

Tartu Ülikool
Loodus- ja tehnoloogiateaduskond
Ökoloogia ja Maateaduste Instituut
Geoloogia osakond

Magistritöö keskkonnatehnoloogias

**Holotseeni paleokeskkonna muutused Loode-Eestis
järvesetete stabiilsete isotoopide ja jälgelementide põhjal
Turvaste Valgejärve läbilõikest**

Holar Sepp

juhendajad: Kadri Sohar, Liina Laumets

Kaitsmisele lubatud:

Juhendaja:.....

(allkiri, kuupäev)

Osakonna juhataja:.....

(allkiri, kuupäev)

TARTU 2013

Sisukord

Sissejuhatus	3
1. Ülevaade teemast	5
1.1. Stabiilsete isotoopide kasutamine	5
1.2. Järvesetete süsiniku stabiilsete isotoopide kasutamine paleokliima interpreteerimisel	6
1.3. Jälgelemendid	9
1.4. Varasemad uuringud Turvaste piirkonnast	10
2. Uuritav piirkond	11
2.1. Maastiku iseloomustus ja paleogeograafia	11
2.2. Taimestiku areng Turvaste järvede ümbruses	12
2.3. Uurimisala kliima iseloomustus	13
3. Materjal ja meetoodika	15
4. Tulemused	17
4.1. Litoloogia	17
4.2. Varasemad tulemused	18
4.3. Karbonaatsete setete süsiniku isotoopkoostis	21
4.4. Jälgelemendid	22
4.4.1. Mg/Ca	23
4.4.2. Sr/Ca	23
5. Arutelu	25
5.1. Vara-Holotseen u 10 500 – 8 200 cal a PB	26
5.2. Kesk-Holotseen 8 200 – 4 200 at	27
5.3. Hilis-Holotseen 4 200 – 0 at	31
Kokkuvõte	33
Summary	34
Tänuavaldused	35
Kasutatud kirjandus	36
Lisad	41

Sissejuhatus

Arenenud maailm suunab igal aastal hiiglaslikke summasid globaalse soojenemise pidurdamiseks. Järjest rangemad on normatiivid kütuste kasutamisel heitgaaside piiramiseks, saastekvootide määramine ning järjest kasvavad maksud kasvuhoonegaaside emiteerijatele. Kliima muutumise probleemid mõjutavad olulisel määral maailma majandust ning inimeste elukeskkonda, seega on ilmselt nende mõju vaid suurenemas.

Tänaseks päevaks on teada Milankovitch'i tsüklite poolt põhjustatud kliima muutused ja osatakse prognoosida ka pikemaajalisi sündmuseid. Inimkonna praeguste probleemide lahendamiseks oleks vaja aga täpset informatsiooni lühiajaliste ning regionaalsete muutuste kohta. Lühemate muutuste uurimiseks on sobiv uurida Holotseeni kliimat, sest viimase u 11 700 aasta kohta on võimalik teha täpseid setete radiosüsiniku (^{14}C) dateeringuid (Walker et al. 2012).

Holotseeni globaalse kliima taastamisel on tänuväärseks uurimismaterjaliks Gröönimaa ja Antarktika jääpuursüdamikud (Johnsen & Vinther 2007; Jouzel & Masson-Delmotte 2007). Nende jää on endasse salvestanud stabiilsete isotoopide koostise ning isoleerunud õhumullides on säilinud mineviku atmosfääri gaasiline koostis.

Regionaalse info kogumiseks pole enamikes piirkondades igijääd olemas või säilinud, seepärast on otsitud alternatiivseid usaldusväärseid uurimismaterjale. Ühe lahendusena on kasutatud järvede karbonaatseid setteid, millesse salvestunud stabiilsete isotoopide suhetest saadav teave lubab teha järeldusi setete tekkimise hetkel valitsenud kliima kohta (Andersson et al. 2010; Forbes 2010; Garnett et al. 2004; Hammarlund et al. 2003; Leng & Marshall 2004). Kontrollides ja võrreldes isotoopidest saadavaid andmeid teiste alternatiivsete tulemustega, saab möödunud aegade kliimat väga täpselt rekonstrueerida ning selle põhjal hinnata ka tuleviku sündmusi ning mõista paremini tänapäeva.

Enamik jääaja järgse paleokeskkonna uuringuid Eestis on keskendunud peamiselt õietolmule, taimede makrojäänustele ja karpvähkidele (näiteks Saarse et al. 2012; Seppä & Poska 2004; Sohar 2010; Veski 1998b). Järvesetetest on koostatud stabiilse hapniku isotoobi uuringuid paleokliima interpreteerimiseks (näiteks Laumets et al. 2013, Laumets et al. in käsikiri)

Käesoleva magistritöö eesmärgiks on uurida ja interpreteerida kliima ja keskkonna muutuseid Holotseenis. Uurimisobjektiks on Loode-Eestis asuv Turvaste Valgejärv, mille põhjasetete uurimiseks on antud töös kasutatud mitmeid erinevaid meetodeid, kuid peamine fookus on suunatud järvelubjast analüüsitud stabiilsetele süsiniku isotoopidele ning jälgelementidele. Käesolev magistritöö on oma metoodilise lähenemise ja andmete detailsusega esmakordne Eestis.

1. Ülevaade teemast

1.1. Stabiilsete isotoopide kasutamine

Aatomi tuum koosneb prootonitest ja neutronitest. Prootonite arv tuumas määrab ära, mis elemendiga on tegu. Neutronite arv tuumas võib varieeruda. Erinevate neutronite arvuga aatomeid nimetatakse isotoopideks. Vastavalt neutronite arvule erinevad aine füüsikalised omadused. Neid väikeseid erinevusi ära kasutades on võimalik hankida laialdast ja olulist teavet mitmetes teadusvaldkondades.

Kergeid stabiilseid isotoope on paleokliima uurimiseks kasutatud alates ajast, mil McCrea (1950) avastas tsüklilised muutused ookeani põhja setete hapniku stabiilsete isotoopkoostises. Selleks ajaks oli aastakümneid kasutusel olnud õietolmu analüüsimeetod. Seega oli võimalus geokeemilisi andmeid võrrelda varasemate tulemustega. Kuna stabiilsed isotoobid ei lagune ajas ega muutu väliste tegurite mõjul, annavad need võimaluse rekonstrueerida mineviku keskkonda.

Tehnika arenedes ja isotoopkoostise analüüsivõimaluste paranedes hakati peale hapniku isotoopide kasutama veel mitmeid teisigi, näiteks vesiniku, süsiniku ja lämmastiku stabiilseid isotoope. Kõigil neil elementidel esineb looduslikult vähemalt kaks stabiilset isotoopi. Lisaks ookeani- ja meresetete uurimisele rakendatakse stabiilsete isotoopide meetodit veel näiteks järvesetete ja seal elanud organismide (näiteks molluskite ja ostrakoodide) kodade, speloteemide, loomade luude või vee keemilise koostise uurimisel. Lai skaala isotoope ja mitmekesine proovimaterjali olemasolu annavad võimaluse erinevateks kasutusalaadeks. Nii saab infot kauges minevikus elanud looma toidulaua (Feranec et al. 2010), karbonaatse sette tekkimise ajal valitsenud kliima (Andersson et al. 2010; Hammarlund et al. 1997; Leng & Marshall 2004) või hoopis poes müüdava veini kvaliteedi kohta (Roßmann et al. 1998). Stabiilsete isotoopide omadusi ja võimalusi kasutatakse aktiivselt ka geneetikas (Radajewski et al. 1999).

Stabiilsete isotoopide kasutamisel määratakse nende omavaheline suhe võrrelduna standardiga. Seega arvutatakse näiteks süsiniku stabiilsete isotoopide suhe:

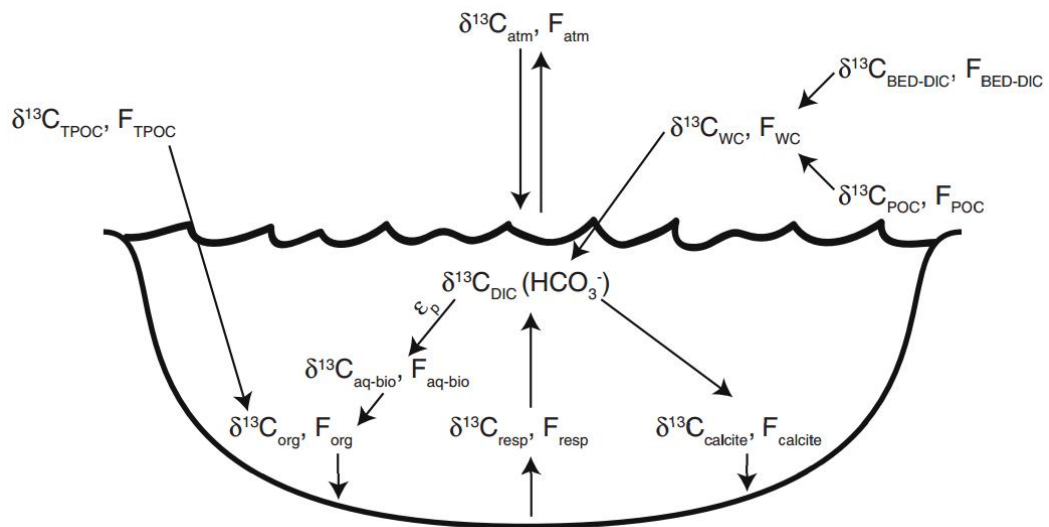
$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{proov}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \times 1000$$

Arvutuskäigu tulem võib olla nii positiivne kui ka negatiivne. Positiivne tulemus näitab, et proov on võrreldes standardiga raskemast isotoobist küllastunud ning negatiivne, et raskemast isotoobist vaesunud. Olenevalt, millist elementi ja millisest proovist analüüsitakse, on kasutusel erinevad skaalad. Näiteks vee proovide korral kasutatakse O ja C standardina maailmamere keskmist vee isotoopkoostist (SMOW – *Standard Mean Ocean Water*), kuid samade elementide analüüsi tulemuste esitamisel karbonaatsetest kivimitest ja setetest aga PDB (*Belemnite from American, Peedee Formation, Cretaceous Period, South Carolina*) skaalat, kus null-punktiks on võetud fossiilne karbonaat. Vesiniku puhul on kasutusel samuti SMOW skaala. Lämmastik kalibreeritakse aga vastavalt atmosfääri isotoopide suhtele.

1.2. Järvesetete süsiniku stabiilsete isotoopide kasutamine paleokliima interpreteerimisel

Süsiniku aatomil on tuumas 6 prootonit. Neutronite arv looduses on 6, 7 või 8. Kaheksa neutroniga süsinik, mille massiarv on 14, on radioaktiivne. Samas on süsiniku aatomid massiarvuga 12 ja 13 (neutroneid vastavalt 6 või 7) stabiilsed ehk nad iseeneslikult ei lagune. Tänu sellele omadusele on võimalik, et kunagi järve põhja settinud süsiniku ühendites olevate isotoopide vahekord on säilinud tänase päevani. Enim levinud isotoop on ^{12}C , mis moodustab looduses leiduvast stabiilsest süsinikust 98,93% ja ^{13}C osakaal on 1,07% (De Laeter et al. 2003). Kahe isotoobi suhte kõikumine on küll enamasti tagasihoidlik, kuigi kõrgeim registreeritud $\delta^{13}\text{C}$ väärtus on olnud +37,5‰ ja madalaim -130,3‰ (De Laeter et al. 2003).

Järvevee süsiniku isotoopkoostise määrab ära peamiselt seal lahustunud anorgaaniline süsinik (Leng & Marshall 2004). Vees esineb see sõltuvalt pH väärtusest peamiselt kolme ühendina: CO_2 , HCO_3^- ja CO_3^{2-} . Kui veekogus tekib karbonaatioonide üleküllus, sadestuvad need järvelubja ehk kaltsiumkarbonaadina välja. Nii tekib järve põhja lubisete, mille süsiniku isotoopväärtusi mõjutab peamiselt kolm olulisemat faktorit: põhjavesi, CO_2 liikumine vee ja atmosfääri vahel ning elusorganismide elutegevusel toimuv kergema süsiniku isotoobi eelistamine fotosünteesil ja hingamisel (Joonis 1) (Diefendorf et al. 2008; Leng & Marshall 2004).



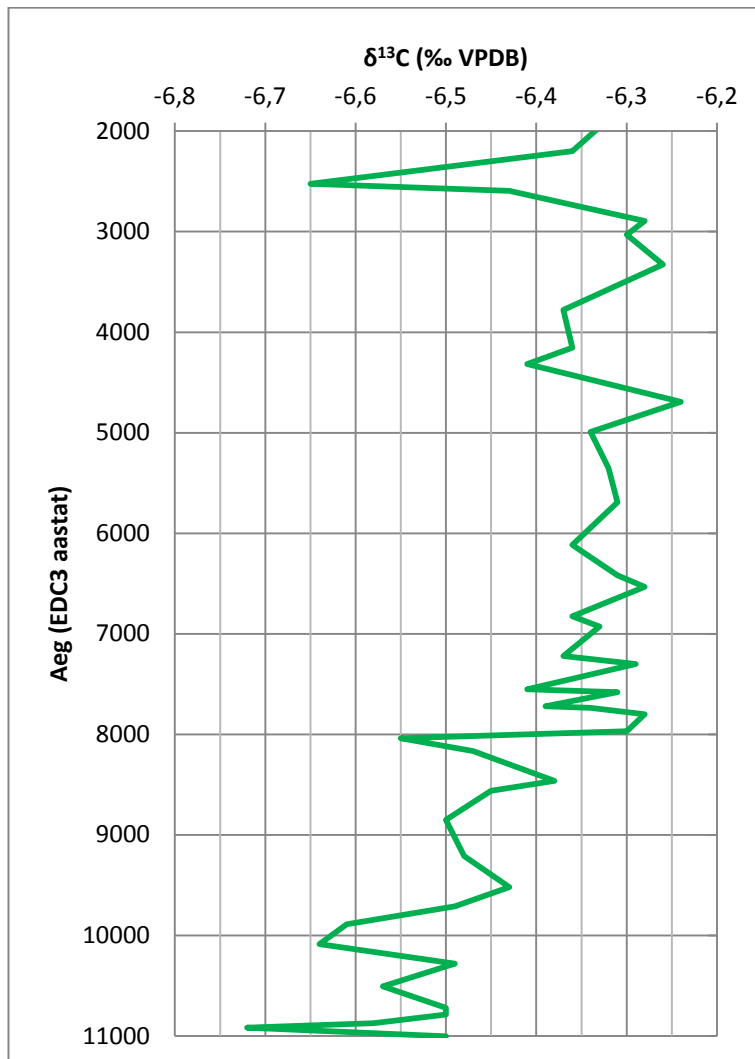
Joonis 1. Süsiniku aineringe mudel järvevees. Lühendid skeemil: Süsiniku liikumine (F), atmosfäär (atm), lahustunud anorgaaniline süsinik (DIC), lubjakivist lahustunud anorgaaniline süsinik (BED-DIC), ilmastiku tõttu (näiteks tuul, lumesulamisvesi, vihmavee kanne) vette sattuv süsinik (WC), mikroskoopilised süsiniku osakesed (POC), terrigeensed mikroskoopilised süsiniku osakesed (TPOC), massiivne orgaaniline sete (ORG), veeorganismide bioproduksioon (aq-bio), setetest eraldunud CO_2 (resp), fotosünteesist tulenev fraktsioneerumine (ϵ_p) (Diefendorf et al. 2008).

Paljud veekogud, eriti meie kliimavöötmes, on suuremal või väiksemal määral põhjavee toitlised. Kui vesi liigub mööda karbonaatsete kivimite lõhesid, lahustab see enda ümber olevat materjali. Samas on põhjavee koostis lühiajaliselt küllaltki ühtlane ja selle muutused on aastaringset sarnased. Pigem tekivad muutused vee isotoopkoostises põhjavee ja muude toiteallikate omavahelise suhte erinevusest ajas.

Kuna veepind on atmosfääriga pidevas kontaktis, toimub järvevee ja selle kohal oleva õhuga CO_2 molekulide vahetus. Tänapäevane atmosfääri $\delta^{13}\text{CO}_2$ on ligikaudu $-6,5\text{‰}$ (Hammarlund et al. 1997). Stabiilset süsiniku isotoopi on mõõdetud Antarktika jääpuursüdamikest eraldatud süsinikdioksiidi molekulidest ning puuraugu EPICA Dome C andmetel (Joonis 2) on Holotseeni kestel $\delta^{13}\text{C}$ väärtused olnud stabiilselt $-6,7\text{‰}$ ja $-6,2\text{‰}$ vahel (Elsig et al. 2009). Seega võib öelda, et vaadeldava aja jooksul on süsiniku isotoobi fraktsioneerumine olnud ühtlane ning mõjutanud isotoopkoostist ligikaudu $0,5\text{‰}$ võrra. Sellise atmosfäärilise süsinikdioksiidi isotoopkoostise korral on

tasakaalus oleva vee anorgaanilise süsiniku isotoopkoostise $\delta^{13}\text{C}$ väärtus ligikaudu vahemikus +1‰ kuni +3‰ (Leng & Marshall 2004).

Lisaks eelmainitud komponentidele on vee isotoopkoostise kujunemisel väga suur osa elusloodusel. Veest elavad organismid toituvad, fotosünteesivad ja eritavad vette oma jääkprodukte. Järve põhja fauna võib muuta ka juba settinud materjali isotoopväärtusi. Lisaks kandub tuule, lumesulamis- ja vihmaveega vette terrigeenset orgaanilist materjali (Leng & Marshall 2004).



Joonis 2. Antarktika puursüdamiku EPICA Dome C $\delta^{13}\text{CO}_2$ muutused Holotseenis (Elsig et al. 2009)

Terrigeense materjali sissekanne toob järve tugevalt negatiivse $\delta^{13}\text{C}$ väärtusega orgaanilist materjali. Meie piirkonnas on valitsevaks C_3 tüüpi fotosünteesiga taimed, mille $\delta^{13}\text{C}$ väärtus jääb valdavalt -20‰ ja -32‰ vahele (Hammarlund et al. 1997; Leng & Marshall 2004). Negatiivsed väärtused tulenevad asjaolust, et elusorganismid omastavad ^{12}C isotoopi kergemini ja seega eelistavad kergemat süsinikku.

Veetaimede $\delta^{13}\text{C}$ väärtused võivad olla vahemikus -11‰ kuni -33‰ (Olsson & Kaup 2001). Andmed on Rootsi järvede kohta, kuid annavad siiski informatsiooni ka Eesti järvedes toimunu kohta. Veetaimede poolt tekitatav mõju on samas kahesuunaline, sest ka veetaimed eelistavad fotosünteesiks kergemini omastatavat ^{12}C isotoopi, seega rikastub vesi raskemast isotoobist. Nii muutub järvevee enda isotoopkoostis taimede mõjul raskest isotoobist rikastatumaks, kuna taimed eemaldavad veest pidevalt kergemat isotoopi.

Väga väikesel määral mõjutab isotoopkoostist temperatuuri tõusust tingitud kergema isotoobi eelistamine CO_2 veest eraldumisel. Erinevalt hapnikust, kus see muutus on vahemikus 0,2‰ kuni 0,6‰ $^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Bernasconi & McKenzie 2007; Schwarcz 2007), on see väärtus süsiniku korral ligikaudu 0,0355‰ $^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Leng & Marshall 2004).

1.3. Jälgelemendid

Koos stabiilsete süsiniku isotoopide suhtega vaadatakse üldiselt täiendava informatsiooni saamiseks ka jälgelemente. Tavapärase iooni, milleks lubjakivil on Ca^{2+} , välja vahetanud elementi nimetatakse jälgelemendiks. Mineraalides oleva „vale aine“ hulk on üldiselt väga väike (geokeemias kontsentratsiooniga peamiselt alla 0,1%), kuid piisav, et jälgida nende poolt tekitatud mineraalide erinevate omaduste efekti.

Magneesiumi ja kaltsiumi ning strontsiumi ja kaltsiumi omavahelise suhtega vees mängib olulist rolli nende erinev lahustumiskiirus (Fairchild et al. 2000). Seega on oluline aeg, mil vesi liigub põhjavee kihtides. Magneesiumi ja kaltsiumi omavahelist suhet jälgides pole oluline absoluutne aeg, mis kulub sademevee ja muudest põhjavee toiteallikatest vee uuesti maapinnani jõudmiseks, vaid selle aja suhteline muutumine. Selektiivne lahustumine toimub mitte ainult dolomiitide aeglasema lahustumise tõttu, vaid ka lubjakivides olev magneesium käitub sarnaselt (Fairchild et al. 2000). Eelnevalt kirjeldatud omadused võimaldavad saada veerežiimi kohta olulist infot.

Rohkemate sademete korral on vee liikumine põhjaveekihtides kiirem ning seetõttu ka lahustunud magneesiumi ja strontsiumi hulk väiksem. Madalama veetaseme korral võivad olla lubjakivi lõhedes ja karstivormides teataval määral veega täitumata tühimikke, mis soodustab täiendavalt magneesiumi lahustumist (Garnett et al. 2004).

Magneesiumi ja kaltsiumi omavahelise suhte kaudu on võimalik tuletada ka temperatuuri ja selle kõikumisi. Samas on temperatuuri võimalik lühemas plaanis jälgida, sest põhjaveest tuleva vee koostise muutumine võib muuta ka Mg ja Ca vahekorda. Seega pole vanemate setete magneesiumi ja kaltsiumi vahekorra võimalik temperatuuri taastada, kuna elementide vahekorra variatsioonid on tingitud põhjavee koostise muutumise tõttu.

1.4. Varasemad uuringud Turvaste piirkonnast

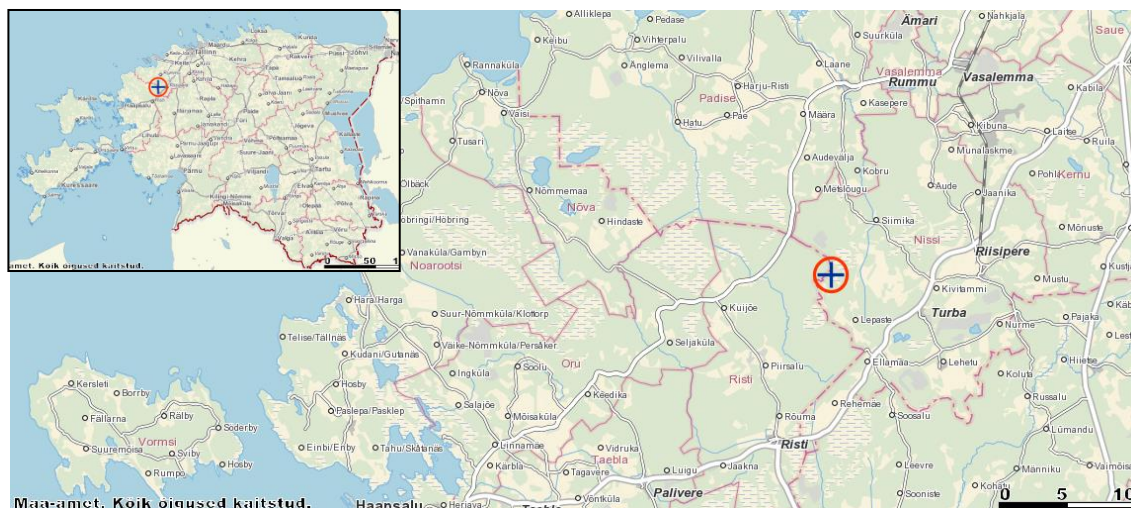
Loode-Eestis paiknevad Turvaste järved on geoloogide huviobjektiks olnud juba pikka aega (Kangur 2002; Laumets et al. käsikiri; Poska 1994; Saarse et al. 2006; Veski 1998a, 1998b). Turvaste lähistel paiknevad Valgejärv, Mustjärv ja Järveotsa järv on idast piiratud Palivere servamoodustiste oosiahelikuga ning lääne poolt Antsülusjärve rannamoodustistega. Geoloogid on Mustjärve ümbrust uurinud juba 19. sajandi keskpaigast, kui sealsed molluskite säilmed sattusid tollaste teadlaste (Eichwald, Helmersen, Grewingk ja Schmidt) tähelepanu alla (Veski 1998a). Sealt tulid ka esimesed ideed, et järvede näol on tegemist Antsülusjärve jäänukitega. Hilisemalt on Valgejärve ja selle raba uurinud Kessel ja Raukas (Veski 1998a)

Eelmise sajandi viimasel kümnendil on piirkonda uurinud näiteks A. Poska (1994) ja S. Veski (1998a, 1998b), uuel aastatuhandel M. Kangur (2002), L. Saarse et al. (2006). Samas on eelmainitud tänapäevased uuringud keskendunud peamiselt Mustjärve ja Järveotsa järvele.

Valgejärves algas karbonaatsete setete tekkimine juba enne Holotseeni algust ning kestab tänapäevani (Veski 1998a). Valgejärve uurimiseks on Tartu Ülikooli geoloogide poolt tehtud 2008. aastal mitmeid puurauke. Puursüdame proovidest on tehtud kuumutuskaod, stabiilsete hapniku ja süsiniku isotoopide analüüsid ning radiosüsiniku dateeringud. Saadud andmetest on koostanud stabiilse hapniku isotoobi põhjal keskkonna interpretatsiooni Joonas Pärn oma bakalaureusetöös (2011).

2. Uuritav piirkond

Turvaste Valgejärv paikneb Harjumaa ja Läänemaa piiril Nissi vallas. Väike osa järvest ulatub ka Läänemaale Piirsalu külla. Kuigi järved on tuntud kunagise Turvaste küla järgi, siis tänasel päeval sellise nimega küla enam ei ole (Riigi Teataja 2013). Valgejärv ja Järveotsa järv asuvad Siimika külas ja Mustjärv jääb juba Lääne maakonda Piirsalu külla (Joonis 3).



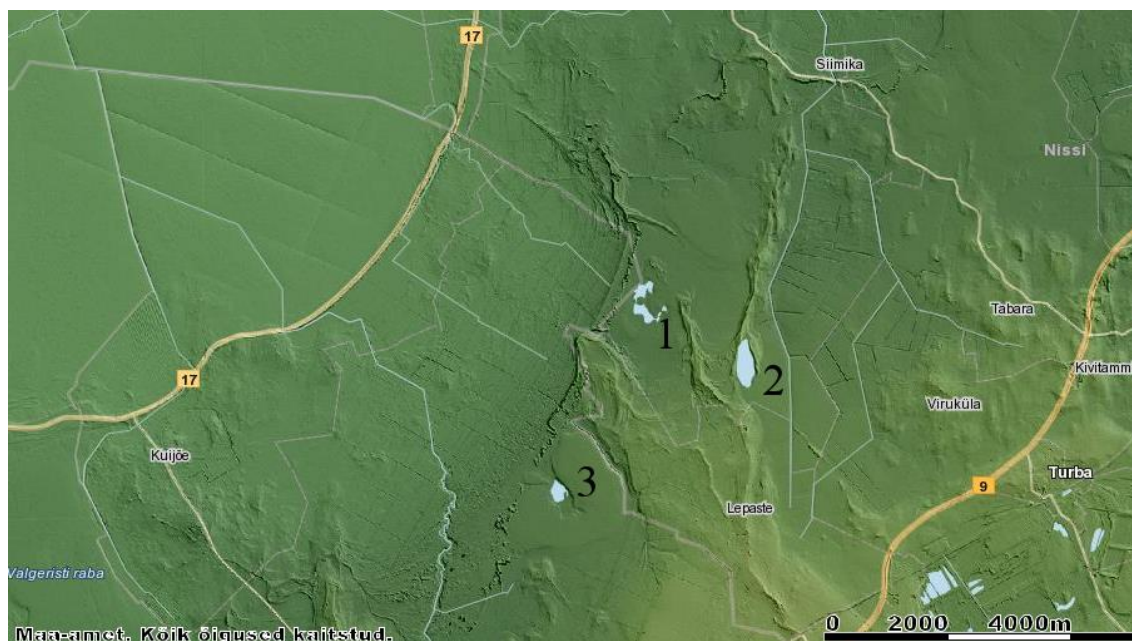
Joonis 3. Turvaste järvede paiknemine (Maa-ameti kaardid)

2.1. Maastiku iseloomustus ja paleogeograafia

Turvaste Valgejärv asub piirkonnas, mis on Harju lavamaa ja Lääne-Eesti madaliku siirdealaks. Järve pindala on 10,9 ha, koos saartega 11,09 ha. Saari on järves kaks. Kuna järve ümbritseb soine ala, on ka rannajoon küllaltki liigestatud, mida iseloomustab ka suhteliselt pikk, 3,85 km pikkune rannajoon (Tamre 2006). Tegemist on madala järvega, mille maksimaalne sügavus on 1 m ja keskmiselt ainult 0,5 m. Valgala pindala on ligikaudu 1 km² ning järves vahetub vesi 4 korda aastas (Keskkonnaregister).

Turvaste Valgejärvest lõuna suunas jääb Mustjärve raba koos järvega, mida on põhjalikult uurinud Siim Veski (1998a). Edela suunas, umbes 1 km kaugusel, asub Turvaste mägi, mis koosneb aluspõhja lubjakividest. Mägi on ümbritsetud lubjarikka moreeniga. Lääne suunas piiravad järve Antsülusjärve rannavallid, mille kõrgus ulatub

kuni 45 meetrini üle merepinna (Veski 1998a). Suhteline kõrgus jääb üldiselt 2 kuni 5 meetri vahele, kuid esineb ka tasandunud lõike (Joonis 4).



Joonis 4. Turvaste järvede ümbruskonna reljeef ja järved: (1) Valgejärv, (2) Järveotsa järv ja (3) Mustjärv (Maa-ameti kaart).

Valgejärve väljavool toimub Valgejärve oja kaudu, mis suubub kurisusse. Kuna järv on allikoiteline, on vee temperatuur suvel tavapärasest madalam, samas ei jäätu järv talvel täielikult kinni (Mäemets et al. 1968).

2.2 Taimestiku areng Turvaste järvede ümbruses

Turvaste ümbruskonnast on õietolmu analüüsid koostatud Mustjärvest (Veski 1998a) ja Järveotsa järvest (Poska 1994). Lisaks on uuritud ka Valgejärvest umbes 19 km kirde suunas jääva Ruila järve taimestiku ajalugu (Poska 2001).

Varaseimad dateeringud Mustjärvest näitavad taimestiku olemasolu vahemikus 11 125 – 10 760 at (Veski 1998a) ning Järveotsa järve setete tulemuste põhjal võis see olla veelgi varajasem (Poska 2001). Õietolmu analüüside põhjal kasvas Holotseeni alguses järvede ümbruses peamiselt kask (*Betula*), mille maksimaalne osakaal õietolmus ulatus u 60%-ni (Poska 2001; Veski 1998a) ja järjest enam hakkas levima ka mänd (*Pinus*), jäädes siiski kase maksimaalsele levikule Vara-Holotseeni esimeses

pooles alla (Poska 2001). Mõlemad puude perekonnad viitavad jahedale kliimale (Kukk et al. 2000; Laumets et al. käsikiri). Vara-Holotseeni lõpu poole algas väga kiire lepa (*Alnus*) levik ning ilmus ka sarapuu (*Corylus*) ja jalakas (*Ulmus*). Kase osakaal vähenes ning männil oli see küll peamiselt kõrge, kuid ajas suhteliselt ebaühtlane. Vara-Holotseeni lõpus ilmusid õietolmu spektrisse ka pärn (*Tilia*), saar (*Fraxinus*) ja kuusk (*Picea*) (Veski 1998a). Laialeheliste lehtpuude tulek viitab tõusnud temperatuurile ning talvede pehmemaks muutumisele (Kukk et al, 2000; Laumets et al. käsikiri).

Kesk-Holotseeni (8200 - 4200 at) alguses hakkas kiirelt vähenema männi ja kase osakaal, jäädes varasema ja järgnevaga võrreldes suhteliselt madalaks kogu perioodiks (Poska 1994, 2001). Oma maksimaalse leviku saavutasid sarapuu, lepp, jalakas ja pärn. Suurema leviku saavutas Kesk-Holotseeni keskpaigas ka tamm (*Quercus*). Antud perioodi loetakse meie aladel kliimaoptimumiks ning see on ka taimestikust selgelt näha, kui laialeheliste puude (jalakas, pärn, tamm) leviku maksimum (Poska 2001; Veski 1998a). Need liigid eelistavad niisket ja sooja kliimat ning suudavad sellistes oludes jahedama kliimaga kohastunud puude perekondadega, nagu kask ja mänd, edukamalt konkureerida (Kukk et al. 2000; Laumets et al. käsikiri).

Hilis-Holotseeni (4200 – 0 at) alguses suurenes taas männi levik, veidi hiljem ka kase oma, mis viitab kliima jahenemisele. Kesk-Holotseenis levima hakanud puudest vähenes pea kõigi osakaal väga tugevalt, erandiks vaid tamm. Laialt levinud oli endiselt ka lepp, kuigi võrreldes Kesk-Holotseeniga oli selle õietolmu vähenemine märgatav. Hilis-Holotseeni peamisteks puude perekondadeks olid kask, mänd, lepp ja kuusk. Lisaks oli ka märgata kergelt sarapuu õietolmu tõusu.

2.3. Uurimisala kliima iseloomustus

Turvaste Valgejärv asub Loode-Eesti piirkonnas, mis on üleminekutsoonis merelise ja mandrilise kliima vahel. Üldisemate kliimanäitajate kirjeldusel võib kasutada tervet riiki hõlmavaid iseloomustusi. Tsüklonid saavad meile peamiselt Islandi lähedalt, mis määravad ilma ligi pooltel päevadel aastast. Eesti on keskmiselt aastast 132 tsükloni ja 65 antitsükloni mõju all. Antitsüklonitest on kõige sagedasemad Skandinaavia kõrgrõhkkonnad, moodustades ligikaudu kolmandiku (Jõgi ja Tarand 1995).

Valgejärvele lähim Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) meteoroloogiajaam on edela suunal 24,7 km kaugusel Lääne-Nigulas. Keskmine õhutemperatuur aastatel 1971-2000 oli 5,6°C. Kõige külmem kuu on veebruar (-4,4°C), ja kõige soojem juuli (16,5°C) (EMHI).

Keskmine aastane sademete hulk Lääne-Nigulas on 682 mm. Kõige sajusemad kuud on juuli ja august, kus sajab vastavalt 76 ja 83 mm ning kõige vähem on sademeid perioodil veebruar kuni mai, kus sademete hulgad jäävad kuus keskmiselt 34 ja 39 mm vahele (EMHI). Sademetega päevi (vähemalt 1 mm sademeid) on aastas keskmiselt 125. Keskmine suhteline õhuniiskus on seal 83%. Kõige kõrgem õhuniiskus esineb perioodil novembrist jaanuarini, kus see on 89% kuni 90%. Kõige väiksem on keskmine suhteline õhuniiskus mais, 70% (EMHI).

3. Materjal ja meetodika

Turvaste Valgejärve piirkonna uurimiseks on järve kaldale erinevatesse osadesse puuritud 2008 aastal mitmeid puurauke. Proovide võtmiseks kasutati valgevene tüüpi 1 m pikkust puurkannu, mille diameeter on 5 cm. Puuraugud on omavahel ajaliselt korreleeritud L. Laumetsa poolt ning ühest puuraugust on tehtud ka dateeringud, mille põhjal arvutati välja ligikaudsed vanused teiste puuraukude sügavustele. Puuraukudest on tehtud isotoopanalüüsid, dateeringud, kuumutuskaos analüüs ja sette keemiline analüüs. Kuumutuskaos analüüs tehti TÜ Geoloogia osakonna laboris. Analüüsiks kasutati 1 cm paksuseid settesüdamikke lõike, mis oli võetud 3 cm intervalliga. Kuumutuskaos määramisel kasutati standardset LOI (*loss on ignition*) meetodikat (Heiri et al. 2001). Proove kuivatati 24 tunni jooksul temperatuuril 105°C ning seejärel määrati nende kaal. Pärast seda kuumutati proove 550°C juures neli tundi, et määrata proovi kaal ja sealt arvutada orgaanika hulk. Karbonaatide sisalduse määramiseks töödeldi proove 1000°C juures kahe tunni jooksul.

Läbilõigete dateerimiseks võeti kuus proovi ¹⁴C analüüsideks. Proovide analüüsiti Poznan'i Radiosüsiniiku Laboris Poolas. Proovid kalibreeriti programmiga OxCal 4.1, kus kasutati kalibreerimiskõverat INTCAL09, täpsusega 1σ. Töös kasutatakse ajaühikuna kalibreeritud aastat (at) enne tänapäeva (1950).

Ka stabiilsete isotoopide analüüs on teostatud TÜ Geoloogia osakonna isotooplaboris, kus töö autor neid 2010. aastal analüüsis. Proove oli kokku 123. Puursüdamikust võeti üle ühe sentimeetri 1 cm paksune kiht, kust eemaldati nähtav orgaanika ning seejärel kuumutati proovi 1 tunni jooksul 500°C juures, et eemaldada hajusorgaanika. Isotoopanalüüsiks kasutati mass-spektromeetrit Delta V advantage koos karbonaatsete proovide töötlemise süsteemiga GasBench II. Analüüsides läbiviimisel kasutati standardset fosforhappega lagundamise meetodit (McCrea 1950). Reaktsiooni kiirendamiseks kasutati tehase poolt soovitatud temperatuuri 70°C. Proovide standardhälve määrati labori sisestandardi korduval mõõtmisel. Tulemused kalibreeriti, kasutades Rahvusvahelise Aatomienergia Agentuuri (IAEA) standardeid NBS 18 (kaltsiit), NBS 19 (lubjakivi) ja LSVEC (liitiumkarbonaat). Tulemused kalibreeriti VPDB skaala suhtes. Igast proovivahemikust tehti 2 analüüsi, et kindlustada tulemuste kvaliteet ja hoida ära masina poolsed või proovide ettevalmistamisel tekkinud vead.

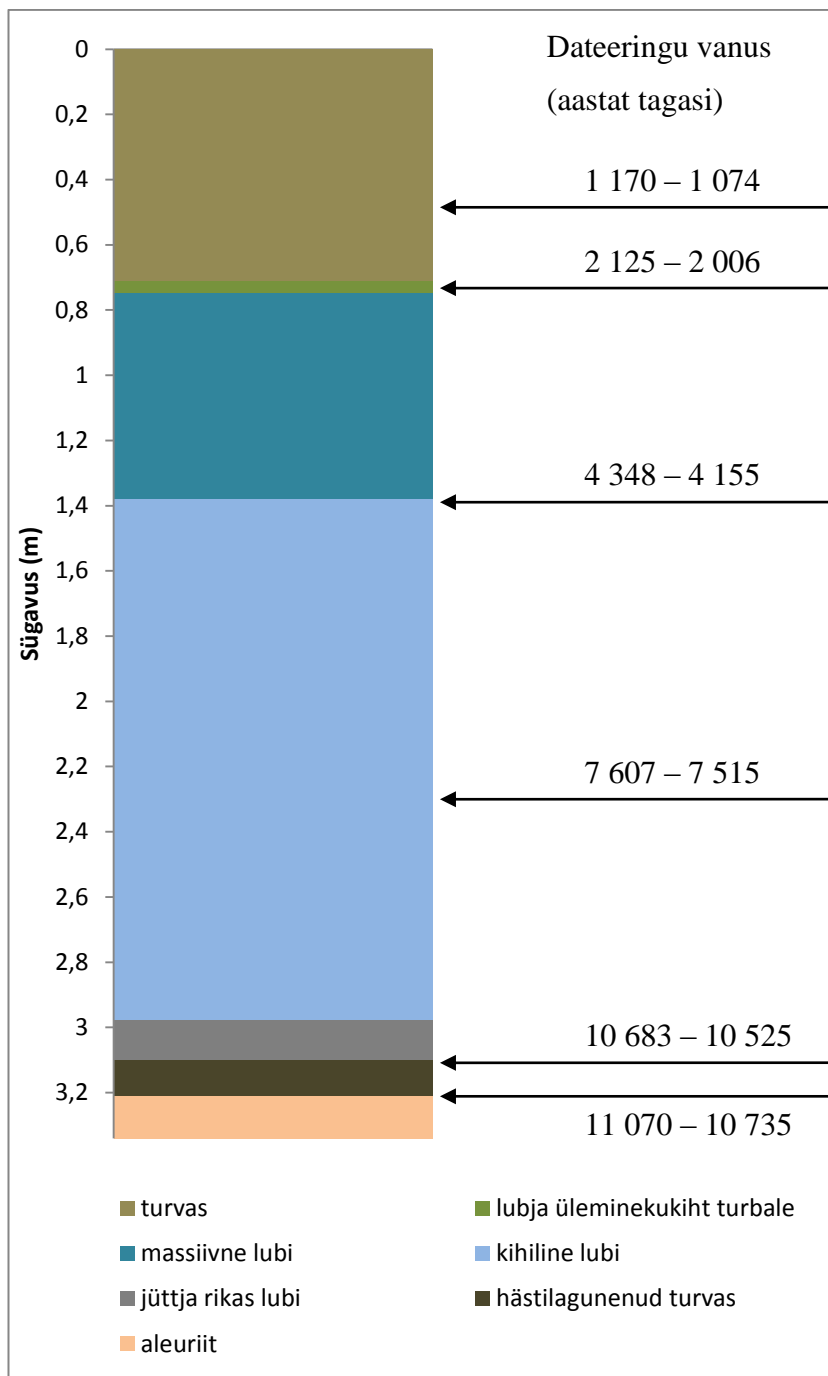
Settematerjalist, millest oli eemaldatud makroskoopiline orgaanika ja molluskite kodade jäänused, teostati jälgelementide analüüsid 2013. aastal Acme Analytical Laboratories Ltd. Kanadas Vancouveris, kus analüüsiti 50 proovi. Nende protseduur 1E ICP-ES võimaldas määrata kokku 36 erinevat elementi, millest määramiseks vajaliku kontsentratsiooni ületas püsivamalt 11 analüüsitud komponenti. Edasiseks analüüsiks kasutati neist kolme: kaltsiumi (Ca), magneesiumi (Mg) ja strontsiumi (Sr).

4. Tulemused

Tulemustes on lühidalt kajastatud litoloogia ja varasemate uuringute tulemusi ning põhjalikumalt kirjeldatud esmakordselt avaldatav materjal puursüdämike kohta.

4.1. Litoloogia

Turvaste Valgejärve setteläbilõike saab litoloogiliste tunnuste alusel jaotada seitsmeks üksuseks (Joonis 5). Läbilõike põhjas on tume pruun aleuriit. Sellel lasub tume mustjaspruun makroskoopiliste taimejäänusteta hästilagunenud turvas. Järgneb suhteliselt õhuke kiht hallikaspruuni kihilist lubja, milles esineb jüttjat. Sellel lasub kõige ulatuslikum osa – kihiline, karbitükkidega lubi, mis on heledam kui selle all olev jüttjaga kiht. Kihilise lubja peal on massiivne, taimejäänusterikas lubi. Järgneb õhuke üleminekukiht lubjalt turbale ning läbilõike ülemise osa moodustab turvas (Joonis 5).



Joonis 5. Turvaste Valgejärve litoloogiline läbilõige.

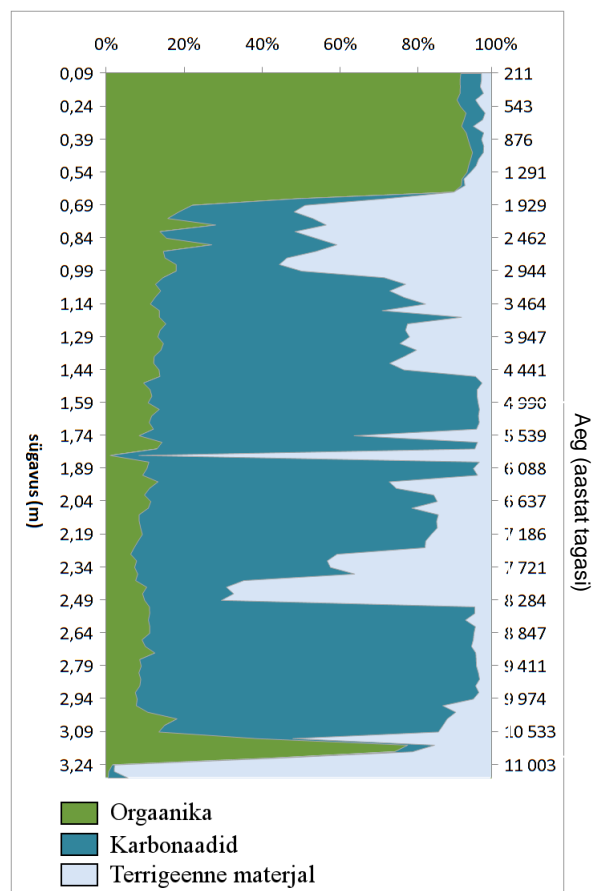
4.2. Varasemad tulemused

Varasemalt on Turvaste Valgejärve lubjast koostatud kliima interpretatsioon stabiilsete hapniku isotoopide põhjal (Laumets et al. käsikiri; Pärn 2011). Kuna hapniku isotoopide

tulemusi kasutatakse toetava materjalina ka selles töös, siis on ära toodud ka puursüdamiku $\delta^{18}\text{O}$ tulemused (Joonis 8).

Lisaks stabiilsetele isotoopidele on Valgejärve materjalist TÜ geoloogia osakonna doktorandi K. Lasbergi poolt tehtud kuumutuskao analüüsid (Joonis 6).

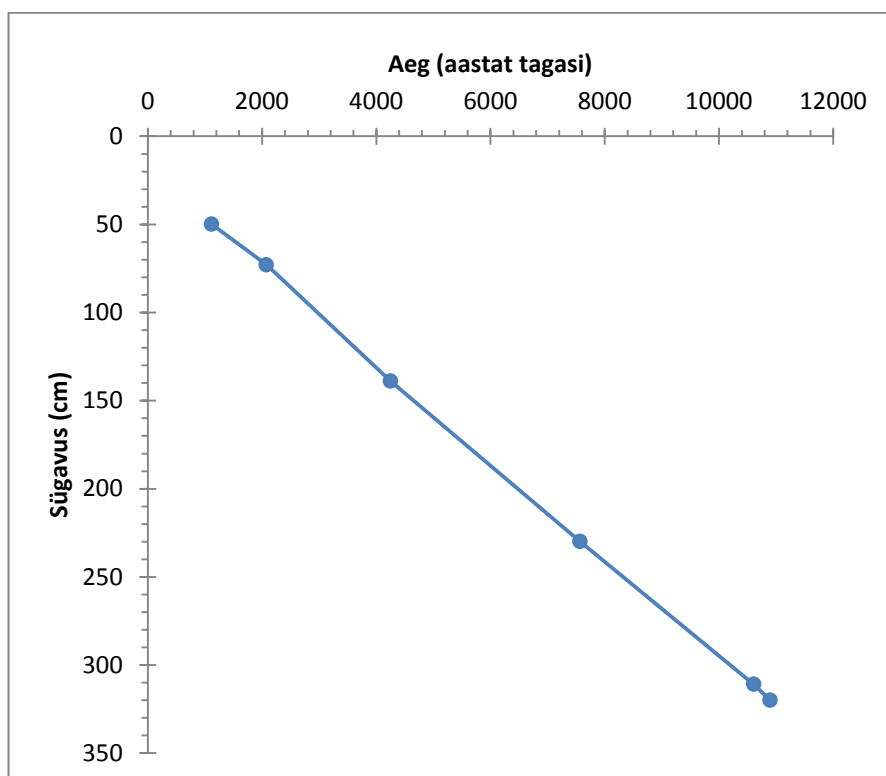
Läbilõigete ajaliste andmete saamiseks on Poolas tehtud kuus dateeringut (Tabel 1) Dateeringute põhjal koostatud aeg- sügavuse mudel (Joonis 7) näitab, et settimine aja jooksul on olnud ühtlane. Keskmiseks settimiskiiruseks on 0,307 mm/a.



Joonis 6. Valgejärve settematerjali kuumutuskao analüüsi tulemused.

Tabel 1. Turvaste Valgejärve puursüdame ^{14}C dateeringud ja nende kalibreeritud vanused

Nr.	Sügavus (cm)	Dateeritud materjal	Vanus ^{14}C a BP	Kalibreeritud vanus at (1σ vahemik)	Mediaan
1	50-51	turvas	1195 ± 30	1170-1074	1120
2	73	turvas/lubi	2105 ± 35	2125-2006	2077
3	139	veetaimede jäänused	3840 ± 35	4348-4155	4252
4	229-231	veetaimede jäänused	6700 ± 40	7607-7515	7571
5	311	lubi/turvas	9380 ± 50	10683-10525	10610
6	319-321	turvas/liiv	9540 ± 50	11070-10735	10897



Joonis 7. Turvaste Valgejärve materjali aeg-sügavus mudel.

4.3. Karbonaatsete setete süsiniku isotoopkoostis

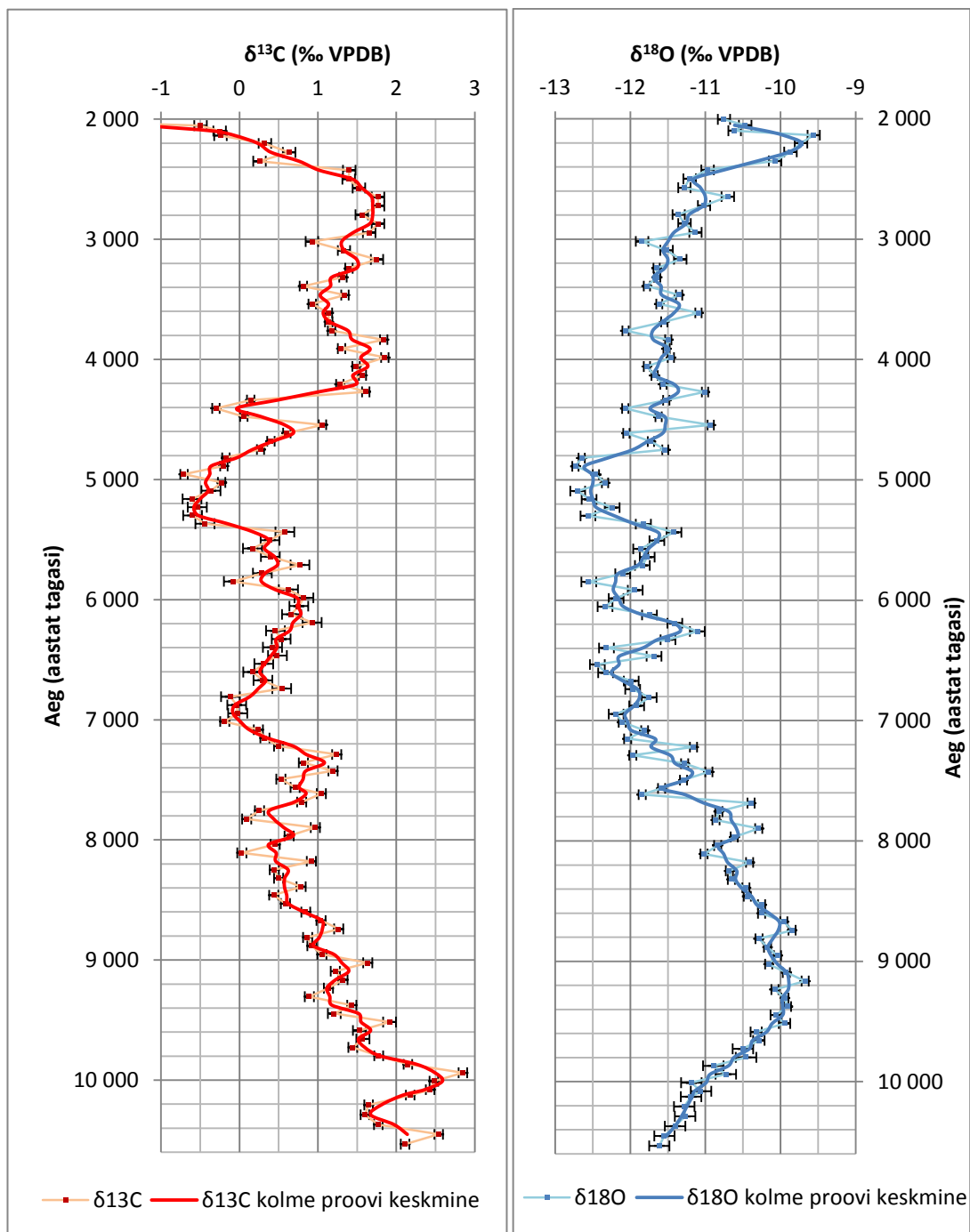
Stabiilsete süsiniku isotoopide suhet mõõdeti vahemikus 316 – 71 cm. Vanuseliselt on see vahemik u 10 500 – 2 000 at (Lisa 1). Kahe isotoopproovi ajaliseks vaheks on keskmiselt 70 kalibreeritud aastat.

Maksimaalne $\delta^{13}\text{C}$ väärtus oli 2,85‰ ja minimaalne -2,87‰ VPDB skaalal. Minimaalne väärtus esines kõige ülemises proovis, olles palju negatiivsem teistest tulemustest. Ülejäänud proovide negatiivsem isotoopväärtus oli -0,71‰ (Joonis 8). Proovivahemiku keskmine väärtus oli 0,81‰ (ilma esimese tulemuseta 0,85‰).

Läbilõike alguses (u 10 500 at) on isotoopväärtused väga muutlikud. Läbilõige algab 2,11‰ väärtusega, kust tõuseb 2,85‰ juurde ning langeb pärast seda 1,44 promillini. Pärast seda hakkavad väärtused uuesti tõusma, saavutades u 10 000 at kogu vahemiku kõige kõrgema väärtuse 2,85‰. Sellest edasi iseloomustab isotoopväärtuseid üldiselt langev trend, kus esineb keskmiselt 0,4‰ suuruseid tõuse, millest iga järgmine on väiksema maksimumiga kui eelmine. Vara-Holotseeni hilisemas faasis langev trend lõppeb u 8 200 at. Alates sellest ajast kuni Vara-Holotseeni lõpuni on isotoopväärtused väga muutlikud, kuid kergelt tõusva trendiga, jätkudes ka Kesk-Holotseeni alguses (Joonis 8).

Vahemikus u 8 200 at kuni u 7 300 at kõiguvad süsiniku isotoopväärtused 0,03‰ ja 1,19‰ vahel, omades kerget tõusvat trendi. Alates 7 300 at, kus $\delta^{13}\text{C}$ on tõusnud 1,19‰-ni, algab pidev langus, mis lõppes u 7 000 at algava 200 aastase perioodiga, kus $\delta^{13}\text{C}$ isotoopväärtused on kergelt negatiivsed (-0,02 kuni -0,19‰). Järgneb isotoopväärtuste tõus kuni u 6 200 at saavutanud väärtuse 0,92‰. Kesk-Holotseeni teises pooles, ligikaudu 5 450 at hakkavad süsiniku isotoopväärtused langema ning algab kogu uuritava vahemiku kõige pikem püsivalt negatiivsete $\delta^{13}\text{C}$ väärtustega periood, kestvusega ligikaudu 400 aastat. Selles vahemikus mõõdeti süsiniku stabiilsete isotoopide suheteks vahemik -0,17‰ kuni -0,71‰.

Umbes 4900 at hakkavad isotoopväärtused tõusma, jõudes u 4 200 at ligikaudu 1,5‰-ni. Järgneb stabiilsem u 1 600 cal a pikkune periood, kus $\delta^{13}\text{C}$ väärtused püsivad 1‰ ja 2‰ vahemikus. Pärast seda hakkavad isotoopväärtused langema, kukkudes puuraugu lõpuks (u 2000 at) -2,87‰-ni.



Joonis 8. Valgejärve läbilõike $\delta^{13}\text{C}$ ja $\delta^{18}\text{O}$ väärtused VPDB skaalal (‰).

4.4. Jäljelemendid

Lisaks stabiilsetele isotoopidele tehti antud järve läbilõike materjalist ka geokeemiline analüüs jäljelementide jaoks. Proovimaterjali analüüsil ületasid osaliselt

detekteerimispiiri järgnevad elemendid: Zn, Fe, Mn, Sr, Ca, P, Cr, Mg, Ba, Al ja S. Antud töö jaoks kasutati nendest elementidest magneesiumi ja strontsiumi, analüüsid nende suhte muutumist kaltsiumi suhtes. Mg ja Sr valiti kasutamiseks seepärast, et need elemendid võimaldavad jälgida hüdroloogilisi muutusi (Fairchild et al. 2000).

4.4.1. Mg/Ca

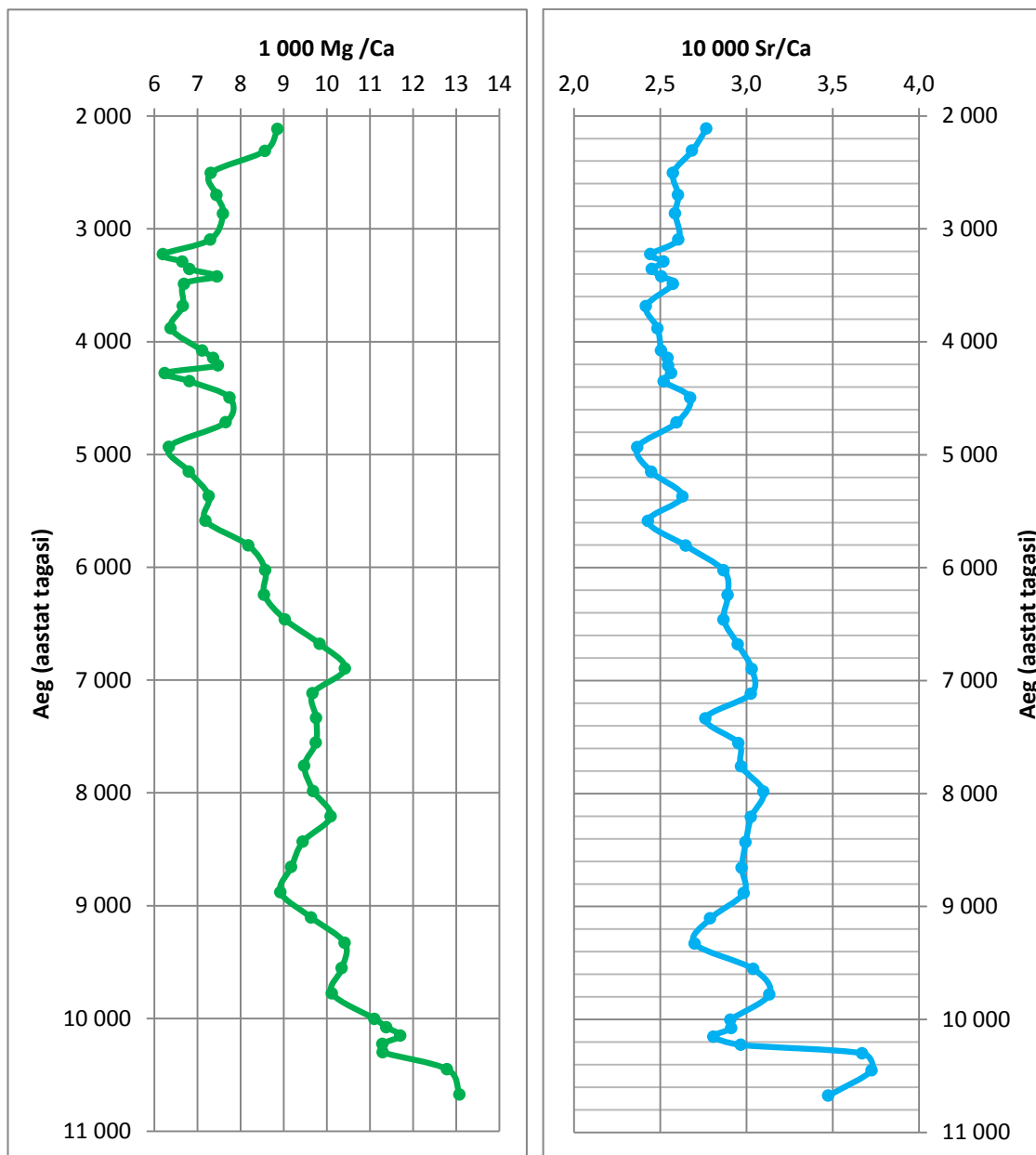
Tulemused on saadud proovimaterjalist magneesiumi protsentuaalse koguse jagamisel kaltsiumi protsentuaalse kogusega. Tulemuste lihtsama loetavuse huvides on jagatis läbi korrutatud 1 000-ga. Nende elementide kõrgem suhe on 13,08, minimaalne 6,20 ja keskmine 8,71 (Lisa 2, Joonis 9).

Vara-Holotseeni alguses on Mg/Ca suhe 13,08 ja 9 800 at ajaks on see langenud ligikaudu kümneni. Järgneb stabiilsem umbes 3 000 aastane periood, kus magneesiumi ja kaltsiumi omavaheline suhe püsib vahemikus 9 kuni 11. Umbes 6 900 at algab Mg/Ca suhte langus, mis lõppeb u 5 000 at, kui suhe on langenud 6,3-ni. Sellele järgneval ajal kõigub elementide omavaheline suhe vahemikus 6 kuni 8 ning puursüdamiku ülemises osas algab taas kerge tõus, kus 1 000 Mg/Ca suhe tõuseb üheksani (Joonis 9).

4.4.2. Sr/Ca

Strontsiumi ja kaltsiumi omavahelise suhte leidmiseks jagati strontsiumi protsentuaalne kontsentratsioon kaltsiumi kontsentratsiooniga. Tulemuste parema loetavuse huvides on tulemused korrutatud 10 000-ga. Sellisel teel arvutatud strontsiumi ja kaltsiumi omavaheline suhe kõigub vahemikus 2,37 kuni 3,73. Keskmiseks väärtuseks on 2,79 (Lisa 2, Joonis 9).

Nagu magneesiumi puhul, on ka strontsiumi ja kaltsiumi suhe suurim kõige vanemates proovides. Kõige kõrgemate väärtustega on u 10 400 at, kus elementide suhe on üle 3,7. Seejärel toimub järsk langus, mis saavutab oma miinimumi u 10 200 at suhtega 2,8. Järgneb rohkem, kui 4 000 cal aastane stabiilsem periood, kus väärtused kõiguvad vahemikus 2,7 kuni 3,1. U 6000 at hakkab Sr/Ca suhe langema, jäädes edasiselt 2,4 ja 2,7 vahele.



Joonis 9. Mg/Ca ja Sr/Ca suhted Turvaste Valgejärve materjalis.

5. Arutelu

Turvaste Valgejärve puhul on tegemist avatud süsinikuringega, kus vees olev CO_2 sisaldus ning koos sellega ka isotoopkoostis on tihedalt seotud atmosfääri süsinikdioksiidiga. Atmosfääri mõju suurendab veelgi järve väike sügavus. Praegusel hetkel on see keskmiselt 0,5 m ja kui arvestada, et vanimad järvesetted pärinevad u 3 meetri sügavuselt, siis võib järeldada, et järv pole kunagi väga sügav olnud. Ka ümbritsev reljeef ei võimaldaks järve pinda üle 2 meetri kõrgemale tõusta (Joonis 4). Nii madalas järves ei teki olulist vee kihistumist, mis tekitaks järve põhjas tugevalt hapnikuvaese keskkonna. Süsiniku isotoopide ülevaates välja toodud atmosfääri CO_2 süsiniku isotoopkoostise muutumine, mille keskmine on ligikaudu $-6,5\text{‰}$ (Elsig et al. 2009). Arvestades õhu CO_2 ja vees karbonaate moodustava HCO_3^- omavahelist tasakaaluolekut, on vee ja seal tekkiva sette isotoopväärtuseks tasakaalulises olekus ligikaudu vahemik $+1\text{‰}$ kuni $+3\text{‰}$ (Leng & Marshall 2004). Erinevad väärtused sõltuvad vee temperatuurist. Kuna karbonaatseid setteid tekib peamiselt suvel (Bernasconi & McKenzie 2007), siis saab arvestada vee temperatuuridega vahemikus $+15\text{ °C}$ kuni $+25\text{ °C}$. Sealt arvatuna peaks $\delta^{13}\text{C}$ väärtused jääma vahemikku $1,4\text{‰}$ kuni $2,5\text{‰}$ (Mook 2000).

Teiseks oluliseks süsiniku isotoopkoostise mõjutajaks on põhjavesi. Põhjavee isotoopkoostisele saab anda hinnanguid, vaadates veekihte, milles see liigub. Nimelt moodustavad Turvaste Valgejärve piirkonnas aluspõhja Ülem-Ordoviitsiumi lubjakivid, täpsemalt Nabala ja Vormsi lademed. Nende lubjakivide stabiilse süsiniku isotoopkoostis on aga positiivne, kõikides $+1\text{‰}$ ja $+2\text{‰}$ vahel (Kaljo et al. 2004). Seega peaks ka põhjavesi nendes liikudes omandama positiivsema väärtuse võrreldes vihmaveega.

Kolmas oluline süsiniku isotoopkoostise mõjutaja on taimestik. Järve tekkimise ajal oli ümbritsevas keskkonnas arenenud mets (Veski 1998a) ning seega on ümbritseva taimestiku mõju järve põhja setetele olemas. Nagu litoloogiast selgub, olid järve setetes esindatud vetikad ja karbonaatseid kodasid moodustavad molluskid.

Järgnevalt vaadeldakse Turvaste Valgejärve setetest kogutud andmete põhjal kliimat kolme perioodi lõikes. Vaadeldava perioodi algus ja lõpp on valitud vastavalt järvelubja levikule setetes. Holotseeni siseste stratigraafialiste üksuste piirid tulenevad INTIMATE

(Integration of ice-core, marine and terrestrial records) töögrupi poolsest uuringust (Walker et al. 2012).

5.1. Vara-Holotseen u 10 500 – 8 200 at

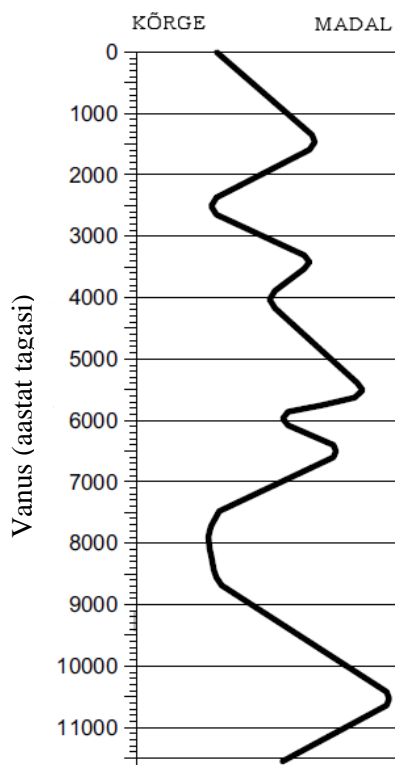
Seni on Turvaste Valgejärve tekkimist seostatud Antsülusjärve maksimaalse veetasemega ning arvatud, et tegemist on rannavallide poolt eraldatud jäänukjärvega. Antsülusjärve maksimaalne leviku periood oli u 10 200 aastat tagasi (Rosentau et al. 2011; Saarse et al. 2003), kuid Valgejärve alumised lubja ja jüttja rikka tsooni dateeringud viitavad, et järv eksisteeris juba u 10 500 at. Turvaste Valgejärvest lääne pool on selgesti näha Antsülusjärve rannavallid (Joonis 4), kuid veetaseme rekonstruktsioonid lubavad siiski arvata, et kaks järve olid omavahel vähemalt ajutiselt ühenduses (Saarse et al. 2003). See võis ka põhjustada süsiniku isotoopkoostise suure kõikumise Holotseeni alguses.

Vara-Holotseeni algus paistab silma väga tugevalt kõikuva $\delta^{13}\text{C}$ väärtusega. Vahemikus 10 500 at kuni 9 900 at on isotoopväärtuste kõikumiste amplituud üle ühe promilli. Puuraugu alumise otsa kõikumisi võib seostada järve kujunemisega. Nimelt on esimesed proovid võetud jüttja rikkast kihist (Joonis 5), mis võivad olla mõjutatud suuremast orgaanika osakaalust (Joonis 6). Sel perioodil saavutas ka oma maksimaalse taseme Antsülusjärv, mis oli ilmselt Valgejärvega ühenduses (Saarse et al. 2003). Isegi, kui puudus otsene ühendus järvede vahel, pidi see vähemalt põhjavee tasemele positiivselt mõjuma ning võis muuta ka Valgejärve veetaset ja osakaalu toitumises võrreldes vihmaveega. Lisaks võis tulemusi võrreldes edasise ajaga mõjutada ka kõrgem orgaanika ja terrigeense materjali hulk setetes. Suhteliselt kõrge terrigeenne materjal settes viitab ka veetaseme tõusule järves, kus tõusev veepind erodeerib enda alla jäävat pinda.

Holotseeni alguses on jälgelementide langev trend põhjustatud pigem kaltsiumi osakaalu tõusust setetes, mitte magneesiumi või strontsiumi osakaalu langusest (Lisa 2). Seega oli siin üheks teguriks ilmselt suurem orgaanika hulk setetes ning see vähendab antud näitajate usaldusväärsust, kuna orgaanika ja terrigeense materjali hulk on arvestatav. Edaspidiselt on jälgelementide tase Vara-Holotseeni lõpuni suuremate

muutusteta, näidates suhteliselt ühtlast põhjavee liikumist, mis omakorda viitab olulisemate veerežiimi muutuste puudumisele (Garnett et al. 2004).

Alates 10 000 at püsib $\delta^{13}\text{C}$ väärtus languses kuni Vara-Holotseeni lõpuni välja (Joonis 8). Umbes 1 000 cal a hiljem hakkab langema ka stabiilsete hapnikuisotoopide suhte väärtus, mis oli seni pigem tõusva trendiga. Süsiniku väärtuse langus langeb suhteliselt hästi kokku Lõuna-Rootsi järvede veetaseme tõusuga (Joonis 10) samal perioodil (Hammarlund et al. 2003). $\delta^{13}\text{C}$ viitab ka teatavale veetaseme tõusule Valgejärves, sest kõrgem veetase raskendab tasakaalustumist atmosfääri süsinikdioksiidiga. Lisaks on veetaseme tõustes vette sattuv terrigeenne materjal tugevalt negatiivse isotoopväärtusega.

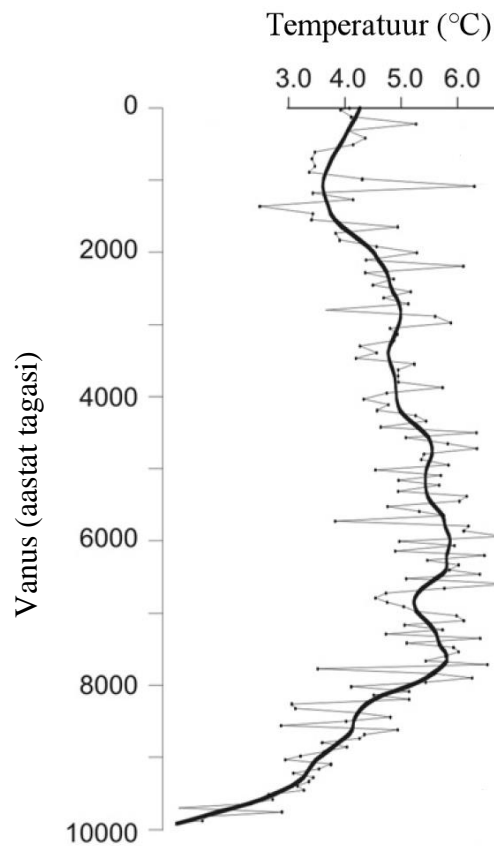


Joonis 10. Järvede veetaseme kõikumised Lõuna-Rootsi järvedes (Hammarlund et al. 2003).

5.2. Kesk-Holotseen 8 200 – 4 200 at

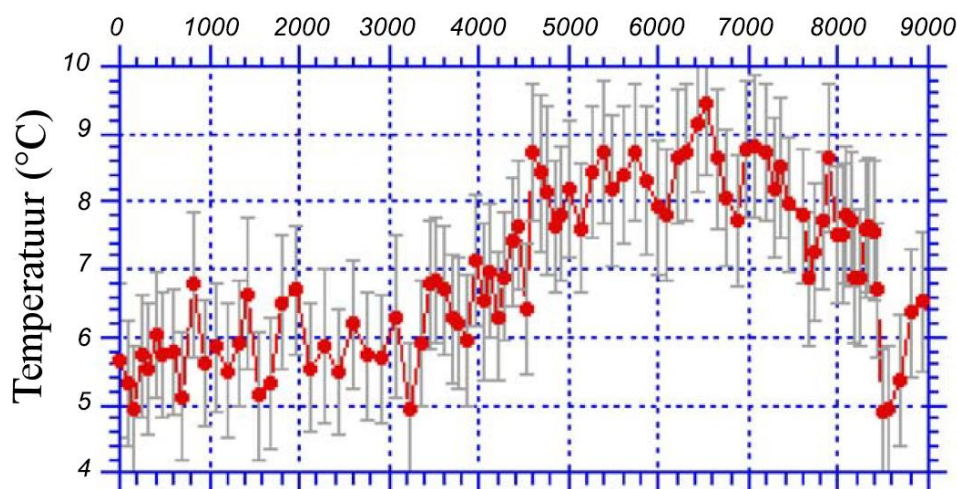
Vara-Holotseeni ja Kesk-Holotseeni piiriks loetakse 8 200 „sündmust“ – äkilist külma perioodi, mille tingis suure hulga jääsulamisvee sissevool ookeani (Alley &

Agustsdottir 2005). Antud sündmus on jälgitav üle kogu maailma (Walker et al. 2012), sealhulgas ka Skandinaavias (Joonis 11; Ojala et al. 2008) ja Eestis (Joonis 12; (Seppä & Poska 2004), seetõttu võiks olla nähtav ka Turvaste Valgejärve isotoopkoostises. Umbes 8 100 at on $\delta^{13}\text{C}$ näha järsku langust, mis kattub ajaliselt globaalse CO_2 põhise isotoopide suhte langusega (Elsig et al. 2009). Sarnast muutust on märgata hapniku isotoopkoostises, kuid selleks, et antud languseid kindlalt 8 200 „sündmusega“ seostada, oleks vaja parema ajalise resolutsiooniga proove. Ühel ja kahel punktil põhinevad muutused ei ole järelduste tegemiseks piisavalt usaldusväärsed. Nii pole võimalik nõustuda väitega, mille esitas Pärn (2011) oma bakalaureusetöös, et Valgejärve läbilõikes kajastub 8 200 at jahenemine.



Joonis 11. Lõuna-Soome Holotseeni temperatuurikõver õietolmu analüüside põhjal (Ojala et al. 2008).

Vanus (aastat tagasi)



Joonis 12. Eesti aasta keskmise temperatuuri muutus Raigastvere järve setete õietolmu analüüsi põhjal (Seppä & Poska 2004).

Sealt edasi hakkab süsiniku isotoopide suhe liikuma kergelt tõusva trendiga kuni 7 300 at. Samas pole tõusmine selles vahemikus ühtlane, vaid isotoopväärtused kõiguvad peaaegu promillise amplituudiga ja ka hapniku isotoobid on väga muutlike väärtustega. Ilmselt väheneb temperatuuri jahenemisest tingituna Kesk-Holotseeni alguses ka karbonaatide osakaal settes. Orgaanika osa jääb sarnasele tasemele, seega suureneb peamiselt terrigeense materjali osakaal. Erineva terrigeense materjali suurenenud hulk võib olla ka järskude muutsute põhjustajaks, sest karbonaatide hulga tõustes väheneb ka süsiniku isotoobi muutlikkus.

Umbes 7 300 at algab süsiniku isotoopidel uus langus. Sel ajal toimub ka langus Valgejärve $\delta^{18}\text{O}$ väärtustes, mis toob esile temperatuuri jahenemise. U 7 000 at toimunud lühiajalisele jahedale sündmusele (Joonis 11 ja Joonis 12) viitavad ka õietolmu analüüside põhjal tehtud temperatuuri rekonstruktsioonid (Heikkilä & Seppä 2003; Ojala et al. 2008; Seppä & Poska 2004). Sellest hetkest hakkab langema ka magneesiumi ja kaltsiumi omavaheline suhe (Joonis 9), mis viitab kiiremale põhjavee liikumisele. Madalamad isotoopväärtused, jahe kliima ning suurenev põhjavee liikumine osutavad lumerohketele talvedele. Just talvede muutumist Skandinaavias kinnitab ka Davis et al. (2003), kelle temperatuuri rekonstruktsiooni põhjal oli tolle aja talvine temperatuur suhteliselt kõikumine ning kerge langus esines suvistes temperatuurides. Ka terrigeense materjali hulk püsib kõrgem, kui see oli enne 8 200

„sündmust“ perioodil 10 000 kuni 8 200 at. Kuna kevadine lumesulamisvesi on aktiivne terrigeense materjali sisse kandja, siis toetavad ka kuumutuskaotuse analüüsi tulemused seda võimalust. Samas on Lõuna-Rootsi järvede veetaseme madal, mis viitab suhteliselt kuivale perioodile (Hammarlund et al. 2003), kuid Põhja-Eesti järvede veetaseme rekonstruktsiooni põhjal on veetaseme veel endiselt kõrge ja alles hakkab alanema (Punning et al. 2003). Seega on lumerohked talved siiski võimalikud, kuid negatiivsete isotoopväärtuste põhjuseks võib olla ka märgatav kogus terrigeenset materjali või nende kahe faktori koosmõju. Lisaks võis endiselt kõrge veetaseme vähendada tasakaalu efekti atmosfääriga ning seetõttu suurenes vihmavee ja vihmavee $\delta^{13}\text{C}$ väärtusest mõjutatud põhjavee mõju vee isotoopkoostisele.

Umbes 6000 at kulmineerub isotoopväärtuste uus tõus. Lisaks isotoopväärtustele hakkab langema Sr/Ca suhe. Ka Mg/Ca suhe, mille langus hetkeks peatunud oli, hakkab uuesti väiksemaks muutuma. Sellest võiks järeldada, et kliima muutus teataval määral niiskemaks. Samas on see vastuolus järvede veetasemega (Joonis 10), mis samal perioodil olid pigem madalseisus (Punning et al. 2003). Madalamat veeseisu võis soodustada ka ilmselt Holotseeni kõige soojem periood (Joonis 11 ja Joonis 12), mida on peetud Holotseeni kõige soojemaks ajaks mitmete erinevate kliima rekonstruktsioonide põhjal (Davis et al. 2003; Ojala et al. 2008; Seppä & Poska 2004). Samas on Lõuna-Rootsis sel perioodil registreeritud lühiajaline kõrgema perioodiga veeseis (Joonis 10) üldise madalseisu perioodi keskel (Hammarlund et al. 2003). Seega võiks spekuloida võimaluse üle, et veetaseme langus oli tingitud peamiselt intensiivsest auramisest, mitte sademete hulga vähesusest.

Järgmine langus, kus isotoopväärtused negatiivseks muutuvad, algab u 5 200 at ning kestab ligikaudu 300 cal aastat. Erinevalt eelmisest langusest ei suurene siin terrigeense materjali osakaal. Nii magneesiumi kui ka strontsiumi suhted kaltsiumiga saavutavad u 5 000 at oma miinimumi. Seega võiks oletada, et kliima muutus jahedamaks, kuid samas ka niiskemaks. Vee liikumine põhjavees kiirenes ning vihmavee osakaal veebilansis suurenes, mõjutades süsiniku isotoopkoostist negatiivsemate väärtuste suunas. Samas läheb see vastuollu Eestis ja Soomes tehtud uuringutega, kus sellele perioodile pakutakse madalat sademete hulka ja kuivust (Seppä & Poska 2004; Väliranta et al. 2007). Kuivemaid kliimatingimusi iseloomustab ka Punning et al. (2003) Põhja-Eestis. Kõik senised kliima rekonstruktsioonid viitavad kliimaoptimumile,

kuigi temperatuuri rekonstruktsioonides paistab silma teatav langus (Ojala et al. 2008; Seppä & Poska 2004) ning u 5 300 at on kirjeldatud jaheda episoodina (Seppä et al. 2009). Valgejärves võis kahaneda järve veeorganismide elutegevuse intensiivsus, mistõttu vähenes ka nende poolne veest kergema isotoobi eemaldamise mõju (vt peatükk 1.2).

Kesk-Holotseeni lõpus, alates 4 800 at hakkavad $\delta^{13}\text{C}$ väärtused uuesti tõusma. Süsiniku stabiilsete isotoopide suhte suurenemine kestab kuni Kesk-Holotseeni lõpuni. Kesk-Holotseeni lõpus hakkab ka suurenema terrigeense materjali hulk. See kõik viitab niiskemale kliimale ja järve veetaseme tõusmisele. Vaatamata terrigeense materjali suurenemisele, liigub süsiniku isotoopkõver pigem tõusvas joones. Seega on peamiseks isotoopkoostise mõjutajaks suurenenud vee hulk ning vees elavate organismide intensiivsem elutegevus, millele viitab orgaanilise aine kasv koostises (Joonis 6.). Terrigeense materjali osakaalu tõusu üheks võimalikuks põhjuseks võis olla lumerohkemate talvede esinemine. Järsk süsiniku isotoopkoostise tõus ja seejärel uus stabiliseerumine viitavad olulisele veerežiimi muutusele järves.

5.3. Hilis-Holotseen 4 200 – 0 at

Hilis-Holotseeni esimeses pooles (u 4 200 kuni u 2 500 at) on süsiniku isotoopväärtused suhteliselt stabiilsed. Endiselt on ka kõrge terrigeense materjali osakaal kuumutuskaol analüüsides esindatud. Ilmselt on tegu kombinatsiooniga vaikselt kerkivast järvepinnast ja lumerohketest talvedest. Samuti viitavad niiskele kliimale madalad Mg/Ca ning Sr/Ca väärtused. Seda toetab ka järvede kõrge veetase u 4 000 ja u 3 000 at vahel (Ojala et al. 2008; Punning et al. 2003). Nendele tulemustele vastupidiselt on Lõuna-Rootsis veeseis küllaltki madal (Hammarlund et al. 2003), kuid Kesk-Rootsi andmed näitavad samas kerget veetaseme kasvu (Andersson & Schoning 2010). Selles osas võivad aga rolli mängida asukoha erinevusest tulenevad lokaalsed muutused. Ligikaudu 3 000 at langeb oluliselt karbonaatsete setete osakaal ning valdavaks saavad terrigeensed setted. Samal ajal hakkab tõusma ka $\delta^{18}\text{O}$, kuid süsiniku isotoopide suhe jääb enam-vähem samaks. Ilmselt oli tegemist esimeste märkidega järve kinni kasvamisest. Süsiniku isotoopide taset võis stabiilsena hoida atmosfääris olev süsinikdioksiid. Süsiniku tase hakkab kiirelt langema u 2 400 at. Sel ajal tekib läbilõikesse orgaanikarikkaid (Joonis 6) kihte ning

ilmselt sellest orgaanikast mõjutatuna langevad ka selle $\delta^{13}\text{C}$ väärtused. Umbes 2 000 at, ehk ajaks, mil järvelubi asendub turbaga, on $\delta^{13}\text{C}$ langenud laguneva orgaanika mõjul rohkem kui kahe korra rohkem, võrreldes senise langusega isotoopkõveras.

Viimased paar tuhat aastat on antud puuraugu kohas tekkinud turvas, mistõttu puuduvad antud ajast karbonaatsete setete isotoopandmed. Praeguseks on järv tihedalt kinni kasvamas ning suvel on veetaimede vahelt veesilma märkamine juba üsna raske.

Kokkuvõte

Käesolev uuring selgitab, et Turvaste Valgejärv tekkis ligikaudu 300 aastat varem kui senised uuringud näitavad, ca 10 500 aastat tagasi. Samas pole välistatud, et Antsülusjärve maksimaalse veetaseme ajal olid järved vähemalt ajutiselt ühenduses.

Turvaste Valgejärve Holotseeni perioodil toimunud suurimad veetaseme muutused väljenduvad isotoopkoostises. Lisaks on isotoopkoostist mõjutanud atmosfäärilise süsinikdioksiidi ja vee karbonaatiooni omavaheline tasakaaluefekt ning veeorganismide elutegevus järves.

- Turvaste Valgejärves puuduvad isotoopkoostises märgid 8 200 at toimunud globaalsest jahenemisest.
- Umbes 7 000 at toimus kerge jahenemine, mis põhjustas $\delta^{13}\text{C}$ väärtustes languse. Külmem periood tuleb välja erinevatest Põhja-Euroopa kliimarekonstruktsioonidest.
- Ligikaudu 5 400 at algas järves $\delta^{13}\text{C}$ ja $\delta^{18}\text{O}$ väärtuste langus. Selle põhjuseks võis olla sademete hulga suurenemine või jahenemisest tingitud vees elavate organismide elutegevuse intensiivsuse kahanemine.
- Järve veetaseme tõus toimunud vahemikus u 5 000 kuni u 4 000 at.
- Süsiniku isotoopkoostise langus algusega u 2500 at on tingitud järve kinni kasvamisest.

Tulevikus peaks sobiva võrdlusmaterjali saamiseks tegema sarnaseid uuringuid teistest Eesti järvedest. Intepretatsiooni lihtsustamiseks ja parandamiseks oleks oluline uurida ka täiendav põhjavee ja selles leiduva lahustunud anorgaanilise süsiniku isotoopkoostise uurimine.

Summary

Holocene palaeoenvironmental changes North-Western Estonia inferred from stable isotopes and trace elements from Lake Valgejärv

The aim of this research is to interpret the palaeoenvironment of the Holocene epoch based on stable carbon isotopes. Isotopic data is also supported by geochemical analyses (trace elements), radiocarbon datings and lithological descriptions. In addition reconstructions of Estonian and Scandinavian lake levels, air temperatures as well as ice core data of Epica dome C were included to obtain supporting information.

The carbonate rich sequence (2,5 m) of Lake Turvaste Valgejärv in North-Western Estonia was used for this study. Based on radiocarbon datings, the investigated section covers the time interval between 10 500 and 2 000 years and the average sedimentation rate is 0,307 mm/year. The values of $\delta^{13}\text{C}$ fluctuate between -0,71‰ and 2,85‰ in VPDB scale. Mg/Ca fluctuate between 6,20 and 13,08; Sr/Ca varies from 2,37 to 3,73.

It is assumed that Lake Valgejärv is a former lagoon of Ancylus Lake. Recent reconstructions of lake level of Ancylus Lake show that the lakes could have been connected only during the maximum lake level period of Ancylus Lake. The oldest dated lake sediments of Lake Valgejärv have been deposited before the Ancylus Lake reached its maximum lake level.

About 10 000 cal years BP to 8 000 cal years BP $\delta^{13}\text{C}$ had decreasing trend mainly due to lake level rising. About 7 000 cal years BP a negative peak is detected, probably because of a slight cooling episode during a period of warming. About 5 000 cal years BP both $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are dropping down to their minimum stage of carbonate-rich sediments of Lake Valgejärv. Different analyses and reconstructions are controversial regarding to that event and require further studies. Disagreements occur at the end of Middle-Holocene (4 800 cal years BP to 4 200 cal years BP), when $\delta^{13}\text{C}$ values increase. About 2 200 cal years BP $\delta^{13}\text{C}$ values decrease due to the beginning of progression of the lake to a marsh. About 2 000 cal years BP carbonate sediments were replaced by peat.

Tänuavaldused

Töö autor soovib tänada Kadri Soharit ja Liina Laumetsa, kelle õpetussõnad ja suunamine mängisid väga olulist rolli töö valmimisel. Lisaks sooviks tänada Katrin Lasbergi, Joonas Pärna ja kõiki teisi, kelle poolt sooritatud analüüse ja mõõtmisi antud töös on kasutatud. Olulist rolli töö sisulise osa parendamisel mängisid ka Kalle Kirsimäe ja Leho Ainsaare suunised ja kommentaarid magistrantide seminaril, kui oma töö põhimõtet ja tulemusi tutvustasin. Eriline tänu ka Madli Raidverele keelelise ning moraalse toe eest.

Kasutatud kirjandus

- Alley, R.B., and Agustsdottir, A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 1123-1149.
- Andersson, S. and Schoning, K., 2010. Surface wetness and mire development during the late Holocene in central Sweden. *Boreas*. 39, 749-760.
- Andersson, S., Rosqvist, G., Leng, M.J., Wastegard, S., Blaauw, M., 2010. Late Holocene climate change in central Sweden. *Journal of Quaternary Science* 25, 1305-1316.
- Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A., 2007. Carbon Stable Isotopes, Lake Sediments, In: Elias, S. (Eds.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 351-359.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J, 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- De Laeter, J.R., Böhkle, J.K., Hidaka, P., De Bièvre, H., Peiser, H.S., Rosman, K.J.R., Taylor, P.D.P., 2003. Atomic weights of the elements. Review 2000 (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*. 75, 683-800.
- Diefendorf, A.F., Patterson, W.P., Holmden, C., Mullins, H.T., 2008. Carbon isotopes of marl and lake sediment organic matter reflect terrestrial landscape change during the late Glacial and early Holocene (16,800 to 5,540 cal yr B.P.): a multiproxy study of lacustrine sediments at Lough Inchiquin, western Ireland. *Journal of Paleolimnology*. 39, 101-115.
- Elsig, J., Scmitt, J., Leuenberger, D., Schneider, R., Eyer, M., Leuenberger, M., Joos, F., Fischer, H., Stocker, T.F., 2009. Stable isotope constraints on Holocene carbon cycle changes from an Antarctic ice core. *Nature*. 461, 507-510.
- Fairchild, I.J, Borsato, A., Tooth, A.F., Frisia, S., Hawkesworth, C.J., Huang, Y., McDermott, F., Spiro, B., 2000. Controls on trace elements (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*. 166, 255-269.
- Feranec, R, Garcia, N., Diez, J.C., Arsuaga, J.L., 2010. Understanding the ecology of mammalian carnivores and herbivores from Valdegoba cave (Burgos, northern Spain) through stable isotope analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 297, 263-272.
- Forbes, E.B., 2010. Holocene Paleoclimate Variation from Major and Trace Elements and Stable Isotopes in a Wisconsin Tufa Deposit. PhD diss. Whitman College.
- Garnett, E.R, Andrews, J.E., Preece, R.C., Dennis, P.F., 2004. Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. *Journal of Quaternary Science*. 19, 251-262.

- Hammarlund, D., Aravena, R., L. Barnekow, Buchardt, B., Possnert, G., 1997. Multi-component carbon isotope evidence of early Holocene environmental change and carbon-flow pathways from a hard-water lake in northern Sweden. *Journal of Paleolimnology*. 18, 219-233.
- Hammarlund, D., Björck, S., Buchardt, B., Israelson, C., Thomsen, C.T., 2003. Rapid hydrological changes during the Holocene revealed by stable isotope records of lacustrine carbonates from Lake Igelsjön, southern Sweden. *Quaternary Science Reviews*. 22, 353-370.
- Heikkilä, M., Seppä, H., 2003. A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. *Quaternary Science Reviews*. 22, 541-554.
- Johnsen, S.J., Vinther, B.M., 2007. Ice Core Records, Greenland Stable Isotopes. In: Elias, S. (Eds.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1250-1258.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., 2007. Ice Core Records, Antarctic Stable Isotopes. In: Elias, S. (Eds.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1242-1250.
- Heiri, O., Lotter, A.F., 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, 101-110.
- Jõgi, T., Tarand, A., 1995. Nüüdiskliima. Rmt: Raukas, A. (Toim.) *Eesti Loodus*, Valgus, Tallinn, lk. 183-217.
- Kaljo, D., Hints, L., Martma, T., Nõlvak, J., Oraspõld, A., 2004. Late Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 210, 165-185.
- Kukk, T., Lõugas, L., Veski, S., 2000. Eesti elustiku mitmekesisuse muutustest pärast jääaega. *Kaasaegse ökoloogia probleemid. VIII: Loodusteaduslikud ülevaated Eesti Maa Päeval*. 90-109.
- Laumets, L., Kalm, V., Poska, A., Kele, S., Lasberg, K., Amon, L., 2013. Palaeoclimate trend derived from $\delta^{18}\text{O}$ and palaeobotany data from freshwater tufa of Lake Äntu Sinijärv, Estonia. *Journal of Paleolimnology* (in press).
- Laumets, L., Kalm, V., Kihno, K., Oxygen isotope record of Holocene freshwater tufa section from Valgejärv supported by pollen data – an interpretation of palaeoclimate changes. (submitted)
- Leng, M.J., Marshall, J.D., 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*. 23, 811-831.
- McCrea, J.M., 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics*. 18, 849–857.

- Mook, W.G., 2000. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications. Volume I: Introduction—Theory, Methods, Review. UNESCO/IAEA, Paris, pp. 89-120.
- Mäemets, A., Simm, H., ja Varep, E., 1968. Eesti Järved. Valgus, Tallinn, lk. 391-392.
- Ojala, A.E.K., Alenius, T., Seppä, H., Giesecke, T., 2008. Integrated varve and pollen-based temperature reconstruction from Finland: evidence for Holocene seasonal temperature patterns at high latitudes. *The Holocene*. 18, 529-538.
- Olsson, I.U., Kaup, E., 2001. The varying radiocarbon activity of some recent submerged Estonian plants grown in the early 1990s. *Radiocarbon*. 43, 809-820.
- Poska, A., 1994. Three pollen diagrams from Coastal Estonia. Sediments, vegetational development, climatic events and the environmental impact of man. *Kvartärgeoloogiska Avdelningen*. 170, 19-28.
- Poska, A., 2001. Human impact on vegetation of coastal Estonia during the Stone Age. Comprehensive summaries of Uppsala dissertations from the Faculty of Science and Technology. *Acta Universitatis Upsaliensis*. 652.
- Punning, J.M., Kangur, M., Koff, T., Possnert, G., 2003. Holocene lake-level changes and their reflection in the paleolimnological records of two lakes in northern Estonia. *Journal of Paleolimnology*. 29, 167-178.
- Pärn, J., 2011. Bakalaureusetöö loodusgeograafias. Viimase 10000 aasta Lääne-Eesti paleokliima interpretatsioon Turvaste Valgejärve karbonaatsete setete hapniku isotoopkoostise põhjal. Tartu Ülikool.
- Radajewski, S., Ineson, P., Parekh, N.R., Murrell, J.C., 1999. Stable-isotope probing as a tool in microbial ecology. *Nature*. 403, 646-649.
- Regionaalministri 22. detsembri 2006. a määruse nr 9 „Asustusüksuste nimistu kinnitamine ning nende lahkmejoonte määramine“ muutmine, lisa. Riigi Teataja 2013; RT I, 10.05.2013, 14.
- Rosentau, A., Veski, S., Kriiska, A., Aunap, R., Vassiljev, J., Saarse, L., Hang, T., Heinsalu, A., Oja, T., 2011. Palaeogeographic model for the SW Estonian coastal zone of the Baltic Sea. In: Harff, J., Björck, S. & Hoth, P. (Eds.) *The Baltic Sea Basin*. Springer, Berlin, pp. 165-188.
- Roßmann, A., Schmidt, H.-L., Hermann, A., Ristow, R., 1998. Multielement stable isotope ratio analysis of glycerol to determine its origin in wine. *Zeitschrift für Lebensmitteluntersuchung und-Forschung*. 207, 237-243.
- Saarse, L., Vassiljev, J., Miidel, A., 2003. Simulation of the Baltic Sea Shorelines in Estonia and Neighbouring Areas. *Journal of Coastal Research*. 19, 261-268.
- Saarse, L., Heinsali, H., Veski, S., Amon, L., 2012. On the deglaciation chronology of the Palivere ice-marginal zone, northern Estonia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 84, 21-31.

Schwarcz, H., 2007. Carbonate Stable Isotopes, Overview. In: Elias, S. (Eds.) Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, Amsterdam, pp. 287-290.

Seppä, H., Poska, A., 2004. Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns. Quaternary Research. 61, 22-31.

Seppä, H., Bjune, A.E., Telford, R.J., Birks, H.J.B., Veski, S., 2009. Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. Climate of the Past Discussions. 5, 1521-1552.

Sohar, K., 2010. Quaternary ostracods from Estonia and their application in palaeoenvironmental reconstruction. Dissertationes Geologicae Universitatis Tartuensis. 29.

Tamre, R., 2006. Eesti järvede nimestik. Looduslikud ja tehisjärved. Keskkonnaministeeriumi Info- ja Teabekeskus, Tallinn, lk. 34.

Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Journal of Quaternary Science. 27, 649-659.

Veski, S., 1998a. Early Holocene Vegetation History and Shoreline Displacement of the Baltic Sea at the Mustjärve Bog, Northwest Estonia. In: Aben, H. (Eds.) Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology. Eesti Teaduste Akadeemia toimetised, Tallinn, pp. 20-30.

Veski, S., 1998b. Vegetation History, Human Impact and Palaeogeography of West Estonia. Pollen Analytical Studies of Lake and Bog Sediments. Societas Upsaliensis Pro Geologia Quaternaria, 38, 48-59.

Väliranta, M., Korhola, A., Seppä, H., Tuittila, E.-S., Sarmaja-Korjonen, K., Laine, J., Alm, J., 2007. High-resolution reconstruction of wetness dynamics in a southern boreal raised bog, Finland, during the late Holocene: a quantitative approach. The Holocene. 17, 1093-1107.

Internetiallikad:

Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut.

<http://emhi.ee/?ide=6,299>. 20.05.2013

Keskkonnaregister.

http://register.keskkonnainfo.ee/envreg/main?reg_kood=VEE2029000&mount=view.
20.05.2013

Maa-ameti Geoportaali kaardiserver.

<http://geoportaal.maaamet.ee/>. 19.05.2013

Lisad

Lisa 1. Turvaste Valgejärve stabiilsete süsiniku isotoopide suhted.

sügavus (cm)		vanus (cal a PB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
alates	kuni		
71	72	2005	-2,87
73	74	2053	-0,50
75	76	2099	-0,25
77	78	2136	-0,24
79	80	2202	0,32
81	82	2276	0,63
83	84	2350	0,26
85	86	2425	1,40
87	88	2499	1,39
89	90	2573	1,52
91	92	2647	1,77
93	94	2722	1,77
95	96	2796	1,56
97	98	2870	1,77
99	100	2944	1,65
101	102	3019	0,92
103	104	3093	1,33
105	106	3167	1,75
107	108	3241	1,40
109	110	3316	1,32
111	112	3390	0,81
113	114	3464	1,34
115	116	3538	0,93
117	118	3613	1,14
119	120	3687	1,14
121	122	3761	1,18
123	124	3835	1,84
125	126	3910	1,30
127	128	3984	1,85
129	130	4058	1,49
131	132	4132	1,57
133	134	4207	1,28
135	136	4270	1,61
137	138	4338	0,14
139	140	4407	-0,30
141	142	4476	0,06
143	144	4544	1,06
145	146	4613	0,60
147	148	4681	0,40

sügavus (cm)		vanus (cal a PB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
alates	kuni		
149	150	4750	0,27
151	152	4819	-0,17
153	154	4887	-0,20
155	156	4956	-0,71
157	158	5024	-0,23
159	160	5093	-0,36
161	162	5162	-0,60
163	164	5230	-0,54
165	166	5299	-0,60
167	168	5366	-0,44
169	170	5436	0,58
171	172	5505	0,39
173	174	5573	0,17
175	176	5642	0,39
177	178	5711	0,77
179	180	5779	0,29
181	182	5848	-0,08
183	184	5916	0,62
185	186	5985	0,82
187	188	6054	0,76
189	190	6122	0,66
191	192	6191	0,92
193	194	6260	0,46
195	196	6328	0,53
197	198	6397	0,42
199	200	6465	0,48
201	202	6534	0,31
203	204	6603	0,17
205	206	6671	0,30
207	208	6740	0,54
209	210	6808	-0,11
211	212	6877	-0,03
213	214	6946	-0,02
215	216	7014	-0,19
217	218	7083	0,24
219	220	7151	0,32
221	222	7220	0,50
223	224	7289	1,24
225	226	7357	0,82

sügavus (cm)		vanus (cal a PB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
alates	kuni		
227	228	7426	1,19
229	230	7495	0,53
231	232	7563	0,71
233	234	7615	1,04
235	236	7686	0,79
237	238	7757	0,25
239	240	7826	0,09
241	242	7897	0,97
243	244	7967	0,63
245	246	8038	0,46
247	248	8108	0,03
249	250	8178	0,92
251	252	8249	0,44
253	254	8319	0,50
255	256	8390	0,78
257	258	8460	0,44
259	260	8530	0,59
261	262	8601	0,85
263	264	8671	1,04
265	266	8742	1,26
267	268	8812	0,87
269	270	8883	0,92
271	272	8953	1,05
273	274	9023	1,64
275	276	9094	1,22
277	278	9164	1,32
279	280	9235	1,14
281	282	9305	0,89
283	284	9375	1,43
285	286	9446	1,21
287	288	9516	1,91
289	290	9587	1,53
291	292	9657	1,57
293	294	9727	1,44
295	296	9798	1,78

sügavus (cm)		vanus (cal a PB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
alates	kuni		
297	298	9868	2,15
299	300	9939	2,85
301	302	10009	2,48
303	304	10080	2,43
305	306	10125	2,18
307	308	10207	1,65
309	310	10288	1,60
311	312	10370	1,77
313	314	10452	2,54
315	316	10533	2,11

Lisa 2. Turvaste Valgejärve järgementide suhted.

proovi sügavus (cm)		Vanus (at)	elementide kontsentratsioon		
alates	kuni		Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)
73	74	2113	27,09	0,24	75
79	80	2309	25,69	0,22	69
85	86	2505	28,73	0,21	74
91	92	2701	26,87	0,20	70
97	98	2865	28,98	0,22	75
103	104	3094	28,78	0,21	75
107	108	3225	27,40	0,17	67
109	110	3291	28,57	0,19	72
111	112	3356	29,35	0,20	72
113	114	3422	29,51	0,22	74
115	116	3488	29,89	0,20	77
121	122	3685	28,52	0,19	69
127	128	3882	29,77	0,19	74
133	134	4079	29,52	0,21	74
135	136	4145	29,86	0,22	76
137	138	4211	29,43	0,22	75
139	140	4279	28,84	0,18	74
141	142	4351	29,34	0,20	74
145	146	4497	28,41	0,22	76
151	152	4715	30,04	0,23	78
157	158	4933	29,98	0,19	71
163	164	5151	29,40	0,20	72
169	170	5370	28,90	0,21	76
175	176	5588	29,22	0,21	71
181	182	5806	30,57	0,25	81
187	188	6025	30,33	0,26	87
193	194	6243	30,42	0,26	88
199	200	6462	31,02	0,28	89

205	206	6680	31,52	0,31	93
211	212	6899	31,66	0,33	96
217	218	7117	32,05	0,31	97
223	224	7336	30,77	0,30	85
229	230	7555	31,81	0,31	94
235	236	7759	31,65	0,30	94
241	242	7984	30,97	0,30	96
247	248	8208	32,70	0,33	99
253	254	8432	30,71	0,29	92
259	260	8657	31,61	0,29	94
265	266	8881	29,14	0,26	87
271	272	9106	30,09	0,29	84
277	278	9330	30,73	0,32	83
283	284	9554	30,92	0,32	94
289	290	9779	30,64	0,31	96
295	296	10003	30,61	0,34	89
297	298	10078	29,87	0,34	87
299	300	10153	29,90	0,35	84
301	302	10225	31,00	0,35	92
303	304	10300	28,32	0,32	104
307	308	10450	27,37	0,35	102
313	314	10675	26,76	0,35	93

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Holar Sepp,

(sünnikuupäev: 23.01.1988)

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose Holotseeni paleokeskkonna muutused Loode-Eestis järvesetete stabiilsete isotoopide ja jälgelementide põhjal Turvaste Valgejärve läbilõikest

mille juhendajad on Kadri Sohar ja Liina Laumets

- 1.1.reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;
 - 1.2.üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.
2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
 3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus **19.05.2013**