclopaedia Britannica*, vol. 6, 134.

Baer, K. von 1860. Investigations on the state of fisheries in Russia. 1. Fishery in Lakes Peipsi and Pskov and in the Baltic Sea. Sankt Peterburg, (vene keeles).

Bucholtz, L. 1876. Über das Verhalten von Bakterien zu einigen Antiseptis. Dorpat.

Curtis, T., Head, I., Lunn, M., Woodcock, S., Schloss, P., Sloan, W. 2006. What is the extent of prokaryotic diversity? *Philos. Trans. Roy. Soc. B*, 361, 1475, 2023–2037.

Hall, B., Barlow, M. 2004. Evolution of the serine β -lactamases: Past, present and future. *Drug Resist. Updates*, 7, 2, 111–123.

Hodson, A., Anesio, A., Tranter, M., Fountain, A., Osborn, M., Priscu, J., Laybourn-Parry, J., Sattler, B. 2008. Glacial ecosystems. *Ecol. Monogr.*, 78, 1, 41–67.

Kisand, V., Andersson, N., Wikner, J. 2005. Bacterial freshwater species successfully immigrate to the brackish water environment in the northern Baltic. *Limnol. Oceanogr.*, 50, 3, 945–956.

Kisand, V., Cuadros, R., Wikner, J. 2002. Phylogeny of culturable estuarine bacteria catabolizing riverine organic matter in the Northern Baltic Sea. *Appl. Environ. Microbiol.*, 68, 1, 379–388.

Kisand, V., Zingel, P. 2000. Dominance of ciliate grazing on bacteria during spring in a shallow eutrophic lake. *Aquat. Microb. Ecol.*, 22, 2, 135–142.

Mardiste, H. 1995. Eestit piirava mere hüdroloogilise uurimise ajalugu (kuni 1917. aastani). Kaavere, V., Kongo, L., Tammiksaar, E. (toim). *Geograafia ajaloo Eestis*. Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 58–78. (Teaduse ajaloo lehekülgi Eestis; 11).

Mühlen, M. von zur. 1920. Der See Wirzjerw in Livland: Biologie und Fischerei. (Äratrükk: Archiv für die Naturkunde des Ostbaltikums (vormals Liv-, Ehst- und Kurlands). 2. Ser. Biologische Naturkunde, Bd. 14. Lfg. 1).

Philippon, A., Arlet, G., Jacoby, G. 2002. Plasmid-determined AmpC-type β -lactamases. *Antimicrob Agents Chemother*, 46, 1, 1–11.

Pomeroy, L. 1974. The ocean's food web, a changing paradigm. *Bioscience*, 24, 9, 499–504.

Ramirez-Llodra, E., Brandt, A., Danovaro, R., De Mol, B., Escobar, E., German, C., Levin, L., Mar-

- tinez Arbizu, P., Menot, L., Buhl-Mortensen, P., Narayanaswamy, B., Smith, C., Tittensor, D., Tyler, P., Vanreusel, A., Vecchione, M. 2010. Deep, diverse and definitely different: Unique attributes of the world's largest ecosystem. *Bio-geosciences*, 7, 9, 2851–2899.
- Sass, A., Eschemann, A., Kuhl, M., Thar, R., Sass, H., Cypionka, H. 2002. Growth and chemosensory behavior of sulfate-reducing bacteria in oxygen-sulfide gradients. *FEMS Microbiol. Ecol.*, 40, 1, 47–54.
- Terkina, I., Drukker, V., Parfenova, V., Kostornova, T. 2002. The biodiversity of actinomycetes in Lake Baikal. *Microbiology*, 71, 3, 346–349.
- Tšertova, N., Kisand, A., Tammert, H., Kisand, V. 2011. Low seasonal variability in community composition of sediment bacteria in large and shallow lake. *Env. Microbiol. Rep.*, 3, 2, 270–277.
- Whitman, W., Coleman, D., Wiebe, W. 1998. Prokaryotes: The unseen majority. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 95, 12, 6578–6583.
- Wikner, J., Cuadros, R., Jansson, M. 1999. Differences in consumption of allochthonous DOC between a lake and an estuary in a temperate watershed. *Aquat. Microb. Ecol.*, 17, 3, 289–299.
- Zingel, P., Agasild, H., Nõges, T., Kisand, V. 2007. Ciliates are the dominant grazers on pico- and nanoplankton in a shallow, naturally highly eutrophic lake. *Microbial Ecology*, 53, 1, 134–142.
- Zwart, G., Crump, B., Kamst-van Agterveld, M., Hagen, F., Han, S. 2002. Typical freshwater bacteria: an analysis of available 16S rRNA gene sequences from plankton of lakes and rivers. *Aquat. Microb. Ecol.*, 28, 2, 141–155.

KA JÄRVESETTED KÕNELEVAD – PALEOLIMNOLOOGILISTEST UURINGUTEST EESTIS VIIMASEL KÜMNENDIL

Liisa Puusepp

Tallinn Ülikooli ökoloogia instituut

EESSÕNA

Eesti looduse kohta võib kirjalikke ülestähendusi leida juba Läti Henriku Liivimaa kroonikast, milles on kirjeldatud nii maastikumustreid kui ilmastikuolusid. Järgnevate sajandite jooksul Eesti loodust puudutavate andmete hulk üha täienes, kuid süstemaatilistest, instrumentaalsetel mõõtmistel põhinevatest andmekogudest saab rääkida siiski vaid paari viimase sajandi kontekstis. Mis oli Eesti territooriumil enne, kui säilinud teaduslikud loodusvaatlused meile kajastavad? Eestimaa järve- ja soosetted on tänuväärne uurimismaterjal, omamoodi arhiivid, raamatud, looduse mälu, milles kajastub olnu ja mis kirjeldavad suurepäraselt tuhandete aastate taguseid arengukäike. Järgnev kirjutus annab lühikese ülevaate sellest, mida ja kuidas jutustavad meile järved, milliseid metoodikaid selleks kasutatakse ning milliseid paleolimnoloogilisi töid Eesti väikejärvedest on viimasel kümnendil tehtud.

PALEOLIMNOLOOGIA EESTIS

Ökosüsteemid on keerukad võrgustikud, kus omavahel põimuvad biotilised ja abiotilised komponendid. Järved on näited väikestest ökosüsteemidest, mille arengulugu Eestis ulatub 10 000 aasta taha ning mis on erinevate mehhanismide ja faktorite tõttu selle aja jooksul korduvalt muutunud. Teadust, mis käsitleb järvi ja nende kujunemislugu nimetatakse PALEOLIMNOLOOGIAKS (kr k – *palios*-> vana, *limni*-> järv, *logos*-> õpetus). Paleolimnoloogiliste uuringute põhiliseks eesmärgiks on peamiselt järvedes, aga ka valglal toimunud protsesside kirjeldamine, endis-aegse seisundi ning arenguloo rekonstrueerimine, et modelleerida põhjus-tagajärg seoseid ja koos-

tada laiema loodussüsteemide arengustsenaariume (Last, Smol 2001; Punning 2007; Smol 2008; Terasmaa 2011). Need kirjeldused ja mudelid tuginevad järvede põhjasetetes talletunud füüsikalistele (sette tekstuur, tihedus), keemilistele (orgaanilise aine sisaldus, erinevate keemiliste elementide hulk settes, isotoobid) ja bioloogilistele (õietolm, makrojäänused, diatomeed e räni- vetikad, kladotseerid e vesikirbud, hironomiidid e surusäased, ostrakoodid e karpvähid, fossiilsed pigmendid) paleomarkeritele, mis pärinevad nii järvest endast kui valglalt.

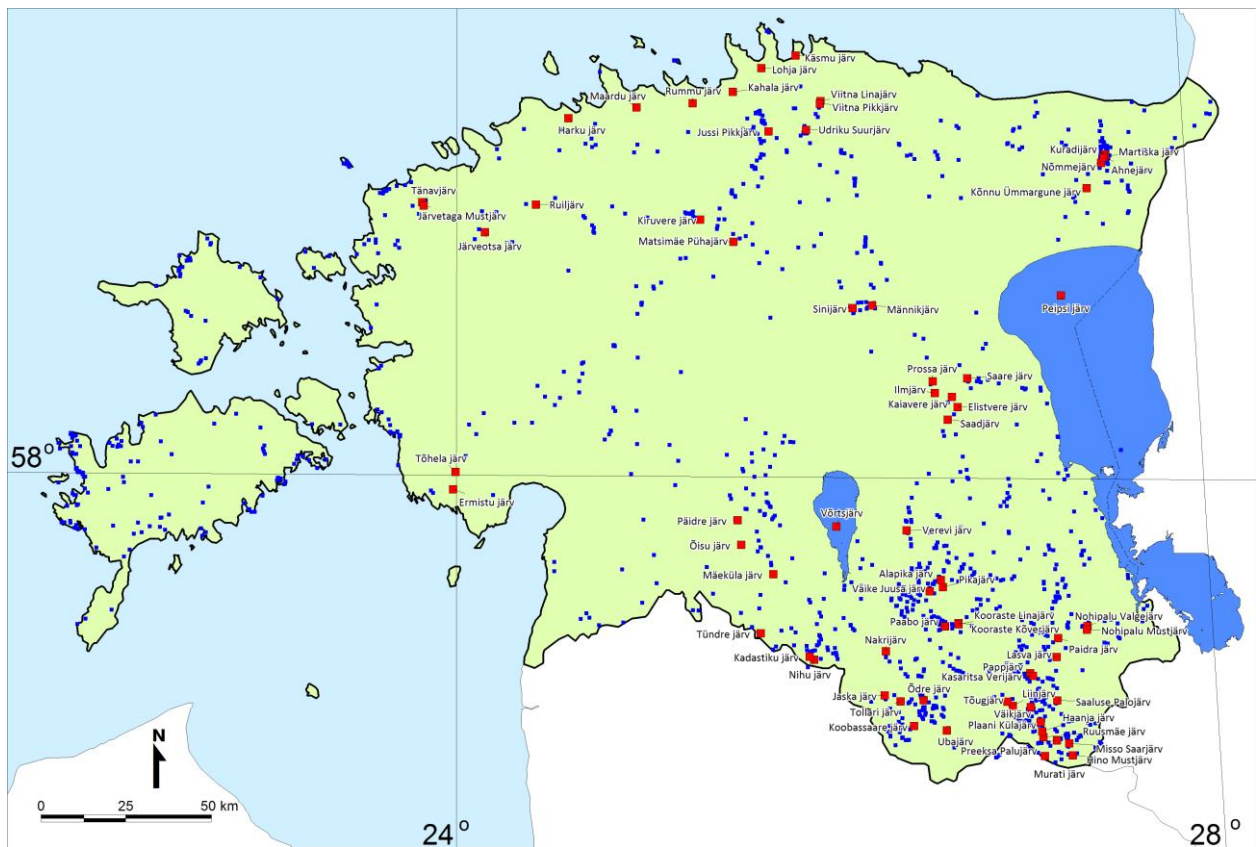
Paleolimnoloogiliste uuringute aluseks on UNIFORMISMIPRINTSIIP (ka aktualismiprintsiip), millest kirjutatakse esmakordselt briti geoloog Hutton (1788), märkides, et kivimite ringe toimub küll aeglaselt, kuid pidevalt ning ilma nähtava alguse või lõputa. Sellest mõttest on nüüdseks välja kasvanud uniformismiprintsiibi põhiidee, et tänapäev on võtmeks mineviku mõistmisel (Geikie 1905; Oldroyd 1980). Printsiip tugineb eeldusele, et minevikus toimunud geoloogilised sündmused on analoogilised tänapäevaste samatoimeliste sündmustega (nii iseloomu kui intensiivsuse poolest) ning et kogu Maa (geoloogiline) areng on olnud võrdlemisi stabiilne ja lineaarne; seega paiknevad vanemad setted üldiselt sügavamal ning peal stratigraafiliselt nooremad kihid. Eeldatakse näiteks, et taimekooslused olid ka varem levinud neile sobivate tingimustega kasvukohtadel, nii nagu tänapäeval, ning karbonaadid settisid veekogudes samasugustes tingimustes kui praegu. Tegemist on selgelt oletusega ning omad korrektuurid sellesse teevad võimalikud protsesside kiiruse muutused ning hüppelised arengud ühest tasakaaluasendist teise, mis loomulikult mõjutavad lõpptulemust, kuid mida reaalselt kontrollida ei saa.

Olulist rolli mängib inimtegevus, mis teatud perioodidel on intensiivselt sekkunud loodussüsteemide arengusse. Punning (2007) on kirjutanud, et loodussüsteemide keerukuse ning võimalike mõjurite rohkuse tõttu võib uniformismiprintsiibi lihtsustatud rakendamine viia valede järeldusteni ning andmete korrektseks paleogeograafiliseks interpreteerimiseks on vaja arvesse võtta täiendavaid printsiipe: põhjus-tagajärg vastavuse printsiip; mõjurite paljususe printsiip; sarnaste arengu- teede printsiip.

Paleoökoloogiliste sh paleolimnoloogiliste uurin- gute olulisus on viimastel aastakümnetel pidevalt suurenenud. Erinevate paleolimnoloogiliste küsi-

mustega tegelevad Tallinna Ülikoolis ökoloogia instituut, Tallinna Tehnikaülikoolis geoloogia instituut, Tartu Ülikoolis ökoloogia ja maateaduste instituut ning Eesti Maaülikoolis põlluma- jandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakes- kus. Paljud meie ülikoolides kaitstud doktoritööd puudutavad ühel või teisel viisil paleolimno- loogia temaatikat (Alliksaar 2000; Kangur 2005a; Terasmaa 2005a; Kisand 2008; Niinemets 2008; Salujõe 2009; Vaasma 2010; Amon 2011; Puu- sepp 2011; Sohar 2011; Vandel 2011).

Lähtudes viimaste aastate teadustööde eesmär- kidest saab välja tuua kolm ajaperioodi, mille kestel toimunud muutusi on kirjeldatud: viimased



Joonis 1.

Viimasel kümnendil paleolimnoloogia alastes artiklites kajastust leidnud Eesti järved. Võrtsjärves ja Peipsi järves tehtud uuringuid antud kirjutises ei käsitleta.

~ 100 aastat, kogu Holotseen e viimased 11 700 kalendriaastat ja hilisglatsiaal. Eesmärkideks on olnud kirjeldada järvede veetaseme kõikumisi ja toitelisuse muutusi ning nende mõju järve ökosüsteemile, nii lokaalse kui regionaalse taimkatte arengut, inimõju avaldumist järvesetetes, kliimamuutusi, settimisdünaamikat. Metoodilist laadi töödes on vaadeldud, milline on parim viis meie orgaanikarikaste järvesetete lõimiseanalüüsiks (Vaasma 2008, 2010), kuivõrd kasulikuks võib kujuneda seni enamasti meditsiinis kasutuses olnud kompuutertomograafia (Terasmaa jt esitatud), või kuidas saab mudelite abil rekonstrueerida minevikus olnud taimkatet (Gaillard jt 2010; Sugita jt koostamisel). Viimasel kümnendil ilmunud paleolimnoloogia alastes artiklites on ära märkimist leidnud üle 70 Eesti järve (joonis 1).

'OLEVIKU-UURINGUD'

Minevikutingimuste rekonstrueerimiseks on vaja teada, kuidas toimuvad protsessid käesoleval ajal. Ideaalkujul peaks see tuginema batümeetria, toitelisuse ja muude parameetrite poolst erinevatest järvedest pärinevale informatsioonile, haarates nii füüsikaliste, keemiliste kui ka bioloogiliste paleomarkerite 'käitumismustreid'.

Järvesette kujunemine, koostis ja struktuur on määratud paljude keskkonnatingimuste ja järvesiseste protsesside poolt, millest olulisemad on järve morfomeetriselised parameetrid (järvenõo ja settepinna topograafia, järve kuju ja suurus jne), kliima, sisse- ja väljavool, valgla suurus ja struktuur, järveelustiku mõju, järve troofsus jne. Nimetatud tegurid mõjutavad veel omakorda üksteist ja tekkiv sünergia suurendab mõnda mõjurit veelgi. Nii on olulisel kohal SETTELÕKSUDE EKSPERIMENTID (Punning jt 2002a, 2003b; Terasmaa, Punning 2006), mis võimaldavad selgitada, kuidas erineva suuruse ja tihedusega ning erinevatest allikatest pärinevad paleomarkerid settesse sattuvad. Settelõksude eksperimentide käigus kogutud andmestik kuivaine, õietolmu ja lendtuhaosakeste liikumise kohta järves võimaldab koostada sestonivoogude (seston – veekogude vees hõljuvate

organismide ja tahkete elutute osakeste kogum (Masing 1992: 228)) bilansse, kirjeldada nende sesoonset dünaamikat ja setete moodustumise mehhanisme ning leida põhjuseid ja tagajärgi, mis kaasnevad erinevate järvesiseste protsessidega ja meteoroloogiliste tingimuste muutustega. Uuringutulemuste põhjal töötati välja metoodika sestonivoogude ja sette kujunemise ruumilise ja ajalise varieerumise analüüsiks (Punning jt 2002a, 2003b; Terasmaa, Punning 2006).

Selgus, et materjali ümbersettimine on tugevalt seotud valitsevate meteoroloogiliste tingimustega, järve stratifikatsiooni ja selle sesoonsete muutustega ning järvepõhja topograafiaga. Lumikatte paksus talvel ja varakevadised ilmastikuolud mõjutasid valglalt pärineva materjali sissekande intensiivsust ja juba järve põhja settinud materjali ümbersettimist. Settelõksude ja põhjasette sestonivoogude võrdlemisel leiti, et u 55% orgaanilisest ainest laguneb juba settimise käigus. Uuritud sestoniosakeste settimiskiirus on madal suvise stratifikatsiooni korral, mil termokliin takistab osakeste sadenemist. Seega toimub põhiline materjali settimine kevadsuvisel perioodil.

Tänapäevaste järvesiseste protsesside mõistmiseks analüüsitakse ka järve põhjasetete PINDMISI KIHTE (1–5 cm), mis peegeldavad viimaste aastate produktsiooni ning näitavad, kuidas toimub settinud materjali jaotumine järve põhja. Nüüdissetete kujunemise ja vesi-sete piirpinna probleemistikuga on põhjalikult tegeldud TLÜ Ökoloogia Instituudis (Terasmaa 2005ab; Punning jt 2004c; Mikomägi, Punning 2007; Koff, Vandell 2008; Vandell 2010). Töodes on kasutatud väga erinevaid paleomarkereid (sette lõimise, orgaanilise ja mineraalaine hulk, diatomeed, taimsed makrojäätused, pigmendid, orgaanilise süsiniku ja lämmastiku suhe OC/N).

Sette LIToloogilise koostise ruumilised variatsioonid kannavad endas otsest infot järvenõo topograafia, batümeetria ja kaldajoone kohta (Punning jt 2005b; Terasmaa 2005ab). Leidub ka märke väljastpoolt tulevate mõjuritite (maakasutus,

veetaseme kõikumisest tingitud muutused järves) kajastumisest ja säilimisest järvesettes. Detailsem analüüs võimaldab luua sette litoloogilise koostise varieerumisel põhineva ülemineku pindmiste setete uurimiselt paleoinformatsiooni interpreteerimisele, nt mineviku veetaseme kõikumiste rekonstrueerimisele.

Taimseid MAKROJÄÄNUSEID kasutatakse paleouuringutes õietolmuanalüüsi kõrval, et hinnata mineviku taimestikku. Kuna erinevate taimeliikide eri osad ei säili setetes ühtmoodi ning nende suurused ja tihedused varieeruvad oluliselt, toimub ka makrojäänuste settimine erinevalt. Järvede suurtaimestiku leviku ning järvede pindmistes setetes sisalduvate makrojäänuste ruumilise jaotuse võrdlev analüüs (Koff, Vandel 2008; Vandel 2011) näitas, et kaldavööndis kasvavate taimede ja nende fikseeritud osiste (eelkõige seemnete) levikualade kattuvus sõltub liigist ning järve topograafiast. Vaid 50% kasvavatest veesisestest ja ujulehtedega taimede liikidest oli esindatud ka pindmistes järvesetetes makrojäänustena.

Paleolimnoloogiliste protsesside paremaks interpreteerimiseks analüüsiti 15–30 cm sügavuses järvevees, kuivõrd mõjutab taimestik ORGAANILISE AINE LAGUNEMIST settes (Vandel 2010, 2011). Selgus, et lagunemisprotsessid toimusid kiiremini setetes, millel kasvas taimestik (valdavalt pilliroog) ning olid intensiivsemad ülemises 5 cm settekihis. Taimkatte eemaldamine katsealalt mõjutas oluliselt sette mikrokliimat. Kõrgem sette temperatuur neil aladel, kus pilliroog jäi niitmata, soodustas omakorda orgaanilise aine lagunemist (Vandel 2010, 2011).

DIATOMEESID e ränivetikaid kasutatakse paleolimnoloogias veekogu arenguloo kirjeldamiseks, toetudes koosluste ja keskkonnaparameetrite vahel olevikus valitsevatele seostele. Järvesetete pindmiste kihtide analüüsi tulemusena leiti seosed diatomeekoosluste ja veesügavuse vahel, samas uuringus kirjeldati ka taimsete makrojäänuste levikut ja mõõdeti orgaanilise süsiniku ja lämmastiku suhte (OC/N-i) muutusi sõltuvana vastava setteproovi sügavusest vees. Paleolimnooloo-

gilistes uuringutes kasutatakse tihti OC/N-i väärtusi hindamiseks settes oleva orgaanilise aine päritolu. Tulemused kinnitasid, et kasutatud kompleksset meetodikat saab rakendada järvede veetaseme kõikumiste rekonstrueerimisel minevikus (Punning jt 2004c; Punning, Puusepp 2007; Puusepp 2011).

Fotosünteesivatest organismidest (vetikad, fototroopsed bakterid, veetaimed) pärinevad PIGMENTID on järvesetetes tavalised ning peegeldavad veekogus toimunud primaarproduksiooni muutusi. Ökoloogia Instituudis on juurutatud erinevate fossiilsete pigmentide määramismeetodeid – spektrofotomeetriline meetod klorofüllid derivaatide (CD) ning karotenoidide (TC) määramiseks ja kõrgsurve vedelikkromatograafiline meetod (HPLC) üksikute pigmentide identifitseerimiseks. Uurimistulemused näitasid, et CD ja TC sisaldus suurenes settes vee sügavuse suurenemisega. Kinnitati, et HPLC spektrid võimaldavad identifitseerida järvesettest erinevaid pigmente ja nende alusel saab hinnata järve floorat settimise ajal (Mikomägi, Punning 2007).

Kirjeldatud uuringute tulemused on oluliseks sammuks, et kirjeldada järve setteläbilõigetest saadud paleoinfo põhjal veekogu arengulugu. Interpreteerimisel peab aga arvestama, et erinevate järvede puhul võivad erinevad sündmused anda settesse erineva signaali ja erinevad paleomarkerid võivad ühte olukorda peegeldada erineva intensiivsusega.

VIIMASE ~100 AASTA KAJASTUMINE JÄRVESETETES

Ülestähendatud infot mõningate järvede olustiku kohta leidub monitooringuandmete või muul kujul jäädvustatuna koos foto- ja kaardimaterjaliga vähemalt viimase saja aasta kohta. Mõõdunud sajandil tehti laialdaselt limnoloogilisi töid (Riikoja 1934, 1940; Kask 1964; Mäemets 1968, 1977; Ott 1999), mis nüüd on oluliseks võrdlusmaterjaliks.

Teades näiteks, millal algas järve ümbruses intensiivne põllumajandustegevus, alustas tööd uus

kaevandus või karjäär, millal muudeti väikejärve kallas puhkealaks, tuues sinna koormate viisi liiva, saab hakata otsima järvesettes jälgi nendest sündmustest, mis pidid mõjutama ka järve ökosüsteemi. Eesmärk on uurida, kuivõrd suuri muutusi täheldatakse järvesetetes, mis moodustusid 'sündmusega' samal ajal, otsida vastust küsimusele, kas sette moodustumisel on sinna salvestunud vastava ajalõigu teavet ning kas teave on säilinud moodustumise hetkest tänini muutumatul kujul. Eelkõige on sellesuunalised uuringud seotud veetasemete muutuste, reostuskoormuse suurenemise ja järvede troofsustaseme tõusuga ning nüüd juba ka järvede isetaastumisega pärast intensiivse inimõju lakkamist.

Viimase saja aasta jooksul on Eestis maakasutus oluliselt teisenenud. Muutunud on põllumajanduse osakaal ning põllumaade asukohad ja suurused. Dokumenteeritud on mitmeid tulekahjusid, mis mängivad taimkatte kujunemisel olulist rolli. Nendega kaasnevaid TAIMKATTE MUUTUSI on võimalik tuvastada järvesetete õietolmu ja söeosakeste profiilidelt. Need annavad olulist teavet taimkatte arengust, liikidevahelistest suhetest ning taimkatte struktuuri ja keskkonnaparameetrite vahelistest seostest. Häiringute ilmumist õietolmu diagrammidel avatud ja metsase maastiku puhul ning seda, kuivõrd kajastavad tulemused erinevate põllukultuuride kasvatamist ning tulekahjude 'märke', on analüüsitud mitmes töös (Koff jt 2000; Kangur 2002, 2005a; Koff, Punning 2002). Leiti, et suurte järvede puhul (>100 ha) pidi õietolmuprofiilil selgelt jälgitav sündmus hõlmama muutusi ulatuslikul (kuni 2000 ha) territooriumil veekogu vahetus läheduses kasvavas taimkattes. Väikejärvede puhul võis muutus hõlmata väiksemat territooriumi, kuid see toimus järve kaldast mitte kaugemal kui mõnisada meetrit (Kangur 2005a).

Oluline teemade ring on seotud veekogude TROOF-SUSE MUUTUSTE (eelkõige eutrofeerumine) ja REOSTUSEGA asula- või farmilähedastes või Kirde-Eesti tööstuspiirkonna järvedes, mida on analüüsitud järvesetete bioloogilistele (diatomeed, pigmen-

did) ja/või keemilistele parameetritele tuginedes (Punning, Leeben 2003; Punning jt 2004b, 2007a; Heinsalu, Alliksaar 2009a; Marzecová jt 2011). Nõmmejärve järvesette geokeemilises koostises toimusid järsud muutused ajal, mil järve suunati kaevandusveed ja kasvas inimõju (Marzecová jt 2011). Sarnaseid signaale on andnud varasemates uuringutes käsitletud Kurtna järvede setteläbilõiked. Nohipalu Valgjärves on järvevee pH pärast 1980. aastat langenud 'tänu' turbatootmisele naabruses olevast Meenikunno rabast. Seda kinnitasid samal sügavusel settes olevad diatomeekooslused (Heinsalu, Alliksaar 2009a). Vahel ei avaldu 'sündmus' setetes koheselt. Ruusmäe järve reostuskoormus suurenes oluliselt 1950ndatel, kuid sette keemiline koostis kui ka diatomeed näitasid ökosüsteemi muutusi alles 1960ndatel (Punning jt 2004b).

VEETASEME MUUTUSED muudavad järve settimisalade jaotust ning seetõttu mõjutavad otseselt settimisprotsesse, resuspensiooni ja sellega kaasnevalt akumulunud ainete veekeskkonda sattumist. Järvede põhjasetete pindmiste kihtide litoloogilised parameetrid on seotud järve põhjatopograafiaga (Terasmaa 2005ab). Sellele asjaolule tuginedes on võimalik kontrollida, kas viimase saja aasta jooksul dokumenteeritud veetaseme muutused kajastuvad järvesetetes. Martiska järve (foto järgmisel lk) veetaseme kõikumise andmete ning järvesette mineraalne ja terasuuste sisalduse võrdlus näitas, et terasuuste jaotus varieerus sõltuvalt järve batümeetriast, veetasemest ning kaldajoone asendist proovivõtukohta suhtes. Profiilina võetud setteläbilõigete lõimiseanalüüsi tulemustes kajastusid järve viimased suuremad veetaseme muutused väga selgelt (Punning jt 2006, 2007a; Vaasma 2010).

EESTI ALA ARENG HOLOTSEENIS JA HILISGLATSIAALIS

Kirjeldades tagasiulatavalt Holotseeni ning järve arengut sel perioodil, ei saa rääkida aastatäpsustest või konkreetsetest sündmustest. Esiteks, pole neid sündmusi dokumenteeritud ning erinevad



Martiska järv 2009. aasta kevadel (Liisa Puusepp).

sündmused võivad kaasa tuua sarnase kajastuse järvesetetes. Teiseks, tänapäeval kasutusel olevad dateerimismetoodikad võimaldavad enamasti rääkida saja-aastase täpsusega perioodist. Radiosüsiniku aastad ei vasta täpselt kalendriaastatele ja kalibreerimine tekitab lisaprobleeme. Samuti ei ole meie enamasti madalate järvede puhul võimalik eristada üksikuid varve e järvesetete aasta-kihtisid. Seega saab Holotseenist ja sel ajaperioodil toimunud järve ökosüsteemi ja valgla muutustest rääkida üldistatult ning vaid pikematest ajavahemikest.

TAIMESTIKU ARENGU puhul tuginetakse enamasti õietolmu andmetele, mille põhjal tehakse ka järeldusi olnud aegade üldiste keskkonna- ja kliimaatiliste tingimuste ja inimõju intensiivsuse kohta. Uurimuste eesmärgiks on olnud kirjeldada, kuidas viimastel sajanditel toimunud metsasuse muutused mõnede Eesti väikejärvede ümbruses kajastuvad nende järvede õietolmuspektrites, millal ja millises suunas on toimunud mõningate liikide

invasioon ning millal on erinevates piirkondades täheldatud esimesi märke inimõjust (nt kultuurkõrreliste ilmumine õietolmuspektritesse) ja selle avaldumisest veekogudel. Paleoandmete põhjal on modelleeritud pärastjääaegseid kliima- ja taimkatte muutusi (Punning jt 2003a; Poska jt 2004; Kangur 2005ab, 2009; Veski jt 2004, 2005; Punning jt 2007b; Niinemets, Saarse 2009; Saarse jt 2010). Võrreldes omavahel kogu Holotseeni hõlmavaid õietolmuprofiile erinevatest Eesti regioonidest on leitud, et mullastiku heterogeensus on üks olulisemaid tegureid, mis on kujundanud taimkatte struktuuri õietolmu baasalal Holotseeni vältel (Kangur 2005ab).

Tänaseks päevaks on Eesti taimkattearengu kvantitatiivseks kirjeldamiseks koostatud kogu Eestit hõlmav õietolmuprofiilide andmebaas, millesse lülitati publitseeritud, vähemalt kolme ^{14}C dateeringuga ja enamust Holotseenist hõlmavad õietolmudiagrammid. Esialgsed tulemused (Sugita jt koostamisel) näitavad, et regionaalsel skaalal on

Eesti taimkatte areng kulgenud küllaltki erinevaid teid pidi. Uuringud on keskendunud ka Holotseeni vältel esinenud järskude KLIIMAMUUTUSTE perioodidele, sh jahenemine 8200 aastat tagasi, väike jääaeg (500–100 aastat tagasi), kesk-aegne soojenemine (1100–600 aastat tagasi).

On uuritud neid geoloogilises mõttes kiireid sündmusi, mis on talletunud järvesetetes eesmärgiga selgitada sündmusstratigraafia skaala loomise võimalusi ja probleeme Eestis. Mitmed Eesti õietolmuandmed on kaasatud üldistesse andmebaasidesse; nende abil on modelleeritud maastikumustri muutusi minevikus, näiteks kirjeldatud 8200 aastat tagasi olnud kliimajahenemise ruumilist ulatust Euroopas (Veski jt 2004; Seppä jt 2007, 2009; Gaillard jt 2010).

HILISGLATSIAALI TAIMKATTE arengu ja kliimatingimuste kirjeldamisele on Eestis vähe tähelepanu pööratud. Eesti hilisjääaja setteläbilõigetega varasemad kirjeldused olid dateerimata ning tuginesid üksnes õietolmu andmete võrdlevale analüüsile. Ka meiega sarnastel laiuskraadidel Lähi-Venemaal ja Lätis pole hilisglatsiaalset biostratigraafiaga seotud AMS radiosüsinikudateeringuid. Et seda lünka parandada on TTÜ Geoloogia Instituudi hiljutiste tööde eesmärk olnud viimase mandrijää taandumisel vabanenud alade keskkonatingimuste, paleokliima ja taimestiku arengu täpsustamine ajavahemikus u 15 000 kuni 11 000 kalendriaastat tagasi (Amon jt 2009; Amon, Saarse 2010; Amon 2011).

EESTI JÄRVEDE VEETASE on pärastjääajal korduvalt ja tugevasti muutunud (Saarse, Harrison 1992), kuid tänini puudub meil tõene informatsioon veetaseme muutuste ja biogeokeemilise aineriinge seostest järvedes. Veetaseme muutuste viimase kümnendi uuringud (Punning jt 2003a, 2004a, 2005ab, 2006; Koff jt 2005; Punning, Puusepp 2007; Kangur jt 2009; Terasmaa 2011; Terasmaa jt esitatud) on seadnud eesmärgiks määrata erineva hüdroloogilise režiimiga järvede veetasemete kõikumiste ajaline kulg ja amplituudid pärastjääajal ning välja selgitada nende põhjused, mõju ja regionaalsed seaduspärasused, kirjeldada ning

arvandmetega põhjendada veetaseme muutuste mõju järvede biogeokeemilise aineriinge ajalises ruumilisele kulgemisele süsteemis valgla-järvesete. Mitme paleolimnoloogilise markeri analüüsid erinevates järvedes (Väike Juusa järv Otepää kõrgustikul, Kõõži järv Vidzeme kõrgustikul) on näidanud, et väikejärvede areng ja veetaseme muutused neis on Holotseeni vältel toimunud sama mustril alusel.

Õietolmuandmete sidumine veetaseme muutustega (Kangur 2009) on näidanud, et veetaseme fluktuatsioonid mõjutavad selgelt veesise orgaanilise ja mineraalse aine kulgu, geobiokeemilist aineriinget, samuti valgalt pärineva õietolmu jaotust järves. Pikaajaline veetaseme kõikumine määrab liigispetsiifilise õietolmu jaotuse järve erinevate osade vahel ja seega ka selle settimise ja kajastumise setteläbilõigetel (Kangur 2009). Järelikult tuleb mineviku rekonstrueerimisel tähelepanu pöörata sellele, et lisaks taimkatte struktuurile mõjutavad õietolmu profiilide kujunemist olulisel määral järvesised protsessid.

PALEOLIMNOLOOGILISTE UURINGUTE METOODIKA

Paleolimnologia on vaatamata erinevate andmetöötamise võimaluste kasutuselevõtule veel küllaltki kirjeldav teadus, andes pigem kvalitatiivset infot. Samas liigutakse üha enam suunas, kus erinevate mudelite kasutamisega kaasnevad ka detailsed kvantitatiivsed rekonstruktsioonid.

Paljudes Eesti väikejärvedes ulatub tänapäeva settekihi paksus üle 10 meetri, mis tähendab, et algse nõo väiksemad pinnavormid võivad olla ära silutud ning ilma GEORADARIT kasutamata võib järve settehulga arvutamisel ning järvenõo arengu rekonstrueerimisel teha ekslikke järeldusi. Tavaliselt võimaldab georadari kasutamine oluliselt vähendada aeganõudvate sette sondeerimiste arvu, sest radar annab suurte alade pinnase geoloogilisest ehitusest ülevaatliku pildi. Kui pole võimalik uuringute käigus kasutada georadarit, tuleb proovi võtmisel arvestada sellega, et üks läbilõige ei pruugi anda järve arengust sugugi

terviklikku pilti. Kogemused on näidanud (Punning jt 2005ab; Terasmaa 2005a, 2011; Punning, Puusepp 2007; Kangur 2009; Terasmaa 2011), et parim lahendus on kasutada PROFILIMEETODIT ning võtta järvest vähemalt 2–4 kogu settelasundit hõlmavat läbilõiget. Sügavaima koha setted on eelduse kohaselt küll kõige vanemad, stabiilsemates oludes säilinud ning pole karta settelünki, kuid samas peab arvestama mõningase info detailide sumbumisega ‘mürasse’ – autohtoonse orgaanika ühtlane voog on nii suur, et suhteliselt väiksemas skaalas toimunud muutused ei pruugi sinna oma jälge jätta. Näiteks Terasmaa (2011) andmetel avaldub veetaseme muutuste jälg settes paremini kaldalähedasel akumulatsiooni- ja transpordiala piiril, kuhu teralistel setetel on kantuna suurem tõenäosus jõuda kui järve keskossa.

Setteläbilõigete analüüsil on järjest sagedamini rakendatud KOMPUUTERTOMOGRAAFILISI UURINGUID, mida on eelkõige harjutud seostama meditsiini ja tervishoiuga, kuid mitmete uurijate poolt on need uuringud leidnud rakendust ka sette- ning mulla-proovide analüüsimisel (Hunt jt 1988; Duliu 1999; Van Geet jt 2001). Esialgsed tulemused orgaanika- ja veerikaste järvesetetega on paljulubavad (Terasmaa jt retsenseerimisel). Kompuutertomograafia abil saab sette koostise (tiheduse) muutusi vaadelda kolmemõõtmeliselt kogu puursüdamikule ulatuses, mitte ainult pinnakihis. Puursüdamikku läbiv analüüs annab informatsiooni selle võtmisel tekkinud võimalike vigade kohta – esile tulevad kihtide deformatsioonid ja nihkumised. Nimetatud meetodika näitab, kuidas kihid paiknevad, milline on võimalik üldistusaste. See teave on oluline edasisel proovivõtmisel, puursüdamikule tükeldamisel ning analüüsise planeerimisel (joonis 2).

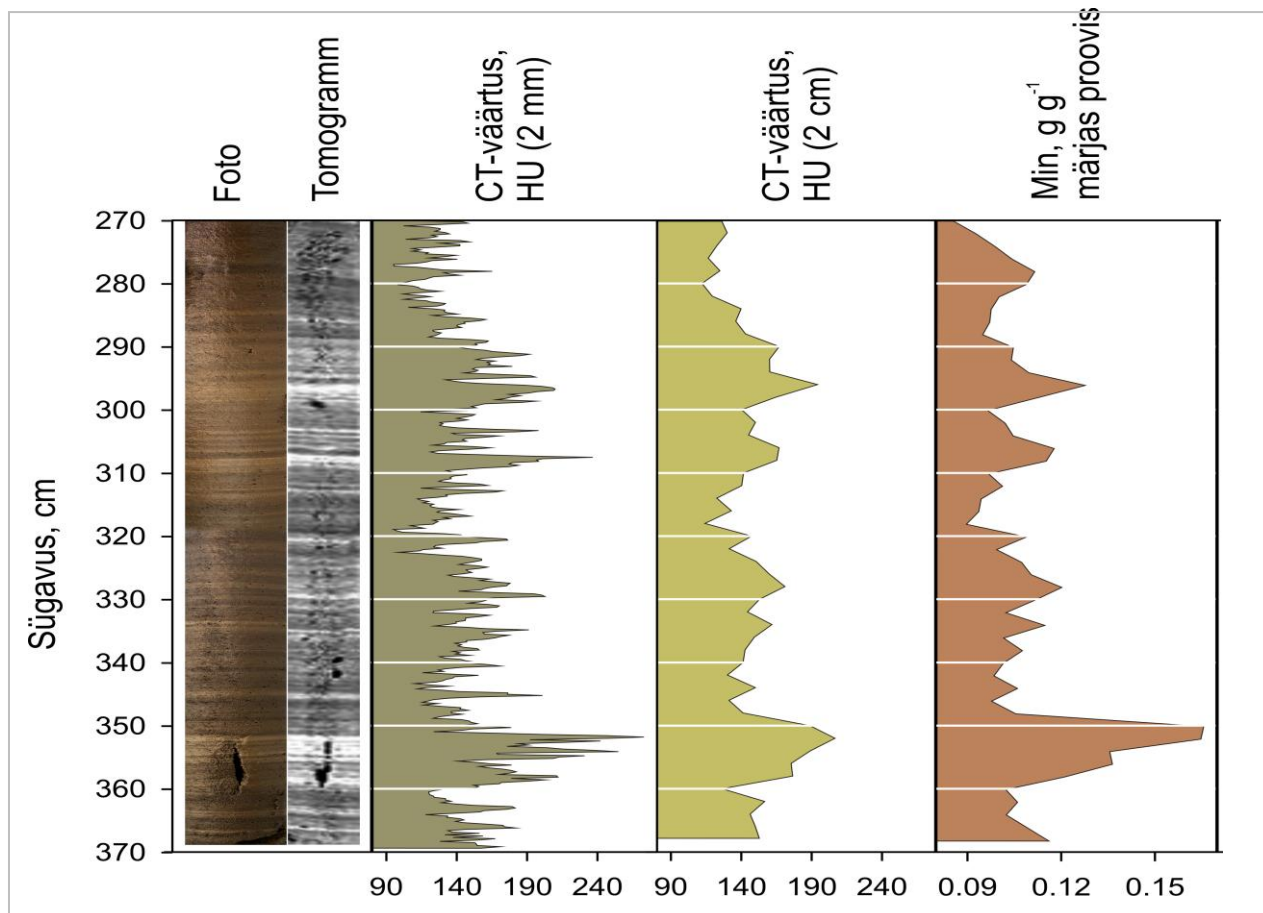
Paljud meetodikad ei sobi meie orgaanikarikaste setete jaoks. Vaasma (2008, 2010) tööde üks eesmärke oli arendada LÕTMISANALÜÜSI EELTÖÖTLUSMETOODIKA sobivaks orgaanikarikaste järvesetete uuringuteks paleolimnoloogias. Järve valgalalt sisse kantud (allohtoonse) mineraalne uurimisel on oluline eemaldada lisandid (orgaanika ning

mineraalne terakestele absorbeerunud ained), mis võivad mõjutada terasuuruse jaotuse tulemusi. Kiireim ja usaldusväärsem oksüdeerimise meetod tuleb läbi viia kuumutusplaadil, töödeldes proovi järjestikku 10% HCl, 30% H₂O₂ ja 10% KOH lahuses. Lisameetodina tuleb kasutada mikroskoopilist analüüsi, mis võimaldab monitoorida eeltöötamise käiku ja selle toimet proovile.

Paleoökoloogilised TAIMKATTE struktuuri ja maa-kasutuse uuringud põhinevad peamiselt kaudsetel ja kvalitatiivsetel tõenditel ning oletustel. Kuna puude ja rohhtaime õietolmu suhe ei kirjelda adekvaatselt maastiku avatuse dünaamikat Holotseenis, on võetud kasutusele Sugita (2007ab) poolt väljatöötatud LRA (*Landscape Reconstruction Algorithm*) meetodika, mis võimaldab kvantitatiivselt hinnata minevikus toimunud muutusi taimkattes. Käimasolevate uuringute eesmärgiks on kvantifitseerida maastiku avatuse dünaamika Eestis Holotseeni vältel. Mitmed mudeli katsetused on näidanud, et inimese poolt põhjustatud maastiku avatus on viimase 2000–3000 aasta vältel olnud ulatuslikum, kui seda võiks oletada vaid õietolmu profiilide põhjal (Sugita jt koostamisel).

Kasutatavad mudelid eeldavad, et väikeste (mõnehektariliste) järvede õietolmuprofiilid kannavad infot ainult lähiümbruse (kuni mõnesaja meetri raadiuses ümber järve) taimkatte kohta, kuid >100 ha järved lubavad teha üldistusi juba suuremas regionaalses skaalas. Tuleb muidugi tunnistada, et mudelid on alati looduslikke protsesse lihtsustavad ja näiteks ei võeta arvesse maastiku struktuuri ning konvektiivset ja advЕКtiivset turbulentsi, mis samuti mõjutab õietolmu edasikande ulatust (Koff 2007). Ka ajas muutuv ruum (nt järve pindala) määrab paleoökoloogilise teabe sisu ning sette-läbilõike analüüsil saadud õietolmudiagramm võib erinevatel ajalõikudel anda teavet metsade arengust erinevatel aladel (Punning 2007).

Settinud DIATOMEEDE ning järvevee keemilise koostise ja füüsikaliste omaduste (pH, fosforisisaldus, soolsus, temperatuur jne) vahelised STATISTILISED SEOSSED on viimastel kümnenditel mine-



Joonis 2.

Näide kompuutertomograafia uuringutulemustest kõrvuti fotoga samast setteläbilõikest. Kompuutertomograafias mõõdetakse proovi tihedust Hounsfield'i ühikutes (HU) (Hounsfield 1973), väärtusvahemikuks on -1024 kuni $+3071$ HU, kus -1024 HU on õhu väärtus ja 0 HU on vee väärtus. Seega, mida tihedam materjal, seda suurem on positiivne väärtus. Joonisel on lisaks toodud ka mineraalne väärtused.

viiku keskkonnatingimuste rekonstrueerimisel küllaltki laialdast kasutamist leidnud, eriti veekvaliteedi probleemide ja kliimamuutuste selgitamisel (Smol 2008; Smol, Stoermer 2010). Nimeetatud seosed on tuletatud regionaalsetest kalibreerimisandmebaasidest, mis koosnevad erinevaid keskkonnatingimusi esindavate järvede pindmiste setete diatomeede andmestikust ning veekeskonna parameetrite (järvevee erinevate limnoloogiliste näitajate) andmetest (Birks 2010).

Kui tänapäevase veekvaliteedi ja pindmiste setete diatomeede vahelised seosed on statistiliselt olulised, on igati loogiline vastav andmekogum ekstrapoleerida minevikku ning nõnda kasutada paleouuringutes. Setteläbilõike diatomeekoosluste alusel saab kvantitatiivselt rekonstrueerida mineviku veekeskonna muutusi ning nende järvede puhul, mille kohta puuduvad seireandmed, hinnata ka veekogu tänapäevast ökoloogilist seisundit. Sellisel kujul järvede fosforihulga ja pH rekonst-

rueerimist on kasutatud töödes (Heinsalu, Alliksaar 2009ab), tuginedes Euroopa Diatomee Andmebaasile (*European Diatom Database* (Battarbee jt 2000; Juggins).

Pindmiste setete koostist ja proovivõtukohta kirjeldavaid parameetreid (veerukalded, veesügavus, kaugus kaldast) kasutades on kasutusele võetud KOONDPARAMEETER (CP), mis võimaldab omavahel võrrelda erineva kuju, suuruse ja põhjareljeefiga järvi ning nende settimismustrit (Terasmaa 2005ab). Erinevate settimisalade jaotus CP väärtuste alusel langes uuritud järvedes kokku erinevatele settimistingimustele viitavate suuremate erinevustega setete litoloogilises koostises.

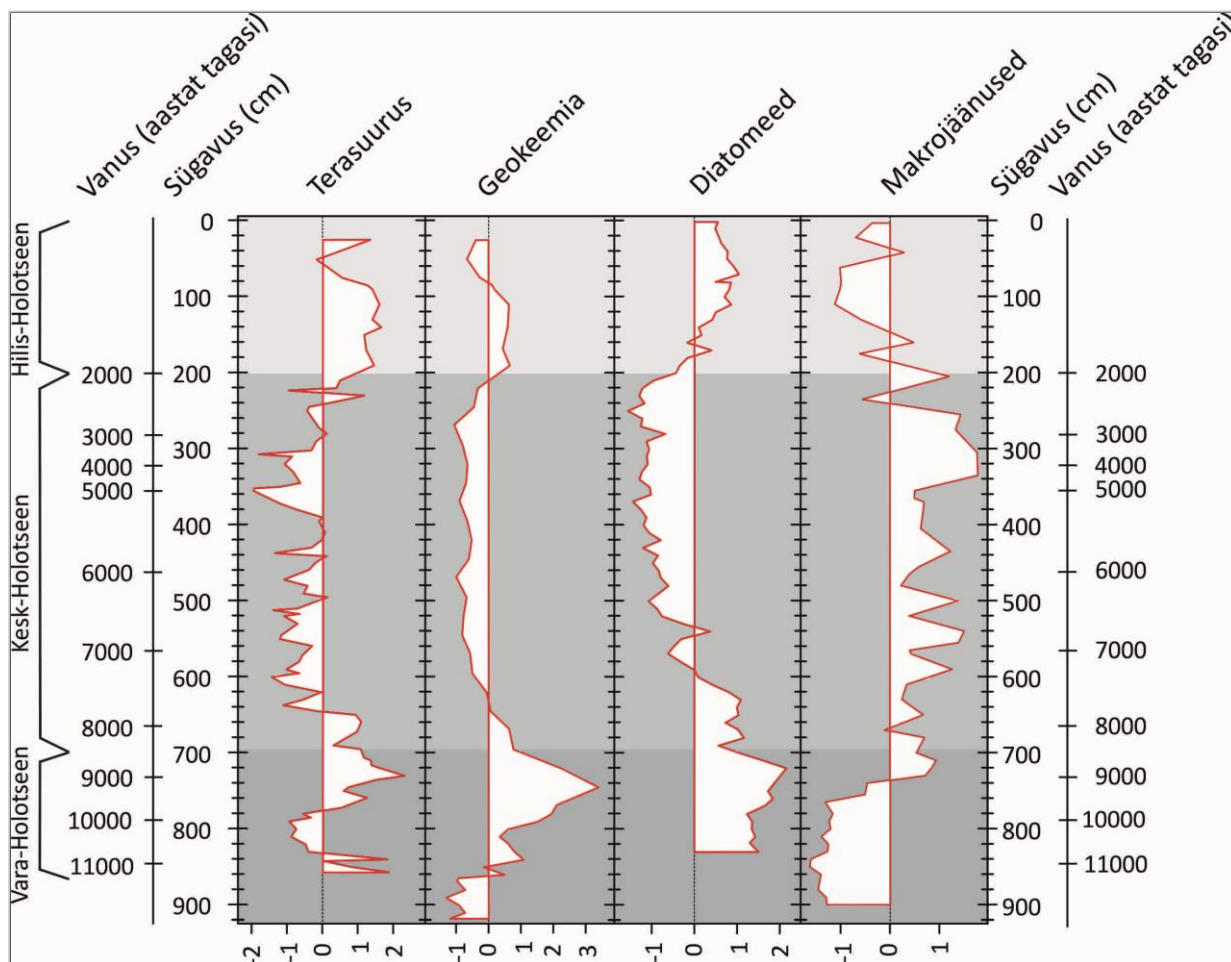
Pindmiste setete ruumilise varieerumise analüüsi põhjal väljatöötatud mudeli abil on rekonstrueeritud 3D paleonõod, mis on heaks aluseks kogu Holotseeni vältel järve settimisrežiimis toimunud muutuste ning nende põhjuste selgitamisel. Väljatöötatud mudeli (Terasmaa 2005ab) kasutatavuse hindamiseks rakendati seda Väike Juusa järve arengu rekonstrueerimiseks Holotseenis (Terasmaa 2009, 2011). See andis võimaluse kirjeldada järve veetaseme muutuste mõju sette kujunemisele. 3D mudelid paleonõgudest koostati erinevatel aegadel minevikus ning rekonstrueeriti järvenõo areng varem publitseeritud andmetest lähtuvalt (Punning jt 2005ab; Koff jt 2005; Terasmaa 2005ab; Punning, Puusepp 2007).

Kuna järve ökosüsteem koos seda ümbritseva maastikuga on keerukas kompleks, kus erinevatel tasemetel mängivad rolli paljud faktorid, siis kombineerides omavahel mitmeid indikaatoreid, nagu bioloogilised (makrojäänused, õietolm, diatomeed jne), sette keemiline koostis, tekstuur, tihedus (nn *MULTI-PROXY* uuringud (Birks, Birks 2006)), saab teha korrektsemaid üldistusi, kui seda võimaldaksid teha üksikud indikaatorid eraldi vaadeldes. Põhimõtteliselt saaks nõnda maksimaalselt laiahaardelist ja objektiivset infot järve ja valgla erinevatel aeg-ruumi momentidel toimunud muutuste kohta nii abiootilises kui

biootilises komponendis. Keeruliseks muudab mitme paleomarkeri interpretatsiooni asjaolu, et üks ja sama järv on oma arengu jooksul võinud olla täiesti erinevates staadiumites juba ainuüksi nõo topograafiast tingituna, mistõttu on olnud erinev ka markerite reaktsioon sellele. Üleminek ühest staadiumist teise ei pruugi alati olla lineaarselt kulgev protsess, vaid võib toimuda hüppeliselt (paleouuringute maksimaalse ajaresolutsiooni mõttes), n-ö ühest diskreetsest olekust teise (Terasmaa ilmumas).

Mitmeid paleomarkereid kasutavad uuringud on praeguseks kujunenud normiks. Neile on olulise tõuke andnud arvutite areng – võimalus teha suuremahulisi andmeanalüüse, kasutada statistilisi meetodeid, rakendada erinevaid mudeleid (joonis 3) või kombineerida neid võimalusi eelpool mainitud profiilimeetodiga. Põhjalikud veetaseme ning settimisdünaamika rekonstruktsioonid, mis tuginesid mitmel läbilõikel ning paljudel erinevatel paleomarkeritel, on tehtud näiteks Otepää kõrgustikul asuva Väike Juusa järve (Punning jt 2005ab; Koff jt 2005; Terasmaa 2005ab, 2009, 2011; Punning, Puusepp 2007) ja Vidzeme kõrgustikul asuva Kõuži järve kohta (Kangur jt 2009; Terasmaa jt esitatud). Nende käigus on selgunud järvenõgude keerukas kujunemine ning tõik, et ühe järve varajases arengujärgus on erinevate veetasemete ning põhja asendite kombinatsioone olnud väga palju.

Arusaamale, et järveökosüsteemis toimuvad protsessid on keerukad ja ühe faktori muutus järves või valglaal toob kaasa teise ning et toimunut võib selgitada mitmete paleomarkerite analüüs, andis kinnitust Kõuži järve andmestiku statistilisel töötlusel leitud korrelatsioon kliimamuutuste ning Holotseeni vältel õietolmu profiilis ja diatomeekoosluste andmestikus inimõju tõttu toimunud muutuste vahel. Statistiliselt olulisim seos esines diatomeekoosluste ning kuuse ja rohttaimede õietolmu osakaalu ja söeosakeste kontsentratsiooni dünaamikate vahel. Perioodil, mil suurenes kuuse õietolmu osakaal settes (5300–2500 aastat tagasi),



Joonis 3.

Näide *multi-proxy* uuringu tulemustest Kõrre järve näitel (Terasmaa jt retsenseerimisel), kus erinevate paleomarkerite andmekogumid lihtsustati põhikomponentanalüüsiga (PCA) (joonisel on ära märgitud paleomarkerite PCA esimese telje väärtused) ning kogu Holotseeni tsoneerimine kolmeks suuremaks perioodiks põhineb klasteranalüüsil (CONISS).

oli jälgitav happelistele veekogudele omaste diatomeekoosluste esinemine. Söeosakeste kontsentratsiooni ning rohttaimede õietolmu osakaalu dünaamika oli positiivses korrelatsioonis diatomeedega, mida seostatakse järve ümbruse avatumaks muutumisega ning inimtegevuse intensiivistumisega (Puusepp, Kangur 2010; Puusepp 2011).

PALEOLIMNOLOOGILISTE UURINGUTE TÄHTSUS JA TULEVIKUVAATED

Eelnimetatud uuringute otsene olulisus ja väljund on järvede haldamise ning nende seisundi hindamise teaduslike aluste täpsustamine. Eesti jaoks on eriti oluline väikejärvedes toimuvate protsesside selgitamine, kuna maailmas on vaatluse all

peamiselt suurjärved, milles toimuvaid protsesse mõjutavad tihti teised faktorid kui väikejärvedes. Paleolimnoloogilistele töödele tuginedes saab infot minevikus olnud keskkonnatingimuste kohta, kirjeldada põhjus-tagajärg seoseid looduses ning ennustada teatud protsesside kulgu tulevikus. Lisaks aitab järvede settimisprotsesside mõistmine kaasa erinevate keskkonnaprogrammide rakendamisele. Mageveevarude paremaks haldamiseks koostatud Euroopa Liidu veepoliitika raamdirektiiv 2000/60/EC (2002) näeb ette veekogude hea seisundi saavutamist ja tagamist. Kõrvuti monitoringusüsteemi täiustamisega rõhutatakse selles paleouuringute tähtsust järvede pikemaajaliste arenguteede mõistmises.

Eestlastele on järvede rohkusega suured trumbid kätte mängitud. Palju ahvatlevaid võimalusi peitub uuringute lahtusvõime ja täpsuse suurendamises, võttes kasutusele meetodikaid, mida meie järvede puhul pole veel rakendatud, osaledes ülemaailmsetes andmebaasides, luues ja katsetades uusi, meie järvede omaduste jaoks häälestatud mudeleid. Seda suunda toetavad pidevalt täiustuvad dateerimise andmebaasid (nt radiosüsiniku ja -plii kohta) ja koos sellega ka järvesetete vanuse määramise täpsus.

Käesolevas artiklis pole kindlasti nimetatud kõiki meetodikaid, mida Eestis järvesetete uurides kasutatakse, kirjeldatakse vaid sagedamini rakendust leidnud. Järvesetete keemilise koostise hindamiseks on üha enam kasutust leidmas RÖNTGENFLUORESTSENTSANAALÜÜS (XRF) ja ISOTOOPMEETOD (Punning jt 2002b; Koff jt 2005; Marzecová jt 2011; Terasmaa jt 2011). Setete füüsikalisi parameetreid analüüsides oleks oluline varem rohkem rakendust leidnud MINEROLOOGILINE ANALÜÜS taas kasutusele võtta.

Enim järvesetete kirjeldamisel rakendust leidnud bioloogilised markerid on siiani olnud diatomeed, õietolm ja makrojäänused, vähe on kasutatud näiteks KLADOTSEERE (Alliksaar jt 2005; Koff jt 2005; Salujõe 2009) ja OSTRAKOODE (Sohar, Klam 2008; Sohar, Meidla 2009; Kalm, Sohar 2010; Sohar 2011). Mitmeid bioloogilisi markereid pole

Eesti väikejärvede arenguloo kirjeldamisel seni veel kasutatud (nt HIRONOMIIDID). Lisainfot võivad anda ka FÜTOLIIDID ja LUBJAKONKRETSIOONID. Kuigi maailma paleoteadustes juba rakendatakse nn IIDSE-DNA uuringuid, et kirjeldada näiteks mõne taimeliigi levikut ja pärinemist, siis Eesti jaoks on need veel tuleviku-uuringud.

Kindlasti saab uuringute planeerimist ja läbiviimist täiustada ja edasi arendada välitööde ja laboratoorsete analüüsides käigus tehtavate uueduste näol. Arenguruumi on ka uute MUDELITE ja STATISTILISTE ANDMEANALÜÜSIDE rakendamisel. Näiteks rekonstrueerides sette diatomeekoosluste tuginedes järve vee pH või üldfosfori hulka minevikus, kasutatakse praegu andmebaase, kus pole andmeid Eesti järvede kohta. Meie järvede andmetike ühendamine Euroopa suuremate andmebaasidega on loogiline tee usaldusväärsemate rekonstruktsioonide suunas. *Multi-proxy* meetodi järjest laienev rakendamine nõuab üha keerukamate ja täiuslikumate statistiliste andme-töötlusmeetodite kasutuselevõtmist.

Kui praegu uuringutes pigem konstateeritakse fakti, et keskkonnaseisund on muutunud ühes või teises suunas, sest teatud paleomarkerid annavad settesse vastava signaali, siis eesmärk peaks olema üha enam suunatud protsessi kirjeldamisele ning püüdlustele leida vastus küsimusele, miks selline muutus üldse toimus ning millised protsessid on selle taga.

LÕPPSÕNA

Pärast-jääaegsetesse järvesetetes talletunud stratigraafiline informatsioon aitab lahti mõtestada nii looduslikke kui ka inimtegevusega seotud keskkonnamuutusi. Eesti järveuurijad on näidanud ennast maailma teadusmaastikul tõsiste tegijatena – ilmunud on arvestatav hulk artikleid teemadel, mis puudutavad järvedes toimuvaid protsesse, ainete settimist ja jaotusmustrit järve põhjas, erinevate keskkonnamuutuste kajastumist setetes ning järve ja seda ümbritseva valgla arengulugu.

Paleoinformatsiooni interpreteerimisel tuleb olla ülimalt ettevaatlik, et ei tehtaks liiga detailseid järeldusi. Samuti tuleb eelnevalt kriitiliselt läbi mõelda uuringu disain: millist järve uurida, milliseid paleomarkereid kasutada, mitu setteläbilõiget võtta. Iga järv on oma kindla arengulooga ning tänu ülimalt keerukale süsteemile on erinev nii paleoindikaatorite säilumine kui settesse sattumine. See, kuidas informatsioon settesse satub, peaks olema esmaseks uurimisküsimuseks, enne seda, kui minna mineviku rekonstrueerimise juurde – algul tuleb uurida järvesiseseid protsesse ning setete ja selles oleva materjali ruumilist jaotust. Võttes kasutusele uusi meetodikaid ning mitte ära unustades vanu ja äraproovitud, saab järvede arenguloost luua üha terviklikuma pildi ning selle põhjal vaadata ka tulevikku.

TÄNUVAVALDUS

Täna kõiki kolleege, kelle kriitiliste kommentaaride ja heade soovitude toel see artikkel valmis. Täna Jaanus Terasmaad, kes aitas koostada jooniseid. Vabandan siinkohal nende autorite ees, kelle uurimused on kirjutisest välja jäänud – Eestis tehtud paleolimnoloogiliste tööde hulk on aukartustäratavalt suur ning väärriks kindlasti omaette kogumikku.

VIITED

Alliksaar, T. 2000. Spatial and Temporal Variability of the Distribution of Spherical Fly-Ash Particles in Sediments in Estonia. Dissertation on Natural Sciences 4, Tallinn University.

Alliksaar, T., Heinsalu, A., Saarse, L., Salujõe, J., Veski, S. 2005. A 700-year decadal scale record of lake response to catchment land use from annually laminated lake sediments in southern Estonia. *Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, 29, 1, 457–460.

Amon, L. 2011. Palaeoecological reconstruction of Late-glacial vegetation dynamics in eastern Baltic area: a view based on plant macrofossil analysis. Thesis on Natural and Exact Sciences B116, Tallinn University of Technology.

Amon, L., Saarse, L. 2010. Postglacial palaeoenvironmental changes in the area surrounding Lake Udriku in North Estonia. *Geol. Quart.*, 54, 1, 85–94.

Amon, L., Veski, S., Heinsalu, A., Saarse, L. 2009. Stop 5: New late glacial chronology, environmental and climatic conditions in southern Estonia: Evidence from Lake Nakri. Kalm, V., Laumets, L., Hang, T. (eds). *Extent and Timing of the Weichselian Glaciation Southeast of the Baltic Sea: Abstracts & Guidebook*. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in southern Estonia and northern Latvia, September 13–17, 2009. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, 73–74.

Battarbee, R. W., Juggins, S., Gasse, F., Anderson, N. J., Bennion, H., Cameron, N. G. 2000. European Diatom Database (EDDI). An Information System for Palaeoenvironmental Reconstruction. European Climate Science Conference, Vienna City Hall, Vienna, Austria, 19.–23. October 1998. Environmental Change Research Centre, London.

Birks, H. J. B. 2010. Numerical methods for the analysis of diatom assemblage data. Smol, J. P., Stoermer, E. F. (eds). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. 2 ed. Cambridge University Press, Cambridge, 23–54.

Birks, H. H., Birks, H. J. B. 2006. Multi-proxy studies in paleolimnology. *Veget. Hist. Archaeobot.*, 15, 235–251.

Duliu, O. G. 1999. Computer Axial Tomography in geosciences: An overview. *Earth Sci. Rev.*, 48, 4, 265–281.

Gaillard, M.-J., Sugita, S., Mazier, F., Kaplan, J. O., Trondman, A.-K., Broström, A., Hickler, T., Kaplan, J. O., Kjellström, E., Kokfelt, U., Kuneš, P., Lemmen, C., Miller, P., Olofsson, J., Poska, A., Rundren, M., Smith, B., Standberg, G., Fyfe, R., Nielsen, A. B., Alenius, T., Balakauskas, L., Barnekow, L., Birks, H. J. B., Bjune, A., Björkman, L., Giesecke, T., Hjelle, K., Kalnina, L., Kangur, M., van der Knaap, W. O.,

- Koff, T., Lagerås, P., Latalowa, M., Leydet, M., Lechterbeck, J., Lindbladh, M., Odgaard, B., Peglar, S., Segerström, U., von Stedingk, H., Sepä, H. 2010. Holocene land-cover reconstruction for studies on land cover-climate feedbacks. *Clim. Past*, 6, 4, 483–499.
- Geikie, A. 1905. *The Founders of Geology*. Macmillan, London.
- Heinsalu, A., Alliksaar, T. 2009a. Palaeolimnological assessment of environmental change over the last two centuries in oligotrophic Lake Nohipalu Valgjärv, southern Estonia. *Est. J. Earth Sci.*, 58, 2, 124–132.
- Heinsalu, A., Alliksaar, T. 2009b. Palaeolimnological assessment of the reference conditions and ecological status of lakes in Estonia – implications for the European Union Water Framework Directive. *Estonian J. Earth Sci.*, 58, 4, 334–341.
- Hounsfield, G. N. 1973. Computerized transverse axial (tomography). Part 1, Description of system. *Br. J. Radiol.*, 46, 1016–1022.
- Hunt, P., Engler, P., Bajsarowicz, C. 1988. Computed tomography as a core analysis tool: Applications, instrument evaluation and image improvement techniques. *J. Petrol. Technol.*, 40, 9, 1203–1210.
- Hutton, J. 1788. *Theory of the Earth*. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, Vol. I, Part II, 209–304.
- Juggins, S. The European Diatom Database (EDDI). <http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/>
- Kalm, V., Sohar, K. 2010. Oxygen isotope fractionation in three freshwater ostracod species from early Holocene lacustrine tufa in northern Estonia. *J. Paleolimnol.*, 43, 4, 815–828.
- Kangur, M. 2002. Methodological and practical aspects of the presentation and interpretation of microscopic charcoal data from lake sediments. *Veget. Hist. Archaeobot.*, 11, 4, 289–294.
- Kangur, M. 2005a. Disturbances and Vegetation Patchiness Reflected in Pollen and Charcoal Profiles from Lacustrine Sediments. Dissertation on Natural Sciences 12, Tallinn University.
- Kangur, M. 2005b. Palynostratigraphy of Holocene lake sediments on the Otepää Heights, southern Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 54, 1, 52–68.
- Kangur, M. 2009. Spatio-temporal distribution of pollen in Lake Vaike-Juusa (South Estonia) sediments. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 153, 3-4, 354–359.
- Kangur, M., Koff, T., Punning, J.-M., Vainu, M., Vandell, E. 2009. Lithology and biostratigraphy of the Holocene sediment sequence in L. Kūžu, Vidzeme Heights (Central Latvia). *Geol. Quart.*, 53, 2, 199–208.
- Kask, I. 1964. Eesti NSV järvede nimestik. Tallinn.
- Kisand, A. 2008. Sediment Phosphorus Forms and their Role in Lake Ecosystems. A Thesis for Applying for the Degree of Doctor of Philosophy in Hydrobiology, Estonian University of Life Sciences, Tartu.
- Koff, T. 2007. Õietolmuanalüüsist, selle rakendamise võimalustest ja piirangutest. Punning, J.-M. (ed). *Keskkonnauuringute nüüdisprobleeme*, 10. Tallinna Ülikooli Ökoloogia Instituut, Tallinn, 105–129.
- Koff, T., Punning, J.-M. 2002. The last hundred years of land-use history in Estonia as inferred from pollen records. *Ann. Bot. Fennici*, 39, 3, 213–224.
- Koff, T., Punning, J.-M., Kangur, M. 2000. Impact of forest disturbance on the pollen influx in lake sediments during the last century. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 111, 1-2, 19–29.
- Koff, T., Punning, J.-M., Sarmaja-Korjonen, K., Martma, T. 2005. Ecosystem response to early and late Holocene lake-level changes in Lake Juusa, Southern Estonia. *Polish J. Ecol.*, 53, 4, 553–570.

- Koff, T., Vandel, E. 2008. Spatial distribution of macrofossil assemblages in surface sediments of two small lakes in Estonia. *Estonian J. Ecol.*, 57, 1, 5–20.
- Last, W. M., Smol, J. P. 2001. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 1, Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- Marzecová, A., Mikomägi, A., Koff, A., Martma, T. 2011. Sedimentary geochemical response to human impact on Lake Nõmmejärv, Estonia. *Estonian J. Ecol.*, 60, 1, 54–69.
- Masing, V. 1992. *Ökoloogialeksikon: Loodusteaduslik oskussõnastik.* Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn.
- Mikomägi, A., Punning, J.-M. 2007. Fossil pigments in surface sediments of some Estonian lakes. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 56, 3, 239–250.
- Mäemets, A. 1968. *Eesti järved.* Valgus, Tallinn.
- Mäemets, A. 1977. *Eesti NSV järved ja nende kaitse.* Tallinn.
- Niinemets, E. 2008. *Vegetation and Land-Use History of the Haanja Heights (SE-Estonia) During the Holocene.* *Dissertationes Geologicae Universitatis Tartuensis* 22. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu.
- Niinemets, E., Saarse, L. 2009. Holocene vegetation and land-use dynamics of south-eastern Estonia. *Quatern. Internat.*, 207, 104–116.
- Oldroyd, D. R. 1980. Sir Archibald Geikie (1835–1924), geologist, romantic aesthete, and historian of geology: The problem of whig historiography of science. *Ann. Sci.*, 37, 4, 441–462.
- Ott, I., Kõiv, T. 1999. *Eesti väikejärvede eripära ja muutused.* Tallinn.
- Poska, A., Saarse, L., Veski, S. 2004. Reflections of pre- and early-agrarian human impact in the pollen diagrams of Estonia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 209, 1–4, 37–50.
- Punning, J.-M. 2007. Aeg ja ruum paleolimnoloogias. Punning, J.-M. (ed). *Keskkonnauuringute nüüdisprobleeme*, 10. Tallinna Ülikooli Ökoloogia Instituut, Tallinn, 74–104.
- Punning, J.-M., Alliksaar, T., Terasmaa, J., Jevrejeva, S. 2004a. Recent patterns of sediment accumulation in a small closed lake revealed by the sediment records. *Hydrobiologia*, 529, 1, 71–81.
- Punning, J.-M., Boyle, J. F., Terasmaa, J., Vaasma, T., Mikomägi, A. 2007a. Changes in lake sediment structure and composition caused by human-impact: repeated studies of Lake Martiska, Estonia. *The Holocene*, 17, 1, 145–151.
- Punning, J.-M., Kangur, M., Koff, T., Possnert, G. 2003a. Holocene lake-level changes and their reflection in the paleolimnological records of two lakes in northern Estonia. *J. Paleolimnol.*, 29, 167–178.
- Punning, J.-M., Koff, T., Alliksaar, T., Terasmaa, J. 2002a. Tracing the pathways of settling particles into lake sediments. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 51, 4, 225–240.
- Punning, J.-M., Koff, T., Kadastik, E., Mikomägi, A. 2005a. Holocene lake level fluctuations recorded in the sediment composition of Lake Juusa, Southeastern Estonia. *J. Paleolimnol.*, 34, 2, 377–390.
- Punning, J.-M., Koff, T., Martma, T., Possnert, G. 2002b. Stable isotope and pollen stratigraphy in marl sediments from Lake Ilmjärv (central Estonia). *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 51, 3, 180–192.
- Punning, J.-M., Koff, T., Sakson, M., Kangur, M. 2007b. Holocene pattern of organic carbon accumulation in a small lake in Estonia. *Polish J. Ecol.*, 55, 1, 5–14.
- Punning, J.-M., Koff, T., Sakson, M., Terasmaa, J. 2004b. Human impact on the ecosystem of Lake Ruusmäe (Southern Estonia) traced in the sediments. *Polish J. Ecol.*, 52, 3, 285–299.
- Punning, J.-M., Leeben, A. 2003. A comparison of sediment and monitoring data: implications for

- paleomonitoring a small lake. *Environ. Monit. Assess.*, 89, 1, 1–15.
- Punning, J.-M., Puusepp, L. 2007. Diatom assemblages in sediments of Lake Juusa, Southern Estonia with an assessments of their habitat. *Hydrobiologia*, 586, 27–41.
- Punning, J.-M., Puusepp, L., Koff, T. 2004c. Spatial variability of diatoms, subfossil macrophytes and OC/N values in surface sediments of Lake Väike Juusa (Southern Estonia). *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 53, 3, 147–160.
- Punning, J.-M., Terasmaa, J., Kadastik, E. 2005b. Grain size of the bottom sediments of lake Väike Juusa (Southern Estonia) as the indicator of water-level fluctuations. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 54, 40–51.
- Punning, J.-M., Terasmaa, J., Koff, T., Alliksaar, T. 2003b. Seasonal fluxes of particulate matter in a small closed lake in northern Estonia. *Water Air Soil Pollut.*, 149, 1, 77–92.
- Punning, J.-M., Terasmaa, J., Vaasma, T. 2006. The impact of lake-level fluctuations on the sediment composition. *Water Air Soil Pollut. Focus*, 6, 515–521.
- Puusepp, L. 2011. Spatio-Temporal Variability of Diatom Assemblages in Lake Sediments. Dissertation on Natural Sciences 24. Tallinn University.
- Puusepp, L., Kangur, M. 2010. Linking diatom community dynamics to terrestrial vegetation changes: A palaeolimnological case study of Lake Kūži, Vidzeme Heights (Central Latvia). *Estonian J. Ecol.*, 59, 4, 259–280.
- Riikoja, H. 1934. Eesti järvede nimestik. Tartu. (Loodusuuriate Seltsi Aruanded; XLI).
- Riikoja, H. 1940. Zur kenntnis einiger seen in Ost-Eestis, insbesondere ihrer Wasserchemie. Tartu. (Eesti Teaduste Akadeemia juures oleva Loodusuuriate Seltsi Aruanded; XLVI).
- Saarse, L., Harrison, S. P. 1992. Holocene lake-level changes in the eastern Baltic region. *Kaare, T., Mardiste, H., Merikalju, L., Punning, J.-M. (eds). Estonia. Man and Nature. Tallinn, 6–20.*
- Saarse, L., Niinemets, E., Poska, A., Veski, S. 2010. Is there a relationship between crop farming and the *Alnus* decline in the eastern Baltic region? *Veget. Hist. Archaeobot.*, 19, 1, 17–28.
- Salujõe, J. 2009. Zooplankton as the indicator of ecological quality and fish predation in lake ecosystems. *Dissertationes Biologicae Universitatis Tartuensis* 163. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu.
- Seppä, H., Birks, H. J. B., Giesecke, T., Hammarlund, D., Alenius, T., Antonsson, K., Bjune, A. E., Heikkilä, M., MacDonald, G. M., Ojala, A. E. K., Telford, R. J., Veski, S. 2007. Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in northern Europe. *Clim. Past*, 3, 2, 165–195.
- Seppä, H., Bjune, A. E., Telford, R. J., Birks, H. J. B., Veski, S. 2009. Last ninethousand years of temperature variability in Northern Europe. *Clim. Past*, 5, 3, 523–535.
- Smol, J. P. 2008. *Pollution of Lakes and Rivers – A Paleoenvironmental Perspective.* Blackwell Publishing, Oxford.
- Sohar, K. 2011. Quaternary ostracods from Estonia and their application in palaeoenvironmental reconstruction. *Dissertationes Geologicae Universitatis Tartuensis* 29. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu.
- Sohar, K., Kalm, V. 2008. A 12.8-ka-long palaeoenvironmental record revealed by subfossil ostracod data from lacustrine freshwater tufain Lake Sinijärv, northern Estonia. *J. Paleolimnol.*, 40, 3, 809–821.
- Sohar, K., Meidla, T. 2009. The Late Glacial and Early Holocene environmental history of shallow lakes in Estonia, revealed from subfossil ostracod data. *Geol. Quart.*, 53, 2, 209–218.
- Sugita, S. 2007a. Theory of quantitative reconstruction of vegetation I, Pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene*, 17, 229–241.

- Sugita S. 2007b. Theory of quantitative reconstruction of vegetation II, All you need is LOVE. *The Holocene*, 17, 243–257.
- Sugita, S., Kangur, M., Koff, T., Avel, E., Trondman, A.-K. Regional changes in Estonian vegetation during the Holocene based on the REVEALS reconstruction approach, (koostamisel).
- Terasmaa, J. 2005a. Seston Fluxes and Sedimentation Dynamics in Small Estonian Lakes. Dissertation on Natural Sciences 11. Tallinn University.
- Terasmaa, J. 2005b. Bottom topography and sediment lithology in two small lakes in Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 54, 171–189.
- Terasmaa, J. 2009. 3D digital height models as a tool for reconstructing the impact of lake-level fluctuations on the sedimentation dynamics in a small lake (Southern Estonia). Caballero, M., Ortega, B., Lozano, S., Zarate, P., Rosas, J., Sosa, S., Rodriguez, A. (eds). Abstracts of 11th International Paleolimnology Symposium, 144.
- Terasmaa, J. 2011. Lake basin development in the Holocene and its impact on the sedimentation dynamics in a small lake (southern Estonia). *Estonian J. Earth Sci.*, 60, 3, 159–171.
- Terasmaa, J. Aeg, ruum ja paleolimnoloogia. Kangur, M., Raukas, A. (eds). Publikatsioonid 12. Tallinna Ülikooli Ökoloogia Instituut, Tallinn, (ilmumas).
- Terasmaa, J., Punning, J.-M. 2006. Sedimentation dynamics in a small dimictic lake in northern Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 55, 3, 228–242.
- Terasmaa, J., Puusepp, L., Marzecová, A., Vandel, E., Vaasma, T., Koff, T. Natural and human-induced changes in Eastern Europe during the Holocene: a multi-proxy palaeolimnological study of a small lake in humid temperate zone. *J. Paleolimnol.*, (retsenseerimisel).
- Vaasma, T. 2008. Grain-size analysis of lacustrine sediments: A comparison of pre-treatment methods. *Estonian J. Ecol.*, 57, 4, 231–243.
- Vaasma, T. 2010. Grain-size Analysis of Lake Sediments: Research Methods and Applications. Dissertations on Natural Sciences 21. Tallinn University.
- Vandel, E. 2010. Effect of vegetation on alpha cellulose decomposition in littoral lake sediments. *Aquatic Bot.*, 93, 179–184.
- Vandel, E. 2011. Formation of Plant Macrofossil Records in Lacustrine Sediments of Baltic Region and their Palaeolimnological Implications. Dissertation on Natural Sciences 25. Tallinn University.
- Van Geet, M., Swennen, R., Wevers, M. 2001. Towards 3-D petrography : Application of micro-focus computer tomography in geological science. *Comp. Geosci.*, 27, 1091–1099.
- Veepoliitika raamdirektiiv, 2002. Euroopa Parlamendi ja Euroopa Liidu Nõukogu direktiiv 2000/60/EÜ. Keskkonnaministeerium.
- Veski, S., Koppel, K., Poska, A. 2005. Integrated palaeoecological and historical data in the service of fine-resolution land use and ecological change assessment during the last 1000 years in Rouge, southern Estonia. *J. Biogeogr.*, 32, 8, 1473–1488.
- Veski, S., Seppa, H., Ojala, A. E. K. 2004. Cold event at 8200 yr BP recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geology*, 32, 8, 681–684.

ÜLEMISTE JÄRVE BIOMANIPULATSIOON

Tiia Pedusaar

Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

Ain Järvalt

Eesti Maailikool, Põllumajandus- ja Keskkonnainstituut, Limnoloogiakeskus

BIOMANIPULATSIOON – MIS SEE ON ?

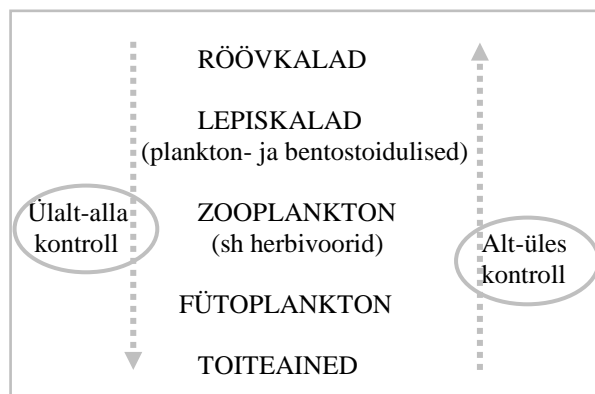
Järvi on võimalik tervendada tehnoloogiliste ja bioloogiliste meetoditega, biomanipulatsioon kuulub viimaste hulka. Biomanipulatsiooni idee, mille isaks loetakse tšehh J. Hrbačekit (1961), on olnud üks inspireerivamaid limnoloogia ajaloo.

Ehkki järvede eutrofeerumist on uuritud pikka aega, on see ka 21. sajandi alul väljakutse limnoloogidele. Eutrofeerumist seostatakse ennekõike toiteainete, peamiselt fosfori ja lämmastiku sissekandega veekogusse, kuid viimastel aastakümnetel ka veekogu sisese koormusega ehk setetesse akumulunud fosfori vabanemisega. Samas märgati, et sarnase fosforisisalduse korral oli vesi ühes järves läbipaistvam, teises aga mingil põhjusel hägusam. Järeldati, et peale toiteainete, millel on vaieldamatult tähtis roll, on ka teisi tegureid, mis mõjutavad vee-ökosüsteemi aineriinget.

Andmete analüüs ja eksperimendid osutasid, et kui röövkalu, kes toituvad lepiskaladest, on vähe, siis ei oma nad 'kontrolli' lepiskalade üle. Rohkearvuline lepiskalavaru järves, toitudes zooplanktonist, sh ka herbivooridest ehk fütoplanktonist toituvast zooplanktonist, vähendab seega oluliselt herbivooride arvukust ning ahela lõpus olev fütoplankton saab massiliselt areneda (joonis 1). Teisalt vabastavad põhja- ehk bentostoidulised kalad setetesse talletunud toiteaineid, peamiselt fosforit, soodustades samuti fütoplanktoni massilist arengut. Veekogu seisundit mõjutab järelilikult ka toiduahel ja selle toimimine. Fütoplanktoni, eriti just sinivetikate vohamise tõttu muutub vesi sogaseks ja langevad nii veekogu rekreatiivne

väärtus kui ka võimalused vee kasutamiseks muudel eesmärkidel, näiteks tööstuse tarbeks.

Biomanipulatsioon on järvede tervendamise meetod, mis seisneb järve toiduahelasse kuuluvate elustikurühmade arvukusvahekorra reguleerimises, kui ahela erinevate 'lülide' vaheline seos on katkenud või ebatõhus (joonis 1). Peamine eesmärk on vähendada ahela lõpus oleva fütoplanktoni arvukust. Seda saab teha mõjutades toiduahelat kas ülalt-alla (*top-down control*), suurendades fütoplanktonit toiduks tarvitava taimtoidulise zooplanktoni hulka või alt-üles (*bottom-up control*), vähendades fütoplanktonile kättesaadavat toiteainete, eelkõige fosfori hulka setetes. Zooplanktoni hulka saab suurendada teda toiduks tarvitavate planktonitoiduliste kalade arvukuse vähendamise (väljapüüdmise) või siis lepiskalu söövate röövkalade (haug ja koha) hulga suurendamise (taasasustamise) kaudu. Järve põhjas toitu-



Joonis 1.
Toiduahel järves.

vad (bentostoidulised) kalad, nagu näiteks latikas, aitavad kaasa toiteainete vabanemisele põhjasetest ning seega mõjutab nende tegevus fütoplanktonit eelkõige toiduahelas alt-üles.

Biomanipulatsiooni õnnestumise vältimatuks eelduseks on eelnevalt välise toiteainete koormuse minimeerimine (Jeppesen, Sammalkorpi 2002). Neid kaht meedet rakendatakse sageli koos, mis küll võib raskendada tulemuste interpreteerimist (Pedusaar jt 2010b).

Biomanipulatsioonile pühendatud projektide põhjal on korraldatud palju konverentse ja viimase kahe aastakümne jooksul on ilmunud nii kaalukaid ülevaateartikleid (Benndorf 1990; Hansson jt 1998; Mehner jt 2004) kui ka vaid sellele teemale kontsentreerunud ajakirjade eriväljaandeid (Gulati jt 1990; Kasprzak jt 2002), milles on analüüsitud õnnestumiste ja ebaõnnestumiste põhjusi. Viimastest on kõige tavalisem veekogu jätkuvalt kõrge toiteainete väliskoormus ja/või sisekoormus. Sageli peetakse ebaõnnestumise põhjuseks ka järjepidevuse puudumist, huvipoolte konflikte ja kooskõlastamatut tegevust nii veekogus kui lähiümbruses, mistõttu biomanipulatsiooni mõju vee-ökosüsteemile võib osutuda oodatust väiksemaks või lausa vastupidiseks. Hästi kavandatud ja kestvalt häid tulemusi andnud biomanipulatsiooni näite võib tuua Soomest, kus peale vee kvaliteedi paranemise ka Vesijärvi rekreatiivsed omadused ning suurenes järve ümbritseva maa väärtus (Sammalkorpi, Horppila 2005).

Biomanipulatsiooni on sageli rakendatud ka Taanis, Rootsis, Saksamaal, Hollandis jm. Eestis rakendati seda esmakordselt Harku järvel 1990ndate algul (Tuvikene jt 2006). Ülemiste järve projekt on teine kogemus Eestis. Järgnevalt anname ülevaate Ülemiste järve biomanipulatsioonile eelnenud uuringutest, biomanipulatsiooni tulemustest ja tulevases rollist Ülemistes, lahendamist vajavatest probleemidest ning biomanipulatsiooni rakendamise käigus üleskerkinud praktilistest probleemidest.

BIOMANIPULATSIOONILE EELNENUD UURINGUD

Biomanipulatsiooni rakendamisele eelnenud andmete kogumise, analüüsimise ja planeerimise aeg oli pikem kui aktiivse väljapüügi periood ise, vastavalt siis 7 (1997–2003) ja 3 (2004–2006) aastat. Eelnes hulk eeltöid, mille raames analüüsiti erinevate tervendusmeetmete teostatavust (Tallinn Catchment Management Strategy 2007), tehti järve kalavaru uuringuid (Järvalt 2002), viidi läbi nn 'potikatsed', selgitamaks välja latika ja särje mõju järve veekvaliteedile, kavandati eesmärgid, koostati aja- ja tegevuskava (Sammalkorpi 2003), kulu-tulu analüüs ning lõpuks hangiti püügiload.

Projekti tegi huvitavaks fakt, et 1990ndate algusest oli kalapüük Ülemistes keelatud, mistõttu teadmised kalavarust olid alguses väga lünklikud (Pedusaar jt 2008; Järvalt jt 2010). Erinevate püügivahenditega katsepüügid selgitasid välja, et järves on biomassi järgi suur täiskasvanud latika varu. Samuti selgus katsepüükidel ahvena ja koha suur reproduktsioonivõime. Latikas on Ülemiste järves oluline bentostoiduline kalaliik, keda ei ohusta kehakujust tulenevalt enam ka suured röövkalad – koha ja haug. Kuna toitu otsides tuh nib latikas veekogu põhjas, peaks latika selektiivne väljapüük aitama vähendada toiteainete vabanemist setetest ning seeläbi pidurdama fütoplanktoni kasvu.

Eeltööde tulemusena järeldati, et kolm kõige sagedamini väljatoodud eeltingimust biomanipulatsiooni õnnestumiseks (Mehner jt 2002) on rohkem või vähem Ülemiste puhul täidetud. Võrreldes 1970ndate aastatega oli väline toiteainete koormus vähenenud pea kaks korda ning makrofüütide leviku laienemiseks ja röövkalade varu suurenemiseks ei nähtud olulisi takistusi (Pedusaar jt 2008). Lisaks toodi välja mitmeid muid projekti teostatavust toetavaid faktoreid: juba suhteliselt madal järvesisene üldfosfori kontsentratsioon; üldfosfori ja fütoplanktoni hulga positiivne korrelatsioon; järve madalus ja hästi eristuvad sügavamad kohad järves, mis peaks kergendama

masspüügi läbiviimist; pikenenud veeviibeag järves; ainult üks järve haldamise eest vastutaja; püügisurve puudumine röövkaladele ja asjaolu, et kalapüük ei häiri otseselt Tallinna veepuhastusjaama igapäevatööd.

Lisaks eelloetletud toetavatele faktoritele analüüsi ka biomanipulatsiooni kui tervendusmeetme võimalikke negatiivseid tagajärgi ja ebaõnnestumise põhjusi. Hoolimata välise koormuse vähenemisest tasemele, mis olid lähedane soovituslikule (Hansson jt 1998; Jeppesen, Sammalkorpi 2002), võib Ülemiste järve mõjutav toiteainete voog osutada ikkagi liiga kõrgeks. Samuti võib biomanipulatsiooni õnnestumist ohustada kalade suur taastootmisvõime. Negatiivne olnuks ka võimalik koloonialiste sinivetikate arvukuse kasv või domineerimine järve fütoplanktoni liigilises koosseisus peale biomanipulatsiooni. Nimelt raskendavad limatupega ümbritsetud sinivetikate kolooniad (või nende üksikud rakud) vee puhastamist veetöötlemise tehnoloogia esimeses etapis, ummistades mikrofiltrid.

Nullhüpotees enne projektiga alustamist oli järgmine: Ülemiste järves mõjutab lepiskala selek-

tiivne väljapüük toiduahela kontrolli pigem alt üles kui ülalt-alla.

MUUTUSED ÜLEMISTE JÄRVE VEE KVALITEEDIS

Biomanipulatsiooni aktiivses faasis (aastatel 2004–2006) püüti järvest 156 tonni lepiskala, millest latikas moodustas ca 55% ja särg 26%. Biomanipulatsioonist mõjutatud aastate (2005–2007) vegetatsiooniperioodidel vähenesid Ülemistes oluliselt üldfosfor ja üldlämmastik, samuti klorofüll a (Chl-a) ning fütoplanktoni biomass (tabel 1) (Pedusaar jt 2010b). Fütoplanktoni kooslusesse ilmusid niitjate sinivetikate kõrvale kolooniaid moodustavad mikro- ja pikoplanktoni liigid (joonis 2) ning kevadine fütoplanktoni kooslus muutus liigirikkamaks. Vee läbipaistvus (Secchi sügavus) paranes ainult maikuuks. Järve vesikirbuliste biomass vastupidiselt ootustele ei suurenenud ja *Daphnia cucullata* jäi jätkuvalt ainsaks oma perekonda esindavaks zooplankteriks Ülemistes. Keriloomad domineerisid nii enne kui ka pärast biomanipulatsiooni, ehkki nende arvukus langes oluliselt (tabel 1) (Pedusaar jt 2010b), mis oli veetöötlemise seisukohalt positiivne tulemus.

Tabel 1

Vee kvaliteedi parameetrid (keskmine ± standardviga) Ülemiste järves vegetatsiooni perioodil enne biomanipulatsiooni (2000–2004), biomanipulatsiooni ajal (2005 ja 2006) ja pärast biomanipulatsiooni (2007). Vee läbipaistvus on väljendatud keskmise Secchi sügavusena mais

Parameeter	2000–2004 N=32–138	2005 N=26–27	2006 N=26–27	2007 N=26–27
Üldfosfor (µg/l)	48 ± 1	54 ± 2	31 ± 2	36 ± 2
Üldlämmastik (µg/l)	1494 ± 40	1309 ± 59	1082 ± 46	1214 ± 136
Chl-a (µg/l)	30 ± 2	23 ± 2	20 ± 2	21 ± 2
Fütoplanktoni biomass (mg/l)	15 ± 1	9 ± 2	8 ± 1	6 ± 1
Vesikirbuliste biomass (mg/l)	0,570 ± 0,147	0,287 ± 0,048	0,165 ± 0,036	0,189 ± 0,038
Keriloomade arvukus (mln isendit / m ³)	0,486 ± 0,055	0,286 ± 0,033	0,218 ± 0,023	0,122 ± 0,019
Vee läbipaistvus mais (cm)	81	132	114	123



Joonis 2.
Fütoplanktoni kooslus enne ja pärast biomanipulatsiooni.

Järvesisene üldfosfor vähenes tõenäoliselt kahe teguri koosmõjul. Fosfori vabanemine setetest alanes tänu bentostoidulise latika biomassi vähendamisele biomanipulatsiooni kaudu. Samuti langes väline koormus (Pedusaar jt 2010b). Fütoplanktoni liigilise koosseisu järsu muutuse põhjustas algselt suvine paduvihm ja järgnenud kiirenenud veevahetus järves. Hilisem kolooniaalsete sinivetikate domineerimine koos niitjate mikrovetikatega oli kevadel järve üldfosfori kontsentratsiooni vähenemise, aga ka veealuste valgustingimuste paranemise tagajärg. Leiti, et suuremate vesikirbuliste arvukus järves ei taastunud esmajoones just ahvena suure reproduktsioonivõime tõttu. Selgus, et nullhüpotees pidas paika, st lepiskala selektiivne väljapüük Ülemiste järves mõjutab esmajoones toiduahela kontrolli alt-üles, samas kui kontroll ülalt-alla jäi lühiaegseks või osutus statistiliselt ebaoluliseks.

BIOMANIPULATSIOONI ROLLIST JÄRVE HALDAMISES TULEVIKUS

Ülemiste järve haldamine tulevikus peaks sisaldama nii välise kui ka sisemise koormuse vähendamiseks teostatavate meetmete rakendamist ja/

või jätkumist kui ka toiduahela reguleerimist (biomanipulatsiooni) (Pedusaar 2010).

Kalavarude majandamisega Ülemistes tuleks kindlasti jätkata, töötades välja kalapüügi reeglid, et kaitsta röövkalade varu ja aidata röövkalal hoida 'kontrolli' lepiskala üle. Perioodilised katsepüügid erinevate püügivahenditega annaksid informatsiooni, mille põhjal saab otsustada masspüügi läbiviimise vajalikkuse üle. Kuna 2004–2006 aastate biomanipulatsiooni aktiivses faasis kontsentreeruti täiskasvanud latika väljapüügile, siis ilmselt edaspidi tuleb tähelepanu pöörata ka teistele kalaliikidele, aga esmajoones suure paljunemisvõimega liikidele Ülemistes.

Efektivsema toiduahela nimel vääriks kaalumist ka veetaseme alandamine kevadel, soodustamaks suurtaimestiku arengut järves, mis toetaks omakorda suurte taimtoiduliste zooplankterite arengut, pakkudes neile varju kalade kisklussurve eest.

Järve oligotrofeerumisega, millele võis ja võib tulevikuski kaasa aidata biomanipulatsioon, kaasneb ilmselt kolooniaid moodustavate sinivetikate arvukuse kasv, mis ei ole esmakordne nähtus järve ajaloo (Pedusaar, avaldamata andmed). Seetõttu

Kastmõrra tühjendamine
(Tiia Pedusaar).



Hädavajalikud töövahendid , GPS ja
sonar, kalaparvede kindlakstegemisel
(Tiia Pedusaar).



Latkas noodapiüügit
(Tiia Pedusaar).



Sinivetikaõitseng Ülemistes
(Tiia Pedusaar).

tu tasub kaaluda veepuhastustehnoloogia esimese etapi täiustamist.

Ehkki Ülemiste on olnud sajandeid veeallikas Tallinna linnale, on dokumenteeritud andmeid ja publitseeritud artikleid järve kohta väga vähe (Pedusaar 2010). Biomanipulatsiooni rakendamise käigus, andmete analüüsimisel kerkis uusi küsimusi, mis vajaksid täiendavat analüüsi või spetsiaalseid uuringuid. Järve otstarbekama haldamise, sh biomanipulatsiooni parema mõistmise nimel on hädavajalikud Ülemiste järve setete uuringud, mis

annaksid informatsiooni järve mineviku kohta, aga ka teavet akumulunud fosfori kogustest ja selle võimest vabaneda veesambasse ning heidaksid valgust paljuräägitud Ülemiste setete eemaldamise mõttekusele ja teostatavusele. Vajalikud oleksid ka füto- ja zooplanktoni detailsed uuringud, mis hõlmaksid nii pikoplanktoni kui röövtoidulise zooplanktoni rolli toiduahelas.

Kindlasti oleks tarvis täpsemalt määratleda seosed veekvaliteedi nende parameetrite vahel, mida vaadeldakse veepuhastuse tehnoloogia efektiivsuse

hindamisel (tulenedes suuresti joogivee direktiivist), nt orgaanilise aine kontsentratsioon (PHT või TOC), vee hägusus, vee pH ning teisalt järve seisundit iseloomustavate elustikuparameetrite vahel, nagu fütoplankton, Chl-a või zooplankton. Ökoloogiliste parameetrite abil hinnatakse biomanipulatsiooni edukust, kuid veetöötlemise efektiivsuse seisukohalt ei oma need tähtsust. Limnoloogide ja tehnoloogide huvid on küll samad, st parem veekvaliteet järves, kuid nn 'keel' millega nad üksteist kõnetavad, ei ole sageli teisele poolele arusaadav.

Ükski meede, mida rakendatakse veekogude restaureerimiseks, ei paranda veekvaliteeti järves igaveseks. Seega, Ülemiste järve jätkusuutlik haldamine on oluline, eriti pidades silmas, et Tallinna linnale paremat alternatiivset joogivee allikat ei ole (Ülemiste... 2001).

PRAKTILISI PROBLEEME

Biomanipulatsiooni rakendamisel kerkis mitmeid probleeme. Eestis puudus varasemast hoolikalt planeeritud, läbiviidud ja dokumenteeritud biomanipulatsiooni kogemus, mistõttu see meede tekitas ühiskonnas vastukaja. Ajakirjanike suur huvi andis võimaluse selgitada biomanipulatsiooni kui tervendusmeetme sisu ja rakendamise vajadust (Pedusaar jt 2006; Zobel 2006ab)

Lepiskala selektiivse väljapüügi efektiivseks teostamiseks on lisaks liigilise koosseisu tundmisele tarvis täpselt teada, millal ja millistes järve osades kala parvleb; sellest sõltub ka püügivahendite valik. Nende aspektide kindlakstegemiseks kulus Ülemiste järvel suhteliselt palju aega, kuna eelnevaid andmeid kalastiku kohta oli vähe ja puudusid teadmised kalade käitumise kohta.

Projekti rakendamise käigus ilmnesid lüngad Eesti seadusandluse selles osas, mis puudutab biomanipulatsiooni või muid veekogude tervendusmeetmeid. Esmajoones seonduvalt väljapüütud lepinkala realiseerimisega, sest selektiivse püügi saak on valdavalt turuväärtust mitte omav või madala turuväärtusega peenkala.

KOKKUVÕTE

Ülemiste järve biomanipulatsiooni projekt on Eestis seni ainus omalaadne teaduspõhiselt planeeritud ja adekvaatselt dokumenteeritud, sh rahvusvahelistes teadusajakirjades, projekt. Tegelikult pole Eestis siiani ühtki muud igakülgset ettevalmistatud ja ka läbiviidud näidet järvede tervendamise kohta (Ott jt 2006). Samas tõi hiljutine raport Eesti keskkonnaseisundi kohta (Estonian ... 2009) esile, et umbes 40% Eesti järvede ökoloogiline seisund on kesine või lausa halb. Loo-tustandev on SA Keskkonnainvesteeringute Keskuse poolt pinnaveekogude tervendamise programmi käivitamine, milles on ette nähtud vahendeid ka järvede seisundi parandamiseks.

VIITED

Benndorf, J. 1990. Conditions for effective biomanipulation: conclusions derived from whole-lake experiments in Europe. *Hydrobiologia* 200-201, 187–203.

Estonian Environmental Indicators 2009. 2010. Estonian Environment Information Centre, Tallinn.

Gulati, R., Lammens, E. H., van Donk, E. 1990. Biomanipulation – tool for water quality management. *Hydrobiologia* 200-201, 1–628.

Hansson, L.-A., Annadotter, H., Bergman, E., Hamrin, S. F., Jeppesen, E., Kairesalo, T., Luokkanen, E., Nilsson, P.-A., Sondergaard, M., Strand, J. 1998. Biomanipulation as an application of food-chain theory: Constraints, synthesis, and recommendations for temperate lakes. *Ecosystems*, 1, 6, 558–574.

Hrbaček, J., Dvořáková, M., Kořínek, V., Procházková, L. 1961. Demonstration of the effect of fish on the species composition of zooplankton and the intensity of metabolism of the whole plankton association. *Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, 14, 192–195.

Jeppesen, E., Sammalkorpi, I. 2002. Lakes. Perrow, M. R., Davy, A. J. (eds). *Handbook of Eco-*

- logical Restoration. Restoration in Practice. 2. Cambridge University Press, Cambridge, 297–324.
- Järvalt, A. 2002. Biomanipulatsiooni teostatavuse uuring Ülemiste järves. EPMÜ Zooloogia ja Botaanika Instituut. Võrtsjärve limnoloogiajaam. Käsikiri.
- Järvalt, A., Pedusaar, T., Panksep, K. 2010. Ülemiste järve kalastik ja biomanipulatsioon. Mae, R., Kesküla, P. P. (toim). Öngemees kalavetel, 4, 122–126.
- Kasprzak, P., Benndorf, J., Mehner, T., Koschel, R. 2002. Biomanipulation of lake ecosystems – introduction. Freshwater Biol., 47, 12, 2277–2465.
- Mehner, T., Arlinghaus, R., Berg, S., Dörner, H., Jacobsen, L., Kasprzak, P., Koschel, R., Schulze, T., Skov, C., Wolter, C., Wysujack, K. 2004. How to link biomanipulation and sustainable fisheries management: A step-by-step guideline for lakes of the European temperate zone. Fish. Manage. Ecol., 11, 3-4, 261–275.
- Mehner, T., Benndorf, I., Kasprzak, P., Kochel, R. 2002. Biomanipulation of lake ecosystems: successful applications and expanding complexity in the underlying science. Freshwater Biol., 47, 12, 2453–2465.
- Ott, I., Pedusaar, T., Järvalt, A. 2006. Järvede tervendamise ja biomanipulatsioon. Eesti Loodusuurijate Seltsi aastaraamat, 83, 47–69.
- Pedusaar, T. 2010. Management of Lake Ülemiste, a Drinking Water Reservoir. PhD thesis. Tallinn University of Technology, Tallinn.
- Pedusaar, T., Loigu, E., Pyrh, A., Pihlak, M. 2010a. The influence of city water consumption on the water balance and quality of drinking water supply with implications for altered operating rules. Water Sci. Technol., 10, 3, 376–382.
- Pedusaar, T., Sammalkorpi, I., Hautala, A., Järvalt, A. 2008. Biomanipulating the drinking water reservoir of Estonia's capital city: prospects for success. Lakes Reserv. Res. Manage. 13, 289–300.
- Pedusaar, T., Sammalkorpi, I., Hautala, A., Salujõe, J., Järvalt, A., Pihlak, M. 2010b. Shifts in water quality in a drinking water reservoir during and after the removal of cyprinids. Hydrobiologia, 649, 1, 95–106.
- Pedusaar, T., Sammalkorpi, I., Järvalt, A., Hautala, A. 2006. Biomanipulatsioon – üks veekogude tervendusmeetmeid. Keskkonnatehnika, 2, 8–9.
- Sammalkorpi, I. 2003. Possibilities for improvement of raw water quality by biomanipulation in Lake Ülemiste, drinking water reservoir of Tallinn. A planning report to AS Tallinna Vesi.
- Sammalkorpi, I., Horppila, J. 2005. Ravinketjunnostus. Ulvi, T., Lakso, E. (toim). Järvien kunnostus. Helsinki, 169–189.
- Zobel, M. 2006a. Ülemiste järve vanake kogebi biomanipulatsiooni. Loodus, 2, 8–9.
- Zobel, M. 2006b. Ülemiste pirakad angerjad. Loodus, 2, 4.
- Tallinn Catchment Strategy. 1997. Parkman, Liverpool.
- Trei, T. 2002. L.Ülemiste – the drinking water reservoir – water regime and quality dependence on water consumption of the city. 4th International Conference on Reservoir Limnology and Water Quality. Czech Republic, České Budějovice, 12–16 August 2002, 354–356.
- Tuvikene, L., Tuvikene, A., Laas, A., Sarik, D., Järvalt, A. 2006. Järvede majandamine ja taastamine Eestis. EL Interreg III C programmi projekt Lakepromo. Eesti Maaülikool, Limnoloogiakeskus. Tartu.
- Ülemiste järve ja valgala vee kvaliteet: hinnang praegusele situatsioonile, meetmete teostatavus toorvee parandamiseks ja majandamise prioriteetidid ajavahemikus 2002–2005. 2001. AS Tallinna Vesi raport. Tallinn.

PREVENTIIVSED MEETODID RANNIKU KAITSEKS MERE SISEMISE DÜNAAMIKA ABIL

Tarmo Soomere

Tallinna Tehnikaülikooli Küberneetika Instituut

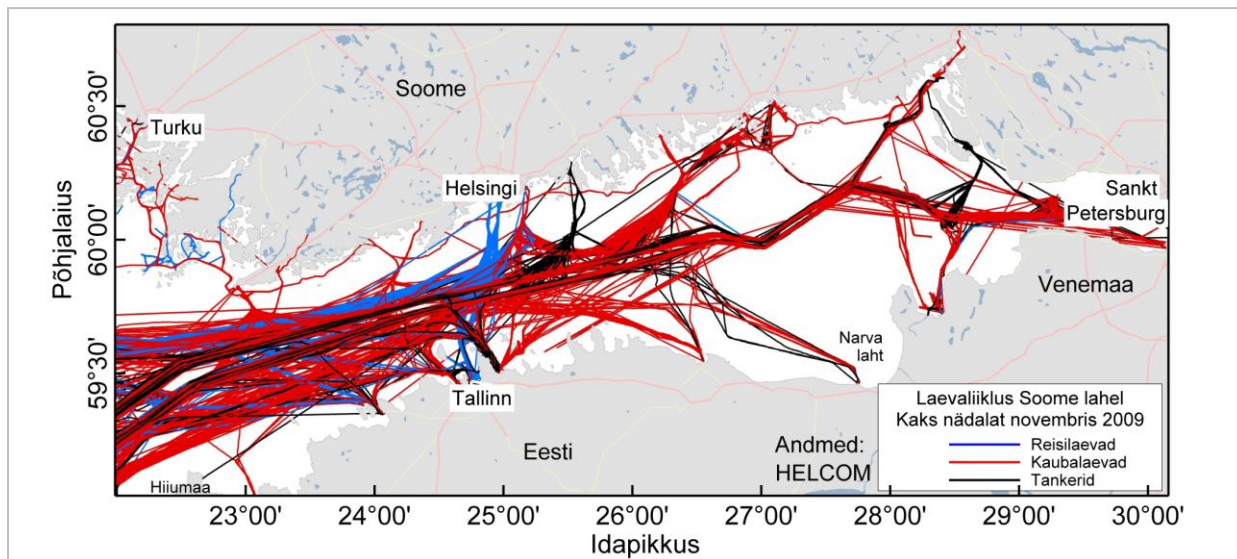
INIMTEGEVUS MEREL OHUSTAB MEIE RANDU

Meri on olnud ning tõenäoliselt ka jääb rahvusvahelise transpordi keskseks tuiksooneks. Üks Euroopa peamisi meremagistraale suundub Põhjamerelt läbi Taani väinade itta, kulgeb üle Läänemere keskosa ning jätkub piki Soome lahte meie mere olulise tõmbekeskuse – Peterburi suunas. Selle mereteede koormus suurenes hüppeliselt pärast Nõukogude Liidu lagunemist. Venemaa on sellest ajast peale tugevdanud oma positsiooni mitmesuguste toorainete eksportijana ning samas on oluliselt kasvanud Venemaale suunduvad kaubavood. Eesti, Läti ja Leedu on kiiresti integreerunud rahvusvahelisse meretranspordisüsteemi ning haaranud enda kätte arvestatava löigu Läänemere põhjaosa reisilaevade turust. Eriti tihedaks on kujunenud reisilaevade liiklus Tallinna ja Helsingi vahel. Suurte ja võimsate laevade toomine sellele liinile 1990ndate aastate lõpul tekitas rea laevalainetega seonduvaid probleeme. Nende lahkamisest Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituudis ja Tallinna Tehnikaülikoolis kasvas välja madala vee solitonide interaktsioonil põhinev pikaealiste hiidlainete teooria (Peterson jt 2003; Soomere, Engelbrecht 2006). Laevalainete mõju analüüs meie õrnade randade kontekstis viis järeldusele, et kiir-laevalained kujutavad endast Läänemere tingimustes kvalitatiivselt uut hüdrodünaamilise aktiivsuse komponenti. Selles valdkonnas kuni 2006. aastani tehtud uuringuid on lähemalt käsitletud kogumikus “Teadusmõte Eestis. Tehnika-teadused II” (Soomere 2007b).

Oluline struktuurne muudatus Läänemere liikluses on tekkimas seoses uute naftaterminalide (Primorsk, Ust-Luuga) ehitamisega Soome lahe idaosas. Tankerite marsruut pikeneb senistest

sihtkohtadest (Kaliningradi piirkonna ja Läti sadamad) üle kogu Soome lahe. Lahe kõige kitsamas osas ristub see Tallinna-Helsingi laevateega, mille liikluse intensiivsus eelmise aastakümne keskel ulatus 70 laevani päevas (joonis 1). Kuigi praeguseks on laevu Tallinna ja Helsingi vahel mõnevõrra vähemaks jäänud (Parnell jt 2008; Kurennoy jt 2011), on endiselt tegemist ühe kõige ohtlikuma piirkonnaga Läänemeres. Sügisesed ja talvised pikad ööd, tugevad tuuled, sagedane udu, terav lainetus, kiiresti muutuv hoovuste muster ning mõnel talvel kuni pool aastat kestev jääkate teevad meremeeste töö selles piirkonnas väga keeruliseks. Mitmed väikesaared ja madalad, eriti lahe idaosas, sunnivad liiklust koonduma kitsastele merealadele. Sellistes tingimustes on laevaliiklusega ja eriti võimalike avariidega seotud merereostuse riskid väga suured. Samas on tegemist väga hapra ökosüsteemiga, mida inimtegevus on juba oluliselt mõjutanud ja kus võimaliku reostuse suhteline mõju on väga suur (Soomere jt 2008). Sellise hapra ökosüsteemi hoidmine intensiivse laevaliikluse tingimustes on keerukas ülesanne. Rahvusvaheline Mereorganisatsioon (International Maritime Organization) kuulutas 2005. a kogu Läänemere eriti tundlikuks merealaks.

Eestiga külgnevad merealad on seni pääsenud ulatuslikust reostusest. Suhteliselt tõsised reostusjuhtumid leidsid aset 2006. aasta jaanuaris (Soomere 2006), kui Soome lahe suudmealal sattus merre võrdlemisi suur hulk (hinnanguliselt mõnikümmend tonni) naftat. Reostuse tekitanud laev jäi välja selgitamata, kuid õli jõudis Eesti looderannikule ja kahjustas ligikaudu 35 km pikkust rannalõiku. Kaks kuud hiljem sai Soome lahe idaosas jäälõhkuja järel karavanis sõitnud laev “Runner 4” löögi teiselt laevalt ning uppus.



Joonis 1.

Laevaliiklus Soome lahes 2009. a novembri kahe nädala jooksul. Sinised jooned näitavad reisilaevu, mustad tankereid ning punased muid kaubalaevu (Soomere jt 2010).

Osa laeval olnud ligikaudu sajast tonnist kütte- ja määrdeõlist lekkis vette ning triivis Lahemaa ranniku poole. Mõne päevaga jõudis reostus jää all õnnetuse kohast 40 km kaugusele ning paari nädala pärast isegi enam kui 100 km kaugusele Tallinnast lääne poole. Olemasolevad reostustõrjevahendid jääsupis ei toimunud.

Need kaks Eesti loode- ja põhjarannikut 2006. a algul tabanud õnnetust olid, erinevalt 2005. a jaanuaritormist, mil meri dikteeris sündmuste käiku, puhtalt inimtegevuse tulemus. Järjest tihenev laevaliiklus jääb ilmselt pikaks ajaks meie randu ohustavaks teguriks (joonis 1). Tõenäoliselt oleks vale küsida, kas oleks võimalik taolisi õnnetusi täielikult vältida. Õige on küsida, kas Eestil on mingeid

šansse nende tagajärgede leevendamiseks. Vastus on kindlasti positiivne. Põhimõtteliselt on ju võimalik laevaliiklus kas üldse ära keelata, või siis panna iga laeva sappa valvemeeskond ja hoida varus võimas õlitõrjelaevastik. Majanduslikult ei ole taolised lahendused muidugi aktsepteeritavad.

RISKI VÄHENDAMISE VÕIMALUSED

Riski mõistet interpreteeritakse erinevates valdkondades üsna erinevalt. Loodusteadustes ning insener-tehniliste ja tööstuslike lahenduste puhul kasutatakse praegu valdavalt definitsiooni, mille kohaselt mingi õnnetusega seonduv risk avaldub kahe teguri (õnnetuse tõenäosus ja prognoositav kahju) korrutisena*.

* Selline lähenemine, mis on vaid ligikaudu viiskümmend aastat vana, sai alguse rannikute kaitse ülesande matemaatilise käsitlusest. Pärast Euroopat 1953. a tabanud ohvriterohket rannaäärsete alade üleujutust, mille käigus ainuüksi Hollandis sai surma 1835 inimest, otsustas Hollandi valitsus ehitada unikaalse rannakaitserajatiste süsteemi, mis radikaalselt vähendaks taoliste õnnetuste ulatust. Rajatise planeerimisse kaasati tippmatemaatikud tollase matemaatilise statistika suurkuju David van Dantzig'i käe all. Põhimõttelise uuendusena riskikäsitlusse tegid matemaatikud ettepaneku riskide hindamisel arvestada nii tormide omadusi kui ka konkreetsete tormide võimaliku kahju suurus. See idee kirjutati Hollandis isegi vastavasse seadusesse ning praeguseks on üldiselt kasutusel situatsioonides, kus erinevad õnnetused võivad põhjustada oluliselt erineva suurusega kahjusid (Wolman 2008).

Teisisõnu, laevaliiklusega kaasneva reostusega seonduvate riskide vähendamiseks on põhimõtteliselt kaks võimalust. Esiteks võib proovida vähendada õnnetuse enda tõenäosust, sh õnnetuse puhul reostuse merre sattumise tõenäosust. Selles suunas töötavad paljud teadlased, eksperdid ja institutsioonid. Selle töö väljundiks on laevade konstruktsiooni tugevdamine, ühekereliste tanke-rite asendamine kahekerelistega, erinevates suundades sõitvate laevade suunamine erinevatele merealadele, uued navigatsioonivahendid jne, mis kõik on suunatud avariide vältimisele ning võimaliku õnnetuse puhul merre sattuva reostuse hulga minimeerimisele (HELCOM 2009).

Märksa vähem on meretranspordi planeerimisel pööratud tähelepanu võimaliku õnnetusega seonduva riski teise komponendi – õnnetuse kahjude minimeerimisele. Maismaal on taoline lähenemine igapäevane; näiteks suunatakse ohtlikud veosed mööda teid, mis paiknevad suurematest asulatest võimalikult kaugel. Selle taga on arusaam, et erinevate kohtade 'väärtus' (st võimalik kahju õnnetuse puhul konkreetses punktis) on erinev. Kuigi merel rakendatakse taolist vahetegemist harvem, on erinevatel merealadel selgelt erinev tähendus. Näiteks on rannavöönd peamine bioaktiivne ehk elu taastootmise piirkond (Kokkonen jt 2010). Kui õlireostus tabab avamerd, võib hukkuda küll suur hulk linde ja kalu, aga kui reostus jõuab rannikumerre, hukuvad ka tulevased põlvkonnad. Avamerel on võimalik õlireostust ka märksa odavamalt ja kiiremini likvideerida kui rannikumeres. Seetõttu on oluline vältida võimaliku õlireostuse kandumist rannikupiirkonda, üldisemalt mis tahes eriti väärtuslikule või tundlikule merealale.

Merre kord juba sattunud ning pinnakihti püsima jäänud reostus kandub edasi kolme peamise teguri mõjul – tuul, lained ja hoovused. Tuule ja lainete mõju on kaasajal võimalik adekvaatselt rekonstrueerida ning prognoosida kaks-kolm päeva ette kõrglahutusega regionaalsete atmosfäärimudelitel (nt HIRLAM) abil. Reostus liigub allatuult ning samas ka lainete leviku suunas. Päris hea lä-

henduse summaarsele edasikandele annab vastavate vektorite liitmine. Kui reostus leviks vaid tuule ja lainete mõjul, oleks lahendus peaaegu triviaalne – laevatee peaks paiknema võimalikult kaugel vastutuult tundlikest merealadest.

Ülesande teeb keerukaks reostuse edasikanne hoovustega, mille suund tavaliselt ei ühti tuule või lainete leviku suunaga ning mis tegelikult on isegi fundamentaalselt erinev laine- ja tuuletransportist. Hoovuste süsteem kujutab endast mere kui terviku veemassi reaktsiooni paljude tegurite koosmõjule. Osa neist on sisuliselt punktallikad (nt jõgede suudmetes merre voolav vesi), teised (nt tuul, sademed ja aurumine) mõjutavad vee pinda, aga näiteks päikesekiirgus soojendab päris paksu veekihti kogu mere ulatuses. Lisaks mõjutavad hoovuseid mere geomeetria ja batümeetria; Läänemere puhul ka veevahetus läbi Taani väinade. Maa pöörlemine kombineerituna veemasside vertikaalse struktuuri ja merepõhja kaldega kallutab hoovuseid kõrvale ja põhjustab enam-vähem kindlate mõõtmetega keerisringide tekkimist. Tekkiv hoovuste süsteem on mitte lihtsalt ülimalt keerukas, vaid ka enamasti tugevalt anisotroopne ning mittehomogeenne (st pealtnäha sarnastel merealadel võib hoovuste muster olla radikaalselt erinev) ja mittestatsionaarne (ehk ajas kiiresti varieeruv) isegi siis, kui seda käivitavad jõud on statsionaarsed. Seetõttu on hoovuste poolt tekitatud õlireostuse edasikande prognoos avamere tingimustes endiselt tõsine väljakutse. Isegi selle lihtsaima versiooni, pinnakihti paigutatud passiivsete drifterite edasikandumise täpset reprodutseerimist vähegi pikemate ajavahemike vältel peetakse kaasaegse mereteaduse käsutuses olevate vahenditega praktiliselt võimatuks (Vandenburg jt 2009).

PÜSIVAD HOOVUSTE Mustrid

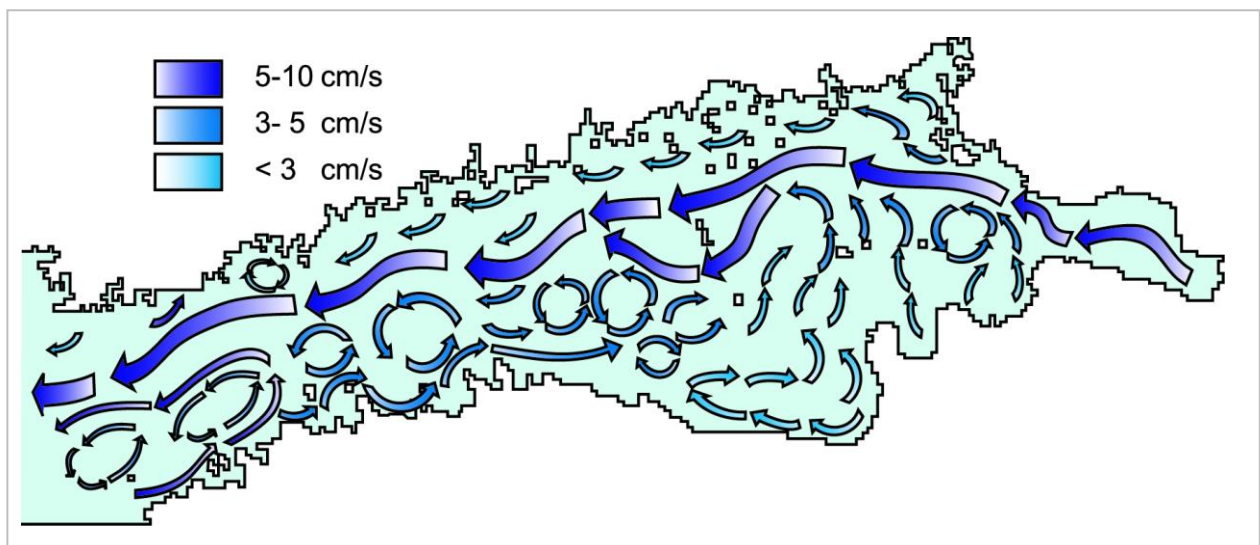
Siiski pole olukord lootusetu. Paljudes valdkondades alluvad pealtnäha juhuslikud liikumised kindlatele seadustele ning sageli ilmnevad teatavad püsivad omadused või mustrid. Situatsioon on võrreldav kärestikulise jõega: igal ajahetkel

tundub liikumine olevat täiesti juhuslik, kuid tegelikult voolab vesi mere poole. Teatavas mõttes analoogiline olukord esineb võrdlemisi sageli nii Soome lahes kui ka kogu Läänemeres. Hoovuste süsteem on siin, eriti pinnakihis, väga ebapüsiv, teisisõnu, nii tugevasti mõjutatud mitmesuguste väliste tegurite poolt, et selle täpne prognoos on praktiliselt võimatu (Andrejev jt 2004ab; Soomere jt 2008, 2009). Seevastu joonistub pinnaluses kihis, ligikaudu 3–8 m sügavusel välja huvitav voolamise struktuur. Lahe teljest veidi põhja pool liigub vesi püsivalt lahest välja ning piki Eesti looderannikut lahte sisse (joonis 2).

Nende kahe hoovuse vahel ning lahe idaosas leidub hulgaliselt mitmesuguseid keeriseid (Andrejev jt 2004ab). Kirjeldatud arvutiekspertimentides oli pinnaalune kiht pinnakihist märksa paksem. Seetõttu on väga tõenäoline, et selline sageli domineeriv pinnaaluste hoovuste muster (mis on ilmselt osa märksa keerukamast Soome lahe vee-masside kolmemõõtmelise liikumise skeemist) haarab endaga teatavatel juhtudel kaasa ka suure

osa pinnakihist ning seega ka võimalikust õlireostusest, ja kannab selle Läänemere avaosas suunas. Taolised situatsioonid on dokumenteeritud nõrga tuule puhul (Gästgifvars jt 2006) ning nõnda peaks sündima ka jääkate all. Selline hoovuste muster viib tõepoolest Soome lahe suudmes vette sattunud õli Nõva ja Keibu lähistele ning Vaindloo kandis lekkinud kütuse Lahemaa randa ja edasi Tallinna lahe suunas (joonis 2). Teisiti võib minna siis, kui merel on tugev tuul ja kõrged lained, see aga on tüüpiline vaid vähestele sügiskuudele.

Praegu kulgeb Soome lahe laevatee rahvusvahelistes vetes, seega praktiliselt lahe keskel. Kirjeldatud tsirkulatsiooni mustril satub laevateel tekkiv reostus suure tõenäosusega Eesti randa. Teoreetiliselt oleks võimalik vähendada reostuse randa jõudmise tõenäosust laevaliikluse suunamisega kõnesoleva pinnaaluse hoovuse kõige intensiivsesse ossa, kus reostus vähemalt mõnel kuul aastas kantakse võrdlemisi kiiresti Läänemere avaosas (Soomere 2006; Soomere, Quak 2007).



Joonis 2.

Soome lahe pinnaaluse kihi (sügavused 2,5–7,5 m) tsirkulatsiooni skeem 1987–1992. Laiad jooned näitavad pinnaaluse hoovuse paiknemist (Andrejev jt 2004ab; Soomere jt 2008, 2009).

Päriselt vältida reostuse Eesti randa kandumist ei ole ilmselt võimalik, sest tuuled ja tugevad lokaalsed pinnahoovused võivad vahel reostust imekiiresti edasi kanda; ka ei pruugi pinnaaluse hoovuse mõju alati piisavalt tugev olla. Samas ei suureneks märkimisväärselt reostuse Soome randa kandumise tõenäosus, vähemalt mitte seni, kuni laevad Soome rannikule liiga lähedale ei satu. Potentsiaalne reostus püsiks kauem avamerel, kus selle koristamine on lihtsam ja odavam. Läänemere avaosa suhteliselt suures akvatooriumis oleks reostuse randa kandumise tõenäosus juba märksa väiksem. Sellisel lahendusel on teisigi ahvatlevaid omadusi. Seire teostamine piki suhteliselt kitsast laevateed on lihtsam ja odavam, reostuse avastamine märksa kiirem ja selle allika lokaliseerimine lihtsam.

Kirjeldatud idee realiseerimine pelgalt ühes arvutieksperimentis ilmnenuid hoovuste huvitavate omaduste alusel ei tule muidugi kõne alla. Selle tegelik väärtus oli mujal – see ärgitas otsima merehoovuste pealtnäha varjatud omadusi (nt statistilises mõttes püsivaid mustreid või muid mere dünaamika sisemisi seaduspärasusi) eesmärgiga kasutada neid erinevate praktiliste küsimuste lahendamiseks. Hoovustranspordi seaduspärasuste mõistmist ja nende prognoosimise võimekust on hädasti tarvis nii päästeteenistusel, kadunud konteinerite otsimisel kui ka merre sattunud prügi triivi prognoosimisel (Yoon jt 2010).

Analoogilised ülesanded on igapäevased paljudes merebioloogia valdkondades, mitmesuguste mikroorganismide ja vee õitsengualade leviku modelleerimisest (Korajkic jt 2009), heljumi edasikandete prognoosist (Gräwe, Wolff 2010), kalamarja ja -vastsete liikumisest (Mariani jt 2010) või kilpkonnakulleste edasikandumisest (Monzon-Argullo jt 2010) kuni küsimuseni, miks jõuab meie vetesse kaasajal märksa vähem angerjaid. Nende lahendamisel on tavaliselt eesmärgiks prognoosida, kuhu levib juba tekkinud reostus, millised rannaosad või tundlikud merealad on tugevaima löögi all ning kui kaua kulub aega, et reostus nendeni

jõuaks. Nagu märgitud, ei ole enamasti võimalik nendele küsimustele täpselt vastata. Seetõttu kasutatakse vastavate tõenäosuste hinnanguteks mitmesuguseid statistilisi meetodeid või mudelite ansambleid (sh mitmekordseid arvutusi ühe ja sama mudeliga) (Abascal jt 2010). Sellist metoodikat hakati Eestis süstemaatiliselt kasutama kümme-kond aastat tagasi alates Saaremaa süvasadama võimalike asukohtade hüdrodünaamilistest uuringutest (Elken 2001).

AVAMERE ISELOOMUSTAMINE RANNIKUREOSTUSE KONTEKSTIS

Lõviosa kirjeldatud ülesannetest lahendatakse nn hoovustranspordi otseülesandena: on teada, kuhu mingi lisand sattus ja ka selle lisandi omadused. Selle alusel prognoositakse, kuhu ja millal see lisand jõuab. Nii on võimalik hinnata, millistesse rannaosadesse või muudele olulistele merealadele reostus suhteliselt sageli jõuab ning nende piirkondade kaitseks tarvilikke abinõusid rakendada.

Märksa põnevam on küsimus sellest, kas meil on võimalusi kontrollida või juhtida reostuse transporti nõnda, et eriti väärtuslikele aladele see üldse ei jõuaks. Kindlasti saab seda teha võimsa reostustõrjelaevastiku abil. Tuult, laineid ja hoovuseid juhtida ei ole inimestel veel võimalik, küll aga on meie võimuses valida, millist trajektoori mööda laevad merel sõidavad.

Nagu ennist märgitud, on mõttekas suunata laevad nõnda, et tuule ja lainete poolt tekitatud ohtlike ainete transport väärtuslikele aladele kestaks võimalikult kaua. Selle idee edasiarendust kasutatakse Norra rannikul puksiirilaevade optimaalseks paigutamiseks. Puksiirid hoiavad end kogu aeg selliste laevade lähistel, mis tehniliste probleemide (nt mootori- või roolirike) puhul võivad kohapealsete tuuletingimuste tõttu kiiresti rannakaljudele triivida. Kui probleem peaks tekkima, on puksiir lähedal ning merealadel, kust randa triivimine võtab väga kaua aega, võib probleemne laev rahulikult mõnda aega abi oodata (Eide jt 2008).

Põhimõtteline samm edasi on süstemaatiliselt määratleda avamere erinevate piirkondade potentsiaal olla tundlikele merealadele või rannikule jõudva reostuse allikaks. Nagu märgitud, on see ülesanne tuule ja lainete poolt põhjustatud transpordi jaoks põhimõtteliselt lahendatud ning Eide jt (2008) näitel juba aastaid kasutusel. Hoovustranspordi puhul on taoline ülesanne mõttekas vaid neil merealadel, kus võivad esineda suhteliselt püsivad hoovuste muustrid ning nende poolt tagatud mitteisotroopsed ja mittehomogeensed hoovustranspordi omadused – nii nagu eespool juttu olnud Soome lahe pinnaaluse hoovuse puhul. Kui taolisi mustreid meres pole, taandub optimaalse laevatee leidmise ülesanne lihtsalt mere geomeetria analüüsile. Sobivate omadustega on loomulikult avaookeani jugahoovuste piirkonnad. Nii näiteks kannab Golfi hoovus angerjavastsed Sargasso merest Euroopa suunas. Soome lahes ja Läänemeres taolised jugahoovused puuduvad, kuid viimastel aastatel on üha enam märgatud teatavaid püsivaid või sageli korduvaid hoovuste mustreid (Lehmann jt 2002; Meier 2007).

Ülesanne tervikuna kujutab endast klassikalise (hoovustega levivate lisandite) Lagrange'i transpordi problemaatika edasiarendust. Üldjuhul kuulub see nn pöördülesannete klassi, mille lahendamiseks pole olemas standardseid meetodeid. Kuigi mitmed hoovustranspordi mudelid on formaalselt pööratavad, on hoovuste rekonstrueerimine suunaga minevikku matemaatilises mõttes ebakorrektn. Siiski on võimalik taolisi pöördülesandeid teatavas mõttes lahendada statistiliste meetoditega: pöördülesande lähislahend konstrueeritakse suure hulga otseülesannete lahenduste abil. Merekeskkonnas tähendab see, et analüüsitakse paljude vee- või reostusosakeste transporti.

Analüüsi tulemusena sünnivad teatavad kaardid, mis näitavad, kui ohtlik on konkreetseesse avamere piirkonda sattunud reostus teadaolevatele tundlikele või väärtuslikele aladele. Nende kaartide alusel on võimalik valida laevatee nõnda, et

oleks minimeeritud reostuse sattumine näiteks väärisalade kudemisaladele.

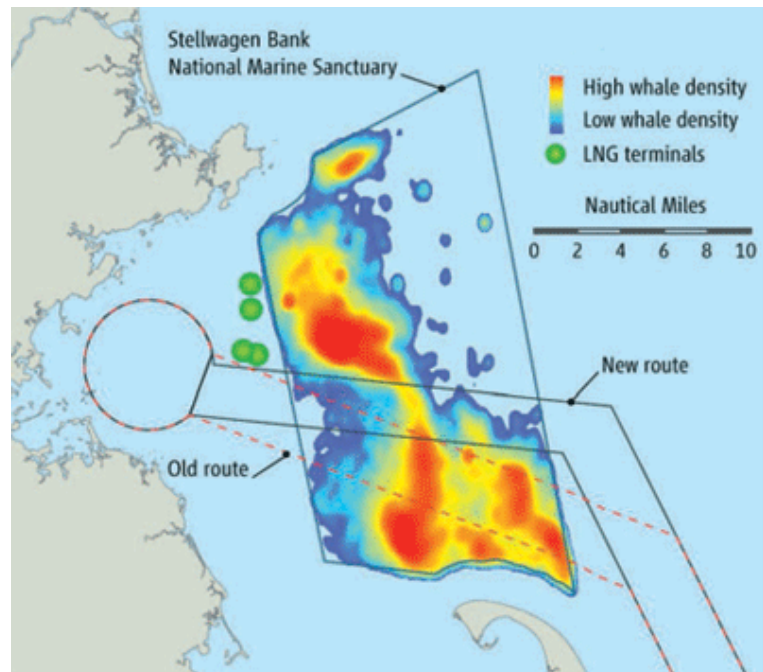
HOOVUSTRANSPORDI STATISTIKA

Hoovustranspordi statistiliste omaduste adekvaatsuse analüüsi eelduseks on väga hea kolmemõõtmeline tsirkulatsioonimudel. Läänemere mereteadus on selles vallas teinud viimastel aastakümnetel kiireid edusamme ning kaasaegsed meremudelid rekonstrueerivad siin võrdlemisi adekvaatselt hoovuste üldise struktuuri ja statistika. Siiski ei suuda isegi parimad mudelid reprodutseerida hoovuste süsteemi detaile. Seetõttu on reostuslevi usaldusväärse statistika leidmiseks vaja kasutada väga suurt modelleeritud reostuse liikumise andmestikku.

Kaasaegsed mudelid jaotavad tavaliselt mere vee massi eraldatud rakkudeks ning esitavad vee liikumise meres teatava arvutusvõrgu keskpunktide jaoks nn Euleri kiirustena. Kõnesoleva ülesande puhul on üldiselt määrav mitte vee kiirus konkreetse punktis, vaid see, kuhu kindel vee- või reostusosake (allpool lihtsalt lisand) teatava aja jooksul välja jõuab. Ühest kohast teise ümberpaiknevad lisandid liiguvad mööda vahel väga keerulisi nn Lagrange'i trajektoore. Sisuliselt taandub reostuse hoovustranspordi modelleerimine suure hulga taoliste trajektooride arvutamisele. Erinevate avamere piirkondade omadusi kõnesolevas kontekstis analüüsitakse saadud trajektooride algus- ja lõpp-punktide, lisandi ümberpaiknemise kiiruse jne alusel. Selle töö tulemuseks on teatavate suuruste (nt lisandi randa jõudmise tõenäosus) kaardid vaadeldaval merealal. Nende alusel on võimalik anda soovitusi näiteks laevatee optimaalseks planeerimiseks või keskkonnohtlike tegevuste piiramiseks. Põhimõtteliselt pole siin vahet, kas on tegemist näiteks vaaladega kohtumise tõenäosuse (Stokstad 2009) või rannikureostuse tõenäosuse kaardiga (joonis 3). Oluline on asjaolu, et taolisel kaardil on ohtlikumad ja ohutumad piirkonnad selgelt eristuvad

Joonis 3.

Bostoni sadamasse siseneva laevatee nihutamine, minimeerimaks vaalade vigastamise tõenäosust (Stokstad 2009).



ning et optimaalne valik tooks endaga kaasa mõistlikud lisakulutused.

Seega on kirjeldatud ülesanne jagatav neljaks etapiks: (i) mere tsirkulatsiooni modelleerimine, (ii) veosakeste ja vette sattunud objektide või liandite edasikande modelleerimine, (iii) avamere erinevate piirkondade iseloomustamine veosakeste trajektooride alusel ning (iv) teatava sihtfunktsiooni minimeerimine. Näidisülesandeks, mille alusel lahenduskäiku ning vastava tehnoloogia võimalusi ja piire demonstreerida, valisime ülesande paigutada laevatee selliselt, et võimaliku õnnetuse korral oleks lekkiva reostuse mõju rannavööndile minimaalne (Soomere jt 2011a). Loogiline oli ülesanne seada Soome lahe kontekstis, nii selle tõttu, et sinne hoovuste süsteem on tõenäoliselt soodus mõistliku tulemise tagamiseks kui ka laevaliikluse tiheduse ning detailsete teadmiste olemasolu tõttu selle piirkonna jaoks (Soomere jt 2008, 2009).

Esmapilgul tundus taolise tehnoloogia väljatöötamine ulmelise ülesandena. Kuna Eestis pole lihtsalt kogu vajalikku kompetentsi, inimressursi, arvutusvõimsust ning mere tsirkulatsiooni modelleerimiseks tarvilikke andmeid, konsolideeriti selleks Läänemere ümbruse ressursid mereteadust finantseerivate organisatsioonide ühisel jõul programmi BONUS raames. Rannikureostuse vähendamisele suunatud uurimisprogramm BalticWay kujunes ainsaks füüsikalisele okeanograafiale fookuseerunud jõupingutuseks 16-st 2008. a konkurssil finantseeritud taotlusest.

Teadlaste konsortsium koondab parimad Läänemere tsirkulatsiooni modelleerijad Rootsist ja Saksamaalt, Soome lahe tsirkulatsiooni spetsialistid Soomest, Lagrange'i transpordi alase tippkompetentsi Stockholmi Ülikoolist, parimad olemasolevad andmed Läänemere hoovuseid mõjutavate välistegurite kohta Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudist, lidartechnoloogia reos-

tuse avastamiseks ning selle edasikande jälgimiseks Eesti firmalt Laser Diagnostic Instruments, Läänemere operatiivokeanograafia pikaajalise eestvedaja Taani Meteoroloogia Instituudi vastava töөрühma ning Tallinna Tehnikaülikooli Küberneetika Instituudi kompetentsi vastavates matemaatilistes küsimustes.

BRUTO- JA NETOTRASPORDI MISTRID JA AJAMASTAABID

Teatava ettekujutuse tehnoloogia perspektiividest konkreetsetes veekogus annavad mõnest päevast mõne nädalani püsivad transpordimustrid (Soomere jt 2011d). Nende identifitseerimiseks ja nähtavastegemiseks rakendatakse ülalkirjeldatud tehnoloogia kolme esimest sammu suhteliselt lühema ajavahemiku jaoks (mõnest kuust ühe-kahe aastani). Võtmeküsimus on sobivate ajamastapide valik. Arvutuste efektiivsus nõuab, et kasutatavad trajektoorid oleksid nii lühikesed kui võimalik, samas peab iga arvutus adekvaatselt väljendama veemasside dünaamikat. Ülesandes on vaikimisi olemas päris mitu ajamastapi; õnneks ei mõjuta osa neist arvestataval määral lahenduse omadusi (Viikmäe jt 2010). Iga üksiku trajektoori arvutamine väga pika aja vältel pole mõttekas; märksa parem lahendus on jagada kogu vaadeldav ajavahemik lühemateks osadeks (ajaakendeks). Arvutuste üldskeem on järgmine. Iga ajaakna algul määratletakse teatav parv lisandi osakesi, seejärel arvutatakse ja salvestatakse nende trajektoorid ajaakna vältel. Arvutusi sama osakeste parvega korratakse järgmise ajaakna vältel, mille algus on eelmise akna suhtes veidi nihutatud. Tsiirkulatsioonimudeli arvutusvõrgu iga punkti omadusi iseloomustatakse kõigi sellest punktist alguse saanud trajektooride kogumi alusel. Trajektooride hulka saab suurendada alustades arvutusi järgmises aknas juba enne, kui eelmine aken on lõpetatud (Viikmäe jt 2010; Soomere jt 2010), või siis suurendades osakeste hulka parves. Kuna trajektoore looduses mõjutavad ka protsessid, mida tsiirkulatsioonimudel arvestab vaid osaliselt, nt suhteliselt väikeste mastapidega vee liikumised (*subgrid turbulence*) (Andrejev jt

2010), ei ole nõnda leitud trajektoorid küll päriselt sõltumatud, kuid see ei mõjuta praktiliselt lõpptulemust.

Kuna meie kandis erinevad tuule (ja järelikult ka hoovuste) omadused märgatavalt vaikselt kevad-suvisel ning tuulisel sügis-talvisel ajal, peavad arvutused katma vähemalt aasta, pigem kaks-kolm aastat (Andrejev jt 2011). Soome lahe tingimustes väheneb ligikaudu kolme-nelja aasta jooksul erinevate aastaaegade mõju tulemustele mõne protsendini nende tüüpilistest väärtustest (Andrejev jt 2011; Soomere jt 2011a). Teisisõnu, sellistel tugevalt väljendunud sesoonse muutlikkusega merealadel nagu Läänemeri ja selle analoogid peaks arvutustega katma vähemalt viieaastase ajavahemiku. Erinev ajanihe akende vahel ei mõjuta kuigivõrd arvutuste tulemusi (Viikmäe jt 2010) ning statistika adekvaatsus sõltub ennekõike kasutatud trajektooride arvust. Läänemere edelaosas on hoovuste sesoonse muutlikkus suhteliselt väike ning peamine tsüklilisus tuleneb ebaregulaarsetest soolase vee sissevooludest, mistõttu võib arvutusi olla vaja teha kümme-konna aasta vältel (Xi jt 2011).

Märksa keerukam on trajektooride pikkuse (resp. ajaakna pikkuse) valik. Soome lahes ja Läänemeres puuduvad püsivad jugahoovused ning veemasside ümberpaiknemine toimub suurelt jaolt keerisringide süsteemi kaudu. Need teevad täispöörde Soome lahes mõne päevaga ning Läänemere avaosas paari nädalaga. Seetõttu ei tohi piirduda hoovustraspordi arvutustes täispöördest märksa lühema ajaga, sest siis saaksime informatsiooni ainult hoovuste lokaalse struktuuri kohta, mitte aga rannikuni ulatuva transpordi kohta. Keerisringide kui tervikute ümberpaiknemise määratlemiseks tuleb läbi arvutada 2–3 täispöört. Seega tuleks Soome lahes lisandite trajektoore rehkendada vähemalt kümme-konnda päeva; samas ei pruugi keerisringid ja muud tsiirkulatsiooni komponendid püsida kauem kui paar-kolm nädalat. Kümne päeva pikkuste trajektooride analüüs viib üldiselt adekvaatsete tulemusteni Soome lahe tingimustes (Viikmäe jt 2010; Andrejev jt 2010,

2011). Hilisemad arvutused on kasutanud ka 20 päeva pikkusi trajektoore Soome lahes ja Läänemere edelaosas (Soomere jt 2011a; Xi jt 2011) ning 60 päeva pikkusi arvutusi Läänemere avaosaks (Viikmäe jt 2011).

Keerisringide pöörlemisega ja ringide kui terviku edasikandumisega seonduvat veemasside ja lisandite transporti saab teataval määral hinnata veeosakeste neto- ja brutotranspordi võrdlemise kaudu. Brutotranspordi all mõistame siin trajektoori kogupikkust ning netotranspordi all vahemaad trajektoori alguse ja lõpu vahel, st veeosakese või reostuse ümberpaiknemist. Nii lühikeste trajektooride kui ka jugavoolu sattunud osakeste puhul on neto- ja brutotransport praktiliselt võrdsed. Seevastu paigalseisvasse keerisringi sattunud osakeste puhul suureneb brutotransport võrdeliselt hoovuse kiirusega, kuid netotransport võngub nulli ja keerisringi diameetri vahel. Neto- ja brutotranspordi suhe iseloomustab ringliikumise ja keerisringide edasikandumise osakaalu.

Aastate 1987–1991 jaoks arvutatud keskmised neto- ja brutotranspordi jaotused (Soomere jt 2011d) kinnitasid hästi tuntud tõsiasja, et Soome lahe pinnakihis domineerib valitsevate läänekaare tuulte poolt põhjustatud Ekmani transport, milles ilmneb itta ja kagusse suunatud liikumise väike ülekaal. Kuigi lahes tervikuna valitseb tsüklaalne voolamine, võib pinnakihis ilmned aeglase antitsüklaalne struktuur sarnaselt USA suurjärvedega (Beletsky jt 2006). Nii neto- kui ka brutotranspordi jaotused erinevate aastate jaoks on väga sarnased, kuid transpordi omadused erinevatel aastaaegadel olid drastiliselt erinevad. Enamasti seondub kiire netotransport rannalähedaste hoovustega, kuid üksikutel aastaaegadel ilmned ka lahe teljega risti suunatud kiire transpordi mustrid (Soomere jt 2011d).

VÕRDTÕENÄOSUSJOOON

Piklike merealade puhul nagu Soome laht on mõttekas leida joon, millele sattunud reostuse levik lahe põhja- ja lõunarannikule toimub võrdse tõenäosusega (Soomere jt 2010). Selline joon kuju-

tab endast ka teatavas mõttes optimeeritud laevateed: reostuse sattumine merre joonest põhja pool tähendab, et reostusel on suuremad šansid jõuda Soome randa ja vastupidi.

Lahe kitsamas osas paikneb võrdtõenäosusjooon enam-vähem lahe keskel. Vastaval tõenäosusjaotusel on võrdlemisi suur põhja-lõunasuunaline gradient, mistõttu reostuse asukoha isegi väike nihkumine selles piirkonnas toob endaga kaasa ühte või teise randa jõudmise tõenäosuse hüppelise kasvu. Lahe suudmes ning lahe laiemas idaosas eemaldub võrdtõenäosusjooon lahe teljest kohati mitmekümne kilomeetri võrra. Neis kohtades eksisteerib mitmekümne kilomeetri laiune mereala, kus reostusallika asukoha muutumine ei põhjusta arvestatavat randa jõudmise tõenäosuse muutumist. Taoliste aladele sattunud lisandid püsivad seal kaua ning nende randa jõudmise tõenäosus on üldiselt väike. Seega võib neid õigusega nimetada minimaalse riskiga merealadeks rannikureostuse kontekstis. Optimaalne laevatee Peterburi peaks niisiis kulgema mööda võrdtõenäosusjooont nendel merealadel, kus reostuse randa jõudmise tõenäosusjaotusel on suur põhja-lõunasuunaline gradient, või siis mööda minimaalse riskiga merealad (Soomere jt 2010, 2011a).

RANNIKUREOSTUSE TÕENÄOSUS JA REOSTUSE RANDA JÕUDMISEKS KULUV AEG

On intuiitiivselt selge, et võrdtõenäosusjooon on vaid lokaalne optimum, mis jagab riski (ja vastutuse) võrdselt kahe rannikuala vahel, kuid ei pruugi pakkuda kogu mereala jaoks globaalses mõttes optimaalset lahendust. Üldiselt tuleb kvantifitseerida avamere erinevad piirkonnad vastavalt neisse sattunud lisandite mis tahes rannalõiku kandumise tõenäosusele (Soomere jt 2011a). Veel paremini iseloomustab erinevate merealade 'võimet' tekitada rannikureostust aeg, mis kulub reostuse randa jõudmiseks (Andrejev jt 2010, 2011; Soomere jt 2011ac). Edaspidi nimetan seda aega lisandi vanuseks. Optimaalne laevatee peaks kulgema mööda merealad, mille jaoks on rannikureostuse tõenäosus võimalikult väike ja lisandi vanus võimalikult suur.

Rannikureostuse tõenäosuse (joonis 4) ja lisandite vanuse (joonis 5) kaardid Soome lahe jaoks on võrdlemisi sarnased. Samuti on neil päris palju ühiseid jooni võrdtõenäosusjoone arvutamise aluseks olevate jaotustega. Kõigi kolme kriteeriumi alusel leitud optimaalsed laevateed paiknevad Soome lahe kitsaimas osas praktiliselt lahe telgjoonel (Andrejev jt 2011; Soomere jt 2011abc; Viikmäe jt 2011), kus nii rannikureostuse tõenäosusel kui ka lisandite vanusel on selgelt määratletud lokaalne ekstreemum. Seevastu lahe suudmes osas ja idapoolses laiemas osas on nendel suurusel väga väike gradient, teisisõnu, laevatee nihutamine kohati kuni mõnekümne kilomeetri võrra ei muuda arvestatavalt ei rannikureostuse tõenäosust ega reostuse randa jõudmiseks kuluvat aega.

Rannikureostuse tõenäosuse ja lisandite vanuse andmestike alusel on võimalik jämedalt hinnata, kas kõnesoleva tehnoloogia rakendamisel konkreetsel merealal on üldse jumet. Esmaseks indikaatoriks on siin nende suuruste keskväärtuste ja ekstreemumite võrdlus. Näiteks iseloomustab mõistliku ajaakna pikkuse jaoks arvutatud rannikureostuse tõenäosuse keskväärtus teatavas mõttes mereala kui terviku tundlikkust avamerel aset leidnud reostuse suhtes. Kui see on väga suur, 80–90% ringis, jõuab reostus kiiresti rannavööndisse ning vastavate riskide leevendamiseks laevatee valiku kaudu on vähe võimalusi. Kui aga rannikureostuse tõenäosus on väga väike, ei anna laevatee optimeerimine arvestatavat võitu.

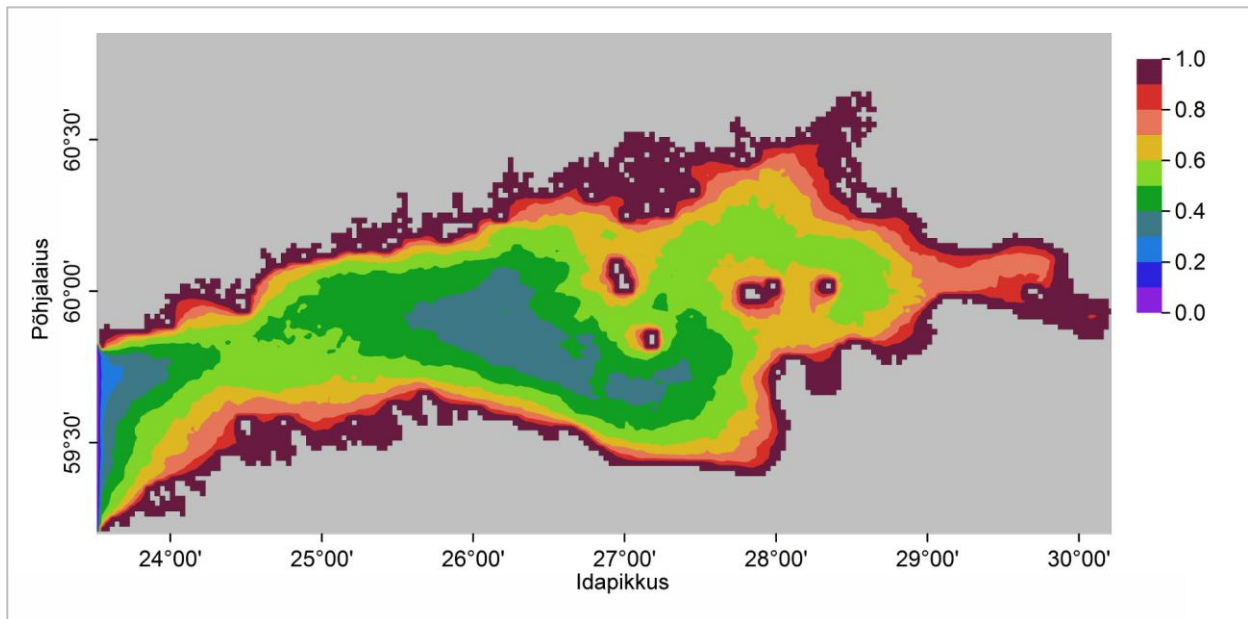
Soome lahe jaoks aastate 1987–1991 jaoks arvutatud vastavate suuruste keskväärtused varieeruvad arvutuste algul tugevasti, olenevalt tuule kiiruse sesoonsest muutlikkusest, kuid koonduvad paari-kolme aasta pärast praktiliselt konstantseteks suurusteks (Andrejev jt 2011). Mõlema suuruse ekstreemumid erinevad keskväärtusest ligikaudu 40% võrra (Soomere jt 2011ac), mistõttu laevatee optimeerimine võib tõepoolest anda arvestatava võidu. Kuna optimaalne laevatee on praegu kasutatavatest variantidest mõnevõrra pikem (Andrejev jt 2011), saab võimalikku 'kasu'

iseloomustada piki laevateed arvutatud joonintegraalide abil, mis arvestavad ka läbitava maa pikenemist (Soomere jt 2011c). Tõenäoliselt on võimalik rannikureostuse tõenäosust vähendada 10–20 protsendipunkti võrra (seega kuni 30% võrra), või siis reostuse randa jõudmise aega pikendada 2–3 päeva (kuni 40%) võrra (Soomere jt 2011c).

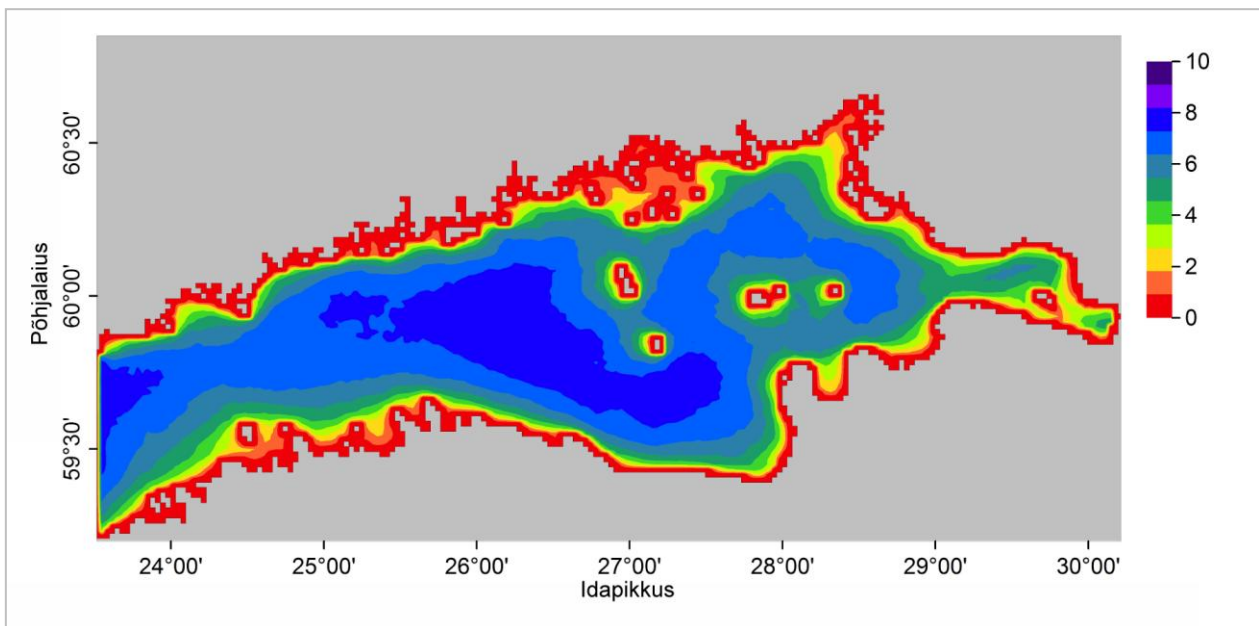
Erinevatele kriteeriumidele vastavad optimaalsed laevateed on üksteisest mõnevõrra erinevad. Nende paiknemine sõltub aga märksa enam arvutuste aluseks oleva tsirkulatsioonimudeli lahutusvõimest (Andrejev jt 2011). Erinevused on päris suured 2-miilise ja 1-miilise lahutusvõimega mudelite korral, märksa väiksemad aga 1-miilise ja 0,5-miilise sammuga mudelite puhul. Sellise erinevuste mustri taga on tõenäoliselt asjaolu, et 2-miilise sammuga mudelid reprodutseerivad Soome lahe keerisringide süsteemi võrdlemisi ebatäpselt. Siiski on suhteliselt tagasihoidliku lahutusvõimega mudelite rakendamine kõnesoleva meetodika kasutusvõimaluste esialgsel hindamisel igati õigustatud. Täpsemad hinnangud optimaalse laevatee jaoks tuleb anda mudelitega, mis adekvaatselt reprodutseerivad nn sünoptilise mastaabiga voolamised.

PREVENTIIVNE RISKIDE MAANDAMINE JA MEREALADE RUUMILINE PLANEERIMINE

Kuigi kirjeldatud tehnoloogia on praegu alles kujunemisjärgus, on juba tekkinud mitmed ahvatlevad võimalused selle rakendamiseks laevaliiklusega üldse mitte seotud valdkondades. Põhimõtteliselt on see praktiliselt puhas 'roheline' tehnoloogia, mille rakendamiseks vajalikud kulgutused on marginaalsed, kuid kokkuhoid võimaliku suurõnnetuse tagajärgede vähendamise tõttu võib juba eos olla ülimalt suur. Sellisena järgib see meetod kaasaegse keskkonnakaitse ja -tehnoloogia eesmärki investeerida mitte niivõrd kasu saamiseks, kuivõrd kahju ärahoidmiseks või minimeerimiseks, st preventiivseks riskide maandamiseks.



Joonis 4.
Rannikureostuse tõenäosus Soome lahe erinevatesse osadesse sattunud lisandite jaoks 10 päeva jooksul (Andrejev jt 2011).

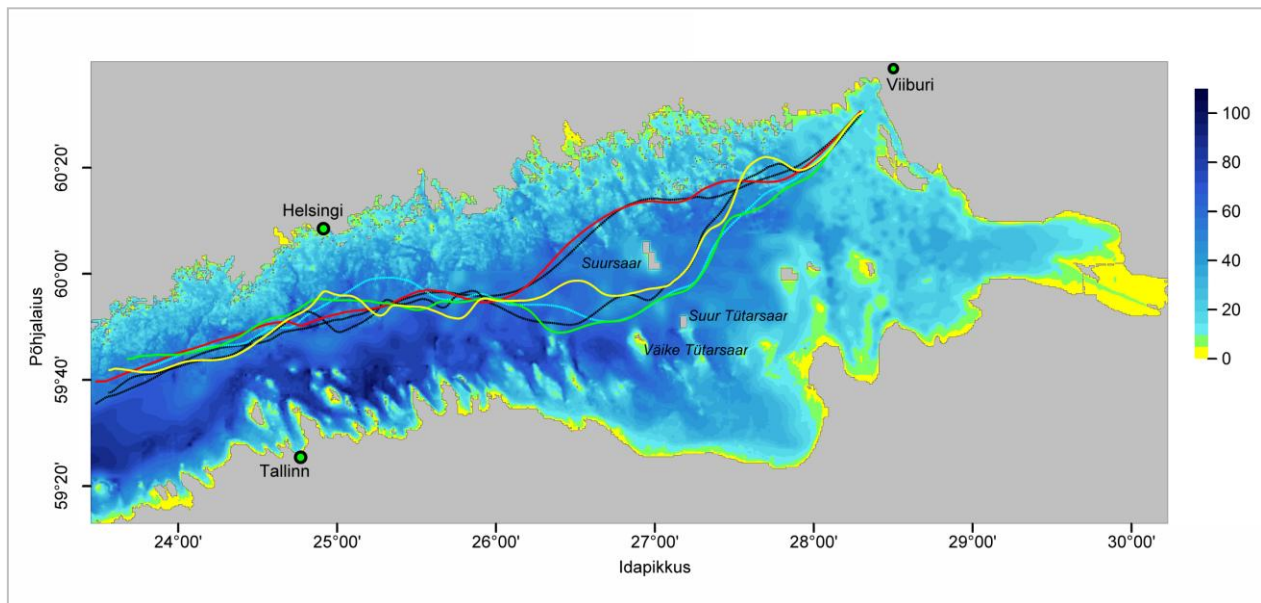


Joonis 5.
Reostuse Soome randa kandumise aeg päevades 10-päevaste trajektooride alusel (Andrejev jt 2011).

Kuigi kõnesoleva tehnoloogia idee tekkis seoses laevaliikluse kaugriskide analüüsi ja võimalike riskide maandamisega ning selle rakendamine võib arvestataval määral vähendada laevaliiklusega seonduvat rannikureostuse riski ja/või lisada aega juba merre sattunud reostuse eemaldamiseks, on vastavate muutuste rakendamine laevaliikluse reguleerimiseks seotud suurte keerukustega. Praeguseks on leitud vaid klimatoloogilises mõttes optimaalsed lahendused. Pinnahoo-vuste, eriti netotranspordi muustrite drastiline muutlikkus erinevatel aastaegadel (Soomere jt 2011d) näitavad, et optimaalne lahendus võib kujuneda oluliselt erinevaks eri aastaegade puhul. Kuna ka aastaegade algus ja lõpp võib märgatavalt varieeruda, on teoreetiliselt parimaks lahenduseks hoo-vuste muustrite ja võimaliku reostuslevi operatiivne prognoos ja laevade suunamine reaajas sarnaselt lennukite juhtimisele. Isegi kui klimatoloogilises mõttes optimaalne la-

hendus on piisavalt adekvaatne, tuleb olemasolevad laevateed, meremärgistus, lootsiraamatud ja kaardid ümber teha. Suureneb suhteliselt kitsas piirkonnas liikuvate laevade kokkupõrgete oht. Mitmeid sadamaid külastavad laevad peavad sõitma maha pikema maa. Kohati siseneb nõnda kujundatud laevatee erinevate maade territoriaalvetesse ning pole selge, kas kõik riigid seda aktsepteerivad. Pealegi on praeguseks üsna vähe teada kogu tehnoloogia taga olevate matemaatiliste küsimuste ringist, nagu võimalikud määramatused, leitud jaotuste stabiilsus või süstemaatilised moonutused (joonis 6).

Kõnesoleva tehnoloogia usaldusväärsust ja optimaalsete laevateede määramatust saab kaudselt hinnata, arvutades koridorid merel, milles rannikureostuse tõenäosus, lisandite vanus või erinevatesse rannaosadesse jõudva reostuse tõenäosus erineb mõnevõrra optimaalsest väärtusest (Soomere jt 2011c).



Joonis 6.

Optimaalsed laevateed Viiburisse suunduvate laevade jaoks 2-miilise (punane ja must), 1-miilise (kollane ja sinine) ja 0,5-miilise (roheline ja helesinine) tsirkulatsioonimudeli alusel ning lähtudes rannikureostuse tõenäosusest ja lisandite vanusest (Andrejev jt 2011). Taustaks Soome lahe sügavus meetrites (Andrejev jt 2010).

Soome lahe kitsaimas osas on taolised koridorid väga kitsad. Kohati suurendab optimumist eemaldumine vaid mõnesaja meetri võrra rannikureostuse tõenäosust enam kui 10 protsendipunkti võrra. Soome lahe idaosas paikneb ulatuslik mereala, kus optimaalsest laevateest eemaldumine mitmekümne kilomeetri võrra ei suurenda riske arvestataval määral. Sellel iseärasusel on oluline sõnum merealade ruumilise planeerimise kontekstis: suhteliselt sarnastel ning enam-vähem samasuguste mõõtmetega merealadel võib olla radikaalselt erinev sisemine dünaamika, mida arenenud ühiskond kindlasti peaks arvestama.

Teisalt on selle idee realiseerimine praktikas tõsine väljakutse kaasaegsele mereteadusele, demonstreerides, et alusteaduse arengusse panustamine toob ühiskonnale tagasi ülisuuri, kuigi rahas raskesti mõõdetavaid väärtusi. Paljudes maailmamere osades pole taolist võimalust – varjatud, kuid püsivaid hoovuste süsteeme – lihtsalt olemas. Kaasproduktina uuendatakse olulisel määral veetaseme, lainete, hoovuste jm. mereseisundi parameetrite jälgimise ja prognoosi süsteem. Puhta veega rannikualade positiivset mõju tunnaks kaudselt kogu Läänemere ökosüsteem. Arendatud tehnoloogia on võrdlemisi universaalne, realiseeritav vabalt kättesaadavate mudelite kombineerimise teel ning väikeste muudatustega kasutatav mis tahes hoovuste poolt transporditavate ainete või objektide (päästepaadid, konteinerid, prügi meres jne.) jaoks ning võimalik kergesti kohandada üsna laia sihifunktsioonide klassi (ehk praktiliste ülesannete ringi) tarvis.

VIITED

Abascal, A. J., Castanedo, S., Medina, R., Liste M. 2010. Analysis of the reliability of a statistical oil spill response model. *Mar. Pollut. Bull.*, 60, 11, 2099–2110.

Andrejev, O., Myrberg, K., Alenius, P., Lundberg, P. A. 2004a. Mean circulation and water exchange in the Gulf of Finland – a study based on three-dimensional modelling. *Boreal Env. Res.*, 9, 1, 1–16.

Andrejev, O., Myrberg, K., Lundberg, P. A. 2004b. Age and renewal time of water masses in a semi-enclosed basin – application to the Gulf of Finland. *Tellus A*, 56, 5, 548–558.

Andrejev, O., Sokolov, A., Soomere, T., Värv, R., Viikmäe, B. 2010. The use of high-resolution bathymetry for circulation modelling in the Gulf of Finland. *Estonian J. Engineering*, 16, 3, 187–210.

Andrejev, O., Soomere, T., Sokolov, A., Myrberg, K. 2011. The role of spatial resolution of a three-dimensional hydrodynamic model for marine transport risk assessment. *Oceanologia*, 53, 1-TI, 309–334.

Beletsky, D., Schwab, D., McCormick, M. 2006. Modeling the 1998-2003 summer circulation and thermal structure in Lake Michigan. *J. Geophys. Res.*, 111, C10, Art. No. C10010.

Eide, M. S., Endresen, Ø., Brett, P. E., Ervik, J. L., Røang, K. 2007. Intelligent ship traffic monitoring for oil spill prevention: Risk based decision support building on AIS. *Mar. Pollut. Bull.*, 54, 2, 145–148.

Elken, J., 2001. Modelling of coastal circulation and oil drift at possible deep harbour sites, north-western Saaremaa Island. *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.*, 7, 2, 141–156.

Gästgifvars, M., Lauri, H., Sarkanen, A.-K., Myrberg, K., Andrejev, O., Ambjörn, C. 2006. Modelling surface drifting of buoys during a rapidly-moving weather front in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 70, 4, 567–576.

Gräwe, U., Wolff, J.-O. 2010. Suspended particulate matter dynamics in a particle framework. *Env. Fluid Mech.*, 10, 1-2, 21–39.

HELCOM 2009. Ensuring safe shipping in the Baltic. Stankiewicz, M., Vlasov, N. (eds). Helsinki Commission. Helsinki.

Kokkonen, T., Ihaksi, T., Jolma, A., Kuikka, S., 2010. Dynamic mapping of nature values to sup-

- port prioritization of coastal oil combating. *Env. Model. Software*, 25, 2, 248–257.
- Korajkic, A., Badgley, B. D., Brownell, M. J., Harwood, V. J. 2009. Application of microbial source tracking methods in a Gulf of Mexico field setting. *J. Appl. Microbiol.*, 107, 5, 1518–1527.
- Kurennoy, D., Parnell, K. E., Soomere T. 2011. Fast-ferry generated waves in South-West Tallinn Bay. *J. Coast. Res.*, Special Issue, 64, 165–169.
- Lehmann, A., Krauss, W., Hinrichsen, H.-H. 2002. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. *Tellus A*, 54, 3, 299–316.
- Mariani, P., MacKenzie, B. R., Iudicone, D., Bozec, A. 2010. Modelling retention and dispersion mechanisms of bluefin tuna eggs and larvae in the northwest Mediterranean Sea. *Progr. Oceanogr.*, 86, 1-2, 45–58.
- Meier, H. E. M. 2007. Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 74, 4, 610–627.
- Monzon-Argullo, C., Lopez-Jurado, L. F., Rico, C., Marco, A., Lopez, P., Hays, G. C., Lee, P. L. M. 2010. Evidence from genetic and Lagrangian drifter data for transatlantic transport of small juvenile green turtles. *J. Biogeogr.*, 37, 9, 1752–1766.
- Parnell, K. E., Delpeche, N., Didenkulova, I., Dolphin, T., Erm, A., Kask, A., Kelpšaitė, L., Kurennoy, D., Quak, E., Räämet, A., Soomere, T., Terentjeva, A., Torsvik, T., Zaitseva-Pärnaste, I. 2008. Far-field vessel wakes in Tallinn Bay. *Estonian J. Engineering*, 14, 4, 273–302.
- Peterson, P., Soomere, T., Engelbrecht, J., van Groesen, E. 2003. Interaction soliton as a possible model for extreme waves in shallow water. *Non-linear Process. Geophys.*, 10, 6, 503–510.
- Soomere, T. 2006. Right fairway may reduce coastal pollution. *Scandinavian Shipping Gazette*, June 2006, 14–16.
- Soomere, T. 2007. Lainetav Läänemere Eesti teadlaste pilgu läbi. Teadusmõte Eestis (IV), *Tehnikateadused (II)*. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 133–142.
- Soomere, T., Andrejev, O., Sokolov, A., Myrberg, K. 2011a. The use of Lagrangian trajectories for identification the environmentally safe fairway. *Mar. Pollut. Bull.*, 62, 7, 1410–1420.
- Soomere, T., Andrejev, O., Sokolov, A., Quak, E. 2011b. Management of coastal pollution by means of smart placement of human activities. *J. Coast. Res.*, Special Issue, 64, 951–955.
- Soomere, T., Berezovski, M., Quak, E., Viikmäe, B. 2011c. Modeling environmentally friendly fairways using Lagrangian trajectories: a case study for the Gulf of Finland, the Baltic Sea. *Ocean Dynamics*, 61, 10, 1669–1680.
- Soomere, T., Delpeche, N., Viikmäe, B., Quak, E., Meier, H. E. M., Döös, K. 2011d. Patterns of current-induced transport in the surface layer of the Gulf of Finland. *Boreal Env. Res.*, 16 (Suppl. A), 49–63.
- Soomere, T., Engelbrecht, J. 2006. Weakly two-dimensional interaction of solitons in shallow water. *Eur. J. Mech. B Fluid.*, 25, 5, 636–648.
- Soomere, T., Leppäranta, M., Myrberg, K. 2009. Highlights of the physical oceanography of the Gulf of Finland reflecting potential climate changes. *Boreal Env. Res.*, 14, 1, 152–165.
- Soomere, T., Myrberg, K., Leppäranta, M., Nekrasov, A. 2008. The progress in knowledge of physical oceanography of the Gulf of Finland: a review for 1997–2007. *Oceanologia*, 50, 3, 287–362.
- Soomere, T., Quak, E. 2007. On the potential of reducing coastal pollution by a proper choice of the fairway. *J. Coast. Res.*, Special Issue, 50, 678–682.
- Soomere, T., Viikmäe, B., Delpeche, N., Myrberg, K. 2010. Towards identification of areas of reduced risk in the Gulf of Finland, the Baltic Sea. *Proc. Estonian Acad. Sci.*, 59, 2, 156–165.

Stokstad, E. 2009. U.S. poised to adopt national ocean policy. *Science*, 326, 1618.

Vandenbulcke, L., Beckers, J.-M., Lenartz, F., Barth, A., Poulain, P.-M., Aidonidis, M., Meyrat, J., Arduin, F., Tonani, M., Fratianni, C., Torrisi, L., Pallela, D., Chiggiato, J., Tudor, M., Book, J. W., Martin, P., Peggion, G., Rixen, M. 2009. Super-ensemble techniques: Application to surface drift prediction. *Progr. Oceanogr.*, 82, 3, 149–167.

Viikmäe, B., Soomere, T., Parnell, K. E., Delpeche, N. 2011. Spatial planning of shipping and offshore activities in the Baltic Sea using Lagrangian trajectories. *J. Coast. Res.*, Special Issue, 64, 956–960.

Viikmäe, B., Soomere, T., Viidebaum, M., Berzovski, A. 2010. Temporal scales for transport patterns in the Gulf of Finland. *Estonian J. Engineering*, 16, 3, 211–227.

Wolman D. 2008. Before the levees break: a plan to save the Netherlands. *Wired Magazine*, 17.01.2008.

Xi, L., Soomere, T., Stanev, E., Murawski, J. 2011. Identification of the safe fairway in the western Baltic Sea using the Lagrangian trajectories. *Ocean Dynamics*, retsenseerimisel.

Yoon, J.-H., Kawano, S., Igawa, S. 2010. Modeling of marine litter drift and beaching in the Japan Sea. *Mar. Pollut. Bull.*, 60, 3, 448–463.

RAKENDUSLIKUD JÄRVEUURINGUD EUROOPA DIREKTIIVE TOETAMAS

Ingmar Ott, Kairi Maileht, Henn Timm
Eesti Maaülikooli limnoloogikeskus

EUROOPA LOODUSDIREKTIIVID

Looduslike objektide mõistlik kaitsmine ja jätkusuutlik majandamine eeldab põhjalikke teadmisi nii nende kujunemise, ressursside, funktsioneerimise kui ka mõjutavate tegurite kohta. Eriti olulised on vastavad teadmised ning nende harmoneerimine sotsiaalmajandusliku süsteemi ja ühiskonna ootustega selliste juriidiliste (raam)dokumentide loomisel, mille rakendamine tulevikus mõjutab suure hulga objektide saatust ning selle kaudu sageli ühiskonda tervikuna.

Minevikus on Euroopa Liidus vastu võetud palju veekogude kaitse erinevaid aspekte käsitlevaid direktiive, mille järgimine ning prioriteetide arvestamine oli keerukas. Taolise killustatuse ületamiseks on Euroopa Liidus viimasel kümnendil mindud veeseadusloome integreerimise teed. Kõik veemajandust ja -kaitset suunavad direktiivid (keemilise seire, keskkonna kvaliteedi standardite, põhjavee, ohtlike ainete, asulareovee puhastamise, nitraadi-, tööstusheitmete, joogivee, suplusvee, üleujutuste jmt) on integreeritud Veepoliitika Raamdirektiivi (VRD) (Euroopa Parlamendi... 2000), mis hakkas kehtima 2000. a detsembris.

Peamiseks VRD eesmärgiks on luua pinnavee, siirdevee, rannikuvee ja põhjavee kaitse raamistik, mis a) hoiab ära veeökosüsteemide ning neist sõltuvate maismaaökosüsteemide ja märgalade seisundi halvenemise, kaitseb ja parandab nende seisundit; b) edendab säästvat veekasutust; c) seab eesmärgiks prioriteetsete ainete vettetuhtimise vähendamise ja/või järkjärgulise kõrvaldamise; d) tagab põhjavee reostuse vähendamise ja hoiab ära selle edasise reostamise; e) aitab kaasa üleujutuste ja põudade mõju leevendamisele (Euroopa Parlamendi... 2000). Sisuliselt on VRD

kompleksne veekaitse tegevustik, mille majandusüksusteks on vesikonnad ning mis sisaldab läbimõeldud kaitsemeetmeid kindlaksmääratud ajaliste etappidega. Eesmärgid peavad olema saavutatud 2015. aastaks. Veemajanduskavad pidid olema koostatud 2009. a. Sellele eelnes aga rida teaduslikke ja rakendusuringuid: veekogude ressursi uuringud, ökoloogilise tüpologia loomine, seisundi hindamise põhimõtete selgitamine, juba läbi viidud seisundi klassifikatsioon ja selle üle-euroopaline harmoneerimine.

Teine järveuringuid kitsamas mõttes ning Euroopa Liidu (EL) liikmesriikide looduskaitset laiemalt hõlmav, 1992. a vastu võetud "Direktiiv looduslike elupaikade ja loodusliku fauna ning flora kaitsest" (*Council directive 92/43/EEC of 21 May 1992 on the conservation of natural habitats and of wild fauna and flora*) on saanud Eestis nimetuse "Loodusdirektiiv" (allpool lihtsalt Loodusdirektiiv). See ühendab mitmed eraldi elustikurühmade kaitset käsitlevad seadusaktid ja dokumendid, süvendab ja konkretiseerib neid ning sätestab nendest tulenevad kohustused. Elupaikade kaitse osas arendab see edasi 1979. a sõlmitud nn Berni konventsiooni ideid, kuid omab märksa laiemat ülesannet: kaitsta biotoope/öko-toope mitte ainult kui teatud looma- ja taime-liikide elupaiku/kasvukohti, vaid kui omaette väärtust omavaid nähtusi.

Direktiivi raames arendatakse välja ökoloogiline võrgustik *Natura 2000*. See peaks koosnema aladest, mis hõlmavad ja esindavad direktiivi lisas I nimetatud elupaiku, samuti lisas II loetletud liikide elupaiku. *Natura 2000* aladega liidetakse ka juba varem liikmesriikide poolt nn Linnudirektiivi raames loodud hoiualad. Teatud tüüpi kuu-luvate elupaikade kaitstus loetakse tagatuks, kui

a) nende levila on stabiilne või laieneb, b) on kindlustatud nende pikaajaseks säilimiseks vajalike struktuuride ja tegurite olemasolu, ja c) on rahuldavalt tagatud nendes elavate/kasvavate liikide kaitstud. Liikmesriigid osalevad *Natura* 2000 võrgustiku loomisel sel määral, kui võrd nende territooriumil vastavaid elupaigatüüpe esineb. Loodusdirektiiv rõhutab samuti vajadust arvestada maakasutuse planeerimisel ja arenguplaanide koostamisel kooskõla *Natura* 2000 võrgustikuga. Eriti peetakse silmas selliste maastikuelementide kaitset, millel on oluline tähtsus looduses elavate loomade ja taimede rände, leviku ja geneetilise mitmekesisuse seisukohalt, näiteks jõed ja jõekaldad, põlluservad, väikesed järved, metsasalud jm (Paal 2004, 2007). Eesti limnoloogid võtsid ja võtavad osa Eesti järvede sellekohasest inventuurist ning on kohandanud elupaigatüüpide kirjeldusi. Praegu osalevad nad kaitsekorralduskavade koostamisel ja uute inventuuride tegemisel.

EESTI RAKENDUSLIKE JÄRVEUURINGUTE AJALOOST

Eesti on Euroopas järvede pindala poolest neljandal kohal Rootsi, Soome ja Norra järel (Climate Change... 2005). Seega on üsna ootuspärane, et Eesti teadlased on intensiivselt haaratud selle väärtusliku ressursi uurimistesse. Meie limnoloogia ajalugu saab mõõta juba poolteise sajandiga, kui selle alguseks lugeda K. E. von Baeri poolt juhitud ekspeditsioonid Peipsile aastatel 1851–52. Kahekümnenda sajandi alguskümnenditel koondus järvede uurimine Tartu Loodusuurijate Seltsi järvekomisjoni alla. Alates 1930ndatest aastatest seostuvad mitmekülgsed limnoloogilised tööd professor H. Riikoja nimega. Tema arvukast õpilaskonnast jätkavad mõned veel tänagi tegevust ning tema vahetute õpilaste õpilased on praegu aktiivses teadustegevuses. Aastakümnete jooksul on kogutud ulatuslik andmestik Eesti järvede kohta, mille põhjal on välja selgitatud siseveekogude ressursid, teoreetilise üldistusena välja töötatud Eesti järvede tüpoloogia, identifitseeritud inimõju ulatus ning läbi viidud looduskaitseliisid. Järvede rakendusuuringud on läbi tei-

nud mitu etappi, mille alguseks oli väärtuste inventuur, seejärel järgnesid aut-, dem- ja sünökooloogilised uuringud, produktsiooniuuringud, kalandus jm. Hüdrobioloogiliste uuringutega on alati kaasnenud looduskaitse suund, mis põhjalikult hakkas arenema peamiselt Aare Mäemetsa eestvedamisel 1960ndate lõpust alates ja ülevahtlikumad publikatsioonid ilmusid alates 1970ndatest.

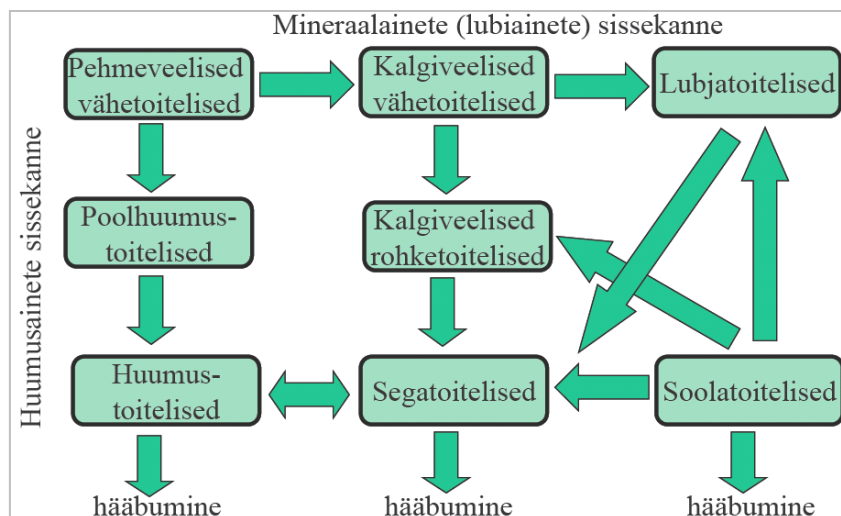
LIMNOLOOGILINE KOMPETENTS LOODUSKAITSES

JÄRVEDE TÜPOLOOGIA LOOMINE

Looduskaitseliste probleemide lahendamiseks on vaja teada esmalt veekogude ressursse. Selleks tehti Eestis üsna pika aja jooksul järvede inventuure. H. Riikoja töödes oli palju faktilist materjali, kuid esimese kompleksse tüpoloogilise üldistuseni jõudis Mölder (1943), kui ta töötas juba Soomes. A. Mäemets (1974, 1976, 1977) lõi põhjaliku limnoloogilise ja H. Simm (1975) hüdrokeemilis-füüsikalise tüpoloogia. A. Mäemets ise nimetas oma süsteemi aluseks ainete akumulatsiooni iseärasusi. Ta kasutas Thienemanni (1928) ja Naumanni (1932) poolt Saksamaal ja Rootsis välja töötatud järvede tüpoloogia põhimõtteid, mille kohaselt peamisteks ökoloogilisteks mõjuriteks on karbonaatioonide või/ja huumusainete valgumine järvedesse. Vastavalt nende ainete kogustele ja vahekordadele nimetati ka järvetüüpe. Lisaks neile peamistele mõjuritele määratleti vähearvukamaid järvetüüpe, kus mõjuriteks olid kõrgeenenud sooluse või rauasisalduse tase. Nii moodustus järvede 8 põhitüüpi (joonis 1), mis võivad teatavates suundades muutuda teisteks tüüpideks: oligotroofne (vähetoiteline), semidüstroofne (poolhuumustoiteline), düstroofne (huumustoiteline), eutroofne (rohketoiteline), düseutroofne (miksotroofne, segatooteline), alkaliotroofne (lubjatoiteline), siderotroofne (rauatoiteline), halotroofne (soolatoiteline). Veekogude kihistatuse, vee kareduse ja eutroferumise tase me alusel eristus kokku 25 alamtüüpi.

A. Mäemetsa loodud tüpoloogias ei olnud selgelt eristatud algsed, tüüpi määravad keskkonnatingi-

Joonis 1.
Eesti järvetüüpide arenguteed A. Mäemetsa järgi (v.a kalgiveelised vähetoitelised). Jooniselt puudub rauatoitelise tüüpi. T. Kõivu joonis.



mused ja eutrofeerumisest tingitud näitajad. Näiteks toitesoolade kogused ja pH on pigem ökoloogilise seisundi näitajad. Ott ja Kõiv (1999) lihtsustasid seda tüpoloogiat, eristades 11 järvetüüpi A. Mäemetsa põhi- ja alamtüüpe kombineerides. Arvestati tüüpide arengus toimunud pikaajalisi muutusi ning järvede arvukust tüüpides. Oti ja Kõivu (1999) järgi on Eesti järvetüübid: oligotroofne, atsidoatroofne (happetoiteline), semidüstroofne, düstroofne, mikstroofne, siderotroofne, alkalitroofne, eutroofne, halotroofne, makrofütne (kinnikasvav), hüpertroofne (ülirohketoiteline). Viimased kaks on suurt inimõju peegeldavad veekogud, mille arv on viimastel aastakümnetel oluliselt kasvanud. Looduslikult kuuluvad makrofüütsed kas eutroofsete või mikstroofsete järve hulka.

VRD peab oluliseks keskkonnaningimuste ja ökoloogilist seisundit näitavate parameetrite eristamist. Maailmas üldkasutatud nn troofsustüpoogia seda ei võimaldanud. Nii jaotati järved toitesoolade koguse alusel oligotroofseteks, mesotroofseteks, eutroofseteks, hüpertroofseteks. Lisaks eristati veel düstroofset tüüpi. Algsed keskkonnaningimuste iseärasused olid kõrvale jäetud. VRD lähenemine korrastas tüpoloogiat oluliselt. Sellele vaatamata on selge, et osa limnoloogilisi parameetreid kannavad infot nii keskkonnaningi-

muste kui ka ökoloogilise seisundi kohta. Näiteks on oligotroofsetes järvedes pH reeglina neutraalsele lähedal või alla selle. Seevastu alkaliotroofsetes on pH alati > 8. Samas on suured pH kõikumised ökoloogilise seisundi näitaja.

Eesti tüpologia oli mõneti erinev, kasutades mõlemat tüüpi näitajaid. Eesti limnoloogid (Nõges, Ott 2003) kohandasid selle VRD nõuetele, kasutades nii kohustuslikke kui ka soovitatavaid näitajaid. Olulise sammuna jõuti järeldusele, et meie suurjärved, Peipsi ja Võrtsjärv, on tänu väga suurele akvatooriumile ja ka majandamise spetsifikale eraldi järvetüübid. Sellel seisukohal põhinev tüpologia kehtestati keskkonnaministri käskkirjaga (Pinnaveekogumite... 2009).

Oluliseks parameetrik, mis mõjutab ökosüsteemi talitlust, on järve sügavus. Kui madalates järvedes piisab pinnavee proovist, et kirjeldada seal valitsevaid nii abiootilisi kui biootilisi tingimusi, siis sügavates kihistunud järvedes võivad näitajate väärtused veesambas olla väga erinevad, sõltudes järve morfomeetriast, kihistumise kestusest, ilmastikust, troofsustasemest jpm. EL maade järvetüpoogiates on madala ja sügava järve eristamiseks sageli kasutatud keskmise sügavuse väärtust 3 meetrit.

Meie eelistame konkreetse sügavuse asemel lähendada kihistuse olemasolust või puudumisest, mis

on funktsionaalsem näitaja. Järve akumulatsioonitüübi eristamisel on arvestatud kaht valgla tüüpi selle järgi, kas valgla pinnases domineerib turvas või on tegemist mineraalmaaga. Turbastelt ja metsastelt valglatelt kogunevad vette huumusained. Need annavad veele kollaka või pruuni värvuse, mistõttu neid tuntakse veeoptikas 'kollase aine' nime all Arsti järgi (2011). Huumusainete sisaldus on määratav vee värvusena kas etalonskaala (nt plaatina skaala) järgi või spektrofotomeetriselt sinises spektri osas. Huumusainete hulga on heas kooskõlas ka vee keemiline hapnikutarve (KHT_{Mn} ja KHT_{Cr}), kuna huumusained moodustavad enamuse looduslike pinnavete orgaanilise aine sisaldusest (Simm 1975; Mäemets 1977; Ott, Kõiv 1999). Eestis puuduvad

kaljused valglad, mis on levinud põhjamaades. Mineraalseteks valglateks tuleb lugeda Eestis ka liivaseid alasid, ehkki seal paiknevate järvede mineraalsus on silikaatide väikese lahustuvuse tõttu sageli ülimaldal. Meie vete peamiseks mineraalseks komponendiks on karbonaadid, mille sisaldust saab hinnata vee kareduse, elektrijuhtivuse või aluselisuse põhjal. Kokku kasutati järvetüpoloogia loomiseks kuut elementi (pindala, vee karedus, värvus, valgala pinnakate, järve sügavus, kloriidide sisaldus), millest aluselisus jagunes kolme, ülejäänud näitajad kahte kategooriasse (tabel 1). Kokku 24-st võimalikust kombinatsioonist kolmteist ühilduvad hästi juba olemasoleva Eesti limnoloogilise tüpoloogiaga ning ülejäänud on äärmiselt ebatõenäolised.

Tabel 1

Eesti järvede VRD-le vastav tüpoloogia

Karedus	Värvus	Valgla	Sügavus	Pindala, km ²	Kloriidide sisaldus, mg/l	Limnoloogiline tüüp (Ott, Kõiv 1999)	VRD tüüp
Kare	Hele	Miner.	Madal	< 200	≤ 25	A	I
Kare	Hele	Miner.	Sügav	< 200	≤ 25	A	I
Keskm. karedusega	Hele	Miner.	Madal	< 200	≤ 25	E	II
Keskm. karedusega	Hele	Miner.	Sügav	< 200	≤ 25	E	III
Keskm. karedusega	Hele	Org.	Madal	< 200	≤ 25	MX, E	II
Keskm. karedusega	Hele	Org.	Sügav	< 200	≤ 25	MX, E	III
Pehme	Tume	Org.	Madal	< 200	≤ 25	D	IV
Pehme	Tume	Org.	Sügav	< 200	≤ 25	Atsido	IV
Pehme	Hele	Miner.	Madal	< 200	≤ 25	O, SD	V
Pehme	Hele	Miner.	Sügav	< 200	≤ 25	O, SD	V
Kare	Hele	Miner.	Madal	> 200 – 500	≤ 25	E	VI
Kare	Hele	Miner.	Madal	> 500	≤ 25	E	VII
Kare	Hele	Miner.	Madal	< 200	> 25	H	VIII

Org. – valdavalt turbase valgla; Miner. – valdavalt mineraalse valgla; O – oligotroofne; MX – miksotroofne (segatoiteline); SD – semidüstroofne; A – alkalitroofne; E – eutroofne; Atsido – atsidotroofne; D – düstroofne; H – halotroofne

JÄRVEDE KLASSIFIKATSIOONI LOOMINE

Pärast järvetüüpide selgitamist vajab ökoloogilise seisundi hindamise süsteemi ehk klassifikatsiooni

loomine jälle limnoloogia kui teaduse abi. Eesti järvedes arvestatakse surveteguritena eutrofeerumist, orgaanilist koormust ja kompleksmõju.

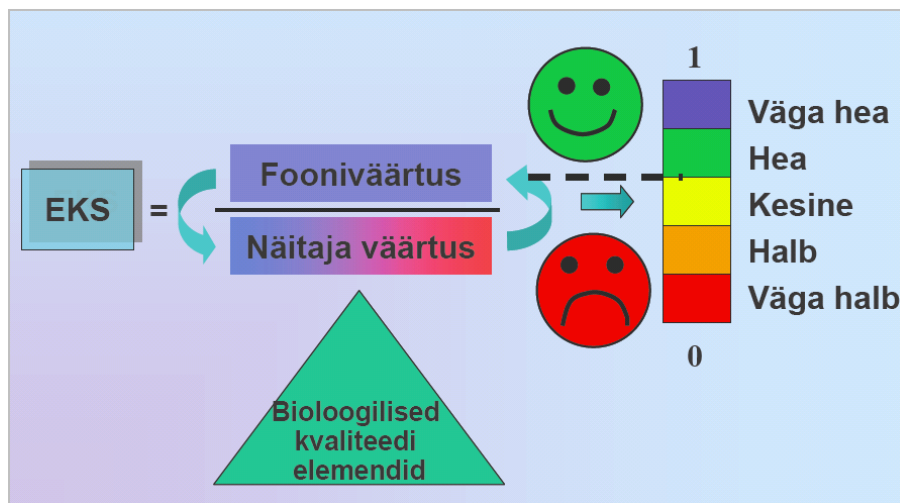
Tundliku ökosüsteemidega põhjamaades arvestatakse hapestumise mõju, paljudes riikides ka ohtlike ainete mõju. Tüpoloogias oli pearõhk abiootilistel näitajatel, aga kvaliteedi hindamisel on suurem osa elustiku rühmadel (biootilistel elementidel). Järvedes on nendeks fütoplankton, suurtaimed + fütobentos, põhjaloomad ja kalad. Nimekirja pole arvatud zoo- ja bakterplanktonit, millest kirjutab Kisand (2011). Kuna VRD on kasutatavate kvaliteedinäitajate osas soovitusliku iseloomuga, võivad riigid lisada kvaliteedielemente oma äranägemisel. Eestis võimaldab väga hea limnoloogiline andmebaas vee kvaliteedi hindamiseks kasutada ka zooplanktoni näitajaid, mida peetakse eriti tähtsateks madalates järvedes. Abiootilistest näitajatest tulevad arvesse eelkõige peamiste toitesoolade kogused.

Kõnesoleva süsteemi loomisel on eeskujusid võtta vähe ja iga riik peab tegema valiku kasutatavatest näitajatest. Põhjamaade omavaheline koostöö on olnud tihedam, ülejäänud maade vahel oluliselt tagasihoidlikum. Põhjamaade looduslik-kliimaatilised tingimused on üsna omanäolised ja seetõttu on vähe võimalusi nende standardeid otse üle võtta. Ka on Eesti järved põhjamaade omadest väga erinevad. Meie kuulume koos Läti ja Leeduga Balti ökoregiooni ning kõigil kolmel riigil on sarnased probleemid. Kliimaatiliselt ja huumusainete sisalduselt on meile sarnased põhjamaad, vee kareduse poolest Lääne- ja Kesk-Euroopa riigid. Arvestama peab veel Eesti kliima erilisust, mis seisneb kiires üleminekus mereliselt mandrilisele teataval kaugusel rannast.

VRD eristab viis ökoloogilise kvaliteedi klassi: väga hea, hea, kesine, halb ja väga halb. Kõige olulisem on piir hea ja kesise vahel, sest kui ökosüsteemi kvaliteet langeb kolme kehvemasse klassi, peetakse olukorda alarmeerivaks ning riik peab võtma meetmeid seisundi parandamiseks, alustades seda meetmekava koostamisega. Nende viie kvaliteediklassi definitsioonid on VRD-s esitatud üsna pealiskaudselt (Euroopa Parlamendi... 2000). Seda pealiskaudsust ning sealt tulenevat mitmemõttelisust peetakse üheks VRD nõrgaks

kohaks (Nõges jt 2009). Samas on VRD täpsustanud mitmed põhimõtted, mille alusel peab klassifikatsiooni looma. Rõhutatakse võimalikult teaduslikku lähenemist ja loomise läbipaistvust. Skaala alguseks (ehk väga hea kvaliteediklassi tunnusena) tuleb arvestada looduslikke, inimesest puutumata veekogusid ja tingimusi. Foonitingimuste määratlemisega on põhjalikult tegeldud nii EL maades kui ka Eestis (Carvalho jt 2009; Poikane jt 2010). Muidugi tekib siin küsimus, kust leida inimesest mõjutamata loodust. Erinevad ökoregioonid on kehtestanud puutumatu foonijärvede valikul valgala kriteeriumid, milleks meil on inimasustus $< 10 \text{ in/km}^2$, punktrestusallikate puudumine, mets jt looduslikud alad $> 90\%$. Eestis on kerge leida selliseid veekogusid inimasustuse järgi, kuid teiste tingimuste täitmisega on meil raskusi. Viimasel ajal on hakatud proovima ka nn etalonveekogusid (*benchmarking*), mis täielikult ei vasta tingimustele, aga on lähedaste väärtustega. Peamiseks peetakse järvedes üldfosfori sisalduse kui surveteguri iseloomustajat. Etalonveekogudes lubatakse isegi kahekordselt suuremaid väärtusi võrreldes fooniveekogudega. Klassifikatsiooni loomisel kasutatakse nn ökoloogilise kvaliteedi suhet, mis tähendab näitajate väärtuste kõrvalekalde ulatust foonitingimustest (joonis 2).

Süsteemi loomiseks võib kasutada paleolimnoloogilisi andmeid, mudeleid, ajaloolisi materjale, erandjuhtudel ka ekspertarvamust. Klassifikatsiooni loomisel tuleb kehtestada ka nn klassipiiride määratlemise protseduur (*boundary setting procedure*). Peamiseks tingimuseks on kasutatavate meetodite tulemuste seoste tõestamine surveteguritega. See pole üldse lihtne ülesanne, sest isereguleeruvates ökosüsteemides pole koormused lineaarses ja otseses sõltuvuses elustiku näitajatega, vaid avalduvad keerukate elustikurühmade suhete kaudu. Eesti väikejärvede näitajate sagedusjaotused ja esialgse ökoloogilise seisundi klassifikatsioon abiootiliste näitajate, fütoplanktoni, suurtaimede ja suurselgrootute alusel (Ott 2006) on välja töötatud H. Timmi ja H. Mäemetsa abiga.



Joonis 2. Ökoloogilise kvaliteedi suhte (EKS) põhimõtteline skeem järve seisundi hindamiseks. Väga hea ja hea klass loetakse vastuvõetavaks. Koostatud VRD alusel (Euroopa Parlamendi... 2000).

EESTI VÄIKEJÄRVEDE ÖKOLOOGILISE SEISUNDI HINDAMISE METODIKAD

Fütoplanktonit peetakse kõige otsesemalt sõltuvaks surveguritest, eeskätt toitesoolade kogustest. Fütoplankton reageerib kiiresti surveguritele ja samas hõivab enamuse järve veemahust, kandes seega teavet kogu ökosüsteemi kohta. Domineerivad liigid vahelduvad ja fütoplanktoni kogused muutuvad siiski väga kiiresti ja vähesel arvul proovide alusel ei saa suuri järeldusi teha. Liigilise koosseisu uurimine kogu veesambas annab seevastu täiendavat teavet pikema aja kohta. Tihti on sügavamates kihtides leida liike, mis on sinna vajunud või siis vastupidi, hakkavad pinnakihti tõusma.

Esiolgu VRD-l põhinevat fütoplanktoni klassifikatsiooni (Nõges, Ott 2003; Ott 2005) on hiljem täiustatud K. Mailehe, R. Laugaste, A. Rakko abiga ja praeguseks kinnitatud keskkonnaministri poolt (Pinnaveekogumite... 2009). Kasutatakse nelja näitajat: klorofüll *a* sisaldus veesamba keskmisena (mis iseloomustab fütoplanktoni kogust), Pielou ühtluse indeks (Pielou 1975) mitmekesisuse (liigirikkuse ja arvukuse jaotuse) hindajana, Nygaard (1949) modifitseeritud fütoplanktoni koondindeks (Ott, Laugaste 1996; Kangro jt 2005) ja koosluse kirjeldus. Pielou indeksi puhul eeldatakse, et parema ökoloogilise seisundi juures

on kooslus suurem ja arvukus/biomass ühtlasemalt jaotunud. Selle kasutamise teeb mugavaks ka väärtuste paiknemine vahemikus 0–1. Koondindeksis kasutatakse koormust taluvate ja tundlike taksonite arvu suhet. Koosluse kirjeldus annab ülevaate dominantidest. Kõik need näitajad hindavad ka veeõitsenguid, mis on VRD kohustuslikuks komponendiks. Fütoplanktoni proove kogutakse 3–4 korda kasvuperioodil. Fütoplanktoni meetodi informatiivsuse tõestuseks on statistilised seosed nn valgala indeksiga*. Fütoplanktoni alusel saadud hinnangud on heas kooskõlas surveguritega (joonis 3).

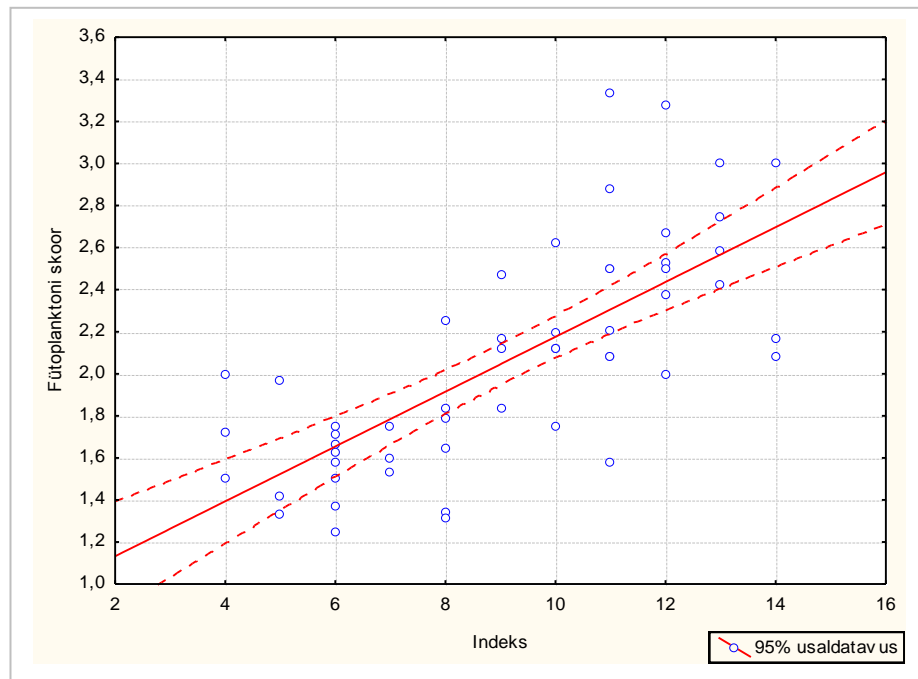
Klassipiiride kehtestamisel on arvestatud juba varem Eestis kasutatud ökoloogilise seisundi hinnanguid (Kõvask, Milius 1982; Ott 1987, 1988) ning limnoloogiakeskuse andmebaasi, mille alusel on võimalik jälgida pikaajalisi muutusi fütoplanktonis. Neid muutusi on võrreldud survegurite dünaamikaga (Ott jt 1997).

Klassipiiride selgitamisel olid toeks ka paleolimnoloogiliste uuringute tulemused (Heinsalu jt

* Valgala indeks = inimasustuse tihedus valgalaal + inimtekkeliste maakasutustüüpide % + koduloomade arv veekogu mahu kohta + sekundaarreostus, kus komponente hinnatakse skaalal 0–4.

Joonis 3.

VRD II ja III järvetüübi ökoloogilise seisundi hinnangute (Fütoplanktoni skoor, FPS) tulemuste statistiline seos valgala indeksiga. $FPS = 0,87 + 0,13$ Indeks; $r^2 = 0,53$, 95% usaldatavuse juures.



2007; Heinsalu, Alliksaar 2009ab). Kvaliteedi klassipiiride täpsustamisel arvestatakse VRD-s esitatud vastavaid definitsioone, kus on kirjeldatud survetegurite mõju elustikunäitajatele. Silmas peetakse ka seoseid teiste elustikurühmade muutustega. Lõplikult kehtestatakse piirid sarnaselt teiste liikmesriikidega spetsialistide ekspertarvamuse alusel. Eesti fütoplanktoni meetodit täiustatakse ja harmoneeritakse koostöös EL Kesk/Balti ökoregiooni ekspertidega.

Eesti limnoloogidel on pikaajalised traditsioonid ja kogemused suurtaimede alusel järvede hindamiseks (Mäemets, Aime 1982, 1991; Mäemets jt 1994). Eesti VRD-põhise klassifikatsiooni aluseks olid üle-Euroopalise projekti ECOFRAME kogemused (Moss jt 2003). Esialgset suurtaimede klassifikatsiooni (Nõges, Ott 2003) asus täiustama H. Mäemets (2005; Pinnaveekogumite... 2009).

Kui fütoplanktoni alusel on kasutatavad näitajad erinevates väikejärvede tüüpides enam-vähem samad (v.a VIII tüübis, rannajärvedes), siis suurtaimedes on erinevused suured.

Suurtaimed paiknevad peamiselt veekogu ökotonis ja nende areng sõltub peale survetegurite paljuski substraadist, valgustatusest, batügraafiast, veevahetusest jm. Samas on nende elutsüklil pikem kui planktoni isenditel, seega kannavad nad informatsiooni pikema aja kohta. Kui mitmete elustikurühmade arengut mõjutab oluliselt ka ärasõõmine, siis suurtaimi puudutab see suhteliselt vähe. Pealegi loovad suurtaimed elu- ja varjupaiku teistele elustikurühmadele. Suurtaimede mõõdetavaid näitajaid kasutatakse veekogude hindamisel vähe ja neid on raske mõõta. Eesti sügavamates järvedes on selliseks näitajaks taimede levikusügavus. Enamasti kasutatakse aga domineerivate liikide ohtruse järjestust ja indikaatorliikide ohtrust. Näiteks on klassifikatsioonis mändvetikate, kardheina, ujutaimede, epifüütsete niitvetikate, kaelus-penikeele jt ohtrus. VRD nõuab seisundi hindamist ka järvede fütobentose alusel, mis sisuliselt tähendab veekogude põhjas elutsevate mikrokoopiliste ränivetikate uurimist. Seda teevad siiski vähesed Euroopa riigid. Eestis on seda tehtud vaid üksikutes uuringutes. Euroo-

pa Komisjon lubab fütobentose tähenduses kasutada ka makroskoopilisi niitvetikaid, mida Eesti teebki.

Eestis on pikaajalised kogemused profundaali suurselgrootute uurimisel. See elupaik on suhteliselt stabiilne ja ei kajasta kuigi hästi ökosüsteemi seisundi dünaamikat. Litoraali põhjaloomade kasutamisel peab meeles pidama, et tegu on jällegi ökotoniga ja kehtivad sarnased omadused, nagu suurtaimede puhul.

Erinevalt suurtaimedest võib põhjaloomastikku mõjutada oluliselt ka ärasöömine. Litoraali põhjaloomastiku põhjalike uuringute alusel (Timm 2005; Timm, Möls 2008; Timm jt 2006) on koostatud ka vastav klassifikatsioon (Pinnaveekogumite... 2009). Põhjaloomade kasutamine veekogude ökoloogilise seisundi hindamisel on EL liikmesriikides suhteliselt hästi välja arendatud (European Committee... 1994). Eestis kasutatakse loomarühmade indikaatorväärtusi Briti indeksis (Armitage jt 1983), Taani vooluvete indeksis (Skriver jt 2000) ja happelisusindeksis (Johnson 1999; Henrikson, Medin 1986). Arvestatakse ka taksonirikkust ja liigierisust (Johnson 1999), EPT indeksis ühepäevikuliste, kevikuliste ja ehimestiivaliste taksonite arvu proovis (Lenat 1988). Suurselgrootute klassifikatsioon on lisaks järvetüüpidele erinev ka elupaikade valdava substraadi järgi (taimestik, liiv ja kivid).

Suhteliselt pika elutsükli tõttu on kalad ökoloogilise seisundi hindamiseks hästi sobivad, kuid sageli muudab püügikoormus arvukust ja liikide vahet. Kalade uurimine on teistest elustikurühmadest raskem ja enamasti uuritakse vaid töönduskalu. Ökoloogilist seisundit peaks uurima aga ka teiste, vähearvukate või inimese toiduks vähesobivate kalade järgi. Eesti väikejärvedes toimunud uuringud on olnud küll ülevaatlilikud (Pihu 1993, 2002; Pihu, Turovski 2001; Ojaveer jt 2003), kuid kvantatiivseks, VRD alusel tehtavaks ökoloogilise seisundi hindamiseks vähesobivad ning ametlikku klassifikatsiooni Eestis siiani veel pole. Kasutatakse mitmeid indekseid, milles on teave lepiskalade osakaalust, kalade lii-

gierisusest, vanuselisest struktuurist (T. Krause ja A. Palm).

Elustiku näitajaid täiendavad mitmed vee füüsikalise-keemilised omadused ja hüdro-morfoloogilised näitajad. Vee omaduste puhul on põhimõtteline küsimus, kas nad iseloomustavad veekogu tüüpi, ökoloogilist seisundit või mõlemat korraga. Reeglina peetakse toitesoolade koguseid seisundi ja samas survetegurite näitajaks. Paljudest võimalikest on valitud erinevates tüüpides üldfosfori, üldlämmastiku, vee pH, läbipaistvuse, orgaanilise sette tuseduse, metalimnioni (st järve termilisel kihistumisel nn hüppekihi) ulatuse näitajad (Pinnaveekogumite..., 2009). Klassifikatsiooni loomisel kasutati rahvusvahelisi ja Eesti varasemaid kriteeriume (Simm 1975; Lindpere, Starast 1977; Mäemets 1977; Mäemets, Ott 1993; Milius 1994; Milius jt 1994). Hüdro-morfoloogiliste näitajate (kaldaala looduslikkus ja hüdroloogiline režiim) kriteeriumid on arendamisjärgus.

EESTI SUURJÄRVED

Eestis uurituimate järvede Võrtsjärve ja Peipsi tähtsust arvestades peab nende ökoloogilise seisundi hindamine olema väga põhjalik. Samas on see ka keerukas, sest tegemist on intensiivselt majandatavate järvedega, mida mõjutavad väikejärvedega võrreldes teistsugused mõjurid (nt keerukas hüdroloogiline režiim). Mõlemad järved on võrdlemisi madalad ning veetaseme kõikumine ja ilmaolud on nende jaoks üliolulise tähtsusega ökofaktorid. Siin tekib küsimus, milline on inimesest ja milline ilmastikust tingitud ökoloogilise seisundi dünaamika. Et mõlemad järved on kalamajanduslikult intensiivselt kasutatavad veekogud, on nende hindamine kalade alusel raskendatud. VRD-kohane hindamine algas Võrtsjärves osaliselt projekti ECOFRAME raames (Moss jt 2003) ja Peipsis projekti Mantra-East raames (Mourad jt 2006; Stålnacke jt 2006; Nõges, Nõges 2006).

Mõlema järve kohta on tehtud väga palju ökoloogilist seisundit käsitlevaid uuringuid (vt monograafiaid (Haberman jt 2003, 2008) ning seal esitatud publikatsioonide nimistut). Suurjärvede

klassifikatsiooni väljatöötamisel on osalenud L. Tuvikene, T. Feldmann, P. ja T. Nõges, A. Tuvikene, A. Järvalt, K. Kangur, A. Kangur, P. Kangur, R. Laugaste, E.-J. Haberman, H. Timm, T. Timm. Foonitingimuste leidmiseks kasutati paleolimnoloogilisi uuringuid (Heinsalu jt 2007), kirjandusest teadaolevaid mudeleid (Nõges, Nõges 2006) ja ekspertarvamust. Kasutatakse surve-teguritega statistiliselt usaldusväärseid seoseid andvaid näitajaid, arvestatakse näitajate sesoonset dünaamikat.

VRD järgi antakse järvele ökoloogilise seisundi lõpphinnang põhimõttel, et kõige kehvema kvaliteediga elustikurühm otsustab lõpliku seisundihinnangu. See on põhjustanud palju vaidlusi ning ei pruugi anda adekvaatseid tulemusi. Mitme hindamisvõimaluse võrdlus (Moss jt 2003) näitas, et kõige kehvemas seisundis elustiku rühma järgi hindamine on liiga range ja juhuslik. Ka Eesti limnoloogid kasutavad nn '2/3' põhimõtet, kus kõikidel näitajatel on võrdne kaal. Lõpphinnanguks on 2/3 parematesse klassidesse langevate näitajate madalaim klass. Näiteks, kui 2/3 näitajaist langeb väga heasse, heasse ja kesisesse klassi, siis on lõplik ökoloogilise kvaliteedi klass 'kesine' (Pinnaveekogumite... 2009).

ILMASTIK JA GEOGRAAFILINE JAOTUS ÖKOLOOGILISE SEISUNDI MÕJUTAJANA

Põhimõtteline ja raske küsimus on, kuidas sõltub järve ökoloogiline seisund ilmastikust, teisisõnu, milline osakaal on ilmastikul ja milline inim-mõjul. Sama oluline on küsimus ökoregioonidest, teisisõnu, millistes geograafilistes piirkondades kehtivad samad veekogude tüübid? VRD on kehtestanud Euroopas riikide kaupa kulgevad ökoregioonid, mis on põhimõtteliselt probleematailine. Näiteks Rootsi lõunaosas paiknev Skåne sarnaneb looduslikelt tingimustelt Taaniga, mis kuulub aga teise ökoregiooni. P. Nõges jt (2003) analüüsisid Euroopa 86 madala järve hüdrokeemiliste näitajate väärtusi ja ökoloogilist seisundit määravaid tegureid. Selgus, et järve näitajate varieeruvuse määravad peamiselt siiski looduslikud mõjurid, vähem inimene; nt eutrofee-

rumine määras umbes veerandi näitajate väärtustest. T. Nõges (2009a) uuris 1337 Euroopa järve morfomeetria ja ökoloogilise kvaliteedi statistilisi seoseid.

Suurematel laiuskraadidel olevad järved on reeglina suuremad, madalamad ja pehmemad veega ning ka madalama troofsusega. Kõrgemal paiknevad järved on väiksema valgala, sügavamad ja ka puhtama veega. Väiksematel laiuskraadidel olevad suuremad madalad järved on intensiivsema veevahetusega ja kõrgema troofsusega. Eesti järve kontekstis on uuritud Põhja-Atlandi ostsillatsiooni indeksi (NAO) korrelatsioone järve veetasemega, jääkatte kestusega ning selle mõju ökosüsteemide funktsioneerimisele (Nõges jt 2005abc; Nõges 2009b). Kliima soojenemisel lüheneb jääkatte kestus, veetemperatuur tõuseb, veesamba kihistatus tugevneb, vesi muutub tumedamaks, süveneb eutrofeerumine, hapnikurežiim halveneb, väheneb liigiline mitmekesisus. Ilmastiku ja kliima seost ökoloogilise seisundiga on vaadeldud peamiselt Peipsi ja Võrtsjärve näitel (Nõges, Nõges 2006).

Väikejärvedes avastati Eesti jaoks uue nähtusena kevadise veemassi segunemise puudumine (Ott, Kõiv 2005), mille tagajärjel seadistus järve ökosüsteem kogu kasvuperioodiks tavapärasest hoopis erinevaks.

JÄRVEDE ÖKOLOOGILISE KVALITEEDI KLASSIPIIRIDE INTERKALIBREERIMINE

VRD-s on interkalibreerimine üks põhimõttelisemaid küsimusi, milles on võrreldes enamuse muude selle võimkonnas tõusetuvate küsimustega rohkesti fundamentaalteaduslikku lähenemist. Interkalibreerimise all mõeldakse liikmesriikide ökoloogilise klassifikatsiooni kvaliteedi klassipiiride võrdlemist ja harmoneerimist. See peaks andma vastused küsimustele, millised on EL maade järved ja kuidas hinnata nende seisundit omavahel võrreldavas süsteemis. Interkalibreerimine oleks pidanud lõppema 2007. a, kuid jätkub tänaseni. VRD-s olid ökoloogilise kvaliteedi klassid sõnastatud üsna üldsõnaliselt ja kaemuslikult

ning just interkalibreerimine pidi need täitma teadusliku sisuga. Protsessi alguses oli vähestel asjaosalistel aimu, kuidas kõike seda teha. Kohati ilmses mingil määral üleolev suhtumine – see pole teadus, vaid kokkulepete küsimus, mis vajab vaid lihtsat süsteemi. Algselt loodeti, et on võimalik koostada lihtne ja kõigile arusaadav süsteem. Aja jooksul ilmses, et see ei õnnestu, kuid esialgselt suuna valik takistas oluliselt asjade arengut. Liikmesriigid alustasid seda tööd 2003. a, seega täitub juba kaheksas aasta. Ikka ja jälle pööratakse tagasi põhimõteteliste küsimuste juurde: proovide kogumise ja määramise meetodid, uuringu ajad, kordused ja vaatluste tihedus; liikmesriikide järvetüüpide võrreldavus ja esindatus; elustikurühmade näitajad (mõõdetavad, hinnatavad ja loendatavad näitajad ning nende kombineerimine); proovide kordused ja taksonoomiline määramistase; eksperimendid või vaatlused; millised on foonitingimused, fooniveekogud, millised on nende selgitamise kriteeriumid; kui palju mõjutab geograafiline paigutus tulemust, kui palju sõltub tulemus ilmastikust ja kliimast; milliseid survetegureid arvestatakse, kuidas neid eristada? (Nõges, Ott 2003; Nõges jt 2009; Poikäne jt 2009).

2011. aastal peab interkalibreerimine kindlasti lõppema kas liikmesriikide harmoniseeritud meetodika kehtestamise või siis ökoregioonide piires kehtiva ühise meetodika rakendamise. Asi jääb otsustada liikmesriikidele. Balti/Keskökoregioonis interkalibreeritakse kolme järvetüüpi, mis vastavad Eesti II, III ja V tüübile (vt tabel 1, rahvusvaheline tähistus vastavalt LCB2, LCB1 ja LCB3).

Käesoleva aasta suveks on jõutud nii kaugele, et fütoplanktoni suhtes osa riike oma meetoditega (sh Eesti fütoplanktoni meetod oma väga/hea ja hea/kesise piiri määratlemisega) juba vastavad kehtestatud nõuetele. Joonisel 4 on võrdlus nn ühismeetodiga väga hea ja hea kvaliteediklassi piiril, mis põhineb fütoplanktoni perekondade indikaatorlusel. Perekondade indikaatorväärtused on leitud arvestades nende esinemiseks vajalikku

üldfosfori sisalduse optimumi ja taluvuse vahemikku. Järvede suurtaimede puhul toimub samasugune protseduur. Riikide meetodite võrdlustes on osalenud H. Mäemets (Toth jt 2008). Ühismeetod on välja töötatud taimede sügavuslevi ja liikide indikaatorväärtuste alusel. Praeguseks vastavad Eesti ja Leedu meetodid hästi kehtestatud nõuetele, Saksamaa on selle üsna lähedal.

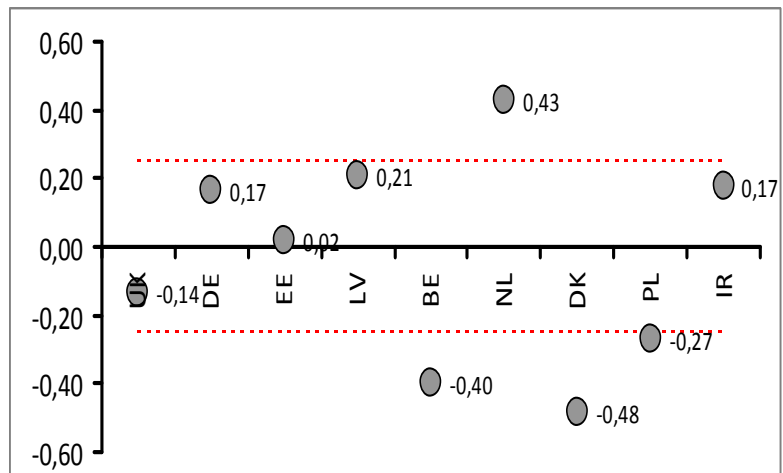
Aastatel 2007–2011 interkalibreeriti järvetüüpe LCB1 ja LCB2 suurselgrootutest lähtudes. Eesti poolt on võrdlusesse haaratud viiel tunnusel põhinev seisundi koondhinnang, jagatuna seisundi etalonhinnanguga neis tüüpides (Pinnaveekogumite... 2009). Eri maade võrdluses on välja valitud 7 indeksit, millest omakorda kolm peaksid moodustama edaspidi universaalindeksi, millega tuleks kõiki tulemusi kalibreerida. Need kolm on taksoni keskmine tundlikkus ASPT, tundlike taksonite (ühepäevikulised, ehimestiivalised, kiililised) osakaal, ning kas tundlike taksonite isendite osakaal või kiililiste isendite osakaal. Suurbritannia meetod on teistest erinev, põhinedes ainult ühel loomarühmal (surusääsklased).

Katsed seda teistega seostada pole väga hästi õnnestunud. Eesti meetodi järgi hinnatud seisundipiirid sobivad üsna hästi muude maade omadega (v.a Suurbritannia). Eesti eripäraks on olemasolevatel andmetel kiililiste liigirikkuse sobimatus seisundi hindamiseks samas tähenduses kui muude indeksite järgi. Seega loodame, et seda tunnust universaalindeksisse ei valita. Tulemused peaksid selguma 2011. a. jooksul.

Järvede kalastiku kui indikaatori interkalibreerimisega alustati alles 2007. a lõpus. On selgunud, et kalade alusel veekogude seisundi hindamine on väga keeruline. Riikidel on väga erinevad läheneemisviisid. Kalade elupaigaeelistused on erinevates geograafilistes piirkondades erinevad. Nii jääb kõigile riikidele sobivaid indikaatorliike üsna väheks. Probleemid on ka püügimeetoditega. Seejärel on suhteliselt keerukas teha kalade alusel interkalibreerimine ära mõne aastaga, kui fütoplanktoni ja suurtaimede jaoks kulub selleks kaheksa aastat.

Joonis 4.

Balti/Keskökoregiooni riikide fütoplanktoni hindamise meetodi võrdlused ühismeetodiga väga hea ja hea kvaliteedi klassi piiril. Lubatud kõrvalekalle on 0,25 normeeritud ühikut (joonisel katkendlik punane joon; Milestone 5 Report. Phytoplankton. 2011. Central Baltic Geographical Intercalibration Group**. UK – Ühendkuningriik; DE – Saksamaa; EE – Eesti; LV – Läti; BE – Belgia; NL – Holland; DK – Taani; PL – Poola; IR – Iirimaa.



LÕPETUSEKS

Paljude maateaduste valdkondade, olgu need mere- teadused, geoloogia, hüdroloogia või limnoloogia, eripära on see, et nad on seotud konkreetsete objektidega, mis paiknevad kindlal kohal ruumis, on mõjutatud suure hulga välistegurite poolt ning on samal ajal eluliselt oluliselt inimeste heaolu jaoks ning ühiskonna kui terviku funktsioneerimiseks. Seetõttu on võrreldes paljude teiste teadusharudega maateaduslikud alus- ja fundamentaaluuritud palju sagedamini lahutamatu seotud rakendusuuritud ja seadusloomega. Nõnda on ka limnoloogia ning ökosüsteemide kontekstis eriti hüdrobioloogia mitmeti seotud rakendusküsimustega, olgu see ressursiuringud, nende kasutamine või looduskaitse küsimused.

Eesti järveteadlaste peamise asutuse, limnoloogiakeskuse, praktiliselt kõik töötajad on hõivatud rakenduslike uuringutega, mis finantsmahult moodustavad suurima osa eelarvest. Selles

kirjutises käsitleti peamiselt VRD-ga seotud rakenduslike uuringuid, kuid limnoloogiliste rakendusuuritud spekter on väga lai, nt. veekogude seire, tervendamine, veeõitsengute uurimine, naftareostuse mõju elustikule, kalade stressitaluvus, kalavarude taastootmine, kalanduse korraldamine jm. Suur osa sellistest uuringutest annab omakorda hindamatu väärtusega teavet alusuuringute arendamiseks ning viib sageli põhimõtteliselt uute küsimuste ja ülesannete seadmise juurde.

VIITED

Armitage, P. D., Moss, D., Wright, J. F., Furse, M. T. 1983. The performance of a new biological water quality score system based on a wide range of unpolluted running-water sites. *Water Res.* 17, 333–347.

Arst, H. 2011. Päikesevalgus vees kui oluline mõjufaktor veekogude ökosüsteemi kujunemisel. *Teadusmõtte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 117–136.*

** WISER Deliverable D3.1-1: Report on lake phytoplankton composition metrics, including a common metric approach for use in intercalibration by all GIGs. 2010. Lead contractor: Norwegian Institute for Water Research (NIVA). Contributors: G. Phillips, G. Morabito, L. Carvalho, A. L. Solheim, B. Skjelbred, J. Moe, T. Andersen, U. Mischke, C. de Hoyos, G. Borics. 131 pp.

Carvalho, L., Solimini, A. G., Phillips, G., Pietiläinen, O.-P., Moe, J., Cardoso, A. C., Solheim, A. L., Ott, I., Søndergaard, M., Tartari, G., Rekolainen, S. 2009. Site-specific chlorophyll reference conditions for lakes in Northern and Western Europe. *Hydrobiologia*, 633, 59–66.

Climate Change and the European Water Dimension 2005. Eisenreich, S. J. (ed). A report to the European Water Directors. European Commission – Joint Research Centre. EUR 21553.

Euroopa Parlamendi ja Nõukogu direktiiv 2000/60/EÜ, 23. oktoober 2000, millega kehtestatakse ühenduse veepoliitika alane tegevusraamistik. EV Keskkonnaministeerium.

European Committee for Standardization 1994. Water quality – Methods for biological sampling – Guidance on handnet sampling of aquatic benthic macro-invertebrates. EN 27828. European Committee for Standardization, Brussels, Belgium.

Haberman, J., Timm, T., Raukas, A. (toim). 2003. Võrtsjärv. Loodus. Aeg. Inimene. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn.

Haberman, J., Timm, T., Raukas, A. (toim). 2008. Peipsi. Eesti Loodusfoto. Tartu.

Heinsalu, A., Alliksaar, T. 2009a. Palaeolimnological assessment of environmental change over the last two centuries in oligotrophic Lake Nohipalu Valgjärv, southern Estonia. *Estonian J. Earth Sci.*, 58, 2, 124–132.

Heinsalu, A., Alliksaar, T. 2009b. Palaeolimnological assessment of the reference conditions and ecological status of lakes in Estonia – implications for the European Union Water Framework Directive. *Estonian J. Earth Sci.*, 58, 4, 334–341.

Heinsalu, A., Alliksaar, T., Leeben, A., Nõges, T. 2007. Sediment diatom assemblages and composition of pore-water dissolved organic matter reflect recent eutrophication history of Lake Peipsi (Estonia/Russia). *Hydrobiologia*, 584, 133–143.

Johnson, R. K., 1999. Benthic macroinvertebrates. Wiederholm, T. (ed). *Bedömningsgrunder för miljökvallitet. Sjöar och vattendrag. Bakgrundsrapport 2. Biologiska parametrar.* Naturvårdsverket Förlag, 85–166.

Kangro, K., Laugaste, R., Nõges, P., Ott, I. 2005. Long-term changes and seasonal development of phytoplankton in a strongly stratified hypertrophic lake. *Hydrobiologia*, 547, 91–103.

Kisand, V. 2011. Bakterite ökoloogia Eestiga seotud vesistes keskkondades. Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 157–170.

Kõvask, V., Milius, A. 1982. Lõuna-Eesti järvede fütoplankton. Paaver, K. Simm, H. (toim). Eesti NSV järvede nüüdisseisund. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Zooloogia ja Botaanika Instituut, Tartu, 75–85.

Lenat, D. R. 1988. Water quality assessment of streams using a qualitative collection method for benthic macroinvertebrates. *J. North Amer. Benthol. Soc.*, 7, 3, 222–233.

Lindpere, A., Starast, H. 1977. 27 Lõuna-Eesti veekogu hüdrokeemiast. ENSV TA Toim. Biol., 26, 2, 149–157.

Milius, A. 1992. A survey of water transparency in small lakes of South-East Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol.*, 41, 4, 216–223.

Milius, A., Starast, H., Lindpere, A. 1994. Total nitrogen in small lakes of SE Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Ecol.*, 4, 4, 175–181.

Moss, B., Stephen, D., Alvarez, C., Becares, E., Van de Bund, W., Collings, S. E., Van Donk, E., De Eyto, E., Feldmann, T., Fernández-Aláez, C., Fernández-Aláez, M., Frankeng, R. J. M., García-Criado, F., Gross, E., Gyllström, M., Hansson, L.-A., Irvine, K., Järvalt, A., Jenssen, J.-P., Jeppesen, E., Kairesalo, T., Kornijów, R., Krause, T., Künnap, H., Laas, A., Lill, E., Lorens, B., Luup, H., Miracle, M. R., Nõges, P., Nõges, T., Nykänen, M., Ott, I., Peczuła, W., Peeters, E. T. H. M., Phillips, G., Romo, S., Rus-

- sell, V., Salujõe, J., Scheffer, M., Siewertsen, K., Smal, H., Tesch, C., Timm, H., Tuvikene, L., Tõnno, I., Virro, T., Wilson, D. 2003. The determination of ecological quality in shallow lakes – a tested system (ECOFRAME) for implementation of the European Water Framework Directive. *Aquatic Conserv. Mar. Freshw. Ecosyst.*, 13, 6, 507–549.
- Mourad, D., van der Perk, M., Nõges, T., Stålnacke, P., Pihlak, M., Loigu, E., Piirimäe, K., Skakalsky, B. 2006. Chapter 5. Quantitative scenarios and modelling. Gooch, G. D., Stålnacke, P. (eds). *Integrated Transboundary Water Management in Theory and Practice: Experiences from the New EU Eastern Borders*. IWA Publishing, London, UK, 101–126.
- Mäemets, Aare. 1974. On Estonian lake types and main trends of their evolution. Kumari, E. (toim). *Estonian Wetlands and Their Life*. Valgus, Tallinn, 29–62.
- Mäemets, Aare. 1976. Lake types as basis for the limnological division on the Estonian SSR. *Estonia. Regional Studies*. Academy of Sciences of the Estonian SSR, Tallinn, 63–71.
- Mäemets, Aare. 1977. Eesti NSV järved ja nende kaitse. Valgus, Tallinn.
- Mäemets, Aare, Ott, I. 1993. Järved ja nende seisund. Väikejärved. Eesti jõgede ja järvede seisund. *Environmental Report 7*. Environmental Data Centre, National Board of Waters and Environment, Helsinki, 35–39.
- Mäemets, Aare, Ott, I., Mäemets, Aime. 1994. Eesti väikejärvede seisundi muutused ja kaitse. Järvekülg, A. (toim). *Eesti jõgede ja järvede seisund ning kaitse*. Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 32–47.
- Mäemets, Aime. 1982. Antropogeense eutrofeerumise mõju eri tüüpi järvede suurtaimestikule (makrofloorale). Paaver, K., Simm, H. (toim). *Eesti NSV järvede nüüdisseisund*. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Tartu, 116–124.
- Mäemets, Aime. 1991. Suurtaimestik kui järvede hindamise informatsiooniallikas. Saarse, L. (toim). *Inimene ja geograafiline keskkond*. Vabariikliku geograafia-alase nõupidamise materjalid. Eesti Geograafia Selts, Eesti Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Tallinn, 93–97.
- Mäemets, H. 2005. Macrophytes – a tool to classify the ecological status of lakes. Estonian experience. Lääne, A., Heinonen, P. (eds). *Presentations of Three Training Seminars About Quality Assurance (QA), Biological Methods of Water Framework Directive and Waste Water Sampling Techniques*. Suomen Ympäristökeskus, 65–69.
- Mölder, K. 1943. Die regionale Verteilung der Seetypen in Estlands. *Arch. f. Hydrob.*, 39.
- Naumann, E. 1932. Grundzüge der regionalen Limnologie. *Die Binnengewässer*, 11, 1–176.
- Nõges, P., Blenckner, T., Dokulil, M., George, G., Straile, D. 2005a. The impact of climate change on lakes in Europe. Ch. IV.B. Eisenreich, S. (ed). *Climate Change and European Water Dimension*. European Commission, EUR 21553 EN, 52–80.
- Nõges, P., Blenckner, T., Dokulil, M., George, G., Straile, D. 2005b. Case study on specific lakes. Ch. VI.A. Eisenreich, S. (ed). *Climate Change and European Water Dimension*. European Commission, EUR 21553 EN, 151–165.
- Nõges, P., Nõges, T. 2006. Indicators and criteria to assess ecological status of the large shallow temperate polymictic lakes Peipsi (Russia/Estonia) and Võrtsjärv (Estonia). *Boreal Env. Res.*, 1, 11, 67–80.
- Nõges, P., Ott, I. 2003. Eesti järveteadus Euroopa tõmbetuultes. Frey, T. (toim). *Kaasaegse ökoloogia probleemid*. Eesti globaliseeruv maailmas. Eesti IX Ökoloogiakonverentsi lühiartiklid. Eesti Ökoloogiakogu, 159–172.
- Nõges, P., Nõges, T., Tuvikene, L., Smal, H., Ligeza, S., Kornijow, R., Peczula, W., Becares, E., Garcia-Criado, F., Alvarez-Carrera, C., Fernandez-Alaez, C., Ferriol, C., Miracle, R. M.,

- Vicente, E., Romo, S., Van Donk, E., van de Bund, W., Jensen, J. P., Gross, E. M., Hansson, L.-A., Gyllström, M., Nykänen M., de Eyto, E., Irvine, K., Stephen, D., Collings, S., Moss, B. 2003. Factors controlling hydrochemical and trophic state variables in 86 shallow lakes in Europe. *Hydrobiologia*, 506-509, 51–58.
- Nõges, P., van de Bund, W., Cardoso, A. C., Heiskanen, A.-S. 2005c. Climate change, ecological status and the Water Framework Directive. Ch. V. C. Eisenreich, S. (ed). *Climate Change and European Water Dimension*. European Commission, EUR 21553 EN, 136–142.
- Nõges, P., van de Bund, W., Cardoso, A. C., Solimini, A. G. 2009. Assessment of the ecological status of European surface waters: a work in progress. *Hydrobiologia*, 633, 197–211.
- Nõges, T. 2009a. Relationships between morphometry, geographic location and water quality parameters of European lakes. *Hydrobiologia*, 633, 33–43.
- Nõges, T. 2009b. Trends of air and water temperature in Estonia and in large lakes Peipsi and Võrtsjärv, possible consequences on water quality. *Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, 30, 7, 997–999.
- Nygaard, G. 1949. Hydrobiological studies on some Danish Ponds and lakes II. The quotient hypothesis on some new or little known phytoplankton organisms. *Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab* 7, 1, 1–293.
- Ojaveer, E., Pihu, E., Saat, T. (eds). 2003. *Fishes of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn.
- Ott, I. 1987. Long-term changes of summer phytoplankton in Estonian lakes and relations with ecological factors. Dissertation to apply for degree of candidate of biology. Manuscript at Tartu University.
- Ott, I. 1988. A method for identifying the ecological status of the lake by phytoplankton species composition. *Dynamics and Ecology of Wetlands and Lakes in Estonia*. Estonian Academy of Sciences, MAB, Institute of Zoology and Botany, Tallinn Botanical Garden, Tartu State University, Tallinn, 216–227.
- Ott, I. 2005. Phytoplankton as a tool to classify ecological status of lakes. Estonian experiences. Lääne, A., Heinonen, P. (eds). *Presentations of Three Training Seminars About Quality Assurance (QA), Biological Methods of Water Framework Directive and Waste Water Sampling Techniques*. Suomen Ympäristökeskus, 48–56.
- Ott, I. 2006. Some principles of ecological quality classification in Estonian lakes. de Wit, H., Skjelkvale, B. L. (eds). *Proceedings of the 21th Meeting of the ICP Waters Programme Task Force in Tallinn, Estonia, October 17–19 2005*. Norwegian Institute for Water Research, 8–14.
- Ott, I., Kõiv, T. 1999. Eesti väikejärvede eripära ja muutused. Tallinn.
- Ott, I., Kõiv, T. (eds). 2005. *Lake Verevi, Estonia – A Highly Stratified Hypertrophic Lake*. *Developments in Hydrobiology*, 182. Springer.
- Ott, I., Laugaste, R. 1996. Fütoplanktoni koondindeks (FKI), üldistus Eesti järvede kohta. *Eesti Keskkonnaministeeriumi infoleht*, 3, 7–8.
- Ott, I., Laugaste, R., Lokk, S., Mäemets, Aare. 1997. Plankton changes in Estonian small lakes in 1951–1993. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 46, 1-2, 58–79.
- Paal, J. 2004. “Loodusdirektiivi” elupaigatüüpide käsiraamat. *Eesti Natura 2000*, Digimap, Tallinn.
- Paal, J. 2007. *Loodusdirektiivi elupaigatüüpide käsiraamat*. *Eesti Natura 2000*. Teine, parandatud ja täiendatud trükk. Andreseni Projekt, Tallinn.
- Pielou, E. C. 1975. *Ecological Diversity*. Wiley, New York.
- Pihu, E., 1993. Distribution of fish species in Estonian lakes. *Proc. Estonian Acad. Sci. Ecol.*, 3, 4, 181–186.
- Pihu, E., Turovski, A. 2001. *Eesti mageveekalad*. Kalastaja Raamat, Tallinn.

Pihu, E. 2002. Ihtüoloogiline uurimine. Eesti Entsüklopeedia, 11, 202–212.

Pinnaveekogumite moodustamise kord ja nende pinnaveekogumite nimestik, mille seisundiklass tuleb määrata, pinnaveekogumite seisundiklassid ja seisundiklassidele vastavad kvaliteedinäitajate väärtused ning seisundiklasside määramise kord, 2009. Keskkonnaministri 28. juuli 2009. a. määrus nr 44 (RTL, 06.08.2009, 64, 941).

Poikāne, S., Alves, M. H., Argillier, C., van den Berg, M., Buzzi, F., Hoehn, E., de Hoyos, C., Karotki, I., Laplace-Treytore, C., Solheim, A. L., Ortiz-Casas, J., Ott, I., Phillips, G., Pilke, A., Pá-226 Remec-Rekar, S., Riedmüller, U., Schamoung, J., Serrano, M. L., Soszka, H., Tierney, D., Urbanič, G., Wolfram, G. 2010. Defining chlorophyll-a reference conditions in European lakes. *Environ. Manage.*, 45, 6, 1286–1298.

Poikāne, S., Berg, M., Ortiz-Casas, J., Phillips, G., Solheim, A. L., Tierney, D., Wolfram, G., Nõges, P. 2009. Lake assessment strategy in European Union (EU): Case study of European large lakes. *Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, 30, 7, 1007–1012.

Simm, H. 1975. Eesti pinnavete hüdrokeemia. Tallinn.

Skriver, J., Friberg, N., Kirkegaard, J. 2000. Biological assessment of watercourse quality in Denmark: Introduction of the Danish Stream Fauna Index (DSFI) as the official biomonitoring method. *Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, 27, 1822–1830.

Stålnacke, P., Vandsemb, S., Nõges, T., Nõges, P., Mourad, D., van der Perk, M., Nilsson, S., Hannerz, F., Langaas, S., Loigu, E., Heinsalu, A., Skakalsky, B. 2006. Chapter 2. The physical environment: Lake Peipsi and its drainage basin. Gooch, G. D., Stålnacke, P. (eds). *Integrated Transboundary Water Management in Theory and Practice: Experiences from the New EU Eastern Borders*. IWA Publishing, London, UK, 25–52.

Thienemann, A. 1925. Die Binnengewässer Mitteleuropas. Eine limnologische Einführung. *Die Binnengewässer*, 1, 1–255.

Timm, H. 2005. Benthic invertebrates as a tool to classify ecological status of inland waters. Estonian experiences. Lääne, A., Heinonen, P. (toim). *Suomen ympäristökeskuksen moniste*. Suomen Ympäristökeskus, Helsinki, 89–94.

Timm, H., Möls, T. 2008. Do shallow-water macroinvertebrate assemblages correspond to physico-chemical habitats of streams and lakes? *Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, 30, 1, 138–140.

Timm, H., Möls, T., Timm, T. 2006. Effects of long-term non-point eutrophication on the abundance and biomass of macrozoobenthos in small lakes of Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 55, 3, 187–198.

Toth, L. G., Poikāne, S., Penning, W. E., Free, G., Mäemets, H., Kolada, A., Hanganu, J. 2008. First steps in the Central-Baltic intercalibration exercise on lake macrophytes: where do we start? *Aquat. Ecol.*, 42, 2, 265–275.

AUTORITEST ja KAASAUTORITEST*

Helgi ARST (1931)

Lõpetanud Tartu Ülikooli geofüüsika erialal 1955. Füüsika-matemaatikakandidaat 1962, PhD (geofüüsika) 1991. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi juhtivteadur.

Ira (Irina) DIDENKULOVA (1980)

Lõpetanud Lobatsevski nimelise Nižni Novgorodi Riikliku Ülikooli 2003. Füüsika-matemaatika-kandidaat 2006, PhD (ehitus ja keskkonnatehnika) 2008. Tallinna Tehnikaülikooli küberneetika instituudi vanemteadur.

Kai GINTER (1985)

Lõpetanud Eesti Maaülikooli rakendushüdrobioloogia erialal 2007. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakeskuse spetsialist, doktorant.

Ain JÄRVALT (1958)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia-ihtüoloogia erialal 1981. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakeskuse teadur.

Andu KANGUR (1944)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia-zooloogia erialal 1972. Bioloogiakandidaat 1981. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakeskuse vanemteadur.

Külli KANGUR (1947)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia-zooloogia erialal 1972. Bioloogiakandidaat 1978. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakeskuse vanemteadur.

Peeter KANGUR (1971)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia-zooloogia erialal 1995. PhD (hüdrobioloogia) 2003. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakeskuse teadur.

Sirje KEEVALLIK (1943)

Lõpetanud Tartu Ülikooli füüsikaosakonna 1966. Füüsika-matemaatikakandidaat 1970. Tallinna Tehnikaülikooli meresüsteemide instituudi vanemteadur, okeanograafia õppetooli juhataja, meteoroloogia-professor.

Veljo KISAND (1970)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia erialal 1992. PhD (hüdrobioloogia) 1998. Tartu Ülikooli tehnoloogia-instituudi vanemteadur.

Are KONT (1952)

Lõpetanud Tartu Ülikooli füüsilise geograafia erialal 1975. Geograafiakandidaat 1987. Tallinna Ülikooli ökoloogia instituudi vanemteadur.

* Ülikoolide ja asutuste nimed on toodud tänapäeval kasutataval kujul

Jonne KOTTA (1972)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia erialal 1993. PhD (hüdrobioloogia) 2000. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi vanemteadur.

Tiit KUTSER (1964)

Lõpetanud Tartu Ülikooli geofüüsika erialal 1990. PhD (keskkonnafüüsika) 1997. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi juhtivteadur.

Kairi MAILEHT (1984)

Lõpetanud Eesti Maaülikooli rakendushüdrobioloogia erialal 2008. Eesti Maaülikooli keskkonna- ja rakendusbioloogia doktorant.

Liisa METSAMAA (1981)

Lõpetanud Tallinna Ülikooli bioloogia erialal 2004. PhD (hüdrobioloogia) 2009. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi vanemteadur.

Tõnu MÖLS (1939)

Lõpetanud Tartu Ülikooli teoreetilise füüsika erialal 1963. Füüsika-matemaatikakandidaat 1974. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakeskuse vanemteadur.

Peeter NÕGES (1957)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia-ökoloogia erialal 1980. Bioloogiakandidaat 1987. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi limnoloogiakeskuse juhtivteadur.

Tiina NÕGES (1957)

Lõpetanud Tartu Ülikooli mikrobioloogia erialal 1981. Bioloogiakandidaat 1989. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi uurija-professor. Eesti Teaduste Akadeemia uurija-professor.

Henn OJAVEER (1965)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia erialal 1991. PhD (ihtüoloogia ja kalandus) 1997. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi vanemteadur.

Kati ORRU (1982)

Lõpetanud Tartu Ülikooli sotsioloogia erialal 2004. PhD (riskihaldus) 2011. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituudi teadur.

Kaarel ORVIKU (1935)

Lõpetanud Tartu Ülikooli geoloogia erialal 1959. PhD (geoloogia) 1993. Tallinna Ülikooli ökoloogia instituudi teadur.

Ingmar OTT (1955)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia erialal 1980. Bioloogiakandidaat 1987. Eesti Maaülikooli rakendus-hüdrobioloogia professor.

Birgot PAAVEL (1980)

Lõpetanud Tartu Ülikooli füüsika erialal 2002. PhD (hüdrobioloogia) 2008. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi vanemteadur.

Tii PEDUSAAR (1968)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia erialal 1994. PhD (ehitus ja keskkonnatehnika) 2010. Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi peaspetsialist.

Liisa PUUSEPP (1980)

Lõpetanud Tallinna Ülikooli geoökoloogia eriala 2002. PhD (ökoloogia) 2011. Tallinna Ülikooli ökoloogia instituudi teadur.

Tarmo SOOMERE (1957)

Lõpetanud Moskva Riikliku Ülikooli matemaatika erialal 1980. Eesti Teaduste Akadeemia liige 2007. Füüsika-matemaatikakandidaat 1984, matemaatikadoktor 1992. Tallinna Tehnikaülikooli küberneetika instituudi juhtivteadur, lainetuse dünaamika labori juhataja, rannikutehnika professor.

Ülo SUURSAAR (1962)

Lõpetanud Tartu Ülikooli geograafia-hüdroloogia erialal 1985. PhD (geograafia) 1993. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi vanemteadur.

Henn TIMM (1960)

Lõpetanud Tartu Ülikooli bioloogia erialal 1983. Bioloogiakandidaat 1990. Eesti Maaülikooli hüdrobioloogia vanemteadur.

Hannes TÕNISSON (1980)

Lõpetanud Tallinna Ülikooli geoökoloogia erialal 2002. PhD (ökoloogia) 2008. Tallinna Ülikooli ökoloogia instituudi teadur.

Ele VAHTMÄE (1980)

Lõpetanud Tallinna Ülikooli merebioloogia-keskkonnaspetsialisti diplomiga 2004. PhD (hüdrobioloogia) 2009. Tartu Ülikooli Eesti mereinstituudi teadur.

Sarjast TEADUSMÕTE EESTIS on ilmunud

2002	TEHNIKATEADUSED
2005	ARSTITEADUS
2006	TÄPPISTEADUSED
2007	TEHNIKATEADUSED (II)
2009	HUMANITAARTEADUSED
2011	ELU- JA MAATEADUSED