

Eesti Looduseuurijate Selts
Tartu Ülikooli geoloogia osakond
Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut

MERI

Schola Geologica XII

Tartu 2016

Autoriõigused: autorid, toimetajad ja Eesti Looduseuurijate Selts

TOIMETAJAD: Reet Nemliher, Triine Nirgi, Leeli Amon-Veskimeister

Kirjastanud Eesti Looduseuurijate Selts

Esikaane foto: "Värsked purustused Kiipsaare tuletornivahi maja kohal"

Autor: Kaarel Orviku erakogu

Kaane kujundus: Kadri Sohar

Pildilisa kujundus: Katrin Lasberg, Karin Truuver

Soovitav viitamise vorm:

Kogu väljaande:

Nemliher R., Nirgi T. ja Amon-Veskimeister L. (toim) 2016. *Meri. Schola Geologica XII*. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu, 135 lk.

Artiklile:

Kiho T. 2016. President ja meri. Rmt: Nemliher R., Nirgi T. ja Amon-Veskimeister L. (toim) *Meri. Schola Geologica XII*. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu, lk 13–14.

Kaheteistkümnenda geoloogia sügiskooli toimumist ja seotud teadusettekannete sarja "*Schola Geologica*" väljaandmist toetasid **Keskkonnainvesteeringute Keskus**, Eesti Looduseuurijate Selts, Eesti Energia, Eesti Draamateater.

ISSN 1736-3241

ISBN 978-9949-9613-7-5 (trükis)

ISBN 978-9949-9613-8-2 (pdf)

„La mer, une fois qu'elle vous a jeté un sort, vous tient dans son filet de merveilles pour toujours.“

„The sea, once it casts its spell, holds one in its net of wonder forever.“

Jacques-Yves Cousteau

EESSÕNA

Hanna Raig

Suur osa Eesti geoloogiast on seotud kahe merega: Paleobalti mere ja tänase Balti ehk Läänemerega. Olles küll uurimisobjektiks geoloogidele, on nende merede jäljed osana meie elukeskkonnast nähtavad ja tajutavad ka kõigile teistele. Paleobalti mere setetega puutub Eestis kaudselt kokku igaüks, kas tarbides siin põlevkivist toodetud elektrit või jalutades Tallinna vanalinnas lubjakivist ehitiste vahel. Nende kivimite olulisus Eestile, nende teaduslik, majanduslik ja kultuuriline väärtus on tihti arutlusteemadeks ka mitte-geoloogide seltskondades.

Geoloogilises mõistes väga noore Läänemere jälgedega kohtub aga jalutaja näiteks Kloogal või Narva-Jõesuus, minnes randa suplema üle vanadest rannavallidest lainetava metsaaluse või ehk matkaja, kes Kassari saarel tabab end mõttelt, kuidas ta küll kuiva jalaga saarele sai. Selle üle, kas ehk mõni teinegi saar on maismaaga liitumas või kellegi suvila tulevikus hoopis lainetuse küüsi jäämas, arutavad nii geoloogid, kliimauurijad kui ka kinnisvarahindajad.

Seekordsesse geoloogia sügiskooli oleme koondanud ettekandeid mitmetel mere uurimisega seotud teemadel nii kaugemast kui lähemast geoloogilisest minevikust, aga ka tänapäevast. Isegi kui keskkonningimused neis kahes meres – Paleobalti ja Läänemeres – omavahel oluliselt erinesid, siis mereprotsessid neis olid ikka olemuslikult ühised: tuul puhus üles lainetuse ning selle energia omakorda dikteeris settimisprotsesside kulgemist ja osakeste liikumist vees. Eks ole ju tänapäevaste protsesside mõistmine eelduseks nii mineviku mõistmisel kui tuleviku prognoosimisel.

Soovin näha sügiskoolide traditsiooni kestmist, et jätkuks hea pealehakkamisega tegijaid ja meeskonnavaimu, sest just nii settib uusi kihte sügiskoolide mälestuste stratigraafiasse.

Hanna Raig (hanna.raig@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14a, 50411 Tartu

SISUKORD

<i>Hanna Raig</i> Eessõna	4
<i>Toomas Kiho</i> President ja meri	13
<i>Tarmo Soomere</i> Nähtav transport ja nähtamatud tõkked Läänemere idarannikul.....	15
<i>Kaarel Orviku, Kadri Vilumaa</i> Veealused majad – kas merede uurimise tulevik või romantiline minevik?	24
<i>Igor Tuuling</i> Meregeoloogina lahti muukimas Läänemere varjatud geoloogilisi saladusi	32
<i>Alvar Soesoo</i> Metallid (maailma)merest.....	38
<i>Rein Einasto, Ülo Kestlane</i> Mõistatuslikud kihilisuserikked Ungru paes.....	47
<i>Hannes Tõnisson</i> Rand – mere ja maismaa igavese võitluse lahinguväli.....	51
<i>Alar Rosentau, Merle Muru, Enn Karro, Mait Sepp</i> Meretaseme muutused ja maatõus Eestis ning mujal Läänemere piirkonnas	57
<i>Tõnis Oja, Aive Liibusk, Tarmo Kall, Karin Kollo</i> Maapinna liikumistest Eestis maailmamere taseme tõusu taustal.....	62
<i>Oliver Koit</i> Pinna- ja põhjavee interaktsioon Tuhala karstialal	70
<i>Maile Polikarpus, Anderes Marandi, Argo Jõeleft</i> Põhjavee modelleerimise programm FREEWAT – kellelt, kellele ja milleks?.....	76

<i>Kalle Olli</i>	
Ränihammastega aerjalalised ja pantser-ränivetikad – evolutsiooniline võidurelvastumine, mis on tekitanud opaalivöö ümber Antarktika	81
<i>Katrin Lasberg</i>	
Seilates ajalooühingulisel purjelaeval Fryderyk Chopin.....	87
<i>Oive Tinn</i>	
Järelsõna	92
LISAD (värvilised joonised ja fotod)	96

CONTENTS

<i>Hanna Raig</i> Foreword	4
<i>Toomas Kiho</i> President and the sea	13
<i>Tarmo Soomere</i> Visible transport and invisible obstructions on the East coast of the Baltic Sea	15
<i>Kaarel Orviku, Kadri Vilumaa</i> Underwater buildings – future of the marine research or romantic history?	24
<i>Igor Tuuling</i> Picklocking the hidden geological secrets of the Baltic Sea as a marine geologist	32
<i>Alvar Soesoo</i> Metals from the (world) ocean(s)	38
<i>Rein Einasto, Ülo Kestlane</i> Enigmatic bedding disturbances in Ungru limestone	47
<i>Hannes Tõnisson</i> Beach – an eternal battlefield of sea and land.....	51
<i>Alar Rosentau, Merle Muru, Enn Karro, Mait Sepp</i> Sea level fluctuations and landrise in Estonia and elsewhere in the Baltic Sea region	57
<i>Tõnis Oja, Aive Liibus, Tarmo Kall, Karin Kollo</i> About ground level movements in Estonia in the background of the rise of the ocean	62
<i>Oliver Koit</i> Surface- and groundwater interaction in the Tuhala carst area.....	70

<i>Maile Polikarpus, Anderes Marandi, Argo Jõelet</i>	
Groundwater modelling program FREEWAT – from who, to whom and for what?.....	76
<i>Kalle Olli</i>	
Copepods with silicic teeth and armoured diatoms – evolutionary arms race that has created an opal belt around the Antarctic	81
<i>Katrin Lasberg</i>	
Sailing on a brig with a feel of history, the Fryderyk Chopin	87
<i>Oive Tinn</i>	
Epilogue.....	92
APPENDIX	96

AJAKAVA

"Meri"

XII geoloogia sügiskool
Roosta

REEDE, 14. oktoober

13.30 – väljasõit Tartust Chemicumi eest (Ravila 14a)

15.30 – väljasõit Tallinnast TTÜ parklast (Akadeemia tee 3)

17.00 – saabumine, tervituskohv, registreerimine

Sissejuhatav sessioon Meri meelel

18.00 – avasõnad

18.15 – President ja meri – Toomas Kiho (AKAD)

19.00 – Nähtav transport ja nähtamatud tökked Läänemere idarannikul –
Tarmo Soomere (TTÜ)

19.45 – õhtusöök

20.45 – kommenaarid ja film „Jacques Cousteau veealune maailm” –
Kaarel Orviku (TLÜ)

LAUPÄEV, 15. oktoober

8.00 – hommikusöök

Paleosoikumi sessioon

09.00 – Meregeoloogina lahti muukimas Läänemere varjatud geoloogilisi
saladusi – Igor Tuuling (TÜ)

09.30 – Metallid (maailma)merest – Alvar Soesoo (TTÜ, TÜ)

10.00 – Mõistatuslikud kihiluserikked Ungru paes – Rein Einasto (TTK
em-prof)

10.20 – kohvipaus

10.40 – Neptunism vs platonism – vaade tänapäevast – Juho Kirs (TÜ)

Holotseeni sessioon

- 11.10 – Rand – mere ja maismaa igavene lahinguväli – Hannes Tõnisson (TLÜ)
- 11.40 – Kliimamuutuste mõju mere veetasemele – Alar Rosentau (TÜ)
- 12.10 – lõunasöök
- 13.00 – Ekskursioon Läänemere rannajooned, Veskijärv, Rannaküla, Peraküla – Siim Veski ja Jüri Vassiljev (TTÜ)
- 17.00 – õhtusöök
- 18.00 – Kumb tõuseb Eesti rannikul kiiremini, kas maa või meri? – Tõnis Oja (MAA)

Tänapäevaste merepõhjasete sessioon

- 18.30 – Merepõhja kaardistamine mitmekiirelise sonari abil – Anneliis Peterson (TÜ)
- 18.50 – Eesti ranniku merepõhja kaardistamine – Sten Suuroja (EGK)
- 19.20 – kohvipaus
- 19.40 – Merearheoloogia ja -geoloogia kokkupuutepunkte – Vello Mäss (MM)
- 20.10 – Mered teistel planeetidel – Kalle Kirsimäe (TÜ)
- 21.00 – Saun

PÜHAPÄEV, 16. oktoober

- 09.00 – hommikusöök

Põhjavee sessioon

- 10.00 – Tuhala karstist – Oliver Koit (TLÜ)
- 10.30 – Põhjavee modelleerimise programmi FREEWAT tutvustus – Maile Polikarpus (TÜ)
- 11.00 – kohvipaus

Tänapäevaste mereprotsesside sessioon

- 11.20 – Läänemere pinnaaluste kihtide dünaamika – Taavi Liblik (TTÜ)
11.50 – Teistmoodi kividest ehk kuidas ihtüoloogia, geoloogia ja analüütiline keemia kokku sobituvad – Mehis Rohtla (TÜ)
12.20 – Ränihammastega aerjalalised ja pantser-ränivetikad – evolutsiooniline võidurelvastumine mis on tekitanud opaalivöö ümber Antarktika – Kalle Olli (TÜ)
- 12.50 – lõppsõna
13.15 – lõpulõuna
- 14.00 – lahkumine Tallinnasse ja Tartusse

Kasutatud lühendid:

AKAD – kultuuriajakiri

AKADEEMIA

TTÜ – Tallinna Tehnikaülikool

TLÜ – Tallinna Ülikool

TÜ – Tartu Ülikool

TTK em-prof – Tallinna

Tehnikakõrgkooli emeriitprofessor

MAA – Maa-amet

EGK – Eesti Geoloogiakeskus

MM – Meremuuseum

GEOLOOGIA SÜGISKOOLID

SCHOLAE GEOLOGICAE

- I 2005 Kiidi – Teadus geoloogias
- II 2006 Reiu – Vasaraga tähtede poole
- III 2007 Pikajärve – Mudelid ja modelleerimine
- IV 2008 Mäetaguse – Suured teooriad
- V 2009 Tuhalaane – Piirideta geoloogia
- VI 2010 Roosta – Globaalsed muutused
- VII 2011 Taevaskoja – Maa ressursid
- VIII 2012 Nelijärve – Katastroofid Maa ajaloos
- IX 2013 Voore – Aeg
- X 2014 Jäned – Fosfor – aegade algusest tänapäevani
- XI 2015 Tartu – 195 aastat geoloogiat Eestis
- XII 2016 Roosta – Meri**

President ja meri

Toomas Kiho

president ütles
rahvas on haige
see on tänapäeva kurb tõsiasi
meri tüünelt kiikus
ja inimesed paesel rannal naeratasid

president ütles
rahvas liigub suurtel kiirustel ja hulgakaupa
see on tänapäeva kurb tõsiasi
meri õõtsus oli vakka
ja inimesed naersid kaljusel kaldal

president ütles
mis meid on toonud siia ei vii meid edasi
enam ei kulge me rahulikel teedel
neli tundi on meile jäänud
ja inimesed kes tundsid merd ei osanud peita silmi

president ütles
olevik ei jätku iseenesest
olevik võib muutuda kiiresti ja täielikult
kui seni pole halvasti läinud siis tulevikus nii ei jää
ja inimesed kes mäletasid merd ei jõudnud peita kõrvu

president teadis
on suur murranguline aeg
mis nõuab suuri tegusid ja suuri inimesi
aga mere ääres selliseid ei olnud
inimesed olid haiged üksi ja hulgakaupa

aga president ei teadnud
et tema ise on kõige haigem
see on tänapäeva kurb tõsiasi
aadamana ükski oli tema
inimesi enam ei olnud nad ei võinud peita südant

aga meri sel võidu päeval tõusis
üle paetunud kallaste
üle kaljuranna rüugaste
ja vereva vikerkaare alt viis oma rahva
helmekeena teispoolsusesse

*Toomas Kiho (toomas.kiho@akad.ee) – Kultuuriajakiri AKADEEMIA, Ülikooli 21,
51007 Tartu*

Nähtav transport ja nähtamatud tõkked Läänemere idarannikul

Tarmo Soomere

Sissejuhatus

Rannavöönd paigutatakse sageli loodusliku energiatiheduse poolest auväärsele neljandale kohale. Esimesed kolm kohta hõlmavad vulkaanipursked, maavärinad ja asteroidide löögid. Kuna veepind on pikemate pinnalainete jaoks peaaegu perfektne lainejuht, siis suur osa lainetesse süstitud tuuleenergiast jõuab varem või hiljem randa. Lainetega koos levib ka impulss. Pinnalainete levikuga kaasnevad vee liikumised panevad liikuma suure hulga setteosakesi. Lauged ummiklained mobiliseerivad savi ja muda isegi võrdlemisi sügavas vees ning tugevate tormide tekitatud lainemurd suudab nihutada suuri kivirahne ootamatult kaugel veepiirist (Cox jt 2012).

Lõviosa nõnda sündivast mitmesuguse terasuurusega materjali transpordist toimub murdlainete vööndis. Kuna lained saavad randa enamasti rannajoonega teatava nurga all, siis liigub settematerjal nii mööda uhteala üles-alla kui ka mõnevõrra piki randa. Üles-alla liikumine on piiratud uhteala laiusega, mis on enamasti vaid mõned meetrid. Piki randa võivad setteosakesed lainete meelevaldselt ning muidu soodsates tingimustes kanduda sadade kilomeetrite kaugusele. Isegi kui rannas on liiva suhteliselt vähe, võib taoline transport ummistada laevateid ja sadamaid paljude kümnete kilomeetrite kaugusel liiva allikatest.

Nõnda toimuva transpordi iseloomustamine on üks rannikuteaduse keskseid küsimusi. Minevikus on seda tehtud liiva ja muu materjali kuhjumise või ärakande hindamise või mõõtmise alusel. Tugipunktidenäna on kasutatud kas looduslikke tõkkeid (nt kaljused poolsaared) või rannikutehnilisi rajatisi (sadamad, muulid, veeteed). Nii tõkete taha kuhjuva liiva või kruusa hulk kui ka laevateede põhja sadestuva peeneteralisema settematerjali maht iseloomustab piki randa toimuva transpordi intensiivsust.

Suhteliselt sirgetes ja homogeensetes randades saab üsna mitmel moel määratleda setete edasikande valdavalt suunda. Seevastu piki randa toimuva transpordi intensiivsuse hindamine on keerukas. Nimelt ei suuda me eristada üht liivatera või klibutükki teistest. Täna ranna mingis kindlas kohas paiknevad kivid võivad homme olla juba hoopis teises kohas. Nende asemele on tulnud pealtnäha täpselt samasugused kivid.

Settematerjali edasikande tegelikku kiirust saab teataval määral hinnata üksikute kivide asendi regulaarsete mõõtmiste kaudu. Eesti rannaveses on selliseid eksperimente tehtud värvitud kividega näiteks Saaremaa

rannavetes (Tõnisson jt 2014) ja Aegna saare edelarannikul (Pindsoo jt 2014). Tulemused sõltuvad radikaalselt sellest, kuhu kivid on paigutatud. Ühe-kahe meetri sügavuses vees jäid kivid suvistes suhteliselt vaiksetes tingimustes Aegna rannal enamasti paigale. Uhtealas liigutasid aga vaid kaheksa laeva tekitatud lained (kokku mõnikümmend 50–80 cm kõrgust lainet) 1–10 cm läbimõõduga klibutükke päeva jooksul keskmiselt 2–3 meetrit piki randa. Suuremad kivid liikusid kiiremini ning kiireim läbis ühe päevaga 18 meetrit (Pindsoo jt 2014).

Lainete tekitatud transpordi parameetrite hindamisel on taolised erinevused tüüpilised. Samuti kaasneb selle transpordi omaduste arvutamisega hulk probleeme, ebatäpsusi ja määramatusi (Soomere 2007). Nende kiuste on taolistest arvutustest võimalik teada saada väga põnevaid aspekte mitte ainult settimaterjali liikumise ajalis-ruumiliste mustrite kohta, vaid ka laineid tekitavate tuulte omaduste muutumise ning nende taga olevate kliimamuutuste kohta.

Lihtsad mustrid, kiuslikud küsimused ja kontseptuaalsed mudelid

Läänemere kõige pikema, ligi 700 km pikkuse (LISA joonis 1) teekonna mööda randa võivad läbida need liivaterad, mis satuvad lainete meelevalda Samlandi (Sambia) poolsaarel. Lained võivad neid kanda piki Kaliningradi oblasti, Leedu, Läti ja Eesti randu kuni Pärnu laheni. Läänemere avaosa rannikul teevad seda edelatuulte tekitatud lained. Selline teekond lõpeb paljude liivaterade jaoks Kolka neeme juures. Mingi osa jaoks võtavad teatepulga üle loodest saabuvad lained, mis viivad setteosakesi Riia kanti. Seal jätkavad settimaterjali liigutamist Pärnu poole läänest ja edelast saabuvad lained.

Läänemere idarannikul põhiosas vastu kellaosuti liikumise suunda toimiv transpordi muster identifitseeriti juba möödunud sajandi keskel (Knaps 1966). Vaid üksikutes kohtades ning enamasti piiratud ajavahemike vältel ilmneb päripäeva liikumine (Eberhards 2003; Eberhards ja Lapinskis 2008).

See kõik näeb teoorias kena välja ning on kinnitatud paljudes kohtades tehtud vaatlustega. Siiski on siin vähemalt üks tõsine vastuolu. Teatavasti leidub Kaliningradi ja Leedu rannikutel päris palju merevaiku. Kui lained transpordivad nõnda, nagu kirjeldatud, lahtist settimaterjali lausa Pärnuni välja, miks siis meie kandis merevaik nii haruldane on? Kuigi viimase mõnesaja aasta jooksul on kõnesolevat transporti seganud või tõkestanud suurte sadamate lainemurdjad, on Läänemere praegune kuju püsinud mitmeid tuhandeid aastaid. Järsku on praegune transpordiskeem anomaalne ning toimunud vaid lühikest aega? Teisisõnu, võib-olla pegeldab praegune tugevate tuulte jaotus suundade järgi (ehk tuuleroos) vaid viimase

mõnekümne aasta tingimusi. Pole ka välistatud, et mingid olulised muutused settetranspordis on aset leidnud meie eluajal, ent kogu süsteemi suurte mõõtmete ja sellele vastava inertsuse tõttu pole me seda seni tähele pannud.

Taoliste kvalitatiivset laadi küsimustele saab võrdlemisi usaldusväärsetl vastata suhteliselt lihtsate mudelite ja üsna keskpärase kvaliteediga algandmete abil. Kuigi taolised mudelid ei kajasta adekvaatselt settetranspordi mahtu, peegeldavad nad päris hästi transpordi mustreid (st setete liikumise suunda eri rannaosades) ja transpordi suhtelise intensiivsuse või suuna muutusi. Need omadused on sageli invariantse mudeli valiku või ülesehituse suhtes (nt kuidas on arvestatud settematerjali omadusi või mobiilsete setete varu eri rannalõikudes). Seetõttu toovad taoliste mudelitega tehtud arvutused esile eelkõige lainetuse (ja selle kaudu tuulte) omaduste muutumise.

Nimelt selles kontekstis on mõistlik rakendada USA armee inseneride korpuse rannikutehnika käsiraamatus (USACE 2002) soovitatud nn CERCi (*Coastal Engineering Research Council*) mudelit (pigem küll meetodit). Vahel nimetatakse seda lainetuse võimsuse või energiavoo meetodiks. Mudeli põhijooned ja –puudused on kirjeldatud Schola Geologica III köites (Soomere 2007). Võrreldes eelmisel kümnendil kasutatud versiooniga on mudelit oluliselt täiendatud. Lainetuse parameetrite aegread rehkendas dr A. Räämet kaasaegse spektraalse lainemudeliga WAM (sõnadest **W**ave **M**odel) kogu Läänemere jaoks nn geostroofilise tuule alusel (Soomere ja Räämet 2011). Seda tüüpi tuuleinfo ei esita kuigi täpselt üksikuid torme (Räämet jt 2009), kuid peegeldab hästi õhurõhu ruumilise jaotuse muutusi ja kajastab seega kindlasti tuulekliima omaduste suuremaid muutusi vaadeldavas piirkonnas.

Kvalitatiivse uuendusena rakendatakse varasemast märksa täpsemat skeemi madalas vees aset leidva refraktsiooni ja teravdumise (*shoaling* ehk lainekõrguse kasvamine) arvutamiseks. Kuna avaookeani rannikul saabuvad lained enamasti randa peaaegu risti rannajoonega, saab nende kahe efekti arvutamiseks kasutada lihtsat lähendust. Läänemerel seevastu on tavaline, et lained saabuvad võrdlemisi suure nurga all. Seetõttu tuleb murduma hakkavate lainete parameetrite täpsustamiseks lahendada 6. järku algebriline võrrand (Viška ja Soomere 2013).

Kuigi CERCi mudelit rakendatakse avaookeani rannikul ka settetranspordi mahu hindamiseks, on sisuliselt tegemist kontseptuaalse mudeliga. Eeldatakse, et piki randa toimuva setete transpordi potentsiaalne intensiivsus on võrdeline randa saabuva laineenergia voo (ehk võimsuse) piki randa suunatud komponendiga. Kogu transpordi füüsika on seega taandatud võrdeteguri (CERCi teguri) arvutamisele empiiriliste seoste kaudu, mis teataval määral arvestavad setete ja lainete omadusi. Transpordi

dünaamika määravad lainete kõrgus, periood ja suund murdlainete vööndi merepoolisel serval.

CERCi mudeli klassikalises versioonis ei ole mingil ajavahemikul lainete tekitatud transport seotud analoogilise transpordiga minevikus. Seetõttu sõltuvad transpordi omadused pikemate ajavahemike jooksul vaid lainetuse parameetrite kolmemõõtmelisest tõenäosustiheduse jaotusest. Mitmed ranniku funktsioneerimise jaoks olulised muutujad (nt millised on üksikute tormide omadused, järjestus või ajastus) ei ole seda tüüpi mudelites kajastatud.

Mudeli väljastatud transpordi potentsiaalne intensiivsus on adekvaatne vaid selliste randade jaoks, kus liiva või muud peeneteralist materjali (kruus, klibu) on väga palju. Läänemere randades on liiva vähe ja tegelik transpordi maht moodustab vaid murdosa (enamasti 10–30%) arvatust. Transpordi hetkeväärtuste summa ehk netotransport iseloomustab setete transiidi intensiivsust ning selle märk näitab transiidi domineerivat suunda. Transpordi absoluutväärtuste summa ehk brutotransport iseloomustab aga edasi-tagasi liikuva settematerjali kogust.

Settevoolu pöördepunktid ja nähtamatud barjäärid

Erineval moel rehkendatud brutotranspordi intensiivsuse muutused (LISA joonis 2) Läänemere avaosa rannikul peegeldavad eelkõige randa jõudvate lainete levikusuuna ja ranna normaali vahelise nurga muutumist piki uuringuala. Nii Samlandi kui ka Kuramaa randa saabuvad selles kandis domineerivate edelatuultega kõrged lained suhteliselt suure nurga all, kuid sageduselt teise suunaga tormituulte (põhjaloode tuuled) (Soomere ja Keevallik 2001) tekitatud lained peaaegu risti rannaga. Seetõttu on neis piirkondades valdav setete transpordi suund vastupäeva ning transport ise päris intensiivne.

Selgelt väiksem brutotranspordi maht Liivi lahe randades peegeldab lihtsalt lahe väiksemaid mõõtmeid, mistõttu seal on lained madalamad kui Läänemere avaosas. Kuna transport on võrdeline lainekõrgusega astmes 2,5, tähendavad juba suhteliselt väikesed lainekõrguse erinevused oluliselt erinevat transpordi intensiivsust. Piki randa toimuvad muutused on kõigi versioonide puhul ühesugused.

Märksa põnevam on netotranspordi muutumine piki uuringuala. Suures plaanis on netotranspordi omaduste kvalitatiivne pilt kogu uuringualal heas vastavuses mõõtmiste ja vaatluste tulemustega (Viška ja Soomere 2013). Kõige intensiivsem on netotransport Kuramaa looderannikul, kus R. Knapsi hinnangul võib see ulatuda miljoni kuupmeetri ni aastas.

Tavaliselt loetakse netotranspordi positiivseks suunaks liikumine merele vaatava inimese vasakult poolt paremale. Läänemere idarannikul

vastab sellele suund vastu kellaosuti liikumist. Seega põhiosas liiguvad setted uuringualal vastupäeva. Transpordi intensiivsus on, nagu ülal hoiatatud, sõltuvalt mudeli konkreetse versiooni valikust kuni kolm korda tegelikust suurem. Netotranspordi nullkohad vastavad kas settevoolu konvergensile (liiva kuhjumine kohtades, kus vastupäeva transport kohtub päripäeva transpordiga) või divergensile (liiva ärakandumine kohtades, kus transpordi suunad lahknevad).

Jooniselt 2 (LISA) nähtub, et kahes kohas (Kura sääre põhjaosas Nidast Klaipeđani ning Akmenragši neemest lõunas) toimub lainetuse põhjustatud setete transport päripäeva (Ulsts 1998). See tähendab, et mudeli kohaselt peaks Nida kandis ja Akmenragši neemest parkümmend kilomeetrit lõunas liiv kuhjuma, kuid Klaipeđa lähistel ja Akmenragši neeme piirkonnas domineerima erosioon. Mõlemad järeldused vastavad tõele. Akmenragši neemele luidele 1926. aastal ehitatud tuletorni abihoonest on alles jäänud vaid vundament ning Klaipeđas pesid lained 2014. aasta sügisel liivast välja ja töid veepiirile enam kui 100 aasta eest uppunud laeva (LISA fotod 1 ja 2). Seevastu Nida kandis on väga kõrged ja kohati veel aktiivsed luited ning Akmenragši neemest parkümmend kilomeetrit lõunas on meres samuti palju liiva (Viška ja Soomere 2013).

Uuringuala kui terviku funktsioneerimise seisukohalt on eriti oluline Akmenragši neeme juures paiknev erakordselt püsiv netotranspordi divergentsi ehk lahknemise koht. Ajavahemikul 1970–2007 juhtus vaid ühel aastal, et lained kandsid suure hulga liiva sellest neemest mööda (Soomere ja Viška 2014). Teisisõnu, Akmenragši neem kujutab endast nähtamatut barjääri, mis tõkestab peaaegu kõigil aastatel lainete tekitatud settimaterjali transpordi lõunast põhja poole. Vaid üksikutes tormides liiguvad rannasetted selles suunas neemest mööda. See tähendab muu hulgas, et Kaliningradi ja Leedu rannikult liivast välja pestud merevaik kandub üldiselt vaid sellest neemest mõnikümmend kilomeetrit lõuna pool paiknevasse konvergensipiirkonda ning settib seal. Enamus neist tükkidest, mis Akmenragši neemest ebatavaliste tuulte ja lainete suundade puhul mööduvad, settivad Kolka neeme juures. Seetõttu ongi Liivi lahes merevaiku nii vähe.

Veel olulisem on, et taolise püsiva netotranspordi divergentsi koha tõttu saame aktsepteeritava täpsusega jagada kogu uurimisala kaheks teineteisest praktiliselt sõltumatuks rannasetete süsteemiks. Üks neist ulatub Samlandist Akmenragšini neemeni ning teine Akmenragši neemest Pärnu laheni. Viimase puhul on tegemist kahe osaliselt sõltuva alamsüsteemiga: settimaterjal võib kanduda Kuramaa looderannikult Liivi lahte, kuid vastupidine transport ei ole võimalik. Seega „toidab“ Läänemere avaosas rannik regulaarselt Liivi lahe setete süsteemi.

Transpordi ja lainetuse omaduste mustrid kliimamuutuste indikaatorina

Kogu uuringualal toimuva summaarse bruto- ja netotranspordi vaatlemine võimaldab ilmestada Läänemerel puhuvate tuulte omaduste varieerumist aastate lõikes. Nende suuruste analüüs tähendab teatavas mõttes kolmekordset integreerimist või silumist. Randa jõudvate lainete parameetrid peegeldavad mingil suurel merealal puhunud tuulte summaarseid omadusi. Ühe aasta vältel mingis rannalõigus aset leidnud settetransport kajastab lainetuse pikaajalist mõju. Kogu uuringualal aasta jooksul edasi-tagasi või kindlas suunas liikunud settematerjali hulk esindab omakorda terves regioonis kui tervikus toimunud protsesse. Nõnda toimides on võimalik järk-järgult elimineerida pisiasjad (sh andmestiku ebatäpsused, üksikud vigased väärtused jne) ning identifitseerida suur pilt toimunud muutustest.

Summaarne brutotransport kogu uuringualal on kõnesoleva 38 aasta jooksul selgelt kasvanud (LISA joonis 3). Suurenemine on statistiliselt usaldusväärne (st nullist erinev) 95% tasemel (Soomere jt 2015). Transpordi intensiivsust moduleerivad ligikaudu 10–15-aastase perioodiga rütmilised muutused. Suures piires on taoline asjade käik kooskõlas näiteks Utö saarel mõõdetud aasta keskmise tulekiiruse muutumisega ning seega tõenäoliselt peegeldab adekvaatselt tegelikkust.

Summaarse netotranspordi ajaline käik on aga radikaalselt teistsugune. Rütmilised muutused on ka selles olemas, kuid transpordi intensiivsus kasvas vaid 1970.–1980. aastatel. Edasi näeme teatavat murdepunkti 1990. aasta paiku ning seejärel ilmset langust (LISA joonis 3). Tõusev trend on statistiliselt oluline 95% tasemel ning langus 89% tasemel (Soomere jt 2015).

Lainetuse käivitatud netotranspordi ajaline käik ning eriti selle intensiivsuse kahanemine alates 1990. aastast järjest tugevneva tuule taustal on muidugi ootamatu. Sellele sekundeerib numbriliselt rekonstrueeritud lainekõrguste drastiline lokaalne kahanemine Gotlandist lõunas (Soomere ja Räämet 2011; pikemat eestikeelset ülevaadet lainekliima temaatikast vt Soomere 2013).

Poolsetud merealadel on taoliste nähtuste loogiliseks põhjuseks tuule suuna muutumine. Küll on aga ebatavaline, et aluse selliste muutuste identifitseerimiseks andsid maksimaalselt lihtsustatud, sisuliselt kontseptuaalse mudeli raames tehtud settetranspordi arvutused. Edasine analüüs näitas, et 1988/89 aasta paiku toimus Läänemere avaosas lõunapoolse sektori geostroofilise tuule struktuuris järsk nihe (Soomere ja Räämet 2014; Soomere jt 2015). Nimelt asendus varasem itta suundunud õhuvool idakagu-suunalise vooluga. Vaid mõne kuu vältel aset leidnud

muutus oli lokaliseeritud Gotlandist lõuna pool paiknevatel aladel. Soome lahe laiuskraadidel toimus analoogiline järsk muutus õhuvoolu suunas 1988. aastal, kuid algne suund taastus 1994. aastal (Keevallik ja Soomere 2014).

Lõpetuseks

On meeldiv tõdeda, et lainete numbrilise rekonstruktsiooni ning selle alusel sooritatud üsna lihtsate arvutuste kaudu osutus võimalikuks määratleda senitundmatuid tendentse ja nähtusi meie regioonis toimuvate kliimamuutuste struktuuris ja mustris. Nendega kaasnevad aga sageli märksa suuremad muutused rannaprotsessides.

Keskne füüsikaline suurus neis arvutustes on laineenergia voog. See määrab põhiosas mitte ainult selle, kui palju laineenergiat võiksime me rannavetest ammutada, vaid ka rannaprotsesside intensiivsuse ja tasakaalulise rannaprofiili laiuse. Samuti saab selle alusel hinnata potentsiaalset piki randa toimuvat settetranspordi mahtu ja struktuuri.

Erilist huvi pakuvad settetranspordi divergentsi- ja konvergentsi-piirkonnad, kus vastavalt erosioon ja kuhjumine on kõige intensiivsemad. Nende ümberpaiknemise muster peegeldab teatavaid ranna toimimise seaduspärasusi. Kui varem arvati, et uuringualal liigub rannaliiv valdavalt vastupäeva, seega aina meie poole, siis tegelikult on seal paar-kolm nähtamatut barjääri, millest setted pääsevad mööda vaid erandjuhtudel. Just nende, näiteks Akmenragsi neeme, olemasolu on ilmne põhjus, miks merevaik on meie kandis väga haruldane.

Potentsiaalse settetranspordi omaduste arvutamiseks uuringualal piisas praeguseks standardiks saanud kolmemiilisest (5,5 km) lahutusvõimest. Eesti randade geometria on keerukam ning kvalitatiivselt sama usaldusväärsete ja adekvaatsete järelduste aluseks oleva lainetuse andmestiku lahutusvõime peab olema üldiselt 500 meetri ringis.

Kasutatud kirjandus

- Cox R., Zentner D.B., Kirchner B.J., Cook M.S. 2012. Boulder ridges on the Aran Islands (Ireland): Recent movements caused by storm waves, not tsunamis. *Journal of Geology*, 120, 3, lk 249–272.
- Eberhards G. 2003. *The Sea Coast of Latvia (Morphology. Structure. Coastal Processes. Risk Zones. Forecast. Coastal Protection and Monitoring)*. Riga: University of Latvia, 292 lk (läti keeles; ingliskeelne lühikokkuvõte).
- Eberhards G., Lapinskis J. 2008. *Processes on the Latvian Coast of the Baltic Sea. Atlas*. Riga: University of Latvia, 64 lk.

- Keevallik S., Soomere T. 2014. Regime shifts in the surface-level average air flow over the Gulf of Finland during 1981–2010. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences*, 63(4), lk 428–437.
- Knaps R. 1966. Sediment transport near the coasts of the Eastern Baltic. In *Development of Sea Shores Under the Conditions of Oscillations of the Earth's Crust*. Valgus, Tallinn, lk 21–29 (vene keeles).
- Pindsoo K., Eelsalu M., Soomere T., Tõnisson H., 2014. An estimate of the impact of vessel wakes on coastal processes: a case study for Aegna, Estonia. Rmt: *The 6th IEEE/OES Baltic Symposium Measuring and Modeling of Multi-Scale Interactions in the Marine Environment, May 26–29*, Tallinn Estonia. IEEE Conference Publications, 9 lk.
- Räämet A., Suursaar Ü., Kullas T., Soomere T. 2009. Reconsidering uncertainties of wave conditions in the coastal areas of the northern Baltic Sea, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 56, lk 257–261.
- Soomere T. 2007. Pirita ranna liivade liikumised – mudelid ja tegelikkus. Rmt: Verš E. ja Amon L. (toim) *Mudelid ja modelleerimine. Schola Geologica*, 3, lk 70–76.
- Soomere T., Keevallik S. 2001. Anisotropy of moderate and strong winds in the Baltic Proper. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Engineering*, 7, lk 35–49.
- Soomere T., Räämet A. 2011. Spatial patterns of the wave climate in the Baltic Proper and the Gulf of Finland. *Oceanologia*, 53 (1-TI), lk 335–371.
- Soomere T. 2013. Teaduspreemia tehnikateaduste alal uurimuste tsükli „Merelt lähtuvate ohtude kvantifitseerimine ja minimeerimine Läänemere ranniku kontekstis” eest. Rmt: *Eesti Vabariigi teaduspreemiad 2013*. Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 64–115 lk.
- Soomere T., Räämet A. 2014. Decadal changes in the Baltic Sea wave heights, *Journal of Marine Systems*, 129, lk 86–95.
- Soomere T., Viška M. 2014. Simulated sediment transport along the eastern coast of the Baltic Sea. *Journal of Marine Systems*, 129, lk 96–105.
- Soomere T., Bishop S.R., Viška M., Räämet A. 2015. An abrupt change in winds that may radically affect the coasts and deep sections of the Baltic Sea. *Climate Research*, 62, lk 163–171.
- Tõnisson H., Suursaar Ü., Kont A., Orviku K., Rivis R., Szava-Kovats R., Vilumaa K., Aarna T., Eelsalu M., Pindsoo K., Palginõmm V., Ratas U. 2014. Field experiments with different fractions of painted sediments to study material transport in three coastal sites in Estonia. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 70, lk 229–234.

- Ulsts V. 1998. *Latvian Coastal Zone of the Baltic Sea*. Riga: State Geological Survey of Latvia, 96 lk (läti keeles).
- [USACE] *Coastal Engineering Manual 2002*. Department of the Army. U.S. Army Corps of Engineers. Manual No. 1110-2-1100.
- Viška M., Soomere T. 2013. Simulated and observed reversals of wave-driven alongshore sediment transport at the eastern Baltic Sea coast. *Baltica*, 26 (2), lk 145–156.

Tarmo Soomere (soomere@cs.ioc.ee) – Tallinna Tehnikäilikool, Küberneetika Instituut, Lainetuse dünaamika laboratoorium, Akadeemia tee 21, 12618 Tallinn

Veealused majad – kas merede uurimise tulevik või romantiline minevik?

Kaarel Orviku, Kadri Vilumaa

Kuidas uuritakse ookeanide, merede ja järvede põhja ehitust ja seal esinevaid protsesse? Kuidas tehti seda 50 aastat tagasi? Kas tõesti ehitati vee alla maju-laboratooriume?

Loodus- ja terviseteaduste instituudi ökoloogia keskuse vanemteadur geoloogiadoktor Kaarel Orvikul on nendest probleemidest mõndagi pajatada ja seda isiklike kogemuste najal ajaperioodist, mil sai töötatud Nõukoguse Liidu Teaduste Akadeemia esimeses veealuses majas *Tsernomor* akvanaut-litoloogina (Podražanski jt 1973; Orviku 1969).

Vahetute veealuste uuringute pioneeriks tuleb lugeda prantsuse uurijat, filmimeest ja inseneri, Kapten Jacques-Yves Cousteau'd* (11.06.1910–25.06.1997). Jälgides ükskord pärlipüüdjaid Hiina ranniku lähedal, tärkas tal idee veealusest hingamisaparaadist. 1942. aastal kirjeldas ta oma visiooni insener Emil Gagnanile ning koos konstrueeriti esimene gaasidosaatoriga hingamisseade, mille nad *aqua-lung*'iks (vesi-kopsuks) nimetasid. Ingliskeelses kirjanduses tuntakse seadet ka SCUBA (*Self Contained Underwater Breathing Apparatus*) nime all. Seadet katsetati 1943. aastal Vahemerel, kuid laiemalt levima hakkas see pärast Teist maailmasõda. Cousteau leiutatud oli nn lahtise hingamissüsteemiga aparaat, kust väljahingatav õhk läheb mullidena vette.

Praegu on ehk raske mõista seda suurt vaimustust, millega tervitati "kala-inimese" sündi. Sukeldumisklubisid kerkis nagu seeni pärast vihma. Hobisukeldujate kõrval said ka teadlased enda kasutusse varustuse, mis lubas alustada senimõeldamatuid mereelustiku ja allveearheoloogilisi uuringuid. "Parim viis uurida kalu on hakata ise kalaks," kirjutas Cousteau. Kui tuukrid, vertikaalasendis ja tinasaapad jalas, olid seotud õhuvoolikute ja kaablite kaudu laevaga, siis autonoomne sukeldumisaparaat – akvalang võimaldas hoopis suuremat mobiilsust. Seda suurepärast võimalust kasutavad uurijad tänaseni. Arenenud on aga ka kasutusel olev tehnika. Nüüdisaegsed kinnise süsteemiga sukeldumisaparaadid kasutavad erinevaid gaasisegusid, mis võimaldavad inimesel sukelduda märgatavalt suurematesse sügavustesse kui suruõhu baasil töötavad akvalangid.

Sügavusse sukeldumisel on tõsiseks probleemiks seal viibitud aeg. Pikemat aega sügaval viibides lahustub organismis suures koguses sissehingatavaid gaase, millest vabanemiseks tuleb sukeldujatel pinnaletõusul läbida nn dekompressiooni režiim. See võib vältida tunde ning teeb vee all töötamise ebamugavaks ja ka ohtlikuks. Sügavusest kiirel pinnaletõusul paisub veres suure surve all lahustunud gaas mullikestena,

ummistades veresooni ja õigeaegse arstiabi/ravi puudumisel barokambris ähvardab sukeldujat kessoontõbi, halvemal juhul kiire surm. Probleemi püüti lahendada nõnda, et akvalangistid tööperioodil ei tõusekski pinnale, vaid viibiksid sama rõhu all spetsiaalses veealuses kambrikeses, näiteks nn tuukrikellas, millega nad vajadusel aeglaselt pinnale tõsteti.

1957. aastal alustas Cousteau "Conshelfi" (pr *Precontinent*) programmidega, mille eesmärgiks oli uurida, kuidas inimene võiks pikemat aega elada ja töötada vee all, uurides, tootes ja töödeldes samal ajal merepõhja loodusvarasid. Selle programmi raames katsetatigi 1962. aastal esimest veealust maja. Projekt kandis nime *Precontinent I*. Esimene maja – *Diogenes* paigaldati 10 m sügavusele ning see oli ühenduses baaslaevaga *Kalypso*, millelt seda varustati õhu ja toiduga. Selle veealuse majakese esimesed elanikud olid ühtlasi maailma esimesed okeanauudid Albert Falco ja Claude Wesly, kes elasid majakeses nädal aega (LISA fotod 1 ja 2). Nende najal selgitati inimorganismi töövõimet pikaajalisel viibimisel suurenenud rõhu tingimustes (LISA foto 3). Maja külastas lühiajaliselt ka Kapten Cousteau, kes kinnitas, et okeanauudid olid kui kalad, ja ta tundis end nende keskel võõrana. Hiljem väitis ka okeanaut Wesly, et ta oli sedavõrd kohanenud uute tingimustega, ning täiesti unustanud, et ta hingab balloonide abil, et kui keegi oleks palunud tal huulik suust võtta, siis oleks ta seda ka teinud!

1963. aastal järgnes projekt *Precontinent II* – Meritäh, mil neljajaruline tähekujuline mitmekambriline elamu paigaldati Punasesse merre 11 meetri sügavusse, kus 5 okeanauti veetsid kuu aega (Cousteau 1965). Ka selles majas viibis Kapten Cousteau koos abikaasaga lühiajaliselt ja pühitses oma pulma-aastapäeva. Samasse kõrvale, 25 meetri sügavusse paigaldati püstise silindri kujuline majake, milles kaks Meritähe okeanauti veetsid nädala, kasutades hingamiseks tavalise õhu asemel hapniku ja heeliumi segu. Kuna heelium moonutab inimese kõnet, muutes hääle hästi kõrgeks ja kõne üsna arusaamatuks, siis kasutasid nad sidepidamisel ajutiselt „telefoniputkat-kotti“, milles oli hingamiseks tavaline õhk!

1965. aastal jätkati programmiga *Precontinent III* (LISA foto 4) ning suurenesid ka sügavused, kuhu maju asetati. *Precontinent III* viidi juba 100 m sügavusele, kust pinnaletõus dekompressiooni režiimil kestis kolm ööpäeva. Iga uus maja oli juba täiustatum variant eelmisest. See maja erines ka konstruktsioonilt eelmistest ja kujutas 5-meetrise läbimõõduga teraskera, mis oli jagatud kaheks korruseks. Selle all paiknes ristkülikukujuline alus, kus paiknesid elutegevuseks vajalikud gaasiballoonid ja muu veealuseks tegevuseks vajalik varustus. Sellest majast käisid okeanauudid veelgi sügavamal paiknevat puurtorni hooldamas. Seejuures olid nad voolikutega ühendatud majaga, mille kaudu nendeni jõudis paraja surve all gaasisegu.

Veealused majad ei olnud vaid inimeste päralt. Cousteau viis vetesügavuses paiknevatesse majadesse kalu, konni ning papagoi, kes teenisid teaduslikke eesmäärke – esmajärjekorras selgitati nende kohanemisvõimet ülisurvega keskkonnas.

Prantslaste kannul liikusid samas suunas ka ameeriklased, kes 1965. aastal katsetasid 62 m sügavusel veealust maja *Sealab II*, kus lisaks akvanautidele töötas ka varem, 1959. aastal 28 päeva kosmoses viibinud astronaut Scott Carpenter. Tema sõnul oli veealune keskkond inimesele vaenulikum kui kosmos!

1960. aastate lõpul ja 1970. aastate algul toimusid veealuste majade katsetused paljudes riikides, kuna see oli tol perioodil oluline moodus vahetuks merede uurimiseks ja sel oli ka mingil määral strateegiline tähtsus (Borovikov 1977).

Lisaks prantslastele ja ameeriklastele ehtasid 1968. aastal oma analoogilise veealuse maja ka venelased, andes sellele nimeks *Tšernomor* (LISA fotod 5 ja 6). Nagu maja nimigi viitab, toimus eksperiment Mustas meres 14,5 m sügavusel merepõhjas, millest väljudes teostati akustilisi, geoloogilisi ning bioloogilisi uuringuid.

Geoloogilise ekipaaži koosseisu kuulus siis akvanaudina ka praegune TLÜ ökoloogia keskuse vanemteadur Kaarel Orviku, käesoleva artikli üks autoritest, kes oli enne ekipaažiga liitumist läbinud Moskva tuukrikooli ja saanud II klassi tuukritööde juhendaja kutse. NL Teaduste Akadeemiale kuuluvas veealuses majas töötasid erineva ülesandega rühmad – füüsikud, optikud, bioloogid. Uurimisrühma, mille koosseisu kuulus autor ning mille vanemaks oli maja idee autor ja peakonstruktor Pavel Borovikov (LISA foto 7), peamiseks ülesandeks oli geoloogiliste tööde läbiviimine piiratud veealusel polügoonil. Ruudukujulistele polügoonidele paigaldati rannikul eelnevalt luminesitseerivate värvidega kaetud ja üle lakitud liiva, et selgitada setete liikumise iseärasusi erinevatel sügavustel.

Kuna kõigi veealuste majade katsetamisel oli üheks oluliseks programmi osaks inimese kohanemisvõime uurimine ekstreemsetes tingimustes, läbisid kõik osalejad juba enne veealusesse majja laskumist mitmeid arstlikke kontrole ning katseid. Nende käigus uuriti, milline on iga akvanaudi organismi sukeldumiseelne tervislik seisund. Uuriti, kuidas organism vahetab elutegevuseks vajalikke komponente kasutatud gaasisegudes, mille alusel määrati iga akvanaudi organismi füsioloogilised iseärasused ja vajadused dekompressiooni režiimi määramisel.

Veealune maja *Tšernomor* oli silinderjas ning mahutas 4–5 akvanauti-uurijat. Tinglikult oli maja kolmeosaline. Ühes otsas paiknevas eluruumis paiknes neli magamisnari ja nende vahel lauake. Labori keskosa oli nn töösektsoon, kus asetses uurimisteks vajalik aparatuur ja koht valvekorras olevale akvanaudile juhtpuldil ees. Juhtpuldil ja stendil paiknesid mitmed

andurid näitritega, gaasikraanid ja teised vajalikud indikaatorseadmed, mis pidevalt kontrollisid õhu koostist, eriti selle hapniku ja süsihappegaasi sisaldust. Näitude põhjal oli võimalik käsitsi tööle rakendada täiendavaid filtreid ning otsustada, millal tuleb maja atmosfääri juurde lisada täiendav kogus puhast hapnikku. Oluline oli jälgida, milline on igal hetkel majas gaasisegu surve (LISA foto 8). Madala siserõhu tõttu võis majja läbi avatud sukeldumis-šahti hakata tungima merevesi. Gaasisegu surve reguleerimise jälgimine oli eriti vajalik dekompressiooni režiimi juhtimisel maja pinnaletõusu ajal, kui sukeldumis-šaht oli luugiga suletud.

Nn tuukrisektsioonis maja teises otsas paiknesid kaks luuki. Ülemine luuk avati ainult akvanautide sisenemiseks ja väljumiseks ning varustuse sisseviimiseks, kui maja-labor ujus veel veepeinal (LISA fotod 9–12). Alumine luuk avati vee all, kui maja siserõhk oli võrdsustatud veekeskonna rõhuga mere põhjas. Majasisese ja ümbritseva veekeskonna rõhkude võrdsuse tõttu ei tunginud vesi alumise luugi kaudu ka majja ja akvanautid said selle kaudu takistamatult väljuda uuringute tegemiseks ja puhkepausideks siseneda (LISA foto 13). Elukeskkonna temperatuur majas sees oli küllaltki kõrge, ~30° C, sest tol ajal polnud kasutusel portatiivseid ja energiasäästlikke konditsioneerid.

Järjekordse meeskonna töötsükli lõppedes, enne akvanautide lõplikku väljumist kergitati maja pinnale ja akvanautidel tuli läbida ca 10-tunnine mitmeastmeline dekompressiooni režiim, siserõhu järk-järguline alandamine, mis aga mitmesugustel põhjustel ei olnud kõigile piisav. Lisaks kaasesen dekompressiooniga järsk temperatuuri langus, mis tõi endaga kaasa tiheda udu tekke (LISA foto 14).

Meie ettevalmistustest enne veealusesse majja minekut ja tegevusest veealuses majas joonistas rühma liige *Oleg Kuprikov* mitmeid sõbralikke sarže (joonised 1–6).

Tänapäeval, mil ookeanide ning rannikumere uurimiseks on kasutusel kõrgtehnoloogilised vahendid, on allveemajad muutunud minevikunähtuseks. Nii muutus ka kunagine tipptasemel veealune uurimisjaam Tšernomor muuseumieksponaadiks Bulgaarias Varna sadamakail. Vaatamata tehnika arengule on tänapäeval ikkagi just uurija ise see, kes tahab oma silmaga näha ja käega katsuda veealuse maailma iseärasusi. Polegi välistatud, et tulevikus pikaajaliste statsionaarsete veealuste katsete tegemisel ka allveelaboritele leitakse uuesti sobivaid rakendusi.

* "... See on ka lugu Monaco printsist, kes armastas merd, ning poisist, kes tahtis saada kapteniks. Kuna poiss sündis juba 90 aastat tagasi, mäletavad inimesed teda enamasti vana mehena, kes, akvalangimask üles tõstetud, kinolinal või teleriekraanil meile imepäraselt veealust

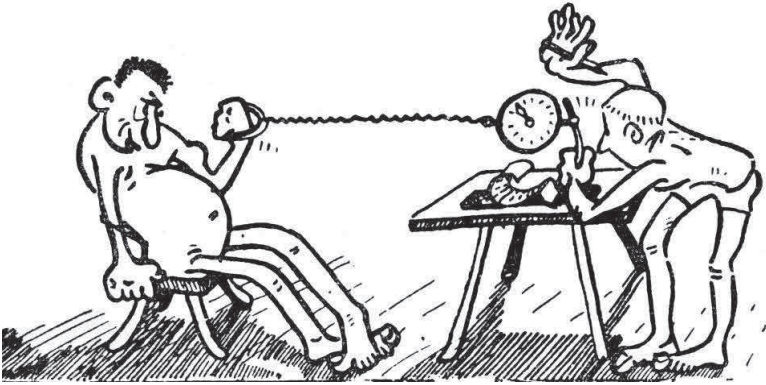
maailma tutvustab. Temast niisiis saigi kapten, pealegi veel selline kapten, kelle nimega see sõna suisa kokku on kasvanud: Kapten Cousteau....“ lõik ühest jutust Kapteni kohta, mille originaal kahjuks leidmata jäi.



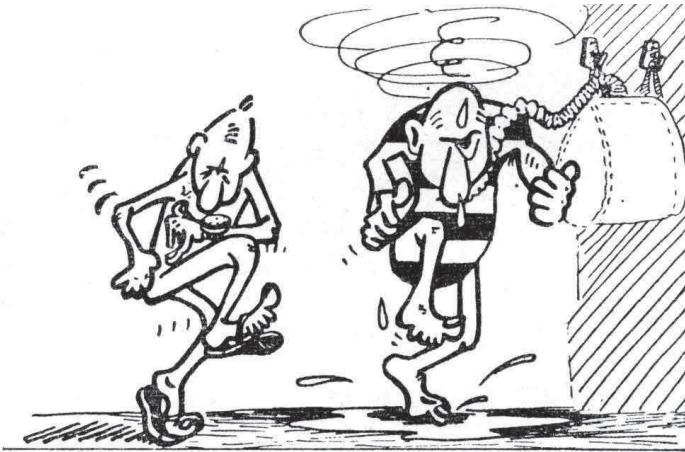
Joonis 1. Selliselt nähti meie (minu) tegevust uurimispolügooni rajamisel sogases vees.



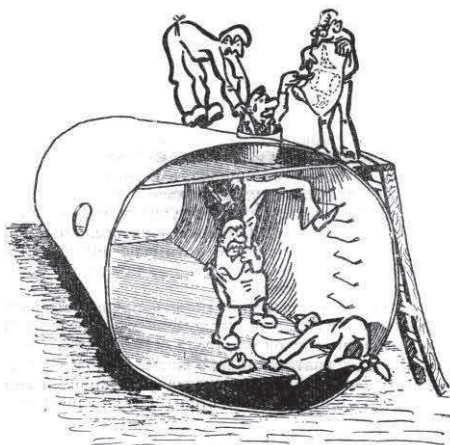
Joonis 2. Pärast tööpäeva mõni magab, mõni loeb raamatut, mõni püüab avatud šahtist kalu. Valvekorra akvanaut aga on „tööpostil“ jälgib pingsalt monitori.



Joonis 3. Tulevased akvanaudid teevad laboris „koormuskatseid“ ja hingavad erinevaid gaasisegusid.



Joonis 4. Laboris kontrollitakse akvanautide kehalisi võimeid ja nende tervislikku seisundit.



Joonis 5. Tsernomori ehitamise käigus selgus, et ülemine sissepääs – šaht ei vasta tehnilisele joonisele ja turskemad mehed ei mahu sellest läbi.



Joonis 6. Avariide korral „topitakse“ meeskond ravi eesmärgil barokambrisse, milles pole neljale mehele piisavalt ruumi.

Kasutatud kirjandus

- Cousteau J. Y. 1965. *Maailm ilma päikeseta*. (ingl). Harper & Row
- Orviku K. 1969. "Tšernomor". *Eesti Loodus*, 7, lk 444-446.
- Podražanski A., Rostartšuk M., Stefanov G. 1973. *Tšernomori marss*. (vn). *Gidrometizdat*, Moskva osakond.
- Borovikov P. 1977. *Laboratoorium mere põhjal*. (vn). *Gidrometeoizdat* Leningrad.

Kaarel Orviku (kaarel.orviku@gmail.com) – Tallinna Ülikool, Ökoloogia keskus, Uus Sadama 5, 10120 Tallinn

Kadri Vilumaa (kadri.vilumaa@tlu.ee) – Tallinna Ülikool, Ökoloogia keskus, Uus Sadama 5, 10120 Tallinn

Meregeoloogina lahti muukimas Läänemere varjatud geoloogilisi saladusi

Igor Tuuling

Mis on meregeoloogia ja kes on meregeoloog?

Olles juba rohkem kui paar aastakümnet olnud tegev Läänemere alla jäävate Paleosoikumi settebasseinide geoloogia dešifreerimisel, olen tihti tabanud end mõtisklemast, kas ma olen meregeoloog või tuleks meri selle „tiitli“ eest pigem ära jätta? Tartu Ülikoolist pole ju siiani keegi saanud sellise erialaga diplomit ning vastavat kursustki (*Marine Geology*) on meie *alma mater*'i seinte vahel loetud NorFa (no *Nordisk Forskerutdanningsakademi*) külalisprofessor Tom Flodén'i poolt kolmel õppeaastal (2001–2003). Selle kursuse kõige oodatumaks ettevõtmiseks oli ilmselt igasuvine paarinädalane praktikum Läänemerel, kui Rootsi uurimislaevadel kogeti merel toimuvate geoloogiliste uurimistööde eripära ja saadi aimu erinevatest merel rakendavatest uurimismeetoditest.

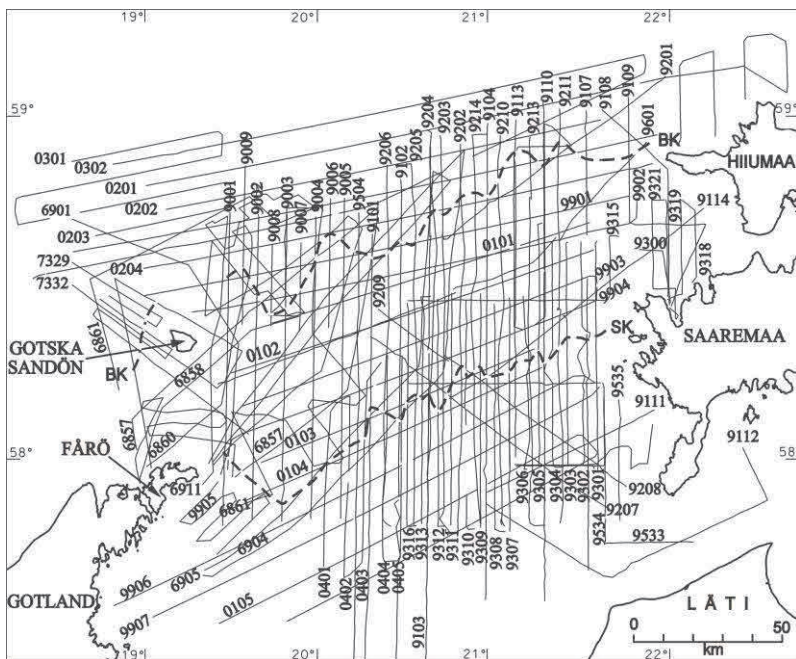
Kõhklusi end meregeoloogide hulka arvamisel tekitab arutlus: „Kas üht nüüdseks kivistunud basseini uuriv geoloog võib ennast ikka nimetada merd uurivaks geoloogiks või peavad uurimistööd olema seotud seilatava mere ning selles aset leidnud või leidvate geoloogiliste sündmuste ja protsessidega?“. Geoloogiliselt väga noore Läänemere (~13000–14000 a) puhul on vanusevahe mere alla jäävate Paleobalti Kambro-Siluri settebasseinide kivimitega (~540–420 milj a), ehk minu peamise uurimisobjektiga, eriti kontrastne. Pole ju nende vanade settebasseinide ehitusel, kujunemisel ega neis toimunud protsessidel miskit otsest pistmist tänapäevase Läänemerega. Nii taandubki Läänemere alla jääva Paleobalti basseini geoloogiline uurimine suuresti sellele, mida olen õppinud ülikoolis ja millega geoloogid suurel määral tegelevad maismaal. Aga meregeoloogia kui teadusharu olemuse määrabki ära üks oluline tingimus – teostatavad uurimistööd peavad aset leidma merel. Pole tähtis, kas uuritakse merd, millel seilatakse, ning selles aset leidvaid/leidnud protsesse või selle mere poolt üle ujutatud maakoore segmenti. Pealegi on Läänemere nõgu hõlmav vana maakoore segment osaks selle noore mere geoloogilisest ehitusest. Niisiis, vaatamata sellele, et olen peamiselt tegelenud juba ammuste aegade hämarusse kadunud Paleobalti mere(de) uurimisega, võin ma ennast, mitmeid suvesid merel seilanauna, ikkagi nimetada ka meregeoloogiks. Oma sisimas tunnen ma end palju kindlamalt siiski kahe jalaga maapeal oleva geoloogina!

Eesti-Rootsi ühisprojekt Läänemere keskosa alla jäävate Paleosoiliste kivimite uurimiseks

Merele geoloogiat tegema suunas mind praegune Tartu Ülikooli emeriitprofessor Väino Puura, kelle juhendamisel olin peale ülikooli lõpetamist 1980. aastal tegelenud Balti põlevkivi ja fosforiidibasseini struktuuri uurimisega. Minu „vesise“ teekonna algus on tihedalt seotud meie lähiajaloo, kui kunagise kurjuse impeeriumi, Nõukogude Liidu, lagunemisega avanesid äkitsi võimalused koostööks meie naaberriikidega, kellega me lisaks ühisele Läänemerele jagame ka vanu maakoore struktuure. Piiride ning seni rangelt valvatud rannikualade avanemine päästis valla ka lääneriikide rahakraanid ja iseäranis aktuaalseks muutusid kõik Läänemerega seotud ühisprojektid. Kombinatsioon välisvaluuta ühes pidevalt väärtust kaotava rublaga võimaldas 1990. aastate alguses imeodavalt rentida nädalateks korralikke uurimislaevu, millest tänaste hinnastandardite kohaselt piisaks vaevu päevaseks merele minekuks! Nii algasid 1991. aasta maikuuks minu ühisekspeditsioonid rootslastega Läänemerele, mis erinevatel Eesti, Rootsi, Vene ja Leedu uurimislaevadel on suuremate või väiksemate pausidega kestnud senini. Põhiosa ekspeditsioonidest langeb aga perioodi, mil olin doktorantuuris Stockholmi Ülikoolis (1992–1998), ning sellele vahetult järgnenud aastatele (1999–2004), mil koos oma Stockholmi juhendaja Tom Flodéniga olin NorFa finantseeritava külalisprofessori kursuse eestvedajaks Tartu Ülikoolis.

Nende ekspeditsioonide tulemusena, mille esmane eesmärk oli uurida Eesti ja Rootsi vaheliste Paleosoiliste kivimite geoloogiat, rajati ulatuslik, Läänemere keskosa, s.o Eesti ja Rootsi rannikusaarte vahelist ala kattev seismilise pidevsondeerimise profiilide võrgustik (joonis 1).

Keskmiselt viie kilomeetri tagant paiknevad, Balti kilbialalt alguse saavad põhja-lõunasuunalise põhivõrgu profiilid ulatuvad Eestipoolsel alal Siluri/Devoni piirikihtide ja Gotlandi lähedal Siluri läbilõike keskosa kivimite avamuseni. Kirde-loode-suunaliste profiilide vahemaa piki Paleosoiliste kivimite avamusi on ligikaudu kümme kilomeetrit. Võrreldes maismaaga, kus informatsioon maapõuest tugineb ebaregulaarsele ning kohati väga hõredale puuraukude võrgustikule, on Läänemere keskosast pärinev seismilise pidevsondeerimise andmestik, mis sest et kaudne, kahtlemata palju terviklikum. Paljude profiilide puhul kasutati paralleelselt aparatuuri, mis registreeris detailsemalt ka settelist aluspõhja katvate Kvaternaari setete läbilõike.



Joonis 1. Läänemere keskosa seismilise pidevsondermise võrgustik. Katkendjooned; BK – Balti Klint; SK – Siluri Klint

Seismiliste profiilide interpreteerimise ja digitaliseerimise „piinad“

Kui puursüdamiku kivim on käega katsutav ja kirjeldatav, siis seismilistel profiilidel nähtu interpreteerimine eeldab lisaks kasutatava meetodi põhjalikule tundmisele ka laialdasi teadmisi ümbritseva maismaa geoloogilisest ehitusest. Nagu uute meetoditega alustades tihti juhtub, kui puuduvad kogemus ja harjumus, tekitas esmane pilk reflektoritest tulvil seismilistele profiilidele lootusetuse tunde. Kuidas leida korrapära ja seoseid interpreteerimaks ja korreleerimaks erinevaid profiile, mille arv ulatub sadadesse ja kogupikkus enam kui paarikümne tuhande kilomeetriteni? Nimelt oli Eesti-Rootsi ühisprojekti esmaseks eesmärgiks korreleerida Paleosoikumi kivimeid üle Läänemere. Kuna enamus 1990. aastate profiilidest salvestati üksnes spetsiaalsetele paberrullidele (analoogmeetod), siis ei olnud vähem piinarikas ka hilisem algandmestiku digitaliseerimise protsess. See oli hädavajalik nii interpreteerimise hõlbustamiseks kui ka andmete, ennekõike geoloogiliste läbilõigete, korrektseks vormistamiseks ja esitamiseks.

Minu õnn, et alustasin interpreteerimist Ordoviitsiumi kivimitest, mille kihid on litoloogiliselt võrdlemisi hästi rööbistatavad üle Läänemere. Profiilide pideval vaatlemisel ning kõrvutamisel harjus silm aegamisi reflektorite virvarriga, millest selgelt eristusid üle mere jälgitavad Ordoviitsiumi reflektorid. Kui seismo-stratigraafiline skeem sai paika, avanes juba võimalus edasiseks detailide interpreteerimiseks. Võrreldes Ordoviitsiumiga puuduvad nii Kambriumi kui ka Siluri kivimitel üle mere jälgitavad litostratigraafilised tasemed. Seetõttu osutus nende tasemete reflektorite pilt nii keeruliseks, et sageli oli ka kahe teineteisest 2,5 km eemal paikneva profiili rööbistamine võimatu. Nii võttis Kambriumi ja Siluri kivimite ülemereline korrelatsioon aastaid ning need suuresti ümbritseva maismaa andmestikule tuginevad skeemid on seetõttu paljuski interpreteerija nägu! Erivanuselised Kambriumi kivimid Rootsi ja Eesti rannikul eeldasidki paljude reflektorite väljakiildumist Läänemere all. Siluri kivimite puhul näitas hilisem analüüs, et kõrvuti fatsiaalsete muutustega komplitseerivad Gotlandi ja Saaremaa vahelist korrelatsiooni palju enam siinses regioonis aset leidnud hilisemad struktuursed muutused ning kulutusprotsessid. Esiteks on Gotlandi (ka Ölandi) kivimid ilmselgelt sadu meetreid üles kergitatud ning nende algse, lõuna-loode-suunalise kallakuse asemel näeme tänapäeval hoopiski kirde-ida suunas langevaid kihte. Teiseks tulevad Läänemere keskosa batümeetrias ning aluspõhjareljeefis selgelt esile põhja-lõuna-suunalised (Neogeeni jõgede ja Pleistotseeni liustike) orundid, mistõttu Siluri kihtide pidevus Gotlandi ja Saaremaa vahel katkeb ning nende rööbistamine, isegi kõrvuti asuvatel profiilidel, muutub pea võimatuks. Nimetatud faktid koos Läänemere keskosa all väga ilmekalt esile tuleva kuestalaadse aluspõhjareljeefiga suurendasid tasahilju huvi Läänemere nõo olemuse ja kujunemise vastu. Merealuste Paleosoiliste kivimite detailsemast struktuurset analüüsis, millesse esmakordselt kaasasin ka Rootsi idaranniku alad Gotska-Sandöni ja Ölandi vahel, kasvas aegamisi välja küsimus: „Kas Eestis nähtavad Balti ja Siluri klint ning piki Rootsi idarannikut Ölandil ja Gotlandil jälgitavad klindiasangud on ühtse, üle Läänemere jälgitava kuesta-süsteemi osad, või kahe erineva kuesta, s.t erinevate jõgede kujundatud astangute süsteemid?“

Põnevaimaid leide ja interpreteeringuid Paleosoilise aluskorra kivimite geoloogias Läänemere keskosa seisnilise pidevsondeerimise profiilidelt

Kuna seisniliste profiilide interpreteerimise tulemiks on sisuliselt geoloogiline läbilõige, siis võrreldes üksikute ja isoleeritud maismaa puuraukudega annab erinevate profiilide andmete kõrvutamine palju terviklikuma ruumilise pildi. Reflektorite pindu analüüsidest saame jälgida

erinevate litokehade paksusi ning seeläbi eristada kulutuspinde ja erosioonikanaleid. Seismiliste lainete levikuomaduste sõltuvus kivimite koostisest võimaldab jälgida litilooilisi ja fatsiaalseid muutusi ning kaardistada edukalt ümbritsevatest kivimitest palju puhtamast lubjakivist koosnevaid riffstruktuure. Korrapärane ja piisava tihedusega seismiliste profiilide võrk võimaldab koostada struktuurikaarte ja seeläbi kaardistada tektoonilisi rikkevööndeid. Ulatuslik aluspõhjareljeefi andmestik ning selle analüüs võimaldavad kergitada saladusloori Läänemere nõo kujunemise hilisgeoloogiliselt ajaloolt.

Aastate jooksul on kogunenud palju põnevaid Läänemere keskosa Paleosoilise aluskorraga seotud geoloogilisi leide ja avastusi, millest olulisematena tooksin esile:

1. Seismiliselt „lääbipaistmatud“ Kambriumi kivimite sammasjad moodustised (nn *stone pillars*), mis jäävad 50–60 km Gotska Sandöni saarest kirdesse. Tegu on ilmselt tektoonilises rikkevööndis sekundaarselt moondu (dolomitiseerunud) Kambriumi kivimitega.

2. Erosiooniliste kanalite süsteem Ordoviitsiumi läbilõikes Gotska Sandöni ja Saaremaa vahel, mis seisustratigraafilise skeemi alusel moodustab ilmselt nn Vormsi ea eelse jõgede võrgu.

3. Ulatuslik Pirgu-ealiste riffmoodustiste levikuala Gotlandist kirdesse, mille suurus, struktuurne asend ja levikupilt viitab ulatuslikule barjääri moodustavale, karkassi omavale ja rannalähedast laguuni basseini sügavamast nõlvaalast eristavale rифvööndile. Viimase avamerepoolsel nõlval eristuvad selge vööndilise levikuga riffmoodustised, mille suurus väheneb basseini sügavama osa suunas. Nende sisemine, selgete „kollapaseerumise“ tunnustega struktuur viitab sellele, et tegu on nn mudapangastega (nn *Boda limestone*).

4. Komplitseeritud ja raskesti interpreteeritav Ordoviitsiumi ja Siluri piirikihtide tase, iseäranis Läänemere keskosa Rootsipoolsel alal (Pirgu-ealiste riffmoodustiste alal). Seismiliste reflektorite pilt viitab kolmele erosioonilisele tasemele (Pirgu ja Porkuni lademe, Orovitsiumi ja Siluri ladestu ning Raikküla ja Adavere lademe piiril), mida iseloomustavad erosioonikanalid, paksuste kiired muutused ja kihtide väljakiildumised.

5. Ordoviitsiumi ja Siluri piirikihtide, samuti Siluri *allosa* mõningate kihtide ulatuslik paksuste vähenemine lõuna, s.t Paleobalti Ordoviitsiumi-Siluri settebasseini sügavama osa suunas. See viitab Balti süneklisi nõlvaalal aset leidnud ulatuslikele erosiooni ja varingu protsessidele, millega saab ilmselt selgitada ka samaealiste ulatuslike settelünkade olemasolu Gotlandi geoloogilises läbilõikes.

5. Siluri, iseäranis Jaagarahu-ealiste riffmoodustiste (mis paiguti meenutavad barjääririffe) ulatuslik levik Saaremaa ja Gotlandi vahel ning nende levikumustri selge sõltuvus hilisematest erosiooniprotsessidest (on

suuresti ära kulutatud piki Gotlandi idarannikut nn Fårö ja Gotlandi süvikute alalt).

6. Läänemere keskosa klassikaline, jäätumiste eelsete (Hilis- Neogeeni) jõgede kujundatud kuestalaadne aluspõhjareljeef.

7. Siiani on vähe tähelepanu pööratud kristalliinses aluskorras esinevale ulatuslikule (~7 km diameetri ja >100 m sügavune) Balti Klindi esisele ja Kvaternaari setetega täitunud kraatriladsele struktuurile.

8. Tulles lõpuks tagasi kuestalaadse aluspõhjareljeefi ja klindiastringute juurde, siis detailsem struktuurne/tektooniline analüüs näitab, et Hilis-Kainosoikumis eksisteeris praeguse Balti kilbi ja Ida-Euroopa platvormi kontakti alal kaks teineteisest sõltumatut homoklinaali (üks Balti Kilbi lõunanõlval ning teine piki Rootsi idarannikut). Kummagi homoklinaali piires arenesid teineteisest sõltumatud jõgede võrgustikud, mida lahutas piki Botnia lahte volanud ja Gotlandist ida poolt möödunud suur, põhjalõuna-suunaline Eridanose jõgi. Seega on siiani ühtseks, üle Läänemere kulgevateks reljeefielementideks loetavad Balti ja Siluri klint moodustunud Rootsi idarannikul ja Balti kilbi lõunanõlval erinevate jõgede erosiooni tulemusena.

Lõpetuseks tuleb rõhutada, et käesolev, väga kontsentreeritud ning „kuiv“ tekst minu meregeoloogilistest tegemistest ja põnevamatest geoloogilistest avastustest Läänemere alla jäävatest Paleosilistest kivimitest hakkab palju enam kõnetama arvukate minu ettekandesse lisatud jooniste ja slaidide abil.

Igor Tuuling (igor.tuuling@ut.ee)– Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu

Metallid (maailma)merest

Alvar Soesoo

Rahva tavateadvuses ei käi meri ega maailmameri metallidega kokku. Isegi esimesed merelaevad olid puust ja mitte metallist. Ometi on maailmamerel väga oluline roll meile nii igapäevaste metallide nagu tsink, vask, plii, hõbe jpt tekkes (LISA joonis 1).

Ookeanide põhjas ja kohati ka madalamate merede põhjas toimus geoloogilises minevikus ning toimub ka tänapäeval metallimaakide teke (LISA joonis 2). Enamasti “sadestuvad” metallid välja seal sulfiidisel kujul. Seda tüüpi metallide esinemine on tuntud merepõhja massiivsete sulfiididena (ingl *seafloor massive sulfides* ehk SMS). Ilmselt enamtuntud on mõiste VMS, mis tähendab vulkaanilisi massiivseid sulfide (*volcanogenic massive sulfides*), mis on SMS-de iidne analoog. Mõlemal juhul on massiivsed sulfiidid tekkinud meres/ookeanis sarnasel viisil, ainukeseks erinevuseks on geoloogiline aeg.

Merepõhja massiivsed sulfiidid, õigemini nende teke reaajas, avastati 1960. aastatel, kui hüppeliselt suurenes teadlaste huvi merepõhja vastu ja seda eriti laamtektoonilisest vaatenurgast lähtudes. Batüskaafidega sukeldumisel avastati, et ookeani keskahelike piirkonnas tõuseb paljudes kohtades merepõhjust “suitsu”, ehk siis meeter-skaalas mõõdetavate torujate korstnate seest tõuseb tume, vahel ka hele, väga kõrgetemperatuuriline fluid. Inglise keeles hakati selliseid korstnaid kutsuma “*black smokers*”, eesti keeles on kasutusel mõisted “mustad tossutajad” või “mustad suits(e)utajad”. Tegu on kohtadega, kus magma- ja vulkaanilisest tegevusest üleskõetud fluid tõuseb maakoore pinnale ookeanipõhjas ning temperatuuri (ja osaliselt ka rõhu) muutuse tõttu hülgab fluid lahustunud metallid (LISA joonis 2). Metallid sadenevad välja sulfiididena, millest tulenevalt tekivadki keerulise kuju ja ehitusega torujad moodustised.

Ookeani põhjas on veetemperatuur umbes 2°C. Väljuvate hüdrotermaalsete fluidide temperatuurid varieeruvad 60-st kuni enam kui 460 kraadini, klassikaliste mustade tossutajate puhul enamasti üle 350 kraadi. Füüsikast teame, et puhta vee kriitiline punkt on 375 °C ja umbes 218 atmosfääri juures. Merevee soolsus (NaCl osakaal) tõstab kriitilist punkti, kuid ikkagi võib kõige kuumemaid hüdrotermaalseid lahuseid käsitleda kui superkriitilisi fluide! Praeguseni on sellistest teada näiteks Turtle Pits'i või Sister Peak'i alad ekvaatori lähedal, kus mustad tossutajad asuvad umbes 3000 m sügavusel. Teadaolev sügavaim süsteem – Beebe – asub aga Caymani süvikus Kariibi meres umbes 5000 m sügavusel. Seal

väljub 400 °C superkriitiline lahus külma, 2,3 kaaluprotsendilise soolsusega ookeanivette.

Korstnate kasvamine algab tavaliselt anhüidriidiga. Raua, vase ja tsingi sulfiidid sadestuvad järgmistena ning need moodustavad tiheda, tavaliselt $>4,5 \text{ kg/m}^3$, korstna keha. Kasv võib erijuhtudel olla väga kiire, teadaolevalt kuni 30 cm ööpäevas. Kujutage vaid ette ühte metallimaardlat kasvamas sellises tempos! Kõige olulisemad ja tootmisväärsamad metallid sellistes kohtades oleksid tsink, plii, vask, hõbe ja kuld. Metallide kaevandamine ookeanipõhjast ei ole kergete killast ülesanne. Ometi on paljud firmad investeerinud miljoneid dollareid meetodite arendusse ja metallide leidmisse. Näiteks firma Nautilus Minerals Inc. on aastaid uurinud võimalusi vase, tsingi, kulla ja hõbeda kaevandamiseks Paapua Uus-Guinea lähedal Bismarcki meres. Arvatakse, et üks esimesi tootmisprojekte võibki käivituda umbes 1600 m sügavusel ja annab esimest toodangut 2017. aastal.

Sarnased massiivsed sulfiidised maagid tekivad ka sügavamal maakoore sees, aga enamasti on nende tekkekeskkond siiski ookeanide ja meredega seotud. Arhaikumist kuni Eotseenini on üle maailma teada hulgaliselt massiivsete sulfiidide tekkekohti saarkaarte ja saarkaarte-tagustes riftingusüsteemides, vahel ka obduktsiooni läbi teinud ookeani keskaheliku plokkides ja riftistunud kontinentaalse ääreala piirkondades (LISA joonis 3). Ajalooliselt võib siiski tuua esile perioodid, kus massiivsete sulfiidsete maakide teke oli eriti intensiivne – need ajajärgud haakuvad hästi suurte ookeanide sulgumisperioodidega, näiteks Hilis-Arhaikumis (2,8–2,69 miljardit aastat tagasi), Paleoproterosoikumis (1,92–1,87 miljardit), Kambriumis-Ordoviitsiumis (500–450 miljonit), Devonis (370–340 miljonit) ja Vara-Juuras (200–180 miljonit aastat tagasi) (Galley jt 2007).

Præguste arvutuste alusel on kaasaegsetes merepõhja vulkaanilistes süsteemides varjul enam kui 600 miljonit tonni sulfiidseid maake, millest 30 miljonit tonni moodustavad ainuüksi vask ja tsink (Hannington jt 2011) (vaata ka LISA joonis 3). See on võrreldav teadaolevate massiivsete sulfiidsete maakidega maismaal.

Kas kaevandada merest?

Kas merepõhja kaevandamisele alternatiivi on? Teatavasti on merepõhjast metallide maaletoomisel palju merekeskkonda negatiivselt mõjutavaid kõrvalmõjusid, rääkimata sellest, et kogu kaevandamistsükkel on tehniliselt väga keeruline ja majanduslikult kallis.

Väga lihtsaid ja kohe rakendatavaid alternatiive ilmselt siiski napib. Mitmekümne aasta jooksul on räägitud võimalikust metallide kaevandamisest asteroididel, seda siis kas asteroidide “trajektooril” või neid

sobivasse kohta “tuues”. Võimalik, et mõneti lihtsam on jääda meile teada kuival maal paiknevate VMS-metallide juurde, aga otsida neid siis juba palju sügavamalt maakoorest. Suur arv uurijaid tegelebki just selles vallas.

Metallid Eestis

Rahvasuus on Eesti metallidest räägitud juba hulga sajandeid tagasi. Nimelt tundsid meie esivanemad soorauda ja oskasid sellest ka rauasarnast metalli kätte saada. Sooraud tekib üldjuhul rauarikkast põhjaveest (allikad, sood, niisked alad) raua hüdroksiidide või oksühüdroksiidide väljasettimisel keemilisel või biokeemilisel (nt ensüümide katalüüs, rauabakterid jm) teel. See on teaduslikult huvitav protsess ja lisaks sellele ka kaudne viide faktile, et kusagil põhjavee filtreerumise alal on olemas rauarikkad mineraalid, mis lagunedes põhjavette sattusid. Suuremat mõju sellisel metallide tekke protsessil tänapäeva metalliturule siiski ei ole.

Meie lähimad esivanemad juurdlesid tumedate mineraalide üle, mida võis leida siin-seal karbonaatsete kivimite õõnsustest ja mida praegu tunneme galeniidi ja sfaleriidina ehk teisisõnu plii- ja tsingimaagina. Põhja-Eesti esiasukad võisid samuti juurelda pankrannikul või jõeorgudes tumeda kilda sees või selle piiril asuvate, vahel kihikestena, vahel lausa õunasuuruste kullakarva mineraalide üle – selliseid püriiditeri on vahel ka kullaks peetud. Eestis seega on metalle! Kas ka mere või ookeaniga seotuid? Kindlasti!

Rauamaak ja sulfiidised maagid aluskorras

Võib-olla on enim nn VMS-dega seotud Kirde-Eestis teadaolev Jõhvi ja Sakusaare rauamaak. Jõhvi maagiilmingu avastuslugu ulatub eelmise sajandi 30. aastatesse, mil Eesti Vabariigi sõjavägi alustas esimest üle-Eestilist magnetomeetrilist kaardistamist magnetkompassi häirealade selgitamiseks. Leiti mitmeid magnetilisi anomaaliaid, neist suurimaks osutus Jõhvist veidi kirde pool paiknev anomaalia, mille põhjuseks arvati olevat rauamaagilademed aluskorrakivimites. Eesti enda rauamaak esinebki raud(magnetiit)kvartsiidi näol. 1937–1938. aastal viidi anomaalia piirkonnas läbi täiendavaid magnetilisi mõõtmisi ja puuriti kaks sügavat puurauku (505 m ja 721 m). Puuraugud andsid aimu maagikeha asendist, aga esmakordselt saadi võimalus seda maaki ka analüüsida. Proovid näitasid maagi suhteliselt kõrget kvaliteeti (rauda keskmiselt >30%) ja kahjulike lisandite, eriti fosfori madalat sisaldust (0,08%). Ka rikastamiskatsed andsid häid tulemusi. Lisaks on Jõhvi maak suhteliselt kõrge mangaanisaldusega – kuni 6%. Teistest kasulikest elementidest leidub seal kroomi ja koobaltit. Eelmise sajandi 50–60. aastatel defineeriti

Kirde-Eestis Jõhvi-Uljaste sidero-kalkofiilne maagistumise ala (mis sisaldab ka Uljaste, Assamalla ja Haljala gneissides grafiiti ja sulfide sisaldavaid anomaaliad), mida peeti tollal edasiste uuringute jaoks perspektiivikaks. Väga nappidel andmetel baseeruv Jõhvi magnetkvartsiitse maagi (raud >25%) varuhinnang andis kuni 500 m sügavuseni varuks 355 miljonit tonni ja kuni 700 m sügavuseni arvatult 630 miljonit tonni. Need on suured numbrid, mis tuleks üle hinnata ja analüüsida!

Jõhvi magnetiitkvartsiit on moondekivim, mis tekkis algselt Alam-Proterosoikumis ilmselt saarkaartega seonduvas geotektoonilises situatsioonis, kus toimus aktiivne settimine ning vulkaaniline tegevus. Ei ole välistatud (pigem ilmne), et Jõhvi piirkonnal on geoloogiline sarnasus Rootsi Bergslageni alaga. Viimane aga on oma maakidega mänginud ülimalt tähtsat rolli Rootsi riigi rikkuse tekkimisel palju aastasadu tagasi.

Kui suur on Kirde-Eesti ja tegelikult kogu Eesti aluskorra metallipotentsiaal ning kuidas need maagid tekkisid – see jääb lahendada Eesti geoloogidele lähiajal, kui just keegi teine ei tule seda meie eest ära tegema!

Fosforiit ja sellega seonduvad metallid aluspõhjas

Enam kui miljard aastat pärast seda, kui Jõhvi rauamaak moodustus, nüüd juba palju madalama mere tingimustes, settis Eesti alale liiv, millest hiljem sai liivakivi. Tollasel (umbes 488 miljonit aastat tagasi) liivasel merepõhjal elutsesid fosfaatse kojaga brahhiopoodid ehk käsijalgsed, mille üks perekond (enam kui 15-st, mis kõik hiljem avastati!) sai paleontoloogidelt nimeks *Obolus*. See ongi Eesti oobolusfosforiit! Fosfor pole küll metall, aga on oluline element toetamaks elutegevust. Huvipakkuv fosfaatne aine asubki käsijalgsete kodades või nende tükkides, mis pillutatud kord tihedamalt, kord hajusamalt mööda liiva – praegust liivakivi – laiali. Seda tüüpi fosfaatse tooraine – fosforiidi lasundeid leidub nii Eestis kui Ingerimaal, õhuke fosforiidikiht on teada Rootsis Ölandi saarel. Ehkki fosforiit on teada peaaegu sada aastat, on alles viimaste aastate üksikud uuringud (Soesoo 2015) näidanud, et lisaks fosforile võib neis kodades olla kõrgeenenud kontsentratsioonis ka haruldasi muldmetalle. Näiteks lantaani sisaldused kodades kõikusid 40 ja 800 grammi vahel tonni kohta, tseeriumil ulatus sisaldus üksikjuhtudel kuni kolme kilogrammini tonni kohta (Soesoo 2015). Kui lantaani ja tseeriumi turuhinnad on hiljuti langenud, siis näiteks neodüümiumi hind on jätkuvalt kõrge ning selle sisaldus kodades võib ulatuda praeguste andmete järgi kuni 1,8 kilogrammini tonni kohta. Seega on Eesti fosforiit kompleksne maavara ja ootab ka seda tüüpi lähenemist. Läheneda on aga raske, kuna teadmistaas on liiga õhuke isegi eelotsuste tegemiseks. Kas Eesti fosforiit just kuradist on, selles võib aga kahelda.

Kodanikud on jagunenud kahte leeri – uurimise ja kaevandamise (kui üldse võimalik) pooldajateks ja vastasteks. Tihti on praegusi fosforiiditootmise vastaseid väljaütlemisi saatnud teadmatus ja 1980. aastate uuringutulemuste tendentslik interpretatsioon. Faktiks jääb aga kindlasti meie teadmiste nappus Eesti fosforiidide kohta. Uued ruumilisel geoloogilis-geokeemilisel analüüsil baseeruvad uuringumeetodid annaksid aluse nii oluliselt täpsemaks varude suuruse hinnanguks kui ka maardlate heterogeensuse analüüsiks. Ilma detailsete eeluuringute ja võimalike tehnoloogiate hinnanguta pole võimalik kaevandamisest isegi juttu teha.

Metallid mudakivis

Kambriumi kuni Vara-Ordoviitsiumi vanusega metalli- ja orgaanikarikkad settekivimid (tuntud kui alum-kildad, mustad kildad, graptoliitargilliit) on teada laialdasel alal Leningradi oblastist üle Põhja-Eesti Lõuna-Rootsisse ja sealt põhjasuunas kuni Põhja-Rootsi ning Põhja-Norra aladeni. Mitmete metallide (U, V, Zn, Mo jt) kõrge sisaldus Eesti graptoliitargilliidis (GA) on ammu teada. Graptoliitargilliit, mis pikka aega oli Eestis ja Venemaal tuntud kui diktüoneemakilt, sattus metallitootmise huvisfääri juba eelmise sajandi 40. aastate teisel poolel. Nõukogu Liidu salatehases Sillamäel toodeti 1948.–1952. aastatel ligi 22,5 tonni puhast uraani, milleks kulus ligi 270 tuhat tonni graptoliitargilliiti (maaki). Graptoliitargilliit on oma olemuselt madala väärtusega põlevkivi, aga põleva aine madal sisaldus (12–17%) ja kütteväärtus umbes 1500–1600 kcal/kg (5–7 MJ/kg, õlisaagis 2–6%) temast atraktiivset energiaallikat ei tee. See-eest on paljude metallide sisaldused graptoliitargilliidis tõesti kõrged! Näiteks võib uraanisisaldus ulatuda kuni 1200 grammini tonni kohta, molübdeen 1000 ja vanaadium 1600 grammini. Ei ole imeks pandav, et mitmed välisfirmad on avaldanud soovi ja teinud isegi katseid hakata Eesti graptoliitargilliiti uurima eesmärgiga seda metalli tootmiseks kaevandada.

Viimastel aastatel läbi viidud uuringud lubavad täpsustada GA võimalikku mahtu ja selle elemendilist koostist ning keskkonnanäaspekte (Hade ja Soesoo 2013; Voolma jt 2014; Soesoo ja Hade 2014 jt). Eesti graptoliitargilliit hõlmab umbes 12210 km² ala ja kivimi maht on 31,92 miljardit m³. Graptoliitargilliidi kogumass, arvestades eritiheduseks 2100 kg/m³, on 67 miljardit tonni. Elemendilist variatsiooni on uuritud Saka ja Paldiski läbilõigetel, kus mõlemas ilmnes kõrge elementide muutlikkus olenemata kihi paksusest. Toetudes Eesti GA paksuse ja elementide kontsentratsioonide muutlikkuse mudelitele, arvatati mitmete metallide sisaldused kogu Eesti alal. Näiteks on U₃O₈ sisaldus Eesti GA-s 6,68 miljonit tonni, ZnO sisaldus 20,6 miljonit tonni ja MoO₃ sisaldus 19,1

miljonit tonni. Suured arvud! Rääkimata rahanumbritest, kui selle saaks kõik väikese tootmiskuluga maha müüa! Paraku see nii ei ole. Ka siin napib teadmisi, seda nii graptoliitargilliidi geoloogia, elemendilise jaotuse kui ka võimalike metalle eraldavate tehnoloogiate osas. Oma maapinnalähedase paiknemisega Põhja-Eesti klindipiirkonnas on GA looduslik oht, kuna temas lagunev uraan genereerib radooni ning soodsates lagunemistingimustes eralduvad mitmed tervisele kahjulikud metallid. Vaatamata kõigele võib GA käsitleda kui võimalikku tulevikuressurssi. Seda eriti piirkondades, kus teda saaks kaevandada näiteks fosforiidiga koos – paiknevad nad ju geoloogiliselt lähestikku.

Kas peaks fosforiiti kaevandama koos graptoliitargilliidiga või jätma selle kaevanduskäikude laeks? Võib-olla on mõni kolmas lahendus? Võib-olla ei saa kumbagi üldse kaevandada? Samas, kui veelgi kompleksemalt Eesti maapõue varasid kasutada, siis vajab märkimist, et kohati lasub graptoliitargilliidi peal glaukoniiti sisaldav liivakivi. Glaukoniit on lihtsasti rikastatav ja on sobiv materjal kaaliumi tootmiseks. Siit siis lisaks veel üks kasulik element Eesti aluspõhjast, mis on samuti settinud merelistes tingimustes.

Metallid Läänemeres?

Viimasena ja geoloogiliselt noorimana võib rääkida Läänemere mangaanikonkretsioonidest. Need on mineraalsed moodustised, skaalas millimeetrist kuni kümnete sentimeetriteni, mis moodustuvad tavaliselt aeglase settimise piirkondades sette piiril. Oli kuulda, et mangaanihädas Venemaa oli hiljuti neid oma territoriaalvetes veepinnale toonud ja üritanud katseliselt ka metalle toota. Eestis tegeleti pisut selle uurimisega okupatsiooniaegadel, uusimad uuringud toimusid 2015. aastal SEDGOF projekti (vaata internetist: sedgof.egk.ee) raames. Soome lahe mangaanikonkretsioonid on Emelyanovi (2004) andmetel pigem “raudsed”, sisaldades 20% ulatuses raudoksiidi ja tavaliselt vähem kui 10% mangaani. Kaaliumit, magneesiumit ja fosforit on neis 1–2%, räni ja alumiiniumi on pisut rohkem. Muude metallide osakaal on madal: vanaadiumi, tsingi ja nikli kontsentratsioonid jäävad vahemikku 100–200 grammi tonni kohta. Ehkki on arvatud, et konkretsioonide varu Läänemeres ulatub suurusjärku 10 miljonit tonni, on praeguste teadmiste valguses tegu pigem akadeemilise harjutusega kui maagiesinemisega.

Metallipoliitika

Metallide kaevandamist ja tootmist reguleerib turg. Turgu reguleerib rahvusvaheline nõudlus, mis on seotud tehnoloogia arenguga, ning riiklikud poliitikad. Suurriikidel on selged ressursipoliitikad, ambitsioonikad ja ennastsäästvad. Väikeriigid saavad ennast sinna sisse sobitada või seda ignoreerida. Neist sõltub suures poliitikas vähe, aga teisalt saab ressurssidest rikas väikeriik selles poliitikas kasulikult kaasa mängida, kui oidu jätkub!

Euroopa Liit hakkas oma ressursside allikatele ja turgudele mõtlema suhteliselt hilja, kui mitte öelda, et “kui EL turule jõudis, käis kauplemine seal juba täie hooga ja enamus müügilavkadest oli juba okupeeritud”. Aga siiski – esmase EL mineraalse toorme kättesaadavuse analüüsi avaldas Euroopa Komisjoni vastav töögrupp 2010. aastal. Tollal eraldati välja Euroopale 14 kriitilist elementi või toorainet (41 hulgast), mille tarnimisega võib olla raskusi. 2013–2014. aastatel läbiviidud analüüs tõi nimekirja 20 elementi ja toormaterjali (LISA joonis 4).

Selgelt on välja toodud fosfor (fosfaadid) ja haruldased muldmetallid. Sealjuures on rasked muldmetallid seoses kujunenud turusituatsiooniga kõrgeima tarneriskiga elemendid kogu Euroopa jaoks, pisut väiksem tarnerisk on kergete muldmetallide puhul. Kõrged ja kohati väga kõrged muldmetallide sisaldused niinimetatud *Obolus*-kodades võivad peagi ka EL spetsialistide vaatevälja jääda. Seda ka seetõttu, et Eestis on olemas muldmetallide tootmise *know-how* ja tehniline võimekus Sillamäel, hetkel veel Molycorp'i korporatsiooni tehasena, mis ilmselt peagi endale uut peremeest hakkab otsima.

Raskete haruldaste muldmetallide tootmist maailmas kontrollib Hiina ligi 99 protsendi osas (2012. aasta seisuga), õnneks on see osakaal viimastel aastatel siiski järjest vähenemas. Hiina ja Venemaa on aga olnud põhilised maad, kust EL impordib raskeid haruldasi muldmetalle (2012. aastal oli Hiina osakaal 41 protsenti ja Venemaa 35 protsenti). Kergete haruldaste muldmetallide osas kontrollis näiteks 2012. aastal Hiina 87 ja USA seitsme protsenti ulatuses kogu maailma tootmisest. Euroopa Liidu ainuke haruldasi muldmetalle tootev ettevõtte Molycorp Silmet Sillamäel andis umbes 3000 tonni metalle aastas, mis on mõni protsent maailmatoodangust. Aastane haruldaste muldmetallide nõudlus maailmas jääb suurusjärku 200 tuhat tonni. Euroopa Liidu kriitiliste materjalide nimekirjas on ka fosfori tooraine. Fosfaatide tootmist maailmas juhivad Hiina (38%), USA (17%) ja Maroko (15%). Euroopa komisjoni andmetel tuleb liitu ligi 33 protsenti vajaminevast fosforitoorainest Marokost, 13 protsenti Alzeeriast ja 11 protsenti Venemaalt.

Siiani ei ole Euroopa tähelepanu alla sattunud Eesti fosforiidid. Hetkel me ei tea veel, kas see on halb või hea! Selge on aga see, et oleks rumal käed rüpes istuda ning oodata uurijaid ja otsusetegijaid teiselt poolt piiri. Arenenud riigina soovib Eesti lähitulevikus kahtlemata panustada fosforiidiuuringutesse, seda eeskätt fosfori- ja metalliderikaste kihtide parimaks väljaselgitamiseks, keskkonnasõbraliku kaevandamise ja majanduslikult mõistlike tootmistehnoloogiate väljatöötamise läbi. Ühe olulise arengusuunana tuleks panustada Eesti aluskorraga ja sealhulgas ka aluspõhjaga seonduvate metallide uuringutesse.

Ehkki Eesti üheks kasutamata rikkuseks peetakse maapõues peituvat fosforiiti, oleks ilmselt hoopis lihtsam ja keskkonnasõbralikum kaevandada rauamaaki ja sellega assotsieeruvaid metalle.

Kokkuvõtteks

Ülalpool kirjeldatu ei ole kindlasti täisnimekiri Eesti metallidest ja teistest kasulikest elementidest. Mitte otse merega, aga soojade ja kuumade fluididega on seotud mitmed tsingi ja plii mineralisatsioonid Eesti Ordoviitsiumi ja Siluri karbonaatstes kivimites. Sarnane mineralisatsioon jälgib tihti lõhelisi piirkondasid ja kohti, kus kivim on kavernoossem, poorem. Milline on selliste maagiilmingute maht, millega see seotud on ja millal fluidiprotsess toimus, jääb tulevikuuuringute vastata. Oleme ausad, ei ole meil täit selgust ka selle kohta, kust sattusid metallid meie graptoliitargilliiti ja fosfaatsetesse kodadesse. Kas metallide kontsentreerumine toimus ainuüksi ja otse mereveest, milline osa oli hilisematel protsessidel, või toimus kõik palju hiljem fluidide “pealetungi” käigus? Sel juhul, mis oli see geotektooniline situatsioon, mis aktiveeris need fluidid? Kas seetõttu võib Eesti aluspõhjas olla hulga väikesi maagikehasid (Zn, Pb jt), kuhu soojad ja kuumad fluidid on oma metallid maha jätnud? Kui jah, kuidas neid leida ja kas neid oleks võimalik kaevandada-kasutada? Me oleme oma geoloogiateaduse arengus tasandil, kus me oskame küsida palju “õigeid” küsimusi – see on väga positiivne. Rahva meelsusest ja ka poliitikute keelsusest kumab läbi, et millegi tootmine maapõuest ei pruugi ollagi enam suurim tabu, millest riigis rääkida. Riik on majandusseisus, kus lihtsaid lahendusi raha tekitamiseks majanduse- ja raharingluse napib, napib ideid ekspordi kasvatamiseks ja kaudselt selle läbi ka tootvaid töökohti. Maapõuesektor on Eestis teenimatult vähe tähelepanu saanud. Osaliselt tänu vähelese ja kitsale tähelepanule on see aastakümneid olnud ehk liiga ühekülgne. Kunagise fosforiidisõja mentaliteet on raske kaduma, teatud ühendustel on kasulik elatuda desinformatsiooni külvamisest ning looduskeskkonna ülistamisest inimkeskkonna arvel. Ometi on suhteliselt lineaarne seos riigi tegeliku

rikkuse ning keskkonnapuhtuse ja -sästlikkuse vahel. Vaene riik ei suuda hoolt kanda oma looduskeskkonna eest ning reaalselt toetada säästlikku ressursikasutust ja inimarengut. Maapõue metallide kasutamise võimaluste uurimine võib mitmekesistada meie väikese riigi võimalusi majandustegevuses ja ühise rikkuse kasvatamisel!

Kasutatud kirjandus

- Emelyanov E.M. 2004. The Baltic Deepes as a Model for Explaining Iron and Manganese Ore Formation. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 2, lk 161–176.
- Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I.R. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. In Goodfellow W.D. (ed) *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 141–161 lk.
- Hade S., Soesoo A., 2014. Estonian graptolite argillites revisited: a future resource? *Oil Shale*, 31(1), lk 4–18.
- Hannington M., Jamieson J., Monecke T., Petersen S., Beaulieu S. 2011. The abundance of seafloor massive sulfide deposits. *Geology*, 39(12), lk 1155–1158.
- Sediments of the Gulf of Finland <http://sedgof.egk.ee> (projekti internetiallikas).
- Soesoo A. 2015. Eesti fosforiiti tuleb uurida, muidu uurivad teised meie eest. *Inseneeria*, 83(12), lk 22–26.
- Soesoo A., Hade S. 2014. Black shales of Estonia: moving towards a Fennoscandian-Baltoscandian database. *Transactions of Karelian Research Centre of Russian Academy of Sciences: Precambrian Geology*, 1, lk 103 - 114.
- SPC 2013. Deep Sea Minerals: Sea-Floor Massive Sulphides, a physical, biological, environmental, and technical review. In Baker E., Beaudoin Y. (eds) 1A, Secretariat of the Pacific Community.
- Voolma M., Soesoo A., Hade S., Hints R., Kallaste T. 2013. Geochemical heterogeneity of the Estonian graptolite argillite. *Oil Shale*, 3, lk 377-401.

Alvar Soesoo (alvar.soesoo@gmail.com) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu; Tallinna Tehnikaülikooli geoloogia instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn

Mõistatuslikud kihiluserikked Ungru paes

Rein Einasto, Ülo Kestlane

Balti paleobasseini arenguloo üldtuntud taustast (Nestor ja Einasto 1997) valisime seekord välja vaid ühe probleemse hetkesündmuse tagajärje: mõistatuslikud kihiluserikked Raikküla lademe Kullamaa kihistu Ungru kihistiku peenekihilises peendetriitses lubjakivis. Need kihiluserikked peaks laiemat tekkeloolist huvi pakkuma mitte üksnes sedimentoloogidele, vaid ka teistele sedimentoloogias huvitatutele.

Lugu algas sellest, et ühele Eesti Paelliidu pidulikule kogunemisele mõnisteist aastat tagasi tuli AS Lossikivi juht Aivar Allikmaa, suur Ungru pae lihvitud pindadega plaat kingitusena kaenlas, ja küsis muheledes: „Mõista-mõista, mis see on?“. Uudistasime – üldiselt horisontaalses ja lainjas kuni põimjas mikrokihilises lauspeendetriitses kivimis on selged väga omapäraseid kihiluserikked, mis meenutavad väikest minikraatriladset plahvatusjälge poolkõvastunud settes; sügavus vaevalt 10–15 cm (LISA fotod 1 ja 2). Sellisena on see paeplaat välja pandud mitmel paenäitusel, ent tõsisemat uurimist, vaatlustulemuste fikseerimist ega tekkeloo selgitamist pole ette võetud. Loodame, et esitatu annab aluse mõtisklusteks ja arutluseks.

Ungru paest üldisemalt

Ungru pae nime all tunneme üht Eesti omanäolisemat ehituspae tüüpi, mis on piiratud levikuga ning paljandub vaid Ridala poolsaare lääneosas Pusku ja Asuküla vahel mereäärsel laugel loode-kagusuunalisel paekõvikul (LISA joonis 1). Kvaliteetse kulumis- ja ilmastikukindla paekivina on see kohalikus ehituses kasutatust leidnud aastasadu ja 19. sajandi lõpuaastail sai Ungru paest ka hinnatud väljaveoartikkel. Koos vahetu lamami ja lasumiga paljandub Ungru paas täispaksuses vaid ühes kohas – Asuküla 7,6 m sügavuses põhjamurrus ligi 6 m paksuse lasundina, mis on seda tüüpi pae rekordpaksus Eestis. Mõningatete kulutusjälgedega vähemärgatavaid katkestuspindu on Ungru pae lasundi detailkirjelduses fikseeritud kuni kolmkümmend, tähistades madalat ja keskmist järku (elementaar-, mikro-mini- ja meso-) settimistsüklite piire (Einasto 1994) (LISA joonis 2).

Lääne suunas asendub käsitletav peeneteralise kaaneliiva lasund paleobasseini avamerepoolse riffikompleksiga Hiiumaal Sarve poolsaarel. Ida suunas kahaneb lasundi paksus järk-järgult ja asendub Kullamaa-Laukna vahemikus Siluriaegse mere kaldapoolse laguuni vaikleeliste dolomuda ja tombuliste lubisetetega, mis levivad Riidaku-Jalase ümbruses (Perens 1992; Põldvere 1994; Einasto ja Männik 1996).

Ungru paekivi koosneb hästisorteeritud peeneteralisest kaaneliivast ja sama terasuurusega lubimuda koaguleerumisel tekkinud ümbersettinud (naaberalalt sissekantud) tombulisest materjalist. Kivimi põhitunnusteks on lausteraline struktuur, kaltsiitne tsement, horisontaalne, lainjas ja põimjas mikrokihiline tekstuur, dolomiidika lubimerkivi õhukesed vahekihid, kivististe vähesus ning teralise põhikivimi osaline dolomiidistumine. Mikrokihilisust markeerib eri kihikeste mõnevõrra erinev terasuurus ja läätsjad merkivi kelmed, ka harvad muutliku paksusega katkendlikud vahekihid, paksusega harva kuni 3 cm. Dolomiidistunud on valdavalt üksnes jämedam detriit: dolomiidi kristallid, põhikivimist tumedamad ja suuremad, paiknevad kivimis küll hajutatult, ometi kihiti ja seovad naaberkihikesi. Selline hajus dolomiidikristallide paiknemine lubjakivis võiks olla vihje selle kohta, et dolomiidistumise protsess toimus varsti pärast settimist, varase diageneesi staadiumis, enne lõplikku kivistumist. Hilisdolomiidistumisest on kivimkeha puutumata jäänud (Einasto ja Sarv 2015).

Kihilisuseriketest lähemalt

Löögiäljega paeplaat leiti töökojast, kus plaadi täpsemat kihi-kuuluvust murru profiilis ei õnnestunud kindlaks teha. Merkivi vahekihtide sagedama esinemise ja horisontaalse-põimja mikrokihilisuse piiriala järgi võib oletada, et vaadeldav plaat pärineb murru läbilõike alumisest poolest, tõenäoliselt alumise ja keskmise minitsükliidi piirialalt (LISA joonis 2). Vaadeldes kihtide järgnevust paeplaadil alt üles, ajalise kujunemise järjekorras:

- Minikraatri lamam (7–8 cm) – helehall horisontaal-mikrokihiline hästisorteeritud peendetriitne dolomiidikas lubjakivi juuspeente katkendlike merkivi kelmetega. Kihindi ülemine pind on minikraatri põhjas 3–4 cm sügavuselt (2/3 ülemisest kihist) laugelt lohku kulutatud. Samas ei ole see kulutusjälgedega katkestuspindadele omaselt siledaks lihvitud. Pind on pisut kare, mis viitab sette küll kõvastunud, aga mitte veel kivistunud seisundile minikraatri tekkemomendil. Kihti läbivad minikraatri põhja suubuvad sekundaarse kaltsiidiga täitunud lõhed (LISA fotod 1 ja 2, joonised 3 ja 4).

- Minikraatri põhjast eemale lükatud peendetriitse lubjakivi kaksikkiht (2–3 cm), mille esmane lasuvus on külgsurve mõjul ühel pool (paremal) rikutud – laineliseks surutud, teisel pool (vasemal) aga loomulikku horisontaalsesse seisundisse jäänud.

- Järgmine on hajusa orgaanilise aine sisaldusest pruunika tumehalli dolomiidika lubimerkivi kiht (0,5–1,0 cm), mis on külgsurve tagajärjel läätsedena katkendlikult lasuvasse lubjakivisse püsti lükatud (LISA fotod 1

ja 2). See veel pehmes olekus lubimergli vahekiht moodustaski külgsurve ajal lasuva, veel suhteliselt pehme peeneteralise kaaneliiva kihile nihkepeegli.

- Minikraatril ümbrisvalli moodustav hästisorteeritud peendetriitse dolomiidika lubjakivi (plahvatuse hetkel tihenenud, viskoosses kõvastumata seisundis kaaneliiva) kiht (2–3 cm), mis külgsurve mõjul suruti valliks (10–12 cm), mille paksus ületab kihi normaalpaksuse 2–4 korda (LISA fotod 1 ja 2; joonised 3 ja 4). Selle kihi „sabad“ on paksenenud kihi alla väljapoole pööratud.

- Minikraatrit täitev ja kihilisuseriket kattev dolomiidika lubimerkivi kiht (0,3–8,0 cm), mis kraatris on tunduvalt karbonaatsem ja kõvastumise käigus vähe kompakteerunud, siirdelise ülemise kontaktiga lasumisse; kraatrivalli lael aga kauem pehmes olekus püsinud ja tugevalt mahus vähenenud, kokku surutud ja seetõttu teravapiiriliseks mattunud.

- Põimjas mikrokihiline lausteraline külgtäitumuslik seeria (2–8 cm) voolu suunaga vasemalt paremale, kus valli lael ja nõlval settis pisut jämedam, jäänuknõos aga peenem teraline materjal. Esineb mitu minimurranglõhe kraatri vasemal serval – ilmne tõend erinevast vajumise ulatusest tätekihi kõvastumisel. Kihiseeria ülemisel pinnal on selged kulutuse ja kaevuvate organismide elutegevuse jäljed.

- Teine paksem (0–1,5 cm) eelmisega sarnane lubimerkivi katkendlik vahekiht.

- Teine põimjas mikrokihiline lausteraline külgtäitumuslik seeria (1–5 cm), voolu suunaga vastupidiselt – paremalt vasakule (LISA fotod 1 ja 2; joonised 3 ja 4).

Millega võib olla tegemist?

Millised loodusjõud võisid kujundada tihenenud kaaneliivas kraatrilaadse süvendi koos külgsurvest tekkinud valliga? On selleks taevased jõud, näiteks välgulöök, või maapealsed protsessid tõusu-mõõna madalvee vööndis, näiteks settest väljuvad gaasimullid? Käsitletavate kihilisuserikete tekkepõhjuste selgitamiseks peaks otsima analooge nii teiste ajastute kui kaasaegsetest setetest. Esimesed kinnitused välgulöögil on ka leitud, eeldusel, et vesi pole sügavam kui 0,3 m, mida Ungru kihistiku läbilõike tekstuure eripära - põimja peene- kuni mikrokihilisuse sagedane vaheldumine horisontaalse ja lainjaga ning katkestus - ja kulutuspinna (LISA joonis 2) sugugi ei välista, vaid pigem just kinnitavad.

Autorid avaldavad siirast tänu kolleeg Aat Sarvele jooniste digitöötluse ja heade soovitude eest.

Kasutatud kirjandus

- Einasto R. 1994. Stratotype section of the Ungru (Pusku) member (Lower Llandovery, Raikküla Stage, Western Estonia). *Bulletin of the Geological Survey of Estonia* 4/1, lk 23–26.
- Einasto R. ja Männik P. 1996. Pusku (Ungru-Sepaküla). In Meidla T., Puura I., Nemliher J., Raukas A., Saarse L. (eds) *The Third Baltic Stratigraphical Conference: abstracts: field guide*. Tartu: Institute of Geology, University of Tartu, 106–107 lk.
- Einasto R. ja Sarv A. 2015. Ungru paas. Hästisorteeritud peeneteraline kivistunud kaaneliiv Vara-Siluri Raikküla ea taanduva mere lainemurrust. *Horisont* 2/2015, lk 16–17.
- Nestor H. ja Einasto R. 1997. Development of Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin. In Raukas A., Teedumäe A. (eds) *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 192–204 lk.
- Perens H. 1992. Raikküla lademest ja tema liigestamiest avamusalal. *EGK Toimetised* 2/1, lk 27–31.
- Pöldvere A. 1994. Raikküla lademe paetüübid Matsalu lahe ümbruses. *EGK Toimetised* 4/1, lk 27–35.

Rein Einasto (reine@tkk.ee) Tallinna Tehnikakõrgkool, Pärnu mnt 62, 10135 Tallinn

Rand – mere ja maismaa igavese võitluse lahinguväli

Hannes Tõnisson

Sissejuhatus

Rand ja laiemas mõistes rannik on paik, kus kohtuvad või on kunagi kohtunud kolm sfääri – atmosfäär, litosfäär ja hüdrofäär. Seesugune „kohtumispaik“ on loonud keskkonna, kus me võime geoloogiliste protsesside toimumist näha oma silmaga – võime näha, kuidas setteid ära kantakse ja rannajoon taganeb, võime näha, kuidas setteid kuhjatakse ja rannajoon hakkab mere suunas nihkuma.

Eesti rannik on valdavalt madal, looduslikult väga vahelduv ning pakub inimtegevuseks mitmeid võimalusi. Nagu mujal maailmas, on ka Eestis eksisteerinud rannaäärne asustus aastatuhandeid. Sama kaua kui on Eestis elanud inimene, on teda ka ranna ligi tõmmanud. Ranna lähedale on rajatud nii mitmed kiviaegsed asulad (Kriiska 2000) kui ka tänased linnad, külad või suvilate rajoonid. Oleme jõudnud olukorda, kus rannajoone lähedal on rahvastiku tihedus kordades suurem kui sisemaal (Small ja Nicholls 2003). Seoses niisuguse rahvastiku koondumisega suureneb inimõju rannaprotsessidele, aga suureneb ka rannaprotsesside mõju inimesele. Mäletame veel kõik, millist kahju tegi 2005. aasta jaanuaritorm Eestile (Tõnisson jt 2008; 2009). Et vähendada randade muutumisest põhjustatud kahjusid inimesele ja ühtlasi optimeerida inimese mõju rannikukeskkonnale, on vajalik mõista rannas toimuvate protsesside vahelisi seoseid ning seda, millisel määral need protsessid varieeruvad tänapäeval ja kuidas need on varieerunud minevikus. Seesugust tööd on läbi viidud Tallinna Ülikooli ökoloogia keskkuses juba aastakümneid (Kont jt 2011).

Käesolevas artiklis tuuaksegi välja mõned huvitavamad randade uurimise viisid, selgitatakse, mida seesugune lähenemine võimaldab meil teada saada ja kuidas see kõik võiks ühiskonnale kasu tuua.

Rannajoone muutused

Kõige lihtsam, aga sageli ka kõige olulisem randade uurimise valdkond on rannajoone ja rannaastangu muutuste jälgimine ja muutuste põhjuste analüüsimine. Looduses võime sageli näha seda, kuidas mõni meile tuttav rand on muutunud kitsamaks või laiemaks, samas mõni koht ei muutu pea üldse. Üheks etalonlaks Eestis on aastaid olnud Harilaiu poolsaar, kus rannajoon on sajandiga nihkunud sadu meetreid (LISA joonis 1) ja võib lausa ühe tormiga nihkuda kümnete meetrite ulatuses. Näiteks taganes

2012. aasta jaanuaritormiga sealse tuletorni lähedal paiknev rannaastang ligi meeter ühes tunnis ja umbes kümme meetrit vaid ühe ööpäevaga (Tõnisson jt 2013). Teadmine, kui kiirelt rannad muutuvad (Orviku jt 2013), kus seesugused rannad asuvad ja millest need muutused sõltuvad, on äärmiselt oluline rannikualade planeerimisel.

Randade muutumine võib sõltuda väga mitmetest teguritest: setete iseloomust, reljefist, maakerke kiirusest, avatusest lainetusele, lainetuse parameetritest, ajuvee ja paguvee nähtustest, merejää esinemisest, meteoroloogilistest tingimustest ja veel mitmetest pisematest faktoritest. Oleme leidnud, et on selge seos kliimaatiliste tingimuste muutuste ja rannaprotsesside kulgemise kiiruse vahel (Tõnisson jt 2011). Kliima soojenemisel kaob randu kaitsev merejää, tõusevad tormist põhjustatud ajuvee tasemed, suurenevad tormituulte kiirused ja kasvavad laine parameetrid, mis kiirendavad nii akumulatsiooni kui ka erosiooni – rannaprotsessid aktiveeruvad. Sagedaste kõrgete meretasemetega tormide vahele ei jää piisavalt nõrku tormisündmusi, mis aitavad sageli oluliselt kaasa randade seisundi paranemisele. Selle asemel mõjutavad meie randu tugevad tormid, millest iga järgnev tabab juba „haavatud“ rannaprofiili ja purustused aina süvenevad.

Üksiksündmuste uurimine, katsed värvitud kividega

Teadmine, et suur osa randade muutustest leiab aset üksikute tormisündmuste käigus, veelgi enam, vaid mõne tunni käigus, on meid suunanud lähemalt uurima üksiksündmuste mõju. Juba seitsmekümnendatel (Orviku 1974) alustati Eesti randade dünaamika uurimisel värvitud setete kasutamist. Seoses tehnika arenguga on sellesama vana meetodika taaselustamisel õnnestunud saada olulist informatsiooni setete dünaamika kohta üksiksündmuste käigus (Tõnisson jt 2014). Värvitud setete liikumise jälgimise ja samaaegse lainetuse parameetrite mõõtmise tulemusel oleme tuvastanud, et vaid ühe tormiga võivad kuni 10 cm läbimõõduga setted isegi 10 m sügavusel merepõhjas mitmeid meetreid ning veerised piki randa sadu meetreid liikuda. Veeriseid on võimalik kasutada ka liivade liikumise jälgimiseks, mööda põhja liikuv liiv tõmbas endaga kaasa ka liivale paigutatud jämedamad setted.

Instrumentaalmõõtmised, mudelid ja prognoosid

Tänaseks oleme jõudnud olukorda, kus meil on olnud võimalus läbi töötada aukartust äratav hulk arhiivi kogutud andmeid – informatsioon vanadelt kaartidelt ja ajalooarhiividest, meteoroloogilised andmerekad, meretaset ja lainetust puudutavad andmed. Selle tulemusel on meil

võimalik leida seoseid kliimaatiliste tingimuste muutuste ja lainetuse parameetrite kasvu ja kahanemise vahel ning leida, mil määral seesugused kõikumised mõjutavad rannaprotsesside kulgemise kiirust. Võrdlemisi pikad reaalsetel mõõtmistel põhinevad lainetuse andmereal on loonud olukorra, kus oleme saanud ajas tagasi minna, modelleerides meteoroloogiliste andmeridade põhjal minevikus esinenud tormide hüdrodünaamilisi parameetreid ja nende võimalikku mõju rannaprotsessidele. Veelgi enam, samade andmete abil võime prognoosida tuleviku tormisündmuste parameetreid ja hinnata nende võimalikku mõju rannaprotsessidele. Näiteks oleme kliimamudelite põhjal modelleerinud lainetuse järgneva sajaks aastaks ning selle põhjal prognoosinud randade arengu põhitrende. Võime öelda, et tulevikus on karta randade muutuste mõningast kasvu, mis seisneb eelkõige kulutusala laiendamises praeguste edasikandetsoonide arvelt ja akumulatsiooni kiirendamises kuhjealadel (Suursaar jt 2015; 2016). Seesugused trendid suurendavad survet nii kulutusala lähedal kui ka akumulatsioonialadel paiknevatele rajatistele ja infrastruktuurile (nt sadamate ummistumine). Niisugune kiire setete ümberpaiknemine tekitab aga olukorra, kus uued rannamoodustised on oluliselt madalamad kui erodeeritud pinnavormid kulutusaladel ja seetõttu on uus tekkiv maapind tundlikum nii üleujutustele kui ka maailmamere tõusule.

Rannamoodustistesse salvestunud informatsiooni kasutamine

Olukorras, kus usaldusväärsed ja pidevad andmereal jäävad valdavalt saja aasta piiresse, tekib meil õigustatud küsimus, kas kaugemas minevikus on vaiksed ja tormised perioodid samuti vaheldunud ning kas ei võinud olla veelgi võimsamaid tormisündmusi, veelgi võimsama lainetuse ja kõrgema ajuveetasemega. Õnneks asub Eesti pideva maakerke piirkonnas, mis vähendab nii maailmamere taseme tõusu ebasoovitavat mõju kui on ka „salvestanud“ minevikus toimunud ekstreemsed sündmused vanadesse rannamoodustistesse. Sageli näeme liivarandades pärast torme tumedaid kihte, milles vahel esineb ka veidi jämedamat liivafraktsiooni. Peagi mattuvad need kihid tuulega kantud liivade alla ja jäävad mõne aja möödudes maakerke tõttu aktiivse lainetuse piirkonnast välja. Ajapikku kujunevad sel moel rannajoonega paralleelsed liivast vallid, mida võime sageli leida ka sisemaal mitmete kilomeetrite kaugusel tänapäevasest rannajoonest. Kasutades georadarit, leiame seesugused kihid üles ka mitmete meetrite sügavuselt vallide seest (LISA joonis 2). Oleme leidnud alasid, kus on palju niisuguseid mere poole kaldu kihte, mitmed väga suure ulatusega. Nendes piirkondades olevad vallid on keskmisest kõrgemad. Võime eeldada, et seesugused lõigud on moodustunud tormistel perioodidel ja eriti ulatuslikud

kihid on moodustunud eriti ekstreemsete tormide vältel (Vilumaa jt 2016). Madalad liivast vallid, mille sees on vaid üksikud ja lühikesed mere suunas kaldu erosioonikihid, on kujunenud vaiksematel perioodidel, mil esines vaid üksikuid tugevamaid torme.

Järgmise sammuna saame leida kõige ulatuslikumad erosioonipinnad – viltused kihid – ja võrrelda neid tänapäevaste tormide käigus moodustunud analoogsete kihtidega. Aktualismi printsiibi kasutamine võimaldab meil nende viltuste kihtide ulatuse järgi rekonstrueerida tolleaegsete tormisündmuste parameetrid – meretaseme, lainetuse ja meteoroloogilised näitajad. Seesugused tulemused võimaldavad meil liikuda võrdlemisi lühikestel andmeridadel põhinevatelt statistilistelt riskihinnangutelt juba reaalsel andmetel põhinevatele riskihinnangutele, kasutades andmeid, mida randades toimuvad geoloogilised protsessid on meile kogunud ja hoidnud mitmeid aastatuhandeid.

Kokkuvõtteks

Inimestel on alati olnud „tõmme“ vee äärde. Lisaks sellele, et mööda vett on odav ja mugav kaupa vedada, on seal meeldiv nautida vaadet ning kasutada mere pakutavaid rekreatiivseid võimalusi.

Randade geoloogia on valdkond, mis jälgib väga kiirelt toimuvaid geoloogilisi protsesse. Siin võivad silmaga nähtavad muutused toimuda juba ühe laineperioodi või mõne tuulepuhangu vältel. Samas, tänu maakerkele, on mitmeid olulisi minevikusündmusi tähistavad markerid säilinud mitmeid tuhandeid aastaid. Selle uhke andmebaasi dekodeerimine annab meile suurepärase ülevaate meie randu mõjutavate sündmuste esinemismustritest ja ulatusest. Seesugusel pikal ajalool põhinevad laiapõhjalised teadmised randades aset leidvatest geoloogilistest protsessidest võimaldavad meil vähendada või lausa vältida looduse poolt inimesele põhjustatavat kahju ja vastupidi. Veelgi enam, see võimaldab meil neid protsesse enda kasuks tööle panna.

Kasutatud kirjandus

- Kont A., Orviku K., Tõnisson H. 2011. Eesti ranniku uurimine ja problemaatika. Rmt: Soomere T., Nõges T., Help H.-L., Jakobson S., Rebo Ü., Varlamova G. (toim) *Teadusmõte Eestis (VII). Meri. Järved. Rannik*. Eesti Teaduste Akadeemia, 83–102 lk.
- Kriiska A. 2000. Settlements of coastal Estonia and maritime hunter-gatherer economy. *Lietuvos archeologija*, 19, lk 153–166.

- Orviku K. 1974. Eesti mererannavöönd (vene keeles).
- Orviku K., Tõnisson H. 2009. Kiipsaare rannad ja tuletorn. *Eesti Loodus*, 60 (5), lk 6–13.
- Orviku K., Tõnisson H., Kont A., Suuroja S., Anderson A. 2013. Retreat rate of cliffs and scarps with different geological properties in various locations along the Estonian coast. *Journal of Coastal Research*, 65, lk 552–557.
- Small C., Nicholls R. J. 2003. A global analysis of human settlement in coastal zones. *Journal of Coastal Research*, 19, lk 584–599.
- Suursaar Ü., Jaagus, J., Tõnisson, H. 2015. How to quantify long-term changes in coastal sea storminess? *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 156, lk 31–41.
- Suursaar Ü., Tõnisson H., Alari V., Raudsepp U., Rästas H., Anderson A. 2016. Projected Changes in Wave Conditions in the Baltic Sea by the end of 21st Century and the Corresponding Shoreline Changes. *Journal of Coastal Research*, lk 1012–1016.
- 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. *Journal of Coastal Research*, 24(3), lk 602–614.
- Tõnisson H., Jaagus J., Kont A., Orviku K., Palginõmm V., Ratas U., Ravis 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. Tallinna Ülikooli Ökoloogia Instituudi Publikatsioonid*, 11, 90–129 lk.
- Tõnisson H., Suursaar Ü., Orviku K., Jaagus J., Kont A., Willis D.A., Ravis, R. 2011. Changes in coastal processes in relation to changes in large-scale atmospheric circulation, wave parameters and sea levels in Estonia. *Journal of Coastal Research*, lk 701–705.
- Tõnisson H., Suursaar Ü., Ravis R., Kont A., Orviku K. 2013. Observation and analysis of coastal changes in the West Estonian Archipelago caused by storm Ulli (Emil) in January 2012. *Journal of Coastal Research*, 65 (1), lk 832–837.
- Tõnisson H., Suursaar Ü., Kont A., Orviku K., Ravis R., Szava-Kovats R., Vilumaa K., Aarna T., Eelsalu M., Pindsoo K., Palginõmm V., Ratas U. 2014. Field experiments with different fractions of painted sediments to study material transport in three coastal sites in Estonia. *Journal of Coastal Research*, 70, lk 229–234.

Vilumaa K., Tõnisson H., Sugita S., Buynevich I.V., Kont A., Muru M., Preusser F., Bjursäter S., Vaasma T., Vandel E., Molodkov A., Järvelill J.I. 2016. Past extreme events recorded in the internal architecture of coastal formations in the Baltic Sea region. *Journal of Coastal Research*, 75, lk 775–779.

Hannes Tõnisson (hannes.tonisson@tlu.ee) – Tallinna Ülikool, Ökoloogia keskus, Uus Sadama 5, 10120 Tallinn

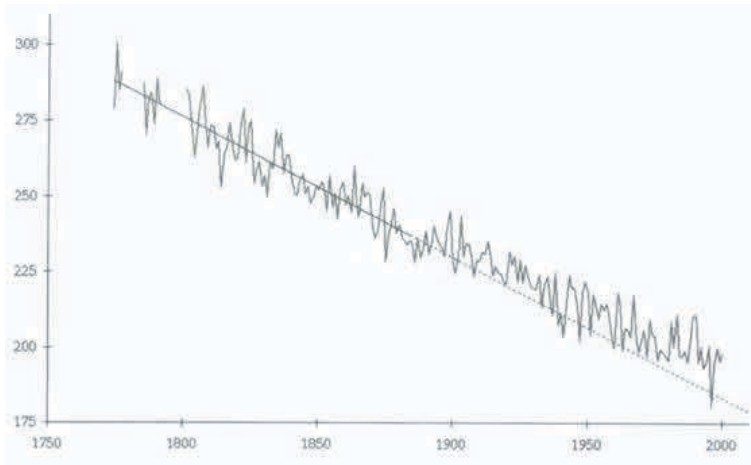
Meretaseme muutused ja maatõus Eestis ning mujal Läänemere piirkonnas

Alar Rosentau, Merle Muru, Enn Karro, Mait Sepp

Läänemere rannikul on meretaseme muutusi jälgitud ja selle kohta hüpoteese püstitatud juba sajandeid. Kõige varasem teadaolev kirjalik allikas Läänemere veetaseme kohta pärineb umbes 1050. aastast Stockholmi lähedal asuva viikingiaegse Runby küla ruunikivilt. Sellelt võib lugeda, et viikinginaisal Ingridil oli seal kauba laadimiseks vajalik sildumiskoht ehk *ladbro*. Ligi tuhande aasta jooksul on mererand sellest kohast taandunud kilomeetrite kaugusele ning tänapäeval paikneb merepind tolleaegsega võrreldes viis meetrit madalamal.

Meretaseme muutuste jälgimiseks on rannas paiknevatele rändrahnudele raiutud veetasemete märke. Enim tuntud on vahest Rootsis Lövgrundi saarel Celsiuse kivi, millelt võib leida 1731., 1831. ja 1931. aasta keskmise veetaseme tähise. Temperatuurikraadistiku väljamõtletaja geofüüsik Anders Celsius (1701–1744) uuris rannikul asuvaid ja meretasemega seotud rahne ehk nn hülgekarisid ning nende kohta leiduvaid kirjalikke allikaid. Celsius leidis ülestähendusi, kus on märgitud, et osa varem kütamiseks sobivaid kive paikneb nüüd hüljeste jaoks merepinnast liiga kõrgel või on sootuks kuival maal. Sellest teadmisest lähtudes arvutas ta esimest korda ka meretaseme alanemise kiiruse. Alles hiljem suudeti seda nähtust seletada maatõusu kaudu, mis ületab Lövgrundi piirkonnas meretaseme tõusu kiirust (Ekman 2009). Nende kahe protsessi – meretaseme muutuse ja maatõusu koosmõju määrabki ära, kas hülgekarid kerkivad veest või hoopis upuvad. Nimetame selles loos niisugust meretaseme muutust suhteliseks meretaseme muutuseks.

Suhtelist meretaseme muutust mõõdavad tänapäeval veemõõdupostid. Läänemere rannikul on selliseid sadakond, millelt mõõdetakse iga päev merevee taset etteantud kindelpunkti ehk reeperi suhtes. Ajalooliselt on meil reeperiks olnud Peterburi lähedal Kroonlinna saarel asuva mõõtejaama nullpunkt ehk niinimetatud Kroonlinna null. Tallinnas hakkas veemõõdujaam tegutsema 1842., Narva-Jõesuus 1899., Pärnus 1923. ja Ristnas 1950. aastal. Praegu mõõdab riigi ilmteenistus meretaset 12-s rannikuala seirejaamas. Maailma esimene merevee kõrguse mõõtepost rajati Amsterdamis juba aastal 1682. Praeguseks on selliseid jaamu maakeral üle 1750; lisaks jälgitakse ookeane satelliitidelt (Summerhayes ja Colin 2015). Läänemere ääres on vanim Stockholmis paiknev mõõtepost, kust pärineb üks maailma pikimaid pidevaid meretaseme vaatluste aegridu: see algab jaanuarist 1774 (joonis 1). Esialgu mõõdeti Stockholmi jaamas meretaset kord nädalas, kuid hiljem iga päev. Pikaajaliste ja järjepidevate



Joonis 1. Stockholmi mareograafi mõõtmiste seeria näitab aasta keskmist meretaset (cm) alates aastast 1774. See on pikim pidev meretasemete andmerida maailmas (Ekman, 2009).

mõõtmiste alusel võib üsna täpselt hinnata, kui kiiresti ja kui palju on merepind selles jaamas fikseeritud mõõtelati suhtes tõusnud või langenud.

Varasemate perioodide kohta tulevad meretaseme suhteliste muutuste hindamisel appi ka geoloogilised andmed, mida sageli esitatakse veetaseme kõverate kujul vanus-kõrgus diagrammina. Narva-Lauga piirkonna veekõveralt (LISA joonis 2) on näha, et ligi 7600 aastat tagasi ületas meretaseme tõus selgelt maatõusu kiirust. Meretase tõusis sajandi jooksul vähemalt ühe meetri jagu ning uputas kiviaegsed asulapaigad Narva ja Pärnu piirkonnas (Veski jt 2005; Rosentau jt 2013). Võrdluseks võib siia tuua pärastjäätaja kõige kiirema merevee taseme tõusu nn. Bøllingi kliimasoojenemise ajal ligi 14 600 aastat tagasi, kui meretase kerkis sajandi jooksul vähemalt neli meetrit (Carlson ja Clark 2012).

Nagu eespool nimetatud, ei anna veemõõdujaamade ega ka geoloogilised andmed otseselt vastust küsimusele, kui palju ikkagi tõuseb maa või muutub meretase. Sellele küsimusele saab vastata tänapäeva satelliidiandmeid kasutades, mis võimaldavad leida iga koha absoluutse maatõusu väärtuse. See tähendab, et muutusi ei võrrelda enam maapealse kindelpunkti suhtes, mis võib ju samuti tõusta või hoopis vajuda, vaid Maa raskuskeskme suhtes. Globaalse positsioneerimissüsteemi (GPS) abil tehtud kordusnivelleerimised ja püsijaamade mõõtmised annavad nüüd teadlaste käsutusse äärmiselt detailseid maapinna liikumise andmeid. Maatõusu dünaamikat Skandinaavias ja Läänemere piirkonnas analüüsitakse

Põhjamaade geodeesiakomisjoni (NKG) geodünaamika töörühmas ning uusimaid saavutusi tutvustab sügiskoolist osavõtjaille oma ettekandes Tõnis Oja.

Meretaseme ja maatõusu andmete põhjal on võimalik anda ka hinnang selle kohta, mis võib hakata juhtuma Eesti rannikualadel tulevikus. Tulevikustsenaariumite koostamisel on seega oluline arvestada lisaks maailmamere taseme tõusule, mida valitsustevaheline kliimamuutuste töörühm (IPCC) on hinnanud erinevate optimistlike (RCP 4.5) ja pessimistlike (RCP 8.5) stsenaariumite järgi (IPCC 2013), ka maatõusu väärtustega (Ågren ja Svensson 2007). Võtame aluseks need kaks IPCC arengustsenaariumi ja vaatame, kui kõrgele kerkib Läänemere tase Eesti rannikul aastateks 2050 ja 2100. Selleks lahutame prognoositavast meretaseme tõusust absoluutse maakerke väärtuse (LISA joonis 3).

Esimese, optimistlikuks peetava stsenaariumi järgi suudab inimkond kasvuhoonegaaside heites kokku leppida ja seda tasapisi piirata. Sel juhul võib sajandi lõpuks veetase Eesti rannikul tõusta 20–40 cm võrreldes 2000. aasta tasemega. Pessimistliku stsenaariumi (RCP8.5) järgi aga jätkab inimkond kasvuhoonegaaside õhkupaiskamist ilma mingite piiranguteta. Kui meie tulevik osutub selliseks, siis on merevee tase Eesti looderannikul 21. sajandi lõpus umbes 40 cm ja Pärnu ning Narva-Jõesuu piirkonnas ligi 55 cm kõrgem kui sajandi algul.

Samas vajab see üldine rehkendus kindlasti täpsustusi. Näiteks ei ole arvestatud, et sulanud liustike vesi jaotub Maa gravitatsiooniväljas ebaühtlaselt. Läänemere piirkonna mudelite järgi võiks maailmamere tase Eesti rannikul seetõttu kerkida 15% võrra vähem globaalsest keskmisest meretaseme tõusu väärtusest. Ent Soome kolleegide arvutuste põhjal tuleks kliimamuutuste tagajärjel tugevnevate tuulte toimel lisada globaalsele keskmisele veetaseme tõusule veel mõned sentimeetrid. Samasugused arvutused tuleks kindlasti teha ka Eesti rannikuala kohta.

Pidades silmas praegust uurimisseisu, saame meretaseme muutuste kohta järeldada peamiselt seda, et sel sajandil ületab meretaseme tõus maatõusu kiirust kogu Eesti rannikualal. Seni on Eesti maismaa pindala meie meeleheaks pidevalt suurenenud, aga peatselt hakkame merele maad kaotama. Praeguse ni on Loode-Eestis absoluutne maakerge ületanud meretaseme tõusu ja Edela- ning Kirde-Eestis on see olnud enam-vähem tasakaalus (Jaagus ja Suursaar 2013). Ent ka optimistliku kliimamuutuste stsenaariumi järgi on oodata veetaseme tõusu, mis tähendab, et ka kiirema maatõusuga Loode-Eestis rannajoon taandub. Nagu senine maatõus, jääb ka mere pealetung igapäevaelus märkamatuks. Näiteks Noarootsi poolsaar ei muutu kliimamuutustest tingitud veetõusu tõttu jälle saareks ilmselt isegi mitte veel sajandi lõpuks. Küll aga hakkavad need lisamillimeetritest kasvavad sentimeetrid mängima rolli suurte tormide ajal. Eesti

rannikulähedastes linnades, näiteks Pärnus, kus maapind kerkib merest kaugenedes väga aeglaselt, tähendab mõni sentimeeter meretaseme tõusu seda, kas vesi ulatub järgmist tänavat üle ujutama või mitte.

Kui kliima soojeneb pessimistliku stsenaariumi ehk RCP8.5 järgi ja sajandi lõpus tabab Pärnut „ideaaltorm“, võib ajuvesi ulatuda kaugemale üle Karja tänava ning uputada ka Väike-Kuke tänava majade keldrid. Sellise tormi esinemine on teoreetiline ehk modelleeritud võimalus, kus kõik uputust soodustavad loodusolud langevad täpselt kokku. Säärase „ideaaltormi“ võimalus on äärmiselt väike. Ent järgmine Pärnu üleujutus võib ainuüksi meretaseme tõusust tingituna olla palju ulatuslikum kui 2005. aasta jaanuaris aset leidnu.

Tänu sõnad

Kirjutis on koostatud Eesti riikliku kliimamuutustega kohanemise strateegia koostamist toetava projekti „Kliimamuutuste mõjude hindamine ja kohanemismeetmete väljatöötamine planeeringute, maakasutuse, inimtervise ja päästevõimekuse teemas“ (KATI) uurimistööde ja publikatsioonide alusel.

Kasutatud kirjandus

- Ågren J., Svensson R. 2007. Postglacial Land Uplift Model and System Definition for the New Swedish Height System RH 2000. LMV-Rapport 2007, 4, Lantmäteriet, Sweden.
- Carlson A. E., Clark P. U. 2012. Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics*, 50, RG4007.
- Ekman M. 2009. *The Changing Level of the Baltic Sea during 300 Years: A Clue to Understanding the Earth*. Summer Institute for Historical Geophysics. Åland.
- IPCC 2013. *Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, USA.
- Jaagus J., Suursaar Ü. 2013. Long-term storminess and sea level variations on the Estonian coast of the Baltic Sea in relation to large-scale atmospheric circulation. *Estonian Journal of Earth Sciences* 62 (2), lk 73–92.

- Rosentau A., Muru M., Kriiska A., Subetto D., Vassiljev J., Hang T., Gerasimov D., Nordqvist K., Ludikova A., Lõugas L., Raig H., Kihno K., Aunap R., Letyka N. 2013. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland. *Boreas* 42(4), lk 912–931.
- Rosentau A., Muru M., Karro E., Sepp M. 2016. Meie tulevik: maatõus või uputus? *Eesti Loodus* 6/7, lk 28–35.
- Summerhayes C. P. 2015. *Earth's Climate Evolution*. Wiley-Blackwell.
- Veski S., Heinsalu A., Klassen V., Kriiska A., Lõugas L., Poska A., Saluäär U. 2005. Early Holocene coastal settlements and palaeoenvironment on the shore of the Baltic Sea at Pärnu, southwestern Estonia. *Quaternary International* 130(1), lk 75–85.

Alar Rosentau (alar.rosentau@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu

Merle Muru (mmuru@ut.ee) – Tartu Ülikooli geograafia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu

Enn Karro (enn.karro@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu,

Mait Sepp (mait.sepp@ut.ee) – Tartu Ülikooli ökoloogia- ja maateaduste instituut.

Maapinna liikumistest Eestis maailmamere taseme tõusu taustal

Tõnis Oja, Aive Liibusk, Tarmo Kall, Karin Kollo

Sissejuhatus

Maailmamere veepind tõuseb mitmed millimeetreid aastas ja juba möödunud sajandil märgati, et see tõus kiireneb. Samuti pandi tähele, et ookeanide ja merede tasemed rannikualadel üle kogu maailma ei muutu ühtlaselt. Näiteks Eesti randades on seni merepinna tõus üldjuhul kompenseeritud maapinna kerke, kaudselt ehk ka Gröönimaa jääkilbi sulamisega. Kas selline olukord ka edaspidi jätkub, pole aga sugugi kindel. Küll on kindel, et see küsimus osutub oluliseks Eesti randade tuleviku prognoosimisel, otsides vastust küsimusele, kas meri on jätkuvalt taganemas või hoopis peale tungimas. Meretaseme ja maapinna liikumiste kiirusi on täpselt vaja teada ka riikliku geodeetilise koordinaatsüsteemi hooldamisel, et hinnata 3D koordinaatide, normaalkõrguste ja geoidi ning raskuskiirenduse muutusi. Mõõtmispõhiste kiirushinnangute kaasamine geofüüsikalisse modelleerimisse võimaldab maa- ja merepinna liikumisi simuleerida nii minevikus (rakendades tulemusi näiteks geoloogias, arheoloogias) kui tänapäeval (satelliitaltimeetria ja merejaamade andmete korrigeerimine) ja prognoosida ka tulevikus (meretaseme globaalse tõusu hindamine 21. sajandil). Käesolevas artiklis arutletakse lähemalt selle üle, kui kiiresti maapind siinkandis ikkagi kerkib, mille suhtes seda liikumist vaadelda ja kas Eestimaa rannad tõusevad jätkuvalt kiiremini kui Läänemere veetas.

Maapinna liikumised Eestis

Maapind Eestis on viimase 100 aasta jooksul *geotsentriliselt* (Maa massikeskme suhtes) kerkinud ligikaudu 10 – 40 cm, suurenedes enamvähem ühtlaselt suunaga loodesse (LISA joonis 1). Maapinna liikumisi *keskmise veetaseme* suhtes (tähistame vastava kiiruse v_{st}) on hinnatud Läänemere ja suuremate järvede rannikule rajatud veemõõdujaamade (VMJ) aegridasid analüüsid (Witting 1922; Ekman 1996; Jevrejeva jt 2002; Jaagus ja Suursaar 2013; Kall jt 2016). Maapinna tõusu *geoidi* suhtes (kiirus v_g) on võimaldanud hinnata kordusnivelleerimise andmestik (Zelnin 1958; Vallner jt 1988; Kall jt 2014, 2016). Merejaamade ja satelliitaltimeetria kombineeritud andmed (VMJ+SA) on aluseks vertikaalkiiruste v_{cm} arvutamisel *Maa süsteemi massikeskme* (CM – *mass centre of Earth's system*, kus lisaks planeedi tahkele osale on kaasatud ka hüdro-, krüo- ja atmosfäär) suhtes (Kuo jt 2004; Liibusk jt 2015; Kall jt

2016). Lisaks v_{cm} kiiruskomponendile on GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) püsijaamade aegridadest võimalik hinnata ka põhja-lõuna- ja lääne-ida-suunalisi horisontaalkiirusi (vn_{cm} , ve_{cm}) (Lidberg jt 2010; Kierulf jt 2014; Oja jt 2014).

GIA modelleerimine

Maakerge Eestis on valdavalt seotud glatsioisostaatilise tasakaalustumise ehk GIA (ingl *glacial isostatic adjustment*) protsessiga (LISA joonis 2), mille põhjuseks on ligikaudu 21 000 aastat tagasi Põhja-Euroopat katnud jääkilbi raskuse all deformeerunud Maa ülemiste kihtide tagasilikumine tasakaaluasendisse pärast jää sulamist (Oja 2005; Rosentau ja Oja 2008).

GIA modelleerimise abiga simuleeritakse meretaseme ning maapinna liikumisi alates ajast 21 000 aastat tagasi (või ka varasemast ajast) kuni tänapäevani läbi meretaseme võrrandi (SLE – *sea level equation*). SLE abiga kirjeldatakse mandriliustike ajalis-ruumilist arengut (LISA joonis 3), sulavee liikumist ning nende koormust viskoelastselt deformeeruva Maa mudelkehale.

GIA nähtuse modelleerimisest on võimalik prognoosida maapinna kiiruskomponendid vn_{ce} , ve_{ce} , v_{ce} *tahke Maa masskeskme* (CE - *mass centre of solid Earth*) suhtes (Peltier ja Andrews 1976; Lambeck jt 1998; Milne jt 2001; Kollo jt 2015; Peltier jt 2015) (LISA joonis 4).

NKG kiiruspinnad

Põhjamaade geodeesia komisjoni NKG (*Nordic Geodetic Commission*) eestvedamisel on Läänemere piirkonna jaoks arvutatud maapinna 3D liikumiste kombineeritud mudelpinnad. Vertikaallikumise kirjeldav pind NKG2005LU_ABS (LISA joonis 5) kombineerib GIA-mudeli (Lambeck jt 1998) prognoose (v_{ce}) mõõdetud kiirusväärtustega, mis on arvutatud merevaatluse aegridade (v_{sl}), kordusnivelleerimise (v_g) ning GNSS püsijaamade aegridade (v_{cm}) andmetest (Vestøl 2006; Ågren, Svensson 2007). Erinevate referentspindade suhtes arvutatud nn suhteliste (v_{sl} , v_g) ja absoluutsete kiiruste (v_{cm} , v_{ce}) kombineerimiseks rakendati seost

$$v_{cm,ce} = (a + v_{sl,g}) \cdot b, \quad (1)$$

kus parameetrite $a = 1,32$ mm/a ja dimensioonitu $b = 1,06$ väärtused leiti empiirilisel (kirjeldavad ligikaudselt meretaseme tõusu ning geoidi kerget Läänemere piirkonnas). Ka mudeli NKG_RF03vel horisontaalkiirused (LISA joonis 5) põhinevad GIA mudelprognooside (Milne jt 2001) kombineerimisel GNSS püsijaamade kiirustega (Lidberg 2004).

2016. aastal esitleti Põhja- ja Baltimaade ühise koostööna uut vertikaalkiiruste mudelpinda NKG2016LU, mille arvutamisel kombineeriti kordusnivelleerimiste ja GNSS-püsijaamade uuem andmestik GIA mudeli prognoosiga (Ellmann ja Oja 2016).

Kiiruste võrdlused

Eestis mõõdetud geodeetiliste ja okeanograafiliste andmete põhjal arvutatud maapinna vertikaalkiirusi v_{sl} , v_{cm} (vt LISA joonis 1) võrreldi mudelpindade NKG2005LU_ABS v_{cm} (vt LISA joonis 5), EST2013LU v_{sl} (LISA joonis 1A), Lambeck jt (1998) GIA mudeli v_{ce} (põhineb jää mudelil RSES, joonis 3) ja ICE-5G, ICE-6G GIA mudelite v_{ce} prognoosidega (Peltier 2004; Peltier jt 2015) (tabel 1).

Tabel 1. Mõõdetud vertikaalkiiruste ja modelleeritud kiiruspindade omavahelised erinevused Eestis koos erinevuste ruutkeskmise hälbega (RMS). Võrdluses rakendati mõnel juhul seost (1), fikseerides $b = 1,06$. Lühendid: RIT – riigi ilmateenistus, EKV – Eesti kõrgusvõrk.

Mõõdetud kiirus	Keskmine erinevus (obs-pred) ± RMS [mm/a]			
	Geodeetiline võrk (13)	GNSS püsijaamad (7)	RIT VMJ (6)	EKV* reeperid (77)
<i>Kiiruspind</i>				
NKG2005LU	-0.15 ± 0.43	1.07 ± 0.24	0.42 ± 0.30	-1.30 ± 0.31
EST2013LU*	1.16 ± 0.54	2.35 ± 0.38	1.66 ± 0.57	0.01 ± 0.17
Lambeck98	0.99 ± 0.43	2.22 ± 0.33	1.64 ± 0.25	-0.18 ± 0.35
ICE-5G	1.02 ± 0.49	2.27 ± 0.51	1.82 ± 0.22	-0.07 ± 0.45
ICE-6G	1.13 ± 0.76	2.45 ± 0.84	2.10 ± 0.58	0.22 ± 0.66

Selgub, et mõõtmistel põhinevate kiirushinnangute erinevus prognoositud kiirustest jääb üldjuhul ±0,5 mm/a piiresse, kusjuures paremat kooskõla võib täheldada regionaalsete mudelitega (NKG2005LU, Lambeck98) ja selgelt halvimat globaalse mudeliga ICE-6G.

Maailmamere ja Läänemere veetasemed

Eespool tutvustatud NKG2005LU kiirusmudeli põhjal võib Läänemere veetaseme (geotsentriliseks) tõusuks ajaperioodil 1892–1991 hinnata 13 cm (ajaperiood tuleneb Ekmani (1996) uuringust). Meyssignac'i jt (2012) uurimuse põhjal (kombineerides VMJ kiirusi satelliitaltimeetriliste mõõtmiste ja ookeanimudelite prognoosidega) jäi geotsentriline meretaseme tõus ajavahemikus 1950–2009 Eesti rannikul vahemikku 1,4–1,8 mm/a. Seega võiks Läänemere veetaseme geotsentriliseks tõusuks

möödunud 100 aasta sees hinnata 10–20 cm. Võrreldes seda hinnangut eespool esitatud maakerke väärtustega, on arusaadav, miks Eesti rannaladel on seni üldjuhul täheldatud mere regressiooni.

VMJ globaalse võrgustiku ja satelliitaltimeetrite mõõtmiste andmestik viitab aga globaalse merepinna tõusu kiirenemisele viimase paarikümne aasta jooksul, keskmiselt 3 mm/a ja rohkemgi (Jevrejeva jt 2014; Nerem jt 2010), millega võib kaasneda mere transgressioon ka postglatsiaalselt kerkivates piirkondades. IPCC 2013. aasta raport prognoosib 21. sajandi lõpuks (täpsemalt aastateks 2081–2100) keskmiseks maailmamere taseme tõusuks 32–82 cm (stsenaariumid RCP4.5, RCP 8.5). Eesti olusid täpsemalt arvesse võttes võiks selle sajandi lõpuks meretase meie rannikul olla 20–60 cm kõrgem 2000. aasta keskmisest meretasemest (Rosentau jt 2016).

Samas ei ühti Läänemere veetaseme muutused Eesti rannikul täpselt maailmamere taseme muutusega. Näiteks põhjustab ligikaudu 3000 km kaugusel olevate jäämassiivide üha hoogustuv sulamine Gröönimaal (gravimeetrilise satelliidi GRACE mõõtmistest hinnatud massikadu üle 200 Gt/a, vt Luthcke jt 2013) geoidi pinna vajumist ja sellest tulenevalt ka merepinna alanemist Läänemere piirkonnas (vt FAQ13.1, LISA joonis 2, IPCC 2013). Samuti mõjutavad rannikualadel toimuvaid protsesse muud tegurid nagu muutused tuulte suunas, merevee soolsuses, temperatuuris jne (Luhamaa jt 2014).

Kokkuvõte

Viimase 100 aastaga on maapind Eesti rannikul kerkinud üldjuhul kiiremini (10–40 cm) kui merepind (13–18 cm). Maapinna vertikaalkiiruse (määramatusega $\pm 0,5$ mm/a ja alla selle) on tänaseks arvatud kordusnivelleerimistest, GNSS püsijaamadest, mere- ja järvevaatlusjaamadest ning satelliitaltimeetria missioonidelt kogutud andmete põhjal. Lisaks on kiiruse prognoositud GIA modelleerimise kaudu, milles meretaseme ning maapinna liikumisi (alates ajast 21 000 aastat tagasi kuni tänapäevani) simuleeritakse läbi SLE meretaseme võrrandi. Viimase abiga kirjeldatakse mandriliustike ajalis-ruumilist arengut koos maailmamere taseme ja geoidi muutustega, samuti nii jää- kui veemasside koormust viskoelastselt deformeeruva Maa mudelkehale.

Eri viisidel arvatud kiirushinnangud lähtuvad erinevatest referentspindadest/punktidest ehk raamistikest nagu keskmine veetase, geoid, geotsentrilised CM ja CE. Eesti väiksust arvestades piisab üldjuhul kas konstantse erinevuse või valem (1) rakendamisest kiiruste võrdlemisel, võtmaks arvesse referentsraamistike erinevusi.

Mõõtmisandmetel põhinevate maapinna liikumiste võrdlusest kiirus-mudelpindade prognoosidega selgus, et enamasti jääb erinevuste RMS $\pm 0,5$ mm/a piiresse, mis on samas suurusjärgus mõõtmistäpsustega (tabel 1, LISA joonis 6). Sarnaseid erinevusi (alla $\pm 1,0$ mm/a) on täheldatud erinevate mõõtmismeetoditega arvatud vertikaalkiiruste võrdluses ka Fennoskandia piirkonnas üldiselt (Nordman jt 2014). Süstemaatilised erinevused viitavad aga mõningatele probleemidele, mis on tingitud erinevate referentsraamistike ja mõõtmisperioodide valikust, puudustest meetodikas, mudelites jne. Edaspidi tuleks kriitiliselt üle hinnata ka mõõdetud ja modelleeritud kiiruste määramatused, mis võivad osutada liialt optimistlikeks ning mille usaldusväärne arvutamine on problemaatiline süstemaatiliste nihete ja värvilise müra tõttu mõõtmisandmetes.

Kokkuvõtvalt võib öelda, et Eestis on kogutud kvaliteetne andmestik täpsete maapinna liikumiskiiruste arvutamiseks ning detailsete mudelpindade koostamiseks, mis võimaldab anda usaldusväärseid hetkehinnanguid ning prognoose tulevikuks. Põhjalikumalt tuleks uurida merepinna ja geoidi regionaalseid-lokaalseid muutusi, prognoosimaks käesoleval sajandil meretaseme tõusutempot Eesti rannikul. Näiteks tuleks detailselt hinnata Gröönimaa mandriliustike sulamise kaudset mõju siinsele meretasemele. Pidades silmas globaalse meretaseme muutuste prognoose, on küllalt tõenäoline, et Eesti rannikul asendub pikaajaline pärastjääaegsest maatusust tingitud mere regressioon transgressiooniga. Täpsemad mõõtmistulemused ja mudelpinnad mere- ja maapinna liikumiskiiruste prognoosimiseks on olulised ennustamiseks protsesse Eesti rannikualadel ja võimalikke ohte ranna-asustusele käesoleval sajandil.

Kasutatud kirjandus

- Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B. ja Boucher C. 2007. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research*, 112, lk 19.
- Ågren J., Svensson R. 2007. Postglacial Land Uplift Model and System Definition for the New Swedish Height System RH 2000. LMV-Rapport 2007, 4.
- Ekman, M. 1996. A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova*, 8, lk 158–165.
- Ellmann A., Oja, T. 2016. Põhjamaade Geodeesia Komisjoni töögruppide koosolekud Tallinnas. *Geodeet* 45/46.
- IPCC 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of

- the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- Jaagus J., Suursaar Ü. 2013. Long-term storminess and sea level variations on the Estonian coast of the Baltic Sea in relation to large-scale atmospheric circulation. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 62, lk 73–92.
- Jevrejeva S., Rüdja A., Mäkinen J. 2002. Postglacial rebound in Fennoscandia: new results from Estonian tide gauges. In Sideris Michael G. (ed) *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000*, 193–198 lk.
- Jevrejeva S., Moore J.C., Grinsted A., Matthews A., Spada G. 2014. Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. *Global and Planetary Change*, 113, lk 11–22.
- Kall, T., Oja, T., Tänavsuu, K. 2014. Postglacial land uplift in Estonia based on four precise levelings. *Tectonophysics*, 610, lk 25-38.
- Kall, T., Liibusk, A., Wan, J., Raamat, R. 2016. Vertical crustal movements in Estonia based on precise levelings and observations of the level of Lake Peipsi. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 65(1), lk 27-47.
- Kierulf, H. P., Steffen, H., Simpson, M. J. R. , Lidberg, M., Wu, P., Wang H. 2014. A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(8), lk 6613–6629.
- Kollo, K., Spada, G., Vermeer, M. 2015. Studying Earth rheology using GNSS permanent stations and GIA modelling tools. *Geophysics*, 51(1) (ilmumas).
- Kuo, C.Y., Shum, C.K., Braun, A., Mitrovica, J. X. 2004. Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia. *Geophysical Research Letters*, 31, L01608.
- Lambeck, K., Smither, C., Ekman, M. 1998. Tests of glacial rebound models for Fennoscandinavia based on instrumented sea- and lake-level records. *Geophysical Journal International*, 135(2), lk 375-387.
- Lidberg, M. 2004. Motions in the Geodetic Reference Frame – GPS observations. Licentiate thesis, Chalmers University of Technology.
- Lidberg, M., Johansson, J.M., Scherneck, H.G., Milne, G.A. 2010. Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. *Journal of Geodynamics*, 50(1), lk 8-18.
- Liibusk, A., Wan, J., Ellmann, A., Kuo, C. Y., Shum, C. K. 2015. Quantification of Baltic Sea Region relative Sea-level rise by using Multi-mission satellite altimetry data and tide gauge sea level series. Ettekanne, abstrakt, IUGG 2015 General Assembly.

- Luhamaa, A., Kallis, A., Mändla, K., Männik, A., Pedusaar, T., Rosin, K. 2014. Eesti tuleviku kliimatsenaariumid aastani 2100. Projekti “Eesti riikliku kliimamuutuste mõjuga kohanemise strateegia ja rakenduskava ettepaneku väljatöötamine” aruanne, Keskkonnaagentuur, 89 lk.
- Luthcke, S.B., Sabaka, T.J., Loomis B.D., Arendt, A.A., McCarthy, J.J., Camp, J. 2013. Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution. *Journal of Glaciology*, 59(216), lk 613-631.
- Meysignac, B., Becker, M., Llovel, W., Cazenave, A. 2012. An Assessment of Two-Dimensional Past Sea Level Reconstructions Over 1950–2009 Based on Tide-Gauge Data and Different Input Sea Level Grids. *Surveys in Geophysics*, 33, lk 945–972.
- Milne, G.A., Davis, J.L., Mitrovica, J.X., Scherneck, H.-G., Johansson, J. M., Vermeer, M., Koivula, H. 2001. Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science*, 291(5512), lk 2381-2385.
- Nerem, R.S., Chambers, D., Choe, C., Mitchum, G.T. 2010. Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. *Marine Geodesy*, 33(sup1), lk 435-446.
- Nordman, M., Poutanen, M., Kairus, A., Virtanen, J. 2014. Using the Nordic Geodetic Observing System for land uplift studies. *Solid Earth*, 5(2), lk 673-681.
- Oja, T. 2005. Postglatsiaalsed liikumised Põhja-Euroopas ja geodeetilised võrgud Eestis. Rmt: Verš, E. ja Nemliher, R. (toim) *Teadus geoloogias. Schola Geologica I*, Tartu, lk 33–40.
- Oja, T., Kollo, K., Pihlak, P. 2014. GIAst ja maapinna liikumistest Eestis GNSS-täppismõõtmiste valguses. *Geodeet* 44, lk 55-65.
- Peltier, W.R. 2004. Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, lk 111-149.
- Peltier, W.R., Andrews, J.T. 1976. Glacial Isostatic Adjustment I: the forward problem. *Geophysical Journal International*, 46(3), lk 605-646.
- Peltier, W.R., Argus, D.F., Drummond, R. 2015. Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), lk 450–487.
- Rosentau, A., Oja, T. 2008. Pärastjääaegse maakerke mõju Läänemere veetaseme muutustele. *Geodeet* 36, lk 24–26.
- Rosentau, A., Muru, M., Gauk, M., Oja, T., Liibusk, A., Kall, T., Karro, E., Roose, A., Sepp, M., Tammepuu, A., Tross, J., Uppin, M. 2016. Sea-level change and flood risks at Estonian coastal zone. In

- Harff, J., Furmanczyk, K., Storch, H. (eds) *Coastline changes of the Baltic Sea from South to East - past and future projection*. Springer (ilmumas).
- Steffen, H., Wu, P. 2011. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia - a review of data and modeling. *Journal of Geodynamics*, 52(3–4), lk 169–204.
- Zelnin, G. 1958. Maakoore kerkimine Eestis. *Eesti Loodus*, 5, lk 269–274.
- Vallner, L., Sildvee, H., Torim, A. 1988. Recent crustal movements in Estonia. *Journal of Geodynamics*, 9, lk 215–223.
- Vestøl, O. 2006. Determination of Postglacial Land Uplift in Fennoscandia from Leveling, Tide-gauges and Continuous GPS Stations using Least Squares Collocation. *Journal of Geodesy*, 80(5), lk 248–258.
- Witting, R. 1922. Le soulèvement récent de la Fennoscandie. *Geografiska Annaler*, 4, lk 458–487.

Tõnis Oja (tonis.oja@maaamet.ee) – Maa-amet, geodeesia osakond, Mustamäe tee 51, 10621 Tallinn;

Karin Kollo(karin.kollo@maaamet.ee) – Maa-amet, geodeesia osakond, Mustamäe tee 51, 10621 Tallinn;

Aive Liibusk(aive.liibusk@emu.ee) – Eesti Maaülikool, geomaatika osakond, Kreutzwaldi 5, 51014 Tartu;

Tarmo Kall(tarmo.kall@emu.ee) – Eesti Maaülikool, geomaatika osakond, Kreutzwaldi 5, 51014 Tartu

Pinna- ja põhjavee interaktsioon Tuhala karstialal

Oliver Koit

Harjumaal Kata külas asuv Tuhala karstiaala on üks tähelepanuväärsemaid ja kindlasti ka tuntumaid Eestis. Eeskätt sümboolse Nõiakaevu järgi tuntud karstiaala on viimase kümmekonna aasta jooksul tähelepanu keskmes olnud veel ka seoses naabrusesse kavandatud lubjakivikarjääridega. Avalikkuses ja teadusringkondades diskuteeriti kirglikult planeeritud kaevandustegevuse võimaliku mõju üle Tuhala karstiaala veerežiimile. Diskussioon kulmineerus 2014. aasta novembris, mil loodi Nabala-Tuhala looduskaitseala.

Kuigi Tuhala karstiaala on tõenäoliselt üks enamuuritud (Kalmus 1936; Maastik 1973a; 1973b; Laas ja Jürine 1974; Heinsalu 1978; 1980; Herronen ja Saarenketo 2008) karstiaala Eestis, oli veel mitmeid olulisi küsimusi, mille kohta puudusid kaasaegsed andmed. Selleks, et paremini mõista, kuhu voolab neeldunud vesi Tuhala karstisüsteemis, millised on Nõiakaevu ülevoolu põhjustavaid tegurid ning kuidas on Tuhala karstialal vastastikku seotud pinna- ja põhjavesi, viis autor oma magistritöö (Koit 2016) raames karstialal läbi uuringu.

Geoloogiline taust

Harju lavamaal paiknev Tuhala karstiaala on kujunenud Mahtra soost algava Tuhala jõe alamjooksul, kus jõevesi neeldub Kata küla paisust allavoolu karstisüsteemi ning voolab uuesti maapinnale väljeala allikarühmades, umbes 1,2 km põhja pool (joonis 1). Karstialal avanevad Ülem-Ordoviitsiumi ladestiku Kõrgessaare ja Saunja kihistu karbonaatkivimid, mis on kohati kavernoossed ja dolomitiseerunud. Pinnakattes domineerib valdavalt saviliivmoreen, mida karstiaala põhjaosas katavad jääjärvesetted. Pinnakatte paksus on üldjuhul 2,5–9,2 m, kohati, peamiselt jõeorus, aluspõhi paljandub (Laas ja Jürine 1974; Heinsalu 1978).

Karstiaala piirkonnas on kõige ülemiseks Kvaternaari veekompleks, koosnedes siin valdavalt saviliivmoreenist, mis madala filtratsioonimooduli tõttu (K kuni 0,001 m/d) võib teatud tingimustel lamamis oleva Nabala-Rakvere põhjaveekihi peal käituda nõrga veepidemena (Heinsalu 1978; Suuroja jt 2003). Ordoviitsiumi veekompleksi kuuluva, üldjuhul vabapinnalise Nabala-Rakvere põhjaveekihi sees on arenenud ka karstisüsteem. Karstisüsteemi levik on seotud rikkevöönditega, milles on valdavaiks kirde-edela- ja loode-kagusuunalised tektoonilised lõhed (Heinsalu 1978). Rikketsoonides esineb ka survealist põhjavett (Laas ja

Jürine 1974). Vallneri (2014) järgi on veekihi üldine voolusuund edelast kirdesse, Prillimäe-Pahkla kõvikult Pirita aluspõhjalise oru suunas.

Metoodika

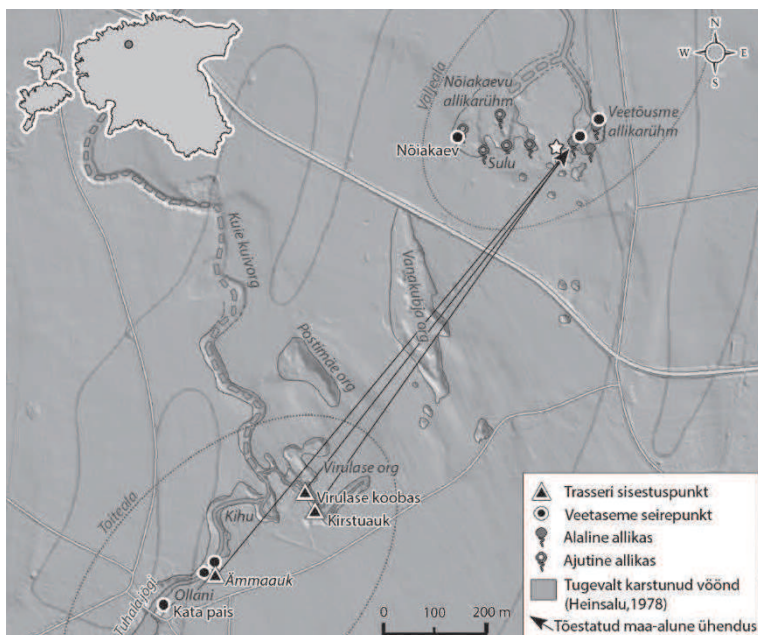
Magistritöös seatud eesmärkide saavutamiseks seiras autor ajavahemikul 16.10.2014–19.02.2016 Tuhala jõe veetasemeid ja vooluhulki karstiala seitsmes punktis (joonis 1). Seireandmete põhjal koostati kõikidele punktidele veetaseme-vooluhulga suhtekõverad. 2015. aastal viis autor uuringualal läbi kolm kvantitatiivset põhjavee trasseerimiskatset, mille käigus märgistati neelduv pinnavesi spetsiaalse hüdroloogilise fluorestsentsvärvi (uraniin või naftionaat) või keedusoolaga (NaCl), misjärel tuvastati markeeritud põhjavee ilmumine karstisüsteemi väljeala allikates. Keedusoolast tingitud elektrijuhtivuse muutused fikseeriti logivate mõõteseadmetega kohapeal. Fluorestsentsainete sisaldus tuvastati perioodiliselt võetud veeproovides ja aktiivsöest passiivdetektorites laboris fluoromeetriga (Benischke jt. 2007). Uuringu lõppfaasis analüüsiti seireandmeid kombineerituna trasseerimiskatsete tulemustega.

Tulemused ja arutelu

Uuringuperioodi vältel jälgiti kolme suurvee-/tulvaperioodi, mil Tuhala jõe vooluhulk kõikus vahemikus 0,035–4,5 m³/s. Veetasemeandmete analüüs viitas, et karstiala toite- ja väljeala on otseses hüdraulilises ühenduses, väiksemadki muutused toiteala veetasemetes kajastuvad vähem kui tunni aja jooksul ka väljealal. Hoolimata tagasihoidlikust hüdraulilisest gradiendist toite- ja väljealade vahel, mis on umbes 0,003–0,004, näitasid trasseerimiskatsete tulemused, et põhjavesi voolab karstisüsteemis suurtel kiirustel ($V_{\max}=500\text{--}673$ m/h) väljeala suunas.

Karstialal valdavalt leviv saviliivmoreen käitub karstunud veekihi peal veepidemena, mistõttu on pinnamood ja settekihi paksus allikate kujunemisel ning toimimisel määravaks teguriks. Allikad saavad kujuneda kohtades, kus pinnakate on õhuke või puudub ja pinnamood võimaldab põhjavee survetasemel üle maapinna kerkida. Sellisteks kohtadeks on enamasti sufosioonilise tekkega karstilehtrid või aluspõhjaastangute esised nagu on kirjeldanud ka Pirrus (2005).

Nõiakaevu allikarühm hõlmab mitmeid ajutisi allikaid, mille seas suurimad on Nõiakaev ja selle vahetus läheduses paiknev, nii pinnavett neelav kui põhjavett väljav (ingl: *estavelle*) sufosioonilehter, mis võimaldab



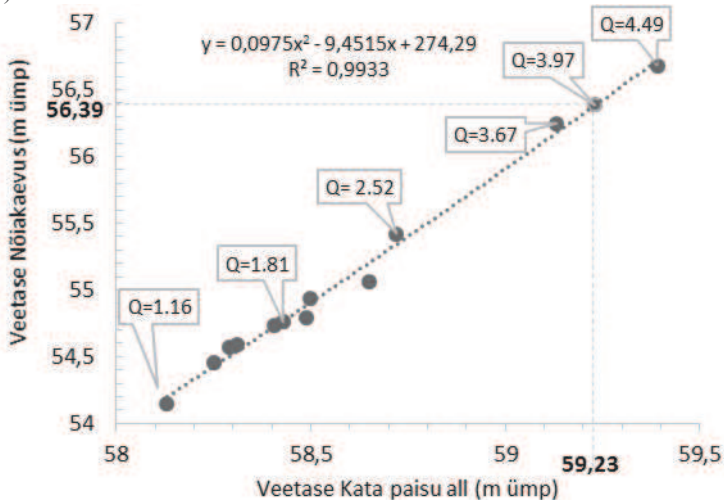
Joonis 1. Uuringuala kaart. Valge täht tähistab "karstiakent".

aimata, milline võis olla Nõiakaev enne kaevurakmete ehitamist analoogse sufosioonilehtri põhjas tegutsenud ajutisele allikale.

Eelmainitud suuremad allikad paiknevad lauges nõos, millest väljavoolu toimumiseks peab põhjavee survetase ületama nõo lävendtaseme, milleks on umbkaudu 55,5 m üle merepinna (ümp).

Survetasemete juures kuni 55,5 m ümp väljealal toimub peamine põhjavee väljavool Veetõusme alaliste allikate rühmas (joonis 1). Nõiakaevu allikarühm, olles eelmainitud tingimuste juures küll karstisüsteemiga hüdrauliliselt seotud, millele viitasid kaevuvee füüsikaliseemilised parameetrid, jääb staatilisteks, kuna selles süsteemi osas puudub siis väljavooluvõimalus. Kuna kõikide läbiviidud trasseerimiskatsete ajal oli väljeala survetase allpool 55,5 m ümp, ei tuvastatud Nõiakaevu allikarühmas ka indikaatoraineid. Põhjavee survetaseme tõusul üle lävendtaseme algab väljavool esmalt eelmainitud kaksipidiselt toimivas sufosioonilehtris ja 56,39 m ümp (kaevurakmete ülaser) taseme ületamisel ka Nõiakaevus. Nõiakaevu ja toiteala veetasemete tugeva seose kaudu interpolateeritud veetasemed ja vooluhulgad, mis on vaja toitealal saavutada, et Nõiakaevu allikagrupis ületataks eelpoolmainitud survetasemete lävendtasemed, on 58,67 m ümp (55,5 m ümp lehtris) ja 59,23 m ümp

(56,39 m ümp Nõiakaevus) ning vastavad vooluhulgad 2,4 ja 3,97 m³/s (joonis 2). Nõiakaevu ülevooluks vajalik vooluhulk 3,97 m³/s võib seega olla ligikaudu 1 m³/s väiksem kui varem on arvatud (Talioja 2001; Talioja 2012).



Joonis 2. Tugev seos Kata küla paisu (toiteala) ja Nõiakaevu (väljeala) veetasemete vahel võimaldas interpoleerida veetaseme (59,23 m ümp), mis on vaja toitealal saavutada, et Nõiakaevust algaks ülevool (56,39 m ümp). Kata paisu veetaseme-vooluhulga suhtekõvera järgi vastab veetasemele 59,23 m ümp ja vooluhulk 3,97 m³/s.

Vooluhulkade seire näitas, et kohati oli Tuhala jõe vooluhulk toitealal suurem kui väljealal. Veevahetus ümbritseva põhjaveekihiiga on enam kui tõenäoline, kuid täpsemate andmete puudumisel oli selle mahtu keeruline hinnata. Oluline tegur, mis eelmainitud nähtust esile kutsuda võib, on karstisüsteemi astmeliselt piiratud läbilaskevõime (veetaseme tõustes läbilaskevõime suureneb), mille määravad Veetõusme ja Nõiakaevu allikarühmade maksimumvooluhulgad (vastavalt 2,6–3 m³/s ja 1–1,1 m³/s). Piiratud läbilaskevõime teooriat kinnitab ilmekalt ka Virulase karstiorgu moodustuv ajutine järv (alates vooluhulgast 2–2,4 m³/s), mis käitub dünaamilise reservuaarina. Kui tekkinud ajutises järves ületatakse veetase u 58,5 m ümp (vastav vooluhulk jões 3,28 m³/s), hakkab vesi Kuie jõe kuivoru kaudu karstisüsteemist mööda voolama.

Karstisüsteemi toimimist mõjutab enim Tuhala jõe veeseis, kuid ümbritseva põhjaveekihi võimalik mõju on sealjuures samuti mitmeti tajutav. On tõenäoline, et ümbritseva põhjaveekihi veetase mõjutab karstisüsteemi hüdraulikat ja toimimise korrapära, ning võiks selgitada

kergeid kõrvalekaldeid veetasemete korrapärades. Pärast esimesi sademeid pika sademetevaese perioodi järel ilmnes, et karstisüsteemi väljavool Veetõusme allikates oli suurem kui pinnavee sissevool Tuhala jõe kaudu (0,55 vs 0,25 m³/s), mis viitas ümbritsevast põhjaveekihi pärinevale toitele. Põhjapoolsetest Nõiakaevu grupi allikatest voolas periooditi välja vett, mis erines oluliselt värvuse ja elektrijuhtivuse poolest (560 µS/cm põhjapoolses allikas vs 344 µS/cm Nõiakaevus) samal hetkel Nõiakaevus olnust ja üldjuhul karstisüsteemis domineerivast Tuhala jõe veest, sarnanedes värvuselt ja elektrijuhtivuselt lähiümbruse Nabala-Rakvere põhjaveekihti avavate puurkaevude veega. Eelmainitud võiks selgitada Laasi ja Jürine (1974) kirjeldatud rikkevööndite ja survealuse põhjavee seostega.

Kokkuvõte

Kuigi Tuhala karstiaala toimimine on tugevalt mõjutatud Tuhala jõe veeseisust, ilmneb mitmetes aspektides, et ümbritseva põhjaveekihi mõju võib samuti oluline olla. See, et üksteisest vaid mõnekümne meetri kaugusel paiknevatest allikatest voolab välja oluliselt erinevate omadustega vett, viitab hüdrogeoloogiliste olude keerukusele Tuhala karstiaala piirkonnas. Selleks, et mõista paremini Tuhala karstisüsteemi ja ümbritseva maapinnalähedase põhjaveekihi interaktsiooni, on oluline ala põhjalikku uurimist jätkata, pöörates varasemast rohkem tähelepanu ümbritseva põhjaveekihi füüsikalise-keemiliste parameetrite jälgimisele. Täpsemad andmed võiksid muuseas selgitada, milline on Tuhala karstiaala roll Nabala-Tuhala piirkonna põhjavee dünaamika kontekstis.

Kasutatud kirjandus

- Benischke R., Goldscheider N., Smart C. 2007. Tracer techniques. In Goldscheider, N. ja Drew, D. (eds) *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London, 147–170 lk.
- Heinsalu Ü. 1978. *Karst ja karstiveed maa-aluste jõgede ja allikate aladel Põhja-Eestis ja nende kaitse*. ENSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Tallinn.
- Heinsalu Ü. 1980. Arvamus karstiõõnsustest Kolu-Tammiku maanteetrassil Kata karstiaala piires. ENSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut.
- Herronen T., Saarenketo T. 2008. Maatukamittaukset Tuhalan alueella. Maanalaisten jokien esiintyminen. Roadscanners OY.
- Kalmus J. 1936. Kata Salajõgi – huvitavam loodusenähtus Tuhalas. *Loodusvaatleja*, 4, (5) lk 127–130.

- Koit O. 2016. Hydrological and hydrogeological study of Tuhala karst area (magistritöö). Tallinna Ülikooli geoökoloogia õppetool, Tallinn.
- Laas L., Jürine I. 1974. Harju rajooni „Sotsialismi Tee“ kolhoosi Kata maaparandusehitis. Hüdroteoloogiline aruanne. Tallinn.
- Maastik A. 1973a. Karstikoobas Kata külas. *Eesti Loodus*, 8, lk 493–494.
- Maastik A. 1973b. Kata karstiaala (diplomitöö). Tartu Riiklik Ülikool, füüsilise geograafia kateeder, Tartu.
- Pirrus E. 2005. Aluspõhjaastangute karst – Põhja-Eesti paelava iseloomulik geotoop. Rmt: Raukas, A. (toim) *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, lk 66–75
- Suuroja K., Ploom K., Mardim T., All T., Kaljuläte, K., Kõiv, M., Vahtra, T. 2003. Eesti Geoloogilise baaskaardi Vaida (6341) seletuskiri. OÜ Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn.
- Talioja, A. 2001. *Tuhala*. Maalehe Raamat, Tallinn.
- Talioja, A. 2012. *Tuhala radadel*. OÜ Kadmiirell, Tallinn.
- Vallner L. 2014. Karstinähtused kavandataval Nabala looduskaitsealal. *Eesti Loodus*, 8, lk 13–19.

Oliver Koit (oliver.koit@tlu.ee) – Tallinna Ülikool, Loodus- ja terviseteaduste instituut, Narva mnt 25, 10120 Tallinn

Põhjavee modelleerimise programm FREEWAT – kellelt, kellele ja milleks?

Maile Polikarpus, Anderes Marandi, Argo Jõelett

Numbrilistel meetoditel baseeruvaid põhjavee modelleerimise programme on arendatud ja kasutatud juba alates eelmise sajandi seitsmekümnendatest aastatest. Esimesed programmid võimaldasid modelleerida vaid kahedimensioonilist põhjavee liikumist. Mudelarvutused on keerukad ja nõuavad suurt arvutusvõimsust. Koos arvutustehnika arenemisega muutuvad keerulisemaks ka programmid, mis võimaldavad teha mahukamaid mudelarvutusi. Lisaks arvutusvõimsuse kasvule on programmid aja jooksul saanud ka kasutajasõbralikumad graafilised kasutajaliidesed, mis võimaldavad visualiseerida nii mudeli kihte kui ka modelleerimise tulemusi.

Eestis on põhjavee kolmemõõtmelise (3D) numbrilise modelleerimisega tegeletud juba üle 20 aasta. Esimene hästi dokumenteeritud 3D hüdrogeoloogiline numbrilisel meetodil baseeruv mudel valmis 1996. aastal. Mudeli koostas hüdrogeoloog Leo Vallner ning selle eesmärgiks oli hinnata Kirde-Eestis Kambrium–Vendi ja Ordoviitsium-Kambriumi veekomplekside veekasutuse perspektiive (Vallner 1996). Vaatamata juba rohkem kui 20 aasta pikkusele modelleerimiskogemusele Eestis, on meil siiski väga vähe inimesi, kes oskavad põhjavee mudeleid koostada ja mudeli tulemusi ka interpreteerida. Oskajate vähesuse üks põhjus on kindlasti tarkvaraprogrammi piiratud kättesaadavus tarkvara kõrge maksumuse tõttu. Tõsi, USA Geoloogiateenistuse (USGS) arendatud modelleerimisprogrammi kood MODFLOW-2005 on kõigile tasuta kättesaadav, aga kuna programmil puudus pikka aega graafiline kasutajaliides, oli koodi kasutamine keeruline.

Nii nagu on kasvanud arvutite arvutusvõimsused, on arenenud ka seireandmete kogumissüsteemid, mis võimaldavad andmeid koguda väga tiheda sagedusega. See aga kasvatab oluliselt andmete hulka ja nõuab seega andmete kasutajalt ka rohkem oskusi suurte andmemahtude töötlemiseks.

Nii modelleerimisvahendite kättesaadavuse parandamiseks kui ka seireandmete töötlemise hõlbustamiseks on väljatöötamisel tarkvaralahendus FREEWAT (*FREE and open source tools for WATER resource management* – vabavaralised vahendid veevarude majandamiseks). Tarkvara väljatöötamist toetab Euroopa Liidu rahastusprogramm ka 2020. Projektil on 17 partnerit kümnest Euroopa Liidu liikmesriigist, nende seas Tartu Ülikool. Projekti juhib Scuola Superiore Sant’Anna Itaaliast.

FREEWAT on vabavaraprogramm, mis integreeritakse ühe rakendusena QGIS keskkonda tööriistaribal. Kaarditarkvara QGIS on

samuti vabavara ja alla laetav aadressilt www.qgis.org. FREEWAT modelleerimisprogrammi aluseks on USGS-i arendatud põhjavee voolu ja ainete transpordi modelleerimise kood MODFLOW-2005. Lisaks tavapärasele Modflow koodi pakettidele integreeritakse FREEWAT rakendusse veel ka erinevaid andmetöötlusvahendeid nagu veega küllastumata pinnasekihi ainete transpordi moodul, veevarude majandamise ja planeerimise, vaatlusriidade analüüsi, mudeli parameetrite usaldusväärsuse ja tundlikkuse analüüsi ning automaatse kalibreerimise, põllumajanduse veekasutuse ning veekvaliteedi hindamise vahendid. FREEWAT koosneb moodulitest, kus tarbija võib osa mooduleid sisse või välja lülitada, samas võivad osade moodulite väljundid olla teiste sisendiks.

Moodul OAT on mõeldud pikkade aegriidade eeltöötlemiseks, et neid oleks võimalik sisestada modelleerimisprogrammi. Mudeli tundlikkuse analüüsimiseks, kalibreerimiseks ning verifitseerimiseks kasutatakse programmi UCODE. UCODE ja Modflow on FREEWAT programmis omavahel integreeritud ning kalibreerimiseks vajalikud sisendfailid tekitatakse automaatselt. Mooduli AkvaGIS vahendid on mõeldud põhjavee keemilise koostise analüüsimiseks, millest ilmselt tuntuimad vahendid on ioontasakaalu arvutamine ja Piperi diagramm ning hüdrogeoloogiliste teemakaartide loomise vahendid.

Programmi suureks eeliseks võrreldes teiste programmidega nagu MODFLOW Flex ja ModelMuse on modelleerimistulemuste kuvamine otse QGIS kaardirakenduses. Seega puudub vajadus andmete eksportimiseks. Kõik vajalikud sisendparameetrid ja kalibreerimispunktid hoitakse mudeliga seotud Spatialite andmebaasis.

Projekti FREEWAT eesmärk ei seisne üksnes modelleerimisprogrammi välja töötamises vaid soovitakse edendada ka veemajanduslikke tegevusi ning lihtsustada EL veepoliitika raamdirektiivi ja sellega seonduvate teiste direktiivide rakendamist.

EL veepoliitika raamdirektiiviga on sätestatud väga ranged nõuded veekeskkonna seiramiseks, mis nõuab üsna suure tihedusega kvalitatiiivset ning kvantitatiivset seiret. Kogutud andmete analüüsimisel eeldatakse teaduspõhiste meetodite kasutamist, sh modelleerimist, et hinnata koostatud kontseptuaalseid mudeleid, vesikondade veemajanduskavade arengustsenaariumeid, veevarusid ja nende jätkusuutlikku kasutamist, keskkonnamõjusid ja reostuskollete likvideerimise efektiivsust. Paraku aga jääb seniajani suur osa seire käigus kogutavast materjalist kasutamata, kuna mahukaid andmeridu töödeldakse vaid väga algeliste statistika-algoritmidega. Eelnevast tuleneb vajadus tööriistade järele, mis võimaldaksid suure mõõtmistihedusega andmete ajalist ja pindalalist analüüsi ja nende vajaduste rahuldamiseks ongi FREEWAT-i projekt ellu kutsutud.

FREEWAT-i projekt ei piirdu üksnes tarkvaralahenduse loomisega, vaid suur rõhk on ka partnerriikide spetsialistide koolitamisel. Peale prooviversiooni valmimist toimuvad igas partnerriigis nädalased programmi kasutamise koolitused. Koolitusi on plaanis teha kahele sihtgrupile: modelleerija, kes on juba tegelenud modelleerimisega või kel on plaan hakata modelleerima ja mudeli tulemuste kasutajad, kes on mudeli tellijad või otsustamisprotsessides osalejad, kel on vajadus mudeli tulemusi paremini mõista. Koolitused on tasuta ja kõigile huvilistele avatud.

Partnerriikide tegevus ei seisne ainult programmi testimises ja koolitamises, vaid projekti käigus tuleb läbi viia kohalikud uuringud, kus kasutatakse loodavat tarkvara. Kohalike uuringualade valikul eelistati kohti, kus on tegemist mitme EL seadusakti rakendamisega. Lisaks eeldati, et uuringualal on uuringud juba eelnevalt toimunud ning koostatud on ka põhjaveemudel, mis võimaldaks hakata FREEWATi programmi testima ilma eelnevate uuringuteta. Kogu projekt hõlmab kaheksa uuringuala, millel tegeletakse EL veepoliitika raamdirektiivi, põhjavee direktiivi või mõne muu veega seotud direktiivi rakendamisega ning viiel uuringualal pööratakse tähelepanu põllumajandustootmisega seotud veeprobleemidele mis on seotud nitraadidirektiivi rakendamisega.

Iga uuringuala kohta püstitati konkreetne eesmärk ning tegevused. FREEWAT projekti eesmärk ei ole kohalike uuringute puhul mitte lihtsalt arutada modelleerimise põhitulemusi, vaid kaasata huvigrupid modelleerimise protsessi juba võimalikult vara. Nii tagatakse uute meetodite tutvustamine huvigruppidele ning modelleerimise tulemuste senisest suurem rakendamine otsustusprotsessides. Projekti raames koondatakse kõik kohalike uuringute kogemused ning koostatakse juhend, mis edaspidi aitab kasutada GISi ja põhjavee modelleerimise vahendeid veemajanduse otsustusprotsessides.

Eesti poolt pakuti välja uuringualaks Ida-Virumaal asuv Selisoo, põhjuseks uuringu keerukus ning erinevate uuringugruppide avaldatud vastukäivate uuringutulemustega teadustööd (Hang jt 2012, Orru jt 2013). Selisoo, mille pindala on 2051 ha, kuulub Natura 2000 võrgustikku. Selisoole läheneb idast Estonia allmaakaevandus, mille kaevandamisloa piir ulatub Selisoo kirdenurga alla. Põlevkivi kaevandamine toimub ca 60 m sügavusel, mis toob endaga kaasa põhjavee taseme alanemise Selisoo all lasuvas Nabala-Rakvere põhjaveekihi, mis omakorda mõjutab soo veerežiimi.

2011. ja 2012. aastal toimunud uuringute raames loodi Ratva raba ja Selisoo ümbruse (16x27 km) statsionaarne hüdrogeoloogiline mudel (Hang jt 2012). Mudeli usaldusväärsust kontrolliti seirekaevude ning 2010. aasta Estonia kaevanduse veeärastuse andmetega. Pärast mudeli kalibreerimist

saavutati hea kokkulangevus arvatud ja mõõdetud veetasemete ning vooluhulkade vahel (Hang jt 2012).

Hüdrogeoloogiline modelleerimine tõestas, et soode püsimiseks kaevanduste kohal või läheduses on vajalik savikatest setetest veepideme olemasolu turba all või turba veejuhtivus peab olema väiksem kui 10^{-5} m/ööpäevas. Selisoo ja Ratva rabas teostatud uuringute (Hang jt 2009; Hang jt 2012) andmetel pole aga ei Ratva rabas ega Selisoo kumbki tingimus täidetud. Estonia kaevanduse maksimaalne levik Selisoo alla, mäeeraldise piirini, alandaks oluliselt pinnavee taset Selisoo, mis mõjuks pöördumatult soo ökosüsteemile (Hang jt 2012). Samas ei võimalda kasutatud statsionaarne hüdrogeoloogiline mudel näha ajast sõltuvat rõhualanduse levikut turbas, võimalikku infiltratsiooni kõikumist ja/või turba kompaktatsioonist tulenevat veejuhtivuse muutumist. Alates 2009. aastast on mõõdetud veerõhkusid nii Selisoo põhja- kui lõunaosa turbaaluses mineraalpinnases. Soo lõunaosas näitavad seireandmed selget alanemistrendi, kuid seni on mineraalpinnases toimunud veerõhu muutus avaldanud mõju vaid turbalasundi kõige alumise meetri ulatuses.

FREEWAT-i projekti raames viiakse olemasolev Selisoo mudel üle FREEWAT-i platvormile ning olemasolevat mudelit täiendatakse uute seireandmetega. Samal ajal tutvustakse ja kaasatakse mudeli täiendamise protsessi ka erinevate huvigruppide – Keskkonnaministeeriumi, Keskkonnaameti, kohaliku omavalitsuse ja kaevandusettevõtte esindajad ning kõik teised asjast huvitatud osapooled.

Projekti lõpuks on Selisoo mudel vabalt kättesaadav ja kasutatav kõigile, kes seda kasutada soovivad. Kogu FREEWAT-i projektiga seotud info, sh koolituse info, on kättesaadav veebilehe kaudu, mis asub aadressil: <http://freewat.ut.ee/>.

Kasutatud kirjandus

- Hang T., Hiiemaa H., Jõelett A., Kalm V., Karro E., Kirt M., Kohv M., Marandi A. 2009. Selisoo hüdrogeoloogilised uuringud kaevandamise mõju selgitamiseks. Uuringu aruanne, Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Tartu, 60 lk.
- Hang T., Hiiemaa H., Järveoja M., Jõelett A., Kalm V., Karro E., Kohv M., Mustasaar M., Polikarpus M., Plado J. 2012. Ratva raba hüdrogeoloogiline uuring ja Selisoo seiresüsteemi rajamine. KIK projekti nr 15 aruanne. Tartu Ülikooli geoloogia osakond.

Orru M., Väizene V., Pastarus J.R., Sõstra Y., Valgma I., 2013. Possibilities of oil shale mining under the Selisoo mire of the Estonia oil shale deposit. *Environmental Earth Sciences* 70, lk 3311–3321.

Vallner L. 1996. *Kirde-Eesti hüdrogeoloogiline mudel. I etapp: kambriumi-vendi ja ordoviitsiumi-kambriumi veekompleksi intensiivkasutuse perspektiivid*. Eesti Geoloogiakeskus, 100 lk.

Maile Polikarpus (maile.polikarpus@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu

Anderes Marandi (andres.marandi@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu

Argo Jõelegt (argo.joelegt@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu

Ränihammastega aerjalalised ja pantser-ränivetikad – evolutsiooniline võidurelvastumine, mis on tekitanud opaalivöö ümber Antarktika.

Kalle Olli

Ränivetikad on maailmamere planktoni produktsiooni peamine alustala – veerand kuni viiendik globaalsest primaarproduktsioonist on nende kanda. Ränivetikate silmatorkavaim tunnus on keerulise ehitusega ränioksiidist rakusein ehk pantser, mis annab neile tõhusa mehhaaniline kaitse herbivooride vastu.

Olulisimad herbivoorid maailmameres on aerjalalised (*Copepoda*). Aerjalalised asustavad laia elupaikade spektrit. Neid võib leida eelkõige mere pelagiaalis, aga ka süvaookeanis, hüdrotermaalsete lõõride juures ja merejää sooltee kanalites. Arvatavalt on aerjalalised kõige arvukam loomade rühm üldse, ületades arvuliselt isegi putukaid ja nematoode (Humes 1994). Mere pelagiaalis on 55–95% zooplanktoni isenditest aerjalalised (Longhurst 1985). Peamine aerjalaliste toit on fütoplankton ning aerjalalised on ise oluliseks toiduks kaladele ja suurele hulgal teistele loomadele. Seega on nad arvukad, funktsionaalselt mitmekesised ja võtmetähtsusega ühenduslülid primaarproduktentide ning kalade vahel klassikalises herbivoorses toiduahelas.

Miks on ränivetikad maailmamere primaarproduktsioonis nii edukad? Ühe põhjusena on pakutud, et ränipantserit on energeetiliselt odav toota, erinevalt näiteks telluloosist rakuseinast, mille valmistamiseks kulub hea hulk fotosünteesimist. Ränipantseri puuduseks on aga suur erikaal, mis planktilistele ilma viburiteta ränivetikatele on kui kivi kaelas. Investeerides ränipantseri paksenemisse, mis tagab suurema mehhaanilise tugevuse, kaotab rakk ujuvust ja suureneb planktonist väljasettimise risk.

Ränivetikate ja aerjalaliste koevolutsioon on kulgenud läbi kentsaka võidurelvastumise, milles üks pool, ränivetikad, on investeerinud kaitseesse – pantseri tugevdamisse. Tugev turvis on evolutsioneerunud vastuseks herbivooride survele. Teine pool, aerjalalised, on panustanud ründesse – lõuaaparaadi täiustumisse ja lõualihaste tugevnemisse.

Aerjalaliste lõuaaparaadi ehitus

Aerjalalised tekitavad oma kõhu all veekeerise, millest tuvastavad kemo- ja mehhaaniliste retseptorite abil toiduosakesi. Nad on toidu suhtes valivad. Sobivad toidupalad suunatakse lõugade vahele, kus toit vajadusel enne neelamist purustatakse.

Lõugade ehitus ja kuju on kooskõlas toidusedeliga. Laias laastus on kolm peamist tüüpi: (i) karnivooridel, kes toituvad peamiselt teistest

zooplankteritest, on pikad ja teravad hambalaadsed struktuurid; (ii) herbivoorid, kes toituvad peamiselt fütoplanktonist, on lühikeste, tugevate jõulise struktuuriga hammastega (LISA joonis 1a); (iii) laia toidusedeliga omnivoorid, kes toituvad ka detriidist – nende lõuad on midagi kahe eelneva vahepealset.

Herbivooride lõuaaparaat on kohanenud tugevate vetikarakkude purustamisele. Hammaste asetus ja kuju võimaldab tekitada maksimaalselt tugevat survet väga väikesele pinnale, mis on eriti kasulik näiteks ränivetikate pantserite katki hammustamiseks. Tugevas kestas olev saak tuleb enne allaneelamist purustada, vastasel juhul võib ränivetika rakk aerjalalise seedekulga elusalt ja kahjustamatult läbida.

Paljudel aerjalalistel on hambad kaetud ränist tipuosaga, mis annab hammastele oluliselt suurema kõvaduse ja purustusjõu (LISA joonis 1b). Tegemist on hüdreeritud amorfse räni ehk opaaliga, millest on tehtud ka ränivetikate pantserid. Lisaks opaalile on hambatippudes ka kristallilist räni (Michels jt 2015). Räni ladestatakse ränihappe polümeerina orgaanilisele maatriksile nagu kitiin ja kollageen. Kitiinmaatriksit kasutavad ka ränivetikad pantseri sünteesil. Aerjalaliste hammaste ränistumise aste on korrelatsioonis ja koevoluteerunud koos nende peamiste toiduobjektide, ränivetikate, mehhaanilise tugevusega.

Elektronmikroskoobis võib aerjalaliste hammastel tuvastada kraapeid ja kriime, mis on ilmselt tekkinud kokkupuutel kõvemate toiduobjektidga. Sellised kriimud on aga alati hamba aluse kitiinsel osal, mitte tipmisel palju tugevamal ränistunud osal.

Aerjalalistel, kelle menüüs on ränivetikatel suur osakaal, nagu hormikulistel *Centropages hamatus* ja *Rhincalanus gigas*, on lõuaaparaadi tugevdamisel lisaks hammaste ränistumisele veel üks evolutsiooniline kohastumus: nende koonusjates hammastes on ränistunud tipu ja kitiinist aluse vahel elastsest proteiinist – resiliinist, padjand (LISA joonis 1c,d). Võrreldes kitiiniga on resiliin väga pehme ja elastne (Brunner jt 2009; Ehrlich 2010). Selline hammaste arhitektuur võimaldab ühtlasemalt jaotada ränivetika pantseri katkihammustamisel tekkivat mehhaanilist survet ning sellega vähendada ränihamba purunemise riski. Lühidalt – aerjalaliste hambad on küllaltki keerulise arhitektuuriga, hõlmates erinevate omaduste, kõvaduse ja elastsusega materjale. Hammaste materjal ja arhitektuur minimeerib mehhaanilise vigastuste riski, samas annab neile väga suure tugevuse kõvakestalise saagi purustamisel. Aerjalaliste kõva, samas elastne hammaste arhitektuur on evolutsioneerunud tandemis lõualihaste tugevnemisega.

Eelnevale lisaks aitab aerjalalistel saaki käsitleda käitumuslik kohastumus. Näiteks suuremõdulisi ränivetikaid nagu *Coscinodiscus wailesii* ei purustata täielikult, vaid nende pantserisse tehakse piisavalt suur

avaus raku sisu tühjaks imemiseks. Tühi ränipantser heidetakse kõrvale (Jansen 2008). Enamasti haugatakse ränivetikaid pantseri vöö tasapinnast, mis on selle kõige nõrgem koht (Friedrichs jt 2013).

Ränivetikate pantseri mehhaaniline tugevus

Mis on ränivetikatel vastu panna aerjalaliste võimsatele löugadele? Kui tugev on ränipantser ja kui hästi tagab räniturvis kaitse? Pantseri tugevus sõltub paljuski selle sisearhitektuurist. Ränivetikate pantseri sisearhitektuur on üsna keeruline, sisaldades struktuurilelemente, mis meenutavad inimese loodud tugevaid, stabiilseid, aga kergeid ehituskonstruksioone (Kooistra ja Pohl 2015). Evolutsiooniline ideaal oleks tagada piisav tugevus võimalikult õhukese ja kerge pantseriga.

Pantserite mehhaanilist tugevust on mõõdetud õitsenguid põhjustavate ketasränivetikate – keskmise suurusega *Thalassiosira punctigera*, suurte rakkudega *Coscinodiscus granii* ning erakordselt paksu pantseriga sulgränivetika *Fragilariopsis kerguelensis* peal (LISA joonis 2a-e) (Hamm jt 2003; Wilken jt 2011). Viimane on endeemne liik Antarktikat ümbritsevas Lõuna-Jäämeres, kes on evolutsioneerunud koos suurte aerjalalistega *Rhincalanus gigas* ja *Calanus simillimus*.

Klaasist mikronõeltega tehtud survekatsed näitasid, et *Thalassiosira punctigera* 50 μm ja 100 μm läbimõõduga rakud talusid mehhaanilist survet vastavalt 260 μN ja 180 μN . Suuremarakuline *Coscinodiscus granii* (läbimõõt 130 μm) oli nõrgem, taludes survet kuni 90 μN . Seevastu *Fragilariopsis kerguelensis* (pikkus 130 μm) purunes alles 730 μN juures (LISA joonis 2g). Arvestuslikult surus klaasnõel *ca* 100 μm^2 suurusele pindalale, mis teeb survetugevuseks umbes 1–7 N mm^{-2} . See on võrdne survega 100–700 tonni m^{-2} . Seega sõltub pantseri tugevus liigist ning on lisaks pöördvõrdeline raku suurusega.

Arvutisimulatsioonid *Fragilariopsis kerguelensis* pantseri 3D-mudeliga näitasid, et pantseri arhitektuur absorbeerib tõhusalt mistahes suunast tuleva mehhaanilise surve. Eriti olulised on pantseri ribad (*costae*), mis on paksendid pantseri kaanes. Ribid jaotavad mehhaanilise surve optimaalselt üle kogu pantseri, säästes liigest pingest nõrgemaid, pooridega kaetud pindasid. Kui ribad arvutisimulatsiooniga eemaldada ja jaotada neis olev räni kogus ühtlaselt üle kogu rakukesta, siis suurenes mehhaaniline pinge pantseri osistele enam kui 70%. Ribideta pantseri purustamiseks piisanuks algsega võrreldes 40% väiksemast jõust (Hamm jt 2003).

See ei ole veel kõik. Opaali ja orgaanilise maatriksi kombinatsioon annab ränivetika pantserile märkimisväärse elastsuse, mis kristallilisel ränil puudub. Pantseri materjal talub teatud määral deformatsiooni ning taastab seejärel oma algse kuju.

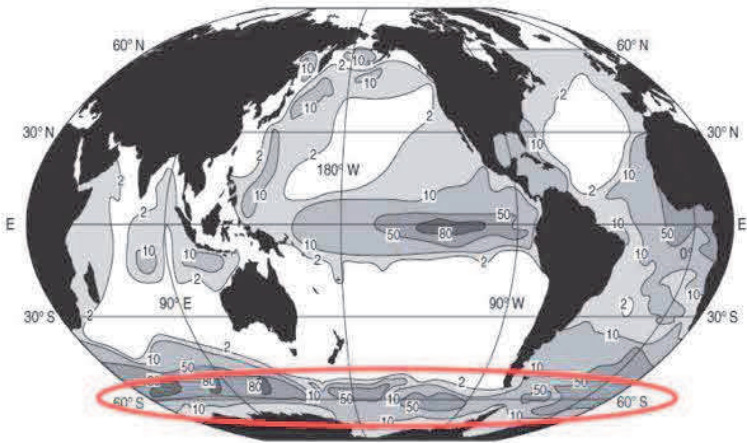
Võidurelvastumine ja Lõuna-Jäämere opaalivöö

Ränivetikate evolutsioon on liikunud pantseri tugevdamise suunas. Pantser on kohanenud taluma tugevat mehhaanilist survet ning selle lõhkumiseks on vaja spetsiaalseid vahendeid. Aerjalaliste evolutsioon on kulgenud lõuaaparaadi täiustamise ja lõualihaste tugevnemise suunas. Purustamaks *Fragilariopsis kerguelensis* pantserit on vaja ca 750 μN jõudu, milleks omakorda on vaja vähemalt 50 μm läbimõõduga lihaskimpusid (Pedley 1977) (kui võtta aluseks tugevaimad selgroogsete või putukate lihased). Selleks on võimelised vaid suuremad aerjalalised; väiksemad liigid peavad leppima väiksema ja/või nõrgema saagiga.

Selline võidurelvastumine ja koevolutsioon on eriti muljetavaldav Antarktika ümbruse Lõuna-Jäämeres. Lõuna-Jäämeri on üks neist piirkondadest maailmameres, kus vetikate produktsiooni piirab raua kättesaadavus, mitte lämmastik või fosfor. Rauapuudus üksi soodustab ränivetikate pantseri paksenemist (Wilken jt 2011).

Mida paksem pantser, seda aeglasem on selle lahustuvus. Keskeltläbi lahustub üks planktilise ränivetika pantser umbes aastaga. Õhemad pantserid lahustuvad kiiremini, juba veesambas, ega jõuagi settesse. Settesse akumulierudes lahustumine peatub ja ookeani põhjas tekivad biogeense räni lademed. Väidetavalt paikneb 75% globaalsest biogeensest ränist Antarktikat ümbritseva tsirkumpolaarse hoovuse piiril, nn opaalivöös (joonis 3). See on kahe troofilise taseme, ränivetika liigi – *Fragilariopsis kerguelensis* ja aerjalaliste (peamiselt *Rhincalanus gigas* ja *Calanus simillimus*) vastastikuse vägikaikaveo biogeokeemiline tagajärg.

Sellega on Lõuna-Jäämeri muudetud biogeense räni depooks, mis mõjutab ülejäänud maailmamere toitainete tasakaalu. Räni jääb settesse lõksu, kuid lämmastik ja fosfor remineraliseeritakse. See omakorda mõjutab Si:N ja Si:P suhet maailmamere muudes osades ning ränivetikate kasvupotentsiaali globaalselt.



Joonis 3. Opaali osakaal (massi %) ookeani setetes. Punasega on näidatud opaalivöö Lõunaookeanis, mis sisaldab $\frac{3}{4}$ globaalsest biogeensist ränist. Opaalivöö laius (10% piirid) on 900 kuni 2000 km. Allikas: Broecker, Peng 1982).

Kasutatud kirjandus

- Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1982. *Tracers in the sea*. Lamont-Doherty Geological Observatory.
- Brunner, E., Richthammer, P., Ehrlich, H., Paasch, S., Simon, P., Ueberlein, S., van Pée, K.-H., 2009. Chitin-Based Organic Networks: An Integral Part of Cell Wall Biosilica in the Diatom *Thalassiosira pseudonana*. *Angewandte Chemie International Edition* 48, lk 9724–9727.
- Ehrlich, H., 2010. Chitin and collagen as universal and alternative templates in biomineralization. *International Geology Review* 52, lk 661–699.
- Friedrichs, L., Hörnig, M., Schulze, L., Bertram, A., Jansen, S., Hamm, C., 2013. Size and biomechanic properties of diatom frustules influence food uptake by copepods. *Marine Ecology Progress Series* 481, lk 41–51.
- Hamm, C.E., Merkel, R., Springer, O., Jurkojc, P., Maier, C., Prectel, K., Smetacek, V., 2003. Architecture and material properties of diatom shells provide effective mechanical protection. *Nature* 421, lk 841–843.

- Humes, A.G., 1994. How many copepods? *Hydrobiologia* 292-293, lk 1–7.
- Jansen, S., 2008. Copepods grazing on *Coscinodiscus wailesii*: a question of size? *Helgoland Marine Research* 62, 251–255.
- Kooistra, W.H.C.F., Pohl, G., 2015. Diatom Frustule Morphology and its Biomimetic Applications in Architecture and Industrial Design. In Hamm, C. (ed) *Evolution of Lightweight Structures*. Springer Netherlands, Dordrecht, 75–102 lk.
- Longhurst, A.R., 1985. The structure and evolution of plankton communities. *Progress in Oceanography* 15, lk 1–35.
- Michels, J., Gorb, S.N., 2015. Mandibular gnathobases of marine planktonic copepods – feeding tools with complex micro- and nanoscale composite architectures. *Beilstein Journal of Nanotechnology* 6, lk 674–685.
- Michels, J., Vogt, J., Simon, P., Gorb, S.N., 2015. New insights into the complex architecture of siliceous copepod teeth. *Zoology* 118, lk 141–146.
- Pedley, T.J., 1977. Scale effects in animal locomotion: based on the proceedings of an international symposium held at Cambridge University, September, 1975. Academic Press, London ; New York, N.Y.
- Wilken, S., Hoffmann, B., Hersch, N., Kirchgessner, N., Dieluweit, S., Rubner, W., Hoffmann, L.J., Merkel, R., Peeken, I., 2011. Diatom frustules show increased mechanical strength and altered valve morphology under iron limitation. *Limnology and Oceanography* 56, lk 1399–1410.

Kalle Olli (kalle.oli@ut.ee)– Tartu Ülikool, Ökoloogia ja maateaduste instituut, Lai 40, 51005 Tartu.

Seilates ajalooühingulisel purjelaeval Fryderyk Chopin.

Katrin Lasberg

Selle aasta suvel avanes mul võimalus osaleda tõenäoliselt maailma kõige ägedamal kursusel. Mind on alati mere poole tõmmanud ja vaikselt unistan purjelaeva omamisest tulevikus. Juhuste kokkulangemisel leidsin kursuse ülikooli õppejõududele, mis toimus nädala jooksul Põhjamerel seilaval purjelaeval. Otsustasin kandideerida ja minu rõõm oli piiritu, kui osutusin valituks. Niisiis veetsin oma elust (kahjuks küll ainult) 7 päeva ajalooühinguliselt purjelaeval, seilates Stavangerist (Norra) Antwerpenisse (Belgia).

Kursusest

Kursuse pealkiri oli inglise keeles „SAIL – Sustainability Applied in International Learning & Teaching“ (ee. „Purjetamine – säästva arengu põhimõtete rakendamine rahvusvahelises õppimises ja õpetamises“) ja mõeldud oli see ülikooli õppejõududele eeskätt Läänemere regioonist. Kursuse eesmärk oli lähemalt tutvuda säästva arengu globaalsete eesmärkidega (LISA Joonis 1), mille poole ÜRO liikmesriigid on lubanud järgmise 14 aasta jooksul (aastani 2030) püüelda ja millega oma poliitika kujundamisel arvestada.

Kursusel osales 32 erineva taustaga õppejõudu – kirurgidest poliitikuteni ning kursuse käigus tutvustati oma valdkonnaga seotud säästva arengu eesmärke, neist lähtuvaid probleeme ja võimalusi. Kursuse märksõnaks oli „multidistsiplinaarsus“, kuna erineva valdkonna eksperdid vahetasid omavahel nii erialaseid teadmisi, kui ka kultuurist lähtuvaid ja isiklikke kogemusi säästva arengu teemadel. Säästva arengu globaalsete eesmärkidega soovitan ma põhjalikumalt tutvuda järgneval leheküljel: <https://sustainabledevelopment.un.org/>, eesmärgid ise on väga aukartustäratavad ja nende saavutamise võimalikkus kaheldav, kuid tingimata peab nende poole püüdlema!

Kursuse alguses teavitati meid ettekannete/arutelude toimumisaegadest, aga öeldi ka kohe, et ajakava muutub vastavalt ilma- ja mereoludele. Mulle meenub, et juba kursuse kirjelduse juures mainiti, et kursus võib osutada füüsiliseks ja vaimseks väljakutseks. Aga sellest lähemalt allpool...

Poola purjelaev Fryderyk Chopin aastast 1992

Fryderyk Chopini (LISA foto 1) puhul on tegemist kahemastilise raapurjestuses oleva ajaloolise purjelaevatüübiga, mis on hetkel suurim maailmas omataoliste seas – tema kogupikkus ulatub 55 meetrini. Kasutusel oli see purjelaevatüüp peamiselt 18. –19. sajandil ning oma hea kiiruse võimekuse tõttu väga hinnatud piraatide seas. Illustreerivaks näiteks lugejale võib tuua populaarse filmiseeria „Kariibimere piraadid“ kõikides osades kasutatud samalaadse purjelaeva.

Fryderyk Chopini kõrgeima masti kõrgus on 37 meetrit ja kiirust suudab ta arendada täispurjede all 16 sõlmeni (~30 km/h), ainult mootoriga aga 9 sõlmeni (~17 km/h).

Elukorraldus laeval

Algselt oli meil kursuse jaoks planeeritud iga päev neli tundi, millele lisaks tuli leida aega grupitööga tegelemiseks ning ettekande valmistamiseks. Meie töögrupp keskendus oma ettekandes kliimaküsimustele ja koos arutasime erinevate riikide kogemusi ning võimalusi ja ideid kliimamuutustega kohanemiseks.

Kohapeal tuli välja, et lisaks kursusele tuleb meil olla ka vahis kui laevameeskond. Tegelikult osutus kursuse ajakava teisejärguliseks, sest hulga tähtsam oli purjelaeva manööverdamine õigel ajal ning laeva õigel kursil hoidmine. Meid jagati kolmeks vahiks ja koostati valvegraafikud, mis hõlmasid endas 4-tunniseid valveid nii päeval kui ka öösel.

Vahis olles tehti vastavalt vajadusele kõikvõimalikke töid koristamisest kuni laeva tüüri keeramiseni ning isegi purjede allalaskmine ja kokkupanemine kuulus meie kohustuste hulka. Lisaks vahis olemisele pidime me kõik valmis olema ka häiresignaalideks, mis tähendas, et kõik parajasti pooleli olev tuli katki jätta ja täisvarustuses tekile joosta (LISA foto 2).

Meenub siinkohal üks häire, mis võis olla umbes kella kolme paiku öösel. Olin valve lõpetanud südaööl ning õndsalt magama jäänud, arvates, et saan nüüd rahulikult hommikusöögini magada. Siis aga kostis häire kõrvilukustav heli ja ma hüppasin oma voodist püsti peaaegu otse nn rakmetesse (turvavarustus ronimiseks) ning söötsin tekile. Tookord õnneks keegi masti otsa ronima ei pidanud, muutsime ainult purjede suunda, kuna tuulesuund oli muutunud. Üldiselt oli manöövrите tegemiseks vaja appi meid kõiki, sest nii suuri purjesid oli võimalik ohjata ainult kollektiivse jõu ning nõuga (LISA foto 3).

Elukorraldusest veel nii palju, et kõige raskem osa sellest oli ilmselgelt kaootilise unerežiimiga harjumine. Kuna söögikordi polnud mõistlik vahele jätta (vahepeal süüa ei saanud) ja vahist ning kursuselt puududa ei saanud, siis tuli uneaeg sättida teinekord vaid kahe tunni kaupa nende vahele.

Purjed üles!

Väljusime sadamast ja natuke aega hiljem anti ka esimene häiresignaal, mis tähendas, et kõik kolm vahetust pidid tekile jooksma. Igale vahetusele oli määratud kindel asukoht laevatekil, kuhu nad kogunema pidid ning seejärel jagas vahetuse vanem eesootavaid ülesandeid. Kõigepealt tuli purjed raade pealt lahti siduda ning selleks pidid õppejõududest madrused masti otsa ronima (LISA foto 4).

Eelnevalt, kui purjelaev veel sadamas seisis, õpetati meile, kuidas sinna ronida, kuhu ennast karabiiniga kinnitada ning mida seal tegema peab. Sadamas olles said kõik sellega hakkama, kuigi üks natuke hirmus oli alla vaadata. Nüüd aga olime juba merel, kus vihma kallas ja ka tuul oli tõusnud. See ülesanne polnud enam kergete killast! Siiski leidis vabatahtlikke piisavalt ja purjed said lahti seotud. Seejärel algas kollektiivne purjede ülesseadmine. Purjed üles seatud, jätkas purjelaev juba ilma mootorita, ainult tuule jõul. Masti otsa ronimine oli ilmselgelt kõige ekstreemsem asi, mida sellel purjelaeval katsetada sai (LISA foto 5).

Mäletan veel üsna täpselt seda tunnet, mis mind valdas, kui ma imetlesin vaadet, mis avanes kolmanda raa pealt, ja üritasin seda meeleehtlikult oma mällu salvestada. Paraku jäi mul seekord kõige kõrgem tipp vallutamata.

Merehaigus

Merel olles võib eeldada, et selline hirmus asi nagu merehaigus võib kimbutama tulla. Paraku juhtus nii ka meie merereisi ajal ja umbes pooled meist elasid selle üle – kes vähemal, kes rohkemal määral. Üldiselt arvatakse, et merehaigust on lihtsam ennetada kui ravida ning selle vastu on apteegis olemas reisitabeltid. Ma arvan, et põhjus miks ma merehaigeks ei jäänud, tuleneski sellest ennetavast reisitabeltist. Mõnda teist mõjutas merehaigus siiski olulisel määral ja lausa 3–4 päeva. Merehaiguse väljalöömine on individuaalne ja sõltub paljudest erinevatest teguritest ning enamasti harjub inimese organism selle „loksutamisega“ paari päeva jooksul ära. Merehaiguse põhilised tunnused olid söögiisu puudus, iiveldus, peapööritus ning peavalu. Merehaigetel soovitati viibida laeva tekil värske õhu käes ning ennast ka karabiiniga reelingu külge kinnitada. Veel soovitati süüa saia, juua ohtralt vedelikku ning vaadata horisonti. Kuid

selgeks sai ka kohe, et merel purjetades on tähtis teada tuule suunda – eriti kui oled merehaige. Nimelt soovitati kohe alguses merehaigetel nägu allatuule suunas keerata, juhuks kui olukord hullemaks läheb.

Ekstreemne kõögivalve

Kursuse eelviimasel päeval olin ma määranud kõögivahti, mis tähendas, et olin vabastatud koos kahe teise kaaslasega kõikidest häiretest. Kõögivahis olles pidime me abistama poolakast kokka kõikvõimalike abitöödega ning valmistama teistele osalejatele ette kolm toidukorda. Juhtus aga nii, et sel päeval sattusime me väikese tormi kätte. Kapteni sõnul oli seda juba ammu oodata ning meie purjelaev oli ühtäkki tugeva tuule (vahemikus 18-24 m/s) embuses. Kõögivalve pidi aga samal ajal tugevasti kreenis olevas laevas liikuma ning toimetama. Omamoodi halenaljakaks kujunesid kõik kolm toidukorda, kus laua katmisel tuli omajagu kavalust kasutada. Asetasime tassid laua peale juba aegsasti pikali ning vedelikke sisaldavaid anumaid proovisime loodida abivahendite abil. Eriti vaimukaks kujunes olukord siis, kui selgus, et poolakast kokk oli otsustanud lõunaks valmistada borši ja loomulikult tuli ka see serveerida (LISA foto 6).

Nüüsiis tuli supi söömisele samuti loovalt läheneda – kes hoidis supitaldriku üht serva kõrgemal kui teist, et supp maha ei loksuks, kes tõstis endale supi kohe kruusi (LISA foto 7). Pärast söögikordi osutus ka nõudepesu keeruliseks, sest isegi seista kraanikausi juures ilma toetuseta oli võimatu. Aeg-ajalt, kui meil vahis pausid olid, jooksime „merepidu“ ka laevatekile imetlema – tuul oli kõva ja lained vägevad. Laeva tekil olid reelingute vahele tõmmatud täiendavad köied, kuhu osalejad said ennast karabiiniga kinni panna. Vastasel juhul oli suur oht, et laev võib su paigast loksutada ja seeläbi ka üle parda visata.

Lõpetuseks

Seitsmendal päeval jõudsime me Antwerpeni sadamasse (LISA foto 8), kus toimus ka kursuse lõpetamine, mille käigus lauldi ja tantsiti viimase vahi lõpuni. Nädal aega oli koos merel oldud ja kui alguses tundus, et sellise eluga ei harju kuigi kergelt, siis lõpus oli juba kahju lahkuda. Selle aja jooksul õppisin mõndagi nii enda kui ka teiste kohta ja ka seda, kui palju suudavad panustada inimesed, kes töötavad ühise eesmärgi nimel. Huvitavaks asjaoluks võib veel nimetada seda, et meie vahetusevanemad olid kõik tudengid, ning nende vastustusel oli see, kas kõik tööd said valvete ajal täidetud või mitte. Selline ümberpööratud juhtimissüsteem oli uus olukord nii õppejõududele kui ka tudengitele ja arvan, et selle käigus

sai selgeks, kui oluline on sellises olukorras vastastikune austus ning mõlemapoolne panus.

Kui mõnel lugejal tekkis nüüd huvi selle kursuse vastu, siis informatsiooniks niipalju, et see toimub igal aastal nii õppejõududele (nädal aega) kui ka üliõpilastele (2 nädalat). Rohkem infot kursuste kohta saab lugeda leheküljelt <http://www.balticuniv.uu.se/sail/>.

Omalt poolt julgustan kõiki huvilisi kursusel osalema – lisaks säästvat arengut puudutatava teabe omandamisele saab ennast ka vaimselt ja füüsiliselt proovile panna. Ja pealekauba on see seiklus meelde jääv kogu eluks!

Kasutatud kirjandus

Säästva arengu eesmärgid ja nende loimimine poliitikasse:

<http://www.seit.ee/et/valdkonnad/saastev-areng/saastva-arengu-eesmargid-ja-nende-loimimine-poliitikasse#6>

Sustainable Development Goals: <https://sustainabledevelopment.un.org/>

SAIL Sustainability Applied in International Learning:
<http://www.balticuniv.uu.se/sail/>

Katrin Lasberg (katrin.lasberg@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu

JÄRELSÕNA

Oive Tinn

Kujuta ette, et oled kaua unistanud millegi tõeliselt olulise ja suure loomisest. Sellest pidi tulema midagi, mis ei oleks lihtsalt iluasi, vaid miski, millest oleks kasu paljudele ja väga pikaks ajaks. Viimaks oled sa sellega hakkama saanud. Sul on õnnestunud elu sisse puhuda vigurile, milletaolist pole kunagi varem olemas olnud ning millest tõepoolest töötab asja saada. Nimi ... liialduste vältimiseks saab tema nimeks lihtsalt GSK. Oma elu alguspäevil on GSK väike ja uje ja pisut rabe, ning isegi see pole päris kindel, kas ta omil jalgel seista suudab. Esipuhku küll pisut kõikudes ja vankudes, kuid aegamööda tõestab ta oma suutlikkust, ning kõrvalseisjad võivad kergendatult hinge tõmmata.

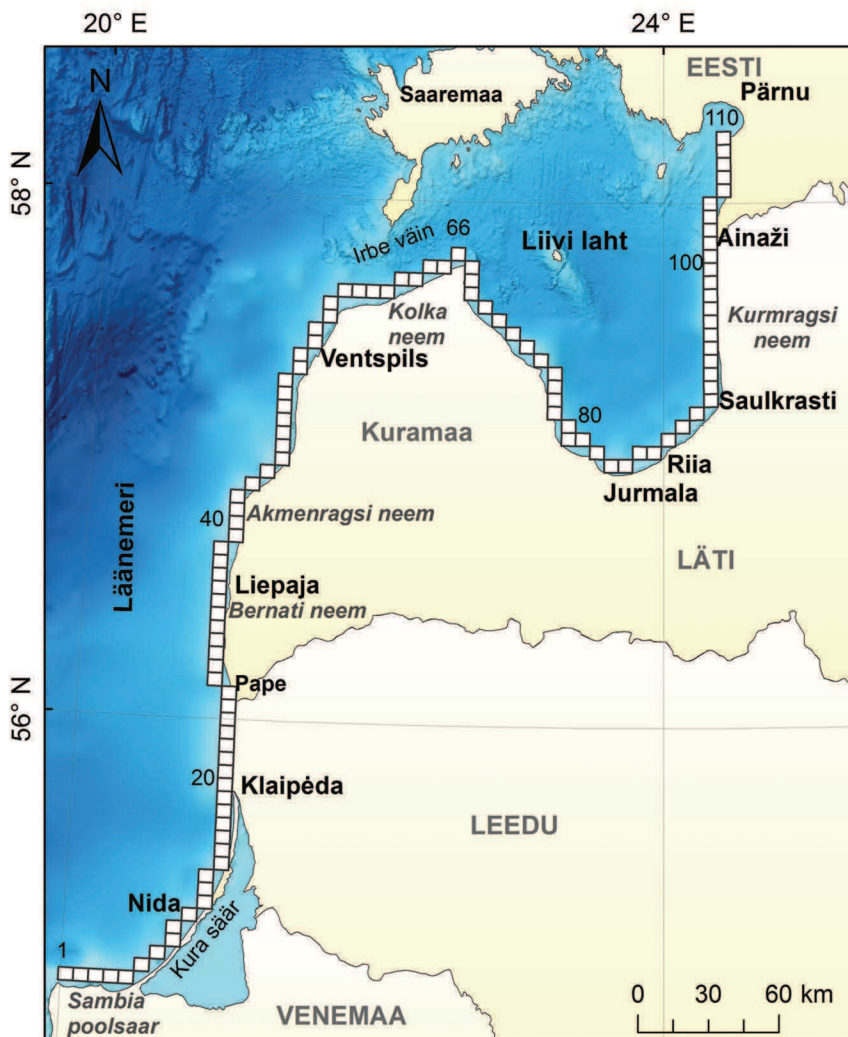
Kujuta nüüd ette, et see sinu loodu võiks – teoreetiliselt vähemalt – elada igavesti. Kuid selleks, et elada aegade lõpuni, tuleb täita üksainus tingimus – ühel korral aastas – parim aeg selleks on koldsete päevade ja õdushämarate õhtutega oktoobrikuu – peavad tulema kokku temast hoolivad inimesed ning tõestama, et teda on tõepoolest vaja. Tarviduse tõenditena peavad GSK ette astuma inimesed, kellel tema kuulamine on sütitanud sädemed silmades ning kes on valmis seda tuld edasi kandma. GSK-le peavad end esitlema noored, kel suurt leeki veel pole, kuid kes on sellest kuulnud ning loodavad isegi seda ühel päeval edasi kandma hakata.

GSK ootab temast hoolijaid igal sügisel eri paigas. Kumu suurest esitlemisest hakkab levima juba siis, kui peavad on veel pikad ja ööd on soojad. Esimestele halladele järgnevate sügistorvide aegu on õige hetk käes – tuleb minema hakata. Kohale tullakse igast Eestimaa kandist, kuid et GSK säde on lennanud kaugele, tullakse piiri tagantki. Minemata jätmine ei tule kõne alla ... mitte ükski aasta ei tohi vahele jääda...

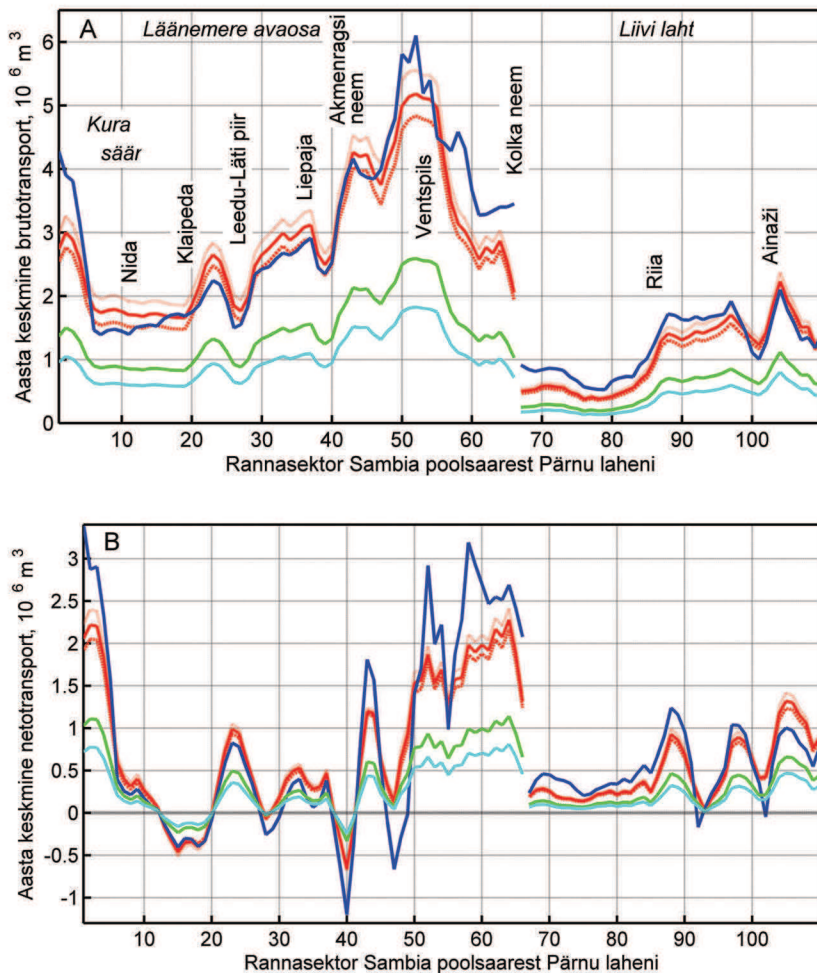
Oive Tinn (oive.tinn@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Ravila 14A, 50411 Tartu

Märkused

LISAD



Joonis 1. Lainemudeli rannalähedaste võrgupunktide ja neile vastavate ligikaudu 5,5 km pikkuste rannalõikude skeem Läänemere idarannikul.



Joonis 2. CERCi mudeli erinevate versioonidega arvatud aasta keskmine potentsiaalse brutotranspordi (A) ja netotranspordi (B) maht Läänemere idaranniku üksikutes sektorites aastatel 1970–2007 (Viška ja Soomere 2013). Sektorite numeratsiooni vt jooniselt 1.

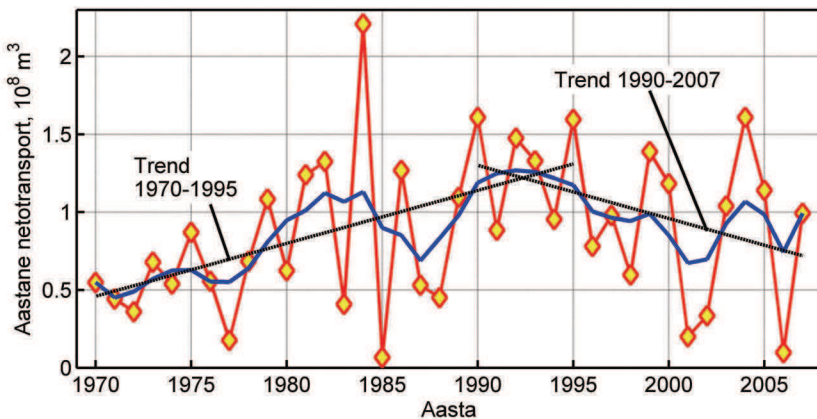
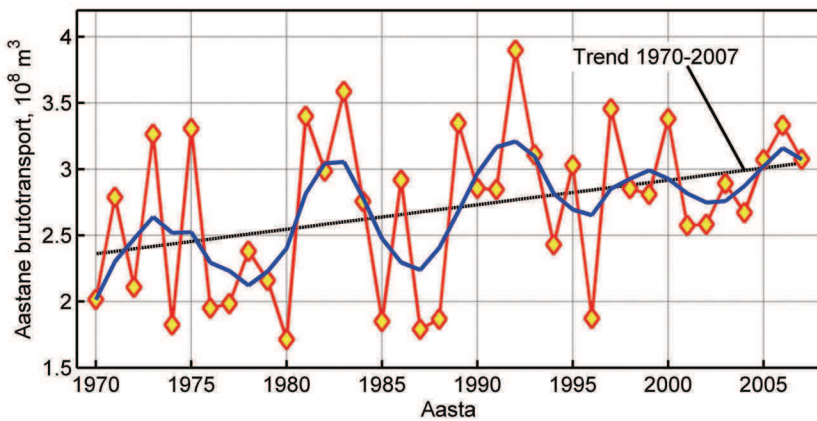
T. Soomere *Nähtav transport...*



Foto 1. Rannale uhutud laevavrakk Klaipėda lähistel (2. nov 2014)
(foto: T. Soomere)



Foto 2. Akmenragsi tuletorni abihoone varemed (16. nov 2013) (foto: T. Soomere)



Joonis 3. Aasta summaarse potentsiaalse brutotranspordi (ülemine joonis) ja netotranspordi (alumine joonis) maht kogu Läänemere idaranniku uuringualal aastatel 1970–2007 (Soomere jt 2015). Kollased rombid: konkreetsele aastale vastav transport, sinine joon: kolme aasta keskmine.



Foto 1. Esimeses veealuses majas Diogenes istuvad okeanaudid Falco ja Wesly, kellele on külla tulnud Kapten Cousteau (foto: Jacques-Yves Cousteau raamatutest)



Foto 2. Cousteau tervitab esimesi okeanaute sadamasillal pärast edukat seitsmepäevast viibimist veealuses majas (foto: Jacques-Yves Cousteau raamatutest)

K. Orviku *Veealused majad...*

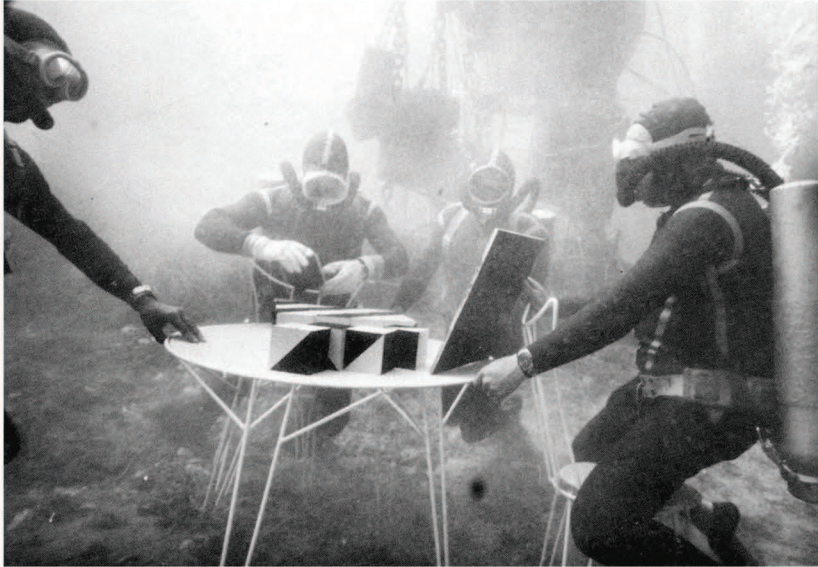


Foto 3. Okeanaudivid teevad katseid mitmevärviliste kuubikutega. Nende tegevust jälgivad arstid-füsioloogid (foto: Jacques-Yves Cousteau raamatutest)

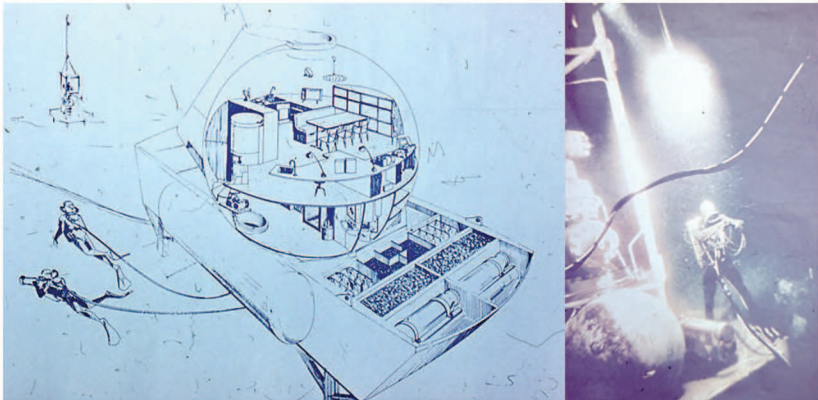


Foto 4. (vasakul) 100 meetri sügavusele paigaldatud veealune maja Precontinent III, (paremal) 100 meetri sügavusel asuvast majast käisid okeanaudivid hooldamas veelgi sügavamal paiknevat veealust puurseadet (fotod: Jacques-Yves Cousteau raamatutest)

K. Orviku *Veealused majad...*



Foto 5. NL Teaduste Akadeemia veealuse maja-labori viimistlemine mererannal.
(foto: P. Borovikov)

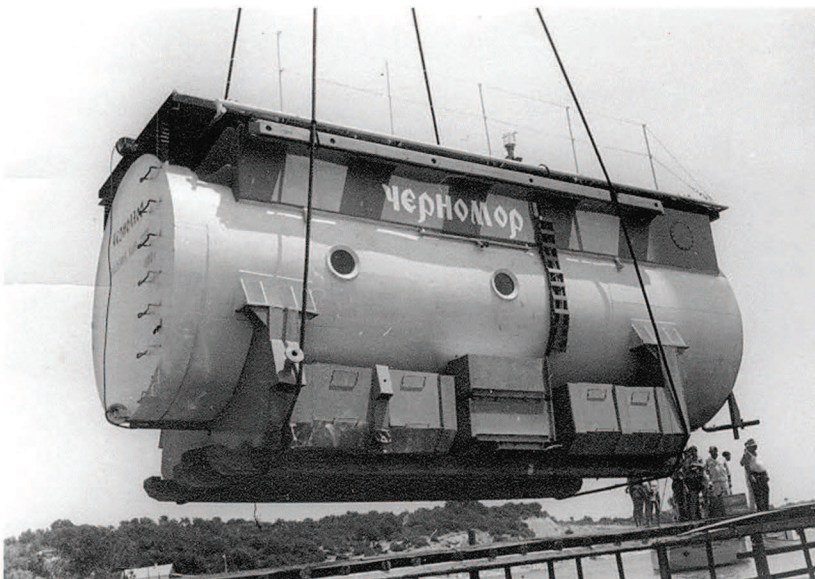


Foto 6. Veealune maja Tšernomor on valmis ja lastakse kraana abil merre.
(foto: P. Borovikov)

K. Orviku *Veealused majad...*

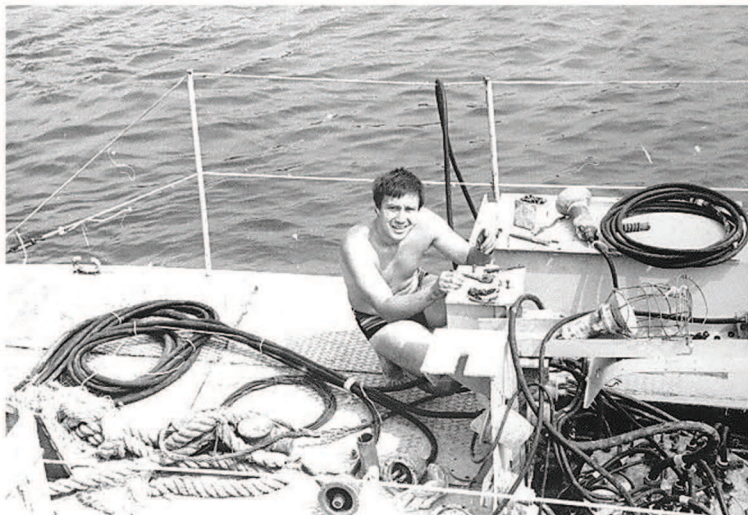


Foto 7. Tsernomori idee autor ja peakonstruktor Pavel Borovikov kontrollib viimast korda labori tekil olevaid seadmeid. (foto: K.Orviku)



Foto 8. (vasakul) Elu-oluks tähtsate seadmete pidev hooldus ja kontroll jätkub ka merepõhjas. (foto: K. Orviku)

K. Orviku *Veealused majad...*



Foto 9. Lahtise tekiluugi kaudu toimub vajaliku varustuse majja toimetamine. (foto: K.Orviku)



Foto 10. Tsernomori luugid on suletud ja maja-labor on valmis merepõhjale laskuma. (foto: K.Orviku)



Foto 11. Veepinnal ujuvasse majja sisenevad lahtise ülemise luugi kaudu akvanaudid. (foto: K.Orviku)

K. Orviku *Veealused majad...*

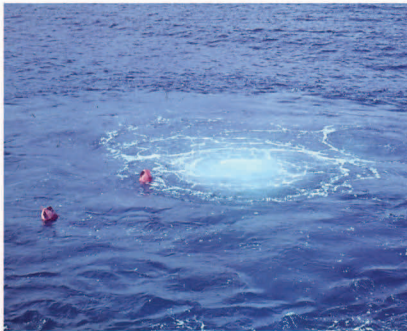


Foto 12. Tšernomor on teel oma asukohale rannalähedasel merepõhjal. Õhumullide pilv on kujunenud ballast tankide täitmisel veega neist õhu eraldumisel. (foto: K.Orviku)

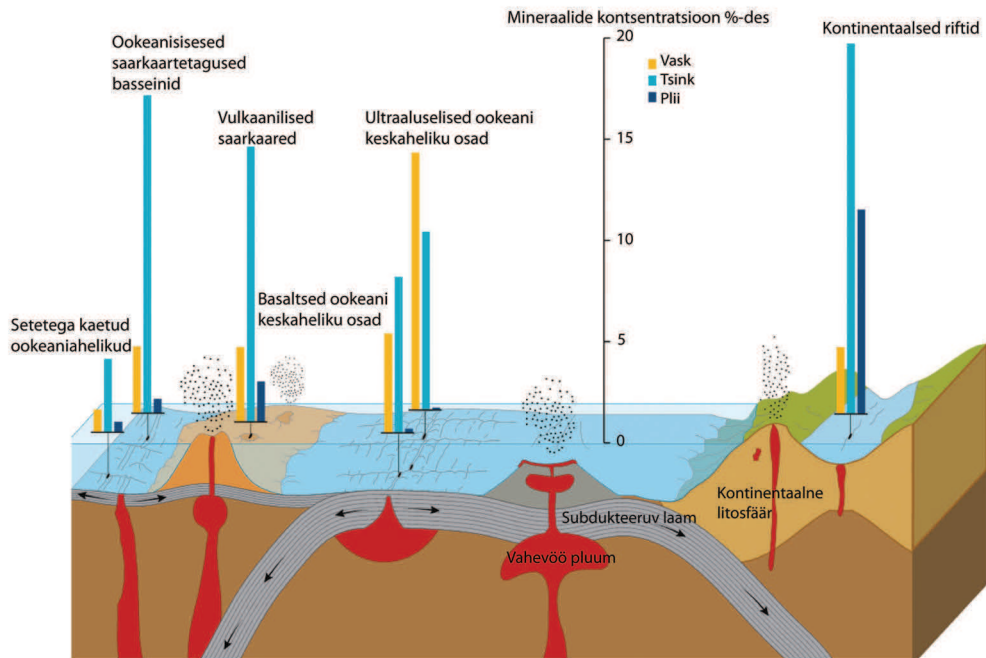


Foto 13. Akvanaut väljub labori pörandas lahtioleva šahti kaudu merepõhja uuringutele laskuma. (foto: K. Orviku)



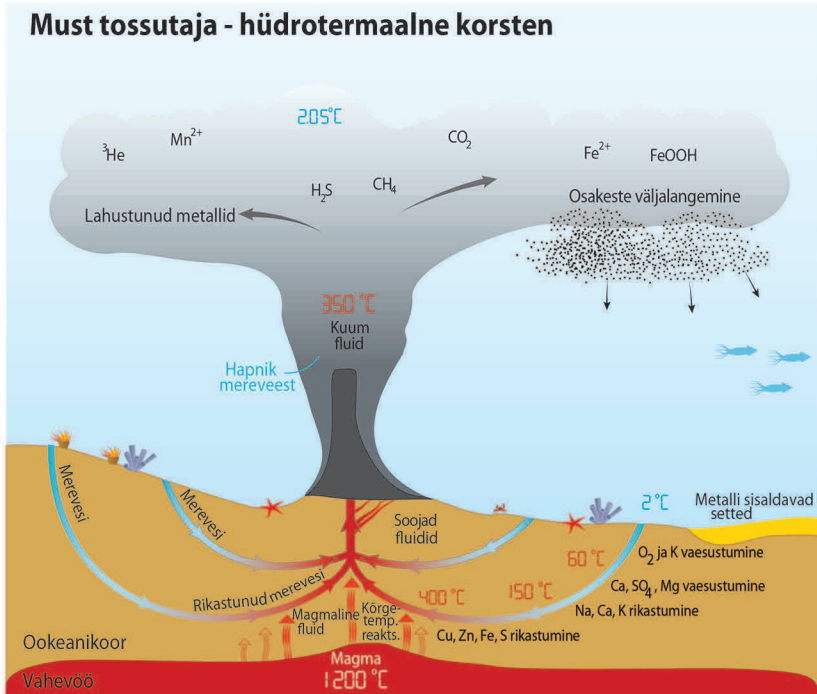
Foto 14. Dekompressioonil korduval rõhu alandamisel soojas ja niiskes õhus toimub järsk temperatuuri langus, millega kaasneb udu teke. (foto: K.Orviku)

Massiivsete sulfidsete maakide esinemine erinevates tektoonilistes tingimustes



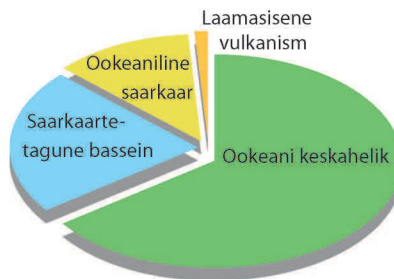
Joonis 1. Vase, tsingi ja plii proportsionaalsed sisaldused ookeanisüsteemi erinevates geotektoonilistes situatsioonides. Allikas: GEOMAR.

A. Soesoo Metallid (maailma)meres.

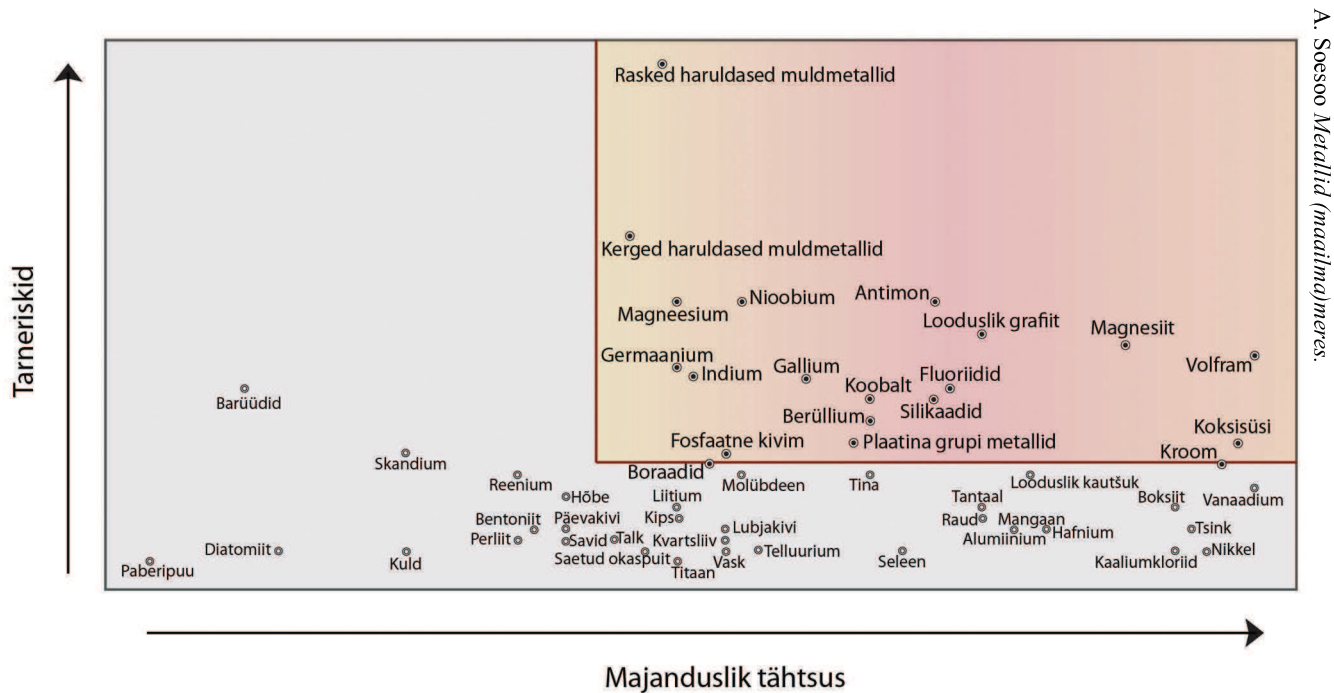


Joonis 2. Klassikaline hüdrotarmaalne süsteem ookeani kooses. Magma soojust kasutanud pragudes olev merevesi integreerib kivimist lahustunud elemendid. Kuumad vesilahused setitavad lahustunud elemendid temperatuuri ja rõhu languse tõttu ookeanipõhja. Suur osa elemente kantakse lateraalselt laiali ookeani, väike osa settib hüdrotarmaalsele ava lähedale. Allikas: SPC (2013).

Ookeanipõhja massiivsete sulfiidide jaotus



Joonis 3. Teadaolevate maailmamere sulfiidsete maakide esinemissagedus erinevates geotektoonilistes võõndites. Allikas: SPC (2013).



Joonis 4. Kriitilise tähtsusega tooraine Euroopa Liidu 2015. aastal koostatud nimekirja alusel. Eestil võiks siin olla oma osa fosfaatses toorme ja haruldaste muldmetallide osas.

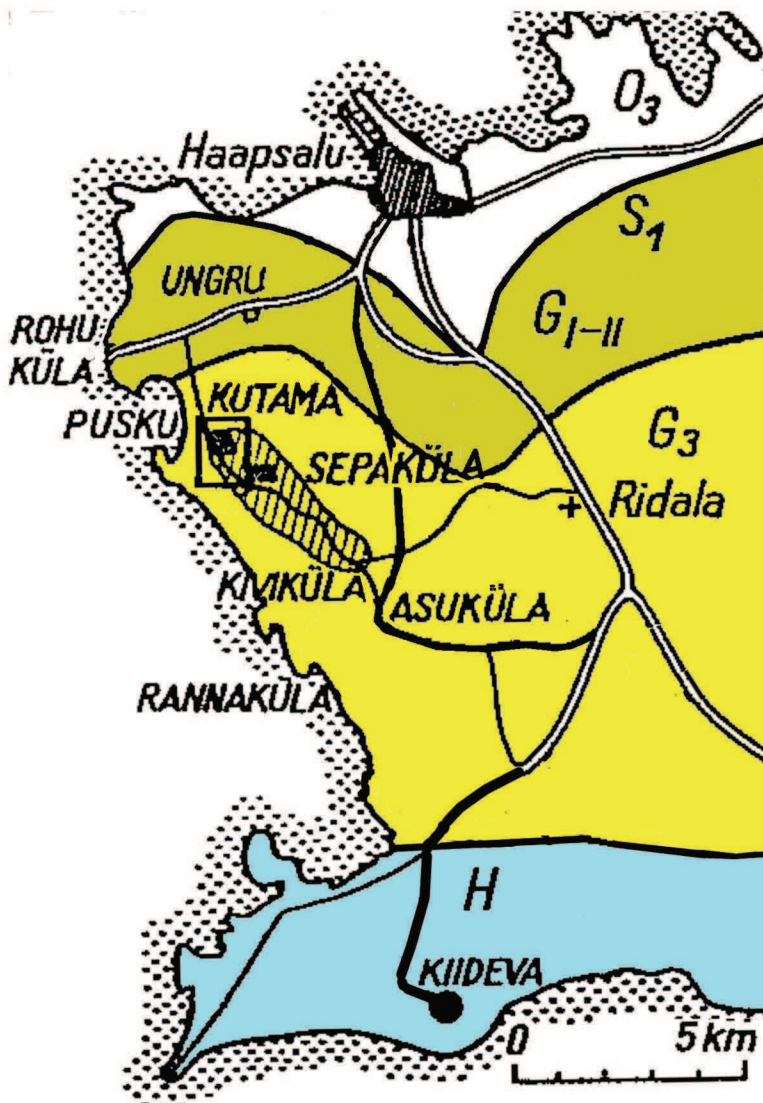


Foto 1. Mõistatuslike kihilisuseriketega paeplaadi lihvitud pind, üldvaade. Vertikaallõige.

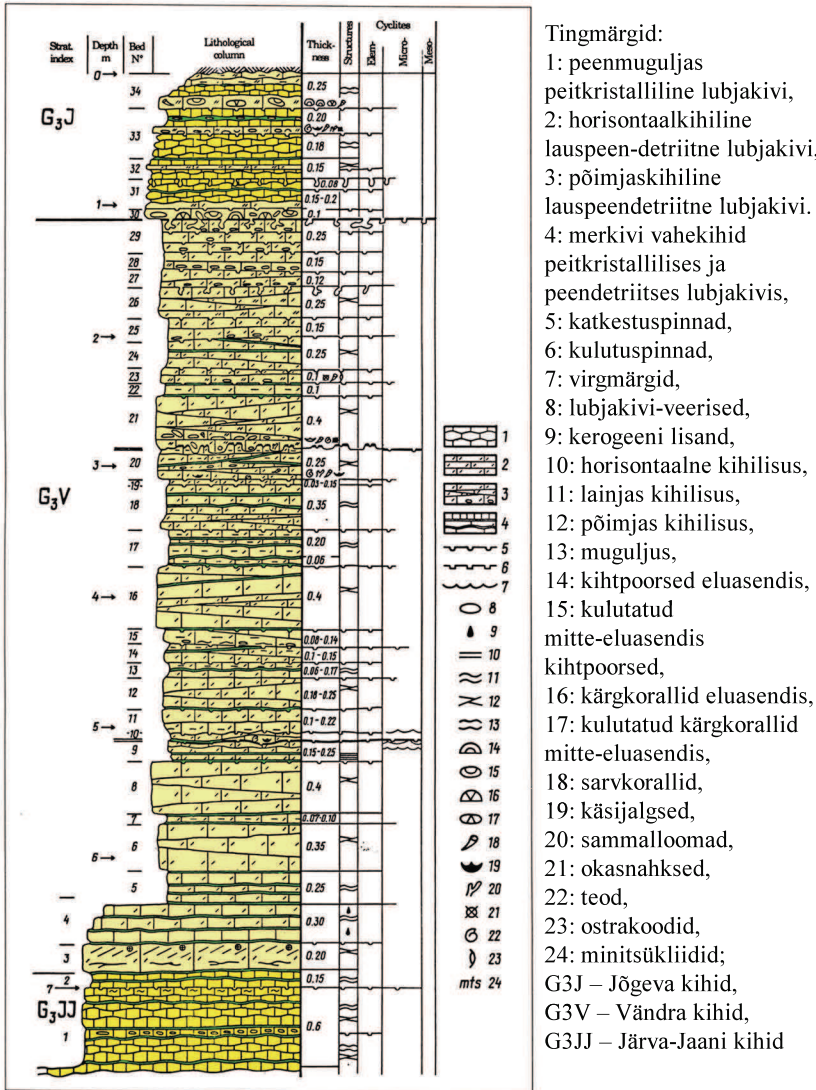
Foto: Giuseppe Buono



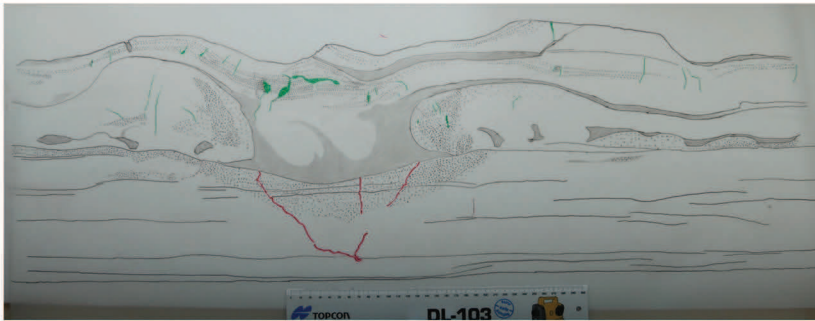
Foto 2. Kihilisuseriketega paeplaadi tagakülg.



Joonis 1. Ungru paekivi ja lademete avamused Ridala poolsaarel. Selgelt joonistub välja loode-kagusuunaline paekövik ehituspae maardlaga (viirutatud ala). Indeksid: O₃ – Ülem-Ordoviitsium, S₁– Alam-Silur, G₁₋₂ – Juuru lade, G₃ – Raikküla lade, H – Adavere lade.



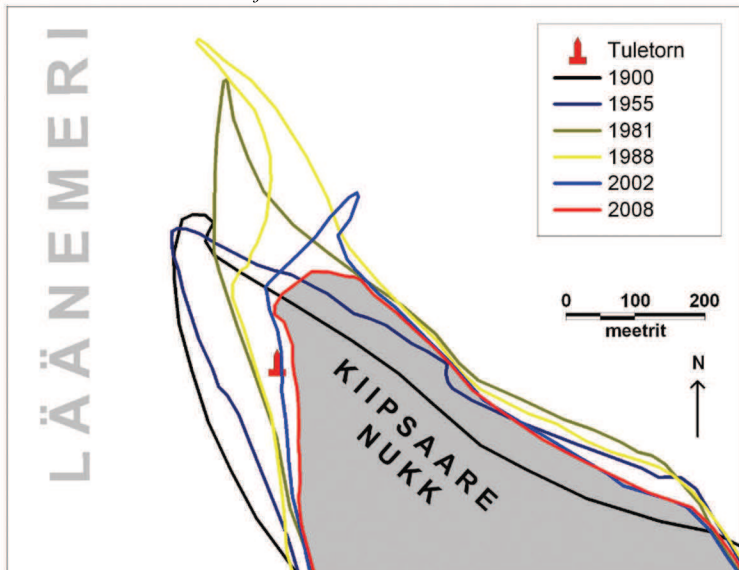
Joonis 2. Pusku murru idaseina geoloogiline tulp ja tsükliline liigestus (Einasto 1994, digitöötlus Aat Sarv). Vahelduvad horisontaal- ja lainjas-peenekihilised kihidid põimjas-peenekihilisega, moodustades mikro- ja minitsükliite, mille piirid on markeeritud katkestuspindadega. Tingvärvid: kollane – lamamis (Järva-Jaani kihid) ja lasumis (Jõgeva kihid) valdav afaniitne avašelfi mudalubjakivi; beez – Ungru kihistiku (Vändra Kihid) lauspeendetriitne lainjas kuni põimjas dolomiidikas ehituspaas; roheline – dolomiitse lubimerkivi vahekihid.



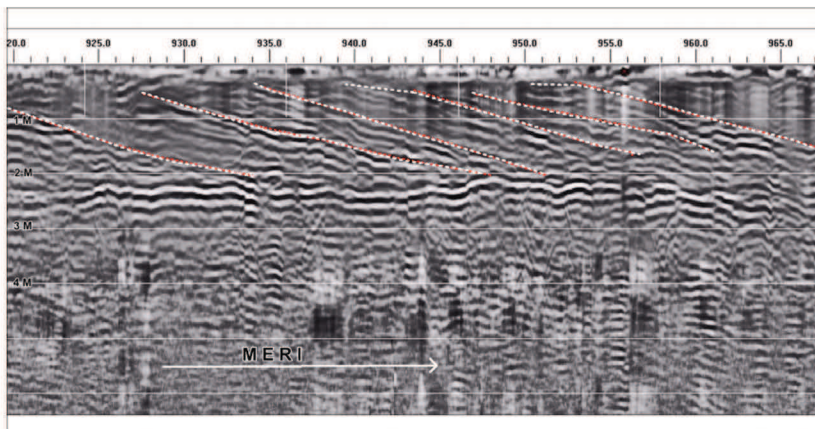
Joonis 3. Kihilisuseriketega paeplaadi joonis olulisemate kihtide ja rikete esiletõstmisega (Ülo Kestlase teostus). Puhta läbipaistva kristallilise kaltsiidiga täitunud lõhed: punased – plahvatusel põhjustatud lõhed; rohelised – sette tihenemisel ja kivistumisel tekkinud süneresilõhed. Punktiiriga on esile tõstetud pisut jämedam osaliselt dolomiidistunud detriit.



Joonis 4. Kihilisuseriketega paeplaadi tagakülje joonis, tingmärgid vt joonis 3 (Ülo Kestlase teostus).

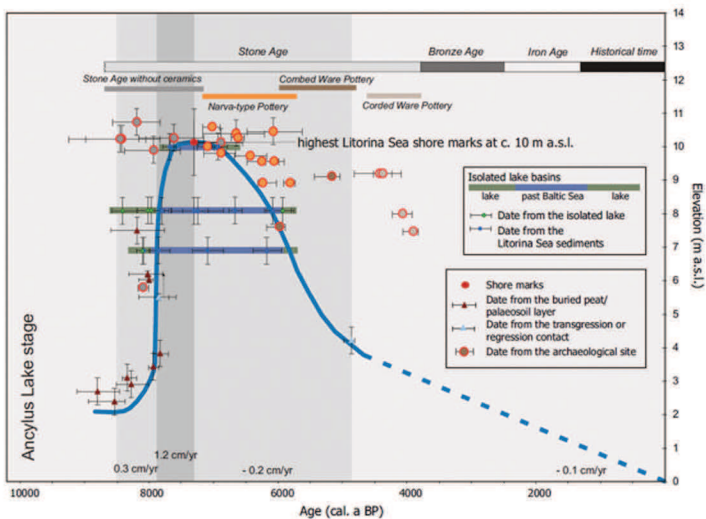


Joonis 1. Loode-Saaremaal Harilaiu poolsaarel paikneva Kiipsaare nuka rannajoone muutused on nii Eesti kui ka maailma mastaabis märkimisväärsed (Orviku ja Tõnisson 2009).

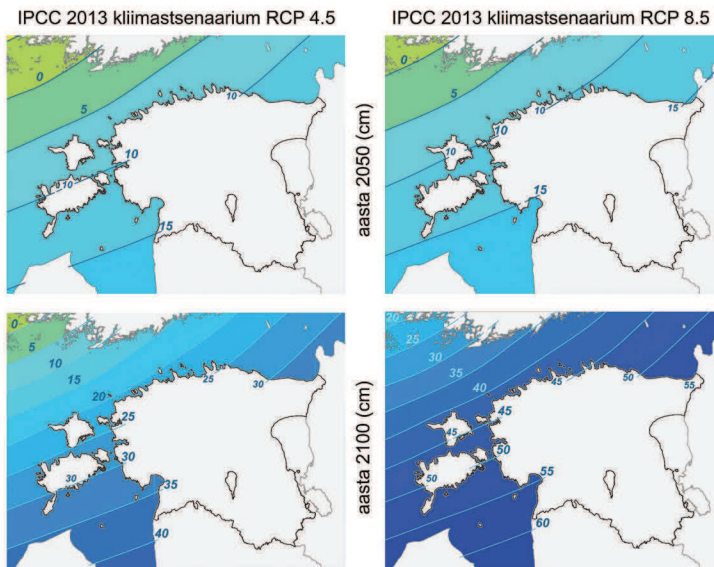


Joonis 2. Valged punktiirid tähistavad erinevate tormide erosioonipindu (peenem materjal minema kantud, jämedam materjal ja raskemad mineraalid maha jäänud). Seesugused kihid on mere poole kaldu.

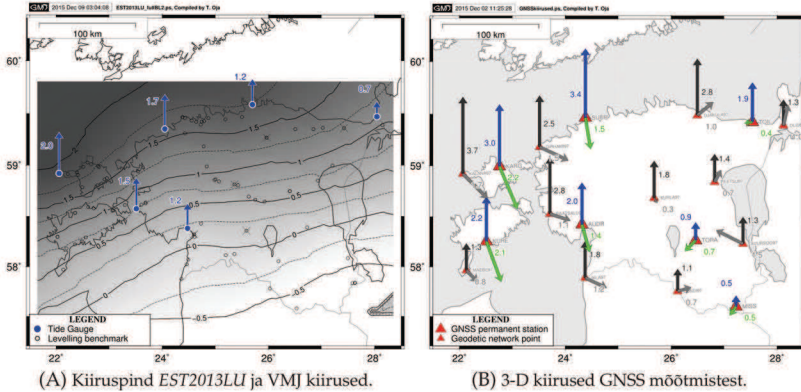
A. Rosentau *Meretaseme muutused...*



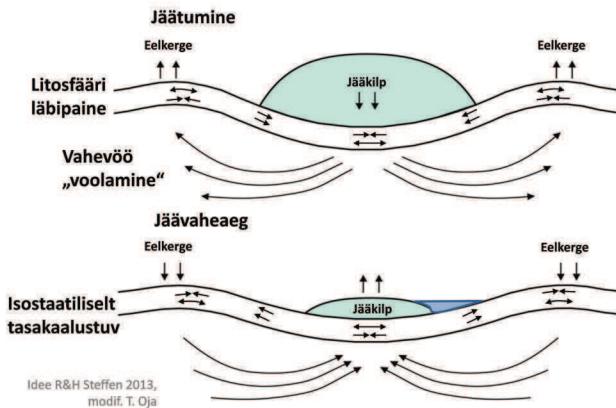
Joonis 2. Meretaseme suhtelised muutused Narva-Lauga piirkonnas viimase ca 9000 aasta jooksul (Rosentau et al., 2013).



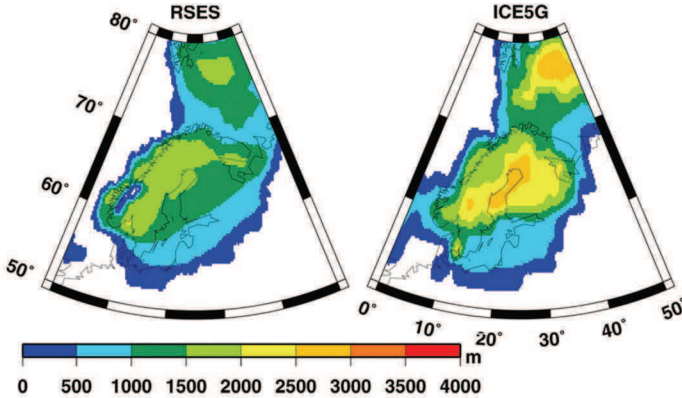
Joonis 3. Prognositav meretaseme tõus Eesti rannikul erinevate kliimastenaariumite alusel, võrreldes 2000. aasta keskmise meretasemega (Rosentau, A jt., 2016).



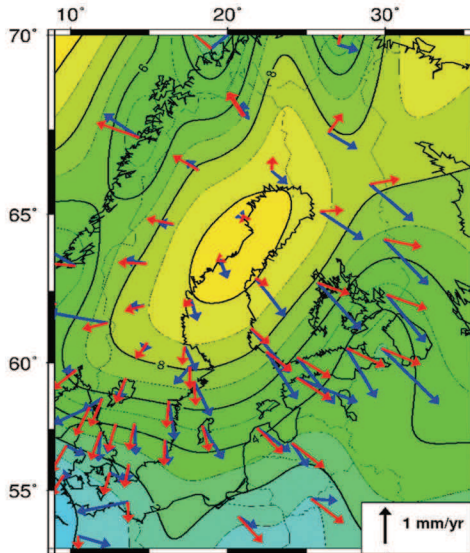
Joonis 1. Maapinna liikumiskiiruste hinnangud Eestis, arvutatud geodeetilistest ja okanograafilistest mõõtmistest. Vasakul (A) on esitatud vertikaalkiiruste v_{sl} mudel pind EST2013LU (Kall jt 2014) koos VMJ+SA kiiruste v_{cm} hinnangutega (Liibus jt 2015; Kall jt 2016). Paremal (B) on esitatud 3D kiirused v_n , v_e , v_{cm} geodeetilise võrgu GPS kordumõõtmistest (hallid nooled) ja GNSS püsijaamade aegridade (värvilised nooled) analüüsist (Oja jt 2014). VMJ SA ja GNSS püsijaamade vertikaalkiirustest (v_{cm}) on maha lahutatud konstandid vastavalt 1,66 mm/a ja 1,25 mm/a, võttes arvesse eri lahenduste omavahelisi erinevusi (vt tabel 1). GNSS punktide kiiruskomponentidele v_n , v_e on rakendatud ITRF2005 ARP (*absolute rotation pole*) parameetreid (Altamimi jt 2007) Euraasia laama horisontaalkiiruse elimineerimiseks. Kiiruste mõõtemääramatused on üldjuhul hinnatud $\pm 0,5$ mm/a ja alla selle.



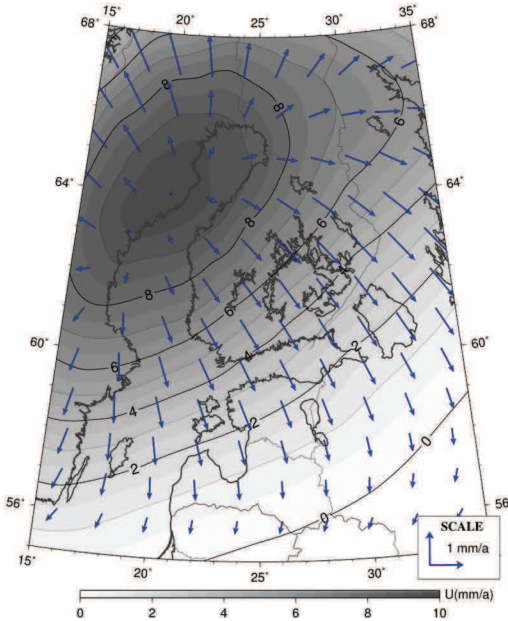
Joonis 2. Glatsioisostaatilise tasakaalustumise protsessi skemaatiline joonis.



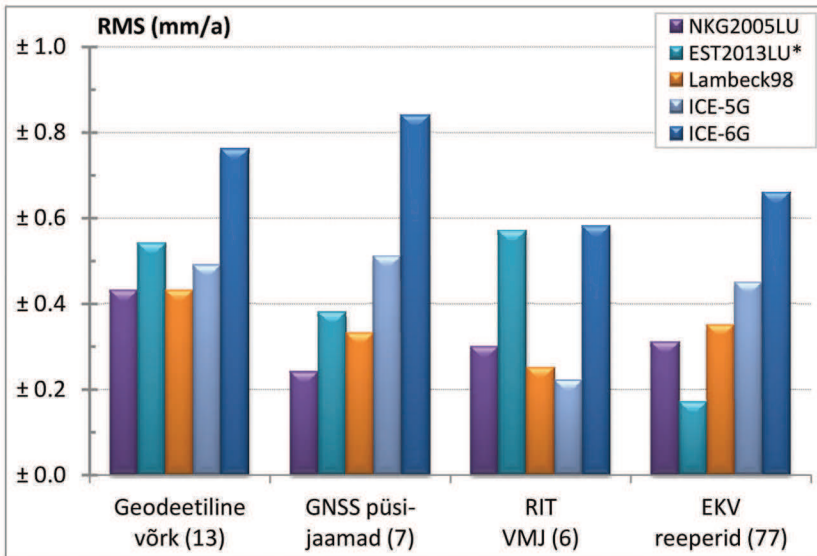
Joonis 3. Erinevad jää ajalisi-ruumilised mudelpinnad Põhja-Euroopas viimasel jääaja maksimumil 21 000 – 22 000 aastat tagasi (Steffen ja Wu 2011).



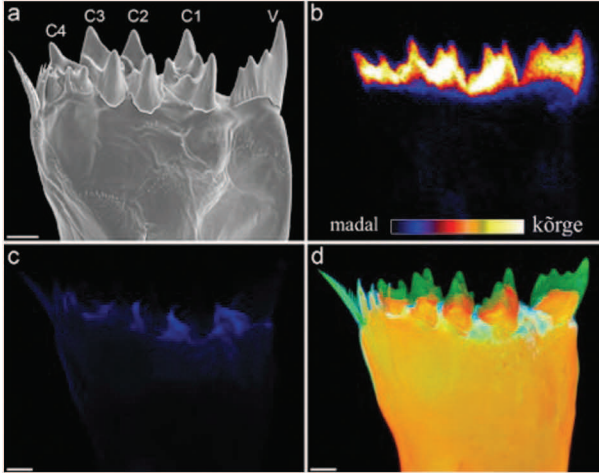
Joonis 4. 3D kiirused Põhja-Euroopas (Kollo jt 2015). GIA mudeliga prognoositud vertikaalkiiruste v_{cc} pind (isojoonte vahe 1 mm/a) ning horontaalkiirused $v_{h,cc}$ (punased nooled), mida võrreldakse GNSS püsijaamade kiirustega (sinised nooled), arvutatud rahvusvahelise BIFROST projekti raames (Lidberg jt 2010) geodeetilises referentsraamistikus ITRF2005. Jäämasside dünaamikat kirjeldati RSES mudeliga (joonis 3), kolmekihilise Maa mudeli parameetrid valiti järgnevalt: litosfääri paksus (LT) 75 km, ülemise (UM) ja alumise (LM) vahevöö viskoossused vastavalt $0,55 \cdot 10^{21}$ Pa·s ja $4,5 \cdot 10^{21}$ Pa·s.



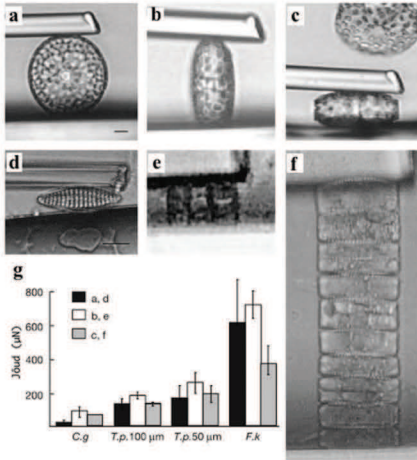
Joonis 5. NKG horisontaal-, vertikaalkiiruste lahendused NKG_RF03vel (v_{cm} , $v_{e_{cm}}$) ja NKG2005LU_ABS (v_{cm}) globaalses referentsraamistikus ITRF2000.



Joonis 6. RMS graafik kirjeldamaks erinevusi mõõdetud kiiruste ja mudelpindadest interpoleeritud kiiruste vahel.



Joonis 1. *Rhinocalanus gigas* lõugjätke. (a) Skaneeriva elektronmikroskoobi pilt lõugjätkest, millel on näha tugevad hambad. (b) Lõugjätke ränistumise määr. (c) Resiliini paiknemine lõugjätkes ja hammastes. (d) Komposiitpilt lõugjätke materjalidest: oranž – kitiinist eksoskelett; sinised toonid – resiliinirikkad piirkonnad; roheline – ränistunud osised. Ventraalne hammas (V) ja kõik keskmised hambad (C1-C4) koosnevad kitiinist alusest millel on ränistunud tipuosa. Skaala = 25 µm. Allikas: Longhurst 1985; Michels, Gorb 2015.



Joonis 2. (vasakul) Klaasnõela katse ränivetikate pantsri tugevuse määramiseks. *Thalassiosira punctigera* rakud (a-c) ja *Fragilariopsis kerguelensis* (d-f). Surve tekitatakse piki pantsri vöö suunda (a, d), risti vöö suunaga (b, e) ja pantsri kaane keskosale (c, f). *Coscinodiscus granii* (130 µm) ja *Thalassiosira punctigera* on sama geomeetriaga ketasränivetikad. Pantsri purustamiseks vajalik jõud (g): *Coscinodiscus granii* (C.g.), *Thalassiosira punctigera* (T.p.) suurem rakk (100 µm läbimõõt) ja väiksem rakk (50 µm läbimõõt), *Fragilariopsis kerguelensis* (F.k.). Skaala=100 µm. Allikas: Hamm *et al.* 2003

K. Lasberg *Seilates ajaloohõngulisel...*



Joonis 1. Säästva arengu globaalsed eesmärgid (<http://www.seit.ee..>)



Foto 1. Fryderyk Chopin (foto: K. Lasberg)

K. Lasberg *Seilates ajaloohõngulisel...*



Foto 2. Vaade laevatekile (foto: K. Lasberg)



Foto 3. Stiilinäide purje suuna sättimisest – tegelikkuses tehti seda suurema rahvahulgaga. (foto: K. Lasberg)

K. Lasberg *Seilates ajalooühingulisel...*



Foto 4. Vaade üles masti otsa, kuhu ronima pidi. (foto: K. Lasberg)



Foto 5: „Madrused“ purjesid kokku sidumas (foto: K. Lasberg)



Foto 6. Laevakokk õndsalt supitaldrikuga kõndimas.

K. Lasberg *Seilates ajaloo*hõngulisel...



Foto 7. Rõõmus seltskond einestamas (foto: K. Lasberg)



Foto 8. Kolmas vahetus täies koosseisus Antwerpeni sadamas.

MEENUTUSI XI GEOLOOGIA SÜGISKOOLIST



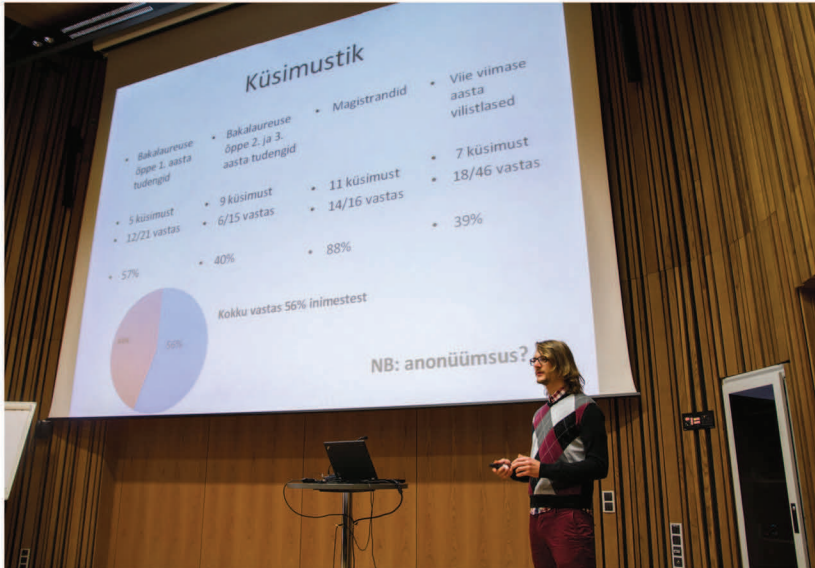
Kõik on valmis...tulge aga registreerima!

Foto: K. Lasberg



“Oi! Ma vaatan, et sa oled hädas...las ma aitan sind!”

Foto: K. Lasberg



“Noor geoloog, miks sa seda teed?”- küsimustiku tulemuste avaldamine

Foto: G. Buono



Lugu Marko Kohvi “kullaleiust” ja unistus uuest kassetimakist pälvis kuulajaskonna naeruhoo.

Foto: L. Lang



Ka aruteludesse jätkus naeru ja nalja...

Foto: L. Lang



Ettekandeid kuulamas...

Foto: L. Lang



Kuulajaid oli palju....

Foto: G. Buono



...ja huvi oli suur

Foto: G. Buono



Assamalla oobuluskonglomeraat pildis

Foto: G. Buono



XI geoloogia sügiskooli peakorraldaja Karin Truver kõnepuldis

Foto: G. Buono



Volli Kalm avamas Suurt Geoloogide Kokkutulekut

Foto: G. Buono



Autoportree...ehk mitu Guiseppet on pildil?

Foto: G. Buono



Krutskeid täis..

Foto: G. Buono



Geoloogide kokkutuleku suurejooneline tort

Foto: G. Buono



Päärna trompetisoolo.....

Foto: G. Buono



Eterniiti oli seekord nii tempokas, et fotograafil oli raske neid teravana fotole jäädvustada...

Foto: G. Buono



Täiesti tavaline foto :-)

Foto: G. Buono



Ekskursioon Kallastel

Foto: G. Buono



Seltskond uudistamas...

Foto: G. Buono



“Kriiva” otsa minemas...

Foto: G. Buono



XI geoloogia sügiskooli ja Suure Geoloogide Kokkutuleku seltskond

Foto: G. Buono