

UNIVERSITETET I OSLO
Institutt for geofag Avdeling
MetOs

**Sammenligning av
trender i skyer i
datasett basert på
satellittobservasjoner**

Masteroppgave i
geofag; meteorologi
og oseanografi

Kristian Gislefoss

08.03.2007



Forord

Det er litt vemodig og sitte her og legge siste hånd på masteroppgaven. Målet som virket så langt borte, er endelig nådd. Oppgaven har gitt nyttig lærdom men også frustrasjon underveis.

Jeg vil benytte anledningen til å takk min veileder Frode Stordal for et godt samarbeid og god veiledning. Takk til dataavdelingen ved instituttet og alle som har bidratt med hjelp til programmer og figurer. Så en takk til Jakob, Morten og Bjørn Egil her på Ciens for mange faglige og ikke- faglige diskusjoner.

Jeg vil tilslutt takke mine foreldre for konstruktive kommentarer og korrekturlesning av oppgaven. Det har vært til stor hjelp. Takk til alle venner, særlig Ståle og Tom Erik, som har støttet meg og dradd meg bort fra pulten når jeg trengte en pause,

” It takes a minute to learn, but a lifetime to master”

Oslo, den 83-2007 Kristian Gislefoss

Abstract

Clouds cover about 70% of the earth. In 1983 the world first satellite program, called International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), was established. ISCCP use geostationary and polar orbiting satellites to cover the world every third hour. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), a new instrument, was introduced in the satellite Terra in 2000. MODIS has 36 band in the range $0.4\mu m - 14.4\mu m$, while ISCCP has 3-8 bands. Terra and Aqua, both carrying MODIS, use 1-2 days to cover the earth.

Total cloud fraction, cloud optical thickness, high cloud fraction, cirrus fraction and cloud top pressure have been analysed. The data has been presented in color plots. Five year trends have been presented for the parameters for both dataset.

The results show that MODIS give higher values than ISCCP for all parameters. The global trend for optical thickness was in good agreement. Seven areas; Atlantic ocean south and north, South-Norway, Central-Sahara, Central-Australia, south east Asia and Central-Pasific were more closely investigated. Statistical tests were performed to investigate if the trends for ISCCP and MODIS were significant different. ISCCP5 trends were not representative for the ISCCP21. The differences between ISCCP5 and ISCCP21 may indicate a real change in trends, but five year may be a too short term to give confident estimates for the future.

Innhold

1	Innledning	3
1.1	Beskrivelse av oppgaven	5
2	Teori	7
2.1	Dannelse av skydråper	8
2.2	Dannelse av iskrystaller	10
2.3	Stråling	12
2.3.1	Satellitter og stråling	13
2.4	Satellitter	14
2.4.1	Geostasjonære satellitter	14
2.4.2	Polarbanesatellitter	17
3	Metode	19
3.1	ISCCP-data	19
3.2	MODIS-data	22
3.3	Programmer og Statistikk	23
4	Resultater og tolkninger	27
4.1	MODIS	27
4.1.1	Skymengde	27
4.1.2	Skyoptisk tykkelse	30
4.1.3	Skytopptrykk	34
4.1.4	Høye skyer	37
4.1.5	Cirruskyer	41
4.2	ISCCP	44
4.2.1	Skymengde	44
4.2.2	Skyoptisk tykkelse	47
4.2.3	Skytopptrykk	50
4.2.4	Høye skyer	53
4.2.5	Cirruskyer	56
4.2.6	Skytyper	59
4.3	Sammenligning av ISCCP og MODIS	64
4.3.1	Skymengde	64
4.3.2	Skyoptisk tykkelse	66
4.3.3	Skytopptrykk	67
4.3.4	Høye skyer	69

<i>INNHold</i>	1
4.3.5 Cirruskyer	71
4.3.6 Trender for utvalgte områder	76
5 Oppsummering og konklusjon	91
Bibliografi	96

Kapittel 1

Innledning

Skyer dekker ca. 65.5% av jorden i følge data fra International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)¹, og er derfor et viktig bidrag for jordens strålings- og energibudsjett. Innsamlede data fra de siste 20 årene har gitt oss kunnskaper om skydekkets rolle i klimaendringer. Det har vært satt fokus på skyenes innflytelse på innkommende og utgående stråler ved toppen av atmosfæren og den toveise vekselvirkningen mellom skyer og andre variabler i klimasystemet. Høye og lave skyer har forskjellige påvirkninger på atmosfæren. En økning i lave skyer vil gi avkjøling av bakken, mens en økning i høye skyer vil gi en oppvarming. Kunnskap om skyenes egenskaper og globale utbredelse er nødvendig for å forstå balansen i atmosfæren.

På 1800-tallet begynte man å samle inn bakkeobservasjoner fra meteorologiske stasjoner. Skyer var en viktig parameter, og man observerte og klassifiserte mengde, høyde og type. Disse dataene har blitt arkivert, og kan fortsatt benyttes. I 1952 ble det etablert et samarbeid for å samle inn data globalt over hav og fra 1971 over land. Stasjonen på land måtte være offisiell og godkjent av World Meteorological Organization (WMO). Dette prosjektet ble kalt Extended Edited Cloud Report Archive (ECCRA) (Norris, 2005).

Den 4. oktober 1957 sendte tidligere Sovjet Unionen opp verdens første satellitt, Sputnik I. Satellitten gikk i en elliptisk bane rundt jorden, og brukte 98 minutter på en runde. Første geostasjonære satellitt ble sendt opp på 1960-tallet av National Aeronautics and Space Administration (NASA). I ettertid er det blitt sendt opp utallige satellitter til forskjellige formål. Data fra en vær-satellitt kan gi informasjon om mange skyparametre, som kan brukes til vær-analyse og klimaforskning. Bruken av vær-satellitter har gitt et svært viktig bidrag til utvikling av moderne værvarsling.

ISCCP ble etablert i 1982 av NASA. Dette var det første prosjektet i World Climate Research Programme (WCRP) (Schiffer og Rossow, 1983). Innsamlingen av data startet opp 1. juli 1983 og er planlagt å fortsette frem til 30. juni

¹<http://isccp.giss.nasa.gov/>

2010. Hensikten med ISCCP var å etablere skydata. På denne måten skulle man få et globalt bilde av skyer, deres egenskaper og deres døgnlige, sesongmessige og årlige variasjoner. Dataene skulle brukes til å studere skyenes rolle i klima, effekt av strålingsenergi og deres rolle i global vannsyklus².

18 desember 1999 sendte NASA opp satellitten, Terra. Om bord i Terra var instrumentet Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)³. 4.mai 2002 ble en annen satellitt, Aqua, sendt opp med samme type instrument. Terra og Aqua er polarbanesatellitter. Terra passerer fra nord til sør, mens Aqua passerer fra sør til nord. I løpet av 1-2 dager er hele jordkloden dekket. Data registreres fra 36 ulike bølgelengder (bånd).

Strålingsdata fra ISCCP og MODIS blir analysert og det produseres global distribusjon av forskjellige skyparametre. På denne måten kan man forbedre modeller. Data fra ISCCP og MODIS kan øke vår forståelse av den globale dynamikken og prosesser som oppstår over land, i havet og i lavere atmosfære.

Det er gjennomført mange studier basert på ISCCP- og MODIS-dataene. Sammenligninger av datasettene er gjort i liten grad fordi MODIS-dataene ikke ble etablert før i år 2000. Begge datasettene er blitt testet og validert mot bakkeobservasjoner.

I et studie av Norris (2005) ble bakkeobservasjonsanomalier av skyer sammenlignet med blant annet ISCCP data for perioden 1984-1997. Studien viste at det var godt samsvar mellom datasettene for observasjonene av midlere og høye skyer og støtte for at antagelse om at bakkeobserverte trender er virkelige. Sammenligning av lave skyer og total skyandel viste dårlig samsvar og skyldes sannsynligvis falske trender i satellittdataene, samt at det kan eksistere artifakter i tidserier av bakkeobservasjoner. Se figur 1 i Norris (2005). I perioden 1991-1993 viser ISCCP økning i lave skyer, særlig cumulus, konsistent med en nedgang i høye skyer. Dette skyldes vulkanutbruddet Mount Pinatubo. ISCCP antydte at vulkanske aerosoler fra utbruddet viste en nedgang av cirrusandel over hav samtidig med en økning av altocumulus og cumulus. Over land var det ingen signifikante forandringer (Luo m.fl., 2002). Dette kan man også se i de globale dataene i figur 4.23. ISCCP resultatene kan derfor blir ansett som feil i klassifiseringen av tynne cirrus. Aerosoler i stratosfæren fører til at cirruskyene blir registrert som andre skytyper med feil skytopphøyde og skyoptisk tykkelse.

ISCCP-data er blitt reprodusert ved hjelp av å endre algoritmene for å få et bedre produkt. Dette ble sammenlignet med andre algoritmer i en artikkel av Stubenrauch m.fl. (1999). Studien viste at de reproduserte ISCCPdataene gav bedre cirrus identifikasjon om dagen og at dette var i overensstemmelse

²<http://isccp.giss.nasa.gov/ISCCP.html>

³<http://modis.gsfc.nasa.gov/>

med andre algoritmer. ISCCP viste også samsvar i skybestemmelser i de fleste geografiske regioner, men hadde problemer med å bestemme cirrus over lavere skyer.

I et studie av Hahn m.fl. (2001) ble bakkeobservasjoner fra ECRA sammenlignet med ISCCP C-data. Det ble funnet at gjennomsnittlig total skymengde på lavere og midlere bredder viste bra samsvar. Bakkeobservasjoner hadde en tendens til å vise større mengde skyer over land, mens ISCCP viste større verdier over hav. I polarregionene var det dårlig samsvar. Høyden av cirruskyer registreres som lavere i ISCCP enn ved bakkeobservasjoner. Satellittinstrumenter detekterte større område enn bakkeobservasjoner og gav derfor en lavere høyde av skytoppen. Bakkeobservasjoner kan klassifisere skyer feilaktig. Altostratus kan forveksles med cirrostratus og ISCCP har problemer med å skille mellom nimbostratus og store konvektive skyer pga. vertikal utstrekning og optisk tykkelse. I tillegg har ISCCP vanskelig for å detektere optisk tykke skyer med lave skytopper.

MODIS og ISCCP har blitt sammenlignet med bakkeobservasjoner over det Tibetanske platået (Li m.fl., 2006). Studien viste at både ISCCP og MODIS underestimerte lave skyer, ISCCP mer enn 20% og MODIS opptil 50% i forhold til bakkeobservasjonene. For middelhøye skyer ble mengden overestimert av begge satellittdatasettene, mens for høye skyer fant man god overenstemmelse med bakkeobservasjonene. Satellittinstrumentene har problemer med å detektere skyer i lave og midlere nivåer når man har flerlags skydekke med høye eller tykke skyer som blokkere. ISCCP definerer skytopper under 700 hPa som lave skyer og vil sansynligvis overestimere middelhøye skyer og underestimere lave skyer. Bakkeobservasjonene inneholder ikke informasjon om høye skyer pga. lavt skydekke.

1.1 Beskrivelse av oppgaven

Målet med denne oppgaven var å sammenligne ISCCP D2-data med MODIS-4 data. ISCCP har data fra 1983, mens MODIS dataene går fra år 2000. I denne oppgaven har jeg lagt hovedvekt på perioden sommeren 2000 til våren 2005 siden jeg hadde data fra både ISCCP og MODIS for dette tidsrommet. Jeg har analysert total skymengde, optisk tykkelse, høye skyer og cirrus skyer. Det er særlig lagt vekt på å sammenligne trender i ISCCP og MODIS. ISCCPs styrke er den lange tidsserien, og at den leverer langt flere skyparametere enn MODIS. Tidligere studier har avdekket en del usikkerheter. MODIS data kommer fra et nyere instrument og målinger blir gjort på et større spekter (36 kanaler).

Oppgaven er lagt opp som følger: I kapittel 2, relevant teori i forbindelse

med skydannelse og stråling rettet mot satellitter. Kapittel 3 beskriver data-settene som er blitt brukt, samt programmer som er blitt benyttet for å få frem numerisk og grafiske data. Kapittel 4 presenterer og diskuterer resultatene og kapittel 5 gir en oppsummering og konklusjon.

Kapittel 2

Teori

Satelittinstrumenter registrerer både langbølget og kortbølget stråling. Den langbølgete stråling kommer fra jordoverflaten og skyer, mens den kortbølgete strålingen er reflektert solstråling. Målingene kan gi informasjon om skymengde, skytyper og andre skyegenskaper.

Skyer deles inn i to grupper, varme skyer har en lufttemperatur over 0°C i hele skyen, mens kalde skyer har en lufttemperatur under 0°C i deler av skyen. World Meteorological Organization (WMO) har kategorisert skytypene i ti hovedgrupper, tabell 2.1

Latinske navn	Forkortelse	Norske navn	Kategori
Cirrus	Ci	Fjærskyer	Høye skyer
Cirrocumulus	Cc	Makrellskyer	Høye skyer
Cirrostratus	Cs	Slørskyer	Høye skyer
Alto cumulus	Ac	Rukleskyer	Midlere skyer
Altostratus	As	Lagskyer	Midlere skyer
Nimbostratus	Ns	Nedbørskylag	Midlere skyer
Stratocumulus	Sc	Bukleskyer	Lave skyer
Stratus	St	Tåkeskyer	Lave skyer
Cumulus	Cu	Haugskyer	Lave skyer
Cumulonimbus	Cb	Bygeskyer	Lave skyer

Tabell 2.1: *Skytyper. Høye skyer har en skybase mellom 3-10 km, midlere skyer 2-5 km, mens lave har en skybase lavere enn 2 km over bakkenivå. (Kilde: Meteorologisk Institutt, http://met.no/met/met_lex/q_u/skyer/index.html)*

Varme skyer består kun av flytende skyvann som måles i LWC (Liquid Water Content). I kalde skyer kan man ha iskrystaller eller en blanding av underkjølt skyvann og skyis. Mengde skyis betegnes med IWC (Ice Water Content), mens underkjølt skyvann betegnes med SLW (Supercooled Liquid

Water Content). Alle mengdene måles i gram per kubikkmeter luft (g/m^3). Det totale skyvannet i en sky betegnes med CWC (Cloud Water Content). En kald sky består av, $CWC = IWC + SLW$, og tilsvarende for en varm sky $CWC = LWC$. Mengden skyvann varierer for ulike skytyper. Kilden til skyvann er kondensasjon av vanndamp. Det finnes flere sluk-prosesser som bidrar til reduksjon av vanndamp, f.eks. riming på iskrystaller, graupel og regndråper som fanger opp skydråper ved kollisjon og koalesens. Likevekt mellom kilden og slukene avgjør mengde skyvann. Cumulusskyer har man en CWC på $1g/m^3$, stratusskyer $0.05 - 0.25g/m^3$ og kraftige cumulunibusskyer $2 - 3g/m^3$.

2.1 Dannelse av skydråper

Teorien om skyfysikken er basert på kapitittel 6 i Rogers og Yau (1989). En luftpakke kan løftes vertikalt i atmosfæren på flere måter, konvektiv-, orografisk- og frontalheving og ved mekanisk turbulens. Når en luftpakke heves vil den utvide seg for å utjevne trykket til omgivelsene, temperaturen vil synke og tilslutt vil man nå et punkt der vanndamstrykket er likt vanndampens metningstrykk. Avkjøles luften ytterligere vil den oppnå overmetning, som er et krav for at man skal få dannet skydråper.

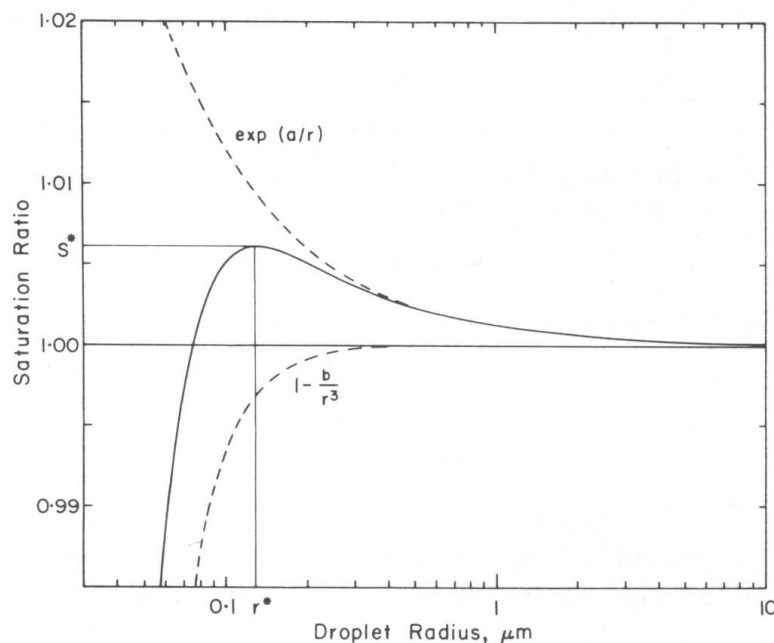
I en lukket boks som er delvis fylt med vann og luft vil vannmolekyler løsrive seg fra overflaten og gå over til vanndamp. Samtidig vil vanndampmolekyler gå motsatt vei. Over en plan vannflate vil en for en gitt temperatur oppnå likvekt mellom prosessene. Luften er mettet med hensyn på vanndamp og er kun avhengig av temperaturen.

En sky består av dråper. Dråper har en overflatespenning, som fører til at vanndampens metningstrykk rundt en dråpe vil være høyere enn over en vannoverflate. Vanndampmolekyler ved dråpeoverflaten må over en energi-barriere, for å kunne trenge inn i dråpen. Ved avtagende radius vil vanndampstrykket øke, dvs. at for små dråper kreves et høyere vanndampstrykk for å oppnå metning. En dråpe som befinner seg i omgivelser med overmetning, vil kunne vokse ved kondensasjon, dersom radius er større enn kritisk verdi. Er den mindre enn den kritisk verdien vil den fordampe.

Dannelse av dråper i overmettet luft kan foregå på to måter; homogen nukleasjon og heterogen nukleasjon. Ved homogen nukleasjon vil vannmolekyler i vanndampen kolliderer tilfeldig og slå seg sammen til en spontan liten dråpe. For at dråpen skal forsette å vokse må radius overstige den kritiske radien. Laboratorieforsøk (Miller m.fl., 1983) har vist at det er nødvendig med en svært høy overmetning, høyere enn den man finner i atmosfæren, for at nukleasjonsprosessen skal virke.

Ved heterogen nukleasjon dannes dråper på partikler i luften. Disse partiklene kalles Cloud Condensation Nuclei (CCN) eller hygroskopiske kjerner og rangeres etter hvordan de reagerer med vann. Hydrofobiske partikler (f.eks. sotpartikler) trenger høyere overmetning enn ved homogen nukleasjon. Nøytrale partikler trenger samme overmetning som ved homogen nukleasjon, mens hygroskopiske partikler, f.eks. sjøsalt er vannoppløselige og tiltrekker seg vannmolekyler. Nukleasjonsraten, dvs. antall dråper dannet per tidsenhet, er avhengig av antall CCN som er tilstede. Konsentrasjonen av CCN varierer både i tid og rom, er som oftest høyere over land enn hav og avtar som regel med høyden. I følge Brock (1972) kommer ca 75% av total aerosoler i atmosfæren fra nøytrale og primære antropogene kilder: vindgenerert støv (20%), sjøsprøyt (40%), skogbranner (10%) og andre industriprosesser (5%). De resterende 25% er bidrag fra sekundære kilder som inkluderer fotokjemiske prosesser og andre kjemiske prosesser.

Når en dråpe dannes ved heterogen nukleasjon vil den inneholde en andel molekyler av den oppløste partikkelen. Dette gjør at overflatespenningen til en sfærisk dråpe vil reduseres i forhold til rent vann. Dette fører til at dråpen kan være i likevekt med omgivelsene ved en mye lavere overmetning enn det som er tilfellet for en dråpe av rent vann.



Figur 2.1: Metningsforholdet ved likevekt til en dråpe dannet rundt en CCN av ammoniumsulfat med masse $10^{-16}g$. (Kilde: Figur 6.2, Rogers og Yau, 1989)

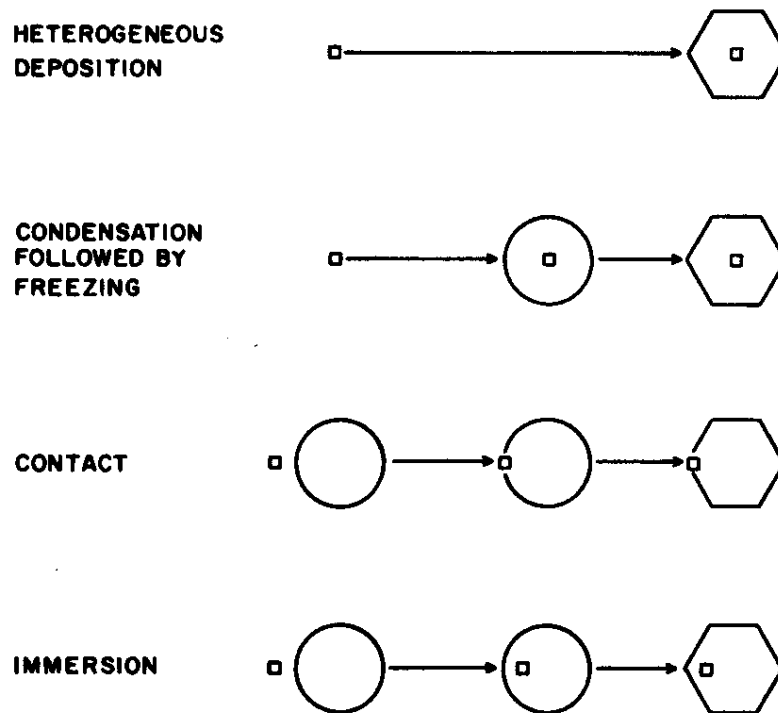
Figur 2.1 viser at oppløsningseffekten dominerer for dråper med liten radius. Dette betyr at veldig små dråper kan være i likvekt med omgivelsene ved en relativ fuktighet under 100%. Ved en økning i fuktigheten til omgivelsene, vil dråpen befinne seg til venstre for likvektslinjen. Dråpen vil da vokse til den oppnår likevekt igjen. Ved toppunktet finner man den kritiske radien og det korresponderende metningsforholdet som en dråpe må overstige for å kunne vokse spontant. Dråper som befinner seg til venstre for toppunktet kalles disdråper og er i en stabil likvekt. En liten forstyrrelse i radien eller metningsforholdet vil føre til at dråpen umiddelbart forandrer størrelse og faller tilbake til likvektslinjen. Dråpen vil hele tiden befinne seg over likevektslinjen, og dermed vokse ved at vanndamp diffunderer inn i dråpen. Når kondensasjonskjernen har nådd den kritiske radien er den aktivert. Typiske verdier for den kritiske radien ligger mellom $0.1\mu\text{m}$ og $1\mu\text{m}$.

2.2 Dannelse av iskrystaller

Teorien er basert på kapittel 9 i Rogers og Yau (1989). For at skyvann som skal fryse til iskrystaller, kreves en kjerne av en krystalliknende struktur der frysing kan starte. I atmosfæren finner man flere slike frysekjerner. Det finnes to faseoverganger som kan føre til dannelse av iskrystaller, frysing av en flytende vanndråpe og ved direkte frysning av vanndamp til is (sublimasjon). Begge overgangene er nukleasjonsprosesser og i prinsippet er både homogen og heterogen nukleasjon mulig. En nydannet iskrystall i en sky som består av flytende dråper har gode omgivelser for å vokse raskt ved diffusjon. Vanndampen i skyen er mettet på vann og derfor overmettet med hensyn på is. I løpet av få minutter kan en iskrystall vokse kraftig.

Homogen frysing skjer ved ca. -40°C . Da kan rene vanndråper fryser spontant til iskrystaller uten å være i kontakt med iskjerner. Selve nukleasjonen skjer ved at tilfeldige fluktasjoner i molekylstrukturen inne i dråpen danner en islignende stabil struktur som kan fungere som en slags iskjerne for dråpen. Eksperimentelle observasjoner har vist at det er få flytende dråper større enn $5\mu\text{m}$ ved -40°C . Dråper mellom $20\mu\text{m}$ og $60\mu\text{m}$ fryser spontant ved -36°C . Dette er i overensstemmelse med observasjoner som viser at det aldri forekommer flytende skyvann under -40°C .

Iskrystaller forekommer ofte i skyer ved temperaturer like under frysepunktet. Dråpene fryser ved heterogen nukleasjon ved hjelp av iskjernepartikler. Når de kommer i kontakt med underkjølte skydråper vil vannmolekylene danne en krystallstruktur rundt kjernen som raskt vil bre seg utover og dråpen vil fryse. En iskjerne er en aerosol med en gunstig form med tanke på å sette i gang en krystalliseringsprosess av vannmolekyler. Iskjernene kan være kjemiske sammensetninger som sølviodid (AgI), mineraler eller organisk



Figur 2.2: Figuren viser ulike måter for å danne iskrystaller. (Kilde: Figur 9.1, Rogers og Yau, 1989)

materiale. Det er bare en liten del av aerosolene som kan fungere som iskjerner, ved f.eks. -20°C er det bare én per 10 millioner. Mellom 0°C og -20°C er det sjelden nok iskjerner til å fryse alt skyvannet. Jo kaldere det er jo flere iskjerner er som regel tilstede. Forholdet skyis/skyvann er avhengig av antall tilgjengelig iskjerner i skyen. Andre faktorer som skytype, skyalder og geografisk beliggenhet avgjøre hvor mye is det er i en sky. I eldre skyer er det mer sannsynlig å finne iskrystaller som kan vokse raskt ved direkte deponisjon av vanndamp. I nydannede skyer vil det være liten sjanse for å finne is.

Ved heterogen nukleasjon kan iskrystaller dannes på fire måter, se figur 2.2. Ved heterogen deponisjon (1) fryser is direkte fra vanndamp på en iskjerne. Noen partikler er først kondensasjonskjerner for deretter å være frysekjerner. Vannet fryser rundt kjernen og man får dannet iskrystall (2). Vandrdåper som kommer i kontakt med en frysekjerne kan danne iskrystall (3). Ved immersjon går frysekjernen inn i dråpen og det dannes iskrystall (4).

2.3 Stråling

Strålingsteorien er hentet fra K.N.Liou (2002) og Meteorologisk institutt sine nettsider ¹. 99% av strålingen som jorden mottar er kortbølge (bølgelengde under $3.8\mu m$). Kortbølget stråling måles som irradians (tetthesflux) eller radians (intensitet). Monokromatisk radians er gitt ved

$$I_\lambda = \frac{dE_\lambda}{\cos\theta d\Omega d\lambda dt dA} \quad (2.1)$$

E er energi, $\cos\theta dA$ er området som mottar intensiteten, λ er bølgelengde, t er tiden man måler over, $d\Omega$ er vinkelen som intensiteten kommer inn med, gitt i steradianer. Benevningen er gitt ved

$$\frac{J}{s \ m^3 \ sr} = \frac{W}{m^3 \ sr} \quad (2.2)$$

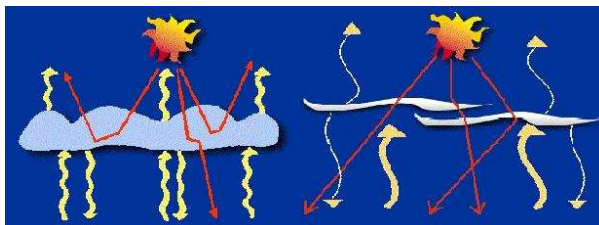
Monokromatisk radians gjelder bare i en retning. For stråling over alle romvinkler får man monokromatisk irradians (F_λ). Den er gitt ved

$$F_\lambda = \int_\lambda I_\lambda \cos\theta d\Omega \quad (2.3)$$

og har benevning

$$\frac{J}{s \ m^3} = \frac{W}{m^3} \quad (2.4)$$

Satellitter måler reflektert solstråling. Partikler sprer og absorberer stråling. De minste sprer like mye fremover som bakover, mens større partikler sprer mer fremover. Refleksjon av solstråling fra skyer avhenger av optisk tykkelse (τ) og skypartiklers egenskap og størrelse inne skyen. Skyer står for



Figur 2.3: Tykke skyer reflekterer mer enn tynne skyer. (Kilde: MODIS, <http://terra.nasa.gov/FactSheets/EnergyBalance/>)

19% refleksjon av den totale solstrålingen som treffer toppen av atmosfæren (Aguado og Burt, 2001).

¹www.met.no

Optisk tykkelse er et mål på hvor mye en stråle blir svekket gjennom et medium som f.eks. skyer og er definert som

$$\tau = \int_z^\infty k\rho \, dz' \quad (2.5)$$

ρ er tettheten til mediumet, k er tvernsnitts masseekstingsjonen² og dz' er tykkelsen av mediumet.

$$k\rho = \beta_e \quad (2.6)$$

β_e er ekstingsjonskoeffisienten³. Ved å sette dette inn i 2.5 får vi

$$\tau = \int_z^\infty \beta_e \, dz' \quad (2.7)$$

Optisk tykkelse er uten benevning. Tykke skyer gir høy optisk tykkelse på grunn av deres store vertikale utstrekning, mens tynne skyer har liten vertikal utstrekning og gir liten optisk tykkelse. Skydråper fører til at skyer reflekterer mer stråling enn de absorberer. Langbølget stråling blir absorbert av skyer. En del blir re-emittert mot verdensrommet, mens resten blir reflektert tilbake til bakken.

Ved hjelp av reflektert intensitet og polarisasjon kan man bestemme sky-partikler og skytyper og forstå strålingsegenskapene til vann- og isskyer.

2.3.1 Satellitter og stråling

Satellitter kan motta stråling ved flere bølgelengder kalt kanaler. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)- satellittene benytter instrumentet Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) som har 5 kanaler. Kanal 1 og 2 kalles "Visible" (VIS)⁴, kanal 3 kalles "Near infrared" (N-IR)⁵ og kanal 4 og 5 kalles "Infrared" (IR)⁶. METEOSAT8 har instrumentet Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) ombord og måler stråling i 12 kanaler som spenner over $0.6\mu m - 14.4\mu m$. De eldre METEOSAT-satellittene bruker instrumentet Meteosat Visible and Infra Red Imager (MVISIRI). Dette måler i de tre kanalene, VIS, IR og Water vapour (WV). WV gir vanddamp innholdet i atmosfæren. MODIS instrumentet har 36 kanaler som dekker $0.4\mu m - 14.4\mu m$

²Hvor mye strålen blir svekket

³hvor mye av strålen som blir spredt og absorbert

⁴Ligger i det synlige spekteret $0.4\mu m - 0.7\mu m$

⁵Ligger i det nær infrarøde spekteret $0.7\mu m - 2.0\mu m$

⁶Ligger i det infrarøde spekteret $1\mu m - 10^3\mu m$

Solen stråler mest i det synlige spekteret ($VIS0.6, VIS0.8$) og N-IR spekteret ($IR1.6$). I dette området absorberer atmosfæren lite og det meste vil bli reflektert av bakken og skyer. Jorden stråler i tillegg svært lite i dette bølgelengdeområdet, og man måler hovedsakelig reflektert solstråling.

IR kanalene måler langbølget stråling fra jorden og atmosfæren i bølgelengdeområdet $3.9\mu m - 14.4\mu m$. Kanalene $IR10.8\mu m$ og $IR12.0\mu m$ ligger i det "atmosfæriske vindu"⁷. De brukes til å bestemme skytopptemperatur. $IR3.9\mu m$ ligger i utkanten av strålingsspekteret til solen og i ytterkant av langbølget, termisk stråling. På dagtid har denne kanalen bidrag fra både solen og jorden, om natten kun fra jorden. Denne kanalen brukes til å detektere tåke om natten og kan oppdage skogbranner. Den øverste delen av bølgespekteret ligger i CO_2 båndet som kan brukes til å beregne CO_2 innhold i atmosfæren. $IR9.7\mu m$ ligger i O_3 båndet, mens $13.4\mu m$ ligger også i et CO_2 bånd. I tillegg har vi vanddampskanalene, $WV6.2$ og $WV7.3$. Ved disse bølgelengdene er det sterk absorpsjon av vanddamp.

2.4 Satellitter

Teorien i dette kapitlet er hentet fra websiden til Meteorologisk Institutt, National Center for Atmospheric Research (NCAR)⁸ sine sider og en webside laget av fem studenter ved NTNU⁹.

Gravitasjonskraften holder satellitten i bane rundt jorden. Høyden over jorden og hastighetern varierer. En satellitt som går høyt vil kunne dekke mer av jorden enn en som går lavt. En laveregående satellitten vil imidlertid ha en bedre oppløsning. En annen viktig faktor er at satellitten må ligge over atmosfæren og utenfor Van Allenbeltene. Van Allenbeltene er utsatt for høyenergiske partikler fra solvinder som kan ødelegge satellittene. Meteorologiske satellitter er som regel geostasjonære eller polarbane satellitter (figur 2.4)

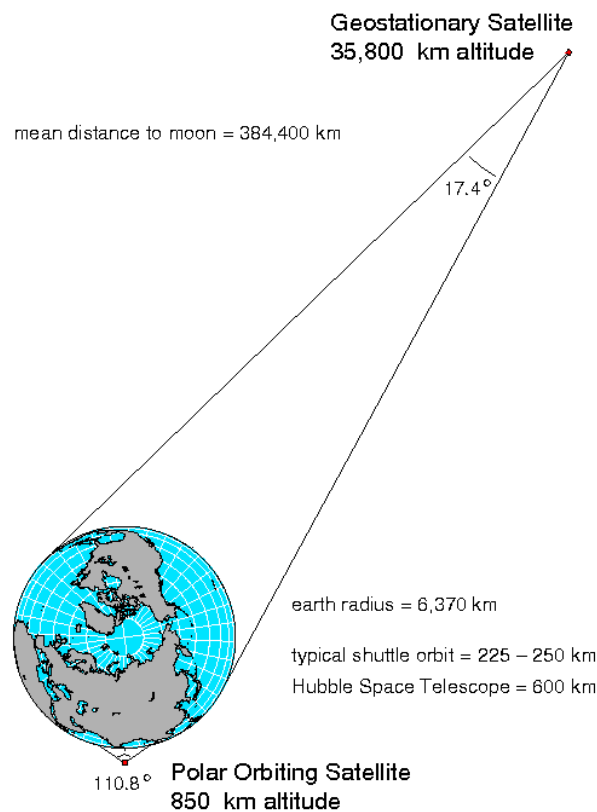
2.4.1 Geostasjonære satellitter

Verdens første geostasjonære satellitt ble skutt opp i 1966 av National Aeronautics and Space Administration (NASA). Den ble brukt til å utforske verdensrommet. I 1974 ble den første geostasjonære værsatellitten sendt opp. Geostasjonære satellitter beveger seg i en høyde på ca. 36 000 km over jordoverflaten. De "ser" mot jorden med en vinkel på 17.4° og dekker ca. 42%

⁷ $8\mu m - 12.5\mu m$, med unntak av $9.6\mu m$ der ozon absorberer

⁸www.ncar.ucar.edu

⁹www.satellitter.no

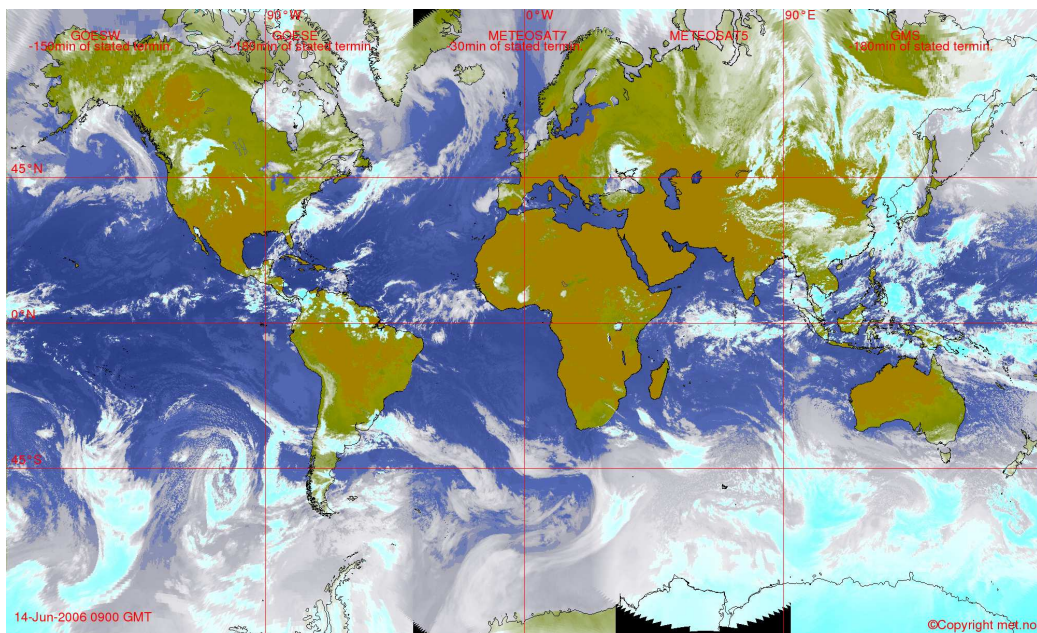


Figur 2.4: Figuren viser to satellitter som går i geostasjonær bane og polarbane. (Kilde: NCAR, <http://www.rap.ucar.edu/~djohnson/satellite/coverage.html>)

av jorden til enhver tid. Satellittene beveger seg i en sirkulær bane over det samme punktet på jorden. I dag er 5 operasjonelle geostasjonære meteorologiske satellitter (figur 2.5), og flere backupsatellitter i bane rundt jorden. Meteosat-satellittene er europeiske, GOES-satellittene amerikanske og GMS (MTSAT1R) satellitten er Japansk.

Geostasjonære satellitter bruker 24 timer på en runde. Banehastigheten er på ca. 3000 m/s . Siden satellitten står over samme sted på jorden (ekvator), vil en fastmontert antenne som er rettet mot satellitten, alltid motta signaler.

De geostasjonære satellittene måler stråling fra atmosfæren og jorden. En måling av hele jorden tar 15-30 minutter. Den hyppige tilgangen på data sammen med informasjon om atmosfærens vanndampinnhold, gjør de meteorologiske geostasjonære satellittene svært godt egnet til overvåking av store værsystemer. De kan gi verdifull informasjon om kraftige lavtrykk som utvikler seg raskt. Siden jordmassen er ulikt fordelt blir geostasjonære satellitter utsatt for drifting i øst-vest retning. Satellittene blir også utsatt for gravitasjon fra solen og månen noe som gir en nord-sør drifting. For å motvirke drifting styres satellitten mot driftretning.

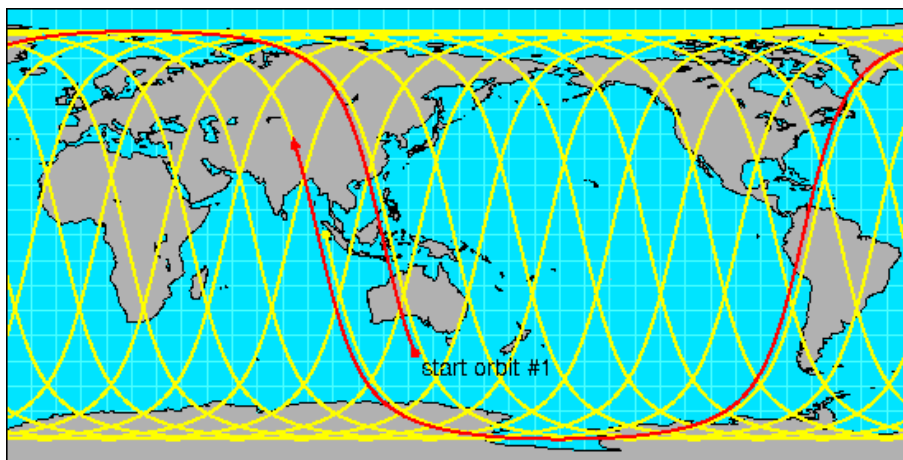


Figur 2.5: Figuren viser et kart over de operative geostasjonære satellittene. (Kilde: Meteorologisk Institutt)

I områdene rundt polene gir geostasjonære satellitter forvrent informasjon pga. liten vinkel fra satellitten. I disse områdene benytter man heller polarbanesatellitter som "ser" rett ned.

2.4.2 Polarbanesatellitter

Polarbanesatellitter beveger seg 700-900 km over jordoverflaten i fast bane. De bruker 98-102 minutter på en runde, mens jorden beveger seg 26° . Satellitten vil dekke nye områder for hver runde og vil i løpet av et døgn ha gjort ca. 14 runder rundt jorden. Satellittens er solsykronisert slik at den passerer tilnærmet over samme område til samme tidspunkt hver dag og dekker hele jorden i løpet av litt over et døgn. Instrumentene ombord i satellitten har forskjellige synsvidde. AVHRR har en synsvidde på 3000 km, mens MODIS-instrumentet har en synsvidde på 2330 km. MODIS gir bedre oppløsning, men krever noe lengre tid på å dekke hele jorden. Polarområdene blir alltid dekket av denne type satellitter derav navnet "polarbanesatellitt".



Figur 2.6: *Bevegelsen til en polarbanesatellitt i løpet av et døgn.* (Kilde: NCAR, <http://www.rap.ucar.edu/~djohnson/satellite/coverage.html>)

Kapittel 3

Metode

3.1 ISCCP-data

ISCCP får data fra fem geostasjonære satellitter og minst en polarbanesatellitt. Polarområdene blir ikke dekket av geostasjonære satellitter, men ved å bruke polarbanesatellitter i tillegg vil man få global dekning. Global dekning vil kunne opprettholdes selv om en geostasjonær satellitt faller ut (Schiffer og Rossow, 1983). ISCCP-data finnes i to versjoner. C- og D-data. I 1992 ble analysemetodene forandret, og man reproduserte C-data til et komplett D-datasett. De største endringene i analysemetodene var bruken av (1) AVHRR $3.7\mu m$ kanalen for skybestemmelse over snø- og isoverflater ved bredder høyere enn 50° , (2) lavere IR-terskel for skybestemmelse over land og (3) iskrystallmodell for skyoptisk tykkelse og skytopptemperatur for kalde skytopper som gir en lavere optisk tykkelse og lavere topptemperatur for iskyer (Stubenrauch m.fl., 1999). Primært er dataene i bølgelengdene $0.6\mu m$ (visibel stråling) og $11\mu m$ (IR stråling). Målinger ved andre bølgelengder er også brukt, blant annet til skytypebestemmelse.

Når man lager skydatasett blir strålingsdata testet mot skyanalyseskjemaer. Disse har to hovedfunksjoner, å bestemme hvilke strålingsverdier som gir de ulike skybildene og å bestemme skyens egenskaper.

ISCCP-analysen begynner med en klassifisering av hver piksel. En piksel er et område på 4-7 km som klassifiseres som skyet hvis og bare hvis verdien av IR eller VIS strålingen avviker fra den korresponderende klarværsverdien. Denne er beregnet fra statistiske analyser av strålingsvariasjoner. Hver piksel vil ha en verdi mellom 0 og 1.

Produktet som er blitt brukt i oppgaven er månedsdata, hos ISCCP kalt D2-data. D2-dataene er generert ved å beregne gjennomsnittet av de daglige dataene som samles hver tredje time og videre gjennomsnittet for hele måneden.

Dataene blir presentert ved to typer kart; "Equal-area map" (280km x 280km) og

”Equal-angle map” ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$). Equal-area map har like store gridruter overalt. Equal-angle map dekker gridruter ved hjelp av grader og vil derfor ha større ruter ved ekvator enn ved polene. Dette fører til at kartene har lik presentasjon av dataene ved ekvator men avviker mot polene.

For noen områder vil man ikke ha data. Dette skyldes at satellittens zenitvinkel er større enn 72.5° . En gridrute som er dekket med mer enn 65% land blir definert som land. Dersom gridruten er dekket med $\leq 35\%$ land er ruten definert som hav, mens 35% – 65% dekning er definert som kyst. Overgangen dag til natt og natt til dag kan gi problemer med å bestemme om det er dag- eller nattregistrering. Dersom mer enn 50% av pikslene er ”dagtid” blir gridruten definert som dagsrute. Tilsvarende blir det for nattrutte. På dagtid har man tilgang på både IR og VIS kanaler, mens om natten er kun IR tilgjengelig.

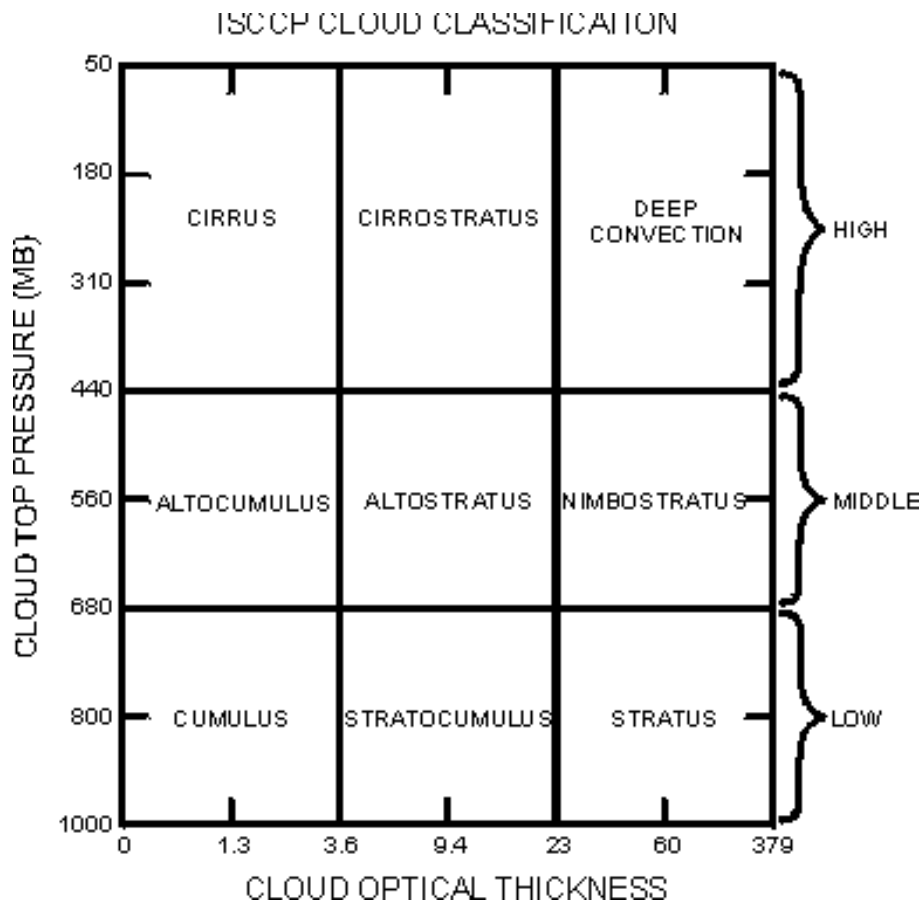
Skymendgde blir bestemt ved å telle antall piksler som er skyet innenfor en gridrute dividert på antall piksler i gridruten. ISCCP deler inn atmosfæren i syv trykklag, se tabell 3.1 Nederste lag går fra bakken (eller fra 1000

Trykklag	Trykk (hPa) midt i trykklaget	Tilnærmet høyde over havnivå (m)
1	900	1000
2	740	2600
3	620	4000
4	500	5600
5	375	7600
6	245	10500
7	105	15900

Tabell 3.1: *Trykk nivåer for ISCCP. (Kilde:ISCCP, <http://isccp.giss.nasa.gov/docs/D-toc.html>)*

hPa), til 800 hPa. Det øverste laget går fra 180 hPa til 30 hPa. Hvis tropopausetrykket er høyere enn 180 hPa rapporteres det ikke noe fra dette laget. Hvert av disse trykklagene får en korresponderende temperatur målt i midt i laget. Lagene er konstante med unntak av laget ved bakken og toppen. Det finnes også to lag i stratosfæren der temperatur blir rapportert, ved 50 hPa og 15 hPa. Disse representerer gjennomsnittet av 70-30 hPa og 30-0 hPa. 50 hPa nivået er uavhengig av tropopausen. For skytopper måler man temperatur og trykk. Skyhøyde bestemmes ved hjelp av forskjellen på skytopp og bakketemperaturen ved å anta et temperaturfall ved høyden på $6.5Kkm^{-1}$.

Skyoptisk tykkelse blir beregnet i det synlige lyset. Det blir brukt to forskjellige mikrofysikkmodeller; iskrystall- og vanddråpemodell. Verdier for optisk tykkelse fra individuelle piksler blir midlet ved ikke-linær vektning der middel skyalbedo blir bevart. Man antar at pikslene er uniformt dekket av skyer.



Figur 3.1: Skytypebestemmelse på dagtid er avgrenset av optisk tykkelse og trykk. På nattetid kun begrenset av trykk. (Kilde: ISCCP, <http://isccp.giss.nasa.gov/cloudtypes.html>)

Partikkelstørrelse og form har betydning for den optiske tykkelsen. Skyer varmere enn 260 K blir sett på som vannskyer, med sfæriske dråper med en effektiv radius på $10\mu m$, mens kalde skyer består av iskrystaller med en effektiv radius på $30\mu m$.

ISCCP bestemmer også skytyper. Dette blir gjort ved å inndele skytopptrykk og optisk tykkelse som vist i figur 3.1. På dagtid vil man ha 9 typer, 3 nivåer med optisk tykkelse og 3 nivåer med trykk. Om natten vil man derimot ikke ha den optiske tykkelsen siden den måles ved bruk av synlige kanaler. Temperatur måles, og trykkmåling avgjør skyenes høyde. De lave og middelhøye skyene består av både flytende dråper og iskrystaller ($T \geq 260^\circ K$). Høye skyer er kun isskyer ($T < 260^\circ K$). Klassifikasjonen er som følgende: lave skyer har trykk $> 680hPa$, middelhøye skyer $680hPa \leq \text{trykk} < 440hPa$ og høye skyer trykk $\leq 440hPa$. (Figur 3.1).

3.2 MODIS-data

MODIS-data kommer fra to polarbanesatellitter, Terra (fra 2000) og Aqua (fra 2002). Satellittene går i bane 705 km over jorden. MODIS instrumentet benytter 36 kanaler på dagtid og 17 kanaler om natten. Instrumentet har en rekkevidde på 2330 km x 10 km. Dataene som kommer fra MODIS har en oppløsning på 1000 meter (29 kanaler), 500 meter (5 kanaler) og 250 meter (2 kanaler). 26 av kanalene benyttes på atmosfærens egenskaper, der 14 av dem brukes på skyegenskaper (King m.fl., 2003).

Dataene MOD08_M3 kommer fra satellitten Terra og er et atmosfæreprodukt som består av over 50 parametere fra nivå 2 produktet. Nivå 2 er daglige data som kombinerer IR, nær-IR og VIS teknikker for å bestemme strålings- og mikrofysiske egenskaper ved skyer. Skyoptisk tykkelse og effektiv radius bruker seks synlige og nær-IR kanaler med 1 km oppløsning. Skytoppegenskaper bestemmes ut i fra IR og "*CO₂ – slicing*" med en oppløsning på 5 km. *CO₂ – slicing* er basert på ratioen mellom to kanaler i *CO₂*-bånd. Området man ser på blir sammenlignet med et naboområde som er skyfritt. Differansen mellom disse gir skysignalet for kanalen. Man kan da numerisk finne skytoppegenskaper.

MODIS benytter flere tester for å bestemme skymengde. Først blir en piksel testet der MODIS kan gi fire ulike utfall, skyet, usikker/mulig skyet, mest sansynlig klart, og helt sikkert klart (Platnick m.fl., 2003). Der det ikke eksisterer måling, får punktet verdien -9999 . Det blir testet på hva slags bakgrunn pikselen har og om det er dag eller natt. *IR* og *CO₂* kanalene tester om det er høye skyer. Testene retunerer 0 ved skyet og 1 ved klart. Når skytopptrykket er bestemt kan skytopptemperaturen beregnes. Høye skyer blir i MODIS definert med skytopptrykk under 400 hPa. Data i nivå 3 blir beregnet fra forskjellige parametere i nivå 2. Det benyttes ulike tester og kanaler i nivå 2 for å beregne f.eks. skymengde og høye skyer. Dette kan resultere i at man kan få større verdier av høye skyer enn total skymengde innenfor en gridrute.

MOD08_M3 produktet inneholder ca. 800 statistiske datasett av globale daglige atmosfæredata som kommer fra fire forskjellige nivå_2 atmosfæreprodukter, aerosoler, vanndamp, skyer og atmosfære profiler (King m.fl., 2003). MODIS benytter seg av equal angle map (oppløsning på $1^\circ \times 1^\circ$). MODIS dataene har kommet i flere versjoner. I denne oppgaven er versjon 4 brukt, som er det første komplette gyldige settet. Versjon 5 kom høsten 2006, men mangler data. MODIS 5 vil være komplett våren 2007.

Skyer blir vanligvis bestemt på grunnlag av en høyere reflektans og lavere temperatur enn den underliggende jorden. Ved noen bakketilstander kan det likvel oppstå problemer, f.eks. over snø og is. Skytyper, som tynne cirrus, små cumulus og lave stratus om natten, vil kunne være vanskelig å bestemme fordi kontrasten mellom skyer og bakke mangler. Problemer av denne typen

reduseres ved bruk av MODIS 36 kanaler. Dette er en styrke ved MODIS-instrumentet.

3.3 Programmer og Statistikk

Dataene i kapittel 4 er presentert ved plottprogrammet IDL(Interface Definition Language). All programering er utført med matematikkverktøyet MATLAB(Matrix Laboratory) og Fortran. Fortran ble benyttet til å omgjøre ISCCP-dataene fra binært til ascii format. MATLAB ble benyttet til all annen programering.

Måneddataene er analysert i de fire standard meteorologiske sesonger, vinter (desember, januar, februar), vår (mars, april, mai), sommer (juni, juli, august) og høst (september, oktober, november). Første sesong er sommeren 2000 og siste våren 2005. I presentasjonene er sesongene midlet over 5 år.

I noen områder vil enkelte parametre være uten målinger. Dersom man ser på samme gridrute for alle tre månedene i en sesong og kun en av månedene har data regnes denne verdien som representativ for sesongen for denne gridruten.

Datasettene har ulike oppløsning. MODIS dataene, som har best oppløsning, ble konvertert til et grovere grid (2.5°), for å få lik oppløsning på datasettene. Konverteringen ble gjort ved å midle først i breddegradretning og deretter i lengdegradretning.

$$\left(\frac{x_{i,j} + x_{i+1,j+1} + \frac{x_{i+2,j+2}}{2}}{2.5}\right) \quad (3.1)$$

$$\left(\frac{\frac{x_{i,j}}{2} + x_{i+1,j+1} + x_{i+2,j+2}}{2.5}\right) \quad (3.2)$$

der $i=1,3..143$ og $j=1,3..71$ i ligning 3.1, mens i ligning 3.2 $i=2,4..144$ og $j=2,4..72$

Hvilken ligning som benyttes er avhengig av om bredde- og lengdegraden er oddetall eller partall.

Globale midler er beregnet ved arealvektning. Vektingen ble utført ved uttrykket

$$\bar{\beta} = \frac{\sum_{i=bredde} \sum_{j=lengde} \beta_{i,j} \cos \varphi_i}{\sum_{i=bredde} \sum_{j=lengde} \cos \varphi_i} \quad (3.3)$$

Midelverdien, $\bar{\beta}$, (ligning 3.3) beregnes som gjennomsnittet av målinger for en breddegrad med hensyn på breddegraden man veker for. β tilsvarer verdien i et gridpunkt, mens φ er breddegraden.

Regresjon ble utført for å beregne tidstrender globalt og for syv områder. Regresjonslinjen er gitt ved

$$y = a + bx \quad (3.4)$$

hvor a er skjæringspunkt med y -aksen, b er stigningstallet og x er tidsutviklingen og y er parameterverdien som funksjon av tid. Regresjon for tidsrommet ble utført for hver rute på årsgjennomsnittet. Trender er vist i form av plott av stigningstallet.

Statistikken er utført i programmet SPSS (Statistical Packages for the Social Sciences). Trendene ble testet for om de er signifikant forskjellige. Dette ble gjort med hypotesetesting. To hypoteser ble satt opp mot hverandre.

H_0 : isccp=modis H_1 : isccp er forskjellig fra modis.

Man tester null hypotesen ved hjelp av en t -test. Denne registrerer om forskjeller mellom trendene kan være tilfeldig. Signifikansnivået er satt til 0.05 (95% konfidensintervall). Dersom man får en verdi lavere enn dette dvs $p < 0.05$ blir H_0 forkastet og H_1 styrkes, forskjellen er reell og ikke oppstått ved en tilfeldighet.

Testen gir informasjon om H_0 holder mål. Jo høyere p man får, jo mer sikkert kan man si at H_0 er sann og at trendene ikke er signifikant forskjellige. Lineær regresjonsom gir den best plasserte linjen ($y=a+bx$) til et datasett. SPSS beregner stigningstall og standardfeil (SE) for datasettene. Standardavviket (SD) er et mål for spredning av verdier i et datasett og er definert som kvadratroten av variansen som er et mål på variasjonen mellom datapunktene. Standardfeilen er en vanlig måte å angi feilmarginen av en måling. Dette er et mål for spredning av gjennomsnittene for datasettene.

$$SE(y) = \frac{SD}{\sqrt{n}} \quad (3.5)$$

der SD er gitt ved

$$SD = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (3.6)$$

Standard feilen blir da

$$SE(\bar{y}) = \sqrt{\frac{1}{n} \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n y_i \bar{y})^2} \quad (3.7)$$

t -test ble utført på stigningstallene for sammenlignende trender Lineær regresjon ble utført på årsdata globalt og for syv valgte områder. Alle parametertrendene ble sjekket så lenge stigningstallet var rimelig likt i størrelse. Eksempel er vist for skyoptisk tykkelse for globale trender.

$$t = \frac{B_1 - B_2}{\sqrt{\text{var}(B_1 - B_2)}} \quad (3.8)$$

	Ustandarisert koefisienter	
	B(stigningstall)	Standard Error (SE)
ISCCP	0.096	0.036
MODIS	0.076	0.062

Tabell 3.2: *Stigningstall og standard error for ISCCP og MODIS skyoptisk tykkelsestrend*

Dette kan videre skrive som

$$t = \frac{B_1 - B_2}{\sqrt{\text{var}(B_1) - \text{var}(B_2)}} \quad (3.9)$$

var B_1 og var B_2 tilsvarende standard error. Dette kan da forenkles til

$$t = \frac{B_1 - B_2}{\sqrt{SE(B_1)^2 - SE(B_2)^2}} \quad (3.10)$$

p-verdien finnes ved å slå opp t-verdien med 6 frihetsgrader i tabell B4 (Altman, 1991). Frihetsgrader finner man ved å ta antall målepunkter(10) og trekker fra antall ulike ledd(4) som inngår i formelen for t-test.

Kapittel 4

Resultater og tolkninger

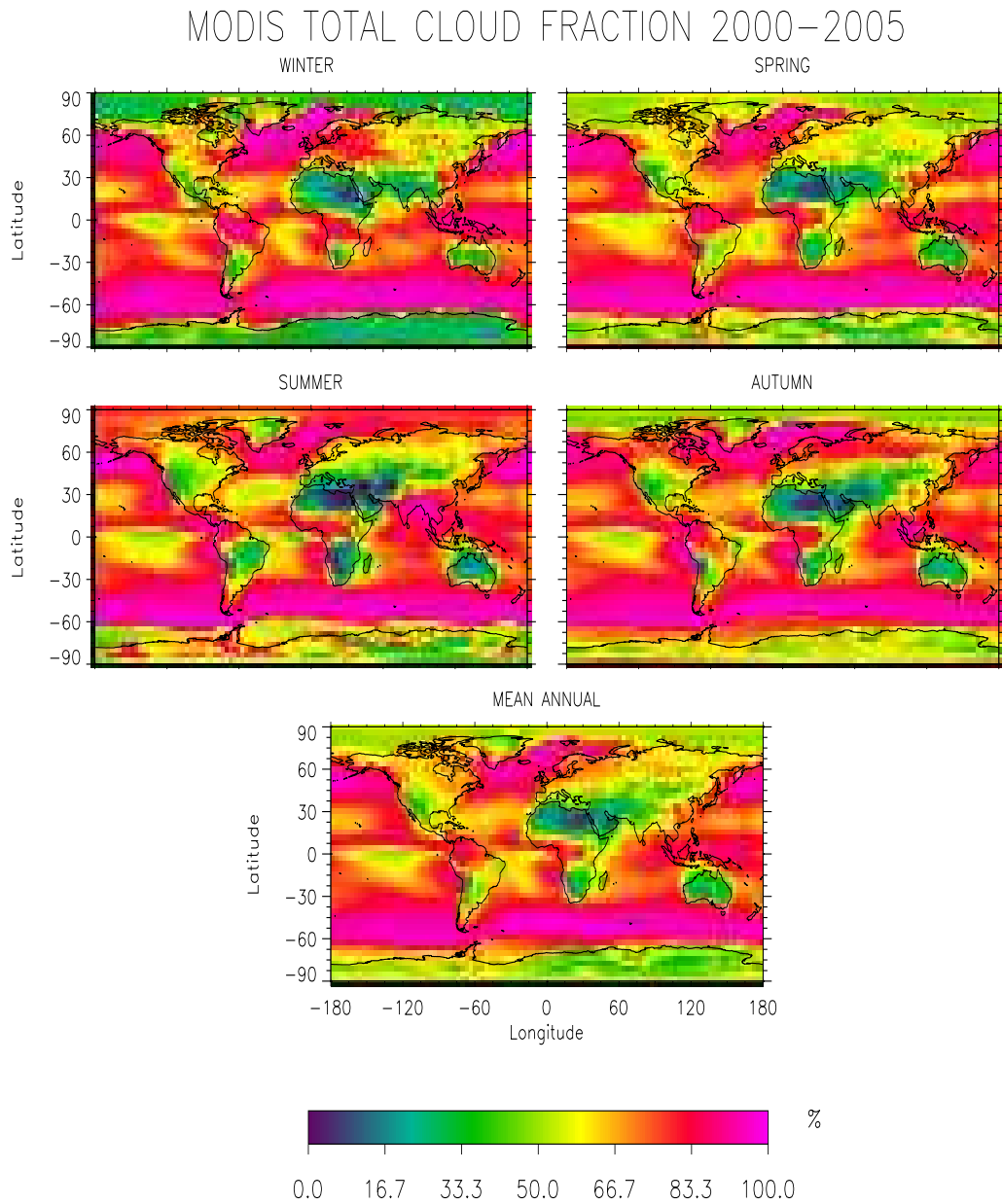
I dette kapittelet blir resultater fra MODIS og ISCCP i perioden 2000-2005 presentert og diskutert. Resultatene er vist som sesongmidler, årsmidler og trendplott for de ulike parametere. Hver figur består av fem plott. Plottene viser femårgjennomsnitt av hver sesong og av hele året. Sesongene er definert etter standard meteorologiske sesonger vinter (desember, januar og februar), vår (mars, april og mai), sommer (juni, juli og august) og høst (september, oktober og november). Perioden begynner sommeren 2000 og avsluttes våren 2005. Dette er gjort for å få maksimalt ut av ISCCPdataene.

4.1 MODIS

4.1.1 Skymengde

Figur 4.1 presenterer global skymengde. Det generelle inntrykket (av global skymengde) er ganske konsistent for de ulike sesongplottene. Det gir relativt stabil stor skymengde over havområdene, med enkelte områder med noe mindre skymengde i Stillehavet. Havområdene har en ensartet bakgrunn som fører til mindre endringer i løpet året. De storstilte lavtrykksystemene på sørlig halvkule forandrer seg lite over sesongene, og stabiliserer skymengden (nesten 100%). På nordlige halvkule vil "Islandslavtrykket" og "Aleutianlavtrykket" gi høyere skymengder på vinteren pga. større temperaturkontraster. Når det gjelder landområdene viser plottene stabil middels skymengde over Australia og Sør-Afrika og liten til middels skymengde i et skybelte fra Nord-Afrika til India. I sommerseongen har Sahara og den arabiske halvøy svært lite skyer, ned mot 0% i noen områder.

Store endringer mellom sesongene sees over Sør-Amerika som har markert høyere skymengder i vintermånedene. Dette skyldes at Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) ligger lengre sør om vinteren og gir økt skymengde. På høsten og tidlig vinteren vil lavtrykk fra Atlanteren bevege seg østover over land før vintermonsunen etablerer seg over Asia. Dette gir økt skymengde over Nord-Europa og Sibir. I sommersesongen er det markert økt skymengde over sørlige deler av Asia. Dette skyldes sommermonsunen som kan gi opp



Figur 4.1: *Figuren viser MODIS IR total skymengde ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene*

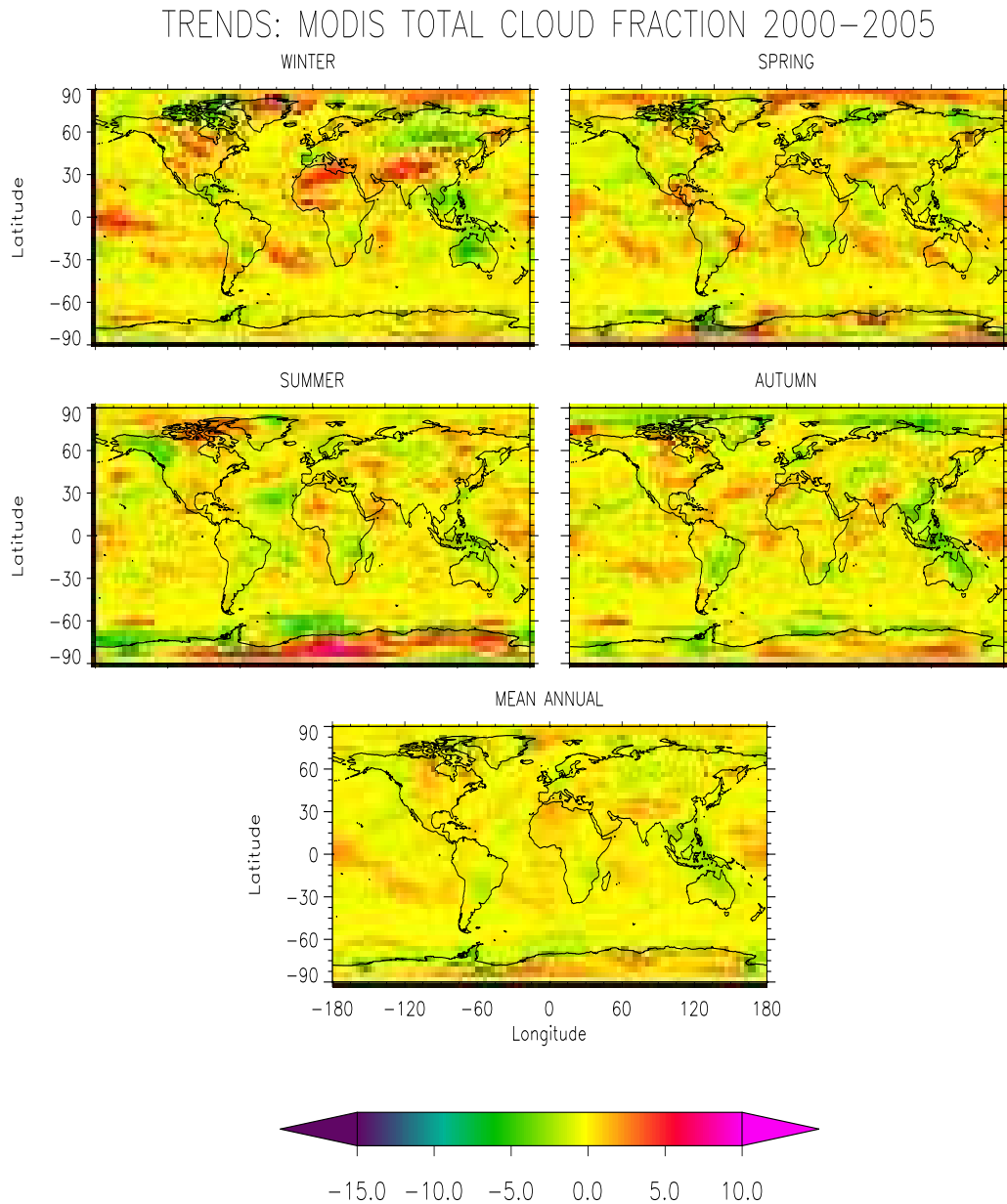
mot 100% skymengde i dette området.

Gjennomsnittsplottet for hele året har størst likheter med våren og høsten. På sommeren og vinteren har man større temperaturkontraster som gir høyere eller lavere skymengder.

Trender

Det generelle inntrykket av figur 4.2 er at det er lite endringer av skymengdene over femårsperioden. Nord-Afrika, deler av Sør-Asia og et område i Stillehavet har positiv trend i vintersesongen. Den positive trenden over Himalaya kan muligens skyldes svake vintermonsuner. Ved 30° sør finner man en økning i skymengden i alle sesongene, men mindre markert i sommersesongen. Dette sees også i årsplottet. Dette ligger i høytrykksbelte som forandrer seg lite over sesongene.

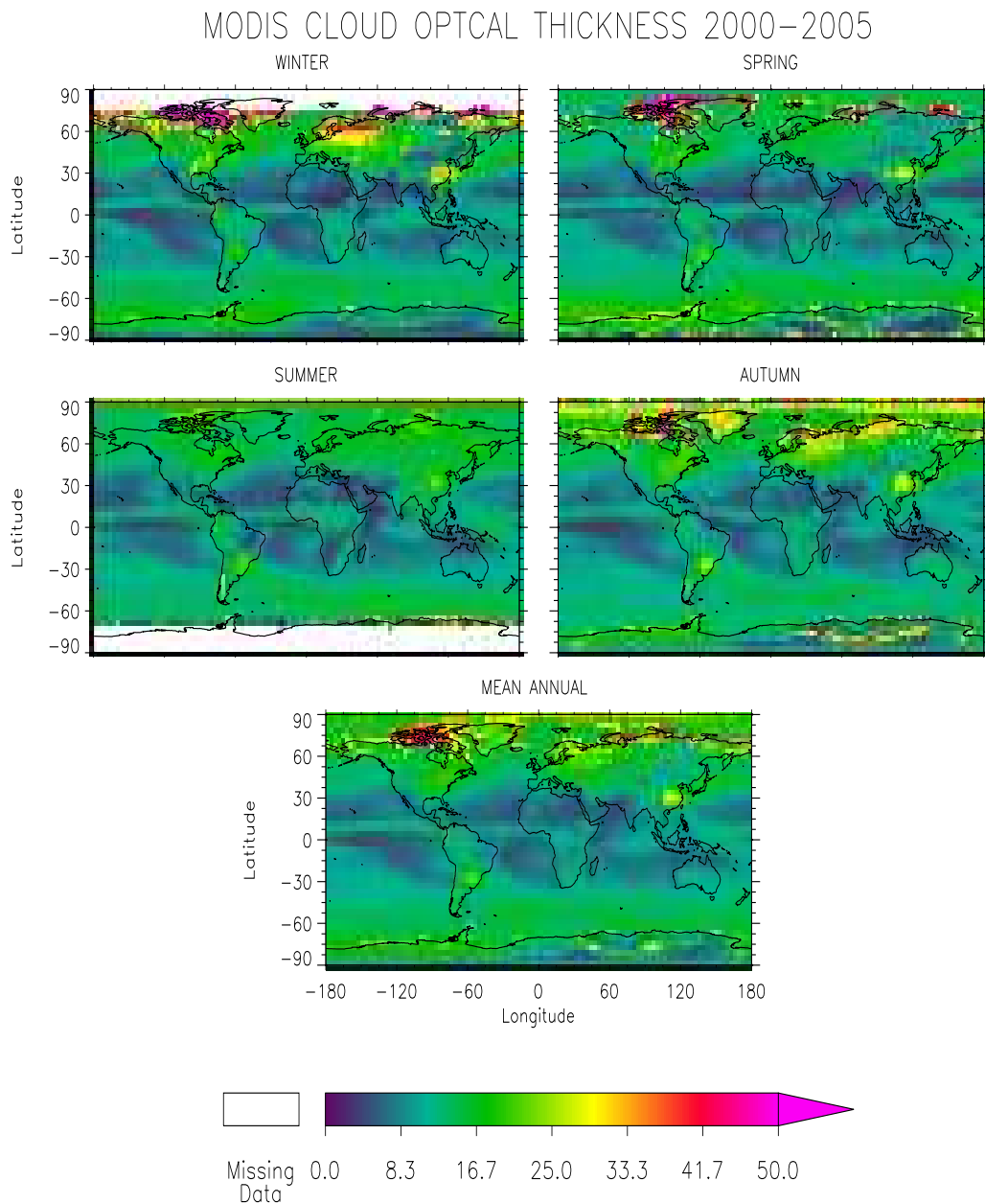
Sommerplottet viser positiv trend for Antarktis. Dette kan skyldes mørketid og feilregistrering. Over Nord-Amerika har man en svak positiv trend på vinteren og høsten. Dette kommer også frem i årsplottet. Trendplottene over Sørøst-Asia og Australia viser negativ trend for vinter- og høstsesongen.



Figur 4.2: Figuren viser MODIS trender for total skymengde ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene

4.1.2 Skyoptisk tykkelse

Skyoptisk tykkelse samsvarer svært godt med plottene for skymengde. Områdene sør og nord for ITCZ har markert lavere skyoptisk tykkelse tilsvarende områder med mindre skymengde, se figur 4.1. ITCZ har høyere optisk tykkelse i alle sesongene. På den sørlig halvkule er den optiske tykkelsen og den



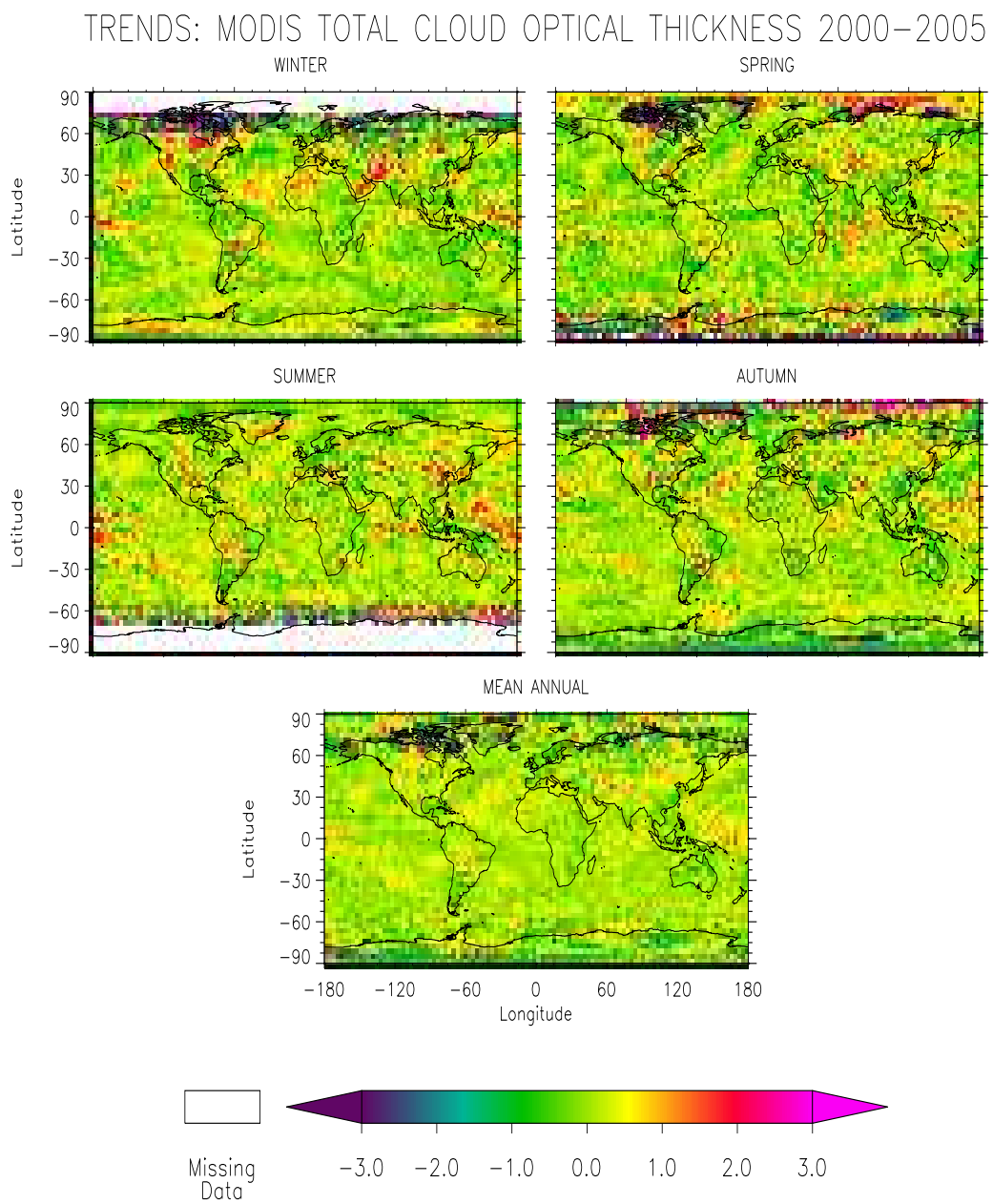
Figur 4.3: *Figuren viser MODIS skyoptisk tykkelse ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene*

totale skymengden svært stabil over alle sesongene. Sommermonsunen gir høyere optisk tykkelse over Sør-Asia i sommerplottet.

Optisk tykkelse måles med synlige kanaler. Alle sesongene med unntak av sommersesongene viser høye verdier nord for 60° . Reduserte lysmengder på våren og høsten fører til usikre data, mens vinteren har mørketid og gir ingen

data.

Trender

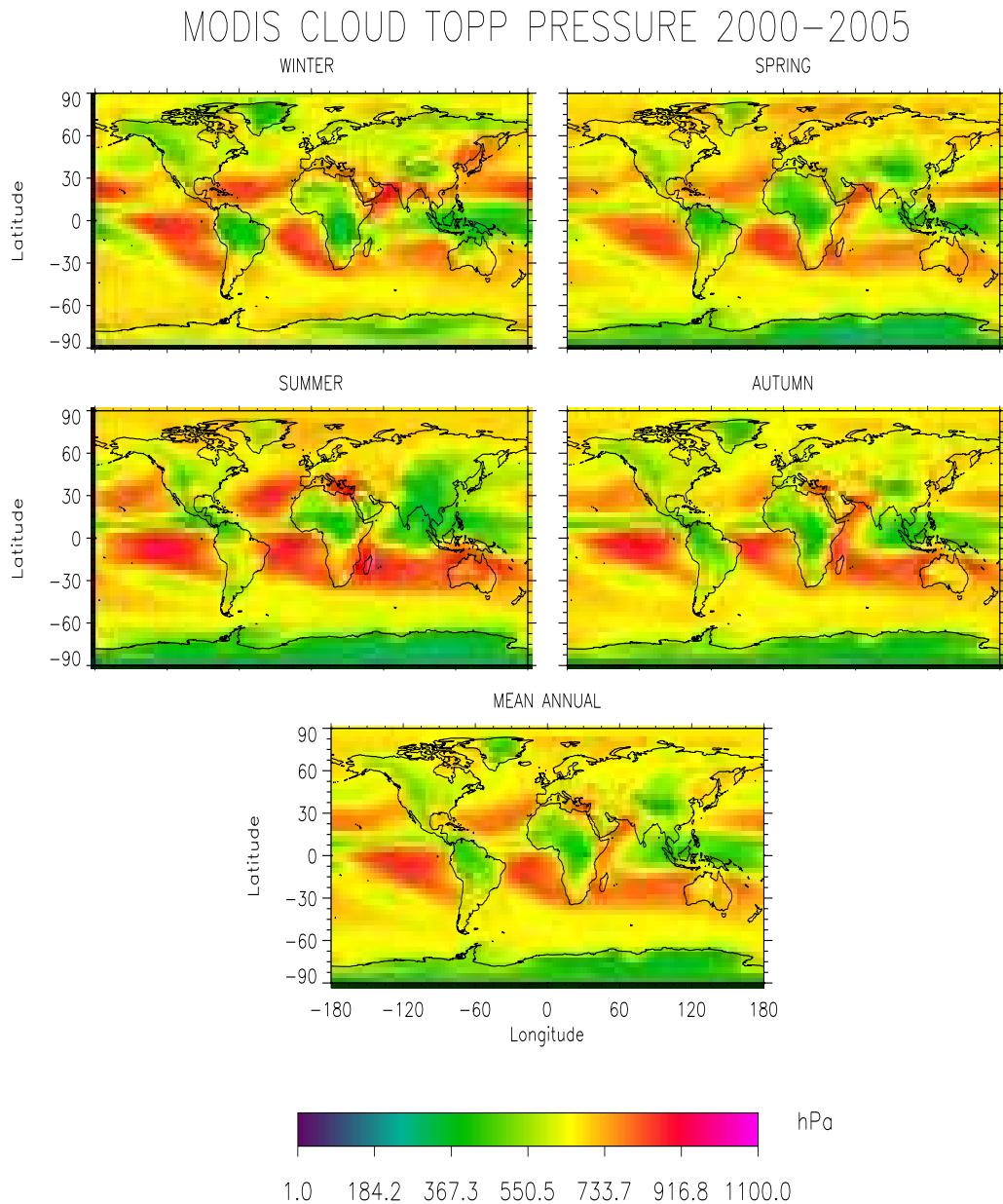


Figur 4.4: Figuren viser trender av MODIS skyoptisk tykkelse ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene

Økning i skymengdene (figur 4.2) gjennspeiles i trendplottene for optisk tykkelse (figur 4.4), f.eks. i deler av Stillehavet og særlig for sommersesongen.

Økning i skyoptisk tykkelse kan henge sammen med forandring av skytyper eller naturlige variasjoner i skydekke. Dråpestrørrelsen har også betydning for den optiske tykkelsen. Områdene som grenser til steder uten data gir usikre målinger.

4.1.3 Skytopptrykk



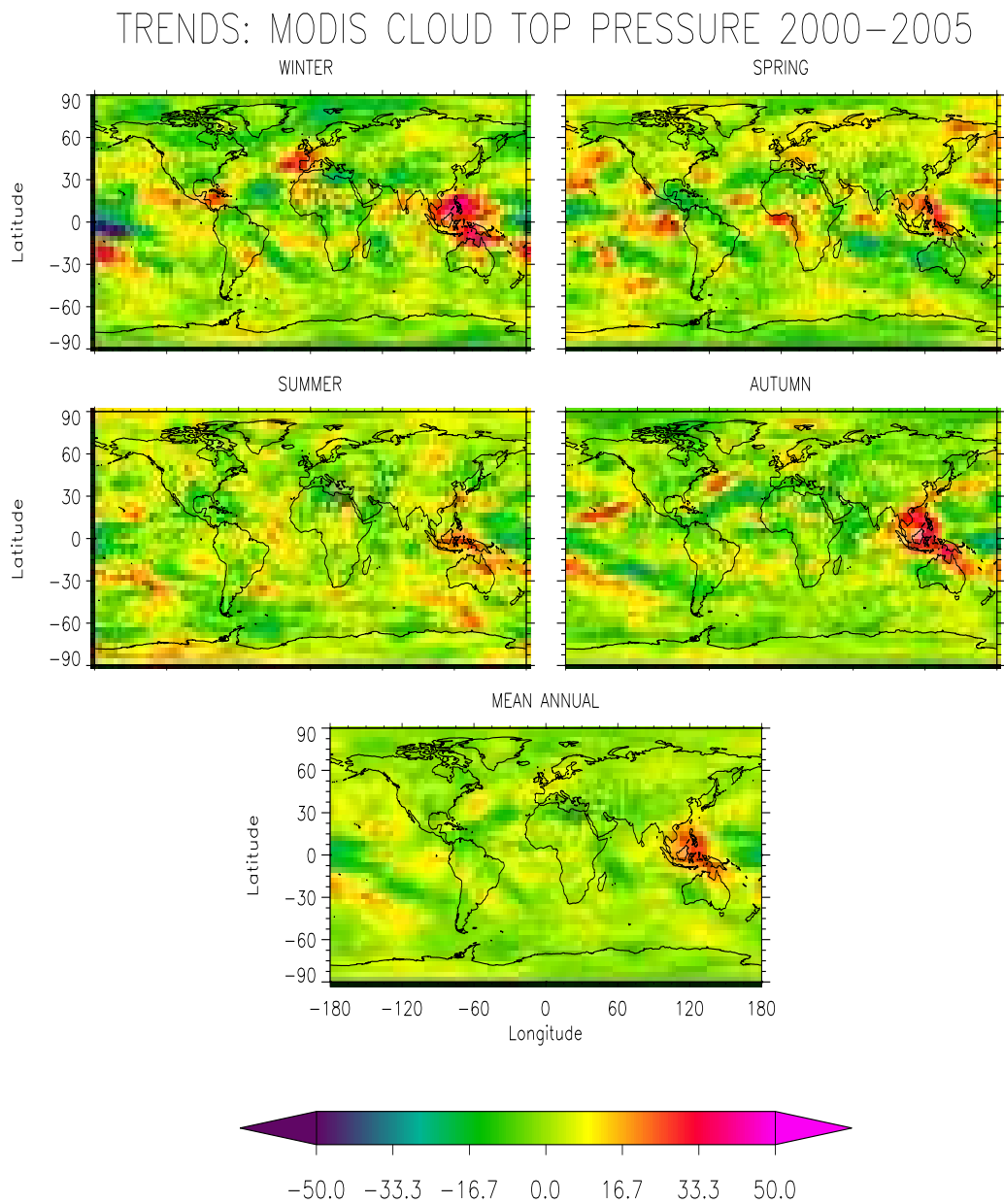
Figur 4.5: *Figuren viser skytopptrykket fra MODIS ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene*

Totalinntrykket av figur 4.5 gir lavt skytopptrykk i ITCZ og høyt skytopptrykk nord og sør for ITCZ over havområdene. Over Afrika og nordlige del av Sør-Amerika er skytopptrykket lavt (400 hPa) i alle sesonger, men noe mindre makert i sommersesongen. På midlere bredder har man høytrykksbelte

og generell nedsynkning som gir lite skyer (figur 4.1), men høye skytopper. Over hav vil man ha tilførsel av fuktig luft og man får dannet lave skyer som gir høyt skytopptrykk. I Sørøst-Asia er skytopptrykket lavt særlig på sommersesongen, mens over Sør-Asia ser man lavt skytopptrykk i forbindelse med sommermonsunen. I samme sesong er skytopptrykket høyt over Australia. Dette skyldes at ITCZ ligger lengre nord på sommeren. Lavtrykksbelte på sørlig halvkule (60° sør) gir et stabilt skytopptrykk over alle sesongene. Grønland har utpreget lavt skytopptrykk i høst- og vintersesongen. Dette kan komme fra lavtrykk i høyden over Grønland, men kan også skyldes isen og lave temperaturer. Det årlige gjennomsnittsplottet viser det samme bilde som sesongene.

Trender

Figur 4.6 viser mye negative trender for skytopptrykk i alle sesonger. Noen områder over Stillehavet og Sørøst-Asia viser sterk positiv trend, særlig i høst- og vintersesongene. Over Sørvest-Europa har man en positiv skytopptrykk-trend kun på vinteren. På sommeren finner man en klar økning i skytopptrykket i havområdet sør for Australia. Årsplottet viser hovedsakelig en negativ global trend. Områder i Stillehavet og særlig Sørøst-Asia skiller seg ut med en klar positiv trend. Ved sammenligning av figurene 4.2 og 4.4 for Sørøst-Asia sees en nedgang i skymengde og optisk tykkelse. En forklaring på dette kan være mindre konveksjonen som gir mindre skydannelse og dermed mindre optisk tykkelse. Skyene kan bli lavere vertikalt og man får lavere skytopper som støtter målingene av høyre skytopptrykk.

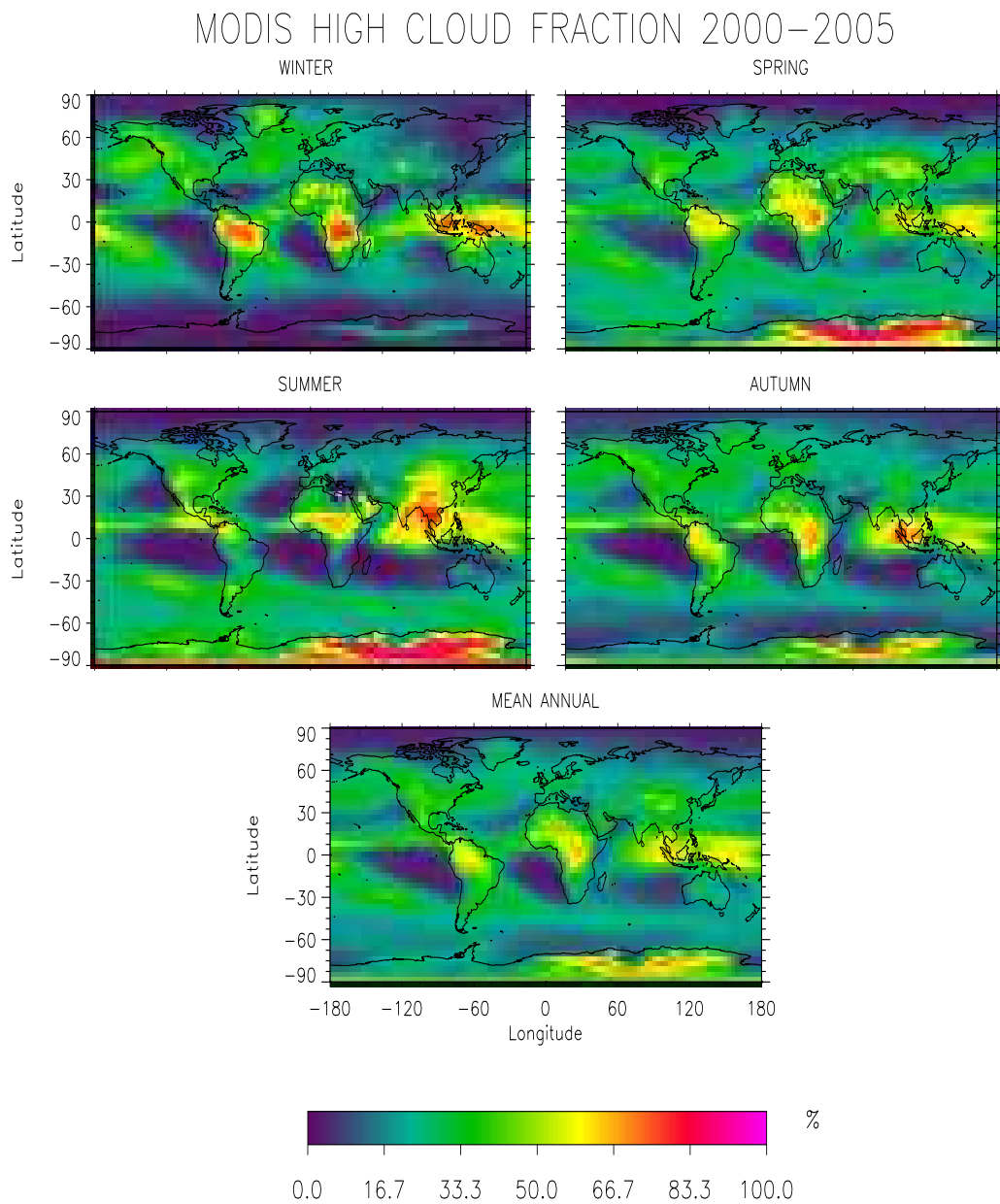


Figur 4.6: Figuren viser trender av skytopptrykket fra MODIS ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene

4.1.4 Høye skyer

Størst mengde av høye skyer finner man over landområder langs ekvator i alle sesonger. Ved ekvator har man i løpet av dagen sterk oppvarming og høy fuktigheten. Ved konveksjon får man dannet skyer som som går svært høyt, helt opp mot stratosfæren (figur 4.5). Rundt ekvator finner vi det laveste skytopptrykket og dermed de høyeste skyene.

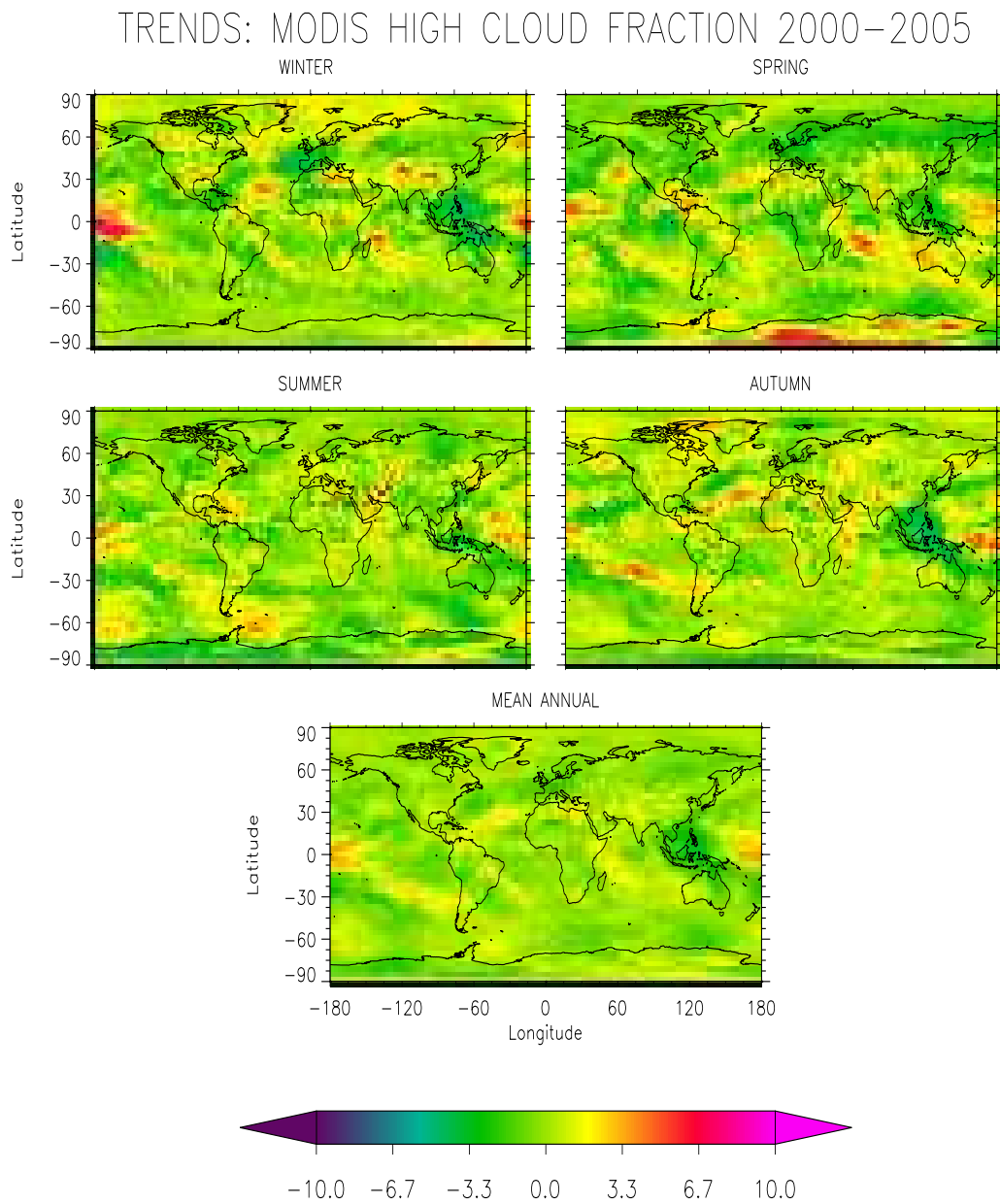
Figur 4.7 viser høye skymengder. Plottene viser liten endring over sesongene og gir et tydelig bilde av ITCZ, med mye høye skyer særlig over land. Nord og sør for ITCZ er andelen av høye skyer betydelig mindre, ned mot 0% i havområdene. Det er god samsvar med skytopptrykket (figur 4.5). Vinter- og sommersesongene har de største kontrastene av mengde høye skyer. På vinteren har man mer enn 80% over nordlig del av Sør-Amerika, midtre del av Afrika og Sørøst-Asia. Sommerplottet viser mye av det samme, men forskjøvet nordover i samsvar med ITCZ. Over Sør-Asia innvirker sommermonsunen på mengden av høye skyer. Deler av Antarktis har en markert stor andel høye skyer i vår- og sommerseongen. Dette kan være feilmålinger.



Figur 4.7: Figuren viser mengde av høye skyer fra MODIS ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene

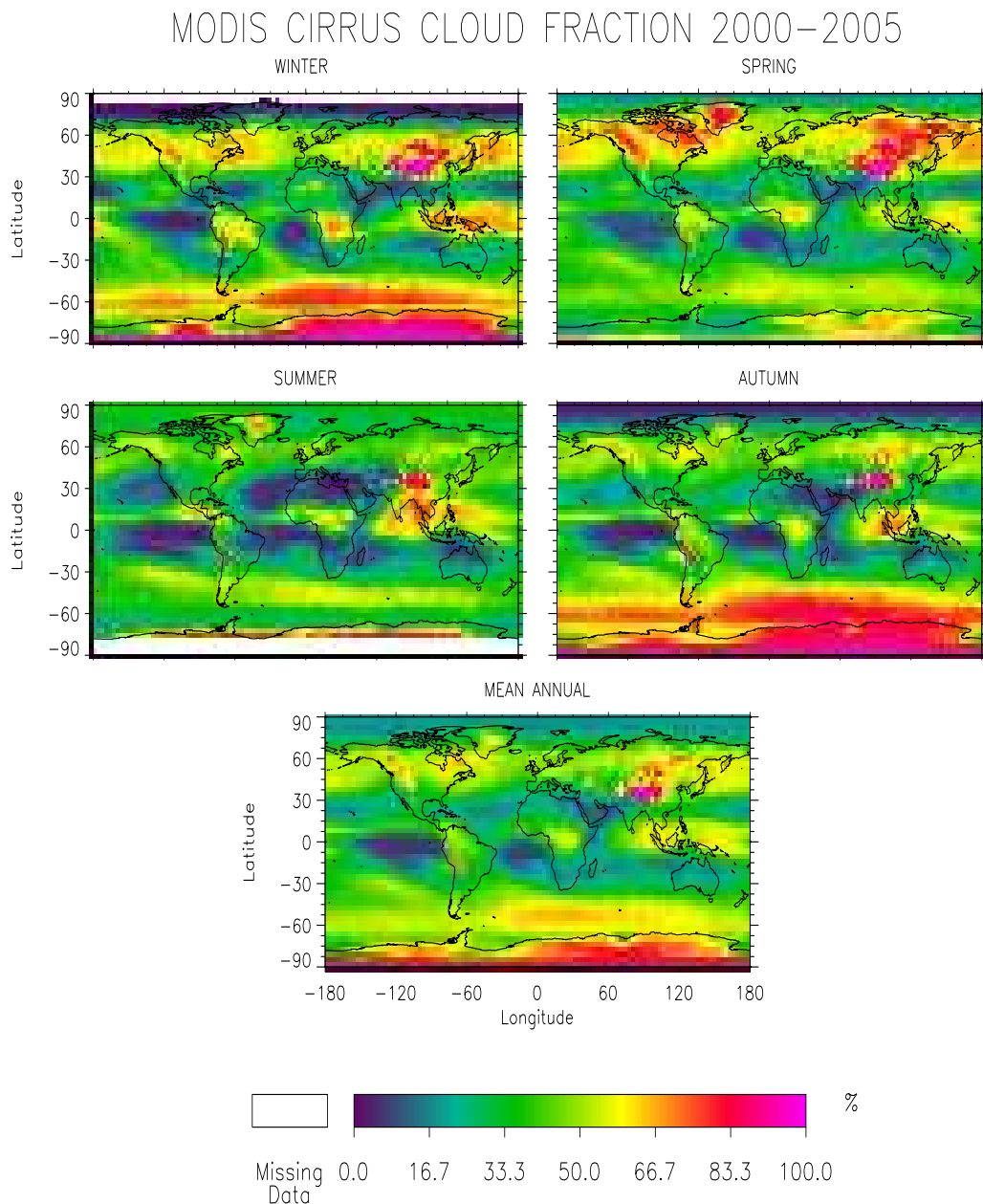
Trender

Trender for høy skymengde (figur 4.8) samsvarer godt med trendene for skytopptrykk (figur 4.6). Positiv trend for skytopptrykk gir negativ trend for andel høye skyer. Dette ser vi i områder over Stillehavet og Sørøst-Asia. Sterkest positiv trend finner man over det sentrale Stillehavet på vinteren, og sterkest negative trend over Sørøst-Asia i alle sesongene. Det er en svakere positiv trend over Atlanterhavet og i Stillehavet utenfor kysten av Sør-Amerika, mest markert i henholdsvis vinter- og høstsesong. Over deler av Australia finnes en positiv trend på våren. Det Indiske hav har sesongvariasjon, med sterk positiv trend i vårsesongen og negativ trend på sommeren. Dette kan skyldes svakere sommermonsun.



Figur 4.8: *Figuren viser trenden av høye skyer fra MODIS ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene*

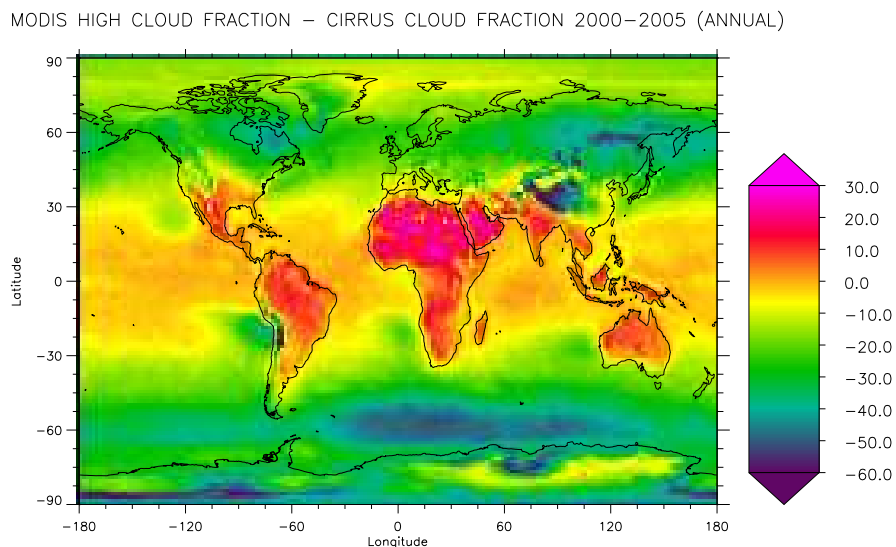
4.1.5 Cirruskyer



Figur 4.9: Figuren viser mengde av cirruskyer fra MODIS SWIR ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene

Figur 4.9 viser stor mengde av cirrus skyer over sørlige og østlige deler av Asia, mest markert i vinter- og vårsesongene. I disse områdene er det høye fjell med mye is og snø som kan bli feiltolket som cirrus. Over Antarktis og i Sørishavet viser plottene store mengder med cirrus. Dette kan være feilmå-

linger. ITCZ er markert med store cirrusmengder over ekvator, fortrinnsvis over landområdene. Sør og nord for sonen finner man lavere mengder cirrus, særlig over havområdene. Fra 40° nord og nordover ser man et belte av høye cirrus skyer (over 50%) som har størst utslag i vårsesongen med verdier opp mot 90%. Dette kan være feil og stemmer ikke med mengde av høye skyer i figur 4.7. Høy skymengde er et IR produkt, mens cirrus mengde er et SWIR produkt og kan derfor gi avvikende resultater. Figur 4.10 viser forskjellen mellom høy skymengde og cirrusmengde. Mellom 40° sør og 40° nord er forskjellen minst. Nord og sør for denne sonen har områdene større andel cirruskyer enn høye skyer. Snø og is kan påvirke målinger av cirrus skyer og gi et for høyt estimat.

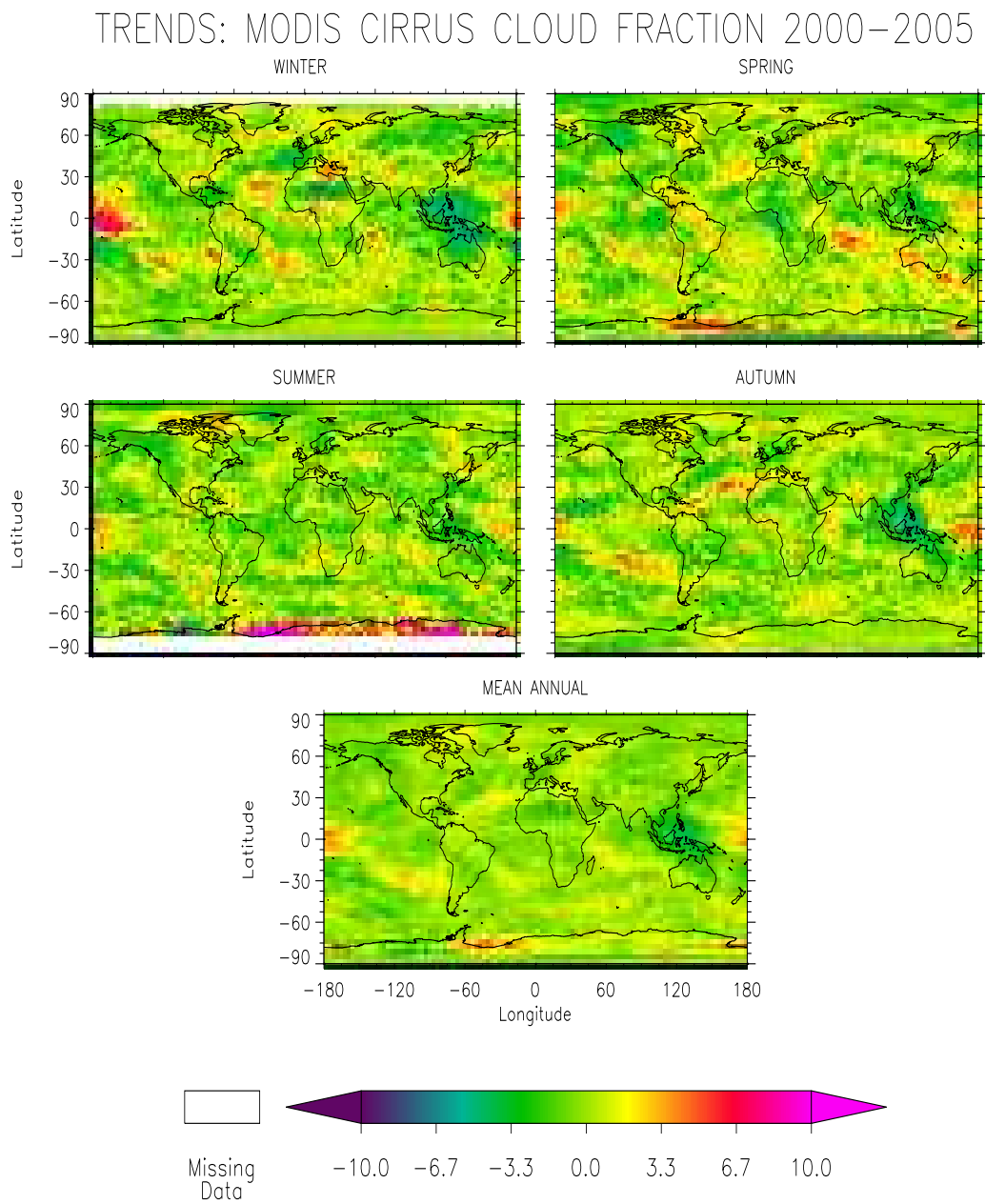


Figur 4.10: *Figuren viser forskjellen mellom mengden av høye skyer (IR) og mengden av cirrus skyer (SWIR) fra MODIS gjennom hele perioden*

Trender

Trendene i figur 4.11 er hovedsakelig negativ over store deler av jorden, mest markert i Sørøst-Asia. Positive trender finner man i områder i Stillehavet og Atlanterhavet. Vinter- og høstsesongene bidrar mest til disse positive trendene. I vårsesongene sees det en markert positiv trend i Indiahavet og deler

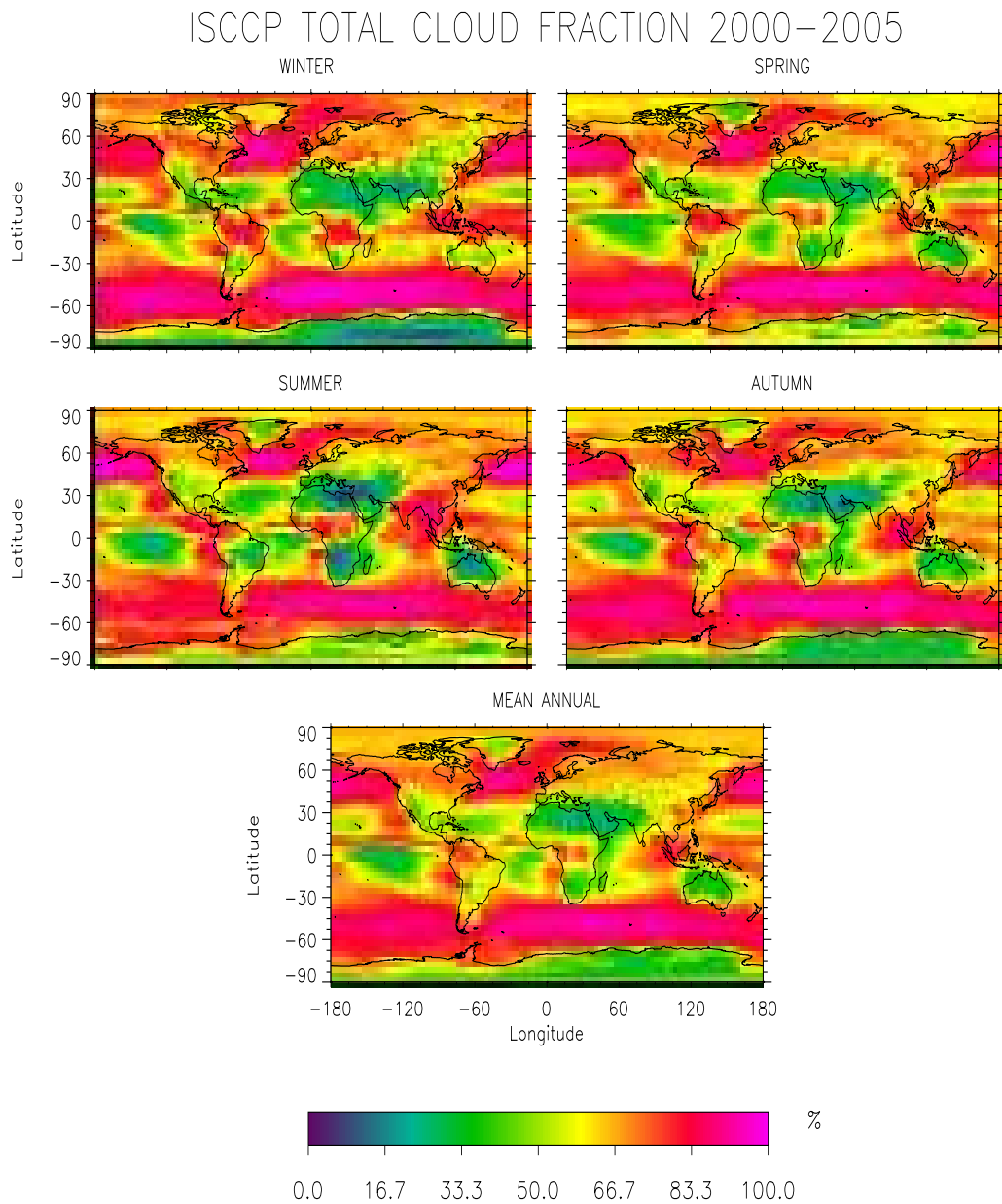
av Australia. Trendene for cirrus og høye skyer samsvarer svært godt (figur 4.8).



Figur 4.11: Figuren viser trender av cirruskyer fra MODIS ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene

4.2 ISCCP

4.2.1 Skymengde



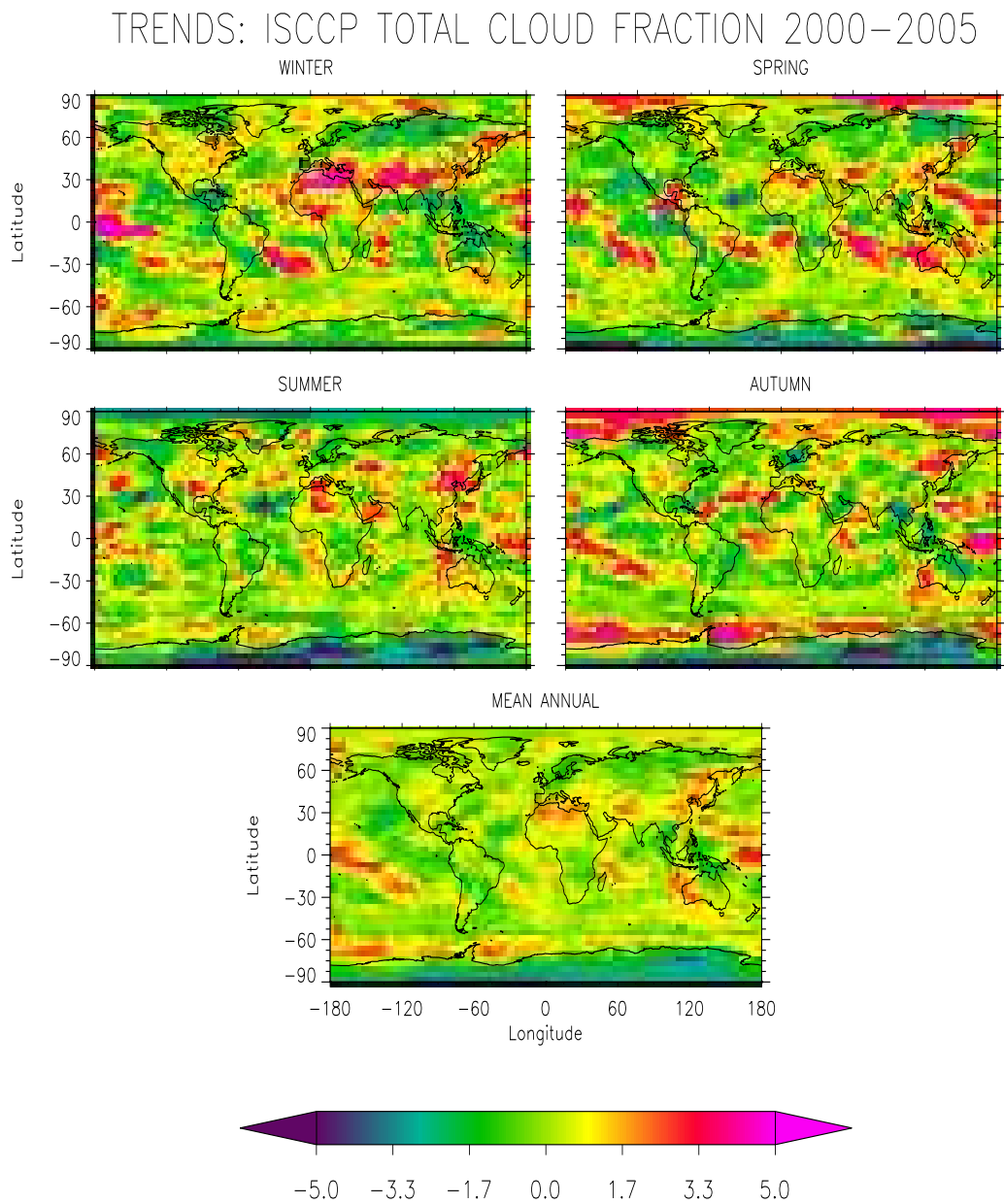
Figur 4.12: Figuren viser total mengde av skyer fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden

Figur 4.12 viser tydelig lavtrykksbanene på sørlig og nordlig halvkule. ITCZ er smal, med stor skymengde særlig over land. I subtropene har man høyt-

rykksystemer med nedsynkning og lite skyer. ITCZ flytter seg fra sesong til sesong. På sommeren gir sommermonsunen en kraftig økning av skymengde over Sør-Asia, opp mot 100%. På vinteren gir vintermonsun lite skyer, ned mot 30% over det samme området. Det er ellers lite forskjell globalt mellom sesongene.

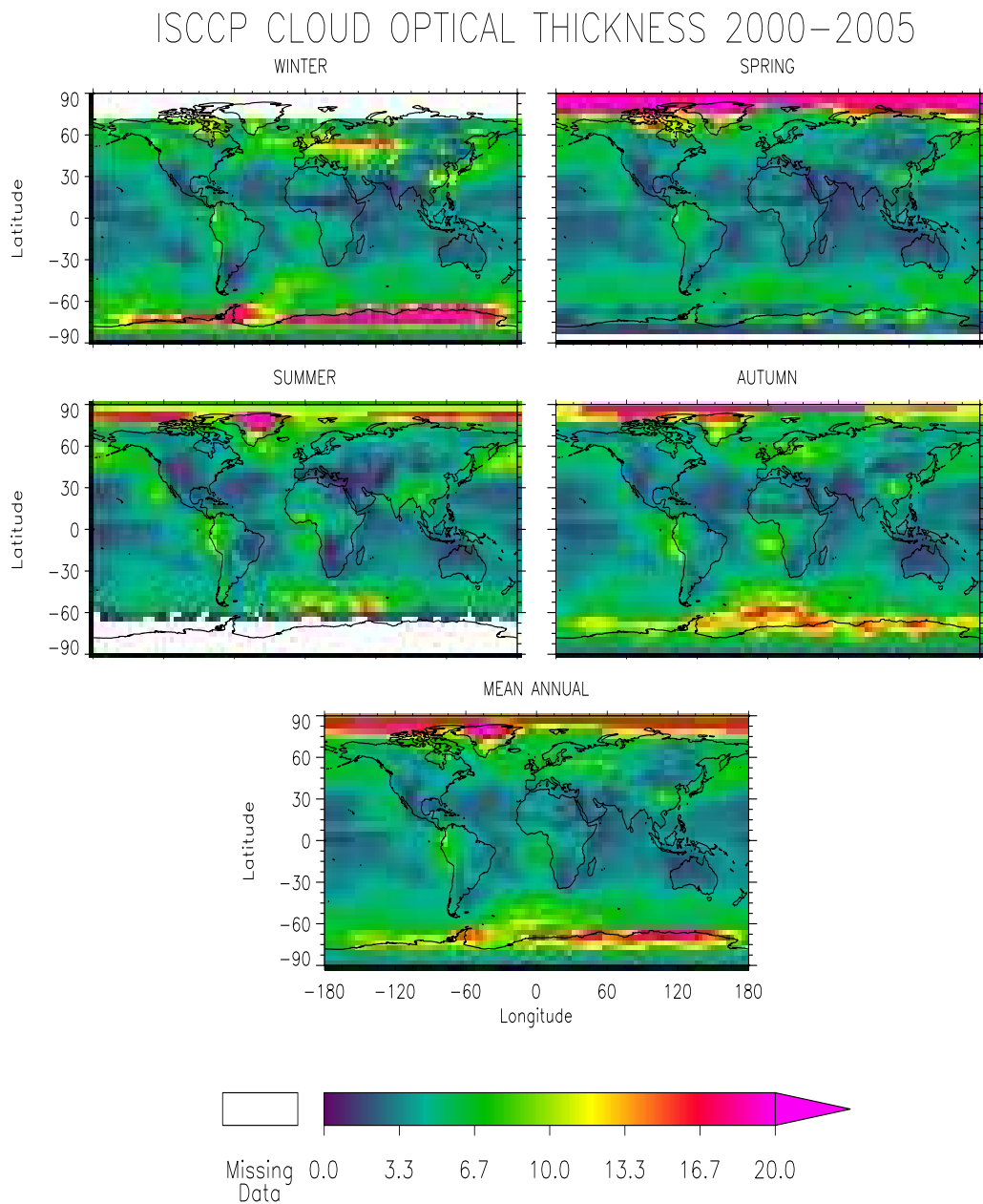
Trender

Det generelle inntrykket av figur 4.13 gir negativ trend for store deler av jorden. Positiv trend sees i Stillehavet, Atlanterhavet Nord-Afrika, deler av Asia, Indiahavet og Vest-Australia, mest markert på vinter- og vårsesongen. Disse områdene kjennetegnes av lite skyer (figur 4.12) i vårsesongene. Områder i Stillehavet, Nord-Europa og Sørøst-Asia har negativ trend, mest markert i vintersesongen.



Figur 4.13: Figuren viser trendene for totale skymengde fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden

4.2.2 Skyoptisk tykkelse



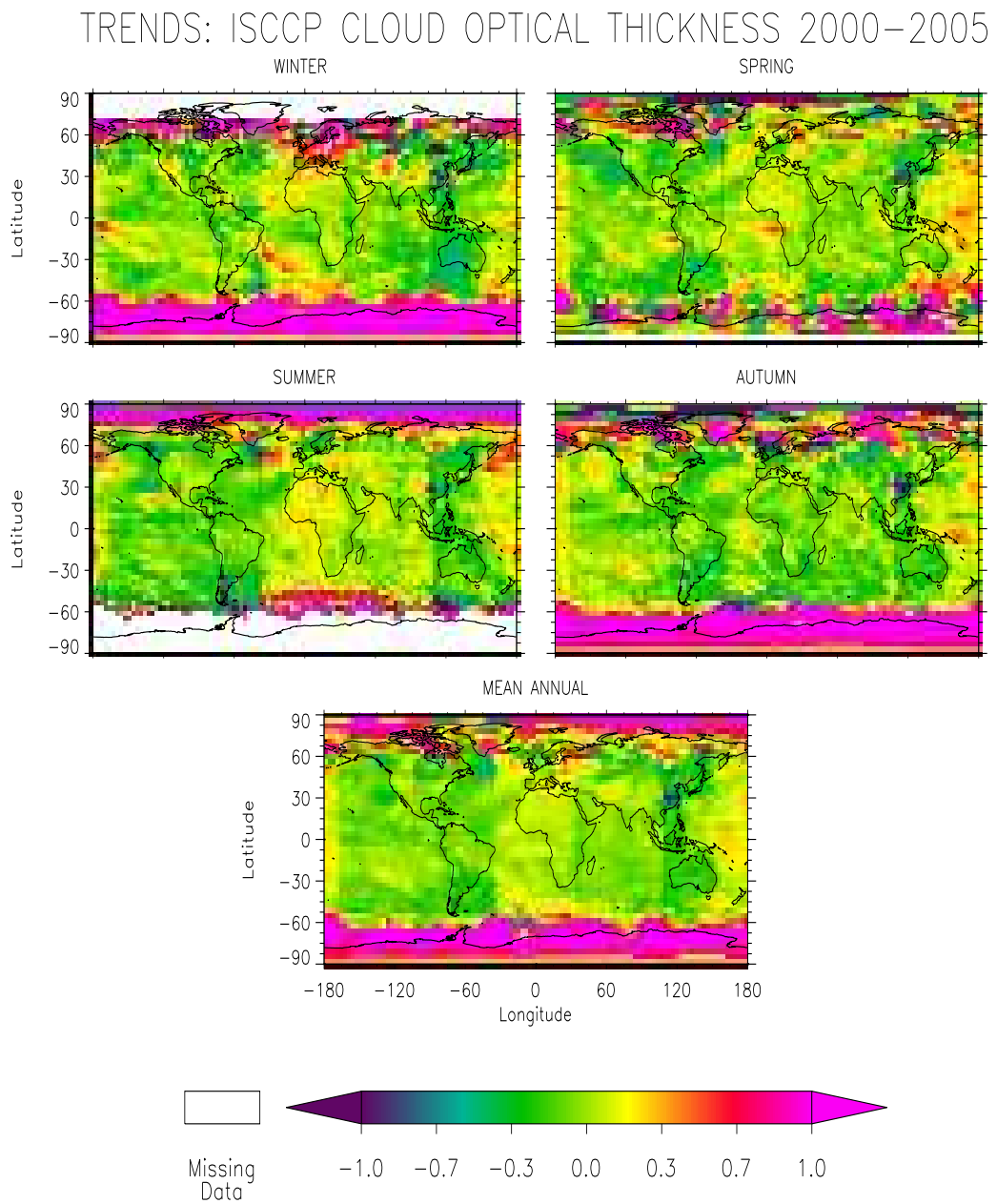
Figur 4.14: *Figuren viser skyoptisk tykkelse fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden*

Figur 4.14 har godt samsvar med skymengde i alle sesonger (figur 4.12). Områder med lite skyer har liten optisk tykkelse, f.eks. i subtropene på begge sider av ITCZ. På midlere bredder har man høy optisk tykkelse i forbindelse med lavtrykkssystemene. I polarområdene har man høy optisk tykkelse.

Dette kan skyldes isen og mulig feilmålinger. På vinteren har man høy optisk tykkelse over Europa og Vest-Asia, mens Atlanterhavet har områder med lav optisk tykkelse. Dette stemmer dårlig med skymengdeplottet. På sommeren finner man stor optisk tykkelse over Sør-Asia i forbindelse med sommermonsunen.

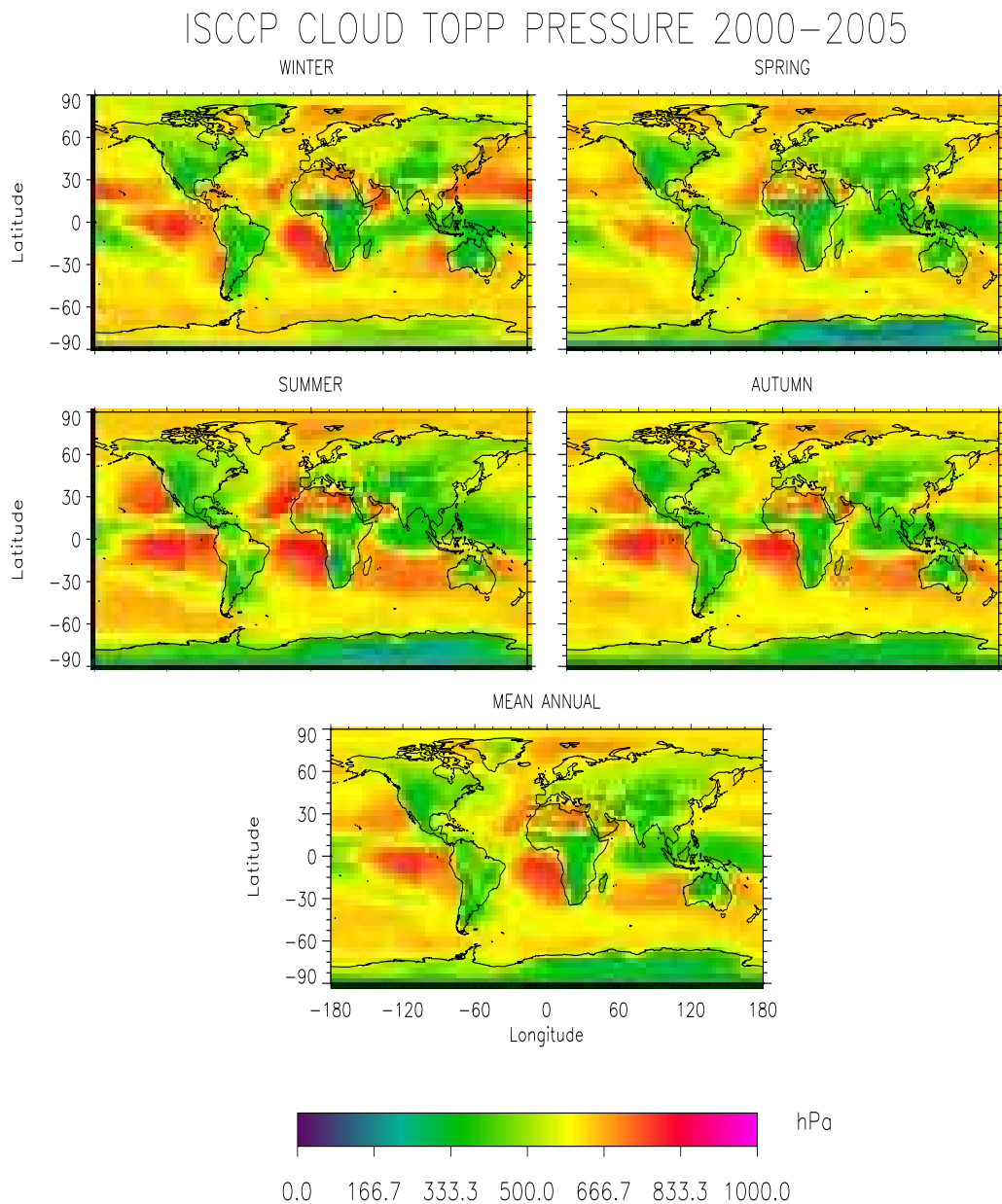
Trender

Trendene for skyoptisk tykkelse (figur 4.15) er tildels sammenfallende med trendene for skymengde (figur 4.13), men er mindre markerte. Det er få tydelige trender. Det er positiv trend over Stillehavet, mest markert på vårsesongen. Svakere positive trender sees over Sør-Atlanteren og Nord-Afrika, mest uttalt i vintersesongen. Negative trender finner man over Øst og Sørøst-Asia, Australia og over Sør- og Nord-Amerika, mest markert i sommer- og høstsesongen. Det er tydelige grenser i trendene mellom Atlanterhavet og Det Indiske hav, særlig på sommeren. Dette er også grensen mellom satellittområder som gir usikre data. På høyere bredder og polarområder finner man en positiv trend. Dette skyldes sansynligvis isen og er feilmålinger.



Figur 4.15: Figuren viser trender av skyoptisk tykkelse fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden

4.2.3 Skytopptrykk



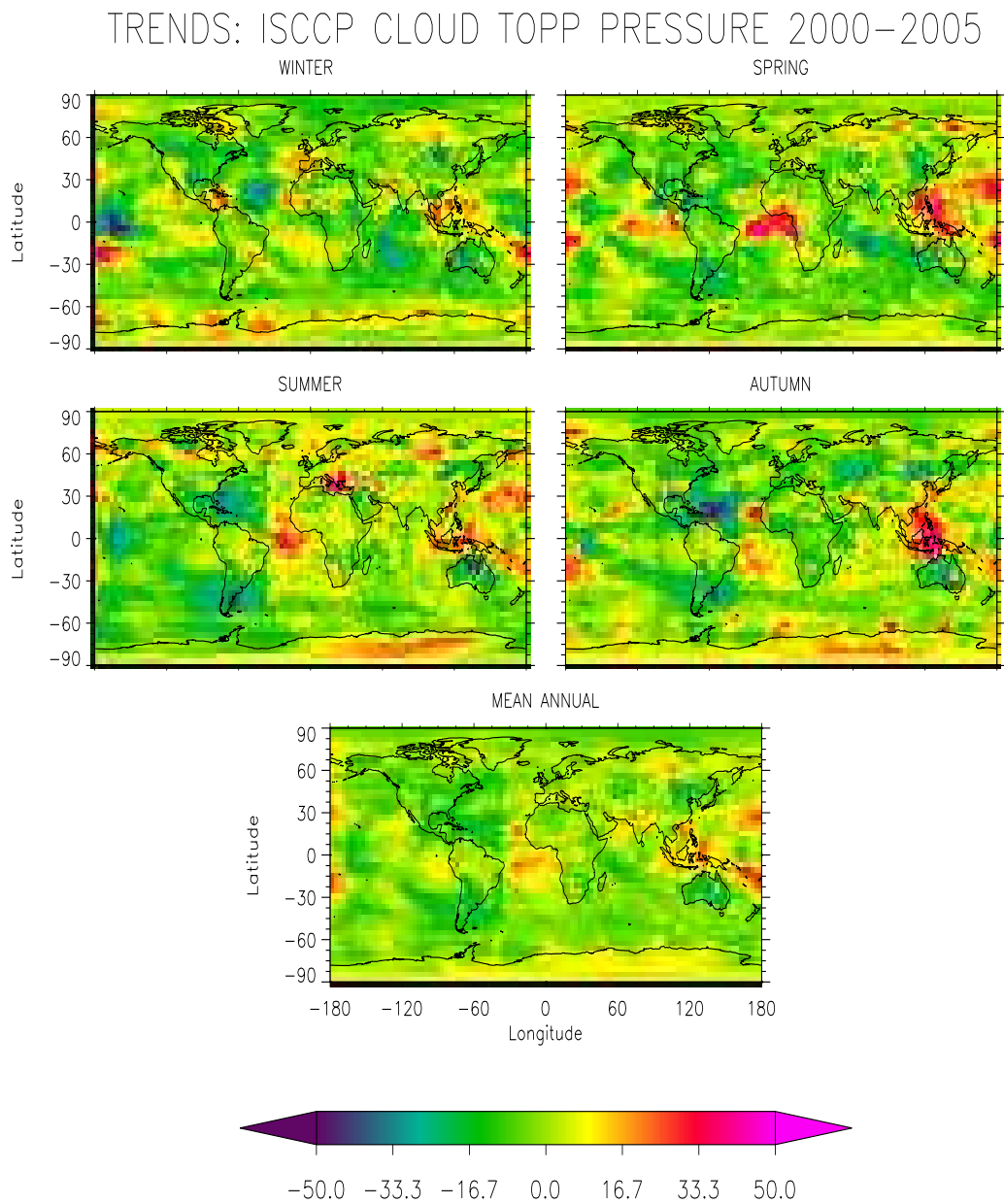
Figur 4.16: *Figuren viser skytopptrykket fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden*

I figur 4.16 ser man at de fleste landområdene har høyt skytopptrykk. Nord-Afrika skiller seg ut som et område med svært høyt skytopptrykk (ned mot 800 hPa). Dette området er ørken og har relativt små mengder skyer, (ca 30%, figur 4.12). ITCZ er tydelig på sommeren og høsten med lavt skytopp-

trykk, særlig over land. Her har man sterk konveksjon som gir høye skyer. ITCZ bevegelse over sesongene, gir sesongvariasjon over Mellom-Amerika, der vinteren skiller seg ut med høyt skytopptrykk. I havområdene i subtropene finner man høyt skytopptrykk.

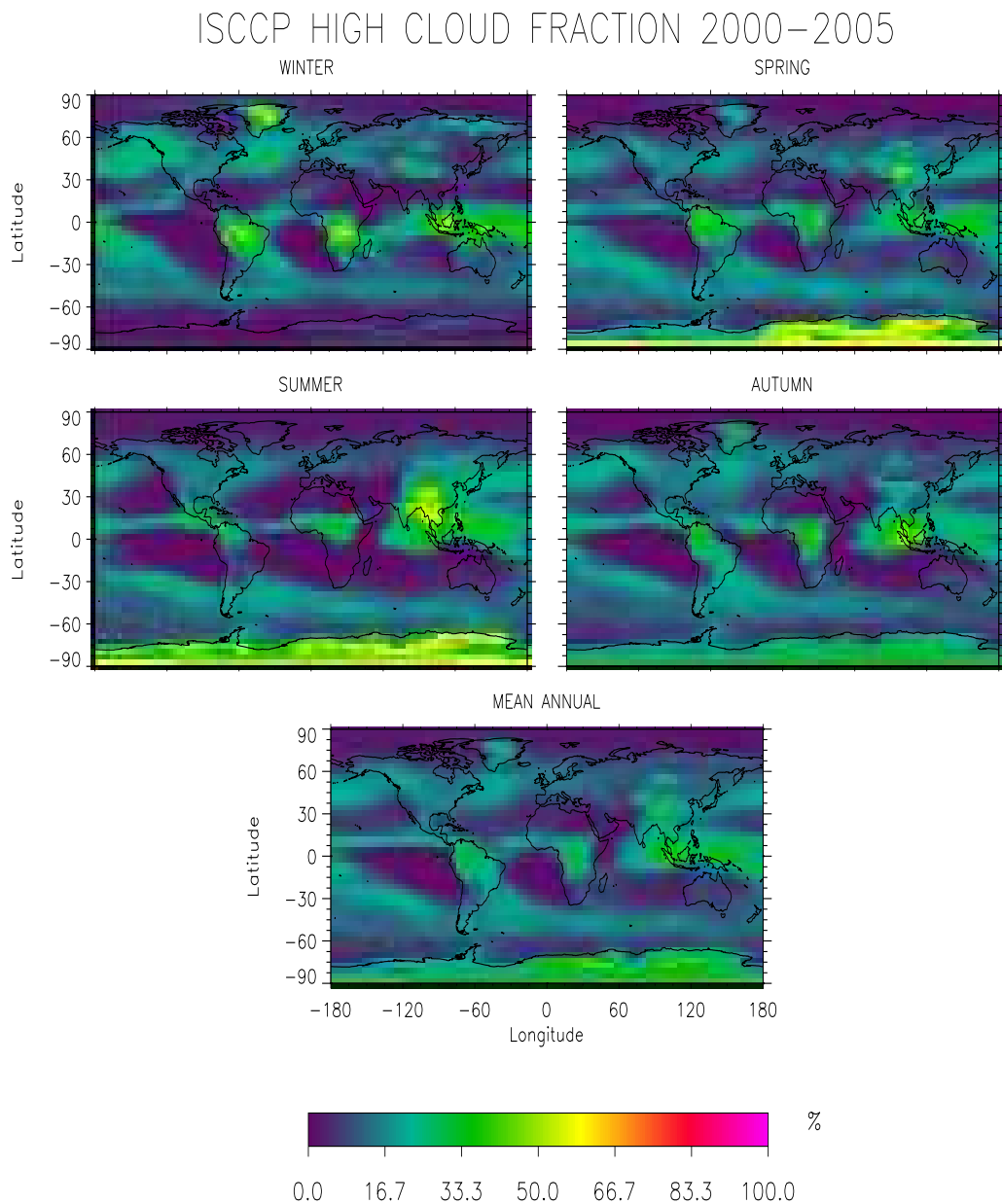
Trender

Trender for skytopptrykk (figur 4.17) viser hovedsakelig negative verdier, særlig over land. Over Sørøst-Asia og i havet mellom Afrika og Sør-Amerika er det oppgang av skytopptrykket, samtidig som skymengden minker. Dette er mest markert på vår, sommer og høst og gir fære og lavere skyer. I Stillehavet ser man både sterke positive og negative trender. De negative trendene er mest markert på vinteren, mens de positive trendene sees best på våren og sommeren.



Figur 4.17: Figuren viser trender for skytopptrykk fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden

4.2.4 Høye skyer



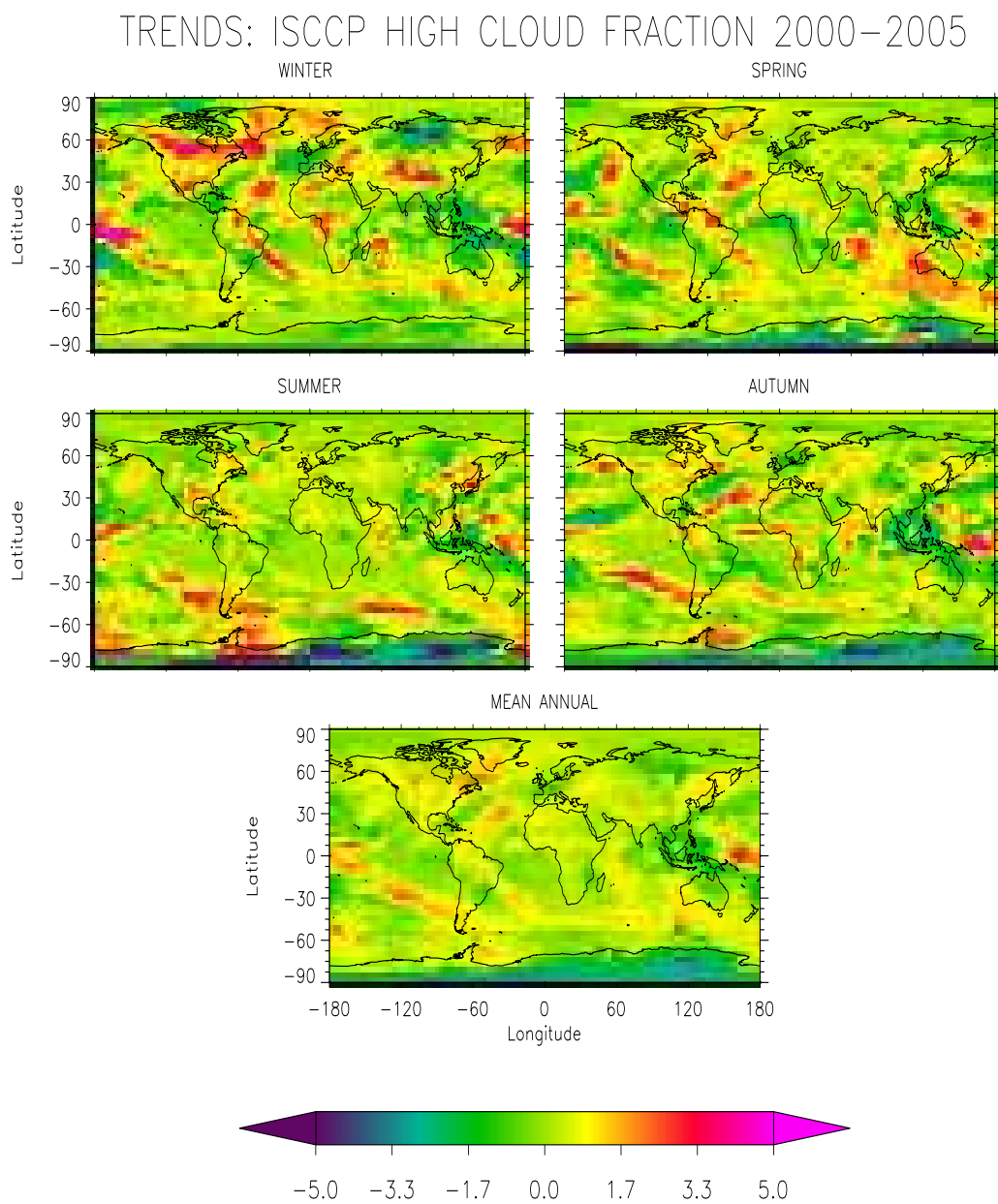
Figur 4.18: *Figuren viser mengde av høye skyer fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden*

Mengden av høye skyer (figur 4.18) viser den samme karakteristikk som skytopptrykket (figur 4.16). Lavtrykkene på midlere bredder og ITCZ kommer tydelig frem. Høye skyer dekker det meste av landområdene med unntak av Nord-Afrika, deler av Sør-Afrika og Australia. Sommermonsunen over Sør-

og Sørøst-Asia er markert i sommersesongen. Over Mellom-Amerika har man sesongvariasjon med markert mindre skyer på vinteren, pga. at ITCZ ligger lengre sør.

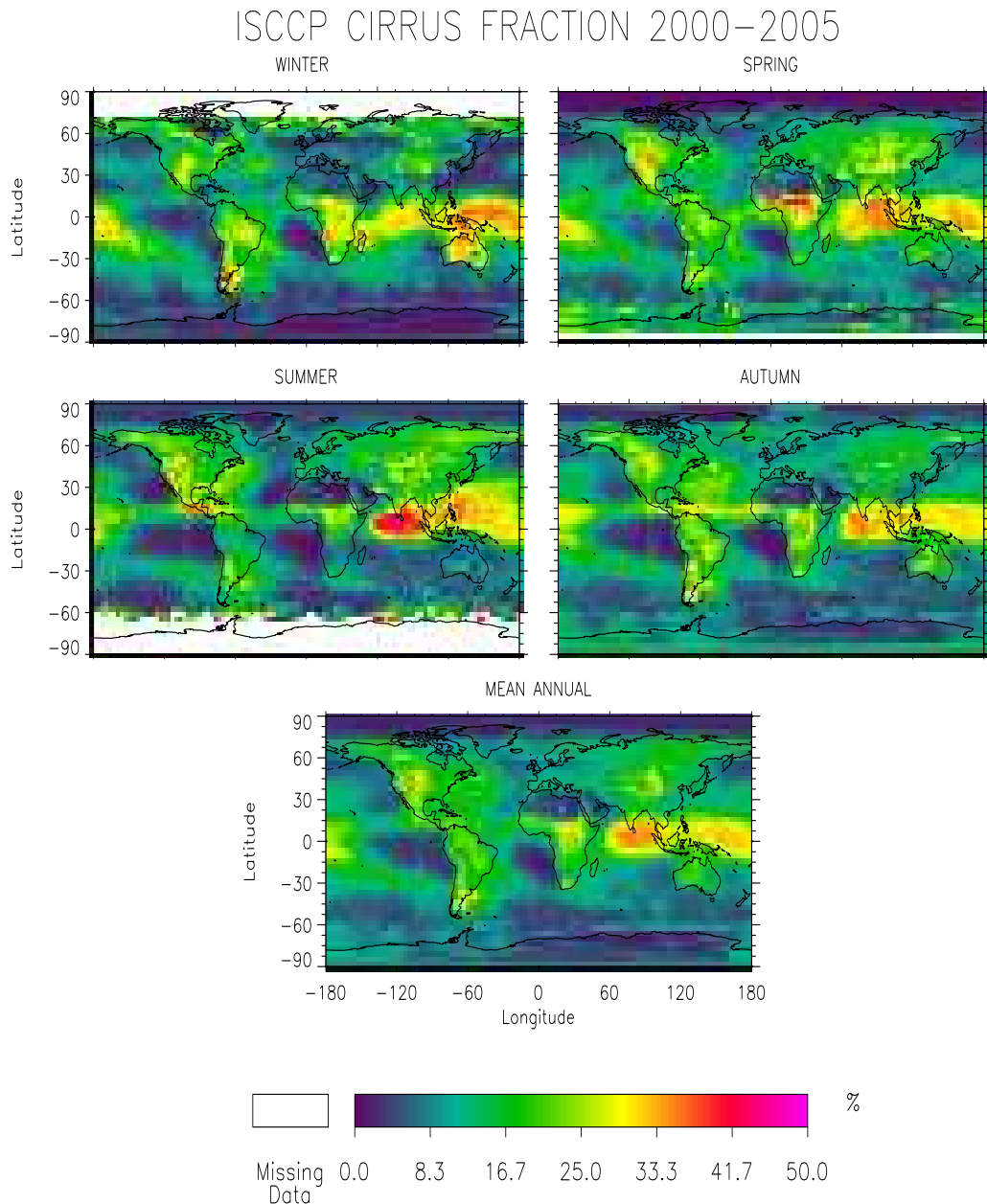
Trender

Trendene for høy skymengde (figur 4.19) samsvarer relativt bra med skytopptrykk trendene (figur 4.17). Over Stillehavet har man økning i mengde av høye skyer, som sammenfaller med økning i skymengder (figur 4.13), særlig på vinteren. Nord-Amerika har markant forskjell mellom vinter og sommer, med en sterk positiv trend i vintersesongen. Over Atlanterhavet sees områder med positiv trend i de ulike sesongene, med unntak av sommersesongene. I havområdene sør og vest for Australia ser man en positiv trend som er sterkt markert i vårsesongene. Utenfor Sør-Amerika har man en positiv trend på sommeren. Negativ trend finnes over Sørøst-Asia som kan skyldes mindre konveksjon.



Figur 4.19: Figuren viser trenden av høye skyer fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden

4.2.5 Cirruskyer



Figur 4.20: Figuren viser mengde av VIS cirrus fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over hele perioden

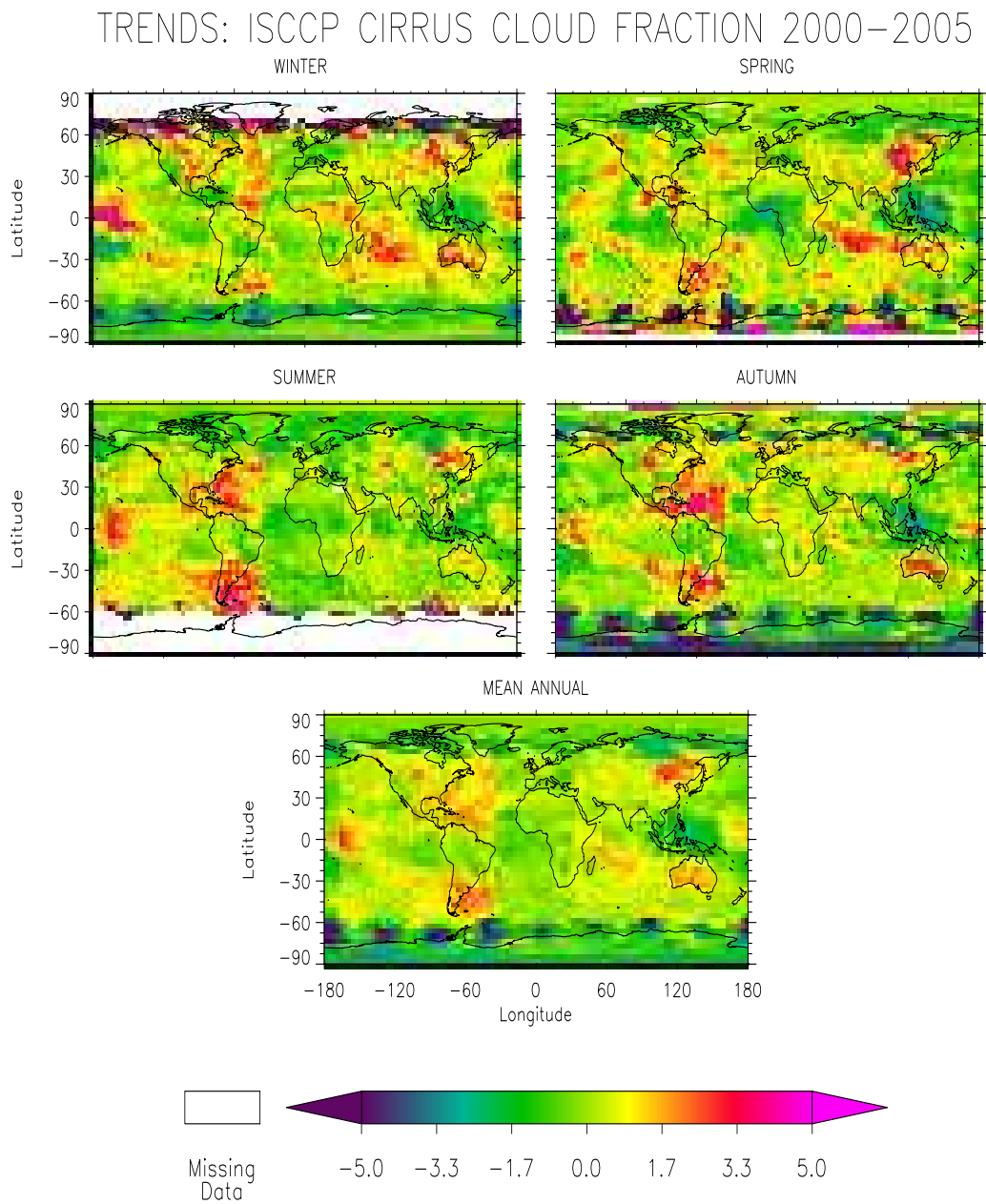
Mengden av cirrus (figur 4.20) er angitt opp til 50% for å få med kontrastene mellom områder. Det generelle bilde viser at mye av jorden er dekket av cirrus. Mest markert er ITCZ med sterk konveksjon over land. På sommeren har man størst mengde (opp mot 50%) over Det Indiske hav og Sør-Asia

pga. sommermonsunen. Over Nord-Afrika er det lite cirrus i godt samsvar med mengden av høye skyer (figur 4.18). Begge plottene viser samsvar av ITCZ, mens havområder med lite høye skyer viser større cirrus mengde enn mengde av høye skyer. Dette betyr at en av parameterene må være feilmålt. En mulig forklaring kan være at mengden høye skyer er et IR produkt, mens cirrus mengde er et VIS produkt.

Over Australia ser man størst mengde cirrus i vintersesongen. Da er det sommer på disse breddene som kan gi en sterk vertikal transport av fuktighet. I Sørøst-Asia og Stillehavet finner man endel cirrus i alle sesongene, mest markert på vinteren. I forhold til skytopptrykket (figur 4.16) samsvarer mengden av cirrus til en viss grad.

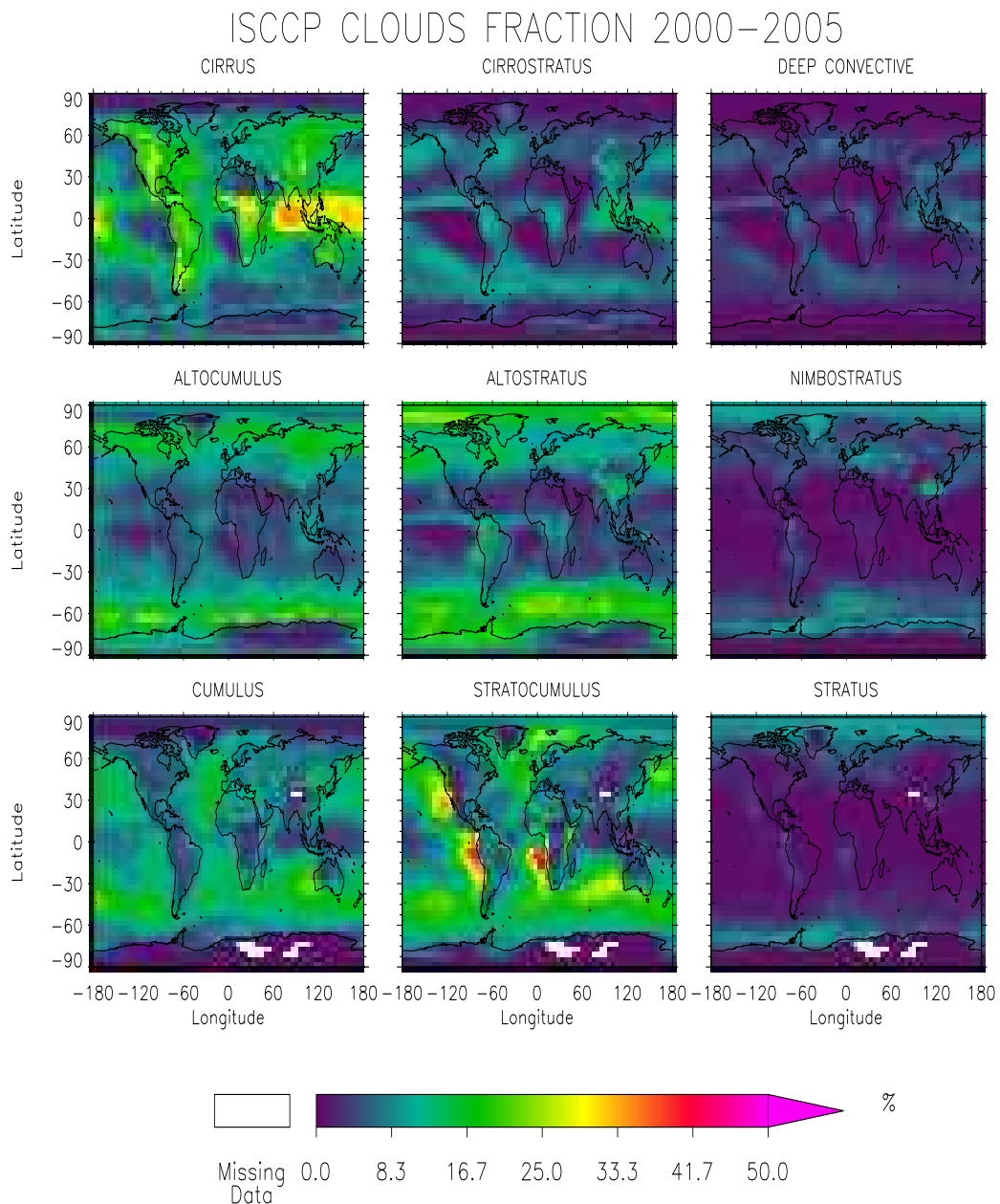
Trender

Trendene av cirrus i figur 4.21 viser positive verdier over sørspissen av Sør-Amerika og Atlanterhavet inn mot Nord- og Mellom-Amerika. Disse er mest markert i sommer- og høstsesongene. I sentrale deler av Stillehavet sees en positiv trend som er mest tydelig om vinteren og sommeren. I det Indiske hav og i Øst-Asia finnes en positiv trend som er sterkest på vinter- og vårsesongene. Over Australia har man en markert positiv trend på høsten og vinteren. Sørøst-Asia har en tydelig negativ trend i alle sesonger, våren skiller seg mest ut med negativ trend. Cirrustrendene samsvarer relativt bra med trendene for høye skyer (figur 4.19) og skytopptrykket (figur 4.17), Australia er et unntak der mengden av høye skyer går ned, mens cirrus mengden og går opp. Skytopptrykket går ned, noe som betyr høyere skytopper.



Figur 4.21: Figuren viser trender av cirrus skyer fra ISCCP ved de forskjellige sesongene og et gjennomsnitt over alle årene.

4.2.6 Skytyper



Figur 4.22: De forskjellige skytypene i ISCCP over 5 år

Figur 4.22 er satt opp på samme måte som ISCCPs klassifiseringskjema, se figur 3.1. Vertikalt vises paneler for ulike skyhøyder (høye skyer øverst, Cirrus, Cirrostratus og Deep Convective). Horisontalt vises paneler for ulike skyoptiske tykkelser (laveste tykkelse til venstre, Cirrus, Altocumulus og Cumulus). Figuren viser at det er mest cirrusskyer blant høye skyer. Cir-

rostratus finner man også i de samme områdene som cirrus, men i mindre mengder. Store konvektive skyer finnes i de samme områdene som cirrus og cirrostratus, men i svært små mengder. Disse skyene har kort levetid og liten horisontal utstrekning.

Altostratus finner man lite av mellom 30° sør og 30° nord, særlig over land. Fra midlere bredder er det en økning både på nordlig og sørlig halvkule. Altostratus har stor likhet med Altostratus. Nimbostratus finner man i små mengder utenfor Antartid, i Arktisk, over Nord- og Øst-Europa og Vest-Asia.

Cumulusskyer finner man over de fleste havområdene. Over land er det generelt mindre mengder Cumulus og størst mengde finner man over Nord-Afrika, Europa og deler av Asia. Cumulus dannes ofte der konveksjonen ikke er sterk nok til å danne store konvektive skyer. Stratocumulus finner man i større mengder utenfor vestkysten av Amerika og Afrika og dekker det meste av hav- og kystområdene. Stratus finner man hovedsakelig over havområdene i polarstrøkene. Dette er polare tåkeskyer som finnes i svært små mengder.

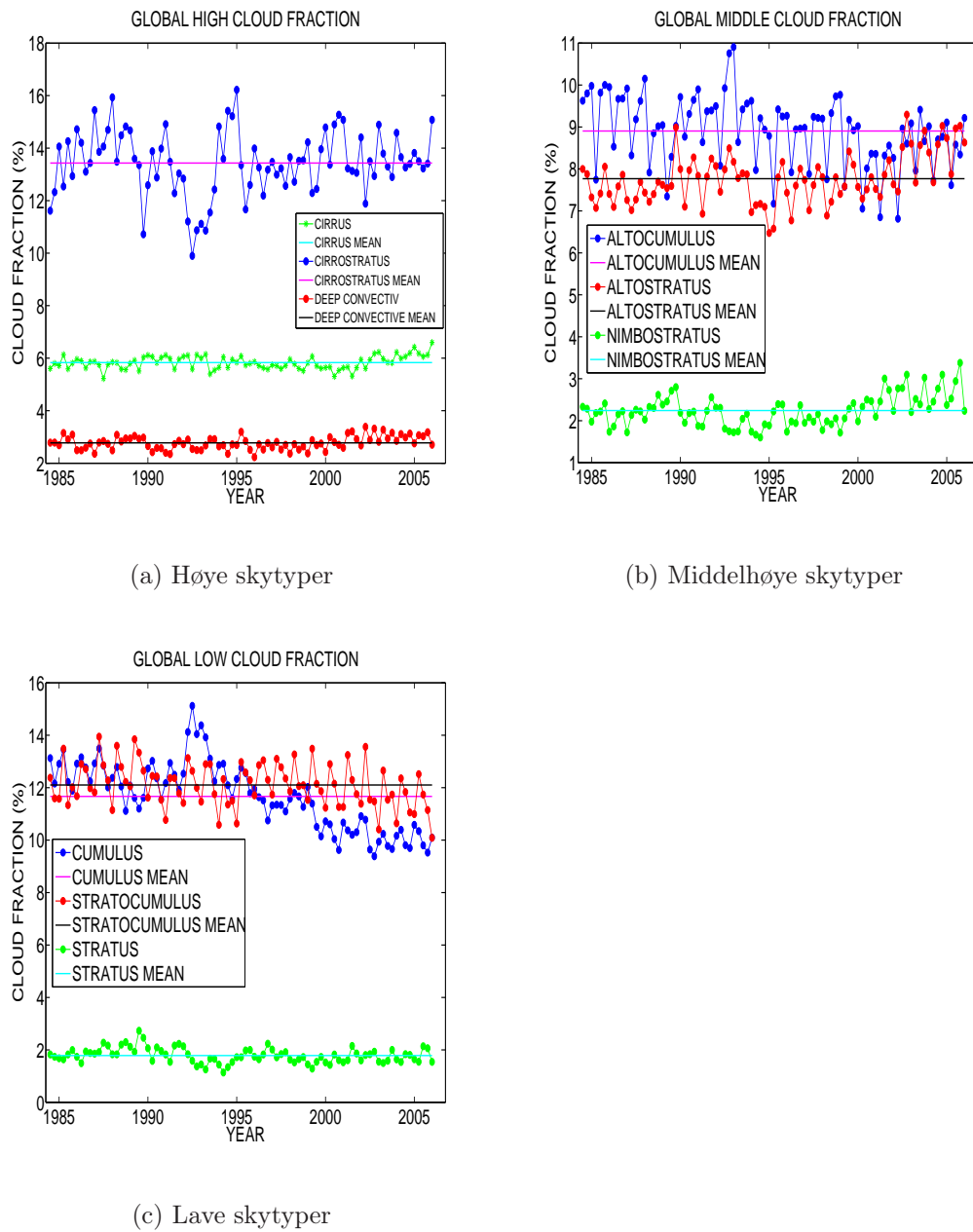
I plottene for lave skyer sees tre områder med manglende data. I Himalaya-området vil høye fjell med snø og is gi problemer for satellittinstrumentet. I Antartid kan store flate sletter med is og snø gi bakgrunnsforstyrrelser i målingene.

Figur 4.23 presenterer et plott av sesongmidler med globale verdier. Gjennomsnittet for hver skytype er gitt i tabell 4.1.

Skytype	Gjennomsnittlig global skymengde (%)
Cirrus	13.4
Cirrostratus	5.8
Deep convective	2.8
Altostratus	8.9
Altostratus	7.8
Nimbostratus	2.2
Cumulus	11.7
Stratocumulus	12.1
Stratus	1.8

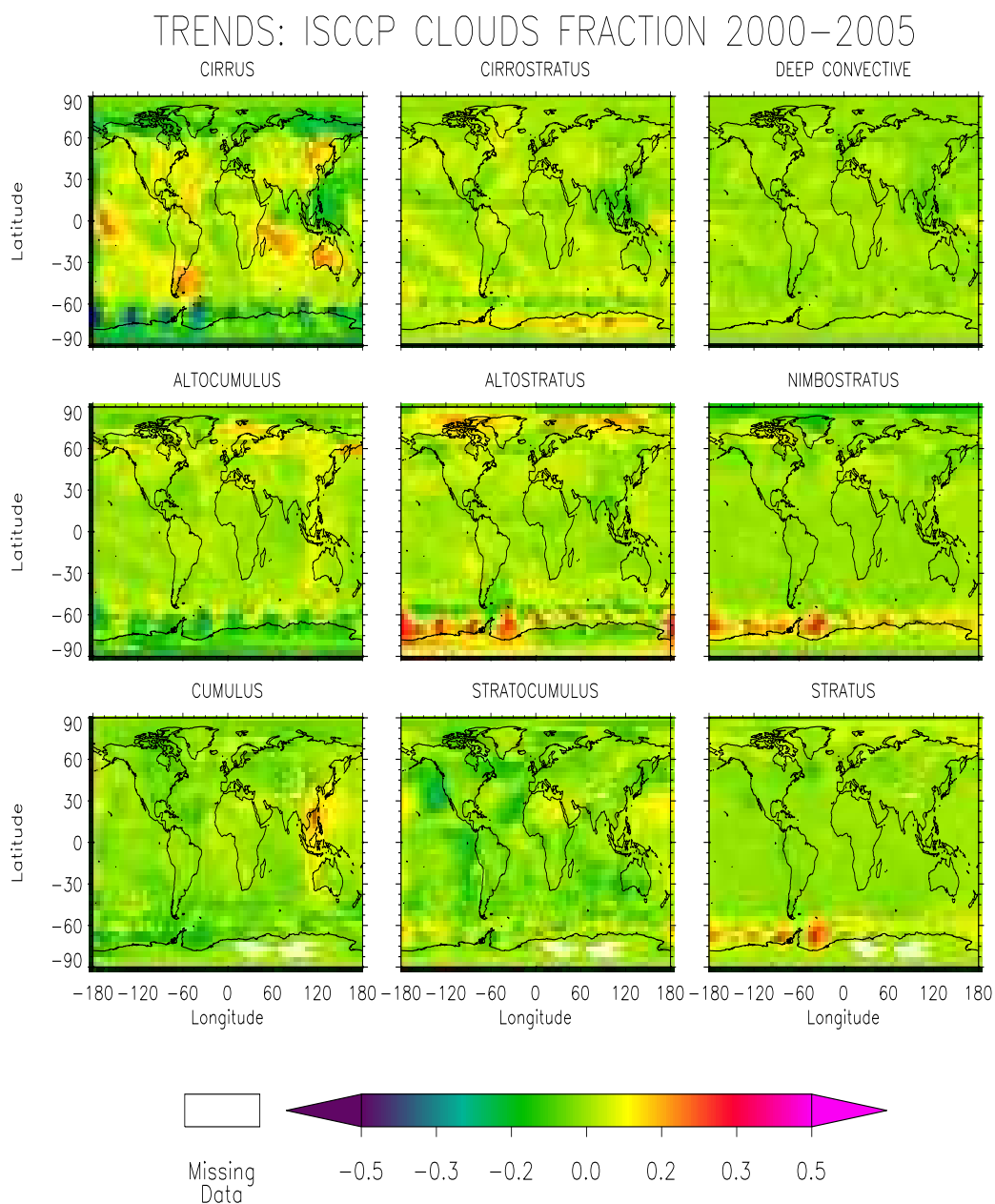
Tabell 4.1: Gjennomsnittsverdien til de forskjellige skytypene i ISCCP

Dette viser at det globalt finnes mest cirrusskyer fulgt av stratocumulus og cumulusskyer. Det finnes minst mengde stratus skyer (figur 4.22).



Figur 4.23: Globale sesongmengder av høye skytyper (a), middelhøye skytyper (b) og lave skytyper(c) for ISCCP

Trender



Figur 4.24: *Trender for de ulike skytypene*

Trendene av de forskjellige skytypene (figur 4.24) viser generelt liten endring over fem år. Cirrus har positiv trend over Stillehavet, Sør-Afrika, Det Indiske hav og Australia (se avsnitt 4.2.5). Over Sørøst-Asia finner man en nedgang av mengden høye skyer (Cirrus, Cirrostratus og Deep Convective) samtidig som ser man en positiv trend av Cumulus. Ved Antarktis ser man en positiv

trend av flere skytyper. Dette er usikre data pga. forstyrrelse av bakgrunnen. Sammenligning av trender for mengde av høye skyer (figur 4.18) stemmer relativt bra. Fargeskalaen er forskjellig; for å få frem kontraster er det blitt valgt liten fargeskala for skytypetrendene. Over deler av Stillehavet finner man mye likheter. Cirrus står for økningen av høye skyer som er et IR-produkt. Skytyper er VIS-produkter. Mengden av høye skyer målt med IR og synlige kanler gir forskjellig resultat. Dette er nærmere diskutert i kapittel 4.28. Ulike målingsmetoder kan gi forskjellige mengde skyer. Dette kan føre til at trendene ikke samsvarer over alt.

4.3 Sammenligning av ISCCP og MODIS

I dette delkapittelet sammenlignes data fra ISCCP og MODIS. ISCCP-dataene over 5 år kalles ISCCP5, mens over hele måleperioden, ISCCP21. Statistisk analyse er kun gjort når trendene til MODIS og ISCCP5 går i samme retning.

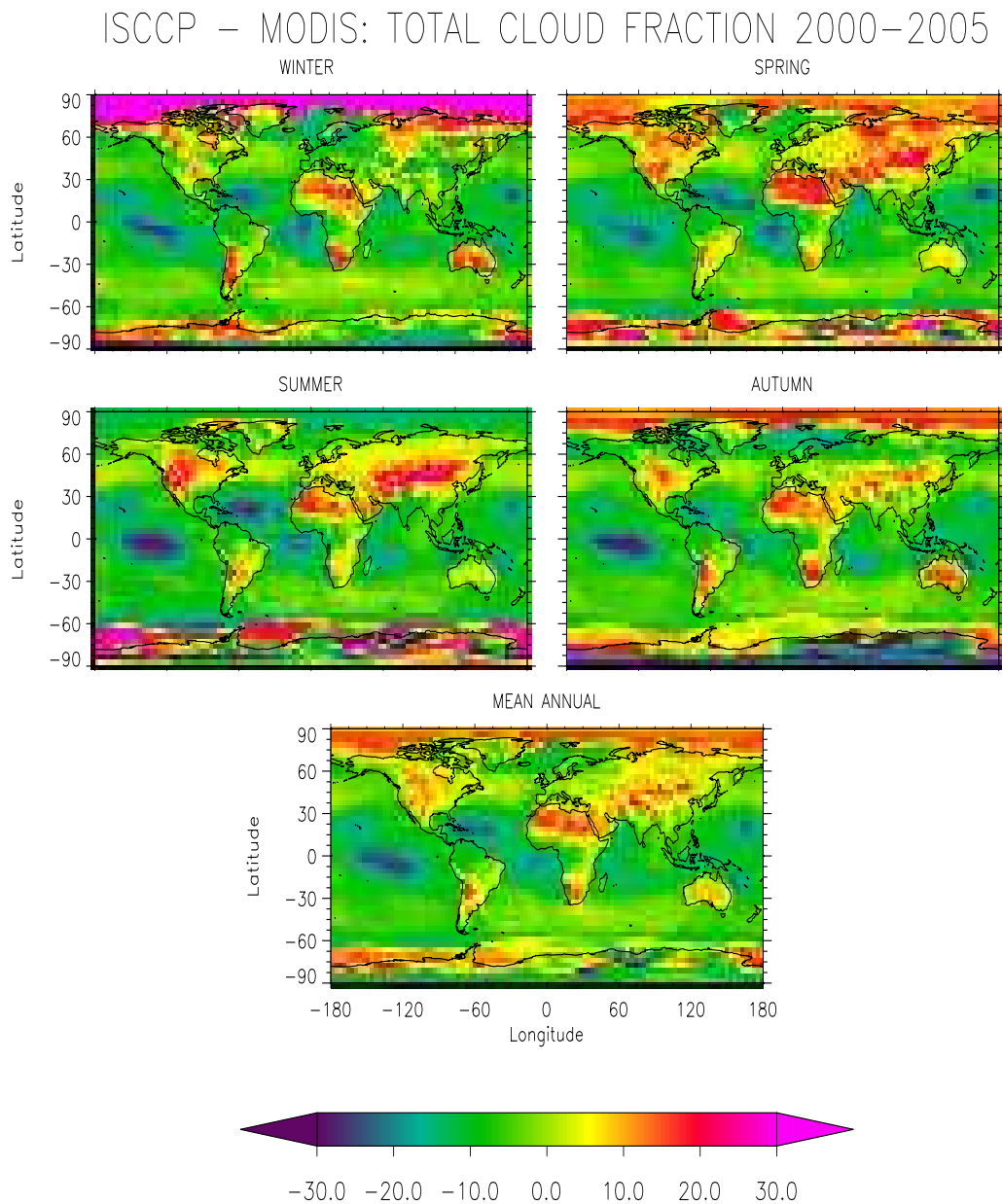
4.3.1 Skymengde

Figur 4.25 viser sammenligning av ISCCP og MODIS totale skymengde. Over Nord-Afrika ser man forskjell i alle sesongene, særlig markert på våren med høyere ISCCP- enn MODIS-verdier. I et studie av Stubenrauch m.fl. (1999) ble det vist at ISCCP registrerte ørkenstøv som cumulusskyer. Dette kan være en mulig årsak til forskjellen over Nord-Afrika. Australia har også mye ørken. Her ser man forskjell i alle sesonger, med unntak av sommerplottet som er vintertid på disse bredder. Over Asia viser ISCCP størst verdier i vår- og sommersesongen. Høst- og vintersesongen gir MODIS størst verdier. I Arktisk gir ISCCP størst verdi i alle sesonger utenom sommeren. Dette kan tyde på at instrumentene kan ha problemer med bakgrunnen. I Sør-Amerika har man et markert område der ISCCP gir størst verdier i alle sesongene, mest synlig på våren. I dette området finner man Andesfjellene som kan være en vanskelig bakgrunn. Tilsvarende ser man over Himalaya. Over havområdene gir MODIS generelt større verdier enn ISCCP i alle sesonger. I det sentrale Stillehavet finner man et markert område med stor forskjell (over 30%) som er synlig på sommer og høst. Over Nord-Amerika måler ISCCP høyere mengder skyer enn MODIS over alle sesonger. Dette er mest markert på sommeren. Området dekker store store deler ørken og prairie. Det kan virke som om ISCCP-instrumentene gir høyere verdier i forhold til MODIS over ørken og høye fjellområder.

Globalt viser ISCCP og MODIS ulik mengde skyer. Dette vises i figur 4.30(a). Plottet viser sesongvariasjoner med global gjennomsnittsverdi for ISCCP og MODIS. Tabell 4.2 gir globale gjennomsnittsverdier for skymengde og viser at MODIS gir høyere verdier enn ISCCP. MODIS måler for høy skymengde over havområder om natten. Dette kan skyldes at det benyttes andre kanaler på natten enn om dagen.

Datasett	Gjennomsnittsverdi (%)
ISCCP21	66.5
ISCCP5	65.4
MODIS	69.9

Tabell 4.2: Tabell over gjennomsnittsverdier for skymengde til ISCCP og MODIS



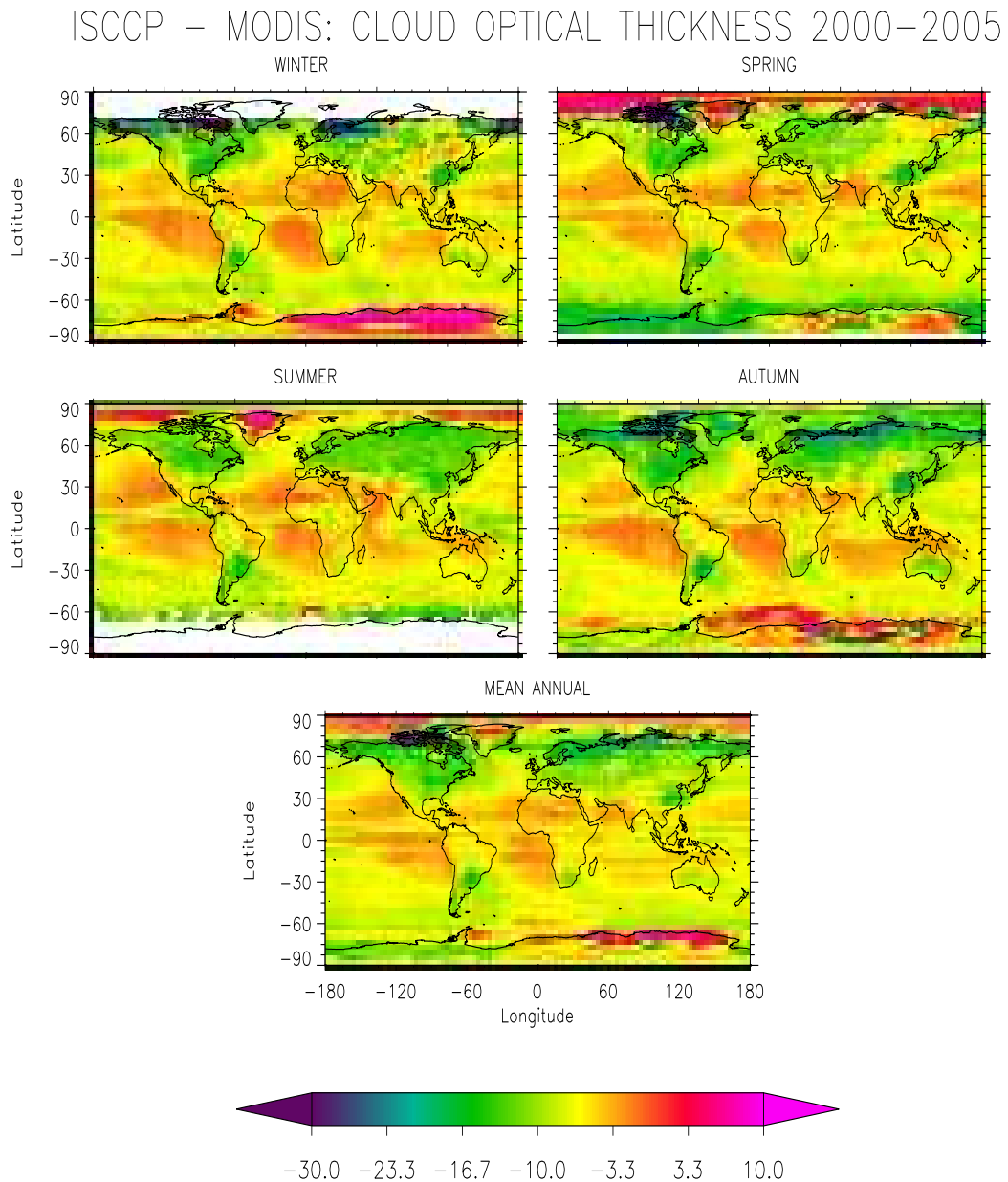
Figur 4.25: Figuren viser forskjellen mellom ISCCP og MODIS totale sky-mengde i sesongene og over hele perioden

Trender

Sammenligning av figur 4.2 og 4.13 viser at trendene samsvarer bra i flere områder, eksempelvis Sentral-Stillehavet, Afrika og Sørøst-Asia. Figurene har ikke samme fargekode. MODIS har sterkere trender enn ISCCP. Globalt gir ISCCP5(figur 4.31(a)) en økning av skymengden, mens MODIS gir en

nedgang. ISCCP trenden for 21-år (ISCCP21) gir også en nedgang.

4.3.2 Skyoptisk tykkelse



Figur 4.26: Figuren viser forskjellen mellom ISCCP og MODIS skyoptiske tykkelse i de forskjellige sesongene og over hele perioden

Forskjellen i optisk tykkelse er relativ stor og MODIS gir betydelig større verdier enn ISCCP, se figur 4.26. I polarområdene er ISCCP-data høyere

enn MODIS på våren og vinteren. På høsten gir MODIS størst verdi over Arktisk og deler av Antartis. Størst forskjell finner man over land, særlig Nord-Amerika, Nord-Europa og Asia i sommer- og høstsesongen. Over havområdene er forskjellen vesentlig mindre, særlig over deler av Stillehavet og Atlanterhavet om sommeren og vinteren. Stor forskjell i optisk tykkelse kan ha flere årsaker. ISCCP og MODIS bruker forskjellige algoritmer for å bestemme optisk tykkelse, ISCCP bruker fast partikkelstørrelse for is og vann, mens MODIS henter ut partikkelstørrelse samtidig som målinger blir gjort.

Den skyoptiske tykkelsen globalt er svært varierende, (se figur 4.30(b)). Tabell 4.3 viser gjennomsnittsverdiene for optisk tykkelse. Den bekrefter at MODIS måler høyere skyoptisk tykkelse enn ISCCP.

Datasett	Gjennomsnittsverdi
ISCCP21	4.3
ISCCP5	4.6
MODIS	11.8

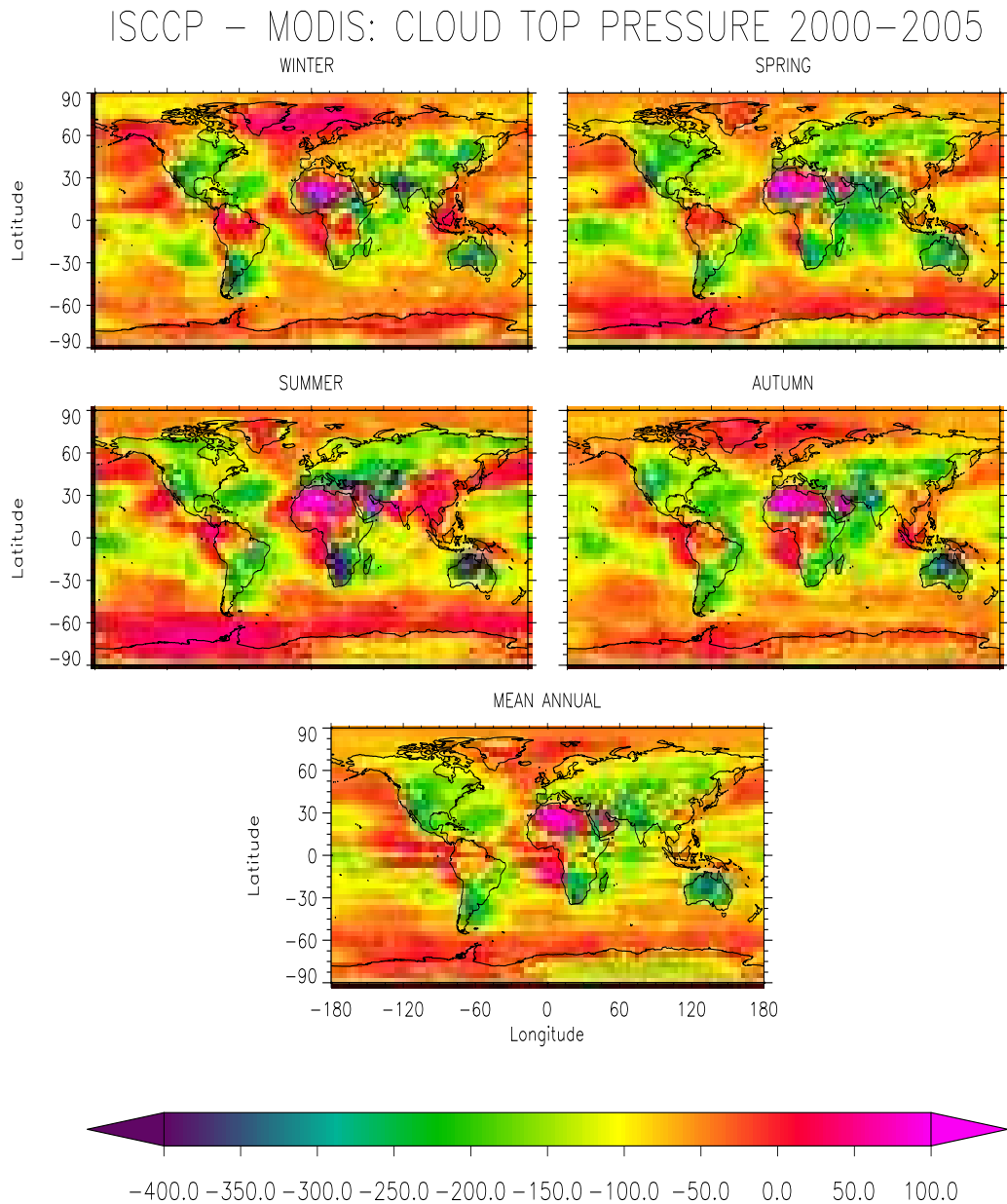
Tabell 4.3: Tabell over gjennomsnittsverdier for skyoptisk tykkelse

Trender

Trender for MODIS og ISCCP henholdsvis figur 4.4 og 4.15 viser mye av det samme bilde. Legg merke til at det er ulike fargeskalaer i de to figurene. Man finner positive trender i Stillehavet uten for Asia og over deler av Asia. Denne trenden er mest markert på våren for ISCCP og sommeren for MODIS. Mest markert nedgang finner man over Sørøst-Asia og Australia i begge figurene for alle sesonger. I polarområdene gir ISCCP en sterk positiv trend, mens MODIS gir en negativ trend. I figur 4.31(b) viser trender for global skyoptisk tykkelse. ISCCP5 og MODIS har begge relativt like positive trender. T-test viser at globale skyoptiske trendene ikke er statistisk signifikant forskjellige ($p > 0.2$).

4.3.3 Skytopptrykk

Forskjellen i skytopptrykket mellom ISCCP og MODIS er presentert i figur 4.27. Over mesteparten av landområdene har MODIS høyere skytopptrykk enn ISCCP. Dette gjelder alle sesonger. Nord-Afrika er et unntak der ISCCP gir høyere skytopptrykk enn MODIS i alle sesonger. Dette kan skyldes ørkenen. ISCCP kan registrere ørkenstøv som lave skyer og kan gi feilaktig høyt skytopptrykk. Over Australia og Sør-Afrika ser man store forskjeller. Her viser MODIS opptil 200 hPa høyere skytopptrykk enn ISCCP, særlig på sommeren. I polarområdene og over Grønland er ISCCP høyere enn MODIS i alle sesonger. Dette kan skyldes isen. På vestkysten av Nord-Amerika



Figur 4.27: Figuren viser forskjellen mellom ISCCP og MODIS skytopptrykk i de forskjellige sesongene og over hele perioden

gir MODIS lavere trykk enn ISCCP. Over Sør- og Sørøst-Asia viser ISCCP høyere skytopptrykk enn MODIS i sommersesongen. I de andre sesongene er MODIS høyere enn ISCCP. I figur 4.30(c) ser man at ISCCP gir et langt lavere skytopptrykk enn MODIS, gjennomsnittsverdien er gitt i tabell 4.4 Måle metodene for satellitene er ulike, ISCCP benytter seg av langbølget utstråling fra skytoppene, mens MODIS benytter CO_2 – slicing. Dette kan

Datasett	Gjennomsnittsverdi (hPa)
ISCCP21	576.9
ISCCP5	563.7
MODIS	654.3

Tabell 4.4: Tabell over gjennomsnittsverdier for skytopptrykket

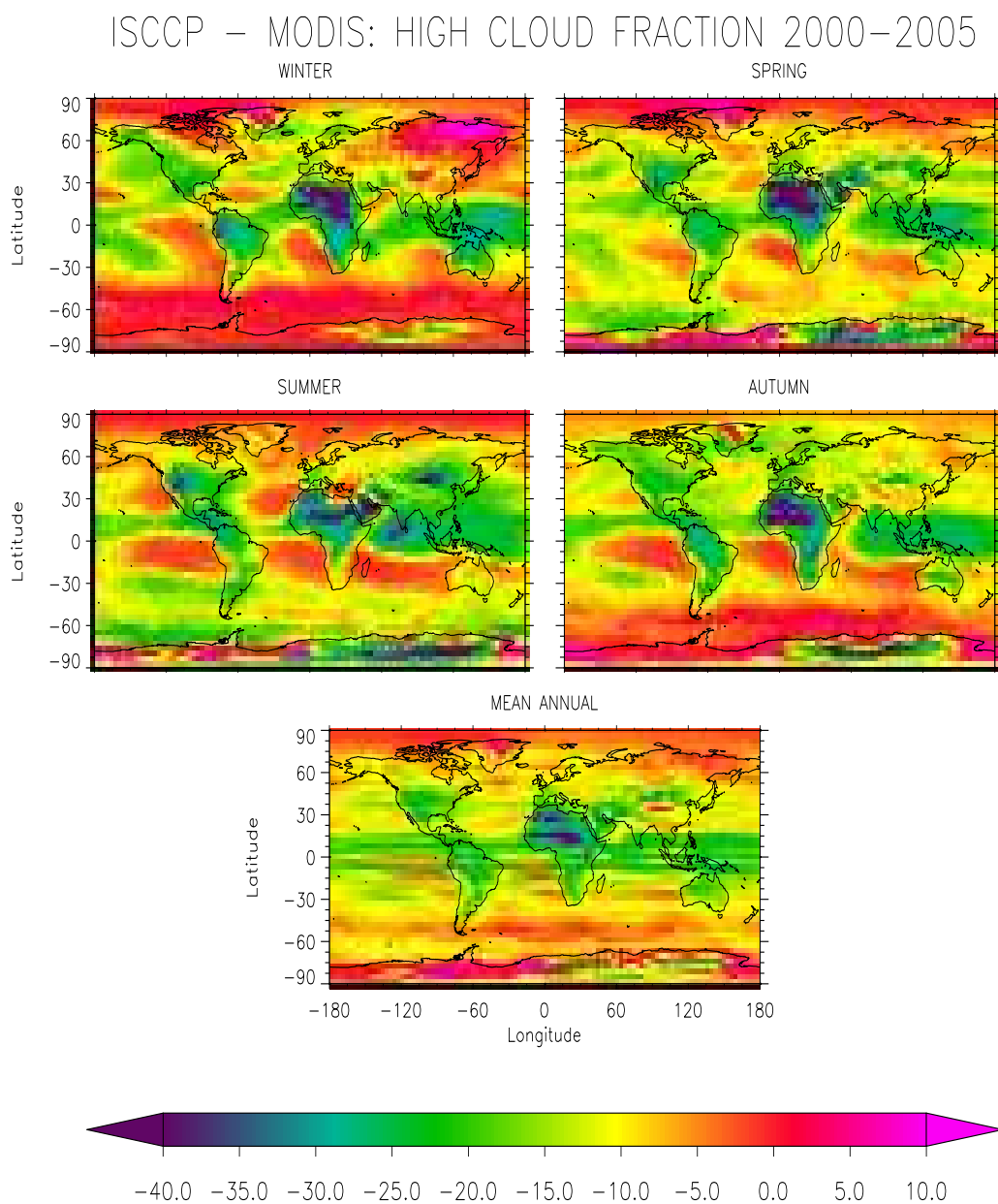
være en årsak til at man finner forskjell i skytopptrykket.

Trender

Sammenligning av trendene for ISCCP og MODIS henholdsvis figurene 4.17 og 4.6 viser relativ god overenstemmelse. I Sørøst-Asia har man en økning av skytopptrykket, mest markert på høsten for ISCCP og høst og vinter for MODIS. Over havområdene er det større forskjeller i trendene. I Stillehavet finner man positive trender, men i forskjellige områder. Dette ser man i alle sesonger. Begge datasettene har en negativ trend over den sentrale delen av Stillehavet, mest markert på vinteren. Over Karibien finner man en sesongvariasjon som er lik i begge figurene. Vinteren har positiv trend, de andre sesongene har negativ trend, mest markert på høsten. Figur 4.31(c) viser en positiv trend for MODIS og negativ trend for ISCCP5 og ISCCP21.

4.3.4 Høye skyer

Figur 4.28 viser forskjellen mellom ISCCP og MODIS for høye skyer. Over landområdene gir hovedsakelig MODIS høyest mengde og størst forskjell finner man over Nord-Afrika. Figur 4.27 viser at ISCCP gir høyt skytopptrykk i forhold til MODIS. Langs ITCZ gir MODIS høyere verdier enn ISCCP. I Asia ser man et lite område der ISCCP-verdiene er størst. Dette ligger over Himalya som gir en vanskelig bakgrunn. Det samme finner man i polarområdene og over Grønland. ISCCP måler større mengde høye skyer over områder med snø og is. I lavtrykkssystemene har man sesongvariasjoner, med sterk kontrast mellom datasettene. ISCCP-verdiene er størst om vinteren og høsten. På lavere bredder er MODIS-verdiene størst. Globalt måler MODIS mer høye skyer enn ISCCP (figur 4.30(d)). Gjennomsnittsverdier er gitt i tabell 4.5. ISCCP måleinstrumentene har to metoder for måling av høye skyer, IR og synlige kanaler. De synlige kanalene viser større mengde av høye skyer enn IR. Gjennomsnittsverdier er gitt i tabell 4.6. Siden MODIS bruker IR-måling ble sammenligningen gjort med IR-verdiene for ISCCP. Forskjeller mellom IR og synlig målte skyer er blitt studert av Kristiansen (2004). Det ble påvist forskjellen mellom IR-målte og synlig-målte skyer. Høye skyer er definert forskjellig av ISCCP og MODIS. Grense for høye skyer er under 440 hPa i ISCCP (se figur 3.1) og under 400 hPa i MODIS.



Figur 4.28: *Figuren viser forskjellen mellom ISCCP og MODIS mengde av høye skyer i de forskjellige sesongene og over hele perioden*

Trender

Begge figurene (4.8 og 4.19) viser negative trender, særlig over Sørøst-Asia. Dette samsvarer med positive trender for skytopptrykk. I Sentral-Stillehavet har man en positiv trend i begge datasettene. Trendene over og utenfor Sør-Amerika er positive på vår-, sommer- og høstsesongen. Det samme gjelder

Datasett	Gjennomsnittsverdi (%)
ISCCP21	13.1
ISCCP5	13.1
MODIS	25.7

Tabell 4.5: Tabell over skytopptrykk gjennomsnittsverdiene til ISCCP og MODIS

Parametert	Gjennomsnittsverdi over 21 år (%)	Gjennomsnittsverdi 5 år
High IR	13.1	13.1
High VIS	22.0	22.6

Tabell 4.6: Tabell over gjennomsnittsmengden til høye skyer fra ISCCP VIS og IR produktene

over Atlanterhavet særlig på høsten. Figur (4.31(d)) viser en positiv global trend for ISCCP5 og en svært svak negativ trend for MODIS. ISCCP21 trenden samsvarer med MODIS.

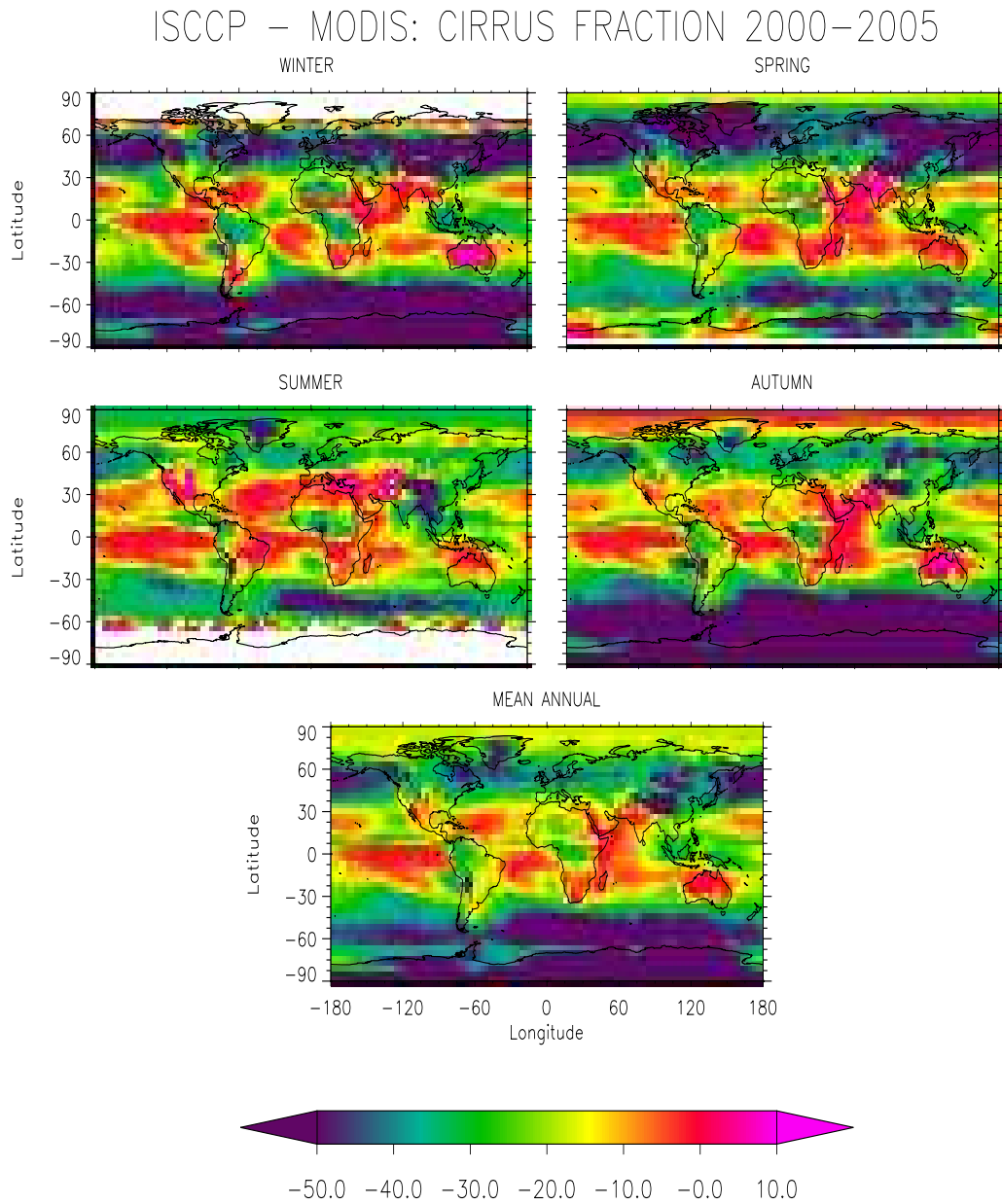
4.3.5 Cirrusskyer

Figur 4.29 presenterer plott for forskjell mellom ISCCP og MODIS cirrusmengde. På lavere bredder over hav gir ISCCP mange steder høyere mengde cirrusskyer enn MODIS. Dette gjennspeiles i alle sesongene. For hele perioden er MODIS større over landområdene, med unntak av Australia, deler av sør-Asia og sør-Afrika. På høye bredder over sørlige halvkule (60° sør) og Antarktis gir MODIS størst verdi alle sesongene, mest markert på vinter og høst. På den nordlige halvkule på høyere bredder og polare områder har MODIS høyest verdi med unntak av høsten. Globalt måler MODIS mye høyere verdier av cirrus enn ISCCP, se tabell 4.7. Produktene for cirrus er

Datasett	Gjennomsnittsverdi (%)
ISCCP21	13.4
ISCCP5	13.5
MODIS	38,5

Tabell 4.7: Tabell over globale gjennomsnittsverdier av cirrus

forskjellige. MODIS er et SWIR- produkt, mens ISCCP er et VIS produkt. MODIS benytter egne kanaler for å måle cirrus, mens ISCCP benytter seg av skytopptrykk og optisk tykkelse. SWIR består av både kortbølget og langbølget kanaler og måler derfor i et større spekter enn det ISCCP gjør.



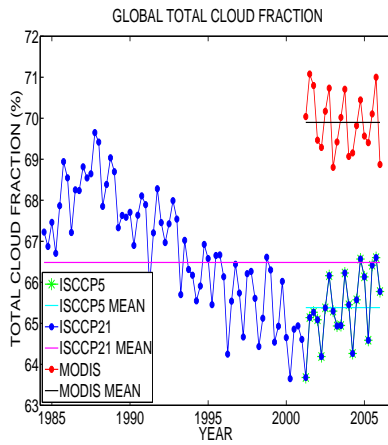
Figur 4.29: Figuren viser forskjellen mellom ISCCP og MODIS cirruskyer i de forskjellige sesongene og over hele perioden

MODIS har hatt en del problemer med sine cirrus bestemmelser og SWIR produktet har vist for store verdier. MODIS har registrert landområder med opptil 100% dekning. Problemene har oppstått pga. lekkasjer fra andre kanaler¹.

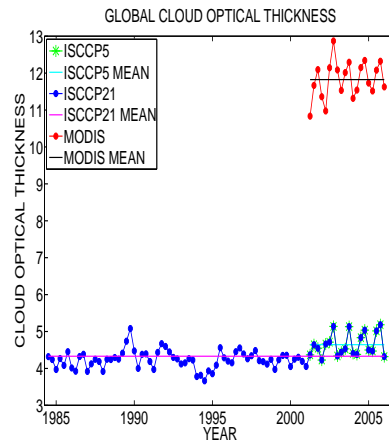
¹<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/validation.html>

Trender

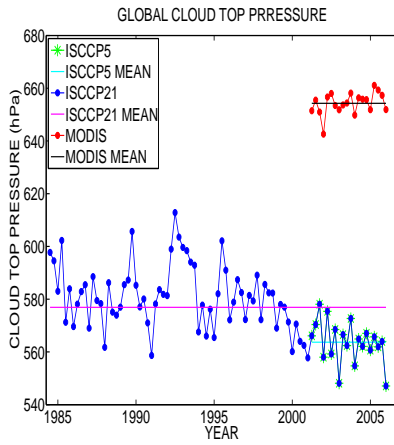
Figurene 4.11 og 4.21 viser trender for MODIS og ISCCP. Legg merke til at det er ulike fargeskalaer i de to figurene. Dette er blitt gjort for å få frem kontraster. To områder skiller seg ut i begge figurene; Sørøst-Asia med sterk negativ trend og sentral Stillehavet med sterk positiv trend. Disse er mest markert om vinteren. ISCCP og MODIS har like trender over store deler av jorden. I deler av Nord-Atlanterhavet, Sør-Amerika og Karibien viser ISCCP en positiv trend, mens MODIS gir en negativ trend. Dette er mest markert på sommeren og høsten. Over Australia og Nordøst-Asia gir ISCCP en positiv trend i alle sesonger, mens MODIS gir en negativ trend. Figur 4.31(e) viser globalt en svak negativ trend for MODIS og en svak positiv trend for ISCCP5. Trendene for ISCCP5 og ISCCP21 er identiske.



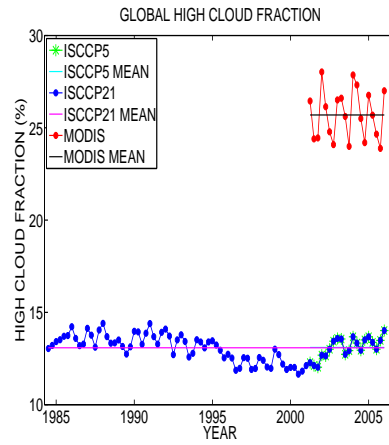
(a) Total skymengde



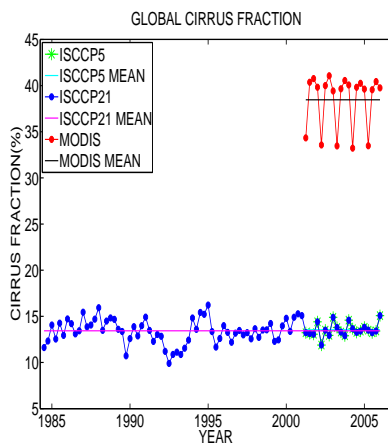
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytopptrykk

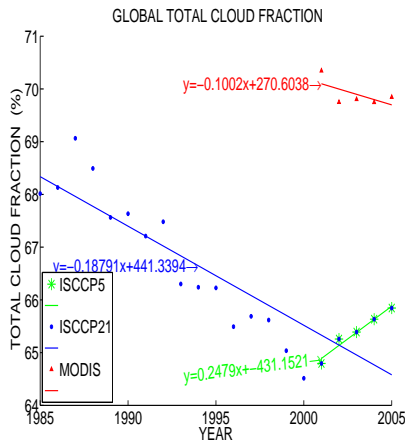


(d) Høye skyer

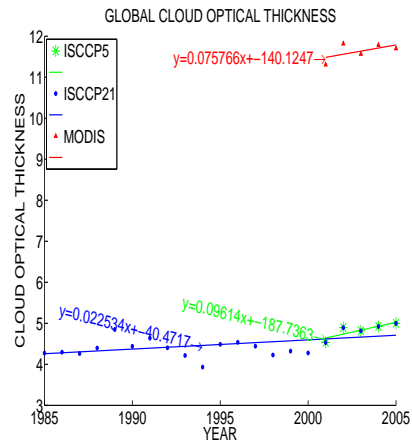


(e) Cirrus skyer

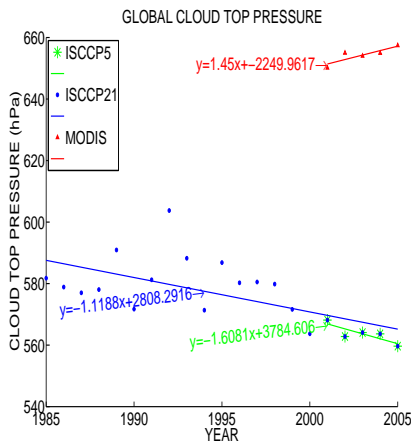
Figur 4.30: Sammenligning av globale sesongverdier av a) Total skymengde b) Skyoptisk tykkelse c) Skytopp trykk d) Høye skyer e) Cirrus skyer



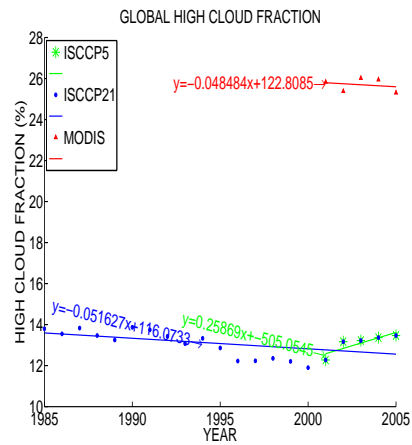
(a) Total skymengde



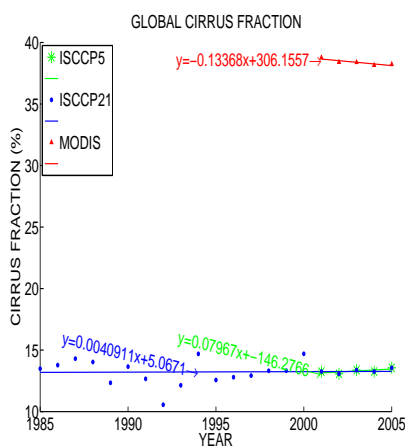
(b) Skyoptisk



(c) Skytopp trykk



(d) Høye skyer



(e) Cirrus skyer

Figur 4.31: Trender av globale årsverdier av a) Total skymengde b) Skyoptisk tykkelse c) Skytopp trykk d) Høye skyer e) Cirruskyer for ISCCP og MODIS

4.3.6 Trender for utvalgte områder

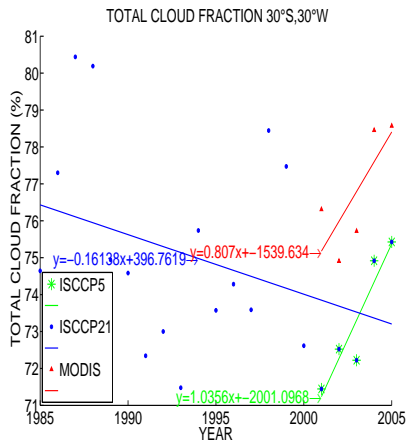
Det ble valgt ut syv områder for å vise forskjeller og likheter i trendene. For hvert området ble det plukket ut et areal på $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ (3 x 3 gridruter) som grunnlag for trenddataene. Områdene er listet i tabell 4.8.

Område	Breddegrad senter	Lengdegrad senter
Atlanterhavet sør	30° S	30° W
Atlanterhavet nord	40° N	40° W
Sør-Norge	60° N	10° E
Sentral-Sahra	30° N	5° E
Sentral-Australia	30° S	135° E
Sørøst-Asia	0° (EQ)	100° E
Sentral-Stillehavet	0° (EQ)	175° W

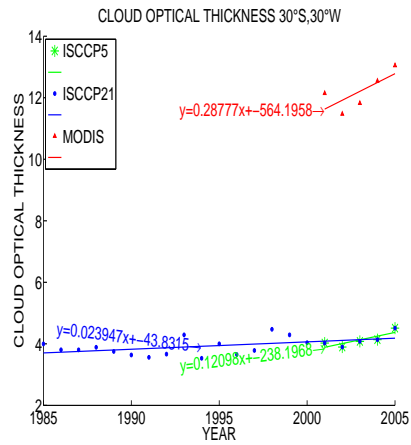
Tabell 4.8: Tabell over de områdene som er benyttet i trendsammenligning

Sør-Atlanteren

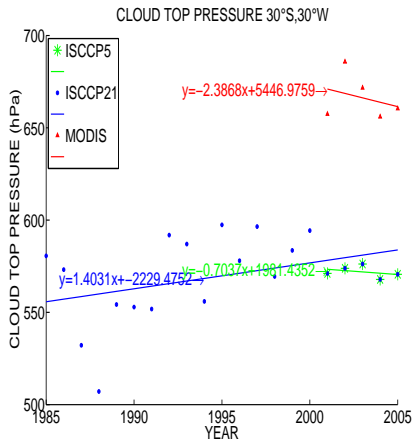
Trendene for ISCCP5 og MODIS i Sør-Atlanteren (figur 4.32) samsvarer svært bra for alle parametrene, med unntak av cirrustrendene. Her går ISCCP5 og MODIS i hver sin retning, MODIS med en positiv trend og ISCCP5 med negativ trend. ISCCP5 følger her ISCCP21. For de andre parametrene er det ikke godt samsvar mellom ISCCP5 og ISCCP21. Over Sør-Atlanteren har man en økning i skydekke, dette støttes av en økning i den optiske tykkelsen. Skytopptrykket går ned, mens mengden av høye skyer går opp. Dette viser at økningen av skyer i dette området trolig består hovedsakelig av høye skyer. T-test for skymengde, skyoptisk tykkelse, skytopptrykk og mengden høye skyer viser at trendene ikke er statistisk signifikant forskjellige ($p > 0.2$).



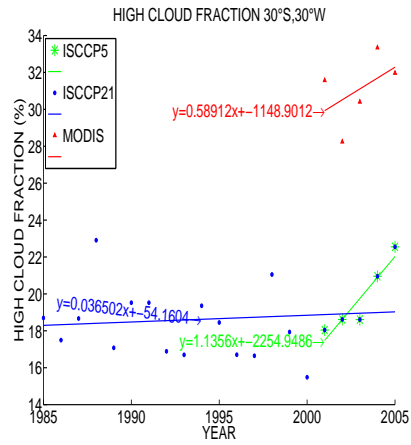
(a) Total skymengde



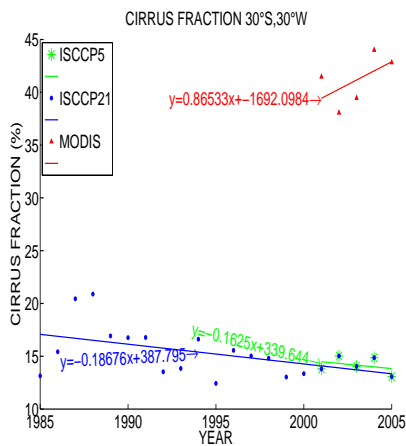
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytoptrykk



(d) Høye skyer

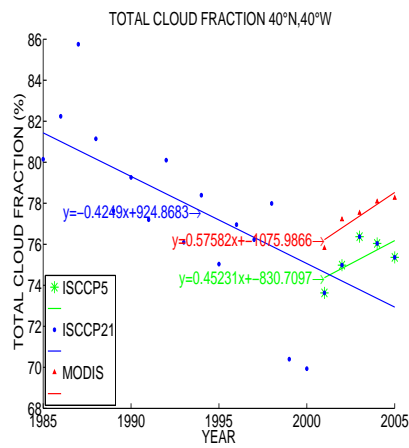


(e) Cirruskyer

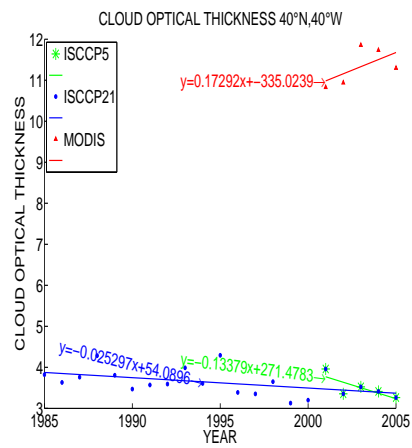
Figur 4.32: Trender over Sør-Atlanteren

Nord-Atlanteren

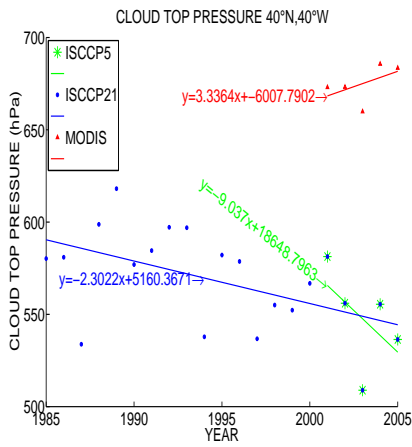
Både ISCCP og MODIS gir positiv trend for skymengde i figur 4.33. T-test viser at trendene ikke er statistisk signifikant forskjellige ($p > 0.2$). ISCCP21 har en negativ trend som avviker sterkt fra ISCCP5. For ISCCP5 ser man en nedgang i skyoptisk tykkelse og skytopptrykk. Man har en oppgang i høye skyer og cirrus. ISCCP21 gir en nedgang i alle parametrene med unntak av cirrus. MODIS gir en økning i skyoptisk tykkelse og skytopptrykk. Samtidig er det en nedgang i mengden høye skyer og cirrus. Selv om det er forskjell mellom ISCCP5 og MODIS trendene er det samsvarer mellom parametrene. ISCCP5 samsvarer dårlig med ISCCP21.



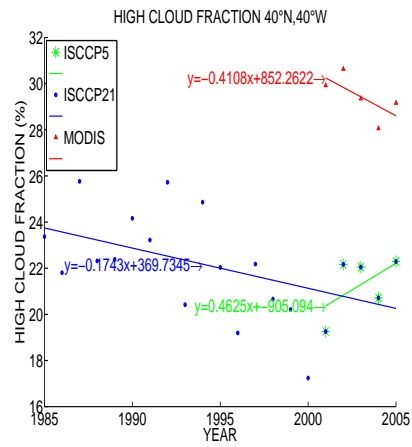
(a) Total skymengde



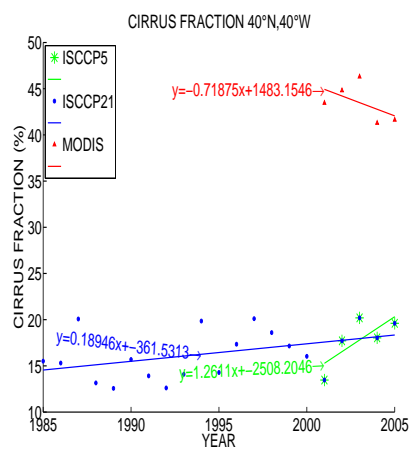
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytoptrykk



(d) Høye skyer

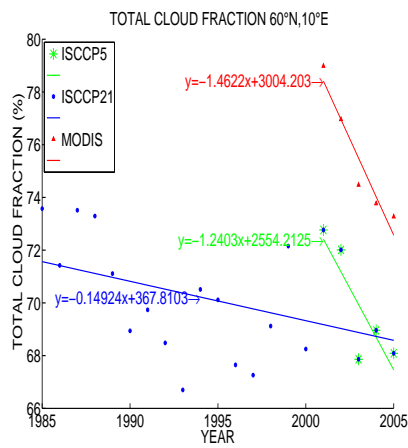


(e) Cirruskyer

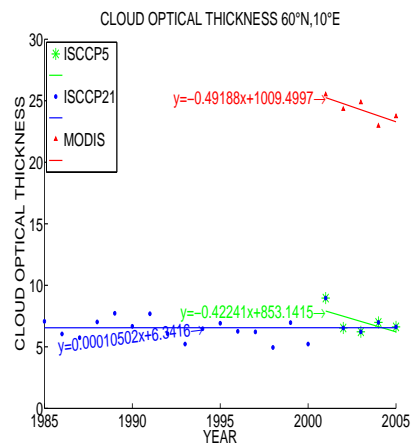
Figur 4.33: Trender over Nord-Atlanteren

Sør-Norge

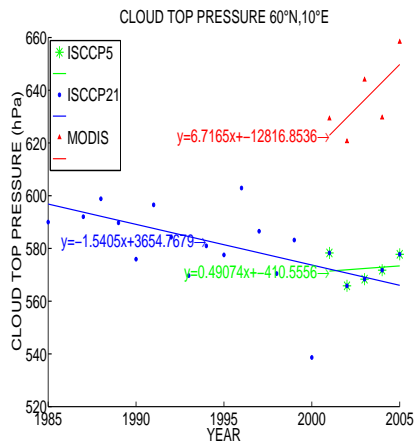
Trendene over Sør-Norge (figur 4.34) viser godt samsvar mellom MODIS og ISCCP5 for total skymengde og skyoptisk tykkelse. T-test viser at trendene ikke er statistisk signifikant forskjellige ($p > 0.2$). ISCCP21 gir en negativ trend for total skymengde og samsvarer dårlig med ISCCP5. For skyoptisk tykkelse viser ISCCP21 liten endring over hele måleperioden. Trendene for skytopptrykk viser en sterk positiv verdi for MODIS og en svak positiv verdi for ISCCP5, mens ISCCP21 har en negativ verdi.



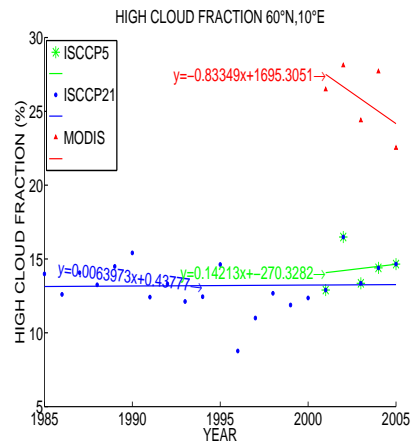
(a) Total skymengde



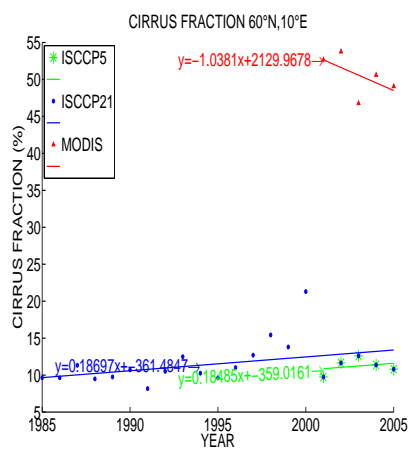
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytopstrykk



(d) Høye skyer

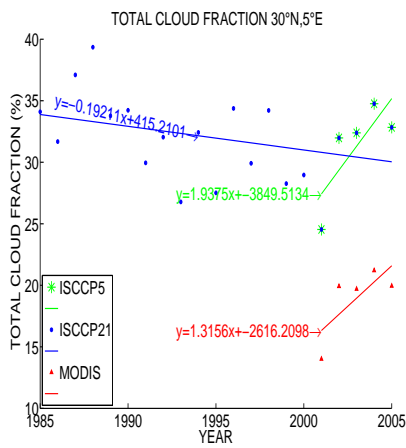


(e) Cirrusskyer

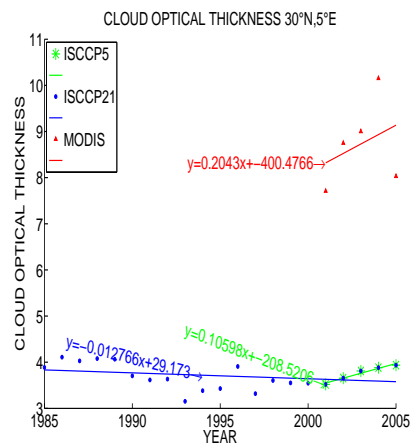
Figur 4.34: Trender over Sør-Norge

Sentral-Sahara

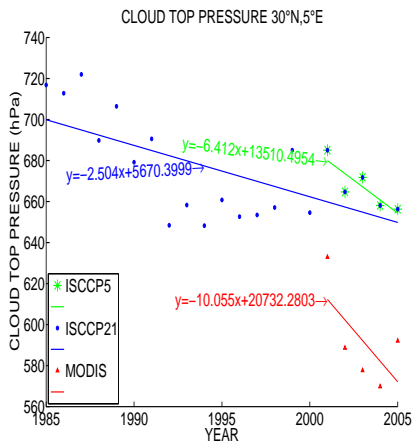
Trendene for ISCCP5 og MODIS i figur 4.35 samsvarer godt for alle parametrene. ISCCP5 er ikke representativ for ISCCP21 i disse plottene. Over Sahara har man økning av skymengden, optisk tykkelse, høye skyer og cirrus. Skytopptrykket går ned, noe som kan forklares med oppgang av mengden høye skyer. ISCCP gir høyere total skymengde enn MODIS, mens MODIS gir høyere mengde høye skyer og cirrus skyer. Dette betyr at ISCCP-instrumentene registrer store mengder lave skyer over Sahara, noe som vises i figur 4.22. T-test for trendene over Sahara er ikke statistisk signifikant forskjellige ($p > 0.2$).



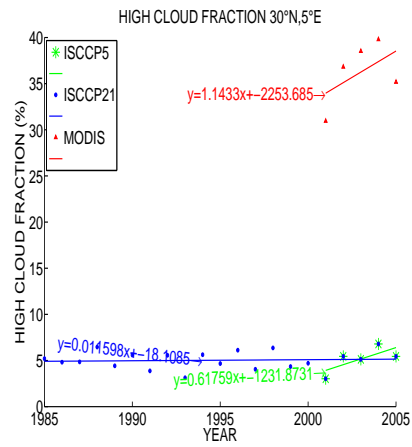
(a) Total skymengde



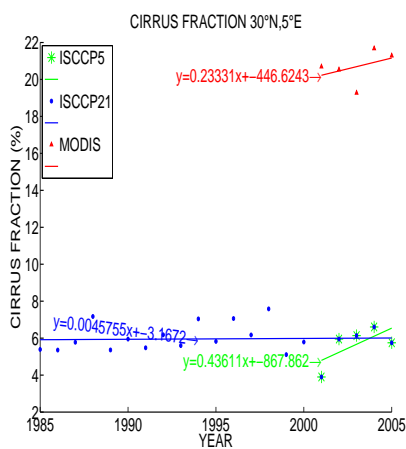
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytopstrykk



(d) Høye skyer

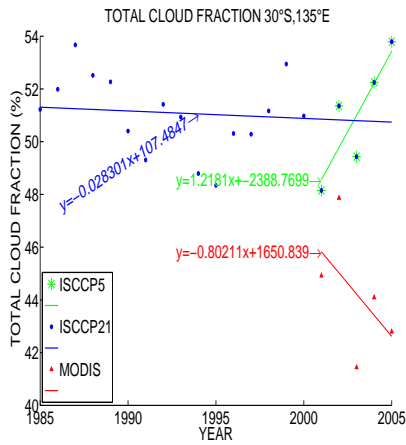


(e) Cirruskyer

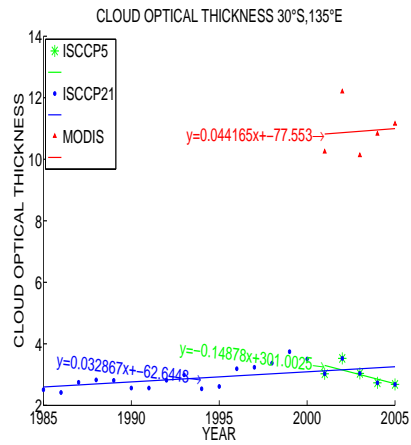
Figur 4.35: Trender over Sentral-Sahara

Sentral-Australia

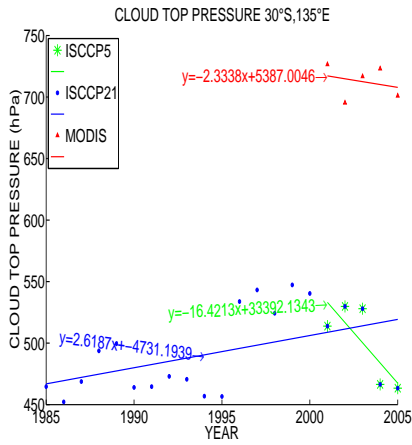
ISCCP5 og MODIS trendene samsvarer kun for mengden av høye skyer og skytopptrykk i figur 4.36. ISCCP5 og MODIS har en svak positiv trend, ISCCP21 og ISCCP5 samsvarer godt. T-test for mengde høye skyer viser at trendene er ikke signifikant forskjellig ($p > 0.2$). Plottet for total skymengde gir en positiv trend for ISCCP5 og MODIS gir en negativ trend. ISCCP21 gir en svak negativ trend og samsvarer ikke med ISCCP5. Skyoptisk tykkelse gir en svak positiv trend for MODIS og en svak negativ trend for ISCCP5. ISCCP21 har en svak positiv trend. MODIS-trenden for skytopptrykket gir en liten negativ verdi, mens ISCCP5 gir en sterk negativ verdi. ISCCP21 gir en positiv trend. T-test viser at 5 årstrendene for skytopptrykket ikke er signifikant forskjellig.



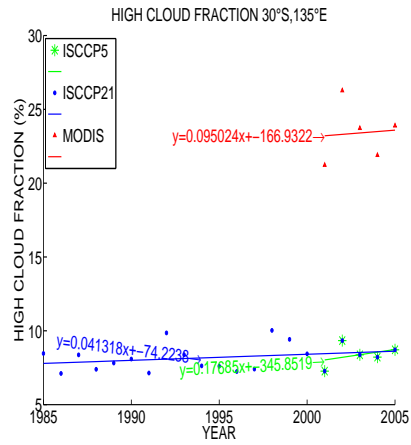
(a) Total skymengde



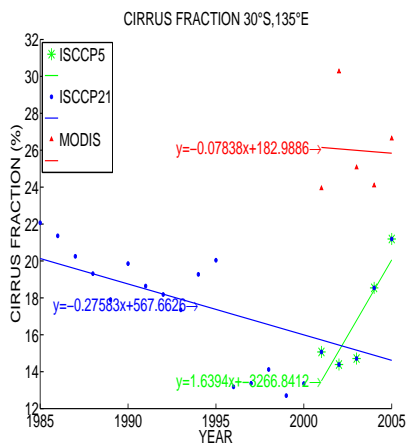
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytoptrykk



(d) Høye skyer

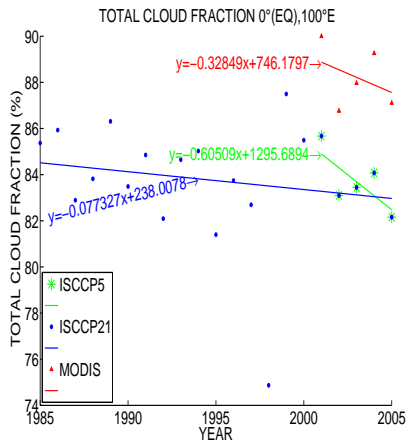


(e) Cirrusskyer

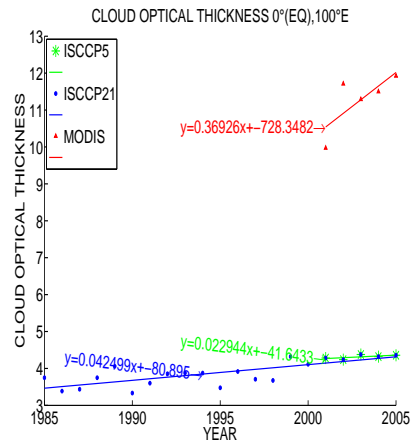
Figur 4.36: Trender over Sentral-Australia

Sørøst-Asia

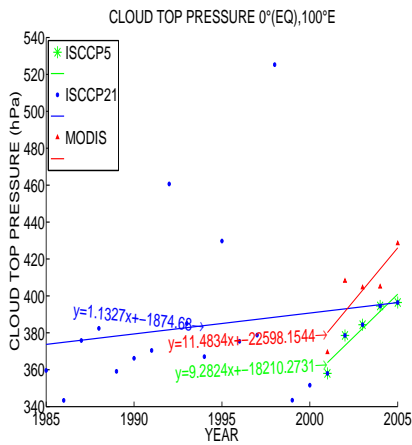
Over Sørøst-Asia (figur 4.37) er det relativt godt samsvar mellom ISCCP5 og MODIS. ISCCP5 er kun representativ for ISCCP21 for optisk tykkelse. ISCCP5 og MODIS gir en nedgang av skymengde, høye skyer og cirrus. For skytopptrykket gir både ISCCP5 og MODIS en positiv trend. T-test viser at disse trendene ikke er statistisk signifikant forskjellig ($p > 0.2$). For skyoptisk tykkelse viser MODIS en sterk positiv trend som avviker fra ISCCP5 som har en svak positiv trend.



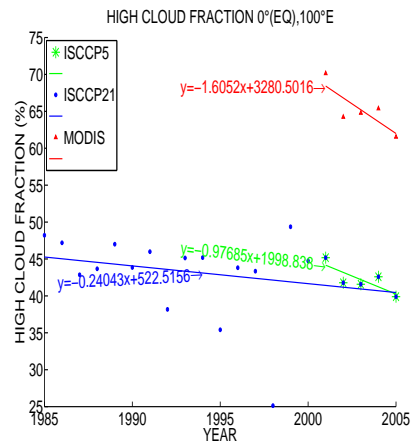
(a) Total skymengde



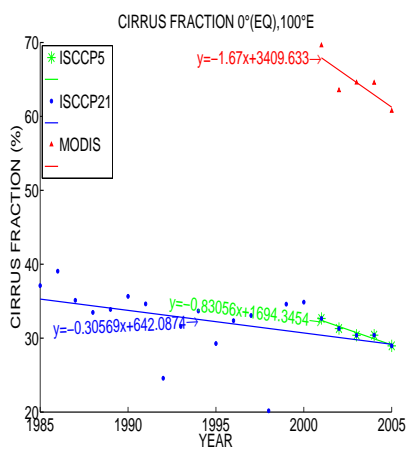
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytopstrykk



(d) Høye skyer

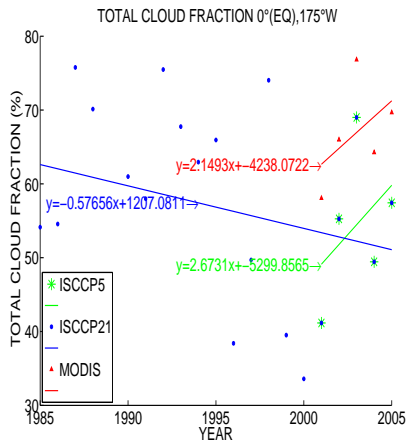


(e) Cirruskyer

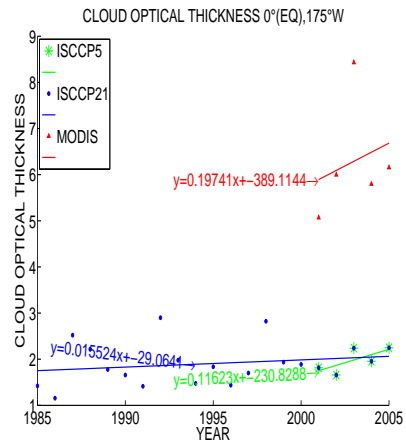
Figur 4.37: Trender over Sørøst-Asia

Sentral-Stillehavet

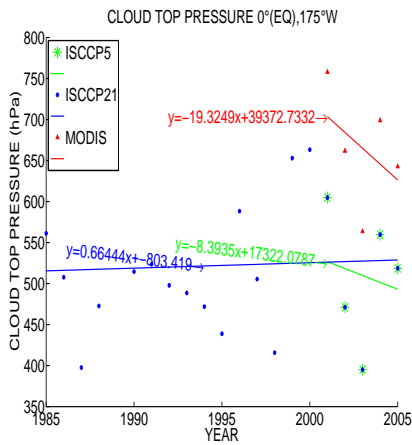
Trendene for ISCCP5 og MODIS samsvarer relativt bra for alle parametrene. ISCCP5 er ikke representativ for ISCCP21 i noen av plottene. Både ISCCP5 og MODIS gir en økning i skymengdene, optisk tykkelse, høye skyer og cirrus. For skytopptrykket viser ISCCP5 og MODIS negative trender. T-test viser at alle trendene ikke er statistisk signifikant forskjellig ($p > 0.2$).



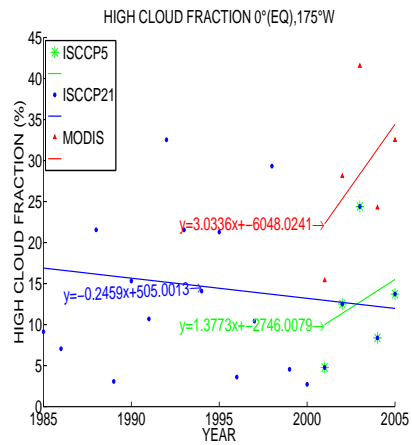
(a) Total skymengde



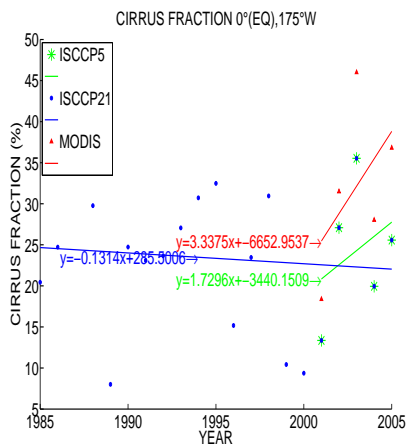
(b) Skyoptisk tykkelse



(c) Skytopstrykk



(d) Høye skyer



(e) Cirrusskyer

Figur 4.38: Trender over Sentral-Stillehavet

Kapittel 5

Oppsummering og konklusjon

I denne oppgaven har jeg studert satellittdata fra MODIS og ISCCP. ISCCP begynte å samle data i 1983, mens MODIS startet opp i 2000. MODIS er et instrument som består av 36 målekanaler. ISCCP benytter andre instrumenter som har 3-8 kanaler. Bruk av mange kanaler øker sikkerheten for korrekt måling og klassifisering. MODIS er i dag plassert i to polarbanesatellitter, mens ISCCP benytter både polarbane og geostasjonære satellitter. ISCCP gir globale data hver tredje time, mens MODIS bruker 1-2 dager for å gi et globalt bilde av parameterene.

Total skymengde, skyoptisk tykkelse, skytopptrykk, mengden av høye skyer og cirrus er blitt analysert. Det ble laget differanseplott og trender for å studere parametrene. Forskjeller i ISCCP- og MODIS- trender for parametere som gikk i samme retning ble testet med statistisk analyse (lineær regresjon og t-test). Syv områder ble valgt ut og studert nærmere.

Skymengde

ISCCP gir en gjennomsnittsverdi på 66.5% for hele 21 årsperioden. Gjennomsnittsverdien for de siste fem årene er 65.4%, MODIS gir 69.9% (Se tabell 4.2). Forskjellen mellom datasettene er størst over deler av Stillehavet, polarområdene, Sahara og høye fjellområder som Himalaya og Andesfjellene. I områder med vanskelig bakgrunn som is og ørken viser ISCCP høyere verdi enn MODIS. Over hav har MODIS høyest verdi. Datasettene er enige i negative og positive trender mange steder. Globalt gir ISCCP5 en økning av skymengden på 0.25% pr. år de siste fem årene, mens MODIS gir en nedgang på 0.1% pr. år. For hele perioden gir ISCCP21 en nedgang i skymengden på 0.19% pr. år. I de utvalgte områdene samsvarer trendene for MODIS og ISCCP5 godt med unntak av Australia. ISCCP21 og ISCCP5 trendene går i hver sin retning i alle de utvalgte områdene og ISCCP5 er derfor ikke representativ for ISCCP21.

Skyoptisk tykkelse

MODIS har en gjennomsnittsmengde på 11.8, ISCCP5 4.6 og ISCCP21 4.3 (tabell 4.3). Områder med høy skymengde har også høy optisk tykkelse, f.eks. i deler av polarområdene. Over landområdene på nordlig halvkule gir MODIS hovedsakelig høyere optisk tykkelse enn ISCCP. ISCCP og MODIS måler skyoptisk tykkelse forskjellig. ISCCP benytter seg av faste partikkelstørrelse for is og vann, mens MODIS bestemmer partikkelstørrelsen og samtidig som målinger blir gjort. Trendene for skyoptisk tykkelse viser at datasettene er reeltvis enige. ISCCP5 gir en økning på 0.1 pr. år, MODIS 0.08 pr. år. Trendene er ikke statistisk signifikant forskjellige ($p > 0.2$). ISCCP21 gir en trend på 0.02 pr. år. Datasettene har en negativ trend over Sørøst-Asia og Australia. Positive trender vises i deler av Asia og Stillehavet. De utvalgte områdene har ulike trender men over Sørøst-Asia samsvarer trenden for ISCCP21 og ISCCP5. Her vises en nedgang i skyer og en oppgang av skyoptisk tykkelse. Dette kan indikere mindre, men tykkere skyer.

Skytopptrykk

ISCCP og MODIS beregner skytopptrykket forskjellig; ISCCP benytter seg av utstrålingen fra skytoppene, mens MODIS benytter seg av CO_2 – *slicing*. ISCCP gir ofte lavere verdier enn MODIS. Gjennomsnittstrykkene er for ISCCP21 576.9 hPa, ISCCP5 563,7 hPa, mens for MODIS 654.3 hPa (tabell 4.4). Over Nord-Afrika og i deler av polarområdene gir ISCCP høyere skytopptrykk enn MODIS. Dette er vanskelige måleområder. Trendene globalt viser at ISCCP5 har nedgang på 1.6 hPa pr. år, ISCCP21 1.1 hPa pr. år, mens MODIS har en økning på 1.4 hPa pr. år. I de utvalgte områdene gir ISCCP og MODIS forskjellige resultater. Fire av områdene har godt samsvar mellom ISCCP5 og MODIS. Områder som har en økning i høye skyer, har også trender med lavere skytopptrykk. Trendene for ISCCP5 samsvarer dårlig med ISCCP21.

Høye skyer

Høye skyer er definert med trykk under 440 hPa i ISCCP og under 400 hPa i MODIS. Gjennomsnittsverdien for MODIS er 25.7 %, ISCCP5 13.1% og ISCCP21 13.1%. Størst forskjell mellom datasettene finner man over Afrika der MODIS er størst, og over polarområdene der ISCCP er størst. Dette samsvarer godt med skytopptrykket. Trendene globalt viser at for ISCCP5 har man en endring på 0.26%, MODIS -0.05% og ISCCP21 -0.05%. I de utvalgte områdene er femårstrendene relativt like, der skytopptrykket går ned har man en økning i mengden av høye skyer. ISCCP21-trendene og ISCCP5-trendene samsvarer relativt dårlig og går i hver sin retning i flere områder.

Cirrus

Cirrusmengde i MODIS er et SWIR-produkt, mens ISCCP er et et VIS-produkt. MODIS har en gjennomsnittsverdi på 38.5%, ISCCP5 13.5% og ISCCP21 13.4%. MODIS gir ofte større verdier enn ISCCP over landområdene. Australia skiller ut med høyere ISCCP-verdier. De globale trendene viser at ISCCP5 gir en svak positiv trend på 0.08% pr. år, mens MODIS gir en svak negativ trend på 0.04% pr. år. ISCCP21 gir en svært svak økning på 0.004% pr. år. Trendene er relativt like over store deler av jorden. Mest markert er negative trendene over Sørøst-Asia. Positiv trender finner vi over deler av Stillehavet. De utvalgte områdene viser ulike trender. De fleste områdene som har en økning i cirrus har også en økning av høye skyer. Dette kan bety at økningen av høye skyer hovedsakelig er av typen cirrus. ISCCP5 trenden samsvarer relativt bra med ISCCP21 trenden i noen av områdene.

Skytyper

ISCCP gir klassifisering av alle skytyper. Denne viser at man har mest av cirrus, stratocumulus og cumulus henholdsvis 13.4%, 12.1% og 11.7%. Stratus utgjør den miste andelen på 1.8%. MODIS klassifiserer ikke skytypene. Trendene for de forskjellige skytypene over fem år viser liten endring. Over Sørøst-Asia ser man en nedgang av cirrus på 0.25%, samtidig har man en økning av lave skyer, særlig cumulus på ca 0.2%. Dette støtter trendene for andre parametere, dvs; lite endring i skymengde, liten nedgang i skyoptisk tykkelse, oppgang av skytopptrykket, og nedgang av mengden høy skyer. Over Australia har cirrus en klar positiv trend, som også støtter den positive trenden av høye skyer. Polarområdene har varierende kvalitet på målingene og er derfor vanskelig å diskutere.

Diskusjon og konklusjon

Trendene for optisk tykkelse gikk i positiv retning for begge datasettene og statistisk t-test viste at de ikke var signifikant forskjellige fra hverandre. Man kan anta at de vil ha en ganske lik utvikling. Det samme gjaldt for flere parametere i de utvalgte områdene. Lineær regresjon ble gjort på årsgjennomsnittene fordi alle presenterte trendplott er basert på disse. Dette gir kun fem punkter i hver trend som grunnlag for t-testen. Sesongdata og månedssdata ville ha gitt et bedre grunnlag for å undersøke om det var statistisk signifikante forskjeller mellom trendene.

I perioden 2000-2005 var det ingen sterk El-Nino som kunne gi store forandringer av skyparameterene. Vulkanutbrudd kan også forårsake feil i målingene. Dette ser en i datasettet for ISCCP21, i starten av 1990-tallet, etter et utbrudd ved Mt.Pinatubo. Cirruskyer ble tatt for å være cumulus- og altocumulusskyer pga. den optiske tykkelsen. (Luo m.fl., 2002).

Det er vanskelig å avgjøre hvilket datasett som gir best bilde av virkeligheten. Sammenligning med bakkeobservasjoner kunne gitt mer holdepunkter for hvilket datasett som er nærmest "sannheten". Datasettene er generert fra målinger gjort med ulike instrumenter og fra forskjellige satellittbaner. Dette kan påvirke dataene. MODIS har en bedre oppløsning enn ISCCP. I oppgaven ble MODIS data konvertert for å ha likt sammenligningsgrunnlag. Konverteringen kan ha gitt skjevheter i MODIS-datasettet. Grense mellom mye skyer og lite skyer er vanskelig måleområder. Bestemmelse av skyparameterene i en gridrute kan bli påvirket av nærliggende ruter og få bidrag i feil retning. For beregning av forskjellige parameterene benyttes modis og isccp ulike metoder som vil kunne påvirke datasettene ulikt.

Polarområder, høye fjell og ørkener er vanskelige bakgrunner som instrumentene takler forskjellig. Ved beregning av globale verdier blir disse områder medregnet og påvirker verdiene til en viss grad. Ved å kun se på 60° sør til 60° nord fjerner man områder med usikre data. Dette gir andre gjennomsnittverdier (globale verdier i parentes): ISCCP5 65.2% (65.4%) og MODIS 70.7% (69.9%). Endringen er størst for MODIS som får høyere verdier uten de usikre måleområdene. En fjerning av de usikre dataene øker forskjellen mellom datasettene.

Figurene 4.30(a) og 4.31(a) viser globale verdier og trender for skymengde. De globale trendene for ISCCP5 og ISCCP21 gir dårlig overensstemmelse. I måleserien for ISCCP21 ser man en stigning i verdiene for skymengde i tidsrommet 1985-1987, deretter har man et fall frem til 2000 og en ny stigning de siste fem årene. Dette kan bety at ISCCP5 gir en reell trend som er basert på naturlige svingninger. Trendene går kun over et kort tidsrom (5 år) noe som gjør det vanskelig å gi sikre estimater for fremtiden.

I oppgaven har sammenligning mellom ISCCP5 og MODIS avdekket forskjeller i datasettene. Dette kan være nyttig informasjon når man skal vurdere satellittdata.

Bibliografi

- Aguado, Edward og Burt, James E. (2001) *Understanding Weather and Climate* second edition (Prentice-Hall).
- Altman, Douglas G. (1991) *Practical Statistics For Medical Research* (Chapman & Hall).
- Brock, J.R. (1972) *Condensational growth of atmospheric aerosols. Aerosols and Atmospheric Chemistry* (G.M.Hidy, Ed., s. 149–153).
- Hahn, Carole J.; Rossow, William B. og Warren, Stephen G. (2001) *ISCCP Cloud Properties Associated with Standard Cloud Types Identified in Individual Surface Observations. Journal of Climate*, Vol. 14: s. 11–28.
- King, Michael D.; Menzel, W. Paul; Kaufman, Yoram J.; Tanré, Didier; Gao, Bo-Cai; Platnick, Steven; Ackerman, Steven A.; Remer, Lorraine A.; Pincus, Robert og Hubanks, Paul A. (2003) *Cloud and Aerosol Properties, Precipitable Water, and Profiles of Temperature and Water Vapor from MODIS. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 41: s. 442–458.
- K.N.Liou (2002) *An Introduction to Atmospheric Radiation* (Academic Press).
- Kristiansen, Jørn (2004) *On solar activity and cloudiness. Ph.D.oppgave, Avdeling for meteorologi og oseanografi ved Institutt for geofag, Universitetet i Oslo.*
- Li, Yueqing; Liu, Xiaodong og Chen, Baode (2006) *Cloud type climatology over the Tibetan Plateau: A comparison of ISCCP and MODIS/TERRA measurements with surface observations. Geophysical Research Letters*, Vol. 33.
- Luo, Zhengzhao; B.Rossow, William; Inoue, Toshiro og Stubenrauch, Claudia J. (2002) *Did the Eruption of the Mt. Pinatubo Volcano Affect Cirrus Properties?. Journal of Climate*, Vol. 15: s. 2806–2820.
- Miller, R.C.; Anderson, R.J.; Kassner, J.L. og Hagen, D.E. (1983) *Homogeneous nucleation rate measurements for water over a wide range of temperature and nucleation.. J. Chem. Phys.*, Vol. 78: s. 3204–3211.

- Norris, Joel R. (2005) *Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing*. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 110.
- Platnick, Steven; King, Michael D.; Ackerman, Steven A.; Menzel, W. Paul; Baum, Bryan A.; Riédi, Jérôme C. og Frey, Richard A. (2003) *The MODIS Cloud Products: Algorithms and Examples From Terra*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 41: s. 459–473.
- Rogers, R.R. og Yau, M.K. (1989) *A Short Course in Cloud Physics* (Butterworth-Heinemann).
- Schiffer, R.A. og Rossow, W.B. (1983) *The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 64.
- Stubenrauch, C.J.; Rossow, W.B; F.Chérury; A.Chédin og Scott, N.A. (1999) *Clouds as Seen by Satellite Sounders (3I) and Imagers (ISCCP). Part I: Evaluation of Cloud Parameters*. *Journal of Climate*, Vol. 12: s. 2189–2213.