

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

Bakalaureusetöö geoloogias (12 EAP)

**Hilis-Holotseeni tormisündmuste jäljed Abade järve põhjasetetes Loode-  
Saaremaal**

**Annabel Ensoo**

Juhendajad: Prof. Alar Rosentau  
Triinu Jairus

Tartu 2023

## **Hilis-Holotseeni tormisündmuste jäljed Abade järve põhjasetetes Loode-Saaremaal**

Käesoleva bakalaureusetöö eesmärk oli uurida Abade järve põhjaseteid ja neis talletunud tormisündmusi, kirjeldades nende koostist, teket ja vanust ning arutleda Abade järve isoleerumise ja selle mehhanismide üle. Uuringu käigus näidati, et Abade järve isoleerumine Läänemerest toimus järvenõost põhjas kujuneva maasääre idasuunalise kasvamise tulemusena, mis jõudis lõpuni 14. sajandi esimeses pooles. Töö käigus täienes Hilis-Holotseeni paleotormisuse andmestik kolme tormisündmuse ja ühe kõrgeenenud tormisusega perioodi võrra alates 14. sajandist.

Märksõnad: paleotormisus, Holotseen, järvesetted

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

## **Late Holocene storminess record from the Lake Abade bottom deposits in Northwest Saaremaa**

This bachelor's thesis objectives were to investigate and describe storm events recorded in Lake Abade's sediments, analyze the composition, formation, and age of storm layers, and discuss the isolation of Lake Abade from the Baltic Sea and its mechanisms. It was revealed that the lake began isolating from the Baltic Sea in the northwest due to marine sediment accumulation, completing isolation by the first half of 14th century. Based on this study, the existing Late-Holocene paleostorminess record was enhanced by the identification of three storm events and one period of increased storminess since 14th century.

Keywords: paleostorminess, Holocene, lacustrine deposits

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

## Sisukord

<b>1. Sissejuhatus</b> .....	<b>4</b>
<b>2. Uuringuala areng</b> .....	<b>5</b>
<b>3. Materjal ja metoodika</b> .....	<b>7</b>
3.1. Välitööd.....	7
3.2. LiDAR kõrgusandmete analüüs .....	7
3.3. Kuumutuskaotuse analüüs .....	8
3.4. Setete lõimise analüüs .....	9
3.5. Setteläbilõigete fotod, magnetilise vastuvõtlikkuse ja geokeemia andmed ning nende analüüs .....	9
3.6. Kompuutertomograafia andmed ja nende analüüs .....	9
3.7. Setete vanuse määramine .....	10
3.8. Andmete graafiline analüüs .....	10
<b>4. Tulemused</b> .....	<b>11</b>
4.1. Abade järve setete stratigraafia .....	11
4.2. Setete geokeemiline koostis ja magnetiline vastuvõtlikus .....	13
4.3. Setete vanused ja aeg-sügavus mudel .....	16
4.4. Võimalikud tormisündmused ja kõrgendatud tormisusega perioodid Abade järve setetes .....	17
<b>5. Arutelu ja järeldused</b> .....	<b>20</b>
5.1. Abade järve isoleerumine .....	20
5.2. Abade tormisündmuste jäljed ja vanus ning nende võimalik päritolu .....	21
5.3. Abade tormisündmuste võrdlus merevaatlusjaamade ja ajalooliste andmetega .....	21
5.4. Järeldused.....	22
<b>6. Kokkuvõte</b> .....	<b>24</b>
<b>Summary</b> .....	<b>25</b>
<b>Tänuavaldused</b> .....	<b>26</b>
<b>Kasutatud kirjandus</b> .....	<b>27</b>

## 1. Sissejuhatus

Globaalse kliimasoojenemise üheks ohtlikuks tagajärjeks peetakse tormisuse ja sellega kaasnevate rannikuprotsesside aktiivsuse suurenemist. Selliseid muutuseid on uuritud nii Eestis (Orviku *et al.* 2003; Jaagus, Suursaar 2013; Tõnisson *et al.* 2024) kui ka näiteks Ühendkuningriigis (Alexander *et al.* 2005; Hess *et al.* 2024).

Põhja-Euroopas, sh Eestis, avaldub kliimasoojenemise mõju eelkõige külmal poolaastal soojemate talvede, väiksema lumikatte paksuse ja merejää vähenemise näol, soodustades tormide korral suuri rannapurustusi ja rannajoone muutusi (Kont *et al.* 2022). Tormipäevaks klassifitseeritakse päeva, mil vähemalt ühel vaatluskorral ööpäevas mõõdetakse 10 minuti keskmiseks tuulekiiruseks  $\geq 15$  m/s. Instrumentaalmõõdistuste korral on tegemist suurenenud tormisusega perioodina kui tormipäevi esineb vähemalt 15 järjestikusel päeval ning neist kolmel päeval on suurim tormituule kiirus vähemalt 20 m/s (Kont *et al.* 2022). Käesolevas töös klassifitseeritakse suurenenud tormisusega perioodiks raskesti eristatavaid üksiksündmuseid.

Nii tänapäevaste kui ka möödaniiku meretasemete muutuste ja tormisündmuste uurimine annab olulise võimaluse rekonstrueerida paleokeskkonna tormisust, rannikumuutusi ja meretasemeid. Tormisuse ja meretasemete uuringud pole tähtsad ainult paleokeskkonna uurimiseks, vaid need annavad ka võimaluse prognoosida tulevikustsenaariumeid rannikualade muutustes ja ennetada tormide mõjuga kaasnevaid riske (Uścińowicz *et al.* 2022).

Merevaatlusjaamade andmereal Eesti rannikualal esinenud suuremate tormisündmuste kohta on suhteliselt lühikesed, ulatudes vaid mõningatel juhtudel üle 100 aasta (Jaagus, Suursaar 2013). Nendele andmetele pakuvad mõningat täiendust ajaloolised andmed, millest varasemad ulatuvad 18.saj keskpaika (Ekman 1847). Üheks võimaluseks koguda infot kaugemas möödaniikus aset leidnud suuremate tormide kohta on uurida Holotseeni rannamoodustiste morfoloogiat (Suursaar, Tõnisson 2017; Suursaar *et al.* 2022), soodesse sissekantud eolseid setteid (Vandel *et al.* 2019) või isoleerunud järvesetetes esinevaid sündmuskihte. Viimaseid on uuritud mitmel pool Põhja-Euroopas (Hess *et al.* 2024), kuid analoogsed uuringud Eesti alal seni puuduvad.

Käesolev bakalaureusetöö on osaks Sihtasutus Eesti Teadusagentuur interdistsiplinaarsest projektist PRG1471 „Tormisuse ja meretaseme muutuste rekonstrueerimine Läänemere Holotseeni rannamoodustiste põhjal ja randade arengustsenaariumite analüüs tulevikukliima tingimustes“. Projekti eesmärgiks on luua uus kompleksne lähenemine, ühendades kaasaegsete

rannaprotsesside mõõtmis- ja modelleerimistulemused, Holotseeni kliimaatiliste ja geoloogiliste rannamuutuste indikaatorite analüüs ning tuleviku tormisuse, meretaseme ja rannamuutuste modelleerimine.

Bakalaureusetöö keskendub Harilaiule (Loode-Saaremaa) kui Eesti ühe tormidele kõige avatuma piirkonna järve ja laguunisetetele. 2023 a. välitööde käigus kaardistati piirkonna isoleerunud järvenõgude setteid ning valiti detailsemaks uuringuobjektiks välja Harilaiu keskosas paiknev Abade järv. Bakalaureusetöö eesmärgiks on kirjeldada Abade järvesetetes talletunud tormisündmuste jälgi, sealhulgas iseloomustada nende koostist, teket ja vanust. Samuti arutleda Abade järve isoleerumise ja selle mehhanismide üle. Selleks analüüsiti uuringuala LiDAR kõrgusandmeid, viidi läbi kogutud järvesetete kuumutuskao-, lõimise-, magnetilise vastuvõtlikkuse, geokeemilised ja kompuutertomograafilised analüüsid ning määrati radiosüsinikumeetodil sette vanus.

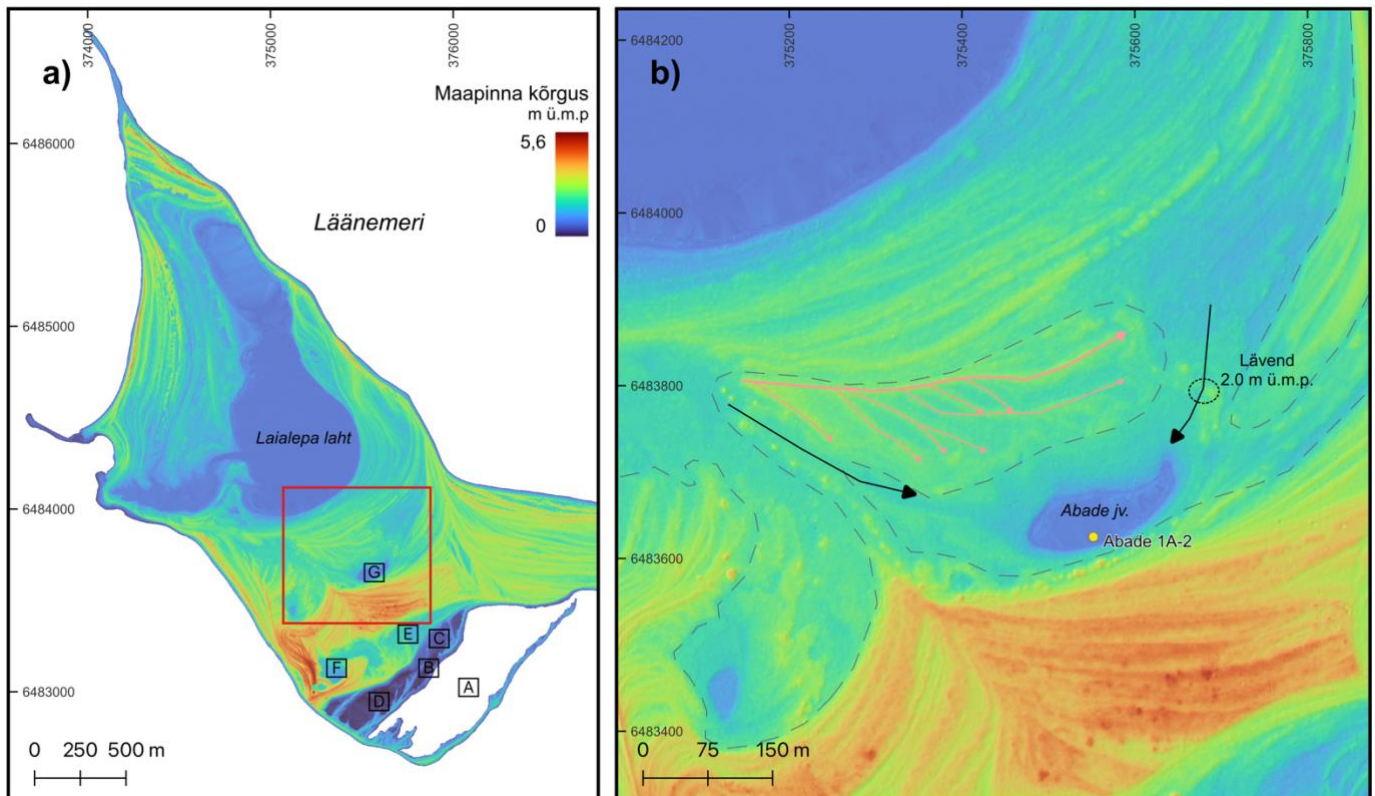
## 2. Uuringuala areng

Saaremaa looderannikul asuv Harilaid on väike poolsaar, pindalaga ligi 4 km<sup>2</sup> ja küündides kuni 4,7 m ü.m.p. (Orviku *et al.* 2003). Veel *ca* 300 aastat tagasi oli Harilaid väikeste laidude kogum, tänaseks on maakerke tulemusel laiud liitunud ja tombolo abil ühenduses Tagamõisa poolsaarega. Kogu poolsaare rannik on hästi eksponeeritud avamerele, mistõttu on tegemist viimaste sajandite jooksul ühe kiiremini muutuva rannikuga Eestis (Kont *et al.* 2022).

Instrumentaalmõõdistuste, kaartide ja ajalooliste andmete olemasolu on teinud Harilaiust tänapäeval ühe Eesti kõige paremini uuritud rannikuala, kus kiiresti muutuv rannajoon annab väga palju informatsiooni rannikuprotsesside muutuste kohta (Rivis 2004). Kuna tegemist on ka piirkonnaga, kus tormide mõju rannikule on suur, annab see võimaluse kaardistada ja võrrelda erinevate tänapäevaste tormide mõju Eesti rannikule (Orviku *et al.* 2009).

Suurimad tänapäevased rannikumuutused toimuvad Harilaiu poolsaare loodepoolseimas tipus, Kiipsaare neemes ning kagurannikul asuvas Kelba nukis. Viltune Kiipsaare tuletorn, hellitavalt kutsutud ka kui Eesti „Pisa torn“, asub Kiipsaare neeme rannikul. Aastal 1933 püstitati tuletorn küll maismaale, kuid intensiivse avamere ja tormide mõju tõttu muutunud ranniku pärast paikneb tuletorn nüüd keset merd, *ca* 30 m rannajoonest (Tõnisson *et al.* 2011). Kelba nukk on avamerele eksponeeritud kiviklibu ja kruusavallidega kuhjerand. Sisuliselt on tegemist 2 km pikkuse edela-kirde suunalise maasäärega, mis koosneb mere poolt kuhjatud

setetest moodustunud üksikutest rannavallide seeriatest (Tõnisson *et al.* 2024). Rannavallide kuhjumine on kasvatanud maasäärt kasvujätketena järjest pikemaks ning selle tulemusel sulgus poolsaare ja Kelba maasääre vahele jääv laguun 2022. aasta märtsis (Kont *et al.* 2022). Käesolev bakalaureusetöö keskendub Harilaiu poolsaare keskosas paiknevale kunagisele laguunile Abade järvele (Joonis 1), mis piirkonna maatõusu kiirust (2,86 mm/a; Vestøl *et al.* 2019) arvestades isoleerus ca 500 aastat tagasi.



**Joonis 1. (a)** Harilaiu uuringuala LiDAR kõrgusmudel (resolutsioon 1x1 m; Maa-amet 2024) koos paleolaguunide (A–G) paiknemisega. A isoleerus 2022. a., B ja C ajavahemikul 1951–1980 a., D 1920ndatel, E–F 300–500 a. tagasi ning G (Abade järv) ligi 500 a. tagasi (Suursaar *et al.* 2024). **(b)** Abade järve ümbruse LiDAR kõrgusmudel koos uuritud sondeerimiskohtade Abade 1A–2 paiknemisega, võimalike settevoolu suundadega Abade järve ning isoleerumislävendi paiknemise ja kõrgusega. Katkendjoonega on esitatud Abade laguuni oletatav rannajoon enne isoleerumist ning roosaga maasääre kasvujätked.

### 3. Materjal ja meetodika

#### 3.1. Välitööd

Harilaiu poolsaarel viidi 2023. aasta juulis läbi välitööd (Joonis 2). Esmalt sondeeriti setet järve eri paikades, et leida puursüdamike kogumiseks parim asukoht ning seejärel võeti Abade järvest kokku 9 puursüdamikku kasutades Vene tüüpi soopuuri. Neist kaheksa järve lõunapoolse kalda lähedalt (Abade 1A, 1B, 1C, 1D, 1E, 1F, 1G, 1H) ning 1 puursüdamik (Abade 2) kaldast kaugemalt järve keskosa suunas.

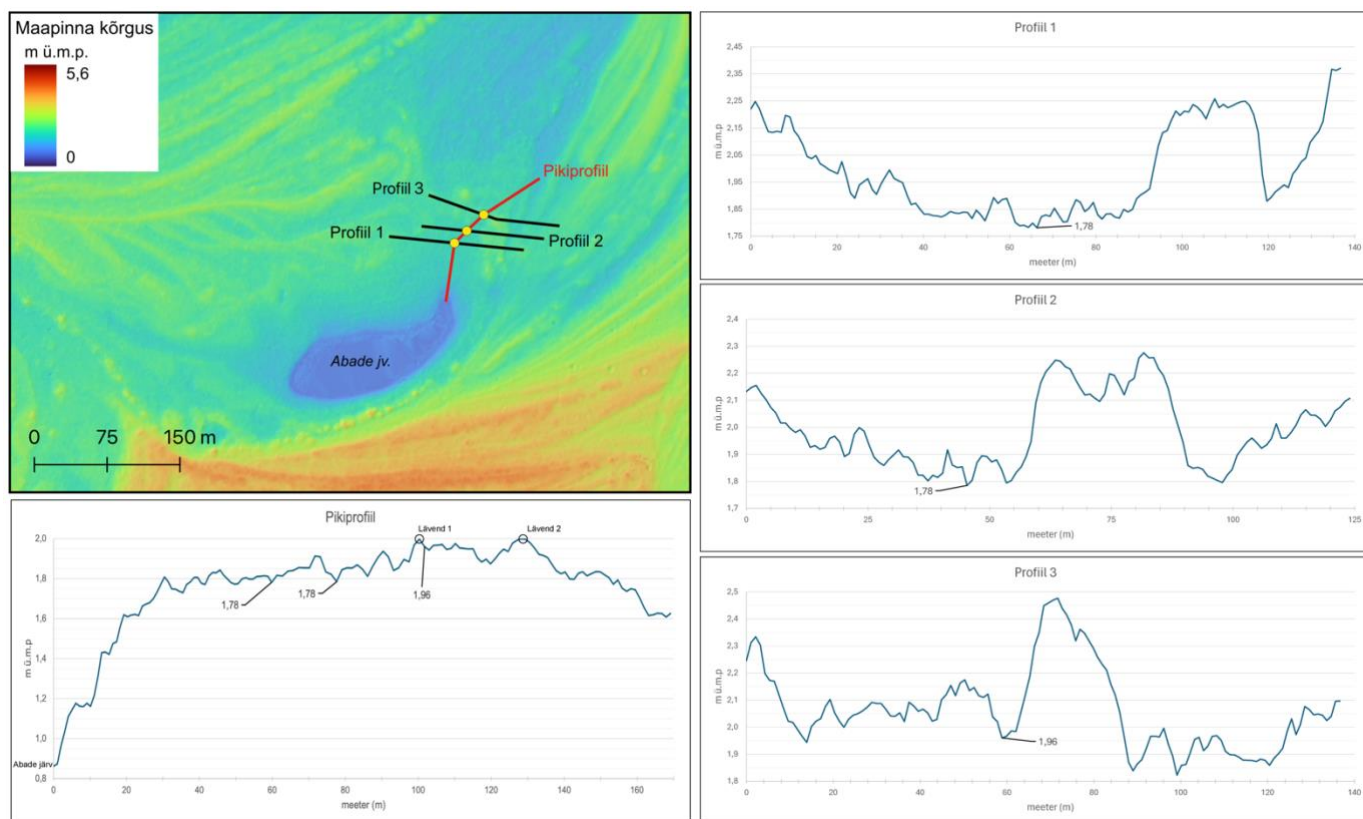


**Joonis 2.** Välitööde käigus kogutud setteläbilõigete (kollane) ja vaatluspunktide (roosa) asukohad koos Maa-ameti ortofotoga (Maa-amet 2024).

#### 3.2. LiDAR kõrgusandmete analüüs

Kõrgusandmete analüüsiks kasutati vabavaralist geograafiliste infosüsteemide rakendust QGIS, versioonis 3.36 „Maidenhead“ (QGIS Development Team 2024). Samuti kasutati Maa-ameti poolt loodud uuringuala LiDAR 1x1 m eraldusvõimega maapinna rasterkõrgusmudelit, mis on allalaaditav Maa-ameti geoportaali lehelt (Maa-amet 2024). Abade järve isoleerumislävendi asukoha leidmiseks modelleeriti laguuni erinevaid veetasemeid, võeti arvesse maasääre asukohta ning kõrgusmudeli andmeid. Profiilid koostati Abade järve kirdekaldast, kasutades QGIS pistikprogrammi *Profile tool*. Kokku koostati kolm järve kaldaga paralleelset profiili ning üks nendega risti paiknev pikiprofiil (Joonis 3).

Pikiprofiil ühendab Abade järve kirdekaldaga paralleelsete profiilide miinimumpunkte ja laguuni madalkoha. Pikiprofiililt on näha, et kirdekalda kõrgeimad kohad (2,0 meetrit üle merepinna) asuvad Profiili 3 läheduses. Antud töös nimetame neid lävendipunktideks.



**Joonis 3.** Koostatud kõrgusprofiilide asukohad uuringuala LiDAR kõrgusmudeliga (resolutsioon 1x1m; Maa-amet 2024) ja profileerimise tulemused koos lävendite asukohtadega. Kollaste punktidega on esitatud profiilide 1–3 miinimumpunktid.

### 3.3. Kuumutuskao analüüs

Kuumutuskao ja lõimise analüüsi läbiviimiseks valmistati ette puursüdamikust 1H 62 proovi intervalliga 1 cm. Kuumutuskao analüüsi kasutati proovis orgaanilise materjali sisalduse leidmiseks. Esmalt kuivatati proovid 12 tunni vältel 105°C juures. Orgaanilise aine sisalduse leidmiseks olid proovid 550°C juures ahjus neli tundi (Heiri *et al.* 2001). Selleks, et vältida leegiga põlemist tõsteti ahju temperatuuri järk-järgult. Nii proovid kui ka proovikausid kaaluti enne ahju panemist, samuti peale kuivatamist ja orgaanilise aine põlemist.



### **3.4. Setete lõimise analüüs**

Kuumutuskaos analüüsil orgaanilise aine põlemisest alles jäänud mineraalse osa terasuuruste analüüsimiseks kasutati laserdifraktomeetrit Mastersizer 3000 HydroEV. Kuna laserdifraktomeeter ei ole võimeline mõõtma teraosakesi, mis on suuremad kui 2mm, siis oli vaja 62-st 9 proovil viia läbi lisaõelumised suuremate teraosakeste eemaldamiseks. Sõelumise tulemusel eraldatud suurema fraktsiooniga terad kaaluti ning saadud tulemused lisati analüüsi.

Lõimiseanalüüsil saadud tulemuste analüüsimiseks kasutati Microsoft Exceli (Microsoft Corporation 2024) baasil töötavat GRADISTAT (Blott, Pye 2001; Blott 2010) programmi. Antud programmiga leiti setete keskmine terasuurus, sorteeritus ja jaotuse asümmeetria.

### **3.5. Setteläbilõigete fotod, magnetilise vastuvõtlikkuse ja geokeemia andmed ning nende analüüs**

Puursüdamike 1B, 1E, 1G, 1H ja 2 magnetilise vastuvõtlikkuse ja geokeemia analüüsid viidi läbi kasutades Geotek MSCL-XYZ geoloogilise puursüdamiku skaneerimisjaama, mis asub Eesti Geoloogiateenistuse Arbavere uurimiskeskuses (Geotek Ltd. 2023). Skaneerimisel kasutasime XRF (röntgenfluorestsents) ja magnetilise vastuvõtlikkuse sensoreid ning kõrgresolutsioonilist fotokaamerat. Magnetilise vastuvõtlikkuse ja geokeemia parameetreid mõõdeti intervalliga 1 cm.

Geokeemia andmetest kasutati töös Si/Ti, Ca/Ti, S/Ti ja Zr/Ti (Hess *et al.* 2024) ja Br/Ti (Ziegler *et al.* 2008) suhteid, sest materjal oli orgaanikarikas ning see aitab vältida lahjendusefekti mõju (Barliaev 2017). Valitud elemendid aitavad näidata järvesetete koostise varieeruvust (Hess *et al.* 2024) ja merelise keskkonna mõju (Ziegler *et al.* 2008).

### **3.6. Kompuutertomograafia andmed ja nende analüüs**

Kompuutertomograafia (CT) skaneeringud puursüdamikest 1C, 1H ja 2 viidi läbi Eesti Maaülikooli väikeloomakliinikus kasutades meditsiinilist kompuutertomograafia skannerit Toshiba TSK-035 (Eesti Maaülikool 2024). Kompuutertomograafia skanner loob puursüdamikest kolmemõõtmelised (3D) kujutised, andes võimaluse analüüsida sette välis- ja sisestruktuuri. Saadud kujutiste analüüsimiseks kasutati vabavaralist MicroDicom DICOM viewer (MicroDicom 2024) tarkvara.

### 3.7. Setete vanuse määramine

Sette vanuse määramiseks rööbistati puursüdamikud 1A, 1B, 1E, 1F ja 1G, kasutades sügavusmarkerina puursüdamikku 1B. Rööbistatud setteläbilõigetest võeti sügavustelt 18–20 cm, 25–27 cm ja 43–44 cm koondproovid. Eeltötlusena makroskoopiliste taimeosakeste eraldamiseks dispergeeriti kõik proovid 10 % kaaliumhüdroksiidi (KOH) lahusega. Seejärel uuriti proove mikroskoobi all ning eraldati dateerimiseks sobilik materjal, mida kuivatati ahjus 24 tunni jooksul 105 kraadi juures. Alumises proovis (sügavustelt 43–44 cm) oli dateeritavaks materjaliks oblika, hariliku maltsa ja tarna seemned. Sügavustelt 25–27 cm koosnes proov lehtpuu puidutükist, maismaataime viljast ning tarna ja valge hanemaltsa seemnetest. Kõige kõrgemal asuv dateeritava materjali proov, sügavustelt 18–20 cm, koosnes erinevatest söetükikestest.

Radiosüsinikumeetodil dateerimine viidi läbi Beta Analytic laboris Ameerika Ühendriikides. Saadud vanused kalibreeriti kalibreerimiskõvera IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) suhtes, kasutades programmi OxCal 4.4 (Bronk Ramsey 2009; Bronk Ramsey 2021) tõenäosusega 68,3 %. Dateeringute põhjal koostati setete aeg-sügavus mudel, kasutades programmi moodulit *Poisson-process deposition model* (Bronk Ramsey 2008).

### 3.8. Andmete graafiline analüüs

Saadud andmete graafiliseks analüüsiks kasutati programmi MATLAB (The MathWorks Inc. 2024). Programmis tehti kuumutuskao ja lõimise analüüsides joondiagrammid ning magnetilise vastuvõtlikkuse ja geokeemia andmetele tulpdigrammid. Uuringuala ülevaatejoonise, profiilide ja välitööde kaardi koostamiseks kasutati programmi QGIS (QGIS Development Team 2024) ning profiilide graafiliseks analüüsiks kasutati programmi Microsoft Excel (Microsoft Corporation 2024). Kõigi jooniste koostamiseks ja pilditötluseks kasutati Adobe Illustrator (Adobe Inc. 2024) tarkvara.

## 4. Tulemused

### 4.1. Abade järve setete stratigraafia

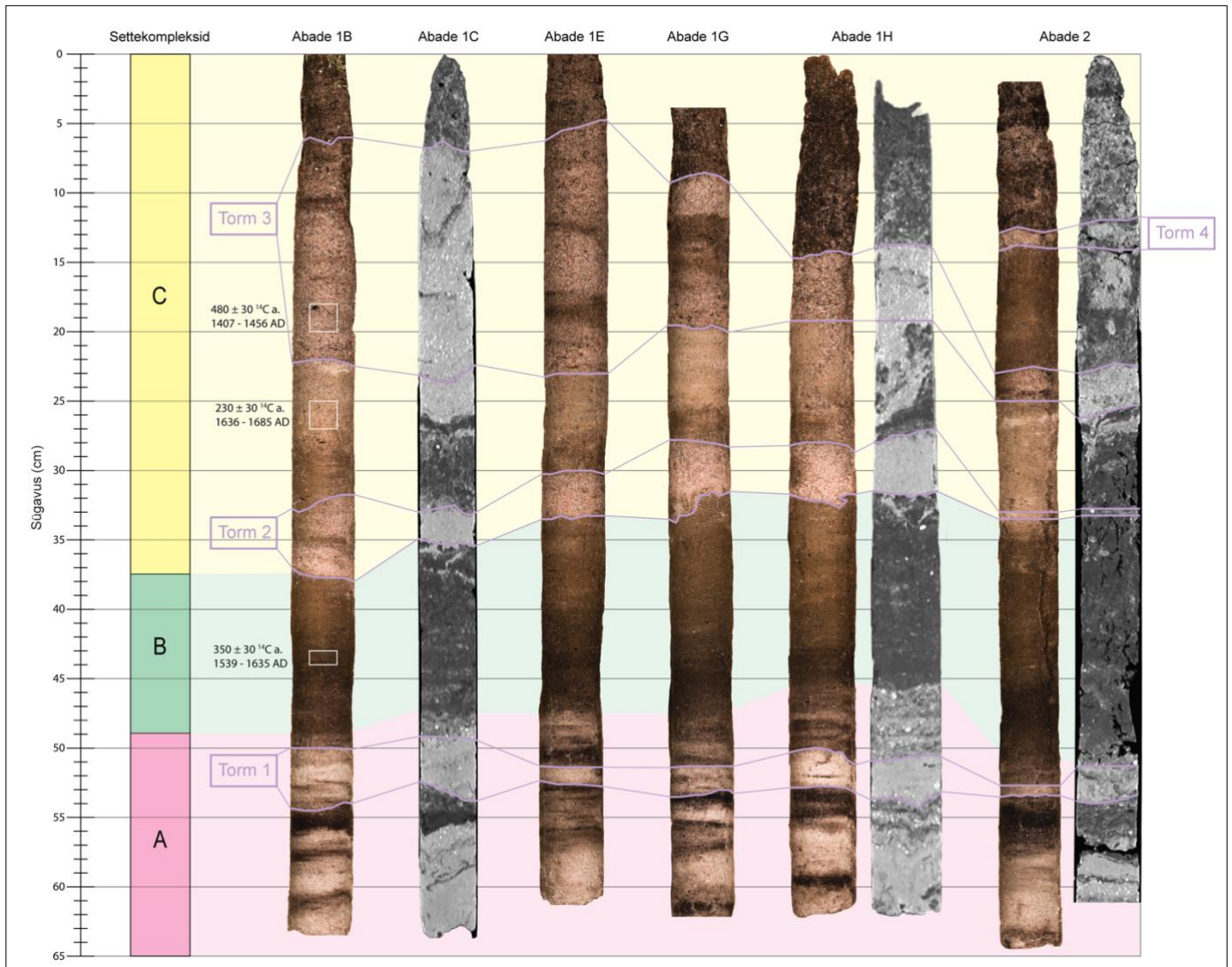
Uuritud puursüdamike setted võib jaotada kolmeks settekompleksiks (A, B, C) (Joonis 4).

Alumise settekompleksi A moodustavad mustjaspruunide orgaanika lamellide ja vahekihtidega valkjasbeežid peenliivad (Joonis 5), mille paksus puursüdamikes jääb vahemikku 10–15 cm (Joonis 4). Sondeerimise alusel on liiva lamamiks arvatavasti kruusakas veeriseline materjal. Peenliiva keskmine terasuurus jääb vahemikku 130–160  $\mu\text{m}$  ning on halva kuni keskmise sorteeritusega. Orgaanikasisaldus on vahemikus 0,5–3,4 %, asümmeetria on kallutatud peenemate ja väga peenete osakeste suunas jäädes vahemikku -0,120 kuni -0,320 (Joonis 5).

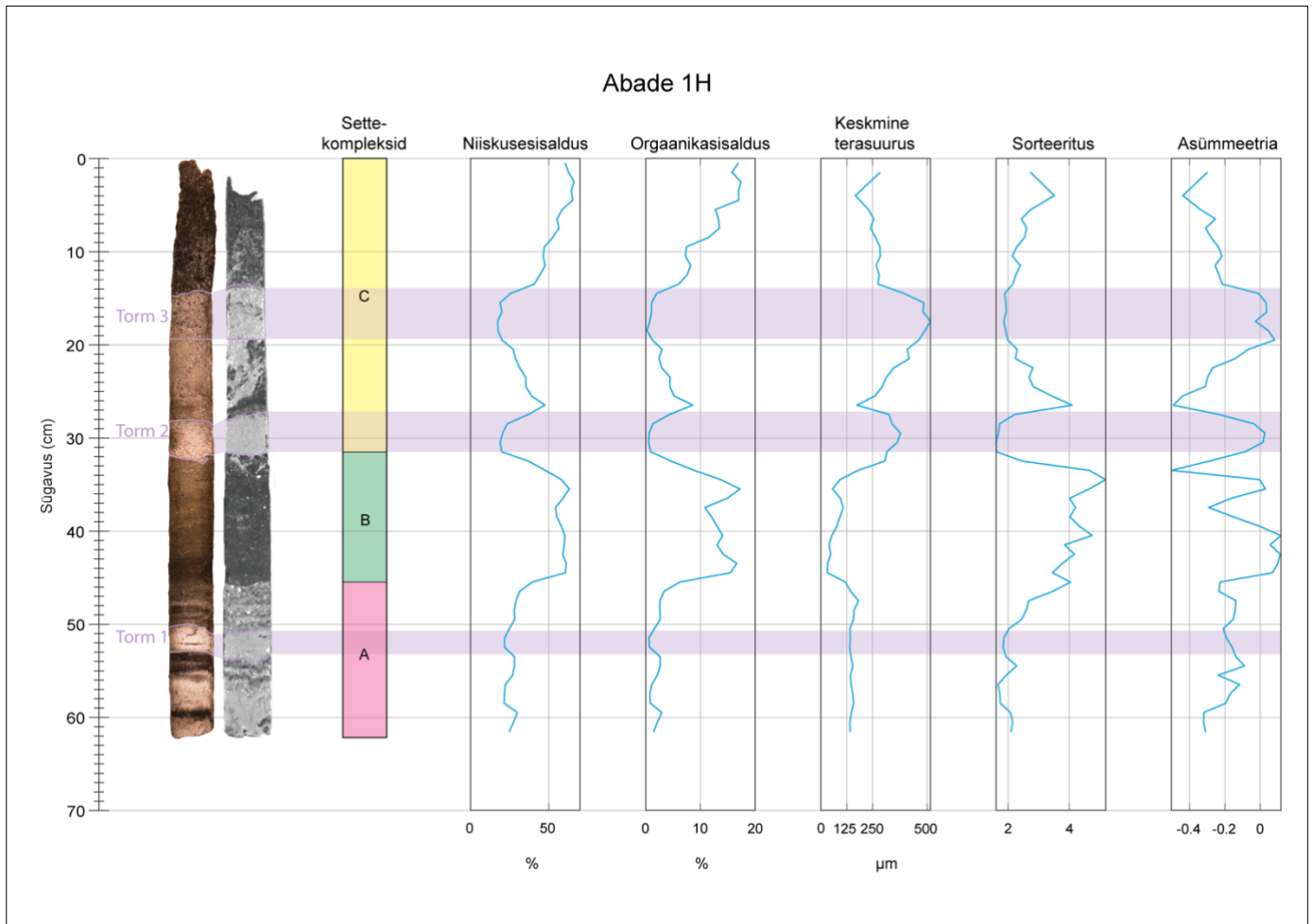
Sellel lasub settekompleks B, koosnedes orgaanikarikkast jütjast, mille värvus muutub sügavamas osas olevast mustjaspruunist kõrgemale liikudes tumerohekaks (Joonis 5). Settekompleksi paksus on varieeruvalt 10–17 cm (Joonis 4). Jütja orgaanikasisaldus jääb vahemikku 12–17 % ning mineraalne osa koosneb jämedast aleuriidist ülipeene liivani. Selle keskmine terasuurus jääb vahemikku 30–90  $\mu\text{m}$  ning on väga halvasti kuni halvasti sorteeritud kuid paraneb järk-järgult kõrgemal. Settekompleksi jaotus on suure varieeruvusega, olles nii peenemate osakeste poole kuid kohati ka sümmeetriline ja suuremate osakeste suunas jäädes vahemikku -0,3–0,1 (Joonis 5).

Setete läbilõike ülemises settekompleksis C vahelduvad peamiselt helepruunid keskmiseteralised liivakihid karbidetriidiga jütjakihtidega, värvusega rohekasbeežist mustjaspruunini (Joonis 5). Settekompleksi paksus on varieeruvalt 30–37 cm (Joonis 4). Abade järve lõunakaldale lähemal asuvates puursüdamikes (Abade 1B, 1C, 1E, 1G, 1H) on võimalik settekompleksis C eristada kahte eraldiseisvat liivakihti. Seevastu järve kaldast kaugemalt võetud läbilõikes (Abade 2) on eristatavad kolm liivakihti (Joonis 4). Liivakihtide keskmine terasuurus jääb vahemikku 310–370  $\mu\text{m}$  ja 390–515  $\mu\text{m}$  ning olles keskmise kuni keskmiselt hea sorteeritusega. Orgaanikasisaldus on vahemikus 0,2–1,3 %, jaotus on sümmeetriline vahemikus -0,09–0,08 (Joonis 5).

Settekompleksi C jütjakihtide orgaanikasisaldus jääb vahemikku 6–17 %, kihi mineraalse osa moodustab halvasti sorteeritud peen kuni keskmine liiv terasuurusega 220–310  $\mu\text{m}$ . Jaotus on kallutatud peenete ja väga peenete osakeste poole olles vahemikus -0,22 kuni -0,5 (Joonis 5).



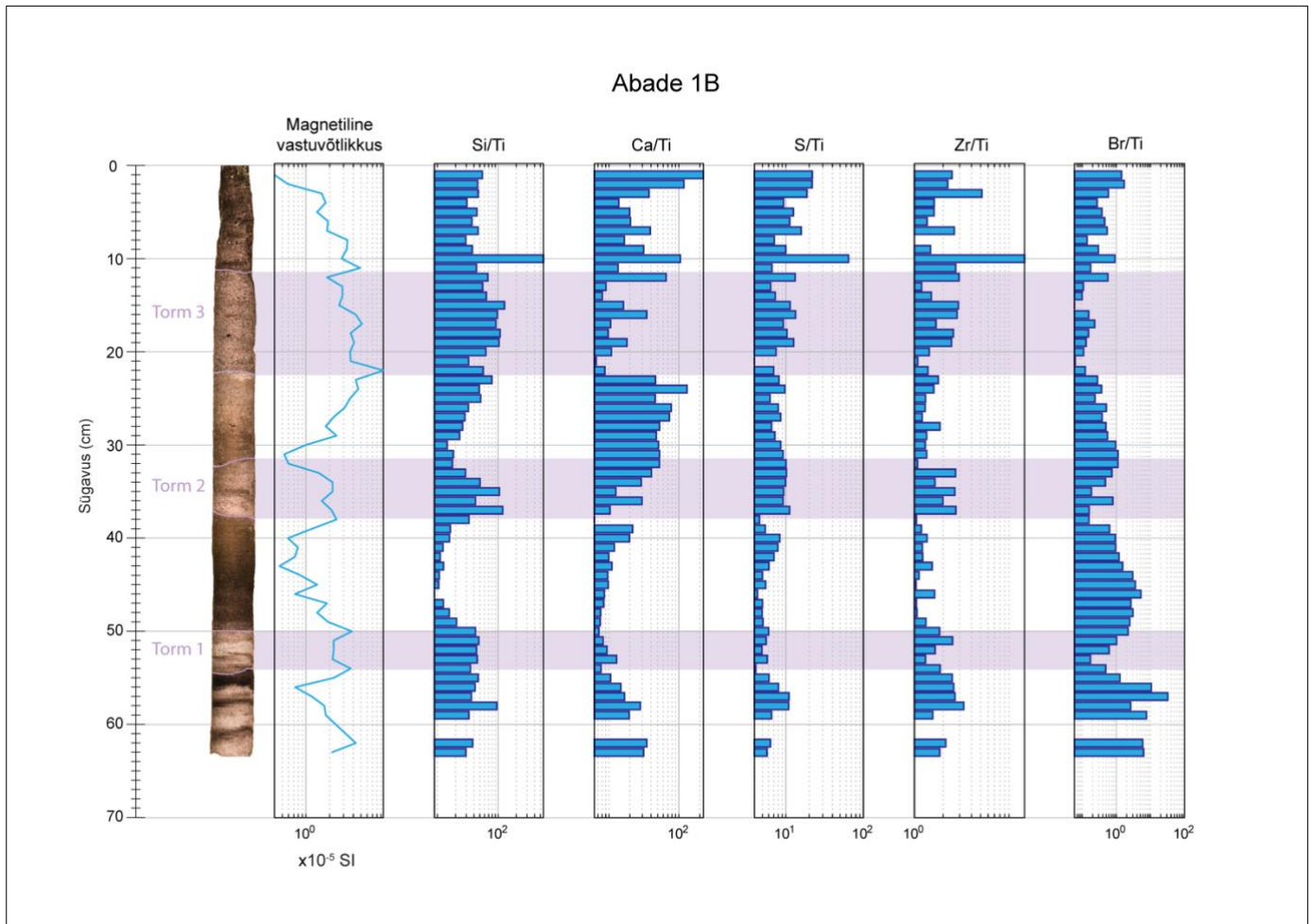
**Joonis 4.** Fotod ja komputertomograafilised skaneeringud puursüdamikest 1B, 1C, 1E, 1G, 1H ja 2 koos välja eristatud tormisündmuste ja -perioodiga, settekomplekside ja radiosüsinikumeetodil dateerimise tulemustega.



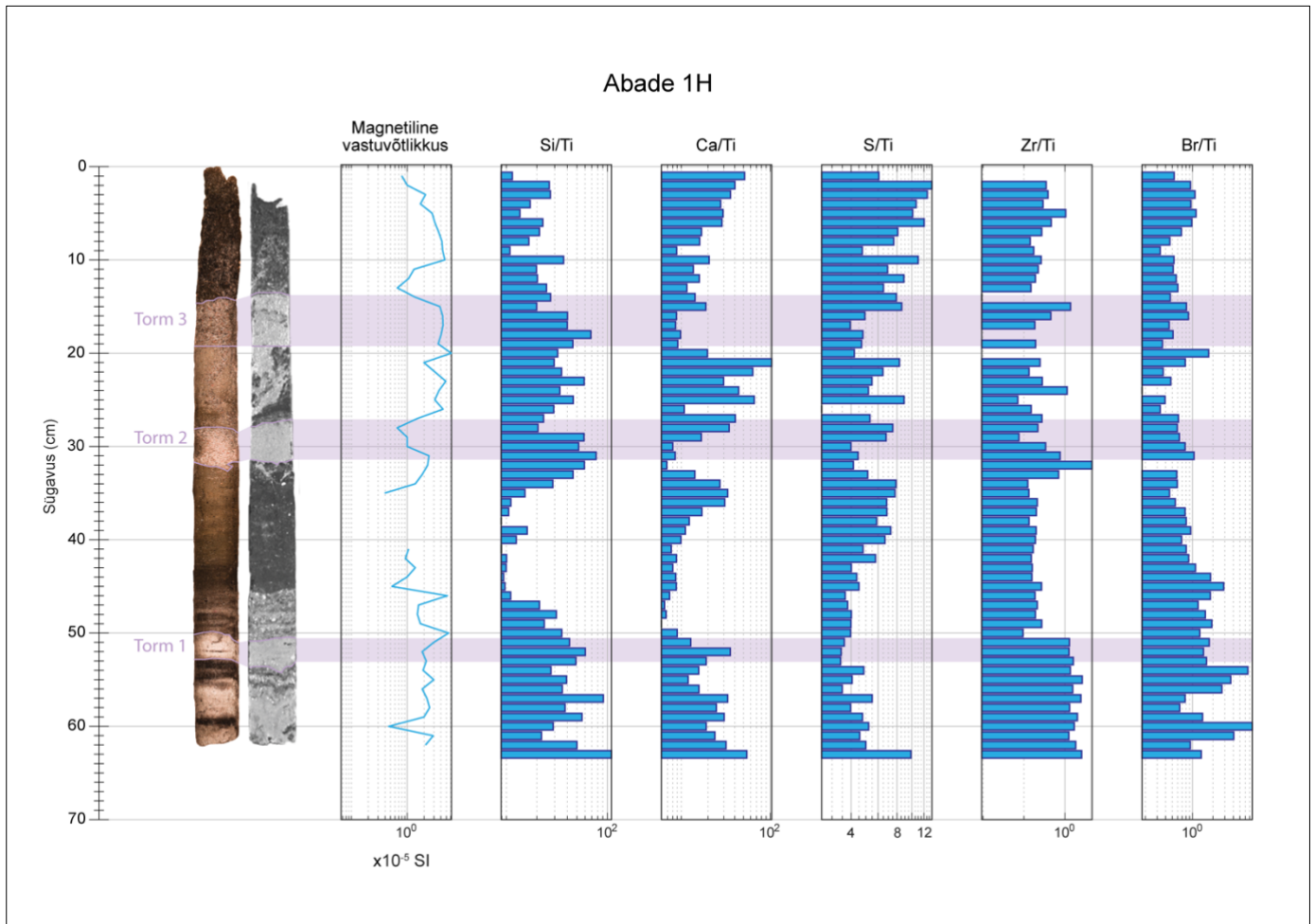
**Joonis 5.** Puursüdamiku 1H foto ja komputertomograafiline skaneering koos kuumutuskaotuse ja loimiseanalüüsi tulemuste, settekomplekside ning välja eristatud tormisündmuste ja -perioodiga.

#### 4.2. Setete geokeemiline koostis ja magnetiline vastuvõtlikkus

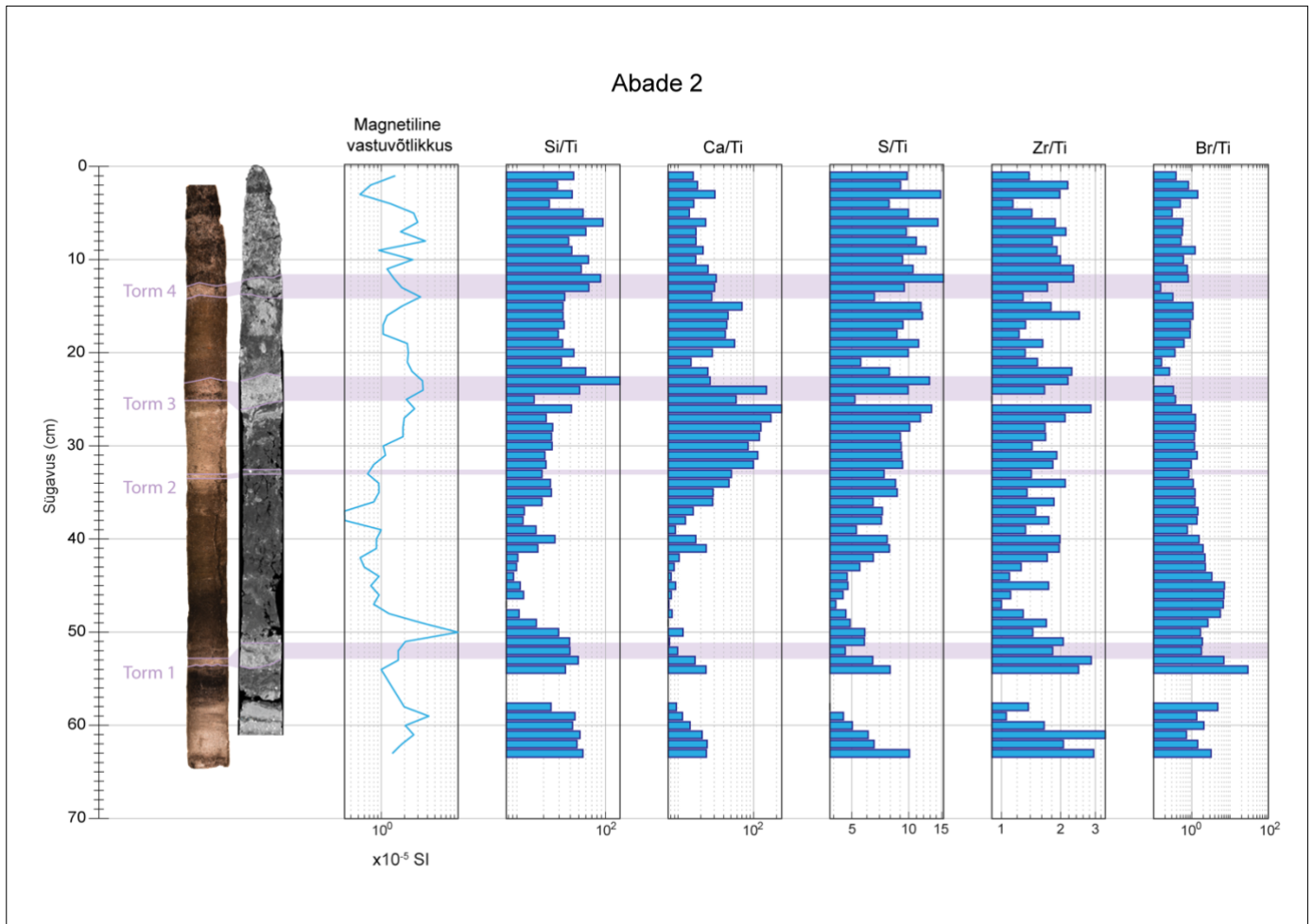
Uuritud geokeemilise ja magnetilise vastuvõtlikkuse analüüsi tulemused on esitatud puursüdamike 1B (Joonis 6), 1H (Joonis 7) ja 2 (Joonis 8) kohta ning jälgivad sarnaseid trende. Liivakihtidega seostuvad magnetilise vastuvõtlikkuse ning Si/Ti suuremad väärtused, samas vastavad nende miinimumväärtused orgaanikarikastele jütjakihtidele. Kõrgemad Ca/Ti väärtused on korreleeritavad intervallidega, kus on suurenenud karbidetriidi sisaldus. S/Ti ja Zr/Ti sisaldused muutuvad sarnaselt Ca/Ti väärtustele ning Br/Ti väärtused jälgivad sügavuse vähenedes üldist langemise trendi.



**Joonis 6.** Puursüdamiku 1B foto koos geokeemilise ja magnetilise vastuvõtlikkuse analüüsi tulemustega ning välja eristatud tormisündmuste ja -perioodiga.



**Joonis 7.** Puursüdamiku 1H foto ja komputertomograafiline skaneering koos geokeemilise ja magnetilise vastuvõtlikkuse analüüsi tulemustega ning välja eristatud tormisündmuste ja -perioodiga.



**Joonis 8.** Puursüdamiku 2 foto ja kompuutertomograafiline skaneering koos geokeemilise ja magnetilise vastuvõtlikkuse analüüsi tulemustega ning välja eristatud tormisündmuste ja -perioodiga.

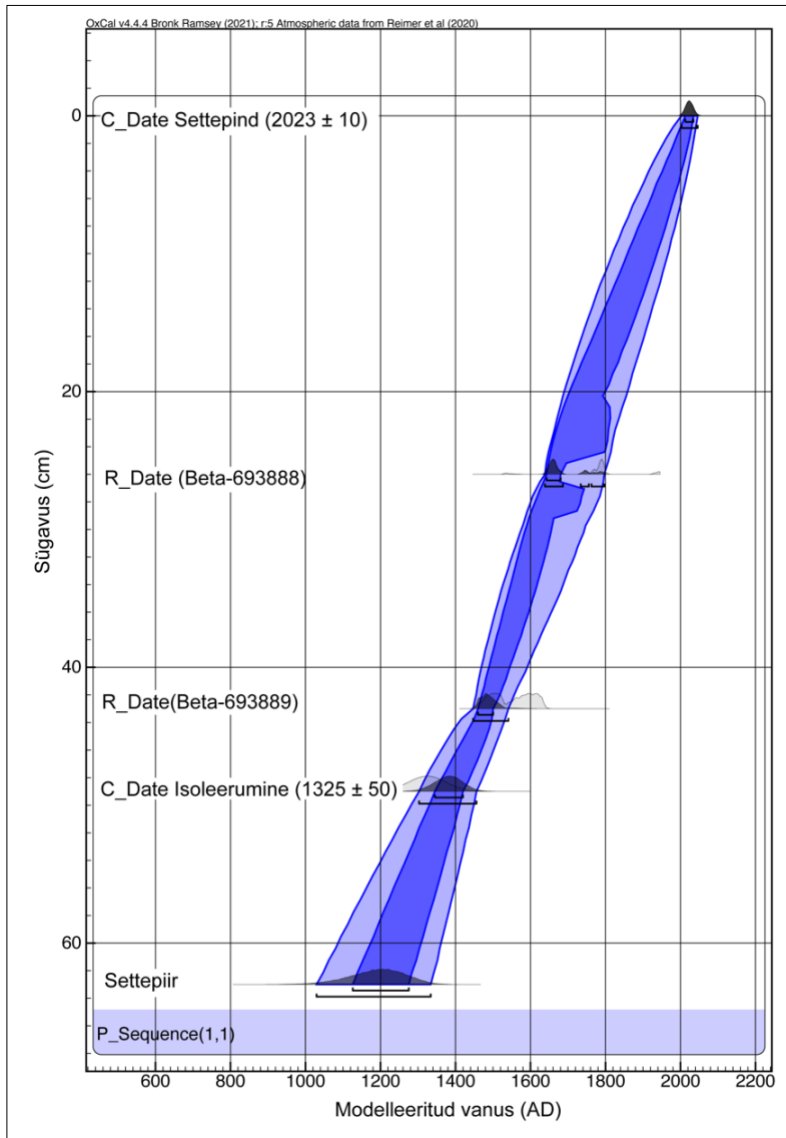
### 4.3. Setete vanused ja aeg-sügavus mudel

Settekompleksi B keskosast, mustjaspruuni ja tumerohelise jütja kontaktilt sügavuselt 43–44 cm, dateeritud maismaataimede seemned andsid vanuseks  $350 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  aastat, mille vanus on kalibreeritud (tõenäosusega 68,3 %) 1470–1630 AD (Beta-693889).

Settekompleksist C dateeriti kaks proovi sügavustelt 25–27 cm ning 18–20 cm. Rohekasbeežist jütjakihist pärit sügavama proovi dateering puidutükist ja maismaataimede seemnetest andis materjali vanuseks  $230 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  aastat, kalibreerituna 1640–1800 AD (Beta-693888). Settekompleksi C ülemisest liivakihist, sügavuselt 18–20 cm, dateeritud söetükid andsid vanuseks  $480 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  aastat, mis on kalibreerituna 1420–1450 AD (Beta-693887). Võrrelduna teiste dateerimistulemustega, järve isoleerumise ajaga ning keskmise settimiskiirusega jääb viimane dateering oluliselt vanemaks ning seda dateeringut aeg-sügavus



modeli koostamisel ei arvestatud. Võimalik, et söetükkide näol on tegemist ligi 1420–1450 AD toimunud põlenguga, kus süsi on rannamoodustistelt hiljem nt tuulekande teel Abade järvenõkku sisse kantud.



Abade setete aeg-sügavus mudel on esitatud joonisel 9. Mudeli ülemise piirina on kasutatud settepiiri vanusega  $2023 \pm 10$  AD. Lisaks on mudeldamisel kasutatud radiosüsiniku meetodil dateeringuid Beta-693889 ja Beta-693888 ning settekomplekside A ja B kontakti mudelvanust (1325 AD), mille arvutamiseks kasutati maakerkekiirust Abade järve alal, 2,86 mm/a (Vestøl *et al.* 2019), ja profileerimise käigus saadud järve isoleerumise lävendi kõrgust 2,0 m.

**Joonis 9.** Abade järve setete (Abade 1B) aeg-sügavus mudel. Aeg-sügavus mudeli tõenäosusvahemikud on 68,3 % (tumesinine) ja 95,4 % (helesinine).

#### 4.4. Võimalikud tormisündmused ja kõrgendatud tormisusega perioodid Abade järve setetes

Uuritud puursüdamikes (Abade 1B, 1C, 1E, 1G, 1H, 2) on visuaalselt eristatavad kolm eraldiseisvat liivakihti (Joonis 4). Neist üks paikneb settekompleksis A ning kaks kihti settekompleksis C. Puursüdamikus Abade 2, mis on erinevalt teistest võetud järvekaldest

kaugemalt, eristub settekompleksis C lisaks eelmainitud kolmele ka neljas liivakiht (Joonis 4). Need kihid kujunesid liiva sissekande tulemusel, arvatavasti tingituna tormisündmustest (Hess *et al.* 2024).

Kõige alumine välja eraldatud tormisündmus (Torm 1) paikneb settekompleksis A ja on esindatud valkjabeeži peenliiva kihina paksusega 1–4 cm (Joonis 4). Kihi lamamiks on orgaanikarikas muda kiht, mis kaldalähedastes puursüdamikes on kuni 2 cm paksune. Liikudes kaldast kaugemale kasvab ka orgaanikakihi paksus, mis puursüdamikus Abade 2 on *ca* 4 cm. Tormikihi peal lasub vahelduvate orgaanikakihtidega liivakiht, mille paksus on vahemikus 1–5 cm (Joonis 4). Nii lamami kui ka lasumi orgaanikasisaldus on 2,1–3,4 %, mineraalse osa keskmine terasuurus jääb vahemikku 150–170 µm ning materjal on halvasti sorteeritud. Võrreldes ümbritsevate kihtidega on tormisündmuse liivakiht väiksema terasuurusega (keskmine terasuurus 135–138 µm), väiksema orgaanikasisaldusega (0,5–1,6 %) ning parema sorteeritusega (Joonis 5). Arvestades koostatud aeg-sügavus mudeli (Joonis 9) mediaanvanuseid, on esimene tormikiht (Torm 1) kujunenud vahemikus 1320–1370 AD.

Settekompleksi C alumises osas paikneb teine välja eraldatud tormisündmus (Torm 2), mis on kaldalähedastes puursüdamikes (Abade 1B, 1C, 1E, 1G, 1H) esindatud 2–5 cm ning järve kaldast kaugemal (puursüdamikus 2) *ca* 1 cm paksuse helepruuni keskmiseteralise liivakihiina. Puursüdamikus 1B on liivakihis nähtav peenike orgaanikakiht. Liivakihi lamamiks on settekompleksi B 10–17 cm paksune pruunikas-roheline jütjakiht ning lasumiks settekompleksi C 7–10 cm paksune alumine liivakas rohekasbeež jütja (Joonis 4). Kuna vastav tormisündmuse liivakiht paikneb kahe jütjakihi vahel, on seda nii visuaalselt kui ka kuumutuskao ja lõimise analüüside põhjal lihtne eristada. Jütjakihtidele on iseloomulik kõrgem orgaanikasisaldus, mis jääb lasumil vahemikku 10–17 % ja lamamil 4,4–8,5 %. Allpool asuva pruunikas-rohelise jütja mineraalse osa keskmine terasuurus jääb vahemikku 30–90 µm ning on halvasti ja väga halvasti sorteeritud. Lasumina paikneva liivakama rohekasbeeži jütja mineraalse osa terasuurus jääb vahemikku 255–415 µm, suurenedes sügavuse vähenemisel ning liiv on halvasti sorteeritud kuid paraneb sügavuse vähenemisel. Jaotus on kallutatud peenete ja väga peenete osakeste poole. Võrreldes ümbritsevate jütjakihtidega on tormisündmuse liivakiht madalama orgaanikasisaldusega (0,5–1,3 %), suurema keskmise terasuurusega (301–373 µm) ning parema sorteeritusega, olles keskmiselt ja keskmiselt hästi sorteeritud. Samuti on ühtlustunud ka teraosakeste jaotus, mis liivakihil on sümmeetriline (Joonis 5). Arvestades koostatud aeg-

sügavus mudeli (Joonis 9) mediaanvanuseid, on teine tormikiht (Torm 2) kujunenud vahemikus 1550–1610 AD.

Settekompleksi C ülemises osas asub kolmas välja eraldatud kõrgenenud tormisusega periood (Torm 3). Neljas puursüdamikus (Abade 1B, 1C, 1E, 1G) on vastav tormiperiood jälgitav paksu liivakihina (10–18 cm), milles paiknevad orgaanika vahekihid, andes võimaluse kaardistada ka üksikuid tormisündmuseid. Siiski selgete piiride puudumise tõttu interpreteerime antud töös kogu liivakihti ühe kõrgenenud tormisuse perioodina. Puursüdamikus 1H uuringuala idaservast on kolmanda tormiperioodi paksus väiksem, *ca* 5 cm ning kaldast kaugemal (Abade 2) on kihi paksus *ca* 3 cm. Altpoolt piiritleb liivakihti eelmainitud liivakas rohekasbeež jütjakiht paksusega 7–10 cm ning kaldalähedastes puursüdamikes (Abade 1B, 1C, 1E, 1G, 1H) on lasumiks tänapäevane pude orgaanikarikas jütjasete, mis jätkub ülemise settepiirini (Joonis 4). Uurides kaldast kaugemal paiknevat läbilõiget (Abade 2) ilmub kolmanda tormiperioodi lasumina tumepruun liivakas jütjakiht (paksusega *ca* 9 cm), mis visuaalselt sarnaneb settekompleksi B jütjakihihiga. Kaldalähedastes puursüdamikes lasumina oleva tänapäevase orgaanikarikka jütjasete orgaanikasisaldus jääb vahemikku 6–17 % tõustes järk-järgult sügavuse vähenemisel. Sette mineraalse osa terasuurus on vahemikus 230–280 µm, olles halvasti sorteeritud ning jaotus on kallutatud peenete osakeste suunas. Võrreldes ümbritsevate orgaanikakihtidega on kolmanda tormiperioodi liivakiht väiksema orgaanikasisaldusega (0,2–1,2 %), suurema terasuurusega (390–515 µm), parema sorteeritusega ning sümmeetrilisema teraosakeste jaotusega (Joonis 5). Arvestades koostatud aeg-sügavus mudeli (Joonis 9) mediaanvanuseid, on kolmas tormiperiood (Torm 3) kujunenud vahemikus 1730–1970 AD.

Käsitledes vaid kaldast kaugemal paiknevat setteläbilõiget (Abade 2) on settekompleksis C ülemises otsas ka neljas välja eraldatud kõrgenenud tormisusega periood (Torm 4), mida ei ole teistes uuritud läbilõigetes näha. Tormiperioodi liivakihi paksus on *ca* 2 cm ning on piiritletud alt eelmainitud tumepruuni liivaka jütjakihi ning pealt tänapäevase pudedaga orgaanikasettega, mis jätkub kuni ülemise settepiirini (Joonis 9).

Võrreldes tormisündmuste ja -perioodi omavahelisi erinevusi, on võimalik eristada muutusi keskmises terasuuruses. Sügavaimal asuv tormisündmus (Torm 1) on kolmest väikseima terasuurusega (135–138 µm) (Joonis 5). Sügavuse vähenedes suureneb keskmine terasuurus, olles teise tormisündmuse liivades (Torm 2) 301–373 µm ning kõrgemal asuval tormiperioodi liivades (Torm 3) vahemikus 390–515 µm (Joonis 5).

## 5. Arutelu ja järeldused

### 5.1. Abade järve isoleerumine

Varasematest uuringutest (Suursaar *et al.* 2024) ja LiDAR kõrgusandmete analüüsist on teada, et Abade järve puhul on tegemist paleolaguuniga, mis on tänaseks Läänemerest isoleerunud. Abade isoleerumisprotsess algas loodesuunast, kui rannasetete kuhjumisel hakkas moodustuma Läänemere ja laguuni vahele maasäär (Joonis 1b). Maasääre idasuunalisel kasvamisel hakkas Abade nõgu järk-järgult merest isoleeruma ning maasääre taha said hakata settima orgaanikarikkad muda kihid, mida näeme settekompleksis A. Abade paleolaguuni tänapäevane analoog asub Hiiumaa kirderannikul Tarestes (Joonis 10), kus lõunasuunas kasvava Tõrvanina maasääre varjus akumulatsioonid rahulikel perioodidel orgaanikarikkad settekihid ning suuremate tormide käigus kantakse veelustelt rannabarridelt laguuni sisse liiva kihte.

Abade järve isoleerumine Läänemerest jõudis arvatavasti lõpule siis, kui muda vahekihtidega liivade settimine asendus jütja kujunemisega järvenõos (Joonis 4). Mere mõju vähenemist näitab ka isolatsiooni järgselt Br/Ti väärtuste langus (Joonised 6–8). Nii LiDAR



kõrgusandmete analüüs, kui ka idasuunaliste maasääre kasvujätkete paiknemine viitavad isoleerumislävendi asukohale järvenõost kirdes. Võttes arvesse nii Abade piirkonna maadõusu kiirust 2,86 mm/a (Vestøl *et al.* 2019), kui ka profileerimise käigus saadud järve isoleerumise lävendi kõrgust 2,0 m ü.m.p. (Joonis 1b), toimus Abade järve isoleerumine 14. sajandi esimeses pooles *ca* 1325 AD. Isoleerumise järgselt, kuni aastani *ca* 1550 AD, valitsesid järvenõos suhteliselt rahulikud settimistingimused, mis võimaldasid jütjal akumulioneeruda 10–17 cm paksuse kihina (Joonis 4).

**Joonis 10.** Tõrvanina maasääre asukoht koos iseloomulike veeluste rannabarride ja laguuniga, taustal Maa-ameti ortofoto (Maa-amet 2024).

## 5.2. Abade tormisündmuste jäljed ja vanus ning nende võimalik päritolu

Uuritud Abade järve setete läbilõigetel on eristatavad kaks tormisündmust mudelvanustega 1320–1370 AD ja 1550–1610 AD ning üks kõrgenenud tormisusega periood, mis võib sisaldada mitmeid tormisündmusi, mudelvanusega 1730–1970 AD (Joonis 9). Järve sügavamas osas eristub setteläbilõikes lisaks välja ka neljas tormisündmus, mis on vanuselt noorem kui Torm 3 (Joonis 4).

Tormisetete keskmise terasuuruse erinevus enne ja pärast isoleerumist võib viidata liiva sissekande erinevale päritolule. Isoleerumise eelne tormisete on oluliselt väiksema terasuurusega liiv (keskmine terasuurus 135–138 µm; Joonis 5), mille sissekanne võis toimuda tormi käigus maasääre taguste rannabarride liiva ümbersetitamise tulemusena (Joonis 10). Arvatavasti toimus selle tormisündmuse setete sissekanne lävendi asukohast Abade järve kirdekaldalt (Joonis 1b). Samas on isoleerumisele järgnevate tormisetetena näha suurema terasuurusega liiva (Torm 2 - 301–373 µm ja Torm 3 - 390–515 µm; Joonis 5), mis võib pärineda tormide tõttu lõhutud maasääre setetest. Võttes arvesse tänapäevaste Harilaiu tugevaimate tormide tavalist läänesuunda (Keevallik, Soomere 2001) on tõenäoliselt isoleerumise järgsed tormisetted järve sisse kantud üle maasääre lääne suunast (Joonis 1b).

## 5.3. Abade tormisündmuste võrdlus merevaatlusjaamade ja ajalooliste andmetega

Merevaatlusjaamade andmerekad Eesti rannikualal ulatuvad vaid mõningatel juhtudel üle 100 aasta (Jaagus, Suursaar 2013). Nendele lisaks on tormisuse uuringutes võimalik kasutada ka ajaloolisi andmed, millest varasemaid ulatuvad 18.saj esimesse poolde (Tarand *et al.* 2013).

Vilsandi ja Pärnu merevaatlusjaamade andmetest on teada, et kõige suuremad tormisündmused on piirkonnas seotud tugevate lääne suunast saabuvate tsüklonitega. Kõige suuremad ja kõrgemate veetasemetega tormisündmused on teada aastatest 2005, 1967 ja 1969 (Jaagus, Suursaar 2013). Ajalooliste andmete põhjal toimunud 19.sajandi suuremad tormid aastatel 1890, 1864, 1863 ja 1801 (Tarand *et al.* 2013). Ruhnu saare andmetest on teada suuri torne aastatest 1749 ja 1839 (Ekman 1847).

Kuna instrumentaal ja ajalooliste tormiandmed käsitlevad vaid viimast *ca* 200 aastat, siis uuriti käesolevas töös võimalusi geoloogiliste andmete kasutamiseks tormisündmuste uurimiseks. Kõrgenenud tormisusega periood 1730–1970 AD Abade setteläbilõikes kattub ajalooliste andmete põhjal eraldatud suuremate tormide vanustega, kuid geoloogiliste andmete

detailsus ei võimalda rööbistusi kirjandusallikate põhjal teadaolevate konkreetsete tormisündmustega. Abade setteläbilõikes uuritud 1320–1370 AD ja 1550–1610 AD tormisündmusustele kirjandusallikate põhjal teadaolevalt analooge ei ole. Paleokliima uuringud näitavad, et Abade 1320–1370 AD ja 1550–1610 AD tormisündmused jäävad väikese jääaja suhteliselt tormisesse ja külma kliimaperioodi (Wanner *et al.* 2022). Järvesetete andmete kasutamisel paleotormisuse uuringutes on piiravaks teguriks ka pärastjääaegne maatõus, mis kergitab järvenõo ajapikku tormide ulatusest kõrgemale. Abade järvenõkku 2005 aasta jaanuaritorm teadaolevalt enam ei ulatunud, samas puudub info 1967. ja 1969. aasta tormide mõju kohta.

#### 5.4. Järeldused

- Abade järv hakkas Läänemerest eralduma loodesuunast, tingituna meresetete kuhjumisel idasuunaliselt kasvavast maasäärest. Uuringutulemused annavad Abade järve isoleerumise vanuseks *ca* 1325 AD, isoleerumislävendi kõrguseks 2 m ü.m.p. ning selle asukohaks järvenõost kirdes.
- Pärast isoleerumist on Abade järve arengus olnud suhteliselt pikk ja rahulik periood kuni *ca* 1550 AD, kui toimus jütja akumulatsioon milles puuduvad tormide jäljed.
- Abade järve põhjasetetes kirjeldati kokku kolme Hilis-Holotseeni tormisündmust ja ühte kõrgenenud tormisusega perioodi. Kahe tormisündmuse mudelvanused on 1320–1370 AD ja 1550–1610 AD ning kõrgenenud tormisusega periood, mis võib sisaldada mitmeid tormisündmusi, on olnud aastatel 1730–1970 AD. Neljas tormisündmus eristub vaid järve sügavamas osas ning see toimus pärast 1730 AD, kuid selle täpsem vanus ei ole teada.
- Abade tormisetted koosnevad peene- kuni keskmiseteralisest liivast, olles ümbritsevatest kihtidest väiksema orgaanikasisaldusega, suurema terasuurusega ja parema sorteeritusega. Samuti on liivakihtidel ümbritsevast suuremad magnetilise vastuvõtlikkuse ja Si/Ti väärtused.
- Tormisetete keskmise terasuuruse erinevus enne ja pärast isoleerumist võib viidata tormiliiva sissekande erinevale päritolule. Isoleerumiseelne tormisete on oluliselt väiksema terasuurusega liiv, mille sissekanne võis toimuda tormi käigus maasääre taguste rannabarride liiva ümbersetitamise tulemusena lävendi asukohast Abade järve kirdekaldalt. Samas on isoleerumisele järgnevate tormisetetena näha suurema

terasuurusega liiva, mis võib pärineda tormide tõttu lõhutud maasääre setetest ning mida on järve sisse kantud üle maasääre lääne suunast.

- Kõrgenenud tormisusega periood 1730–1970 AD Abade setteläbilõikes kattub ajalooliste andmete põhjal eraldatud suuremate tormide vanustega. Abade setteläbilõikes uuritud 1320–1370 AD ja 1550–1610 AD tormisündmusustele kirjandusallikate põhjal teadaolevalt analooge ei ole ning paleokliima uuringud näitavad, et tormisündmused jäävad väikese jääaja suhteliselt tormisesse ja külma kliimaperioodi.

## 6. Kokkuvõte

Möödaniku tormiperioodide uurimine annab olulist informatsiooni paleokeskkonnast ning võimaluse prognoosida rannikualade muutuste tulevikustsenaariumeid. Merevaatlusjaamade ja ajaloolised andmed Eesti rannikualal esinenud suuremate tormisündmuste kohta on suhteliselt lühikesed. Üheks võimaluseks kaugemas möödanikus aset leidnud tormisündmuste kohta info kogumiseks on uurida isoleerunud järvesetetes esinevaid sündmuskihte, mida on tehtud mitmel pool Põhja-Euroopas, kuid analoogsed uuringud Eesti alal seni puuduvad.

Käesolevas bakalaureusetöös koguti Hilis-Holotseeni tormiperioodide kohta infot uurides Abade järve, isoleerunud paleolaguuni, põhjaseteid. Töö käigus kirjeldati Abade järve põhjasetesse talletunud tormisündmuste jälgi, sealhulgas iseloomustati nende koostist, teket ja vanust. Samuti uuriti Abade järve isoleerumist ja selle mehhanisme. Sette kirjeldamiseks analüüsiti uuringuala LiDAR kõrgusandmeid, viidi läbi kogutud järvesetete kuumutuskao-, lõimise-, magnetilise vastuvõtlikkuse, geokeemilised ja kompuutertomograafilised analüüsid ning määrati radiosüsinikumeetodil sette vanus.

Uuringu tulemused näitavad, et Abade järv hakkas Läänemerest eralduma loodesuunast meresetete kuhjumisel idasuunaliselt kasvava maasääre tõttu ja isoleerus *ca* 1325 AD. Sellele järgnes valdavalt rahulikum periood ja jütja settimine. Uuritud puursüdamikes on visuaalselt eristatavad kolm kuni neli eraldiseisvat liivakihti, mida interpreteeriti iseseisvate tormisündmuste ja kõrgenenud tormisusega perioodina. Orgaanikarikkast settest võetud dateeringute alusel koostatud aeg-sügavus mudeli põhjal olid Harilaiu piirkonnas suuremad tormisündmused aastatel 1320–1370 AD ja 1550–1610 AD ning kõrgenenud tormisusega periood 1730–1970 AD.

Tormisetete keskmise terasuuruse erinevus enne ja pärast isoleerumist võib viidata liiva sissekande erinevale päritolule. Enne isoleerumist on tormisettena näha valkjabeeži peenliiva, mis on arvatavasti sattunud järve tormide käigus maasääre taguste rannabarride liiva ümbersetitamise tulemusena lävendi asukohast Abade järve kirdekaldalt. Isoleerumisele järgnevate tormisettidena on näha helepruuni keskmiseteralist liiva, mis võib pärineda tormide tõttu lõhutatud maasääre setetest ning mida on järve sisse kantud üle maasääre lääne suunast.



# Late Holocene storminess record from the Lake Abade bottom deposits

Annabel Eensoo

## Summary

This bachelor's thesis studies the historical storm periods of the Late Holocene at Lake Abade, an isolated paleolagoon in Estonia. The objectives were to investigate and describe storm events recorded in Lake Abade's sediments, analyze the composition, formation, and age of storm layers, and discuss the isolation of Lake Abade from the Baltic Sea and its mechanisms.

To achieve these objectives nine sediment cores from Lake Abade were collected during fieldwork in July 2023. Methods used were geomorphological analysis based on LiDAR elevation model, loss-on-ignition analysis to determine organic content, grain size analysis using MasterSizer, high resolution images, magnetic susceptibility and XRF-data from corescanner Geotek and X-ray images from medical CT scanner.

The study revealed that the lake began isolating from the Baltic Sea in the northwest due to marine sediment accumulation, completing isolation by *ca* 1325 AD. Sediments were divided into three complexes (A, B, C). Complex A comprised of fine sands and organic laminae, Complex B was rich in organic matter, and Complex C had alternating medium-grained sands and organic-rich layers. Within these three complexes 3-4 visible sand layers were interpreted as storm layers and a period of increased storminess. Geochemical and magnetic analysis showed that storm deposits exhibited higher magnetic susceptibility and Si/Ti values compared to organic-rich layers. Grain size analysis suggested changes in sediment sources of storm deposits over time, with pre-isolation fine sands and post-isolation medium-grained sands from eroded barriers.

Based on age-depth model the storm periods were dated around 1320–1370 AD and 1550–1610 AD, adding to the historical storminess record. A period of increased storminess was dated to 1730–1970 AD, which overlaps with the ages of major storms extracted from historical data.

## **Tänuavaldused**

Töö autor tänab väga oma juhendajaid Alar Rosentaud ja Triinu Jairust suure abi ja toetuse eest. Samuti Siim Nirgit Eesti Geoloogiateenistusest abi eest Geoteki skaneerimisjaama kasutamisel, Art Kristjan Oleskit lõimiseanalüüsi juhendamisel ning Triine Nirgit ja Sirje Hiidet (Tallinna Ülikool) abi eest dateeritava materjali määramisel. Lisaks Meelis Omblert ja Indrek Virrot Eesti Maaülikoolist, kes tegid puusüdamest kompuutertomograafilised skaneeringud. Samuti tänab autor ka kõiki, kes olid abiks välitöödel.

## Kasutatud kirjandus

- Alexander, L. V., Tett, S. F. B. and Jonsson, T. 2005. Recent observed changes in severe storms over the United Kingdom and Iceland. *Geophysical Research Letters*, **32**(13). <https://doi.org/10.1029/2005GL022371>
- Barliaev, A. 2017. *Paleogeography and shore displacement of Eastern Gotland between 9.5 and 2.8 ka cal BP*. Master's thesis. Department of Physical Geography, Stockholm University. <https://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:1158292/FULLTEXT01.pdf>
- Bronk Ramsey, C. 2009. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, **51**(1), 337–360. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- Bronk Ramsey, C. B. 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, **27**(1–2), 42–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>
- Eesti Maaülikool. Eesti Maaülikooli Loomakliinik. <https://loomakliinik.emu.ee/et/vaikeloomakliinik/erialad/kujutav-diagnostika/> (viimati vaadatud 20.05.2024)
- Ekman, F. J. 1847. *Kirjeldusi Ruhnust Liivimaal*. Tavastehus (Hämeenlinna), Soome.
- Geotek Ltd. 2023. The Geological Survey of Estonia Looks for Critical Minerals. <https://www.geotek.co.uk/2023/09/07/the-geological-survey-of-estonia-looks-for-critical-minerals/>
- Heiri, O., Lotter, A. F. and Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, **25**(1), 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hess, K., Engel, M., Patel, T., Vakhrameeva, P., Koutsodendris, A., Klemm, E., et al. 2024. A 1500-year record of North Atlantic storm flooding from lacustrine sediments, Shetland Islands (UK). *Journal of Quaternary Science*, **39**(1), 37–53. <https://doi.org/10.1002/jqs.3568>
- Jaagus, J. and Suursaar, Ü. 2013. Long-term storminess and sea level variations on the Estonian coast of the Baltic Sea in relation to large-scale atmospheric circulation. *Estonian Journal of Earth Sciences*, **62**(2), 73. <https://doi.org/10.3176/earth.2013.07>

- Keevallik, S. and Soomere, T. 2001. ANISOTROPY OF MODERATE AND STRONG WINDS IN THE BALTIC PROPER. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Engineering*, **7**(1), 35. <https://doi.org/10.3176/eng.2001.1.04>
- Kont, A., Tõnisson, H., Jaagus, J., Suursaar, Ü. and Rivis, R. 2022. Eesti randade areng viimastel aastakümnetel kliima ja rannikumere hüdrodünaamiliste muutuste tagajärjel. *Tallinna Ülikooli ökoloogia instituudi/keskuse publikatsioonid*, **13**, 9–58.
- Maa-amet. 2024. Ruumiandmed. <https://geoportaal.maaamet.ee/est/ruumiandmed-p1.html> (viimati vaadatud 20.05.2024)
- Myrbo, A., Morrison, A. and McEwan, R. 2011. Tool for Microscopic Identification (TMI). <https://tmi.csd.umn.edu> (viimati vaadatud 22.05.2024)
- Orviku, K., Kont, A., Ratas, U. and Rivis, R. 2003. Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *Journal of Coastal Research*, **19**, 364–375.
- Orviku, K., Suursaar, Ü., Tõnisson, H., Kullas, T., Rivis, R. and Kont, A. 2009. Coastal changes in Saaremaa Island, Estonia, caused by winter storms in 1999, 2001, 2005 and 2007. *Journal of Coastal Research*, 1651–1655.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., et al. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**(4), 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rivis, R. 2004. Changes in shoreline positions on the Harilaid Peninsula, West Estonia, during the 20th century. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Biology. Ecology*, **53**(3), 179. <https://doi.org/10.3176/biol.ecol.2004.3.03>
- Suursaar, Ü., Rosentau, A., Hang, T., Tõnisson, H., Tamura, T., Vaasma, T., et al. 2022. Climatically induced cyclicity recorded in the morphology of uplifting Tihu coastal ridgeplain, Hiiumaa Island, eastern Baltic Sea. *Geomorphology*, **404**, 108187. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108187>
- Suursaar, Ü., Torn, K., Mäemets, H. and Rosentau, A. 2024. Overview and evolutionary path of Estonian coastal lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **In press**, 108811. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2024.108811>
- Tarand, A., Jaagus, J. and Kallis, A. 2013. *Eesti kliima minevikus ja Tänapäeval*. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu.

- Tõnisson, H., Kont, A., Suursaar, Ü., Jaagus, J., Rivis, R. and Buynevich, I. 2024. Morphosedimentary evolution of Estonian coastline: role of climatic and hydrodynamic forcing over the past decades. *Boreal Environment Research*, **29**, 103–125.
- Tõnisson, H., Orviku, K. and Kont, A. 2011. Coastal zone management and changing character of shore processes - a story about Kiipsaare lighthouse. *Geophysical Research Abstracts*, **13**, EGU2011-6873.
- Uścińowicz, S., Cieślikiewicz, W., Skrzypek, G., Zgrundo, A., Goslar, T., Jędrysek, M.-O., et al. 2022. Holocene relative water level and storminess variation recorded in the coastal peat bogs of the Vistula Lagoon, southern Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*, **296**, 107782. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107782>
- Vandel, E., Vaasma, T., Sugita, S., Tõnisson, H., Jaagus, J., Vilumaa, K., et al. 2019. Reconstruction of past storminess: Evaluation of an indicator approach using aeolian mineral grains buried in peat deposits, Estonia. *Quaternary Science Reviews*, **218**, 215–227. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.026>
- Vestøl, O., Ågren, J., Steffen, H., Kierulf, H. and Tarasov, L. 2019. NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. *Journal of Geodesy*, **93**(9), 1759–1779. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8>
- Wanner, H., Pfister, C. and Neukom, R. 2022. The variable European Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, **287**, 107531. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107531>
- Ziegler, M., Jilbert, T., De Lange, G. J., Lourens, L. J. and Reichert, G. 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**(5), 2007GC001932. <https://doi.org/10.1029/2007GC001932>

## **Kasutatud tarkvara**

Adobe Inc. 2024. Adobe Illustrator. <https://adobe.com/products/illustrator>

Blott, S. J. 2010. GRADISTAT. <http://www.kpal.co.uk/gradistat.html>

Bronk Ramsey, C. 2021. OxCal. <https://intchron.org/tools/oxcal/OxCal.html>

MicroDicom. 2024. MicroDicom DICOM Viewer. <https://www.microdicom.com/>

Microsoft Corporation. 2024. Microsoft Excel. <https://office.microsoft.com/excel>

QGIS Development Team. 2024. QGIS Geographic Information System. <https://www.qgis.org/>

The MathWorks Inc. 2024. MATLAB. <https://www.mathworks.com>

## **Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja üldsusele kättesaadavaks tegemiseks**

Mina, Annabel Eensoo

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) minu loodud teose

### **Hilis-Holotseeni tormisündmuste jäljed Abade järve põhjasetetes,**

mille juhendajad on Alar Rosentau ja Triinu Jairus,

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.

*Annabel Eensoo*

**27.05.2024**