

**UNIVERSITETET I OSLO**  
**Institutt for geofag**  
**Avdeling MetOs**

**Lavfrekvent  
variabilitet i  
havet, i  
observasjoner og  
modeller**

Masteroppgave i  
geofysikk

Hanne Beate Skattør

01.09.2011





# Sammen drag

I denne oppgaven har vi studert lavfrekvent variabiliteten i havet gjennom det 20-århundret. I tillegg til observasjoner har vi brukt data fra fire klimamodeller; CCSM3, Gfdl-CM2.0, BCM2.0 og HadCM3, som er kjørt med grensebetingelser som skal representere de virkelige forholdene i denne perioden. Alle modellene inkluderer antropogene pådriv mens to i tillegg inkluderer naturlige pådriv (CCSM3 og Gfdl-CM2.0), ie. utslipp fra vulkanutbrudd og varierende solinnstråling.

Først studerte vi havets globale varmeinnhold. Observasjonene dekker tidsperioden fra 1950, og viser en langsiktig oppvarming samt store dekadale og mellomårslige svingninger. Vi fant at modellene med både naturlige og antropogene pådriv var nærmest observasjonene, både når det gjaldt trenden og variabiliteten. Samvariasjonen som var tydelig mellom det globale varmeinnholdet og solar irradians både i observasjoner og i modeller med naturlig pådriv etter 1950, skyldes at store vulkanutbrudd tilfeldigvis har kommet i takt med den 11-årige solsyklusen. Likevel er det likheter mellom tidsutviklingen til globalt varmeinnhold i CCSM3 og Gfdl.CM2.0 også i perioden før 1950, en periode med liten vulkansk aktivitet. Dette kan indikere at dekadiske variasjoner i solinnstråling påvirker variabiliteten til varmeinnholdet, men i så fall gjennom ikke-lineære prosesser siden samvariasjonen i varmeinnhold har en lavere frekvens enn solsyklusen.

Betydningen av trenden i solinnstråling var tydeligere og bidro til en oppvarming gjennom første halvdel av 1900-tallet. Denne oppvarmingen var fraværende i modellene med bare antropogene pådriv (BCM2.0 og HadCM3). En tilsvarende positiv trend i havets varmeinnhold mot slutten av århundret kan ikke forklares med en trend i solinnstråling. Denne oppvarmingen er tydelig i alle modellene, og må skyldes økningen av antropogene pådriv.

Variabilitet på dekadiske - flerdekadiske tidsskalaer dominerer signalet i havet mot høyere breddegrader, mens det på lavere breddegrader er variabilitet på tidsskalaer fra årlig til flerårig som dominerer. Vi delte opp verdenshavet i ulike områder, og fant at det globale signalet besto av bidrag med stor intern variabilitet, både i tidserien til hvert område og mellom områdene. Det var ingen av delområdene som entydig dominerte eller forklarte det globale signalet.

Til sist plukket vi ut et av disse områdene, nemlig det nordlige Stillehavet, for å studere den tredimensjonale variabiliteten i havtemperatur. Noen typiske trekk var synlige i alle modellene. Det er relativt kraftige variasjoner i forlengelsen av Kuroshio-Oyashiostrømmen, og anomalier forplanter seg østover over bassenget på midlere breddegrader. Energiflukser mellom hav og atmosfære er viktige og danner anomalier som oppstår i overflaten. Variabiliteten i området kan settes i sammenheng med vekselvirkninger mellom atmosfæriske strømningsmønstre og den subtropiske sirkulasjonen i havet.

# Takk til...

En stor takk til min hovedveileder, Cecilie Mauritzen, for veiledning, interessante diskusjoner og motivasjon underveis, og til min medveileder, Pål Erik Isachsen, for hjelp gjennom året, gjennomlesning av oppgaven og verdifulle kommentarer. Takk til Kjell Andresen og Gunnar Wollan, som alltid har vært klar til å hjelpe med datatrøbbel og gi programmeringstips.

Jeg vil også takke alle som har gjort egen forskning tilgjengelig så flere kan dra nytte av det. Takk til de ulike modelleringsentrene som har gjort modelldata tilgjengelig for analyse, *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison* (PCMDI) for innsamling og arkivering av data, og *WCRP's Working Group on Coupled Modelling* (WGCM) for å organisere analyseringen av modelldataene. *The WCRP CMIP3 multi-model dataset* er støttet av *The Office of Science, U.S. Department of Energy*. Takk til Domingues et al. (2008) og Lean et al. (1995) for å gjøre tilgjengelig estimater av henholdsvis globalt varmeinnhold i havet og total solar irradians, og til *UK Met Office* for muligheten til å laste ned datasettet med observert overflatetemperatur i havet, hentet fra [www.metoffice.gov.uk/hadobs](http://www.metoffice.gov.uk/hadobs).

Sist, men ikke minst, vil jeg takke familien for støtte og oppmuntring underveis. Mine foreldre som alltid har vært klar med sabbatsmiddag og et pusterom i en ellers travel uke, og min søster fordi hun nektet meg å gi opp.

Hanne Beate Skattør, 01.09.2011



# Innhold

<b>Sammendrag</b>	<b>i</b>
<b>Takk til...</b>	<b>ii</b>
<b>1 Innledning</b>	<b>1</b>
<b>2 Bakgrunn</b>	<b>3</b>
2.1 Jordens energikretsløp . . . . .	3
2.2 Havets rolle i klimasystemet . . . . .	5
2.3 Eksterne pådriv . . . . .	6
2.3.1 Antropogende pådriv . . . . .	6
2.3.2 Naturlige pådriv . . . . .	7
2.4 Intern dynamisk variabilitet . . . . .	9
2.5 Modeller for å beskrive virkeligheten . . . . .	10
<b>3 Metode</b>	<b>11</b>
3.1 Datasett . . . . .	11
3.1.1 Observasjoner . . . . .	11
3.1.2 Modeller . . . . .	14
3.2 Databehandling . . . . .	16
3.2.1 Anomalier og flytende middel . . . . .	16
3.2.2 Havets varmeinnhold . . . . .	16
3.2.3 Effektspekter . . . . .	17
3.2.4 EOF-analyse . . . . .	18
<b>4 Resultater</b>	<b>19</b>
4.1 Globalt varmeinnhold . . . . .	19
4.1.1 Modellert og observert OHC . . . . .	19
4.1.2 OHC og variasjoner i solas irradians . . . . .	21
4.2 Regionale forskjeller i variasjonen av OHC . . . . .	26
4.3 Case: Det nordlige Stillehavet . . . . .	29
4.3.1 Varmeinnholdet i hele det nordlige Stillehavet . . . . .	29
4.3.2 Variabilitet i overflatetemperatur . . . . .	29
4.3.3 Modellerte temperaturendringer i de øverste parhundre metrene . . . . .	35

4.3.4	Teorier om hva som forårsaker den dekadiske variabiliteten i det nordlige Stillehavet . . . . .	45
<b>5</b>	<b>Oppsummering og konklusjon</b>	<b>47</b>
	<b>Tillegg</b>	<b>51</b>
	<b>A Plott</b>	<b>51</b>
	<b>Referanser</b>	<b>60</b>



# Kapittel 1

## Innledning

I de siste årene har klima, og klimaendringer vært et tilbakevendende tema i samfunnsdebatten. Tanken om at menneskelig aktivitet kan forstyrre balansen i klimasystemet i en så stor grad at det kan få alvorlige konsekvenser for vår måte leve på, kan virke både ubegripelig og skremmende. Men ettersom forskningsresultatene blir mer og mer overbevisende, har det internasjonale samfunnet måttet begynne å ta utfordringen på alvor. Jordens klimasystem er ekstremt komplekst, med underliggende drivkrefter og vekselvirkninger som ikke er forstått fullt ut. Variabiliteten er stor og det har vært viktig å stadfeste hvor stor del av de observerte endringene er naturlige variasjoner, og hvilke som er menneskeskapte. Menneskelig aktivitet som påvirker naturen er det mulig å regulere og gjøre noe med, i motsetning til årsakene til de naturlige variasjonene. I søken etter å lære mer om klimaet på jorden er det blitt utviklet flere klimamodeller som prøver å gjenskape fysikken i de ulike delene av klimasystemet og hvordan disse påvirker hverandre. Ved å gjøre flere kjøring med forskjellige grensebetingelser kan en undersøke hvordan ulike faktorer påvirker klimaet. For å kunne bruke modellene til å si noe om hvordan klimaet vil utvikle seg fremover i tid er det nødvendig at de på en realistisk måte gjensker de prosesser og fenomener som kan observeres i den virkelige verden.

Havet er den delen av klimasystemet der mesteparten av den indre energien er lagret, og er dermed en viktig indikator på endringer i systemet. I denne oppgaven vil vi undersøke den lavfrekvente variabiliteten i havet nærmere. I første del av oppgaven vil fokuset være på globalt varmeinnhold i havet. I tillegg til observert varmeinnhold vil vi bruke data fra fire forskjellige klimamodeller som er kjørt med grensebetingelser som skal etterligne tilstanden på jorden gjennom 1900 - tallet. Alle modellene inkluderer varierende antropogene pådriv, mens to av dem i tillegg inkluderer varierende naturlige pådriv fra sol og vulkaner. På denne måten kan vi undersøke hvordan de ulike ytre pådrivene påvirker havet, og om det er mulig å skille dem fra intern variabilitet. I andre del av oppgaven vil vi se nærmere på regional variabilitet i havet. Vi velger å se nærmere på et området av verdenshavet, nemlig det nordlige Stillehavet, og undersøke variabiliteten i havtemperatur både i tid og

rom. Siden observasjoner av tilstanden i havet, spesielt under overflaten, har dårlig dekningsgrad over lengere tidsperioder, vil denne delen baseres mest på data fra de fire modellene. Her vil den interne dynamiske variabiliteten studeres nærmere.

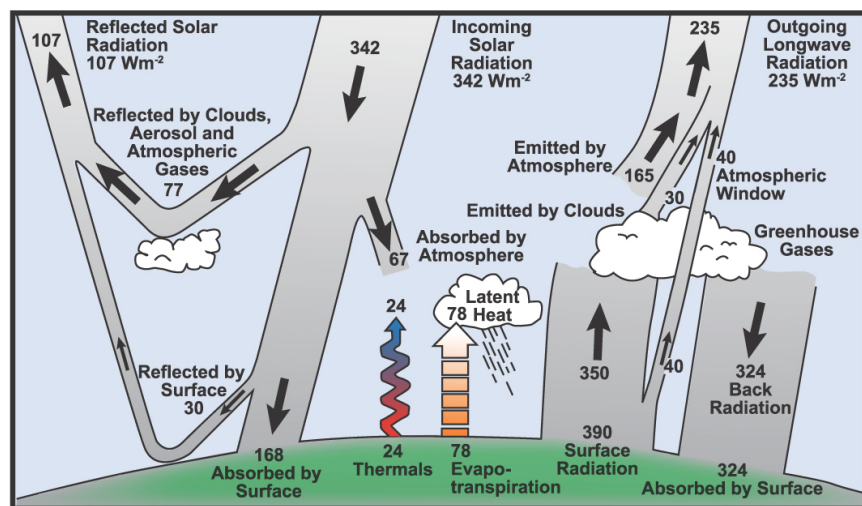
Oppbyggingen av oppgaven er som følger: I kapittel 2 vil bakgrunnsinformasjon som er viktig for oppgaven bli gjennomgått. Observasjonssett og modeller, samt metoder for beregninger gjort i oppgaven, blir beskrevet i kapittel 3. Resultatene blir presentert i kapittel 4, og tilslutt kommer en oppsummering og konklusjon i kapittel 5. Forkortelser som er godt innarbeidet på engelsk, er også brukt som forkortelser i denne oppgaven.

# Kapittel 2

## Bakgrunn

### 2.1 Jordens energikretslop

Klimasystemet består av alle de komponentene på jorda som gjennom vekselvirkninger fordeler og lagrer energi, og dermed er med på å bestemme klimaet på jorda. Disse komponentene er atmosfæren, havet og landjorda, med krysosfæren og biosfæren innebefattet i de to siste. Jordens energibudsjett er oversikten over hvor mye energi som overføres og lagres i de ulike delene av klimasystemet, og å tallfeste dette er en vesentlig, og komplisert, oppgave for å oppnå en bedre forståelse av hvordan klimasystemet fungerer (Bindoff et al. (2007)).



Figur 2.1: Jordens energikretslop. Alle verdier er globalt, årlig midlet i  $Wm^{-2}$ . (FAQ 1.1, Figure 1.1 fra Le Treut et al. (2007)).

Energien som driver klimasystemet på jorden er den kortbølgete strålingen som kommer fra solen. Figur 2.1 gir en skjematisk fremstillingen av hvordan

denne energien spres i systemet. I denne figuren er energibudsjettet balansert, dvs jorden absorberer like mye energi i form av kortbølget stråling som den emitterer ut i rommet som langbølget stråling. Globalt midlet og over tid er dette tilnærmet riktig, men Hansen et al. (2005) fant ut at jorda nå absorberer  $0.85 \pm 0.15 W^{-2}$  mer energi fra sola enn den emitterer ut. Dette betyr at mer energi blir lagret i systemet, noe som resulterer i en oppvarming.

Ifølge figur 2.1 blir omtrent 20% av den innkomne kortbølgete strålingen absorbert i atmosfæren, 50% blir absorbert av jordens overflate og 30% blir reflektert tilbake ut i rommet. Energien som blir absorbert øker den indre energien i overflatelaget og blir til varme. Hvor mye energi som så blir emittert ut igjen er avhengig av temperaturen. For et svart legeme, et legeme som absorberer all stråling som treffer det, er utstrålt energi gitt ved Stefan-Boltzmannslov (Hartmann (1994)):

$$E_{BB} = \sigma T^4; \quad \sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4} \quad (2.1)$$

der  $E_{BB}$  er energien målt i  $Wm^{-2}$ ,  $\sigma$  er Stefan-Boltzmanns konstant og  $T$  er temperaturen. For alle legemer gjelder det at jo høyere temperaturen er, desto mer energi vil bli emittert ut og desto kortere er bølgelengden på strålingen som emitteres. Atmosfæren slipper igjennom mesteparten av solinnstrålingen, men den langbølgete strålingen fra jordens overflate blir effektivt absorbert av ulike gasser, og atmosfæren sender så ut langbølget stråling avhengig av dens temperatur. Dette kalles drivhuseffekten, og figur 2.1 viser at jordens overflate mottar mer energi i form av langbølget stråling fra atmosfæren enn fra solinnstråling. Strålingen fra atmosfæren er av avgjørende betydning for klimaet på jorda. Ikke bare er det med på å opprettholde relativt varme overflatetemperaturer, det begrenser også amplituden på de daglige temperatursvingningene over land, som ellers ville vært svært store.

Energibudsjettet for jordoverflaten er gitt ved ligningen(Hartmann (1994)):

$$\frac{\partial E_s}{\partial t} = R_s - LE - SH - \Delta F_{eo} \quad (2.2)$$

Venstre siden er et lagringsledd, og står for endret varmeinnhold pr flateenhet i et lag fra overflaten ned til det dypet der energifluksene og dermed temperaturendringene er neglisjerbar. Dette kan være alt fra kun 1-2 meter på tørt land, til flere hundre meter i havet der dypvann blir dannet.  $R_s$  er netto strålingsfluks rettet mot bakken,  $LE$  og  $SH$  er henholdsvis latent varme fluks og varmeledning fra bakken til atmosfæren og  $\Delta F_{eo}$  er horisontal energifluks ut av laget. Ser man på globale midler, vil  $\Delta F_{eo}$ -leddet falle bort. Er høyresiden av ligningen positiv vil mer energi bli lagret i overflatelaget og temperaturen vil øke, mens er det negativt vil laget miste varme. Altså vil en temperaturendring i havet skyldes enten endringer i strålingsbalansen på overflaten, endringer i energiflukser mellom hav og atmosfære, på regional skala; endringer i varmetransport til andre deler av havet, eller en kombinasjon av disse.

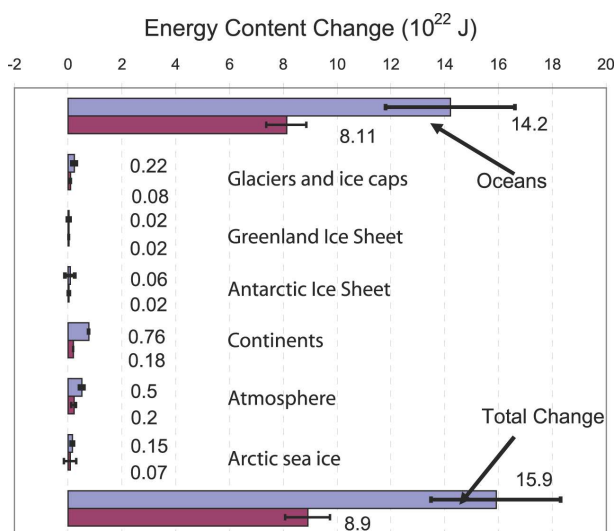
## 2.2 Havets rolle i klimasystemet

Havets lave albedo og store areal gjør at det mottar mer enn halvparten av energien som kommer inn i klimasystemet fra solen. Avkjøling gjennom fordampning balanserer mye av den absorberte energien, og gjør havet til den største kilden til vanndamp og varme i atmosfæren (Hartmann (1994)). Havet har en stor varmekapasitet, noe som bidrar til å gjøre temperaturen på jordens overflate jevnere. Evnen til å lagre varme om sommeren, som så frigis på vinteren bidrar til å dempe sesongvariasjonene, og gir de karakteristiske forskjellene på kystklima og innlandsklima, men er også viktig på global skala. Havet, i likhet med atmosfæren, er også en effektiv varmetransportør, og varme havstrømmer advekterer varmt vann fra tropene mot høyere breddegrader, noe som bidrar til å gjøre temperaturgradienten mellom ekvator og polene mindre (Hartmann (1994)). Den store varmekapasiteten gjør at temperaturendringer i havet krever mye energi, og går relativt tregt. Spesielt gjelder dette vannet i dypere lag som ikke er i direkte kontakt med atmosfæren, dvs. vannet dypere enn det blandete laget. Anomalier som oppstår har en tendens til å vare lenge, og dette gjør varmeinnholdet i havet (OHC) til en viktig klimaindikator i forbindelse med global oppvarming.

Figur 2.2 illustrerer den store varmekapasiteten i havet i forhold til andre deler av klimasystemet. Figuren er hentet fra Bindoff et al. (2007) og viser estimerte endringer i varmeinnhold i periodene 1961-2003 og 1993-2003. Havet blir varmere, og står for den desidert største endringen i klimasystemets varmeinnhold i denne perioden. Mesteparten av varmen som blir lagret i havet, lagres i de øverste meterene (Levitus et al. (2005)). Men varme som distriberes til dypere lag av havet er også en viktig del av regnestykket (Domingues et al. (2008)).

Selv om varmeinnholdet i havet har en relativt lang responstid er det tydelig at det er gjenstand for til dels stor intern variabilitet. Siden klimasystemet er et koblet system vil endringer i havets overflatetemperatur påvirke atmosfæren og atmosfærens bevegelsesmønster vil påvirke havet. Variabiliteten i det øverste laget av havet er ofte relatert til variabiliteten i kjente klimatiske moder (se avsnitt 2.4). Ser man etter menneskelige påvirkninger på havet er det viktig å ha kunnskap om de naturlige variasjonene. Levitus et al. (2005) poengterte også at endringer i jordens strålingsbudsjett kan gi regionale forskjeller i responsen til OHC, som konsekvens av endrede sirkulasjonsmønstre i atmosfæren og havet.

Klimaendringer i havet har vært mest forsket på gjennom overflatens egenskaper, siden det er der det er mest observasjonsdata (Levitus et al. (2005)). Selv her er tidsseriene korte og den romlige distribusjonen varierende, noe som begrenser muligheten for å se på endringer over lange tidsepoker uten bruk av indirekte metoder for rekonstruksjon. Datagrunnlaget for varmeinnhold og endringer i dyphavet er mye mindre, spesielt med tanke på hvor stort volum havene har.



Figur 2.2: Estimert endring i lagret energi for ulike deler av klimasystemet. Den øverste søylen (lilla) er for perioden 1961 til 2003, og den nederste (rosa) er for perioden 1992-2003. Beregningene av havets varmeinnhold i perioden 1961-2003 er for 0-3000m og i perioden 1993-2003 er den for 0-700m. (Figur 5.4 i Bindoff et al. (2007)).

## 2.3 Eksterne pådriv

En forskyvning i jordas strålingsbalanse vil enten skyldes en forandring i mengden innkommende solstråling, hvor mye av sollyset som blir reflektert eller mengden langbølget stråling fra jorda som når ut i rommet (Le Treut et al. (2007)). Begrepet strålingspådriv er brukt for å fastsette effekten av, og for å kunne sammeligne, ulike kilder til endring av strålingsbalansen. Strålingspådriv er definert som endring i netto irradians, både kortbølget og langbølget, ved tropospausen, og måles i  $Wm^{-2}$  (Forster et al. (2007)). De ulike kildene kan deles i to kategorier: antropogene pådriv og naturlige pådriv. De antropogene strålingspådrivene er de som stammer fra menneskelig aktivitet, mens de naturlige kommer fra endringer i innkommende kortbølget stråling og utslipp i forbindelse med eksplosive vulkanutbrudd.

### 2.3.1 Antropogende pådriv

Det største antropogene strålingspådrivet stammer fra økt konsentrasjon av drivhusgasser med lang levetid i atmosfæren. De antropogene utslippene kommer i tillegg til den naturlige konsentrasjonen av drivhusgasser og fører til økt absorpsjon av langbølget stråling. Når mer stråling blir absorbert vil temperaturen øke og atmosfæren emitterer mer energi som igjen blir absorbert på jordas overflate. Det er fire gasser som primært bidrar til det antropogene pådrivet, nemlig karbondioksid ( $CO_2$ ), metan ( $CH_4$ ), nitrogendioksid ( $N_2O$ ) og halokarboner (kjemiske forbindelser med flour, klor eller brom) (Le Treut

et al. (2007), Forster et al. (2007)). Konsentrasjonen av  $CO_2$  har økt betydelig siden 1950-tallet som en konsekvens av økt forbruk av fossilt brennstoff. På grunn av den store mengden  $CO_2$  som slippes ut er dette den gassen som bidrar mest til det antropogene pådrivet.  $CH_4$  er den av de fire gassene med kortest levetid i atmosfæren, på ca 10 år (Hartmann (1994)), og stammer fra bl.a jordbruk og naturgass. Både  $CH_4$  og  $N_2O$  har hatt en akselererende økning siden 1970-tallet. Halokarbonene er effektive drivhusgasser som i all hovedsak har et antropogent opphav. Disse gassene ble fra 1930-tallet mye brukt i den kjemiske industrien. Med Montreal Protokollen er disse stoffene blitt faset ut, og konsentrasjonen er nå synkende, men med en levetid på rundt 100 år tar det tid før de er helt borte (Le Treut et al. (2007), Hartmann (1994)).

En annen kilde til antropogent strålingspådriv er utslipp av aerosoler i atmosfæren. Bruk av fossilt brennstoff og brenning av biomasse har økt konsentrasjonen av aerosoler med sulfat-forbindelser, organiske forbindelser og svart karbon (sot). Disse endrer atmosfærens optiske dybde ettersom de reflekterer og absorberer solstråling, og reduserer dermed solstrålingen som når ned til bakken (Hansen et al. (2005)). Menneskelig aktivitet har også endret jordens overflate, noe som fører til endringer i jordens biosfære og albedo. Det er sannsynlig at mer solstråling blir reflektert fra overflaten som et resultat av menneskelig aktivitet (Forster et al. (2007)).

Dette er eksempler på direkte strålingspådriv. Det finnes flere indirekte virkninger og tilbakekoblingsmekanismer som kan forsterke eller dempe et gitt strålingspådriv. De antropogene pådrivene har en jevn tidsutvikling og er ikke preget av brå endringer eller periodisitet, noe som karakteriserer de naturlige pådrivene (se fig 3.2).

### 2.3.2 Naturlige pådriv

Variasjoner i solas aktivitet har vært observert i flere århundrer, selv om direkte målinger av solas stråling kun har vært mulig de siste 30 årene (Lean et al. (1995)). Solas totale irradians ved toppen av atmosfæren (TSI) varierer over mange tidskalaer, men den mest markante periodisiteten er Schwabe-syklusen, oppkalt etter astronomen Samuel Heinrich Schwabe som oppdaget den i 1843. Dette er en  $\sim 11$ -års syklus i solas aktivitetsnivå. Under høy solaktivitet vil magnetiske fenomener på solas overflate, som solflekker og solfakler, forekomme oftere (Lean et al. (1995), Gray et al. (2010)). Solflekker er områder som har lavere temperatur enn normalt, og de vil derfor se ut som mørke flekker på overflaten. Siden temperaturen her er lavere, vil disse områdene bidra til å redusere solas utstråling. Men denne effekten blir oppveiet av solfaklene, som er områder med høyere temperatur og dermed økt utstråling. Solfaklene er mindre i utstrekning, men mer tallrike enn solflekkenene, så i perioder med høy solaktivitet vil sola utstråle mer engeri (Gray et al. (2010)). Variasjonen mellom høy og lav solaktivitet endrer TSI med rundt  $1 \text{ W m}^{-2}$ .

I tillegg til Schwabe-syklusen viser rekonstruksjoner av TSI en jevn positiv trend gjennom store deler av 1900-tallet (Lean et al. (1995))

Endringer i TSI påvirker klimaet på flere måter, og selv om variasjonene i forbindelse med Schwabe-syklusen er relativt liten, er det foreslått ulike mekanismer som kan forsterke responsen til klimasystemet (Meehl et al. (2009), Gray et al. (2010)). Disse mekanismene kan deles inn i to kategorier; en mekanisme som virker “nedenfra-og-opp” og en som virker “ovenfra-og-ned” (Meehl et al. (2009)). I uttrykket “nedenfra-og-opp” ligger det at responsen til endringene i TSI begynner på overflaten. I de relativt skyfrie områdene i subtropene vil økt innstråling øke fordampningen fra havet. Dette fører til at mer fuktighet blir fraktet med passatvindene til konvergenssonen, noe som gir økt nedbør og dermed en forsterket Hadley og Walker sirkulasjon (Meehl et al. (2008), fig 4). En forsterkning av Hadleycellen vil øke nedsynkningen av luft i subtropene, noe som reduserer skydekket og øker absorpsjonen av solinnstråling ytterligere. Den andre kategorien, “ovenfra-og-ned”, involverer responsen til stratosfærisk ozon på økt UV-stråling. Ozon absorberer UV-stråling og energien omgjøres til varme. Økt UV-stråling vil også øke produksjonen av ozon i stratosfæren, og siden solinnstrålingen avhenger av breddegrad vil dette også gjelde den resulterende varmeøkningen. Ujevn oppvarming vil påvirke sirkulasjonsmønsteret i stratosfæren, noe som igjen vil påvirke troposfæren. Mekanismene bak koblingen mellom endringene i stratosfæren og responsen i troposfæren ikke er fullt ut forstått, men det kan virke som at en av konsekvensene er en forsterkning av Walker sirkulasjonen og at Hadleycellen blir bredere (Gray et al. (2010), Meehl et al. (2009))

Store vulkanutbrudd kan ha en midlertidig avkjølende effekt på klimaet. For at effekten skal være global, og utover noen få uker, må utbruddet være kraftig nok til å slynge partikler og gass opp i stratosfæren. Vulkanske utslipp inneholder mye svovel, og det vil dannes små sulfatpartikler som påvirker spredningen av sollys, slik at det blir varmere i stratosfæren og kaldere på bakken (Kelly et al. (1996)). Disse partiklene har en levetid på opptil 2 til 3 år, før de faller ned til troposfæren, der de vil bli skylt ut med regn (Le Treut et al. (2007)). Sammen med gassene vil det også slynges ut store mengder askepartikler, men disse er gjerne større og faller forttere ut av atmosfæren, og har derfor ikke et merkbart strålingspådriv på global skala (Dalsøren (2010)). Hvor stor innvirkning et vulkanutbrudd får, er også avhengig av den geografiske plasseringen av vulkanen. Utbrudd nær ekvator har gjerne en større effekt på klimaet enn et tilsvarende utbrudd på høyere breddegrader. Dette har sammenheng med sirkulasjonsmønsteret i stratosfæren som gjør at utlipp ved lavere breddegrader mer effektivt blir transportert rundt hele kloden (Dalsøren (2010)). På 1900-tallet har det vært 4 vulkanutbrudd som har hatt de riktige betingelsene for å fremkalle en global klimatologisk effekt. Disse er Santa Maria (Guatemala) i 1902, Agung (Bali) i 1963, El Chichón (Mexico) i 1982 og Pinatubo (Fillipinene) i 1991 (Kelly et al. (1996)).



## 2.4 Intern dynamisk variabilitet

Klimasystemet er et kaotisk og koblet system der de ulike delene påvirker og samvirker med hverandre. I tillegg til de eksterne strålingspådrivene, har klimaet stor intern variabilitet. Variabiliteten er tydelig i tidsperioder fra dager til flere tiår, og i lengere perspektiv århundrer og årtusner. For å kunne si noe om hvordan forskjellige endringer i eksterne faktorer påvirker klimaet, er det viktig å kunne skille effektene av disse fra variabiliteten som ligger naturlig i systemet. De naturlige svingningene kan fort maskere et lite, men signifikant signal fra ytre strålingspådriv. I forbindelse med den tilsynelatende avkjølingen av overflatetemperaturen i perioden 1998-2008 har Easterling og Wehner (2009) vist at det er sannsynlig å ha perioder på et til to tiår med ingen eller negativ trend, i et klima som på lengere tidsskala er karakterisert av oppvarming fra menneskeskapte pådriv.

Med et kaotisk system menes at selv en liten pertubasjon i tilstanden ved en gitt tid, vil vokse seg større etterhvert og gjøre tidsutviklingen av systemet uforutsigbart utover en gitt periode. Likevel er ikke tidsutviklingen vilkårlig. Klimasystemet har ulike foretrukne tilstander, som det varierer mellom. Disse tilstandene kan beskrives ved hjelp av forskjellige *naturlige moder*, som tilsammen beskriver mye av variansen i klimasystemet. De naturlige modene består av et gitt romlig mønster for ulike klimavariabler, ofte overflatetrykk eller overflatetemperatur i havet, og en tilhørende tidsserieindeks som beskriver hvordan amplituden og fasen forbundet med dette mønsteret utvikler seg i tid (Trenberth et al. (2007)). Altså er det ikke nødvendigvis tilstandene i seg selv som er uforutsigbare, men tiden systemet skifter fra et romlig mønster til en annen. De viktigste naturlige modene er ENSO (El niño-Southern Oscillation), PDO (Pacific decadal oscillation), NAO (the North Atlantic Oscillation) og SAM (the Southern Annular Mode) (Bindoff et al. (2007)).

ENSO er kanskje den naturlige moden som har størst påvirkning på det globale klimaet. Det er et koblet fenomen mellom hav og atmosfære som gir store utslag i overflatetemperaturen i det tropiske Stillehavet. Det er også forbundet med endringer i det atmosfæriske trykkfeltet, med tilhørende endring i sirkulasjon og nedbørsmønstre over store deler av verden (Trenberth et al. (2007)). PDO sier noe om de klimatiske forholdene rundt det nordlige Stillehavet, og er definert ut fra havets overflatetemperatur. Det nordlige Stillehavet er et området som vil bli studert senere i oppgaven, og variabilitet i forbindelse med PDO vil bli beskrevet nærmere i avsnitt 4.3.2. NAM og SAM er en beskrivelse av trykkfeltet i atmosfæren over henholdsvis den nordlige og sørlige halvkule. De beskriver plasseringen av dominerende sirkulasjonsmønstre i atmosfæren, og et faseskifte vil kunne ha mye å si for gjennomsnittlig vær-situasjon i ulike områder (Trenberth et al. (2007)).

## 2.5 Modeller for å beskrive virkeligheten

Havet er den delen av klimasystemet som lagrer mest energi og er dermed en viktig faktor for variabiliteten og utviklingen til hele systemet. Muligheten til å undersøke tidsutviklingen av varmeinnhold og temperaturendringer i havet er begrenset av antall observasjoner, både i tid og rom. Estimer av globalt varmeinnhold i havet starter fra 1950-tallet, en relativt kort periode hvis man vil undersøke variabiliteten på tidskalaer fra tiår og oppover. Det betyr også at perioden med observasjoner sammenfaller med perioden antropogene utslipp av klimagasser har økt mest (fig. 3.2). Siden man ikke har mange nok observasjoner før dette, er det vanskelig å sammenligne havets tilstand og variabilitet med og uten antropogene pådriv. Utviklingen av avanserte koblede klimamodeller har gjort modelldata til et viktig hjelpemiddel for å undersøke og forstå sammenhenger i klimasystemet. Modellene kan kjøres over lengre tid, og gir et fullstendig 4-D bilde av hav og atmosfære, avhengig av gridstørrelse og tidsskritt. Men der observasjonene har usikkerhet i forbindelse med ujevn sampling og ulike målemetoder, har modellene mulighet for innebygde feil i og med at de er basert på en eksisterende forståelse av hvordan klimasystemet fungerer og i forbindelse med parametrisering av prosesser som er viktige på skalaer mindre enn gridstørrelsen.

Skal modeller brukes for å undersøke klimasystemet, er det viktig at de greier å reprodusere fenomener og mekanismer som er viktige i den virkelige verden. Siden klimasystemet er så komplekst, og ikke fullt ut forstått, vil ulike modeller alltid ha noe ulik fysikk og parametriseringer alt ettersom hva utviklerene mener best beskriver virkeligheten. Det vil også være forskjeller i gridoppløsning, initialbetingelser og hvilke eksterne pådriv som blir brukt. I denne oppgaven brukes en kjøring på hundre år fra fire forskjellige modeller for å undersøke havets variabilitet. På grunn av klimasystemets kaotiske natur og interne variabilitet, er hver kjøring bare en av mange mulige realisasjoner, på samme måte som naturen selv bare er en mulig realisasjon. Når den naturlige variabiliteten skal undersøkes er det derfor viktig å ikke forvente samme tidsutvikling i modellene som i observasjonene. Akkurat når faseoverganger og svingninger i klimasystemets naturlige moder skjer vil være påvirket av den kaotiske naturen som kommer med koblingen av hav og atmosfære. Men statistikken, som hvor store utslag, hvor ofte og hvordan endringer skjer, bør være nogenlunde lik med det observerte hvis det skal kunne festes lit til at modellene gir en adekvat representasjon av virkeligheten.

# Kapittel 3

## Metode

I dette kapittelet blir de ulike datasettene fra observasjoner og klimamodeller presentert. Deretter blir metodene for beregningene som er gjort gjennomgått.

### 3.1 Datasett

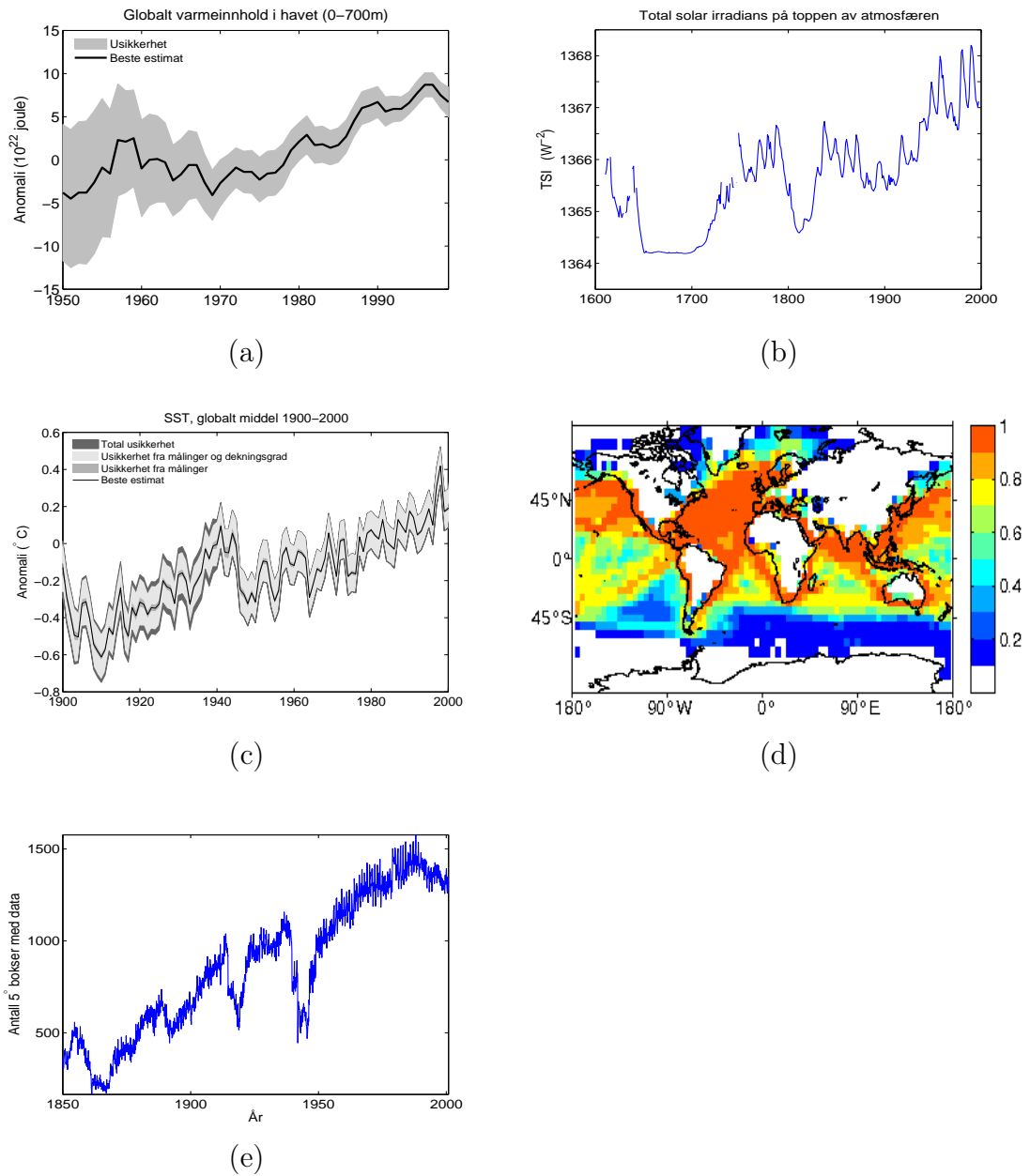
#### 3.1.1 Observasjoner

Observasjoner av globalt varmeinnhold i havet er hentet fra Domingues et al. (2008). Det finnes også flere andre estimater av globalt varmeinnhold, blandt annet fra Levitus et al. (2009) og Ishii and Kimoto (2009), men i denne oppgaven har vi valgt å forholde oss til estimatet fra Domingues et al. (2008). Det er blitt brukt målinger fra vendetermometere (for hele perioden), XBT (expendable bathy-thermographs, fra 1960) og CTD -målinger fra forskningskip (fra 1980). XBT måler temperaturen mens den er i fritt fall gjennom vannet, og dybden blir beregnet ut fra tiden som er gått siden instrumentet ble sluppet. Feil i beregningen av fallhastigheten til XBT'ene har ført til systematiske bias i måledataene fra disse instrumentene. Siden disse først ble introdusert på 1960-tallet har det ført til at tidligere estimater av OHC har vist en signifikant positiv stigning i dette tidsrommet. For å minimere biasen i forbindelse med XBT-målingene har Domingues et al. (2008) anvendt korreksjoner for fallhastigheten, og det resulterende estimatet er uten denne kunstige stigningen. Datasettet inneholder estimater av globalt varmeinnhold i de øverste 100, 300 og 700 metrene. I denne oppgaven vil estimatet for de øverste 700 metrene bli brukt. Figur 3.1 a) viser tidserien av OHC (0-700m) med usikkerhet lik ett standard avvik.

Rekonstruksjonen av solas totale irradians på toppen av atmosfæren er hentet fra Lean et al. (1995), og kan lastes ned fra nettsidene til NOAA<sup>1</sup>. Estimatenes av TSI er gitt som årlige gjennomsnitt for perioden 1610 - 1997, og er

---

<sup>1</sup>[ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/contributions\\_by\\_author/lean1995/irradiance\\_data.txt](ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/contributions_by_author/lean1995/irradiance_data.txt)



Figur 3.1: Observasjonsett brukt i oppgaven. Observasjonsett, OHC fra Domingues et al. (2008): a) Tidserie av estimert global OHC med usikkerhet, anomali ifht 1961, 3-års flytende middel. Observasjonsett, TSI fra Lean et al. (1995): b) Tidserie av estimert TSI i perioden 1610–1997, årlig middel. Observasjonsett, HADSST2: c) Tidserie av global SST med usikkerhet, årlig middel med anomali ifht 1961–1990, d) Andel måneder med data for hver gridboks for perioden 1900–1999; e) Antall gridbokser med data pr år.

plottet opp i figur 3.1 b). Opplysninger om feilestimater var ikke tilgjengelig. Som nevnt tidligere har direkte målinger av TSI kun vært mulig de siste 30 årene. Andre, mer indirekte, mål på solens aktivitet må brukes for å estimere TSI lenger bakover i tid. Lean et al. (1995) baserer rekonstruksjonen av TSI på parametriseringer av hvordan denne avhenger av antall solflekker på solens overflate, en størrelse som er registrert og loggført helt tilbake fra begynnelsen av 1600-tallet og som følger den ~11-årige Schwabe-syklusen. I tillegg til denne syklusen i solas aktivitetsnivå, er observasjoner av andre sol-lignende stjerner brukt for å estimere variasjoner over lengere tidskala. På slutten av 1600-tallet var det nærmest ingen solflekker i flere tiår. Perioden kalles *Maunder minimum* og forbindes med en lengere periode med generelt lavere solstråling. Den positive trenden i TSI siden 1700-tallet kommer av at sola justerer seg fra dette minimumet til en tilstand med en mer jevn aktivitetssyklus og dermed økt utstråling. TSI er et mål på hvor mye stråling som treffer på en en-kvadratmeters flate normalt på innstrålingen, lokalisert på toppen av atmosfæren. Senere i oppgaven er det solinnstrålingen midlet over hele jorda (SI) som er brukt. Siden en kule har 4 ganger så stor overflate som en sirkel med samme radius, er  $SI = \frac{1}{4} TSI$ .

Observasjonssettet for havets overflatetemperatur er hentet fra Rayner et al. (2006) og kan lastes ned fra nettsidene til Storbritannias nasjonale værtjeneste (Met Office)<sup>2</sup>. Datasettet, HadSST2, består av månedlige anomalier på et  $5^\circ \times 5^\circ$  globalt grid fra 1850 til dags dato. Det er konstruert av data tatt fra ICOADS<sup>3</sup> og NCEP-GTS<sup>4</sup>, som er samlinger av in-situ målinger fra blant annet skip og bøyer. Verdiene er blitt kvalitetssikret, gjort om til anomalier ved å trekke fra klimatologien for perioden 1961-90 og det er beregnet et gjennomsnitt av anomaliene for hvert gridpunkt. HadSST2 inneholder også beregninger av usikkerheten forbundet med ujevn dekningsgrad, korrigerings for bias i dataene og forskjellige målemetoder og måleinstrumenter. 3.1 c) viser globalt midlet SST med tilhørende usikkerhet fra ulike kilder. Datadekningen er illustrert i figur 3.1 d) og e), d) viser andel måneder med data i hver gridboks for perioden 1900-99. Dekningen er god i store deler av atlantehavet, i det nordlige stillehav, og langs mye trafikkerte skipsruter, mens den er mindre i det sørlige stillehavet og avtar mot høyere breddegrader. Figur 3.1 e) viser antall gridbokser med data pr år. I perioder med store internasjonale konflikter, er det mer manglende data, og følgene av 1. og 2. verdenskrig (1914-18, 1939-45) for datainnsamlingen vises tydelig i datasettet. For mer informasjon om hvordan HadSST2 er konstruert og beregninger av usikkerhet se Rayner et al. (2006).

<sup>2</sup><http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadsst2/>

<sup>3</sup>The International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

<sup>4</sup>NOAA's National Centers for Environmental Prediction - Global Telecommunications System

### 3.1.2 Modeller

Data fra klimamodellene er hentet fra *World's Climate Research Program's Coupled Model Intercomparison Project 3* (WCRP CMIP3) *multi model database*. Det er *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison* (PCMDI) som har samlet resultater fra kjøringene til flere klimamodeller ved de ledende modelleringssentrene rundt om i verden. Noe av motivasjonen bak å opprette denne portalen var å gi forskere utenfor de store modelleringssentrene anledning til å bruke modelldataene i sin forskning i forberedelsene til IPCC's fjerde hovedrapport (AR4). Dataene er for det meste samlet inn i årene 2005 og 2006, og er nå, ved forespørsel, fritt tilgjengelige via *Earth System Grid (ESG) data portal*<sup>5</sup>. For mer informasjon om WCRP CMIP3 og innholdet i databasen se Meehl et al. (2007).

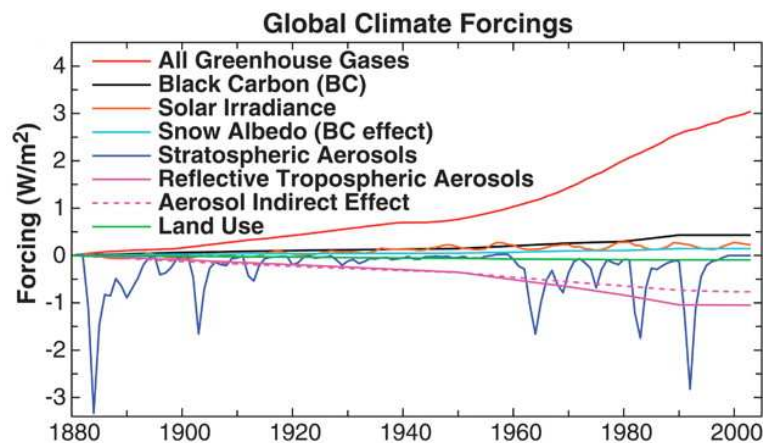
For IPCC-rapporten ble de ulike klimamodellene kjørt for forskjellige scenarier, med ytre pådriv holdt konstant (kontrollkjøring), basert på observasjoner (sent 1800-tall til 2000) eller gitt ved ulike fremtidsscenarioer av hvordan antropogent utslipp og aktivitet vil utvikle seg. For hvert scenario ble modellene kjørt flere ganger for å danne et *ensemble* av kjøringene (Meehl et al. (2007)). For å kunne sammenligne modelldata med observasjoner, vil det i denne oppgaven brukes resultater fra scenariet 'Klima i det 20. århundre' (20C3M). Siden modellene har ulikt antall kjøringene, vil månedlige verdier fra den første kjøringen i hvert ensemble bli brukt. De ulike modelleringssentrene sto fritt til å velge hvordan de ville implementere historiske endringer av ytre pådriv i modellen. Selv om det opereres med forskjellige rekonstruksjoner av naturlige og antropogene strålingspådriv, vil de typisk ha kvalitativt samme tidsutvikling siden de baseres på lignende observasjonssett og utslippsdata (Forster et al. (2007)). Figur 3.2 gir et eksempel på strålingspådriv fra ulike kilder, brukt til å drive en global klimamodell (Hansen et al. (2005)). Noen karakteristiske trekk er den stadige økningen av drivhusgasser siden 1950, periodisiteten i solinnstråling og kraftige, midlertidige negative strålingspådriv på grunn av aerosoler i stratosfæren som stammer fra vulkaner.

Klimamodellene brukt i denne oppgaven er:

1. Community Climate System Model, versjon 3 (CCSM3) - Fra National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA
2. Coupled Climate Model 2.0 (Gfdl-CM2.0) - National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA) Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA
3. Bergen Klimamodell, versjon 2 (BCM2.0) - Bjerknessenteret for klimaforskning (BCCR)
4. Hadley Center climate model (HadCM3) - Hadley Center for Climate Prediction and Research

---

<sup>5</sup>Earth System Grid data portal: <https://esg.llnl.gov:8443>



Figur 3.2: Eksempel på pådriv brukt til å drive en global klimamodell. Året 1880 er definert som nullpunkt. Hentet fra Hansen et al. (2005).

Variablene som bli benyttet i denne oppgaven er:

- Potensiell temperatur i havet ( $\Theta$ )
- Innkommende kortbølget stråling på toppen av atmosfæren (SI)
- Havets overflatetemperatur (SST)
- Overflatetrykk (SLP)

Tabell 3.1 gir en oversikt over gridoppløsningen til de ulike modellene. CCSM3 og Gfdl-CM2.0 har variasjoner i både antropogene og naturlige pådriv. Dette inkluderer endringer i antropogene utslipp av partikler og drivhusgasser, utslipp fra vulkanutbrudd og varierende solinnstråling. BCM2.0 og HadCM3 har bare endringer i antropogene pådriv, de naturlige er holdt konstante. Total solar irradians på toppen av atmosfæren er satt til  $1368 \text{ W m}^{-2}$  og det er ikke tatt med utslipp av aerosoler fra vulkanutbrudd.

Modell	Oppløsning (hav)	Oppløsning (atm)	Lag i havet
CCSM3	320×395	256×128	40
Gfdl-CM2.0	360×200	144×90	50
BCM2.0	360×180	128×64	33
HadCM3	288×144	96×73	20

Tabell 3.1: Oppløsning horisontalt i hav og atmosfære (lengde×bredde), og vertikalt i havet, gitt i antall gridpunkter.

## 3.2 Databehandling

Alle beregninger er gjort i det matematiske programmeringsspråket MATLAB.

### 3.2.1 Anomalier og flytende middel

For alle variablene er sesongsyklusen fjernet. Det er nødvendig fordi den årlige periodisiteten i klimasystemet er så dominerende at uten å først fjerne denne ville det være vanskelig å oppdage noe signal på andre tidsskalaer. Sesongsyklusen fjernes ved å beregne månedlige anomalier. For hver måned beregnes klimatologien, dvs. gjennomsnittsverdi for hele tidserien, og dette trekkes så fra de månedlige verdiene.

Flytende middel er prinsipielt det samme som et lavpassfilter. Variasjoner på små tidsskalaer midles bort, og trender og små systematiske variasjoner på lengere tidsskalaer blir lettere å få øye på. Beregningen er gitt ved

$$x_i = \sum_{j=i-m}^{j=i+m} x_j, \quad (3.1)$$

for et flytende middel over  $2m + 1$  punkter. I denne oppgaven er det de lavfrekvente signalene som er i fokus, og der ikke annet er spesifisert er det brukt et 5-års flytende middel. Unntaket er i figur 4.1 der et 3-års middel er brukt, for bedre å kunne sammenligne med observasjonene.

### 3.2.2 Havets varmeinnhold

Havets varmeinnhold er en størrelse som tallfester hvor mye energi som er lagret i havet i form av varme. Globalt midlet varmeinnhold i havet er en viktig indikator for klimaendringer, siden det er et integral av energibalansen på overflaten både i tid og rom (Delworth et al. (2005)). For et volum  $dV$  er varmeinnholdet gitt ved (Hartmann (1994))

$$HC = c_p \rho \Theta dV \quad (3.2)$$

der  $HC$  er varmeinnholdet i volumet,  $c_p$  er spesifikk varmekapasitet ved konstant trykk,  $\rho$  er tettheten og  $\Theta$  er potensiell temperatur. I utregningen av varmeinnholdet i havet settes tettheten til en konstant. Det kan gjøres siden endringene i gjennomsnittlig tetthet er liten, og mye mindre enn endringene i potensiell temperatur. Volumet til en vannsøyle i et gitt gridpunkt på jorda, spesifisert ved lengdegrad ( $\theta$ ) og breddegrad ( $\phi$ ), er gitt ved

$$\Delta V = R^2 \cos(\phi) \Delta\theta \Delta\phi \Delta z, \quad (3.3)$$

der  $R$  er jordens radius. Dermed blir ligningen for globalt varmeinnhold i havet



$$OHC = \sum_{\phi=-\pi}^{\phi=\pi} \sum_{\theta=0}^{\theta=2\pi} \sum_{z=0}^{z=Z} c_{p_o} \bar{\rho} \Theta R^2 \cos(\phi) \Delta z \Delta \theta \Delta \phi. \quad (3.4)$$

Spesifikk varmekapasitet til sjøvann ved konstant trykk er  $4.0 \cdot 10^3 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ , gjennomsnittlig tetthet i havet er  $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $Z$  er dybden varmeinnholdet skal beregnes for og  $\Theta$  er potensiell temperatur avhengig av lengdegrad, breddegrad og dyp.

### 3.2.3 Effektspekter

Teorien i dette avsnittet er hentet fra Emery and Thomson (1997) og Press et al. (1992).

Beregning av effektspekter er et nyttig verktøy i analyse av tidserier, og er brukt i avsnitt 4.2. Det er basert på en fouriertransformasjon av tidserien. Ved å fouriertransformere signalet får man en funksjon av frekvens, istedet for av tid. De to representasjonene av samme signal er likeverdige, og for diskrete tidserier har vi ligningssettet

$$\begin{aligned} Y_k &= \Delta t \sum_{n=1}^N y_n e^{i2\pi kn/N}; & k &= 0, \dots, N-1 \\ y_n &= \frac{1}{N\Delta t} \sum_{k=0}^{N-1} Y_k e^{i2\pi kn/N}; & n &= 1, \dots, N \end{aligned} \quad (3.5)$$

der  $Y$  og  $y$  er signalet som en funksjon av henholdsvis frekvens og tid,  $\Delta t$  er tidssteget mellom hvert punkt i tidserien og  $\Delta f = \frac{1}{N\Delta t}$  er båndbredden. Signalet blir dekomponert til en sum av cosinus- og sinusledd, og  $Y_k$  representerer amplituden til disse leddene for gitte frekvenser  $f_k = \frac{k}{N\Delta t}$ .

Parseval's teorem sier at den totale energien i et signal er det samme uavhengig av om det er en funksjon av tid eller frekvens. Altså er

$$\Delta t \sum_{n=1}^N |y_n|^2 = \Delta f \sum_{k=0}^{N-1} |Y_k|^2 \quad (3.6)$$

Gitt at tidseriene som analyseres er anomalier, vil summasjonstegnene i ligning 3.6 være et uttrykk for variansen, og ikke energien, i signalet. Dette teoremet gjør det mulig å bestemme hvor mye av variansen til et signal som er gitt ved de ulike frekvensbåndene. Kun de  $\frac{N}{2}$  første verdiene fra fouriertransformasjonen er unike, og de resterende verdiene korresponderer til negative frekvenser. Det ensidige, diskrete effektspekteret,  $P$ , er derfor gitt ved

$$\begin{aligned}
P(0) &= P(f_0) = \frac{1}{N\Delta t} |Y_0|^2 \\
P(f_k) &= \frac{2}{N\Delta t} |Y_k|^2, & k = 1, \dots, \frac{N}{2} - 1 \\
P(f_{N/2}) &= \frac{1}{N\Delta t} |Y_{N/2}|^2
\end{aligned} \tag{3.7}$$

der  $P$  er definert for positive frekvenser  $0 \leq f_k \leq F_{N/2}$ . Nyquist-frekvensen  $F_{N/2} = \frac{1}{2\Delta t}$  tilsvarer den minste svingningen som kan måles gitt  $\Delta t$ .

I denne oppgaven vil effektspekteret bli regnet ut ved hjelp av MATLABs innebygde funksjon *pwelch*. Siden tidseriene som er tilgjengelige er diskre og endelige, vil effektspekteret gitt ved ligning 3.7 kun være et estimat av det sanne effektspekteret. For å øke den statistiske pålitligheten til estimatet deler *pwelch* opp tidsserien i 8 segmenter med 50% overlapp, anvender et Hanning vindu for å minimere ufysisk lekkasje av varians mellom frekvenser og gjør en fouriertransformasjon på hvert segment, deretter beregnes gjennomsnittet av alle effektspekterene. For mer informasjon om beregning av effektspekter og statistisk pålitelighet se Emery and Thomson (1997) og Press et al. (1992).

### 3.2.4 EOF-analyse

EOF står for empiriske ortogonale funksjoner. Det er et hjelpemiddel for å se på korrelasjoner i dataserier i både tid og rom, og er brukt i beregningen av PDO-indeksen i avsnitt 4.3.2. En EOF-analyse er en minste kvadraters metode der egenvektorene blir bestemt for å beskrive mest mulig av variansen til en matrisen  $M$ .  $M$  er gjerne en matrise som består av tidserier for hvert gridpunkt i kolonnene, og de ulike gridpunktene som rader. Det er flere måter å gjøre en EOF-analyse (Emery and Thomson (1997)). I denne oppgaven vil den innebygde funksjonen *svd* i MATLAB bli brukt. Denne gjør en singularverdi dekomposisjon og finner  $U$ ,  $S$  og  $V$  slik at

$$M = U S V^T \tag{3.8}$$

der  $M$  er  $m \times n$  matrisen som skal dekomponeres,  $U$  er en  $m \times m$  og  $V$  er en  $n \times n$  ortogonal matrise, og  $S$  er en diagonal matrise med singularverdiene til  $M$  i synkende rekkefølge langs diagonalen (Lay (2006)), de tilhørende egenvektorene er kolonner i  $U$ . Den ledende egenvektoren til  $M$  finner man ved å beregne  $U * S$  og ta den første kolonnen. Før beregning er den lineære trenden til tidseriene i alle gridpunkt fjernet, og deretter blir tidseriene delt på sitt eget standardavvik. Siden en EOF-analyse er basert på statistikk, og ikke fysikk, blir ikke fysikken bak endringene i systemet nødvendigvis bevart, dvs. at de enkelte egenvektorene ikke nødvendigvis tilsvarer ulike dynamiske prosesser.

# Kapittel 4

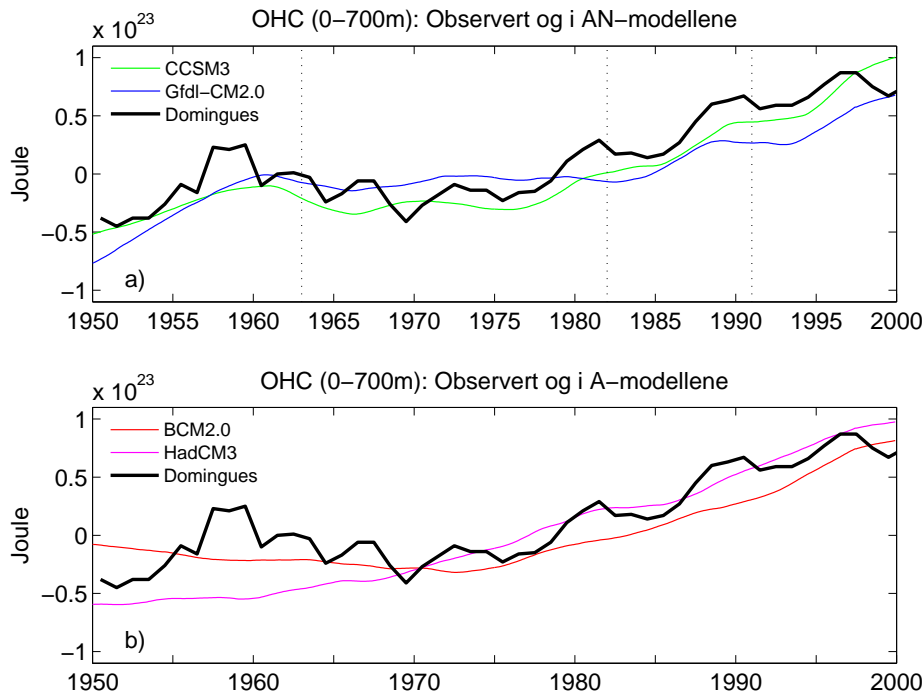
## Resultater

### 4.1 Globalt varmeinnhold

I dette avsnittet vil tidseriene av globalt varmeinnhold i modellene og observasjoner bli presentert. Det vil bli lagt vekt på forskjellene mellom modeller med naturlige pådriv, og modeller uten naturlige pådriv. Siden det observerte varmeinnholdet kun er gitt for de øverste 700 meterene, vil varmeinnholdet i modellene bli beregnet for det samme laget. Dette er også praktisk av andre grunner. Beregnes varmeinnholdet for hele vannsøylen, har alle modellene en signifikant, tilnærmet lineær, drift som antyder ubalanse i det globale energibudsjettet for havets overflate (se Gleckler et al. (2006)). Denne driften kommer av at modellene initielt ikke er i en tilstand av total likevekt. Driften påvirker hele vannmassen, og kan derfor være betydelig større enn signalene fra randbetingelsene spesifisert ved scenariet 20C3M, som for det meste er begrenset til de øverste par hundre meterene. Ser man derimot kun på dette laget, er driften liten i forhold til disse signalene (Gleckler et al. (2006)). Derfor er varmeinnholdet fra 0-700 meter brukt gjennom hele oppgaven.

#### 4.1.1 Modellert og observert OHC

Figur 4.1 viser modellert og observert varmeinnhold i havet for a) CCSM3 og Gfdl-CM2.0, modellene med både antropogene og naturlige pådriv (AN) og b) BCM2.0 og HadCM3, modellene med antropogene pådriv, men uten naturlige pådriv (A). Observasjonssettet er hentet fra Domingues et al. (2008). Det er et estimat av globalt varmeinnhold i havet mellom 0 - 700m, midlet med et 3 års flytende middel, og anomaliene er i forhold til 1961, som er definert som nullpunkt. Siden observasjonssettet bare går tilbake til 1950, er modellene plottet opp for samme tidsrom. For sammenligning er et 3 års flytende middel også brukt for modellene, men her er anomaliene beregnet i forhold til klimatologien for årene 1950-1999. Dette er for at modellenes anomalier skal ligge mest mulig innenfor samme intervall som observasjonene, og siden det ikke endrer tidsutviklingen, men bare plasseringen av nulllinjen, vil det ikke påvirke sammenligningen.



Figur 4.1: Modellert og observert varmeinnhold i havet for a) Modeller med naturlige pådriv, og b) Modeller uten naturlige pådriv. Observasjonene er hentet fra Domingues et al. (2008). For modellene er anomalier beregnet fra perioden 1950-1999, mens for observasjonene er de i forhold til år 1961.

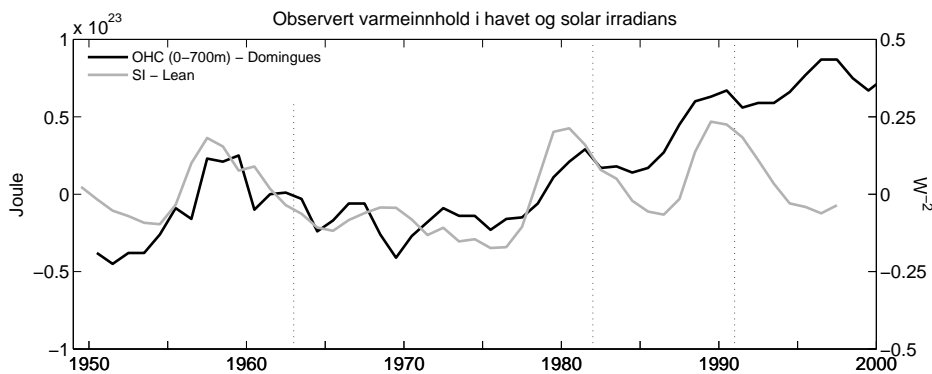
I denne perioden var det tre store vulkanutbrudd som var store nok til å ha en global klimatologisk effekt, nemlig Agung i 1963, El Chichón i 1982 og Pinatubo i 1991. Disse er merket med stiplede linjer der modellene med naturlige pådriv er plottet. Både observasjoner og modeller har en klar positiv trend mot 2000-tallet. Alle modellene har variasjoner på dekadisk skala, men AN-modellene har mye kraftigere utslag, og ligner mer på observasjonene. Varmerinnholdet i AN-modellene øker gjennom hele 50-tallet, før det kommer en avkjøling på 60-tallet, så holder det seg mer stabilt en stund, før en økning begynner på slutten av 70-tallet. Deretter kommer det to karakteristiske topper, med en avkjøling som stemmer godt med tidspunktene for vulkanutbruddene. Avkjølingen i observasjonene fra 1995-2000 er det ingen av modellene som har med seg. Trenden fra 1970 og ut er ganske sammenfallende for observasjonene og CCSM3, mens Gfdl-CM2.0 har en mindre avkjøling på 60-tallet, og trenden er ikke like sterk. Av AN-modellene er det derfor CCSM3 som ligger nærmest observasjonene.

Ser man bort fra variabiliteten på dekadisk skala, stemmer også A-modellene godt med den observerte trenden fra rundt 1970 og utover. Før det er det stor spredning både mellom observasjoner og modeller, og mellom modellene. Den positive trenden i observasjonene fra 50-tallet er ikke synlig i A-modellene.

BCM2.0 har en negativ trend til midt på 70-tallet, mens HadCM3 har en positiv trend hele perioden, som er svakere i begynnelsen og øker etterhvert. Også A-modellene har variabilitet på dekadisk skala, men den er ikke like markant som observert og variasjonene er ikke sammenfallene slik som for AN-modellene.

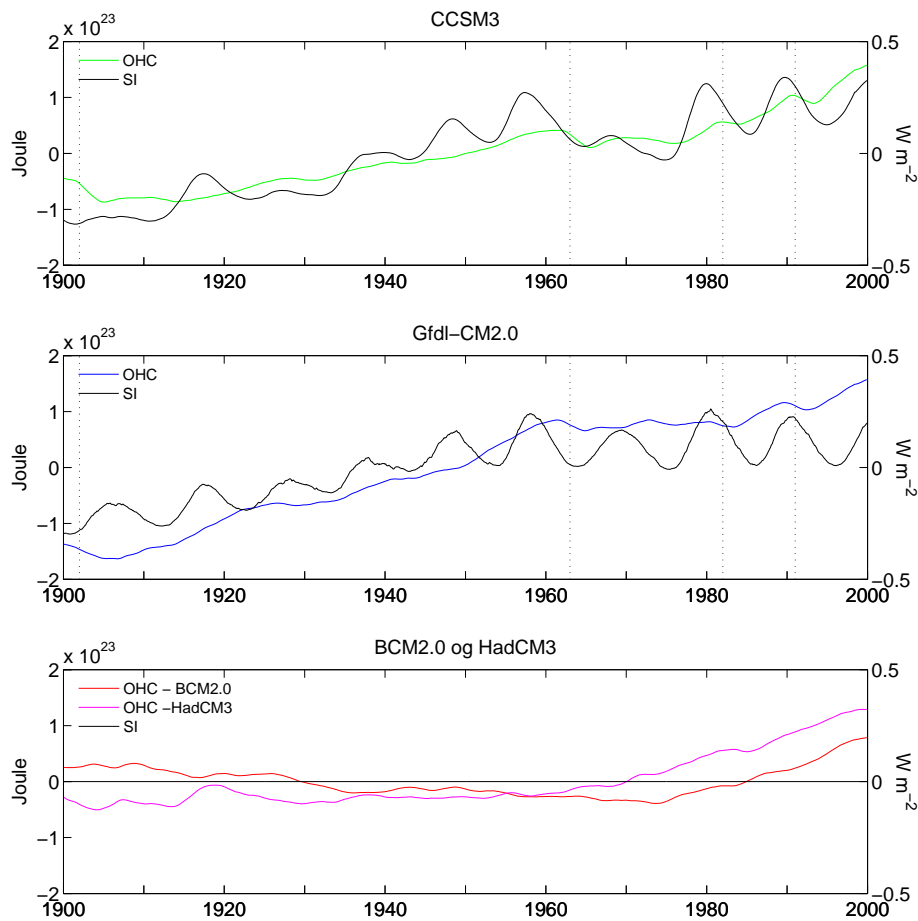
Modellene følger observasjonene rimelig godt. Trenden fra 70-tallet blir reprodusert av alle modellene, men bare AN-modellene følger observasjonene for hele perioden. Det er også bare AN-modellene som har like store utslag på den dekadiske variasjonen som observert.

#### 4.1.2 OHC og variasjoner i solas irradians



Figur 4.2: Estimer av havets varmeinnhold (0-700m) og solas irradians ut fra observasjoner. Anomaliene av solas irradians er beregnet for 1950-1997. Aksen til høyre er for OHC, og aksen til venstre for SI. Estimert OHC er hentet fra Domingues et al. (2008), og estimert TSI er hentet fra Lean et al. (1995)

I figur 4.2 er anomalier i solar irradians (SI) og observert globalt varmeinnhold plottet sammen. Her er solar irradians definert som globalt midlet innkommende solstråling på toppen av atmosfæren, og tidserien er hentet fra Lean et al. (1995). De to tidseriene er forholdsvis like, med tydelige topper rundt 1957, 1980 og 1990. Avkjølingen etter 1980 og 1990 i OHC passer som nevnt før med tidspunktene for store vulkanutbrudd, men de passer også godt med svingningene i innkommende solstråling. Kan noe av denne variabiliteten være en respons på solsyklusen? Estimer av OHC finnes bare fra 50-tallet og frem til idag, og for å få en lengre tidsperiode å undersøke viser figur 4.3 havets varmeinnhold og solinnstråling fra 1900-1999 i de fire ulike modellene. Anomaliene er beregnet ut fra hele perioden, og den stiplede linjen i 1902 markerer utbruddet til vulkanen Santa Maria. Tidsutviklingen av SI er forskjellig i CCSM3 og Gfdl-CM2.0, og gjenspeiler usikkerheten i rekonstruksjoner av solar irradians i perioden før instrumentell måling fra satellitter. Begge har de karakteristiske svingningene i forbindelse med den ~11-årige Schwabe-syklusen. I Gfdl-CM2.0 er amplituden på svingningene ganske



Figur 4.3: Havets varmeinnhold (0-700m) og solas irradians for de ulike modellene. Anomaliene er beregnet fra perioden 1900-1999. Aksen til høyre er for OHC, og aksen til venstre for SI.

konstante, med litt større utslag mot slutten av århundret, mens i CCSM3 er den mer variabel der det i noen perioder er markant mindre utslag enn ellers. I tillegg til variabiliteten i forbindelse med Schwabe-syklusen, er det en tydelig positiv trend i første halvdel av århundret, som så flates ut fra 1960-tallet.

Tidutviklingen av OHC for de to AN-modellene er ganske lik, også i perioden før 1950 (fig. 4.3). 1900-tallet begynner med en kort avkjøling, men perioden fra rundt 1907 til 1960-tallet er preget av en signifikant positiv trend. AN-modellene har mye av den samme likheten mellom variasjonene i OHC og SI i perioden 1950-1999 som også var tydelig i observasjonene. A-modellene har ikke den samme trenden i OHC før 1960. HadCM3 har en svak trend, men perioden er mer preget av større svingninger i varmeinnholdet enn det som er tydelig fra figur 4.1. Den negative trenden i BCM2.0 varer helt fra

Modell	Havets overflateareal ( $m^2$ )
CCSM3	$3.6134 \cdot 10^{14}$
Gfdl-CM2.0	$3.6096 \cdot 10^{14}$

Tabell 4.1: Havets overflateareal i CCSM3 og Gfdl-CM2.0.

Modell, År	$\Delta OHC$ (J)	$\Delta SI$ ( $Wm^{-2}$ )	$\Delta OHC_{SI}$ (J)
CCSM3, 07-55	$1.09 \cdot 10^{23}$	0.431	$1.68 \cdot 10^{23}$
CCSM3, 56-99	$1.12 \cdot 10^{23}$	0.135	$0.47 \cdot 10^{23}$
Gfdl-CM2.0, 07-55	$1.90 \cdot 10^{23}$	0.347	$1.35 \cdot 10^{23}$
Gfdl-CM2.0, 56-99	$0.66 \cdot 10^{23}$	-0.020	$-0.07 \cdot 10^{23}$

Tabell 4.2: Trender i AN-modellene:  $\Delta OHC$  - trenden i havets varmeinnhold,  $\Delta SI$  - trend i solas irradians,  $\Delta OHC_{SI}$  - endring i varmeinnholdet i havet beregnet ved hjelp av  $\Delta SI$ , beregnet for periodene 1907-1955 og 1956-1999.

starten av 1900-tallet. Begge A-modellene har en tydelig positiv trend fra rundt 1970-tallet og ut århundret.

### Variasjoner i forbindelse med trend i solar irradians

Siden trenden på begynnelsen av århundre er så tydelig for de to AN-modellene, men fraværende for A-modellene, kan det fremsettes en hypotese om at dette skyldes økningen av solar irradians i samme tidsrom. En forenklet modell av energifluksen gjennom havets overflate som et resultat av endringer i SI, gir et estimat på hvor mye av trenden i OHC som kan forklares av SI-trenden. 20% av den innkommende solinnstråling blir absorbert i atmosfæren (fig. 2.2), mens albedoen til havet varierer mellom 5 - 20%, med en typisk verdi på rundt 10 % (Hartmann (1994), tabell 4.2). Dette gir at ca 70% av den innkommende solinnstrålingen blir absorbert av havet. Under antagelsen om at all energien som blir absorbert forblir i havet, er ligningen for hvor mye energi havet får tilført

$$\Delta OHC_{SI} = \Delta SI \cdot 0.7 \, dx dy \, dt \quad (4.1)$$

der  $\Delta OHC_{SI}$  er energien som blir lagret i havet,  $\Delta SI$  er trenden i SI for tidsintervallet  $dt$ ,  $dx dy$  er havets overflateareal, og  $dt$  er tidsintervallet man ser på. Havets overflateareal for de forskjellige modellene er oppført i tabell 4.1. Trenden i OHC og SI er beregnet ved lineær regresjon for periodene 1907-1955, og 1956-1999, og er oppført i tabell 4.2 sammen med beregningen av  $\Delta OHC_{SI}$  for samme tidsintervall. Tidsintervallene er valgt for å inkludere hele sykluser av SI.

Dette er kun ment som en skalering, ikke som en realistisk modell. Det er ikke riktig at energien som blir absorbert forblir i havet. Økt temperatur fører til

Modell	1900-1969	1970-1999
BCM2.0	$-0.67 \cdot 10^{23}$	$1.19 \cdot 10^{23}$
HadCM3	$0.24 \cdot 10^{23}$	$1.30 \cdot 10^{23}$

Tabell 4.3: *Trenden i havets varmeinnhold i A-modellene, beregnet for periodene 1900-1969 og 1970-1999. Tilsvarende første kolonne i tabell 4.2.*

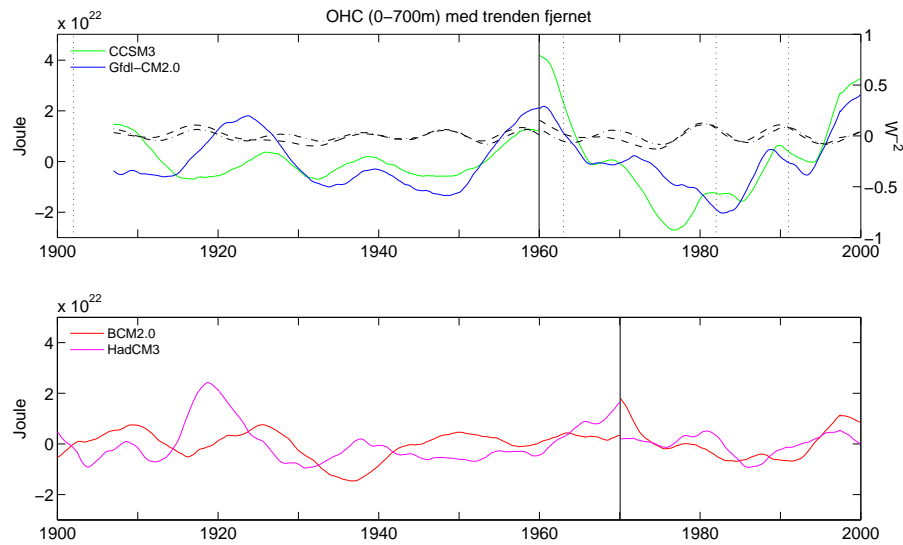
at havet emitterer mer langbølget stråling og øker fluksene av latent og følbart varme, som igjen leder til andre tilbakekoblingsmekanismer. Det er heller ikke tatt hensyn til hvordan skydekke og sjøis endrer absorpsjonen, faktorer som bidrar til å minske energien som blir lagret i havet. Men utregningen kan likevel illustrere forskjellen mellom de to periodene.  $\Delta OHC$  og  $\Delta OHC_{SI}$  er av samme størrelsesorden i første halvdel av århundre, noe som antyder at en trend i solinnstrålingen vil være et viktig bidrag i energibudsjettet til havet. Dette er også i overensstemmelse med Meehl et al. (2004) som fant at det er nødvendig å inkludere solens pådriv for at modellert lufttemperatur ved bakken skal reprodusere den oppvarmingen i første halvdel av 1900-tallet som er tydelig i observasjoner. I perioden 1956-1999 er trenden i SI redusert, og  $\Delta OHC_{SI}$  er vesentlig mindre enn  $\Delta OHC$  i forhold til perioden før. Dermed er det klart at selv om varmeøkningen i havet på begynnelsen av århundret kan være påvirket av en trend i solinnstråling, så kan ikke varmeøkningen i perioden 1956-1999 forklares på samme måte og må skyldes andre faktorer. Disse resultatene stemmer overens med studier der mer avanserte metoder er brukt på observasjonsdata (Lockwood and Fröhlich (2007), Benestad and Schmidt (2009)). Til sammenligning er trenden i BCM2.0 og HadCM3 oppført i tabell 4.3, for periodene 1900-1969 og 1970-1999. Trenden i OHC er betydelig større siste periode, noe som stemmer godt med økningen av antropogene pådriv i samme periode (fig. 3.2). AN-modellene har også antropogene pådriv, og trenden mot slutten av århundret kan tilskrives disse.

### Variasjoner i forbindelse med Schwabe-syklusen

Selv om trender i SI over lengere perioder utgjør en viktig påvirkning på klimaet, er det mer usikkert om variabiliteten i forbindelse med den ~11 årige Schwabe-syklusen har en målbar påvirkning på klimaet i havet. Tas trenden ut av SI-variabiliteten, vil ikke den føre til mer lagret energi i havet over lengere tid, men det kan tenkes at variasjoner i SI likevel vil påvirke variabiliteten og de naturlige svingningene i havet.

Amplituden på Schwabesyklusen er størst i siste halvdel av 1900-tallet, og det er også i den perioden det finnes observasjoner av globalt varmeinnhold. Som tidligere diskutert er en nokså stor likhet mellom SI og OHC i denne tiden. Periodene og fasen til variasjonene i de to variablene er nesten like, både i observasjonene og i AN-modellene. Men samvariasjon mellom to tidserier er ikke nok for å slå fast at det er et årsaksforhold mellom dem. I denne





Figur 4.4: Havets varmeinnhold (0-700m) med trenden fjernet for to separate perioder. For AN-modellene i perioden 1907-1960 og 1961-1999, mens for A-modellene i perioden 1900-1969 og 1970-1999. I plottet med AN-modellene er det også tatt med solar irradians med trenden fjernet (stiplede linjer).

perioden har store vulkanutbrudd kommet veldig samkjørt med perioden i SI, så likheten mellom OHC og SI kan skyldes avkjøling i havet som konsekvens av kraftige vulkanutbrudd, slik at signalet som er tydelig i havet ikke nødvendigvis stammer fra sola. I første halvdel av 1900-tallet er derimot lite vulkansk aktivitet, og ved å sammenligne de to periodene kan variabiliteten til OHC med og uten vulkansk aktivitet undersøkes.

Figur 4.4 viser OHC og SI med den lineære trenden fjernet for forskjellige perioder. For AN-modellene er trenden fjernet for perioden 1907-1959, for å minske påvirkningen av vulkanutbruddet i 1902, og fra 1960-1999. For A-modellene er periodene 1900-1969 og 1970-1999 valgt, utifra når oppvarmingen mot slutten av århundret gjorde seg gjeldene. Variabiliteten til OHC i AN-modellene er ganske lik gjennom hele århundre. I tiden 1907-1959 er perioden til svingningene i OHC for CCSM3 og Gfdl-CM2.0 nesten helt sammenfallene, men unntak av de første årene. Gfdl-CM2.0 har en større amplitude på den første toppen, men etter det er utslagene ganske like. Perioden til svingningene er litt under 20 år, altså lenger enn i årene 1960-1999 der perioden er omtrent lik som Schwabesyklusen. Siden variabiliteten er såpass forskjellig for de to periodene kan det se ut som at det er den vulkanske aktiviteten som er utslagsgivende for den store likeheten mellom SI og OHC fra 1960-1999. Samtidig er likhetene mellom de to modellene i perioden uten vulkaner relativt stor. Hvis svingningene kun stammer fra naturlig variabilitet, ville det ikke kunne forventes at de to modellene varierer i takt. I A-modellene er det ingen lignende samvariasjon, verken med hverandre, eller sammenlig-

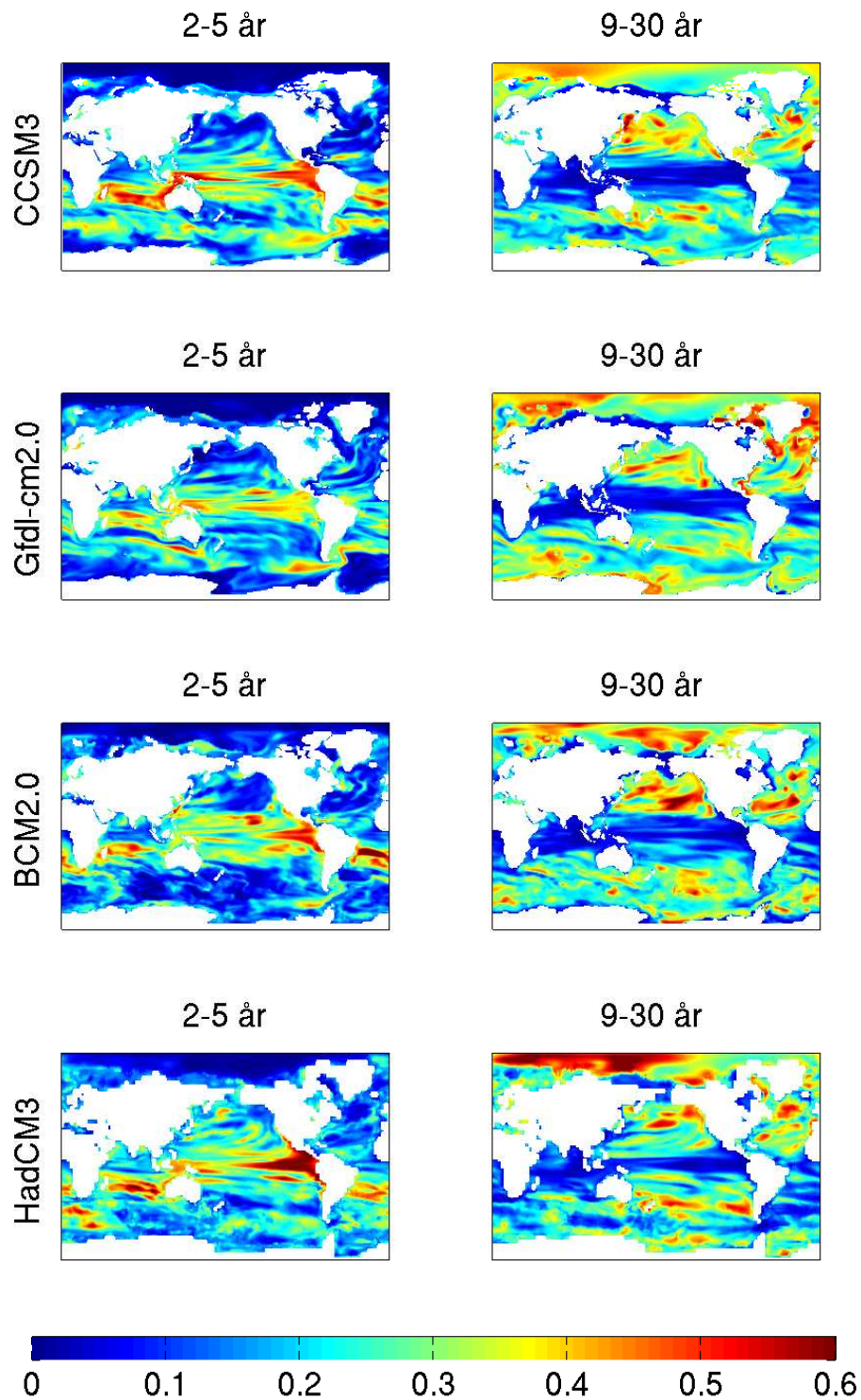
net med AN-modellene. BCM2.0 har et ganske jevnt svingningsmønster med en periode på rundt 20 år i det første tidsintervallet og ligner dermed mest på AN-modellene. HadCM3 har en mer ujevn struktur, med en topp i 1920 med mye kraftigere utslag enn i resten av tidserien.

Basert på dette er det nærliggende å fremsette en hypotese om at likehetene mellom CCSM3 og Gfdl-CM2.0 har å gjøre med likheten i ytre pådriv og siden det er lite vulkansk aktivitet i den første perioden og likheten ikke inkluderer A-modellene så må dette ha noe å gjøre med pådriv fra solinnstrålingen. At variasjonene på OHC og SI ikke er i samme frekvensområde er ikke et argument mot dette, da havets lange responstid og ikke-lineariteten i klimasystemet gjør at responsfunksjonen kan se veldig anderledes ut enn pådrivet (Gray et al. (2010)). Responsen behøver heller ikke bestå av selve svingningen, men det er mulig at et relativt lite pådriv kan påvirke timingen til de naturlige svingningene.

Til nå har vi sett på tidsutviklingen av globalt varmeinnhold på 1900-tallet, for observasjoner og i de ulike modellene. Varmeinnholdet viser en betydelig variabilitet, noe som betyr at store mengder energi blir lagret i eller frigitt av havet. For å kunne sammenligne med observasjoner, og også for å unngå den ufysiske driften i dyphavet, er OHC for 0-700 meter brukt. Modellene med naturlig pådriv er nærmere observasjonene enn det modellene med bare antropogene pådriv. Samvariasjonen mellom OHC og SI i AN-modellene gjaldt ikke for hele århundret, og dermed er det sannsynlig at det er de store vulkanutbruddene som bidrar mest til de sammenfallende dekadiske variasjonene i observert og modellert OHC. Likhetene mellom de to AN-modellene også før 1950 er likevel et indise på at solsyklusen kan ha en påvirkning på variabiliteten til havets varmeinnhold.

## 4.2 Regionale forskjeller i variasjonen av OHC

En global tidserie sier lite om hvilke mekanismer som er i sving for å skape endringene. I dette avsnittet skal det sees nærmere på regionale forskjeller i variabiliteten til havet. Varmeinnholdet i vannsøylen er beregnet for hvert gridpunkt i modellene, fremdeles for 0-700 meter, og den lineære trenden for hele perioden er fjernet fra den resulterende tidserien. Deretter har et effektspekter blitt laget for hvert gridpunkt. Figur 4.5 illustrerer fordelingen av varians i hver av modellene, og viser hvor stor andel av variabiliteten som ligger i frekvensbåndet tilsvarende 2-5 år og 9-30 år. Disse frekvensbåndene er valgt ut fordi alle modellene har tydelig skiller i hvor det er mest varians for ulike frekvenser. Mellom 5 og 9 år skjer det en overgang fra et mønster til et annet, men akkurat tidspunktet for overgangen varierer litt fra modell til modell. Figur A.1, i tillegg A, viser det samme, men med et finere oppdeling av frekvensbåndene for å tydeliggjøre denne overgangen i en modell.



Figur 4.5: *Hvor stor andel av variansen i havets varmeinnhold (0-700m) som ligger i frekvensbåndet tilsvarende 2-5 år og 9-30 år for de ulike modellene.*

I plottet med 2-5 år er variabiliteten i forbindelse med ENSO tydelig som en tunge ut fra nordlige Sør-Amerika, og Mellom-Amerika. Signalet virker sterkest for CCSM3 og HadCM3, der det står for rundt 60% av variansen, og strekker seg til midten av Stillehavet. I Gfdl-CM2.0 er signalet en del svakere, men strekker seg like langt, mens det i BCM2.0 har en noe kortere utstrekning. I det nordlige Atlanterhavet er det ikke et markant signal innenfor dette tidsrommet, mens det i det sørlige Atlanterhavet er et belte med høye verdier mellom Sør-Amerika ned mot tuppen av Afrika. Hvor stor andel av variansen som ligger innenfor 2-5 år avtar med breddegrad for alle modellene, men det er mest tydelig i BCM2.0 og minst i HadCM3. Plottet som viser hvor stor del av variansen som er å finne i frekvensbåndet 9-30 år gir et helt annet, og nesten motsatt bilde. Her finnes de sterkeste signalene mot høyere breddegrader. Områder som utpeker seg er det nordlige og sørlige Stillehavet, og det nordlige Atlanterhavet. Denne forskjellen mellom lavere og høyere breddegrader er også forenelig med andre dynamiske egenskaper i havet, som at rossby-bølger forplanter seg saktere mot polene. Figur 4.5 er laget fra et effektspekter med variabilitet på alle frekvenser. Derfor betyr ikke dette at det ikke er lavfrekvent varians i tropene, bare at signalet er dominert av varians på kortere tidskala enn 9 år. Det er verdt å merke seg at fordelingen er relativt lik i alle fire modellene, og at det ikke er noen markante forskjeller mellom modellene med naturlige pådriv og de uten. Det vil si at selv om AN-modellene skiller seg fra A-modellene når det gjelder tidsutviklingen for global OHC, så er den romlige fordelingen av variansen ganske lik.

For å se nærmere på hvor signalet i det globale varmeinnholdet kommer fra, er verdenshavet delt opp i ni ulike områder, basert på figur 4.5. Disse områdene er Atlanterhavet og Stillehavet delt i tre (nord, tropene og sør), Det indiske hav, Sørishavet og Arktis (se fig. A.2). Varmeinnholdet er beregnet for hvert området, og er plottet opp mot globalt varmeinnhold i figur A.3, i tillegg A. Her er det tydelig at det er en betydelig intern variabilitet også innenfor hvert område. Det er ikke noe enkeltområde som dominerer den globale variasjonen mer enn et annet i alle modellene. Likhetene som var tydelig mellom CCSM3 og Gfdl-CM2.0 i den globale tidsserien er mer eller mindre fraværende når man sammenligner område for område. Effekten av vulkanutbrudd er tydelig i flere områder, spesielt er utbruddene i 1982 og 1991 tydelig i det nordlige Stillehavet i begge modellene, men reponen er ikke homogent fordelt i havet. At tidsseriene er så forskjellige kan tyde på at den interne dynamikken i de ulike områdene er mer utslagsgivende for varmeinnholdet enn variasjoner i ytre pådriv, mens det er bare når man integrerer over hele jorda at man (muligens) ser signalet fra det ytre pådrivet. Oppvarmingen gjennom hele 1900-tallet for AN-modellene, og fra 1970 og ut i A-modellene er tydelig i de fleste områdene, om enn ikke like kraftig i alle.

I resten av oppgaven skal vi se nærmere på variabiliteten i ett område. Fokuset vil fremdeles være på lavfrekvent variabilitet. Derfor velges det et område der variabiliteten er dominert av varians på lavere frekvenser. Ut fra figur 4.5 velges vilkårlig det nordlige Stillehavet.

## 4.3 Case: Det nordlige Stillehavet

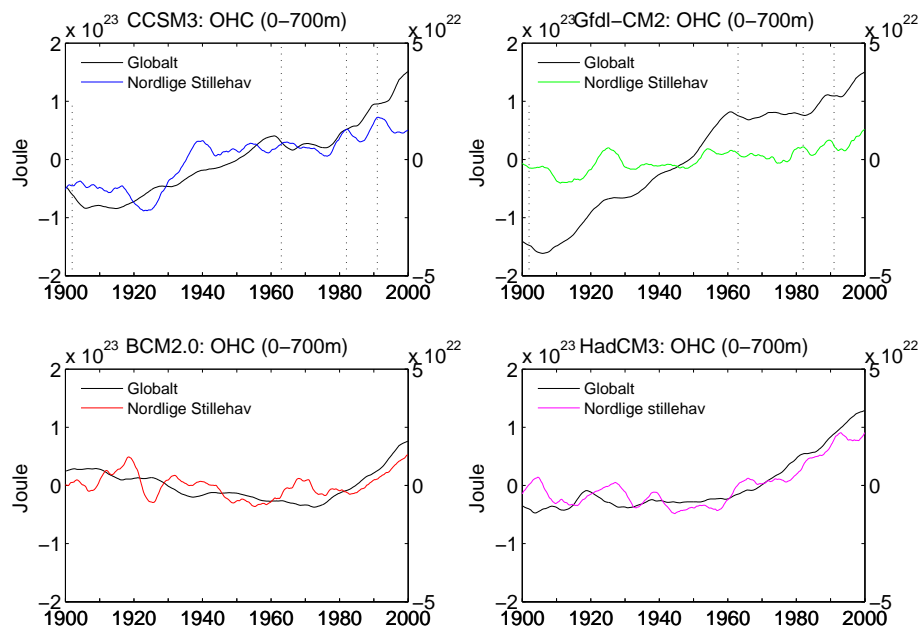
I dette avsnittet vil variabiliteten i det nordlige Stillehavet undersøkes ved å se nærmere på variasjoner i havtemperatur. I avsnitt 4.3.1 blir først det integrerte varmeinnholdet for det nordlige Stillehavet vist. Litteraturen om havets variabilitet i dette området er overveiende fokusert på endringer i overflatetemperaturen. Derfor er dette temaet i avsnitt 4.3.2, der observasjonene vil bli sammenlignet med modellene. Her vil også det dominerende romlige mønsteret bli diskutert. Deretter vil dette utvides i avsnitt 4.3.3 til å se på endringer i temperaturen også i de øverste parhundre meterene. Siden datagrunnlaget er mye mindre for observasjoner nedover i vannsøylen enn på overflaten vil hovedvekten i dette avsnittet være på modellene.

### 4.3.1 Varmeinnholdet i hele det nordlige Stillehavet

Figur 4.6 viser varmeinnholdet i havet, globalt ( $OHC_G$ ) og integrert over det nordlige Stillehavet ( $OHC_{NS}$ ) nord for  $15^\circ N$ . Som nevnt tidligere er variasjonene i  $OHC_{NS}$  som regel ikke sammenfallende med variasjonene i  $OHC_G$ . CCSM3 har en reativt kraftig økning i  $OHC_{NS}$  fra begynnelsen av 20-tallet til 1940, og trenden for hele århundret stammer mest fra denne perioden, men en liten oppvarming er også tydelig i de siste tiårene. Avkjølingen etter vulkanene El Chichôn i 1982 og Pinatubo i 1991 er tydelige, mens Agung i 1961 ikke har hatt samme effekt i det nordlige Stillehavet som globalt. Gfdl-CM2.0 har en svak trend i  $OHC_{NS}$  i forhold til  $OHC_G$ . Her er det ingen like kraftige utslag som i CCSM3, men svingningen fra 1910 til 1930 har større utslag enn det som er tydelig resten av århundret. Også her er det en markant avkjøling etter vulkanene i 1982 og 1991, men samvariasjonen som var synlig i globalt varmeinnhold for CCSM3 og Gfdl-CM2.0 i perioden 1900-1960, er ikke tydelig i  $OHC_{NS}$ . For BCM2.0 og HadCM3 er trenden mer lik i  $OHC_G$  og  $OHC_{NS}$ . I BCM2.0 blir de dekadiske variasjonene i  $OHC_{NS}$  mer eller mindre borte når oppvarmingen mot 2000 gjør seg gjeldene fra rundt 1980. Dette er ikke like markant i HadCM3.

### 4.3.2 Variabilitet i overflatetemperatur

På slutten av 70-tallet kom det et brått skifte i klima i og rundt det nordlige Stillehavet. Det var spesielt tydelig i havet, med endringer i temperatur og økosystemer, noe som fikk store konsekvenser for fiskerinæringen (Mantua et al. (1997)). Dette førte til mye forskning for å finne ut av årsakene til

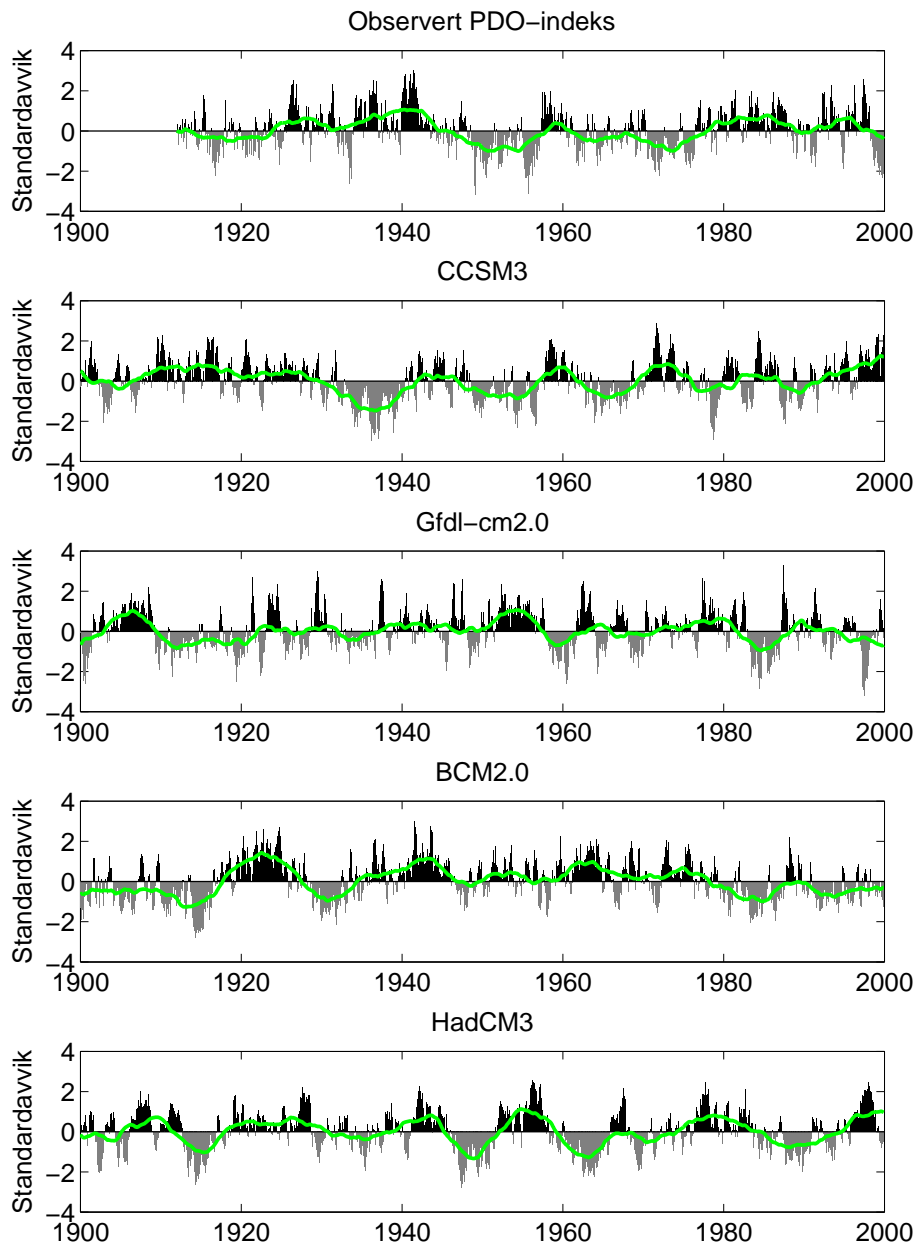


Figur 4.6: Havets varmeinnhold, globalt og for det nordlige Stillehavet, i de fire modellene. Aksen til venstre er for globalt OHC, mens aksen til høyre er for OHC i det nordlige Stillehavet.

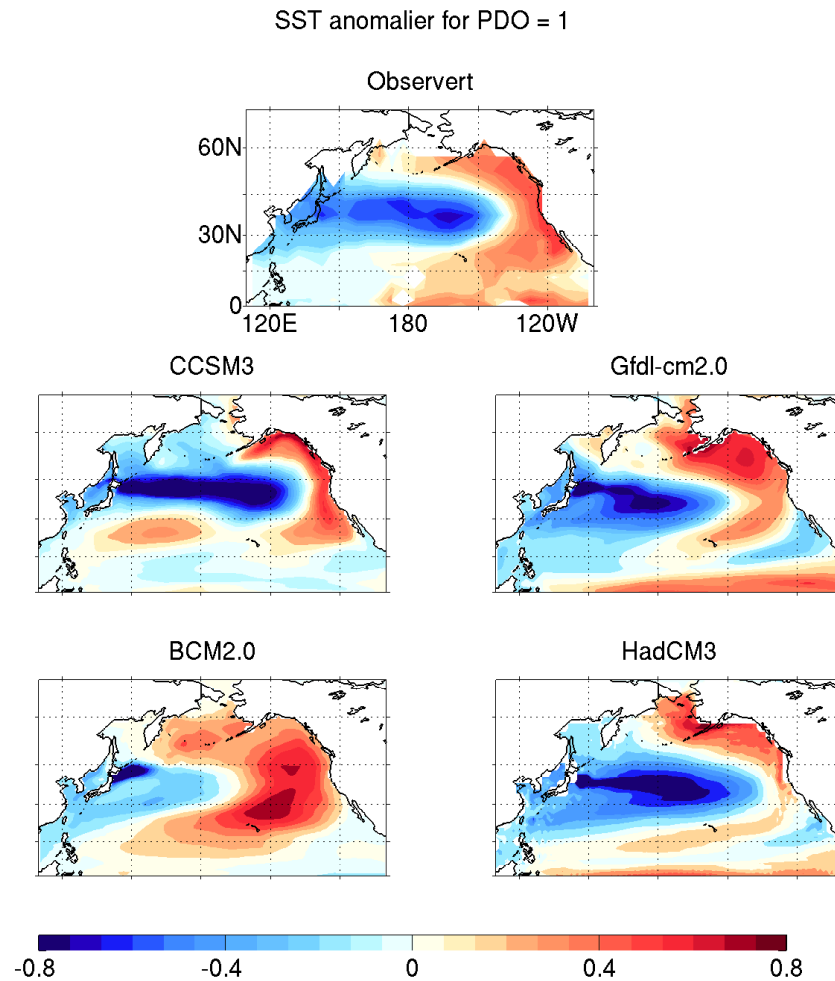
dette, og det ble fort tydelig at det ikke var en enkeltstående hendelse, men at slike regimeskifter i klimaet kom med ujevne mellomrom på flere tiår. PDO<sup>1</sup>-indeksen er en størrelse som er blitt mye brukt for å beskrive disse endringene i klimaet (Mantua et al. (1997), Schneider and Cornuelle (2005)). Den er definert som den ledende egenvektoren fra en urotert EOF-analyse av månedlige SST-anomalier i Stillehavet nord for 20°N, delt på sitt eget standardavvik. Figur 4.7 viser PDO-indeksen, både observert og for hver av modellene. Datasettet for observert SST er hentet fra Rayner et al. (2006). For observasjonene begynner indeksen i 1913, grunnet for lite datagrunnlag før dette (ref. fig. 3.1), og anomaliene er beregnet ut fra perioden 1960-1990, mens for modellene er både PDO-indeksen og anomaliene beregnet ut fra hele perioden 1900-1999. Den grønne linjen er et 5-års flytende middel.

Den observerte PDO-indeksen har en tendes til å holde seg hovedsaklig i en fase i flere tiår av gangen. Fra rundt 1925-1947, og 1977-1998 er den i en overveiende positiv fase, mens den fra 1947-1977 er i en negativ fase. Årene 1925, 1947 og 1977 er blitt pekt ut som tidspunkter for regimeskifte i klimaet rundt det nordlige Stillehavet, på grunnlag av studier som har tatt for seg ulike variable, både fysiske og biologiske (Mantua and Hare (2002)). Det kan ikke forventes at tidsutviklingen mellom de ulike modellene og observasjonene skal være den samme, men som nevnt i avsnitt 2.5 bør det, for å ha kunne

<sup>1</sup>Pacific Decadal Oscillation



Figur 4.7: PDO-indeks for observerte data og i modellene. Indeksen er normalisert med standardavviket, og grønn linje er et 5-års flytende middel av indeksen



Figur 4.8: Anomalier i havets overflatetemperatur ved regresjon mot PDO ( $C^{\circ}$ )

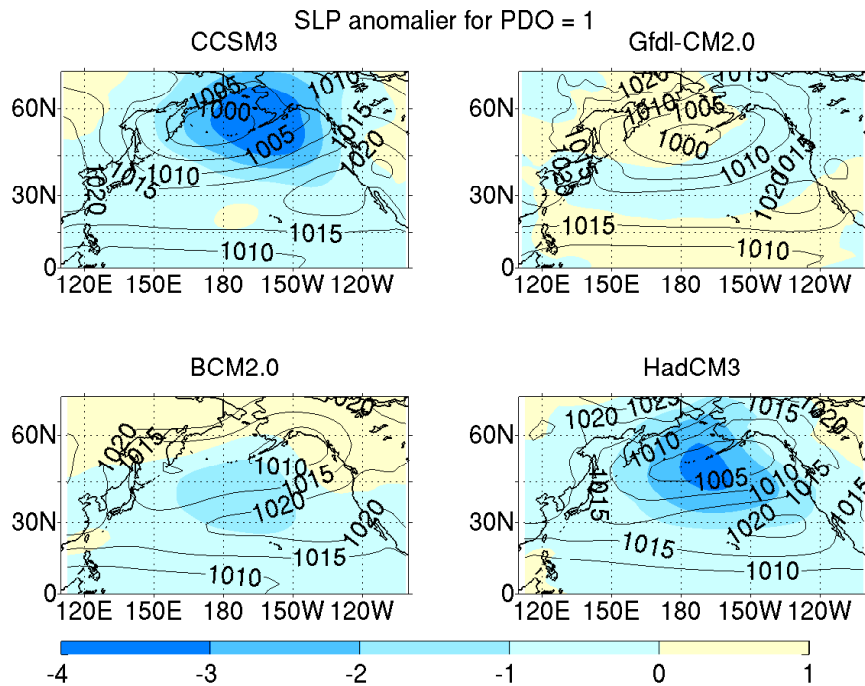
ha tiltro til at modellene reproduserer dette fenomenet på en realistisk måte, være kvalitative likheter. CCSM3 og BCM2.0 ligner mest på observasjonene i det henseende at indeksen har en tendens til å være hovedsaklig i en fase over lengere tid. CCSM3 er for det meste positiv mellom 1900-1930 og negativ mellom 1930-1970. BCM2.0 er positiv i perioden 1938-1977 og negativ i 1900-1918 og 1978-1999. I de andre to modellene er overgangene mellom positiv og negativ fase over kortere tidsrom. Dette gjelder særlig i Gfdl-cm20 der det flytende middelet ligger nær null over lengere perioder (1922-1950). HadCM3 har også kortere intervaller mellom faseskiftene enn BCM2.0 og CCSM3, men har flere perioder med en fase over 5 år enn Gfdl-cm2.0.

For å finne temperaturanomalier forbundet med en PDO-indeks på ett standardavvik er det gjort en lineær regresjon mellom PDO og SST i hvert gridpunkt. Figur 4.8 viser anomalimønsteret i observasjoner og modeller. De stiplede linjene som viser lengdegrad og breddegrad er likt plassert i alle plottene, men er bare merket for observasjonene. Observasjonene har negati-



ve anomalier som dekker vestsiden og sentrale områder av bassenget, med de høyeste anomaliene i midten, og positive anomalier langs kysten av USA, i et hesteskolignende mønster rundt de negative anomaliene. De negative anomaliene er lokalisert fra  $20^{\circ}N$  og nordover, mens de positive strekker seg helt ned mot ekvator på østsiden. Dette mønsteret stemmer med det som er funnet i flere andre studier (Mantua et al. (1997), Schneider and Cornuelle (2005), Zhang and Levitus (1997)). Modellene følger jevnt over det samme mønsteret, med et negativt anomalifelt i vest og et positivt i øst, men plasseringen av maksimumsverdiene er forskjellige fra modell til modell. Absoluttverdien til de kraftigste anomaliene er også høyere i modellene enn i observasjonene. I CCSM3 er det negative anomaliområdet smalere, men med høyere verdier, og er avgrenset av et lite positivt område mellom  $15 - 30^{\circ}N$  som ikke er tilstedet i observasjonene, og sør for  $15^{\circ}N$  er det svake negative anomalier i hele bassenget. I Gfdl-cm2.0 og HadCM3 er den positive anomalien forskjøvet nordover mot Alaska, og den negative anomalien er bredere på vestsiden i forhold til observasjonene. I likhet med observasjonene er maksimumsverdiene lokalisert i midten av bassenget, men de har en tydeligere sammenkobling med forlengelsen av Kuroshio-Oyashio strømmen (KO) utenfor Japan. BCM2.0 er den modellen som skiller seg mest ut. Her er det positive anomaliområdet vesentlig større, selv om formen er lik. Det negative området er tilsvarende mindre og har ikke et tydelig maksimumsområdet utenom et lite område forbundet med KO-forlengelsen. Mønsteret for SST-anomaliene forbundet med en PDO-indeks lik et negativt standardavvik følger samme mønster, men med motsatt fortegn.

PDO-indeksen beskriver ikke nødvendigvis en enkelt dynamisk prosess (Schneider and Cornuelle (2005)). En EOF-analyse tar ikke høyde for fysikken i systemet, den beskriver bare tidsutviklingen av SST ved hjelp av en minstekvadraters-metode og vil derfor være en sum av alle faktorene som påvirker overflatetemperaturen i det nordlige Stillehavet. En av faktorene som er blitt pekt ut som viktig i forbindelse med lavfrekvente variasjoner i SST, er variasjoner i lavtrykket som i vintersesongen ligger over Aleutene (Mantua et al. (1997), Schneider and Cornuelle (2005)), øygruppen som strekker seg fra Alaska til Russland. Variasjoner i overflatetrykk, vil gi opphav til variasjoner i vindstress, noe som påvirker energifluksene mellom hav og atmosfære. I figur 4.9 er det klimatologiske overflatetrykket (SLP) i vintermånedene desember-februar plottet opp sammen med anomalier i overflatetrykk forbundet med en PDO-indeks lik 1, beregnet på samme måte som for SST i figur 4.8. Her er bare de fire modellene plottet opp, men tilsvarende figur for observasjoner finnes i Mantua et al. (1997) (fig. 2a). I CCSM3 og HadCM3 er en positiv PDO-indeks forbundet med en forsterkning av lavtrykket som normalt ligger over Aleutene. Det er også disse modellene som ligner mest på det observerte mønsteret til SLP-anomaliene ved regresjon mot PDO. Dette fenomenet er ikke så tydelig i Gfdl-CM2.0 og BCM2.0. I Gfdl-CM2.0 er anomaliene forbundet med PDO-indeksen relativt små, og tyder ikke på systematiske variasjoner i trykket ved endret PDO-indeks. Anomaliene i BCM2.0 er ikke



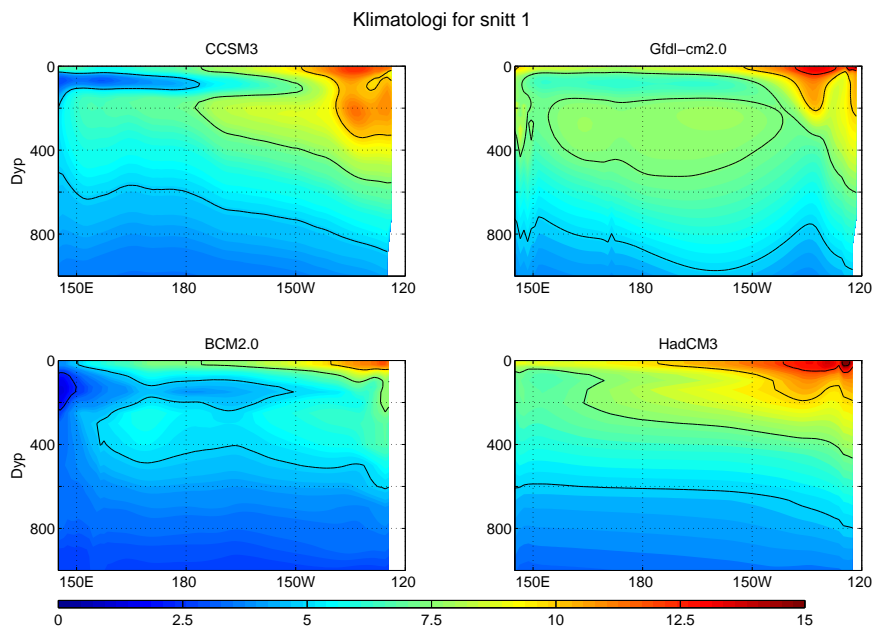
Figur 4.9: Anomalier i overflatetrykk ved regresjon mot PDO (fargeskala i hPa) og klimatologien (konturlinjer) for vintermånedene (DJF).

like kraftige som for CCSM3 og HadCM3, og ligger mer forskjøvet i forhold til det klimatologiske lavtrykket. I avsnitt 4.3.4 vil forbindelsen mellom variabiliteten i havet, og endringer i trykkmønsteret bli diskutert nærmere.

I dette avnittet er PDO-indeksen og variasjoner i overflatetemperatur forbundet med denne blitt presentert. Det er forskjeller mellom PDO-indeksen i observasjoner og modeller. Det bør nevnes at det i observasjonene er tre år i løpet av 1900-tallet som er blitt karakterisert som regimeskifter i klimaet i det nordlige Stillehavet, og dette er alt for få for å danne et utfyllende bilde av PDO's variabilitet og periodisitet. PDO er heller ikke en enkelt dynamisk mode, men en sum av forskjellige faktorer som påvirker overflatetemperaturen i det nordlige Stillehavet. Det vil være forskjeller i hvilken grad de ulike faktorene påvirker SST i modellene, og dette vil føre til forskjeller i karakteristikken av PDO. Men siden mønsteret for SST-anomaliene forbundet med PDO er såpass like i observasjoner og modeller, er det sannsynlig at lavfrekvente endringer i SST forplanter seg på nogenlunde samme måte selv om tidsaspektet ikke nødvendigvis er det samme. Dette rettfærdiggjør å bruke modellene til å undersøke variabiliteten i havet også nedover i vannsøylen.

### 4.3.3 Modellerte temperaturendringer i de øverste parhundre metrene

I dette avsnittet vil fokuset være på variasjoner i temperatur under overflaten. Det er ikke mulig å gi et fullt tredimensjonalt bilde av tidsutviklingen til temperaturen i havet, derfor ser vi istedet på ulike snitt. Ut fra figur 4.8, og ved å se på anomalifordelingen i ulike dyp, velges først et snitt fra Japan til USA som inkluderer de høyeste anomaliene i midten av bassenget. For CCSM3 og BCM2.0 er  $40 - 50^{\circ}N$  valgt, mens for Gfdl-cm2.0 og HadCM3 er  $35 - 45^{\circ}N$  valgt. Figur 4.10 viser klimatologien i snittet, altså gjennomsnittlig temperatur for hele 1900-tallet i de fire modellene. De kalde anomaliene som ligger som en tunge fra vestsiden på 75m i CCSM3 og 150m i BCM2.0 kommer av at det blandete laget er dypere på vinteren enn på sommeren. Dette fenomenet er også tilstede i Gfdl-CM2.0 og HadCM3, om enn ikke like tydelig. Dybden på det blandete laget om vinteren varierer mellom 100 - 200 meter i de ulike modellene. Når overflaten blir varmet opp mot sommeren blir vannsøylen mer stabil og det blandete laget grunnere. I sommermånedene gjør stratifisering av vannet at det blandete laget ikke er mye tykkere enn 20 meter. Det kalde vannet fra vinterens blandete lag blir effektivt isolert fra overflaten, og eventuelle anomalier i laget blir bevart. Mot vinteren vil havoverflaten miste varme til atmosfæren, noe som gjør vannsøylen mer ustabil og det blandete laget vil igjen trenge dypere ned i vannsøylen til det kommer i kontakt med det kalde vannet fra vinteren før. Dette forklarer den høye korrelasjonen mellom observerte SST-anomalier i vintermånedene fra ett år til det neste, og er blitt foreslått som en av grunnene til at observert



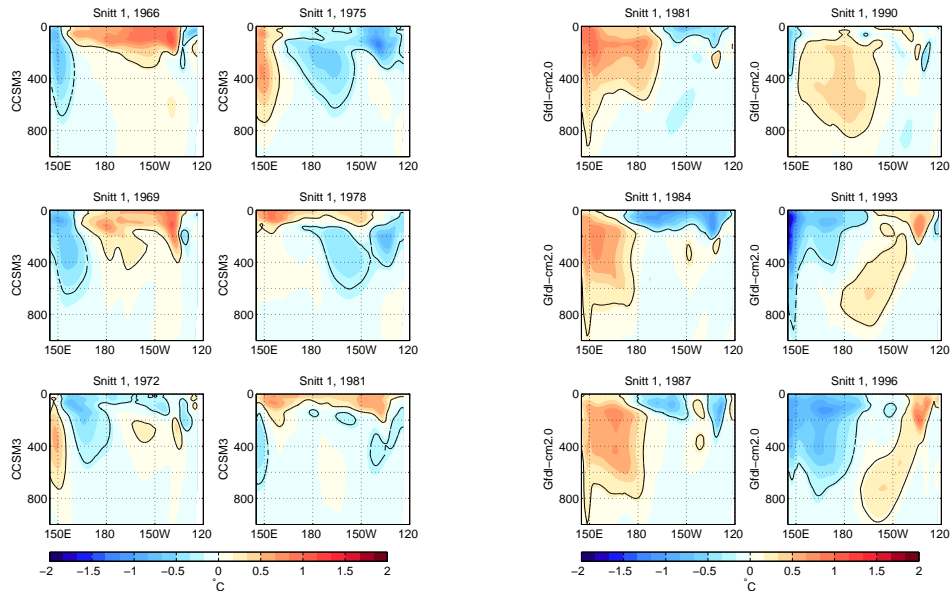
Figur 4.10: *Klimatologi for snitt 1.  $40 - 50^{\circ}N$  for CCSM3 og BCM2.0, og  $35 - 45^{\circ}N$  for Gfdl-CM2.0 og HadCM3. Konturlinjene er for hver 2.5 grad*

PDO holder seg i en fase så lenge av gangen (Alexander and Deser (1995), Mantua and Hare (2002)). Denne prosessen er mer effektiv i vest, der forskjellen mellom sommer og vinter er størst.

Det er viktig å huske på at bevegelse av anomalier ikke nødvendigvis betyr at anomaliene blir advektert av vannmasser. De kan også komme av endringer i det normale strømningsmønsteret. Hvis en strøm med varmere vann enn i området rundt forflytter seg, vil dette være tydelig som en kald anomali der strømmen pleier å være, men det betyr ikke at temperaturen i strømmen er blitt kaldere. Anomalier kan også komme av endringer i hastighet. En varm strøm som blir avkjølt underveis, vil være varmere (kaldere) enn normalt et gitt sted hvis den har høyere (lavere) hastighet. For å få et fullstendig bilde av årsaken til temperaturanomaliene og forplantningen av dem, må også hastighetsfeltet tas i betraktning. I denne oppgaven vil bare temperaturen bli undersøkt, så det er viktig å ha i bakhodet at det kan være flere årsaker til at anomalier oppstår og forplantes.

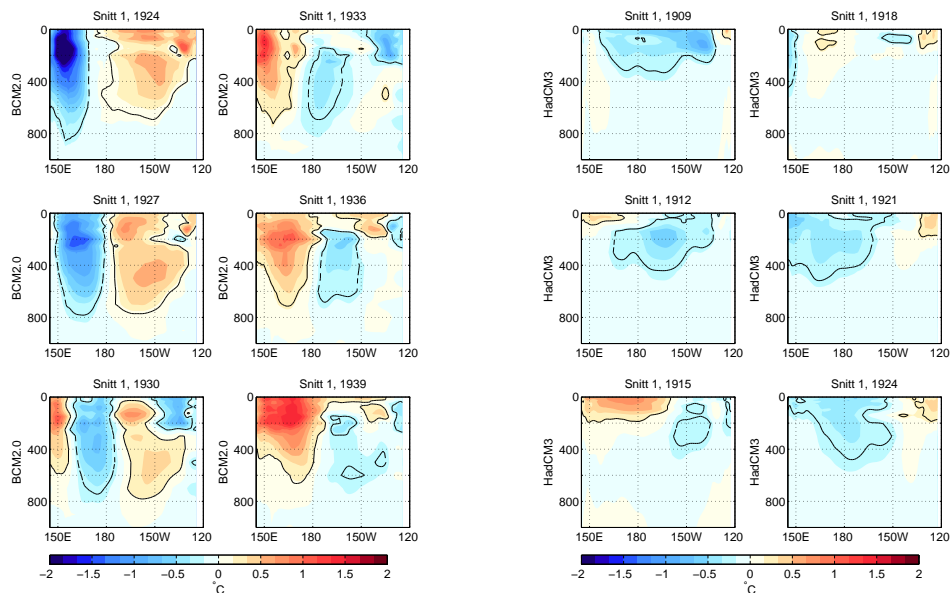
Figur 4.11 viser anomalier som en funksjon av dyp og lengdegrad i snitt 1 for ulike år. Plottene er for hvert tredje år, og perioden er valgt ut for å være representativ for utviklingen av anomaliene i hver modell. Anomalimønsteret som er assosiert med PDO, kan sees i overflaten, ved at det ofte er anomalier med motsatt fortegn på vestsiden og østsiden av snittet. Noe som går igjen i alle modellene er anomalier som dukker opp på vestsiden av bassenget og forplanter seg østover. Det gjør at det ikke er sannsynlig at disse anomaliene blir forplantet med rossby-bølger, som ble nevnt som en grunn for at variasjonen forflytter seg til lavere frekvenser mot høyere breddegrader (avsnitt 4.2). I alle modellene utenom i HadCM3 er anomaliene på vestsiden dype og kommer mer eller mindre samtidig i hele vannsøylen. Når de er forflyttet seg til rundt  $180^{\circ}W$  slipper de taket i overflaten, og fortsetter østover under overflaten. Derfor er det ofte anomalier med motsatt fortegn i de øverste hundre meterene og lenger ned i dypet (f.eks fig. 4.11: CCSM3:1978, BCM2.0:1936). I overflaten skifter anomaliene fortegn raskt over store deler av snittet, mens endringene i dypet tar lengere tid. Dette gjelder særlig for CCSM3 og Gfdl-CM2.0. At anomalier dukker opp i overflaten og er begrenset til de øverste 200 metrene, kan tyde på at disse oppstår ved en vekselvirkning mellom hav og atmosfære, som danner anomalier i hele det blandete laget. Siden vinteraanomaliene ofte er korrelert fra et år til det neste, er det naturlig at anomalier i vinterens blandete lag dominerer når et 5-års flytende middel blir brukt.

I snitt 1 (fig. 4.11) er HadCM3 den modellen som skiller seg mest fra de andre. Anomaliene i denne modellen stikker sjelden lenger ned enn 500 meter. De er mer homogene i vannsøylen, og det er mindre struktur i snittet. Til sammenligning stikker anomaliene i de andre tre modellene ned til rundt 800 meter og er generelt kraftigere. For alle modellene gjelder det at de kraftigste anomaliene befinner seg under overflaten på mellom 100 og 200 meters dyp, og



(a)

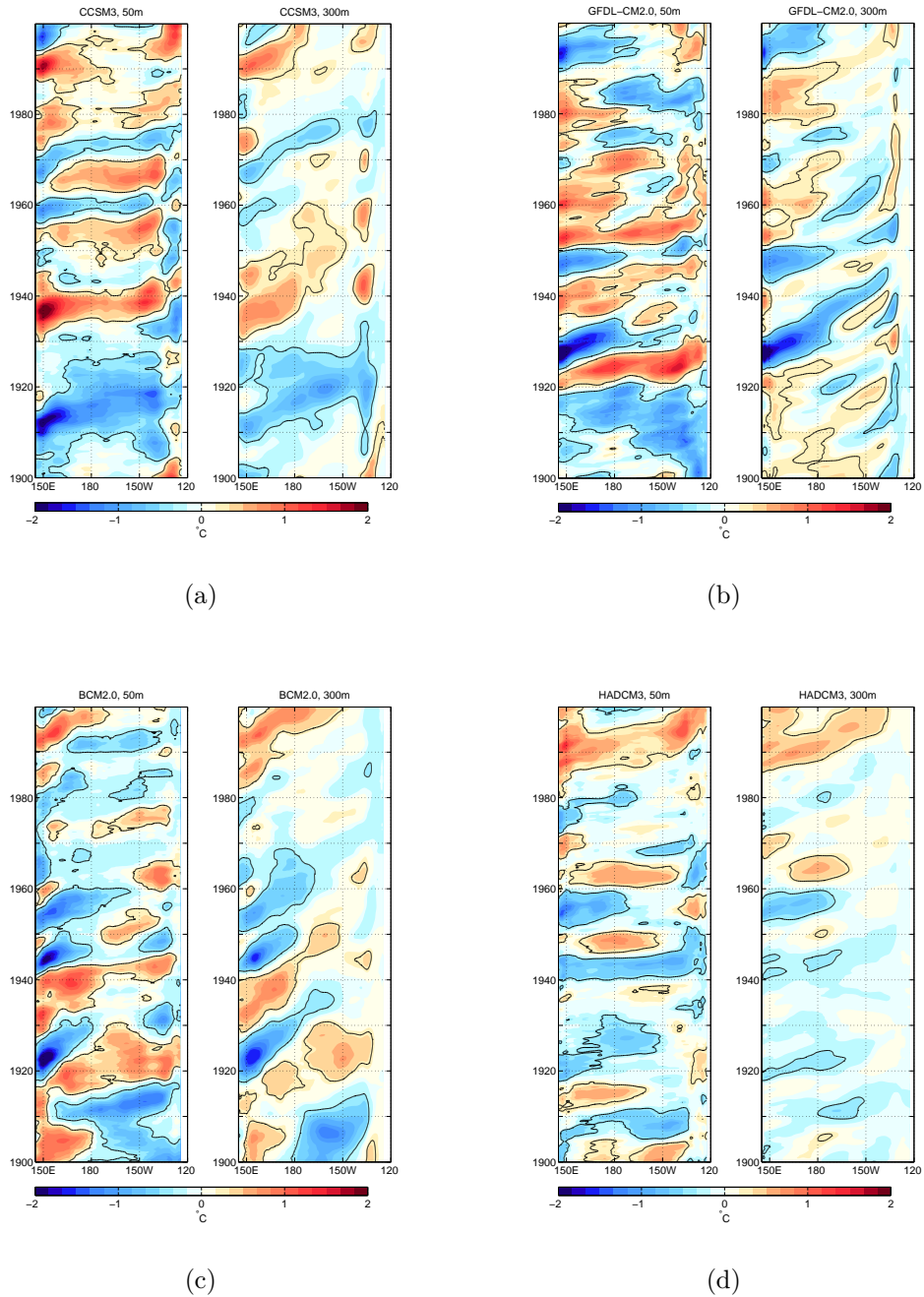
(b)



(c)

(d)

Figur 4.11: Anomalier som funksjon av dyp og lengdegrad i snitt 1 for a) CCSM3, b) Gfdl-CM2.0, c) BCM2.0 og d) HadCM3. Konturlinjer for  $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ .

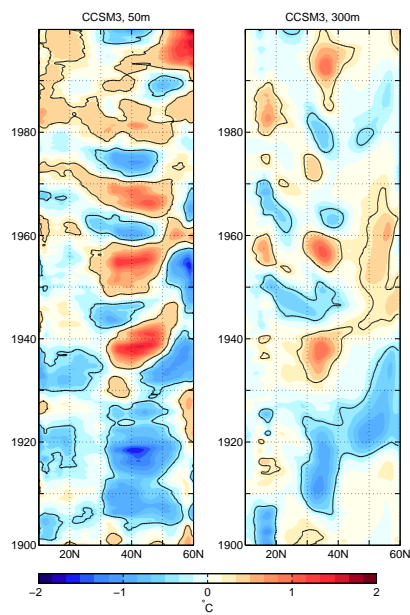


Figur 4.12: Snitt 1, Anomali som funksjon av tid og lengdegrad på 50m og 300m for a) CCSM3, b) Gfdl-CM2.0, c) BCM2.0 og d) HadCM3. Konturlinjer for  $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ .

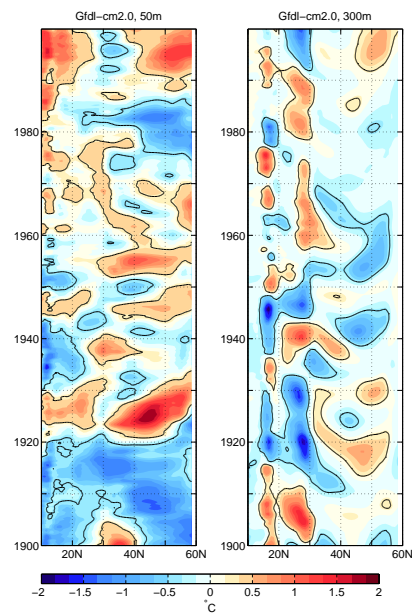
at anomaliene på vestsiden oftere er dypere ned enn anomaliene på østkysten.

For å få et bedre bilde av tidsutviklingen er anomaliene i snitt 1 plottet opp som en funksjon av tid og lengdegrad for 50m og 300m i figur 4.12. Fra figur 4.11 er det klart at det er nogenlunde homogent i de øverste 50 metere, så plottet for 50 meter vil være ganske likt med overflaten. Forskjellen i strukturen på to dypene er tydelig. Forplantningen østover som var tydelig i figur 4.11 er på 50 meter begrenset til vestsiden av snittet. Lenger øst er strukturen som regel rett, hvilket betyr at anomaliene dukker opp samtidig i hele området. Periodisiteten i overflaten stemmer, som forventet, godt med PDO-indeksen. Unntaket er Gfdl-CM2.0, der tidsutviklingen i PDO-indeksen ikke speiler periodisiteten i overflaten langs snitt 1. I plottet for 300 meter i figur 4.12 er den skrå strukturen mer markant, og forplantningen fra vest mot øst er tydelig. Anomaliene forflytter seg ikke helt til andre siden, men blir svakere ved  $150^{\circ}W$ . Dette behøver ikke bety at anomaliene blir borte, men kan indikere at anomalien har forflyttet seg dypere (jmf fig. 4.11b) for 90-93), og eventuelt ut av snittet. På samme plott over 500m (ikke vist) er den skrå strukturen synlige hele veien over, og anomaliene som dukker opp på østsiden mellom  $150$  og  $120^{\circ}W$  er ikke lenger synlige. Disse er forbundet med anomaliene på overflaten, noe som blir tydelig ved å sammenligne med plottet for 50m. Figur 4.12 tydeliggjør også at anomaliene godt kan ha forskjellige fortegn i ulike dyp (Gfdl-cm2.0: 1900-1910, CCSM3: 1960-1980). I CCSM3 er perioden til variasjonene lenger i 300m enn i 50m. Spesielt i perioden 1940-1980, der det på 50m er 3 tydelige sykluser, mens det på 300m bare er en varm og en hovedsaklig kald periode. De varme anomaliene i midten av bassenget på midten av 50-tallet og 60-tallet begynner ikke med en sterk anomali i hele vannsøylen ved KO-forlengelsen. Anomaliene er begrenset til overflaten og strekker seg ikke helt ned til 300m i hele snittet. Denne forskjellen i periodisitet er ikke utpreget i Gfdl-CM2.0 og BCM2.0. I HadCM3 er forandringen i struktur mellom dypene ikke like markant som i de andre modellene, noe som kommer av at anomaliene er mer homogene, og ikke trenger like langt ned i vannsøylen. Selv om det på 300m er en viss periodisitet, bærer plottet mer preg av oppvarming mot 2000-tallet.

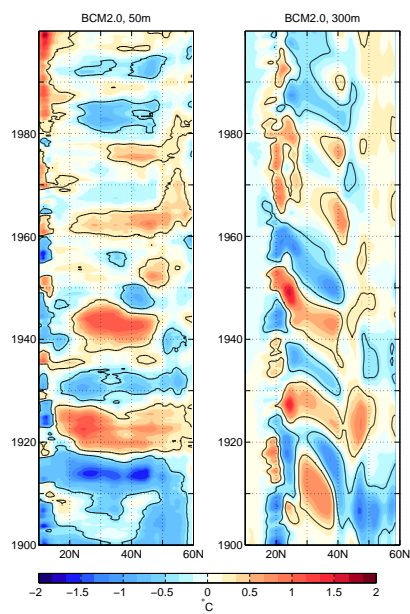
Snitt 1 er plassert i området til den nordlige grenen i den subtropiske sirkulasjonen, som går rundt bassenget i det nordlige Stillehavet (Pickard and Emery (1990), figur 7.31). Siden anomaliene så tydelig forplanter seg østover i dette området, er det naturlig å tenke seg at de har en tilknytning til denne strømmen. Zhang and Levitus (1997) undersøkte den dekadiske variasjonen mellom 0-400m i det nordlige Stillehavet ved å bruke observasjoner fra perioden 1961-1990. De plottet opp hovmøllerdiagram langs  $42.5^{\circ}N$ ,  $22.5^{\circ}N$ ,  $162.5^{\circ}E$  og  $142.5^{\circ}W$ , og fant antydning til en forplantning av anomalier rundt den subtropiske sirkulasjonen, noe en EOF-analyse på forskjellige dyp for hele bassenget bekreftet. Denne sirkulasjonen av anomalier var tydelig under overflaten, men ikke synlig i SST-anomaliene. Hvis dette også er tilfelle i modellene vil anomaliene når de når østsiden av bassenget, bevege seg sørover



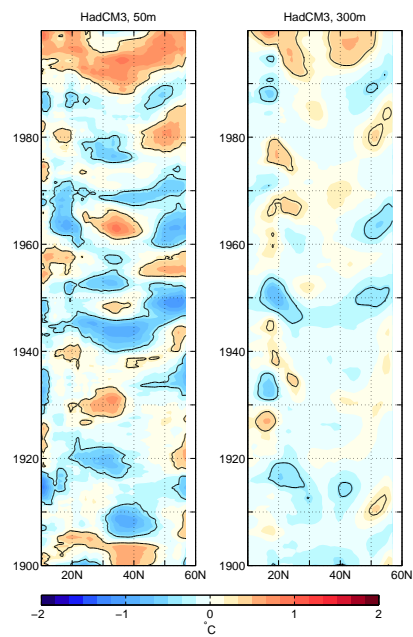
(a)



(b)



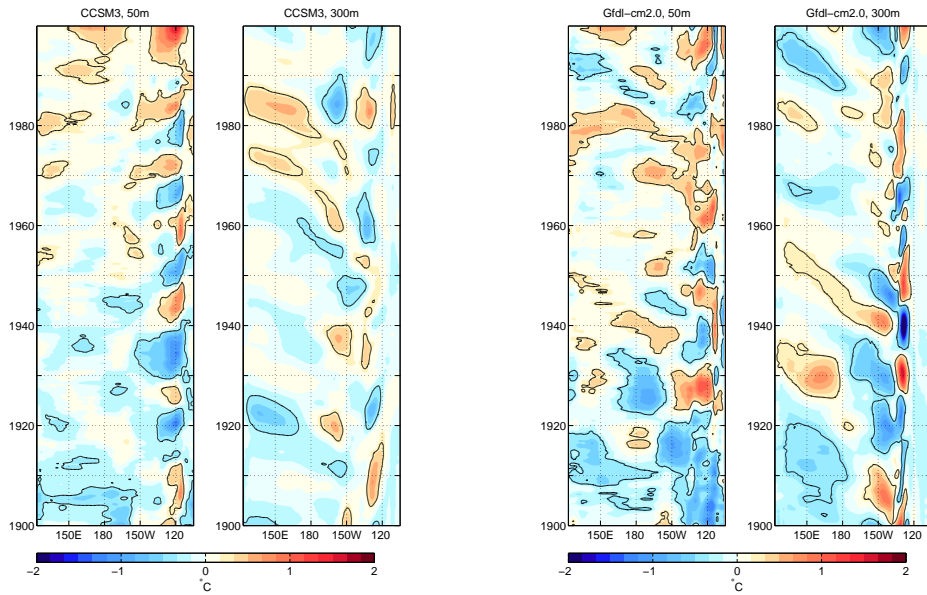
(c)



(d)

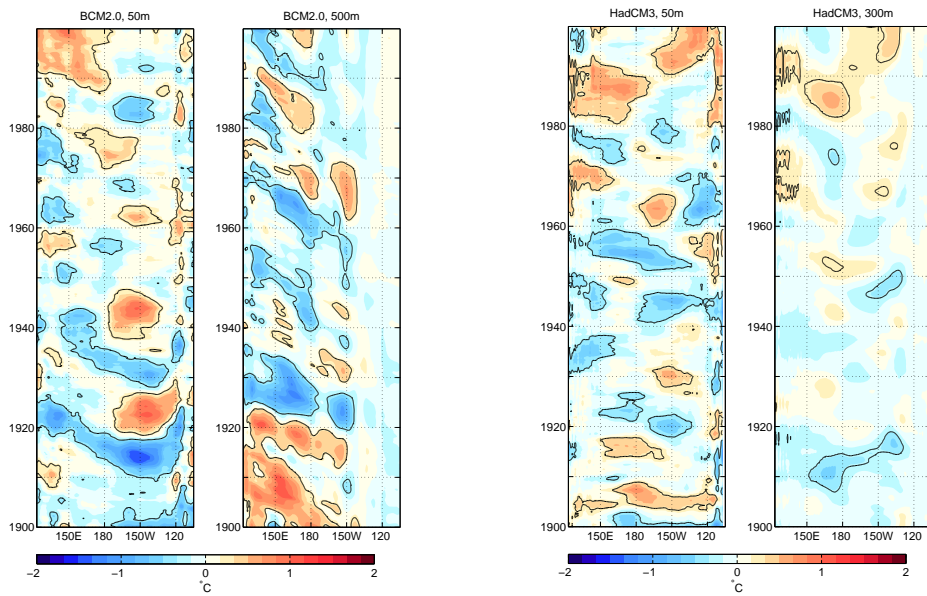
Figur 4.13: Snitt 2,  $150-140^{\circ}W$ . Anomali som funksjon av tid og breddegrad på 50m og 300m for a) CCSM3, b) Gfdl-CM2.0, c) BCM2.0 og d) HadCM3. Konturlinjer for  $\pm 0.3^{\circ}C$ .





(a)

(b)



(c)

(d)

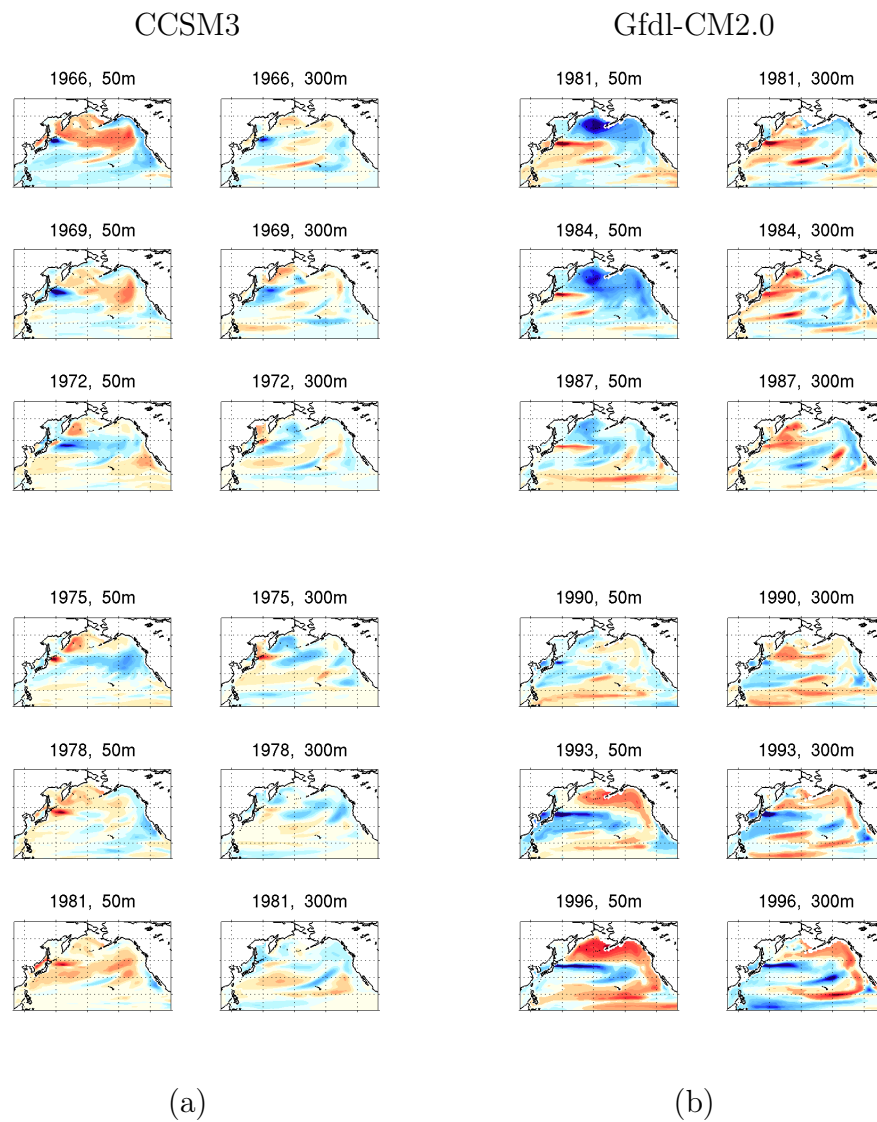
Figur 4.14: Snitt 3, 20 – 30°N. Anomali som funksjon av tid og lengdegrad på 50m og 300m for a) CCSM3, b) Gfdl-CM2.0, c) BCM2.0 og d) HadCM3. Konturlinjer for  $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ .

for deretter å snu og gå vestover. For å teste denne hypotesen velges først et snitt fra nord til sør mellom  $150 - 140^\circ W$  (snitt 2), og deretter et snitt fra vest til øst mellom  $20 - 30^\circ N$  (snitt 3). Figur 4.13 og 4.14 er hovmøllerdiagram for henholdsvis snitt 2 og 3. Konturplott for breddegrad og dyp i forskjellige år er ikke vist her, men er tatt med i tillegg A figur A.4 og A.5.

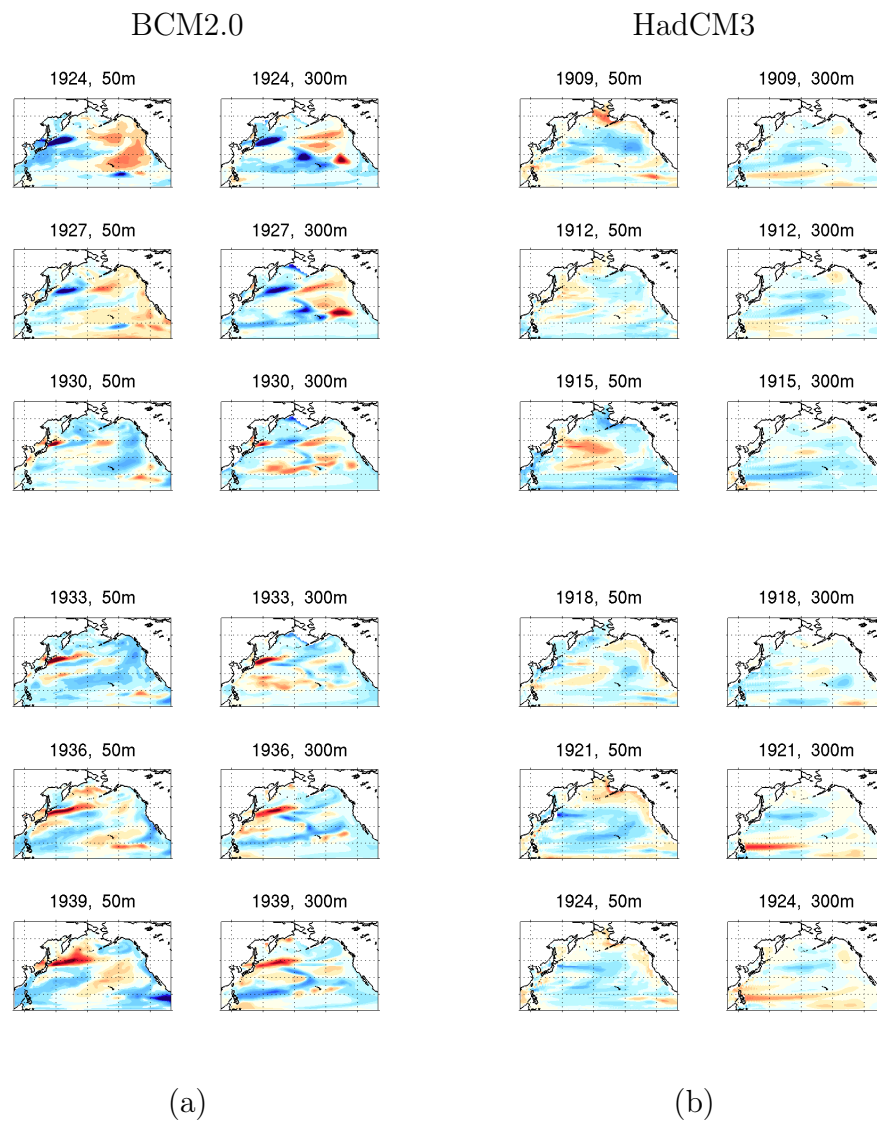
Ved 50m langs snitt 2 (fig. 4.13) er strukturen relativt rett, i likhet med 50m i snitt 1. Det er ingen systematisk bevegelse sørover, men ofte forplanter anomaliene seg nordover fra rundt  $40^\circ N$ . Ved 300m er situasjonen en annen, og her er det større forskjell mellom modellene. BCM2.0, fig 4.13c), er den modellen som har den mest markante skrå strukturen. I de andre modellene er anomaliene mer 'stasjonære' uten et konsekvent skrånende mønster. I snitt 3 ( $20 - 30^\circ N$ , fig. 4.14) er det igjen BCM2.0 som har det mest utpregete skrå mønsteret i dybden. Her er det valgt å ta med plott på 500m for BCM2.0, mens det for de andre modellene er tatt med 300m. Dette er gjort fordi anomaliene i denne modellen står skrått i vannsøylen, slik at det på 300m bare er anomalier mellom  $120$  og  $150^\circ W$  (se fig. A.5). I motsetning til konturplottene for snitt 1, viser plottene med lengdegrad vs dyp i snitt 3, og i mindre grad også snitt 2, ofte anomalier som dukker opp midt i vannsøylen uten at det er tegn til den i årene før, og uten kontakt med overflaten (fig. A.4 og A.5). Dette kan tyde på at snittet ikke fanger opp forplantningen av anomaliene, som istedet går på tvers av snittet.

Figur 4.15 og 4.16 viser hele bassenget for 50 og 300 meter. Her er anomaliene forbundet med KO-forlengelsen tydelig utenfor Japan rundt  $40 - 45^\circ N$ , avhengig av modell. I CCSM3 og Gfdl-CM2.0 blir anomaliene i overflaten nord og øst i bassenget, som regel først tydelige som små anomalier over Aleutene. Disse utvikler seg, og etter en stund er store deler av østsiden dekket. For CCSM3 skifter ofte anomalier i forbindelse med KO-forlengelsen fortegn noen år før fortegnskiftet i det området der overflateanomaliene er på sitt maksimale (ca  $130^\circ W$ ,  $40^\circ N$ ), dette kan også sees fra hovmøllerdiagrammet fra snitt 1 (fig. 4.12a). I de årene som er valgt ut for Gfdl-CM2.0 skifter anomalien i KO-forlengelsen og anomalien i nord fortegn nesten samtidig, men det er også andre perioder da de har samme fortegn, så der ligger det ingen lovmessighet. I BCM2.0 er strekker anomaliene i forbindelse med KO-forlengelsen seg lengere østover enn i de andre modellene.

I dette avsnittet har fokuset vært på den romlige variasjonen av potensiell havtemperatur i det nordlige Stillehavet. Alle modellene har store variasjoner i KO-forlengelsen, og en forflytning av anomalier fra vest til øst på midlere breddegrader (fig. 4.11 og 4.12). Anomalier som er begrenset til overflaten i midten og på østsiden av snittet er også vanlig, særlig i CCSM3 og Gfdl-CM2.0. At de er begrenset til overflaten tyder på at de oppstår ved en vekselvirkning mellom hav og atmosfære. BCM2.0 er den modellen som passer best med hypotesen om en forplantning av anomalier i den subtropiske sirkulasjonen. I denne modellen har hovmøllerdiagrammene for alle de 3 snittene



Figur 4.15: Anomalier for hele det nordlige Stillehavet på 50 og 300 meter, i ulike år for a) CCSM3 og b) Gfdl-CM2.0



Figur 4.16: Anomalier for hele det nordlige Stillehavet på 50 og 300 meter, i ulike år for a) BCM2.0 og b) HadCM3

ett skrå mønster ved 300m som indikerer en forplantning langs snittet. Dette er ikke tydelig ut fra hovmöllerdiagrammene til de andre modellene. I neste avsnitt vil det bli sett nærmere på teorier om mekanismene som driver variabiliteten i det nordlige Stillehavet.

#### 4.3.4 Teorier om hva som forårsaker den dekadiske variabiliteten i det nordlige Stillehavet

Det er blitt foreslått flere ulike forklaringer på den lavfrekvente variabiliteten havet generelt, og i det nordlige Stillehavet spesielt, basert på ulike vekselvirkninger mellom hav og atmosfære. Stokastisk pådriv fra atmosfæren som endrer varmekontakten gjennom overflaten i havet, vil føre til at temperaturen i det øverste laget vil endre seg. Hasselmann (1976) beskrev en stokastisk klimamodell der koblingen mellom hav og atmosfære bare var viktig for atmosfærens påvirkning på havet og ikke motsatt. I en slik modell vil atmosfærisk pådriv med tilnærmet hvitt spekter fremkalle variabilitet i havet med forskyvning mot et rødt spekter (mer varians på lavere frekvenser), gjennom ren termodynamikk. En annen type vekselvirkning er når stokastisk varmekontakter og vindpådriv har en enveis effekt på havet, både gjennom termodynamikk og ved å påvirke dynamikken i havet, men uten tilbakevirkende kraft på atmosfæren. Dessuten kan prosessene som gjør seg gjeldene være vekselvirkninger mellom et koblet atmosfære-hav system, der begge påvirker hverandre (Pierce et al. (2001)).

I det øverste laget i de sentrale deler av det nordlige Stillehavet har flere kommet frem til at den lavfrekvente variabiliteten er dominert av stokastisk pådriv fra atmosfæren, som blir integrert i havets blandete lag (Deser et al. (1996), Pierce et al. (2001)). Dette var synlig også i modellene som er undersøkt i denne oppgaven, tydeligst i CCSM3 og Gfdl-CM2.0 der konturplottene for snitt 1 viste at anomaliene i øst og i midten av snittet var grunnere, ofte på samme tykkelse som det blandete laget, enn anomaliene i vest. Men når det gjelder variabiliteten dypere ned, og spesielt i forhold til variabiliteten i forbindelse med KO-forlengelsen, er den dynamiske responsen til koblingen mellom hav og atmosfære viktig (Zhang and Levitus (1997), Pierce et al. (2001), Latif (1998)).

Variabiliteten under overflaten og i KO-forlengelsen tilskrives responsen til den subtropiske sirkulasjonen på atmosfærisk vindpådriv. Tankerekken går som følger: Over den subtropiske sirkulasjonen er virvlingen til vindstresset ( $\nabla \times \tau$ ) generelt negativt, på grunn av høytrykksbeltet som ligger over subtropene (se fig. 4.9). Om vinteren ligger det et lavtrykk over Aleutene, og variabiliteten i SST i det nordlige Stillehavet er i stor grad påvirket av hvor sterkt dette lavtrykket er. Er lavtrykket kraftigere enn normalt vil virvlingen bli mer negativ. Dette gjør at den subtropiske sirkulasjonen blir sterkere, og vil føre mer varmt vann fra tropene opp til høyere breddegrader i strømmen som går nordover på vestkysten av bassenget. Når det varme vannet

når KO-forlengelsen vil overflatetemperaturene bli varmere i dette området noe som minker den meridionale temperaturgradienten, og dermed også det meridionale vindstresset. Dette fører til en varm anomali i SST, men også at styrken i den subtropiske sirkulasjonen blir svekket, noe som vil føre til en kald anomali i KO-forlengelsen (Latif (1998),Pierce et al. (2001)). Siden havet bruker tid på å justere seg til endret pådriv i overflaten, vil dette gir opphav til en vedvarende syklus.

Selv om det i de fleste modellene ikke var tegn til en forplantning av anomalier rundt hele bassenget er det likevel sannsynlig at den store variasjonen i KO-forlengelsen har å gjøre med endringer i den subtropiske sirkulasjonen. Anomalier i forbindelse med en intensivering av sirkulasjonen vil være tydeligst der temperaturgradientene langs strømmen er høyest, og Kuroshio-Oyashio strømmen er det stedet med størst volumtransport i det nordlige Stillehavet (Pickard and Emery (1990)), begge grunner for at en endring i sirkulasjonen vil vises spesielt i dette området.

# Kapittel 5

## Oppsummering og konklusjon

I denne oppgaven har vi brukt observasjoner og modeller til å se på lavfrekvent variabilitet i havet gjennom det siste århundret. Modeller er ikke perfekte representasjoner av virkeligheten, og både ufullstendig forståelse av fysikken i systemet, parametriseringer og gridstørrelse vil gjøre at modellene ikke fungerer helt som virkeligheten. Forskjellene i de fire modellene vi har valgt ut viser også at man skal være forsiktig med å konkludere noe om dynamikk og årsakssammenhenger ut fra en enkelt modell. Den bør alltid sammenlignes med observasjoner og andre modeller for å sikre at fysikken i modellen er mest mulig korrekt. På den andre siden er det vanskelig å basere seg bare på observasjoner i studiet av lavfrekvent variabilitet i havet, da det finnes observasjoner kun for en relativt kort tidsperiode, og med ujevn dekningsgrad i rom og tid. Fordelen med modeller er at randbetingelsene kan endres, og det er dermed mulig å undersøke hvordan ulike pådriv påvirker systemet. Dessuten kan de kjøres vilkårlig langt frem i tid, og man kan dermed få mer statistisk robuste resultater.

Her har vi sett på temperatur og integrert varmeinnhold i havet med observasjoner og med fire ulike klimamodeller. Studiet av globalt varmeinnhold viste at det i tillegg til trender over lengre perioder er betydelig variabilitet i havet på dekadiske tidsskalaer både i observasjoner og i modeller. Tidsutviklingen av varmeinnholdet var forskjellig i AN-modellene (med antropogent og naturlig pådriv) og A-modellene (kun med antropogene pådriv). A-modellene hadde relativt ulik tidsutvikling av OHC i første halvdel av 1900-tallet, men en kraftig positiv trend gjorde seg gjeldene fra rundt 70-tallet i begge modellene, noe som kan tilskrives økningen av antropogene pådriv. AN-modellene lignet mer på hverandre gjennom hele tidsperioden, mest i perioden 1960-1999 der vulkaner og tilhørende avkjøling i havet gjorde seg gjeldene, men også i perioden før var likheten mellom disse modellene større sammenlignet med A-modellene. Denne likheten i en periode uten betydelig vulkansk aktivitet kan indikere at å inkludere varierende solpådriv i de to modellene gjør at svingningene i havet blir tvunget inn i samme mønster. Men de to periodene er for korte til å konkludere med sikkerhet, så hypotesen kan ikke bekreftes eller forkastes med det materialet som er tilgjengelig i denne oppgaven. Som

tidligere nevnt er samvariasjon ikke det samme som årsakssammenheng, og det er mulig at den interne variabiliteten i de to AN-modellene tilfeldigvis følger samme mønster. For å kunne si noe mer sikkert er det nødvendig å se på mange flere kjøring, og helst over lengere tidsperioder.

Når vi så på hvordan variansen til varmeinnholdet i hvert gridpunkt var fordelt, var det et tydelig skille med breddegrad i alle modellene. Lavere breddegrader er mer dominert av varians på flerårig tidskala, med et tydelig ENSO signal i det tropiske Stillehavet, mens høyere breddegrader er mer dominert av varians på dekadisk og flerdekadisk tidsskala. Med utgangspunkt i denne forskjellen delte vi verdenshavet opp i ni ulike områder, og fant integrert varmeinnhold i hvert området. I alle modellene er det en betydelig intern variabilitet både innenfor hvert området og mellom områdene. Samvariasjonen som var synlig i variabiliteten til globalt varmeinnhold i CCSM3 og Gfdl-CM2.0 gjennom hele århundret, var dermed ikke like tydelig ved sammenligning område for område. At tidsseriene er så forskjellige kan tyde på at den interne dynamikken i de ulike områdene er mer utslagsgivende for varmeinnholdet enn små variasjoner i ytre pådriv. Hypotesen om at et varierende solpådriv vil påvirke variabiliteten i havet kan likevel ikke forkastes, da det er mulig at signalet fra et relativt svakt ytre pådriv først blir tydelig når man integrerer over hele jorda.

Videre valgte vi oss et område å undersøke nøyere. Vi ville se på et område der lavfrekvent variabilitet dominerte, og valgte derfor det nordlige stillehavet. Det syntes tydelig at variabiliteten i det nordlige stillehavet kommer fra en kobling mellom hav og atmosfære. Signalene vi så der passer med hypoteser om at havet responderer på endringer i atmosfæren gjennom endringer i varmekuller i overflaten og hele det blandete laget, men også, på lengre tidskala, gjennom responsen til den subtropiske sirkulasjonen på endret vindstress. Endringer i denne sirkulasjonen vil gi seg utslag i endrede temperaturer, både i overflaten og dypere ned i vannsøylen, spesielt i forlengelsen av Kuroshio-Oyashiostrømmen. Det nøyaktige forholdet mellom årsak og virkning er likevel uklart. Havet responderer utvilsomt på endret pådriv i overflaten, men like fullt kan en del av sirkulasjonsmønsteret i atmosfæren være drevet av anomalier i havoverflatetemperatur drevet av intern havdynamikk.

Å forstå de naturlige svingningene i klimasystemet er viktig i studiet av hvordan klimaet responderer på de antropogene pådrivene. I denne oppgaven har vi sett at selv om klimasystemet har betydelig naturlig variabilitet, fra naturlige pådriv og intern dynamisk variabilitet, er det tydelig at menneskelig aktivitet har bidratt til utviklingen mot slutten av 1900-tallet. Det menneskelige pådrivet vil fortsette å være en betydelig del av balansen i klimasystemet i lang tid fremover, og det er derfor viktig å kunne si noe om responsen til systemet. Men selv om vi har mye kunnskap om mekanismene bak naturlig variabilitet og hvordan antropogene pådriv endrer randbetingelsene på jorda, er det ingen lett sak å finne entydige årsak-virkning forhold som kan

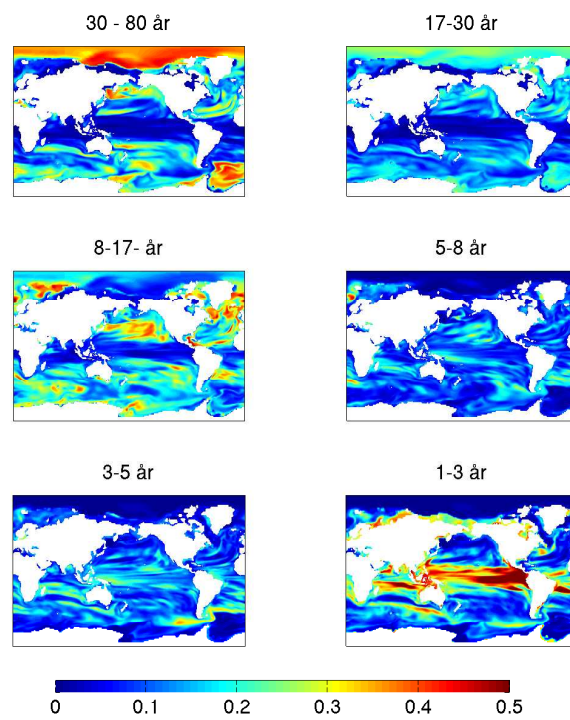


projiseres frem i tid. Det er slett ikke slik at de naturlige svingningene og den menneskeskapte globale oppvarmingen er to adskilte ting som kan legges sammen for å få klimasystemets utvikling, og spesielt gjelder dette på regional skala. Kompleksiteten og ikke-lineariteten i systemet gjør at konsekvensene av økt drivhuseffekt, som for eksempel økt absorpsjon av stråling i havet, ikke bare vil vise seg som en endring i temperatur, men det vil også kunne påvirke dynamikken til den naturlige variabiliteten. Hvordan variabilitet og sirkulasjonsmønstre endrer seg i et endret klima vil fortsette å være et viktig og spennende forskningsfelt i tiden fremover.



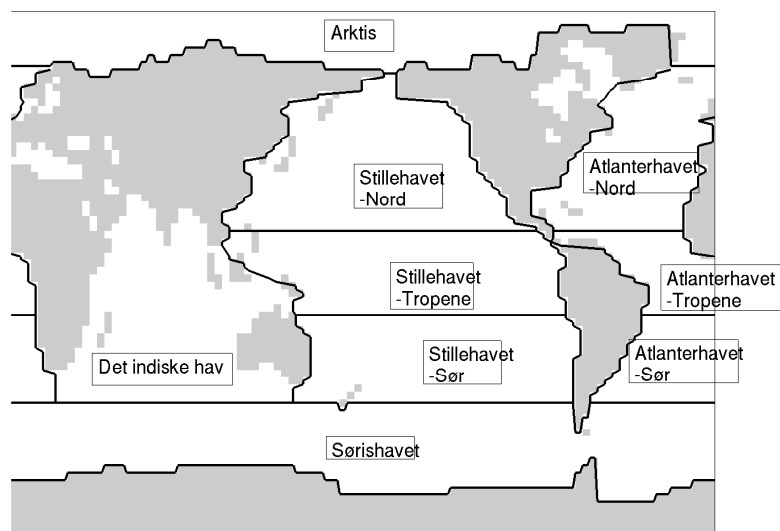
# Tillegg A

## Plott

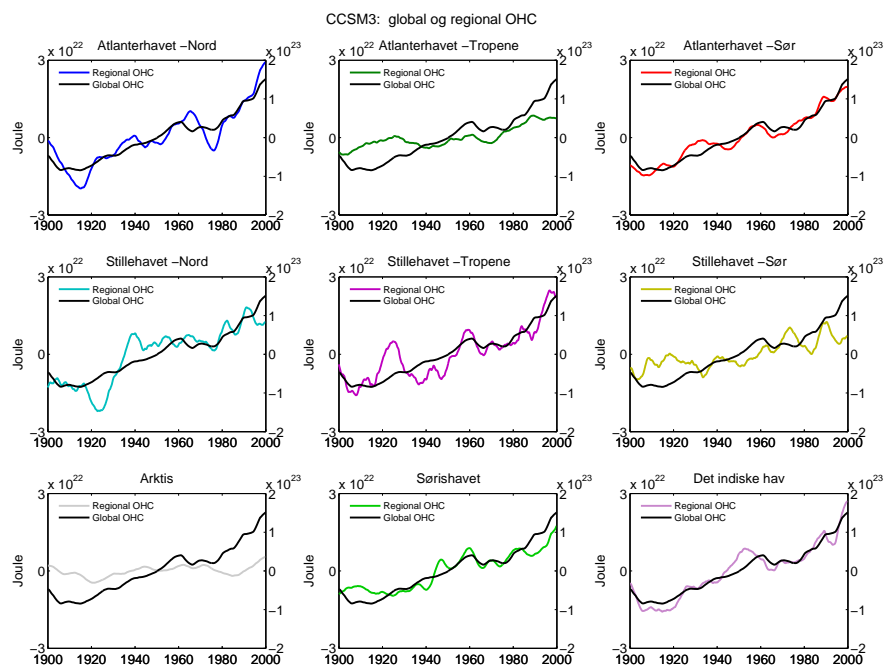


Figur A.1: *Hvor stor andel av variansen i havets varmeinnhold (0-700m) som ligger i frekvensbåndet tilsvarende årene over hvert plott, for Gfdl-CM2.0. Finere oppdeling enn figur 4.5 for å vise bedre overgangen fra et mønster til et annet.*

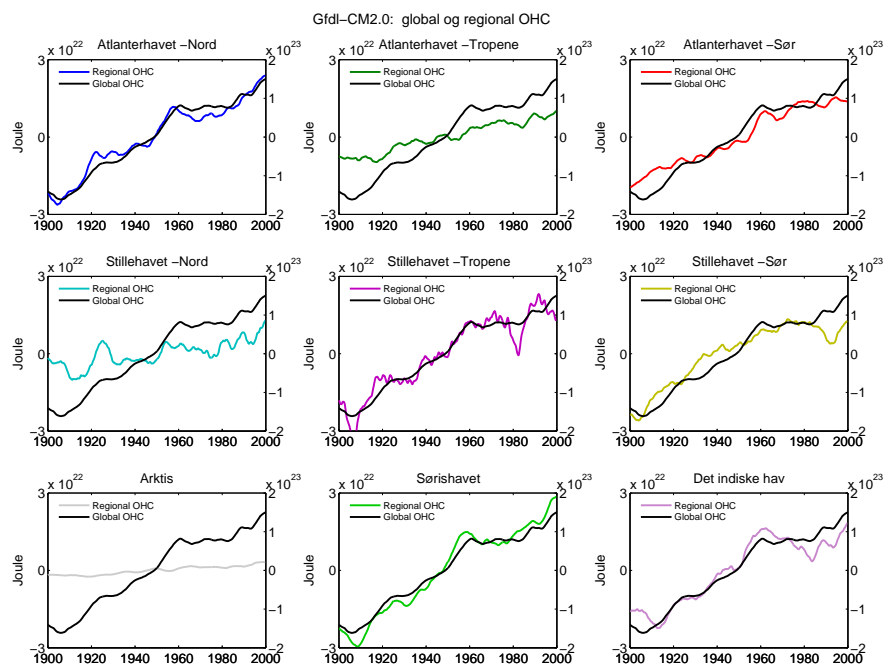
## Havet delt opp i 9 regioner



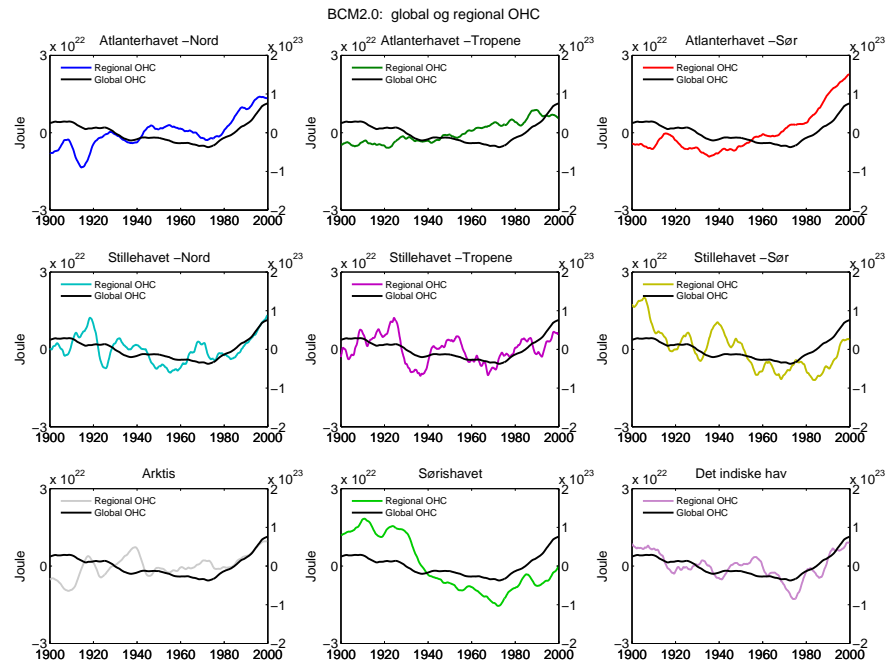
Figur A.2: Oppdelingen av havet, vist for griddet til HadCM3. Tropene er definert som  $\pm 15^\circ$ , den nordlige grensen til Sørlshavet er satt til  $45^\circ S$ , og grensen mellom Arktisk og Atlanterhavet er  $70^\circ N$ . Ellers er områdene begrenset av kystlinjen.



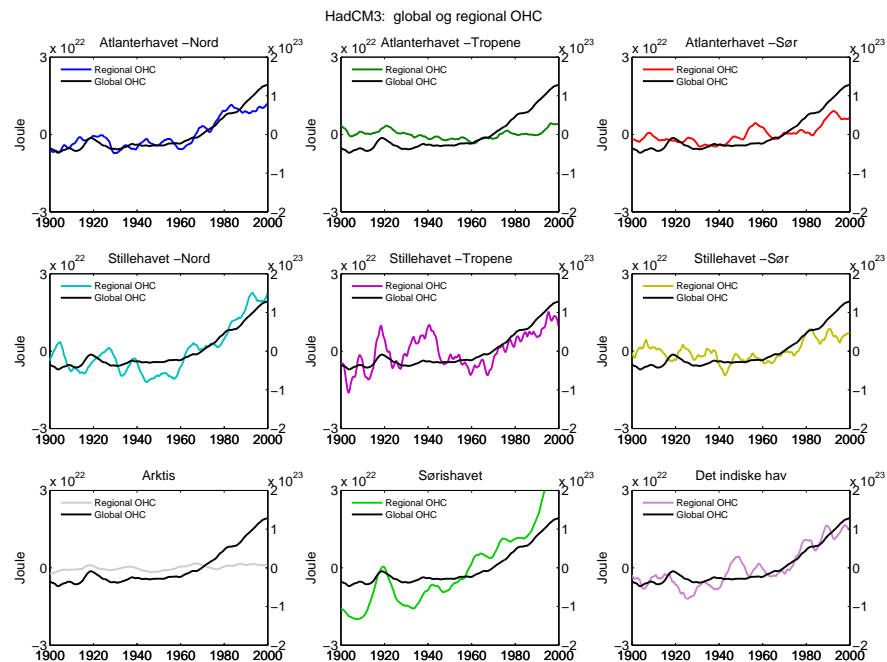
(a)



(b)

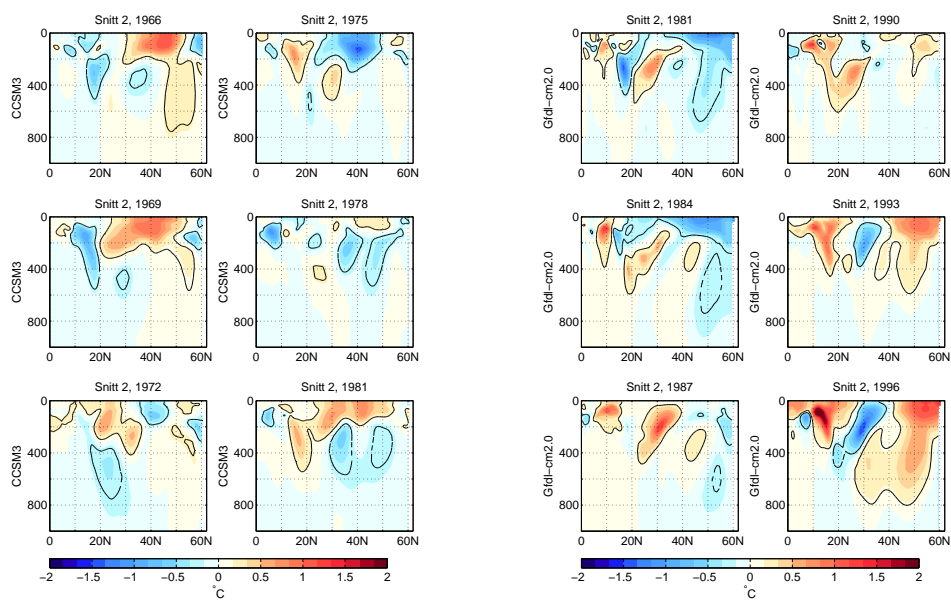


(c)



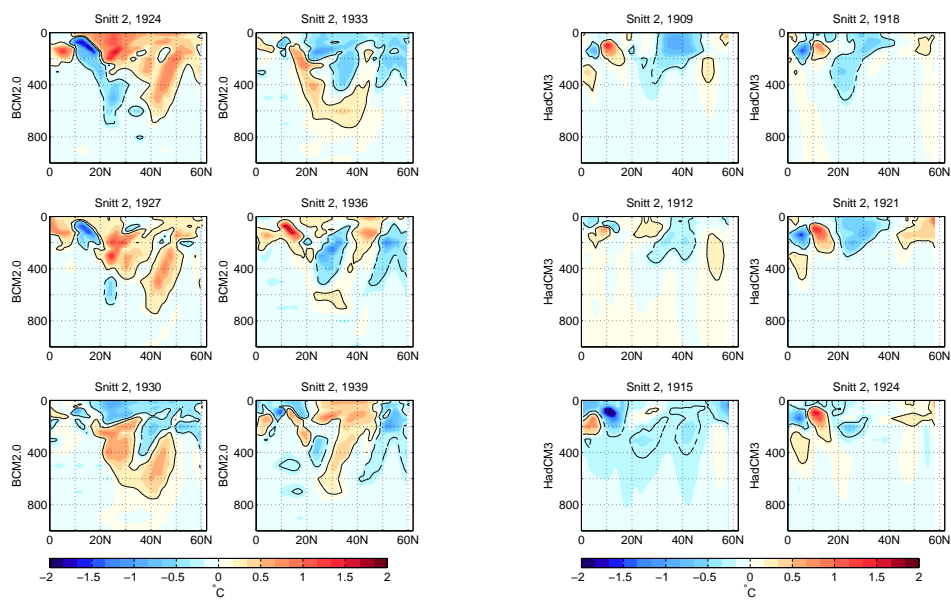
(d)

Figur A.3: Global og regional OHC (0-700m) a) CCSM3, b) Gfdl-CM2.0, c) BCM2.0 og d) HadCM3. Aksen til venstre (høyre) tilhører regional (global) OHC. Det er anvendt et 5-års flytende middel.



(a)

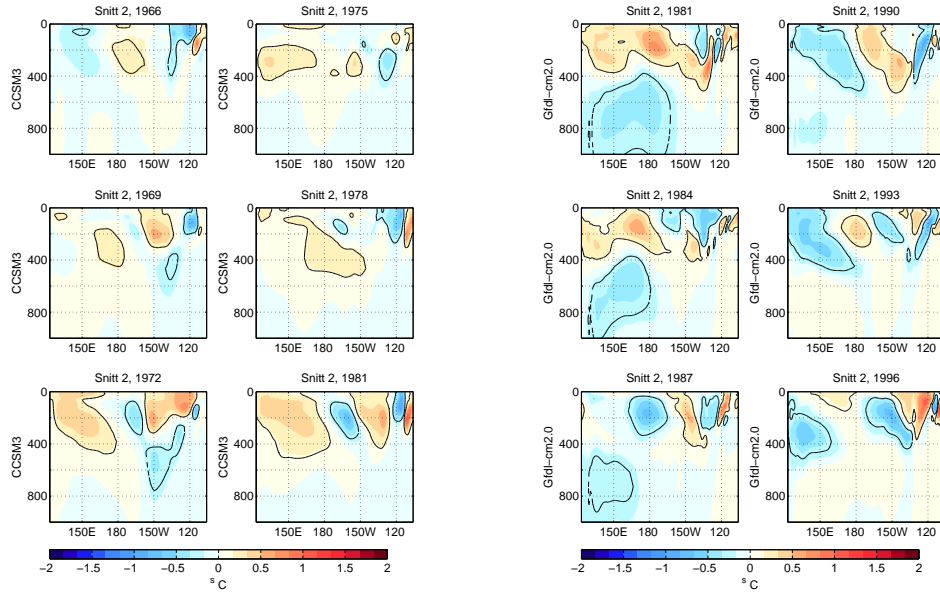
(b)



(c)

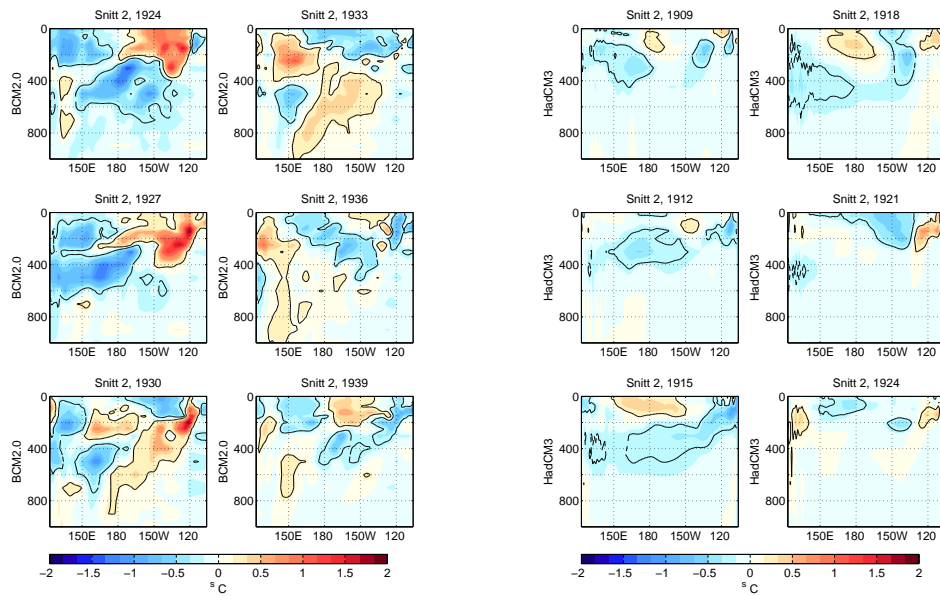
(d)

Figur A.4: *Snitt 2*, 20 – 30° N. Anomali som funksjon av dyp og lengdegrad mellom 150 – 140° W a) CCSM3, b) Gfdl-CM2.0, c) BCM2.0 og d) HadCM3. Konturlinjer for  $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ .



(a)

(b)



(c)

(d)

Figur A.5: *Snitt 3, 20 – 30° N. Anomali som funksjon av dyp og lengdegrad mellom 20 – 30° N a) CCSM3, b) Gfdl-CM2.0, c) BCM2.0 og d) HadCM3. Konturlinjer for  $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ .*



# Referanser

- Alexander, M. A. and C. Deser (1995). A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude SST anomalies. *Journal of Physical Oceanography* 25, 122–137.
- Benestad, R. E. and G. A. Schmidt (2009). Solar trends and global warming. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)* 114(D13), D14101.
- Bindoff, N. L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. L. Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C. K. Shum, L. D. Talley, and A. Unnikrishnan (2007). Observations: Oceanic climate change and sea level. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (Eds.), *Climate change 2007: the physical science basis*, pp. 389–393. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Dalsøren, S. (2010). Vulkaner og klima, smal eller bred pensel. <http://www.cicero.uio.no/webnews/index.aspx?id=11395>. Hentet 28.06.2011.
- Delworth, T. L., V. Ramaswamy, and G. L. Stenchikov (2005). The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century. *Geophysical Research Letters* 32, L24709.
- Deser, C., M. A. Alexander, and M. S. Timlin (1996). Upper-ocean variations in the north Pacific during 1970–1991. *Journal of Climate* 9, 1840–1855.
- Domingues, C. M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Gleckler, S. E. Wijffels, P. M. Barker, and J. R. Dunn (2008). Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature* 453, 1090–1093.
- Emery, W. J. and R. E. Thomson (1997). *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, and R. V. Dorland (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. and Qin, D. and Manning, M. and Chen, Z. and Marquis, M. and Averyt,

- K. B. and Tignor, M. and Miller, H. L. (Eds)] Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Gleckler, P. J., K. AchutaRao, J. M. Gregory, B. D. Santer, K. E. Taylor, and T. M. L. Wigley (2006). Krakatoa lives: The effect of volcanic eruptions on ocean heat content and thermal expansion. *Geophysical Research Letters* 33, L17702.
- Gray, L. J., J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, J. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel, and W. White (2010). Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics* 48(4), RG4001+.
- Hansen, J., L. Nazarenko, R. Ruedy, M. Sato, J. Willis, A. Del Genio, D. Koch, A. Lacis, K. Lo, S. Menon, T. Novakov, J. Perlwitz, G. Russell, G. A. Schmidt, and N. Tausnev (2005). Earth's energy imbalance: Confirmation and implications. *Science* 308(5727), 1431–1435.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*, pp. 23,82,88,320. Academic Press.
- Hasselmann, K. (1976). Stochastic climate models, Part I, Theory. *Tellus* 28, 473–+.
- Ishii, M. and M. Kimoto (2009). Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying xbt and mbt depth bias corrections. *Journal of Oceanography* 65, 287–299.
- Kelly, P. M., P. D. Jones, and J. I. A. Pengquin (1996). The spatial response of the climate system to explosive volcanic eruptions. *International Journal of Climatology* 16, 537–550.
- Latif, M. (1998). Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *Journal of Climate* 11, 602–624.
- Lay, D. C. (2006). *Linear Algebra and its Applications* (Third ed.). Pearson.
- Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson, and M. Prather (2007). Historical Overview of Climate Change. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 96–97,135–137. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lean, J., J. Beer, and R. Bradley (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophysical Research Letters* 22, 3195–3198.

- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer (2005). Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophysical Research Letters* 32, L02640.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, H. E. Garcia, and A. V. Mishonov (2009). Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophysical Research Letters* 360, L07608.
- Lockwood, M. and C. Fröhlich (2007). Recent oppositely directed trends in solar climate forcings and the global mean surface air temperature. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science* 463(2086), 2447–2460.
- Mantua, N. J. and S. R. Hare (2002). The pacific decadal oscillation. *Journal of Oceanography* 58, 35–44.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis (1997, June). A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 1069–1079.
- Meehl, G., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. Mitchell, R. Stouffer, and K. Taylor (2007). The wcrp cmip3 multi-model dataset: a new era in climate change research. *Bulletin of The American Meteorological Society* 88, 1383–1394.
- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, G. Branstator, and H. van Loon (2008). A Coupled Air Sea Response Mechanism to Solar Forcing in the Pacific Region. *Journal of Climate* 21, 2883.
- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, K. Matthes, F. Sassi, and H. van Loon (2009). Amplifying the pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science* 325(5944), 1114–1118.
- Meehl, G. A., W. M. Washington, C. M. Ammann, J. M. Arblaster, T. M. L. Wigley, and C. Tebaldi (2004). Combinations of Natural and Anthropogenic Forcings in Twentieth-Century Climate. *Journal of Climate* 17, 3721–3727.
- Pickard, G. L. and W. J. Emery (1990). *Descriptive physical oceanography, An Introduction*. Butterworth Heinemann.
- Pierce, D. W., T. P. Barnett, N. Schneider, R. Saravanan, D. Dommenges, and M. Latif (2001). The role of ocean dynamics in producing decadal climate variability in the north pacific. *Climate Dynamics* 18, 51–70.
- Press, W. H., W. T. Vetterling, S. A. Teukolsky, and B. P. Flannery (1992). *Numerical Recipes in C*. Cambridge University Press.
- Rayner, N. A., P. Brohan, D. E. Parker, C. K. Folland, J. J. Kennedy, M. Vanicek, T. J. Ansell, and S. F. B. Tett (2006). Improved analyses of changes

- and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: The hadsst2 dataset. *Journal of Climate* 19(3), 446–469.
- Schneider, N. and B. D. Cornuelle (2005). The Forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate* 18, 4355–4373.
- Trenberth, K. E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden, and P. Zhai (2007). Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 287. Cambridge University Press.
- Zhang, R.-H. and S. Levitus (1997). Structure and Cycle of Decadal Variability of Upper-Ocean Temperature in the North Pacific. *Journal of Climate* 10, 710–727.