

# Potensialet for utnyttelse av vindkraft på Vannøya i Nord-Troms

Masteroppgave i meteorologi



Anne Haaland Simonsen

Mars 2005



Geofysisk Institutt  
Universitetet i Bergen



# Forord

En flott tid som student ved geofysen er over. Ved avslutning på oppgaven vil jeg gjerne få takke alle som har hjulpet meg gjennom arbeidet. Først og fremst vil jeg takke veilederen min Yngvar Gjessing for å god veiledning gjennom en interessant og spennende oppgave, og ikke minst for fine feltturer til Vannøya. En stor takk også til biveilederen min Elmer Raustein som alltid har tatt seg tid til å lytte til min frustrasjon, og har gitt meg oppmuntring og gode råd på veien. I tillegg vil jeg takke Ivar Lie og Astrid Holstad for godt samarbeid med modellkjøringene. En stor takk til Knut Harstveit for gode og raske tilbakemeldinger på spørsmålene mine, og til Tor de Lange for hjelp med utstyr, og for en artig felttur til Vannøya i mai 2004. Takk til Magne Drage, Fredrik Villanger, Anna Sjøblom og Anne Sandvik for god hjelp på veien.

Ellers vil jeg takke Barlindhaug Consult AS for initiativ til oppgaven, og for finansiering av prosjektet.

Takk til familie og venner for all støtte gjennom arbeidet. Og til slutt, en stor takk til Tarjei for all oppmuntring, tålmodighet og gode råd underveis, og ikke minst for grundig korrekturlesing av oppgaven.

Anne Haaland Simonsen

Bergen, 28.02.05





# Innholdsfortegnelse:

<b>1. INNLEDNING.....</b>	<b>3</b>
1.1 GENERELT .....	3
1.2 PROSJEKTET .....	4
<b>2. TEORI.....</b>	<b>7</b>
2.1 VINDKRAFT .....	7
2.1.1 Historisk utvikling.....	7
2.1.2 Fra vind til energi.....	8
2.1.3 Energien i vinden.....	9
2.2 VINDFORDELING .....	12
2.2.1 Geostrofisk vind.....	12
2.2.2 Vindprofil.....	13
2.2.3 Vertikalvind .....	14
2.2.4 Ekstremvind .....	14
2.2.5 Stabilitet.....	15
2.2.6 Strøm over fjell .....	15
2.2.7 Statistisk fordeling.....	17
2.3 TURBULENS.....	19
2.3.1 Turbulensens natur.....	19
2.3.2 Turbulent kinetisk energi.....	20
2.3.3 Termisk turbulens .....	21
2.3.4 Mekanisk turbulens.....	21
2.3.5 Turbulent lengdeskala.....	22
2.3.6 Strøm over fjell .....	22
2.3.7 Turbulens og vindkraft.....	22
2.4 ISING .....	25
2.4.1 Generelt .....	25
2.4.2 Skyis.....	26
2.4.3 Nedbøris .....	26
2.4.5 Beregninger av skyising.....	27
2.4.6 Ising på vindmøller.....	28
2.4.7 Metode for studier av isingsforholdene på Vannøya .....	29
2.5 NUMERISKE MODELLER.....	32
2.5.1 Nøsting.....	32
2.5.2 Beskrivelse av modellene.....	32
HIRLAM-modellen .....	33
MC2-modellen.....	33
SIMRA-modellen.....	34
<b>3. INSTRUMENTERING.....</b>	<b>35</b>
3.1 LANGTIDSSTASJONENE.....	35
3.2 AUTOMATISKE KORTTIDSSTASJONER .....	35
3.2.1 Generelt om feltarbeidet.....	35
3.1.2 Instrumenter .....	36
3.1.3 Målenøyaktighet .....	36
3.1.4 Feilkilder .....	36
<b>4. RESULTATER.....</b>	<b>39</b>
4.1 LANGTIDSTASJONENE.....	39
4.1.1 Fruholmen .....	40
4.1.2 Langnes .....	41
4.1.3 Loppa.....	41
4.1.4 Torsvåg.....	42
4.1.5 Storstilt vindmønster.....	46

4.2 AUTOMATISKE VÆRSTASJONER.....	47
4.2.1 Generelt.....	47
4.2.2 Resultater fra værstasjon 1 (AWS1).....	48
4.2.3 Resultater fra værstasjon 2 (AWS2).....	50
4.2.4 Resultater fra værstasjon 3 (AWS3).....	52
4.2.5 Resultater fra værstasjon 4 (AWS4).....	53
4.2.6 Resultater fra værstasjon 5 (AWS5).....	53
4.2.7 Sammenligninger.....	54
4.2.8 Etablering av langtidsstatistikk.....	55
4.3 RESULTATER FRA MODELLKJØRINGENE.....	61
4.3.1 Case 1: Vind fra øst.....	62
4.3.2 Case 2: Vind fra sør.....	68
4.3.3 Case 3: Vind fra vest.....	74
4.3.4 Case 4: Vind fra nordvest.....	79
4.4 STABILITETSANALYSE.....	86
4.4.1 Case 1: Vind fra øst.....	86
4.4.2 Case 2: Vind fra sør.....	87
4.4.3 Case 3: Vind fra vest.....	88
4.4.4 Case 4: Vind fra nordvest.....	89
4.4.5 Oppsummering.....	89
4.5 BEREGNINGER AV SKYISING.....	91
4.6 ENERGI.....	95
4.6.1 Beregninger for AWS1.....	96
4.6.2 Beregninger for AWS2.....	97
4.6.3 Beregninger for AWS3.....	99
4.6.4 Sammendrag og sammenligning.....	100
<b>5. DISKUSJON.....</b>	<b>101</b>
5.1 OBSERVASJONER.....	101
5.2 MODELLRESULTATER.....	102
5.2.1 Vindforhold.....	102
5.2.2 Turbulens.....	103
5.2.3 Vertikalhastighet.....	104
5.2.4 Vurdering av modellen.....	104
5.3 ENERGIPOSENSIALE.....	105
5.4 ISING.....	105
5.5 OPPSUMMERING.....	106
<b>6. KONKLUSJON.....</b>	<b>109</b>
<b>7. REFERANSER.....</b>	<b>111</b>
<b>APPENDIKS A: GRAFISK FREMSTILLING AV MÅLINGER FRA LANGTIDSSTASJONENE ....</b>	<b>113</b>
A.1: FRUHOLMEN.....	113
A.2: LANGNES.....	115
A.3: LOPPA.....	117
A.4: TORSVÅG.....	119
<b>APPENDIKS B: GRAFISK FREMSTILLING AV MÅLINGER FRA KORTTIDSSTASJONENE ....</b>	<b>121</b>
B.1: VÆRSTASJON 1.....	121
B.2: VÆRSTASJON 2.....	123
B.3: VÆRSTASJON 3.....	125
B.4: VÆRSTASJON 4.....	127
B.5: VÆRSTASJON 5.....	128

# 1. Innledning

## 1.1 Generelt

Utbygging av vindkraft i kystområdene i Norge har nå pågått i snart 10 år. Med vår langstrakte, vestvendte kyst ligger vi godt eksponert for kraftige vinder, og flere av stasjonene langs kysten viser en årlig middelvind på opp mot 8-10 m/s. Forutsetningene for å produsere vindkraft er altså absolutt til stede. I følge energiforskere ved Sintef antas Norge å ha forutsetninger for å bli det største vindenergi markedet i Europa (Meyer, 2003).

Så langt har utbredelsen av vindkraftproduksjon i Norge vært ubetydelig. Dette skyldes først og fremst at behovet har vært lite. Den gode tilgangen på vannkraft har lenge vært tilstrekkelig for å dekke mesteparten av energiforbruket i landet. Etterhvert som energiforbruket vårt øker, oppstår behovet for nye energikilder. Vannkraft vil fortsatt være en viktig energikilde, men det resterende utbyggingspotensialet vil neppe gi vesentlige bidrag til å dekke et større energiforbruk uten høye miljøkostnader (H. fylkeskommune, 2000). Med økt fokus på å redusere utslipp av klimagasser, er det ønskelig å satse på nye energikilder som ikke gir skadelige utslipp. Vindkraften kommer her inn som et godt alternativ. Dette er en utømmelig energikilde, den medfører ikke noen form for luftforurensing og som nevnt er vindressursene i høyeste grad tilstede. I et stortingsvedtak i mars 2000 ble det bestemt at det skulle gis støtte til utvikling av vindkraftinstallasjoner tilsvarende 3 TWh langs Norskekysten innen år 2010. Ved utgangen av 2004 var det installert ca. 160 MW vindkraft i Norge, som kun utgjør en produksjon på ca 0.48 TWh. Dersom målet om utbygging av vindkraftverk skal nås, må det skje en stor utvikling på dette området de neste fem årene.

Til tross for at det blåser kraftig på kysten, er det ikke like ukomplisert å drive med vindkraft her til lands som i de flate foregangslandene som f.eks. Danmark og Nederland. Vår komplekse natur, med høye fjell og trange fjorder og daler fører til store lokale forskjeller og kompliserte vindmønstre. De områdene som hittil er valgt ut til utbygging har stort sett vært kystnære flate områder, men i store deler av kyst-Norge er slike områder vanskelig å finne, topografien her er ujevn, med mange øyer, øygrupper, fjorder og sund. To forholdsvis nærliggende områder kan ha store forskjeller i årlig middelvind på grunn av topografiens innvirkning på vindfeltet.

Mengden energi man kan få ut av vinden avhenger i stor grad av vindhastigheten. En dobling i vindhastighet vil for eksempel gi åtte ganger så stort energiutbytte. Det sier seg selv at det er svært viktig med tilstrekkelige målinger av vindforholdene. I tillegg kan det oppstå problemer med ising på rotorbladene på vindturbinene. Dette fører til økt slitasje på konstruksjonen og det vil også bremse rotorene og føre til redusert kraftproduksjon. Både vinden og isingsproblemet vil normalt øke med høyden. Hvor mye de ulike faktorene har å si bør vurderes nøye før en utbygging.

## 1.2 Prosjektet

I dette prosjektet er det valgt å studere et område med kompleks topografi som et pilotprosjekt for å studere slike områders potensiale for utbygging av vindkraft. Det er da tatt utgangspunkt i Vannøya i Nord-Troms.

Vannøya er omtrent 200 km<sup>2</sup> og grenser mot havet i sektoren NV-N (figur 1.2.1). Det er fjell på opp til ca. 1000 m på øya. Basert på vindstatistikk fra værstasjoner vil den storstilte vindretningen være fra sektoren 150°-240° ca. 50 % av tiden.

Spørsmål som skulle belyses i oppgaven:

1. Klassifisering av områder med hensyn til egnethet for produksjon av vindkraft.
2. Antatt kraftproduksjon for ulike sesonger i året.
3. Vurdering av turbulens skapt av terrenget.
4. Vurdering av ulike typer ising.

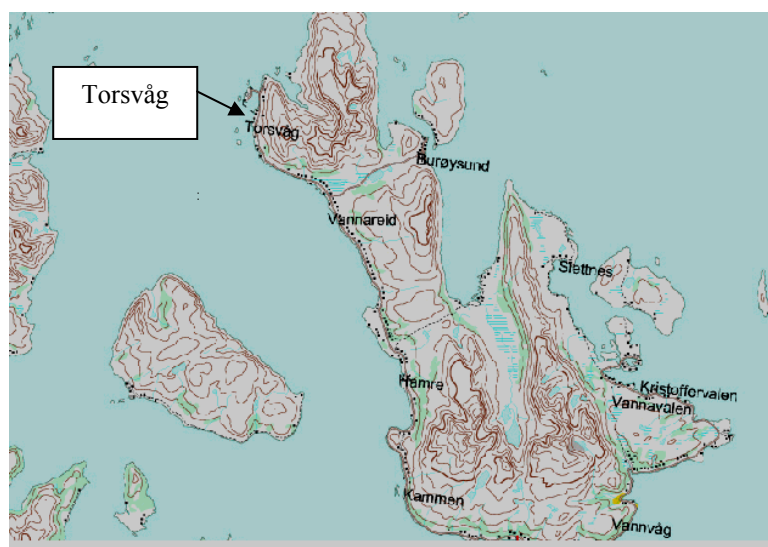
For å få en best mulig oversikt over vindforholdene er det benyttet både langtidsdata fra en nærliggende meteorologisk stasjon, kortidsdata fra automatiske værstasjoner og finskalasimuleringer fra modellkjøringer med to modeller med ulik oppløsning:

- Finskalasimuleringer av vindfeltet over Vannøya er kjørt for fire utvalgte vær-situasjoner. De to modellene, MC2 og SIMRA, er kjørt av Ivar Lie og Astrid Holstad ved Meteorologisk Institutt (nå ansatt i Storm Weather Center). Valg av aktuelle vær-situasjoner ble gjort ut i fra deres hyppighet, om de gav stort potensiale for vindkraft og/eller om det ble generert ødeleggende turbulens.
- Langtidsstatistikken er basert på observasjoner fra Torsvåg fyr, som ligger på nordvestsiden av Vannøya (figur 1.2.2). Herfra foreligger data for en 40-årsperiode. Det er også sett litt på observasjoner fra andre nærliggende observasjonsposter for samme periode.
- November 2003 ble det satt opp to værstasjoner på aktuelle lokaliteter på øya. Disse ble valgt ut i fra kjennskap om fremherskende vindretning i området, men det var også en viss begrensning med tanke på hvilke områder vi hadde fått tillatelse til å foreta målinger. Data ble hentet ut første gang i januar 2004, deretter i mars 2004. I mai samme år ble ytterligere to værstasjoner satt opp i området, og det ble samtidig hentet ut data. I august ble nye data hentet ut, og det ble også satt opp en stasjon på en av fjelltoppene på øya. Feltarbeidet ble avsluttet november 2004.
- Data fra stasjonene med kort måleserie ble sammen med langtidsdata fra Torsvåg brukt til å etablere en langtidsstatistikk for de aktuelle områdene.
- Data fra Torsvåg ble benyttet for estimere hyppighet av ising i området.

Som del av oppgaven ble det i mai 2004 utarbeidet en foreløpig rapport om vindforholdene på øya med tanke på utnyttelse av vindenergi i området. Denne ble skrevet på oppdrag fra Barlindhaug Consult AS.



Figur 1.2.1: Oversiktskart med plassering av de fire langtidsmålestasjonene.



Figur 1.2.2: Vannøya



## 2. Teori

### 2.1 Vindkraft

En flate som står vinkelrett på de innkommende solstrålene ved atmosfærens yttergrense mottar i snitt  $342 \text{ W/m}^2$ . 30 % av dette blir reflektert ut i rommet igjen, mens 70 % absorberes i atmosfæren eller på klodens overflate. Av den totale innkommende strålingen går omtrent 2 % med til å drive den generelle sirkulasjonen i atmosfæren. Dette kan virke lite, men det utgjør faktisk en energimengde på  $3.4 \cdot 10^{12} \text{ kW}$  eller omtrent  $3 \cdot 10^{16} \text{ kWh}$  i året, som igjen svarer til ca. 100 ganger mer enn den elektrisiteten som i dag blir produsert av alle kraftverk i verden (NVE, 1998) Dette er store tall og det sier seg selv at det ligger et enormt potensiale for utnyttelse av disse energimengdene til kraftproduksjon. I tillegg til store forekomster av vindenergi er vindkraft også meget attraktiv ved at den ikke medfører noen form for luftforurensing. Andre fordeler er blant annet dens årsfordeling som er slik at den tiden energiforespørselen er størst, altså om vinteren, faller sammen med årstiden da produksjonspotensialet er størst.

Som mange andre energiformer er det også ulemper knyttet til vindkraft. Først og fremst fører synligheten i terrenget til konflikter. Vindturbinene må være høye og plasseres på utsatte steder. De blir av den grunn svært synlige i terrenget, og mange ser på konstruksjonene som en estetisk forstyrrelse. I tillegg vil vindturbinene medføre en viss grad av støy, skader på fugler kan forekomme og vindturbinene kan også få innflytelse på TV- og radiosignaler (NVE, 2001). I enkelte tilfeller vil utbygging også føre til betydelige inngrep i naturen.

#### 2.1.1 Historisk utvikling

Utnyttelsen av energien i luft i bevegelse er langt fra noen ny oppfinnelse. Mennesker har i mange tusener av år benyttet vinden til å komme seg fram over havet. De første spor av vindmøller stammer fra år 644 e.Kr og ble funnet på grensen mellom Persia og Afghanistan. På 1100-tallet ble vindmøllene også introdusert til den vestlige verden, og det var i første omgang Frankrike og England som tok i bruk den nye teknologien. Videre ble kunnskapen spredt utover kontinentet, og i løpet av 1300-tallet var vindmøller i bruk i store deler av Europa. De første vindmøllene var vertikalakslede og ble brukt til å male korn eller å pumpe vann. I Europa ble vindmøllene videreutviklet, og det var her møllene med horisontalakslet rotor ble oppfunnet. Amerika fikk sine første vindmøller i løpet av 1500-tallet, og de ble her stort sett brukt til vannpumping på de store slettene i Midtvesten (Cheremisinoff, 1978).

I 1891 utviklet dansken Poul la Cour den første vindmøllen som var konstruert for å produsere elektrisk kraft. Arbeidet hans markerer skillet mellom de historiske vindmøllene og de kraftgenererende vindturbinene (Hau, 2000). De neste tiårene fortsatte utviklingen av vindturbinene både i Europa og USA, men da prisene på drivstoff falt etter 1.verdenskrig dalte også interessen for vindkraft. Heller ikke tiårene etter 2.verdenskrig gav særlig grobunn for videre utvikling, og interessen for vindenergi ble nesten borte. Olje og kull var billig, og vindenergien kunne ikke omdannes til elektrisitet til konkurransedyktig pris.

Renessansen kom med oljekrisen på 1970-tallet. Land som USA, Tyskland og Danmark begynte da igjen å satse stort på utbygging av vindkraftverk, og det er disse landene som har vært foregangslandene på området i den senere tid. Vindkraft utgjør fremdeles kun en liten del av produksjonen på verdensbasis, selv i Danmark dekket ikke produksjonen av vindkraft mer enn 16 % av energiforbruket i 2003 ([www.windpower.org](http://www.windpower.org)).

## 2.1.2 Fra vind til energi

I en vindturbin omdannes bevegelsesenergien i vinden til elektrisk energi. Luftmassene som strømmer mot turbinene fører til bevegelse av vingene, som via en rotor driver en generator inne i maskinhuset. Videre overføres strømmen fra turbinen i kabler.

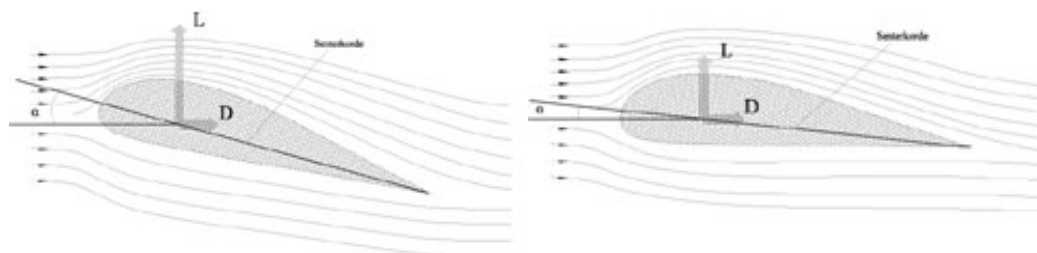
Vingene på en moderne vindturbin er utformet aerodynamisk og utnytter løftkraften som oppstår ved at luften passerer med ulik hastighet over og under vingene. I likhet med flyvingene oppstår det et undertrykk på den ene siden og et overtrykk på den andre siden. Det er denne kraften normalt på vindretningen som utgjør det største energiopptaket, og ikke vindens opphopningstrykk, eller luftmotstanden. Sistnevnte utgjør gjerne kun 1 % av den totale kraften som genereres (NVE, 2001).

Dersom luftstrømmene treffer vingen i en vinkel større enn en viss grense klarer ikke strømmingen lenger å følge oversiden av vingen. Det som skjer da er at vi får avløst strømming, også kalt ”stall”, som er en tilstand hvor det dannes virvler på oversiden av vingen. Luften vil da ikke strømme like fort over vingen, og løftet avtar.

Når vindhastigheten kommer over 12-15 m/s er effekten høyere enn det generatoren normalt er konstruert for å ta imot. Vindturbinene har da et system for å redusere effekten som genereres slik at ikke belastningen blir for stor. Det er hovedsaklig to metoder for regulering av effektuttaket: pitch-regulering og stall-regulering.

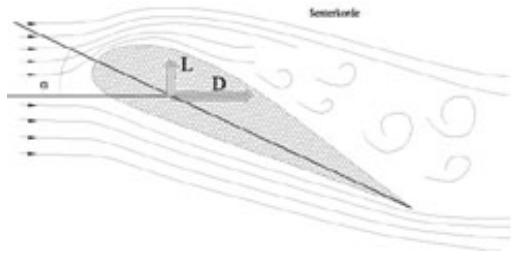
*Pitch-regulering:* Med dette systemet er vingene i en fast posisjon ved lave vindhastigheter. Ved høye vindhastigheter vris vingene mot lavere angrepsvinkel slik at løftet reduseres (se figur 2.1.1).

*Stall-regulering:* Stall-regulerte vinger utnytter aerodynamikken til vingen slik at når angrepsvinkelen blir for stor fører stalling til at løftet (og dermed effektiviteten) avtar, som nevnt over (se figur 2.1.2).



**Figur 2.1.1:** Pitch-regulering: Vingene er i fast posisjon ved lave hastigheter (figur til venstre), men vris mot lavere angrepsvinkel ved høye hastigheter (figur til høyre). Dermed avtar løftet og effektuttaket holdes konstant ([www.vindteknikk.no](http://www.vindteknikk.no)).





**Figur 2.1.2: Stall-regulering:** Ikke vridbare vinger. Effektiviteten avtar med høye vindhastigheter på grunn av at luften ikke klarer å følge oversiden av vingen. Det dannes virvler, og løftet avtar (www.vindteknikk.no).

I tillegg finnes en tredje type som kalles semi-stall. Denne utnytter samme prinsipp som stall-regulering, bortsett fra at vingene er vridbare. Når effekten nærmer seg ytelsesgrensen vris vingene i retning av høyere angrepsvinkel og tvinger fram en stall-tilstand.

### 2.1.3 Energien i vinden

Vindens kinetiske energi er proporsjonal med kvadratet av vindhastigheten:

$$E = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot V^2 \quad (2.1.1)$$

hvor  $V$  er vindhastigheten og  $\rho$  er luftens tetthet. Den energien som påvirker et tverrsnitt per tidsenhet, altså effekten, er gitt ved antall volumenheter som treffer enhetsarelet,  $A$ , multiplisert med den energien som er i dette volumet:

$$P = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot A \cdot V^3 \quad (2.1.2)$$

Uttrykket for effekten viser at den er svært sensitiv til endringer i vindhastighet. For eksempel vil en dobling i vindhastighet føre til åtte ganger så stor effekt.

Den maksimale utnyttbare energimengden som er tilgjengelig ved vindhastigheten  $V$  i løpet av et år er gitt ved:

$$\bar{E} = Pt = \frac{1}{2} \rho \cdot A \cdot V^3 \cdot t \quad (2.1.3)$$

hvor  $\bar{E}$  er gjennomsnittlig vindenergitetthet og  $t$  er antall timer den korresponderende vindstyrken forekommer i løpet av et år (Cheremisinoff, 1978).

I vindkraftsammenheng benyttes ofte en inndeling av lokaliteter ut i fra gjennomsnittshastigheten, og denne kan benyttes ved vurdering av egnethet for vindkraftproduksjon. Tabellen under er hentet fra "Wind Energy Resource Atlas of the United States". Den viser en inndeling i 7 grupper, med tilhørende energitetthet i 10 m og 50 m.

Vindenergi klasse	10 m		50 m	
	Energitetthet (W/m <sup>2</sup> )	Vindhastighet (m/s)	Energitetthet (W/m <sup>2</sup> )	Vindhastighet (m/s)
1	<100	<4.4	<200	<5.6
2	100-150	4.4-5.1	200-300	5.6-6.4
3	150-200	5.1-5.6	300-400	6.4-7.0
4	200-250	5.6-6.0	400-500	7.0-7.5
5	250-300	6.0-6.4	500-600	7.5-8.0
6	300-400	6.4-7.0	600-800	8.0-8.8
7	>400	7.0-9.4	>800	8.8-11.9

**Tabell 2.1.1:** Klassifisering av energitetthet i 10 m og 50 m (<http://rredc.nrel.gov/wind/pubs/atlas>).

I tabellen over er verdiene gitt som W/m<sup>2</sup>. Dette angir effekten som kan utnyttes per m<sup>2</sup> av det arealet som vingene sveiper over (vertikal retning). Vingediameteren er vanligvis omtrent lik høyden på tårnet (navhøyden). Høyden på vindturbinene varierer imidlertid mye. Normalen har lenge ligget på rundt 50-60 m, men den senere tid har det vært en betydelig økning. Det finnes nå turbiner med høyde på 120 m, og det ventes en ytterligere økning i årene fremover.

Generelt kreves en vindenergitetthet fra klasse 4 eller høyere for store vindparker. Det påpekes imidlertid at det å bestemme energipotensialet kun ut i fra kjennskap til midlere vindhastighet er en utilstrekkelig metode. En mer grundig analyse av aktuelle måleserier bør utføres før en kan si noe om et områdes egnethet for utnyttelse av vindenergi.

### Betz' lov

Luftmassene som treffer rotorbladene vil bremses opp når det trekkes ut bevegelsesenergi fra den. Jo mer energi som trekkes ut, jo mer bremses luften. Hadde man trukket ut all tilgjengelig energi fra luftmassene, ville luften stoppet helt opp bak vindmøllen. Det ville da ikke blitt noen gjennomstrømming, og luften ville ikke lenger nå frem til rotoren på møllen, slik at produksjonen ble lik null. Hvis man ikke bremses luften i det hele tatt, vil man heller ikke kunne få noe energi ut av systemet. Det må altså finnes en "gylden middelvei", en viss oppbremsing som mest effektivt kan omdanne bevegelsesenergien i vinden til nyttig mekanisk energi.

Dersom man antar en konstant vindhastighet  $V_1$  langt foran vindturbinen, vil vindhastigheten bak turbinen være  $V_2 < V_1$ , ettersom luftstrømmen tappes for energi. En vindturbins nyttige effekt er gitt ved forskjellen i luftens til- og frastrømmende bevegelsesenergi pr. tidsenhet:

$$\dot{E} = \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} m (V_1^2 - V_2^2) \right) = \frac{1}{2} \dot{m} (V_1^2 - V_2^2) \quad (2.1.4)$$

Her er  $\dot{m}$  den luftmasse som med hastighet  $V'$  passerer møllearealet  $A$  pr. tidsenhet:

$$\dot{m} = \frac{dm}{dt} = \frac{\rho \cdot A \cdot dx}{dt} = \rho A V' \quad (2.1.5)$$

hvor  $\rho \approx 1.225 \text{ kg/m}^3$  er luftens tetthet.

For et volumelement langs en strømningslinje gjelder det at:

$$p + \frac{1}{2}\rho \cdot V^2 = \text{konst. (Bernoullis ligning)} \quad (2.1.6)$$

Benyttes denne ligningen foran og bak turbinen blir

$$p_1 - p_2 = \frac{1}{2}\rho \cdot V_2^2 - \frac{1}{2}\rho \cdot V_1^2 \quad (2.1.7)$$

Kraften på vingenes utspente areal,  $A$ , er gitt ved trykkendringen over dette arealet. Sammen med impulslikningen,

$$F = \frac{d}{dt}(mV), \quad (2.1.8)$$

gir dette sammenhengen:

$$\begin{aligned} F = F_1 - F_2 &= (p_1 - p_2)A = \frac{d}{dt}(mV_1) - \frac{d}{dt}(mV_2) = \frac{dm}{dt}(V_1 - V_2) \\ &= \dot{m} \cdot (V_1 - V_2) = \rho AV'(V_1 - V_2) \end{aligned} \quad (2.1.9)$$

Ligningene (2.1.7) og (2.1.9) gjør det mulig å finne et uttrykk for  $V'$  som funksjon av hastigheten foran og bak turbinen:

$$V' = \frac{1}{2}(V_1 + V_2) \quad (2.1.10)$$

Innsetting av ligning (2.1.10) og (2.1.5) i ligning (2.1.4) resulterer i følgende uttrykk for vindturbinens nyttige effekt.

$$\dot{E} = \frac{1}{4}\rho A(V_1 + V_2)(V_1^2 - V_2^2) = \frac{1}{4}\rho AV_1^3 \left[1 + \frac{V_2}{V_1}\right] \left[1 - \left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2\right] = \frac{1}{2}\rho AV_1^3 \cdot c_p \quad (2.1.11)$$

hvor  $c_p = \frac{1}{2}\left(1 + \frac{V_2}{V_1}\right)\left(1 - \left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2\right)$  kalles effektkoeffisienten.

Maksimering viser at  $\dot{E}$  er størst når  $V_1/V_2 = 1/3$ , som svarer til en effektkoeffisient på 16/27. Det vil altså si at en vindturbin maksimalt kan ta ut 59 % av den energien som ville ha passert gjennom det sveipte arealet (arealtet som vingene dekker i et omløp) dersom turbinen ikke hadde vært der (Betz, 1926). Denne loven ble formulert første gang av den tyske fysikeren Albert Betz i 1919.

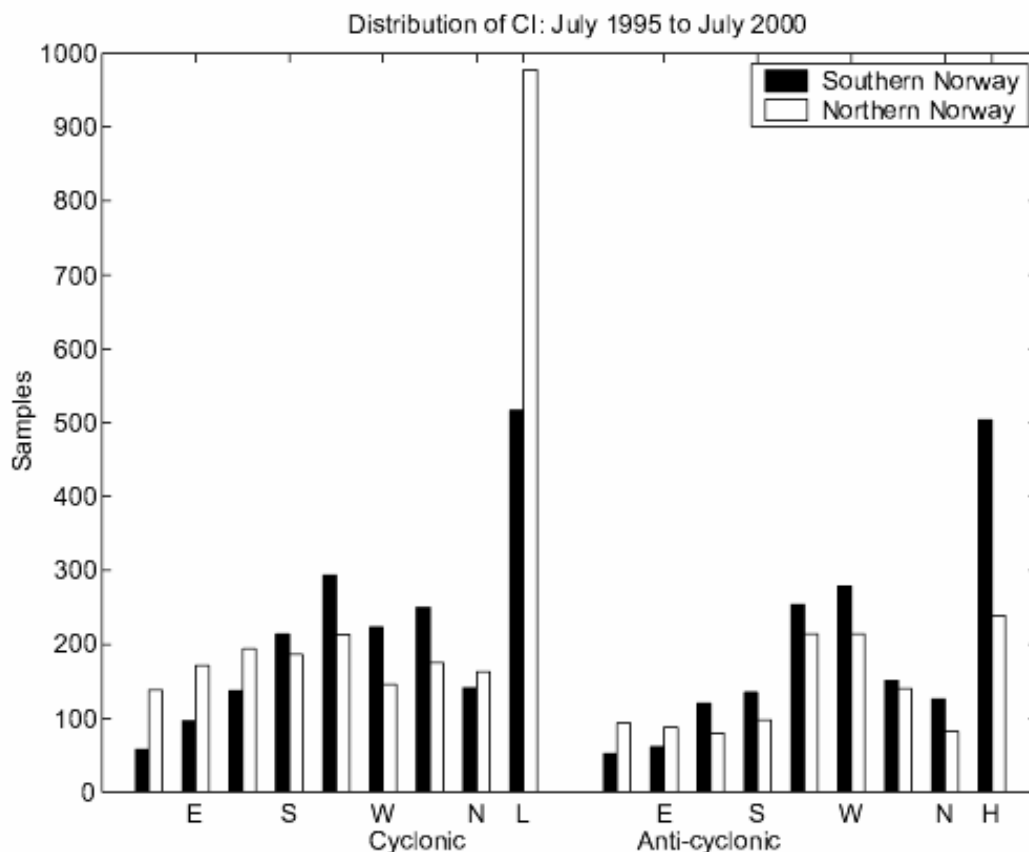
I praksis er det ikke mulig å få et så stort utbytte fra energien i vinden, og moderne vindturbiner har nå en maksimal effektkoeffisient på rundt 40 % (NVE, 2001).

## 2.2 Vindfordeling

### 2.2.1 Geostrofisk vind

Årsaken til atmosfærens storstilte sirkulasjon er at det foregår en ulik oppvarming av kloden. Trykkforskjellene som oppstår fører til at luftmasser settes i bevegelse for å jevne ut disse forskjellene. Over friksjonslaget, laget hvor luftmassene føler friksjon fra underlaget, er trykkgradientene tilnærmet balansert av corioliskraften. Vinden kalles da geostrofisk vind.

Statistikk over den geostrofiske vinden kan benyttes for å få et bilde av det storstilte vindmønsteret i et område. I figuren under er geostrofisk vind delt inn i 18 værklasser fra synoptiske kart. Av disse er det åtte hovedretninger, delt inn i syklonisk og antisyklonisk krumning. I tillegg er det to samleklasser som består av episoder med variabel anti-syklonisk/syklonisk krumning. Svarte søyler viser tilfellet for Sør-Norge, mens hvite søyler står for Nord-Norge.



**Figur 2.2.3:** Fordeling av værklasser Juli 1995 til Juli 2000 (Hygen, 2001).

Figuren viser at fremherskende vindretning i Nord-Norge er SØ-SV for vind med syklonisk krumning, og SV-V for vind med antisyklonisk krumning. Dette tyder altså på at de områdene som er best egnet for utnyttelse av vindenergi i Nord-Norge er områder som ligger godt eksponert for vind fra sektoren SØ-V.

## 2.2.2 Vindprofil

I tillegg til variasjoner i det horisontale vindfeltet, varierer også vindhastigheten mye med høyden. Vindhastigheten er lik null ved bakken. Videre øker den opp til en høyde hvor den ikke lenger føler noen friksjon fra underlaget. Tykkelsen på friksjonslaget avhenger av stabilitetsforholdene, og kan variere mellom 300 m og 2000 m. De største forskjellene i vindhastighet er rett over bakken. Videre avtar hastighetsgradienten oppover i grenselaget. Ideelt sett skulle det i dette prosjektet vært gjort vindmålinger i 10 og 60 meters høyde (henholdsvis målehøyde for langtidsstasjonene og typisk vindturbinhøyde), men dette krever ekstra ressurser og er ikke utført i denne omgang. Vindhastigheten i andre høyder enn målehøyden må derfor beregnes. Vanligvis benyttes en logaritmisk formel til dette (Arya, 1988):

$$\text{Logaritmisk vindprofil:} \quad \frac{V}{v_*} = \left(\frac{1}{k}\right) \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2.2.1)$$

Her er:

$V$  = middelvind i høyden  $z$

$v_*$  = friksjonshastigheten

$z_0$  = ruhetsparameteren

$k$  = von Karmans konstant ( $\approx 0.40$ )

Antagelser for utledning av formel 2.2.1 er et overflatelag med nøytral stabilitet over en flat, uniform overflate hvor corioliseffekten kan ignoreres og momentumfluksen er konstant med høyden.

I vindkraftsammenheng er det imidlertid vanlig å benytte en litt enklere formel i beregningene. Potensformelen gitt under har ingen solid teoretisk basis, men den gir et forholdsvis godt estimat for vindprofilet for små høyder, gjerne opp til 200-300 m.

$$\text{Potensformelen:} \quad \frac{V}{V_r} = \left(\frac{h}{h_r}\right)^n \quad (2.2.2)$$

$V$  = middelvind i høyden  $h$

$V_r$  = referansevind i referansenivå  $h_r$

Størrelsen på eksponenten  $n$  er avhengig av overflateruhet og stabilitet. Ved nøytrale forhold varierer eksponenten mellom 0.1 for glatte flater til rundt 0.5 for en meget ru overflate. For et typisk kystområde er verdien 0.14. Eksponenten øker med økende stabilitet, og går mot 1 for sterkt stabile forhold (Arya, 1988).

Begge formlene gitt over krever imidlertid kjennskap til vind i to nivåer, eller at den effektive ruheten er kjent. Med vind i bare ett nivå er det likevel mulig å få en eksponent i potensformelen, dersom man har målinger både av 10-minutters middelvind og maksimalt vindkast for denne perioden. Forholdet mellom maksimalt vindgust og middelvinden ( $V_g(z)/V(z)$ ) kalles gustfaktoren ( $Gf$ ). I følge Harstveit (1996) kan følgende forhold mellom gustfaktoren og turbulensintensiteten ( $I_u$ ) benyttes:

$$k(T) = (Gf - 1) / I_u$$

Turbulensintensiteten kan uttrykkes ved  $I_u = 1/(\ln(z/z_0))$ , og sammen med uttrykket over kan gustfaktoren kobles til overflateruheten ved:

$$z_0 = z \cdot \exp(-k(T)/(Vg(z)/V(z) - 1)) \quad (2.2.3)$$

hvor  $Vg(z)$  er vindkast i høyden  $z$ . Parameteren  $k$  er avhengig av gustmidlingstiden. Med en midlingstid på 3 s for gustmålingene og 10 min. midlingstid for middelvinden ble  $k$  beregnet til 2.5, mens midling over 1 s resulterte i  $k = 2.7$ .

Videre har Harstveit (personlig komm.) funnet en sammenheng mellom  $n$  og  $z_0$  ved å benytte kurvetilpasning mellom det logaritmiske vindprofil og potensformelen:

$$n = 0.26 \cdot z_0^{0.14} \quad (2.2.4)$$

I dette prosjektet er det gjort målinger både av middelvind og vindkast. For omregning til andre høyder enn målehøyden er ruhetsparameter og eksponenten til potensformelen beregnet fra målingene. I følge Harstveit er disse formlene forholdsvis lite robuste, og må brukes med forsiktighet der overflateforholdene ikke er flate og homogene. Terrengforholdene på Vannøya er lite flate og homogene, og bruk av formlene innebærer dermed en viss usikkerhet.

For beregning av langtidsstatistikk i områdene hvor korttidsstasjonene var plassert, ble det tatt utgangspunkt i estimerte, sektoravhengige overføringskoeffisienter mellom stasjonen på Torsvåg og de aktuelle stasjonene. I mangel på gustfaktorer for de aktuelle stasjonene i langtidsperioden ble eksponenten i potensformelen satt til 1/7 i beregningene. Gustmålinger fra Torsvåg er sterkt preget av fjellene i øst, og er dermed uegnet til bruk i beregninger for de andre stasjonene. Målinger fra Torsvåg viser at de kraftigste vindkastene inntreffer ved østavind (kraftig nedslag fra bratte fjell i øst), mens målinger fra AWS1 viser at de kraftigste vindkastene her forekommer ved vind fra SSV.

### 2.2.3 Vertikalvind

En annen faktor som bør tas hensyn til ved utbygging av vindkraftverk er vertikalvind. Store vertikalhastigheter kan føre til svært uheldige laster på konstruksjonen, og nivået og frekvensen til disse lastene er faktorer som kan ha stor innvirkning på turbinens levetid ([www.vindteknikk.no](http://www.vindteknikk.no)). En vurdering av vertikalhastigheter er gjort i forbindelse med gjennomgang av modellresultatene i kapittel 4.

### 2.2.4 Ekstremvind

Vanligvis oppgis ekstremverdier som den vindhastigheten som statistisk sett overskrides en gang hvert femtiende år. Kjennskap til slike verdier er viktig for dimensjonering, slik at vindturbinen som blir satt opp vil tåle de forventede vindforholdene. En vurdering av slike ekstremverdier på norske målestasjoner er foretatt av Knut Harstveit ved DNMI, og resultatet for Torsvåg er tatt med i kapittel 4.

## 2.2.5 Stabilitet

Stabilitetsforholdene i atmosfæren er avhengig av hvordan temperaturen varierer med høyden. Dersom en luftpakke med temperatur  $T_1$  heves tørradiabatisk en avstand på  $\Delta z$ , vil den avkjøles til temperaturen  $T_2 = T_1 - \Gamma \Delta z$ , hvor  $\Gamma$  er tørradiabatisk temperaturgradient ( $0.98 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ). Temperaturgradienten i omgivelsene er gitt ved  $\gamma$ , slik at:

$$-\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) = \gamma \quad (2.2.5)$$

I høyden  $\Delta z$  over pakkens startposisjon er omgivelsenes temperatur gitt ved  $T_1 - \gamma \Delta z$ , som fører til en temperaturdifferanse mellom pakken og omgivelsene på  $\Delta z(\gamma - \Gamma)$ .

Positiv verdi for dette uttrykket betyr at luftpakken er varmere enn omgivelsene, og den vil da akselerere oppover. Hvis uttrykket er negativt avtar luftpakkens temperatur raskere med høyden enn temperaturen i omgivelsene, og pakken vil da falle tilbake til utgangspunktet.  $\Delta z(\gamma - \Gamma) = 0$  indikerer nøytrale forhold.

$$\begin{array}{ll} \gamma < \Gamma & \text{Stabil} \\ \gamma = \Gamma & \text{Nøytral} \\ \gamma > \Gamma & \text{Ustabil} \end{array} \quad (2.2.6)$$

## 2.2.6 Strøm over fjell

Luftmasser som strømmer mot en fjellbarriere må nødvendigvis endre karakteristikk for å passere hindringen. Ustabile og nøytralt stabile luftmasser glir lett over fjellet. For stabile luftmasser er oppførselen avhengig av styrken på stabiliteten, hastigheten til strømmen og av topografien.

Ved stabil sjiktning vil en luftpakke som forstyrres av en hindring svinge vertikalt med Brunt-Väisälä-frekvensen,  $N$ . Denne angir en øvre grense for mulig bølgefrequens. Brunt-Väisälä-frekvensen er definert ved:

$$N = \left( \frac{g}{\Theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{1/2}, \quad (2.2.7)$$

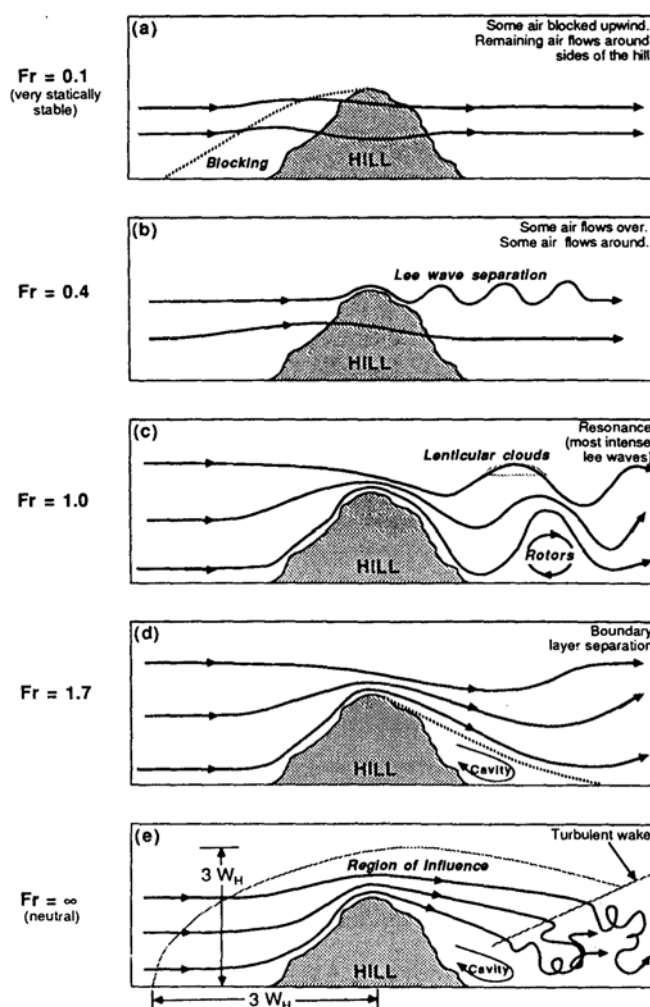
hvor  $g$  er tyngdeakselerasjonen,  $\Theta$  er midlere potensiell temperatur ved overflaten,  $\theta$  er potensiell temperatur og  $z$  er høyden over bakken.

Svingningen som oppstår har en bølgelengde som er proporsjonal med  $2\pi V / N$ , og den representerer den naturlige bølgelengde. Forholdet mellom den naturlige bølgelengden og den effektive bølgelengden som hindringen medfører er definert som Froudetallet:

$$Fr = V / NW, \quad (2.2.8)$$

hvor  $W$  er lengden (parallelt med luftstrømmen) av hindringen som forstyrrer strømmen.

For sterkt stabile forhold og moderate vinder er Froudetallet lite, og luften strømmer da heller rundt fjellet enn over (figur 2.2.4 (a)). Oppstrøms fjellet vil en del av luftmassene blokkeres og hopes opp, og det oppstår et høyere trykk på denne siden. For noe sterkere vind og svakere stabilitet vil noe luft strømme over fjellet, mens luft i lavere nivå separeres og strømmer rundt fjellet (b). Ved  $Fr = 1$  er den naturlige bølgelengden til luftstrømmen på størrelse med hindringen, og store lebølger vil da formes nedstrøms toppen (c). Nær bakken på lesiden kan det også oppstå roterende bevegelser. For kraftig vind og svak stabilitet vil den naturlige bølgelengden være lengre enn skala på fjellet, og en grenselagseparasjon inntreffer på lesiden av fjellet. Dette fører til et område med reversert vindretning bak fjellet (d). Ved sterk vind og nøytral sjiktning ( $Fr \rightarrow \infty$ ) forstyrres strømningene oppstrøms og over fjellet en distanse tre ganger størrelsen på hindringen (e). Nær toppen av fjellet vil strømningene presses tettere sammen, og det oppstår en vindøkning, en såkalt speed-up-effekt (Stull, 1988). Denne vindforsterkningen defineres som forskjellen mellom vinden  $z$  m over bakken på flatt terreng oppstrøms fjellet (før luftmassene forstyrres) og vinden  $z$  m over toppen.



Figur 2.2.4: Idealisert strøm over et isolert fjell (Stull, 1988).

Ved jevn topografi øker speed-up med helningsvinkelen, men når stigningen blir for bratt, brytes en del av luftstrømmen oppstrøms og en ny effektiv stigning inntreffer. Dette gjør at



økningen i speed-up avtar, og trolig går mot en konstant verdi (Knut Harstveit, personlig komm.).

## 2.2.7 Statistisk fordeling

Vindfeltet vil aldri være helt likt fra et år til et annet, og spredningen i en langtidsserie med vinddata vil som oftest være forholdsvis stor. Som nevnt tidligere er energiproduksjonen proporsjonal med vindhastigheten i tredje potens. Kjennskap til *midlere* vindhastighet i et område er derfor ikke tilstrekkelig for å gi en presis vurdering av energiproduksjonen.

For å få en en nyttig oversikt over vindfordelingen er det vanlig å benytte statistiske metoder og fremstille dataene ved vindhastighetens statistiske fordeling. Den mest brukte fordelingsfunksjonen for presentasjon av vinddata er den såkalte weibullfordelingen.

Weibullfordelingen er karakterisert ved to parametre, en skaleringsparameter  $c$  og en formparameter  $k$ . Vindens statistiske fordeling er forskjellig fra sted til sted, avhengig av lokale klimaforhold, topografi og overflate. Fordelingen vil dermed kunne variere både i form og middelværdi for ulike datasett. Fordelingsfunksjonen ved en slik fordeling er gitt ved:

$$f(V) = \frac{k}{c} \left(\frac{V}{c}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{V}{c}\right)^k\right] \quad (2.2.9)$$

Funksjonen  $f(V)$  er normalisert slik at integralet over alle  $V$  er lik 1. Sannsynligheten for å finne  $V < V'$  er videre gitt ved den kumulative fordelingsfunksjonen:

$$F(V') = 1 - \exp\left[-\left(\frac{V'}{c}\right)^k\right] \quad (2.2.10)$$

Utrekning av parameterene til weibullfordelingen kan gjøres på flere måter. I denne oppgaven ble parameterene bestemt ved regresjonsanalyse<sup>1</sup>. En omforming av uttrykket for den kumulative fordelingsfunksjonen (2.2.10) gir:

$$\ln[\ln(1 - F(V))] = k \ln(V) - k \ln(c) \quad (2.2.11)$$

Plottes da venstresiden (ved bruk av observert kumulativ frekvens) mot  $\ln(V)$  (hvor  $V$  er korresponderende vindhastighet), vil en regresjonsanalyse gi ut den best tilpassede rette linje:  $y = ax + b$ . Her vil  $a$  være lik formfaktoren,  $k$ , mens skalafaktoren,  $c$ , er lik  $-k \cdot \ln(c)$ , slik at:

$$c = e^{-b/k} \quad (2.2.12)$$

Behandling av svært lave og svært høye hastigheter er ofte problematisk når en skal tilpasse den statistiske fordelingen til observerte data. De høyeste vindhastighetene inntreffer statistisk sett veldig usystematisk. Sannsynligheten for ekstreme vindhastigheter må derfor analyseres ved spesielle metoder (Troen & Petersen, 1989).

---

<sup>1</sup> [http://ist-socrates.berkeley.edu/~kammen/er120/Weibull\\_demo.pdf](http://ist-socrates.berkeley.edu/~kammen/er120/Weibull_demo.pdf)

Når det gjelder de lave vindhastighetene, vil datafeil og begrensninger i måleinstrumentene kunne føre til en unaturlig høy frekvens av slike målinger. Dersom det totale datasettet da benyttes i beregning av weibullparameterene, blir resultatet en lavere formfaktor enn det som er reellt. Dette fører til at fordelingen blir dradd mer mot lavere hastigheter, og blir dermed dårligere tilpasset de reelle verdiene. Ved tilpassing av weibullfordelinger i denne oppgaven, blir derfor de aller laveste hastighetene utelatt ( $< 0.5$  m/s).

## 2.3 Turbulens

Ideelle forhold for utnyttelse av vindenergi er en jevn, regelmessig luftstrøm uten særlig tids- eller romvariasjon. Slike forhold forekommer imidlertid ytterst sjelden. Alle strømmer i naturen er turbulente, både i atmosfæren og i havet, og vindfeltet varierer mye både i horisontalplanet og vertikalplanet. Når vinden blåser over et landskap med trær, bygninger og andre hindre, brytes luftstrømmen opp i en rekke uregelmessige virvler, såkalte eddier, som kan medføre endringer i luftstrømmen mange hundre meter over overflaten.

Til tross for at turbulente strømmer har vært forsket på i over hundre år, finnes ennå ingen grunnleggende forståelse av problemet. Forsøk på å løse bevegelsesligningene fører alltid til flere ukjente enn ligninger, og dette resulterer i et såkalt lukningsproblem. En må derfor gjøre diverse antagelser for å få antall ukjente lik antall ligninger slik at systemet blir løsbart.

### 2.3.1 Turbulensens natur

I mangel på en eksakt definisjon av fenomenet turbulens, tas her med en oversikt over de essensielle egenskapene ved en slik strøm:

#### Uregelmessig og tilfeldig

Turbulente strømmer er sterkt uregelmessig både i tid og i rom, og dette gjør det umulig å forutsi nøyaktig hvordan luftstrømmen vil oppføre seg.

#### Store Reynoldstall

Reynoldstallet er forholdet mellom treghetskrefter og viskøse krefter, og kan forenklet uttrykkes ved formelen:

$$\text{Re} = \frac{q \cdot l}{\nu} \quad (2.3.1)$$

hvor  $q$  er turbulent hastighetsskala,  $l$  er lengdeskalaen og  $\nu$  er den kinematiske viskositetskoeffisienten (Kantha et al., 2000). Turbulens oppstår ofte som en instabilitet i en laminær strøm i det Reynoldstallet blir for stort. Denne grensen går gjerne ved  $\text{Re} = 2000$ . I en normal atmosfære med moderat vindhastighet kan Reynoldstallet typisk være av størrelsesorden  $10^7$ , atmosfæren er altså alltid turbulent.

#### Tredimensjonale virvler

Turbulensen kjennetegnes ved virvler i alle de tre romlige dimensjonene. Mekanismen som deformerer de store eddiene og overfører energi fra stor skala til mindre skala finnes ikke i en ren todimensjonal strøm. Todimensjonale strømmer, som f.eks sykloner, er dermed ikke turbulente i seg selv. Småskala turbulens kan likevel føre til sterk påvirkning på strømmen.

#### Sterk dissipasjon

Turbulente strømmer er alltid dissipative. Til enhver tid vil viskøst skjærstress bryte ned virvler til mindre og mindre skala til de til slutt forsvinner helt. Dette øker mengden indre energi, på bekostning av turbulensens kinetiske energi. Turbulensen er avhengig av kontinuerlig tilførsel av energi for å veie opp for dette tapet. Uten en slik energitilførsel dør turbulensen raskt ut.

### Bredt spekter

Turbulente fluktuasjoner finnes over et bredt spekter i tid og rom, fra store semipermanente virvler på størrelse med middelstrømmen og ned til molekylær skala. Jo høyere Reynoldstallet er, jo mindre skalaer er mulige i strømmen.

### Sterkt ikke-lineært

Turbulente strømmer er i høy grad ikke-lineære, og det er de ikke-lineære leddene som fører til energikaskaden fra store eddier og nedover spekteret.

### Anisotropi

Turbulensen er sjelden isotrop, unntatt ved små skalaer ved høye Reynoldstall. Virvler på stor skala er oftest sterkt anisotrope og dras ut langs middelstrømmens retning.

Ettersom bevegelsesligningene er ikke-lineære vil ethvert strømningsmønster ha en unik karakteristikk som er assosiert med dens initial- og grensebetingelser. Ettersom ingen strøm er lik, følger at enhver turbulent strøm også er ulik, selv om de turbulente strømmene har mange felles egenskaper.

## 2.3.2 Turbulent kinetisk energi

Den totale kinetiske energien i en luftstrøm kan deles opp i midlere kinetisk energi, MKE, og turbulent kinetisk energi, TKE. Ved produksjon av vindkraft er det kun MKE som kan utnyttes, og det er derfor ønskelig med minst mulig turbulens i området.

Den turbulente kinetiske energien kan benyttes som et mål på turbulensintensiteten, og den forteller hvor mye vindkastene i en strøm varierer i forhold til middelvinden.

Som nevnt over er turbulens et tredimensjonalt fenomen, med avvik fra middelvinden i alle de tre romlige retningene. I turbulensanalyse deles bevegelsen først opp i middelvind og fluktuerende bevegelse:

$$\begin{aligned}U &= \bar{U} + u' \\V &= \bar{V} + v' \\W &= \bar{W} + w'\end{aligned}\tag{2.3.2}$$

Videre kan man, ved å bruke bevegelsesligningene og Reynoldsmidling, benytte dette til å få et separat uttrykk for den turbulente delen av den totale kinetiske energien (Stull, 1988):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = +\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u_i' \theta_v'}) - \overline{u_i' u_j'} \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u_j' e})}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{u_i' p'})}{\partial x_i} - \varepsilon \tag{2.3.3}$$

I            II            III            IV            V            VI            VII

$e$         =        turbulent kinetisk energi per masseenhet  
 $\bar{U}$        =        midlere vindhastighet  
 $x$         =        avstand

$\theta_v$  = virtuell potensiell temperatur  
 $\rho$  = luftens tetthet

Indeksene  $i$  og  $j$  ( $i \neq j$ ) kan ta verdiene 1, 2 eller 3, og angir hvilken romlig retning den aktuelle parameteren er gitt for. Perturbasjonene,  $u_i'$ ,  $u_j'$  og  $\theta_v'$ , står for avvik fra middeltilstanden.  $\delta_{i3}$  kalles Kronecker delta og er en skalar som er gitt ved kryssproduktet mellom to enhetsvektorer. Denne er lik 1 dersom  $i = 3$ , og 0 dersom  $i \neq 3$ , det vil altså si at leddet hvor denne inngår, ledd III, kun gjelder i vertikalretningen.

Venstre side i ligningen står for endring i mengden turbulent kinetisk energi i et område:

Ledd I = lokal endring av TKE  
 Ledd II = adveksjonsledd som angir hvordan TKE advekteres med middelvinden

Høyre side i ligningen beskriver mekanismene som danner eller bryter ned turbulensen:

Ledd III = termisk turbulensproduksjon  
 Ledd IV = mekanisk turbulensproduksjon  
 Ledd V + VI = redistribusjonsledd som prøver å fordele turbulense utover i alle retninger (gjøre den mer isotrop).  
 Ledd VII = dissipasjonsledd. Det angir omformingen av TKE til varme.

Dersom høyresiden er positiv øker TKE i systemet, og dersom den er negativ, avtar mengden TKE. Turbulensen starter alltid som store virvler, men når disse virker inn på hverandre brytes de ned til mindre skalaer. Først når skalaen er under en viss grense gjør dissipasjonen seg gjeldende, og nedbrytingsprosessen går da enda hurtigere. Som nevnt tidligere er ikke turbulensen en konservert størrelse. Dersom tilførselen stopper opp, vil virvlene i systemet gå sin gang gjennom energikaskaden for så å dø ut ved enden av skalaen.

### 2.3.3 Termisk turbulens

Når solen skinner, varmes overflaten opp og det oppstår ustabilitet i atmosfæren ved at bakken blir varmere enn luften over. Termaler, bobler med varmluft, stiger og de vertikale bevegelsene danner termisk turbulens. Intensiteten til denne øker med oppvarmingen av overflaten, og avhenger også av atmosfærens stabilitet. Den termiske turbulensen trenger tid til å utvikle seg, og det er om ettermiddagen på en solfylt sommerdag den blir sterkest (Ahrens, 2002). Om vinteren og om natten vil strålingsavkjøling av bakken føre til mer stabile forhold i atmosfæren. Dette vil da bremse de turbulente bevegelsene, og ledd III vil virke som et tapsledd.

### 2.3.4 Mekanisk turbulens

Mekanisk turbulens blir dannet ved friksjon mellom bakken og luften over, og også mellom luftlag med ulik vindhastighet. Etersom luftmassene til enhver tid er i bevegelse vil det alltid dannes mekanisk turbulens. Ledd IV i ligning 2.3.3 vil dermed alltid være et såkalt kildeledd,

det vil alltid være et positivt bidrag til den turbulente kinetiske energien. Hvor stor friksjonen er mellom bakken og luften over vil imidlertid variere mye, og avhenger hovedsaklig av styrken til vinden, ruheten til underlaget og eventuelle hindringer i terrenget.

### 2.3.5 Turbulent lengdeskala

Størrelsen på de turbulente virvlene kan variere innen et bredt spekter. For vindturbiner er det virvlene med skala mindre enn størrelsen på vingespennet som vil påføre systemet størst belastning. Dette skyldes at de ulike delene av konstruksjonen da opplever forskjellig trykk og påføres en ujevn belastning.

### 2.3.6 Strøm over fjell

Som nevnt i kapittel 2.2.6 vil luftmasser som strømmer over et fjell ved nøytrale stabilitetsforhold kunne oppleve en hastighetsøkning idet strømlinjene presses sammen gjennom et mindre luftlag. Avhengig av vindstyrke og helningen på fjellet vil det genereres turbulens på baksiden. For helninger på rundt 30° eller mer oppstår et undertrykk nedstrøms fjellet som fører til en reversert luftstrøm hvor luft strømmer inn mot fjellet i de lavere nivå (Knut Harstveit, personlig komm.). Turbulensen som genereres avtar i intensitet med avstanden fra hinderet. Dersom ingen andre mekanismer skaper ytterligere turbulens videre, vil de turbulente virvlene til slutt dø ut, og strømmen returnerer til sin uforstyrrede tilstand (Stull, 1988). Turbulens kan også oppstå på toppen av en bratt skråning. I slike tilfeller vil turbulensen trekke ut energi fra middelvinden og føre til en redusert speed-up over fjellet.

### 2.3.7 Turbulens og vindkraft

For produksjon av vindkraft er turbulens uheldig av flere grunner. For det første fører de uregelmessige belastningene til en utmatting av vindturbinene og dermed kortere levetid. I tillegg fører turbulens til at en mindre del av energien i luftstrømmene kan utnyttes, og dermed reduseres energiproduksjonen.

Rosen og Sheinman (1994) er blant dem som har forsket på hvilken innvirkning de turbulente avvikene har på energiutbyttet fra en horisontalakslet vindturbin.

Som beskrevet i kapittel 2.1.3 kan en med konstant vindhastighet,  $V$ , teoretisk produsere en effekt,  $P_s(V)$ , på:

$$P_s(V) = \frac{1}{2} \rho \cdot A \cdot C_p \cdot V^3 \quad (2.3.4)$$

hvor  $\rho$  er luftens tetthet og  $A$  er arealet som dekkes av rotoren ved en omdreining.  $C_p$  er turbinens effektkoeffisient, og er avhengig av faktorer som vindhastighet og lengde og form på rotorbladene. Notasjonen  $s$  angir at det er den statiske verdien det fokuseres på. I virkeligheten er vinden aldri konstant, og for mer nøyaktige beregninger må derfor avvikene fra middeltilstanden også tas med.

Ved å anta at de turbulente avvikene,  $v'$ , er små sammenlignet med  $V$ , slik at en kan se bort fra bidrag fra  $v'$  som er av høyere enn 2.orden, utviklet Rosen og Sheinman et uttrykk for gjennomsnittlig effektutbytte midlet over tiden  $T_a$ :

$$\bar{P}_{qs}(\bar{V}, \sigma_v) = P_s(\bar{V}) \left[ 1 + \frac{1}{2} \sigma_v^2 \frac{P_s''(\bar{V})}{P_s(\bar{V})} \right] \quad (2.3.5)$$

der  $\sigma_v$  er standardavviket til vinden og  $P_s''(\bar{V})$  er den andrederiverte av effekten fra middelvinden. Formelen innebærer altså et turbulent bidrag til effekten som oppnås ved kun å ta utgangspunkt i middelvinden ( $P_s(\bar{V})$ ).

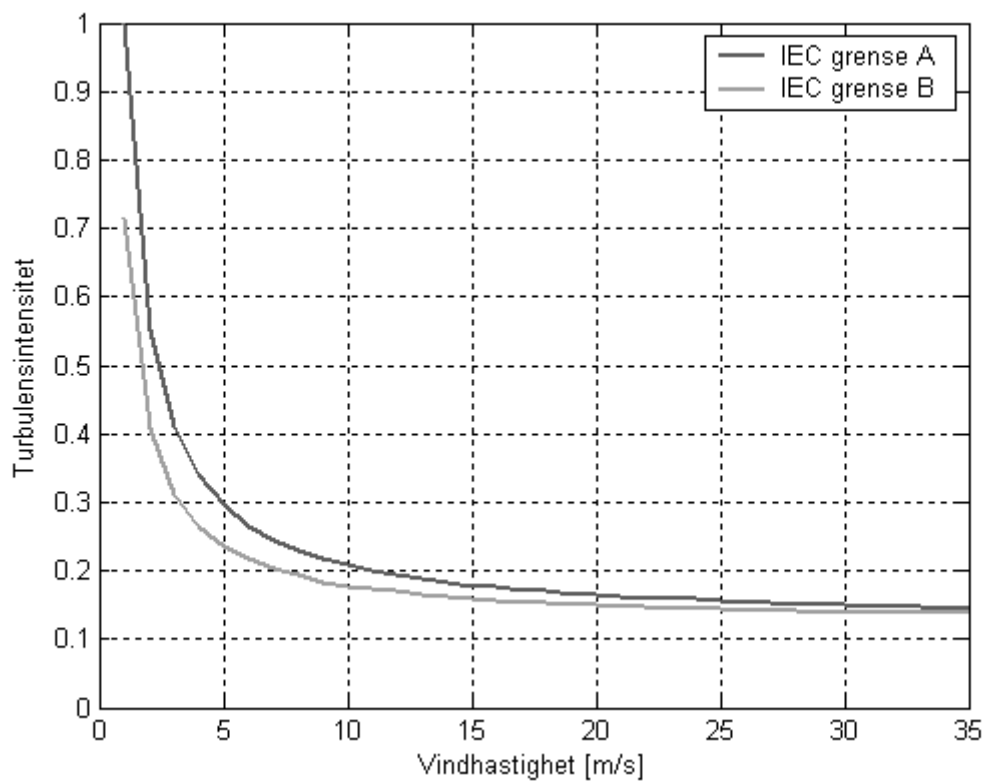
Rosen og Sheinman utførte også målinger av det faktiske effektutbyttet,  $P_{mes}(t)$ , for en vindturbin i 153 timer. Ut i fra disse målingene ble det satt opp et dimensjonsløst uttrykk som uttrykte hvor stor feil man gjør ved å benytte den statiske verdien fremfor eksakte målinger,

$$\tilde{P}_{mes} = \frac{1}{T_a P_s(\bar{V})} \int_0^{T_a} P_{mes}(t) dt \quad (2.3.6)$$

der  $P_{mes}(t)$  er det momentane effektutbyttet ved tiden  $t$ . Ved bruk av denne formelen vil verdier over 1 bety en underestimering av effekten ved bruk av den statiske modellen, mens verdier lavere enn 1 gir en overestimering. Videre ble det vist hvordan  $\tilde{P}_{mes}$  ved ulike turbulensintensiteter varierer med vindhastighet (turbulensintensiteten,  $I_v$ , er definert som forholdet mellom momentanvindens standardavvik og vindens middelverdi).

Beregninger ved bruk av ligning (2.3.5) viste at turbulensen ved enkelte kombinasjoner av turbulensintensitet og middelvind gir et positivt bidrag til vinden. Dette forekommer ved turbulensintensitet i intervallet 0.025-0.05 og middelvind i intervallet 7-9 m/s, og ved turbulensintensitet i intervallet 0.05-0.075 og middelvind på 8-9 m/s. Ved kraftigere vind og høyere turbulensintensitet oppnås et mindre effektutbytte enn den statiske modellen antyder.

IEC (International Electrotechnical Commission) har utarbeidet standarder for hvor høy turbulensintensitet som kan tolereres i forbindelse med vindkraft. Grensen for turbulensintensiteten er avhengig av vindstyrken, og avtar med økende vindstyrke (fig.2.3.1). Det opereres her med to ulike grenser. Er turbulensintensiteten høyere enn den laveste grensen, må eventuelle vindturbiner i området være godkjent for turbulensintensitet opp til den øverste grensen. Verdier over den øverste grensen er problematisk (Lars Tallhaug, personlig komm.).



**Figur 2.3.1:** Toleransegrense for turbulensintensitet, fra IEC-standarden IEC 61400-1.

(Verdiene er mottatt fra Kjeller Vindteknikk AS)



## 2.4 Ising

Kombinasjonen av lav temperatur, høy relativ fuktighet og sterk vind fører til problemer med at is fester seg på konstruksjoner. Ofte kan ismengdene bli store, og i verste fall føre til at den aktuelle installasjonen faller ned og ødelegges. Studier av ising bør derfor foretas før en eventuell utbygging av vindturbiner settes i gang.

### 2.4.1 Generelt

Når en luftpakke avkjøles vil vanndampens metningstrykk avta og luften vil etterhvert bli mettet med vanndamp, kondensere og danne dråper. For at dette skal skje må det være kondensasjonskjerner i luften som vannet kan kondensere på. Den naturlige tilgangen på slike kjerner er som regel tilstrekkelig til at all vanndamp i luften kondenserer ved metning, og det vil dermed dannes dråper når den relative fuktigheten i luften overstiger 100 %. Dersom luftpakken avkjøles ytterligere vil en tilsvarende prosess skje for dannelse av ispartikler. Med frysekjerner tilstede i vannet kan dråper fryse til is ved temperaturer nær 0 °C, men uten slike partikler kan dråpene være underkjølte helt ned mot - 40 °C. For at vanndamp skal gå direkte over til fast form må det eksistere tilsvarende frysekjerner i luften. Etterhvert som disse prosessene settes i gang, vil skyen bestå av en blanding av vanndråper og iskrystaller.

Vanndampens metningstrykk ved en gitt temperatur er det trykket vanndampmolekylene utgjør på omgivelsene når luften er mettet med vanndamp. Metningstrykket er avhengig av temperaturen, og avtar med lavere temperatur. Over henholdsvis vann og is kan denne parameteren uttrykkes ved:

- Vann:  $e_s(T) = Ae^{-B/T}$ , der  $A = 2.53 \cdot 10^8$  kPa og  $B = 5.42 \cdot 10^3$  K (2.4.1)

- Is:  $e_i(T) = Ae^{-B/T}$ , der  $A = 3.41 \cdot 10^9$  kPa og  $B = 6.13 \cdot 10^3$  K (2.4.2)

(Rogers & Yau, 1996).

Ettersom likevektstrykket er lavere over is enn over vann, vil iskrystallene vokse og vanndampstrykket avta. Vanndråpene vil da fordampe på grunn av avtagende vanndampstrykk, mens iskrystallene fortsetter å vokse.

Iskrystaller utgjør ikke noe faremoment når det gjelder isingsproblematikken, ettersom de normalt ikke fester seg på konstruksjonene. Dersom vanndråpene fryser til is i luften, eller frysekjernene aktiveres slik at det dannes iskrystaller, vil dette altså ikke medføre noen økt belastning på konstruksjonen (Drage, 2001).

Sannsynligheten for at det er ispartikler til stede i skyen øker når temperaturen faller under frysepunktet. Dersom det ikke er frysekjerner i luften vil som nevnt skydråpene kunne forbli i flytende form ned til - 40 °C, men i praksis er nesten alle skyer med temperatur lavere enn -15 °C isskyer (Wallace & Hobbs, 1977).

Isingsfenomenet deles vanligvis inn i to hovedgrupper, ut i fra prosessene som styrer isdannelsen (ICO/CD 12494, 2000):

- Skyis (underkjølte dråper, lufttemperatur lavere enn 0 °C)
- Nedbøris (sludd/våtsnø eller underkjølt regn)

I tillegg kan rim dannes på konstruksjoner når det foregår en fluks av vanndamp mot konstruksjonen og overflatetemperaturen er lavere enn 0°C. Dette kan skje så lenge metningsvanndamptrykket bestemt av konstruksjonens temperatur er lavere enn vanndamptrykket i luften omkring. Denne istypen medfører ikke store ismengder ([www.vindteknikk.no](http://www.vindteknikk.no)).

### 2.4.2 Skyis

Skyising oppstår ved at underkjølte dråper i skyer som driver med vinden fryser til is i det de treffer en gjenstand. Jo kraftigere vind, jo flere dråper treffer gjenstanden per tidsenhet. Ettersom vinden som oftest øker med høyden, vil ismengden på en høy gjenstand normalt sett også øke med høyden. Den vanligste typen skyis kalles snøis. Denne istypen dannes på oppvindsiden av konstruksjoner når de underkjølte skydråpene fryser spontant i det de treffer hindringen. Snøis er ugjennomsiktig og inneholder en del luftbobler.

En annen istype som kan dannes ved skyising er glatt is. Denne istypen forekommer dersom lufttemperatur og frigjort frysevarme gjør at gjenstandens overflate er våt. Vanndråpene vil da ikke nødvendigvis fryse straks de treffer gjenstanden, og kan dermed strømme rundt hindringen og fryse på lesiden. Glatt is er gjennomsiktig, og kan ha en tetthet på nærmere 900 kg/m<sup>3</sup> (Drage, 2001).

Skyising er et stort problem i fjellområder. Fuktig luft presses opp fra havnivå i møte med hindringer i terrenget. Når luftmassene heves vil luften avkjøles og etterhvert nå metning slik at kondensasjon inntreffer. Som nevnt tidligere er det en sjanse for at dråper som avkjøles under 0 °C ikke fryser, men derimot forblir underkjølte dråper. Dette er særlig tilfelle for nydannede skyer, mens sannsynligheten for underkjølte dråper avtar med tiden.

### 2.4.3 Nedbøris

Glatt is kan også dannes fra nedbør når temperaturen faller brått etter perioder med mildt vær. Isingsprosessen har her sammenheng med at overflaten på gjenstander avkjøles raskere enn vanndråpene. Når de underkjølte dråpene kolliderer med en gjenstand kan dråpene fryse til is og danne et slikt gjennomsiktig islag som nevnt over. Form og overflatestruktur varierer med flere faktorer, men avhenger først og fremst av nedbørrate, lufttemperatur og vindhastighet (Drage, 2001).

En annen type nedbøris er våtsnø. Den fester seg til overflaten til objekter på grunn av det frie vannet i de delvis smeltede iskrystallene. Kjentegn er hvit is med tetthet 500 til 900 kg/m<sup>3</sup>. Når det gjelder vindmøller vil denne istypen sjelden feste seg på vingene, og er dermed av liten betydning i en slik sammenheng.

På grunn av svært mangelfulle nedbørsmålinger fra Torsvåg, er det ikke gjort noen beregninger av nedbørising i denne oppgaven.

## 2.4.5 Beregninger av skyising

Som beskrevet over vil is dannes når underkjølte tåkedråper i luften kolliderer med et objekt. Hvor mye is som vil bygge seg opp på gjenstanden er hovedsaklig avhengig av dimensjonen til objektet, vindhastigheten, vanninnholdet i luften, dråpestørrelsesfordelingen og lufttemperaturen.

Isingsraten på en gjenstand er gitt ved ”isingens grunnligning” (ICO/CD 12494, 2000):

$$\frac{dM}{dt} = \alpha_1 \alpha_2 \alpha_3 \cdot w \cdot A \cdot V \quad (2.4.3)$$

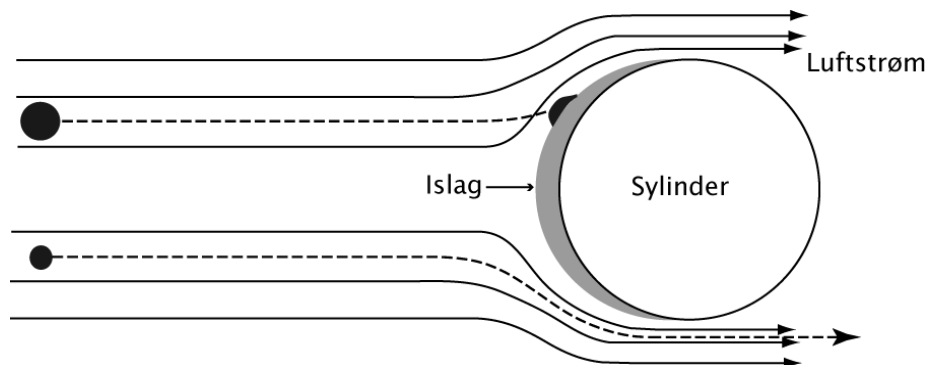
hvor  $w$  er blandingsforholdet for vanndamp (masse vanndamp per masseenhet av tørr luft),  $V$  er vindhastigheten,  $A$  er objektets tversnitt mot vindretningen og  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  og  $\alpha_3$  er effektivitetskoeffisienter som står for prosesser som kan redusere isingen. Disse koeffisientene varierer mellom 0 og 1 og beskriver:

$\alpha_1$  = kollisjonseffektiviteten

$\alpha_2$  = feste-/klebrighetseffektiviteten

$\alpha_3$  = isingseffektiviteten

Kollisjonseffektiviteten,  $\alpha_1$ , representerer andelen dråper som treffer et objekt, relatert til totalt innkommende antall dråper. Kollisjonseffektiviteten øker med økt vindhastighet, og er også avhengig av størrelsen på objektet og de innkommende dråpene. Ved store hindringer vil dråpene tidlig føle forandring i sin bane, og dermed strømme rundt hindringen. Små hindringer vil representere en bråere endring i luftens strømlinjer, og dråpene vil da, på grunn av sin treghet, lettere treffe hindringen og fryse til is. Videre har store dråper større bevegelsesmengde enn små, og vil dermed reagere tregere, og lettere treffe en hindring enn små dråper (Drage, 2001). Dette er illustrert i figur 2.4.1:



**Figur 2.4.1:** Luftstrøm og dråpetrajektorier rundt en sylinderformet hindring (etter Drage(2001)).

Beregning av kollisjonskoeffisienten kan gjøres ved en parametrisering ved to dimensjonsløse parametere:

$$K = \rho_w \cdot d^2 / 9 \cdot \mu \cdot D \quad (2.4.4)$$

og

$$\phi = \text{Re}^2 / K \quad (2.4.5)$$

hvor dråpens Reynoldstall,  $\text{Re}$ , er gitt ved

$$\text{Re} = \rho_a \cdot d \cdot V / \mu \quad (2.4.6)$$

I ligningene står  $d$  for dråpediameteren,  $D$  er objektdiameteren,  $\rho_w$  er tettheten til vann,  $\mu$  er absolutt viskositet for luften,  $V$  er vindhastigheten og  $\rho_a$  er luftens tetthet. Videre er det funnet en empirisk tilnærming til de numerisk beregnede dataene (Makkonen & Stallabrass, 1987):

$$\alpha_1 = A - 0.028 - C(B - 0.0454) \quad (2.4.7)$$

der

$$A = 1.066 \cdot K^{-0.00616} \exp(-1.103 \cdot K^{-0.688}) \quad (2.4.8)$$

$$B = 3.641 \cdot K^{-0.498} \exp(-1.497 \cdot K^{-0.694}) \quad (2.4.9)$$

$$C = 0.00637 \cdot (\phi - 100)^{0.381} \quad (2.4.10)$$

Den neste koeffisienten,  $\alpha_2$ , beskriver feste-/klebrighetseffektiviteten til de partiklene som treffer objektet, dvs. forholdet mellom de partiklene som fester seg til objektet og det totale antallet som treffer. For beregning av skyising kan man i de fleste tilfeller sette denne koeffisienten lik 1 (Harstveit, 2002).

Isingseffektiviteten,  $\alpha_3$ , representerer forholdet mellom isingsraten og flukstettheten til partiklene som festes til objektet. Den avtar dersom varmekraften fra isen er for liten til å opprettholde frysing av alle partiklene som fester seg. Ved ising ved temperaturer nær  $0^\circ\text{C}$  vil altså ikke dråpene fryse raskt nok, og dermed prelle av igjen. I beregningene er denne koeffisienten til forenkling satt lik 1, noe som gjerne vil føre til en liten overestimering av ismengdene.

## 2.4.6 Ising på vindmøller

Vingene på vindturbinene er nøye utformet for optimalt løft slik at man får høyest mulig effekt. Med en gang is legger seg på vingene avtar vindturbinens effekt ved at løftet på vingene reduseres. I tillegg til å produsere mindre, vil is på rotorene gi økt vekt og ustabilitet.

Belastningen på delene vil øke betydelig og levetiden til turbinen avtar. Derfor vil det oftest være best å bremse/stoppe turbinen ved isingstilfeller (Fredrik Villanger, personlig komm.).

De fleste vindturbiner styres av en vindretningssensor som står montert på navet. Allerede ved små ismengder kan ising påvirke vindmåleren. For eksempel kan et lite rimlag kan gjerne føre til en underestimering av vinden på rundt 30 % ved vindhastighet på 10 m/s (Laakso *et al.*, 2003). I tillegg til nedsatt kraftproduksjon vil is som slynges av bladene innebære en viss sikkerhetsrisiko, særlig i tilfeller hvor vindturbinen er plassert nær bebyggelse eller trafikkert vei.

En løsning på isingsproblemet kan være å benytte oppvarmede anemometere og rotorere med oppvarmede vinger. IEA opprettet i 2001 et eget annek, ”Wind energy in Cold Climates”, som er et internasjonalt samarbeid om ising på vindturbiner. I en rapport fra 2003 gjennomgås resultater av isingsprosjekter i deltagerlandene, og flere løsninger på problemet blir belyst.

En metode som er brukt for å fastslå ising er å sammenligne kraftproduksjon beregnet fra målt vindhastighet med den reelle produksjonen. Er forskjellen stor nok vil en alarm slås på, og turbinen stoppes. Løsningen med oppvarming av bladene på vindturbinen vil oftest være nødvendig og lønnsomt på steder med stor hyppighet av ising og i tilfeller med høye sikkerhetskrav grunnet nærliggende vei o.l. Om et slikt oppvarmingssystem lønner seg avhenger både av hvor stort produksjonstap isingen vil medføre og prisen på elektrisitet. På steder hvor det kun er lett og uregelmessig ising, og isingsperiodene etterfølges av temperaturøkninger over smeltepunktet, eller i områder med høy solintensitet, vil svartmalte blader være tilstrekkelig for å få isen til å renne bort.

## 2.4.7 Metode for studier av isingsforholdene på Vannøya

Meteorologiske data fra Torsvåg fyr for perioden 1961-1971 ble benyttet i utregningen av de ulike parametrene for beregning av ising. Første skritt var å beregne fordelingen av skybasis. Deretter ble frekvensen av potensielle isingsforhold i ulike nivå beregnet. En vurdering av hvor mye is som normalt ville bygge seg opp i løpet av en slik periode ble også gjort.

Videre følger en beskrivelse av fremgangsmåten som ble benyttet for å komme frem til data som er benyttet i beregningene:

1. Metningsvann damptrykket i luften ble beregnet ut i fra temperaturdata fra Torsvåg. I disse beregningene ble et alternativt uttrykk til ligning 2.4.1 benyttet:

$$e_s = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.5T}{237+T}} \quad (2.4.11)$$

hvor  $T$  er temperatur målt i grader Kelvin.

2. Videre ble metningsvann damptrykket og målt relativ fuktighet benyttet til å finne det aktuelle vandamptrykket,  $e$ :

$$RH = \frac{e}{e_s} \rightarrow e = RH \cdot e_s \quad (2.4.12)$$

3. Blandingsforholdet,  $w$ , ble bestemt ved formelen:

$$w = \varepsilon \cdot \frac{e}{p} \quad (2.4.13)$$

hvor  $\varepsilon = 0.622$ . Trykket,  $p$ , ble satt til 1000 hPa i beregningene.

4. Videre ble skybasetemperaturen bestemt ved iterasjon:

$$T_c = B / \ln \left[ \frac{A \varepsilon \left( \frac{T_o}{T_c} \right)^{1/k}}{w p_0} \right] \quad (2.4.14)$$

hvor  $B = 5.42 \cdot 10^3$  K,  $A = 2.53 \cdot 10^8$  kPa og  $k = (c_p - c_v) / c_p = 0.286$ .

5. Basert på temperatur i skybase ble høyden av skybasen bestemt ved ligning 2.4.15.

$$t(z) = t_0 + k_1 \cdot z \quad ; z \leq H_c \quad (2.4.15)$$

$$t(z) = t_0 + k_1 \cdot H_c + k_2 \cdot (z - H_c) \quad ; z > H_c \quad (2.4.16)$$

Fra målinger fra Brosviksåta i Sogn og Fjordane har Magne Drage beregnet temperaturgradientene  $k_1 = -0.0092$  °C/m og  $k_2 = -0.0062$  °C/m, og det er disse som er benyttet i beregningene.

6. Med kjennskap til høyde på skybasis, temperatur og vind ble antallet etterfølgende observasjoner med potensielle isingsforhold (per år) for 10 ulike høydenivå (100 m, 200 m, ..., 1000 m) talt opp. For at forholdene skulle anses som potensielle for skyising ble det i tillegg til skyhøyde satt krav til vindhastighet, vindretning og temperatur i det aktuelle høydenivå.
7. Isveksten ble beregnet basert på ligning (2.4.3). Bruk av denne forutsetter kjennskap til ytterligere parametere. Temperaturen ble bestemt ut i fra ligning (2.4.15) og (2.4.16).
8. Videre ble trykket  $p(z)$  i høydenivået  $z$  bestemt ved ligningen:

$$p(z) = p_0 \cdot \exp\left(-\frac{z}{8500}\right) \quad (2.4.17)$$

hvor  $p_0$  er trykket ved havnivå. Ligningen er utledet fra den hypsometriske ligningen,

$$Z_2 - Z_1 = \bar{H} \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right), \quad (2.4.18)$$

som beskriver tykkelsen på et lag mellom trykknivåene  $p_1$  og  $p_2$ .  $\bar{H}$  kalles skalahøyden, og er avhengig av midlere virtuell temperatur i laget ( $\bar{H} = 29.3 \cdot \bar{T}_v$ ). I beregningene er skalahøyden til forenkling satt lik 8500 m, som er en typisk verdi av  $\bar{H}$  (Wallace & Hobbs, 1977).

9. Metningsvann damptrykket og blandingsforhold ved metning ble funnet på samme måte som i pkt. 1. og pkt. 3.
10. Ved adiabatisk heving av luft er blandingsforholdet konstant. Når  $w$  er lik metningsblandingsforholdet ( $w_s$ ) inntreffer kondensasjon, og det dannes skyer. Videre heving av luften fører til at vanndamp kondenseres, og ved å anta at forholdet mellom vanndamp og flytende vann er konstant kan tettheten til den fuktige luften finnes ved:

$$w_{tot} = w_s + \frac{\rho_w}{\rho_d} \rightarrow \rho_w = \rho_d (w_{tot} - w_s) \quad (2.4.19)$$

der  $\rho_d$  er tettheten til tørr luft. Denne bestemmes ved tilstandsligningen:

$$\rho_d = \frac{p_n}{R_d T_n} \quad (2.4.20)$$

hvor  $p_n$  er trykket i nivå  $n$  (høyde  $z$ ), beregnet i pkt.8.

11. Kollisjonskoeffisienten ble beregnet ut i fra teorien i kapittel 2.4.5, med antagelse om en dråpekonsentrasjon på  $113 \text{ cm}^{-3}$ .

I beregningene ble det tatt utgangspunkt i et standardobjekt (fra internasjonal standard, ICO/CD 12494, 2000). Dette er et sylinderformet objekt med diameter 30 mm og lengde på minst 0.5 m. Den beregnede isveksten oppgis i kg/m, og angir størrelsen på ismengden som kan dannes på gjenstanden i løpet av den aktuelle perioden.

## 2.5 Numeriske modeller

Meteorologiske observasjoner gir et godt bilde på forholdene i området ved den aktuelle målestasjonen. På grunn av at den lokale geografien har stor innvirkning på vindfordelingen, er disse observasjonene derimot lite egnet til å beskrive vindfordelingen i et større område. En slik oversikt kan man få fra simuleringer ved hjelp av numeriske modeller, og en slipper da også unna problemer som avbrudd i måleserien, ising m.m.

### 2.5.1 Nøsting

Atmosfærens bevegelse kan til en viss grad beskrives ved hjelp av matematiske ligninger. Numeriske varslingsmodeller er dataprogrammer som løser forenklete versjoner av disse ligningene. Modellene deler områder inn i et gitter, og meteorologiske data blir beregnet for hvert av gitterpunktene. Avstanden mellom gitterpunktene varierer for ulike modeller. Selvsagt vil en mest mulig detaljert modell være ønskelig, men kort avstand mellom punktene er svært arbeidskrevende. For at ikke datamengden skal bli for stor for maskinen som benyttes, må det ved finskala simuleringer velges ut et relativt lite modellområde. Området med fin oppløsning nøstes da ned fra et stort modellområde, og initial- og grenseverdier hentes fra modellen med grov oppløsning.

En felle ved å benytte for fin oppløsning er at en kan miste effekter fra topografi og terreng som ligger rett utenfor modellområdet. En går da glipp av de modifiseringer som terrenget gir, og feilen blir større jo mer komplekst og variert terrenget er oppstrøms. Av den grunn vil naturlig nok hav oppstrøms modellområdet gi mindre feil, ettersom vinden her er mer jevn og uforstyrret. Ikke bare land oppstrøms kan ha innvirkning. Også terreng som ligger nedstrøms modellområdet kan ha innvirkning på vindfeltet, og mangel på denne informasjonen vil også være en feilkilde. For eksempel kan fjell og andre hindringer føre til en oppdemming av luften, og dermed presse luftmassene opp eller til siden. Det er derfor viktig å starte nøstingen fra et stort område for å få med disse effektene.

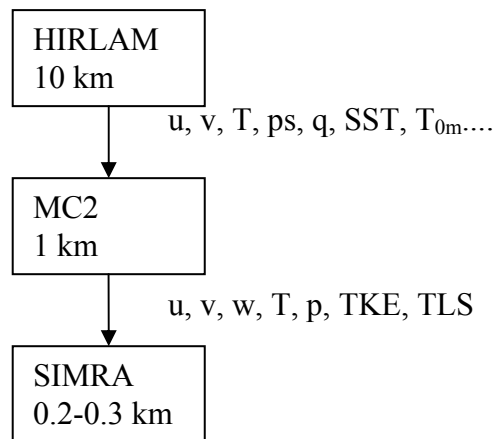
### 2.5.2 Beskrivelse av modellene

I dette prosjektet var det modellene MC2 og SIMRA som ble benyttet. Disse ble kjørt av Ivar Lie og Astrid Holstad ved DNMI. Tanken var å kjøre modellene for fire utvalgte vær-situasjoner, og det skulle da velges situasjoner som var hyppige og hadde stort potensiale for vindkraft og vindretninger som gav kraftig vind og/eller genererte ødeleggende turbulens.

Analysen bestod av 3 nøstede modeller, HIRLAM10, MC2 og SIMRA. På grunn av store forskjeller i de tre modellene er nøstingene mellom dem en meget komplisert prosess. Det vil her ikke gis en detaljert beskrivelse av hvordan dette systemet er bygget opp, bare noen korte kommentarer om de ulike stegene. En full beskrivelse er gitt i Holstad og Lie (2000), mens den følgende korte versjonen er hentet fra Holstad *et al.*(2001).

De tre modellene varierer på en del områder, blant annet m.h.p. hvilke modellvariable som benyttes, den horisontale oppløsningen og vertikalkoordinaten. Nøsting av modellene er komplisert og innebærer tredimensjonal interpolasjon av feltvariablene og av topografi.





**Figur 2.5.1:** Oversikt over stegene i nøsteprosessen

## HIRLAM-modellen

Dette er en hydrostatisk modell som kjøres med grensebetingelser fra ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Den kjøres operasjonelt med en oppløsning på 50 km og 10 km. Modellen anses ikke som en realistisk modell i komplekst terreng hvor oppløsningen er høyere enn 5-10 km. Årsaken til dette er at en hydrostatisk modell forutsetter at det ikke forekommer vertikale akselerasjoner i vindfeltet. Fra HIRLAM-modellen hentes initial- og grensebetingelser for MC2.

Feltene som brukes til nøsting i denne overgangen er:

- Horisontale vindkomponenter
- Overflatetrykk
- Temperatur
- Spesifikk fuktighet
- SST
- Overflatetemperatur
- Fuktighet i bakken
- Topografi

## MC2-modellen

MC2-modellen er en ikke-hydrostatisk modell som er utviklet av den kanadiske værtjenesten. Modellen kan kjøres med et bredt spekter av oppløsninger, og har vært brukt med oppløsning fra 50 km og helt ned i 0.25 km. I dette prosjektet er modellen kjørt med en oppløsning på 1 km, og ved et tilfelle også med oppløsning på 250 m. Nøsteraten mellom HIRLAM10 og MC2 blir dermed 10 (kjøringen med finest oppløsning er nøstet videre fra MC2 1 km). Dette er en forholdsvis stor nøsterate, men det gir likevel gode resultater her ettersom MC2 har en tidsavhengig topografi. Med dette menes at initialfeltene starter med topografien i den ytre modellen. Med et spesifikt antall tidssteg vil initialfeltene gradvis tilpasses topografien i det indre feltet. For grensebetingelsene er det en tilpassingssone som omringer modellområdet.

Her varierer topografien fra den ytre modellen til den reelle modelltopografien. Feltene som videre benyttes for nøsting til SIMRA er de tre hastighetskomponentene, potensiell temperatur, turbulent kinetisk energi (TKE), turbulent lengdeskala (TLS), vind i 10 m og lufttrykket.

### **SIMRA-modellen**

SIMRA (Semi-Implicit Reynolds-Averaged model) er en strømningsmodell som er utviklet av SINTEF, og den brukes både for detaljerte studier av luftstrømmer rundt konstruksjoner og for detaljert terreng. Den er også benyttet for fjordstrømmer. De styrende ligningene er de inkompressible Navier-Stokes-ligningene og en  $k - \varepsilon$  turbulensmodell. SIMRA kjøres her med en oppløsning på 150 m, som medfører en nøsterate på rundt 7 fra MC2-modellen.

## 3. Instrumentering

### 3.1 Langtidsstasjonene

- **Meteorologiske data fra Torsvåg:**  
Datamaterialet som er benyttet fra denne stasjonen strekker seg over 43 år, fra 1960 til 2003 (med unntak av 1981). I løpet av denne tiden har det vært brukt 4 ulike typer instrumenteringer, og stasjonen har også blitt flyttet en gang i løpet av denne tiden. I følge Knut Harstveit (personlig komm.) viste perioden 1966-1970 litt høyere verdier enn perioden 1957-96 og enda litt høyere enn den siste perioden. En korrigeret datarekke ble utarbeidet våren 2004, men ettersom referansestasjonene denne er korrigeret mot heller ikke er helt homogene vil dataserien fremdeles innebære en viss usikkerhet. I tillegg er det kun målinger av vindhastighet som er korrigeret, vindretningsserien er fortsatt inhomogen.
- **Meteorologiske data fra Fruholmen:**  
Denne stasjonen har stått på tre forskjellige steder med svært forskjellige vindforhold, og det er har også vært skifte av instrumenter her. Korrigeret datarekke ble utarbeidet våren 2004, men som for Torsvåg gjelder dette kun for vindhastighet.
- **Meteorologiske data fra Langnes:**  
Relativt homogene data. Et lite brudd i serien omkring 1990.
- **Meteorologiske data fra Loppa:**  
Stor usikkerhet. På denne stasjonen er det ingen vindmåler, og vindhastighet estimeres med svært ulik referanse. Den er derfor ikke benyttet til detaljerte analyser.

### 3.2 Automatiske korttidsstasjoner

#### 3.2.1 Generelt om feltarbeidet

Feltarbeidet ble satt i gang november 2003, og avsluttet i november/desember 2004. I løpet av denne perioden var det på det meste 5 automatiske værstasjoner i drift i området. Hver av disse stasjonene var utstyrt med en vindsensor, en retningssensor og en temperatursensor. Fra vindsensoren ble det registret både 10 minutters middelvind og 2 s gustmålinger. Til forskjell for de øvrige stasjonene bestod AWS1 av 2 vindmålere. Instrumentene som ble benyttet var produsert av Aanderaa Instruments AS, og produktbeskrivelser for hver stasjon er gitt i tabell 3.1.1.

### 3.1.2 Instrumenter

	AWS1	AWS2	AWS3	AWS4	AWS5
<b>Plassering (beskrivelse)</b>	Sjåfjellet	Vannareidet	Gammhaugen	Mannen	Kvalkjeften
<b>Posisjon</b>	N 70° 11.603' E 19° 39.724'	N 70° 12.942' E 19° 40.328'	N 70° 13.490' E 19° 42.368'	N 70° 12.066' E 19° 41.348'	-
<b>Høyde [m.o.h]</b>	253	47	219	326	Ca.600
<b>Målehøyde [cm]</b>	311	305	314	Ca. 310	Ca. 300
<b>DSU</b>	2990	2990	2990	2990	2990
<b>Sensor Scanning Unit</b>	3010	3010	3010	3010	3010
<b>Vindhastighet, sensor 1</b>	2740	2740	2740	2740	2740
<b>Vindhastighet, sensor 2</b>	2740	-	-	-	-
<b>Vindretn. sensor</b>	3590	3590	3590	3590	3590
<b>Temp.sensor</b>	3455	3455	3455	3455	3455
<b>Måleintervall</b>	30 min.	30 min.	30 min.	30 min.	30 min.

Tabell 3.1.1: Produktbeskrivelse for de automatiske værstasjonene på Vannøya

### 3.1.3 Målenøyaktighet

Tabell 3.1.2 viser målenøyaktighet for de ulike instrumentene som er benyttet i feltarbeidet.

	Vindhastighet	Vindretning	Temperatur
<b>Instrument nr.</b>	2740	3590	3455
<b>Usikkerhet</b>	± 2 % eller ± 0.2 m/s	< ± 5 °	± 0.1 % av måleområdet (≈ 0.1 ° C)

Tabell 3.1.2: Målenøyaktighet for sensorene

### 3.1.4 Feilkilder

I tillegg til usikkerhet i selve instrumenteringen, er det flere andre faktorer som kan ha medført feil i måleseriene:

- Retningssensoren ble montert med nordmerket parallelt med instrumentarmen. Da stangen ble rettet opp, ble det siktet mot nord mot et punkt langt borte. En slik justering vil nok medføre en viss usikkerhet, men jeg tror likevel, medregnet

usikkerhet i selve instrumentet, at den totale usikkerheten ved måling av vindretning ligger godt innenfor  $\pm 10^\circ$ .

- Anemometerene kan ha vært slitt slik at rotorene på hastighetssensorene har gått for tregt. I tillegg kan ising ha ført til feil i dataene. En gjennomgang av målingene tydet på episoder med ising (vindsensorene gav 0 i verdi for flere etterfølgende observasjoner ved temperaturer rundt og under 0 grader) på samtlige av stasjonene. Varigheten av disse perioden var begrenset, men av de fem stasjonene var det kun AWS2 som var i drift gjennom vintermånedene. De øvrige stasjonene ville sannsynligvis opplevd ising av et større omfang enn AWS2 gjennom denne delen av året, ettersom de stod plassert i høyere nivå. Ising kan i tillegg ha ført til redusert hastighet uten at anemometerene stoppet helt opp, dette er imidlertid vanskelig å avgjøre.
- Som nevnt var AWS1 utstyrt med to vindsensorer. Målinger fra disse sensorene viste tydelig at disse ble påvirket av hverandre slik at den bakerste sensoren ble skjermet av sensoren som var plassert oppstrøms.
- Også ytre påvirkning på temperatursensoren kan ha ført til unøyaktighet. Sensoren er i utgangspunktet strålingsbeskyttet, og en anser dermed strålingsfeilen for å være minimal. Kraftig vind i området reduserer også mulighet for strålingspåvirkning. Klarværsperioder med lite vind vil derimot kunne føre til feil i måleserien.

Måleseriene ble nøye gjennomgått for å luke ut feil, og det ble gjort en objektiv filtrering av dataserien:

- På stasjonen med to vindsensorer viste målingene tydelig at sensoren som stod oppstrøms vindretningen førte til redusert hastighet på sensoren som stod plassert nedstrøms. For å oppnå den mest korrekte serien ble den høyeste verdien benyttet til videre beregninger.
- Tilfeller med ising på anemometerene ble luket bort ved å se bort fra tilfeller hvor 3 eller flere etterfølgende observasjoner viste 0 m/s.
- Ising på retningssensorene ble luket bort ved å se bort fra alle tilfeller med 3 eller flere etterfølgende like observasjoner (luket også bort observasjoner hvor dette var tilfelle til tross for at temperaturen ikke gav noe indikasjon på ising).

En slik filtrering kan selvsagt føre til at data som egentlig er gyldige forkastes. Dette vil i såfall også føre til et galt vurderingsgrunnlag, men jevnt over vil en slik filtrering føre til en forbedring av datasettet.

Usikkerheten knyttet til observasjonene forplanter seg også videre i beregningene. Jo flere observasjoner som benyttes i en beregning og jo flere funksjonsberegninger som må utføres for å nå det endelige resultat, jo større usikkerhet må antas. F.eks. vil isingsberegningene som er utført i oppgaven innebære en nokså stor usikkerhet. Her benyttes observasjoner av vindhastighet, vindretning, temperatur og fuktighet opp til flere ganger per utregning.



## 4. Resultater

### 4.1 Langtidstasjonene

For plassering av vindturbiner i et landskap er det viktig å kjenne til vindens dominerende retning i området. I dette prosjektet ble fire værstasjoner i Troms og Finnmark valgt ut for studier av meteorologiske data, som f.eks. vindretning og vindhastighet. De fire stasjonene lå mer eller mindre utsatt til for vind i sektoren SV til N, og topografien i nærområdene var preget av kompleks terreng. Datasettene omfattet stort sett en periode på rundt 40 år.



Figur 4.1.1: Oversiktskart med plassering av de fire langtidstasjonene

Statistikk for vind, temperatur og fuktighet er gitt i tabell 4.1.1. Verdiene for vindhastighet er 10 minutters middelvind 10 m over bakken. Vindretningene er definert som den retning vinden kommer fra, f.eks. N (nord) = 360°, Ø (øst) = 90°, S (sør) = 180° og V (vest) = 270°.

Stasjon	Vind						Temperatur			Relativ fuktighet	
	Gj.snitt	St.avvik	median	>10m/s	maks	dom.vindretning	snitt	min	maks	>90 %	>95 %
Fruholmen	8.5	4.7	7.9	31.6 %	35.0	SSØ, VSV, V	2.9	-17.4	26.1	28.7 %	11.0 %
Langnes	4.0	3.2	3.6	4.7 %	21.6	SSW, NNØ	2.9	-19.6	27.0	22.8 %	9.2 %
Loppa	5.5	4.1	4.6	13.0 %	30.9	SSW, SØ, NØ, NNØ	3.8	-15.0	26.3	15.0 %	3.6 %
Torsvåg	5.9	3.8	5.2	13.0 %	27.4	SSØ, SØ, SSW, NNØ	4.1	-13.8	25.7	26.8 %	17.3 %

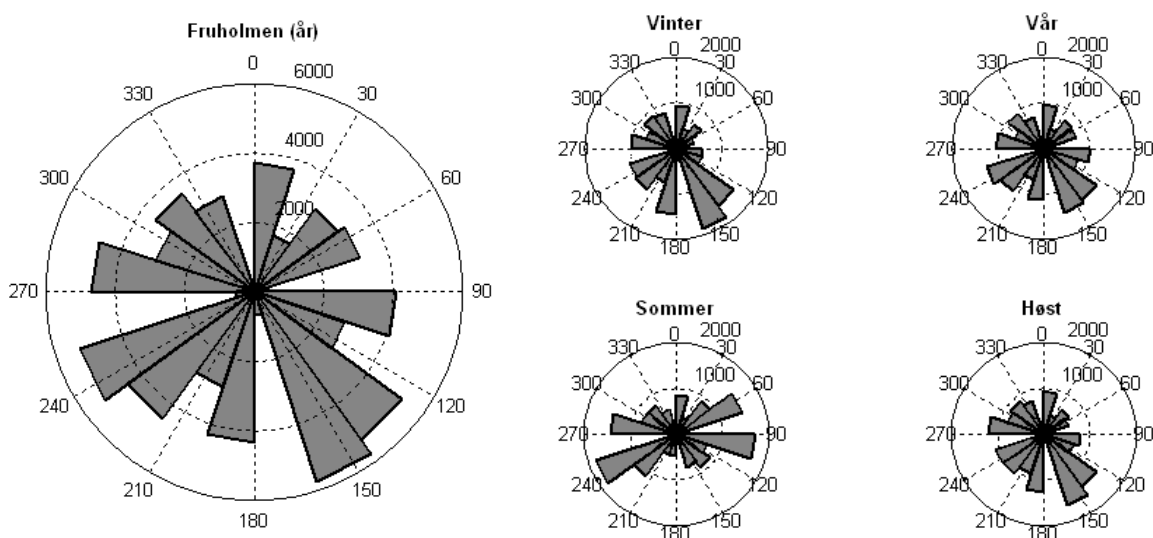
**Tabell 4.1.1:** Statistikk for de fire langtidsstasjonene

De tre første stasjonene kommenteres nokså kort, ettersom disse ligger et stykke unna området det er valgt å sette fokus på. Forholdene på Torsvåg er derimot gitt en mer omfattende omtale, ettersom denne stasjonen er plassert på Vannøya. Figurene i Appendiks A illustrerer resultatene fra de fire værstasjonene.

### 4.1.1 Fruholmen

Fruholmen fyr ligger på øya Fruholmen langt ute i havgapet i den sørlige delen av Finnmark (nordvest for Ingøya). Dette er Norges mest forblåste fyr, og det har vært gjort meteorologiske målinger her siden juni 1954. Observasjonene som er benyttet i denne oppgaven strekker seg fra 1.1.1961 t.o.m. 31.12.2003. Gjennomsnittlig vindhastighet i denne perioden var  $8.5 \pm 4.7$  m/s. Vind over 10 m/s forekom i 31.6 % av tiden. Maksimal middelvind ble målt til 35 m/s, mens kraftigste vindkast var på 43.2 m/s. Når det gjelder relativ fuktighet, fremgår det av tabellen at Fruholmen ligger meget høyt, med rundt en tredjedel av tiden over 90 %. Med såpass lav middeltemperatur, høy luftfuktighet og kraftig vind er stasjonen svært utsatt for ising.

Området rundt stasjonen er forholdsvis flatt, og stasjonen ligger godt eksponert for vind fra alle retninger. Vinden vil dermed i liten grad påvirkes av underlaget, hverken i styrke eller retning, og vinden kan derfor antas å være nær geostrofisk. Vindrosene (figur 4.1.2) viser klare sesongvariasjoner i vindretning. I følge figurene blåser vinden stort sett fra SØ og SSV i vintersesongen, mens det om sommeren er stor hyppighet av vinder fra VSV, V, Ø eller ØNØ.



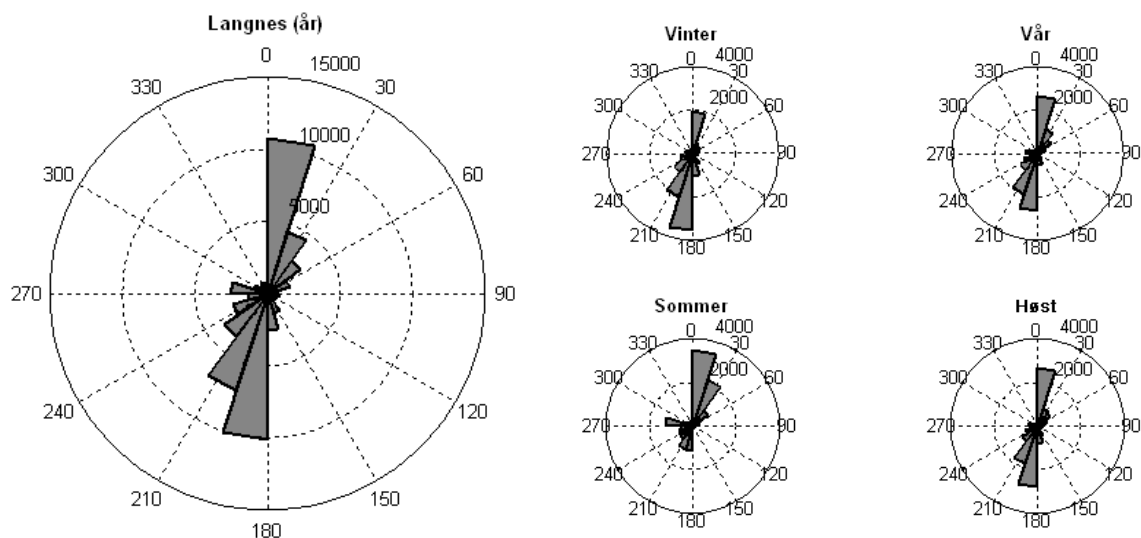
**Figur 4.1.2:** Vindrosen for Fruholmen stasjon. Til venstre årlig vindretningsfordeling, sesongvariasjoner til høyre.



## 4.1.2 Langnes

Langnes værstation ligger ved flyplassen i Tromsø. Observasjonene som er benyttet strekker seg fra 1.10.1964 t.o.m. 31.12.2003. Gjennomsnittlig vindhastighet i denne perioden var  $4.0 \pm 3.2$  m/s. Vind over 10 m/s forekom kun i 4.7 % av tiden. Maksimal middelvind ble målt til 21.6 m/s, mens kraftigste vindkast var på 38.1 m/s. Observasjoner fra Langnes viste litt lavere hyppighet av høy luftfuktighet enn Fruholmen. Men forekomsten er fremdeles høy, nær  $\frac{1}{4}$  av tiden er relativ fuktighet over 90 %, som tyder på at stasjonen er disponert for ising.

Stasjonen ligger på østbredden av et N-S-rettet sund, og både på vestsiden og på østsiden er det terreng som ligger på høyere nivå enn stasjonen. Dette gjør at vind fra disse retningene hindres og vindobservasjonene er dermed svært konsentrert om nordlige og sørlige vinder. Sesongvariasjonene viser at det er omtrent ingen variasjon mellom vår og høst, mens det er klare sesongvariasjoner mellom sommer og vinter. I vintersesongen er vindmønsteret dominert av vind fra sør og sørvest, som er typisk for kystområdene i dette området vinterstid. Om sommeren har vi en tilsvarende konsentrasjon av nordlige vinder.



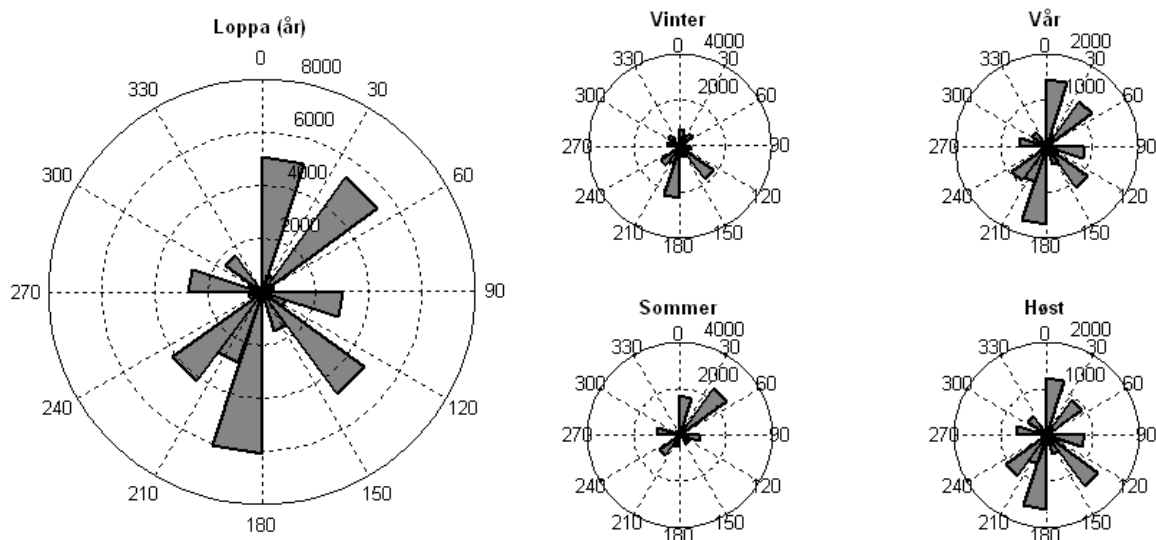
Figur 4.1.3: Vindroser for Langnes stasjon. Til venstre årlig vindretningsfordeling, sesongvariasjoner til høyre.

## 4.1.3 Loppa

Loppa værstation ligger på øya Loppa i Loppa kommune. Observasjonene som er benyttet strekker seg fra 1.1.1961 t.o.m. 15.07.1999. Gjennomsnittlig vindhastighet i denne perioden var  $5.5 \pm 4.1$  m/s. Vind over 10 m/s forekom 13.0 % av tiden. Data om vindkast var ikke tilgjengelig fra denne stasjonen. Måleserien viste en langt lavere hyppighet av episoder med høy luftfuktighet enn det som var tilfelle for de øvrige stasjonene, kun 15 % av tiden lå den relative fuktigheten over 90 %.

Øya ligger lengst ute på kysten sør i Finnmark, og ut i fra vindrosen for årsfordeling av vinden (figur 4.1.4) fremgår det at den ligger godt eksponert for de fleste vindretningene. Vindrosene viser også her klare sesongvariasjoner, i hvert fall mellom sommer og vinter. Mens vintersesongen viser en dominans av sørlige og sørøstlige vinder, er det om sommeren en stor konsentrasjon av nordøstlige og til dels nordlige vinder. En litt merkelig inndeling i

vindsektorene kan skyldes målemetodene som her benyttes. Som nevnt tidligere benyttes ingen vindmåler på denne stasjonen, og vinden blir kun estimert ved egne metoder. Trolig er også måling av vindstyrke rimelig unøyaktig og det ble anbefalt å unngå bruk av data fra denne stasjonen ved detaljerte analyser (K. Harstveit, personlig komm.).



**Figur 4.1.4:** Vindroser for Loppa værstation. Til venstre årlig vindretningsfordeling, sesongvariasjoner til høyre.

#### 4.1.4 Torsvåg

Torsvåg fyr ligger på nordvestsiden av Vannøya. Målestasjonen ligger vest for et fjellområde med fjell opp i 726 m.o.h. 400 m øst for stasjonen begynner stigningen, og 750 m øst for stasjonen kommer man opp i en høyde på 390 m, som svarer til en stigning på rundt 23 grader. Sørøstlige og østlige vinder medfører dermed nedslag fra bratt terreng med høy turbulens, sterke vindkast, redusert middelvind og endring i den lokale vindretningen.

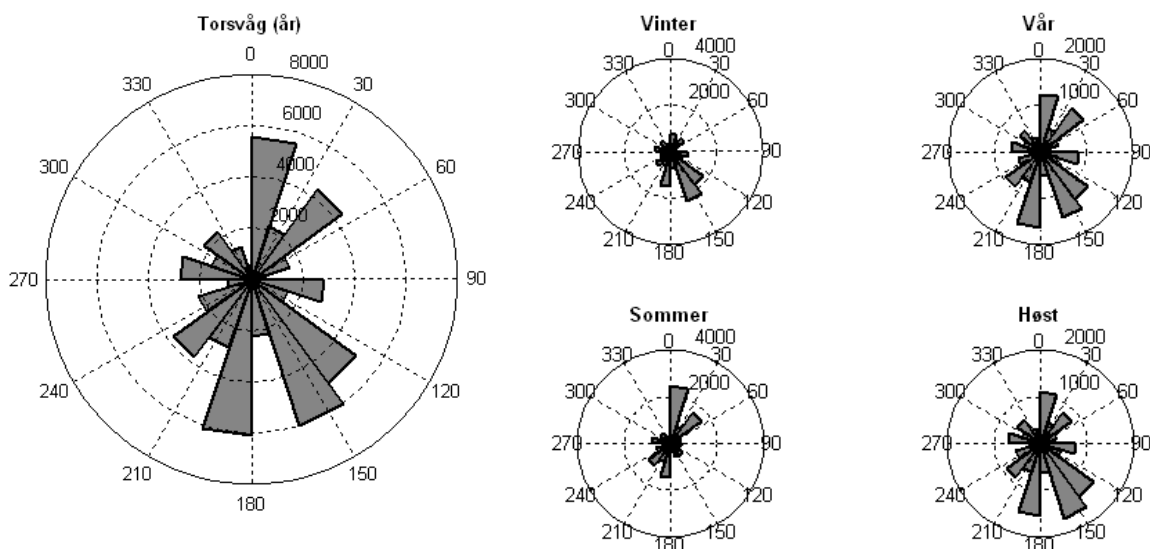
Vindretning	Middelvind [m/s]	Hyppighet	Kastfaktor
NNØ	6.1	9.1 %	2.7
ØNØ	5.4	6.1 %	<b>3.2</b>
Ø	5.1	6.4 %	<b>3.3</b>
ØSØ	6.3	4.8 %	<b>3.4</b>
SSØ	5.9	<b>18.7 %</b>	2.4
S	5.2	<b>15.9 %</b>	2.7
SSV	6.4	<b>10.0 %</b>	2.7
VSV	<b>7.8</b>	6.4 %	2.7
V	<b>7.8</b>	7.0 %	2.7
VNV	<b>7.7</b>	4.3 %	2.7
NNV	7.0	5.5 %	2.9
N	5.9	5.9 %	2.8

**Tabell 4.1.2:** Vindstatistikk for Torsvåg fyr.

Tabell 4.1.2 viser en sektorinndeling av vindobservasjoner, midlere kastfaktor (forholdet mellom vindkast og middelvind) og gjennomsnittlig vindstyrke for stasjonen på Torsvåg. De tre største verdiene for hver parameter er uthevet. Det fremgår her at de kraftigste vindkastene oppleves ved vind fra ØNØ-ØSØ, mens middelvinden er kraftigst når vinden blåser fra sektoren VSV-VNV.

Når det gjelder vind fra vest vil de bratte fjellene ofte føre til at luftmassene bøyes unna eller tvinges opp før de når stasjonen. I slike tilfeller vil vindhastigheten på Torsvåg reduseres kraftig i forhold til nærliggende områder. Når statistikken likevel viser at vestavind på Torsvåg betyr høy vindstyrke, kan dette skyldes at sterk vind trenger frem til Torsvåg før den bremses opp. For noe mer moderate vindhastigheter vil gjerne vindretningen dreie slik at de lave hastighetene observeres fra en mer sørlig eller nordlig retning på stasjonen. Terrengets innvirkning på østlige, sørøstlige og vestlige vinder gjør Torsvåg til en vanskelig referansestasjon for vurderinger av vindforhold i området rundt.

Vindrosen for årlig vindfordeling (figur 4.1.5) viser stor hyppighet av nordlige, nordøstlige, sørøstlige og sørlige vinder. Sesongrosene viser imidlertid store sesongvariasjoner i vindmønsteret, da spesielt mellom vintersesongen og sommersesongen. Pålandsvind om sommeren fører til en stor andel nordlige vinder på denne årstiden. Om vinteren fører fralandsvind sammen med det storstilte værmønsteret til en god del sørlige eller sørøstlige vinder. En stor andel av vinden fra sørøst er nok vind som kommer inn mot fjellet fra sør og tvinges rundt fjellet ved stabile forhold. Høst og vår er forskjellene mindre, vindrosene viser da en kombinasjon av sommer- og vintervindmønsteret i begge sesongene.

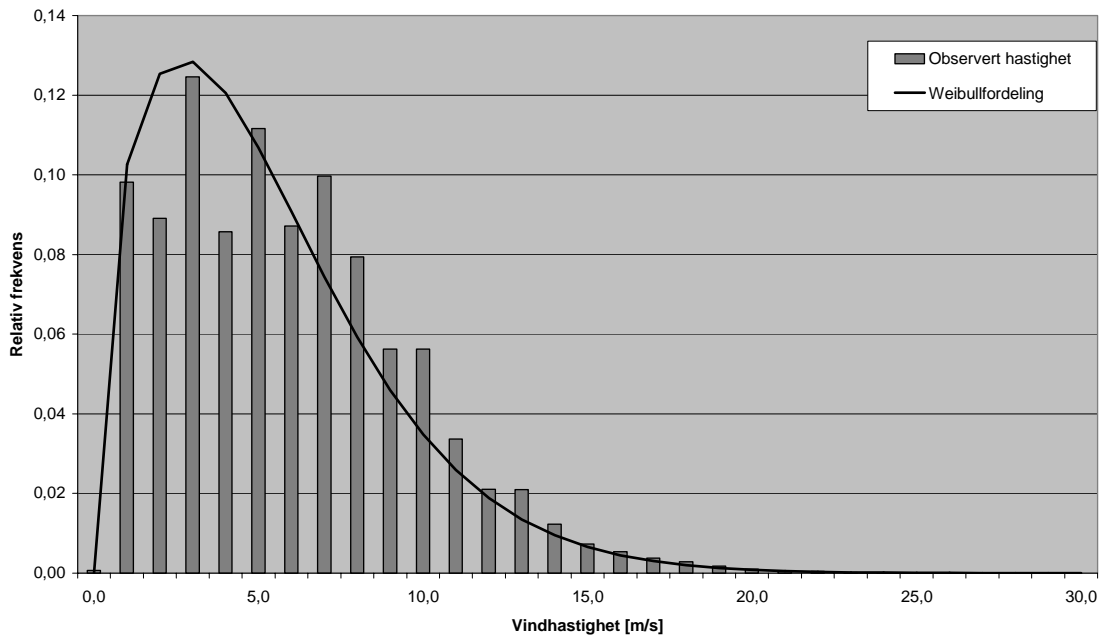


**Figur 4.1.5:** Vindroser for Torsvåg stasjon. Til venstre årlig vindretningsfordeling, sesongvariasjoner til høyre.

Relativ fuktighet på over 90 % forekommer ca. 27 % av tiden, og en utredning om isingsforholdene er derfor nødvendig i en vurdering av potensialet for utnyttelse av vindkraft i området.

Et nærmere studie av vindhastighetsdata fra Torsvåg viste at disse kunne fremstilles med en weibullfordeling med skalaparameter på 5.8, og formparameter 1.5:

Weibullfordeling av vindhastigheter i 10 m ved Torsvåg fyr (1960-2003)



Figur 4.1.6: Weibullfordeling av vindhastigheter i 10 m på Torsvåg (1961-2003)

Fordelen med en statistisk fremstilling av dataene er blant annet at det er lett å trekke ut informasjon om fordelingen mellom ulike hastigheter. Ettersom vindturbiner vanligvis kun opererer ved vindhastigheter mellom 4-25 m/s, er det interessant å se hvor stor del av tiden vindhastigheten ligger i dette området. For Torsvåg var dette tilfelle rundt 62 % av tiden (med vind i 10 m høyde). Altså er vinden ubrukelig nær 40 % av tiden. Dette eksempelet blir imidlertid lite relevant ettersom fordelingen her er for vind i 10 m, mens de fleste vindturbiner nå opererer med en navhøyde på over 50 m. En nærmere beskrivelse av vindfordeling og potensialet for vindkraftproduksjon er tatt med i kapittel 4.6.

### Ekstremvind

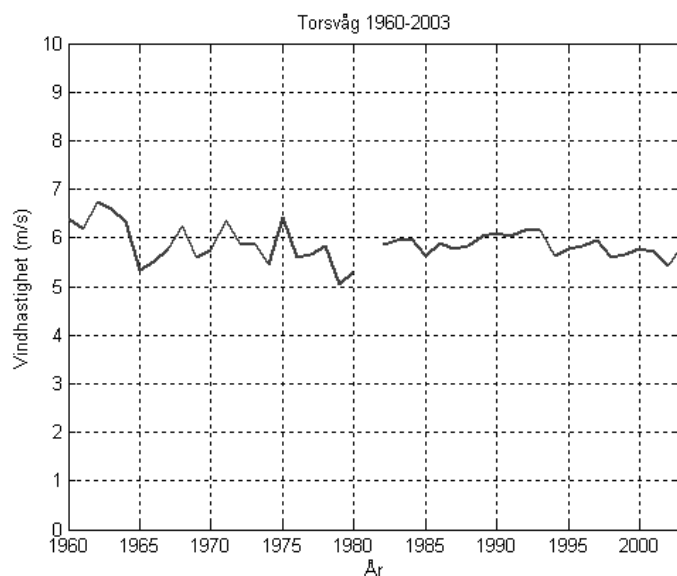
Som nevnt i kapittel 2 er weibullfordelingen lite egnet til beregning av sannsynligheten for ekstreme vindhastigheter, og en analyse av slike verdier må derfor gjøres for seg. Harstveit og Andresen (1994) har utført en ekstremvindanalyse av 3-5 s vindkast på 70 stasjoner på strekningen Rogaland – Finnmark. Beregningene ble utført ved bruk av en sannsynlighetsmaksimeringsmetode. Fra analysen ble det beregnet forventede ekstremverdier i løpet av 3, 10, 50 og 100 år. For Torsvåg ble resultatet:

Returperiode [år]	Verdi [m/s]
3	28.8
10	32.2
50	36.4
100	39.2

Tabell 4.1.3: Estimerte ekstremverdier for Torsvåg (vind i 10 m).

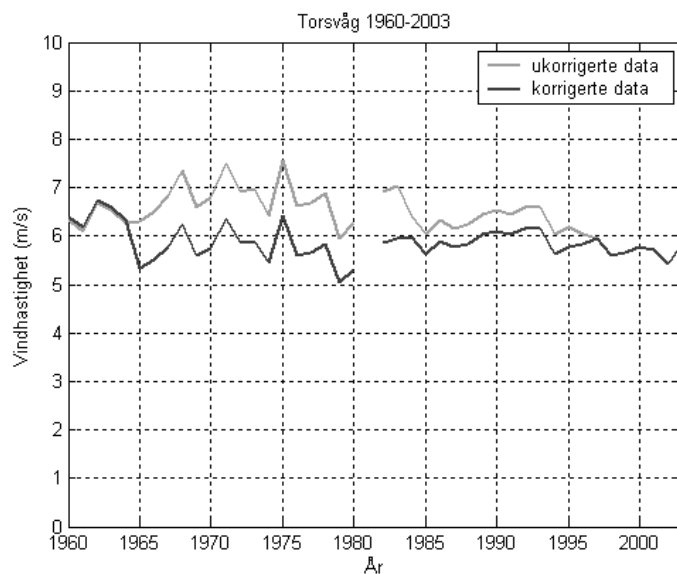
## Årsvariasjon

For produksjon av vindenergi er det også viktig å få et noenlunde likt utbytte fra år til år.



**Figur 4.1.7:** Årlig gjennomsnittshastighet for Torsvåg, 1960-2003 (med unntak av 1981).

Figur 4.1.7 viser at årlig middelshastighet har ligget forholdsvis stabilt rundt 6 m/s de siste 20 årene. Værstasjonen på Torsvåg har i løpet av perioden 1960-2003 benyttet fire ulike instrumenttyper, stasjonen har vært flyttet i terrenget og det er også benyttet ulike målemetoder for måling av vindhastighet og vindretning. I følge Knut Harstveit er det i perioden 1997-2003 den beste instrumenteringen er brukt. Våren 2003 laget han en korrigeret datarekke for denne stasjonen ved å homogenisere den opprinnelige måleserien mot data fra stasjonene på Langnes, Fruholmen og Bodø. Data fra 1960-1964 ble da justert litt opp, mens data fra perioden 1965-1983 og 1984-1996 ble redusert med en faktor på henholdsvis 0.847 og 0.934. Den korrigerte datarekken er vist i figur 4.1.7.



**Figur 4.1.8:** Korrigeret datarekke for Torsvåg, sammenlignet med den opprinnelige måleserien.

Det er imidlertid viktig å påpeke at datarekken fremdeles innebærer en viss usikkerhet, ettersom stasjonene som er brukt som referansestasjoner også har vært utsatt for brudd ved instrumentskifter, flyttinger og nedlegginger.

Når det gjelder vindseriene fra de tre andre stasjonene er det også her omstendigheter som fører til uregelmessighet i datasettene. Data fra Fruholmen ble korrigert samtidig med data fra Torsvåg, og det er de korrigerte data som er benyttet i beregninger i denne oppgaven.

#### 4.1.5 Storstilt vindmønster

Data fra de fire meteorologiske værstasjonene kan i forskjellig grad benyttes til å beskrive det storstilte vindmønsteret. Langnes ligger et stykke fra kysten, og vindfeltet er i stor grad styrt av topografien i området. Målingene vil dermed ikke være representative for det storstilte vindfeltet. Loppa ligger mer utsatt til, og vinden bremses ikke like mye som på Langnes. Målemetodene brukt ved denne stasjonen er imidlertid usikre, siden målingene er foretatt uten vindmåler. Målingene må derfor benyttes med varsomhet. Torsvåg er også en vanskelig stasjon å gå ut i fra, og målingene er også her sterkt påvirket av topografien i området.

På Fruholmen vil derimot plassering og terreng i liten grad virke inn på vindfeltet, og målingene gir dermed et godt bilde på det storstilte vindmønsteret i landsdelen. Ved plassering av vindturbiner i et område bør man, som nevnt i kapittel 2, ta hensyn til fremherskende vindretning for den geostrofiske vinden. Fra tabell 4.1.4 fremgår det at fremherskende vindretning på Fruholmen er SSØ, VSV og V. Kraftigst vind får vi ved vind fra V og VNV. Resultatet fra Fruholmen stemmer godt overens med statistikk over geostrofisk vind fra figur 2.2.3. På bakgrunn av disse resultatene vil det i utgangspunktet være tilrådelig å plassere vindturbiner i områder som er godt eksponert for vind i sektoren SSØ-VNV.

Vindretning	Middelvind [m/s]	Hypighet
NNØ	8.5	5.7 %
ØNØ	8.4	6.9 %
Ø	7.5	6.4 %
ØSØ	7.2	4.3 %
SSØ	7.4	14.9 %
S	7.1	6.9 %
SSV	7.7	8.0 %
VSV	9.6	13.2 %
V	10.8	10.6 %
VNV	10.1	9.2 %
NNV	9.4	8.1 %
N	9.0	5.9 %

**Tabell 4.1.4:** Hypighet og gjennomsnittlig vindstyrke for vind fra ulike sektorer på Fruholmen.

## 4.2 Automatiske værstasjoner

### 4.2.1 Generelt

For å få et godt vurderingsgrunnlag ble det satt opp egne værstasjoner på aktuelle lokaliteter på øya. Data fra målestasjoner med lang måleserie gir også verdifull informasjon, men disse dataseriene bør kun benyttes som bakgrunnsinformasjon og til sammenligning med observasjonene fra korttidsstasjonene. Årsaken til dette er at topografien i området kan skape svært ulike vindregimer ved de ulike områdene, til tross for at avstanden mellom dem ikke er så stor. Ideelt sett skulle man hatt langtidsobservasjoner fra de aktuelle lokalitetene, men det sier seg selv at en ikke kan vente på resultatet av en slik lang serie før en vurdering foretas.

To automatiske værstasjoner ble satt opp november 2003, og lokalitetene ble da valgt ut i fra kjennskap til terreng og fremherskende vindretning i området. Videre ble det satt opp to nye stasjoner i mai 2004 og ytterligere en i august 2004. Plasseringen av værstasjonene er markert i figuren under:



Figur 4.2.1: Oversiktskart over de oppsatte værstasjonene på Vannøya (Målestokk: 1: 50000).

	Oppstart	Avsluttet	Plassering	Høyde [m]	Serie1 (03.11.03 - 21.01.04)	Serie2 (21.01.04 - 29.03.04)	Serie3 (29.03.04 - 08.05.04)	Serie4 (08.05.04 - 18.08.04)	Serie5 (18.08.04 - 18.11.04)
AWS1	03.11.03	18.11.04	Sjåfjellet N 70° 11.603, E 19° 39.724	253	Delvis ok	Feil	Ok	Ok	Ok
AWS2	03.11.03	18.11.04	Vannareidet N 70° 12.942, E 19° 40.328	47	Ok	Ok	Ok	Ok	Ok
AWS3	08.05.04	18.12.04	Gammhaugen N 70° 13.490, E 19° 42.368	219	-	-	-	Ok	Ok
AWS4	08.05.04	18.11.04	Mannen N 70° 12.066, E 19° 41.348	326	-	-	-	Delvis ok	Feil
AWS5	18.08.04	18.11.04	Kvalkjeften	Ca. 600	-	-	-	-	Delvis ok

**Tabell 4.2.1:** Oversikt over plassering og lengde av måleseriene for de automatiske værstasjonene.

Som det fremgår av tabellen er data fra AWS1 for de to første måleperiodene svært mangelfulle. Lagringsenheten inneholdt brukbare data for den første måneden, men deretter oppstod det problemer. For den første perioden skyldes dette trolig dårlig batteri, mens den neste perioden ble ødelagt av en dårlig kabel som førte til kortslutning av systemet.

Problemer oppstod også med AWS4. Denne stasjonen ble satt opp i mai 2004, men falt ned ikke lenge etter. Observasjonene herfra indikerte at dette inntraff i begynnelsen av juni, dvs. at det kun foreligger data for en måned fra denne stasjonen. På grunn av mangel på utstyr, ble ikke anemometer og retningsmåler skiftet ut da dette ble oppdaget.

Målemastene som ble benyttet i prosjektet var ca. 3 m høye. Ettersom langtidsseriene normalt foretas i 10 meters høyde, var det ønskelig å gjøre om hastighetsverdiene til tilsvarende høyde. En høydejustering av de målte dataene er gjort ved å benytte potensformelen gitt i kapittel 2:

$$\frac{V(z)}{V(z_r)} = \left( \frac{h}{h_r} \right)^n \quad (4.2.1)$$

hvor  $V$  er vindhastigheten i høyden  $h$ , mens  $V(z_r)$  er vindhastigheten i en referansehøyde.  $n$  er en empirisk vindskjærekspONENT.

#### 4.2.2 Resultater fra værstasjon 1 (AWS1)

AWS1 ble plassert på Sjåfjellet. Området ligger relativt åpent til, men et høyereliggende fjell øst for dette området vil nok skjerme litt for østlige vinder. Også en høy topp i nordvest litt lenger unna vil ha innvirkning på vindfordelingen.

For beregning av vind i 10 m ble potensformelen (4.2.1) benyttet. Eksponenten ble beregnet ut i fra observasjonene av middelvind og vindkast, som beskrevet i kapittel 2. Bruk av



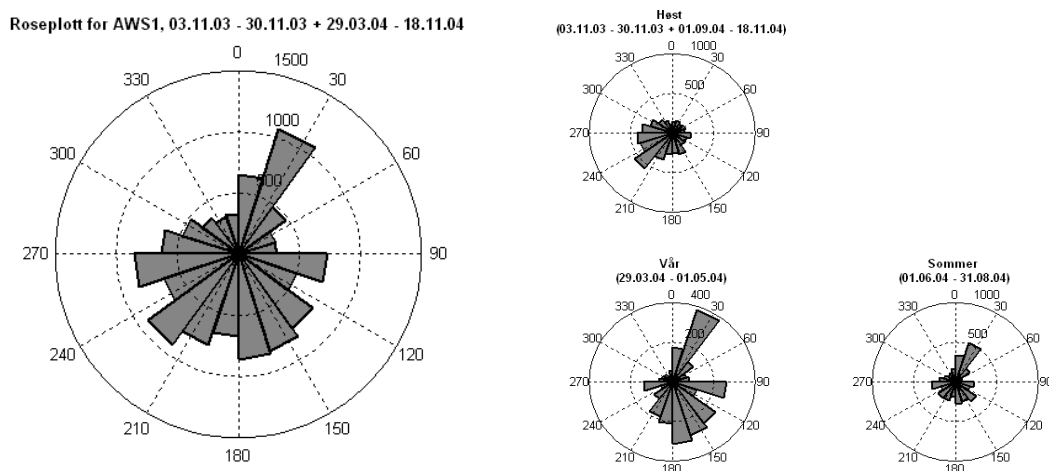
potensformelen forutsetter flatt og noenlunde homogent terreng. I det aktuelle området var det riktignok lite vegetasjon, men terrenget er kupert og nærliggende fjell vil nok ha en innvirkning på vindfeltet. En større ruhet enn antatt vil i så fall gi grunnlag for en høyere  $n$ , og de beregningene som er gjort vil da resultere i en underestimert vind ved vind fra enkelte vindretninger. Stasjonen var plassert på en liten høyde i terrenget, og speed-up-effekt kan nok til tider gi nokså kraftig vind i lave høyder her. En slik effekt medfører at vinden ikke øker like mye med høyden som antatt. Dette kan igjen ha ført til en overestimert vind ved andre vindretninger.

Som nevnt tidligere ligger eksponentverdien på rundt 0.14 i kystområder. Beregning av eksponenten fra målte data fra AWS1 gav verdier som varierte mellom 0.01 og 0.29, med en middelværdi på 0.14. Formelen som er utledet for eksponenten (Harstveit, 1996) stemte altså svært godt med observasjonene.

En sammenligning av samtidige målinger fra Torsvåg og AWS1 viste at vindstyrken stort sett ligger litt høyere ved AWS1 enn ved Torsvåg. Beklageligvis mangler data for desember, januar, februar og mars, som er de månedene i året med sterkest vind. Med observasjoner fra resten av året foreligger likevel et rimelig godt sammenligningsgrunnlag for beregning av langtidsstatistikk for området ved AWS1.

Torsvåg målte i sammenligningsperioden en gjennomsnittshastighet på  $4.9 \pm 3.4$  m/s, mens verdien for AWS1 i samme periode var på  $5.9 \pm 4.0$  m/s. Omregnet til 10 meters høyde blir verdien for AWS1  $6.7 \pm 4.5$  m/s. Gjennomsnittshastigheten på AWS1 ligger dermed forholdsvis høyt, til tross for at vintermånedene ikke er med i beregningene.

Vindrosene i figur 4.2.2 indikerer at de hyppigste vindretningene på AWS1 er NNØ og SØ til V. Sammenlignet med observasjoner fra Torsvåg blåser vinden på AWS1 svært ofte fra en vinkel dreid  $60^\circ$  med urviseren. På Torsvåg er vinden dreid litt mer sørlig, og de aller fleste observasjonene ligger mellom ØSØ og SSV. Sesongrosene for AWS1 viser at vår- og sommermønsteret er forholdsvis likt. Om våren er det imidlertid en større forekomst av sørøstlige vinder, mens sommersesongen viser en tendens til mer sørvestlige og vestlige vinder. Felles for begge årstidene er den store hyppigheten av vinder fra NNØ. Vindrosen for høstsesongen viser stor hyppighet av sørvestlige vinder.



**Figur 4.2.2:** Vindretningsfordeling for AWS1 (totalt datasett til venstre, sesongrosere til høyre).

Sammenligning av temperaturmålinger fra AWS1 og Torsvåg viste som forventet at temperaturen på AWS1 hovedsaklig ligger litt lavere enn det som observeres på Torsvåg, gjerne med en differanse på 2-3 °C. Gjennomsnittstemperatur for Torsvåg var på 5.3 °C dette året. På grunn av mangelfulle data fra AWS1 er det ikke mulig å finne årsmiddel for denne stasjonen.

En gjennomgang av observasjonene viste tre episoder hvor anemometerene hadde stanset ved potensielle isingsforhold. Varigheten av disse periodene var hhv 4.5, 3.0 og 1.5 t, altså nokså begrensede episoder, men igjen minnes det om at det ikke foreligger data for vintermånedene. Ising kan imidlertid ha påvirket anemometeret selv om det ikke har stoppet helt opp, men dette er ikke mulig å vurdere med det datasettet vi har her. En undersøkelse av isingsforholdene kunne vært gjort ved en sammenligning av data fra et oppvarmet anemometer og et vanlig anemometer, men også dette er ressurskrevende og har ikke vært utført i denne oppgaven. Observasjonene for de påviste isingsperiodene ble utelatt i de videre beregningene.

### 4.2.3 Resultater fra værstasjon 2 (AWS2)

AWS2 ble plassert på Vannareidet (ca. 50 m nord for Storvatnet). På NNV-siden av stasjonen ligger et fjellområde med fjell opp i 750 m (figur 4.2.3), stasjonen ligger dermed forholdsvis skjermet for vind fra denne kanten. Høyreliggende terreng/fjell på SSØ-siden vil også skjerme for vinden, og de fremherskende vindretningene vil derfor være ØNØ og SSV.



**Figur 4.2.3:** Vannareidet. Bilde tatt fra sør mot nord, plassering av AWS2 er merket.

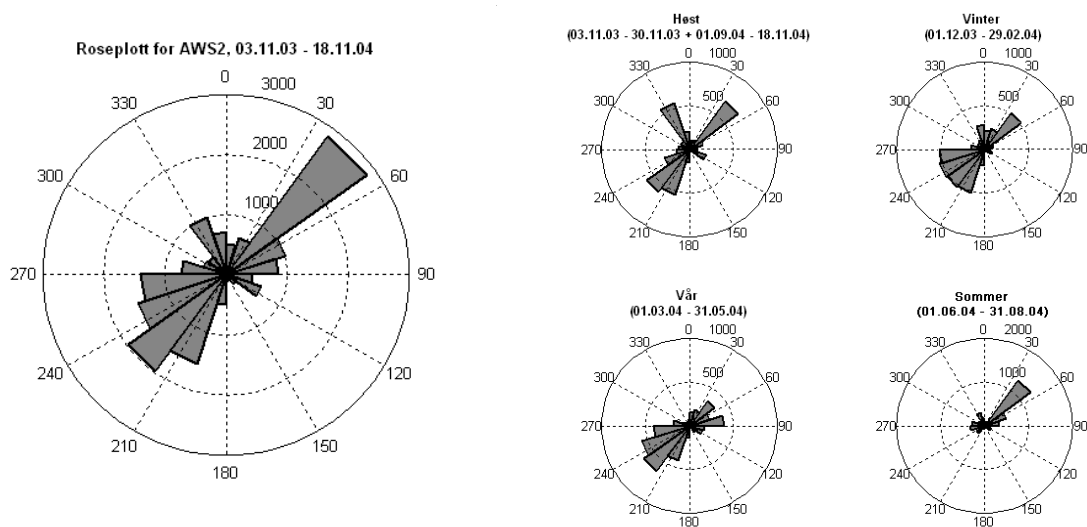
På samme måte som for AWS1 ble vindstyrke i andre høyder enn målehøyden beregnet med potensformelen ved bruk av egen estimert eksponent. Eksponentverdiene lå her mellom 0.01 og 0.30, med en middelværdi på 0.17. Dette fører til en kraftigere økning av vindhastighet med

høyden enn det som var tilfelle for AWS1, noe som virker naturlig ettersom stasjonen ligger mer skjermet til.

Vindhastigheten på AWS2 lå ganske jevnt med det som ble observert på Torsvåg i samme tidsrom. Statistikken viste en middelværdi på  $5.5 \pm 3.7$  m/s på Torsvåg for den totale sammenligningsperioden, mens målinger fra AWS2 omgjort til 10 m høyde gav en middelværdi på  $5.8 \pm 3.6$  m/s ( $4.8$  m/s i 3 m). For de tre første månedene, dvs. november, desember og januar viste observasjonene fra Torsvåg en middelvind på  $7.0$  m/s mot  $6.6$  m/s på AWS2. Ettersom det i sommerhalvåret vanligvis er en nokså stor andel av vind fra nordlig retning på øya (se sesongroser fra Torsvåg) virket det rimelig at AWS2 da ville oppleve roligere vindforhold enn Torsvåg. Målingene frem til slutten av januar viste opp mot  $10$  m/s lavere vindhastighet på AWS2 enn på Torsvåg for vinder fra nord. Teorien om dårlige vindforhold i sommersesongen stemte imidlertid dårlig. Målingene for denne sesongen viste et snitt på  $4.6$  m/s på AWS2 mot  $3.7$  m/s på Torsvåg.

Når det gjelder retningsfordelingen på stasjonen viser vindrosene at vinden stort sett blåser langs med høydekotene. Fremherskende vindretning på denne stasjonen er SV-VNV og ØNØ-Ø.

Vindmålingene fra Torsvåg varierte mer, men observasjonene viste hovedsaklig vind fra sektoren SØ-SV. Dette virker rimelig, ettersom vind som kommer sørfra og inn mot fjellene i nord oftest deler seg slik at noe blåser mot AWS2 fra sørvest, mens en del av luftstrømmen bøyes av mot nordvest og observeres som sørøstlig vind på Torsvåg.



**Figur 4.2.4:** Vindretningsfordeling for AWS2 (totalt datasett til venstre, sesongroser til høyre)

Temperaturmålingene viste en tendens til litt høyere temperaturer på Torsvåg enn på AWS2 fra november til mai. Dette skyldes nok at Torsvåg ligger nærmere sjøen, og påvirkes dermed i større grad av sjøtemperaturen som normalt ligger litt høyere enn temperaturen over land om vinteren på våre breddegrader. For månedene fra og med mai til august lå temperaturmålingene nokså jevnt på de to stasjonene. Middelttemperaturen i måleperioden var på  $4.4$  grader på AWS2, mot  $5.2$  grader på Torsvåg.

Gjennomgang av vindserien viste 6 episoder med ising. Varigheten av disse var fra 1 til 8.5 timer.

#### 4.2.4 Resultater fra værstasjon 3 (AWS3)

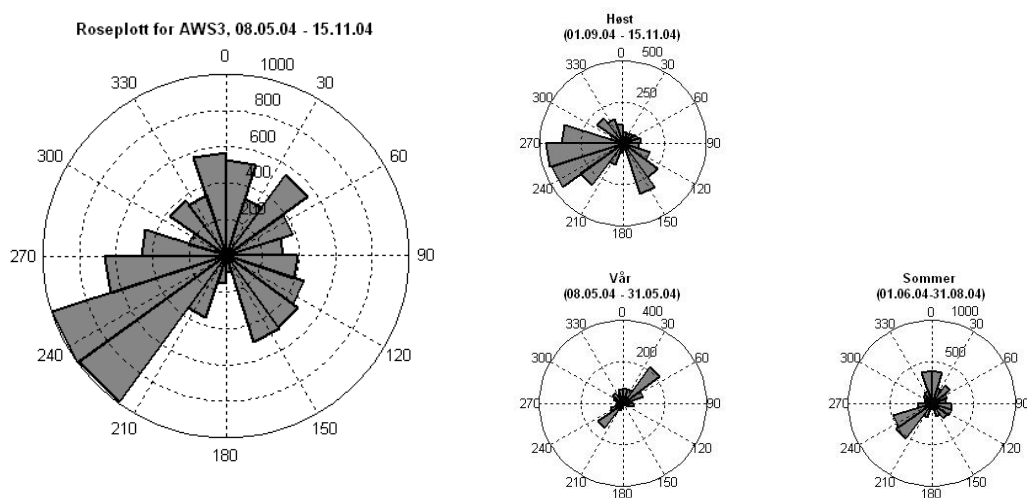
Værstasjon 3 ble montert på Gammhaugen. Rett vest og nordvest for denne haugen ligger et fjellområde med høyeste topp på 726 m.o.h. Nordøst for stasjonen ligger øya Burøya. Høyeste punkt her ligger litt lavere enn Gammhaugen, og vil dermed ikke skjerme mye for vind fra denne kanten, men den vil nok likevel ha innvirkning på vindfeltet. Sør for stasjonen ligger Kvalkjeften, med høyde 609 m.o.h. Denne vil nok også ha en viss innvirkning på vindfordeling. Sørøstlige og nordlige vinder ser derimot ut til å strømme nokså upåvirket inn mot stasjonen. For vinder fra nord kan visse stabilitetsforhold føre til en kanaliseringseffekt i det vinden presses sammen mellom fjellene i vest og Burøya i nordøst.

Kanaliseringseffekt kan også inntreffe dersom vinden opprinnelig kommer fra sør eller sørøst og atmosfæren er forholdsvis stabil. Luftmasser som presses mot vest rundt fjellene i sør strømmer da inn over Vannareidet og blir presset sammen. Når disse luftmassene møter luftmasser som strømmer på østsiden av fjellene i sør kan hastigheten øke ytterligere over Gammhaugen.

Måleserien fra AWS3 strekker seg over en periode på rundt et halvt år. Stasjonen var i drift til midtveis i desember, men den siste månenden stod retningsmåleren fast, trolig pga. ising. Deler av november og desember er derfor utelatt ved beregning av vindrosene.

Fra vindrosene fremgår det at fremherskende vindretning for måleperioden er sørvest, men det ble også observert en del nordlig, nordøstlig og sørøstlig vind. Sesongrosene viser at høsten preges av vest-sørvestlige og sør-sørøstlige vinder. Også om sommeren er det en stor hyppighet av sørvestlige vinder, men da er det også mye nordavind. Figuren som viser vårfordeling av vindretning er dannet på bakgrunn av et svært begrenset datasett (kun 23 dager), og det bør derfor ikke legges for mye vekt på dette resultatet. Den viser imidlertid også en høy frekvens av sørvestlig vind, i tillegg til stor hyppighet av nordøstlig vind.

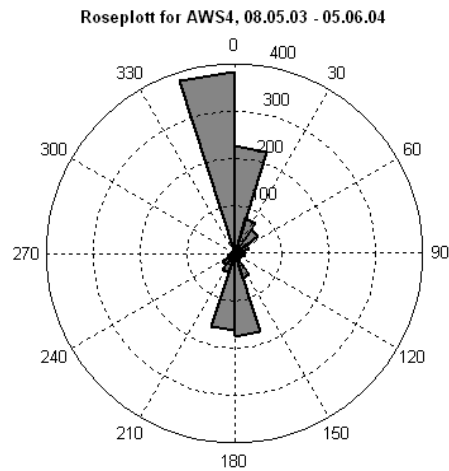
Gjennomsnittlig vindhastighet for hele måleperioden var 6.0 m/s i 3 m (7.1 m/s i 10 m).



Figur 4.2.5: Vindretningsfordeling for AWS3 (totalt datasett til venstre, sesongrosener til høyre)

## 4.2.5 Resultater fra værstasjon 4 (AWS4)

Værstasjon 4 ble montert på Mannen, ryggen som strekker seg fra Vannareidet og sørøstover opp mot Kvalkjeften. Som nevnt innledningsvis falt stasjonen ned etter en måned og dataserien herfra er dermed nokså begrenset. Vindfordeling for det som foreligger av data er gitt i figur 4.2.6.

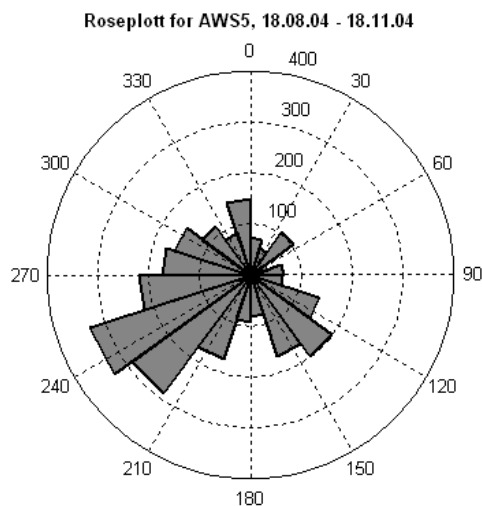


Figur 4.2.6: Vindretningsfordeling for AWS4

## 4.2.6 Resultater fra værstasjon 5 (AWS5)

Den femte værstasjonen ble plassert på toppen av Kvalkjeften, ca. 600 m.o.h. Dette var ikke en aktuell plassering for eventuelle vindturbiner, men hensikten med stasjonen var å skaffe data til vurdering av stabilitetsforholdene i området.

I denne høyden medførte ising store problemer for målingene, og det var lange perioder hvor både anemometeret og retningssensoren stod stille. Men ikke alle feil i dataene kan skyldes ising, også i perioder hvor temperaturen lå godt over frysepunktet stod sensorene helt i ro. Utstyret på denne stasjonen var dermed ikke til å stole på. Hastighetsmålingene lå dessuten svært ofte lavere enn det som ble målt på andre stasjoner i området, noe som virker nokså urimelig.



Figur 4.2.7: Vindretningsfordeling for AWS5

Måleserien som gjenstod etter at tydelige feil var luket bort, resulterte i retningsfordelingen illustrert i figur 4.2.7. Denne viser at fremherskende vindretning på stasjonen var sørvest. Ettersom stasjonen stod plassert på toppen av et fjell var den godt eksponert for vinden, og vindfordelingen fra denne stasjonen gir trolig en god tilnærming til det storstilte vindmønsteret i denne perioden. Resultatene fra stasjonen gir dermed en ytterligere bekreftelse på høy frekvens av sørvestlige vinder i området, hvilket er ideelt for samtlige av de aktuelle lokalitetene.

#### 4.2.7 Sammenligninger

Tabell 4.2.2 viser en oversikt over gjennomsnittlig vindhastighet omregnet til 10 m for hver av de fem korttidsstasjonene. Til sammenligning er også data fra Torsvåg tatt med, både for den aktuelle perioden (11/2003-11/2004) og langtidsmidlede verdier (1960-2003).

	AWS1	AWS2	AWS3	AWS4	AWS5	Torsvåg	Torsvåg (langtid)
<b>Januar</b>	-	6.0	-	-	-	5.8	7.5
<b>Februar</b>	-	7.0	-	-	-	6.8	7.5
<b>Mars</b>	-	6.5	-	-	-	6.7	6.8
<b>April</b>	6.0	5.1	-	-	-	4.4	5.8
<b>Mai</b>	6.1	4.9	5.9	-	-	4.2	4.8
<b>Juni</b>	6.9	5.5	6.3	6.4	-	4.8	4.4
<b>Juli</b>	5.3	4.6	4.7	-	-	2.9	3.7
<b>August</b>	4.8	3.8	4.6	-	4.7	3.3	3.9
<b>September</b>	8.6	6.1	8.7	-	7.5	6.2	5.1
<b>Oktober</b>	7.8	5.6	7.7	-	6.2	6.6	6.6
<b>November</b>	8.4	6.7	10.0	-	7.8	6.8	6.9
<b>Desember</b>	-	7.6	11.2	-	-	8.3	7.4
<b>Totalt</b>	6.7	5.8	7.4	6.4	6.7	5.6	5.9

Tabell 4.2.2: Oversikt over gjennomsnittlig vindhastighet for de ulike værstasjonene.

Tabellen viser at vinden jevnt over blåser kraftigere i området ved AWS1 enn på Torsvåg. Data fra AWS2 ligger derimot nokså jevnt med data fra Torsvåg. Verdiene for AWS3 ligger mellom verdiene for AWS1 og AWS2, mens AWS4 viser litt høyere verdier enn AWS3. Vindhastighet på AWS5 ligger merkelig lavt, som kommentert i kapittel 4.2.6.

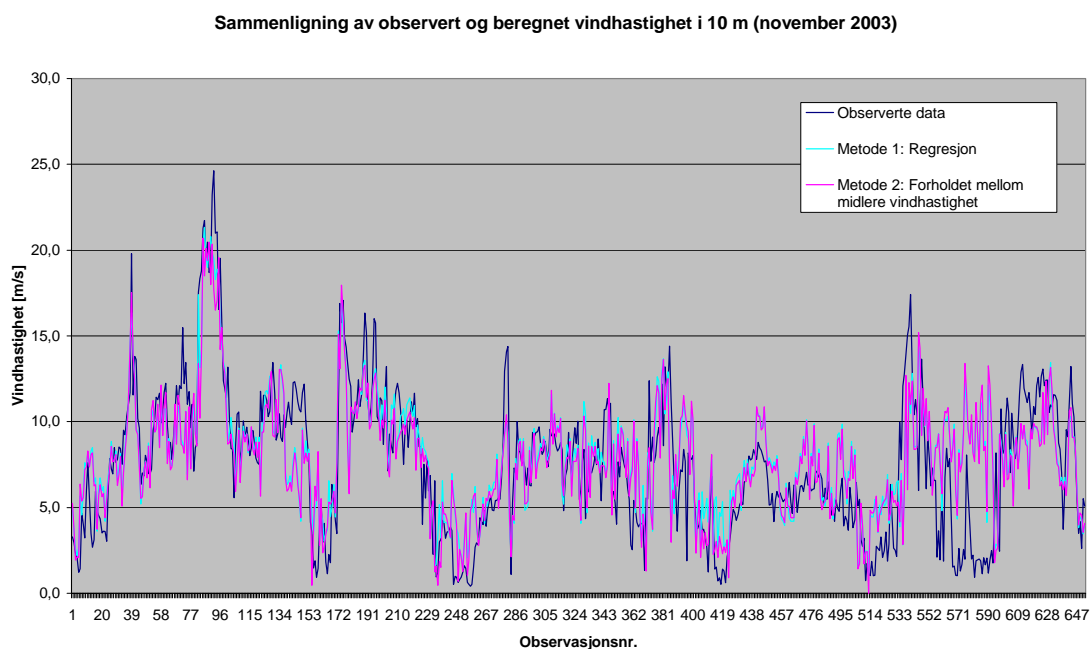
Siste kolonne i tabellen viser langtidstatistikk fra Torsvåg. Med unntak av juni, september og desember lå samtlige månedsmidler av vindhastighet på Torsvåg det siste året under normalen. Den kraftige vinden i begynnelsen av juni førte da også til at værstasjon 4 blåste ned. Månedsmiddelet for juli 2004 ligger derimot et godt stykke under normalen med 2.9 m/s. Denne måneden ble det på Torsvåg hovedsaklig observert vind fra SSØ-SSV, samt enkelte tilfeller fra NNØ. Statistikk for middelvind for ulike vindretninger viser at SSØ og S er vindretninger som gir forholdsvis svak vind på Torsvåg.

## 4.2.8 Etablering av langtidsstatistikk

Et av målene i denne oppgaven var å etablere langtidsstatistikk for korttidsstasjonene ut i fra langtidsserien fra Torsvåg. Dette kan gjøres ved å sammenligne samtidige observasjoner fra Torsvåg og den aktuelle korttidsstasjonen og finne et mønster i hvordan de varierer i forhold til hverandre. Ulike metoder for dette ble prøvd ut, og resultater fra to av metodene er vist i figur 4.2.8. De beregnede verdiene for vindhastigheten på AWS1 er her sammenlignet med de observerte verdiene.

Metode 1 gikk ut på å dele inn det totale sammenligningsgrunnlaget etter vindretning på Torsvåg, og foreta en regresjonsanalyse for å finne den lineære sammenhengen mellom data på de to stasjonene.

Metode 2 gikk ut på å beregne forholdet mellom middelverdien av vindmålinger fra den aktuelle korttidsstasjonen og middelverdien av data fra Torsvåg. Det totale datasettet ble delt inn med hensyn på vindretning og vindhastighet, og forholdet mellom middelverdiene ble beregnet for hver gruppe. Den estimerte faktoren ble så benyttet på datasettet fra Torsvåg for beregning av vinden på den aktuelle korttidsstasjonen.



**Figur 4.2.8:** Sammenligning av beregnede og observerte data for området ved AWS1

Figur 4.2.8 viser at begge de to nevnte metodene grovt sett følger observasjonsmønsteret. Ved enkelte tilfeller er derimot avvikene fra observasjonene betydelige, men de to metodene gir da nokså like verdier. For å få tallfestet forskjeller mellom de to metodene ble kvadratsummen av avvikene fra observasjonene beregnet for datasettene fra AWS1, AWS2 og AWS3. For samtlige av stasjonene viste beregningene at metoden basert på forholdet mellom middelverdiene gav litt mindre avvik enn regresjonsmetoden, og det ble derfor valgt å benytte denne metoden i de videre beregningene.

Å finne gode overføringsfaktorer for datasettet fra Torsvåg er vanskelig. Som nevnt tidligere er topografien i området kompleks og variasjonene i vindfeltet er tidvis svært dårlig korrelert med data fra korttidsstasjonene. I mangel av alternative metoder for å oppnå langtidsserie for de aktuelle områdene må likevel de estimerte overføringskoeffisientene benyttes, men det presiseres at resultatet som fremkommer innebærer en høy grad av usikkerhet.

## Metode

Observasjoner av vindhastighet ble delt inn etter størrelse og retning. Med 12 ulike hastighetsintervall og 12 retningsintervall resulterte dette i 144 ulike grupper. For hver av disse gruppene ble gjennomsnittlig vindhastighet for målinger fra Torsvåg og korresponderende målinger fra den aktuelle korttidsstasjonen beregnet og sammenlignet. For vurdering av samvariansen i måleserien ble også korrelasjonen mellom observasjonene i hver gruppe beregnet.

For å undersøke om korrelasjonen mellom målevariablene var signifikant ble det utført en hypotesetest.  $R$  (korrelasjonen) ble benyttet som estimator for  $\rho$ , og  $T$  ble benyttet som testobservator. Hypotesen  $H_0$  (ingen korrelasjon) ble testet mot den alternative hypotesen  $H_A$  (korrelasjon større enn 0):

$$H_0 : \rho = 0 \quad \text{mot} \quad H_A : \rho > 0$$

Med  $k$  som kritisk verdi, ble hypotesen  $H_0$  forkastet først når  $|T| \geq k$ . Med et valgt signifikansnivå kan den kritiske verdien finnes i tabeller for  $t$ -fordeling. I denne undersøkelsen ble signifikansnivået valgt til 95 %, og  $T$ -verdien ble funnet fra formelen (Lillestøl, 1991):

$$T = \frac{R}{\sqrt{1-R^2}} \sqrt{n-2} \quad (4.2.3)$$

For kombinasjoner av vindretning og vindhastighet hvor det ikke var noen signifikant samvarians mellom målingene, vil bruk av den estimerte overføringsfaktoren kunne medføre svært høy usikkerhet.

Størst usikkerhet er knyttet til observasjoner av høye og lave vindhastigheter. For høye hastigheter var det stort sett så få observasjoner at den beregnede faktoren ikke kunne benyttes. Til tross for at flere av gruppene viste god korrelasjon, mistet disse gruppene signifikans på grunn av det lave antallet. På grunn av den høye usikkerheten ved de beregnede faktorene for disse gruppene, ble det satt et krav til hvor mange observasjoner som måtte til før faktoren kunne benyttes. Grensen ble her satt til 10 observasjoner, ved mindre antall ble overføringsfaktoren satt lik 1.

Også for lave hastigheter var det vanskelig å komme frem til fornuftige faktorer med denne metoden. Dette skyldes til dels at antall null-verdier (vindhastighet og vindretning lik null) og nær null-verdier i måleserien fra Torsvåg er såpass stort. Beregninger for de laveste gruppene resulterte dermed i svært høye overføringsfaktorer, men dårlig korrelasjon gjorde det tryggest å justere faktoren ned til mer rimelige verdier. Overføringsfaktorene for den laveste hastighetsgruppen (0-2 m/s) ble i beregningene satt lik de estimerte faktorene for den neste hastighetsgruppen (2-4 m/s) for samtlige av vindretningene.



I tabellene 4.2.3, 4.2.5 og 4.2.7 er overføringsfaktoren gitt ved gjennomsnittlig vindhastighet på den aktuelle korttidsstasjonen dividert på gjennomsnittlig vindhastighet på Torsvåg (begge i 10 m). Videre er langtidsserien fra Torsvåg benyttet til å beregne 30-årsserie for vind i 10 m ved korttidsstasjonen ved hjelp av forholdet:

$$V_{AWS}(i, j) = X(i) \cdot V_{tors}(i, j) \quad (4.2.4)$$

hvor  $V_{tors}(i, j)$  er den aktuelle hastighetsobservasjonen på Torsvåg. Notasjonen  $j$  står for observasjonsnummer, mens  $i$  angir hvilken overføringsfaktor,  $X$ , som skal benyttes (på grunnlag av vindhastighet og vindretning på Torsvåg).  $V_{AWS}(i, j)$  er vindhastigheten i området ved den aktuelle korttidsstasjonen.

Den høye frekvensen av målinger hvor både vindhastighet og vindretning viste 0 i verdi, førte også til problemer ved beregning av weibullfordelingen. Slike tilfeller vil svært ofte skyldes treghet i instrumentene, og den reelle verdien kan ligge opp i 0.5 m/s. Dersom en observasjon viser 0 m/s vil beregning med potensformelen gi ut 0 m/s i alle høydenivå. Dette virker lite rimelig, og tilfeller hvor vindhastigheten er 0 m/s er derfor justert opp til 0.5 m/s.

### Beregninger for AWS1

På grunn av at datasettet fra denne stasjonen er noe begrenset (8-9 måneder) innebærer bruk av de beregnede sektoravhengige overføringskoeffisientene en forholdsvis høy usikkerhet, særlig for enkelte vindretninger. Til tross for et begrenset vurderingsgrunnlag viste gjennomgang av målingene bedre korrelasjon med samtidige målinger fra Torsvåg enn det som var tilfelle for de to andre stasjonene. Tabell 4.2.3 viser overføringskoeffisientene som ble beregnet for AWS1:

Retning	0-2 m/s	2-4 m/s	4-6 m/s	6-8 m/s	8-10 m/s	10-12 m/s	12-14 m/s	14-16 m/s	16-18 m/s	18-20 m/s	20-22 m/s	> 22 m/s
N	1.47	1.47	1.15	1.20	1.03	1.17	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
NNØ	1.38	1.38	1.24	1.31	1.28	1.28	1.27	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
ØNØ	1.69	1.69	1.65	1.57	1.40	1.27	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ø	2.36	2.36	1.73	1.50	1.60	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
ØSØ	2.31	2.31	1.92	1.67	1.39	1.32	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
SSØ	1.49	1.49	1.06	1.05	1.01	1.04	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
S	1.42	1.42	1.24	1.26	1.41	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
SSV	1.63	1.63	1.35	1.34	1.36	1.29	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
VSV	2.06	2.06	1.33	1.22	1.16	1.20	1.27	1.23	1.19	1.00	1.00	1.00
V	1.78	1.78	1.26	1.19	1.10	1.16	1.16	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
VNV	1.73	1.73	1.19	1.07	1.10	1.16	1.13	1.15	1.00	1.10	1.00	1.00
NNV	1.64	1.64	1.15	0.96	1.08	1.18	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Tabell 4.2.3: Forholdet mellom gj.snittshastighet på AWS1 og Torsvåg (11/ 2003 + 04/2004 – 11/2004).

Tabellen viser at vindhastigheten målt på AWS1 jevnt over ligger en god del høyere enn det som er observert på Torsvåg. Unntaket er vind fra SSØ og NNV som gir nokså lik vindhastighet på de to stasjonene.

Det å sette faktoren lik 1 for grupper med mindre enn 10 observasjoner vil trolig føre til en underestimering av vindhastighet på AWS1. Det som var av datagrunnlag for disse gruppene tydet på at vinden er sterkere ved AWS1 enn på Torsvåg også ved kraftig vind. Nedjustering av faktoren for lave hastigheter vil nok også føre til en underestimering av vindhastighet på AWS1. Beregning av middelveier av vindhastighet fra den totale måleserien fra AWS1 og den beregnede måleserien (ved bruk av faktorene i tabell 4.2.3) for samme periode viste henholdsvis 6.8 og 6.4 m/s. Korrelasjonen mellom de to seriene var på 0.79.

Tabell 4.2.4 viser langtidsstatistikk for området ved AWS1 basert på langtidsstatistikk for Torsvåg og de beregnede omregningsfaktorene:

Periode	Vind				
	Gj.snittlig vindhastighet [m/s]	Std.avvik [m/s]	Median [m/s]	Andel av observasjoner > 10 m/s	Maks. [m/s]
År	7.3	4.1	6.7	24.3 %	27.4
Vår	7.2	3.9	6.8	22.6 %	25.0
Sommer	5.3	3.5	5.1	10.6 %	20.0
Høst	7.6	4.2	7.1	26.5%	27.4
Vinter	9.0	4.1	8.7	37.9 %	26.2

Tabell 4.2.4: Langtidsstatistikk for området ved AWS1

Ettersom overføringsfaktorene for høye vindhastigheter er satt lik 1, vil verdiene for maksimal vindhastighet ha liten relevans. Maksimal vindhastighet får da samme verdi som på Torsvåg. I realiteten vil nok den maksimale vindhastigheten ligge enda høyere enn i området ved Torsvåg, ettersom dette området ligger mer eksponert for vinden.

## Beregninger for AWS2

På samme måte som for AWS1 ble det utarbeidet langtidsstatistikk for AWS2 ut i fra en sammenligning med samtidige data fra Torsvåg. Beregningene fra disse stasjonene resulterte i overføringskoeffisientene gitt i tabell 4.2.5.

Retning	0-2 m/s	2-4 m/s	4-6 m/s	6-8 m/s	8-10 m/s	10-12 m/s	12-14 m/s	14-16 m/s	16-18 m/s	18-20 m/s	20-22 m/s	> 22 m/s
N	1.28	1.28	0.82	0.70	0.61	0.65	0.72	0.77	0.91	1.00	1.00	1.00
NNØ	1.38	1.38	0.98	0.90	0.92	0.93	0.92	0.98	1.00	1.00	1.00	1.00
ØNØ	1.22	1.22	1.18	1.20	1.14	1.14	1.10	1.12	1.00	1.00	1.00	1.00
Ø	1.46	1.46	1.18	1.10	0.90	0.86	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
ØSØ	1.46	1.46	1.20	1.06	0.84	0.80	0.84	0.68	1.00	1.00	1.00	1.00
SSØ	1.07	1.07	0.72	0.65	0.68	0.62	0.62	0.54	1.00	1.00	1.00	1.00
S	1.29	1.29	1.04	1.12	1.21	1.25	1.26	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
SSV	1.45	1.45	1.23	1.28	1.30	1.28	1.29	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
VSV	1.73	1.73	1.15	1.11	1.01	0.99	0.99	0.95	0.99	0.92	1.00	1.00
V	1.55	1.55	1.06	0.94	0.88	0.86	0.85	0.89	0.83	1.00	1.00	1.00
VNV	1.27	1.27	0.80	0.69	0.73	0.69	0,65	0,71	0,61	1.00	1.00	1.00
NNV	1.28	1.28	0.77	0.51	0.50	0.48	0.56	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Tabell 4.2.5: Forholdet mellom gj.snittshastighet på AWS2 og Torsvåg (11/2003-11/2004)

Et større sammenligningsgrunnlag (12-13 måneder) fører her til mindre usikkerhet enn det som er tilfelle for AWS1.

Som forventet gir nordavind betydelig svakere vind på AWS2 enn på Torsvåg. Stasjonen ligger da godt skjermet nedstrøms fjellene i nord, og målingene viste i snitt rundt halvparten så sterk vind som på Torsvåg for denne retningen. Sektorene ØNØ-ØSØ og S-VSV viste imidlertid kraftigere vind på AWS2 enn på Torsvåg. Det er da viktig å påpeke at retningsinndelingen er gjort på grunnlag av målinger fra Torsvåg og ikke fra AWS2. Vind fra sørøstlig retning vil gjerne komme som sørvestlig vind på AWS2 på grunn av fjellenes innvirkning på vindfeltet.

Det som foreligger av observasjoner av kraftig vind tyder på at vindhastigheten da stort sett ligger lavere på AWS2 enn på Torsvåg. Valg av 1 som faktor for høye vindhastigheter vil dermed hovedsaklig føre til en overestimering av vindhastighet ved AWS2. Nedjustering av faktor for laveste hastighetsintervall vil derimot føre til en underestimering, og en kan da håpe på en viss utjevning av disse effektene. Beregning av midlere vindhastighet for den totale måleserien fra AWS2 og den beregnede måleserien for samme periode viste henholdsvis 5.8 og 5.5 m/s. Korrelasjonen mellom måleseriene var på 0.78.

Videre følger langtidsstatistikk for området ved AWS2 basert på langtidsstatistikk for Torsvåg og de beregnede omregningsfaktorene:

Periode	Vind				
	Gj.snittlig vindhastighet [m/s]	Std.avvik [m/s]	Median [m/s]	Andel observasjoner >10 m/s	Maks. [m/s]
År	5.6	3.5	5.0	10.9 %	27.4
Vår	5.6	3.3	5.0	9.6 %	25.0
Sommer	4.2	2.8	4.0	3.7 %	18.0
Høst	5.8	3.5	5.1	11.8 %	27.4
Vinter	6.9	3.8	6.0	18.6 %	26.2

**Tabell 4.2.6:** Langtidsstatistikk for området ved AWS2.

### Beregninger for AWS3

Tabell 4.2.7 viser beregnede overføringsfaktorer for AWS3. Beregningsgrunnlaget var her kun 7 måneder med data, og usikkerheten i de beregnede koeffisientene er dermed høyere enn det som var tilfelle for AWS1 og AWS2.

Som det fremgår av tabellen lå vindhastigheten på AWS3 stort sett en del høyere enn på Torsvåg, og dette vil trolig også gjelde for høye hastigheter. Valget av 1 som omregningsfaktor for høye hastigheter vil dermed føre til en underestimering av vindressursene i området. Beregning av midlere vindhastighet for den totale måleserien fra AWS3 og den beregnede måleserien for samme periode viste henholdsvis 7.1 og 6.7 m/s. Korrelasjonen mellom måleseriene var på 0.83.

Tabellen viser ellers at forskjellen i midlere vindhastighet er størst ved vind fra SSV og VSV. Det skyldes gjerne at vind fra denne retningen blir presset sammen over Vannareidet, hvor det oppstår en vindøkning (ved kanalisering). Luftmassene støter deretter på luftmasser som beveger seg nordover på østsiden av fjellet og dermed kan vindhastigheten øke ytterligere i

område ved Gammhaugen. På Torsvåg vil vind fra denne retningen ofte blokkeres på grunn av fjellene, og vindhastigheten på denne stasjonen vil da reduseres.

Retning	0-2 m/s	2-4 m/s	4-6 m/s	6-8 m/s	8-10 m/s	10-12 m/s	12-14 m/s	14-16 m/s	16-18 m/s	18-20 m/s	20-22 m/s	> 22 m/s
N	1.33	1.33	1.06	1.09	1.06	1.08	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
NNØ	1.07	1.07	0.93	0.97	1.03	0.98	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
ØNØ	1.44	1.44	1.39	1.30	1.16	1.12	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ø	1.87	1.87	1.37	1.48	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
ØSØ	2.16	2.16	1.77	1.52	1.18	1.18	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
SSØ	1.45	1.45	1.14	0.96	1.01	1.07	1.05	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
S	1.51	1.51	1.23	1.41	1.63	1.48	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
SSV	1.86	1.86	1.48	1.55	1.49	1.43	1.43	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
VSV	2.07	2.07	1.61	1.53	1.47	1.43	1.36	1.34	1.00	1.00	1.00	1.00
V	1.86	1.86	1.38	1.30	1.30	1.25	1.23	1.15	1.00	1.00	1.00	1.00
VNV	1.62	1.62	1.15	1.00	1.05	1.01	1.03	1.03	1.00	1.00	1.00	1.00
NNV	1.57	1.57	1.12	1.03	1.06	1.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

**Tabell 4.2.7:** Forholdet mellom gj.snittshastighet på AWS3 og Torsvåg (05/2004-12/2004)

De beregnede overføringskoeffisientene resulterte i følgende langtidsstatistikk:

Periode	Vind				
	Gj.snittlig vindhastighet [m/s]	Std.avvik [m/s]	Median [m/s]	Andel observasjoner >10 m/s	Maks. [m/s]
År	7.2	4.3	6.5	25.2 %	27.4
Vår	7.2	4.0	6.5	23.5 %	25.0
Sommer	5.2	3.6	4.7	11.0 %	21.3
Høst	7.6	4.3	6.9	27.8 %	27.4
Vinter	9.0	4.3	8.6	39.0 %	26.2

**Tabell 4.2.8:** Langtidsstatistikk for området ved AWS3

### 4.3 Resultater fra modellkjøringene

Dette kapitlet inneholder en gjennomgang av resultatene fra modellkjøringene med MC2 og SIMRA. MC2-modellen er kjørt med en oppløsning på 1 km. Med såpass grov oppløsning var det mulig å dekke hele Vannøya og litt av områdene rundt. SIMRA er kjørt med oppløsning på 150 m. På grunn av den fine oppløsningen ble modellen kun kjørt for en begrenset del av øya, og det ble da valgt å se på de nordlige områdene. Dette innbefatter Torsvåg fyr og lokalitetene hvor de fem automatiske værstasjonene stod plassert.



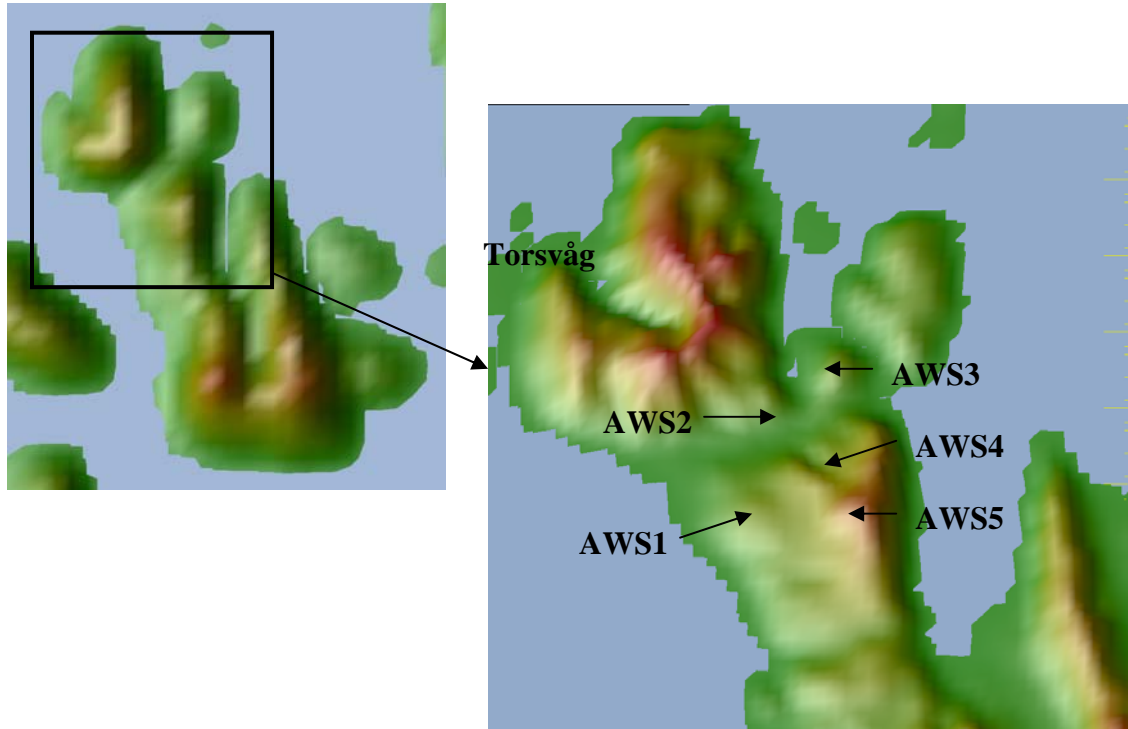
Figur 4.3.1: Oversiktskart over Vannøya

I vurderingene er det valgt å se på vindforholdene generelt, turbulens, turbulent lengdeskala, vertikalhastighet og potensiell temperatur. Den siste parameteren gir et godt bilde av atmosfærens stabilitet, og er dermed avgjørende for luftmassenes strømningsmønster i møte med topografien. Mer om dette er tatt med i teoridelen i oppgaven.

Punktene som er merket av på enkelte av figurene viser punktverdier av den aktuelle skalaren. Beklageligvis var det ikke mulig å runde av verdiene til færre desimaler, og verdiene kommer dermed ut med flere desimaler enn usikkerheten i beregningene skulle tilsi. Det påpekes også at figurene i utgangspunktet er tredimensjonale, og at skyggeeffekter kan føre til at fargene på figurene i enkelte områder kan bli noe misvisende.

Høyden på det vertikale skalarfeltet i figurene er på ca. 2500 m. Studier av vertikalfeltet de aktuelle parameterene er gjort for hele øya, men som eksempel er det kun tatt med vertikalsnitt over området hvor AWS1 stod plassert.

Kartutsnittene i figur 4.3.2 viser den delen av Vannøya som er dekket ved modellkjøringene med MC2 og SIMRA. Torsvåg og de fem automatiske værstasjonene er markert, som referanse i gjennomgang av modellresultatene. Ved bruk av stedsnavn henvises det til figur 4.3.1. I tillegg kan figur 4.2.1 gi nyttig informasjon om topografien på nordlige deler av øya.



**Figur 4.3.2** : Kartutsnitt som viser modellområdene fra MC2 (venstre) og SIMRA (høyre).

### 4.3.1 Case 1: Vind fra øst

Modellkjøringen tok her utgangspunkt i vær-situasjonen 11.03.1982, kl.13-14. Observasjoner fra Torsvåg viste da en vindhastighet på 14.8 m/s fra SSØ.

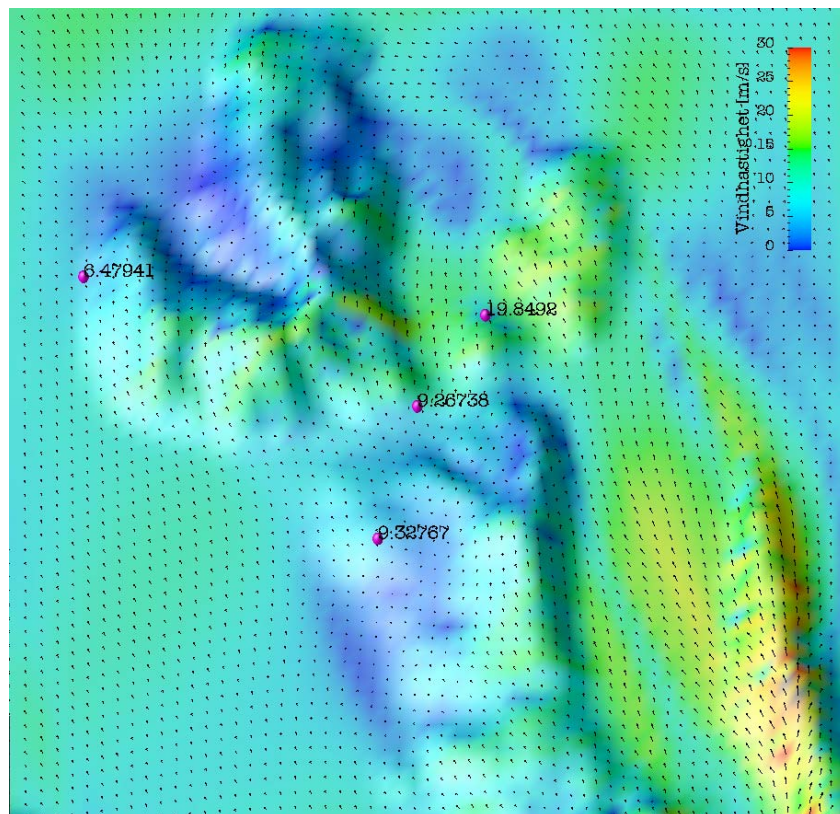
#### Stabilitet

Figur 4.3.4 viser kun små endringer i potensiell temperatur fra havnivå og opp til litt over fjelltoppene på øya. Den nederste delen av grenselaget er dermed forholdsvis godt blandet, men omfanget er begrenset (opp til ca.1000 m). Over dette blandingslaget er atmosfæren stabil. Det stabile laget ligger som et lokk over luftmassene i de nedre lag, og hindrer dermed vertikalbevegelser å bre seg langt oppover.

#### Vind

Luftmasser som møter en hindring som f.eks. et fjell, vil alltid velge den letteste veien. Med så stabile forhold som i dette tilfellet fører det til at luftmasser som strømmer inn mot fjellene i stor grad bøyer av og strømmer rundt fjellene, i stedet for å gli over. Dette kommer tydelig frem på figur 4.3.5 som viser strømningsmønsteret fra MC2. Luftmassene styres rundt fjellene

i sør, og på de nordvestlige delene av øya oppleves hovedsaklig en sørlig eller sørøstlig vind. Luftmassene som treffer fjellene i nord bøyer av til sidene, og i området ved AWS2 dreier dermed vinden litt nordøstover. I området ved AWS3 møter luftmassene fra sørvest luftmasser som strømmer på østsiden av øya. Med stabile forhold hindres vertikalbevegelse, og ettersom mer luft må passere dette området enn øvrige deler av øya blir det her en forsterking av vindfeltet. På grunn av stor avstand mellom gitterpunktene blir ikke Gammhaugen, hvor AWS3 stod plassert, løst opp i modellområdet fra MC2. Topografien her kommer derimot godt frem i modellområdet som dekkes av SIMRA (fig. 4.3.3), og modellen gir opp mot 20 m/s på toppen av Gammhaugen.



**Figur 4.3.3:** Vindfeltet i 10 m høyde over nordre del av Vannøya. SIMRA, 11.03.82.

Modellkjøringene gir kraftig vind over store deler av øya. Særlig gjelder dette fjellrekken som strekker seg langs østsiden av øya og et område i sørvest (fig. 4.3.5). Luftmassene som presses rundt fjellområdet i sørvest blir kanalisert mellom Helgøya og Vanntinden, og vindens hastighet når her opp i 15-20 m/s. SIMRA-kjøringen viser som forventet større forskjeller i vindfeltet. Bedre oppløsning av terrenget fører til en større oppbremsing i enkelte områder, mens kanalisering gir sterkere vindøkning i andre områder. Mens resultatene fra MC2 viser en vindhastighet på rundt 15 m/s ved Torsvåg, gir SIMRA en verdi på rundt 7 m/s i dette området. Resultatet fra MC2 samsvarer dermed godt med det som ble observert ved dette tidspunktet, mens SIMRA gir en langt lavere verdi. Når det gjelder vindretning stemmer modellresultatene både fra SIMRA og MC2 godt overens med det som er observert på Torsvåg.

Området rundt de øvrige værstasjonene opplever moderate vindforhold ved denne vær-situasjonen. SIMRA viser en vindhastighet på litt i overkant av 9 m/s ved AWS1 og

AWS2 (fig. 4.3.3). Det foreligger imidlertid ikke observasjoner fra noen av korttidsstasjonene ved tidspunktet det er tatt utgangspunkt i her, og en sammenligning av data er derfor ikke mulig for denne kjøringen.

Verdt å nevne er også hjørneeffekten i sørvest. Luftmassene som presses rundt hjørnet får plutselig et større område å utfolde seg på. Dette medfører en viss kaossituasjon og relativt stor produksjon av virvling. Dette kan sees ut i fra strømlinjene (fig. 4.3.6) ved at båndene er svært sammentvunnet. Virvling og turbulens som genereres her transporteres også et stykke nordover.

### **Turbulent kinetisk energi**

Til tross for stabile forhold ble det i denne modellkjøringen generert nokså mye turbulens (fig. 4.3.7 og 4.3.8). Særlig gjelder dette langs østsiden av fjellrekken i øst og områdene som ligger nedstrøms fjellene på den sørvestlige delen av Vannøya. Turbulensdannelsen rundt hjørnet i sørvest avtar nordover langs kystlinjen, men begge modellene gir forholdsvis mye turbulens i området ved korttidsstasjonene. SIMRA viser en verdi på ca. 3 J/kg i området ved AWS1 og AWS2, som svarer til et avvik fra middelvinden på 2-3 m/s. Med middelvind i overkant av 9 m/s, blir turbulensintensiteten i området (gitt ved forholdet mellom turbulente avvik og middelvinden) på rundt 0.27. I følge IECs standard for vindturbiner er dette over grensen for hva som er akseptabelt (se fig. 2.3.1). Modellen gir en noe høyere turbulensverdi i området ved AWS3. Forekomst av turbulent kinetisk energi er her på 5 J/kg. Med en middelvind på rundt 19 m/s i dette området, blir likevel ikke turbulensintensiteten høyere enn 0.17. Med økt middelvind senkes imidlertid grensen for akseptabel turbulensintensitet, og verdien i dette området blir liggende akkurat i grenseland for hva som kan tolereres.

Som forventet gir finskalamodellen noe større turbulensverdier enn den grove modellen. Vindfeltet føres da over mer kompleks topografi og mer turbulens genereres. På grunn av stabile forhold trenger ikke turbulensen særlig høyt opp i atmosfæren.

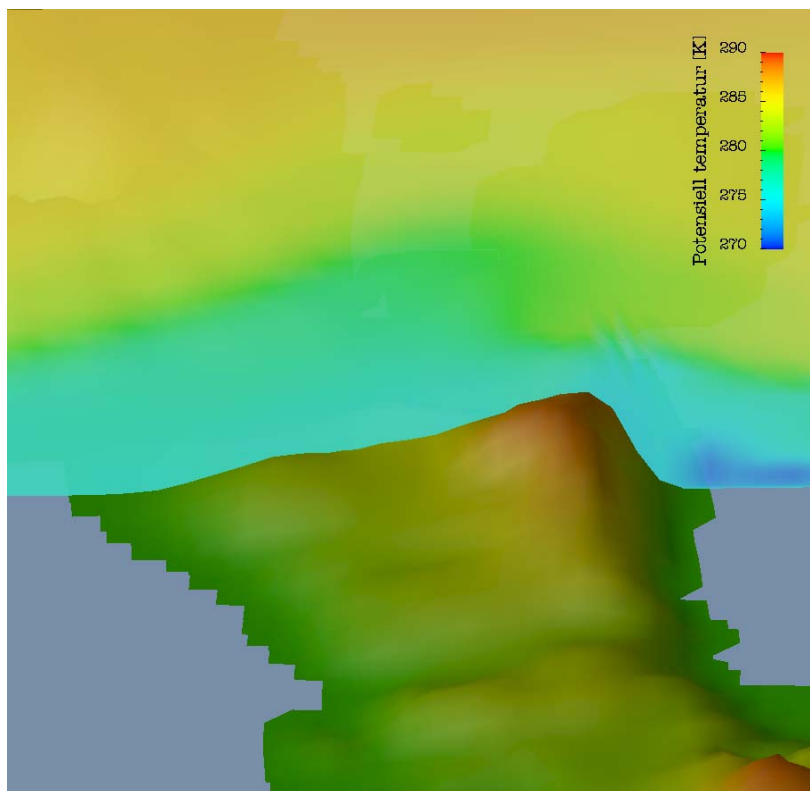
### **Turbulent lengdeskala**

Figur 4.3.9 viser at den turbulensen som produseres i dette tilfellet er av en forholdsvis liten skala (< 50 m). Dette er ikke særlig heldig ettersom virvlene da er mindre enn vidden på vingespennet på en eventuell vindturbin og dermed fører til uheldige laster på konstruksjonen.

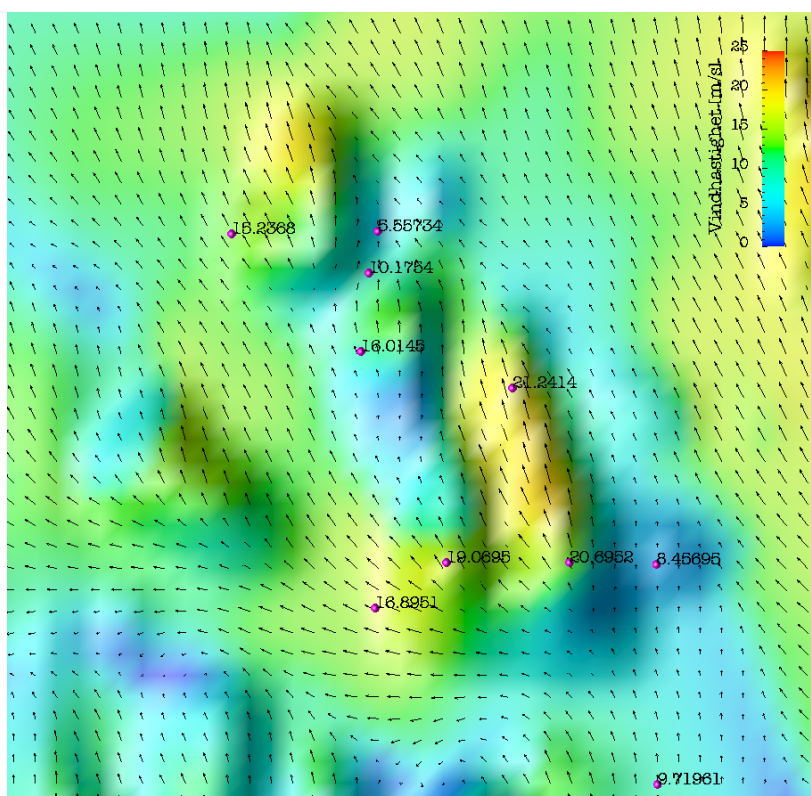
### **Vertikalhastighet**

En vertikalhastighet på  $\pm 2$  m/s vil vanligvis ikke være noe problem med tanke på vindturbiner (Ivar Lie, personlig komm.). Denne modellkjøringen viste verdier som lå godt under dette både i området ved AWS1 (fig. 4.3.10), og i områdene hvor de øvrige stasjonene stod plassert.

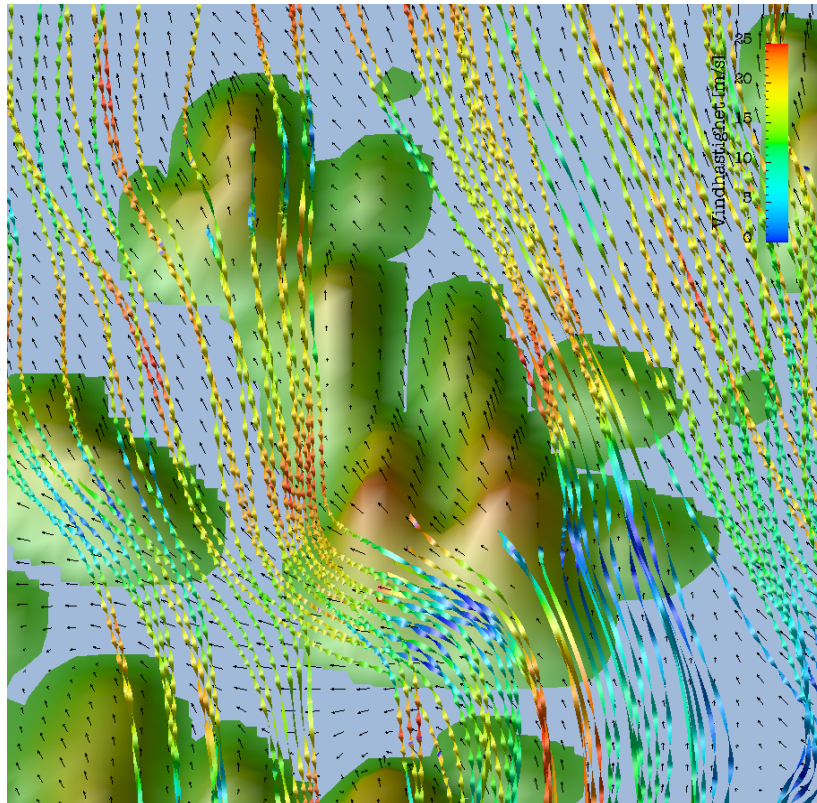




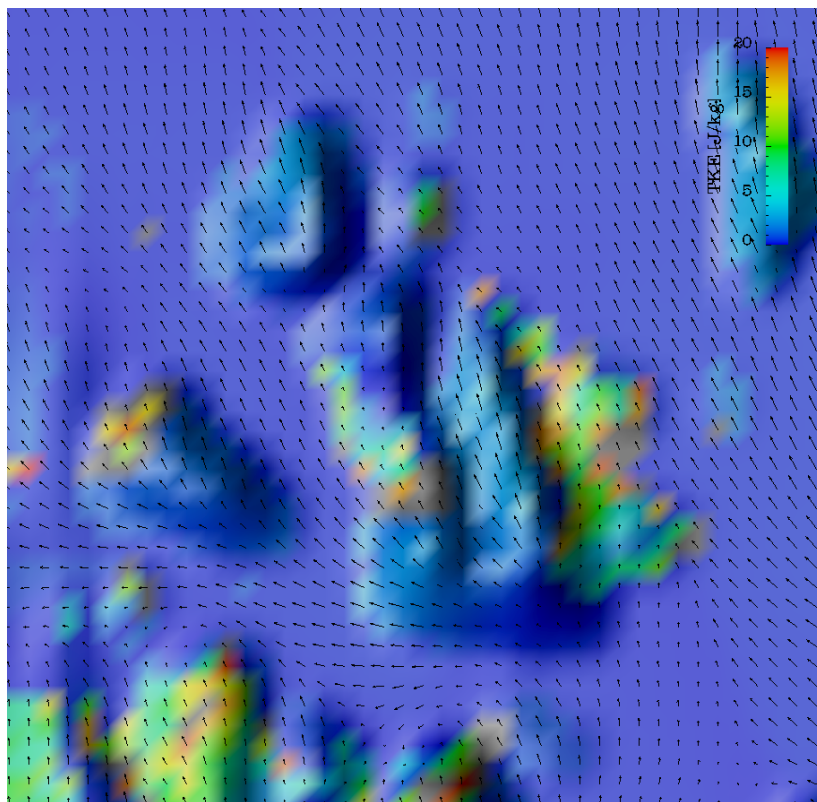
**Figur 4.3.4:** Potensiell temperatur fra SIMRA, 11.03.82 (vertikalsnitt over området ved AWS1).



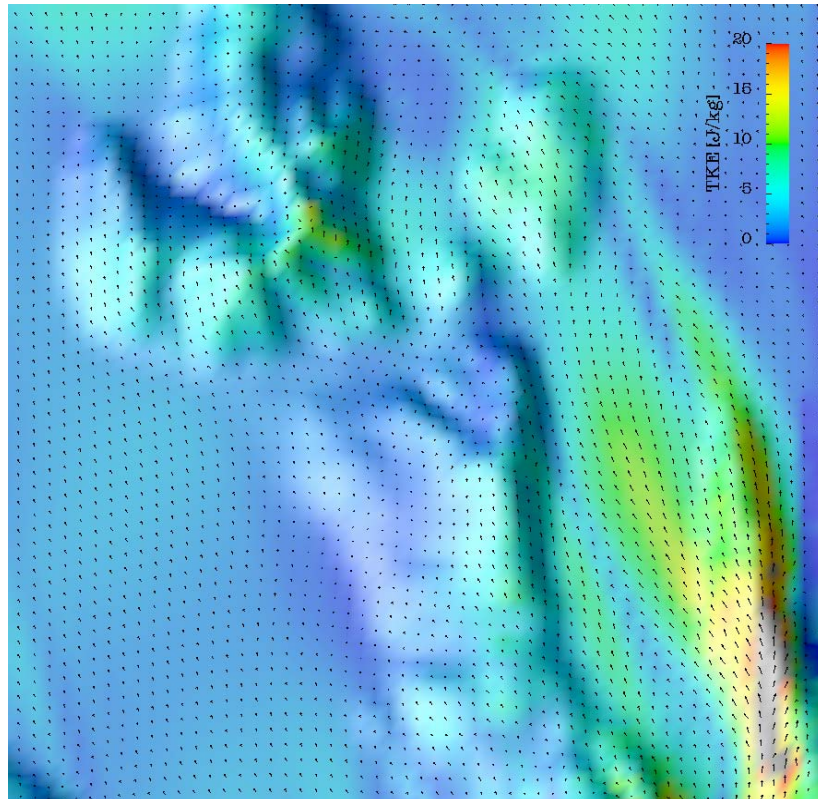
**Figur 4.3.5:** Vindfelt i 10 m høyde fra MC2, 11.03.82.



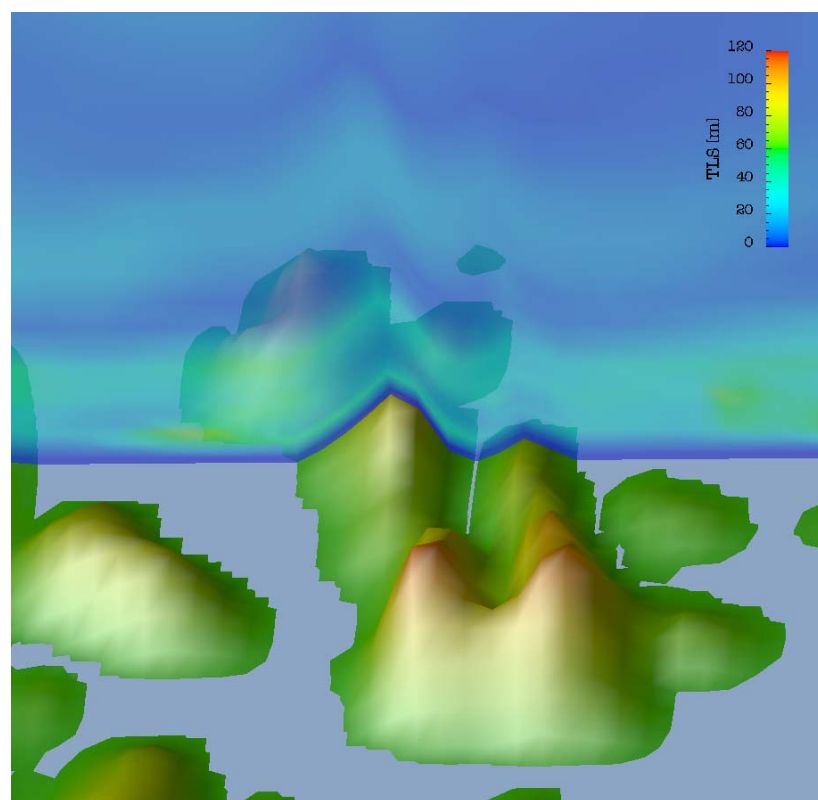
**Figur 4.3.6:** Strømlinjer fra MC2, 11.3.82.



**Figur 4.3.7:** Turbulent kinetisk energi i 10 m høyde fra MC2, 11.03.82.

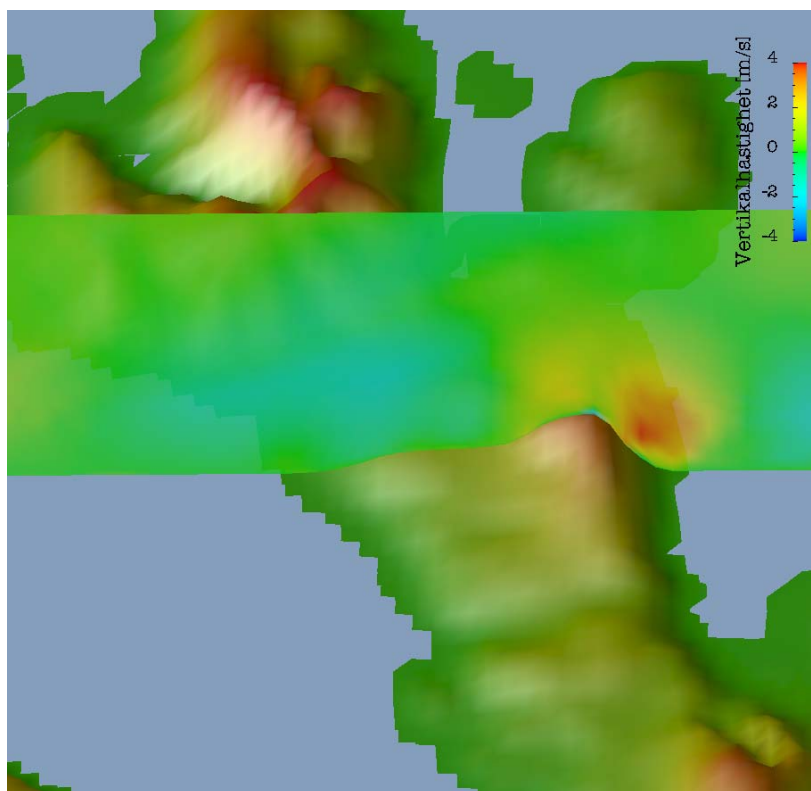


**Figur 4.3.8:** Turbulent kinetisk energi i ca. 10 m høyde fra SIMRA, 11.03.82.



**Figur 4.3.9:** Turbulent lengdeskala fra MC2, 11.03.82 (vertikalsnitt over området ved AWS1).





Figur 4.3.10: Vertikalhastighet fra SIMRA, 11.03.82 (vertikalsnitt over området ved AWS1).

### 4.3.2 Case 2: Vind fra sør

Denne simuleringen tok utgangspunkt i vær-situasjonen 06.01.04, kl. 13-14. På grunn av problemer som oppstod ved kjøring av SIMRA for denne vindretningen, er MC2 modellen i stedet kjørt to ganger. Den siste kjøringen er gjort med en oppløsning på 250 m mellom gitterpunktene, og den er dermed ikke langt fra oppløsningen i SIMRA. Tidspunkt for resultatene fra kjøringen med finest oppløsning er kl. 15. Observasjoner fra Torsvåg viste da en vindstyrke på 12.1 m/s fra S til SSØ, mens AWS2 målte 1.9 m/s (2.2 m/s omregnet til 10 m) fra SSV.

For kjøringen med fin oppløsning foreligger også tabellverdier for vertikalprofil av vindhastighet, temperatur, turbulent kinetisk energi og turbulent lengdeskala. Verdier er hentet ut for posisjonene til fire av korttidsstasjonene, og verdier for utvalgte parametre er tatt med i tabell 4.3.1. Skalarverdier i 10 m kan dermed hentes direkte ut fra tabellene, hvilket gjør nøyaktigheten i dataene langt bedre enn det som er tilfelle for de øvrige modellkjøringene.

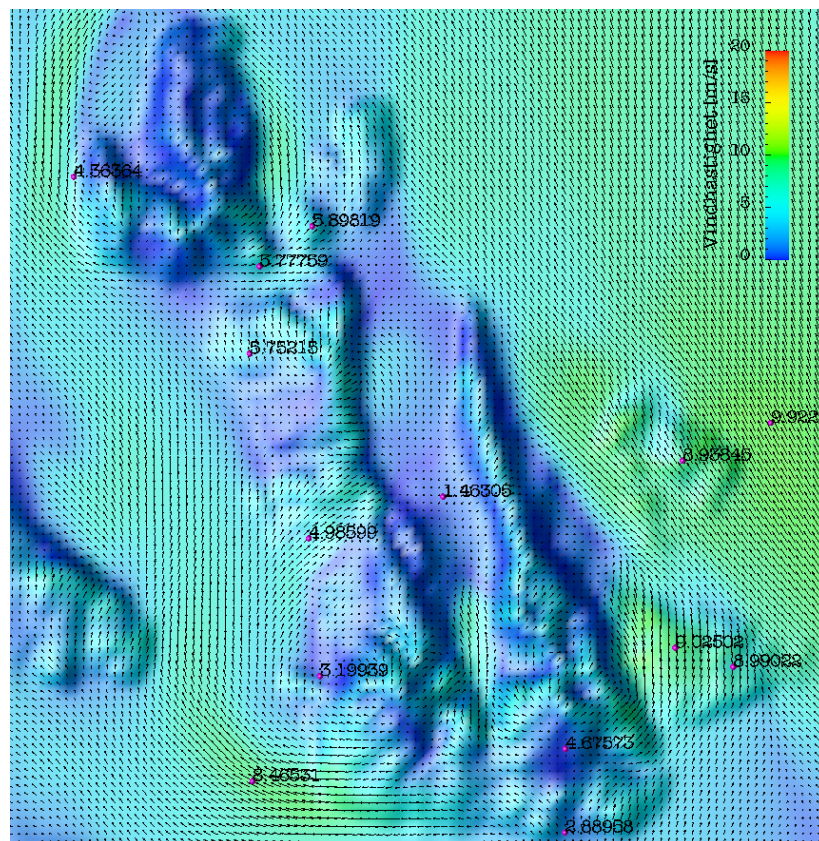
#### Stabilitet

Figur 4.3.12 viser en jevn økning i potensiell temperatur gjennom hele grenselaget, og sjiktningen i det atmosfæriske grenselaget er dermed stabil. Vertikale bevegelser bremses, og vinden strømmer hovedsaklig rundt fjellene i stedet for over. Tabeller med verdier av

potensiell temperatur for ulike høydenivå er ikke tilgjengelig, men temperatortabellene for de fire posisjonene bekrefter at det er stabile forhold i dette tilfellet (tabellene er ikke vist her).

## Vind

Sammenligning av resultatene fra kjøringene med grov og fin oppløsning viser tydelig betydningen av finere oppløsning (fig. 4.3.11 og 4.3.13). For kjøringen med grov oppløsning påvirkes vindfeltet relativt lite av terrenget, og mange topografiske effekter blir ikke fanget opp. Finskalasimuleringen viser derimot betydelige modifiseringer av strømmen og ganske store variasjoner i vindfeltet.



Figur 4.3.11: Vindfeltet over Vannøya i 10 m høyde fra MC2 (250 m), 06.01.04.

Strømningmønsteret er her nokså likt det som var tilfelle for kjøringen med østlig vind. Vindstyrken er imidlertid generelt mye lavere, og sammen med mer stabile forhold fører dette til en enda kraftigere terrengføring av luftstrømmen (fig. 4.3.11). Dette kan blant annet sees ut i fra Froudetallet (beskrevet i kapittel 2.2.6).

Luftmassene bøyer av ved sørenden av Vannøya. En del av luftmassene strømmer rundt på østsiden, noe strømmer mot vest og noe presses over fjellene (fig. 4.3.11, 4.3.13 og 4.3.14). Over midtre deler av vestkysten dreier vinden delvis mot nordøst. Både på sørøstsiden og sørvestsiden oppstår en vindøkning i det strømlinjene presses sammen på sidene av fjellområdet. Stabiliteten vil i dette tilfellet sterkt motarbeide vertikalbevegelse, og luftmassene vil dermed hovedsaklig følge et bestemt høydenivå over området. Luftmasser som strømmer over fjellene vil av den grunn ikke følge terrenget nedstrøms, og det oppstår

derfor et undertrykk bak fjellet. Undertrykket må kompenseres for med tilstrømmende luft, og det inntreffer derfor en reversering av luftmassene bak fjellene i sørvest, slik at vinden i et lite område blåser fra en nordøstlig retning (fig. 4.3.11). Av luftmassene som treffer fjellene på nordre del av øya blir en andel presset nordvestover, slik at vinden blåser fra en sørøstlig retning ved Torsnes, litt sør for Torsvåg. På vestsiden av fjellene dreier vinden mot nord og treffer Torsvåg fra en sørlig retning. Fjellområdet i nord fører til en kanalisering av luftmassene på siden av fjellet, men virkningen er sterkest litt utenfor kysten. Finskalasimuleringen viser kun 3-4 m/s ved Torsvåg, en verdi som ligger langt under det som ble observert. Det er derimot godt samsvar mellom observert og simulert vindretning på Torsvåg.

For området hvor korttidsstasjonene stod plassert gir modellen forholdsvis lave vindhastigheter ved denne vindretningen (fig. 4.3.11). For dette tilfellet er det området ved AWS1 som får svakest vind, mens kanalisering av luftmassene over Vannareidet fører til en noe høyere vindhastighet i området ved AWS2. En ytterligere vindøkning oppstår på østsiden av fjellområdet i nord, og dette fører til at AWS3 får enda litt høyere vindhastighet enn de øvrige stasjonene. Finskalasimuleringen viste en vindhastighet i 10 meters høyde på 4.1 m/s ved AWS1, 5.1 m/s ved AWS2 og 6.0 m/s ved AWS3 (tabell 4.3.1). Vindretningen for de tre stasjonene var henholdsvis S, VSV og SSV. Modellresultatet samsvarer dermed noenlunde bra med observert vindretning på AWS2, mens vindhastigheten er en del høyere enn det som ble observert. For de øvrige stasjonene foreligger ikke observasjoner for dette tidspunktet.

### **Turbulent kinetisk energi**

Turbulensmønsteret fra modellkjøringen med grov oppløsning ligner mye på resultatet fra kjøringen med østlig vind, med de største forekomstene langs østkysten, midtre deler av vestkysten og til dels på Burøya i nordøst (fig. 4.3.15). Styrken på turbulensen er også rimelig lik det første tilfellet, spesielt gjelder det i de sørlige delene av øya. Kjøringen med fin oppløsning viser mot forventning langt lavere verdier, og områder med betydelig turbulens er her hovedsaklig høytliggende fjellområder, sørøstlige deler av øya, samt på Skorøya og Burøya (fig. 4.3.16). På grunn av stabile forhold er turbulensen svært begrenset i høyden.

Med unntak av fjellområdene gir modellen lite turbulens i de nordlige områdene. For områdene ved AWS1, AWS2, AWS3 og AWS4 gir modellen henholdsvis 0.3, 0.1, 0.8 og 0.1 J/kg i 10 meters høyde. Tabellene for turbulent kinetisk energi (ikke vist) viser heller ikke turbulens av betydning i høyere nivå. Kun vertikalprofilen for området ved AWS3 viser en liten økning med høyden, og maksverdien er på 1.7 J/kg i 25 meters høyde.

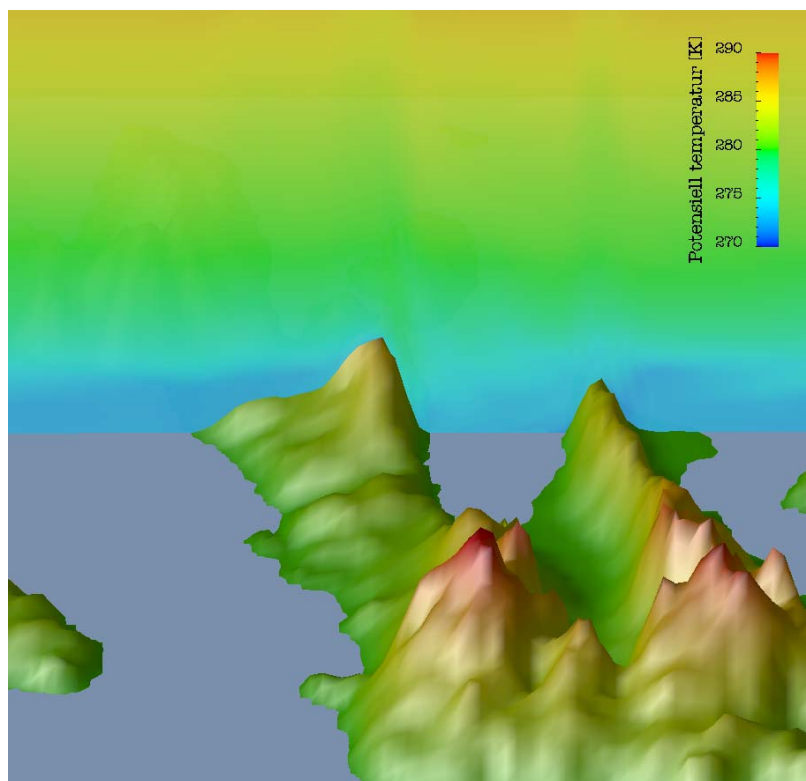
Modellsimuleringen av sørlig vind gir altså lite problemer med turbulens i det aktuelle området. Med såpass lav middelvind som i dette tilfellet er det imidlertid naturlig at det genereres mindre mengder turbulens i området. På grunn av lite turbulens har det ikke noen hensikt å diskutere turbulent lengdeskala for dette tilfellet.

### **Vertikalhastighet**

Som nevnt fører stabil sjiktning til at vertikale bevegelser bremses. Verdiene for vertikalhastighet i området ved AWS1 (fig. 4.3.17) og i områdene ved de øvrige stasjonene var godt innenfor intervallet  $\pm 2$  m/s.

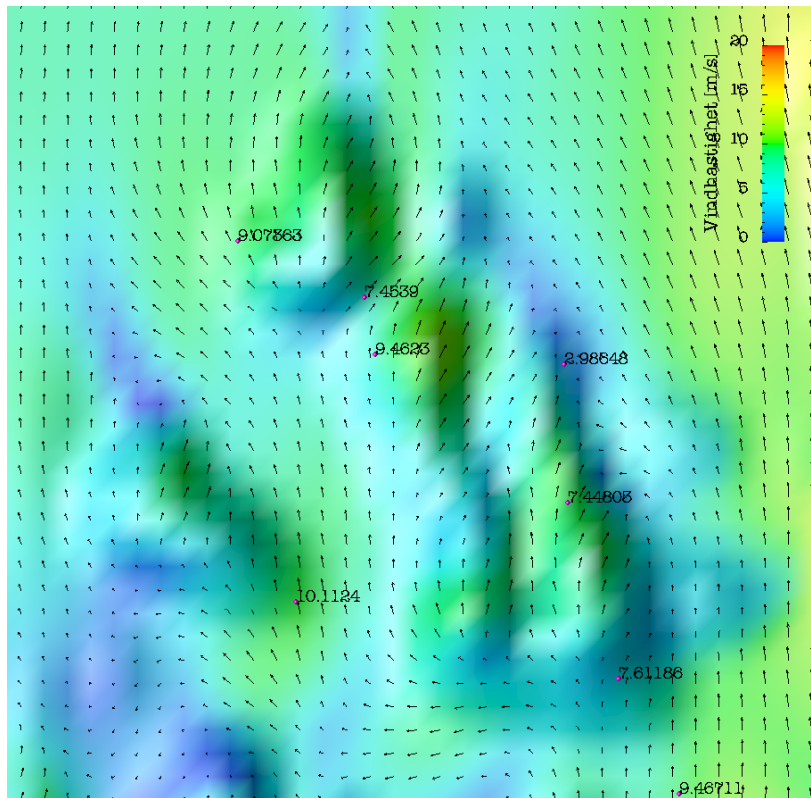
	AWS1	AWS2	AWS3	AWS4
u10 (hastighetskomponent i x-retn. i 10 m) [m/s]	-0.6	4.1	3.1	0.8
v10 (hastighetskomponent i y-retn. i 10 m) [m/s]	4.1	3.0	5.1	-2.1
Vind i 10 m [m/s]	4.1	5.1	6.0	2.2
Vindretning [°]	172	234	211	339
Turbulent kinetisk energi [J/kg]	0.3	0.1	0.8	0.1
Turbulent lengdeskala [m]	1.6	1.0	2.3	1.5
Temperatur i 2 m [°C]	-1.2	-1.2	-1.6	-0.4

**Tabell 4.3.1:** Verdier av utvalgte parametere for områdene ved korttidsstasjonene, fra MC2 (250 m), 06.01.04.

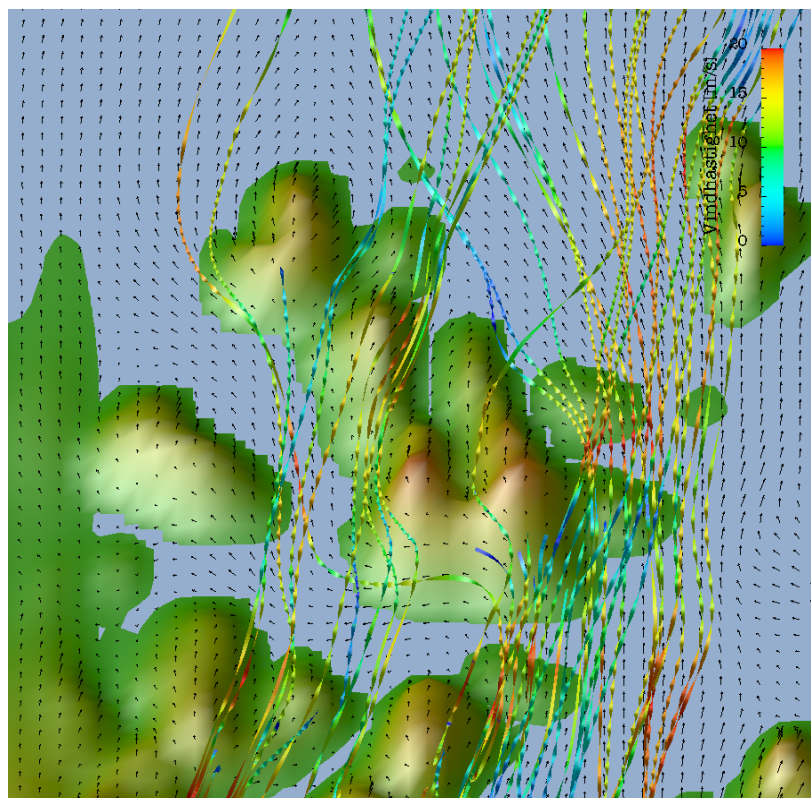


**Figur 4.3.12:** Potensiell temperatur fra MC2 (250 m), 06.01.04 (vertikalsnitt over området ved AWS1).



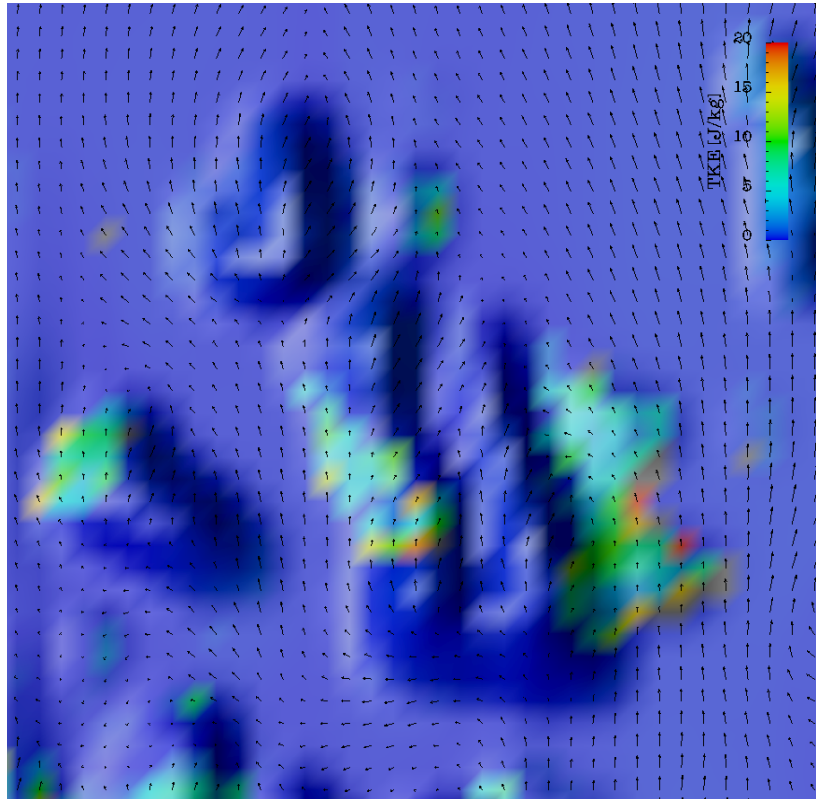


**Figur 4.3.13:** Vindfeltet i 10 m høyde fra MC2 (1 km), 06.01.04.

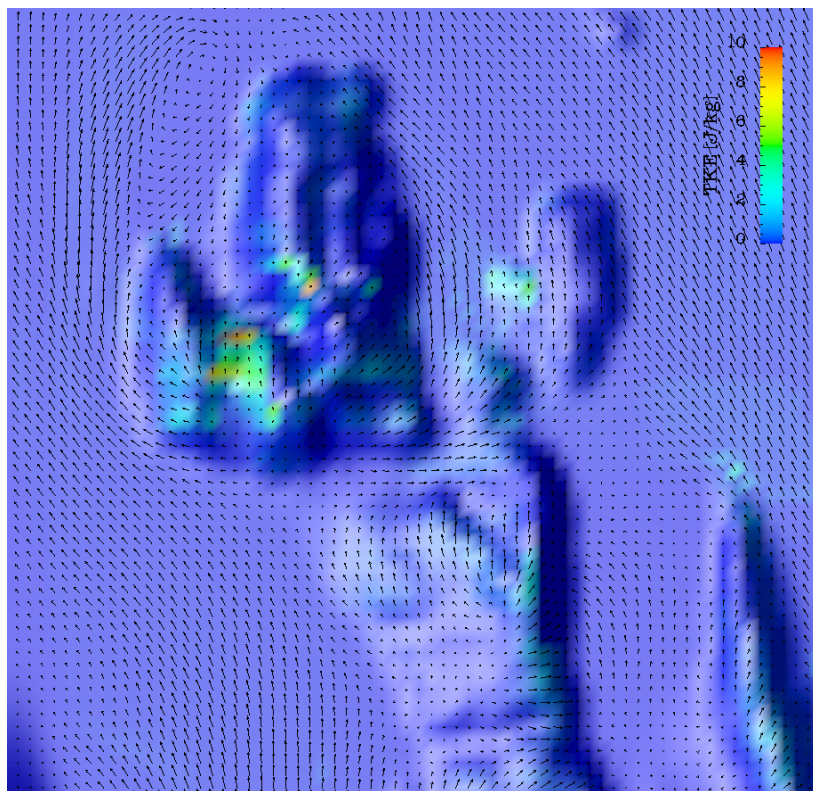


**Figur 4.3.14:** Strømlinjer fra MC2 (1km), 06.01.04.

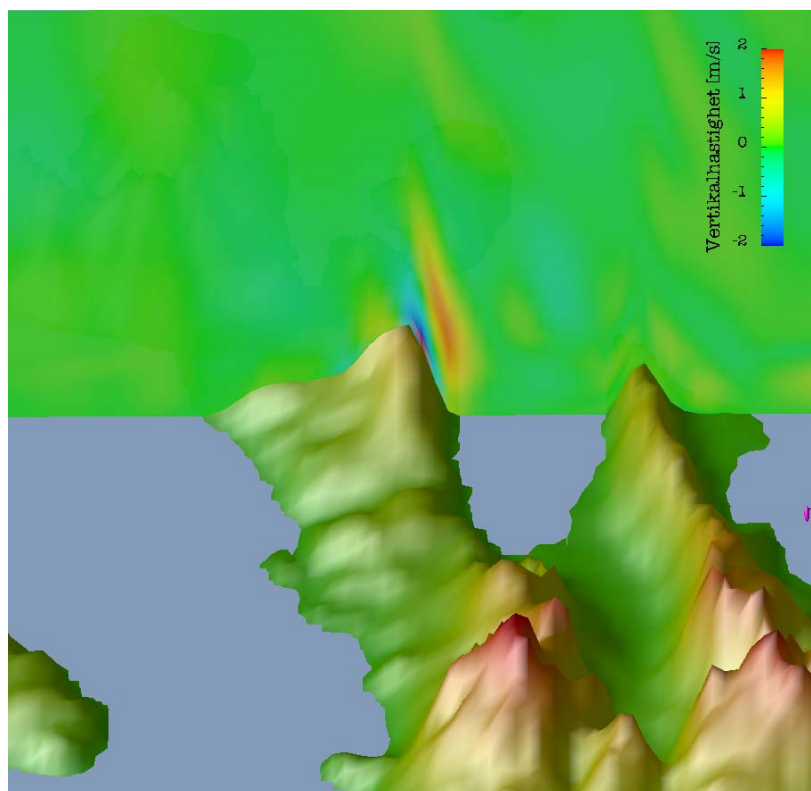




**Figur 4.3.15:** Turbulent kinetisk energi i 10 m høyde fra MC2 (1km), 06.01.04.



**Figur 4.3.16:** Turbulent kinetisk energi i 10 m høyde fra MC2 (250 m), 06.01.04.



Figur 4.3.17: Vertikalhastighet fra MC2 (250 m), 06.01.04 (vertikalsnitt over området ved AWS1).

### 4.3.3 Case 3: Vind fra vest

Denne modellkjøringen tok utgangspunkt i værsituasjonen 11.02.04, kl. 13-14. Observasjoner fra Torsvåg viste da 10.3 m/s fra SSV, mens AWS2 målte 10.4 m/s fra SSV.

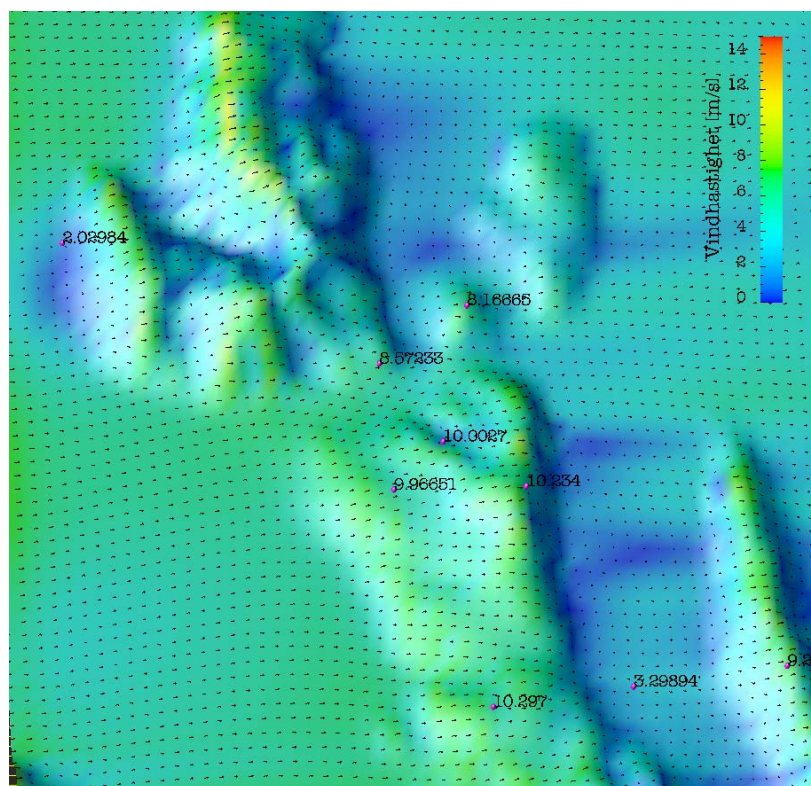
#### Stabilitet

Figur 4.3.19 viser at grenselaget i dette tilfellet er svakt stabilt til nær nøytralt. Luftmassene kan dermed gli lett og fint over fjellene, uten å måtte ta veien rundt som for øst- og sørtilfellet.

#### Vind

Vind fra vest kommer tilnærmet uforstyrret inn mot Vannøya, bortsett fra et møte med noen småøyer som ligger litt lenger vest. Disse er imidlertid betraktelig mindre enn Vannøya og vil nok kun ha innvirkning på en begrenset del av øya. Figur 4.3.20 og 4.3.21 viser at vinden i liten grad endrer retning i møte med terrenget, og luftmassene beveger seg stort sett uhindret over fjellene. Oppstrøms fjellområdene i nord og i sør oppstår imidlertid en opphopning av luftmassene. Luften presses opp og over fjellene, og områdene som ligger tett innpå fjellene opplever dermed en lavere vindhastighet enn nærliggende områder. Om luftmassene hopper opp eller ikke i møte med en hindring, er blant annet avhengig av stigningen på hindringen. I området ved AWS1, som ligger på vestsiden av et fjell, inntreffer ikke en slik opphopning. På grunn av en svakere stigning strømmes luftmassene upåvirket og lett opp over fjellsiden. Helgøya i vest skaper en lesone som får innvirkning på vindfeltet helt bort til Vannøya, men

dette gjelder kun midtre og sørlige deler av øya. De nordlige delene av øya ligger derimot godt eksponert for vestavinden, og modellen gir her en vindstyrke på 8-10 m/s de fleste steder.



**Figur 4.3.18:** Vindfeltet i 10 m høyde over nordre del av Vannøya. SIMRA, 11.02.04.

Den kraftigste vinden forekommer på fjelltoppene. Her presses luftmassene gjennom et mindre luftlag enn det som er tilfelle for lavereliggende områder, dermed oppstår en forsterking av vinden (speed-up-effekt). Områdene på lesiden får roligere vindforhold, og fjellene fører til redusert vindhastighet et godt stykke østover. Vindhastigheten på lesiden er flere steder lavere enn 2 m/s, og særlig områdene i sørøst ligger dårlig til ved vind fra denne retningen. Med unntak av dette området er det de midtre delene av øya og området rundt Torsvåg som får de laveste vindhastighetene (fig.4.3.18 og 4.3.20).

SIMRA gir en vindhastighet på 8-9 m/s fra SSV ved AWS2 og kun 2 m/s fra SSV på Torsvåg (fig. 4.3.18). Vindhastigheten på Torsvåg ligger dermed langt lavere enn det som ble observert, mens modellresultatet for AWS2 stemmer rimelig bra. I tillegg stemmer vindretningen fra modellen godt overens med observasjonene. Heller ikke for dette tidspunktet foreligger observasjoner fra de øvrige stasjonene. Modellen gir vindhastigheter på 8-10 m/s i det aktuelle området, som er meget tilfredstillende med tanke på utnyttelse av vindenergi.

### **Turbulent kinetisk energi**

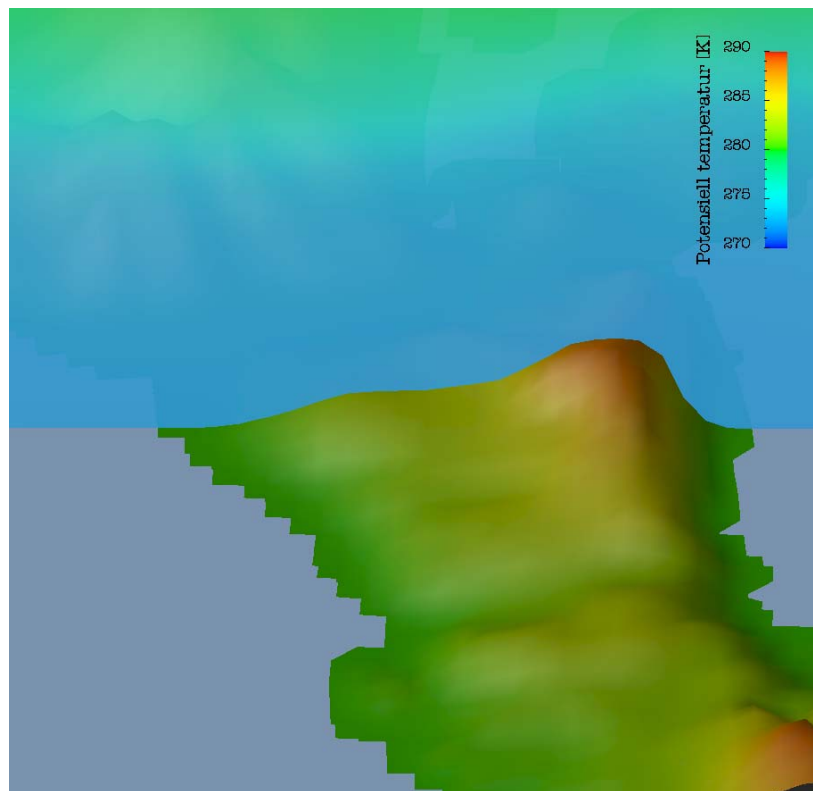
Modellkjøring med MC2 viste også for dette vindregimet forholdsvis stor forekomst av turbulens i enkelte områder på øya (fig. 4.3.22). Mønsteret lignet forbausende mye på det som var tilfelle for de foregående kjøringene, med de høyeste verdiene på midtre deler av

vestkysten, på Burøya og langs østkysten. For nordlige deler av øya oppstår kun ubetydelige mengder turbulens (fig. 4.3.23), og generelt er dette en ideell situasjon med tanke på vindkraft i det aktuelle området. Vind fra vest er som nevnt lite utsatt for påvirkning oppstrøms, og er dermed forholdsvis uforstyrret.

På grunn av lite turbulens i det aktuelle området har det heller ingen hensikt å studere turbulent lengdeskala for dette tilfellet.

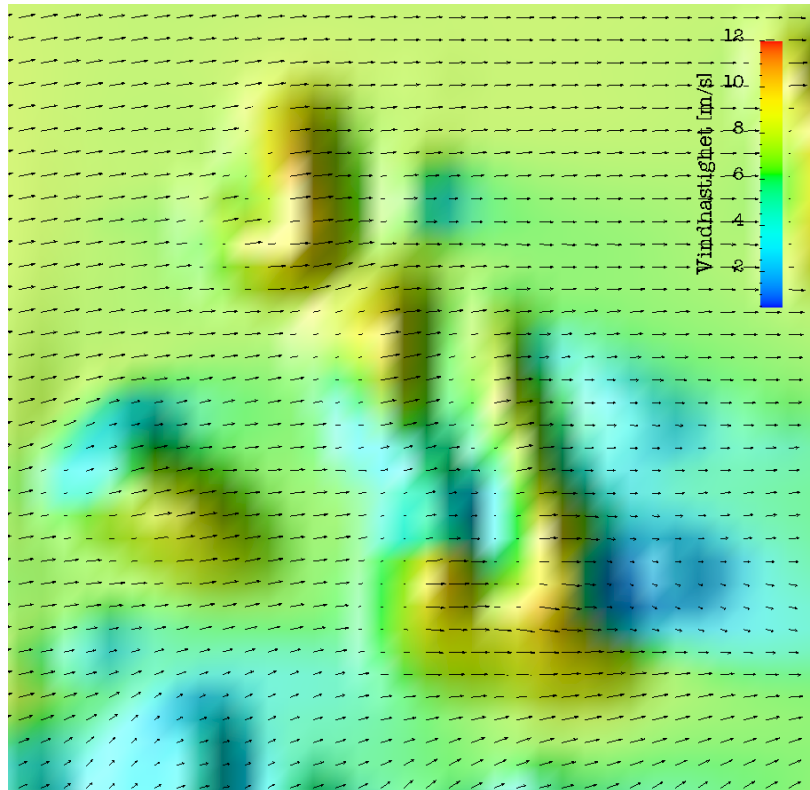
### Vertikalhastighet

Vertikalhastighetene ligger mellom -2 og 2 m/s, altså ganske lavt (fig. 4.3.24). Det som er av vertikalbevegelser får imidlertid virkning langt oppover i grenselaget, ettersom laget er såpass godt blandet (ikke stabilt nok til å dempe bevegelser som oppstår).

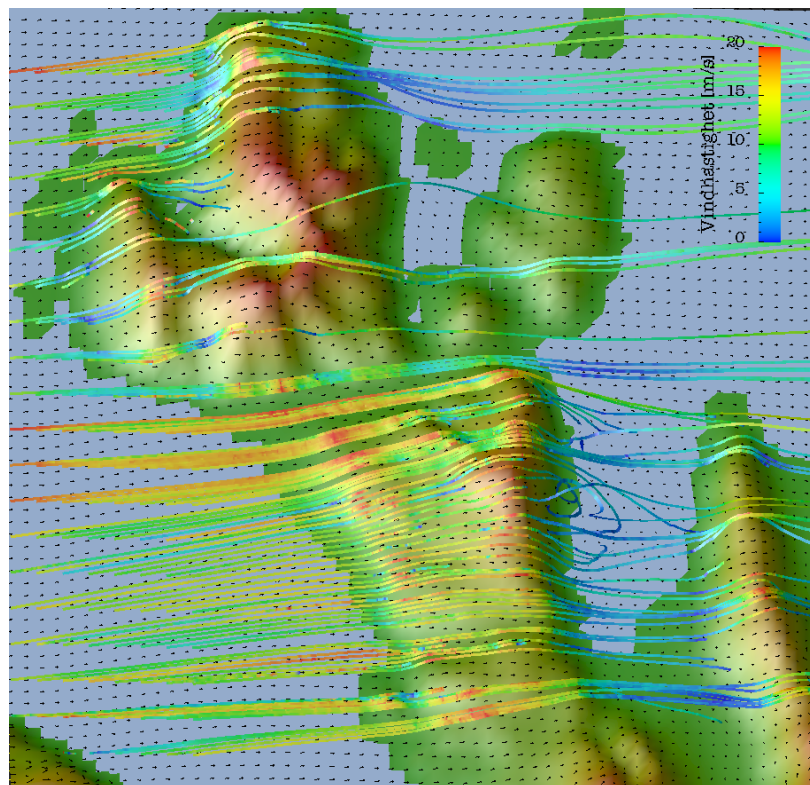


**Figur 4.3.19:** Potensiell temperatur fra SIMRA, 11.02.04 (vertikalsnitt over området ved AWS1).

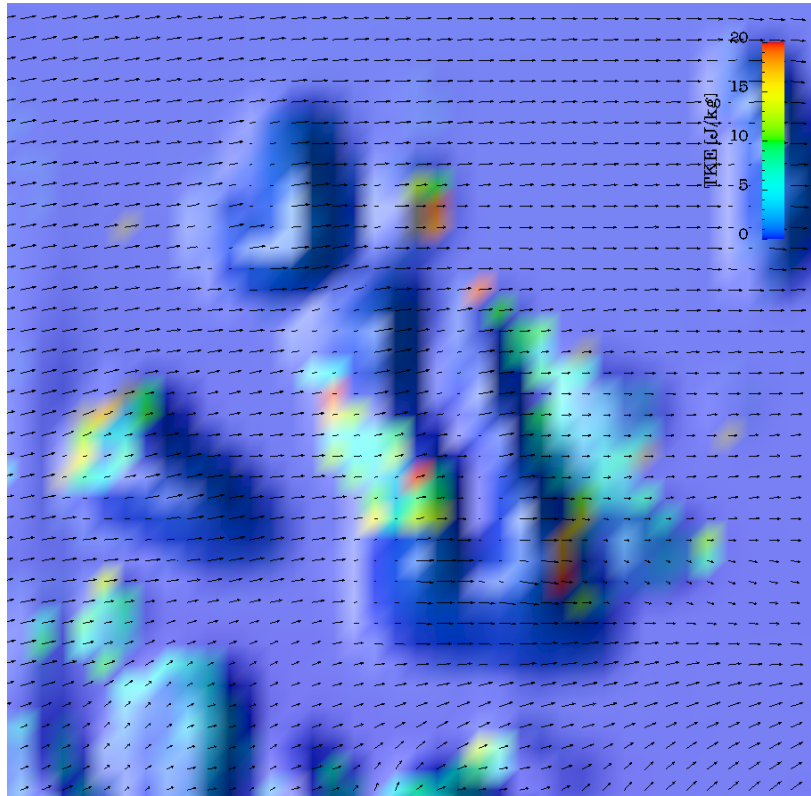




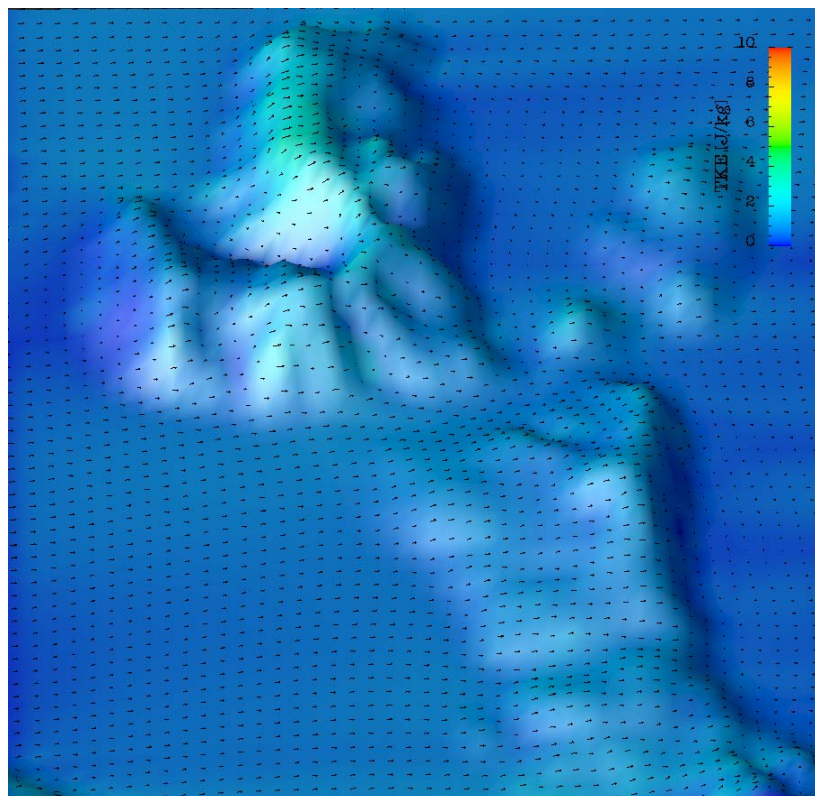
**Figur 4.3.20:** Vindfelt i 10 m høyde fra MC2, 11.02.04.



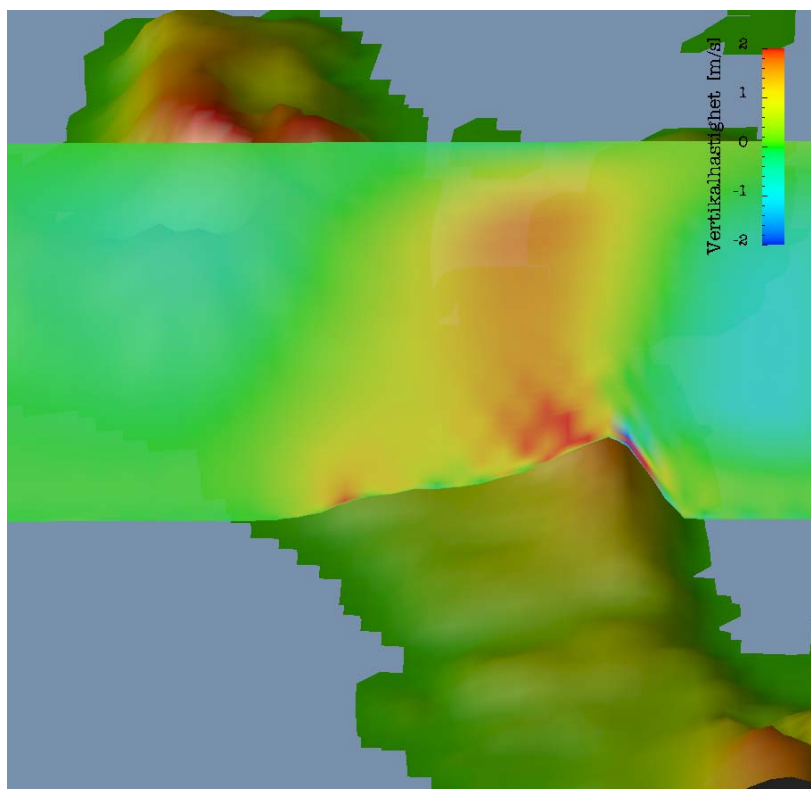
**Figur 4.3.21:** Strømmlinjer fra SIMRA, 11.02.04.



**Figur 4.3.22:** Turbulent kinetisk energi i 10 m høyde fra MC2, 11.02.04.



**Figur 4.3.23:** Turbulent kinetisk energi i 10 m høyde fra SIMRA, 11.02.04.



**Figur 4.3.24:** Vertikalhastighet fra SIMRA, 11.02.04 (vertikalsnitt over området ved AWS1).

#### 4.3.4 Case 4: Vind fra nordvest

Denne modellkjøringen tok utgangspunkt i værstsituasjonen 07.03.04, kl. 13-14. Observasjoner fra Torsvåg viste da 5.3 m/s fra NV, mens AWS2 målte 3.7 m/s (4.4 m/s i 10 m) fra VSV.

##### Stabilitet

Figur 4.3.26 viser kun små endringer i potensiell temperatur gjennom grenselaget. Atmosfærens sjiktning er dermed nær nøytral for dette tilfellet.

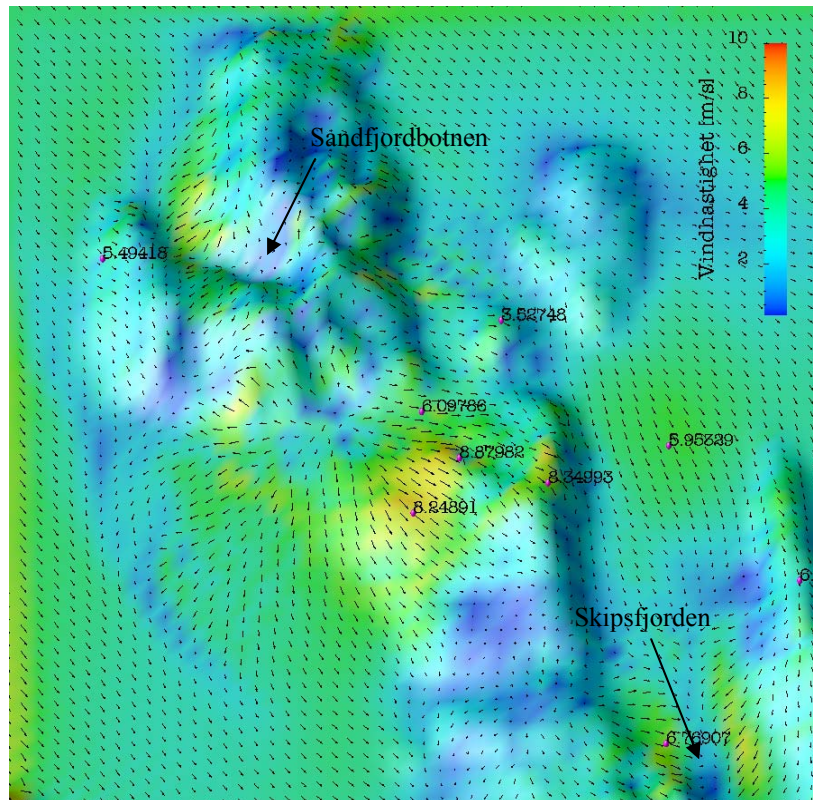
##### Vind

Vind fra nordvest kommer enda mer uforstyrret inn mot Vannøya enn vestavinden. Fra denne retningen er det ingen øyer oppstrøms og dermed ingen forstyrrende elementer som skaper uorden i luftmassene. Resultater fra MC2-kjøringen viser at luftmassene i liten grad endrer retning i møte med topografien på øya (fig. 4.3.27 og 4.3.28), som forventet ut i fra stabilitetsforholdene.

Figur 4.3.29, som illustrerer strømlinjer fra SIMRA-kjøringen, viser derimot et spesielt mønster nord på øya. Luftmassene som kommer inn mot Sandfjordbotnen (se fig. 4.3.25) oppstrøms fjellene i nord blir ”fanget”, og presses opp og over fjellene. Luftmassene blir samtidig presset sammen og det oppstår en kaostilstand. På grunn av god blanding i grenselaget kan bevegelsene som oppstår utfolde seg forholdsvis fritt. Forstyrrelsene i



luftstrømmen forplanter seg et godt stykke nedstrøms fjellområdet. Først når luftstrømmen når området ved AWS1 er den tilbake til normale tilstander igjen. Det samme fenomenet ser ut til å oppstå innerst i Skipsfjorden, oppstrøms fjellene i sør. Dette er imidlertid utenfor det området som er dekket av SIMRA. På grunn av at luftmassene ved denne vindretningen presses inn i trange daler før passering av fjellområdene, flyter ikke vinden like lett over terrenget som i det forrige tilfellet, til tross for mer nøytrale stabilitetsforhold.



**Figur 4.3.25:** Vindfeltet over nordre del av Vannøya fra SIMRA, 07.03.04.

AWS1 ligger i dette tilfellet godt eksponert for vinden, og det er i tillegg lite virvling i området. Dette kan sees ut i fra figur 4.3.29 ved at avstanden mellom strømlinjene er rimelig konstant (lite produksjon av skjærvirvling), og at det er lite krumning på strømlinjene. Vindhastigheten i dette området ligger på rundt 7-9 m/s. AWS2 blir liggende nedstrøms fjellene i nord, og dermed i le for vinden. SIMRA gir her en vindhastighet på 5-7 m/s, som er litt i overkant av det som ble observert. Modellen gir videre en vindhastighet på 4-6 m/s i området ved AWS3. Heller ikke for dette tidspunktet foreligger observasjoner fra AWS1 og AWS3.

Torsvåg opplever igjen en viss opphopningseffekt som fører til lavere vindhastighet enn i områdene rundt. SIMRA gir her en vindhastighet på rundt 5-6 m/s, en verdi som stemmer godt overens med det som er observert. Dette gjelder også vindretningen. Modellen viser at vindretningen ved AWS2 er litt mer vestlig enn det som er tilfelle på Torsvåg, men den er likevel dreid litt for mye nordlig i forhold til det som ble observert.

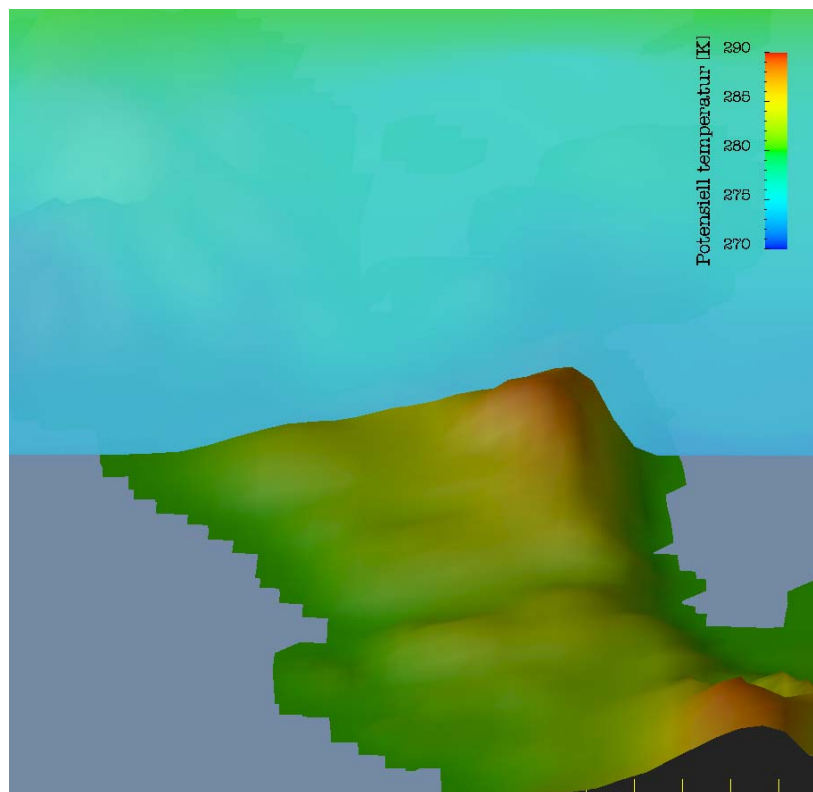


## Turbulent kinetisk energi

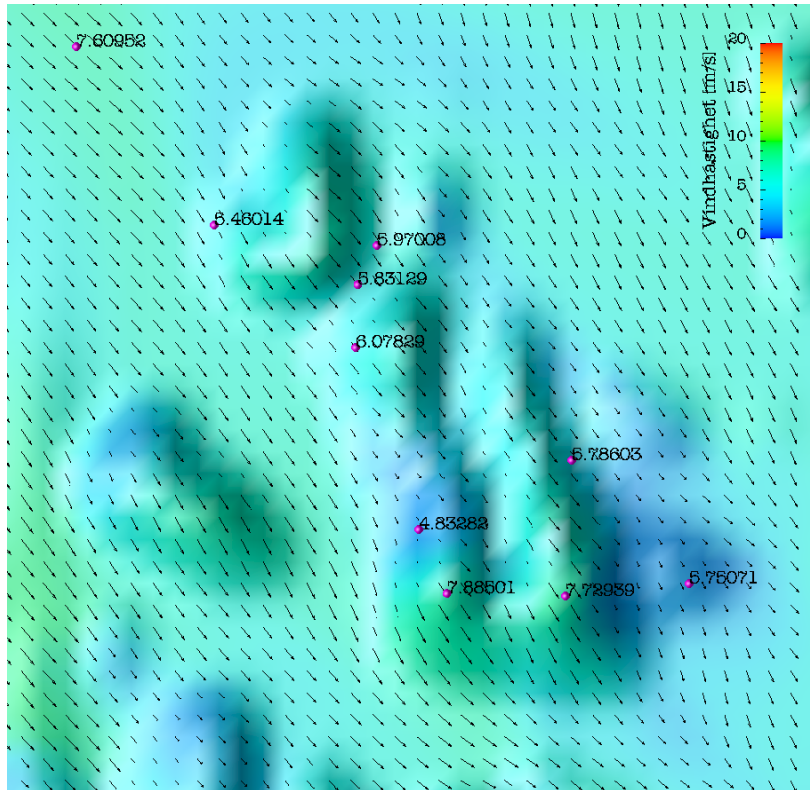
Med et så godt blandet grenselag over terrenget og få forstyrrelser for vinden oppstrøms øya, ble det som forventet generert lite turbulens i dette tilfellet (fig. 4.3.30 og 4.3.31). Det som fremgår av turbulens fra MC2-kjøringen oppstår imidlertid i de samme områdene som for de øvrige modellkjøringene, dvs. over midtre deler av vestkysten og langs østkysten. Resultater fra SIMRA viser kun minimale forekomster over den nordlige delen av øya. Ettersom grenselaget i dette tilfellet er godt blandet, vil det som er av turbulens få innvirkning langt oppover gjennom dette laget (fig. 4.3.32).

## Vertikalhastighet

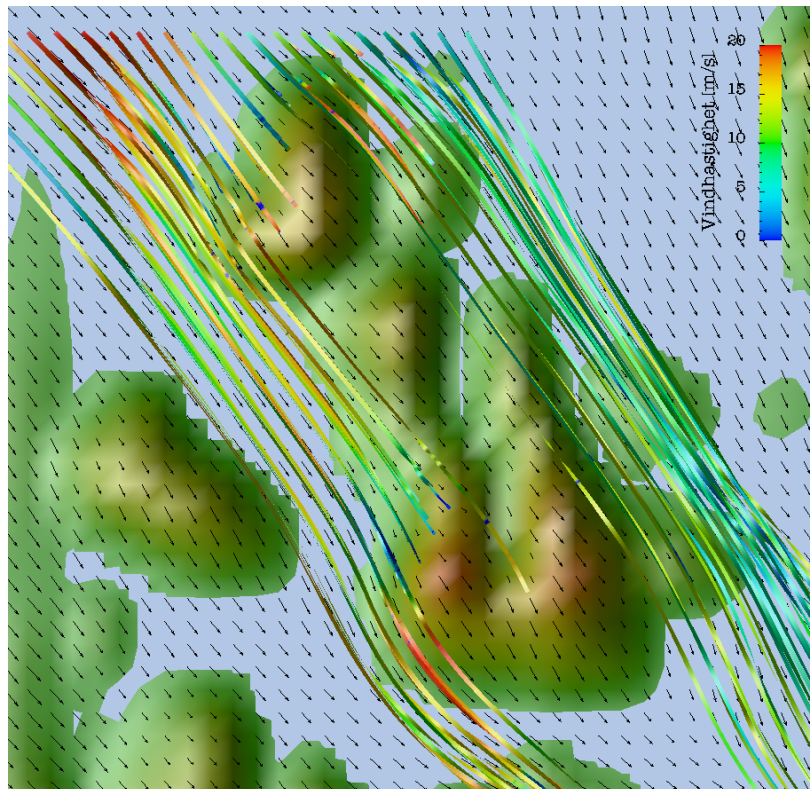
Modellkjøringen viser lave vertikalhastigheter i området. Vertikalsnittet over området ved AWS1 (fig. 4.3.33) viser verdier som ligger i intervallet  $\pm 2$  m/s, og akkurat som med turbulensen merkes forstyrrelsen langt oppover i grenselaget når den først er satt i gang.



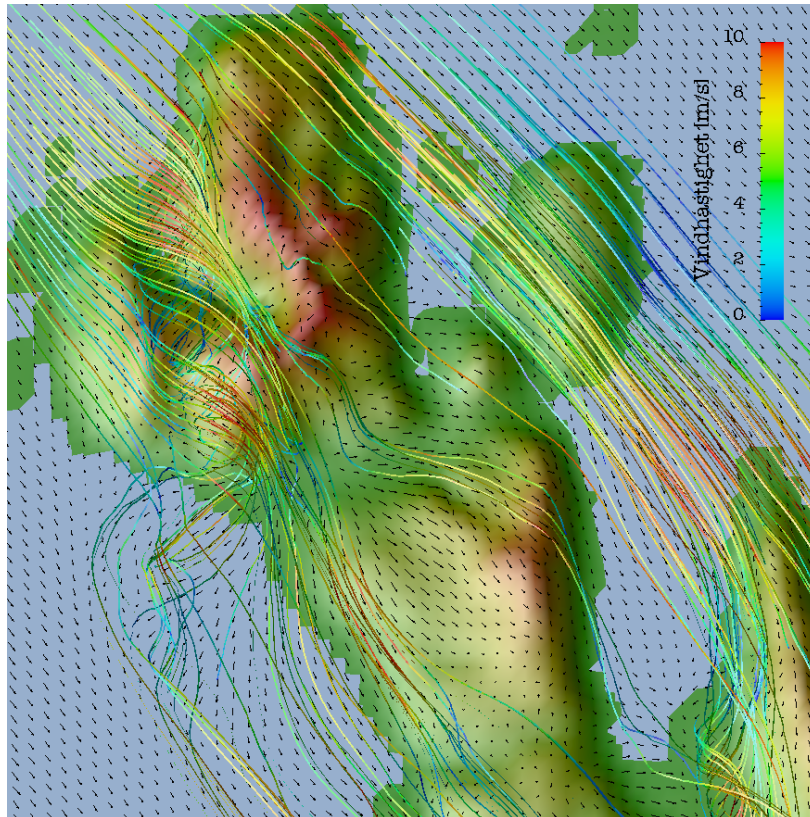
**Figur 4.3.26:** Potensiell temperatur fra SIMRA, 07.03.04 (vertikalsnitt over området ved AWS1).



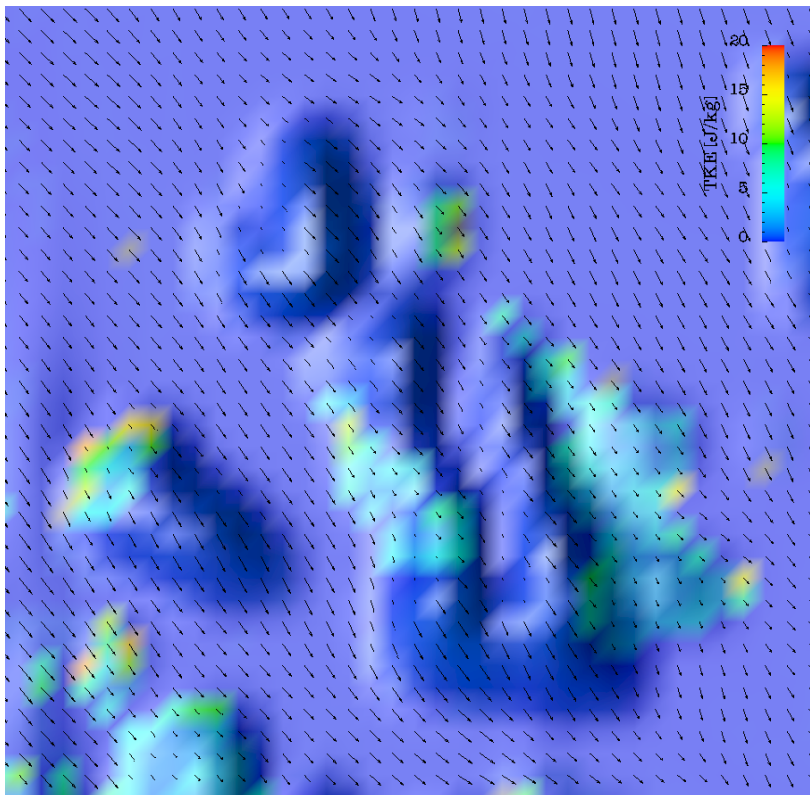
**Figur 4.3.27:** Vindfeltet i 10 m høyde fra MC2, 07.03.04.



**Figur 4.3.28:** Strømlinjer fra MC2, 07.03.04.

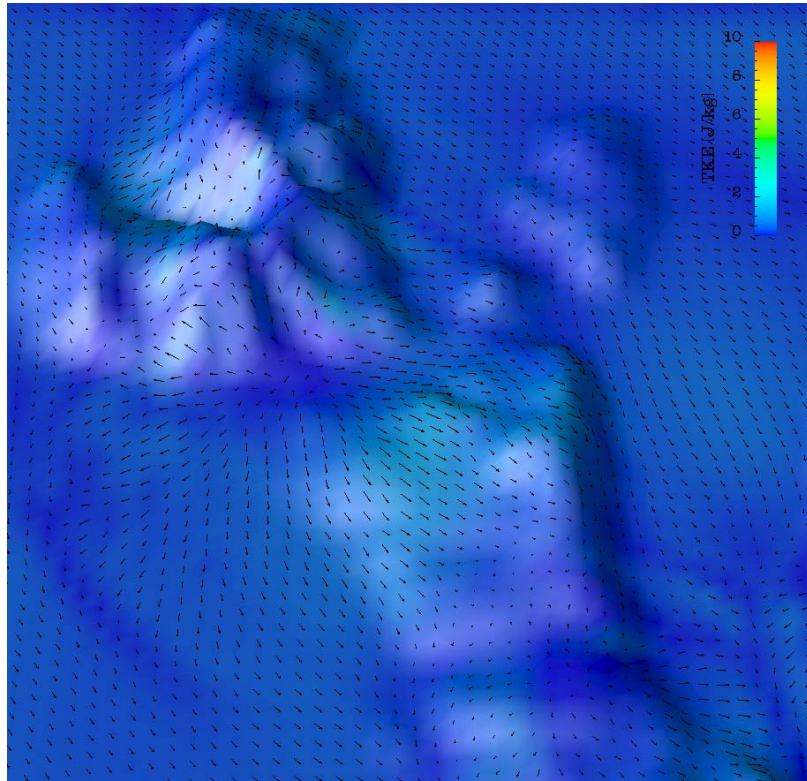


**Figur 4.3.29:** Strømlinjer fra SIMRA, 07.03.04.

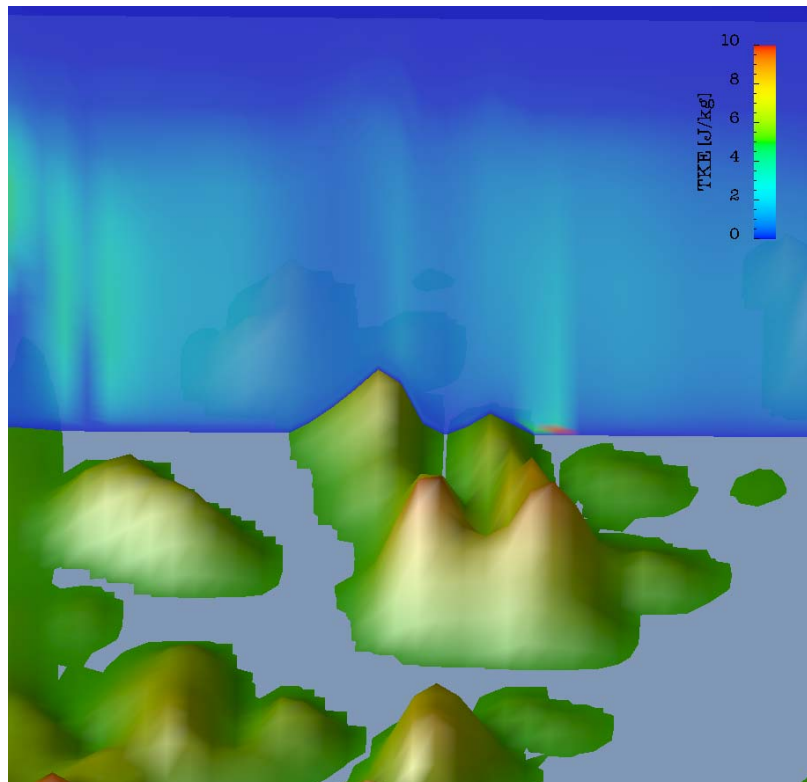


**Figur 4.3.30:** Turbulent kinetisk energi i 10 m høyde fra MC2, 07.03.04.

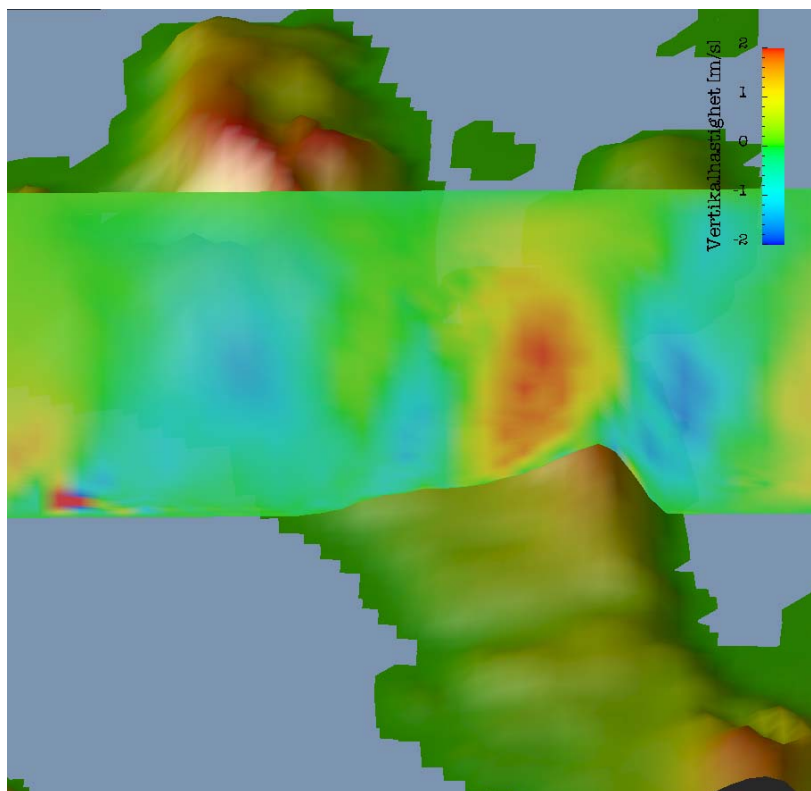




**Figur 4.3.31:** Turbulent kinetisk energi i 10 m høyde fra SIMRA, 07.03.04.



**Figur 4.3.32:** Turbulent kinetisk energi fra SIMRA, 07.03.04 (vertikalsnitt over området ved AWS1).



**Figur 4.3.33:** Vertikalhastighet fra SIMRA, 07.03.04 (vertikalsnitt over området ved AWS1).

## 4.4 Stabilitetsanalyse

Temperaturdata fra AWS2 og AWS3 er benyttet til beregning av stabilitetsforholdene i området. Det er gjort en inndeling med hensyn på vindretning, og det er også sett på hvordan stabiliteten varierer som funksjon av vindhastighet.

I utgangspunktet var planen å benytte data fra den høyestliggende stasjonen (AWS5) til disse beregningene. I ettertid viste det seg at data herfra var svært mangelfulle. Retningsmåleren stod stille gjentatte ganger, også ved kraftig vind og temperaturer godt over frysepunktet. Etter å ha luket bort det som var av åpenbare feilmålinger var grunnlaget ganske tynt, og de resterende data kan også ha vært feil. Stasjon 3 virket som et godt alternativ, og måleserien herfra strekker seg også over lenger tid enn det som er tilfelle for AWS5.

Usikkerheten ved måling av temperatur er i følge instrumentbeskrivelsen på  $\pm 0.1$  °C. Dermed innebærer en beregnet temperaturforskjell mellom to stasjoner en usikkerhet på  $\pm 0.2$  °C. For nøytral sjiktning vil temperaturgradienten i omgivelsene være lik tørradiabatisk temperaturgradient, dvs.  $0.98$  °C/100m. Med tanke på usikkerhet i målingene er det rimelig å definere nær nøytrale forhold gitt ved et intervall om denne verdien. Det er i dette tilfellet valgt å definere tilfeller hvor  $\gamma \in [0.9 - 1.1]$  °C/100m til nær nøytrale. Definisjonen for stabile og ustabile forhold blir da:

$\gamma < 0.009$		<i>Stabil</i>
$\gamma \in [0.009 - 0.011]$	°C/m	<i>Nøytral</i>
$\gamma > 0.011$		<i>Ustabil</i>

Videre følger resultatene fra stabilitetsundersøkelsen av data fra AWS2 og AWS3 for perioden 08.05.04 - 20.11.04. Ved inndeling av stabilitetsforholdene ble det tatt utgangspunkt i målinger fra AWS3 (Gammhaugen), ettersom denne stasjonen ligger mest eksponert for vinden.

Beregninger ble utført for alle 12 vindsektorer, men de følgende tabellene viser kun data for vindretninger som ble benyttet i modellkjøringene. (OBS! Modellene ble kjørt for vindretningene øst, sør, vest og nordvest. På grunn av terrengføring vil imidlertid luftstrømmene ofte endre retning og strømme fra en helt annen retning over ulike deler av øya. Data som er tatt med under gjelder for den vindretning modellen gir for området ved AWS3 for den aktuelle vindretningen).

### 4.4.1 Case 1: Vind fra øst.

Data fra denne modellkjøringen viser en forholdsvis sterk økning i potensiell temperatur med høyden, hvilket indikerer stabile forhold. Med såpass stabile forhold som her, oppleves en sterk terrengføring av luftmassene. Dette gjør sammenligning med observasjoner noe problematisk. I følge modellkjøringen (figur 4.4.1) blåser vinden i dette tilfellet fra en sørlig retning ved AWS3. En sammenligning av stabilitetsforhold mellom modell og observasjoner må da ta utgangspunkt i tilfeller med sørlig vind på stasjonen. Spørsmålet er da hvor ofte sørlig vind på AWS3 skyldes et østlig storstilt vindmønster. Sørlig vind på AWS3

forekommer heller ikke særlig ofte, og vind fra denne retningen kan jo også skyldes at vinden blåser fra sør i utgangspunktet.

S m/s	Antall				Prosent		
	Stabil	Ustabil	Nøytral	Sum	Stabil	Ustabil	Nøytral
0-5	158	3	11	172	91.9 %	1.7 %	6.4 %
5-10	22	1	3	26	<b>84.6 %</b>	<b>3.8 %</b>	<b>11.5 %</b>
10-15	8	0	0	8	<b>100.0 %</b>	<b>0.0 %</b>	<b>0.0 %</b>
15-20							
> 20							

**Tabell 4.4.1:** Oversikt over stabilitetsforholdene på Vannøya for tilfeller med sørlig vind på AWS3

I følge modellen lå vindhastigheten på Gammhaugen opp mot 20 m/s for dette tilfellet. Datasettet fra AWS3 var nokså begrenset for denne vindretningen, og som det fremgår fra tabellen over eksisterer ingen målinger av sørlig vind sterkere enn 15 m/s. Det som foreligger av observasjoner med vindhastighet i gruppen 5-10 m/s viser imidlertid at de aktuelle forholdene oftest forekommer ved stabil sjiktning, noe som støtter opp om behandlingen av stabiliteten i modellkjøringen. Vindhastigheten som fremgår av modellkjøringen virker derimot lite representativ for denne vindretningen.

#### 4.4.2 Case 2: Vind fra sør

Også denne modellkjøringen viser en rask økning i potensiell temperatur med høyden, og dermed stabile forhold. For dette tilfellet foreligger kun data fra MC2, men modellen er kjørt både med 1 km og med 250 m mellom gitterpunktene. Modellkjøringen med finest oppløsning gir en vindhastighet på 6 m/s fra SSV på Gammhaugen. På grunn av at vindretningen i dette området er en annen enn initialretningen i modellen ble det valgt å sammenligne modellresultatet med observasjoner av vind fra SSV på AWS3.

SSV m/s	Antall				Prosent		
	Stabil	Ustabil	Nøytral	Sum	Stabil	Ustabil	Nøytral
0-5	402	9	51	462	87.0 %	1.9 %	11.0 %
5-10	184	12	40	236	<b>78.0 %</b>	<b>5.1 %</b>	<b>16.9 %</b>
10-15	53	7	19	79	67.1 %	8.9 %	24.1 %
15-20	2	0	3	5	40.0 %	0.0 %	60.0 %
> 20							

**Tabell 4.4.2:** Oversikt over stabilitetsforholdene på Vannøya for tilfeller med sør-sørvestlig vind.

Tabellen viser at observasjoner av den aktuelle vindretningen og vindhastighet i intervallet 5-10 m/s oftest inntreffer ved stabile forhold, hvilket stemmer godt overens med stabiliteten i den aktuelle modellkjøringen.

### 4.4.3 Case 3: Vind fra vest

Modellkjøringen som tar for seg vind fra vest viser kun en liten økning i potensiell temperatur i den nederste halvdel av grenselaget. Atmosfæren er dermed nær nøytral til svakt stabil i dette området. Ved slike forhold påvirkes luftmassene i mindre grad av terrenget, og i følge modellen blåser vinden her fra vest de aller fleste steder på øya. Modellen gir en vindhastighet på 8-9 m/s i området ved AWS3.

V m/s	Antall				Prosent		
	Stabil	Ustabil	Nøytral	Sum	Stabil	Ustabil	Nøytral
0-5	201	14	32	247	81.4 %	5.7 %	13.0 %
5-10	256	12	53	321	<b>79.8 %</b>	<b>3.7 %</b>	<b>16.5 %</b>
10-15	219	0	28	247	88.7 %	0.0 %	11.3 %
15-20	106	2	13	121	87.6 %	1.7 %	10.7 %
> 20	9	0	2	11	81.8 %	0.0 %	18.2 %

**Tabell 4.4.4:** Oversikt over stabilitetsforholdene på Vannøya for tilfeller med vestlig vind på AWS3

I følge tabell 4.4.4 forekommer vestlig vind med vindhastighet i det aktuelle intervallet hyppigst ved stabil sjiktning. Styrken på stabiliteten fremkommer derimot ikke her. Tabell 4.4.5 viser andelen av de stabile tilfellene ved vestavind som ligger innenfor ulike gradientintervall. For vind i det aktuelle hastighetsintervallet fremgår det at i over 50 % av de stabile tilfellene er temperaturgradienten  $> 0.007 \text{ }^\circ\text{C/m}$ , dvs. nokså svak stabilitet. Ved omtrent 75 % av de stabile tilfellene er temperaturgradienten  $> 0.006 \text{ }^\circ\text{C/m}$ .

$dT/dz \text{ [}^\circ\text{C/m]}$	a) Stabil sjiktning Vestlig vind		b) Stabil sjiktning Vestlig vind 5 – 10 m/s	
	Antall	Andel	Antall	Andel
0.008 – 0.009	161	20.4 %	64	25.0 %
0.007 – 0.008	214	27.1 %	68	26.6 %
0.006 – 0.007	266	21.0 %	61	23.8 %
0.005 – 0.006	92	11.6 %	32	12.5 %
0.004 – 0.005	70	8.8 %	17	6.6 %
0.003 – 0.004	30	3.8 %	10	3.9 %
0.002 – 0.003	8	1.0 %	3	1.2 %
0.001 – 0.002	7	0.9 %	1	0.4 %
0.000 – 0.001	5	0.6 %	0	0.0 %
< 0	38	4.8 %	0	0.0 %
Sum	791	100.0 %	256	100.0 %

**Tabell 4.4.5:** Styrken på stabiliteten for a) alle observasjoner av vestlig vind og b) vestavind og vindhastighet i intervallet 5-10 m/s.

Med tanke på usikkerheten i beregningene og vurdering av stabiliteten fra modellkjøringene er det god grunn til å godkjenne modellens behandling av stabiliteten også i dette tilfellet.



#### 4.4.4 Case 4: Vind fra nordvest

Atmosfærens stabilitet var i dette tilfellet nær nøytral til svakt stabil. Potensiell temperatur øker lite med høyden, og indikerer dermed et godt blandet lag. Vinden kommer opprinnelig fra nordvest og strømmer lett og fint over fjellene i nord. Litt terrengføring er det likevel og det kan se ut til at vinden ved AWS3 muligens kommer fra en noe mer vest-nordvestlig retning. Vindhastighet ligger også her rett i overkant av 8 m/s.

VNV	Antall	Prosent					
m/s	Stabil	Ustabil	Nøytral	Sum	Stabil	Ustabil	Nøytral
0-5	136	36	44	216	63.0 %	16.7 %	20.4 %
5-10	73	22	62	157	<b>46.5 %</b>	<b>14.0 %</b>	<b>39.5 %</b>
10-15	11	3	6	20	55.0 %	15.0 %	30.0 %
15-20	1	0	0	1	100.0 %	0.0 %	0.0 %
> 20							

**Tabell 4.4.6:** Oversikt over stabilitetsforholdene på Vannøya for tilfeller med vest-nordvestlig vind på AWS3

NNV	Antall	Prosent					
m/s	Stabil	Ustabil	Nøytral	Sum	Stabil	Ustabil	Nøytral
0-5	178	40	61	279	63.8 %	14.3 %	21.9 %
5-10	114	22	146	282	<b>40.4 %</b>	<b>7.8 %</b>	<b>51.8 %</b>
10-15	35	4	29	68	51.5 %	5.9 %	42.6 %
15-20	7	0	5	12	58.3 %	0.0 %	41.7 %
> 20							

**Tabell 4.4.7:** Oversikt over stabilitetsforholdene på Vannøya for tilfeller med nord-nordvestlig vind på AWS3

Både nord-nordvestlige og vest-nordvestlige vinder i det aktuelle hastighetsintervallet inntreffer ofte ved nær nøytrale forhold. For nord-nordvestlige vinder og hastighet mellom 5 og 10 m/s er tilfellene med nøytral sjiktning i flertall, men også vind fra VNV inntreffer hyppig ved nøytrale stabilitetsforhold.

#### 4.4.5 Oppsummering

Resultatene fra undersøkelsen av temperaturdata fra de to stasjonene samsvarer forholdsvis godt med stabilitetsforholdene i de fire modellkjøringene. Det minnes likevel om at det er mange forhold som her kan føre til feilaktige verdier:

- *Stråling:* Kraftigere vind i høyden fører til en mindre strålingsavkjøling i høye nivå enn i lavere nivå. Dette gir en lavere temperaturgradient mellom to ulike høydenivå (temperaturen avtar saktere med høyden), og dermed mer stabile forhold.
- *Fuktighet:* En luftpakke som heves gjennom en sky vil ikke heves tørradiabatisk, men vil derimot gjennomgå en pseudoadiabatisk heving. Temperaturgradienten er da mindre enn 0.98 °C/ 100 m. Med en slik temperaturgradient avtar temperaturen saktere enn antatt, hvilket gir et strengere krav til stabilitet. Den øverste stasjonen kan også

ligge over skydekket slik at temperaturen faller raskere i øverste del av sjiktet enn i nederste del.

- *Stabilitet*: Ved sterk stabilitet og kraftig vind vil det stabile laget føye seg etter terrenget. Temperaturmålinger ved bakken i to ulike høyder gir da en forskjell som er mindre enn den en ville fått hvis en stod på ett sted og målte i to høyder i vertikalen. Dermed vil en finne at stabiliteten er svakere enn det den virkelig er.

Det å benytte bakkemålinger for to ulike stasjoner er altså ingen ideell metode for beregning av stabilitetsforholdene. Et bedre grunnlag for stabilitetsanalyse kunne vært oppnådd ved radiosondemålinger i området, men dette ble ikke utført i denne oppgaven.

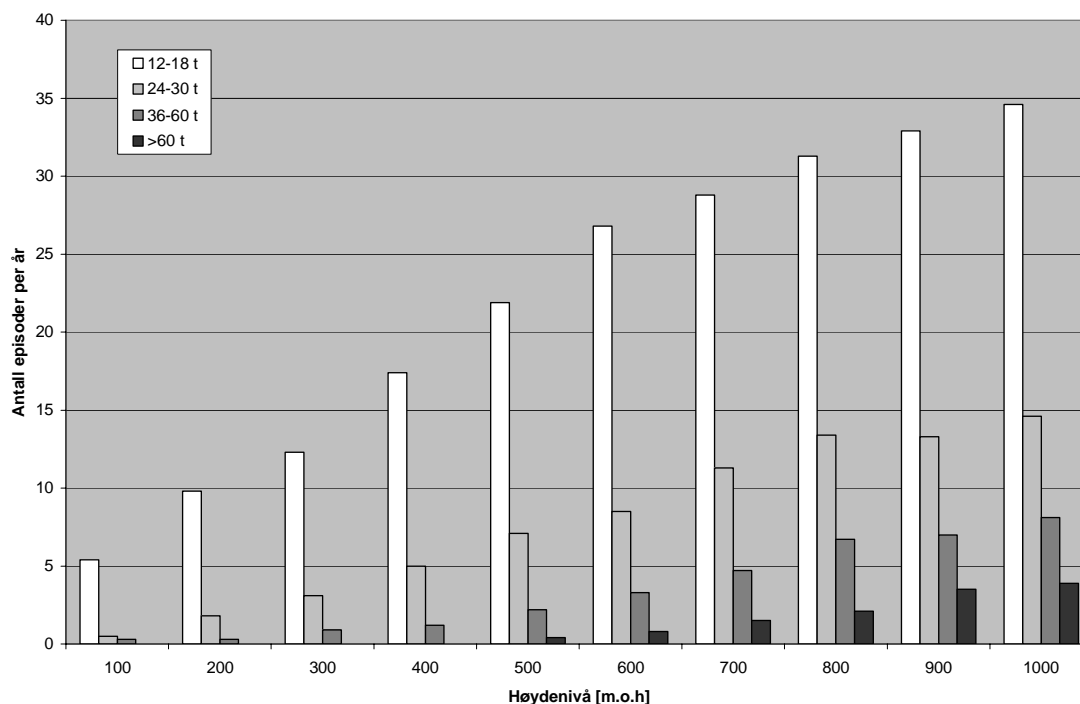
Fuktighet- og strålingspåvirkning er vanskelig å undersøke, og det er ikke mulig å si noe om dette ut i fra mitt begrensede datamateriale. Det som foreligger av data tyder ihvertfall på at den stabiliteten som fremkommer for vindretningene sør, vest og nordvest er rimelig representativ for den aktuelle vindretning. Unntaket er øst-tilfellet som det er vanskelig å si noe om på grunn av den sterke terrengføringen. Den kombinasjonen av vindstyrke og vindretning som modellen gir for området ved AWS3 forekommer sjelden, men stabiliteten stemte godt med virkeligheten.

## 4.5 Beregninger av skyising

I utgangspunktet var det området ved AWS1 som var mest aktuelt for utnyttelse av vindenergi. Dette området ligger vest for høyereliggende fjellområder, og ligger dermed litt i le for østlige vinder. Østavind vil av den grunn ikke innebære noen fare for skyising i dette området. Derimot vil vestavinden, ved potensielle forhold, medføre stor fare for skyising. Vind fra vest kommer i tillegg tilnærmet uforstyrret inn fra havet, og fuktigheten i luften er ofte svært høy. Det løftet som er nødvendig for skyising, vil her inntreffe når vinden kommer fra sektoren 150-300 grader.

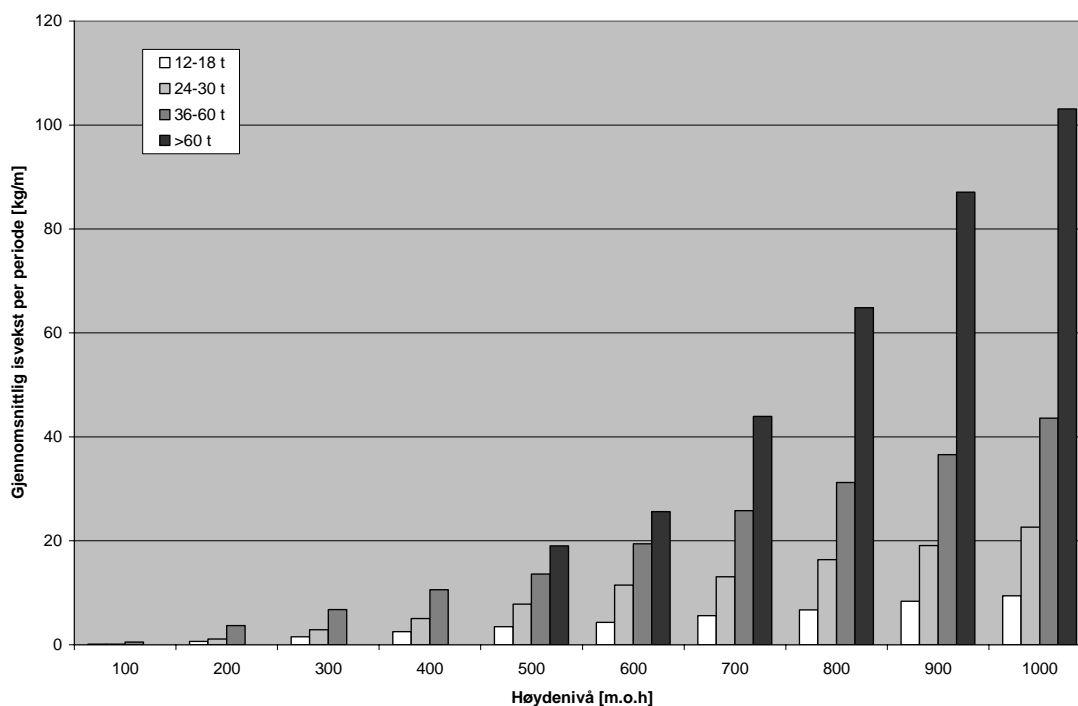
I beregningene ble det sett på årlig frekvens av episoder hvor forholdene lå til rette for skyising, det vil altså si temperatur lavere enn 0 °C, vindhastighet høyere enn 5 m/s, vind fra den nevnte sektoren og skybase under aktuelt nivå. For datasettet fra Torsvåg foreligger observasjoner for hver 6 time, og antall etterfølgende observasjoner med isingsforhold ble i beregningene talt opp for 10 høydenivå (hver 100. m fra 100 – 1000 m). Episodene ble delt inn i 4 grupper (2-3, 4-5, 6-10 og > 10 observasjoner). Vindmøller vil nok uansett ikke være aktuelt i de høyeste nivåene, men disse ble likevel tatt med til sammenligning. For hver observasjon ble det antatt at isingsforholdene hadde vart i de 6 timene siden forrige observasjon.

Figuren under viser årsfrekvensen av slike isingsepisoder i de ulike høydenivåene:



**Figur 4.5.1:** Årsfrekvens av episoder med potensielle isingsforhold (Måling hver 6 t. Potensielle forhold:  $T < 0$  °C,  $Z > Z_c$ , vind fra sektoren 150-300°, vindhastighet > 5 m/s)

I hvert av nivåene ble også gjennomsnittlig isvekst [kg/m] for hver av isingsperiodene beregnet:



**Figur 4.5.2:** Gjennomsnittlig isvekst [kg/m] i isingsperioder av ulike lengde

I høydenivå 100 m inntreffer vanligvis en 12-18 timers isingsperiode 5-6 ganger i året, men figur 4.5.2 viser at en slik periode i denne høyden medfører en forholdsvis liten ismengde ( $\ll 1$  kg/m). Figuren viser at ismengdene som dannes i de ulike periodene øker kraftig med høyden. Dette skyldes hovedsaklig kraftigere vind og høyere vanninnhold. Hvor grensen går for tålelig isingsfrekvens og ismengde er ikke så lett å si, men som beskrevet i kapittel 2 er det ikke mye som skal til før vindturbinene må stanses. Dersom en antar at en turbin må stå i ro allerede ved en 12-18 timers isingsperiode vil man i gjennomsnitt i 100 m høyde oppleve at ising stanser driften av turbinen totalt fra 85 timer til over 125 timer hvert år, som tilsvarer ca 4-5 døgn i året. De øvrige verdiene følger i tabellen under.

Høyde [m]	Min. antall timer	Maks. antall timer	≈ Min. antall døgn	≈ Maks. antall døgn
100	85	> 125	4	> 5
200	168	> 243	7	> 10
300	256	> 370	11	> 15
400	365	> 526	15	> 22
500	532	> 755	22	> 31
600	691	> 980	29	> 41
700	874	> 1230	36	> 51
800	1056	> 1490	44	> 62
900	1190	> 1651	50	> 69
1000	1290	> 1779	54	> 74

**Tabell 4.5.1:** Varighet av perioder hvor turbinen må stå i ro pga. ising (per år).

Det fremgår av tabell 4.5.1 at frekvensen av ising øker raskt med høyden. Usikkerheten i beregningene er imidlertid store. Det er gjort mange forenklinger og antagelser i utregningene, og resultatene er bare et forsøk på å beskrive de faktiske forhold.

- Av de tre korreksjonskoeffisientene er det kun kollisjonskoeffisienten,  $\alpha_1$ , som er beregnet i modellen. Når det gjelder  $\alpha_2$ , er denne lik 1 for skyising og kan dermed ses bort fra i dette tilfellet. Isingseffektiviteten vil derimot variere litt. Ved ising nær  $0\text{ }^\circ\text{C}$  vil ikke dråpene fryse like raskt og noe vann blåser av igjen, og verdien av  $\alpha_3$ , vil da være mindre enn 1. Å sette denne lik 1 vil altså føre til en liten overestimering av ismengden.
- I modellen er det ikke tatt hensyn til at isingen fører til økt tverrsnittsareal. Denne økningen fører til at dråpene lettere glir unna og kollisjonseffektiviteten avtar. Samtidig vil en arealøkning føre til at isen kan feste seg over en større flate og ismengden vil øke av den grunn (merk A i lign. 2.4.3). Disse to effektene vil muligens utjevne hverandre.
- Formelen for skybasetemperaturen tar utgangspunkt i at temperaturen avtar tørradiabatisk opp til skybase, d.v.s.  $k = -0.98\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$ . En videre bruk av formelen burde da gjerne medført bruk av denne temperaturgradienten. Beregnet skybase ville da ligget langt lavere og beregnet ising ville vært langt høyere. Både Drage (2004) og Harstveit (2002) har gjennom målinger funnet at gradienten vanligvis ligger godt under dette, og i denne modellen er det Drages gradient på  $0.92\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$  som er benyttet.
- I modellen er det ikke sett på muligheten for at toppen av skyen ligger lavere enn det aktuelle nivå, slik at ising er beregnet til tross for at området befinner seg utenfor skyen. Ismengden vil i så fall være overestimert.
- Dersom en av faktorene som ble satt som krav for ising uteble ved en observasjon, ble isingsperioden avsluttet. Hvis da den neste observasjonen viste isingsforhold er det stor sannsynlighet for at objektet fortsatt er nedist og at videre ising ville bygge videre på dette. Isåfall vil dette medføre at varigheten av isingsperiodene er underestimert, eller at antall korte perioder er overestimert, mens antall lange er underestimert.
- Ved nedbør vil den relative fuktigheten i luften ofte ligge svært høyt, til tross for at skybase ligger høyt oppe. Høy relativ fuktighet fører til feil i beregningene ved at metning oppnås i en lavere høyde og skybase antas å ligge lavere enn det som er tilfelle. Dette medfører en overestimering av ismengden.
- Det er heller ikke tatt høyde for at deler av ismengden kan falle av konstruksjonen i løpet av en isingsperiode. Dette medfører i såfall at den beregnede ismengden er overestimert.

Det er altså mange usikkerhetsmomenter i beregningene. Dette vil nok gjelde de aller fleste beregningsmetoder for ising som ikke innebærer faktiske målinger av ismengdene, og selv med slike måldata tilgjengelig vil det være vanskelig å oppnå god nøyaktighet i resultatene.

Det er tidligere gjort beregninger av ismengdene i kystområder over hele landet ut i fra meteorologiske data fra flyplasser (Harstveit, 2002). Det ble her beregnet årlig maksimal ismengde i flere nivåer oppover. En nærmere beskrivelse av metoden er gitt i artikkelen nevnt over. Ved isingsberegninger for kysten av Nord-Troms til Vest-Finnmark er det data fra Hasvik flyplass som er benyttet. De beregnede data herfra kan benyttes som

vurderingsgrunnlag på Vannøya. Beregningene er kjørt for 8 sesonger, og resultatene fremgår av tabell 4.5.2.

	<b>Nov95 - Mar96</b>	<b>Nov96- Mar97</b>	<b>Nov97- Mar98</b>	<b>Nov98- Mar99</b>
Høyde [m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]
200	0.0	0.0	0.0	0.0
300	0.0	0.6	0.1	0.5
400	1.6	3.3	3.5	3.0
500	8.2	12.3	11.7	11.5
600	20.5	50.6	23.3	23.5
700	45.2	102.5	37.5	43.9
800	88.7	163.3	65.3	68.4
900	154.9	226.3	115.2	101.8
1000	234.0	296.3	177.4	152.5
1100	320.0	373.8	240.0	197.2
1200	396.7	455.1	297.7	245.9

	<b>Nov99- Mar00</b>	<b>Nov00- Mar01</b>	<b>Nov01- Mar02</b>	<b>Nov02- Mar03</b>
Høyde [m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]	Maks. akkumulert isvekt [kg/m]
200	0.0	0.0	0.0	0.0
300	0.2	0.1	0.3	1.7
400	3.9	0.8	1.1	4.5
500	16.2	6.0	5.0	8.6
600	24.5	14.3	15.1	19.9
700	72.1	30.4	36.6	66.1
800	114.5	54.8	80.6	143.5
900	161.0	91.8	143.2	231.3
1000	213.5	142.2	236.1	338.0
1100	268.1	212.1	312.1	441.8
1200	326.8	289.5	404.1	596.8

**Tabell 4.5.2:** Beregnet maks. akkumulert isvekt [kg/m] på et standardlegeme, 10 m over bakken, på en utsatt, uskjermet fjelltopp ved kysten av Nord-Troms – Vest-Finnmark (Harstveit, personlig komm.).

Prosjekter med målinger med kaldt og varmt anemometer har tidligere vist at isingen først blir et problem når anemometeret påføres en ismengde på 5 kg/m eller mer (Harstveit, 2002). I følge Harstveit svarer dette til høyder fra 400 m og oppover for Tromsøområdet.

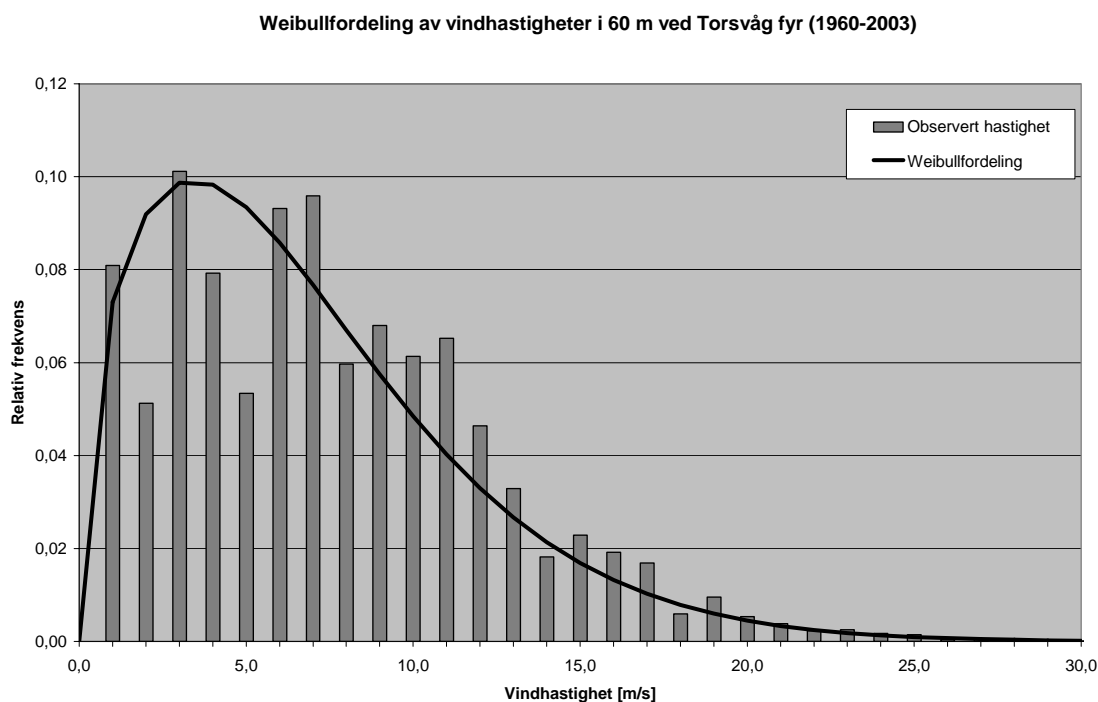
Fra tabellen over fremgår det at ismengdene som bygges opp i løpet av en sesong er meget små i høyder opp til og med 300 m. Ettersom AWS1 ligger lavere enn dette (250 m.o.h) er stasjonen tilsynelatende under kritisk grense. Ulike typer konstruksjoner har imidlertid ulike grenser for hvor store islaster som kan tolereres og dermed vil også problemgrensen variere ut i fra hvilken konstruksjon vi ser på. Som nevnt tidligere vil ikke vindturbiner tåle særlig mye is før driften reduseres, og eventuelle vindmøller i dette området bør derfor uansett være bygget med tanke på at det vil oppstå episoder med ising.

## 4.6 Energi

Variasjonene i vindhastighet i et område kan beskrives statistisk ved hjelp av weibullfordelingen. Med kjennskap til effektkurven for en valgt vindturbin kan denne statistiske fordelingen benyttes til å beregne hvor mye energi den aktuelle vindturbinen vil kunne produsere i dette området. Energiproduksjonen er meget sensitiv til endringer i vindhastigheten. Ettersom vinden øker med høyden over bakken, er energiproduksjonen svært avhengig av høyden på vindturbinen. I beregningene er det tatt utgangspunkt i en vindturbin på 60 m, som lenge har vært en vanlig høyde på slike konstruksjoner. De senere år har imidlertid høyden på vindturbinene økt betraktelig, og det er nå ganske vanlig med en navhøyde på 80 m eller høyere.

Beregningene i dette kapittelet er gjort på grunnlag av langtidsseriene som er beregnet med de estimerte overføringskoeffisientene. Omregning av data fra 10 m til en høyde på 60 m er gjort med potensformelen, som beskrevet i kapittel 3. Ettersom det ikke foreligger informasjon om vindkast for langtidsserien, er det her benyttet en konstant eksponent i formelen. Verdien av denne er satt til 0.14, som er en typisk verdi for kystområder. Til tross for korrigering av langtidsserien fra Torsvåg, innebærer denne serien fortsatt en forholdsvis stor usikkerhet. I tillegg vil stasjonens plassering i forhold til nærliggende fjell og terreng medføre et ytterligere usikkerhetsmoment.

Ved omregning til vind i 60 m, ble gjennomsnittlig vindhastighet for perioden f.o.m. 1.1.1960 t.o.m. 31.12.2003 på Torsvåg 7.6 m/s. Weibullfordeling av vindhastighetene i denne perioden er vist i figur 4.6.1, her med skalaparameter 7.5 og formparameter 1.47. I tillegg er de omregnede målte data tatt med i figuren:



**Figur 4.6.1:** Weibullfordeling av vindhastigheter i 60 m på Torsvåg.

Figuren viser at formen på weibullfordelingen stemmer rimelig godt overens med de målte dataene, og at denne fordelingen ser ut til å gi et godt bilde på hastighetsfordelingen. Data fra Torsvåg viste en sannsynlighet på 72 % for vindhastighet mellom 4-25 m/s (operative forhold) i denne høyden.

En årlig middelvind på 7.6 m/s svarer til et energipotensiale på rundt 2350 kWh/m<sup>2</sup> per år. Dette er den totale energimengden i luften som treffer 1 m<sup>2</sup> av vingens sveipte areal per sekund. Som beskrevet i kapittel 2 er det ikke praktisk mulig å trekke ut all denne energien, og dagens vindturbiner er vanligvis i stand til å utnytte rundt 40 % av dette når de yter maksimalt. For en middelvind på 7.6 m/s svarer dette til en årlig produksjon på rundt 870 kWh/m<sup>2</sup>. For å få energiutbyttet per mølle må dette ganges opp med rotorarealet.

Forholdet mellom den aktuelle energiproduksjonen og den maksimale produksjonen (dvs. energiproduksjonen som vil oppnås dersom turbinen produserer med maksimal effekt hele tiden) kalles kapasitetsfaktoren. Svært gode lokaliteter kan oppnå en kapasitetsfaktor på 0.40-0.45, men veldig mange steder i Norge ligger den rundt 0.30 – 0.35. I Danmark er gjennomsnittlig kapasitetsfaktor rundt 0.25, og i Tyskland rundt 0.20 – 0.23 (F. Villanger, personlig komm.).

Videre i oppgaven er det tatt utgangspunkt i turbintypen Bonus 2.3 MW. Denne typen vindturbin er blant annet benyttet i vindparken på Hitra, som ble satt i gang i oktober 2004. Vindturbinen er konstruert for en maksimal effekt på 2300 kW, og den produseres stort sett med navhøyder på 60 og 80 m. Navhøyden og størrelsen på vingene er imidlertid svært avhengig av forholdene, og det forekommer særtilfeller hvor spesielle mål benyttes. For vindturbinene i vindmøllparken på Hitra er navhøyden 70 m.

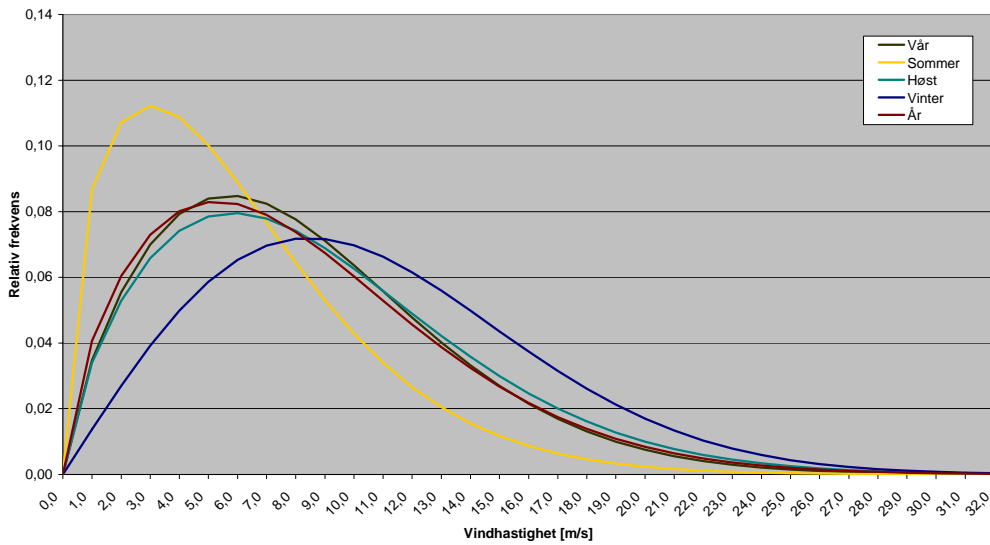
#### **4.6.1 Beregninger for AWS1**

Weibullfordeling av beregnet vind i 60 m for området ved AWS1 er vist i figur 4.6.2. Som forventet ligger hovedvekten av observasjonene på lave vindhastigheter i sommersesongen, mens grafen er dradd litt mot høyere vindhastigheter i de øvrige sesongene. Store sesongvariasjoner i fordelingen av vindhastigheter fører også til store variasjoner i energiutbyttet for de ulike sesongene. Figur 4.6.3 viser størrelsen på det potensielle energiutbyttet for hver sesong. Den røde klossen illustrerer årlig energipotensiale med denne typen vindturbin i dette området.

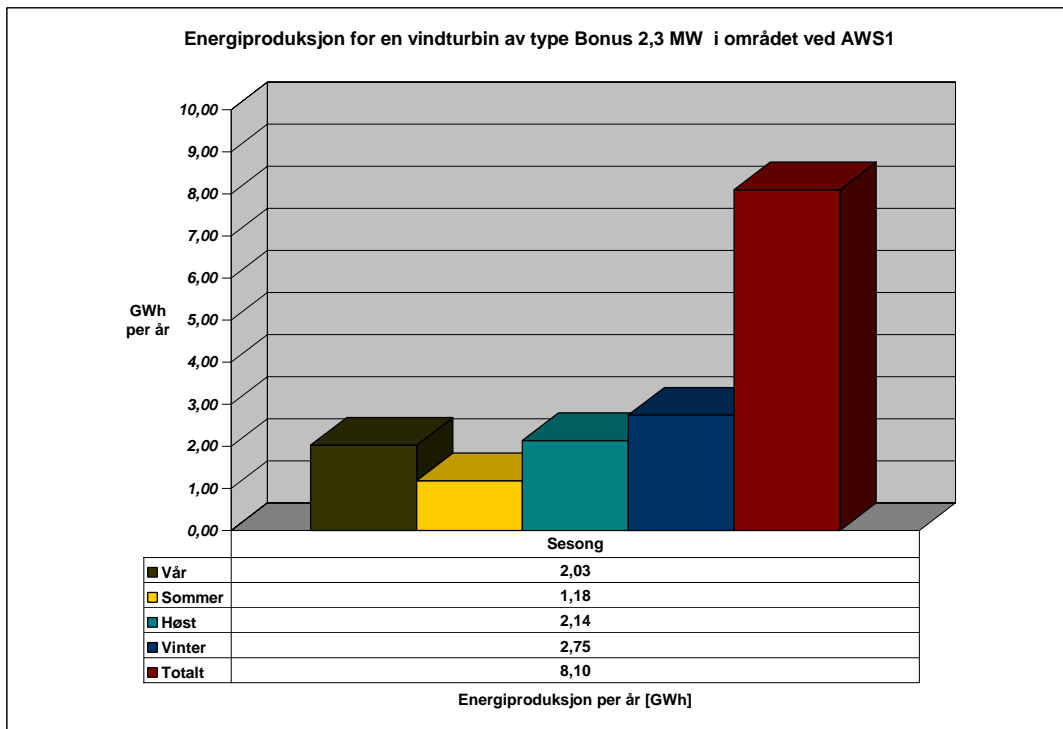
Gjennomsnittlig vindhastighet i denne høyden er på 9.4 m/s. Vindturbinen vil være operativ 81 % av tiden, vindhastigheten tatt i betraktning. Den årlige kapasitetsfaktoren er på 0.40. Figuren viser at energiutbyttet er størst i vintermånedene, mens det om sommeren kun kan forventes rundt halvparten av vinterproduksjonen. Forventet årlig energiproduksjon er på 8.1 GWh. Til sammenligning er det for vindparken på Hitra oppgitt en forventet årsproduksjon på 6.3 GWh i snitt per mølle. Dette er imidlertid en gjennomsnittsverdi, og utbyttet for hver av de 24 turbinene som er satt opp i området vil nok variere.



Weibullfordeling av vindhastighet i 60 m for ulike sesonger (ved AWS1)



Figur 4.6.2: Weibullfordeling av vind i 60 m for området ved AWS1



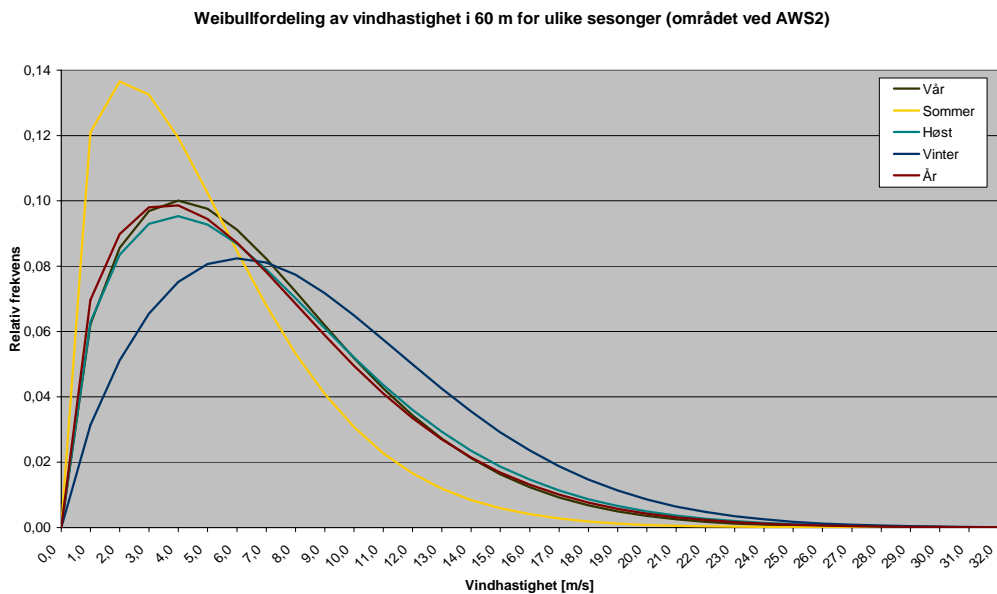
Figur 4.6.3: Energiproduksjon med Bonus 2.3 MW i området ved AWS1

## 4.6.2 Beregninger for AWS2

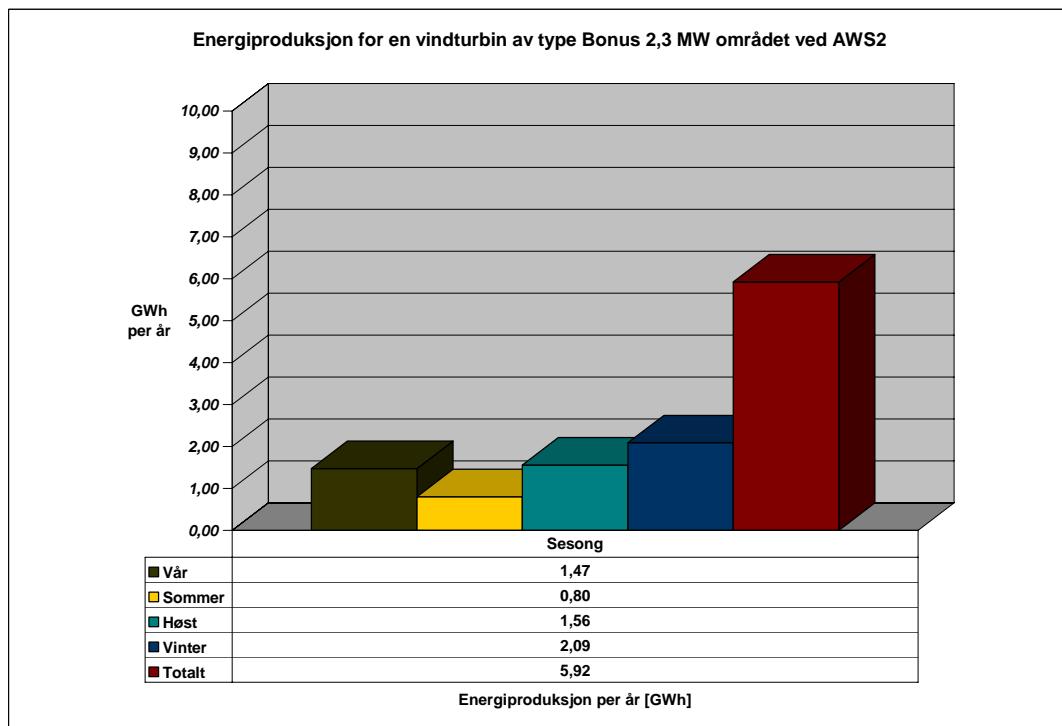
Weibullfordeling av vind i 60 m for området ved AWS2 er vist i figur 4.6.4. Årlig gjennomsnittlig vindhastighet i denne høyden ble beregnet til 7.3 m/s.

Beregninger av energipotensialet ble utført på samme måte som for AWS1. På denne stasjonen var det imidlertid et større datasett å ta utgangspunkt i, hvilket gir et tilsvarende bedre resultat.

Figur 4.6.5 viser at en vintersesong gir et energiutbytte på 2.09 MW, mens tallene for sommersesongen som forventet ligger langt lavere. Vindturbinen vil ha operative vindforhold 73 % av tiden, og den årlige kapasitetsfaktoren som kan oppnås med den valgte vindturbinen er på 0.29.



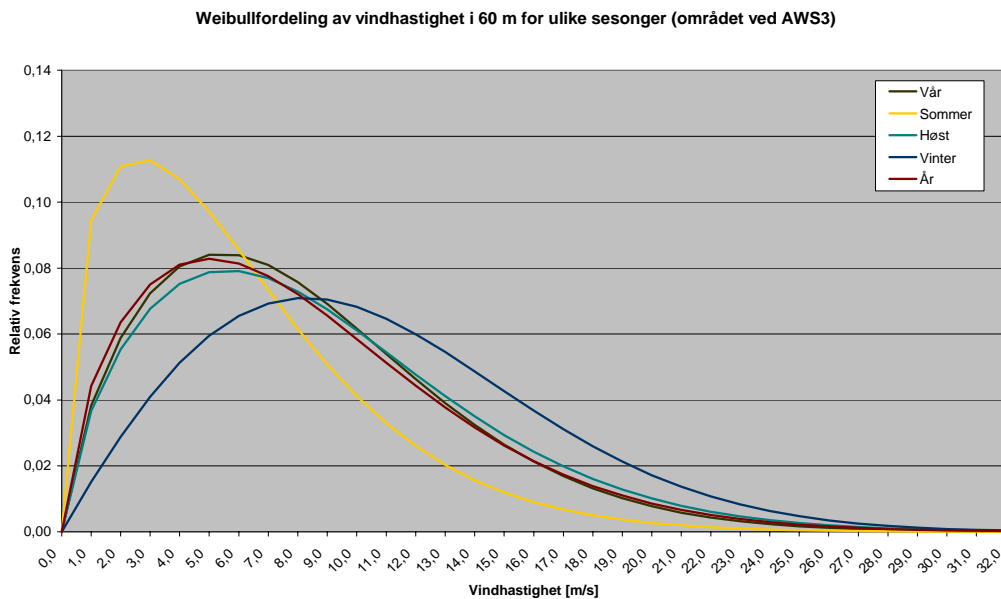
**Figur 4.6.4:** Weibullfordeling av vind i 60 m for området ved AWS2.



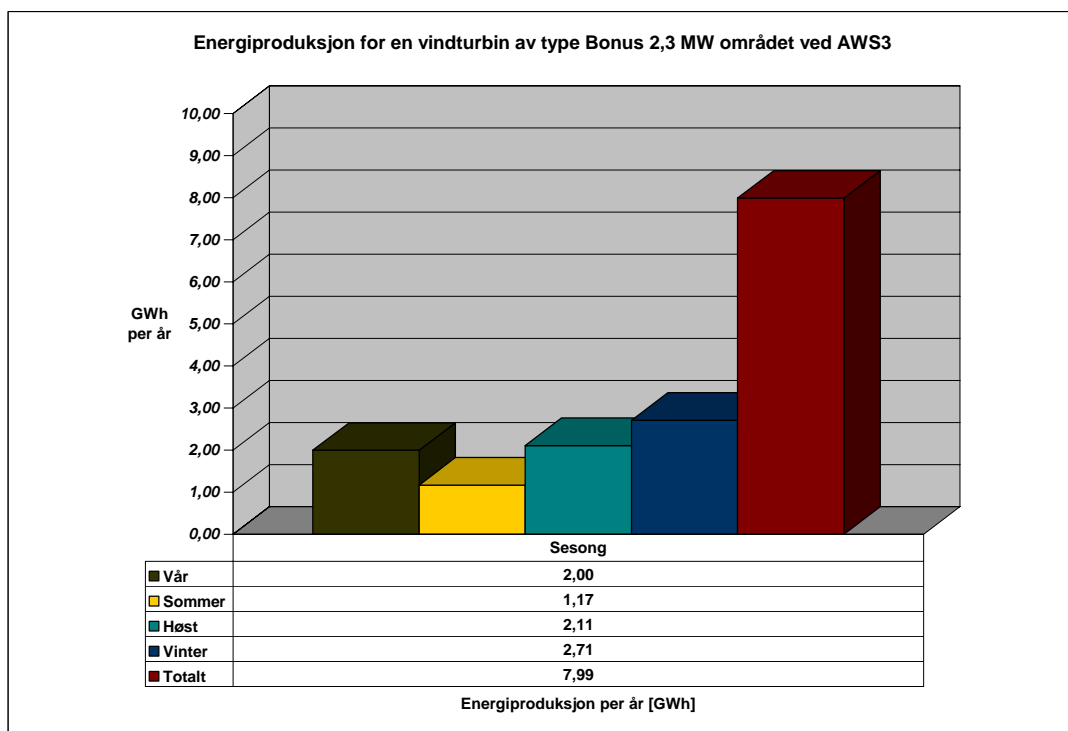
**Figur 4.6.5:** Energiproduksjon med Bonus 2.3 MW ved AWS2

### 4.6.3 Beregninger for AWS3

Figur 4.6.6 viser weibullfordeling av beregnet vindserie for området ved AWS3. Den beregnede serien resulterte i potensiell energiproduksjon gitt i figur 4.6.7. Denne viser et energipotensiale for Gammhaugen som er langt bedre enn området ved AWS2 og litt i underkant av det som ble beregnet for området ved AWS1. Med tanke på vindforhold vil en vindturbin i dette området ha operative forhold 80 % av tiden, og den årlige kapasitetsfaktoren er på 0.40.



**Figur 4.6.6:** Weibullfordeling av vind i 60 m for området ved AWS3



**Figur 4.6.7:** Energiproduksjon med Bonus 2.3 MW ved AWS3.

#### 4.6.4 Sammendrag og sammenligning

Energiberegningene for de tre aktuelle områdene tyder på et stort potensiale på denne delen av øya. Særlig gjelder dette området ved AWS1 og AWS3. Etter egen oppfatning virker det oppnådde resultatet noe høyt, og det minnes om en stor grad av usikkerhet i det benyttede datasettet. Ved beregning av langtidsstatistikk for AWS1 og AWS3 ble imidlertid høye og lave hastigheter trolig noe underestimert, noe som senker faren for at det beregnede energipotensialet ligger for høyt.

Som beskrevet i kapittel 2.1.3 blir potensielle lokaliteter ofte delt inn i 7 grupper ut i fra gjennomsnittlig vindhastighet. Stasjonene det er sett på vil da fordele seg på følgende måte:

Stasjon	Klasse	Middelvind i 10 m [m/s]	Energitetthet i 10 m [W/m <sup>2</sup> ]
Fruholmen	7	8.5	> 400
Langnes	1	4.0	< 100
Loppa	3	5.5	150-200
Torsvåg	4	5.9	200-250
AWS1 (langtid)	7	7.3	> 400
AWS2 (langtid)	3-4	5.6	150-250
AWS3 (langtid)	7	7.2	> 400
AWS1 (korttid)	5	6.3	250-300
AWS2 (korttid)	4	5.7	200-250
AWS3 (korttid)	3	5.4	150-200
AWS4 (korttid)	5-6	6.4	300-400

**Tabell 4.6.1:** Fordeling av stasjonene på vindklasser med tanke på egnethet for produksjon av vindkraft (se tabell 2.1.1).

For stasjonene AWS1, AWS2 og AWS3 er det i tillegg til observerte verdier tatt med beregnet middelvei fra langtidsstatistikken. Det er ikke gjort noen energiberegninger for de fire stasjonene øverst i tabellen, men middelvinden gir ihvertfall et visst bilde på hva som kan forventes. Ettersom 7 er vindlokalitet av beste klasse og 1 er bunnggruppen, fremgår det at stasjonene fordeler seg godt utover skalaen. Det som foreligger av data fra AWS1 og AWS3 tyder på at dette er områder som vil være svært godt egnet for utnyttelse av vindenergi. Resultatene for AWS2 ligger derimot langt lavere. Langtidsstatistikk fra AWS2 gir verdier litt i underkant av det som er tilfelle for Torsvåg, til tross for at samtidige data for kortidsperioden viser at AWS2 ligger litt i overkant av Torsvåg. Dette skyldes nok retningsfordelingen i tidligere år. Vindretninger som er heldige for AWS2 kan ha forekommet hyppigere dette året enn normalt.

Nederst i tabellen er snittverdier for måleperiodene for de 4 korttidsstasjonene tatt med. Med unntak av verdien for AWS2 er disse lite egnet for vurdering ettersom det kun foreligger data for en begrenset del av året. Til tross for at de to siste stasjonene kun har operert i henholdsvis 7 og 1 måned ser det foreløpig nokså bra ut med tanke på potensiale for utnyttelse av vindenergi i disse områdene.

Det minnes om at det er utilstrekkelig å gjøre vurderinger av potensialet kun ut i fra kjennskap til midlere vindhastighet, men det gir ihvertfall et visst bilde på egnethet for et område. Et langt bedre estimat er oppnådd ved verdiene i figurene 4.6.3 , 4.6.5 og 4.6.7.

## 5. Diskusjon

I denne oppgaven er ulike meteorologiske faktorer belyst med tanke på en eventuell vindpark på Vannøya. Automatiske værstasjoner som har vært utplassert på øya har sørget for kortidsmålinger av vind og temperatur. Data fra disse er sammenlignet med en lang måleserie fra Torsvåg fyr, og sektoravhengige overføringskoeffisienter er beregnet for tre potensielle lokaliteter. Disse er benyttet til beregning av langtidsserier for områdene, og ut i fra langtidsseriene er energipotensialet for hvert av områdene beregnet.

Modellene MC2 og SIMRA er kjørt for fire utvalgte vindretninger, øst, sør, vest og nordvest. Resultatene av modellkjøringene er analysert og sammenlignet med det som foreligger av observasjoner for tidspunktet modellene er kjørt. Sammenligning av resultater fra de to modellene viser at forskjellen i oppløsning har svært stor betydning for modellering i såpass kompleks terreng som på Vannøya. Den grove oppløsningen i MC2 klarer i mange tilfeller ikke å fange opp viktige terrengføringer av luftstrømmen, effekter som derimot kommer tydelig frem i SIMRA.

I tillegg er risikoen for ising i ulike høydenivå på øya kartlagt.

### 5.1 Observasjoner

Observasjoner fra de automatiske værstasjonene på Vannøya har til dels vist tilfredsstillende resultater med tanke på utnyttelse av energien i vinden. På det meste har fem stasjoner stått utplassert i området, men langtidsserie og energipotensiale er kun beregnet for tre av disse. Utelatelse av data fra AWS4 skyldes at måleserien fra denne stasjonen er altfor kort for vurdering. Målingene fra AWS5 var derimot kun tiltenkt å sikre data for stabilitetsberegninger, og plassering av denne stasjonen var i utgangspunktet utelukket som en potensiell lokalitet for eventuelle vindturbiner. I tillegg ble en stor del av denne måleserien mislykket på grunn av problemer med ising og dårlige instrumenter.

Av de tre ”vellykkede” stasjonene var det særlig målingene fra AWS1 og AWS3 som virket lovende. Beregnet langtidssstatistikk fra disse stasjonene resulterte i en årlig middelvind på henholdsvis 7.3 og 7.2 m/s i 10 meters høyde (9.2 og 9.1 m/s i 50 m). Årlig middelvind nær kysten ligger gjerne mellom 6 til 10 m/s, og dersom vinden i 50 meters høyde ligger over 8.5 m/s anses vindforholdene som meget gode ([www.vindteknikk.no](http://www.vindteknikk.no)). Usikkerheten i beregningene (blant annet ved høydejustering av målingene, bruk av estimerte overføringsfaktorer, usikkerhet i observert vindretning på Torsvåg m.m.) er høy, men resultatene tyder ihvertfall på gode vindressurser i området. Verken AWS1 eller AWS3 har vært i drift mer enn 8-9 måneder, og begge måleseriene er mangelfulle for vinterhalvåret hvor vindressursene normalt er størst. Gjennomsnittlig vindhastighet for de opprinnelige måleverdiene (vind i 3 m) ligger likevel rimelig høyt med 5.9 m/s på AWS1 og 6.0 m/s på AWS3.

AWS2 ligger mer skjermet til enn de andre stasjonene. Høye fjell på nord- og sørsiden fører til noe redusert hastighet ved enkelte vindretninger. Observasjonene fra denne stasjonen tyder imidlertid på langt bedre vindressurser enn forventet. Ved stabile forhold vil vind fra sektorene SØ til V og NNØ til ØNØ kanaliseres over Vannareidet. Dette forsterker vinden

ved AWS2. Med fremherskende vindretning fra SØ til V gir dette rimelig gode vindforhold i et område som tilsynelatende virker lite egnet for utnyttelse av vindenergi. Den beregnede langtidsserien resulterte i en årlig middelvind på 5.8 m/s i 10 meters høyde (7.1 i 50 m). Med hensyn på middelvinden anses vindressursene i dette området som middels gode.

## 5.2 Modellresultater

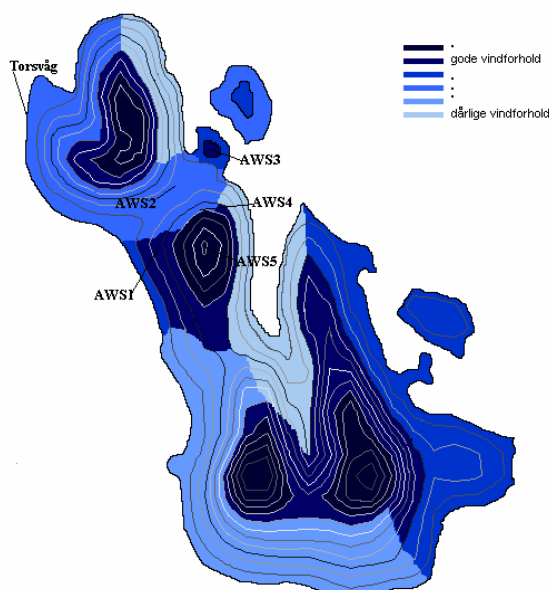
### 5.2.1 Vindforhold

De fire vindregimene som er studert varierer mye med hensyn på vindfordeling og vindstyrke. For øst- og sørtilfellet er grenselaget stabilt, og det oppleves en sterk terrengføring av luftstrømmen. Ved kjøringene med vestlig og nordvestlig vind er sjiktningen mer nøytral, og luftmassene strømmer rimelig lett og upåvirket inn over terrenget. De to første tilfellene fører begge til en tydelig kanalisering og vindøkning i det luftmassene presses rundt hjørnet i sørvest. Østtilfellet viser i tillegg kraftig vind over fjellrekken på østsiden av øya, mens sørtilfellet viser et tilsvarende område med kraftig vind i lavere nivå øst for fjellrekken. Årsaken til at den sterkeste vinden her oppleves i lavere nivå, er nok en sterkere stabilitet og lavere initialhastighet enn i østtilfellet. Luftmassene klarer dermed ikke å komme over fjellet, og på grunn av en innsnevring i strømningsbanen på siden av fjellet øker styrken på vinden. For østtilfellet fører svakere stabilitet og sterkere vind til at luftmassene lettere presses opp og over fjellet. Felles for disse kjøringene er at vindhastigheten i nordlige områder til dels er noe lavere enn i andre områder på øya. Østtilfellet gir likevel vindhastighet på rundt 9 m/s i området ved AWS1 og AWS2, mens vindøkning ved AWS3 fører til vind opp i 19 m/s i dette området. Kjøringene med vestlig og nordvestlig vind gir også tilfredstillende resultater i det aktuelle området i nord, mens områdene på østsiden av øya opplever en sterkt redusert vindhastighet ved disse vindretningene.

Som nevnt innledningsvis var det stor forskjell mellom simuleringene med grov og fin oppløsning av terrenget. Vindfeltet fra MC2-kjøringen var forholdsvis jevnt over øya, og modellen viste lite terrengføring av luftmassene. Nøsting til 250 og 150 m mellom gitterpunktene resulterte i langt mer omfattende modifiseringer av vindfeltet. Særlig gjaldt dette kjøringene med stabil sjiktning.

Det gjøres oppmerksom på at modellstudiet av vindforholdene på øya kun tar utgangspunkt i fire enkeltstående vær-situasjoner, og resultatene er dermed lite egnet til å si noe generelt om vindforholdene i området. Vindforhold og stabilitet i modellen er imidlertid testet opp mot observasjoner, og denne sammenligningen viste at resultatene fra de fire kjøringene var rimelig representative for vindforholdene ved de respektive vær-situasjonene på Vannøya.

På grunn av store variasjoner i den geografiske vindfordelingen ved de ulike simuleringene blir det vanskelig å bestemme en midlere vindhastighet for ulike områder på øya. En vurdering av fremherskende vindretning i området kan imidlertid gi en pekepinn på hvor høyt hvert av vindregimene bør vektas. Å ta utgangspunkt i vindfordeling på Torsvåg gir lite verdifull informasjon om dette, ettersom vinden i dette området i høy grad styres av nærliggende terreng. Det samme gjelder i mer eller mindre grad korttidsstasjonene i området. Figur 2.2.3 i kapittel 2.1 viser imidlertid en oversikt over det storstilte vindmønsteret i Nord-Norge. Her fremgår det at vinden hovedsaklig blåser fra sektoren SØ-V i denne delen av landet, og de vestvendte områdene ligger dermed stort sett godt eksponert for vinden.



**Figur 5.2.1:** Grov oversikt over vindforholdene på Vannøya.

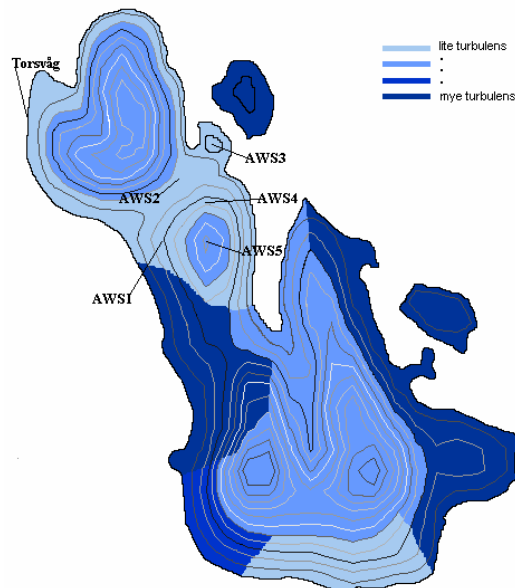
Figur 5.2.1 viser en grov oversikt over vindforholdene på øya. Ulike farger antyder hvor gode vindforholdene i ulike områder er i forhold til øvrige deler av øya. Ideelt sett skulle en midlere vindhastighet for samtlige deler av øya vært beregnet, men på grunn av meget kompleks terreng blir dette vanskelig å få til ut i fra de måleseriene som foreligger. Observasjonene fra stasjonene i nord viste imidlertid at vindforholdene ved AWS1 og AWS3 er meget gode, mens målinger fra AWS2 og Torsvåg anses som middels gode. Oversiktskartet gir dermed en pekepinn på hvor en kan forvente tilstrekkelig vind med tanke på energiproduksjon.

## 5.2.2 Turbulens

Mønsteret for horisontale variasjoner i turbulensen på øya ser overraskende likt ut for alle de fire værregimene. Turbulens forekommer hovedsaklig langs de østlige delene av øya, i et område nord for fjellene i sørvest og til dels på Burøya i nordøst. Styrken på turbulensen varierer for de ulike simuleringene, og den kraftigste turbulensen fremkommer for kjøringene med østlig vind. Kjøringen med vestlig vind gir også kraftig turbulens i enkelte områder, og for begge disse tilfellene viser resultatene fra MC2 opp mot 16-17 J/kg på det meste.

I området ved de automatiske værstasjonene er det kun østtilfellet som gir nevneverdig turbulens. Simulering av østlig vind gir en verdi på rundt 3 J/kg i området ved AWS1 og AWS2, hvilket svarer til et avvik fra middelvinden på 2-3 m/s. Med en middelvind i overkant av 9 m/s gir dette en turbulensintensitet på ca. 0.27. I følge IECs standard for vindturbiner er dette over grensen for akseptabel turbulensintensitet, og dermed kritisk. På AWS3 er både middelvinden og forekomst av turbulens høyere. Verdiene resulterte her i en turbulensintensitet på 0.17, som ligger på grensen til hva som kan aksepteres. Østlig vind kan altså by på problemer for eventuelle vindturbiner i området. Lengdeskalaen på de turbulente virvlene var i dette tilfellet også mindre enn størrelsen på vingespennet på en typisk vindturbin. Turbulensen vil dermed kunne føre til ulik belastning på de ulike delene av konstruksjonen, og dermed økt slitasje.

Østlig vind forekommer imidlertid sjelden, og ettersom de øvrige modellkjøringene viste minimalt med turbulens i det aktuelle området ble det valgt å definere turbulensnivået i dette området som lavt (fig. 5.2.2).



**Figur 5.2.2:** Grov oversikt over turbulensforholdene på Vannøya.

### 5.2.3 Vertikalhastighet

Luftmasser som strømmer over kupert terreng kan i blant indusere kraftig vertikalbevegelse. Vertikalbevegelsen som oppstod for samtlige fire simuleringer lå i intervallet  $[-2,2]$  m/s. Dette er nokså lave verdier, og det vil trolig ikke ha noen betydning for eventuelle vindturbiner i området.

### 5.2.4 Vurdering av modellen

I kapittel 4.6 ble det foretatt en vurdering om hvor representative vær-situasjonene i de ulike simuleringene er ut i fra en sammenligning med observasjoner. Stabiliteten i måleperioden er da vurdert ut i fra temperaturdata fra to av de automatiske vær-stasjonene. Observasjonene er delt inn etter vindretning og vindhastighet på den av stasjonene som stod mest eksponert, og det er sett på hvilke stabilitetsforhold som kjennetegner de ulike gruppene.

På grunn av sterk terrengføring i de to første simuleringene ble sammenligning med observasjoner noe problematisk. Istedet for å sammenligne den storstilte vindretningen, ble den terrengmodifiserte vindretningen fra modellen sammenlignet med observasjonene. Dette gav tilfredstillende resultater for begge tilfellene. Ved simulering av vestlig og nordvestlig vind dreide vinden lite i møte med terrenget. Sammenligningen tydet på at behandling av stabiliteten i modellen også her gav representative forhold.



## 5.3 Energpotensiale

I kapittel 4.9 er beregnet langtidsserier benyttet til å beregne potensielt energiutbytte i de ulike områdene. Dette er gjort ved å ta utgangspunkt i en spesifikk vindturbin og koble weibullfordeling av vindhastighetene med vindturbinens effektkurve.

Det er i denne oppgaven ikke gjort grundige undersøkelser på hvilken type turbin som egner seg best i det aktuelle terrenget og for de aktuelle vindfordelingene. Vindturbinen det er tatt utgangspunkt i er benyttet i den nylig igangsatte vindparken på Hitra på kysten av Sør-Trøndelag. Den aktuelle vindturbinen er av typen Bonus 2.3 MW, og beregningene ble gjort med antagelse om en navhøyde på 60 m. For de aktuelle plasseringene vil en slik vindturbin kunne gi en årlig energiproduksjon som gitt i tabell 5.3.1.

Stasjon	Årlig energiproduksjon m/ Bonus 2.3 MW	Effektkoeffisient
AWS1	8.1 GWh	0.40
AWS2	5.9 GWh	0.29
AWS3	8.0 GWh	0.40

Tabell 5.3.1: Årlig energiproduksjon for de aktuelle lokalitetene

Tabellen viser kun energipotensialet for en enkel vindturbin i området ved stasjonene. Det er ikke gjort noen vurdering om hvor mange turbiner det vil være hensiktsmessig å plassere i området. Med såpass komplekst terreng som på Vannøya vil vindforholdene variere mye innen korte avstander, og statistikken som er utarbeidet vil dermed kun gjelde et begrenset område omkring målestasjonene.

Etter egen oppfatning virker det oppnådde resultatet for potensielt energiutbytte noe høyt. Usikkerheten i beregningene ligger her i den beregnede langtidsserien som er produsert med grunnlag i langtidsserien fra Torsvåg. Både de opprinnelige målingene fra Torsvåg og målingene fra de aktuelle stasjonene innebærer en viss usikkerhet (gitt i kapittel 3). I tillegg utgjør de estimerte overføringsfaktorene et betydelig usikkerhetsmoment. Som nevnt tidligere vil imidlertid faktorene som er benyttet trolig føre til en underestimering av høye vindhastigheter på to av de aktuelle stasjonene. Dette vil i så fall bidra til en underestimering av energiutbyttet. Eventuelle feil kan ellers ligge i det begrensede sammenligningsgrunnlaget fra stasjonene og ved høydejustering av måleseriene.

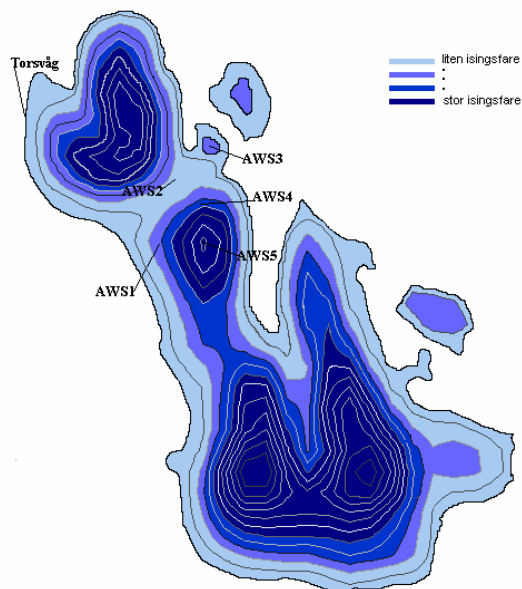
## 5.4 Ising

Resultatene av isingsberegninger for ulike høydenivå på Vannøya ble diskutert i kapittel 4.7. To ulike metoder ble belyst, og avviket mellom dem var forholdsvis stort. Beregninger gjort ved bruk av METAR-data (Harstveit, 2002) viste en kritisk isingsgrense på 300 – 400 m. Mine egne beregninger, som ble utført med utgangspunkt i observasjoner fra Torsvåg fyr, viste betydelig større ismengder, men som nevnt tidligere er det stor usikkerhet knyttet til disse beregningene.

Hvor stor ismengde vingene på en vindturbin tåler før turbinen må stanses er usikkert og vil nok variere med hvilken type vindturbin det gjelder, men trolig vil energiproduksjonen reduseres allerede ved små ismengder.

I følge beregningene fra Torsvåg vil vindturbiner plassert i en høyde på 100 m.o.h. risikere å måtte stå i ro 4-5 dager årlig på grunn av ising. Observasjoner fra samtlige av de automatiske værstasjonene som ble benyttet i oppgaven indikerte isingsperioder av ulik varighet. På den lavestliggende stasjonen (AWS2, 47 m.o.h.) ble det registrert 6 episoder med ising (episoder hvor anemometeret stod fast ved potensielle isingsforhold), og varigheten på disse var 1-8.5 timer. Ising kan i tillegg ha ført til redusert vindhastighet og ukorrekte retningsmålinger uten at sensorene har stanset helt. Dette er imidlertid ikke mulig å oppdage ut i fra datasettet som foreligger fra stasjonene.

Felles for de to metodene var imidlertid en påfallende økning i ismengde mellom 300-400 m. Som observasjonene og beregningene har vist bør det tas hensyn til at ising også vil oppstå i lavere nivå, men plassering av turbiner i 400 m høyde vil kreve langt mer omfattende sikringstiltak enn det som vil være nødvendig i lavere nivå.



Figur 5.4.1: Grov oversikt over isingsforholdene på Vannøya.

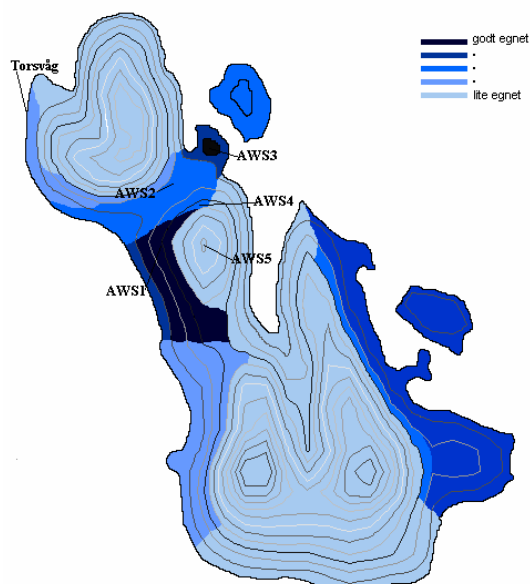
## 5.5 Oppsummering

Simuleringene med MC2 og SIMRA tyder på at vindhastigheten i området omkring Vannareidet blir redusert når den storstilte vinden blåser fra en østlig og sørlig retning. Vestlig og nordvestlig vind gir derimot gode vindforhold på denne delen av øya. Med tanke på fremherskende vindretning i området vil vindforholdene stort sett være gunstige med tanke på eventuelle vindturbiner. Meteorologiske observasjoner tyder også på at deler av området er godt egnet for utnyttelse av vindenergi, og i følge modellkjøringene er det kun østlig vind som medfører betydelig turbulens her. Turbulensnivået ved dette vindregimet er imidlertid problematisk. Området ligger under kritisk isingsgrense på 300 - 400 m.o.h., men det påpekes at det kan oppstå problemer med ising også i lavere nivå.

Østsiden av øya får høye middelvindhastigheter ved vind fra øst og sør, mens området blir liggende i le for fjellene når vinden blåser fra sektoren SV-NV. Samtlige av modellkjøringene viste stor forekomst av turbulens i dette området, hvilket gjør området mindre egnet for utnyttelse av vindenergi.

I tillegg til de nevnte faktorene er det flere andre forhold som er viktige ved valg av lokaliteter. Områder hvor forholdene virker gunstige kan være ubrukelige som følge av krunglete terrengformasjoner som elver, vann, bratte skråninger osv. Tilgang på eksisterende kraftlinjer og avstand til nærmeste vei er også faktorer det bør tas hensyn til.

Figur 5.5.1 viser en totalvurdering av ulike områders egnethet for utnyttelse av vindenergi. I vurderingen er det tatt utgangspunkt i vindforhold, turbulens, ising og topografisk egnethet. Høytliggende områder (> 300-400 m.o.h) og bratte skråninger anses her som uegnede områder.



**Figur 5.5.1:** Egnethetskart over Vannøya.



## 6. Konklusjon

Vannøya, med sin beliggenhet i ytre deler av Nord-Troms, ligger i utgangspunktet godt eksponert for kraftige, uforstyrrede vinder fra Norskehavet. På grunn av høye fjell og bratte skråninger er imidlertid en stor del av øya lite egnet for utnyttelse av vindenergi. Den komplekse topografien fører også til at det flere steder genereres betydelig turbulens. Turbulensen tapper energi fra middelvinden og fører til redusert kraftproduksjon.

Ved stabile forhold blir luftstrømmen inn mot øya i høy grad styrt av terrenget, og variasjonene i vindfeltet kan da bli store. Å finne en fellesnevner for vindhastighet og egnethet ved alle aktuelle vindregimer er vanskelig uten å utføre målinger i hvert enkelt område. Oversiktskartene i kapittel 5 er et forsøk på å sammenfatte det som foreligger av opplysninger for de ulike områdene. Området rundt Vannareidet og Torsvåg er forholdsvis godt dekket med meteorologiske observasjoner, mens informasjon om andre deler av øya kun kan trekkes ut fra modellene.

De meteorologiske observasjonene i området har gitt gode resultater. Modellsimulering av østlig vind viste imidlertid turbulensverdier over kritisk grense i dette området, og mer nøyaktige målinger av turbulensforholdene bør utføres før en eventuell utbygging av vindturbiner settes i gang. Bortsett fra dette tyder både dataseriene og de numeriske simuleringene på at områdene ved AWS1 og AWS3 vil være gode plasseringer for eventuelle vindturbiner. Ettersom AWS3 stod plassert på en topp av noe begrenset utstrekning er utbyggingspotensialet her forholdsvis lite. Området ved AWS1 byr derimot på gode muligheter for utbygging av et langt større omfang. Resultatene fra AWS2 er noe dårligere, men området anses likevel som middels godt egnet for utnyttelse.

Ut i fra vindforhold og topografi virker også østsiden av øya godt egnet for utbygging. Modellkjøringene tydet imidlertid på nokså mye turbulens i dette området.

En stor del av kyststrøkene i Nord-Norge har en topografi som ligner topografien på Vannøya. Høye fjell og dype daler fører til betydelige modifikasjoner av vindfeltet, og utbygging av vindparker i slike områder byr på mange utfordringer som man slipper unna på flate, lavtliggende områder. Ødeleggende turbulens, ising og kraftige vertikalbevegelser er noen forhold som kan inntreffe i et tilsynelatende velegnet landskap. Komplekst terreng kan imidlertid også føre til bedre vindforhold ved at vinden forsterkes når terreng og stabilitetsforhold fører til en innsnevring i vindfeltet.

Uansett viser resultatene i oppgaven at vurderinger av potensialet for utnyttelse av vindenergi i så komplekst terreng som i dette tilfellet, krever vindmålinger i langt større omfang enn det som trengs for flate, lavtliggende områder. Numeriske modeller kan også gi verdifull informasjon om vindforholdene, men det påpekes at det komplekse terrenget medfører et økt krav til oppløsning. Blir modellen for grov kan viktige terrengføringer bli oversett, hvilket kan føre til store avvik fra virkeligheten og dermed gi et svært feilaktig bilde av vindforholdene i området.



## 7. Referanser

- Ahrens, C. D. (2002).** *Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment.* Thomas Learning.
- Arya, S. P. (1988).** *Introduction to Micrometeorology.* Academic press. San Diego.
- Betz, A. (1926).** *Wind-Energie und ihre Ausnutzung durch Windmühlen.* Bandenhoeck & Ruprect. Göttingen.
- Cheremisinoff, N. P. (1978).** *Fundamentals of wind energy.* Ann Arbor Science Publishers. Michigan.
- Drage, M. A. (2001).** *Atmosfærisk ising - forstudie.* Prosjektrapport 302. BYGGFORSK, Norges byggforskningsinstitutt.
- Harstveit, K. & Andresen, L. (1994).** *Ekstremvindanalyse for kyststrekningen Rogaland-Finmark.* DNMI. Oslo.
- Harstveit, K. (1996).** *Full scale measurements of gust factors and turbulence intensity, and their relations in hilly terrain.* Journal of wind engineering and industrial aerodynamics, **61**, 195-205.
- Harstveit, K. (2002).** *Calculating duration of ice weights at reference objects along the Norwegian coast originated with in-cloud rime.*
- Hau, E. (2000).** *Windturbines. Fundamentals, Technologies, Application, Economics.* Springer-Verlag. Berlin.
- Holstad, A. & Lie, I. (2000).** *A model system for prediction of wind conditions around airports.* DNMI. Oslo.
- Holstad, A., Lie, I., Utnes, T. & Ødegaard, V. (2001).** *Wind conditions in Sunndalsøra: A study using fine-scale models.* DNMI. Oslo.
- Hordaland Fylkeskommune (2000).** *Fylkesdelplan for vindkraft.* Bergen.
- Hygen, H. O. K. (2001).** *On the relationship between large scale atmospheric circulation pattern and sound propagation on a local scale. An experimental study.* Dr.scient-avhandling. Geofysisk Institutt, Universitetet i Bergen.
- International Organization for Standardization (ISO) (2000).** *ICO/CD 12494 Atmospheric Icing of Structures.* Draft (ISO/TC 98/SC 3)
- Lillestøl, J. (1991).** *Sannsynlighetsregning og statistikk.* Bedriftsøkonomens Forlag. Oslo.

**Laakso, T., Holttinen, H., Ronsten, G., Tallhaug, L., Horbaty, R., Baring-Gould, I., Lacroix, A., Peltola, E. & Tammelin, B. (2003).** *State-of-the-art of wind energy in cold climates.* IEA.

**Makkonen, L. & Stallabrass, J. R. (1987).** *Experiments on the cloud droplet efficiency of cylinders.* Journal of climate and applied meteorology, **26**, 1406-1411.

**Meyer, H. (2003).** *Norge – nummer én på vind.* Dagens Næringsliv.

**NVE (1998).** *Vindkraft- en generell innføring.* Rapport 19. NVE.

**NVE (2001).** *Nye fornybare energikilder.* NVE: KanEnergi AS.

**Rogers, R. R. & Yau, M. K. (1996).** *A short course in cloud physics.* Butterworth-Heinemann.

**Rosen, A. & Sheinman, Y. (1994).** *The average output power of a wind turbine in a turbulent wind.* Journal of wind engineering and industrial aerodynamics, **51**, 287-302.

**Stull, R. B. (1988).** *An introduction to Boundary Layer Meteorology.* Kluwer Academic Publishers.

**Troen, I. & Petersen, E. L. (1989).** *European Wind Atlas.* Risø National Laboratory. Roskilde.

**Wallace, J. M. & Hobbs, P. V. (1977).** *Atmospheric Science: An introductory Survey.* Academic Press. San Diego.

#### **Internettreferanser:**

[www.vindteknikk.no](http://www.vindteknikk.no): Kjeller Vindteknikk AS. Kjeller, Norge.

[www.windpower.org](http://www.windpower.org): Danish Wind Industry Association. København, Danmark.

<http://rredc.nrel.gov/wind/pubs/atlas>: Wind Energy Resource Atlas of the United States (1986).

[http://ist-socrates.berkeley.edu/~kammen/er120/Weibull\\_demo.pdf](http://ist-socrates.berkeley.edu/~kammen/er120/Weibull_demo.pdf): Veiledning for beregning av weibullparameterene.



## Appendiks A: Grafisk fremstilling av målinger fra langtidsstasjonene

### A.1: Fruholmen

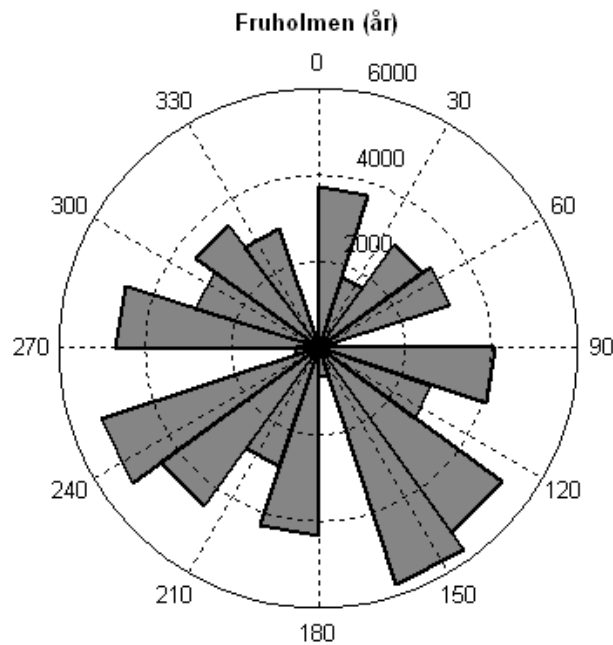
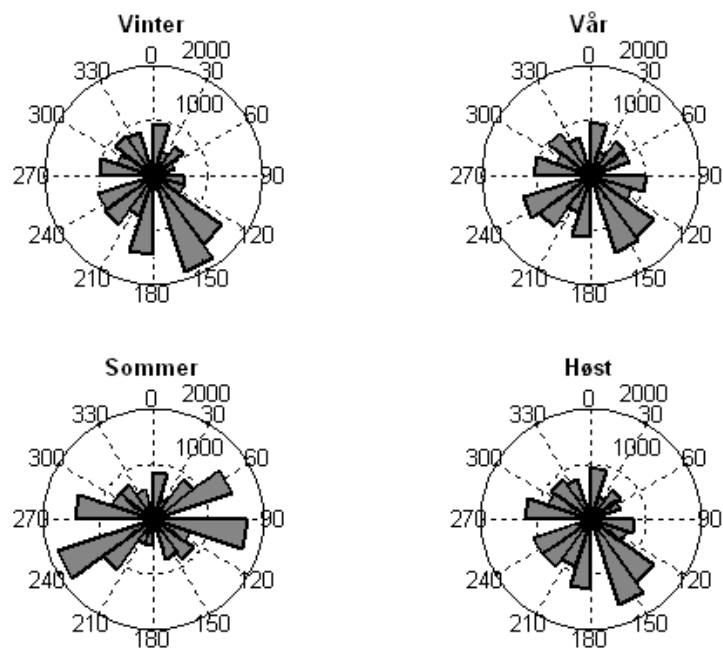
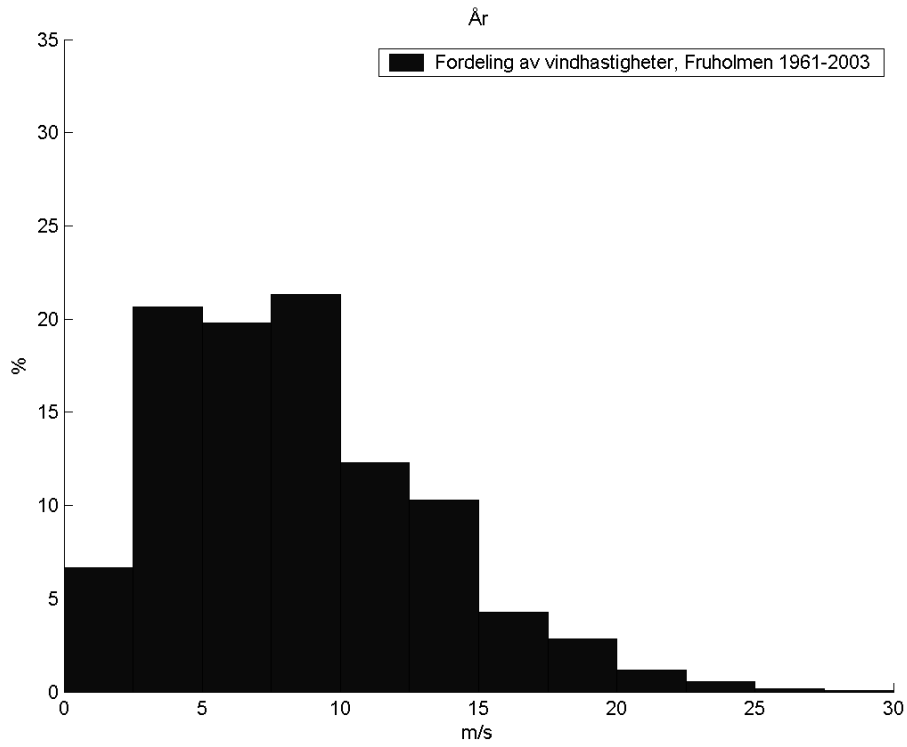


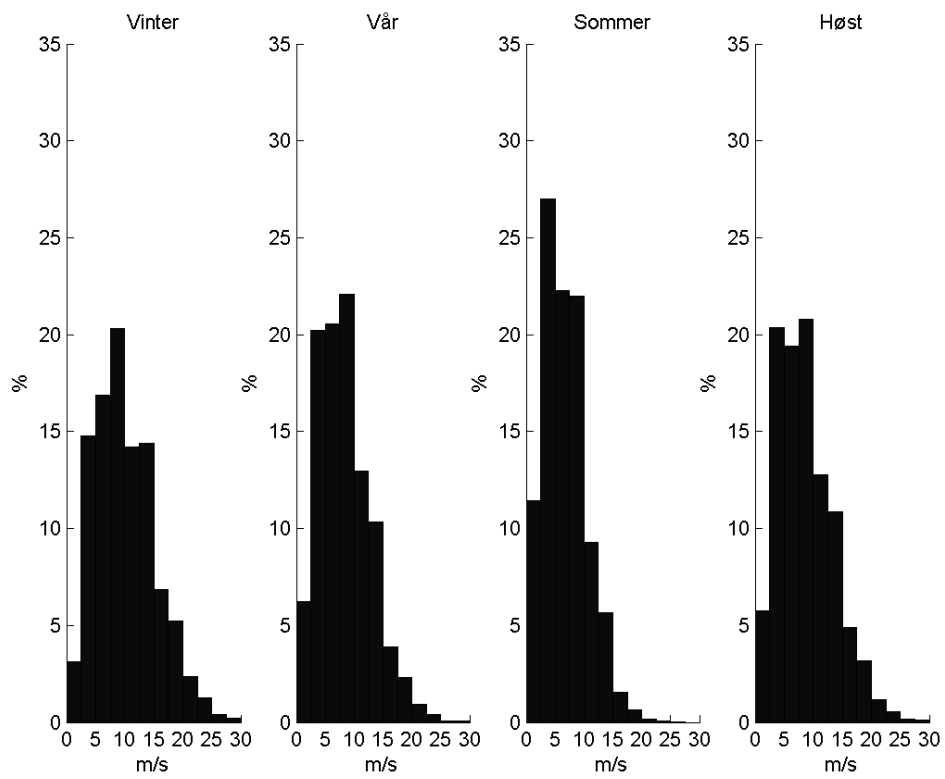
Fig. A.1.1: Retningsfordeling for Fruholmen (1961-2000).



Figur A.1.2: Sesongvariasjoner i vindretning for Fruholmen fyr.

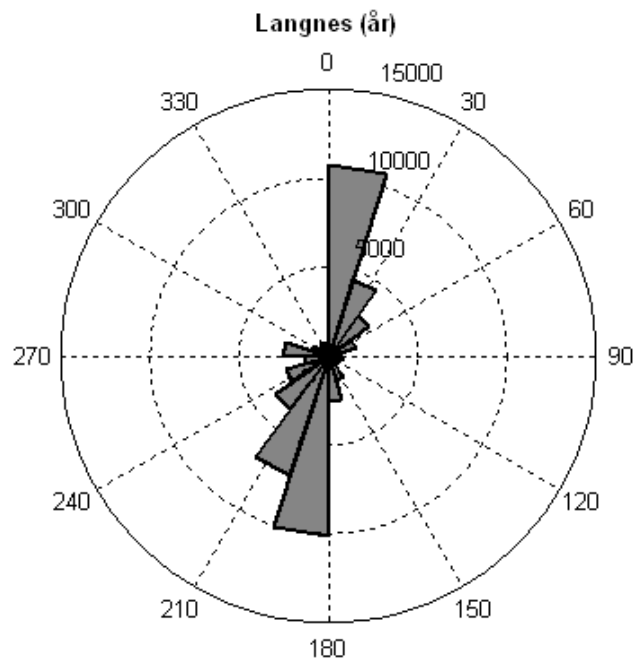


**Figur A.1.3:** Fordeling av vindhastigheter på Fruholmen.

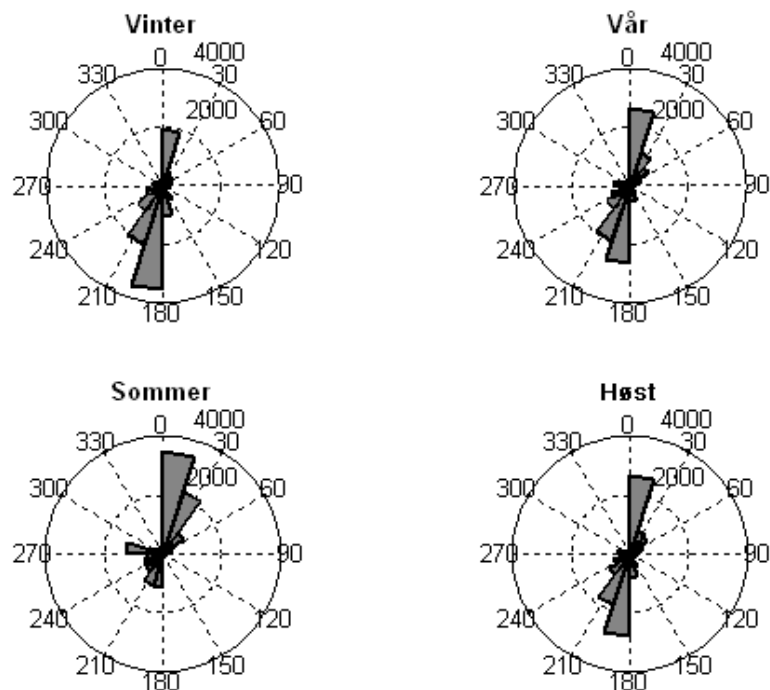


**Figur A.1.4:** Sesongvariasjoner i hastighetsfordeling for Fruholmen.

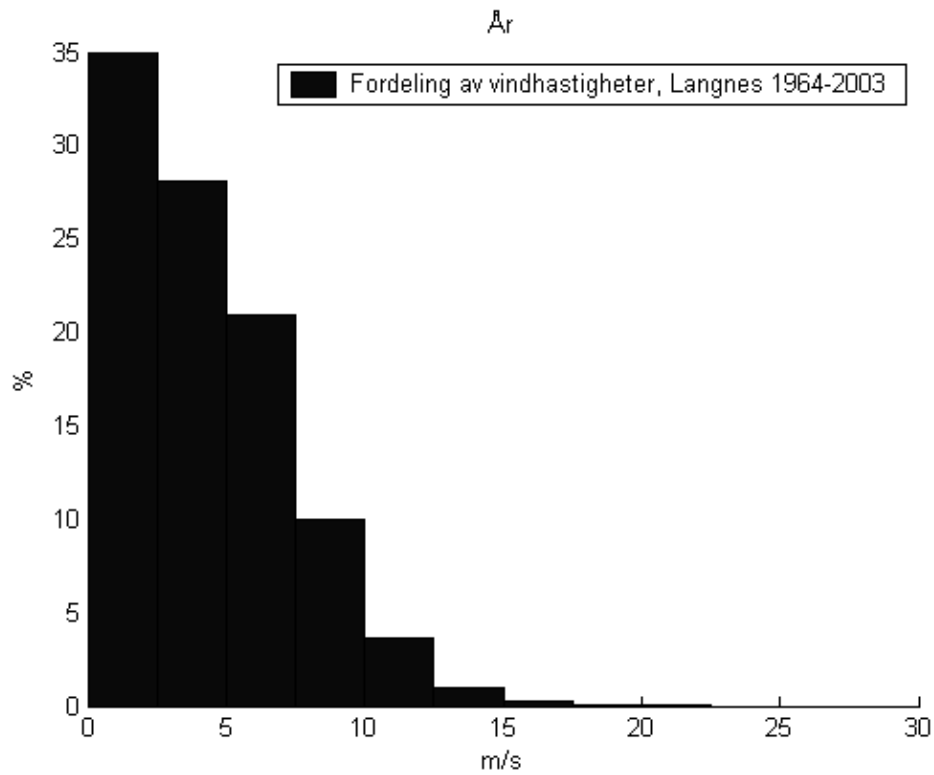
## A.2: Langnes



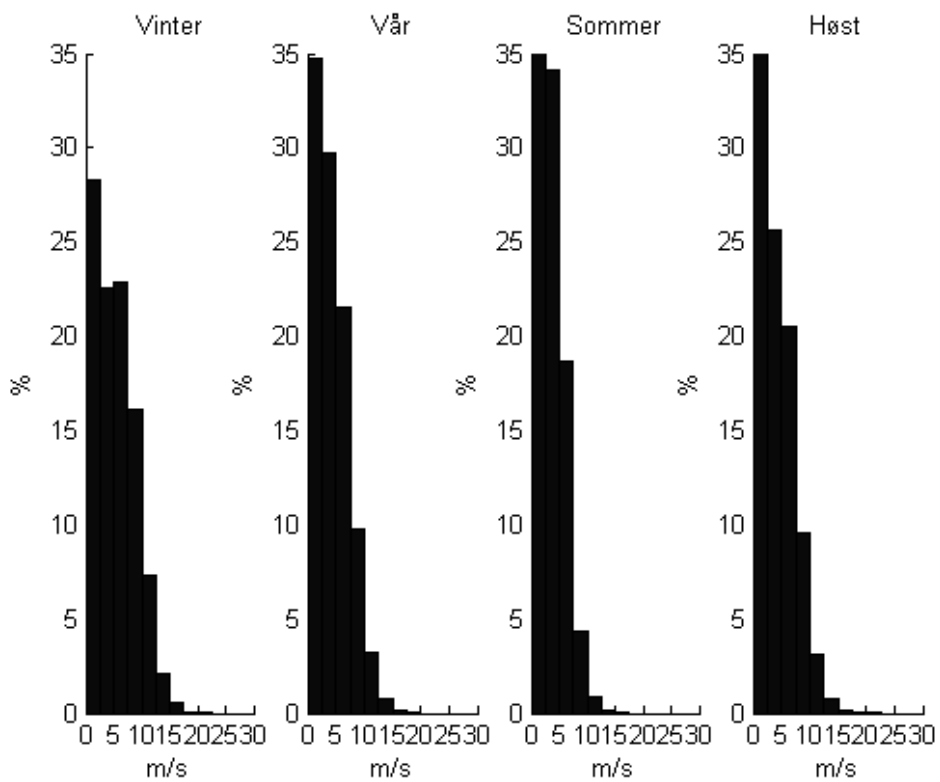
Figur A.2.1: Vindrose med årlig vindretningsfordeling for Langnes stasjon.



Figur A.2.2: Sesongvariasjoner i vindretning for Langnes stasjon.

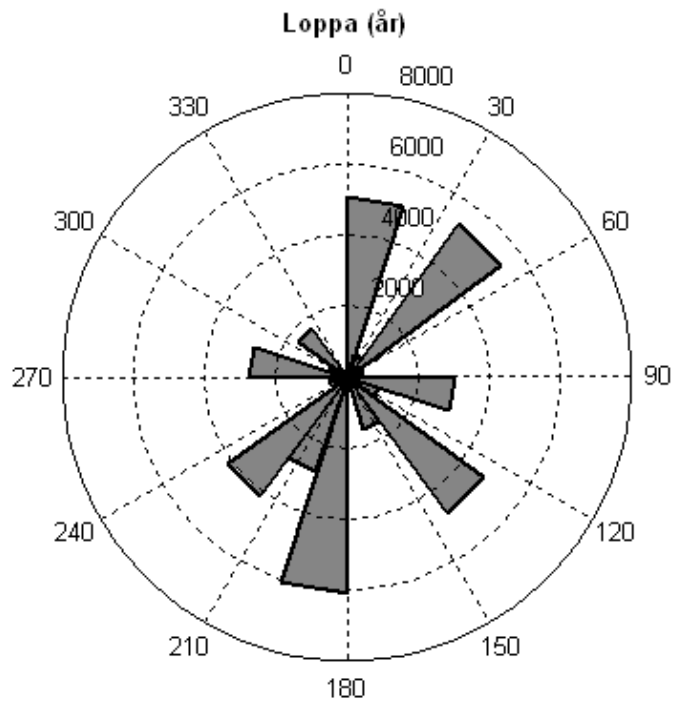


**Figur A.2.3:** Fordeling av vindhastigheter for Langnes stasjon.

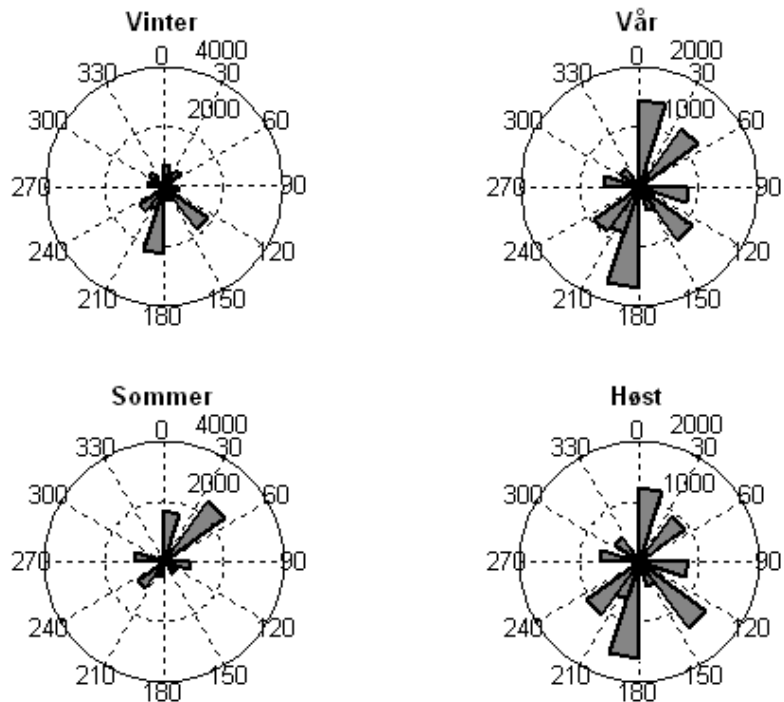


**Figur A.2.4:** Sesongvariasjoner i hastighetsfordeling for Langnes stasjon.

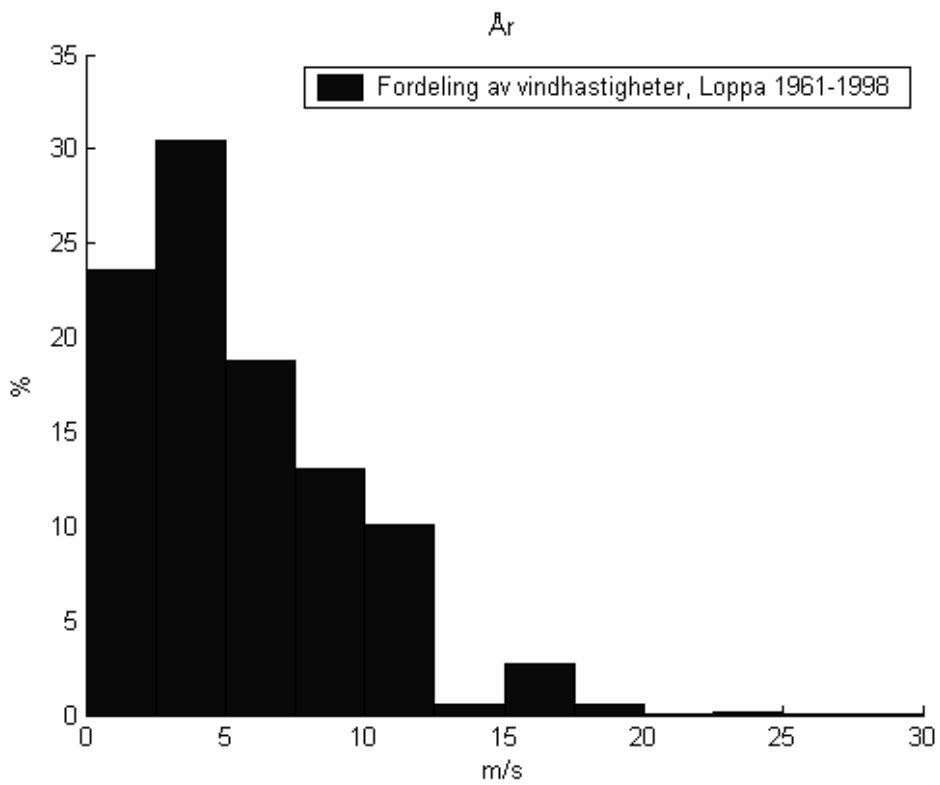
### A.3: Loppa



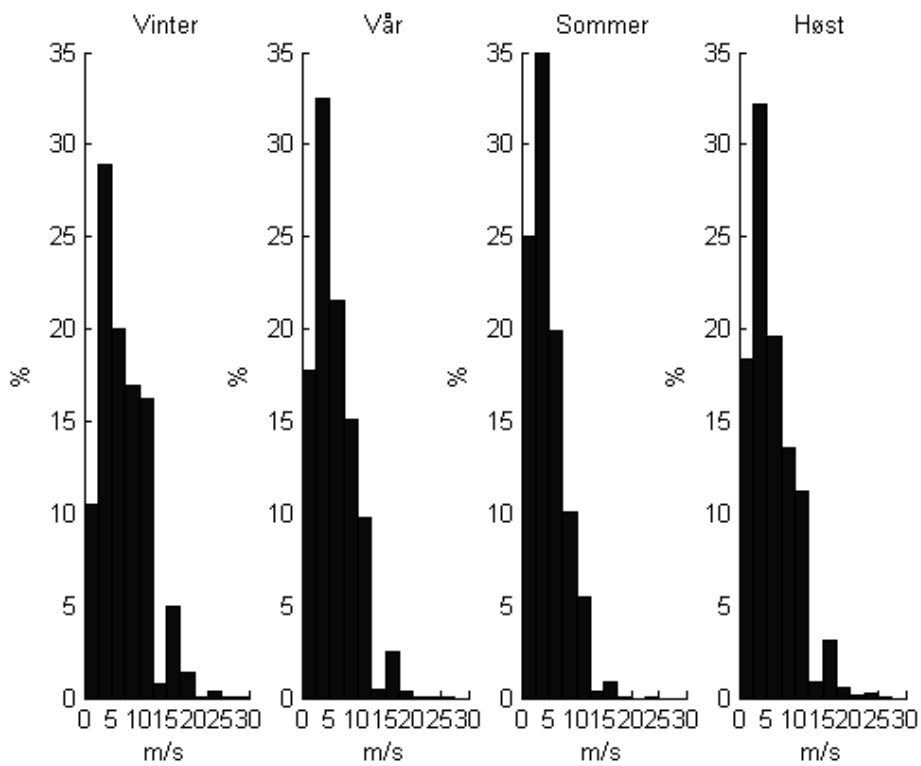
Figur A.3.1: Vindrose med årlig vindretningsfordeling for Loppa stasjon.



Figur A.3.2: Sesongvariasjoner i vindretning for Loppa stasjon.

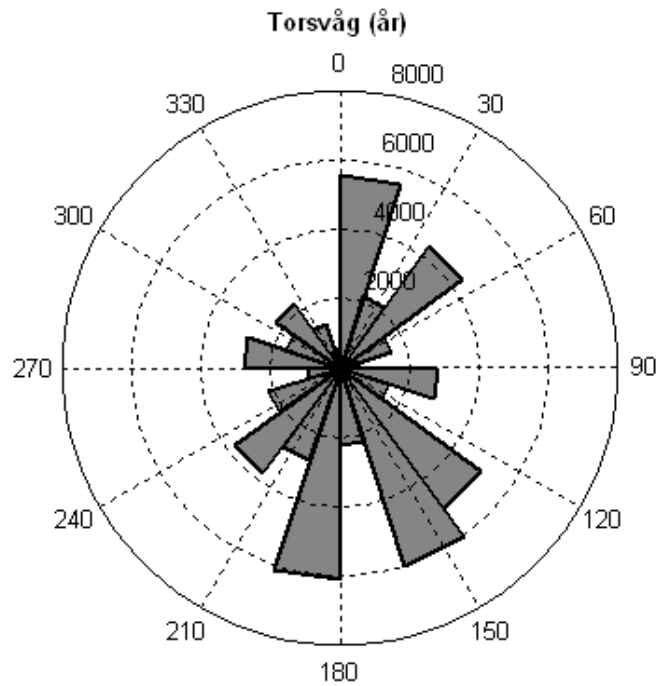


**Figur A.3.3:** Fordeling av vindhastigheter for Loppa stasjon.

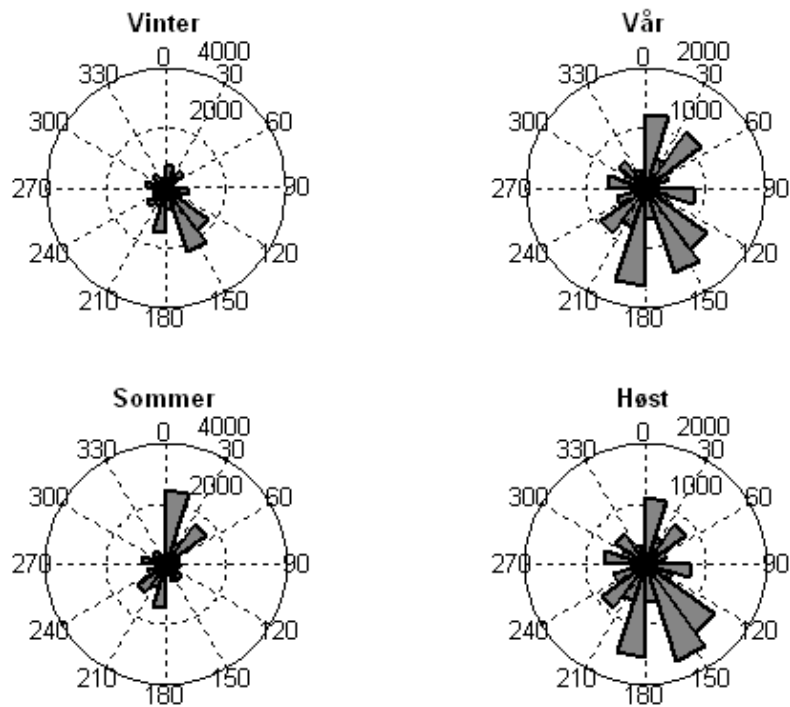


**Figur A.3.4:** Sesongvariasjoner i hastighetsfordelingen for Loppa stasjon.

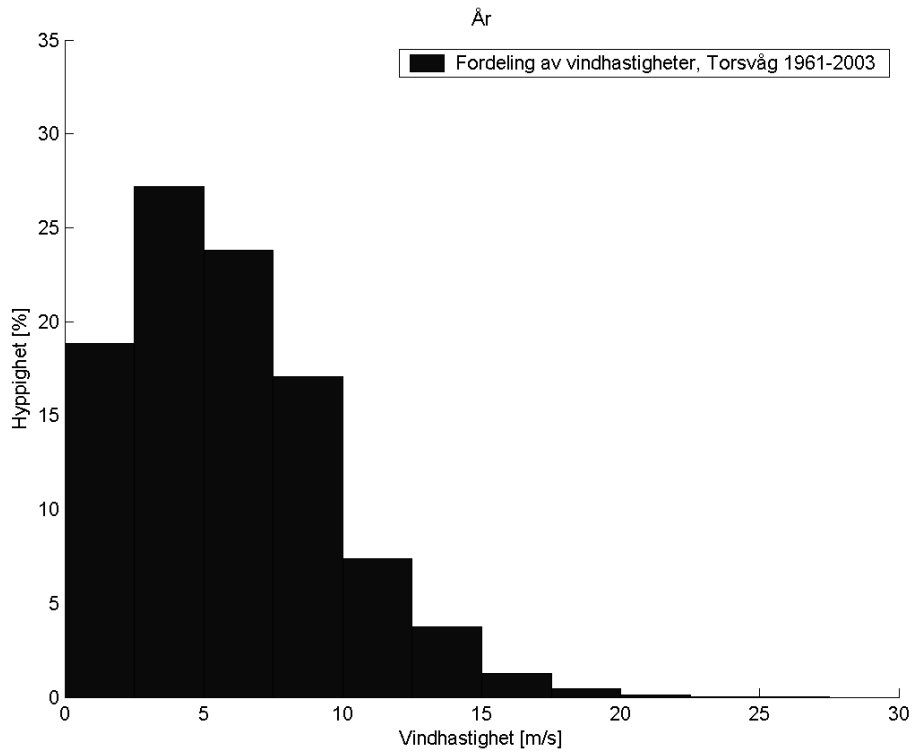
## A.4: Torsvåg



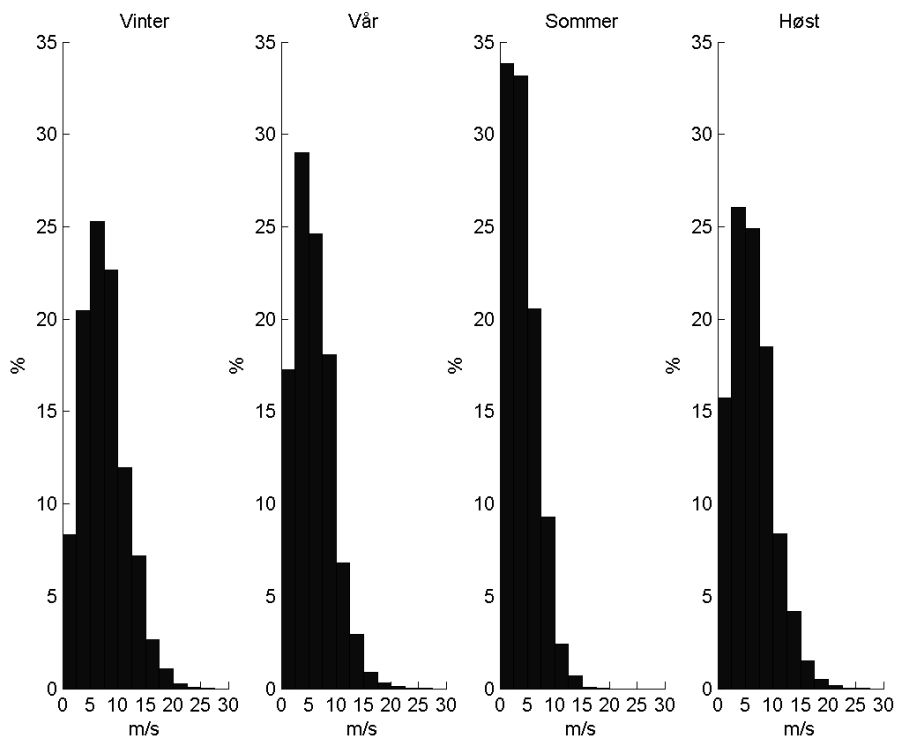
Figur A.4.1: Vindrose med årlig vindretningsfordeling for Torsvåg fyr.



Figur A.4.2: Sesongvariasjoner i vindretning for Torsvåg fyr.



**Figur A.4.3:** Fordeling av vindhastigheter for Torsvåg fyr.



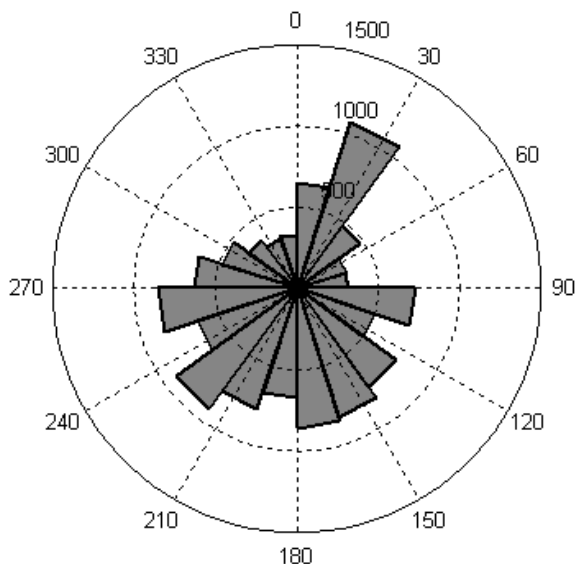
**Figur A.4.4:** Sesongvariasjoner i hastighetsfordelingen for Torsvåg fyr.



## Appendiks B: Grafisk fremstilling av målinger fra korttidsstasjonene

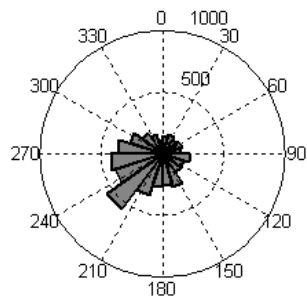
### B.1: Værstasjon 1

Roseplott for AWS1, 03.11.03 - 30.11.03 + 29.03.04 - 18.11.04

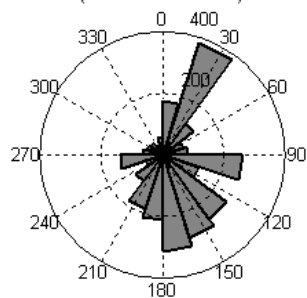


Figur B.1.1: Retningsfordeling av vindobservasjoner fra AWS1.

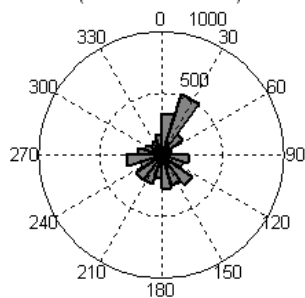
Høst  
(03.11.03 - 30.11.03 + 01.09.04 - 18.11.04)



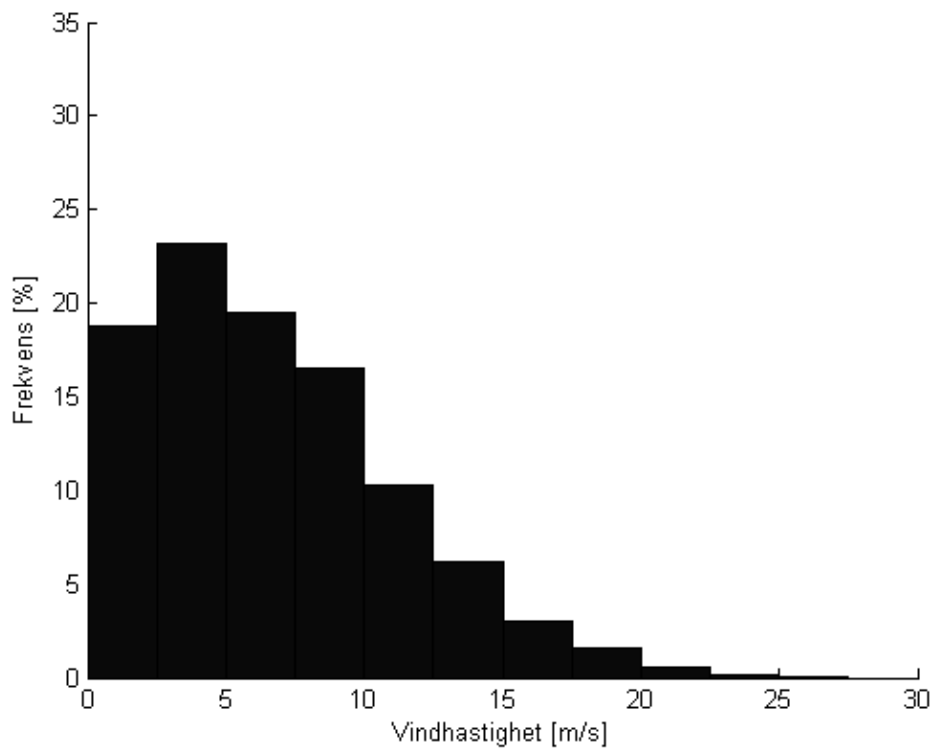
Vår  
(29.03.04 - 01.05.04)



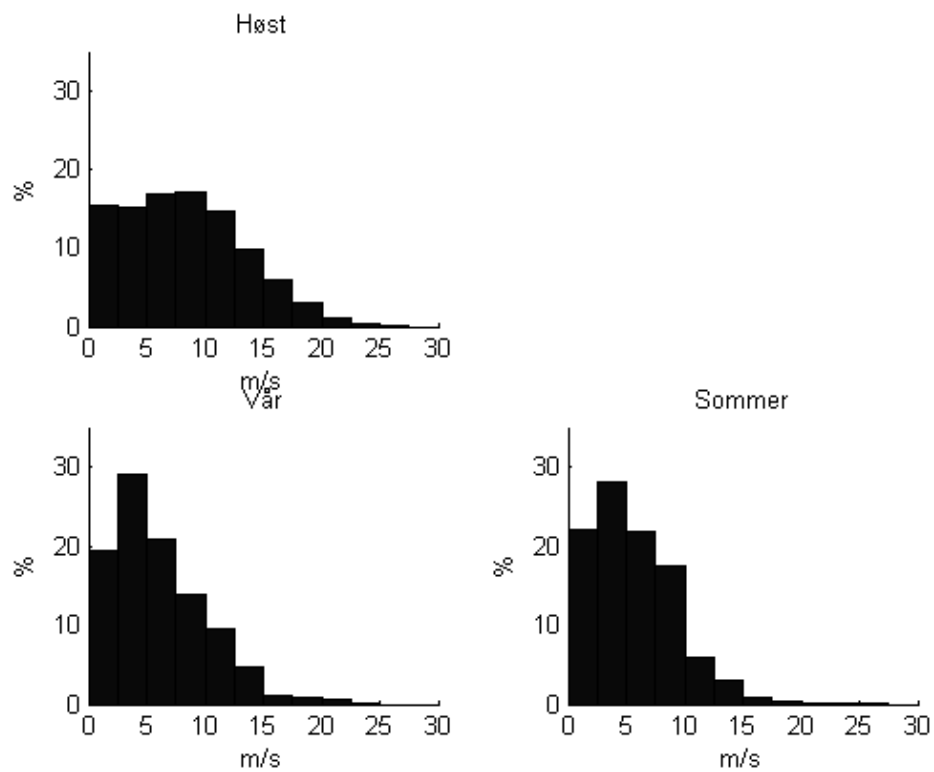
Sommer  
(01.06.04 - 31.08.04)



Figur B.1.2: Sesongvariasjoner i retningsfordeling for AWS.

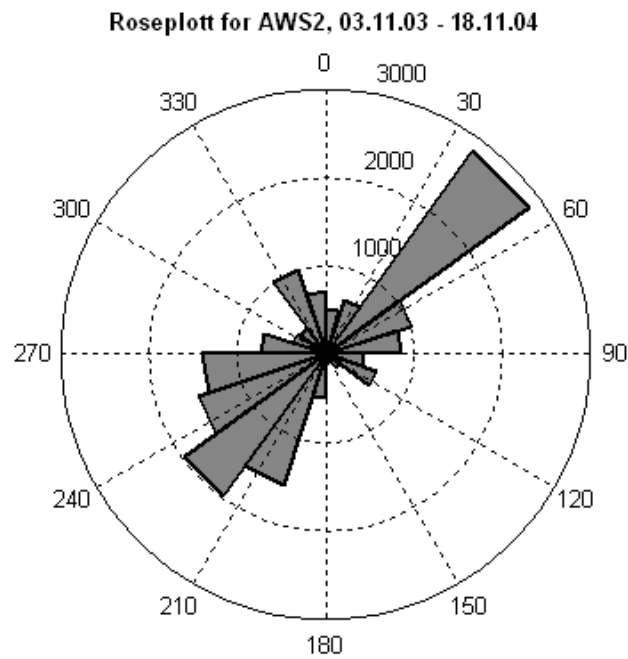


**Figur B.1.3:** Fordeling av vindhastigheter på AWS1, 03.11.03 – 30.11.03 + 29.03.04 – 03.11.04.

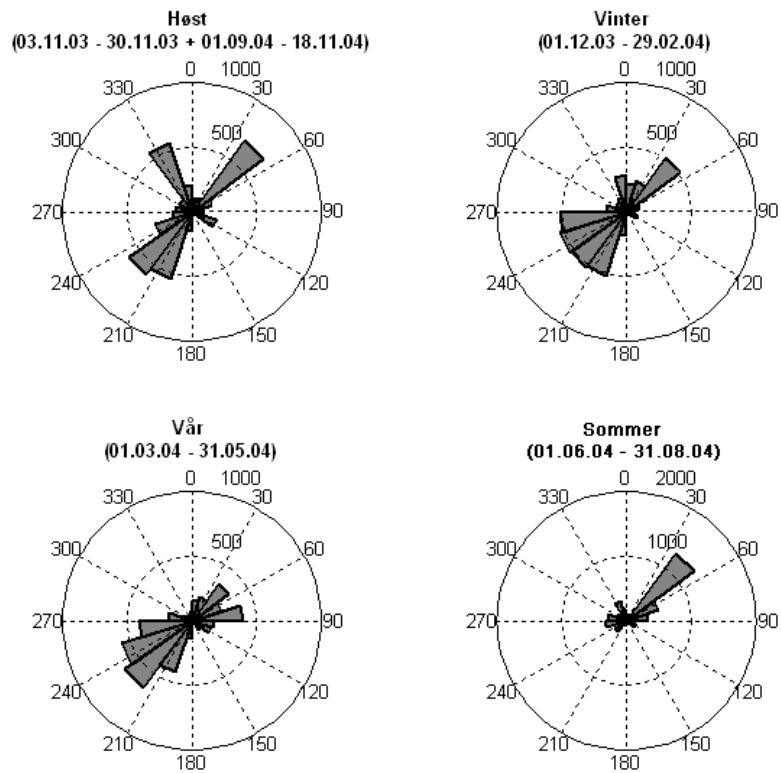


**Figur B.1.4:** Sesongvariasjoner i fordeling av vindhastighet fra AWS1.

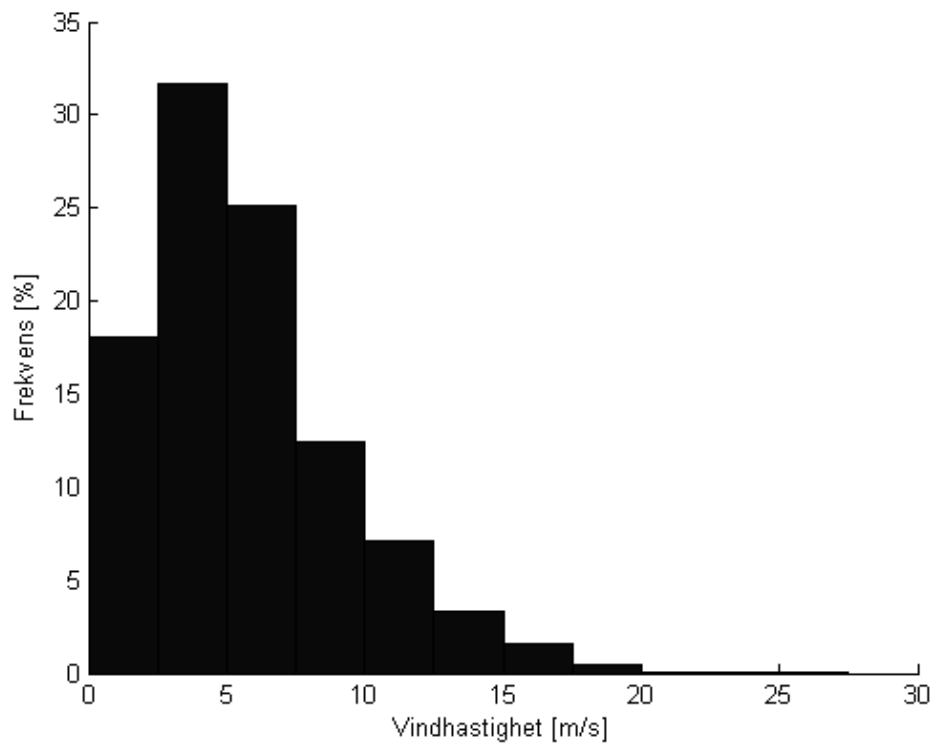
## B.2: Værstasjon 2



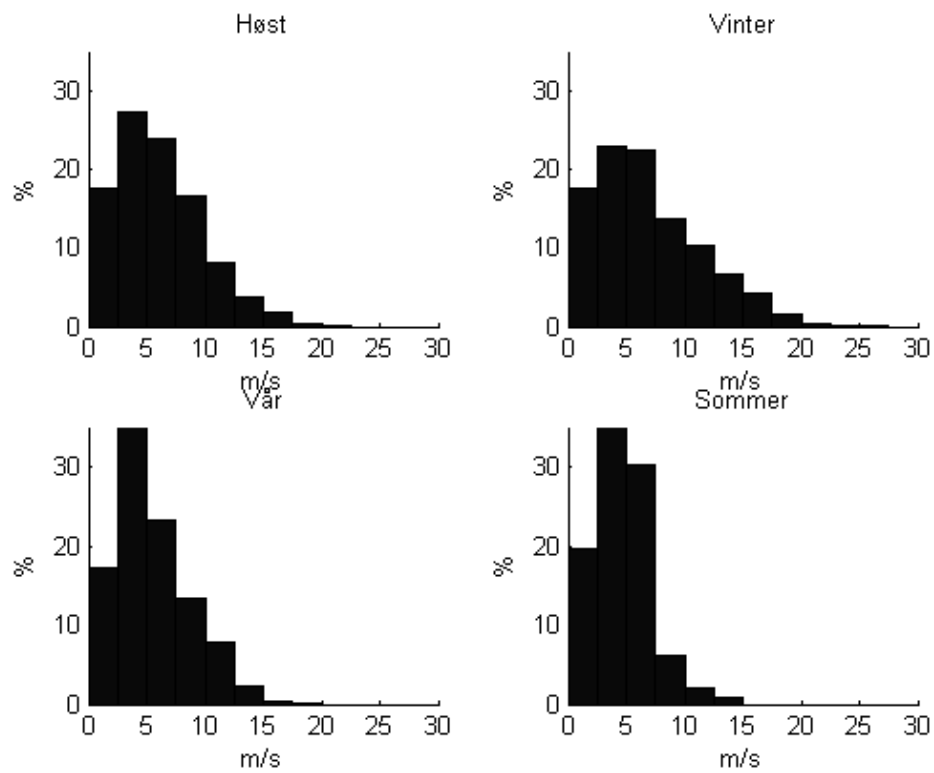
Figur B.2.1: Retningsfordeling av vindobservasjoner fra AWS2.



Figur B.2.2: Sesongvariasjoner i retningsfordeling for AWS2.

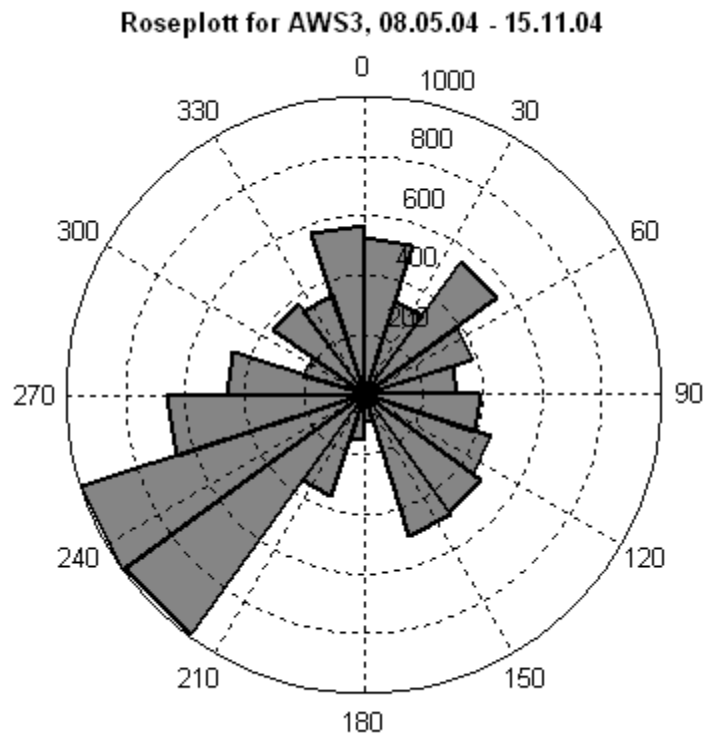


**Figur B.2.3:** Fordeling av vindhastigheter på AWS2, 03.11.03 – 03.11.04.

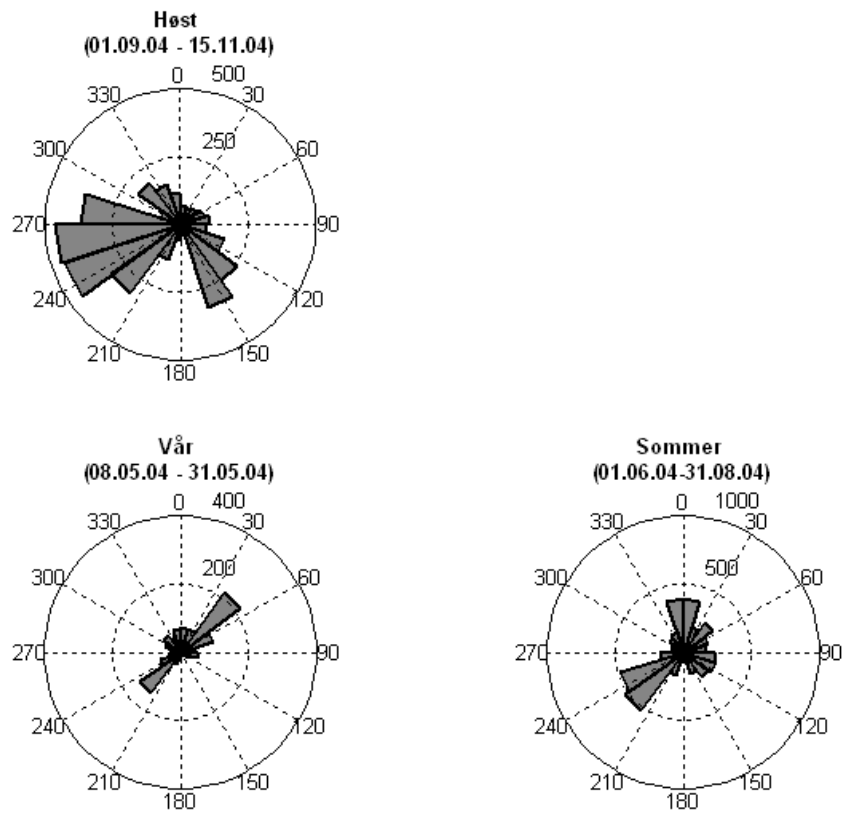


**Figur B.2.4:** Sesongvariasjoner i fordeling av vindhastighet fra AWS2.

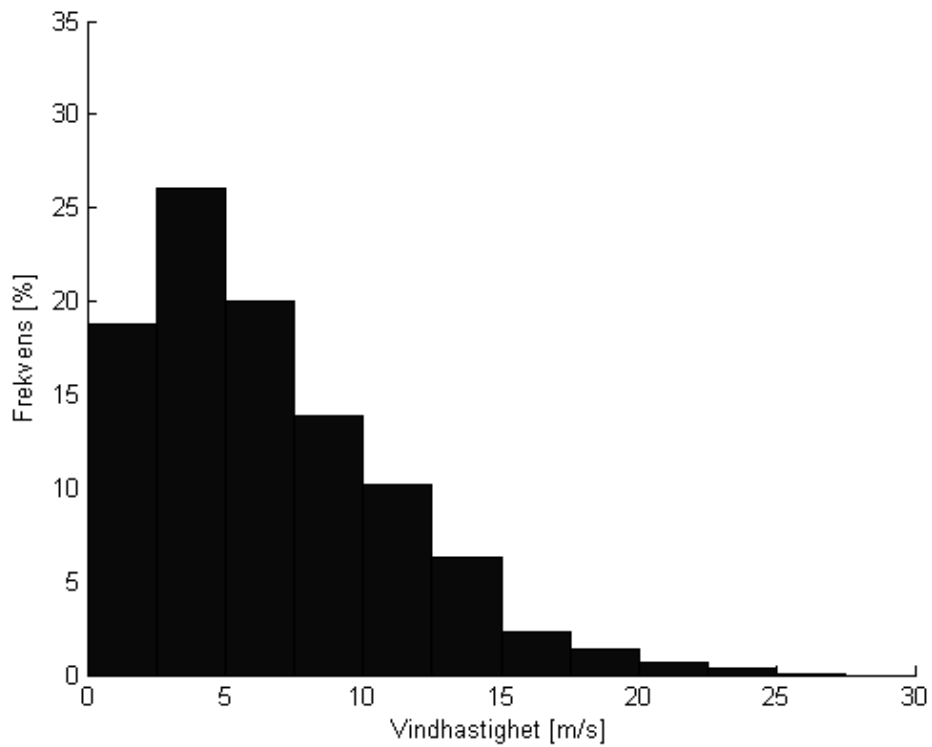
### B.3: Værstasjon 3



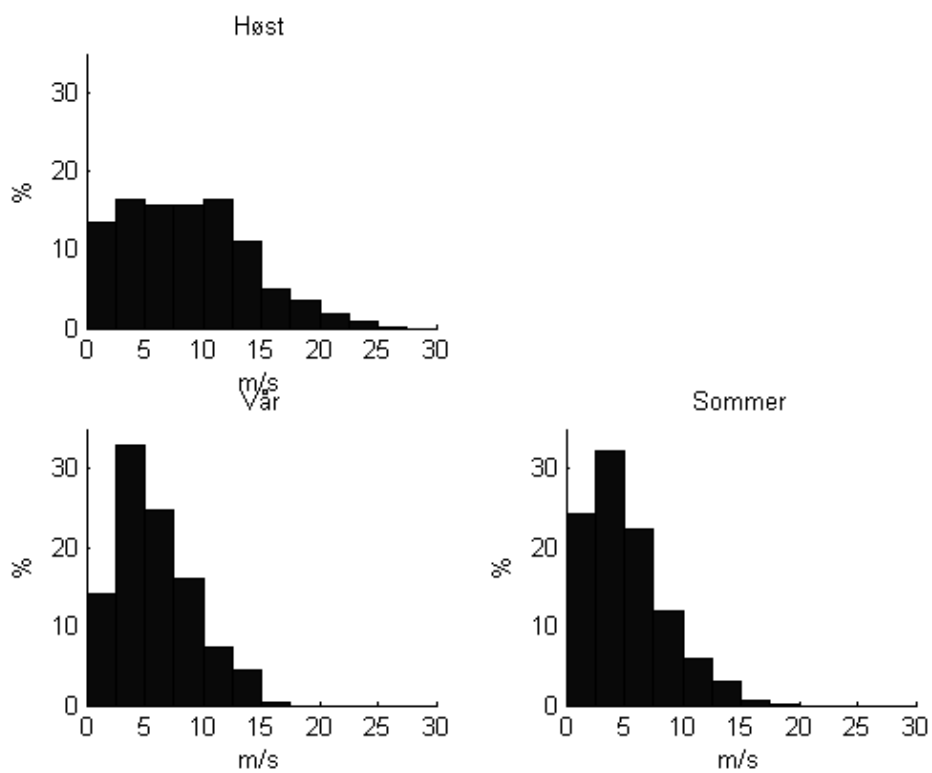
Figur B.3.1: Retningsfordeling av vindobservasjoner fra AWS2.



Figur B.3.2: Sesongvariasjoner i retningsfordeling for AWS3.

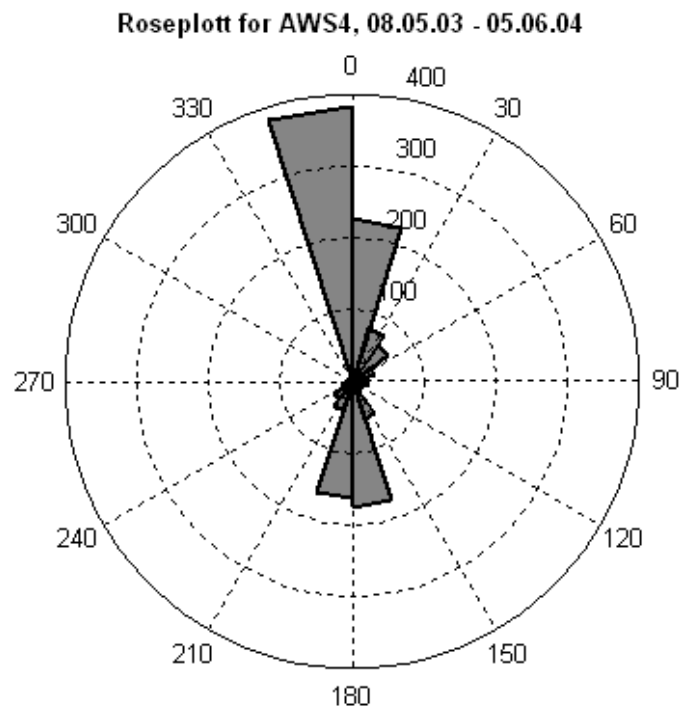


**Figur B.3.3:** Fordeling av vindhastigheter på AWS3, 08.05.04 – 15.12.04.

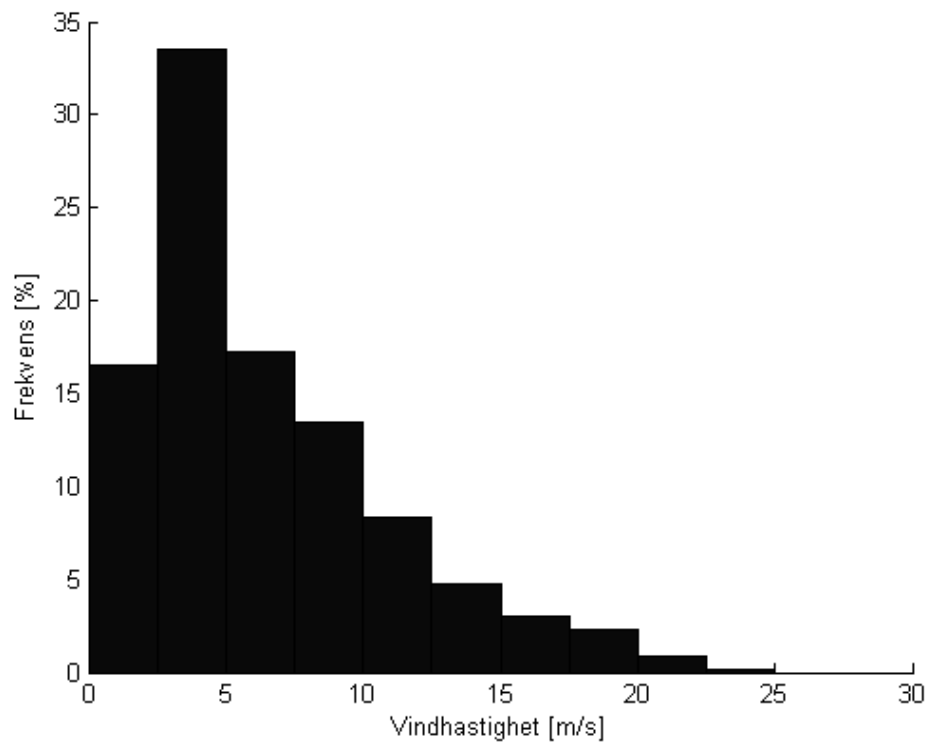


**Figur B.3.4:** Sesongvariasjoner i fordeling av vindhastighet fra AWS3.

## B.4: Værstasjon 4

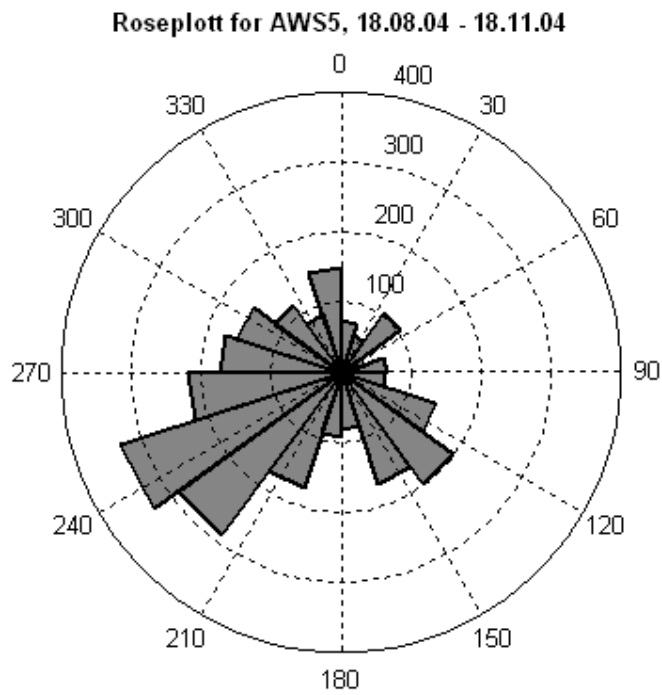


Figur B.4.1: Retningsfordeling av vindobservasjoner fra AWS4.

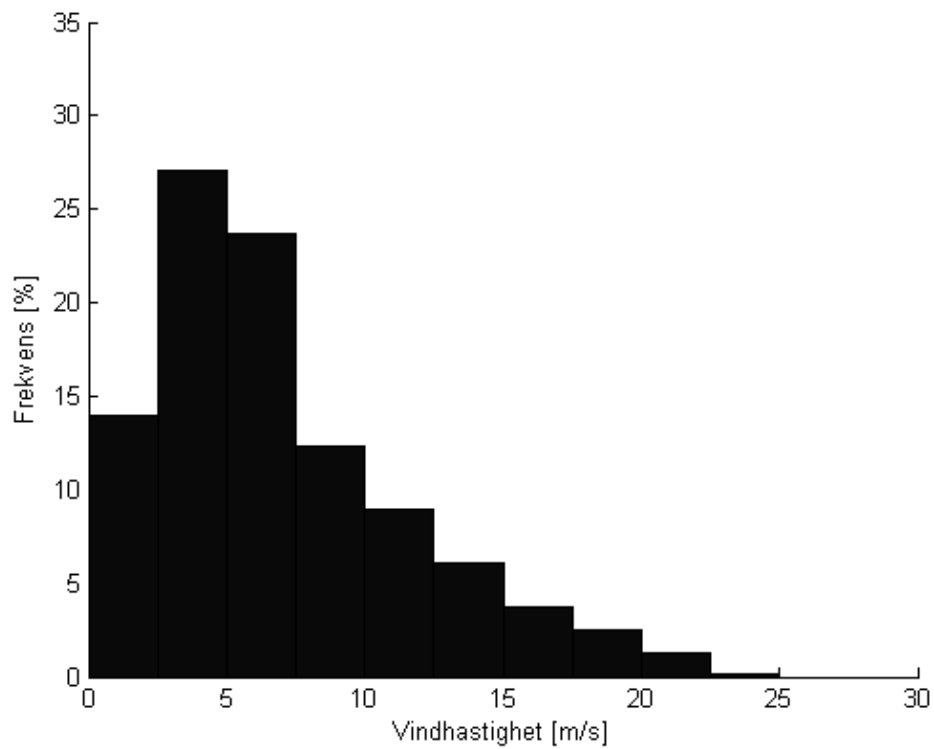


Figur B.4.2: Fordeling av vindhastigheter på AWS4, 08.05.04 – 05.06.04.

## B.5: Værstasjon 5



Figur B.5.1: Retningsfordeling av vindobservasjoner fra AWS5.



Figur B.5.2: Fordeling av vindhastigheter på AWS5, 18.08.04 – 16.11.04.