

Synoptiske Lavtrykks Rolle i Vekselvirkningen mellom Stratosfære og Troposfære

Masteroppgave i meteorologi



Tarjei Breiteig
Mai 2005



Geofysisk Institutt
Universitetet i Bergen

Forord

Jeg vil med dette rette en stor takk til veilederen min, Nils Gunnar Kvamstø, for veldig god hjelp og mange gode tips underveis, for alltid å kunne avse tid til å hjelpe, og for å ha foreslått denne spennende oppgaven. Jeg har satt pris på de fine diskusjonene og samtalene vi har hatt. Jeg vil også takke Øyvind Byrkjedal for en uvurderlig hjelpsomhet med stormbanematerialet, Ivar Seierstad og Yongjia Song for datateknisk hjelp, og Ina Thorstensen Kindem for god hjelp med det teoretiske.

Jeg vil også få takke alle foreleserene jeg har hatt på Geofysisk Institutt, for å gi studentene muligheten til å lære så mye interessant. En spesiell takk til Elmer Raustein for veldig inspirerende undervisning, god innsats som turarrangør, og for alltid å ha tid til å svare på spørsmål.

Videre vil jeg takke alle medstudentene ved geofysen for et veldig godt studiemiljø, og spesielt Knut for nyttige diskusjoner underveis i arbeidet med oppgaven. Til slutt vil jeg rette en varm og stor takk til familien min og Anne, for diskusjoner og korrekturlesing – og for alltid å gi motivasjon og støtte.

Tarjei Breiteig
Bergen, 23. mai 2005

Innhold

1	Innledning	1
2	Den generelle sirkulasjonen	3
2.1	Troposfærisk sirkulasjon	3
2.1.1	Sirkulasjonsmønstre på stor skala	3
2.1.2	Kommunikasjon mellom nedre og øvre troposfære	7
2.2	Stratosfærisk sirkulasjon	12
2.2.1	Den polare virvel	12
2.2.2	Meridional massetransport	14
2.2.3	Plutselige oppvarminger	16
2.3	Den nordlige symmetriske svingningen – NAM	19
3	Stratosfærens vekselvirkning med troposfæren	21
3.1	Nedoverretta forplantning av NAM-signaler	21
3.2	Noen kommentarer til teorien	27
3.3	Mekanismer bak nedoverretta forplantning av stratosfæriske forstyrrelser	27
3.3.1	Teori bak nedoverretta forplantning av NAM-signaler	28
3.3.2	Refleksjon av planetære bølger	33
3.3.3	Kontroll ovenfra	36
3.3.4	Direkte justering gjennom PV-anomalier	37
4	Data, verktøy og metode	41
4.1	Problemstilling	41
4.2	Beregning av stormbaner	41
4.3	Metode og øvrige data	43
5	Resultater	45
5.1	Lavtrykksaktivitet ved positiv og negativ NAM	45
5.1.1	Lavtrykksdannelse	45
5.1.2	Stormbanetetthet	47
5.1.3	Stormtetthet	47

5.1.4	Syklonintensitet	50
5.1.5	Syklolyse	50
5.2	Lavtrykksaktivitet i utbruddsperioden	53
5.2.1	Utbrudd av positive NAM-anomalier	53
5.2.2	Utbrudd av negative NAM-anomalier	58
5.3	Lokal lavtrykksaktivitet ved NAM–	61
5.3.1	Lavtrykksdannelse i Sentral-Canada	61
5.3.2	Lavtrykksdannelse ved Nordvest-Russland	63
5.3.3	Lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland	64
5.4	Geopotensiell høyde av trykkflater ved NAM–	68
5.5	Temperaturfordeling ved NAM–	74
5.6	Transport av momentum ved NAM–	76
5.6.1	Total momentumfluks	76
5.6.2	Høyfrekvent momentumfluks	80
5.7	Betydning for vinterværet	82
5.7.1	Direkte sammenlikning	82
5.7.2	Sammenlikning ved korrelasjon	84
6	Diskusjon og konklusjoner	87
6.1	Lavtrykksaktivitet ved NAM+	87
6.2	Lavtrykksaktivitet ved NAM–	89
6.3	Konklusjoner	92
A	De transformerte Eulerlikningene (TEM)	93
B	NAM-anomalier enkeltvis:	
	Diverse figurer	97
	Referanser	103

Kapittel 1

Innledning

Sirkulasjonen i stratosfæren har en mye tregere og storstilt variabilitet enn sirkulasjonen i troposfæren. Den viktigste variabiliteten i stratosfæren er forbundet med den sonale sirkulasjonen. Denne sirkulasjonen fortøner seg som en stor virvel rundt polområdet som i hovedsak er syklonisk om vinteren og antisyklonisk om sommeren. Bølger på stor skala med opphav i troposfæren, som Rossbybølger og gravitasjonsbølger, kan forplante seg inn i stratosfæren og utøve et drag på den polare virvelen, og dermed påvirke virvelens styrke. Skjer dette pådraget i mindre grad enn vanlig, vil virvelen akselerere, men er det større enn normalt, vil virvelen bremse.

I det siste tiåret har interessen for vekselvirkninger mellom stratosfæren og troposfæren økt betydelig. Det finnes bevis for at stratosfæren og troposfæren har en koblet variabilitet i den sonale sirkulasjonen ved høye breddegrader (Thompson og Wallace 1998). På den nordlige halvkule kalles dette fenomenet “den nordlige symmetriske svingningen”, forkortet NAM. Baldwin og Dunkerton (1999) viste at positive og negative faser av denne svingningen i stratosfæren – det vil si forstyrrelser i den stratosfæriske sirkulasjonen – i noen tilfeller kan forplante seg ned til troposfæren. En slik hendelse kan påvirke været ved bakken i opp til to påfølgende måneder (Thompson og Wallace 2002, Baldwin et al. 2003).

Mekanismene som forårsaker at slike avvik – anomalier – i denne sirkulasjonen kan bre seg helt ned til bakken, er ikke fullt ut forstått. Det finnes imidlertid gode indiksjoner på at disse mekanismene involverer et samspill mellom den sonale strømmen og troposfæriske forstyrrelser på tidsskalaer forbundet med kvasistasjonære og synoptiske bølger (Limpasuvan og Hartmann 2000, Lorentz og Hartmann 2003, Limpasuvan et al. 2004).

I denne oppgaven tas det sikte på å studere hvilken betydning synoptiske lavtrykk-systemer har for at slike NAM–anomalier kan forplante seg fra stratosfæren til troposfæren, og hvordan de påvirkes av slike hendelser. Synoptiske lavtrykk er de vandrende lavtrykkssystemene man kjenner fra værkartene. Undersøkelsen blir gjort på stormbane-

data generert ved hjelp av dataverktøyet TRACK (Hodges 1994). I undersøkelsen blir det skilt mellom forplantning av positive og negative faser av NAM.

Både kapittel 2 og 3 består av teori. I kapittel 2 blir den mest grunnleggende teorien presentert. Denne er nyttig i forståelsen av teorien i kapittel 3. Det gis også en generell beskrivelse av stratosfærens struktur i dette kapitlet. Teoriene i kapittel 3 er mer spesielle, og søker hovedsaklig å beskrive hvilken innflytelse stratosfæren har på troposfæren. Jeg har satt av en betydelig del av oppgaven til teori. Det skyldes hovedsaklig at mye av teorien bak koblinger mellom stratosfære og troposfære er forholdsvis ny og noe uoversiktlig. Jeg har derfor forsøkt å gi en enkel presentasjon av de viktigste teoriene om dette i kapittel 3. Siden det ikke er fullt ut forstått hvilke atmosfæriske prosesser som har betydning for slike koblinger, gis det en beskrivelse av de viktigste storskalasirkulasjonene i troposfæren og stratosfæren i kapittel 2, bevegelser som altså kan tenkes å ha noe med denne koblingen å gjøre. Kapittel 4 presenterer kort hvilke data og metoder som blir brukt i oppgaven. Kapittel 5 er resultatkapitlet. Her undersøkes lavtrykksaktiviteten ved positive og negative faser av NAM. Dette suppleres med en undersøkelse av geopotensiell høyde, temperatur og fluks av bevegelsesmengde i tilsvarende perioder. Det blir underveis i kapitlet diskutert og trukket inn noe av teorien i de foregående kapitlene. En oppsummerende diskusjon, samt noen konklusjoner gis i kapittel 6.



Figur 1.1: Oversikt over stedsnavn det blir referert til i oppgaven.

Kapittel 2

Den generelle sirkulasjonen

I dette kapitlet beskrives diverse bevegelser og sirkulasjoner på stor skala i nedre del av atmosfæren, det vil si troposfæren og stratosfæren. Kapitlet er ikke ment å gi noen komplett beskrivelse av den generelle sirkulasjonen i atmosfæren. Bevegelsene som beskrives er valgt på grunnlag av at de kan være viktige i en eventuell vekselvirkning mellom stratosfæren og troposfæren. De legger også et grunnlag for teorien presentert i kapittel 3. Det meste av teorien er hentet fra Holton (2004), Hartmann (1994) og Labitzke og van Loon (1999). Hvis ikke annet er spesifisert, gjelder beskrivelsene for den nordlige halvkule.

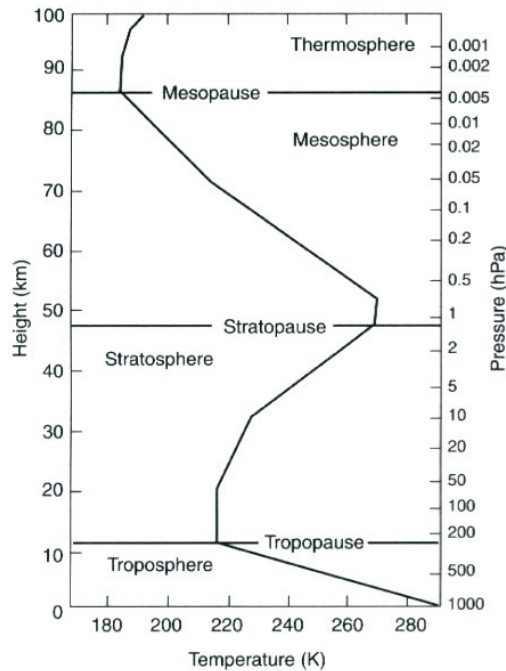
2.1 Troposfærisk sirkulasjon

I følgende kapittel blir det lagt vekt på prosesser i troposfæren som kan ha betydning for dens kommunikasjon med luftlagene over. Det blir hovedsaklig sett på storstilte sirkulasjoner og bevegelser.

2.1.1 Sirkulasjonsmønstre på stor skala

Jordas rotasjon, geografiske forskjeller i solinnstråling og temperatur, kontinentenes topografi og faseoverganger knyttet til vann har alle den samme, fascinerende egenskapen. De setter atmosfæren i bevegelse. De prosessene som utfører selve arbeidet, er mange og sammensatte. I tillegg opererer de på et bredt spekter både i tid og i romlig utstrekning. Men det er kun fenomenene på størst skala som effektivt kan transportere bevegelsesmengde¹, fuktighet og varme over store horisontale og vertikale avstander. Det er dermed disse fenomenene som skaper de viktigste variabilitetsmønstrene i troposfæren, og som står bak de fleste atmosfæriske fenomener som vil bli berørt i denne

¹“bevegelsesmengde” og “momentum” brukes synonymt i denne oppgaven

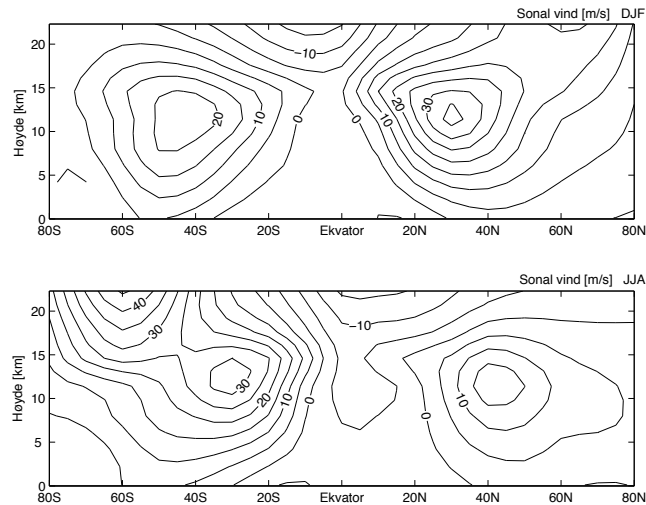


Figur 2.1: Temperaturprofil for midlere breddegrader. Figuren er hentet fra Holton (2004).

oppgaven. I troposfæren er hovedaktørene meridionale sirkulasjoner, kvasistasjonære bølger og vandrende, synoptiske bølger (Hartmann 1994).

Den sonale vinden er kanskje den mest karakteristiske sirkulasjonen i atmosfæren. Med sonal vind menes vindens komponent langs breddegradene. Denne framstilles vanligvis som midla over alle lengdegrader. Figur 2.2 viser denne for henholdsvis vinter og sommer. Sirkulasjonen er tydelig preget av vestlige jetter over både den nordlige og sørlige halvkule. Disse jettene oppstår som en følge av meridionale temperaturforskjeller (dvs langs lengdegradene), og forsterkes ved at luft som drives bort fra ekvator i høyden, må akselerere for å bevare sitt angulære spinn. De sonale vindene påvirker forplantningen til bølgene i atmosfæren på flere måter. De transporterer bølgeforstyrrelser på alt fra planetær til synoptisk skala. Samtidig er atmosfærens rolle som forplantningsmedium for bølger sterkt knyttet til den sonale vindens tilstand og romlige fordeling (diskuteres i avsnitt 2.1.2). Sonal vind opp til 80 km kan ses i figur 2.4.

Den meridionale sirkulasjonen framstilles vanligvis, i likhet med sonal vind, som midla over alle lengdegrader. Denne sirkulasjonen består av vindens komponent i vertikal retning og langs lengdegradene. Den er et tregt fenomen med maksimale meridionale hastigheter på 1 m/s, og typiske vertikale hastigheter på en hundredel av de meridionale (Hartmann 1994). Derfor er den meridionale sirkulasjonen best egnet til å beskrive klimatologien, og det er vanlig å framstille den som en middeltilstand som

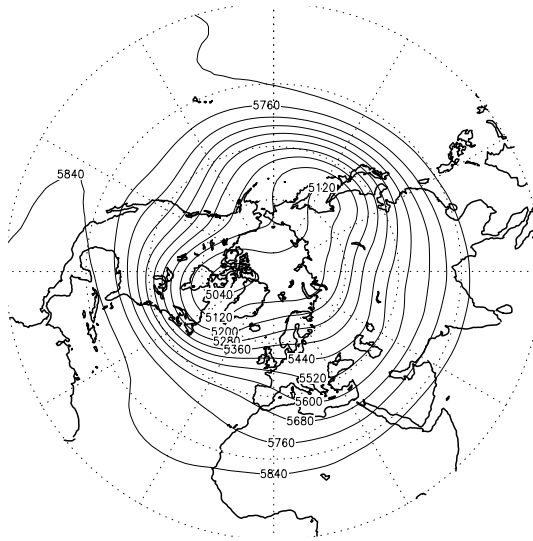


Figur 2.2: Sonal middelvind i troposfæren, for henholdsvis vinter (øverst) og sommer (nederst) på den nordlige halvkule. Konturintervall er 5 m/s. Data er fra *CIRA, COSPAR International Reference Atmosphere 1986* (Rees 1988).

strekker seg over flere måneder eller år. Den meridionale middelsirkulasjonen i troposfæren er dominert av Hadleycellene. Grunnlaget for disse cellene er at bakken i tropiske områder mottar mye solstråling, og varmer opp lufta over. Lufta stiger og må erstattes av kaldere luft ved bakken fra nord eller sør. Situasjonen med stigende luft over tropene blir opprettholdt ved at lufta oppvarmes adiabatisk gjennom kondensasjon, men vil ved tropopausen plutselig stange mot varmere luft (se figur 2.1 for temperaturfordeling i atmosfæren). Lufta her blir dermed presset nordover mot høyere nordlige breddegrader, eller sørover mot høyere sørlige breddegrader. På sin vei vil strømmen bli påvirket av corioliskrafta, jordrotasjonens avbøyende kraft, slik at strømmen ved 30°N og 30°S har fått en mer sonal enn meridional karakter. Krav om kontinuitet i lufta fører dermed til synkende luft ved disse breddene. Dette kompenseres for den lufta som må strømme mot ekvator ved bakken. På tilsvarende måte fører kontinuitetskravet til en meridional sirkulasjon som omtrentlig strekker seg over 30°N – 60°N (30°S – 60°S). De sistnevnte sirkulasjonene kalles Ferrelcellene, men, i motsetning til Hadleycellene, transporterer de energi mot lavere breddegrader. Dette skyldes at kald luft må stige ved 45 – 60°N/S , som impliserer at allerede kald luft avkjøles ytterligere her, mens det motsatte skjer ved 30 – 45°N/S . Ferrelcellene står kun bak en marginal del av energitransporten i disse områdene.

Det gjør imidlertid ikke eddytransporten², som omfatter de to andre nevnte prosessene bak storskalatransport i troposfæren – kvasistasjonære og synoptiske bølger.

²Eddy brukes synonymt med virvel eller forstyrrelse



Figur 2.3: Geopotensiell høyde av 500 hPa-flata, klimatologi for januar 1968 – 1996. Konturintervall er 80 m. Data er hentet fra *NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center* (<http://www.cdc.noaa.gov/>).

Den første av dem, kvasistasjonære bølger, er karakterisert som avvik fra sonalt midla tidsmiddel langs breddesirkelene. Med andre ord framstiller bølgene geografiske variasjoner rundt hver breddesirkel. Variasjonene er et resultat av ulike topografi og temperaturforskjeller mellom for eksempel land og hav. Geopotensiell høyde reflekterer lufttrykket, og avhenger av bakketrykket og temperaturen i luftkolonnen mellom bakken og det aktuelle nivået. Ved å midle det geopotensielle høydefeltet over en måned, oppstår tydelige bølgemønstre med sonal asymmetri, med de klareste trågene plassert øst for Asia og Amerika (figur 2.3). Det er i disse områdene hovedtyngden av de vandrende forstyrrelsene på synoptisk skala dannes. De planetære bølgene får også en mer høyfrekvent variasjon gjennom samspillet med de synoptiske forstyrrelsene, med amplituder i størrelsesorden lik den tidsmidlede strømmens amplituder. Siden jetstrømmen ved ulike tidspunkter varierer i styrke og intensitet, vil månedsmidlede framstillinger av strømmen jevne ut strukturen til den instantane jetten. Dermed vil den planetære strømmen til enhver tid omfatte områder med mye sterkere baroklinitet (større horisontale temperaturgradienter) enn det den månedsmidlede strømmen indikerer. Når disse planetære bølgene er dannet, vil β -effekten – coriolisparameterens variasjon med breddegrad – sørge for svingninger. Slike svingninger kalles Rossbybølger. Rossbybølgenes fasehastighet relativt til bakken er gitt ved

$$c = \bar{u} - \beta/K^2$$

der \bar{u} er grunnstrømmen og $K^2 = k^2 + l^2$, det totale horisontale bølgetallet med kvadrerte komponenter. Siden bølgetallet er omvendt proporsjonalt med bølgelengde, er det tydelig at korte bølger vil forplante seg raskere enn lange bølger.

De midlertidige, vandrede bølgene tilsvarer de synoptiske lavtrykkene representert slik vi kjenner dem fra værkartet. Disse forstyrrelsene avhenger av temperaturrens meridionale gradient, og dermed, gjennom krav om termalvindbalanse, altså av vindens vertikale skjær:

$$\mathbf{V}_T \equiv \mathbf{V}_g(p_2) - \mathbf{V}_g(p_1) = -\frac{R}{f} \int_{p_1}^{p_2} (\mathbf{k} \times \nabla_p T) d \ln p \quad (2.1)$$

der p_1 og p_2 er to trykkflater, \mathbf{V}_g er geostrofisk vind, R er luftas gasskonstant, f er coriolisparameteren, og T er temperatur. Som nevnt dannes de fleste slike lavtrykk som en forstyrrelse i jetstrømmen. I de områdene av jetstrømmen med sterkt vertikalt skjær i vindhastigheten, kan en liten forstyrrelse skape en instabilitet i jetten. Dersom vindskjæret er sterkt nok, vil denne instabiliteten vokse hurtig, mens den trekker ut energi fra middelstrømmen.

For å skape et bilde av om, og i så fall hvordan, disse tre fenomenene kan kommunisere med stratosfæren, trengs det en beskrivelse av hva slags vertikale bevegelser de innebærer. Neste avsnitt er viet dette emnet.

2.1.2 Kommunikasjon mellom nedre og øvre troposfære

Gjennom meridional sirkulasjon: Hadleycellene beskriver en veldefinert og direkte, men langsom, vertikal kommunikasjon. Vanligvis har den ikke tilstrekkelig oppdrift til å trenge gjennom tropopausen. Men trajektoriene til langlivete sporstoffer, som CFC-gasser, viser at noe luft trenger igjennom til stratosfæren, og transporteres videre mot polare strøk. Likevel er middelbevegelsene på tvers av tropopausen ikke et resultat av strålingsoppvarming, som driver Hadleycellene, men heller et resultat av bølgepåvirkning (Holton 2004).

Gjennom planetære bølger: Charney og Drazin (1961) undersøkte muligheten for vertikal forplantning av atmosfæriske bølger. Ved å se på atmosfærens transmittivitet for bølger av ulike bølgelengder og for ulike styrker av den sonale vinden, konstruerer de en refraksjonsindeks. Den gir en indikasjon på om bølgene har mulighet til å forplante seg gjennom et luftlag eller om de vil reflekteres ned igjen. Indeksen avhenger både av vertikalt og meridionalt bølgetall. De deler bølgene inn i to kategorier, med de største bølgene med bølgetall 1, 2 og 3 i én kategori, og de mindre fenomenene med bølgetall 5, 6, 7 og 8 i den andre. Bølgene i første kategori dannes av topografisk eller termisk pådrag, mens bølgene i sistnevnte kategori skyldes samspill mellom den storstilte strømmen og barokline systemer. Bølgene i den siste kategorien er imidlertid for små til å kunne forplante seg vertikalt.

For at de store bølgene skal kunne forplante seg vertikalt, må den sonale strømmen være positiv og mindre enn Rossbys kritiske hastighet

$$U_c \equiv \beta / [(k^2 + l^2) + f_0^2 / 4H^2 N^2] \quad (2.2)$$

der β har konstant verdi tilsvarende breddegraden hvor $f = f_0$, k og l er horisontale bølgetall, H er skalahøyden (settes vanligvis til $H \cong 7$ km) og N er oppdriftsfrekvensen³. For forplantning av planetære bølger med sonalt bølgetall rundt 2 og meridionalt bølgetall litt over 2, tilsvarer dette kravet en middelvind som er svakere enn 38 m/s. Figurene 2.4 og 2.5 indikerer at slike bølger mellom 30°N og 40°N ikke kan forplante seg til nivåer over 20 km på sommerhalvkula og 40–50 km på vinterhalvkula. Figur 2.5 viser at den sonale vinden om høsten og våren tillater forplantning helt opp til termosfæren. Vinterstid kan planetære bølger forplante seg dypt inn i stratosfæren.

Betraktningene over viser at lagene over troposfæren kan ses på som et kortbølgefilter, der forplantning av de lengste bølgene er favorisert. Mindre forstyrrelser, som for eksempel synoptiske lavtrykk, kan ikke trenge dypt inn i stratosfæren. Dette er med på å forklare hvorfor sirkulasjonen i stratosfæren har en mye tregere og storstilt variabilitet enn sirkulasjonen i troposfæren.

Vertikal forplantning av planetære bølger sørger altså ikke bare for kommunikasjon mellom nedre og øvre troposfære, men beskriver også en måte troposfæren kan kommunisere med stratosfæren på.

Gjennom gravitasjonsbølger: Atmosfærens stabilitet og vertikale vindskjær har også sterk innflytelse på vertikal forplantning av en annen type bølger, gravitasjonsbølgene⁴. Slike bølger kan for eksempel oppstå i dype cumulonimbuskyer. Et annet eksempel er fjellbølger. Betraktning av et idealisert sinusfjell indikerer at vertikal forplantning av fjellbølger bare kan skje dersom bølgas frekvens relativt til grunnstrømmen er mindre (det vil si tregere svingninger) enn oppdriftsfrekvensen:

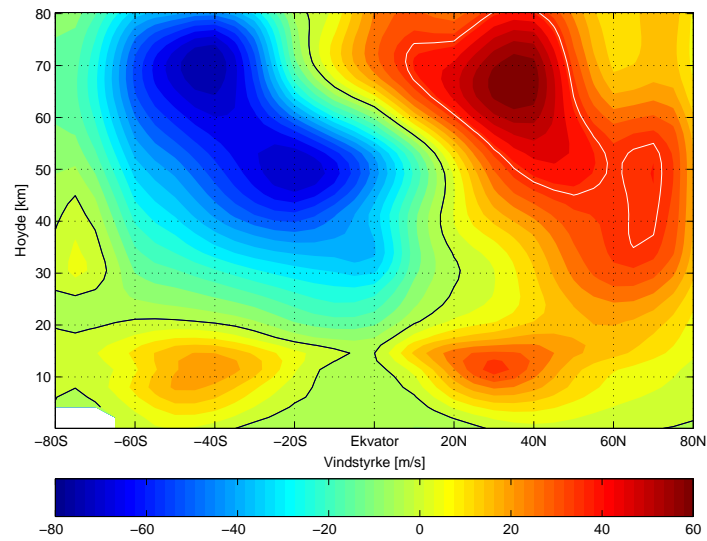
$$\bar{u}k < N \quad (2.3)$$

der k er sonalt bølgetall. Det er antatt at \bar{u} og N ikke varierer vertikalt. Bidrag til å oppfylle likning 2.3 er svak sonal grunnstrøm, bredt fjell (stor bølgelengde i x -retning) og stabil sjiktning (stor N). Dersom vi ser på strøm over et isolert fjell, og \bar{u} og N varierer med høyden, får vi følgende kriterium for vertikal forplantning (Holton 2004):

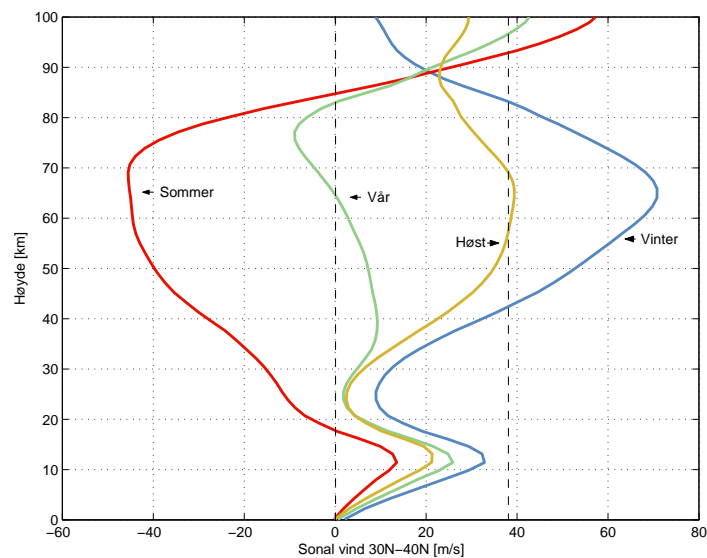
$$k_s < l^2 = N^2 / \bar{u}^2 - \bar{u}^{-1} d^2 \bar{u} / dz^2 \quad (2.4)$$

³Også kalt Brunt-Väisäläfrekvensen.

⁴Også kalt oppdriftsbølger.



Figur 2.4: Sonalt midla sonal vind for januar [m/s]. Svart linje indikerer nullkonturen, mens hvit linje er konturen for 38 m/s (som er U_c i likning 2.2). Data er hentet fra *CIRA*, *COSPAR International Reference Atmosphere 1986*.



Figur 2.5: Sesongvariasjon av sonalt midla sonal vind, etter Charney og Drazin (1961). Stiplede linjer indikerer 0 m/s og 38 m/s. Data er hentet fra *CIRA 1986*, *COSPAR International Reference Atmosphere 1986*.

der k_s er sonalt bølgetall for s -te komponent i en Fourierrekke og l er det kritiske bølgetallet for strømmen. Vanligvis er siste ledd lite sammenliknet med første ledd. Det betyr at hvis vinden er fraværende i et nivå ($\bar{u} \rightarrow 0$), vil $l \rightarrow \infty$, og bølgeamplituden vokser til bølga bryter. Atmosfæren støtter altså ikke vertikal forplantning av bølger gjennom et slikt kritisk lag. Hvis vinden øker kraftig med høyden i et nivå, kan siste ledd i likning 2.4 bli signifikant. I slike situasjoner fører det sterke vindskjæret, med en tilhørende sterk vertikal krumning, til at bølgene reflekteres ned igjen.

Gjennom Kelvinbølger: Ekvatoriale Kelvinbølger er lange bølger med sonalt bølgetall 1 som, slik navnet indikerer, kun kan eksistere over ekvator, der coriolisparameteren skifter fortegn. De er forbundet med perturbasjoner i trykk og sonal vind som varierer meridionalt, og forplanter seg alltid mot øst med bølgeperioder mellom 12 og 20 dager. Disse bølgene kan forplante seg vertikalt dersom faselinjene heller mot øst med høyden. Ekvatoriale Kelvinbølger kan ha stor innflytelse på årlig variabilitet av tropiske vinder i stratosfæren (Quasi-Biennial Oscillation).

Gjennom synoptiske lavtrykk: Forstyrrelsene i geopotensiell høyde forbundet med synoptiske lavtrykk strekker seg fra bakken og helt opp til tropopausen. Opprettholdelsen av et slikt system krever at vertikalbevegelser finner sted, noe som representerer en direkte kommunikasjon mellom nedre og øvre troposfære. Denne vertikalbevegelsen kan diagnostiseres ved hjelp av omegalikninga (Holton 1992):

$$\underbrace{\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)}_A \omega = \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\underbrace{\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right)}_B \right] + \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[\underbrace{\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)}_C \right] \quad (2.5)$$

der $\sigma = -RT_0 p^{-1} d(\ln \theta_0)/dp$ og Φ er geopotensialet (definert som $d\Phi = gdz$). Forholdet mellom relativ virvling og geopotensial er gitt ved

$$\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi \quad (2.6)$$

Deler man Φ inn i en sonalt- og tidsmidlet del som er avhengig av p og lineært avhengig av y , og en fluktuerende del med sinus-svingninger som er avhengige av x og y , kan man ved å sette dette inn for Φ i likning 2.6 og utføre deriveringen forbundet med Laplaceoperatoren ∇ , vise at relativ virvling er proporsjonal med fluktuasjoner i geopotensialet, med negativt fortegn.

Ledd B beskriver differensiell virvlingsadveksjons bidrag til vertikal bevegelse. Siden virvlingsadveksjonen ved bakken er svært liten, kan virvlingsadveksjonen i laget mellom bakken og 500 hPa beskrives ut fra virvlingsadveksjonen i 500 hPa. I dette nivået rett over bakkelavtrykket er virvlingsadveksjonen på sitt maksimale. Siden avvikene i geopotensialet er omvendt proporsjonalt med relativ virvling, betyr dette at geopotensialet avtar i 500 hPa-nivået. Det impliserer at tykkelsen av luftlaget mellom 500–1000 hPa-flatene må avta, noe som betyr at avstanden mellom trykkflatene p_1 (1000 hPa) og p_2 (500 hPa) avtar. I følge den hypsometriske likning

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R\bar{T}}{g_0} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

må dermed også middeltemperaturen, \bar{T} , i dette luftlaget avta. Den eneste måten dette kan skje på, er ved adiabatisk avkjøling som en følge av stigende luft.

Videre er ledd C proporsjonalt med tykkelsesadveksjonen. Øst for bakkelavtrykket vil det være varmluftsadveksjon siden luften beveger seg fra sør mot nord. Dermed må tykkelsen i hele luftkolonnen mellom bakken og 500 hPa øke her, med tilsvarende økende geopotensial i 500 hPa-nivået. Dette medfører en økning i antisyklonisk (negativ) virvling. I dette området er virvlingsadveksjonen fraværende. Dermed viser den kvasigeostrofiske virvlingslikninga

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

at eneste kilde til økning i negativ virvling er horisontal divergens. For å erstatte den divergerende luften i høyden må det være stigende luft gjennom hele luftkolonnen.

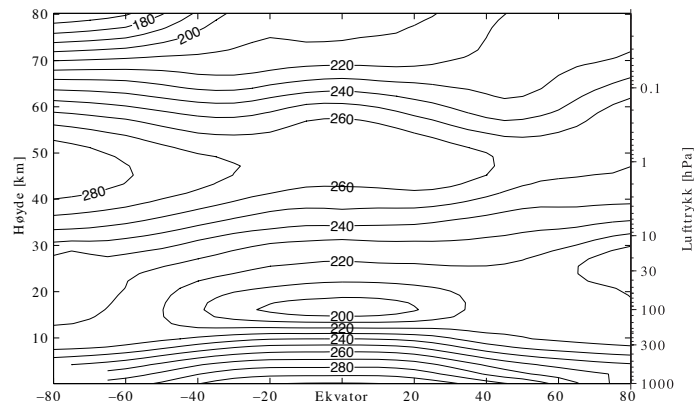
Bidragene til vertikal bevegelse fra ledd B og C vil delvis motvirke hverandre og delvis forsterke hverandre. Resultatet er at det må være stigende luft over og foran et bakkelavtrykk, mens luften må synke bak bakkelavtrykket.

2.2 Stratosfærisk sirkulasjon

Følgende avsnitt gir en enkel og generell beskrivelse av stratosfærens struktur. Det blir også gitt en beskrivelse av hvordan bølger med opphav i troposfæren kan påvirke sonal og meridional sirkulasjon i stratosfæren. Disse beskrivelsene danner et grunnlag for mye av teorien i kapittel 3.

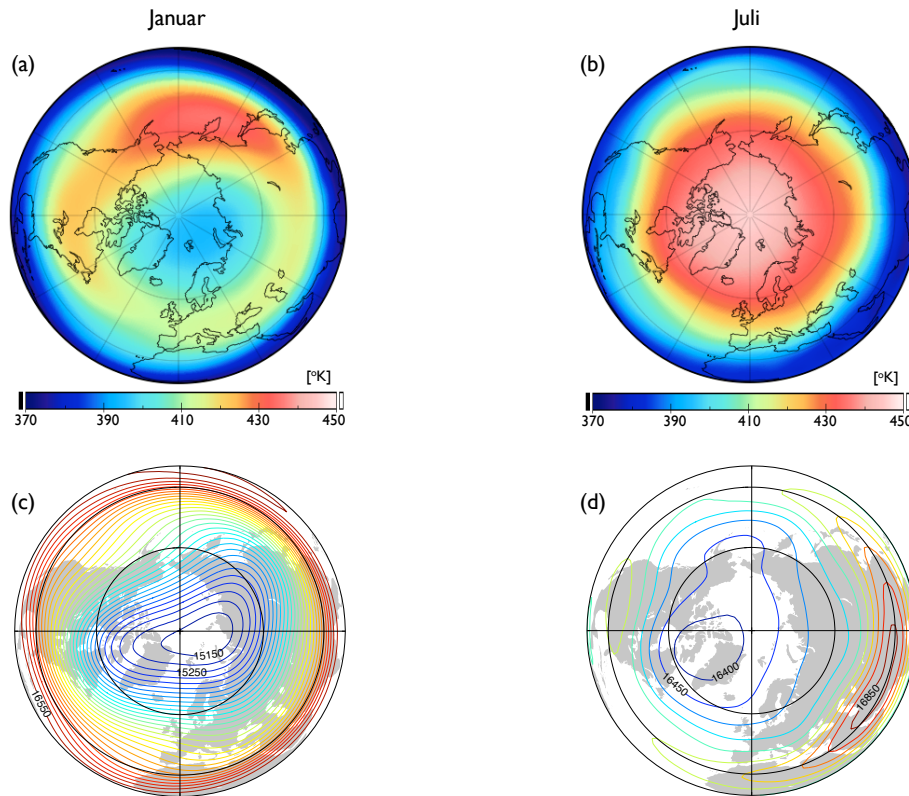
2.2.1 Den polare virvel

Sonalt midla temperaturfordeling (figur 2.6) viser at tropopausen varierer i høyde, fra ca 17 km (100 hPa) over ekvator til snaut 10 km (300 hPa) i polområdene. Stratopausen har en høyde på ca 50 km (1 hPa). Samme figur viser horisontale temperaturgradienter innad i stratosfæren. De høyeste temperaturene i nedre stratosfære finnes over polområdet til sommerhalvkulen (her den sørlige halvkule) og ved 40°N–50°N som her har vinter. Videre avtar temperaturen fra 40°N–50°N mot polområdet. Termalvindlikninga (likning 2.1) krever dermed en sonal *syklonisk* virvel, med en økning av den vestlige vinden gjennom hele stratosfæren. Denne virvelen, ofte kalt den polare virvel, kan også ses tydelig i figur 2.4. Virvelen kan forklares intuitivt som et resultat av atmosfærens forsøk på å jevne ut de meridionale temperaturforskjellene, slik at meridionale vinder oppstår. Men denne meridionale strømmen blir påvirket av corioliskrafta og avbøyes mot høyre, og setter opp en sonal strøm.



Figur 2.6: Sonalt midla temperatur for januar (langtidsmiddel for perioden 1948–2004). Data er hentet fra *CIRA, COSPAR International Reference Atmosphere 1986*.

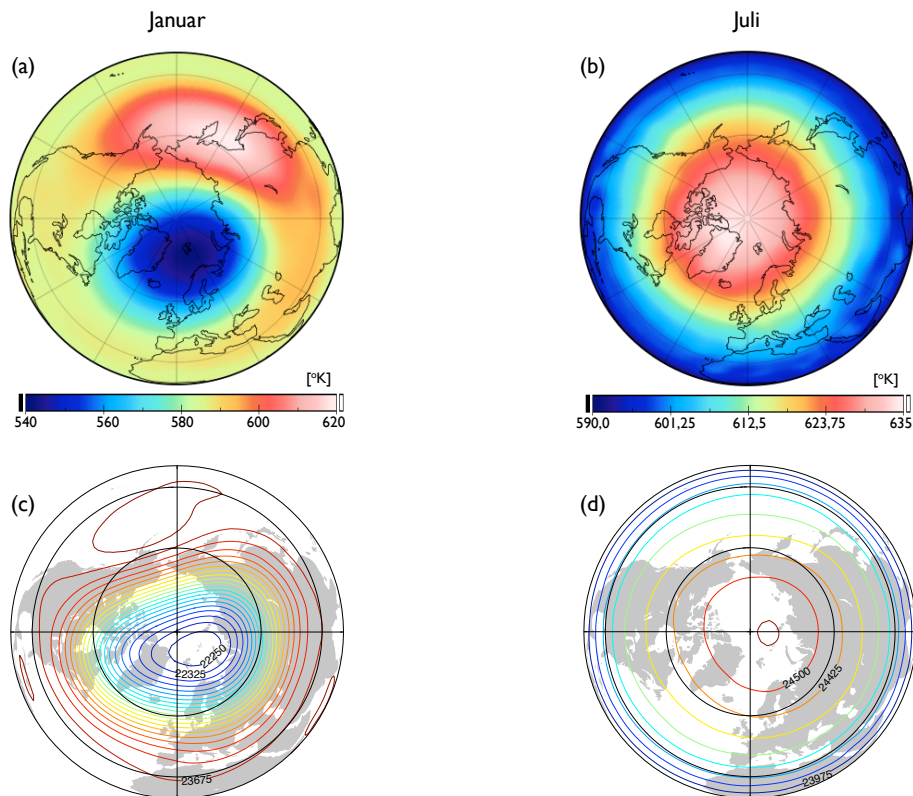
Figur 2.7 (a) og (b) illustrerer temperaturforskjellene mellom ekvator og det nordlige polområdet ved 100 hPa. De lave ekvatoriale temperaturene skyldes stigende luft og adiabatisk avkjøling gjennom hele troposfæren, samtidig som de høye cumulonimbus-skyene avgir store mengder varmestråling. Noe av den ekvatoriale lufta fanges opp av



Figur 2.7: Langtidsmiddel (1948–2004) av potensiell temperatur ($^{\circ}\text{K}$) i 100 hPa-flata for januar (a) og juli (b), og geopotensiell høyde (m) av 100 hPa-flata for januar (c) og juli (d). Data er basert på NCEP/NCARs reanalyse, og er hentet fra *NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center*.

en polretta massetransport (beskrevet i neste avsnitt). Om vinteren synker lufta over polområdet, men den tilhørende adiabatisk oppvarminga blir i varierende grad motarbeidet av strålingsavkjøling. De høye poltemperaturene om sommeren skyldes absorpsjon av solstråling i ozon. Både i januar og juli er det lavere trykk over polområdet enn over ekvator, men de horisontale trykkgradientene er mye større om vinteren (figur 2.7 (c) og (d)). Det er altså i middel vestlige vinder gjennom hele året i 100 hPa-nivået.

Siden geopotensiell høyde av 30 hPa-flata reflekterer temperaturdistribusjonen i hele luftøyla under, fører de høye sommertemperaturene over polområdet i 100 hPa til et høytrykk i midlere stratosfære om sommeren, her altså illustrert ved 30 hPa i figur 2.8 (c) og (d). Dette betyr at sommersirkulasjonen i stratosfæren er østlig, og det er høyere temperaturer over polområdene enn over områdene rundt (figur 2.8 (a) og (b)). Det vinterlige lavtrykket ved 30 hPa er betydelig sterkere enn ved 100 hPa, og en kraftig vestlig sirkulasjon dominerer bildet. Igjen ser man konturene av den polare virvel.



Figur 2.8: Langtidsmiddel (1948–2004) av potensiell temperatur ($^{\circ}\text{K}$) i 30 hPa-flata for januar (a) og juli (b), og geopotensiell høyde (m) av 30 hPa-flata for januar (c) og juli (d). Data er basert på NCEP/NCARs reanalyse, og er hentet fra *NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center*.

2.2.2 Meridional massetransport

Troposfæriske bølger transporterer momentum fra bakken og troposfæren til stratosfæren, der de gir et betydelig bidrag til momentumbudsjettet. Endringene i momentum forbundet med slike prosesser kalles bølgepådrag. I stratosfæren driver bølgepådrag fra planetære Rossbybølger en meridional massetransport fra ekvator mot polområdene. Ut i fra Eulersk beskrivelse, det vil si undersøkelse ved et fast punkt, blir bølgepådraget som bremses strømmen balansert av en motsatt retta corioliskomponent forbundet med den polretta bevegelsen. Ut i fra Lagrangesk beskrivelse, det vil si undersøkelse ved å følge partikkelbanene, blir bølgepådraget balansert av at lufta får en større sonal vindkomponent for å kunne bevare angulært momentum når den beveger seg nordover (Shepherd 2002). Kontinuitet av masse krever vertikalbevegelser ved ekvator og pol.

En praktisk måte å analysere denne meridionale sirkulasjonen er å bruke de transformerte likningene til det Eulerske middelet. Disse likningene diagnostiserer samspillet mellom eddier (som varierer sonalt) og den sonalt midlede strømmen. Likningene ble

introdusert av Andrews og McIntyre (1976) og er utledet i appendiks A.

Variablene blir først delt inn i en grunntilstand og en forstyrrelse (eddy) fra grunntilstanden. For eksempel blir vind i x -retning uttrykt som $u = \bar{u} + u'$. Disse variablene introduseres i bevegelseslikningas komponent i x -retning, kontinuitetslikninga, og den termodynamiske energilikninga, før likningene midles sonalt. Denne midlingen gjøres ved ikke-varierende breddegrad, høyde og tid, og kalles derfor et Eulersk middel.

TEM-likninga for sonal bevegelse kan uttrykkes

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{X} \equiv \bar{G} \quad (2.7)$$

der ρ_0 er høydeavhengig standard atmosfærisk lufttetthet, f_0 er en konstant verdi av coriolisparameteren, \bar{X} beskriver turbulent drag, og \bar{G} beskriver total sonal kraft generert av forstyrrelser både på stor og liten skala. \bar{v}^* er den meridionale komponenten til residualsirkulasjonen. Residualsirkulasjonen er den delen av den midlere vertikale bevegelsen som bidrar til adiabatiske temperaturendringer, men som ikke oppheves av divergens av varmefluks forbundet med forstyrrelsene. Likning 2.7 framstiller en balanse mellom den bølgeinduserte sonale krafta, akselerasjon av den sonale strømmen og corioliskraft som skyldes den meridionale bevegelsen v^* .

TEM-likninga for sonalt momentum er spesielt nyttig siden den inneholder fluksdivergensen til Eliassen-Palmfluksen (EP-fluksen), skrevet som $\nabla \cdot \mathbf{F}$, som er et konservert mål på bølgeaktivitet. Denne beskriver fluks av varme og bevegelsesmengde forbundet med forstyrrelsene. Komponentvis ser EP-fluksen slik ut:

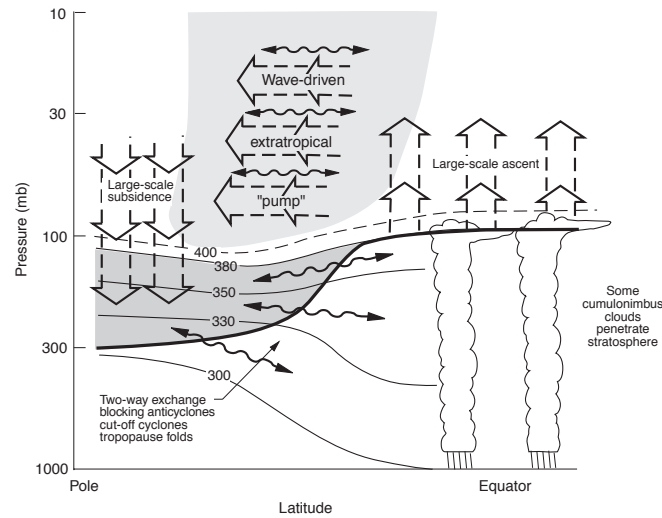
$$F_y = -\rho_0 \overline{u'v'}, \quad F_z = \frac{\rho_0 f_0 R \overline{v'T'}}{N^2 H} \quad (2.8)$$

der T' er avvik fra den sonalt midlede temperaturen og H er skalahøyden. De to komponentene tolkes slik:

$$\begin{aligned} F_y > 0 & \quad \text{svarer til fluks av bevegelsesmengde retta mot ekvator, mens} \\ F_z > 0 & \quad \text{svarer til polretta varmefluks.} \end{aligned}$$

Likning 2.7 viser videre at en divergent EP-fluks ($\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$) bidrar til å akselerere den sonale strømmen, mens en negativ, konvergent EP-fluks bidrar til en bremsing av strømmen. EP-fluksen representerer altså bølgepådraget på middelstrømmen, og er en kombinasjon av momentum- og varmeflukser. Varmefluksen oppstår som en følge av at bølgene deformerer isentropflatene – flater med lik potensiell temperatur – og skyldes ikke at varme overføres fra bølgene (Shepherd 2002).

Den meridionale bevegelsen v^* som er generert av planetære bølgers drag på den sonale strømmen i stratosfæren, er skissert i figur 2.9.



Figur 2.9: Vertikalsnitt av den dynamiske stratosfære-troposfærekoblingen. Område med pådrag fra planetære bølger på middelstrømmen har lys markering. De tykke pilene indikerer den bølgedrevne, meridionale sirkulasjonen i stratosfæren (TEM-sirkulasjonen). Legg merke til orientering av ekvator og pol. Figuren er hentet fra Holton et al. (1995).

Den meridionale bevegelsen kan også forklares ut fra avvik fra geostrofisk balanse,

$$fV_g = -\frac{\partial\Phi}{\partial n} \quad (2.9)$$

der n er retta normalt på strømmen og er positiv med retning til venstre for vindretningen. Når planetære bølger utøver et negativt drag på den sonale strømmen, bremses den. Dermed får vinden en svekket corioliskomponent i retning ekvator, i forhold til trykkgradienten retta mot polområdet. Det oppstår en geostrofisk ubalanse, med en ageostrofisk vindkomponent retta mot polområdet som resultat. Corioliskomponenten retta til høyre for den polretta bevegelsen balanserer i stor grad det negative bølgepådraget (Shepherd 2002).

2.2.3 Plutselige oppvarminger

Hver vinter, ved varierende tidspunkt, kan man observere minst én merkverdig oppvarming av den polare stratosfære. Fenomenet, som i litteraturen kalles “sudden stratospheric warming” (SSW), er alltid forbundet med at den polare virvelen avtar i styrke og blir mer usymmetrisk. Det er dette som skjer ved utgangen av hver vinter, når de østlige vindene som dominerer stratosfæresirkulasjonen i sommerhalvåret oppstår. Men slike oppvarminger kan også oppstå midt på vinteren, enten ved at den polare

virvel svekkes, eller ved at den i de mest ekstreme tilfellene reverseres. Virvelen kan skifte retning bare i løpet av noen få dager, samtidig som temperaturene kan stige med 40–60°K i 10 hPa-nivået (Andrews 1987).

Den framherskende teorien bak slike plutselige oppvarminger av stratosfæren ble presentert av Matsuno (1971). Teorien beskriver planetære bølger med opphav i troposfæren som forplanter seg oppover til stratosfæren. Der utøver de et drag på den sonale middelstrømmen og bremser den. Som beskrevet i kapittel 2.2.2 må EP-fluksen i netto konvergere dersom de planetære bølgene skal kunne bremse den sonale middelstrømmen. Holton (2004) presenterer et forhold mellom lokal endring av bølgeaktivitet, divergens av EP-fluks, og bølgedissipasjon:

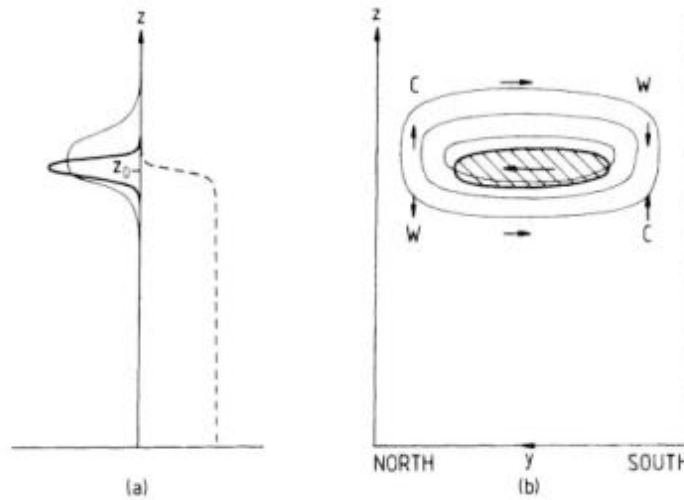
$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F} = D \quad (2.10)$$

der A betegner bølgeaktiviteten og D er dissipasjonen.

Likning 2.10 viser at dersom det ikke forekommer noen lokal endring i bølgeaktivitet ($\partial A/\partial t = 0$), og bølgene ikke dissiperer ($D = 0$), kan det heller ikke være noen divergens eller konvergens av EP-fluksen. Ved å substituere for $\nabla \cdot \mathbf{F}$ i likning 2.7 kan man se at det i situasjonen over, heller ikke kan forekomme noen bølgedrevet akselerasjon av middelstrømmen. En konvergent eller divergent EP-fluks krever dermed at $D \neq 0$ og/eller $\partial A/\partial t \neq 0$. Et samspill mellom bølgene og den sonale strømmen er dermed forbundet med bølgedissipasjon og en lokal endring av bølgeaktivitet.

Når planetære, troposfæriske bølger trer inn i stratosfæren, vil bølgeaktiviteten øke lokalt, det vil si $\partial A/\partial t > 0$. Er bølga lite utsatt for dissipasjon (D er vanligvis negativ), betyr dette at $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$. Altså er EP-fluksen konvergent, og den sonale stratosfæriske strømmen bremses. En svakere sirkulasjon gjør det mulig for enda flere bølger å bevege seg inn i stratosfæren. Når virvelen i ett nivå til slutt reverseres, oppstår et kritisk lag (som nevnt i kapittel 2.1.2), og gravitasjonsbølger og planetære bølger kan ikke lenger forplante seg inn i dette nivået. Resultatet er økt konvergens av EP-fluks under det kritiske laget, med en tilhørende økt bremsing av den sonale strømmen. Dermed beveger den negative vindanomalien seg stadig nedover.

Bølger som bremser den sonale middelstrømmen i et område er altså forbundet med en konvergent EP-fluks i dette området. Dette samspillet medfører, som nevnt over, en meridional vindkomponent retta mot polområdet. Som en følge av kravet om massens kontinuitet, må luft stige sør for og under dette området, mens den må synke nord for og under dette området. Dette illustreres i figur 2.10. Resultatet av disse vertikale bevegelser er at lufta i nivåene under vindmaksimumet oppvarmes adiabatisk i polar stratosfære og avkjøles i ekvatorial stratosfære. I og med at den polare virvel svekkes ovenfra og ned, med tilhørende svekket vertikalt vindskjær, er det nettopp disse temperaturendringene som skal til for å tilfredsstille termalvindbalansen (likning 2.1).



Figur 2.10: Skjematisk framstilling av hvordan vertikalt forplantende planetære bølger påvirker den sonale middelstrøm ved en SSW. **(a)** Høydeprofil av henholdsvis bølgeaktivitet A (stiplet linje), EP-fluksens divergens (tykk heltrukket linje) og akselerasjon av den sonale middelvind (tynn heltrukket linje). Z_0 er nivået bølgene når opp til ved det gitte tidspunkt. **(b)** Meridionalt snitt som viser områder med konvergent EP-fluks (skravert), konturene til den induerte sonale akselerasjonen (tynne linjer), og den induerte residualsirkulasjonen (TEM-sirkulasjonen, \bar{v}^* og \bar{w}^*) (piler). Områder med oppvarming og avkjøling er også indikert med henholdsvis W og C. Figuren er hentet fra Andrews (1987).

En plutselig oppvarming av stratosfæren krever imidlertid at den stratosfæriske sirkulasjonen befinner seg i en spesiell tilstand. Denne tilstanden vil vanligvis innebære at den polare stratosfæriske jetten er lokalisert nærmere polområdet enn den klimato-logiske plasseringen, slik at den polare virvelen er ekstra “stram” rundt polområdet, samtidig som virvelsenteret er forskjøvet bort fra selve polen. Sirkulasjonen har dermed svekket bevegelsesmengde og treghetsmoment, og planetære bølger kan i større grad påvirke strømmen (McIntyre 1982).

Når hele strømmen er reversert og bølgene bare brytes bort fra strømmen, forsvinner også grunnlaget for TEM-transporten, og oppvarmingen av den polare stratosfære opphører. Dermed vil strålingsavkjøling igjen dominere. Og igjen som en følge av termalvindlikninga, kan den polare virvel oppstå på ny. Har det imidlertid blitt vår nå, er ikke strålingsavkjølingen sterk nok, og den vestlige polare virvelen vil sannsynligvis ikke oppstå igjen før mørketida inntreffer vinteren etter.

2.3 Den nordlige symmetriske svingningen – NAM

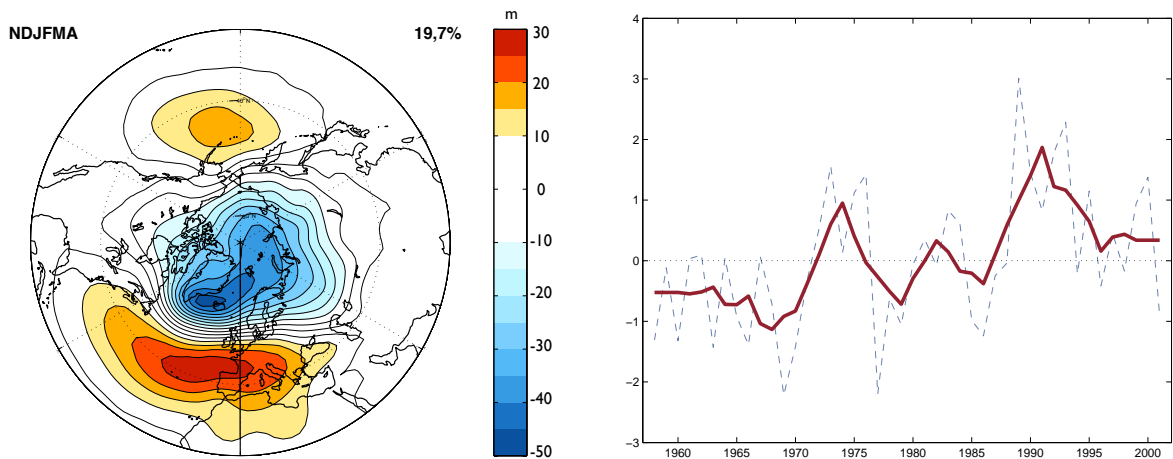
Begrepet NAM vil bli mye benyttet senere i oppgaven. NAM representerer deler av variabiliteten i de storstilte sirkulasjonene i troposfæren og stratosfæren beskrevet tidligere i kapittelet.

Begrepet den arktiske svingning (the Arctic Oscillation, AO) ble innført av Thompson og Wallace i 1998. Siden har fenomenet vært et verdsatt verktøy blant forskere som ønsker å relatere ulike prosesser til det mønsteret som forklarer mest variabilitet ved høye breddegrader. Særlig i forbindelse med stratosfærisk påvirkning på troposfæren blir metoden mye brukt. AO konstrueres ved hjelp av det statistiske verktøyet EOF-analyse (Empirical Orthogonal Functions). Verktøyet ble introdusert av Lorenz (1956) og blir brukt til å studere geografiske mønstre av variabilitet i geofysiske felt. En praktisk og god matematisk gjennomgang av konseptet kan finnes i Björnsson og Venegas (1997).

EOF-metoden identifiserer et bestemt antall geografiske variabilitetsmønstre som alle er ortogonale (uavhengige av hverandre). Men kun et fåtall av disse mønstrene beskriver tilstrekkelig mye av den totale variansen i datamaterialet til å kunne klassifiseres som signifikant. Disse kalles EOF1, EOF2 osv, rangert etter hvor mye av den totale variansen de forklarer. Ved å regressere for eksempel EOF1 på det opprinnelige datamaterialet, som varierer i rom og tid, får man ut prinsipalkomponenten til EOF1. Denne inneholder dermed en verdi for hvert tidssteg datamaterialet omfatter, og kan tolkes som et mål på graden av likhet mellom variabelens romlige fordeling ved hvert tidssteg og EOF1-mønsteret. Her kommer den arktiske svingning (AO) inn i bildet. Den er EOF1-mønsteret til lufttrykksanomalier på bakkenivå over den ekstratropiske nordlige halvkule (20°N–90°N). Videre er AO-indeksen tidsvariasjonen (prinsipalkomponenten) til dette AO-mønsteret. AO og AO-indeksen, basert på månedlige data, er presentert i figur 2.11.

Variasjoner i geopotensiell høyde tilsvarer variasjoner i lufttrykket⁵. Dermed viser AO-mønsteret at hovedvariabiliteten i bakketrykket over nordlige halvkule er forbundet med en trykksvingning med motpoler henholdsvis over polområdet og områdene rundt. Amplitudene er spesielt store over Stillehavet og Nord-Atlanteren. AO er i sin positive fase (positiv AO-indeks) når polområdet har et lavere lufttrykk enn normalt. Som Thompson og Wallace (1998) beskriver, er positive AO-faser forbundet med en sterkere vestlig sirkulasjon rundt polområdet, og mild havluft trenger lenger inn over kontinentene og gir positive temperaturanomalier, mens kald, kontinental luft gir negative temperaturanomalier i de vestlige havområdene.

⁵Geopotensiell høyde er proporsjonal med den naturlige logaritmen til lufttrykket, normalisert med bakketrykket.



Figur 2.11: Til venstre: AO framstilt som EOF1 til månedsmidlede anomalier i geopotensiell høyde for 1000 hPa-flata, beregnet for vinterlige data (november – april) for tidsrommet 1948–2004. Mønsteret forklarer 19,7% av den totale variansen. Amplituden representerer antall meter per standardavvik i AO-indeksen. Til høyre: AO-indeksen for 1958–2001 basert på sesongmidlede, vinterlige data (desember–februar) (stiplet linje). Heltrukket linje viser femårig løpende middel av indeksen. Vertikal skala representerer antall standardavvik fra AO-indeksens middel. Data er hentet fra *NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center*.

Senere har AO-konseptet blitt utvidet til “den nordlige symmetriske svingningen” (Northern Annular Mode, NAM). I 1000 hPa-nivået tilsvarer den AO, men defineres separat ved hvert trykknivå i atmosfæren. Som AO er NAM definert i hvert trykknivå som EOF1 til anomalier i geopotensiell høyde i de respektive nivåene (Baldwin og Dunkerton 2001). AO er altså bare spesialtilfellet av NAM ved 1000 hPa.

En alternativ måte å presentere NAM på, er ved å undersøke EOF1 til et sammensatt felt bestående av anomalier i geopotensiell høyde for de fem trykknivåene 1000, 300, 100, 30 og 10 hPa (Baldwin og Dunkerton 1999). NAM-indeksen blir da prinsippkomponenten til dette sammensatte feltet. Denne framgangsmåten vil bli benyttet i neste kapittel.

Kapittel 3

Stratosfærens vekselvirkning med troposfæren

I løpet av de siste ti årene har interessen for troposfære-stratosfærekobling økt voldsomt. Forståelse av hva slags påvirkning stratosfæren yter på troposfæren, og kvantifisering av hvor sterk denne påvirkninga er, ser ut til å være viktig for sesongvarsling av været. Men er denne koblingen reell?

3.1 Nedoverretta forplantning av NAM-signaler

Baldwin og Dunkerton presenterte i 1999 et bevis på at forstyrrelser i stratosfæren iblant forplanter seg ned til troposfæren. De viste at de sterkeste anomaliene i den polare virvelens styrke har en tendens til å forplante seg ned fra midten av stratosfæren (ca 30 kilometers høyde) til bakken i løpet av et par uker i vinterhalvåret. Selv om troposfæren er forbundet med en variabilitet på mye kortere tidsskala enn stratosfæren, opprettholdes som regel mønsteret som oppstår ved bakken i flere måneder. I resten av dette avsnittet vil jeg på nytt illustrere denne nedoverretta forplantningen, basert på metoden brukt i Baldwin og Dunkerton (1999).

Datamaterialet er basert på NCEP/NCARs¹ reanalyse (Kalnay et al. 1996). Det er hentet fra NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA², og omfatter geopotensiell høyde i 17 trykknivåer for perioden 1958–2003. Datamaterialet har i utgangspunktet en oppløsning på $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Men for at beregningene skulle kunne gjennomføres i programpakken MATLAB, ble oppløsningen redusert til $5^\circ \times 5^\circ$. Dette ble gjort ved å hente ut verdien i annethvert gridpunkt. Metoden yter ikke det opprinnelige datamaterialet full rettferdighet, men gir den kvalitative informasjonen

¹National Centers for Environmental Prediction/The National Center for Atmospheric Research

²<http://www.cdc.noaa.gov>

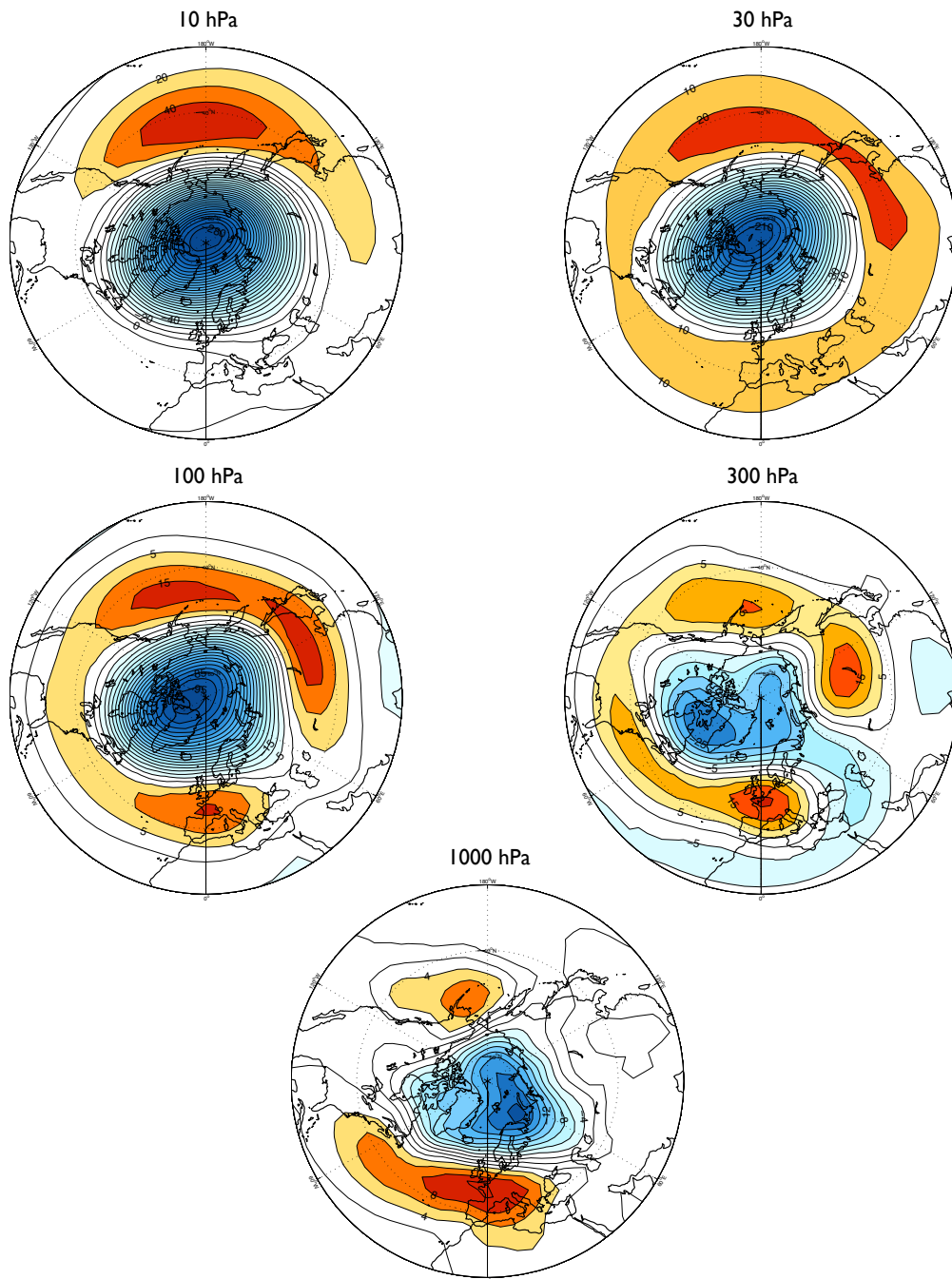
som trengs i denne analysen. Data for 20°N–90°N er benyttet.

Første steg på veien er å konstruere en NAM-indeks. Det gjøres ved å gjennomføre en EOF-analyse på et felt sammensatt av anomalier i geopotensiell høyde for fem trykknivåer (1000, 300, 100, 30 og 10 hPa). Før analysen gjennomføres, filtreres datamaterialet med et 90 dagers lavpassfilter. Filteret brukt i denne studien, er ganske enkelt et løpende middel med vindusbredde 90 dager. Videre fjernes sesongvariasjonene i datamaterialet. Dette gjøres ved å beregne et langtidsmiddel av geopotensiell høyde for hver dag i året og ved hvert eneste gridpunkt, for så å trekke dette middelet fra den daglige verdien av geopotensialet. Deretter beregnes månedsmiddelverdier for januar, februar og mars for de fem nevnte trykknivåene. Ved å sette disse fem nivåene sammen og gjennomføre en EOF-analyse³ på dette månedsmidla vinterfeltet, får vi ut et grovt mønster som beskriver hovedvariasjonen i geopotensiell høyde for det dype luftlaget mellom 1000 og 10 hPa (EOF1). I EOF-analysen vektet dataverdiene ved å dele på kvadratrotta av cosinus til breddegrad. Endelig konstrueres NAM-indeksen ved å regressere (matrisemultiplisere) EOF1-mønsteret tilbake på et felt bestående av daglige verdier av geopotensiell høyde for de fem trykknivåene. NAM-indeksen normaliseres ved å trekke fra indeksens middel og dele på indeksens standardavvik. Resultatet er en indeksverdi for hver eneste dag som datamaterialet omfatter.

Neste steg på veien er å visualisere denne svingninga i ulike nivåer i atmosfæren. En måte å gjøre det på er ved å regressere NAM-indeksen på 90 dagers lavpassfiltrert daglig anomalidata for hvert av de 17 høydenivåene datamaterialet omfatter. De resulterende mønstrene kalles for NAMs signaturer i de forskjellige trykknivåene, og viser hvordan høydefeltet samvarierer med NAM-indeksen. NAMs signatur i 1000, 300, 100, 30 og 10 hPa-flatene er illustrert i figur 3.1. Disse mønstrene viser at hovedvariasjonen i alle fem nivåene er karakterisert med en tilnærmet sirkelsymmetrisk svingning (annular mode) i geopotensiell høyde, med det polare området som det ene svingningssenteret. Mønstrene viser også at amplitudene øker betraktelig med høyden. Et breddegradsbånd rundt det polare området fungerer som det andre “svingningssenteret”. Som beskrevet i kapittel 2.2.1 impliserer disse meridionale trykkgradientene en sonal sirkulasjon rundt polområdet. Positive avvik fra NAM-indeksen tilsvarer lavere trykk enn vanlig over polområdet, og høyere trykk enn vanlig i områdene rundt polområdet, altså en sterkere polar virvel enn vanlig. Tilsvarende er negative avvik i NAM-indeksen forbundet med en svak polar virvel.

Til slutt sammenliknes disse signaturmønstrene med daglige verdier av lavpassfiltrerte anomalidata for hvert av de 17 nivåene. Ved å bruke en variant av minste kvadraters metode, kan man finne et mål på likheten mellom det daglige mønsteret i geopotensiell høyde og det tilhørende signaturmønsteret, kvantifisert som koeffisienten α . Som et eksempel blir formelen for 10 hPa-flata

³EOFene er beregnet med svd-rutina (singular value decomposition) i MATLAB



Figur 3.1: NAMs signaturer ved henholdsvis 10, 30, 100, 300 og 1000 hPa. Amplitudene er i meter per standardavvik i NAM-indeksen. Konturintervall er indikert på figuren. Blått tilsvarer negative verdier, mens rødt tilsvarer positive verdier. Diagrammene er basert på Baldwin og Dunkerton (1999).

$$\min |Z10 - \alpha Z10_{NAM}|^2 \quad (3.1)$$

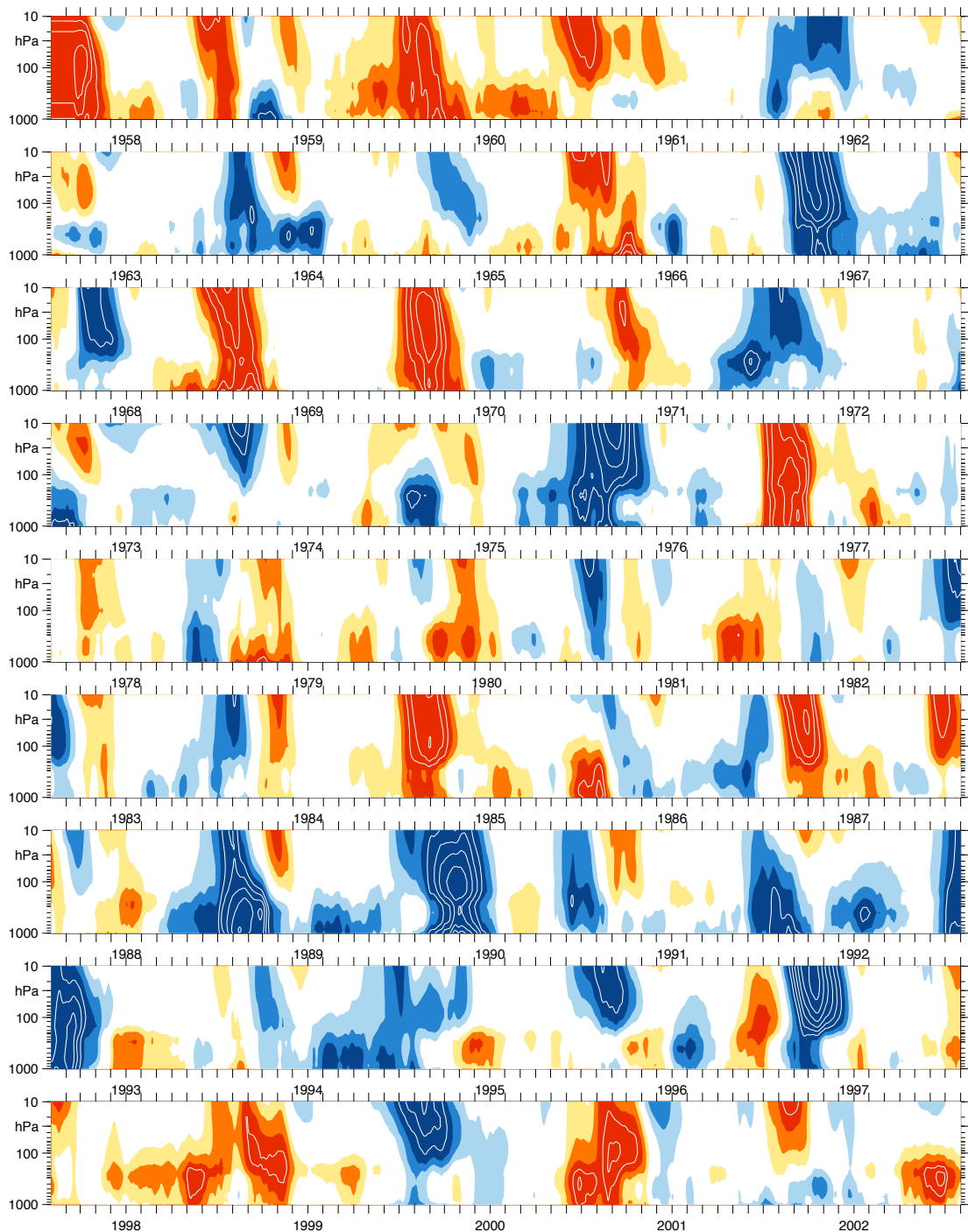
der $Z10$ er ei matrise bestående av daglige verdier av geopotensiell høyde for 10 hPa-flata, $Z10_{NAM}$ er NAMs signatur på 10 hPa-flata. Ved å tolke denne formelen kan man gjøre følgende observasjoner:

$\alpha = 1$	Det daglige mønsteret i geopotensiell høyde tilsvare definisjonen av NAM-signaturen for det aktuelle trykknivået (det vil si positiv fase).
$\alpha > 0$	Positiv anomali i NAM. Tilsvare en sterk polar sirkulasjon og avkjøling. (Blått i figur 3.2).
$\alpha < 0$	Negativ anomali i NAM. Tilsvare en svak polar sirkulasjon og oppvarming. (Rødt i figur 3.2).
$ \alpha $ stor	Kraftig NAM-anomali.

Ved å gjennomføre denne beregninga på alle de 17 tilgjengelige trykknivåene får man de såkalte NAM-signaturenes tidsserier. Tidsseriene for hvert nivå blir normalisert ved å dele på tidsseriens standardavvik, slik at amplitudene blir sammenliknbare. Tidsseriene presenteres i figur 3.2. Figuren viser at både positive og negative anomalier i NAM i midlere stratosfære (10 hPa) iblant forplanter seg nedover gjennom hele stratosfæren. En slik forplantning inntreffer som regel minst en gang hver vinter. Figuren viser også en tendens til at de kraftigste anomaliene faktisk kan trenge igjennom til troposfæren, og forplante seg helt ned til bakkenivå. Videre ser det ut til at kraftige NAM-amplituder stort sett bare inntreffer om vinteren i stratosfæren, mens de kan oppstå gjennom hele året i troposfæren. Tidsserien for 2003 ble også tatt med i analysen, men den viste ingen perioder med nedoverretta forplantning av NAM-anomalier, og er ikke vist i figur 3.2.

Videre utføres en komposittanalyse av perioder som viser en klar nedoverretta forplantning av henholdsvis positive og negative NAM-anomalier. Periodene er valgt gjennom en subjektiv analyse av figur 3.2, og er listet i tabell 3.1. Det blir laget ett kompositt for positive og ett for negative NAM-anomalier. Figur 3.3 viser disse to komposittene basert på ufiltrerte tidsserier. Baldwin og Dunkerton (2001) gjorde en liknende analyse på alle anomaliene som strekker seg gjennom stratosfæren og troposfæren. Forskjellen er altså at jeg i denne oppgaven kun fokuserer på NAM-anomalier med tydelig nedoverretta forplantning.

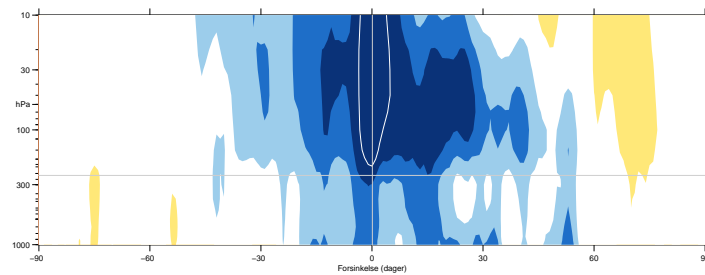
Forskjellen i tidsvariasjon mellom stratosfæren og troposfæren kommer tydelig fram i figur 3.3. Figuren viser også at anomaliene typisk trenger to til tre uker på å forplante seg helt ned til bakken. I tillegg kan vi tydelig se at bakkesirkulasjonen typisk opprett-



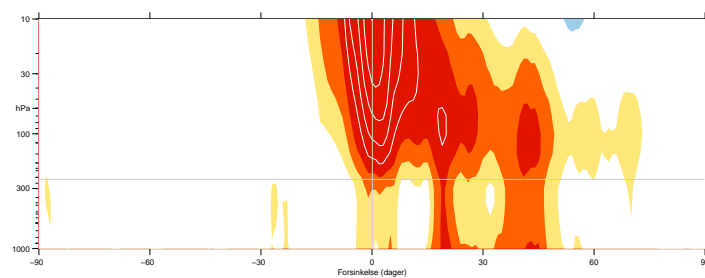
Figur 3.2: NAM-signaturens tidsserier filtrert med et 90-dagers lavpassfilter for tidsrommet 1958–2002. Amplitudene tilsvarer den dimensjonsløse α . Tidsseriene er standardisert, slik at α tilsvarer antall standardavvik fra middelet. Fargede konturer tilsvarer ± 0.5 , ± 1.0 og ± 1.5 , mens hvite konturer tilsvarer ± 2.0 , ± 2.5 ,... Verdier for α mellom -0.5 og $+0.5$ er ikke fargelagt. Blått tilsvarer positiv NAM-anomali og en sterk polar sirkulasjon, mens rødt tilsvarer negativ NAM-anomali og en svak polar sirkulasjon. Verdiene for de første 45 dagene av tidsserien er ikke representative.

Positive NAM-anomalier	Negative NAM-anomalier
des 1966 – jun 1967 (7. jan.)	sep 1958 – jan 1959 (17. okt)
nov 1980 – feb 1981 (23. nov.)	sep 1959 – apr 1960 (22. nov.)
okt 1982 – feb 1983 (9. nov.)	sep 1960 – mai 1961 (5. okt.)
okt 1989 – jun 1990 (25. nov.)	okt 1965 – apr 1966 (3. nov.)
sep 1990 – jan 1991 (24. okt.)	sep 1968 – apr 1969 (25. okt.)
okt 1991 – mar 1992 (12. nov.)	des 1970 – jun 1971 (20. jan.)
jan 1994 – mai 1994 (15 feb.)	okt 1976 – apr 1977 (27. nov.)
okt 1999 – jun 2000 (18. nov.)	sep 1984 – mai 1985 (30. nov.)
	des 1986 – jun 1987 (3. jan.)

Tabell 3.1: Perioder for nedoverretta forplantning av henholdsvis positive og negative NAM-anomalier. Datoene i parentes indikerer når selve forplantninga bryter ut, og vil bli ytterligere kommentert senere i oppgaven.



(a) Kompositt av åtte positive NAM-anomalier



(b) Kompositt av ni negative NAM-anomalier

Figur 3.3: Kompositter av åtte positive (a) og ni negative (b) anomalier med nedoverretta forplantning i den *ufiltrerte* NAM-signaturens tidsserie, basert på periodene gitt i tabell 3.1. Null dagers forsinkelse tilsvarer tidspunktet NAM-anomalien har et maksimalt utslag i 10 hPa. Konturintervall som i figur 3.2. Den grå, horisontale linja markerer en typisk lokalisering av tropopausen (250 hPa). Figurene er basert på Baldwin og Dunkerton (2001).

holder NAM-mønsteret i rundt 60 dager etter at anomaliens maksimum inntreffer i 10 hPa.

Foregående analyse representerer altså en måte å illustrere hvordan anomalier i styrken til den stratosfæriske polare virvel kan forplante seg ned og påvirke været i troposfæren. Andre eksempler på at stratosfæriske signaler kan forplante seg ned til troposfæren involverer nedoverretta forplantning av anomalier i den sonalt midlede sonale vind (Christiansen 2001), og nedoverretta forplantning av polare stratosfæriske temperaturanomalier (Zhou et al. 2002).

Tidsperiodene i tabell 3.1 legger grunnlaget for analysene i kapittel 5.

3.2 Noen kommentarer til teorien

Teoriene i neste avsnitt omhandler stratosfærens dynamiske innflytelse på troposfæren. Teoriene er i hovedsak nye, og de bærer ikke preg av å være ferdig utviklet. Det meste har blitt presentert i etterkant av Baldwin og Dunkerton sin artikkel fra 1999, ofte med basis i eldre arbeider som Charney og Drazin (1961), Matsuno (1970) og Haynes et al. (1991).

Siden EOF-analyse identifiserer en “middelsvingning” – et slags minste felles multiplum av det mønsteret som forklarer mest av variabiliteten i geopotensiell høyde – bør man huske på at teorien kun er egnet til å forklare en idealtilstand. Trykkfordelinga i atmosfæren vil aldri ha et eksakt NAM-mønster. Test av teoriene i praksis og deduksjon til mer spesielle atmosfæriske tilstander, vil muligens prege fagfeltet i de nærmeste årene.

3.3 Mekanismer bak nedoverretta forplantning av stratosfæriske forstyrrelser

Som beskrevet i kapittel 2.1.2 har vertikalt forplantende troposfæriske bølger en direkte påvirkning på den sonale strøm i stratosfæren, når de i unormalt stor eller liten grad bryter, og utfører et negativt drag på den. Likevel er det risikabelt å påstå at stratosfæren kun indirekte påvirker troposfæren gjennom bølger som igjen har sin opprinnelse i troposfæren, i og med at samspillet mellom bølger og sonal middelstrøm i så stor grad avhenger av stratosfærens tilstand. En forutsetning for økt bølgepådrag er for eksempel at den sonale strømmen i stratosfæren er forflyttet nærmere polsenteret. Dermed har den lavere momentum (bevegelsesmengde) og treghetsmoment, og er dermed mer eksponert for pådrag fra bølger som forplanter seg oppover fra troposfæren (McIntyre 1982). Som nevnt i kapittel 2.2.3 er dette også en forutsetning for plutselige stratosfæriske oppvarminger.

3.3.1 Teori bak nedoverretta forplantning av NAM-signaler

Forplantning i stratosfæren

Bakgrunnen for nedoverretta NAM-forplantning i stratosfæren, er altså at planetære bølger med opphav i troposfæren i større eller mindre grad enn vanlig bryter i den sonale strømmen. Når den sonale strømmen får et økt bølgepådrag, bremses den. Dermed kan flere bølger forplante seg dypt inn i stratosfæren ved at hastigheten på strømmen faller under Rossbys kritiske hastighet (se kapittel 2.1.2). Blir strømmen ytterligere forstyrret, kan den til slutt reverseres og danne et kritisk lag. Bølgepådraget må da skje stadig lavere. Siden fasene til NAM er forbundet med svingninger i styrken til den sonale sirkulasjonen (se tabell 3.1), vil dette også føre til at en NAM-anomali forplanter seg nedover. Det er observert at vindanomalier kan forplante seg nedover i stratosfæren også når den sonale vinden er positiv, og dette gjelder både sterke og svake vindanomalier (Christiansen 2001). Mekanismen nevnt over kan dermed ikke forklare nedoverretta forplantning av vindanomalier når den sonale vinden er positiv. Det eksisterer imidlertid ikke noe fullstendig teoretisk rammeverk for å forklare forplantning i slike situasjoner. Man antar likevel at årsaken er at middelstrømmen i stratosfæren blir endret gjennom samspill med planetære bølger med opphav i troposfæren, og at denne endringen påvirker muligheten for bølgeforplantning på en slik måte at sirkulasjonsanomalier brer seg nedover i stratosfæren (Baldwin et al. 2003).

Forplantning fra nedre stratosfære til øvre troposfære

Følgende teorier beskriver hvordan NAM-anomaliene kan bre seg fra stratosfæren til troposfæren. Betrachtingene knyttet til refraksjon av planetære bølger i følgende avsnitt, kan muligens også være med på å forklare forplantning internt i stratosfæren.

Lorentz og Hartmann (2003) presenterer en forenklet brytningsindeks⁴, basert på Matsuno (1970), som viser at bølgeforplantninga også avhenger av vindens vertikale skjær og krumning:

$$n^2 = \frac{[q]_\phi}{[u]} - \left(\frac{k}{a \cos \phi} \right)^2 - \left(\frac{f}{2NH} \right)^2 \quad (3.2)$$

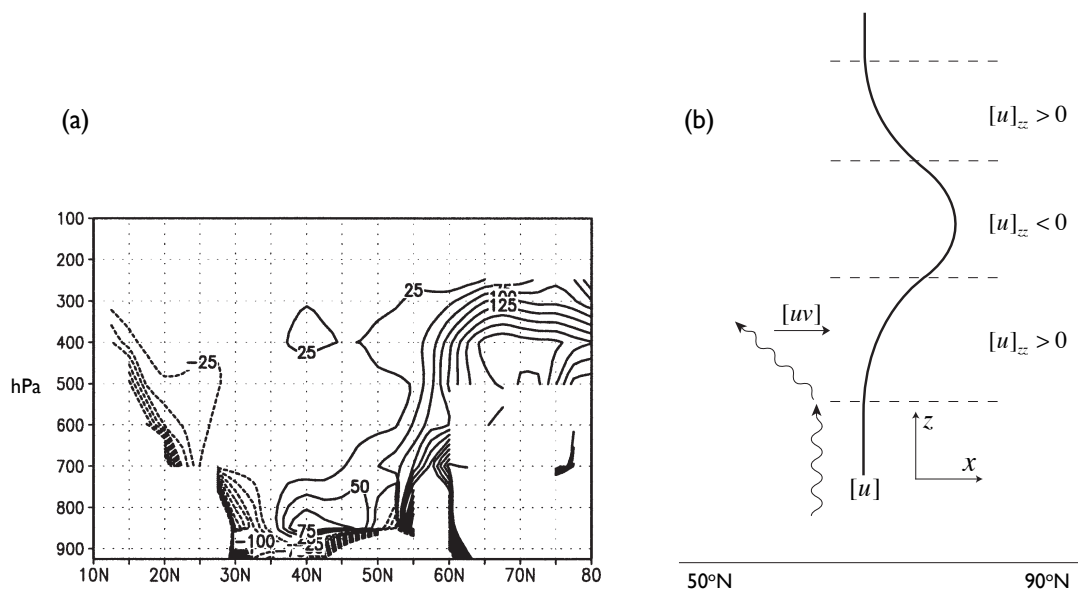
der $[q]_\phi$ er meridional gradient av potensiell virvling og kan skrives som:

$$[q]_\phi = \frac{2\Omega}{a} \cos \phi - \underbrace{\frac{1}{a^2} \left\{ \frac{([u] \cos \phi)_\phi}{\cos \phi} \right\}_\phi}_A + \underbrace{\frac{f^2}{N^2} \left((\ln N^2)_z [u]_z + \frac{[u]_z}{H} \right)}_B - \underbrace{\frac{f^2}{N^2} [u]_{zz}}_C \quad (3.3)$$

Her er $[u]$ sonalt midla sonal vind, k er sonalt bølgetall, a og Ω er jordas radius og angulære spinn, ϕ er breddegrad, f er coriolisparameteren, N er oppdriftsfrekvensen,

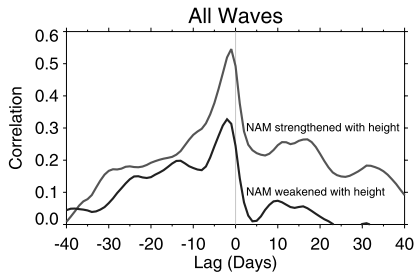
⁴Ulik refraksjonsindeksen kommentert i kapittel 2.1.2

og H er skalahøyden. Subskrift tilsvarer “derivert med hensyn på”. Planetære bølger kan bare forplante seg i områder med positiv indeks. I tillegg vil bølgene forplante seg mot områder med høy brytningsindeks, og unngå områder med lav indeks (Lorentz og Hartmann 2003). Bidrag til en positiv $[q]_\phi$, og dermed en positiv brytningsindeks, er et negativt meridionalt vindskjær ($[u]_\phi$, ledd A), et positivt vertikalt vindskjær ($[u]_z > 0$, ledd B), og en negativ vertikal krumning av den sonale vinden ($[u]_{zz} < 0$, ledd C). Likning 3.2 viser at også en svak sonal vind øker brytningsindeksen. Planetære bølger forplanter seg dermed mot områder med svake vestlige vinder, sterkt vindskjær og svak eller negativ vertikal krumning av vinden. Områder under nivåer med sterk vest-



Figur 3.4: (a): Differanse i brytningsindeks mellom kompositter av negativ og positiv NAM. Verdiene er dimensjonsløse. Figuren er hentet fra Lorentz og Hartmann (2003). (b): Skjematisk framstilling av bølgebrytning og momentumfluksens retning i en sterk polar virvel. Vertikal skala som i (a).

lig strøm har sterk positiv vertikal krumning av vinden. Slike områder blir dermed lite utsatt for bølgepådrag, og sirkulasjonen blir lite forstyrret. Det positive vertikale vindskjæret vil derimot bidra til å tiltrekke bølger. Figur 3.4(a) viser differansen i brytningsindeks mellom kompositter av negativ og positiv NAM (negativ NAM – positiv NAM). I øvre troposfære ved høye breddegrader er differansen positiv, altså lavere n^2 ved positiv NAM enn ved negativ. Det vertikale vindskjæret bidrar til høyere n^2 ved positiv NAM, siden slike situasjoner er forbundet med unormalt sterk sonal sirkulasjon. Derfor må bidragene fra sonal vind og vertikal krumning dominere over vindskjær-effekten under perioder med NAM-anomalier. Har man en situasjon med sterk polar virvel, vil derfor bølgene forplante seg oppover og mot ekvator, som skis-



Figur 3.5: Korrelasjon mellom NAM i 300 hPa og ekstratropisk vinterlig sonalt midla momentumfluks i 300 hPa. Lys kurve tilsvarer at NAM i 150 hPa har samme fortegn som NAM i 300 hPa, men større i absoluttverdi. Mørk kurve tilsvarer alle andre situasjoner. Negativ forsinkelse (“lag”) betyr at anomaliene i momentumfluks fører (inntreffer forut for) NAM-anomaliene. Figuren er hentet fra Baldwin et al. (2003).

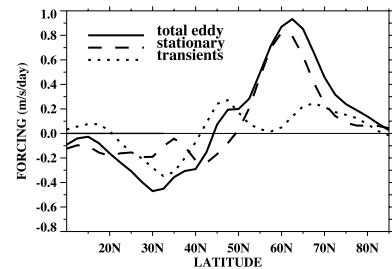
sert i figur 3.4(b). Som beskrevet i Limpasuvan et al. (2004) har fluksen av sonalt momentum motsatt retning av bølgeforplantningen. Derfor vil områder med sterkere positiv krumning av vinden enn normalt (altså områder under nivåer med sterkere sonal vind enn normalt) få en økt konvergens av momentumfluks, og en akselerasjon av strømmen. Denne mekanismen vil dermed føre til at den positive vindanomalien i figur 3.4(b) brer seg til lavere nivå. Tilsvarende vil områder under en unormalt *svak* jet oppleve en bremsing av strømmen. Dette er nivåer med svakere positiv vertikal krumning enn normalt, og dermed en høyere brytningindeks. Nivået får økt bølgepådrag og en bremsing av strømmen, og den negative vindanomalien strekker seg stadig nedover. Gjennom slike mekanismer vil anomalier i NAM forbundet med disse vindanomaliene kunne forplante seg fra nedre stratosfære til øvre troposfære.

Det finnes også en del indikasjoner på at samspill mellom bølger på synoptisk skala og middelstrømmen i området ved tropopausen også kan føre NAM-anomalier fra stratosfæren til troposfæren (Baldwin et al. 2003, Lorentz og Hartmann 2003, Limpasuvan et al. 2004, Baldwin og Dunkerton 2005).

Ved å se på et kombinert felt bestående av bølgeforstyrrelser på planetær og synoptisk skala, fant Baldwin et al. (2003) følgende sammenheng mellom anomalier i momentumfluks i øvre troposfære (300 hPa) og NAM-anomalier i nedre stratosfære (150 hPa): I perioder der nedoverretta forplantning av NAM-anomalier kan inntreffe, det vil si når anomalien blir sterkere med høyden i laget mellom 300 hPa og 150 hPa, er det en høy korrelasjon mellom anomalier i momentumfluks i 300 hPa-nivået ved ett tidspunkt og NAM-anomalier i samme nivå 0–5 dager senere (se figur 3.5). Limpasuvan et al. (2004) viser at dette pådraget av momentumfluks hovedsaklig skyldes eddier med bølgetall større enn 3, som opererer både på kvasistasjonære tidsskalaer og tidsskalaer forbundet med synoptiske trykksystemer. Også Lorentz og Hartmann (2003) viser at anomalier i troposfærisk NAM blir styrt av anomalier i momentumfluks med samme fortegn noen dager tidligere, og at en stor del av dette skyldes forstyrrelser på synoptisk skala.

Figur 3.5 viser videre en forholdsvis høy korrelasjon mellom NAM-anomalier i 300 hPa-nivået ved ett tidspunkt og anomalier i momentumfluks i samme nivå 0–20 dager

Figur 3.6: Vertikalt midla (700–100 hPa) pådrag som skyldes divergens i den totale momentumfluksen (heltrukket linje). Bidrag fra stasjonære (stiplet) og midlertidige (prikket) bølger er også vist. Figuren er hentet fra Limpasuvan og Hartmann (2000).



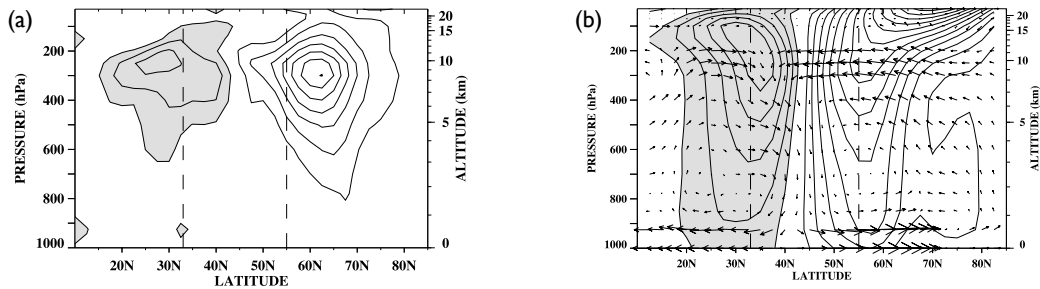
senere. I de periodene nedoverretta forplantning av NAM-signaler ikke er mulig (anomalien blir svakere med høyden), er denne korrelasjonen svært liten. Man bør imidlertid ha i tankene at de to fenomenene sannsynligvis opererer på forskjellig tidsskala. Momentumfluks varierer sannsynligvis noe langsommere enn NAM, slik at for eksempel en positiv korrelasjon kan bli strukket ut i tid – over flere dagers forsinkelse (Mark Baldwin, personlig kommunikasjon, 2005).

Forplantning fra øvre troposfære til bakkenivå

Mens Baldwin et al. (2003) indikerer at NAM-anomalier i nedre stratosfære har implikasjoner på bølgepådraget i øvre troposfære, viser Limpasuvan og Hartmann (2000) at variasjoner i troposfærisk NAM igjen styres av disse anomaliene i eddyindusert momentumfluks i den frie troposfæren. Nord for 45°N er denne styringen dominert av planetære bølger, selv om midlertidige, synoptiske system også kan bidra i betydelig grad (figur 3.6). Figur 3.7(a) viser forskjellen mellom positive og negative NAM-anomalier i pådrag på middelstrømmen utført av eddyindusert momentumfluksdivergens, og illustrerer dermed den horisontale komponenten av EP-fluksen (likning 2.8). Mønsteret viser en dipol med motpoler over 30°N og 65°N . De to polene faller til en viss grad sammen med tilsvarende motpoler forbundet med sonal vind i øvre troposfære (stiplede linjer i figur 3.7a). Dette indikerer at eddyenes pådrag i disse nivåene driver den sonale vinden. Dipolen i momentumfluks induserer en anomali i meridional sirkulasjon med sterkest utslag i dipolens node (området mellom motpolene, piler i figur 3.7b).

Lorentz og Hartmann (2003) presenterer en forklaring på samspillet mellom synoptiske trykksystemer og middelstrømmen, og viser at dette samspillet innebærer en positiv tilbakekoblingsmekanisme. Som nevnt viser figur 3.5 at korrelasjonen er høy når momentumfluks fører (ligger foran) NAM med noen dager. Videre indikerer den positive korrelasjonen ved positiv forsinkelse at NAM igjen fører momentumfluks 10–20 dager senere. Siden 10 dager er lengre enn normal levetid til et synoptisk trykksystem, har ikke denne korrelasjonen noen sammenheng med anomalien i momentumfluks ved -3 dagers forsinkelse. Tilbakekoblingsmekanismen kan beskrives slik: 1) Unormalt mange barokline, synoptiske trykksystemer dannes i områder med forsterkede vestlige vinder (positiv korrelasjon ved positiv forsinkelse i figur 3.5). 2) Disse synoptiske forstyrrelsene

er assosiert med en konvergens av momentumfluks i området der samspeilet skjer, og en økning i vindhastighet. I tillegg fører forstyrrelsene til en skjerpet meridional temperaturgradient like nord for området der forstyrrelsene oppstår. Termalvindbalanse krever da en sterkere vind (positiv korrelasjon ved noen dagers negativ forsinkelse), og grunnlaget er lagt for ytterligere vekst av barokline forstyrrelser.



Figur 3.7: Differanser mellom kompositter av positive og negative NAM-anomalier (positiv NAM – negativ NAM) for: **(a):** Pådrag på middelstrømmen utført av divergens i eddyfluks av momentum. Akselerasjon mot vest er markert grått. Konturintervall er $0.25 \text{ ms}^{-1} \text{ dag}^{-1}$. De stiplete linjene indikerer motpolene i (b). **(b):** Sonalt midla sonal vind (konturer) og meridional sirkulasjon (piler). Konturintervall er 1 ms^{-1} og den lengste pila tilsvarer 0.75 ms^{-1} . Figurene er hentet fra Limpasuvan og Hartmann (2000).

Positive NAM-faser er karakterisert med betraktelig mer positivt pådrag av momentumfluks på middelstrømmen nord for 45°N i høyden, enn tilfellet er for negative NAM-faser (figur 3.7a). Dette svarer til en *konvergens* av momentumfluks i dette området ved positiv NAM. Likning 2.8 viser at vi da må ha en *divergent* horisontal komponent av EP-fluksen. Likning 2.7 forteller at en divergent EP-fluks bidrar til en akselerasjon av den sonale strømmen, som beskrevet ovenfor, og en meridional vindanomali retta mot ekvator. Anomaliene i vertikalbevegelsene forbundet med denne meridionale sirkulasjonen, fører til adiabatisk temperaturendringer i hele luftsøylen, og dermed til trykkendringer ved bakken. Sammen med det induserte vindmønsteret er også disse trykkendringene med på å forme AO-anomaliene (Baldwin et al. 2003). Gjennom disse mekanismene har anomalier i momentumfluks i øvre troposfære dermed en direkte innflytelse på AO.

I øvre troposfære nord for 45°N er differansen mellom kompositter av den meridionale vinden retta mot ekvator (figur 3.7b), mens den nord for 45°N i bakkenivå er retta nordover. Under positiv NAM vil corioliskomponenten tilhørende den meridionale bevegelsen ved bakken balansere det økte friksjonsdraget fra den unormalt sterke vestlige vinden. I høyden nord for 45°N vil endringene i corioliskomponenten assosiert med den ekvatorretta vindanomaliene balanseres av mer konvergens av momentumfluks, som altså bidrar til å akselerere den vestlige strømmen. Tilsvarende krefter vil opprett-

holde vindmønsteret under negativ NAM. Da vil den vestlige vinden nord for 45°N være unormalt svak eller negativ. Den polretta meridionale bevegelsen ved bakken er også unormalt svak eller negativ. Dermed balanseres det reduserte eller reverserte friksjonsdraget på den sonale strømmen ved bakken av en redusert eller reversert corioliskomponent i motsatt retning. I høyden er den ekvatorretta strømmen unormalt svak eller reversert. Her vil den reduserte corioliskomponenten balanseres av et sterkere bølgepådrag og en bremsing av den sonale strømmen. Dermed er eddiens pådrag på middelstrømmen i øvre troposfære viktig for å opprettholde de positive og negative vindanomaliene i høyden, og for å opprettholde den meridionale sirkulasjonen som motvirker friksjonsdraget ved bakken (Limpasuvan og Hartmann 2000).

Når en AO-anomali først er etablert, vil den selv bidra til å opprettholde sin videre eksistens på følgende måte: Ved en positiv NAM-anomali vil vindens vertikale krumning i øvre troposfære ved høye breddegrader være sterkere enn ved en negativ anomali (se figur 3.4b). Dette betyr at planetære bølger som forplanter seg oppover, i større grad brytes bort fra polområdet og den polare vivel, mot høye verdier av brytningsindeksen n^2 . Den høye verdien av $[u]$ i nevneren i likning 3.2 bidrar også til lavere n^2 . Som nevnt over er momentumfluksen retta motsatt vei av bølgeforplantninga. Situasjonen medfører derfor en unormalt stor momentumfluks retta mot polområdet. Dette bidrar til å opprettholde det sonale vindmaksimumets forflytning mot polområdet som er typisk for positive NAM-anomalier. For negative faser av NAM blir situasjonen den motsatte.

Resonnementet blir dermed at NAM-anomalier som oppstår i øvre stratosfære, kan forplante seg til nedre stratosfære gjennom samspillet mellom planetære bølger og sonal sirkulasjon. Videre er NAM-anomalier som forplanter seg fra nedre stratosfære til øvre troposfære også assosiert med plantetære bølger med opphav i troposfæren, men også anomalier i momentumfluks i øvre troposfære kan ha en rolle i denne prosessen. Disse anomaliene er forbundet med kortere bølger enn de planetære, hovedsaklig kvasistasjonære og synoptiske bølger. Anomaliene i momentumfluks står også bak forplantninga ned til nedre troposfære. Gjennom påvirkning på det sonale vindmønsteret og den meridionale sirkulasjonen kan de generere anomalier i AO (NAM-anomalier ved bakken).

3.3.2 Refleksjon av planetære bølger

Under visse atmosfæriske forhold kan planetære bølger som forplanter seg oppover fra troposfæren, bli reflektert i stratosfæren, og deretter bevege seg ned til troposfæren igjen (Hines 1974, Geller og Alpert 1980). Her kan de påvirke det eksiste-

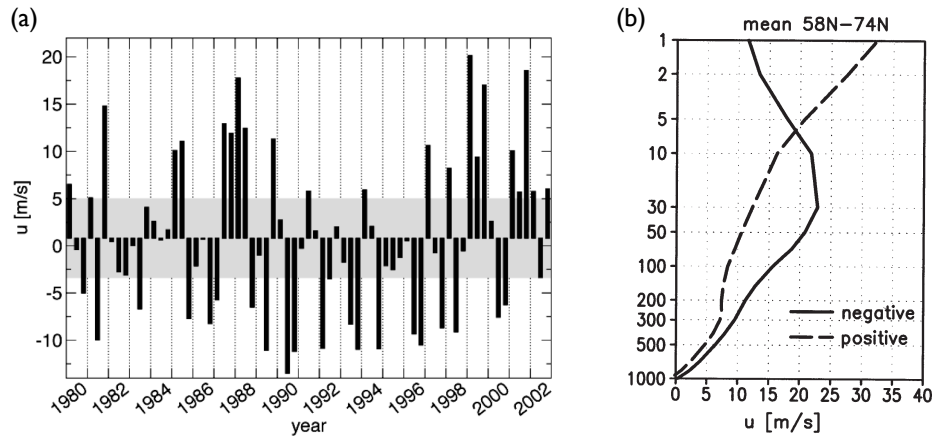
rende bølgefeltet ved å endre den sonale fordelinga av bølgeforstyrrelser og endre bølgeamplitudene (Perlwitz og Harnik 2003), noe som igjen kan endre andre troposfæriske felt. Denne mekanismen er fraværende i situasjoner med nedoverretta forplantning av NAM-signaler, noe som stort sett skjer når atmosfæren befinner seg i en ikke-reflekterende tilstand (Perlwitz og Harnik 2004).

Som nevnt i kapittel 2.1.2 presenterte Charney og Drazin (1961) et rammeverk for å beskrive vertikal og meridional forplantning av planetære bølger. Harnik og Lindzen (2001) konstruerer en ny refleksjonsindeks basert på refraksjonsindeksen definert av Charney og Drazin (1961). Forskjellen er at refleksjonsindeksen kun avhenger av det vertikale bølgetallet, mens refraksjonsindeksen til Charney og Drazin i tillegg avhenger av det meridionale bølgetallet. Ved å studere denne refleksjonsindeksen fant Harnik og Lindzen ut at et reflekterende lag i stratosfæren er forbundet med liten eller negativ meridional gradient av sonalt midla potensiell virvling. I følge likning 3.3 kan bidrag til en slik gradient komme fra et negativt vertikalt vindskjær ($\partial U/\partial z < 0$) og positiv krumning med høyden ($\partial^2 U/\partial z^2 > 0$). I stratosfæren er det vindskjæret over et vindmaksimum som kan bidra til dette, det vil si at den polare virvel må ha et maksimum i midt-troposfæren over høye breddegrader for at refleksjon skal kunne skje (der likt bidrag fra vertikalt skjær og krumning er antatt). Dette innebærer altså en annen måte å identifisere bølgerrefleksjon enn den gitt av Charney og Drazin (1961). Perlwitz og Harnik (2003, 2004) praktiserte denne teorien ved å lage en refleksjonsindeks definert som forskjell i middelvind mellom 2 og 10 hPa over breddegradsintervallet 58°N–74°N:

$$U(2 - 10) \equiv \langle U \rangle (2hPa) - \langle U \rangle (10hPa)$$

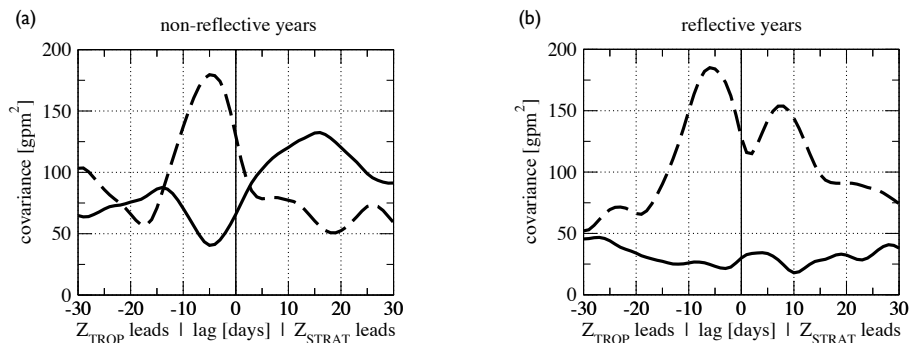
Forholdene ligger til rette for refleksjon når indeksen er negativ, det vil si når vinden avtar med høyden over et eventuelt stratosfærisk vindmaksimum. Beregnet indeks for perioden 1980–2002 er gitt i figur 3.8(a), mens typisk vindprofil for henholdsvis negativ og positiv indeks er vist i figur 3.8(b).

De to nevnte måtene (Charney og Drazin 1961 og Harnik og Lindzen 2001) å måle refleksjon på korresponderer godt, med en korrelasjon på 0,74 (Perlwitz og Harnik 2003). Mens Perlwitz og Harnik i sin artikkel fra 2003 argumenterer for at situasjoner som tillater refleksjon inntreffer ofte nok til å inneha et statistisk signifikant signal på stratosfære-troposfærekobling, fokuserer de i sin 2004-artikkel på betydningen av slike refleksjonsprosesser. Figur 3.9 viser at nedoverretta forplantning av bølger med bølgetall 1 kun skjer i reflekterende perioder, og at kobling i sonalt midla geopotensiell høyde mellom stratosfæren og troposfæren (gjennom bølgebrytning i middelstrømmen) kun skjer i ikke-reflekterende perioder. Figuren viser også at maksimal kovarians for sonalt midla geopotensiell høyde inntreffer når stratosfæren fører troposfæren med 16 dager. Det vil si at stratosfæriske anomalier etterfølges av troposfæriske anomalier



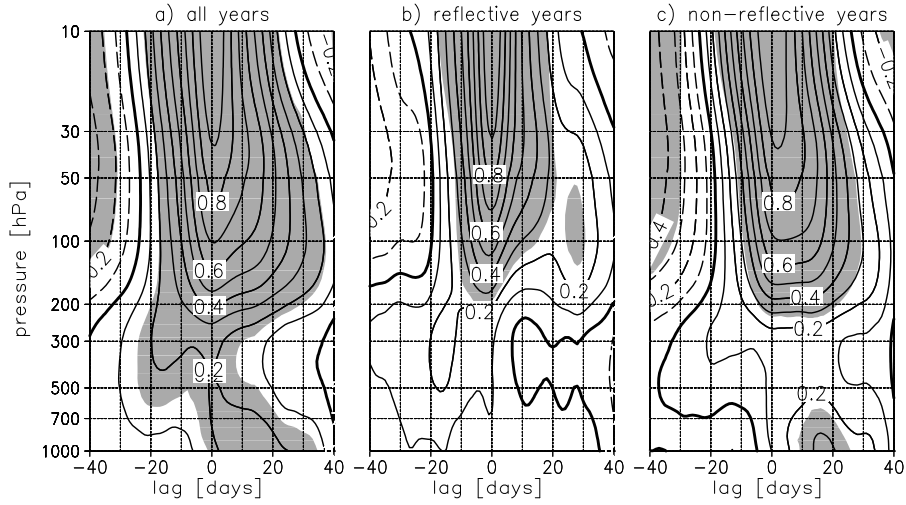
Figur 3.8: (a): Tidsserien til månedsmidla $U(2-10)$ -indeks for januar, februar og mars. Grått område tilsvarer ± 1.5 standardavvik fra middelet. (b): Kompositter av ulike vertikalprofil for \bar{u} (m/s), midla mellom 58°N og 74°N . Begge figurene er hentet fra Perlwitz og Harnik (2003).

16 dager senere. Kovarians i aktivitet av bølger med bølgetall 1 har et maksimum når troposfæren fører stratosfæren med seks dager, og et lokalt maksimum når stratosfæren fører troposfæren med åtte dager.



Figur 3.9: Kovarians av geopotensiell høyde i troposfæren og stratosfæren, henholdsvis, nord for 30°N for ikke-reflekterende år (a) og reflekterende år (b). Heltrukket linje viser kovarians mellom sonalt middelfelt i hhv 10 og 1000 hPa. Stiplet linje viser kovarians mellom felt for bølger med bølgetall 1 i hhv 10 og 400 hPa. Stratosfæren fører troposfæren når forsinkelsen ("lag") er positiv. Figuren er hentet fra Perlwitz og Harnik (2004).

Videre kan man se av figur 3.10 at NAM-anomalier i ikke-reflekterende perioder viser en tydelig progresjon fra midtre til nedre stratosfære, fulgt av en tydelig NAM-anomali ved bakken. Slik forplantning nedover kan ikke ses ved reflekterende tilstander. Slutningen blir da, som nevnt i innledningen til avsnittet, at nedoverretta forplantning av NAM-anomalier ikke involverer refleksjon. Mekanismen vil derfor ikke være aktiv i periodene som studeres i denne oppgaven.



Figur 3.10: Korrelasjon mellom NAM-signaturens tidsserier i 10 hPa og nivåene 1000–10 hPa for alle vintre i perioden 1980–2003 (a), for reflekterende år i denne perioden (b) og for ikke-reflekterende år i denne perioden (c). Stiplede linjer indikerer negative korrelasjoner. Markert område indikerer signifikant korrelasjon. Tidsserien i 10 hPa fører der “lag” er positiv. Figuren er hentet fra Perlwitz og Harnik (2004).

3.3.3 Kontroll ovenfra

I kapittel 2.2.2 diskuteres samspillet mellom den sonale middelstrømmen og bølgeforstyrrelser, og dette samspillet betydning for meridionale og vertikale luftbevegelser i stratosfæren. Holton et al. (1995) presenterer en annen måte å beskrive disse vertikale bevegelsene på. Igjen gjør man bruk av TEM-likningene (utledet i appendiks A). Imidlertid antar man at den sonale strømmen ikke endrer seg med tida, det vil si ingen sonal akselerasjon ($\partial \bar{u} / \partial t = 0$). Likninga for sonal bevegelse og massens kontinuitet blir da:

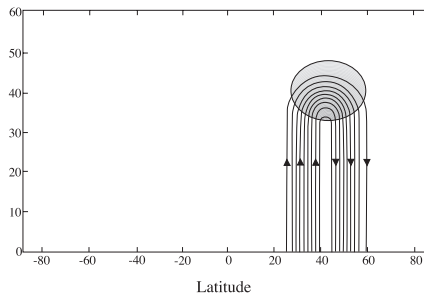
$$-f_0 \bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{X} \equiv \bar{G} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \bar{w}^*) = 0 \quad (3.5)$$

I likning 3.4 balanserer den bølgeinduserte krafta corioliskrafta. Kontinuitetslikninga (likning 3.5) beskriver en relasjon mellom hastighetens meridionale og vertikale komponent. Antar man at $\rho_0 \bar{w}^* \rightarrow 0$ når $z \rightarrow \infty$ kan man få et uttrykk for \bar{w}^* ved å løse likning 3.4 for \bar{v}^* , sette dette inn i likning 3.5 og integrere over “høydeintervallet” $dz = [z, \infty]$:

$$(\rho_0 \bar{w}^*)_z = -\frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{1}{f_0} \int_z^\infty \rho_0 \bar{G} dz \right] \quad (3.6)$$

Likning 3.6 viser at den vertikale hastigheten i ett vilkårlig nivå z er kontrollert av bølgepådraget på middelstrømmen (\bar{G}) i nivåene *over* z : \bar{w}^* er under ikke-lokal kontroll. Situasjonen er skjematisert i figur 3.11. De kombinerte likningene 3.4 og 3.5 kan også integreres fra bakkenivå og opp til z . Denne løsningen for \bar{w}^* er imidlertid ikke av den fysiske sorten (Haynes et al. 1996).



Figur 3.11: Skjematisk framstilling av resultat fra et idealisert numerisk eksperiment. En kraft retta mot vest (for eksempel fra troposfæriske bølger som bremser middelstrømmen i stratosfæren) virker i det skraverte området. De heltrukne linjene er strømlinjene til en responderende sonal symmetrisk sirkulasjon. Figuren er hentet fra Holton et al. (1995).

Ved kontroll ovenfra kan altså bølgeforstyrrelsers pådrag på den sonale middelstrømmen i stratosfæren merkes helt ned til overflata via den induserte vertikale sirkulasjonen, samtidig som vertikalbevegelsene impliserer trykkforandringer ved bakken.

En annen framstilling av stratosfærens direkte innflytelse på bakkeklimaet blir beskrevet i neste avsnitt.

3.3.4 Direkte justering gjennom PV-anomalier

Ertels potensielle virvling er definert som (Holton 1992):

$$PV \equiv -g \frac{\partial \theta}{\partial p} (\varsigma_\theta + f) \quad (3.7)$$

der θ er potensiell temperatur, p er lufttrykk, ς_θ er relativ virvling i ei isentropflate og f er coriolisparameteren. Potensiell virvling bestemmes altså av samvirkningen mellom statisk stabilitet og relativ virvling. Inverteringsprinsippet beskriver at man med kjennskap til potensiell virvling (PV) ved ett tidspunkt, kan finne et tilhørende unikt

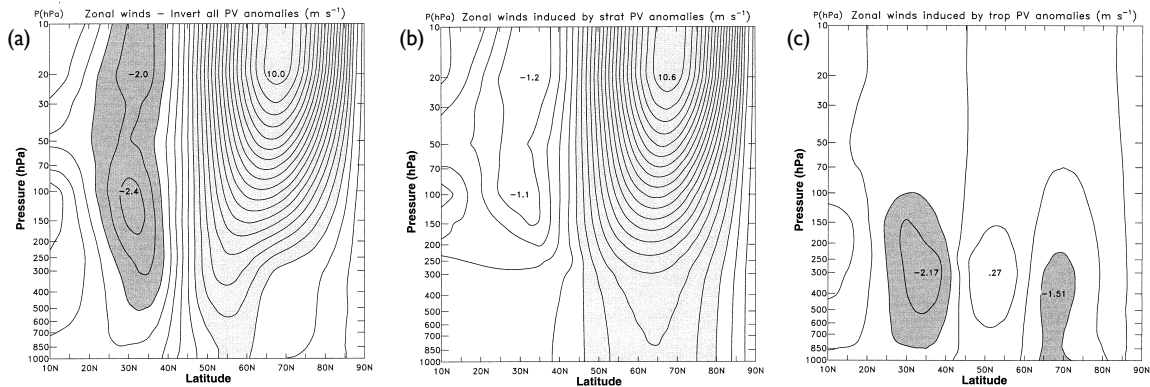
vind- og massefelt (Bluestein 1993, side 180–197). Hvor store de induerte vindanomalierne blir, avhenger av statisk stabilitet og horisontal skalastørrelse på PV-anomalien. Dette avhengighetsforholdet kan visualiseres ved hjelp av Rossbyhøyden:

$$H \sim \frac{fL}{N} \quad (3.8)$$

der L er PV-anomaliens horisontale lengdeskala. Oppdriftsfrekvensen N er proporsjonal med den statiske stabiliteten. Rossbytallet (H) illustrerer to nøkkelegenskaper ved PV-anomalier:

- Vertikal lengdeskala er proporsjonal med horisontal lengdeskala.
- Vertikal lengdeskala er omvendt proporsjonal med stabiliteten.

Dette impliserer at dersom forholdene i atmosfæren ligger til rette for det (stor horisontal utstrekning av PV-anomalien og/eller lav stabilitet), kan den induerte virvelen rundt en PV-anomali i stratosfæren merkes helt ned til bakken.



Figur 3.12: Sonalt midlede vindanomalier fra invertering av PV-felt forbundet med anomalier i NAM, med invertering av: **(a):** det totale PV-feltet, **(b):** kun det stratosfæriske PV-feltet og **(c):** kun det troposfæriske PV-feltet. Konturintervall er 0.5 m/s, der verdier over 1.25 har lys markering og verdier under -1.25 har mørk markering. Figuren er hentet fra Black (2002).

Ambaum og Hoskins (2002) viser at en positiv PV-anomali i stratosfæren vil føre til en økt tropopausehøyde. En økt tropopausehøyde innebærer en strekking av luftkolonnen under, og en økning i syklonisk relativ virvling ved bakken. Black (2002) viser at anomalier i stratosfærisk NAM er assosiert med slike stratosfæriske PV-anomalier. I Black (2002) blir PV-feltet tilhørende utslag i NAM funnet, slik at amplitudene i dette PV-feltet tilsvarer utslag på ett standardavvik i NAM-indeksen. Deretter brukes inverteringsprinsippet på det totale PV-feltet. Dette gjøres også stykkevis for stratosfæren og troposfæren, slik at vindfeltet assosiert med PV-anomalier i henholdsvis stratosfæren og troposfæren kan visualiseres (figur 3.12). Vindfeltet nord for 40°N oppnådd

ved invertering av det totale PV-feltet (figur 3.12a) skyldes i stor grad PV-anomalier i stratosfæren (figur 3.12b). Siden den statiske stabiliteten i stratosfæren er sterk (jf figur 2.6), er disse PV-anomaliene primært knytta til nedre stratosfære. Dette kan ses av likning 3.8, der sterk statisk stabilitet effektivt hindrer PV-anomalier å indukere vindanomalier over store vertikale avstander. Syklusen innebærer dermed at NAM-anomalier synker ned til nedre stratosfære (kapittel 3.1), og at PV-anomalier forbundet med disse NAM-anomaliene induserer sterke vestlige vinder helt ned til bakken, gjennom mekanismen beskrevet i Ambaum og Hoskins (2002). Denne mekanismen representerer dermed en direkte innflytelse av stratosfæren på klimaet ved bakken.

Kapittel 4

Data, verktøy og metode

4.1 Problemstilling

Oversikten over vekselvirkningsmekanismene mellom stratosfæren og troposfæren i de foregående kapitlene baserer seg stort sett på storskalabetraktninger, der en enten ser på sonalt midlede forhold, eller veldig utjevnete og langsomt varierende strukturer. I resten av oppgaven vil jeg forsøke å se nærmere på hvordan synoptiske værssystemer relaterer seg til de langsomme storskalamekanismene som er beskrevet til nå.

4.2 Beregning av stormbaner

Stormbanematerialet som behandles i denne oppgaven er tilrettelagt av Øyvind Byrkjedal ved Geofysisk Institutt, Universitetet i Bergen. Stormbanene er generert av data fra NCEP/NCARs reanalyse (Kalnay et al. 1996) ved hjelp av analyseverktøyet TRACK (Hodges 1994). Dette verktøyet åpner for identifisering av stormbaner ved hjelp av flere meteorologiske felt, blant annet lufttrykk ved bakken, vertikal bevegelse og temperatur i trykkflater. Stormbanene som blir studert i denne oppgaven, er basert på relativ virvling i 850 hPa-nivået. Relativ virvling anses for å være godt egnet til å identifisere synoptiske systemer siden det hovedsaklig fokuserer på små romlige skalaer, og er dermed lite påvirket av bakgrunnsfeltet. Dette gjør at systemene kan identifiseres på et tidligere stadium i livssyklusen sammenliknet med andre felt (Hoskins og Hodges 2002). Feltet gjennomgår først en filtrering der det totale feltet deles opp i et bakgrunnsfelt og høyfrekvente forstyrrelser. Sammenhengende områder der forstyrrelsene overstiger en viss terskelverdi, identifiseres som synoptiske lavtrykk. Videre konstrueres lavtrykkbanene ved at lavtrykkssentre beregnes i hvert tidssteg, og sammenhengende baner identifiseres gjennom et “nærmeste nabo-søk” (Sorteberg et al. 2005). Deretter blir reelle baner skilt ut gjennom krav om endelig akselerasjon, endelig hastighet, kontinuerlig

bane, minimum levetid og krav til banenes krumning relativt til hastigheten (Byrkjedal 2002). Sorteberg et al. (2005) gir en mer detaljert beskrivelse av TRACK-prosedyren som har blitt brukt til å generere stormbanematerialet. Den relative virvlingen er beregnet med bakgrunn i sekstimersverdier for hele den nordlige halvkule for perioden januar 1948 - november 2002. Planetære bølger med totalt bølgetall $n \leq 7$ er fjernet fra feltet. Også semistasjonære lavtrykk (mindre enn 10° total forflytning) og kortlivede lavtrykk (levetid mindre enn to dager) er fjernet (Sorteberg et al. 2005).

Følgende utdata fra TRACK-prosedyren blir analysert i denne oppgaven:

Tetthet av lavtrykksdannelse (genesis density): Viser områder med høy tetthet av lavtrykksdannelse. En lavtrykksdannelse er lokalisert i det gridpunktet et lavtrykk-senter først overstiger terskelverdien. Første tidssteg i hver tidsserie som er analysert i denne oppgaven, er utelukket som tidspunkt for lavtrykksdannelse. Dette gjøres for å unngå kunstig bidrag til lavtrykksdannelsen. Enhet er antall lavtrykksdannelser per 10^6 km^2 per 90 dager. Arealet tilsvarer omtrent halvparten av Grønlands areal.

Stormbanetetthet (track density): Viser antall stormbaner som passerer gjennom et område på tre måneder. I et bestemt område vil hvert lavtrykk dermed kun telles en gang. Enhet er antall stormbaner per 10^6 km^2 per 90 dager.

Stormtetthet (feature density): Viser antall lavtrykkspunkter som registreres i ulike områder. Mens en stormbane telles én gang, teller stormtettheten ett lavtrykkspunkt for *hvert tidssteg* stormbanen eksisterer. Saktegående lavtrykk gir dermed et større bidrag til stormtettheten enn det hurtige lavtrykk gir. Har et lavtrykk samme posisjon for eksempel i to etterfølgende tidssteg, telles dette dermed som to lavtrykkspunkter. Enhet er antall lavtrykkspunkter per 10^6 km^2 per 90 dager.

Tetthet av syklolyse (lysis density): Viser hvor mange lavtrykk som opphører å eksistere per 10^6 km^2 per 90 dager. Et lavtrykk dør ut når den relative virvlinga faller under terskelverdien igjen. For å hindre kunstige bidrag til syklolysen, blir siste tidssteg i hver tidsserie analysert i denne oppgaven utelukket som tidspunkt for syklolyse.

Syklonintensitet (cyclone intensity): Angir intensiteten til hvert lavtrykkspunkt, med én verdi for hvert tidssteg. Intensiteten er beregnet ved å ta hensyn til trykksystemets dybde og geografiske utstrekning. Enheten er s^{-1} .

4.3 Metode og øvrige data

Datamateriale og metode som er brukt for å beregne NAM-signaturens tidsserie, ble beskrevet i kapittel 3.1.

Analysene i kapittel 5 er stort sett basert på kompositter av periodene definert i tabell 3.1. Dette er altså perioder da NAM-anomalier i stratosfæren forplanter seg ned til bakken. I resten av oppgaven blir disse referert til som NAM+ og NAM−, henholdsvis. Datoene i parentes i tabell 3.1 tilsvarer tidspunktene for når de respektive NAM-anomaliene faller under -1 standardavvik (for NAM−) eller overstiger $+1$ standardavvik (for NAM+) i laget 10–20 hPa. Denne datoen blir heretter kalt utbrudd av NAM− og NAM+, henholdsvis, og de etterfølgende tre ukene blir kalt utbruddsperioden.

Klimatologiene i kapittel 5 er for tidsrommet 1958 til 2002. Hvis ikke annet er spesifisert, er klimatologiene justert til bare å inneholde dager da NAM ligger innenfor $[-1.5, 1.5]$ standardavvik i alle trykknivåer analysen omfatter. Dermed unngår man at signaler som er forbundet med de sterke NAM-anomaliene, dominerer klimatologien, og forskjellene mellom ulike delperioder og klimatologien blir tydeligere. I tillegg er månedene juni, juli og august ekskludert siden disse månedene i liten grad inngår i periodene som blir studert. Denne justerte klimatologien har fått navnet “klimatologi*”.

Vind-, nedbør-, geopotensiell høyde-, og temperaturdata er basert på NCEP/NCARs reanalyse (Kalnay et al. 1996), og er hentet fra NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center¹. Unntaket er datamaterialet som er brukt til å beregne høyfrekvent momentumfluks, som er basert på ECMWFs² reanalyse (ERA) (Gibson et al. 1997). Størrelsene u og v fra dette datamaterialet har gjennomgått en 2-6 dagers DOLPH båndpassfiltrering, og er tilrettelagt av Yongjia Song ved BCCR³.

Signifikansanalysene i kapittel 5 er alle basert på Students tosidige t-test. Signifikansanalysene for korrelasjonene mellom stormtetthet og NAM-indeks og mellom syklonintensitet og NAM-indeks er basert på Walpole et al. (1998) (side 397–398). Analysene som er gjort på stormbanestatistikk i utvalgte områder er basert på en t-test for utvalg med ulik varians (Tamhane og Dunlop 2000, side 272–283). Analysene som er gjort på alle andre felt, er basert på t-test med lik varians.⁴ Nullhypoteser er enten at

¹<http://www.cdc.noaa.gov/>

²European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

³Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norge

⁴Programmet “ttest2” i MATLAB

utvalgene har likt middel, eller at korrelasjonen er null. Når det senere i oppgaven blir skrevet at avvik og korrelasjoner er signifikante på for eksempel et 95%-nivå, menes det at nullhypotesen kan forkastes med et tosidig konfidensintervall på 0,025. Et slikt signifikansnivå tilsvarer at det er 95% sannsynlighet for at den observerte korrelasjonen eller det observerte avviket ikke skyldes tilfeldigheter.

Kapittel 5

Resultater

I følgende kapittel blir stormbanedata analysert for å undersøke synoptiske lavtrykks sammenheng med NAM. Beregningen av stormbanene er beskrevet i kapittel 4. Analysene i avsnitt 5.1 gjøres på kompositter av periodene i tabell 3.1, ett kompositt for positive NAM-anomalier (NAM+) og ett for negative NAM-anomalier (NAM-). I avsnitt 5.2 undersøkes også kompositter av NAM+ og NAM-, men her analyseres kun utbruddsperioden. I avsnitt 5.3 blir lavtrykksaktiviteten ved NAM- undersøkt for mer geografisk begrensede områder. I tillegg blir geopotensiell høyde, temperatur og momentumfluks ved NAM- undersøkt mot slutten av kapittelet.

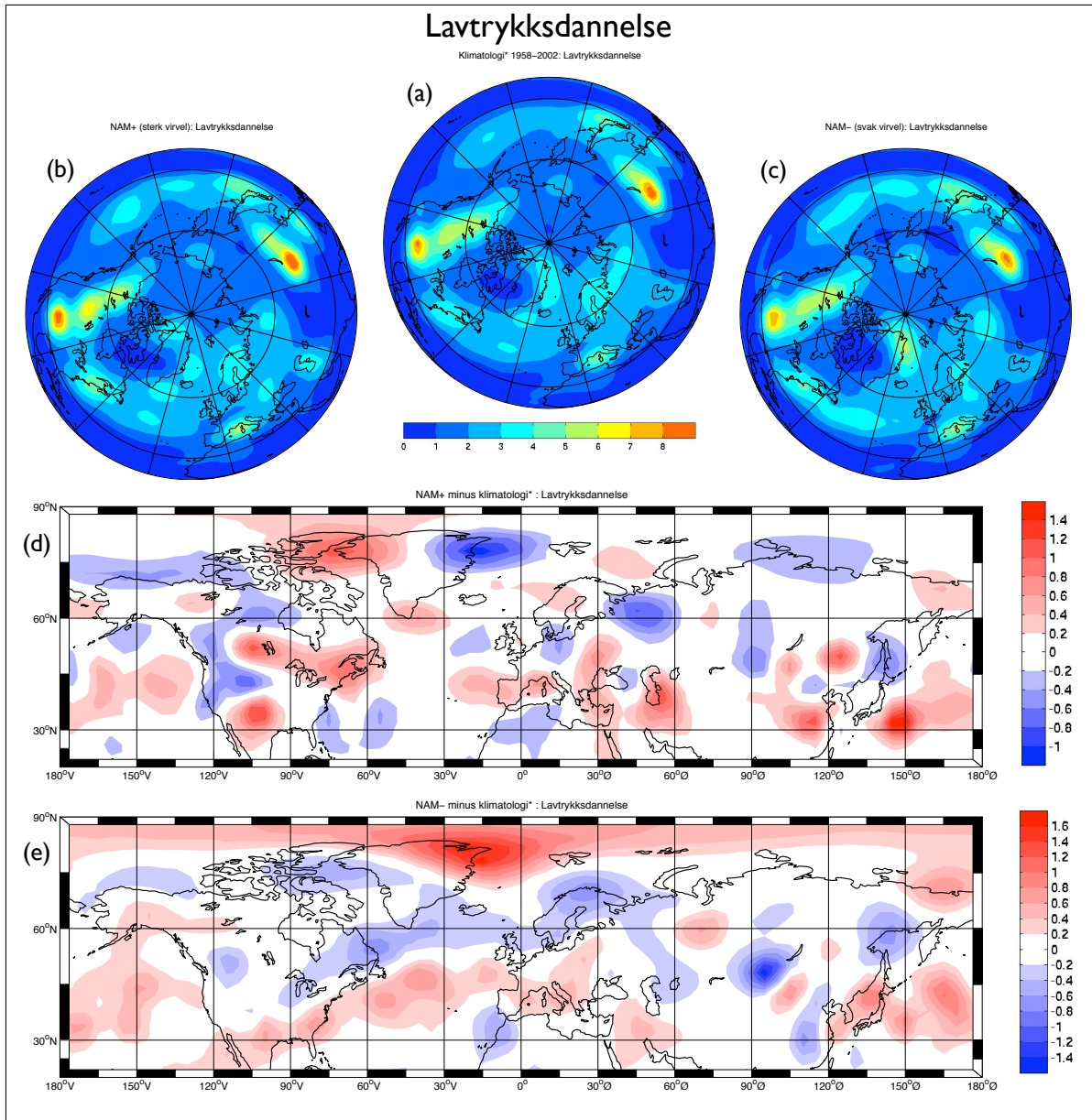
5.1 Lavtrykksaktivitet ved positiv og negativ NAM

Analysene i dette avsnittet tar for seg kompositter av periodene i tabell 3.1.

5.1.1 Lavtrykksdannelse

Klimatologien (figur 5.1a) viser at nesten alle lavtrykk på den nordlige halvkule oppstår som en følge av topografiens påvirkning på luftstrømmene. Ved passering av et topografisk hinder utvikles det lett forstyrrelser, som på grunn av baroklin instabilitet vokser til synoptiske lavtrykkssystemer. I tillegg fører loven om bevarelse av potensiell virvling til at et system kan miste sin sykloniske relative virvling på vei opp hinderet, for så å få den tilbake igjen etter å ha passert fjellet.

Spesielt ved Rocky Mountains og Himalaya dannes det mye lavtrykk. Andre områder med mye lavtrykksdannelse er Appalachene, Grønland, Alpene, Skandinavia og Japan. Ved NAM+ dannes det flere lavtrykk enn vanlig i disse områdene, med unntak av Grønland og Skandinavia. Positive NAM-anomalier tilsvarer en sterkere sonal luftstrøm, større meridionale temperaturgradienter og dermed sterkere baroklinitet. Dette kan forklare hvorfor det dannes flere lavtrykk over fjellområdene ved NAM+.



Figur 5.1: Klimatologisk tetthet av lavtrykksdannelse (a), gjennomsnittlig tetthet av lavtrykksdannelse ved NAM+ (b), gjennomsnittlig tetthet av lavtrykksdannelse ved NAM- (c), differanse mellom NAM+ og klimatologi (d) og differanse mellom NAM- og klimatologi (e). Alle figurene har enheten antall lavtrykksdannelser per 10^6 km² per 90 dager.

Ved negative NAM-anomalier (NAM $-$) dannes det færre lavtrykk ved Rocky Mountains, Himalaya og Skandinavia, men flere i de andre, sekundære dannelsesområdene – Grønland, Alpene og Japan. En betydelig økning i lavtrykksdannelse (40–50% mer enn klimatologien) inntreffer utenfor kysten av Nordøst-Grønland ved NAM $-$, mens det er færre dannelser ved sørspissen av Grønland og Baffinbukta. Denne tripolen har sin motfase ved NAM $+$. Lavtrykksdannelsen ved østkysten av Nord-Amerika blir forskyvet noe sørover ved NAM $-$. Dette henger sammen med at jettene er svakere og forflyttes sørover under NAM $-$.

5.1.2 Stormbanetetthet

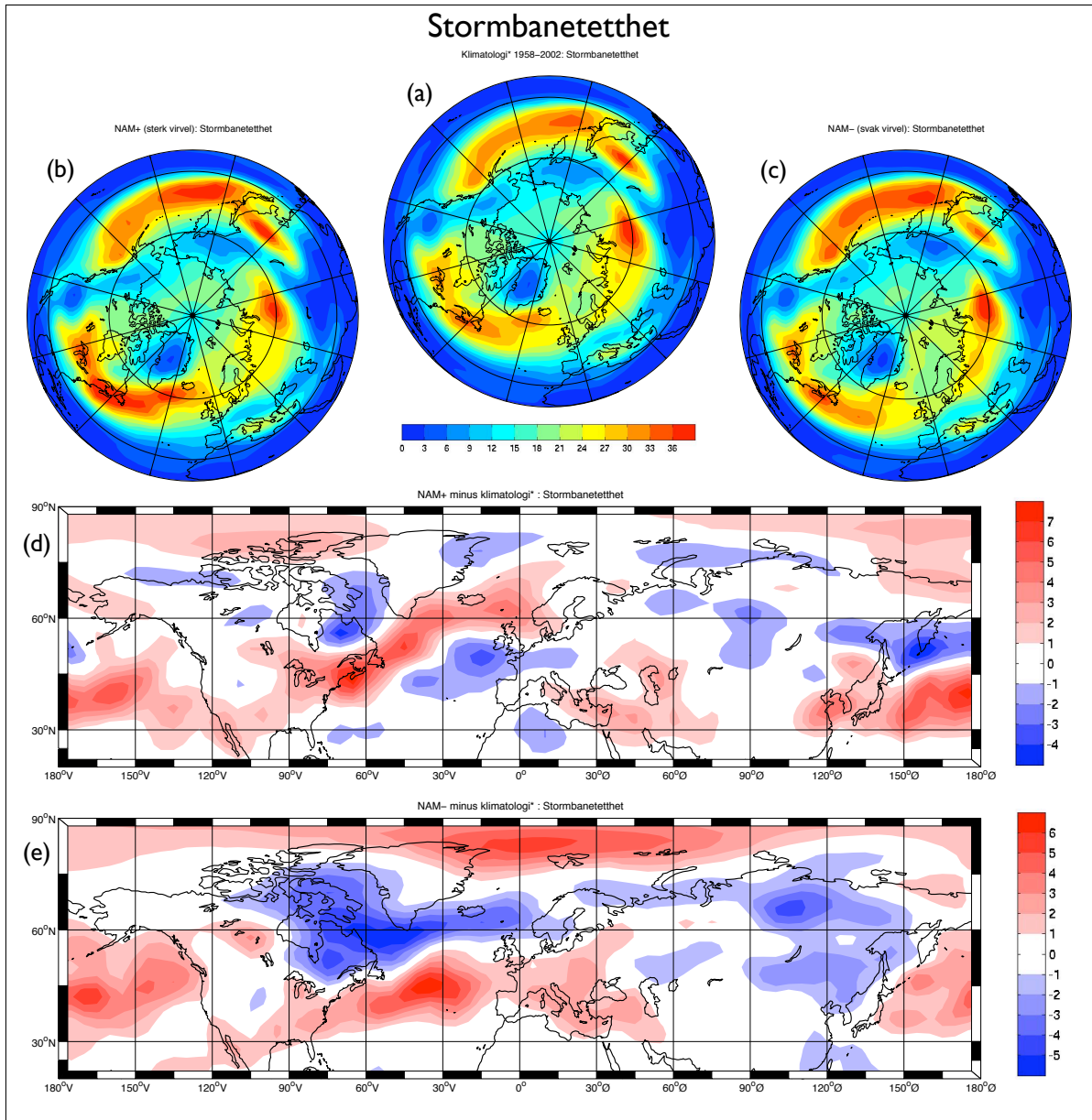
Klimatologien (figur 5.2a) viser at lavtrykkene beveger seg i markerte baner over Nord-Atlanteren og Stillehavet. Lavtrykkene som dannes ved Rocky Mountains og Appalachen beveger seg som regel nordøstover mot Island. En del av disse svinger nordover i retning Svalbard og norskekysten, mens en del slår inn mot de britiske øyer og det sørlige Skandinavia. Under perioder med NAM $+$ ser det ut til at enda flere lavtrykk beveger seg i disse hovedbanene sammenliknet med klimatologien. Spesielt over Atlanteren er det flere stormbaner ved NAM $+$. Figur 5.2(d) viser i tillegg at lavtrykkene over Atlanteren følger en nordligere bane under NAM $+$ i forhold til klimatologien. Rogers (1997) og Hurrell og van Loon (1997) viser at lavtrykkene følger en nordligere bane når NAO¹-indeksen er positiv. I og med at AO er svært lik NAO over Nord-Atlanteren, er den observerte forflytningen over Nord-Atlanteren ved NAM $+$ konsistent med disse to studiene. Figuren viser også at flere lavtrykk enn vanlig over Stillehavet beveger seg i en sørlig bane, både ved NAM $+$ og NAM $-$.

Under perioder med NAM $-$ er stormbanetettheten større over Stillehavet sammenliknet med klimatologien (figur 5.2e). Videre følger lavtrykkene over Nord-Atlanteren en *sørligere* bane, sammenliknet med klimatologien. Dette er konsistent med mønsteret observert under negativ NAO-indeks. Som ventet gir den økte aktiviteten i lavtrykksdannelse utenfor kysten av Nordøst-Grønland også utslag i stormbanetettheten. Den geografiske utstrekningen av disse banene ser ut til å være relativt begrenset. Det kan indikere at lavtrykkene her har kort levetid og/eller beveger seg sakte.

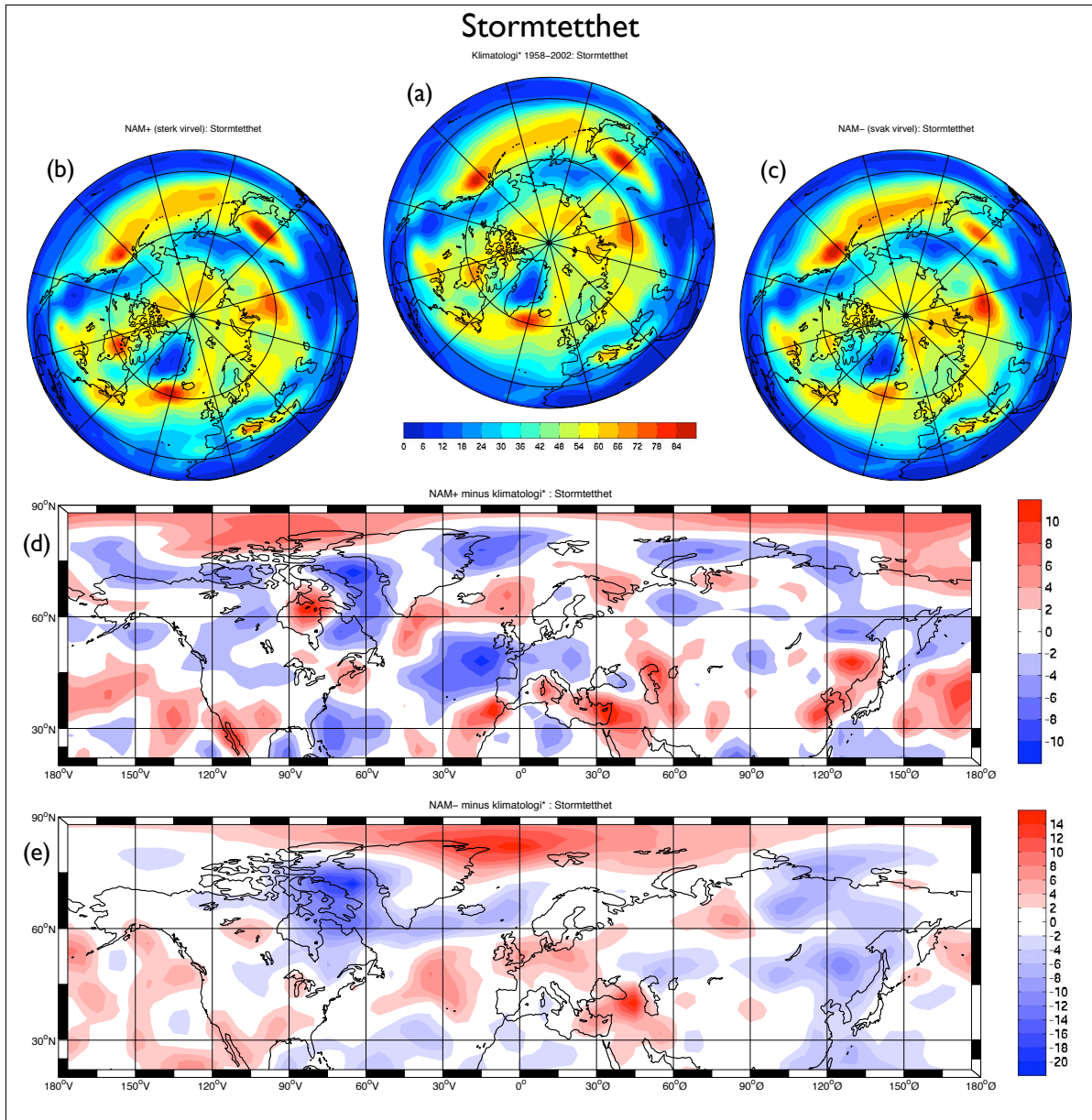
5.1.3 Stormtetthet

Figur 5.3 viser tettheten av lavtrykkspunkter. Alle lavtrykkspunkter innenfor hvert tidssteg telles opp og er med på å utgjøre statistikken. Siden lavtrykk som beveger seg sakte blir talt opp flere ganger innenfor et begrenset geografisk område, vil saktegående

¹North Atlantic Oscillation – svingning i trykkforskjell mellom Island og Azorene



Figur 5.2: Klimatologisk stormbanetetthet (a), gjennomsnittlig stormbanetetthet ved NAM+ (b), gjennomsnittlig stormbanetetthet ved NAM- (c), differanse mellom NAM+ og klimatologi (d) og differanse mellom NAM- og klimatologi (e). Alle figurene har enheten antall stormbaner per 10^6 km² per 90 dager.



Figur 5.3: Klimatologisk stormtetthet (a), gjennomsnittlig stormtetthet ved NAM+ (b), gjennomsnittlig stormtetthet ved NAM- (c), differanse mellom NAM+ og klimatologi (d) og differanse mellom NAM- og klimatologi (e). Alle figurene har enheten antall lavtrykkspunkter per 10^6 km² per 90 dager.

lavtrykk dominere bildet i figuren. Klimatologien (figur 5.3a) viser at lavtrykkene beveger seg sakte ved endene av de to hovedbanene over Atlanteren og Stillehavet.

Differansefiguren for NAM+ (figur 5.3d) viser et mønster med mange lokale utslag, og ser lite systematisk ut. Men igjen kan man se at lavtrykkene følger en nordligere bane ved NAM+ sammenliknet med det klimatologiske, mens de ved NAM– forflyttes lengre sør (e). I likhet med stormbanetettheten er det en merkbar reduksjon i antall lavtrykkspunkter utenfor Nordøst-Grønland ved NAM+ sammenliknet med klimatologien. Den økte lavtrykksaktiviteten utenfor Nordøst-Grønland ved NAM– er tydelig i figur 5.3(e). Økningen i forhold til det klimatologiske i dette området ligger på rundt 30%, mens tilsvarende økning for stormbanetetthet er omtrent 45%. Dette kan bety at lavtrykkene forflytter seg litt raskere ved NAM– enn normalt. Siden utstrekningen av anomalien ser ut til å være noe begrenset, er det grunn til å tro at lavtrykkene i dette området har forholdsvis kort levetid.

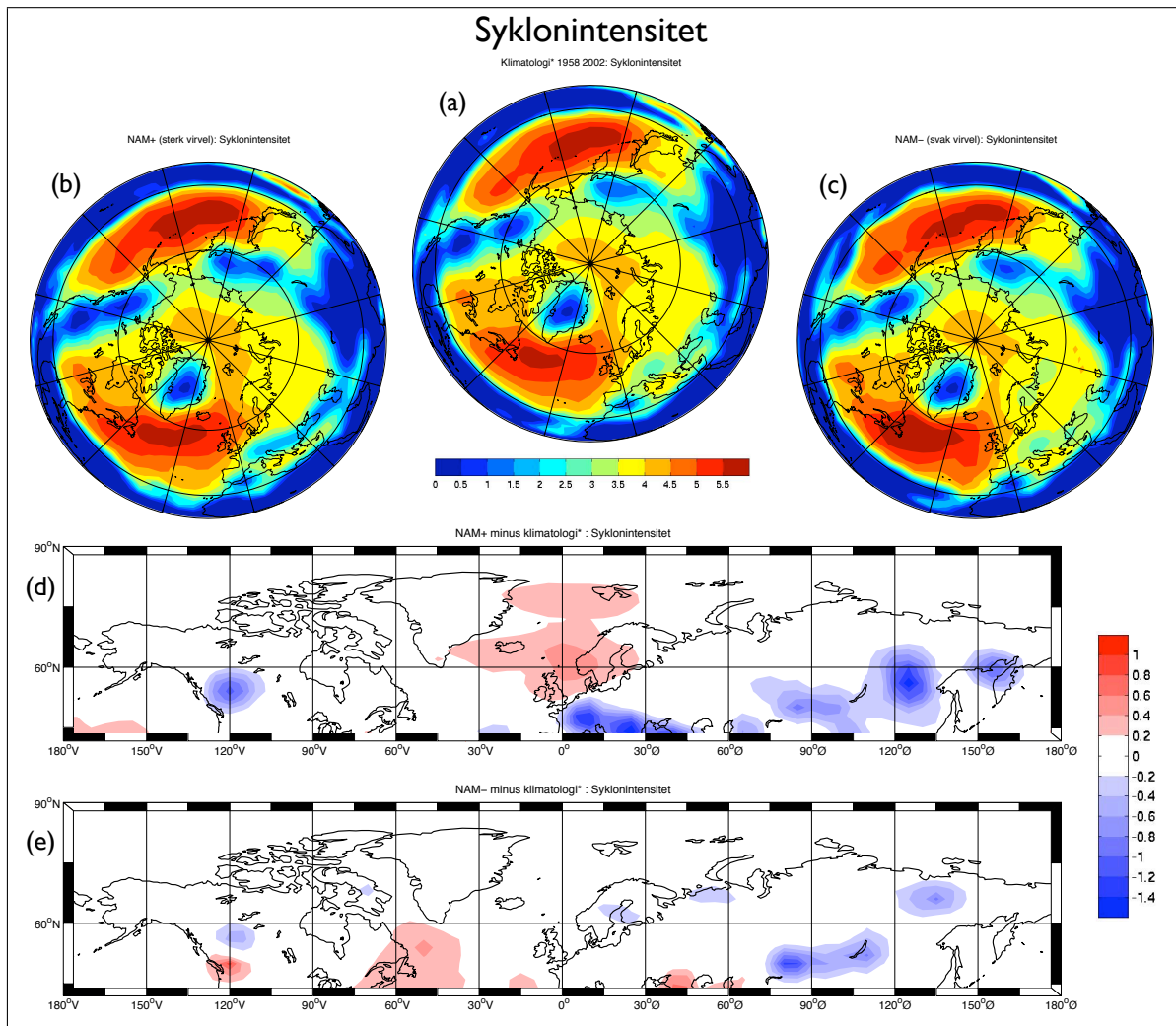
Differanseplottene viser en lavere stormtetthet over den isbelagte Baffinbukta under NAM+ og NAM– sammenliknet med klimatologien.

5.1.4 Syklonintensitet

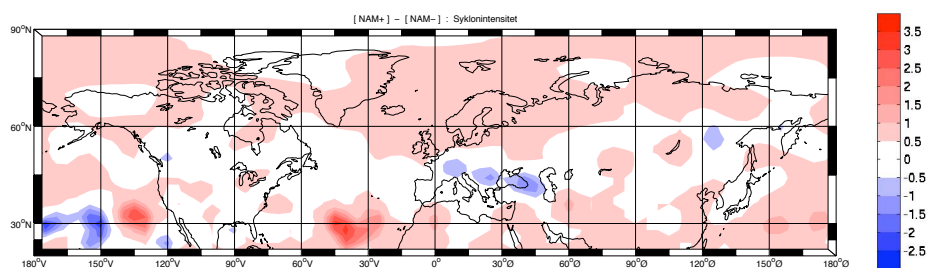
Figur 5.4(a)–(c) viser at lavtrykkene er mest intense over de store havområdene. Differanseplottene, (d) og (e), viser at syklonintensiteten verken ved NAM+ eller NAM– avviker vesentlig fra klimatologien, hele halvkula sett under ett. Enkelte lokale utslag inntreffer imidlertid. Lavtrykkene over Norskehavet ved NAM+ er i underkant av 10% mer intense enn det klimatologien viser. I samme periode har lavtrykkene i Sentral- og Sørøst-Europa opp mot 50% lavere intensitet enn normalt. Dette kan ha sammenheng med at de godt utviklede lavtrykkene som beveger seg over Nord-Atlanteren, følger en nordligere bane under NAM+. Ved å sammenlikne syklonintensitet ved NAM+ og NAM– (figur 5.5) ser man at lavtrykkene stort sett har større intensitet under perioder med NAM+.

5.1.5 Syklolyse

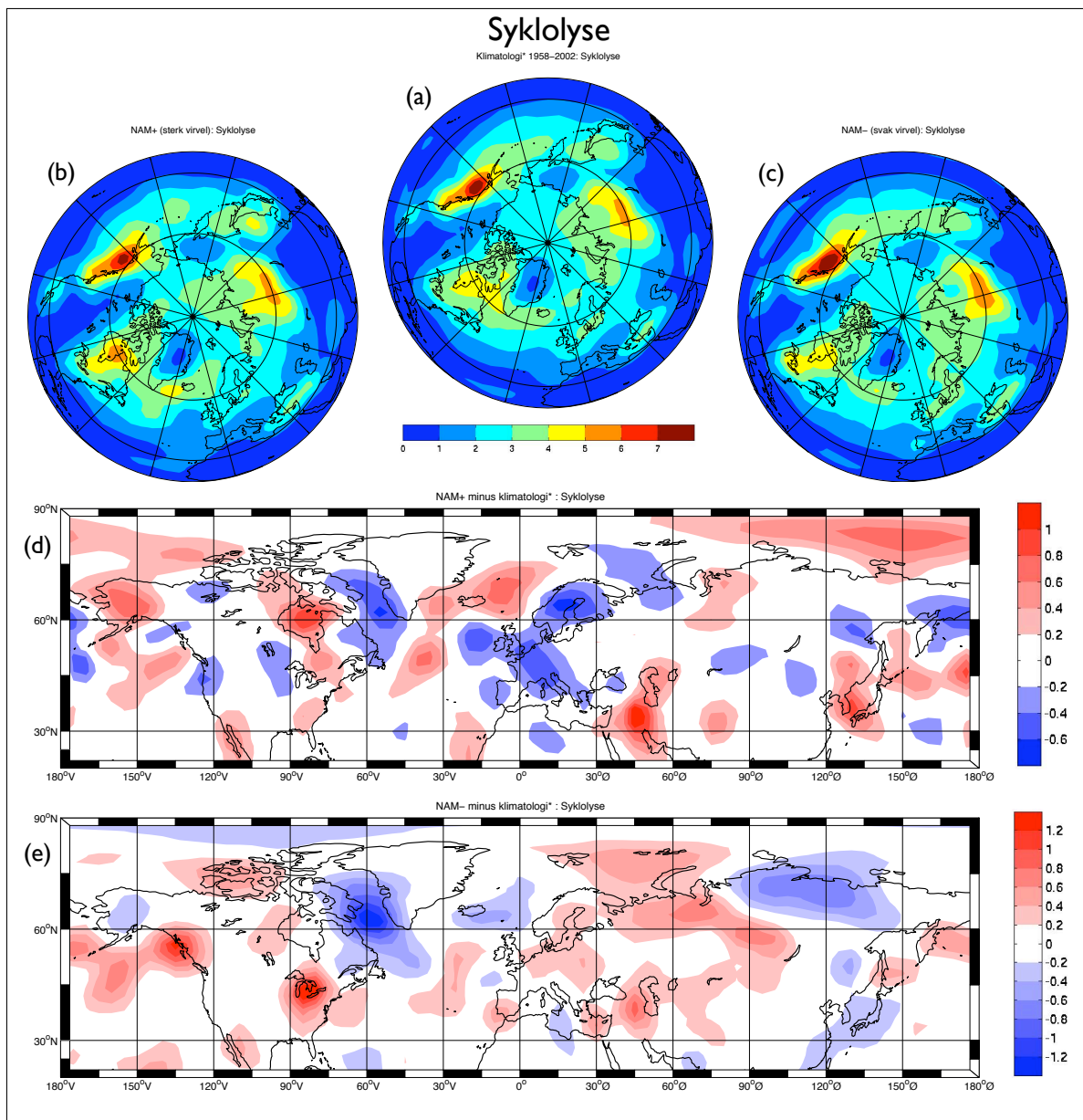
Klimatologien (figur 5.6a) viser tre hovedområder for syklolyse. Disse faller sammen med områder der stormtettheten er høy i forhold til stormbanetettheten, det vil si områder med en dominans av saktegående lavtrykk. Begge differanseplottene viser en reduksjon i syklolyse over Baffinbukta vest for Grønland. Dette henger sammen med at færre lavtrykk når dette området ved NAM+ og NAM– (figur 5.2 og 5.3). Unormalt mange lavtrykk dør ut i området mellom Svalbard og Novaja Semlja under NAM–, sammenliknet med det klimatologiske. Dette kan knyttes til den økte lavtrykksdannelsen utenfor Nordøst-Grønland.



Figur 5.4: Klimatologi av syklonintensitet (a), gjennomsnittlig syklonintensitet ved NAM+ (b), gjennomsnittlig syklonintensitet ved NAM- (c), differanse mellom NAM+ og klimatologi (d) og differanse mellom NAM- og klimatologi (e). Alle figurene har enheten 10^{-5} s^{-1} .



Figur 5.5: Differanse i syklonintensitet mellom perioder med NAM+ og perioder med NAM-. Enhet er 10^{-5} s^{-1} .



Figur 5.6: Klimatologisk syklolysetetthet (a), gjennomsnittlig syklolysetetthet ved NAM+ (b), gjennomsnittlig syklolysetetthet ved NAM- (c), differanse mellom NAM+ og klimatologi (d) og differanse mellom NAM- og klimatologi (e). Alle figurene har enheten antall syklolyser per 10^6 km² per 90 dager.

5.2 Lavtrykksaktivitet i utbruddsperioden

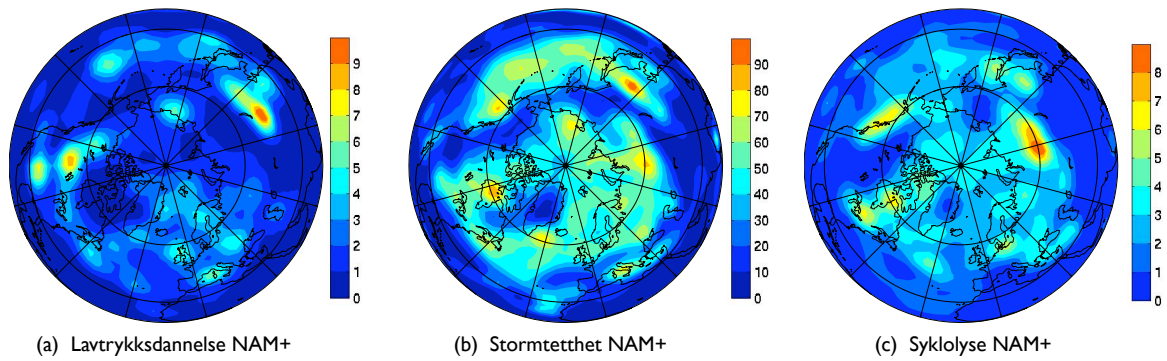
Analysene i forrige kapittel ble gjort på periodene i tabell 3.1. Det er sannsynlig at lavtrykksmønsteret etterhvert blir påvirket av den aktuelle NAM-anomalien. Ved å midle over hele NAM-periodene vil dette påvirkede lavtrykksmønsteret dominere bildet. Ut i fra dette midlede bildet kan det derfor være vanskelig å si noe om hvilken betydning lavtrykkene eventuelt har for at forplantning av NAM-signal fra stratosfæren til troposfæren i det hele tatt kan skje. I dette avsnittet fokuseres det på de korte tidsperiodene når selve forplantninga inntreffer. Disse tidsperiodene er bestemt ut fra følgende observasjoner i figur 3.2: Når NAM-signaturen i luftlaget mellom 10 og 20 hPa for første gang i hver av periodene i tabell 3.1 overstiger ett standardavvik fra middelverdien, har nivåene nederst i troposfæren ennå ikke fått noe utslag i NAM-signaturen. Det er først i de påfølgende ukene at NAM-signaturen i troposfæren begynner å få utslag. Derfor defineres *utbruddet* av NAM+ og NAM– som det tidspunktet NAM-signaturen både i 10 og 20 hPa overskrider henholdsvis pluss og minus ett standardavvik. De påfølgende tre ukene vil bli kalt utbruddsperioden, mens de totale anomaliperiodene vil bli kalt “hele NAM+” eller “hele NAM–”.

5.2.1 Utbrudd av positive NAM-anomalier

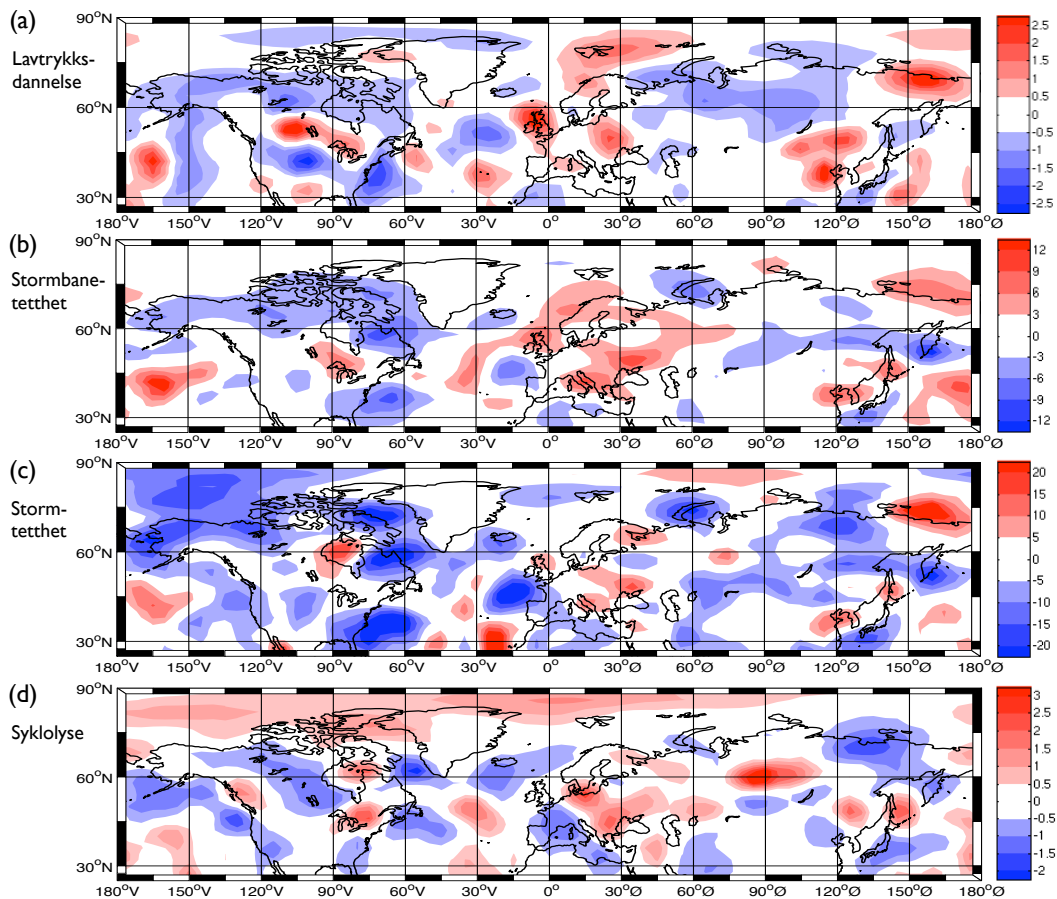
Lavtrykksaktiviteten i utbruddsperioden av NAM+ er vist i figur 5.7. Dannelsen av lavtrykk i denne perioden ser ut til å ha en del lokale avvik fra klimatologien i figur 5.1. Stormtettheten under denne perioden ser ut til å ha omtrent samme mønster som klimatologien i figur 5.3, men med mindre amplituder.

Disse forskjellene er lettere å se i figur 5.8. Det ser ut til at lavtrykksdannelsen over Rocky Mountains har forflyttet seg nordover i denne perioden (5.8a) i likhet med hele NAM+. Videre ser det ut til at lavtrykksmønsteret som er typisk for positiv NAO ikke har etablert seg ennå (figur 5.8b og c). Det ser faktisk ut til at stormtettheten under forplantningsperioden er vesentlig mindre enn det klimatologiske, hele halvkula sett under ett. Dette kan tyde på at lavtrykkene i denne perioden stort sett beveger seg med høy hastighet. Figur 5.8(b) viser en sterk økning i stormbanetetthet over Stillehavet et stykke vest for kysten av USA, og en svak reduksjon ved Alaska. Stormtettheten i 5.8(c) har en forholdsvis svak økning over sentrale deler av Stillehavet, mens det registreres betraktelig færre lavtrykkspunkt ved Alaska. Dette kan tyde på at lavtrykkene over Stillehavet følger en sørligere bane i denne perioden, og at de beveger seg raskere. Figur 5.8(d) viser at disse lavtrykkene sannsynligvis dør ut ved vestkysten av Canada.

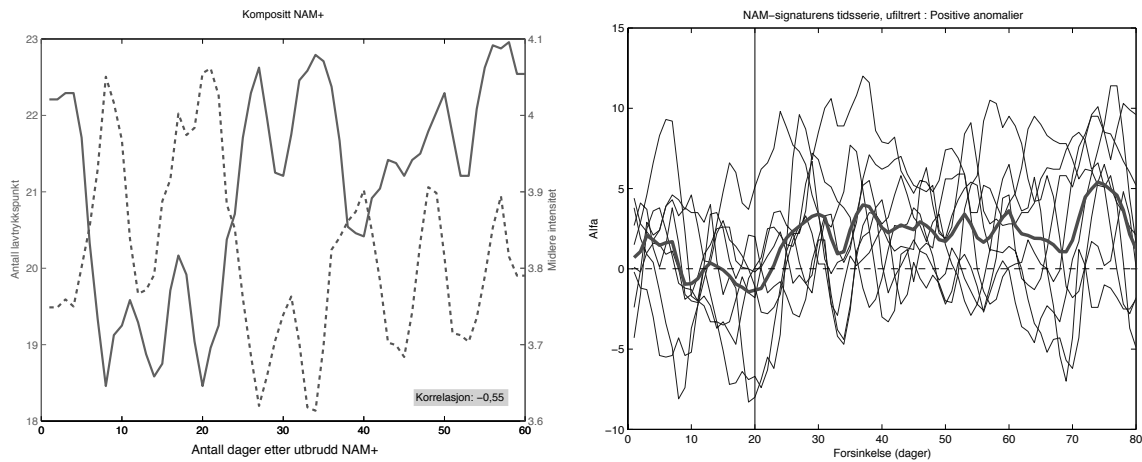
Ut fra figurene 5.7 og 5.8 ser det ikke ut til å være noen lokale fenomener i lavtrykksaktivitet som skiller seg spesielt ut. Ved å undersøke den totale lavtrykksaktiviteten på den nordlige halvkule under ett, oppstår derimot interessante sammenhenger. Kurvene til venstre i figur 5.9 illustrerer at midlere stormtetthet og midlere syklonintensitet i



Figur 5.7: Kompositt av lavtrykksdannelse (a), stormtetthet (b) og syklolyse (c) i utbruddsperioden til NAM+. Figurene har enhetene antall lavtrykksdannelser (a), antall lavtrykkspunkt (b) og antall syklolyser (c) per 10^6 km² per 90 dager.



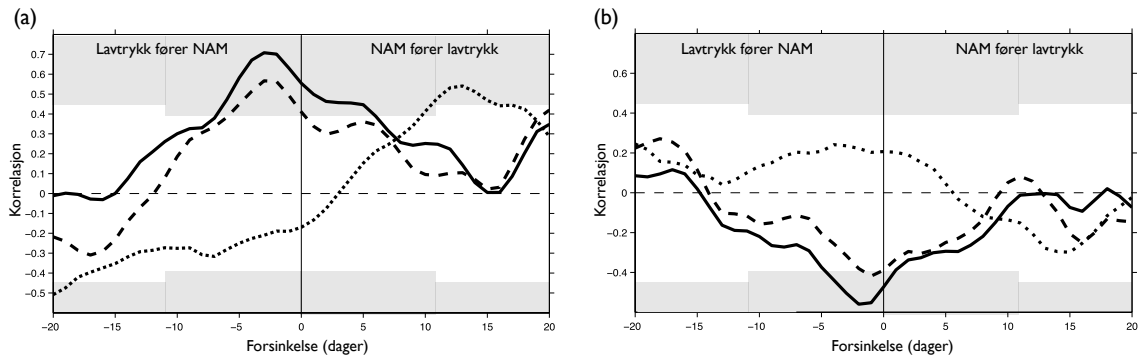
Figur 5.8: Differanse mellom utbruddsperioden til NAM+ og klimatologi, for tetthet av lavtrykksdannelse (a), stormbanetetthet (b), stormtetthet (c) og syklolysetetthet (d). Enheter er antall lavtrykksdannelser (a), antall stormbaner (b), antall lavtrykkspunkt (c) og antall syklolyser (d) per 10^6 km² per 90 dager.



Figur 5.9: Til venstre: Antall lavtrykspunkt (heltrukket kurve, skala til venstre) og deres midlere intensitet (prikket kurve, skala til høyre) for de første 60 dagene etter utbrudd av NAM+. Verdiene er daglige, og er hentet ut fra de åtte positive NAM-anomaliene og deretter midla over disse åtte periodene. Det er benyttet et tre dagers løpende middel på tidsrekkene. Enhet for intensiteten er 10^{-5} s^{-1} . Til høyre: NAM-signaturens tidsserie (ufiltrert) i 850 hPa for de første 80 dagene etter utbrudd av NAM+ for hvert av de åtte anomaliene (tynne kurver), og midla over de åtte periodene (tykk kurve). Alfa er definert i likning 3.1.

perioden 0–60 dager etter utbrudd av NAM+ er betydelig negativt korrelert, med en korrelasjonskoeffisient på $r = -0,55$. Spesielt i de første 40 dagene ser de to fenomenene ut til å være sterkt negativt korrelert. Etter dette ser det ut til at en positiv korrelasjon oppstår. Stormtettheten reduseres betydelig 5–8 dager etter utbrudd, kombinert med økt syklonintensitet, og omvendt 20–25 dager etter utbrudd. Korrelasjonsanalysen er basert på et middel av alle de åtte periodene med forplantning av NAM+. De enkelte anomaliene har ulike utviklinger, og denne reduksjonen skjer kun i fem av åtte enkelt-anomalier. Likevel er stormtettheten og intensiteten for *alle* de åtte positive anomaliene negativt korrelert. NAM-signaturens tidsserie for 0–80 dager etter utbrudd er vist i figur 5.9 (høyre). Det er verdt å merke seg at NAM-indeksen synker midlertidig i det tidsrommet stormtettheten har et midlertidig minimum, ca 8–20 dager etter utbrudd.

Videre gjenstår det å undersøke om signalet i stormtetthet og intensitet selv bidrar til forplantningen av NAM-anomaliene, eller om det heller er et resultat av det nye NAM-regimet. Figur 5.10 kan hjelpe til med å forklare hvor godt stormtettheten og intensiteten korrelerer med NAM-indeksen, og hva som eventuelt er pådrag og hva som er respons. Her er stormtettheten (a) og midlere syklonintensitet (b) i 850 hPa krysskorrelert med NAM-signaturens tidsserie henholdsvis i 20, 250 og 850 hPa-nivåene. Alle tidsseriene er kompositter av de åtte periodene, og korrelasjonene er gjort for de første 80 dagene etter utbrudd av de respektive NAM-anomaliene. Kurvene til høyre i



Figur 5.10: (a): Krysskorrelasjon mellom antall lavtrykkspunkt per dag og NAM-signaturens tidsserie (ufiltrert) i tre ulike trykknivåer. Prikket kurve tilsvare 20 hPa, stiplet kurve tilsvare 250 hPa, mens heltrukket kurve tilsvare 850 hPa. Korrelasjonen er gjort for de første 80 dagene etter utbrudd av NAM+. Både lavtrykksaktiviteten og NAM-signaturens tidsserie er midla over de åtte periodene. Korrelasjoner innenfor grått område er signifikante på 99,9%-nivå. (b): NAM-signaturens tidsserie korrelert med midlere syklonintensitet, ellers er dette diagrammet likt (a).

figur 5.9 viser hvor ulike utviklingene av anomaliene er, og man bør være forsiktig med å trekke bastante slutninger basert på middelet av alle de åtte anomaliene av NAM+. Denne korrelasjonsanalysen gir altså en sammenheng for hele NAM+, og ikke bare for selve utbruddsperioden. I tillegg til en vanlig krysskorrelasjon (null dagers forsinkelse) er tidsseriene for de to variablene forskjøvet i forhold til hverandre, en dag av gangen, opp til ± 20 dager.

Korrelasjonen mellom stormtetthet og NAM i 20 hPa er forholdsvis høy når NAM fører lavtrykksaktiviteten med 12–18 dager. Denne positive korrelasjonen indikerer at lavtrykksaktiviteten har en signifikant sammenheng med NAM-forplantning, enten ved at den endrer karakter som en følge av det nye NAM-regimet, eller ved at den legger forholdene til rette for at forplantningen kan skje. Korrelasjonen mellom stormtettheten og NAM i trykknivåene 250 og 850 hPa viser at lavtrykksaktiviteten utfyller begge disse rollene, og da spesielt den sistnevnte. Begge disse krysskorrelasjonene har et maksimum, på henholdsvis 0,56 for NAM i 250 hPa og 0,71 for NAM i 850 hPa, når stormtettheten fører NAM med tre dager. Dette forteller at lavtrykksaktiviteten sannsynligvis medvirker til nedoverretta forplantning av positive NAM-anomalier. Krysskorrelasjonen ved 250 hPa har et lokalt maksimum på 0,36 når NAM fører stormtettheten med fem dager. Tilsvarende korrelasjon ved 850 hPa er 0,44 og er signifikant. Dermed påvirker også svingninger i NAM stormtettheten. Dette er som forventet, siden en positiv NAM-anomali svarer til en sterkere polsentrert sirkulasjon og sterkere baroklinitet, og dermed gunstigere forhold for lavtrykksdannelse.

Som beskrevet i kapittel 3.3.1 finner Lorentz og Hartmann (2003) og Baldwin et al. (2003) liknende korrelasjoner når de sammenlikner momentumfluks og NAM i øvre troposfære. De viser at mye av denne sammenhengen sannsynligvis skyldes momen-

tumfluks på tidsskalaer forbundet med synoptiske trykksystemer. Figur 5.10 viser at samspillet sannsynligvis er forbundet med vandrende, synoptiske lavtrykk, og at korrelasjonene er sterkere i nedre enn i øvre troposfære.

Ved positiv forsinkelse har korrelasjonskurvene for NAM i 250 og 850 hPa-nivåene liknende svingninger, men er noen dager ute av fase mellom 5 og 15 dagers forsinkelse. Det betyr at det tar kortere tid fra NAM-anomalien oppstår i 850 hPa og til den gir utslag i lavtrykksaktiviteten, sammenliknet med 250 hPa. Dette kan tyde på at NAM-anomalien i 250 hPa oppstår noen dager før NAM-anomalien i 850 hPa.

Ved negativ forsinkelse er ikke faseforskjellen like tydelig, siden korrelasjonen i 850 hPa har et bredere toppunkt enn 250 hPa. Men det kan se ut som om lavtrykkene fører NAM i 850 hPa med noen flere dager enn tilfellet er for 250 hPa. Dette henger i så fall sammen med at NAM-utslagene først merkes i 250 hPa, for så å merkes ved bakken noen dager senere. Disse observasjonene indikerer at samspillet mellom NAM og lavtrykk skjer når NAM-anomalien er i ferd med å bre seg fra øvre til nedre troposfære.

En tilsvarende korrelasjonsanalyse er gjort mellom NAM og midlere syklonintensitet, vist i figur 5.10(b). Mønsteret her er stort sett omvendt av det i figur 5.10(a), og med gjennomgående lavere tallverdi av korrelasjonskoeffisientene. Denne symmetrien kunne man forvente ut fra den negative korrelasjonen mellom stormtetthet og syklonintensitet vist i figur 5.9.

Det kan være noe usikkerhet knyttet til korrelasjonsanalysene. De baserer seg på en middeltilstand, og beskriver på den måten en idealsituasjon. Men NAM er i seg selv en middeltilstand, og analysen over kan tilføre kvalitativ informasjon om sammenhengene mellom NAM og lavtrykksaktivitet. Analyser av de enkelte anomaliene hver for seg viste likevel mønstre som kvalitativt liknet mønsteret i figur 5.10. Videre er det en mulighet for at tidsvariasjonene i figuren kan være misvisende som en følge av at NAM og lavtrykksaktiviteten opererer på noe ulik tidsskala (se figur 5.9, der kurvene i venstre figur er filtrert med tre dagers løpende middel). Den midlede NAM-signaturens tidsserie i figur 5.9 varierer tregere enn lavtrykksaktiviteten. Ved korrelasjon med hver enkelt NAM-anomali er imidlertid NAM-indeksen mindre utjevnet, og tidsskala på variasjonen er svært lik variasjonen i lavtrykksaktiviteten. Det er dermed grunn til å anta at korrelasjonene i figur 5.10 er legitime.

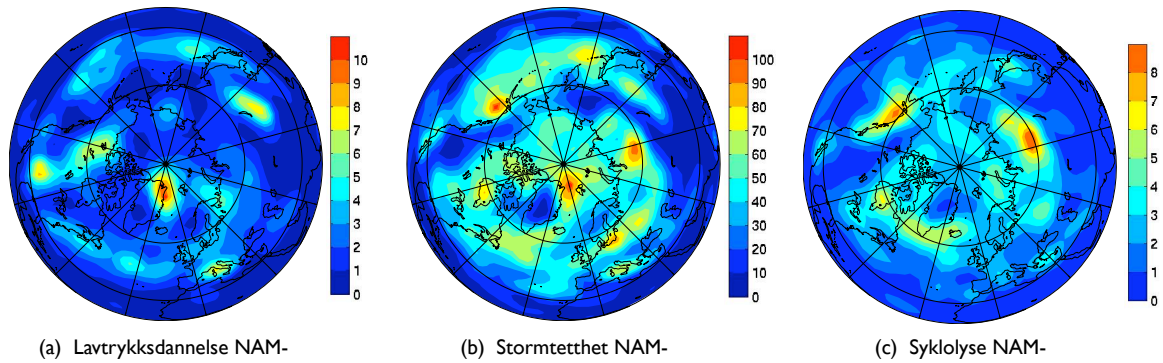
5.2.2 Utbrudd av negative NAM-anomalier

Lavtrykksaktiviteten i utbruddsperioden til NAM $-$ ser ut til å skille seg betraktelig mer fra klimatologien enn tilfellet var for NAM $+$. I figurene 5.11(a) og (b) ser man igjen at lavtrykksaktiviteten ved Nordøst-Grønland er høy. Faktisk dannes det i dette området flere synoptiske lavtrykk per 10^6 km 2 enn noe annet sted på den nordlige halvkule i denne perioden. Videre er tettheten av lavtrykksdannelse her nesten dobbelt så høy under disse tre ukene sammenliknet med hele NAM $-$, og nærmere tre ganger høyere enn det klimatologiske. Dette tyder på at mye av bidraget til den høye lavtrykksaktiviteten ved Grønland under hele NAM $-$ stammer fra tiden da anomalien forplanter seg nedover mot troposfæren. Mønsteret i syklolyse (figur 5.11c) ser ikke ut til å skille seg betydelig fra klimatologien i figur 5.6.

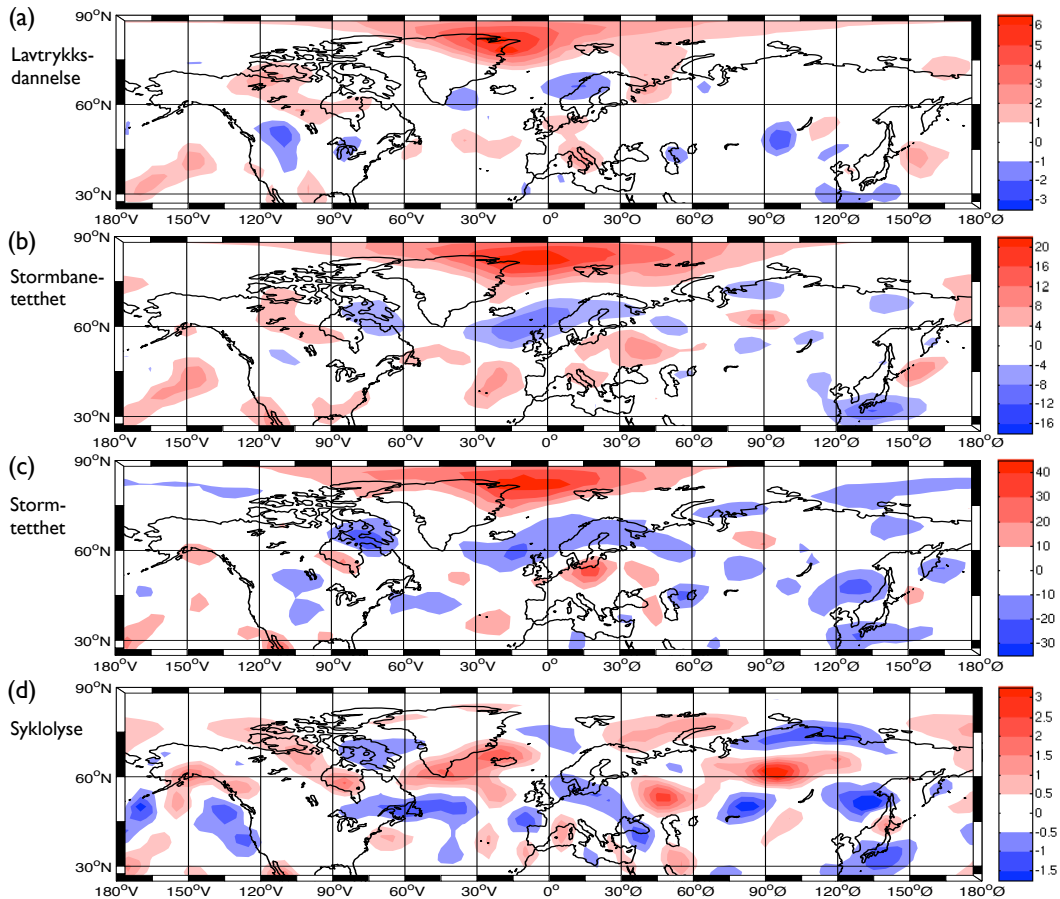
Differansemønsteret for lavtrykksdannelse i figur 5.12(a) framhever fenomenet ved Nordøst-Grønland. I tillegg kan man se en betydelig reduksjon i antall lavtrykksdannelser over Rocky Mountains, Skandinavia og Himalaya, områder som vanligvis har mye lavtrykksdannelse. Ved Alpene og Japan dannes det flere lavtrykk i denne perioden sammenliknet med klimatologien. I figur 5.12(b) ser man igjen at et stort antall lavtrykksbaner passerer gjennom området ved Nordøst-Grønland sammenliknet med det klimatologiske. Mens hele NAM $-$ har 6–7 flere stormbaner per 10^6 km 2 per 90 dager ved Grønland enn det klimatologien har (figur 5.2), viser figur 5.12(b) at det i selve utbruddsperioden er 20–24 flere stormbaner per 10^6 km 2 per 90 dager enn vanlig. Videre viser figur 5.12(b) at det er betydelig færre stormbaner over Nordsjøen sammenliknet med klimatologien, og dette er statistisk signifikant på 99,999%-nivå. Dette kan ha sammenheng med at det dannes færre lavtrykk ved Rocky Mountains. Figur 5.12(d) viser forskjellen i syklolyse mellom utbruddsperioden og klimatologien. Flere lavtrykk dør ut ved det sørlige Sibir og området rundt Novaja Semlja, sammenliknet med klimatologien. Dette er sannsynligvis lavtrykk dannet ved Nordøst-Grønland i første del av perioden.

Området med høy stormtetthet utenfor Nordøst-Grønland er mindre enn tilsvarende område med høy stormbanetetthet, samtidig som det er flere syklolyser ved Novaja Semlja enn normalt. Dette gjør det rimelig å tro at lavtrykk som dannes utenfor Nordøst-Grønland i denne perioden beveger seg sakte i begynnelsen, men akselererer ved Svalbard, og dør relativt raskt ut igjen. Over Barentshavet er syklonintensiteten i utbruddsperioden i snitt fra $0,4 \cdot 10^{-5}$ s $^{-1}$ til $0,6 \cdot 10^{-5}$ s $^{-1}$ høyere enn den klimatologiske syklonintensiteten i området. Dette avviket er imidlertid ikke statistisk signifikant. Midlere syklonintensitet i dette området er framstilt i figur 5.13.

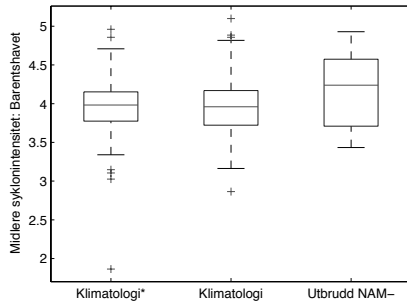
I motsetning til NAM $+$ har total stormtetthet og syklonintensitet på den nordlige halvkule liten sammenheng med hverandre under NAM $-$. Tidsrekkene har en korrelasjonskoeffisient på 0,04, og de er ikke illustrert med figur her.



Figur 5.11: Kompositt av lavtrykksdannelse (a), stormtetthet (b) og syklolyse (c) i utbruddsperioden til NAM-. Figurene har enhetene antall lavtrykksdannelser (a), antall lavtrykkspunkt (b) og antall syklolyser (c) per 10^6 km² per 90 dager.



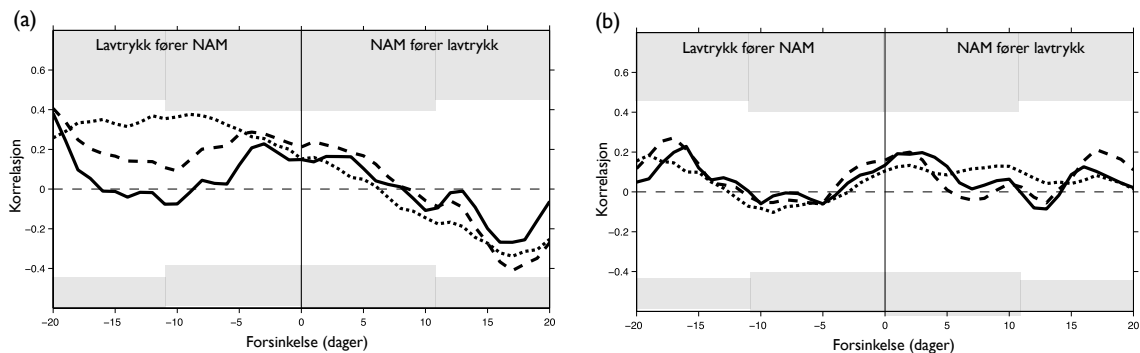
Figur 5.12: Differanse mellom utbruddsperioden til NAM- og klimatologi, for tetthet av lavtrykksdannelse (a), stormbanetetthet (b), stormtetthet (c) og syklolysetetthet (d). Enheter er antall lavtrykksdannelser (a), antall stormbaner (b), antall lavtrykkspunkt (c) og antall syklolyser (d) per 10^6 km² per 90 dager.



Figur 5.13: Boksplott av midlere syklonintensitet over Barentshavet (70°N – 85°N , 10°Ø – 80°Ø) for henholdsvis klimatologi justert for lite utslag i NAM-signaturens tidsserie (til venstre), klimatologi september til mai (i midten) og utbruddsperioden til NAM– (til høyre).

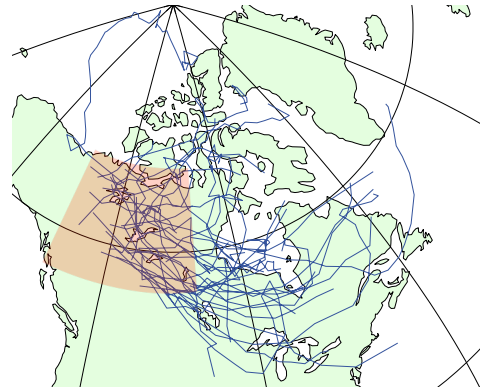
Analysene for NAM– viser mindre korrelasjonskoeffisienter enn tilfellet var for NAM+. Det er verdt å legge merke til at korrelasjonen mellom stormtetthet og NAM i 20 hPa har en minimumsverdi ved 15–20 dagers forsinkelse. Dette tilsvarer tiden NAM-anomalien bruker på å bre seg fra 20 hPa til troposfæren, og reflekterer sannsynligvis at en negativ NAM-anomali i stratosfæren fører til økt lavtrykkdannelse ved Grønland to til tre uker senere. Ved 20 dagers forsinkelse blir imidlertid kun 75% av tidsseriene korrelert mot hverandre, og man bør ikke legge for mye i korrelasjonsmønsteret ved de høyeste positive og negative forsinkelsene. Det er ellers ingen klare strukturer å hente ut i fra figur 5.14, noe som indikerer at den totale lavtrykksaktiviteten har liten sammenheng med NAM-anomalien innenfor 20 dagers forsinkelse.

Analysene over viser at NAM ikke har noen storskalasignatur i lavtrykksaktiviteten, og at den totale lavtrykksaktiviteten ikke ser ut til å ha noen rolle i forplantningen av NAM–, slik tilfellet var for NAM+. Derimot kan det tenkes at mer lokale anomalier i lavtrykksaktiviteten kan ha betydning, og da spesielt fenomenet ved Nordøst-Grønland. Dette blir studert ytterligere i neste delkapittel.



Figur 5.14: (a): Krysskorrelasjon mellom antall lavtrykkspunkter per dag og NAM-signaturens tidsserie (ufiltret) i tre ulike trykknivåer. Prikket kurve tilsvarer 20 hPa, stiplet kurve tilsvarer 250 hPa, mens heltrukket kurve tilsvarer 850 hPa. Korrelasjonen er gjort for de første 80 dagene etter utbrudd av NAM–. Både lavtrykksaktiviteten og NAM-signaturens tidsserie er midla over de ni periodene. Korrelasjoner innenfor grått område er signifikante på 99,9%-nivå. (b): NAM-signaturens tidsserie korrelert med midlere syklonintensitet, ellers som for diagrammet i (a).

Figur 5.15: Lavtrykksdannelse i området 55°N – 70°N , 100°V – 133°V (markert med grått). Stormbanene er et kompositt av alle lavtrykksdannelser i utbruddsperioden til NAM– for de ni respektive NAM-anomaliene, det vil si i en samlet tidsperiode på 189 dager.

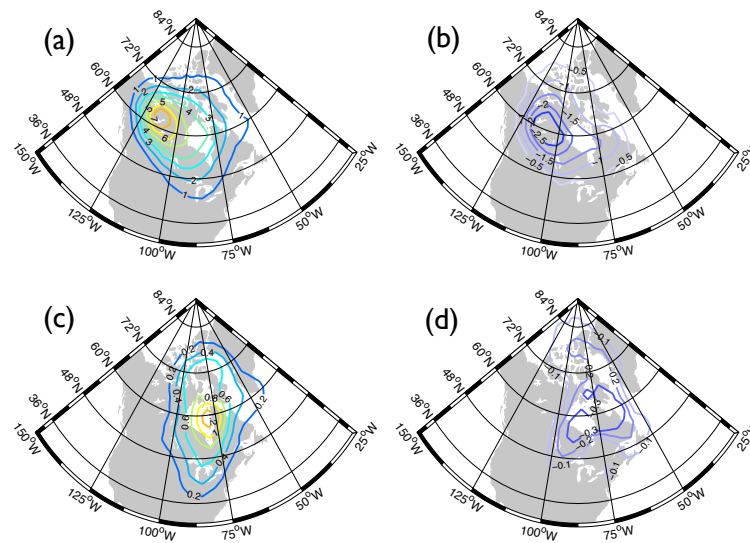


5.3 Lokal lavtrykksaktivitet ved NAM–

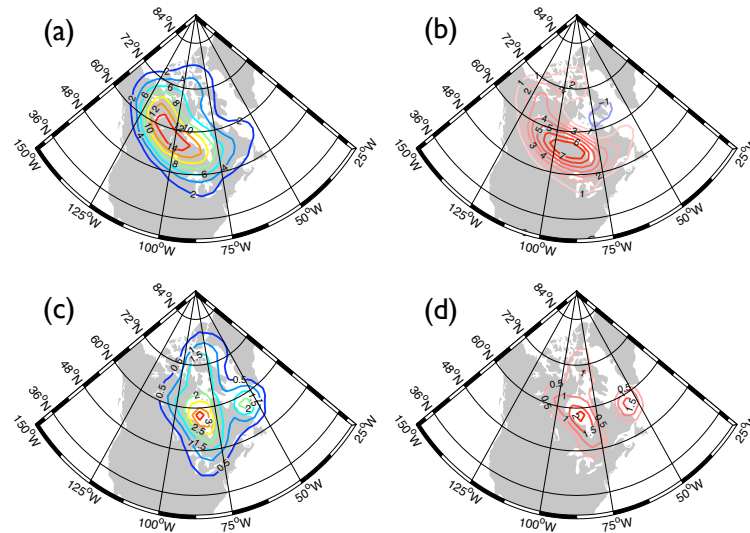
I dette avsnittet fokuseres det på tre geografisk begrensede områder: Sentral-Canada, Nordvest-Russland og Nordøst-Grønland. Områdene er valgt med figur 5.11(a) som grunnlag. Denne figuren viser at dette er viktige områder for lavtrykksdannelse i utbruddsperioden til NAM–. De er også valgt ut for å belyse fenomenet ved Nordøst-Grønland, kommentert i foregående delkapittel, 5.2.2. Klimatologien det blir sammenliknet med er som tidligere justert for små utslag i NAM-signaturens tidsserie, men består nå kun av lavtrykkene dannet i det spesifiserte området.

5.3.1 Lavtrykksdannelse i Sentral-Canada

Lavtrykkene som dannes nedstrøms for den nordlige delen av Rocky Mountains blir analysert i dette avsnittet. Området er markert på figur 5.15. Tanken bak dette er å undersøke om lavtrykkene som dannes her, også påvirker lavtrykksdannelsen ved Nordøst-Grønland. For eksempel kan lavtrykk som beveger seg mot og over Grønland miste sin sykloniske virvling når de presses over fjellene, for så å gjenvinne den på lesiden av fjellene. Figurene nedenfor viser at slike prosesser sansynligvis er fraværende, både når det gjelder hele NAM– (figur 5.16) og utbruddsperioden (figur 5.17). Figur 5.16(b) og (d) viser differansen mellom NAM– og klimatologi for henholdsvis stormbanetetthet og syklolyse. Figurene viser at det er lavere lavtrykksaktivitet under hele NAM– sammenliknet med klimatologien. Figurene 5.17(a) og (b) viser at stormbanetettheten har to hovedgrener, en sør for Grønland og en mot Nord-Grønland. En stor del av lavtrykkene i den sistnevnte grenen dør ut når de treffer Grønland (figur 5.17c). Likevel er det ikke flere syklolyser her sammenliknet med klimatologien (figur 5.17d). Dermed er det liten grunn til å tro at lavtrykksdannelse i Sentral-Canada kan ha noen påvirkning på lavtrykksdannelsen øst for Grønland. Figur 5.15 gir samme indikasjon. Den viser at de fleste lavtrykkene følger en sørlig bane, og at et tilsynelatende ubetydelig antall lavtrykk dør ut når de når Grønland.

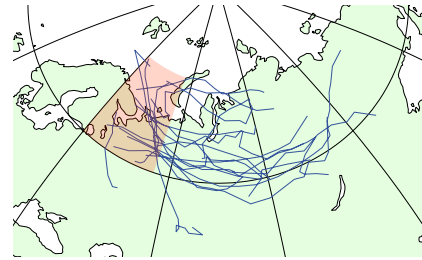


Figur 5.16: Midlere lavtrykksaktivitet for lavtrykk dannet i området markert i figur 5.15 for hele NAM-. (a): Stormbanetetthet, (b): Differanse i stormbanetetthet mellom NAM- og klimatologi (NAM- – klimatologi), (c): Syklolyse, (d): Differanse i syklolyse mellom NAM- og klimatologi. Enheter er antall stormbaner/syklolyser per 10^6 km² per 90 dager.



Figur 5.17: Som i figur 5.16 for utbruddsperioden til NAM-.

Figur 5.18: Lavtrykksdannelse i området 60°N – 75°N , 30°Ø – 55°Ø (markert med grått). Stormbanene er et kompositt av alle lavtrykksdannelser i utbruddsperioden til NAM– for de ni respektive NAM-anomaliene.



5.3.2 Lavtrykksdannelse ved Nordvest-Russland

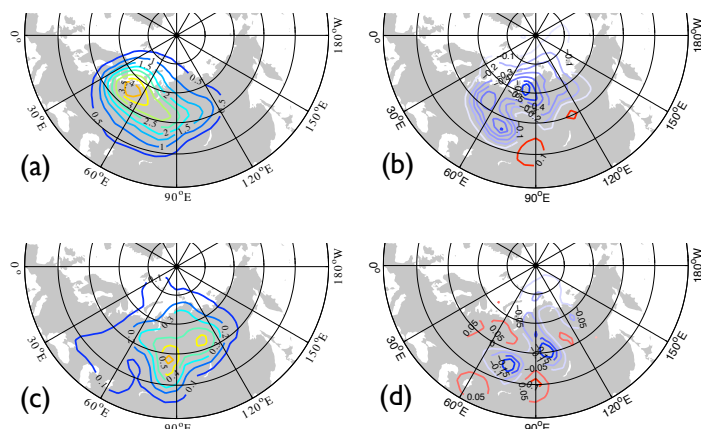
Som for lavtrykkene over Canada, er lavtrykksaktiviteten over Nordvest-Russland ved hele NAM– vesentlig forskjellig fra lavtrykksaktiviteten i utbruddsperioden til NAM–. Dette går fram av figurene 5.19 og 5.20.

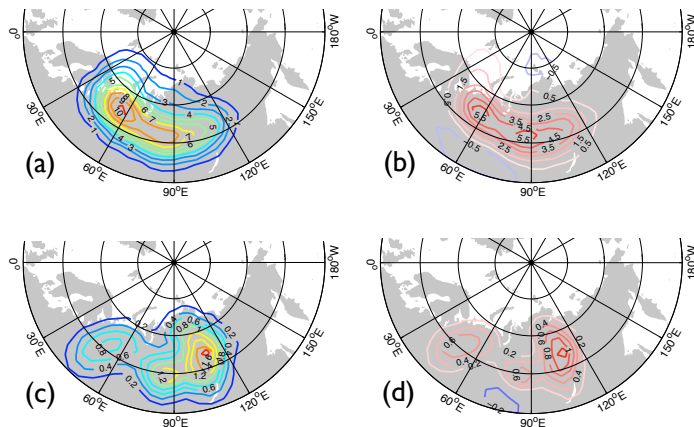
Mens det under hele NAM– er litt færre stormbaner enn det klimatologiske, er det i utbruddsperioden vesentlig flere. Økningen i stormbanetetthet i utbruddsperioden til NAM– i forhold til klimatologien er signifikant på 99,999%-nivå. Sammenliknet med den totale klimatologien for september til mai, som altså ikke er justert for lite utslag i NAM-signaturens tidsserie, er imidlertid ikke utslaget her signifikant.

Årsaken til at det dannes færre lavtrykk i Nordvest-Russland under hele NAM– sammenliknet med klimatologien, er sannsynligvis en svakere polar sirkulasjon, og dermed svakere jetter og mindre gunstige forhold for lavtrykksdannelse. Lavtrykkene som dannes her, står uansett for en liten del av det totale antall stormbaner over Sentral-Russland, rundt en niendedel for hele NAM–, og fra en tredjedel til en femtedel for utbruddsperioden til NAM–.

Videre viser alle figurene i dette avsnittet at lavtrykkene ikke trekker opp i polområdet, og påvirker dermed ikke sirkulasjonen der. I utbruddsperioden til NAM– følger lavtrykkene stort sett samme bane, noe som går fram av figur 5.20. De lever forholdsvis lenge, og dør ikke ut før de når fjellplatåene i Sibir.

Figur 5.19: Midlere lavtrykksaktivitet for lavtrykk dannet i området markert i figur 5.18 for hele NAM–. (a): Stormbanetetthet, (b): Differanse i stormbanetetthet mellom NAM– og klimatologi (NAM– – klimatologi), (c): Syklolyse, (d): Differanse i syklolyse mellom NAM– og klimatologi. Enheter er antall stormbaner/syklolyser per 10^6 km² per 90 dager.



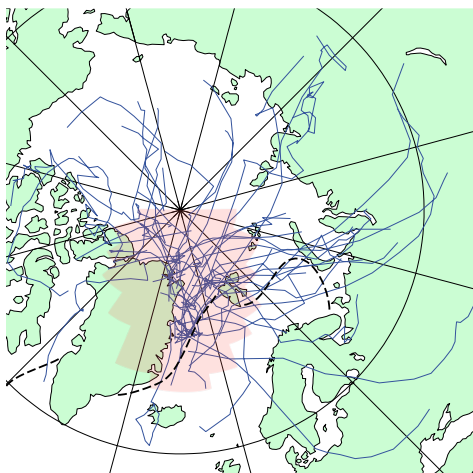


Figur 5.20: Som i figur 5.19 for utbruddsperioden til NAM–.

5.3.3 Lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland

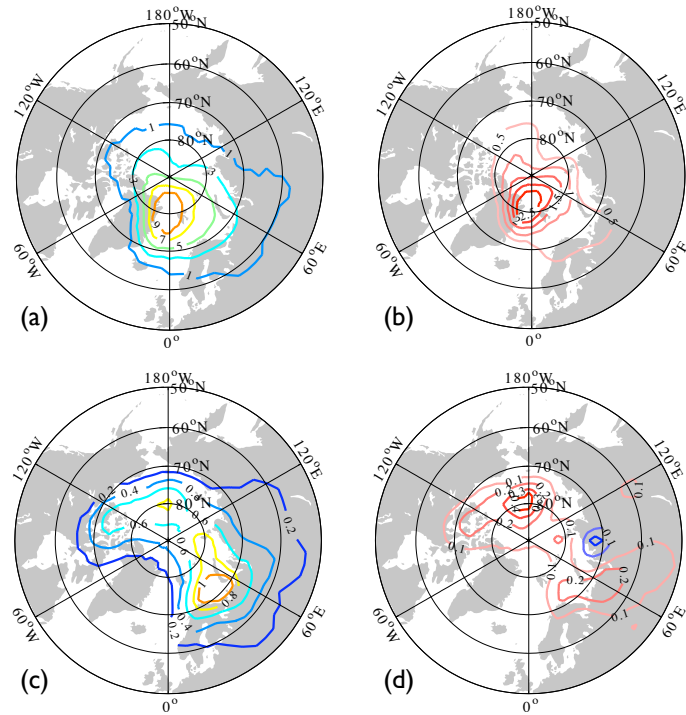
I dette avsnittet blir det fokusert på lavtrykkene som dannes ved Nordøst-Grønland. Området er definert i figur 5.21. Figur 5.21 viser at lavtrykkene som dannes i dette området ikke følger noen entydig bane i utbruddsperioden til NAM–. Det er imidlertid tydelig at lavtrykksaktiviteten som stammer fra Nordøst-Grønland stort sett holder seg i polare strøk, og at lavtrykkene beveger seg over forholdsvis korte avstander. Det kan se ut som om lavtrykkene fordeler seg på tre hovedbaner: Én som går over Novaja Semlja og videre mot Russland, én som følger breddesirkelene rundt Nordpolen, og én som går nordover, nord for Queen Elisabeth-øyene og videre ut over Nordishavet.

Stormbanetetthet og syklolyse under hele NAM– er vist i figur 5.22, sammen med respektive avvik fra klimatologien. Man kan her se litt av de samme lavtrykksbevegelsene som i figur 5.21, og økt stormbanetetthet i hele området. Figur 5.22(c) og (d) viser at de fleste stormbanene slutter i området rundt Novaja Semlja og over Nordishavet nord for Beringstredet. Det siste området får en økning i syklolyse under hele NAM– som er signifikant på 95%-nivå.

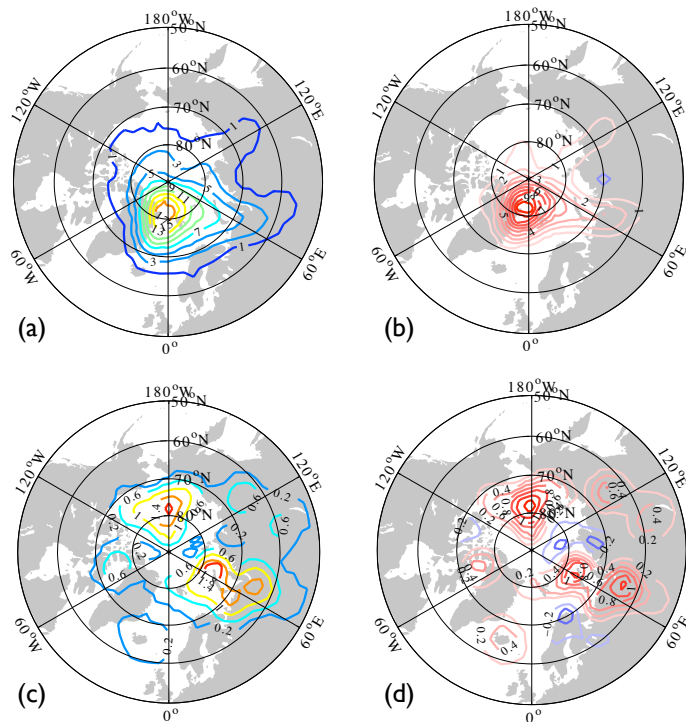


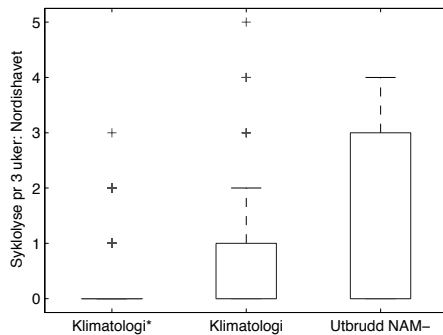
Figur 5.21: Lavtrykksdannelse i området bestående av sektorene (85° – 90° N, 105° V– 75° Ø), (83° – 85° N, 90° V– 75° Ø), (81° – 83° N, 90° V– 55° Ø), (80° – 81° N, 75° V– 55° Ø), (78° – 80° N, 65° V– 35° Ø), (75° – 78° N, 50° V– 25° Ø), (73° – 75° N, 38° V– 15° Ø), (70° – 73° N, 38° V– 5° Ø), (68° – 70° N, 25° V– 5° V). Dette området er markert rødt. Stormbanene er et kompositt av alle lavtrykksdannelser i utbruddsperioden til NAM– for de ni respektive NAM-anomaliene. Stiplet linje viser typisk utbredelse av havis under NAM–.

Figur 5.22: Midlere lavtrykksaktivitet for lavtrykk dannet i området markert i figur 5.21 for hele NAM–. **(a):** Stormbanetetthet, **(b):** Differanse i stormbanetetthet mellom NAM– og klimatologi (NAM– – klimatologi), **(c):** Syklolyse, **(d):** Differanse i syklolyse mellom NAM– og klimatologi. Enheter er antall stormbaner/syklolyser per 10^6 km² per 90 dager.



Figur 5.23: Som i figur 5.22 for utbruddsperioden til NAM–.





Figur 5.24: Boksplokk av syklolyse over Nordishavet nord for Beringstredet (70°N – 90°N , 120°Ø – 240°Ø) til lavtrykk dannet ved Nordøst-Grønland, for henholdsvis klimatologi justert for lite utslag i NAM-signaturens tidsserie (til venstre), klimatologi for september til mai (i midten) og utbruddsperioden til NAM– (til høyre).

Enda klarere strukturer trer fram under utbruddsperioden til NAM– (figur 5.23). Igjen ser man tredelingen av stormbanene. Denne tredelingen er et resultat av at de atmosfæriske forholdene som styrer lavtrykkene, varierer fra anomali til anomali. Mønsteret gjenspeiler altså ikke variasjoner innad i hver enkelt anomali. Årsaken til denne tredelingen er at trykk- og temperaturfordelinga i atmosfæren varierer mellom de ulike anomaliene. Dette blir ytterligere kommentert i kapittel 5.4 og 5.5.

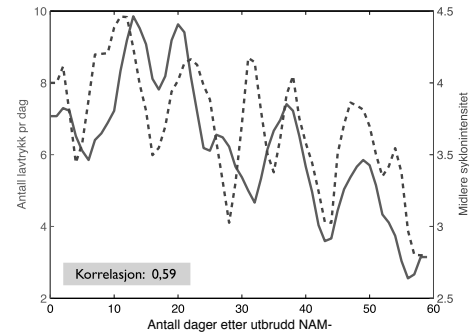
Figur 5.23(c) og (d) viser hvor stormbanene slutter i utbruddsperioden. De fleste lavtrykkene dør ut ved Novaja Semlja, over fjellplatåene i Sibir og over Nordishavet nord for Beringstredet. Amplitudene over sistnevnte område er nesten like store i (d) som i (c). Dette tyder på at så godt som alle lavtrykkene som dannes ved Nordøst-Grønland og dør ut over Nordishavet, stammer fra perioder med utbrudd av NAM–. Økningen i syklolyse over Novaja Semlja og Nordishavet i utbruddsperioden er begge signifikante på 95%-nivå sammenliknet med det klimatologiske.

Figur 5.24 gir en oversikt over syklolyse i et utsnitt av Nordishavet. Fordelingen for “utbrudd NAM–” utgjøres av ni treukersperioder. Rundt halvparten av disse periodene gir en verdi på 0, siden medianen ligger på 0. Dette bekrefter at lavtrykkene blir styrt mot dette området kun i enkelte av periodene som utgjør komposittet. Det er også verdt å legge merke til at syklolyse i dette området nesten aldri inntreffer i andre perioder enn ved NAM-anomalier, slik det går fram av søylen for klimatologi*.

Figur 5.25 viser antall stormbaner og syklonintensitet i området ved Nordøst-Grønland for de første 60 dagene etter utbrudd av NAM–. Hovedtyngden av disse stormbanene fortsetter til Nordishavet. Figuren viser at lavtrykksaktiviteten er sterkest fra 12 til 24 dager etter utbrudd, og avtar gradvis ettersom anomaliene blir eldre. Lavtrykksaktiviteten korrelerer godt med lavtrykkenes intensitet ($r=0,59$, signifikant på 99,9%-nivå). Intensiteten er maksimal 1–2 uker etter utbrudd.

Videre blir lavtrykksdannelsen kartlagt for hver av de ni negative NAM-anomaliene. Dette gjøres for å kontrollere om denne økte lavtrykksdannelsen går igjen i alle anomaliene, eller om lavtrykksdannelsen i enkelte av periodene dominerer komposittet.

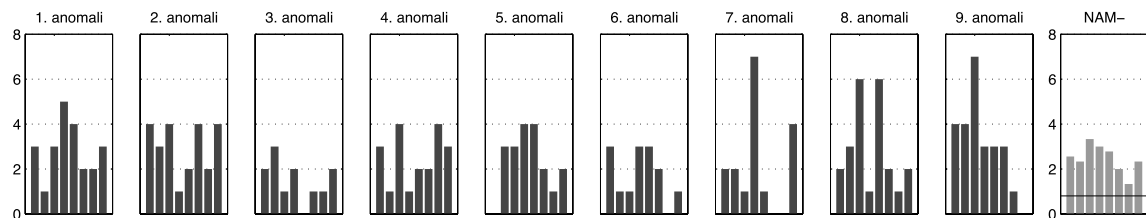
Figur 5.25: Daglig antall stormbaner med minimum ett tidssteg i området definert i figur 5.21, og deres intensitet. Tidsseriene omfatter de første 60 dagene etter utbrudd av NAM–, og er et kompositt av de ni anomaliene. Det er benyttet et tre dagers løpende middel på tidsrekkene. Stiplet linje viser intensiteten, med skala til høyre. Enhet på intensiteten er 10^{-5} s^{-1} .



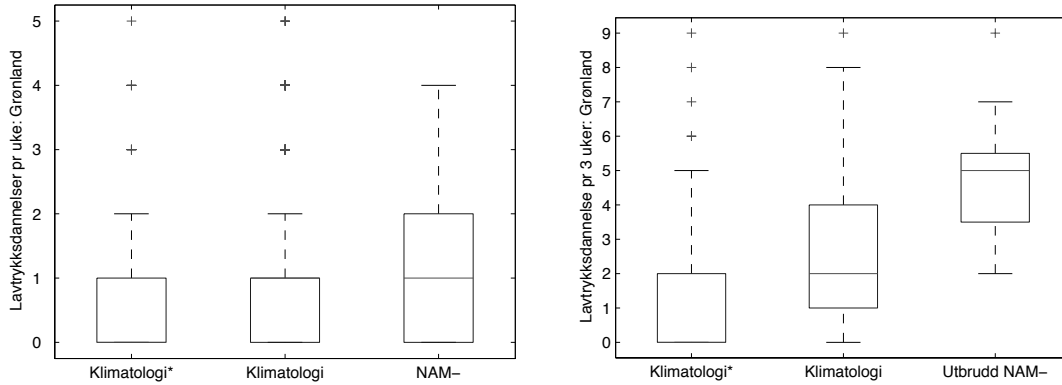
Resultatet er vist i figur 5.26. Klimatologisk lavtrykksdannelse i området er indikert med en horisontal linje i komposittet, se histogrammet til høyre i figuren. Figuren viser at signalet med økt lavtrykksdannelse er framtrepende i alle anomaliperiodene, men at tidsutviklingen varierer en del. Likevel er det i nesten alle periodene, kun med unntak av 3. anomali, maksimal lavtrykksdannelse i løpet av de fire første ukene etter utbrudd, det vil si tredje og fjerde søyle i hvert av histogrammene.

Lavtrykksdannelsen i området ved Nordøst-Grønland er ytterligere illustrert i figur 5.27. Under hele NAM– er økningen i forhold til begge klimatologiene signifikant på 99,999%-nivå. I utbruddsperioden til NAM– er økningen signifikant på 99,998%-nivå i forhold til klimatologien justert for små NAM-utslag, mens den er signifikant på 99,98%-nivå i forhold til den totale klimatologien for september til mai.

En klimatologi av lavtrykksdannelsen ved Nordøst-Grønland er vist i figur 5.28. Hovedvariasjonen ser ut til å være sesongbestemt, med maksima vinterstid og minima sommerstid. Figuren avkrefter at det er noen entydig sammenheng mellom utbrudd av NAM– og mye lavtrykksdannelse ved Grønland, ettersom det ved noen av utbruddene kun observeres moderat lavtrykksdannelse (vintrene 60/61 og 70/71). En entydig



Figur 5.26: Antall lavtrykksdannelser i området definert i figur 5.21 per to uker for de ni negative NAM-anomaliene og snittet av dem (histogrammet til høyre). Utbrudd av NAM-anomaliene skjer første dagen i tredje søyle, slik at diagrammene viser lavtrykksdannelse fire uker før og tolv uker etter utbrudd. Den horisontale linja i diagrammet til høyre markerer det klimatologiske middelet.



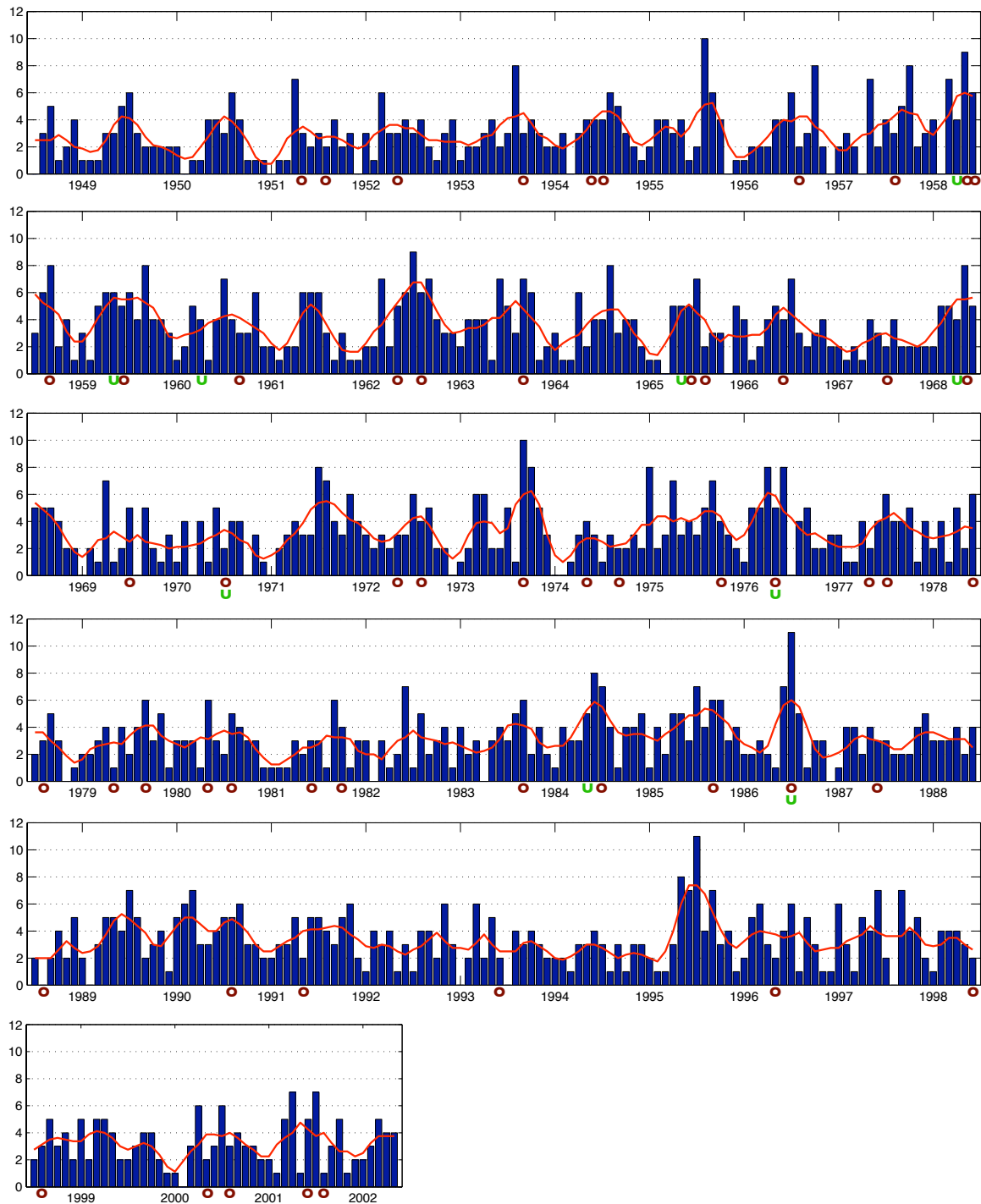
Figur 5.27: Boksplott av lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland (dette området er definert i figur 5.21) for hele NAM– (til venstre) og for utbruddsperioden til NAM– (til høyre) sammenliknet med klimatologier. Klimatologien til venstre i figurene er justert for små NAM-utslag, mens klimatologien i midten gjelder for hele sesongen fra september til mai. Venstre figur viser lavtrykksdannelse per uke, mens høyre figur viser lavtrykksdannelse per tre uker.

sammenheng mellom stratosfæriske oppvarminger og mye lavtrykksdannelse blir også avkreftet av figuren. Figuren viser også enkelte perioder med mye lavtrykksdannelse, uten noen registrert stratosfærisk oppvarming. Disse situasjonene er imidlertid stort sett forbundet med sterke positive anomalier i NAM (jf. figur 3.2). Sammenlikning med figur 3.2 indikerer at kombinasjonen sterke, negative NAM-anomalier i stratosfæren og unormalt mye lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland, nesten alltid resulterer i en sterk negativ NAM-anomali i troposfæren.

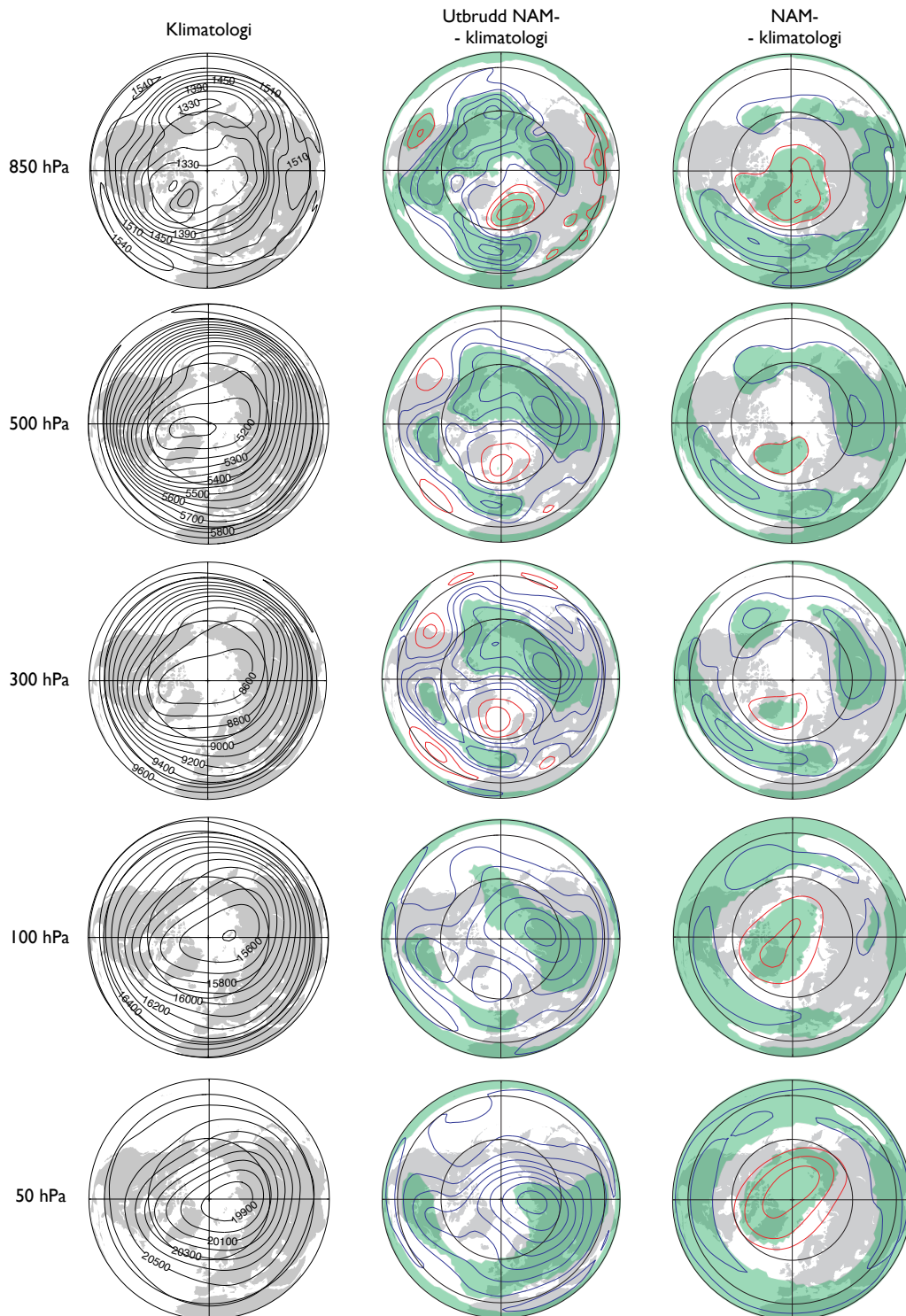
5.4 Geopotensiell høyde av trykkflater ved NAM–

Ved å undersøke geopotensiell høyde av trykkflater kan man tegne et mer fullstendig bilde av trykksystemene og jettene som er aktive under NAM–. Hovedintensjonen er å få større klarhet i hva som forårsaker den omfattende lavtrykksdannelsen ved Nordøst-Grønland i utbruddsperioden til NAM–. I dette avsnittet blir anomalier i geopotensiell høyde av ulike trykkflater studert, både for hele NAM–, og for utbruddsperioden til NAM– (figur 5.29).

Klimatologiene i alle trykknivåene i figuren er preget av den polare, sykloniske virvelen. Alle negative NAM-anomalier som er studert i denne oppgaven, er forbundet med stratosfæriske oppvarminger (jf figur 5.28). En forutsetning for at plutselige stratosfæriske oppvarminger og negative NAM-anomalier skal kunne oppstå, er at den polare stratosfæriske virvel er ekstra stram rundt polen og med et senter forflyttet ytterligere bort fra Nordpolen (se kapittel 2.2.3). Differansekartene for utbruddsperioden til NAM– i nivåene 100 og 50 hPa (figur 5.29) viser at denne forutsetningen er til



Figur 5.28: Antall lavtrykksdannelser per måned ved Nordøst-Grønland for tidsperioden fra januar 1949 til november 2002. Rød linje viser fire måneders løpende middel. I tillegg er tidspunkt for stratosfæriske oppvarminger fra og med november 1951 markert med en O. Informasjon om disse tidspunktene er hentet fra Labitzke og Naujokat (2000) og Labitzke et al. (2005). Grønn U markerer tidspunkter for utbrudd av NAM–.



Figur 5.29: Geopotensiell høyde i ulike trykknivåer: Klimatologi (september–mai, 1948–2004) (venstre kolonne), differanse mellom utbruddsperioden til NAM– og klimatologi (midtre kolonne), og differanse mellom hele NAM– og klimatologi (høyre kolonne). Røde konturer tilsvarer positive anomalier i geopotensiell høyde, mens blå konturer tilsvarer negative. Konturintervall er 10 m for 850 hPa, 20 m for 500 og 300 hPa og 30 m for 100 og 50 hPa. Nullkonturer er utelatt. Grønn markering tilsvarer områder der avviket fra klimatologien er statistisk signifikant på 95%-nivå.

stede. Den polare lavtrykksanomalien er skjerpet, og senteret er forflyttet ytterligere bort fra Nordpolen, mot Sibir. I tillegg er virvelen mindre sirkelsymmetrisk, med et senter strukket ut langs 90°V- og 90°Ø-meridianene.

Lavtrykksanomalien sentrert over Sibir er synlig og signifikant også i hele troposfæren i utbruddsperioden. To kraftige, muligens semipermanente høytrykksanomalier er synlige over Skandinavia og over vestkysten av Nord-Amerika (signifikante i 850 hPa-nivået), og registreres i hele troposfæren.

Høytrykket over Skandinavia har en dobbeltrolle som er helt essensiell for lavtrykksaktiviteten som er studert tidligere i kapitlet.

For det første bidrar det, sammen med lavtrykket over Sør-Europa, til svakere trykkgradienter over Sør-Skandinavia og de britiske øyer. Bakgrunnen for dette er at trykket minker i sør, der det opprinnelig var høyt, mens det øker i nord, der det opprinnelig var lavt. Samtidig vil lavtrykksanomalien over Sør-Europa generere sterkere trykkgradienter i breddegradsbåndet 30°N–45°N over Nord-Atlanteren. Sammen fører disse faktorene til at jetstrømmen over Nord-Atlanteren er svekket og forskjøvet sørover, og kjennetegner dermed den negative fasen av NAO. Siden lavtrykkene i hovedsak følger jetstrømmen i 500 hPa-nivået (Holton 1992), legger dette mønsteret grunnlaget for økt lavtrykksaktivitet i Sør-Europa og mindre aktivitet i Nord-Europa. Figur 5.12 viser at dette til en viss grad er tilfelle. Nord-Europa får i stor grad redusert lavtrykksaktivitet i utbruddsperioden. Deler av Sør-Europa har en økning i lavtrykksaktivitet, men fenomenet opptrer ennå ikke systematisk i hele de sørlige delene av Nord-Atlanteren. Som nevnt i kapittel 5.2.2 skyldes dette at det dannes unormalt få lavtrykk over Rocky Mountains i utbruddsperioden til NAM–.

Den andre implikasjonen høytrykket over Skandinavia har for lavtrykksaktiviteten, er den signifikante økningen i lavtrykksdannelse over Nordøst-Grønland. Sammen med lavtrykket over polområdet medfører dette høytrykket en markant økning i trykkgradientene over Nordøst-Grønland. Gjennom topografisk forstyrrelse av jetstrømmen, er grunnlaget lagt for omfattende lavtrykksdannelse i dette området. Videre viser strukturen på det semipermanente lavtrykket over Sibir og Nordishavet og høytrykket over Skandinavia antydninger til at de synoptiske lavtrykkene har to “foretrukne” baner: Én i en bue rundt Nordpolen og inn mot senteret av Nordishavet (spesielt tydelig i 850 hPa-nivået), og én mot Novaja Semlja, og videre inn over Russland. Dette stemmer godt overens med lavtrykksbevegelsen analysert i avsnitt 5.3.3.

Høytrykket over vestkysten av Nord-Amerika i utbruddsperioden i troposfæren (figur 5.29) er sannsynligvis også med på å tegne lavtrykksmønsteret i Nord-Atlanteren og ved Nordøst-Grønland i utbruddsperioden. Sammen med lavtrykket over Alaska forsterker det jetten i det østlige Stillehav, og leder den inn i en nordligere bane sam-

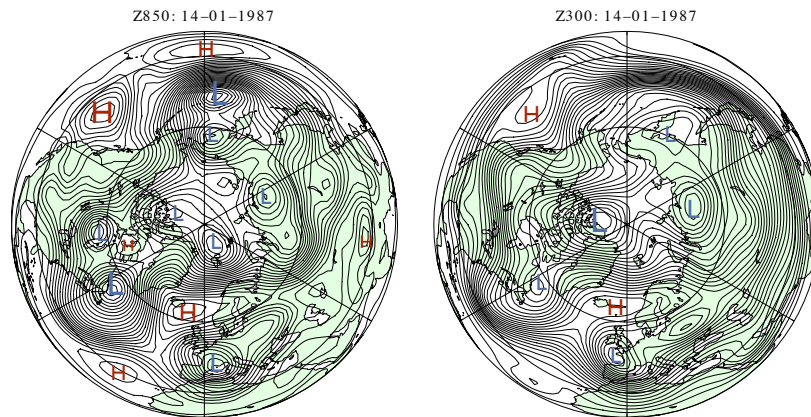
menliknet med klimatologien. Det blir dermed sterkere luftstrømmer enn normalt inn mot Nord-Canada.

Luftstrømmene splittes over Nord-Canada i utbruddsperioden. En gren vris sørover mot USA og videre ut langs sørkanten av den negative trykkanomalien over Nord-Atlanteren. Høytrykket over østkysten av Nord-Amerika blokkerer imidlertid for effektiv dannelse av synoptiske lavtrykk over Rocky Mountains. Sørliche deler av Nord-Atlanteren har derfor ennå ikke noen utpreget høy stormbanetetthet, som nevnt over. Den andre grenen snor seg rundt lavtrykksanomalien over Alaska/Queen Elizabeth-øyene. Denne trykkanomalien er signifikant i 500 og 300 hPa-nivåene. Området med unormalt sterke luftstrømmer strekker seg dermed inn mot Nord-Grønland. Her kan barokline instabiliteter oppstå, dersom den unormalt sterke strømmen forstyrres tilstrekkelig av fjellene på Grønland.

Avviket fra klimatologien i 850 hPa under *hele* NAM– i figur 5.29 er tilnærmet identisk med den negative fasen til AO (se figur 2.11). Tilsvarende avvik i de andre trykknivåene samsvarer også godt med NAMs signaturer i de respektive nivåene (figur 3.1), i tråd med hva man kunne forvente. Mønstrene i de troposfæriske trykknivåene er preget av en trykkdipol over Nord-Atlanteren. Med tilnærmet normal lavtrykksdannelse over Rocky Mountains og økt dannelse over de sørlige delene av Appalachene, fører dette mønsteret til økt stormbanetetthet over den sørlige delen av Nord-Atlanteren, og færre lavtrykk inn mot Skandinavia (figur 5.2). Figurene for hele NAM– viser videre at den polare virvel er svekket i hele troposfæren og den nedre stratosfæren.

Diskusjonen over er basert på kompositter av ni negative NAM-anomalier. Figurene B.1 og B.2 i appendiks B viser geopotensiell høyde i 850 hPa-nivået for hver av de ni anomaliene, for hele NAM– og for utbruddsperiodene, henholdsvis. Alle anomaliene i figur B.1 viser NAO-mønsteret. Alle anomaliene i figur B.2 viser mer eller mindre tilsvarende trekk som figur 5.29. Det er imidlertid interessant å se at mens komposittet for hele NAM– i 850 hPa i figur 5.29 er identisk med AOs negative fase, har hver enkel anomali sin individuelle trykkfordeling som likner AO, men som også innebærer vesentlige forskjeller fra AO-mønsteret. Dette indikerer at den negative fasen av AO-mønsteret kun er i stand til å beskrive en idealtilstand ved negativ AO-indeks, og at deduksjon til enkeltperioder må gjøres med en viss forsiktighet.

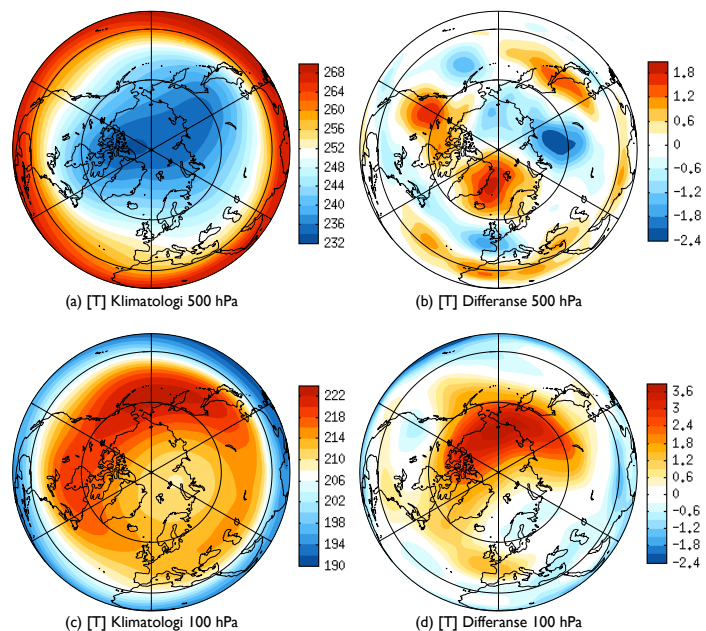
Figur 5.30 viser et øyeblikksbilde av geopotensiell høyde av henholdsvis 850 og 300 hPa-flatene. Situasjonen inntreffer 11 dager etter den niende negative NAM-anomalien har sitt utbrudd, og viser en typisk situasjon for utbruddsperioden til NAM– generelt. Sterke trykkgradienter over Stillehavet genererer sterke jetstrømmer i høyden. Jetstrømmen splittes i to ved Alaska, med en gren ned mot USA som videre strekker seg over Nord-Atlanteren mot Sør-Europa, og en gren inn mot Nordishavet som snor



Figur 5.30: Dagsmiddel av geopotensiell høyde av 850 hPa-flata (til venstre) og 300 hPa-flata med (til høyre) for 14. januar 1987. Konturintervall er 20 meter i figuren til venstre og 50 meter i figuren til høyre.

seg rundt et kraftig lavtrykk nord for Grønland. Mønsteret utgjør dermed en klassisk situasjon av den midlede trykkfordelingen beskrevet over. Så ble det da også i toukersperioden der denne dagen inngår, dannet syv lavtrykk ved Nordøst-Grønland (se figur 5.26).

Figur 5.31: (a) og (c): Temperaturklimatologi (oktober – januar) for hhv 500 og 100 hPa-flata, for perioden 1948–2004. (b) og (d): Differansen mellom kompositter av ni utbruddsperioder av NAM– og klimatologien. Enhetene er i °K.

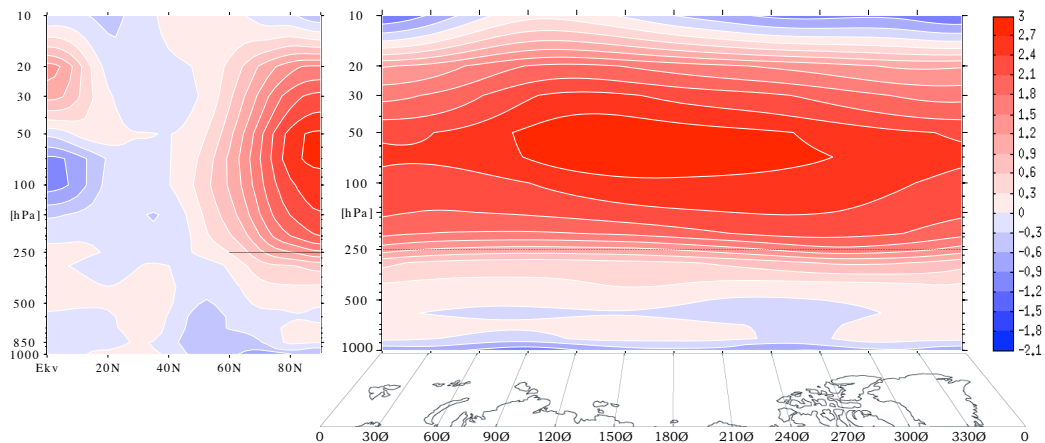


5.5 Temperaturfordeling ved NAM–

Termalvindlikninga (likning 2.1) viser at vindskjæret, og dermed vindstyrken, i et luftlag avhenger av størrelsen på den horisontale temperaturgradienten i laget. Figur 5.31(b) viser derfor et forventet mønster sett i lys av det geopotensielle høydefeltet diskutert i forrige avsnitt. I breddegradsbåndet mellom det nordlige USA og Spania blir de meridionale temperaturgradientene ytterligere forsterket i utbruddsperioden, og illustrerer at lavtrykkene følger en sørligere bane over Nord-Atlanteren. Temperaturgradientene i området mellom Sør-Grønland og Sør-Norge er redusert, og færre lavtrykk vil finne veien inn mot Skandinavia. Videre får området rundt Nord-Grønland og Svalbard økte temperaturgradienter og dermed økt baroklinitet. Igjen ser man at grunnlaget er lagt for en jetstrøm i området, og at barokline instabiliteter kan oppstå dersom strømmen forstyrres tilstrekkelig av topografien. Også utenfor vestkysten av Nord-Amerika ser man mindre gradienter i sør og større gradienter i nord, et mønster som reflekterer at jetstrømmene følger en nordligere bane. Dette båndet av økte temperaturgradienter strekker seg over Queen Elizabeth-øyene, og videre inn mot Nord-Grønland. Også over østkysten av det Asiatiske kontinent skjer det en nordlig forflytning av de største meridionale temperaturgradientene. Dette reflekterer at de sterkeste luftstrømmene har en nordligere bane sammenliknet med klimatologien.

Temperaturklimatologien for 500 hPa-nivået viser lave temperaturer over de polare strøkene, og høye temperaturer i subtropene. Til tross for adiabatisk oppvarming som følge av synkende luft over polområdet, avkjøles lufta gjennom en omfattende strålingsavkjøling. Temperaturfordelinga i 100 hPa-nivået er preget av et bånd med høye temperaturer nord for de sterke jetstrømmene i øvre troposfære (figur 5.31c). Denne positive temperaturanomalien blir ytterligere forsterket i utbruddsperioden til NAM–, og blir forflyttet nærmere polområdet (figur 5.31d). Dette henger sannsynligvis sammen med at den polare virvelen også er konsentrert nærmere Nordpolen. Årsaken til at oppvarminga i nedre stratosfære ikke er symmetrisk og ikke er sterkest over polområdet, kan være sonale forskjeller i bølgepådraget på den sonale strømmen, og at strålingsavkjøling kompenserer mer for adiabatisk oppvarming over polområdet enn over områdene rundt i denne perioden.

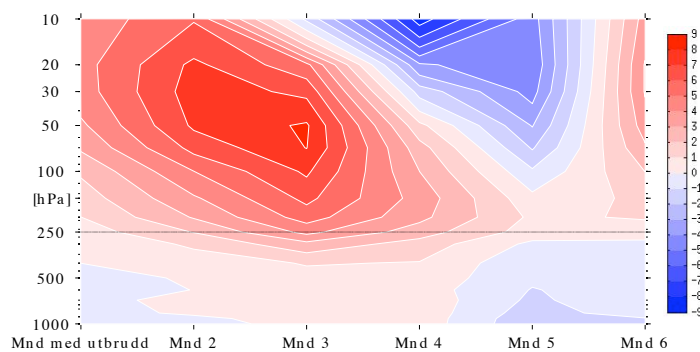
Figur 5.32 (til venstre) viser månedlige temperaturanomalier midla over alle lengdegrader og over de ni negative NAM-anomaliene. En adiabatisk oppvarming forbundet med synkende luft er tydelig i øvre troposfære og nedre del av stratosfæren ved høye breddegrader. Samtidig er lufta i nedre stratosfære over tropene og subtropene unormalt kald. Dermed er temperaturgradienten mellom ekvator og polområdet svekket. Ifølge termalvindlikninga medfører dette svakere vind langs isothermene, det vil si svakere sonal vind. Grunnlaget for en svakere polar virvel er dermed lagt, visualisert i figur 5.29, høyre kolonne. Til høyre i figur 5.32 vises lengdegradsvariasjonen av tem-



Figur 5.32: Månedlige temperaturanomalier for et kompositt av de ni negative NAM-anomaliene: Breddegradsvariasjon midla over alle lengdegrader (til venstre) og lengdegradsvariasjon midla over 80°N – 90°N (til høyre). En antatt plassering av tropopausen er markert. Enhet er $^{\circ}\text{C}$.

peraturanomalier, midla over breddegradene 80°N – 90°N , for samme tidsperiode som i figuren til venstre. Som i figur 5.31(d) ser man at oppvarminga er sterkest ved 180°Ø nord for Beringstredet.

Tidsvariasjonen av månedlige temperaturanomalier midla over alle lengdegrader og over breddegradsintervallet 80°N – 90°N vises i figur 5.33. Temperaturanomalien er sterkest ca tre måneder etter utbrudd. De høye temperaturene forplanter seg nedover, og har rukket ned til bakkenivå en til to måneder etter utbrudd. En kald anomali ser også ut til å oppstå tre til fire måneder etter utbrudd. Også dette etterfølges av et utslag i temperaturen ved bakken 1–2 måneder senere.



Figur 5.33: Månedlige temperaturanomalier for et kompositt av månedene med utbrudd av de ni respektive NAM-anomaliene, og de påfølgende fem månedene. Feltet er midla over alle lengdegrader og over breddegradsintervallet 80°N – 90°N . Antatt plassering av tropopausen er markert. Enhet er $^{\circ}\text{C}$.

5.6 Transport av momentum ved NAM–

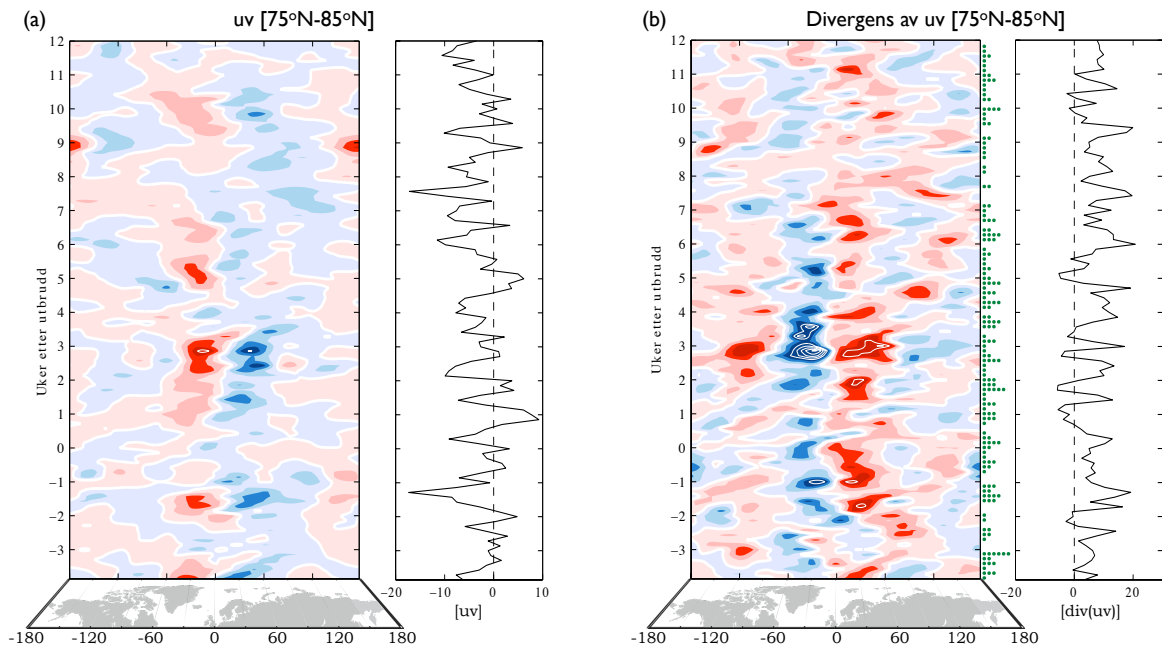
For å tilføre informasjon om hva slags påvirkning lavtrykksaktiviteten ved Nordøst-Grønland har på den sonale sirkulasjonen i øvre troposfære, blir transporten av bevegelsesmengde (momentum) mellom 75°N og 85°N studert. Det blir først sett på den totale, momentane momentumfluksen, deretter fluksen forbundet med høyfrekvente variasjoner. En konvergent momentumfluks bidrar til å akselerere den sonale strømmen, mens en divergent momentumfluks bidrar til å bremse strømmen, som forklart i kapittel 2.2.2. Momentumfluksen er altså proporsjonal med den horisontale komponenten av EP-fluksen (med negativt fortegn). Også divergens av den vertikale komponenten av EP-fluksen – varmekuelsen – påvirker den sonale strømmen. Denne blir imidlertid ikke undersøkt nærmere i denne oppgaven. Undersøkelsen blir konsentrert om momentumfluksen i 200 hPa-nivået. Dette er sannsynligvis i nedre stratosfære, mens det ideelle hadde vært en analyse i 300–400 hPa-nivået. Begrenset tilgang til data gjør likevel at analysen konsentreres om 200 hPa.

5.6.1 Total momentumfluks

Den totale momentumfluksen ble beregnet ved å multiplisere daglige verdier av u (vindens sonale komponent) med daglige verdier av v (vindens meridionale komponent). Momentumfluksens divergens i breddegradsbåndet 75°N–85°N ble beregnet som differansen mellom momentumfluks ved 85°N og ved 75°N. Momentumfluksdivergensen over hele nordlige halvkule ble beregnet som differansen i momentumfluks mellom gridpunktet nord for og sør for det aktuelle gridpunktet. Datasettet har en meridional oppløsning på 2,5°, slik at denne differansen beregnes per 5 breddegrader. Ved 0° og 90°N ble differansen beregnet mellom det aktuelle gridpunktet og nabopunktet henholdsvis i nord og i sør.

Figur 5.34(a) viser momentumfluksen i breddegradsintervallet 75°N–85°N, sammen med dens sonale middel. Fluksene er midla over de ni negative NAM-anomaliene. Siden data for de *høyfrekvente* vindkomponentene kun var tilgjengelig for 200 hPa-nivået, blir også den totale momentumfluksen presentert i dette nivået. Mønsteret for den totale momentumfluksen i 200 hPa-nivået var kvalitativt det samme som i 300 og 500 hPa-nivåene. Det skulle derfor gi et representativt bilde av situasjonen i øvre troposfære. Tilsvarende bilde for hver enkelt av NAM-anomaliene er vist i figur B.3 i appendiks B. De største bidragene til momentumfluksen stammer fra området ved Grønland, men en sterk positiv puls kan også observeres nord for Beringstredet ni uker etter utbrudd. Både det positive og det negative bidraget fra Grønlandsområdet er sterkest tre uker etter NAM-utbrudd. Høye verdier inntreffer også snaut to uker før utbrudd.

Som beskrevet i kapittel 3.3.1 vil en divergens i momentumfluksen forstyrre den



Figur 5.34: Total meridional fluks av sonalt momentum (uv) i 200 hPa-nivået for de ni negative NAM-anomaliene (kompositt), midla over breddegradsintervallet 75°N – 85°N (a) og denne momentumfluksens divergens i breddegradsintervallet 75°N – 85°N (b). Rødt tilsvarende positive verdier, dvs positiv divergens i (b). Sonale middelverdier av de to parameterene er også vist. u og v er daglige middelverdier. x -aksen viser lengdegrader, mens y -aksen viser uker etter utbrudd av NAM-anomalien, der utbrudd er første dagen i uke 0. Konturintervall er $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (a) og $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ per breddegradsintervall (b). De grønne punktene i (b) tilsvarende tidspunktene for lavtrykkdannelse ved Nordøst-Grønland under NAM-.

sonale strømmen. En divergent momentumfluks i et område vil bidra til å transportere sonal bevegelsesmengde bort fra dette området, og dermed bremse den sonale strømmen. Tilsvarende bidrar en konvergent momentumfluks til å akselerere strømmen. I kapittel 2.2.2 ble det beskrevet hvordan endringer i den sonale strømmen induserer en meridional sirkulasjon. Vertikalbevegelsene som er forbundet med denne, fører til en redistribusjon av bakketrykket, og sammen med det nye vindmønsteret kan dette resultere i en AO-anomali (kapittel 3.3.1).

Figur 5.34(b) viser momentumfluksdivergensen i breddegradsintervallet 75°N – 85°N . Figuren viser at de største verdiene i divergens av uv er forbundet med de største verdiene i uv , men med motsatt fortegn. En positiv verdi av uv og konvergens av uv i området over og rett øst for Grønland svarer til at det tilføres mer momentum fra sør enn det blir avgitt i nord. Denne konvergens av momentumfluks bidrar til å akselerere den sonale strømmen. Lenger øst for Grønland svarer en negativ verdi av uv og en divergens av uv til at mer momentum transporteres ut av området mot sør

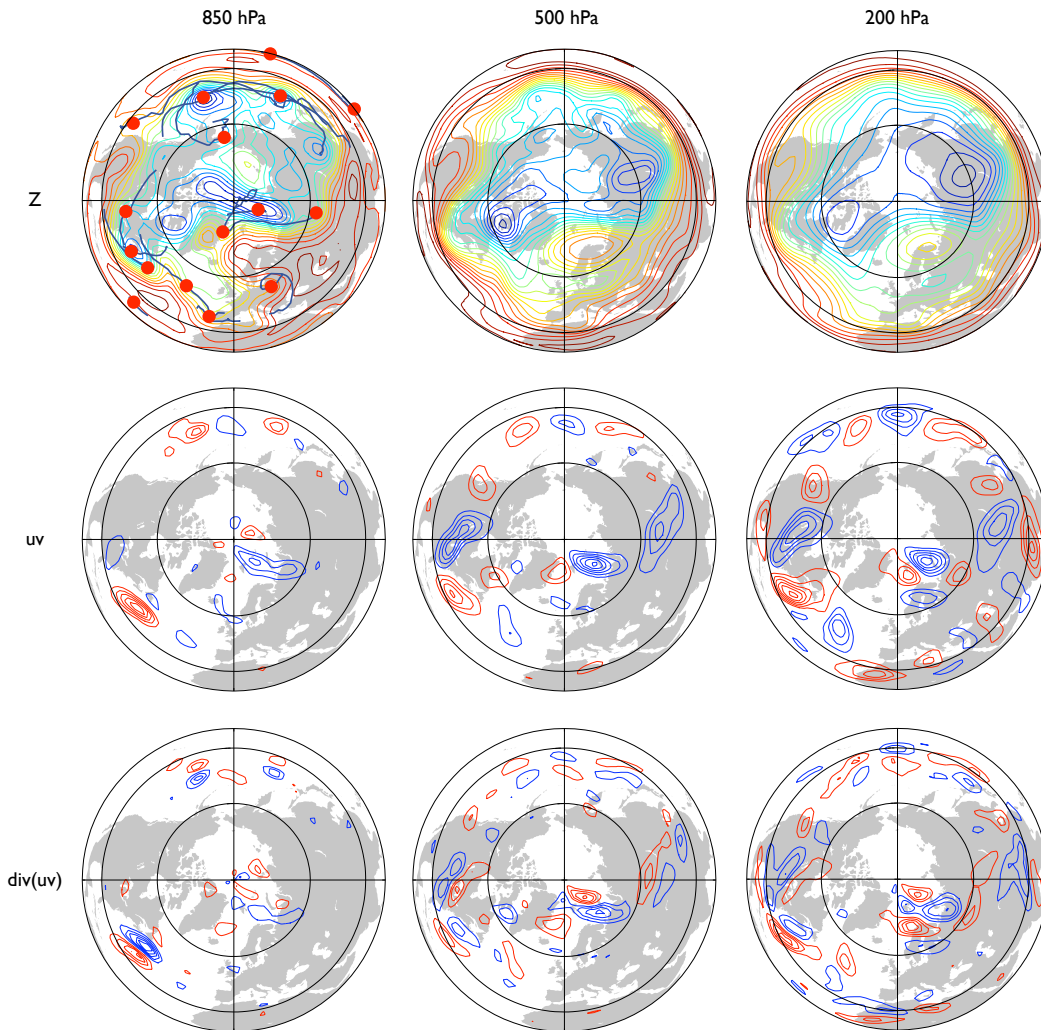
enn inn i området fra nord. Dette gir en divergens av momentumfluks og bidrar til å bremse strømmen. Dette mønsteret er sterkest tre uker etter utbrudd av NAM⁻. Det sonale middelet til høyre i figur 5.34(b) viser at momentumfluksen gjennomgående er divergent. Totalt bidrar den altså til en bremsing av strømmen. Lavtrykksdannelsene i Grønlandsområdet er markert som grønne punkter i figur 5.34. Det ser ikke ut til å være noen tydelig sammenheng mellom perioder med mye lavtrykksdannelse og høye verdier av uv .

Ved å studere anomaliene enkeltvis (figur B.4) kan man se at de største utslagene i momentumfluksdivergens stort sett er konsentrert til Grønlandsområdet. Som i komposittet av de ni anomaliene ser det ikke ut til å være noen entydig sammenheng mellom lavtrykksdannelse og maksimal uv (figur B.3).

Siden analysen er gjort på den totale momentumfluksen, er det vanskelig å bestemme de relative rollene til kvasistasjonære bølger og barokline trykksystemer. For å tilføre noe informasjon om dette blir situasjonen 21 dager etter utbrudd av den syvende anomalien studert i figur 5.35. Dette er en situasjon som tydelig viser dipolen i momentumfluksdivergens i Grønlandsområdet (jf figur B.4).

Situasjonen i figur 5.35 er preget av et sterkt høytrykk over Nord-Norge. Dette høytrykket er forholdsvis persistent (jf figur 5.29), og fører til sterke trykkgradienter over Svalbard og Novaja Semlja, og en sterk føring av vinden. Det ser ut til at dipolen i momentumfluks ved dette tidspunktet hovedsaklig skyldes høytrykket over Nord-Norge. Dette høytrykket lager kraftige vinder fra sør mot nord langs østkysten av Grønland, og sterke vinder mot sør over Svalbard og Novaja Semlja. Det er dette strømningsmønsteret som lager dipolen i momentumfluksdivergens ved Novaja Semlja, som er synlig i nederste rad i figuren.

Totalt sett viser analysen over at momentumfluksen i området 75°N–85°N er divergent, og at den dermed bidrar til en bremsing av den sonale strømmen. Bremsingen innebærer en svekket corioliskomponent mot ekvator, og dermed en meridional vindkomponent mot polområdet. Denne kan medføre vertikale bevegelser og mulighet for en AO-anomali. De største amplitudene i momentumfluksdivergens inntreffer tre uker etter utbrudd av NAM⁻ i stratosfæren, og faller dermed sammen med utbruddsperioden av en negativ AO-anomali. Dette indikerer at prosesser i dette breddegradsintervallet bidrar til etablering av AO-anomalien. Tre uker etter utbrudd av den syvende NAM-anomalien er store positive amplituder i momentumfluksdivergens både i 500 og 200 hPa-nivåene lokalisert rett nord for Novaja Semlja. Dette er en situasjon som sannsynligvis er representativ for utbruddsperioden til NAM⁻, siden de geopotensielle feltene denne dagen er svært like komposittene i figur 5.29. Videre er det sannsynlig at denne divergensen hovedsaklig kan tilskrives et semipermanent høytrykk over Nord-Norge.



Figur 5.35: Analyse av geopotensiell høyde (øverst), meridional fluks av sonalt momentum (midten) og dennes divergens (nederst) for 17. desember 1976 kl 12Z, tre uker etter utbrudd av den syvende negative NAM-anomalien. Synoptiske lavtrykk ved dette tidspunktet er markert i figuren oppe til venstre, sammen med tilhørende lavtrykksbaner. Konturintervall er 30 (850 hPa), 50 (500 hPa) og 100 (200 hPa) meter i øverste rad, 100 (850 hPa), 200 (500 hPa) og 300 (200 hPa) m^2/s^2 i midterste rad og 100 (850 hPa), 200 (500 hPa) og 300 (200 hPa) m^2/s^2 per 5 breddegrader (nederste rad). Røde konturer tilsvarer positive verdier i de to nederste radene. Nullkonturer er utelatt.

Som nevnt i kapittel 5.4 er dette høytrykket i seg selv viktig for lavtrykksdannelsen ved Grønland, siden det bidrar til store trykkgradienter i høyden over fjellene.

Fenomenene nevnt over sørger kanskje ikke alene for NAM-forplantningen. Imidlertid vil de, gjennom prosessene beskrevet i kapittel 3.3.1, i det minste *bidra* til opprettelsen av en AO-anomali. Dette bidraget kan videre tilskrives høytrykksanomalier i området ved Nord-Norge og Norskehavet.

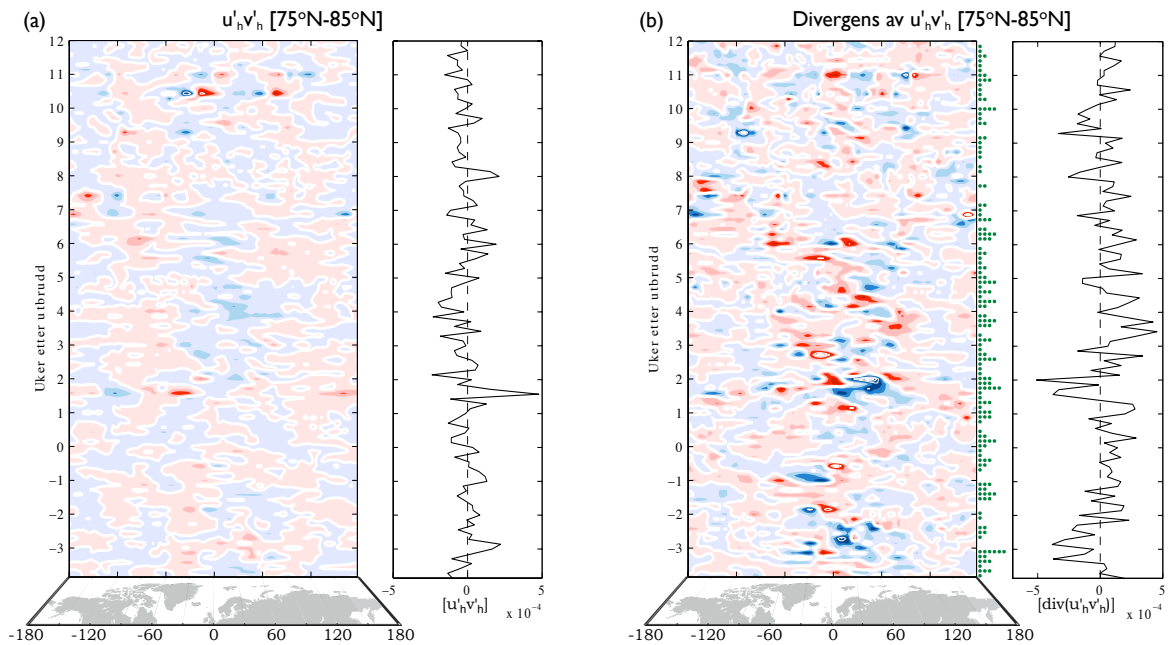
5.6.2 Høyfrekvent momentumfluks

For å skille ut momentumfluks forbundet med synoptiske trykksystemer, blir nå den høyfrekvente delen av uv studert. Denne momentumfluksen er basert på daglige verdier av 2–6 dagers båndpassfiltrerte vindkomponenter, og får betegnelsen $u'_h v'_h$. Ideelt sett burde 6-timersverdier basert på 10 dagers høypassfilter blitt brukt til å skille ut forstyrrelser forbundet med synoptiske trykksystemer (David Stephenson, pers. komm. 2005). Som tidligere nevnt har lavtrykkene dannet ved Grønland forholdsvis kort levetid, og 6 dagers variasjoner som øvre grense i filteret burde ikke ekskludere altfor mye informasjon. Den nedre grensa ekskluderer muligens interessant informasjon. I tillegg blir utslagene i 200 hPa sannsynligvis noe dempet i forhold til øvre troposfære (3–400 hPa).

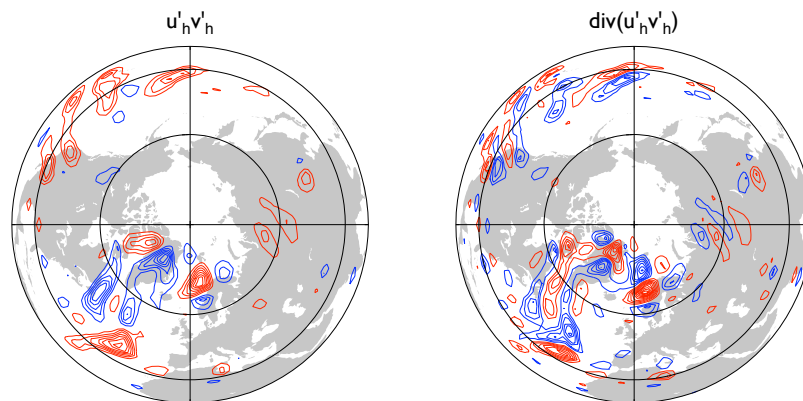
Det ser ikke ut til å forekomme noen systematiske utslag i den høyfrekvente momentumfluksen (figur 5.36a). Divergensen av denne har imidlertid noen sterke lokale utslag. Sonalt midla er det ingen betydelig netto konvergens eller divergens. Men i en kort periode (1–2 uker etter utbrudd) i utbruddsperioden konvergerer $u'_h v'_h$ betydelig. Også i tiden 1 og 2–3 uker før utbrudd skjer dette. Disse utslagene stammer i hovedsak fra området øst for Grønland. Alle disse tre utslagene ser ut til å være forbundet med at ekstra mange lavtrykk dannes ved Nordøst-Grønland noen dager tidligere (se grønne punkter i figuren). Utslagene to uker etter og snaut tre uker før utbrudd, inntrer 2–3 dager etter de to dagene som har mest lavtrykksdannelse, totalt sett, i hele analyseperioden.

Figur 5.37 viser $u'_h v'_h$ og denne størrelsens divergens for samme dato som i figur 5.35. Dipolen med divergens over Grønland og konvergens sør for Svalbard er sannsynligvis assosiert med lavtrykket som akkurat har oppstått utenfor østkysten av Grønland (markert i figur 5.29). Divergensen over Midt-Norge er muligens assosiert med at høytrykket over Nord-Norge flytter seg, siden den faller sammen med divergensen i den totale momentumfluksen i dette området.

Analysen over gir en svak indikasjon på at synoptiske lavtrykk dannet ved Nordøst-Grønland bidrar til konvergens av momentumfluks i 200 hPa-nivået. I så fall vil dette bidra til å akselerere den sonale strømmen, og medvirker dermed ikke til å skape AO-anomalien ved bakken. Lorentz og Hartmann (2003) fant en tilsvarende sammenheng mellom høyfrekvent momentumfluks og den sonale strømmen i øvre troposfære (2–400 hPa) ved midlere breddegrader. Dette er beskrevet i kapittel 3.3.1. Den økte lavtrykksdannelsen er en bivirkning av et trykkmønster som ser ut til å bidra til å skape AO-anomalien. Slik sett er det en mulighet for at lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland kan brukes til å forutsi bakkeklimaet de påfølgende månedene. Denne muligheten blir undersøkt i neste kapittel.



Figur 5.36: Som figur 5.34, men for meridional fluks av sonalt momentum som skyldes synoptiske eddier ($u'_h v'_h$) i 200 hPa-nivået. Konturintervall er $1 \cdot 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ (a) og $1 \cdot 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ per breddegradsintervall (b). Rødt tilsvarer positive verdier, dvs positiv divergens i (b). De grønne punktene i (b) tilsvarer tidspunktene for lavtrykkdannelse ved Nordøst-Grønland under NAM-.



Figur 5.37: Analyse av synoptisk meridional fluks av sonalt momentum (til venstre) i 200 hPa-nivået og dennes divergens (til høyre) for 17. desember 1976, tre uker etter utbrudd av den syvende negative NAM-anomalien. Figurene viser daglige middelerverdier. Konturintervall er $1 \cdot 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ (til venstre) og $1 \cdot 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ per 5 breddegrader (til høyre). Rødt tilsvarer positive verdier, dvs positiv divergens i figuren til høyre. Nullkonturer er utelatt.

5.7 Betydning for vinterværet

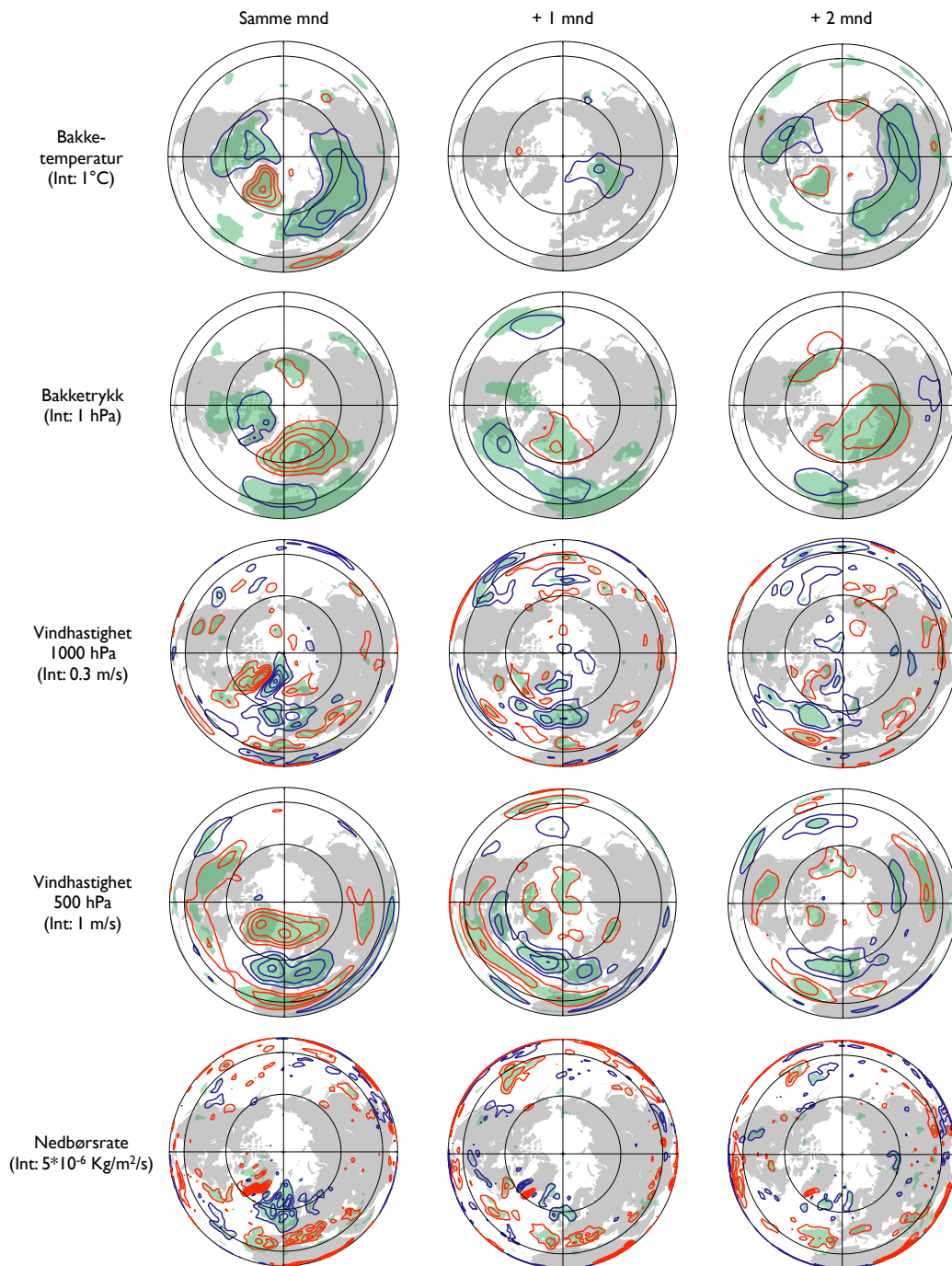
I dette avsnittet blir lavtrykksdannelse ved Grønland sett i sammenheng med vinter-
været på den nordlige halvkule. Sammenhengen blir studert på to måter.

5.7.1 Direkte sammenlikning

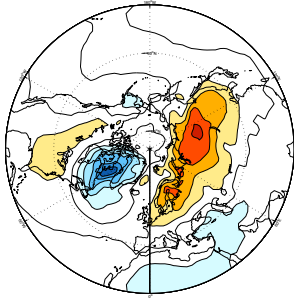
Perioder med mye lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland blir sammenliknet med
været ved bakken 0–2 måneder senere. Data fra de månedene i perioden januar 1949
– november 2002 (se figur 5.28) der antall lavtrykksdannelser er over 2 standardavvik
fra middelet – det vil si 8 eller flere lavtrykksdannelser per måned – ble samlet. Der-
etter ble ulike månedsmiddele meteorologiske felt midla over alle disse månedene. Det
samme ble gjort for grupper av de to påfølgende månedene, hver for seg, for å illustrere
hva slags vær og klima som etterfølger perioder med mye lavtrykksdannelse. Figur 5.38
viser resultatet. Figuren viser at signalene i de forskjellige feltene hovedsaklig vedvarer i
hele tremånedersperioden. Signalene er sterkest ved null måneders forsinkelse, altså ved
samtidig sammenlikning. Dermed er det grunn til å tro at signalene ved +2 måneder
systematisk kan forklares ut fra det samme feltet to måneder tidligere, men noen grun-
dig undersøkelse av dette ligger utenfor denne oppgavens fokus. En enkel undersøkelse
av temperaturens autokorrelasjon gjøres i avsnitt 5.7.2.

Situasjonen i temperaturfeltet ved 0 dagers forsinkelse er typisk for negative AO-
og NAO-faser. Dette er som forventet, siden mye lavtrykksdannelse ved Grønland er
forbundet med etablering av NAM-anomalier i troposfæren og AO-anomalier ved bak-
ken. Dette temperaturfeltet er på det nærmeste identisk med mønsteret man får ved
å regressere vinterlig temperaturfelt på AO-indeksen (Thompson og Wallace 1998) –
AOs signatur på temperaturfeltet. Et slikt mønster er vist i figur 5.39, og viser hvordan
temperaturfeltet samvarierer med AO-indeksen. Temperaturanomaliene er også svært
like EOF1 til anomalier i månedsmiddele bakketemperaturer for november til april
(Breiteig 2004). Det vil si at temperaturmønsteret som vises i figur 5.38 er forbun-
det med hovedvariasjonen i bakketemperatur på den nordlige halvkule, når man ser
bort fra sesongvariasjoner. Temperaturmønsteret er mindre tydelig en måned etter mye
lavtrykksdannelse, men tar seg opp igjen to måneder etter. Årsaken til disse anomali-
ene er svakere jetter inn mot Russland, slik at færre lavtrykk beveger seg inn i dette
området (se figur 5.2). Dermed reduseres også transporten av den milde havlufta inn
over kontinentet. Fordelingen av bakkestrykket er, også som forventet, forholdsvis lik
trykkmønsteret i NAO og AO sine negative faser.

Samlet viser figuren at 0–2 måneder etter måneder med mye lavtrykksdannelse
ved Grønland, har Europa, det nordlige Asia og deler av Canada i snitt 1–2°C lavere
temperatur i forhold til langtidsmiddelet av tilsvarende måneder. Videre har Nord-



Figur 5.38: Månedsanomalier av ulike meteorologiske felt for samme måned som lavtrykksdannelsen ved Nordøst-Grønland avviker fra middelet med minst to standardavvik (venstre kolonne), første måneden etter dette (midtre kolonne), og andre måned etter dette (høyre kolonne). Konturintervall er indikert til venstre for figurene. Røde konturer tilsvarer positive verdier, mens blå konturer tilsvarer negative verdier. Nullkonturer er utelatt. Grønn markering viser områder der anomaliene er signifikante på 95%-nivå.

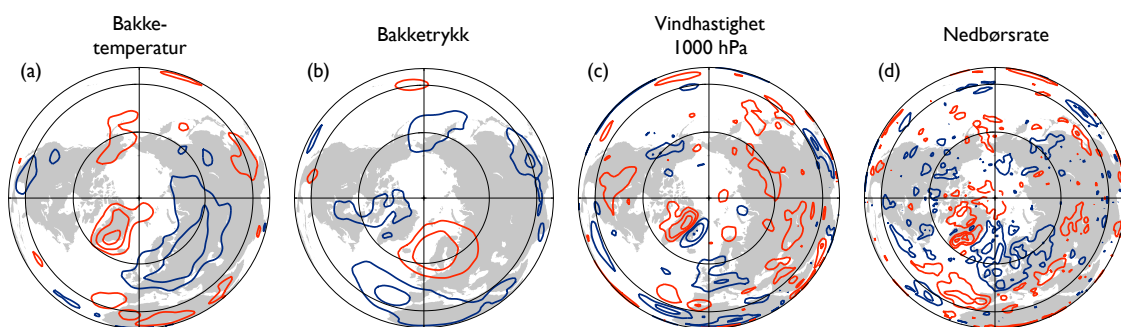


Figur 5.39: AOs signatur på lufttemperatur ved bakken, framstilt ved å regressere månedsmidlede vinterlige overflatetemperaturer for 1948–2004 på AO-indeksen. Amplituden er i °C per standardavvik i AO-indeksen vist i figur 2.11. Konturintervall er 0,5°C. Rødt tilsvarer positive verdier, mens blått tilsvarer negative verdier. Verdier mellom $-0,5^{\circ}\text{C}$ og $0,5^{\circ}\text{C}$ er ikke fargelagt. Figuren er hentet fra Breiteig (2004).

Europa høyere trykk enn normalt i disse tre månedene. Signalene i vindhastighet på bakkenivå er sterkest ved 0–1 måneds forsinkelse, men også synlig etter to måneder. Sør-Norge og området øst for Grønland får svakere vind enn normalt, mens deler av Sør-Europa får sterkere vind. Sør- og Vest-Norge får mindre nedbør, mens Sør-Europa får mer nedbør – spesielt ved 0 måneders forsinkelse. Alle anomaliene nevnt over er statistisk signifikante på 95%-nivå.

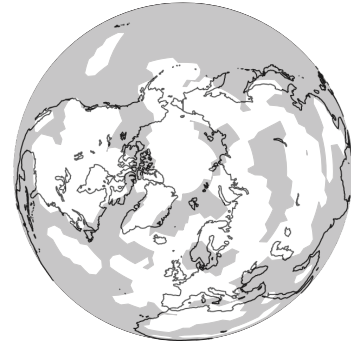
5.7.2 Sammenlikning ved korrelasjon

I dette delkapittelet blir månedlig lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland i perioden oktober til januar for tidsrommet fra januar 1948 til november 2002 korrelert med ulike meteorologiske felt to måneder senere. Først ble sesongvariasjonen fjernet fra de månedlige verdiene av lavtrykksdannelse, slik at man ble stående igjen med anomalier. Dette ble gjort ved å trekke langtidsmiddelet av årets 12 måneder fra hver tilsvarende måned i dataserien. Deretter ble månedene oktober til januar plukket ut. Disse ble videre korrelert med tidsseriene til de meteorologiske feltene med to måneders forsinkelse. To måneders forsinkelse tilsvarer at lavtrykksdannelse fører de respektive feltene med to måneder. Dette ble gjort for hvert gridpunkt i datasettene. Resultatene er vist



Figur 5.40: Korrelasjoner mellom anomalier i lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland og ulike felt 2 måneder senere. Konturintervall er 0,1, med nullkonturen utelatt. Røde konturer tilsvarer positive korrelasjonskoeffisienter. Korrelasjonskoeffisienter $r \geq 0,1$ er statistisk signifikant på 99%-nivå.

Figur 5.41: Autokorrelasjon av bakketemperaturfeltet med to måneders forsinkelse for tidsrommet januar 1948 – november 2002. Det vil si en korrelasjon mellom temperaturfeltet i perioden oktober – januar og temperaturfeltet to måneder senere. Grå markering tilsvarer korrelasjoner over 0,1.



i figur 5.40. Korrelasjonen ble også gjort med 0 og 1 måneds forsinkelse. Disse viste liknende mønster som ved 2 måneders forsinkelse. Korrelasjoner fra $r = 0,1$ og oppover er statistisk signifikante på 99%-nivå. Siden kun en del av året er tatt med i tidsseriene, får tidsseriene et unaturlig brudd når den hopper fra for eksempel januar til oktober. Det er grunn til å tro at disse bruddene vil bidra til å underestimere korrelasjonskoeffisientene noe.

Figur 5.40(a) viser at lavtrykksdannelsen i perioden fra oktober til januar korrelerer negativt med temperaturen over Nord- og Sentral-Europa og deler av Russland to måneder senere. Over hele Grønland er korrelasjonen positiv. Korrelasjon med lufttrykk og vind på bakkenivå (figur 5.40c og d) bekrefter sammenhengene i figur 5.38. Figur 5.40(d) viser imidlertid et større område med redusert nedbør over Europa enn det figur 5.38 gjør.

Figur 5.41 viser autokorrelasjon for temperaturfeltet med to måneders forsinkelse i perioden oktober – januar. Feltet viser gjennomgående svakere korrelasjoner enn figur 5.40(a) i områdene Grønland, Russland og Europa med unntak av Sør-Skandinavia. Dette indikerer at korrelasjonene mellom temperatur og lavtrykksdannelse kan være interessante.

Totalt sett viser figur 5.40 at måneder med mye lavtrykksdannelse etterfølges av måneder med mindre nedbør i hele Sentral-Europa, i nordvestlige deler av Russland, på Island og over hele Nordsjøen og Norskehavet, lavere temperaturer i Europa og Russland, høyere lufttrykk i Nord-Europa, og svakere vind i Sentral-Europa og Sør-Norge.

Månedlige anomalier i lavtrykksdannelse ved Grønland har en korrelasjon med månedlig NAO-indeks² på $r = -0,18$. Dette virker rimelig i og med at mange av signalene nevnt ovenfor er typiske for NAOs negative fase.

²Stasjonsbasert NAO-indeks generert av Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA (Hurrell 1995).

Kapittel 6

Diskusjon og konklusjoner

Ved presentasjon av de ulike resultatene i denne oppgaven har det vært naturlig å diskutere disse resultatene underveis. Mye av diskusjonen i denne oppgaven er dermed lagt til kapittel 5. I følgende kapittel blir de viktigste resultatene oppsummert, og noe blir ytterligere utdypet og diskutert. Teori fra kapitlene 2 og 3 legges til grunn for viktige deler av diskusjonen. Avslutningsvis gis de viktigste konklusjonene.

6.1 Lavtrykksaktivitet ved NAM+

Analysen i kapittel 3.1 viste at anomalier i NAM iblant forplanter seg fra stratosfæren til troposfæren. Dette tilsvarer også en forplantning av anomalier i den sonale vinden, og fenomenet kan påvirke været ved bakken. Flere tidsperioder med slike forplantninger ble plukket ut. I kapittel 5 ble lavtrykksaktiviteten i disse tidsperiodene undersøkt. Dette ble gjort ved å lage to kompositter, for forplantning av henholdsvis positive og negative anomalier i NAM.

De viktigste endringene i lavtrykksaktivitet under NAM+ er nord-sør-forflytninger av stormbanene over Nord-Atlanteren og Stillehavet. Over Nord-Atlanteren følger flere lavtrykk enn vanlig en nordlig bane inn mot Skandinavia, mens færre lavtrykk enn vanlig følger en sørlig bane inn mot Sør-Europa. Dette tilsvarer lavtrykksmønsteret som er observert under perioder med positiv NAO-indeks (Rogers 1997, Hurrell og van Loon 1997). I tillegg observeres altså en minst like kraftig sørlig forflytning av stormbaner over Stillehavet. Dette signalet er kun svakt tilstede i analyser av stormbaner forbundet med svingninger i NAO (Hurrell og van Loon 1997). Nord for 60°N, over hele halvkula, observeres mer intense lavtrykk under NAM+ i forhold til NAM-. Videre likner lavtrykksmønsteret i utbruddsperioden til NAM+ mønsteret under hele NAM+. Lavtrykksmønsteret har mindre regional variasjon enn tilfellet er ved NAM-, og amplitudene er ikke like store. Det ser imidlertid ut til at det totale bildet, som

middel over hele nordlige halvkule, er viktig i forbindelse med forplantning av positive NAM-signaler.

Totalt sett ble det funnet en sterk negativ korrelasjon mellom det totale antall lavtrykk og deres intensitet, spesielt i NAM-anomaliens etableringsfase og modne fase. Det ble også funnet signifikante sammenhenger mellom varierende lavtrykksaktivitet og variasjoner i NAM-indeksen i flere trykknivåer. De viktigste sammenhengene var:

- (i) Signifikant positiv korrelasjon mellom NAM-indeksen i 20 hPa og antall lavtrykk 12–18 dager senere.
- (ii) Positiv korrelasjon mellom NAM-indeksen i 250 og 850 hPa og antall lavtrykk 0–13 dager senere.
- (iii) Signifikant positiv korrelasjon mellom antall lavtrykk og NAM-indeksen i 250 og 850 hPa 3 dager senere.

Punkt (i) viser at en NAM-anomali i midt-stratosfæren har implikasjoner på lavtrykksaktiviteten noen uker senere. En positiv NAM-anomali betyr altså en økning i antall lavtrykk. En sammenlikning mellom lavtrykkenes intensitet og NAM viste tilsvarende korrelasjoner, men noe svakere og med negativt fortegn. Dette betyr at lavtrykkene i snitt blir mindre intense under en positiv NAM-anomali. Figur 5.4 viser at det er sterke lokale utslag sør for 60°N som bidrar til dette.

Punkt (ii)–(iii) kan sannsynligvis knyttes til tilbakekoblingsmekanismen som presenteres av Lorentz og Hartmann (2003), og som beskrives i kapittel 3.3.1. Denne mekanismen innebærer at endringer i den sonale strømmen endrer den høyfrekvente momentumfluksen, og at en endring i momentumfluksen virker igjen tilbake på den sonale strømmen. Punktene over inngår i en slik mekanisme på følgende måte:

I punkt (ii): Unormalt mange synoptiske lavtrykk dannes i områder med forsterkede vestlige vinder (forbundet med NAM+) som følge av topografisk forstyrrelse av jettene og baroklin instabilitet. Dette er sannsynligvis lavtrykk dannet i området rundt Himalaya og nordlige deler av Rocky Mountains (jf figurene 5.1 og 5.8).

I punkt (iii): I følge Lorentz og Hartmann (2003) er synoptiske trykksystemer i perioder med unormalt sterk sonal vind forbundet med en konvergens av momentumfluks i området der samspillet mellom trykksystemene og den sonale vinden skjer. Dette tilsvarer ytterligere økning i sonal vind. En økning i sonal vind medfører en endring i den meridionale sirkulasjonen, med en tilhørende redistribusjon av bakketrykket som følge av vertikale bevegelser. De synoptiske forstyrrelsene fører også til en skjerping av de meridionale temperaturgradientene nord for området der samspillet skjer (Lorentz og Hartmann 2003). Dermed er grunnlaget lagt for

ytterligere vekst av barokline forstyrrelser, og situasjonen er tilbake til utgangspunktet (punkt (ii)).

I tillegg viste korrelasjonsanalysen mellom NAM og antall lavtrykk at det tar lengre tid før NAM-utslag i 250 hPa påvirker antallet lavtrykk, sammenliknet med tilsvarende i 850 hPa. Det så også ut til at lavtrykkene bruker flere dager på å gi NAM-utslag i 850 hPa i forhold til i 250 hPa. Disse observasjonene reflekterer at samspillet mellom NAM og lavtrykk foregår mens NAM-signalet er i ferd med å bre seg fra øvre til nedre troposfære.

6.2 Lavtrykksaktivitet ved NAM–

De regionale endringene i lavtrykksaktivitet under NAM– i forhold til klimatologien ser ut til å være klarere enn tilfellet er for NAM+. Mens signaturen i lavtrykksmønsteret under NAM+ var av en storskala karakter som involverte hele halvkula, er signaturen i lavtrykksaktiviteten under NAM– av en mer regional art.

Endringene i lavtrykksmønsteret over Nord-Atlanteren likner lavtrykksmønsteret ved negativ NAO-indeks, der flere lavtrykk følger en sørlig bane inn mot Sør-Europa, og færre enn vanlig beveger seg inn mot Skandinavia. Det observeres flere stormbaner over hele Stillehavet, på den nordlige halvkule. Området like øst for Nord-Grønland har en signifikant økning (til 99,999%-nivået) i antall lavtrykksdannelser, og i utbruddsperioden til NAM– har lavtrykksdannelsen sitt maksimum i dette området, sett i forhold til hele den nordlige halvkule. At stormbanesignaturen ved NAM– ikke er av storskala karakter, kommer til syne ved å korrelere det totale antall lavtrykk med NAM-indeksen. I motsetning til ved NAM+ oppsto ingen spesielt markerte korrelasjoner. Det eksisterte heller ingen signifikant sammenheng mellom det totale antall lavtrykk og deres midlere intensitet.

Lavtrykksaktiviteten i utvalgte områder ble undersøkt. Undersøkelse av lavtrykksaktivitet i områdene Sentral-Canada og Nordvest-Russland ga ikke noen oppsiktsvekkende informasjon, og så ikke ut til å ha noen påvirkning på aktiviteten ved Grønland. Undersøkelse av lavtrykksaktiviteten i Grønlandsområdet ble gjort noe grundigere. Analyser av geopotensiell høyde og temperatur viste at den unormalt høye tettheten av lavtrykksdannelser i dette området er et resultat av større temperaturgradienter og sterkere vinder enn normalt i høyden over Grønland. Gjennom topografisk forstyrrelse av strømmen og bedre vekstvilkår for barokline forstyrrelser, ligger forholdene bedre til rette for dannelse av synoptiske lavtrykk her. Geopotensialet, midla over utbruddsperioden til NAM–, er preget av to positive trykkanomalier. Disse kan tolkes som semipermanente høytrykk, i den forstand at de tilsvarer områder med høyere trykk enn

normalt, og at de ser ut til å vare i hele treukersperioden. Det ene høytrykket ligger over vestkysten av USA, og sammen med en lavtrykksanomali over Alaska og det nordlige Canada, sørger det for at de sterkeste luftstrømmene blir forflyttet nordover. Lavtrykket over Nord-Canada fører videre til at disse unormalt sterke luftstrømmene føres inn mot Grønland. Det andre semipermanente høytrykket er sentrert over Norskehavet. Sammen med lavtrykksanomalien over polområdet impliserer det sterkere trykkgradienter over Nord-Grønland, og dermed sterkere luftstrømmer i dette området i hele troposfæren.

Midla over hele perioden med NAM– har feltet et annet mønster, med en signifikant høytrykksanomali over polområdet i hele troposfæren og spesielt i nedre stratosfære. Dette er et resultat av at bølger utfører et negativt drag på den sonale strømmen i nedre stratosfære, slik at den bremses. Dermed blir den ekvatorrettede corioliskomponenten svekket, mens trykkgradientkrafta mot polområdet foreløpig er uforandret. Dermed oppstår en geostrofisk ubalanse og en ageostrofisk vindkomponent mot polområdet. Kontinuitetsbetraktninger tilsier da stigende luft i sør og synkende luft over polområdet, med tilhørende adiabatisk avkjøling/oppvarming og trykkendringer. Disse trykkendringene gjenoppretter den geostrofiske balansen. Oppvarminga over Arktis er synlig i temperaturfeltet midla over periodene med NAM–. Oppvarminga og avkjølinga svekker de meridionale temperaturgradientene mellom polområdet og midlere breddegrader, og er helt essensiell for at kravet om termalvindbalanse skal være oppfylt.

Momentumfluksen i breddegradsbåndet 75°N – 85°N ble undersøkt, både den totale og den som er forbundet med forstyrrelser med tidsskala 2–6 dager. Den siste antas å illustrere bidrag fra synoptiske lavtrykkssystem. Divergensen av den totale momentumfluksen er gjennomgående positiv under NAM–. Dette tilsvarer en bremsing av den sonale strømmen i dette breddegradsintervallet. Bidragene til denne divergensen kan settes i forbindelse med det semipermanente høytrykket over Norskehavet og Nord-Norge. Det ble ikke oppdaget noen direkte sammenheng mellom den totale momentumfluksen og synoptiske lavtrykk dannet ved Nordøst-Grønland.

Den høyfrekvente momentumfluksdivergensen, derimot, ser ut til å ha en viss sammenheng med disse lavtrykkene. Midla over hele perioden med NAM– er det i snitt lite eller ingen divergens/konvergens. Men i dagene etter spesielt mye lavtrykksdannelse konvergerer momentumfluksen. Dette samsvarer med Lorentz og Hartmann (2003) (diskutert i kapittel 3.3.1), som viser at synoptiske lavtrykk er forbundet med lokal konvergens av sonalt momentum. Dette indikerer at de synoptiske lavtrykkene motarbeider momentumfluksdivergensen forårsaket av det semipermanente høytrykket.

Avslutningsvis ble det foretatt en enkel undersøkelse av hvordan lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland i månedene oktober til januar samvarierer med vinterværet på den nordlige halvkule 2 måneder senere. Sammenlikningen viste blant annet signifikante korrelasjoner mellom antall lavtrykksdannelser og ulike felt som beskriver været to måneder senere. Resultatet viser dermed at overvåking av lavtrykksdannelse ved Nordøst-Grønland muligens kan brukes til å forutsi været i bestemte områder flere måneder senere. Hovedsaklig viste korrelasjonene at måneder med unormalt mange lavtrykksdannelser ved Nordøst-Grønland to måneder senere etterfølges av:

- Negative temperaturanomalier i Sentral- og Nord-Europa og store deler av Russland, og positive temperaturanomalier på Grønland
- Høytrykksanomali i Nord-Europa og lavtrykksanomali i Sør-Europa og Nord-Afrika
- Svakere vind ved bakken i Sør-Norge, Sentral-Europa og øst for Grønland, og sterkere vind på Grønland
- Mindre nedbør i det sørlige Skandinavia og Sentral-Europa, og mer nedbør i Spania og Portugal

Det er ikke foretatt noen grundig undersøkelse av om disse anomaliene to måneder tidligere kan forutsi seg selv (autokorrelasjon) i perioder med NAM–. Men sammenlikningen over gir i det minste et bilde av typiske vær-situasjoner forbundet med negative faser av AO.

6.3 Konklusjoner

- Undersøkelse av geopotensiell høyde basert på EOF-analyse gir et midla bilde av virkeligheten. Undersøkelse av geopotensiell høyde forbundet med utslag i NAM-indeksen i avgrensede tidsperioder, viser lokale avvik fra NAM-mønsteret. Periodene undersøkt i denne oppgaven viser hver for seg likevel en geografisk fordeling av geopotensiell høyde som kvalitativt tilsvarer NAM-mønsteret.
- En NAM-anomali som forplanter seg fra stratosfæren til troposfæren har ulik signatur på lavtrykksaktiviteten, avhengig av om den er positiv eller negativ. En positiv anomali har en storskala signatur på lavtrykksaktiviteten, mens en negativ anomali har en mer lokal signatur.
- En positiv NAM-anomali lokalisert ved tropopausen påvirker aktiviteten til synoptiske lavtrykk, ved at det totale antall lavtrykk øker. Denne økningen virker tilbake på NAM-anomalien og styrker den, slik at flere lavtrykk kan dannes. Slik utgjør dette en positiv tilbakekoblingsmekanisme.
- To blokkerende høytrykksanomalier ser ut til å ha betydning for etablering av en negativ anomali i AO forbundet med en negativ NAM-anomali ved tropopausen. Disse er lokalisert utenfor vestkysten av USA og i Norskehavet eller Nord-Norge. Det sistnevnte høytrykket og en lavtrykksanomali over polområdet fører til at unormalt mange lavtrykk dannes utenfor kysten av Nordøst-Grønland. Denne lavtrykksaktiviteten bidrar sannsynligvis til å motvirke etablering av AO-anomalien.
- Overvåkning av lavtrykksaktiviteten utenfor Nordøst-Grønland kan sannsynligvis brukes til å indikere vinterværet i store deler av Europa og Russland noen måneder senere.

Appendiks A

De transformerte Eulerlikningene (TEM)

Dynamikken bak sonalt symmetriske bevegelser kan undersøkes ved å benytte bevegelseslikningene, den hydrostatiske likning, kontinuitetslikninga og den termodynamiske energilikninga, med logaritmen til lufttrykket som vertikalkoordinat. I det trykklogaritmiske koordinatsystemet er den vertikale koordinaten definert som

$$z^* \equiv -H \ln(p/p_s)$$

der p_s er referansetrykket (normalt 1000 hPa) og H er skalahøyden, $H \equiv RT_s/g$, der T_s er globalt midla temperatur, og R er gasskonstant for tørr luft. I resten av kapitlet droppes stjernebenevninga av z^* . Likningssettet blir da (Holton 2004):

$$Du/Dt - fv + \partial\Phi/\partial x = X \quad (\text{A.1})$$

$$Dv/Dt + fu + \partial\Phi/\partial y = Y \quad (\text{A.2})$$

$$\partial\Phi/\partial z = H^{-1}RT \quad (\text{A.3})$$

$$\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \rho_0^{-1}\partial(\rho_0 w)/\partial z = 0 \quad (\text{A.4})$$

$$DT/Dt + (RT/Hc_p)w = J/c_p \quad (\text{A.5})$$

der

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + w\frac{\partial}{\partial z}$$

og X og Y betegner henholdsvis den sonale og meridionale komponenten av det draget småskalaforstyrrelser utfører på middelstrømmen, Φ er geopotensialet, J betegner diabatiske oppvarmingseffekter, og c_p er luftas spesifikke varme ved konstant trykk.

Påfølgende utledning følger fremgangsmåten gitt i Holton (2004).

Eulersk middel benyttes på likningene A.1 og A.4 ved å dele variablene opp i en grunntilstand og en forstyrrelse fra grunntilstanden ($A = \bar{A} + A'$, for en vilkårlig variabel A), for så å midle leddene i de aktuelle likningene sonalt. Før A.1 - A.5 midles, er det verdt å merke seg at den deriverte av A kan skrives

$$\begin{aligned} \rho_0 \frac{DA}{Dt} &= \rho_0 \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla + W \frac{\partial}{\partial z} \right) A + A \left[\nabla \cdot (\rho_0 \mathbf{V}) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 w) \right] \\ &= \frac{\partial}{\partial t} (\rho_0 A) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho_0 A u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho_0 A v) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 A w) \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

der likning A.4 har blitt brukt på høyre side ved at man legger til null.

Det er videre verdt å merke seg at $\partial(\bar{A})/\partial x = 0$, siden sonalt midlede størrelser er uavhengig av x . Videre er \bar{a} og \bar{b} uavhengige av x , og $\bar{a}' = \bar{b}' = 0$, slik at $\overline{\bar{a}b'} = \overline{\bar{a}'b} = 0$. Dermed blir

$$\overline{ab} = \overline{(\bar{a} + a')(\bar{b} + b')} = \overline{\bar{a}\bar{b}} + \overline{\bar{a}b'} + \overline{a'\bar{b}} + \overline{a'b'} = \overline{\bar{a}\bar{b}} + \overline{a'b'}$$

Ved å midle likning A.6 sonalt får den formen

$$\rho_0 \frac{\overline{DA}}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_0 \bar{A}) + \frac{\partial}{\partial y} [\rho_0 (\bar{A}\bar{v} + \overline{A'v'})] + \frac{\partial}{\partial z} [\rho_0 (\bar{A}\bar{w} + \overline{A'w'})] \quad (\text{A.7})$$

mens sonalt middel av likning A.4 blir

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w})}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.8})$$

Ved å ekspandere A.7 gjennom kjerneregelen, og deretter substituere fra A.8, får A.7 formen

$$\begin{aligned} \rho_0 \frac{\overline{DA}}{Dt} &= \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \right) (\rho_0 \bar{A}) + \frac{\partial}{\partial y} [\rho_0 (\overline{A'v'})] + \frac{\partial}{\partial z} [\rho_0 (\overline{A'w'})] \\ &\quad + \bar{A} \frac{\partial}{\partial y} (\rho_0 \bar{v}) + \bar{A} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \bar{w}) \\ &= \frac{\overline{D}}{Dt} (\rho_0 \bar{A}) + \frac{\partial}{\partial y} [\rho_0 (\overline{A'v'})] + \frac{\partial}{\partial z} [\rho_0 (\overline{A'w'})] \end{aligned} \quad (\text{A.9})$$

der

$$\frac{\overline{D}}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} \quad (\text{A.10})$$

Ved å bruke identiteten i likning A.9 på A.1 og A.5 får man likningene for sonalt midla sonal bevegelse og sonalt midla termodynamisk energi for kvasigeostrofiske bevegelser, der coriolisparameteren regnes som konstant:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v} = - \frac{\partial(\overline{u'v'})}{\partial y} + \bar{X} \quad (\text{A.11})$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{N^2 H}{R} \bar{w} = - \frac{\partial(\overline{v'T'})}{\partial y} + \frac{\bar{J}}{c_p} \quad (\text{A.12})$$

der

$$N^2 \equiv \frac{R}{H} \left(\frac{\kappa T_0}{H} + \frac{dT_0}{dz} \right)$$

T_0 er en referansetemperatur kun avhengig av z og $\kappa \equiv R/c_p$. I likningene er ledd som beskriver adveksjon forårsaket av den ageostrofiske, midlede meridionale sirkulasjonen, på formene $\bar{v}\partial/\partial y$ og $\bar{w}\partial/\partial z$, og ledd som beskriver vertikal divergens av eddyfluks, på formene $\partial(\overline{u'w'})/\partial z$ og $\partial(\overline{w'T'})/\partial z$, neglisjert. Disse leddene er små i forhold til de resterende leddene på kvasigeostrofisk tids- og romskala (Holton 2004).

I A.12 vil leddene som involverer adiabatisk avkjøling og konvergens av varme fluks forbundet med forstyrrelsene, i stor grad oppheve hverandre, og leddet med diabatisk oppvarming er et lite residual. Eneste måten å heve likevektsnivået til en luftpakke er da ved diabatisk oppvarming. Ved å definere *residualsirkulasjonen* (\bar{v}^*, \bar{w}^*) kan man beskrive residualen av den meridionale sirkulasjonen, som altså kan relateres til den midlede meridionale sirkulasjonen gjennom diabatisk oppvarming:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{R}{\rho_0 H} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0 \overline{v'T'}}{N^2} \right) \quad (\text{A.13})$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{R}{H} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\overline{v'T'}}{N^2} \right) \quad (\text{A.14})$$

\bar{w}^* representerer den delen av den midlere vertikale bevegelsen som bidrar til adiabatisk oppvarming, men som ikke oppheves av divergens av varme fluks forbundet med forstyrrelsene.

Ved å substituere disse i A.11 og A.12 elimineres \bar{v} og \bar{w} , og likningene for horisontal bevegelse, termodynamisk energi og kontinuitet i TEM-rammen blir:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{X} \equiv \bar{G} \quad (\text{A.15})$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{N^2 H}{R} \bar{w}^* = \frac{\bar{J}}{c_p} \quad (\text{A.16})$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \bar{w}^*) = 0 \quad (\text{A.17})$$

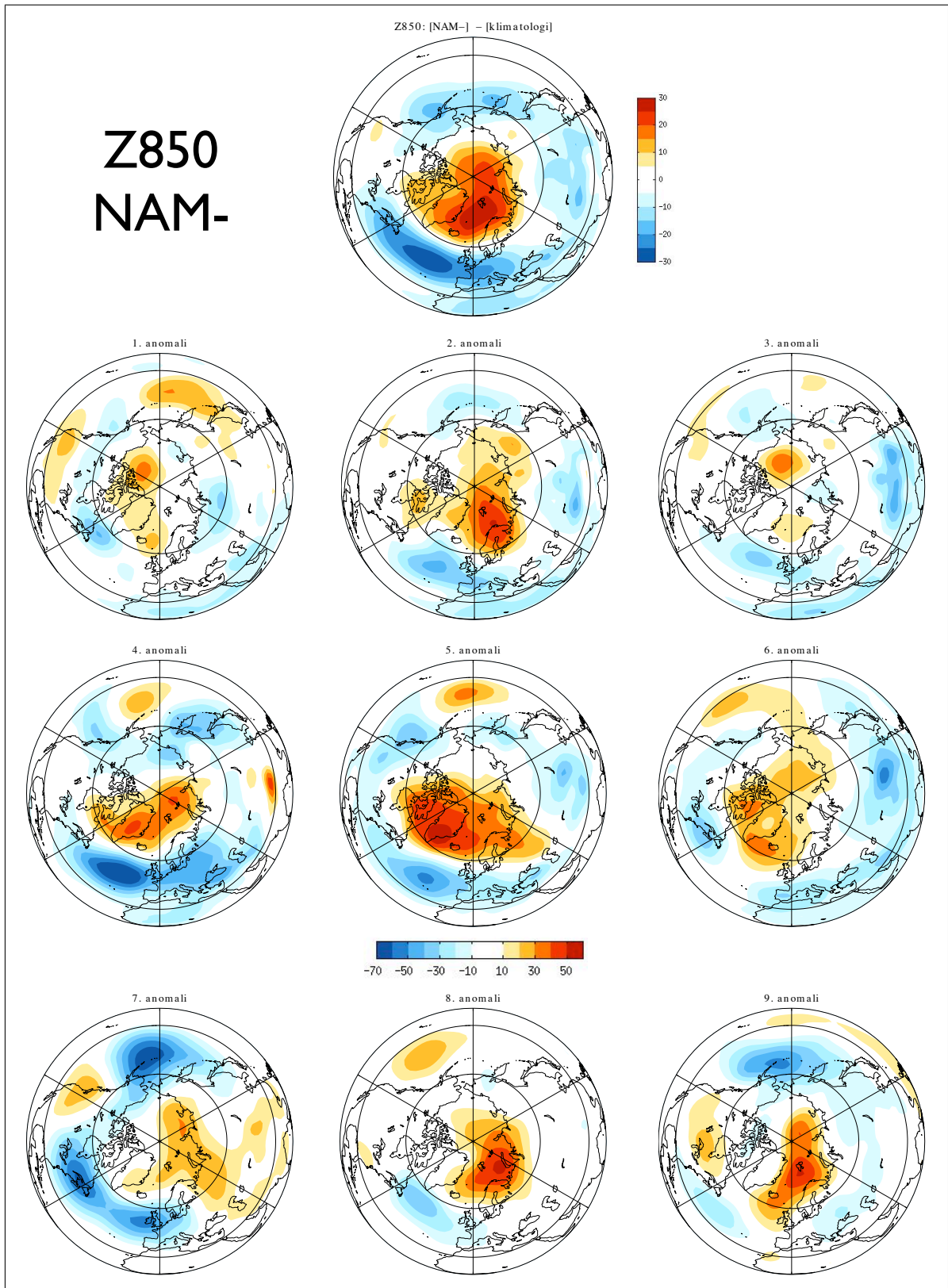
der \bar{X} beskriver turbulent drag og \bar{G} beskriver total sonal kraft generert av forstyrrelser både på stor og liten skala. Som nevnt i kapittel 2.2.2 ser EP-fluksens ($\nabla \cdot \mathbf{F}$) komponenter slik ut:

$$F_y = -\rho_0 \overline{u'v'}, \quad F_z = \frac{\rho_0 f_0 R \overline{v'T'}}{N^2 H}$$

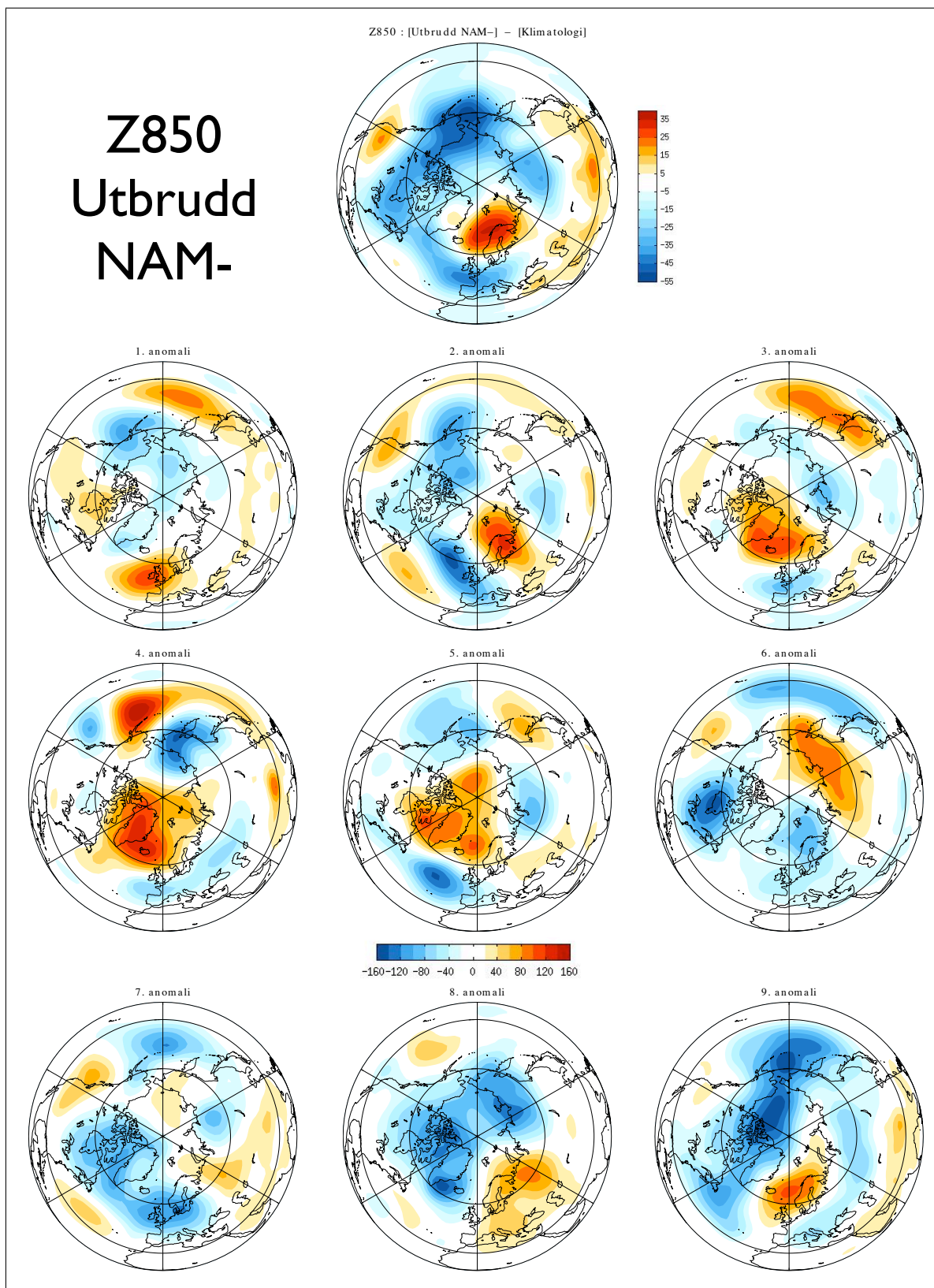
Dette viser at forstyrrelsens bevegelsesmengde- og varmefluks arbeider sammen for å endre den sonalt midlede sirkulasjonen (likning A.15).

Appendiks B

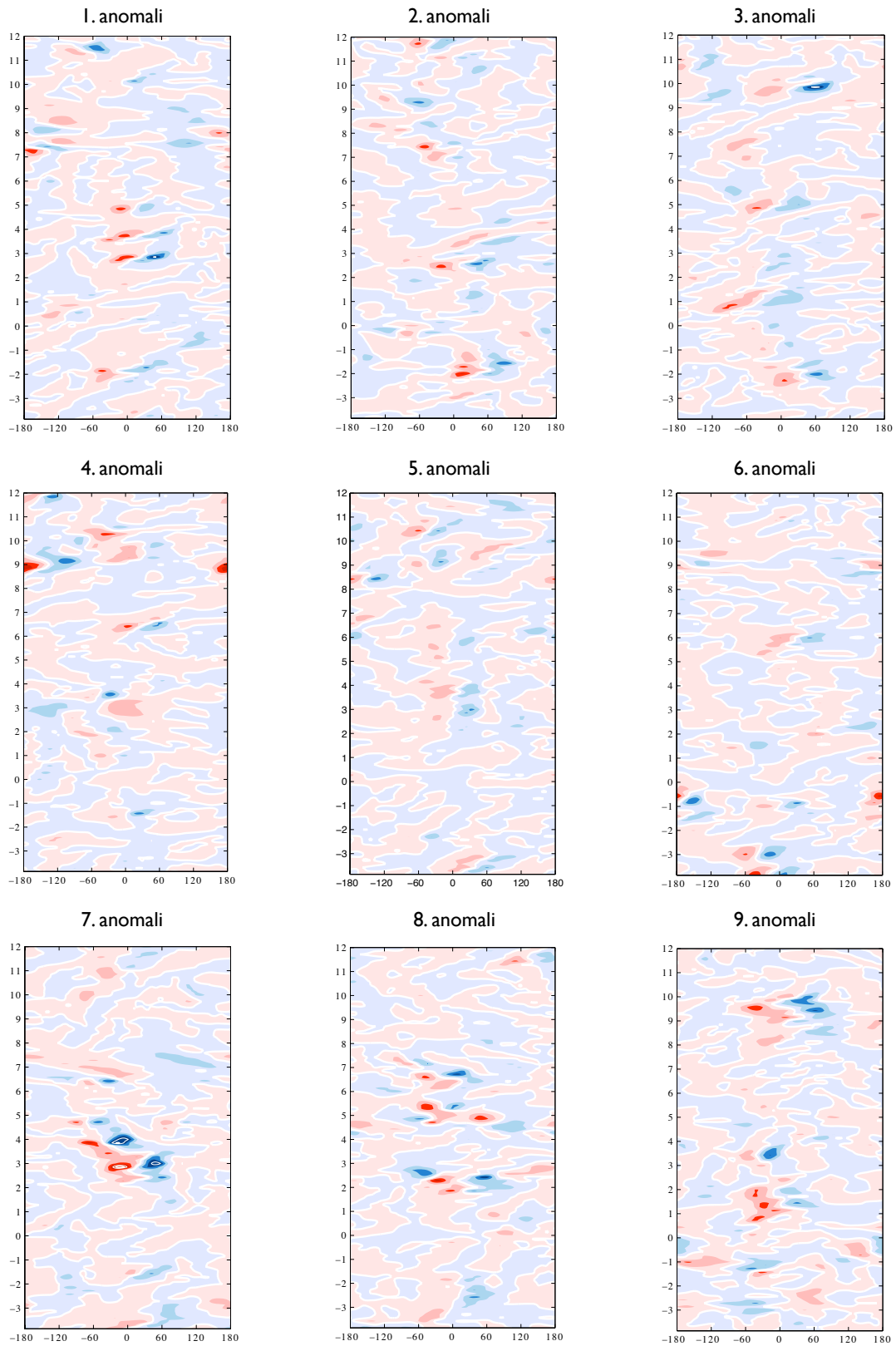
**NAM-anomalier enkeltvis:
Diverse figurer**



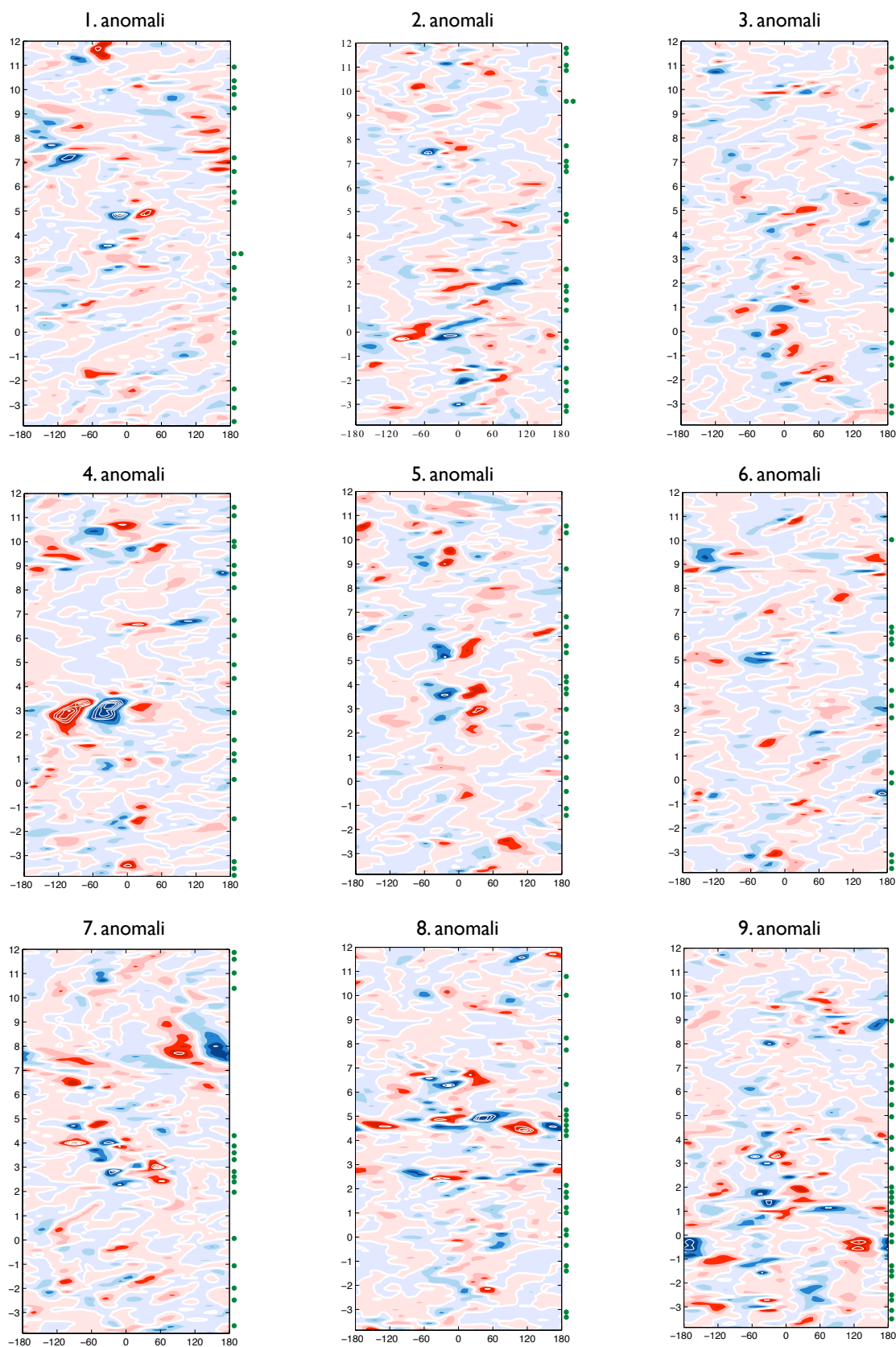
Figur B.1: Geopotensiell høyde av 850 hPa-flaten. Klimatologi for september-mai i perioden 1948-2004 (øverst) og forskjell i geopotensiell høyde mellom de ni respektive negative NAM-anomaliene og klimatologien. Konturintervallene er i meter.



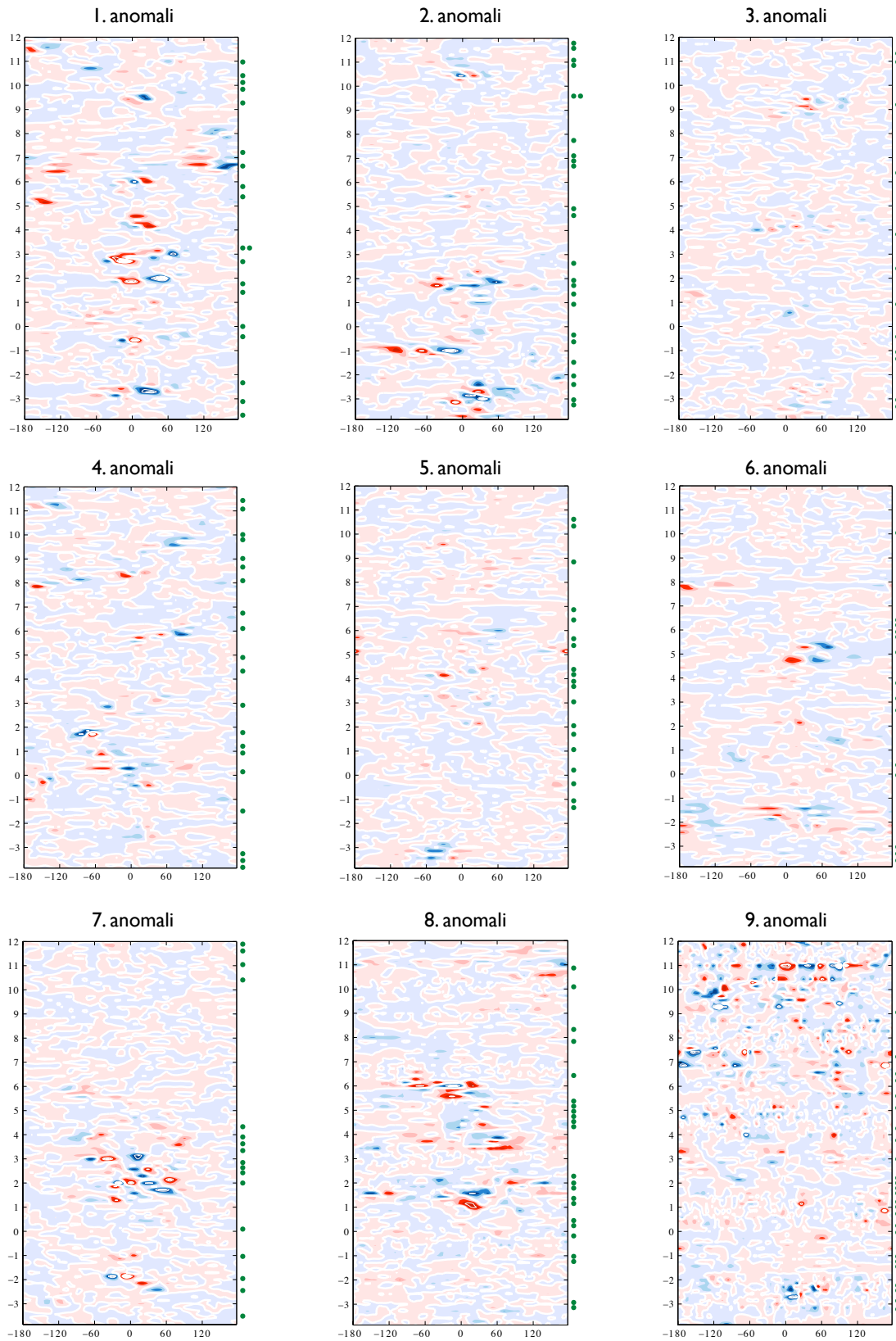
Figur B.2: Som i figur B.1, men for utbruddsperioden til de ni negative NAM-anomaliene.



Figur B.3: Total meridional fluks av sonalt momentum (uv) i 300 hPa-nivået for de ni negative NAM-anomaliene, midla over breddegradsintervallet 75°N – 85°N . u og v er daglige midler. x -aksen viser lengdegrader, mens y -aksen viser uker etter utbrudd av NAM-anomaliene, der utbrudd er første dagen i uke 0. Rødt tilsvarer positive verdier, og konturintervall er $300 \text{ m}^2/\text{s}^2$.



Figur B.4: Divergens av total meridional fluks av sonalt momentum (uv) i 300 hPa-nivået for de ni negative NAM-anomaliene i breddegradsintervallet 75°N – 85°N . u og v er daglige midler. x -aksen viser lengdegrader, mens y -aksen viser uker etter utbrudd av NAM-anomaliene, der utbrudd er første dagen i uke 0. Rødt tilsvarer divergens, og konturintervall er $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ per breddegradsintervall.



Figur B.5: Divergens av synoptisk meridional fluks av sonalt momentum ($u'_h v'_h$) i 200 hPa-nivået for de ni negative NAM-anomaliene i breddegradsintervallet 75°N – 85°N . x -aksen viser lengdegrader, mens y -aksen viser uker etter utbrudd av NAM-anomalien, der utbrudd er første dagen i uke 0. Rødt tilsvarer divergens, og konturintervall er $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$ per breddegradsintervall.

Referanser

- Ambaum, M. og B. Hoskins (2002). The NAO troposphere-stratosphere connection. *Journal of Climate* 15(14), 1969–1978.
- Andrews, D. (1987). *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press.
- Andrews, D. og M. McIntyre (1976). Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *Journal of the Atmospheric Sciences* 33(11), 2031–2048.
- Baldwin, M. og T. Dunkerton (1999). Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research* 104(D24), 30937–30946.
- Baldwin, M. og T. Dunkerton (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science* 294(5542), 581–584.
- Baldwin, M. og T. Dunkerton (2005). The solar cycle and stratosphere-troposphere dynamical coupling. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 67(1-2), 71–82.
- Baldwin, M., D. Stephenson, D. Thompson, T. Dunkerton, A. Charlton, og A. O’Neill (2003). Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science* 301(5633), 636–640.
- Björnsson, H. og S. Venegas (1997). A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. Technical report, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences and Centre for Climate and Global Change Research, McGill University.
- Black, R. (2002). Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation. *Journal of Climate* 15(3), 268–277.
- Bluestein, H. (1993). *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II, Observations and Theory of Weather Systems*. Oxford University Press.
- Breiteig, T. (2004, April). EOF-analyse av temperaturvariasjoner på den nordlige halvkule. Deloppgave i kurset GEOF212, Universitetet i Bergen.
- Byrkjedal, Ø. (2002). Stormbaner ved ulikt isdekke i labradorhavet. Hovedfagsoppgave i Meteorologi, Universitetet i Bergen.

- Charney, J. og P. Drazin (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from lower into upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 66(1), 83–109.
- Christiansen, B. (2001). Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. *Journal of Geophysical Research* 106(D21), 27307–27322.
- Geller, M. og J. Alpert (1980). Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible sun-weather mechanism. *Journal of the Atmospheric Sciences* 37(6), 1197–1215.
- Gibson, J., P. Kållberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura, og E. Serrano (1997). ERA description. *ECMWF Re-Analysis Project Report Series*, 1.
- Harnik, N. og R. Lindzen (2001). The effect of reflecting surfaces on the vertical structure and variability of stratospheric planetary waves. *Journal of the Atmospheric Sciences* 58(19), 2872–2894.
- Hartmann, D. (1994). *Global Physical Climatology*. Academic Press.
- Haynes, P., C. Marks, M. McIntyre, T. Shepherd, og K. Shine (1991). On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *Journal of the Atmospheric Sciences* 48(4), 651–679.
- Haynes, P., M. McIntyre, og T. Shepherd (1996). Reply to ‘comments on ‘on the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces’’. *Journal of the Atmospheric Sciences* 53(14), 2105–2112.
- Hines, C. (1974). Possible mechanism for production of sun-weather correlations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 31(2), 589–591.
- Hodges, K. (1994). A general-method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Monthly Weather Review* 122(11), 2573–2586.
- Holton, J. (1992). *An Introduction to Dynamic Meteorology* (Third ed.). Academic Press.
- Holton, J. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology* (Fourth ed.). Elsevier Academic Press.
- Holton, J., P. Haynes, M. McIntyre, A. Douglass, R. Rood, og L. Pfister (1995). Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of Geophysics* 33(4), 403–439.
- Hoskins, B. og K. Hodges (2002). New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences* 59(6), 1041–1061.
- Hurrell, J. (1995). Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation - Regional temperatures and precipitation. *Science* 269(5224), 676–679.

- Hurrell, J. og H. van Loon (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic change* 36(3-4), 301–326.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, og D. Joseph (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3), 437–471.
- Labitzke, K. og B. Naujokat (2000). The lower arctic stratosphere in winter since 1952. *SPARC Newsletter* (15), 11–14.
- Labitzke, K., B. Naujokat, og M. Kunze (2005). The lower arctic stratosphere in winter since 1952: an update. *SPARC Newsletter* (24), 27–28.
- Labitzke, K. og H. van Loon (1999). *The stratosphere*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Limpasuvan, V. og D. Hartmann (2000). Wave-maintained annular modes of climate variability. *Journal of Climate* 13(24), 4414–4429.
- Limpasuvan, V., D. Thompson, og D. Hartmann (2004). On the life cycle of Northern Hemisphere stratospheric sudden warming. *Journal of Climate* 17(13), 2584–2596.
- Lorentz, D. og D. Hartmann (2003). Eddy-zonal flow feedback in the northern hemisphere winter. *Journal of Climate* 16(8), 1212–1227.
- Lorenz, E. (1956). Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction, sci.rep. no. 1. Technical report, Department of Meteorology, MIT.
- Matsuno, T. (1970). Vertical propagation of stationary planetary waves in winter northern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 27(6), 871–883.
- Matsuno, T. (1971). A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *Journal of the Atmospheric Sciences* 28(8), 1479–1494.
- McIntyre, M. (1982). How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 60(1), 37–65.
- Perlwitz, J. og N. Harnik (2003). Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *Journal of Climate* 16(18), 3011–3026.
- Perlwitz, J. og N. Harnik (2004). Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *Journal of Climate* 17(24), 4902–4909.
- Rees, D. (1988). Redaktør. *Advances in Space Research* 8(5-6).

- Rogers, J. (1997). North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *Journal of Climate* 10(7), 1635–1647.
- Shepherd, T. (2002). Issues in stratosphere–troposphere coupling. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 80(4B), 769–792.
- Sorteberg, A., N. G. Kvamstø, og Ø. Byrkjedal (2005). Wintertime nordic seas cyclone variability and its impact on oceanic volume transports into the nordic seas. Skal publiseres i en AGU-monograf.
- Tamhane, A. og D. Dunlop (2000). *Statistics and Data Analysis: From Elementary to Intermediate*. Prentice-Hall.
- Thompson, D. og J. Wallace (1998). The Arctic Oscillation signature in geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25(9), 1297–1300.
- Thompson, D. og J. Wallace (2002). Stratospheric connection to northern hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *Journal of Climate* 15(12), 1421–1428.
- Walpole, R., R. Myers, og S. Myers (1998). *Probability and statistics for engineers and scientists* (Sixth ed.). Prentice-Hall.
- Zhou, S., A. Miller, J. Wang, og J. Angell (2002). Downward-propagating temperature anomalies in the preconditioned polar stratosphere. *Journal of Climate* 15(7), 781–792.