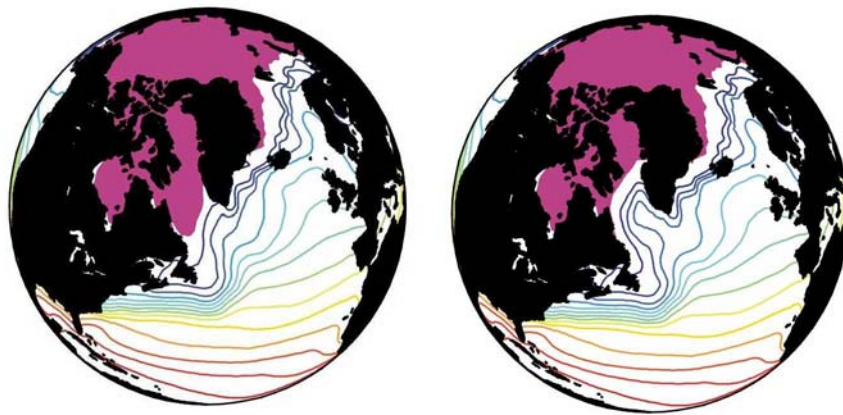


Stormbaner ved ulikt isdekke i Labradorhavet

Hovedfagsoppgave i meteorologi



Øyvind Byrkjedal
Juni 2002



Geofysisk Institutt
Universitetet i Bergen

Forord

Veileder til dette hovedfagsarbeidet har vært Nils Gunnar Kvamstø. Jeg ønsker å takke for bra veiledning og nyttige kommentarer og motivasjon underveis under hovedfagsstudiet.

Jeg vil også rette en takk til Vibeke, Ina og Børge til hjelp ved installering av TRACK, samt veiledning i bruken av programmet.

Camilla, Abelone og Kåre må også takkes for korrekturlesing og nyttige kommentarer til det skriftlige arbeidet.

Innhold

| | |
|---|-----------|
| Sammendrag / Abstract | 1 |
| Kapittel 1 – Innledning | 2 |
| Kapittel 2 – Teori | 4 |
| 2.1 Atmosfærens generelle sirkulasjon | 4 |
| 2.2 Syklogenese | 7 |
| 2.3 Den Nord Atlantiske Oscillasjon (NAO) | 11 |
| 2.3.1 Et utdrag av studier omkring NAO | 13 |
| 2.4 Greenland Above/Greenland Below | 15 |
| Kapittel 3 – Modell | 16 |
| 3.1 ARPEGE/IFS | 16 |
| 3.2 Modelloppsett | 19 |
| Kapittel 4 – Analyseverktøyet TRACK | 21 |
| 4.1 Historikk | 21 |
| 4.2 Beskrivelse | 22 |
| 4.2.1 Filtrering | 22 |
| 4.2.2 Identifisering | 22 |
| 4.2.3 Konstruksjon av lavtrykksbaner | 24 |
| 4.3 Output fra TRACK | 27 |
| 4.3.1 Feature Density | 27 |
| 4.3.2 Track Density | 27 |
| 4.3.3 Genesis Density | 28 |
| 4.3.4 Lysis Density | 28 |
| 4.3.5 Andre output | 28 |
| Kapittel 5 – Resultater | 29 |
| 5.1 Stormbaner | 29 |
| 5.1.1 Feature Density | 29 |
| 5.1.2 Track Density | 31 |
| 5.2 Syklogenese | 32 |
| 5.3 Syklolyse | 33 |
| 5.4 Syklogenese i utvalgte områder | 34 |
| 5.4.1 Syklogenese sør for Island og Grønland | 34 |
| 5.4.2 Syklogenese langs østkysten av nord Amerika | 35 |
| 5.4.3 Syklogenese øst for Rocky Mountains | 37 |
| 5.5 NAO-indeksen | 40 |
| 5.5.1 Ekstrem NAO-indeks | 41 |
| 5.5.2 Moderat NAO-indeks | 43 |
| 5.6 500hPa-flaten | 45 |
| 5.7 Energiutveksling hav(land)/atmosfære | 47 |
| 5.7.1 Flux av følbare varme | 47 |

| | |
|---|-----------|
| 5.7.2 Flux av latent varme | 48 |
| 5.8 Nedbør og skydekke | 49 |
| Kapittel 6 – Diskusjon | 51 |
| 6.1 Lavtrykksbevegelse..... | 51 |
| 6.2 NAO-indeksen | 55 |
| 6.3 Klimatiske virkninger av isdekket i Labradorhavet | 57 |
| Kapittel 7 – Konklusjoner | 62 |
| Referanser..... | 64 |

Sammendrag

Sjøisen i Arktis er en viktig komponent i klimasystemet, og spiller en stor rolle ved å vekselvirke med atmosfærens sirkulasjon gjennom endringer i overflate albedo og energiutveksling. For å studere responsen på atmosfæren fra endrede sjøis og SST i Labradorhavet er en global atmosfæremodell (ARPEGE/IFS) stilt opp. Et kontrolleksperiment er kjørt med klimatologisk isdekke og SST i Labradorhavet. To perturberte kjøringer, LABMAX og LABMIN, er kjørt med henholdsvis større isdekke/lavere SST og redusert isdekke/høyere SST i Labradorhavet. Ved hjelp av analyseverktøyet TRACK er det funnet en tydelig sørlig forflytning av stormbanene over nord Atlanteren ved å øke isdekket over det klimatologiske. En reduksjon i isdekke over det klimatologiske har kun gitt små endringer på stormbanene. En negativ feedbackmekanisme hvor isdekket i Labradorhavet inngår er foreslått. Økning av isdekket over det klimatologiske gir en sørlig forflytning av stormbanene og reduksjon i NAO-indeksen. Dette gir igjen endringer i atmosfærens midlere sirkulasjon som gir reduksjon i isdannelsen i Labradorhavet.

Abstract

The seaice in the Arctic is an important component in the climate system, and plays an important role by interacting with atmospheric circulation through surface-albedo and energy-exchanges. To study the atmospheric response to changes in sea-ice and SST in the Labrador Sea an atmospheric global circulation model (ARPEGE/IFS) is constructed. The control-experiment is set up with a climatologic icecover and SST. Two perturbed experiments, LABMAX and LABMIN, is set up with increased ice-cover/lower SST and decreased ice-cover/higher SST in the Labrador Sea respectively. By using the analysis-tool TRACK a southward shift in the stormtracks over the North Atlantic is discovered when increasing the ice-cover beyond the climatology. A reduction in the ice-cover beyond the climatology does not affect the stormtracks over the North Atlantic. A negative feedback-mechanism involving the Labrador Sea ice-cover is proposed. An increase in the ice-cover beyond the climatology will force a southward shift in the stormtracks over the North Atlantic and a decrease in the NAO-index. This gives a response to the atmospheric circulation which tends to reduce the ice-growth in the Labrador Sea.

Kapittel 1 - Innledning

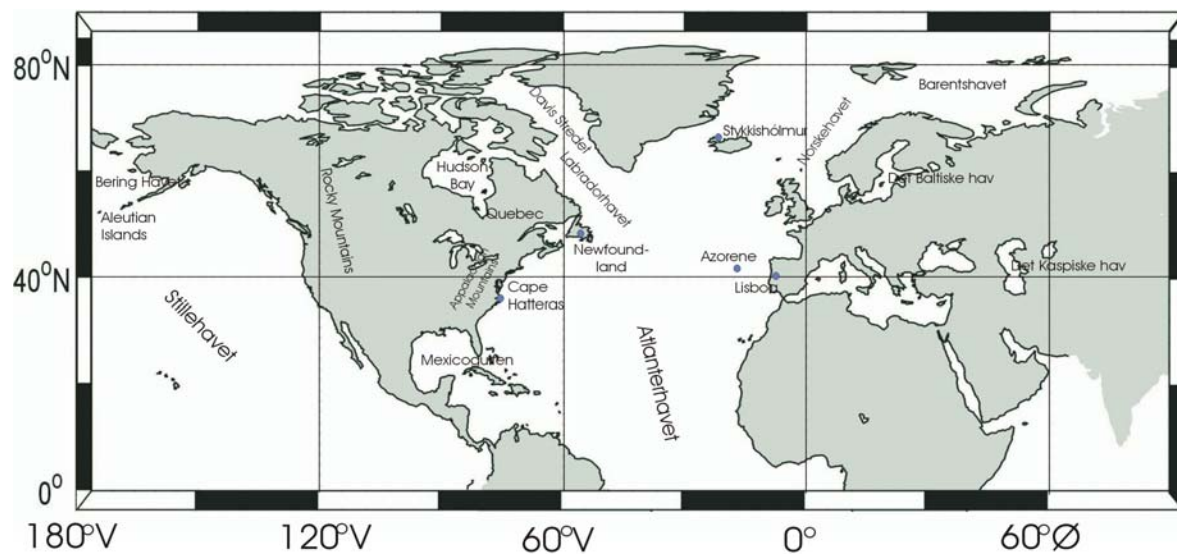
Sjøisen i Arktis er en viktig komponent i klimasystemet. Den spiller en stor rolle ved å vekselvirke med atmosfærens sirkulasjon gjennom endringer i overflate albedo og energiutveksling. Dette er antatt å påvirke været i Europa ved å gi endringer i den nord atlantiske oscillasjon (NAO) (Prinsenberget al. 1997, Deser et al. 1999). Spesielt ser områdene ved Canadas østkyst ut til å være viktige. Deser (1999) hevder at Labradorhavet (figur 1.1) er ett av områdene i nord Atlanteren med størst variabilitet i sjøis. Prinsenberget al. (1997) og Lopez et al. (2000) foreslår sammenhenger mellom nettopp disse områdene og NAO-indeksen. I tillegg finner Lopez et al. (2000) at det er frekvensområdet assosiert med synoptisk tidsskala som mest tydelig blir påvirket av endringer i isdekke og sjøoverflate-temperatur (SST). I tilknytning til en stadig økende NAO-indeks de siste 25 år (Hurrell 1995b), har det også blitt observert en økning i isdekket ved Newfoundland (Prinsenberget al. 1997).

Formålet med denne oppgaven er å studere hvor følsom den nordatlantiske oscillasjon (NAO) og stormbanene over nord Atlanteren er til endringer i isforholdene i Labradorhavet. Dette gjøres ved å innføre sjøisanomalier i Labradorhavet om vinteren i en global klimamodell. Arbeidet som gjøres her vil være en videreføring av modellstudier på atmosfærens respons til isforholdene i Arktis (Kvamstø 1999).

Spesielt vil jeg studere stormbanene over nord Atlanteren som følge av endringene gjort på isdekket i Labradorhavet. Med stormbanene menes den sonen hvor de fleste lavtrykkene på midlere bredder oppstår og beveger seg i. Til disse undersøkelsene bruker jeg analyseverktøyet TRACK utviklet av K. I. Hodges (1994, 1995, 1996, 1999) ved University of Reading. TRACK brukes til å beregne karakteristiske parametre for alle lavtrykkene, og ved hjelp av dette analyseverktøyet kan stormbanenes posisjon, intensitet, aktivitet, samt

lavtrykkenes bevegelser følges og studeres. Analyser av data og stormbaner ved hjelp av TRACK er tidligere utført av blant andre Sabre et al. (2000) og Hoskins & Hodges (2002).

Resultatene av modellkjøringene vil jeg bruke til å analysere responsen i klimaet som sjøisanomaliene gir, samt å vurdere resultatene ut fra teorier om atmosfærens dynamikk (Holton 1992, Bluestein 1992).



Figur 1.1: Kart over de viktigste områdene på nordlige halvkule som denne oppgaven vil omhandle. De fleste stedsnavn nevnt i oppgaven er inntegnet her.

Kapittel 2 - Teori

I dette kapitlet vil grunnleggende teori om atmosfærens dynamikk bli beskrevet. En slik beskrivelse er viktig for å få et overblikk over hvordan atmosfæren fungerer. Dette vil dermed være et grunnlag for å kunne gi forklaringer på eventuelle forskjeller/likheter i resultatene. Den teoretiske gjennomgangen bygger hovedsakelig på beskrivelser fra Holton (1992), Bluestein (1992) og Ahrens (1999).

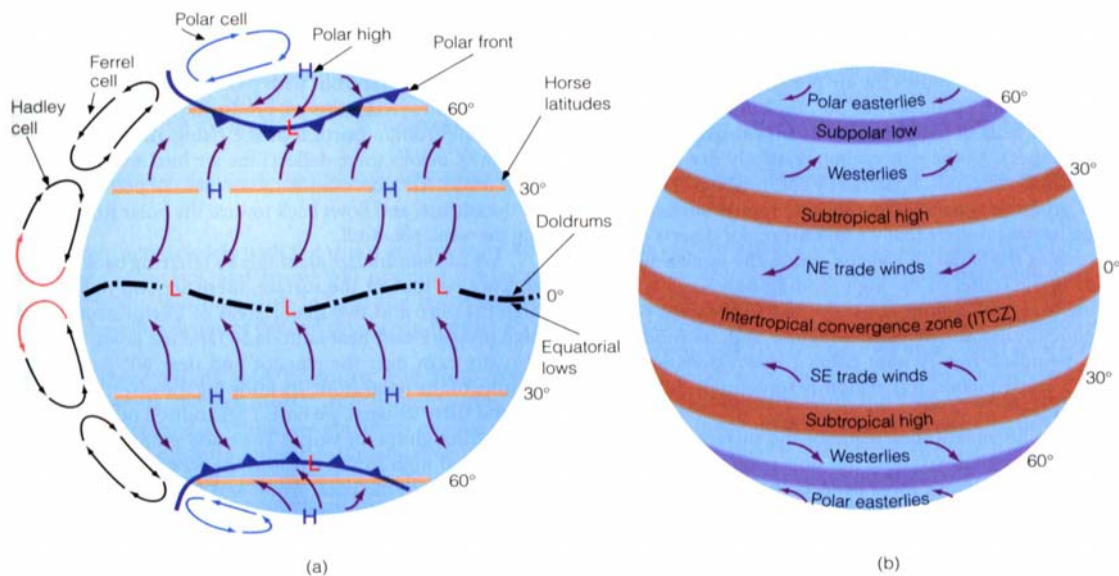
2.1 Atmosfærens generelle sirkulasjon

Atmosfæren blir stadig utsatt for påvirkninger som setter den i bevegelse i forhold til jordas overflate. Kilder til atmosfærisk bevegelse er ujevn distribusjon av solinnstråling, temperaturforskjeller mellom land, hav og is, topografiske hindringer, samt kilder og sluk for vanndamp. Det totale bevegelsesmønsteret er ikke lett å få oversikt over, siden det er sammensatt av et utall forskjellige sirkulasjonsmønstre med ulik utstrekning og varighet.

Ser man på atmosfæren under ett, kan de fenomenene man observerer grovt sett betraktes som summen av bidrag fra tre komponenter: klimatologi, kvasistasjonære eddier/forstyrrelser og transiente (kortvarige) eddier (Holopainen 1994). Med klimatologi menes en middeltilstand i tid. Kvasistasjonære eddier omfatter lavfrekvente systemer, og kjennetegnes ved stor romlig utstrekning og langsomme endringer med tiden. Ekstratropiske lavtrykk er eksempler på transiente eddier. Systemene har mindre tids- og romskala enn de kvasistasjonære eddiene, og de kan bevege seg over relativt store avstander i løpet av sin levetid. Slike systemer kalles også synoptiske systemer.

Dersom en lager en enkel modell av jorda hvor jordoverflaten er totalt dekket av hav, og vi ikke har sesongvariasjoner, det vil si at sola står rett over ekvator til enhver tid, får vi et

forenklet bilde av atmosfærens generelle sirkulasjon som vist på figur 2.1. Ved ekvator, hvor vi har størst soloppvarming, vil lufta stige oppover i atmosfæren til den møter tropospausen som danner et "lokk" på den nedre atmosfæren. Lufta blir da presset til å bevege seg meridionalt, altså nordover og sørover. Siden lufta over ekvator stiger må dette kompenseres ved tilførsel av luft fra nord og sør ved bakken.



Figur 2.1: Atmosfærens generelle sirkulasjon i en såkalt 3-celle modell. Figuren viser vindretningen inndelt i 3 soner på hver halvkule mellom belter av høytrykk og lavtrykk (b). Cellene til venstre i a) viser sirkulasjonen mellom lavere og høyere lag i atmosfæren. Polarfronten er inntegnet som en tykk blå kurve med haker. (Figuren er hentet fra Ahrens (1999))

Omvendt finner vi ved polene kald synkende luft. Ved nordpolen vil eksempelvis lufta ved bakken måtte bevege seg sørover og ny luft fra sør erstatte den synkende luften i høyden over polarområdet. Dersom jorda hadde stått stille og ikke rotert om sin egen akse, men likevel mottatt samme mengde solinnstråling langs hele ekvator, ville den synkende luften over polene og stigende luften over ekvator danne en enkelt celle på den nordlige halvkule og en tilsvarende celle over den sørlige halvkule. Lufta ved jordoverflaten ville beveget seg direkte fra polene og mot ekvator. På grunn av jordrotasjonen skjer derimot ikke dette. Corioliskraften medfører at bevegelsen blir dradd mot høyre på den nordlige halvkule og mot venstre på den sørlige halvkule.

Når luften i høyden beveger seg mot polene fra tropene vil den gradvis bli avkjølt samtidig som den konvergerer (konvergensen skyldes at jordens omkrets langs en breddegradssirkel naturligvis er størst ved ekvator og bli mindre mot polene). Ved omkring 30° medfører dette at luftens masse i høyden øker, noe som naturligvis også medfører at hele luft søyla ved 30° blir tyngre, og dermed danner et høytrykksbelte ved denne breddegraden. Dette gir sakte synkende, varm og tørr luft i de subtropiske områder, ofte kjennetegnet ved ørkener. I området mellom 30°N og ekvator vil luften ved bakken generelt bevege seg fra nordøst. Dette er de såkalte "trade winds".

Noe av den synkende luften ved 30°N beveger seg også nordover. Denne nordadgående luften får på grunn av corioliskraften en komponent mot øst. Dette skaper vestavindsbeltet, hvor vind fra vest er mest framtrepende. Den varme subtropiske lufta beveger seg nordøstover til den møter den kalde polare lufta i området rundt 60°N . Den varme og kalde lufta blander seg ikke så lett, og skillet mellom den milde subtropiske lufta og den kalde polare lufta kalles polarfronten. Ved denne breddegraden stiger lufta og divergerer i høyden for å bevege seg sør og nordover igjen og dermed slutte cellebevegelsen i Ferrell cellen og den polare cellen (figur 2.1). Nord for polarfronten vil vindene generelt bevege seg fra nordøst. Om vinteren beveger vestavindsbeltet seg sørover på den nordlige halvkule og vil på den måten komme til å påvirke middelhavsområdene og tilsvarende breddegrader. Disse vil da få økt nedbør. Om sommeren beveger beltet seg nordover igjen.

Bevegelsen som er beskrevet her, og som vi ser av figur 2.1 gir to store lavtrykksbelter på hver halvkule, ett rundt ekvator og ett ved polarfronten. Vi vil også finne ett høytrykksbelte over de subtropiske områder omkring 30° , og et høytrykksområde over polene.

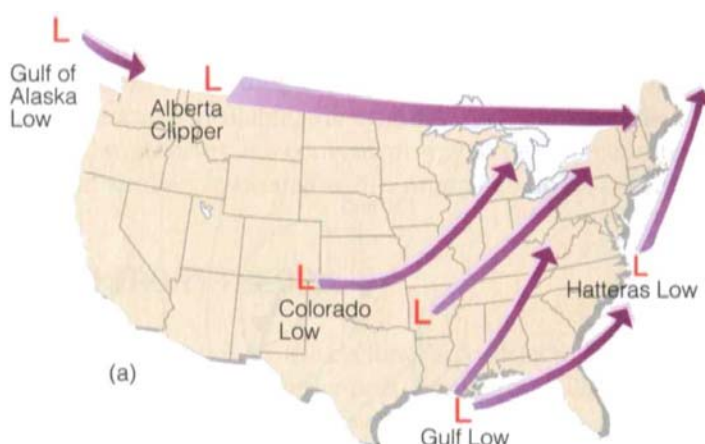
Siden jorden består av hav og kontinenter med topografi blir hele klimasystemet mer komplisert enn i 3-celle modellen beskrevet her. Dersom en studerer midlere trykk for jorden en vintermåned finner vi fire tydelige trykksystemer på den nordlige halvkule. Et høytrykksystem over Azorene i Atlanterhavet, og et lavtrykksystem omkring Island. I Stillehavet finner vi et høytrykksystem omkring 30°N , og et lavtrykksystem over Alutian Islands i nord. Både islandslavtrykket og Alutian lavtrykket finner vi på breddegrader hvor vi forventer å finne polarfronten. Dette er områder hvor en observerer et stort antall

lavtrykksystemer, som kommer fra vest og som konvergerer her. I sommermånedene er derimot situasjonen annerledes. Islandslavtrykket er da meget svekket i forhold til i vintermånedene, det samme gjelder for Alutian lavtrykket.

2.2 Syklogenesen

Danningen av et nytt lavtrykksystem eller regenerering av et eksisterende lavtrykksystem kalles syklogenesen. Det finnes områder for syklogenesen som er mer ideelle enn andre. I nord Amerika finnes flere slike steder som vist i figur 2.2. Områdene øst for Rocky Mountains (Alberta Clipper og nordover i Canada) er ett av de viktigste. Lavtrykkene som dannes her beveger seg østover mot Newfoundland. Lavtrykk dannes også i Mexicogolfen, disse beveger seg nordøstover langs østkysten av nord Amerika. Over Colorado dannes enkelte lavtrykk som også beveger seg nordøstover mot Newfoundland.

Cape Hatteras på USAs østkyst er også et viktig syklogenesområde. Lavtrykkene som dannes her beveger seg nordover langs østkysten av nord Amerika. Ved Cape Hatteras kan den varme golfstrømmen tilføre fuktighet og varme til området sør for en stasjonær front, noe som styrker kontrasten mellom de nordlige kaldere luftmassene og de varme og fuktige luftmassene sør. Dette tilsier at mulighetene for danning av lavtrykk i dette området skulle være optimale.

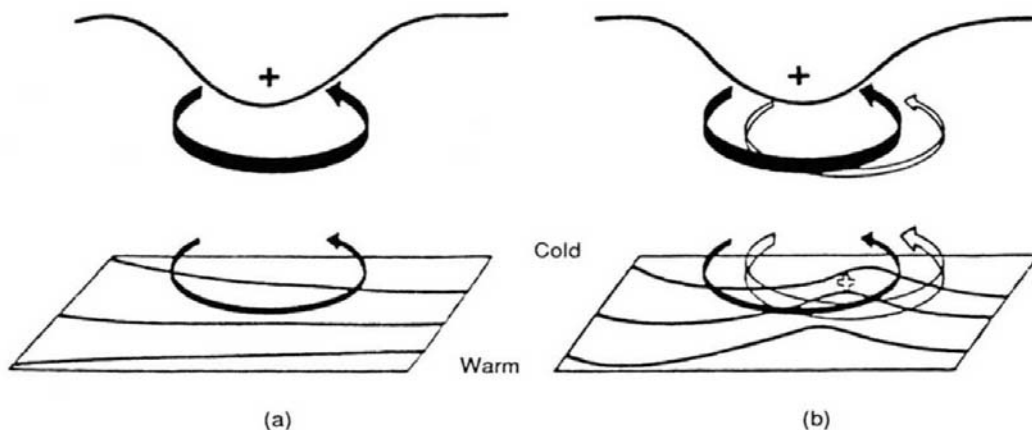


Figur 2.2: Viktige områder for syklogenesen i USA er markert med en L. Pilene viser hvordan lavtrykkene beveger seg videre. (Figuren er hentet fra Ahrens (1999))

I et lavtrykksystem under utvikling øker amplituden med høyden opp til et visst nivå. Dette betyr at ethvert bakkelavtrykk viser seg igjen dersom en ser på geopotensiell høyde ved andre

trykknivåer. Ved midlere bredder skjer syklogenese ofte når en fold/forstyrrelse på den planetære bølgen i høyden virker sammen med en front ved bakken. En front representerer et skille mellom varm og kald luft, og den finnes der vi har den sterkeste temperaturgradienten. Dersom vi har en slik front ved bakken, og samtidig har en forstyrrelse med syklonisk bevegelse i høyden, så er forholdene ideelle for syklogenese.

Forstyrrelsen/folden ligger ofte slik på den planetære bølgen at luftmassene vil gjøre en forholdsvis krapp venstresving gjennom folden parallelt til isobarene. Denne bevegelsen gir en sirkulasjonsbevegelse eller virvling syklonisk omkring et punkt som utvikler seg til å bli et lavtrykkssenter i høyden. Sirkulasjonsbevegelsen omkring dette punktet setter også luftmassene lavere ned i atmosfæren i en tilsvarende syklonisk bevegelse. Bevegelsen induseres videre nedover i atmosfæren slik at luftmassene ved bakken også får en syklonisk virvling som vist på figur 2.3. Dette vil danne en anomali, eller en bølge i temperaturfeltet ved bakken noe øst for den oppståtte sirkulasjonen. Dette skaper videre en syklonisk sirkulasjon omkring denne anomalien, noe som igjen vil styrke lavtrykket i høyden. Dette kan forsterke seg nok til at et lavtrykkssystem på synoptisk skala blir dannet.



Figur 2.3: Hvordan en anomali i høyden induserer syklonisk virvling til bakken (a). Dette gir fronten en bølgeform noe øst for anomalien i høyden (b). Syklonisk virvling omkring bølgen ved bakken induseres oppover i atmosfæren (hvite piler), og forsterker anomalien i høyden ytterligere. (Figuren er hentet fra Hoskins et al. (1985))

Et vertikalt vindskjær (økende vind med høyden) og termal instabilitet (konveksjon) sørger for vekst av lavtrykkssystemet. Ulike faktorer kan medføre et lavere bakketrykk (Conway

1997): Divergerende luft i høyden reduserer massen av luft over lavtrykket ved bakken og gir lavere bakketrykk. En strøm av varm, fuktig luft inn mot lavtrykket i lavere og midlere høyder medfører økt konveksjon og reduksjon av bakketrykket. Frigjøring av latent varme på grunn av konveksjon i varmektoren til det voksende lavtrykksystemet bidrar også til å redusere bakketrykket.

Mot slutten av lavtrykkets livsløp er lavtrykket i høyden og lavtrykket ved bakken plassert rett over hverandre. Nå er det slik at lufta i høyden ikke er påvirket av friksjon, og dermed beveger seg rundt lavtrykket tilnærmet geostrofisk, altså parallelt med isobarene. Ved bakken derimot er friksjon en viktig komponent i luftens bevegelse, derfor får bevegelsen en komponent innover mot lavtrykksenteret, noe som gjør at lavtrykket får tilført luft ved bakken. Denne lufta presses oppover, men blir ikke transportert bort i høyden. Lufta konvergerer, trykket øker og lavtrykksystemet svekkes. Fra dette forstår en at dersom lavtrykket i høyden og lavtrykket ved bakken er rett over hverandre, så vil lavtrykksystemet dø ut. For et lavtrykk under utvikling derimot, vil lavtrykket i høyden og lavtrykket ved bakken være litt forskjøvet i forhold til hverandre. Lavtrykket i høyden vil være plassert ca en kvart bølgelengde vest for bakkelavtrykket.

Syklogeneese i le av en fjellkjede, såkalt lesyklogeneese (Egger 1974), er også et vanlig fenomen. Et lavtrykk stiger opp på fjellet på losiden. Her frigjøres energi i form av latent varme gjennom kondensasjon, skydanning og nedbør. Dersom vi ser på lavtrykksenteret som en luft søyle med syklonisk virvling fra bakken og opp til en isobarflate i høyden (for eksempel 500hPa), så vil denne luft søyla bli presset sammen ved oppstigningen av fjellet, og dermed dekke et større areal. Bjerknes' sirkulasjonssats (ligning 2.1) gir at luftens virvling blir redusert ved kryssing av en fjellkjede.

$$\frac{DC}{Dt} = -\frac{D(Af)}{Dt} - \oint \frac{1}{\rho} dp \quad (2.1)$$

Her er C er sirkulasjonen, A er arealet til luft søylen i bevegelse, f er planetær virvling gitt som $f = \Omega \sin \varphi$ hvor $\Omega = 2,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ og φ er breddegraden. $\oint \frac{1}{\rho} dp = 0$ for en barotrop atmosfære.

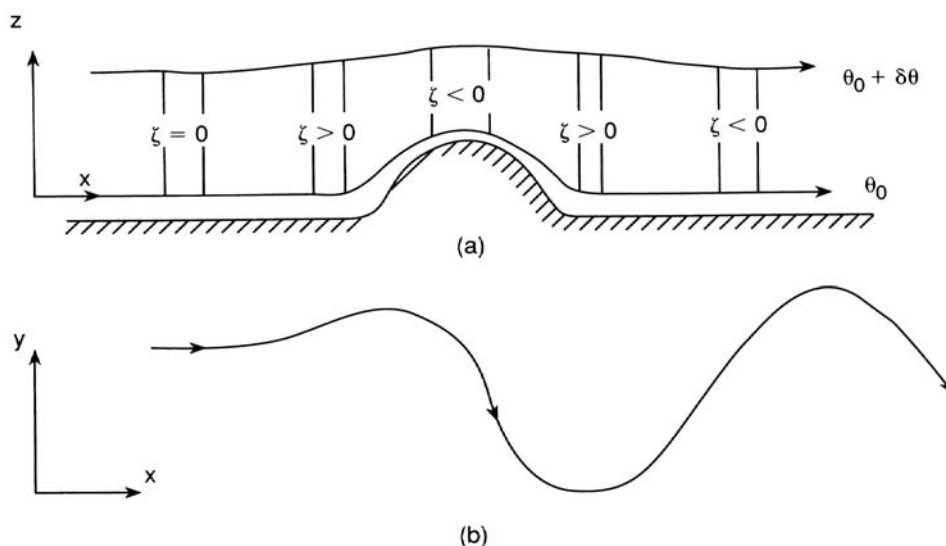
Potensiell virvling, ζ_0 , er definert ved:

$$\lim_{\delta A \rightarrow 0} \frac{\delta C}{\delta A} = \zeta_0 \quad (2.2)$$

gir at Bjerknes' sirkulasjonssats for en barotrop atmosfære kan skrives:

$$A(\zeta_0 + f) = \text{konstant} \quad (2.3)$$

Dette betyr at dersom luftsøylens areal, A , økes, må dette kompenseres ved en reduksjon i potensiell- eller planetær virvling. En avtagning i potensiell virvling medfører at lavtrykket svekkes gjennom denne oppstigningen, til å være lavest på fjellkjedens høyeste punkt. Når luftsøyla så fortsetter nedover lesiden av fjellet, blir luftsøyla strukket (figur 2.4a) og får dermed økt sin virvling, noe som tilsvarer en forsterkning av lavtrykket eller syklogenese av et nytt lavtrykksystem.



Figur 2.4: Skisse over hvordan vestlig strøm av luft over fjell blir påvirket av topografien i følge likning 2.3. (a) viser et tversnitt i øst-vest retningen. (b) viser trajektorien til en luftpakke i x,y -planet (x tilsvarer øst, y tilsvarer nord). (Figuren er hentet fra Holton (1992))

Store fjellkjeder som Rocky Mountains og Himalaya fører til at vestlig vind får en meredional hastighetskomponent. En endring i arealet, A , i likning 2.3 kompenseres med en endring i planetær virvling, noe som tilsier at lufta må bevege seg meredionalt. Strømmen over fjellet får en bølgeform som varierer sonalt og meredionalt (figur 2.4b).

2.3 Den Nord Atlantiske Oscillasjon (NAO)

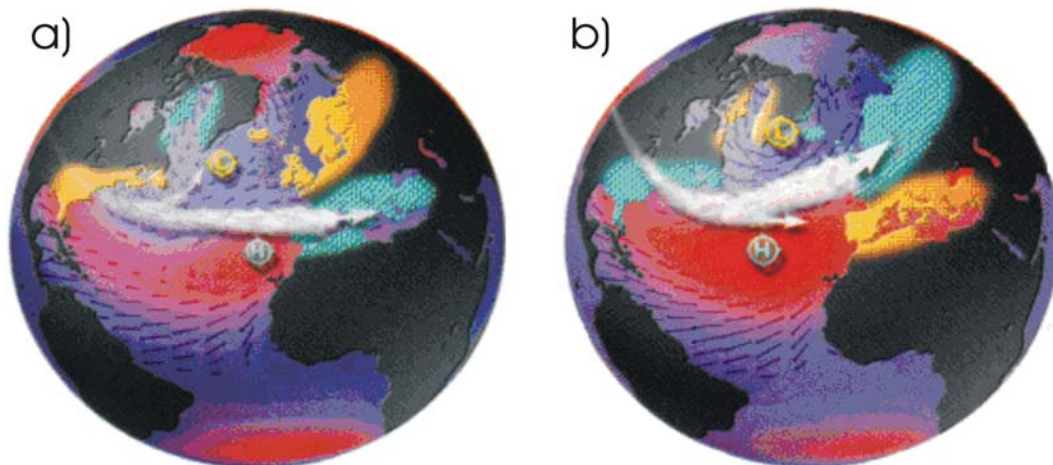
Klimaet over Atlanterhavet og de omliggende kontinenter varierer relativt mye med tiden, både på lang og kort sikt. En forståelse av denne variabiliteten er viktig for å kunne beskrive jordens klima tilstrekkelig bra. I diskusjonen om vi har en menneskeskapt drivhuseffekt og hvordan denne bidrar til oppvarmingen av kloden er det nødvendig med en økt forståelse for alle brikker som til sammen utgjør det komplekse klimasystemet vi lever i. Den nord atlantiske oscillasjonen (NAO) beskriver en stor del av variabiliteten i Atlanterhavsområdet og er således en av disse viktige brikkene. Det er blitt forsket mye på dette området, og deler av resultatene viser at en endring i NAO påvirker alle områder omkring nord Atlanteren på ulikt vis.

Den nord atlantiske oscillasjon (NAO) ble først beskrevet av Walker & Bliss (1932). De fant en tendens til at det i vintre med sterke lavtrykk over Island også finnes tilsvarende sterke høytrykk i områdene ved Azorene. De vintrene hvor islandslavtrykket er svakere enn normalt virker det ofte som at også azorerhøytrykket er svakere enn normalt. Dette fenomenet kalte de den nord atlantiske oscillasjon.

Walker & Bliss (1932) gjorde beregninger for å konstruere en indeks for å angi styrken på dette fenomenet. Som utgangspunkt brukte de trykk, temperatur og nedbørsdata fra en rekke stasjoner i Europa og Nord-Amerika. Dette resulterte i et matematisk uttrykk, som inneholdt data fra 9 stasjoner, altså en indeks som var et mål på den nord atlantiske oscillasjon. Denne indeksen er senere blitt forenklet, og en mener nå å kunne gi et bra mål for NAO ved å bare se på trykkforskjellen mellom to stasjoner, en på Island og en på Azorene eller i Portugal (for eksempel Hurrell 1995b).

I denne oppgaven blir stasjonene Stykkisholmur på Island og Lisboa i Portugal brukt. Trykkdifferansene blir deretter normalisert. Normaliseringen vil gi en indeks for alle målingene med middelerdi lik 0 og standardavvik lik 1. Et sterkt islandslavtrykk sammen med et kraftig høytrykk over Lisboa (Azorene) vil gi en positiv NAO-indeks. I det motsatte tilfellet, hvor vi har en lavere trykkgradient mellom Lisboa (Azorene) og Island, vil det gi en negativ NAO-indeks.

Ved studier av den Nord Atlantiske Oscillasjon er det vintermånedene som er mest interessante. Det er på vinteren det typiske NAO-mønsteret kommer til syne i trykkfeltet i Nord-Atlanteren (figur 2.5). I denne oppgaven brukes data for månedene desember, januar, februar og mars (djfm).



Figur 2.5: Figuren viser et eksempel på atmosfærens bevegelse i de to fasene av NAO, a) negativ NAO-indeks og b) positiv NAO-indeks. Grå piler markerer stormbanene ved de to fasene, turkis markerer områder som får økt nedbør, økt lavtrykksaktivitet og økt temperatur. Gult markerer områder med redusert nedbør, lavtrykksaktivitet og redusert temperatur. Figuren er hentet fra Martin Visbecks hjemmeside.

NAO-indeksen er et viktig verktøy til å beskrive variabilitet i klimaet i Nord-Atlanteren og over Europa. I vintre med høy NAO-indeks er trykkgradienten mellom Lisboa og Island på det kraftigste. I vintre med lav NAO-indeks vil lavtrykkssystemene bevege seg lenger sør enn ved høye NAO-indeks vintre (Trenberth & Hurrell 1994). Dette kan assosieres med kaldt klima over nordvestre deler av Atlanterhavet og varmt klima over Europa (Hurrell 1996).

En høy NAO-indeks vil gi en endring til mer sørvest-til-nordøst retning for varme- og fuktighetstransporten over nord Atlanteren (figur 2.5), den vil også gå mye mer mot nord enn ved lave NAO-indeks verdier. Dette betyr en økning i varme- og fuktighetstransporten mot nordlige deler av Europa og Skandinavia og en nedgang i varme- og fuktighetstransporten over sørlige deler av Europa, Middelhavsområdene og nordlige Afrika. Noe som innvirker videre på nedbøren i disse områdene om vinteren, med en økning i nedbør i nord og tørrere vintre i sør (Hurrell 1995b).

Studier som er gjennomført av Hurrell (1995b) viser en økning i NAO-indeksen de siste 20 årene. Siden 1980 har de fleste vintre hatt positive NAO-indeks verdier, og etter 1989 er det flere tilfeller av vintre med ekstrem høy NAO-indeks. Dette har som Hurrell også hevder, gitt en økning i vinternedbør i Skandinavia og Nord Europa, og en nedgang i nedbør i Middelhavsområdene (Tabell 1, Hurrell 1995b). Denne trenden har gitt oss flere markerte endringer i både klimaet og økosystemer ved midlere og høyere breddegrader på den nordlige halvkule.

2.3.1 Et utdrag fra studier omkring NAO

Thompson et al. (2000) finner gjennom sine studier en trend mot et styrket subpolart vestavindsbelte i området fra bakken og opp til lavere deler av stratosfæren ved en økning i AO-indeksen. AO-indeksen, den arktiske oscillasjon, oppfører seg likt NAO, men involverer det meste av den nordlige halvkule. Trenden i NAO/AO er særlig tydelig i perioden januar til mars, og beskrives gjennom et lavere geopotensiale over de arktiske områdene kombinert med en økning i geopotensiale i områdene lenger sør. Dette er kombinert med en stratosfærisk avkjøling av de polare områder, og oppvarming over det Eurasiske kontinent.

Økningen i NAO-indeksen har gitt mildere vintre i nord Europa, deriblant Skandinavia (Hurrell 1995b, 1996 og Hurrell & van Loon 1997). Thompson & Wallace (1998) konkluderer med at den høye AO-indeksen de siste årene har medført en økning i bakketemperatur over Eurasia og en avkjøling av stratosfæren over Arktis. Samtidig som vi observerer økning i temperaturen over Europa og Asia, opplever østlige deler av nord Amerika og vest Grønland barskere vintre de siste årene (Shabbar et al. 1997).

Vi opplever også store endringer i nedbørsmønsteret på den nordlige halvkule som en følge av en stadig økende NAO-indeks. (Hurrell 1995b). Hurrell & van Loon (1997) knytter NAO-indeksen til avtagning i nedbøren over sørlige deler av Europa og middelhavsområdene, samtidig som vi opplever en økning i nedbøren over nord Europa. Disse resultatene støttes av Dai et al. (1997) som også tilføyer en nedgang i nedbøren over østlige Canada og en økning over øst USA.

Hurrell & van Loon (1997) konkluderer også med at økningen i NAO-indeksen kan assosieres med en nordlig forskyvning av stormbanene over nord Atlanteren, og at denne forskyvningen er med på å opprettholde en tilsvarende anormal midlere sirkulasjon i den øvre troposfære.

De siste tiårene er det observert endringer i sjøis i de arktiske områder. Parkinson (2000) konkluderer med en økning i isdekket i Beringhavet Baffin Bay, Davis stredet, Labradorhavet og St. Lawrence bukta, og en minkning i isdekket i Grønlandshavet, Barentshavet, Okhotskhavet og havområdene nord for Russland. Tilsvarende studier gjort av Cavalieri et al. (1997) gir totalt minkning av isdekket i Arktis på ca 2,5-3,5% pr tiår. Prinsenberg et al. (1997) knytter sammenheng mellom isdekket i Labradorhavet og langs kysten av Newfoundland med NAO-indeksen.

Studier gjennomført av McPhee et al. (1997) tyder på endringer i havets fysiske egenskaper i polhavene. Økt smelting av isen i Arktis har gitt sjøvannet i overflatelaget et økt tilskudd av ferskvann med tilhørende endring i salinitet. McPhee et al. (1997) bygger sine konklusjoner på sammenligning mellom to studier gjennomført henholdsvis i 1975 og 1997.

Endringer i stormbaner og stormaktivitet over nord Atlanteren er studert av Hurrell (1995a). Nakamura (1996) har funnet endringer i årstidsvariasjonen og hyppigheten av blokkerende høytrykk som følge av endringer i NAO-indeksen.

Kushnir et al. (1997) forklarer sammenhengen mellom signifikant bølgehøyde og NAO gjennom korrelasjonsanalyser. Signifikant bølgehøyde i nord Atlanteren har generelt økt siden 1960-årene på samme måte som vi ser en økning i NAO-indeksen de siste tiår.

Fromentin & Planque (1996) finner endringer i produksjon av zooplankton og utbredelsen av fiskeressurser som følge av endringen i NAO-indeksen. Ved å analysere 137 tidsserier fra 13 forskjellige plantearter i Norge gjennom 50 år finner Post & Stenseth (1999) en sammenheng mellom artenes vekstsesong og NAO. En høy NAO-indeks gir mildere og fuktigere vintre og medfører at vekstsesongen starter 12-28 dager tidligere for de fleste artene. Lengden på vekstsesongen ble også endret for enkelte arter. En tredjedel av artene fikk øket blomstringstiden med rundt 14 dager. Også pattedyr ble ifølge studiet påvirket av NAO. 7

arter av hovdyr ble studert. Både vekst, utvikling og fruktbarhet til alle 7 artene ble ifølge Post & Stenseth (1999) påvirket av NAO.

2.4 Greenland Above/Greenland Below (GA/GB)

Det ble antydnet av Hans Egede Saaby gjennom årene 1770-1778 at det var en mulig sammenheng mellom vintrene i Skandinavia og vintrene på Grønland. Rogers & van Loon (1978, 1979), gir en grundigere beskrivelse av dette fenomenet. Det har vist seg at det er en tendens til at kalde vintre over Grønland inntreffer samtidig som milde vintre i Skandinavia og omvendt.

Rogers & van Loon (1978) innfører begrepene ”Greenland Above” (GA) og ”Greenland Below” (GB). GA blir betegnelsen på situasjonen hvor Grønland har høyere vintertemperatur enn normalt samtidig som det motsatte er tilfellet i Skandinavia. GB er betegnelsen på det motsatte, kald vinter på Grønland og mild vinter i Skandinavia. Rogers & van Loon (1979) beskriver dette fenomenet ved bruk av temperaturdata for den nordlige halvkule. Stasjonene som blir brukt for å kategorisere de ulike GA- og GB-årene er Jacobshavn på Grønland og Oslo i Norge. Temperaturanomaliene mellom stasjonene må være minst 4°C for å falle inn under noen av kategoriene. De finner også en sammenheng mellom temperaturfelt og bakketrykk. Trykkanomalien for typiske GA-vintre tilsvarer den vi har ved negativ NAO-indeks, og typiske GB-vintre tilsvarer positiv NAO-indeks.

Rogers & van Loon (1979) finner en sammenheng mellom sjøis og GA/GB-vintre. Spesielt bemerker de at GB-vintre vil gi en økning i isdekket i Davis-Stredet, samtidig som isdekket i det Baltiske hav blir redusert. I GA-vintre er det motsatte tilfellet.

Dersom en ser på trykksituasjonen ved GB-vintre gir dette også noe av forklaringen. Ved GB finner vi lavere trykk enn normalt over Island (høy NAO-indeks). Avvik fra den midlere situasjon blir da som følger: en økning i den kalde luftstrømmen fra nord på vestsiden av Grønland, og en tendens til en økning av sørvestlige og varmere luftstrøm over det Baltiske hav, Norskehavet og Barentshavet. Det motsatte vil være tilfellet i GA-vintre. Denne sammenheng vil bli nærmere diskutert i avsnitt 6.3.

Kapittel 3 – Modell

For å simulere hvordan atmosfæren påvirkes av endringer som skjer ved bakkenivå eller for eksempel endringer i atmosfærens sammensetning forårsaket av mennesker må en ta i bruk numeriske modeller. I det følgende gis en kort beskrivelse av modellen ARPEGE/IFS som er blitt brukt i denne oppgaven, samt en beskrivelse av forsøksoppstillingen.

3.1 ARPEGE/IFS

Modellen som benyttes i denne oppgaven kalles ARPEGE/IFS og er blitt utviklet gjennom et samarbeid mellom Météo-France og ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts). ARPEGE står for "action de recherche petit echelle grande echelle" som betyr forskningsprosjekt på liten og stor skala. IFS står for "integrated forecast system" som sier at modellen også kan brukes med hensyn på numerisk værvarsling.

Modellen er blitt konstruert med tanke på at den skal være fleksibel og anvendelig for et bredt spekter av atmosfæriske studier (Thepaut & Courtier 1991) og for andre forskningsinstitusjoner enn Météo-France og ECMWF. ARPEGE/IFS inneholder et modulbibliotek over ulike parametriseringer som gir brukeren muligheter til å endre eller tilføye nye parametre. Modellatmosfæren inneholder et valgfritt antall av dynamisk passive størrelser, for eksempel ozon. Modellen er også tilpasset bruk på forskjellige grid, som også gjør det mulig å studere lokale småskalafenomener så vel som den storstilte atmosfæriske sirkulasjonen.

En grunnleggende beskrivelse av modellen er gitt av Déqué et al. (1994). Modellen bruker en vertikal hybridkoordinat η . Hybridkoordinaten følger topografien i den lavere troposfære (Simmons & Burridge 1981). Høyere opp i atmosfæren blir den parallell til trykkflatene. η varierer fra 0 ved toppen av atmosfæren til 1 ved bakken. Modellen bruker variablene for

lengdegrad, λ , og sinus til breddegrad, μ , som uavhengige variable. De hydrostatiske Navier-Stokes ligningene beskriver utviklingen av atmosfærisk bevegelse gjennom bevaring av masse, bevegelsesmengde og energi. Modellens atmosfære antas å være en blanding av to gasser, luft og vanndamp, dette gir et enkelt uttrykk for beregning av gasskonstanter og spesifikk varme.

ARPEGE/IFS tillater variabel horisontal gitteroppløsning. I følge Déqué & Piedelievre (1995) er prinsippet bak variabel gitteroppløsning å diskretisere de atmosfæriske variabler og ligninger gjennom et system med horisontale koordinater til en ny kule. Dette er oppnådd gjennom en passende geometrisk transformasjon av kloden. Disse ”nye” horisontale koordinatene er forskjellige fra sann lengdegrad og breddegradkoordinatene. Den geometriske transformasjonen er gitt blant annet gjennom at lengden av avbildningen av en gitt vektor er avhengig av lengden og posisjonen, men ikke retningen, til vektoren. Denne isotropiske transformasjonen fra en kule til en annen er beskrevet av Courtier & Geleyn (1988):

- 1) En velger et punkt til å representere sentrum for området med høy oppløsning.
- 2) En polar stereografisk projeksjon gjennomføres på planet som tangerer det valgte punktet.
- 3) En tilsvarende strekking på det stereografiske planet gjennomføres med en faktor $c > 1$ (ligning 3.1).
- 4) Punktene blir så transformert tilbake fra det stereografiske plan til kulen.

Endringen som blir gjort på ligningene er for de horisontale deriverte, og disse er multiplisert med en faktor:

$$m = \frac{c^2 + 1}{2c} + \frac{c^2 - 1}{2c} \mu' \quad (3.1)$$

hvor c er strekk-faktoren og $\mu' = \sin\varphi'$, hvor φ' er pseudo breddegrad for mål-kulen. Strekk-faktoren c avgjør hvor mye den horisontale gitteroppløsningen har økt i punktet valgt i 1). Tilsvarende er det på motsatt side av kloden et punkt hvor vi finner den laveste oppløsningen. Oppløsningen avtar fra faktoren c i punktet valgt i 1) til motsatt side hvor oppløsningen har faktoren c^{-1} . Et slikt strukket gitter er ikke brukt i denne oppgaven.

Modellen beregnes numerisk. Man benytter spektral representasjon for de fleste dynamiske prosesser og gitterrepresentasjon for de fysiske prosessene. Vi har en oppløsning av

jordoverflaten og atmosfæren i et endelig antall gitterpunkter. Eksempelvis er jordkloden for et T42-gitter, som ofte er brukt, delt opp i 8192 gitterpunkter, 128 lengdegrads-punkter og 64 breddegrads-punkter. Modellen er også inndelt i flere atmosfærelag. For å beskrive alle variablene som inngår i de tidligere nevnte likningene må en ta i bruk parametriseringer av fysiske prosesser som ikke er oppløst i gitteret. En parametrisering er en tilnærming av en fysisk prosess enten ved å uttrykke prosessen som en konstant eller ved en forenklet ligning.

I utgangspunktet vil det ikke være kilder eller sluk av energi i modellen utenom de gitte drivkreftene. Likevel vil det gjennom diskretisering og parametrisering av småskalafenomener, horisontal diffusjon og filtrering, kunne oppstå mindre kilder eller sluk av energi. Parametriseringen er delt opp i flere enkeltstående moduler. Disse beregner hver for seg eksplisitt flux av masse, energi og bevegelsesmengde for enhver parametrisert fysisk prosess.

I ARPEGE/IFS er følgende fysiske prosesser parametrisert:

- Horisontal og vertikal diffusjon. Her inngår også ytterligere parametriseringer i overflatelaget og blandingslaget
- Nedbør
- Skydekke
- Stråling
- Påvirkning/drag fra gravitasjonsbølger
- Konveksjon
- Overflatetemperatur og temperatur under jordoverflaten. Disse parametrene blir påvirket av stråling, fordampning, nedbør og vind og gir opphav til oppvarming (nedkjøling) av lufta over.
- Fuktighet i jordoverflaten
- Snø
- Mesosfærisk drag. Dette er tatt med for å unngå ikke-fysiske tilstander i den øvre atmosfære. Parameteren reduserer vind og temperaturgradientene i mesosfæren ned til 10 hPa (50 hPa over polområdene om natten).

3.2 Modelloppsett

Det er blitt gjort enkelte endringer av modellen etter at den ble beskrevet av Déqué et al. (1994). Modellen inneholder nå en mer grundig beskrivelse av stråling (Morcrette 1991), en parametrisering av drag fra konvektive gravitasjonsbølger beskrevet av Bossouet et al. (1997), en ny beskrivelse av snø (Douville et al. 1995) og en økning av drag fra orografiske bølger (Lott & Miller 1997). Modellen er også justert med hensyn på dyp konveksjon og vegetasjon. Den horisontale oppløsningen som er brukt er spektral trunkasjon ved bølgetall 63 (T63L), som tilsvarer om lag $2,8^\circ$ i lengdegrad og breddegrad. Det er ikke brukt strekking av gridet, det vil si $c=1$ ifølge ligning 3.1. Det er brukt 20 modellag i troposfæren og 10 modellag i midlere og høyere atmosfære.

Temperatur i sjøoverflaten og nede i og på bakken inngår i modellen som månedsmidlete klimatologiske verdier (Reynolds & Smith 1994). Havet vil i denne modellen ikke på noen måte bli påvirket av endringer i atmosfæren. Det vil være overflatetemperaturen i havet og utbredelsen av sjøis som vil sette føringer på atmosfæren.

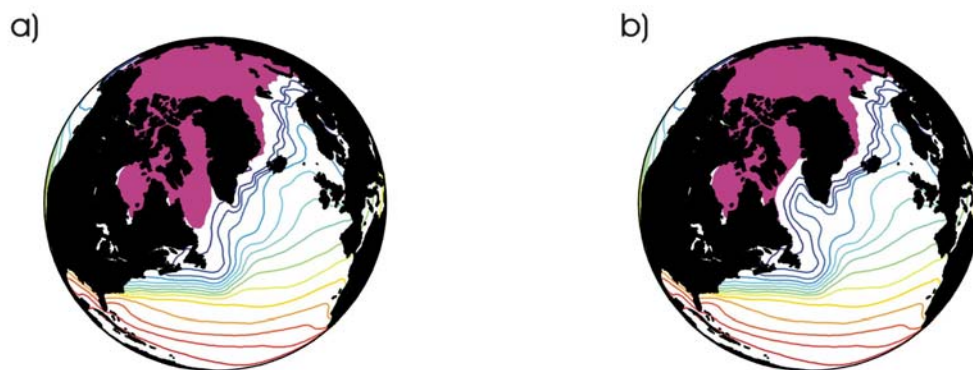
Isdekket er gitt som de områdene hvor sjøoverflatetemperaturen (SST) er $-1,9^\circ\text{C}$. En lokal SST anomali i Labradorhavet er laget på bakgrunn av en 16 år lang tidsserie med månedlig midlede verdier for SST fra perioden 1979-1995 fra AMIP-prosjektet (Gates 1992). Med dette grunnlag er en indeks for SST konstruert for månedene november-mars. Den årlige syklus er fjernet ved å trekke fra middelvei over tid for hver måned. Sjøoverflatetemperaturen er deretter midlet over området $60^\circ\text{V}-50^\circ\text{V}$, $55^\circ\text{N}-60^\circ\text{N}$ som tilsvarer Labradorhavet. Dette har gitt en SST-indeks for Labradorhavet.

I denne oppgaven beskrives tre ulike kjøringar av denne modellen. Det første forsøket er et kontrolleksperiment (CNTL1). Det er i kontrolleksperimentet brukt klimatologiske verdier for sjøis og sjøtemperatur (SST). Modellen er kjørt over en periode på 20 år hvor verdier for hver 6. time i vintermånedene er tatt ut og blir studert.

Den andre kjøringen kalles for LABMIN, og er kjørt med 3 standartavvik mindre sjøis og høyere SST i Labradorhavet enn i klimatologien på bakgrunn av SST-indeksen. I dette forsøket er modellen kjørt i 14 vintersesonger (djfm), og vi ser på data fra hver 6. time.

Det siste forsøket kalles for LABMAX, og er kjørt med 3 standardavvik mer sjøis og lavere SST i Labradorhavet enn i klimatologien på bakgrunn av SST-indeksen. Også dette forsøket er kjørt i 14 vintersesonger, og vi studerer data for hver 6. time.

Initialbetingelsene for de 14 vintersesongene som er kjørt med perturbert isdekke i Labradorhavet er hentet fra kontrollkjøringen.



Figur 3.1: Utbredelsen av sjøis og SST for a) LABMAX og b) LABMIN. Det røde området viser utbredelsen av is i de to eksperimentene, de fargede linjene viser SST med 1K mellom hver linje.

Isdekket er i de to perturberte forsøkene øket/minket med 3 standardavvik (figur 3.1) fra de klimatologiske. Et slikt avvik inntreffer svært sjelden, men er hensiktsmessig for dette studiet da isdekkets påvirkning på atmosfæren skal studeres. En kunne brukt et mindre og mer reelt avvik fra klimatologien i de perturberte kjøringene, men en antar at det ville gjøre forskjellene mellom de ulike kjøringene mindre tydelig, og gjøre det vanskeligere å gi noen bestemt konklusjon om isdekket og sjøstemperaturene i Labradorhavet har noen innvirkning på stormbaner over nord Atlanteren.

I det følgende ønsker vi spesielt å studere stormbanene i modellen med basis i 6-timers verdier fra simuleringene.

Kapittel 4 – Analyseverktøyet TRACK

Å beregne stormbaner har opp gjennom tiden vært et tidkrevende og møysommelig arbeid hvor en har sittet med værkart og gitt en subjektiv vurdering av hvor hvert enkelt lavtrykk har beveget seg. Kraftige datamaskiner har etter hvert gjort dette arbeidet enklere. TRACK som er utviklet av Kevin I. Hodges (1994, 1995, 1996, 1999) ved University of Reading er et bra gjennomarbeidet og anvendelig verktøy til å beregne lavtrykksbaner, og blir kort beskrevet her.

4.1 Historikk

To ulike framgangsmåter er tradisjonelt blitt brukt for å analysere stormbaner. Den første baserer seg på manuell vurdering av værkart, der en finner og følger de ulike værsystemenes posisjoner og produserer statistikk fra det (for eksempel Klein 1957). Den andre framgangsmåten baserer seg på beregning av statistikk fra gridpunktdata. En vil da se på variasjonen i dataene i et bestemt frekvensområde for fenomener på synoptisk skala (Blackmon 1976). Den siste metoden er selvsagt avhengig av datamaskiner for å kunne praktiseres. Å studere synoptiske værkart er derfor metoden som er blitt brukt fra slutten av 1800-tallet og fram til dataalderen. Å beregne statistikk fra gridpunktdata er forholdsvis enkelt med dagens datamaskiner, men statistikken kan ikke alltid gi oss all den informasjonen vi ønsker. Det har derfor de senere år vært stadig flere som har tatt i bruk en noe modernisert utgave av den gamle ”tracking”-metoden. Hodges (1994, 1995, 1996, 1999) har utviklet et verktøy til å automatisere dette arbeidet. Denne programpakken som er kalt for TRACK gjenkjenner hvert enkelt system, og gir brukeren muligheten til å beregne statistikk ut fra det.

I den følgende beskrivelsen av analyseverktøyet TRACK har jeg brukt søk etter lavtrykksbaner fra bakketrykkdata som eksempel. Men det er bare et av feltene hvor TRACK

er anvendelig. Terskelverdiene og alle krav til bevegelsesmønster kan settes av brukeren. Slik kan verktøyet brukes til å finne bevegelse til minimums- eller maksimumspunkter i alle mulige typer av felt, og ikke bare på planetær skala, men også andre typer projeksjoner er mulige.

4.2 Beskrivelse

4.2.1 Filtrering

Datasettet gjennomgår først en filtrering. Datasettet som vurderes kan sees på som en sum av et bakgrunnsfelt, og forstyrrelser på dette bakgrunnsfeltet. Disse forstyrrelsene er for eksempel synoptiske lavtrykk, og det er nettopp disse det er interessant å studere i denne oppgaven.

$$X = X_B + X' \quad (4.1)$$

Bakgrunnsfeltet (X_B) kan beskrives som summen av en middeltilstand og lavfrekvente harmoniske svingninger, mens forstyrrelsene (X') på dette er svingninger med høyere frekvens. For datasettene med bakketrykk som her blir behandlet, brukes derfor et romlig filter som fjerner harmoniske svingninger med bølgetall lavere enn 7. Disse svingningene gir en bra representasjon av bakgrunnsfeltet. Vi beholder svingninger med høyere frekvens, og disse skulle gi en bra representasjon av fenomenene som her ønskes studert.

TRACK gir også brukeren muligheten til å benytte seg av et tidsfilter. En kan eksempelvis velge å studere fenomener med en levetid på 2-6 dager. En båndfiltrering som dette er ikke blitt brukt i denne oppgaven.

4.2.2 Identifisering

Ved identifisering av lavtrykkssystemer gir brukeren av TRACK programmet en terskelverdi å ta utgangspunkt fra. Etter at dataene er filtrert er de ikke lenger representert ved en enkel enhet som tidligere, men med en verdi relativt til de planetære bølgene som er filtrert bort. En

kan variere denne terskelverdien alt etter hvor svake/sterke fenomener en ønsker å ta med i analysene.

Ved søk etter lavtrykksentre i bakkestrykksfelter brukes en terskelverdi som er satt av brukeren. For et ufiltrert bakkestrykksfelt ville det være naturlig å bruke for eksempel verdien 1013hPa som en terskelverdi. For de filtrerte dataene i denne oppgaven er verdien 4 blitt brukt som terskelverdi. Settes terskelverdien for høyt, blir kun de dypeste lavtrykkene tatt med i analysene, noe som vil gi et feil bilde på lavtrykksbanene. Settes terskelverdien for lavt får vi en kraftig økning i antall lavtrykksbaner, de fleste vil være svake lavtrykk med kort varighet. Verdien 4 er valgt til terskelverdi på bakgrunn av at verdien er høy nok til at de svakeste minimumspunktene ikke blir tatt med, samtidig er den lav nok til at vi får en bra representasjon av lavtrykksbevegelsen med et antall lavtrykksbaner som tilsvarer det en observerer.

TRACK gjennomgår videre alle gridpunkter i hvert tidssteg og merker av de som har en verdi som er lavere enn den gitte terskelverdien. (Dersom en ønsker å se på høytrykksbaner så kan en velge merke av de punkter med verdi høyere enn terskelverdien). Denne avmerkingen av punkter kan sees på som et binært felt, hvor de avmerkede punktene blir gitt verdien 1, mens de øvrige får verdien 0.

Videre vil TRACK søke etter alle minimumspunkter innenfor disse avmerkede områdene. Et minimumspunkt vil her være de punktene som er slik at alle omkringliggende punkter har en høyere verdi. Disse minimumspunktene vil da være mulige lavtrykksenter.

Det vil ofte finnes mer enn ett lavtrykksenter innenfor dette området representert ved det binære feltet. Brukes en lav terskelverdi så kan dette ha en stor utstrekning og dekke hele kontinenter. Disse områdene kan derfor inneholde flere lavtrykksystem. Dette er tilfeller som TRACK må håndtere på en tilfredsstillende måte, og er blitt løst ved å bruke et nærmeste-nabo-søk. Man tar utgangspunkt i senteret og vurderer senterets "naboer" (det vil si de fire punktene som omslutter senteret). De av disse naboene som har en verdi som er høyere enn

punktet det søkes fra tas med i lavtrykksystemet, og deretter utføres samme nærmeste-nabo-søk på disse. Dette foregår helt til vi får et stort sammenhengende område der alle omliggende verdier enten er lavere enn på "randen" eller er høyere enn terskeverdien. Det er dette sammenhengende området som kan kalles et lavtrykksystem. Ethvert slikt system må inneholde minst to gridpunkter for å bli tatt med i de videre beregningene.

Styrken eller intensiteten til et lavtrykksystem blir beregnet fra en SPLINE-funksjon beskrevet av Hodges (1994, 1995). I disse beregningene inngår både dybden og utbredelsen på lavtrykksystemet.

Vi har også muligheten for at flere punkter i lavtrykksystemet vil ha den samme minimumsverdien. Dette løses ved å interpolere et minimumspunkt som ligger mellom de aktuelle punktene. Denne metoden medfører at et lavtrykkssenter ikke nødvendigvis ligger i et gridpunkt, men gjerne midt mellom gridpunktene.

4.2.3 Konstruksjon av lavtrykksbaner

Lavtrykksentre (minimumspunkter) blir identifisert for hvert enkelt tidssteg, og er en forholdsvis enkel prosess. Den neste oppgaven blir å knytte sammen de ulike lavtrykksentra for de ulike tidsstegene slik at vi kan følge hvert enkelt lavtrykksystem i sin bevegelse for eksempel over nordatlanteren. Dette blir utført ved å gi en rekke begrensninger på hvordan lavtrykksenteret kan bevege seg, dette er parameterverdier som kan gis av brukeren (Hodges, 1999).

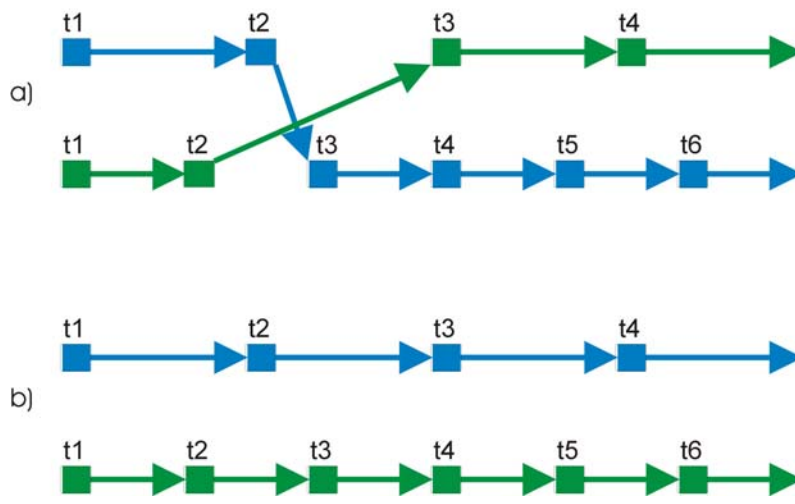
Først lenkes lavtrykksentra for to etterfølgende tidssteg ved å sette en kopling fra hvert lavtrykksenter i det første tidssteget, til lavtrykksenteret som ligger kortest distanse unna i det neste tidssteget. Hver slik kopling gis ett unikt nummer for senere identifikasjon. Dersom det er et ulikt antall lavtrykksentra i de to tidsstegene, blir de overflødige lenket til såkalte spøkelses- eller dummy-punkter, og får også tildelt sitt banenummer. Denne lenkingen fortsetter gjennom hele den uavbrutte tidsserien til vi har et ensemble av lavtrykksbaner. TRACK gir mulighet for nye stormbaner å oppstå eller forsvinne underveis i datasettene.

Dette er en absolutt nødvendighet for å kunne analysere lange tidsserier (desember-mars) som dem som er brukt i denne oppgaven. Lavtrykkene har en gjennomsnittelig levetid på 5-6 dager, slik at nye lavtrykk vil oppstå underveis.

Et lavtrykkssystem er i TRACK gitt en minimums levetid på 2 døgn. Det vil med et tidssteg på 6 timer tilsvare 8 tidssteg. Systemer med kortere levetid blir ikke tatt med i de videre beregningene. Denne begrensningen fungerer i seg selv på en måte som et tidsfilter hvor en ikke tillater fenomener med kortere levetid enn 2 døgn. Med denne begrensningen vil en filtrere vekk de tilfellene hvor oppbyggingen av et lavtrykk blir stanset før det er rukket å bli skikkelig utviklet. Uten denne begrensningen er det sannsynlig at vi kunne få et feilaktig bidrag til statistikken over syklolyse og syklogenese.

I neste fase innføres begrensningene på lavtrykkenes bevegelser. Lavtrykket må ha en endelig hastighet, en endelig akselrasjon og lavtrykksbanen skal være kontinuerlig. Kravet til kontinuitet er selvfølgelig strengere desto bedre tidsoppløsning en har på datasettene. I oppgaven er det brukt tidssteg på 6 timer, noe som skulle være tilstrekkelig til å gi en bra gjengivelse av lavtrykksbanene. For datasett med lengre tidssteg blir kravet til kontinuitet mer utflytende, og det blir vanskeligere å avgjøre om to etterfølgende lavtrykksenter tilhører samme lavtrykksbane.

Et lavtrykkssystem kan ikke bevege seg med en ubegrenset hastighet. I TRACK brukes en maksimumsverdi for lavtrykksenterets hastighet på 6° pr tidssteg (24° pr døgn) i områdene nord for 30°N . De banene hvor dette kriteriet ikke overholdes blir oppsplittet i to lavtrykksbaner, eventuelt forsøker TRACK å omrokkere på sammenkoplingen. Omrokkeringen gjøres ved at etterfølgende bane for to stormbaner byttes (figur 4.1). Her forutsettes selvfølgelig at kravet til hastighet for de nye stormbanene også tilfredstilles.

**Figur 4.1:**

Eksempel på hvordan TRACK glatter ut stormbanene. a) viser to stormbaner konstruert ved å finne nærmeste nabo i etterfølgende tidssteg. b) viser de to stormbanene etter at kurvene er glattet ut ved minimering av kostfunksjonen (ligning 4.2). Lavtrykksentra er markert som bokser på stormbanene, og merket med hvilket tidssteg de tilhører (t1, t2,...). Pilene viser hvordan lavtrykksentra lenkes sammen, de kan kun lenkes sammen i to etterfølgende tidssteg (t1 til t2, t2 til t3,...)

Krav til akselerasjon vil også medføre enkelte omrokkinger på lavtrykksbanene. Dersom en har et lavtrykksenter som med relativt stor hastighet beveger seg østover og dette lavtrykket i neste tidssteg snur, og beveger seg med stor hastighet tilbake mot vest, så er dette en bevegelse som ikke finner sted i virkeligheten. Om en ikke setter et krav til akselerasjon, så har vi mulighet for at slike baner kan oppstå. Derimot kan et lavtrykk som beveger seg sakte gjerne endre retning. For å unngå slike ikke-fysiske retnings- og hastighetsforandringer blir det konstruert en kostfunksjon (Hodges 1995) (ligning 4.2) over alle lavtrykksbanene. Denne kostfunksjonen vurderer lavtrykksbanenes krumning relativt til hastigheten. Dersom det finnes flere muligheter for å lenke sammen lavtrykksentra etter at de ovennevnte kriterier er gjennomgått, så beregnes kostfunksjonen for disse. En utfører så en rekke omrokkinger til en står igjen med et ensemble av lavtrykksbaner som både tilfredsstillende alle kriterier og som samtidig minimerer kostfunksjonen. Denne minimeringen av kostfunksjonen medfører glattere baner med færre ”krumspring”. Brukeren av TRACK kan selv avgjøre hvilke parametere i kostfunksjonen, Ξ , som skal tillegges størst vekt.

$$\Xi = \sum_{i=1}^m \sum_{k=2}^{n-1} \mathcal{D}_i^k(\mathbf{P}_i^{k-1}, \mathbf{P}_i^k, \mathbf{P}_i^{k+1}) \quad (4.2)$$

Her er $\mathcal{D}_i^k(\mathbf{P}_i^{k-1}, \mathbf{P}_i^k, \mathbf{P}_i^{k+1})$ det lokale avvik i tidssteg k , og \mathbf{P}_i^k er posisjonsvektoren for et lavtrykkspunkt, i , på lavtrykksbanen i tidssteg k . Det lokale avvik er definert som

$$\mathcal{D}_i^k(\mathbf{P}_i^{k-1}, \mathbf{P}_i^k, \mathbf{P}_i^{k+1}) = \begin{cases} 0, & \text{dersom } \mathbf{P}_i^{k-1} \text{ er et spøkelsespunkt} \\ \psi(\mathbf{P}_i^{k-1}, \mathbf{P}_i^k, \mathbf{P}_i^{k+1}), & \text{dersom } \mathbf{P}_i^{k-1}, \mathbf{P}_i^k \text{ og } \mathbf{P}_i^{k+1} \text{ er virkelige} \\ \psi_{\max}, & \text{i alle andre tilfeller} \end{cases} \quad (4.3)$$

ψ er en glatthetsfunksjon som er et mål på endring i hastighet retning over tre tidssteg. ψ_{\max} er en øvre grense for ψ . Kostfunksjonen beregnes for alle mulige valg av lavtrykksbaner. Ved en minimering av kostfunksjonen velges ut det ensemble av lavtrykksbaner som gir kostfunksjonen en minst mulig verdi.

4.3 Output fra TRACK

4.3.1 Feature density

Feature density gir et bilde av hvor vi finner størst tetthet av lavtrykksentre. For å beregne feature density for et gitt datasett vil hvert lavtrykksenter i hvert tidssteg bli talt. Dette resulterer i en tetthet av lavtrykksentre pr sesong, og er gitt med enheten $(10^6 \text{ km}^2 \text{ sesong})^{-1}$. En verdi på 100 et sted viser at det i et område på 1 million kvadratkilometer kan telles 100 lavtrykksentre i løpet av en sesong. Med en slik representasjon av lavtrykksbanene så vil saktegående lavtrykk og lavtrykk med lang levetid dominere bildet.

4.3.2 Track density

Track density gir et bilde på antall stormbaner som passerer gjennom et område pr sesong. I motsetning til feature density så vil et lavtrykkssystem kun bli talt én gang for hvert område som blir vurdert. Enheten for track density er den samme som for feature density, $(10^6 \text{ km}^2 \text{ sesong})^{-1}$, men altså er det snakk om antall lavtrykksbaner og ikke lavtrykksentre.

4.3.3 Genesis density

Genesis density viser hvilke områder vi har stor tetthet av syklogenese, det vil si hvor lavtrykk oppstår. Punkter som bidrar til syklogenesedata vil naturligvis være nye lavtrykksentre som oppstår i det et frittliggende punkt får en verdi lavere enn den gitte terskelverdien, og dermed defineres som et nytt lavtrykksenter, og starten på en ny lavtrykksbane. Lavtrykksentre i første tidssteg i en ny tidsserie tas ikke med i beregningen av syklogenese, da alle lavtrykksentre vil være det første punktet i en lavtrykksbane, og dermed gi et feilaktig bidrag. Enheten for syklogenese er den samme for track density.

4.3.4 Lysis density

Lysis density viser hvilke områder vi har størst tetthet av syklolyse, de områdene hvor et lavtrykk dør ut. I følge TRACK vil et lavtrykk dø ut når trykket i senteret blir høyere enn den gitte terskelverdien. I beregningen av syklolyse blir ikke siste tidssteg i en dataserie tatt med. Enheten er den samme som for track- og genesis density.

4.3.5 Andre output

Andre statistiske størrelser blir også beregnet. Intensiteten til lavtrykkene med grunnlag i deres størrelse og dybde kan beregnes. En kan også beregne midlere hastighet og vekstrate for lavtrykkene.

TRACK har også en egen grafisk pakke for visualisering av statistikk som er beregnet, eller for plotting i såkalte spaghettiplot, hvor hvert enkelt lavtrykk og dets bane blir inntegnet. Den delen av TRACK er ikke benyttet i denne oppgaven. Her er data og statistikk fra TRACK blitt brukt og plottet ved hjelp av de grafiske pakkene i Matlab.

Kapittel 5 - Resultater

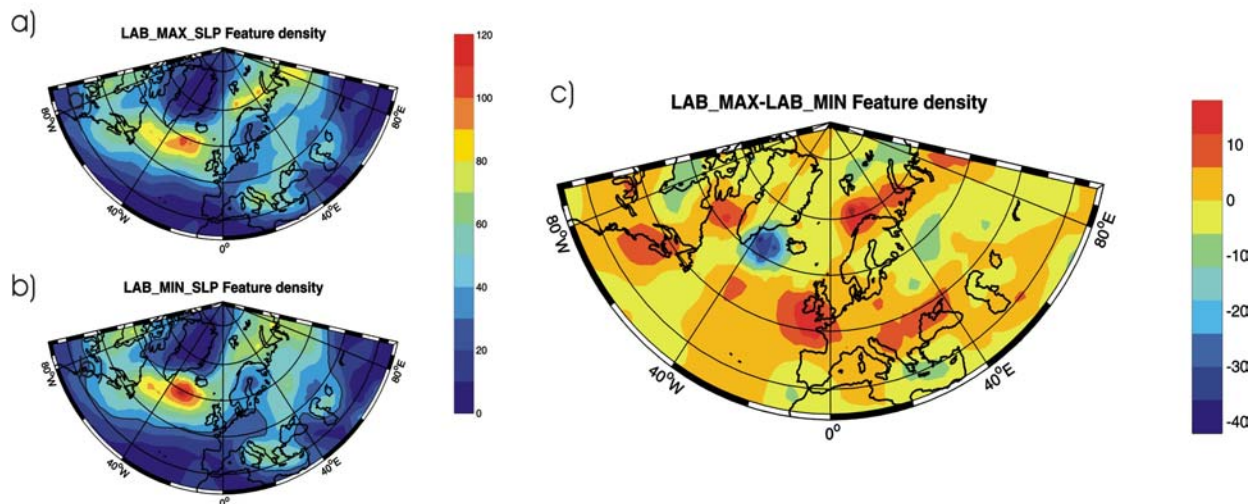
I dette kapitlet vurderes resultater fra kjøringene LABMIN og LABMAX som hver består av 14 vintersesonger. Feltene som her blir vurdert vil være med utgangspunkt i bakkestrykk ved havnivå (SLP). Dataene er analysert ved hjelp av programpakken TRACK. Vi ser i dette kapitlet på storbanenes utbredelser. Resultatene som presenteres vil være et gjennomsnitt av de 14 simulerte vintrene.

5.1 Stormbaner

Av figur 5.1 kan vi tydelig se hvordan stormbanene generelt beveger seg over nord Atlanteren. Stormbanene oppstår i hovedsak over USA eller langs kysten av nord Amerika. De beveger seg så opp langs Canadakysten og videre mot sørspissen av Grønland. I dette området vil en del av lavtrykkene dø ut mens de øvrige deler seg opp i flere videre baner. Enkelte går nordover fra Island, langs iskanten opp til Svalbard, andre beveger seg lenger sør og inn over Storbritannia og Skandinavia, mens det er et fåtall som går sør for Storbritannia og inn over Spania og Frankrike. I det følgende ser vi hovedsakelig på forskjellene i stormbaner mellom de to perturberte kjøringene.

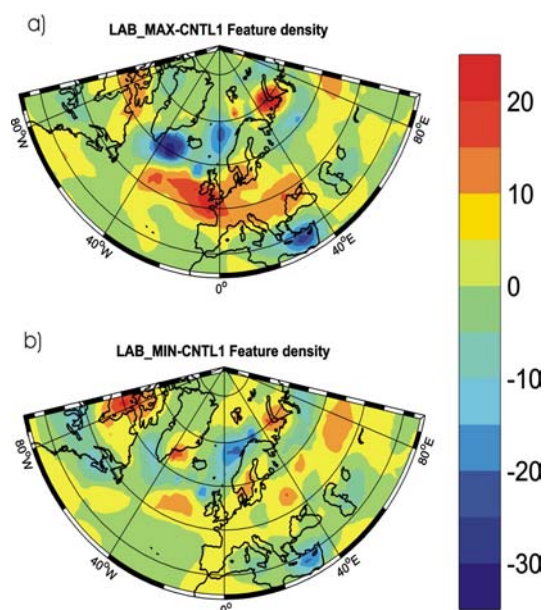
5.1.1 Feature Density

Figur 5.1 viser en tydelig sørlig forflytning av stormbanene over nord Atlanteren ved økning av isdekket i Labradorhavet. En legger også merke til et noe kraftigere maksimum i "feature density" i LABMIN kjøringen enn det vi har for LABMAX. Dette kan settes i sammenheng med at lavtrykkene beveger seg gjennom et smalere område i LABMIN enn i LABMAX.



Figur 5.1: "Feature density" for 14 vintersesonger. a): LABMAX, b): LABMIN, c): differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtrykkspunkter pr 10^6 km² pr sesong.

Dersom vi sammenligner med kontrollkjøringen ser vi at den markerte forflytningen sørover av lavtrykksbanene først kommer til syne mellom kontrollkjøringen og LABMAX (figur 5.2a). Mens en mellom kontrollkjøringen og LABMIN (figur 5.2b) ikke kan påvise noen forflytning av lavtrykksbanene i noen særlig grad. Av dette kan vi dra slutningen at om vi øker isdekket i Labradorhavet fra det klimatologiske, så vil det gi vesentlige endringer i lavtrykkenes baner over nord Atlanteren, mens en minkning i isdekket fra det klimatologiske ikke vil gi noen større endringer.

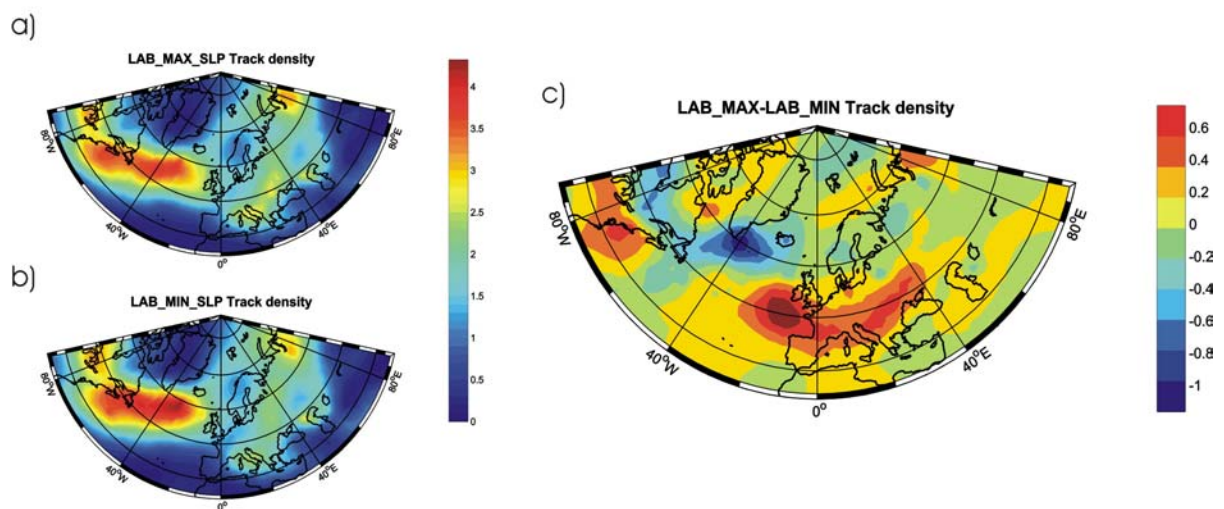


Figur 5.2: "Feature density". Differanse mellom a) LABMAX og kontrollkjøringen, b) LABMIN og kontrollkjøringen. Enheten er antall lavtrykkspunkter pr 10^6 km² pr sesong.

I Barentshavet ser vi i figur 5.1 en større tetthet av lavtrykkspunkter i LABMAX kjøringen enn det som er tilfellet i LABMIN. For dette området finner vi enkelte forskjeller mellom LABMIN og kontrollkjøringen, men kun små ulikheter mellom LABMAX og kontrollkjøringen.

5.1.2 Track Density

Figur 5.3 viser tettheten av stormbaner eller "track density". I motsetning til for "feature density" telles det her opp antall stormbaner og ikke antall lavtrykkssenter pr arealenheter pr sesong. Derfor er også verdien på skalaen antall lavtrykksbaner pr 10^6 km^2 pr sesong.



Figur 5.3: "Track density" for 14 vintersesonger. a): LABMAX, b): LABMIN, c): differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km^2 pr sesong.

Også her ser vi en tydelig sørlig forflytning av lavtrykksbanene i LABMAX, tilsvarende den for "feature density" (figur 5.1), men kanskje enda mer tydelig. Forflytningen kommer til syne som en tydelig dipol på figur 5.3c som viser differansen mellom LABMAX og LABMIN. Det er ikke bare snakk om en sørlig forskyvning, men også til en viss grad en dreining av lavtrykksbanenes bevegelsesretning sørover mot midlere og sørlige deler av Europa i LABMAX-kjøringen. Vi har også en økning i lavtrykksbaner over hele sør Europa i LABMAX.

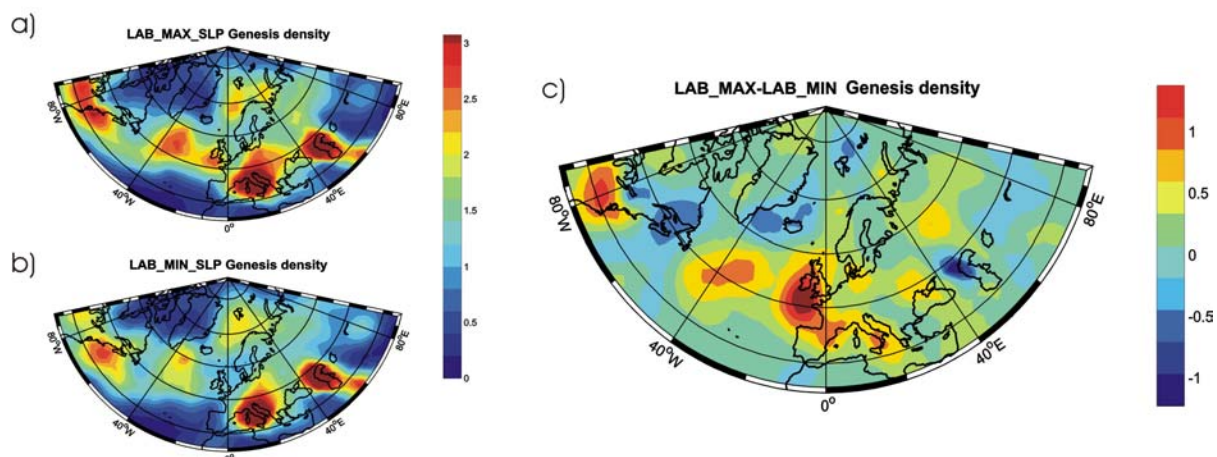
I Barentshavet ser vi derimot kun neglisjerbare forskjeller mellom de to perturberte kjøringene for *"track density"*. Dette kan forklares med at lavtrykkene i LABMAX i dette området beveger seg noe mer langsomt, og dermed vil gi et større bidrag for *"feature density"* hvor en teller antall lavtrykkspunkter og ikke antall lavtrykksbaner.

Vi finner i LABMAX en økning i antall lavtrykksbaner ved Cape Hatteras, og en mindre reduksjon i antall lavtrykksbaner lenger nord.

Tar vi kontrollkjøringen med i betraktningen finner vi også for *"track density"* størst forskjeller mellom denne og LABMAX, tilsvarende det vi fant i forrige avsnitt.

5.2 Syklogenesese

Figur 5.4 viser tydelig en sørlig forflytning av sentra for syklogenesese langs østkysten av nord Amerika. Det er til dels dette som videre gir en sørlig forflytning av stormbanene for LABMAX eksperimentet. Ved Cape Hatteras og Appalachian Mountains dannes det flere lavtrykk i LABMAX enn i LABMIN, dette er statistisk signifikant til et nivå på 85 %.



Figur 5.4: "Genesis density" for 14 vintersesonger. a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

Videre ser vi en avtagning i syklogenesese i et belte fra sørspissen av Grønland, over Island og nord til Svalbard. Dette kan settes i sammenheng med at færre lavtrykk beveger seg i dette området så langt nord. Det er vanlig at når et bakkellavtrykk møter en hindring i form av en

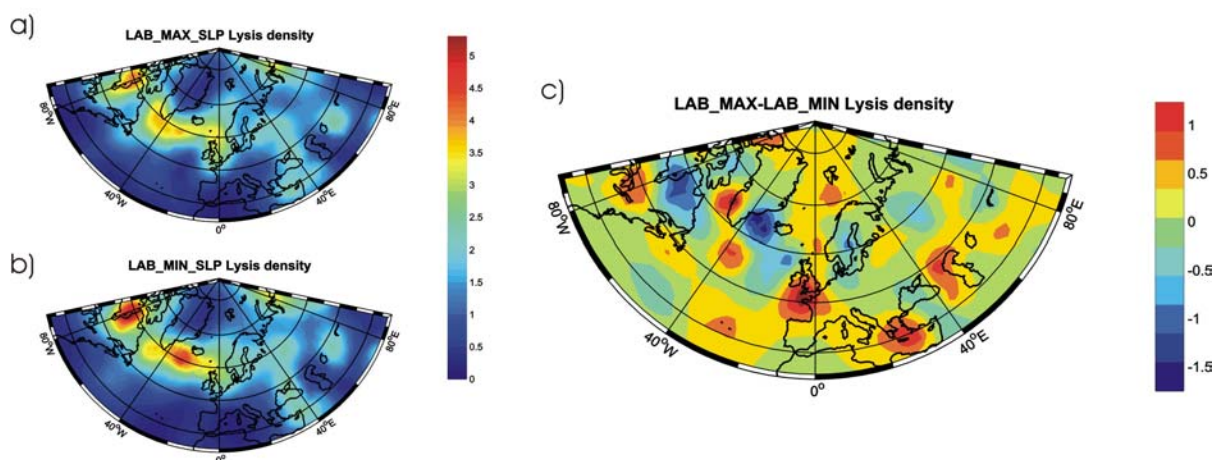
landmasse (som f.eks. Grønland, Island eller Svalbard) så vil dette redusere styrken på lavtrykket. På motsatt side av landmassen vil lavtrykket igjen ofte bygges opp igjen (Egger 1974, Kristjánsson & McInnes 1999). Dette vil dermed bidra først til syklolyse og deretter gi et bidrag til syklogenese på andre siden av landmassen. I samtlige kjøring ser vi at vi har et maksimum i syklogenese sørøst for Grønland og nordøst for Island. Tilsvarende forventes maksima i syklolyse vest for Grønland og vest for Island. Vi ser også at vi får en økning i syklogenese i området omkring Irland i LABMAX.

De dominerende områder for syklogenese ser ut til å være over nord Italia og over det Kaspiske hav. Dette er et område jeg antar blir i liten eller ingen grad påvirket av endringene i Labradorhavet. Dette vil derfor ikke bli nærmere diskutert i denne oppgaven.

5.3 Syklolyse

Hovedområdene for syklolyse ser vi av figur 5.5 er Hudson Bay og Quebec, samt sørøst og sørvest for Grønland. Vi ser også tydelige forskjeller mellom LABMIN og LABMAX.

Forskjeller å legge merke til i figur 5.5 er at det er færre systemer som dør ut over Quebec og Hudson Bay vest for Labradorhavet i LABMAX enn i LABMIN. Flere lavtrykk ser ut til å dø ut i Davisstredet nord i Labradorhavet i LABMAX. Vi har en økning i syklolyse sørvest for Grønland i LABMIN (tilsvarende det som er beskrevet for syklogenese) og en økning i syklolyse for LABMAX i områdene omkring Irland.



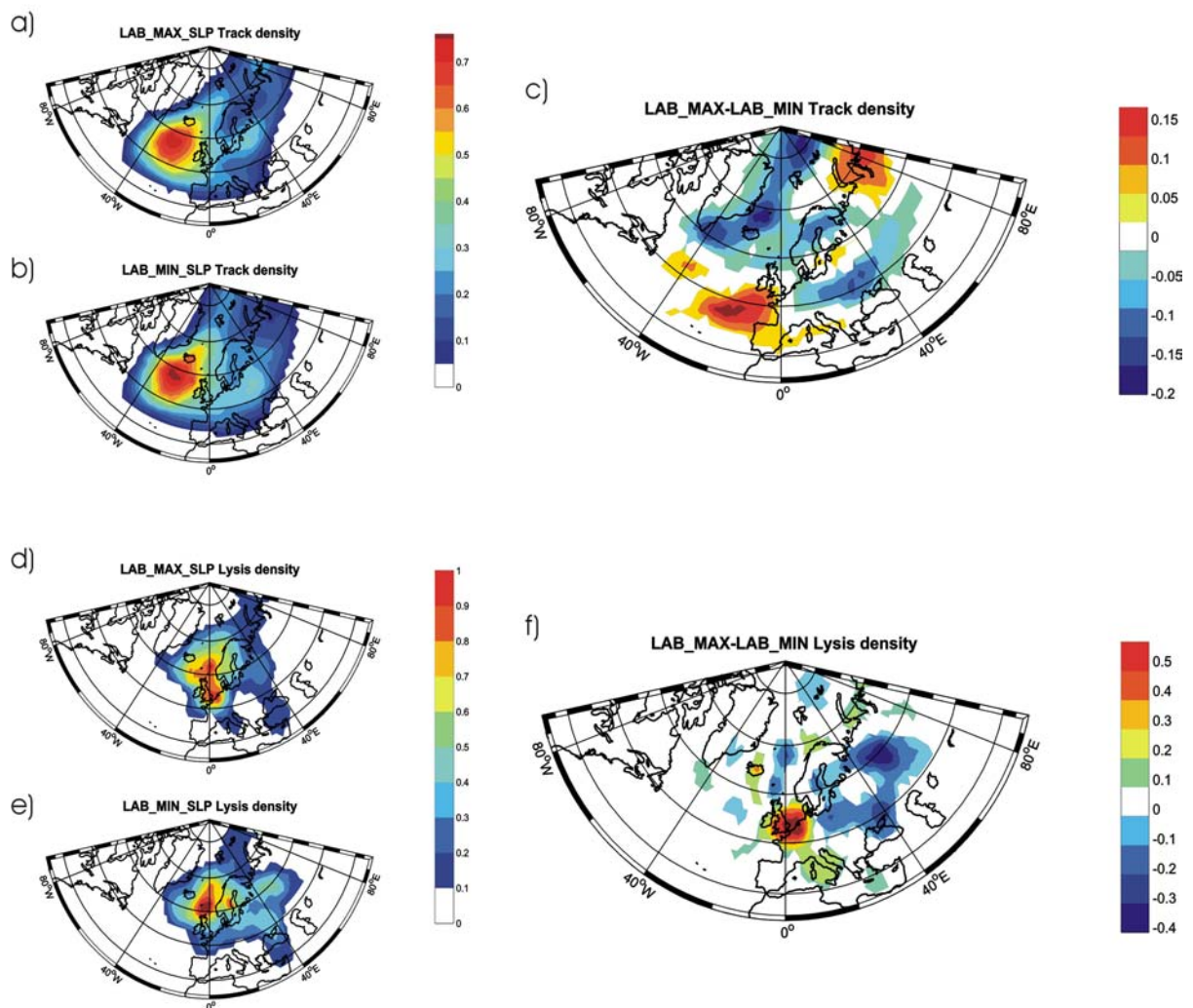
Figur 5.5: "Lysis density" for 14 vintersesonger. a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

Vi ser tydelige forskjeller i syklolyse for de to kjøringene nord i Labradorhavet og over Quebec. I LABMAX er det noen flere lavtrykk som dør ut i Davis Stredet. Enkelte av disse kommer sørfra, beveger seg opp langs kysten av Canada, møter iskanten i Labradorhavet. Barokliniteten nær bakken endrer seg når lavtrykket kommer inn over iskanten, dette kan være en viktig faktor til å forklare hvorfor vi får et bidrag til syklolyse her. De øvrige lavtrykkene ser ut til å være dannet i områdene øst for Rocky Mountains. Da syklolyse i dette området bygger på analyser av 0-4 stormbaner pr sesong i 14 vintersesonger vil dette være et for tynt grunnlag til å dra noen sikre slutninger. Lavtrykkene med syklolyse over Quebec kommer vestfra og er dannet i områdene øst for Rocky Mountains. Forskjellene vi ser mellom de to kjøringene er hovedsaklig fordi det blir dannet færre lavtrykk i områdene øst for Rocky Mountains i LABMAX enn i LABMIN kjøringen. Det vil følgelig også gi seg utslag at flere lavtrykk dør ut over Quebec i LABMIN. Vektes disse resultatene på antall stormbaner som er med i analyse ser vi at disse forskjellene til dels utviskes.

5.4 Syklogense i utvalgte områder

5.4.1 Syklogense sør for Island og Grønland

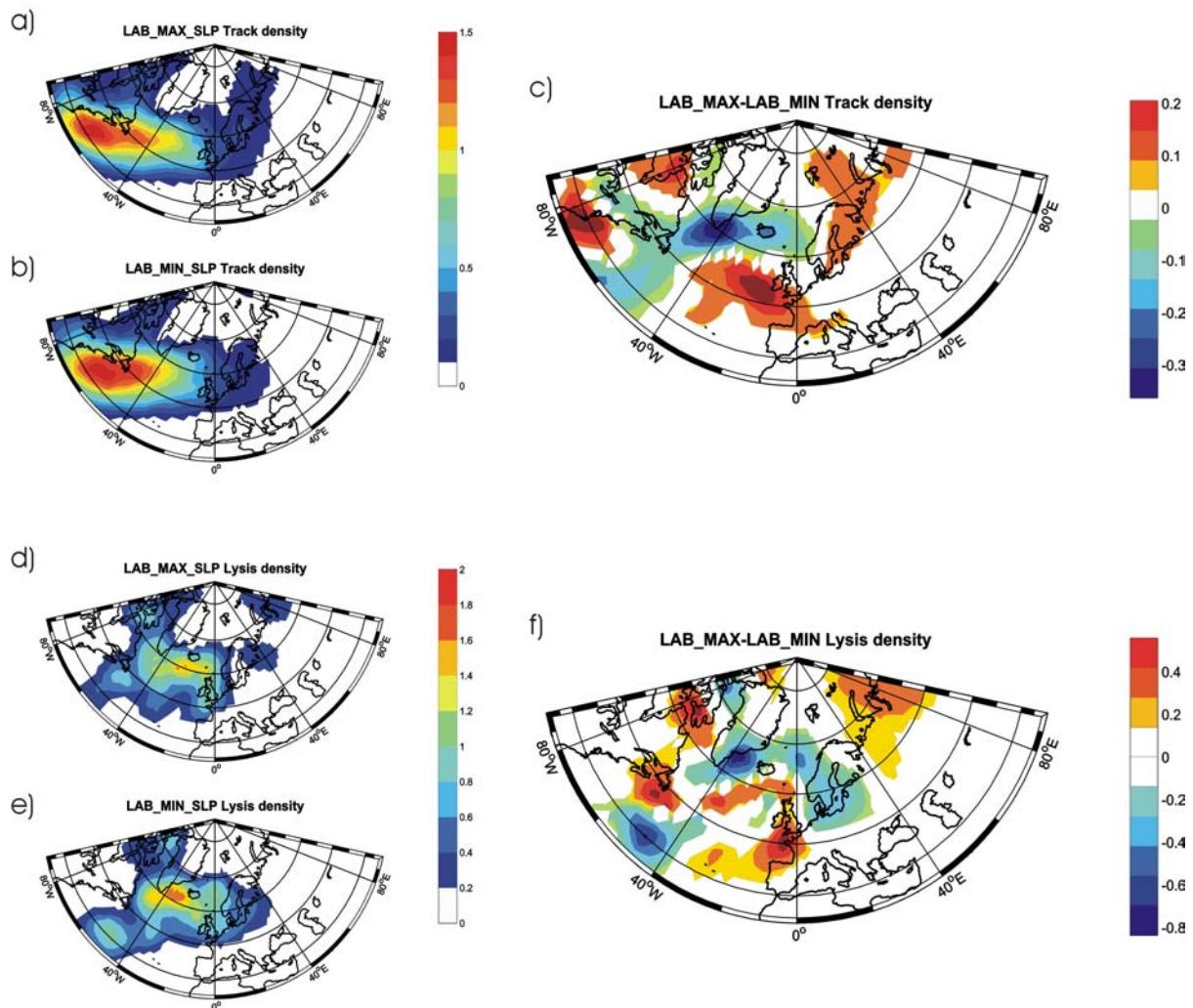
Figurene 5.6a-f viser stormbanene med syklogense i området 43-70°N, 15-43°V. Figur 5.4 viser tydelig en sørlig forflytning av syklogense i dette området i LABMAX i forhold til LABMIN. På figur 5.6a, b og c som viser "*track density*" for disse stormbanene ser vi en tydelig deling. I LABMAX kjøringen er det flere lavtrykk som tar en sørlig bane innover mot Frankrike og Spania, mens det i LABMIN er flere lavtrykk som følger østkysten av Grønland oppover mot Svalbard. Dette gir seg også utslag i syklolyse for disse lavtrykksystemene (figurene 5.6d, e og f). I LABMAX er det vesentlig flere som dør ut over Storbritannia, Nordsjøen og nord Frankrike. I LABMIN ender flere stormbaner innover i det russiske kontinent.



Figur 5.6: Stormbaner med syklogenese i området 43-70N, 15-43V, sør for Island og Grønland. a, b og c viser "track density" for disse stormbanene; a) LABMAX, b) LABMIN, c) LABMAX-LABMIN. d, e og f viser "lysis density" for disse stormbanene; d) LABMAX, e) LABMIN, f) LABMAX-LABMIN. Enheten er antall stormbaner pr 10^6 km² pr sesong.

5.4.2 Syklogenese langs østkysten av nord Amerika

I figurene 5.7a-f er stormbanene med syklogenese i sektoren 60-90°V grunnlag for videre analyser. Figur 5.4 viser tydelige forskjeller i syklogenese i dette området. "Track-density" (figur 5.7a, b og c) viser også i dette tilfellet en tydelig sørlig forflytning av stormbanene. (tilsvarende figur 5.3)



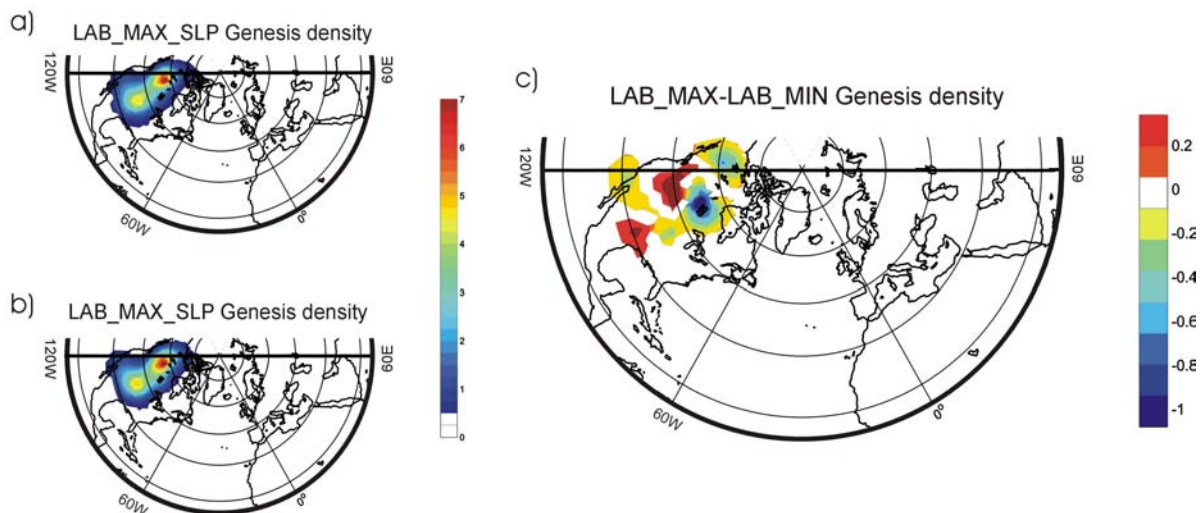
Figur 5.7: Stormbaner med syklogenese i sektoren 60-90V, nord Amerikas østkyst. a, b og c viser "track density" for disse stormbanene; a) LABMAX, b) LABMIN, c) LABMAX-LABMIN. d, e og f viser "lysis density" for disse stormbanene; d) LABMAX, e) LABMIN, f) LABMAX-LABMIN. Enheten er antall stormbaner pr 10^6 km² pr sesong.

Sammenlignes figur 5.7a-c med "track-density" for alle stormbanene (figur 5.3) ser vi mye av det samme mønsteret, men med et maksimum lenger vest langs Canada-kysten. Stormbanene som er blitt tatt med i figur 5.7 utgjør omlag halvparten av stormbanene i dette området i figur 5.3. Den øvrige halvparten antas å ha sin syklogenese lenger øst. Maksimum for "track-density" i figur 5.3 er på ca 4 stormbaner pr 10^6 km² pr sesong. Maksimum for figur 5.7a ligger lengre vest og er på ca 1,5 stormbaner pr 10^6 km² pr sesong.

De fleste av lavtrykkene som dannes langs Canadakysten beveger seg nordover og krysser over Atlanteren mot Island og Europa (figur 5.7d og e). Enkelte beveger seg nordover inn i Labradorhavet og dør ut der mens de fleste dør ut i områdene mellom Grønland og Island. Enkelte overlever noe lenger og ender opp over Skandinavia (LABMIN) eller over Storbritannia (LABMAX). Vi kan også her se en sørlig forflytning av syklolyseområder fra LABMIN til LABMAX over nord Atlanteren og nord Europa (figur 5.7f). Dette har selvfølgelig sammenheng med stormbanenes forskyvning som beskrevet i figur 5.7a-c. Lenger vest ser vi også forskjeller mellom LABMAX og LABMIN. LABMAX har et syklolyseområde ved Newfoundland, i LABMIN er dette sterkere og flyttet lenger sør.

5.4.3 Syklogenese øst for Rocky Mountains

Resultatene til nå kan tyde på at også stormbaner dannet over det nordamerikanske kontinent vil bli påvirket av endringene som blir gjort på isen i Labradorhavet. Områdene øst for de nordamerikanske fjellkjeder er et av hovedområdene for syklogenese for stormbanene inn over Atlanteren.

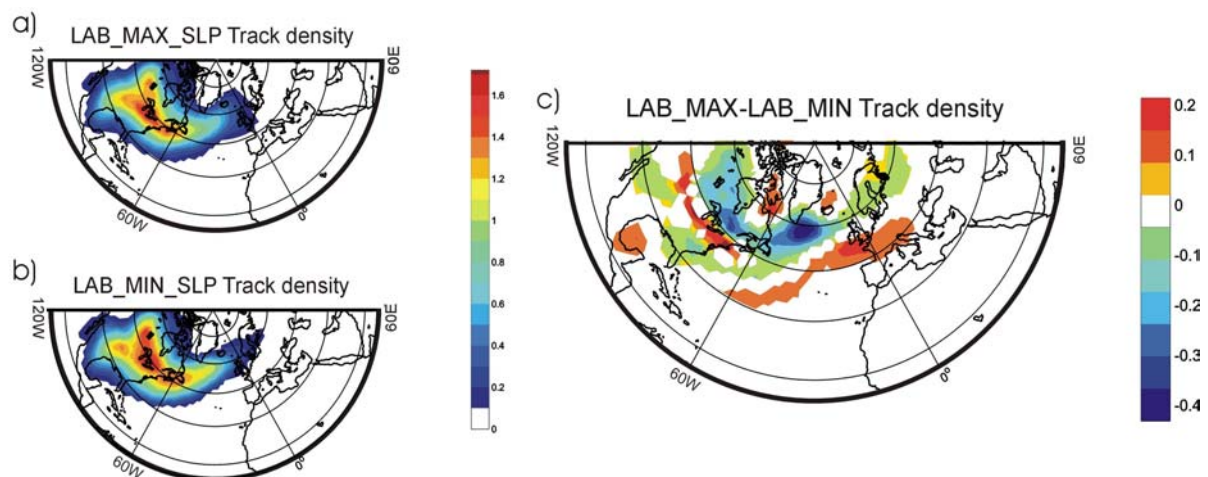


Figur 5.8: "Genesis density" for stormbaner med syklogenese i sektoren 90-130V nord for 30N. a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtryksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

Syklogenese i de to kjøringene (figur 5.8) avviker lite fra hverandre Det er verdt å merke seg at med et signifikansnivå på 90 % kan det sies at færre lavtrykk blir dannet i LABMAX enn i

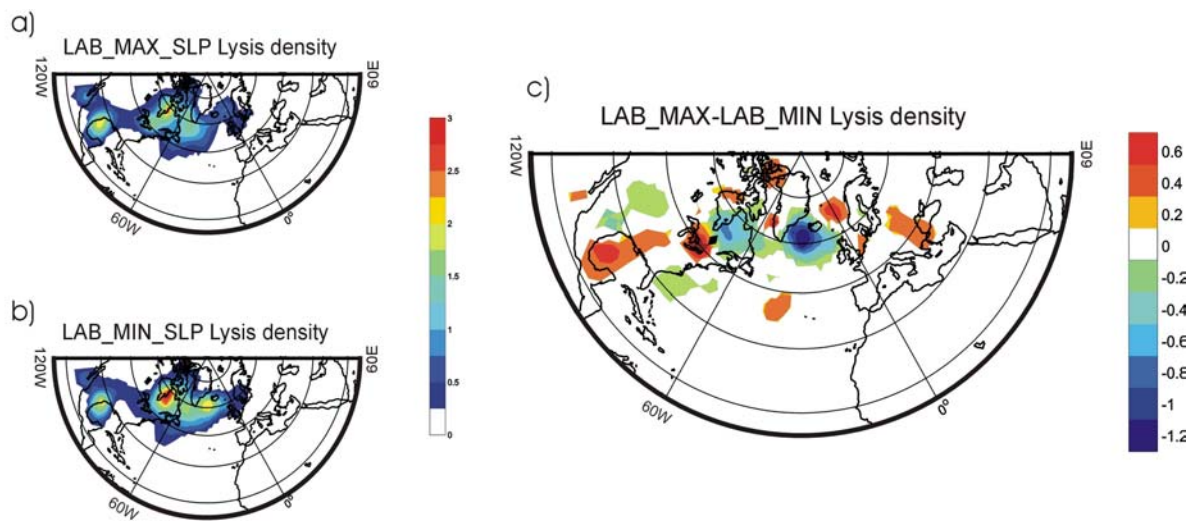
LABMIN i dette området. Det dannes ca 7 % færre lavtrykk i LABMAX enn LABMIN her. Syklogeneområdet består av to maksima, ett i nord og ett lenger sør.

Figur 5.9 viser "track density" for de to kjøringene, og forskjellen mellom dem. En bør der legge merke til at flere av lavtrykksbanene i LABMIN har lenger levetid enn i LABMAX, og når et lenger stykke ut over nord Atlanteren. Det er også dette som til en viss grad bidrar til det store negative området sør for Grønland i figuren som viser differansen mellom kjøringene (figur 5.9c). I LABMIN vil de lavtrykkene som når Atlanterhavet bevege seg lenger nord enn i LABMAX. Dette må bety at en avkjøling i Labradorhavet vil gi en sørlig vridning i stormbanene.



Figur 5.9: "Track density" for stormbaner med syklogene i sektoren 90-130V nord for 30N. a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

Figur 5.10 viser syklolyse for disse stormbanene. I LABMAX er det flere lavtrykk som dør ut lenger sør før de når Atlanterhavet. Vi har et maksimum i syklolyse i LABMIN lengre nord, dette ble vurdert nærmere i avsnitt 5.3. Det siste maksimumsområdet for syklolyse i LABMIN finner vi sørøst for Grønland. Dette maksimum finnes ikke i LABMAX, og skyldes i stor grad at det kun er et fåtall av stormbanene som overlever forbi det nordamerikanske kontinent og Labradorhavet.



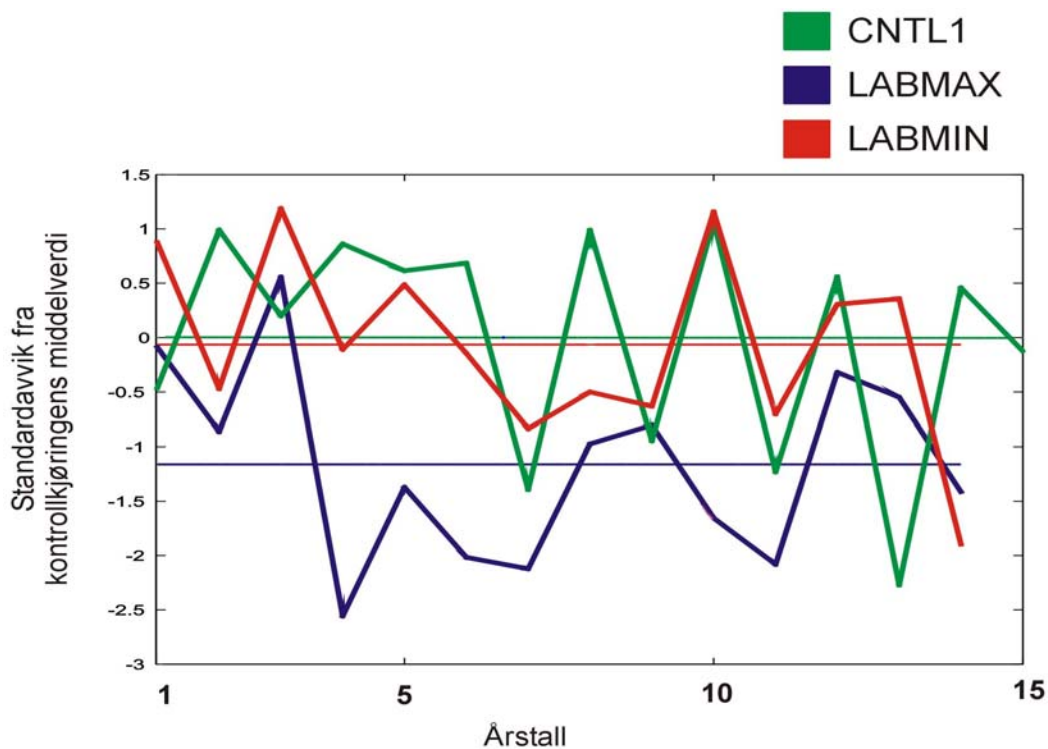
Figur 5.10: "Lysis density" for stormbaner med syklogenese I sektoren 90-130V nord for 30N. a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

Alt i alt bidrar lavtrykksystemene som dannes øst for Rocky Mountains til vel en tredjedel av stormbanene over Atlanterhavet. Ytterligere en tredjedel av disse dannes langs kysten av Newfoundland. Den siste tredjedelen antas å dannes spredt fordelt i områdene langs disse stormbanene.

En del av stormbanene som dannes her beveger seg sørover og ender i Mexicogulfen. Disse vil også være uinteressante i denne oppgaven.

5.5 NAO-indeksen

Figur 5.11 viser beregnet NAO-indeks for modellkjøringene gjennom hele tidsserien. Indeksen er konstruert med utgangspunkt i kontrollkjøringen, slik som beskrevet i avsnitt 2.3. Indeksene til de perturberte kjøringene er beregnet relativt til kontrollkjøringen, med tanke på å kunne sammenligne dem med hverandre.



Figur 5.11:

NAO-indeks for LABMAX (blå), LABMIN (rød) og kontrollkjøringen (grønn). Tykke linjer viser NAO-indeksen for de påfølgende 14 (15) vintre. Tynn linje viser gjennomsnittelig NAO-indeks for de ulike kjøringene. Enheten er antall standardavvik fra kontrollkjøringens middelværdi

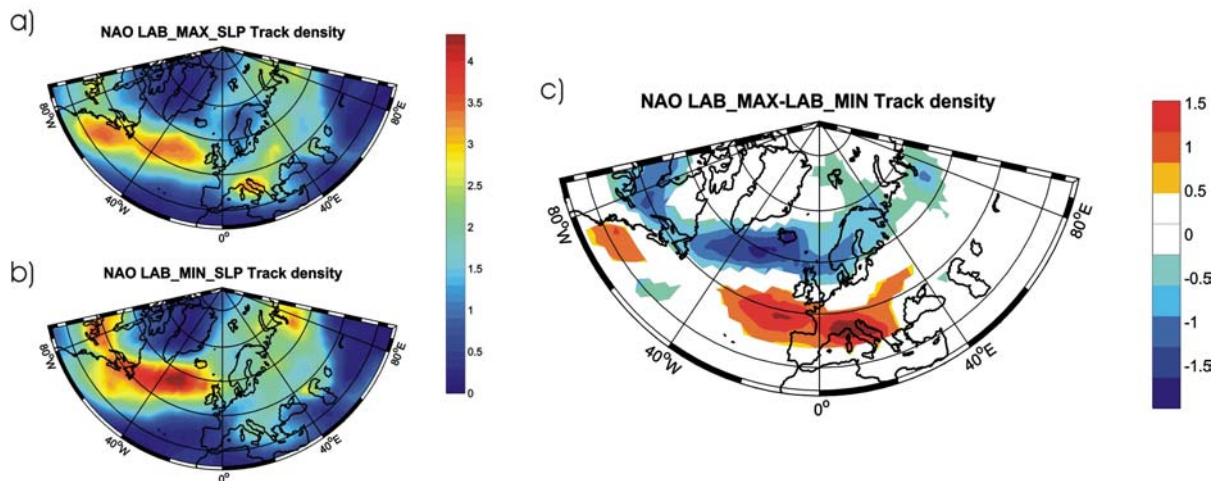
Av figuren ser vi tydelig at LABMAX (blå) kjøringens NAO-indeks avviker betraktelig fra de to andre. Avviket fra kontrollkjøringen (grønn) er på $-1,2$ standardavvik og er statistisk signifikant til 99,99%-nivå. Avviket mellom LABMIN (rød) og kontrollkjøringen er på $-0,06$, og er ikke statistisk signifikant. Dersom vi ser på variabiliteten til de tre kjøringene er det mindre forskjeller.

5.5.1 Ekstrem NAO-indeks

For å undersøke nærmere sammenhengen mellom NAO og isdekke i Labradorhavet er enkelte vintre plukket ut fra datasettet, og analysen er utført spesielt på disse. Det er valgt vintre med lav NAO-indeks fra LABMAX og vintre med høy NAO-indeks i LABMIN. De vintrene som er tatt ut fra LABMAX er de som har en NAO-indeks som avviker mer enn ett standardavvik fra en felles middelværdi mellom de to kjøringene (-0,6132) i negativ retning. Tilsvarende er de årene som avviker mer enn ett standardavvik i positiv retning tatt ut fra LABMIN-kjøringene. Samme analyse som er gjort på bakketrykkfeltene i avsnitt 5.1-5.3 utføres nå på disse dataene. Til grunnlag for denne analysen er de simulerte vintrene med nummer 4, 6, 7, 10 og 11 tatt med i LABMAX og 1, 3, 5, 10, 12 og 13 tatt med i LABMIN.

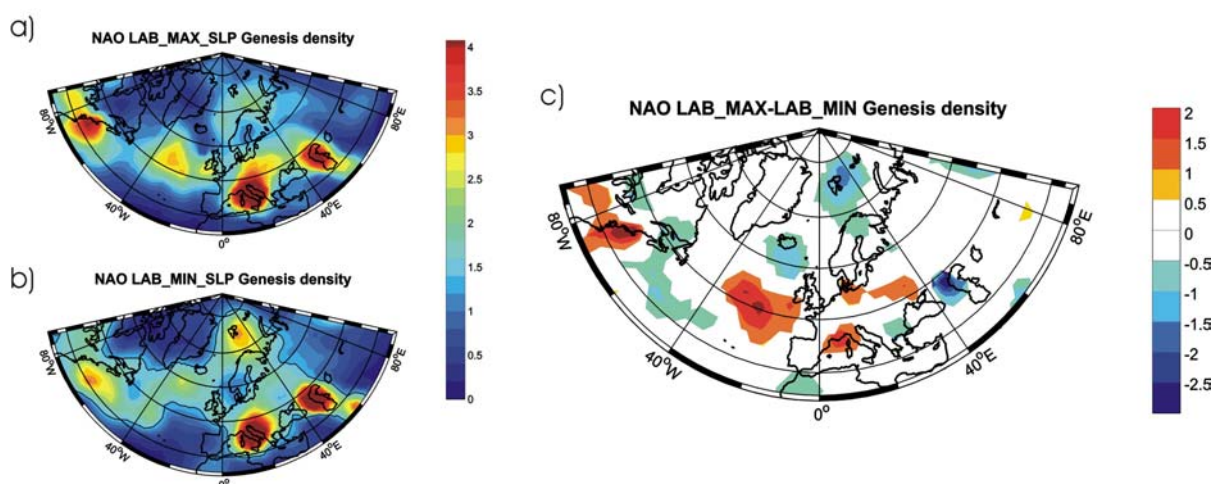
Figurene 5.12-5.14 viser noen av disse feltene. For "*track-density*" (figur 5.12) ser vi som forventet en sørlig forflytning av stormbanene i LABMAX, tilsvarende i avsnitt 5.1. Det som er viktig å legge merke til i dette tilfellet er størrelsen på differansen mellom kjøringene. Sammenlignet med tilsvarende figur med hele datasettet som grunnlag (figur 5.3), så er differansene 50-100% større. Det er også verdt å merke seg at i disse "ekstremtilfellene" beveger lavtrykksbanene seg gjennom et smalere område enn i de tidligere analysene. Fra dette kan vi trekke slutningen at det finnes en nær sammenheng mellom NAO-indeksen og stormbanenes nord-sør orientering, noe som også er blitt påpekt av Trenberth & Hurrell (1994). Vi ser en tydeligere deling av de to kjøringene inn over det europeiske kontinent. I LABMAX kjøringen vil flere lavtrykk bevege seg inn over sør- og mellom-Europa. Spesielt bør en legge merke til maksimum over nord Italia. I LABMIN er det generelt flere stormbaner over de nordiske land og Skottland enn i LABMAX.

Endring i NAO-indeksen sees ofte også i sammenheng med en sørlig forflytning av stormbanene over nord Atlanteren, tilsvarende de som er funnet i avsnitt 5.1. Dette kan tyde på at det er en sammenheng mellom NAO og isforhold/SST i Labradorhavet, noe som også er påpekt av Deser et al.(2000).



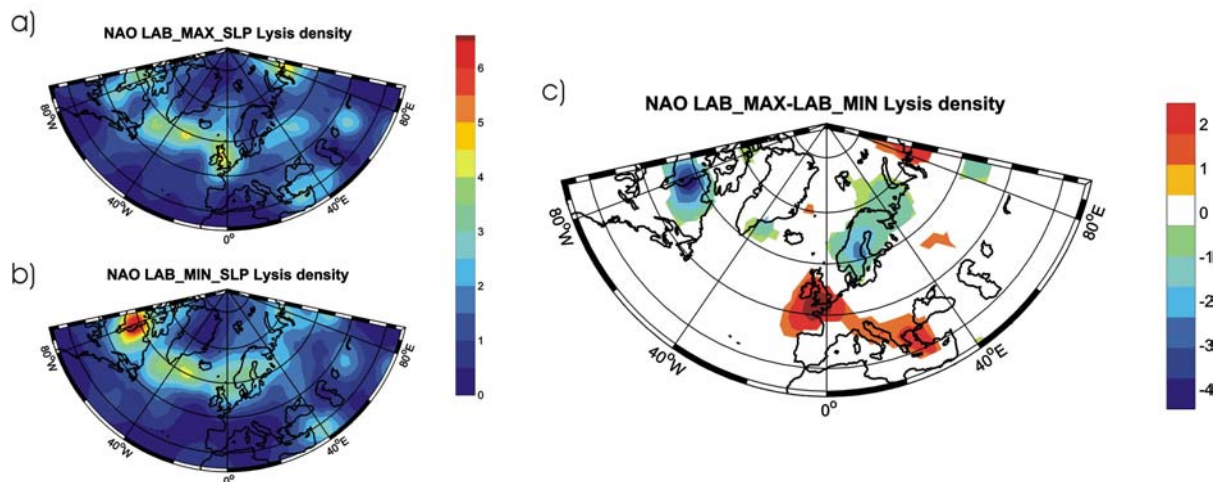
Figur 5.12: "Track density" for vintersesongene. a): LABMAX: 4, 6, 7, 10 og 11 med ekstrem negativ NAO-indeks, b):LABMIN: 1, 3, 5, 10, 12 og 13 med ekstrem positiv NAO-indeks, c):differansen LABMAX-LABMIN for disse utvalgte sesongene. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

Forskjellene i syklogenes (figur 5.13) er om lag de samme som vi fant tidligere (figur 5.4), men noe tydeligere. Det er verdt å merke seg at det maksimum vi i figur 5.4 kunne finne rett sør for Irland er nærmest ikke-eksisterende i denne analysen, men vi finner derimot et kraftigere lenger vest. I LABMIN har vi et maksimum ved Svalbard, dette er vesentlig mindre i LABMAX, da færre av stormbanene beveger seg så langt nord, og gir grunnlag for å forsterke seg eller danne nye lavtrykk her.



Figur 5.13: "Genesis density" for vintersesongene. a): LABMAX: 4, 6, 7, 10 og 11 med ekstrem negativ NAO-indeks, b):LABMIN: 1, 3, 5, 10, 12 og 13 med ekstrem positiv NAO-indeks, c):differansen LABMAX-LABMIN for disse utvalgte sesongene. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

I figuren for syklolyse (5.14) ser vi et maksimum i LABMAX over Storbritannia, tilsvarende det i originalanalysen, men vesentlig kraftigere. I LABMIN har vi maksimum over Skandinavia og Quebec tilsvarende originalanalysen, men også her er forskjellene større. Derimot bør en legge merke til maksimum sørøst og sørvest for Grønland fra figur 5.8 ikke er å finne, eller er blitt svakere, i denne analysen.

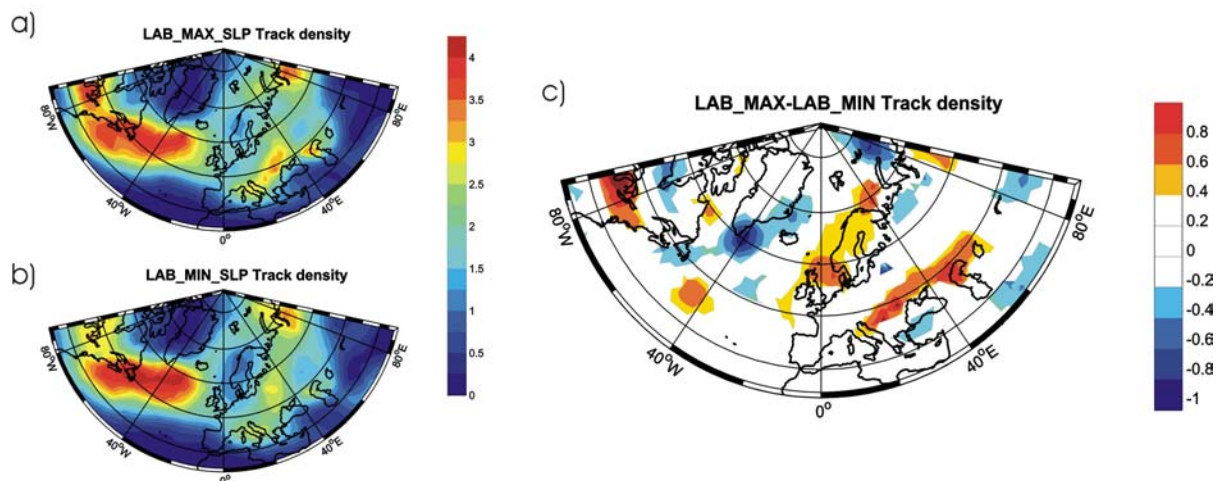


Figur 5.14: "Lysis density" for vintersesongene. a): LABMAX: 4, 6, 7, 10 og 11 med ekstrem negativ NAO-indeks, b):LABMIN: 1, 3, 5, 10, 12 og 13 med ekstrem positiv NAO-indeks, c):differansen LABMAX-LABMIN for disse utvalgte sesongene. Enheten er antall lavtrykksbaner per 10^6 km² pr sesong.

5.5.2 Moderat NAO-indeks

Om en vurderer vintrene med en mer moderat NAO-indeks, vil vi se at forskjellene mellom LABMAX og LABMIN blir vesentlig mindre. Til grunn for denne analysen ligger de årene som har indekser som avviker mindre enn et halvt standardavvik fra en felles middelfverdi. De simulerte vintrene som ligger til grunn for analysen er fra LABMAX: 2, 8, 9, 12 og 13, fra LABMIN: 2, 6, 7, 8, 9 og 11.

Analysene viser nå bare mindre forskjeller mellom LABMAX og LABMIN, og bare en svak sørlig forflytning av stormbanene (figur 5.15). I LABMIN er det flere lavtrykksbaner sørøst for Grønland, mens i LABMAX finner vi en liten økning i antallet stormbaner i Nordsjøen.



Figur 5.15: "Track density" for vintersesongene. a): LABMAX: 2, 8, 9, 12 og 13 med lite avvik fra felles midlere NAO-indeks, b):LABMIN: 2, 6, 7, 8, 9 og 11 med lite avvik fra felles midlere NAO-indeks, c):differansen LABMAX-LABMIN for disse utvalgte sesongene. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong.

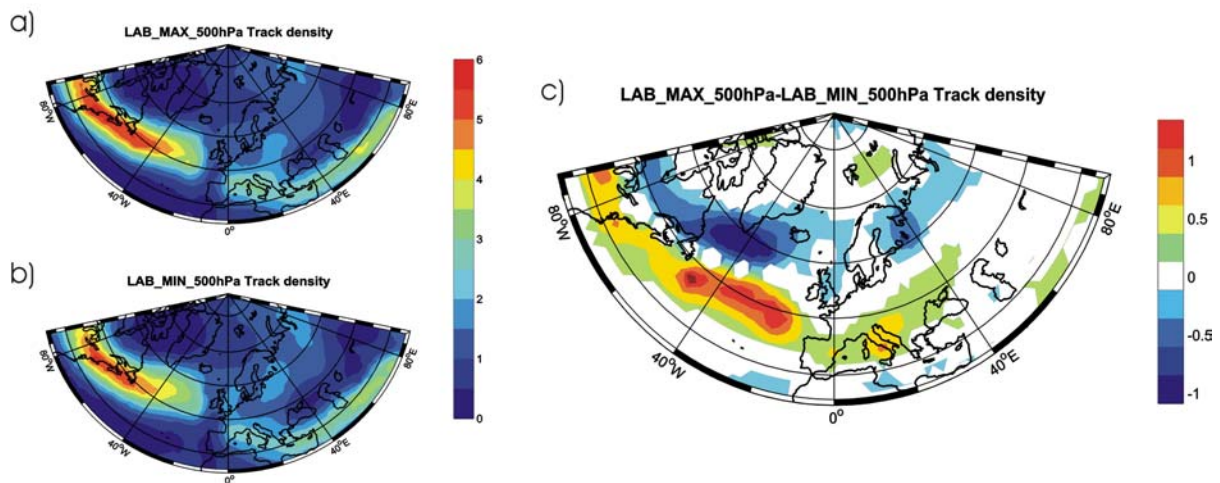
Det er verdt å merke seg på figur 5.15 en økning i lavtrykksaktiviteten over Storbritannia og Skandinavia i LABMAX. I figur 5.12, hvor ekstreme NAO-verdier ble vurdert var det motsatte tilfellet. LABMAX ga færre lavtrykksbaner over det samme området. Disse ser ut til å ha kansellert hverandre i den originale analysen (figur 5.3), hvor en endring i isforholdene i Labradorhavet ga tilnærmet ingen endring i lavtrykksaktiviteten over Skandinavia og Nordsjøen.

For syklognese (ikke vist) finner vi om lag det samme mønsteret ved moderate NAO-verdier som ved de ekstreme verdiene, kanskje noe forskjøvet, langs Labradorkysten. LABMIN har syklognese langs iskanten mellom Grønland og Svalbard, mens LABMAX har et maksimum i syklognese over Storbritannia. Dette gir opphav til flere stormbaner i dette området, og gir et maksimum i "track-density" i samme område, og over Skandinavia.

I LABMAX med moderat NAO-indeks er det flere stormbaner inn over Skandinavia, dette gir også en økning i syklolyse i samme område sammenlignet med LABMIN. Samtidig blir det i LABMIN flere lavtrykk som dør ut i havet mellom Grønland og Island og i havområdene vest for Skottland. Også her vil syklolyse over Skandinavia i LABMIN med ekstrem negativ NAO og LABMAX med moderat NAO-indeks kansellere hverandre i den originale analysen.

5.6 500hPa-flaten

Lavtrykkene i 500hPa (figur 5.16) beveger seg generelt i et smalere område enn lavtrykkene ved bakkenivå. Det skyldes i stor grad at disse blir mindre påvirket av vekslende forhold ved bakken enn det bakkelastrykkene gjør. Også i dette nivået ser vi en tydelig sørlig forflytning av stormbanene når vi gir en økning i isdekket i Labradorhavet. Når vi sammenligner med figurene 5.1 og 5.3 ser vi tydelig at maksima i stormbanene i dette nivået generelt befinner seg lengre vest enn ved bakkenivå.

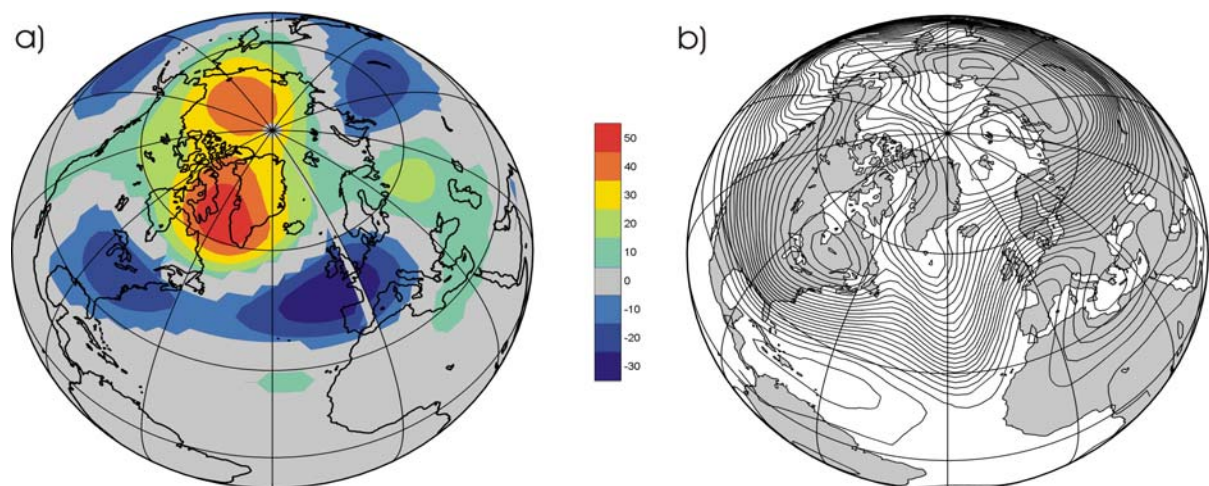


Figur 5.16: "Track density" for 500 hPa, a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er antall lavtrykksbaner pr 10^6 km² pr sesong

Lavtrykkene i 500hPa flaten blir i mindre grad påvirket av endringer i topografi. Maksimum for syklogenese er derfor mye tydeligere i dette nivået, og det er færre stormbaner som oppstår underveis, sammenlignet med ved bakkenivå. Maksimum for syklogenese er øst for Rocky Mountains og over Frankrike og Benelux-landene. Det er kun små forskjeller mellom de to kjøringene i syklogenese.

Dersom en studerer geopotensiell høyde ved 500hPa i de to kjøringene ser vi også tydelige forskjeller. Figur 5.17a viser forskjell i geopotensiell høyde mellom LABMAX og LABMIN kjøringene gjennom alle 14 vintersesongene over den nordlige halvkule. LABMAX har tydelig et høyere geopotensial enn LABMIN over de arktiske områdene. Figur 5.17b viser et tilfeldig valgt øyeblikksbilde fra LABMIN. Vi ser her tydelig det som kalles for

kaldluftsreservoaret i 500hPa over de arktiske områdene nord for den planetære bølgen. Vi ser også tydelig den planetære bølgen mellom kaldluftsreservoaret og den varmere lufta lenger sør. Varmere luft har mindre tetthet enn kald luft og derfor ligger 500hPa flaten høyere opp i sør, og har altså et høyere geopotensial her enn over Arktis. Vi kan også se på det lavere geopotensialet over Arktis som et lavtrykk, og av figur 5.17a ser vi at dette er blitt svekket i LABMAX i forhold til LABMIN. Over de subarktiske områdene ser vi at geopotensialet er blitt mindre i LABMAX enn i LABMIN. Dette betyr at vi har en svekking i gradienten i geopotensialet i disse områdene lengst nord. Videre sør ser vi derimot ingen endring i geopotensialet mellom de to kjøringene, det betyr at gradienten i geopotensialet er blitt styrket lenger sør. Figur 5.17a viser hvor gradienten er blitt svekket, og hvor den er styrket. Disse endringene kommer tydelig fram over nord Atlanteren, USAs østkyst, østlige deler av Stillehavet og over Sibir. Dette kan assosieres med en sørlig forflytning av den planetære bølgen, og det synet kan støttes ved å se på figur 5.16 som viser en sørlig forflytning av stormbanene i 500hPa på nordlige halvkule i LABMAX i forhold til LABMIN. Endringene her er størst over nord Atlanteren, men vi ser også endringer over Stillehavet og nord Amerika.



Figur 5.17: a) viser forskjell i midlere geopotensiell høyde mellom LABMAX og LABMIN i 500hPa. Enheten er meter. b) viser et øyeblikksbilde av geopotensiell høyde i 500hPa for LABMIN. Vi kan se at kurvene for konstant geopotensiell høyde danner et bølgemønster over halvkulen.

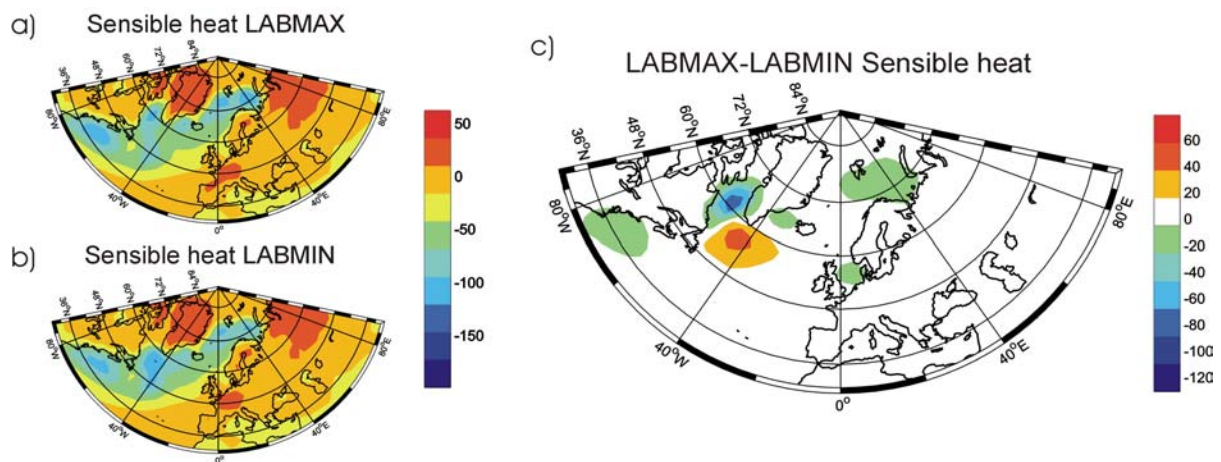
5.7 Energiutveksling hav(land)/atmosfære

Energiflux er et mål på hvor mye energi som blir transportert gjennom et areal og er gitt med enheten watt pr kvadratmeter (W/m^2). I dette avsnittet vurderes hvor mye energi som tilføres bakken fra atmosfæren gjennom henholdsvis flux av følbar og latent varme. Positive fluxverdier betyr at bakken blir oppvarmet, altså tilført energi fra atmosfæren. Dette er typisk over kontinentene på den nordlige halvkule om vinteren. Energitransporten i atmosfæren går fra de varme tropiske og subtropiske områdene mot polene og bidrar til oppvarming der. Negative fluxverdier betyr at atmosfæren blir oppvarmet av bakken.

5.7.1 Flux av følbar varme

Følbar varme er energi i form av høyere lufttemperatur. Flux av følbar varme er når bakken direkte varmer opp lufta over. Denne fluxen vil være størst når temperaturforskjellen mellom bakken og lufta over er størst. Luft som blir oppvarmet ved bakken blir da varmere enn lufta som ligger over. Dette vil medføre at den oppvarmede lufta vil stige høyere opp i atmosfæren, såkalt konveksjon. Dersom konveksjon blir organisert på større skala, kan det bidra til lavtrykkdannelse. Det er derfor viktig å vurdere flux av følbar varme når syklogenese skal studeres. Konveksjon er i sin tur med på å drive den globale energitransporten. Den vertikale bevegelsen som skapes er også med på å skape en transport av momentum i atmosfæren. Figur 5.18 viser flux av følbar varme i LABMAX og LABMIN kjøringene og differansen mellom dem. Figurene er middelverdien for de 14 vintersesongene.

Vi ser tydelig at kontinentene i nord mottar energi fra atmosfæren med en verdi på ca $50\text{W}/\text{m}^2$. Vi legger også merke til et område som strekker seg fra Mexicogulfen opp langs kysten av USA og Canada, over nord Atlanteren til Island og Skandinavia og nord til Barentshavet. I disse områdene finner vi store negative fluxverdier på rundt $-100\text{W}/\text{m}^2$. Dette er Golfstrømmen hvor havoverflaten har høy temperatur relativt til luften over.



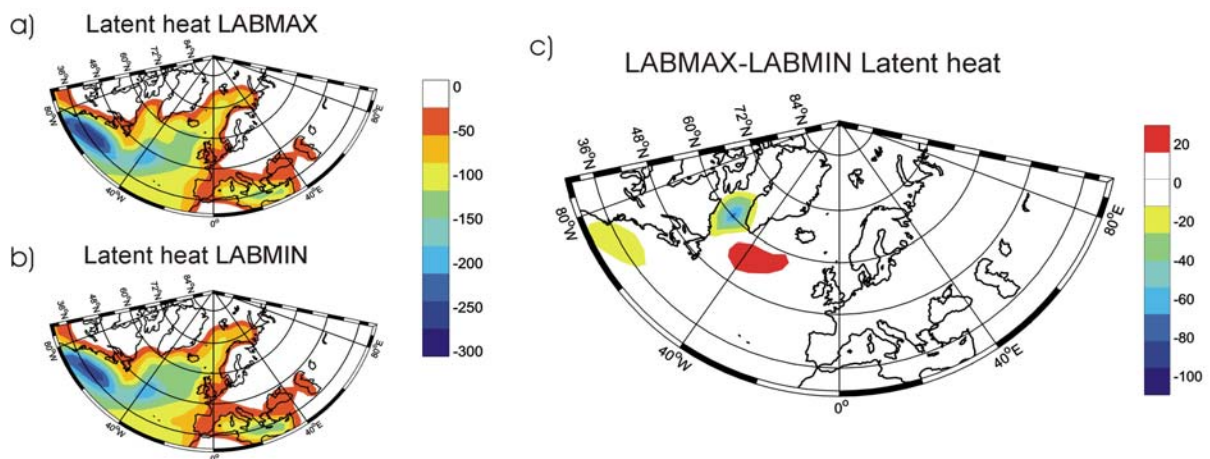
Figur 5.18: Flux av følbare varme a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er W/m^2 .

Dersom vi ser på forskjellene mellom de to perturberte kjøringene ser vi tydelige forskjeller i Labradorhavet. Området som er dekket med is og som har lavere havoverflatetemperaturer i LABMAX-kjøringen vil naturligvis ikke kunne overføre vesentlige mengder latent- og følbare varme til atmosfæren slik som i LABMIN-kjøringen, dermed reduseres flux av følbare varme her fra ca $-130 W/m^2$ til omkring $0W/m^2$. Dette betyr jo også at lufttemperaturen i dette området blir lavere, tilnærmet den samme som for isen. Derimot legger vi merke til en økning i flux av følbare varme rett sør for det perturberte området. Her er overflateforholdene de samme i de to kjøringene men likevel får vi økt flux av følbare varme med ca $75W/m^2$ fra havet til atmosfæren i LABMAX. Dette skyldes at i LABMAX er lufta som kommer inn over dette området kaldere enn tilsvarende i LABMIN. Dette vil medføre økt flux av følbare varme i dette området i LABMAX. Vi har altså også her en sørlig forflytning i flux av følbare varme i forhold til LABMIN. Dette kan være med å forklare den sørlige forflytningen av syklogeneseområder sørover langs kysten av Nord Amerika som er beskrevet i avsnitt 5.2 og 5.4.

5.7.2 Flux av latent varme

En stor del av atmosfærens energitransport skjer som transport av fuktighet. For å fordampe vann må det tilføres store energimengder, og den samme energimengden frigis i form av varme når vanndampen kondenseres. Varmen som er bundet til vanndampen, kalles latent varme. Flux av latent varme er naturligvis størst der det er store mengder vann tilgjengelig, det vil si over hav og over fuktige landområder som for eksempel tropisk regnskog. Størst

fordampning vil vi ha der vi har en stadig tilførsel av tørr varm luft over hav. I nord Atlanteren (figur 5.19) vil derfor flux av latent varme fra bakken til atmosfæren være størst ved østkysten av Nord Amerika (ca -300W/m^2). Lufta som hovedsakelig kommer vestfra har passert hele det nordamerikanske kontinentet og kvittet seg med mye av sin fuktighet ved blant annet passering av Rocky Mountains. Dette vil være tilfellet for begge kjøringene. Om vi ser på differansen mellom dem (figur 5.19c) ser vi også her forskjeller i Labradorhavet. En isflate avgir naturligvis mindre fuktighet til lufta enn det åpne hav vil gjøre. I LABMAX får vi derimot en økning i fordampningen lengre sør og vest. Også her beveger luftmassene seg fra vest og er forholdsvis tørre. I LABMIN vil fordampning starte allerede i nord i Labradorhavet. Luften vil da være fuktigere når den kommer lenger sør og vest i forhold til i LABMAX hvor luft først tar opp fuktighet etter at de islagte områdene er passert.

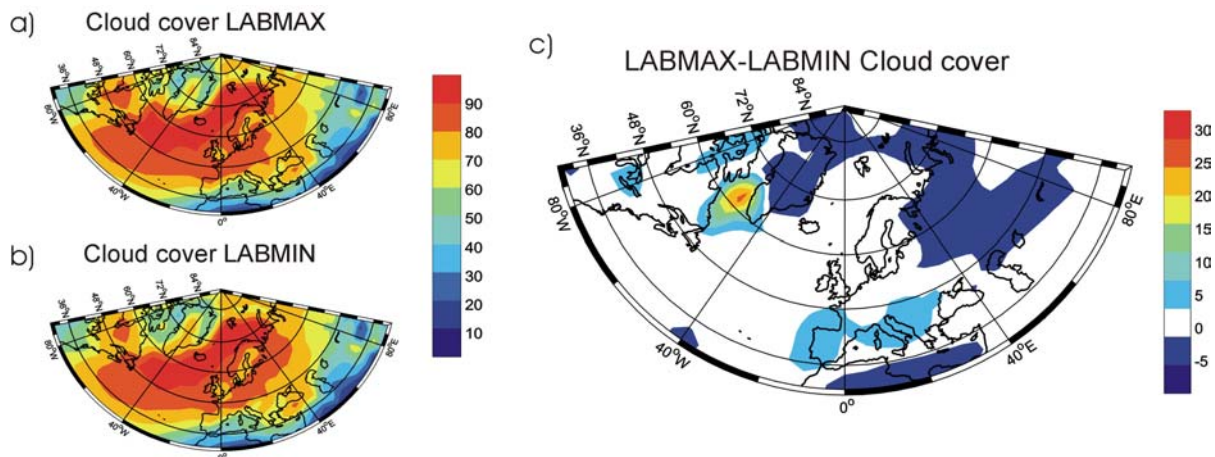


Figur 5.19: Flux av latent varme a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er W/m^2 .

5.8 Nedbør og skydekke

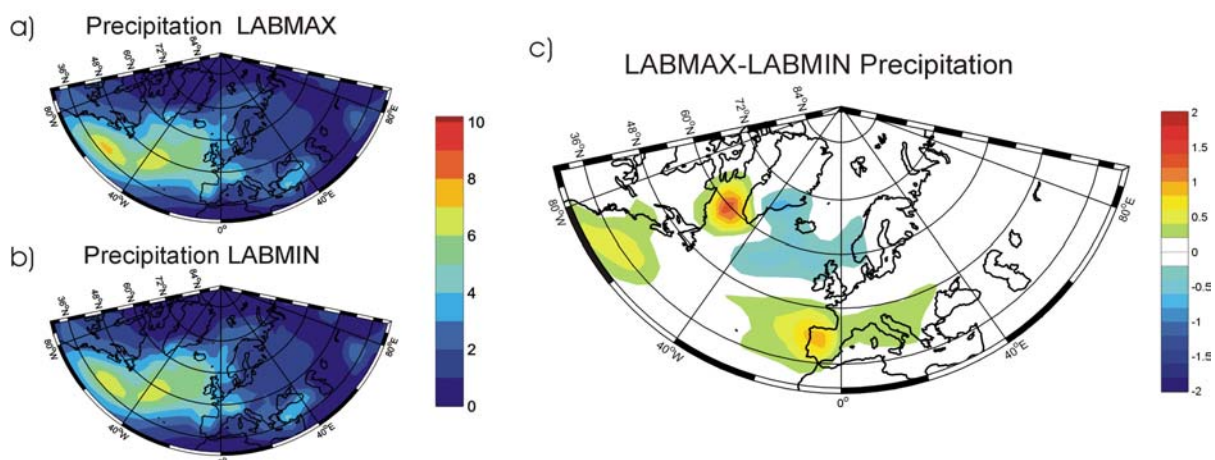
Størst skydekke finner vi naturlig nok i samme område som har størst tetthet av stormbaner, det vil si i nord Atlanteren fra Labradorhavet, sør for Grønland, over Island og nordover langs norske kysten og til Barentshavet. Figur 5.20c viser forskjellen i skydekke i de to kjøringene. Vi legger merke til at største forskjeller finner vi i nordre deler av Labradorhavet opp til Davisstredet. Dette området er dekket av is i LABMAX, og altså finner vi en økning i skydekket her. Dette kan ha sammenheng med de lavtrykkene som beveger seg opp langs kysten av nord Amerika. Når disse møter iskanten og kaldere luft i Labradorhavet medfører det økt kondensering, skydanning og nedbør. Det er færre lavtrykk som ender opp her i

LABMIN enn i LABMAX som beskrevet i avsnitt 5.3. Noe som forklarer den observerte forskjellen i skydekke. Over Spania og sørlige deler av Europa finner vi også en økning i skydekket i LABMAX, dette stemmer bra med teorien om et våtere klima i disse områdene ved lav NAO-indeks (Hurrell 1995b). Over Skandinavia og nord Europa ellers finner vi ingen forskjeller mellom kjøringene.



Figur 5.20: Totalt skydekke, a): LABMAX, b):LABMIN, c):differansen LABMAX-LABMIN. Enheten er %.

En tilsvarende beskrivelse får vi av den totale nedbøren (figur 5.21). Vi finner en økning i nedbør i Labradorhavet i LABMAX som beskrevet ovenfor. Over Spania har vi også økt nedbør, mens det i områdene sør og vest for Island ser ut til å være noe mindre nedbør i LABMAX enn i LABMIN.



Figur 5.21: Nedbør i a) LABMAX, b) LABMIN og c) LABMAX-LABMIN. Enheten er mm nedbør pr døgn.

Kapittel 6 – Diskusjon

I dette kapittelet blir resultatene sammensatt til en beskrivelse av lavtrykksbevegelse og forskjeller i bevegelse i de ulike modellkjøringene. Så langt som mulig forsøkes det å gi dynamiske forklaringer på forskjellene i resultater på bakgrunn av beskrivelsen i kapittel 2.

6.1 Lavtrykksbevegelse

Områdende øst for Rocky Mountains er et av de viktigste syklogeneseområder for lavtrykkene over nord Atlanteren. Såkalt lesyklogenese i le av en fjellkjede eller annen hindring er vanlig og er nærmere beskrevet av Egger (1974). Lavtrykkssystemet som herfra beveger seg videre østover inneholder forholdsvis tørr luft. Det meste av fuktigheten ble fjernet fra luften ved passering av Rocky Mountains gjennom orografisk løfting av den fuktige luften med påfølgende skydanning og nedbør på fjellkjedens vestside. Det vil i utgangspunktet ikke være noen forskjeller å finne mellom de ulike eksperimentene som ble kjørt i dette området.

Herfra beveger lavtrykkene seg hovedsakelig videre øst over nord USA og Canada mot kysten. De av lavtrykkssystemene som beveger seg lengst nord, over Hudson Bay, ser ut til i stor grad å dø ut ved passering av området øst for Hudson Bay. Dette ser vi tydelig av figur 5.10 a og b. De som ikke dør ut her er i hovedsak de lavtrykkssystemene som beveger seg sør for Hudson Bay. Disse ser ut til å nå Atlanterhavet nærmest uhindret. Det later til at når disse kommer over hav og passerer Labradorhavet eller sør for Labradorhavet blir stormbanene i LABMAX gitt en liten retningsforandring, og lavtrykkssystemene har en tendens til å bevege seg noe lenger sør enn i LABMIN. I begge kjøringene vil lavtrykkene som kommer hit i hovedsak ha fullført sin syklus og dø ut i områdene fra Labradorkysten og til Island.

Som beskrevet i avsnitt 5.6 har vi fått en sørlig forflytning av den planetære bølgen i 500hPa i LABMAX. Den planetære bølgen er et viktig element i danningen av ekstratropiske sykloner ved bakken. Holton (1992) og Bluestein (1992) forklarer hvordan et bakkelavtrykk kan dannes fra folder i isobarflater høyere opp i atmosfæren. Den planetære bølgen består som vi ser av figur 5.17b av flere tråg (bølgedaler) som skiller den kaldere luften i nord fra den varme i sør. Luftens sykloniske virvling trenger ned gjennom luften til bakken og dersom forholdene ligger til rette for det får denne luften også økt virvling (figur 2.3). Dette kan videre forsterke seg nok til å danne et lavtrykk ved bakken.

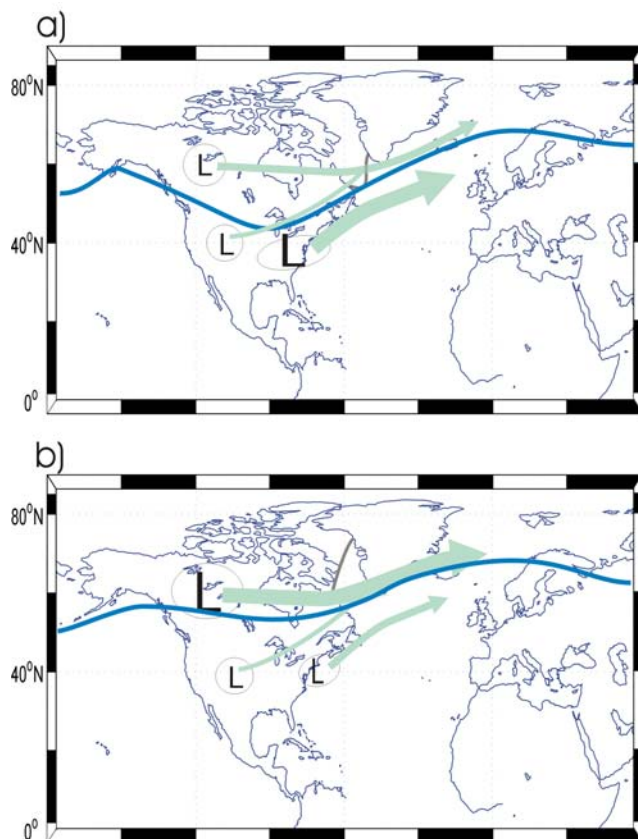
I LABMAX ser vi at det i områdene øst for Rocky Mountains ble dannet om lag 7 % færre lavtrykk enn i LABMIN. En skulle intuitivt tro at endringene gjort på isdekket i Labradorhavet først og fremst ville få konsekvenser for områdene øst for Labradorhavet siden vi har en storstilt bevegelse fra vest mot øst av luftmassene. Når vi ser på figurene for syklogenese (figur 5.8), hvor det dannes færre lavtrykk i LABMAX (statistisk signifikant til 90 %-nivå), er det tydelig at disse endringene også har fått konsekvenser i områdene i vest. Dette kan kanskje forklares ved å studere de planetære bølgene. I avsnitt 5.6 observerte vi en sørlig forflytning av den planetære bølgen i LABMAX, dette var særlig tydelig over nord Amerika og nord Atlanteren. I figur 5.8 ser det ut til at det er særlig det nordligste av syklogeneseområdene øst for Rocky Mountains som er blitt svekket i LABMAX. Vi kan anta at sørlig forskyvning av den planetære bølgen har gjort at de nordligste områdene for syklogenese ved Rocky Mountains ikke lenger er så ideelle for å danne lavtrykk, og det derfor blir dannet færre lavtrykk her. Av figur 5.17 ser vi også at gradienten i geopotensiell høyde i 500hPa er generelt svekket her i LABMAX i forhold til LABMIN.

Vi observerer også en økning i syklogenese over nordøst USA i LABMAX (statistisk signifikant til 85 % nivå). Mens Rocky Mountains er på vestsiden av nord Amerika er dette syklogeneseområdet på østsiden (Cape Hatteras), og lenger sør enn syklogeneseområdene ved Rocky Mountains. Den samme forklaringen til økning i lavtrykksdannelse kan gis for dette området. Siden de planetære bølgene er forskjøvet lenger sør og forskyvningen er spesielt tydelig her (figur 5.17a), er det naturlig å anta at den økte lavtrykksdanningen har sammenheng med dette. Forholdene ligger nå bedre til rette for syklogenese i dette området med et tråg i 500hPa flaten, kombinert med luftstrøm over en fjellkjede (Appalachian Mountains).

Det er naturlig å anta at lavtrykk dannet lenger sør langs østkysten av nord Amerika vil bevege seg i en noe sørligere bane enn det de som blir dannet lenger nord gjør. Av figur 5.7 a, b og c ser det også ut til at stormbanene beveger seg innenfor et smalere område i LABMAX og blir styrt langs den sørlige iskanten i Labradorhavet og dermed beveger seg rett sør for Grønland. I LABMIN beveger enkelte lavtrykksystemer seg noe lenger nord, og også inn i Labradorhavet og videre nordover langs vestkysten av Grønland. I LABMIN ble det som sagt dannet flere lavtrykk i le av Rocky Mountains. Disse ligger over Canada og kommer ut over Atlanterhavet ved Newfoundland, altså vesentlig lenger nord i forhold til lavtrykkene som dannes langs østkysten av nord Amerika. I LABMAX har vi en økning i lavtrykksdannelsen over nordvest USA, ved Cape Hatteras, og en avtagning i lavtrykksdannelsen i le av Rocky Mountains. Det vil da være naturlig å hevde at flere lavtrykksystemer vil bevege seg over nord Atlanteren i en sørlig bane, samtidig som færre lavtrykk vil bevege seg i den nordlige banen som lavtrykk dannet i le av Rocky Mountains ofte gjør. Dette vil tydelig medføre en sørlig forflytning av stormbanene over nord Atlanteren lik den vi kan se på figur 5.3.

Hurrell & van Loon (1997) konkluderer i sine studier med at en forskyvning i stormbaner over nord Atlanteren er med på å opprettholde en tilsvarende anormal midlere sirkulasjon i den øvre troposfære. Det antas at lavtrykkene opplevde en styring mot sørligere områder fra isen gjennom en sørlig forskyvning av temperaturgradienten ved bakken og endringer i varmefluxer fra bakken i starten av hver sesong i LABMAX. Dette har forplantet seg videre med en økning av lavtrykksaktiviteten i Middelhavsområdene. Det er sannsynlig at forskyvningen av lavtrykksystemene ved bakken videre kan ha påvirket nord-sør plasseringen av de planetære bølgene i høyden (Hurrell & van Loon 1997). Holton (1992) beskriver at potensiell virvling i høyden vil indusere endringer i virvling ved bakken og at det igjen kan indusere ytterligere virvling i høyden, og slik kan danne et lavtrykksystem (figur 2.3). Det antas videre at lavtrykkenes forskyvning ved bakken mellom de to kjøringene kan ha induisert en forskyvning av de planetære bølgene i høyden, dette har videre gitt seg utslag i endring av syklogeneseområder og ytterligere forsterket nord-sør orienteringen av lavtrykksbanene over nord Atlanteren. En kan da tenke seg at om en hadde forlenget vintersesongen med ytterligere noen måneder ville disse endringene vært enda tydeligere. En kunne eventuelt brukt de første par ukene som en slags spin-up periode, og utelatt dem fra analysene. Dette ville kanskje resultert i et enda tydeligere bilde av forskyvningen av lavtrykksbanene.

Syklogenese skjer gjennom en vekselvirkning mellom et tråg i høyden og en front ved bakken. Endringer i syklogeneseområdene kan også antas å være forårsaket av en forflytning av polarfronten nær jordens overflate over de østre deler av nord Amerika. Dette er skissert på figur 6.1.



Figur 6.1:

Antatt plassering av polarfronten i a) LABMAX og b) LABMIN. Den blå linjen representerer polarfronten. Områdene merket med "L" representerer syklogeneseområder, hvor størrelsen på "L'en" angir antall lavtrykk som dannes i hvert område. Grønne piler angir lavtrykkenes bevegelse fra de dannes. Iskanten i Labradorhavet er markert med en grå linje.

En økning i isdekket i LABMAX vil gi en reduksjon i varmefluksen til atmosfæren i dette området, og altså en nedkjøling av luften her. En slik nedkjøling er det naturlig å anta vil innvirke på polarfrontens midlere plassering i dette området. Polarfronten representerer, som nevnt i kapittel 2, skillet mellom kald polar luft og varm subtropisk luft. Den dominerende vindretningen nord for polarfronten er i følge Ahrens (1999) nordøstlig (figur 2.1). Dette ville gi kaldere luft over østre deler av Canada i områdene vest for Labrador og Newfoundland, og altså presse den kalde luften fra dette området sør og vestover. Når en får en slik endring i polarfrontens plassering som skissert i figur 6.1, vil dette påvirke danningen av nye lavtrykk. Dersom polarfronten er flyttet sørover mot Cape Hatteras og Appalache Mountains vil disse områdene være mer ideelle for danning av nye lavtrykk og en vil observere en økning i syklogenese her lik den vi observerer for LABMAX. Om polarfronten er flyttet lenger sør

også over vestre deler av nord Amerika vil syklogenesseområdene ved Rocky Mountains bli rammet og en vil få dannet færre lavtrykk her. Totalt vil dette gi en økning i antall lavtrykk som tar en sørlig bane og færre lavtrykk som tar en nordlig bane over nord Atlanteren i LABMAX. Ved å studere temperaturdata i nedre deler av atmosfæren for modellkjøringene kunne dette kanskje gi et svar på om disse antagelsene er korrekte. Men grunnet tekniske problemer er disse dataene utilgjengelige, og de ønskede studier ikke mulig å gjennomføre.

Under sin passasje av nord Atlanteren ender de fleste lavtrykkene som ble dannet ved Rocky Mountains sin syklus sørvest for Island (figur 5.9 og 5.10). Men dette området er også et viktig syklogenesseområde, og nye lavtrykk oppstår (figur 5.4). Dette er også studert av Serreze et. al (1997), det er her vi finner islandslavtrykket. Av figur 5.4 kan vi se kraftigere syklogenesse i dette området mellom Island og Grønland i LABMIN, noe som kan assosieres med et sterkere islandslavtrykk og høyere NAO-indeks i LABMIN enn LABMAX. I LABMAX er syklogenesseområdet flyttet sørover i forhold til LABMIN. Dette vil gi flere lavtrykksbaner i sør og færre i nord i LABMAX (figur 5.6), og altså videre opprettholde den sørlige forskyvningen av lavtrykksbaner over nord Atlanteren.

Etter at lavtrykkene har passert nord Atlanteren støter de på landområder. De som beveger seg i en nordlig bane vil komme inn over Island, komme inn mot kysten av nord Norge og bevege seg langs norskekysten og nord til Barentshavet. Enkelte lavtrykksystemer går inn over Storbritannia og videre over Nordsjøen og inn over sør Norge. De lavtrykkene som beveger seg lengst sør møter Irland og ser ut til å til en viss grad dø ut her (figur 5.5 og 5.6). Men området sør for Irland er et stort syklogenesseområde og opplever også en kraftig økning i syklogenesse i LABMAX (figur 5.4c). Økningen kan til dels skyldes at flere lavtrykk kommer inn mot Irland i LABMAX, dette gir et grunnlag for økt syklogenesse her. De lavtrykkene som blir dannet her beveger seg hovedsakelig sørover, inn over nord Spania og Frankrike og videre over de sørlige deler av Europa.

6.2 NAO-indeksen

NAO-indeksen er i bunn og grunn et mål på nord-sør orienteringen av stormbaner over nord Atlanteren. Dersom et lavtrykkssystem beveger seg langt nord en vinter passerer det Island og gir lave verdier for trykkmålingene der. Det vil på samme tid ofte ligge et høytrykk over

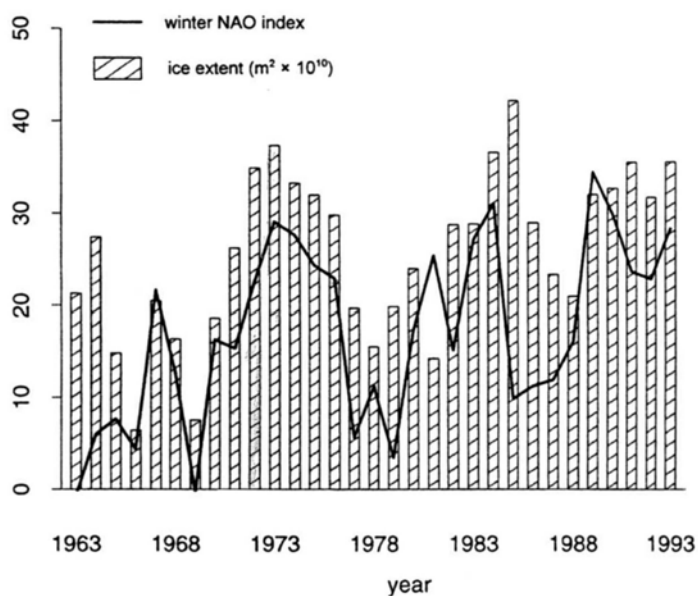
Azorene. Dette gir dermed en høy NAO-indeks på dette tidspunktet. I motsatt fall, dersom lavtrykkssystemet beveger seg lenger sør, og går inn over Irland, da vil Island måle høyere lufttrykk enn normalt, mens man samtidig vil måle lavere trykkverdier på Azorene siden azorerhøytrykket da vil være tilsvarende forskjøvet sørover. Vi får i det siste tilfellet lave verdier for NAO-indeksen. Dersom tendensen er slik gjennom en hel sesong får det innvirkning på denne vinterens midlere NAO-indeks, og vi kan også merke det i endringer i antall stormer og endring i nedbøren over det meste av Europa (Hurrell 1995b, 1996). Vi finner i figur 5.21 en økning i nedbør i sørlige og midlere deler av Europa, og en avtagning i nedbør i nordlige deler. Dette stemmer bra overens med Hurrells (1995b, 1996) studier.

I denne oppgaven vil analysene som er gjort av NAO-indeksen først å fremst være med på å undersøke om resultatene fra TRACK er riktige. I LABMAX kjøringen kan vi se en tydelig forflytning av lavtrykksbanene mot sør samtidig som vi ser at vi får lave NAO-indeks verdier. I figurene 5.12-14 har vi vektet resultatene på NAO-indeksen og analysert de årene hvor vi har en høy NAO-indeks i LABMIN og lav NAO-indeks i LABMAX. Som ventet får vi da en tydeligere sørlig forskyvning av lavtrykksbanene. I figur 5.15 er årene hvor en finner kun et lite avvik fra felles midlere NAO-indeks tatt med, og vi finner her tilnærmet ingen forskjell i stormbanenes nord-sør plassering mellom LABMAX- og LABMIN kjøringene. Vi kan altså konkludere med at TRACKs plassering og ”tracking” av lavtrykksbanene er fornuftige, og resultatene fra TRACK kan være nyttige i analyser av felt med trykkverdier fra bakkenivå.

Observasjoner gjennomført av Prinsenberg et al. (1997) viser at det er positiv korrelasjon (korrelasjonskoeffisient: 0,66) mellom isdekket i Labradorhavet og Newfoundland og NAO-indeksen. I observasjonene finner de en tydelig trend mot et økende isdekke i dette området, dette sammen med at vi har observert en økning i NAO-indeksen de siste tiårene (Hurrell 1995b). Figur 6.2 er tatt fra Prinsenberg et al. (1997) og viser at en høy NAO-indeks på vinteren gir et økt isdekke i disse havområdene samme år. Av figuren ser vi også en klart positiv trend i både utbredelse av is ved Newfoundland og NAO-indeksen. Dette samsvarer med studiene på NAO-indeksen gjort av Hurrell (1995b). I denne oppgaven har vi funnet at et økt isdekke gir en lavere NAO-indeks. Dette virker intuitivt til å være motstridende det som er blitt observert. At vi i dette eksperimentet ikke ender opp med de resultatene som er observert av denne sammenhengen kan forklares enkelt med at det i denne modellen er kjørt med et fast isdekke. I modellen er det isdekket som setter føringer på atmosfæren, mens det i de

observerte resultatene fra Prinsenberg et al. (1997) er atmosfæren og NAO som gir endringer i isdekket. Deser et al. (2000) påpeker også at det i den virkelige verden vil være anomalier i den midlere atmosfæriske sirkulasjon som vil sette føringer på, og endre utbredelsen av sjøis

Konklusjonen må være at en økning i isdekket i Labradorhavet vil gi en lavere NAO-indeks med lavtrykksbanene over nord Atlanteren noe lenger sør. Dette gir videre et våtere klima i sørlige deler av Europa og ett tørrere og kaldere klima over Skandinavia.



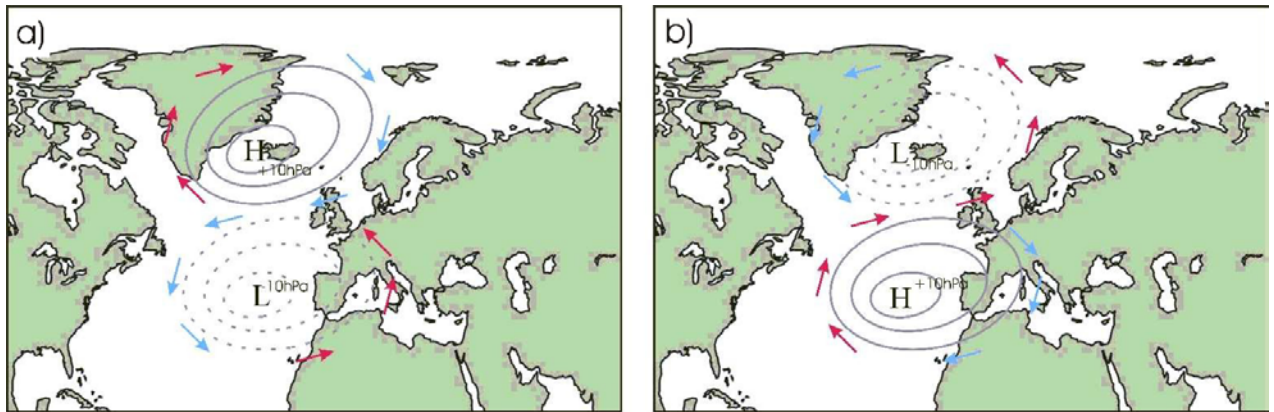
Figur 6.2: Tidsserie over midlere vinter isdekke (februar-april) sør for 55°N i Labradorhavet og øst for Newfoundland. Heltrukket linje viser midlere NAO-indeks. (Figuren er tatt fra Prinsenberg et al (1997))

6.3 Klimatiske virkninger av isdekket i Labradorhavet

Resultatene fra oppgaven kan tyde på at isdekket i Labradorhavet inngår i hva vi kaller en negativ feedbackprosess, dette er også foreslått av Mysak & Venegas (1998) og Deser et al. (2000). En feedbackprosess er når vi gjør en endring på klimatologien på ett eller annet vis, og denne endringen slår tilbake og gir en ytterligere endring på samme område. I følge Kellogg (1983) kan feedbackprosesser deles inn i tre ulike typer. Sterkt positiv feedback vil føre til en ytterligere forsterkning av endringen som ble gjort, dette vil videre forsterke seg selv. Dersom vi hadde en sterk positiv feedback i dette eksperimentet, ville en økning i isdekket i Labradorhavet endre atmosfæren på en slik måte at det medførte ytterligere vekst i isdekket. Dette er en farlig feedbackprosess som forsterker seg selv. Den andre

feedbackprosessen kaller Kellogg for svak positiv feedback. Her vil også pådraget fra det økte isdekke virke på en slik måte at vi får en videre økning i isdekket. Men etter hvert vil denne forsterkningen dø ut, og klimasystemet vil innstille seg i en ny likevektstilstand. Den siste feedbackprosessen er en negativ feedbackprosess. Endringen gjort på klimatologien vil endre atmosfæren på en slik måte at det motvirker endringen som først ble gjort. En økning i isdekket i Labradorhavet vil endre atmosfæren/havet slik at det medførte økt smelting og altså en avtagning i isdekket tilbake til det opprinnelige.

Isen i Labradorhavet inngår i en negativ feedbackprosess og det kan forklares slik: En økning i isdekket lik den vi har i LABMAX medfører en sørlig forflytning av stormbanene over nord Atlanteren. Dette gir høyere bakketrykkverdier over Island og samtidig lavere bakketrykkverdier over Azorene. Vi får altså en negativ NAO-indeks. Figur 6.3a viser et tenkt scenario over avvik i bakketrykk fra det klimatologiske. Vi har da et relativt høytrykk over Island og et relativt lavtrykk over Azorene. Disse forskjellene i bakketrykk som vi har i dette tilfellet påvirker også vind ved bakken. Dersom vi forenkler det ytterligere og bruker geostrofisk vind som eksempel, så er vindstyrken proporsjonal med trykkforskjellen og parallell til isobarene. Noe som gir en relativ økning i nordlige, kalde luftstrømmer over Skandinavia, og en relativ økning i sørlige og mildere luftstrømmer inn over Grønland som indikert i figuren. Dette vil naturlig nok føre til økt smelting av is både på Grønland og i Labradorhavet. Noe som igjen medfører et redusert isdekke i Labradorhavet påfølgende vinter, og altså vil dette være en negativ feedbackprosess. Tilsvarende kan vi argumentere at det motsatte vil være tilfelle dersom vi minker isdekket slik det er gjort i LABMIN (figur 6.3b), men da endringen i stormbanene mellom kontrollkjøringen og LABMIN var veldig liten, vil heller ikke feedbackeffekten være av så stor styrke.



Figur 6.3: Avvik fra midlere bakketrykk for a) en situasjon med negativ NAO-indeks, b) en situasjon med positiv NAO, indeks. Heltrukne konturer representerer avvik fra midlere bakketrykk $>0\text{hPa}$, stiplede representerer avvik fra midlere bakketrykk på $<0\text{hPa}$. Pilene representerer avvik fra midlere vind. Blå piler representerer kaldluftsadveksjon, røde piler varmluftsadveksjon.

Rogers & van Loon (1978, 1979) gir også en tilsvarende forklaring, da de knytter en sammenheng mellom NAO-indeksen og fenomenene de kalte for "Greenland Above" (GA) og "Greenland Below" (GB) (avsnitt 2.4). De konkluderte med at en lav NAO-indeks gav GA og økt smelting av isen i Labradorhavet, og en høy NAO-indeks gav GB og økning i isdekket i Labradorhavet.

Prinsenberget et al. (1997) fant en positiv korrelasjon mellom isdekket i Labradorhavet og NAO-indeksen som beskrevet i forrige avsnitt. Dette vil også være med å underbygge påstanden om en negativ feedbackeffekt. Et stort isdekke i Labradorhavet vil etter resultatene av dette eksperimentet gi en lavere NAO-indeks (figur 5.11). Og en lavere NAO-indeks vil ifølge Prinsenberget et al. (1997) sine studier gi en reduksjon i isdekket.

Kelly et al. (1987) har vist en sammenheng mellom sjøis ved Island og atmosfærens sirkulasjon. En kraftig økning i sjøis i dette området hadde sammenheng med høyere trykk over Island (et redusert islandslavtrykk) og relativ antisyklonisk bevegelse. Dette ville i følge Kelly et al. (1987) gi lettere isforhold i Labradorhavet og ved Newfoundland. En slik negativ korrelasjon mellom sjøis ved Island og Newfoundland er også blitt påpekt av Schott (1904) og Meinardus (1905), og senere studert av Deser et al. (2000).

Det er funnet at for LABMAX er geopotensiell høyde for 500hPa flaten økt over de arktiske områdene samtidig som den er redusert i områdene lenger sør. Dette stemmer bra overens

med Thompson et al. (2000) som fant at geopotensiell høyde over Arktis blir redusert ved høy AO-indeks, sammen med en økning i geopotensiell høyde lenger sør. Økningen i geopotensiell høyde som her er funnet er særlig tydelig i området over Labradorhavet (figur 5.17a). Dette kan ha sammenheng med at en lav NAO-indeks gir en relativ økning i varme sørlige vinder inn mot Labradorhavet (figur 6.3a). Vi får altså en oppvarming av lufta i de nedre områdene av atmosfæren direkte over Labradorhavet. Dette vil i sin tur gi en økning i geopotensiell høyde over dette området tilsvarende den vi har funnet i avsnitt 5.6.

Kellogg (1983) beskriver virkningstiden som en viktig parameter. En feedbackprosess som virker hurtig er selvsagt mer dramatisk enn feedbackprosesser som virker langsomt. Det er ikke mulig ut fra dette eksperimentet å si noe om virkningstiden til en eventuell feedbackprosess. Eksperimentet ble ikke satt opp for å undersøke dette, og vil heller ikke gi noen konklusjoner angående verken virkningstid eller hvor kraftig virkningen vil være. Mysak & Venegas (1998) sine resultater antyder at feedbackprosessen vil gi en periodisk utbredelse, og at isdekket vil variere med en periode på ca 10 år. Dette kan videre støttes om vi ser på observasjonene fra Prinsenberg et al. (figur 6.2). I denne tidsserien fra 1963-1993 finner vi 3 minima. Dette er omkring årene 1968, 1978 og 1988. Dersom dette skal undersøkes videre må et nytt eksperiment stilles opp. I eksperimentet utført til denne oppgaven er isdekket lagt fast og vil ikke på noen måte bli påvirket av forholdene i atmosfæren. I et nytt eksperiment bør altså vekselvirkningen mellom hav og atmosfære være dynamisk. En bør benytte en koblet modell som beskriver både atmosfæren, dynamikken i havet, og en dynamisk beskrivelse av is og ismelting. I et slikt eksperiment kan en ikke kjøre fjorten uavhengige vintermåneders med initialbetingelser tatt fra klimatologien fra fjorten tilfeldige novembermåneders. En vil i stedet være nødt for å kjøre hver av de 14 kjøringene med initialbetingelser fra klimatologien og perturberte isdekker i Labradorhavet gjennom hele sommersesongen og videre gjennom kanskje bortimot 10 fulle år hver. En vil da kanskje kunne beskrive en slik feedbackprosess bedre, og se om det kan stemme overens med de antagelsene som er blitt gjort her.

Ved et eksperiment med 10 påfølgende år slik som er blitt beskrevet vil andre atmosfæriske fenomener kunne spille sterkere inn på resultatene, og gjerne gjøre det vanskelig å komme med noen bestemte konklusjoner. For å med større sikkerhet kunne gi en konklusjon, må en kanskje også øke antallet kjøringene. Dette vil kreve vesentlig mer regnetid enn det som er blitt

brukt i dette eksperimentet. Ved å kjøre 10 fulle år for 28 eksperimenter som foreslått her, med en koblet modell vil det kreve i størrelsesorden 100 ganger mer regnetid enn det som her er brukt.

Kapittel 7 - Konklusjoner

Ved hjelp av analyseverktøyet TRACK har modelldata fra 3 modellkjøringer med ulikt isdekke i Labradorhavet blitt analysert med hensyn på stormbanenes plassering, hvor de oppstår og hvor de ender.

Dersom en øker isdekket i Labradorhavet over det klimatologiske får dette innvirkning på stormbanenes plassering over nord Atlanteren. Ved et økt isdekke blir stormbanene forskjøvet mot sør og vi får en økning i lavtrykksaktivitet og nedbør over sørlige deler av Europa og Middelhavsområdene samtidig som vi får en avtagning i nedbør og lavtrykksaktivitet i Skandinavia og nord Europa.

I øvre deler av troposfæren ble det funnet at den planetære bølgen var forskjøvet sørover ved en økning i isdekket. Dette sammen med en mulig sørvestlig forskyvning av polarfronten har gitt endringer i områder for syklogenese. Færre lavtrykk dannes ved Rocky Mountains og flere lavtrykk dannes ved Cape Hatteras og Appalachian Mountains. Dette har gitt flere lavtrykk som beveger seg i en sørlig bane og færre lavtrykk som beveger seg i en nordlig bane over nord Atlanteren ved økt isdekke. Altså en sørlig forflytning av stormbanene. En sørlig forflytning i lavtrykksbanene gir også lavere verdier for NAO-indeksen.

Dersom en minker isdekket i Labradorhavet fra det klimatologiske, får dette liten eller ingen innvirkning på stormbanene over nord Atlanteren, syklogeneseområder eller sirkulasjonsmønsteret for øvrig.

Isdekket og sjøoverflatetemperaturene i Labradorhavet ser ut til å inngå i en negativ feedbackprosess. En kraftig økning i isdekket i Labradorhavet vil innvirke på atmosfæren slik at vi får en lavere NAO-indeks. Dette vil i sin tur gi reduksjon i kalde vinder fra nord i

Labradorhavet og dermed hindre ytterligere tilfrysing og slik kunne gi reduksjon i isdekket over tid.

Det er ikke vist at en reduksjon i isdekke fra det klimatologiske vil gi endringer i atmosfæren som igjen kan påvirke isutbredelsen i Labradorhavet.

Arbeidet som er gjort med analyseverktøyet TRACK viser at verktøyet er svært anvendbart i dette og lignende studier som inkluderer analyser av stormbaner.

Referanser

Ahrens, C. D., 1999: *Meteorology Today – an Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 6th edition, Brooks/Cole

Blackmon, M. L., 1976: *Climatological spectral study of the 500-mb geopotential height of the Northern Hemisphere*. Journal of the Atmospheric Sciences, **33**, 1607-1623

Bluestein H., 1992: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Oxford University Press

Bossouet, C., M. Déqué og D. Cariolle, 1997: *Impact of a simple parameterization of convective gravity wave drag in a stratosphere-troposphere general circulation model and its sensitivity to vertical resolution*. Annual Geophysics, **16**, 238-249

Cavalieri, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, J. C. Comiso og H. J. Zwally, 1997: *Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes*. Science, **278**, 1104-1106

Conway, E. D., 1997: *An Introduction to Satellite Image Interpretation*. Maryland Space Grant Consortium, http://jokez.static.net/ssip/asat_int/index.html

Courtier, P. og J. F. Geleyn, 1988: *Global numerical weather prediction model with variable resolution: application to the shallow-water equations*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **114**, 1321-1346

Dai, A., I. Y. Fung og A. D. DelGenio, 1997: *Surface observed global land precipitation variations during 1900-88*. Journal of Climate, **10**, 2943-2962

Déqué, M., C Dreveton, A. Braun og D. Cariolle, 1994: *The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling*. Climate Dynamics, **10**, 249-266

Déqué, M. og J. Ph. Pielikev, 1995: *High resolution climate simulation over Europe*. Climate Dynamics, **11**, 321-339

Deser, C., J. E. Walsh og M. S. Timlin, 2000: *Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends*. Journal of Climate, **13**, 617-633

Douville, H., J. F. Royer og J. F. Mahfouf, 1995: *A new snow parameterization for the Meteo-France climate model .1. Validation in stand-alone experiments*. Climate Dynamics, **12**, 21-35

- Egger, J., 1974: *Numerical Experiments on Lee Cyclogenesis*. Monthly Weather Review, **102**, 847-860
- Fromentin, J. M. og B Planque, 1996: *Calanus and environment in the eastern North Atlantic .2. Influence of the North Atlantic Oscillation on C-finmarchius and C-helgolandicus*. Marine Ecology-Progress Series, **134**, 111-118
- Hodges, K. I., 1994: *A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data*. Monthly Weather Review, **122**, 2573-2586
- Hodges, K. I., 1995: *Feature Tracking on the Unit Sphere*. Monthly Weather Review, **123**, 3458-3465
- Hodges, K. I., 1996: *Spherical Nonparametric Estimators Applied to the UGAMP Model Integration for AMIP*. Monthly Weather Review, **124**, 2914-2932
- Hodges K. I., 1999: *Adaptive Constraints for Feature Tracking*. Monthly Weather Review, **127**, 1362-1373
- Holopainen, E. O., 1994: *Cyclone Climatology and its relationship to planetary waves and physiography*. I Grønås og Shapiro (red): "The Life Cycles of Extratropical Cyclones", **1**, 72-79
- Holton, J. R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd edition, Academic Press
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre og A. W. Robertson, 1985: *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **111**, 877-946
- Hoskins, B. J. og K. I. Hodges, 2002: *New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks*. Journal of the Atmospheric Sciences, **59**, 1041-1061
- Hurrell, J. W., 1995a: *Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter*. Journal of Atmospheric Science, **52**, 2286-2301
- Hurrell, J. W., 1995b: *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation*. Science, **269**, 676-679
- Hurrell, J. W., 1996: *Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperatures*. Geophysical Research Letters, **23**, 665-668
- Hurrell, J. W og H. van Loon, 1997: *Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation*. Climatic Change, **36**, 301-326
- Kellogg, W. W., 1983: *Feedback Mechanisms in the Climate System Affecting Future Levels of Carbon Dioxide*. Journal of Geophysical Research, **88**, 1263-1269
- Kelly, P. M., C. M. Goodess og B. S. G. Cherry, 1987: *The interpretation of the Icelandic sea ice record*. Journal of Geophysical Research, **92**, 835-843

- Klein, W. H., 1957: *Principal tracks and mean frequencies of cyclones and anticyclones in the Northern Hemisphere*. Research paper no. 40, U. S. Weather Bureau.
- Kristjánsson, J. E. og H. McInnes, 1999: *The Impact of Greenland on cyclone evolution in the North Atlantic*. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, **125**, 2819-2834
- Kushnir, Y., V. J. Cardone, J. G. Greenwood og M. A. Cane, 1997: *The recent increase in North Atlantic wave heights*. Journal of Climate, **10**, 2107-2113
- Kvamstø, N. G., 1999: *Simulated Northern Hemisphere response to perturbed ice and SST conditions in the Arctic*. Meteorological Rept. Series, University of Bergen-1999
- Lopez, P., T. Schmith og E. Kaas, 2000: *Sensitivity of the Northern Hemisphere circulation to North Atlantic SSTs in the ARPEGE Climate AGCM*. Climate Dynamics, **16**, 535-547
- Lott, F. og M. J. Miller, 1997: *A new subgrid-scale orographic drag parametrization: its formulation and testing*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **123**, 101-127
- McPhee, M. G., T. P. Stanton, J. H. Morison og D. G. Martinson, 1998: *Freshening of the upper ocean in the Arctic: Is perennial sea ice disappearing?* Geophysical Research Letters, **25**, 1729-1732
- Meinardus, W., 1905: *Über Schwankungen der nordatlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen*. Meteorologie, **22**, 398-412
- Morcrette, J. J., 1991: *Using ISCCP-B3 data to evaluate model-generated cloudiness*. Global and Planetary Change, **4**, 41-48
- Mysak, L. A. og S. A. Venegas, 1998: *Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions*. Geophysical Research Letters, **25**, 3607-3610
- Nakamura, H., 1996: *Year-to-year and interdecadal variability in the activity of intraseasonal fluctuations in the Northern Hemisphere wintertime circulation*. Theoretical and Applied Climatology, **55**, 19-32
- Parkinson, C. L., 2000: *Variability of Arctic sea ice: The view from space, an 18-year record*. Arctic, **53**, 341-358
- Post, E. og N. C. Stenseth, 1999: *Climatic variability, plant phenology, and northern ungulates*. Ecology, **80**, 1322-1339
- Prinsenbergh, S. J., I. K. Peterson, S. Narayanan og J. U. Umoh, 1997: *Interaction between atmosphere, ice cover and ocean off Labrador and Newfoundland from 1962 to 1992*. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, **54** (suppl. 1), 30-39.
- Reynolds, R. W. og T. Smith, 1994: *Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation*. Journal of Climate, **7**, 929-948

- Rogers, J. C. og H. van Loon, 1978: *The seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description*. Monthly Weather Review, **106**, 296-310
- Rogers, J. C. og H. van Loon, 1979: *The seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II: Some Oceanic and Atmospheric Effects in Middle and High Latitudes*. Monthly Weather Review, **107**, 509- 519
- Sabre, M., K. I. Hodges, K. Laval, J. Polcher og F. Désalmand, 2000: *Simulation of Monsoon Disturbances in the LMD GCM*. Monthly Weather Review, **128**, 3752-3771
- Serreze, M. C., F. Carse, R. G. Barry og J. C. Rogers, 1997: *Icelandic Low Cyclone Activity: Climatological Features, Linkages with the NAO, and Relationships with Recent Changes in the Northern Hemisphere Circulation*. Journal of Climate, **10**, 453-464
- Schott, G., 1904: *Über die Grenzen des Treibeises bei der Neufundland Bank sowie über eine Beziehung zwischen neufundlandischem und ostgrönlandischem Treibeis*. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol., **32**, 302-309
- Shabbar, A., K. Higuchi, W. Skinner og J. L. Knox, 1997: *The association between the BWA index and winter surface temperature variability over eastern Canada and west Greenland*. International Journal of Climatology, **17**, 1195-1210
- Simmons, A. J. og D. M. Burridge, 1981: *Energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates*. Monthly Weather Review, **109**, 758-766
- Thepaut, J. N. og P. Courtier, 1991: *4-dimensional variational data assimilation using the adjoint of a multilevel primitive-equation model*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **117**, 1225-1254
- Thompson, D. W. J. og J. M. Wallace, 1998: *The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields*. Geophysical Research Letters, **25**, 1297-1300
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace og G. C. Hegerl, 2000: *Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends*. Journal of Climate, **13**, 1018-1036
- Trenberth, K. E. og J. W. Hurrell, 1994: *Decadal Atmosphere-Ocean Variations in the Pacific*. Climate Dynamics, **9**, 303-319
- Visbeck, Martin (Department of Earth and Environmental Sciences, Lamont-Doherty Earth Observatory, University of Columbia): *The North Atlantic Oscillation*. <http://www.ldeo.columbia.edu/~visbeck/nao/presentation/html/NAO.htm>
- Walker, G. T., og E. W. Bliss, 1932: *World Weather V*. Memoirs of the Royal Meteorological Society, **6**, 53-84