

TARTU ÜLIKOOL
LOODUS- JA TEHNOLOOGIATEADUSKOND
FÜÜSIKA INSTITUUT

Velle Toll

**2010. aasta augustitormi analüüs: sirgäikesetormi dünaamika
modelleerimine HARMONIE mudeliga**

Magistritöö füüsika erialal

Juhendajad: dotsent Piia Post

vanemteadur Arne Männik

Tartu 2013

Sisukord

Lühendid.....	4
1. Sissejuhatus	5
2. Kirjanduse ülevaade	7
2.1. Ülevaade olulistest dünaamilistest aspektidest	7
2.1.1. <i>Derecho</i> definitsioon ja tüübid	7
2.1.2. Mesomastaapse konvektiivse süsteemi dünaamikat määravad tegurid.....	8
2.1.3. <i>Derechole</i> omane keskkond	13
2.2. Kõrglahutuslik modelleerimine	14
2.2.1. Ülevaade HARMONIE-st	14
2.2.2. Ülevaade mesomastaapsete konvektiivsete süsteemide modelleerimisest kõrglahutuslike ilmaennustusmodelitega	19
3. 8. august 2010: sünoptilise situatsiooni ja tormi liikumise kirjeldamine.....	22
3.1. ECMWF-i analüüside kirjeldamine	22
3.2. Sondeeringute analüüs.....	25
3.3. Tormi vaadelduna satelliidilt ja radariga.....	28
4. Modelleerimistulemused ja arutelu	34
4.1. Lähteandmed ja modelleerimismetoodika.....	34
4.2. Erinevate lähteandmetega saadud modelleerimistulemused	35
4.3. Tormi teke	40
4.4. Tormi intensiivsus	42
4.5. Modelleeritud tormi dünaamika	45
4.5.1. Modelleeritud tuulenihe	45
4.5.2. Modelleeritud vertikaalsed liikumised ja tagala sissevool.....	46
4.5.3. Modelleeritud jahtunud õhu basseini	50

4.5.4. Modelleeritud mesomastaapne konvektiivne pööris ja tormiga kaasnev divergents	51
4.5.5. Modelleeritud stratifikatsioon tormi liikumisel.....	53
4.6. Võimalikud suunad edasiseks uurimistööks	55
Kokkuvõte	57
Summary	59
Tänuavaldused.....	61
Kasutatud kirjandus.....	62

Lühendid

ALADIN (pr. k. *Aire Limitee Adaptation dynamique Developpement INternational*) – Kõrglahutuslik numbrilise ilmaennustuse projekt, piiratud ala ilmamudel

AROME (pr. k. *Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle*) – Atmosfääri mesomastaapse teadustöö ja operatiivse ilmaennustuse mudel

CAPE (ik. *convective available potential energy*) – Konvektiivne potentsiaalne energia

CIN (ik. *convective inhibition*) – Konvektiivne piirang

ECMWF (ik. *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) – Euroopa Keskulatusega Prognooside Keskus

EMHI – Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

HARMONIE (ik. *Hirlam Aladin Research for Mesoscale Operational NWP In Europe*) – HIRLAM-i ALADIN-i teadustöö mesomastaapseks operatiivseks numbriliseks ilmaennustuseks Euroopas, ilmamudel

HIRLAM (ik. *High Resolution Limited Area Model*) – Teadus-arendusprojekt Euroopas, kõrglahutuslik piiratud ala mudel

MCS (ik. *mesoscale convective system*) – Mesomastaapne konvektiivne süsteem

RCR (ik. *Regular Cycle of the Reference*) – HIRLAM mudeli versiooni referentsversioon

WRF (ik. *Weather Research and Forecasting model*) – Atmosfääri teadustöö ja ilmaennustuse mudel

1. Sissejuhatus

Ilmaprognosis on kasulik paljudele inimestele ja ettevõtetele oma igapäevase tegevuse planeerimisel. Usaldusväärne ilmaprognosis muutub ülimalt vajalikuks ekstreemsetes oludes, ennetamiseks majanduslikke- ja inimkaotusi. Üheks potentsiaalselt ohtlikuks atmosfäärinähtuseks on tugevad äikesetormid.

Eestis on äikeste sagedus suurim maist septembrini, mil 50 aasta (1950-2000 a.) jooksul on kuus esinenud keskmiselt rohkem kui üks äikesepäev. Kõige rohkem äikest esineb juulis, mil Eesti erinevates piirkondades on täheldatud keskmiselt 3 kuni 7 äikesepäeva [1]. Väga ohtlikuks muutub äikesetorm siis, kui temaga kaasneb tromb või pagi. EMHI trombid ja pagide registris on dokumenteeritud üle 70 juhtumi alates aastast 1795 [2].

Konvektiivse tormi kohta õigeaegse hoiatuse välja andmiseks on oluline atmosfääri numbriline modelleerimine, millel tänapäevane ilma ennustamine valdavas osas põhineb. Konvektiivsete tormide väikese ruumilise ulatuse ja vertikaalsete liikumiste olulisuse tõttu on nende edukaks prognoosimiseks sageli vajalik kõrglahutuslik mittehüdrostaatiline ilmamudel. Taoliste mudelite kasutuselevõtmine on numbrilises ilmaennustuses oluliseks arengusuunaks.

Käesoleva töö uurimisobjekt, 2010. a. 8. augusti konvektiivne torm (edaspidi ka lihtsalt augustitorm), tekitas üle Eesti liikudes tugevaid tuulekahjustusi. Konvektiivse süsteemi liikumine on jäädvustatud radaripiltidele, mille põhjal oli kaarkaja liikumiskiirus ligikaudu 25 m/s. Suurimad automaatjaamades mõõdetud tuulepuhangud olid kuni 35 m/s ja suuremal maa-alal üle 15 m/s. Tormi poolt põhjustatud kahjude väärtuseks Eestis on hinnatud ligikaudu 2 miljonit eurot [3].

EMHI operatiivne ilmaennustusmudel (HIRLAM 7.1.2) ei suutnud augustitormi ennustada ja tekkinud kahjudele vastavat hoiatust välja ei antud. Tormi on modelleerinud Jaak Vaabel oma bakalaureusetöös [4] HIRLAM mudeliga (versioon 7.1.4), kus uuriti konvektiivsete parametriseringute mõju tormi ennustatavusele. Jaak Vaabeli modelleerimistulemustest selgus, et torm ei olnud konvektsiooni parametriseeriva mudeliga edukalt prognoositav.

Käesoleva töö põhieesmärk on välja selgitada, kas 2010. aasta augustitorm oleks olnud sügavat konvektsiooni ilmutatud kujul lahendava HARMONIE mudeliga prognoositav ja uurida tema dünaamikat. Mudelsimulatsiooni väljundit võrreldakse kirjanduse ülevaates välja toodud dünaamiliste aspektidega, mis on suures osas kindlaks tehtud üksikute pilvede ja

pilvesüsteemide dünaamikat lahendavate mudelitega. Augustitormi HARMONIE mudeliga modelleerimise motivatsiooniks on hüpotees, et HARMONIE on võimeline selle süsteemi dünaamikat edukalt lahendama.

Tormi modelleerimisel uuritakse, missugused algarameetrid mõjutavad enam simulatsiooni. Käesoleva magistritöö autor tegeleb EMHI-s HARMONIE mudeli seadistamisega pidevaks ilma ennustamiseks, mille jaoks on vajalik teada optimaalset konfiguratsiooni mudeli töötamisel. Samuti aitab erinevate algarameetrite mõju välja selgitamine hinnata füüsilisi piiranguid augustitormi modelleerimisel.

Töös kirjeldatakse augustitormi ilmasituatsiooni, mida on varasemalt iseloomustanud ka Helve Meitern [5]. Kirjanduse ülevaates iseloomustatakse sirgäikesetormile iseloomulikku keskkonda ja töö uurimuslikus osas analüüsitakse vaatlusandmeid ja sünoptilist situatsiooni, võrdlemaks tormi teiste omataolistega ning hindamaks modelleerimistulemuste realistlikkust. Kirjanduse ülevaates on kirjeldatud augustitormiga sarnaste tormide modelleerimisel varasemalt saadud tulemusi.

2. Kirjanduse ülevaade

2.1. Ülevaade olulistest dünaamilistest aspektidest

2.1.1. *Derecho* definitsioon ja tüübid

2010. aasta 8. augusti tormiga kaasnenud tugevaid sirgjoonelisi tuuli võib määratleda *derechona*. Tänapäevane *derecho* definitsioon pärineb R. H. Johns'i ja W. O. Hirt'i 1987. aasta artiklist [6]. *Derecho* on ulatusliku konvektiivse tekkega tormi genereeritud tuultesüsteem. *Derecho* kaasneb teatud tüüpi MCS-ga, milles esinevad tugevad laskuvad õhuvoolud – allasööstud. MCS on konvektiivsete rakkude kogumik, millega kaasneb pidev sajuala laiusega vähemalt 100 km ühes suunas horisontaaltasandil [7]. Kirjanduses kasutatakse mõistet *derecho* tegelikult kahes tähenduses: 1) tugevate sirgjooneliste tuulte ja 2) sirgjoonelisi tuuli põhjustava tormisüsteemi tähenduses.

Vastavalt Johns'ile ja Hirt'ile [6] on järgnevalt toodud kuus tingimust laskuvate tuulepuhangutega konvektiivse süsteemi klassifitseerimiseks *derechona*:

- (a) konvektsiooniga kaasnevate tuuleiilide ala pikem telg peab olema vähemalt 400 km pikkune ja iilide kiirus üle 26 m/s;
- (b) tugevate tuuleiilide põhjustatud kahjustuste tekkimine peab näitama tormi ajalist kulgu (kas siis ühe süsteemi liikumist või mitme üksteisele ajaliselt järgneva süsteemi liikumist);
- (c) kahjustuste alal peab olema vähemalt kolm punkti (vahemaaga 64 km või rohkem) tuuleiilidega vähemalt 33 m/s või kahjustused, mis vastavad Fujita poolt 1971. aastal defineeritud F1 skaalale (sellele vastavad tuuled on suurusjärgus 33-50 m/s);
- (d) järjestikuste tuulekahjustuste vahe ei tohi olla suurem kui 3 h;
- (e) konvektiivne süsteem peab olema ajas ja ruumis pidev;
- (f) tuulekahjustused peavad olema seotud sama MCS-ga.

8. augustil 2010 üle Eesti liikunud tormi puhul olid need tingimused täidetud.

*Derecho*t kui tuultesüsteemi mainis teaduslikus kirjanduses esmakordselt G. Hinrichs 1888. aastal [8]. Sõna *derecho* tuleb hispaania keelest ja tähendab sirgjoonelist. See vastandub mõistele tornaado, mis tuleb samuti hispaania keelest ja kirjeldab pöörlevat liikumist.

Johns ja Hirt [6] liigitasid *derechod* kahte rühma: järjestikulisteks ja progressiivseteks. Järjestikulise tüübi puhul esineb mitmeid järjestikuseid tugevaid tuultesüsteeme. See grupp on tihti seotud tugeva ja liikuva madalrõhusüsteemiga. Progressiivse tüübi puhul on tegu ühe tuultesüsteemiga, mis ruumis liigub. Progressiivne *derecho* kaasneb enamasti suhteliselt nõrkade baariliste süsteemidega. Järjestikulise *derecho* pagijoon liigub üldjuhul kiirusega 15 m/s (või vähem) risti keskmise õhuvooluga. Progressiivset tüüpi süsteem liigub keskmise kiirusega 23 m/s väikese nurga alla keskmisest õhuvoolust. Eestit külastanud torm oli progressiivset tüüpi.

Derechosi esineb väga erinevate sünoptiliste tingimuste puhul, aga teatud sünoptiliste seisundite puhul on *derechod* sagedasemad [9]. Augustitorm tekkis polaarfrondi lühilainelise häirituse (ik. *shortwave*) all tekkinud nõrga madalrõhulohu läheduses. Selliste *derechode* puhul on tormisüsteemid omavahel üldjuhust sarnasemad [6], süsteemid arenevad sel juhul kvaasistatsionaarsel polaarfrondil ja peaaegu kõik nad on progressiivset tüüpi.

2.1.2. Mesomastaapse konvektiivse süsteemi dünaamikat määravad tegurid

Atmosfääris esineb erinevat tüüpi MCS-e. Antud töös on käsitletud selliseid MCS-e, mille konvektiivsed rakud evolutsioneeruvad pagijooneks joondunud laskuvate õhuvoolude piiril [10]. Lühiduse mõttes on töös alljärgnevalt kasutatud sellise süsteemi sünonüümina lihtsalt MCS. Selline torm võib olla nähtav radaril kaarkajana ja põhjustada tugevaid sirgjoonelisi tuuli (*derecho*). Pagijoon võib tekkida ruumiliselt eraldatud konvektiivsete rakkude joondumisel või kohe ühel joonel tekkinud konvektiivsete rakkudena. Pagijoonel on iseloomulik ajaline evolutsioon: kõigepealt tekivad tugevad konvektiivsed rakud, mis joonduvad, seejärel süsteem areneb laiemaks ning jääb nõrgemaks. Joondunud konvektiivsed rakud moodustavad MCS-i iseloomuliku struktuuri.

Omades infot atmosfääri seisundi kohta on võimalik lisaks modelleerimisele ka statistiliselt (klimatoloogiale põhinevalt) hinnata, kuidas konvektiivne torm arenema hakkab [11, 12]. Madala ebastabiilsusega keskkonna puhul, kus *derecho* areneb sünoptilise mastaabi tugeva dünaamilise mõju tõttu, on *derecho* dünaamikat vähem uuritud ja dünaamika on ebaselgem [13]. Teadusliku uurimise objektiks on veel ka see, mis määrab MCS-i horisontaalse ulatuse.

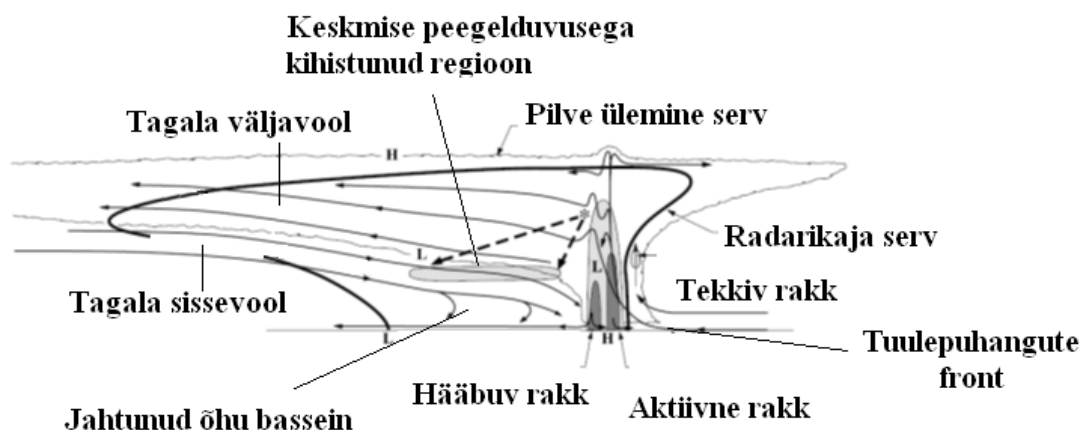
Järgnevalt (2.1.2. alapeatükid) on toodud MCS-ga kaasnevad nähtused atmosfääris ja iseloomustatud, kuidas nad tekivad ja tormi dünaamika määravad. Erinevad MCS-i struktuuri osad mõjutavad üksteist vastastikku ja erinevate tormisüsteemide puhul võib dünaamika olla loomulikult erinev. Kirjeldatud nähtuste iseloomustus põhineb vaatlusandmetel (peamiselt radariandmed ning sondeeringud) ja modelleerimistulemustel, mis on saadud üksikute pilvede ja pilvesüsteemide dünaamikat lahendavate mudelitega.

2.1.2.1. Struktuur, õhu sissevool tormi tagalas

MCS-ide struktuure on laialdaselt uuritud radariandmete alusel [14]. Radariandmete põhjal on täheldatud, et MCS koosneb konvektiivsest osast ja kihistunud regioonist (Joonis 1). Radaripildil on radarikajana näha konvektsiooni tagajärjel tekkinud pilvepiisakesed. Sademed aurustuvad laskudes läbi kuuma õhu ja jahutavad õhku. Kui kõrgemal olev õhk muutub potentsiaalselt külmemaks kui tema all olev õhk, on pealpool olev õhk raskem ja tekib maapinna poole suunatud vertikaalne kiirendus. Laskuvate õhuvoolude tõttu tekivad tugevad sirgjoonelised tuulepuhangud aluspinna lähedal, mis omakorda aitavad konvektsiooni taastoota.

MCS-s, kus konvektiivse joone taga on kihistunud sajuala, kujuneb sageli välja õhu sissevool tormi tagalas (Joonis 1) [15]. Arvatavalt tekib tagala sissevool vee faasimuutustega (aurustumine, sulamine, sublimeerumine) kaasneva õhu jahtumise ja ujvuslainete mõjul. Tagala sissevool on kuiva õhu kiht, mis siseneb altpoolt pilvealast ja laskub läbi MCS-i kuni tuulepuhangute frondini [16].

Tagala sissevool on oluline kuiva ja potentsiaalselt jaheda õhu transportija, aidates niimoodi kaasa laskuvate õhuvoolude ja tugevate tuulepuhangute tekkele. Tagala sissevoolu olemasolu on võimalik tuvastada radaripildil väiksema peegelduvusega alana, kus on kuivem õhk.



Joonis 1. MCS-i vertikaalne läbilõige, hallid ja tumehallid piirkonnad on vastavalt keskmise ning tugevama peegelduvusega regioonid, H ja L tähistavad vastavalt kõrgema ning madalama õhurõhuga ala, katkendlike joontega on tähistatud jääosakeste trajektooriid sulamiskihti [16].

Maapinna lähedal tekib õhu jahtudes jahtunud õhu bassein. Maapinna lähedal jahtunud õhu basseinis on kõrgema rõhuga ala. Kesktriosfääris on madalama rõhuga ala. MCS-iga kaasneva madalama rõhuga ala ümber troposfääri keskosas tekib õhu pööriline liikumine ümber madalrõhu keskmee. Kaarkaja servadel võivad kujuneda pöörised, millega omakorda võivad kaasneda tornaadod [17]. Tornaadode esinemine *derecho* situatsioonide puhul on suhteliselt tavaline.

2.1.2.2. Tuuleiilid

Tuulepuhangute põhjustajaks MCS-s on laskuvad õhuvoolud [18]. Kui laskuv õhuvool jõuab maapinnani, hajub ta erinevates suundades ja konvektiivse süsteemi esiosas tekib tuulepuhangute front. Jahtunud õhu basseini äärealal asuval tuulepuhangute frondil arenevadki uued konvektiivsed rakud.

Väga tugevaid laskuvaid õhuvoole nimetatakse allasööstudeks. MCS-dega võivad kaasneda allasööstude klastrid, mis võivad esineda mitmesaja km laiusel alal [18, 6]. Kõige tugevamad tuulepuhangud esinevad üldiselt tormisüsteemi keskosas. Tugevate allasööstudega kaasnev tuultesüsteem ongi *derecho*.

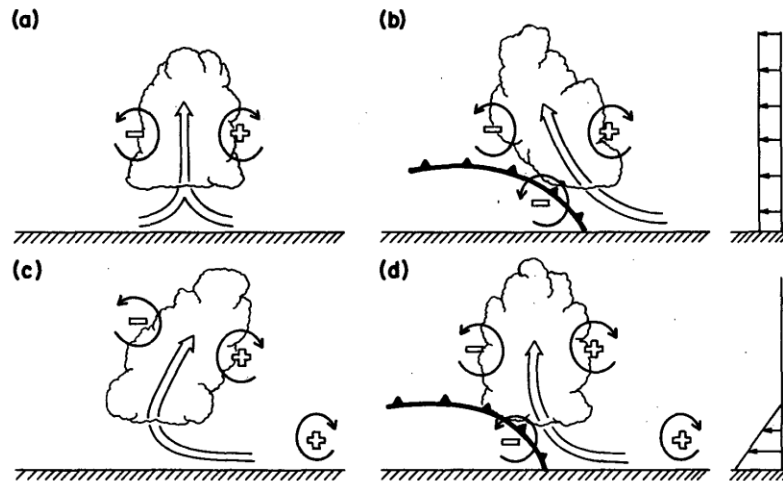
Selleks, et MCS-ga kaasneks *derecho*, peavad tormiga kaasnevad laskuvad tuulepuhangud olema erakordselt tugevad. Kaks peamist mehhanismi selle saavutamiseks on õhu tiheduse kasv sademete tugeva aurustumisega kaasneval jahtumisel ja suurema horisontaalse liikumisimpulsiga õhu transport kõrgematest õhukihtidest allapoole tänu laskuvale õhuvoolule ja sissevoolule tormi tagalas [6].

2.1.2.3. Tuulenihke mõju

Tuulenihke väärtuse ja kõrgusega (kui kõrgele jääb muutuva tuulega ala) on suuresti määratud konvektiivse tormi tüüp [19]. Kui tuulenihet ei esine, tekib sademete ja aurustumisega aluspinnalähedane jahtunud õhu basseini, kus õhk voolab tormist eemale, sooja õhu sissevool peatub ja lühikese elueaga torm hajub. Väikese kuni keskmise tuulenihke olemasolul alumises atmosfääris (tüüpiline on 15 m/s) tekivad pidevalt uued konvektiivsed rakud, mis on omane MCS-ile. Kui tuulenihet on suur ja see jääb peamiselt ülemisse atmosfääri (tüüpiliselt 25 m/s ja rohkem) tekivad eelistatult superrakulised tormid.

R. Rotunno, J. B. Klemp ja M. L. Weisman avaldasid 1988. aastal teooria (edaspidi RKW-teooria) [20], mille kohaselt on oluline aspekt pagijoonel ajas järjepidevalt konvektsiooni tekkimiseks jahtunud õhu basseini ja tuulenihke koosmõju. Seda ühismõju saab iseloomustada jahtunud õhu basseini poolt põhjustatud ja tuulenihke poolt põhjustatud pööriselisuse suhtega. Nende kahe mehhanismi tekitatud pööriselisuse vektorid on vastassuunalised.

Olukorda on võimalik kirjeldada 2D taustsüsteemis. Konvektsiooni dünaamika ja ajaline püsivus on määratud pööriselisuste suhtega. Kui kumbagi mehhanismi ei esine, on tõusev õhuvool vertikaalne (Joonis 2a). Jahtunud õhu basseini mõjul ilma tuulenihketa, kui selle serval tõstetakse aluspinnalähedane õhk vaba konvektsiooni kõrgustasemeni, kaldub tõusev õhuvool külma õhu kohale (Joonis 2b). Ainult tuulenihke olemasolul kaldub õhuvool tuulenihkele vastassuunas (Joonis 2c). Kui mõlema mehhanismi tekitatud pööriselisused on võrdsed, tekib tugev vertikaalne tõusev õhuvool (Joonis 2d).



Joonis 2. Tõusev õhuvool mõjutatuna jahtunud õhu basseinist ja tuulenihkest [20].

MCS evolutsioneerub ajas, läbides 3 iseloomulikku eluetappi [20]. MCS-i evolutsiooni kirjeldamiseks kasutatakse tuulenihke väärtuse ΔU ja jahtunud õhu basseiniga seotud ümbritsevast tihedama õhuvoolu liikumiskiirust c (jahtunud õhu basseini liikumine iseloomustab tormi liikumist tervikuna).

1) MCS-i tekkimisel ei ole tugevat jahtunud õhu basseini veel moodustunud, $c \ll \Delta U$ ja tõusev õhuvool kaldub tuulenihkele vastassuunas (Joonis 2c). Konvektiivsete sademete aurustumisel tekib jahe aluspinnalähedane õhukogum. 2) MCS-i teisel eluetapil kujuneb optimaalne olukord $c \approx \Delta U$ (Joonis 2d) ja tõusev õhuvool ei ole kaldu. Tasakaalu olukorras on MCS püsiv tänu tuulepuhangute frondil pidevalt genereeritud uutele konvektiivsetele rakkudele. 3) Kolmandal etapil tugevneb jahtunud õhu basseini veelgi, $c > \Delta U$ ja tõusev õhuvool kaldub tuulenihke suunas.

Weisman ja Rotunno [21] vaatasid varasemalt avaldatud RKW teooria taaskord üle. Nad modelleerisid tuulenihke mõju pagijoonel kõrgema resolutsiooniga ja erinevamate keskkonnatingimuste puhul kui varasemalt ja kinnitasid, et RKW teooria abil on edukalt võimalik jahtunud õhu basseini ja tuulenihke vastasmõju selgitada.

Samas tundub, et RKW teooria kehtib paremini numbrilistes simulatsioonides kui looduses. RKW teooria kehtivus numbrilistes simulatsioonides võib sõltuda mudeli tehnilisest formuleeringust [22]. Stensrud ja teised [23] on oma artiklis RKW-teooria paikapidavuses kahelnud ja väitnud, et see ei ole kooskõlas vaatlusandmetega ega vasta täielikult ka

numbrilistele simulatsioonidele. Nad nõustuvad, et tuulenihke olemasolu on oluline, aga leiavad, et MCS-i tugevus ja eluiga ei ole määratud suhtega $c / \Delta U$. Kuna nende analüüsitud vaatlusandmed ei toeta [20, 21] seisukohta, peavad nad RKW-teooriat eksitavaks.

2.1.2.4. Atmosfääri termilise stratifikatsiooni ja niiskussisalduse mõju

MCS-i tekkeks on vajalik piisava CAPE ja CIN olemasolu [10]. CAPE olemasolu tagab, et konvektsiooni arenguks on energiat. CIN ei lase konvektsioonil kohe areneda ja aitab CAPE-l akumulēeruda. Intensiivsete tormide puhul on tüüpiline märkimisväärne nii CIN-i kui ka CAPE väärtus. Samas esineb *derechosi* ka madala CAPE ja suhteliselt kuiva aluspinnalähedase õhuga keskkonnas [24].

Niiskussisaldus mõjutab oluliselt konvektiivse potentsiaalse energia hulka [25]. Aga kui CAPE püsib muutumatuna, on veeauru kontsentratsioonil ikkagi oluline mõju MCS-i dünaamikale. MCS-i sademete aurustumise intensiivsus sõltub veeauru hulgast ümbritsevas õhus. Kuivemas õhus aurustub rohkem sademeid ja aluspinnalähedane õhk jahtub rohkem.

Aurustumise tugevusel on suur mõju tormiga kaasnevate aluspinnalähedaste tuulepuhangute intensiivsusele [6]. Arvestades õhu omadusi MCS-i laskuvas õhuvoolus pärineb laskumisega kaasa haaratud õhk 3-7 kilomeetri kõrguselt aluspinnast. Aluspinnalähedaste tuulepuhangute intensiivsust suurendaks suurema liikumiskiirusega ja kuivem õhk selles kõrgusvahemikus.

Kõrge niiskussisalduse korral (võrdlus on sama tuulenihke ja CAPE-ga profiilide niiskussisaldusega) koosneb MCS tugevatest, kuid isoleeritud konvektiivsetest rakkudest. Suhteliselt kuiva õhu puhul tekib intensiivne jahtunud õhu basseini ja tõusev õhuvool kaldub jahtunud õhu basseini kohale. Keskmise niiskussisalduse puhul alumises ja kesktaseme atmosfääris areneb pikaealine süsteem [25].

2.1.3. Derechole omane keskkond

Evans ja Doswell [26] uurisid *derechode* keskkonda atmosfäärisondeeringute põhjal ja jõudsid järeldusele, et varasemates uurimustöodes on enam uuritud sooja aastaaja *derechosid*

ning külmal aastaajal esinevad on suuresti tähelepanuta jäetud. Nad leidsid, et *derechosid* esineb tegelikult erinevamate keskkonnatingimuste puhul, kui numbrilise modelleerimise põhjal arvata võiks. Üle Eesti liikunud torm esines suvel ja seetõttu on sobilik seda võrrelda sooja aastaaja *derechodega*, millele tehtud uurimused arvatavasti paremini vastavad. Järgnevalt on toodud *derechole* iseloomuliku atmosfääriseisundi iseloomustus meteoroloogiliste näitajate arvuliste väärtustena.

Tugevad tuulepuhangud on üldiselt seotud sellise MCS-ga, mida võib jälgida radaril joonkaja (ik. *lineecho*) või kaarkajana (ik. *bowecho*) [6]. Konvektsiooni organiseerumiseks vajalik tuulenihe esineb *derecho* situatsioonide puhul peamiselt alumises atmosfääris: tuulenihe tüüpilised väärtused on 15 m/s 700 mb rõhutaseme ja maapinna vahel ja 20 m/s 500 mb rõhutaseme ja maapinna vahel [27]. Tüüpilised tuulekiirused 500 mb rõhutasemel soojal aastaajal esineva *derecho* puhul on 18-21 m/s [28].

Enamiku *derecho* situatsioonide puhul esineb niiske aluspinnalähedase õhu koridor kvaasistatsionaarse frondi naabruses, millega kaasneb kõrge CAPE hulk [6]. Tüüpilised CAPE väärtused on üle 2000 J/kg. Iseloomulikud aluspinnalähedased kastepunkti temperatuurid on üle 20 °C [27]. Paljudele *derecho* keskkondadele on omane potentsiaalselt jahe ja suhteliselt kuivem õhk 3-7 kilomeetri kõrgusel, mis suurendab allasöötude intensiivsust [28].

2.2. Kõrglahutuslik modelleerimine

2.2.1. Ülevaade HARMONIE-st

2.2.1.1. Üldine kirjeldus

HARMONIE on mittehüdrostaatiline spektraalmudel. Nimi HARMONIE on ingliskeelne akronüüm: *Hirlam Aladin Research for Mesoscale Operational NWP In Europe* (HIRLAM-i ALADIN-i Teadustöö Mesomastaapseks Operatiivseks Numbriliseks Ilmaennustuseks Euroopas). Nagu nimi ütleb on see mudel HIRLAM ja ALADIN-i konsortsiumi koostööprojekt. HARMONIE põhineb AROME mudelil, mis on Prantsusmaa meteoteenistuses operatiivses kasutuses aastast 2008 [29].

Piiratud ala mudelina on HARMONIE-l vaja modelleerimispiirkonna äärtel igal ajahetkel metovälju. Ääreväljadeks võivad olla nii ECMWF-i globaalmodeli väljund kui ka teise piiratud ala mudeli väljund [30]. HARMONIE sisaldab ka vaatlusandmete assimileerimise süsteemi (3DVAR). Ennustuse algushetkel võetakse algväljade arvutamisel arvesse eelmine ennustus ja sama hetke vaatlusandmed [31].

Kõrge lahutuse abil on saavutatud lokaalsete geograafiliste erinevuste mõjude täpsem modelleerimine: näiteks linnade, maastiku suurvormide ja ranniku mõju simuleerimine (soojasaared, orograafilised tuuled, mere- ja rannikubriis) [29].

2.2.1.2. Mudeli dünaamika

Dünaamiline tuum põhineb mittehüdrostaatilisel hüdrodünaamilisel võrrandisüsteemil. Kõrguskoordinaadina kasutatakse hübriidkoordinaati η [32]. Vaikimisi vertikaalsete tasemete arvuks on 65, kusjuures 20 neist asub aluspinnast vähem kui 1 kilomeetri kõrgusel [30]. Massipõhine hübriidkoordinaat η on formuleeritud järgnevalt:

$$\pi(x, y, \eta, t) = A(\eta) + B(\eta)\pi_s(x, y, t), \quad (1.1)$$

kus atmosfäärisamba rõhu hüdrostaatiline komponent π kõrgustasemel η (horisontaalsed koordinaadid on x ja y , t on aeg) avaldub kahe liikme summana. $A(\eta)$ ja $B(\eta)$ on kindlaksmääratud funktsioonid, $\pi_s(x, y, t)$ on atmosfäärisamba rõhu hüdrostaatiline komponent aluspinnal [33, 34]. Vertikaalne koordinaat põhineb rõhukoordinaadi (massikoordinaat) ja aluspinda järgiva koordinaadi kombinatsioonil: aluspinna lähedal järgib koordinaat aluspinda, kõrguse kasvades pinnamoe mõju väheneb. Kusjuures hübriidkoordinaat on aluspinnal $\eta_s = 1$ ja atmosfääri ülapiiril $\eta_T = 0$. m on vertikaalne meetriline faktor:

$$m = \frac{\partial \pi}{\partial \eta}. \quad (1.2)$$

Vertikaalsed kiirendused arvutatakse mittehüdrostaatilises mudelis prognostiliselt välja, vastupidiselt hüdrostaatilisele mudelile, kus vertikaalne liikumine saadakse diagnostiliselt horisontaalse divergentsi järgi. Numbriliselt lahendatakse mittehüdrostaatilisi elastseid atmosfäridünaamika võrrandeid [31].

Sarnaselt teistele atmosfäärimudelitele on aluseks atmosfääridünaamika põhivõrrandid: liikumishulga-, massi-, niiskuse- ja energia jäävuse seadus ning ideaalse gaasi olekuvõrrand, lisaks on kasutusel prognostiline võrrand turbulentsse kineetilise energia jaoks [35]. HARMONIE-s on kasutusel 12 prognostilist muutujat: 2 horisontaalse tuule komponenti, temperatuur, eriniiskus, vihm, lumi, rahe, veepiisad pilvedes, jääkristallid, turbulentsse kineetilise energia ja 2 mittehüdrostaatilist muutujat, mis on seotud rõhu ja vertikaalse impulsiga.

Järgnevalt on toodud dünaamika võrrandite süsteem, millel HARMONIE mudel põhineb. Toodud on adiabaatilised võrrandid. Need võrrandid on sellel kujul algselt formuleeritud R. Laprise poolt [33].

Horisontaalne liikumisvõrrand (impulsimomendi jäävus):

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} + \frac{RT}{p} \nabla_{\eta} p + \frac{1}{m} \frac{\partial p}{\partial \eta} \nabla_{\eta} \phi = \mathbf{V}. \quad (2.1)$$

Vertikaalne liikumisvõrrand (impulsimomendi jäävus):

$$\frac{dw}{dt} + g \left(1 - \frac{1}{m} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = W. \quad (2.2)$$

Pidevuse võrrand (massi jäävus):

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \nabla_{\eta} (m\mathbf{V}) + \frac{\partial}{\partial \eta} (m\dot{\eta}) = 0. \quad (2.3)$$

Energia jäävuse seadus (termodünaamika 1. seadus):

$$\frac{dT}{dt} - \frac{RT}{C_p} \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} = \frac{Q}{C_p}. \quad (2.4)$$

Diagnostiline seos kiirusele rõhuruumis:

$$\frac{dp}{dt} + \frac{C_p}{C_v} p D_3 = \frac{Qp}{C_v T}. \quad (2.5)$$

Isobaari kõrguse võrrand:

$$\frac{d\phi}{dt} = gw. \quad (2.6)$$

Pidevuse kaalutlustest tulenev meetriline seos:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \pi} = -m \frac{RT}{p}. \quad (2.7)$$

Toodud võrrandites olevate sümbolite selgitus:

\mathbf{V} – horisontaalse tuule vektor; R – niiske õhu gaasikonstant; T – temperatuur; p – lokaalne tegelik rõhk; ∇_{η} – horisontaalne gradient konstantsel hübriidkoordinaadi tasemel η ; ϕ – geopotentsiaal; V – välise sunni horisontaalsed komponendid (sisaldab Coriolise jõu horisontaalkomponenti); w – vertikaalne kiirus; g – raskuskiirendus; W – välise sunni vertikaalsed komponendid; C_p – niiske õhu erisoojus konstantsel rõhul; D_3 – tuule tegelik 3D divergents; Q – soojushulk; C_v – niiske õhu erisoojus konstantsel ruumalal; π – atmosfäärisamba rõhk (hüdrostaatiline rõhk).

Võrgusammu väärtuseks on valitud 2500 meetrit, et olla väljaspool üleminekuala ruumilise lahutusega kolme ja kuue km vahel [31]. 3-6 kilomeetrise võrgusammu korral osa sügavast konveksioonist lahendatakse numbriliselt mudeli poolt ja osaliselt on seda vaja parametrizeerida. Prognostilisi võrrandeid integreeritakse ajas kasutades pool-lagrange'i 2-ajatasemelist integreerimisalgoritmi.

HARMONIE-s on sügav konveksioon, mis ulatub vertikaalselt läbi suurema osa troposfäärist, ilmutatud kujul lahendatud. Seetõttu on see mudel väärtuslik just konvektiivsete nähtuste modelleerimisel [29] (nagu näiteks tugevad konvektiivsed sademed, konveksiooni poolt indutseeritud tuuled). Mudel võimaldab modelleerida suuri isoleeritud äikesetormi rakke ja nendega seotud fronte. Konveksiooni dünaamika on läbi orograafia ja konvergentsi mõju paremini esindatud.

2.2.1.3. Parametriseeringud

Füüsikaliselt on parametrizeeritud kiirus, aluspinna mõju, madal konveksioon, turbulents ja pilvede mikrofüüsika [31]. Selleks, et 2,5-kilomeetrise lahutuse juures äikesetormi korrektselt

modelleerida, võtab pilvede mikrofüüsika skeem arvesse sademete erinevaid faase. Turbulents on esindatud prognostilise turbulentse kineetilise energia võrrandi ja läbisegunemise kõrguse kombinatsioonina. Madal konvektsioon on parametrizeeritud massivoo skeemiga.

Pilvede mikrofüüsika skeem ennustab kuue vee vormi sisaldust õhus [36]. Arvutatakse veeauru, vihma, lume, rahe, jääkristallide ja veepiiskade sisaldust.

Veeauru jäävuse võrrand:

$$\frac{dq}{dt} = P_q + K_q. \quad (3.1)$$

Toodud valemis esinevate sümbolite selgitus: q – eriniiskus; P_q – füüsikaliste parametrizeeringute allikaliige; K_q – horisontaalne difusioon.

Jäävus kehtib ka vihma, lume, rahe, jääkristallide ja veepiiskade jaoks pilvedes.

HARMONIE sisaldab aluspinna ja atmosfääri vastasmõjusid simuleerivat mudelit SURFEX. See kasutab kõrge lahutusega maakatte andmebaasi, mis kirjeldab detailselt aluspinda (näiteks taimkate, mullatüüp, järved, rannajoon, linnad jne) [35]. Iga võrguruudu aluspind esitatakse erinevate aluspinnatüüpide fraktsioonidena (kokku 4 tüüpi: maismaa, linn, meri, siseveekogu). Maismaa kohal võetakse arvesse mulla, bio- ja atmosfääri omavahelised vastastikmõjud. Linnas võetakse arvesse sealne mikrokliima (soojasaared).

Kiirguse parametrizeerimiseks kasutatakse ECMWF globaalmodeli kiirgusskeemi. Lühilainelise kiirguse jaoks on kasutusel 6 spektraalvahemikku. Vihmapiiskade ja jääkristallide efektiivne raadius on parametrizeeritud. Kondensatsioonituumade kontsentratsioon, osooni ja aerosoolide jaotus on võetud klimatoloogiline keskmine. Kuna kiirgusarvutused on mahukad, siis täielikud arvutused viiakse läbi igal 15. ajasammul.

Turbulentsi, kiirguse, madala konvektsiooni ja mikrofüüsika parametrizeeringud annavad tendentsi prognostiliste muutujate jaoks. Aluspinnaskeem mõjutab liikumishulka ning niiskus- ja energiavoogu aluspinnal, mida võtavad arvesse madala konvektsiooni ja turbulentsi parametrizeeringud [31].

2.2.2. Ülevaade mesomastaapsete konvektiivsete süsteemide modelleerimisest kõrglahutuslike ilmaennustusmodelitega

Tänapäevased mittehüdrostaatilised ilmamudelid suudavad konvektiivseid protsesse suhteliselt edukalt lahendada [37]. Ilmutatult suudetakse modelleerida konvektsiooni organiseerumist ja MCS-e, kusjuures konvektsioon on ööpäev varem ette ennustatav. Ennustatavus on küll piiratud sellega, kui võrd on konvektsiooni vallandumine seotud suurema mastaabi mehhanismiga. Nõrga suuremastaapse mõju korral on ennustamine raskem.

MCS-i operatiivne modelleerimine on suure arvutusmahuga ülesanne, kuna modelleerimisala peab olema süsteemi arenguks piisavalt suur ja võrgusamm piisavalt väike üksikute konvektiivsete rakkude simuleerimiseks.

Konvektiivsed nähtused tekivad mudeli initsialiseerimisel suhteliselt kiiresti (mõne tunniga) ja mudeli initsialiseerimine ilma eelmise ennustusega on õigustatud [38]. Juba 4-kilomeetrise horisontaalse resolutsiooni juures vallandub sügavat konvektsiooni ilmutatud kujul arvutavas mudelis tõetruu konvektsioon. Konvektsiooni parametrizeerivad mudelid ei suuda piisavalt edukalt simuleerida MCS-ga kaasnevat jahtunud õhu basseini, mis on uute konvektiivsete rakkude tekkimiseks oluline.

Ka kehvema lahutusega (8 kuni 12 kilomeetrit) mudelid suudavad siiski põhimõtteliselt MCS-ga seotud õhutsirkulatsiooni ja energia ning massitransporti lahendada [38]. See tuleneb asjaolust, et väljakujunenud MCS-i puhul on õhutsirkulatsioon suuresti selgitatav hüdrostaatilise dünaamikaga: esineb tugev jahtunud õhu basseini ja kujunevad välja kõrgema ja madalama õhurõhuga alad süsteemi sees, mis aitavad tsirkulatsiooni alal hoida. Samas areneb konvektiivne süsteem sellises mudelis liiga aeglaselt.

Sügavat konvektsiooni on ilmutatud kujul ulatuslikult modelleeritud WRF mudeliga [37]. 4-km horisontaalse resolutsiooniga WRF mudel suudab esitada MCS-i evolutsiooni. Konvektiivse vihmajuu intensiivsust kiputakse ilmutatud sügava konvektsiooni puhul üle hindama, samas kihistunud sajuala ei suudeta edukalt modelleerida. Selle põhjuseks võib olla pilvede mikrofüüsika parametrizeeringu mittevastavus kõrgele horisontaalsele resolutsioonile.

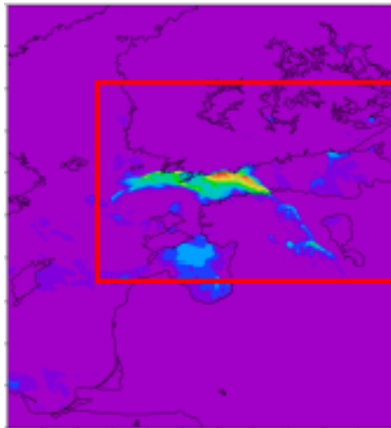
Ka HARMONIE mudeliga on varasemalt MCS-e modelleeritud. Hollandis on edukalt modelleeritud kaarekujulise struktuuriga tugevate sirgjooneliste tuultega pagijoonel

evolutsioneeruva konvektiivse süsteemi (14.07.2010) arengut [39]. Modelleeritud suurimad tuulepuhangute väärtused olid vastavuses mõõtmisandmetele.

Prantsusmaa Meteoroloogiateenistuse operatiivse AROME mudeliga (millel HARMONIE põhineb) on suudetud MCS-e tõetruult prognoosida [40]. Näiteks 13.05.2009 prognoosis AROME mudel tugevaid tuulepuhanguid põhjustavat kaarekujulist tormi. See oli sünoptikute jaoks tugev argument, et tormi kohta hoiatus välja anda, mida ka tehti. See on üks hea näide sellest, kuidas AROME (ka HARMONIE) annab suure lisaväärtuse atmosfääri modelleerimisel.

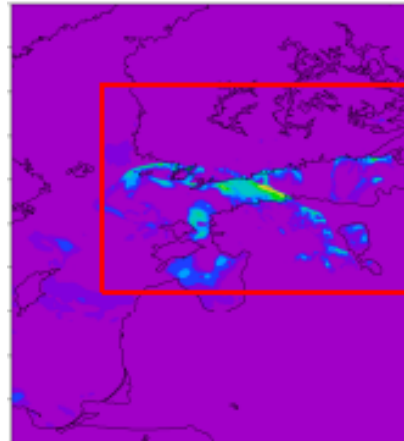
Soome Meteoroloogia Instituudis on modelleeritud 2010. aasta augustitormi vaatlusandmete assimileerimise mõju uurimise käigus [41]. Atmosfääri vertikaalse struktuuri täpsem kirjeldamine võib oluliselt ennustust parandada. Joonisel 3 on toodud Soome Meteoroloogia Instituudis saadud modelleerimistulemused 2010. aasta augustitormi modelleerimisel HARMONIE mudeliga. Atmosfääri vertikaalset temperatuuri ja niiskuse jaotust on hinnatud polaarorbiidiga satelliidilt METOP IASI (ik. *Infrared Atmospheric Sounding Interferometer*) instrumendi mõõtmistest. Satelliitmõõtmistega ennustuses on torm rohkem välja arenenud ja maksimaalne tuule kiirus on pisut suurem. Samas on tormi teekond ja liikumisaeg sarnane ennustusega, kus satelliidi andmeid assimileeritud ei ole.

a)



6 10 14 18 22 26

b)



6 10 14 18 22 26

Joonis 3. HARMONIE mudeliga modelleeritud 2010. aasta augustitormi maksimaalne tuule kiirus (m/s) kell 19 UTC a) assimileeritud satelliidimõõtmistega b) ilma satelliidimõõtmiste assimileerimiseta [41].

Käesoleva töö sissejuhatuses mainiti, et augustitormi on modelleerinud ka Jaak Vaabel oma bakalaureusetöö käigus hüdrostaatilise HIRLAM mudeliga [4], mis tormi dünaamikat edukalt lahendada ei suutnud. Mittehüdrostaatiliste mudelitega WRF ja HARMONIE (AROME) saadud modelleerimistulemused (2010. aasta tormiga sarnaste tormide simuleerimisel) annavad kaalu sissejuhatuses püstitatud hüpoteesile, et HARMONIE mudeliga on võimalik augustitormi dünaamikat modelleerida.

3. 8. august 2010: sünoptilise situatsiooni ja tormi liikumise kirjeldamine

3.1. ECMWF-i analüüside kirjeldamine

2010. aasta augustitorm kujunes olukorras, kus Eestist idas Venemaa kohal valitses läänevoolu blokeeriv kõrgrõhkkond. 6.-8. augusti jooksul jõudis antitsüklonaaalse lõunavooluga Läänemere idakaldale troopiliste omadustega soe ja niiske õhumass. Maapinnalähedane õhutemperatuur oli üle 30 °C ja kastepunkt ligikaudu 20 °C. Sellega olid eeldused tugeva konvektsiooni tekkimiseks loodud. Kõik töös toodud joonised on 2010. aasta 8. augusti kohta (kui kuupäev lühiduse mõttes puudub).

7. augusti kella 12 UTC 300 hPa rõhutaseme geopotentsiaalse kõrguse joonisel on näha Läänemerest lõunas polaarfrondil selgelt välja sopistunud madalrõhulohk (Joonis 4a). Samal ajal tugevat madalrõhkkonda aluspinnal näha ei ole (Joonis 5a). 8. augustil 12 UTC nii selgelt sopistunud madalrõhulohku 300 hPa rõhutasemel enam näha ei ole (Joonis 4 b), aga aluspinnal on Läänemere edelakaldal välja kujunenud suletud kontuuriga madalrõhkkond, kui isobaarid on joonistatud 5 hPa intervalliga (Joonis 5b). Polaarfront on enam-vähem statsionaarne (Joonis 6a ja 6b).

8. augustil 12 UTC on 850 hPa rõhutaseme temperatuurikaardilt näha polaarfront ja suur temperatuuri gradient Eesti kohal (Joonis 7a). Meist läände jääb külmem (sinisem varjutus) ja itta kuum õhk. 2 m kastepunkti temperatuuri kaardilt on näha lõuna-põhja suunaline niiske aluspinnalähedase õhu koridor kõrge konvektiivse potentsiaalse energiaga (Joonis 7b). Ida pool on põuane.

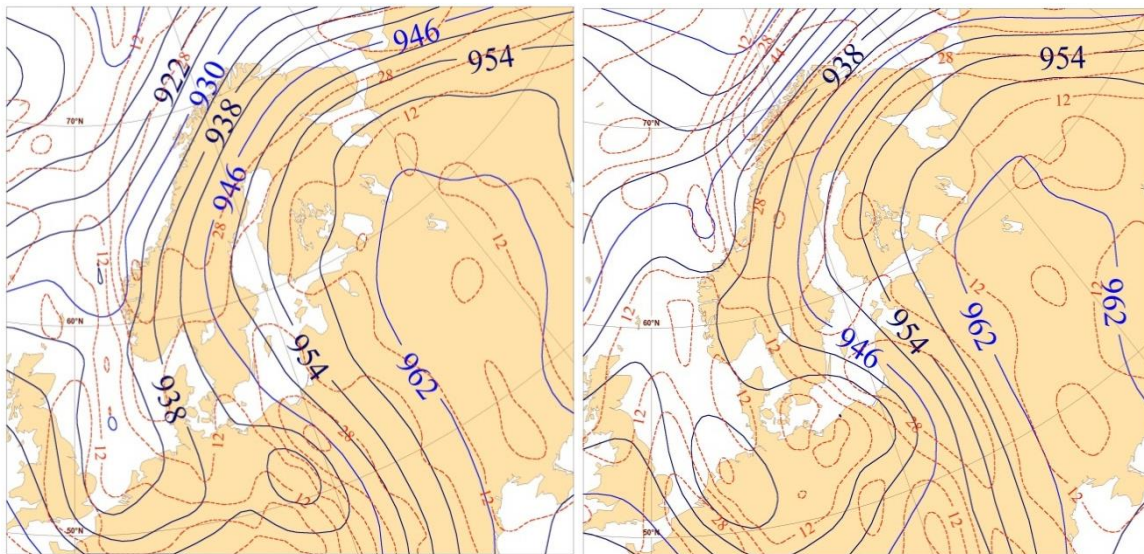
Blokeeriva kõrgrõhkkonna aeglase ida poole liikumisega kaasnes ka külmema õhu suundumine itta. Kujunes välja polaarfrondiga paralleelne põhja-lõuna suunaline frontaalsüsteem. Konvektsiooni tekkele aitas kaasa aluspinnalähedane konvergens. *Derecho* liikuski lõunast põhja ligilähedaselt paralleelselt külma frondiga polaarfrondil.

Sünoptiline olukord üle Eesti liikunud *derecho* ajal on sarnane varasemate dokumenteeritud Euroopa *derechodega*. *Derecho* Soomes 5. juulil 2002 ja *derecho* Saksamaal 10. juulil 2002 arenesid mõlemad polaarfrondi lühilainelise häirituse (ik. *shortwave*) all tekkinud nõrga madalrõhulohu läheduses ja olid seotud frondiesise konvergensitsooniga. Saksamaa *derecho*

liikus sarnaselt üle Eesti liikunud süsteemiga piki kõrgeima temperatuurigradiendiga ala, Soome *derecho* liikus sellest ida pool soojas sektoris [42, 43]. *Derecho* liikumine piki polaarfronti, tekkimine frondi esises konvergentsitsoonis ja madarõhulohu läheduses ning liikumine piki niiske aluspinnalähedase õhu koridori on kooskõlaline käesoleva töö kirjanduse ülevaates kirjeldatud soojal aastaajal esinevate *derechodega*.

a)

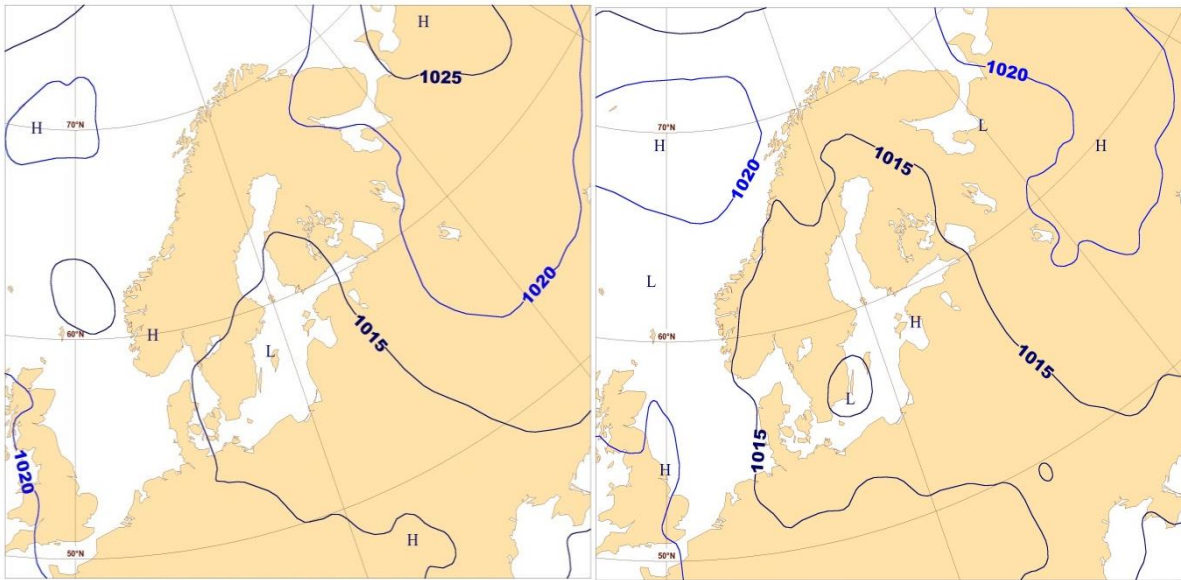
b)



Joonis 4. ECMWF analüüs: 300 hPa rõhutasemel geopotentsiaalse kõrgus (dam) pidevate joontena ja tuule kiirus (m/s) katkendlike joontena a) 8. august 2010 00 UTC ja b) 8. august 2010 12 UTC.

a)

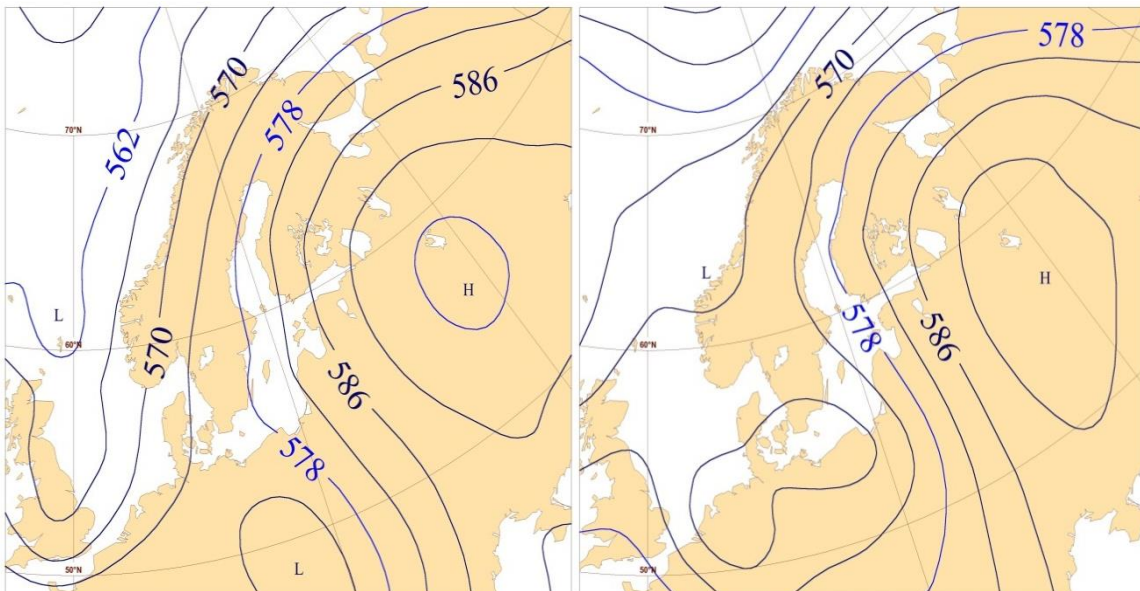
b)



Joonis 5. ECMWF analüüs: merepinnale taandatud õhurõhk (hPa) a) 8. august 2010 00 UTC ja b) 8. august 2010 12 UTC.

a)

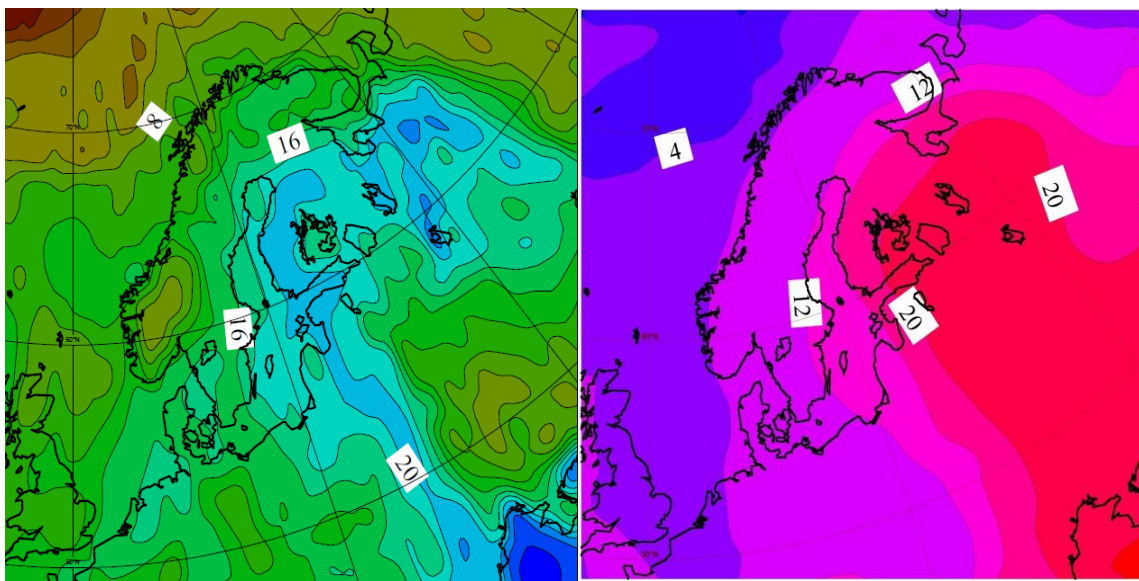
b)



Joonis 6. ECMWF analüüs: 500 hPa rõhutasemel geopotentsiaalne kõrgus (dam) a) 7. august 2010 12 UTC ja b) 8. august 2010 12 UTC.

a)

b)



Joonis 7. ECMWF analüüs: 8. august 2010 12 UTC a) 2 m kastepunkti temperatuur (°C) ja b) temperatuur (°C) 850 hPa rõhutasemel.

3.2. Sondeeringute analüüs

Torm liikus 8. augustil 2010 üle Tallinna linna, mille kohal atmosfääri vertikaalse struktuuri iseloomustamiseks on olemas atmosfääri sondeering. Kuna Tallinnas tehakse sondeeringuid ainult kell 00 UTC, kasutan atmosfääri vertikaalse kihistatuse kirjeldamiseks ka Tallinnast paarsada kilomeetrit põhja-loode poole jääva Jokioineni sondeeringuid.

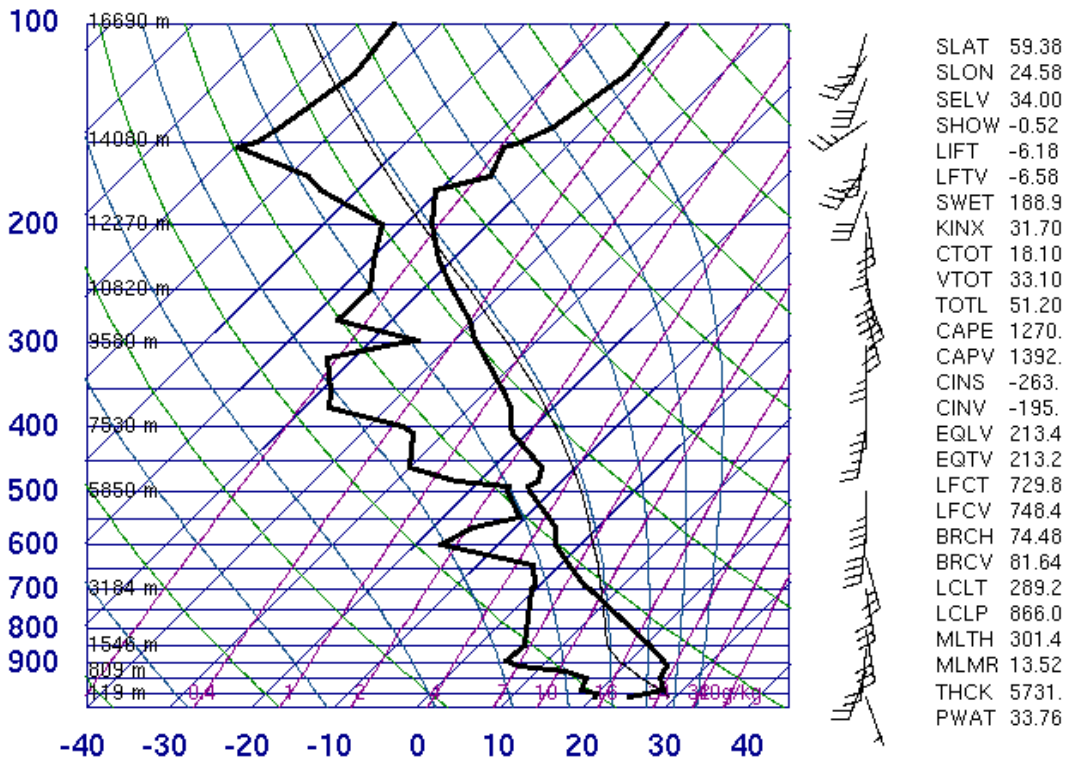
Kõigi sondeeringute puhul on atmosfäär tervikuna tinglikult labiilne: kui on mingi mehhanism, mis tõstab õhu vaba konvektsiooni kõrgustasemeni, tekib niiske konvektsioon. Kell 00 UTC on atmosfääri piirkiht stabiilne ja CIN väärtused Tallinnas (Joonis 8) ja Jokioinenis (Joonis 9) on vastavalt 263 J/kg ja 282 J/kg. Kell 12 UTC-ks (Joonis 10) on CIN-i väärtus kahanenud 139 J/kg-ni ja atmosfääri piirkiht muutunud labiilseks. CIN-i väärtus on ka kell 12 UTC tunduvalt suurem kui energiahulk, mille osake võib omandada tõustes labiilses piirkihis (ligi 50 J/kg) ja täiendav mehhanism konvektsiooni vallandamiseks on endiselt vajalik [10]. Vaba konvektsiooni kõrgustase on Jokioinenis laskunud kella 00 UTC 715 hPa rõhutasemelt 752 hPa rõhutasemeni.

8. augustil kell 00 UTC on CAPE väärtused Tallinnas ja Jokioinenis vastavalt 1270 J/kg ja 968 J/kg. 8. augusti jooksul on CAPE väärtus Jokioinenis tõusnud väärtuseni 1737 J/kg. Võib arvata, et CAPE väärtus kell 12 UTC Tallinnas oli ligikaudselt sarnase väärtusega Jokioineniga. CAPE väärtus jäi sondeeringute põhjal alla 2000 J/kg, väiksemaks kui enamike *derechode* puhul.

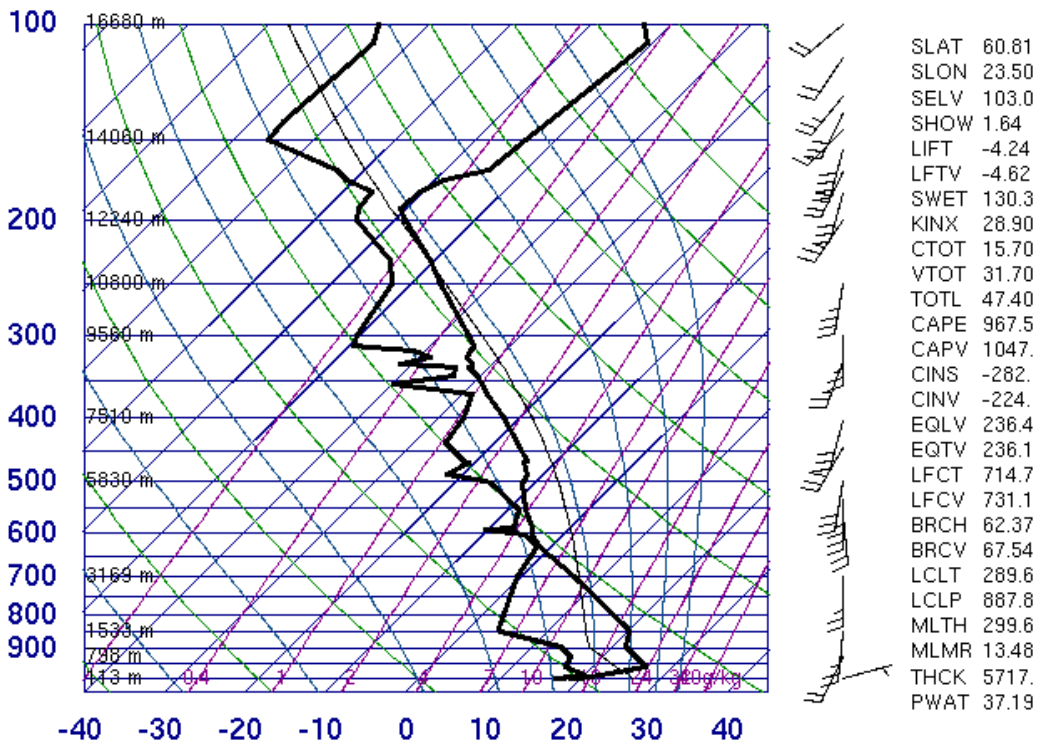
Aluspinnalähedased kastepunkti temperatuurid on umbes 20 °C kõigi vaadeldavate sondeeringute puhul, samuti pisut vähem kui enamike *derechode* puhul. Kell 00 UTC 3-7 kilomeetri kõrgusel on õhk suhteliselt niiske (suhteline niiskus keskmiselt rohkem kui 70%). Kell 12 UTC on näha, et õhk on sellel kõrgusel suhteliselt kuivemaks muutunud (suhteline niiskus keskmiselt vähem kui 50%).

Kõigil sondeeringutel on näha stabiilse stratifikatsiooniga õhukiht 900 hPa rõhutaseme kõrgusel. Kõrgrõhkkonna keskme pool on atmosfääri piirkihi kohal olev stabiilne õhukiht tugevam kui rõhkkonna servaaladel. Stabiilses õhukihis on potentsiaalselt soojem õhk potentsiaalselt külmemast kõrgemal ja see takistab konvektsiooni arenemist maalähedasest õhukihist kõrgemale. Jokioineni sondeeringutelt on näha, et kell 12 UTC on stabiilne kiht madalamale laskunud.

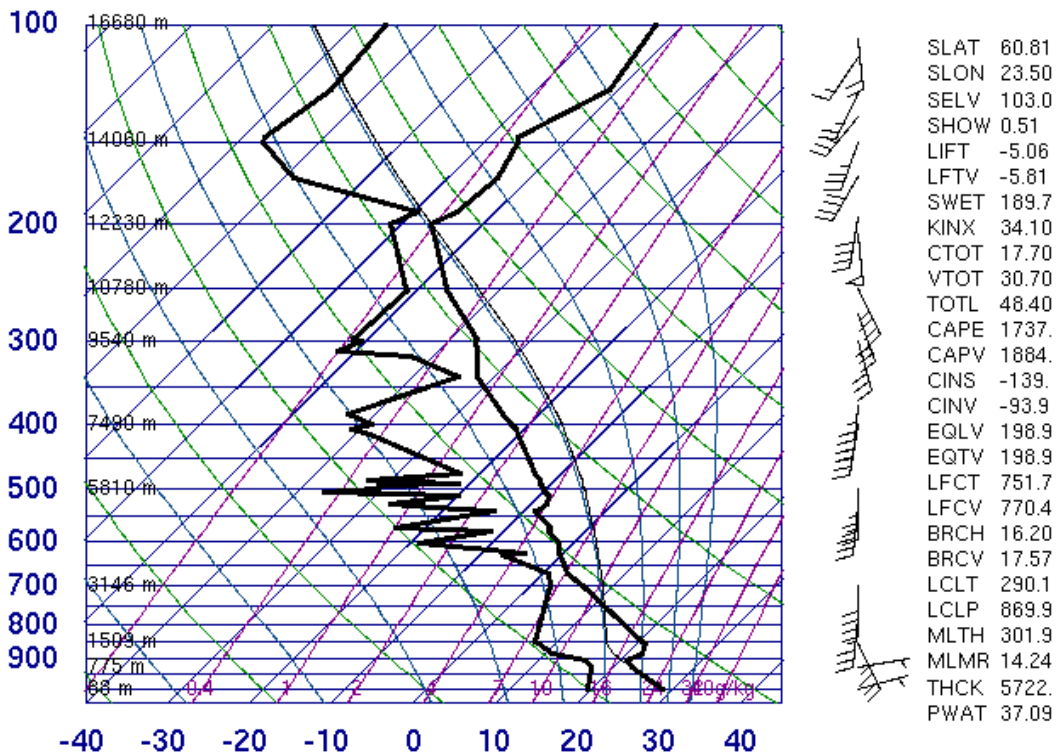
Stabiilne kiht tekib kõrgrõhkkonnas valitsevate laskuvate õhuvooludega, kui laskuv õhk adiabaatiliselt soojeneb. Eelkirjeldatud olukord on blokeerivale kõrgrõhkkonnale iseloomulik ja äikesetormid tekivad antitsükloni äärealal, kus konvektsiooni vertikaalset arengut takistav stabiilne kiht on nõrgem. Samas on stabiilse õhukihi olemasolu vajalik selleks, et konvektiivne potentsiaalne energia akumulereuks ja konvektsioon ei vallanduks koheselt.



Joonis 8. Atmosfääri sondeering Tallinnas 8. augustil 00 UTC 2010 [44].



Joonis 9. Atmosfääri sondeering Jokioinenis 8. augustil 00 UTC 2010 [44].

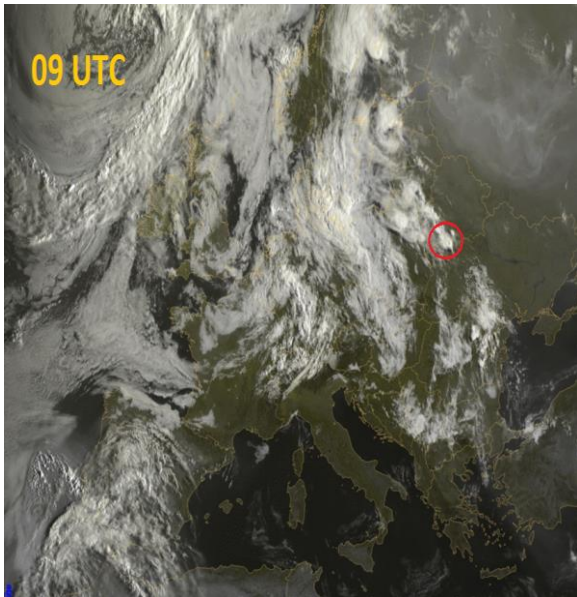


Joonis 10. Atmosfääri sondeering Jokioinenis 8. augustil 12 UTC 2010 [44].

3.3. Torm vaadelduna satelliidilt ja radariga

8. augustil 09 UTC on satelliidipiltidel näha Ukraina ja Valgevene piiril kujunev rünksajupilvede süsteem (Joonis 11a), mis liigub hiljem ka üle Eesti. Kell 16 UTC on pilvesüsteem jõudnud Eesti lähistele (Joonis 11b). Eestist idas Venemaa kohal on näha ka sel ajal aset leidnud metsapõlengute suitsu. Metsapõlengutest pärineval aerosoolil võis olla oluline mõju tormi arengule, aga seda käesolevas magistrیتöös lähemalt ei uurita.

a)



b)

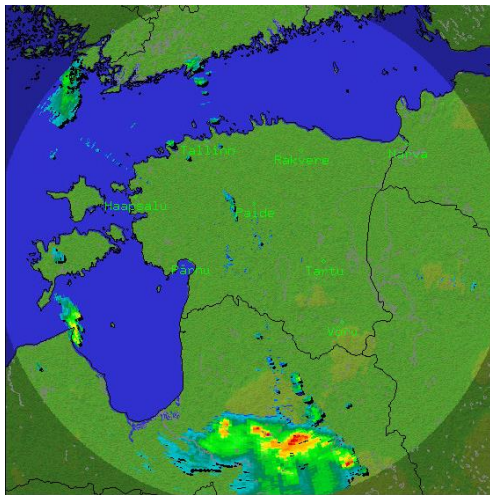


Joonis 11. EUMETSAT satelliidi METEOSAT instrumendi SEVIRI nähtava kanali satelliidipilt 8. august 2010 a) 09 UTC ja b) 16 UTC [45].

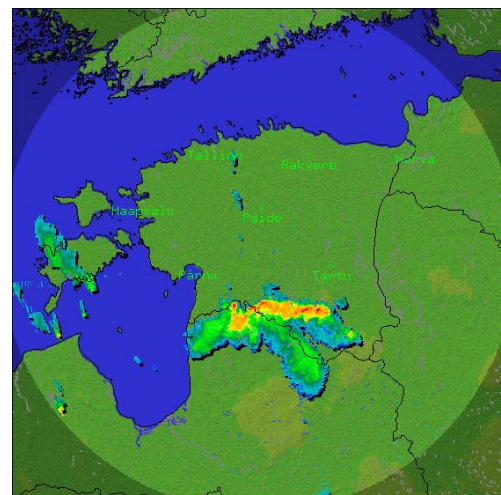
Tormi teekond on Sürgavere radari ülesvõtetel hästi jälgitav, kaarkaja edenemise põhjal on tormi liikumiskiirus ligikaudu 25 m/s. Sademete ala siseneb Sürgavere radari vaatevälja ligikaudu kell 13 UTC. Eesti lõunapiirilt põhjarannikule jõudmiseks kulus tormil vaid umbes kaks tundi. Eesti alale jõudes muutub sademete ala kitsamaks, hiljem süsteem jälle laieneb (Joonis 12). Süsteemi idapoolne osa liigub läänepoolsest Eesti põhjarannikul kiiremini ja süsteem pöörduv lõuna-põhja suunalise telje suhtes pisut vastupäeva.

Soome kohal jääb kihistunud sajuala konvektiivsest sajualast järk-järgult maha konvektiivse osa suurema liikumiskiiruse tõttu. Kaarkaja liikumiskiirus on suurem kui temast põhja pool asuvate üksikute konvektiivsete rakkude oma ja radaripildil on jälgitav süsteemi järgi jõudmine üksikutele rakkudele ja nende süsteemi neelamine (Joonis 12).

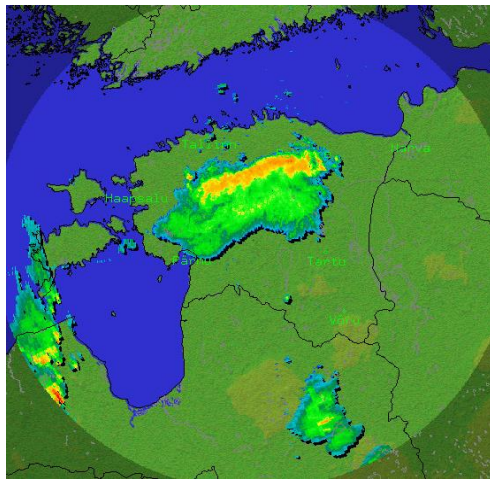
a)



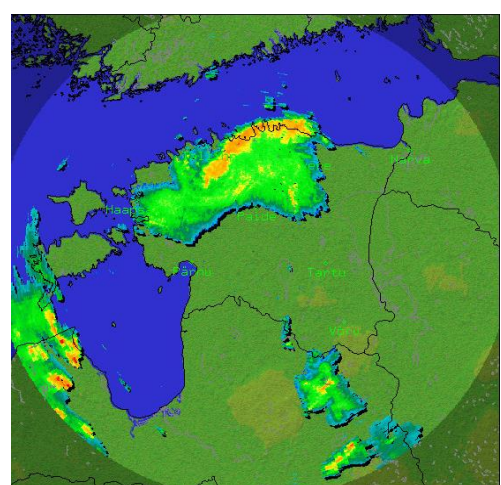
b)



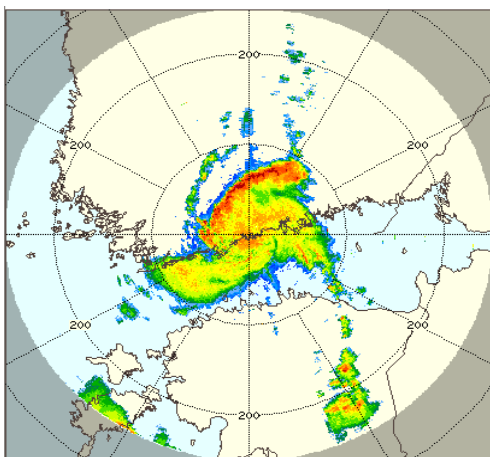
c)



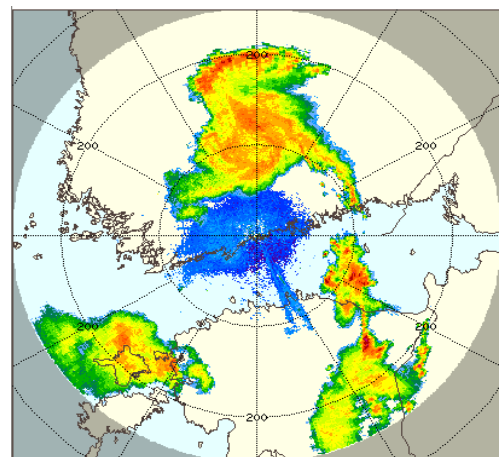
d)



e)



f)

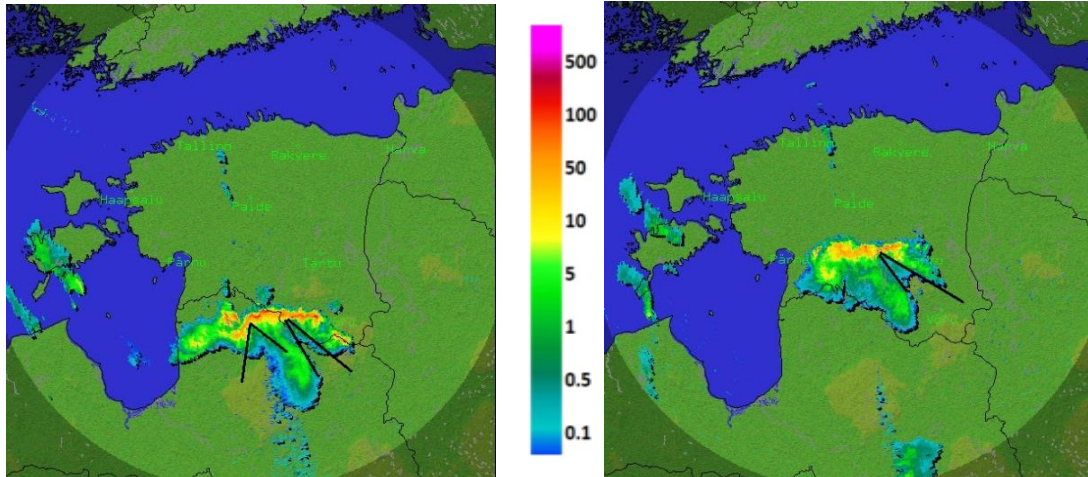


Joonis 12. Tormi liikumine Sürgavere ja Kumpula radaripiltidel nähtuna 8. augustil 2010 sademete intensiivsuse (mm/h) a) 14.00 UTC b) 15.30 UTC c) 17.00 UTC d) 17.30 UTC ja peegelduvusena (dBZ) e) 19.00 UTC f) 20.30 UTC [46].

Radarpildidel on jälgitav ka tugevama peegelduvusega piirkonda sisse löikav väiksema peegelduvusega kuivema õhuga ala. Selline sisselõige radaripildil on iseloomulik sissevoolu asukohas tormi tagalas (Joonis 13).

a)

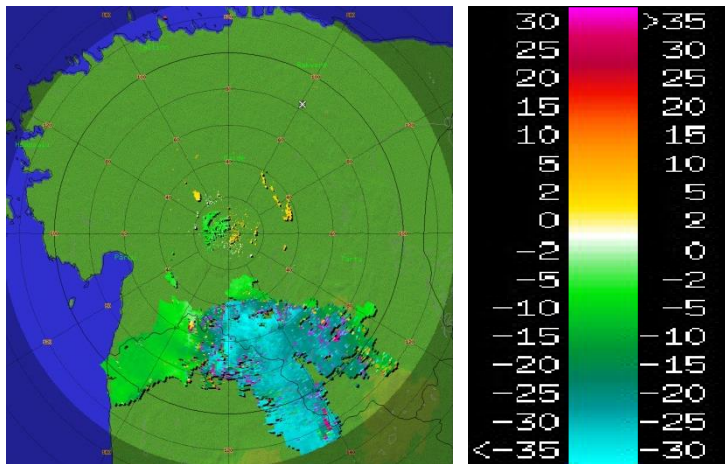
b)



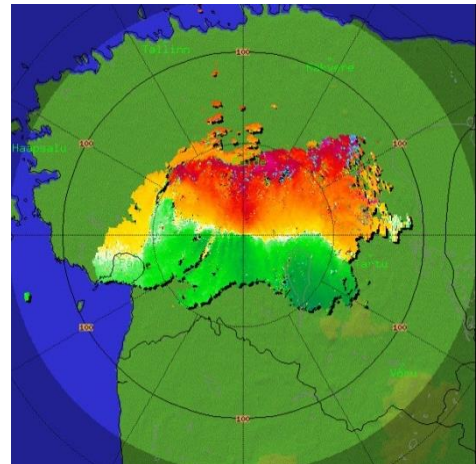
Joonis 13. Mustade joontega tähistatud tagumine sissevool Sürgavere radaripildil nähtuna sademete intensiivsuste (mm/h) piltidel a) 15.15 UTC ja b) 16.00 UTC.

Süsteemiga kaasnevate horisontaalsete tuulte kiirust saab hinnata Sürgavere radari radiaalsete dopplerikiiruste järgi (Joonis 14). Positiivsed kiirused on suunatud radarist eemale ja negatiivsed on suunatud radari poole. Kell 16.20 UTC on näha tormi esiosas tuulepuhangute frondil tugevamate tuulte kiiruse väärtusena üle 25-30 m/s (Joonis 14), mis on kooskõlas automaatjaamades registreeritud tuulte kiirusega. Tugevamad automaatjaamade poolt mõõdetud tuulepuhangud olid umbes 35 m/s ja suuremal alal rohkem kui 15 m/s.

a)

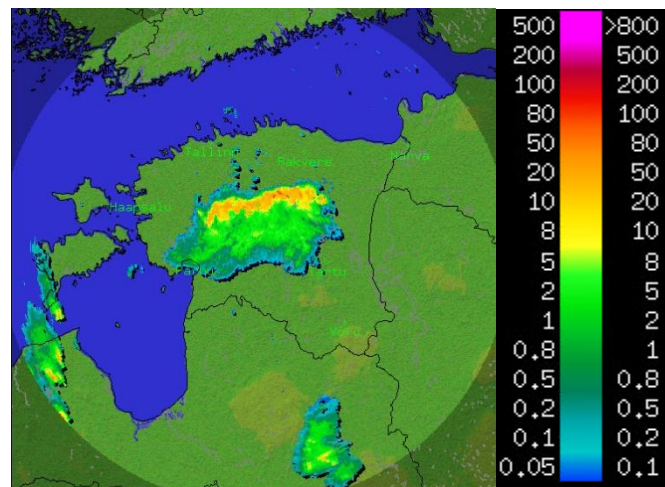


b)



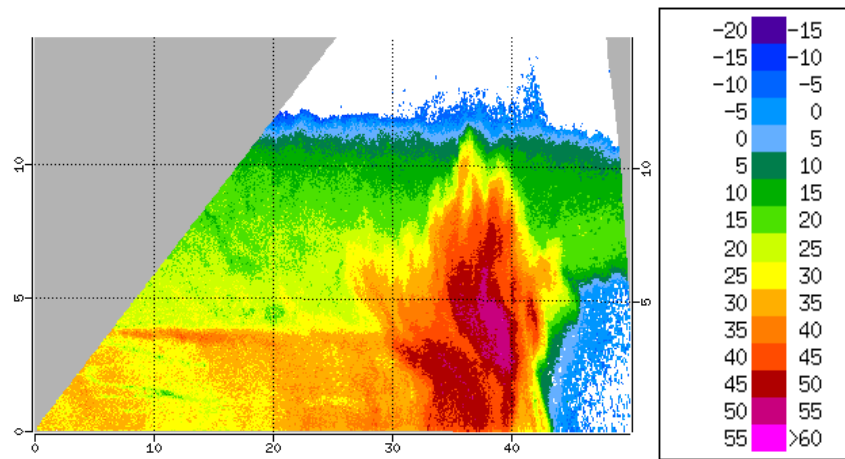
Joonis 14. Sürgavere radari dopplerikiirused (m/s) a) 15.35 UTC ja b) 16.20 UTC.

Tormiga kaasnenud konvektiivsete sademete intensiivsus on radarmõõtmiste põhjal üle 20 mm/h. Kihistunud sajualas on saju intensiivsus 2-5 mm/h. Samas tuleb arvestada, et sademed võisid enne maapinnani jõudmist aurustuda (Joonis 15).



Joonis 15. Tormi sademete intensiivsus (mm/h) Sürgavere radaril 16.45 UTC.

Peegelduvuse vertikaalsel pildil (Joonis 16) on näha tugev aktiivne konvektiivne rakk tormi esiosas, mille peegelduvus on rohkem kui 40 dBZ. Konvektiivses osas tervikuna on peegelduvus üle 30 dBZ-i. Tormi ees on näha ka kondenseerunud vett eespool tuulepuhangute fronti pilvealasina. Pilv ulatub läbi troposfääri, tema ülemine piir on rohkem kui kümne kilomeetri kõrgusel. Konvektiivse raku horisontaalne ulatus on umbes 5 km.



Joonis 16. Tormi peegelduvuse (dBZ) vertikaalne läbilõige Kumpula radariil 18.49 UTC [46].

4. Modelleerimistulemused ja arutelu

4.1. Lähteandmed ja modelleerimismetoodika

Alg- ja ääritingimustena on modelleerimisel kasutatud HIRLAM mudeli väljundit. Põhiliselt on kasutatud analüüsi tulemusi, aga on tehtud eksperimente ka ennustusväljadega, hindamaks kui võrd oleks 8. augusti torm olnud HARMONIE mudeliga ennustatav. Kasutatud HARMONIE mudeli versioon on 37h1.1. Modelleerimisel ei ole kasutatud vaatlusandmete assimileerimist, HIRLAM-i ennustuses on assimileerimine juba tehtud. Töös on pigem keskendunud dünaamikamudeli aspektidele ja assimileerimine jäetud edasise uurimistöö teemaks.

Eksperimente on tehtud kasutades lähteandmetena EMHI operatiivse HIRLAM-i väljundit (edaspidi EMHI-ETA) ja ECMWF-i klasterarvutil jooksvat referents HIRLAM-i väljundit (edaspidi RCR), uurimaks kuidas erinevad lähteandmed simulatsiooni mõjutavad. RCR-i puhul assimileeritakse võrreldes EMHI-ETA-ga rohkem vaatlusandmeid: arvesse on võetud satelliitmõõtmistest saadud atmosfääri vertikaalne temperatuuriprofiil [47]. RCR ennustuses võetakse assimileerimisel arvesse suuremastaabiline atmosfääriseisund globaalmodellist (ECMWF) ja väikemastaabiline HIRLAM mudelist (LSMIX). EMHI-ETA assimileerimisetapil sellist suuremastaabi arvesse võtmist globaalmodellist ei toimu (LSMIX puudub).

HARMONIE võrgusammuna on kasutatud põhitulemuste saamisel (RCR-i ääreväljadega) 2,5 km ja vertikaalis 65 kõrgustaset. Ajasammuna on kasutatud ühte minutit. Käesolevas töös esitatud põhitulemuste (RCR-i ääreväljadega) ennustuste käivitusajaks on 08.08.2010 00 UTC. Vertikaalse profiili iseloomustamiseks on tulemused järeltöötluse käigus interpoleeritud rõhutasemetele.

Esimeste tehtud eksperimentidega selgus, et modelleerimisala suurus on tulemuste seisukohalt väga oluline. Üldiselt peab modelleerimisala olema nii suur, et konvektsioon saaks areneda selle ala sees. Ei saa loota, et konvektiivne protsess oleks esindatud kehvena lahutusega ääreväljades. Põhitulemuste saamisel (RCR-i ääreväljadega) on kasutatud modelleerimisala 1500 korda 2250 km, kusjuures modelleerimisala keskpunkti koordinaadid on 54.5° pl ja 24.5° ip.

Enamikel töös toodud joonistel ei ole näha kogu modelleerimisala, vaid vaadeldakse huvipakkuvat väiksemat ala. Mudeli arvatud väljad on üles kirjutatud iga poole tunni tagant konvektiivsete protsesside kiire arenemise tõttu.

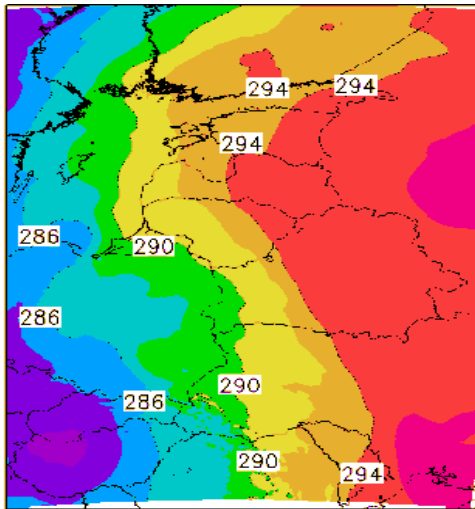
4.2. Erinevate lähteandmetega saadud modelleerimistulemused

Uurimaks modelleerimistulemuste tundlikkust lähteandmete suhtes, on ennustust arvatud 2 erineva HIRLAM mudeli ääreväljadega (EMHI-ETA ja RCR). Suuremastaabiline ilmasituatsioon on erinevate HIRLAM mudelite väljundites sama, aga väikesed erinevused on märgatavad.

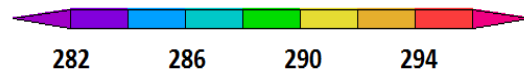
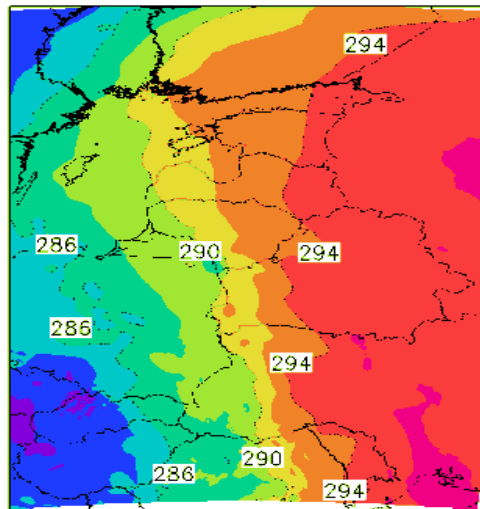
Võrreldes 850 hPa rõhutaseme temperatuuri 00 UTC (ennustuse algus) (Joonis 17 ja 19b), näeme et RCR lähteandmetega initsialiseeritud ennustuses on temperatuur Balti riikides osaliselt umbes kraadi võrra kõrgem kui EMHI-ETA lähteandmetega initsialiseeritud ennustuses ja Ukraina lääneosas kraadi võrra madalam.

RCR lähteandmetega initsialiseeritud ennustuses on 500 hPa geopotentsiaal Balti riikides osaliselt kõrgem kui EMHI-ETA lähteandmetega initsialiseeritud ennustuses ja Ukraina lääneosas madalam (Joonis 18 ja 19a). Kõrgema 850 hPa rõhutaseme temperatuuriga piirkonnale vastab kõrgem geopotentsiaal. 1-2 kraadisele temperatuurierinevusele 850 hPa rõhutasemel vastab 500 hPa rõhutasemel 50-100 m^2/s^2 erinevus geopotentsiaalis (Joonis 19a ja b).

a)

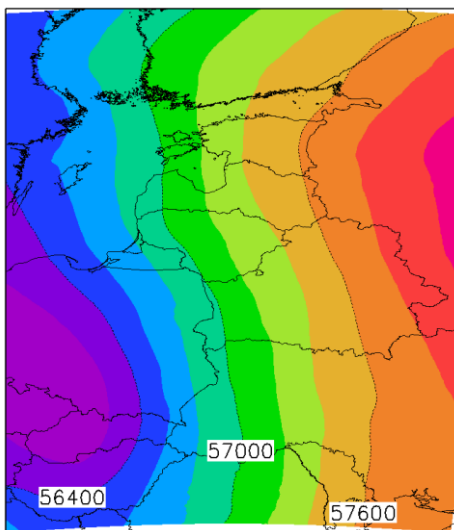


b)

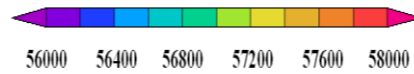
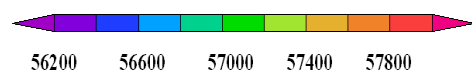
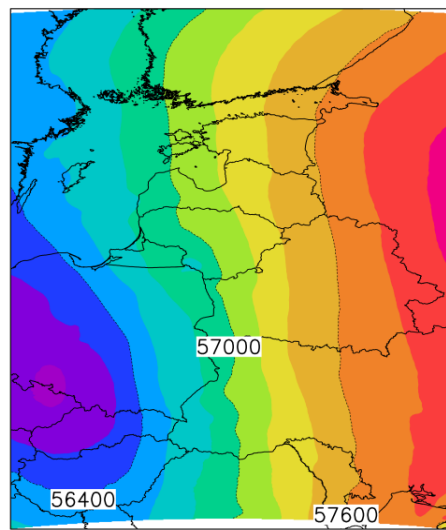


Joonis 17. 850 hPa temperatuur (K) 00 UTC a) initsialiseeritud RCR lähteandmetega b) initsialiseeritud EMHI-ETA lähteandmetega.

a)

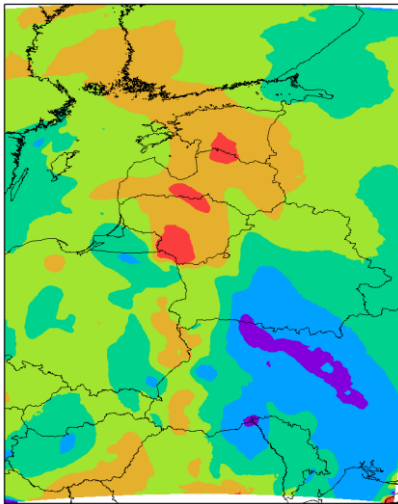


b)

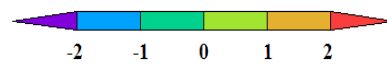
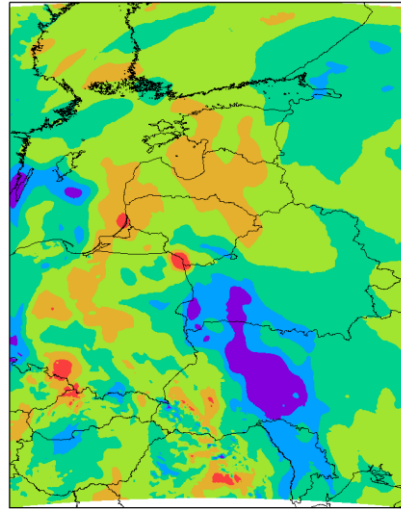


Joonis 18. 500 hPa geopotentsiaal (m^2/s^2) 00 UTC a) initsialiseeritud RCR lähteandmetega b) initsialiseeritud EMHI-ETA lähteandmetega.

a)

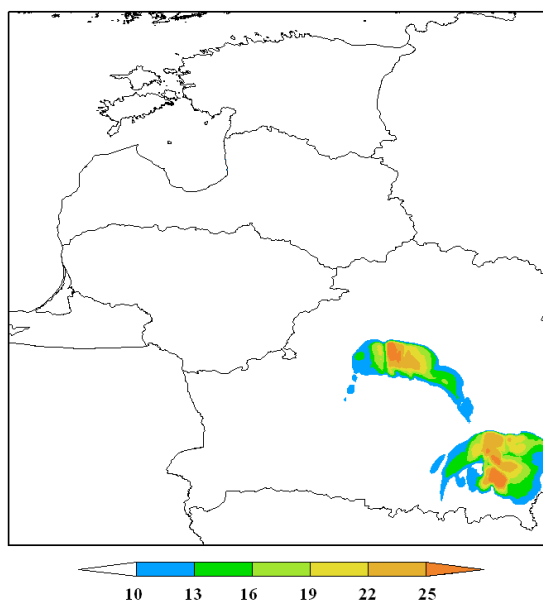


b)



Joonis 19. 00 UTC RCR ja EMHI-ETA initsialiseeringu erinevused (RCR - EMHI-ETA) a) 500 hPa geopotentsiaali jaoks (m^2/s^2) b) 850 hPa temperatuuri jaoks (K).

EMHI-ETA lähteandmetega 2010. aasta 8. augustil kell 00 UTC initsialiseeritud ennustuses ei teki üle Eesti liikunud konvektiivset süsteemi. Mudeli väljundis on esindatud küll erinevate tormisüsteemide teke ja liikumine (Joonis 20), mida on näha ka RCR-i lähteandmetega. Atmosfäär on tugeva konvektsiooni tekkeks sobilikus seisundis, aga lähteandmete kvaliteet ei ole piisav Eestis tugevaid kahjustusi põhjustanud *derecho*-tüüpi tormi modelleerimiseks.



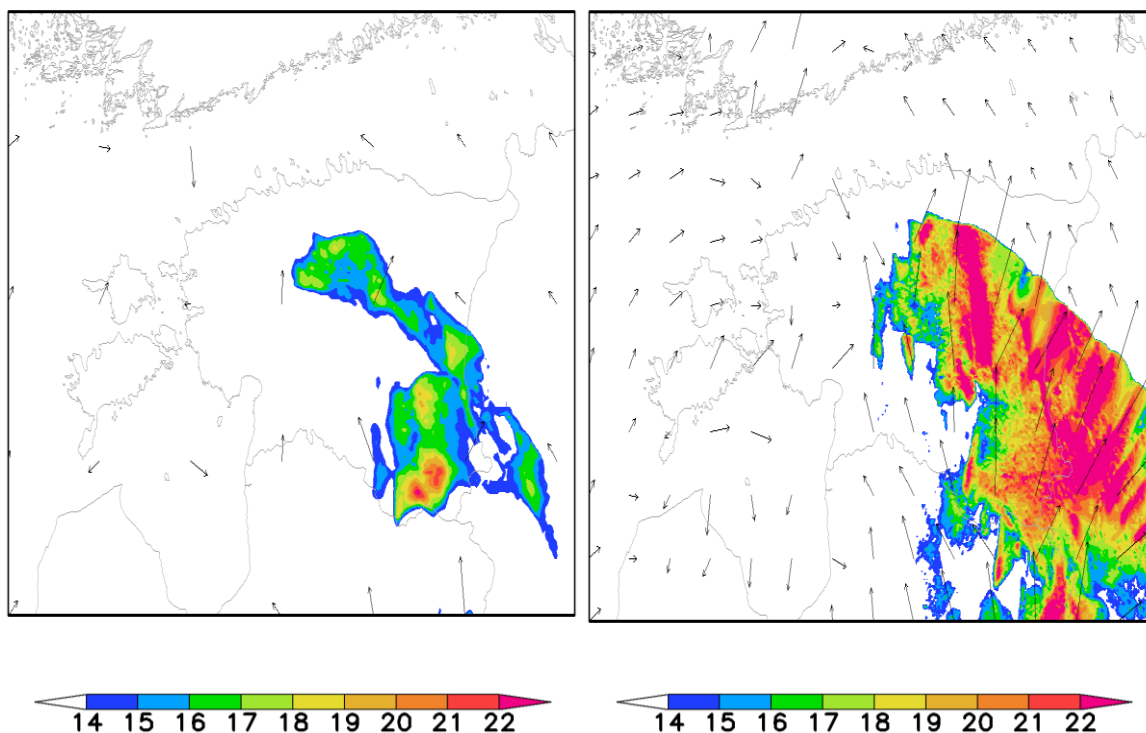
Joonis 20. Eelneva poole tunni 10 m tuulepuhangud (m/s) kell 18 UTC EMHI-ETA lähteandmetega, 00 UTC initsialiseering.

EMHI-ETA lähteandmetega ennustuse puhul tehti eksperimente ka hilisemate initsialiseerimisaegade (06 UTC ja 12 UTC) ja 1 km lahutusega, uurimaks, kuidas see tulemusi muudab. Kella 12 UTC initsialiseerimise puhul 2,5 km horisontaalse lahutusega liigub üle Eesti idaosa tormisüsteem, mille teke on aga võrreldes tegelikuga lootusetult hiljaks jäänud ja ei ole seetõttu tõetruu. Küll on tormisüsteem väljundis näha, kuna tema keskkond on sellel kellaajal hilisemate vaatlusandmete assimileerimise tõttu algtingimustes paremini esitatud. Tuulepuhangute kiirus on suurel alal üle 15 m/s (Joonis 21a).

1 km lahutusega ennustus tehti suurema arvutusmahu tõttu väiksema alaga. Mudeli stabiilsuse tagamiseks vähendati nii horisontaalset võrgusammu kui ka ajasammu 2.5 korda. Kella 12 UTC ennustus on sarnane 2,5 km lahutusega eksperimendiga, aga torm on kõrgema lahutuse korral intensiivsem. Tuulepuhangute kiirus on suurel alal üle 20 m/s (Joonis 21b). Eksperimente tehti ka suuremate vertikaalsete tasemete arvuga, mis aga modelleerimistulemustele mõju ei avaldanud.

a)

b)



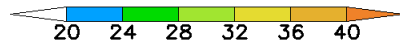
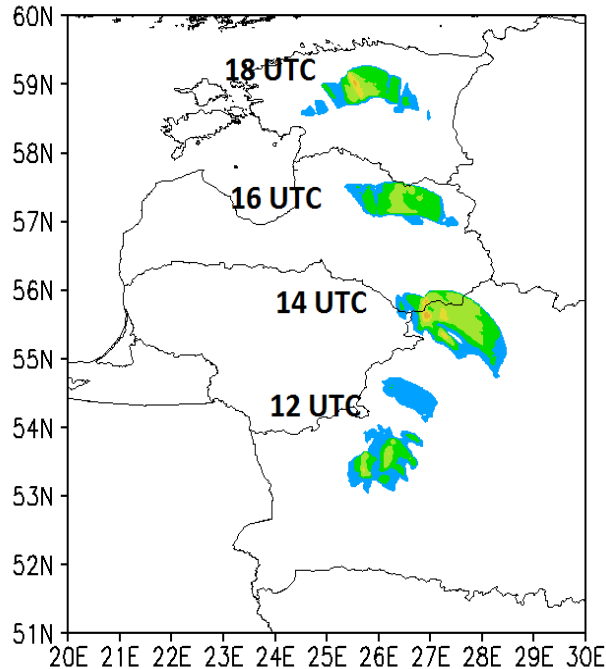
Joonis 21. Eelneva poole tunni 10 m tuulepuhangud (m/s) kell 19 UTC (12 UTC initsialiseering) EMHI-ETA lähteandmetega a) võrgusammuga 2,5 km b) võrgusammuga 1 km.

Kõik järgnevad töös esitatud tulemused on saadud RCR-i lähteandmetega. RCR-i lähteandmetega on HARMONIE võimeline üle Eesti liikunud konvektiivse süsteemi teket ja liikumist tõetruult lahendama. Tormi liikumine on mudeli väljundis umbes tunniajalises nihkes, aga geograafiline teekond on tõetruu. Joonisel 22 on näha tormi liikumine kujutatuna tuulepuhangute (m/s) alana eelneva 30 min jooksul ja sademete hetkintensiivsuse (mm/h). Tuulepuhangud on umbes 25 - 30 m/s (Joonis 22a). Sademete joonisel on näha konvektiivse tekkega sajuala, radaripildil nähtud kihistunud sajuala mudelis ei teki (Joonis 22b). Tugevate konvektiivsete sademete ala jääb tuulepuhangute alast pisut lääne poole.

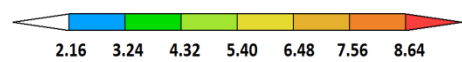
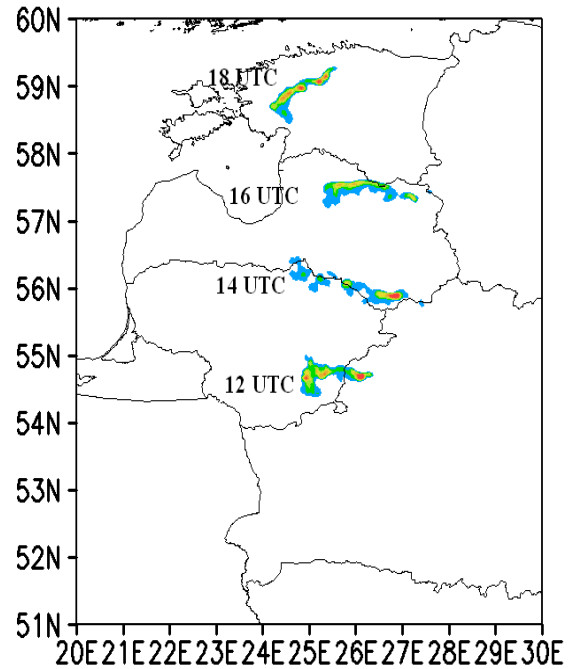
Tormisüsteemi liikumiskiirus on radaripildidel ja mudelis sarnane: ligilähedaselt 25 m/s. Modelleeritud torm hajub pärast liikumist üle Soome lahe, tegelikkuses läbis torm ka Soomes pika distantsi. Tormi enneaegse hajumise võimalik põhjus on tormi jõudmine

modelleerimisala serva lähedale. Pikema teekonna simuleerimiseks tuleks eksperimente teha veelgi suuremas alas, mis nõuab ka suuremat arvutusmahtu.

a)



b)

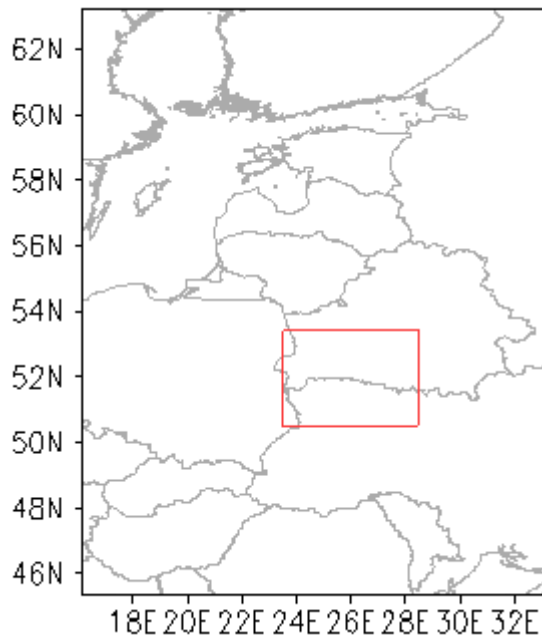


Joonis 22. Üle Eesti liikunud tormi teekond 08.08.2010 kell 12-18 UTC a) viimase poole tunni 10 m tuulepuhangutena (m/s) ja b) sademete intensiivsuse (mm/h) RCR-i lähteandmetega.

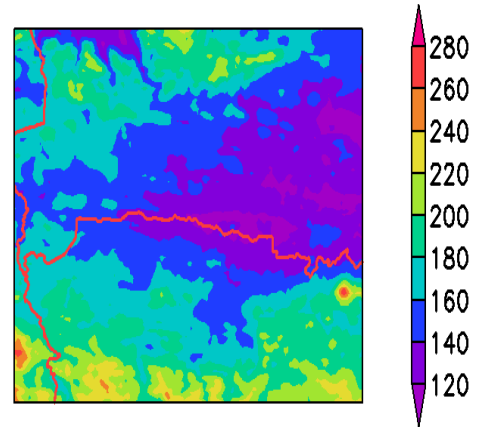
4.3. Tormi teke

Torm tekib ka mudelis Valgevene ja Ukraina piiril nagu nägime satelliidipildil. Tormi tekib umbes kell 07 UTC. Konvektsiooni käivitavaks mehhanismiks on aluspinnalähedane konvergens ja orograafia mõju. Alas, kus torm tekkis, on lõuna-põhja suunaliselt kõigepealt laskuv ja seejärel tõusev pinnamood. Tekkealas on kõrguste erinevus üle saja meetri (Joonis 23b).

a)

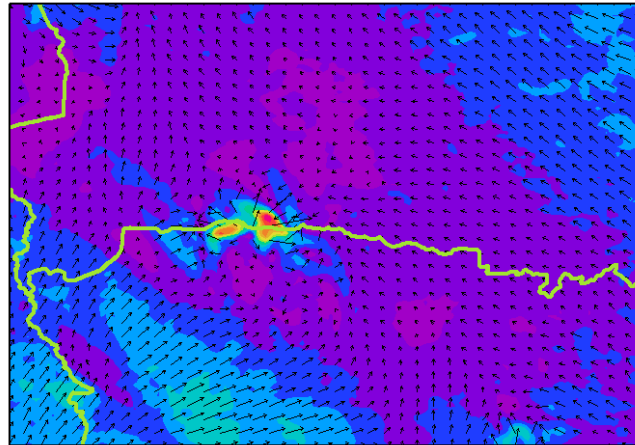


b)



Joonis 23. a) Kogu modelleerimisala; punase ristkülikuga on tähistatud tormi tekkeala. b) Kõrgus üle merepinna (m) tormi tekkealas.

Kell 07 UTC on tormi tekitatud tugevate 10 m tuulte ala juba mudeli väljundis selgelt näha. Noore tormiga seotud alal on 10 m tuulte kiirus üle 10 m/s, ümbritseval alal on tuule kiirus alla 4 m/s. Mudeli väljundis esinevate tuulte suuna järgi on näha, et torm tekib konvergentsitsoonis. Tormist ida pool on tuul kagust (lõunast) ja tormist lääne pool on tuul edelast (läänest) (Joonis 24).



Joonis 24. Üle Eesti liikunud süsteemi 10 m tuul (m/s) 07 UTC tormi tekkealas.

Et välja selgitada, missugustel keskkonnaparameetritel on oluline mõju tormi tekkele ja missugune ebastabiilsus konvektsiooni käivitab, on võimalik teha tormi tekkealas eksperimente kõrge lahutusega üksikute pilvede ja pilvesüsteemide dünaamikat lahendavate mudelitega, varieerides algandmeid. Antud töö kirjanduse ülevaates toodud dünaamilisi aspekte on just selliste simulatsioonidega uuritud.

4.4. Tormi intensiivsus

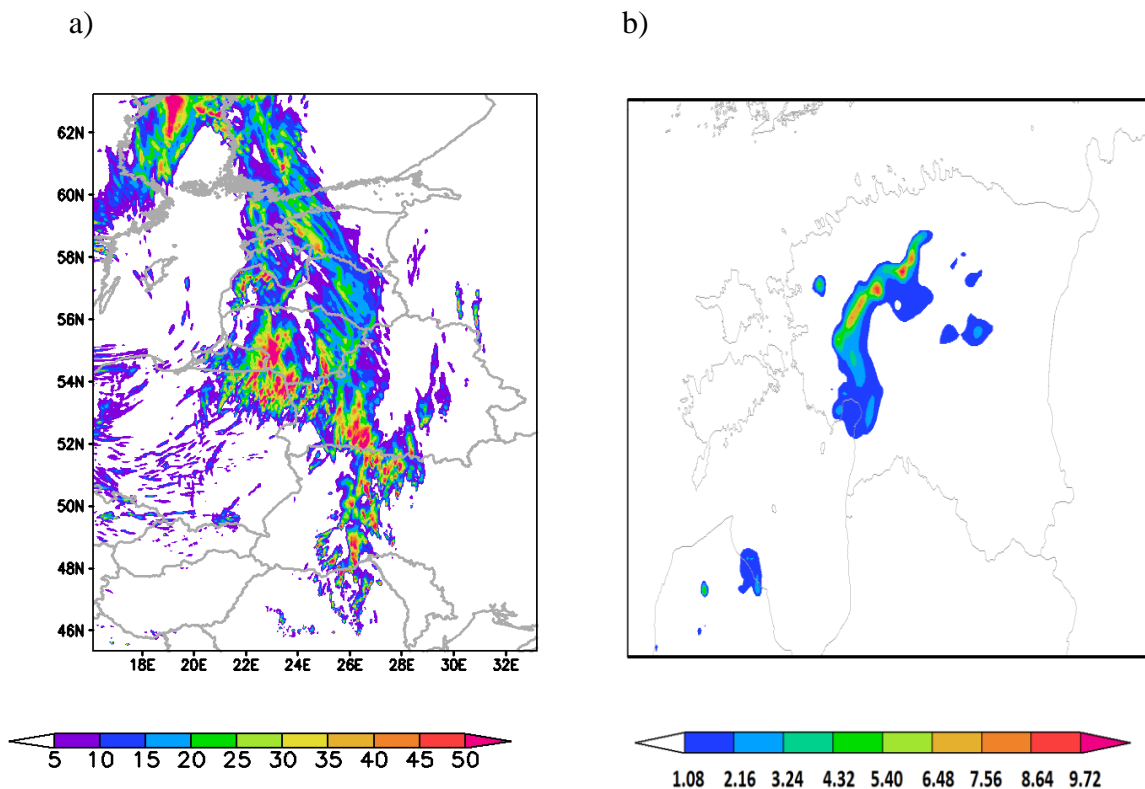
Mudeli väljundis esineva tormi ja tegelikkuses esinenud tormi tugevuse võrdlemiseks kasutatakse käesolevas töös tuule ja sademete andmeid, kuna nende kohta on mõõtmised automaatjaamades ja nende suuruste väärtusi saab hinnata radarmõõtmistest.

Ööpäevaste sademete hulk mudelis on vastavuses automaatjaamades mõõdetuga, kuigi mudel kipub sademete hulka, võrreldes mõõtmistega, üle hindama. Mudeli väljundis on näha ka üle Lääne-Eesti liikunud torm, millega kaasnenud ööpäeva jooksul akumulunud sademete hulk Lääne-Eestis on üle 10 mm (Joonis 25a). Roomassaares mõõdeti akumulunud sademete hulgaks üle 10 mm ja Sörves üle 20 mm.

Modelleeritud sademete võrdlemisel vaadeldutega tuleb arvestada, et automaatjaamad paiknevad konvektiivsete sademete ruumilise jaotusega võrreldes hõredalt. Radarimõõtmised annavad sajualast tervikliku ruumilise ülevaate.

Üle Eesti mandriosa liikunud tormi põhjustatud ööpäevased sademed on mudeli väljundis laiemas alas üle 10-15 mm (Joonis 25a). Ka mitmetes automaatjaamades mõõdeti üle 10 mm sademeid, kusjuures seda ka ida pool, võrreldes mudeli väljundiga. Üle 25 mm sademeid Eestis automaatjaamades 8. augustil 2010 ei registreeritud.

Suurimad konvektiivsete sademete hetkintensiivsused on üle 8-9 mm/h (Joonis 25b). Radarimõõtmiste põhjal on konvektiivsete sademete suurimad intensiivsused üle 30 mm/h (samal viisil sademed enne maapinnani jõudmist aurustuda), mudeli väljundis on intensiivsused väiksemad. Samuti on modelleeritud sademeteala ulatus väiksem, mudeli väljundis ei ole radaripildil esinenud kihistunud sajuala.



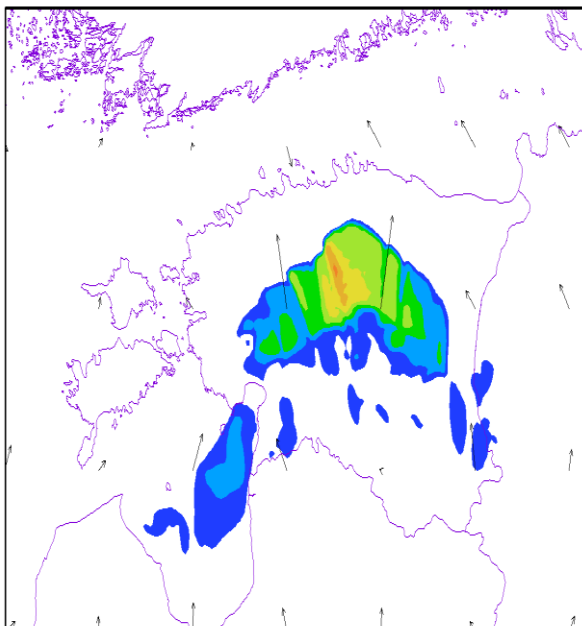
Joonis 25. a) 24-tunni jooksul akumulatsioon sademed (mm) ja b) saju intensiivsus 18 UTC (mm/h).

Tuule kiirused mudelis ja radaril on võrreldavad, suurimad kiirused on umbes 25-35 m/s. Modelleeritud tuulepuhangud 10 m kõrgusel aluspinnast on laial alal 20-25 m/s.

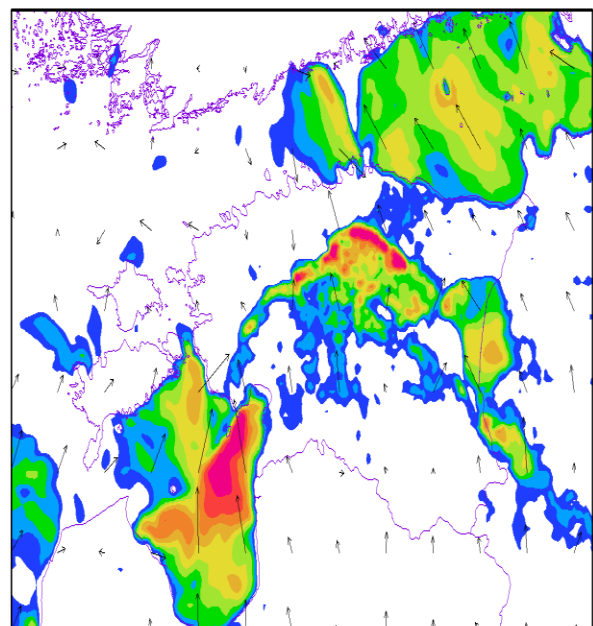
Radarimõõtmiste põhjal on kõige tugevamad tuuled kitsal alal tuulepuhangute frondil, mis on vastavuses laiemale tuulepuhangute alale mudeli väljundis viimase poole tunni jooksul, kuna torm liigub ligikaudselt kiirusega 25 m/s. Kitsas alas on tuulepuhangud ka üle 36 m/s (Joonis 26a). Suurimad automaatjaamades mõõdetud tuulepuhangud olid kuni 35 m/s ja üle 15 m/s suuremal maa-alal. Tugevate tuulepuhangute ala laius on sarnane radaripildil nähtud tugeva peegelduvusega ala laiusele.

Tuule hetkeline kiirus 10 m kõrgusel aluspinnast on tormiga seotud laial alal üle 10 m/s. On näha ka tugevamaid tuuli mere kohal sealse väiksema aluspinna kareduse tõttu, mis ei ole aga tormisüsteemiga seotud (Joonis 26b).

a)



b)



Joonis 26. Modelleeritud a) eelneva poole tunni 10 m tuulepuhangud (m/s) ja b) 10 m tuul (m/s) 18 UTC.

4.5. Modelleeritud tormi dünaamika

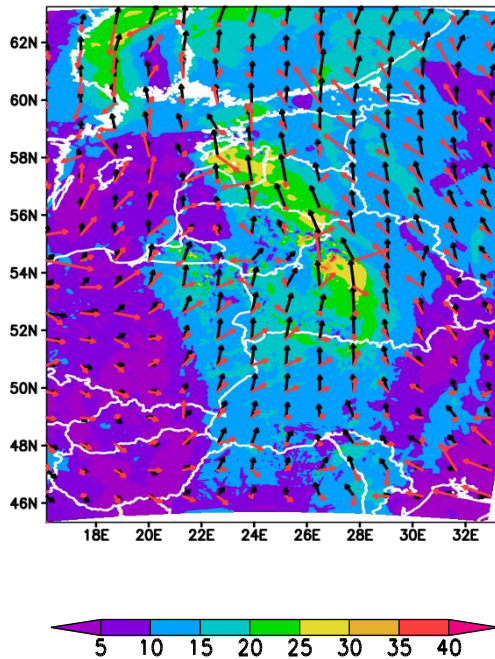
Modelleeritud tormi dünaamika on heas vastavuses kirjanduse ülevaates välja toodud dünaamilistele aspektidele. Mudeli väljundis on esindatud tugevad konvektiivsed sademed, vertikaalsed tõusvad ja laskuvad õhuvoolud, tuulepuhangud, tagumine sissevool, jahtunud õhu basseini ja sellega kaasnev kõrgema rõhuga ala ning suure aluspinnalähedase tuulenihkega ala.

4.5.1. Modelleeritud tuulenihe

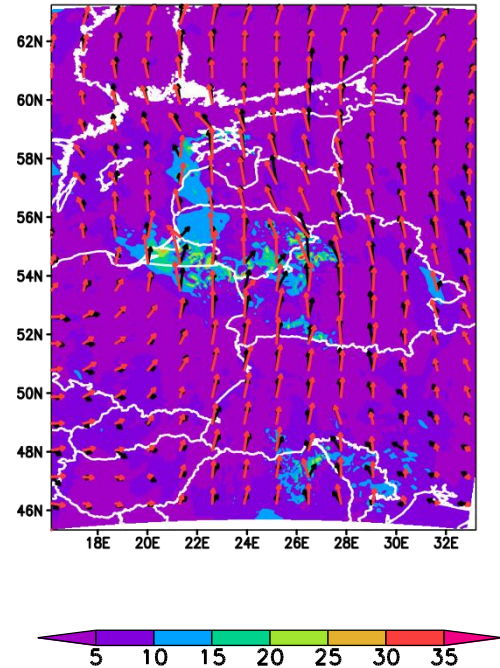
700 hPa rõhutaseme ja 1000 hPa rõhutaseme vahel on märkimisväärne tuulenihe. Joonisel 27a on mustade vektoritega tähistatud juhtvool 700 hPa rõhutasemel ja punaste vektoritega 1000 hPa rõhutaseme tuul. Aluspinna lähedal on tuul muutliku suunaga, 700 hPa tasemel suhteliselt ühtlaselt suunatud lõunast põhja. Värvivarjutusena on toodud tuulenihke mooduli väärtus. Koridoris, kus *derecho* liikus, on tuulenihke väärtuseks rohkem kui 10-15 m/s.

Joonisel 27b on mustade vektoritega tähistatud tuul 500 hPa rõhutasemel ja punaste vektoritega 700 hPa rõhutaseme tuul. Värvivarjutusena on toodud tuulenihke mooduli väärtus. 500 ja 700 hPa vahel olulist tuulenihet ei ole, seega jääb tuulenihe peamiselt 700 hPa ja aluspinna vahele. Tuulenihke väärtus on sarnane varasemalt dokumenteeritud *derecho* situatsioonidega [27].

a)



b)



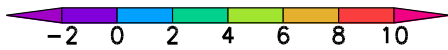
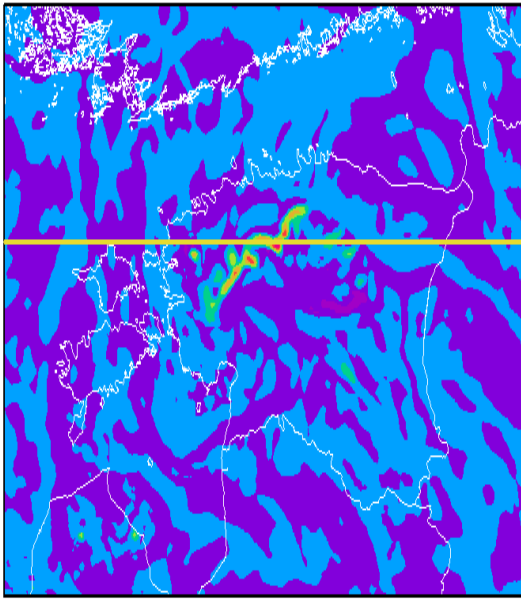
Joonis 27. Tuulenihe (m/s) kell 13 UTC a) 700 mb ja 1000 mb vahel b) 500 mb ja 700 mb vahel.

Radaripiltidel liigub sajuala ligikaudu lõuna-põhja suunaliselt üle Eesti, aga mudeli väljundis pöörduv sajuala loode poole. Pöörde põhjuseks on arvatavasti tuulenihe vektori pöördumine. Ka radarimõõtmiste kiiruste põhjal liikus Eesti põhjarannikul tormi idaosa lääneosast kiiremini.

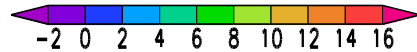
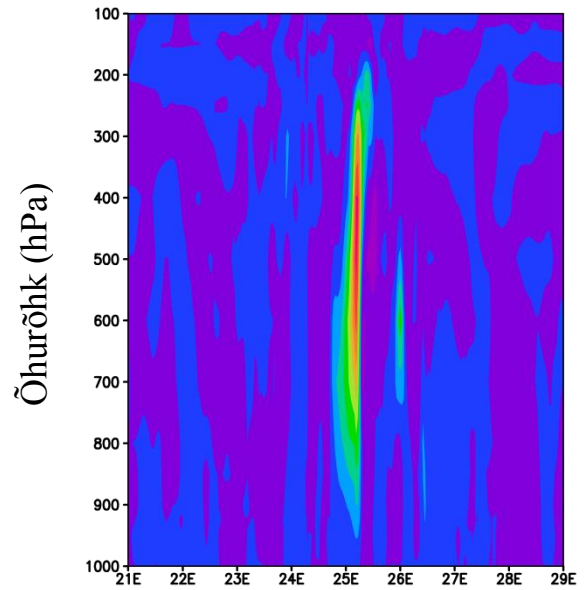
4.5.2. Modelleeritud vertikaalsed liikumised ja tagala sissevool

HARMONIE väljundis on vertikaalsed tõusvad õhuvoolud süsteemi liikumisel kogu aeg näha. Pidevate vertikaalsete õhuvooludena on eristatavad erinevad konvektiivsed rakud. Suuremad vertikaalsed kiirused on üle 10 m/s (Joonis 28a). Konvektsioon ulatub läbi terve troposfääri (Joonis 28b), mida oli näha ka radari peegelduvuse vertikaalsel pildil (Joonis 16). On näha ka negatiivsete vertikaalsete kiiruste väärtustega laskuvaid õhuvoolu. Joonisel 28a kollase joonega toodud konstantse põhjalaiuse 58.8° pl atmosfääri vertikaalne läbilõige on joonisel 28b.

a)

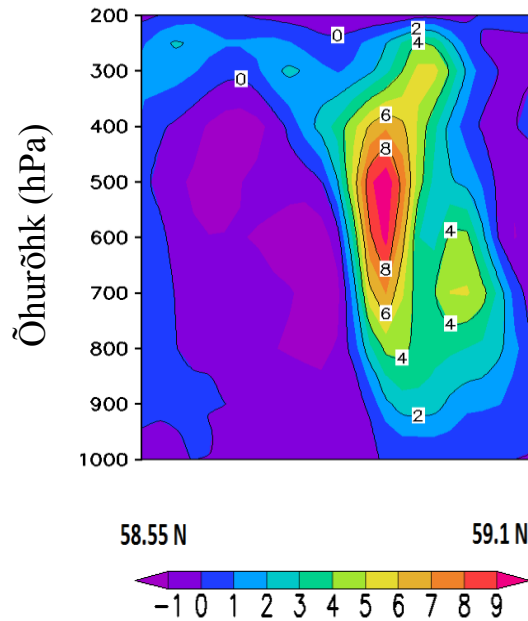


b)



Joonis 28. Vertikaalsed tuule kiirused (m/s) kell 18 UTC a) 700 hPa rõhutasemel b) ida-lääne suunalisel vertikaalsel läbilõikel põhjalaiusel 58.8° pl.

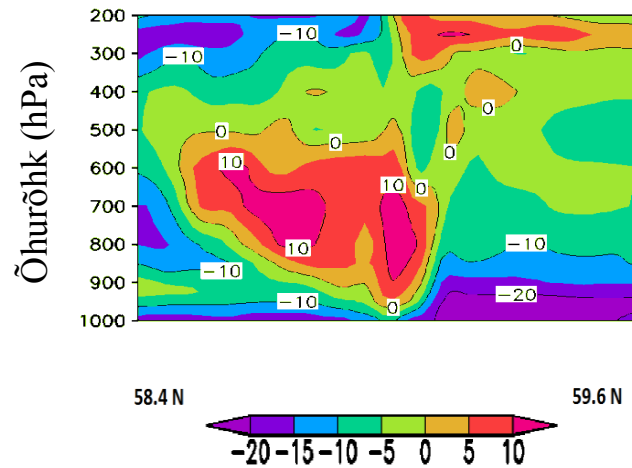
Vertikaalse tõusva õhuvoolu taga on näha laskuvat õhuvoolu, kui vaatame tormi liikumissuunas - põhja poole (Joonis 29). Laskuvate õhuvoolude vertikaalsed kiirused on mudelis väikesed, aga tuleb arvestada, et väljund on välja kirjutatud ainult iga poole tunni tagant. Tugevat laskuvat õhuvoolu pidevalt ei eksisteerigi, aluspinnalähedased tuulepuhangud on põhjustatud ajutiste allasööstude poolt.



Joonis 29. Vertikaalsed tuule kiirused (m/s) kell 18 UTC põhja-lõuna suunalisel vertikaalsel läbilõikel idapikkusel 24.5° ip.

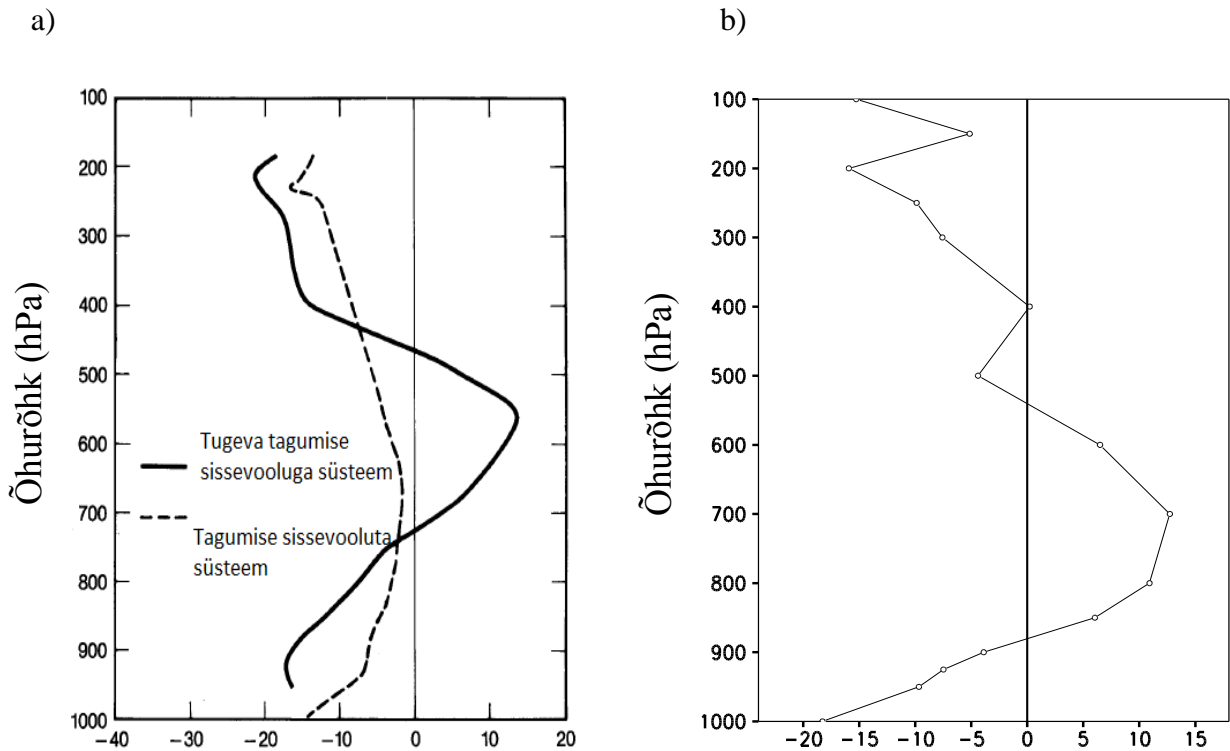
Tormi konvektiivse osa taga on laskuv õhuvool. Tormiga kaasa liikuvas taustsüsteemis liigub tormi ees aluspinna lähedal sooja ja niisket õhku tormile vastu kiirusega 20 m/s. Tormi ees kõrgemal atmosfääris liigub õhk aeglaselt või on paigal (Joonis 30).

Tormi taga on tuulepuhangute frondi poole liikuv tagala sissevool, kus liikumiskiirus tormi suhtes on üle viie kuni kümne meetri sekundis. Tagala sissevoolus on suurim horisontaalne kiirus 700 hPa rõhutasemel.



Joonis 30. Horisontaalsed tuule kiirused tormiga kaasa liikuvast taustsüsteemis (m/s) kell 18 UTC rõhutasemel põhja-lõuna suunalisel vertikaalsel läbilõikel idapikkusel 24.93° ip, õhu sissevool tormi tagalas.

Varasemates uurimustes radarivaatluste põhjal saadud iseloomulike horisontaalsete tuulekiiruste profiilid tormi tagalas tugeva tagala sissevooluga süsteemi ja tagala sissevooluta süsteemi puhul on erinevad [48]. Tugeva tagala sissevoolu puhul on 700 kuni 500 hPa rõhutasemel õhu liikumiskiirus tuulepuhangute frondi poole kuni 15 m/s (Joonis 31a). Ka mudeli väljundis on näha sarnased kiirused (Joonis 31b). Tagala sissevoolu kõrgus oleneb tugevalt kaugusest tormi eesosast, kuna sissevool laskub allapoole liikudes tuulepuhangute frondi suunas.

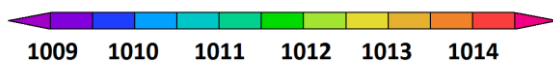
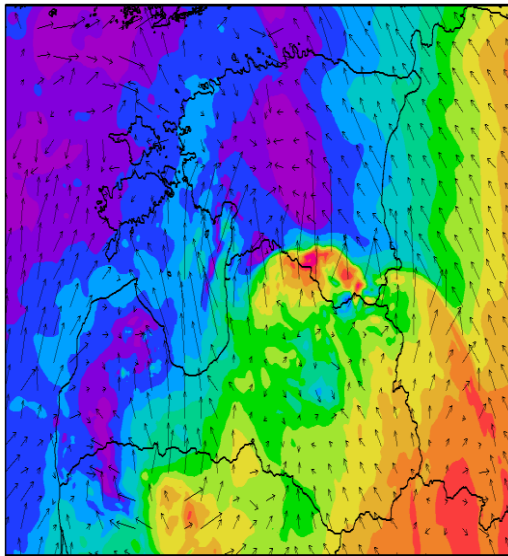


Joonis 31. Horisontaalsed tuule kiirused tormiga kaasa liikuvast taustsüsteemis (m/s) a) radarivaatluste põhjal [48] b) kell 18 UTC punktis koordinaatidega 58.8° pl ja 24.93° ip.

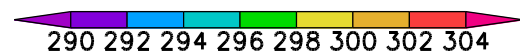
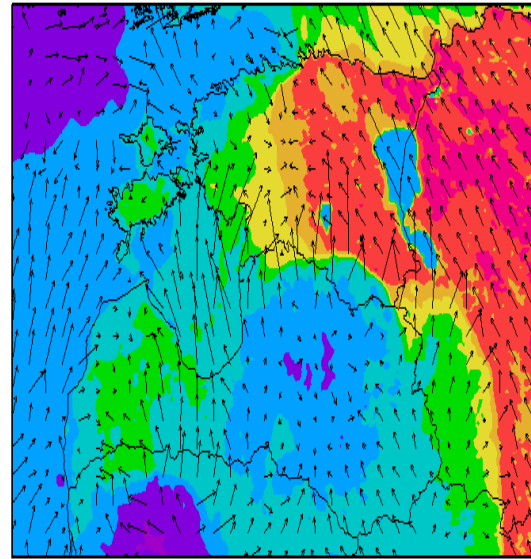
4.5.3. Modelleeritud jahtunud õhu bassein

Tormiga kaasneb selgelt välja kujunenud ulatuslik jahtunud õhu bassein. Tuulepuhangute frondi taga on aluspinnalähedane temperatuur umbes kümme kraadi madalam tormi ette jääva õhuga võrreldes. Tormi tagalas ei ole näha tormi ees eksisteerivat õhutemperatuuri ida-lääne suunalist horisontaalset gradienti (Joonis 32b). Tormi ees on selgelt näha ka õhurõhu ida-lääne suunaline horisontaalne gradient. Külmemä õhu ja laskuvate õhuvooludega kaasneb kõrgem õhurõhk aluspinna lähedal (Joonis 32a).

a)



b)

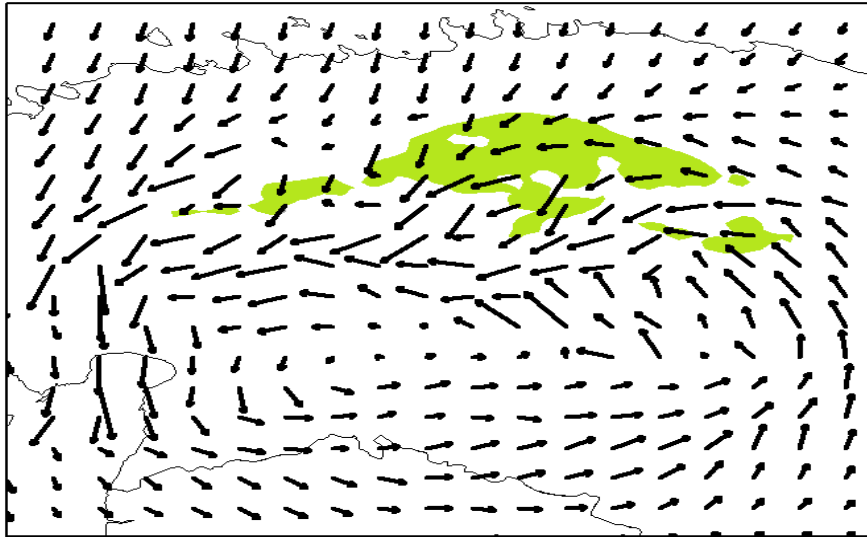


Joonis 32. Kell 16.30 UTC a) Merepinnaale taandatud õhurõhk (hPa) ja b) õhutemperatuur kahe meetri kõrgusel (K).

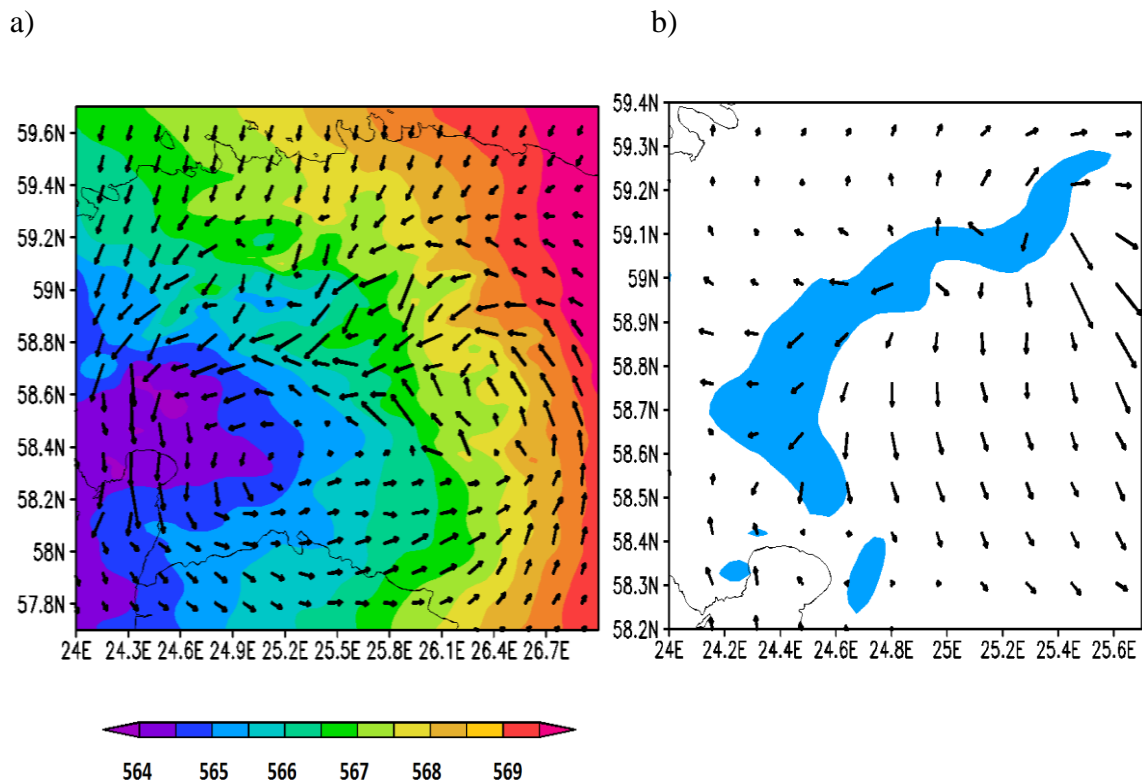
4.5.4. Modelleeritud mesomastaapne konvektiivne pööris ja tormiga kaasnev divergents

Troposfääri keskosas liigub õhk tormi tagalas ümber madalama rõhuga ala, mis on tekkinud tänu konveksioonile (Joonis 33 ja 34a). Pööriseline liikumine tormiga kaasaliikuvast taustsüsteemis on näha ka madalamal, aga nõrgemalt kui 500 hPa rõhutasemel. Varasemates uurimustes dokumenteeritud MCS-i äärealadel esinevaid aluspinnalähedasi pööriseid mudeli väljundis ei eksisteeri. Tormisüsteem tekitab aluspinnal lähedal vaid sirgjoonelisi tuuli.

Troposfääri ülapiiril takistab konveksiooni edasist arengut stabiilne õhukiht ja tõusev õhuvool liigub erinevates suundades laiali. Mudeli väljundis on tormiga kaasaliikuvast taustsüsteemis 200 hPa rõhutasemel näha õhu divergentne liikumine (Joonis 34b). Intensiivse konveksiooniga tõuseb vertikaalne õhuvool kõrgemale tasakaalu kõrgustasemest, kus konvektiivset ebastabiilsust enam pole. See toimub õhu vertikaalse tõusmisega kogutud vertikaalse impulsi tõttu.



Joonis 33. Kell 18.00 UTC 500 hPa rõhutasemel õhupööris (mustad vektorid) tormiga kaasaliikuvus taustsüsteemis ja 10 m kõrgusel üle 8 m/s tuulega ala (roheline värvivarjutus).



Joonis 34. Kell 18.00 UTC a) õhupööris (mustad vektorid) tormiga kaasaliikuvus taustsüsteemis ja geopotentsiaalne kõrgus (dam) (värvivarjutus) 500 hPa rõhutasemel b) divergentne õhuvool (mustad vektorid) tormiga kaasaliikuvus taustsüsteemis 200 hPa rõhutasemel ja konvektiivsed sademed aluspinnal (sinine värvivarjutus).

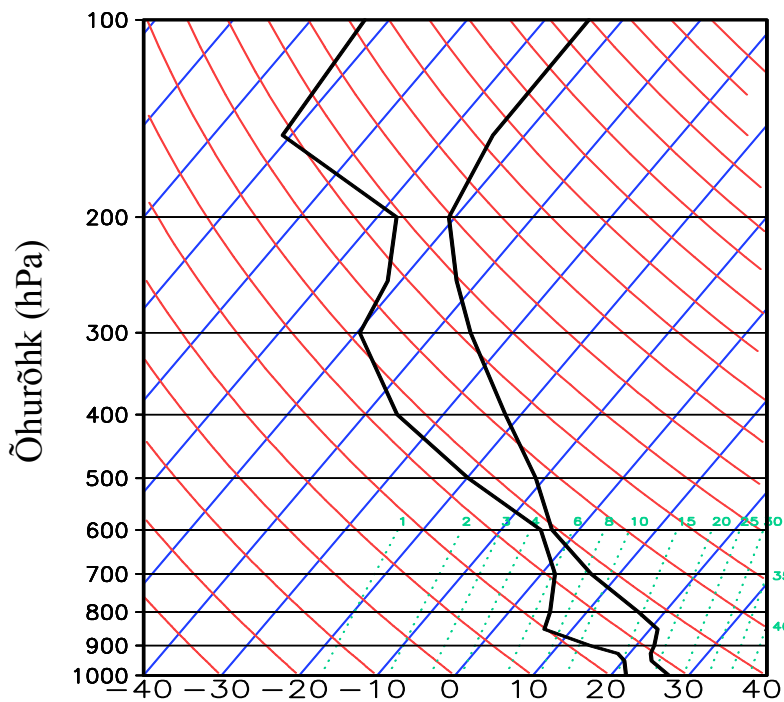
4.5.5. Modelleeritud stratifikatsioon tormi liikumisel

Tormi liikumisega kaasnesid atmosfääris olulised muutused. Nende muutuste kirjeldamiseks on esitatud atmosfääri vertikaalne struktuur mudelis ühes punktis (põhjalaiusega 59.1° pl ja 25° ip), kust modelleeritud torm üle liikus, 2 tundi enne tormi saabumist, tormi kohalolekul ning 2 tundi pärast tormi.

Enne tormi kell 16 UTC oli atmosfääris küllaldaselt konvektiivset potentsiaalset energiat (CAPE = 2560 J/kg), aga konvektsiooni konvektiivse piirangu (CIN = 65 J/kg) tõttu ei tekkinud. Õhk aluspinnal oli kuum ja niiske (Joonis 35). On näha stabiilse stratifikatsiooniga õhukiht umbes 900 hPa rõhutasemel. 600 hPa rõhutasemest kõrgemal on õhk suhteliselt kuivem.

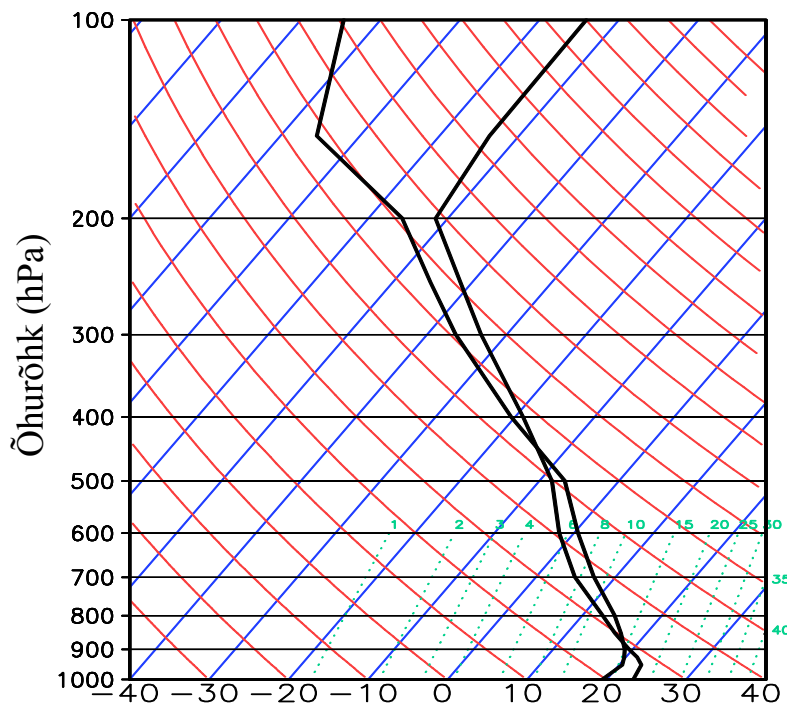
Tormi saabumisega on õhk aluspinna lähedal oluliselt jahtunud. 1000 hPa rõhutasemel on õhutemperatuur võrreldes 2 tundi varasemaga langenud 4 °C. Kastepunkti defitsiit on kogu troposfääris väike ehk õhk on troposfääri vertikaalses ulatuses ligilähedaselt veeauruga küllastunud (Joonis 36).

Kell 20 UTC, kui torm on möödunud, ei ole enam konvektsiooni arenguks energiat, kuigi ei ole enam ka konvektiivset piirangut. Õhutemperatuur 100 hPa rõhutasemel on langenud 8 °C võrreldes olukorraga enne tormi. Suhteline niiskus on troposfääris kõrge, kuigi on langenud võrreldes 2 tunni taguse ajaga (Joonis 37).



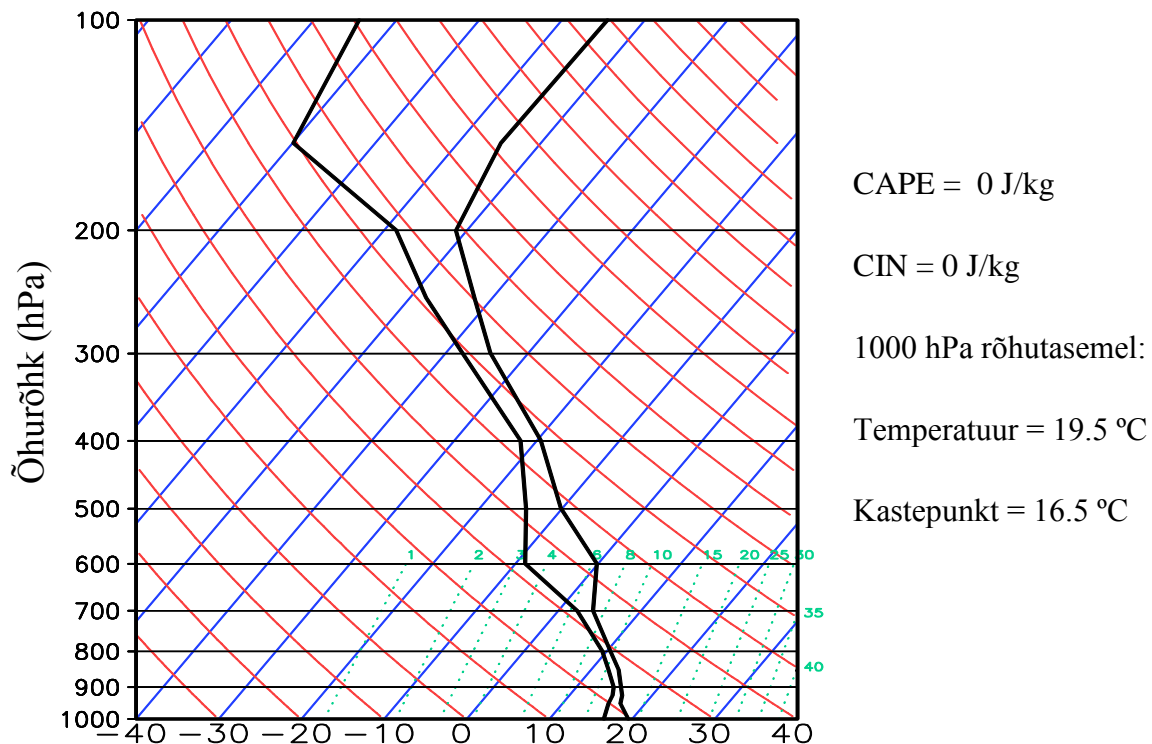
CAPE = 2560 J/kg
 CIN = 65 J/kg
 1000 hPa rõhutasemel:
 Temperatuur = 27.4 °C
 Kastepunkt = 21.9 °C

Joonis 35. Atmosfääri vertikaalne profiil 8. augustil kell 16 UTC 2010 punktis koordinaatidega 59.1° pl, 25° ip.



CAPE = 242 J/kg
 CIN = 150 J/kg
 1000 hPa rõhutasemel:
 Temperatuur = 23.3 °C
 Kastepunkt = 19.4 °C

Joonis 36. Atmosfääri vertikaalne profiil 8. augustil kell 18 UTC 2010 punktis koordinaatidega 59.1° pl, 25° ip.



Joonis 37. Atmosfääri vertikaalne profiil 8. augustil kell 20 UTC 2010 punktis koordinaatidega 59.1° pl, 25° ip.

4.6. Võimalikud suunad edasiseks uurimistööks

Erinevate lähteandmetega saadud tulemuste põhjal võib öelda, et tulemuste kvaliteeti parandavad oluliselt täpsemad andmed atmosfääri kohta mudeli initsialiseerimisel. Üks võimalus paremate algandmete saamiseks oleks vaatlusandmete assimileerimine modelleerimiseks kasutatud HARMONIE mudeliga. Kusjuures oleks mõistlik arvesse võtta satelliitmõõtmiste vertikaalseid temperatuuriprofiile, nagu on tehtud töös kasutatud RCR-i andmete puhul. Käesoleva töös jäeti assimileerimise mõju uurimine välja ja keskenduti dünaamikamudeli aspektidele.

Töös mainiti juba varasemalt, et tormiga samal ajal esinesid Venemaal metsapõlengud, kust pärinev aerosool jõudis ka Eestisse. Aerosooli oli näha ka satelliitpildil (Joonis 11). On plaanis modelleerida aerosooli mõju sirgäikesetormi dünaamikale.

Tänapäevane meetod ilma prognoosimisel on ansambelennustus. Selle kasutamine võimaldaks uurida situatsiooni tundlikkust erinevatele assimileerimise ja algväärtustamise komponentidele ning sirgäikesetormi ennustatavust.

Kokkuvõte

Käesolevas töös selgitati, kas 2010. aasta 8. augusti torm oleks olnud sügavat konvektsiooni ilmutatud kujul lahendava HARMONIE mudeliga prognoositav ja uuriti tema dünaamikat. Modelleerimistulemused sõltuvad tugevalt lähteandmete kvaliteedist. Alg- ja ääreväljadena kasutati HIRLAM mudeli väljundit. EMHI-ETA lähteandmetega tekkis Eesti kohal torm hilisema initsialiseerimisaja korral (12 UTC). RCR-i lähteandmetega oli torm tõetruult esitatud ja prognoositav. Seetõttu oli võimalik võrrelda modelleeritud tormi dünaamikat varasemates uurimustes tooduga.

Modelleerimistulemused on heas kooskõlas vaatlusandmetega. Torm tekkis konvergentsi ja orograafia mõjul Valgevene ja Ukraina piiril, mis on kooskõlas satelliidipildiga. Tuule kiirused mudelis ja radaril on sarnased, tugevamad tuulepuhangud on kuni 35 m/s. Ööpäevased sademed on laiemas alas üle 10-15 mm, selliseid sademehulki mõõdeti ka automaatjaamades. Suurimad konvektiivsete sademete hetkintensiivsused on üle 8 mm/h, mis jääb alla radarimõõtmistest tuletatule. Kihistunud sajuala on mudeli väljundis nõrk.

Mudeli väljundis olid näha tüüpilised sirgäikesetormi struktuurielemendid ja tuulepuhangute frondil arenes intensiivne konvektsioon. Tugevad sirgjoonelised tuuled olid põhjustatud laskuvatest õhuvooludest ja sissevoolust tormi tagalas, mis olid samuti simulatsioonis esindatud. Tormiga kaasnes jahtunud õhu basseini ja kõrgema rõhuga ala aluspinna lähedal ning madalama rõhuga ala kesktroposfääris. Aluspinnalähedasi õhupööriseid simulatsioonis ei esinenud.

Augustitormi edukaks simuleerimiseks piisab 2,5 km võrgusammust. Konvektiivse tormi modelleerimine on arvutusmahukas, kuna modelleerimisala peab olema piisavalt suur, et konvektsioon saaks areneda selle sees. Mudelsimulatsioonis hajus torm Soome jõudes, selle põhjuseks oli arvatavalt tormi jõudmine modelleerimisala serva lähedale ja simulatsioone tuleks teha veelgi suuremas alas.

Käesoleva töö tulemusi võetakse arvesse EMHI-s HARMONIE mudeli käivitamisel pidevaks ilma ennustamiseks. Käesoleva töö modelleerimistulemused on esimene edukas *derecho*-tüüpi konvektiivse tormi simuleerimine Eestis. Kuna selliseid torme Eestis siiski esineb, siis on nende prognoosimine oluline.

Kõrglahutuslik mittehüdrostaatiline atmosfäärimudel HARMONIE on 2010. aasta augustitormi modelleerimiseks ning prognoosimiseks sobilik töövahend. Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut oleks saanud välja anda õigeaegse tormihoiatuse, kui kasutusel oleks olnud HARMONIE mudel. Vaatlusandmete assimileerimise mõju modelleerimistulemustele tuleks edasi uurida. Samuti on plaanis uurida metsapõlengutest pärineva aerosooli mõju.

Derecho case study in Estonia 08 August 2010: modelling derecho dynamics with NWP model HARMONIE

Summary

On 8th of August 2010 derecho-type thunderstorm moved over Estonia, causing widespread wind damage. Operational model of Estonian Meteorological and Hydrological Institute was unable to predict it. Thunderstorm progress over Estonia is recorded on radar reflectivity images, where approximate speed 25 m/s of northward movement of the bow echo is detected. The strongest wind gusts measured in automatic stations were up to 35 m/s and more than 15 m/s in larger area.

Case study of this situation is carried out using non-hydrostatic convection-permitting HARMONIE model, which explicitly resolves deep convection. HIRLAM model analyses are used as initial and boundary conditions in the study. Derecho dynamics is investigated.

Modelling results are sensitive to different initial conditions. HARMONIE is not able to simulate derecho successfully using EMHI-ETA boundaries. Updates of the initial state improve the forecast because of better representation of the derecho environment at later time. Increasing spatial resolution from 2.5 to 1 km results in more intensive storm system, geographical location of the storm remains the same. Although model resolution increase has an impact on representation of storm intensity, the 2.5 km horizontal resolution appears sufficient for reliable forecast.

Using RCR boundaries realistic derecho evolution is detected in model output. Modelled accumulated precipitation during 08.08.2010 was over 10 to 15 mm in the storm area. More than 10 mm 24h accumulated precipitation was measured also in several automated stations. Modelled instantaneous convective precipitation rate was from 1 mm/h to more than 9 mm/h. Radar reflectivity derived precipitation rate exceeds 20 mm/h. Stratiform precipitation is too weak in simulation. Simulated wind gusts are 25-35 m/s, similar to radar maximum winds, which are observed at gust front. The strongest gust measured in automatic station was 36.5 m/s.

It would have been possible to predict the storm running HARMONIE model. Simulated dynamics is similar to the previous research results. Derecho evolution takes place in area

with substantial convective instability, high moisture content near ground and strong wind shear.

After convection is initiated convective cells form the squall line. Convective organization is favoured by wind shear (15 m/s modulus between 700 hPa and 1000 hPa pressure levels) in area of derecho movement. As convective precipitation evaporates downdrafts are formed. Near ground behind gust front cold pool is formed and convection is regenerated.

Common features of severe convective storm such as convectively driven updrafts and downdrafts, strong wind gusts, high pressure and cold pool near ground, low pressure in midtroposphere and rear inflow jet are seen in the model output. Simulated wind gusts (25-35 m/s) are very similar to strongest gusts measured in automatic stations (35 m/s) and radar maximum winds.

Operational weather forecast in Estonian Meteorological and Hydrological Institute would have benefited from high resolution (2.5 km) numerical weather prediction environment. The wind damage could have been foreseen using HARMONIE model and appropriate warning about the storm in Estonian Meteorological and Hydrological Institute could have been issued.

It is possible to forecast this type of storm with high accuracy with HARMONIE model, but the quality of initial data is crucial. Effect of HARMONIE data assimilation needs to be investigated further.

Tänuavaldused

Autor tänab töö juhendajaid Piia Posti ja Aarne Männikut. Autor avaldab tänu Andres Luhamaale ja Vello Looritsale juhendamise eest HARMONIE lähtekoodi kompileerimisel. Tänuõnad HIRLAM konsortsiumile võimaluse eest töö autoril osaleda HARMONIE mudeli koolitusel Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudis. Autor avaldab tänu Tanel Voormansikule käesoleva magistritöö jaoks Sürgavere radari piltide töötlemise eest.

Mudel arvutused on teostatud Tartu Ülikooli teadusarvutuste keskuse klastritel. Uurimistööd toetas Eesti Teadusfondi grant ETF9140.

Kasutatud kirjandus

[1] S.-E. Enno, „Spatio-temporal changes in thunderstorm frequency in Estonia,“ in *Conference Proceedings: 6th Study Conference on BALTEX*, M. Reckermann, H.-J. Isemer, (International BALTEX Secretariat, 2010), pp. 140-141.

[2] T. Tammets, *Eesti ilma riskid* (Tallinna Raamatutrükikoda, Tallinn, 2012).

[3] Eesti Rahvusringhäälingu uudis augustitormist internetis. Viimati vaadatud 18.05.2013.

URL = <http://uudised.err.ee/index.php/index.php?06212448>

[4] J. Vaabel, „Konvektiivsete parametriseringute mõju kaarkaja dünaamikale ja ennustustäpsusele numbrilises ilmaennustusmudelis,“ bakalaureusetöö Tartu Ülikoolis füüsika erialal (2011).

[5] H. Meitern, „8. Augusti torm – Derecho Eestis,“ Eesti Geograafiaseltsi Aastaraamat 38. kd., A. Järvet, (OÜ Vali Press, 2013), lk. 22-40.

[6] R. H. Johns, W. O. Hirt, „Derechos: Widespread convectively induced windstorms,“ *Wea. Forecasting*, 2, 32-49 (1987).

[7] Ameerika Meteoroloogia Ühenduse veebisõnastik. Viimati vaadatud 18.05.2013.

URL = http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page

[8] G. Hinrichs, „Tornadoes and derechos,“ *Amer. Meteor. J.*, 5, 306-317, 341-349 (1888).

[9] M. C. Coniglio, D. J. Stensrud, M. B. Richman, „An observational study of derecho-producing convective systems,“ *Wea. Forecasting*, 19, 320-337 (2004).

[10] P. Markowski, Y. Richardson, *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes* (John Wiley & Sons, Penn State University, 2010).

[11] M. C. Coniglio, H. E. Brooks, S. J. Weiss, S. F. Corfidi, „Forecasting the maintenance of quasi-linear mesoscale convective systems,“ *Wea. Forecasting*, 22, 556-570 (2007).

[12] R. H. Johns, C. A. Doswell III, „Severe Local Storms Forecasting,“ *Wea. Forecasting*, 7, 588-612 (1992).

- [13] R. W. Przybylinski, „The bow echo: Observations, numerical simulations, and severe weather detection methods,“ *Wea. Forecasting*, 10, 203-218 (1995).
- [14] J. M. Fritsch, G. S. Forbes, „Mesoscale convective systems,“ *Meteorological Monographs*, 28, 323–357 (2001).
- [15] M. L. Weisman, „The Role of Convectively Generated Rear-Inflow Jets in the Evolution of Long-Lived Mesoconvective Systems,“ *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49, 1826-1847 (1992).
- [16] R. A. Houze Jr., „Mesoscale convective systems,“ *Rev. Geophys.*, 42, RG4003 (2004).
- [17] N. T. Atkins, M. St. Laurent, „Bow echo mesovortices, Part II: Their genesis,“ *Mon. Wea. Rev.*, 137, 1514-1532 (2009).
- [18] R. M. Wakimoto, „Convectively Driven High Wind Events,“ *Meteorological Monographs*, 28, 255-298 (2001).
- [19] M. L. Weisman, J. B. Klemp, „The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy,“ *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520 (1982).
- [20] R. J. Rotunno, J. B. Klemp, M. L. Weisman, „A theory for strong, long-lived squall lines,“ *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485 (1988).
- [21] M. L. Weisman, R. J. Rotunno, „A theory for strong long-lived squall lines" revisited,“ *J. Atmos. Sci.*, 61, 361-382 (2004).
- [22] G. H. Bryan, J. C. Knievel, M. D. Parker, „A multimodel assessment of RKW theory's relevance to squall-line characteristics,“ *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2772-2792 (2006).
- [23] D. J. Stensrud, M. C. Coniglio, R. P. Davies-Jones, J. S. Evans, „Comments on "A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines" Revisited,“ *J. Atmos. Sci.*, 62, 2989-2996 (2005).
- [24] S. F. Corfidi, S. J. Corfidi, D. A. Imy, A. Logan, „A Preliminary Study of Severe Wind-producing MCSs in Environments of Limited Moisture,“ *Wea. Forecasting*, 21, 715-734 (2006).
- [25] R. P. James, P. M. Markowski, J. M. Fritsch, „Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength,“ *Mon. Wea. Rev.*, 134, 950-964 (2006).

[26] J. S. Evans, C. A. Doswell III, „Examination of derecho environments using proximity soundings,“ *Wea. Forecasting*, 16, 329-342 (2001).

[27] M. L. Weisman, „Bow Echos and Derecho,“ in *Encyclopedia of Atmospheric Sciences Volume One*, J. R. Holton, J. A. Curry, J. A. Pyle, (Academic Press, Elsevier Science Ltd, 2003), pp. 311-322.

[28] R. H. Johns, „Meteorological conditions associated with bow echo development in convective storms,“ *Wea. Forecasting*, 8, 294-299 (1993).

[29] F. Bouttier, B. Roulet, „Arome, the new high resolution model of Meteo-France,“ *The European Forecaster Newsletter*, 13, 27-31 (2007).

[30] HARMONIE mudeli dokumentatsioon HIRLAM konsortsiumi veebileheküljel. Viimati vaadatud 18.05.2013.

URL = <https://hirlam.org/trac/wiki/HarmonieSystemDocumentation>

[31] Y. Seity, P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, V. Masson, „The AROME-France Convective-Scale Operational Model,“ *Mon. Wea. Rev.*, 139, 976-991 (2011).

[32] Ülevaade HARMONIE mudelist HIRLAM konsortsiumi veebileheküljel. Viimati vaadatud 18.05.2013.

URL = http://hirlam.org/index.php?option=com_content&view=article&id=65:general-description-of-the-harmonie-model&catid=49:mesoscale-model-harmonie&Itemid=102

[33] R. Laprise, „The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable,“ *Mon. Wea. Rev.*, 120, 197-207 (1992).

[34] R. Bubnova, G. Hello, P. Bnard, J.-F. Geleyn, „Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic-pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/ALADIN NWP system,“ *Mon. Wea.Rev.*, 123, 515-535 (1995).

[35] AROME mudeli dokumentatsioon Prantsusmaa Ilmateenistuse veebileheküljel. Viimati vaadatud 18.05.2013.

URL = <http://www.cnrm.meteo.fr/arome/doc/arodoc.html>

- [36] J.-P. Pinty, P. Jabouille, „A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations,“ in *Proc. Conf. of Cloud Physics*, (Amer. Meteor. soc., 1999), pp. 217-220.
- [37] M. L. Weisman, C. Davis, J. Done, „The Promise and Challenge of Explicit Convective Forecasting with the WRF Model,“ presented at the 22nd AMS Conference on Severe Local Storms, Hyannis, MA, 4-8 October 2004.
- [38] M. L. Weisman, W. C. Skamarock, J. B. Klemp, „The Resolution Dependence of Explicitly Modeled Convective Systems,“ *Mon. Wea. Rev.*, 125, 527-548 (1997).
- [39] „Bow Echo event July 14 th 2010 in the Netherlands,“ *The European Forecaster Newsletter*, 17, 16-21 (2011).
- [40] B. Roulet, „Operational use of AROME at Météo-France,“ *The European Forecaster Newsletter*, 16, 25-30 (2011).
- [41] T. Perttula, P. Jokinen, K. Eerola, „Impact of IASI in HARMONIE forecasting system during convective storm events in Finland during summer 2010,“ presented at the The 18th International TOVS Study Conference (ITSC-18), Toulouse, France, 21-27 March 2012.
- [42] A-J. Punkka, J. Teittinen, „The severe thunderstorm outbreak in Finland on 5 July 2002,“ *Wea. Forecasting*, 21, 752-763 (2006).
- [43] C. Gatzert, „A derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002,“ *Wea. Forecasting*, 19, 639-645 (2004).
- [44] Wyomingi Ülikooli atmosfääri sondeeringute andmebaas. Viimati vaadatud 18.05.2013.
URL = <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
- [45] Euroopa satelliitpiltide arhiiv internetis. Viimati vaadatud 18.05.2013.
URL = <http://www.sat24.com/>
- [46] Matti Leskinen-i veebileht Helsingi Ülikoolis. Viimati vaadatud 18.05.2013.
URL = <http://www.helsinki.fi/~mleskine/sateet/100808.html>
- [47] X. Yang, „Status of the HIRLAM reference system,“ *Hirlam Newsletter*, 52, 172-175 (2007).

[48] B. F. Smull, R. A. Houze, „Rear Inflow in Squall Lines with Trailing Stratiform Precipitation,“ *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2869-2889 (1987).

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Velle Toll (sünnikuupäev: 14.12.1987),

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose „2010. aasta augustitormi analüüs: sirgäikesetormi dünaamika modelleerimine HARMONIE mudeliga,“ mille juhendajad on Piia Post ja Arne Männik,

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, 24.05.2013.