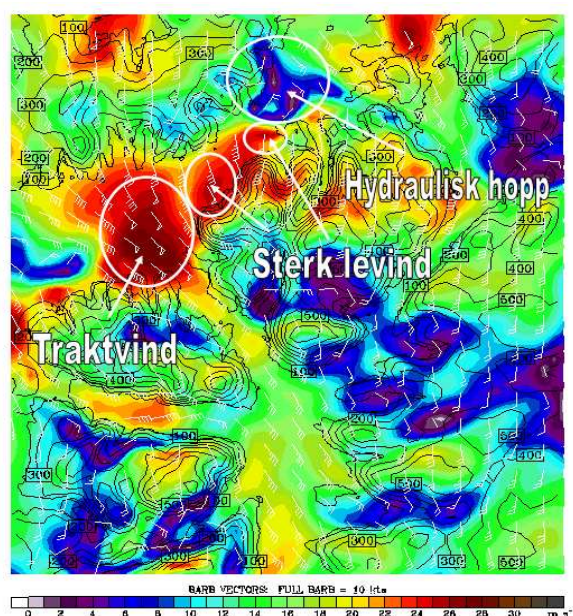


# Et dynamisk studium av stormen Narve - et kaldluftsutbrudd i Finnmark - ved hjelp av observasjoner og numeriske simuleringer.

Masteroppgave i meteorologi



Eirik Mikal Samuelsen  
Juni 2007



Geofysisk Institutt  
Universitetet i Bergen

Figuren på forsiden viser simulert vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer (WHO standard med vindstyrke i knop) i MM5 med 1km horisontal avstand mellom gitterpunktene den 18. januar 2006 kl. 06Z, og viser en oversikt over ulike meteorologiske fenomener i Sørøysundet under stormen Narve (se kap. 5.4 for detaljer).

Burk-Thompson er brukt som grenselagsskjema og det er brukt 36 vertikale lag (se kap.3.1).

Svarte høydekoturer har ekvidistanse på 100 m.

Målestokken er omtrent 1:1.000.000

På engelsk:

traktvind = gap wind

sterk levind = downslope windstorm

hydraulisk hopp = hydraulic jump

## Forord

Denne mastergradsoppgaven kunne ikke blitt gjennomført uten den store hjelpen jeg har fått fra en rekke personer. Jeg vil derfor herved rette en stor takk til:

- Sigbjørn Grønås som bidro med råd og veiledning og hjelp til med å sette høvelige rammer på oppgaven i den første tiden av arbeidet med oppgaven. I tillegg er jeg veldig takknemlig for at han har tatt seg tid til å lese gjennom og kommet med tilbakemeldinger i sluttarbeidet med oppgaven, til tross for hans eget sykefravær. Hans engasjement for oppgavetemaet har vært stort.
- Haraldur Ólafsson som var villig til å ta over veiledningen etter at Sigbjørn Grønås ble syk, og virkelig har bidratt i undersøkelsene av modellresultatene og gitt konkrete tips og råd i sluttarbeidet med oppgaven. Jeg har satt stor pris på villigheten og tiden han har satt av til å hjelpe meg, til tross for hans travle hverdag.
- Anne D. Sandvik som virkelig ga god opplæring og veiledning i bruken av MM5-modellen. Hennes vilje til å alltid finne svar på kompliserte modelleringsproblemer, er imponerende.
- Idar Hessevik som velvillig har hjulpet til med små eller større dataproblemer på linuxmaskinene. Når mangelen på diskplass ble påtrengende, stilte han villig opp og fant alltid mer.
- Gard Hauge for innføring i plottprogrammet RIP, og hjelp i bruken av dette.
- Idar Barstad for faglige diskusjoner og råd og tips.
- ESA og Nansensenteret for SAR-bilder.
- Meteorologisk institutt Tromsø, Vervarslinga for Nord-Norge, for informasjon, råd og tips.
- Statsmeteorolog Vidar Eng for kopi av hovedfagsoppgave.
- Marius Jonassen for korrekturlesing av oppgaven.

For øvrig vil jeg rette en stor takk til alle studentene på Geofysisk Institutt, Universitetet i Bergen, som har vært med på faglige diskusjoner, skapt et godt miljø, og har bidratt til å gjøre oppholdet her i Bergen til noen rike og minneverdige år av mitt liv.

# Innhold

<b>1</b>	<b>Innledning</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Teori</b>	<b>4</b>
2.1	Strøm over fjell. . . . .	4
2.1.1	Introduksjon . . . . .	4
2.1.2	Fjellbølger. . . . .	5
2.1.3	Effektiv fjellhøyde og forskjellige strømregimer. . . . .	6
2.1.4	Vindskjærets betydning for bølgebrytning og vindstyrken ved bakken. . . . .	8
2.1.5	Hydrauliske hopp . . . . .	8
2.1.6	Generering av turbulens i bølgebrytning og hydrauliske hopp. . . . .	10
2.2	Strøm gjennom trakter i fjell - vinder i daler, fjorder og sund. . . . .	11
2.2.1	Betydningen av effektiv fjellhøyde i traktvindsituasjoner. . . . .	11
2.2.2	Traktvinddynamikk . . . . .	13
2.2.3	Bruk av Bernoullis likning i traktvindsituasjoner. . . . .	14
2.2.4	Den geostrofiske vindretningens påvirkning på vindforholdene i en trakt. . . . .	15
2.2.5	Den termiske effektens bidrag til traktvinden. . . . .	16
2.3	Corioliskraftens bidrag . . . . .	17
2.4	Statistiske metoder . . . . .	17
<b>3</b>	<b>Metode</b>	<b>19</b>
3.1	Modell og modelloppsett . . . . .	19
3.1.1	MM5 . . . . .	19
3.1.2	Horisontalt og vertikalt grid . . . . .	19
3.1.3	Kartrepresentasjon . . . . .	21
3.1.4	Nøsting . . . . .	21
3.1.5	Modellens dynamikk . . . . .	22
3.1.6	Initial- og randverdier. . . . .	23
3.1.7	Fysiske parametriseringer . . . . .	23
3.1.8	Terrenget . . . . .	24
3.1.9	Modellkjøringer . . . . .	27
3.2	Bruk av observasjoner. . . . .	28
3.2.1	QuickSCAT-vinder: . . . . .	28
3.2.2	SAR-bilder: . . . . .	28
3.2.3	Bakkeobservasjoner: . . . . .	29
3.2.4	Radiosondeobservasjoner. . . . .	30
<b>4</b>	<b>Stormen Narve</b>	<b>31</b>
4.1	Synoptisk situasjon . . . . .	31
4.1.1	Ved bakken . . . . .	31
4.1.2	I høyden . . . . .	32
4.2	Temperaturforhold . . . . .	33
4.3	Vindobservasjoner . . . . .	35

4.3.1	QuickSCAT-vinder . . . . .	35
4.3.2	SAR-bilder . . . . .	36
4.3.3	Vindobservasjonene på bakkeasjonene . . . . .	36
<b>5</b>	<b>Modellresultater og diskusjon</b>	<b>40</b>
5.1	Validering av modellen. . . . .	40
5.1.1	Trykkforskjellen mellom Tromsø og Vadsø. . . . .	41
5.1.2	Oppstrømsverdier over Sodankylä. . . . .	43
5.2	Sammenligning mellom simulert og observert vind. . . . .	45
5.2.1	Simulert vind 18.januar kl.09Z . . . . .	45
5.2.2	Simulert vind 18.januar kl.19Z . . . . .	51
5.2.3	Simulert vind sammenlignet med bakkeobservasjoner. . . . .	56
5.2.4	Bruk av enveis- vs. toveis-nøsting . . . . .	63
5.3	Endring av sjøtemperatur. . . . .	66
5.3.1	SST=+5°C . . . . .	66
5.3.2	SST=-33°C . . . . .	72
5.3.3	Oppstrøms blokkering . . . . .	75
5.4	Vinden i Sørøysundet . . . . .	78
5.4.1	Traktvinden ut Rognsundet . . . . .	79
5.4.2	Sterk levind og vindskygge i Sørøysundet. . . . .	84
5.4.3	Effekten av øya Seiland . . . . .	89
5.5	Vinden i andre fjorder og sund. . . . .	91
5.6	Bruk av forskjellige grenselagsskjemaer og ulik vertikal resolusjon . . . . .	94
5.6.1	Burk-Thompson vs. MRF . . . . .	95
5.6.2	23 vs. 36 vertikale lag . . . . .	102
5.6.3	Avsluttende kommentar til sammenligningen av ulike grenselagsskjemaer og ulik vertikal resolusjon . . . . .	106
<b>6</b>	<b>Oppsummering og konklusjon</b>	<b>107</b>
6.1	Modellens representasjon av vindforholdene under stormen Narve. . . . .	107
6.2	Forklaring på vindforholdene under stormen Narve. . . . .	108
6.3	Konklusjon . . . . .	110
6.4	Noen ubesvarte spørsmål og framtidige utfordringer. . . . .	112
<b>A</b>	<b>Ekstra tabeller, figurer og grafer</b>	<b>114</b>
A.1	Oppstigninger fra Sodankylä . . . . .	114
A.2	Vindobservasjoner . . . . .	116
A.3	Sjøtemperaturen utenfor Finnmark . . . . .	122
<b>B</b>	<b>Utledning av enkelte formler</b>	<b>123</b>
B.1	Utledning av likning 2.13 . . . . .	123
B.2	Utledning av geostrofisk vind i 1000 hPa. . . . .	124
	<b>Referanser</b>	<b>125</b>

## 1 Innledning

I høyttrykksituasjoner med mye klarvær om vinteren danner det seg ofte sterke inversjoner over Nordkalotten. Dette skyldes først og fremst stor utstråling fra bakken og dermed netto energitap, slik at bakketemperaturer over indre strøk av Nord-Norge, Nord-Sverige og Nord-Finland blir svært lav. Spesielt utgjør Finnmarksvidda et stort kaldluftsmagasin i lange perioder om vinteren (Gjessing and Hanssen-Bauer, 1988). Stor avkjøling nedenfra fører til at temperaturen blir lavest nederst og stiger med høyden, altså en inversjon. Siden sola i denne perioden enten er under horisonten eller står lavt på himmelen, og derfor ikke gir spesielt stort bidrag til oppvarming, vil solstrålingen ikke klare å bryte ned inversjonen i løpet av dagen. Siden marka i tillegg er snødekt og snøen er en god isolator, kan heller ikke varmetapet erstattes fra bakken, noe som igjen er med på å forsterke inversjonen (Eng, 1990). Pga. den relativt høye sjøtemperaturen langs kysten (figur A.5 s.122) skaper dette store temperaturforskjeller og derfor trykkforskjeller mellom kyst og innland. Resultatet er at vinden ofte blåser fra innlandet mot kysten om vinteren, dvs. en vintermonsun som kan sammenlignes med vinden som blåser fra land mot sjø på lavere breddegrader om natten, ofte kalt landvind eller landbris (Eng, 1990; Grønås and Sandvik, 1998). Fra tid til annen setter i tillegg lavtrykksaktivitet i Norskehavet opp trykkgradienter med vind som adveker den kalde lufta ned fra kaldluftsplataet i indre strøk ut over havet, enten over fjellene eller via fjordene i Nord-Norge. Denne statisk stabile lufta påvirkes av topografien, og vinden kan bli svært sterk ut fjordene og på lesiden av fjellene. Slik sterk landvind er imidlertid godt kjent både blant meteorologer og lokalbefolkningen i Nord-Norge, men såfremt en vet har den til nå ikke vært gjenstand for en vitenskapelig undersøkelse. Meteorologene ved Værvarslinga for Nord-Norge har erfaring med at de numeriske værvarslingsmodellene med en horisontal oppløsning på 10km og oppover mellom gridpunktene, ikke får fram denne sterke vinden, antakelig fordi de ikke løser opp de enkelte fjordene og fjellene godt nok. Modeller med oppløsning ned til 4km mellom gridpunktene, har imidlertid gitt sterkere vind, men mangelen på observasjonspunkt i fjorder og sund gjør at disse resultatene vanskelig lar seg validere (samtale med statsmeteorolog og nestleder på Værvarslinga for Nord-Norge, Bård Fjukstad).

Under stormen Narve i januar 2006 gjorde den sterke landvinden seg spesielt godt gjeldende. I løpet av seks dager, fra og med den 17. januar til og med den 22. januar, blåste det vind opptil storm styrke (dvs. mer enn 20,8 m/s) på 25 av 61 landobservasjonstasjoner i Nord-Norge (tabell 9 seksjon A.2 s.116). Denne vinden var i perioder svært sterk og kald, og skapte stor forfrysningsfare i tillegg til store materielle skader på båter, biler og hus (Adressa, 2006). Det spesielle med denne stormen var at samtidig som det ble satt opp en sterk trykkgradient i øst-vest-retning som holdt seg relativt stabil i 6 dager, varierte vinden veldig lokalt fra dag til dag, fra time til time og fra sted til sted (Grønås et al., 2006). Sterkest ble vinden i Finnmark hvor 10 av 20 stasjoner hadde vindregistreringer fra liten storm og over (tabell 9 seksjon A.2 s.116).

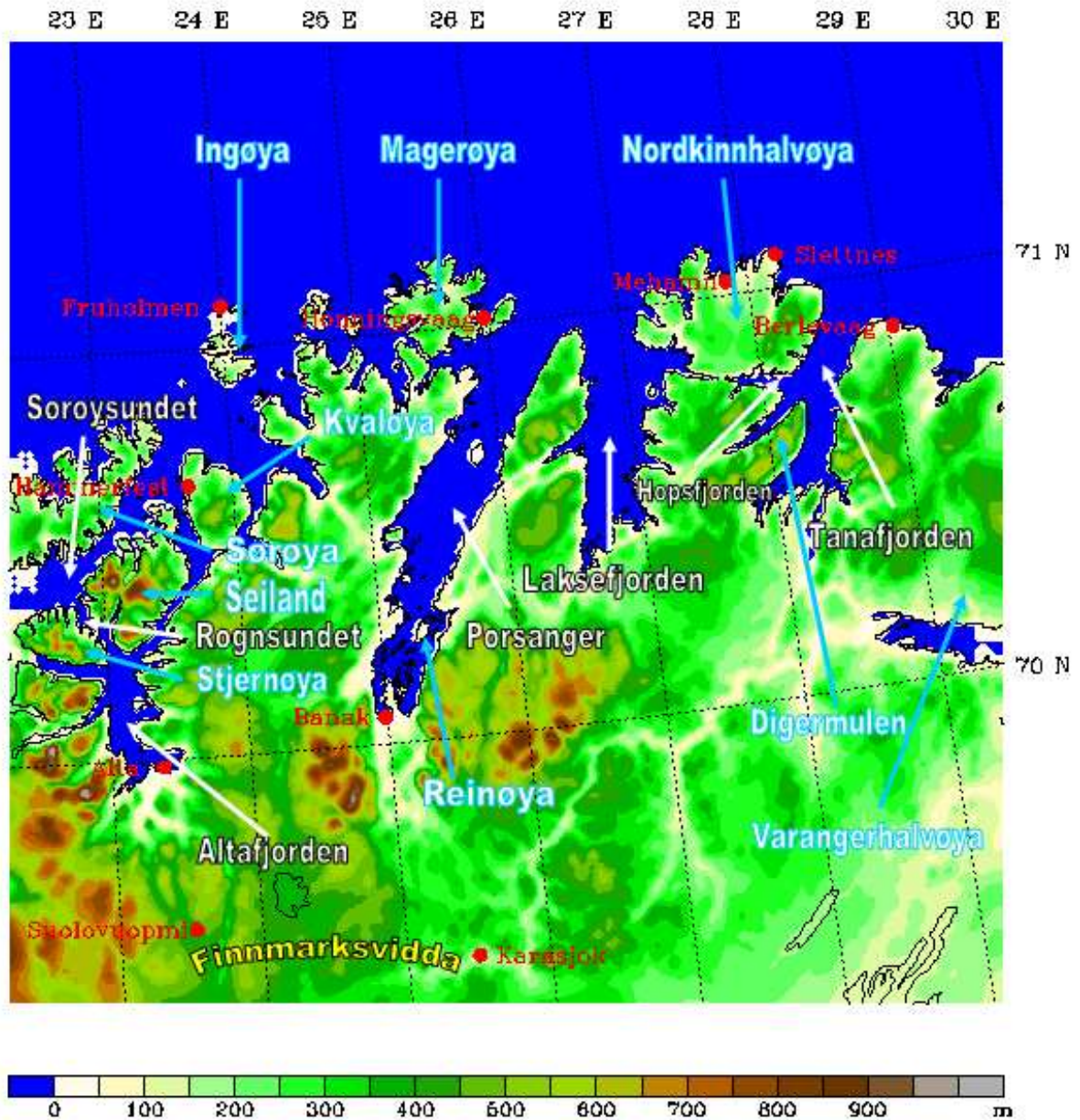
Med dette som utgangspunkt går denne mastergradsoppgaven ut på å undersøke kaldluftsutbrudd ut fjorder og over fjell i Finnmark under stormen Narve fra og med den 17.

til og med den 22. januar 2006. Målet med oppgaven er i første omgang å undersøke i hvor stor grad det er mulig å simulere disse vindforholdene med en numerisk atmosfæremodell med varierende horisontal oppløsning. Et hovedfokus vil være å se om modellen klarer å reprodusere den sterke vinden bedre, når en bruker kortere avstand mellom gitterpunktene. En vil også se på hvordan bruken av forskjellig grenselagsskjema og ulik vertikal resolusjon i grenselaget, påvirker resultatene. Simuleringer med henholdsvis 9km, 3km og 1km mellom gitterpunktene, 23 og 36 vertikale lag og to forskjellige grenselagsskjema som bruker lokal og ikke-lokal blanding, er kjørt, for å kunne gi svar på dette.

Et annet mål med oppgaven er å forklare hva som skapte den sterke vinden og de store vindvariasjonene under stormen Narve. Spesielt er det ønskelig å finne ut hvor stor effekt daler, fjorder, sund og fjell i tillegg til den høye sjøtemperaturen, har for en eventuell lokal forsterkning av vinden. For å svare på dette er modellresultater, observasjoner og dynamisk teori for strøm over og gjennom trakter i fjell, blitt brukt.

Oppgaven er bygd opp videre på følgende måte:

Kapittel 2 tar for seg generell teori om strøm over og gjennom trakter i fjell som er viktig for å kunne forstå dynamikken i forbindelse med kaldluftsutbrudd, i tillegg til statistiske metoder som er brukt i oppgaven. Kapittel 3 er et metodekapittel som skildrer bruken av den numeriske modellen, hvilke simuleringer som er gjort og i tillegg hvilke observasjoner som er brukt. Kapittel 4 er en beskrivelse av den synoptiske situasjonen, samt temperaturforholdene og vindforholdene i Finnmark under stormen Narve. I kapittel 5 beskrives og diskuteres modellresultatene. Til slutt kommer en oppsummering og konklusjon i kapittel 6.



Figur 1.1: Oversikt over stedsnavn i Finnmark som er brukt i oppgaven. Røde navn markerer de meteorologiske stasjonene (fra vest mot øst langs kysten og så fra øst mot vest på Finnmarksvidda): Alta, Hammarfest, Fruholmen, Banak, Honningsvåg, Mehamn, Slettnes, Berlevåg, Karasjok og Suolovuopmi. Hvite navn markerer fjorder og sund. Blåe navn markerer øyer, halvøyer og nes. Gult navn markerer Finnmarksvidda. Høydekonturene er hentet fra 1km-simuleringene og har 50 meters ekvidistanse.



## 2 Teori

### 2.1 Strøm over fjell.

#### 2.1.1 Introduksjon

Topografi påvirker luftstrømmer. Når luft strømmer mot et fjell, blir lufta enten presset over eller rundt fjellet. Hvis en antar hydrostatisk likevekt<sup>1</sup>, dvs. at tyngdekraften og oppdriftskraften er i likevekt, og bruker Boussinesq tilnærming, dvs. at en kan neglisjere horisontale tetthetsforandringer (kap. 4.18 i Kundu and Cohen (2004)), er det i all hovedsak formen på fjellet og atmosfærens tilstand oppstrøms som avgjør karakteren på strømmen nedstrøms (Smith and Grønås, 1993; Ólafsson and Bougeault, 1996). Antar en at en har enkle 3-dimensjonale elliptiske fjell, kan disse enkelt beskrives vha. høyden  $h$  og halvlengden i  $x$ - og  $y$ -retningen  $L_x$  og  $L_y$  til fjellet. Ut i fra disse halvlengdene kan man definere aspektforholdet  $r = \frac{L_y}{L_x}$ , dvs. forholdet mellom den delen av fjellet som er vendt mot luftstrømmen og den delen som er vendt langs med luftstrømmen, hvis luftstrømmen går i  $x$ -retningen (Smith, 1989a). Atmosfærens tilstand oppstrøms er bestemt av den statiske stabiliteten, ofte uttrykt vha. Brunt-Väisälä-frekvensen  $N$ , og vindhastigheten til grunnstrømmen  $U$ . Brunt-Väisälä-frekvensen er definert som følger (likn. 2.52 i Holton (2004)):

$$N = \left( \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.1)$$

hvor  $\theta \stackrel{def}{\equiv} T \left( \frac{p_s}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$  (likn. 2.44 i Holton (2004))<sup>2</sup> er potensiell temperatur. Potensiell temperatur kan sees på som den temperaturen lufta i høyden ville hatt, hvis en ser bort i fra den adiabatisk<sup>3</sup> avkjølingen som det lave trykket i høyere luftlag skaper på lufta, når den stiger fra bakken. Sagt på en annen måte er det den temperaturen en luftpakke får, om en senker den adiabatisk til bakken, ofte satt til å være  $p_s = 1000$  hPa. Siden bevegelsene i atmosfæren er tilnærmet adiabatisk, følger partiklene flater med konstant potensiell temperatur. Disse kalles for isentropier, siden de også er flater med konstant entropi  $s$ . Endringen i entropien  $ds$  er nemlig gitt som (likn. 1.25 og 1.26 Rogers and Yau (1996)):

$$ds \stackrel{def}{\equiv} \frac{dq}{T} = c_p \frac{d\theta}{\theta} \quad (2.2)$$

Her ser en at når en har en adiabatisk prosess og dermed ikke har noen varmeutveksling, dvs.  $dq = 0$ , er både  $ds$  og  $d\theta$  også lik 0.

<sup>1</sup>  $\frac{dp}{dz} = -\rho g$ , hvor  $p$  er trykket,  $z$  er høyden,  $g$  er tyngdeakselerasjon og  $\rho$  er massetettheten (likn. 1.8 Kundu and Cohen (2004))

<sup>2</sup>  $T$  er temperatur,  $p_s$  er bakketrykket,  $p$  er trykket i nivået en er i,  $R$  er gasskonstanten til tørr luft og  $c_p$  er spesifikk varmekapasitet til tørr luft ved konstant trykk.

<sup>3</sup> en prosess der det verken blir tilført eller avgitt varme, dvs.  $dq = 0$ .

### 2.1.2 Fjellbølger.

I tilfeller hvor lufta faktisk klarer å komme seg over fjellet i en stabilt sjiktet strøm, vil luftstrømmen bli utsatt for svingninger, og en får dannet fjellbølger. Fjellbølger som er i hydrostatisk likevekt kan kun forplante seg vertikalt, mens ikke-hydrostatiske fjellbølger kan forplante seg både horisontalt og vertikalt, og forplanter seg vanligvis på skrå oppstrøms med høyden (Holton, 2004). I vertikalen kan ikke-hydrostatiske bølger enten forplante seg med stigende eller uendret amplitude, eller de kan få minkende amplitude og til slutt dø helt ut (Holton, 2004). Det som avgjør om fjellbølgene vil forplante seg vertikalt eller dø ut, og om en får hydrostatiske eller ikke-hydrostatiske fjellbølger, er en parameter kalt Scorerparameteren. Denne er i sin fulle form definert i likn. 2.23 i Smith (1979), men kan i de fleste tilfeller tilnærmes til å være lik (likn 9.31 Holton (2004)):

$$l = \frac{N}{U} - \frac{d^2U}{dz^2} \quad (2.3)$$

hvor en antar at den statiske stabiliteten  $N(z)$  og hastigheten til luftstrømmen  $U(z)$  kan forandre seg med høyden. I områder med ikke altfor sterkt vindskjær  $\frac{dU}{dz}$ , kan krumningsleddet  $\frac{d^2U}{dz^2}$  neglisjeres (Smith, 1979), slik at  $l$  bare blir lik forholdet mellom  $N$  og  $U$ .

For å kunne se Scorerparameterens betydning for vertikal bølgeforplantning, kan en anta at en 2-dimensjonal fjellrygg (dvs. at aspektforholdet til et 3-dimensjonalt fjell går mot uendelig) kan representeres vha. en Fourier-rekke på formen:

$$h_M(x) = \sum_{s=1}^{\infty} \Re\{h_s \exp(ik_s x)\} \quad (2.4)$$

hvor  $h_s$  er amplituden på fjellet til den  $s$ 'te Fourier-komponenten til topografien. Videre har vi, hvis en antar ikke hydrostatisk likevekt, at den stasjonære bølgelikninga uten rotasjon kan skrives som (Holton, 2004):

$$\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} + l^2 w' = 0 \quad (2.5)$$

og løsningen på denne likninga er:

$$w(x, z) = \sum_{s=1}^{\infty} \Re\{W_s \exp[i(k_s x + m_s z)]\} \quad (2.6)$$

hvor  $k_s = \frac{2\pi}{\lambda_{x_s}}$  er de horisontale bølgetallene, hvor  $\lambda_{x_s}$  er bølgelengden i  $x$ -retning som uttrykker bredden på komponentene til fjellryggen langs med strømmen,  $m_s = \frac{2\pi}{\lambda_{y_s}} = (l^2 - k_s^2)^{\frac{1}{2}}$  er de vertikale bølgetallene og  $W_s = ik_s \bar{u} h_s$  amplituden til den  $s$ 'te Fourierkomponenten til  $w$ . En kan videre se (Smith, 1979; Holton, 2004) at hvis fjellbølger skal kunne forplante seg vertikalt, må  $m_s^2 > 0 \rightarrow$  at  $m_s$  må være reell, noe som betyr at  $k_s < l$ . Dette betyr at i områder der  $l \rightarrow 0$  vil  $k_s > l$  og  $m_s$  bli imaginær og vertikal bølgeforplantning bli forhindret. Dette kan skje der hvor fjellryggen (langs med strømmen)

er så smal at  $k_s \gg l$ , eller der hvor den statiske stabiliteten synker drastisk  $N(z) \rightarrow 0$  når  $z \rightarrow \infty$ , samtidig som en har et positivt skjær i  $U(z)$  ( $\frac{dU}{dz} > 0$ ). Dette betyr at  $N$  minker og  $U$  øker  $\implies l = \frac{N(z)}{U(z)} \rightarrow 0$ . Bølger som treffer et slikt nivå der  $l \rightarrow 0$ , vil kunne bli reflektert til bakken, hvor de igjen blir reflektert tilbake mot toppen. Slik får en en serie med reflektert stående bølger nedstrøms av fjellet. Dette fenomenet kalles for fangete leebølger<sup>4</sup>, og slike bølger kan være med på å forsterke vinden i lavere nivåer (Holton, 2004).

Hvis imidlertid bredden på fjellet langs med strømmen er stor slik at  $k_s \ll l$ , men ikke så stor at rotasjonen får en betydning, får en dannet hydrostatisk bølger. I hydrostatisk bølger vil  $\lambda_{y_s} \ll \lambda_{x_s}$  og det første leddet i likn. 2.5 forsvinner. Dette fører til at  $m_s = l$ , og i områder der  $l \rightarrow 0$  vil også vertikal bølgeforplantning bli forhindret. Siden hydrostatisk bølger ikke kan forplante seg horisontalt, vil imidlertid ikke en evt. refleksjon kunne føre til en serie med fangete leebølger nedstrøms.

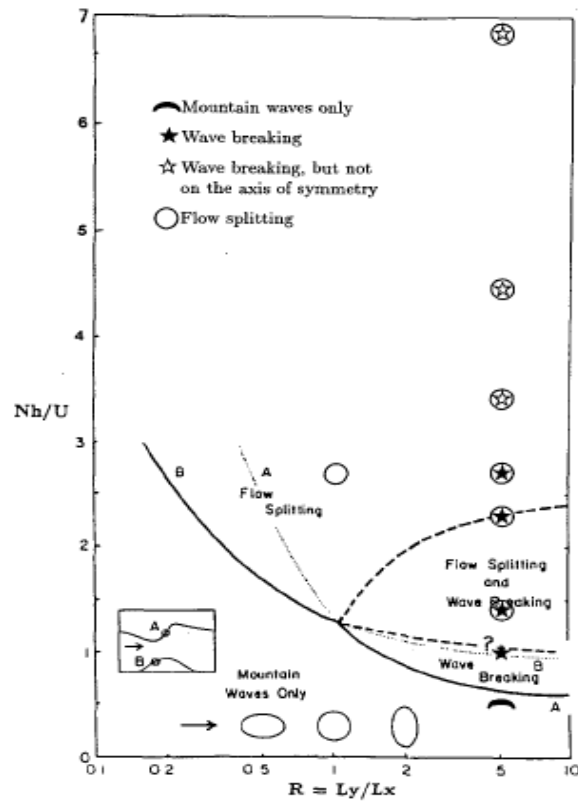
### 2.1.3 Effektiv fjellhøyde og forskjellige strømregimer.

Ved å kombinere fjellhøyden  $h$ , den statiske stabiliteten  $N$  og hastigheten på luftstrømmen  $U$ , kan en lage seg en dimensjonsløs størrelse  $\hat{h}$ , kalt den ikke-dimensjonale eller effektive fjellhøyde (Smith, 1989a; Baines and Smith, 1993):

$$\hat{h} = \frac{Nh}{U} \quad (2.7)$$

Denne effektive fjellhøyden er et mål på om lufta klarer å gå over fjellet eller om den blir presset rundt. Er fjellet høyt, den statiske stabiliteten stor og hastigheten liten, dvs. stor  $h$ , stor  $N$  eller liten  $U$ , har partiklene vanskeligere for å passere fjellet. Er fjellet lite, den statiske stabiliteten lav og hastigheten stor, dvs. liten  $h$ , liten  $N$  eller stor  $U$ , har partiklene lettere for å passere fjellet (likn. 2.7). I følge Smith (1989a) finnes det ut i fra lineær teori kun tre forskjellige strømregimer for luftstrøm over enkle veldefinerte fjell når en har antatt hydrostatisk likevekt og Coriolis- og friksjonskraft lik 0. Regimet bestemmes av den ikke-dimensjonale fjellhøyden, i tillegg til aspektforholdet til elliptiske 3-dimensjonale fjell. Hvis den ikke-dimensjonale fjellhøyden er lav  $\hat{h} \ll 1$ , dannes ingen stagnasjonspunkt, luftstrømmen går over fjellet og ikke-brytende fjellbølger blir dannet. Hvis den ikke-dimensjonale fjellhøyden er større  $\hat{h} > 1$  og aspektforholdet er stor  $r > 1$ , dvs. at mesteparten av fjellet står normalt på luftstrømmen, vil det oppstå stagnasjon i høyden (punkt A til høyre i figur 2.1). Dette innebærer at strømlinjene, dvs. isentropene, heller så bratt at den horisontale hastigheten i stagnasjonspunktet blir mye mindre enn hastigheten i grunnstrømmen lenger nede. Dette fører til at fjellbølgene velter og brytes, på samme måte som havbølger brytes når de kommer inn mot en strand (Smith, 1989a). Hvis derimot den ikke-dimensjonale fjellhøyden er veldig stor  $\hat{h} \gg 1$ , og aspektforholdet er mindre enn 1, oppstår et stagnasjonspunkt på bakken på lo siden av fjellet. En får da det som kalles oppstrøms blokkering eller strømsplitting, og lufta blir presset rundt i stedet for over fjellet (punkt B til venstre i figur 2.1).

<sup>4</sup>på engelsk:trapped lee-waves



Figur 2.1: Regimediagram for hydrostatisk strøm over et fjell, hentet fra Smith (1989a) og reproduisert av Ólafsson and Bougeault (1996). På x-aksen har en horisontal aspektforhold  $r$  og y-aksen inneholder den ikke-dimensjonale fjellhøyde  $\hat{h}$ . Heltrukne linjer A og B angir overgang til stagnasjon ut i fra Smiths lineære teori. Ved A begynner bølgebrytning pga. stagnasjon i høyden og ved B strømsplitting pga. stagnasjon oppstrøms ved bakken. De prikkete linjene gir mest sannsynlig ufysiske løsninger, siden eksistens av et stagnasjonspunkt gjør lineær teori ugyldig. Stiplede linjer er Smiths forslag til hvor både strømsplitting og bølgebrytning oppstår i det ikke-lineære regimet. Resultater fra Ólafsson and Bougeault (1996) viser imidlertid at bølgebrytning for et aspektforhold lik 5, ikke har noen øvre grense (vist med symboler).

Når stagnasjon først har oppstått (området over den heltrukne linjen i figur 2.1), går imidlertid strømmen over til å være ikke-lineær og lineær teori er ikke lenger gyldig (Ólafsson and Bougeault, 1996). Den prikkete linjen i figur 2.1 gir derfor mest sannsynlig ufysiske løsninger for stagnasjon, siden lineær teori ikke lenger er gyldig her. Hva som skjer når en krysser den stiplete linjen i figur 2.1, som viser områder med både bølgebrytning og strømsplitting i det ikke-lineære området, er imidlertid uvisst ut i fra lineær teori. Forsøk fra Ólafsson and Bougeault (1996) ved større aspektforhold (i figur 2.1 lik 5) har likevel vist at strømsplitting fremdeles vil oppstå, mens brytningen av fjellbølger ikke lenger vil skje på sentrallinjen, men bare i kanten av fjellet ved ikke-dimensjonale fjellhøyder  $\hat{h} \geq 3.4$  (figur 14 Ólafsson and Bougeault (1996)).

### 2.1.4 Vindskjærets betydning for bølgebrytning og vindstyrken ved bakken.

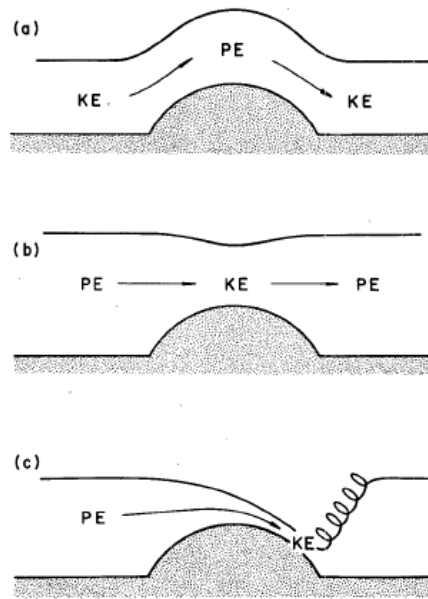
Hvordan vinden forandrer seg med høyden, er med på å påvirke hvor lett stagnasjon i høyden og dermed bølgebrytning oppstår. Hvis hastigheten stiger med høyden ( $\frac{dU}{dz} > 0$ ), er dette med på å øke den dimensjonsløse fjellhøyden som stagnasjon i høyden oppstår på. Dette er ofte tilfellet i de nederste luftlagene, siden friksjonen bremser lufta mot underlaget. For aspektforhold større enn 1, betyr dette at bølgebrytning har vanskeligere for å oppstå når en har positivt skjær (Smith, 1989a). Hvis en derimot har et reversert skjær  $\frac{dU}{dz} < 0$ , f.eks. ved at vinden har motsatt retning i et høyere nivå, noe som betyr at vinden må være  $U \approx 0$  i et nivå imellom (kritisk nivå), vil Scorerparameteren gå mot uendelig, bølgeenergi vil kunne bli absorbert og reflektert, og bølger vil lettere kunne brytes. At bølgeenergien blir absorbert i et nivå, er det samme som å si at den vertikale gruppehastigheten, som er et mål på den vertikale energiforplantningen, går mot 0. Den vertikale gruppehastigheten  $c_{gz}$  er lik  $\pm \frac{-Nk_s m_s}{(k_s^2 + m_s^2)^{\frac{3}{2}}}$  i det ikke-hydrostatiske tilfellet (likning 7.45b i Holton (2004)). Dvs. at når  $l \rightarrow \infty$ , vil  $m_s^2 \rightarrow \infty$  og dermed ser en at  $c_{gz} \rightarrow 0$ . Dette kan en også se i det hydrostatiske tilfellet hvor  $c_{gz} = \pm \frac{-Nk_s}{m_s}$ , og  $c_{gz} \rightarrow 0$  når  $m_s = l \rightarrow \infty$ . For aspektforhold større enn 1, betyr dette at bølgebrytning oppstår ved mindre ikke-dimensjonale fjellhøyder, når en har et reversert skjær (Smith, 1989a). Refleksjon av bølgeenergi i slike kritiske nivå fører også til at vinden ved bakken vil kunne bli sterkere, og bidra til å akselerere vinden nedstrøms av fjellet (Smith, 1985). Bølger som bryter uten kritiske nivå i utgangspunktet, vil imidlertid selv kunne danne egne kritiske nivå siden brytningen danner vertikale isentroper. Dermed vil brytende bølger i seg selv være en bidragsyter til slik vindakselerasjon i lavere nivåer (Clark and Peltier, 1977; Smith, 1985). På den andre siden vil oppstrøms blokkering, som hindrer strømmen i å gå over fjellet, skape områder med svakere vind på lesiden av fjellet. Slike områder blir ofte kalt for vindskygger<sup>5</sup> (Ólafsson and Bougeault, 1996; Pan and Smith, 1999).

### 2.1.5 Hydrauliske hopp

I følge observasjoner og numeriske simuleringer, går kraftige vinder nedstrøms, som gjerne har oppstått pga. bølgebrytning og dannelsen av kritiske nivåer, ofte over til turbulente områder hvor den horisontale vinden avtar kraftig eller går i motsatt retning (Doyle et al., 2000). Dette har sammenheng med at isentropene etter å ha gått tett sammen og skapt kraftig levind ved bakken, stiger høyt til vers og skaper lite vind ved bakken. Dette fenomenet er ofte blitt kalt et hydraulisk hopp. Hydrauliske hopp oppstår vanligvis bare i sterkt lagdelte væsker som vann, og betinger derfor at atmosfæren også er sterkt lagdelt, slik at den kan beskrives vha. enkel hydraulisk teori. Hydraulisk teori tar utgangspunkt i en enkel modell hvor væska eller gassen<sup>6</sup>, dvs. atmosfæren i dette tilfellet, er delt i to lag med forskjellig tetthet, slik at det nederste laget har større tetthet enn laget over. På den måten fungerer laget over som et lokk på laget under. Hvis man tar utgangspunkt i de lineære gruntnanslikningene (7.20 og 7.21 Holton (2004)) og at

<sup>5</sup>på engelsk: wake

<sup>6</sup>på engelsk: fluid



Figur 2.2: Oppførselen til en lagdelt væske eller gass som strømmer over en hindring når strømmen er: a) superkritisk både oppstrøms og nedstrøms. b) subkritisk både oppstrøms og nedstrøms. c) subkritisk oppstrøms og superkritisk nedstrøms helt til en får dannet et hydraulisk hopp, hvor strømmen igjen stabiliserer seg i en subkritisk tilstand. Figuren er hentet fra Durran (1986).

tetthetsforandringer i atmosfæren kun skyldes forandringer i potensiell temperatur (7.36 Holton (2004)), får en at hastigheten til gravitasjonsbølgene relativt til strømmen, er lik (likn. 7.23 Holton (2004) og likn. 1 Sheridan and Vosper (2006):

$$c = \left(g \frac{-\Delta\rho}{\rho_1} H\right)^{\frac{1}{2}} = \left(g \frac{\Delta\theta}{\theta_1} H\right)^{\frac{1}{2}} = (g'H)^{\frac{1}{2}} \quad (2.8)$$

hvor  $H$  er høyden til det nederste laget,  $\rho_1$  og  $\theta_1$  er midlere tetthet og midlere potensiell temperatur i det nederste laget og  $-\Delta\rho = -(\rho_2 - \rho_1)$  og  $\Delta\theta = \theta_2 - \theta_1$  er forskjellen i midlere tetthet og midlere potensiell temperatur mellom de to lagene. Tilstanden til atmosfæren kan da beskrives ut i fra forholdet mellom hastigheten til grunnstrømmen og fjellbølgene som blir dannet. Tilstanden hvor hastigheten til grunnstrømmen  $U$  er mindre enn hastigheten  $c$  til fjellbølgene, kalles for subkritisk og innebærer at forhold-

et mellom de to, ofte definert til å være Froudetallet  $Fr \stackrel{def}{\equiv} \frac{U}{c}$ , er mindre enn 1. Hvis hastigheten til grunnstrømmen er større enn hastigheten til fjellbølgene, kalles tilstanden for superkritisk ( $Fr > 1$ ; Durran (1986)). Hastighetene til de raskeste gravitasjonsbølgene kan også defineres som  $c = \frac{NH}{\pi}$  (Baines, 1995). Dette betyr at Froudetallet også kan skrives som:

$$Fr = \frac{\pi U}{NH} \quad (2.9)$$

noe som betyr at hvis høyden  $H$  av det nederste laget, dividert på  $\pi$ , er lik høyden på fjellet  $h$ , er Froudetallet lik den inverse ikke-dimensjonale fjellhøyden  $1/\hat{h} = U/Nh$ .

Mange, som Smith (1989b), har brukt denne definisjonen av Froudetallet uavhengig av høyden på det nederste laget, men i følge Baines (1995) er dette misvisende.

Hvis tilstanden oppstrøms over et fjell er subkritisk ( $Fr < 1$ ), vil hastigheten stige når en kommer til toppen av fjellet, samtidig som isentropene synker og en får en konvertering fra potensiell til kinetisk energi. På andre siden av fjellet avtar hastigheten igjen, isentropene stiger og energikonverteringen går motsatt vei fra kinetisk til potensiell energi (figur 2.2b). Hvis tilstanden oppstrøms er superkritisk ( $Fr > 1$ ), vil imidlertid isentropene stige mot toppen av fjellet, hastigheten synke og en får en konvertering fra kinetisk til potensiell energi. På andre siden av fjellet skjer igjen det motsatte, hastigheten stiger, isentropene synker og en får en konvertering fra potensiell til kinetisk energi (figur 2.2a). I enkelte tilfeller kan en ha en subkritisk tilstand oppstrøms, men få et tilstandsskifte på toppen av fjellet til en superkritisk tilstand. Dette kommer av at hastighetsøkningen pga. konverteringen fra potensiell til kinetisk energi, og reduksjonen av høyden  $H$  til det nederste laget som følge av at isentropene går nedover, er så stor at Froudetallet blir større enn 1 her. Dermed vil isentropene fortsette å synke og vinden derfor fortsette å akselerere på baksiden av fjellet, siden en nå er gått over til en superkritisk tilstand. Siden isentropene ikke kan fortsette å synke i det uendelige og vinden heller ikke fortsette å akselerere i det uendelige, vil systemet til slutt bryte sammen og strømmen justeres tilbake til en subkritisk tilstand. Dette skjer gjennom et hydraulisk hopp (figur 2.2c). I forbindelse med det hydrauliske hoppet dannes mye turbulens som trekker energi fra grunnstrømmen, noe som fører til at den nye subkritiske tilstanden har noe mindre potensiell energi enn starttilstanden. Dette, i tillegg til mekanisk vertikal blanding, fører til at isentropene blir liggende noe lavere i den subkritiske tilstanden nedstrøms, avhengig av hvor mye turbulens som blir generert i hoppet.

Forholdene i en kontinuerlig lagdelt atmosfære er mye mer kompleks enn den enkle hydrauliske gruntvannsmodellen. Allikevel viser idealiserte numeriske simuleringer av strøm over fjell i atmosfæren, store likhetstrekk mellom sterke vinder nedstrøms fra fjell og utviklingen av en superkritisk strøm som resulterer i hydrauliske hopp (Durran, 1990; Holton, 2004).

### 2.1.6 Generering av turbulens i bølgebrytning og hydrauliske hopp.

Som nevnt i forrige seksjon, oppstår mye turbulens i forbindelse med utviklingen av hydrauliske hopp. Mye turbulens blir også generert når fjellbølger bryter. Turbulens kan sees på som uroligheter i lufta, dvs. vindfluktuasjoner  $u'$ ,  $v'$  og  $w'$  i henholdsvis  $x$ -,  $y$ - og  $z$ -retningen fra en gjennomsnittsvind  $\bar{U} = (\bar{u}, \bar{v}, \bar{w})$  (Stull, 1988). Det vanligste målet på turbulensintensitet i en situasjon, er turbulent kinetisk energi (TKE) som er definert på følgende måte (Stull, 1988):

$$\bar{e} = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (2.10)$$

hvor  $\overline{u'^2}$ ,  $\overline{v'^2}$  og  $\overline{w'^2}$  kan sees på som vindvariansen i  $x$ -,  $y$ - og  $z$ -retningen. Hvordan turbulens blir generert er derfor avhengig av produksjonen av TKE og kan kort summeres

opp i en likning kalt TKE-likningen (likn. 5.1 b) Stull (1988)). De viktigste produksjons og tapsleddene i denne likningen er som følger:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{\theta_v} (\overline{w'\theta'}) - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} - \varepsilon \quad (2.11)$$

$$(2.12)$$

hvor  $\frac{g}{\theta_v} (\overline{w'\theta'})$  betegner oppdriften<sup>7</sup> og er positiv eller negativ,  $-\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$  er en positiv størrelse som betegner turbulensproduksjon som følge av vindskjær og  $-\varepsilon$  er negativ og betegner dissipasjonen. Med ord kan denne likningen derfor skrives som:

Tidsendring av TKE = oppdrift + vindskjærproduksjon - dissipasjon.

Mye turbulens og stor TKE får en derfor i områder hvor en har stor oppdrift og stort vindskjær. Turbulens som oppstår i forbindelse med bølgebrytning og hydrauliske hopp, er følgelig oppstått som et resultat av disse to leddene. Her går isentropene fra å være tett samlet horisontalt, til å stille seg mer eller mindre vertikalt eller til og med helle bakover i brytningsområdet. Loddrette eller bakoverhellende isentroper skaper i seg selv mye turbulens pga. liten stabilitet og derfor stor oppdrift. I tillegg reduserer de den horisontale vindhastigheten drastisk, og dermed skapes stort vindskjær. Når turbulens først har oppstått, vil noe av den alltid bli konvertert til varme gjennom dissipasjonsleddet. Dette fører til at TKE ikke er en konservert størrelse (Stull, 1988). Den mekaniske turbulensen som blir generert som følge av vindskjær, er med på å tappe energi fra grunnstrømmen. Siden turbulensenergien går over til varme, betyr det at mekanisk induisert turbulens er med på å ta energi fra grunnstrømmen og overføre den til varme (Stull, 1988). Som en så førte dette til mindre potensiell energi i den subkritiske tilstanden nedstrøms av et hydraulisk hopp.

## 2.2 Strøm gjennom trakter i fjell - vinder i daler, fjorder og sund.

### 2.2.1 Betydningen av effektiv fjellhøyde i traktvindsituasjoner.

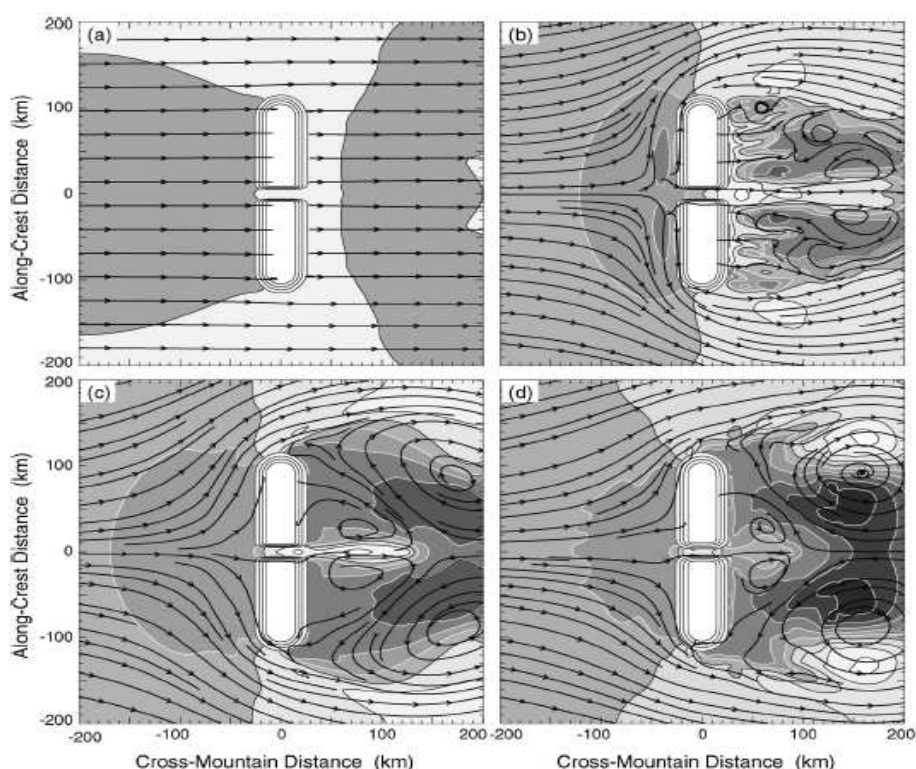
Vinder gjennom daler, fjorder og sund, kan i en fellesbetegnelse kalles for traktvinder<sup>8</sup>. I forrige avsnitt ble det beskrevet hvordan vinder som møter fjell uten smale trakter, enten blir presset over eller rundt fjellet avhengig av den ikke-dimensjonale fjellhøyde  $\hat{h}$ . Når fjellet er delt med en trakt, får vinden ennå en mulig reisevei, nemlig gjennom trakta. Gabersekk and Durran (2004) har bl.a. undersøkt hva som skjer med luftstrømmen i 300 meters høyde, når den går over en 200 km bred og 1400 meter høy flattoppet fjellrygg med en smal trakt med 10 km bredde og 40 km lengde (figur 2.3), når de endrer den ikke-dimensjonale fjellhøyden<sup>9</sup>. Resultatene i fra deres undersøkelser kan kort summeres opp på følgende måte:

<sup>7</sup> $\theta_v$  er virtuell potensiell temperatur,  $\theta'_v$  betegner fluktuasjoner og  $\overline{\theta'_v}$  betegner gjennomsnittsstørrelse

<sup>8</sup>engelsk: gap winds

<sup>9</sup> $N=0.01 \text{ s}^{-1}$  og  $h=1400 \text{ m}$  holdes konstant, mens  $U$  forandres.





Figur 2.3: Horisontale strømmlinjer og normalisert hastighetsperturbasjon (skyggekonturer) ved  $z=300$  m for strøm over en 200 km bred og 1400 meter høy flattoppet fjellrygg med en 10 km bred og 40 km lang trakt når  $\hat{h}$  er lik: a) 0.25 b) 1.4 c) 2.8 og d) 5.0 Lyse skygger representerer positive verdier og mørke skygger representerer negative verdier. Figuren er hentet fra Gabersek and Durran (2004).

1. Når  $\hat{h}=0.25 \ll 1$  ( $U=56$  m/s) går strømmen over fjellet relativt uforstyrret og skaper ikke-brytende fjellbølger. Hastigheten øker derfor litt på lesiden av fjellet, men det er ingen tydelige vindmaksimaer<sup>10</sup> med sterke vinder ut trakta (figur 2.3a).
2. Når  $\hat{h}=1.4$  ( $U=10$  m/s) skapes brytende fjellbølger, og denne tilstanden blir derfor kalt fjellbølgeregimet. Som en følge av at fjellbølgene blir brutt, øker hastigheten betydelig nedstrøms av fjellet. I tillegg akselerer vinden betydelig gjennom trakta med et tydelig vindmaksimum i utgangen av trakta som strekker seg et godt stykke nedstrøms (figur 2.3b). Et interessant fenomen er at når en har en trakt, blir mer av vinden presset rundt fjellet enn i tilfellet uten trakt.
3. Når  $\hat{h}=5.0$  ( $U=2.8$  m/s) hindres mesteparten av strømmen i å gå over fjellet, og denne tilstanden blir derfor kalt blokkeringsregimet. I utgangen av trakta på andre siden av fjellet, får en også nå et vindmaksimum, men her er styrken mindre enn oppstrømsverdien (figur 2.3d). Den kraftigste vinden befinner seg nå inne i trakta.
4.  $\hat{h}=2.8$  ( $U=5$  m/s) er en tilstand mellom fjellbølgeregimet og blokkeringsregimet. Dette regimet gir også et vindmaksimum på andre siden av fjellet. Her er imidler-

<sup>10</sup>engelsk: jet

tid vindstyrken større enn oppstrømsverdien og maksimæet brer seg også lengre nedstrøms enn i blokkeringsregimet. Den kraftigste vinden befinner seg også nå inne i trakta, men ikke så langt oppstrøms som i blokkeringsregimet (figur 2.3c).

Kraftige traktvinder med maksimum nedstrøms av fjellet, oppstår derfor ved ikke-dimensjonale fjellhøyder opptil  $\hat{h}=1.4$ . Når  $\hat{h}$  blir større, trekker maksimumet seg inn i trakta og beveger seg lenger oppstrøms når  $\hat{h}$  øker. Samtidig avtar vindstyrken i forhold til styrken oppstrøms, når  $\hat{h}$  er blitt riktig stor.

### 2.2.2 Traktvinddynamikk

Dynamikken bak prosessene som skjer inne i trakta, kan lettere studeres hvis en skriver den stasjonære<sup>11</sup> 1-dimensjonale bevegelseslikningen uten Corioliskraft og friksjon på fluks form (utledning i seksjon B.1 s.123):

$$\frac{\partial \rho u^2}{\partial x} = -\frac{\partial \rho uv}{\partial y} - \frac{\partial \rho uw}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.13)$$

Hvis en antar at trakta går i x-retningen, vil positive verdier av volumintegralet  $\frac{\partial \rho u^2}{\partial x}$  representere en akselerasjon av vinden gjennom trakta. Dette skjer hvis de resterende leddene på høyre side er negative, dvs. hvis lateral momentumdivergens ( $\frac{\partial \rho uv}{\partial y}$ ), vertikal momentumdivergens ( $\frac{\partial \rho uw}{\partial z}$ ) og trykkendringen ( $\frac{\partial p}{\partial x}$ ) er negative. Ut fra likningen ser en derfor at lateral konvergens ( $\frac{\partial \rho uv}{\partial y} < 0$ ) f.eks. som følge av at luft fra sidene presses inn der hvor trakta blir smalere, vertikal konvergens ( $\frac{\partial \rho uw}{\partial z} < 0$ ) f.eks. som følge av nedadgående momentumtransport og trykkreduksjon gjennom trakta ( $\frac{\partial p}{\partial x} < 0$ ), som skaper en positiv trykkgradient, alle bidrar til akselerasjon. Lateral divergens ( $\frac{\partial \rho uv}{\partial y} > 0$ ) f.eks. som følge av at luft strømmer ut til sidene der hvor trakta blir bredere, vertikal divergens ( $\frac{\partial \rho uw}{\partial z} > 0$ ) f.eks. som følge av oppadgående momentumtransport og trykkøkning gjennom trakta ( $\frac{\partial p}{\partial x} > 0$ ), som skaper en negativ trykkgradient, bidrar til retardasjon.

Gabersek and Durran (2004) viser videre at i fjellbølgerregimet ( $\hat{h}=1.4$ ) vil vinden akselerere hele veien gjennom trakta. I starten av trakta bidrar lateral konvergens, positiv trykkgradient og nedadgående momentumtransport til dette. I utgangen av trakta vil lateral divergens være med på å retardere vinden, men pga. ekstra lavt trykk og stor nedadgående momentumtransport vil vinden fortsette å akselerere her. Bidraget fra trykkgradienten og nedadgående momentumtransport til akselerasjonen er omtrent like stort (figur 11 Gabersek and Durran (2004)).

Ser en på blokkeringsregimet ( $\hat{h}=5.0$ ) er vertikal momentumtransport omtrent lik 0 gjennom hele trakta. Her vil derfor lateral konvergens og trykkgradienten være de eneste kreftene som akselerer vinden i starten av trakta. I utgangen av trakta, der vi har en vindretardasjon, er det lateral divergens og en negativ trykkgradient som bidrar til dette.

<sup>11</sup>  $\frac{\partial}{\partial t} = 0$

### 2.2.3 Bruk av Bernoullis likning i traktvindsituasjoner.

For å beskrive forholdet mellom vindhastighet og trykkdifferanse i en trakt som ikke varierer i høyde, er det vanlig å bruke Bernoullis likning (Reed, 1981; Mass et al., 1995). Denne kan utledes ved å ta utgangspunkt i den 1-dimensjonale bevegelseslikningen, anta stasjonær tilstand og se bort fra Corioliskraften, slik at en får:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F. \quad (2.14)$$

Ser en også bort fra friksjonen  $F$ , antar at tettheten er konstant og integrerer med hensyn på  $x$ , får en likningen:

$$u^2 = u_0^2 + 2 \frac{p_{start} - p_{slutt}}{\rho} \quad (2.15)$$

Selv om en kan neglisjere friksjonen som en 1.ordens tilnærming, har bl.a. Mass et al. (1995) vist at dette gir en for kraftig vind, spesielt i lengre trakter. Dette fordi trykkgradientkraften vil føre til at hastigheten øker linært hele veien gjennom trakta. Tar en derimot hensyn til friksjon, vil det i lengre trakter til slutt oppstå en balanse mellom tregheten, friksjonen og trykkgradientkraften. Dette gjør at vinden ikke akselerer i det uendelige. Bruker en eddy-viskositeten  $K$ , og parametriserer friksjonen til å være  $F = -Ku^2$ , hvor  $K = C_D \frac{2.8}{H}$ ,  $C_D$  er drag-koeffisienten og  $H$  er høyden av et godt blandet grenselag (Mass et al., 1995), får en at Bernoullis likning med friksjon kan skrives som:

$$u^2 = \left[ u_0^2 - \frac{-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}}{K} \right] e^{-2Kx} + \frac{-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}}{K} \quad (2.16)$$

Hvis en derimot tar utgangspunkt i den 3-dimensjonale stasjonære bevegelseslikningen uten friksjon for å kunne ta hensyn til vertikale bevegelser, får en at Bernoullis likning kan skrives som (Kundu and Cohen, 2004):

$$B = \frac{1}{2} q^2 + \int \frac{dp}{\rho} + gz = konst. \quad (2.17)$$

Her er  $q^2 = (u^2 + v^2 + w^2)$  lik to ganger den kinetisk energien  $KE$ ,  $z$  er den geopotensielle høyden og Bernoullifunksjonen  $B$  er konstant langs en strømlinje. Hvis en også antar at atmosfæren er kompressibel, slik at tettheten ikke er konstant i integralet  $\int \frac{dp}{\rho}$ , kan en skrive:  $\frac{dp}{\rho} = c_p dT - T ds$ , hvor  $T$  er temperaturen og  $ds$  er endringen av entropien. Hvis en nå integrerer langs en isentropflate, dvs. en flate med konstant potensiell temperatur ( $d\theta = 0$ ), får en fra likning 2.2 at  $ds = 0$ . Dette betyr at  $\int \frac{dp}{\rho} = \int c_p dT = c_p (T_{start} - T_{slutt})$  langs en konstant potensiell temperaturflate (Gabersek and Durran, 2004). Dette fører til at Bernoullis likning kan skrives på følgende måte:

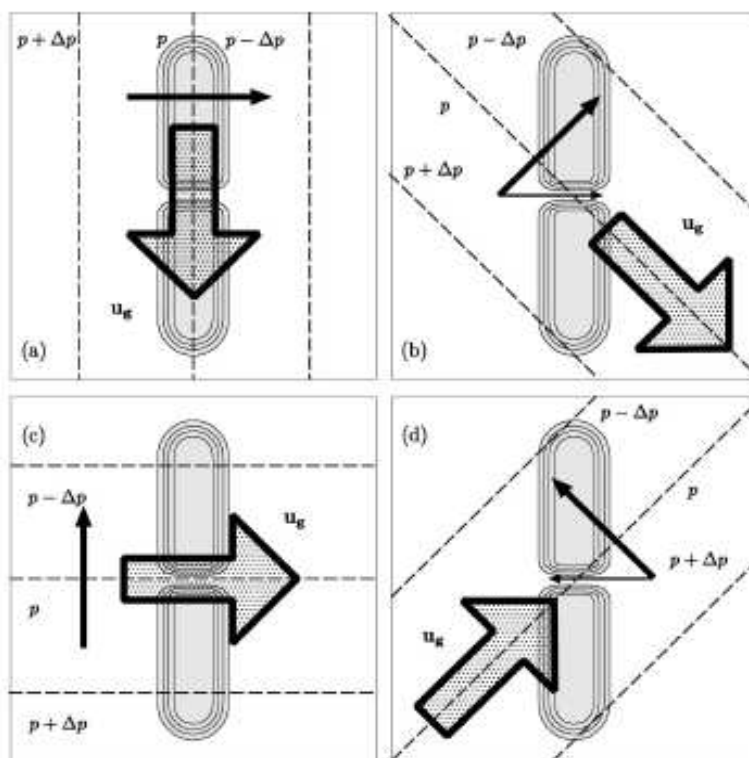
$$q^2 = q_0^2 + 2C_p(T_{start} - T_{slutt}) + 2g(z_{start} - z_{slutt}) \quad (2.18)$$

Dette betyr at hvis en følger en isentropflate, vil en lavere temperatur og en lavere høyde på partikkelen i slutten av trakta enn i starten, begge bidra til å akselerere partikkelen gjennom trakta. Det første av de to leddene representerer en endring i såkalt indre statisk energi eller enthalpi, mens det siste leddet representerer en endring i potensiell energi. I de fleste traktvindsituasjoner vil imidlertid disse to leddene motvirke hverandre (Gabersek and Durran, 2004). I starten av en trakt, vil partiklene typisk stige og vinden retardere langs en isentropflate, og en får en konvertering fra kinetisk til potensiell energi. Etter hvert som en kommer inn i trakta, vil imidlertid isentropflatene og dermed partiklene synke, og partiklene akselererer deretter som en følge av konverteringen fra potensiell til kinetisk energi. Når partiklene stiger i starten av trakta, vil samtidig temperaturen synke pga. adiabatisk avkjøling siden partiklene kommer i omgivelser med lavere trykk. En får dermed konvertering fra enthalpi til potensiell energi, slik at tapet i kinetisk energi ikke blir så stort og dermed vindhastigheten større enn om en ikke hadde tatt hensyn til enthalpien. Når partiklene begynner å synke utover i trakta, skjer det motsatte. De oppvarmes adiabatisk siden de kommer i omgivelser med høyere trykk og noe av konverteringen fra potensiell energi pga. nedsynkningen, går over til enthalpi på bekostning av kinetisk energi. Dette fører til at akselerasjonen og dermed vindhastigheten i slutten av trakta heller ikke blir like stor når en tar hensyn til enthalpien. For at vinden skal akselerere i en trakt må det derfor være tilstrekkelig med nedsynking av partikler fra startregionen til sluttregionen. Dette viser nettopp den viktige betydningen vertikale bevegelser har for akselerasjonen i en trakt (Gabersek and Durran, 2004).

#### 2.2.4 Den geostrofiske vindretningens påvirkning på vindforholdene i en trakt.

I smalere trakter vil vinden alltid blåse langs med trakta, dvs. opp eller ned en smal dal, ut eller inn en trang fjord eller et sund (Whiteman and Doran, 1993). Den geostrofiske vinden er en viktig bidragsyter både til å akselerere vinden og bestemme vindretningen (Eidsvik et al., 1970). Gabersek and Durran (2006) har bl.a. vist hvordan en geostrofisk vindretning 45 grader til venstre<sup>12</sup> for en trakt (figur 2.4b) gir større akselerasjon gjennom trakta enn når vindretningen er rett på (figur 2.4 c), 45 grader til høyre (figur 2.4d) og 90 grader til venstre for trakta (figur 2.4a). At vindstyrken er større når den geostrofiske vindretningen er 45 grader til venstre enn når vindretningen er rett på, skyldes bl.a. at friksjonen ved bakken får vinden til å dreie inn mot det lavere trykket og at luftstrømmen derfor blir mer rett på trakta. Alle de geostrofiske vindretningene gir imidlertid samme vindretning gjennom trakta. Dette til tross for at den geostrofiske trykkgradienten i figur 2.4c og 2.4d, står henholdsvis normalt og bakover i forhold til traktvindretningen som blir simulert av Gabersek and Durran (2006). Dette skyldes at trykkforskjeller, skapt av bl.a. oppstigning av luft på lo siden, som skaper høyere trykk fordi lufta blir adiabatisk avkjølt når den stiger, og nedsynking av luft på lesiden som skaper lavere trykk fordi lufta blir adiabatisk oppvarmet når den synker, er med på

<sup>12</sup>Med til venstre menes det at en strømlinje som følger det geostrofiske feltet, må dreie til venstre for å gå gjennom trakta.



Figur 2.4: Geostrofisk vindretning (stor gjennomskiktig pil) og trykkgradient (mindre svart pil), relativt til et 1400 meter høyt fjell med trakt. Stiplede linjer er isobarene til det synoptiske feltet og de tynneste svarte pilene viser komponenten av synoptisk trykkgradient parallelt med trakta. Geostrofisk vindretning er henholdsvis: a) 90 grader til venstre, b) 45 grader til venstre, c) rett på og d) 45 grader til høyre for trakta. Figuren er hentet fra Gabersek and Durran (2006).

å bidra til vindakselerasjon i tillegg til nedadgående momentumtransport. I figur 2.4d er blant annet bidraget fra nedadgående transport av vestlig momentum den viktigste bidragsyteren til å skape vestlig vind i trakta, der den synoptiske trykkforskjellen bidrar til en østlig vind (Gabersek and Durran, 2006).

### 2.2.5 Den termiske effektens bidrag til traktvinden.

En stor temperaturforskjell mellom hver side av en trakt vil imidlertid også kunne bidra til vindakselerasjon. Varm luft har mindre tetthet enn kald luft, og gir derfor et mindre hydrostatisk trykk. Slik kan en få en ekstra trykkdifferanse mellom hver side av en trakt pga. denne temperaturforskjellen. Dette er typisk det som skjer når kald luft fra innlandet strømmer ned mot den varme kysten om vinteren i Finnmark, når det synoptiske vindfeltet er svakt (Gjessing and Hanssen-Bauer, 1988; Eng, 1990). Hvor mye denne termiske effekten bidrar til vindakselerasjon i trakter, når en allerede har et veletablert synoptisk felt, er mer uvisst og er bl.a. pga. kompleksiteten dette skaper blitt neglisjert i de idealiserte simuleringene til Gabersek and Durran (2006). Ved å endre på sjøtemperaturen, er det imidlertid i denne oppgaven forsøkt å gi svar på hvor mye denne effekten bidro til å akselerere vinden i fjorder og sund under stormen Narve.

### 2.3 Corioliskraftens bidrag

Til nå har en neglisjert jordrotasjonens betydning på strømmen over og gjennom trakter i fjell. Hvis forholdet mellom de ikke-lineære hastighetsleddene i bevegelseslikningen ( $u \frac{\partial u}{\partial x} \sim \frac{U^2}{L}$ ) og Corioliskraften  $fU$  er liten, får Corioliskraften en større innflytelse på strømmen og en må ta hensyn til denne (Kundu and Cohen, 2004; Holton, 2004). For å skille mellom regimer der rotasjonen har en betydelig effekt eller ikke, er det vanlig å definere dette forholdet som Rossbytalet:

$$R_o = \frac{U}{fL} \quad (2.19)$$

og si at rotasjonen har en betydelig effekt når  $R_o \ll 1$ . Under stormen Narve der en undersøker fjorder og fjell med bredde på rundt  $L \sim 10\text{km}$ , hvor hastigheten er stor  $U \sim 20\text{ m/s}$  og  $f \sim 1.9 \times 10^{-4}$  (på 70 grader nord), vil  $R_o > 10$  og det er rimelig å neglisjere Corioliskraftens bidrag på vindperturbasjonene.

### 2.4 Statistiske metoder

For å kunne anslå hvor godt simulerte verdier stemmer overens med observerte verdier, kan en bruke forskjellige statistiske størrelser. En antar at de simulerte verdiene kan skrives som  $P_i$  ( $i=1,2,\dots,n$ ) og de observerte verdiene som  $O_i$  ( $i=1,2,\dots,n$ ), hvor  $n$  er antall verdier. Da har en at gjennomsnittsfeilen (MBE = Mean Bias Error) er gitt som (Willmott and Matsuura, 2005):

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i) \quad (2.20)$$

Gjennomsnittsfeilen som kan være både positiv og negativ, uttrykker skjevheten i de simulerte verdiene eller systematiske feil (Ødegaard et al., 2005). Det betyr at den sier noe om den gjennomsnittlige over- eller underestimeringen til en simulering (Willmott and Matsuura, 2005). Men siden denne størrelsen inneholder summasjon av positive og negative verdier, vil feil med ulike fortegn kunne kanselere hverandre. For å unngå en slik kanselering kan en i stedet summere absoluttverdien av differansene og dele på antall differanser. Denne størrelsen kalles den gjennomsnittlige absoluttfeilen (MAE = Mean Absolute Error) og er gitt som (Willmott and Matsuura, 2005; Mao et al., 1999):

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - P_i| \quad (2.21)$$

I mange sammenhenger som f.eks. i Fekete et al. (2004) brukes imidlertid kvadratrot av gjennomsnittlig kvadrert feil (RMSE = Root Mean Square Error) til å anslå forskjellen mellom de simulerte og observerte verdiene. RMSE er definert på følgende måte:

$$RMSE = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \right)^{1/2} \quad (2.22)$$

---

I følge Willmott and Matsuura (2005) gir imidlertid denne en ufullstendig beskrivelse av feilen mellom simulerte og observerte verdier. Dette begrunnes med at den ikke bare er avhengig av gjennomsnittet av den absolutte feilen (MAE), men også er avhengig av spredningen på feilstørrelsene og kvadratrot til antall feilstørrelser. Det er derfor umulig å vite i hvilken grad RMSE representerer den gjennomsnittlige absoluttfeilen, eller bare variasjonene innenfor distribusjonen av kvadrerte feil eller  $n^{1/2}$ . MAE alene er derfor et mer naturlig mål for størrelsen på feilen en simulering gjør i gjennomsnitt og er mindre innfløkt (Willmott and Matsuura, 2005). I alle sammenligninger mellom observasjoner og simuleringer er det derfor i denne oppgaven kun blitt brukt gjennomsnittsfeil (MBE) og gjennomsnittlig absoluttfeil (MAE) i stedet for RMSE.

## 3 Metode

### 3.1 Modell og modelloppsett

#### 3.1.1 MM5

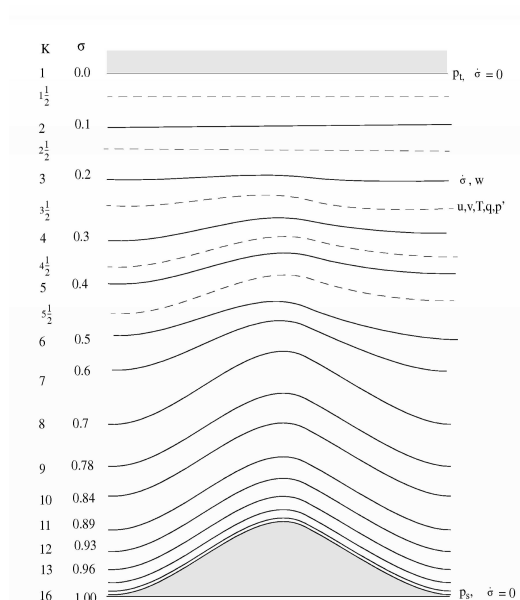
I denne oppgaven er det MM5 (Mesoscale Model 5) som er brukt for å simulere stormen Narve. MM5 er en finskalamodell som er utviklet av NCAR (National Center for Atmospheric Research) fra en mesoskala modell brukt av R.A. Anthes ved Penn State University tidlig på 1970-tallet. Mulighet for å kjøre flere nøst, ikke-hydrostatisk dynamikk, 4-dimensjonalt dataassimilasjon og et bredt spekter av alternativer for parametrisering av ulike fysiske prosesser, er blant noen av egenskapene som gjør det fordelaktig å bruke denne modellen (Dudhia et al., 2005).

#### 3.1.2 Horisontalt og vertikalt grid

MM5 bruker  $\sigma$  som vertikalkoordinat. Startanalysene blir hentet på trykkflater, men disse blir interpolert til  $\sigma$ -koordinater. Fordelen med  $\sigma$ -koordinatene er at de følger terrenget, noe som betyr at de nederste nivåene følger topografien. Mellomnivåene er derimot mer utjevnet mens de øverste nivåene er helt flate (se figur 3.1).

$\sigma$  er definert på følgende måte:

$$\sigma = \frac{p_0 - p_t}{p_{s0} - p_t} \quad (3.1)$$



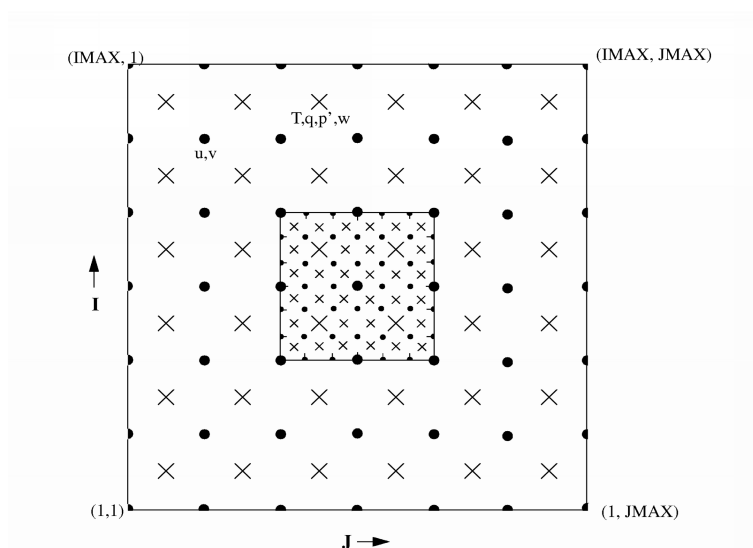
Figur 3.1: Eksempel på modellens vertikale struktur med 15 vertikale lag. Stiplede linjer representerer halve  $\sigma$ -nivåer, mens heltrukne linjer representerer hele  $\sigma$ -nivåer. (Dudhia et al., 2005)



$p_0$  er her referansetrykket,  $p_t$  er spesifisert konstant trykk ved toppen av modellen og  $p_{s0}$  er referansetrykket ved bakken (konstant i tid, men varierer med topografien). Ut fra ligningen (3.1) kan en se at  $\sigma$  er 0 på toppen av modellen hvor  $p_0 = p_t$ , og 1 ved bakken hvor  $p_0 = p_{s0}$ . De øvrige verdiene ligger mellom 1 og 0, og lagene ligger vanligvis tette i den nederste delen av atmosfæren, dvs. i grenselaget hvor verdiene er rett under 1 (Dudhia et al., 2005).

Som horisontalt gitter bruker MM5 en Arakawa-Lamb gridforskyvning type B (beskrivels av B-grid finnes bl.a. i kap. 7.3 hos Haltiner and Williams (1980)), dvs. at de horisontale hastighetsvariablene er i samme gridpunkt, men forskjøvet i både x- og y-retningen i forhold til skalarverdiene (se figur 3.2). Vertikalt er både de horisontale hastighetene og skalarene definert i de halve  $\sigma$ -nivåene og derfor forskjøvet i forhold til de hele  $\sigma$ -nivåene, mens den vertikale hastigheten  $\dot{\sigma}$  ligger på de hele  $\sigma$ -nivåene (se figur 3.1). Tallet på modellflater en bruker, er derfor alltid én mindre enn tallet på hele  $\sigma$ -nivåer. Fordelen med forskyvning både horisontalt og vertikalt er bl.a. at behandlingen av randverdier blir lettere, i tillegg til at de horisontal deriverte, der horisontal hastighet inngår sammen med en skalar (f.eks.  $u \frac{\partial T}{\partial x}$ ), får mindre trunkasjonsfeil siden en bruker sentrerte differanser som tilnærming til den deriverte. Man får med andre ord en mer effektiv modell (Haltiner and Williams, 1980).

I oppgaven er det kjørt noen simuleringer med 23 vertikale lag<sup>13</sup>, siden dette er stan-



Figur 3.2: Oversikt over Arakawa-lamb B-grid forskyvningen mellom de horisontale hastighetene (prikkene) og skalarverdiene (kryssene). Som en ser av figuren, representerer  $j$  x-retningen og  $i$  y-retningen i MM5 (Dudhia et al., 2005).

dardoppsettet i modellen som ble lastet ned, og noen med 36 vertikale lag<sup>14</sup> der en har økt antall lag fra  $\sigma=0.70$  og nedover, for spesielt å kunne løse opp de nederste nivåene i grenselaget noe bedre.

### 3.1.3 Kartrepresentasjon

MM5 gir muligheter for 3 forskjellige kartprosjeksjoner: Mercator, Lambert conformal og Polar stereographic. Mercator er en sylindrisk projeksjon, men siden jorda er en kule og det er kortere rundt jorda langs breddegradene lengst nord og lengst sør, vil avstandene rundt polområdene bli strekt ut og gjort mye større i forhold til avstandene nærmere ekvator. Denne anbefales å brukes i områder nært ekvator. Lambert conformal er en konisk projeksjon, slik at avstandene når man følger rette linjer på kartet, blir mye mer lik virkeligheten, og man unngår strekkingen rundt polområdene som Mercator gir. Denne er best egnet på midlere breddegrader. Polar stereographic er en stereografisk projeksjon der den nordlige (eller den sørlige) halvkule blir projisert til en sirkel med sentrum på nordpolen (eller sydpolen). Dette gjør også at en får fram mer korrekte avstander som i bruken av Lambert Conformal, i tillegg til at en får dekt områdene rundt polene bedre (Dudhia et al., 2005). I modellkjøringene er det Polar Stereographic som er blitt valgt som kartprosjeksjon, siden en opererer såpass langt mot nord (rundt 70 grader), og denne gir den beste kartrepresentasjonen i disse områdene.

### 3.1.4 Nøsting

Når en skal kjøre finskalamodeller, lønner deg seg ofte å nøste. Det vil si at en først kjører modellen på et større område med grovere oppløsning, og deretter bruker resultatet fra dette store området på randen til mindre områder med finere oppløsning. Hvis en kjører toveis-nøsting, vil resultatet fra beregningene i de mindre områdene kunne påvirke dataene på domenene lenger ute, slik at neste gang det ytre domene blir kjørt, inneholder dette informasjon fra kjøringene i domenene med finere oppløsning. Om en derimot ønsker å kjøre enveis-nøsting, vil resultatet fra dataene på de mindre områdene bare kunne påvirke resultatene til områdene lenger inne. MM5 gir mulighet for å nøste opptil 9 domener samtidig. I simuleringene som ligger til grunn for denne oppgaven, er det valgt å kjøre med 3 nøst horisontalt med henholdsvis 9 km, 3 km og 1 km mellom gridpunktene. Samtidig er det brukt toveis-nøsting i alle simuleringene bortsett fra i én, for at resultatet fra kjøringene på de finere områdene skal kunne påvirke den grove kjøringen. Slik kan en forhåpentligvis få mer nøyaktige modellresultat i det fineste domenet. Vertikal nøsting blir ikke brukt i denne oppgaven.

<sup>13</sup>Følgende  $\sigma$ -nivåer er brukt i kjøringen med 23 vertikale lag: 1.00, 0.99, 0.98, 0.96, 0.93, 0.89, 0.85, 0.80, 0.75, 0.70, 0.65, 0.60, 0.55, 0.50, 0.45, 0.40, 0.35, 0.30, 0.25, 0.20, 0.15, 0.10, 0.05, 0.00

<sup>14</sup>Følgende  $\sigma$ -nivåer er brukt i kjøringen med 36 vertikale lag: 1.00, 0.995, 0.99, 0.985, 0.98, 0.975, 0.97, 0.965, 0.96, 0.955, 0.95, 0.945, 0.94, 0.93, 0.915, 0.90, 0.875, 0.85, 0.825, 0.80, 0.775, 0.75, 0.70, 0.65, 0.60, 0.55, 0.50, 0.45, 0.40, 0.35, 0.30, 0.25, 0.20, 0.15, 0.10, 0.05, 0.00

### 3.1.5 Modellens dynamikk

Historisk sett har MM5 vært en hydrostatisk modell, siden typiske horisontale grid størrelser har vært større eller lik den vertikale dybden. I nyere tid har imidlertid modellen fått mulighet til å kjøre med såpass små gridstørrelser i den horisontale retningen at den horisontale skalaen blir mindre enn den vertikale skalaen, slik at ikke-hydrostatiske effekter ikke kan bli neglisjert. Dette betyr at MM5 i dag også tar med vertikal akselerasjon (Dudhia et al., 2005).

Grunnligningene til MM5 i koordinatsystemet  $(x, y, \sigma)$  er derfor som følger:

**Trykk:**

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{V} = -\mathbf{V} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left( \frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right)$$

**x-momentum:**

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{p} \left( \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{V} \cdot \nabla u + v \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \cos \alpha - \frac{u w}{r_{earth}} + D_u$$

**y-momentum:**

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{p} \left( \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{V} \cdot \nabla v + u \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \sin \alpha - \frac{v w}{r_{earth}} + D_v$$

**z-momentum:**

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0 g}{\rho p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g p'}{\gamma p} = -\mathbf{V} \cdot \nabla w + g \frac{p_0 T'}{p T_0} - \frac{g R_d p'}{c_p p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w$$

**Termodynamisk energilikning:**

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left( \frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \mathbf{p}' - \rho_0 g w \right) + \frac{Q}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta$$

Her er  $p'$  trykkperturbasjonen fra et referansetrykk  $p_0$ ,  $\rho$  er tettheten til luft,  $g$  er tyngdeakselerasjonen,  $\gamma = \frac{c_p}{c_v}$  er forholdet mellom spesifikk varmekapasitet til tørr luft med konstant trykk og konstant volum,  $\dot{Q}$  er tilført eller avgitt varmemengde pr. tidsenhet,  $\theta$  er potensiell temperatur,  $p^*$  er trykkforskjellen mellom bakken og modelltoppen:

$p_{\text{overflate}} - p_{\text{modelltopp}}$ ,  $T'$  er temperaturperturbasjonen fra en referansetemperatur  $T_0$ ,  $R_d$  er gasskonstanten til tørr luft,  $u$  er zonal hastighetskomponent,  $v$  er meridional hastighetskomponent,  $w$  er vertikal hastighetskomponent (i z-koordinater),  $\mathbf{V} = (u, v)$  er horisontal hastighetsvektor,  $eu$ ,  $ev$  og  $ew$  representerer den vanligvis neglisjerte komponenten av Corioliskraften, hvor  $e = 2\Omega \cos \lambda$ ,  $\alpha = \phi - \phi_c$ ,  $\Omega$  er jordens rotasjonshastighet,  $\lambda$  er lengdegrad,  $\phi$  er breddegrad og  $\phi_c$  er sentral breddegrad.  $u \frac{\partial m}{\partial y}$ ,  $v \frac{\partial m}{\partial x}$  og  $r_{\text{earth}}$  representerer krumningseffekter og  $m$  er en kartskaleringsfaktor som er definert på følgende måte:  $m = (\text{avstand på gridet}) / (\text{reell distanse på jorda})$ .  $D_i$  er diffusjonsledd, og i tillegg må en transformere z-koordinaten til  $\sigma$ -koordinat  $(\frac{\partial}{\partial x})_z \rightarrow (\frac{\partial}{\partial x})_\sigma - (\frac{\partial z}{\partial x})_\sigma \frac{\partial}{\partial z}$ .

Som nevnt tidligere brukes andreordens sentrerte endelige differanser på et B-grid i gradientleddene, utenom i nedbørfallsleddet som bruker et første ordens oppstrømsskjema for å kunne bevare positivitet. Tidsintegrasjonen skjer i de fleste leddene vha. et andreordens leapfrog-skjema som krever at  $\frac{|\mathbf{c}|\Delta t}{\Delta x} \leq \frac{1}{\sqrt{2}}$  for at modellen skal være stabil (Press et al., 2003), men i enkelte ledd (med stor  $|\mathbf{c}|$ ) er modelltidssteget  $\Delta t$  for langt for å oppnå stabilitet. Derfor bruker en i disse leddene et tidssplittingskjema for å få et mindre tidssteg, slik at stabilitetskravet skal bli oppfylt. På vertikale lydbølger og vertikal diffusjon bruker en imidlertid et implisitt skjema for at modellen skal være numerisk stabil, uavhengig av hvor stort tidssteget er. Mer informasjon om forskjellen mellom eksplisitte og implisitte skjema og numerisk stabilitet, finnes bl.a. i Press et al. (2003); Haltiner and Williams (1980). I disse simuleringene er det brukt  $\Delta t(\text{i sek.}) = 3 \times \Delta x(\text{i km.})$ , dvs.  $\Delta t = 27\text{s}$ ,  $9\text{s}$  og  $3\text{s}$  for  $\Delta x = 9\text{km}$ ,  $3\text{km}$  og  $1\text{km}$ , som tidssteg for hvert domene ut i fra anbefalinger fra Dudhia et al. (2005) for å oppnå numerisk stabilitet.

### 3.1.6 Initial- og randverdier.

I MM5 blir avhengige variabler som horisontal vind, temperatur, trykk og fuktighet spesifisert på rendene. For å kunne kjøre modellen trenger en initialverdiene til disse randverdiene for det ytterste området i ulike trykknivå. I modellkjøringene som er brukt i denne oppgaven, er initialverdiene hentet fra analysedata utarbeidet ved ECMWF (European center for Medium Range Weather Forecast). De nevnte variablene er videre hentet i 16 forskjellige trykknivå mellom 1000 og 10 hPa<sup>15</sup>, som modellen selv interpolerer til de ønskete  $\sigma$ -nivåene. Analysene fra ECMWF blir utarbeidet hver 6.time, noe som betyr at det ytterste området dermed får randverdier hver 6.time. Analysene er overført i et geografisk gitter med en avstand på 0.5 grader både mot nord og øst.

### 3.1.7 Fysiske parametriseringer

Værfenomener med mindre horisontal utstrekning enn avstanden mellom gitterpunktene, f.eks. byger og turbulente bevegelser, må parametriseres for at effekten av disse skal bli med i simuleringene og kunne påvirke større værphenomener. Som nevnt har MM5

<sup>15</sup>Simuleringene er initialisert på følgende trykknivåer: 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa og 10 hPa

mange forskjellige alternativer når det gjelder parametrisering av fysiske prosesser. I modellkjøringene i denne oppgaven er følgende parametriseringer brukt:

- **Cumulusparametrisering:**

Grell-skjemaet: baserer seg på destabiliseringshastigheten. Enkelt skyskjema med flukser for oppdrift og nedrift og kompenserende bevegelser som bestemmer varme- og fuktighetsprofilen. Skjemaet passer bra på mindre gridstørrelser 10-30 km (Dudhia et al., 2005).

- **Grenselagsskjema (2 stk.):**

MRF-skjema: et standard grenselagsskjema i MM5 som baserer seg på ikke-lokal blanding<sup>16</sup> og vertikal diffusjon. Godt egnet i grenselag med mye instabilitet. Mer informasjon hos Hong and Pan (1996).

Burk-Thompson-skjema: et grenselagsskjema som baserer seg på lokal blanding<sup>17</sup> og K-teori, dvs. parameterisering av en eddyviskositet for å bestemme turbulensen. Skjemaet gir også mulighet til å regne ut TKE (likn. 2.10 og 2.11) for å anslå generering av turbulens i grenselaget. Mer informasjon finnes hos Burk and Thompson (1989). I de fleste simuleringer er Burk-Thompson blitt brukt for å kunne studere effekten av turbulens gjennom å se på TKE. Siden det var lite instabilitet i grenselaget over land, er en her ikke like avhengig av å bruke ikke-lokal blanding for å få et tilfredsstillende modellresultat (Hong and Pan, 1996).

- **Eksplisitt fuktighetsskjema:**

Enkelt isskjema (Dudhia): har med is, sky og regnvann, uten å ha med underkjølt vann og umiddelbar smelting av snø under frysepunktet. Det ble ikke brukt noe mer avansert skjema for å spare tid og resurser, siden det under stormen Narve ikke var noe nedbør i de områdene som ble undersøkt.

- **Strålingskjema:**

Skystrålingskjema: tar hensyn til langbølget og kortbølget vekselvirkning mellom eksplisitte skyer og klarvær. Strålingsflukser fra bakken og strålingsbidrag til temperaturen i atmosfæren inngår også i skjemaet.

### 3.1.8 Terrenget

Som allerede nevnt er det i denne oppgaven kjørt simuleringer med tre domener med henholdsvis 9 km, 3 km og 1 km mellom gitterpunktene:

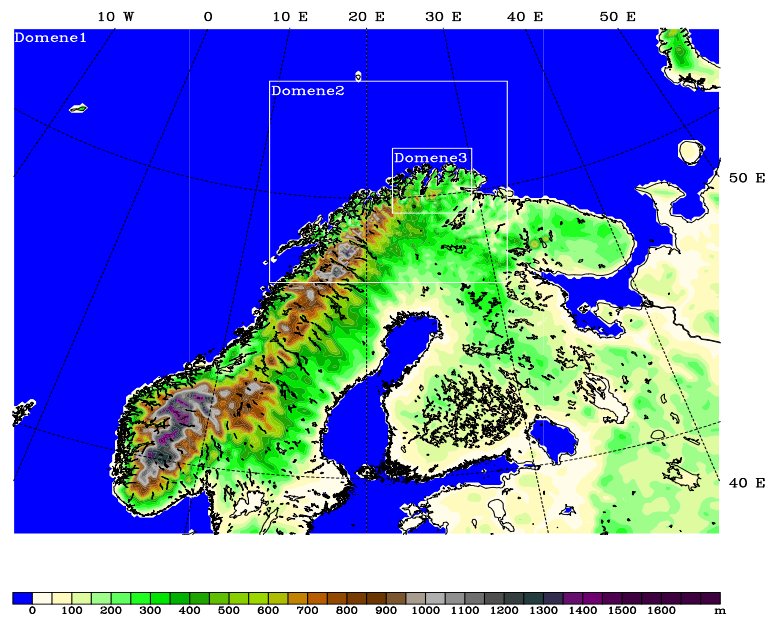
#### 9 km-området:

Domene 1 har 9 km mellom gitterpunktene ( $\Delta x = \Delta y = 9km$ ) og består av 260 punkter i x-retningen og 220 punkter i y-retningen (se figur 3.3). Her blir mesteparten av de store fjellområdene og større fjorder og daler representert på en tilfredsstillende måte. Området er gjort såpass stort for at analysedataene som legges på rendene kun skal gå over sjø og lavere landområder, siden analysedataene sannsynligvis er mer unøyaktige

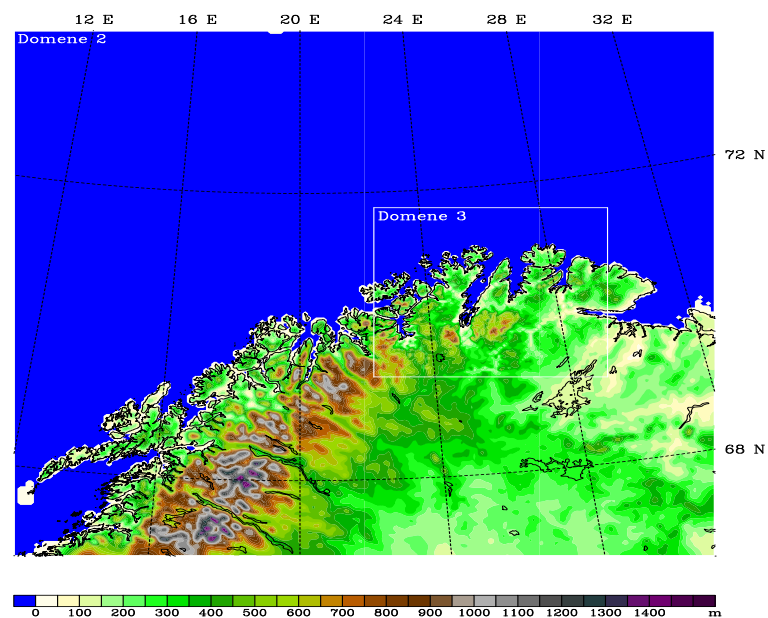
---

<sup>16</sup>engelsk: non-local closure

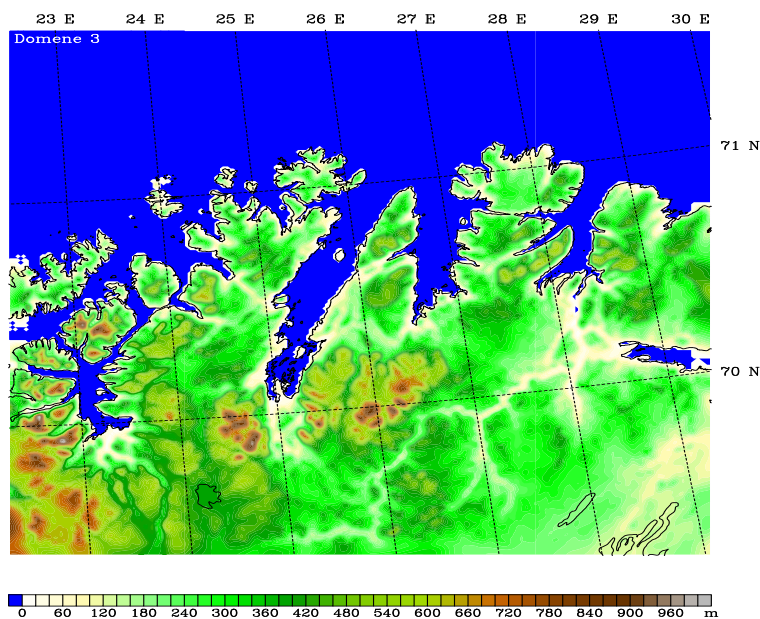
<sup>17</sup>engelsk: local closure



Figur 3.3: Oversikt over terrenget til simuleringene med 9km mellom gitterpunktene. Høydekonturene har her en ekvidistanse på 50 m.



Figur 3.4: Oversikt over terrenget til simuleringene med 3km mellom gitterpunktene. Høydekonturene har her en ekvidistanse på 50 m.



Figur 3.5: Oversikt over terrenget til simuleringene med 1km mellom gitterpunktene. Høydekonturene har her en ekvidistanse på 20 m.

over høye fjellområder. Grunnen til at såpass mye av den sørlige delen av Norge, Sverige og Finland er tatt med, er at vindretningen var overveiende sørlig og det er ønskelig å få med et størst mulig område oppstrøms. Dette er gjort fordi forholdene oppstrøms er av relevant betydning for vinden nedstrøms (kap. 2.1 s.4).

### 3 km-området:

Domene 2 har 3 km mellom gitterpunktene ( $\Delta x = \Delta y = 3km$ ) og består av 262 punkter både i x- og y-retningen (se figur 3.4). Dette området dekker nordlige del av Nordland, Troms og Finnmark hvor vinden var kraftigst. I tillegg er den nordlige delen av Nord-Finland tatt med for å kunne dekke radiosonde-stasjonen Sodankylä. På den måten kan en sammenligne den vertikale sjiktningen med hva som ble observert vertikalt. 3 km-området får fram mange av fjordene i Finnmark og større fjellområder her. Smalere sund og indre deler av fjordene blir imidlertid dårlig oppløst.

### 1 km-området:

Domene 3 er det fineste domene og har 1 km mellom gitterpunktene ( $\Delta x = \Delta y = 1km$ ). Dette domenet består av 262 punkter i x-retningen og 253 punkter i y-retningen (se figur 3.5). Med dette domene blir de 4 store fjordene i Finnmark som går i nord-sør retningen, fra Altafjorden i vest til Tanafjorden i øst, dekket. Dermed blir disse fjordene oppløst på en best mulig måte. Fra figur 3.5 ser en også at fjell, daler og sund blir representert på en god måte i dette domenet.

### 3.1.9 Modellkjøringer

I tabell 1 er det laget en oversikt over alle modellkjøringene som er blitt kjørt i forbindelse med denne oppgaven. En del av kjøringene simulerer hele tidsperioden i ett, fra den 17. januar kl. 00Z til og med den 23. januar kl. 00Z som er en periode på 6 døgn. I tillegg er det tatt med noen kjøring med utdata hver time som stopper etter 24 timer, og hele feltet dermed blir oppdatert på nytt fra analysedata til ECMWF. Dermed kan en bl.a. se om feilen i 6-døgnspregosene vokser med tiden mot slutten av perioden. Flere kjøring fra tidsperioden den 18. januar kl. 00Z til den 19. januar kl. 00Z er blitt brukt, bl.a. for å kjøre sensitivitetstester på hva som skjer når en kjører enveis-nøsting, endrer sjøtemperaturen i overflaten (SST = Sea surface temperature) til  $+5^{\circ}\text{C}$  og  $-33^{\circ}\text{C}$  overalt hvor det er sjø og fjerner øya Seiland. Dette er gjort for å bl.a. kunne gi svar på effekten som topografi og sjøtemperatur har på vindforholdene i denne perioden.

For å se om det var mye turbulens og få med den evt. effekten av turbulens, er det Burk-Thompson som er blitt brukt som PBL-skjema i de fleste kjøringene. MRF-skjemaet som er standardoppsett i MM5, er brukt for å kunne sammenligne simuleringer som bruker forskjellig grenselagsskjema.

Navn	Vertikale lag	PBL-skjema	Prognosevarighet	Utdatafrekvens	Spesialeffekter
A1	23	MRF	6 døgn	Hver 6.time	Nei
A2	23	Burk-Thompson	6 døgn	Hver 6.time	Nei
A3	23	Burk-Thompson	6×1døgn	Hver time	Nei
B1	36	MRF	6 døgn	Hver 6.time	Nei
B2	36	Burk-Thompson	6 døgn	Hver 6.time	Nei
B3	36	Burk-Thompson	6×1døgn	Hver time	Nei
B4	36	Burk-Thompson	18/1 00Z til 19/1 00Z	Hver time	Seiland fjernet
B5	36	Burk-Thompson	18/1 00Z til 19/1 00Z	Hver time	Enveis nøsting
B6	36	Burk-Thompson	18/1 00Z til 19/1 00Z	Hver time	SST=-33°C
B7	36	Burk-Thompson	18/1 00Z til 19/1 00Z	Hver time	SST=+5°C
B8	36	Burk-Thompson	6 døgn	Hver 6.time	SST=+5°C
B9	36	MRF	18/1 00Z til 19/1 00Z	Hver time	Nei

Tabell 1: Modellkjøringer og oppsett.



## 3.2 Bruk av observasjoner.

For å vite om modellen klarer å reprodusere værforholdene og da spesielt vind under stormen Narve, må en se på hva som virkelig ble observert. For å få et overblikk over trykk- og temperaturforhold er det brukt reanalyser fra NCAR/NCEP, i tillegg til bakkeobservasjoner. Ved å sammenligne observert og simulert differanse i trykket redusert til havets nivå mellom Tromsø og Vadsø, får man en indikasjon på om modellen klarer å reprodusere det storstilte trykkfeltet noenlunde riktig. For å finne sjøtemperaturen er et iskart produsert av istjenesten ved Meteorologisk institutt i Tromsø (figur A.5 appendiks A) blitt brukt.

Når det gjelder vindobservasjoner på bakken, er det tre forskjellige kilder som er blitt brukt:

- **QuickSCAT-vinder**
- **SAR-bilder**
- **Bakkeobservasjoner**

For å finne de vertikale vind og temperaturforholdene, er det radiosonde-stasjonen i Sodankylä som er blitt brukt.

### 3.2.1 QuickSCAT-vinder:

QuickSCAT står for quick scatterometer og er et satellittinstrument som brukes for å måle overflatevind over sjø. Signalene som mottas av satellitten blir omregnet til vindstyrke og vindretning i 10 meters høyde over havoverflaten, uansett værforhold og skydekke. Satellitten dekker kun større havområder, og passerer over våre områder omtrent to ganger daglig. Dette betyr imidlertid at den ikke kan brukes til å måle vindstyrken direkte i fjordene i Finnmark. Derimot gir den en god indikasjon på hvordan vinden er utenfor kysten, og derfor hvor langt vinden fra fjordene går ut i havet og hvor sterk denne vinden er her. Fordelen med QuickSCAT-vindene er at målingene er relativt tette i forhold til de spredte observasjonene fra skip og bøyer, som en ellers har over havområdene. Dermed får man en større oversikt over hvordan det storstilte vindmønsteret på havet ser ut. Mer informasjon om bruken av Quick SCAT-data finnes bl.a. hos Moore and Renfrew (2005).

### 3.2.2 SAR-bilder:

SAR-bilder (Synthetic Aperture Radar) fra ESA (European Space Agency) baserer seg på signaler tatt fra radarinstrumenter på satellitter som sender og mottar signaler fra kapilarbølger over havområder. På bildene blir vindstyrken representert gjennom lysstyrke. Jo lysere bildet er, jo sterkere vind er det i dette havområdet. På SAR-bildene som er brukt i denne oppgaven, går oppløsningen helt ned til 150 meter mellom informasjonspunktene, noe som gjør at f.eks. fjordene i Finnmark blir godt oppløst i motsetning til

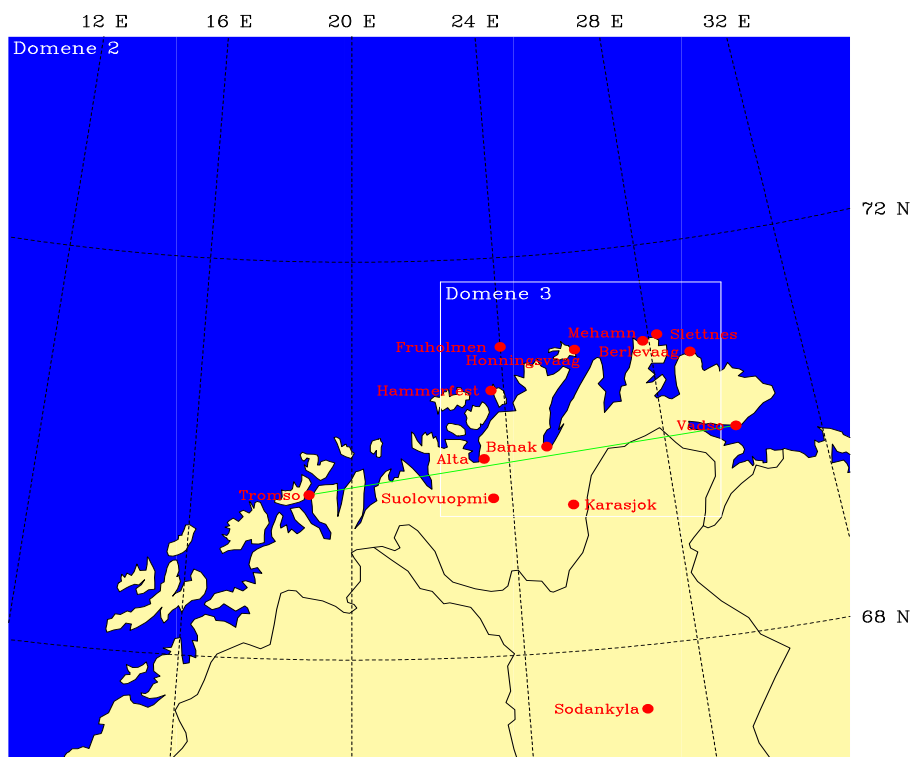
dataene som blir hentet fra QuickSCAT. Vindretningen kan man imidlertid ikke få noe informasjon om gjennom å se på et SAR-bilde. Dette er imidlertid ikke noe problem siden en vet hva denne var under stormen Narve, både ved å se på den synoptiske situasjonen i tillegg til å se på QuickScat-vindene og bakkeobservasjonene. En fordel med bruk av SAR-bilder er at de ikke påvirkes av skydekke. Allikevel kan kraftig nedbør forstyrre signalet, men dette var ikke noe problem under stormen Narve siden det ikke var nedbør i Finnmark i løpet av denne tidsperioden. Mer informasjon om bruken av SAR-bilder finnes bl.a. hos Johannessen (2004); Pan and Smith (1999).

I tillegg til de originale SAR-bildene, er signalene gjort om til vindstyrke ved hjelp av en CMOD4-algoritme, for lettere å kunne sammenligne de med simulert vindstyrke. Denne algoritmen er imidlertid avhengig av at en bruker korrekt vindretning som inndata og nøyaktigheten er på  $\pm 1.2$  m/s i åpen sjø (Johannessen, 2004). I bildene som er brukt i denne oppgaven er vindretningen til QuickScat-vindene brukt som inndata. Valideringsstudier av bl.a. Stoffelen and Anderson (1997) har vist at algoritmen fungerer best i området 4-18 m/s. For lavere vindstyrker kan signalet bli forstyrret av ulike oseanografiske fenomener. For høyere vindstyrker blir det i følge Stoffelen and Anderson (1997) større usikkerhet som følge av at støyen til signalet nå blir større. Allikevel har en i disse studiene funnet vindstyrker opptil 22 m/s som virker rimelige (Stoffelen and Anderson, 1997). Om algoritmen klarer å ta enda høyere vindstyrker, er derfor usikkert.

### 3.2.3 Bakkeobservasjoner:

Som nevnt i innledningen er et av målene i denne oppgaven å studere vinden ut de største fjordene i Finnmark som går parallelt med vindretningen, dvs. Altafjorden, Porsanger, Laksefjorden og Tanafjorden. Domene 3 som har 1km mellom gitterpunktene, dekker også i all hovedsak disse 4 fjordene (figur 1.1). Vindobservasjonene som er blitt brukt i denne oppgaven er derfor hentet fra stasjoner som ligger innenfor dette innerste modellområdet og i nærheten av disse fjordene (se figur 1.1 og 3.6). For også å kunne få en best mulig indikasjon på eventuelle vindvariasjoner i tid, er det de stasjonene med vindobservasjoner hver time som er blitt brukt. Bakkeobservasjonene er derfor de observasjonene som gir den mest nøyaktige informasjonen i tid. Ulempen med disse observasjonene er imidlertid at de ligger mye mer spredt i forhold til satelittobservasjonene, og blir derfor i større grad preget av forholdene helt lokalt på de plassene det observeres fra. Særlig i områder hvor en har komplisert topografi, f.eks. trange daler og elveløp på skalaer mindre enn 1 km, vil en ikke kunne forvente at 1 km-simuleringene skal kunne reprodusere vinden helt på disse plassene. Observasjoner av trykk og temperatur på de samme stasjonene er også brukt, slik at en kan se hvordan de forskjellige parametrene varierer i forhold til hverandre.

Alle bakkeobservasjonsdataene er hentet fra meteorologisk institutts klimadatabank (eKlima.met.no, 2007). Vindhastigheten oppgis i m/s i databasen og verdien som hentes er en gjennomsnittsverdi for de siste ti minuttene før observasjonstidspunktet. De automatiske vindmålerne har dataprogrammer som beregner dette ut fra kontinuerlige registreringer. Vindretningen måles i grader og er definert som den retningen vinden



Figur 3.6: Oversikt over de meteorologiske stasjonene som observasjonene er hentet i fra. Observasjoner av vind, temperatur og trykk for hver time er hentet fra: Alta, Hammerfest, Fruholmen, Honningsvåg, Banak, Mehamn, Slettnes, Berlevåg, Karasjok og Suolovuopmi. I tillegg er trykkdifferansen mellom Vadsø og Tromsø og radiosondedata fra Sodankylä brukt.

kommer fra, der nord er  $360^\circ$  og øst  $90^\circ$  (met.no, 2006b). Ved vindstille settes vindretningen til å være 0. Mer informasjon om bakkeobservasjonene og kvaliteten på disse, finnes på met.no (2006b).

### 3.2.4 Radiosondeobservasjoner.

For å kunne se om modellen klarer å reprodusere atmosfærens tilstand vertikalt, er en avhengig av observasjoner fra radiosonder. På nordkalotten er det imidlertid ikke mange slike radiosondestasjoner, og de tre eneste som finnes på fastlandet er: Bodø, Sodankylä og Murmansk. Av disse tre er det stasjonen Sodankylä i Nord-Finland som ligger mest gunstig til i forhold til vindretningen under Stormen Narve. Sodankylä ligger nemlig midt inne på kadluftsplatået hvor kaldlufta ble advektert i fra, før den deretter strømmet videre over fjellene og ut fjordene i Finnmark. Observasjoner fra oppstigningene på denne stasjonen er derfor blitt brukt som en indikator på hvordan forholdene, og da spesielt den statiske stabiliteten, var oppstrøms. Hvis modellen ikke klarer å representere forholdene oppstrøms, er det naturlig å tenke seg at forholdene nedstrøms blir dårlig representert.

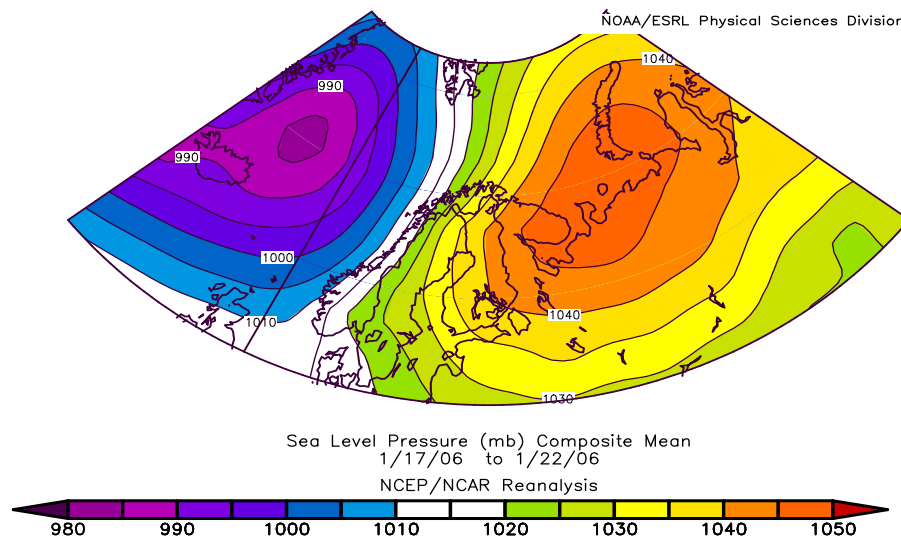
## 4 Stormen Narve

### 4.1 Synoptisk situasjon

#### 4.1.1 Ved bakken

Rundt den 15. og 16. januar 2006 bygger det seg opp et høytrykk rundt 1040-1045 hPa over Novaja Semlja i Nord-Russland. På samme tid ligger det et lavtrykk rundt 980-985 hPa i Norskehavet som strekker seg fra Island via Jan Mayen opp mot Spitsbergen. Den 17. januar beveger høytrykket seg noe vestover og forsterkes, samtidig som islandslavtrykket dyper seg og prøver å bevege seg østover. Lavtrykket slipper imidlertid ikke fram, siden høytrykket nå ligger å blokkerer dens vei. Dette setter opp relativt kraftige trykkgradienter og et sørlig vindfelt over store deler av Norge, Sverige og Finland. Kraftigst er trykkfeltet over Nord-Norge (figur 4.1).

I løpet av dagene 18. til og med 21. januar forandres trykkbildet lite. Islandslavtrykket blir liggende å stange mot et stadig sterkere høytrykk i øst. Det kraftige vindfeltet holder seg derfor relativt konstant i styrke og retning, dvs. søraustlig i Troms og Nordland og mer rundt sør i Finnmark. Den 22. januar beveger lavtrykket seg noe lengre nordover og begynner å fylles mens høytrykket beveger seg sørover og svekkes noe. Dette er begynnelsen på slutten for stormen Narve. Vindfeltet holder seg fremdeles relativt konstant i styrke, men vindretningen går nå mer på sørvest. Den 23. januar har lavtrykket nådd Spitsbergen, mens høytrykket har plassert seg over Sør-Skandinavia. Vindfeltet er nå enda mer vestlig og er betydelig redusert i styrke i det meste av Nord-Norge.



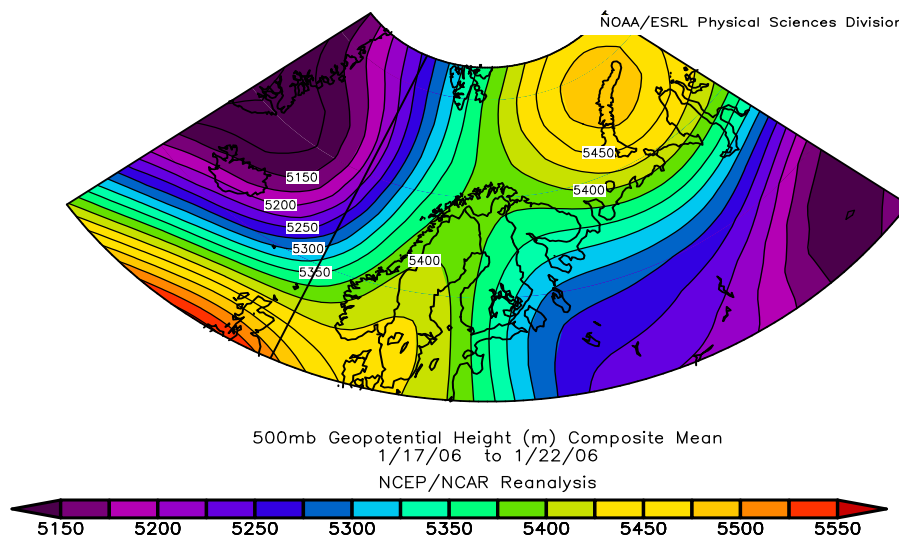
Figur 4.1: Middeltrykket på bakken redusert til havets nivå (fargete konturer med 5 hPa mellom hver kontur) mellom 17.01.2006 og 22.01.2006. Dataene er hentet fra reanalyser til NCAR/NCEP (2006).

### 4.1.2 I høyden

I 500 hPa er utviklingen en ganske annen (figur 4.2). Den 16. januar ligger det en stor høytrykksrygg som dekker mesteparten av Skandinavia inkludert Finland. Dette fører til at vindstyrken over nordlige deler av Norge, Sverige og Finland i dette nivået, er relativt lav. Den 17. januar beveger ryggen seg noe østover, slik at en får et sterkere sørlig vindfelt over Nordland og Troms, mens mesteparten av Finnmark og Nord-Finland fremdeles får minimalt med vind fra sør. Vindretningen er med andre ord omtrent den samme her som i lavere nivåer, men styrken er betydelig mindre (tabell 7 og 8 seksjon A.1 s.114).

Den 18. til og med 20. januar går ryggen mer over i et høytrykkssenter som plasserer seg over Novaja Semlja. Dette fører til at vindfeltet over Finnmark og Nord-Finland øker litt og dreier østlig (tabell 8 seksjon A.1 s.114), og får dermed en annen retning enn vindfeltet i lavere nivåer (tabell 7 seksjon A.1 s.114). Samtidig bygger det seg opp et sadelpunkt med lite vind med sentrum over Troms og Nordland. 21. januar har sentrum plassert seg over Finnmark, samtidig som et lavtrykk fra sørøst har kommet opp over Finland. Dette fører til at vindstyrken over Finnmark og Nord-Finland igjen blir redusert og retningen blir mer nordlig (tabell 8 seksjon A.1 s.114).

I hele perioden har det ligget et lavtrykk over Island slik som i bakkefeltet. Den 22. januar begynner imidlertid dette lavtrykket å bevege seg østover. I førstningen fører dette til at vindfeltet over Finnmark og Nord-Finland beholder sin nordlige retning, men øker i styrke. Men etter hvert som en kommer over til 23. januar har lavtrykket kommet så nært, at vindfeltet nå dreier vestlig. Dette betyr at vindfeltet igjen har omtrent samme retning som vindfeltet i de lavere nivåene, og nå er også vindstyrken i



Figur 4.2: Midlere geopotensiell høyde til 500 hPa (fargete konturer med 25 m mellom hver kontur) mellom 17.01.2006 og 22.01.2006. Middelverdien gir et tydelig sadelpunkt over Finnmark. Dataene er hentet fra reanalyser til NCAR/NCEP (2006).

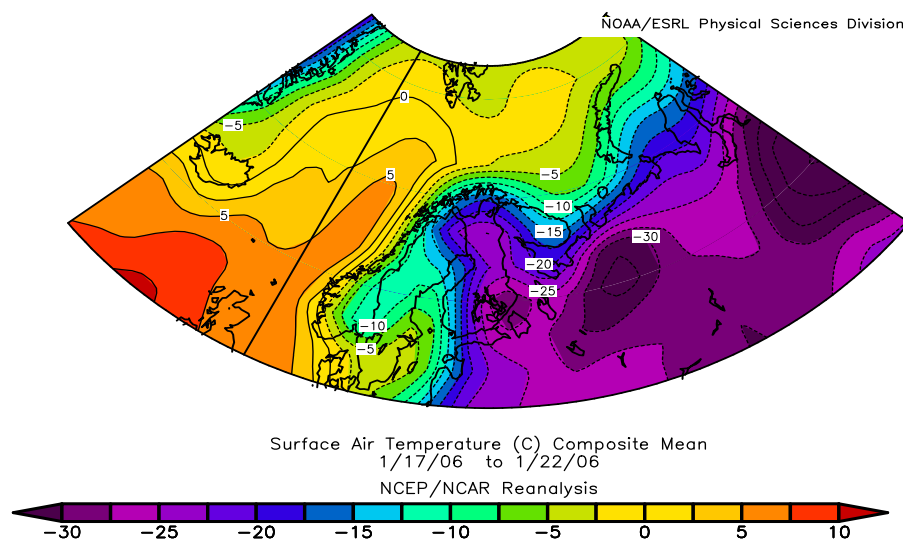
de lavere nivåene ved bakken og i 500 hPa omtrent den samme (tabell 7 og 8 seksjon A.1 s.114).

Ut i fra dette kan en se at vinden avtok med høyden fra omtrent 900 hPa til 500 hPa (tabell 7 og 8 seksjon A.1 s.114) stort sett under hele stormen Narve. I tillegg er vindretningen i 500 hPa enten østlig eller nordlig i Finnmark, mens vinden i lavere nivåer ligger omkring sør. Dette betyr at vindkomponenten i retning sør-nord må være lik 0 i et nivå i høyden. Som en så i teoridelen bidrar et slikt kritisk nivå til at brytende bølger lettere kan oppstå. Potensialet for brytende bølger i Finnmark under stormen Narve var derfor ganske stort.

## 4.2 Temperaturforhold

Den 16. januar ligger det relativt kald luft ( $-30^{\circ}\text{C}$  til  $-40^{\circ}\text{C}$ ) rett sør for høytrykket over Nord-Russland. Pga. høytrykksystemet lenger nord blir denne kalde lufta advektert vestover, og når de indre delene av Finnmark i løpet av den 17. og 18. januar, dvs. på samme tid som det kraftige trykkfeltet har bygd seg opp over samme område. Høytrykket fører også med seg klarvær, pga. synkende luft som fordamper bort eventuelle skyer. Dette skaper større utstråling fra bakken, noe som bidrar ytterligere til å kjøle ned lufta i de nederste nivåene. Kaldlufta holder seg over innlandet fram til den 22. januar, dvs. fram til lavtrykket fra vest gjør seg mer gjeldende, skyene begynner å trekke over himmelen, vindfeltet dreier mer vestlig og varmere luft fra vest presser seg på.

Bakkeobservasjoner fra samtlige stasjoner på Finnmarksvidda viser at temperaturen holder seg under  $-20^{\circ}\text{C}$  fra og med den 18. til og med den 21. januar. Lavest er temperaturen i Karasjok på  $-29.9^{\circ}\text{C}$  natt til den 21. januar, og de andre innlandsstasjonene



Figur 4.3: Middeltemperaturen ved bakken (fargete konturer med  $5^{\circ}\text{C}$  mellom hver kontur) mellom 17.01.2006 og 22.01.2006. Dataene er hentet fra reanalyser til NCAR/NCEP (2006).

når også sitt minimum sent på kvelden den 20. januar eller natt til den 21. januar. De fleste kyststasjonene har derimot temperaturer mellom  $-10^{\circ}\text{C}$  og  $-15^{\circ}\text{C}$  fra den 18. til og med den 20. januar. I løpet av den 21. januar, dvs. dagen etter at temperaturen var på sitt laveste på samtlige stasjoner på Finnmarksvidda, ser det ut til at den kaldeste lufta fra innlandsstasjonene også når ut til de fleste kyststasjonene og påvirker temperaturen her, slik at den synker ytterligere og blir liggende mellom  $-15^{\circ}\text{C}$  og  $-20^{\circ}\text{C}$  (Hammerfest  $-17.4^{\circ}\text{C}$ , Honningsvåg  $-14.9^{\circ}\text{C}$ , Mehamn  $-18.8^{\circ}\text{C}$ , Slettnes  $-17.1^{\circ}\text{C}$  og Berlevåg  $-20.0^{\circ}\text{C}$ ). Dette er også den laveste temperaturen som blir observert på disse kyststasjonene i løpet av stormen Narve. Samtidig begynner temperaturen på innlandsstasjonen nå å stige, pga. at varmlufta fra vest nå presser seg på, slik at de store temperaturforskjellene mellom innlandet og kysten som eksisterer i begynnelsen av stormen Narve (18. til 20. januar), blir mer utjevnet i slutten av perioden (21. og 22. januar). For hele perioden er denne temperaturforskjellen like fullt på en 10 til 15 grader i gjennomsnitt (figur 4.3).

Vertikalt viser data fra ballongsonder fra Sodankylä i Nord-Finland at det bygger seg opp en temperaturinversjon under et isotermt lag<sup>18</sup> i den nederste delen av atmosfæren oppstrøms i forhold til luftstrømmen over Finnmark. Dvs. at en har et statisk stabilt

<sup>18</sup>Konstant temperatur med høyden.

Tidspunkt	Inversjonsstart (moh.)	Temp.	Isoterm-lagstopp (moh.)	Temp.	$\Delta z$	$\Delta T$	N
17.jan kl.12Z	378	-19.7	2971	-13.3	2593	6.4	0.022
18.jan kl.00Z	284	-24.5	2476	-14.6	2192	9.9	0.024
18.jan kl.12Z	179	-26.1	1527	-16.9	1348	9.2	0.025
19.jan kl.00Z	179	-28.9	2030	-18.9	1851	10.0	0.024
19.jan kl.12Z	179	-29.9	1736	-19.9	1557	10.0	0.025
20.jan kl.00Z	179	-38.1	1538	-19.1	1359	19.0	0.031
20.jan kl.12Z	179	-30.9	1520	-19.1	1341	11.8	0.027
21.jan kl.00Z	179	-35.3	1296	-19.7	1117	15.6	0.031
21.jan kl.12Z	292	-27.5	892	-20.7	600	6.8	0.029
22.jan kl.00Z	243	-28.5	1274	-19.3	1031	9.2	0.027
22.jan kl.12Z	470	-22.1	1013	-14.1	543	8.0	0.031
23.jan kl.00Z	497	-14.7	1118	-3.3	621	11.4	0.032

Tabell 2: Oversikt over utviklingen til det statisk stabile laget over Sodankylä. Høyden på stasjonen er 179 moh. Stabiliteten N er regnet ut i fra temperaturnivået  $\bar{T}$  mellom temperaturen der inversjonen starter og isotermlagstoppen, og den vertikale temperaturgradienten  $\frac{dT}{dz}$  som er temperaturdifferansen  $\Delta T$  mellom disse to, dividert på dybden til det stabile laget  $\Delta z$ .  $N = (\frac{g}{T}(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{C_p}))^{1/2}$ , som en kan få ved å sette inn definisjonen av  $\theta$  (s.4) i likn. 2.1 (s.4).

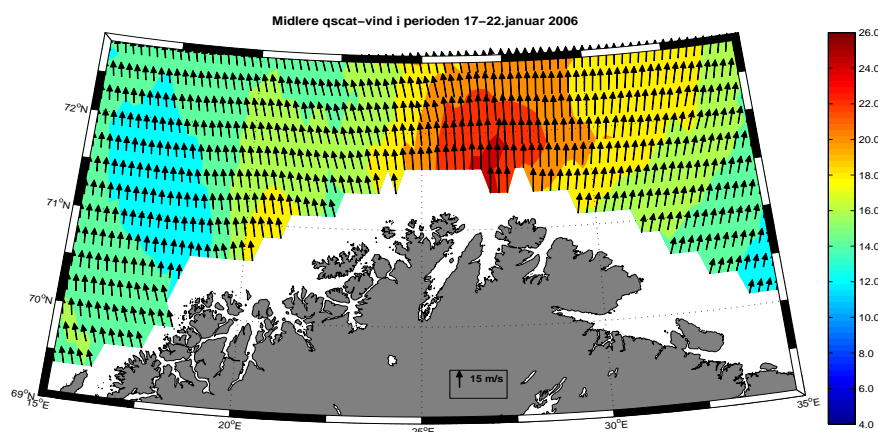
lag som varierer i tykkelse mellom ca. 500 og 2500 meter i løpet av perioden 17. til og med 22. januar (tabell 2). Inversjonsbunnen ligger i tillegg på rundt 200-500 moh., og siden Finnmarksvidda er et platå på rundt 200-400 moh., hvor de høyeste fjelltoppene ligger på 1000-1200 moh.<sup>19</sup>, er stort sett hele luftmassen her omhyllet av den statistisk stabile lufta. I perioder strekker lufta seg også langt over de høyeste fjelltoppene (tabell 2). Stabiliteten N fra den 20. januar til og med den 22. januar er særlig stor, siden stabiliteten kun er regnet ut der temperaturen stiger eller er konstant med høyden. I sammenligningen med simulert stabilitet (kap. 5.1.2 s.43) blir den observerte stabiliteten noe lavere, siden en da bruker temperaturforskjellen mellom 1000 hPa og 850 hPa uten å ta hensyn til hvor det stabile laget begynner og slutter.

### 4.3 Vindobservasjoner

#### 4.3.1 QuickSCAT-vinder

Observasjonene fra QuickSCAT viser mye av det samme bildet som den synoptiske situasjonen tilsier, nemlig vind fra sør i havet utenfor Finnmark fra og med den 17. til og med den 22. januar, mens den 23. januar dreier vinden vestlig. Styrken på vinden som blir observert følger imidlertid ikke det geostrofiske feltet like godt. Ved å ta middelverdien av alle observasjonene fra den 17. til den 22. januar (2 pr. dag), finner en nemlig en topp utenfor Porsanger og Laksefjorden (figur 4.4), noe ikke analysene fra NCAR/NCEP gir noen indikasjon på. Mittelverdien fra 12 observasjoner på 26 m/s er i tillegg veldig mye,

<sup>19</sup>Rastegaisa 1067 moh. høyeste fjell øst for Banak og Cohkarassa 1139 moh. høyeste fjell mellom Banak og Alta (Statens Kartverk (2006)).



Figur 4.4: Gjennomsnittet av vindstyrken (fargete konturer med fargekart på høyre side i m/s) og vindpiler (m/s) til de 12 qscat observasjonene (2 pr. dag) fra og med den 17. til og med den 22. januar 2006, utenfor kysten av Nord-Troms og Finnmark.



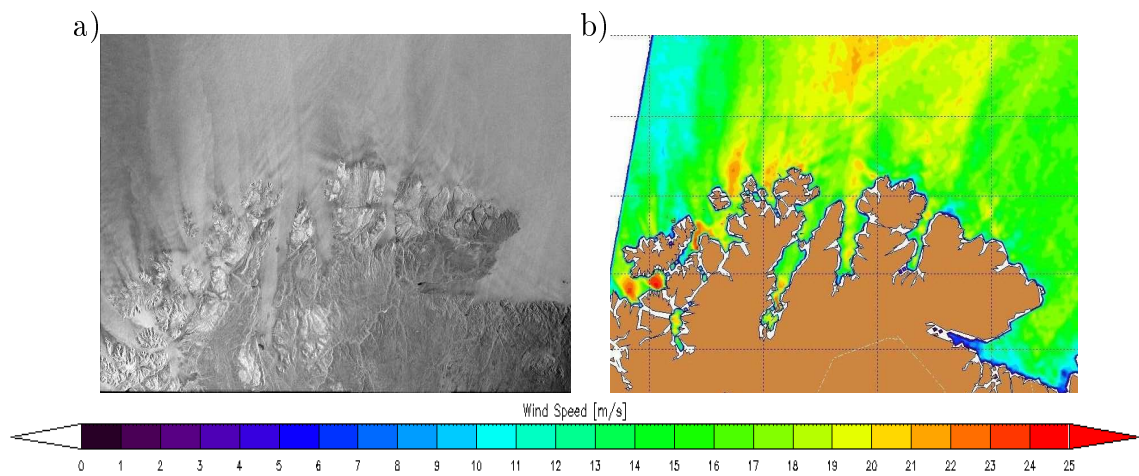
og skyldes først og fremst den kraftige vinden som ble observert på de to observasjonene som ble tatt den 21. januar. I tillegg er det verdt å merke seg at selv en slik middelvei av 12 observasjoner gir en vindskygge, dvs. et område med lite vind, rett nord for Sørøya.

### 4.3.2 SAR-bilder

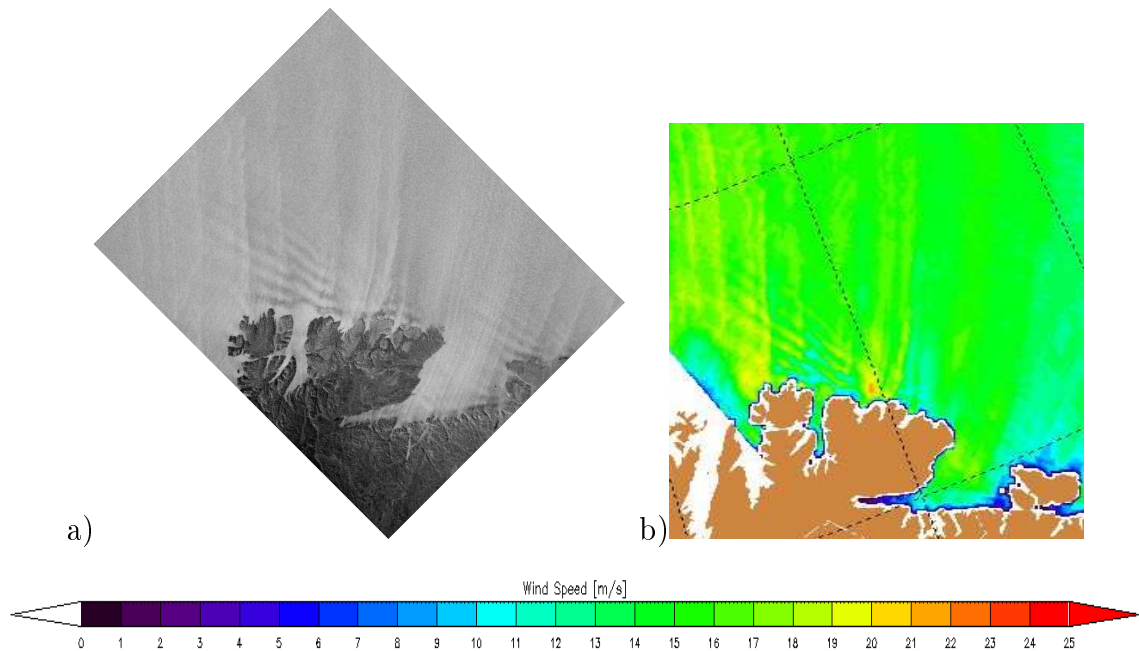
For hele perioden 17. til 22. januar finnes det kun to SAR-bilder som dekker områder i Finnmark av interesse. Bildene er fra den 18. januar, henholdsvis kl. 0901Z (figur 4.5) og kl. 1853Z (figur 4.6). På figur 4.5 som dekker stort sett hele Finnmark, ser en tydelig at vinden står som striper ut fjorder og sund. En legger spesielt merke til den sterke vinden i Sørøysundet ut Rognsundet rett vest for øya Seiland, nederst til venstre på figur 4.5 med en vindstyrke på rundt 25 m/s. Vindskyggen rett nord for Sørøya som QuickSCAT-observasjonene indikerte, kan også sees igjen her i tillegg til generelt sterk vind nord for Porsanger og Laksefjorden med vindstyrker fra 20 m/s og oppover. En annen ting som er verdt å merke seg, er striper av henholdsvis sterk og svak vind parallelt med kysten. Dette indikerer fjellbølger nedstrøms av fjell (kap. 2.1.2 s.5) og kan sees spesielt godt på figur 4.6 utenfor kysten rett nord for Nordkinnhalvøya og Tanafjorden. Denne bølgeaktiviteten ser en imidlertid ikke igjen ut småfjordene på Varangerhalvøya og i havområdet lenger øst. Her står vinden mer som rette, uforstyrrede striper rett ut på sjøen (figur 4.6). Selv om det er knyttet en del usikkerhet til CMOD4-algoritmens gyldighet for vindstyrker over 18 m/s (Stoffelen and Anderson, 1997), er det rimelig å tro at vindstyrkene her som er over 18 m/s stemmer på den del plasser, bl.a. fordi 1km-simuleringen (B3) også vil ha like sterk vind i mange av disse områdene. Spesielt gjelder dette ut Rognsundet (kap. 5.2.1 s.45). I tillegg er det knyttet en viss usikkerhet med tanke på vindretningen fra QuickScat som er brukt som inndata til algoritmen, spesielt i fjorder og sund hvor QuickScat ikke blir særlig godt oppløst. Allikevel var det under stormen Narve en vindretning stort sett rundt sør både i fjorder og sund, slik at en ved å sette vindretningen til å være sørlig også her, unngår problemet som dette bringer med seg. Det er derfor rimelig å tro at den vindstyrken som en får fram i figur 4.5b og 4.6b, i stor grad faktisk representerer vindstyrken over sjøen i disse områdene. Samtidig kan feilmarginen i områder som ikke ligger i åpen sjø være større enn  $\pm 1.2$  m/s (kap. 3.2.2 s.28).

### 4.3.3 Vindobservasjonene på bakkestasjonene

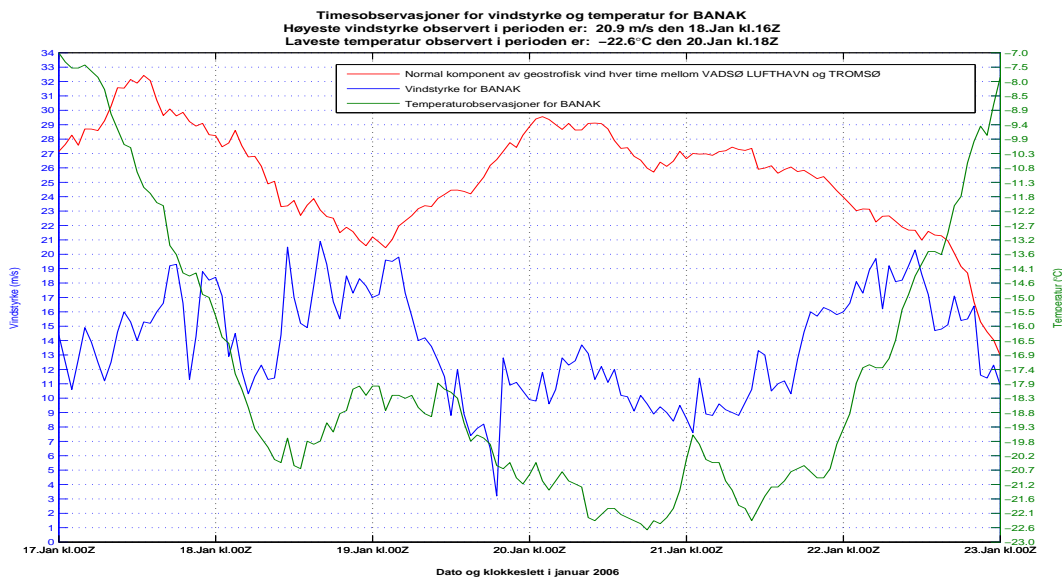
Vindmønsteret med sterk vind rundt sør som det synoptiske feltet indikerer, går igjen i vindobservasjonene fra bakkestasjonene. Vindstyrken varierer imidlertid ganske mye både fra plass til plass og fra time til time (rom og tid). Den største vindvariasjonen i løpet av en dag, finner en i Berlevåg (figur A.2 s.119). Her varierer vinden fra 3.1 m/s til 26.1 m/s den 19. januar, en forskjell på hele 23.0 m/s. Mange plasser er det i tillegg stor forskjell mellom det maksimale vindkastet og maksimal vindstyrke (ikke vist her). Den største forskjellen finner en i Honningsvåg, hvor det 18. januar ble målt en maksimal middelvind på 20.2 m/s, mens maksimalt vindkast var helt oppe i 36.5 m/s denne dagen (eKlima.met.no, 2007). Både store variasjoner i middelvinden fra time til time, og stor forskjell mellom maksimalt vindkast og maksimal middelvind tyder på mye turbulens.



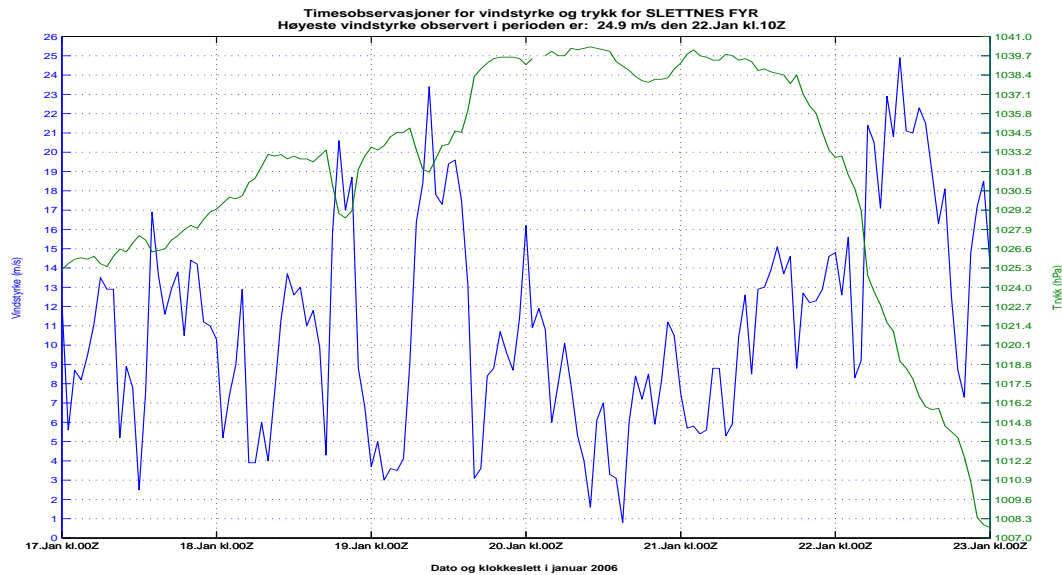
Figur 4.5: a) SAR-bilde 18.jan kl. 0901. b) Samme SAR-bilde omgjort til vindstyrke 10 m over bakken (fargete konturer med 1 m/s mellom hver kontur). Bildene er gjort tilgjengelig av ESA og Nansensenteret i Bergen.



Figur 4.6: a) SAR-bilde 18.jan kl. 1853. b) Samme SAR-bilde omgjort til vindstyrke 10 m over bakken (fargete konturer med 1 m/s mellom hver kontur). Bildene er gjort tilgjengelig av ESA og Nansensenteret i Bergen.



Figur 4.7: Geostrofisk vind i 1000 hPa (rød strek, m/s), utregnet på grunnlag av trykk- (reduert til havets nivå) og temperaturobservasjoner hver time i Tromsø og Vadsø (seksjon.B.2 s.124 for detaljer), og observert vindstyrke (blå strek, m/s) og temperatur (grønn strek, °C) hver time på Banak fyplass i Lakselv.



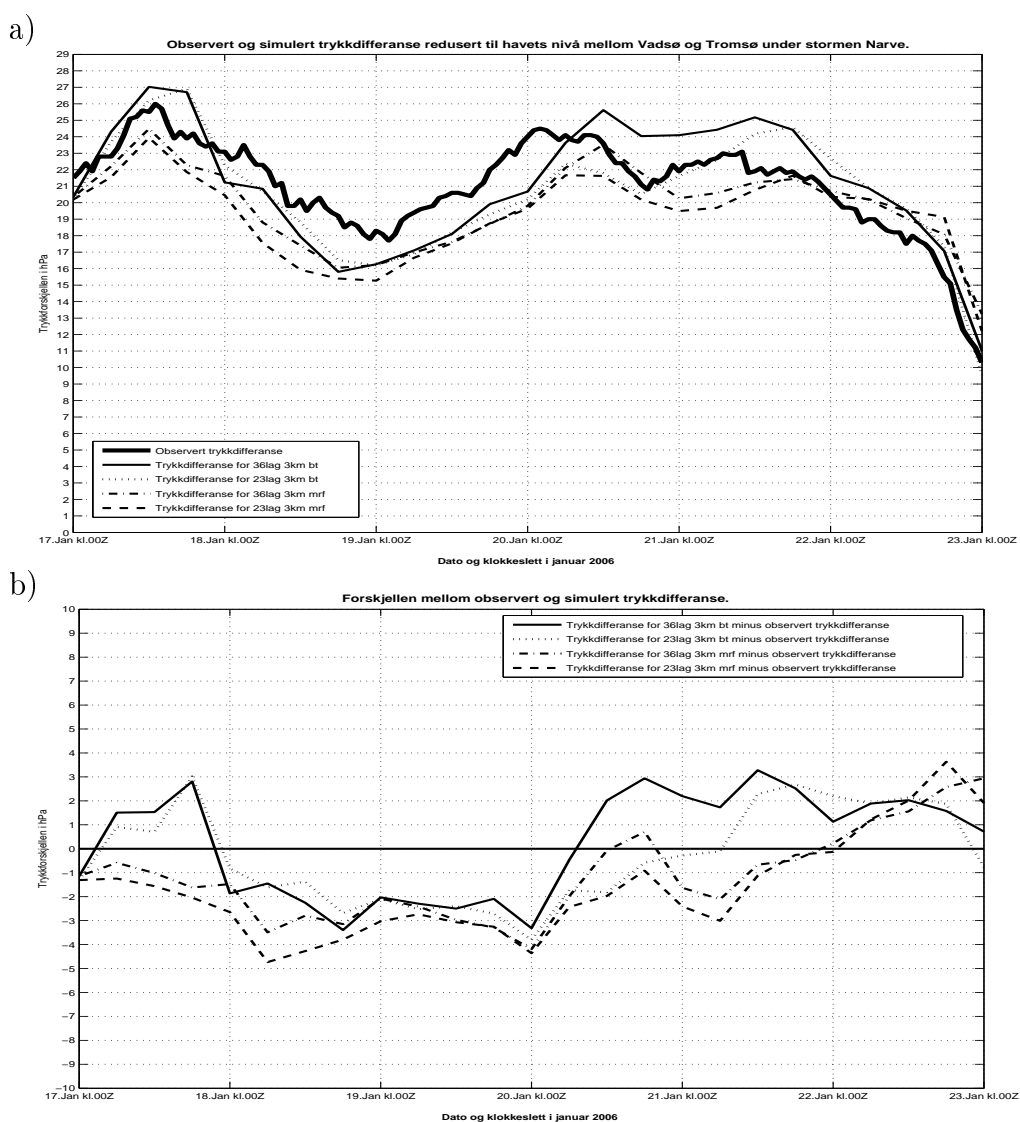
Figur 4.8: Observert vindstyrke (blå strek, m/s) og trykk redusert til havets nivå (grønn strek, hPa) hver time på Slettnes fyr på Nordkinnhalvøya.

Ved å ta trykkdifferansen mellom Tromsø og Vadsø, gjøre det om til en geostrofisk vind, og deretter sammenligne denne med den observerte vinden midt mellom Tromsø og Vadsø, dvs. omtrent der observasjonsstasjonen Banak ligger, kan en se hvordan den lokale vindstyrken på en bakkestasjon varierer i forhold til det storstilte vindfeltet (se figur 4.7). Som en ser følger vindstyrken på stasjonen Banak i liten grad denne utregnete geostrofiske vindstyrken i 1000 hPa, og har sin maksimale vindstyrke der det geostrofiske feltet er på et minimum. Først i slutten av perioden, når stormen er over, synker vindstyrken i takt med den geostrofiske vindstyrken. Dette går igjen i de fleste andre bakkeobservasjonene også. Spesielt på Slettnes fyr kan en se hvordan vindstyrken i noen grad følger lokale trykkforandringer og i mindre grad det storstilte feltet (figur 4.8). Her kan en se hvordan trykket synker lokalt i løpet av noen timer for deretter å stige igjen, samtidig som vindstyrken ser ut til å øke og synke direkte i takt med dette. Slike svingninger med kort periode (1-2 timer) kommer uavhengig av storstilte trykkforandringer, og er derfor sterkt ageostrofiske. Disse ageostrofiske effektene på denne stasjonen, kan f.eks. skyldes at fjellbølger slår ned på stasjonen, varmer opp lufta adiabatisk og får trykket til å synke og vinden til å øke. I figur 4.8 ser en dermed hvordan vindstyrken i perioder har små topper akkurat der trykkverdien har små bunner, mens der trykket har små topper har vindstyrken bunner.

## 5 Modellresultater og diskusjon

### 5.1 Validering av modellen.

For å vite om modellen klarer å reprodusere de virkelige forholdene under stormen Narve, trenger en å sammenligne modellresultater med observasjoner.



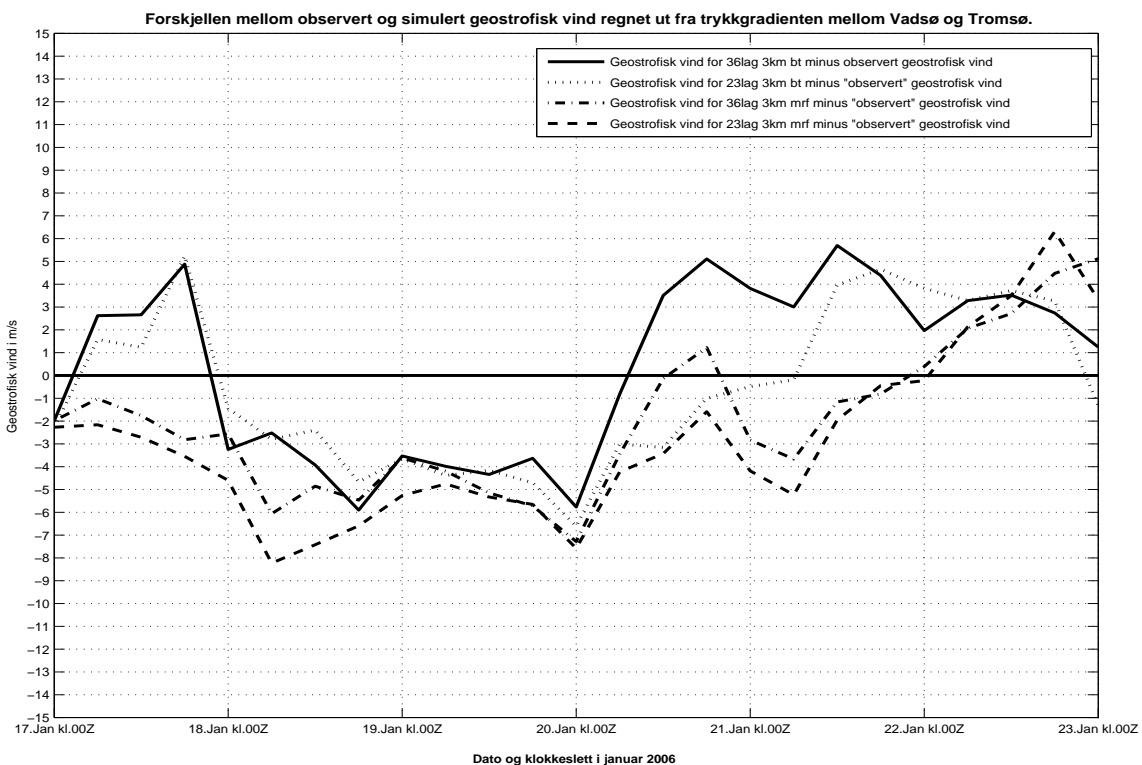
Figur 5.1: Differansen mellom det observerte trykket (redusert til havets nivå) i Tromsø og Vadse og simulerte trykkdifferanser til modellkjøring B2, A2, B1 og A1 (tabell 1 s.27). Figur a) viser kun trykkdifferansene. Figur b) viser differansen mellom simulert og observert trykkdifferanse. Forkortelsene bt og mrf betyr at Burk-Thompson og MRF er brukt som grenselagsskjema (kap. 3.1.7 s.23).

### 5.1.1 Trykkforskjellen mellom Tromsø og Vadsø.

Som en første tilnærming kan en sammenligne observert trykkforskjell mellom Tromsø og Vadsø med simulert trykkforskjell, for å se om det storstilte trykkfeltet og dermed det storstilte vindfeltet er greit representert i modellkjøringene. Figur 5.1 viser den observerte og simulerte trykkdifferansen mellom Tromsø og Vadsø der fire standardkjøringer uten spesialeffekter (modellkjøring B2, A2, B1 og A1 i tabell 1 s.27), er sammenlignet med hverandre. I to av kjøringene er MRF-skjemaet brukt som grenselagsskjema, mens i de to andre er Burk-Thompson-skjemaet brukt. Samtidig er det også med kjøringene med henholdsvis 23 og 36 vertikale lag for hvert av de to skjemaene. Alle kjøringene bruker 3km mellom gitterpunktene siden både Tromsø og Vadsø ligger utenfor 1km-området.

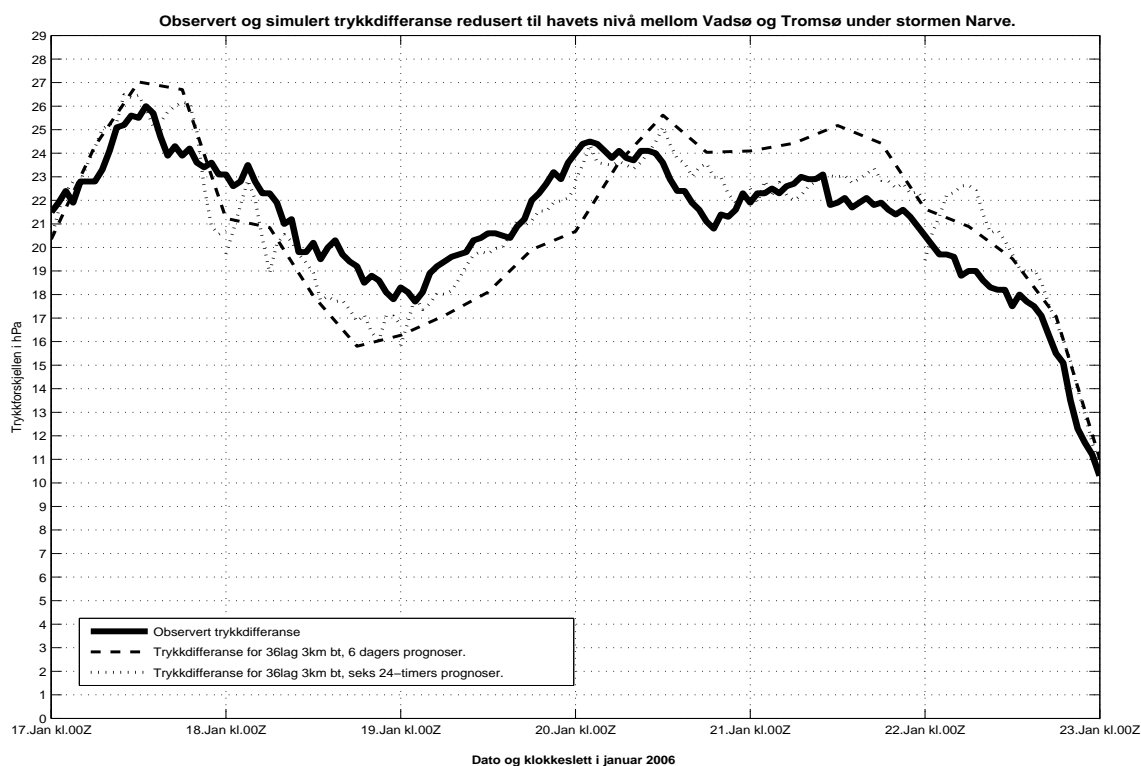
I figur 5.1a er den observerte trykkdifferansen tatt hver time mens modellresultatene er 6-dagersprognoser<sup>20</sup> med utdata hver 6. time. Verdien den 17. januar kl.00Z er imidlertid helt og holdent en ECMWF-analyse. I figur 5.1b er observasjonene hentet fra de samme tidspunktene som simuleringene har utdata, dvs. hver 6. time, for å kunne ta differansen

<sup>20</sup>randverdiene på 9km-området blir imidlertid oppdatert hver 6.time fra ECMWF-analysen



Figur 5.2: Utregnet geostrofisk vind fra differansen mellom det observerte trykket (reduert til havets nivå) i Tromsø og Vadsø minus den utregnete geostrofiske vinden fra de simulerte trykkdifferansene til modellkjøring B2, A2, B1 og A1 (tabell 1 s.27). Forkortelsene bt og mrf betyr at Burk-Thompson og MRF er brukt som grenselagsskjema.

mellom de observerte og simulerte verdiene. Selv om det finnes en del variasjoner mellom simuleringene og observasjonene, følger samtlige av simuleringene det storstilte trykkfeltet på noenlunde samme måte. Fra figur 5.1b ser en at alle simuleringene holder seg innenfor en feilmargin på  $\pm 5$  hPa. Når en vet at avstanden i luftlinje mellom Tromsø og Vadsø er på omtrent 420 km (11 breddegrader på ca. 70 grader nord), tilsvarer dette en trykkgradientforskjell på  $\pm 1.2$  hPa/100km. På 70 grader nord der Coriolisparameteren er  $1.37 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , vil en slik trykkgradientforskjell føre til en forskjell i geostrofisk vind på omtrent  $\pm 9$  m/s. Dette kan en se igjen i figur 5.2 der trykkforskjellen mellom Tromsø og Vadsø er gjort om til en geostrofisk vind, noe en kan gjøre siden snittet Tromsø-Vadsø står omtrent normalt på trykkfeltet. Hvis en tar hensyn til at den reelle vinden nede ved bakken over land pga. friksjon ofte er omtrent halvparten av den geostrofiske vinden (Grønås et al., 2006), tilsvarer dette at feilen i vinden pga. feil i det geostrofiske feltet, sannsynligvis ikke er større enn 5 m/s i absoluttverdi og for det meste mindre. En annen ting som en må ta hensyn til, er at noe av feilen i trykkdifferansen mellom to stasjoner, ikke trenger å skape feil i representasjonen av det storstilte geostrofiske feltet. Ageostrofiske effekter lokalt på en stasjon, f.eks. fjellbølgeaktivitet over Tromsø, vil kunne skape lavere trykk lokalt pga. nedsynking og dermed oppvarming av luft, og dermed gi større trykkforskjell mellom Tromsø og Vadsø selv om det geostrofiske feltet ikke forandrer seg. Dette betyr at hvis fjellbølgeeffekten er over- eller underrepresentert i en simulering, vil dette også påvirke den simulerte trykkforskjellen mellom Tromsø og



Figur 5.3: Samme som figur 5.1a (s.40), men her sammenlignes modellkjøring B2 som er en 6-dagers prognose med modellkjøring B3 som er seks 24-timers prognoser.

Vadsø.

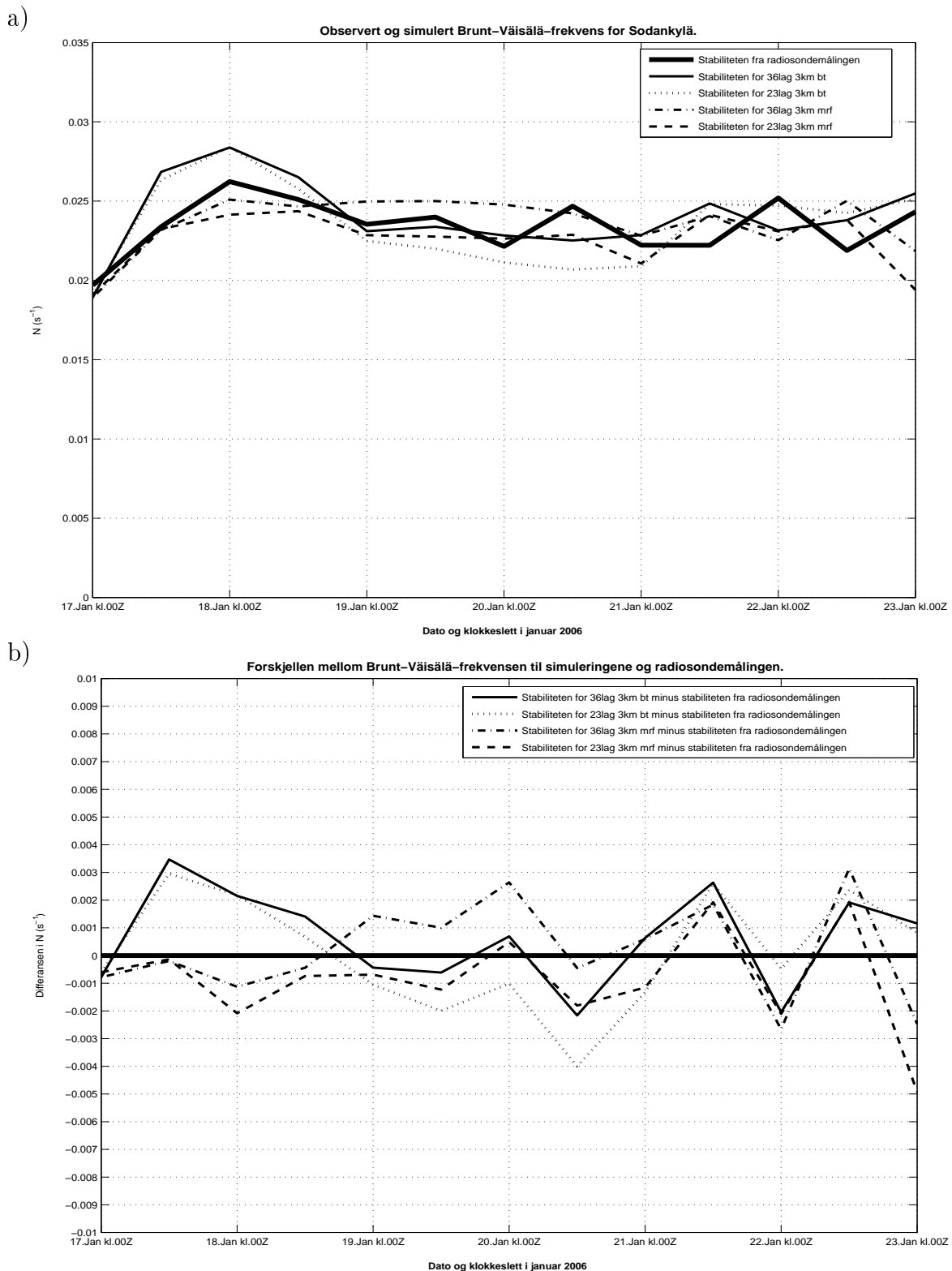
Det er verdt å merke seg at selv om disse simuleringene blir kjørt for hele perioden, responderer de på værforandringen og det at trykkforskjellen mellom Vadsø og Tromsø avtar betraktelig den 22. januar. Dette kan en se igjen på figur 5.3 som viser forskjellen mellom en simulering der hele modellfeltet blir oppdatert hvert døgn og en som bare blir oppdatert i starten, sammenlignet med den observerte verdien. I dette eksempelet er Burk-Thompson brukt som grenselagsskjema og den vertikale resolusjonen er 36 lag. Simuleringen som blir oppdatert hvert døgn har utdata hver time, mens 6-dagers prognosen har utdata hver 6. time. Den største forskjellen mellom disse to modellkjøringene oppstår den 21. januar, der analysedata fra ECMWF også ser ut til å være nærmest den observerte verdien. For øvrig er det opptil 3hPa forskjell mellom dataene som kommer direkte fra ECMWF-analysene og observasjonene, noe som viser at analysedatene fra ECMWF ikke nødvendigvis gjenspeiler trykket som blir observert lokalt på enkeltstasjoner. Feilen en totalt sett gjør ved å la være å oppdatere prognosene hver 24. time ser derfor ikke ut til å bli betydelig. Modelldataene en får i slutten av 6-dagers prognosene, kan derfor langt på vei brukes til formålene i denne oppgaven.

### 5.1.2 Oppstrømsverdier over Sodankylä.

Som nevnt tidligere er en avhengig av at verdiene oppstrøms er godt representert i modellen, for at verdiene nedstrøms skal bli godt representert. For å kontrollere at dette stemmer, kan en sammenligne observert og simulert statistisk stabilitet over Sodankylä i Nord-Finland. Dette er gjort i figur 5.4. Her er stabiliteten, representert vha. Brunt Väisälä frekvensen  $N$ , i radiosondemålingene og modellkjøringen B2, A2, B1 og A1 blitt regnet ut mellom 1000 hPa og 850 hPa. Høyden på 1000 hPa-flaten varierer mellom 186 moh. og 330 moh. og høyden på 850 hPa-flaten varierer mellom 1446 moh. og 1541 moh. i radiosondemålingene. Dette betyr at den statiske stabiliteten en her får, vil være representativ for den lufta som presser seg over det 200-400 moh. høye Finnmarksviddeplataet med fjell opptil 1200 meters høyde.

Verdiene til  $N$  er regnet ut hver 12. time fra den 17. januar kl. 00Z og framover til den 23. januar kl.00Z. Modelldataene starter den 17. januar kl.12Z siden verdiene 12 timer før er data fra ECMWF-analysen. Som en ser av figur 5.4 holder stabiliteten til simuleringene og observasjonene seg mellom 0.02 og 0.03  $s^{-1}$  i løpet av hele perioden. En har altså en relativt liten variasjon i  $N$  i løpet av stormen. I tillegg er ikke avviket mellom simuleringene og observasjonene større enn  $\pm 0.004 s^{-1}$ . ECMWF-verdien den 17. januar kl.00Z varierer litt avhengig av om en bruker 36 eller 23 vertikale lag. Dette skjer fordi interpolasjonen fra sigma- til trykkflater blir tatt på ulike sigmaflater i de to tilfellene. For øvrig skiller disse verdiene seg lite fra observasjonene ( $< 0.001 s^{-1}$  lavere  $N$ ).





Figur 5.4: Observervt og simulert (modellkjøring B2, A2, B1 og A1 i tabell 1 s.27) statisk stabilitet over Sodankylä. a) Utregnete verdier for  $N$  mellom 1000 hPa og 850 hPa. b) Differansen mellom simulering- og radiosondeverdier for  $N$ . Forkortelsene bt og mrf betyr at Burk-Thompson og MRF er brukt som grenselagsskjema.

## 5.2 Sammenligning mellom simulert og observert vind.

Når en nå vet at det storstilte vindfeltet i simuleringene stemmer bra med det som ble observert, og at stabiliteten oppstrøms også er relativt godt representert, kan en se på hvordan simuleringene reproduserer vinden lokalt. Som en så i kap 4.3, har en to SAR-bilder hvor signalene er omgjort til vindstyrke, som en kan bruke til å verifisere dette. Fordelen med å sammenligne vindstyrken til simuleringene med SAR-bildene i forhold til å sammenligne de med bakkeobservasjonene, er at en i mye større grad kan se hvordan vinden varierer horisontalt over relativt store områder. Ulempen er at en bare kan se vindstyrken over sjø, i tillegg til at en bare får øyeblikksbilder og dermed ingen indikasjon på hvordan vinden varierer i tid.

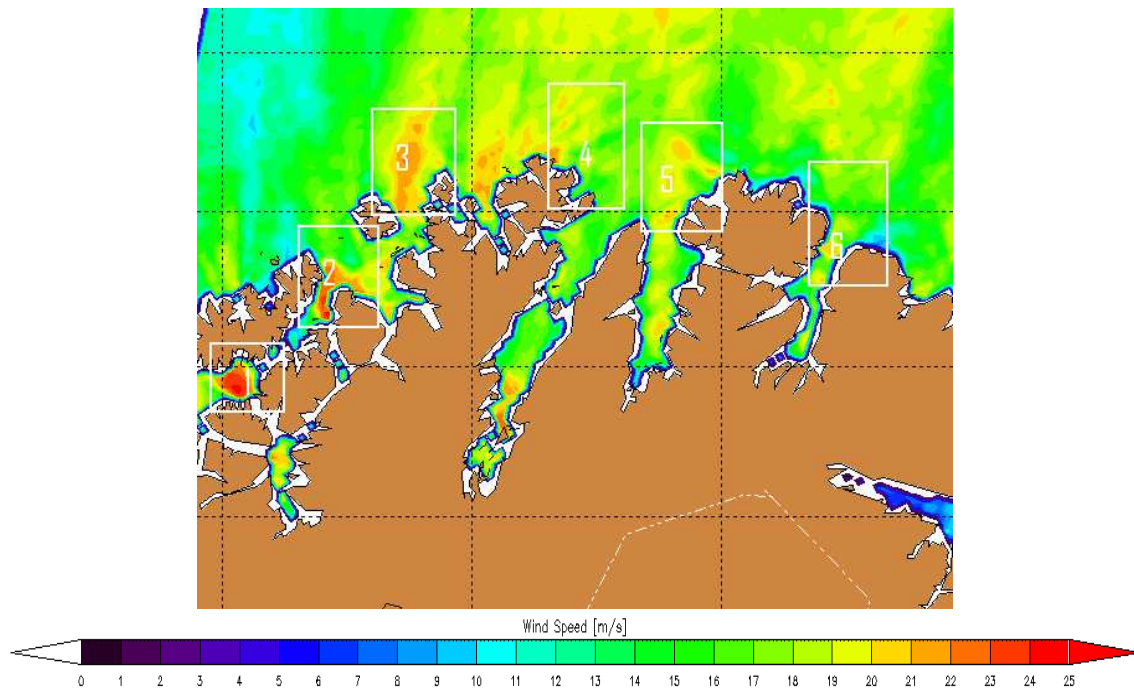
I de videre seksjonene fram til og med kap. 5.5 er det kun brukt modellkjøringer som bruker Burk-Thompson-skjemaet med 36 vertikale lag (B2 til B8). Hva som skjer når en bruker MRF som grenselagsskjema, og reduserer den vertikale resolusjonen i grenselaget slik at en totalt sett får 23 vertikale lag, blir studert i kap. 5.6 (s.94).

### 5.2.1 Simulert vind 18.januar kl.09Z

I figur 5.5, 5.6, 5.7 og 5.8 sammenlignes SAR-bildet den 18.januar kl.0901Z med modellkjøring B3 (tabell 1) kl.09Z med henholdsvis 1km, 3km og 9km mellom gitterpunktene. For at sammenligningen skal bli lettere, er det brukt samme fargekoder i modellkjøringen som SAR-bildet. Eneste forskjell er at fargekoden i SAR-bildet bare går opptil 25 m/s, mens simuleringenes fargekode går helt opptil 33 m/s.

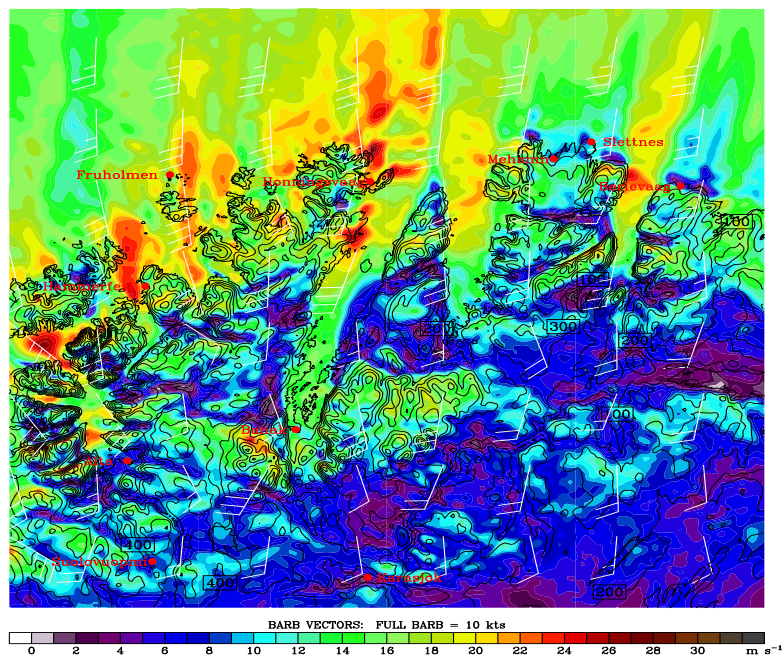
Det første en legger merke til er at mange av de kraftige vindene ut fjorder og sund som en kan se i SAR-bildet, kan en se igjen i 1km- og 3km-simuleringen. I 9km-simuleringen blir det også maksimaer til en viss grad på de samme plassene, men styrken er mye mindre.

1km og 3km-simuleringen klarer spesielt godt å reprodusere den kraftige vinden ut Rognsundet (boks 1 figur 5.5) med vinder helt opp mot 26-27 m/s, hvor SAR-bildet ligger rundt 25 m/s. I 9 km-simuleringen får en derimot bare rundt 20 m/s i dette området. I området vest for Hammerfest (boks 2 figur 5.5) er også styrken på vinden godt representert i 1km- og 3km-simuleringen, men det ser her ut som simuleringene strekker den kraftige vinden litt for langt til havs. Dette er også tilfelle med vinden ut Tanafjorden (boks 6 figur 5.5), der maksimumet i utkanten av fjorden ser ut til å være en 2-3 m/s for høyt i 1km- og 3km-simuleringen, mens det nesten er fraværende i 9km-simuleringen. I området øst for Ingøy (boks 3 figur 5.5) ser det ut som 1km- og 3km-simuleringen overdriver utstrekningen av vindskyggen til neset lenger sør, slik at området med vinder på 20-23 m/s blir delt i to. Vindstyrken ser imidlertid ut til å bare være 1-2 m/s for høy, mens 9km-simuleringen ligger 2 m/s for lavt. Ser en på SAR-vinden i utkanten av Laksefjorden (boks 5 figur 5.5) gjenspeiles mønsteret med 2-3 vindmaksimaer rundt 22 m/s relativt godt i 1km-simuleringen. Plasseringen på vindmaksimaene avviker imidlertid litt. Her har 3km- og 9km-simuleringene bare ett slikt maksima på henholdsvis 22 og

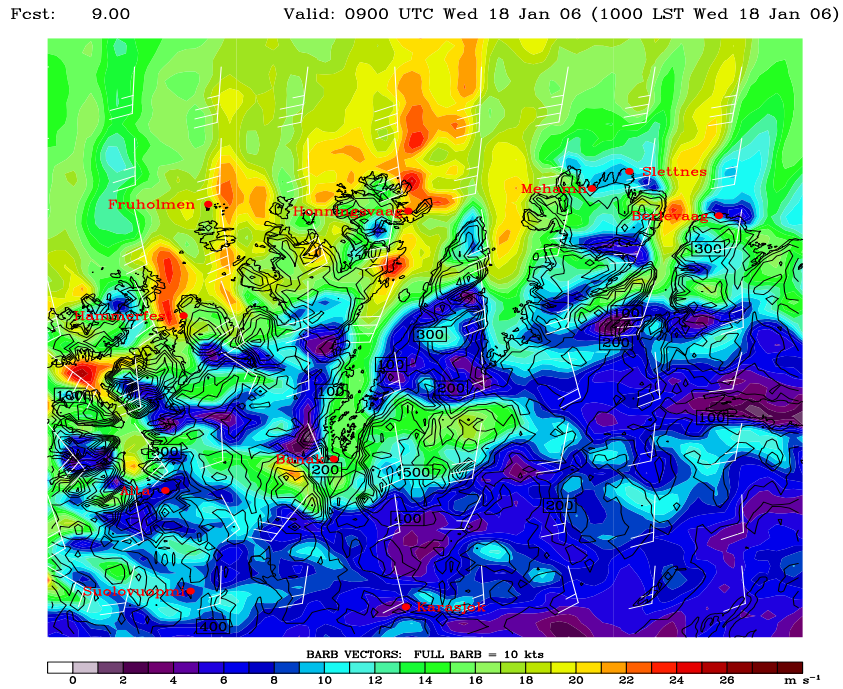


Figur 5.5: Utsnitt av SAR-bilde omgjort til vindstyrke 10 m over bakken (fargete konturer med 1 m/s mellom hver kontur) den 18.jan 2006 kl.0901Z. Se figur 4.5a (s.37) for originalt SAR-bilde.

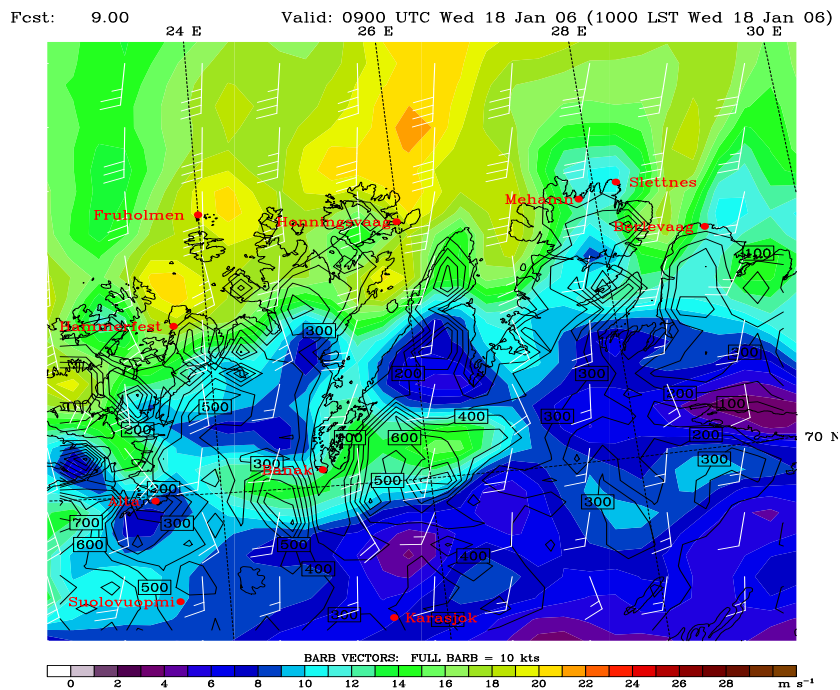
Fest: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)



Figur 5.6: 1km-simulering av vind den 18.jan 2006 kl.0900Z i modellkjøring B3 (tabell 1 s.27). Vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer er hentet fra nederste modellnivå. Vindvektorene (WHO standard med vindstyrke i knop) er her vist fra hvert 30. gitterpunkt. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m. Røde navn indikerer meteorologiske stasjoner i områder.



Figur 5.7: Samme som figur 5.6, men med  $\Delta x = 3\text{km}$  og vindvektorer er vist fra hvert 10. gitterpunkt.



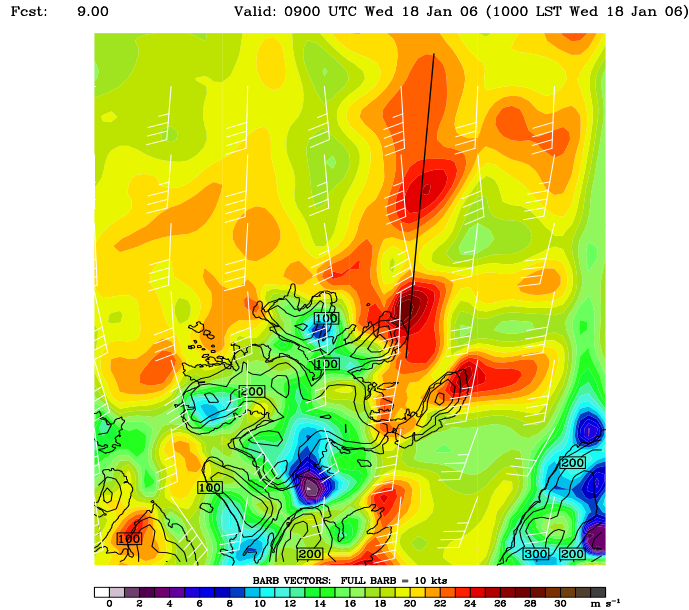
Figur 5.8: Samme som figur 5.6, men med  $\Delta x = 9\text{km}$  og vindvektorer er vist fra hvert 3. gitterpunkt.

20 m/s.

I området øst for Magerøya (boks 4 figur 5.5) avviker simuleringene mest i vindstyrke i forhold til det som ble observert i SAR-bildet. Her skaper spesielt 1km-simuleringen flere maksimaer med vindstyrker opp mot 26-28 m/s, mens SAR-bildet bare har vindstyrker på 15-20 m/s i samme området. At 1km-simuleringen her gir for mye vind i forhold til SAR-bildet, kan skyldes usikkerhet knyttet til CMOD4-algoritmens utregning av vindstyrker over 18 m/s. Lysintensiteten ut Rognsundet i figur 4.5a skulle imidlertid tyde på at vinden her var sterkere enn vinden øst for Magerøya. Siden 1km-simuleringen har omtrent samme vindstyrke i disse to områdene, er det derfor rimelig å tro at vindstyrken øst for Magerøya er overdrevet. Vind over 20 m/s finner en imidlertid på nordsiden av Nordkapp og vest for Magerøya i SAR-bildet. Disse maksimaene ser også ut til å komme fram både i 1km- og 3km-simuleringen. Fjellbølger som en kan se på SAR-bildet med en bølgelengde rundt 15 km rett øst for Nordkappneset, kan sees igjen i 1km-simuleringen, men vindstyrken i sentrum av disse er en 4-5 m/s for høy. Sammenligner en det vertikale tverrsnittet gjennom vindmaksimumene fra disse bølgene (figur 5.9), ser en tydelig hvordan disse lebølgene blir oppløst og slår ned til bakken i  $x=7\text{km}$  og i  $x=22\text{km}$  i 1km-simuleringen (figur 5.10) med et vindmaksimum rundt 30 m/s i 500 meters høyde. Vinden følger her isentropene siden bevegelsen i atmosfæren er omtrent adiabatisk. Her kan en se at bølgelengden i 1km-simuleringen også er rundt 15 km, noe som kan tyde på at simuleringen får fram de riktige bølgene. I 3km-simuleringen blir bølgene bare til dels oppløst, og vindmaksimaet rundt 30 m/s i 500 meters høyde kan en bare se i  $x=7\text{km}$  (figur 5.11). I 9km-simuleringen kommer ikke fjellbølgene fram i det hele tatt, vi får ingen slike maksimaer og strømmen går mer eller mindre rett fram (figur 5.12).

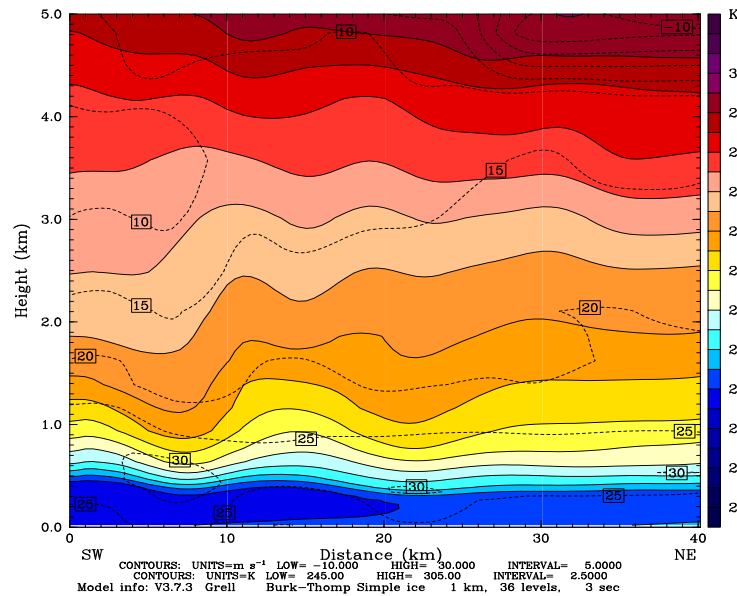
Vindstyrker på over 20 m/s i de indre delene av Porsangerfjorden, Laksefjorden og Tanafjorden, ser det heller ikke ut til at simuleringen klarer å fange opp (figur 5.5, 5.6, 5.7 og 5.8). Spesielt inne i Porsangerfjorden, der SAR-bildet vil ha vinder opp mot en 22-23 m/s, ligger alle 3 simuleringene bare på en 15-16 m/s. I Altafjorden derimot, hvor SAR-bildet bare har ett vindmaksimum med vindstyrke over 20 m/s, skaper 1km- og 3km-simuleringen også et slikt maksimum, selv om begge simuleringene muligens overdriver vindstyrken her og legger det litt for langt sør.

Når det gjelder vindskygger, ser det ut som simuleringene mange plasser overdriver utbredelsen av disse. Området i boks 3 er allerde nevnt som et eksempel, men også i området nord for Nordkinnhalvøya (mellom boks 5 og 6) og området nord for Berlevåg (øst for boks 6) ser en tydelig hvordan simuleringene vil ha svakere vind strekt ut over et større område enn det SAR-bildet indikerer. I området i nordvestre bildekant hvor SAR-bildet faktisk har vinder under 10 m/s, ser det derimot ut som alle tre simuleringene har en 2-3 m/s for høye verdier.



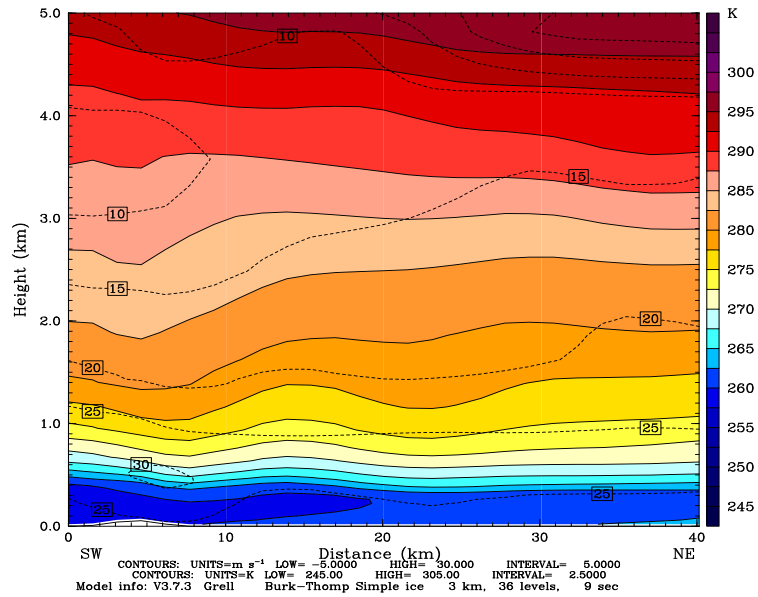
Figur 5.9: Simulert vind (B3) over Magerøya,  $\Delta x = 1$  km, 18.jan 2006 kl.0900Z. Vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer er hentet fra nederste modellnivå. Vindvektorene (WHO standard med vindstyrke i knop) er her vist fra hvert 9. gitterpunkt. Svarte høydekoturer har ekvidistanse på 100 m, og rett svart strek viser området hvor det vertikale snittet er tatt (se tekst).

Dataset: 1km RIP: nordkapp snitt Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Pcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)  
 Potential temperature XY= 126.6,187.3 to 129.9,227.3



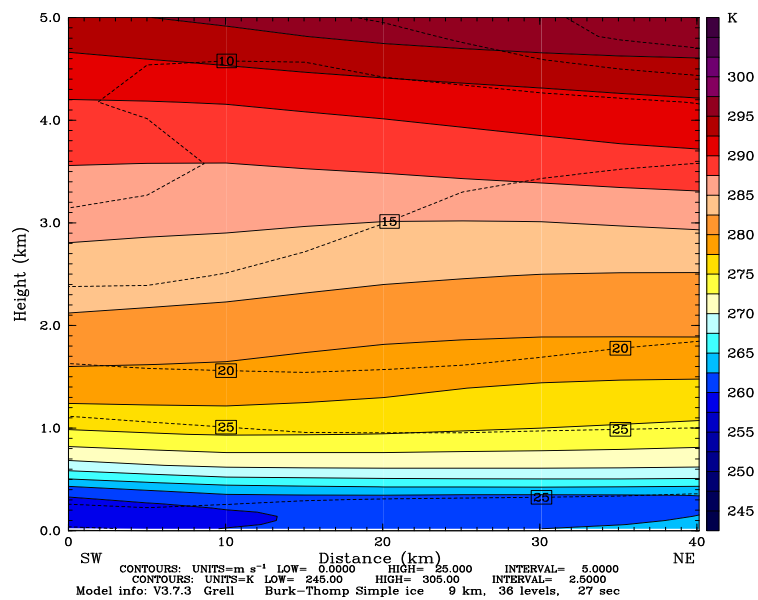
Figur 5.10: Vertikalt tverssnitt over Magerøya i modellkjøring B3,  $\Delta x = 1$  km, 18.jan 2006 kl.0900Z (svart strek figur 5.9). Snittet viser potensiell temperatur (fargete konturer med 2.5 K mellom hver) og vindstyrke parallelt med snittet (svarte stiplede konturer med 5 m/s mellom hver) med positiv retning mot høyre.

Dataset: 3km RIP: nordkapp snitt Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)  
 Potential temperature XY= 176.9,152.1 to 178.0,165.4



Figur 5.11: Samme som figur 5.9, men med  $\Delta x = 3\text{km}$

Dataset: 9km RIP: nordkapp snitt Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)  
 Potential temperature XY= 153.6,160.4 to 154.0,164.8



Figur 5.12: Samme som figur 5.9, men med  $\Delta x = 9\text{km}$

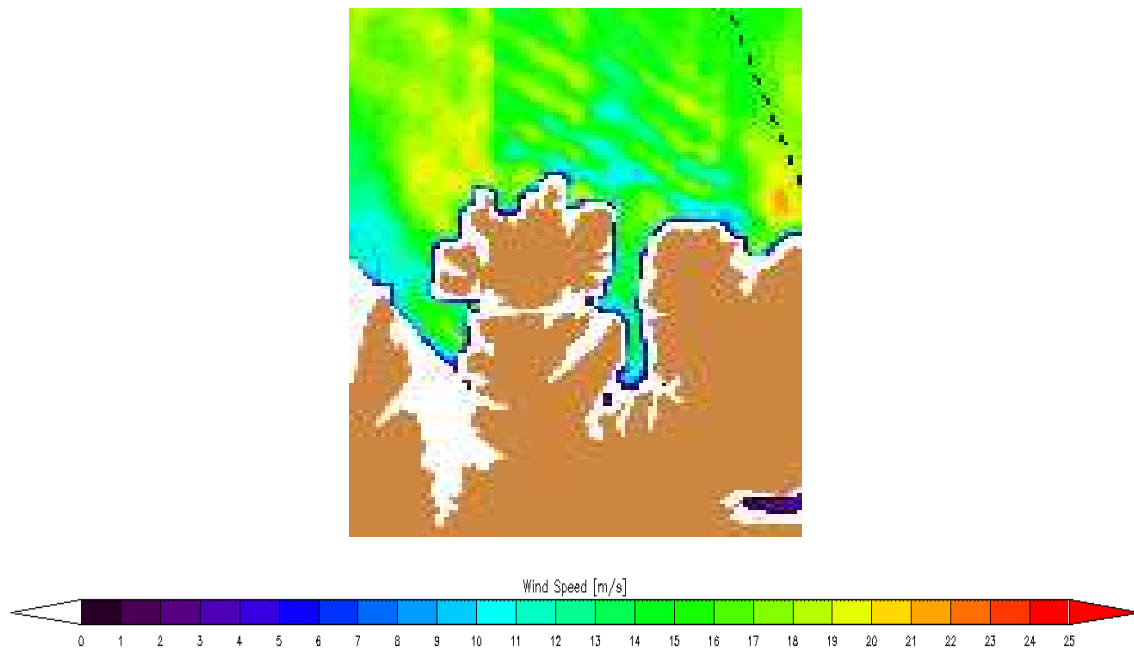
### 5.2.2 Simulert vind 18.januar kl.19Z

I figur 5.13, 5.14, 5.15 og 5.16 sammenlignes SAR-bildet den 18.januar kl.1853Z med modellkjøring B3 kl.1859Z, dvs. 10 timer etter forrige SAR-bilde. Tidsdifferansen på 6 minutter mellom SAR-bildet og modellkjøringen skulle i praksis ikke ha noe å si, siden vindfeltet neppe har forandret seg særlig mye på så kort tid.

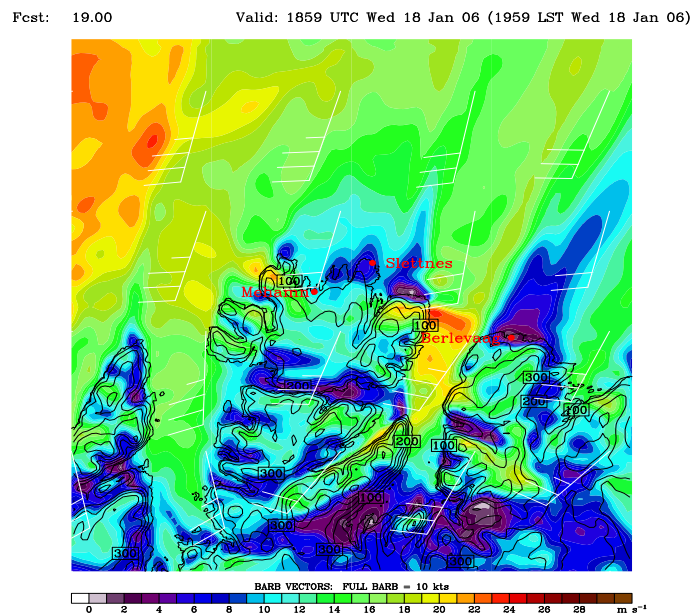
En legger merke til at mange av de samme feilene som simuleringene hadde kl.09Z, går igjen her. Spesielt er vindskyggene nedstrøms for Nordkinnhalvøya og Berlevåg sterkt overdrevet. Samtidig finner en heller ikke fjellbølgene som var så tydelig på SAR-bildet i dette området nedstrøms der vindskyggene er, uansett hvilken horisontal oppløsning en studerer (figur 5.14, 5.15 og 5.16). Det store vindmaksimumet i utkanten av Porsangerfjorden i østre bildekant, går også igjen som en feil ved dette tidspunktet. Når det gjelder vinden i utkanten av Laksefjorden og Tanafjorden som var relativt godt representert ved forrige tidspunkt, er den ikke like godt representert ved dette tidspunktet. Her har simuleringene maksimaer på omtrent samme plass som 10 timer før, noe SAR-bildet ikke følger. Maksimaene i Tanafjorden er nemlig nå ikke-eksisterende mens maksimaene vest for Nordkinnhalvøya er flyttet lenger nordøst.

Hvis en tar et tverrsnitt over Nordkinnhalvøya (hvit strek figur 5.17), ser en at fjellbølgene som SAR-bildet gir oss nedstrøms, eksisterer oppstrøms i 1km- og til dels 3km-simuleringen (figur 5.18, 5.19 og 5.20). I 9km-simuleringen blir topografien oppløst dårligst slik at det bare blir dannet små bølgebevegelser. Vindskyggen nedstrøms er heller ikke spesielt markant her og ligger i underkant av 15 m/s (figur 5.20). 3km-simuleringen er bedre og skaper i en viss grad bølgebevegelser over Nordkinnhalvøya. Vindskyggen blir tydeligere, og en får et vindminimum like under 10 m/s på samme plass (figur 5.19). Går en til 1km-simuleringen ser en en tydeligere bølgestruktur og vindskyggen nedstrøms går under 5 m/s. Like over dette vindminimumet, rett før der isentropene og dermed luftstrømmen går til vers, har en et vindmaksimum på 30 m/s (figur 5.18). Dette maksimumet kan en se igjen på det horisontale bildet (figur 5.14). Her ser en at maksimumet har spredt seg på tvers av strømmen slik at det også kommer fram i Tanafjorden, der det ved dette tidspunktet ikke skulle vært et slikt maksimum. Lengden på bølgene som SAR-bildet skaper, er i underkant av 10 km. Bølgelengden oppstrøms i tverrsnittet på 1km-simuleringen er også rundt 10 km. Det kan derfor se ut som simuleringene klarer å produsere de riktige fjellbølgene ved den fineste horisontale oppløsningen, men at plasseringen av disse er noe feil ved dette tidspunktet, og at bølgestrukturen blir delvis ødelagt nedstrøms, slik at bølgene ikke klarer å gå ned til bakken. At simuleringene skaper for mye dissipasjon bak fjell og derfor for store vindskygger nedstrøms, kan være en mulig årsak til at bølgestrukturen blir delvis ødelagt her.



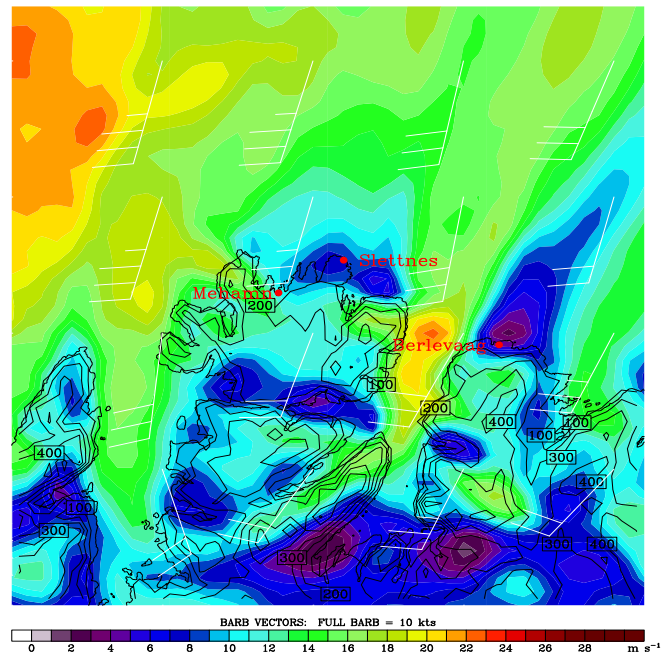


Figur 5.13: Samme som i figur 5.5 (s.46), men her i området rundt Nordkinnhalvøya den 18.jan kl.1853Z. Se figur 4.6a (s.37) for originalt SAR-bilde.



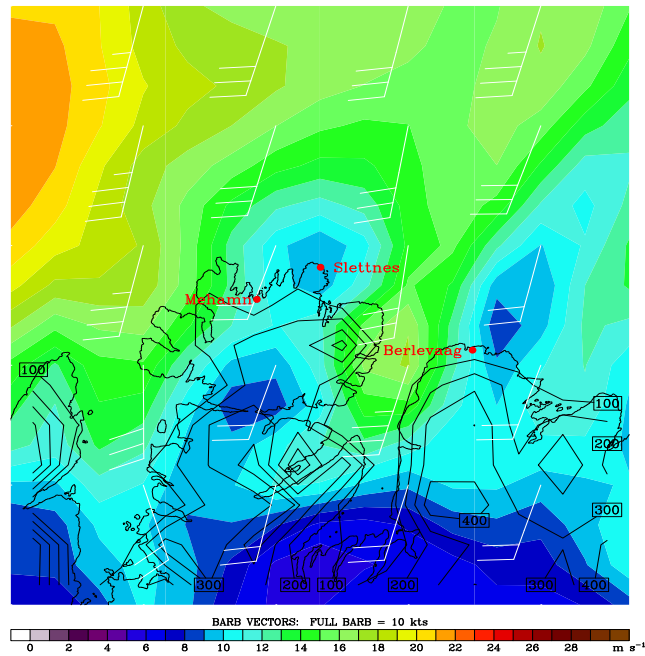
Figur 5.14: 1km-simuleringen av vind den 18.jan 2006 kl.1859Z i modellkjøring B3. Vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer er hentet fra nederste modellnivå. Vindvektorene (WHO standard med vindstyrke i knop) er vist fra hvert 30. gitterpunkt. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m. Røde navn indikerer meteorologiske stasjoner i områder.

Fcst: 19.00 Valid: 1859 UTC Wed 18 Jan 06 (1959 LST Wed 18 Jan 06)

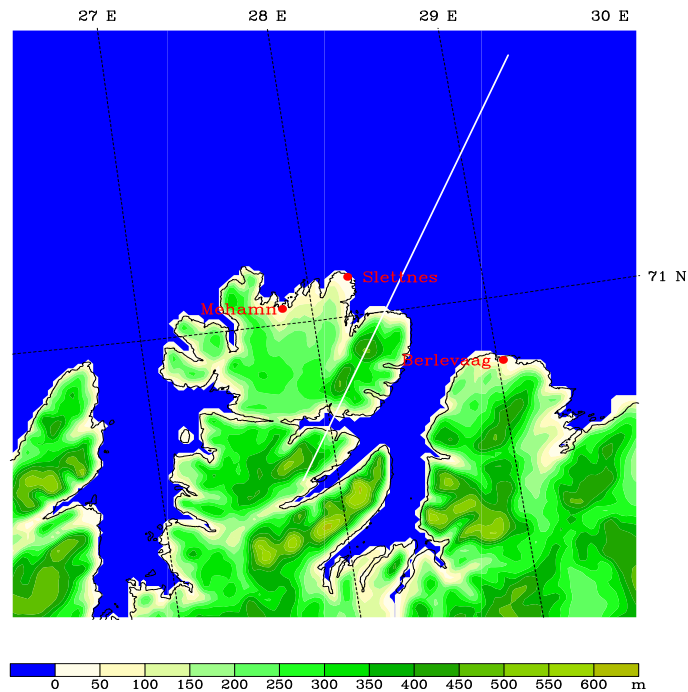


Figur 5.15: Samme som figur 5.14, men med  $\Delta x = 3\text{km}$  og vinvektorer er vist fra hvert 10. gitterpunkt.

Fcst: 19.00 Valid: 1859 UTC Wed 18 Jan 06 (1959 LST Wed 18 Jan 06)

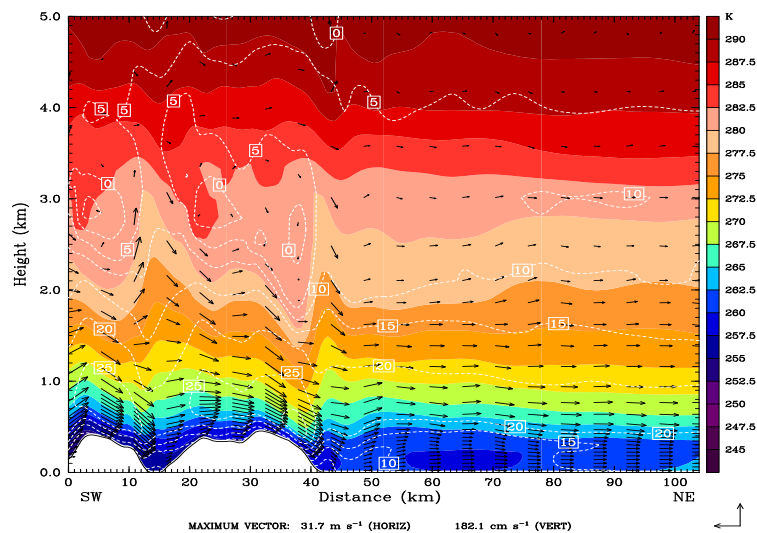


Figur 5.16: Samme som figur 5.14, men med  $\Delta x = 9\text{km}$  og vinvektorer er vist fra hvert 3. gitterpunkt.



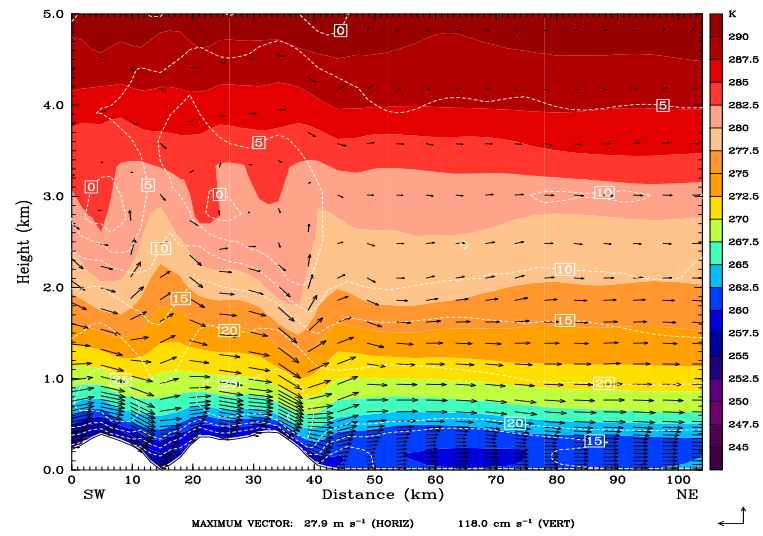
Figur 5.17: Området hvor det vertikale tversnittet over Nordkinnhalvøya er tatt. Høydekonturer er hentet fra en 1km-simulering og har en ekvidistanse på 50 m. Røde navn indikerer meteorologiske stasjoner i områder.

Dataset: 1km RIP: slettsnitt Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Fest: 19.00 Valid: 1859 UTC Wed 18 Jan 06 (1959 LST Wed 18 Jan 06)



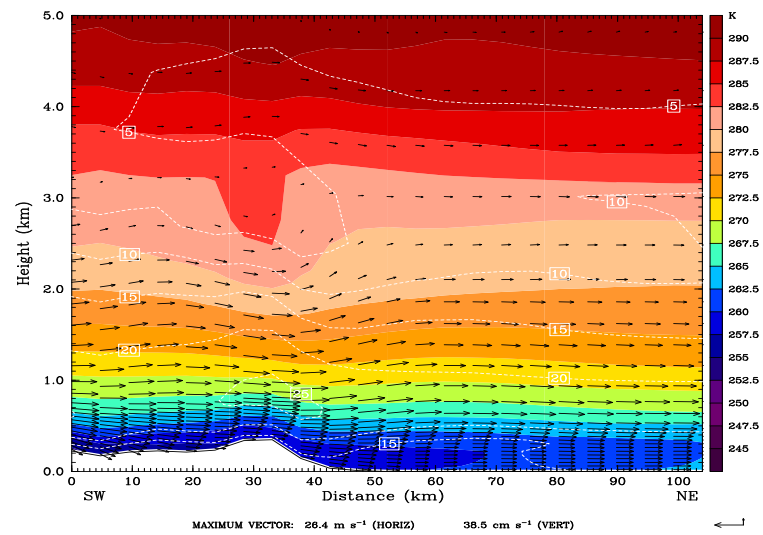
Figur 5.18: Vertikalt tversnitt over Norkinnhalvøya i modellkjøring B3,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 18.jan 2006 kl.1859Z (hvit strek figur 5.17). Snittet viser potensiell temperatur (fargete konturer med 2.5 K mellom hver), vindstyrke parallelt med snittet (hvite stiplede konturer med 5 m/s mellom hver) med positiv retning mot høyre og vindpiler parallelt med snittet.

Dataset: 3km RIP: slettsnitt Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Fest: 19.00 Valid: 1859 UTC Wed 18 Jan 06 (1959 LST Wed 18 Jan 06)



Figur 5.19: Samme som figur 5.18, men med  $\Delta x = 3\text{km}$

Dataset: 9km RIP: slettsnitt Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Fest: 19.00 Valid: 1859 UTC Wed 18 Jan 06 (1959 LST Wed 18 Jan 06)



Figur 5.20: Samme som figur 5.18, men med  $\Delta x = 9\text{km}$

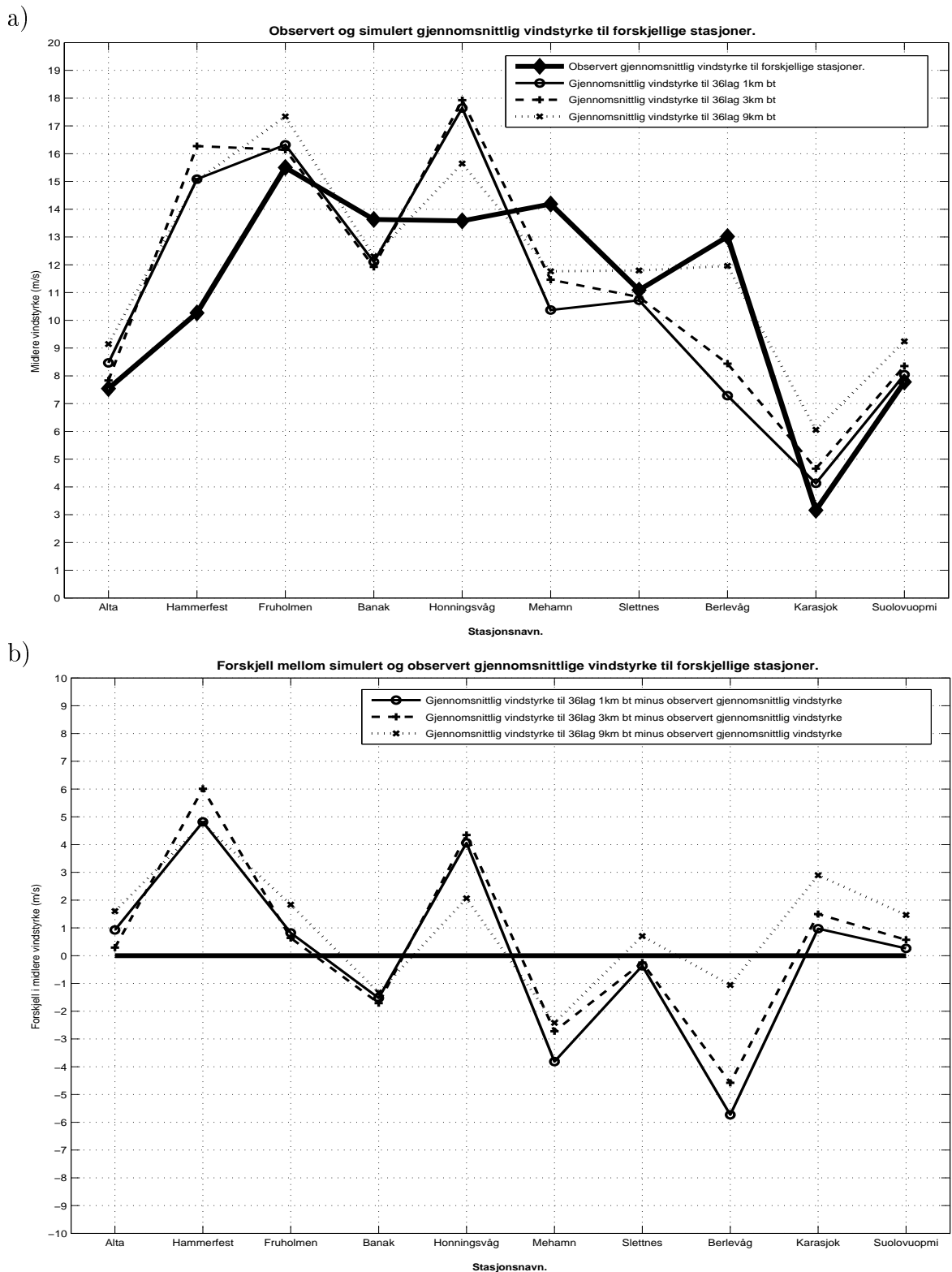
### 5.2.3 Simulert vind sammenlignet med bakkeobservasjoner.

Når en nå har sammenlignet simulert vind med SAR-bildene, og dermed fått et innblikk i hvordan modellvindmønsteret ser ut ved to bestemte tidspunkt, skal en se på hvordan simulert vind samsvarer med observasjonene på de enkelte meteorologiske stasjonene gjennom hele tidsperioden. I figur 5.21 ser en hvordan gjennomsnittet av simulering B2s horisontale vindstyrke fra nederste modellnivå<sup>21</sup> gjennom hele stormen Narve med forskjellig horisontal oppløsning, varierer i forhold til det som ble observert 10 meter over bakken på forskjellige stasjoner som ligger innenfor det innerste modellområdet (se figur 3.6). Simuleringene har utdata hver 6.time mens observasjonene har målinger hver time. Grunnen til at gjennomsnittsverdien til observasjonene er regnet ut hver time og ikke for hver 6. time som for modellutdataene, er at en ikke skal miste eventuelle fluktuasjoner i observasjonene imellom hver 6.time, og dermed totalt sett få en riktigere gjennomsnittsverdi.

I Hammerfest, Honningsvåg, Mehamn og Berlevåg er avvikene til dels meget store ( $\sim 5-6$  m/s), noe en også kan se igjen i tabell 3 som viser gjennomsnittsfel og gjennomsnittlig absoluttfel til simulering B2 ved forskjellig horisontal oppløsning. Her kan en se at gjennomsnittlig absoluttfel på Slettnes også er ganske stor, selv om avviket i vindgjennomsnittet (figur 5.21b) og gjennomsnittsfelen (tabell 3) ikke overstiger 1 m/s uansett horisontal oppløsning. På Slettnes er det nemlig store vindvariasjoner som simuleringene altså ikke klarer å reprodusere (figur A.2 s.119). En annen ting å merke seg er at 9km-simuleringen er den som kommer ut med best resultat på de fleste stasjonene. Bare på Fruholmen, i Karasjok og Suolovuopmi ser det ut til at det hjelper med en finere oppløsning, for å få et mer nøyaktig vindresultat. Disse plassene er i tillegg til Alta de eneste plassene som ligger i mer åpne områder. Kautokeino og Suolovuopmi ligger midt inne på Finnmarksvidda, dvs. oppstrøms i forhold til luftstrømmen ut fjordene og over fjellene i Finnmark. Fruholmen ligger langt til havs utenfor Hammerfest, og er bare omgitt av mindre holmer og skjær med ikke altfor høye fjell. Plassene med mer komplisert topografi, som 1km- og 3km-simuleringen løser opp best, er dermed de plassene der disse simuleringene bommer mest. For å kunne forklare dette må en se på den lokale topografien, og hvordan simuleringene blir påvirket av denne, på hver enkelt plass.

Når det gjelder stasjonene Mehamn, Slettnes og Berlevåg, så vi allerede ved sammenligningen med SAR-bildene at simuleringene ga alt for lite vind i disse områdene (figur 5.6-5.8 og 5.14-5.16). Vindskyggen nedstrøms ble overdrevet i simuleringene. Jo finere oppløsning en hadde, jo kraftigere ble bølgebevegelsene og mindre ble vindminimumet i sentrum av vindskyggen (figur 5.18-5.20). Mens observasjonene her vil ha store svingninger mellom mye og lite vind fra dag til dag og time til time, vil simuleringene stort sett ha mindre vind i hele området til og med 21. januar (figur A.2 s.119). Når vindfeltet dreier mer sørvestlig den 22.januar, ser det imidlertid ut til at simuleringene øker vindstyrken noe, og kommer mer i takt med observasjonene (figur A.2 s.119). Som en så

<sup>21</sup> dvs.  $\sigma=0.9975$  når en bruker 36-vertikale nivåer, siden de horisontale hastighetene ligger på halve  $\sigma$ -flater.



Figur 5.21: Observert og simulert (B2) gjennomsnittsvind på bakkestasjonene rundt de 4 store fjordene i Finnmark ved bruk av forskjellig horisontal oppløsning. a) Gjennomsnittlig vindstyrke til observasjonene og simuleringene. b) Gjennomsnittlig simulert vindstyrke minus gjennomsnittlig observert vindstyrke. Forkortelsen bt betyr at Burk-Thompson er brukt som grenselagsskjema.

Stasjonsnavn	Gjennomsnittsfeil (MBE)			Gjennomsnittlig absoluttfeil (MAE)		
	1 km	3 km	9 km	1 km	3 km	9 km
$\Delta x =$						
Alta	-0.8	-0.2	-1.5	1.9	1.6	1.9
Hammerfest	-5.0	-6.2	-5.0	5.7	6.2	5.2
Fruholmen	-0.8	-0.6	-1.7	1.9	1.9	2.4
Banak	1.4	1.6	1.2	3.0	2.9	2.6
Honningsvåg	-4.3	-4.5	-2.3	4.5	4.7	3.0
Mehamn	3.1	2.0	1.7	4.1	3.3	3.1
Slettnes	0.8	0.6	-0.3	3.5	3.3	3.4
Berlevåg	6.5	5.4	1.8	7.1	6.4	4.8
Karasjok	-1.1	-1.6	-3.0	1.4	1.9	3.1
Suolovuopmi	-0.5	-0.8	-1.7	1.5	1.5	1.9
Gjennomsnitt	-0.1	-0.4	-1.1	3.5	3.4	3.1

Tabell 3: Gjennomsnittsfeil og gjennomsnittlig absoluttfeil til vindstyrken mellom observasjonene på de ulike bakkestasjonene og simulering B2 med forskjellig horisontal oppløsning. Gjennomsnittsfeilen er definert som summen av differansen mellom observerte og simulerte verdier, dividert med antall differanser (likn. 2.20 s.17). Negative verdier indikerer at simuleringene overdriver vindstyrken, mens positive verdier viser en underdrivelse. Gjennomsnittlig absoluttfeil er definert som summen av absoluttverdien til differansen mellom observerte og simulerte verdier, dividert med antall differanser (likn. 2.21 s.17)

i forrige seksjon, er 9km-simuleringen den simuleringen som klarer å løse opp fjellbølgene dårligst, samtidig som det også er den simuleringen som gir mest vind i vindskyggen. At dette skjer i et område hvor observasjonene ikke vil ha en slik stasjonær vindskygge, gjør derfor sitt til at det er den simuleringen som stemmer best i gjennomsnitt med det som ble observert. Dette gjelder iallfall for Mehamn og Berlevåg (figur 5.21). På Slettnes er derimot svingningene så store at gjennomsnittsverdien til 9km-simuleringen totalt sett blir for høy, mens de for 1km- og 3km-simuleringen er for lave. Det at gjennomsnittlig absoluttfeil er over 3 m/s på alle disse tre stasjonene (tabell 3) i alle simuleringene, gir også en indikasjon på at simuleringene klarer dårlig å reprodusere de lokale variasjonene som er observert hver 6.time.

Banak er den fjerde av stasjonene som gir for lite vind i simuleringene. Her er imidlertid gjennomsnittlig absoluttfeil mindre enn for de tre foregående stasjonene. Banak ligger i enden av en dal og starten av en fjord, omringet av fjell over 1000 moh. på begge sider. Dermed ligger stasjonen i en slags trakt. I motsetning til områdene rundt Nordkinnhalvøya og Berlevåg, ser det her ut til at fjellbølger i perioder slår ned på stasjonen i simuleringene, og skaper sterkere vind spesielt den 17. og 22. januar (figur A.2 s.119). 1km-simuleringen er simuleringen med sterkere vind i disse periodene, og fra området rundt Nordkinnhalvøya og Magerøya vet en at det er denne simuleringen som best klarer å løse opp eventuelle fjellbølger. I perioden imellom, spesielt på slutten av den 18.januar og begynnelsen av den 19.januar, ser det imidlertid ut til at simuleringene vil ha opptil

10 m/s mindre vind enn det som er observert (figur A.2 s.119). Her kan en også se at det er 9km-simuleringen som har mest vind i samme periode. At simuleringene også her har for mye dissipasjon som ødelegger fjellbølger som egentlig skulle slått ned på stasjonen, er derfor ganske sannsynlig. Dette kan en se igjen i figur 5.22 og 5.23 som viser et vertikalt tverrsnitt over Banak og Porsangerfjorden fra 1km-simuleringen den 19.januar 2006 kl.00Z. Banak ligger her lokalisert mellom fjellet til venstre på 600-700 meter og en mindre åskam nederst i fjordbotnen på rundt 100 meter (figur 5.27). Som en ser av figuren, går fjellbølgene langt over Banak som blir liggende i en grop med mindre vind.

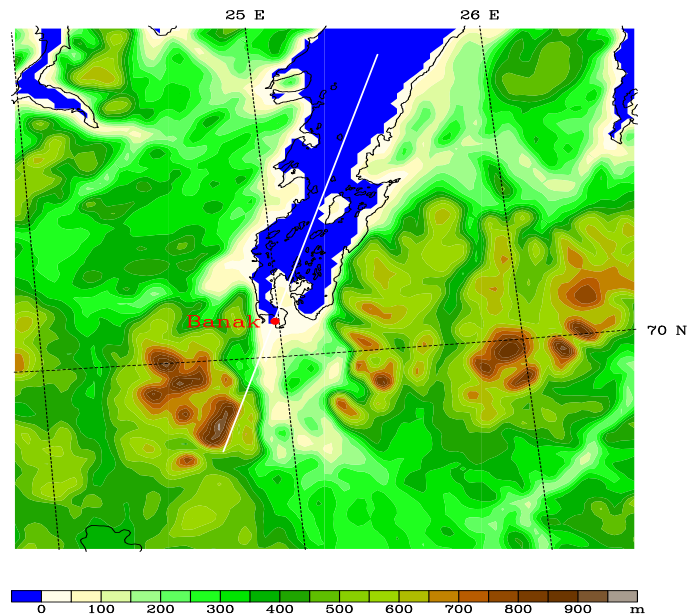
Studerer en i tillegg trykket redusert til havets nivå i 1km-simuleringen fra samme tidspunkt (figur 5.24), ser en at Banak akkurat ligger i en liten tunge med høyere trykk og mindre vind, altså et vindskyggeområde som ut i fra observasjonene ikke skulle vært der på dette tidspunktet.

Lenger ut i fjorden kan det se ut som vinden delvis slår ned fra fjellet øst for Banak og skaper kraftigere vind. En oversikt over temperaturen i nederste modellnivå (figur 5.25), viser også at det er betydelig varmere på østsiden og lenger ut i fjorden. I teoridelen så en nettopp at luft som synker, varmes opp adiabatisk. Trolig er det nettopp dette som her skjer i forbindelse med fjellbølgeaktivitet over fjellene på østsiden av Porsanger. En bekreftelse av dette får en også hvis en tar et snitt over fjellet øst for Banak og tvers over Porsangerfjorden i samme området (figur 5.26 og 5.27). Her ser en tydelig hvordan fjellbølgene slår ned på østsiden av fjorden, varmer opp luften og er med på å akselerere vinden opptil 15 m/s i fjordbunnen, bl.a. ved å bringe sørlig momentum ned i fjorden. På vestsiden av fjorden ser en at luften stiger, temperaturen er lavere og vinden normalt på snittet er helt nede i under 10 m/s ved bakken (figur 5.27).

I Hammerfest og Honningsvåg gir simuleringene mye kraftigere vind enn det som ble observert. I Hammerfest er i tillegg den simulerte vindretningen omtrent 30 grader feil (figur A.3 s.120). Mens observasjonene vil ha vinden mer fra en sør-sørvestlig retning rundt 200-210 grader, ligger simuleringene stort sett rundt sør (rundt en 170-180 grader). Grunnen til at en får en slik feil i vindretningen, ser ut til å være at simuleringene slår vinden ned fra fjellet oppstrøms av Hammerfest, i stedet for å presse luften rundt. Dette kan derfor også føre til en vindakselerasjon i simuleringene som egentlig ikke skulle vært der. En annen årsak til den høye vindstyrken i Hammerfest, kan være at simuleringene overdriver vindstyrken oppstrøms av fjell. Bak Hammerfest ligger nemlig et fjell på en 300-400 moh., og når luften strømmer mot dette fjellet og stiger, vil den normalt retardere. Årsaken til at en her ikke får en stor nok retardasjon, kan være at brattheten på fjellet ikke blir godt nok oppløst selv i 1km-simuleringen. Undersøkelser fra Island har imidlertid vist at simuleringer med MM5-modellen overdriver vindstyrken oppstrøms av slik fjell selv når en bruker en gitteravstand på 333 m og topografien er godt oppløst (Águstsson and Ólafsson, 2007).

Honningsvåg lufthavn derimot ligger rett på lesiden av et fjell uten å ligge oppstrøms av noe annet fjell i nærheten. I dette området så en når en sammenlignet med SAR-bildet kl.0901Z, at simuleringene lagde fjellbølger, men overdrev vindstyrken i sentrum av disse

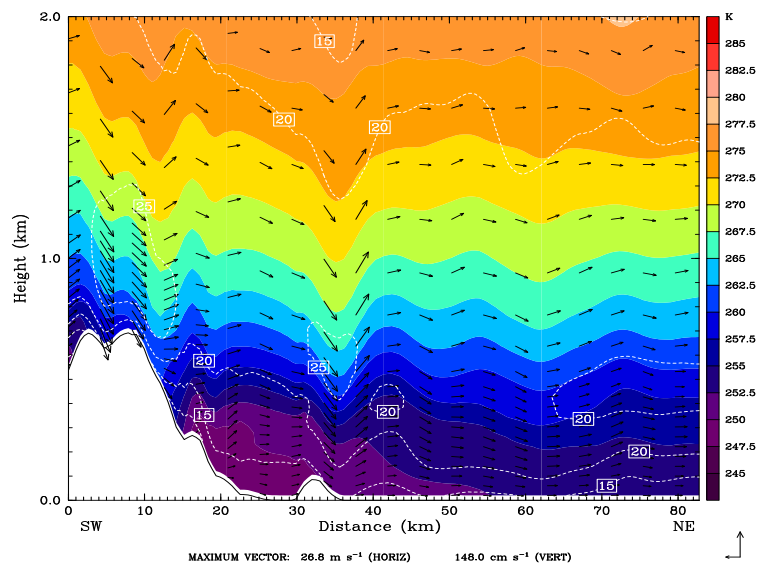




Figur 5.22: Området hvor det vertikale snittet over Banak og starten av Porsangerfjorden er tatt. Høydekonturer er hentet fra en 1km-simulering med en ekvidistanse på 50 m.

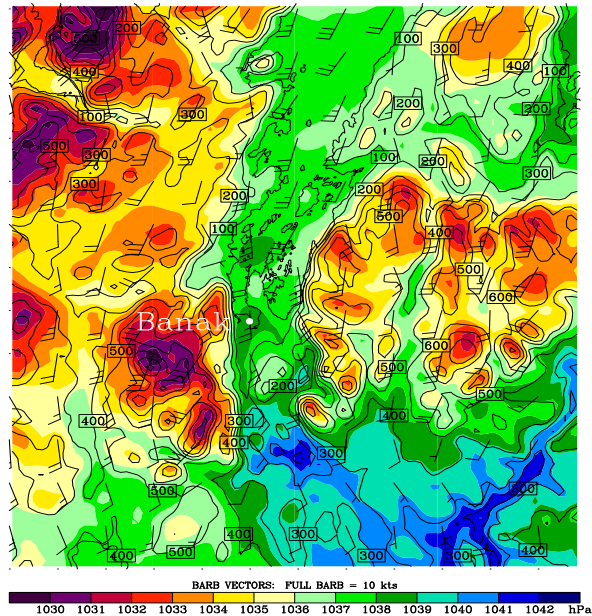
Fcst: 24.00

Valid: 0000 UTC Thu 19 Jan 06 (0100 LST Thu 19 Jan 06)



Figur 5.23: Vertikalt snitt over Banak og starten av Porsangerfjorden i B3s 1km-simulering 19.januar 2006 kl.00Z (hvit strek figur 5.22). Figuren viser potensiell temperatur (fargete konturer med 2.5 K mellom hver), vindstyrke parallelt med snittet (hvite stiplede konturer med 5 m/s mellom hver) med positiv retning mot høyre og vindpiler parallelt med snittet. Stasjonen Banak ligger omtrent plassert i  $x=28$  km.

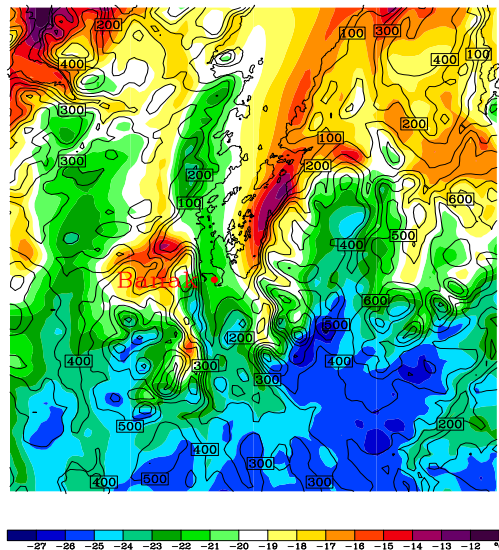
Fcst: 24.00 Valid: 0000 UTC Thu 19 Jan 06 (0100 LST Thu 19 Jan 06)



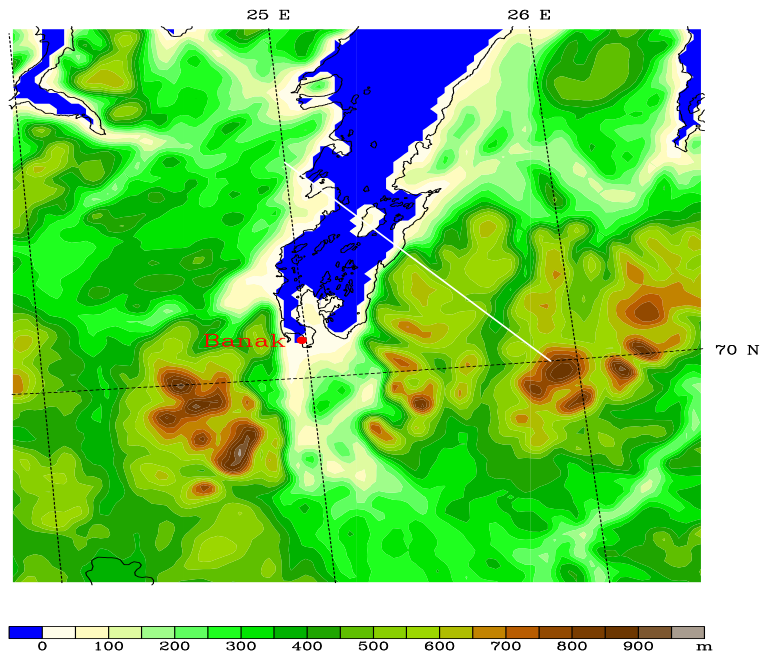
Figur 5.24: Trykket i hPa redusert til havets nivå (fargete konturer med 1 hPa mellom hver kontur) og vindvektorer fra nederste modellnivå (WHO standard med vindstyrke i knop) i hvert 8. gitterpunkt i området rundt Banak. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m. Simulering B3,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 19.januar kl.00Z.

Fcst: 24.00  
Temperature

Valid: 0000 UTC Thu 19 Jan 06 (0100 LST Thu 19 Jan 06)  
at sigma = 0.998

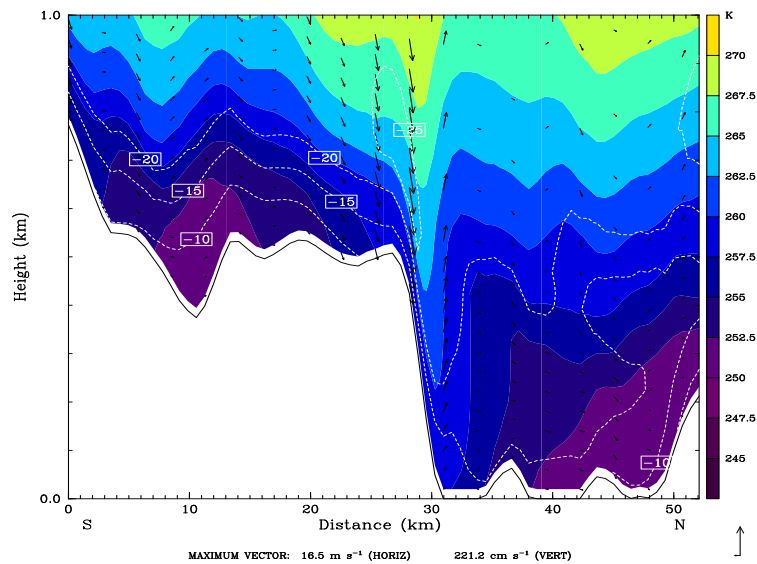


Figur 5.25: Temperaturen i nederste modellnivå  $\sigma=0.9975$  (fargete konturer med  $1^\circ\text{C}$  mellom hver kontur) i området rundt Banak. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m. Simulering B3,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 19.januar kl.00Z.



Figur 5.26: Området hvor det vertikale snittet fra fjellene øst for Banak og over Porsangerfjorden er tatt. Terrenget er hentet fra 1km-simuleringen med en ekvidistanse på 50 m.

Fest: 24.00 Valid: 0000 UTC Thu 19 Jan 06 (0100 LST Thu 19 Jan 06)



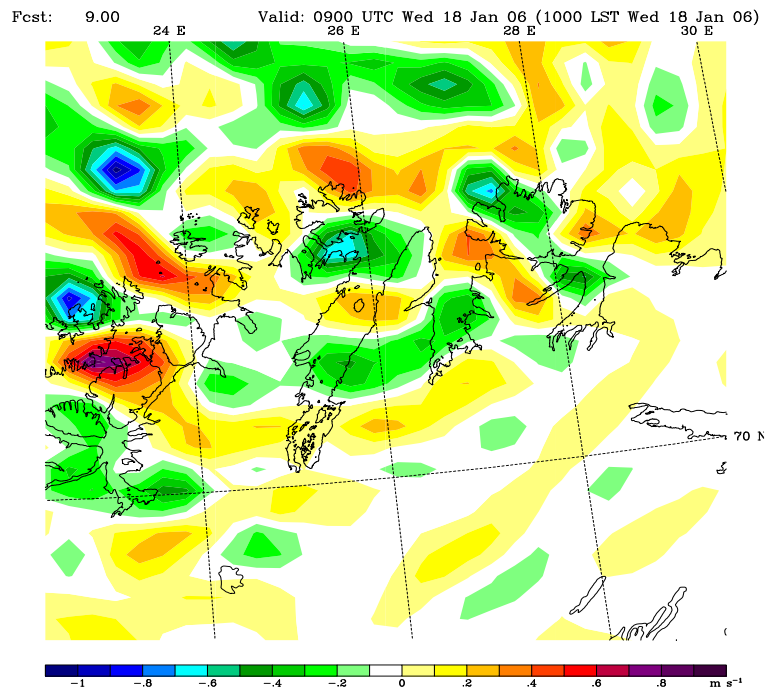
Figur 5.27: Vertikalt snitt fra fjellene øst for Banak og over Porsangerfjorden i B3s 1km-simulering 19.januar 2006 kl.00Z (hvit strek figur 5.26). Figuren viser potensiell temperatur (fargete konturer med 2.5 K mellom hver), vindstyrke normalt på snittet (hvite stiplede konturer med 5 m/s mellom hver kontur og positiv retning inn i papiret som tilsvare innover Porsangerfjorden) og vindpiler parallelt med snittet.

på opptil 10 m/s (boks 4 figur 5.5 og figur 5.6). Så stor er imidlertid ikke forskjellen mellom observasjonene og de tre ulike simuleringene i selve punktet der Honningsvåg lufthavn ligger (figur A.2 s.119). Noe som er verdt å merke seg, er at selv om 1km- og 3km-simuleringen gir for mye vind, følger disse to simuleringene vindmønsteret relativt godt i løpet av hele perioden. Med andre ord at vindstyrken i simuleringene stiger og synker i god takt med det som er observert. Dette gir en indikasjon på at fjellbølgene mest sannsynlig også slo ned på stasjonen i virkeligheten, men at amplituden på vindstyrken er for høy i simuleringene. At topografien heller ikke her blir riktig oppløst selv ved  $\Delta x = 1\text{ km}$ , kan være med å bira til dette.

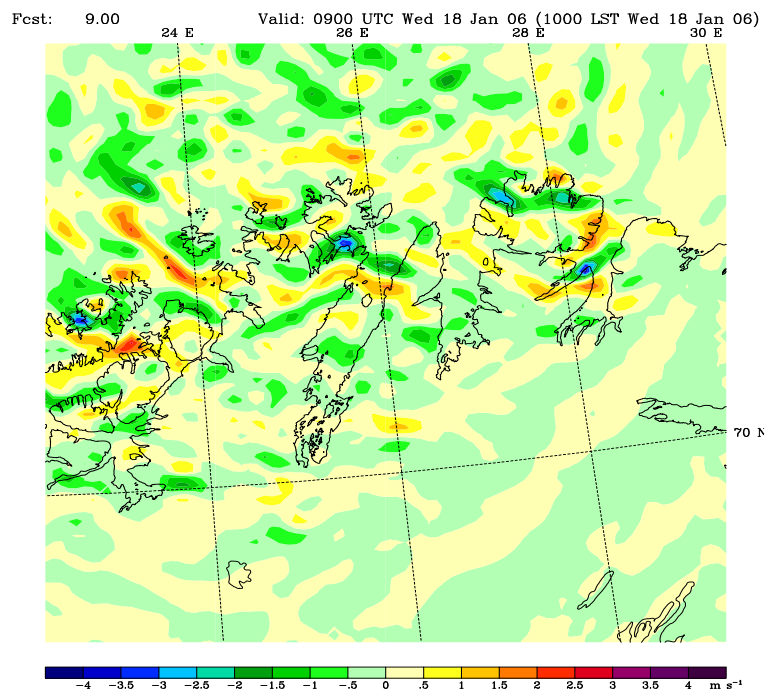
Når det gjelder Alta, gir simuleringene som i de andre åpne områdene en anelse for mye vind. Her er det imidlertid 3km-simuleringen som kommer nærmest når det gjelder gjennomsnittsvind og har minst gjennomsnittlig absoluttfeil (figur 5.21 og tabell 3). At det ikke er 1km-simuleringen som gir best resultat, kan være tilfeldig. I all hovedsak er det liten forskjell mellom de tre simuleringene her, og alle ligger ganske nært det som ble observert. Alta ligger på samme måte som Banak i enden av en dal og starten av en fjord. Forskjellen er imidlertid at Altadalen og Altafjorden er noe åpnere og bredere, og ikke har like høye fjell på hver side av dalen. Dette gjør at traktformasjonen ikke er like tydelig. I tillegg får ikke fjellbølger samme mulighet til å slå ned og akselerere vinden. Dette fører til at vinden generelt sett ikke blir like sterk her som i Banak.

#### 5.2.4 Bruk av enveis- vs. toveis-nøsting

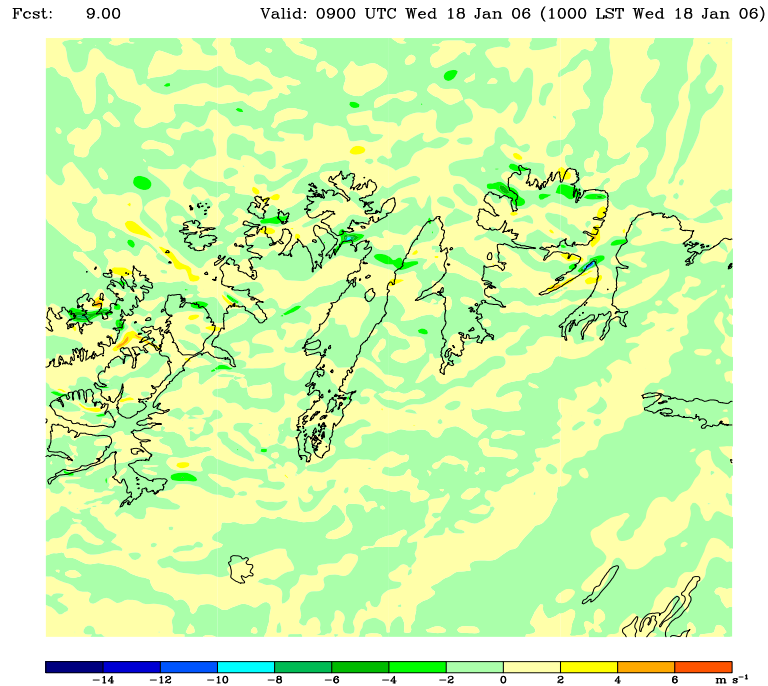
I alle sammenligningene med ulik horisontal resolusjon er det brukt toveis-nøsting. Dette betyr at en i disse sammenligningene ikke har tatt hensyn til påvirkningen de finere domenene har på de grovere, og hvordan dette igjen påvirker resultatene i de finere domenene ved neste tidssteg (kap. 3.1.4 s.21). I simulering B5 er det imidlertid blitt kjørt en simulering med enveis-nøsting. Sammenligner en denne med simulering B3 som er kjørt med toveis-nøsting, f.eks. ved det samme tidspunktet som det første SAR-bildet er tatt, ser en at forskjellene mellom de to kjøringene ikke er spesielt store (figur 5.28, 5.29 og 5.30). I 9km-domenet ser en at påvirkningen fra de finere domenene den 18. januar kl.09Z, når en har toveis-nøsting, kun er på opptil  $\pm 1\text{ m/s}$  (figur 5.28). Påvirkningen på 3km-domenet når en bruker toveis-nøsting, er noe større, men aldri mer enn 4 m/s på enkelte få plasser og for det meste rundt  $\pm 1\text{ m/s}$  (figur 5.29). I det innerste domenet er også forskjellene mellom de to simuleringene små ( $\pm 2\text{ m/s}$ ), men på enkelte plasser gir enveis-nøsting fra 6 m/s mindre opptil 14 m/s mer vind enn toveis-nøsting (figur 5.30). Hvis en studerer forskjellene på andre tidspunkt, kan en se at forskjellene ikke endrer seg spesielt mye. Med unntak av noen få steder er derfor vinden i enveis-nøsting omtrent lik vinden i toveis-nøsting. På alle bakkestasjonen er forskjellen mindre enn  $\pm 0.3\text{ m/s}$  (tabell 4). Derfor er det fullt mulig å bruke toveis-nøsting i en sammenligning av effekten som den horisontale resolusjonen har på vindfeltet, slik det er gjort i tidligere seksjoner.



Figur 5.28: Differansen i vindstyrke fra nederste modellnivå (fargete konturer med 0.1 m/s mellom hver) mellom simulering B3 med toveis-nøsting og simulering B5 med enveis-nøsting (B3-B5) den 18. januar kl. 09Z med  $\Delta x = 9\text{km}$ .



Figur 5.29: Differansen i vindstyrke (fargete konturer med 0.5 m/s mellom hver) mellom simulering B3 med toveis-nøsting og simulering B5 med enveis-nøsting (B3-B5) den 18. januar kl. 09Z med  $\Delta x = 3\text{km}$ .



Figur 5.30: Differansen i vindstyrke (fargete konturer med 2 m/s mellom hver) mellom simulering B3 med toveis-nøsting og simulering B5 med enveis-nøsting (B3-B5) den 18. januar kl. 09Z med  $\Delta x = 1\text{km}$ .

Stasjonsnavn	Differanse i gjennomsnittsvind (m/s)		
	$\Delta x = 1\text{ km}$	$\Delta x = 3\text{ km}$	$\Delta x = 9\text{ km}$
Alta	-0.07	-0.04	0.00
Hammerfest	0.04	0.03	0.00
Fruholmen	0.19	0.10	0.00
Banak	0.07	0.02	0.00
Honningsvåg	0.02	-0.07	-0.06
Mehamn	-0.17	-0.26	-0.15
Slettnes	0.09	0.13	-0.04
Berlevåg	0.24	0.12	0.02
Karasjok	0.01	-0.01	-0.04
Suolovuopmi	-0.01	-0.02	0.00
Gjennomsnitt	0.04	0	-0.03

Tabell 4: Differansen i gjennomsnittsvind mellom simulering B3 den 18. januar som bruker toveis-nøsting og simulering B5 som bruker enveis-nøsting ved forskjellig horisontal oppløsning (B3-B5).

### 5.3 Endring av sjøtemperatur.

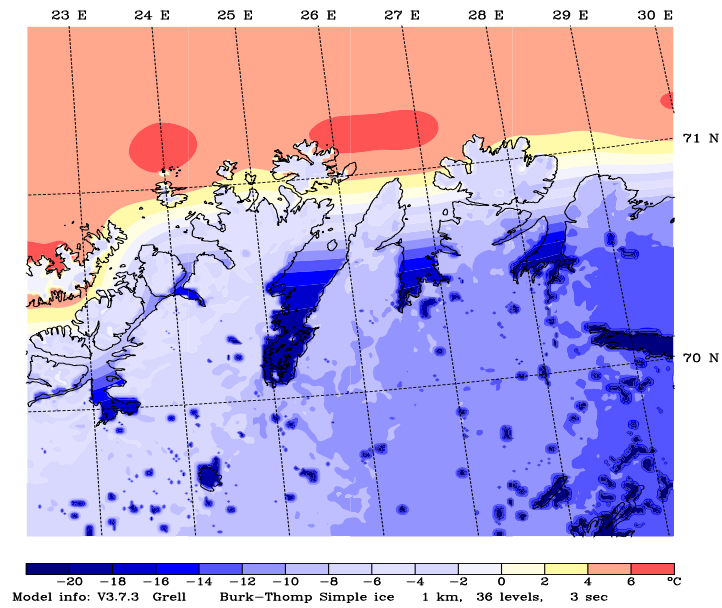
I de fleste simuleringene som er brukt her (A1, A2, B1-B5 og B9), henter MM5-modellen sjøtemperaturen fra ECMWF-data. Dette gjøres slik at sjøtemperaturen ute i Barentshavet settes til å være 4 til 6 grader, noe som stemmer godt overens med det som ble observert (figur A.5 s.122). Men siden dataene fra ECMWF har stor avstand mellom gitterpunktene ( $\Delta x=25\text{km}$ ), løser den ikke opp fjordene i Finnmark. Dermed klarer den heller ikke å sette riktig sjøtemperatur her. I stedet lager den store gradienter innover fjordstrøkene slik at temperaturen i de indre delene av de lengste fjordene blir veldig lav, i underkant av  $-20^\circ\text{C}$  (figur 5.31). Siden havstrømmen opp langs Norskekysten bidrar til en så høy temperatur at fjordene ikke fryser, fører dette til en mye lavere temperatur i fjordbotnene i disse simuleringene enn det som ble observert. For å undersøke hvilken effekt denne feilen har, og samtidig undersøke sensitiviteten luftstrømmen har til overflatetemperaturen i fjordene, er sjøtemperaturen i noen simuleringer (B7 og B8) satt overalt til å være  $+5^\circ\text{C}$  (figur 5.32). Dette stemmer sannsynligvis heller ikke helt med virkeligheten, siden temperaturen i fjordbotnene nok er lavere enn langs kysten, men en sjøtemperatur på 5 grader ligger sannsynligvis mye nærmere virkeligheten enn  $-20$  grader gjør, slik ECMWF-modellen vil ha det. Det neste spørsmålet er om denne endringen av sjøtemperatur har noen effekt for vindstyrken ved bakken. For å kunne besvare dette spørsmålet, er det også blitt kjørt en simulering (B6) med en sjøtemperatur på  $-33^\circ\text{C}$  overalt, for å se om den gir mindre vind enn simuleringen med uendret sjøtemperatur (B3) og simuleringen med sjøtemperatur lik  $+5^\circ\text{C}$  (B7). Resultatene fra kjøringene med endret sjøtemperatur kan sees i de to påfølgende seksjonene.

#### 5.3.1 SST= $+5^\circ\text{C}$

Hvis en tar utgangspunkt i vindmønsteret den 18.januar kl.0900Z, dvs. på samme tidspunktet som det første SAR-bildet ble tatt, ser en i figur 5.35 vindstyrken i 1km-simuleringen når sjøtemperaturen er satt overalt til å være  $+5^\circ\text{C}$ . Figur 5.34 viser differansen mellom vindstyrken til simuleringen med en sjøtemperatur på  $+5^\circ\text{C}$  (figur 5.35) og en simulering med en sjøtemperatur hentet fra ECMWF-analyser (figur 5.6). En legger merke til at der hvor sjøtemperaturen i de to simuleringene skiller seg fra hverandre (figur 5.33), også er der hvor vindstyrken i de to simuleringene skiller seg mest fra hverandre. Når sjøtemperaturen er på  $+5^\circ\text{C}$  inne i fjordene, der simulering B3 har en sjøtemperatur på en  $-15^\circ\text{C}$  til  $-20^\circ\text{C}$  (figur 5.31), ser en hvordan vindstyrken øker med opptil 8 m/s som følge av en høyere sjøtemperatur. Dette er spesielt tydelig i Porsangerfjorden. At SAR-bildet her har en vindstyrke 7-8 m/s høyere enn i simuleringen med uendret sjøtemperatur (figur 5.5), kan tyde på at det nettopp er feilen i sjøtemperatur som bidrar til denne underestimerte vindhastigheten i simuleringen med uendret sjøtemperatur.

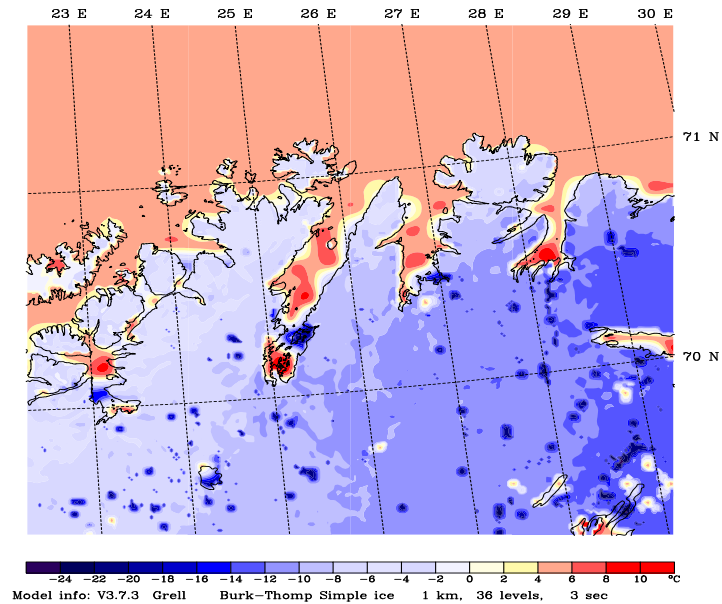
Ser en på de vertikale forholdene i Porsangerfjorden (figur 5.36), kan en se hvordan en høyere sjøtemperatur bidrar til å gjøre det nederste luftlaget mindre stabilt ved at den potensielle temperaturen blir mer konstant, i stedet for å øke med høyden. Mindre stabilitet bidrar til at momentum fra høyere luftlag får mulighet til å bli blandet ned

Dataset: 1km RIP: sst Init: 0000 UTC Tue 17 Jan 06  
 Fcst: 0.00 Valid: 0000 UTC Tue 17 Jan 06 (0100 LST Tue 17 Jan 06)  
 Ground/sea-surface temperature



Figur 5.31: Sjøtemperaturen (fargete konturer med  $2^{\circ}\text{C}$  mellom hver) hentet fra ECMWF-analyse. Denne sjøtemperaturen er brukt i simuleringene A1, A2, B1-B5 og B9.

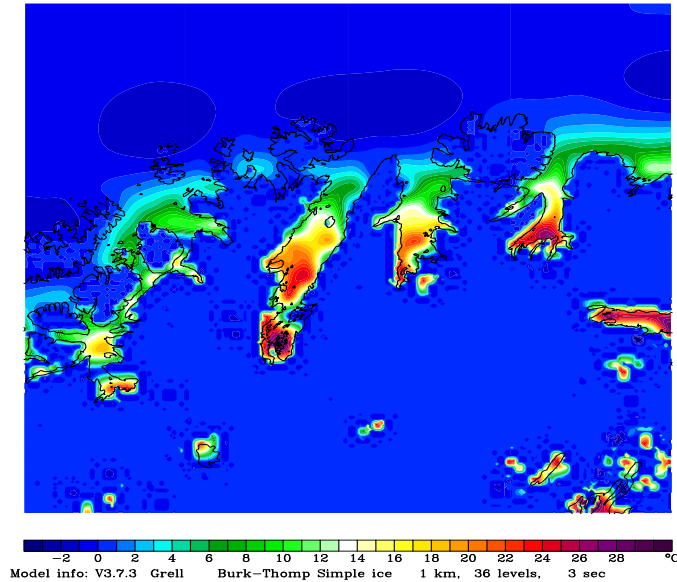
Dataset: 1km RIP: sst Init: 0000 UTC Tue 17 Jan 06  
 Fcst: 0.00 Valid: 0000 UTC Tue 17 Jan 06 (0100 LST Tue 17 Jan 06)  
 Ground/sea-surface temperature



Figur 5.32: Sjøtemperaturen (fargete konturer med  $2^{\circ}\text{C}$  mellom hver) satt konstant lik  $+5^{\circ}\text{C}$  overalt der det er sjø. Denne sjøtemperaturen er brukt i simulering B7 og B8.

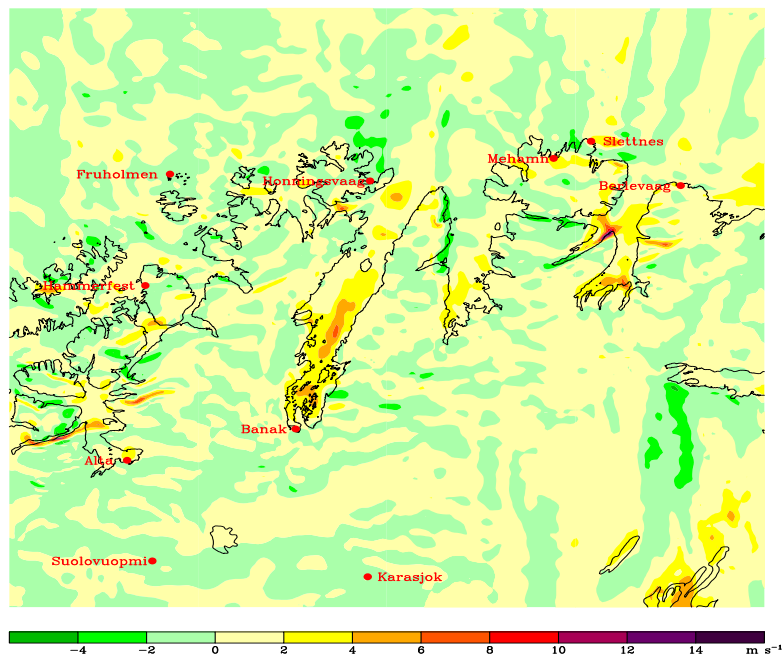


Dataset: 1km RIP: sst diff Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Fcst: 0.00 Valid: 0000 UTC Wed 18 Jan 06 (0100 LST Wed 18 Jan 06)  
 Ground/sea-surface temperature  
 (diff. from case=1km, time= 0.00)

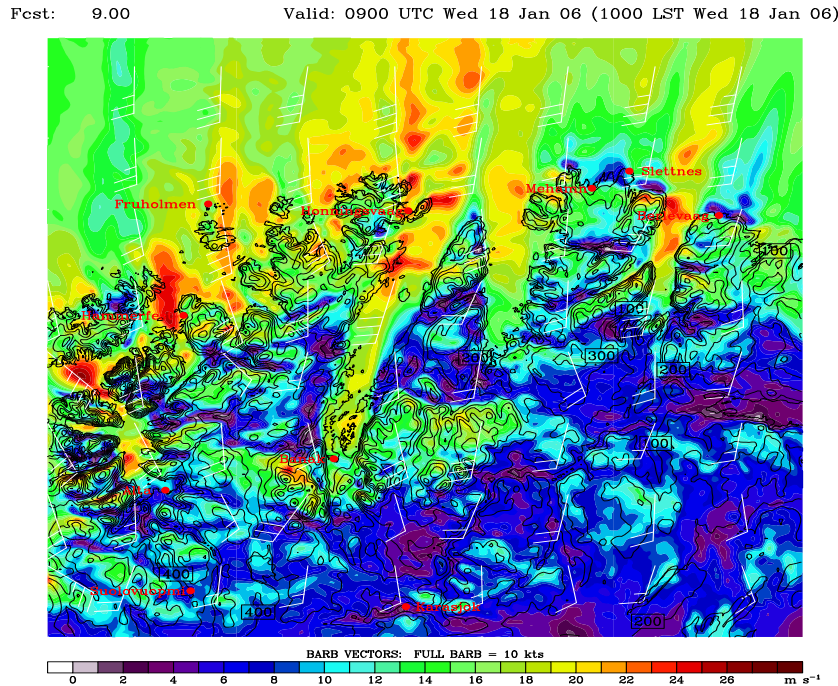


Figur 5.33: Differansen i sjøtemperatur (fargete konturer med 1°C mellom hver kontur) mellom 1km-simuleringen til B7 med SST=+5°C (figur 5.32) og B3 med uendret SST (figur 5.31) (B7-B3).

Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)



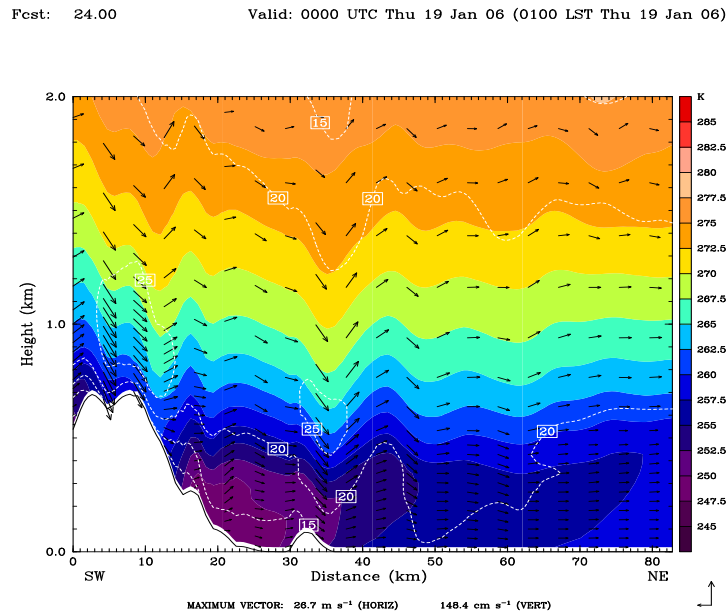
Figur 5.34: Differansen i vindstyrke fra nederste modellnivå (fargete konturer med 2 m/s mellom hver kontur) mellom simulering B7 med SST=+5°C (figur 5.35) og B3 med uendret SST (figur 5.6) (B7-B3),  $\Delta x=1\text{km}$ , 18.januar kl.0900Z



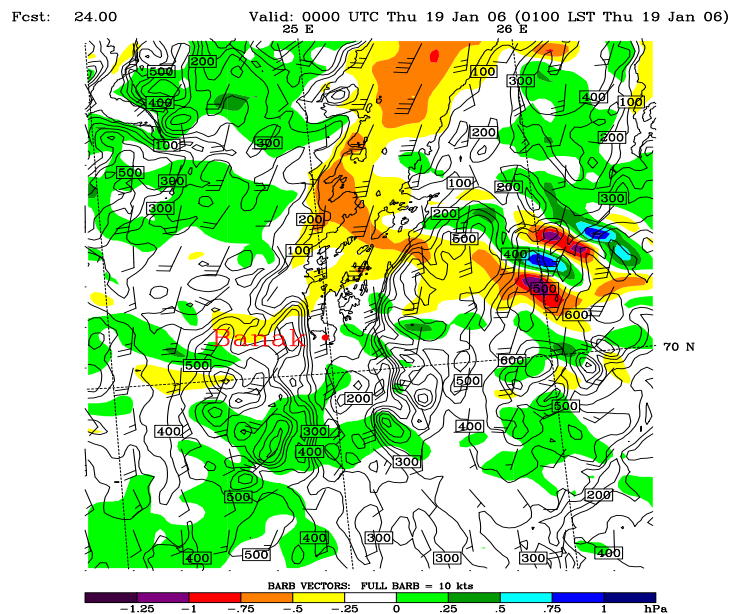
Figur 5.35: Vindstyrke, vindvektorer og høydekonturer som i figur 5.6 (s.46), men i simulering B7 med SST=+5°C.

til luftlagene ved bakken. Sammenlignet med figur 5.23 kan en nå (figur 5.36) tydelig se hvordan både vind og potensiell temperatur er mer konstant med høyden ute i fjorden i de nederste luftlag, noe som tyder på mer blanding. Høyere vindstyrke ved bakken er en naturlig konsekvens av dette.

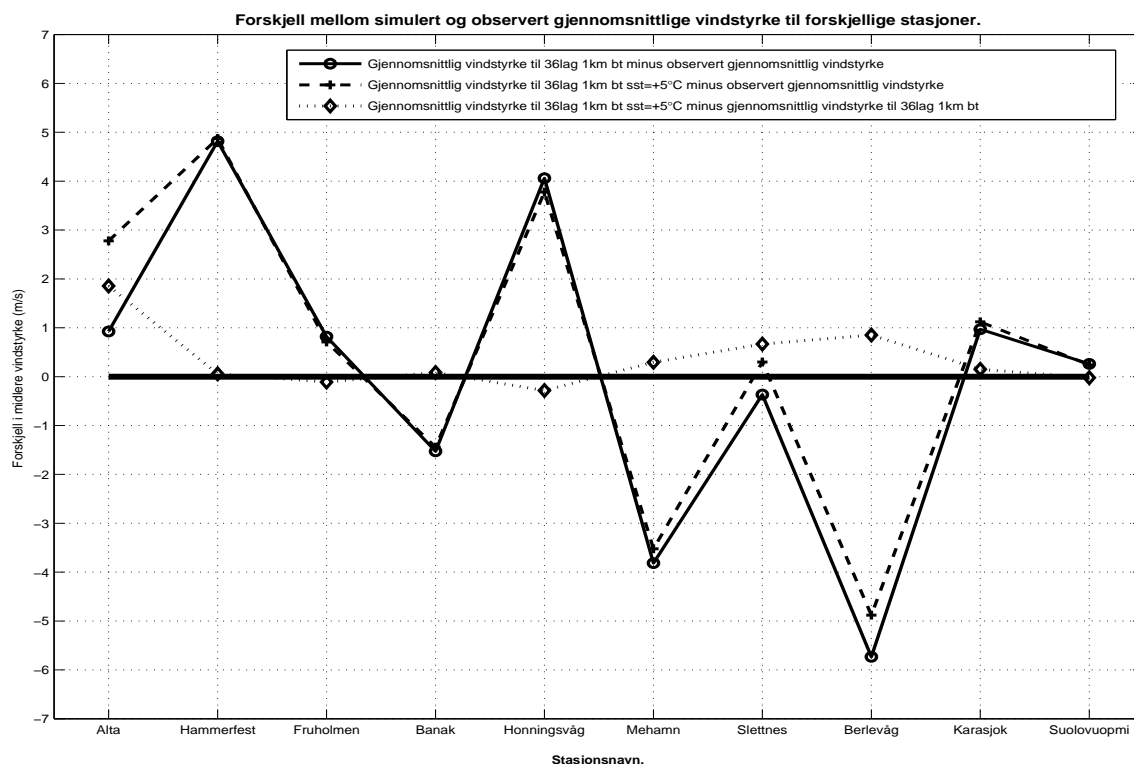
En annen effekt som kan være med på å bidra til at vinden er sterkere der hvor sjøtemperaturen i fjordene er høyere, er lavere trykk pga. høyere temperatur ved bakken og dermed større horisontal trykkgradient. Spørsmålet er imidlertid hvor mye denne effekten bidrar med i forhold til effekten av den vertikale blandingen. Figur 5.37 viser trykkdifferansen mellom de to simuleringene til trykket redusert til havets nivå. Trykkdifferansen ute i fjorden er på det meste 0.75 hPa mens trykkdifferansen over land er neglisjerbar. Her kan en anta at dalen og fjorden utgjør en slags trakt, og avstanden ut til Reinøya (figur 1.1 s.3) fra starten av trakta kan en sette til å være på omtrent 50 km. Trykkdifferansen i simuleringen med uendret sjøtemperatur (B3) mellom disse to punktene er omtrent på 5 hPa (figur 5.24 s.61), og hastigheten over innlandet  $u_0$  kan estimeres til å være 5 m/s (figur 5.24 s.61). Bruker en at temperaturen er omtrent 250K og trykket 1040 hPa (figur 5.25 og 5.24 s.61), får en at tettheten til tørr luft er 1.45 kg/m<sup>3</sup> ved å bruke likningen for en ideel gass ( $\rho = \frac{p}{RT}$ , likn. 1.17 i Holton (2004)). Hvis en bruker Bernoullis likning uten friksjon (likn. 2.15 s.14), får en da at hastigheten 50 km ut i trakta pga. trykkdifferansen blir 26.7 m/s. Selv om det er en høydedifferanse på omtrent 300 meter mellom start- og slutt punktet for utregningen her, kan en som en grov tilnærming bruke likn. 2.15 (s.14), når en bruker trykkverdier som er redusert til havets nivå. Øker en trykkdifferansen til å



Figur 5.36: Vertikalt snitt som i figur 5.23 s.60 (hvit strek figur 5.22 s.60), men her i simulering B7 med SST=+5°C.



Figur 5.37: Differansen i trykket (fargete konturer med 0.25hPa mellom hver kontur) redusert til havets nivå mellom 1km-simuleringen til B7 (med SST=+5°C) og B3 (med uendret SST) 19.januar kl.00Z (B7-B3). Vindvektorer fra nederste modellnivå (WHO standard med vindstyrke i knop) er vist fra hvert 8. gitterpunkt og er hentet fra 1km-simuleringen til B7. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m.



Figur 5.38: Differansen mellom gjennomsnittlig vindstyrke observert 10 meter over bakken på de meteorologiske stasjonene, og vindstyrken fra nederste modellnivå til B2s 1km-simulering med uendret SST (heltrukket linje) og B8s 1km-simulering med  $SST=+5^{\circ}C$  (stiplet linje) fra samme område. Prikket linje viser differansen mellom de to simuleringene (B8-B2).

være 5.75 hPa, gir likningen oss en slutthastighet på 28.6 m/s. Som antydnet i teoridelen (kap. 2.2.3 s.14) er disse hastighetene en får fra denne likningen for høye bl.a. fordi en ikke har tatt hensyn til friksjon. En kan likevel se at forandringen ved å øke trykkdifferansen til å være 5.75 hPa, ikke bidrar med mer enn 1.9 m/s selv når en bruker en slik grov tilnærming.

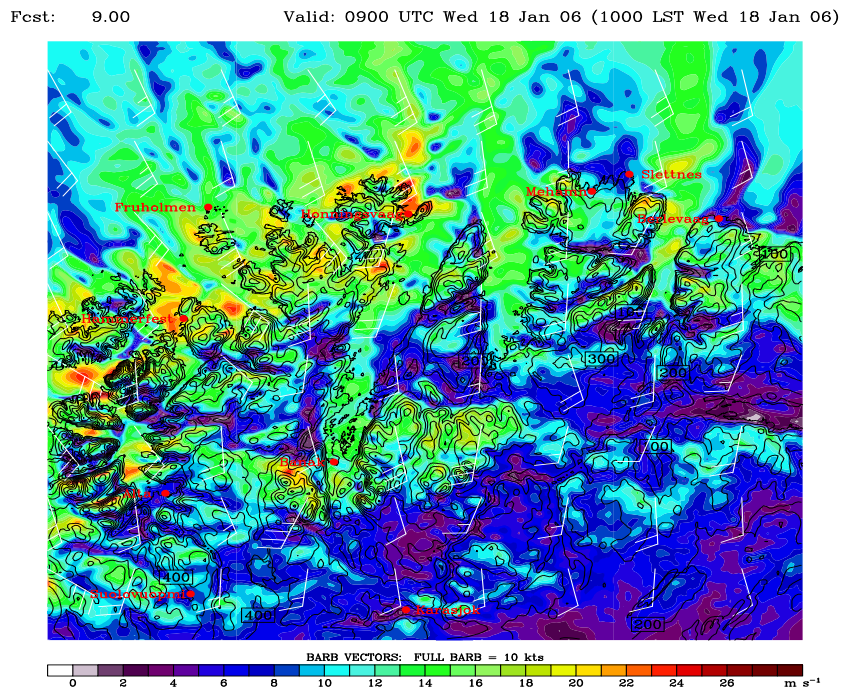
Skal en ta hensyn til friksjonen, er problemet å finne en god tilnærming til eddyviskositeten  $K$  i likn. 2.16 (s.14). Siden en har et stabilt grenselag over land, og et mer nøytralt over sjøen når sjøtemperaturen er  $+5^{\circ}C$ , vil denne også variere. Som en grov tilnærming kan en sette høyden til grenselaget til å være 400 meter, noe som iallfall stemmer over sjøen i simuleringen med  $+5^{\circ}C$  (figur 5.36). Ved å bruke en dragkoeffisient  $C_D = 0.7 \times 10^{-3}$  for vind i 10 meters høyde over sjø (tatt fra tabell 7.3 i Stull (1988)), får man en eddyviskositet lik  $4.9 \times 10^{-6} m^{-1}$ . Bruker en nå likning 2.16 (s.14) med de samme verdiene som over, finner en at hastigheten i de to tilfellene øker fra 23.6 m/s til 25.3 m/s, altså en differanse på 1.7 m/s når en har tatt hensyn til friksjon. Selv om vindstyrken også nå blir for høy, er det tydelig at hastighetsøkningen på opptil 8 m/s som følge av en høyere sjøtemperatur i Porsangerfjorden, i mindre grad kan skyldes den økte horisontale trykkgradienten. Vertikal momentumtransport pga. en mindre stabil sjiktning ser derfor ut til å være det viktigste bidraget når en øker sjøtemperaturen.

Ser en på hvordan vindstyrken på de ulike bakkestasjonene forandrer seg når en endrer sjøtemperaturen til å være  $+5^{\circ}\text{C}$ , ser en at gjennomsnittsvinden når  $\Delta x=1\text{km}$ , stort sett blir høyere, bortsett fra i Honningsvåg og på Fruholmen (figur 5.38). Her vil nemlig en konstant sjøtemperatur på  $+5^{\circ}\text{C}$  bidra til å redusere sjøtemperaturen i forhold til simuleringen med uendret SST (figur 5.33 s.68), og dermed gi mindre nedblanding av momentum. I sjøområdene i nærheten av de andre stasjonene vil imidlertid den nye sjøtemperaturen være høyere enn sjøtemperaturen i simuleringen med uendret SST. Unntaket er innlandsstasjonene Karasjok og Suolovuopmi som ligger et godt stykke fra havet, men her er også forskjellene mellom simuleringene minimale. På Slettnes, på Banak, i Mehamn og i Berlevåg der vindgjennomsnittet var for lavt i simuleringen med uendret SST, fører den økte sjøtemperaturen til en høyere gjennomsnittsvind, og stemmer derfor bedre med gjennomsnittlig observert vind. I Alta og Hammerfest hvor gjennomsnittsvinden var for høy i simuleringen med uendret SST, bidrar den høyere sjøtemperaturen til en enda høyere gjennomsnittsvind, og avviker derfor mer fra den observerte verdien. Totalt sett er imidlertid forskjellen i gjennomsnittsvinden mellom de to 1km-simuleringene små på stort sett alle stasjonene. Dette tyder på at feilen i sjøtemperatur på disse stasjonene ikke er det største bidraget til feilen som simuleringene gjør her.

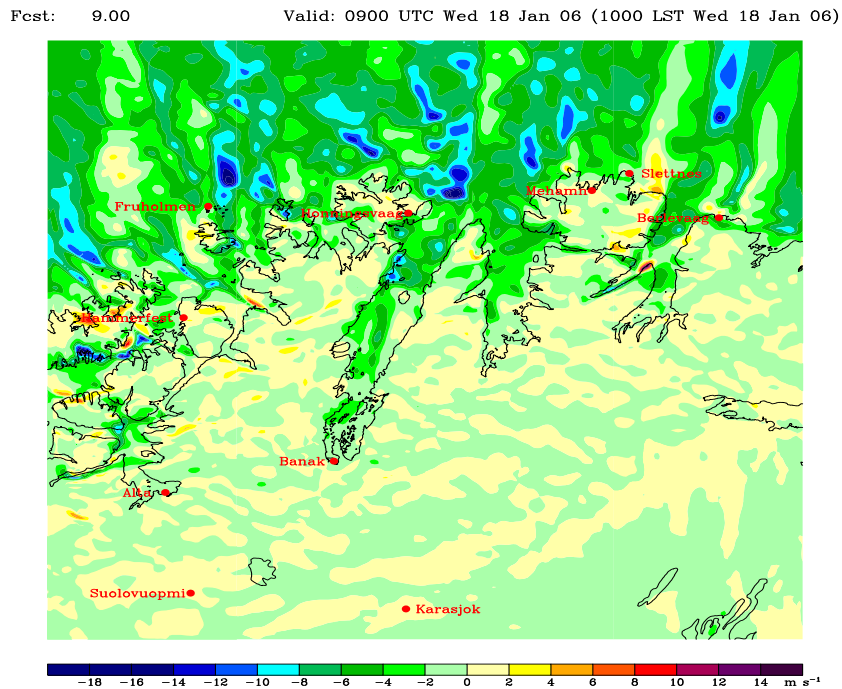
### 5.3.2 SST= $-33^{\circ}\text{C}$

I simulering B6 er sjøtemperaturen satt overalt til å være  $-33^{\circ}\text{C}$ . Studerer en vinden i nederste modellnivå fra denne simuleringen den 18. januar kl. 09Z, dvs. samtidig som det første SAR-bildet ble tatt (figur 5.39), ser en at vinden mange plasser er veldig redusert. De kraftige vindmaksimaene ut Rognsundet, vest for Hammerfest og øst for Honningsvåg kan fremdeles sees, men vinden er ca. 2-3 m/s lavere enn i simulering B3 (figur 5.40). Ute i Barentshavet er vinden stort sett også lavere, bortsett fra på de stedene der hvor simulering B3 har vindskygger. Dette gjelder særlig i området nord for Sørøya og rett nord for Slettnes (figur 5.14 s.52) hvor simuleringen med SST= $-33^{\circ}\text{C}$  har en 2-4 m/s mer vind enn simuleringen med uendret SST (simulering B3).

Går en derimot 100 meter over bakken, ser en et helt annet bilde (figur 5.41 og 5.42). Her kan en se hvordan vind på over 25 m/s blåser ut fjorder og sund i dette nivået når sjøtemperaturen er lavere. Grunnen til dette er at når en har en så lav sjøtemperatur som her, skaper det en sterk inversjon i det nederste luftlaget som lufta i 100 meters høyde blir flytende over. Dermed merker lufta i mindre grad friksjonen ved bakken, og det blir mindre vertikal blanding av momentum. Denne forskjellen ser ut til å bli størst i utkanten av fjordene, der vinden som blir kanalisert av fjordtraktene ikke lenger ser ut til å bli blandet ned til bakken. Bl.a. kan en se at vinden ut Laksefjorden og Tanafjorden er opptil 10 m/s sterkere i denne simuleringen i dette nivået i forhold til simuleringen med uendret SST (figur 5.42). Innerst i fjordene, der begge simuleringene har en lav sjøtemperatur og dermed en inversjon med lite vertikal blanding, er ikke forskjellen like stor. Dette kan en se igjen om en sammenligner det vertikale snittet over Banak og de indre delene av Porsangerfjorden i simuleringen med SST= $-33^{\circ}\text{C}$  (figur 5.43) med det

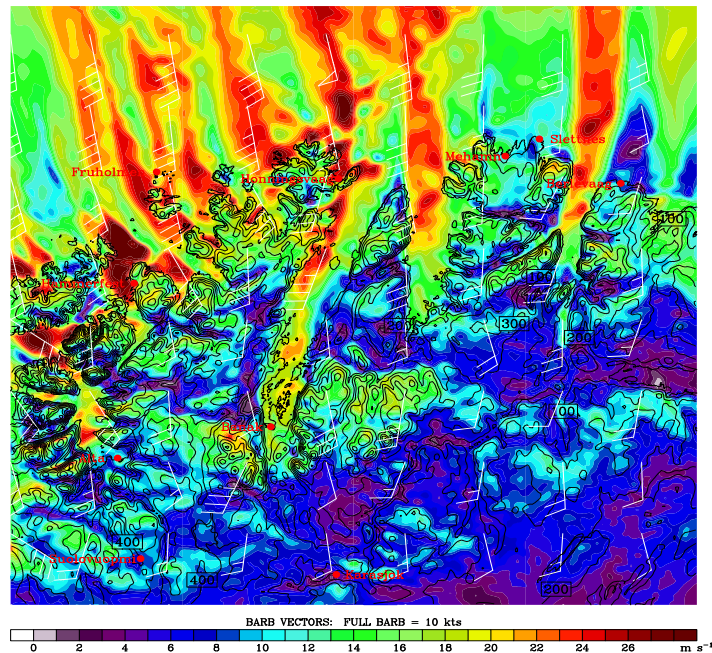


Figur 5.39: Vindstyrke, vindvektorer og høydekoturer som i figur 5.6 (s.46), men i simulering B6 med SST=-33°C.



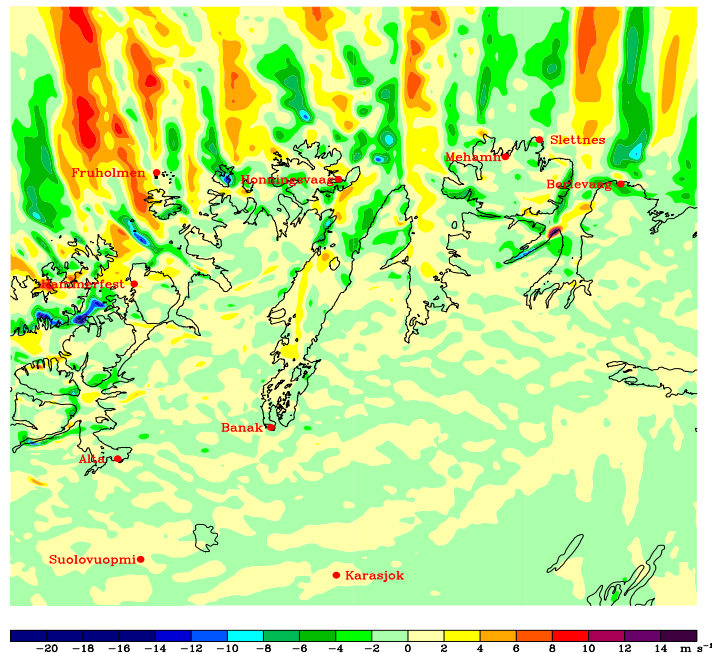
Figur 5.40: Differansen i vindstyrke (fargete konturer med 2 m/s mellom hver) i nederste modellnivå mellom simulering B6 med SST=-33°C og B3 med uendret SST (B6-B3),  $\Delta x=1\text{km}$ , 18.januar kl.0900Z

Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)



Figur 5.41: Vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer (WHO standard med vindstyrke i knop) i hvert 30. gitterpunkt i  $z=100$  m til simulering B6 (med  $SST=-33^{\circ}C$ ),  $\Delta x=1$  km, 18.januar kl.0900Z. Svarte høydekoturer har ekvidistanse på 100 m. Røde navn markerer meteorologiske stasjoner i området.

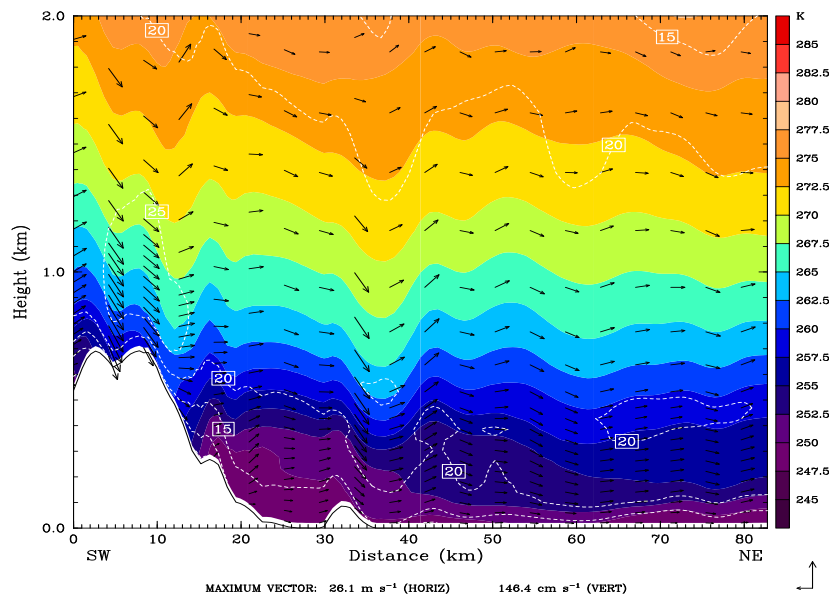
Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)



Figur 5.42: Differansen i vindstyrke (fargete konturer med 2 m/s mellom hver) i  $z=100$  m mellom simulering B6 med  $SST=-33^{\circ}C$  og B3 med uendret SST ( $B6-B3$ ),  $\Delta x=1$  km, 18.januar kl.0900Z

Fcest: 24.00

Valid: 0000 UTC Thu 19 Jan 06 (0100 LST Thu 19 Jan 06)



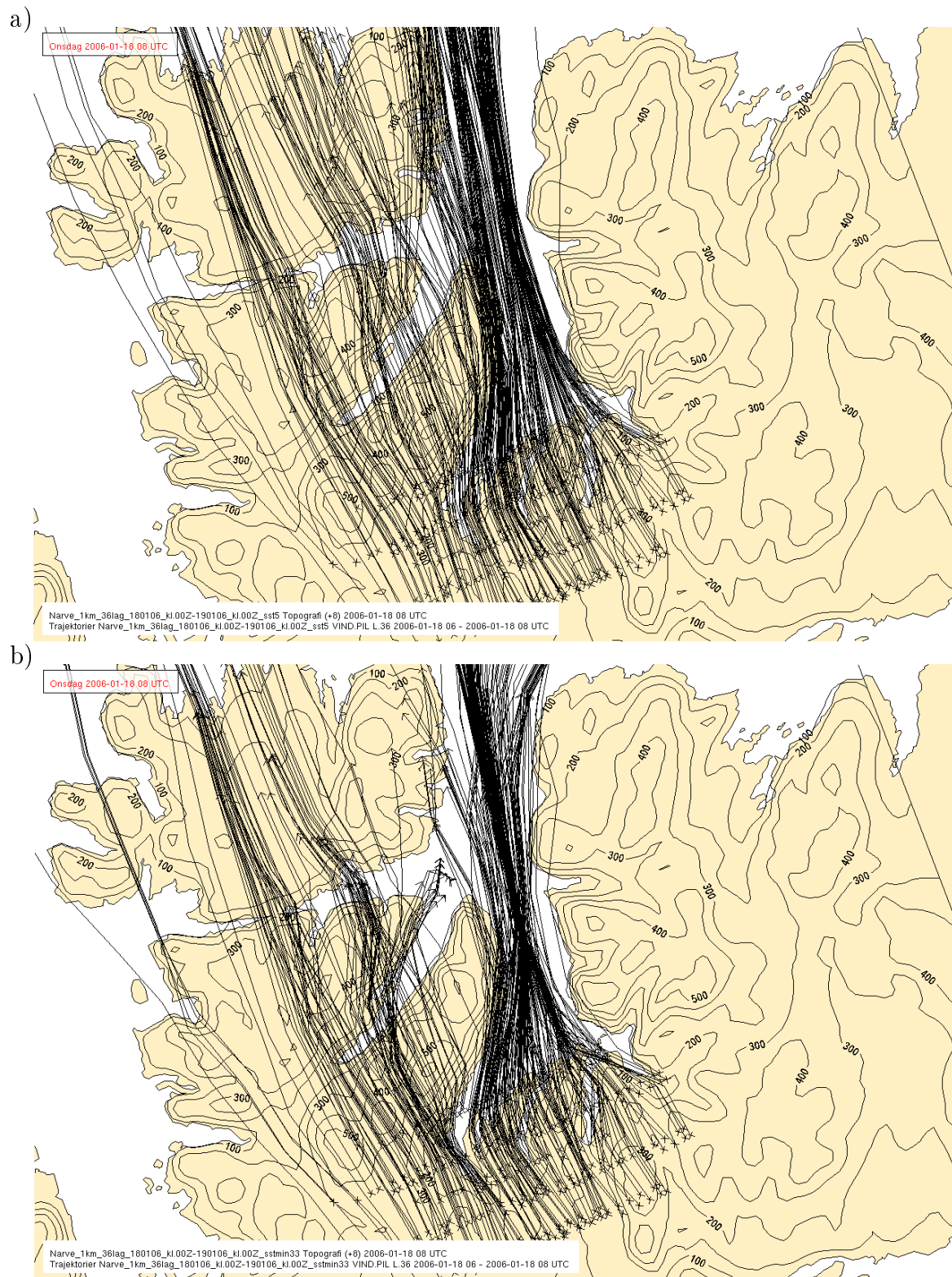
Figur 5.43: Vertikalt snitt som i figur 5.23 s.60 (hvit strek figur 5.22), men her i simulering B6 med SST =  $-33^{\circ}\text{C}$ .

samme snittet i simuleringen med uendret sjøtemperatur (figur 5.23 s.60). Her kan en se hvordan isentropene og isolinjene for vind går omtrent horisontalt i begge snittene, men at vindhastigheten er noe lavere nærmest bakken i simuleringen med lavest sjøtemperatur (omtrent 2-4 m/s i følge figur 5.42). I motsetning til når sjøtemperaturen er  $+5^{\circ}\text{C}$ , har en her lite vertikal blanding i de nederste nivåene i begge simuleringene. Det er derfor naturlig å tro at den reduserte trykkgradienten mellom sjø og innland, pga. høyere trykk som følge av lavere temperatur over sjøen, er den viktigste bidragsyteren til forskjellen i vindhastigheten mellom de to simuleringene her.

### 5.3.3 Oppstrøms blokkering

Siden stabiliteten over sjøen er høy når sjøtemperaturen er så lav som  $-33^{\circ}\text{C}$ , får en også en høy ikke-dimensjonal fjellhøyde  $\hat{h}$ . Som en så i teoridelen (kap. 2.1.3 s.6), betyr dette at mer luft blir presset rundt de lave fjellene i stedet for over. Dette kan en se spesielt tydelig i Tanafjorden der det relativt høye neset Digermulen stikker ut med fjell på opptil 600-700 meter over havet. I figur 5.34 (s.68) ser en at simuleringen med sjøtemperatur lik  $+5^{\circ}\text{C}$  (B7) har mer vind i Hopsfjorden nord for Digermulen enn simuleringen med uendret SST (B3) som har en sjøtemperatur på en  $-10^{\circ}\text{C}$  til  $-15^{\circ}\text{C}$  i dette området. Sammenligner en denne simuleringen (B7) med simuleringen som har en sjøtemperatur på  $-33^{\circ}\text{C}$  (B6), ser en at forskjellen er enda større (figur 5.35 s.69 sammenlignet med figur 5.39 s.73). Dette kan en også se hvis en beregner trajektorier fra vinden i nederste modellnivå oppstrøms for Tanafjorden (figur 5.44). Figur 5.44a viser hvordan flere trajektorier passerer over Digermulen i stedet for rundt, når stabiliteten i bunnen av Tanafjorden er mindre. I figur



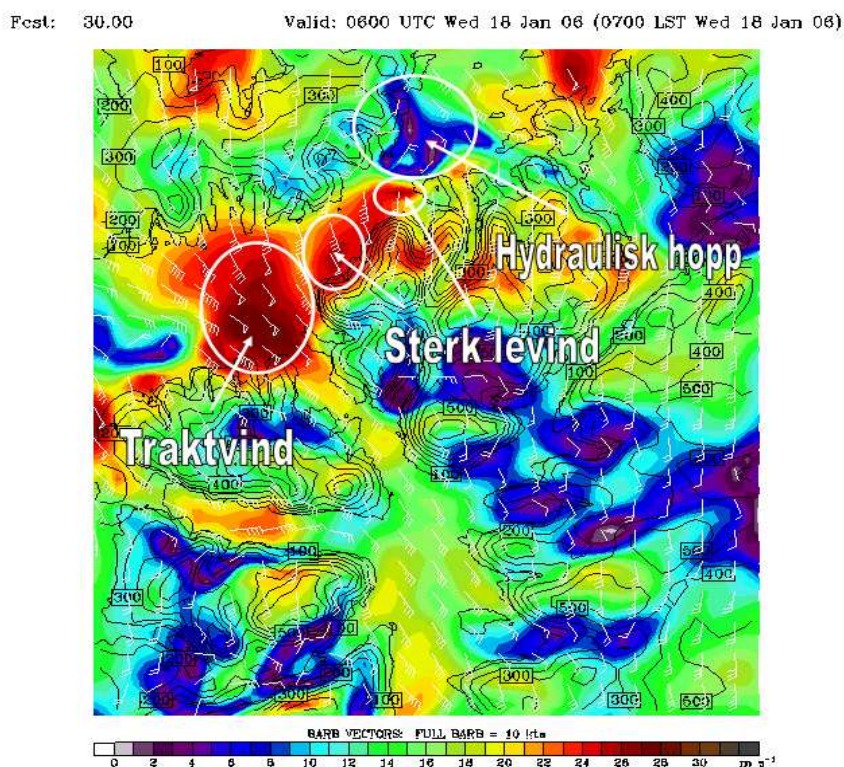


Figur 5.44: Vindtrajektorier fra nederste modellnivå oppstrøms for Tanafjorden 18.januar kl.06 til 08 i: a) B7s 1km-simulering som har SST= $+5^{\circ}\text{C}$  og b) B6s 1km-simulering som har SST= $-33^{\circ}\text{C}$ .

5.44b hvor sjøtemperaturen er 38°C mindre og derfor stabiliteten betydelig større, blir de fleste trajektoriene dermed presset rundt. Dette bidrar nettopp til at kanaliseringen ut Tanafjorden blir større, og en får sterkere vind 100 meter over bakken i simulering B6 i forhold til de to andre simuleringene (figur 5.42 s.74 og 5.44 s.76)

## 5.4 Vinden i Sørøysundet

Fokuset blir nå rettet mot vinden i Sørøysundet. Ser en f.eks. på simulering B2 med  $\Delta x = 1\text{ km}$  mellom gitterpunktene den 18. januar kl. 06, kan en her finne tre meteorologiske vindfenomener i en avstand på bare 20 km: sterk traktvind ut Rognsundet, sterk levind på baksiden av fjellene på Seiland og en vindskygge med reversert vind nord for den sterke levinden i noe som kan minne om et hydraulisk hopp (figur 5.45). Om disse fenomenene også oppsto i virkeligheten, kan en ikke vite for sikkert, men som en så på SAR-bildet 3 timer senere (boks 1 figur 5.5), var iallfall traktvinden ut Rognsundet særlig tydelig. Studerer en SAR-bildet nærmere kan en imidlertid også se igjen vindskyggen lengere nordøst i sundet. Hvor lite vind det er i sentrum av vindskyggen kommer imidlertid ikke fram av SAR-bildet, siden deler av sundet ikke blir oppløst i dette området. Men at det var rundt 10 m/s i utkanten av vindskyggen, som 1km-simuleringen indikerer, kommer iallfall fram. Den sterke levinden nedstrøms fra de høyeste fjellene på Seiland, kan imidlertid ikke sees igjen på SAR-bildet, siden en her ikke har signaler fra SAR-bildet. Men siden vindskyggen lengre nord sannsynligvis skyldes et hydraulisk hopp (kap. 2.1.5 s.8) som følge av en sterk levind, er det sannsynlig å tro at dette også oppstod i virkeligheten.



Figur 5.45: Oversikt over traktvind, sterk levind og hydraulisk hopp i Sørøysundet i simulering B2,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 18. januar kl. 06. Vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver kontur) og vindvektorer er hentet fra nederste modellnivå. Vindvektorene (WHO standard med vindstyrke i knop) er her hentet fra hvert 3. gitterpunkt. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m.

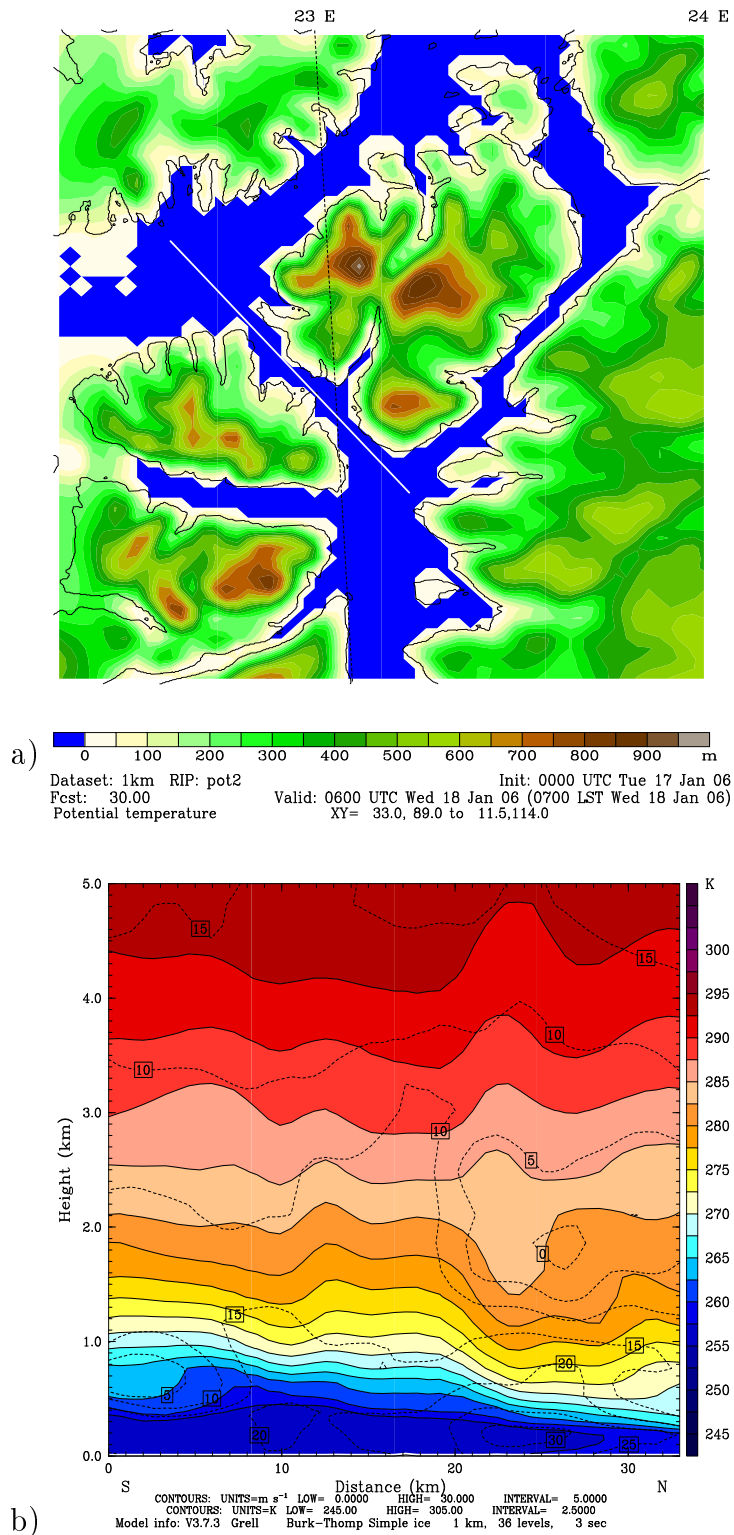
### 5.4.1 Traktvinden ut Rognsundet

Rognsundet binder sammen Altafjorden og Sørøysundet (figur 1.1). Sundet går i retning fra sørøst til nordvest. Som en så ved å studere den synoptiske situasjonen under stormen Narve (kap. 4.1 s.31), lå den geostrofiske vindretningen rundt sør fram til og med den 21. januar, før den begynte å dreie mer mot sørvest. Dette betyr at den geostrofiske vindretningen stort sett lå 45 grader til venstre for traktretningen igjennom hele stormen fram til den 22. januar. Når vindretningen dreier mer mot sørvest den siste dagen, blir den geostrofiske vinden tilsvarende dreid mer mot venstre i forhold til traktretningen og blir til slutt liggende 90 grader til venstre for trakta. Som en så i teoridelen (kap. 2.2.4 s.15) skulle dette bety at forholdene ligger godt til rette for en vindakselerasjon gjennom trakta med kraftigst vind i perioden fram til den 22. januar. Dette skjer fordi en geostrofisk vindretning 45 grader til venstre for trakta pga. friksjon, er den vindretningen som gir størst akselerasjon gjennom en trakt, fordi vindfeltet i de laveste nivåene blir stående omtrent rett på trakta (kap. 2.2.4 s.15). Dette kan en se igjen i 1km-simuleringene som vil ha et vindmaksimum med vinder over 25 m/s hver dag i hele perioden fram til den 22. januar. Også den 22. januar går vindene over 25 m/s, men vindmaksimumet avtar gradvis utover dagen etter hvert som det geostrofisk vindfeltet dreier mer på sørvest.

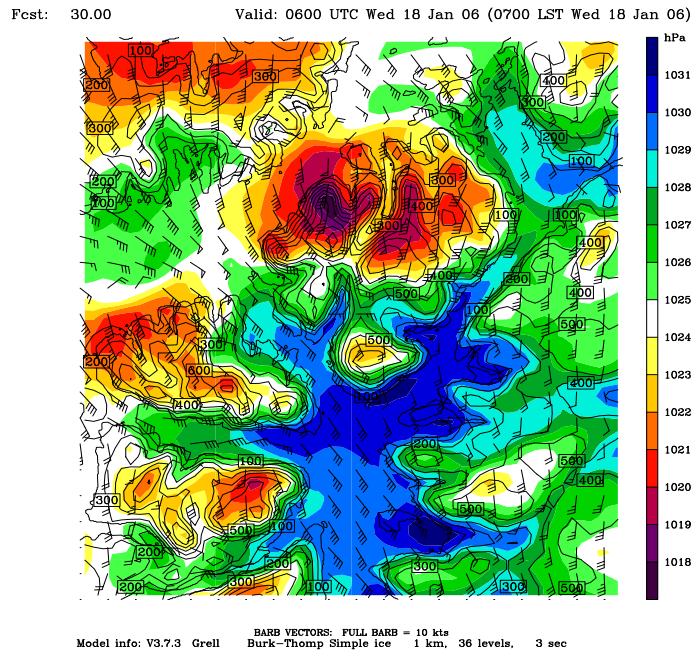
Vindmaksimumet varierer imidlertid noe når det gjelder utbredelse og eksakt posisjon, men i all hovedsak ligger det hele tiden i utgangen av trakta, dvs. der hvor Rognsundet munner ut i Sørøysundet. Det betyr at vinden akselererer stort sett hele veien gjennom trakta, noe som ut i fra teoridelen skulle indikere at en ligger i fjellbølgereregimet med en ikke-dimensjonal fjellhøyde mellom 1 og 2. Hvis en hadde hatt en større effektiv fjellhøyde, skulle en i følge teorien hatt akselerasjonen lengre oppstrøms inne i trakta og vindmaksimumet skulle da befunnet seg her. At vinden akselererer hele veien gjennom trakta, kan en bl.a. også se om en tar et vertikalt snitt gjennom Rognsundet fra den 18. januar kl. 06Z (figur 5.46). Her ser en hvordan vindstyrken parallelt med sundet rundt en 100-200 meter over bakken øker fra å være i overkant av 15 m/s i starten av trakta, til å bli nærmest fordoblet til rundt 30 m/s i utgangen av trakta. Et grovt estimat av ikke-dimensjonal fjellhøyde i starten av trakta ut i fra den samme figuren (5.46b), gir også en ikke-dimensjonal fjellhøyde lik 1.1<sup>22</sup>, altså en bekreftelse på at en er i fjellbølgereregimet. At vindmaksimumet i utgangen av trakta ligger såpass lavt som 100-200 meter over bakken, er meget karakteristisk, og er i overenstemmelse med Gabersek and Durran (2006) sine resultater med maksimumspunkt i lav høyde ut trakter i fjellbølgereregimet (figur 5 Gabersek and Durran (2006)). Studerer en simuleringene fra hele stormen, kan en se at maksimumet mesteparten av tiden beholder sin lave høyde, men at det i perioder strekker seg noe høyere, avhengig av hvor høyt det nederste nøytrale laget strekker seg (ikke vist her).

Hva som skaper denne akselerasjonen, kan imidlertid være flere ting. En så allerede at det geostrofiske feltet lå gunstig til for vindakselerasjon, noe som er med på å skape en

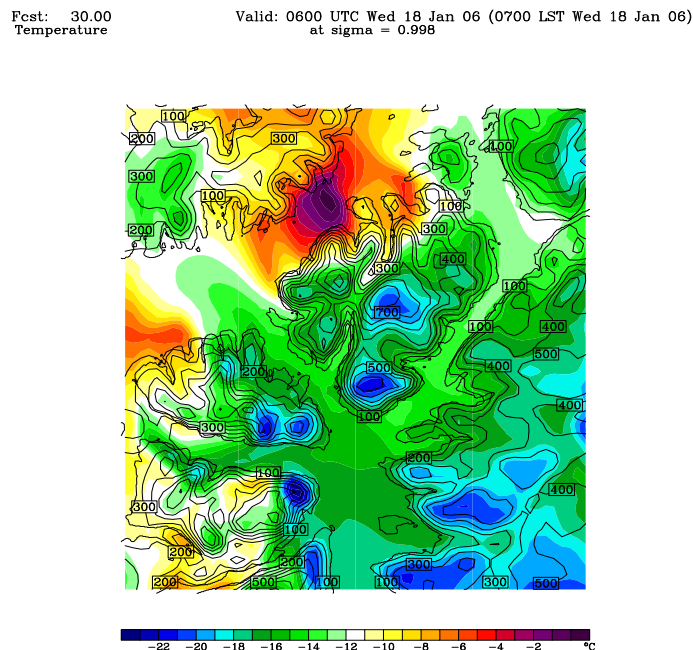
<sup>22</sup>antar  $h=700$  m,  $U=15$  m/s og at  $\theta$  går fra 265K til 280K i løpet av 700 meter vertikalt i starten av trakta, slik at  $N = \left(\frac{9.81m/s^2}{272.5K} \frac{15K}{700m}\right)^{1/2}$  fra likning 2.1 (s.4)



Figur 5.46: a) Oversikt over området hvor snittet gjennom Rognsundet er tatt. Høydekonturer er hentet fra en 1km-simulering med ekvidistanse lik 50 m. b) Snitt gjennom Rognsundet som viser potensiell temperatur (fargete heltrukne konturer med 2.5 K mellom hver kontur) og vindstyrken parallelt med snittet (svarte stiplede konturer med 5 m/s mellom hver kontur) med positiv retning mot høyre i simulering B2,  $\Delta x = 1\text{km}$ , 18. januar kl. 06. Selve Rognsundet starter omtrent der  $x = 3\text{km}$  og slutter i  $x = 23\text{km}$ .



Figur 5.47: Trykket redusert til havets nivå (fargete konturer med 1 hPa mellom hver kontur) og vindvektorer fra nederste modellnivå (WHO standard med vindstyrke i knop) er hentet fra hvert 3. gitterpunkt i området Rognsundet og Sørøysundet. Simulering B2,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 18. januar kl. 06. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m.



Figur 5.48: Temperaturen (fargete konturer med  $1^\circ\text{C}$  mellom hver kontur) i området Rognsundet og Sørøysundet. Simulering B2,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 18. januar kl. 06. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m.

trykkforskjell gjennom trakta. At en får oppstrøms blokkering av luftstrømmen i startregionen pga. luft som strømmer mot fjellene på Seiland og Stjernøya, kan også være med på å skape større trykk i startregionen og dermed bidra til en økt trykkforskjell. Dette kan en se igjen i figur 5.47 som viser trykket redusert til havets nivå ved samme tidspunkt. Her ser en også hvordan trykket i sluttregionen av trakta også er lavere som en følge av nedsynking av luft fra fjellene rundt, og bidrar til en ytterligere forsterkning av trykkforskjellen. Den totale trykkdifferansen gjennom trakta er ved dette tidspunktet simulert til å være 7 hPa (figur 5.47). Med tanke på at trakta bare er rundt 20 km lang, fører dette til en relativt stor trykkgradient gjennom trakta. Bruker en at tettheten til lufta er  $\rho = \frac{p}{RT}$  og bruker middelverdier på 1027.5 hPa og 259K for trykket og temperaturen i trakta (figur 5.47 og 5.48), setter at vinden i starten av trakta er 15 m/s (figur 5.47), får en fra Bernoullis likning uten og med friksjon (likn. 2.15 og 2.16 s.14) at vinden i slutten av trakta er henholdsvis 34.7 m/s og 31.0 m/s. En har da brukt et nøytralt lag på  $H=200$  meter og en typisk drag-koeffisient til vind i 10 meters høyde over vann  $C_D = 0.7 \times 10^{-3}$  (hentet fra tabell 7.3 i Stull (1988)). Siden vinden 10 meter over bakken bare akselererer til litt i underkant av 30 m/s i følge figur 5.47b, betyr dette at denne grove tilnærmelsen også her gir for mye vind som i Porsangertilfellet. Overensstemmelsen er imidlertid bedre enn tilfellet var der. Mest sansynlig kommer dette av at en her bare er over sjø, slik at bunntopografien på trakta ikke endrer høyde og at friksjonsparametrisering stemmer bedre, hele veien gjennom trakta.

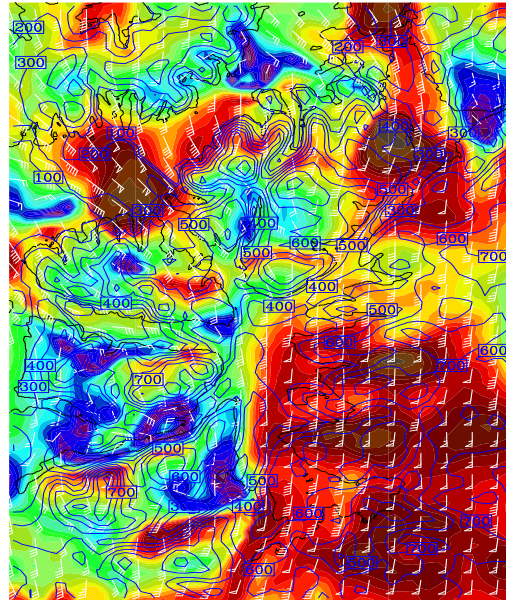
For en mer nøyaktig anvendelse av Bernoullis likning, må en også ta hensyn til vertikalbevegelsene (Gabersek and Durran, 2004). Hvis en ser rent kvalitativt på figur 5.46b, kan en se at vindmaksimumet befinner seg rett under det nivået hvor isentropene synker mest. Det kan derfor se ut som vindakselerasjonen og retardasjonen i trakta følger direkte under de områdene hvor isentropene synker og stiger lenger oppe. Dermed ser det ut som konverteringen fra potensiell til kinetisk energi også spiller en stor rolle. For å ta hensyn til dette, kan en i stedet prøve å følge en isentropflate, f.eks. 260 K-flaten, og bruke den tredje versjonen av Bernoullis likning (likn. 2.17 s.14). Hvis en bruker verdiene i figur 5.49, ser en at partiklene som går gjennom trakta langs denne flaten, synker fra omtrent 500 m over bakken til 300 m over bakken og at trykket derfor stiger langs denne flaten fra 960 hPa til 980 hPa. Dette betyr at den absolutte temperaturen, pga. adiabatisk oppvarming, stiger fra 255.4 K til 258.5 K<sup>23</sup>. I tillegg bruker en nå at  $q^2 \approx u^2$ , dvs. at den kinetiske energien først og fremst skapes pga. vinden i x-retningen (parallelt med snittet). Fra figur 5.49a kan en se at vinden i starten av trakta langs 260K-flaten er omtrent  $u_0 = 12$  m/s. Ved å sette inn alle disse verdiene i likning 2.17 (s.14), får en dermed at vinden i utgangen av trakta langs isentropflaten er 29.2 m/s. Studerer en figur 5.46 der 260K-flaten ligger og figur 5.49a i utgangen av trakta, ser en at disse også gir en vindstyrke rundt 29 m/s. Overensstemmelsen er med andre ord meget god, og bekrefter viktigheten av å ta hensyn til vertikalbevegelsene i en trakt som bl.a. Gabersek and Durran (2004) understreker så sterkt.

---

<sup>23</sup> $T = \theta \frac{p}{1000} \frac{R}{C_p}$  fra definisjonen av  $\theta$  s.4, hvor  $\theta = 260$ K,  $p$  er trykket i hPa,  $R = 287$  J/(kgK) og  $C_p = 1004$  J/(kgK) (Holton, 2004)

Fest: 30.00

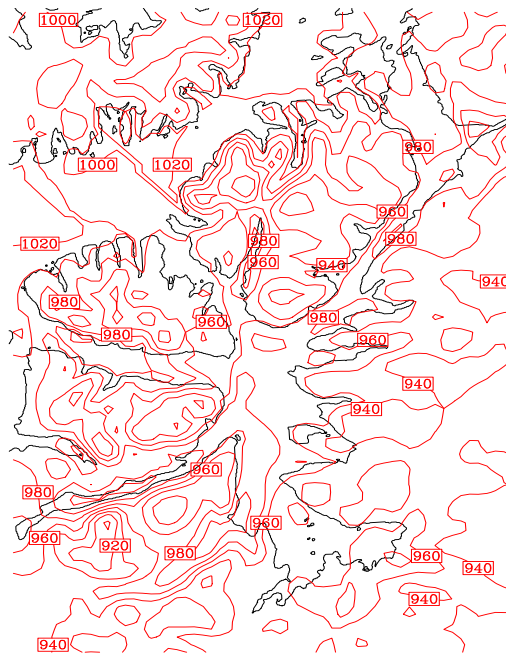
Valid: 0600 UTC Wed 18 Jan 06 (0700 LST Wed 18 Jan 06)



a)

Fest: 30.00

Valid: 0600 UTC Wed 18 Jan 06 (0700 LST Wed 18 Jan 06)



b)

Figur 5.49: Simulering B2,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 18. januar kl. 06 langs  $\theta = 260\text{ K}$ -flaten som viser: a) Geopotensiell høyde (blåe konturer med 100 m mellom hver kontur), vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver kontur) og vindvektorer (WHO standard med vindstyrke i knop) som er hentet fra hvert 3. gitterpunkt. b) Trykket i hPa (røde konturer med 20 hPa mellom hver kontur)



### 5.4.2 Sterk levind og vindskygge i Sørøysundet.

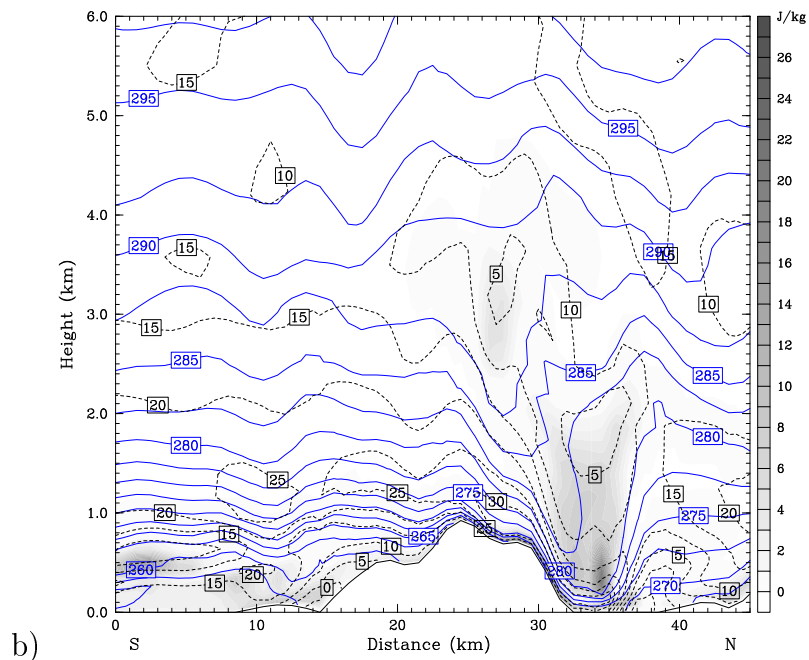
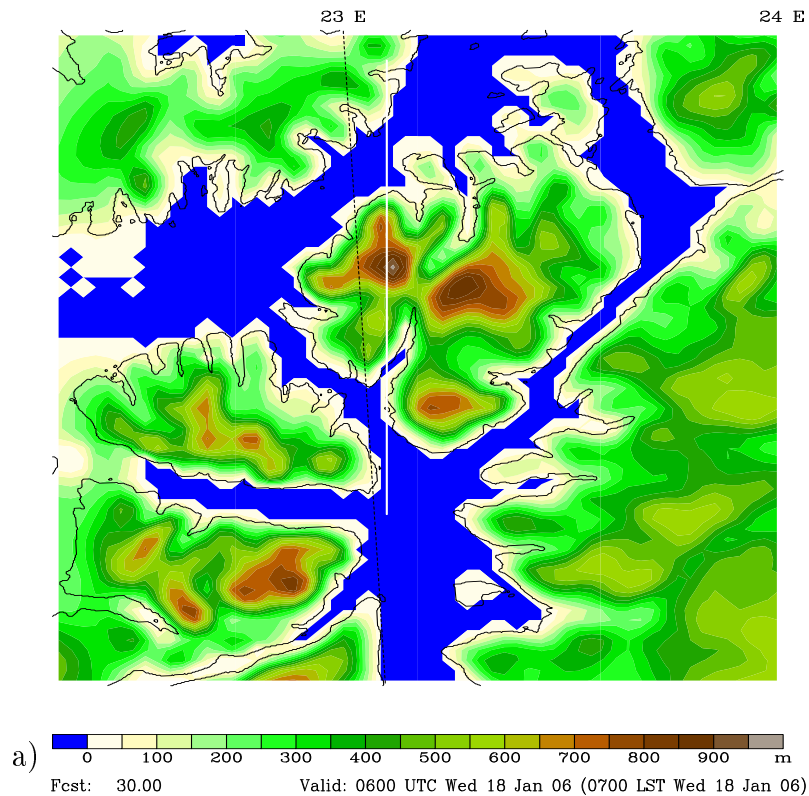
De to andre vindfenomenene som en kunne se i Sørøysundet, var den sterke levinden på nordsiden av Seiland og den påfølgende vindskyggen lengre nord (figur 5.45 s.78). På samme måte som den sterke traktvinden ut Rognsundet, holder den sterke levinden seg relativt stabil og høy ( $\sim 25$  m/s) igjennom hele stormen Narve. I perioder er den litt sterkere enn traktvinden og i perioder er den litt svakere. Når vinden dreier mer sørvestlig den 22. januar avtar imidlertid vindstyrken betydelig ( $\sim 15$  m/s) (ikke vist her).

For å belyse situasjonen i forbindelse med den sterke levinden, kan en ta et vertikalt snitt over Seiland og nordsiden av Sørøysundet, og se på hvordan potensiell temperatur, vindstyrke parallelt med snittet og TKE forandrer seg langs snittet (figur 5.50). Her ser en at det skapes brytende fjellbølger over fjellene på øya Seiland. Disse bidrar til å skape sterkere vind i lavere nivåer på lesiden. At bølgene her blir brutt, kan skyldes at en har et reversert skjær rett over fjellene. Brytningen i seg selv kan også være med på å forsterke det reverserte skjæret og indusere egne kritiske nivå (kap. 2.1.4 s.8). Innslag av kritiske nivå som absorberer og reflekterer bølgeenergien er en viktig bidragsyter til at vinden akselererer. Denne akselerasjonen kan også forklares pga. en overgang fra subkritisk til superkritisk tilstand på toppen av fjellet om en bruker hydraulisk teori (kap. 2.1.5 s.8). Tar en utgangspunkt i situasjonen den 18. januar kl. 06Z (figur 5.50), antar at stabiliteten er  $N=0.023$  s<sup>-1</sup> oppstrøms<sup>24</sup>, dybden av det stabile laget er  $H=1500$  m og hastigheten  $U=10$  m/s oppstrøms i  $z=500$  m, får en at Froudetallet er lik 0.91 oppstrøms (likn. 2.9 s.9). Dermed har en en subkritisk tilstand her. Antar en at stabiliteten øker til  $N=0.026$  s<sup>-1</sup> på toppen av fjellet<sup>25</sup>, dybden av det stabile laget synker til  $H=1100$  m og at hastigheten stiger til 25 m/s (figur 5.50), får en at Froudetallet blir lik 2.7. En har derfor en superkritisk tilstand her. Denne superkritiske tilstanden får isentropene til å fortsette å helle nedover og konvertere energi fra potensiell til kinetisk hele veien nedstrøms av fjellet. Til slutt blir systemet så ustabil at det må hoppe tilbake til den subkritiske tilstanden i et turbulent hydraulisk hopp. Dette ser en igjen i figur 5.50, hvor genereringen av turbulens der isentropflatene går ganske rett til vers nedstrøms av fjellet, er helt oppe i  $20\text{-}25$  m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>. At isentropflatene lenger nedstrøms ikke går like høyt og at hastigheten er betydelig redusert og faktisk reversert nærmest bakken, skulle indikere at en her har gått tilbake til en subkritisk tilstand. Det meste skulle derfor tyde på at simuleringene skaper det en kan kalle et hydraulisk hopp.

Studerer en det samme snittet ved et senere tidspunkt, nemlig den 21. januar kl. 00Z, ser en enda kraftigere bølgebrytning over fjellene (figur 5.52). Her ser en hvordan isentropene nærmest heller bakover i brytningsregionen, og skaper reversert vind opptil 1000 meter over havet, noe som en også kan se i figur 5.51. Siden vindforandringen med høyden er

<sup>24</sup>antar at  $\theta$  går fra 262.5K til 282.5K fra  $z=500$  m til  $z=2000$  m, slik at  $N = \left(\frac{9.81\text{m/s}^2}{272.5\text{K}} \frac{20\text{K}}{1500\text{m}}\right)^{1/2}$  fra likn. 2.1 (s.4)

<sup>25</sup>antar at  $\theta$  går fra 262.5K til 282.5K fra  $z=900$  m til  $z=2000$  m vertikalt på toppen av fjellet, slik at  $N = \left(\frac{9.81\text{m/s}^2}{272.5\text{K}} \frac{20\text{K}}{1100\text{m}}\right)^{1/2}$  fra likn. 2.1 (s.4)



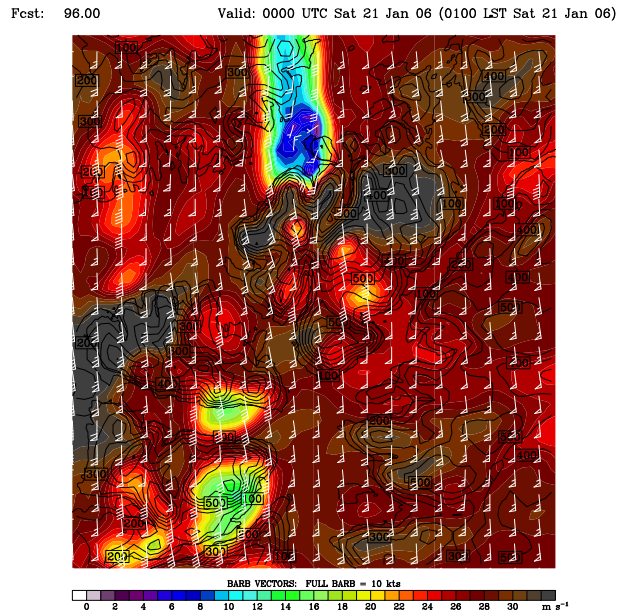
Figur 5.50: Simulering B2,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 18. januar kl. 06 som viser: a) Oversikt over området hvor snittet over Seiland er tatt. Høydekonturer har ekvidistanse lik 50 m. b) Vertikalt snitt over Seiland og gjennom Sørøysundet som viser potensiell temperatur (blåe heltrukne konturer hver 2.5 K), turbulensintensitet TKE (skyggelagt hver  $\frac{m^2}{s^2} = \text{J/kg}$ ) og vindstyrke parallelt med snittet (svarte stiplede konturer hver 5 m/s med positiv retning mot høyre).

meget stor, og bakoverhellende isentropier skaper ustabil sjiktning og stor oppdrift, får en ekstrem sterk turbulens med en TKE-størrelse omkring  $70 \text{ m}^2/\text{s}^2$  ved dette tidspunktet. Området med sterk turbulens går også ganske høyt, helt opptil 3 km over bakken, og kan derfor være til stor skade for en eventuell flytrafikk i dette området. Grunnen til at bølgebrytningen blir mye kraftigere ved dette tidspunktet enn ved forrige, kan skyldes at en her har et kraftigere reversert skjær med innslag av kritiske punkt både 3km og 5km over bakken langs hele snittet, noe en ikke så den 18. januar kl. 06Z.

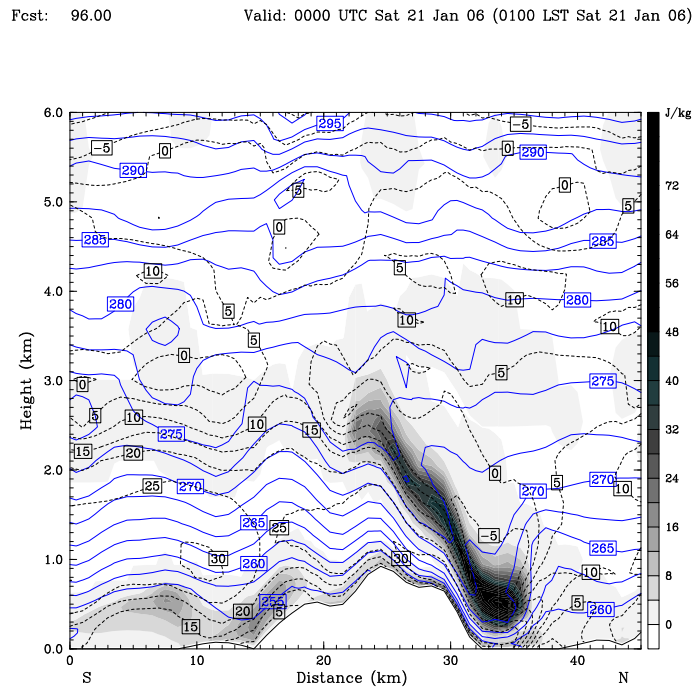
I figur 5.53 og 5.54 kan en se hva som skjer med bølgebrytningen, når en går ned i horisontal oppløsning, og bruker henholdsvis 3km og 9km mellom gitterpunktene. Når en bruker 3km mellom gitterpunktene, blir ikke fjellene oppløst like detaljert som i 1km-simuleringen. Spesielt legger en merke til at lesiden ikke blir like bratt i 3km-simuleringen, og at fjellene er mer tagget. En får allikevel dannet bølgebrytning og et visst hydraulisk hopp nedstrøms fra fjellet, men bakoverhellende isentropier og reversert vind i høyden får en ikke. En kan også se at turbulensintensiteten nå blir betydelig mindre som en følge av at en nå ikke lenger har like mye oppdrift og vertikalt vindskjær (kap. 2.1.6 s.10).

I 9km-simuleringen (figur 5.54) blir terrenget oppløst enda dårligere, og en får en slak lo side og leside. En kan derfor se at en bare får en liten bølgebevegelse over fjellet og på langt nær noen bølgebrytning. Vindstyrken øker bare litt på lesiden av fjellet og vindskyggen nedstrøms er heller ikke spesielt tydelig. En ser altså at vindfenomenene som var så tydelig når en brukte 1km og 3km mellom gitterpunktene, omtrent forsvinner helt når oppløsningen er 9km. Selv om en ikke her har noen oppstigninger som kan verifisere hvordan de vertikale forholdene var i virkeligheten, bl.a. om bølgebrytningen var like intens som 1km-simuleringen vil ha det til, er det tydelig hvordan detaljene forsvinner når en bruker grovere horisontal oppløsning.

Om en til slutt sammenligner traktvinden og den sterke levinden, kan en se at vindstyrken som disse to gir, er omtrent den samme gjennom hele stormen. Ved å studere temperaturen ved bakken som følger med disse vindene, er det allikevel en tydelig forskjell. Ser en på figur 5.48 kan en se hvordan lufta som går igjennom trakta i følge 1km-simuleringen, har en temperatur på rundt  $-14^\circ\text{C}$ . Lufta lenger nord i sundet som har sunket over fjellene og dermed blitt adiabatisk oppvarmet, har temperaturer på opptil  $+1^\circ\text{C}$ . Ser en på det vertikale snittet ved samme tidspunkt (figur 5.50b) ser en at det er luft fra 1000 meters høyde ( $\theta$  mellom 270K og 275K) som har blitt presset ned til bakken på lesiden av fjellet. En viktig konsekvens av dette er at til tross for at både traktvinden og den sterke levinden skaper sterke vinder, vil vindavkjølningen som traktvinden skaper, være mye større enn den vindavkjølningen en får fra den sterke levinden. Som en konsekvens av dette vil derfor forfrysningsfaren også være større når en har slik sterk traktvind i motsetning til sterk levind.



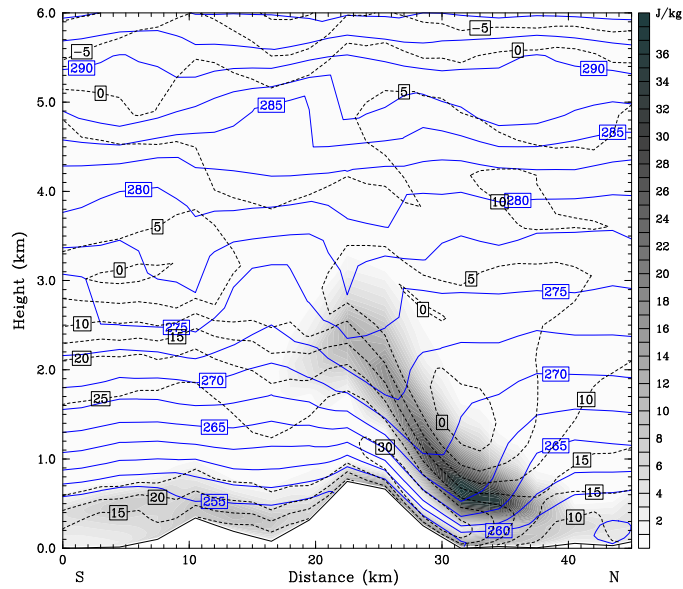
Figur 5.51: Simulering B2,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 21. januar kl. 00Z som viser vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer i  $z=1000\text{ m}$ . Vindvektorer (WHO standard med vindstyrke i knop) er vist fra hvert 3. gitterpunkt



Figur 5.52: Vertikalt snitt over Seiland og gjennom Sørøysundet som i figur 5.50b med  $\Delta x = 1\text{ km}$  og 36 vertikale lag, men tatt ved tidspunktet den 21. januar kl. 00Z. Oversikt over området hvor snittet er tatt finnes i figur 5.50a (s.85).

Fest: 96.00

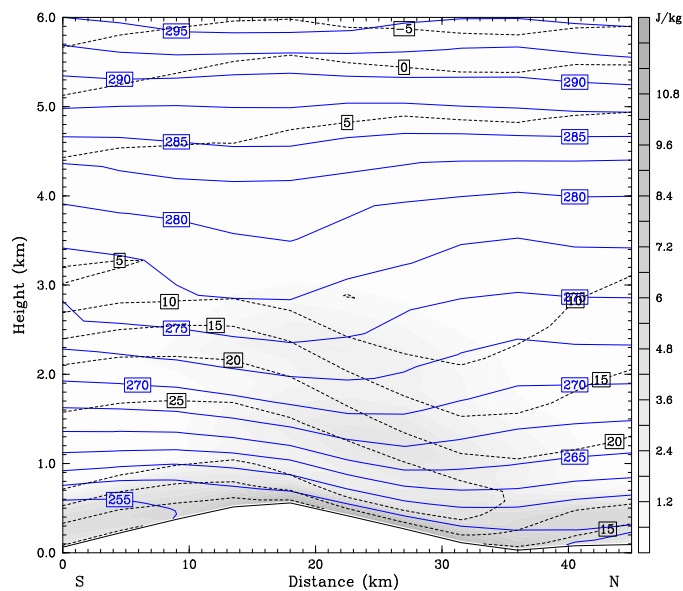
Valid: 0000 UTC Sat 21 Jan 06 (0100 LST Sat 21 Jan 06)



Figur 5.53: Vertikalt snitt over Seiland og gjennom Sørøysundet som i figur 5.52, men med  $\Delta x = 3\text{km}$ . Oversikt over området hvor snittet er tatt finnes i figur 5.50a (s.85).

Fest: 96.00

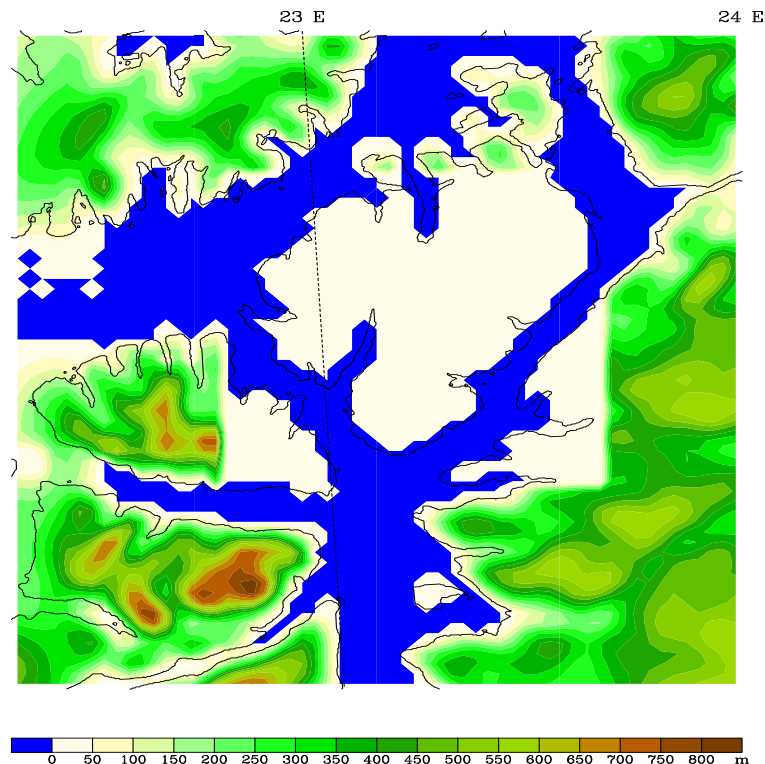
Valid: 0000 UTC Sat 21 Jan 06 (0100 LST Sat 21 Jan 06)



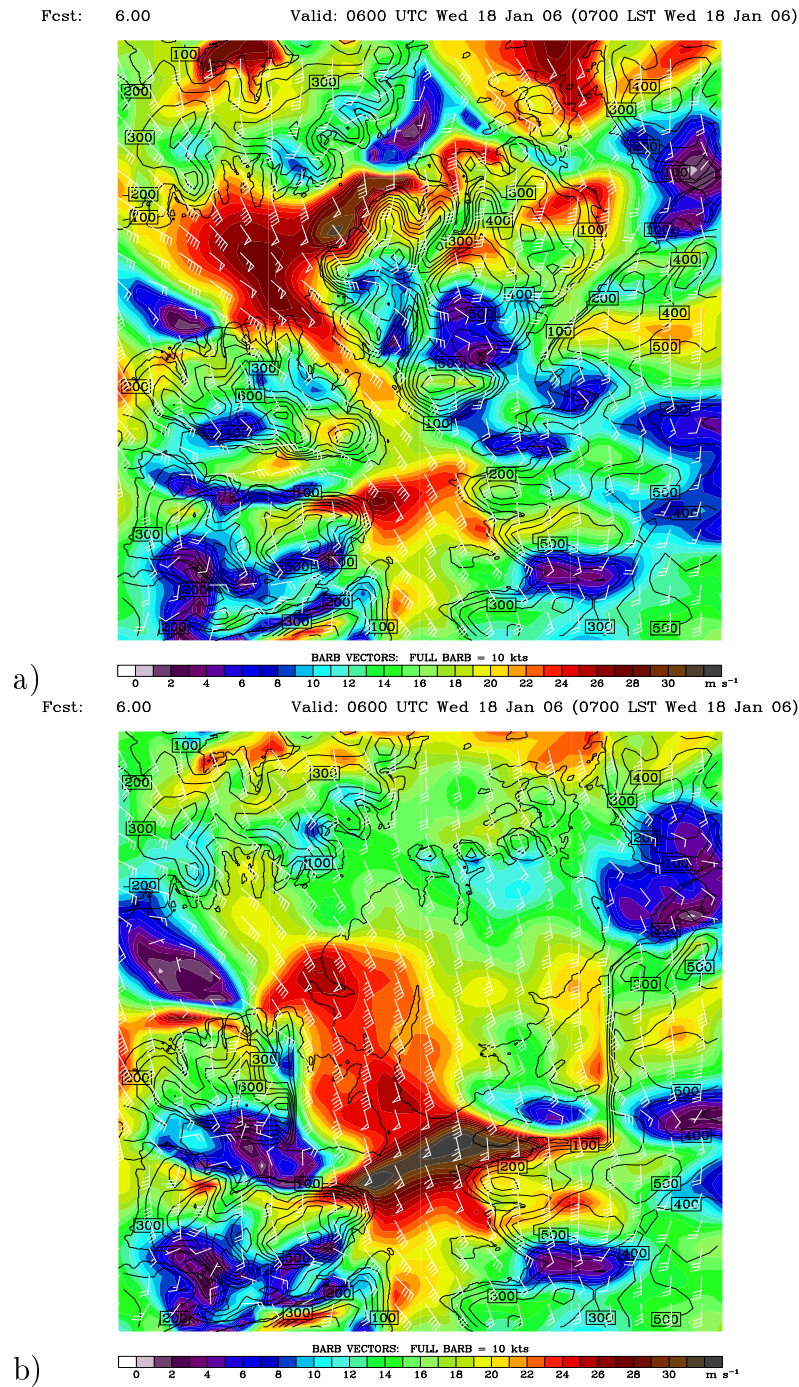
Figur 5.54: Vertikalt snitt over Seiland og gjennom Sørøysundet som i figur 5.52, men med  $\Delta x = 9\text{km}$ . Oversikt over området hvor snittet er tatt finnes i figur 5.50a (s.85).

### 5.4.3 Effekten av øya Seiland

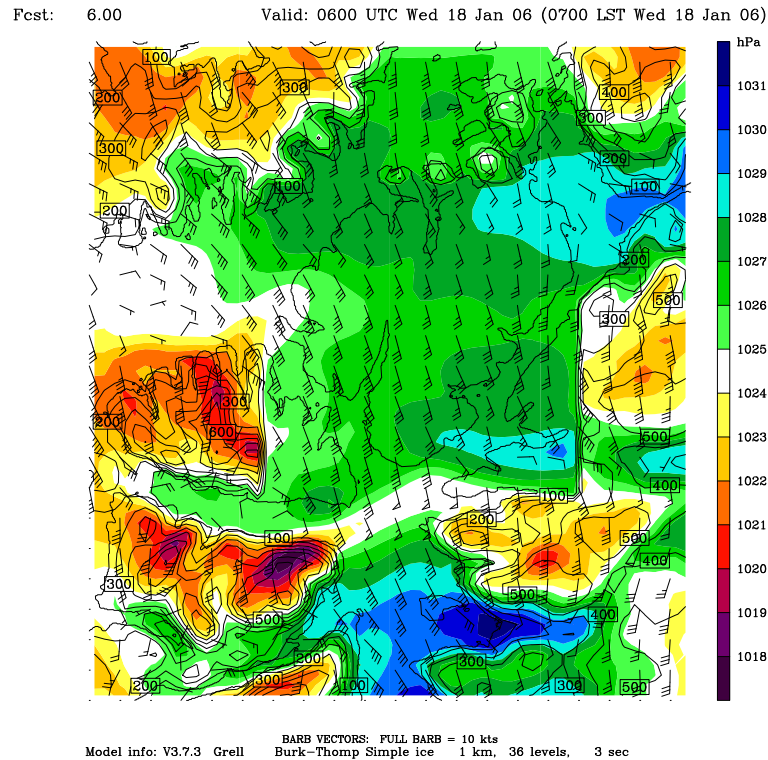
For å se hvordan topografien spiller direkte inn for bl.a. vindfenomenene i Sørøysundet, kan en se nærmere på simulering B4 hvor fjellene på Seiland og omegn er fjernet. Terrenget i denne simuleringen kan en se i figur 5.55. For å se hvordan vinden nå endrer seg, kan en studere vindstyrken 100 m over bakken i den samme simuleringen, og sammenligne denne med simuleringen med uendret topografi (B3) sin vind 100 m over bakken (figur 5.56). Her bruker en ikke bakkevinden, for å fremheve strømforskjeller som ikke skyldes forskjell i friksjon mellom hav og land. Det en legger merke til her, er at når en fjerner topografien, får en en kraftig akselerasjon i utgangen av Altafjorden der topografien nå flater mer ut (figur 5.56b). I simuleringen med uendret topografi ser en også antydning til en traktvind der Altafjorden munner ut, men denne blir stoppet av fjellene på Stjernøya og Seiland, som på grunn av oppstrøms blokkering, skaper et høytrykksområde som retarderer vinden i dette området (figur 5.47 s.81). Når Seiland er fjernet, får en i stedet en kraftig trykkgradient som akselererer vinden akkurat i utgangen av Altafjorden (figur 5.57). I tillegg får en fremdeles strøm over Stjernøya som gjør at nedsynking av luft på nordsida av denne, skaper adiabatisk oppvarming og lavere trykk her. Dette gjør at traktvinden fra Altafjorden ser ut til å fortsette et godt stykke nedstrøms til det område der Rognsundet normalt ligger (figur 5.56b). Traktvinden i utkanten av Rognsundet er imidlertid på langt nær like sterk, siden størsteparten av



Figur 5.55: Terrenget i simulering B4 der topografien rundt øya Seiland er fjernet,  $\Delta x = 1\text{km}$ . Høydekonturene har ekvidistanse på 50 m.



Figur 5.56: Oversikt over vindstyrken (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer fra (WHO standard med vindstyrke i knop) fra hvert 3. gitterpunkt 100 m over bakken 18.januar kl.06Z, når  $\Delta x = 1\text{km}$ , i a) standardsimuleringen B3 og b) simulering B4 når topografien på øya Seiland er fjernet. Svarte høydekonturer har ekvidistanse på 100 m.



Figur 5.57: Trykket redusert til havets nivå (fargete konturer med 1 hPa mellom hver kontur) og vindvektorer fra nederste modellnivå (WHO standard med vindstyrke i knop) som er hentet fra hvert 3. gitterpunkt i området Rognsundet og Sørøysundet når Seiland er fjernet. Simulering B4,  $\Delta x = 1\text{ km}$ , 18. januar kl. 06. Svarte høydekoturer har ekvidistanse på 100 m.

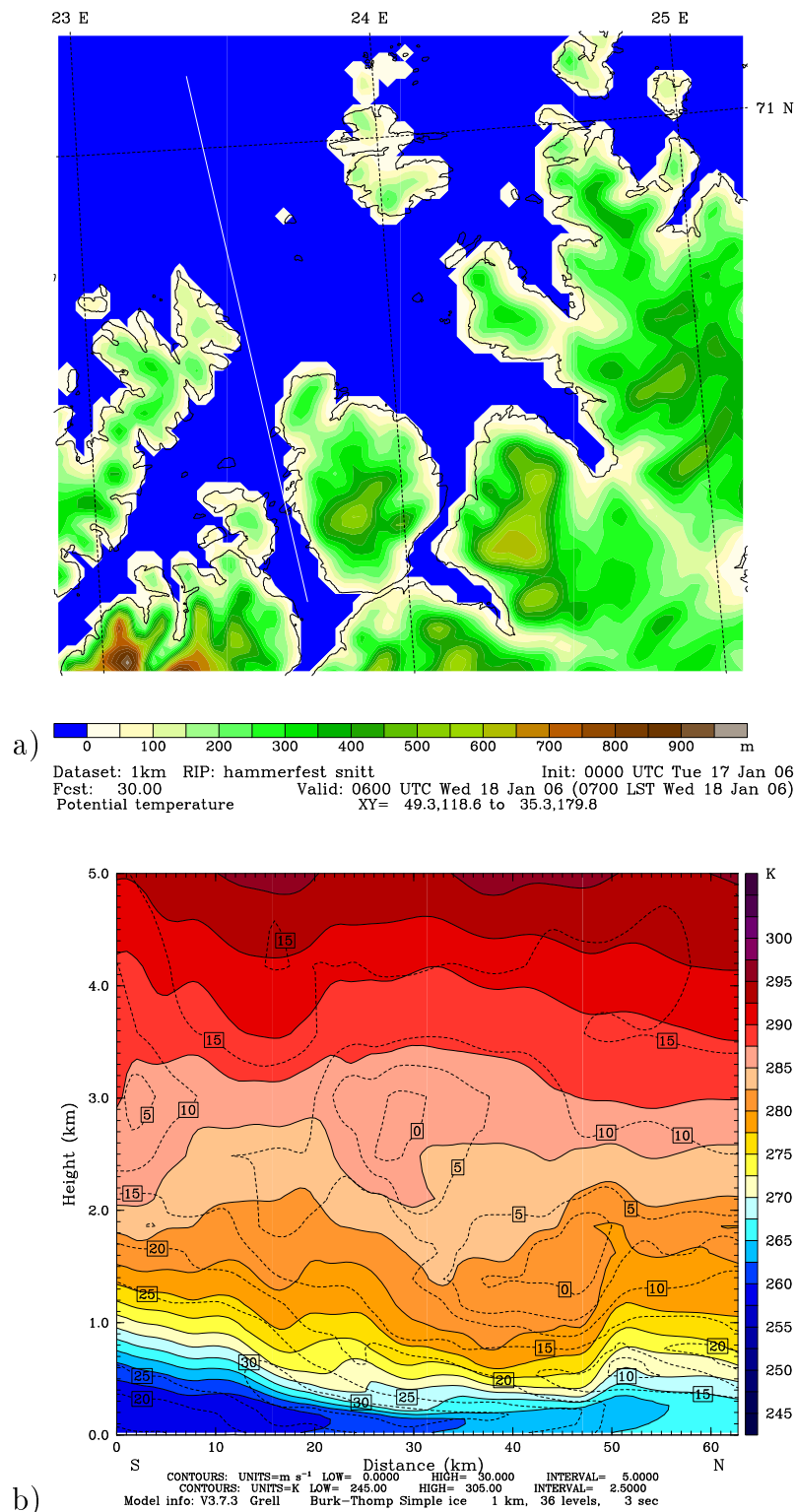
selve trakta nå er fjernet. Den sterke levinden og det hydrauliske hoppet på nordsiden av Seiland, kan naturlig nok heller ikke sees igjen, siden en nå har fjernet fjellene som forårsaker disse.

## 5.5 Vinden i andre fjorder og sund.

Når det gjelder vinden i andre fjorder og sund, kunne en se fra det første SAR-bildet at en stort sett fikk sterk traktvind ut sundene vest for Nordkapp som går i himmelretningen sør/sørøst til nord/nordvest (figur 5.5 s.46). Spesielt ga SAR-bildet 1km- og 3km-simuleringen sterk vind ut sundet vest for Hammerfest. Studerer en denne traktvinden over tid i 1km-simuleringen (B2), varierer den mer enn traktvinden ut Rognsundet.

Punktet for maksimal vind ligger meseparten av tiden rundt 25 m/s ved bakken, men hvor langt nedstrøms den sterke vinden går, varierer en del fra tidspunkt til tidspunkt. Ved de fleste tidspunktene stopper likevel traktvinden rett nordøst for Sørøya som den gjorde det den 18. januar kl.09Z (boks 2 figur 5.5 og figur 5.6 s.46). I en periode fra den 20. januar kl.00Z til den 21. januar kl. 18Z avtar imidlertid vinden i utgangen av dette sundet til å bare ligge rundt 15-20 m/s, og en får ikke like tydelig traktvind. Ved å studere et vertikalt snitt gjennom dette sundet den 18. januar kl.06Z kan en også se at vinden ved bakken ser ut til å være avhengig av isentropenes helning lenger oppe





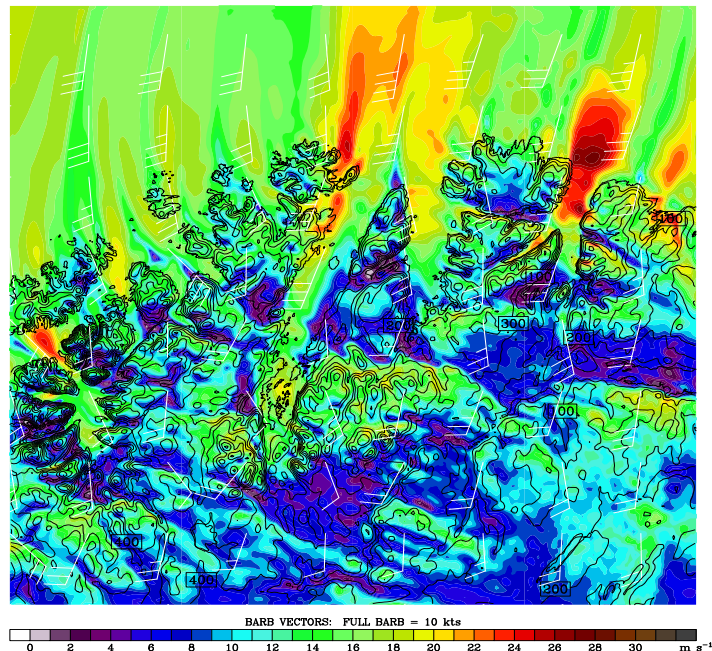
Figur 5.58: Simulering B2,  $\Delta x = 1\text{km}$ , 18. januar kl. 06 som viser: a) Oversikt over området hvor snittet gjennom sundet vest for Hammerfest er tatt. Høydekonturer har ekvidistanse lik 50 m. b) Vertikalt snitt gjennom sundet vest for Hammerfest som viser potensiell temperatur (fargete konturer med 2.5 K mellom hver) og vindstyrke parallelt med snittet (svarte stiplede konturer med 5 m/s mellom hver med positiv retning mot høyre).

(figur 5.58). På samme måte som i Rognsundet ser det altså ut til at den sterkeste vinden befinner seg under de områdene der hvor isentropene synker mest. Studerer en det vertikale snittet over tid, kan en også se at i tidsperioden der traktvinden uteblir, får en heller ikke slik nedsynking av isentroper gjennom trakta.

Porsanger, Laksefjorden og Tanafjorden ser også ut til å fungere som trakter som akselererer vinden. Her er imidlertid vinden sterkt influert av fjellbølger som slår ned på ulike steder i fjordene, og som dermed lokalt skaper sterkere vind i disse områdene. En får dermed striper av vind på 15-20 m/s spesielt ut Laksefjorden og Tanafjorden med steder hvor vinden lokalt øker ytterligere til mellom 20 og 25 m/s både oppstrøms og nedstrøms i forhold til fjormunningen. På samme måte som i sundet vest for Hammerfest varierer denne traktvinden i mye større grad enn traktvinden ut Rognsundet. Den 20. januar avtar den til rundt 10-15 m/s slik at stripene med sterkere vind ut fjordene nesten forsvinner helt. I munningen av Porsanger ser en derimot ut til å ikke få sliks tydeligs striper med traktvind, før den geostrofiske vinden dreier mer sørvestlig den 22. januar (figur 5.59 sammenlignet med figur 5.6 s.46). Grunnen til dette ser ut til å være at denne fjorden går i en mer sørvest-nordøstlig retning, mens Laksefjorden og Tanafjorden går mer nord-sør. Når den geostrofiske vinden dreier mer sørvestlig og etter hvert vestlig, ser det derfor ut til at vindretningen blir mer gunstig for vindakselerasjon ut denne fjorden (kap. 2.2.4 s.15).

Fest: 138.00

Valid: 1800 UTC Sun 22 Jan 06 (1900 LST Sun 22 Jan 06)



Figur 5.59: 1km-simuleringen av vind den 22. januar 2006 kl.18Z i modellkjøring B2. Vindstyrke (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer er hentet fra nederste modellnivå. Vindvektorene (WHO standard med vindstyrke i knop) er vist fra hvert 30. gitterpunkt. Svarte høydekoturer har ekvidistanse på 100 m.

## 5.6 Bruk av forskjellige grenselagsskjemaer og ulik vertikal resolusjon

I de resultatene som er vist til nå, er det utelukkende blitt brukt 36 vertikale lag og Burk-Thompson som grenselagsskjema. Som en så i kap. 5.1 (s.40), får en imidlertid forskjeller i det stortilte trykkfeltet og den statiske stabiliteten oppstrøms, avhengig av hvilket grenselagsskjema og hvilken vertikal resolusjon som blir brukt. I tabell 5 er gjennomsnittsseilen og gjennomsnittlig absoluttfeil i det stortilte trykkfeltet og den statiske stabiliteten til fire forskjellige modellkjøringer med forskjellig grenselagsskjema og forskjellig vertikal resolusjon blitt sammenlignet. Det en ser her, er at når en bruker 23-vertikale lag (A-simuleringene) og har mindre vertikal oppløsning fra  $\sigma=0.7$  (tilsvarener omtrent 700 hPa) og nedover, får man en betydelig mindre gjennomsnittlig absoluttfeil i trykkdifferansen når en bruker TKE-skjemaet enn når MRF-skjemaet er brukt. Når en derimot bruker 36-vertikale lag (B-simuleringene), er differansen minimal, og 0.1 hPa riktigere når en bruker MRF-skjemaet. Når det gjelder den statiske stabiliteten, er gjennomsnittsseil og gjennomsnittlig absoluttfeil liten for alle 4 kjøringene, men her er det kjøring A2 som hadde minst gjennomsnittlig absoluttfeil i trykkdifferansen, som har størst gjennomsnittlig absoluttfeil i N. Det ser derfor totalt sett ut som bruken av 36-vertikale lag med MRF-skjemaet, gir de beste resultatene når det gjelder stortilt trykkdifferanse og stabilitet. Spørsmålet er imidlertid om dette også gjelder for representasjonen av vindforholdene i Finnmark. Hvordan bruken av forskjellig grenselagsskjema og forskjellig vertikal resolusjon nettopp påvirker disse vindforholdene, skal en se nærmere på i de to påfølgende seksjonene.

Modellkjøring	Gjennomsnittsseil (MBE) i $\Delta P$ (hPa)	Gjennomsnittlig absoluttfeil (MAE) i $\Delta P$ (hPa)	Gjennomsnittsseil (MBE) i N ( $s^{-1}$ )	Gjennomsnittlig absoluttfeil (MAE) i N ( $s^{-1}$ )
A1	1.7	2.4	$-9 \times 10^{-4}$	0.0015
A2	0.4	1.8	$1 \times 10^{-4}$	0.0017
B1	1.1	1.9	$2 \times 10^{-4}$	0.0014
B2	-0.2	2.0	$6 \times 10^{-4}$	0.0015

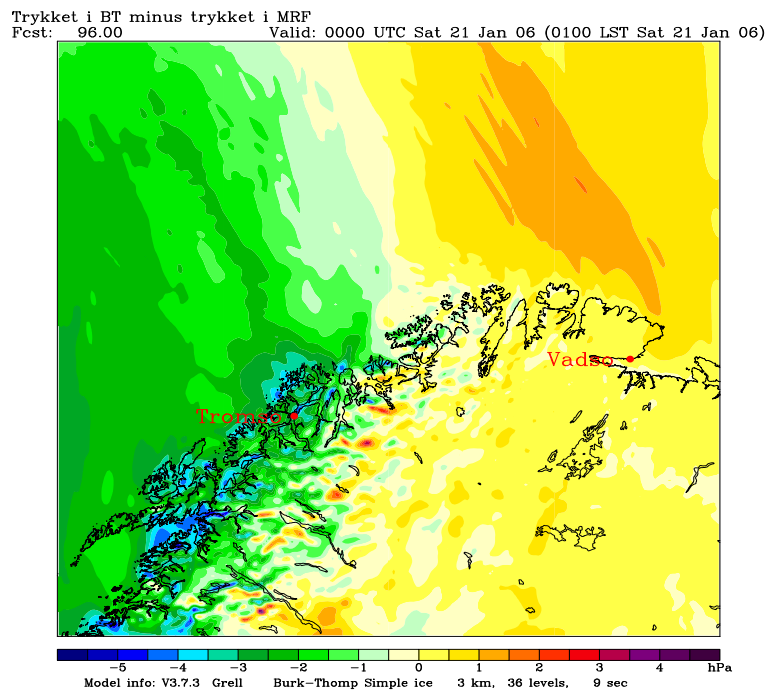
Tabell 5: Oversikt over gjennomsnittsseilen og gjennomsnittlig absoluttfeil i stortilt trykkdifferanse mellom Tromsø og Vadsø, og Brunt-Väisälä frekvens N over Sodankylä. Definisjon av størrelsene MBE og MAE finnes i kap. 2.4 (s.17). Negative verdier av MBE viser en overrepresentasjon i simuleringene, mens positive verdier viser en underrepresentasjon. Den horisontale oppløsningen som er brukt er  $\Delta x = 3\text{km}$ .

### 5.6.1 Burk-Thompson vs. MRF

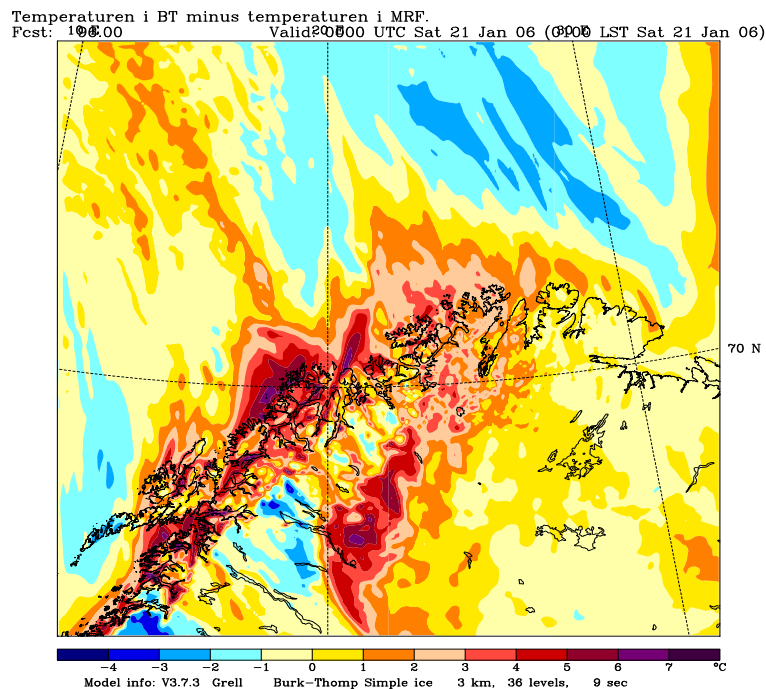
Ut i fra gjennomsnittsfeilen i tabell 5 og en nærmere studie av figur 5.1 (s.40) kan en se at MRF-skjemaet stort sett gir for lav trykkdifferanse mellom Tromsø og Vadsø, mens Burk-Thompson-skjemaet i perioder gir for høy trykkdifferanse. I tabell 5 så en imidlertid at simulering B1 ga såvidt mindre gjennomsnittlig absoluttfeil i trykkdifferansen enn simulering B2. Hvis en sammenligner trykket redusert til havets nivå mellom simulering B1 og B2 den 21. januar kl.00Z, et tidspunkt der en ut i fra figur 5.1 (s.40) kan se at trykkforskjellen i B2 er mye større enn i B1, kan en se at Burk-Thompson generelt sett lager lavere trykk vest for Finnmark og litt høyere trykk lenger øst enn MRF-skjemaet (figur 5.60). Siden trykket i figur 5.60 er omtrent 3.5-4 hPa lavere i Tromsø og 0-0.5 hPa høyere i Vadsø når en bruker Burk-Thompson-skjemaet, blir forskjellen i trykkforskjellen mellom Tromsø og Vadsø mellom de to skjemaene ekstra stor ved dette tidspunktet. Det lave trykket som Burk-Thompson-skjemaet får langs vestkysten, står mest sannsynlig i forbindelse med at dette skjemaet gir mer nedsynking av luft i forbindelse med dannelse av fjellbølger over fjellene i disse områdene. Luft som synker varmes opp adiabatisk, og en får derfor høyere temperatur og lavere trykk her. Dette kan en se igjen i figur 5.61 som viser temperaturforskjellen i 1000 meters høyde mellom simulering B2 og B1. Her ser en hvordan lufta vest for fjellene i dette nivået er opptil 7 grader høyere når en bruker Burk-Thompson-skjemaet. På figur 5.1 ser en samtidig at trykkdifferansen til Burk-Thompson-skjemaet med 36 vertikale lag er omtrent 2.5 hPa for stor, i forhold til trykkdifferansen som er hentet fra de observerte verdiene på dette tidspunktet.

MRF-skjemaet har samtidig en 1.5 hPa for liten trykkforskjell. Dette tyder på at denne nedsynkingseffekten er underdrevet her. Denne underdrivelsen kan stå i sammenheng med at MRF-skjemaet mange plasser gir for mye oppstrøms blokkering, og får derfor partiklene til å gå rundt fjellene i stedet for over. Dette kan en se igjen hvis en sammenligner trajektoriene oppstrøms av Tanafjorden i de to skjemaene med uforandret sjøtemperatur (figur 5.62). Her ser en hvordan vinden fra de samme trajektoriepunktene blir presset rundt Digermulen, og blir samlet omkring vestsiden av Tanafjorden når en bruker MRF-skjemaet. Ser en på differansen i vindstyrke mellom de to skjemaene, ser det ut til at dette påvirker vindstyrken innerst i Tanafjorden mest. Her gir MRF-skjemaet 2 til 6 m/s mer vind 100 meter over bakken (figur 5.63). I utløpet av fjorden ser det ut som det er liten forskjell mellom skjemaene, og ansamlingen av trajektorier på vestsiden i MRF-skjemaet ser ikke ut til å påvirke forskjellen i vindstyrke mellom skjemaene betydelig.

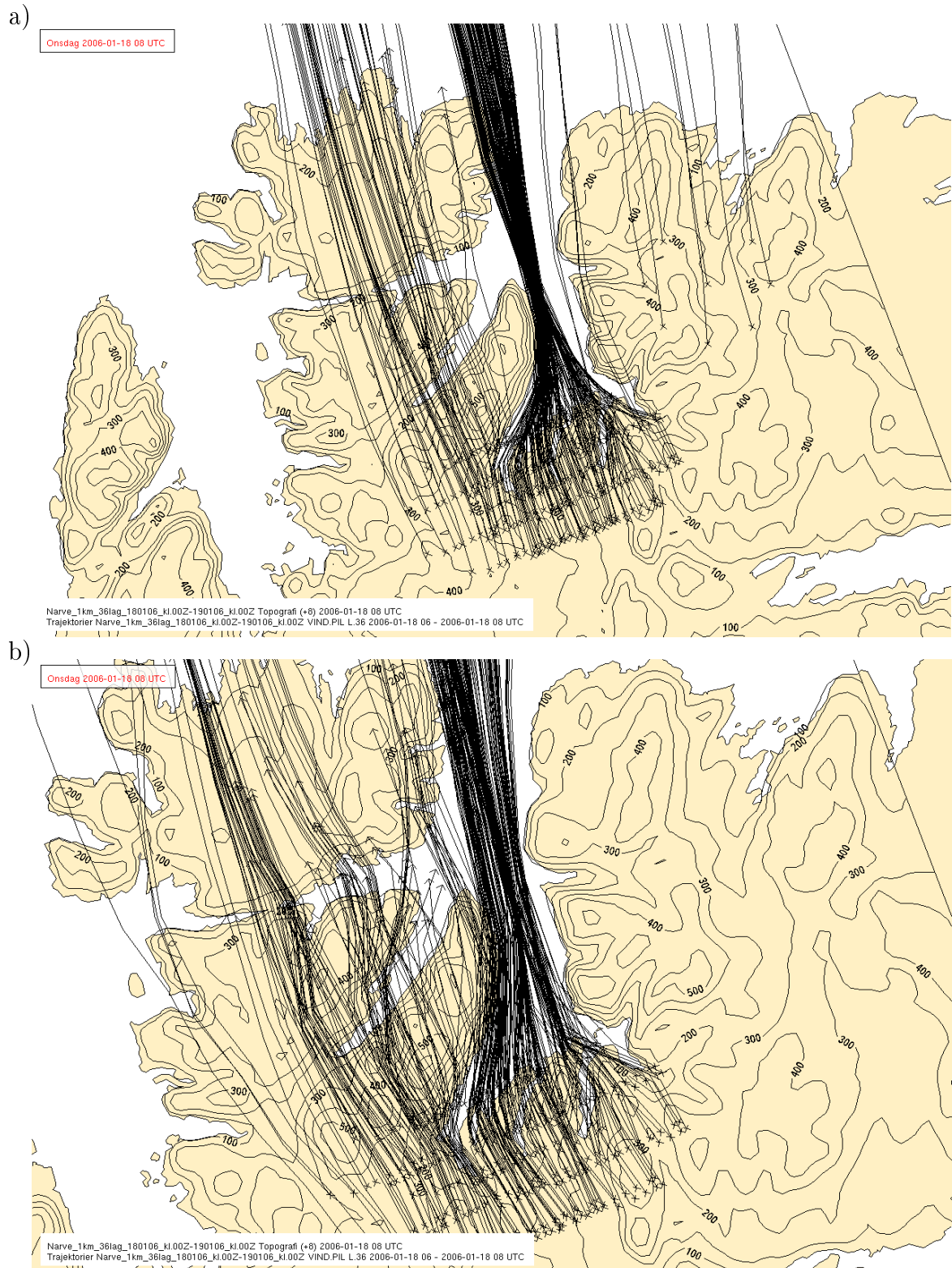
I figur 5.63 kan en også se at denne overdrevne oppstrøms blokkeringen ser ut til å skape vindskygger enkelte plasser, der det kanskje ikke skulle vært vindskygger. Mange partikler ser f.eks. ikke ut til å klare å passere Stjernøya (øya vest for Rognsundet), noe som skaper en vindskygge på nordsiden av denne hvor det egentlig skulle vært en sterk traktvind. Bidraget fra strømmen over Stjernøya så en også var med på å gjøre trykkforskjellen gjennom Rognsundet større. Når en her ikke får en slik overstrømming av luft over Stjernøya, ser en direkte at trykkforskjellen blir mindre når en bruker MRF-skjemaet (figur 5.64 sammenlignet med figur 5.47 s.81). Sammenligner en i tillegg det



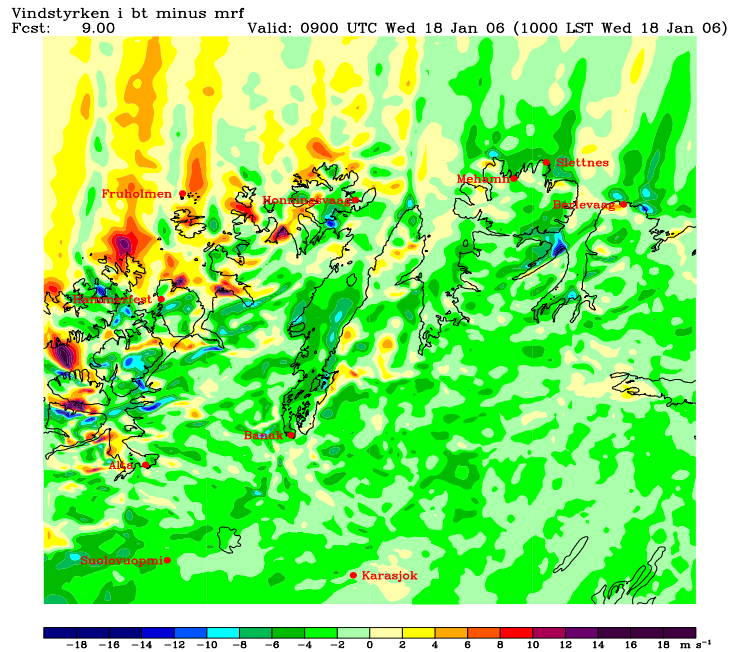
Figur 5.60: Forskjellen i trykket redusert til havets nivå (fargete konturer hver 0.5 hPa) mellom simulering B2 som bruker Burk-Thompson-skjemaet og B1 som bruker MRF-skjemaet (B2-B1),  $\Delta x = 3\text{km}$ , den 21. januar kl. 00Z.



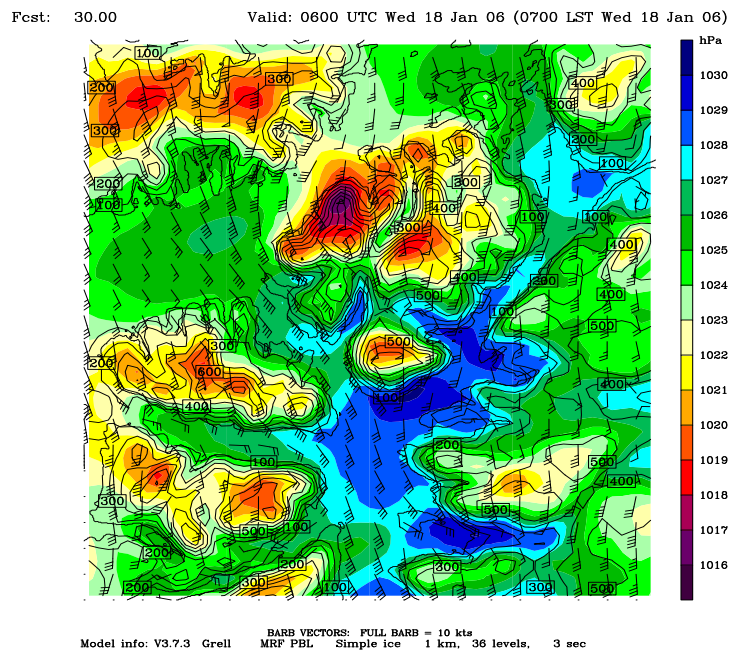
Figur 5.61: Forskjellen i temperaturen i 1000 meters høyde (fargete konturer med  $1^\circ\text{C}$  mellom hver kontur) mellom simulering B2 som bruker Burk-Thompson-skjemaet og B1 som bruker MRF-skjemaet (B2-B1),  $\Delta x = 3\text{km}$ , den 21. januar kl. 00Z.



Figur 5.62: Vindtrajektorier oppstrøms for Tanafjorden fra nederste modellnivå den 18.januar kl.06 til 08 i: a) B9s 1km-simulering hvor MRF-skjemaet er brukt og b) B3s 1km-simulering hvor Burk-Thompson-skjemaet er brukt.



Figur 5.63: Forskjellen i vindstyrke (fargete konturer med 2 m/s mellom hver) i  $z=100\text{m}$  mellom 1km-simuleringen til B3 (som bruker Burk-Thompson skjemaet) og B9 (som bruker MRF-skjemaet) den 18. januar kl.09Z (B3-B9).



Figur 5.64: Trykket redusert til havets nivå (fargete konturer med 1 hPa mellom hver) og vindvektorer fra nederste modell nivå (WHO standard med vindstyrke i knop) fra hvert 3. gitterpunkt i 1km-simuleringen til B1 hvor MRF er grenselagsskjema. 18. januar kl. 06Z (se for øvrig figur 5.47 s.81 hvor Burk-Thompson-skjemaet er brukt).

vertikale snittet gjennom Rognsundet i de to skjemaene (figur 5.46a (s.80) og figur 5.65), ser en at temperaturen i de laveste nivåene i sundet er høyest og stabiliteten minst i MRF-skjemaet. At det er mindre kald luft som strømmer ut gjennom sundet i MRF-skjemaet, bidrar til at trykket ved inngangen av Rognsundet blir lavere i dette skjemaet, noe en også kan se direkte om en sammenligner figurene 5.64 og 5.47 (s.81). At stabiliteten oppstrøms blir noe lavere, bidrar til at den ikke-dimensjonale fjellhøyden blir lavere, noe som i følge Gaberseck and Durran (2004) skal gi mindre traktvind når en som her, er i fjellbølgeregimet. Ser en igjen på figur 5.65, ser en også at isentropene ikke heller like mye nedover slik de gjorde i figur 5.46a, og en får derfor ikke like mye nedsynking av luft og konvertering fra potensiell til kinetisk energi i selve trakta. Alt dette i tillegg til at det storstilte trykket generelt er lavere i Burk-Thompson-skjemaet langs vestkysten (figur 5.60), noe som også bidrar til en større trykkgradient igjennom trakta, gjør at traktvinden i utgangen av Rognsundet blir mye svakere i MRF-skjemaet (figur 5.63 og 5.66). Den sterke vinden lenger øst som en kan se i figur 5.66, ser nemlig ikke ut til å være resultatet av noen traktvind, men ser først og fremst ut til å være sterk levind pga. strømmen over fjellene på Seiland.

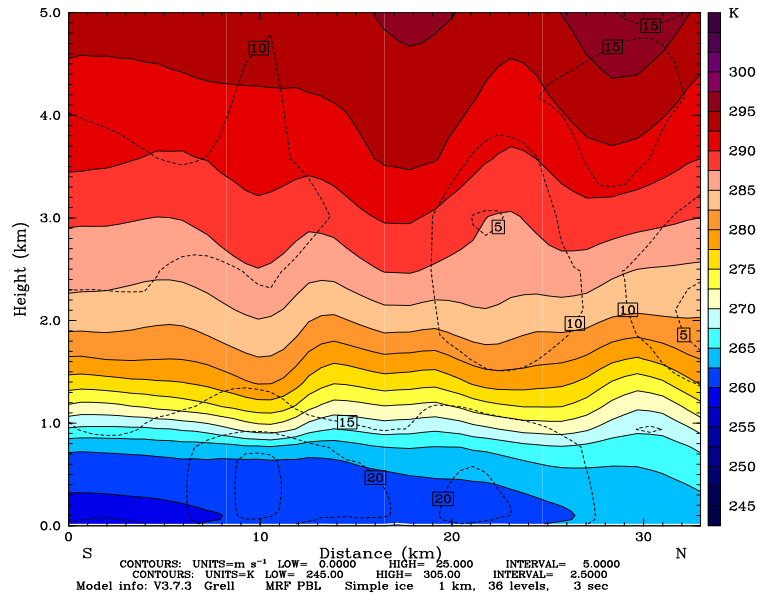
Andre plasser der en hadde for store vindskyggeområder i Burk-Thompson-skjemaet den 18. januar kl. 09, har ikke MRF-skjemaet like store vindskygger. Dette gjelder spesielt i området i boks 3 fra figur 5.5 (s.46) i tillegg til områdene nord for Nordkinnhalvøya og Berlevåg (figur 5.63). Studerer en også vinden i Porsanger, hvor Burk-Thompson skjemaet ga for lav vind, ser en at MRF-skjemaet gir sterkere vind (figur 5.63 og 5.66). Hovedgrunnen til at BT-skjemaet fikk for lite vind i Porsanger, var for lite nedblanding av momentum, noe som bedret seg når en endret sjøtemperaturen og fikk en mindre stabil sjiktning. MRF-skjemaet som bruker ikke-lokal blanding i grenselaget, ser imidlertid ut til å gi mer nedblanding av momentum her, selv når sjøtemperaturen er for lav. I figur 5.63 ser en at MRF-skjemaet nettopp gir en 4-6 m/s større vind i Porsanger 100 meter over bakken ved dette tidspunktet. Beveger en seg ned til bakken (figur 5.66), ser en imidlertid at den for lave sjøtemperaturen bl.a. bidrar til at vindstyrken bare er omtrent 2-4 m/s større i MRF-skjemaet, og fortsatt er opptil 4 m/s for lav i forhold til SAR-bildet (figur 5.5 s.46).

Om en til slutt sammenligner gjennomsnittsvinden til MRF-skjemaet med BT-skjemaet der de meteorologiske stasjonene ligger, ser en at MRF-skjemaet kun er nærmere den observerte verdien i Alta, Karasjok, på Fruholmen og på Banak (figur 5.67). I Karasjok og i Alta er forskjellene små, noe en sammenligning av gjennomsnittsfeilen bekrefter (tabell 6). Sammenligner en gjennomsnittsfeilen til Banak og Fruholmen, ser en at MRF-skjemaet i gjennomsnitt underdriver vindstyrken på Fruholmen og overdriver vindstyrken på Banak, mens Burk-Thompson skjemaet gjør det motsatte. Ser en på gjennomsnittlig absoluttfeil er det imidlertid bare på Banak av disse to at MRF-skjemaet er best (tabell 6). Dette betyr at selv om Burk-Thompson-skjemaet gir store feil når det gjelder bakkeobservasjonene i 1km-simuleringen, ser det ut til at feilen er større på de fleste stasjonene når en bruker MRF-skjemaet. MRF-skjemaet gir kun tydelig bedre resultat på Banak i Porsanger, der stor vertikal blanding av momentum betyr mye for



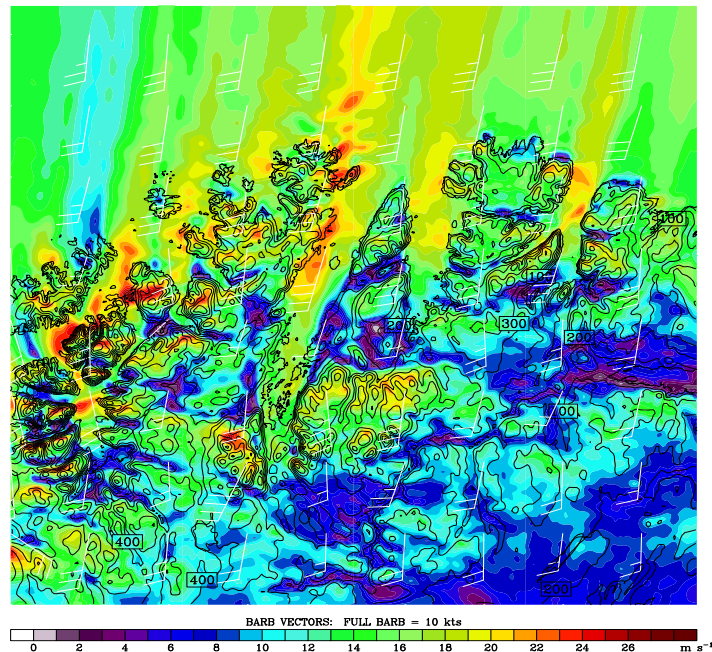
## 5.6 Bruk av forskjellige grenselagsskjemaer og ulik vertikal resolusjon 100

Dataset: 1km RIP: pot2 Init: 0000 UTC Tue 17 Jan 06  
 Fcst: 30.00 Valid: 0600 UTC Wed 18 Jan 06 (0700 LST Wed 18 Jan 06)  
 Potential temperature XY= 33.0, 89.0 to 11.5,114.0

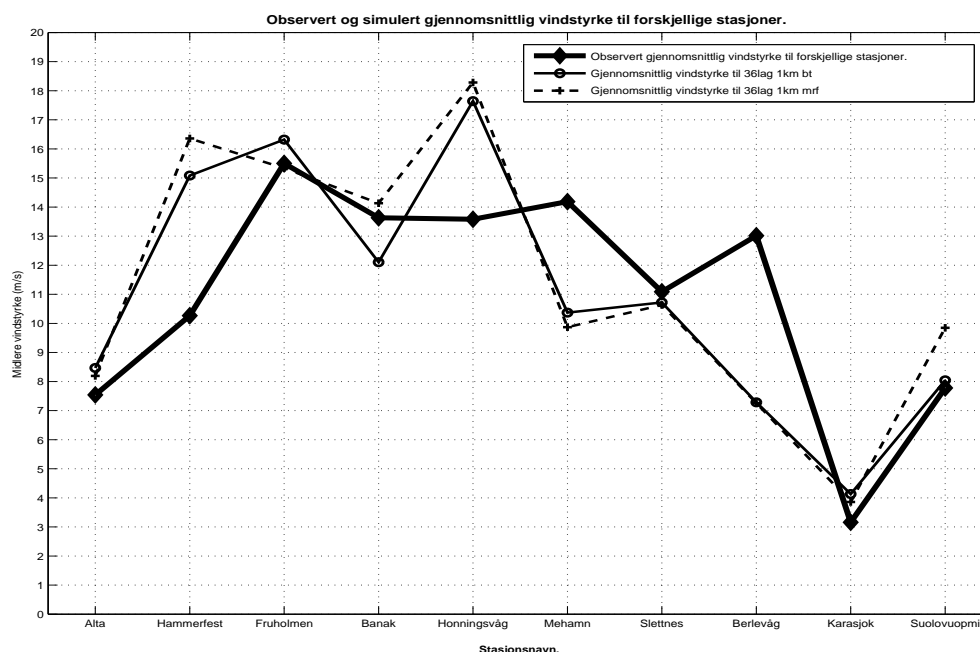


Figur 5.65: Snitt gjennom Rognsundet som i figur 5.46b s.80 (hvit strek figur 5.46a s.80), men i simulering B1 hvor MRF er grenselagsskjema.

Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)



Figur 5.66: Vindstyrken (fargete konturer med 1 m/s mellom hver) og vindvektorer (WHO standard med vindstyrke i knop) i nederste modellnivå i 1km-simuleringen til B9 hvor MRF er grenselagsskjema den 18. januar kl. 09Z. Vindvektorer vist fra hvert 30. gitterpunkt (se for øvrig figur 5.6 s.46 hvor Burk-Thompson-skjemaet er brukt). Svarte høydekoturer har ekvidistanse på 100 m.



Figur 5.67: Simulering B1 (stiplet linje) og B2 (tynn heltrukken linje) sin gjennomsnittsvind i nederste modellnivå på forskjellige stasjoner sammenlignet med observerte verdier (tykk heltrukken linje) 10 meter over bakken (vindstyrken på alle stasjonene i disse 2 simuleringene kan sees i figur A.4 s.121). Forkortelsene bt og mrf betyr at Burk-Thompson og MRF er brukt som grenselagsskjema.

Stasjonsnavn	Gjennomsnittsfel (MBE)		Gjennomsnittlig absoluttfeil (MAE)	
	Burk-Thompson	MRF	Burk-Thompson	MRF
<b>Grenselags-skjema:</b>				
Alta	-0.8	-0.5	1.9	1.8
Hammerfest	-5.0	-6.3	5.7	6.3
Fruholmen	-0.8	0.4	1.9	1.9
Banak	1.4	-0.6	3.0	2.7
Honningsvåg	-4.3	-4.9	4.5	4.9
Mehamn	3.1	3.6	4.1	4.9
Slettnes	0.8	0.8	3.5	4.6
Berlevåg	6.5	6.5	7.1	7.7
Karasjok	-1.1	-0.8	1.4	1.2
Suolovuopmi	-0.5	-2.3	1.5	2.4
Gjennomsnitt	-0.1	-0.4	3.5	3.8

Tabell 6: Gjennomsnittsfel og gjennomsnittlig absoluttfeil av vindstyrke mellom observasjonene på de ulike bakkestasjonene 10 meter over bakken og simulering B1 og B2 med  $\Delta x = 1\text{ km}$  i nederste modellnivå. Definisjon av størrelsene MBE og MAE finnes i kap. 2.4 (s.17)

vindstyrken i de lavere nivåene. At den storstilte trykkdifferansen mellom Tromsø og Vadsø og stabiliteten over Sodankylä er noe bedre i MRF-skjemaet (36 vertikale lag) som en så i tabell 5, ser derfor ikke ut til å gi riktigere vindforhold der de meteorologiske stasjonene ligger.

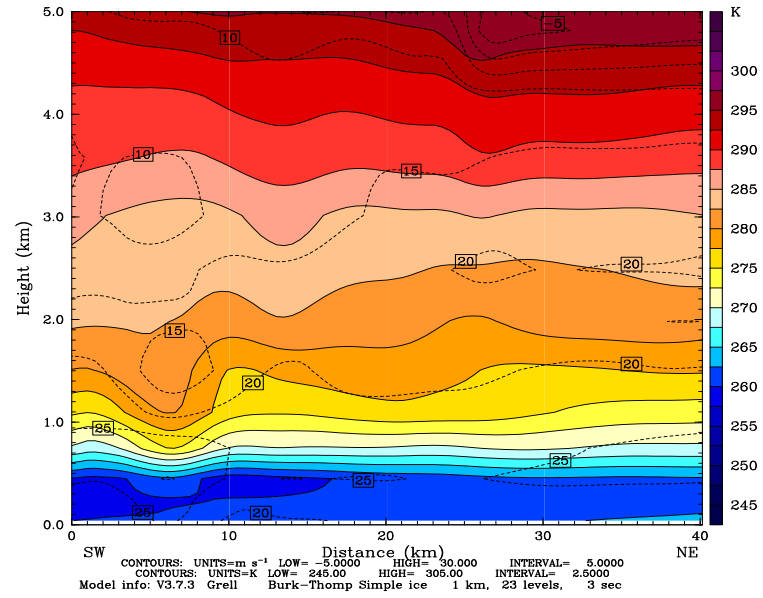
### 5.6.2 23 vs. 36 vertikale lag

En så i starten av denne seksjonen at den storstilte trykkdifferansen mellom Tromsø og Vadsø fikk noe større gjennomsnittlig absoluttfeil, mens stabiliteten over Sodankylä fikk noe mindre gjennomsnittlig absoluttfeil, når en økte den vertikale resolusjonen i de nedre lagene, dvs. en total økning fra 23 til 36 vertikale lag, og brukte Burk-Thompson som grenselagsskjema. Grunnen til dette kan bl.a. være som en så i forrige avsnitt, at Burk-Thompson-skjemaet overdriver nedsynkningen av luft bak fjellene på vestsiden av Finnmark, og at denne effekten blir enda sterkere når en bruker 36 kontra 23 vertikale lag. Dette kommer av at en bedre oppløsning av den vertikale resolusjonen fra 700 hPa og nedover, sannsynligvis bidrar til at fjellbølgene også blir bedre oppløst. Gjennomsnittsseilen i trykkdifferansen i tabell 5 (s.94) gir også en negativ verdi når en bruker 36 lag, mens en får en positiv verdi når en bruker 23 lag. Dette bekrefter at trykkdifferansen i gjennomsnitt er for høy når en bruker 36 lag, mens den faktisk er litt for lav når en bruker 23 lag. At fjellbølger blir bedre oppløst når en bruker 36 vertikale lag, kan en også se hvis en tar snittet gjennom Magerøya i 1km-simulering A3 med 23 vertikale lag (figur 5.68). Sammenligner en med simuleringen med 36 vertikale lag (figur 5.10), kan en se at fjellbølgene blir dårligere oppløst i figur 5.68, og at en derfor bare får et tydelig vindmaksimum i 500 meters høyde på rundt 30 m/s i  $x=7\text{km}$  og ikke i  $x=22\text{km}$ . Selv om dette kan minne litt om situasjonen en fikk når en hadde 3km mellom gitterpunktene og 36 vertikale lag (figur 5.11 s.50), ser det allikevel ikke ut til at disse bølgene blir like dårlig oppløst, når en reduserer den vertikale i forhold til den horisontale oppløsningen.

I Sørøysundet der simuleringen med 36 lag skapte brytende fjellbølger, kan en også se tydelige forskjeller når en bruker 23 kontra 36 vertikale lag. Bl.a. kan en se i figur 5.69 at vindskyggeområdet i Sørøysundet som både SAR-bildet, 1km- og 3km-simuleringen med 36 vertikale lag ville ha ved dette tidspunktet, ikke er til stede når en bruker 23 vertikale lag og 1km mellom gitterpunktene. Dette kan en også se igjen den 21. januar kl.00Z der 1km-simuleringen med 36 vertikale lag hadde kraftig bølgebrytning fra bakken og opptil en høyde på 3km (figur 5.52 s.87). Tar en det samme vertikale snittet over Seiland, men nå med 23 vertikale lag (figur 5.70), kan en se at bølgebrytningen ikke er like kraftig. For det første har den noe større horisontal utbredelse, samtidig som den ikke går like langt ned på lesiden av fjellet. Isentropene ser derfor ikke ut til å bli presset like tett sammen nedstrøms, og området med sterk vind brer seg ut over et større vertikalt og horisontalt område. Området med mindre vind som ble skapt under det hydrauliske hoppet, ser her ut til å befinne seg lenger nedstrøms (omtrent i  $x=44\text{km}$ ). Dette ser ut til å være grunnen til at vindskyggeområdet nå ikke lenger befinner seg i selve Sørøysundet, men i et område over Sørøya (figur 5.69).

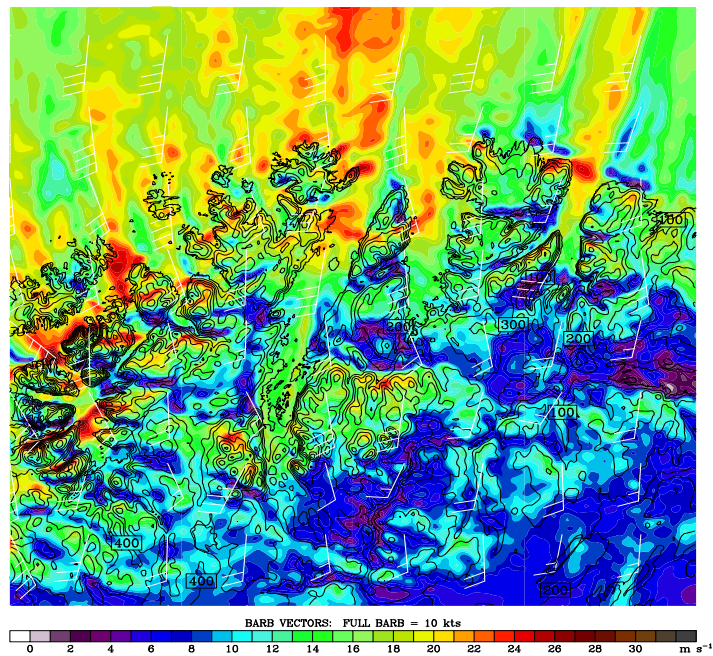
Forskjellene mellom kjøringene med 3km mellom gitterpunktene og 36 vertikale lag

Dataset: 1km RIP: nordkapp snitt Init: 0000 UTC Wed 18 Jan 06  
 Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)  
 Potential temperature XY= 126.6,187.3 to 129.9,227.3



Figur 5.68: Vertikalt tverrsnitt over Magerøya som i figur 5.10 (s.49), men i simulering A3 med 23 vertikale lag (svart strek figur 5.9 s.49).

Fcst: 9.00 Valid: 0900 UTC Wed 18 Jan 06 (1000 LST Wed 18 Jan 06)



Figur 5.69: Samme som figur 5.6 s.46, men i simulering A3 ved bruk av 23 vertikale lag.

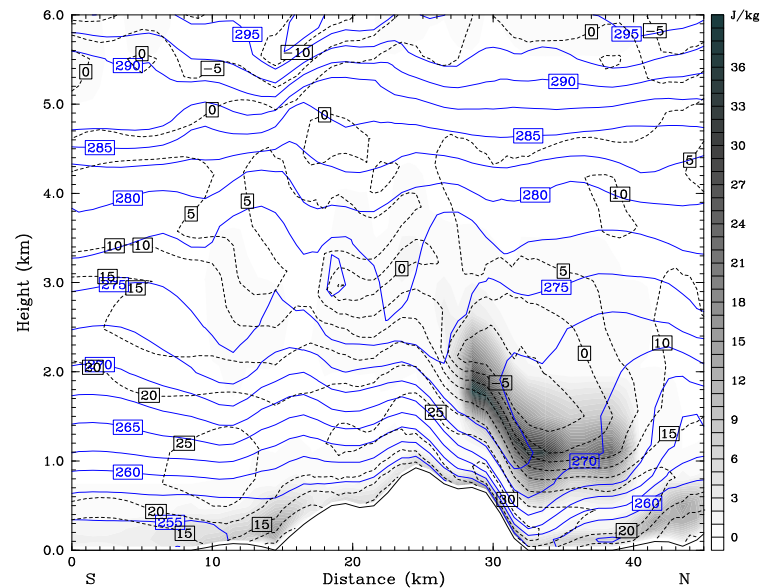
(figur 5.53 s.88) og 1km mellom gitterpunktene og 23 vertikale lag (figur 5.70), ser ut til å være representasjonen av den vertikale utstrekningen til bølgebrytningen og representasjonen av bakoverhellende isentropier. Når en bruker 3km mellom gitterpunktene og 36 vertikale lag, forsvinner nemlig de bakoverhellende isentropene, men den vertikale utstrekningen av bølgebrytningen forsvinner ikke. Når en bruker 23 vertikale lag og 1km mellom gitterpunktene, får en fremdeles bakover hellende isentropier, men den vertikale utstrekningen av bølgebrytningen er mye mindre. En reduksjon av den vertikale resolusjonen i de nederste nivåene påvirker dermed representasjonen av bølgene på en annen måte enn en reduksjon av den horisontale resolusjonen. I dette tilfellet er det vanskelig å si hvilken av de to som er best. I begge snittene ser det bl.a. ut til at det blir generert omtrent like mye turbulens, selv om plasseringen for området med mest turbulens er forskjellig (figur 5.53 s.88 og 5.70).

Som en så i tabell 5 (s.94) fikk også stabiliteten noe mindre gjennomsnittlig absoluttfeil når en brukte flere vertikale lag fra 700 hPa og nedover. Dette kommer nok spesielt av at den sterke inversjonen over Sodankylä dermed blir bedre oppløst. Dette kan en også se i figur A.1 (s.115), hvor en har sammenlignet den vertikale temperaturprofilen til de to simuleringene med ulik vertikal resolusjon med temperaturen som ble observert over Sodankylä. Her ser en at ved de tidspunktene der en har en sterk inversjon i de nederste nivåene, dvs. fra 19.januar kl.00Z til 21. januar kl.00Z, er simuleringen med 36 lag nærmere det som ble observert. Dette stemmer også overens med det en kunne se i figur 5.4b (s.44).

Studerer en imidlertid vindfeltet nærmest bakken som helhet, f.eks. den 18. januar kl.09Z (figur 5.69 s.103) og sammenligner det med simuleringen med 36 vertikale lag på samme tidspunkt (figur 5.6 s.46), ser en i store trekk bare små forskjeller mellom kjøringene. Traktvindene ut Rognsundet og sundet vest for Hammerfest kan her sees igjen, i tillegg til sterk vind i utkanten av Laksefjorden og Tanafjorden. Som allerede nevnt får en de største forskjellene på plasser hvor en har fjellbølger. Når det gjelder traktvinden ut Rognsundet, kan en imidlertid se at maksimumspunktet i utgangen av trakta som en så når en brukte 36 vertikale lag i en 100-200 meters høyde (figur 5.46b), er forsvunnet når en ser på simuleringen med 23 lag fra samme tidspunkt (figur 5.71). Videre kan en se i dette snittet at isentropmønsteret ikke er like detaljert når en bruker 23 lag. Dette resulterer bl.a. i at et vindminimum i starten av snittet i en 600-800 meters høyde, som en kan se når en brukte 13 flere vertikale lag (figur 5.46b s.80), ikke kommer fram når en bruker 23 lag (figur 5.71). Studerer en i tillegg vinden i nederste modellnivå ut Rognsundet over tid, kan en se forskjeller. Her ser vinden også i perioder ut til å være noe svakere når en bruker 23 vertikale lag. Dette er spesielt tydelig i slutten av stormen den 23. januar kl.00Z når det geostrofiske feltet har dreid mer sørvest og står mer 90 grader på trakta, og simuleringen med 36 lag gir da 5-10 m/s sterkere vind (ikke vist her).

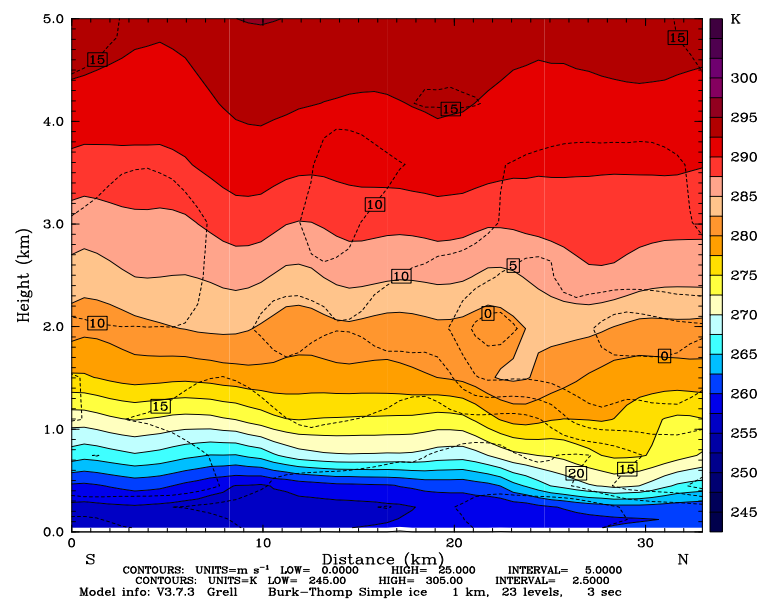
En statistisk sammenligning av gjennomsnittsvind mellom simuleringene med 23 og 36 vertikale lag på de meteorologiske stasjonene lot seg imidlertid ikke gjennomføre. Dette kom av at alle modellresultatene som ble brukt i sammenligningene med observert 10

Fest: 96.00 Valid: 0000 UTC Sat 21 Jan 06 (0100 LST Sat 21 Jan 06)



Figur 5.70: Vertikalt snitt over Seiland og gjennom Sørøysundet som i figur 5.52 s.87, men her i simulering A2 med 23 vertikale lag (hvit strek figur 5.50a s.85).

Dataset: 1km RIP: pot2 Init: 0000 UTC Tue 17 Jan 06  
 Fest: 30.00 Valid: 0600 UTC Wed 18 Jan 06 (0700 LST Wed 18 Jan 06)  
 Potential temperature XY= 33.0, 89.0 to 11.5,114.0



Figur 5.71: Vertikalt snitt gjennom Rognsundet som i figur 5.46b s.80, men her i simulering A2 med 23 vertikale lag (hvit strek figur 5.46a s.80).

meters vind, ble hentet fra nederste modellnivå i stedet for i 10 meters høyde. Det nederste modellnivået ved bruk av 36 vertikale lag  $\sigma=0.9975$  tilsvarer omtrent  $z=20$  m og ligger lavere enn det nederste modellnivået ved bruk av 23 vertikale lag  $\sigma=0.995$  som tilsvarer omtrent  $z=40$  m. Dette førte til at gjennomsnittsvinden når en brukte 23 lag, ble litt høyere i forhold til 36 lag på samtlige stasjoner, siden en har mindre friksjon i  $z=40$  m i forhold til  $z=20$  m. Vindstyrkene var derfor ikke sammenlignbare.

### 5.6.3 Avsluttende kommentar til sammenligningen av ulike grenselagsskjema og ulik vertikal resolusjon

I sammenligningen mellom de ulike grenselagsskjemaene er stort sett bare fineste horisontale og vertikale oppløsning blitt brukt. En har derfor i liten grad tatt hensyn til at en skulle få forandringer i forskjellen mellom skjemaene, når en endrer slik oppløsning. Sammenligningen av stortilt trykkforskjell og oppstrøms stabilitet ble imidlertid gjort i 3km-området både med 23 og 36 vertikale lag (tabell 5 s.94). Det at en brukte en grovere horisontal oppløsning og endringen av vertikal oppløsning i de nederste nivåene, tydet imidlertid ikke på at forskjellen mellom skjemaene skulle bli annerledes.

I sammenligningen mellom ulik vertikal resolusjon i grenselaget er det på samme måte stort sett fineste horisontale oppløsning som er blitt brukt. Her antar en derfor at bruken av en grovere horisontal oppløsning ikke vil skape kvalitativt andre forskjeller i bruken av 23 kontra 36 vertikale lag. Når det gjelder grenselagsskjema, er det Burk-Thompson som er blitt brukt, siden skjemasammenligningen viste at den på de fleste steder var nærmest det som ble observert (kap. 5.6.1 s.95). Sammenligningen av stortilt trykkforskjell og oppstrøms stabilitet ble imidlertid gjort i 3km-området både med Burk-Thompson- og MRF-skjemaet. I motsetning til Burk-Thompson-skjemaet, fikk en når en brukte MRF-skjemaet mindre gjennomsnittlig absoluttfeil av den storstilte trykkforskjellen mellom Tromsø og Vadsø, når en fikk en finere vertikal resolusjon fra 700 hPa og nedover. Stabiliteten over Sodankylä ble også mindre. Det er derfor ingenting som skulle tyde på at en ikke skulle få bedre vindresultat, når en løser opp grenselaget bedre, men bruker MRF som grenselagsskjema.

## 6 Oppsummering og konklusjon

### 6.1 Modellens representasjon av vindforholdene under stormen Narve.

Målet med oppgaven var i første omgang å se hvordan MM5-modellen, ved bruk av forskjellig horisontal oppløsning, klarte å reprodusere vindforholdene under stormen Narve. Håpet var at en finere horisontal oppløsning ville gi bedre modellresultat. For å svare på dette ble simuleringer med henholdsvis 9km, 3km og 1km mellom gitterpunktene kjørt og sammenlignet. Sammenligningen mellom bakkeobservasjonene og modellsimuleringene viste imidlertid at det i all hovedsak var 9km-simuleringen som kom nærmest de observerte verdiene på de fleste stasjonene, når det gjaldt gjennomsnittsvind og totalt sett fikk minst gjennomsnittlig absoluttfeil (tabell 3, s.58). I utgangspunktet skulle en tro at finere horisontal oppløsning ville gi størst forbedring i områder med komplisert topografi, dvs. i områder som da blir best oppløst. Situasjonen i områdene til de meteorologiske stasjonene var allikevel motsatt. I 1km-simuleringen var det på stasjoner i åpne områder at vindstyrken var nærmest den observerte verdien. I områdene med mer komplisert topografi var 1km-simuleringen dårligst. Årsaken til dette varierte fra sted til sted. En gjennomgående feil som simuleringene gjorde, var bl.a. at de skapte for sterk vindskygge bak mange fjell. Denne vindskyggen ble tydeligere når en brukte finere horisontal oppløsning og topografien ble bedre oppløst. Andre feil var at småskalatopografi ikke ble ordentlig oppløst, og at modellen overdrev vindstyrken oppstrøms av enkelte fjell. Dette førte til at bruken av 1km og 3km mellom gitterpunktene, faktisk ga et dårligere resultat i disse områdene enn bruk av 9km mellom gitterpunktene.

Sammenligningen med SAR-bildene viste allikevel at 1km- og 3km-simuleringen klarte å reprodusere vindmønsteret bedre over større horisontale områder enn 9km-simuleringen. Forbedringen fra å gå fra 9km til 3km mellom gitterpunktene var relativt tydelig bare ved å se på det horisontale vindmønsteret. Forbedringen fra å gå fra 3km til 1km var ikke like tydelig. Ved å studere ulike vertikale tverrsnitt kunne en likevel se at spesielt fjellbølger ble bedre oppløst i 1km-simuleringen, og de fikk derfor større amplitude. Dette resulterte i at vindstyrken ved bakken ble sterkere i 1km-simuleringen i områder hvor det var stor aktivitet av fjellbølger, og fjellbølgene slo ned til bakken.

Bruken av grenselagsskjema så også ut til å ha en stor effekt på modellresultatene. MRF-skjemaet ga mer vertikal blanding og skapte mer oppstrøms blokkering. Derfor gikk lufta mange steder rundt fjellene der den egentlig skulle gått over. Burk-Thompson-skjemaet ga imidlertid ikke like mye vertikal blanding, men skapte mindre oppstrøms blokkering. Den fikk derfor presset lufta over fjellene i stedet for rundt på disse stedene. En tydelig forskjell mellom skjemaene var at traktvinden ut Rognsundet bare ble reprodusert når en brukte Burk-Thompson-skjemaet. En statistisk sammenligning med observasjonene på de meteorologiske stasjonene viste også at Burk-Thompson-skjemaet var nærmest den observerte verdien på de fleste stasjonene. Dette til tross for at dette skjemaet igjen så ut til å overdrive fjellbølgeeffekten og skape for mye nedsynking av luft på mange plasser.



En økning av den vertikale oppløsningen i de nederste nivåene, dvs. en totaløkning fra 23 til 36 vertikale lag, så imidlertid ikke ut til å ha like stor effekt på modellresultatene som bruken av forskjellig horisontal oppløsning. Fjellbølgene og andre vertikale detaljer ble imidlertid bedre oppløst når en brukte 36 vertikale lag. Spesielt gjaldt dette for den vertikale utstrekningen av bølgebrytningen på nordsiden av øya Seiland, som ikke ble ordentlig oppløst når en brukte 23 vertikale lag. En bedre vertikal oppløsning påvirket også til en viss grad styrken på vinden i lavere nivåer. Dette gjaldt særlig i områder der en hadde vertikalbevegelser som påvirket vindstyrken i lavere nivåer, som f.eks. i Rognsundet.

## 6.2 Forklaring på vindforholdene under stormen Narve.

Det andre målet med oppgaven var å forklare hva som skapte den sterke vinden og de lokale vindvariasjonene under stormen Narve. Spesielt var fokuset rettet mot effekten som topografi og sjøtemperatur spilte, for en eventuell lokal forsterkning av vinden. Som en så var denne stormen en situasjon der det storstilte trykkfeltet ved bakken holdt seg konstant sterk over en periode på seks dager. Et sterkt trykkfelt er i seg selv nok til å forklare hvorfor vinden holdt seg sterk over lang tid, men kan ikke forklare vindvariasjonene og den ekstremt kraftige vinden som oppsto nedstrøms av fjorder og sund og på lesiden av fjell. At fjorder og sund opptrer som trakter som forsterker vinden, er i seg selv ikke overraskende, men mer en bekreftelse på det en kunne mistenke før en undersøkte situasjonen nøyere. Det var imidlertid mer overraskende at den sterkeste vinden opptrådte i utgangen av traktene. Den vanlige tankegangen om at den sterkeste vinden oppstår inne i en trakt der tverrsnittsarealet er minst, viser seg derfor å være altfor enkel. Denne enkle teorien tar bl.a. ikke hensyn til vertikalbevegelser som foregår i trakta, som er med på å konvertere potensiell til kinetisk energi slik undersøkelsene til Gabersekk and Durran (2004) viser når en er i fjellbølgeregimet (kap. 2.2 s.11). Traktvinden ut Rognsundet er i så måte et godt eksempel. Den viser hvordan vinden akselererer hele veien gjennom trakta og nærmest blir fordoblet i forhold til oppstrømsverdien ved utgangen av trakten pga. slik nedsynking av luft.

Vinden ble for øvrig stort sett akselerert i fjorder og sund som gikk i himmelretningen sør/sørøst til nord/nordvest, siden disse lå mest til rette for vindakselerasjon når det geostrofiske vindfeltet var sørlig. Traktvinden ut Porsanger som ligger i en mer sørvest-nordøstlig retning, ble derfor ikke tydelig i simuleringene før det geostrofiske feltet dreide mer sørvestlig den 22. januar.

Sterke levinder som følge av fjellbølgeaktivitet og bølgebrytning viser også topografiens betydning for å skape sterk vind ved bakken. Siden en hadde lave temperaturer på innlandet og derfor høy stabilitet i de nederste nivåene oppstrøms, lå forholdene godt til rette for at slike oppdriftssvingninger kunne oppstå. Sadelpunktet som en så i 500 hPa-flaten over Finnmark, bidro til mindre vind i dette nivået og et reversert skjær i lagene under. Dette var en utløsende faktor til at bølgebrytning så lett kunne oppstå. Bølgebrytningen som oppstod i forbindelse med strømmen over øya Seiland, var særlig ekstrem. At 1km-simuleringen med 36 vertikale lag ville ha brytningen opptil en høyde

på 3km med en turbulensintensitet på over  $70 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , er med på å understreke faren slik luftstrøm kan ha for flytrafikk. At områder nedstrøms for slik bølgebrytning skaper hydrauliske hopp med nærmest reversert vind ved bakken, er også med på å understreke hvor mye vindforholdene varierte på små områder. I en avstand på omtrent 20 km fra traktvinden ut Rognsundet, via den sterke levinden på nordsiden av fjellene på Seiland, til det hydrauliske hoppet lengre nord i Sørøysundet fikk man en vindreduksjon på opptil 30 m/s. Samtidig steg temperaturen med rundt 15 grader, siden vinden som strømmet ned fra fjellene over Seiland i motsetning til den kalde traktvinden ut Rognsundet, ble oppvarmet adiabatisk.

Når det gjaldt sjøtemperaturens effekt på vindforsterkningen, så en hvordan vindforholdene endret seg når en satt sjøtemperaturen overalt til å være henholdsvis  $+5^\circ\text{C}$  og  $-33^\circ\text{C}$ . Ved å bruke en sjøtemperatur på  $+5^\circ\text{C}$ , som var nærmest de observerte verdiene i fjordene, skulle en tro at bidraget til å skape en sterkere trykkgradient og dermed større traktvind ut fjorder og sund, skulle være betydningsfullt. Resultatet ble imidlertid at når en hadde et veletablert synoptisk felt som under stormen Narve, var bidraget dette skapte på nedblanding av momentum fra høyden til de lavere luftlag, viktigere for den lokale forsterkningen av vinden der denne simuleringen skapte en mindre stabil sjiktning. Når sjøtemperaturen derimot ble redusert overalt til å være  $-33^\circ\text{C}$ , fikk en større oppstrøms blokkering pga. en større stabil sjiktning. Dette resulterte i at vinden ble flytende over en sterk inversjon i havområdene, hvor vindstyrken ved bakken ble mindre og vindstyrken i 100 meters høyde kraftigere. Viktigheten av å ha en riktig representasjon av sjøtemperaturen er derfor stor, for at nedblandingen av momentum fra høyere luftlag skal bli riktig. I MM5-modellen der en henter sjøtemperaturen fra ECMWF-analyser som ikke klarer å løse opp fjordene i Finnmark, har en her et klart forbedringspotensiale.

### 6.3 Konklusjon

En kan altså konkludere med at en totalt sett fikk bedre representasjon av vindforholdene under stormen Narve i simuleringer med:

- 1km mellom gitterpunktene, i forhold til 3km og 9km.
- 13 flere vertikale lag fra omtrent 700 hPa og nedover, slik at totalt antall vertikale lag økte fra 23 til 36.
- Burk-Thompson i stedet for MRF som grenselagsskjema.
- En sjøtemperatur på  $+5^{\circ}\text{C}$  overalt i forhold til å bruke sjøtemperaturen fra ECMWF-analyser eller bruke  $-33^{\circ}\text{C}$  overalt.

Skulle en basert seg utelukkende på sammenligningene mellom simuleringene og bakkeobservasjonene, kunne en tro at det ikke hjalp med en finere horisontal oppløsning for å få et bedre modellresultat. Sammenligningen med SAR-bildene viser allikevel at en faktisk får en forbedring, når en går ned i horisontal skala. Nødvendigheten av å bruke mange vertikale lag for å løse opp de nederste vertikale nivåene, er viktig for å få fram vertikale detaljer spesielt i forbindelse med fjellbølgeaktivitet. Burk-Thompson skjemaet ga mer strøm over fjell og klarte å reprodusere traktvinder som MRF-skjemaet ikke fikk reprodusert. En sjøtemperatur på  $+5^{\circ}\text{C}$  i fjordene var nærmere den observerte verdien, og ga den nødvendige nedblandingen av momentum i disse områdene.

Under stormen Narve ble vinden forsterket ut daler, fjorder og sund. De viktigste bidragsyterne til denne vindforsterkningen så ut til å være:

- Et geostrofisk vindfelt som lå gunstig til rette vindakselerasjon spesielt i trakter som lå rettet i himmelretningen fra sør/sørøst til nord/nordvest.
- Nedsynking av luft gjennom traktene og fra fjellene rundt, som bidrar til å varme opp lufta adiabatisk og gjøre trykket lavere, særlig i utgangen av traktene. En kan også se på dette som en konvertering fra potensiell til kinetisk energi i forbindelse med synkende isentroper.
- Oppstigning av luft i starten av traktene og foran fjellene i nærheten av traktåpningen som bidrar til å avkjøle lufta adiabatisk og gjøre trykket høyere i inngangen av traktene. Dette kan også ses på som en konvertering fra kinetisk til potensiell energi i forbindelse med stigende isentroper.
- Transport av momentum fra høyere luftlag i forbindelse med fjellbølgeaktivitet fra fjellene rundt.

De tre første punktene bidrar å til øke trykkgradienten gjennom traktene. Tar en utgangspunkt i likning 2.13 (s.13), hvor det første leddet kan sees på som akselerasjonen i en trakt (Gabersek and Durran, 2004):

$$\frac{\partial \rho u^2}{\partial x} = -\frac{\partial \rho uv}{\partial y} - \frac{\partial \rho uw}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial x}$$

kan en se at en økt trykkgradient som bidrar til å gjøre  $\frac{\partial p}{\partial x}$  mer negativ, gir større  $u$  (sterkere vind). Det fjerde punktet bidrar til å gjøre  $\frac{\partial \rho u w}{\partial z}$  mer negativ, pga. nedadgående transport (negativ  $w$ ) av  $u$ -momentum ( $u$  stiger med høyden), og gir dermed også større  $u$ .

På lesiden av fjell ble også vinden mange plasser forsterket. Her så de viktigste bidragsyterne ut til å være:

- Ikke-brytende fjellbølger som transporterte momentum ned til lavere luftlag.
- Brytning av fjellbølger hvor fjellbølgeenergien ble absorbert og reflektert i kritiske nivå. Dette kan også sees på som en akselerasjon på lesiden av fjellet pga. en overgang fra subkritisk til superkritisk strøm på toppen av fjellet fra hydraulisk teori. Det siste punktet kan også sees på som en overgang fra potensiell til kinetisk energi pga. nedsyning av isentroper på lesiden av fjellet.

Den høye sjøtemperaturen ga også sterkere vind ved bakken. Bidragsyterne til dette var:

- Nedblanding av momentum fra høyere luftlag, siden en høyere sjøtemperatur bidrar til å gjøre de nederste luftlag mindre stabil.
- Til en viss grad gi større horisontal trykkgradient. Denne økte trykkgradienten ser imidlertid ikke ut til å ha en like stor betydning som nedblanding av momentum, når en har et veletablert synoptisk felt som her.

I tillegg til denne vindforsterkningen, fikk en også områder der vinden ble svekket. Totalt sett gjorde dette at vinden varierte mye fra sted til sted.

Årsaken til disse vindskyggene var som følger:

- At mindre luft ble presset over fjellene i enkelte områder pga. mye oppstrøms blokkering og en fikk derfor områder med mindre vind nedstrøms av disse fjellene.
- Hydrauliske hopp som skapte vindskygger nedstrøms av sterk bølgebrytning.
- Oppstigning av luft foran fjell som ble avkjølt adiabatisk, og dermed skapte høyere trykk.
- Oppstigning av luft under bølgetoppene til ledbølger.

Hvorfor vinden mange steder varierte i tid, var imidlertid vanskeligere å finne konkrete forklaringer på, siden en ikke hadde nok SAR-bilder til å kunne verifisere slike tidsvariasjoner. Ut i fra bakkeobservasjonene så allikevel en hovedårsak ut til å være bidraget fra ikke-stasjonære fjellbølger.

## 6.4 Noen ubesvarte spørsmål og framtidige utfordringer.

- **Svakheter i MM5-modellen:**

På enkelte plasser ser det ut til at det ikke hjelper å øke den horisontale oppløsningen, for å få et riktigere modellresultat. Kanskje kan en enda bedre oppløst topografi og enda finere horisontal oppløsning enn 1km, gi bedre resultat. Men i områder der MM5-modellen skaper for stor vindskygge bak fjell, og vindskyggen blir større når den horisontale oppløsningen blir bedre, er det tvilsomt at dette hjelper. En er derfor også nødt til å finne ut hvorfor MM5-modellen skaper vindskygge bak slike fjell. En bør også finne ut hvorfor fjellbølgeamplituden blir for stor på enkelte passer og hvorfor vindstyrken blir overdrevet oppstrøms av enkelte fjell i modellen. At en i framtiden kunne hentet analysedata som løser opp fjordene og får med sjøtemperaturen her, hadde også vært ønskelig.

- **Vindvariasjoner i fjorder og sund over tid:**

En har for få SAR-bilder fra denne tidsperioden til å få en indikasjon på modellens reproduksjon av vindvariasjonene i fjorder og sund over tid. I områdene der de meteorologiske stasjonene befant seg, viste en sammenligning mellom bakkeobservasjonene og simuleringene stor mangel på vindvariasjoner i simuleringene, der observasjonene viste store variasjoner over tid. En vet derfor ikke om dette også var tilfellet i de områdene der simuleringene stemte godt med SAR-bildene.

- **Usikkerhet rundt bruken av CMOD4-algoritmen:**

Det hadde vært ønskelig å få validert om vindhastighetene over 18 m/s som CMOD4-algoritmen gir i omgjøringen fra SAR-bildesignaler til vindstyrke, kan brukes, og i så fall hvor stor usikkerhet det er i bruken av disse vindhastighetene. Hvis det viser seg at usikkerheten er for stor, hadde det også vært ønskelig med en bedre omregningsalgoritme. Hvis dette ble realisert, kunne en også i større grad brukt SAR-bilder direkte i operativ værvarsling.

- **Observasjoner av de vertikale forhold:**

Siden en ikke har noen radiosonde-stasjoner nord for Bodø på fastlandsnorge, er det vanskelig å vite om de vertikale forholdene som simuleringene reproducerer, stemmer med virkeligheten. Dette er spesielt viktig for å kunne vite om fjellbølgene og ikke minst bølgebrytningen som simuleringene reproducerer, faktisk eksisterte. Behovet for å kartlegge områder hvor fjellbølger dannes og intens bølgebrytning oppstår, er viktig ikke minst for flytrafikken. Forhåpentligvis vil den nye Metop-satelitten (met.no, 2006a) kunne bidra til å gi oss mer informasjon om dette.

- **Observasjoner av de horisontale forhold:**

Horisontalt er mangelen på observasjonspunkt også stor i Finnmark. Spesielt gjelder dette i fjorder og sund. Her er imidlertid SAR-bildene et godt hjelpemiddel, men disse blir ikke nødvendigvis tatt på de tidspunktene en ønsker. Det hadde derfor vært gunstig med observasjonspunkt som målte mer regelmessig enn en satellitt klarer. Utbygging av automatstasjoner på små øyer i fjorder og sund kan derfor være en løsning. Disse stasjonene bør registrere været med minst 10 minutters mellomrom, for spesielt å kunne registrere store tidsvariasjoner i vind.

- **Lokaliseringen av de meteorologiske stasjonene:**

Siden ingen av de meteorologiske stasjonene ligger i fjorder og sund der simuleringene i følge SAR-bildene var ganske gode, kan en hevde at de ligger i områder som ikke er representative for store deler av vindmønsteret i Finnmark. Samtidig ligger de plassert på steder der den største delen av befolkningen i Finnmark bor. Dette gjør at det er ekstra viktig at en klarer å skape modeller som reproducerer vinden der stasjonene ligger. Slik situasjonen er i dag, er det iallfall viktig at varslingsmeteorologer får inngående kjennskap til svakheten modellene de bruker, har i disse områdene. På den måten kan en lage bedre værvarsler og skape en større tillit i befolkningen til meteorologifaget.

## A Ekstra tabeller, figurer og grafer

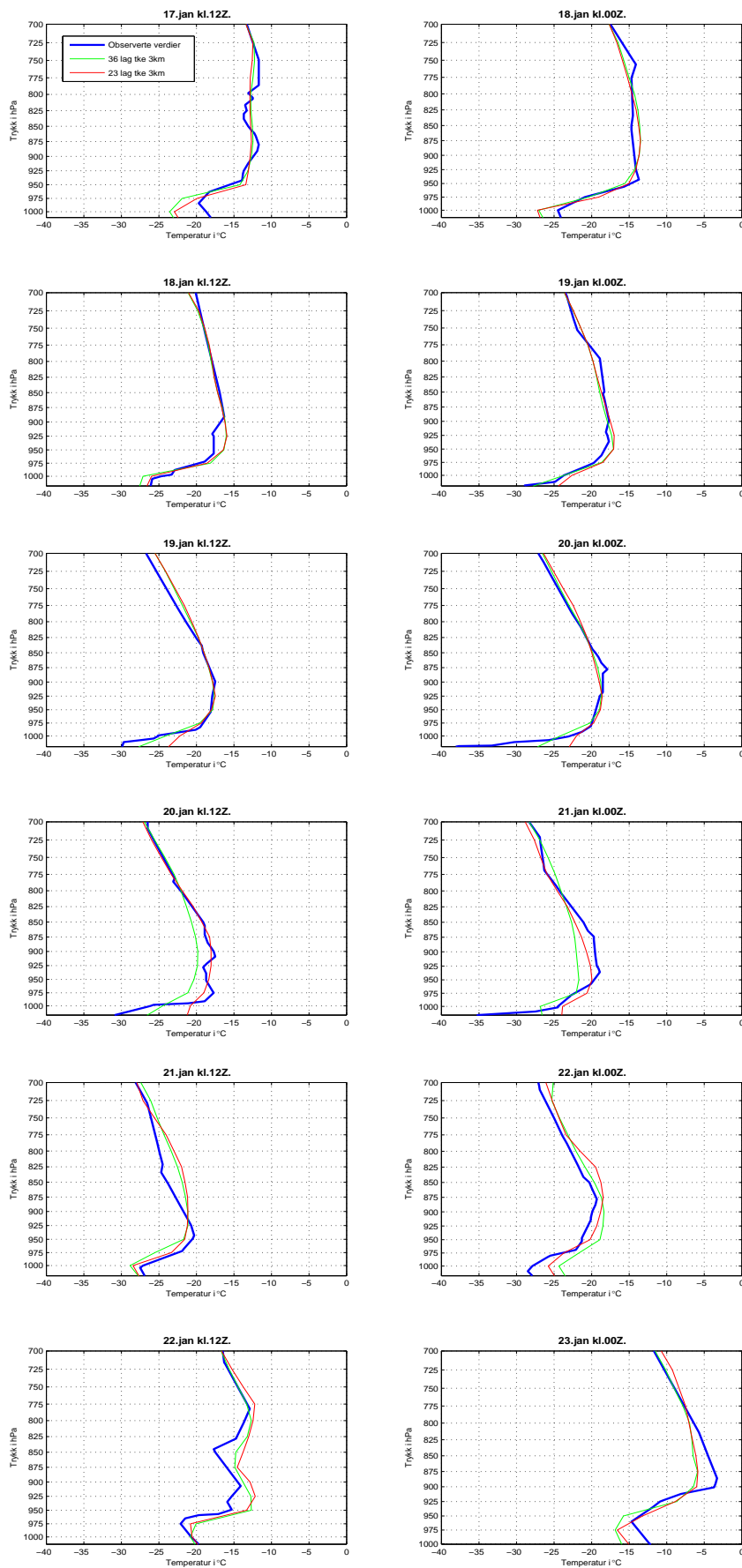
### A.1 Oppstigninger fra Sodankylä

Tidspunkt	Trykkverdi(hPa)	Hoh.(m)	Vindstyrke(m/s)	Vindretning(°)
17.jan kl.12Z	948	657	25.7	175 S
18.jan kl.00Z	961	577	23.2	180 S
18.jan kl.12Z	958	631	20.6	190 S
19.jan kl.00Z	981	471	12.9	195 SSV
19.jan kl.12Z	781	2166	12.3	180 S
20.jan kl.00Z	958	648	12.3	175 S
20.jan kl.12Z	921	920	11.8	160 SSØ
21.jan kl.00Z	993	349	13.9	140 SØ
21.jan kl.12Z	968	557	14.4	180 S
22.jan kl.00Z	971	529	19.0	200 SSV
22.jan kl.12Z	942	727	25.7	210 SSV
23.jan kl.00Z	925	780	32.4	230 SV

Tabell 7: Oversikt over trykknivået hvor vinden første gang slutter å øke med høyden, og vindstyrken og vindretningen til dette nivået over Sodankylä i Nord-Finland.

Tidspunkt	Geopotensiell høyde	Vindstyrke (m/s)	Vindretning (grader)
17.jan kl.12Z	5470	3.1	170 S
18.jan kl.00Z	5440	11.8	075 Ø
18.jan kl.12Z	5410	11.3	075 Ø
19.jan kl.00Z	5370	10.8	070 ØNØ
19.jan kl.12Z	5340	8.2	080 Ø
20.jan kl.00Z	5330	10.3	140 SØ
20.jan kl.12Z	5310	6.2	090 Ø
21.jan kl.00Z	5260	6.2	335 NNV
21.jan kl.12Z	5280	5.1	300 VNV
22.jan kl.00Z	5340	16.5	325 NNV
22.jan kl.12Z	5440	20.1	325 NNV
23.jan kl.00Z	5460	13.9	285 VNV

Tabell 8: Oversikt over geopotensiell høyde, vindstyrke og vindretning i 500 hPa hentet fra radiosondemålinger til den meteorologiske stasjonen Sodankylä i Nord-Finland.



Figur A.1: Observert og simulert vertikal temperaturprofil over Sodankylä. Simuleringene bruker 23 og 36 vertikale lag (simulering A2 og B2) med  $\Delta x = 3\text{km}$ .



## A.2 Vindobservasjoner

Tabell 9: Oversikt over den maksimale vindstyrken til samtlige stasjoner i Nord-Norge i perioden fra og med 17.01.2006 til og med 22.01.2006

Stasjonsnavn	Vindstyrke (m/s)
<b>Nordland:</b>	
BRØNNØYSUND LUFTHAVN	22,9
VEGA - VALLSJØ	23,7
TJØTTA	13,1
SANDNESSJØEN LH - STOKKE	19,4
MOSJØEN LUFTHAVN	15,5
FIPLINGVATN	26,8
VARNTRESK	19,0
MO I RANA LUFTHAVN	16,0
SOLVÆR - SLENESET	18,5
MYKEN	24,5
GLOMFJORD	9,3
SALTDAL	26,8
BODØ - VÅGØNES	9,7
BODØ VI	22,5
HELLIGVÆR II	25,3
FINNØY I HAMARØY	22,6
NARVIK LUFTHAVN	18,1
EVENES LUFTHAVN	18,9
SKROVA FYR	19,6
SVOLVÆR LUFTHAVN	18,1
LEKNES LUFTHAVN	18,4
VÆRØY HELIPORT	22,9
RØST LUFTHAVN	19,8
RØST III	21,2
SORTLAND	14,4
STOKMARKNES LH - SKAGEN	22,2
BØ I VESTERÅLEN III	20,4
ANDØYA	20,6
Antall stasjoner i Nordland:	28
Antall stasjoner i Nordland med minimum liten storm:	11

**Troms:**

Tabell 9

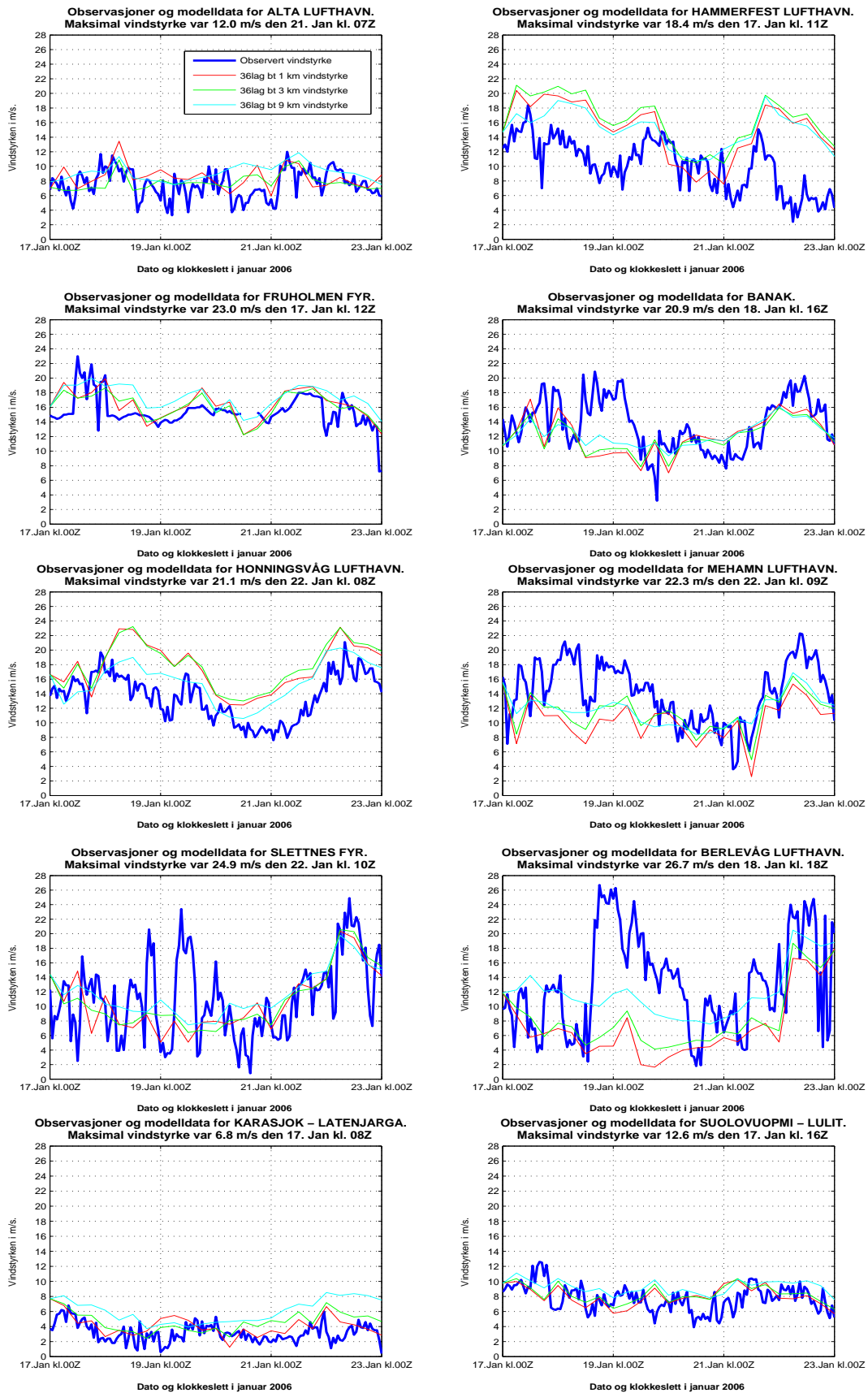
Stasjonsnavn	Vindstyrke (m/s)
HARSTAD STADION	11,5
SENJA - LAUKHELLA	6,7
HEKKINGEN FYR	25,1
BARDUFOSS	16,5
DIVIDALEN	19,0
TROMSØ - HOLT	15,3
TROMSØ	15,3
TROMSØ - LANGNES	20,4
TORSVÅG FYR	23,2
SKIBOTN II	13,8
SØRKJOSEN LUFTHAVN	26,9
NORDREISA - ØYENG	15,4
NORDSTRAUM I KVÆNANGEN	22,6
Antall stasjoner i Troms:	13
Antall stasjoner i Troms med minimum liten storm:	4

### **Finnmark:**

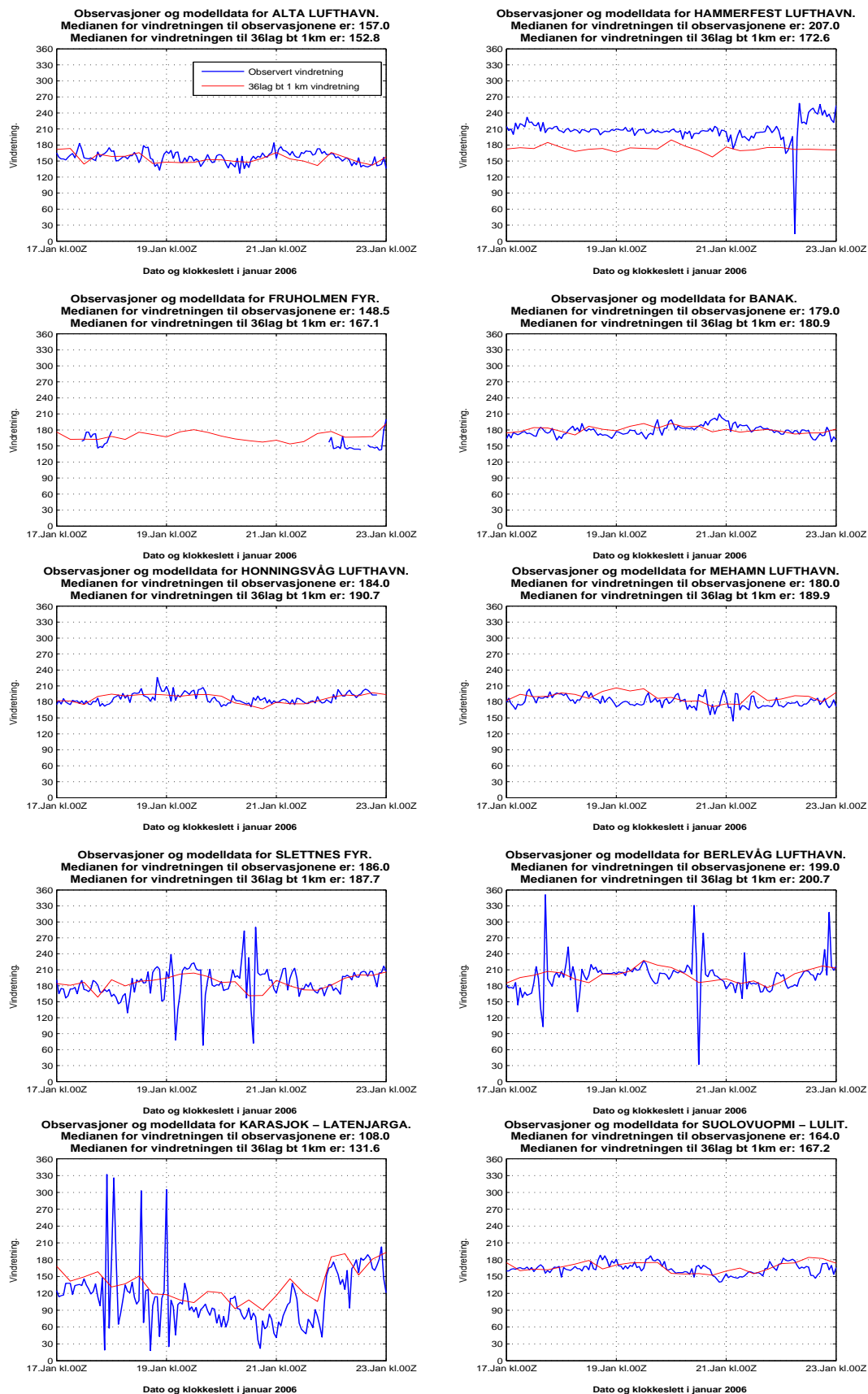
HASVIK LUFTHAVN	22,7
ALTA LUFTHAVN	13,6
SUOLOVUOPMI - LULIT	13,1
KAUTOKEINO	12,3
SIHCAJAVRI	12,3
HAMMERFEST LUFTHAVN	20,2
FRUHOLMEN FYR	23,0
HONNINGSVÅG LUFTHAVN	23,3
BANAK	21,7
MEHAMN LUFTHAVN	23,0
SLETTNES FYR	24,9
RUSTEFJELBMA	15,4
KARASJOK - LATENJARGA	7,3
CUOVDDATMOHKKI	9,8
BERLEVÅG LUFTHAVN	27,8
BÅTSFJORD - STRAUMSNESAKSLA	28,4
MAKKAUR FYR	29,8
VARDØ RADIO	23,0
VADSØ LUFTHAVN	16,6
KIRKENES LUFTHAVN	15,7

Tabell 9

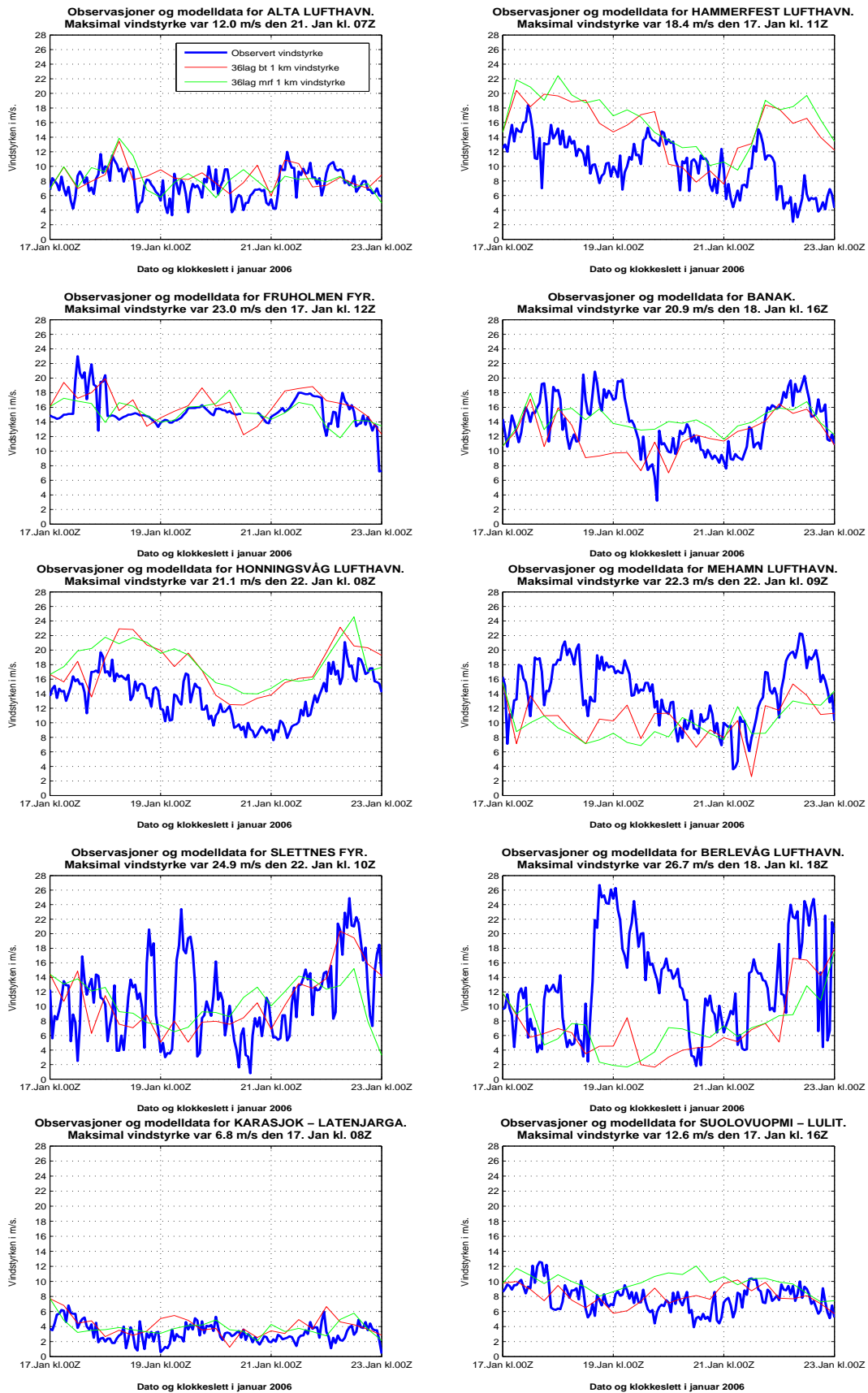
Stasjonsnavn	Vindstyrke (m/s)
Antall stasjoner i Finnmark:	20
Antall stasjoner i Finnmark med minimum liten storm:	10
Totalt antall stasjoner:	61
Totalt antall stasjoner med minimum liten storm:	25



Figur A.2: Observert og simulert (1km-, 3km- og 9km-simuleringen til B2) vindstyrke i Alta, Hammerfest, Fruholmen, Banak, Honningsvåg, Mehamn, Slettnes, Berlevåg, Karasjok og Suolovuopmi.

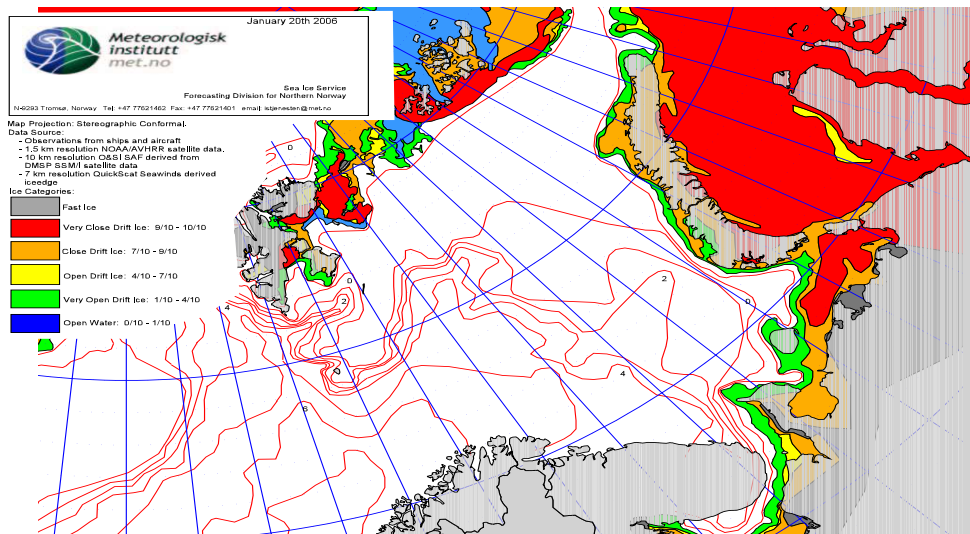


Figur A.3: Observert og simulert (1km-simuleringen til B2) vindretning i Alta, Hammerfest, Fruholmen, Banak, Honningsvåg, Mehamn, Slettnes, Berlevåg, Karasjok og Suolovuopmi.



Figur A.4: Observert og simulert (1km-simuleringen til B1 og B2) vindstyrke i Alta, Hammerfest, Fruholmen, Banak, Honningsvåg, Mehamn, Slettnes, Berlevåg, Karasjok og Suolovuopmi.

## A.3 Sjøtemperaturen utenfor Finnmark



Figur A.5: Sjøtemperaturen i °C den 20.01.2006 (røde konturer med 1°C mellom hver kontur). Iskartet er gjort tilgjengelig av istjenesten ved Meteorologisk institutt Tromsø, Vervarslinga for Nord-Norge. Sjøtemperaturen som beregnes er i hovedsak et O&SI SAF-produkt (Ocean & Sea Ice Satellite Application Facility) som er basert på AVHRR-data fra satellitt (Eastwood, 2002). I tillegg brukes observasjoner fra båter som har SST-målere ombord, hvis slike er tilgjengelige.

## B Utledning av enkelte formler

### B.1 Utledning av likning 2.13

Den 1-dimensjonale bevegelseslikningen kan skrives som:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F \quad (\text{B.1})$$

hvor  $u$ ,  $v$  og  $w$  er hastighetskomponentene i  $x$ ,  $y$  og  $z$ -retningen,  $f$  er Coriolisparameteren,  $\rho$  er massetettheten,  $p$  er trykket og  $F$  er friksjonen. Hvis en antar stasjonær tilstand  $\frac{\partial}{\partial t} = 0$  og at Corioliskraften og friksjonen er 0, får en:

$$\begin{aligned} u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \Leftrightarrow \\ \rho u \frac{\partial u}{\partial x} + \rho v \frac{\partial u}{\partial y} + \rho w \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{\partial p}{\partial x} \end{aligned} \quad (\text{B.2})$$

Hvis en antar at  $\rho$  er konstant i  $x$ ,  $y$  og  $z$ -retningen, får en at  $\rho u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x}(\rho u^2)$ ,  $\rho v \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y}(\rho uv)$ -  $\rho u \frac{\partial v}{\partial y}$  og  $\rho w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}(\rho uw)$ -  $\rho u \frac{\partial w}{\partial z}$ . Dermed får en at likning B.2 kan skrives som:

$$\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x}(\rho u^2) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho uv) - \rho u \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}(\rho uw) - \rho u \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{B.3})$$

Fra kontinuitetslikningen på inkompressibel form (likn. 4.10 i Kundu and Cohen (2004)) har en at:  $\frac{\partial u}{\partial x} = -(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z})$ . Multipliserer vi med  $\rho u$ , får vi dermed at:  $\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x}(\rho u^2) = -\rho u(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z})$ .

Setter en dette inn i likn. B.3, får en nettopp likning 2.13:

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u^2) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho uv) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho uw) = \frac{\partial p}{\partial x}$$



## B.2 Utledning av geostrofisk vind i 1000 hPa.

I kap. 4.3.3 (s.36) brukes en utregnet geostrofisk vind i 1000 hPa fra trykk- og temperaturobservasjoner i Tromsø og Vadsø. For å utlede denne, kan en ta utgangspunkt i geostrofisk vind i naturlige koordinater (likn. 3.11, Holton (2004)):

$$V_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial n} \quad (\text{B.4})$$

hvor  $f$  er Coriolisparameteren og  $\Phi = gZ$  er geopotensialet.

For å finne den geopotensielle høyden  $Z$  til 1000 hPa, kan en ta utgangspunkt i den hypsometriske likningen (likn. 1.23, Holton (2004)):

$$Z_2 - Z_1 = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (\text{B.5})$$

hvor  $Z$  er den geopotensielle høyden til ulike vertikale nivåer,  $R$  er gasskonstanten for tørr luft,  $\bar{T}$  er middeltemperaturen i laget mellom nivåene,  $g$  er tyngdeakselerasjonen og  $p$  er trykket til de samme vertikale nivåene. Hvis en setter at nivå 2 er 1000 hPa, nivå 1 er bakken og setter at middeltemperaturen  $\bar{T}$  mellom 1000 hPa og bakken er omtrent lik bakketemperaturen  $T_{bakke}$ , får en at:

$$Z_{1000hPa} = \frac{RT_{bakke}}{g} \ln \frac{p_{bakke}}{1000} \quad (\text{B.6})$$

hvor  $T_{bakke}$  er målt temperatur i K og  $p_{bakke}$  er målt trykk i hPa på stasjonene. Setter en dette inn i likn. B.4 og bruker at  $\frac{\partial \Phi}{\partial n} \approx \frac{g\Delta Z}{\Delta n}$ , hvor  $\Delta Z$  er differansen til den geopotensielle høyde til 1000 hPa mellom Tromsø og Vadsø og  $\Delta n$  er avstanden mellom stasjonene, får en:

$$V_g = -\frac{R}{f\Delta n} (T_{tromso} \ln \frac{p_{tromso}}{1000} - T_{vadsso} \ln \frac{p_{vadsso}}{1000}) \quad (\text{B.7})$$

Ved å bruke at  $R=287 \frac{J}{kgK}$  (Holton, 2004), bruke en Coriolisparameter på  $70^\circ N$ , finne avstanden mellom Tromsø og Vadsø og ved å sette inn observerte verdier for trykk- og temperatur i Tromsø og Vadsø, kan en nå finne geostrofisk vind i 1000 hPa.

## Referanser

- Adressa. Narve kostet 50 mill., <http://www.adressa.no/vaeret/article609145.ece>, 2006.
- H. Águstsson and H. Ólafsson. Simulating a severe windstorm in complex terrain. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(1):111–122, 2007.
- P. G. Baines. *Topographic effects in stratified flows*. Press Syndicate of the University of Cambridge, New York, Usa, 1995.
- P. G. Baines and R. B. Smith. Upstream stagnation points in stratified flow past obstacles. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 18(1-2):105–113, 1993.
- S. D. Burk and W. T. Thompson. A vertically nested regional numerical weather prediction model with 2nd-order closure physics. *Monthly Weather Review*, 117(11):2305–2324, 1989.
- T. L. Clark and W. R. Peltier. Evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(11):1715–1730, 1977.
- J. D. Doyle, D. R. Durran, C. Chen, B. A. Colle, M. Georgelin, V. Grubisic, W. R. Hsu, C. Y. Huang, D. Landau, Y. L. Lin, G. S. Poulos, W. Y. Sun, D. B. Weber, M. G. Wurtele, and M. Xue. An intercomparison of model-predicted wave breaking for the 11 january 1972 boulder windstorm. *Monthly Weather Review*, 128(3):901–914, 2000.
- J. Dudhia, D. Gill, K. Manning, W. Wang, C. Bruyere, S. Kelly, and K. Lackey. PSU/NCAR Mesoscale modeling system Tutorial class notes and user guide: MM5 Modeling system version 3, <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/>. Technical report, 2005.
- D. R. Durran. Another look at downslope windstorms .1. the development of analogs to supercritical-flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(21):2527–2543, 1986.
- D. R. Durran. Mountain waves and downslope winds. In W. Blumen, editor, *Atmospheric Processes over Complex Terrain*, pages 59–82. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, USA, 1990.
- S. Eastwood. Ocean & Sea Ice SAF - High Latitude Sea Surface Temperature - Product Manual - [http://saf.met.no/docs/ss2\\_pmhlsst\\_v1p2.pdf](http://saf.met.no/docs/ss2_pmhlsst_v1p2.pdf), 2002.
- K. J. Eidsvik, S. Grønås, and E. Joranger. Studies of local meteorology in mountain/valley terrain. Technical Report K-321, Forsvarets forskningsinstitutt, 1970.
- eKlima.met.no. Klimadatavarehuset, <http://eklima.met.no>. 2007.
- V. Eng. Vind- og temperaturforholdene i indre Troms om vinteren. Technical report, Universitetet i Bergen, 1990.

- B. M. Fekete, C. J. Vorosmarty, J. O. Roads, and C. J. Willmott. Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. *Journal of Climate*, 17(2):294–304, 2004.
- S. Gabersek and D. R. Durran. Gap flows through idealized topography. part i: Forcing by large-scale winds in the nonrotating limit. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(23):2846–2862, 2004.
- S. Gabersek and D. R. Durran. Gap flows through idealized topography. part ii: Effects of rotation and surface friction. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(11):2720–2739, 2006.
- Y. Gjessing and I. Hanssen-Bauer. Kaldluftsproduksjon og kaldluftsdrenasje på Finnmarksvidda. *Meteorological report series University of Bergen*, (Del 1):17, 1988.
- S. Grønås and A. D. Sandvik. Numerical simulations of sea and land breezes at high latitudes. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 50(4):468–489, 1998.
- S. Grønås, G. Hauge, and E. M. Samuelsen. Stormen Narve - naturlig ekstremvær. *Cicerone*, Nr. 4:32–35, 2006.
- G. J. Haltiner and T. R. Williams. *Numerical prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley & Sons, USA, 1980.
- J. R. Holton. *An introduction to Dynamic Meteorology*, volume 88. Elsevier Academic Press, Seattle, Washington, USA, 4 edition, 2004.
- S. Y. Hong and H. L. Pan. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly Weather Review*, 124(10):2322–2339, 1996.
- J. Johannessen. MARS AIS product, <http://marsais.nersc.no/>, 2004.
- Statens Kartverk. Norgesglasset, <http://ngis2.statkart.no/norgesglasset/default.html>, 2006.
- P. K Kundu and I. M. Cohen. *Fluid Mechanics*. Elsevier Academic Press, San Diego, California, USA, third edition, 2004.
- Q. Mao, R. T. McNider, S. F. Mueller, and H. M. H. Juang. An optimal model output calibration algorithm suitable for objective temperature forecasting. *Weather and Forecasting*, 14(2):190–202, 1999.
- C. F. Mass, S. Businger, M. D. Albright, and Z. A. Tucker. A windstorm in the lee of a gap in a coastal mountain barrier. *Monthly Weather Review*, 123(2):315–331, 1995.
- met.no. Dette er metop, [http://met.no/met/met\\_lex/1\\_p/metop.html](http://met.no/met/met_lex/1_p/metop.html), 2006a.
- met.no. Om data og datakvalitet i databasen, [http://met.no/met/fra\\_obs\\_til\\_varssel/datakvalitet.html](http://met.no/met/fra_obs_til_varssel/datakvalitet.html), 2006b.

- G. W. K. Moore and I. A. Renfrew. Tip jets and barrier winds: A quikscat climatology of high wind speed events around greenland. *Journal of Climate*, 18(18):3713–3725, 2005.
- NCAR/NCEP. Daily mean composites, <http://www.cdc.noaa.gov/composites/day/>, 2006.
- V. Ødegaard, K. I. Gjerstad, and N. Bjergene. Evaluering av prognosemodell for meteorologi og luftkvalitet vinteren 2004/2005. Technical Report 14, 2005.
- H. Ólafsson and P. Bougeault. Nonlinear flow past an elliptic mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(17):2465–2489, 1996.
- F. F. Pan and R. B. Smith. Gap winds and wakes: Sar observations and numerical simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(7):905–923, 1999.
- W. H. Press, S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery. Chapter 19. - Partial Differential Equations. In *Numerical Recipes in Fortran 77*, pages 818–880. Cambridge University Press, New York, NY, USA, 2 edition, 2003.
- R. J. Reed. A case-study of a bora-like windstorm in Western Washington. *Monthly Weather Review*, 109(11):2383–2393, 1981.
- R. R. Rogers and M. K. Yau. *A short course in cloud physics*. Butterworth Heinemann, Canada, 1996.
- P. F. Sheridan and S. B. Vosper. A flow regime diagram for forecasting lee waves, rotors and downslope winds. *Meteorological Applications*, 13(2):179–195, 2006.
- R. B. Smith. The influence of mountains on the atmosphere / Ronald B. Smith. In B. Saltzman, editor, *Advances in geophysics*, volume 21, pages 87–230. Academic Press, Inc., New York, New York, USA, 1979.
- R. B. Smith. On severe downslope winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(23):2597–2603, 1985.
- R. B. Smith. Hydrostatic air-flow over mountains. In B. Saltzman, editor, *Advances in Geophysics*, volume 31, pages 1–41. Academic Press, Inc., San Diego, California, USA, 1989a.
- R. B. Smith. Low froude-number flow past 3-dimensional obstacles .1. baroclinically generated lee vortices - comment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(23):3611–3613, 1989b.
- R. B. Smith and S. Grønås. Stagnation points and bifurcation in 3-d mountain air-flow. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 45A(1):28–43, 1993.
- Ad Stoffelen and David Anderson. Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4. *Journal of Geophysical Research*, 102(C3):5767–5780, 1997.

- 
- R. B. Stull. *An introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1988.
- C. D. Whiteman and J. C. Doran. The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley. *Journal of Applied Meteorology*, 32(11):1669–1682, 1993.
- C. J. Willmott and K. Matsuura. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Research*, 30(1):79–82, 2005.