

Tartu Ülikool

Loodus- ja tehnoloogiateaduskond

Füüsika instituut

Sajukoguste hindamine ilmaradari andmetest talvisel perioodil

Bakalaureusetöö (6 EAP)

Füüsika, keemia ja materjaliteaduse õppekava

Autor: Joosep Karp

Juhendajad: Jorma Rahu (MSc), Tanel Voormansik (PhD)

Tartu 2024

Sajukoguste hindamine ilmaradari andmetest talvisel perioodil

Lühikokkuvõte:

Töö käigus uuriti Eestis meteoroloogiliste radarite andmetest talviste sajuintensiivsuste hindamist, rakendades selleks teistes riikides kasutatavaid empiirilisi Z-S (peegelduvus-lumesaju intensiivsus) seoseid ning nende rakendatavust Eesti tingimustes. Töös kasutati Harku ja Sürgavere radarite andmetest saadud CAPPI produktidest koostatud komposiitpilti. Töö käigus selgus ka mitmeid tehnoloogilisi piiranguid ja puudujääke ning arutati kitsaskohtade üle mis vajavad täiendavaid uuringuid.

Võtmesõnad: ilmaradar, Z-R suhe, Z-S suhe, lumesadu

P500 Geofüüsika, füüsikaline okeanograafia, meteoroloogia

Assessment of snowfall amounts from weather radar data

Abstract:

This study investigates the assessment of snowfall amounts from meteorological radar data in Estonia by applying empirical Z-S (reflectivity-snowfall intensity) relationships that are used in other countries and evaluating their applicability under Estonian conditions. The research utilised a composited data of CAPPI products obtained from Harku and Sürgavere radars. The study also identified various technological limitations and deficiencies and discussed opportunities for further development.

Keywords: weather radar, Z-R relationship, Z-S relationship, snowfall

P500 Geophysics, Physical Oceanography, Meteorology

Sisukord

Sissejuhatus	3
1. Valdonna ülevaade	5
1.1 Tehtud uuringute tulemused.....	5
1.2 Teadaolevad komplikatsioonid.....	6
2. Metoodika	8
2.1 Eesti meteoroloogiliste radarite võrgustik.....	8
2.2 Radarivõrrand ja sademete dielektrilised omadused.....	9
2.3 Vihmapiisa ja lumehelbe erinevus.....	10
2.4 Z-S ja Z-R seoste väljatöötamine.....	11
2.5 Sademete klimatoloogia.....	11
2.6 Maapealsed sademejaamad.....	12
2.7 Radariandmete töötlus.....	13
3. Tulemuste analüüs	15
3.1 Andmepunkti valiku analüüs.....	15
3.2 Z-S seoste analüüs.....	16
Kokkuvõte	18
Tänuavaldused	19
Kasutatud Kirjandus	20
Lisad	22
Lisa 1.....	22
Lisa 2.....	23

Sissejuhatus

Ajaloolisest vaatest on radareid sademete tuvastamiseks ja intensiivsuse mõõtmiseks kasutatud juba aastakümneid. Teise maailmasõja ajal märgati, et meteoroloogilised nähtused tekitavad peamiselt militaarse tähtsusega objekte tuvastavates radarisüsteemides mittesoovitud häiritusi. Peale teist maailmasõda hakati välja töötama spetsiifiliselt meteoroloogiliseks otstarbeks radareid. Tänapäevaks kasutatakse neid andmeid sademete mõõtmiseks, ilmaennustuse täpsustamiseks, tornaadode, lindude rännete ja muude ilmastikunähtuste uurimiseks.

Radarid mõõdavad välja saadetud ning vastavatele sihtmärkidelt tagasihajunud elektromagnetkiirgust. Mõõdetud nn peegelduvuse andmetest sademete intensiivsuse arvutamiseks on kasutusel empiirilised seosed. Tüüpiliselt on kasutusel Z-R vedelas faasis või Z-S tahkes faasis sademete jaoks, kus Z on radari peegelduvus ühikutes dBZ, R ja S on vastavalt pluviomeetriliselt mõõdetud vihma ja lumesaju intensiivsus ühikutes mm/h. Terminoloogiliselt eristatakse radari peegelduvustegurit Z ja ekvivalentset radari peegeldustegurit Z_e , kus Z on kasutusel sfääriliste veepiiskade korral ja Z_e tundmatute omadustega objektide korral (näiteks lumehelbed), mis annaksid ekvivalentse peegelduvusväärtuse võrreldes veepiiskadega. Antud töö raames loetakse lihtsustuse eesmärgil need tegurid võrdseks. Üldjuhul on välja kujunenud üks empiiriline valem kujul

$$Z = aR^b \quad (1)$$

kus a ja b on lumesadu kirjeldavad konstandid (Saltikoff *et al.*, 2015).

Kuigi vihma mõõtmiseks on radareid laialdasemalt kasutatud nii Eestis kui ka mujal maailmas, siis lume mõõtmiseks on täpsustusi vähem tehtud. See tuleneb lumesaju eripäradest võrreldes vihmaga, näiteks lumehelveste struktuur on oluliselt keerukam vihmapiiskade omast, aga ka see, et lumi esineb maapinnale jõudvate sademete vormina valdavalt ainult suurematel laiuskraadidel. Kuna suurel osal riikidest, kus on kasutusel meteoroloogilised radarid, esinevad sademed peamiselt vedelas faasis vihmana ning lumesadu on vähetõenäoline või puudub üldse, siis pole ka vajadust täpsema Z-S seose välja arendamiseks. Samuti ei ole erinevad Z-S seosed rakendatavad geograafiliselt erinevates regioonides asuvatele radaritele, kuna lume teke on tugevalt sõltuv kohalikust kliimast.

Lumesadude hindamist radariga on varasemalt uuritud mitmetes piirkondades, kus esineb külmasid aastaegu nagu Põhjamaad, USA ja Kanada. Eestis on aga probleemiga tegeletud, ja

arenduses esinevaid komplikatsioone ning puudujääke käsitletud vähe. Käesolevas töös uuritakse teistes riikides välja arendatud Z-S seoste rakendamist ja sobivust Eesti regioonis, kasutades Harku ja Sürgavere radaritest saadud andmeid ning nendega kaasnevaid probleeme ja puudujääke. Ühtlasi võrreldakse radarite andmeid riiklikku seirevõrku kuuluvate maapealsete sadememõõtmisjaamade andmetega.

1. Valdonna ülevaade

1.1 Tehtud uuringute tulemused

Kuigi Eestis hetkel puudub piisava täpsusega Z-S seos radari peegelduvuse ja lumesaju vahel, siis teistes riikides on mitmeid sarnaseid seoseid kasutusel. See seos koosneb kordajast a ja astendajast b . Sellise seose loomisel tavatingimustel (piirkonnale omasel) rõhu, temperatuuri ja sademete intensiivsusel saab tõdeda b koefitsiendi langemist väiksesse (võimalikku) vahemikku ja lihtsustab radariandmete uurimist “konstantsel” astendajal (Doelling, 1998). Doelling toob samuti näitena astendaja b jäämise vahemikku $1,4 < b < 1,6$ esitades selle keskvärtusena 1,5 (valem 1.2).

Sademetega mõõtmine on väga lokaalne probleem. Iga kliimatsiooni jaoks tuleb määrata iseseisev Z-R seos, mis oleks vastav piirkonna kliimale ja seal esinevale vihmapiiskade suurusjaotusele ja sademete tüübile (lumi, vihm, rahe jne) (Battan, 1973). Probleemi lokaalsust toovad välja ka Saltikoff *et al.* (2015) ja Goodison *et al.* (1998). Järgnevalt on välja toodud erinevad Z-R ja Z-S seosed, mis on erinevates riikides kasutusel olnud ning mille rakendatavust käesolevas töös uuritakse:

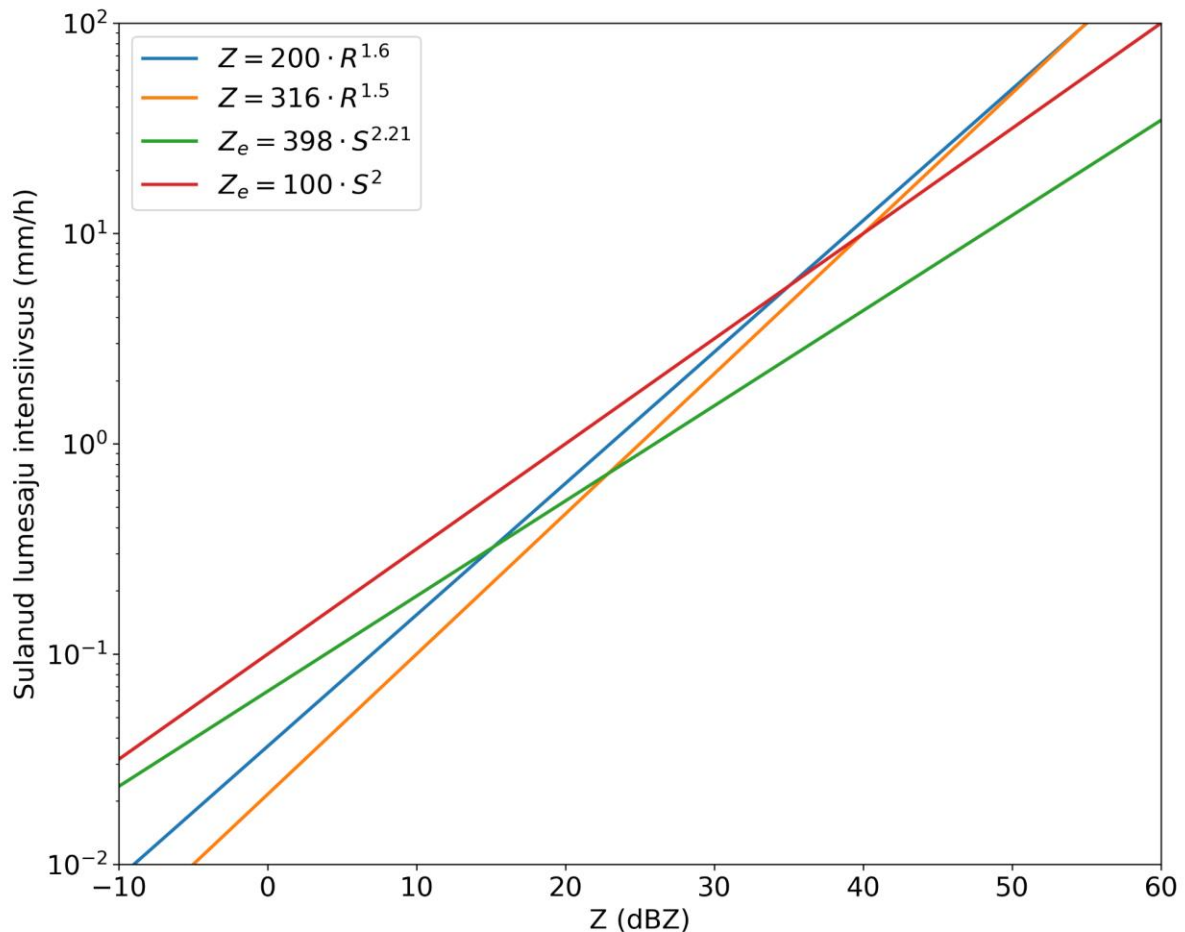
$$Z = 200 \cdot R^{1.6}, \text{ Marshall and Palmer (1948) Kanada} \quad (1.1)$$

$$Z = 316 \cdot R^{1.5}, \text{ Doelling et al. (1998), Saksamaa} \quad (1.2)$$

$$Z_e = 398 \cdot S^{2.21}, \text{ Sekhon and Srivastava (1970), USA} \quad (1.3)$$

$$Z_e = 100 \cdot S^2, \text{ Saltikoff et al. (2004), Soome} \quad (1.4)$$

Kõigi nelja seose mõju graafiliselt sademete intensiivustele eri peegelduvusväärtuste osas on toodud joonisel 1. Graafiliselt on näha seost 1.1 ja 1.2 puhul suurema kaalu andmist tugevamate peegelduvusväärtuste korral, võrreldes lume jaoks optimeeritud seostega 1.3 ja 1.4, kus sirgete tõusud ei ole nii järsud.



Joonis 1. Töös kasutatud Z-S seosed, sinisega Marshall-Palmeri võrrand (valem 1.1), oranžiga Doellingu võrrand (valem 1.2), rohelisega Sekhon ja Srivasta võrrand (valem 1.3) ja punasega Saltikoffi võrrand (valem 1.4).

1.2 Teadaolevad komplikatsioonid

Kui vihma mõõtmiseks on juba päris täpsed mudelid välja töötatud, siis lume mõõtmiseks radariga on veel arenemisruumi ja sobivaid mudeleid ja lähendeid veel uuritakse. Luues ühte universaalset empiirilist seost radariga sadude intensiivsuse hindamiseks tuleb arvesse võtta mitmeid asjaolusid, sh ka teadaolevaid vigade allikaid.

Üldjuhul saab vead jagada kahte suuremasse gruppi: pluviomeetrilised vead ning radiomeetrilised vead. Pluviomeetrilised, ehk maapealsete sademete jaamade vead. Põhilised süstemaatilised vea tekitajad on aerodünaamika koguja ümber, seadme märgumine, sademete aurustumine, sademete lendlemine kogujas ning sademete pritsmed anumasse ja anumast välja (Saltikoff *et al.*, 2015). Førland *et al.* (1996) sõnul võib Põhjamaades põhilisteks vea tekitajateks nimetada aerodünaamikat, märgumist ja aurustumist. Suuri probleeme tekitab see,

kuidas õhuvoolud liigutavad sademeid vahetult koguja kohal. Sademete kogunemine mitte instrumendi mõõtvasse elementi, vaid selle seintele ning sademete aurustumine anumast. Samuti esineb dilemma, et kas anum oli enne mõõtmise sooritamist kuiv või märg. Lisaks võivad suured tuuled pritsida sademeid anumasse ebamääraselt või siis nõrgemate sadude puhul üle anuma uhtuda. Lume puhul on viimane eriti märkimisväärne.

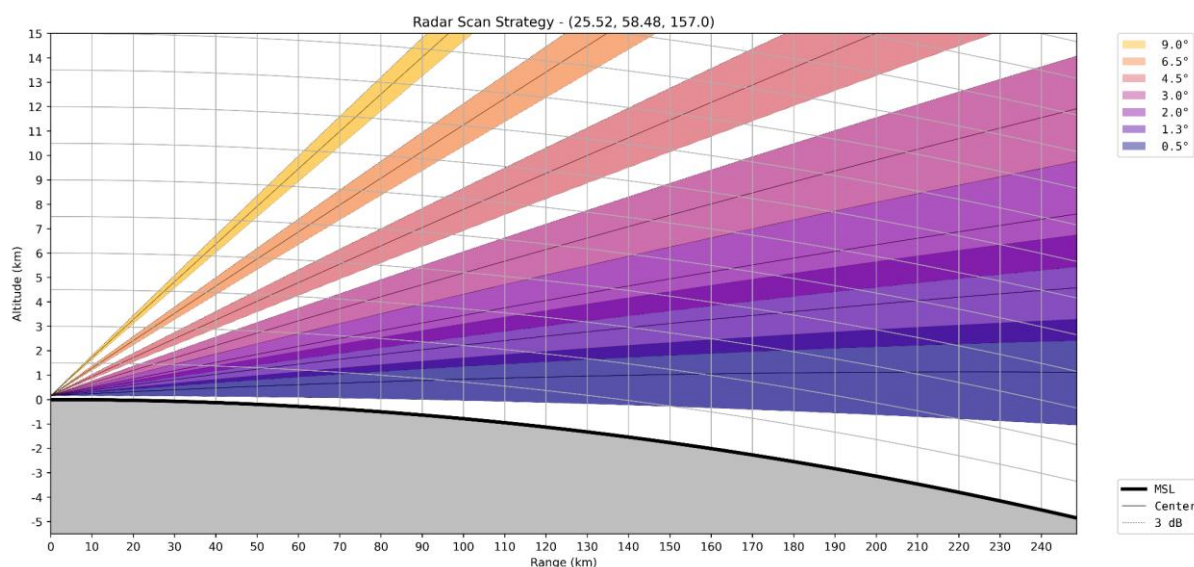
Teiseks esinevad radiomeetrilised teadaolevad vead. Vead radari peegelduvuses, elektroonilised kalibratsiooni vead, radari kiire leviku häiritus/blokeering, radari kupli märgumine (Battan, 1973), radari kiire suunaline radiaalne lahutusvõime (Ghaemi *et al.*, 2023), sademete tõttu tekkiv signaali nõrgenemine (Handoyo, 2021) ning sademe endi faas (vedel või tahke). Radari kiire laienemisel kauguse suurenedes radarist mõõdetakse ühe ühiku ulatuses oluliselt suuremat ruumala, kui maapealne koguja seda kogub. Samuti kõrgemal atmosfääris registreeritud lumehelbes võib madalamatel kõrgustel sulada. Arvestada tuleb ka seda, kui sadu on radari andmetes üsna kõrgelt mõõdetud (näiteks 500 m), siis maapinnale võib see tuule mõjul jõuda oluliselt kaugemal jaamast.

Samuti esineb tegureid, mida individuaalselt jälgida on keeruline. Näiteks lumehelbe polariseerivatest omadustest tekib kadu signaalile, kuid iga lumehelbe struktuuri õhus pole lihtsasti võimalik hinnata. Seega tuleks seda mingil moel kompenseerida pärast mõõtmisi. Kuna lume tekkimine on keeruline ja lokaalsed ilmatingimused on väga varieeruvad, on seda ka raske üheselt hinnata (Apffel *et al.*, 2015). Seega parim lähendus, mida saab lihtsasti rakendada, on suurest andmemassiivist tuletatud parand (Apffel *et al.*, 2015).

2. Metoodika

2.1 Eesti meteoroloogiliste radarite võrgustik

Eestis on ilmaseireks kasutusel kaks Vaisala WRM200 (C-riba, 5,6 GHz) seadet Harku aeroloogiajaamas ja Sürgevare külas. Efektive atmosfääri skaneerimise ja täpsuse tagamiseks kasutatakse erinevaid skaneerimise strateegiaid, mis hõlmavad mitmesuguseid antenni kaldenurkasid ja radiaalseid vahemikke (Joonis 2).



Joonis 2. Radari mõõdetavad antenni kõrgusnurgad horisondi suhtes. Hall ala esindab maapinda, ning värvilised lehvikud laienevaid radarikiiri. Maakera kumeruse tõttu on näha kiirte keskosade tõusu maapinna suhtes.

Kuigi radariga ilmastikunähtuste tuvastamine (nt tormid) on olemasolevate seadmetega tehniliselt võimalik ka 450 km kaugusel, siis operatiivne kasulik tööala on 250 km (Pohjola, 2011). Maa kumeruse ja radari antenni mõõtmisnurga tõttu on kiire kõrguse tõus maapinnast suur, näiteks 0,5 kraadise skaneerimisnurga jaoks kaugusel 250 km radarist on kiire keskosa umbes 6 km kõrgusel maapinnast (Voormansik, 2017). Selles töös kasutan lumesademetete uurimiseks ja võrdlemiseks tööalaks 100 km raadiust radarist maksimaalse skaneerimis kõrgusega 1,5 km (Joonis 2). Eestis esinevad ulatuslikumad lumesajud enamasti madalamatel kõrgusel, seetõttu on valitud radari väiksem ulatus, kus radarikiir ei ole vastavatest pilvedest kõrgemale läinud. Radariga mõõtes suurtel kaugustel ja erinevatel antenni kalltel võib aga täheldada tahkes faasis sademeid ka soojadel aastaegadel (temperatuuri languse tõttu kõrguse kasvades maapinnast). Tulenevalt nende sademete väikest tõenäosust jõuda samas faasis

maapinnale, kus nende registreerimine ilmajaamas oleks võimalik, pole sellised sademete näidud selle uuringu käigus olulised. Teisalt on ka ebatõenäoline, et mingi ruumipunkti kohal väga suurte kõrgustel mõõdetud sademed jõuavad samade koordinaatidega punktile maapinnal. See tähendaks, et sademetel puuduks horisontaalne liikumine. Pidev õhu liikumine muudab taoliste mõõtmiste vastavusse paneku maapealsete ilmajaamade andmetega keerukaks.

2.2 Radarivõrrand ja sademete dielektrilised omadused

Radarivõrrand tuletati algselt 20. sajandi esimesel poolel, kui radaritehnoloogia arenema hakkas. Radarivõrrandi põhiidee pärineb elektromagnetlainete leviku üldpõhimõtetest, kus energia jäävuse seaduse alusel tuletatakse radari laine leviku ning tagasihajunud kiirguse seosed. Radarivõrrandi spetsiifilised versioonid on väljatöötatud ja edasi arendatud eri valdkondade teadlaste poolt, kes spetsialiseerusid radaritehnoloogia erinevatele aspektidele, sealhulgas signaalitötlusele ning vastavalt igale radarisüsteemile kohalduvad parameetrid, sh näiteks kasutatav lainepikkus ja antenni füüsilised mõõtmed.

$$P_e = \frac{P_s \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \sigma}{(4\pi)^3 \cdot R^4} \quad (2)$$

P_e - mõõdetud vastuvõetud võimsus (*received power*);

P_s - radari saatevõimsus (*transmitted power*);

G - antenni võimendustegur;

σ - objekti radari ristlõige;

λ - radari lainepikkus;

R - kaugus radarist.

Meteoroloogilistes rakendustes kasutatakse radarivõrrandi kohandatud võrrandit, et arvestada sihtmärkide (sademed) omadusi nagu sademete suurus, tüüp (faas) ja sellest lähtuvalt nende dielektrilised omadused. Rayleigh teooria põhjal on sademete puhul ühe sfäärilise sihtmärgi σ järgnev:

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot D_i^2, \text{ milles} \quad (3)$$

σ_i - objekti radari ristlõige;

λ - radari lainepikkus;

D_i - sademe diameeter.

$$|K|^2 = \left| \frac{\epsilon+2}{\epsilon-1} \right|^2, \text{ milles} \quad (4)$$

ϵ - dielektriline konstant.

Valemit 3 kasutades on L- kuni X-riba radaritega on tagasihajunud kiirguse tugevusel otsene seos objekti suurusega. Rayleigh hajumise eelduseks on, et mõõdetavad objektid on lainepikkusest oluliselt väiksemad, mis piiskade ja lumehelveste jaoks on suures osas rahuldatud. Selliselt on piiskade suuruse ja tagasihajunud kiirguse tugevus lineaarses sõltuvuses ja on võimalik usaldusväärsemalt sademete intensiivsust hinnata. Kui objektid on samas suurusjärgus lainepikkusega või suuremad ei ole objektilt tagasihajunud kiirguse tugevus üheselt määratud ning on tõenäolisem, et radar näitab objekti suuremana või väiksemana kui see tegelikult on. Eesti radarites kasutatava C-riba (5,6 GHz, lainepikkus 5,3 cm) puhul tekib see probleem näiteks lindudega või ülisuurte raheosakeste korral.

2.3 Vihmapiisa ja lumehelbe erinevus

Radarmõõtmistel mängib olulist rolli tagasihajunud kiirguse tugevuse puhul sihtmärgi suurus, seda eriti meteoroloogilises rakenduses, kus Rayleigh hajumise režiimis sõltub signaali tugevus kuuendas astmes sademe diameetrist. Vihmapiisad on enamasti ümarad või kergelt lapikud. Väiksemad vihmapiisad on peaaegu kerakujulised, kuid suuremad piisad võivad gravitatsiooni ja õhutakistuse mõjul võtta veidi lapiku kuju. Samas on ka lumehelbe ja vihmapiisa vahel struktuurilised erinevused, mis toob kaasa nende dielektrilise konstantide erinevused. Vedelas olekus saavad olemuselt polaarsed veemolekulid veepiisas vabalt ringi liikuda, kuid tahkes olekus on veemolekulid üksteisega seotud, ega saa nii vabalt liikuda. Ühtlasi on jää/lumehelveste segu veest ja õhumullidest, muutes jääkristalli tihedust sama ruumalaga veepiisaga võrreldes. Seetõttu on elektromagnetlainet võime läbida veepiiska või lumekristalli erinev. Teisalt on lumehelbed jääkristallid, millel on sageli keerukad struktuurid mis tihtipeale ei pruugi olla sümmeetrilised. Nende kuju varieerub sõltuvalt jäätumise protsessi algtingimustest nagu

temperatuurist, õhuniiskusest ja tekkekohast, mistõttu võivad lumehelbed olla mitmesuguste suuruste ja kujudega, alates lihtsatest nõela kujulistest kristallidest kuni keerukate dendriitideni (Libbrecht, 2005). Lumehelbe struktuurilisi võimalusi on teadmata arv ning lumekristallide orientatsioon ruumis ega ajas ei ole püsiv. Erinevus vee ja jää dielektriliste omaduste vahel teeb hajunud radarikiirguse kaudu täpse sajuintensiivsuse hindamise keerulisemaks. Vastavate mudelite loomine ja reaalsete disdromeetriliste andmete kogumine on aktiivne uurimisvaldkond ning vastava teooria täiendamine on käimasolev protsess.

2.4 Z-S ja Z-R seoste väljatöötamine

2024. aasta seisuga on Eesti ilmaradarite puhul sajuintensiivsuste hindamiseks kasutusel laialt tunnustatud Marshall-Palmeri Z-R seos. Seda põhjusel, et Eestis puuduvad suuremahulised disdromeetrilised mõõtmised, mis võimaldaks siia regiooni ja kliimasse vastava andmepõhise seose tuletamise. Sobiva Z-R seose arvutamiseks läheb vaja suurel hulgal sademete suurusjaotuse andmeid, mille kogumine on võimalik suhteliselt pika aja jooksul. Samuti on oluline, et üldiselt ruumis ja ajas äärmiselt mittelineaarselt jaotunud sademed oleksid mõõdetud radariga täpselt disdromeetri seadme kohal. Disdromeetrilised mõõtmised on Eestis tänaseks küll alustatud, kuid andmete analüüsiks vajalik maht on veel saavutamata.

2.5 Sademete klimatoloogia

Eesti, nagu ka kogu Euroopa kliimat mõjutavad Atlandi ookean, Põhja-Atlandi hoovus ja Islandi miinimum. Viimane kujutab endast tsüklonite kujunemise piirkonda Atlandi ookeanil, kus mitmeaastane keskmine õhurõhk on naaberaladest madalam. (Eesti Entsüklopeedia) Eesti esinevate sademete klimatoloogiat mõjutavad mitmed tegurid nagu näiteks geograafiline ümbrus, õhumasside liikumine ja Läänemere lähedus. Eesti asub parasvöötme põhjaosas merelise ja mandrilise kliima üleminekuvööndis (Dfb Köppeni skaalal). Võrreldes samal laiuskraadil olevate Lääne-Euroopa riikidega on Eesti talved külmemad ja suved soojemad, sademeid ja pilvi on vähem. Sademete hulk on Eestis suhteliselt ühtlaselt jaotunud, kuid siiski mõjutatud aastaajast ja piirkondlikest erinevustest. (Keskkonnaagentuur)(joonis L1) Soojal perioodil jääb sademete hulk Eestis keskmiselt vahemikku 60 - 90 mm kuus, külmal perioodil

vastavalt 40 - 60 mm sademeid kuus. (Keskkonnaagentuur, tabel L1) Eesti kohale ja ümbrusesse saabuvate õhumasside omadused mängivad olulist rolli sademete tekkes. Läänemere lähedus toob sageli niiskeid merelisi õhumasse, mis põhjustavad sademete hulga kasvu. Kõrgustike kliima erineb madalamate alade omast. Kõrguse suurenedes keskmine õhutemperatuur langeb, pilvisus ja sademete hulk aga suurenevad. (Eesti Entsüklopeedia)

Tammets (2007) rõhutab aga, et sügisel ja suvel suurenevad sademed, kui Vahemere ja Musta mere kohalt tulnud tsüklonid hakkavad tugevamalt mõjutama Eesti ilma, tuues kaasa intensiivseid vihmahooge ja lumesadusid. Samas, kontinentaalsed õhumassid, mis liiguvad Eesti aladele talvekuudel, on kuivad ja külmad, põhjustades sageli madalamaid sademete koguseid. Ilm Eestis on piirkonniti väga varieeruv. Need erinevused kajastuvad ka pikaajalises klimatoloogilises statistikas. Mitmed kliimanäitajad muutuvad oluliselt läänest itta liikudes geograafilistel põhjustel. Läänemerelt saabuvate niiskete õhumasside tõttu on kõige sajusem piirkond Lääne-Eesti rannik. Suhteliselt palju sajab ka kõrgustikel. Kõige kuivem on kevade algus ja talve lõpp.

2.6 Maapealsed sademejaamad

Maapealsete jaamade suutlikkus lumesadusid mõõta sõltub mitmetest teguritest, sealhulgas mõõteseadmete tüübist, nende kalibreerimisest, asukohast ja ilmastikutingimustest. Üks peamisi probleeme on jaamade suhteliselt kehv lahutusvõime, mis võib viia ebatäpse andmekogumiseni eriti madalate sajuintensiivsuste korral. Lumesadu on keeruline mõõta tänu selle heterogeensusele nii ajas kui ruumi ja erinevatele piiskade suurustele, mis võivad mõjutada andurite täpsust (Rasmussen *et al.*, 2012).

Eestis on ilmajaamades kasutusel sademete registreerimiseks Ott Pluvio² seadmed. Need seadmed kasutavad gravimeetrilist meetodit sademete massi määramiseks. Seade töötab kaalumise põhimõttel, mõõtes spetsiaalsesse mõõteanumasse sadavate sademete kogumassi, suhteliselt lühikeste ajasammude tagant. Selline mõõtmine on täpsem ja usaldusväärsem nii vihma kui lume jaoks võrreldes traditsioonilise kaadkopp tüüpi mõõteriistadega, kuid nende täpsus sõltub seadmete kalibreerimisest ja välistest tingimustest, nagu näiteks temperatuur ja tuule kiirus (Kochendorfer *et al.*, 2017).

Tahkete sademete mõõtmisvead, mida automaatsüsteemide puhul sageli eiratakse, jäävad tuulistes tingimustes sageli vahemikku 20% kuni 50% (Rasmussen *et al.*, 2012). Mitmed uuringud on näidanud, et tuulevarjude ja teiste kaitsemeetmete kasutamine võib aidata

vähendada tuule mõju mõõtmistulemustele, kuid täiesti elimineerida seda ei ole võimalik (Colli *et al.*, 2015).

Lisaks eelmainitule tuleb kriitiliselt suhtuda ka sadememõõtjate lahusvõimesse, eriti nõrkade sadude tuvastamisel. Andmete võrreldavus on tugevalt piiratud, kui mõõtevahendid samaaegselt sadu ei tuvasta, see on takistav asjaolu just lumesadude puhul, mida on niigi keerukam täpselt mõõta võrreldes vihmaga. Kuigi töös kasutatud sademejaamade tunnisummad on inimkontrollitud, ei muuda see andmestikku täpsemaks, kui seadmed pole üldse nõrka sadu tuvastanud ning inimkontrolli käigus süstemaatilist viga lihtsalt edasi kantakse.

Töösse valiti 19 kuupäeva vahemikus november-veebruar aastatel 2021-2023, kus oli täidetud järgmised tingimused: täheldatud sadu ilmajaamades ja ööpäeva pikkune periood miinuskraade, et oleks garanteeritud lumesadu (ehk vihm oleks välistatud). Harku ja Sürgavere radaritest 100 km raadiuses on kogu seirevõrgu 45-st jaamast 13 jaama. Nende ilmajaamade andmetest registreeriti 113 ööpäevast saju juhtumit, millest tunnise lahutusega on 2712 andmepunkti lõppanalüüsis.

2.7 Radariandmete töötlus

Töös kasutatav peamine andmestik pärineb Eestis mõõtvatelt meteoroloogilistelt radaritelt. Algsed peegelduvuse toorandmed on arhiveeritud polaarkoordinaatides (iga kiir on salvestatud ühe reana, ehk kokku 360 kraadi x 830 *bin-i*) dBZ ühikutes kummagi radari kohta (Harku ja Sürgavere radarid). dBZ on logaritmiline mõõtühik, mida kasutatakse radari poolt kiiratud signaali ja tagasipeegeldunud signaali tugevuse suhte mõõtmiseks. Kõrgemad dBZ väärtused viitavad intensiivsematele sademetele (nt. tugev vihm või lumesadu). Enne järgnevaid andmetöötamise etappe teostati täiendav müra filtreering kasutades Gabella filtrit (Gabella *et al.*, 2002).

Toorandmetest tehakse pseudoCAPPI (*pseudo Constant Altitude Plan Position Indicator*) produkt, mis näitab sademete intensiivsust valitud kõrgusel (antud töös valitud 0,5 km kõrgus maapinnast), mis aitab parandada andmete kvaliteeti radarilähedastest aladest. *pseudo* eesliide viitab sellele, et aladel, kus kõige madalam kiir olemasolevate mõõtenurkade komplektist liigub kõrgemale kui 0,5 km, siis kasutatakse sellest kaugusest alates ainult selle madalaima mõõtmisnurga andmeid, isegi kui kiire kõrgus maapinnast on kõrgemal, kui algselt defineeritud 0,5 km kõrguse piir.

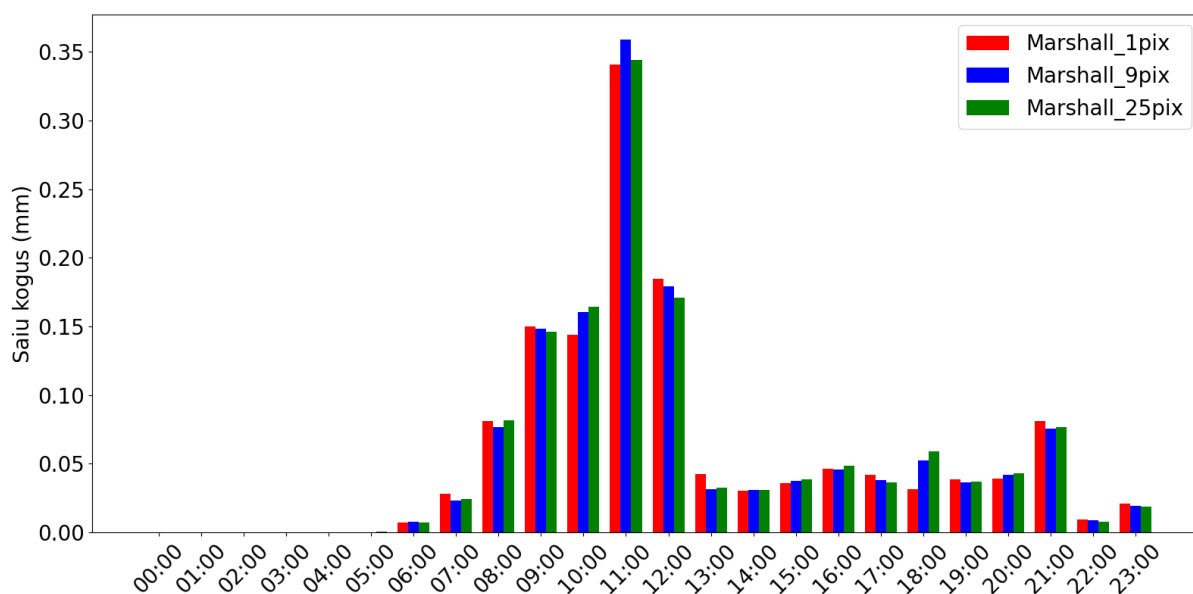
PseudoCAPPI produktidest tehti seejärel maksimumi meetodiga kahe radari komposiitpilt. Maksimumi meetod viitab sellele, et kahe radari kattuva mõõteala ulatuses valiti kummagi radari andmetest kõrgeima väärtusega piksel. Selle meetodi eeliseks on see, et kaasatakse võimalikult palju andmeid, kuid teisalt kaasatakse ka olemasolul andmetes olevad müra ja häired. Saadud komposiit salvestati Euroopas laialdaselt kasutusel olevasse ODIM_H5 (*OPERA Data Information Model for HDF5*) (versioon 2.3) formaati (Michelson *et al.*, 2019). Komposiitproduktidest võeti maapealsete sademejaamade koordinaatidele kõige lähem radaripiksel ning salvestati koos mõõdetud kuupäeva ja kellaajaga. Et uurida radaripikslite naabruse pikslite arvu mõju sajusummale salvestati lisaks lähimale pikslile ka naabruse pikslite väärtused, seda tehti nii 3x3 ja 5x5 pikslit naabrusele (lähim piksel keskel). Lähima pikslit naabruse võrdluses võetivastavate pikslite aritmeetilised keskväärtused.

Kuna radar mõõdab 5-minutilise sammuga, tuli radariandmetest enne tunni summade liitmist rakendada igale radari komposiitproduktile uuritav Z-R või Z-S seos. Salvestatud radariandmetest tuletatud sademete tunnisummasid võrdlesin maapealsete sadememõõtjate poolt mõõdetud tunnisummadega.

3. Tulemuste analüüs

3.1 Andmepunkti valiku analüüs

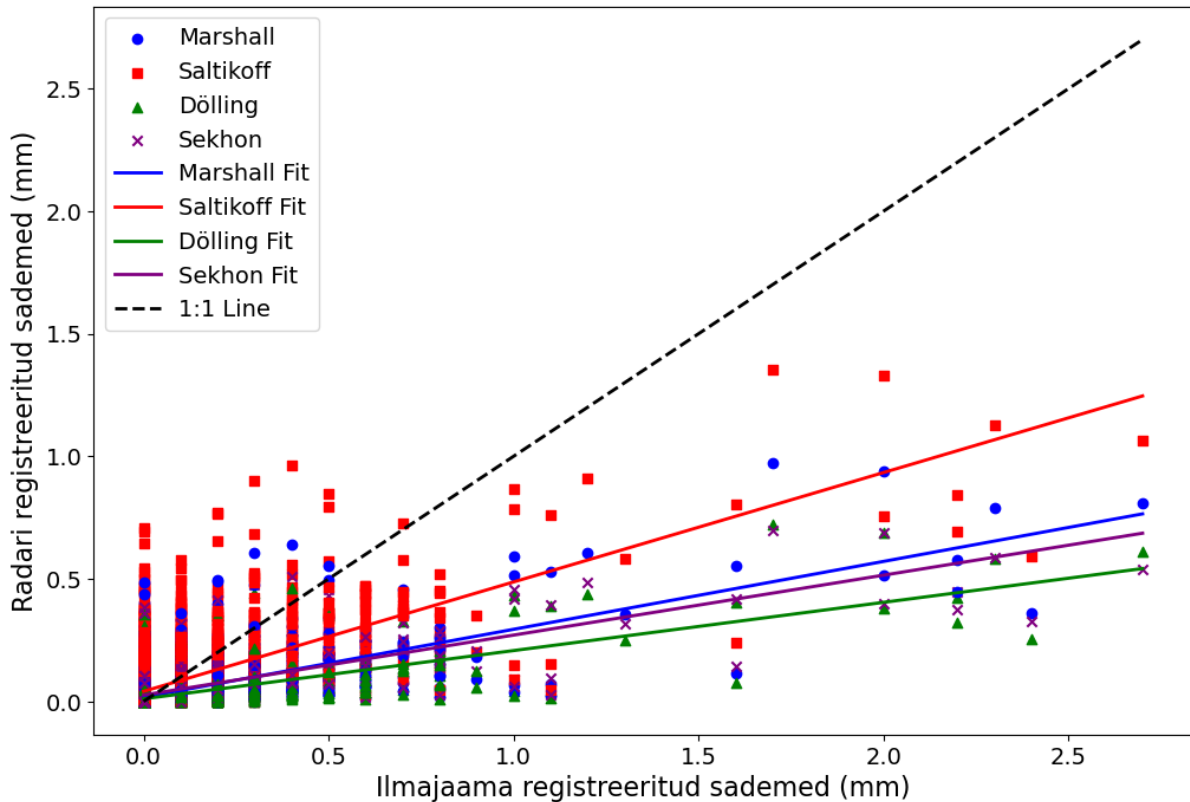
Ilmaradar mõõdab sademeid atmosfääris maapinnast kõrgemal, see tähendab, et langev vihm või lumi võib maapinnale laskudes tuule tõttu lennata oluliselt kaugemale, kui seda radariandmed näitavad. Selle mõju uurimiseks valiti radariandmetest maapealse sademejaama geograafilisele asukohale kõige lähedasem piksel ning selle piksli ümbrusest 3x3 ja 5x5 maatriks. Sademekoguste võrdlemiseks võeti maatriksi liikmetest aritmeetiline keskmine. Selline lähenus näitas, et suurendades pikslite arvu radariandmetest ei muuda arvestatavalt tulemust, keskmine erinevus jääb 1-2% sisse. Eriti head kattuvust võib täheldada 1 ja 25 piksli keskmistatud väärtuste puhul, kui neid vaadelda üle 24 tunni. Ööpäevane aegrida Jõgeva asukoha näitel 29.12.2023 erinevate pikslite arvu keskmistatud sajukogustest on nähtav joonisel 3. Kõik järgnevad analüüsid vastavalt tulemustele tehtud 1 piksli põhiselt.



Joonis 3. Graafikul kujutatud tundi sammudega radariandmetest hinnatud sajukogused Jõgeva meteoroloogiajaama asukohas 1, 9 (3x3 pikslite naabus) ja 25 (5x5 pikslite naabus) piksli kohta 29. detsembril 2023 kohaliku aja järgi. Sajukogus saadud Marshall-Palmeri Z-R seose kaudu.

3.2 Z-S seoste analüüs

Radariandmetest täpsete sajukoguste leidmine on keeruline ülesanne, sõltudes korruga mitmest erinevatest tehnilisest ja füüsikalistest parameetritest. Ühelt poolt mõjutab tulemust seadme tehnilise seisukord ning see kui täpselt on seade kalibreeritud. Teisalt ei ole kunagi võimalik täpselt teada atmosfääris esinevate sademete kõiki omadusi (näiteks faasi või piiskade/helveste suurusjaotust). Seetõttu pole ükski empiiriline Z-S seos 100% täpne, kuid eesmärk on leida vastavalt võimalustele kõige universaalsem ja tõelähedasem seos. Töös uuriti kolme erineva päritoluga Z-S seost: Marshall-Palmeri seos (Eestis operatiivselt kasutusel), Doellingu seost (Doelling *et al.*, 1998), Sekhon seost (Sekhon and Srivastava, 1970) ja FMI poolt kasutusel Saltikoffi seost (Saltikoff *et al.*, 2015). Jooniselt 4 on näha, et kõik uuritud seosed alahindavad saadud tunniseid lumekoguseid, seda eriti tugevamate sadude puhul. Keskmiselt parima tulemuse andis Saltikoffi Z-S seos, mis on mõneti oodatav tulemus, sest Eesti ja Soome talvine ilmade režiim on sarnane. Samas on näha, et väga väikeste sajukoguste korral (alla 0,5 mm) on see seos ka kohati ülehinnanud sajuintensiivsusi. Teisalt keskmiselt alahindab seos nõrkade sadude korral 62% võrreldes maapealsete jaamade andmetega, jõudes aga 70% alahindamiseni tugevamate sadude korral. Tuleb aga tähelepanu juhtida, et töös analüüsitud andmetest enamus juhtumeid on suhteliselt väikeste sajukogustega, seega võivad tulemused olla tugevamalt mõjutatud mõõtevigadest. Suuremaid sajukoguseid on andmetes oluliselt vähem, kuid uuritud Z-S seoste sajukoguste alahindamise trend ka nendel juhtumitel on sellegipoolest selge.



Joonis 4. Radariandmetest eri Z-S seoste kaudu hinnatud tunnised talvised sajusummad võrrelduna maapealsete jaamade andmetega. Iga seose kohta ka samades värvides lineaarsed lähendused. Kuigi nõrkade sadude puhul on mõni meetod radarilt saadud sajukoguseid ülehinnanud, siis keskmiselt on kõik meetodid radarilt saadud sajukoguseid alahinnanud võrreldes maapealsete mõõtmistega.

Joonise 4 horisontaalteljelt on hästi näha maapealsete sadememõõtjate lahutusvõime probleem. Jaamad mõõdavad 0,1 mm sammuga, mis on nõrkade sadude puhul märkimisväärne piirang ning võib niigi seadmete tehniliselt tundliku mõõtepiirkonna ulatuses vigasid põhjustada. Töös analüüsitud andmetest oli 933 (34% kõikidest kaasatud juhtumitest) tunni summad maapealsete jaamade poolt mõõdetud 0,0 mm, kuid radar näitas nendel juhtumitel > 0,0 mm sademeid. Sellest lähtudes oleks tulemuste usaldusväärsuse tõstmiseks vajalik analüüsitud andmete hulga suurendamine. Täiendav võimalus erinevate seoste täpsuse hindamiseks oleks uurida ajaliselt pikemalt akumulieritud sademeid, näiteks ööpäevade, nädalate või isegi kuude ulatuses. See aitaks vähendada nõrkade sadude mõõtmistest tekkivaid tehnilisi mõõtevigasid aga suurendab märkimisväärselt töödeldavat andmemahtu. Tulemused kajastavad adekvaatselt vajadust täiendavalt uurida talviste sadude hindamist meteoroloogiliste radarite andmetest kaugema eesmärgiga luua Eestile oma empiiriline Z-S seos.

Kokkuvõte

Bakalaureusetöö käigus uuriti Eestis meteoroloogiliste radarite andmetest talviste sajuintensiivsuste hindamist, rakendades selleks teistes riikides kasutatavaid empiirilisi Z-S (peegelduvus-lumesaju intensiivsus) seoseid ning nende rakendatavust Eesti tingimustes. Radariandmetest saadud hinnanguid võrreldi maapealsete sademejaamade mõõdetud väärtustega. Töö käigus selgus, et siiani Eestis kasutusel olev Marshall-Palmeri valem, kuid ka lähiriikides kasutatavad Z-S seosed alahindavad tugevalt mõõdetud lumesaju koguseid, eriti tugevamate sadude korral. Samas andis parima lähenduse Soomes kasutusel olev Z-S seos, mille rakendamist võiks ka Eestis külmadel perioodidel kaaluda.

Samuti selgus, et praeguse CAPPI produktidest koostatud komposiitpildilt loetud andmete puhul piisab vaid ühe lähima piksli arvestamisega ning ümbruse laiemad maatriksid nagu 9 piksli ja 25 piksli ei muuda märkimisväärselt tulemust.

Töö käigus selgus ka mitmeid tehnoloogilisi piiranguid ja puudujääke. Esiteks praeguse meetodika juures on probleemid maapealsete ilmajaamade lahutusvõimega. Kasutatud andmetes on nimetatud lahutusvõime 0,1 mm, mis takistab väiksemate sajukoguste puhul täpsemate hinnangute tegemist. Edasistes uuringutes tasuks kasutusele võtta suuremad ajavahemikud nagu näiteks nädal või kuu, mille vältel sademete summa oleks suurusjärkude võrra suurem, ehk 0,1 mm lahutusvõime omaks selliselt palju väiksemat negatiivset mõju. Probleemi illustreerimiseks tuvastati töö käigus kasutatud andmetest 933 (34%) juhtumit, kus radar tuvastas saju, kuid sadememõõtja samal ajal sadu ei tuvastanud. Seega tasub uurida ilmajaamades registreerimata jäänud sadude põhjuseid kui radariga sadu tuvastati.

Töös uuriti mõne üksiku lumesajuga päeva korral sademete intensiivsusi, et vähendada analüüsi käigus arvutusmahtu. Üks võimalus tulemuste usaldusväärsust tõsta oleks kaasata rohkem andmeid üle mitme aasta külmade perioodide. Probleemidele vaatamata on selge, et valdkond vajab täiendavat edasiuurimist, et Eesti aladel talvised sajuhinnangud radari andmetest oleksid täpsemad.

Tänuavaldused

Suur tänu minu juhendajatele Jorma Rahule ja Tanel Voormansikule, kes kogu töö käigus olid toeks, vastasid tekkinud küsimustele, aitasid lahendada tehnilisi probleeme ning selgitasid minu jaoks uusi kontseptsioone.

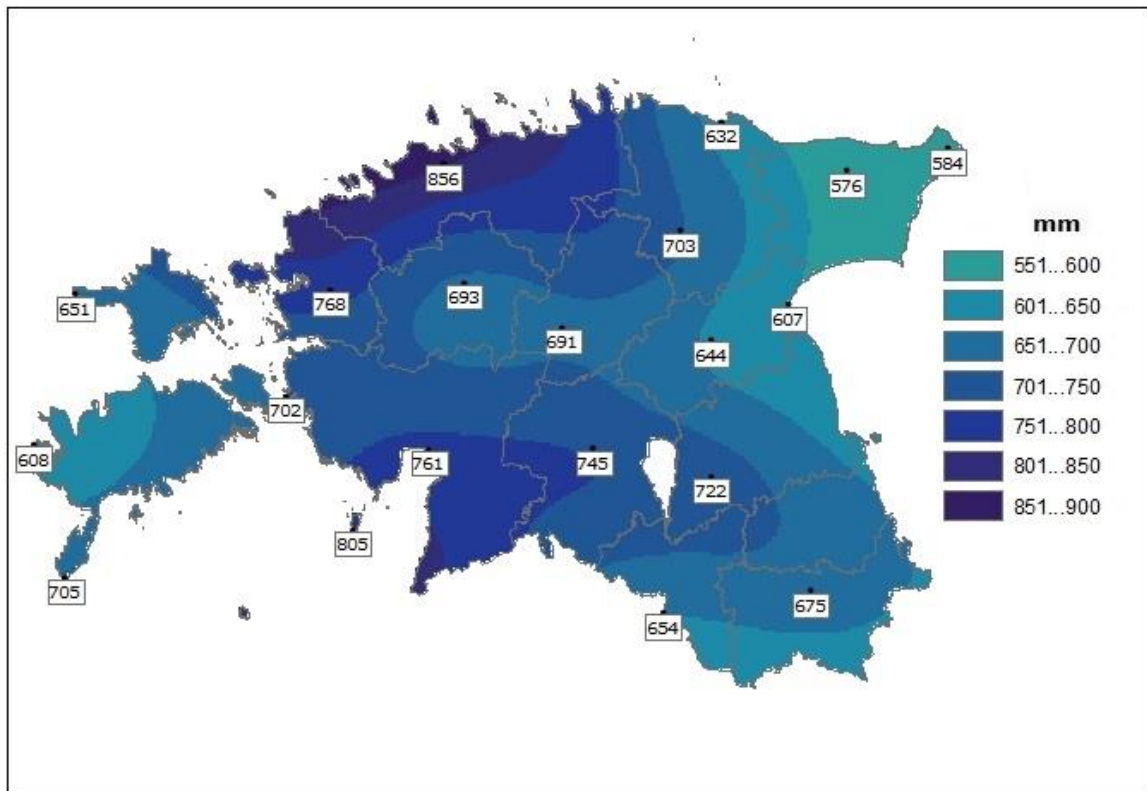
Kasutatud Kirjandus

1. Apffel, K. R., Reynolds, A., & Zaff, D. (2015). Improving the Quantitative Precipitation Estimate for Hydrometeors Classified as Dry Snow by Polarimetric Radars. NOAA/National Weather Service Buffalo, New York.
2. Battan, L. J. (1973). Radar Observation of the Atmosphere. University of Chicago Press, Chicago.
3. Colli, M., et al. (2015). Wind-induced bias of snowfall measurements: Results of the WMO-SPIICE campaign. Atmospheric Measurement Techniques, 8(1), 2391-2403.
4. Doelling, I. G., Joss, J., & Riedl, J. (1998). Systematic variations of Z–R-relationships from drop size distributions measured in northern Germany during seven years. Atmospheric Research, 47-48, 635-649.
5. Eesti Entsüklopeedia, Eesti kliima. http://entsyklopeedia.ee/artikkel/eesti_kliima (viimati vaadatud 14.08.2024)
6. Gabella, M., & Notarpietro, R. (2002). Ground clutter characterization and elimination in mountainous terrain. In Use of Radar Observations in Hydrological and NWP Models (Copernicus, Katlenburg-Lindau), pp. 305–311. <http://porto.polito.it/1411995/>.
7. Ghaemi, E., Gabella, M., Foelsche, U., Sideris, I., & Nerini, D. (2023). The effect of altitude on the uncertainty of radar-based precipitation estimates over Switzerland. International Journal of Remote Sensing, 44(8), 2495-2517.
8. Goodison, B. E., Louie, P. Y. T., & Yang, D. (1998). WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. World Meteorological Organization, WMO/TD-No. 872, Geneva, Switzerland.
9. Handoyo, M. F., et al. (2021). IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 893, 012054. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/893/1/012054>.
10. Keskkonnaagentuur (2024). Kliimanormid. <https://www.ilmateenistus.ee/kliima/kliimanormid/sademed/> (vaadatud 12. august 2024).
11. Keskkonnaagentuur (2024). Kliima Aastakokkuvõtte. <https://www.ilmateenistus.ee/kliima/aastakokkuvotted/> (vaadatud 14. august 2024)

12. Kochendorfer, J., et al. (2017). The WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment (SPICE): Measurement and reporting of solid precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6), 3525-3542.
13. Libbrecht, K. G. (2005). The physics of snow crystals. *Reports on Progress in Physics*, 68(4), 855-895.
14. Marshall, J. S., & Palmer, W. McK. (1948). The Distribution of Raindrops with Size. *Journal of Meteorology*, 5(4), 165-166.
15. Michelson, D. B., Lewandowski, R., Szewczykowski, M., & Beekhuis, H. (2019). EUMETNET OPERA weather radar information model for implementation with the HDF5 file format. Swedish Meteorological and Hydrological Institute.
16. Pohjola, H. (2011). The Vaisala Weather Radar WRM200 – Catching Storms and Insects at Long Ranges.
17. Rasmussen, R., Baker, B., et al. (2012). How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(6), 811-829.
18. Saltikoff, E., Hohti, H., & Lopez, P. (2014). Some Challenges of QPE in Snow. *Proceedings of the 8th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Garmisch-Partenkirchen, Germany, 1-5 Sept. 2014, pp. 512-516.
19. Saltikoff, E., Hohti, H., Lopez, P., & Pulkinen, S. (2015). Comparison of quantitative snowfall estimates from weather radar, rain gauges and a numerical weather prediction model. *Boreal Environment Research*, 20.
20. Saari, P., Menert, M., & Valtna, H. (2005). Photon localization barrier can be overcome. *Optics Communications*, 246, 445-450.
21. Sekhon, R. S., & Srivastava, R. C. (1970). Snow Size Spectra and Radar Reflectivity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(2), 299-307.
22. Tammets, T. (2007). Precipitation trends in Estonia and the impact of large-scale atmospheric circulation. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 56(1), 48-61.
23. Voormansik, T. (2017). Ilmaradar ja pilved. Estonian Weather Service, 23 Mar. 2017. https://www.ilmateenistus.ee/wp-content/uploads/2017/02/Tanel-Voormansik_23032017.pdf.

Lisad

Lisa 1



Joonis L1. Aasta sademete summad üle Eesti mõõdetud maapealsete sademejaamade poolt.
(Keskkonnaagentuur, 2024)

Lisa 2

Sademete hulk (mm) 1991-2020													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta
Jõgeva	50	39	36	34	45	85	65	90	52	69	55	52	672
Jõhvi	45	34	36	34	50	84	77	93	67	84	64	49	717
Kihnu	42	35	33	33	36	59	62	66	54	67	57	52	595
Kunda	38	29	27	29	41	68	61	76	54	61	52	38	573
Kuusiku	58	43	40	38	43	77	73	90	62	80	66	63	730
Lääne-Nigula	54	39	37	36	39	62	74	80	62	78	68	61	688
Pärnu	61	49	43	40	39	78	74	84	61	83	73	71	761
Ristna	52	42	35	31	32	50	53	72	60	72	72	58	628
Ruhnu	42	35	32	31	38	59	61	75	53	67	57	44	589
Sörve	41	33	31	28	38	48	62	75	53	70	64	47	590
Tallinn-Harku	56	40	37	35	37	68	82	85	58	78	66	59	700
Tartu-Tõravere	48	39	36	35	54	88	67	79	55	68	55	51	673
Tiirikoja	43	37	32	33	48	78	68	78	52	62	54	48	633
Türi	57	44	38	38	45	79	69	91	62	74	67	62	726
Valga	52	42	38	37	52	82	67	78	53	71	56	50	675
Viljandi	60	47	40	39	47	84	76	89	61	79	63	62	747
Vilsandi	44	33	33	28	31	47	49	73	59	67	63	52	577
Virtsu	52	42	36	32	32	55	58	75	57	70	63	54	624
Võru	45	36	34	35	53	83	75	79	57	64	51	45	658
Väike-Maarja	46	35	34	34	44	76	75	87	63	76	57	50	684
Keskmine	49	39	35	34	42	70	67	81	58	72	61	53	662

Tabel L1. Keskmise sademete hulk kuus, mõõdetuna Eesti meteoroloogilistes seirejaamades (Keskkonnaagentuur, 2024)

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Joosep Karp,

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

Sajukoguste hindamine ilmaradari andmetest talvisel perioodil,

mille juhendaja on Jorma Rahu ja Tanel Voormansik,

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 litsentsiga CC BY NC ND 4.0, mis lubab autorile viidates teost reprodutseerida, levitada ja üldsusele suunata ning keelab luua tuletatud teost ja kasutada teost ärieesmärgil, kuni autoriõiguse kehtivuse lõppemiseni.

3. Olen teadlik, et punktides 1 ja 2 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.

4. Kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei riku ma teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse õigusaktidest tulenevaid õigusi.

Joosep Karp

16.08.2024