

Tartu Ülikool
Loodus- ja täppisteaduste valdkond
Ökoloogia ja maateaduste instituut
Geoloogia osakond

Magistritöö geoloogias (30 EAP)

**Liustiku alusvormid Lääne-Eesti rannikumeres
ja nende morfomeetria**

Joosep Aia

Juhendajad: Tiit Hang
Alar Rosentau

Tartu 2025

Liustiku alusvormid Lääne-Eesti rannikumeres ja nende morfomeetria

Käesolev magistr töö uurib Skandinaavia jääkilbi viimase, Hilis-Weichseli, jäätumise ajal kujunenud jääaluste pinnavormide levikut ja morfomeetrilisi tunnuseid Lääne-Eesti rannikumeres. Töö keskendub kolmele uuringualale, kus analüüsitakse liustikutekkeliste radiaalsete pinnavormide, voorte ja peenarvoorte, paiknemist ja morfomeetriat. Töö tugineb leviksonari reljefiandmetel, *chirp*-tüüpi geofüüsikalistel profiilidel ning neist tuletatud kõrgusmudelil. Töö tulemusel selgus, et liustiku alusvormid on oluliselt määral mattunud hilis- ja pärastjääaegsete setete alla. Tegu on voorte ja peenarvoortega, mis peegeldavad Hilis-Weichseli jää liikumise suunda jäätaande ajal. Pelgalt merepõhja reljefi andmeid analüüses võib väiksemate pinnavormide hulka tugevalt alahinnata, suuremate mõõtmed võivad aga olla moonutatud.

Märksõnad: Läänemeri, Hilis-Weichseli jäätumine, radiaalsed liustiku alusvormid, seismoakustilised meetodid

CERCS kood: P460 Sedimentoloogia; P510 Füüsiline geograafia, geomorfoloogia, mullateadus, kartograafia, klimatoloogia

Subglacial lineations offshore western Estonia and their morphometric characteristics

This master's thesis investigates the distribution and morphometric characteristics of subglacial bedforms formed during the demise of Late Weichselian Scandinavian Ice Sheet, focusing on the submerged areas along the western coast of Estonia. The occurrence and properties of glacial bedforms - drumlins and mega-scale glacial lineations (MSGL) - are analyzed in three study areas. The analysis is based on bathymetric relief models, *chirp* sub-bottom geophysical profiles, and an elevation model interpolated from the latter. The results show that subglacial landforms are largely buried beneath late- and postglacial sediments. Drumlins and MSGLs reflect the direction of the ice flow during the later phase of Late Weichselian glaciation. By analyzing seabed bathymetric data alone, the number of smaller landforms may be greatly underestimated, while the dimensions of larger ones may be distorted.

Keywords: Baltic Sea, Late Weichselian glaciation, radial subglacial landforms, seismoacoustic methods

CERCS code: P460 Sedimentology; P510 Physical geography, geomorphology, pedology, cartography, climatology

Sisukord

Sissejuhatus	5
1. Teoreetiline ülevaade	7
1.1 Liustiku liikumine ja jäävoolud.....	7
1.2 Radiaalsed liustiku alusvormid	9
1.3 Weichseli jäätumine Eestis ja siinsed jäävoolud.....	12
1.4 Uuringualade paiknemine ja kirjeldus	16
2. Andmed ja meetodika.....	20
2.1 Merepõhja reljeefi andmed	20
2.2 Seismo-akustilise pidevsondeerimise andmed ja nende interpreteerimine	21
2.2.1 Seismo-akustiliste profiilide interpoleerimine kõrgusmodeliks.....	26
2.3 Voorte ja voorelaadsete pinnavormide kaardistamine	26
2.3.1 Pinnavormide parameetrite mõõtmine	27
3. Tulemused.....	29
3.1 Hilis- ja pärastjäähäaegsete setete paksus ning uuringuala mattunud reljeef	29
3.1.1 Saaremaa uuringuala	29
3.1.2 Kõpu uuringuala.....	31
3.1.3 Tahkuna uuringuala.....	34
3.2 Liustiku alusvormide levik ja parameetrid.....	38
3.2.1 Saaremaa uuringuala	40
3.2.2 Kõpu uuringuala.....	42
3.2.3 Tahkuna uuringuala.....	45
4. Arutelu	49
4.1 Hilis- ja pärastjäähäaegsete setete levik ja paksus	49
4.2 Andmetest ja meetodikast tulenev mudelite usaldusväärsus	49
4.3 Pinnavormide tuvastamine ja parameetrite jaotus erinevate meetodite lõikes.....	50

4.4 Pinnavormide klassifitseerimine	56
4.5 Pinnavormide jaotus ja võrdlus suhtelise kõrguse järgi	60
4.6 Tekkekeskkond ja liustiku omadused	61
Järeldused	65
Kokkuvõte.....	66
Summary.....	68
Tänuavaldused	70
Kasutatud kirjandus.....	71
Lisad	77
Lisa 1. Uuringualade CRM, BATs ja BAT statistilised näitajad.....	77

Sissejuhatus

Eesti maismaa ja rannikumeri on olnud mitmete jäätumiste meelevaldas, kus iga järgnev on eelmise maha jäetud reljeefi peaaegu täielikult ümber voolinud. Seega räägib Eesti pinnamood peamiselt viimasest ehk Hilis-Weichseli (40–11,7 ka) liustikust, mis jõudis Eesti alale hinnanguliselt 22–22 (ka) tagasi (Kalm 2006) ning taandus siit kuues erinevas etapis – Haanja (15,7–14,8 ka), Otepää (14,7–14,5 ka), Sakala (u 14,0 ka), Pandivere (13,8–14,0 ka), Palivere (13,2–13,5), Tahkuna (dateerimata).

Liustiku taandudes jäi sellest maha hulganisti erineva geneesi ja morfoloogiaga pinnavorme, millest olulise ja tuntud klassi moodustavad radiaalsed liustiku alusvormid – meered, voored ja peenarvoored. Need, jää all kujunenud ja jää liikumissuunaga joondunud pinnavormid, on ühed peamised indikaatorid, mille põhjal saab rekonstrueerida kunagiste jääkeelte liikumise suunda. Nimetatud vormide meetrika, eelkõige nende pikkuse ja laiuse andmed, võimaldavad hinnata jää liikumise kiirust aga ka nii jää kui aluspinna omadusi, eelkõige temperatuuri. Sellest tulenevalt on radiaalsed alusvormid väärtuslikud allikad jäätaande aegse liustiku dünaamika mõistmiseks.

Läänemere põhjas leidub hulganisti radiaalseid liustiku alusvorme, kuid nende kaardistamine on saanud võimalikuks alles geofüüsikalise aparatuuri, meetodite arengu ja leviku ning laiaulatusliku kaardistamisega. Nii on Läänemere põhjas Hilis-Weichseli jäätumise ajal tegutsenud nn Balti jäävoolu poolt loodud liustiku alusvormid kaardistatud alles üsna hiljuti (Greenwood *et al.* 2024; Szuman *et al.* 2024). Eelmainitud uuringutes kasutati erineva täpsusega batümeetria andmestikku, mida iseloomustab suur lünklikkus ning mis ei arvesta võimalikkusega, et pinnavormid võivad olla mattunud nooremate setete alla. Viimast aitavad avada merepõhja geofüüsikalised uuringud, kus profilaatoreid kasutades on võimalik kontuurida eristuvate settekihtide piirpinnad ja paksused ning mõõdistada ka osaliselt või täielikult mattunud pinnavormide kuju.

Uuringualade valikul lähtuti algest ülevaatlikust analüüsist, mis teostati Maa- ja Ruumiameti (MaRu) reljeefivarjutuse kaardilt. Uuringaladena eraldati väljapaistvad jäävoolude jäljed (ingl *flow set*), mis on ilmselt seotud Balti jäävooluga. Töös on kasutatud Transpordiametilt saadud leviksonari ja *chirp*-tüüpi profilaatoriga kogutud seismo-akustilise pidevsondeerimise

andmeid. Andmeid töödeldi, analüüsiti ja interpreteeriti tarkvarades CloudCompare, ArcGIS Pro ja MDPS MeriData.

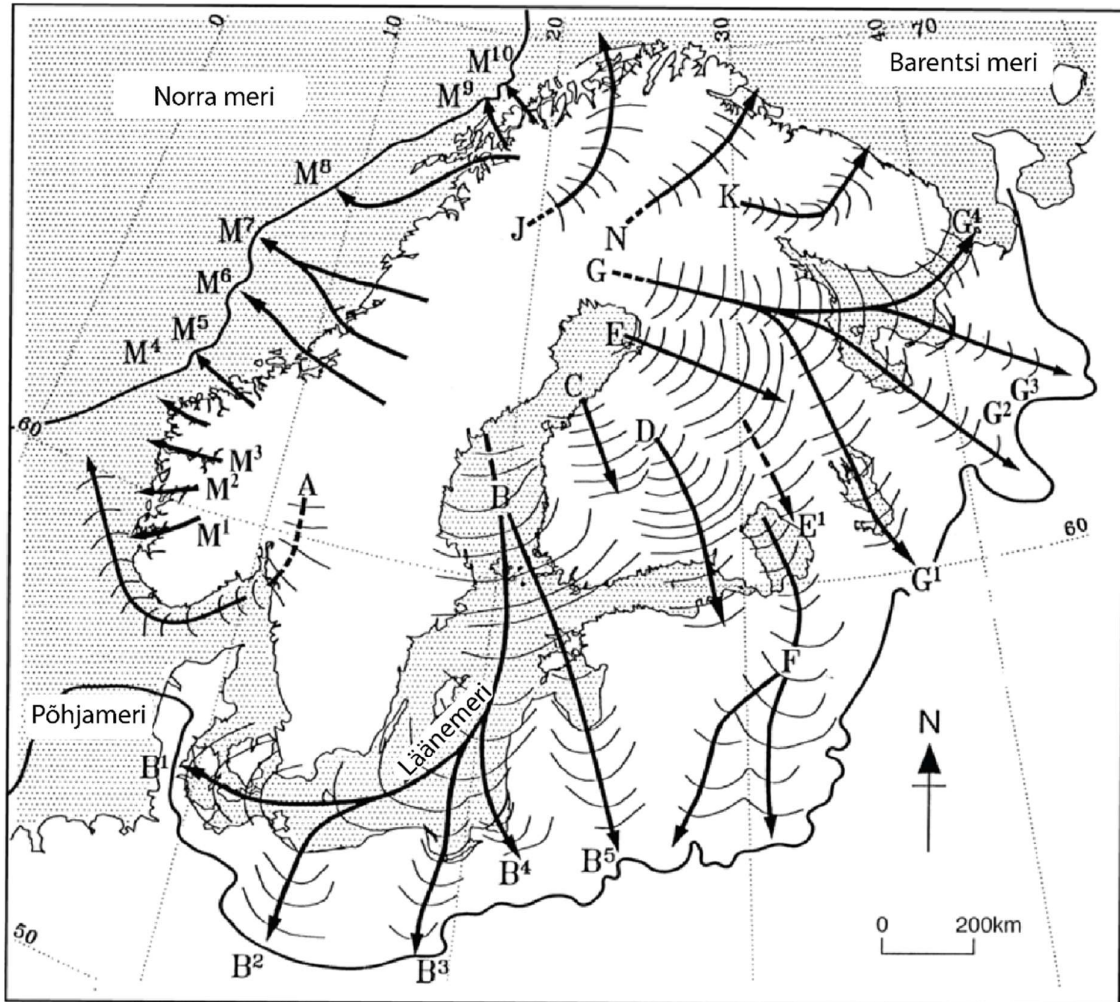
Käesoleva töö eesmärk on hinnata, milliseid võimalusi pakub Transpordiameti geofüüsikaline andmestik merepõjas asuvate liustiku alusvormide kuju ja mõõtmete kaardistamiseks. Milline on nooremate setete paksus ja jaotus uuringualade. Milline on radiaalsete alusvormide tegelik hulk uuringualadel, nende paiknemine, orientatsioon ja morfomeetriselised parameetrid ning kuivõrd on nende tegelik arv ja mõõtmed nooremate setete alla mattumise tõttu batümeetria andmestikus moonutatud. Peale geofüüsikalist analüüsi kirjeldatakse ka jäätaande aegset liustiku dünaamikat uuringualadel, mida kaardistatud pinnavormid peegeldavad.

1. Teoreetiline ülevaade

1.1 Liustiku liikumine ja jäävoolud

Alates jäätumisteooria kinnistumisest on varasem staatiline mandriliustike käsitlus asendunud tänapäevase arusaamaga, mille kohaselt liustikud reageerivad väga kiiresti keskkonnatingimuste muutustele – eeskätt temperatuurile, niiskusele (sh sulavee hulga) ning alusreljeefi iseloomule. Liustik, olles tahkes olekus jäävorm, võib käituda plastsena tänu jääkristallide vahelistele nihketele jää ja aluspinna kontaktis, põhjustatuna pealmise massi survest. Liustik valgub laiali sinna kuhu surub jääkatte keskosas – jäätumiskeskuses – oleva jää raskus, edasist liikumist suunavad omakorda alusreljeef ning hõõrdetakistus. Ülemiste jääkihtide mass surub jääd allapoole ning sellest tingituna nihkub liustiku serv perifeeria suunas. Ideaaltingimustes ehk sileda aluspinna, ühtlase temperatuuri ja niiskuse korral kujuneks järjest laienev isomeetriline jääkate. Looduslikes oludes mõjutavad aga jää liikumist ja jääkatte kuju sademete hulga ning temperatuuri ebaühtlus ja väga oluliselt ka alusreljeef ning aluskivimi füüsikalised omadused (Winsborrow *et al.* 2010). Eriti viimased põhjustavad jää ja liustikuserva ebaühtlast liikumist ning ümbritsevast märksa kiiremini liikuvate radiaalsete vööndite või „koridoride“ ehk nn jäävoolude (ingl k *ice streams*) kujunemist. Kui tüüpilised jää liikumise kiirused küünivad mõnest meetrist kuni kümnete meetriteni aastas, siis jäävooludes võivad kiirused ulatuda sadade meetriteni aastas või enamgi (Clarke 1987). Laiuses võivad need ulatuda mõnesajast meetrist kuni sadade kilomeetriteni. Nii jäävoolude suund kui ka liikumise kiirus on nii ajas kui ka ruumis väga varieeruvad, üsna tavaline on hargnemine või jagunemine lokaalselt väiksemateks. On selge, et sellised kiiresti liikuva jää koridorid on olulisteks arteriteks, mille kaudu jää voolab kilbi keskosast perifeeria suunas, mõjutades omakorda liustiku paksust, liikumist ja massitasakaalu (liustiku toitumise ja kahanemise vahe). Toitumine ehk akumulatsioon toimub peamiselt tahkete sademete kuhjumise ja ümberkristalliseerumise arvelt jäätumiskeskuses ning kahanemine ehk ablatsioon jää aurustumise, sulamise ja lagunemise kaudu liustike perifeersel alal. Kui liustiku aastane massitasakaal on positiivne on tegu aktiivselt liikuva ja laieneva liustikuga, negatiivse massibilansi puhul võib liustik küll säilitada aktiivsuse, kuid liustiku paksus väheneb ja liustiku serv liigub järk-järgult jäätumise keskmise suunas tagasi (Benn, Evans 2014). Kiirelt liikuvad jäävoolud võivad aga seda üldist seaduspära oluliselt mõjutada. Nii võib ka liustikujää akumulatsiooniks soodsatel tingimustel jää väljavool jäätumiskeskusest olla sedavõrd suur, et liustiku paksus hoopis väheneb ning liustik kaotab vähemalt ajutiselt võimekuse laienemiseks

(liustikuserva pealetungiks). Kindlasti oli viimase Hilis-Weichseli liustiku laienemine ida suunas tunduvalt aeglasem kui lääne- ja lõuna suunas, sest eksisteerisid hoopis lõuna-loode suunas liikuvad Balti ja Karjala jäävoolu kompleksid (Larsen *et al.* 2006; joonis 1). Jääkatte taandumise faasis on jäävoolude kiire liikumine põhjuseks, mis viib jääkatte kiiresti tasakaalust välja ning kiirendab liustiku massi kadu. Seejuures panustades oluliselt maailmamere veetaseme tõusu, mis on üheks oluliseks põhjuseks, miks kaasaegsete liustike uurimisel just jäävooludele erilist tähelepanu pööratakse.



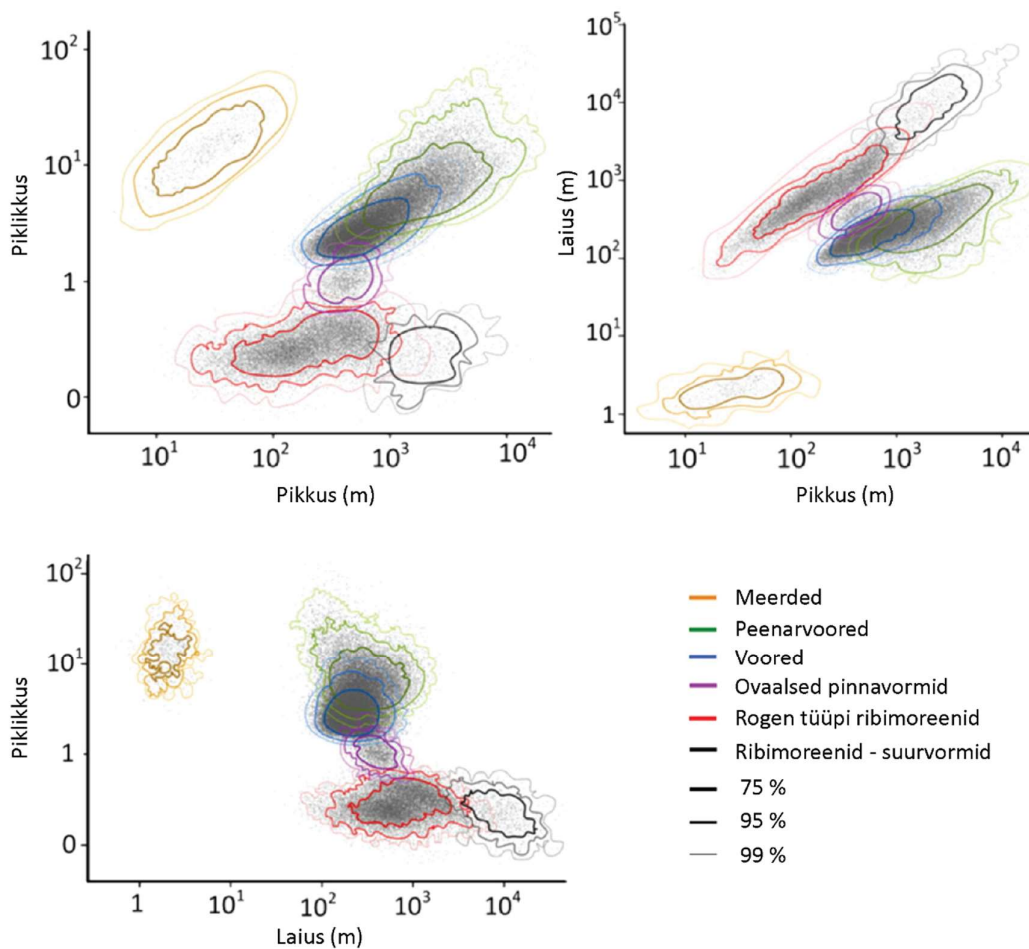
Joonis 1. Hilis-Weichseli Skandinaavia liustiku peamised jäävoolud (Boulton 2001). Eesti ala mõjutasid enim lääneosas Balti jäävoolukompleks (B) ning sellest eraldunud Riia jäävool (B5) ning ida-osas Peipsi jäävool. Väiksemad kohalikud jäävoolud Eestis on esitatud joonisel 3.

Jääkatte sulamise ja jääserva taandumise faasis säilitab liustik, eriti jäävoolud, reeglina aktiivsuse ja jätkub jää alumiste kihtide liikumine perifeeria suunas. Selles faasis tekib noorim

osa vahetult jää all tekkivast glatsiaalsest reljeefist (Clark 1999), mis üldiselt katab või hävitab jää pealetungi eelse reljeefi ning mille orienteeritus viitab just jäätaande aegsele lokaalsele liustiku liikumissuunale. Seega on endiste jäätumisalade täpsetel reljeefimudelitel näha pinnavormistik, mis peegeldab jää liikumissuunda eelkõige tema hääbumise ja vähem pealetungi faasis. Oluline on märkida, et just aktiivsete jäävoolude piires on liustike aluste radiaalsete pinnavormide kujunemiseks soodsad tingimused. Sellest tulenevalt annab nende vormide uurimine olulist teavet jäätaande aegse liustiku dünaamika ning kaudselt ka seda mõjutavate põhjuste kohta. Üldistatult jaotatakse liustiku alused radiaalsed pinnavormid kulutuslikeks ja kuhjelisteks. Kulutuslike vormide seas võib eristada väiksemaid negatiivseid vorme nagu jääkriimud, jääkünde vaod ja hõrdelohud aga ka suuremaid jääkünde nõgusid ja -vagumusi. Kulutuslike vormide seas võib leida ka positiivseid vorme nagu silekaljud ja kaljuvoored. Kuhjeliste jää alusvormide parageneetilise rea moodustavad meerded, voored, peenarvoored, rogen moreenid, De Geeri moreenid ja survemoreenid (Benn, Evans 2014).

1.2 Radiaalsed liustiku alusvormid

Liustiku alusvormid on pinnavormid, mis tekivad liustikujää ja aluspinna vastastikusel mõjul nende kontaktpinnal. Liustiku aktiivse liikumise tõttu on soodsaimad tingimused selliste vormide kujunemiseks just eelkirjeldatud kiiresti liikuvate jäävoolude all (Dowling 2016). Neid pinnavorme võib jagada kahte rühma - risti voolu suunaga olevateks marginaalseteks pinnavormideks nn ribimoreenideks ehk Rogeni-tüüpi moreenideks ja liustiku voolusuunaga paralleelseteks, piklikeks radiaalseteks pinnavormideks, millistest kõige tuntumateks on kindlasti voored. Lisaks eristatakse radiaalsete vormide seas veel meerdeid (Rõuk 1974), mis on kujult väikekännised (ingl k *flutes*) ja voorte sarnaseid, kuid tunduvalt piklikumaid peenarvoori inglise keelse lühendiga MSGL (ingl k *Mega Scale Glacial Lineations*).



Joonis 2. Liustiku alusvormide jagunemine nende laiuse ja piklikkuse põhjal (Ely et al. 2016).

Meerded on madalad 0,5–2 m kõrgused vallilaadsed pinnavormid. Neile on iseloomulik väga suur väljavenitatus jäävoolu suunas, kusjuures pikkus on tavaliselt kuni 130 m aga laius üldjuhul alla 10 meetri (Ely et al. 2016). Meeretele on iseloomulik ka mõõtmete selge eristumine teistest radiaalsetest pinnavormidest.

Voored on enamlevinud radiaalsed liustiku alusvormid. Nende pikitelg on paralleelne liustiku liikumissuunaga ning need esinevad tavaliselt rühmadena ehk voorestikena. Tulenevalt voorte mõõtmete, kuju ja koostise väga suurest varieeruvusest, on uurijad sunnitud olnud kasutusele võtma märksa keerukamaid definitsioone. Nii on Eesti üks tuntumaid voorte uurijaid, geograaf, Arend-Mihkel Rõuk (1973) pakkunud välja järgneva definitsiooni: tüüpilisteks voorteks on ovaalse või piklik-ovaalse põhikuju ning ebasümmeetrilise või sümmeetrilise pikiprofiiliga

radiaalkünnised ja -seljakud, mis koosnevad valdavalt moreenist ja on tekkinud aktiivse liustiku voolival toimel. Teisi pikliku kujuga kõvadest kivimitest või jääsulamisveesetest koosnevaid künniseid soovitakse nimetada „drumlinoidideks“ ehk voorelaadseteks pinnavormideks. Praktika on näidanud, et voorte kuju võib olla väga mitmekesine isegi ühe voorestiku piires, mis on seotud nii konkreetsete tingimustega kujunemise ajal, kujunemise kestvusest ehk konkreetse vormi arenguastmest kui ka sellest, et tasakaaluline vorm igal konkreetset juhul võib olla erineva kujuga (Menzies 1989). Suurte valimite pealt tehtud meetrika uuringud on näidanud voorte mõõtmete koondumist kindlatesse klastritesse (Clark *et al.* 2009; Spagnolo *et al.* 2012; Ely *et al.* 2016; joonis 2). Ely *et al.* (2016) andmeil on tüüpiliste voorte pikkusvahemik 100–1500 m ja keskmine pikkus 629 m (Clark *et al.* 2009). Laius varieerub 50 ja 1000 m vahel keskmise väärtusega 209 (Clark *et al.* 2009; Ely *et al.* 2016) ja kõrgus jääb üldjuhul 0,5 kuni 40 m vahele olles seejuures üsna madala keskmise väärtusega (7,1 m) (Spagnolo *et al.* 2012). Samuti peetakse voorte osas oluliseks pikkuse ja laiuse suhet (edaspidi piklikkus), mis voorte puhul jääb enamasti vahemikku 1–10, jäädes rohkem kui 37 000 mõõtmise tulemusena kõige sagedamini vahemikku 2–2,3 (Clark *et al.* 2009). Sarnaseid morfomeetriaalsete parameetriteid on uuritud ka Eestis, eeskätt Saadjärve ja Türi voorestikes. Saadjärve voorestikus varieerub voorte pikkus 1,35–12,45 km, laius 0,11–3,5 km ja kõrgus 5–60 m. Piklikkus jääb vahemikku 3,1–6,8 (Rattas 2004). Türi voorestikus on voorte pikkus vahemikus 500–2500 m, laius 140–540 m, kõrgus kuni 20,1 m ning piklikkus jääb vahemikku 2–7 (Rõuk 1972).

Pinnavormide kuju ja morfomeetria analüüs on näidanud, et voortele kõige sarnasemad, voortega samas klastris paiknevad radiaalsed liustiku alusvormid on peenarvoored (MSGSL) (joonis 2; Ely *et al.* 2016). Peenarvoored on pikad radiaalsed liustiku alusvormid, mis on üldjuhul oluliselt pikemad ja suuremad kui tüüpilised voored. Tüüpilised pikkused on vahemikus 6–70 kilomeetrit, laiused 200–1300 meetrit ning vahekaugused 300 meetrist kuni 5 kilomeetrini, seejuures võib pikkuse laiuse suhe olla kuni 35 (King *et al.* 2009). Vaatamata peenarvoorte suurematele mõõtmetele ei ole statistiliselt võimalik peenarvoorte ja voorte morfoloogia vahel selget piiri tõmmata ja ligemale 100 000 individuaalse vormi mõõtmiste tulemused viitavad, et tegu on ühe kontiinumi eri poolustega ja kahe grupi eraldamine on pigem kokkuleppeline (joonis 2; Ely *et al.* 2016). Peenarvoorte suured mõõtmed viitavad kiiresti liikuvale jääle ja on indikaatoriks jäävoolude esinemisele.

Üldiselt arvatakse, et voorte ja peenarvoorte kuju, eelkõige piklikkus, on selge indikaator jää liikumise kiirusele, mida piklikum ja väljavenitatum on pinnavorm, seda kiirem oli selle loonud

jäävool (Stokes, Clark 2002). Mõlemad pinnavormid tekivad soojapõhjaliste liustikute all ning üldjuhul vajavad üsna suurtes kogustes sulavett ja kergesti deformeeruvat settematerjali. Sellised tingimused on iseloomulikud taanduva, suhteliselt õhukese liustiku all liustikuservast sissepoole, kus jää on säilitanud veel plastuse. Seevastu meerdeid seostatakse pigem liustiku marginaalse, külmunud, hapra jää liikumise vööndiga (Aario 1977). Liustiku alusvormid levivad jäätumisaladel Põhja–Ameerikas ja Põhja-Euroopas, sh laiaulatuslikult ka Eestis.

Mitmed varasemad uurimused on andnud olulise panuse Eesti voorestike geomorfoloogia ja geneesi mõistmisse. Barkla (1935) kaardistas Türi voorestiku, iseloomustades seda võrdlemisi madalana – tüüpiline suhteline kõrgus jäi vahemikku 10–14 meetrit, maksimaalselt kuni 21 meetrit. Järsemate nõlvade kaldeks määrati tavaliselt kuni 10, maksimaalselt 15 kraadi, laugematel nõlvadel aga 1–5 kraadi. Rõuk (1972) usub, et Türi voorestik võis olla kujunenud kahe erineva kiirusega liikunud jääkeele koosmõjul. Hilisemas uurimuses (Rõuk 1973) analüüsis ta voorte morfoloogilist varieeruvust Saadjärve voorestikus, klassifitseerides pinnavorme ning tuues välja nende sisemise mitmekesisuse. Rõuk ja Raukas (1989) rõhutasid, et voored esinevad väga erinevates geoloogilistes ja geomorfoloogilistes tingimustes, olles erineva suuruse, vanuse ja sisemise ehitusega, mistõttu on nende üldine varieeruvus märkimisväärne.

Kalla (2010) keskendus radiaalsete liustiku alusvormide kaardistamisele ja nende paiknemise võrdlemisele teiste glatsigeensete pinnavormidega. Rattas (2004) kirjeldas põhjalikult Saadjärve voorestiku geomorfoloogiat ning leidis, et voorte kuju ja suurus võivad olla seotud aluspõhja hüdroloogiliste omadustega. Lisaks on mitmed autorid, märkimisväärsemad neist, Orviku ja Kajak, andnud täiendavat infot nii voorte geoloogilise ehituse kui ka morfomeetriliste tunnuste kohta, süvendades veelgi arusaama nende keerukast kujunemisloost.

Eesti rannikuvees on ulatuslikul alal märkinud alusvorme Noormets (2001) ja ka täpsemalt kirjeldatud neid Apollo madala piirkonnas Karpin (2014).

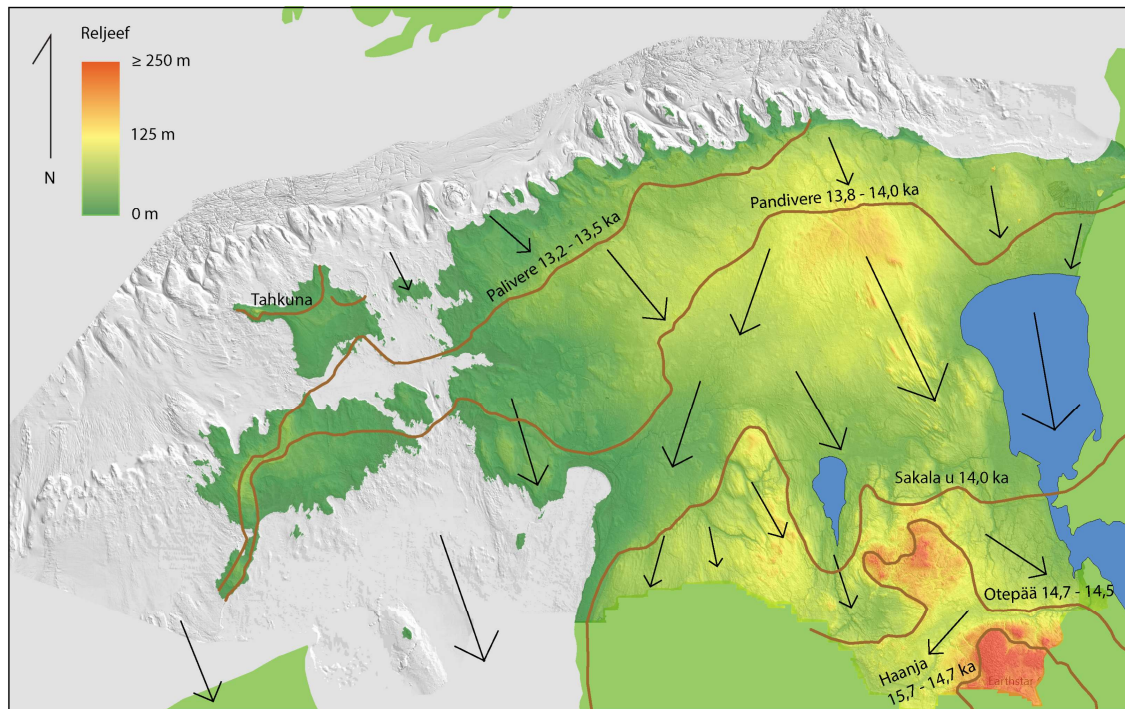
1.3 Weichseli jäätumine Eestis ja siinsed jäävoolud

Viimane mandrijäätumise periood, mida Põhja-Euroopas tuntakse Weichseli, Kesk-Euroopas Würmi ja Venemaal Valdai jäätumisena algas u 117 ka tagasi. Jäätumine hõlmas Skandinaavia, suure osa Põhja-Euroopast ja vähemalt kahel korral kattis liustik ka Eesti ala (Lasberg 2012). Liustike tegevuse tagajärjel domineerivad jäätumisala pinnakattes liustiku ja liustiku sulamisvee setted ning valdab liustikutekkeline pinnamood. Weichseli jäätumine jaguneb

kolme põhietappi – Vara-Weichsel (u 117–85 ka), Kesk-Weichsel (u 74–59 ka) ja Hilis-Weichsel (u 40–11,7 ka), seejuures on Eesti pinnakate ja pinnamood kujundatud peamiselt Hilis-Weichseli jäätumise poolt kuna varasemad vormid on oluliselt ümber kujundatud või sootuks erodeeritud (Ehlers *et al.* 2013; Lasberg 2014).

Hilis-Weichseli liustiku laienemine Eesti alale algas u 21 ka tagasi (Lasberg 2014), selle maksimaalne levik Valdai kõrgustiku piires oli u 20,1–18 ka (Lunkka *et al.* 2001; Rinterknecht *et al.* 2018) ja lõplik liustiku taandumine Soome lahe lõunarannikult toimus u 13,3 ka (Kalm *et al.* 2011; Lasberg 2014). Peale Hilis-Weichseli maksimumulatuse (*LGM, Last Glacial Maximum*) saavutamist (u 20–18 ka tagasi) algas liustikuserva taandumine, mis kulges järkjärgult. Taoline astmeline taandumine jättis maha mitmeid servamoodustise vööndeid, mille vanus ja konfiguratsioon on põhjustanud palju huvitavaid diskussioone ja pakkunud võimalusi erinevateks interpretatsioonideks (Kalm *et al.* 2011; Kalm 2012; Lasberg 2014; Stroeven *et al.* 2016; Hughes *et al.* 2016). Eesti alal on eristatud 5–6 jääserva seisakuga seotud servamoodustiste vööndid: Haanja (15,7–14,7 ka), Otepää (14,7–4,5 ka), Sakala (u 14,0 ka), Pandivere (13,8–14,0 ka) ja Palivere (13,2–13,5 ka) (Kalm *et al.* 2011; Vassiljev, Saarse 2013; joonis 3) ja ka seni dateerimata Tahkuna servasend (Suuroja *et al.* 1993). Seega sulas liustik Eestist u 3000 aasta jooksul ja lõplikult taandus jää Põhja-Eestist hiljemalt 12,25–13,20 ka tagasi (Amon 2011). Kiire taandumise põhjusteks peetakse nii jäävoolude intensiivistumist kui ka kliimategureid (Lasberg 2014).

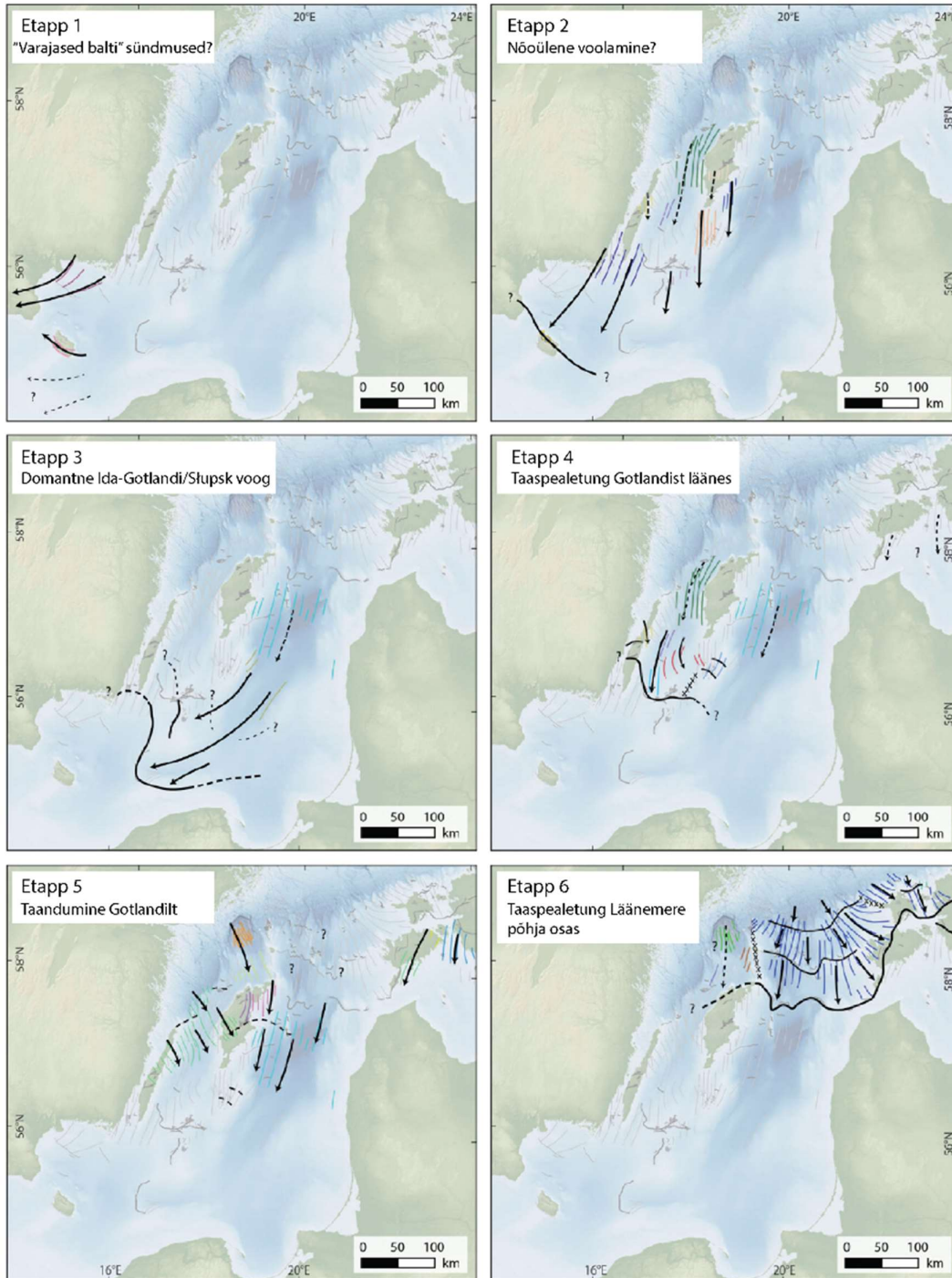
Skandinaavia jääkilbi idaosa ei olnud homogeenne jäämass vaid koosnes mitmetest suurematest jäävoolu kompleksidest ja väiksematest jäävooludest, mis toimisid eraldiseivate süsteemidena. Eesti alal opereerisid Lääne-Eestis Riia jäävool, mis oli osa suuremast Balti jäävoolu kompleksist ja Ida-Eestis Peipsi-Pihkva jäävool (joonis 1). Lisaks neile eksisteeris veel lokaalseid jäävoole, mis muutusid ajas ja ruumis jättes maha endast hulganisti tõendeid. Tähelepanuväärsemad nendest on Võrtsijärve jäävool, mis kulges mööda Võrtsijärve nõgu (Lasberg 2012) ja Saadjärve jäävool, mis mängis olulist rolli Saadjärve voorestiku kujunemisel (Rattas 2004).



Joonis 3. Lokaalsed jäävoolud ja servaasendid koos vanustega (Kalm *et al.* 2011; Vassiljev, Saarse 2013; Eesti Geoloogiateenistus 2025; taustana Maa- ja Ruumiameti kõrgusandmed 2025).

Lääne-Eesti koos sealse rannikumerega sai kindlasti enim mõjutatud Balti jäävoolust, mis kulges mööda Läänemere nõgu. Massiivsest jäävoolu esitati kontseptuaalsetes mudelites juba 19. sajandi lõpus, kuid toona pidid uurijad piirduma vaid andmetega maismaalt, mis piiras oluliselt uurijate võimalusi selle kompleksuse mõistmiseks. Kuigi varem on arvatud, et tegu oli kuni 300 km laiuse massiivse jäävooluga, on viimased uuringuid selgitanud, et tegu oli siiski komplekse süsteemiga, milles oli mitmeid väiksemaid jäävoolusid (joonis 4) ning mis olid aktiivsed pigem taandumise faasis kui jäätumise maksimumi ajal (Szuman *et al.* 2024). Eesti rannikumerd ja Lääne-Eestit mõjutas enim Balti jäävoolust eraldunud Riia jäävool, mis aktiivse nn Zengale jääkeelena ulatus Kesk-Leedu ja Kesk-Läti madalikele jättes maha ligi 7000 nii radiaalset kui ka marginaalset liustiku alusvormi (Lamsters, Zelčs 2015) ja kujundas ka Liivi lahe põhjareljeefi (Tsyruльников *et al.* 2008). Eesti rannikumeres ja ümbruskonna merepõhjas kaardistatud Balti jäävoolu alusvormide alusel on Greenwood *et al.* (2024) oletanud nende kujunemist liustiku lühiajaliste pealetungide käigus, kus liustiku serv võis ulatuda Palivere servamoodustiste jooneni Hiiumaal ja Saaremaal (joonis 4). Selles uurimuses kasutati alusvormide kaardistamisel peamiselt sügavusandmeid, mis võimaldas määrata liustiku liikumise suunda, kuid vormide morfomeetrilisi parameetreid ega ka paiknemisest tuletatud suhtelist vanust need andmed määrata ei võimaldanud. Kogu Balti jäävoolu

kompleksi piires aga pakuti välja mudel liustiku järk-järgulise taandumise kohta, kus Eesti rannikumeres leiduvate alusvormide kujunemist seostatakse eespoolmainitud liustiku hääbumise faasis toimunud pealetungiga (joonis 4). See info toetub ligemale 20000 kaardistatud liustiku alusvormi paiknemisele (Greenwood *et al.* 2024).

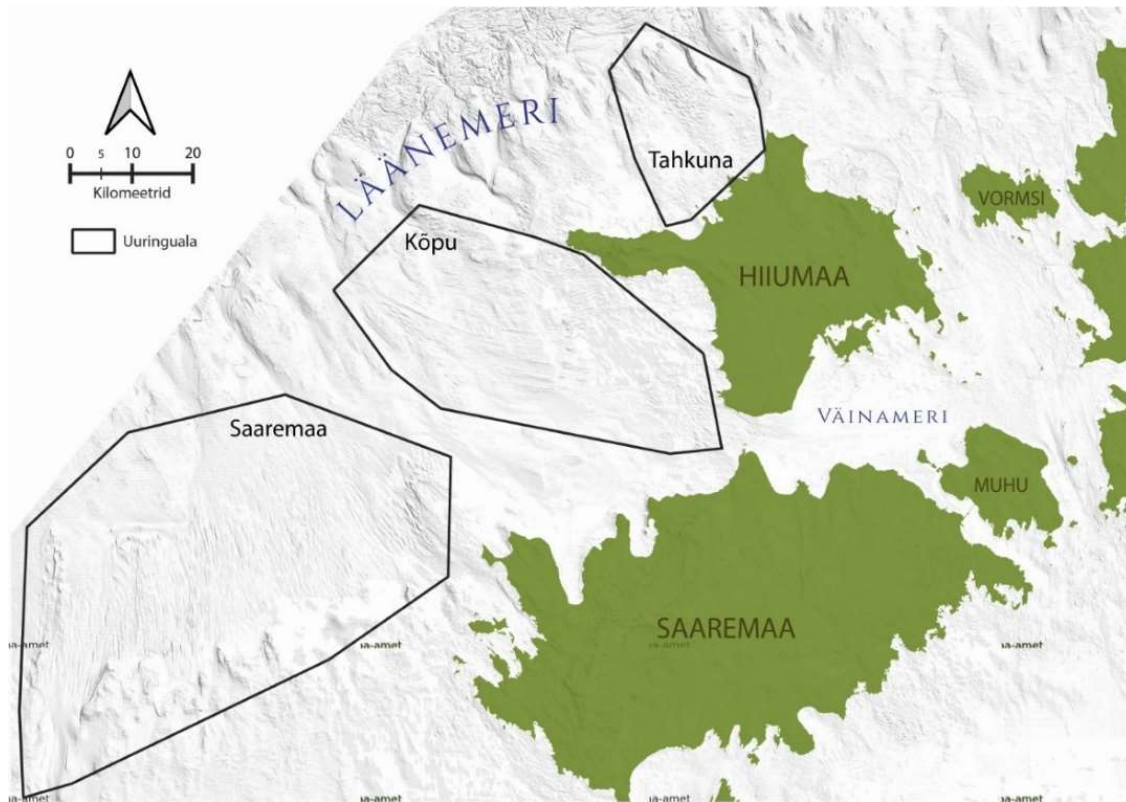


Joonis 4. Balti jäävoolu taandumine kuues etapis, mis on rekonstrueeritud Läänemere nõo põhjas kaardistatud liustiku (Greenwood *et al.* 2024)

Samuti nendivad nii Greenwood *et al.* (2024) kui ka Szuman *et al.* (2024), et kaardistatud vormid võivad olla osaliselt või täielikult mattunud hilisemate setete alla. Noormetsa (2001) hinnangul võivad hilis- ja pärastjäähagesed setted koos mereliste setetega Eesti rannikumeres ulatuda kuni 30 meetrini. Käesoleva töö uuringalade lähiümbrusest, Apollo madalalt on leitud voorelaadseid pinnavorme, mis on samuti osaliselt mattunud peamiselt savimoreeni, viirsavi ja Balti Jääpaisjärve setete alla (Karpin 2014). Seetõttu oli ka käesoleva töö üheks ülesandeks selgitada võimalike nooremate setete olemasolu ja mil määral need tegelikku liustikureljeefi varjutavad ja liustiku alusvormide arvu ja morfomeetrilisi andmeid moonutavad.

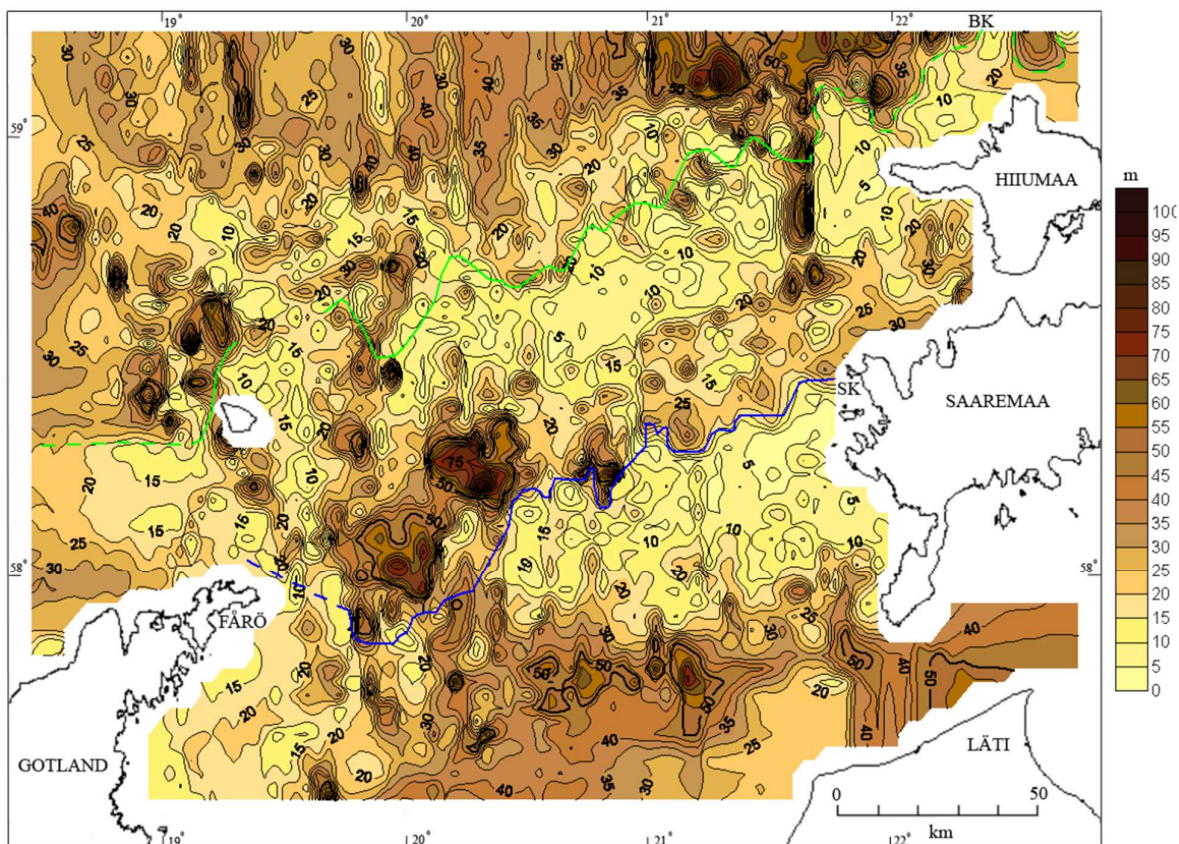
1.4 Uuringualade paiknemine ja kirjeldus

Kolm uuringuala tinglike nimelaenudega Tahkuna, Kõpu ja Saaremaa, paiknevad Läänemeres, Hiiumaast ja Saaremaast läänekaares (joonis 5). Detailsel põhjareljeefi kaardil tulevad Hiiumaast ja Saaremaast läänes merepõhjas selgesti välja ühesuguse orientatsiooniga tihedalt üksteise kõrval paiknevad piklikud positiivsed pinnavormid. Selline kuju ja paigutus ei jäta kahtlust et tegemist on radiaalsete liustiku alusvormide kogumiga (ingl k *flow set*). Piiritletud pinnavormide kogumid ja nende sees olevad üksikvormid olidki põhjuseks ebakorrapärase kujuga uuringualade valikul ja piiritlemisel. Need alad on Veeteede ameti poolt ka detailse batümeetria andmestikuga täielikult kaetud ning seismo-akustilise pidevsondeerimise andmestikuga osaliselt. Viimane on põhjuseks miks järgnevalt kasutatakse kahte mõistet: *uuringuala* kattub liustiku alusvormide kogumi levikuga ja selle sees käsitletakse veel nn *valikala*, mille piires oli kasutada nii batümeetria kui ka *chirp*-tüüpi kesksagedusliku profilaatori seismoakustilisi andmeid (joonised 12, 15, 18).



Joonis 5. Uuringualade paiknemine Lääne-Eesti rannikumeres. Tasutaks Maa- ja Ruumiameti reljefivarjutus.

Piirkonna aluspõhja moodustavad põhjaosas Kambriumi liivakivid. Kui täpne kaardistus piirkonnas puudub võib arvata, et Ülem-Ordoviitsiumi ja Kambriumi avamuse piir võib läbida Tahkuna uuringuala. Liikudes lõuna poole on tegemist Ülem-Ordoviitsiumi ning lõuna- ja keskosas Siluri lubjakivide, merglite ja dolomiitidega (Tuuling *et al.* 2021). Kvaternaarisetete tüsedus ulatub 30 m, piirkonniti isegi kuni 100 m (Tilk 2006; joonis 6), koosnedes peamiselt moreenist ja jääjärvesetetest, vähemal määral savimoreenist ning glatsiofluviaalsetest- ja merelistest setetest (Noormets 2001). Laialdast voorte levikut on sellel alal täheldanud Noormets (2001).



Joonis 6. Kvaternaarisetete paksus piirkonnas, sinisega märgitud Siluri klint ja rohelisega Ordoviitsiumi klint (Tilk 2006)

Saaremaa uuringuala, 2720 km², asub tervenisti Saaremaast läänes ning ulatub kõige enam avamere poole. Uuringala kulgeb suures osas üsna sügavas, 50 kuni 130 meetrises vees, kuid lõuna- ja lääneosas tõuseb merepõhi kuni 15 meetrini veepinnast. Uuringuala läbib lõunapiiril u 50 m kõrgune Siluri klint, uuritavad alusvormid paiknevad klindiastringust põhjal pool ehk klindi ees.

Kõpu uuringuala, suurusega 1254 km², paikneb suuresti Lääne-Hiiumaa ja Põhja-Saaremaa vahelisel merealal Kõpu poolsaare ja selle merealuseks jätkuks olevast kõrgendist lõunas. Ala ulatus on N–S suunas 40 km ja W–E suunas 60 km. Suuremateks maamärkideks keskosas on madalikud Kolga kuiv ja Mustana madal ning idaosas Kalju- ja Klaasirahu. Vee sügavus jääb 10 m idaosas ning suureneb järk-järgult kuni 60 m läänesuunas.

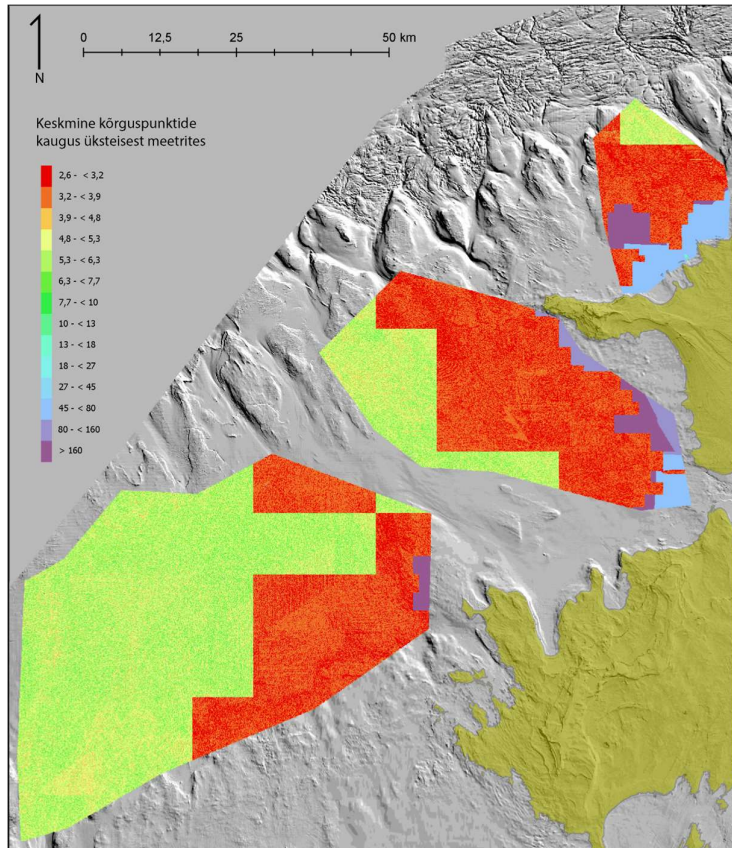
Tahkuna uuringuala, asudes Tahkuna ja Kõpu poolsaare vahelisel merealal, on suuruselt kolmest uuringualast kõige väiksem – 318 km². Ala ulatus N–S suunas on 32 km ja suurim ulatus W–E suunas 21 km. Selle huviala meresügavused küündivad kuni 125 meetrini klindiastringu ees kuid klindi peal, seal kus paiknevad huvipakkuvad pinnavormid, jääb

sügavus vahemikku 10 kuni 40 meetrit. Piiridesse jäävad Hiiu-, Glatovi ja Vinkoli madalad, kus veesügavus jääb alla 10 meetri. Huvipakkuvad alusvormid paiknevad peamiselt NW–SE suunaliselt, ning ulatuslikult üle uuringuala.

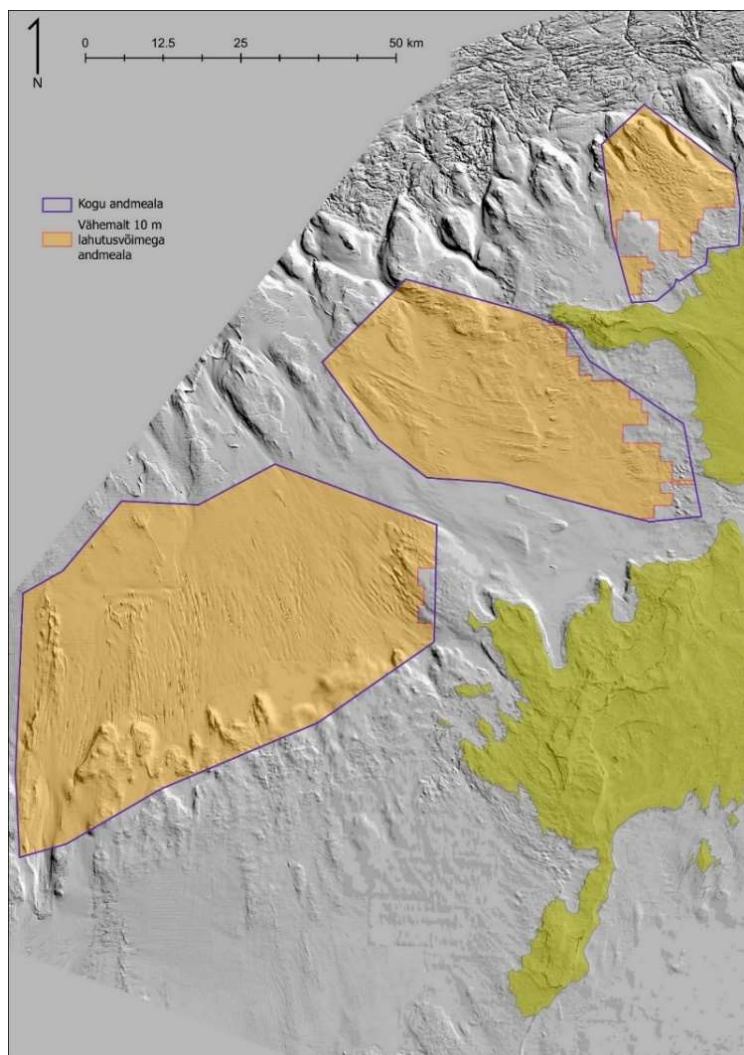
2. Andmed ja metoodika

2.1 Merepõhja reljeefi andmed

Merepõhja lehviksonari reljeefi andmed kolmemõõtmeliste punktipilvedena väljastas Transpordiamet uuringualade kaupa. Mõõdistamised viidi läbi aastatel 2012–2019 kasutades Transpordiameti uuringulaevale paigaldatud lehviksonarit Reson 7125 Seabat (400 kHz). Sõltuvalt sonari seadistustest ja veesügavusest on ruumiline andmepunktide tihedus väga varieeruv (joonis 7). Alla 70 m sügavustel aladel, Hiiumaa lääne- ja Saaremaa looderanniku ümbruses, kasutati 200 kHz seadistust. Tulenevalt keeruliselt ligipääsetavusest on madalamatel aladel ruutkilomeetri kohta vaid kümme punkti, sügavamatel seevastu 25 000 – 150 000, mis teeb punktide omavaheliseks kauguseks 2,6–6,3 meetrit. Samuti on kõikumisi ka väiksemal skaalal, näiteks on andmestikust selgesti nähtavad mõõtelaeva liikumise trajektoor ning reljeefsemad vormid merepõhjas, mille piires reljeefi kallakusest tingituna on punktipilv tihedam. Käesolevas töös kasutati detailsete mudelite loomiseks vaid neid alasid, kus punktide omavaheline keskmine kaugus oli vähem kui 10 m (joonis 8).



Joonis 7. Sügavuspunktide tihedus uuringualadel. Taustaks Maa- ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

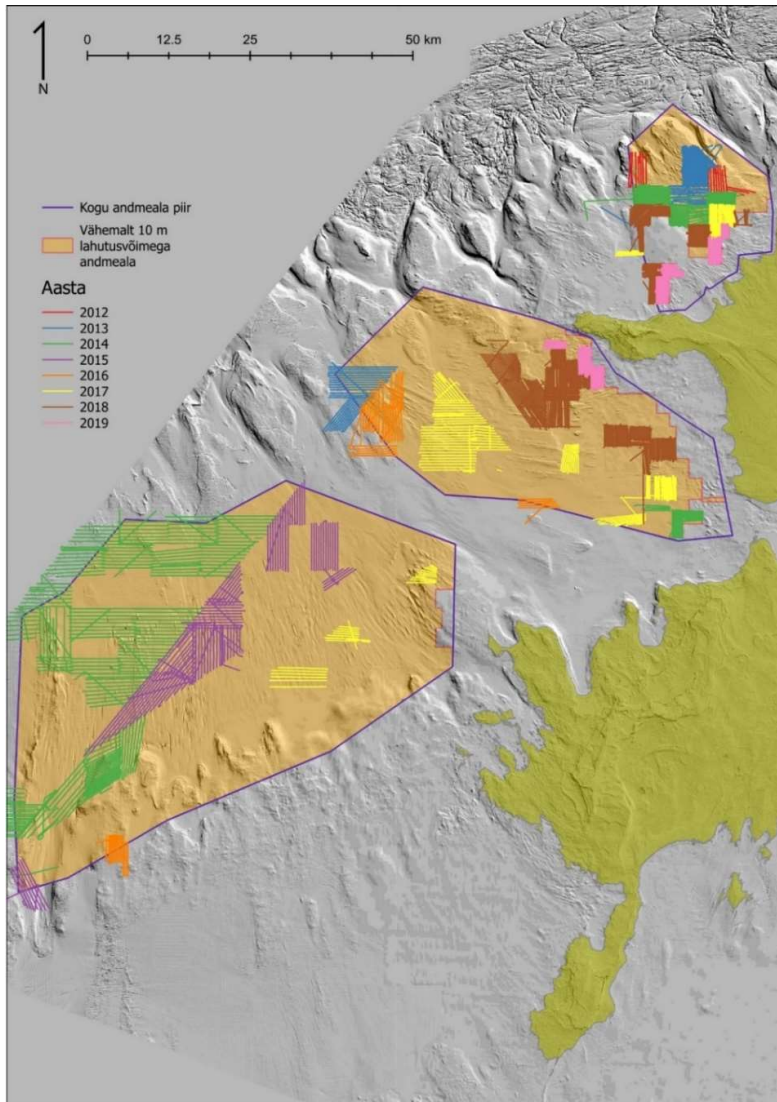


Joonis 8. Kolm uuringuala, kus on eraldatud vähemalt 10 m lahutusvõimega alad mille kohta on koostatud detailed reljefimudelid. Taustaks Maa- ja Ruumiameti halltoonides reljefivarjutus.

2.2 Seismo-akustilise pidevsondeerimise andmed ja nende interpreteerimine

Merepõhja seismo-akustilise pidevsondeerimise andmed, *chirp* profiilidena (kogupikkusega u 6500 km), pärinevad samuti Transpordiametilt. Mõõdistustööd viidi läbi aastatel 2012–2019 kasutades Transpordiameti uuringulaevale paigaldatud Meridata LF *Chirp* (2-9 kHz) (joonis 9). Mõõtmise käigus saadetakse merepõhjasuunas kesksageduslikke helilaineid, mis on võimelised tungima läbi settelasundi ülemise osa kuni moreeni või aluspõhja pinnani ning sõltuvalt tagasipeegeldunud impulsi tugevusest, genereeritakse erinevatest reflektoritest koosnevaid profiile, mida on omakorda vaja interpreteerida vastavalt teadmisele piirkonna

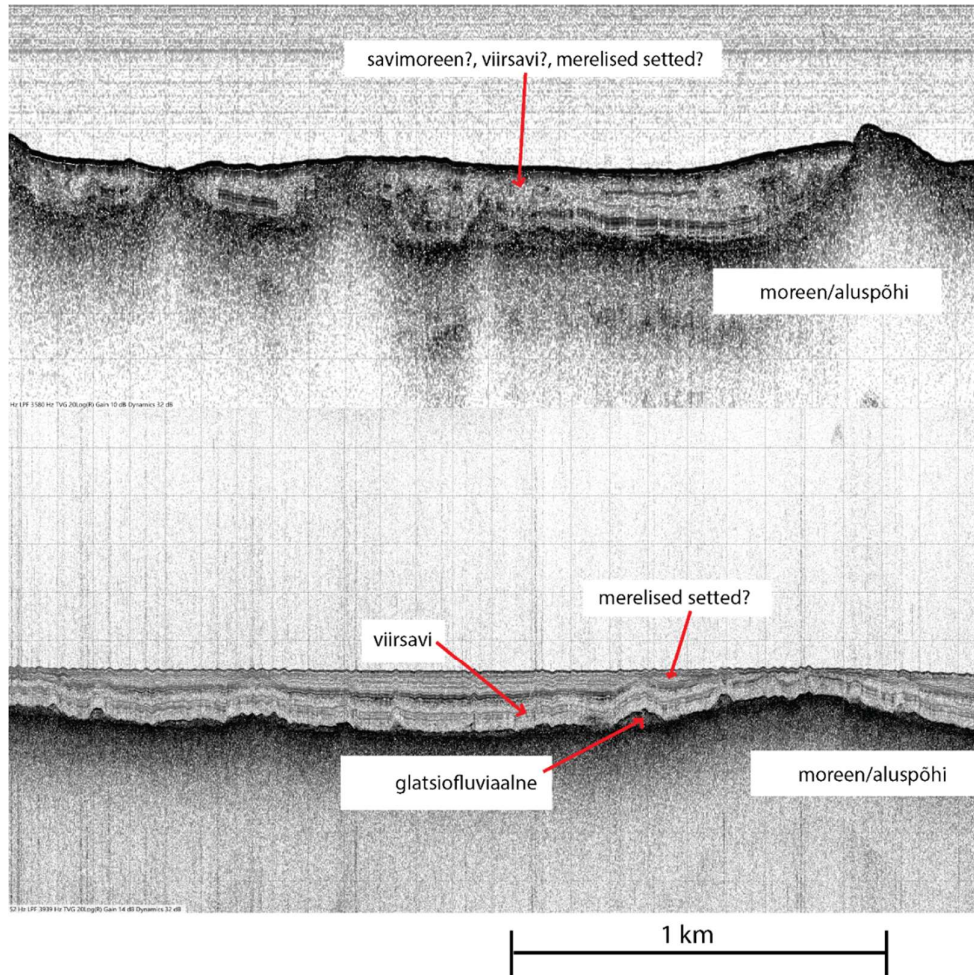
geoloogilisest ehitusest ja lainete leviku kiirusest erinevates settekeskkondades. Koos merepõhja batümeetrilise mõõdistamisega aitavad *chirp* andmed mõista merepõhja setete paksust ja geoloogilisi struktuure ning käesoleva töö seisukohast oluliselt täpsustada liustikualust reljeefi.



Joonis 9. *Chirp* profiilide paiknemine uuringualadel. Profiilid paiknevad uuringualal ebahühtlaselt, moodustades klastreid, mis on seotud mõõdistamise toimumise ajaga. Taustaks Maa- ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

Siinkohal on oluline mainida, et tegemist on suure merealaga ning andmeid on kogutud pika ajaperioodi jooksul, mistõttu esineb kõikumisi andmete kvaliteedis. Näiteks osadel profiilidel oli võimalik eristada moreeni peal vaid hilis- ja pärastjääaegseid setteid ühtse kompleksina, mille tihedus oli muust olulisel määral erinev. Mõningatel juhtudel seevastu oli profiilide

kvaliteet piisav, et eristada ka glatsiofluviaalseid setteid, mille reflektori muster võib olla moreenile küllaltki sarnane (joonis 10).



Joonis 10. Näited chirp profiilide erinevast kvaliteedist. Alumisel profiilil on selgelt näha moreeni pealispinda, selle peal glatsiofluviaalset kompleksi, mida katavad hilis- ja pärastjääaegsed setted. Seevastu ülemisel profiilil on selgemalt näha vaid moreeni pealispinna peegeldus aga selle peal olevaid reflektoreid eristada ei ole võimalik.

Karpin (2014) on varasemalt sarnases uuringupiirkonnas, Apollo madalal, chirp profiilide tõlgendamise toel kirjeldanud merepõhja geoloogiat. Väinamere ja Liivi lahe alalt on sarnaseid uuringuid teinud Kalm *et al.* (2006), Tsyrunnikov (2013), Tuuling *et al.* (2024) ning Läänemere keskosast Noormets ja Flodén (2002), kes uurisid kvaternaarisetteid ja nende stratigraafiat. Käesolevas töös interpreteerimise aluseks on kasutatud samu seismo-akustilisi üksuseid nagu seda tegi sama ala kohta Noormets ja Flodén (2002) (tabel 1).

Tabel 1. Seismo-akustilised üksused ning nende kirjeldused ja tõlgendused Läänemere keskosas (Noormets, Flodén 2002).

Üksus	Seismiline signatuur	Iseloomulikud tunnused, geomeetria ja mõõtmed	Stratigraafiline asend ja seos teiste üksustega	Tõlgendus
A	Keskmise amplituudiga, kõrge järjepidevusega, paralleelsed reflektorid. Reflektorite vaheline kaugus on varieeruv.	Keskmise amplituudiga, kõrge järjepidevusega, paralleelsed reflektorid. Reflektorite vaheline kaugus on varieeruv.	Tavaliselt asub üksuste B või D peal. Harvem üksuste B1, C, E või F peal. Kontakt nende vahel on selgelt eristatav.	Hilis- ja pärastjäaaegsed järve- ning meresetted.
B	Ühtlane tagasipeegeldus. Kohati hõredalt paiknev, keskmise amplituudiga, madala järjepidevusega. Esinevad ebakorrapärased reflektorid.	Ühtlane kiht, paksus 5–15 m.	Asub aluspõhjal või üksustel C, D või F. Kontakt nende vahel ei ole alati selge.	Basaalmoreen.
B1	Sarnane üksusega B.	Lainetava pinnaga kiht, paksus 2–30 m. Paralleelsed harjad kõrgusega 7–20 m, laiusega 0,5–1 km ja pikkusega 1,5–3 km.	Asub tasase aluspõhja peal ja on kaetud üksusega A. Harjade tipud on kohati merepõhjas nähtavad.	Moreenist koosnevad voored, kohati glatsiofluviaalse kattega
C	Madala amplituudiga ühtlane kuni katkendlik tagasipeegeldus. Sageli keskmise amplituudiga, keskmise kuni madala järjepidevusega reflektorid.	Harjad või läätsed, paksus kuni 50 m, laius 0,5–2 km ja pikkus kuni 20 km.	Tavaliselt aluspõhjal, kohati üksuse D peal. Sageli kaetud üksustega A või B, kohati merepõhjas nähtavad.	Jämedateraliste setete harjad, tõenäoliselt oosid.

D	Suur külmine varieeruvus keskmise amplituudiga ühtlase kuni katkendliku tagasipeegelduse vahel. Keskmise amplituudiga ja järjepidevusega reflektorid.	Täidab aluspõhja lohud ja orud, ulatudes kuni 55 meetrini. Kohati kanaliseeritud pind.	Asub aluspõhja või klindi ees lohkudes ja sügavates orgudes. Kaetud üksustega B või E.	Liustikuvoolude settekompleks, milles sisaldub väike kogus moreeni.
E	Keskmise kuni kõrge amplituudiga, kõrge järjepidevusega, paralleelsed kuni peaaegu paralleelsed reflektorid.	Telgselt joondunud setted piklike lohkude sees. Paksus kuni 50 m.	Asub aluspõhjal või üksustel B, B1, C või D. Kaetud üksusega A.	Proksimaalne subakvaalne sulaveesete.
F	Keskmise kuni madala amplituudiga ühtlane tagasipeegeldus. Peaaegu katkendlik vahelduvalt madala järjepidevusega reflektoritega.	Iseloomulik kiilukujuline kiht (kuni 25 m paks) lääneosas. Idaosas paksem ja ebakorrapärasema kihiga.	Asub aluspõhjal. Enamasti kaetud üksusega B. Kohati katab üksus A või on merepõhjas paljandunud.	Asub aluspõhjal. Enamasti kaetud üksusega B. Kohati katab üksus A või on merepõhjas paljandunud. liustiku marginaalne settekiht, mis koosneb moreenist ja sulaveesetest (subglacial outwash)

Käesolevas töös oli oluline tuvastada voorte ja voorelaadsete pinnavormide pealispind ning seetõttu tuleb arvestada, et mainitud pinnavormide materjal võib varieeruda (Dowling 2016; Rattas 2004) ning see teeb geofüüsikaliste profiilide tõlgendamise mõningal määral keerukamaks. Samuti peab arvesse võtma asjaolu, et kasutusel olevad *chirp* profiilid võimaldavad näha antud piirkonnas hilis- või pärastjäaaegseid setteid, moreeni või aluspõhja läbistamine üldjuhul ei ole võimalik (Karpin 2014).

Vastavalt töö eesmärgile oli oluline leida reflektor, mis kirjeldab kõige paremini moreeni või glatsiofluviaalsete setete pealispinda. Selleks valisime ülaltoodud tabelist üksuse B ja/või B1, nende puudumisel aluspõhja. Seega eraldati vaid kaks üksust – esimesena üksus, mis jääb allapoole moreeni või aluspõhja pealispinda ja teiseks üksus, mis lasub selle peal ning selle täpsemat liigestust ei tehtud. Esimest üksust käsitleti kui voorte ja voorelaadsete vormide pealispinda. Samas võis ka selleks kohati olla aluspõhi.

Profiilide töötlemisel kasutati mereveele täpse kiiruse omistamiseks andmetega kaasa tulnud nn vee kiiruse andmebaasi. See tähendab, et mõõtmiste vältel on kindla intervalliga mõõdetud helilainete leviku kiirust. Helilainete kiirus vees võib varieeruda ning sõltub temperatuurist ja soolsusest. Hilis -ja pärastjääaegsete setete puhul määrati üksusele helikiiruseks 1500 m/s, mida on samas piirkonnas kasutanud ka Flodén (1980) ja Karpin (2014).

2.2.1 Seismo-akustiliste profiilide interpoleerimine kõrgusmodeliks

Interpreteeritud profiilidele genereeriti andmepunkt iga 10 meetri tagant, mis sisaldas kaardistatud kihtide ja nende sügavuse infot. Peaaegu paralleelsete profiiljoonte vahekaugus varieerus, jäädes vahemikku 100–600 meetrit. Sellest tulenevalt on andmestiku lahutusvõime ühes suunas oluliselt suurem, ehk üsna tugevalt anisotroopne. Seetõttu on settekihtide pinna tuletamiseks kasutatud ArcGIS Pro anisotroopset *krigingut* (Merwade *et al.* 2006), mis on geostatistiline interpoleerimismeetod. Anisotroopsete andmete interpoleerimist lihtsustab oluliselt teadmine vormide reaalse suuna, ligikaudse pikkuse ning laiuse kohta, sest see on oluline sisend semivariogrammi ehk ruumilise autokorrelatsiooni, loomisel (ArcGIS Pro Documentation 2025a). Kõrgusmodelite interpoleerimisel lähtuti voorte domineerivast suunast ning seega kohandati parameetrite komplekti just konkreetsele uuringualal sobivaks. Saaremaa ja Tahkuna alad interpoleeriti täies ulatuses samade parameetritega, kuid kuna Kõpu alal voorte orientatsioon muutub W–E suunas, siis jaotati see neljaks väiksemaks alaks. Sellisel juhul peab siiski arvestama, et kui eelnevalt kaardistuselt saadud vormide suund on üsna tõene, siis vormide pikkuse ja laiuse info pelgalt kõrgusandmetest võib mattumuse tõttu alahinnata pinnavormide tegelikke mõõtmeid.

2.3 Voorte ja voorelaadsete pinnavormide kaardistamine

Interpoleeritud rastritelt joonistuvad huvipakkuvad vormid üsna hästi välja. Vormide selgemaks piiritlemiseks kasutati reljeefiteisendusi nagu reljeefivarjutust, reljeefi esimest tuletist ehk nõlvakallet samuti töövahendit „*Geomorfon*“, mis eristas maastikus erinevad geomorfoloogilised elemendid, nägu näiteks, hari, nõlv, org, platoo jne.

Saha, Van Landeghem (2021), Sookhan *et al.* (2021) ja Eyles *et al.* (2023) on eelmainitutele sarnaste tööriistadega pinnavorme ka automaatselt tuvastanud. Pinnavormide selgemaks tuvastamiseks kasutati normaliseeritud rastrit suure amplituudiga kõrgusevahe eraldamist ning vormide esiletoomist. Samuti on Maa- ja Ruumiameti reljeefivarjutus uuritavas piirkonnas

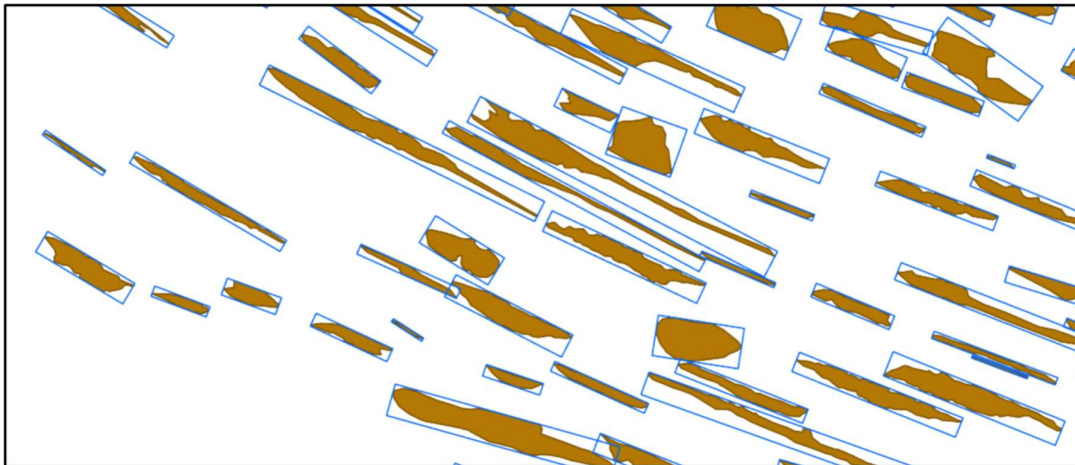
kuni neljameetrise eraldusvõimega, andes horisontaalsuunas täpsusele oluliselt juurde ning aitas vorme konkreetselt piiritleda.

Töös kasutati küll eelmainitud automatiseerimiselemente töövoos kiirendamiseks, kuid kuna vorme oli küllaltki vähe ning eesmärgiks oli nende võimalikult täpne piiritlemine siis täpne jalamiioon määrati käsitsi. Arvestades loodud mudelite lahutusvõimet, kaardistati töös vaid enam kui 2 m absoluutkõrgusega pinnavormid.

2.3.1 Pinnavormide parameetrite mõõtmine

Uuritud liustiku alusvormide mõõtmetest selgitati nende pikkus, laius, kõrgus, suund, ümbermõõt, pindala, pikkuse-laiuse suhe ja lähima naabri kaugus.

Pikkuse, laiuse ja suuna leidmiseks kasutati ArcGIS Pro tööriista „*Minimum Bounding Geometry*“, mis tekitab vormide ümber vähima võimaliku geomeetria risküliku (ArcGIS Pro Documentation 2025b). Pikkuse ja laiuse parameetriteks on kasti vastavad mõõtmed, automaatselt arvutatakse ka pikkuse ja laiuse suund (joonis 11). Pikkuse-laiuse suhe arvutati vastavate parameetrite jagatisena. Pinnavormide ümbermõõt ja pindala leiti tööriista „*Calculate Geometry Attributes*“ abil.



Joonis 11. Näide voorte ümber paiknevatest riskülikutest, mis on automaatselt genereeritud vähima suuruse põhimõttel. Riskülikute pikemad küljed tähistavad pinnavormi maksimaalset pikkust ja lühemad küljed maksimaalset laiust. Suund ühtib risküliku pikema külje suunaga.

Vormide suhtelise kõrguse leidmiseks on vajalik tuvastada kõrgeima ja madalaima punkti vahe. Siinkohal on oluline, et kõrguste vahe ei oleks võimendatud ega vähendatud maapinna üldisest tõusust või langusest vaid tegu oleks siiski vaadeldavast pinnavormist põhjustatud.

Seega kasutati alusena juba eelmainitud normaliseeritud rastrit, kus maapinna üldine kallakus on eemaldatud. Kõrguste vahe leiti kasutades tööriista „*Zonal Statistics*“ (ArcGIS Pro Documentation 2025c), kus madalaim ja kõrgeim punkt leiti polügooni ulatuses.

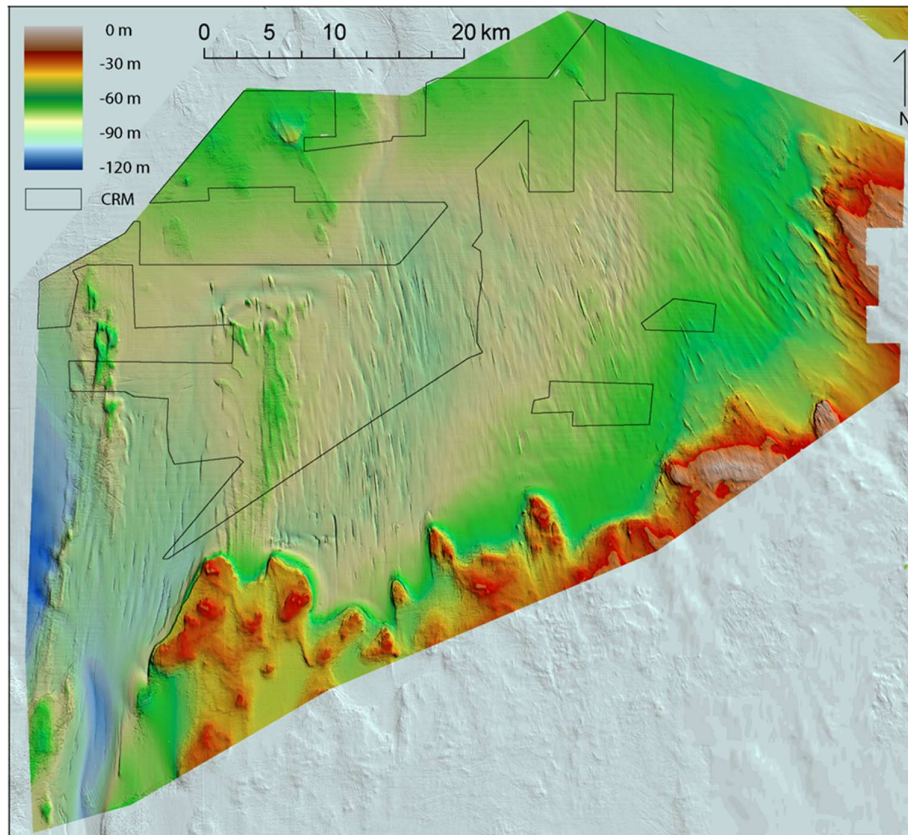
Lähima naabri kauguse arvutamiseks kasutati tööriista „*Nearest neighbors*“, mis genereeris tsentroidi pinnavormi keskpunkti ning mõõtis vahemaad teise lähima tsentroidini.

3. Tulemused

3.1 Hilis- ja pärastjääaegsete setete paksus ning uuringuala mattunud reljeef

3.1.1 Saaremaa uuringuala

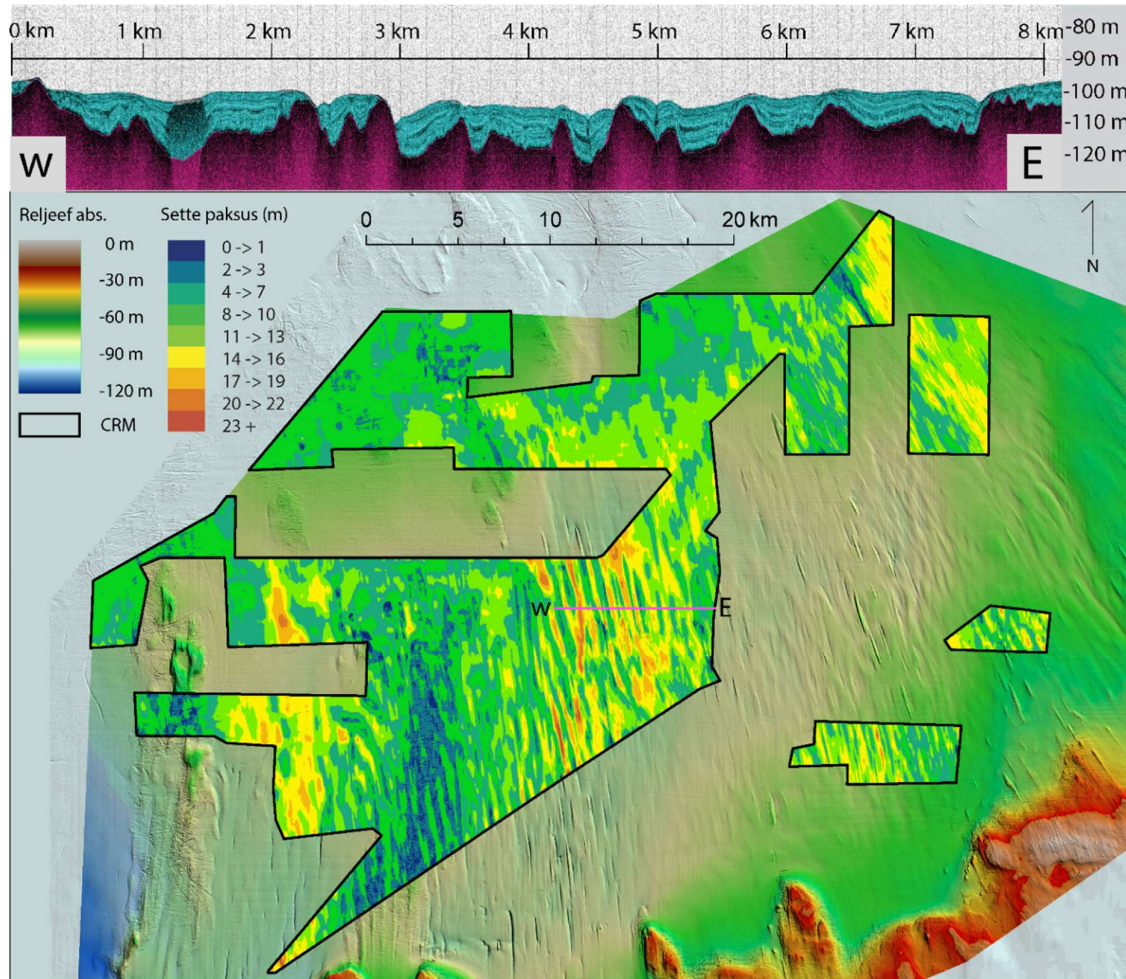
Saaremaa uuringuala (2720 km²) põhjareljeef (joonis 12) ilmestab sügavusvahemikku ~30–60 m klindiastangu peal ning ~70–100 m klindiastangu jalamil, kus see võib maksimaalselt kүүндida kuni 130 meetrini. Levinud on põhja–lõuna- ja loode–kagu-suunalised piklikud pinnavormid, mis kujundavad suuresti merepõhja reljeefi. Kokku on Saaremaa uuringuala põhjareljeefis kaardistatud 296 sellist piklikku liustikutekkelist alusvormi, millest 86 jäävad täielikult 672 km² suurusele BATs valikualale, mis eristati Saaremaa uuringualal seetõttu, et selle kohta on olemas ka *chirp* andmed.



Joonis 12. Saaremaa uuringuala põhjareljeef. Musta piirjoonega kuvatud CRM valikala ulatus, värviskaalaga näidatud abs. kõrgus. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

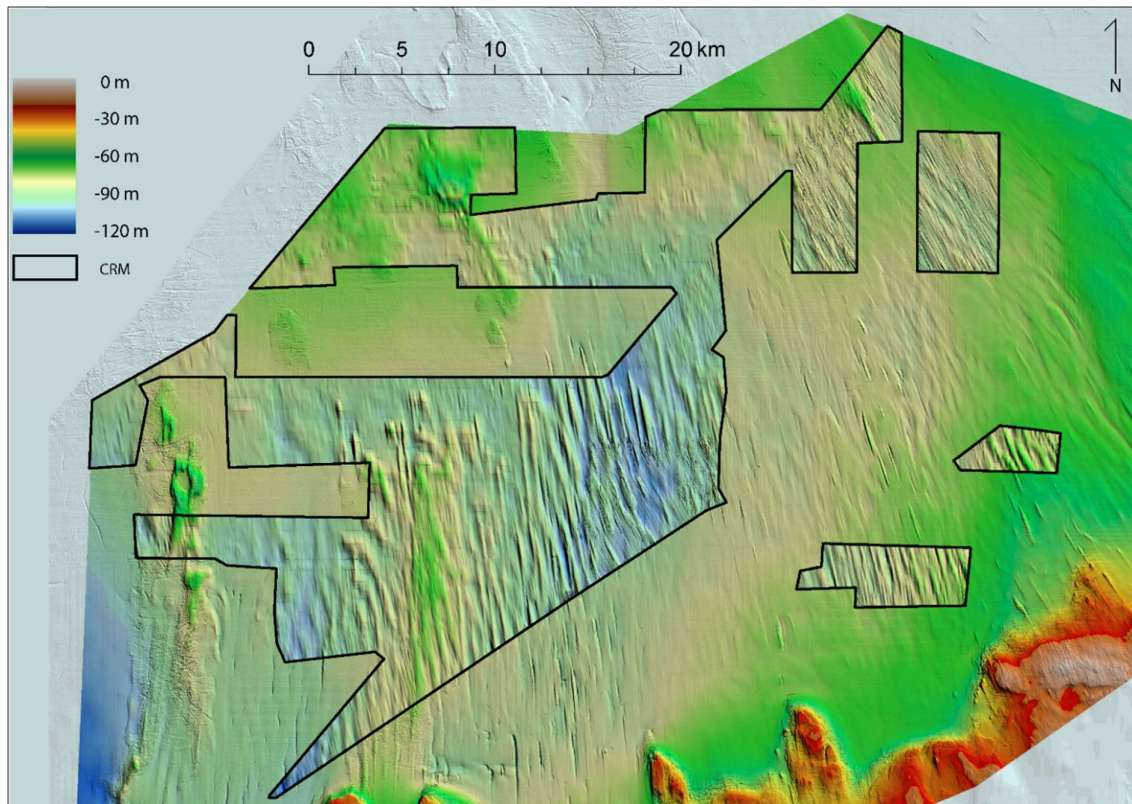
Hilis- ja pärastjääaegsete setete paksus Saaremaa uuringuala piires varieerub suuresti (joonis 13), ulatudes maksimaalselt ligi 23 meetrini. Setteid leidub eelkõige reljeefi madalamates

osades ning piklike pinnavormide vahel asuvates nõgudes ja vagumustes. Üldiselt väheneb settekihi tüsedus kõrgemate reljeefiosade suunas – eriti hästi on see jälgitav pinnavormide harjadel ja kõrgematel aladel, kus settekate on väga õhuke või puudub täielikult (joonis 13).



Joonis 13. Saaremaa uuringuala merepõhja reljeef koos pärastjääaegsete setete paksusega valikaladel. Roosa joonega profiil on toodud joonisel ülaosas, kus sinakas toon tähistab pärastjääaegseid setteid ja roosakas toon moreeni või aluspõhja. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

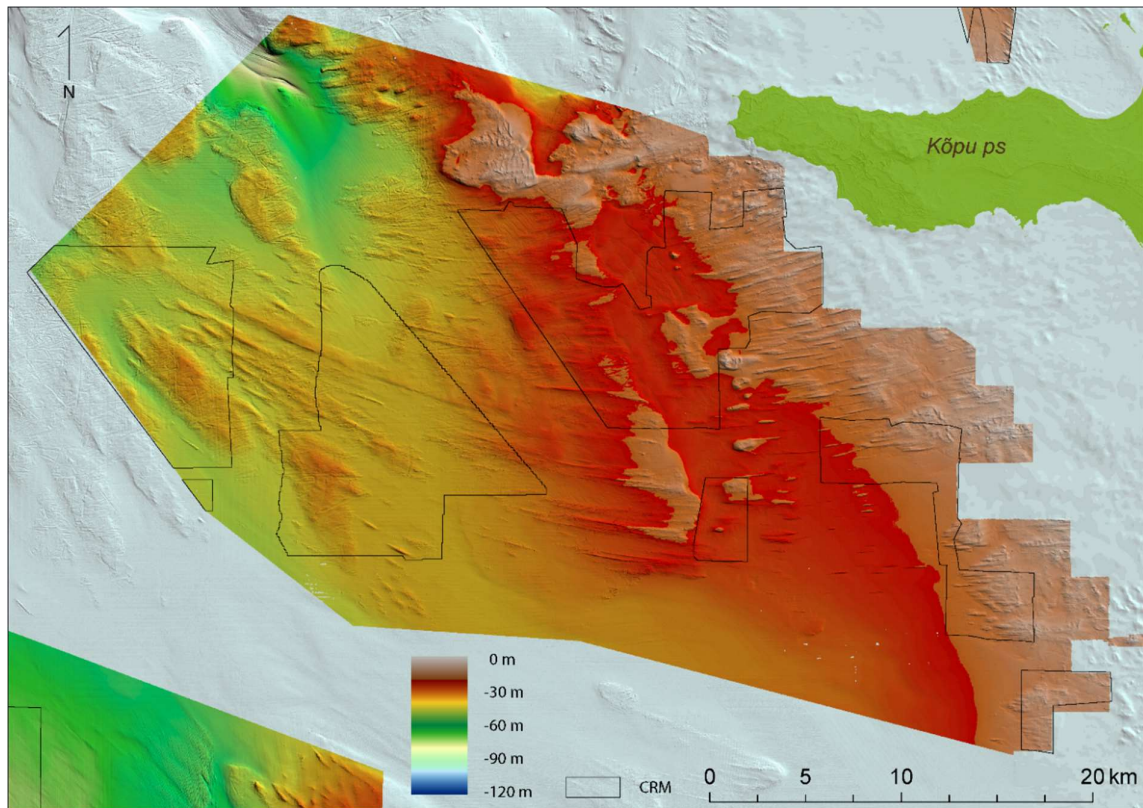
Liustikaluse reljeefimudelilt (joonis 14), millel on nooremad setted eemaldatud, on pinnavormide piirjooned märksa selgemad kui batümeetrial. Kokku on Saaremaa valikala liustikureljeefilt (CRM) võimalik eristada 445 piklikku alusvormi, mis on 359 võrra enam kui sama ala batümeetrilisel mudelil tuvastatud pinnavormide arv (joonised 21 ja 22). Lisaks suurematele pinnavormidele on eristatavad ka varem setetega kaetud väiksemad pinnavormid. Pinnavormide paiknemistihedus on Saaremaa alal suurem kesk- ja lõunaosas, samas kui põhjaosas esineb pinnavorme vähem ning nende piirjooned on ebamäärased.



Joonis 14. Liustikureljeef Saaremaa valikalal, värviskaalaga näidatud abs. kõrgus. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

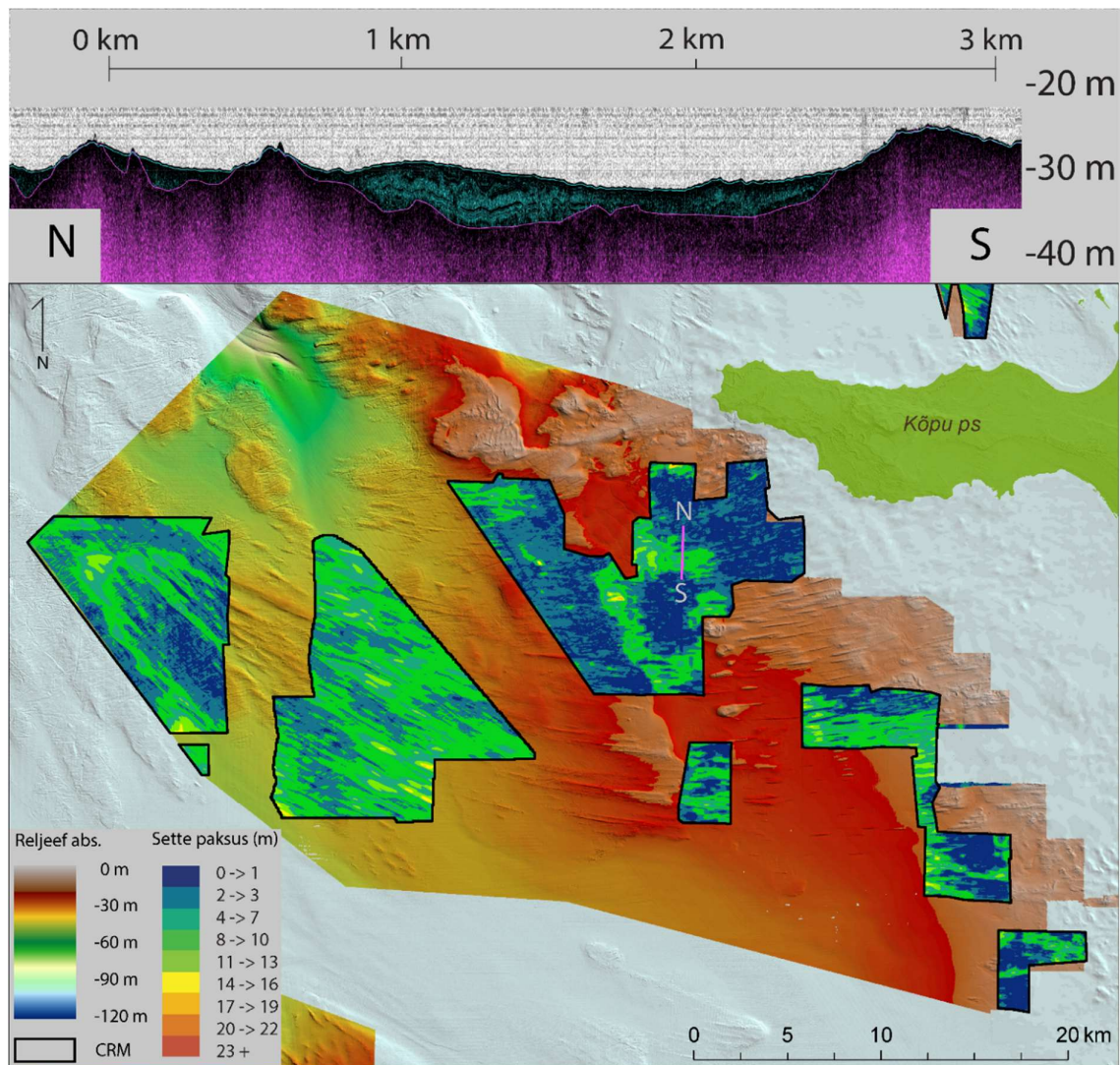
3.1.2 Kõpu uuringuala

Kõpu uuringualale (1254 km²) on iseloomulik põhjareljeefi (joonis 15) üldine läänesuunaline kallakus kus ala idaosas on veesügavused ~10–20 m vahemikus ja lääneosas kuni 80 m. Reljeefis avalduvad selgelt NW–SE kuni W–E suunalised piklikud liustiku alusvormid. Kokku on Kõpu uuringualal eristatud 294 piklikku alusvormi. Pinnavormide paiknemine alal ei ole ühtlane – need esinevad kohati rühmiti, jättes mujal rohkem lamedaid või vormivaeseid alasid põhjareljeefis, mis ilmselt on seotud nooremate setete suure paksusega.



Joonis 15. Kõpu uuringuala põhjareljeef. Musta piirjoonega on kuvatud valikala CRM ulatus, värviskaalaga näidatud abs. kõrgus. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

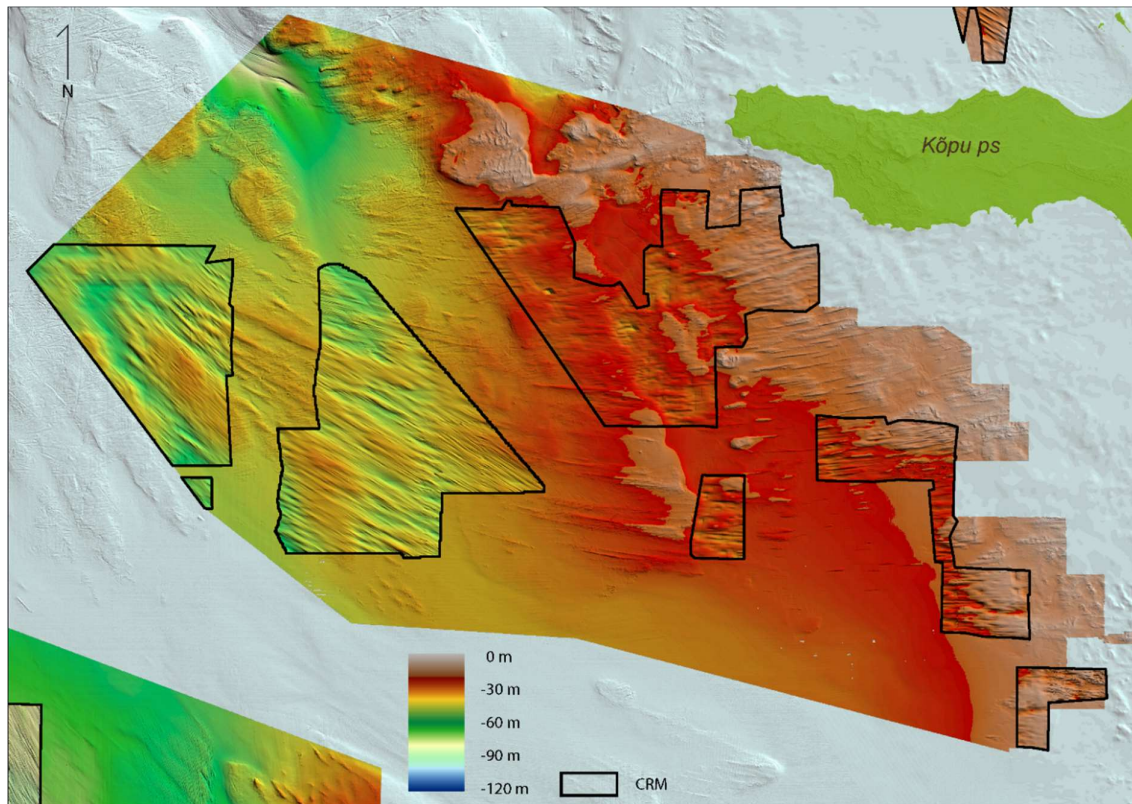
Liustikutekkelist pinnavorme katva settekihi paksus Kõpu valikalal ulatub kuni 16 m (joonis 16). Suurimad settepaksused esinevad hajusalt üle valikala ning on reeglina suuremad positiivsete pinnavormide (voorjate seljakute) vahelistes nõgudes. Valikala kirdeosas torkab silma suhteliselt ulatuslik piirkond, kus settekihi paksus on vaid ligikaudu üks meeter (joonis 16), mis ilmselt tingitud piirkonna paiknemisest veealusel rannanõlval.



Joonis 16. Kõpu uuringuala merepõhja reljeef koos pärastjääaegsete setete paksusega valikalal. Roosa joonega profil on esitatud joonise ülaoas, kus sinakas toon tähistab pärastjääaegseid setteid ja roosakas toon moreeni või aluspõhja. Taustaks Maa- ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

Kõpu valikalale koostatud otseselt liustikulise reljeefi CRM mudelit (joonis 17) iseloomustab üldjoontes põhjareljeefile sarnane läänesuunaline kallakus. Tulenevalt *chirp*-andmestiku ebaühtlasest katvusest on Kõpu valikala jagatud seitsmeks eraldiseisvaks alaosaks, mis teeb kogu valikala reljeefipildi interpreteerimise mõnevõrra keerukamaks. Siiski on idapoolsetel osadel liustiku alusvormid selgepiirilised ja ilmekamad võrreldes läänepoolsetega, (joonis 17), mis ilmselt on tingitud seisimiskustiliste profiilide suuremast tihedusest ja soodsamast orientatsioonist (joonis 9). Liustikureljeefi mudelilt (CRM) on võimalik eristada kokku 358 piklikku alusvormi, mis on 241 võrra enam kui sama ala põhjareljeefilt leitud (117). Ennekõike on lisandunud just madalama kõrgusega ja kitsamad pinnavormid, mis kinnitab noorematest

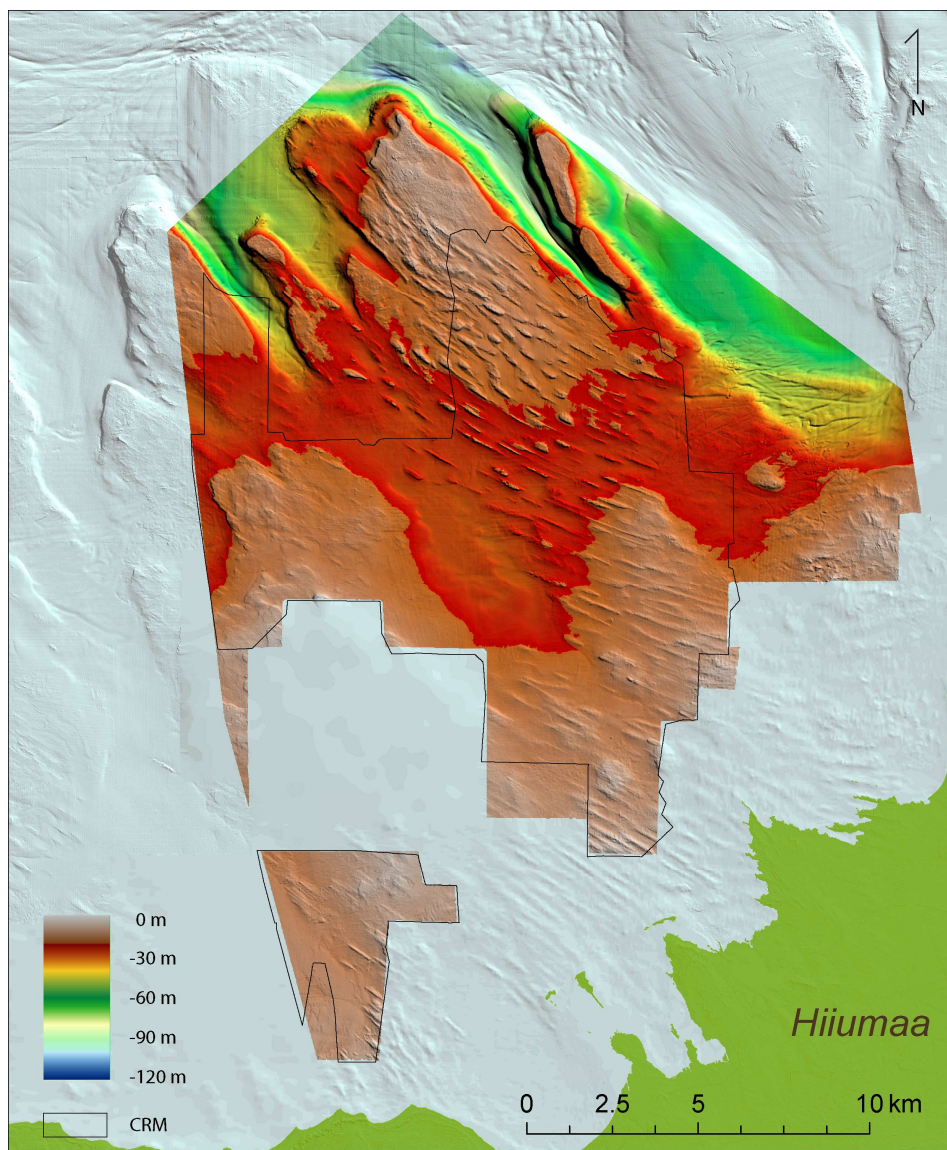
setetest kätte olulisust. Pinnavormide detailsem morfomeetriline iseloomustus (näitajate jaotus pikkuse, laiuse, kõrguse jmt alusel) on esitatud peatükis 4.2.



Joonis 17. Kõpu valikala liustikureljeef, värviskaalaga näidatud abs. kõrgus. Taustaks Maa- ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

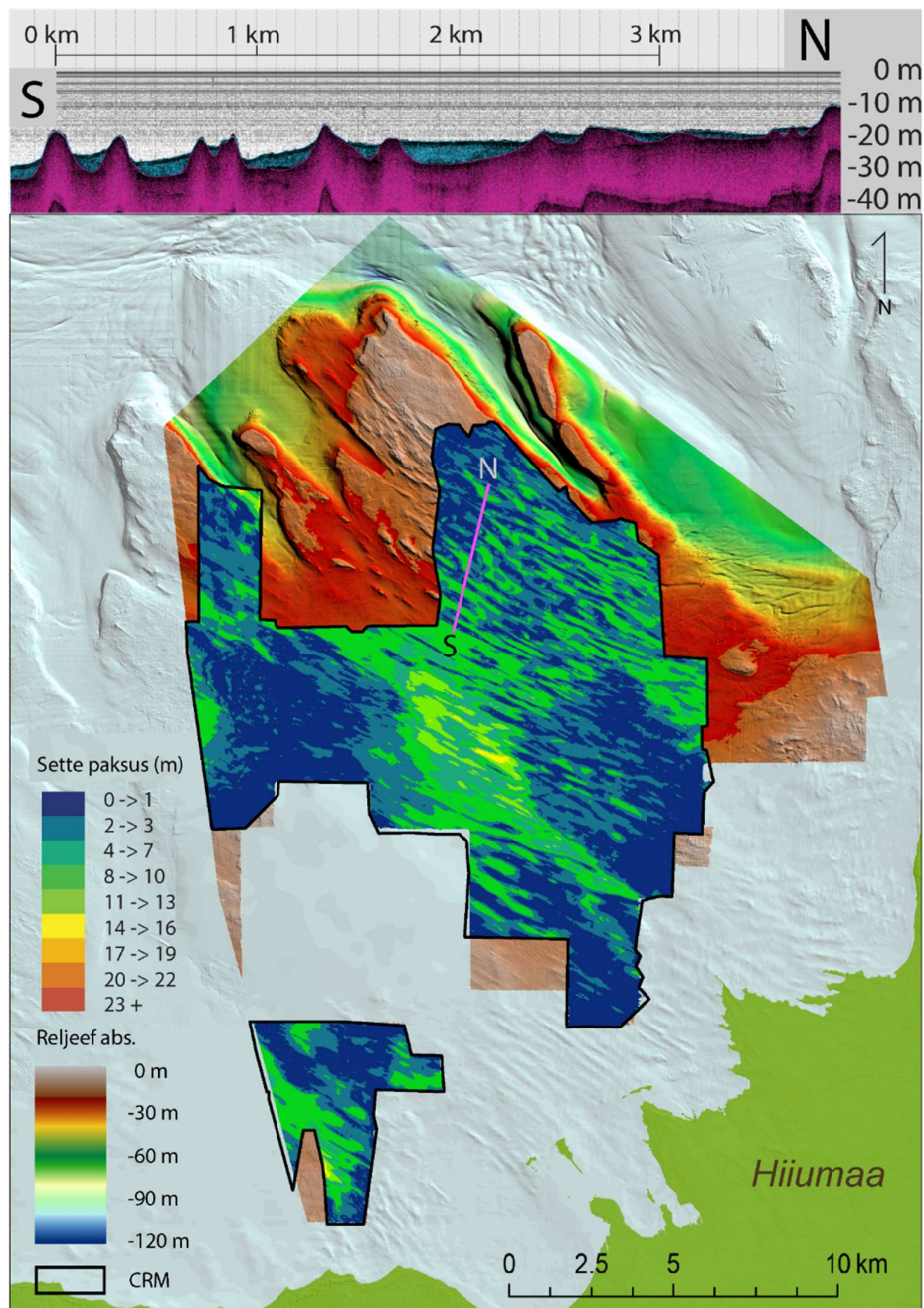
3.1.3 Tahkuna uuringuala

Tahkuna uuringuala (318 km²) paikneb veeluse Balti klindi pervel, kus merepõhja sügavused jäävad vahemikku 10–50 m (klindiastangu all kuni 130m) ning kus sügavused vähenevad lõuna suunas, olles ala lõunaosas -5 m absoluutkõrgusel (joonis 18). Uuringuala on hajusalt kaetud paralleelsete loode-kagu suunaliste piklike liustiku alusvormidega. Lääne- ja idaosas esineb neid vorme tunduvalt hõredamalt, samas kui ala keskosas on vormid tihedamalt koos kui servaaladel. Kokku on Tahkuna uuringuala põhjareljeefis kaardistatud 174 piklikku liustiku alusvormi.

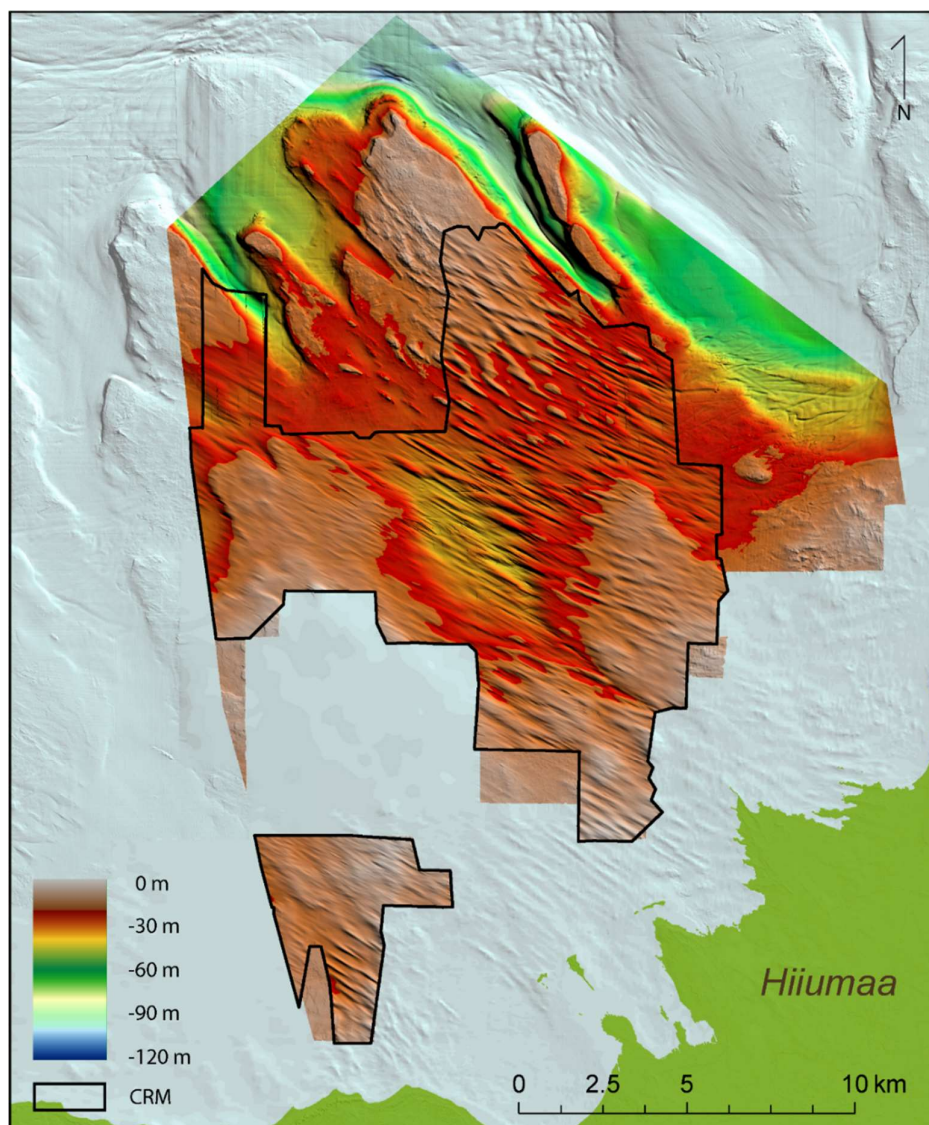


Joonis 18. Tahkuna uuringuala põhjareljeef. Mustaga piirjoonega kuvatud CRM mudeli ulatus valikalal, värviskaalaga näidatud abs. kõrgus. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

Settekihi tusedus on Tahkuna alal muutlik, kuid keskosas selgelt suurem – seal ulatub settekate üksikjuhtudel kuni ~16 m (joonis 19). Üldiselt paikneb paksem settematerjal pinnavormide vahelistes vagumustes, kus paksus on tavaliselt kuni ~10 m, samal ajal kui kõrgemate seljakute peal on settekate õhuke või puudub sootuks (joonis 19).



Joonis 19. Tahkuna uuringuala põhjareljeef koos pärastjääaegsete setete paksusega valikalal. Roosa joonega profiil on esitatud joonise ülaosas, kus sinakas toon tähistab pärastjääaegseid setteid ja roosakas toon moreeni või aluspõhja. Taustaks Maa- ja Ruumiameeti reljeefivarjutus.



Joonis 20. Tahkuna valikala liustikutekkeline reljeef (CRM) värviskaalaga näidatud abs. kõrgus. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

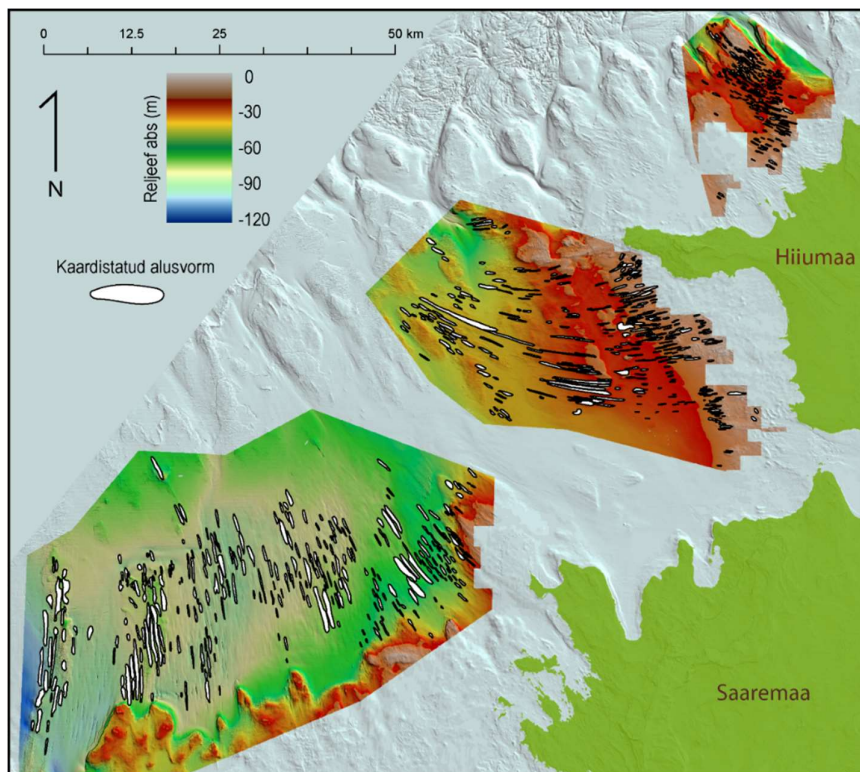
Tahkuna valikala põhjareljeefi mudelilt nooremate setete lahutamisel saadud liustikureljeef (joonis 20) toob esile varjatud pinnavormid – nähtavale ilmub tunduvalt suurem hulk ning selgema jalamijoonega pinnavorme võrreldes algse batümeetrilise põhjareljeefi mudeliga (joonised 19 ja 18). See näitab, et mitmed pinnavormid olid batümeetria mudelil ebamäärase jalamijoonega või sootuks mattunud nooremate setete alla. CRM-mudelilt kaardistati Tahkuna valikalal kokku 406 alusvormi, mis on 264 võrra enam kui sama ala batümeetria mudelilt nähtav (142). Lisandunud on peamiselt väiksemamõõtmelised, madalad ja osalt ka laugemate nõlvadega pinnavormid. Nende pinnavormide täpsemad mõõtmed (kõrgus, pikkus, laius, orientatsioon ja paiknemine) esitatakse peatükis 4.2.

3.2 Liustiku alusvormide levik ja parameetrid

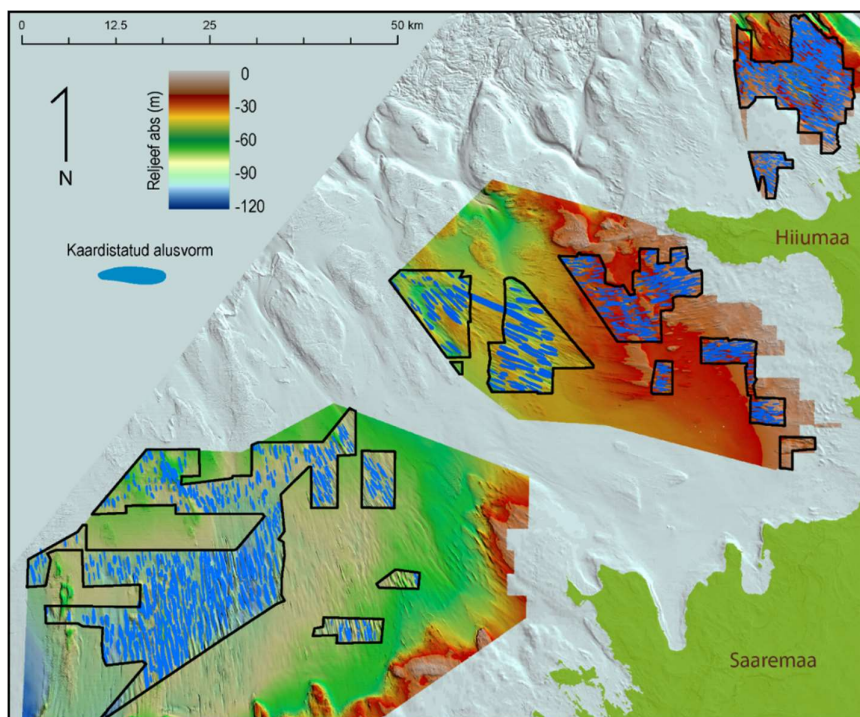
Kolmel uuringualal ja väiksematel valikaladel kaardistati liustiku radiaalseid alusvorme kolme erineva kõrgusmudeli pealt: 1) batümeetriline mudel, mis hõlmas kolme uuringuala kogu pindala (lühend BAT) (joonis 21); 2) *chirp*-tüüpi saatja-vastuvõtja andmestiku põhjal loodud liustikaluse reljееfi mudel (CRM), mis haaras väiksemat ala ehk ‘valikala’ iga uuringuala sees (joonis 23) ning 3) batümeetriline mudel valikaladelt (lühend BATs), mis kattus *chirp*-andmestikuga kaetud aladega. Nende andmestike võrdlus võimaldas hinnata, kui palju sõltub voorte tuvastamine kasutatavast meetodist. Tabel 2 esitab kolmel uuringualal tuvastatud piklikud liustiku alusvormid nimetatud meetodite lõikes. Geofüüsikalise *chirp*-andmestiku abil kaardistati kõikidel uuringualadel selgelt rohkem alusvorme kui ainult batümeetriast lähtudes (tabel 2). Sarnaseid erinevusi on täheldatud ka varasemates uurimustes – näiteks Lõuna-Rootsis tuvastati kõrge resolutsiooniga LiDAR-andmete abil palju rohkem voori ja voorelaadseid pinnavorme võrreldes traditsiooniliste meetoditega, eriti juhtudel kui voored paiknesid pehmel aluspinnal ja olid osaliselt mattunud setetesse (Clark *et al.* 2009; Dowling *et al.* 2015) Mõõdistatud pinnavormide parameetrid on toodud täpsemalt välja lisas 1.

Tabel 2. Kolmel uuringualal tuvastatud piklike liustiku alusvormide arv vastavalt: kogu ala batümeetrilisel mudelil (BAT), valikala geofüüsikalisel (*chirp*) andmestikul loodud liustikureljееfi pinnamudelil (CRM) ning valikala batümeetrilisel mudelil (BATs).

Meetod	Saaremaa	Kõpu	Tahkuna
Batümeetria mudel (BAT) – kogu ala	296	294	174
<i>Chirp</i> -andmestiku moreenipind (CRM)	445	358	406
Vähendatud batümeetria (BATs)	86	117	142



Joonis 21. Põhjareljeefi mudelitelt (BAT) eristatud liustiku alusvormid uuringualadel. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.



Joonis 22. Liustiku alusvormid valikaladel kaardistatud (CRM) mudelilt. Taustaks Maa -ja Ruumiameti reljeefivarjutus.

3.2.1 Saaremaa uuringuala

Saaremaa uuringualal (2720 km²) kaardistatud pinnavormidest 296 oli võimalik eristada batümeetria kõrgusandmetest (BAT) ning valikalalt (666 km²) vastavalt 445 (CRM) ja 86 (BATs) kõrgusmudelitelt (tabel 2).

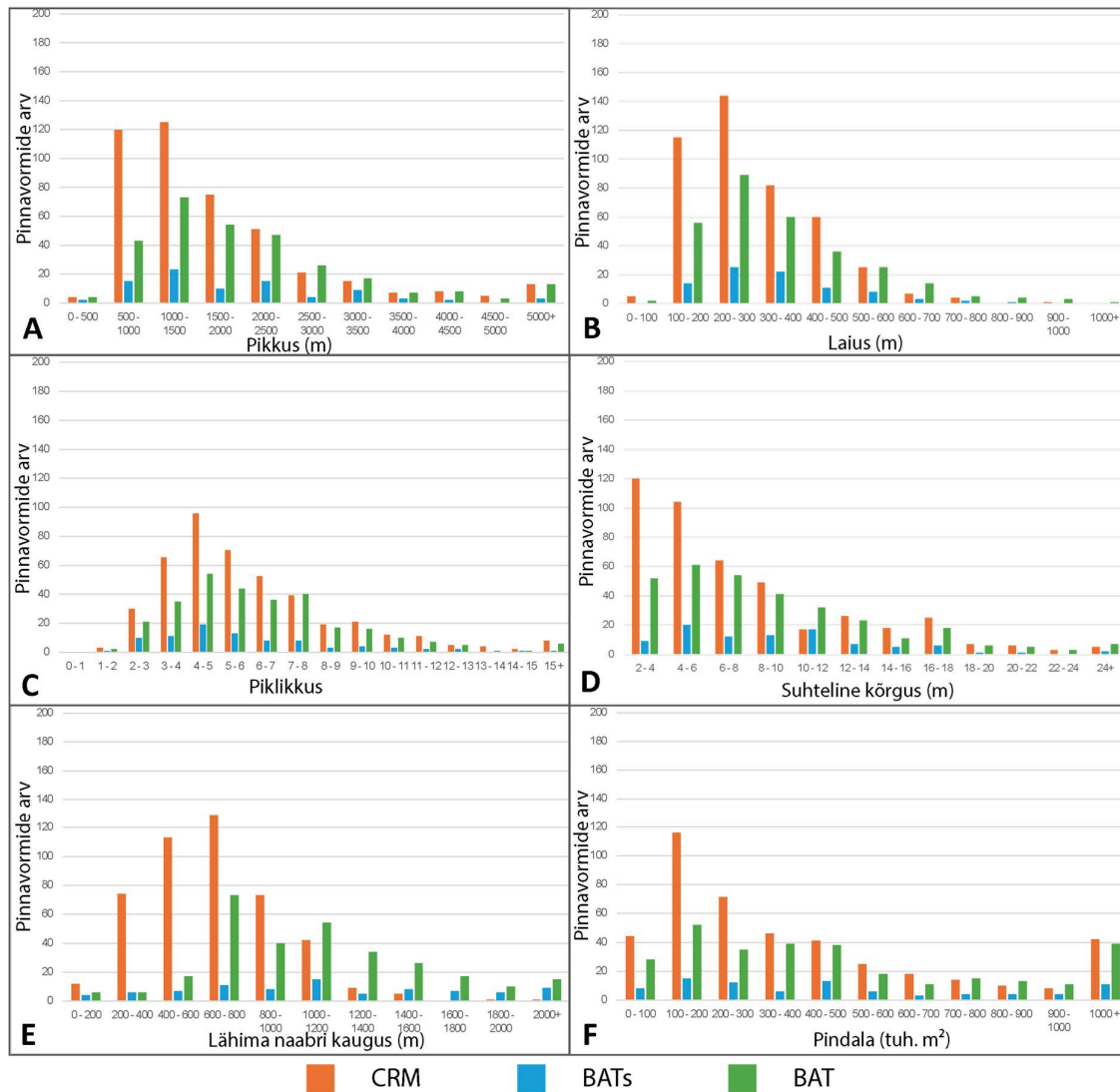
Kaardistatud liustiku alusvormide pikkus Saaremaa uuringualal varieerub 400 meetrist kuni 9000 meetrini (Joonis 23B). Nii Saaremaa uuringuala koguvalimi (BAT) kui ka alamvalimi batümeetria mudelilt (BATs) kaardistatud pinnavormide hulgas domineerisid vormid pikkusega 1000–1500 m, kusjuures jaotus oli kergelt positiivselt kaldu. CRM mudelilt mõõdetud vormide puhul eristus selgelt vahemik 500–1500 meetrit, kuhu kuulus ligikaudu pool kaardistatud vormidest. Ülejäänud vormide pikkuse jaotuses järgib CRM tulemusi peegeldav positiivselt kaldu graafik BAT ja BATs andmete mustrit.

Kaardistatud pinnavormide laius Saaremaa uuringualal ulatus maksimaalselt 1000 meetrini (Joonis 20B). Laiuse jaotus sarnanes üldjoontes pikkuse jaotusega – CRM mudelilt tuvastati enamasti kitsamaid vorme, laiemate objektide esinemissagedus oli madalam. BATs ja BAT andmestikes oli kõige rohkem 200–300 m laiuseid vorme, jaotus oli sarnaselt pikkusandmetele positiivselt kaldu.

Piklikkus (pikkuse ja laiuse suhe), mis on oluline voorte ja voorelaadsete vormide iseloomustamisel, oli Saaremaa uuringuala kolmes eri mudelilt saadud andmestikus jaotunud sarnaselt ja kergelt positiivselt kaldu. Domineerisid selgelt piklikud pinnavormid pikkuse laiuse suhtega 5–8 (Joonis 20D).

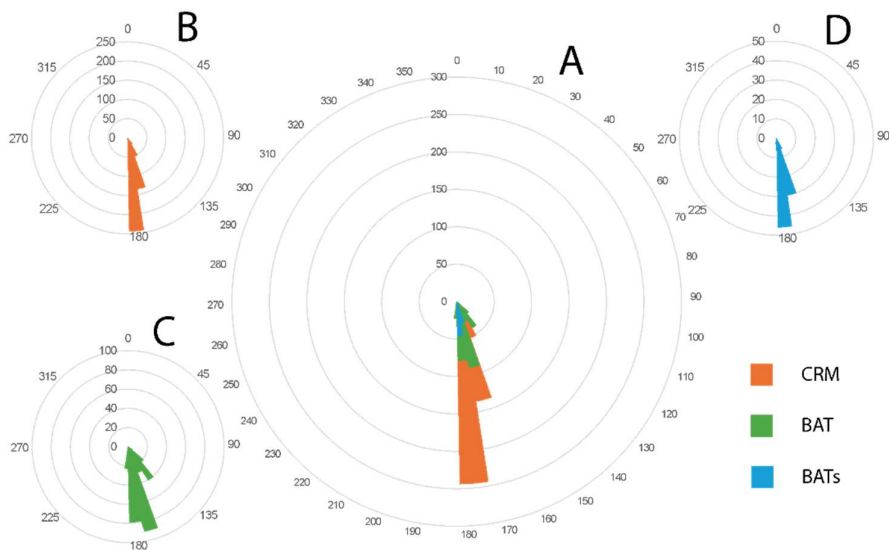
Suhtelise kõrguse puhul oli Saaremaa uuringuala CRM valikalal võrreldes BAT või BATs väljapaistvalt rohkem madalaid pinnavorme, näiteks 2–4 m pinnavorme oli CRM valikalal 120, samas BATs oli neid 8 ja BAT 52. Kõrguse kasvades pinnavormide hulga vahe vähenes.

Kauguse analüüsist lähima naabrini (joonis 23E) torkab silma CRM vormide suur esinemissagedus 200–1000 m, seevastu BATs on jagunenud jaotusele pigem ühtlaselt ja BAT vormidel on ülekaal juba üle 1000m vahemaal.



Joonis 23. Saaremaa uuringualal erinevatelt kõrgusmudelitelt (näidatud värvidega) kaardistatud liustiku alusvormide morfoomeetrilised andmed.

Saaremaa uuringualal paiknevate liustiku alusvormide orientatsiooni analüüsist selgub, et üldiselt on eri mudelitelt mõõdetud pinnavormide suund sarnane domineeriva S-SW suunaga (joonis 24). CRM ja BATs vormid erinevad küll arvult, kuid suund ja selle jaotus on sarnane. Mõlemal on kõige rohkem vorme vahemikus 170–180° (vastavalt 376 ja 76), samuti vähenevad mõlema andmestikus vormid kagu suunas sujuvalt ja edela suunas järsult (joonis 24). BAT vormide puhul on täheldada pinnavormide suuna suuremat varieeruvust, ja kaldumist rohkem SE suunda (joonis 24).



Joonis 24. Saaremaa uuringuala piklike liustiku alusvormide orientatsiooni roosdiagramm (A) ning eri andmestikelt mõõdetud pinnavormide suunajaotused (B, C, D). Parema ülevaate saamiseks on roosdiagrammide skaalad erinevad.

3.2.2 Kõpu uuringuala

Kõpu uuringualal (1254 km²) kaardistati 294 vormi kogu ala batümeetria kõrgusandmetest (BAT) ning 358 ja 117 vastavalt CRM ja BATs kõrgusmudelilt, mis aga olid tunduvalt väiksemad alad (375 km²).

Kõpu uuringuala liustiku alusvormide pikkus varieerub vahemikus 200–14000 m kusjuures kõige rohkem on vorme pikkuses 500–2000 m (joonis 25B). Pikkuste jaotus kolmelt eri mudelilt mõõdetuna on väga sarnane olles graafikul positiivselt kaldu.

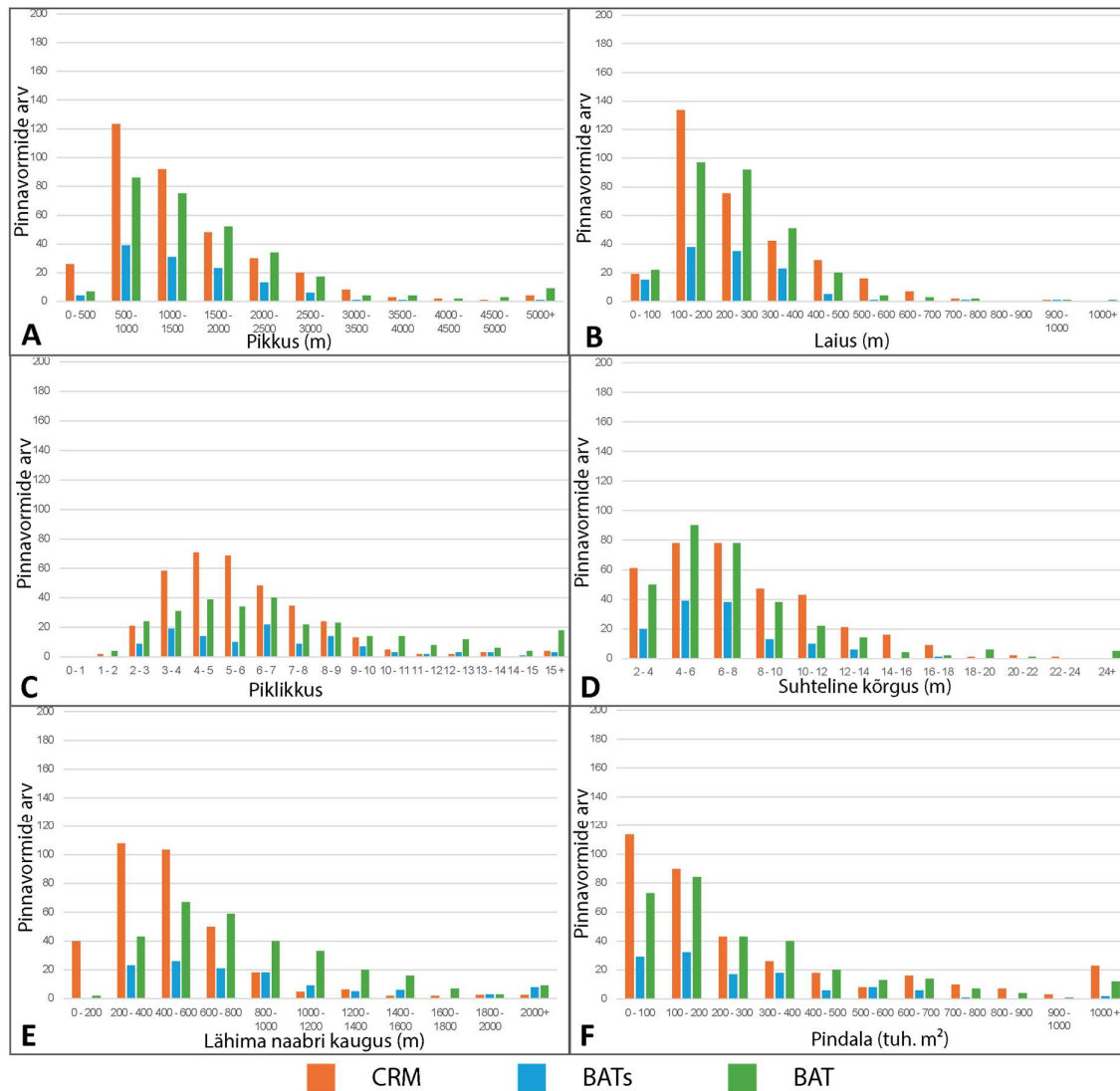
Kõpu uuringuala pinnavormide laius varieerub vahemikus 30–1200 m kusjuures selgelt domineerivad 100–200 m laiused vormid, koos 200–300m laiuste vormidega. Sarnaselt vormide pikkuse jaotusele on ka laiuse jaotuse graafik selgelt positiivse asümmeetriaga (joonis 25C).

Sarnaselt Saaremaa uuringualale domineerivad ka Kõpu uuringualal selgelt piklikud vormid piklikkuse näitajaga vahemikus 3–7.

Kuna Kõpu uuringualal on tegemist suhteliselt kitsaste pinnavormidega, siis on ka pinnavormide pindala tagasihoidlik ja domineerivad vormid väiksema kui 300 tuh. m² ning vaid 31 pinnavormi pindala ületab 1000 tuh. m² (joonis 25F).

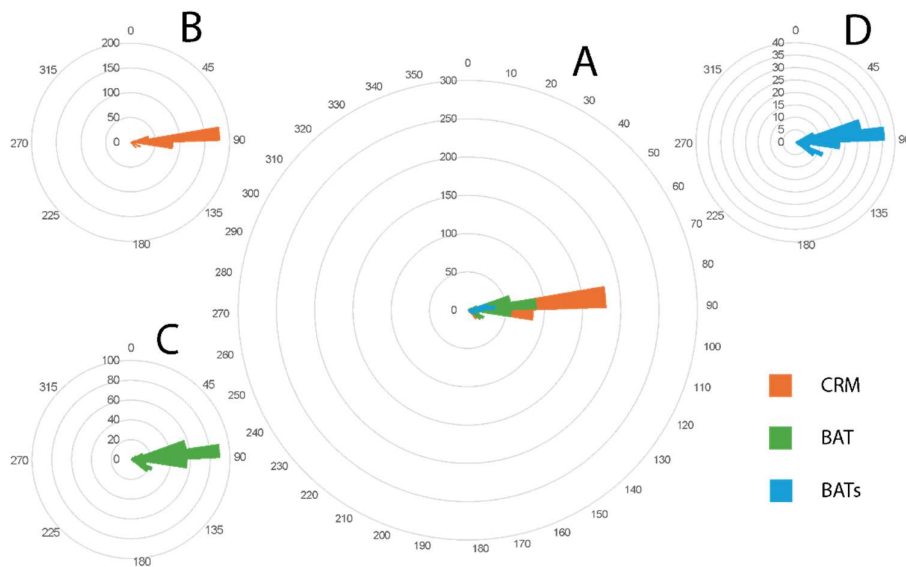
Võrreldes Saaremaa uuringuala pinnavormidega on Kõpu alalt mõõdetud pinnavormide kõrgus mõnevõrra suurem ja domineerivad vormid kõrgusega 4–8 m, selgelt vähem on alla 4 m kõrguseid ja üle 15 m kõrguseid vorme. Suhtelise kõrgus eri mudelitelt mõõdetuna on ootuspäraselt erinev aga kõrguste jaotus on väga sarnane, mis peegeldub graafiku positiivselt asümmeerialt (joonis 25D).

Mõlemalt batümeetria mudelilt mõõdetud pinnavormide vahelises kauguses domineerivad vahemikud 400–800 m (joonis 25F). Moreeni pinna mudel (CRM) aga näitab vormide tunduvalt tihedamat paiknemist domineerivate vahemikega 200–600 m. Kauguste jaotus kõikidel mudelitel on positiivse asümmeetriaga olles märksa tugevamalt kaldu moreeni pinna andmestiku puhul (joonis 25F).



Joonis 25. Kõpu uuringuala erinevatelt kõrgusmudelitelt mõõdetud liustiku alusvormide morfoomeetrilised näitajad.

Kõpu uuringuala piklike liustiku alusvormide orientatsioonist annab ülevaate Joonis 26. Alal domineerivad idasuunalised (80° – 90°) vormid, vähemal hulgal ka 70° – 80° ja 60° – 70° suunaga vormid. Suunaga 110–130 vormide arv on küll tagasihoidlik kuid erineb selgelt domineerivast vormide suunast peegeldades muutust kujunemisaegse liustikuvoolu liikumise suunas.



Joonis 26. Kõpu uuringuala piklike liustiku alusvormide orientatsiooni roosdiagramm (A) ning eri mudelitelt mõõdetud pinnavormide suunajaotused (B, C, D). Parema ülevaate saamiseks on roosdiagrammide skaalad erinevad.

3.2.3 Tahkuna uuringuala

Tahkuna uuringuala (318 km²) batümeetria mudelilt eristati kokku 174 erineva suurusega radiaalset liustiku alusvormi ja Tahkuna alamvalimi ala (173 km²) batümeetria mudelilt vastavalt 142 vormi. Sarnaselt eespoolkirjeldatud uuringualadele peegeldub alamvalimi moreeni pinna mudelilt enim individuaalseid vorme kokku 406.

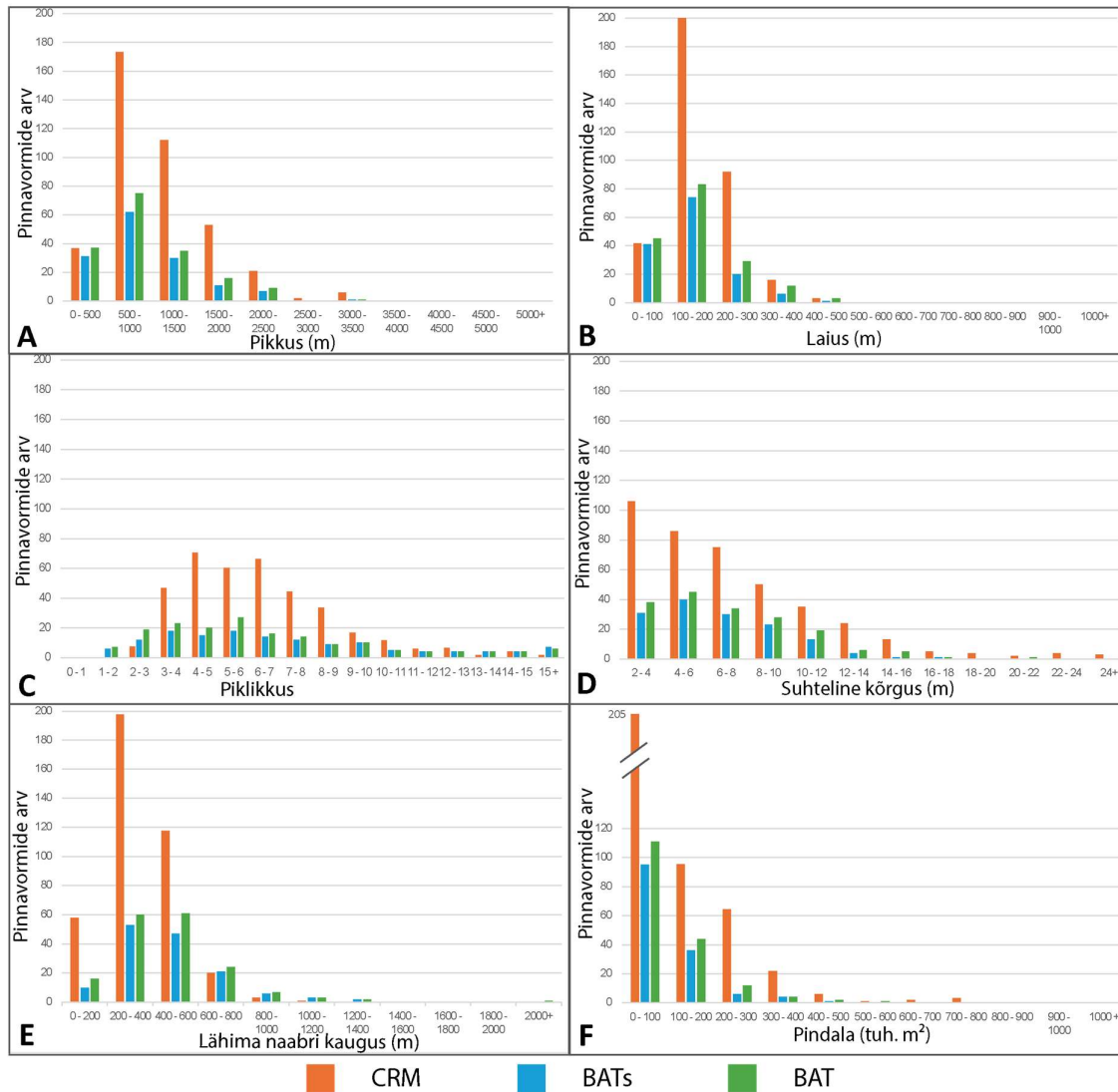
Liustiku alusvormide pikkus Tahkuna uuringualal varieerub vahemikus 200–3500 m, kusjuures eri mudelitelt nähtub sarnaselt, et domineerivad 500–1500 m pikkused vormid ja vaid üksikud vormid on pikemad kui 2500 m (joonis 27A). Nii kogu uuringuala kui ka alamvalikuala batümeetria mudelilt saadud pikkusandmed ja nende jaotus on väga sarnased. Samuti sarnaneb liustikureljeefilt mõõdetud pinnavormide pikkuste jaotus teiste mudelite andmetega kuid eri pikkusvahemikes mõõdetud pinnavormide arv on oluliselt suurem (Joonis 27B).

Tahkuna uuringuala pinnavormide laiuuse andmetest nähtub, et eri mudelite andmeil domineerivad kitsamad 100–300 m laiused vormid ja sellest suurema laiuusega on vaid 41 vormi (joonis 27B). Ka laiusvahemike jaotus eri mudelite andmeil on sarnane aga moreeni pinnalt mõõdetud pinnavormide arv on kõigis laiusvahemikes teiste mudelitega võrreldes suurem.

Kui võrdluses teiste uuringualadega torkab Tahkuna pinnavormide pikkuse ja laiuse andmete jaotuses silma väiksem positiivne asümmeetria ehk pikemate ja laiemate vormide väga väike hulk, siis piklikkuse andmete jaotus on teiste uuringualadega sarnane – domineerivad vormid pikkuse ja laiuse suhtega 3–8. Esineb ka üksikuid väga piklikke vorme vastava suhtega 15 (joonis 27D).

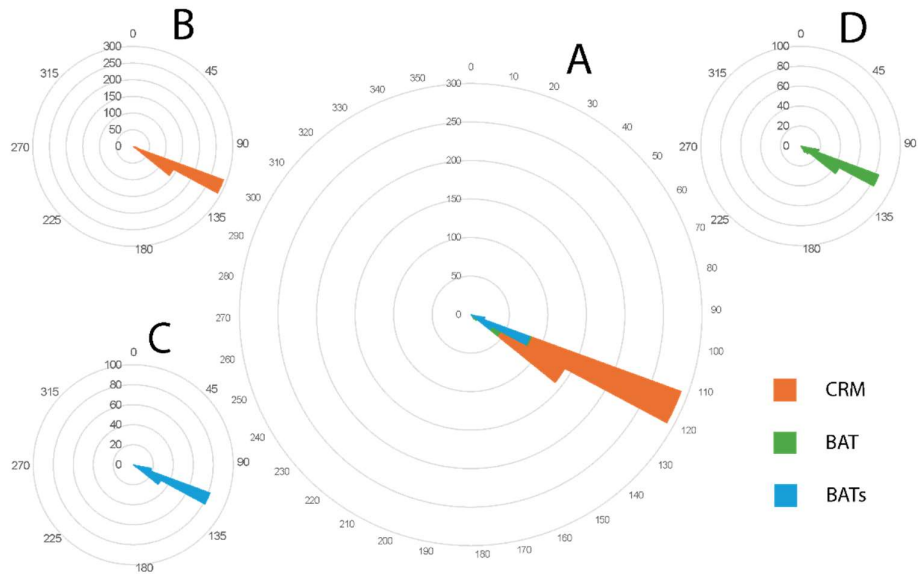
Kuna Tahkuna alal on tegu suhteliselt väiksemate vormidega, siis individuaalsete vormide pindala jaotuste graafikult on näha andmete koondumine väiksema pindala suunas, kus domineerivad vormid 100–200 tuh. m² pindalaga ning suurema kui 400 tuh. m² pindalaga vorme on vaid üksikud (joonis 27E).

Lähima naabri vahelises kauguses on valdavaks 200–600 m ja vaid üksikute vormide puhul ületab see 800 m. Selgelt suurem arv vorme eelkõige väiksemate väärtuste osas on mõõdetud liustikureljeefi pindade mudelitelt (joonis 27F).



Joonis 27. Tahkuna uuringuala piklike pinnavormide morfoomeetrisete parameetrite võrdlus eri andmestike põhjal.

Tahkuna uuringuala radiaalsete liustiku alusvormide suund on valdavalt 110–130°, kusjuures märkimisväärseid erinevusi eri mudelitelt mõõdetud suunaandmetes ei ole (joonis 28)



Joonis 28. Tahkuna uuringuala piklike liustiku alusvormide orientatsiooni koonddiagramm (A) ja eri mudelitelt mõõdetud pinnavormide suunajaotused (B, C, D). Parema ülevaate saamiseks on roosdiagrammide skaalad erinevad.

4. Arutelu

4.1 Hilis- ja pärastjääaegsete setete levik ja paksus

Chirp profilaatori andmetest interpreteeritud liustikuvaba perioodi settekihtide (viirsavid ja pärastjääaegsed setted) suur ja varieeruv paksus on iseloomulik kõikidele uuringualadele ja kinnitab varasemate uuringute tulemusi. Nii on Noormets (2001) seismo-akustiliste uuringute tulemusel hinnanud settekihi paksuseks Saaremaast ja Hiiumaast läänes isegi kuni 30 m. Karpin (2014) on Apollo madalal (u 30 km Tahkuna uuringualast idas) kirjeldanud piklikke liustiku alusvorme kuni 6 m paksuse settekihi all ja sarnaseid kihtide paksuseid on hiljem kirjeldanud ka Tuuling *et al.* (2024) Väinameres.

Hilis-ja pärastjääaegsete setete paksus on tihti just suurem vagumustes pinnavormide vahel aga ka madalamates piirkondades üldiselt. Kõrgemates ning rannikule lähemal asuvates on sette paksus pigem väiksem või sootuks puudub. Seda on märgata ka alade võrdluses, kus Saaremaa uuringualal, mis on kõige kaugemal rannikust ning kõige sügavamal on kohati üle 23 meetrini settekiht, nii suurt sette paksust Kõpu ja Tahkuna alal ei kohta.

Seega võime järeldada, et Eesti rannikumeres on glatsiaalsete vormide mattumine pigem reegel kui erand. Settekatte suurim түsedus on täheldatav just madalamates piirkondades, sealhulgas pinnavormide vahelistes nõgudes, mis oluliselt mõjutab ka nende pinnavormide mõõdistamise tulemusi põhjareljeefi kõrgusandmestikult.

4.2 Andmetest ja metoodikast tulenev mudelite usaldusväärsus

Chirp profilaatori andmetest tuletatud nn CRM-mudelite hindamisel ja interpreteerimisel tuleb silmas pidada, et liustike alusvormide pind on interpoleeritud anisotroopse ja ebaühtlase andmestiku baasil. Mudeli loomine koosneb kahest sammust – esmalt geofüüsikaliste profiilide interpreteerimisest ning seejärel saadud kõrgusandmete interpoleerimisest pidevaks pinnaks. Profiilide interpreteerimine sisaldab hinnangulisi aspekte, sest piiride määratlemine erinevate seismiliste üksuste vahel ei ole alati üheselt mõistetav. Seetõttu, sõltub interpretatsioonide täpsus nii geofüüsikaliste profiilide kvaliteedist kui ka autori subjektiivsusest. Nii suure andmekogu puhul on loogiline, et profiilide kvaliteet võib kõikuda, seda võib mõjutada mereilm kaardistuse ajal, seadmete töökorras olek, seadme seadistus ja operaatorite pädevus. Antud töös võis märgata tendentsi, kus Tahkuna alal kõikus andmete kvaliteet oluliselt rohkem kui Kõpu või Saaremaa uuringualadel. Subjektiivsel hindamisel võib

öelda, et aastal 2013 tehtud profiile oli kõige raskem interpreteerida, kuid selle juurpõhjus jääb selle töö raames selgusetuks.

Lisaks interpreteerimise oskustele ja metoodikale mõjutab CRM-mudeli usaldusväärsust oluliselt ka *chirp*-andmestiku ruumiline ja suunaline jaotus. Kuna uuringuala pinnavormid on selgelt orienteeritud, on määrava tähtsusega *chirp*-profiilide suund ja tihedus. Mida rohkem lõikuvad profiilid pinnavormidega risti, seda usaldusväärsem ja selgem on interpoleeritud pind; kui profiilid lõikavad pinnavorme väiksema nurga all või asetsevad sootuks paralleelselt, esineb interpoleeritud pinnas rohkem moonutusi (joonis 22, 24, 26). Lisaks võib täpsust vähendada *chirp*-profiilide hõre ja ebaühtlane paigutus. Kasutatud profiilide vahemaa jäi keskmiselt 200–250 m vahemikku kuid ulatus kohati kuni 600 m (joonis 9), mis tähendab, et nende vahelise ala interpoleerimine tugineb tugevale üldistusele. Mudeli detailsus väheneb ning interpoleeritud pinda võivad mõjutada märkimisväärsed moonutused. CRM-pinna interpoleerimise usaldusväärsust hinnati lähtuvalt profiilide tihedusest. Piirkondades, kus *chirp*-profiilide vahemaa oli üle 500 m, võib pinna kõrgus erineda tegelikust mitme meetri võrra. Sarnaseid probleeme on täheldatud ka mujal: näiteks Napieralski *et al.* (2013) näitasid, et kui madala lahutusega maastikumudelil, näiteks 80 m, on voored küll tuvastatavad, kuid nende mõõtmete täpne fikseerimine raskendatud.

Sarnaselt võib teatavat rolli mängida ka valikala kuju, mis on kohati üsna sopiline. See võib toimida mingil määral filtrina kust suuremad vormid ei ole täielikult näha ja seetõttu ei saa ka neid kaardistada. Seevastu väiksemad vorme nende vahel oli võimalik kaardistada.

Kuigi täpset nn fantoomvormide hulka on üsna keeruline hinnata võib anda ligikaudse hinnangu kasutades selleks töös tehtud lähima naabri analüüsi. Kui fantoomvormide oleks väga palju peaks lähima naabri näitaja vähenema võrreldes muude töödega. Kui Saaremaa alal oli enim vorme vahemikus 200–800 m (joonis 23E), Kõpu alal 200–600 m (joonis 25E) ja 200–600 m (joonis 27E), siis Clark *et al.* (2017) leidis sarnase jaotuse keskväärtusega 325 m juures. Seega võib arvata, et võimalike fantoomvormide osakaal ei mõjuta oluliselt uuritud pinnavormide statistikat, kuna muidu peaks olema lähima naabri kaugus ebanormaalselt väike.

4.3 Pinnavormide tuvastamine ja parameetrite jaotus erinevate meetodite lõikes

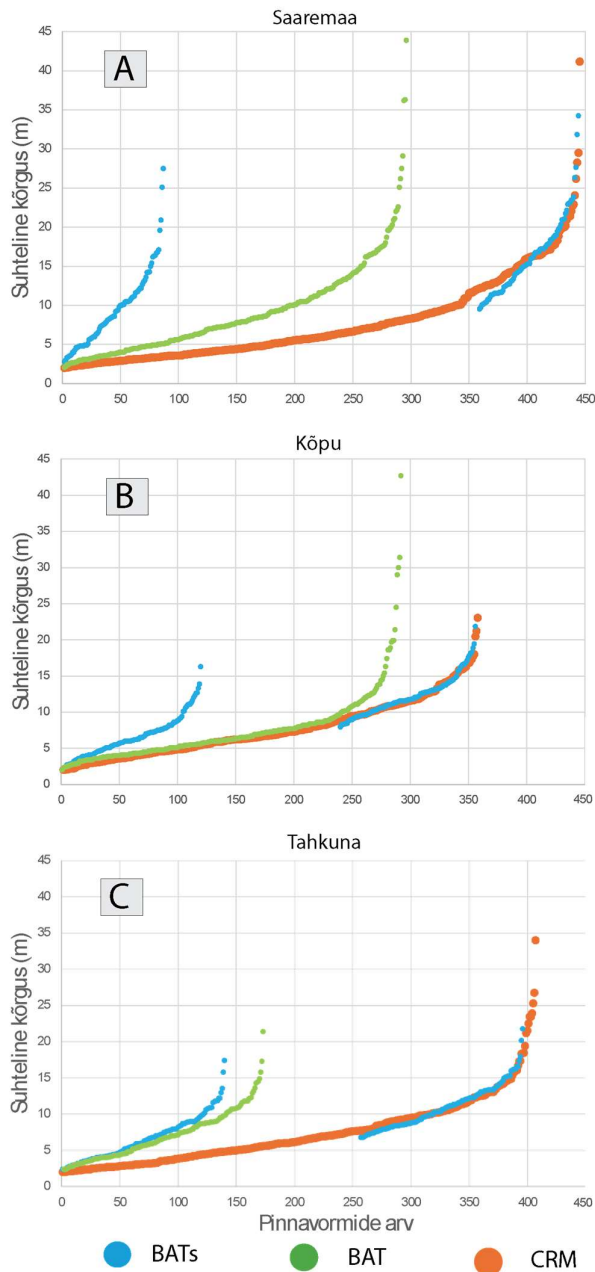
Kaardistatud pinnavormide arvu poolest võimaldab CRM mudel võrreldes BATs mudeliga tuvastada enam pinnavorme samal alal. Lisaks selgub, et BATs abil kaardistatud vormide

hulgas on oluliselt vähem madalamaid, kitsamaid, lühemaid ja väiksema pindalaga vorme kui CRM mudelitel (joonised 27,25,23). Mõlemad nimetatud seaduspärasused on seletatavad pinnavormide osalise mattumisega nooremate setete alla. Lähima naabri võrdluses paiknevad CRM vormid tihedamalt kui BATs vormid ning esineb ka rohkem lühemaid lainepikkuseid. Kuigi BAT vormid küll paiknevad suuremal alal võrreldes CRM vormidega, ei ole põhjust arvata, et nende puhul ei kehtiks sama trend. Taolisel erinevusel võib olla kaks põhjust. Esiteks, kuna väiksemad vormid olid mattunud settekihi alla on loogiline, et väiksemad vormid ei kajastu põhjareljeefi mudelitel, kus kaardistati vaid suuremaid vorme. Ilmselt muutis ka nooremate sete maha lahutamine suuremate vormide mõõtmeid veel suuremaks. Samuti võivad põhjuseks olla andetöötlastest tekkinud „fantomvormid“. Kuigi interpoleerimisel kasutati anisotroopset *krigingut*, mis toimub anisotroopse andmestiku korral paremini kui muud meetodid (Hansen 1993), võib siiski esineda vorme, mis on tekkinud interpoleerimise käigus ja mida reaalselt ei eksisteeri. Nende fantoomvormide põhjuseks võivad olla parameetrid *kringingu* mudeli koostamisel (Shen, Gelfand 2019) või hõre andmestik (Li *et al.* 2024). Käesolevas töös ei ole võimalik kumbagi võimalust välistada aga kuna *chirp* profiilid paiknevad uuringalal suhteliselt hõredalt 100–600 m vahedega on alust arvata, et hõredast andmestikust tingitud moonutused võivad moodustada tulemusest arvestatava osa.

Üldiselt järjestuvad uuringualadelt kaardistatud pinnavormid järgmiselt, mõõtmelt suurimad vormid paiknevad Saaremaa uuringalal, veidi tagasihoidlikemate mõõtmega Kõpu uuringalal ning kõige väiksemad Tahkuna uuringalal. Seda kinnitavad andmed kõrguse, laiuse, pikkuse ja pindala kohta kõigis kolmes alavalimis (CRM, BAT, BATs) (lisa 1.) Samas ilmneb, lähima naabri analüüsist, et Tahkuna pinnavormid paiknevad kõige tihedamalt. Pinnavormide lähima naabri analüüsist nähtub ka, et keskmise ja mediaan väärtused on selgelt suuremad kui pinnavormide laius, see näitab, et pinnavormid ei ole tihedalt üksteise kõrval. Samasugusest olukorda on kirjeldanud ka Clark *et al.* (2017).

Järjestades pinnavormid kõrguse järgi kasvavas järjekorras näeme, et oodatult on toimunud nihe ehk graafiku kuju järgi sobivad CRM kõrgemad vormid kokku BATs vormidega (joonis 29). Mainitud nihe on toimunud enam-vähem settepaksuse võrra ehk CRM pinnavormide kõrgus on suurenenud settepaksuse võrra. See tähendab, et näeme settekihist välja paistvate pinnavormide võrdlemisi ühtlast kasvu. Seega võime arvata, et teatavate mööndustega (ilmselt tingitud settepakuses ebaühtlasest paiknemist) võime lisada algselt põhjareljeefilt kaardistatud vormide suhtelisele kõrgusele keskmise settepaksuse ning saame võrdlemisi tõese info

pinnavormide reaalse suhtelise kõrguse kohta. Kuid peab meeles pidama, et taoline lähemine toimib vaid piisava valimi korral ning üksikvormidega see ei pruugi toimida.

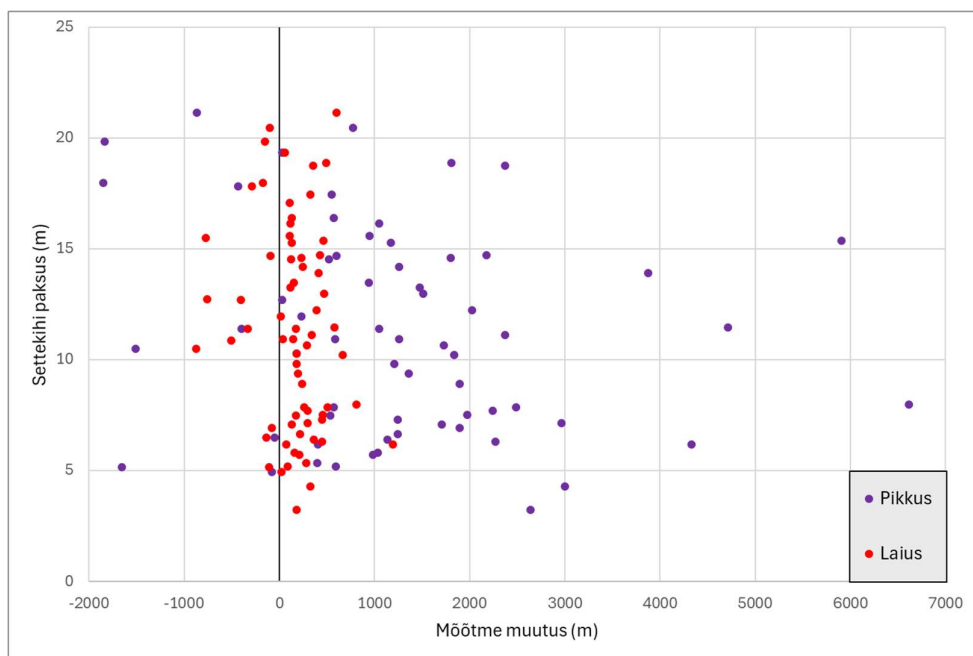


Joonis 29. Pinnavormide suhtelise kõrguse jaotus, sinine BATs, roheline BAT, oranž CRM. A – Saaremaa, B – Kõpu, C – Tahkuna. BATs vormid on dubleeritud ja liigutatud sobivaimaile kohale võrreldes CRM andmestikuga, et hinnata noorema settekihi mõju vormide kõrgusele.

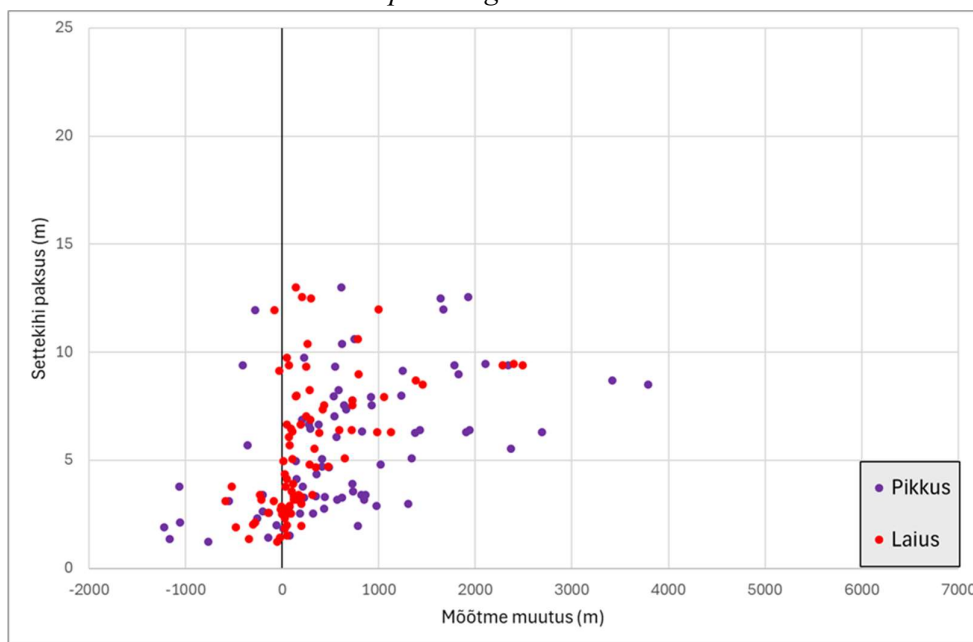
Settekihi lahutamisel tingitud üksikvormide pikkuse ja laiuse suurenemise hindamiseks võrdleme omavahel BATs ja CRM mudelite kattuvaid vorme. Kaks vormi loeti kattuvaks, kui nende kattuva ala pindala oli vähemalt 50% väiksema vormi pindalast.

Pinnavormide laiuse ja pikkuse suurenemises on näha, et laius suureneb üldjuhul kuni 1000 m ja pikkus kuni 2000 m (joonised 30, 31, 32). Kuigi enamjoalt on suurema settekatte tusedusega seotud ka suurem parameetrite kasv, on ka üsna palju erandeid, kus sarnased suurenemised on erineva tuseduse korral. Seda võib seletada võimaliku seaduspärasusega, kus madalamad vormid on laugemate nõlvaga ja suuremad järsematega (Rõuk 1972), seega madalama vormi osaline mattumine võib vähendada pinnavormi mõõdet sama palju kui suurema vormi osaline mattumine oluliselt suurema settekihi alla. Negatiivsed väärtused ehk pinnavormi mõõtmete vähenemine peale settekatte maha lahutamist võivad olla tingitud kahest asjaolust: a-algsel kaardistamisel batümeetrialt on peetud alusvormi osaks ka nooremates setetes tekkinud struktuuri, mille põhjuseks võib olla algse pinnavormi enda kuju või b-algsel kaardistamisel kaardistatud pinnavorm on hilisemal interpreteerimisel osutunud mitmeks eraldiseisvaks alusvormiks.

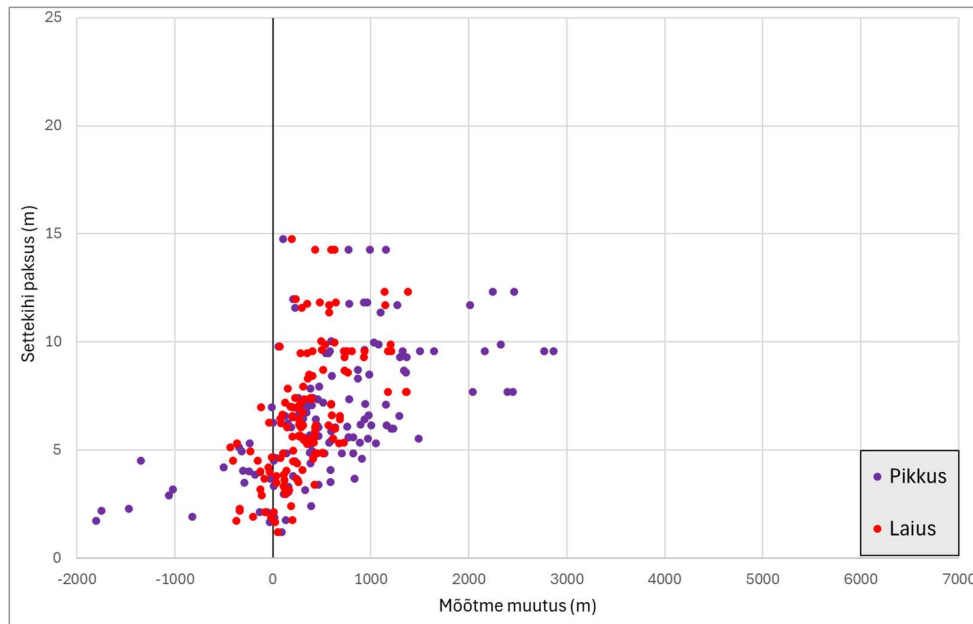
Nagu joonistelt 30, 31 ja 32 nähtub on teatavad erisused ka erinevatel uuringualadel. Teiste seast hakkab silma Saaremaa uuringuala, kus pinnavormide mõõtmete muutused, eelkõige pikkuse muutus, on üsna märkimisväärsed (joonis 30). Seda võib seletada varieeruva settepaksusega, mis kohati on ulatub 23 meetrini (joonis 13). Suhteliselt väike laiuse kasv Saaremaa valikalal võrreldes naaberaladega viitab aga lisaks suuremale pikkusele ka nende vormide järsematele nõlvadele. Kõpu ja Tahkuna valikaladele on samuti iseloomulik setete lahutamisest tulenev pikkuse oluline kasv, kuid ka laiuse muutus on Saaremaa vormidest märgatavam, mis viitab nende, üldiselt väiksemate vormide, laugematele nõlvadele.



Joonis 30. Saaremaa uuringala CRM ja BATs mudelitel kattuvate vormide pikkuse ja laiuse muutumine võrreldes settekatte paksusega.

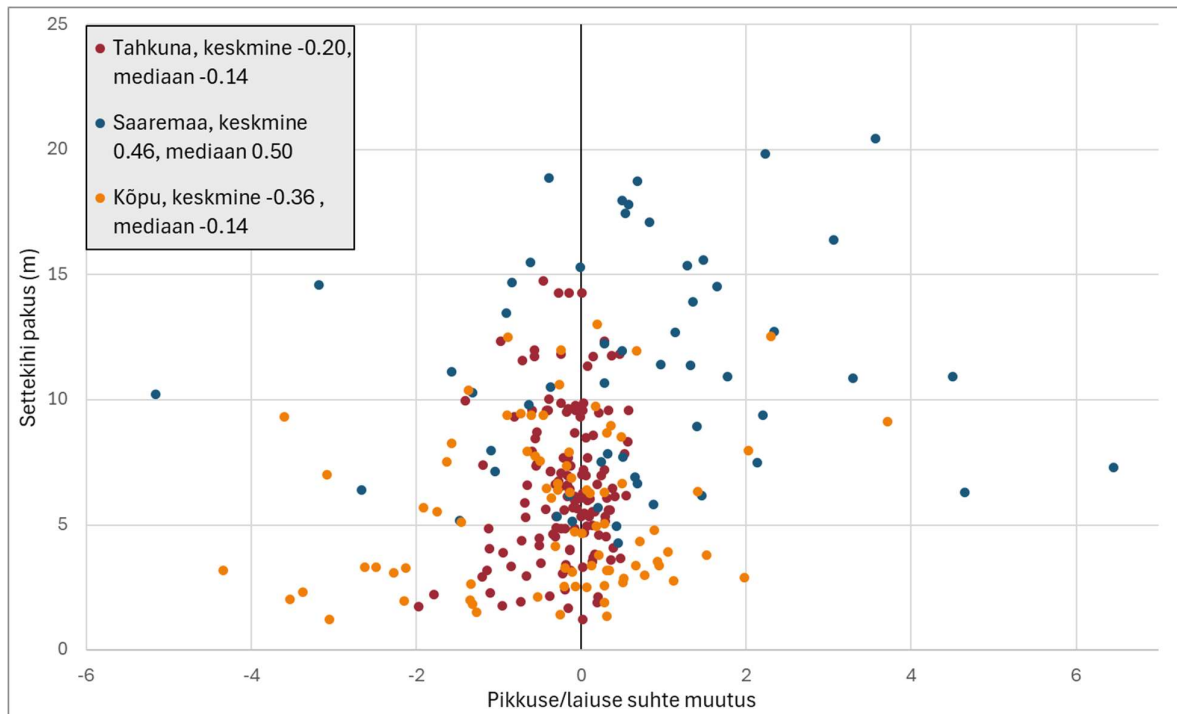


Joonis 31. Kõpu uuringala CRM ja BATs mudelitel kattuvate vormide pikkuse ja laiuse muutumine võrreldes settekatte tusedusega.



Joonis 32. Tahkuna uuringuala CRM ja BATs mudelitel kattuvate vormide pikkuse ja laiuse muutumine võrreldes settekatte tüsedusega.

Kui pikkus ja laius muutusid üsna suures ulatuses on oluline teada kuivõrd muutus liustiku alusvormide kirjeldamises oluline parameeter – pikkuse ja laiuse suhe ehk piklikkus. Kuigi üksikute vormidel võib olla muut üsna suur, ei kajastu see terves valimis ehk kokkuvõttes muutub pinnavormide pikkuse ja laiuse suhe üsna marginaalselt (joonis 33). Seega võib batümeetrialt pärinevat pikkuse ja laiuse suhet lugeda usaldusväärseks tunnuseks, kuigi pikkus ja laiust omaette mõõtmena varieeruvad eri mudelitel oluliselt.

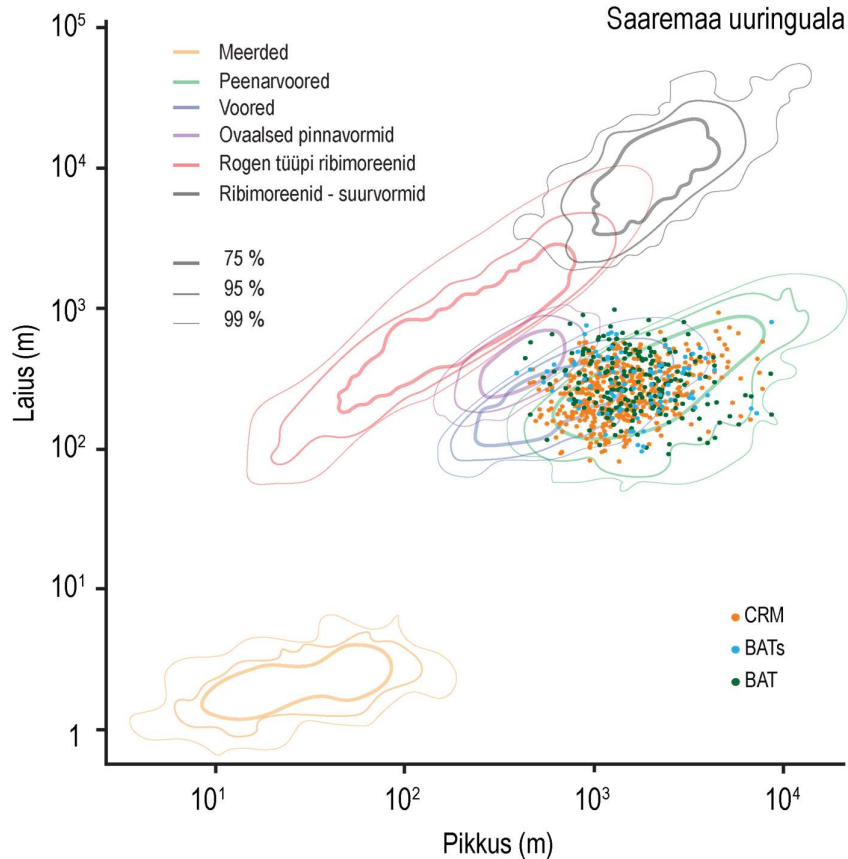


Joonis 33. Kattuvate pinnavormide pikkuse ja laiuse suhte ehk piklikkuse muutumine hilisemate setete lahutamise tõttu eri uuringualade BATs ja CRM mudelite võrdluses. Antud joonisel võib tõlgendada negatiivseid väärtusi pinnavormide ovaalsemaks muutumisega ehk laius suurenes rohkem ning positiivseid väärtusi pinnavormide piklikumaks muutumisega ehk pikkus suurenes rohkem.

4.4 Pinnavormide klassifitseerimine

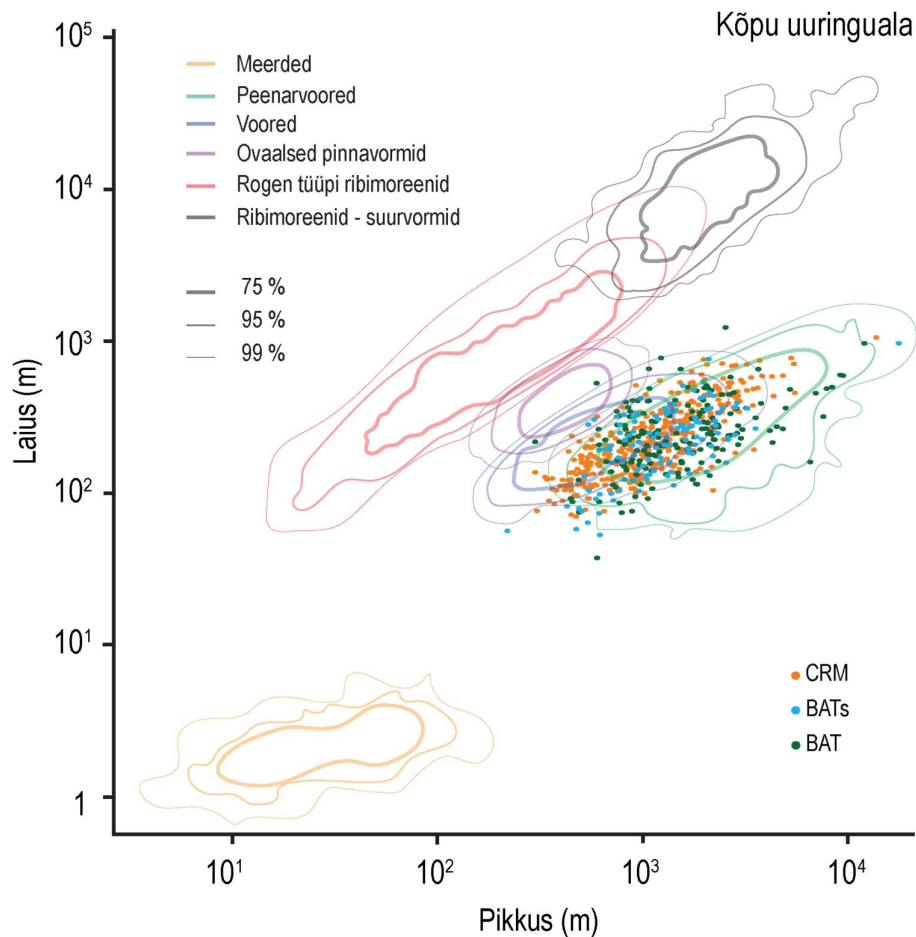
Liustiku alusvorme on jaotatud valdavalt nende kuju ja paiknemise järgi ehk siis kas liustiku liikumise suunas või risti sellega orienteeritud vormideks. Lineaarsete ehk piklike liustiku liikumise suunas välja venitatud vormide kirjeldamise ja klassifitseerimise juures on kõige olulisemateks näitajateks pikkus ja laius. Digitaalsete kõrgusmodelite kiire arenguga on kasvanud selliste teaduspublikatsioonide arv kus on püütud leida seaduspärasusi selliste vormide kuju ja mõõtmete vahel. Näiteks on liustiku alusvorme püüdnud mõõtmete järgi klassifitseerida Ely *et al.* (2016) kelle valimis oli ligi 100000 vormi eri piirkondadest, kes leidis, et voorte ja peenavoorte vaheline selge piir puudub. Selgub et, pea kõik käesolevas töös kaardistatud vormid, vastavad kas klassidele – voored või peenarvoored – või asuvad nende kahe klassi kattuvusalas (joonised 34, 35, 36). See kinnitab, et kaardistatud pinnavorme võib pidada peenarvoorteks ja voorteks Kuuludes morfoomeetriliste parameetrite alusel ühte klastrisse.

Saaremaa uuringalal erinevatelt kõrgusmodelitelt kaardistatud liustiku alusvormid paiknevad selgelt voorte ja peenarvoorte klastris, seejuures on üsna paljuski kahe paiknemiseala kattuvusala, kuigi suur osa vormidest on oma mõõtudel pigem peenarvoored kui voored (joonis 34).



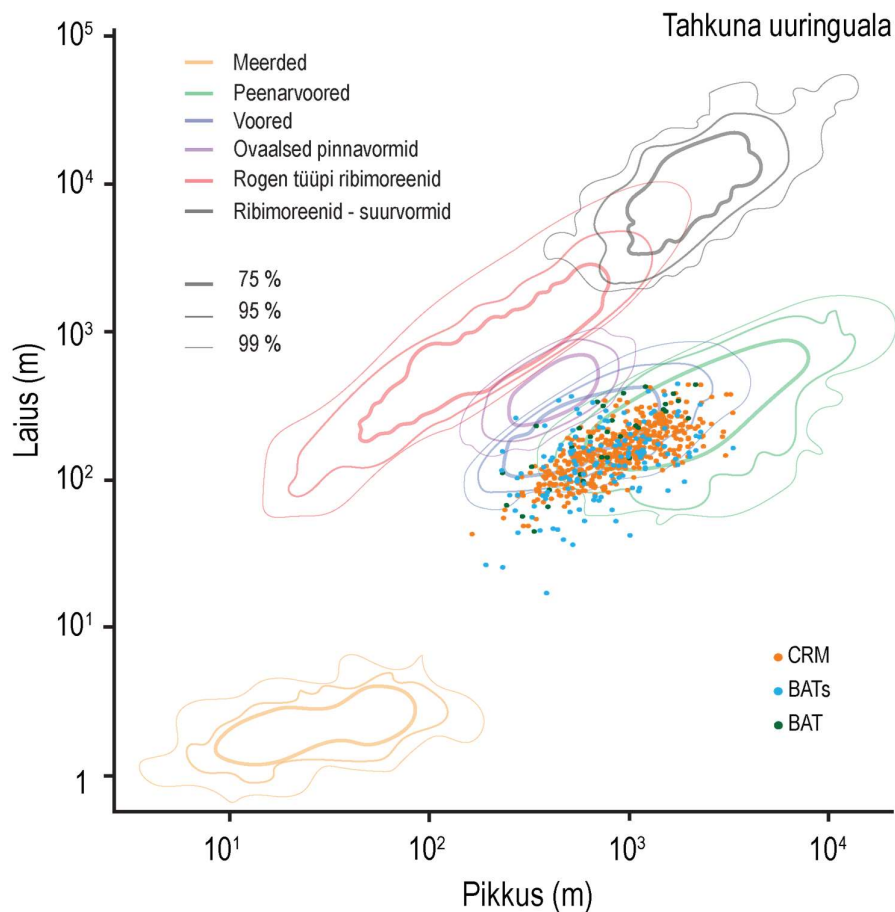
Joonis 34. Saaremaa uuringalal kaardistatud pinnavormide pikkuse ja laiuse võrdluse logaritmiline graafik. Taustaks liustiku alusvormide klassifikatsioon Ely et al. (2016)

Kõpu uuringalal kaardistatud pinnavormid vastavad samuti voorte või peenarvoorte morfomeetrilisele klassifikatsioonile (joonis 35). Seejuures on võrreldes Saaremaa uuringala märgata veidi piklikumat klastrit, mis viitab vormide piklikkuse suuremala varieeruvusele. Kõpu pinnavormide graafikult paistab silma ka väiksemõõduliste CRM vormide rohkus võrreldes BATs ja BAT mudelitelt kaardistatud vormidega.



Joonis 35. Kõpu uuringalal kaardistatud pinnavormide pikkuse ja laiuse võrdlev logaritmiline graafik. Taustaks liustiku alusvormide klassifikatsioon Ely et al. (2016).

Tahkuna uuringalal kaardistatud pinnavormid on mõõtmetelt veidi väiksemad kui Saaremaa ja Kõpu sarnased vormid ja seetõttu nende morfomeetria on sarnane pigem voortele kui peenarvoortele (joonis 36). Võrreldes Ely et al. (2016) parameetritega on märgata kerge nihe, ehk sama pikkuse juures on Tahkuna uuringalal kaardistatud vormid veidi kitsamad.



Joonis 36. Tahkuna uuringalal kaardistatud pinnavormide pikkuse ja laiuse võrdlev logaritmiline graafik. Taustaks liustiku alusvormide klassifikatsioon Ely *et al.* (2016)

Võrreldes pinnavormide klassifikatsiooni ja mõõtmeid samas piirkonnas tehtud töödega näeme, et taoline pinnavormide detailkaardistamine aitab välja tuua vigu. Ilmselt tuleb see kõige paremini välja Saaremaa uuringalal, kus varem on peetud põhjareljeefis esinevaid vagumusi glatsiaalse päritoluga vormideks (Szuman *et al.* 2024). Antud tööst aga selgub, et tegemist on hoopis vagumustega, mis on tekkinud hilisematesse setetes. Kuna vagumuste orientatsioon on sarnane voorte või peenarvoortega, on neid võimalik pidada ekslikult samuti glatsiaalseteks vormideks. Veelgi enam, kuna vagumuste vahel on kõrgendikud, mille pikkus, laius, kõrgus ja orientatsioon on samuti sarnane piirkonnas levivate voortele, on Greenwood *et al.* (2024) pidanud neid voorteks, samuti pidas töö autor neid batümeetrilisel mudelil tehtud kaardistamisel voorteks. See näitab, et kohati ei pruugi moonutatud olla pelgalt pinnavormide mõõtmeid vaid ka pinnavormi klassifitseerimine.

4.5 Pinnavormide jaotus ja võrdlus suhtelise kõrguse järgi

Käesolevas töös CRM mudelilt kaardistatud alusvormide kõrgused on suurimad Kõpu uuringalal, kus mediaan on 6,61 m, järgnevad Saaremaa (mediaan 5,82 m) ja Tahkuna (mediaan 5,78). Kõpu uuringuala kõrgemad väärtused võivad olla seotud ala kehva andmestikuga, kus üsna suurel alal ei olnud võimalik kaardistada väiksemaid vorme, seega võivad kaardistatud suurvormid tingida kõrgema mediaani.

Batümeetriliselt mudelilt kaardistatud vormidel on suurimad kõrgused Saaremaa uuringalal (mediaan 7,7), järgnevad Kõpu (6,2) ja Tahkuna (5,98). Kuna teame, et setete eemaldamisel settekihist väljapaistvate pinnavormide suhteline kõrgus suureneb (joonis 29), võime järeldada, et madalama mediaani peale settepakuse eemaldamist tingib leitud madalamete vormide suur osakaal.

Üks esinduslikumaid voorte kõrguse analüüse on esitanud Spagnolo *et al.* (2012) poolt, kes esitasid kokkuvõtte rohkem kui 25 000 Suurbritannias kaardistatud ja nooremate setete alla mittemattunud üksikvormi kohta. Töös leiti, et 41% voortest on alla 5 meetri kõrged ja 79% voortes alla 10 m suhtelise kõrgusega. Kuna selles ülevaates kajastusid ka madalad, alla 2 m suhtelise kõrgusega vormid, mida oli 7% ja milliseid käesolevas töös ei käsitletud, siis on järgnevas võrdluses Spagnolo *et al.* (2012) andmed ümber arvestatud. Tulemuseks näeme, et Suurbritannia valimis on alla 5 meetri kõrguseid voori 36,6% ja alla 10 meetriseid 77,4%. Võrreldes neid käesolevas töös saadud tulemustega näeme, et Kõpu ja Saaremaa uuringaladel ühtivad Suurbritannia valimiga pigem CRM mudelilt eristatud pinnavormide parameetrid, kuid Tahkunas on sarnased pigem BAT mudelilt kaardistatud pinnavormide andmed (Tabel 3). Seega on Kõpu ja Saaremaa CRM pinnavormid oma jaotuselt lähemal Suurbritannias kaardistatud voortega kuid Tahkuna CRM pinnavormidel jaotuses esineb oluliselt rohkem madalamaid voori. Sarnast olukorda, kus enamus voorte suhteline kõrgus jääb alla 10 meetri kinnitab ka (Dowling *et al.* 2015) Lõuna-Rootsist.

Tabel 3. Uuritud pinnavormide suhtelise kõrguse jaotuse võrdlus Suurbritannia voortega.

Valim	< 5 m (%)	< 10 m (%)
Saaremaa CRM	39.86	75.9
Saaremaa BATs	22.99	55.17
Saaremaa BAT	27.03	65.54
Kõpu CRM	35.85	80.11
Kõpu BATs	30.58	85.95
Kõpu BAT	31.4	81.91
Tahkuna CRM	47.91	88.94
Tahkuna BATs	38.46	86.01
Tahkuna BAT	34.86	81.14
Suurbritannia (Spagnolo <i>et al.</i> 2012)	36.6	77.4

4.6 Tekkekeskkond ja liustiku omadused

Voorte ja peenarvoorte tekkekeskkonnaks on sooja põhjaga liustiku marginaalne vöönd (ingl *k inner marginal zone*), kus jää liikumine toimub aktiivselt aluspinnaga kontaktis (Aario 1977). Sellises režiimis on liustiku alune sulavesi, sulanud pinnas ja plastse jää liikumine olulised pinnavormide kujundajad. Kuigi pikkuse ja laiuse suhted on kõigil analüüsitud uuringualadel suhteliselt sarnased, ilmnevad erinevused teiste morfomeetriliste parameetrite, näiteks kõrguse ja muude mõõtmete osas.

Saaremaa uuringuala pinnavormid on üldiselt suuremad, pikemad ja kõrgemad võrreldes teiste aladega. See viitab massiivsele ja stabiilsele jäävoolule, ilmselt ka tüsedamale jääkattele, mille aktiivsust ja püsivust kinnitab suuremate pinnavormide suur arv ning nende korrapärane paigutus. Pinnavormide orientatsioon näitab, et jää liikus valdavalt põhjast lõunasse või loodest kagusse, kuid lähemal vaatlusel on uuringuala sees märgata lehvikusarnast orientatsiooni ehk voorte divergentsi: läänest itta toimub järk-järguline hajuvus vormide telgjoonte

orientatsioonis. Selline suundade hajuvus viitab ümbritsevast jääst kiiremini liikuvale ja jääservast eenduvale jääkeelele ja viitab kindlasti voorte kujunemisele liustiku all liustikuserva läheduses.

Kõpu uuringala pinnavorme iseloomustab suurem morfoloogiline mitmekesisus. Seal leidub nii erineva orientatsiooni kui ka varieeruva suurusega pinnavorme. See viitab muutuvale jäävoolu režiimile, kus jää liikus erineva kiirusega ja muutis pinnavormide kujunemise ajal liikumise suunda. Näiteks on uuringuala keskosas domineerimas pikad peenarvoored, mis viitavad kiirele jäävoolule, samas kui idaservas (tänapäevane Hiiumaa läänerannik) on lühemad ja väiksemad vormid, mis viitavad aeglasemale voolule. Kui siia lisada ka pinnavormide orientatsiooni idasuunaline muutus, siis võib Kõpu pinnavormide kujunemisel eeldada üldise liustikutaande käigus ajutist liustikuserva pealetungi. Kuna liustiku N–NE suunast toimunud pealetungi takistas moreenist ja jääsulavesetest koosnev Kõpu kõrgend, siis võib eeldada aktiivse jääkeele liikumist ümber selle takistuse. Jääkeele keskosas võib eeldada suuremat liikumise kiirust, mida peegeldavad piklikud peenarvoored, samas kui jääkeele serva aladel ja Hiiumaa lääneranniku lähedal võis reljeefi jää liikumisele vastu suunatud kallakuse tõttu jää liikumine olla aeglasem, millele viitavad ka väiksemad ja vähem piklikud alusvormid. Nende vormide kujunemise aega või ka suhtelist vanust võrreldes Saaremaa uuringuala vormidega on raske hinnata kuna vahepealselt alalt põhjareljeefi andmestik puudub. Küll aga on tõenäoline selline liustikuserva jääkeelena eendumine ja suuna muutus Kõpu ps varju liikudes just viimase nn Palivere liustikuserva pealetungi ajal (Suuroja 2015; Suuroja *et al.* 1993)

Tahkuna uuringala pinnavormid on mõõtmetelt üldiselt väiksemad kui Saaremaal ja Kõpus, mis viitab aeglasemale jäävoolule. Pinnavormide proportsioonide põhjal võib hinnata, et jää liikumiskiirus oli umbes 150 meetrit aastas (Barchyn *et al.* 2016).

Kuna kirjeldatud Tahkuna alusvormidega samasuunalised ebamääraste piirjoontega vorme esineb ka Tahkuna poolsaare läänerannikul aga poolsaare keskosas ega ka merealal poolsaarest idas neid enam reljeefis näha ei ole, siis võib järeldada, et käsitletud alusvormide kujunemise ajal ulatus liustikuserv Tahkuna ps lääneosasse, kus Malvaste ümbruses on teada glatsiofluviaalsed deltasetted, mis ilmselt tähistavad Tahkuna servaasendit (Suuroja 2015; Eesti Geoloogiateenistus 2025). Hiiumaa pinnakatte geoloogilisel kaardistamisel on Tahkuna servaasend märgitud E–W suunaliselt enam-vähem piki Kõpu ps telge. Seega võib eeldada, et Kõpu moreenist ja jääsulavee setetest koosnev kõrgend oli piisavaks takistuseks liustikule Tahkuna pealetungi ajal, et lõuna suunas liikunud liustik sellest enam üle ei liikunud.

Uuritud pinnavormide kujunemise aja arutelu kokkuvõtteks võib eeldada nende vormide kujunemist üldise liustiku taande ajal väiksema liustikuserva pealetungi tingimustes. Levinud Eesti jäätaande skeemidel on kõige nooremaks liustikuserva asendiks peetud tavaliselt Palivere (13,3 ka) servamoodustisi, mille kujunemist on seotud liustikuserva pealetungiga (Karukäpp 1997; Kalm *et al.* 2011). Uuritud pinnavormide paiknemisest võib arvata, et peale Palivere staadiumi pealetungi toimus veel üks liustikuserva pealetung, mis Hiiumaal ulatus Tahkuna ja Kõpu poolsaareni. Võib eeldada, et selle pealetungi käigus kujunesid käesolevas töös käsitletud Tahkuna liustiku alusvormid. Kõpu ja Saaremaa alusvormide orientatsioon ja morfomeetria viitab sellele, et tegemist võib olla ühe kogumi erinevate osadega, mis ilmselt tekkis Palivere staadiumis. Kahe uuringuala vahelised osad on ilmselt mattunud ja seega raskesti jälitavad. Sellele annaks selgust täiendav uuring kahe uuringuala vahel.

Võrreldes voorte ja peenarvoorte jaotust liustiku taandumise staadiumide ja piiridega (Kalm *et al.* 2011) on näha, et Palivere staadiumi läheduses (tänapäeva Hiiumaa läänerannik) ilmneb liustiku käitumises teatav ebastabiilsus. See väljendub püsivate suurte voolujooneliste vormide puudumises, mis viitab jäävoolu hajumisele või mitme jäävoolu vahelisele ülekattele.

On täheldatud, et peenarvoored ja pikemad voored tekivad üldjuhul rohke veega ja valdavalt settekivimitest koosneval aluspinnal (Margold *et al.* 2018). Kuna antud töös kaardistatud alusvormid on Tahkuna uuringalal lühemad kui Kõpu või Saaremaa uuringuala võib kontrollida nende alade geoloogilist ehitust. Aluspõhi koosneb Kambriumi liivakividest ja Ordoviitsiumi ja Siluri karbonaatkivimitest, peamiselt merglist, lubjakivist ja dolokivist (Tuuling 1998; Eesti Geoloogiateenistus 2025), võrreldes avamusi kivimitüüpidega ei ole võimalik antud töös teha üldistavaid järeldusi. Tahkuna uuringuala lõunaosas paiknevad mõnevõrra piklikumad alusvormid, mis võivad viidata lokaalsele kiirenemisele kas jäävoolu suunamise või jääpinna kalde muutumise tõttu. Samas võib seostada ka aluspõhja hüdroloogiliste omadustega nagu on seda teinud Rattas *et al.* (2003). Kuigi täpne avamuse piir on teadmata, poolitab Tahkuna uuringuala ilmselt Kambriumi liivakivi ja Ülem–Ordoviitsiumi karbonaatkivimete avamuse piir. Seega on tõenäoline, et alusvormide kuju võib olla tingitud just aluspõhja omaduste muutusest nagu seda on Rattas *et al.* (2003) täheldanud Saadjärve voorestikus.

Olulist rolli glatsiaalsete vormide kujunemisel mängib pinnakatte setete түsedus. See võib uuringualadel ulatuda kuni 40 meetrini (Tilk 2006), ning kui võrrelda түseduse ruumilist jaotumist võime märgata võimalikku seost pinnavormide suurusega. Tahkuna uuringalal, kus pinnavormid on väiksemad on ka pinnakatte märgatavalt õhem, ulatudes vaid 15 meetrini. Sarnast olukorda võime täheldada ka Kõpu uuringuala kirdeosas ning Saaremaa uuringuala

põhjaosas. Teisalt on väga õhukese (< 1 m) pinnakattega aladel massiivseid pinnavorme nagu näiteks Saaremaa uuringuala lääneosas või Kõpu uuringuala keskosas. See annab alust arvata, et kergesti erodeeritava aluspõhja korral on võimalik ka suuremõõtmeliste pinnavormide kujunemine suhteliselt õhukese pinnakatte korral.

Järeldused

- Transpordiameti lehviksonari ja seismo-akustilise pidevsondeerimise andmed võimaldavad rekonstrueerida merepõhja liustikualust reljeefi ning hinnata liustikualuste pinnavormide hilisema mattumise ulatust.
- Saaremaa, Kõpu ja Tahkuna merepõhja uuringualadel tuvastati merepõhja reljeefist 764 pinnavormi, millest 345 asus alal, kus oli olemas ka seimo-akustilise pidevsondeerimise andmed. Seismo-akustilise pidevsondeerimise andmetelt tuvastati täiendavalt kokku 1242 pinnavormi. Kõik kaardistatud pinnavormid vastavad oma mõõtmetelt ja kujult voortele või peenarvoortele.
- Hilis-ja pärastjääaegsete setete paksus uuritavatel aladel on muutlik, ulatudes 0–24 meetrini. Suuremad setete paksused on peamiselt nõgudes, kõrgematel reljeefiosadel on settekate õhuke või puudub.
- Hilisemate setete mattumisest tingitud on alusvormide pikkus, laius, kõrgus, pindala moonutatud. Orientatsioon ja piklikkus on nii batümeetria kui ka moreeni pinna mudelitel sarnased
- Vaid batümeetrilise andmestiku pealt tehtud glatsiaalsete vormide kaardistamine võib anda mitte ainult moonutatud morfomeetrilised parameetrid vaid võib ka pinnavormi valesti klassifitseerida.
- Uuritud pinnavormide paiknemist ja nende moodustumist liustikuserva lähedal arvesse võttes võib nende kujunemise aega seostada Tahkuna ja Palivere staadiumitega

Kokkuvõte

Lääne-Eesti rannikumere põhjareljeefi ja geofüüsikalise kaardistamise käigus on ilmsiks tulnud liustikutekkeliste radiaalsete pinnavormide laialdane levik. Need piklikud kuhjelised pinnavormid on tekkinud mandrijää liikumise suunal liustiku ja aluspinna kontaktil olles olulised geomorfoloogilised indikaatorid endiste liustike dünaamika rekonstrueerimiseks. Läänemere nõos on Hilis-Weichseli jäätumise ajal tegutsenud nn Balti jäävool, mis on oluliselt kujundanud nõo põhjareljeefi, kuid oli liustiku sulamise faasis ka oluliseks jää väljavoolu arteriks, mis kahtlemata mõjutas liustiku massitasakaalu. Seetõttu on liustiku sulamisaegse dünaamika mõistmiseks ja selgitamiseks hakatud rohkem tähelepanu pöörama ka Läänemere nõo liustikutekkelise reljeefi detailsemale kaardistamisele. Nii ilmusid alles hiljuti põhjalikud ülevaated liustikutekkelisest reljeefist ja jäätaandest (Greenwood *et al.* 2024; Szuman *et al.* 2024), kus kasutati erineva täpsusega batümeetria andmestikku, mida iseloomustab suur lünklikkus ning mis ei arvesta võimalikkusega, et pinnavormid võivad olla mattunud nooremate setete alla. Viimast aitavad avada merepõhja geofüüsikalised uuringud, kus seisreakustilisi profilaatoreid kasutades on võimalik kontuurida eristuvate settekihtide piirpinnad ja paksused ning mõõdistada ka osaliselt või täielikult mattunud pinnavormide kuju. Käesoleva töö eesmärkideks on a–hinnata, milliseid võimalusi pakub Transpordiameti (mõõdistamise ajal Veeteede amet) seisreakustilise pidevsondeerimise andmestik merepõhjas asuvate liustiku alusvormide kuju ja mõõtmete kaardistamiseks; b–milline on nooremate setete paksus pinnavormide levikualal; c–milline on radiaalsete alusvormide tegelik hulk uuringualadel, nende paiknemine, orientatsioon ja morfomeetrilised parameetrid ning kuivõrd on nende tegelik arv ja mõõtmed nooremate setete alla mattumise tõttu batümeetria andmestikus moonutatud. Lisaks kirjeldatakse ka jäätaande aegset liustiku dünaamikat uuringualadel, mida kaardistatud pinnavormid peegeldavad.

Uurimispiirkonnaks on Hiiumaa, Tahkuna ja Kõpu poolsaare ümbruse merealad, ning Saaremaast läände jääv mereala, kus lehviksonari andmed on esile toonud selged voorestikud. Töös kasutati Transpordiameti poolt lehviksonariga kogutud batümeetrilisi andmeid ja *chirp*-tüüpi profülaatoriga saadud geofüüsikalisi profiile. Tarkvaras MDPS Meridata, interpreteeriti geofüüsikalised profiilid kogupikkusega ca 6500 km. Geoloogilise tõlgenduse saanud profiilidest interpoleeriti aluspõhja ja/või moreeni pinna reljeef, mis vastab liustiku alusvormidele kujule kõige vähem moonutatud kujul. Loodud liustikualuse pinna reljeefimudeli kaudu arvutati ka hilis- ja pärastjääaegsete setete paksus uuringualal, mis

varieerub, ulatudes nõgudes kohati üle 23 meetri. Leidus ka piirkondi, kus setete tusedus jäi alla 1 m. Seega on selge, et taoline ebaühtlane setete paiknemine võib mõjutada oluliselt tänapäevases merepõhjas nähtavate pinnavormide mõõtmeid.

Batümeetra andmestikust kaardistatud liustiku alusvormid erinevad oluliselt oma mõõtmetelt liustikualuse pinna reljeefimudelilt mõõdetud alusvormidest. Paiguti on mõõtmetelt väiksemad vormid täielikult mattunud hilisemate setete alla ning ei kajastu batümeetrilises mudelis. Kolmel uurimisalal võrreldi koguala batümeetriat (BAT) ja väiksemaid valikalasid, kus oli ka geofüüsikaline CRM-andmestik (BATs). Tulemused näitasid, et CRM mudelilt oli võimalik tuvastada märkimisväärselt rohkem pinnavorme kui batümeetria mudelilt sama ala kohta: nt Saaremaal 445 vs 86, Kõpus 358 vs 117, Tahkunas 406 vs 142. Ely *et al.* (2016) radiaalsete liustiku alusvormide morfomeetria tüüpide klassifikatsiooni alusel kuuluvad enamik käesolevas töös mõõdistatud alusvorme voorte ja peenarvoorte klastrisse, st nende pikkus on alla 10 km, laius alla 1 km ning need on kuni 25 m kõrged. CRM andis parema detaili väiksemate vormide tuvastamisel ja näitas suuremaid mõõtmeid kui pelgalt batümeetria. Vormide orientatsiooni ja piklikkuse andmetes olid mudelitevahelised erinevused tühised. Uuritud pinnavormide paiknemist ja nende moodustumist liustikuserva lähedal arvesse võttes võib Saaremaa ja Kõpu alusvormide kujunemist seostada Palivere ning Tahkuna alusvormide kujunemist Paliverele järgnenud Tahkuna pealetungiga, nende kujunemise aega seostada Tahkuna liustikuserva pealetungiga, mis järgnes Palivere staadiumile, kuid mille toimumise täpsema aja kohta seni andmed puuduvad.

Subglacial lineations offshore western Estonia and their morphometric characteristics

Joosep Aia

Summary

The coastal sea of Western-Estonia hosts numerous radial glacial bedforms—streamlined, mostly depositional landforms shaped beneath an ice sheet. Subglacial bedforms serve as essential geomorphological indicators for reconstructing the dynamics of former glaciers. In the coastal areas near Hiiumaa and Saaremaa Islands, numerous oriented features have been detected. These bedforms, formed during the deglaciation at the end of the Late Weichselian glaciation, provide valuable insight into the direction, intensity, and timing of glacial flow, especially in the marginal zones of the ice sheet. Previous large-scale studies (e.g. Greenwood *et al.* 2024; Szuman *et al.* 2024) have analysed similar features across the Baltic Sea basin using primarily bathymetric data, which may be insufficient when it comes to identifying buried or partially buried bedforms.

The aim of this master's thesis is to analyse the morphology and distribution of radial subglacial bedforms. The study is based on two types of datasets: high-resolution multibeam bathymetric data and sub-bottom seismic (*chirp*) profiles. From the seismic data, a *Chirp* Relief Model (CRM) of the subglacial relief was generated to detect bedforms obscured by late- and postglacial sediments. These datasets allowed the analysis of both visible and buried bedforms and enabled the measurement of key morphometric parameters such as length, width, height, elongation, orientation, and spacing.

Three areas of interest (AOIs) were analysed: two near Hiiumaa Island (Tahkuna and Kõpu) and one west of Saaremaa Island. To assess the influence of sediment cover and data resolution, bathymetric data were evaluated at two scales: (1) full-area bathymetry (BAT), and (2) reduced bathymetry (BATs), covering only the subareas where CRM data were available. This allowed direct comparison between surface and subsurface datasets. The results clearly showed that CRM consistently revealed more bedforms than bathymetry alone, even within the same spatial extent. For example, in Saaremaa, 445 bedforms were identified using CRM data, compared to 86 in the overlapping BATs area; in Kõpu, 358 (CRM) vs. 117 (BATs); and in Tahkuna, 406 (CRM) vs. 142 (BATs). This demonstrates that a significant portion of the subglacial landscape remains buried and can only be identified using subsurface profiling.

Further comparison with previous studies confirmed that the identified features are drumlins and MSGs. Most bedforms were less than 10 km in length and under 1 km in width, with

relative heights typically below 25 m. Morphometric comparisons also revealed clear differences between datasets: CRM allowed detection of smaller bedforms not visible in bathymetric data. In general, even those bedforms that were partially visible appeared larger in CRM, especially in terms of height, width, and length. Interestingly, the elongation ratio (length/width) remained consistent across datasets. Orientation patterns remained stable as well: bedforms were aligned southwest in Tahkuna, east in Kõpu, and south in Saaremaa.

In summary, the integration of bathymetric and sub-bottom datasets revealed a rich and previously underrepresented glacial landscape. The results highlight the value of geophysical methods in detecting buried bedforms and provide new insight into ice flow dynamics during the late deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet in the Estonian coastal region.

Tänuavaldused

Autor tänab juhendajaid Tiit Hangu ja Alar Rosentaud asjatundliku juhendamise eest. Samuti Peeter Välingut, kes võimaldas ligipääsu Transpordiameti mõõdistusandmetele ning Sten Suuroja (EGT) sisukate diskussioonide eest andmete interpreteerimise osas.

Kasutatud kirjandus

- Aario, R. 1977. Classification and terminology of morainic landforms in Finland. *Boreas*, 6(3), 87–100.
- Amon, L., Veski, S. and Poska, A. 2011. Palaeoecological reconstruction of Late-Glacial vegetation dynamics in Eastern Baltic area: A view based on plant macrofossil analysis. Dissertation. Tallinn University of Technology, Faculty of Science, Institute of Geology.
- ArcGIS Pro Documentation. i.a (a). Accounting for anisotropy using directional semivariogram and covariance functions. (Vaadatud 02.2025)
- ArcGIS Pro Documentation. i.a (b). Minimum Bounding Geometry (Data Management). (Vaadatud 02.2025)
- ArcGIS Pro Documentation. i.a (c). Zonal Statistics (Spatial Analyst). (Vaadatud 02.2025)
- Barchyn, T., Dowling, T., Stokes, C. and Hugenholtz, C. 2016. Subglacial bedform morphology controlled by ice speed and sediment thickness. *Geophysical Research Letters*, 43(14), 7572–7580.
- Barkla, H. 1935. The drumlins of Türi (Estonia). *Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetused*.
- Benn, D. and Evans, D. J. A. 2014. *Glaciers and glaciation*. Versioon 2. London: Routledge.
- Boulton, G. S. 2001. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: The European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews*, 20, 591–625.
- Clark, C. D. 1999. Glaciodynamic Context of Subglacial Bedform Generation and Preservation. *Annals of Glaciology*, 28, 23–32.
- Clark, C. D., Ely, J., Spagnolo, M., Hahn, U., Hughes, A. and Stokes, C. 2017. Spatial organisation of drumlins. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43.
- Clark, C. D., Huges, A. L. C., Greenwood, S. L., Spagnolo, M. and Ng, F. S. L. 2009. Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws. *Quaternary Science Reviews*, 28(7), 677–692.
- Clarke, G. K. C. 1987. Fast glacier flow: Ice streams, surging, and tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research*, 92, 8835–8841.

- Dowling, T. 2016. The drumlin problem: streamlined subglacial bedforms in Southern Sweden. Dissertation. Lund University, Faculty of Science, Department of Geology.
- Dowling, T. P. F., Spagnolo, M. and Möller, P. 2015. Morphometry and core type of streamlined bedforms in southern Sweden from high resolution LiDAR. *Geomorphology*, 236, 54–63.
- Eesti Geoloogiateenistus. 2025. Eesti geoloogiline baaskaart. Elektrooniline kaardirakendus. (Vaadatud 05.2025)
- Ely, J., Clark, C., Spagnolo, M., Stokes, C., Greenwood, S., Hughes, A., Dunlop, P. and Hess, D. 2016. Do subglacial bedforms comprise a size and shape continuum? *Geomorphology*, 257, 108–119.
- Eyles, N., Bukhari, S., Sookhan, S., Ruscica, P. and Paulen, R. 2023. LiDAR-based semi-automated mapping of drumlins and mega-scale glacial lineations of the Green Bay Lobe, Wisconsin, USA: Ice sheet beds as glaciotribological systems. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(2), 295–321.
- Flodén, T. 1980. Seismic stratigraphy and bedrock geology of the central Baltic. *Dissertation*. Stockholm University, Faculty of Science.
- Greenwood, S. L., Avery, R. S., Gyllencreutz, R., Regnéll, C. and Tylmann, K. 2024. Footprint of the Baltic Ice Stream: Geomorphic evidence for shifting ice stream pathways. *Boreas*, 53(1), 4–26.
- Hansen, R. O. 1993. Interpretive gridding by anisotropic kriging. *Geophysics*, 58(10), 1491–1497.
- Kalla, K. 2010. Liustike liikumise dünaamika Eestis Hilis-Weichseli jäätumise lõpus. Magistritöö. Tartu Ülikool, Loodus- ja täppisteaduste valdkond, Ökoloogia ja maateaduste instituut, Geoloogia osakond.
- Kalm, V. 2006. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 25(9), 960–975.
- Kalm, V., Tsyrlunikov, A., Hang, T., Tuuling, I. and Flodén, T. 2006. Late Weichselian and Holocene sediments and their acoustic signatures in the northeastern part of the Gulf of Riga. *Baltica*, 19(2), 51–57.

- Kalm, V., Raukas, A., Rattas, M. and Lasberg, K. 2011. Chapter 8 – Pleistocene glaciations in Estonia. *Developments in Quaternary Sciences*, 15, 95–104.
- Karukäpp, R. 1997. Karukäpp, Gotiglatsiaalne morfogenees Skandinaavia mandriliustiku kagusektoris. *Dissertationes Geologicae Universitatis Tartuensis*, 6, 181 lk.
- Karpin, V. 2014. Setete ja merepõhja iseärasuste geofüüsikaline uuring Apollo madala piirkonnas. *Magistritöö*. Tallinna Tehnikaülikool, Geoloogia Instituut.
- King, E., Hindmarsh, R. and Stokes, C. 2009. Formation of mega-scale glacial lineations beneath a West Antarctic ice stream. *Nature Geoscience*, 2, 585–588.
- Lamsters, K. and Zelčs, V. 2015. Subglacial bedforms of the Zemgale Ice Lobe, south-eastern Baltic. *Quaternary International*, 386, 42–54.
- Larsen, E., Kjær, K. H., Demidov, I. N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H and Lysa, A. 2006. Late Pleistocene glacial history of northwestern Russia. *Boreas*, 35, 394–424.
- Lasberg, K. 2012. Weichselian glaciation in Estonia. *Quaternary International*, 279–280, 268.
- Lasberg, K. 2014. Chronology of Weichselian Glaciation in the southeastern sector of Scandinavian Ice Sheet. *Dissertation*. University of Tartu, Faculty of Science and Technology, Institute of Ecology and Earth Sciences, Department of Geology.
- Li, H., Zhang, Q., Mengchun, P., Chen, D., Liu, Z., Yan, L., Xu, Y., Ding, Z., Yu, Z., Liu, X., Wan, K. and Dai, W. 2024. Accounting for geometric anisotropy in sparse magnetic data using a modified interpolation algorithm. *Remote Sensing*, 16, 883.
- Lunkka, J. P., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I. and Kiselova, V. 2001. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Global and Planetary Change*, 31(1), 407–425.
- Maa- ja Ruumiamet. 2025. Kõrgusmudeleid. Elektrooniline alusandmestik.
- Margold, M., Stokes, C. R. and Clark, C. D. 2018. Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 189, 1–30.
- Menzies, J. 1989. Drumlins — Products of controlled or uncontrolled glaciodynamic response? *Quaternary Science Reviews*, 8(2), 151–158.

- Merwade, V. M., Maidment, D. R. and Goff, J. A. 2006. Anisotropic considerations while interpolating river channel bathymetry. *Journal of Hydrology*, 331(3), 731–741.
- Napieralski, J., Barr, I., Kamp, U. and Kervyn, M. 2013. Remote sensing and GIScience in geomorphological mapping. *Treatise on Geomorphology*, 187–227.
- Noormets, R. 2001. Glacial Deposits, Sedimentary Environments and Ice Sheet Dynamics in the Northern Baltic Sea and Lake Peipsi during the Late Weichselian. *Dissertation*. Stockholm University, Department of Geology and Geochemistry.
- Noormets, R. and Flodén, T. 2002. Glacial deposits and ice-sheet dynamics in the north-central Baltic Sea during the last deglaciation. *Boreas*, 31(4), 362–377.
- Rattas, M. 2004. Subglacial environments in the formation of drumlins. *Dissertation*. University of Tartu, Faculty of Biology and Geography, Institute of Geology.
- Rattas, M., Piotrowski, J. and Piotrowski, M. 2003. Influence of bedrock permeability and till grain size on the formation of the Saadjärve drumlin field, Estonia, under an East-Baltic Weichselian ice stream. *Boreas*, 32, 1–11.
- Rinterknecht, V., Hang, T., Gorchach, A., Kohv, M., Kalla, K., Kalm, V., Subetto, D., Bourlès, D., Léanni, L., Guillou, V., ASTER Team. 2018. The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valdai Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ^{10}Be . *Quaternary Science Reviews*, 200, 106–113.
- Rõuk, A–M. 1972. Türi voorestiku geomorfoloogiast. *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat*, 19–37.
- Rõuk, A–M. 1973. Morphological variety of drumlins and drumlin-like ridges in Saadjärve drumlin field. *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat*, 16–28.
- Rõuk, A–M. and Raukas, A. 1989. Drumlins of Estonia. *Sedimentary Geology*, 62(2), 371–384.
- Saha, K. and Van Landeghem, K. J. J. 2021. Evaluating an automated object-oriented method to delineate drumlins from both terrestrial and submarine digital elevation models. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, V-3–2021, 29–35.

- Shen, Y. and Gelfand, A. E. 2019. Exploring geometric anisotropy for point-referenced spatial data. *Spatial Statistics*, 32, 100370.
- Sookhan, S., Eyles, N., Bukhari, S. and Paulen, R. C. 2021. LiDAR-based quantitative assessment of drumlin to mega-scale glacial lineation continuums and flow of the Paleo Seneca-Cayuga Paleo-Ice Stream. *Quaternary Science Reviews*, 263, 107003.
- Spagnolo, M., Clark, C. D. and Hughes, A. L. C. 2012. Drumlin relief. *Geomorphology*, 153–154(5), 179–191.
- Stokes, C. R. and Clark, C. D. 2002. Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31(3), 239–249.
- Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B. W., Harbor, J. M., Jansen, J. D., Olsen, L., Caffee, M. W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G. C., Strömberg, B. and Jansson, K. N. 2016. Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 147, 91–121.
- Suuroja, K. 2015. Põllo, H. (Koostas); Kokovkin, T., Kaevats, Ü. jt (Toim.). *Hiiumaa. Loodus, aeg, inimene*.
- Suuroja, K., Mardim, T., Kadastik, E. ja Eltermann, G. 1993. Hiiumaa kompleksse geoloogilise kaardistamise mõõtkavas 1:50 000 aruanne.
- Szuman, I., Kalita, J. Z., Diemont, C. R., Livingstone, S. J., Clark, C. D. and Margold, M. 2024. Reconstructing dynamics of the Baltic Ice Stream Complex during deglaciation of the Last Scandinavian Ice Sheet. *The Cryosphere*, 18(5), 2407–2428.
- Tilk, K. 2006. Siluri klint, selle geoloogia ja morfoloogia Läänemere all seismilise pidevsondeerimise andmetel. *Magistritöö*. Tartu Ülikool, Geoloogia Instituut.
- Tsyurulnikov, A. 2013. Complex seismo-acoustic and lithological study of the Lateglacial and Postglacial sediments, northern Gulf of Riga, eastern branch of the central Baltic Sea. *Dissertation*. University of Tartu, Faculty of Science and Technology, Institute of Ecology and Earth Sciences, Department of Geology.
- Tsyurulnikov, A., Tuuling, I. and Hang, T. 2008. Streamlined topographical features in and around the Gulf of Riga as evidence of Late Weichselian glacial dynamics. *Geological Quarterly*, 52, 81–89.

- Tuuling, I. 1998. Shipborne geophysical study of an Ordovician-Silurian carbonate platform, Fårö-Hiiumaa area, northeastern Baltic Sea. *Dissertation*. University of Stockholm, Geology.
- Tuuling, I., Suuroja, S., Veski, A. ja Liira, M. 2021. Ülevaade meregeoloogilisest andmestikust meretuuleparkide planeerimiseks. Rakvere: Eesti Geoloogiateenistus.
- Tuuling, I., Suuroja, S., Veski, A., Ausmeel, M., Liira, M. and Suuroja, K. 2024. The bedrock relief below the Väinameri, in a shallow-marine branch of the central Baltic Sea offshore Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 73(2), 112.
- Vassiljev, J. and Saarse, L. 2013. Timing of the Baltic Ice Lake in the Eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 85(1), 9–18.
- Winsborrow, M. C. M., Clark, C. D. and Stokes, C. R. 2010. What controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews*, 103(1), 45–59.

Lisad

Lisa 1. Uuringualade CRM, BATs ja BAT statistilised näitajad

Parameeter	Mediaan	Keskmine	Standardhälve	Asümmeetria
Saaremaa CRM				
Pikkus	1383,83	1712,15	1163,85	2,39
Laius	264,08	294,19	132,93	1,09
Kõrgus	5,82	7,56	5,37	1,68
Pindala	256130,27	417477,25	444655,77	2,76
Lähim naaber	639,3	668,52	294,96	1,43
Saaremaa BATs				
Pikkus	1638,23	2022,29	1437,69	2,33
Laius	320,81	346,04	159,9	0,93
Kõrgus	8,6	9,51	4,95	1,14
Pindala	416181,37	570242,85	625885,07	3,05
Lähim naaber	1078,29	1224,3	977,12	4,61
Saaremaa BAT				
Pikkus	1733,42	2082,04	1369,49	2,13
Laius	304,52	343,66	174,88	1,22
Kõrgus	7,7	9,08	5,91	2
Pindala	388955,41	598385,13	682264,82	2,64
Lähim naaber	1020,32	1094,64	511,54	1,31
Kõpu CRM				
Pikkus	1067,63	1358,09	1077,23	4,93
Laius	193,18	240,56	141,4	1,53
Kõrgus	6,61	7,42	4,05	0,82

Pindala	152649,93	321114,33	604916,23	10,14
Lähim naaber	433,53	664,77	3218,81	19,06
Kõpu BATs				
Pikkus	1280,79	1506,82	1640,81	8,34
Laius	219,81	233,67	126,23	1,83
Kõrgus	6,1	6,56	2,8	0,86
Pindala	194963,74	318265,13	725502,6	9,77
Lähim naaber	680,76	892,7	683,5	2,5
Kõpu BAT				
Pikkus	1307,1	1699,91	1435,98	3,66
Laius	224,18	249,31	135,32	2,07
Kõrgus	6,2	7,42	4,78	3,12
Pindala	210086,01	344366,29	576328,54	8,65
Lähim naaber	731,55	844,01	484,53	1,59
Tahkuna CRM				
Pikkus	907,05	1034,1	562,36	1,29
Laius	147,11	162,66	67	1,11
Kõrgus	5,78	6,77	4,68	1,58
Pindala	96769,81	134307,59	114935,15	1,98
Lähim naaber	317,91	347,06	143,61	0,96
Tahkuna BATs				
Pikkus	746,39	906	552,31	1,47
Laius	139,9	148,63	80,25	1,05
Kõrgus	5,98	6,54	3,03	0,77
Pindala	66581,99	89128,33	78324,43	1,9

Lähim naaber	442,89	470,72	219,39	1,32
Tahkuna BAT				
Pikkus	766,63	915,95	548,02	1,35
Laius	145,82	161,98	89,3	0,99
Kõrgus	6,55	7	3,41	0,96
Pindala	71557,07	97607,63	90536,97	2
Lähim naaber	439,8	473,46	254,92	2,73

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, **Joosep Aia**,

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) minu loodud teose, „**Liustiku alusvormid Lääne-Eesti rannikumeres ja nende morfomeetria**“, mille juhendajad on **Tiit Hang ja Alar Rosentau**, reprodutseerimiseks eesmärgiga seda säilitada, sealhulgas lisada digitaalarhiivi DSpace kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
2. Annan Tartu Ülikoolile loa teha punktis 1 nimetatud teos üldsusele kättesaadavaks Tartu Ülikooli veebikeskkonna, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace kaudu Creative Commons'i litsentsiga CC BY NC ND 4.0, mis lubab autorile viidates teost reprodutseerida, levitada ja üldsusele suunata ning keelab luua tuletatud teost ja kasutada teost ärieesmärgil, kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.
3. Olen teadlik, et punktides 1 ja 2 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
4. Kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei riku ma teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse õigusaktidest tulenevaid õigusi.

Joosep Aia
26. mai 2025