



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2019 30 stp
Fakultet for Realfag og Teknologi

Vurdering av disdrometer som isingsindikator på kraftledninger – Sammenlikning av observasjoner og modelldata.

An evaluation of disdrometer as an icing indicator
on power lines – Intercomparison of observations
and model data.

Vemund Wilson Losnedal
Miljøfysikk & fornybar energi

Forord

Denne oppgaven ble utført som en del av forskningsprosjektet Wind, Ice and Snow Load Impacts on Infrastructure and the Natural Environment (WISLINE), som er finansiert av Forskningsrådet (Prosjekt 244106/E10).

Når jeg med dette avslutter min mastergrad kan jeg med stolthet se tilbake på en utfordrende og givende periode av mitt liv. I tillegg til kompetanse, tar jeg med meg minner, vennskap og livserfaring inn i voksenlivet. Nå ser jeg fram til helgefri.

Jeg vil gjerne rette en stor takk til hovedveileder Mareile Astrid Wolff for muligheten til å skrive om et spennende og viktig tema, og for god faglig støtte og veiledning sammen med biveileder Harold Mc Innes. Videre vil jeg takke Bjørg-Jenny Engdahl for innspill og engasjement, og Bjørn Egil Nygaard for oppklaringer og hyggelige møter hos Kjeller Vindteknikk.

Takk til min samboer, Ingeborg, for korrekturlesing. Alle gjenværende skrivefeil er på deg.

Til slutt vil jeg rette en felles takk til kortspill- og kaffemiljøet på masterrom TF1-211, og til Bjarne Berntsen for å tenne et lys i alt mylderet.

Ås, 16. desember 2019

Vemund Wilson Losnedal

Sammendrag

Atmosfærisk ising på kraftledninger er den enkeltfaktoren som har størst økonomisk konsekvens for investeringskostnadene knyttet til nye luftledninger. I tillegg er store islaster, som kan komme opp i flere hundre kilo per meter ledning, en trussel for mennesker og omkringliggende infrastruktur. Samtidig er ising den miljøpåvirkningen på ledninger som er minst kjent. Derfor kan nye metoder å detektere ising på være viktige varslingsverktøy. Denne oppgaven undersøker om laser disdrometeret "Thies LPM" kan detektere ising, og om det i kombinasjon med andre værsensorer har potensial til å operere som varslingsverktøy.

Tidserier fra observasjoner fra to testfelt har blitt analysert. I tillegg har det blitt gjennomført fysiske eksperimenter for å analysere egenskapene til disdrometeret. Dette har gitt et bredt grunnlag for å karakterisere egenskaper og begrensninger til disdrometeret. Analysen viser en sterk vindpåvirkning av både disdrometer- og islastobservasjoner. Virkningen av instrumentenes begrensninger på den foreliggende studien blir diskutert i detalj, og forbedringer til eksperimentoppsettet blir presentert.

En sammenstilling av diameter og fallhastigheter for nedbørpartikler observert med Thies LPM med observasjoner av islast indikerer at et disdrometer alene ikke er tilstrekkelig til å påvise atmosfærisk ising. Det beste resultatet tilsier at Thies LPM har 32 % treffsikkerhet på 26 % av alle isingshendelser. Ved det utfallet har Thies LPM litt over 8 % sjanse for å detektere en vilkårlig isingshendelse. Data fra disdrometeret har imidlertid vist seg å være nyttige i validering og forbedring av den delen av værmodellen HARMONIE-AROME som kan brukes til å varsle ising.

Abstract

Atmospheric icing is the single factor which has the biggest economic consequences for the investment costs associated with new power lines. The ice can accumulate to several hundred kilograms per meter line and it can be a threat for both human safety and nearby infrastructure. Several recent experiences of damage on power lines due to high ice loads illustrates the need to take atmospheric icing carefully into account in both the planning and operational phase of a power line project. However, the atmospheric icing is the environmental impact on power lines that is least known. New methods to detect icing will have potential to serve as a warning system to prevent power breakdowns and other accidents. This thesis evaluates if a laser disdrometer (Thies LPM) can detect signals of icing. The potential of Thies LPM to serve as a warning system for critical icing conditions, in cooperation with other weather sensors, have been investigated.

Timeseries of observations from two different test sites have been analysed. In addition, physical experiments with the aim to analyse the characteristics and limitations of the disdrometer have been performed. The experiments and analysis on timeseries show a strong influence from wind on both the disdrometer and ice load sensor. The impact from the sensors limitations is discussed in detail, along with suggested improvements.

Distribution of diameters and velocities of precipitation particles observed with Thies LPM compared with ice loads from a nearby power line, indicates that a disdrometer alone is not able to detect atmospheric icing. The best results suggest that Thies LPM have a hit-rate of 32 % on 26 % of all icing events. That means that Thies LPM has 8 % total chance to detect an arbitrary icing event. Despite poor results, data from the disdrometer have shown to be useful for validation and improvement of the part of the numerical weather forecast model HARMONIE-AROME that is used to predict icing.

Innhold

Forord	I
Sammendrag	III
Abstract	V
1 Innledning	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Problemstilling	3
1.3 Datagrunnlag	4
2 Teori	5
2.1 Mikrofysikk i kalde skyer	5
2.2 Isingsprosesser	7
2.2.1 Skyis	7
2.2.2 Våtsnø	9
2.2.3 Underkjølt regn	10
2.2.4 Naturlig og tvungen avising	12
2.3 Topografisk påvirkning	12
2.4 Eksponert infrastruktur i kraftsektoren	14
2.4.1 Faktorer som styrer ising på liner	15
2.5 Numerisk værvarsling	17
3 Metode	19
3.1 Hovedtestfelt - Hardingnuten	19
3.1.1 Meteorologi i testperioden	23
3.1.2 Lastsensor: IceTroll	26

3.1.3	Lastsensor: Lastceller i høyspentmast	29
3.1.4	Disdrometer - Thies LPM	30
3.1.5	Datadekning Hardingnuten	40
3.2	Eksperimentfelt - Haukeliseter	41
3.2.1	Eksperiment 1: Turbulens	42
3.2.2	Eksperiment 2: Vindretning	43
4	Resultater	45
4.1	Tilgjengelig temperaturdata	45
4.2	Eksperiment: Haukeliseter	48
	Eksperiment 1: Turbulens	48
	Eksperiment 2: Vindretning	50
4.3	Masteeffekten Hardingnuten	52
4.3.1	Parallellvind	53
4.3.2	Sidevind	55
4.3.3	Vindpåvirket fallhastighet	58
4.3.4	Vindpåvirket diameter	59
4.4	Isingsperioder	61
4.4.1	Periode 1: 16. - 20. oktober 2016.	63
4.4.2	Periode 2: 01. - 14. februar 2017.	69
4.4.3	Periode 3: 13. januar - 05. februar 2018	79
4.5	Isingssignaler fra disdrometeret	84
4.5.1	Isingsmønster	84
4.5.2	Treffsikkerhet	87
5	Diskusjon	89
5.1	Vindpåvirkning	89
5.1.1	Haukeliseter	90
5.1.2	Hardingnuten	91
	Disdrometer	91
	Numerisk klassifisering av nedbørstype	94
	Islastmålinger	95

<i>INNHold</i>	IX
5.2 Isingsmønsteret	96
5.3 Fluksberegning	99
5.4 AROME	100
5.5 Disdrometerets begrensninger	101
5.6 Tetthetsberegninger	102
6 Konklusjon	103
6.1 Kan atmosfærisk ising observeres av et disdrometer?	103
6.2 Hvordan stemmer modell med observasjon?	104
Videre arbeid	107
Bibliografi	112
Appendiks	113

Kapittel 1

Innledning

1.1 Bakgrunn

Store mengder snø og is kan, særlig i kombinasjon med sterk vind, føre til enorme ødeleggelse med betydelige økonomiske, sosiale og samfunnskritiske konsekvenser. Ødeleggelsene er ofte svært store i omfang, og truer forskjellige samfunnssektorer. For eksempel kan våt snø og sterk vind forårsake stor skade på skog, som resulterer i betydelig verditap for skogbruket, samtidig som fallende trær i seg selv er en fare for både mennesker og øvrig infrastruktur (Mc Innes 2019). Videre er ising på flyvinger en fare for småfly (Gent, Dart og Cansdale 2000), og kjemisk avising av flyvinger er belastende både for miljø og flynæringen økonomisk (Thermo Fisher Scientific 2018). Ising på vindturbiner påvirker luftmotstanden til turbinbladene og gir store produksjonstap og skader i vindparker (Frohboese og Anders 2007). I tillegg kan iskast fra roterende turbinblader medføre fare for blant annet folk, dyr og bygninger (Butt, Dalen og Lundsbakken 2018). I denne oppgaven er hovedfokuset rettet mot atmosfærisk ising på kraftledninger (figur 1.1).



Figur 1.1: Ising på luftledninger på Ålvikfjellet. Foto: Statnett

Atmosfærisk ising er i følge Nygaard og Fikke (2012) den enkeltfaktoren som har størst økonomisk konsekvens for investeringskostnadene knyttet til nye kraftledninger. I de kommende årene planlegger Statnett store oppgraderinger av eksisterende infrastruktur, og skal etter planen bygge 6000 km nye luftledninger innen 2040 (Statnett 2017). I følge Statnett sin årsstatistikk for 2017 utgjorde snø og is 45.1 % av all ikke-levert-energi med omgivelser som utløsende årsak (Statnett 2018). Dette viser viktigheten av å ta hensyn til ising i dimensjoneringen av nye ledninger. Selv om ising oftest oppstår i beskjedne mengder, er historien full av tilfeller hvor flere kilo med is har bygd seg opp rundt ledninger og ført til havari. I et marint fjellområde i Norge ble det i april 1961 målt 300 kg/m is hengende rundt en 66-kV luftledning (Farzaneh 2008). Ved et vanlig luftspenn tilsvarer dette flere titals tonn is mellom to høyspentmaster. Islasten som dette tilhører selvfølgelig de ytterste sjeldenheter, men det skal langt mindre laster til for å utgjøre en risiko for mennesker eller nærliggende infrastruktur. I mars 2014 havarerte to 420-kV høyspentmaster langs strekningen mellom Kvilldal og Rjukan i Telemark fylke. Islasten som førte til havariet skal i følge en utredning fra Meteorologisk institutt (MET) ha vært oppe i 15 kg/m mellom mastene (Mc Innes og Nygaard 2014). En av mastene som havarerte er fotografert i figur 1.2. Strekningen er på grunn av sin beliggenhet høyt til fjells svært utsatt for ising. En mast havarerte på grunn av ising på strekningen også i 1974 (Mc Innes og Nygaard 2014). Slike havarier er ikke bare direkte farlig for mennesker, infrastruktur og øvrige omgivelsene. De truer også forsynings-sikkerheten i Norge.



Figur 1.2: Mastehavari mellom Kvilldal og Rjukan i 2014. Foto: Statnett

Motivasjon

I januar 2014 havarerte en 420-kV ledning på Ålvikfjellet i Hardanger grunnet stor islast, kun tre uker etter at den var satt i drift (Mc Innes 2019). Islastene ble målt til å være fra 50 til 70 kg/m, som var mer en dobbelt av hva mastene var dimensjonert for (Engdahl, Nygaard, Thompson mfl. 2019). Havariet motiverte til initiativet WISLINE ("Wind, Ice and Snow Loads Impact on Infrastructure and the Natural Environment"), et forskningsprosjekt finansiert av Forskningsrådet og ledet av MET. De meteorologiske parametrene som styrer ising på luftledninger beregnes i utgangspunktet av en moderne værvarslingsmodell. Det viser seg imidlertid at modellen som brukes for operasjonell værvarsling i Norden krever forbedring hvis den skal kunne brukes til dette formålet (Mc Innes 2019). En svakhet ved den operasjonelle isingsmodellen er at den feil-kvantifiserer vanninnholdet i kalde skyer. Å forbedre denne modellen med hensyn på prediksjon av atmosfærisk ising og islaster var et av hovedmålene ved WISLINE prosjektet. Med denne bakgrunnen ble det interessant å undersøke nye metoder for å detektere ising, og samtidig evaluere og validere modelldata. WISLINE prosjektet ønsket å undersøke om et laser disdrometer (nedbørssensor) hadde potensial til å inngå i en slik metodikk. Dette er formålet med denne masteroppgaven, som er skrevet i samarbeid med WISLINE prosjektet.

1.2 Problemstilling

Oppgaven består av en hovedproblemstilling og en mindre delproblemstilling. Hovedproblemstillingen dreier seg om disdrometeret som isingsindikator. Delproblemstillingen er å undersøke hvor godt modellen samsvarer med observasjoner i studieperioden. Dermed skal oppgaven svare på to spørsmål:

1. Kan atmosfærisk ising observeres av et disdrometer?

Hovedproblemstillingen i oppgaven går ut på om isingssignaler kan detekteres av et disdrometer. I dette inngår å undersøke om data fra instrumentet, sammen med andre meteorologiske målinger, med sikkerhet kan slå fast at man observerer en isingshendelse.

2. Modell vs. Observasjon

Den mindre delproblemstillingen i oppgaven er å sammenlikne modellerte, meteorologiske parametre med observasjoner fra isingshendelser. Målet er å vurdere hvorvidt de modellerte parametrene samsvarer med, og muligens forklarer, observerte endringer i islast.

1.3 Datagrunnlag

Analysen i oppgaven sammenlikner modell- og disdrometerdata med islastmålinger. Gjennom et nært samarbeid med prosjektet FRonTLINES ("Development of a toolbox for assessing Frost and Rime ice impact on overhead Transmission Lines"), fikk WISLINE prosjektet tilgang på lastmålinger fra Kjeller Vindteknikk sitt testfelt på Hardingnuten ved Rjukan i Telemark. Testfeltet er markert geografisk med en oransje trekant i figur 1.3, og ligger bare noen hundre meter fra mastene som havarerte på strekningen i mars 2014. Samarbeidet mellom prosjektene ga også muligheten for å installere et disdrometer på testfeltet, med økonomisk støtte fra Statnett (Mc Innes 2019).



Figur 1.3: Oversiktskart over de to testfeltene i oppgaven, markert med lilla (Haukeliseter) og oransje (Hardingnuten) trekkanter. Kart hentet fra *Norgeskart.no*

MET har i forbindelse med denne masteroppgaven lagt til rette for en ekskursjon til et testfelt ved Haukeliseter, hvor et disdrometer er installert med kommersiell vindskjerm. Den geografiske lokasjonen til Haukeliseter testfelt er markert med en lilla trekant i figur 1.3. Ekskursjonen gjorde det mulig å teste og bli kjent med sensorene i felt, og dermed legge et godt grunnlag for å vurdere sensorens begrensninger. Vurderinger opp mot modelldata er gjort i tett samarbeid med en doktorgradsstipendiat hos MET som arbeider med å endre modellen til å få en mer realistisk behandling av underkjølt vann i skyer. Resultater er utvekslet begge veier mellom stipendiatens arbeid og denne masteroppgaven.

Kapittel 2

Teori

Dette kapitlet forklarer noen aspekter ved den grunnleggende mikrofysikken for dannelse av kalde skyer, før den kobles opp mot de meteorologiske aspektene ved isingsfenomener. Isingsprosesser kan være vidt forskjellige, og det er viktig å forstå de fysiske grunnprinsippene i prosessene.

Kapitlet presenterer tre vanlige isingsprosesser med kjennetegn og dannelsesgrunnlag. Objektet det akkumuleres på legger en stor del av grunnlaget for isveksten. Derfor inneholder kapitlet også en kort introduksjon til eksponert infrastruktur i kraftsektoren. Viktigheten av strømlinens fysiske egenskaper blir presentert, og de optimale vekstforholdene blir kommentert og satt i sammenheng med topografisk variasjon. Kapitlet inneholder også en innføring i numerisk værvarsling og værmodellen HARMONIE-AROME.

Om ikke annet er spesifisert er teorien i kapitlet hentet fra Cook (2013), Arellano mfl. (2015), Lamb og Verlinde (2011), Wallace og Hobbs (2006), Barry og Chorley (2010) og Utaaker (1991).

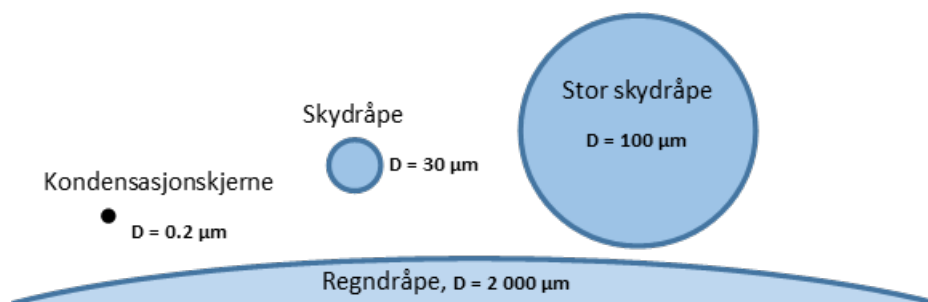
2.1 Mikrofysikk i kalde skyer

Regndråper og snøpartikler er blant de minste, meteorologiske objektene som kan observeres uten spesialutstyr. Dannelsen av regndråper krever at skydråper¹ kolliderer og øker sin egen masse med en faktor på en million eller mer. I tillegg trengs en kondensasjonskjerne i dannelsen av disse skydråpene. En slik kondensasjonskjerne kan for eksempel være en aerosol, så liten som $0.01 \mu\text{m}$. Med andre ord går dannelsesprosessen gjennom et vidt spekter av størrelsesordener og fysiske prosesser, og kan vare så kort som 10 minutter. Studien av disse prosessene kalles studien av mikrofysikk i skyer. Selv ved å avgrense studien til å bare omhandle kalde skyer, er temaet for stort til

¹Veldig små vanndråper

å dekkes i denne oppgaven. Dette kapitlet gir derfor kun en innføring i nødvendig bakgrunnskunnskap.

Skyer dannes ved at luften blir mettet med vanndamp. Da klarer ikke lenger luften å holde vannet i gassform, og det resulterer i en faseovergang. Jo varmere luften er, jo mer vanndamp kan den holde på, og jo mer vanndamp må til før den er mettet. Den vanligste årsaken til at et luftlag blir mettet er at varmere, underliggende luftpakker stiger, utvider seg grunnet lavere lufttrykk, og kjøles ned adiabatisk². Vannedampen kondenserer da på partikler i luften (aerosoler), kalt kondensasjonskjerner, og danner en sky av små skydråper eller ispartikler. Typiske skydråper har en diameter på mellom 1 og 30 μm , men veldig store skydråper kan ha en diameter på opp mot 100 μm . En sammenstilling av størrelsesordenene er visualisert i figur 2.1. Til sammenlikning har en typisk regndråpe en diameter på 2000 μm .



Figur 2.1: Sammenlikning av diameteren, D , til forskjellige skypartikler og regndråper. Størrelsesforholdene er ikke eksakte i figuren.

Kalde skyer er skyer som befinner seg i luftlag med temperatur under 0 °C. Slike skyer kan inneholde ispartikler, men også vanndråper i væskeform. Disse dråpene refereres til som underkjølte skydråper. Hvis en underkjølt skydråpe inneholder, eller støter på, en spesiell type partikkel, kan den fryse gjennom en prosess kalt heterogen krystallisering. En slik partikkel omtales som en frysekjerne. Underkjølte regndråper kan også fryse direkte på større objekter den treffer, som for eksempel fly, kraftledninger eller asfalt.

Skyer som inneholder både ispartikler og underkjølte skydråper kalles en flerfaset sky. Flerfaseskyer finnes bare mellom 0 °C og rundt -35 °C. Ved lavere temperaturer går dråpene gjennom en homogen krystallisering, som resulterer i iskrystaller. Homogen krystallisering krever helt rene skydråper, fri for fremmede partikler. Heterogen krystallisering, som resulterer i flerfaseskyer, kan skje allerede ved -5 °C eller varmere. For temperaturer over 0 °C kan ikke ispartikler eller underkjølte skydråper dannes.

Noen partikler i luften kan også fungere som kjerner som is kan krystalliseres på direkte fra gassform. Dette faseskiftet kalles deposisjon, og disse partikle-

²Nedkjøling uten at varme blir tilført eller ekstrahert

ne kalles deposisjonskjerne. Is fra deposisjon krever at luften er mettet over is og at temperaturen er lav nok. Hvis luften er mettet med vanndamp, kan en partikkel fungere som både frysekjerne og deposisjonskjerne. Når luft er mettet med vanndamp kalles partialtrykket av vanndamp for vanndampens metningstrykk. Ved temperatur under 0 °C er dette likevektstrykket forskjellig for luft med samme temperatur over en vannflate og over en isflate. Metningstrykket over is er lavere enn over vann.

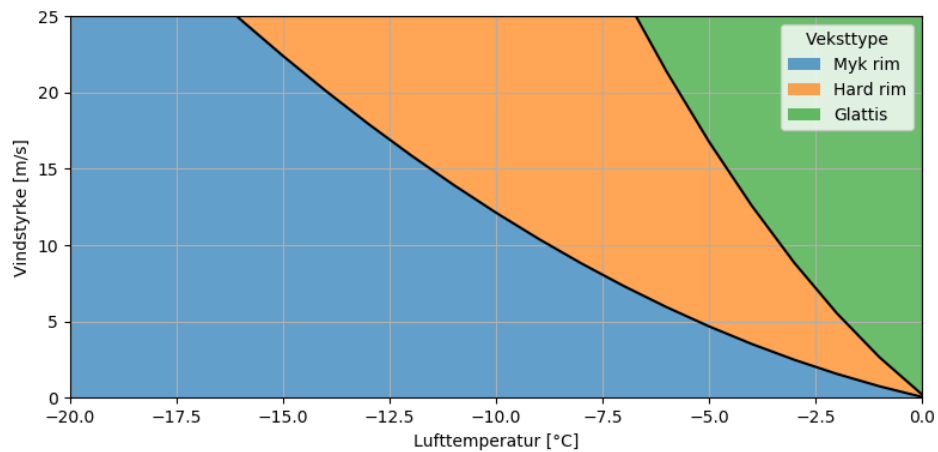
2.2 Isingsprosesser

Atmosfærisk ising er et begrep som brukes om prosesser i atmosfæren som resulterer i at vann i forskjellige faser akkumulerer på objekter i luftlaget nær bakken og fryser til is. Avhengig av den meteorologiske situasjonen deles prosessene opp i nedbøris og skyis (Nygaard og Fikke 2012). Nedbøris deles inn i våtsnø og underkjølt regn, og kjennetegnes av tilvekst fra fallende partikler. Skyis krever direkte kontakt mellom objekt og sky. Hvor mye is som vokser, samt dens fysiske egenskaper som form, farge og tetthet, bestemmes av flere meteorologiske variabler. Forholdene kan også variere gjennom vekstperioden, og resultere i lagdeling. Dette delkapittelet går gjennom de vanligste isingsprosessene og tilhørende egenskaper og gunstige vekstforhold. Delkapittelet oppsummeres i tabell 2.1 i slutten av delkapittelet.

2.2.1 Skyis

Skyising er akkumulering som kan skje på et objekt som befinner seg i en sky med underkjølt vann. Underkjølt vann er vanligst i skyer med temperatur mellom -10 °C og 0 °C (ISO 2017). Skydråpene fryser umiddelbart når det kommer i kontakt med objekter. Man skiller mellom tørr og våt vekst. Våt vekst gir hard, homogen og gjennomsiktig is, ofte kalt klaris eller glattis. Tørr vekst fører til et porøst belegg av rim, hvor rimen klassifiseres som enten hard eller myk. Om rimen er hard eller myk bestemmes av skyens vanninnhold, dråpestørrelse, temperatur og vindstyrken vinkelrett på objektet det fryses på. Et grovt relasjonsplott som bestemmer veksttype fra temperatur og vindstyrke er vist i figur 2.2. Figuren er reproduisert fra ISO (2017).

Skyising kan foregå over lengre perioder hvor det er god tilførsel av fuktig luft som danner skyer med basis under det aktuelle stedet. Derfor forekommer skyis ofte i eksponerte kystfjell (Nygaard og Fikke 2012). Installasjoner i slike områder er derfor svært utsatt. Et slikt fjell er for eksempel Ålvikfjellet i Hardanger. Et bilde av skyis rundt en toppline på Ålvikfjellet er vist i figur 2.3.



Figur 2.2: Isingstype som funksjon av vindhastighet og lufttemperatur. Figur reproduisert fra ISO (2017). Merk: kurven flyttes mot venstre ved økt vanninnhold og/eller mindre objektstørrelse.



Figur 2.3: Skyis rundt en toppline i en 420-kV høyspentmast på Ålvikfjellet i 2013. Det hadde da vokst 68 kg is per meter, som førte til at topplinen kollapset. Foto: Ole Gustav Berg, Statnett

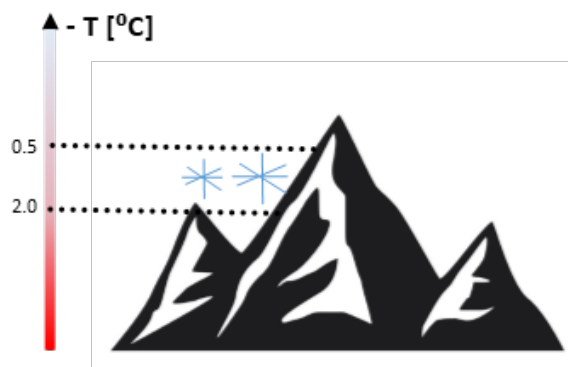
Parametre som styrer tilvekst fra skyis:

- **Relativ luftfuktighet** - Når den relative luftfuktigheten er på 100 % er luften mettet. Da klarer den ikke lenger å holde på vannet i gassform, og vanddampen begynner å kondensere.
- **Vanninnhold i sky** - Høyt vanninnhold gir ved lave temperaturer flere underkjølte dråper som kan fryse op objekter i skyen.
- **Partikkelstørrelse** - Store, aggregerte skydråper kan bli så tunge at de faller gjennom skyen som nedbør og fanger opp skyvann. Denne prosessen fjerner underkjølte dråper fra skyen, og gir mindre ising.
- **Lufttemperatur** - Temperatur mellom $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ er nødvendig for at ising skal skje. Lufttemperatur styrer i stor grad de øvrige faktorene.
- **Vindstyrke** - Sterk vind øker skydråpenes kollisjonsrate på objektet, som resulterer i økt tilvekst.

2.2.2 Våtsnø

Akkumulering av våtsnø forutsetter at snøflakene inneholder en blanding av iskrystaller og vann, siden en helt tørr snøpartikkel vil effektivt ”sprette av” objekter det treffer (Makkonen 1989). Et lag av væske på partikkelen overflate vil gjøre partikkelen klebrig. Våtsnø er normalt et resultat av rask metamorfose³ av tørre snøflak som passerer $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ isoterme og penetrerer et atmosfærisk luftlag med positiv temperatur (Dalle og Admirat 2009). I litteratur defineres forskjellige temperaturintervaller for metamorfosen, for eksempel $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $+2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Dalle og Admirat 2009) og $+0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $+2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Farzaneh 2008). Det er alminnelig antatt at våtsnø er klebrig rundt disse temperaturintervallene. Ved lav luftfuktighet vil det ytterste laget på en snøpartikkel fordampe. En slik fase-endring krever tilførsel av latent varme som partikkelen henter fra seg selv. Da vil temperaturen inne i partikkelen synke, og snøpartikkelen vil fremdeles være snø selv med lufttemperatur over smeltepunktet. Ved enda høyere temperaturer lengre ned smelter snøen fullstendig og faller som regn. På grunn av dette begrensede temperaturintervallet vil våtsnø også opptre innenfor et tynt høydeintervall som illustrert i figur 2.4. Dette støttes av observasjoner av at det vertikale laget hvor tilvekst av våtsnø skjer sjeldent er større enn 100 - 150 m. Dette er konsistent med at den vertikale temperaturgradienten i atmosfæren er rundt $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ved nedbør (Farzaneh 2008). Figuren illustrerer at det aktuelle temperaturintervallet begrenser hvor våt-snø-akkumulering kan skje. Figuren antar en lineær sammenheng mellom temperatur og høyde over havet.

³Fysisk omvandling av snøkrystallene



Figur 2.4: Konseptuell illustrasjon over hvordan våt-snø-akkumulering forekommer på begrensede høydeintervaller. Negativ temperatur på y-aksen.

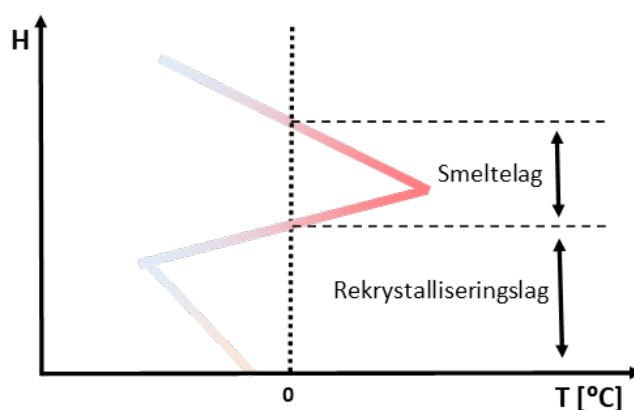
Selv om våtsnø opptrer i et begrenset høydeintervall kan den forekomme over alt hvor det snør, og er den mest vanlige isingsformen på kraftledninger i Norge (Nygaard og Fikke 2012). På grunn av smalt temperaturintervall så varierer høyde og avstand fra kysten som isingen opptrer i. Denne formen for ising er derfor sjeldent langvarig, men kan vare i et par timer. I tillegg til lufttemperaturen er tilvekst fra våtsnø avhengig av flere parametre. De optimale meteorologiske forholdene kan derimot være vanskelig å definere. Makkonen (1989) peker på et stort antall tidligere artikler som konkluderer inkonsekvent i forhold til hverandre. Dette gjør estimering av tilvekst fra våtsnø vanskelig. Tilveksten kan skje på kort tid, så bestemmelse av starttidspunkt og varighet for en isingshendelse er svært viktig for modellering av våtsnø tilvekst. Makkonen (1989) viser til at temperaturen våtsnø opptrer i er avhengig av relativ luftfuktighet, og at kriteriet er at $t_w = 0^{\circ}\text{C}$, hvor t_w er våttemperatur (wet-bulb temperature). Våttemperaturen er den temperaturen luften får dersom den blir mettet og er i tillegg til lufttemperatur påvirket av fordampning. Våttemperatur kan måles ved å kunstig oppnå metning rundt temperatur-sensor, for eksempel ved å holde en våt klut rundt.

2.2.3 Underkjølt regn

Underkjølt regn opptrer når vanndråper holder temperatur under frysepunktet og fryser momentant ved kontakt med bakken eller et objekt. Underkjølt regn forutsetter nedbør kombinert med temperaturinversjon i luftlaget nær bakken. Temperaturinversjon har man i luftlag med negativ lapserate⁴. Temperaturen kan stige til et maksimum noen få hundre meter over bakken før

⁴Forholdet mellom endring i høyde og endring i lufttemperatur. En positiv lapserate betyr at temperaturen synker med høyden.

det igjen blir kaldere. Dersom temperaturen ved bakken er under frysepunktet, og temperaturmaksimumet er over, resulterer dette i et smeltelag over bakken og et rekrystalliserings-/fryselag nær bakken. En slik situasjon er illustrert i figur 2.5.



Figur 2.5: Konseptuell illustrasjon av vertikal temperaturprofil som kan resultere i underkjølt regn. Profilen består av et smeltelag som øker vanninnholdet i snøpartikkelen, og et rekrystalliseringslag som enten fryser eller underkjøler partikkelen.

Snø som faller ned i smeltelaget øker vanninnholdet i flaket. Avhengig om partikkelen smelter helt i smeltelaget, vil den enten rekrystalliseres eller bli underkjølt i fryselaget. Hvis partikkelen bare smelter delvis i smeltelaget, vil den resterende isen virke som en frysekjerne og føre til at partikkelen rekrystalliseres i fryselaget (Zerr 1997). Dersom snøflaket smelter fullstendig vil det kreve mye avkjøling i fryselaget, eller en ekstern frysekjerne i form av en annen partikkel eller aerosol, for å starte rekrystalliseringsprosessen. Den underkjølte dråpen er fremdeles i væskefase, men fryser momentant når den kommer i kontakt med et annet objekt i fryselaget (Zerr 1997). Betydningsfull tilvekst av underkjølt regn krever både langvarig temperaturinversjon og regnvær. Typiske steder er daler og nedsenkinger i terrenget som kan fange kald luft når en varmfront (eller varmere luft) passerer over. En slik situasjon vil kreve lite vind for ikke å blande luftlagene og fjerne inversjonen (Farzaneh 2008). Underkjølt regn har liten betydning som isingsprosess på kraftledninger i Norge på grunn av moderate nedbørsmengder fra slike situasjoner (Nygaard og Fikke 2012).

Parametre som styrer tilvekst fra nedbøris:

- **Nedbørsintensitet** - Intensiv nedbør av underkjølt regn og våt snø vil gi større kollisjonsrate og sterkere tilvekst.

- **Vanninnhold i snøflak** - Bestemmer snøflakets egenskap til å klebre seg til objektet det kolliderer med.
- **Partikkelstørrelse** - Små partikler har lettere for å følge luftstrømmen rundt objekter, og dermed unngå kollisjon. Større partikler bidrar også til en større tilvekst.
- **Lufttemperatur** - Lufttemperatur nær 0 °C er nødvendige for underkjølt regn og våtsnø. Underkjølt regn kan skje også for lavere temperaturer. Lufttemperatur styrer også de øvrige faktorene i stor grad.
- **Vindstyrke** - Sterk vind øker kollisjonsraten på objektet og dermed tilveksten.

2.2.4 Naturlig og tvungen avising

Avising referer vanligvis til en manuell igangsatt prosess for å fjerne is fra infrastruktur. I oppgaven brukes begrepet "tvungen avising" om manuell avising, og naturlig avising om naturlige meteorologiske prosesser som fjerner is fra infrastruktur. Det er hovedsaklig tre forskjellige mekanismer som bidrar til naturlig avising;

- Lufttemperatur over 0 °C eller sterk solinnstråling fører til at isen smelter.
- Sublimasjon⁵ av isen. Spesielt for lav relativ luftfuktighet kombinert med sterk vind.
- Mekaniske brudd som resultat av eksterne krefter, for eksempel på grunn av sterk vind.

For tvungen avising er det stort sett varianter av den siste som benyttes. Et unntak er kjemisk avising av fly.

2.3 Topografisk påvirkning

Topografi og beliggenhet preger i stor grad klimaet i et området. Dette gjelder alle værparametre som temperatur, vind, nedbør og skydannelse. Som en konsekvens blir derfor et områdes isingspotensiale preget av lokal- og regional topografi. Topografien påvirker de vertikale bevegelsene i luftmassene som videre, i rekkefølge, modifierer skystruktur, nedbørsintensitet og isingsforholdene. I komplekse terreng kan det være store variasjoner i isvekst, noe studier har vist (Cigre 2006).

⁵Faseovergang direkte fra fast stoff til gass.

Tabell 2.1: Oppsummering av gunstige meteorologiske forhold og gjenkjennelige egenskaper for forskjellige isingsprosesser. Verdier er hentet fra ISO (2017) om annet ikke er spesifisert.

Egenskap	Isingstype			
	Nedbøris		Skyis	
	Underkjølt regn	Våtsnø	Våt vekst	Rim (Hard/Myk)
Typiske forhold				
Temp. i luft [$^{\circ}C$]	-10 - 0	0 - 3	Se figur 2.2	Se figur 2.2
Vindstyrke [m/s]	Alle	Alle	Se figur 2.2	Se figur 2.2
Størrelse partikkel	Stor	Flak	Medium	Medium/Liten
Vanninnhold i luft	Medium	Veldig høyt	Høyt	Medium/Lavt
Varighet	Timer	Timer	Timer	Dager
Typisk opptredelse				
Tetthet [kg/m^3]	900	300 - 600	900	600 - 900/ 200 - 600
Farge	Klar	Hvit	Klar	Uklar/hvit
Form	Homogen/Istapper	Homogen/eksentrisk	Homogen/Istapper	Eksentrisk, mot vindretning

Regionale forhold

Vanlige beskrivelser av regionale forhold inneholder avstand til kysten og høyde over havet. Spesielt om området ligger mot vinden eller på lesiden av fjellet spiller en stor rolle. Fjellsider som vender mot maritime områder mot generell vindretning er spesielt utsatte for innkommende fuktig luft. Den mest alvorlige isingen skjer ofte i fjellområder hvor forholdene kan resultere i en kombinasjon av skyis og nedbøris, normalt som våtsnø (ISO 2017). Når maritim luft blåses mot en fjellside, tvinges luftlaget oppover. Dette fører til kondensering av vanndamp, skydannelse og voksende vanndråper når luften avkjøles i høyere luftlag. På fjellets leside vil skyene synke med terrenget, vanndråpene (evt. skyisen) fordampe og skyen oppløses. Nye økninger i terrenget vil igjen gi skydannelse, men luften får et stadig mindre vanninnhold fordi vann faller ut som nedbør på veien. Som konsekvens er innlandsfjell vanligvis mye mindre utsatt for alvorlige isingshendelser.

Lokale forhold

Generelt er det viktig å tolke den lokale topografien ved design og valg av strekning for luftledninger over eksponerte områder. Lokale forhold man må vise hensyn til er ofte mange og komplekse, og det er ikke mulig å beskrive alle mulige effekter i denne oppgaven. Generelt dreier lokale forhold seg om daler og skjerming av fjernt- og nærliggende fjell eller klipper. For eksempel kan et lokal klippe på bare 50 meter gi signifikant reduksjon i skyising på lesiden (ISO 2017). Derimot kan daler fange kald luft, som kan gjøre et område i dalbunnen mer sårbart mot alvorlig nedbøris enn fjellsidene rundt.

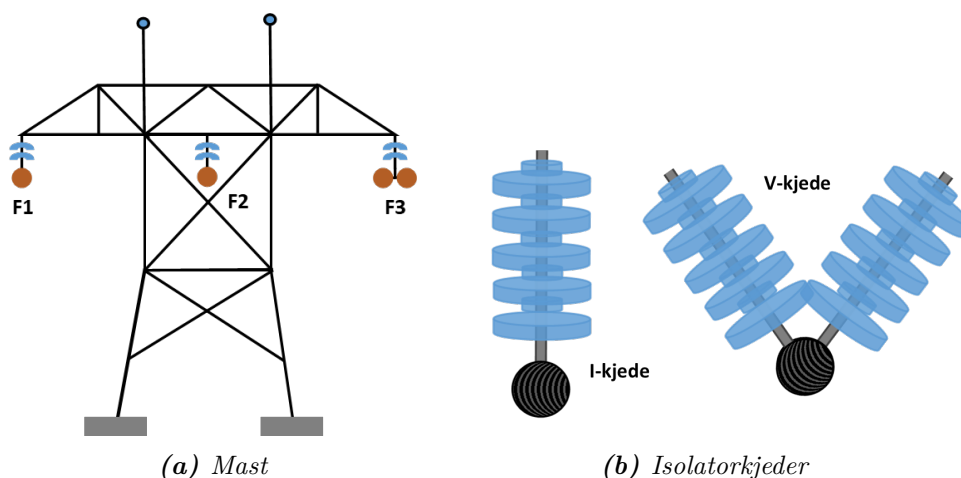
Isingsbildet i Norge er kompleks og preget av lokal topografi, som fører til en ikke-uniform geografisk distribusjon av islaster (Gutman mfl. 2019). Et spesielt tilfelle er lange fjorder som fører helt inn til alpine områder. Slike fjorder kan frakte fuktig luft langt inn i landet som et samleband. I enden av fjorden tvinges den fuktige luften umiddelbart opp bratte fjellsider og resulterer i intense isingssituasjoner.

2.4 Eksponert infrastruktur i kraftsektoren

I Norge går flere av høyspentledningene til Statnett over eksponerte fjellområder. Luftledninger er utsatt for både skyising og våtsnø, og isingsforhold må tas høyde for ved dimensjonering av nye luftledninger. Underkjølt regn oppleves kun i moderate mengder, og vurderes ikke for kraftledningsdimensjonering.

Høyspent kraftoverføring i Norge forgår i all hovedsak over det som kalles et trefasenett. Det vil si kraft overføres via tre strømledere med vekselstrøm fase-forskjøvet i forhold til hverandre. Et resultat av dette er at summen av strømmen, med hensyn til retning, i de tre lederene vil til en hver tid være lik null. En illustrasjon over en typisk høyspentmast er vist i figur 2.6a. I figuren er de tre fasene markert som fase F1-F3, og lederne (luftledningene) er vist som brune sirkler. I figuren består F3 av to ledere. Dette kalles en duplex-leder, og tilsvarende kalles tre ledere for en triplex-leder. I et slikt flerlinesystem deles den totale strømmen på antall ledere. I duplex tilfelle vil det gå halvparten av strømmen i hver leder i forhold til faser med bare en leder (simplex). Dette gjør at varmetapet i duplex-ledere er $1/4$ av varmetapet fra simplex-ledere, som resultat av at varmetapet i en leder er proporsjonal med kvadratet av strømmen. I en flerleder-fase er lederene festet sammen for at de ikke skal kollideres i hverandre. En bi-effekt av dette er at flerledere ikke roterer like lett. En luftledning mellom to master, uavhengig av antall ledere, kalles en line.

For å hindre spenningsfall over masten og kortslutning er lederne isolert av



Figur 2.6: Enkel illustrasjon over relevante begreper brukt i infrastrukturen i kraftsektoren. (a) Viser en fagverksmast med tre faser (F1-F3) med respektive ledere (brune sirkler), samt to toppliner. Fase F3 har to ledere (duplex). (b) Viser forskjellen på et i-kjede og et v-kjede.

isolator kjeder med svært lav elektrisk konduktivitet, ofte glass eller porselen (Statskraftverkene 1972). Isolator kjedene er synlige i blått i figur 2.6a, og to forskjellige varianter av oppheng er vist i figur 2.6b. Det finnes flere typer oppheng for ledere og isolator kjeder, og man tar ofte lokale værforhold i betraktning når det dimensjoneres. Figur 2.6b viser et I-kjede og et V-kjede, som er relevante for denne oppgaven. Et I-kjede har bare et festepunkt i masta, og kan bli satt i bevegelse av vind i alle retninger. I verste fall kan et I-kjede svinge slik at lederen kommer i kontakt med masta og gir overslag. For spesielt vindutsatte steder brukes V-kjede med to festepunkter, som begrenser bevegelsene i lederen.

Ved kritiske islaster må kraftnettets systemoperatør⁶ foreta en avising for å trygge forsyningssikkerheten og eventuelle utsatte omstendigheter. Idag benyttes en tømmerstokk fra et helikopter til å slå løs isen (Gutman mfl. 2019). Denne metoden medfører stor risiko for helikopterpilot og kortslutning dersom all isen fjernes samtidig.

2.4.1 Faktorer som styrer ising på liner

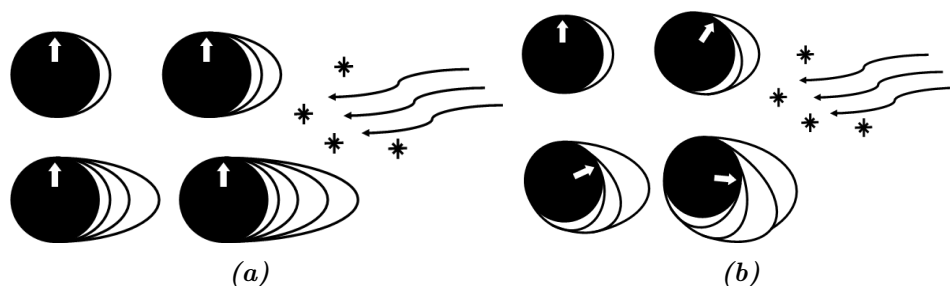
De tre viktigste, fysiske egenskapene til kraftledninger som bestemmer isakkumulasjon er tverrsnittsdiameter, torsjonsstivhet og overflatestruktur. Overflatestruktur påvirker klebrigheten, tverrsnittsdiameteren bestemmer

⁶Statnett i Norge

hvor stort tverrsnittsareal som eksponeres vinkelrett mot vinden, og torsjonsstivheten påvirker vekstformen.

Linediameter og torsjonsstivhet

Generelt er det slik at isen vokser raskest på små tverrsnitt (Nygaard og Fikke 2012). Det er fordi at liner med liten diameter har liten torsjonsstivhet og roterer lettere. Isen akkumuleres på linen i retning mot vinden. En slik akkumulering fører videre til endring i massemiddepunkt, og linen vil tvinges til å rotere. Kontinuerlig akkumulering mot vindretning vil sammen med rotasjon føre til en nærmest sirkulær vekstform, som illustrert i figur 2.7a. Figuren illustrerer hvordan is-belegget distribueres jevnt rundt linen. Torsjonsstivheten vil derimot øke med økt is-akkumulasjon, på grunn av større samlet diameter. Liner stives også mer av nært mastepunktene hvor den er festet og ikke kan rotere. Dette resulterer i at man ofte ser mer is og snø midt i spennet. Midt i spennet er det fysisk mulig å vri lina rundt flere ganger (Nygaard og Fikke 2012). Det følger av dette at de største islastene forekommer på liner som er fleksible nok til å rotere mange ganger.



Figur 2.7: Is-akkumulasjon på: (a) stiv line (b) roterende line. Vind med isingspartikler fra høyre i begge tilfeller. Hvit pil indikerer linens naturlige oppside ved null last.

Flerledere har høy torsjonsstivhet. Fordi de er festet til hverandre er disse vanskelige å rotere. Ved eksentrisk vekst i retning mot vinden vil linen motstå rotasjon. Veksten vil da bygge seg opp til et nærmest trekantet tverrsnitt. Vekstformen er illustrert i figur 2.7b. Ved stor vekst vil kraftmomentet bli for stort og tuppen vil stadig brette av. Man forventer derfor at is på stive liner knekker oftere av enn på roterende liner.

Vindstyrke og retning

Vindstyrke og vindretning har stor påvirkning på is-akkumulasjon på ledere. Sterk vind fører til en økning i fluksen av partikler som kolliderer med

lederen. Vindretning bestemmer størrelsen på kollisjonsarealet. Det vil si hvor stor del av lederen som blir truffet av partikkelfluksen. For eksempel vil vindretning vinkelrett på linen gi optimalt kollisjonsareal. Dersom vinden blåser parallelt med strømledningen vil lederen ha svært lite kollisjonsareal.

2.5 Numerisk værvarsling

Moderne værvarsling er i stor grad basert på matematisk modellering av fysiske prosesser i atmosfæren. Ligningene disse modellene baseres på er svært komplekse, og kan ikke løses eksakt. Derfor tas numeriske metoder i bruk for tilnærmede løsninger. Dette kalles numerisk værvarsling, og modellene som brukes kalles værmodeller. Gode værmodeller gjør det mulig å forutse ekstreme værforhold som kan gjøre skade på infrastruktur og samfunnet generelt. I en værmodell deles atmosfæren opp i et tredimensjonalt gitter, hvor hvert gitterpunkt inneholder variabler som trykk, temperatur, luftfuktighet og vindstyrke. Disse variablene blir beregnet ved å løse ligningene for bevaring av masse, bevegelsesmengde og energi. For å kunne bruke modellen til å lage et varsel må variablene ved starttidspunktet være satt. Ved å kombinere de nyeste observasjonene med data fra et tidligere varsel gir modellen et best mulig estimat av variablene i alle gitterpunktene, og med dette som utgangspunkt kan modellen beregne et nytt varsel. Både den numeriske løsningen av ligningene, og kombinasjonene av observasjoner og tidligere varsel for å beregne starttilstand vil gi noe usikkerhet i modellen. Videre vil det være usikkerhet knyttet til modellens romlige oppløsning, det vil si avstanden mellom gitterpunktene. Dette gjelder spesielt i områder med kompleks topografi, som i fjellområder og langs kysten (Müller mfl. 2017).

HARMONIE-AROME

Den numeriske værmodellen som er brukt i denne oppgaven er HARMONIE-AROME. Modellen blir brukt til å beregne værvarsel for 2 til 3 dager frem i tid i Danmark, Estland, Finland, Island, Irland, Litauen, Nederland, Spania, Sverige og Norge. HARMONIE-AROME blir utviklet, vedlikeholdt og validert som en del av det større ALADIN-HIRLAM samarbeidet mellom 26 land i Europa og Nord-Afrika (Bengtsson mfl. 2017). Den delen av HARMONIE-AROME som behandler prosessene i skyer, beregner innholdet av underkjølt vann ved hjelp av et mikrofysikkskjema kalt ICE3. Metodikken i dette mikrofysikkskjemaet kan spores tilbake til blant annet Lin, Farley og Orville (1983), Rutledge og Hobbs (1984) og Ferrier (1994). Representasjon av underkjølt vann i numeriske værmodeller er helt essensielle for å forutsi isvekst. Engdahl, Nygaard, Thompson mfl. (2019) har vist at HARMONIE-AROME versjonen som er brukt i denne oppgaven har en

tendens til å estimere for mye skyis og for lite underkjølt vann i skyen. Når man bruker data fra HARMONIE-AROME blir det dermed mindre skyvann til å fryse på objekter i forhold til virkeligheten. Det er flere årsaker til dette, blant annet at metningstrykket for is er lavere enn metningstrykket for vann. Det betyr at is kan vokse mens vanndråper fordamper i samme miljø⁷. En annen prosess som effektivt fjerner skyvann i modeller er snø og graupel som faller gjennom skyer og samler opp underkjølte dråper. Samlet vil dette gi en underestimering av underkjølt skyvann, og dermed også føre med seg en underestimering av isvekst.

⁷Wegener-bergeron-findeisen effekt

Kapittel 3

Metode

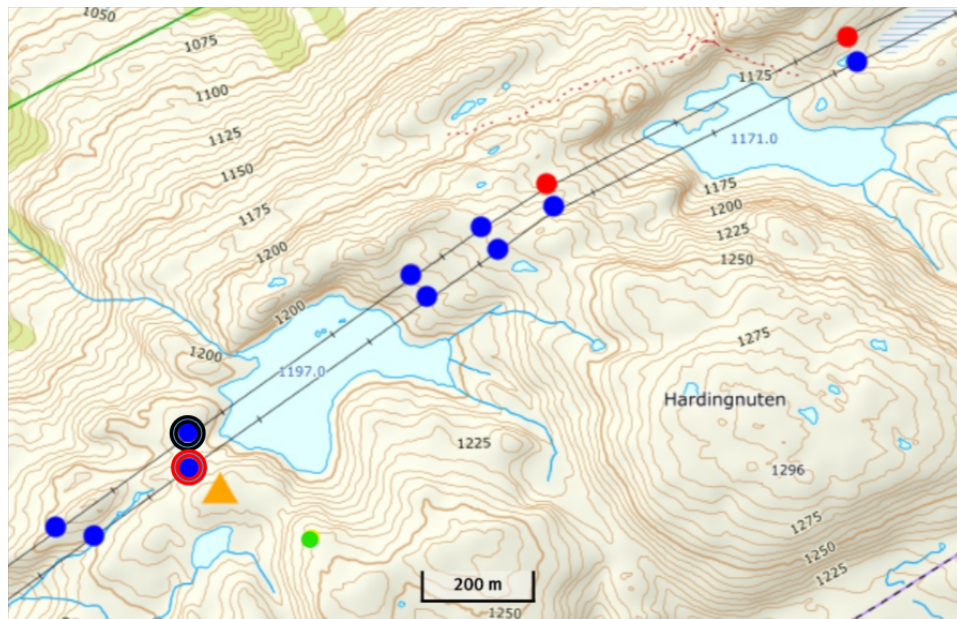
Det er brukt flere forskjellige apparater og måleteknologier ved de to testfeltene på Hardingnuten og Haukeliseter. Kapittelet presenterer måleteknikkene og metodikken som har blitt brukt for å løse oppgaven. Beskrivelse av testfeltene med tilhørende utstyr går gjennom hver for seg, og prosessering samt antagelser om mulige begrensninger blir forklart. Kapittelet beskriver fremgangsmåten for sammenlikningen av disdrometer, modell og islast.

3.1 Hovedtestfelt - Hardingnuten

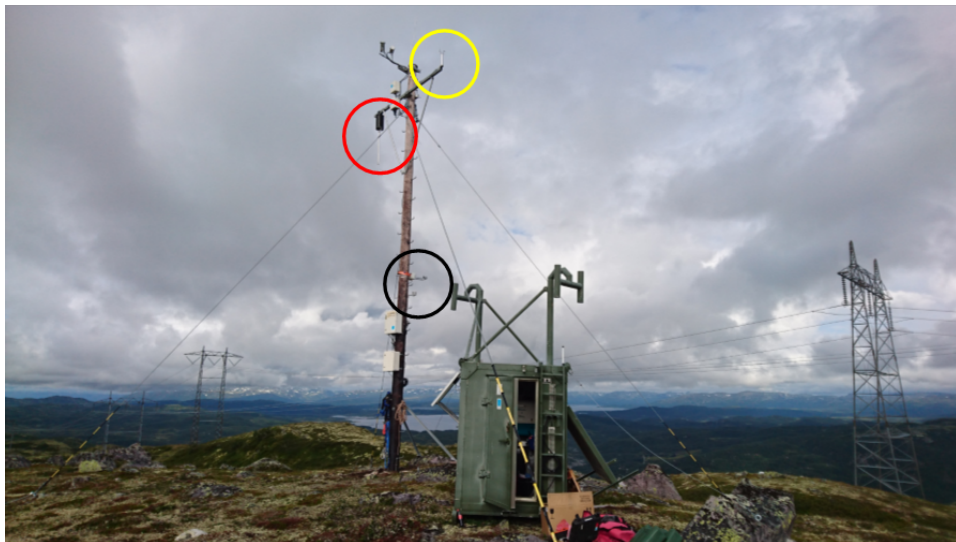
Hovedtestfeltet i oppgaven ligger ved Hardingnuten nær Rjukan i Telemark fylke, på 1229 moh. Feltet ble operasjonelt den 22. januar 2016. Tre måneder før utstyrte Statnett to nærliggende luftledninger på 300-kV og 420-kV med lastceller. Testfeltet består av en observasjonsmast, samt totalt tre veieceller i to høyspentmaster i nærheten. På masten er det montert en termistor (temperatursensor), en oppvarmet 2D vindsensor, en IceTroll isingssensor med oppvarmede kameraer og et disdrometer fra *Adolf Thies & Co.KG*.

Et bilde av observasjonsmasten fra juli 2016 er vist i figur 3.2. På bildet er IceTroll markert med rød sirkel, vindsensor i gul, og disdrometer og termistor i svart. En fullstendig oversikt over instrumenter på Hardingnuten, og eksakt geografisk posisjon, er vist i tabell 3.1.

Et topografisk kart over området rundt testfeltet er vist i figur 3.1. I figuren er kraftlinjene tegnet inn med streker, og mastene med lastcellene er tegnet inn med blå sirkler. Rød sirkel indikerer de to mastene som havarerte i 2016. Sirklene med rød og svart omkrets er mastene hvor lastcellene er montert. Gul trekant er lokasjonen til selve observasjonsmasten med disdrometer, temperatur- og vindsensor. Grønn sirkel indikerer gridpunktet det er hentet ut HARMONIE-AROME-data fra.



Figur 3.1: Topografisk kart over hovedtestfeltet på Hardingnuten. Hovedfeltet er markert med oransje trekant. Blå sirkel indikerer høyspentmast, rød sirkel indikerer mastene som havarte i 2014. Blå sirkel med rød eller svart omkrets indikerer lastcellene montert i mastene. Grønn sirkel indikerer punkt brukt fra HARMONIE-AROME. Kart hentet fra Norgeskart.no.



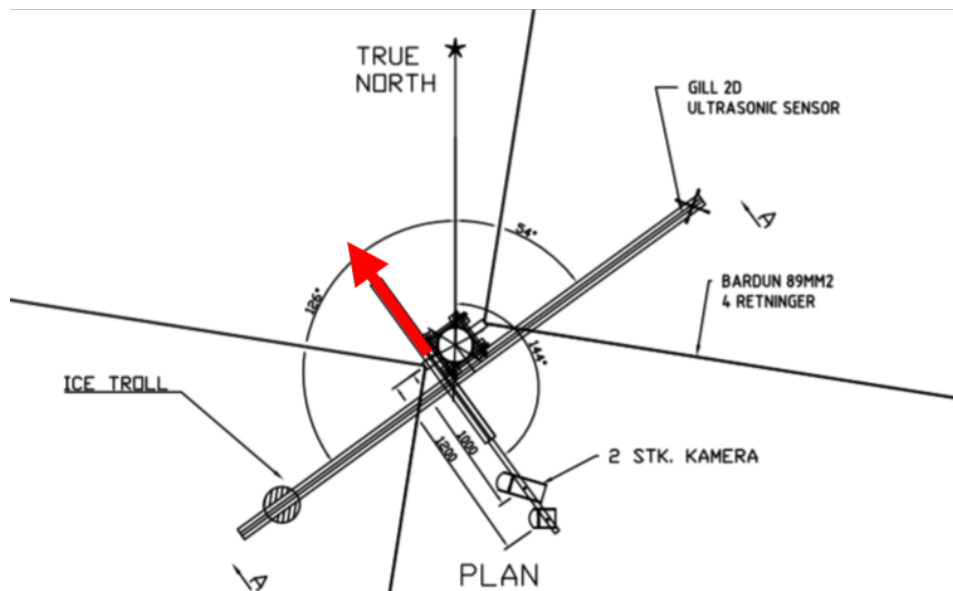
Figur 3.2: Hardingnuten testfelt i juli 2016. Gul ring: Ultrasonic vind-sensar. Rød ring: IceTroll vektsensar. Sort ring: Thies LPM disdrometer (øverst) og temperatursensar (nederst). Foto: Statnett

Tabell 3.1: Oversikt over utstyret og sensorene brukt fra området rundt Hardingnuten. De geografiske Koordinatene er mastens nøyaktige lokasjon. Høyde er høyde over bakken. Høyden til lastcellene er ikke kjent.

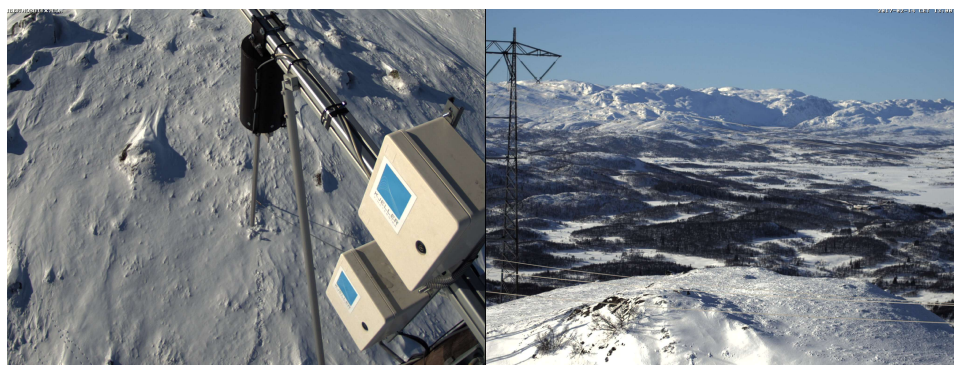
Hardingnuten			
Geografiske koordinater:		N59°49'13.47" E8°24'00.35"	
Utstyr			
Navn	Parameter	Høyde[m]	Beskrivelse
Gill SonicXheat	Vindstyrke & vindretning	10.4	2D ultrasonisk vindsensor
Temp T107	Temperatur	5	Termistor
Thies LPM	Nedbørspartikler	5	Disdrometer
IceTroll	Islast	10	Icingsensor (ISO12494)
Lastcelle 306*	Islast	-	Simplex
Lastcelle 307 & 308*	Islast	-	Duplex

**Ikke montert på selve masten. Se figur 3.1*

Målestasjonen har to batteribanker som forsyner sensorene på observasjonsmasten med strøm. En stor bank på 24 V og en liten bank på 12 V. Den store banken lader den lille banken, og blir selv ladet av et dieselaggregat. Ladingen skjer når spenningen faller under et visst nivå. Dieselaggregatet er i containeren i forgrunnen på bildet i figur 3.2. Containeren er spesielt designet for operasjoner i røft arktisk klima. Figur 3.3 viser plantegning av observasjonsmasten. Tegningen er hentet fra Ingvaldsen (2018). Den røde pilen er tegnet på i etterkant for å illustrere disdrometerets pekeretning. Figuren er orientert med nord rett opp. Figuren viser vindsensoren ytterst på traversen pekende mot nord-øst, og IceTroll sensoren på motsatt ende av traversen. Figuren viser også hvordan de to kameraene er orientert. Figur 3.4 viser IceTroll-sensoren (venstre) og nedenforliggende høyspentmast (høyre) sett fra webkamera.



Figur 3.3: Plantegning over masten. Rød pil indikerer disdrometerets omtrentlige pekeretning (320°). Plantegningen er påtegnet etter å ha blitt hentet fra Ingvaldsen (2018) med tillatelse fra Kjeller Vindteknikk.



Figur 3.4: Webkamerabilde fra Hardingnuten. Kamera 1 (venstre) tar bilde av IceTroll sensoren, og kamera 2 (høyre) viser forbigående høyspentlinje med utsikt mot Møsvatn. Bildet er fra 14 februar 2017 da IceTroll sensoren var isfri. Foto: Kjeller vindteknikk

3.1.1 Meteorologi i testperioden

Det finnes ingen offisielle værstasjoner på samme høyde som testfeltet. Derfor er døgnedbør med 10 og 50 års returperiode hentet fra nærliggende stasjoner. Tabell 3.2 er gjengitt fra Mc Innes og Nygaard (2014), og viser maksimal døgnedbør vinterstid for værstasjonene nærmest testfeltet. Stasjonen på Møsstrand og de to ved Møssvatn ligger nær Hardingnuten i høyde over havet, men Rjukan ligger nede i dalen Nord for Hardingnuten. Oversikt over stasjonenes avstand til Hardningnuten og høyde over havet er gitt i tabell 3.2. På grunn av høyden over havet vurderes stasjonene ved Møsvatn som mest representative.

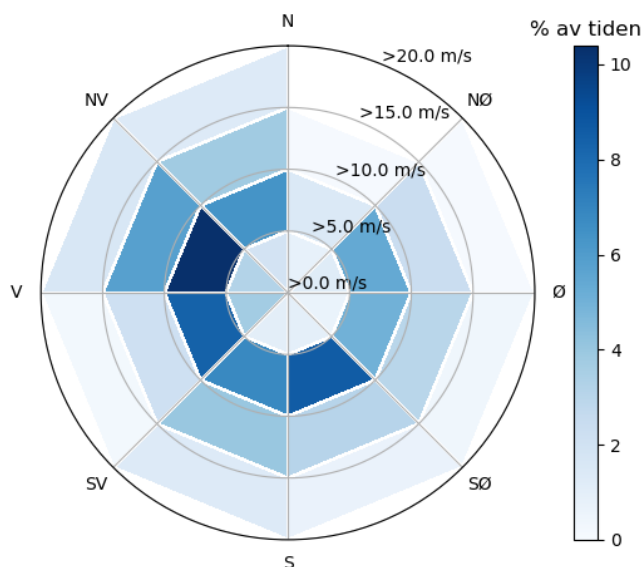
I følge Mc Innes og Nygaard (2014) er en tommelfingerregel at 150 års verdien av islast fra våt snø tilsvarer 50 års døgnedbør med en faktor på 0.1. 50-års returverdien fra nabo-værstasjonene på mellom 40 og 50 mm tilsier, i følge tommelfingerregelen, at nedbør i form av våt snø vil kunne gi maksimalt 4 - 5 kg/m is på en leder i løpet av 150 år. Med andre ord sier tommelfingerregelen at området ikke er særlig utsatt for ising fra våt snø.

Tabell 3.2: Maksimal døgnedbør vinterstid med 10 og 50 års returperiode for værstasjoner i området rundt testfeltet på Hardingnuten. Avstand er gitt som omtrentlig luftavstand mellom værstasjon og testfelt. Periode angir operativ periode. Tabell reprodusert fra Mc Innes og Nygaard (2014).

Stasjon	Avstand	Moh.	Periode	10 år	50 år
Møsstrand	ca. 19 km	977 m	1980 - 2014	32 mm	39 mm
Møssvatn Haug	ca. 25 km	946 m	1976 - 2013	35 mm	44 mm
Møssvatn Førnes	ca. 19 km	960 m	1976 - 2004	38 mm	48 mm
Rjukan	ca. 12 km	258 m	1920 - 2014	43 mm	55 mm

Vindmålinger

For vindmålinger er det mest interessant å se på verdiene målt i testfeltets operative periode. Vindfordelingen i perioden er illustrert som en vindrose i figur 3.5. Vindrosen viser både vindstyrke og vindretning. Målingene er gjennomsnittsmålinger for 10-minutters perioder. Figuren angir vindstyrke som avstand fra origo, hvor feltets farge viser hvor stor andel av tiden gjeldende vindsituasjon står for. Feltenes retning angir hvor vinden kommer fra. I følge figuren er vestlige vinder det mest vanlige, og de sterkeste vindene kommer som regel fra nord-vest. Vindstyrken var over 25 m/s ved 14 målinger i perioden. Blant de 14 målingene var 13 fra nord-vest. Den sterkeste 10-minutters vinden målt i perioden er 26.91 m/s, den 26-12-2016 23:20:00.



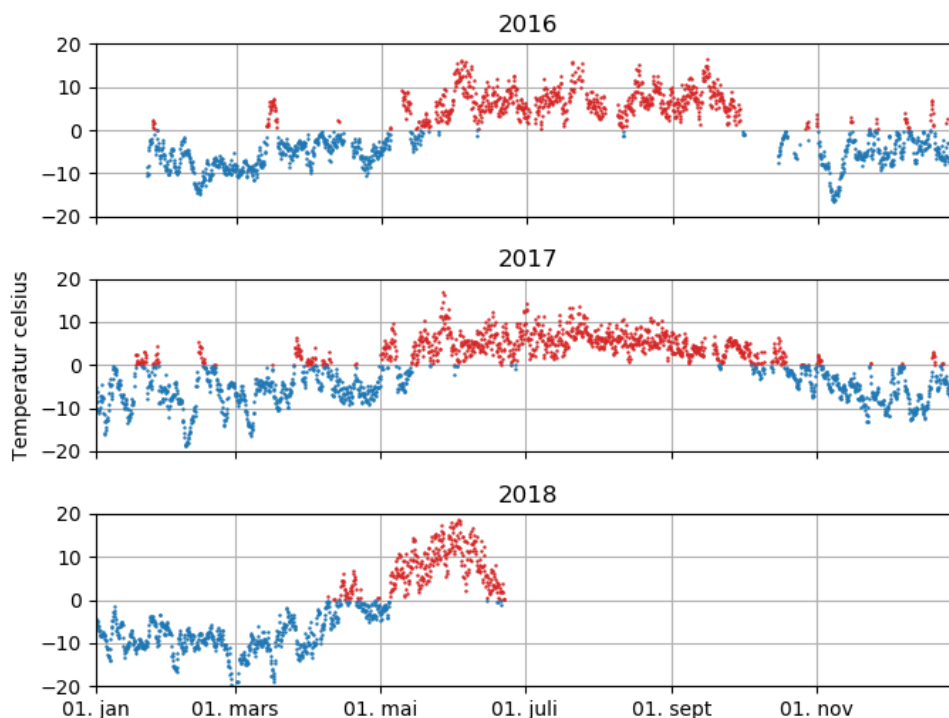
Figur 3.5: Vindmålinger fra observasjonsmasten i perioden 21.02.2016 - 22.06.2018. Vindrosen tar utgangspunkt i 10-minutters verdier. Fargeskalaen angir andel av total tid. Retningene angir hvor vinden kommer fra, og avstand fra origo angir vindstyrke.

Vestlige vinder vil i følge Mc Innes og Nygaard (2014) i mindre grad gi ising ettersom fjellene gir en massiv skjerming mot kysten av Vestlandet og Sørvestlandet. Derimot vil sør-østlige vinder gi stor fare for ising ettersom fuktig luft da vil bli transportert inn fra Skagerak.

Termistor

Temperaturen på testfeltet måles av en termistor med strålingshytte. Termistoren utleder temperatur fra elektrisk motstand, og kan måle temperaturer ned til $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ (CampbellScientific 2012). Termistorens operative periode er mellom 22. januar 2016 og 22. juni 2018. Figur 3.6 gir en oversikt over de tilgjengelige temperaturmålingene for hvert år. I figuren viser timesgjennomsnitt for hver fjerde time. I figuren er temperaturer over $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ tegnet som røde punkter, og temperaturer under $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ som blå. Det ser ut til at plussgrader forekommer fra starten av mai til slutten av september. Man ser tydelig variasjon mellom årstidene, men også innad i årstidene. For eksempel har sommeren 2018 en mye lengre og varmere periode enn de øvrige årene. Generelt er det ikke uvanlig med temperaturer over $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ om sommeren, og den 02. juni 2018 ble periodens maksimale temperatur målt til $19.03\text{ }^{\circ}\text{C}$. Man ser også at testfeltet opplever perioder med plussgrader om vinteren, og en sjelden gang minusgrader midt på sommeren. Om vinteren er tempe-

aturen vanligst mellom frysepunktet og $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, som er gunstig for skyising. Den kaldeste målingen er $-23.85\text{ }^{\circ}\text{C}$, natt til 01. mars 2018.



Figur 3.6: Temperaturmålingen fra termistor på observasjonsmasten på Hardingnuten i perioden 21.02.2016 - 22.06.2018. Røde målinger er temperaturer over $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, og blå målinger er temperaturer under $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

HARMONIE-AROME

I oppgaven brukes modelldata fra HARMONIE-AROME fra MET for vindretningene i 2017 og 2018. Periodene er vist i tidslinjen i figur 3.18. Horisontal gridstørrelse er på $2.5\text{ km} \times 2.5\text{ km}$, og det er data fra nærmeste punkt som er brukt for testfeltet på Hardingnuten. Punktet er illustrert med grønn sirkel i figur 3.1. Høyde over havet i modelltopografien er 1119 moh., som er 110 m lavere enn målestasjonen sin høyde på 1229 moh. Tidsoppløsningen er på 1 time, i motsetning til de øvrige datasettene som er hvert 10. minutt. Dette er grunnen til at HARMONIE-AROME står oppført med bare 20 % datadekning i figur 3.18, da andre tidsserier har 5 målinger per time. Parametrene som har blitt tatt ut er temperatur, spesifikk luftfuktighet, relativ fuktighet, skyvann i kg/kg og skyis i kg/kg for laveste modellflate som er ca. 10 meter over bakken.

Data fra modellen er primært brukt for å komplementere analysen, i til-

legg til sideproblemstillingen om man kan se signaler på ising i data fra HARMONIE-AROME. Det er begrensninger ved bruk av HARMONIE-AROME-data i denne oppgaven. På grunn av tidsoppløsningen på 1 time er det i noen tilfeller blitt utført interpolasjoner til nærmeste punkt for å kunne sammenlikne flest mulig punkter. Dette fører med seg ekstra usikkerhet da HARMONIE-AROME-data kan risikere å bli forskøvet i forhold til de faktiske observasjonene. Ytterligere utfordringer og begrensninger med HARMONIE-AROME er adressert i teoridelen.

Den eneste tidsserien tatt ut fra HARMONIE-AROME som er sammenliknbar med feltmålinger på Hardingnuten er tidsserien for lufttemperatur. Det er derfor utført en ikke-interpolert sammenlikning av modellert- og målt lufttemperatur for å validere treffsikkerheten til HARMONIE-AROME i dette tilfellet.

3.1.2 Lastsensor: IceTroll

IceTroll-sensoren er utviklet av Kjeller Vindteknikk og fungerer som et ISO-referanseobjekt (ISO (2017)) for islastmålinger. Sensoren består av en 1 meter lang sylinder med en diameter på 30 mm. Sylindere roterer med en rotasjonshastighet på 1 rotasjon per minutt, for å sikre jevn sylindereformet vekst (Iversen mfl. 2017). Sylindere henger i en lastcelle som er skjermet for vind og nedbør. Hele sensoren sees på venstre bilde i figur 3.4. Lastcellen måler minste-, maksimale- og gjennomsnittverdi i 10-minutters perioder. I denne oppgaven er gjennomsnittsverdiene brukt. Lastcellen gir verdier med enhet kg/m , som på grunn av sylindere lengde på 1 meter tilsvarer kg .

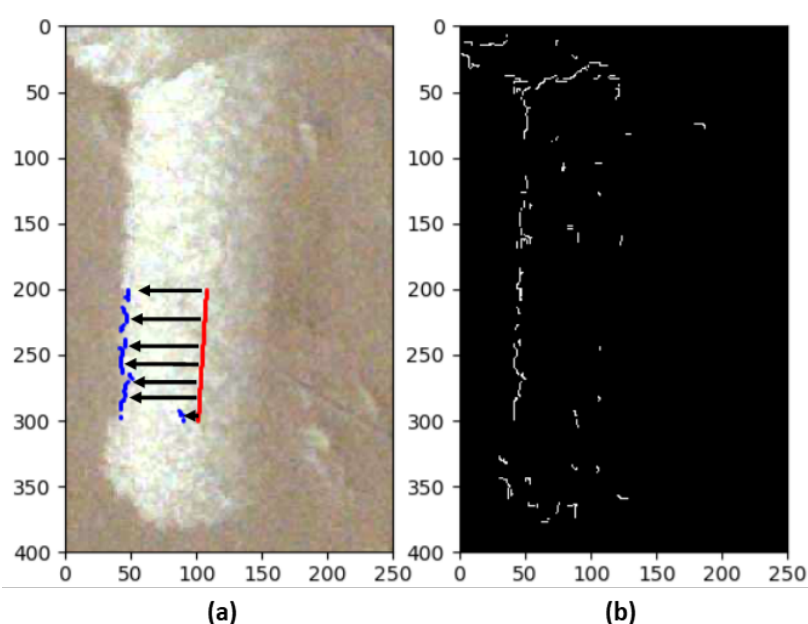
Når aggregatet lader batteribankene stiger spenningen godt over de nominelle spenningene på 24 V og 12 V. Grunnet disse fluktueringene i batterispenningen i forbindelse med lading av batteriet som forsyner IceTroll inneholder rådataen en del støy. Deler av støyen har blitt filtrert bort av Kjeller Vindteknikk. Rådataen har også en "offset" på +0.9 kg/m som har blitt korrigert. Filtringen er så omfattende at interpolering og senere derivering av IceTroll-data gir datagrunnlag av så lav kvalitet at analyse av islast på IceTroll må utføres i all hovedsak kvalitativt.

Tetthetsberegninger fra bildeanalyse

Tettheten til akkumulert is er interessant av mange grunner. Fra tetthet og vekt kan man beregne isens diameter rundt en luftledning. Diameteren til isen bestemmer i svært stor grad vinddraget infrastrukturen utsettes for. I tillegg påvirker diameteren is-akkumulasjon. I denne oppgaven vil tettheten i all hovedsak bare brukes til klassifisering av isingstype.

Tettheten til den akkumulerte isen er beregnet ved analyse av webkamera-

bildene av IceTroll-sensoren. Beregningene blir utført av et program i programmeringsspråket *Python*, med antagelse om at isen vokser helt sylindreformet. Programmet benytter seg av en flerstegs kant-deteksjons-algoritme, og tar utgangspunkt i venstre kant på grunn av bedre lysforhold fra solens bane. Nødvendig forhåndsberegninger som volum av isfri sylinder og helningsvinkler er utført. I oppgaven defineres pikselrad som pikselrekke i x-retning, og pikselkolonne som pikselrekke i y-retning. Ved ekstreme isingshendelser blir sensoren dekket til av is fra andre deler av masten. Derfor tar programmet kun utgangspunkt i pikselradene mellom 200 og 300, ytterst på sylinderen. Fra et isfritt bilde markeres pikselrekken som utgjør midten av sylinderen. Denne midtrekken er vist i rødt i figur 3.7(a). På grunn av sylinderen helning i z-retning (inn i papiret), er radiusen i antall piksler større i pikselrad 200 enn pikselrad 300. Det beregnes derfor en korrigeringsfaktor for denne endringen som funksjon av pikselrad, som korrigerer for helning.



Figur 3.7: Tetthetsberegninger tar utgangspunkt i et estimat av isens diameter beregnet fra bildeanalyse. (a) Viser midt-pikselrekken i rødt, og detekterte kanter i blått. (b) Viser resultater av canny-filtrering.

Algoritmen som utfører selve tetthetsberegningen for et bilde fungerer på følgende måte:

- 1 Bildet beskjæres til det begrensede området rundt sylinderen. Det utføres en kantdeteksjon med canny-algoritmen. Canny algoritmen er en 5-stegs algoritme som blant annet glatter ut bildet, finner bildets intensitetsgradienter ved derivasjon, filtrerer og setter terskler for å

detektere en vidt spekter av kanter i et bilde. Mer om algoritmen er dekket i Burger og Burge (2010). Et resultat av algoritmen er vist i figur 3.7b. De detekterte kantene som befinner seg mellom pikselrad 200 og 300 er vist i blått i figur 3.7a.

- 2 For hver pikselrad mellom 200 og 300 gjøres følgende:
 - 2.1 Midtpunktet for pikselraden hentes fra forhåndsberegninger.
 - 2.2 Det telles antall piksler i negativ retning til første detekterte kant som befinner seg utenfor isfri radius. Dette steget er illustrert med svarte piler i figur 3.7a.
 - 2.3 Antall piksler til første detekterte kant korrigeres med korrigeringsfaktor og lagres i en liste. Dersom ingen kant detekteres i den aktuelle pikselraden lagres ingenting.
- 3 Listen med radius målt i antall piksler omgjøres til radius i millimeter. Omgjøringen tar hensyn til korrigeringsfaktoren.

På grunn av hyppigheten til enkeltfeil som kan gi store utslag i gjennomsnittsberegninger, som nederste pil i figur 3.7, brukes medianradiusen som beregningsradius.

Til slutt blir tettheten til isen, d_{is} beregnet med følgende formel:

$$d_{is} = wl/V_{is} \quad (3.1)$$

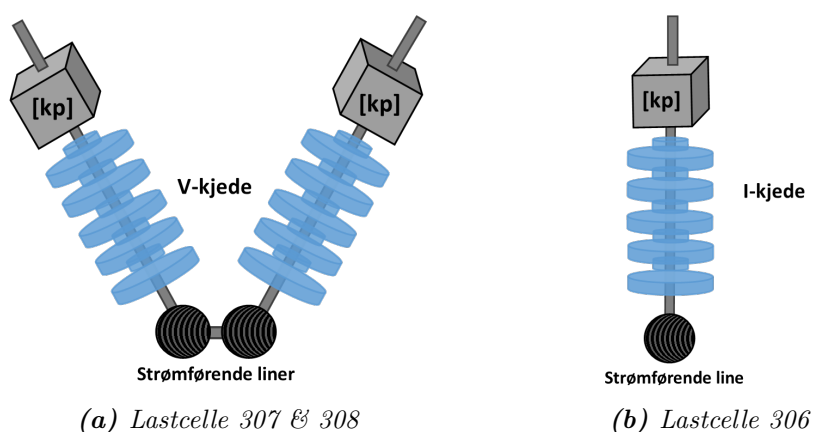
hvor w er målt islast i [kg/m] på tidspunktet bildet ble tatt, l er sensorens lengde og V_{is} er estimert volum til is-sylinderen, gitt ved følgende formel:

$$V_{is} = r\pi^2l - V_{isfri} \quad (3.2)$$

hvor r er beregnet radius, l er sylinderens lengde og V_{isfri} er volumet til en isfri sylinder.

3.1.3 Lastsensor: Lastceller i høyspentmast

I de to nærmeste høyspentmastene er det installert veieceller over isolator-kjedene som måler last direkte. Lastserien kalt "Duplex" inneholder lasten målt fra duplex-lederne, gitt som gjennomsnittet av lastcelle 307 og 308. Duplex-serien har to lastceller fordi lederne henger i et V-kjede, hvor det henger en lastcelle over hvert kjede. Opphenget knyttet til duplex-serien er illustrert i figur 3.8a. Lastserien kalt "Simplex" inneholder lasten målt fra lastcelle 306. Simplex-lederne henger i et I-kjede, som illustrert i figur 3.8b. Den målte lasten er i pond [kp], og er konvertert til islast [kg/m] ved å interpolere ved bruk av tabell A-2 i Ingvaldsen (2018), gitt av Statnett. Konvertering er utført av Kjeller Vindteknikk. Lastcellene er programmert til å prosessere data i 10-minutters intervaller. Lastcellene måler maksimal-, minimal- og gjennomsnittlast i hvert intervall. I oppgaven er gjennomsnitt brukt som faktisk last. De to aktuelle høyspentmastene er markert med svart (307 og 308) og rød (306) omkrets i figur 3.1.



Figur 3.8: Konseptuell illustrasjon av (a) en duplex-line på V-kjede og (b) en simplex-line på et I-kjede. I begge figurene illustrerer de grå firkantene lastcellene som måler i pond [kp]. (a) illustrerer lastcelle 307 og 308, (b) illustrerer lastcelle 306.

Derivasjon av lastserier

Lastseriene i oppgaven er fra svært sensitive sensorer, som gjør det nødvendig å glatte ut seriene før de deriveres. I oppgaven er et glidende median filter med vindusstørrelse på 1 time brukt for utglatting. Filteret fungerer slik at vinduet går gjennom hele dataserien og setter midtpunktet i vinduet til å være lik medianen av alle verdiene i vinduet. For eksempel vil en

vindusstørrelse på 1 time sette et punkt til å være medianverdien av alle datapunkt fra en halvtime tilbake i tid til en halvtime fram i tid.

Etter utglatting av dataserier er derivasjon utført numerisk med følgende formel:

$$\frac{dL_i}{dt_i} = \frac{L_{i+1} - L_i}{24(t_{i+1} - t_i)} \quad (3.3)$$

og følgende krav:

$$L_{i+1} - L_i > 0 \quad (3.4)$$

$$t_{i+1} - t_i < 0.007 \quad (3.5)$$

hvor L_i er last i tidspunkt i , og t_i er juliensk datovektor i tidspunkt i . Tallet 24 i ligning 3.3 er omgjøringsfaktor fra juliensk datovektor slik at $\frac{dL_i}{dt_i}$ blir gitt i kg/t. Tallet 0.007 i ligning 3.5 er juliensk datovektor for 10.08 minutter. Kravet er lagt til for å sørge for at tidspunktene det deriveres mellom kommer rett etter hverandre. Krav 3.4 er satt fordi bare positiv endring i vekt er relevant for oppgaven, da dette vurderes som ising. Negativ og ingen endring kategoriseres som ikke-ising.

3.1.4 Disdrometer - Thies LPM

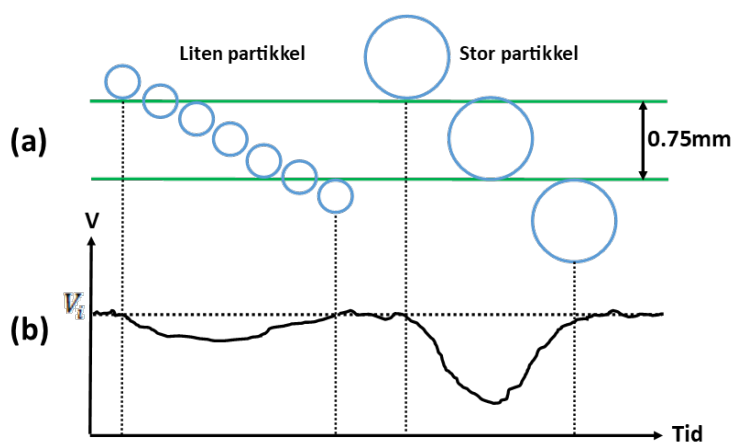
Disdrometeret brukt i oppgaven er en "Laser Precipitation Monitor" (LPM) levert av *Adolf Thies & Co.KG*. Disdrometeret har integrert oppvarming, og er velegnet for måling og deteksjon av forskjellige typer nedbør som for eksempel yr, regn, hagl, snø og blandet nedbør. Disdrometeret er avbildet på figur 3.9a og 3.9b.



Figur 3.9: Bilder av: (a) Thies LPM og (b) målingsprinsippet. Illustrasjonene er hentet fra brukermanualen (CLIMA 2017) og brukt med tillatelse fra *Adolf Thies & Co.KG*. Dimensjonene til det infrarødet planet er vist i figur 3.16

Teknologien fungerer slik at en laserdiode sender et infrarødt (785 nm bølglengde) plan til en mottaker på andre siden. Mottakeren er en foto-diode

som måler intensiteten ved å omforme strålen til en elektrisk signal. Når en nedbørspartikkel faller gjennom planet forstyrrer den signalet slik at mot-takeren mottar et redusert signal. Et redusert signal gjør at spenningen til fotodioden faller. Partikkelen antas å ha sfærisk form. Måleteknikken er beskrevet konseptuelt i figur 3.10. Figuren (a) illustrerer en liten og en stor partikkel, vist i blått, som faller gjennom planet vist i grønt. I (b) ser man at den minste partikkelen forstyrrer/skyggelegger en mindre del av signalet, som fører til et lite spenningsavvik fra initialspenningen V_i . For den store partikkelen i (b) blir amplituden i avviket større, da den forstyrrer en mye større del av signalet.



Figur 3.10: Konseptuell forklaring på hvordan (a): signaler fra partikler av ulik størrelse blir (b): lest og tolket av disdrometeret.

Små partikler har ofte lavere fallhastighet enn større, tyngre partikler. Det fører til at partiklene bruker lenger tid på å passere signalet, og spenningsavviket varer lenger. Dette er også illustrert i figur 3.10b. Partikkelens diameter og fallhastighet beregnes til slutt ut i fra henholdsvis amplituden og varigheten til spenningsfallet.

Beregningene fra disdrometeret gir informasjon om nedbørsintensitet, sikt, nedbørstype og antall partikler. Denne informasjonen tas ut fra blant annet en partikkelmatrise som viser hvordan partiklene fordeler seg i en forhånds-konfigurert klassebinning for diameter og fallhastighet. Det er 22 diameterklasser og 20 hastighetsklasser (se henholdsvis tabell 1 og 2 i Appendiks). I tabell 1 ser man at disdrometeret måler partikler med diameter ned til 0.125 mm. Klassebreddene øker for økende verdier for diameter og fallhastighet. Klassefordelingen leveres som en vektor V med 440 elementer (20x22), som kan uttrykkes på følgende måte:

$$V = [v_{1,1} \quad v_{2,1} \quad \dots \quad v_{f,1} \quad v_{1,2} \quad v_{2,2} \quad \dots \quad v_{f-1,d} \quad v_{f,d}]$$

hvor $v_{i,j}$ er antall partikler målt i hastighetsklasse i og diameterklasse j , f er antall hastighetsklasser og d er antall diameterklasser. Altså er første element i vektoren antall partikler i diameter-klasse 1 og fallhastighets-klasse 1. Neste element er antall partikler i diameter-klasse 1 og fallhastighets-klasse 2. Videre tas alle hastighetsklassene før neste diameter-klasse. Vektoren kan omstruktureres og visualiseres som en 20x22 matrise M med økende diameter og fallhastighet på henholdsvis x- og y-aksen:

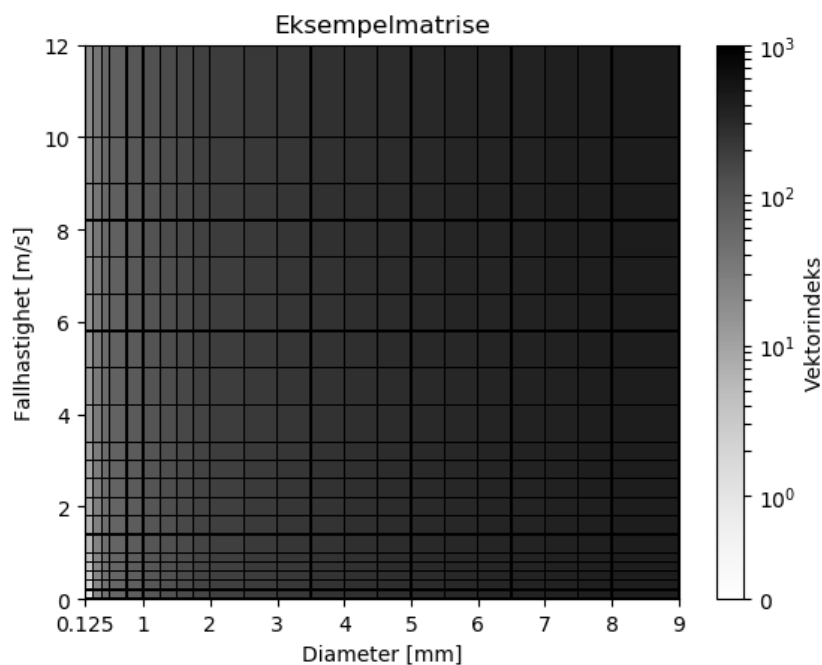
$$M = \begin{bmatrix} v_{f,1} & \cdots & \cdots & v_{f,d} \\ \vdots & & \ddots & \vdots \\ v_{2,1} & \cdots & & \vdots \\ v_{1,1} & v_{1,2} & \cdots & v_{1,d} \end{bmatrix}$$

Matrisen M kan visualiseres i et rutediagram med klassebreddene fra tabell 1 og 2 som sidebredder for tilhørende rute. En eksempelmatrikse på hvordan data fra disdrometeret visualiseres i denne oppgaven er vist i figur 3.11. Fargebaren i eksempelmatriksen går fra hvit til svart, og representerer rutens indeks i vektoren. Fargebaren er skalert logaritmisk for lettere å observere variasjon der det er få partikler. Formen på hver rute i rutenettet er bestemt av breddene på de tilhørende klassene. Fra tabellen 2 i Appendix ser man at hastighetsklassen over 10 m/s har en klassebredde på 10 m/s, og diameterklassen over 8 mm har uendelig klassebredde. Disse klassene plottes med en klassebredde på henholdsvis 2 m/s og 1 mm av praktiske grunner. Det er likevel verdt å merke seg at disse klassene er betydelig større enn de andre. Merk også at x-aksen starter på 0.125 mm, som er den laveste diameteren dette disdrometeret måler.

Klassifisering

I oppgaven benyttes flere metoder for å klassifisere nedbørspartikler fra disdrometeret. Felles for metodene er at de anvender kjente empiriske relasjoner mellom fallhastighet og diameter for forskjellige nedbørspartikler. En samling av relasjoner er samlet i tabell 3.3. Tabellen viser fart og masse som funksjon av diameter for vandrdråpe, rund- og kantet graupel, vanlig- og tett rim og snøkrystaller.

Det finnes flere måter å anvende relasjonene på. Den enkleste er å visualisere relasjonene som linjer sammen med matrisen. Da vil partikkelfordelingen ved en nedbørshendelse legge seg langs linjene som klassifiserer nedbørstypen. På grunn av at disdrometeret brukt i oppgaven har relativt store klassebinninger, vil matrisene føre med seg store feilmarginer for større verdier av



Figur 3.11: Eksempelmatrise som viser hvordan informasjon fra disdrometeret visualiseres i denne oppgaven. Størrelsen på rutene er bredden på den representative klassen i x- og y-retning, med unntak av "ytterklassene" som er skalert ned av praktiske grunner.

Tabell 3.3: Tabell over fallhastighet og partikkelmasse som funksjon av partikkeldiameter, d , for forskjellige nedbørspartikler brukt til klassifisering i denne oppgaven. Tabellen er utgangspunkt for figurene 3.12, 5.2 og 3.14.

Diameter(d)-relasjoner for nedbørspartikler			
Partikkel	$v(d)$ [m/s]	$m(d)$ [mg]	Kilde
Vanndråpe	$3.78d^{0.67}$	$0.52d^3$	Atlas og Ulbrich (1977)
Rund Graupel	$1.3d^{0.66}$	$0.078d^{2.8}$	Locatelli og Hobbs (1974)
Kantet Graupel	$1.1d^{0.57}$	$0.044d^{2.9}$	Locatelli og Hobbs (1974)
Rim	$0.96d^{0.12}$	$0.068d^{1.9}$	Masaaki (1995)*
Tett rim	$1.1d^{0.15}$	$0.094d^{1.9}$	Masaaki (1995)*
Snøkrystaller	$0.3(konstant)$	$0.0038d^2$	Nakaya (1954)*

*via Masaaki mfl. (2013)

diameter og fallhastighet. Det er av den grunn blitt fokusert på 3 hovedklasser. De tre klassene er vann, graupel og rim/snø. Disse tre nedbørsklassene er basert på hvilken informasjon man ønsker å oppnå fra de observerte partiklene. I oppgaven er det fokusert på nedbør i et temperert kystklima, hvor

man ofte har nedbør med temperaturer rundt 0 °C, og snø hovedsaklig faller som graupel, krystaller i forskjellig rimstadier, våtsnø og regn. Definisjonene til graupel og rim er i oppgaven satt til et gjennomsnitt av forskjellige underkategorier av henholdsvis graupel og rim.

Relasjonene brukt for å klassifisere vanndråper er hentet direkte fra tabell 3.3 og definert på følgende måte:

$$v(d) = 3.78d^{0.67} \quad (3.6)$$

$$m(d) = 0.52d^3 \quad (3.7)$$

hvor d er partikkelens diameter i millimeter. For graupel og snø finnes det flere definisjoner. I denne oppgaven brukes gjennomsnittet av formlene for rund og kantet graupel fra tabell 3.3. Likningene for fallhastighet og masse som funksjon av diameter til graupel-partikler er dermed definert på følgende måte:

$$v(d) = 0.5(1.3d^{0.66} + 1.1d^{0.57}) \quad (3.8)$$

$$m(d) = 0.5(0.078d^{2.8} + 0.044d^{2.9}) \quad (3.9)$$

Tilsvarende er rim/snø definert som gjennomsnittet av rim og tett rim fra tabell 3.3. Dermed er likningene for fallhastighet og masse som funksjon av diameter til rim-/snø-partikler definert på følgende måte:

$$v(d) = 0.5(0.96d^{0.12} + 1.1d^{0.15}) \quad (3.10)$$

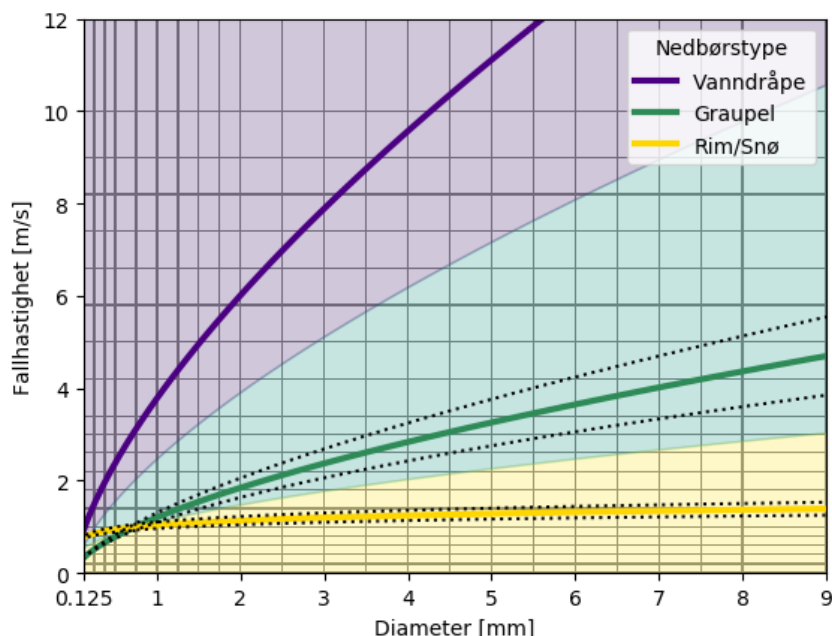
$$m(d) = 0.5(0.068d^{1.9} + 0.094d^{1.9}) \quad (3.11)$$

I alle tilfellene er massen gitt i mg , diameteren i mm og fallhastigheten i m/s . Linjene for fallhastighet $v(d)$ gitt av ligning 3.6, 3.8 og 3.10 er plottet i figur 3.12. I figuren er vanndråpe, graupel og rim/snø plottet som henholdsvis lilla, grønn og gul linje. Stiplede linjer rundt graupel og rim/snø illustrerer hva fargelinjene er gjennomsnitt av. Fargeområdene viser hvilken linje hvert punkt er vertikalt nærmest. Områdene er veiledene for subjektiv vurdering, og flere ruter faller innenfor to områder. Ved å referere til slike empiriske relasjoner kan man bestemme hovedpartikkelen i en nedbørshendelse.

Beregning av fluks

Masaaki mfl. (2013) presenterer en ny metode å lese matriser fra disdrometeret på. I studien defineres en såkalt fluks til hver partikkelklasse. Fluksen er i Masaaki mfl. (2013) definert som bevegelsesmengden til en partikkel og er definert ved:

$$f = mv \quad (3.12)$$



Figur 3.12: Nedbørstyper definert fra tabell 3.3. Linjene for graupel og rim (grønn og gul linje) er gitt av gjennomsnittet av henholdsvis rund/hexagonal graupel og vanlig/tett rim (stiplede linjer).

hvor m (mg) og v (m/s) er henholdsvis massen og fallhastigheten til partikkelen. Fluksen blir uttrykt i enheten for bevegelsesmoment, kgm/s . Fluksen for en liten partikkel, som generelt har lavere masse og fallhastighet, er forventet å ha mindre fluks enn en større partikkel. Derimot er det generelt flere små partikler enn store i en nedbørshendelse. Fluksen beskriver hvor mye en partikkel bidrar til den totale nedbørsmengden. Fluksen forteller med andre ord hvor effektivt en partikkel transporterer vann fra en sky til bakken.

I denne oppgaven blir fluksen beregnet fra empiriske relasjoner for masse som funksjon av diameter til forskjellige nedbørspartikler. Disse relasjonene er allerede presentert i tabell 3.3 og senere uttrykt i likning 3.7, 3.9 og 3.11 for henholdsvis vann, graupel og snø. For v i likning 3.12 brukes midtpunktet i hver rute. Da blir fluksen f for nedbørstype n definert på følgende måte:

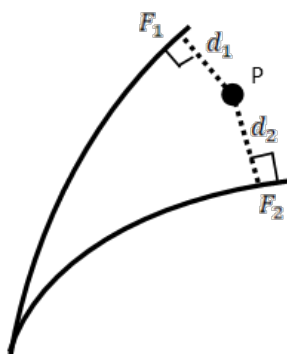
$$f_n(d) = m_n(d)v \quad (3.13)$$

hvor $m_n(d)$ er formelen for massen til nedbørstype n som funksjon av diameteren d og v er tilhørende fallhastighet. På grunn av at denne oppgaven bare definerer tre nedbørskategorier er det nødvendig for hvert punkt å interpolere mellom de to nærmeste nedbørskategoriene basert på avstand til

$v(d)$. Dette er gjort med en nærmeste-naboteknikk som gir følgende uttrykk for fluksen f_P for punkt P i matrisen:

$$f_P = \frac{(d_2 f_{1P} + d_1 f_{2P})}{d_1 + d_2} \quad (3.14)$$

hvor f_{1P} og f_{2P} er fluksen ved nærmeste punkt F_1 og F_2 , og d_2 og d_1 er avstanden fra P vinkelrett på henholdsvis F_1 og F_2 . Metoden er illustrert i figur 3.13. For å anvende fluksen på alle punktene i matrisen fra disdro-



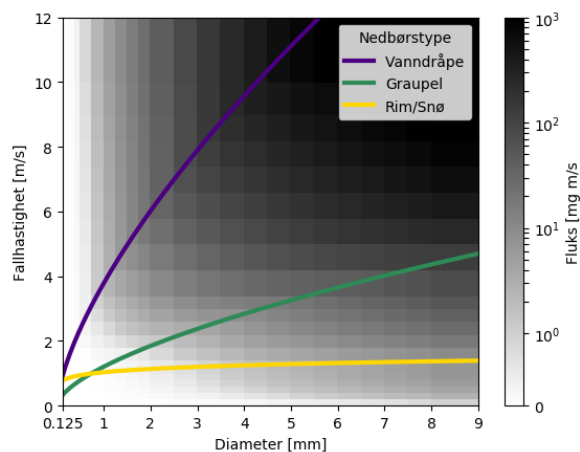
Figur 3.13: Illustrasjon av nærmeste-nabo-punktene (F_1 og F_2) for punkt P . Linjene representerer $v(d)$ for de to nærmeste partikkeltyper. d_1 og d_2 er avstanden fra P vinkelrett på henholdsvis F_1 og F_2 .

meteret, må man interpolerer midtpunktet i alle klassene i klassebinningen. Da får man en vektingsmatrise som er vist i figur 3.14. Denne matrisen kan multipliseres med matrisen M med klassefordelingen, og resultere i en ny matrise som viser fluksen i mg m/s (milligram meter per sekund).

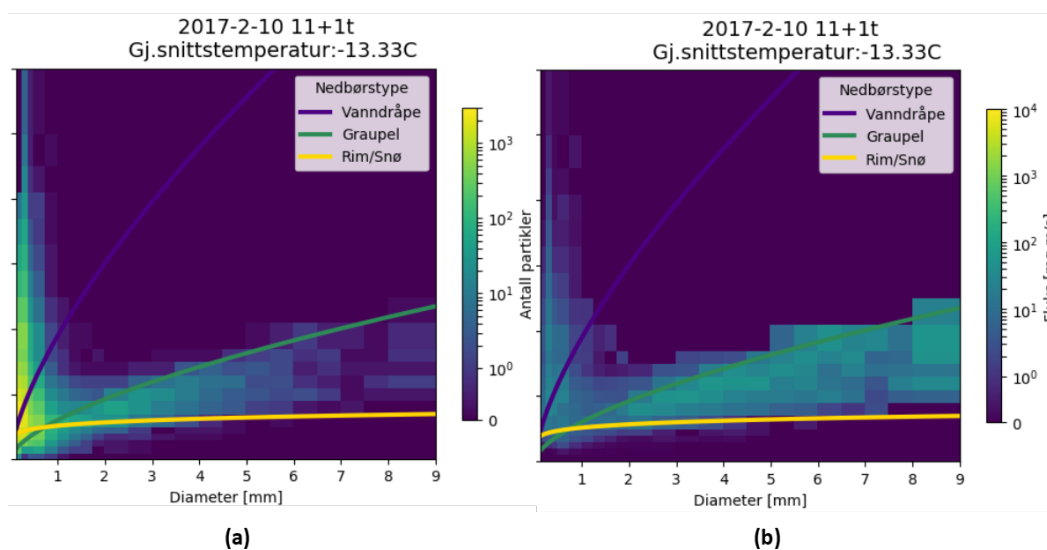
Figur 3.15 illustrerer diameter-fallhastighets relasjoner uttrykt både med antall partikler (a) og i fluks (b) for en nedbørshendelse den 10. februar 2017 mellom klokken 11:00 og 12:00. I oppgaven benyttes begge metodene.

Forventede begrensninger

At høye verdier for vindstyrke påvirker nedbørsmålinger er et kjent problem, og er et eget forskningsområdet. Problemet er blant annet adressert av Wolff mfl. (2013). Det må derfor antas at høye verdier for vindhastighet kan påvirke nedbørspartikkelens fart og retning gjennom det infrarøde planet. For det første vil høy vindhastighet påvirke partikkelens vertikale fallhastighet. I tillegg beregner disdrometeret bare diameter og fart, men ikke retning. Med andre ord vil en horisontal fartskomponent øke tiden partikkelen bryter signalet, og beregne en lavere fallhastighet. Friedrich mfl. (2013) utførte et innendørs eksperiment utført hvor disdrometeret var tiltet på skrå med forskjellige helningsvinkler. Konklusjonen var at disdrometeret måler større og



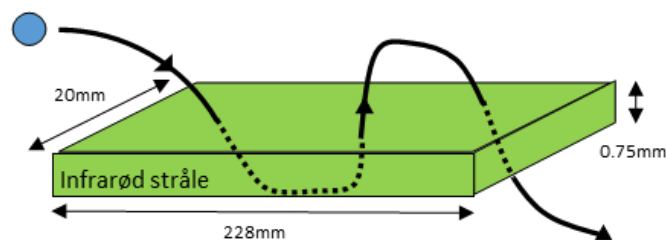
Figur 3.14: Vektingsmatrise som veker hver klasse basert på deres fluks. Fargegraden viser fluksen som mgm/s og er skalert logaritmisk.



Figur 3.15: Praktisk eksempel på forskjellen på å (a): telle partikler og (b): beregne fluks. Eksempelet er hentet fra 10. februar 2017 og viser gjennomsnittlig fordeling mellom kl 11:00 og 12:00.

tregere partikler med større helningsvinkel. Ved 0° helning målte disdrometeret flest partikler mellom 3.0 og 3.5 mm med en fallhastighet på mellom 6 - 7 m/s. Ved 45° helning ble det målt flest med diameter mellom 4.0 og 4.5 mm og en fallhastighet på omtrent 4 m/s.

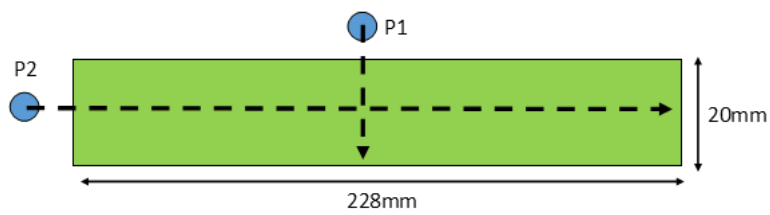
Også vindretning bør antas å ha en effekt. Dersom disdrometeret står in-



Figur 3.16: Figur som illustrerer hvordan en vindpåvirket partikkel kan passere det infrarødet planet i vinkel, fra undersiden og flere ganger.

stallert på en stolpe kan bestemte vindretninger gi turbulens rundt stolpen. Effekten av dette antas å være størst ved vind fra motsatt retning av disdrometerets pekeretning. Da vil disdrometeret stå skjermet av masten, hvor turbulente strømmer kan oppstå. Dette kan føre til at en partikkel oppfører seg kaotisk i og rundt planet. Trolig vil små, lette partikler påvirkes mest av turbulente strømmen. Dette kan føre til både feilmålt hastighet, diameter og antall partikler, som vist i figur 3.16. På bakgrunn av dette er det i oppgaven undersøkt det som i oppgaven kalles "masteeffekten". Masteeffekten er undersøkt ved å filtrere nedbørsperioder på øvre og nedre terskler for vindstyrker og vindretninger for å se etter signifikante forskjeller i hastighets-diameter mønstrene. Med betydelig vindstyrke er det ikke utenkelig at partikler passerer nedenfra i form av driftende snø. For å vurdere muligheten av dette må disdrometerets installasjonshøyde over bakken tas i betraktning.

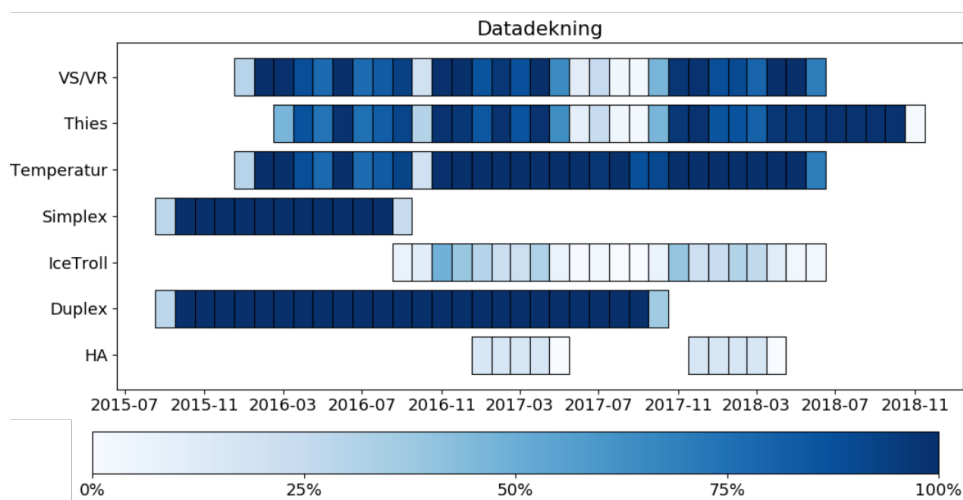
Partikler som har en stor horisontal fartskomponent kan også gi forskjellig utslag basert på fartsretningen. Figur 3.17 viser det infrarød planet sett ovenifra og to partikler P1 og P2. Baneretningen, markert med svart, stiplet strek i figuren, for P1 og P2 blir heretter omtalt som side- og parallellretning. Dersom man antar at partiklene har bare en horisontal fartskomponent ser vi fra figuren at partikkel 2 vil bruke mer enn 11 ganger lenger tid enn partikkel 1 med samme hastighet. Dette kan føre til at partikler som bryter planet fra siden vil måles med høyere fart enn tilsvarende partikler i parallellretning. Derimot er planet, med sin tykkelse på 0.75 mm, ikke tilstrekkelig tykt nok til at man kan se effekten med vanlige innfallsvinkler. Man bør anta at dersom effekten skal være reell, må P2 bryte planet i 20 mm horisontal retning, som er tilsvarende P1 sin horisontale reiselengde i planet. For at det skal skje må P2 ha en innfallsvinkel på $\tan^{-1}\left(\frac{20\text{mm}}{0.75\text{mm}}\right) = 87.85^\circ$, hvor 0° er definert som rett ned. Det anses at slike innfallsvinkler tilhører sjeldenhetene, men det kan ikke utelukkes ved for eksempel turbulente strømmer.



Figur 3.17: Illustrasjon som viser hvordan en partikkel med svært stor horisontal fartskomponent sin reisetid gjennom planet kan være sterkt avhengig av innfallsvinkel. Stiplet linje illustrerer tilhørende partikkels fartsretning. I figuren er det infrarøde planet sett ovenifra.

3.1.5 Datadekning Hardingnuten

Figur 3.18 viser en oversikt over dekningsgraden til de forskjellige måleseriene fra hovedtestfeltet på Hardingnuten. I figuren er dekningsgraden i prosent markert med en fargenyans mellom hvit og mørk blå, hvor hvit er 0 % og mørk blå er 100 % datadekning. Dekningsberegningen tar utgangspunkt i en måling hvert 10. minutt. Som resultat har svært lav dekningsgrad fordi den er hentet i timesverdier. I figuren er HARMONIE-AROME forkortet med HA. En fullstendig nummerert oversikt er gitt i tabell 3 i Appendiks. I figur 3.18 og i tabell 3 er vindstyrke/vindretning forkortet med VS/VR. HARMONIE-AROME er forkortet med HA.



Figur 3.18: Datadekningen på Hardingnuten. Utgangspunktet for dekningsgraden er data hvert 10. minutt. VS/VR står for vindstyrke/vindretning, HA står for HARMONIE-AROME. En fullstendig nummerert oversikt er gitt i tabell 3 i Appendiks.

Figuren viser en sterk korrelasjon mellom dekningsgraden til disdrometret og vindsensor. Dette er fordi de har samme strømkilde. Dekningsgraden til termistoren korrelerer også godt med disse fram til 2017. Det kan skyldes at termistoren forsynes fra 22 V batteriet, eller skiftet strømkilde. Det står ingenting om dette i feltrapporten Ingvaldsen 2018. Figuren viser også hvordan IceTroll måleserien lider av at støy er filtrert bort. Generelt for vinterene i studieperioden ser man god dekning fra simplex og duplex vinteren 2015/2016. Observasjonsmasten settes i drift i 2016. Vinteren 2016/2017 er all data utenom simplex tilgjengelig, og vinteren 2017/2018 er det bare tilgjengelige måleserier fra vindsensor, disdrometer, termistor, IceTroll og HARMONIE-AROME.

3.2 Eksperimentfelt - Haukeliseter

Testfeltet ”Haukeliseter” er finansiert av Statkraft og andre kraftselskaper og driftet siden 2011 av MET. Testfeltet ligger lang E134 mellom Haukeligrend og Røldal, nær Haukeliseter fjellstue i Telemark fylke. Kart over området er vist i figur 3.19. I figuren er testfeltet markert med en lilla trekant. Testfeltets nøyaktige posisjon er gitt ved følgende koordinater: $N59^{\circ}48'42.27''$, $E7^{\circ}12'50.23''$. Testfeltet ligger på 990 moh. i et lett kupert terreng mellom to store innsjøer. Omliggende fjelltopper er mellom ca. 100 til 500 meter høyere enn selve testfeltet. Fjellet ”Kista” er det første fjellet mot vest, og ligger 1302 meter over havet og omtrent 3 km unna testfeltet. I sør-vest, litt lenger unna, ligger fjellet ”Kjela” på 1452 meter over havet. Fjellene mot øst er lavere, men ligger litt nærmere. Mot sør er landskapet relativt åpent, og nærmeste fjelltopp ligger mer enn 4 km unna testfeltet.



Figur 3.19: Topografisk kart over Haukeliseter testfelt og området rundt. Selve testfeltet er markert med lilla trekant. Kart hentet fra Norgeskart.no

Haukeliseter testfelt er i oppgaven benyttet som et ”eksperimentfelt”, for å teste ut påståtte begrensninger med disdrometeret adressert i kapittel 3.1.4. Eksperimentene som er utført har som mål å (1) undersøke om disdrometeret ser forskjell på partikler som faller nedover eller blåses oppover, og (2) undersøke om disdrometeret registrerer partikler med stor horisontal fartskomponent raskere i sideretning enn parallellretning. Eksperimentene er forklart ytterligere detaljert i hvert sitt delkapittel.

Bildet i figur 3.20 viser testfeltet 13. april 2018. Bildet er tatt mot vest fra kontorbrakken på østsiden av testfeltet. Fjellet bak den røde sirkelen er fjellet Kista, som man ser helt i venstre bildekant på kartet i figur 3.19. Det er flere disdrometre på testfeltet, men den røde sirkelen markerer det disdrometeret som brukes i eksperimentene på Haukeliseter. Bildet viser at disdrometeret er montert på toppen av en mast isolert av en kommersiell vindskjerm, i motsetning til disdrometeret på Hardingnuten.



Figur 3.20: Foto av testfeltet på Haukeliseter, tatt mot vest. Disdrometeret er vist i rød sirkel. I bakgrunnen ser man fjellet Kista. Foto: Vemund Losnedal.

Testfeltet på Haukeliseter er i all hovedsak brukt til å få kjennskap til disdrometeret ved observasjon og fysiske eksperimenter. Øvrige tidsserier fra Haukeliseter blir ikke benyttet i oppgaven, og det anses derfor som irrelevant å presentere historiske, meteorologiske tidsserier fra området. Av den grunn blir bare værobservasjoner under de aktuelle eksperimentene presentert.

3.2.1 Eksperiment 1: Turbulens

Første eksperiment som ble utført på Haukeliseter testfelt var å se om disdrometeret registrerer forskjell på om partikkelen faller ned eller kommer nedenfra. En situasjon hvor partikkelen kommer nedenfra kan skyldes turbulens eller snøfokk, og vil i begge tilfeller generaliseres som støy for oppgavens formål.

Eksperimentet ble utført ved å spraye vandrdåper i begge vertikale retninger. Når det ble sprayet nedenfra var tuten litt nærmere og vinklet. En rekonstruksjon av hvordan det ble sprayet nedenfra er vist i figur 3.21. Det ble sprayet med vinkel fordi vann ikke ville komme ut om flasken var vinklet rett opp. Det ble sprayet i 3 minutter fra begge retninger med noen minutters mellomrom.



Figur 3.21: Rekonstruksjon av hvordan eksperimentene på Haukeliseter ble utført. På bildet sprayeres det nedenfra. Merk innfallsvinkelen som var nødvendig for at det skulle komme vann ut. Foto: Mareile Wollf

3.2.2 Eksperiment 2: Vindretning

Andre eksperiment som ble utført på Haukeliseter testfelt var å undersøke om man ser forskjell på om partikler med sterk horisontal fartskomponent som bryter planet fra siden og parallellretning. Hypotesen er at partikler med slike fartskomponenter vil observeres svært mye raskere fra siden enn i parallellretning.

Forsøket ble utført ved å spraye vanndråper i parallell- og sideretning. Det ble fokusert på å holde jevn frekvens i sprayingen, og konstant høyde. Utfordringen i eksperimentet ligger i at planet er så tynt at det er vanskelig å kontrollere at sprayhøyden blir tilstrekkelig nøyaktig.

Kapittel 4

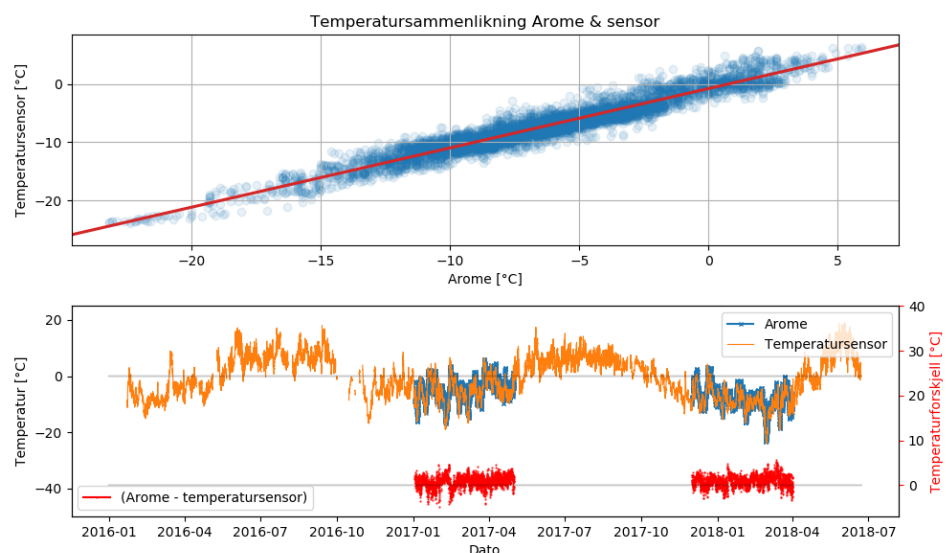
Resultater

Dette kapitlet presenterer hovedresultatene i oppgaven. Først vurderes de tre ulike tidsseriene for temperatur på Hardingnuten: fra termistor, modell og disdrometeret. Videre presenteres resultater fra eksperimentene på Haukeliseter som undersøker vindpåvirkning på disdrometeret, og om det finnes noen ”masteeffekt” på Hardingnuten. Disse undersøkelsene bidrar til å vurdere usikkerhetene og begrensningene til metoden. Til slutt presenteres hovedoppgaven: funn fra forskjellige isingsperioder, og om det er signaler fra disdrometeret som kan tyde på ising. I disse periodene sammenliknes modelldata med observert islast fra tilgjengelig IceTroll- og Duplexdata. Det vurderes om modellerte HARMONIE-AROME-parametre samsvarer med observasjoner på testfeltet.

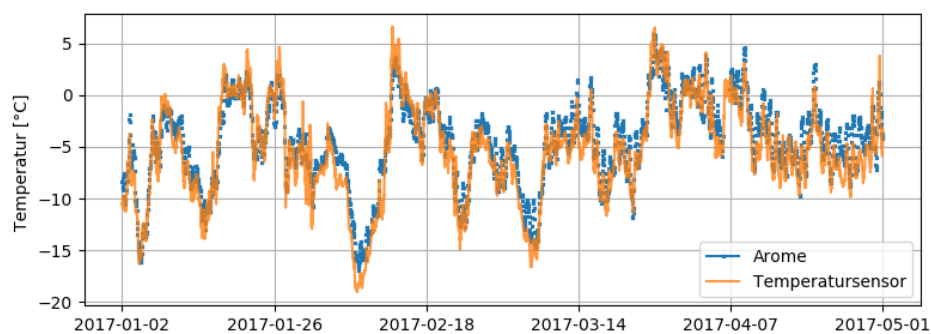
4.1 Tilgjengelig temperaturdata

Figur 4.1 sammenlikner målt temperatur fra termistoren på masten med modellert temperatur fra HARMONIE-AROME. Merk at tidsoppløsningen til dataseriene er forskjellige. Målingene logges hvert 10. minutt og modellen har timesoppløsning. I spredningsplottet i øverste panel er temperaturer fra HARMONIE-AROME plottet mot målt temperatur fra tilsvarende klokkeslett. Punktene er plottet med gjennomsiktig blåfarge for å bedre visualisere antall punkter. Regresjonslinja i rødt antyder at HARMONIE-AROME måler gjennomsnittlig litt varmere temperaturer enn termistoren, men ingen ekstreme avvik. Nederste panel i figuren viser vintrene som i oppgaven dekkes av HARMONIE-AROME. I det helhetlige bildet ser HARMONIE-AROME ut til å følge de målte temperaturtrendene. Modellert temperatur fra HARMONIE-AROME er gjennomsnittlig $0.89\text{ }^{\circ}\text{C}$ høyere enn målt av termistor. Tilsvarende median er $0.99\text{ }^{\circ}\text{C}$ høyere enn målt av termistor. Forskjellen, plottet i rødt, kan periodevis bli opp mot $\pm 6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Figur 4.2 vi-

ser temperatur fra HARMONIE-AROME og termistor i første periode med HARMONIE-AROME-data.



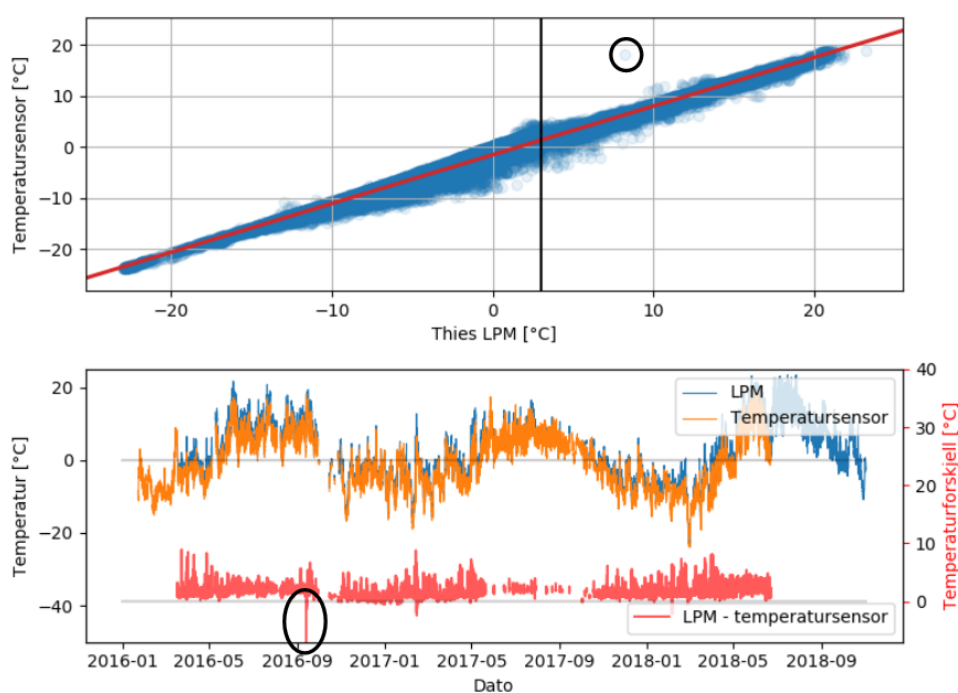
Figur 4.1: Sammenlikning av målt lufttemperatur fra termistor og modellert temperatur fra HARMONIE-AROME. Øverst: Spredningsgraf mellom temperatur fra termistor og HARMONIE-AROME. Nederst: Tidsserier for temperatur fra termistor (oransje) og modell (blå), samt forskjellen mellom dem (rød).



Figur 4.2: Temperatur for vinteren 2017 fra måling (oransje) og modell (blå)

Vinterene viser at HARMONIE-AROME-data gir et pålitelig temperaturbilde over større tidsserier, men kan avvike fra virkeligheten om man ser på en mer detaljert målestokk. Det gir derfor mening å se på målte temperaturdata der slik data er tilgjengelig.

Figur 4.3 viser en tilsvarende sammenlikning av temperaturdata fra termistor og temperatursensor i disdrometeret. Sammenlikningen viser at disdrometeret mer eller mindre kontinuerlig måler høyere lufttemperatur enn termistoren. Median- og gjennomsnittsforskjellen er henholdsvis 1.43 °C og 1.55 °C. Det er mulig at deler av temperaturforskjellen skyldes at disdrometeret blir oppvarmet for at det ikke skal samle seg snø eller is på sender eller mottaker. Den interne oppvarmingen kan dermed påvirke den innebygde temperatursensoren. Oppvarming av disdrometeret skrur på ved temperaturmålinger under 3 °C (CLIMA 2017). Spredningsplottet øverst i figur 4.3 antyder at avvikene øker parallelt med økende temperatur opp til 3 °C, markert med svart linje. Når disdrometeret måler temperatur over 3 °C blir avvikene signifikant mindre. Det samme kan observeres fra tidserien nederst i figur 4.3. Temperaturforskjellen er i figuren tegnet i rødt, og gir størst verdier i vintermånedene, hvor oppvarming skjer. Det tyder på at oppvarmingen påvirker temperaturmålingene til disdrometeret.



Figur 4.3: Sammenlikning av målt lufttemperatur fra Ice Troll og LPM. Øverst: Spredningsgraf mellom temperatur fra termistor og disdrometer. Nederst: Tidsserier for temperatur fra termistor (oransje) og disdrometer (blå), samt forskjellen mellom dem (rød).

Tidsserien viser at disdrometeret generelt måler høyere temperaturer enn termistor, også uten oppvarming. Til tross for den signifikante endringen i systematikk i spredningsplottet ved temperaturgrensen, er det sannsynlig at

temperaturforskjellen også skyldes andre faktorer. En slik faktor kan være at temperatursensoren har en liten, utilstrekkelig strålingskjerm, og kan derfor i større grad være påvirket av stråling. Disdrometeret har også flere målinger som på grunn av rask endring, hull i dataserie og ekstreme verdier bør vurderes som feilmålinger. Et eksempel er en enkeltmåling i september 2016. Her er temperaturmålingene fra disdrometeret ved flere anledninger ikke-kontinuerlig, og på et tidspunkt over 10 °C kaldere enn målt lufttemperatur fra termistoren. Punktet er markert i svart sirkel i figur 4.3, og skiller seg tydelig ut i spredningsplottet.

På grunn av de nevnte utilstrekkelighetene, som oppvarming og minimal strålingsbeskyttelse, regnes data fra termistor som nærmere sannhetsdata enn data fra temperatursensoren til disdrometeret. Termistoren blir derfor brukt som refereranse i resten av oppgaven.

4.2 Eksperiment: Haukeliseter

På Haukeliseter ble det utført to eksperimenter for å analysere utslag fra turbulens og vindretning. De forskjellige delene av eksperimentet er oppført i tabell 4.1 sammen med værobservasjoner og tidspunkt. Større beskrivelse av eksperimentene finnes i kapittel 3.2.

Eksperiment 1: Turbulens

Sammenlikning mellom å sprøyte ovenfra og nedenfra (figur 4.4) viser to veldig like nedbørsmatriser. Forskjellen er hovedsaklig antall partikler. Det er registrert hele 59 % flere partikler ved sprut nedenfra enn ovenfra. Forskjellen i partikkelstørrelse er ikke signifikant. Andel partikler under 1 mm i diameter er 97 % og 94 % for henholdsvis spraying ovenfra og nedenfra. Antall store partikler er svært få sammenliknet med antall små partikler.

For å eliminere usikkerhet knyttet til tid i sprayingen er fallhastighetsklassene i forsøkene summert og normert, og deretter vist i histogram i figur 4.5. Andelen partikler med fallhastighet over 4.2 m/s ovenfra er større enn nedenfra. Dette gjelder for alle fallhastighetsklasser fra 4.2 m/s og raskere. Størst forskjell er det i andelen partikler med fallhastighet over 10 m/s, hvor 2 % flere partikler observeres ovenfra enn nedenfra.

Det er viktig å være klar over at partiklenes hastighet tilsvarer deres ”opp-holdstid” i planet. I forsøket hadde dråpene hastigheten fra sprayflasken som er ganske lik nedenfra som ovenfra. I virkeligheten er hastigheten summen av fallhastighet, vindhastighet og eventuelt turbulens. Hastigheten vil bli mer lik vindhastighet for sterkere vind.

Tabell 4.1: Tidslinje for eksperimentene og værobservasjoner i utførelsesperioden på Haukeliseter. Observasjonene er gjort med utgangspunkt i METs håndbok for koding av manuelt observerte værparametre, van Nes (2015). Observasjonene er utført av Mina Tangen, masterstudent ved UIO.

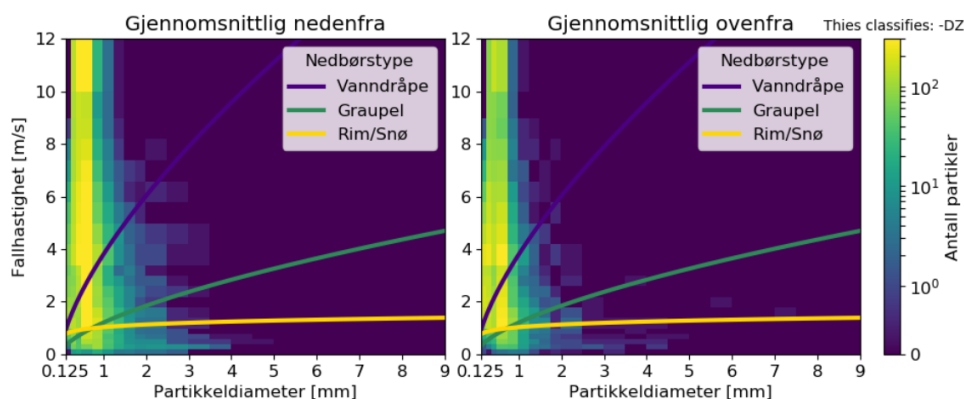
Tidspunkt	Observasjon/ Utførelse	Kommentar
11:04	ww: 51	-
11:35	ww: 52	-
11:50 - 11:54	Eksperiment: Nedenfra	-
11:59	ww: 51	Veldig lett, nesten ingenting
12:08 - 12:12	Eksperiment: Ovenfra	-
12:15 - 12:19	Eksperiment: Sideretning	-
12:22 - 12:26	Eksperiment: Blokkade	-
12:29 - 12:33	Eksperiment: Parallellretning	-
12:33	ww: 51	-
13:03	ww: 10	Ingen nedbør

Fra van Nes (2015):

ww: 52 = Middels yr med opphold

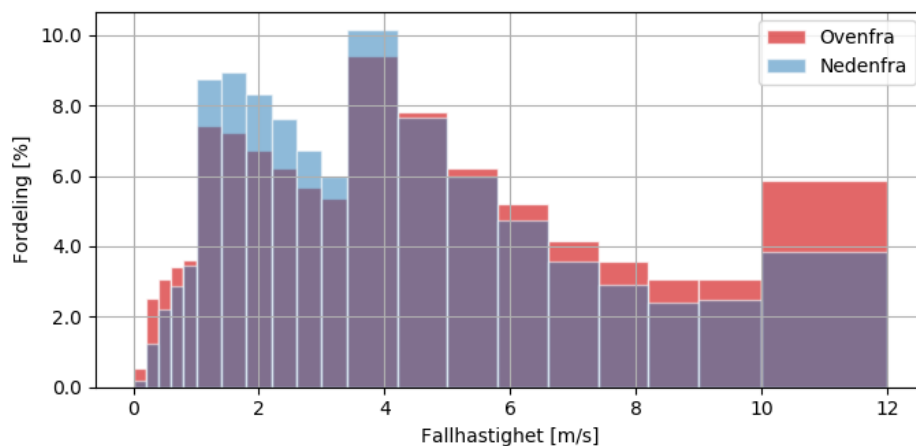
ww: 51 = Lett yr, vedvarende

ww: 10 = Tåkedis. Synsvidde 1 - 10 km



Figur 4.4: Gjennomsnittlig nedbørsmatrise for eksperimentene hvor vann ble sprøytet oppover (venstre) og nedover (høyre). Begge bildene er gjennomsnitt av 4 matriser.

Den største delen av forskjellene skyldes mest sannsynlig usikkerheter i eksperimentenes oppsett. De små forskjellene i størrelse og fallhastighet kan dermed ikke anses som signifikant. Eksperimentet bekrefter at disdromeret ikke differensierer mellom partikler som kommer ovenfra eller nedenfra, siden fallhastighet bare beregnes fra oppholdstid i måleområdet. Derfor vil



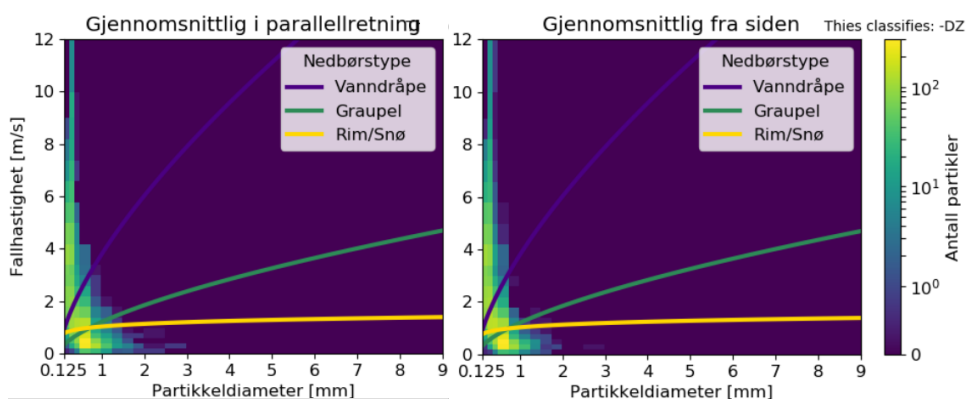
Figur 4.5: Histogram over normerte verdier for partikkelmengde i hver fallhastighetsklasse for eksperiment 1. Fargene er 50% transparente, som fører til at overlapp er vist i mørk blå.

turbulens og snøfokk, som trolig både kan resultere i partikler nedenfra og overfra, gi et unøyaktig bilde av fallhastigheten.

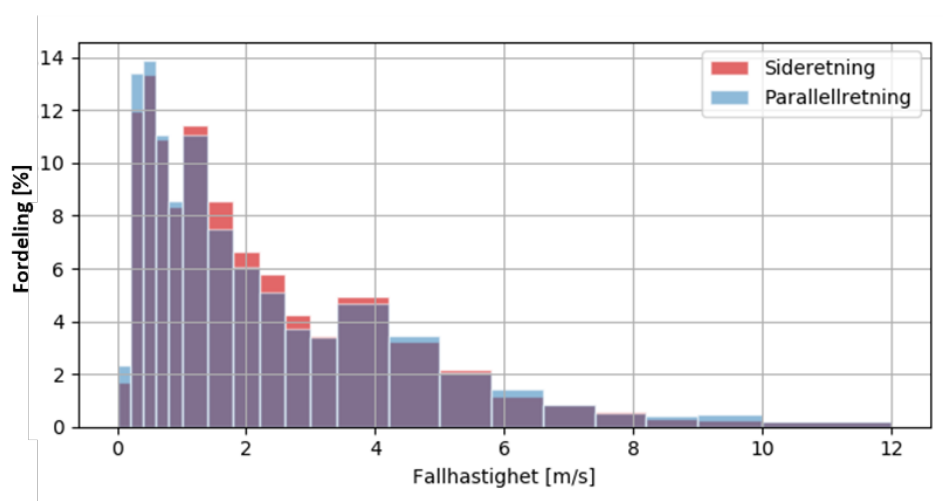
Eksperiment 2: Vindretning

Sammenlikning av spraying fra siden og i parallellretning i figur 4.6 viser veldig like nedbørsmatriser. En interessant observasjon er at disdrometeret ser langt færre partikler totalt når det sprayer horisontalt enn vertikalt. Ved spraying ovenfra observerte disdrometeret gjennomsnittlig 9434 partikler per minutt. Disdrometeret observerte 8.7 % flere partikler fra siden enn i parallellretning, henholdvis 4243 og 3903 partikler per minutt. Dette er uansett veldig mye mindre enn ved spraying ovenfra. Dette er mest sannsynlig på grunn av at tverrsnittsarealet partikkelen treffer er mindre i horisontal retning. Dermed er konsekvensene av usikkerhetene større. Det er med andre ord sannsynlig, dersom man ser bort ifra snødrift, at sterk vind fører til færre registrerte partikler.

For å eliminere usikkerhet knyttet til tid i sprayingen er fallhastighetsklassene i forsøkene summert og normert, og deretter vist i histogram i figur 4.7. Forskjellene som viser overvekt av middels høye fallhastigheter for sideretning vurderes som ikke signifikant på grunn av usikkerhet i eksperimentets oppsett. Antagelsen å se raskere partikler ved sprøyt fra siden enn i parallellretning kunne ikke bekreftes ved dette eksperimentet.



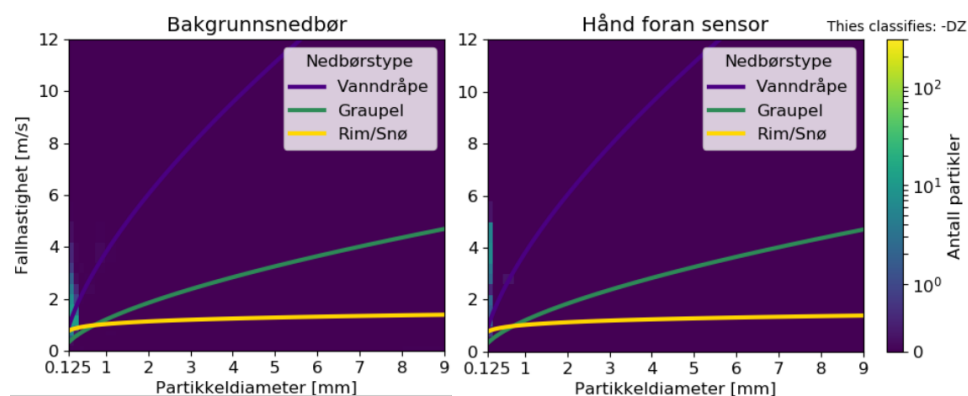
Figur 4.6: Gjennomsnittlig nedbørsmatrise for eksperimentene hvor vann ble sprøytet i parallellretning (venstre) og fra siden (høyre). Begge bildene er gjennomsnitt av 4 matriser.



Figur 4.7: Histogram over normerte verdier for partikkelmengde i hver fallhastighetsklasse for eksperiment 2. Fargene er 50% transparente, som fører til at overlapp er vist i mørk blå.

Bakgrunnstøy

Figur 4.8 (venstre) viser gjennomsnittlig nedbørsmatrise for timen eksperimentene ble gjennomført, men med selve eksperimentmatrisene ekskludert. Figuren viser at disdrometeret kategoriserer signalet som yr ("-DZ"). Det var ikke merkbar yr under utførelse av eksperimentet. Til høyre i figuren vises matrisen når sensoren dekkes til med hånda. Til tross for at man kunne forvente null-matrise ser man totalt noen titalls partikler i de minste diameterklassene med opp til 5 m/s hastighet. Dette kan anses som støy, og kan også være inkludert i alle eksperimentene.



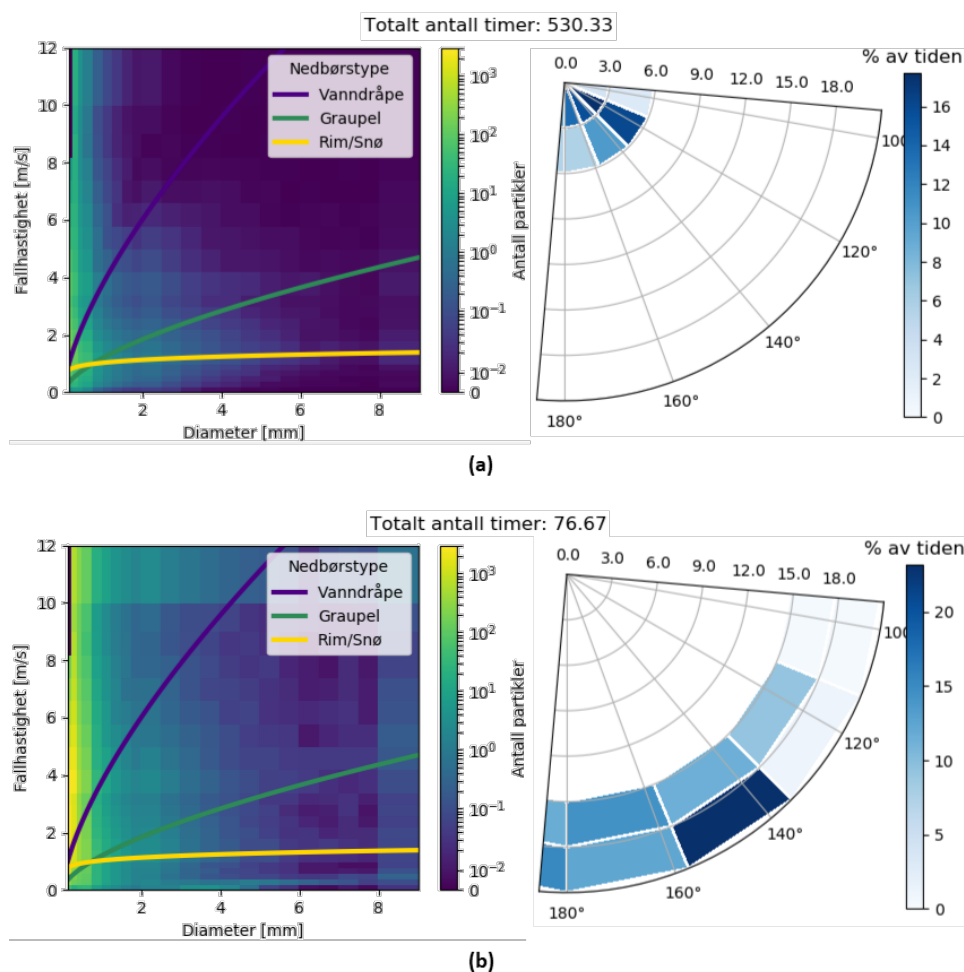
Figur 4.8: Gjennomsnittlig nedbørsmatrise for bakgrunnsnedbøren den timen eksperimentet varte (venstre), og for når sensoren ble dekket til (høyre).

4.3 Masteeffekten Hardingnuten

For å undersøke masteeffekten på Hardingnuten har alle nedbørshendelsene fra disdrometerets operative periode blitt analysert ved forskjellige terskelverdier for temperatur, vindstyrke og vindretninger. For å kontrollere at nedbørsbildet er preget av isingsrelevante hendelser er nedbørshendelser med lufttemperatur over -2 °C filtrert bort. Nedbørsbildet er delt opp i fire vindretninger; vinkelrett fra begge sider og begge parallellretninger i forhold til disdrometerets pekeretning. Svak vind er i kapittelet definert til under 6 m/s og sterk vind som over 15 m/s. Antall partikler som observeres med forskjellig vindretning og styrke er oppsummert i tabell 4.2, i slutten av delkapittelet.

4.3.1 Parallellvind

Figur 4.9 og 4.10 viser gjennomsnittlig partikkelfordeling for vind i disdrometerets parallellretninger. Vind fra sørøst ($95^\circ - 185^\circ$) er vist i figur 4.9. Dette er vind i disdrometerets pekeretning. Det antas at sterke vinder fra denne retningen fører til turbulente strømmer bak masta, hvor disdrometeret er montert.

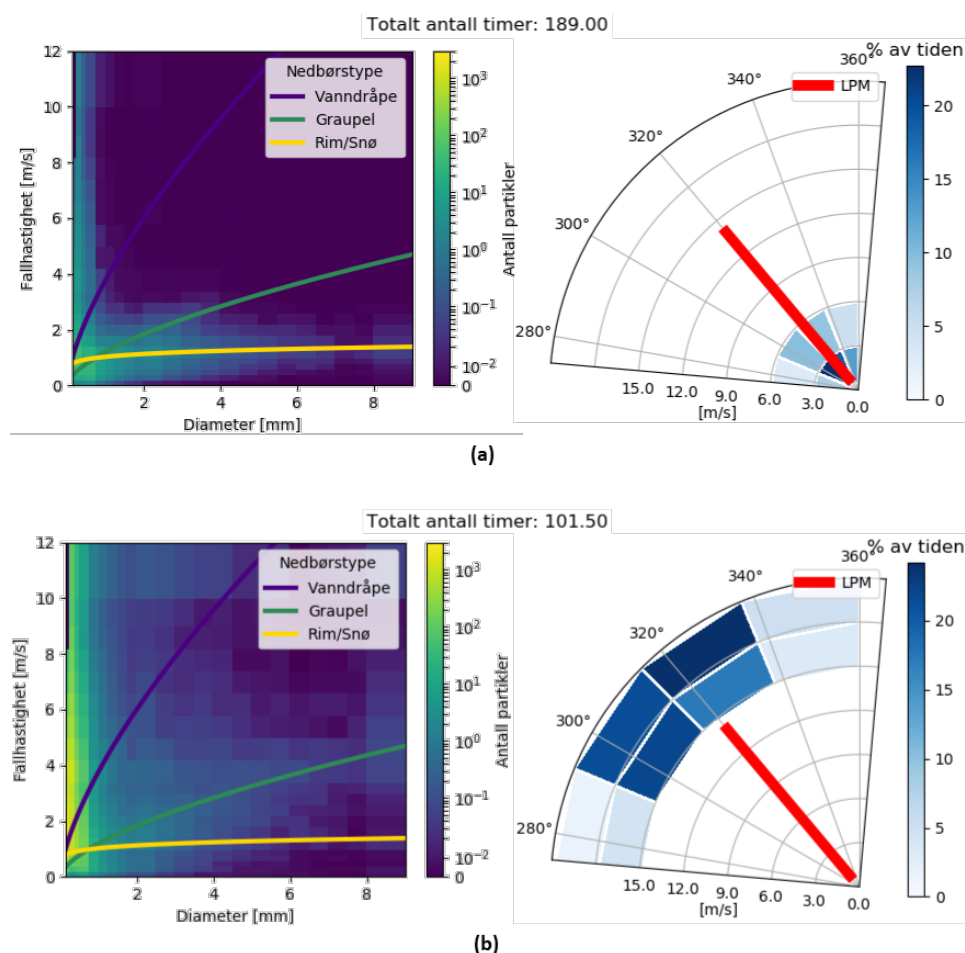


Figur 4.9: Gjennomsnittlig nedbørshendelse for hele dekningsperioden til disdrometeret på Hardingenut. Figuren tar utgangspunkt i nedbørshendelser med vind fra sørøst, med henholdsvis svak (a) og sterk (b) vind.

I figuren viser partikkelfordelingen for lav vind (4.9a) svake men distinkte mønstre som følger nedbørstypene. I tillegg telles en del små partikler i alle fallhastigheter.

Partikkelfordelingen for sterk vind (figur 4.9b) viser et langt mer "rotete"

nedbørsbilde, med en overvekt av partikler i største hastighetsklasse. Det er ikke mulig å observere distinkte mønstre i fordelingen som legger seg langs partikkeldefinisjonene.



Figur 4.10: Gjennomsnittlig nedbørshendelse for hele dekningsperioden til disdrometeret på Hardingnuten.. Figuren tar utgangspunkt i nedbørshendelser fra nordvest, med henholdsvis svak (a) og sterk (b) vind. Rød strek indikerer disdrometerets pekeretning fra origo (se figur 3.3)

Gjennomsnittsfordeling for vindretning fra nordvest ($275^\circ - 5^\circ$) er vist i figur 4.10. I figuren er disdrometerets pekeretning vist i rødt. Partikkelfordelingen for lav vind (figur 4.10a) viser distinkte mønstre langs definisjonen på rim og snø. Mønstrene er noe mer distinkt enn for motsatt vindretning for lave vindhastigheter. Merk at motsatt vindretning har mer enn dobbelt så mange nedbørstimer som påvirker gjennomsnittsfordelingen. I likhet med motsatt vindretning så telles mange små partikler i alle fallhastigheter. For høye vindhastigheter, vist i figur 4.10b, virker fordelingen mer tilfeldig. Man kan

fremdeles observere mønstre, denne gangen langs definisjonen for graupel. I likhet med motsatt vindretning observeres en overvekt av partikler i den største hastighetsklassen, men som kontrast er mønstrene tilsynelatende mer tydelige.

Tabell 4.2 viser at det telles omtrent tre ganger så mange partikler når det blåser fra sørøst, sammenliknet med fra nordvest. Dette passer bra med den lokale meteorologien i følge Mc Innes og Nygaard (2014), beskrevet i kapittel 3.1.1. Fjellene i vest gir massiv skjerming mot fuktig luft fra kystområdene i vest. Dette er ikke tilfelle fra sør. Tabellen viser også at antall partikler observert fra nordvest og sørøst øker med en faktor på henholdsvis 23 og 18, ved sterk vind.

4.3.2 Sidevind

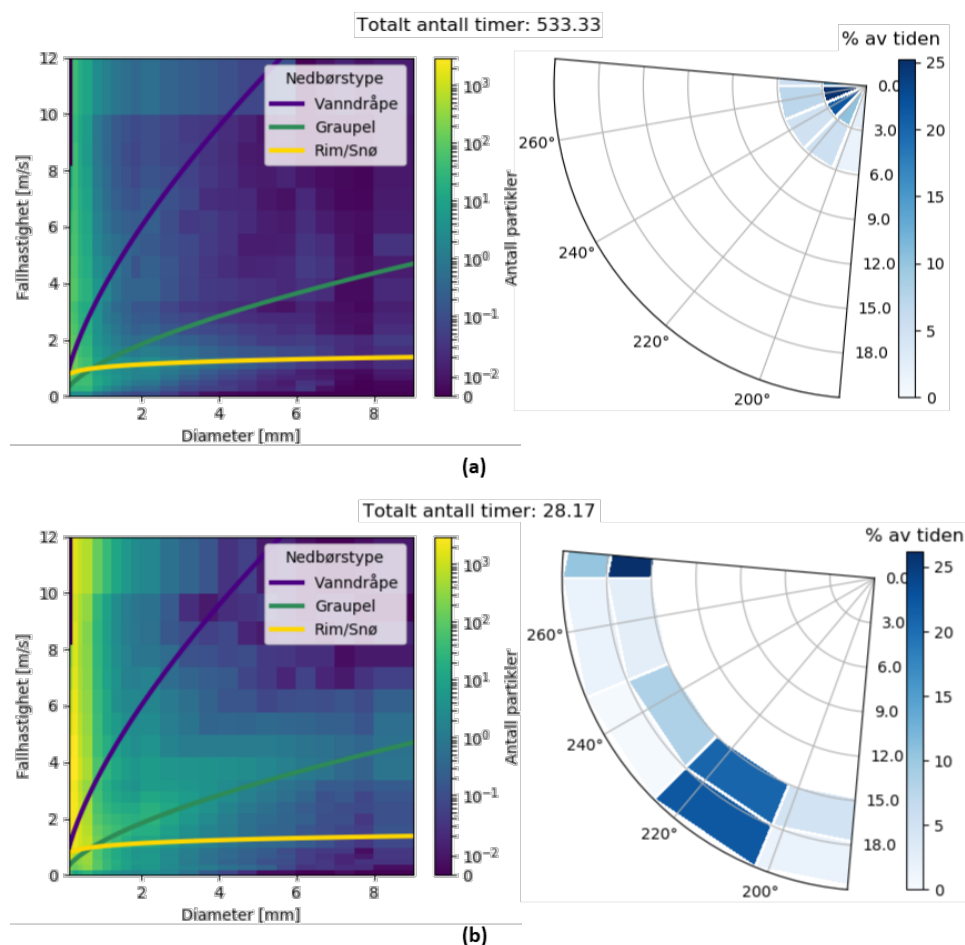
Partikkelfordelingen med lav vind fra sørvest ($185^\circ - 275^\circ$), i figur 4.11a, viser litt mindre distinkte mønstre langs definisjonslinjene enn parallellretningene. I kontrast viser fordelingen fra sørvest regnpartikler. Dette skyldes trolig et fåtall intense nedbørshendelser med underkjølt regn. Regnpartiklene forsvinner fra matrisen om temperaturgrensen senkes til -3°C . Det observeres små partikler i alle hastighetsklasser som ved øvrige vindretninger.

Fordelingen for sterke vinder (figur 4.11b) ser annerledes ut enn for svak vind. I figuren legger nedbørspartiklene seg rundt linja for graupel. Det observeres også betydelig antall partikler i øverste fallhastighetsklasse.

Gjennomsnittlig partikkelfordeling for vind fra nordøst ($5^\circ - 95^\circ$) er vist i figur 4.12. Figuren viser at svak vind (figur 4.12a) gir distinkte mønstre langs definisjonslinja for snø, og små partikler i alle fallhastighetsklassen. Man ser også en økning i uorden for fordelingen ved sterk vind (figur 4.12b). Denne observasjonen har vært felles for alle vindretninger. Derimot kan man observere, i likhet med sidevind fra sørvest, at mønsteret er mer distinkt enn ved sterk vind i parallellretning.

Tabell 4.2 viser at disdrometeret teller generelt flere partikler per nedbørshendelse med vind fra siden. I tillegg telles mer enn dobbelt så mange partikler fra nordøst som sørvest. Dette kan ha meteorologiske grunner. For eksempel kan nedbør fra denne retningen være mer intense. Samtidig er det kun registrert 10.83 timer med vind fra nordøst, som gjør matrisen svært sensitiv for ekstreme enkelthendelser.

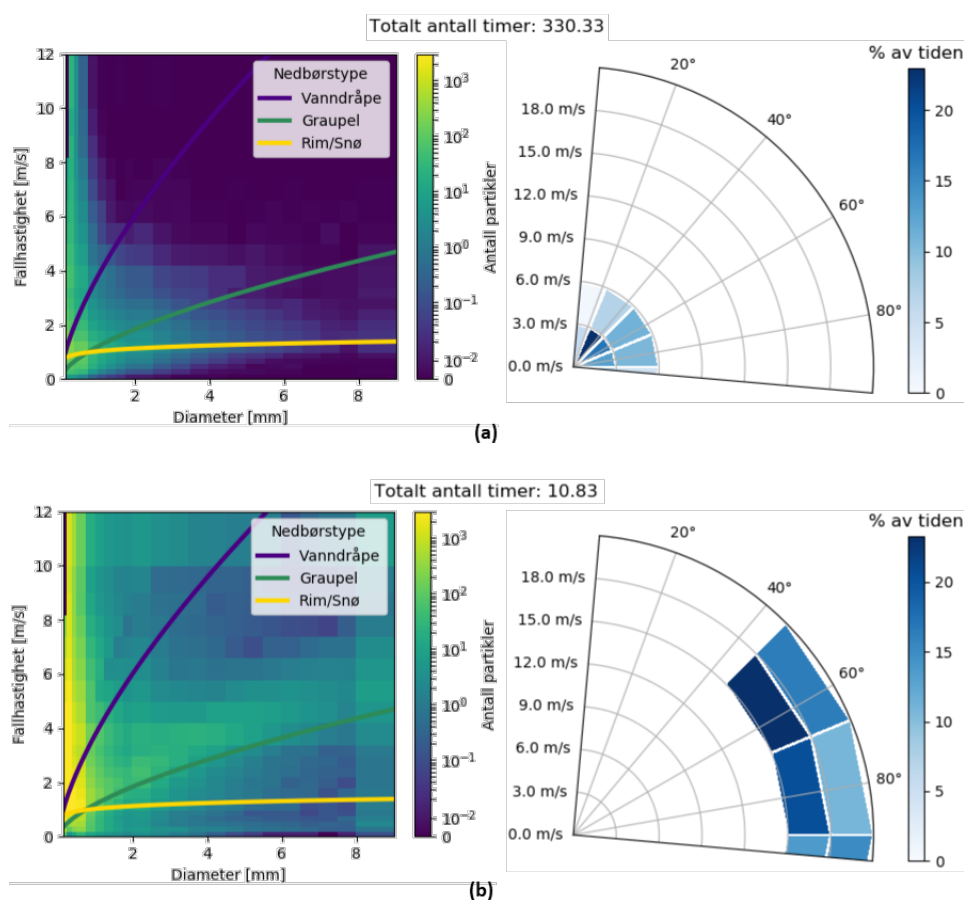
Tabellen viser også at det er tilnærmet like mange partikler ved vind fra sørvest som sørøst. Dette gjelder både for svak og sterk vind. Det er dog nesten tre ganger flere nedbørshendelser ved sterk vind fra sørøst som sørvest. Det kan være tilfelle at det er den skjeve fordelingen av nedbørstimer som resul-



Figur 4.11: Gjennomsnittlig nedbørshendelse for hele dekningsperioden til disdrometeret på Hardningnuten. Figuren tar utgangspunkt i nedbørshendelser med vind fra sørvest, med henholdsvis svak (a) og sterk (b) vind.

terer i tydeligere mønster i matrisen for vind fra sørvest. Ved få nedbørstimer er gjennomsnittlig nedbørsbilde svært påvirkelig av enkelthendelser.

Forskjellene kan også skyldes vindpåvirkning på disdrometeret. Eksperimentet i kapittel 4.2 observerte gjennomsnittlig 8.7 % flere partikler fra siden enn i parallellretning. Forskjellene er større på Hardningnuten. Til tross for at det også på Hardningnuten observeres flere partikler ved sidevind, er antall observasjoner ikke tilstrekkelig til å bedømme hvorvidt dette bestemmes av enkelthendelser eller av at disdrometeret blir påvirket av vindretning.



Figur 4.12: Gjennomsnittlig nedbørshendelse for hele dekningsperioden til disdrometeret på Hardingnuten. Figuren tar utgangspunkt i nedbørshendelser med vind fra nordøst, med henholdsvis svak (a) og sterk (b) vind.

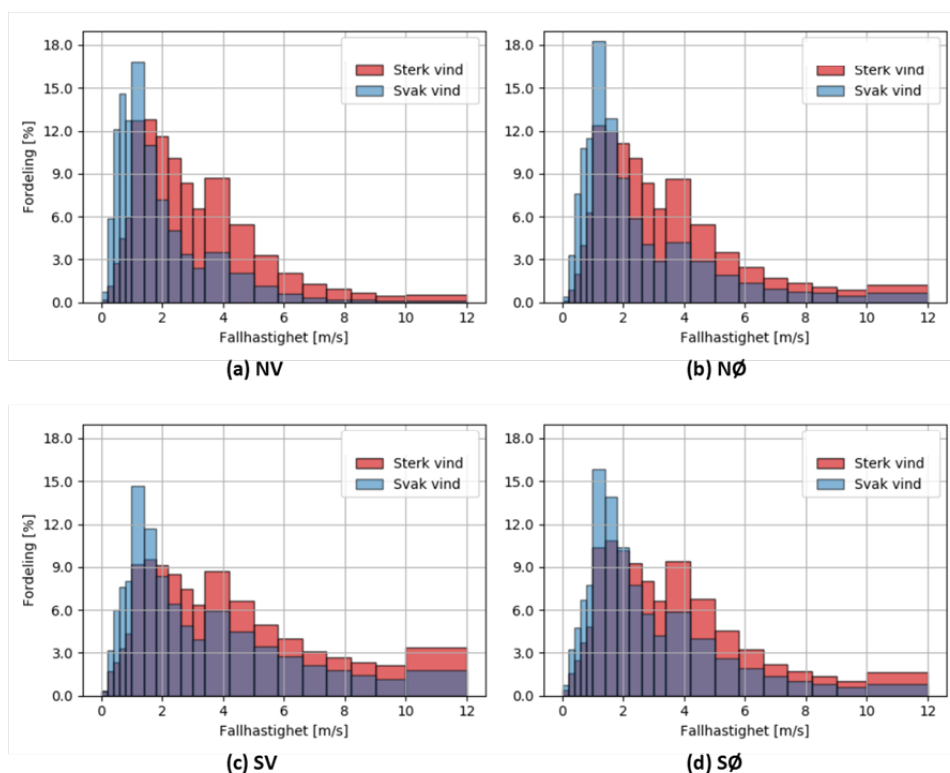
Tabell 4.2: Antall partikler i matrisene presentert i figur 4.9-4.12. Verdiene er gitt som gjennomsnittlig verdi for 10 minutter.

Gjennomsnittlig antall partikler			
Nordvest		Nordøst	
Svak vind	Sterk vind	Svak vind	Sterk vind
980	22 679	4 301	158 292

Sørvest		Sørøst	
Svak vind	Sterk vind	Svak vind	Sterk vind
3 237	60 100	3 202	57 464

4.3.3 Vindpåvirket fallhastighet

Aggregerte hastighetsklasser for hver vindretning er vist som histogrammer i figur 4.13. Verdiene er normerte for å legge et bedre sammenlikningsgrunnlag. Y-aksen representerer dermed den relative partikkelfordelingen i prosent. Bredden til hver stolpe er bredden til den respektive hastighetsklassen. Generelt ser man at en høyere andel partikler med tilsynelatende høyere fallhastighet blir registrert for sterkere vind. Økningen i andel raske partikler opptrer uavhengig av vindretningen.



Figur 4.13: Normerte histogrammer over aggregerte fallhastighetsklasser ved vind fra (a) nordvest (b) nordøst (c) sørvest (d) sørøst. Stolpene er tegnet med 50 % gjennomsiktighet for å kunne se overlapp.

Histogrammet for vind fra nordvest (figur 4.13a) viser lavest andel partikler med fallhastighet over 5 m/s av alle retningene, både for svak (2 %) og sterk (9 %) vind. Vind fra nordvest treffer rett på disdrometeret, og masten påvirker trolig ikke partikkelbanen fra denne retningen. Dette kan tyde på at vind rett på disdrometeret gir mindre andel partikler med høy fallhastighet.

I 4.13c ser man at vind fra sørvest gir det jevneste histogrammet. Det viser at vind fra sørvest gir nedbørsituasjonene med størst andel raske partikler. For

svak vind registreres 17 % med fallhastighet på over 5 m/s. Ved sterk vind registreres 24 % av alle partikler med en fallhastighet på over 5 m/s, og 3.5 % med fallhastighet over 10 m/s. Man kan anta at det skyldes stor horisontal fartskomponent i sideretning, men da burde samme effekt observeres med sterk vind fra nordøst. Sterk vind fra nordøst (figur 4.13b) viser derimot ikke samme effekt. Ved sterk vind fra nordøst har 12 % av partiklene fallhastighet over 5 m/s.

Antall timer med sterk vind fra sørvest og nordøst er henholdvis 28.17 og 10.83 timer. Observasjonene for sterk vind kan være påvirket av enkelttilfeller.

Histogrammet for vind fra sørøst (figur 4.13) har nest størst andel raske partikler uavhengig av vindstyrke. Andel partikler med fallhastighet over 5 m/s for svak og sterk vind er henholdvis 9 % og 16 %. Vind fra sørøst gir antakelig mest turbulens på grunn av disdrometerets design og montasjeretning (se kapittel 3.1.4). Det er usikkert hvordan turbulens vil påvirke observerte hastigheter.

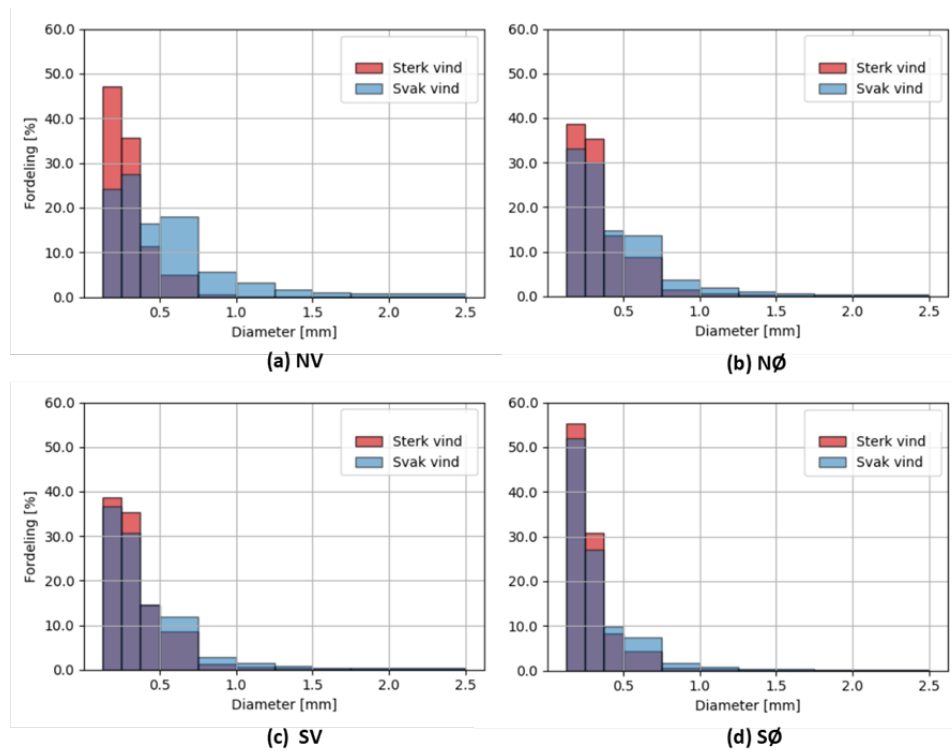
4.3.4 Vindpåvirket diameter

Histogrammer for de aggregerte diameterklassene for forskjellige vindretninger er vist i figur 4.14. Verdiene er normerte. Y-aksen representerer partikkelfordelingen i prosent, og bredden til hver bar er bredden til den respektive diameterklassen. Uavhengig av vindretning registreres en større andel mindre partikler for situasjoner med sterk vind.

Histogrammet for vind fra nordvest (figur 4.14a) viser klart størst forskjell mellom sterk og svak vind. Ved svak vind observeres 55 % av alle partikler i de to minste diameterklassene. Ved sterk vind øker andelen til 83 %. Dette kan tyde på at masten har en skjermende effekt for vind fra andre retninger.

I situasjoner med vind fra sørøst (figur 4.14d) opptrer størst andel partikler i de minste diameterklassene. Nesten 80 % av alle observerte partikler klassifiseres i de to minste diameterklassene ved svak vind. Vindretningen er også den eneste som har under 10 % av partiklene over 0.5 mm i diameter ved sterk vind.

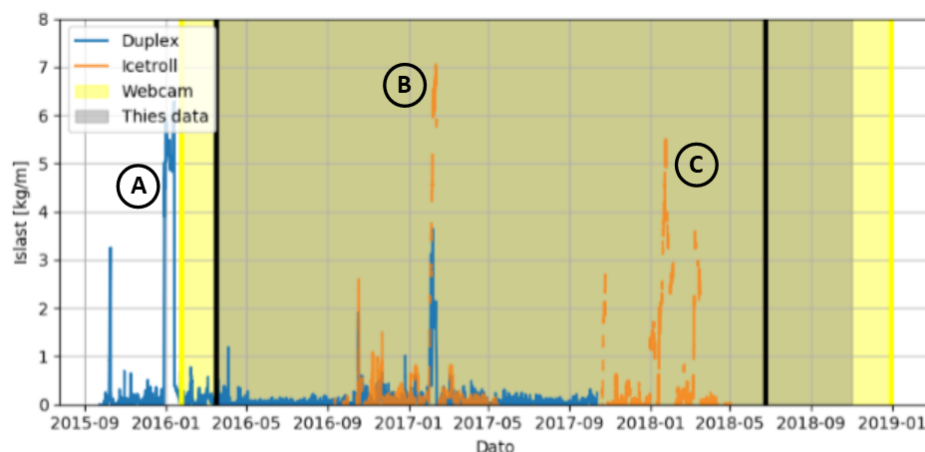
Det er veldig lite forskjell på vind fra sideretningene (sørvest (figur 4.14c) og nordøst (figur 4.14b)). Det kan tyde på at eventuell vindpåvirkning på observert partikkeldiameter fra sideretningene er identisk, eller ikke til stede.



Figur 4.14: Normerte histogrammer over aggregerte diameterklasser ved vind fra (a) nordvest (b) nordøst (c) sørvest (d) sørøst. Merk at x-aksen er skalert ned til kun de minste diameterklassene. Stolpene er tegnet med 50 % gjennomsiktighet for å kunne se overlapp.

4.4 Isingsperioder

Tilgjengeligheten til de forskjellige måleseriene under studieperioden er illustrert i figur 4.15. Figuren viser målt islast fra IceTroll og veiecellen på duplex-linen i kg/meter som henholdsvis oransje og blå linje. Et hovedkriterium for utvalg av isingsperioder var at flest mulig dataserier skulle overlappe. Intervallene som er dekket av webkamera og disdrometeret er i figuren markert med henholdsvis gjennomsliktig gul og grå markering. Figuren viser at intervallet med best overlappende data er mellom disdrometerets driftsstart 17. mars 2016 og siste registrerte måling fra IceTroll den 22. juni 2018. Disse tidspunktene er markert med svarte streker i figuren. Lastserier fra simplex-lederen er ikke inkludert i studien ettersom det ikke finnes data i den aktuelle perioden.

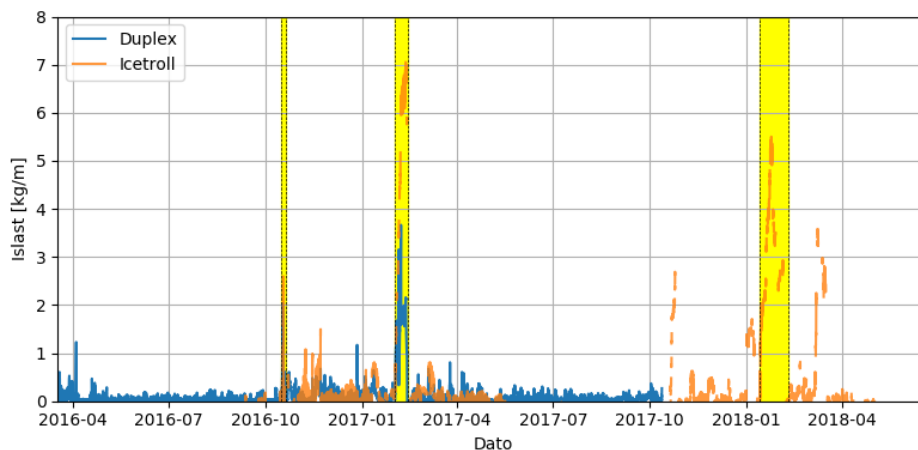


Figur 4.15: Oversikt over tilgjengelighet av måledata fra Hardingnuten. Periodene hvor data fra disdrometeret og webkamera er tilgjengelig markert med henholdsvis grått og gult. Markeringen er 50% transperent. Perioden hvor all data overlapper er markert med svarte streker ved start og slutt.

Fra figur 4.15 er det flere isingshendelser som skiller seg ut med stor last. En isingshendelse markert som (A) i figuren mangler overlappende data, og blir derfor utelatt fra oppgaven. Videre ser man to store isingshendelser i januar 2017 (B) og januar 2018 (C) hvor isen blir over henholdsvis 7 kg/m og 5 kg/m. I tillegg er det flere individuelle isingshendelser som når over 1 kg/m i løpet av hele tidsserien. Et annet utvalgsriterium er at det skal være et visst tidsrom mellom hendelsene, slik at de kan sees på som uavhengige observasjoner. I løpet av studien blir det klart at vindstyrke påvirker målingene og kan føre til signifikant overestimerting av islast.

Resultatet av utvelgelsen av isingshendelser er vist i figur 4.16. Figuren viser

at det tilsammen undersøkes 3 isingshendelser fra Hardingnuten i denne oppgaven, markert i gult. Figuren viser lastdata fra IceTroll og duplex-lina i perioden mellom de to tykke, svarte, vertikale strekene i figur 4.15.



Figur 4.16: Oversikt over hvilke isingsperioden undersøkt i oppgaven. De valgte periodene er markert i gult.

Et kort sammendrag over periodene og kvantiteter for islast, maksimal endring i islast og isingstid er presentert i tabell 4.3. Periodene er nummerert kronologisk med utgangspunkt i figur 4.16.

Perioden med ising i januar og februar 2018 er tatt med til tross for mangelde data fra duplex på grunn av størrelsen på isbelastningen.

Tabell 4.3: Oversikt over de utvalgte isingsperiodenes maksimale islast, største positive endring og totale isingstid. Islast og endring i islast tar utgangspunkt i lastserier fra duplex-lederne. Isingstid defineres som varigheten til positiv derivert islast.

Oversikt: Isingsperioder			
Periode #	Høyest islast [kg/m]	Størst endring [kg/mh]	Total isingstid
1	2.0	0.39	8 dager
2	3.7/ 7,1*	0.37	6 dager
3	5.4*	-	11 dager

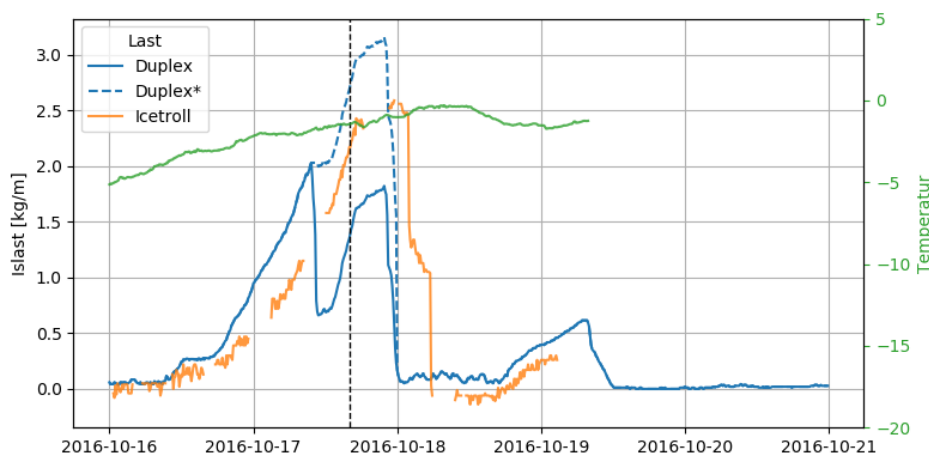
*IceTroll

4.4.1 Periode 1: 16. - 20. oktober 2016.

Periode 1 inneholder to forskjellige isingshendelser. Den første vekstperioden er under 3 dager, og måles til et maksimum på over 2.5 kg/m av IceTroll. Den totale veksten kunne uten mekanisk brudd i isen på duplex-lederen blitt målt til over 3 kg/m. Den andre vekstperioden varer ca. ett døgn, og største målte last er litt over 0.5 kg/m. Det er ikke hentet ut data fra HARMONIE-AROME for denne perioden.

Tilgjengelige tidsserier

Islastmålinger fra både IceTroll og duplex er vist i figur 4.17. Deler av isen på duplex-lederen faller av når den når 2 kg/m den 17. oktober rundt klokken 10. Den blå, stiplede, linjen viser den totale tilveksten dersom isen som falt av blir ignorert. Den totale tilveksten tar ikke hensyn til diameterendringene grunnet is-tilvekst i samme grad, og må derfor vurderes kun som et estimat. Vekst på IceTroll og duplex-lederen korrelerer godt. Isingen begynner samtidig den 16. oktober rundt klokken 09. Veksten er litt raskere på duplex-lina enn på IceTroll. Isen forsvinner helt fra duplex-lederen rett over midnatt 18. oktober. Isen på IceTroll forsvinner helt fem og en halv time senere.



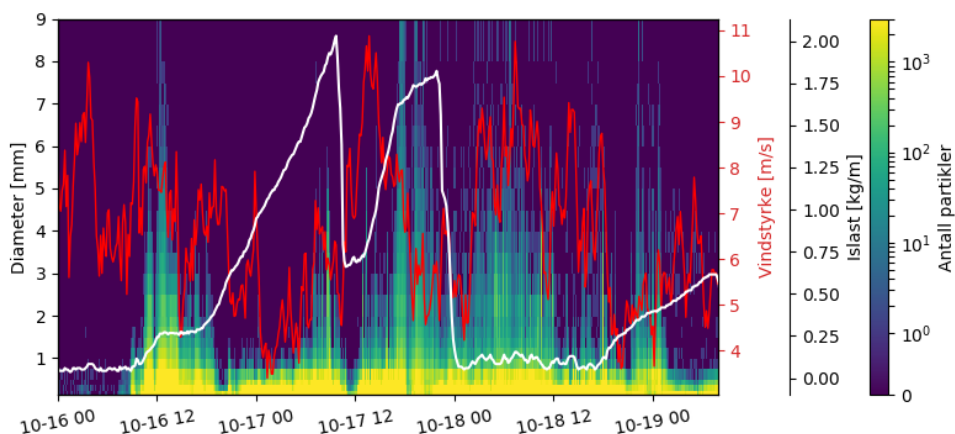
Figur 4.17: Islastdata fra isingsperiode 1. Duplex* representerer isvekst dersom isen ikke hadde brukket. Lufttemperatur målt på masten er vist i grønt. Stiplet, svart linje markerer tidspunktet for figur 4.22.

Målt temperatur (grønn linje) stiger jevnt i løpet av perioden. Tilvekst av is stopper opp når temperaturen passerer $-1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, og isen begynner å falle av ved ca $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Den lille isingsperioden som starter på kvelden den

18. oktober korrelerer med en temperatursenkning. Når temperaturen den 18. oktober klokken 18:00 blir kaldere enn $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, begynner is å vokse på både duplex-lederen og IceTroll. Temperaturdata er ikke tilgjengelig for den nye smelteperioden, da sensoren faller ut 19. oktober klokken 07:50.

Disdrometerdata

For å undersøke om disdrometeret detekterer signaler under isinger så plottes summerte diameterklasser som tidslinje sammen med islast og vindstyrke i figur 4.18. Summerte diameterklasser omfatter alle partikler i tilhørende diameterklasse, uavhengig av fallhastighet. Vindstyrke og islast vises i henholdsvis rød og hvit linje. Tilsvarende er summert fluks over diameterklasser vist i figur 2 i appendiks.



Figur 4.18: Antall partikler i hver diameterklasse fra disdrometeret plottet som tidslinje sammen med islast (duplex, hvit linje) og målt vindstyrke (rød linje)

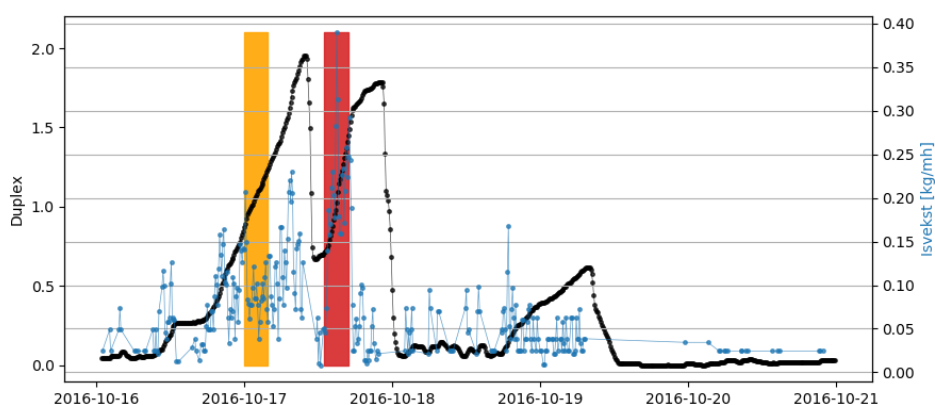
Figurene viser at tilveksten bremses rundt klokken 12:00 den 16. oktober. Samtidig øker antallet partikler større enn 3 mm. Fra klokken 14:00 til 15:00 minsker antall større partikler parallelt med at vinden minsker fra 8.5 til 4.5 m/s. Når isen begynner å vokse igjen rundt klokken 18:00, er det ingen partikler større enn 2 mm i luften. Isen vokser dermed fra 0.35 kg/m til 1.6 kg/m før store partikler igjen observeres den 17. oktober rundt klokken 08:00.

Etter knekkpunktet, 17. oktober klokken 10:00, fortsetter den sterke lastøkningen fram til den sakte avtar fra 17. oktober klokken 17:10. Denne plutselige endringen i vekst kan sees i sammenheng med at det samtidig observeres hundrevis av partikler med diameter over 8mm. Endringen kan også sees i

sammenheng med endringen i vindpådrag i perioden. Vindstyrken minker fra 11 m/s klokken 13:30 til mellom 5 og 7 m/s i perioden isingen flater ut. Endring i partikkelstørrelse kan også være et resultat av vindendring. Fra analysen av masteffekten vet man at det ved lavere vind vil bli registrert større partikler.

Størst endring i islast

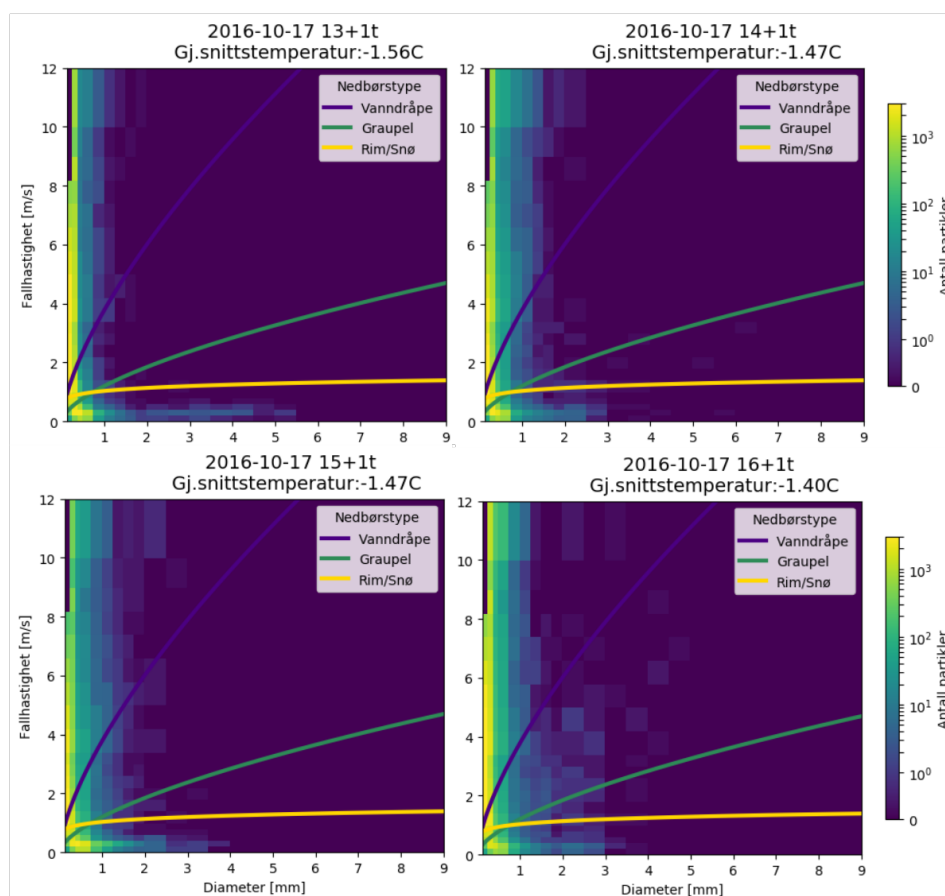
Positiv endring i islast på duplex-lederen (figur 4.19) viser at tilveksten er størst i vekstperioden etter at deler av isen har falt av. Det vil si 17. oktober mellom klokken 13:00 og 17:00. Perioden er markert i rødt. Størst endring er 0.39 kg/mh klokken 15. I figuren er dataserien for islast filtrert med et glidende-median-filer, med vindusstørrelse på 1 time. Isvekst (blå punkter) er definert som positiv derivert av filtrert islast.



Figur 4.19: Islast fra duplex filtrert med glidende median for 6 punkter (1 time) vist i svart. Positiv derivert av svart vist med røde punkter.

Timesgjennomsnitt av nedbørsmatrisene fra perioden med sterkest vekst er vist i figur 4.20. Tabell 4.4 viser en oversikt over islasten registrert i de fire timene. Matrisene viser ingen klare nedbørspartikler, og viser mange små partikler i alle fallhastighetsklasser. Man ser også antydninger til et fåtall større partikler, flere i de siste timene.

På grunn av de høye vindhastighetene i perioden kan man forvente at disdrometermålingene er påvirket. Vindstyrken varierer mellom 11 m/s og 8 m/s i perioden. Særlig partikler med høy fallhastighet er lite pålitelig. Det vurderes derfor interessant å sammenlikne figur 4.20 med nedbørsbildet fra lastøkningen timene etter midnatt 17. oktober da vinden var under 5 m/s. Timesgjennomsnitt av nedbørsbildet den 17. oktober fra midnatt til klokken 04:00 er vist i figur 4.21. I perioden er det ingen partikler med diameter over 1 mm, i sterk motsetning til nedbørsbildet for sterk vind (figur 4.20).



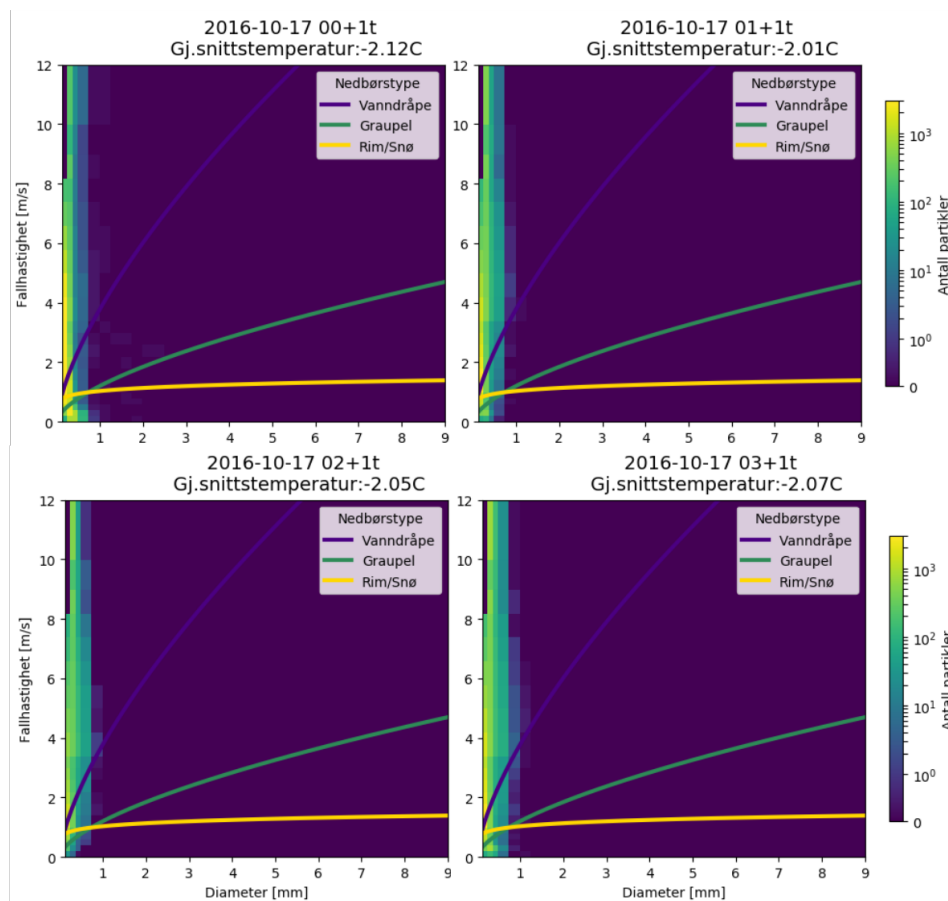
Figur 4.20: Nedbørsmatriser fra timene med høyest endring i islast for periode 1. Vinden ligger mellom 11 og 8 m/s.

Tabell 4.4: Tabell over vekstverdier for perioden med størst derivert islast. Perioden tilsvarer den røde perioden i figur 4.19

Periode med sterkest endring i islast [kg/mh]				
	13:00-13:50	14:00-14:50	15:00-15:50	16:00-16:50
Min.	0.05	0.17	0.16	0.17
Max.	0.19	0.28	0.39	0.26
Gj.snitt	0.11	0.21	0.24	0.22
Std. avvik	0.06	0.04	0.09	0.03

Tabell 4.5 viser en oversikt over islasten registrert i de fire timene i denne perioden. Tabellen viser generelt en lavere isvekst enn i perioden med sterk vind, men samtidig langt lavere variasjon og en jevnere vekst. Tabellen viser at det er mellom klokken 00:00 og 00:50 isen vokser mest. Denne timen har høyest gjennomsnitt, men også størst standardavvik på 0.05 kg/mh.

Tilsvarende time i figur 4.21 (øverst til venstre) har færrest partikler i diameterklassen 0.75 - 1.00 mm, og samtidig flest partikler i den minste diameterklassen. Denne perioden vurderes å inneholde færre faktorer som kan påvirke nedbørsbildet enn perioden med sterk vind.



Figur 4.21: Gjennomsnittlige nedbørsmatriser fra timene med høy endring i islast, men lav vindstyrke.

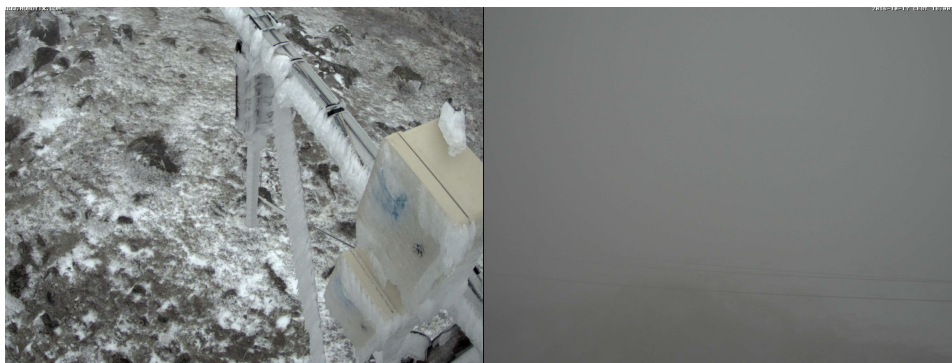
Tabell 4.5: Tabell over vekstverdier for vekstperiode med lav vind. Perioden tilsvarer den oransje perioden i figur 4.19

Endring i islast [kg/mh] for periode med lav vindstyrke				
	00:00-00:50	01:00-01:50	02:00-02:50	03:00-03:50
Min.	0.06	0.08	0.04	0.06
Max.	0.21	0.20	0.10	0.13
Gj.snitt	0.12	0.09	0.08	0.09
Std. avvik	0.05	0.02	0.02	0.02

Informasjon fra webkamera

Webkamerabildet fra timen med den bratteste veksten er vist i figur 4.22. Bildet er fra 17. oktober 2016 klokken 16:00. Tidspunktet er markert i figur 4.17 med stiplet, svart linje. Bildet til høyre viser at det er svært dårlig sikt. Tas den relativ høye temperaturen i betraktning er det rimelig å anta høyt vanninnhold i lufta. Bildet til venstre viser ising på hele masten som tilsynelatende vokser mot vinden. Det samme ser man på selve IceTroll-sensoren. På sensoren har ujevn vind i vekstperioden ført til at isen ikke har vokst i sylindrerform. På bildet ser man et eksentrisk vekst mot venstre. Utveksten ser man tydelig rottere med sensoren i bildesekvenser. Ustikkeren fører til at algoritmen som finner tettheten til isen vil ha problemet da den kun tar utgangspunkt i venstre kant av sylinderen. Ved å bruke bildet i figur 4.22 maksimeres diameteren, og tettheten (beskrevet i kapittel 3.1.2) blir beregnet til å være 393 kg/m^3 . Neste bildet er tatt en time senere, og skjuler utstikkeren. Da minimeres diameteren, og tettheten beregnes til 1095 kg/m^3 . Det er derfor vanskelig å beregne en nøyaktig nok tetthet til isen. Intervallet passer best med tetthetsintervallet for skyis fra våt vekst, som oppført i tabell 2.1.

Vurdering av tetthet, uklar farge og høyt vanninnhold fører til at isen i periode 1 antas å være våt vekst fra skyis. På grunn av varigheten på noen dager og eksentrisk vekst mot vindretning kan det ikke utelukkes at isen er en hybrid av våt vekst og hard rim.



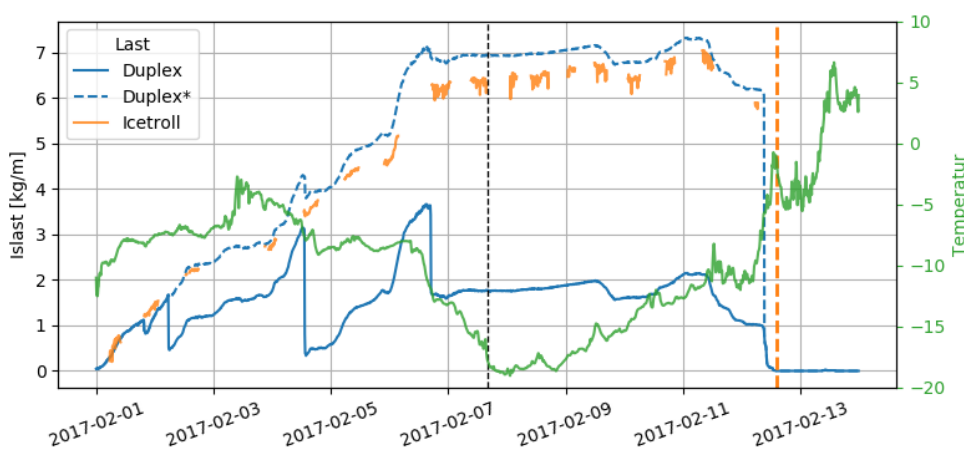
Figur 4.22: Webkamerabildet fra den sterkeste isingen i periode 16-B. Tidspunktet markert i figur 4.17 (svart linje).

4.4.2 Periode 2: 01. - 14. februar 2017.

Periode 2 inneholder en omfattende isingshendelse, som er den største i studieperioden. Hendelsen er spesiell da temperaturene er svært lave, nær $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, ved den sterkeste isveksten. Perioden egner seg svært godt til å sammenlikne med HARMONIE-AROME-parametre, siden perioden inneholder både vekst, stans i vekst og avsmelting. Det er derfor tatt ut data fra HARMONIE-AROME for perioden. Komplette tidsserier fra duplex-lederen er tilgjengelig sammen med en "hullete" tidsserie fra IceTroll. Den totale islasten er rett over 7 kg/m på det tyngste, og selve veksten skjer på under 6 døgn. Perioden med is varer totalt i nesten 12 døgn.

Tilgjengelige tidsserier

De tilgjengelige lastseriene fra duplex-lederen og IceTroll i figur 4.23 viser en jevn islastøkning fra 1. februar til 6. februar rundt klokken 14:00. Isen på duplex-lina knekker av tre ganger i løpet av vekstperioden, 02. februar klokken 05:30, 04. februar klokken 13:10 og 06. februar klokken 16:40. Estimert av den totale akkumulerte isveksten ved ignorering av isbrudd vises som blå stiplet linje i figur 4.23.

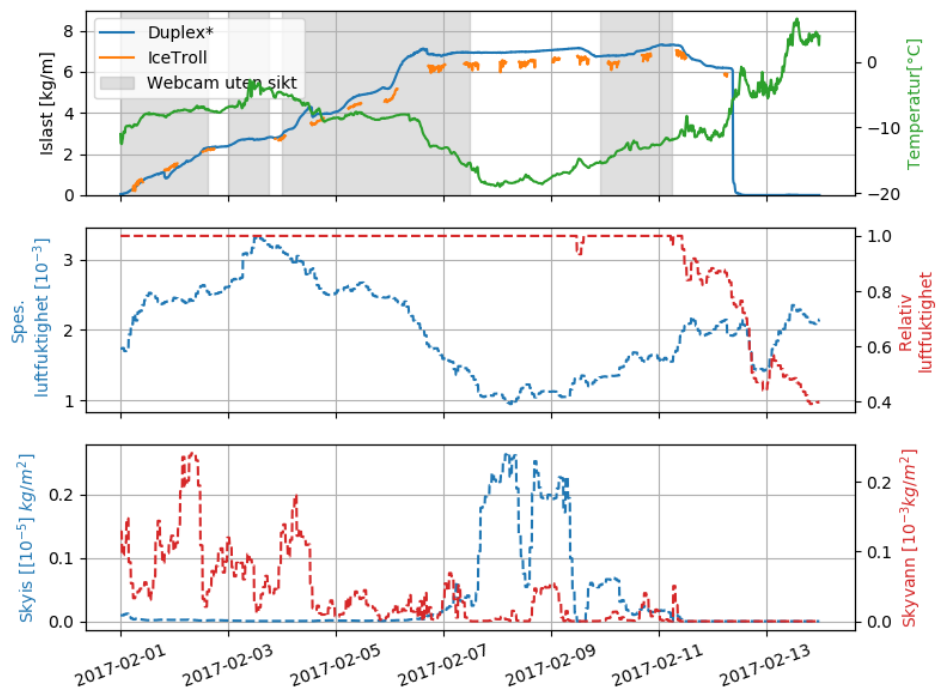


Figur 4.23: Tilgjengelig islastdata fra periode 2. Duplex* er duplex-linja dersom man ignorerer knekkpunktene. Stiplede linjer markerer tidspunkt for tetthetsberegning (svart) og isen faller av IceTroll (oransje).

Lastdata fra IceTroll og duplex korrelerer gjennom hele perioden. Det vokser mer is på duplex-lederen enn på IceTroll. Isen på IceTroll faller av mellom 12. februar klokken 14:00 og klokken 15:00. Tidspunktet er fastslått fra bilder fra webkamera, og markert med stiplet, oransje linje i figuren. Duplex-lederen mister mesteparten av isen mellom klokken 9:00 og 10:30 samme dag. Duplex-lederen er isfri klokken 14:10.

Temperaturen i vekstperioden ligger mellom $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Veksten stopper opp 6. februar, rundt klokken 12, samtidig som en raskt temperaturnedgang. Temperaturen synker fra $-8.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $-12.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ fra klokken 12 til klokken 18. Temperaturen synker jevnt i over et døgn etter den raske nedgangen, og når et minimum på $-19.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 8. februar klokken 01:20. Fra 8. februar klokken 20:10 og til periodens slutt stiger temperaturen stort sett kontinuerlig, med noen unntak. Isen forsvinner fra duplexlederen og IceTroll i forbindelse med en rask økning i temperatur fra klokken 04:00 til 14:00, 12. februar. I perioden stiger temperaturen fra $-11.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $-0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Perioden avsluttes med temperaturer opp mot $5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Tilgjengelig modelldata fra perioden er plottet sammen med lastseriene fra figur 4.23 i figur 4.24. Merk at det er estimat av den totale akkumulerte islast på duplexlederen som vises i figuren. Øverste panel i figuren viser lastseriene, og informasjon om dårlig sikt fra webkamera er lagt til som grå områder. Dette er tidspunkter med lave skyer eller tåke.



Figur 4.24: Lastserier plottet sammen med data fra HARMONIE-AROME. I figuren er heltrukne linjer faktiske målinger på testfeltet, og stiplede linjer er modellerte dataserier. Farger på linjene tilsvarer fargen på akse-navnene. De grå områdene markerer periodene hvor det er dårlig sikt fra webkamera. Merk at det er duplex* som vises.

De modellerte parametrene fra HARMONIE-AROME, stiplede linjer i de

to nederste panelene, ser ut til å stemme godt overrens med observerte islaster i denne perioden. Relativ luftfuktighet er lik 1 (100 %) i neste hele vekstperioden. En liten dupp i relativ luftfuktighet den 9. februar klokken 11:30 til klokken 14:40 opptrer 2-3 timer før en liten senkning i islast på duplex-lina.

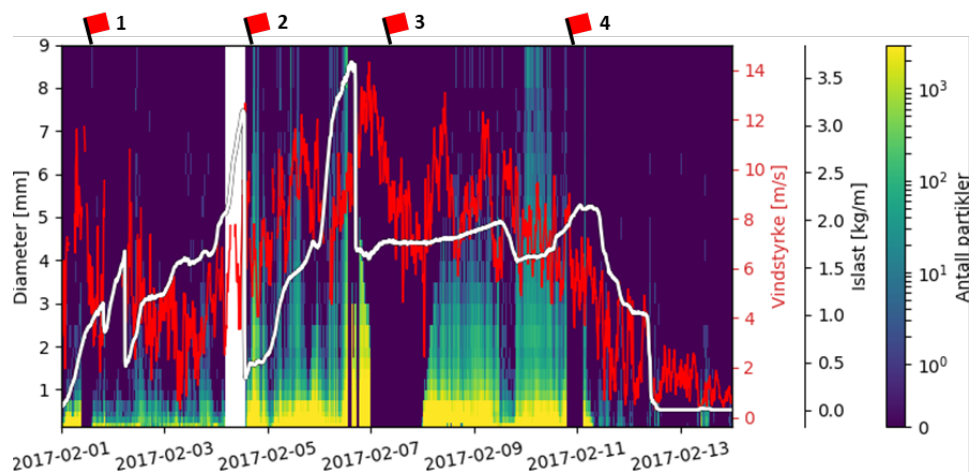
Modellen gir mye skyvann i starten av vekstperioden, fram til 4. februar klokken 13:40. Vekstperioden har to tidspunkt hvor mengden skyvann blir svært liten. Det første tidspunktet, 2. februar klokken 12:30, varer i 3 timer og overlapper med den første perioden med god sikt (figur 4.24, øverste panel). Perioden med god sikt varer i totalt 7 timer. Det andre tidspunktet, 3. februar klokken 12:00, varer i 10 timer og overlapper med den andre perioden med god sikt. Fra webkamera varer den andre perioden med god sikt i 6 timer. Videre er det modellert lite skyvann i den lengste perioden med dårlig sikt, fra 4. februar klokken 00:00 til 7. februar klokken 12:00.

Fra 4. februar klokken 13:40 er mengden skyvann jevnt lav. Mengden skyvann blir svært liten når en andel trolig blir til skyis fra 6 februar klokken 13:30. På dette tidspunktet er målt temperatur under $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$, og synkende. Mangelen på skyvann korrelerer godt med bedring i sikt i perioden, vist i figurens øverste panel.

Disdrometerdata

Figur 4.25 viser aggregerte diameterklasser som tidsserie sammen med islast og vindstyrke tegnet som henholdsvis rød og hvit linje. Tilsvarende er summert fluks over diameterklasser vist i figur 2 i appendiks. Dersom man ser på de sterkeste endringene i islast, for eksempel mellom 6. februar klokken 00:00 og 6. februar klokken 05:00, skjer disse ved moderate antall store partikler. Dette er særlig tydelig i vekstperioden før isen brykker for første gang, mellom 1. februar klokken 21:00 og fram til isbruddet 2. februar klokken 05:30. Mellom andre og tredje knekk i grafen kan det igjen se ut til at isingen avtar ved innslag av store partikler, som for eksempel mellom 5. februar klokken 10 og klokken 17. Mellom 11:00 og 11:30 i perioden observeres i gjennomsnitt 1116 partikler med diameter over 8 mm i hver 10-minutters intervall. Tilsvarende øker veksten og øker litt ved mindre andel partikler, for eksempel mellom 5. februar klokken 18 og 21. I perioden observeres ingen partikler med diameter på 2 mm eller større. Det samme observeres ved så nesten ingen partikler større enn 2.5 mm når isenveksten øker mellom 6. februar klokken 00:00 og klokken 04:50. Videre avtar veksten kraftig etter klokken 05:00, når flere tusen partikler med diameter over 8 mm observeres. Rett før og under isbruddet 6. februar klokken 16:50 observerer disdrometeret flere tusen partikler i alle partikkelstørrelser. Mellom klokken 13:00 og 13:10 registrerer disdrometeret totalt 144 488 partikler uavhengig

av diameter.



Figur 4.25: Summerte diameterklasser tegnet som tidsserie sammen med vindstyrke og islast som henholdsvis rød og hvit linje. Hvitt område indikerer brudd i signalet fra disdrometeret. Røde flagg indikerer blokkert sensor.

Figur 4.25 viser at disdrometeret faller mellom 4. februar klokken 04:10 og klokken 14:00. Denne perioden har man ikke disdrometerdata fra, og derfor er perioden markert med hvitt i figuren. Lastmålingene viser at det er sterk isvekst i perioden, og isingen avtar litt kort tid før isen faller fra lina klokken 13:10. Klokken 14:00 starter disdrometeret opp igjen. Det er dermed ikke mulig å kommentere nedbørsbildet for perioden. Vindsensoren og termistoren faller ikke ut i perioden.

Fra disdrometeres rådata avsløres såkalte "røde flagg" fire ganger i løpet av isingsperiode 2. Røde flagg markerer tidspunkt hvor disdrometeret merker at sensoren er blokkert. Disdrometeret gir rødt flagg for blokkade i følgende tidsrom:

1. 2017.02.01 06:10 - 08:50 og 09:10 - 14:20
2. 2017.02.04 18:20 - 18:50
3. 2017.02.06 13:30 - 2017.02.08 17:10
4. 2017.02.10 19:00 - 2017.02.11 03:40

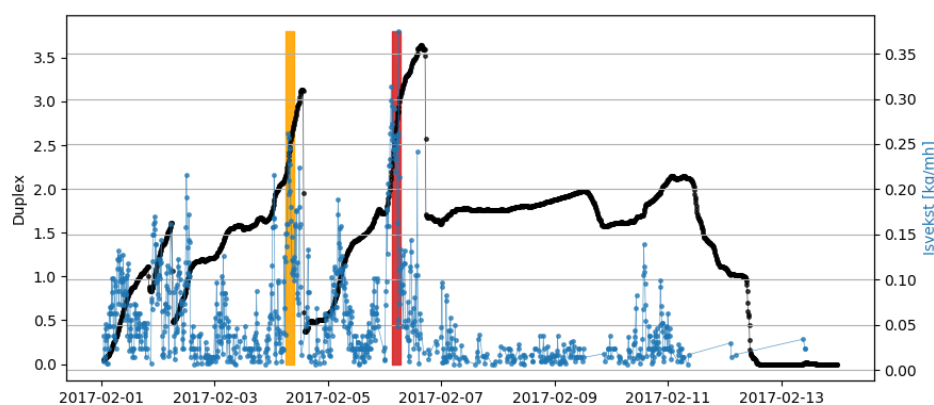
Tidspunktene er merket i figur 4.25 med røde flagg som er nummerert etter tidspunktene. Tidspunktene kan også sees ved at disdrometeret registrerer brått absolutt ingen partikler, slik at perioden er helt mørk. Periode to varer bare i 30 minutter, og er derfor ikke synlig i figuren. Periode 3 er den mest omfattende, og ved to anledninger i blokkaden teller disdrometeret partikler

opp til en viss størrelse. Første gang, mellom 6. februar klokken 15:30 og 17:30 teller disdrometeret flere tusen partikler opp til 3 mm diameter. Andre gang, mellom 6. februar klokken 18:50 og 7. februar klokken 07:00, teller disdrometeret flere tusen partikler opp til 4.5 mm diameter. I disse periodene kuttet disdrometer-matrisene på spesifikke størrelser, samtidig som disdrometeret markerer at sensoren blokkeres.

Det kan tenkes at sensoren snør igjen, eller at det iser på sensoren, men endelig årsak kan ikke fastslås med sikkerhet. *Adolf Thies GMBH & CO.KG* er adressert med hendelsen. De svarer via mail (Peper (2019)) at oppsettet ikke er etter deres anbefaling i manualen (Kap. 5.1 og 5.2 i CLIMA (2017)), som foreslår blant annet kommersiell vindskjerm.

Størst endring i islast

En derivasjon av tidsserien for islast på duplex-lina viser to perioder med stor vekst i tidspunktene før de to største mekaniske bruddene. Positiv derivert islast (blå) er plottet sammen med filtrert islast (svart) i figur 4.26. Islasten er fra duplex-lina og filtrert med et glidende median filter med en vindusstørrelse på 1 time. Fra figuren ser man at den sterkeste endringen i islast er mer enn 0.35 kg/mh noen timer før isen knekker av lina for tredje gang. Denne perioden er markert med rødt. I perioden er det flere punkter med mellom 0.20 og 0.30 kg/mh. En annen periode med sterk isvekst er før isbrudd nummer to. Denne perioden er markert i oransje. Her ligger isveksten stabilt mellom 0.15 og 0.25 kg/mh. Også tiden før det første knekket i perioden har også stabilt store vekstverdier.



Figur 4.26: Filtrert islast i svart plottet sammen med tilhørende, positiv derivert i rødt. Det er plottet tynne linjer mellom punktene for å indikere rekkefølge.

Figur 4.27 viser spredningsplott mellom endring i islast og henholdsvis interpolerte (a) og ikke-interpolerte (b) modellparametrene skyvann, skyis, spesifikk- og relativ luftfuktighet i periode 2. I begge figurene er derivert islast på abscisseaksen, og de fire HARMONIE-AROME-parametrene på ordinataksen i hver sin delfigur. Punktene farge indikerer målt temperatur på tidspunktet.

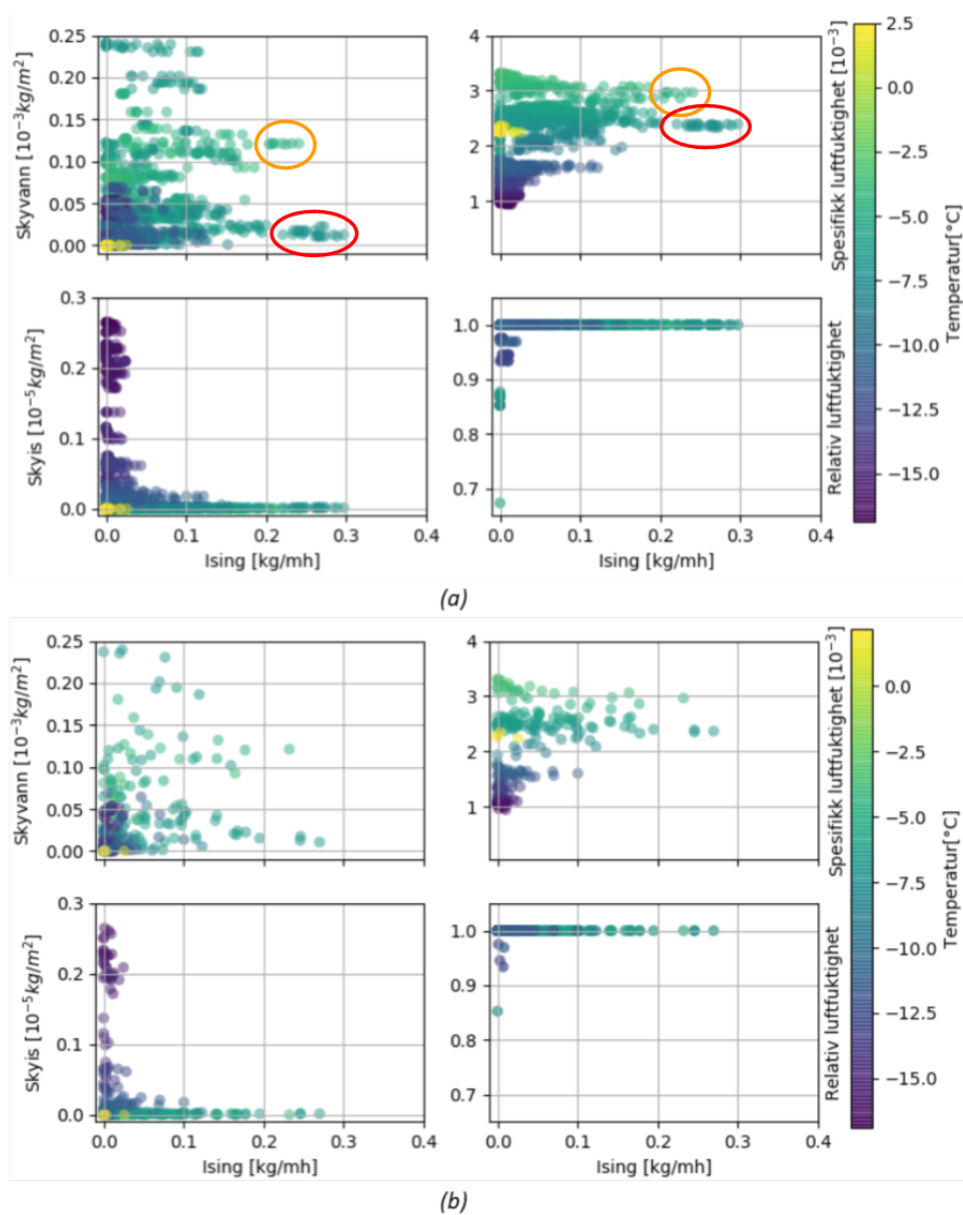
I 4.27(a) ser man at den største endringen i islast, mellom 0.2 og 0.3 kg/mh, kan deles i to grupper med veldig forskjellig skyvanninnhold. De to gruppene er markert med sirkel i tilhørende farge i spredningsplottene for skyvann og spesifikk luftfuktighet. Gruppen markert i rødt har moderate verdier for skyvann, mellom 0.00 og $0.03 \cdot 10^{-3}$ kg/m². Den røde gruppen tilsvare perioden med høyest vekst markert med rødt i figur 4.26. Den perioden har vindstyrker rundt 10 m/s. Figur 4.25. For den oransje gruppen viser modellverdiene betydelig høyere skyvanninnhold, $0.12 \cdot 10^{-3}$ kg/m². Denne gruppen er fra perioden før andre knekk, med isvekst mellom 0.20 og 0.25 kg/m² sett i figur 4.26.

De to gruppene kan også lett skilles i spredningsplottet for spesifikk luftfuktighet. Som forventet, ligger relativ luftfuktighet på 1 for alle større verdier for endring i islast, siden det er et krav for mettet luft og skyvann. Verdiene for skyis er lave for alle større verdier for endring i islast.

En sammenlikning av (a) og (b) viser at mønstrene og intensiteten til datapunktene har lik form. I tillegg ser temperaturen ut til å gi mening for de fleste parameterene. Foruten perioden men temperaturer over null og veldig liten vekst i is, stemmer relasjonene mellom HARMONIE-AROME-parameterene og målt temperatur i forhold til forventningene. Man ser klart at økt temperatur gir høyere verdier for skyvann og spesifikk luftfuktighet, og at mengden skyis øker med synkende temperaturer. Fra spredningsplottet mellom ising og relativ luftfuktighet kan det også se ut til at den sterkeste isingen skjer ved temperaturer rundt -5 °C.

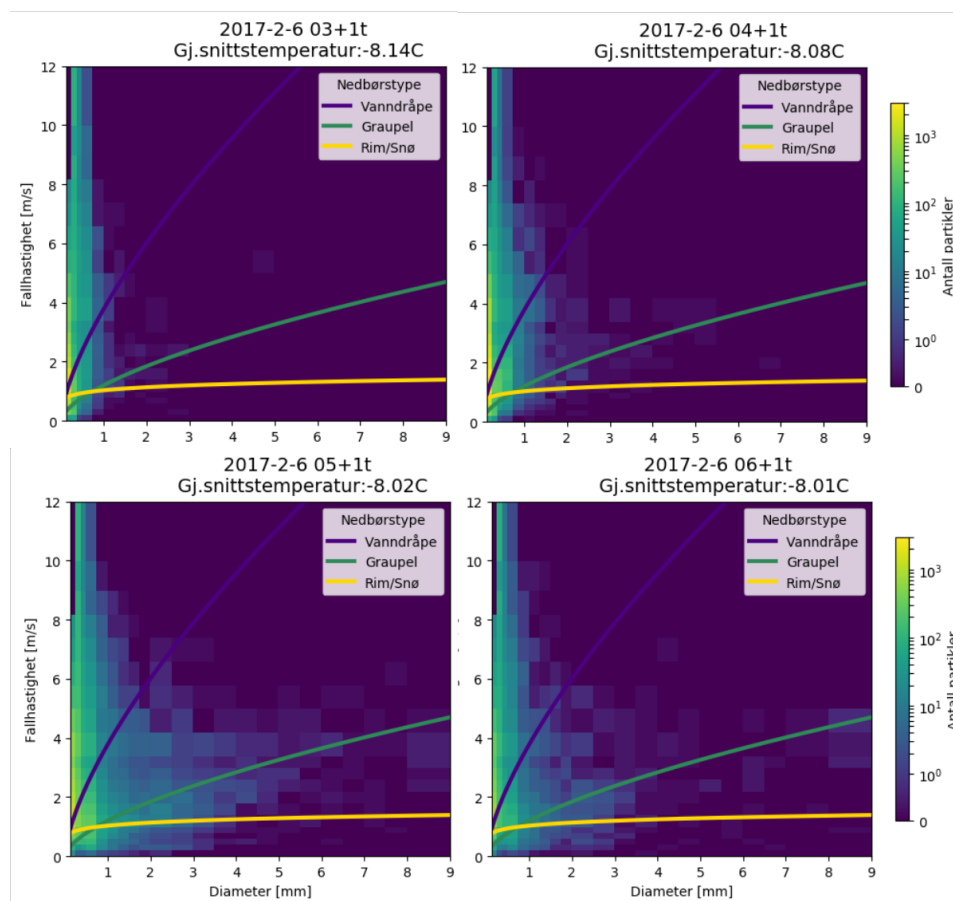
Timesgjennomsnitt av nedbørsmatrisen målt for timene med høyest endring i islast, 6. februar klokken 03:00 til 06:50, er vist i figur 4.28. Perioden har stabil temperatur på rundt -8 °C. Fra figuren observeres overvekt av små partikler i starten, og etter 05:00 blir det en økning i graupel-/snøpartikler.

Maksimum, minimum, gjennomsnitt og standardavvik for endring i islast for perioden med sterkeste vekst er vist i tabell 4.6. Fra 03:00 - 04:00 er gjennomsnittlig endring i islast på 0.27 kg/mh og fra 04:00 - 05:00 er gjennomsnittet 0.24 kg/mh. I disse to timene er det lite variasjon i isvekst. De påfølgende to timene er det betydelig større variasjoner i isvekst, i tillegg til at gjennomsnittsendringen synker. Det observeres at gjennomsnittsendringen i islast minker samtidig med at disdrometeret detekterer flere store partikler. Den maksimale endringen skjer likevel i den siste timen, mellom



Figur 4.27: Spredningsplott mellom positiv, derivert islast og de fire HARMONIE-AROME-parametrene fra periode 2. Islasten er derivert etter å ha blitt filtrert med et glidende median filter med vindusstørrelse på 1 time. HARMONIE-AROME-parametrene er: (a) interpolert til nærmeste nabo. (b) Ikke interpolert.

06:00 og 06:50. Da måles det på et tidspunkt 0.37 kg/mh.



Figur 4.28: Timesgjennomsnittlig nedbørsmatrise for timene i periode 2 med høyest derivert islast.

Tabell 4.6: Tabell over vekstverdier for perioden med størst derivert islast. Perioden tilsvarer den røde perioden i figur 4.26

Periode med størst endring i islast [kg/mh]				
	03:00-03:50	04:00-04:50	05:00-05:50	06:00-06:50
Min.	0.24	0.22	0.06	0.07
Max.	0.29	0.25	0.26	0.37
Gj.snitt	0.27	0.24	0.17	0.16
Std. avvik	0.02	0.01	0.09	0.09

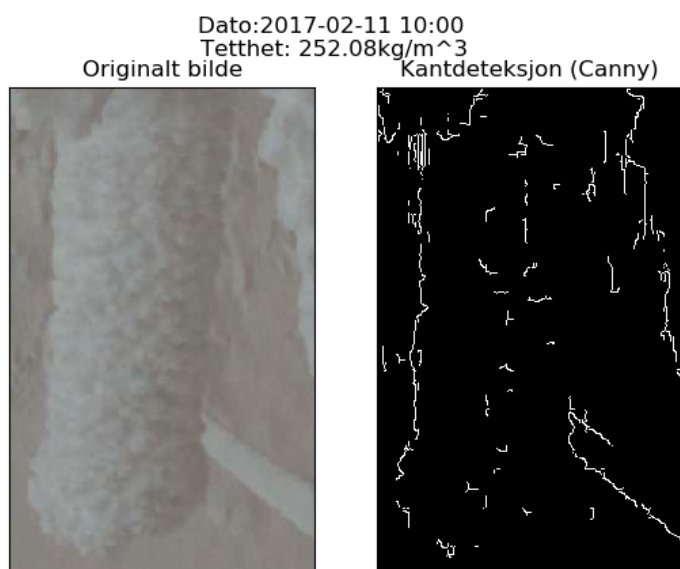
Informasjon fra webkamera

Som de grå områdene i figur 4.24 antyder er det få tidspunkt med god sikt i løpet av isingsperioden. Figur 4.29 er fra starten av den lengste perioden med klarvær. Tidspunktet bildet er tatt er markert med en svart, stiplet linje i figur 4.23. IceTroll sensoren målte 6.3 kg/m det tidspunktet.



Figur 4.29: Sola når gjennom tåken for første gang på lang tid. På dette tidspunktet registrerer sensoren rundt 6.3 kg/m.

Tetthetsberegningene er gjort med utgangspunkt i den 11. februar klokken 10:00. Dette er det tidspunktet med høyest målt last i perioden. IceTroll sensoren målte da 6.94 kg/m. Resultatet fra tetthetsberegningene er vist i figur 4.30. Beregningene gir en tetthet på 252 kg/m³.



Figur 4.30: Tetthetsberegninger gir en tetthet på 252 kg/m³.

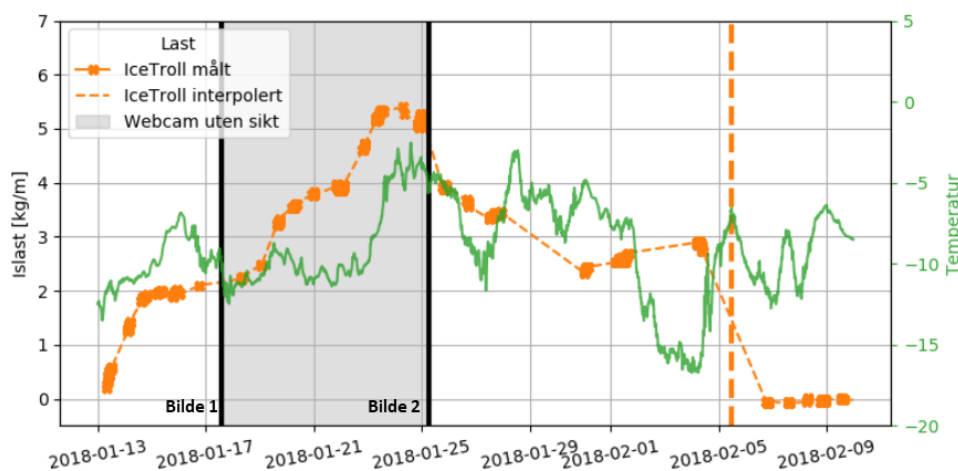
Med utgangspunkt i tabell 2.1 og figur 2.2 kan man kategorisere isen fra denne isingsperioden som myk rim. Isingens varighet er på flere dager. Den største delen av isingen skjer med vindstyrke under 10 m/s, og temperaturer mellom -5 og -10 °C. Disse parametrene gir istype på grensen mellom myk- og hard rim, i følge tabell 2.1. Den hvite fargen til isen i figur 4.30 tyder også på isingstype rim.

4.4.3 Periode 3: 13. januar - 05. februar 2018

Periode 3 omhandler den nest største islasten i hele studieperioden. Den eneste tidsserien med lastdata i perioden er fra IceTroll. Det er is på sensoren i 23 dager sammenhengende. Dette er den lengste i studieperioden. Tidsserien fra IceTroll er svært mangelfull, men isingshendelsen inneholder tilsynelatende tre perioder hvor veksten tydelig akselererer. Mangelfull tidsserie fører til at denne perioden analyseres grundigere med webkamera enn de øvrige.

Tilgjengelige tidsserier

De tilgjengelige lastseriene fra IceTroll (oransje) er plottet sammen med temperatur (grønn) i figur 4.31. Lastseriene fra IceTroll er filtrert med et glidende median filter med vindusstørrelse på 1 time, og plottet som punkter. Mellom punktene er det tegnet lineært interpolerte linjer. Det er viktig å være klar over at linjene bare er veiledende. Det faktiske bruddpunktet til isen på sensoren er funnet ved hjelp av bilder fra webkamera, og illustrert i figuren med en oransje, stiplet linje. Bruddpunktet er 5. februar, en gang mellom bildene fra klokken 11:00 og 12:00.



Figur 4.31: Eneste tilgjengelige lastserie for periode 3 er fra IceTroll. Faktiske observasjoner fra IceTroll er vist med punkter, med lineært interpolerte linjer mellom seg. Lufttemperatur fra termistor er tegnet i grønt. Stiplet, oransje linje viser hvor isen faller av sensoren i følge webkamera. Det grå området indikerer en periode med svært dårlig sikt fra webkamera.

Lastserien viser at isveksten øker og avtar repetitivt i tre perioder før den når sin maksimale last rundt 23 januar. Første periode er mellom 13. januar klokken 08:20 og 14. januar klokken 16:00, hvor isen vokser fra 0 til

1.87 kg/m. Temperaturen varierer mellom $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ i tidsintervallet. Temperaturen stiger jevnt til $-6.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ samtidig som isveksten flater ut. Temperaturen synker igjen til mellom $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ før andre vekstperiode begynner. Andre vekstperiode er mellom 19. januar klokken 01:40 og 20. januar klokken 04:50, hvor isen vokser fra 2.48 kg/m til 3.54 kg/m. Temperaturen stiger gradvis til mellom $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ i løpet av vekstperioden. Når veksten avtar varierer temperaturen igjen mellom $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tredje vekstperiode er mellom 22. januar klokken 02:00 og 23. januar klokken 12:00, hvor isen vokser fra 3.89 kg/m til 5.34 kg/m. Temperaturen i vekstperioden stiger jevnt fra $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tredje vekstperiode flater ut samtidig som temperaturen øker og når en toppetemperatur på $-2.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 24. januar klokken 02:50.

Temperaturen svinger en del etter de tre vekstperiodene. Etter målt topplast avtar lasten periodevis, men detaljert tempo på avisingen er ikke mulig å utlede på grunn av få datapunkter. Isbruddet 5. februar skjer samtidig som en temperaturtopp på $-6.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ klokken 11:30.

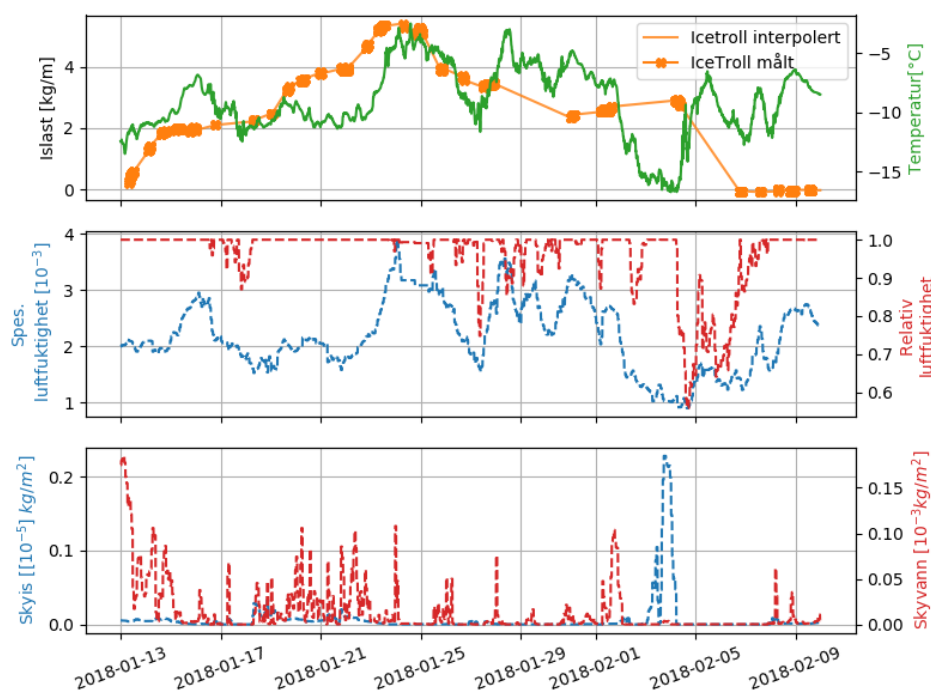
De grå området i figur 4.31 viser perioden med ekstremt dårlig sikt på webkamera. Dette indikerer høyt innhold skyvann i lufta, som gir gunstige vekstforhold.

Tilgjengelig data fra HARMONIE-AROME i perioden er plottet sammen med lastserien fra figur 4.31 i figur 4.32. På grunn av mangelfull lastserie er det utfordrende å vurdere modelldata mot ising. Fra panelet i midten ser man at den relative luftfuktigheten holder seg på 100% for alle tre vekstperiodene før topplasten. Luftfuktigheten er mindre enn 100 % mellom 16. januar klokken 13:00 og 18. januar klokken 06:10. Dette er perioden mellom første og andre vekstperiode, og kan forklare hvorfor veksten flater ut i perioden.

Figuren viser også varierende mengder skyvann i de tre vekstperiodene. Særlig første vekstperiode har mye skyvann, opp mot $0.18 * 10^{-3}\text{ kg/m}^2$. Mengden skyvan mellom første vekstperiode og fram til topplast varierer en del, men har flere høyde verdier i perioden hvor det er observert dårlig sikt på webkamera. På grunn av mangelfull lastserie er det ikke mulig å relatere variasjonene til enkeltøkninger i islast. Økningen i skyis mellom 03. februar klokken 00:00 og 04. februar klokken 05:30 kan forklares av at temperaturen er under $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ i perioden.

Disdrometerdata

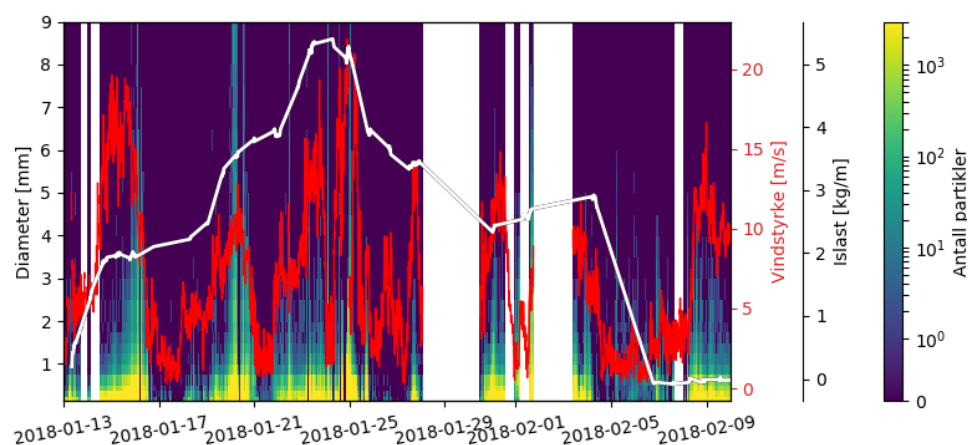
Aggregerte diameterklasser er vist som tidsserie sammen med islast (hvit) og vindstyrke (rød) i figur 4.33. Aggregerte diameterklassen omfatter alle partikler i tilhørende diameterklasse, uavhengig av fartsklasse. Tilsvarende er summert fluks over diameterklasser vist i figur 2 i appendiks.



Figur 4.32: Lastserier plottet sammen med data fra HARMONIE-AROME. I den øverste delfiguren er faktiske målinger vist med punkter, med lineært interpolerte linjer mellom seg. I figuren er heltrukne linjer målinger, og stiplede linjer modellerte data. Fargen på aksnavn tilsvarer linjen med samme farge.

I likhet med de øvrige isingsperiodene i studien kan det også i periode 3 se ut til at en økning i antall store partikler bremser isveksten. Dette er særlig tilfelle for de to første vekstperiodene i periode 3. Den første vekstperioden har to signalbrudd, synlige som hvit bakgrunn. Fra signalene mellom, før og etter de to signalbruddene, er det svært få partikler over 2 mm i perioden. Vinden øker til opp mot 19.5 m/s samtidig som første vekstperiode flater ut. Antall større partikler øker 15. januar klokken 20:00, før partikler over 0.75 mm i diameter plutselig ikke opptrer lenger fra 16. januar klokken 14:30. Fram til 19. januar klokken 06:00 er det, ved svært få unntak, ingen partikler med diameter over 2 mm i lufta. Isen vokser sakte i starten av perioden før den tar seg kraftig opp fra 19 januar klokken 01:40. Andre vekstperiode flater kraftig ut samtidig som en sterk økning i antall store partikler mellom 20. januar klokken 02:10 og klokken 08:10. I den perioden observeres opp mot hundre partikler med diameter over 8 mm.

De tre periodene hvor isveksten øker kan også ses i sammenheng med en økning i vindstyrke. Fra teoridelen vet man at sterk vind ortogonalt på



Figur 4.33: Summerte diameterklasser tegnet som tidsserie sammen med vindstyrke og islast som henholdsvis rød og hvit linje. Hvite områder indikerer brudd i signalet fra disdrometeret.

isingsobjektet øker kollisjonsraten og dermed isingsgraden. Siden periodens lastdata kommer fra IceTroll sensoren er det lite trolig at vinden påvirker målt last direkte.

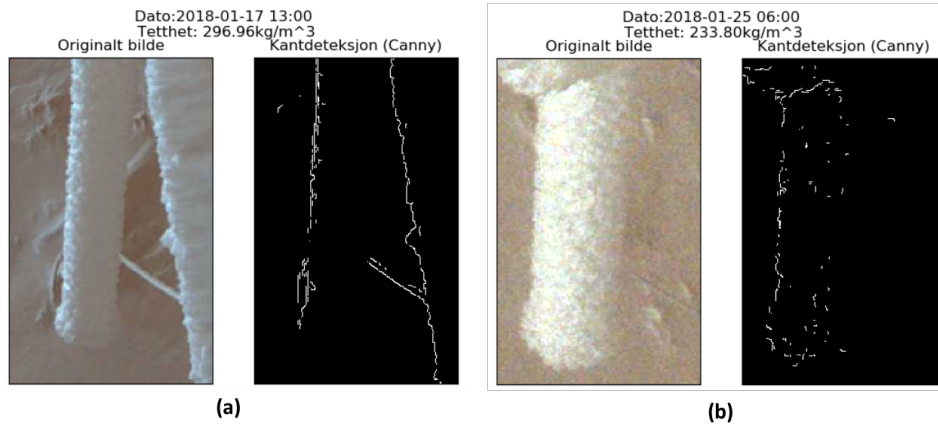
Figurene avslører totalt 7 brudd i signalene i løpet av perioden. Bruddene vises som hvite perioder fordi de ikke inneholder data fra disdrometeret. Det lengste bruddet varer i 58 timer, fra 28. januar klokken 02:00 til 30. januar klokken 12:00. I de to største bruddene er det brudd fra både disdrometeret og vindsensor, men ikke fra termistor. I de øvrige bruddene er det bare disdrometeret som faller ut. Dette ser man i figur 4.33 at den rød linjen for vindstyrke tegnes over de hvite områdene.

Informasjon fra webkamera

Som vist i figur 4.31 er de to siste vekstperiodene uten sikt fra webkamera. Tetthetsberegninger fra før og etter perioden uten sikt er vist i figur 4.34. Beregningene viser at den 17. januar (a) var tettheten 297 kg/m^3 , og den 25. januar (b) 234 kg/m^3 . Bildene viser også den signifikante forskjellen i diameter på is-sylindrene. Den 17. januar målte IceTroll 2.2 kg/m , og 4.7 kg/m den 25 januar. Figuren viser at algoritmen treffer venstre kant på sylindren svært godt.

Fra bildene og øvrig analyse kan det konkluderes med sikkerhet at det i periode 3 er is kategorisert som myk rim på IceTroll sensoren. Fra tabell 2.1 passer både varighet, tetthet og farge med det observerte. Fra figur 2.2 kategoriserer man de to første vekstperiodene som myk rim. I disse periodene var vindstyrken mellom 5 og 10 m/s, og temperaturen rundt $-10 \text{ }^\circ\text{C}$. Ved

den tredje vekstperioden økte både vindstyrke og temperatur, som trolig resulterte i dannelse av hardere rim. Man burde dermed forvente høyere beregnet tetthet den 25. januar enn den 17. januar, som ikke ble tilfellet.



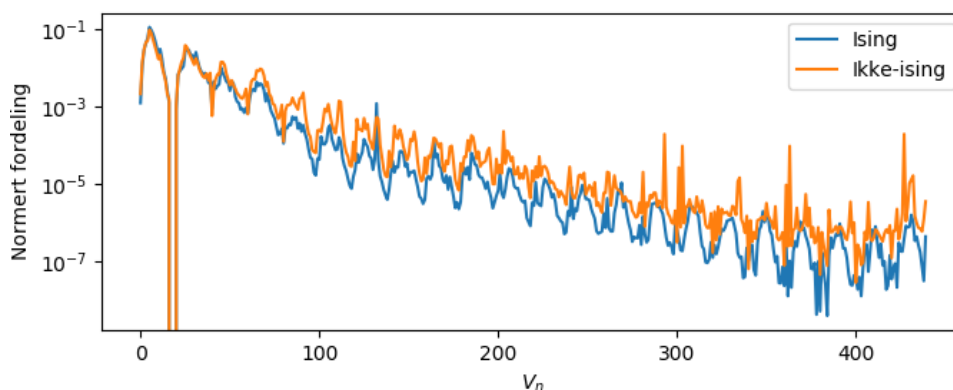
Figur 4.34: Bilder og tetthetsberegninger før og etter sikten ble dårlig. Vekt og tetthet er henholdsvis (a): 2.2 kg/m og 297 kg/m³ (b): 4.7 kg/m og 234 kg/m³.

4.5 Isingssignaler fra disdrometeret

Absolutt ising defineres i dette kapitlet som en positiv endring i islast på 0.1 kg/mh eller høyere, med utgangspunkt i duplex-data. I undersøkelsen om signaler fra disdrometeret kan varsle ising brukes tidsserier hvor det er full overlapp mellom temperatur-, duplex- og disdrometerdata ekskludert nullmatriser. Nullmatrisene er tatt bort fordi nullmatriser aldri kan vurderes til å med sikkerhet gi ising eller ikke, og vil bare forverre øvrig undersøkelse. I tillegg er det blitt vist eksempler på nullmatriser ved blokkert sensor.

4.5.1 Isingsmønster

Figur 4.35 viser gjennomsnittlig, normert fordeling over de 420 elementene i disdrometervektoren V , fra kapittel 3.1.4, for absolutt ising og ikke ising. Ikke-ising er i dette tilfelle alle vektorer med null eller negativ endring i islast. Fordelingen for absolutt ising vil videre omtales som ”isingsmønsteret”, og er gjennomsnitt av 858 isingsvektorer.

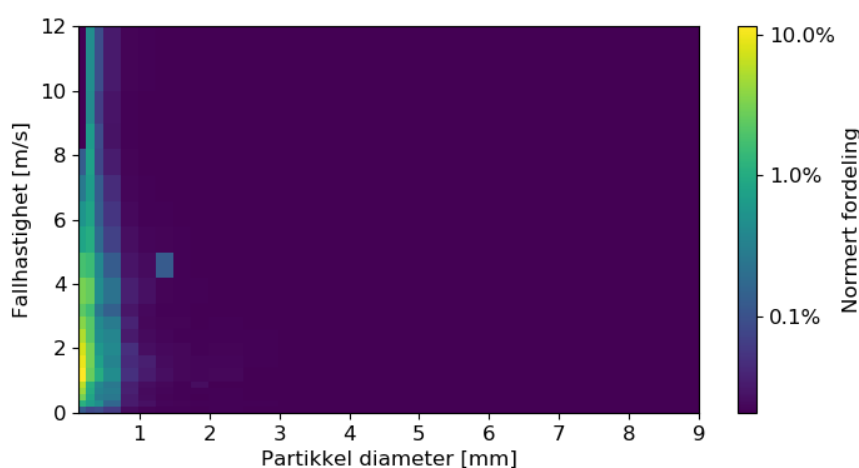


Figur 4.35: Normert vektor fra disdrometeret for gjennomsnittlig isings- og ikke-isings-hendelser. Ising er for dette plottet definert som en positiv endring i islast på over 0.10 kg/mt. Merk at y-aksen er skalert logaritmisk.

Figuren viser at mønstrene for ising og ikke-ising er veldig like, men mønsteret for ikke-ising inneholder flere store topper for større partikler. Merk at skalaen er logaritmisk, så de kvantitative forskjellene er størst i starten av vektoren på grunn av størst andel partikler. Normert fordeling viser at for ising er det større andel små partikler enn ved ikke ising. Tilsvarende er det ved ikke-ising nesten alltid større andel store partikler. Fra isingsperiodene har det ved flere anledninger blitt observert at isvekst minker med økning i andel større partikler.

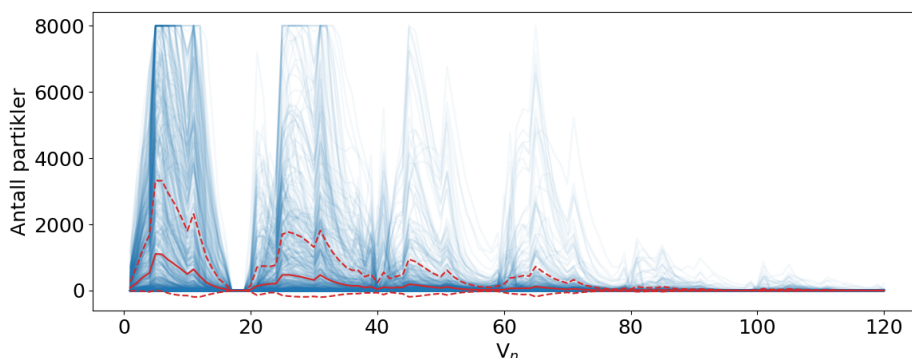
Matrisen som tilsvarende isingsmønsteret er vist i figur 4.36. En kvalitativ

vurdering av matrisen er at det er ingen klassifiserte nedbørspartikler i lufta ved absolutt ising. Isingsmønsteret skiller seg klart ut fra det observerte i periode 2 i figur 4.28 og i periode 1 i figur 4.20. Fra deres respektive tabeller, tabell 4.6 og 4.4 leser man at de fleste av disse matrisene bidrar til å lage isingsmønsteret, da tydeligvis som unntakssituasjoner med innslag av større partikler. I kontrast har isingshendelsen fra periode 1 men lav vindstyrke et mønster (se figur 4.21) som samsvarer i større grad med isingsmønsteret i figur 4.36.

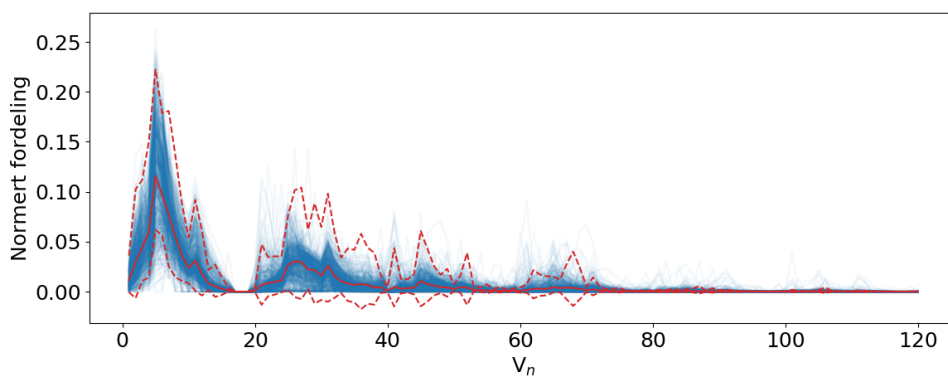


Figur 4.36: Disdrometermatrisen som tilsvarer normert vektor fra disdrometeret for absolutt ising (blå linje i figur 4.35).

Figur 4.37 viser alle 858 vektorene som gir absolutt ising, tegnet i blått. Linjene er tegnet med 90 % gjennomsiktighet, slik at man lettere ser områder med høy konsentrasjon av linjer. Grafen viser de 120 første elementene i vektoren, som tilsvarer partikkeldiameter 1.250 mm. Rød, heltrukken linje viser gjennomsnittet. Stiplede linjer er gjennomsnittet pluss standardavvik og gjennomsnittet minus et halvt standardavvik. Figuren viser svært varierende intensitet i antall partikler som gir ising, og svært mange tilfeller faller utenfor området mellom standardavvikene. Man observerer også enkelthendelser med opp mot tusen registrerte partikler i elementene etter elementnummer 80, som tilsvarer partikler med diameter over $750 \mu\text{m}$. Figuren viser nødvendigheten av å normere vektorene for å finne et samlenende mønster. Figur 4.38 viser linjene fra figur 4.37 normert. I kontrast til figur 4.37 viser de normerte linjene et mye tydeligere mønster. I figuren er rød linje gjennomsnittet av de normerte vektorene, og stiplede linjer er pluss et standardavvik og minus et halvt standardavvik. Også ved normert tilfelle kan man observere et fåtall isingshendelser med opp mot et par prosent partikler med diameter på $750 \mu\text{m}$ eller større. I treffsikkerhetsanalysen vil alle vektorer som faller innenfor mønsterets standardavvik vurderes som treff.

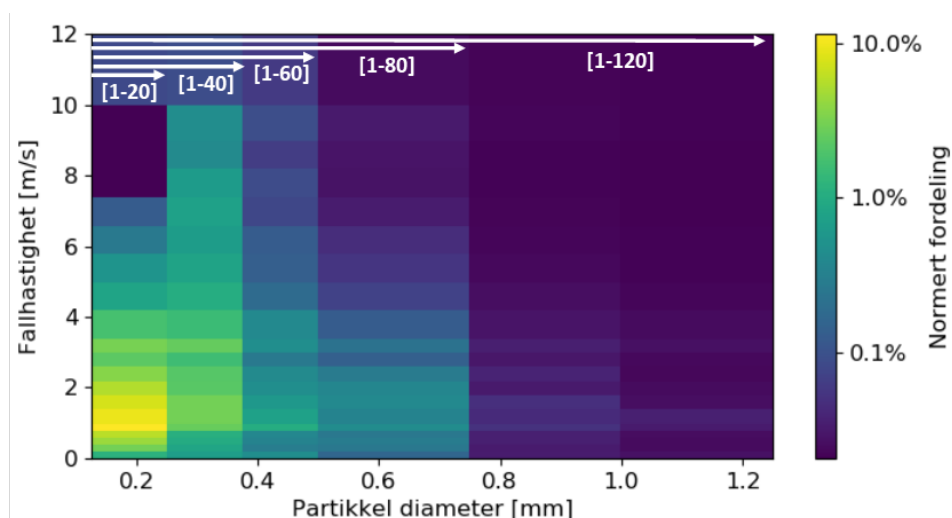


Figur 4.37: Figuren viser vektorene fra disdrometeret for alle hendelser med absolutt ising. Gjennomsnittet av disse er tegnet i rødt, og gjennomsnitt pluss et standardavvik og minus et halv standardavvik er tegnet stiple.



Figur 4.38: Figuren viser normerte vektorer fra disdrometeret for hendelser med absolutt ising. Gjennomsnittet er tegnet inn med rødt, og gjennomsnitt pluss standardavvik og gjennomsnitt minus et halvt standardavvik er vist med stiplede, rød linjer. NB: i figuren er alle matriser med mindre enn 15 verdier over 0 filtrert bort for å fjerne støy i figuren. Disse er ikke filtrert bort fra datasettet som brukes for å beregne treffsikkerhet mm.

Det ses fra figuren at i elementintervallet [1-20] så er mesteparten av linjene innenfor standardavvikene. Videre er det i elementintervallet [20-40] et relativt høyt standardavvik. Nedbørsmatrisen til isingsmønsteret i intervallet [1-120] er vist i figur 4.39. I figuren er de forskjellige elementintervallene oversatt til diameterintervall ved hjelp av hvite piler. Isingsmønsteret er tegnet for forskjellige elementintervall i figur 3 i appendiks. Figuren viser at også vektorer som er med å bestemme isingsmønsteret ikke faller innenfor standardavvikene.



Figur 4.39: Disdrometermatrisen som tilsvarende gjennomsnittlig, normert vektor for absolutt ising ved diameter under 1.25mm.

4.5.2 Treffsikkerhet

Treffsikkerheten til isingsmønsteret er definert som andelen disdrometervektorer som faller innenfor definisjonsområdet til isingsmønsteret. Det totale settet med vektorer er fra tidspunktene med overlapp mellom disdrometer, temperatur og lastserie fra duplex. Treffsikkerheten er vurdert for forskjellige elementintervaller og temperaturtak. Treffsikkerheten til isingsmønsteret er vist i tabell 4.7. Tabellen viser hvor stor andel av vektorene som faller innenfor definisjonsområdet, som også gir positiv endring i islast. I parentes står totalt antall vektorer som falt innenfor definisjonsområdet. Tabellen viser at desto større elementintervall, jo færre vektorer treffer innenfor. Samtidig øker andelen isingshendelser med størrelsen på intervallet. Resultatene er også best ved temperatur under 0 °C. Det kan skyldes at man mister en del isingshendelser ved å fjerne periodene med temperatur mellom 0 °C og -2 °C.

Tabell 4.8 viser en oversikt over antall vektorer som faller innenfor standardavvikene, treffsikkerhet og andel isingsperioder som dekkes ved forskjellige elementintervaller. Tabellen viser nok en gang at desto mindre elementintervall man ser på, jo flere vektorer faller innenfor. Samtidig ser man et kompromiss med treffsikkerheten, som er størst ved størst intervall. Ved utgangspunkt i hele vektoren, er treffsikkerheten på hele 44.07 %. Likevel dekker mønsteret bare 5.42 % av alle isingshendelser. Tar man utgangspunkt i intervall [1 - 20], som er bare den minste diameterklassen, har man en treffsikkerhet på 31.99 %, men til gjengjeld dekkes 26.26 % av alle isingsperioder av mønsteret. Ved å multiplisere tallene får man andel isingshendelser dis-

Tabell 4.7: Tabellen viser andel vektorer som matcher med isingsmønsteret og gir en positiv endring i islast. Tall i parentes er totalt antall matriser i elementintervallet som faller innenfor isingsmønsteret.

Andel isingvektorer ved forskjellige temperaturer			
Elementintervall	Temperatur		
	Alle	<0 C	<-2C
[1 - 420]	43.63 % (Av 753)	44.07 % (Av 742)	43.69 % (Av 698)
[1 - 300]	43.11 % (Av 770)	43.63 % (Av 754)	43.30 % (Av 709)
[1 - 120]	40.55 % (Av 1090)	40.98 % (Av 1064)	40.36 % (Av 996)
[1 - 80]	38.36 % (Av 1431)	38.74 % (Av 1399)	37.65 % (Av 1304)
[1 - 60]	36.05 % (1756)	36.44 % (Av 1693)	35.05 % (Av 1571)
[1 - 40]	30.94 % (4302)	31.63 % (3942)	30.74 % (3669)
[1 - 20]	31.06 % (5495)	31.99 % (4954)	30.84 % (4449)

drometeret kan detektere. Dette er oppgavens beste resultat, og betyr at disdrometeret kan observere 8.32 % av alle vilkårlige isingshendelser.

Under 9 % av dataserien har positiv endring i islast. Det vil si at resultater på rundt 9 % vil kategoriseres som helt tilfeldige resultater. Med en treffsikkerhet på mellom 30% - 40%, kan man si at det finnes mønster i disdrometeret som kan tyde på ising, men det er ikke sterkt nok til å alene brukes som varslingsverktøy.

Tabell 4.8: Andel isingshendelser som defineres som ising av isingsmønsteret. Tabellen viser også hvor stor andel av alle isingshendelser som defineres som ising ved de forskjellige elementintervallene.

Andel isingsvektorer og -perioder ved minusgrader			
Elementintervall:	Treff	Treffsikkerhet	Andel isingperioder
[1 - 420]	742	44.07 %	5.42 %
[1 - 300]	754	43.63 %	5.45 %
[1 - 120]	1064	40.98 %	7.22 %
[1 - 80]	1399	38.74 %	8.98 %
[1 - 60]	1693	36.44 %	10.22 %
[1 - 40]	3942	31.63 %	20.66 %
[1 - 20]	4954	31.99 %	26.26 %

Kapittel 5

Diskusjon

Hovedmålet i oppgaven var å undersøke om et disdrometeret har potensial som isingsindikator på kraftledninger. En befaring av instrumentet tidlig i prosjektet resulterte i antagelser om begrensninger som vil påvirke disdrometeret i eksponerte testfelt. Begrensningene var basert på effekt fra vind og mast. Av den grunn ble det utført eksperimenter og analyser for å undersøke disse antagelsene. Videre ble isvekst vurdert opp mot nedbørsmatriser fra tre betydelige isinghendelser, før det ble undersøkt direkte om det fantes signaler fra disdrometeret som tydet på ising. Et sidemål var å undersøke hvor godt modelldata samsvarer med observerte endringer i islast. Resultatdelen viser med høy sikkerhet at disdrometeret blir påvirket av vind. Ved isinghendelser er det også observert at økende andel store partikler ofte bremser isveksten, og at modellert skyvann avviker fra observasjoner. Det ser ikke ut til at disdrometeret alene kan fungere som et varslingsverktøy for ising.

Dette kapitlet går systematisk gjennom hovedresultatene i oppgaven og diskuterer betydningen av dem. Funnene settes i sammenheng med resultater fra andre, så langt det lar seg gjøre. Kapitlet diskuterer styrker og svakheter med metodikken, og hvordan variasjon i eksperimentene har påvirket resultatene. Det argumenteres for sannsynlig vindpåvirkning også av lastseriene. Troverdigheten til disdrometeret som isingsindikator drøftes opp mot valg av isingsmønster.

5.1 Vindpåvirkning

For å undersøke vindpåvirkning på disdrometeret ble det utført to fysiske eksperimenter på Haukelisetter, samt analyse av vindseparert data fra disdrometeret fra Hardningnuten. Dette delkapitlet diskuterer funnene fra disse analysene.

5.1.1 Haukeliseter

I eksperiment 1 ble det registrert hele 59 % flere partikler ved sprøyt nedenfra enn ovenfra. Dette anses som en signifikant forskjell i antall partikler. Det er en mulighet for at partiklene man sprøyter oppover til slutt vil falle ned gjennom planet igjen, til tross for at det ble sprøytet litt på skrå nedenfra for å unngå dette. Om dette er tilfellet kan de også ha aggregert til større vannpartikler før de falt ned igjen, som kan forklare hvorfor det observeres et høyere antall større partikler ved spraying nedenfra (figur 4.4).

Figur 4.5 viser en betydelig større andel partikler med fallhastighet over 10 m/s ved spraying ovenfra (6 %) enn nedenfra (4 %). Det er logisk å tenke at tyngdekraften virker mot partikler på vei opp. Tyngdekraften virker som akselerasjon. For at tyngdekraften skal endre hastigheten på vannet må det være en viss avstand til sensoren. Avstanden i eksperimentet vurderes ikke som stor nok til at tyngdekraften har effekt på hastigheten. Årsaken kan derimot være at avstanden fra flaske til sensor ikke var den samme under sprøyting ovenfra og nedenfra. Dermed holdt partiklene ovenfra en hastighet nærmere utgangshastigheten. Også vinkelen flasken ble holdt med ved spraying nedenfra kan ha innvirkning.

I eksperiment 2 ble det undersøkt om disdrometeret registrerte annerledes ved vind fra siden enn i parallellretning. I eksperimentet observeres ingen signifikante endringer i matrisen (figur 4.6) eller histogrammet over normerte fallhastighetsklasser (figur 4.7). Det kan likevel ikke utelukkes at partikler fra siden kan ha så kort oppholdstid i planet at de ikke fanges opp av disdrometeret i det hele tatt. Den maksimale fallhastigheten disdrometeret kan måle er 20 m/s. Kapittel 3.1.4 foreslår at disdrometeret teoretisk sett skal kunne se opp mot 11 ganger større hastighet for en partikkel i sideretning med samme fart som en i parallellretning. Dersom denne antagelsen stemmer vil partikler fra siden ha for høy hastighet for disdrometeret allerede med fallhastigheter fra rett under 2 m/s og over. Dersom dette hadde vært tilfelle i praksis ville man trolig sett spor av dette også for lavere hastigheter. Antagelsen krever en perfekt partikkelbane som uansett aldri vil opptre i virkelige situasjoner, hvertfall ikke i betydningsfull grad.

Disdrometeret observerte gjennomsnittlig 8.7 % flere partikler fra siden enn i parallellretning, i eksperiment 2. Det antas at dette skyldes variasjon i manuell sprayintensitet og helningsvinkel. Fra tabell 4.1 ser man at spraying i parallellretning var det siste eksperimentet som ble utført. Det kan tenkes at utførelsen dermed er preget av mindre kraftige spray, grunnet utmattelse.

Det er vanskelig å trekke noen umiddelbare konklusjoner fra forsøkene på Haukeliseter. Feilkildene til forsøkene kan hovedsaklig relateres til eksperimentenes ulike oppsett og utførelse. Sprayflasken ble holdt uten støtte og spraying ble utført manuelt. Den manuelle sprayingen var utfordrende å

utføre. For det første er det svært utmattende å spraye kontinuerlig i flere minutter. Dette går ut over sprayfrekvens og utgangshastigheten til dråpene. Videre er det vanskelig å holde sprayflasken i riktig høyde og vinkel over tid. Dermed fører både sprayfrekvens, høyde og innfallsvinkel med seg relativt store usikkerheter. I tillegg er mellom 3 og 4 minutter med spraying veldig kort, og forsøkene inneholder dermed lite statistiske data. For å få en mer nøyaktig forståelse av påvirkningene til vinden burde forsøket blitt utført kontrollert ved mekanisk sprøyting og konstant innfallsvinkel og høyde. Da kunne hvert eksperiment blitt utført over lengre tid, og gitt grunnlag for en grundigere analyse.

5.1.2 Hardingnuten

Disdrometer

Undersøkelsen av masteeffekten, matrisene i figur 4.9 - 4.12, viser at både vindretning og vindstyrke påvirker partikkelfordelingen. Det er tydelige forskjeller både mellom vindretninger og innad i vindretningene.

Antagelser gjort i kapittel 3.1.4 sier at vind fra sørøst vil kunne føre til turbulens rundt disdrometeret. Det er usikkert hvordan turbulens vil slå ut på nedbørsmatrisen. Matrisen tilhørende sterk vind fra sørøst (4.9b) følger ikke linjene for graupel like distinkt som de øvrige vindretningene. Denne distinkte graden av uorden kan være et tegn på turbulens.

Det kan også tenkes at turbulente strømmer har større effekt på små partikler enn store. Da ville i det i tilfellet blitt observert en relativt større andel små partikler med sterk vind fra sørøst enn fra andre vindretninger. Dette er absolutt tilfelle i figur 4.14. Derimot er det bare forventet turbulens ved sterk vind. Forskjellen mellom svak og sterk vind i histogrammet (figur 4.14d) er ikke signifikant, og skiller seg heller ikke ut i forhold til de andre vindretningene. Den største forskjellen mellom svak og sterk vind er derimot for vind rett på disdrometeret (vind fra nordvest). Den observasjonen kan tyde på at masten faktisk har en skjermende effekt.

Kapittel 3.1.4 presenterer også antagelsen om at sidevind med stor horisontal fartskomponent vil lede til at disdrometeret feilaktig måler høyere fallhastighet enn ved parallellvind. Fra de normerte histogrammene for fallhastighet (figur 4.13) ser man at sterk vind fra sørvest har klart høyest andel svært raske partikler. Denne effekten ser man derimot ikke med vind fra nordøst, som man burde forventet. Ingen av de to antagelsene er mulig å bevise uten faktiske observasjoner av fallende partikler.

Det er utfordrene å vurdere resultatene fordi antall observasjoner varierer svært mye mellom de ulike situasjonene. For eksempel er det 11 nedbørstimer med sterk vind fra nordøst, og 533 nedbørstimer med svak vind fra sørvest.

Dette fører til at noen vindsituasjoner er mer generaliserte enn andre, som på sin side er svært sensitive for enkelthendelser.

Ulikt antall observasjoner gjør at det ikke kan utelukkes at vindavhengighet skyldes lokale meteorologiske situasjoner ved forskjellige vindretninger, istedenfor effekt fra mast. Tallene fra tabell 4.2 underbygger dette. Tabellen viser at gjennomsnittlig nedbørshendelse med sterk vind fra nordøst (11 nedbørstimer) inneholder 158 292 partikler. Til sammenlikning inneholder en gjennomsnittlig nedbørshendelse med sterk vind fra nordvest (102 nedbørstimer) 22 679 partikler. Det er generelt flere nedbørstimer fra sørlige retninger enn nordlige. Dette skyldes med all sannsynlighet, som nevnt i kapittel 3.1.1, meteorologiske forhold på Hardingnuten. Tallene for antall hendelser og antall partikler underbygger både at resultatene er preget av enkelte ekstreme hendelser, og meteorologiske faktorer.

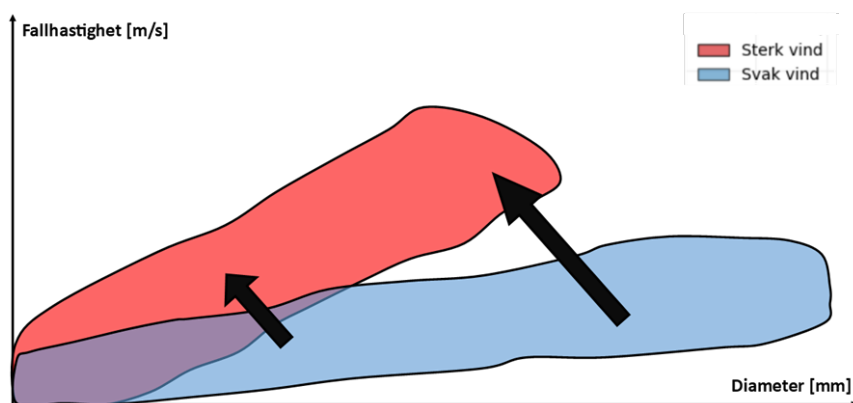
Tabellen viser også at sterk vind fra sidene (sørvest og nordøst) registrerer flest partikler. Det kan tenkes at vind fra sideretningene tvinger partiklene som var i kollisjonskurs med masten til å følge strømmen rundt. Dermed øker partikkelfluksen på sidene av masten, og disdrometeret registrerer flere partikler. Dersom dette er tilfellet er det en effekt av at disdrometeret er montert på midten av en mast.

Generelle betraktninger fra histogrammene for normert fallhastighet og diameter i figur 4.13 og 4.14 viser at økning i vindstyrke fører til at disdrometeret registrerer mindre og raskere partikler, uavhengig av vindretning. Denne forskyvningen er konseptuelt illustrert for nedbørsmatrisen i figur 5.1. Blått felt representerer partikkelfordelingen ved svak vind, og rødt felt representerer den samme partikkelfordelingen ved sterk vind. Fargene er gjennomsiktige, som fører til at overlappende områder er markert i lilla. En slik forskyvning som figuren viser kan føre til at en partikkelfordeling langs definisjonslinjen for snø skyves mot graupel, eller fra graupel til vanndråper, ved økt vindstyrke. Det kan resultere i feilvurdering av nedbørstype ved sterk vind.

Den observerte forskyvningen motsier resultatene til Friedrich mfl. (2013), som observerte generelt tregere og større partikler ved stor innfallsvinkel. Stor innfallsvinkel kan man relatere til sterk vind. De motstridende resultatene skyldes mest sannsynlig at Friedrich utførte eksperimentet sitt innendørs, og at dråpene hadde samme faktiske fallhastighet ved alle innfallsvinklene. På Hardingnuten vil sterk vind gi raskere fallhastighet. Forsøket til Friedrich er beskrevet i detalj i kapittel 3.1.4.

Det er godt dokumentert at vind påvirker nedbørsmålinger, og det har vært fokus i forskning og vitenskap lenge, som for eksempel i WMO¹-rapportene Goodison, Louie og Yang (1998) og Nitu mfl. (2018). I rapportene er total

¹World Meteorological Organization



Figur 5.1: Konseptuell illustrasjon av hvordan nedbørsbildet fra disdrometeret påvirkes av vindhastighet. Generelt observeres det at for sterk vind telles mindre og raskere partikler.

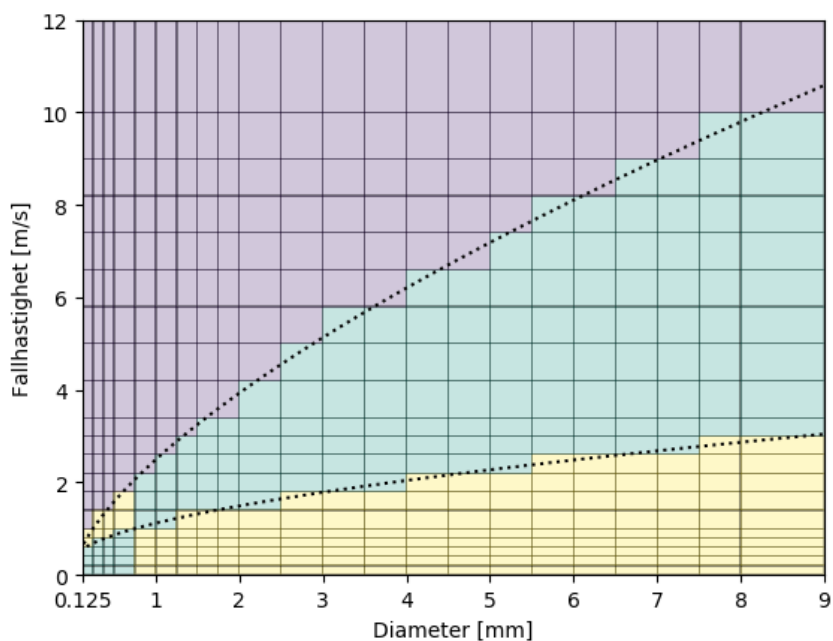
nedbørsmengde fokus, og ikke nedbørstype som i denne oppgaven. Problemet er også adressert fra blant annet testfeltet på Haukeliseter i Wolff mfl. (2013), som skriver at spesielt målinger av snønedbør vil være sterkt underestimert ved store vindstyrker. På Haukeliseter er det installert en referanse for å kvantifisere nedbørstap.

Disdrometeret på Hardingnuten er montert på en mast uten kommersiell vindskjerm. Dette avviker sterkt fra anbefalt montering i følge disdrometers manual (CLIMA 2017), og det er blitt vist i analyse av masteffekten at vinden påvirker disdrometeret i stor grad. Både vindhastighet og vindretning har effekt på disdrometeret, men det er ikke mulig å si om effekten skyldes masten, meteorologiske omstendigheter eller svakheter med disdrometeret

En spennende utvidelse av studien kunne vært å montere et disdrometer med en kommersiell vindskjerm på Hardingnuten, og se om den opplever samme forskyvning ved økt vind, som vist i figur 5.1. Dette er trolig den beste måten å analysere vindeffekt på. Slike sammenlikninger mellom disdrometre med og uten vindskjerm er allerede utført tidligere. For eksempel viste Nitu mfl. (2018) at disdrometer uten vindskjerm registrerer langt flere partikler enn et disdrometer med vindskjerm. Resultatet beviser at disdrometre er sensitive for vind, som denne oppgaven også har gitt tydelige signaler på. Nitu mfl. (2018) peker også på at ytterligere forskning på disdrometeret er nødvendig for å forstå hvordan vind og andre miljøparametre påvirker målinger fra et disdrometer.

Numerisk klassifisering av nedbørstype

Forskyvningen i matrisen som oppstår når disdrometeret påvirket av vind utelukker muligheten til å presist klassifisere nedbørspartikler numerisk. En numerisk klassifisering av nedbørspartiklene kunne vært å kategorisere hver rute som den partikkeltypen rutens sentrum ligger nærmest i fallhastighet, gitt den registrerte diameteren. Resultatet av en slik numerisk klassifisering er illustrert i figur 5.2 sammen med linjene som definerer områder i figur 3.12. Som figur 5.1 antyder, vil sterk vind føre til en forskyvning av partikkelkonsentrasjon oppover mot venstre i matrisen. Dette vil føre til feilklassifisering ved numerisk klassifisering i tilfeller med sterk vind. Dersom numerisk klassifisering skulle blitt tatt i bruk burde disdrometeret hatt vindskjerm. En annen løsning ville vært å utlede matematiske relasjoner mellom vindstyrke og forskyvning. En slik matematisk relasjon kunne blitt brukt til å flytte definisjonslinjene avhengig av vindstyrke. Dermed ville forskyvningen blitt korrigert for.



Figur 5.2: Eksempel på hvordan numerisk nedbørsklassifisering kunne blitt utført. Nedbørstypen til hver rute er basert på hvilken linje i figur 3.12 rutens midtpunkt er nærmest. Stiplede linjene er lagt på for å sammenlikne med klassifiseringen som ikke tar hensyn til rutenettet. Gule ruter ville blitt kategorisert som snø, grønn som graupel og lilla som regn.

Figur 5.2 avslører svakheter med numerisk klassifisering for små, tregere

partikler (nederst i venstre hjørne). Bakgrunnen for dette er at definisjonslinjene i figur 3.12 krysser hverandre i dette området. Det er med andre ord en nærmest umulig oppgave å kategorisere nedbørspartikler i dette området ved hjelp av et disdrometer. Problemet er at små partikler ikke har noen typisk karakteristik som dette klassifiseringssystemet baserer seg på. Samtidig har det blitt vist at det er i dette området den viktigste partikkelfordelingen for ising konsentrerer seg.

I løpet av studien er det observert, særlig for vinternedbør, en svært høy konsentrasjon av partikler i de to minste diameterklassene. En sterk konsentrasjon i det samme området ble også observert i Masaaki mfl. (2013). Upton og Brawn (2008) sammenlikner tre disdrometre fra Thies med et disdrometer kalt Parsivel. De dokumenterte at Thies LPM observerte tre ganger så mange partikler i de minste diameterklassene enn Parsivel. I tillegg var det stor variasjon i antall observerte partikler i de minste diameterklassene mellom de tre disdrometrene fra Thies. At det samme dermed observeres i tre uavhengige prosjekter kan tyde på en kalibrerings- eller følsomhetsfeil i Thies LPM for de minste partiklene.

Av de nevnte grunner regnes kvalitativ klassifisering basert på figur 3.12 som den mest hensiktsmessige for det aktuelle disdrometeret.

Islastmålinger

Lastseriene levert av Kjeller Vindteknikk er ferdigprosessert, og har i utgangspunktet avledet islast fra totale lastmålinger. Det har ved flere tilfeller i oppgaven blitt observert en økning i ising parallelt med økning i vindhastighet. For eksempel i periode 1, hvor vinden stiger parallelt med økt islast, før isveksten flater ut når vinden reduseres (figur 4.18). Det samme kan også observeres i periode 3, hvor tre vekstperioder samsvarer bra med tre samtidige økninger i vindstyrke (figur 4.33). Dette er på en side forventet fordi økt vindstyrke gir økt kollisjonsrate.

Figur 5.3 viser spredningsplott mellom ising og de fire parameterene tatt ut fra HARMONIE-AROME. I figuren er alle datapunkter fra vintrene 2017 og 2018 inkludert. Figur 5.3a viser for interpolerte verdier og 5.3b for ikke-interpolerte verdier. De punktene som har gjennomsnittlig vindstyrke over 15 m/s er markert med rød omkrets. Figuren viser at de aller fleste ekstreme isingshendelsene skjer ved sterk vind. De interpolerte verdiene viser at det er seks tidspunkt med isvekst over 500 gram per meter per time, hvor fem tidspunkt har over 15 m/s vindstyrke. Dette anses som veldig sterk vekst. Den sterkeste veksten er på over 1 kilogram per meter per time.

Disse sterke verdiene motiverer for å undersøke videre om lastseriene fra luftledningene også er påvirket av vind, selv om de er ferdigprosessert. Luftledninger henger fritt, og ved sterk vind vil vindrag virke på lastcellene over

isolasjonskjedene. Dermed kan kraftige vindkast og raske endringer i vindstyrke resultere i tilsvarende raske endringer i målt islast. Derivasjon av disse raske endringene i islast kan da resultere i store verdier for isvekst.

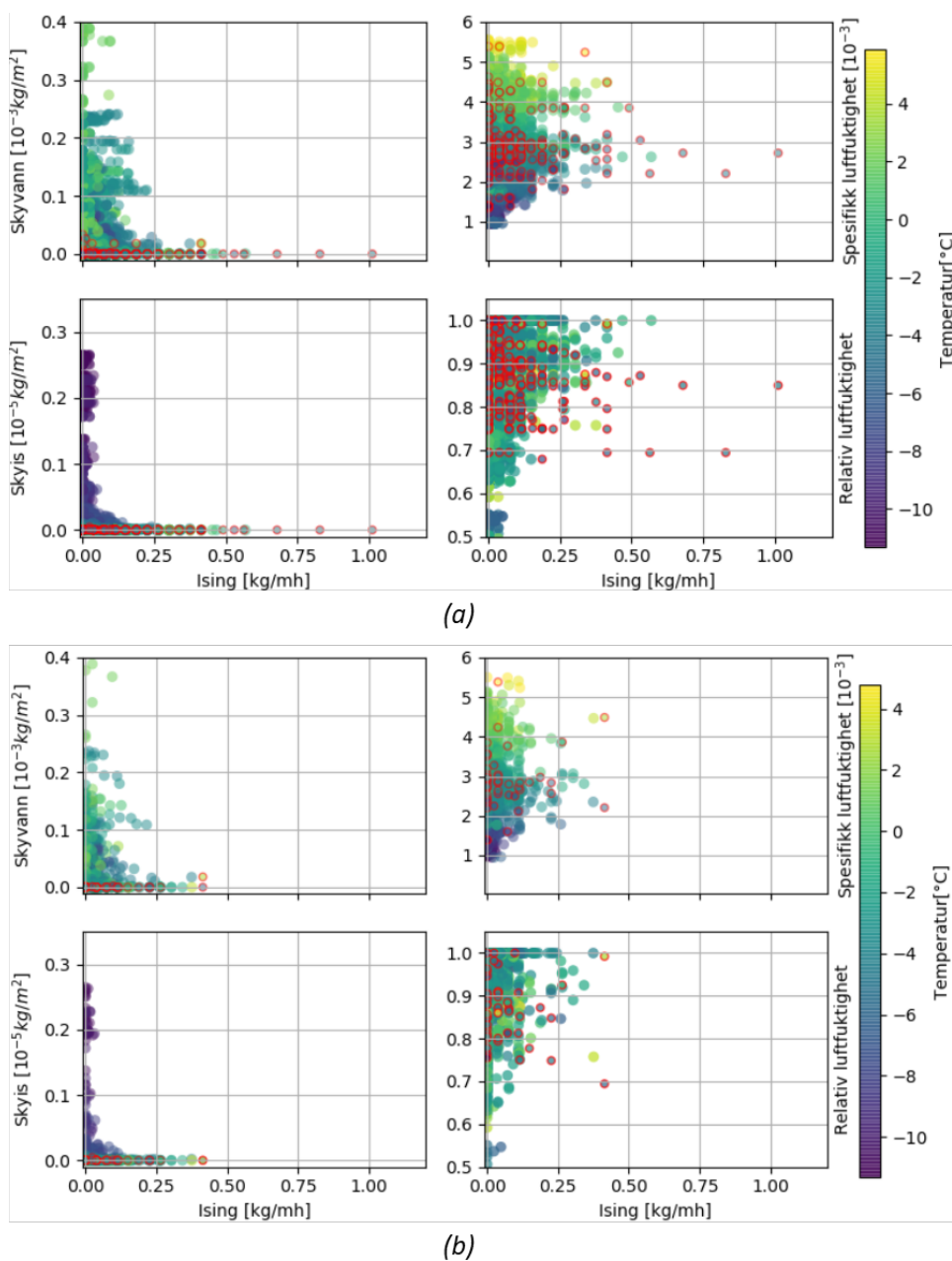
Periodene for de tre største registrerte isvekstene fra figur 5.3 er vist i figur 5.4. Figuren viser aggregerte partikkelklasser som fluks sammen med vindstyrke (rød) og islast fra duplex-lederen (hvit). I figuren ser man en svært kunstig korrelasjon mellom islast og vindstyrke. Samtidig så viser IceTroll sensoren ingen tegn til ising i perioden. Man kan dermed anta at islastmålingene i figuren skyldes at metoden som brukes for å avlede islast fra total last ikke fungerer optimalt. Øverste panel i figuren viser at ved vindstyrke opp mot 25 m/s så kan det registreres islast opp mot 1.2 kg/m, uten at det faktisk er is på ledere. Fra nederste panel i figuren ser man at det registreres ingen islast ved vindstyrker på opp mot 8 m/s, men allerede mellom 10 og 12 m/s registrerer sensoren is på ledere. Maksimal vind i periode 2 er 14.1 m/s. Dermed kan det ikke utelukkes at islastmålinger fra periode 2 er påvirket av vind. I periode 3 er vindstyrken på det meste over 20 m/s, men i perioden er bare lastserier fra IceTroll tilgjengelig. IceTroll er fastmontert, og i mindre grad påvirket av vinddrag.

På Hardingnuten er islastene relativt små, og dermed får vindpåvirkningen på lastsensoren en større effekt som tydeligvis er vanskelig å midle bort i prosesseringen. Den maksimale islasten målt i løpet av studieperioden er rundt 7 kg/m. Dersom vinden hadde vært opp mot 25 m/s så kunne man forvente at opp mot 1.2 kg/m av islasten skyldes vinden. I det tilfelle hadde hele 17 % av målt islast skyldtes vinden.

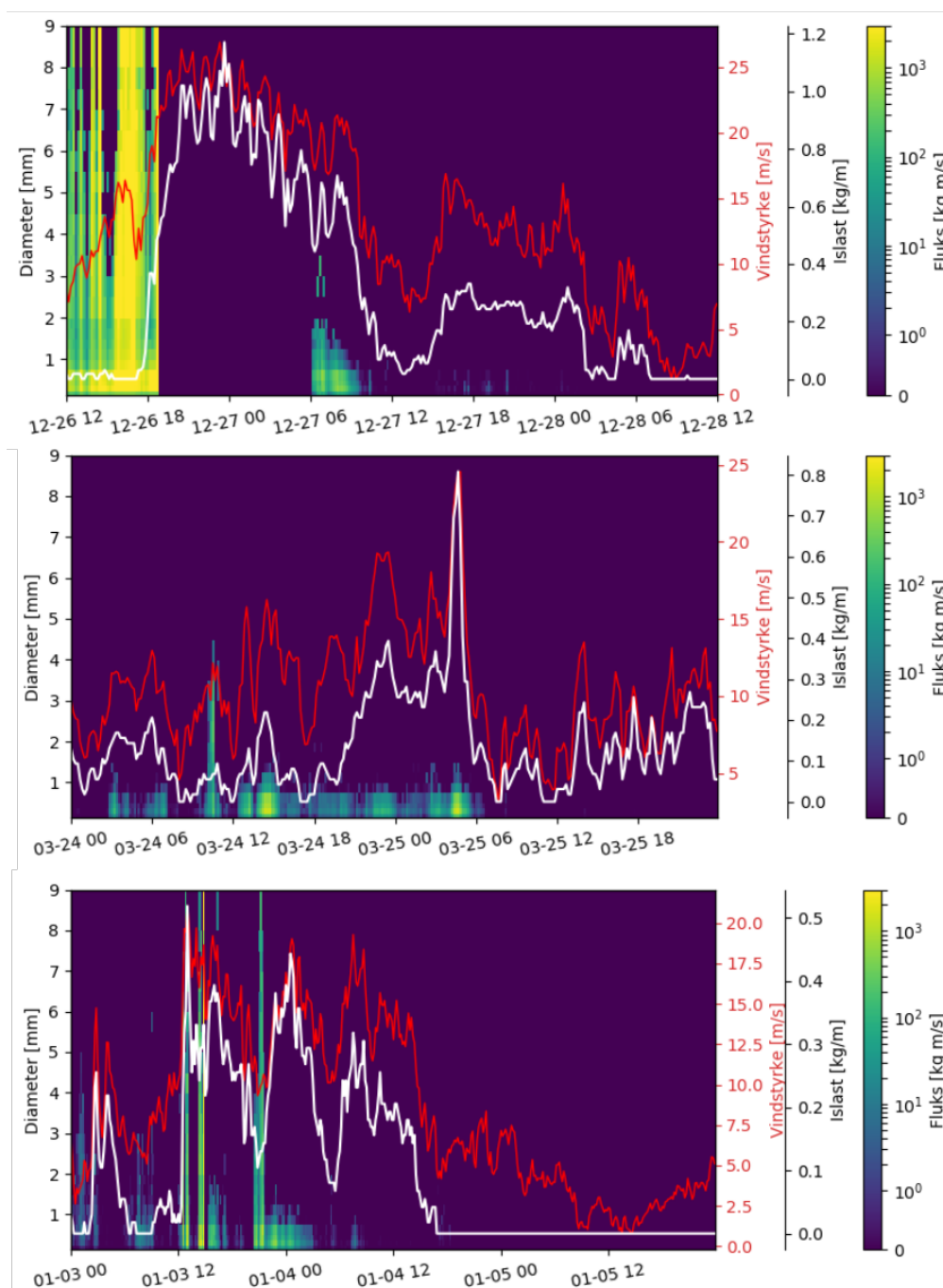
Det er vist at det finnes feilmålinger direkte knyttet til vind for både disdrometeret og lastseriene. Det betyr at det er forventet feilmålinger for begge sider av sammenlikningsgrunnlaget til oppgaven. Dette gjelder da særlig for de situasjonene som er særs relevante for gjennomførelse av oppgaven, fordi sterk ising er knyttet til sterk vind. Det må derfor stilles spørsmål til kvaliteten til datagrunnlaget, som forplanter seg videre gjennom analyse til resultat.

5.2 Isingsmønsteret

Isingsmønsteret i oppgaven er et gjennomsnitt av vektorene til alle sterke isingshendelser i studieperioden. Vektorene som inngår i dette gjennomsnittet er vist i figur 3 i appendiks. Fra figuren ser man at noen vektorer ikke faller innenfor definisjonslinjene som brukes i treffsikkerhetsanalysen. Dette gjelder særlig i intervallet [20 - 40]. Det er allerede vist i kapittel 5.1.2 at flere av de sterkeste isvekstene er et resultat av vinddrag (figur 5.4 og 5.3), og ikke isvekst. Disse datapunktene bidrar til å definere isingsmønsteret, og



Figur 5.3: Spredningsplot mellom ising og (a) interpolerte HARMONIE-AROME-data (b) ikke-interpolerte HARMONIE-AROME-data. I figuren er ising definert som endring i islast (derivasjon etter glidende median filter med vindusstørrelse på 1 time). Rød ring rundt isingshendelser med vindstyrke over 15m/s.



Figur 5.4: Disdrometerdata (bakgrunn), islast (hvit) og vindstyrke (rød) som tidsserier fra de tre periodene med høyest endring i islast. Figuren viser at endring i islast korrelerer svært godt med endring i vindstyrke for sterk vind.

fører til feildefinisjon. Vektorene som ikke faller innenfor definisjonen kan også tyde på at det ikke finnes kun en distinkt vektorform som er felles for alle isingstilfeller.

Det er vist at vind også påvirker disdrometeret. Økning i vind forskyver partikkelkonsentrasjonen i nedbørsmatrisen mot mindre og raskere partikler. Med andre ord vil sterke isingshendelser på tidspunkt med sterk vind også endre vektoren som matrisen baseres på. Som diskutert tidligere vil vindskjerm rundt disdrometeret også forbedre kvaliteten på analysen av isingmønsteret.

Det er presentert i oppgavens teoridel, kapittel 2.2, at det finnes flere forskjellige typer ising. Fra resultatene i de tre isingsperiodene som er studert er det klart at det har forekommet forskjellige isingstyper på Hardingnuten i studieperioden. Forskjellene observeres i form, farge, tetthet og vekstforhold. Det er logisk å anta at forskjellige isingsprosesser vil ha ulike isingsmønstre.

5.3 Fluksberegning

Metoden for fluksberegning er inspirert av Masaaki mfl. (2013). Selv om det i Masaaki mfl. (2013) blir brukt et CCD-kamera system uten klassebinnings, er metoden vist å være anvendbar på disdrometeret brukt i denne oppgaven. Man må likevel være klar over feilmarginen den medfører, som ikke gjelder kamerasystemet i Masaaki mfl. (2013). CCD-kameraet ga eksakte tall på fallhastighet og diameter. I tillegg ble eksperimentet utført i et isolert, utendørs laboratorium. I denne oppgaven er fluksen beregnet fra reelle utendørs data over lengre tidsserier, fordelt i klasser. En slik klassefordeling resulterer i grove overslag for de bredeste klassene, som resulterer i store feilmarginer. Det gjør at marginale forskjeller kan bli enten neglisjert eller kraftig forstørret. I sånne tilfeller blir identifisering av nedbørstype svært subjektiv.

Fluks har ikke fått mer fokus i oppgaven fordi vektingsmatrisen fjerner fokuset fra de små partiklene. Det er disse partiklene som er aktuelle for ising. Likevel er fluks interessant fordi det forsterker inntrykket av de store partiklene, som man i flere tilfeller har observert at minsker isingsgraden. Likevel vurderes omgjøring til fluks som en metode som egner seg bedre til rene nedbørsanalyser. For eksempel kunne omgjøring til fluks vært en forbedring til metodikken i Nitu mfl. (2018), som fokuserer på total nedbørsmengde observert av disdrometeret.

5.4 AROME

For isingsperiode 2 ser man fra figur 4.24 at den observerte sikten samsvarer i varierende grad med forventet sikt basert på modelldata. To reduksjoner i skyvann overlapper med to klarværsperioder fra webkamera. Derimot hadde det vært forventet mer modellert skyvann i den lengste perioden uten sikt. I perioden er skyvanninnholdet svært lavt, til tross for at isveksten fortsetter. Dette vurderes som et avvik, og skyldes muligens at temperaturen synker i den lengste perioden med dårlig sikt. Den siste perioden med dårlig sikt mellom 10. og 11. februar viser også for lite modellert skyvann. Denne perioden har dog veldig svak vekst.

Den rød gruppen i figur 4.27a har mindre skyvann enn man kunne forvente for så sterk vekst. Forklaringen kan være perioden disse punktene stammer fra er preget av mye vind. Fra teoridelen er det spesifisert at sterk vind ortogonalt på lina fører til at flere partikler treffer lina og fryser. Samtidig er det vist i kapittel 5.1.2 at sterk vind kan gi kunstig høy isvekst. Punktene i den rød gruppen er fra en vekstperiode med vind som varierer rundt 10 m/s. Vinden i perioden er sterk nok til å påvirke lastmålingene. Det kan bety at den rød gruppen i virkeligheten iser mindre enn mellom 0.2 og 0.3 kg per meter per time som figuren tilsier.

I figur 4.27a er verdiene interpolerte til nærmeste nabo. Det vil si at de punktene som ikke finnes i figur 4.27b har et annet tidsstempel enn modellparameteren. Med utgangspunkt i figur 4.27b inneholder den rød og oransje gruppen henholdsvis tre punkter og et punkt. Spredningsplottet i figur 4.27b har kun en femtedel av punktene til den interpolerte, fordi de har tidsintervall på henholdsvis en time og ti minutter. Dette fører til at man mister 80% av datapunktene.

Numeriske værmodeller som HARMONIE-AROME glatter ut terrenget i modelltopografien. Det betyr at lokale topper og bunnen blir justert til en felles høyde. Høyden over havet til punktet nærmest Hardingnuten er 1119 meter mot målestasjonen som høyde på 1229 meter over havet. Modelltopografien går ikke høyere i området. Denne høydeforskjellen gir en liten feilkilde på temperatur. Den forklarer mye av hvorfor HARMONIE-AROME beregner i gjennomsnitt 1.5 °C varmere enn faktiske målinger på feltet. Frysepunktet er svært viktig i modeller, og for temperaturer nær 0 °C er det helt essensielt med nøyaktig temperatur, da det vil ha stor betydning for isingen. Høydeforskjeller mellom modell og reelt terreng, vil kunne gi store forskjeller mellom modellert og observert skyvann. Temperaturforskjellen påvirker også i hvilken grad skyvann blir skyis. Det er med andre ord sannsynlig at det er høydeforskjellen som er grunnen til periodevis for lite modellert skyvann.

Det er kjent at dagens isingsmodeller fjerner for mye skyvann når de danner

skyis, som gir en underrepresentasjon av underkjølte dråper og underestimat av ising. For periode 2 har en isingsprediksjon blitt utført i Engdahl, Nygaard, Thompson mfl. (2019) for samme versjon av HARMONIE-AROME som benyttet i denne oppgaven og blitt sammenliknet med en forbedring som tar høyde for mer skyvann. Den forbedrede versjonen og kontrollsimuleringen estimerte henholdsvis 1.91 kg/m og 1.62 kg/m som maksimal last. Selvom det er en forbedring, er det langt unna den observerte lasten på 7.05 kg/m. Testene viste også at modellert vindhastighet var mindre for begge simuleringene sammenliknet med observert vinddata, som kan resultere i lavere estimert islast. Engdahl, Nygaard, Thompson mfl. (2019) utførte en enkel korreksjon, og forbedret versjon og kontrollsimulering økte lastene til henholdsvis 2.36 kg/m og 2.01 kg/m. Som fremdeles er langt unna observert last.

Et annet fenomen som effektivt fjerner skyvann i modellen er antall nedbørspartikler som snø og graupel. Når større nedbørpartikler faller gjennom skyen samler de opp dråpene de kolliderer med. Dråpene fryser på nedbørspartiklene og bidrar da til å øke ismengden i skyen. Dette gjør at estimat av islast er sensitiv til nedbør. I korrigeringsarbeidet knyttet til nedbør har disdrometeret potensial til å brukes som verktøy til å validere og justere riktig nedbørtype og mengde i modellen. Dette jobbes for øyeblikket med i Engdahl, Nygaard, Losnedal mfl. (2020), hvor resultater fra denne oppgaven har vist seg nyttige for å validere parametre i modellen. Artikkelen er en del av Engdahl's doktorgradsarbeid.

5.5 Disdrometerets begrensninger

Det har allerede blitt analysert begrensninger knyttet til vindpåvirkning av disdrometeret. Det finnes også begrensninger knyttet til selve sensoren isolert sett. For eksempel viser resultater fra Frasson, Cunha og Krajewski (2011) at dersom deres hypotese om inkonsistens i energinivået i strålen stemmer, vil disdrometeret fra Thies beregne feil partikkelstørrelse. Hypotesen tar utgangspunkt at energien i strålen er fordelt gaussisk. Det vil si at det infrarøde planet har mer energi i midten enn ut mot kanten. Simuleringer viste at hvor en partikkel bryter signalet har en effekt på hvor stor disdrometeret måler partikkelen. Dersom en partikkel faller midt i planet, blokkerer den mer energi, og disdrometeret ser den som større enn det den egentlig er. Motsatt vil en like stor partikkel som faller gjennom planet helt på kanten beregnes til å være mindre.

Lanzinger, Theel og Windolph (2006) sammenliknet nedbørsdata fra tre disdrometere fra Thies med oppsamlet vann i en bøtte. Forfatterne fant ut at disdrometerene konsekvent målte høyere nedbørsverdier enn målt i botten, spesielt ved høy nedbørsintensitet. I slutten av studietiden hadde de

tre disdrometerene et gjennomsnittlig daglig avvik fra bøtteverdimålingene på 5.3 %, 15.0 % og 20.2 %. Forfatterne foreslo at de konsistente avvike-
ne skyldtes kalibreringsproblemer. De forklarer videre at grunnen til større
avvik ved høy nedbørsintensitet kan skyldes at disdrometeret ser flere samti-
dige dråper som en stor, og indikerer at videre feilanalyse burde fokuseres på
analyse av partikkel-størrelse spekteret. Observasjonene i Lanzinger, Theel
og Windolph (2006) påvirker absolutt datagrunnlaget i denne oppgaven. Det
er vist fra isingsperiodene at det er flere intense nedbørshendelser i løpet av
studieperioden. Dersom mange små partikler observeres som en stor kan det
for eksempel føre til at isingshendelser ikke blir identifisert av isingsmønste-
ret.

5.6 Tetthetsberegninger

Tetthetsberegningene i oppgaven er basert på en svært enkel algoritme, som
absolutt har potensial til å bli utvidet. For det første krever algoritmen at
kamera ikke kan bevege seg. Bevegelse i kamera er observert ved sterk vind.
Den minste bevegelse i kamera kan forskyve midtrekken flere piksler. Sam-
tidig er programmet ikke anvendbart på nye lokasjoner fordi det må stadig
korrigeres i henhold til en isfri sylinder. En utvidelse som eliminerer nød-
vendigheten av å definere en midtrekke ville vært å finne andre måter for å
detektere diameteren på. I denne oppgaven er venstre kant brukt på grunn
av gunstige solforhold i den retningen, som gjør definisjon av midtrekken
helt nødvendig. Her kunne det vært interessant å benyttet seg av maskin-
læringsmodeller til bildeanalyse for å determinere både venstre og høyre
iskant. En slik modell krever svært mange bilder i tillegg til et fasitsvar for
å trene modellen. Fasitsvarene må manuelt tegnes inn, som er en svært om-
fattende oppgave. De sterkeste isingsperiodene skjer i forbindelse med dårlig
sikt. Ved kantdeteksjon ville det vært interessant med blits bak sylindere i
tidspunktene bildene blir tatt. Blits bak sylindere kan forsterke sylindere
silhuett i slike forhold

Viktigheten av tetthetsberegninger på istilvekst er det ingen tvil om, da
tettheten kan sees på som nøkkelen til å kalkulere diameteren til isen rundt
en nærliggende line. Diameteren til isen rundt en luftledning er nødvendig
for å kalkulere vinddraget på ledningen. Diameteren til isen bestemmer også
hvor fort ny is vokser, siden større diameter gir større kollisjonsflate. Tet-
thetsberegninger ved hjelp av bildeanalyse har stort potensial til å inngå i
dette arbeidet, og forbedre is- og vindlastmodeller.

Kapittel 6

Konklusjon

6.1 Kan atmosfærisk ising observeres av et disdrometer?

Hovedproblemstillingen i oppgaven er om man kan detektere isingsignaler fra et disdrometer. I dette inngår om data fra instrumentet med en viss sikkerhet kan slå fast at man observerer ising. Disdrometeret er laget for å observere nedbør med diameter på $125 \mu\text{m}$ og oppover. Dermed ligger isingspartikler med typisk diameter på mellom 1 og $30 \mu\text{m}$ i utgangspunktet under observasjonsbegrensningen til disdrometeret. Det interessante er om det finnes signaler fra disdrometeret som kan tyde på ising.

Nei, atmosfærisk ising kan ikke med sikkerhet observeres fra et disdrometer alene.

Treffsikkerhetsanalysen viser at det finnes mønstre som har større sannsynlighet for ising enn andre mønstre. Et enkelt mønster basert på de sterkeste isingshendelsenes gjennomsnitt gir en treffsikkerhet på mellom 32% og 44% . Samtidig varierer det stort hvor stor andel av alle isingsperioder som blir identifisert, fra 5% til 26% . Det beste resultatet er en treffsikkerhet på 32% i 26% av alle isingshendelser. Dette resulterer i at disdrometeret Thies LPM kan detektere litt over 8% av alle vilkårlige isingshendelser.

Selv om det er tydelig at enkelte mønstre gir en sterkere indikasjon på ising enn andre mønstre, er det ikke godt nok til å med sikkerhet slå fast at det iser. Med andre ord kan ikke disdrometeret alene brukes som et varslingsverktøy for ising.

Til tross for negativt svar på problemstillingen, er det sannsynlig at utfallet kunne ha vært annerledes ved bedre kvalitet på datagrunnlag og en

utvidet metode. Det har blitt vist at begge sider av sammenlikningsgrunnlaget i oppgaven, disdrometeret og lastserier, er sensitive til vindhastighet og retning. Disdrometeret står ikke montert som anbefalt i sensorens manual, og oppgaven har bevist at det finnes avvik i tidsseriene til både disdrometer og lastserier knyttet til vind. Ved reduksjon i avvik på begge sider av sammenlikningsgrunnlaget, samt en nøyere utplukking av hva som definerer isingsmønsteret, ville trolig gitt et bedre resultat.

6.2 Hvordan stemmer modell med observasjon?

Delproblemstillingen i oppgaven var å undersøke om HARMONIE-AROME data fra vinterene 2017 og 2018 samsvarer med relevante isingshendelser i overlappende perioder for testfeltet på Hardingnuten.

HARMONIE-AROME samsvarer med observasjoner, men gir til tider lite skyvann. Derimot har disdrometeret potensial til å utvikle HARMONIE-AROME videre.

Temperatur fra modellen lå konsekvent høyere enn observert temperatur. Den gjennomsnittlige temperaturforskjellen var på 1.55 °C. Det er blitt konkludert med at denne signifikante temperaturforskjellen i all hovedsak skyldes utglattung av topografien i modellen fordi modellhøyden ligger 110 meter lavere enn testfeltet. Denne temperaturforskjellen kan føre til at mange isinghendelser på Hardingnuten ikke identifiseres, fordi temperaturer rett under 0 °C er viktige for ising.

HARMONIE-AROME data fra to forskjellige isingsperioder samsvarer godt med observerte lastserier fra IceTroll og veiecellen i duplex-lederen. I andre periode gir modellen lite skyvann i forhold til observert vekst og sikt. Antagelig skyldes både det faktum at HARMONIE-AROME overkalkulerer mengden skyis på bekostning av skyvann, og den nevnte temperaturforskjellen. Spredningsplot fra periodene viser god sammenheng mellom modellparametre, temperatur og ising.

Det forslås også at disdrometeret har potensial til å være et godt komplementært virkemiddel for å validere og utvikle HARMONIE-AROME videre, da spesielt for å validere nedbørspartikler. Resultatene inngår i Engdahl's artikkel Engdahl, Nygaard, Losnedal mfl. (2020), som er en del av hennes doktorgradsarbeid.

Videre arbeid

Fremtidige arbeidsprosesser knyttet til oppgavens tema inkluderer både forbedring av datagrunnlag og videreutvikling av metodikk. Erfaringene fra utførelsen av oppgaven har gitt gode ideer til forbedringer til metodikken. Det er også erfart at datagrunnlaget ikke er tilfredsstillende, med tanke på blant annet vindpåvirkning både på disdrometer og lastdata. Samtidig er resultatene om vindpåvirkning interessante i seg selv, og er verdt å forske videre på. Dette kapitlet går gjennom noen hovedpunkter for videre arbeid.

Forslag til forbedret datagrunnlag

Resultatene fra oppgaven har vist at begge sider av sammenlikningsgrunnlaget er påvirket av vind. Uheldigvis er også vind en isingsfaktor, som gjør datainnsamlingen og behandlingen vanskeligere. Tidserier fra kun en lokasjon i tre år er heller ikke tilstrekkelig. Det er store forskjeller fra sted til sted, og fra år til år. I tillegg observeres ising kun en liten brøkdel av et helt år. Disse begrensningene gjør det vanskelig å generalisere. Det finnes flere løsninger på de skisserte problemene.

1. Forbedre metoden som avleder islast fra lastmålingene i luftledningene. Dette er en oppgave leverandøren av lastsensorene bør se på.
2. Forbedre spenningskvaliteten levert til IceTroll sensoren. Sensoren er i motsetning til luftledninger fastmontert, og vil i mindre grad bli påvirket av vind. I tillegg er sensoren montert på samme stolpe som disdrometeret, i motsetning til lastcellene som er nesten hundre meter unna. Å ta i bruk forbedrede dataserier fra IceTroll vil også erstatte andre tiltak som foreslås i dette kapitlet.
3. Remontere disdrometeret på Hardingnuten etter anbefaling fra manualen. Det innebærer et eget oppheng med kommersiell vindskjerm lik det som er montert på Haukeliset. Tiltaket vil gi mindre vindkorrupte dataserier. Eventuelt kan man montere et nytt, vindskjermet, disdrometer ved siden av disdrometeret som har inngått i oppgaven. Ved å analysere forskjellene mellom uskjermet og skjermet disdrometer kan en mer detaljert vindpåvirkning valideres.
4. Utvid datagrunnlaget med lengre tidsserier, og kombiner med data fra andre observasjonsfelt. I generell analyse er stort sett økende datamengde en positiv faktor. Muligheten for å installere et disdrometer på flere testfelt, for eksempel ved Ålvikfjellet, burde vurderes. Flere felt og lengre tidsserier gir muligheten til å generalisere i større grad, og datagrunnlaget er mindre påvirket av lokale forhold.

Forslag til forbedret metodikk

Studien har gitt spennende resultater hva angår å observere ising på disdrometeret. Det kan spekuleres i at en generalisering med utvidede dataserier ville vært interessant å gjennomføre. Samtidig ligger muligens de beste resultatene i å dele opp uttrykket "ising". Det er flere måter å gjøre dette på.

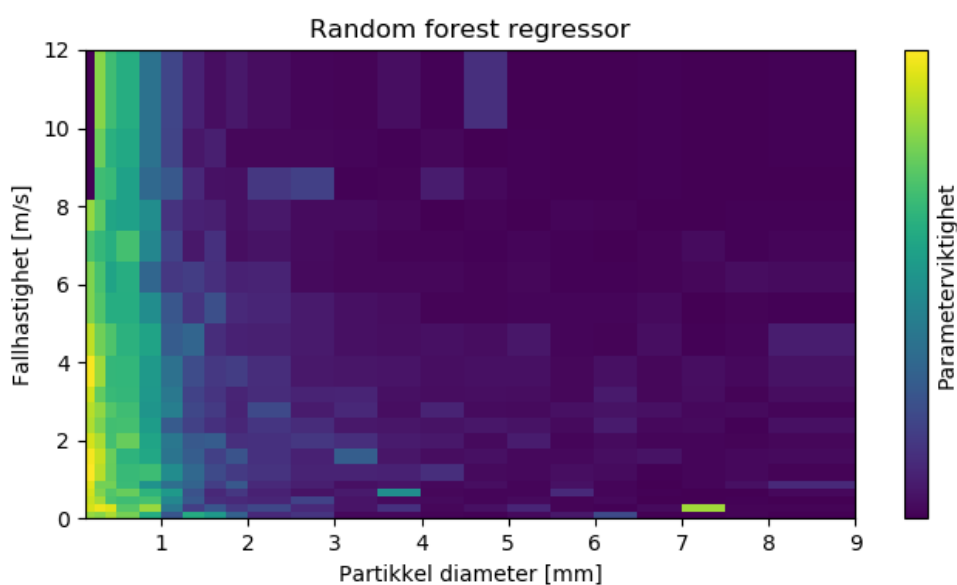
1. Utfør en mer omfattende studie av de forskjellige isingstypene. Sensorene allerede montert på Hardingnuten er compatible nok til å fastslå isingstype basert på tetthet, form, farge og værparametre. En mer detaljert kategorisering av forskjellige isingstyper og deretter utredning av isingsmønster for hver type, vil trolig øke både treffsikkerheten og total andel isingsperioder mønsterene treffer. Det ville også vært interessant å analysere isingsmønstre vektet med fluksmatrisen. Da ville isingsmønsteret hatt større utslag på store partikler, og det vil trolig være lettere å skille mønstrene for hele vektoren ([1-440]).
2. Bruk øvrige værsensorer i større grad i treffsikkerhetsanalyse. Temperatursensor er åpenbar for å filtrere bort perioder med temperatur over 0 °C. Tilsvarende kan det utredes detaljert betydning av vindstyrke og -retning på vektorene.
3. For å korrigere med vindkorrupt data kan derivert av last sammenliknes med vindderivert. Kunstig korrelasjon som hyppige, samtidige endringer kan filtreres bort fra datagrunnlaget. En riktig vurdering her er viktig, da økning i ising er en forventet effekt av vindøkning. Trolig fjerner dette avvik som påvirker standardavvikene til isingsmønsteret.
4. Forbedre og automatisere en tetthetsberegningss algoritme. Metodikken brukt i denne oppgaven preges av å bare være et biverktøy for å løse problemstillingen. Det vil være givende å utvikle en nøyaktig og automatisert tetthetsberegningss algoritme.
5. Utelukk alle røde flagg fra datasettet. De røde flaggene ble oppdaget sent i arbeidsprosessen i denne oppgaven. Dermed er røde flagg som indikerer for eksempel blokkering av sensor inkludert i datasett. Dette har mest sannsynlig ført til at nullvektorer har påvirket kalkulering av isingsmønsteret, og bidratt til økte feilmarginer.

Potensial i maskinlæring?

De siste årene har maskinlæring blitt stadig mer populært i problemløsning og analyser. Anvendt maskinlæring vil trolig også kunne bygge dette prosjektet videre. Problemet er at maskinlæring ofte krever omfattende data-

sett som maskinen skal trene på. Tilfelle for denne oppgaven er at datasettet ikke er stort nok for dette formålet. Totalt antall punkter hvor alle målinger overlapper er litt over 35 000. Antall målinger med ising er langt færre. I tillegg er antall variabler lik antall elementer i matrisen (440) kombinert med værparametre. En utplukking av de viktigste variablene ville vært helt nødvendig.

Et eksempel på anvendt maskinlæring er utført ved en algoritme for variabelseleksjon kalt "Random forest regressor". Vektene tildelt hvert element er vist på matriseform i figur 6.1. På figur representerer fargen hvert element sin viktighet. Det vil si graden elementet forklarer variansen i den positivt deriverte av islast.



Figur 6.1: Viktigheten til hvert element i matrisen som resultat av en "random forest feature importance" regresjonsalgoritme. Viktigheten defineres som i hvilken grad elementet forklarer variansen i den positive deriverte av islast.

Man ser at algoritmen, til tross for et fattig datagrunnlag, gir de små partiklene størst viktighet. Dette er helt i tråd med det som er konkludert med i oppgaven. Et solid datagrunnlag, da gjerne fra flere forskjellige testfelt, over lengre perioder viser absolutt potensial i metoden.

Bibliografi

- Arellano, Jordi Vila-Guerau de mfl. (2015). *Atmospheric Boundary Layer - Integrating Air Chemistry and Land Interactions*. Cambridge University Press. ISBN: 978-1-107-09094-1.
- Atlas, David og Carlton W. Ulbrich (1977). "Path- and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in the 1–3 cm Band". I: *Journal of Applied Meteorology* 16.12, s. 1322–1331. ISSN: 0021-8952. DOI: 10.1175/1520-0450(1977)016<1322:paairm>2.0.co;2. URL: [https://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016%3C1322:PAAIRM%3E2.0.CO;2](https://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016%3C1322:PAAIRM%3E2.0.CO;2).
- Barry, Roger og Richard Chorley (2010). *Atmosphere, weather and climate*. Milton Park, Abingdon, Oxon: Routledge. ISBN: 978-0-203-87102-7.
- Bengtsson, Lisa mfl. (2017). "The HARMONIE–AROME Model Configuration in the ALADIN–HIRLAM NWP System". I: *Monthly Weather Review* 145.5, s. 1919–1935. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/mwr-d-16-0417.1. URL: <https://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-16-0417.1>.
- Burger, Wilhelm og Mark Burge (2010). *Digital Image Processing - An Algorithmic Introduction Using Java*. Springer Science, s. 127–129. ISBN: 978-1-84628-379-6.
- Butt, Bushra, Even Vegard Dalen og Marte Lundsbakken (2018). *Iskast fra vindturbiner*. Norges vassdrags- og energidirektorat.
- CampbellScientific (2012). *Model 107 Temperature Probe - Intruction Manual*.
- Cigre (2006). *Guidelines for meteorological icing models, statistical methods and topographical effects*.
- CLIMA, Thies (2017). *Laser Precipitation Monitor. Instruction for use*.
- Cook, Kerry (2013). *Climate dynamics*. Princeton, New Jersey: Princeton University Press. ISBN: 978-0-691-12530-5.

- Dalle, Bernard og Pierre Admirat (2009). "Wet snow accretion on overhead lines with French report of experience". I: *Cold Regions Science and Technology* 65, s. 43–51.
- Engdahl, Bjørg Jenny Kokkvoll, Bjørn Egil Kringlebotn Nygaard, Vemund Losnedal mfl. (2020). *UNDER REVIEW: "Effects of the ICE-T Micropysics scheme in HARMONIE-AROME on estimated ice loads, precipitation, and hydrometeor distribution"*.
- Engdahl, Bjørg Jenny Kokkvoll, Bjørn Egil Kringlebotn Nygaard, Gregory Thompson mfl. (2019). *Improved predictions of atmospheric icing at MET-Norway*. IWAIS.
- Farzaneh, Masoud (2008). *Atmospheric Icing of Power Networks*.
- Ferrier, Brad Schoenberg (1994). *A Double-Moment Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part I: Description*. Journal Article. DOI: 10.1175/1520-0469(1994)051<0249:admmpf>2.0.co;2. URL: [https://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051%3C0249:ADMMPF%3E2.0.CO;2](https://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051%3C0249:ADMMPF%3E2.0.CO;2).
- Frasson, Renato Prata De Moraes, Luciana Kindl Da Cunha og Witold F. Krajewski (2011). "Assessment of the Thies optical disdrometer performance". I: *Atmospheric Research* 101.1-2, s. 237–255. ISSN: 0169-8095. DOI: 10.1016/j.atmosres.2011.02.014. URL: <https://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.02.014>.
- Friedrich, Katja mfl. (2013). *Articulating and Stationary PARSIVEL Disdrometer Measurements in Conditions with Strong Winds and Heavy Rainfall*. Journal Article. DOI: 10.1175/jtech-d-12-00254.1. URL: <https://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00254.1>.
- Frohboese, Peter og Andreas Anders (2007). *Effects of Icing on Wind Turbine Fatigue Loads*. Journal Article. DOI: 10.1088/1742-6596/75/1/012061.
- Gent, R. W., N. P. Dart og J. T. Cansdale (2000). "Aircraft icing". I: *Defence Evaluation and Research Agency, Farnborough*. ISSN: 2873-2911.
- Goodison, B. E., P.Y.T. Louie og D. Yang (1998). "WMO Solid precipitation measurement intercomparison". I: *Instruments and observing methods* 67.
- Gutman, Igor mfl. (2019). *Technologies to reduce and remove ice from phase conductors and shield wires: applicability for Norwegian conditions*. IWAIS.
- Ingvaldsen, Kristian (2018). *Hardingnuten, Tinn municipality, Norway*. Kjeller Vindteknikk.

- ISO (2017). *Atmosfærisk islast på konstruksjoner*. Standard. Nordhavn, DK: Danish Standards Association.
- Iversen, Emilie mfl. (2017). *A novel approach for combining measurements and models for icing predictions*.
- Lamb, Dennis og Johannes Verlinde (2011). *Physics and Chemistry of Clouds*. Cambridge. ISBN: 978-0-521-89910-9.
- Lanzinger, Eckhard, Manfred Theel og Herbert Windolph (2006). *Rainfall Amount and Intensity measured by the Thies Laser Precipitation Monitor*. Journal Article.
- Lin, Yuh-Lang, Richard Farley og Harold Orville (1983). "Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model". I: *Journal of Climate and Applied Meteorology* 22.6, s. 1065–1092. ISSN: 0733-3021. DOI: 10.1175/1520-0450(1983)022<1065:bpotsf>2.0.co;2. URL: [https://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022%3C1065:BPOTSF%3E2.0.CO;2](https://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022%3C1065:BPOTSF%3E2.0.CO;2).
- Locatelli, John og Peter Hobbs (1974). "Fall Speeds and Masses of Solid Precipitation Particles". I: *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* 79.15, s. 2185–2197.
- Makkonen, Lasse (1989). "Estimation of wet snow accretion on structures". I: *Cold Regions Science and Technology* 17.1, s. 83–88. ISSN: 0165232XX. DOI: 10.1016/S0165-232X(89)80018-7.
- Masaaki, Ishizaka (1995). *Measurement of falling velocity of rimed snowflakes*. Journal Article. DOI: 10.5331/seppyo.57.229.
- Masaaki, Ishizaka mfl. (2013). *A New Method for Identifying the Main Type of Solid Hydrometeors Contributing to Snowfall from Measured Size-Fall Speed Relationship*. Journal Article. DOI: 10.2151/jmsj.2013-602.
- Müller, Malte mfl. (2017). *AROME - MetCoOp : A Nordic convective scale operational weather prediction model*. Journal Article. DOI: 10.1175/waf-d-16-0099.1. URL: <https://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-16-0099.1>.
- Mc Innes, Harold (2019). *Resultatrapport Wind, Ice and Snow Load Impacts on Infrastructure and the Natural Environment (WISLINE)*. Intern Forskningsrådet rapport: upublisert.
- Mc Innes, Harold og Bjørn Egil Kringlebotn Nygaard (2014). *Vurdering av sannsynlige vind og islaster i forbindelse med havari samt oppdaterte klimalaster for delstrekning på 420kV Kvilldal - Rjukan*. Meteorologisk Institutt.
- Nakaya, Ukichiro (1954). *Snow Crystal Natural and Artificial*.

- Nitu, R. mfl. (2018). “WMO Solid precipitation measurement intercomparison Experiment (SPICE)”. I: *Instruments and observing methods* 131.
- Nygaard, Bjørn Egil Kringlebotn og Svein Fikke (2012). *Isstorm. Ising på kraftforsyningsnettet*. Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Peper, Christoph (2019). *Personlig kommunikasjon med Thies Clima*.
- Rutledge, Steven A. og Peter Hobbs (1984). *The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. XII: A Diagnostic Modeling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands*. Journal Article. DOI: 10.1175/1520-0469(1984)041<2949:tmamsa>2.0.co;2. URL: [https://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041%3C2949:TMAMSA%3E2.0.CO;2](https://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041%3C2949:TMAMSA%3E2.0.CO;2).
- Statnett (2017). “Ice Box - Project description”. I: *Ice monitoring, forecasting, mapping, prevention and removal toolbox*.
- (2018). “Årsstatistikk 2017. Driftsforstyrrelser og feil i 33-320 kV-nettet”. I: *Statnett SF, avdeling Feilanalyse*.
- Statskraftverkene (1972). *Vocabulary for overhead lines - Norwegian version*. CIGRE.
- Thermo Fisher Scientific (2018). *Safety data sheet - Ethylene glycol*.
- Upton, Graham og Dan Brawn (2008). *An investigation of factors affecting the accuracy of Thies disdrometers*.
- Utaaker, Kåre (1991). *Mikro og lokalmeteorologi*. Alma mater, s. 77–79.
- van Nes, Aslaug (2015). *Håndbok for koding av manuelt observerte værparametere som inngår i meldingstype 16*.
- Wallace, John og Peter Hobbs (2006). *Atmospheric Science - an introductory survey*. Elsevier. ISBN: 978-0-12-732951-2.
- Wolff, Mareile mfl. (2013). *Vindkorreksjon av nedbør - et Energi Norge prosjekt*. MET Report.
- Zerr, Ryan (1997). “Freezing Rain: An Observational and Theoretical Study”. I: *Journal of Applied Meteorology* 36.12, s. 1647–1661. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450(1997)036<1647:fraoat>2.0.co;2. URL: [https://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036%3C1647:FRAOAT%3E2.0.CO;2](https://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036%3C1647:FRAOAT%3E2.0.CO;2).

Appendiks

Tabell 1: Thies LPM klassebinding for partikkeldiameter. Legg merke til at minste mulig registrerte diameter er på 0.125mm. Tabell reprodusert med tillatelse fra Thies CLIMA.

Klassebinning for partikkeldiameter		
Klassennummer	Partikkeldiameter [mm]	Klassebredde [mm]
1	≥ 0.125	0.125
2	≥ 0.250	0.125
3	≥ 0.375	0.125
4	≥ 0.500	0.250
5	≥ 0.750	0.250
6	≥ 1.000	0.250
7	≥ 1.250	0.250
8	≥ 1.500	0.250
9	≥ 1.750	0.250
10	≥ 2.000	0.500
11	≥ 2.500	0.500
12	≥ 3.000	0.500
13	≥ 3.500	0.500
14	≥ 4.000	0.500
15	≥ 4.500	0.500
16	≥ 5.000	0.500
17	≥ 5.500	0.500
18	≥ 6.000	0.500
19	≥ 6.500	0.500
20	≥ 7.000	0.500
21	≥ 7.500	0.500
22	≥ 8.000	∞

Tabell 2: Thies LPM klassebinning for fallhastighet. Legg merke til at høyest mulig fallhastighet disdrometeret kan registrere er 20m/s. Tabell reproduisert med tillatelse fra Thies CLIMA.

Klassebinning for fallhastighet		
Klassennummer	Fallhastighet [m/s]	Klassebredde [m/s]
1	≥ 0.000	0.200
2	≥ 0.200	0.200
3	≥ 0.400	0.200
4	≥ 0.600	0.200
5	≥ 0.800	0.200
6	≥ 1.000	0.400
7	≥ 1.400	0.400
8	≥ 1.800	0.400
9	≥ 2.200	0.400
10	≥ 2.600	0.400
11	≥ 3.000	0.400
12	≥ 3.400	0.800
13	≥ 4.200	0.800
14	≥ 5.000	0.800
15	≥ 5.800	0.800
16	≥ 6.600	0.800
17	≥ 7.400	0.800
18	≥ 8.200	0.800
19	≥ 9.000	1.000
20	≥ 10.000	10.000

Tabell 3: Tabell over datadekning til instrumentene på Hardingnuten i studieperioden. Dekningen tar utgangspunkt i en måling per 10. minutt.

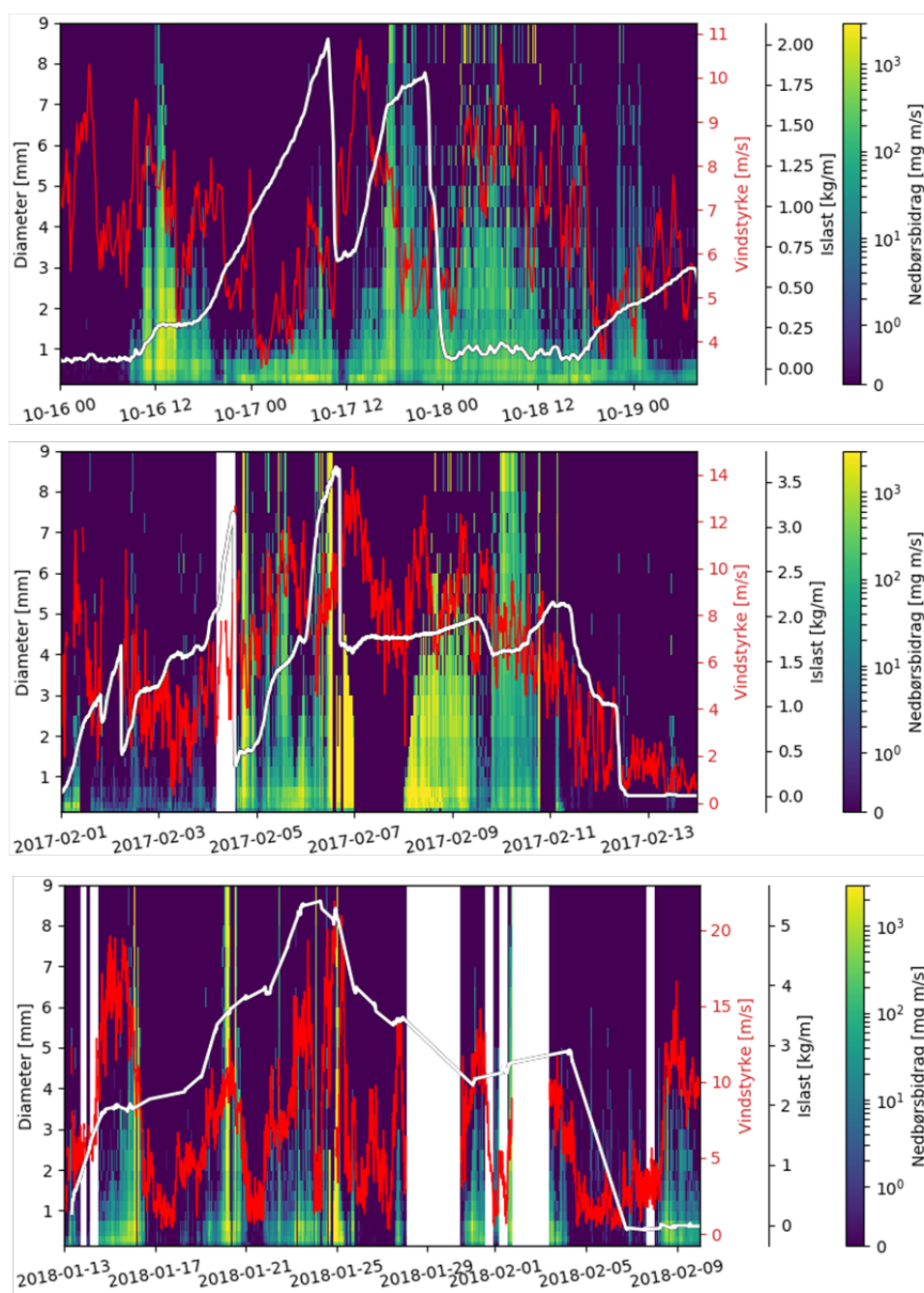
Year	M	HA	Duplex	IceTroll	Simplex	T	Thies	VS/VR
2015	9	0%	28%	0%	28%	0%	0%	0%
	10	0%	100%	0%	100%	0%	0%	0%
	11	0%	100%	0%	100%	0%	0%	0%
	12	0%	100%	0%	100%	0%	0%	0%
2016	1	0%	100%	0%	100%	30%	0%	30%
	2	0%	100%	0%	100%	100%	0%	100%
	3	0%	100%	0%	100%	100%	47%	99%
	4	0%	100%	0%	100%	89%	87%	88%
	5	0%	100%	0%	100%	78%	74%	78%
	6	0%	100%	0%	100%	100%	99%	100%
	7	0%	100%	0%	100%	77%	75%	77%
	8	0%	100%	0%	100%	83%	82%	83%
	9	0%	100%	7%	24%	93%	92%	93%
	10	0%	100%	11%	0%	20%	31%	20%
	11	0%	100%	48%	0%	99%	99%	99%
	12	0%	100%	39%	0%	100%	97%	100%
2017	1	16%	100%	30%	0%	100%	85%	86%
	2	17%	100%	22%	0%	100%	99%	97%
	3	17%	100%	21%	0%	100%	86%	88%
	4	16%	100%	32%	0%	100%	99%	100%
	5	0%	100%	7%	0%	100%	64%	65%
	6	0%	100%	0%	0%	100%	9%	11%
	7	0%	100%	2%	0%	97%	24%	25%
	8	0%	100%	0%	0%	100%	4%	4%
	9	0%	100%	0%	0%	88%	2%	2%
	10	0%	37%	7%	0%	91%	47%	47%
	11	0%	0%	40%	0%	100%	97%	98%
	12	17%	0%	21%	0%	100%	99%	99%
2018	1	16%	0%	24%	0%	100%	86%	89%
	2	17%	0%	31%	0%	100%	87%	89%
	3	17%	0%	27%	0%	100%	80%	80%
	4	0%	0%	12%	0%	100%	97%	100%
	5	0%	0%	3%	0%	100%	97%	100%
	6	0%	0%	3%	0%	71%	98%	71%
	7	0%	0%	0%	0%	0%	99%	0%
	8	0%	0%	0%	0%	0%	98%	0%
	9	0%	0%	0%	0%	0%	99%	0%
	10	0%	0%	0%	0%	0%	99%	0%
	11	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%

M = Måned

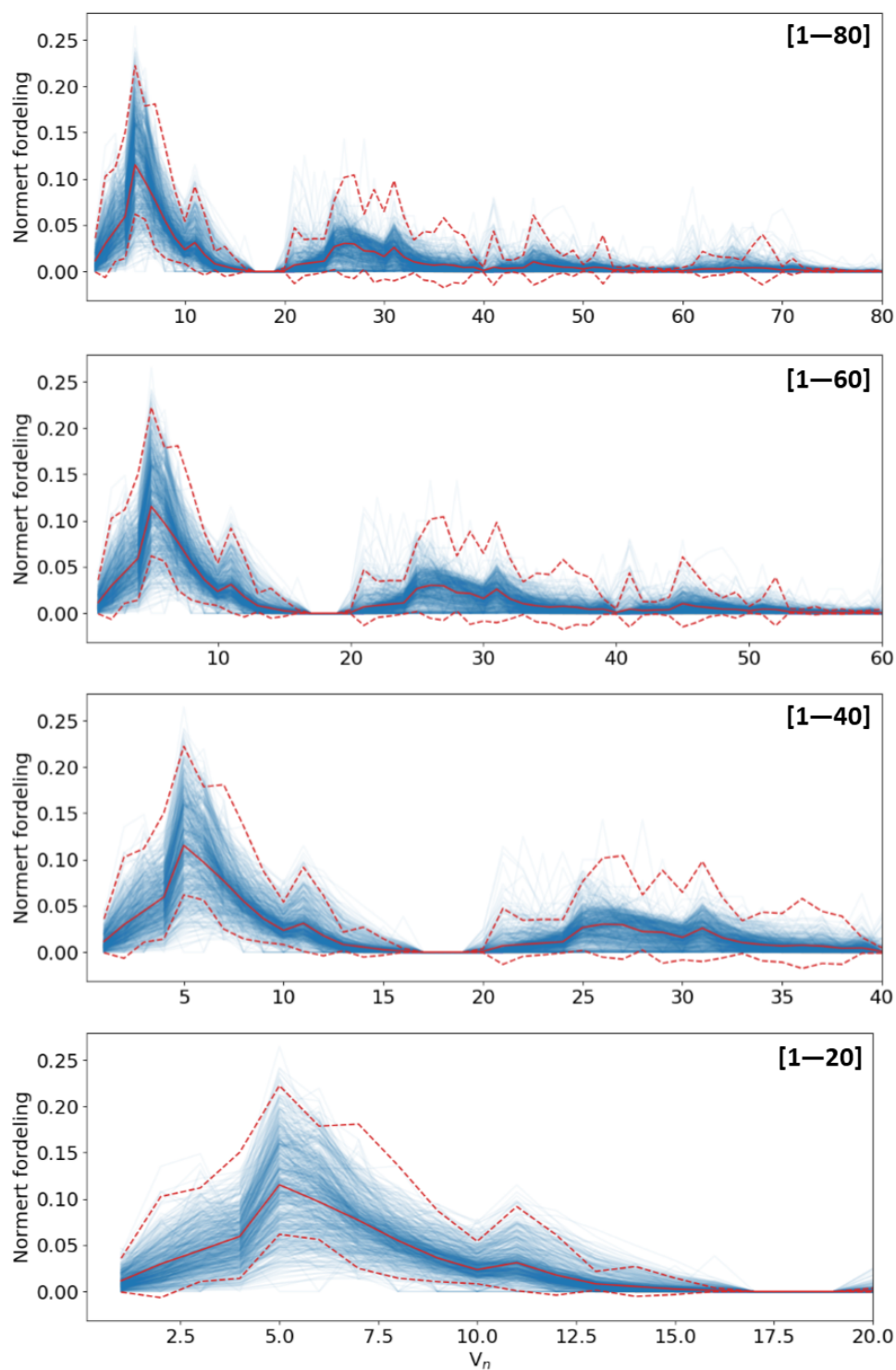
HA = HARMONIE-AROME

T = Temperatur

VS/VR = Vindstyrke/ Vindretning



Figur 2: Disdrometerdata fra periode 1 (øverst), periode 2, (midten) og periode 3 (nederst). Figuren viser summerte nedbørsbidrag fra diameterklassene tegnet som tidsserier sammen med vindstyrke og islast som henholdsvis rød og hvit linje. Hvite områder indikerer manglende data.



Figur 3: Figur som viser delen av vektoren som er tatt med i de forskjellige treffsikkerhets-utregningene. De blå linjene er vektorene til alle matriser hvor endring i islast var over 0.1 kg/mh. Rød linje er normert gjennomsnitt, og rød stiple linje grensene for $+STD$ og $-0.5*STD$.



Norges miljø- og biovitenskapelige universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway