



Dmi
Klima- og Energiministeriet

Danmarks Klimacenter rapport 09-05

Ozonlaget over Danmark og Grønland 1979-2008

Bjarne Christensen, Tina Christensen, Paul Eriksen,
Nis Jepsen, Helge Jønch-Sørensen og Niels Larsen



Kolofon

Serietitel:

Danmarks Klimacenter rapport 09-05

Titel:

Ozonlaget over Danmark og Grønland 1979-2008

Undertitel:

Forfatter(e):

Bjarne Christensen, Tina Christensen, Paul Eriksen, Nis Jepsen, Helge Jønch-Sørensen og Niels Larsen

Andre bidragsydere:

Ansvarlig institution:

Danmarks Meteorologiske Institut

Sprog:

Dansk

Emneord:

Klimacenter Rapport. Ozonlag over Danmark, Grønland og Antarktis. Tendensanalyser

Url:

www.dmi.dk/dmi/dkc

Digital ISBN:

978-87-7478-581-1

ISSN:

1399-1957

Versions dato:

5. maj 2009

Link til hjemmeside:

www.dmi.dk

Copyright:

Danmarks Meteorologiske Institut



Indhold:

| | |
|---|----|
| Abstract | 4 |
| Resumé..... | 5 |
| Forord..... | 6 |
| Ozonlag og UV-stråling over Danmark og Grønland..... | 7 |
| Observationssteder i Danmark og Grønland..... | 7 |
| Ozonlaget over Danmark | 8 |
| Ozonlaget over Grønland..... | 15 |
| Kangerlussuaq..... | 15 |
| Målinger af ozonlaget over Pituffik..... | 22 |
| Ozonsonderinger..... | 26 |
| Meteorologiske forhold i den arktiske stratosfære..... | 29 |
| Ozonnedbrydning og UV-stråling..... | 37 |
| Ozonhullet over Antarktis..... | 38 |
| Appendiks 1– Ozonlaget..... | 42 |
| Ozonlaget – og Dobson enheden | 42 |
| Fordeling i jordens atmosfære..... | 42 |
| Troposfære, tropopause og stratosfære | 44 |
| Ozondannelse, fordeling og variation | 44 |
| Måling af ozonlagets tykkelse..... | 46 |
| Ozonnedbrydning og ozonhul..... | 47 |
| Ozonlaget i fremtiden..... | 49 |
| Appendiks 2 - Wiener-konventionen og Montreal protokollen | 52 |
| Appendiks 3 - Internationalt samarbejde | 53 |
| Referencer | 54 |
| Tidligere rapporter | 54 |

Bilag:

Recommendations adopted by the Ozone Research Managers at their seventh meeting
Doha Declaration



Abstract

DMI, in collaboration with the Danish Environmental Protection Agency, is carrying out measurements of the thickness of the ozone layer from one station in Copenhagen and four stations in Greenland. Data from the measurements of the thickness of the ozone layer over Denmark throughout the period 1979-2008 are presented; data from before 1993 are American satellite measurements, and data from 1993 onwards are DMI's ground-based measurements. Similar time series are presented for Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) and Pituffik (Thule Air Base) where DMI has performed ground-based measurements since 1990. Data from DMI's weekly balloon-launched ozone sondes in Illoqqortoormiut (Scoresbysund) since 1992 are presented.

The ozone layer protects the surface of the Earth from harmful solar ultraviolet radiation. Since the beginning of the 1990'es, we have witnessed years with strong depletion of the Arctic ozone layer, latest in spring 2005 where more than 30 % of the ozone column was broken down and up to 70 % of the ozone around 18 km altitude disappeared (Rex et al., 2006).

Strong links exist between climate changes and the recovery of the ozone layer. As a consequence of the Montreal Protocol, concentrations of ozone depleting substances are now declining in the stratosphere and are expected to be back to pre-1980 levels within about 50-60 years (WMO, 2007). This will eventually lead to a slow recovery of the ozone layer. Meanwhile, however, other climate changes are occurring which affect the ozone layer in the opposite direction. Increases in greenhouse gases, combined with already low ozone levels, tend to cool the stratosphere. At the same time concentrations of nitrous oxide and perhaps water vapour are increasing. These climate and composition changes may lead to stronger chemical ozone depletion in the polar stratosphere. Measurements performed in the Arctic since the beginning of the 1990'es have revealed a significant linear relationship between the chemical ozone depletion and temperatures in the ozone layer low enough for the formation of polar stratospheric clouds (PSC) (Rex et al., 2006). These temperatures show a strong interannual variability, but since 1960 there has been an unexplained trend that the cold winter temperatures are getting colder with associated increasing ozone depletion. Hence, the polar ozone layer is particularly sensitive to strong depletion in the coming 15-20 years and future Arctic winters with strong ozone depletion could be expected.

In three appendices are presented background information on the ozone layer and the causes of ozone depletion as well as descriptions of the Vienna Convention and the Montreal Protocol, and DMI's participation in international cooperations within the subject.



Resumé

DMI foretager, i samarbejde med Miljøstyrelsen, målinger af ozonlagets tykkelse fra en station i København og fire stationer i Grønland. Data for ozonlagets tykkelse over Danmark gennem årene 1979-2008 præsenteres; før 1993 er der tale om amerikanske satellitdata, herefter DMI's egne jordbaserede målinger. Tilsvarende måleserier præsenteres for Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) og Pituffik (Thule Air Base), hvor DMI har foretaget jordbaserede målinger siden 1990. Data fra DMI's ugentlige opsendelser af ozonsonder med ballon fra Illoqqortoormiut (Scoresbysund) siden 1992 præsenteres.

Der eksisterer stærke koblinger mellem klimaforandringer og genoprettelsen af ozonlaget. Som følge af Montreal-protokollen stagnerer koncentrationerne nu af de ozonnedbrydende stoffer i stratosfæren, som forventes at være tilbage på 1980-niveau i løbet af 50-60 år (WMO, 2007). Dette vil i sidste instans føre til en langsom genopretning af ozonlaget. Imidlertid foregår der sideløbende andre klimaforandringer, der påvirker ozonlaget i modsat retning. Forøgede koncentrationer af drivhusgasser, kombineret med allerede lave ozonforekomster, bevirker en afkøling af stratosfæren. Samtidig stiger koncentrationerne af lattergas og måske også vanddamp. Disse klimaforandringer og ændrede atmosfæriske stofsammensætninger kan føre til større kemisk ozonnedbrydning i den polare stratosfære. Målinger foretaget siden begyndelsen af 1990'erne har afdækket en signifikant lineær sammenhæng mellem kemisk ozonnedbrydning og temperaturer lave nok til dannelse af polar-stratosfæriske skyer (PSC) (Rex et al., 2006). Disse temperaturer udviser en stor årlig variabilitet, men der er konstateret en hidtil uforklaret tendens til, at de kolde arktiske vintre bliver stadig koldere med tilhørende kraftigere ozonnedbrydning. Det polare ozonlag er derved følsomt over for forstærket ozonnedbrydning, og der vil kunne forekomme tilfælde med kraftig ozonnedbrydning i kolde arktiske vintre i fremtiden.

I tre appendikser gives baggrundsinformation om ozonlaget og årsagerne til ozonnedbrydning samt beskrivelser af Wiener-konventionen, Montreal-protokollen og DMI's internationale samarbejde inden for området.



Forord

Ozonlaget beskytter det biologiske liv ved jordens overflade mod indtrængning af skadelig ultraviolet (UV) stråling fra Solen. Ozonlaget påvirkes af klor- og bromforbindelser fra menneskeskabte CFC- og Halon-gasser. Udslip og brug af disse stoffer er nu reguleret af Montreal-protokollen fra 1987 med senere tilføjelser. Klorkoncentrationerne i stratosfæren maksimerede i slutningen af 1990'erne og er langsomt aftagende som følge af Montreal-protokollen. Nye estimater af transporten af ozonnedbrydende stoffer i stratosfæren tyder på, at klorkoncentrationerne vil aftage langsommere på høje breddegrader end hidtil antaget, og ozonlaget vil derfor i den kommende 15-20-års periode være sårbart over for f.eks. vulkanudbrud eller lave stratosfæretemperaturer over Arktis. Samtidig undergår stratosfæren andre klimatiske forandringer, navnlig i form af aftagende temperaturer, ændringer i kemisk stofsammensætning (navnlig forøget lattergas (N_2O) og muligvis stigende vanddamp, der indirekte påvirker ozonbalancen), forøgede koncentrationer af drivhusgasser samt naturlige påvirkninger fra vulkanudbrud og solen; processer og forceringer der alle har indvirkning på genopretningen af ozonlaget. Grundet de komplicerede koblinger mellem transport, strålingsforcering, kemiske processer samt aerosoler- og skypartiklers indvirkninger er kemi-klimamodeller i dag ikke i stand til sikkert at fremskrive udviklingen af ozonlaget på nordlige høje og mellembreddegrader.

Et centralt videnskabeligt spørgsmål af relevans for det danske og internationale samfund vil derfor være, om og hvornår ozonlaget genoprettes under fremtidige klimatiske forandrede betingelser, samt hvordan det ultraviolette strålingsniveau vil ændres som følge af ozon- og klimaforandringer. Et andet centralt spørgsmål vil være, om der i fremtiden over Grønland og i de arktiske områder vil opstå situationer med ekstrem stor kemisk ozonnedbrydning (arktiske ozonhuller), hvilket påvirker niveauet af ultraviolet stråling, både over Grønland og på mellembreddegrader, f.eks. over Danmark.

Danmarks Meteorologiske Institut opdaterer hvert år i løbet af første halvår denne statusrapport om tilstanden af ozonlaget over Danmark og Grønland, dækkende perioden op til afslutningen af det foregående kalenderår. Rapporten er opdelt i en række kapitler, der behandler forskellige aspekter vedrørende ozonproblematikken og UV-stråling. Det er således hensigten at give en løbende opdateret information om de gennemførte målinger af ozonlaget. Ozonlagets tilstand over Danmark og Grønland afhænger i høj grad af, hvor stor kemisk ozonnedbrydning, der finder sted i de arktiske områder i løbet af foråret. Det kan konstateres fra internationale ozonmålinger siden begyndelsen af 1990'erne, som DMI bidrager til, at graden af arktisk kemisk ozonnedbrydning påvirker den samlede UV-strålingsdosis i Danmark gennem den efterfølgende forårs-sommer-efterårs-sæson. Rapporten giver derfor en oversigt over de meteorologiske forhold i stratosfæren af betydning for den arktiske kemiske ozonnedbrydning. Den kraftigste kemiske nedbrydning af ozonlaget er hidtil foregået over Antarktis med udvikling af et egentligt ozonhul i hvert sydpolart forår, hvilket omtales i rapporten. Som følge af Montreal-protokollen kan det forventes, at ozonlaget genoprettes over en længere årrække, og rapporten giver en opdateret analyse af, om en forbedring i ozonlagets tilstand kan detekteres. I et antal appendikser gives baggrundsinformation om ozonlaget, de internationale aftaler om beskyttelse af ozonlaget, samt om det internationale forsknings- og monitorings samarbejde.

Rapporten er udarbejdet af sektionen for atmosfæreprocesser i Danmarks Klimacenter ved DMI. Sektionen beskæftiger sig med studier af de fysiske processer, der fører til forandringer i ozonlaget samt stratosfærisk monitoring af relevans for det fremtidige klima. Sektionens forskning og systematiske observationer understøttes af Montreal-protokollens anbefalinger og er et led i den forskning, som Danmark har forpligtet sig til ved ratificering af Wiener-konventionen af 22. marts 1985 om beskyttelse af ozonlaget. Programmets forsknings- og monitoringsindsats indgår endvidere som et prioriteret indsatsområde i Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) under Arktisk Råd, og monitoringsindsatsen gennemføres med støtte fra Miljøstyrelsen.

Det skal endelig påpeges, at DMI's målinger af ozonlagets tilstand og UV-stråling samt løbende informationer om ozonlaget kan findes på DMI's internetsider

http://www.dmi.dk/dmi/index/viden/fo_om_ozon_uv.htm

På DMI's engelsk-sprogede hjemmesider gives en oversigt over DMI's nationale og internationale forskningsprojekter samt en oversigt over DMI's forskningspublikationer vedrørende ozonlaget og stratosfæren

http://www.dmi.dk/eng/index/research_and_development/the_division_fo.htm

Ozonlag og UV-stråling over Danmark og Grønland

Observationssteder i Danmark og Grønland

I Danmark måler DMI ozonlagets tykkelse og UV-strålingen i København med et såkaldt Brewer-ozonspektrofotometer. Brewer-instrumentet måler ozonlagets tykkelse ved hjælp af ozonens absorption i det ultraviolette område. I Grønland måles der tre steder. I Pituffik (Thule Air Base) måles ozonlagets tykkelse og stratosfærens NO₂-indhold med et såkaldt SAOZ-spektrometer, der anvender differentiell absorption i det synlige spektralområde. Desuden måles ozonlagets tykkelse i sommert månederne i Qaanaaq med et såkaldt Dobson-spektrofotometer ved hjælp af ozonens absorption i det ultraviolette spektralområde. I Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) anvendes som i København et Brewer-spektrofotometer til måling af ozonlagets tykkelse og UV-stråling. Endelig måler DMI ozonlagets tykkelse i Illoqqortoormiut (Scoresbysund) ved hjælp af ozonsonder: instrumenter der sendes op med balloner og som måler ozonkoncentrationen som funktion af højden. De grønlandske stationer, se figur 1, indgår alle i det verdensomspændende netværk til detektion af forandringer i den øvre troposfære og nedre stratosfære (NDACC, Network for the Detection of Atmospheric Composition Change). Desuden indgår målinger fra alle stationer i den internationale meteorologiske organisation WMO's netværk af målestationer der betegnes GAW (Global Atmosphere Watch). Monitoringsdata bliver indrapporteret til databaserne under NDACC og World Ozone and UV-radiation Data Center.

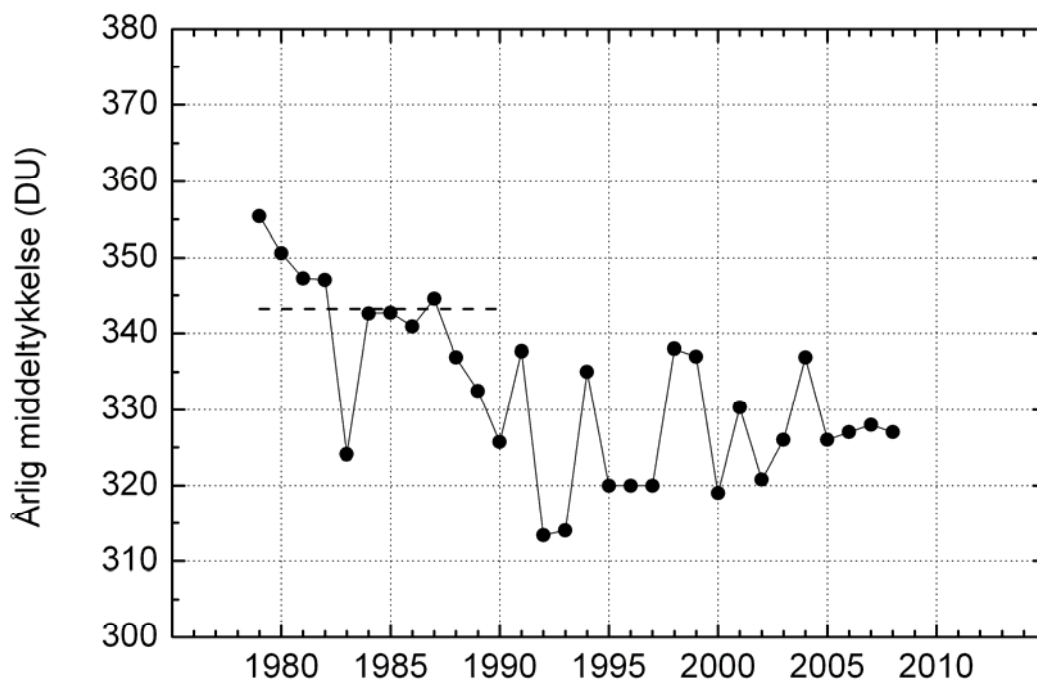


Figur 1. DMI's observationssteder i Grønland.

Ozonlaget over Danmark

Målinger af ozonlaget påbegyndtes i juni 1992 med et Brewer-spektrofotometer, der tillige måler UV-stråling. På grund af Danmarks forholdsvist ringe geografiske udstrækning kan ozonlagets tykkelse over København opfattes som ozonlagets tykkelse over landet som helhed. Fra oktober 1978 og frem til maj 1993 er ozonlagets tykkelse målt globalt med satellitinstrumentet TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) ombord på den amerikanske rumfartsorganisation NASA's (National Aeronautic and Space Administration) Nimbus7-satellit. Dette instrument målte gennem 15 år ozonlaget globalt, og målinger fra instrumentet stemmer godt overens med målinger fra jordbaserede instrumenter. Derfor har vi i det følgende medtaget Nimbus7-TOMS målinger, således at der i denne rapport er målinger af ozonlaget over Danmark og Grønland siden 1979. Det vil af figurtekster fremgå, hvilke data der stammer fra NASA.

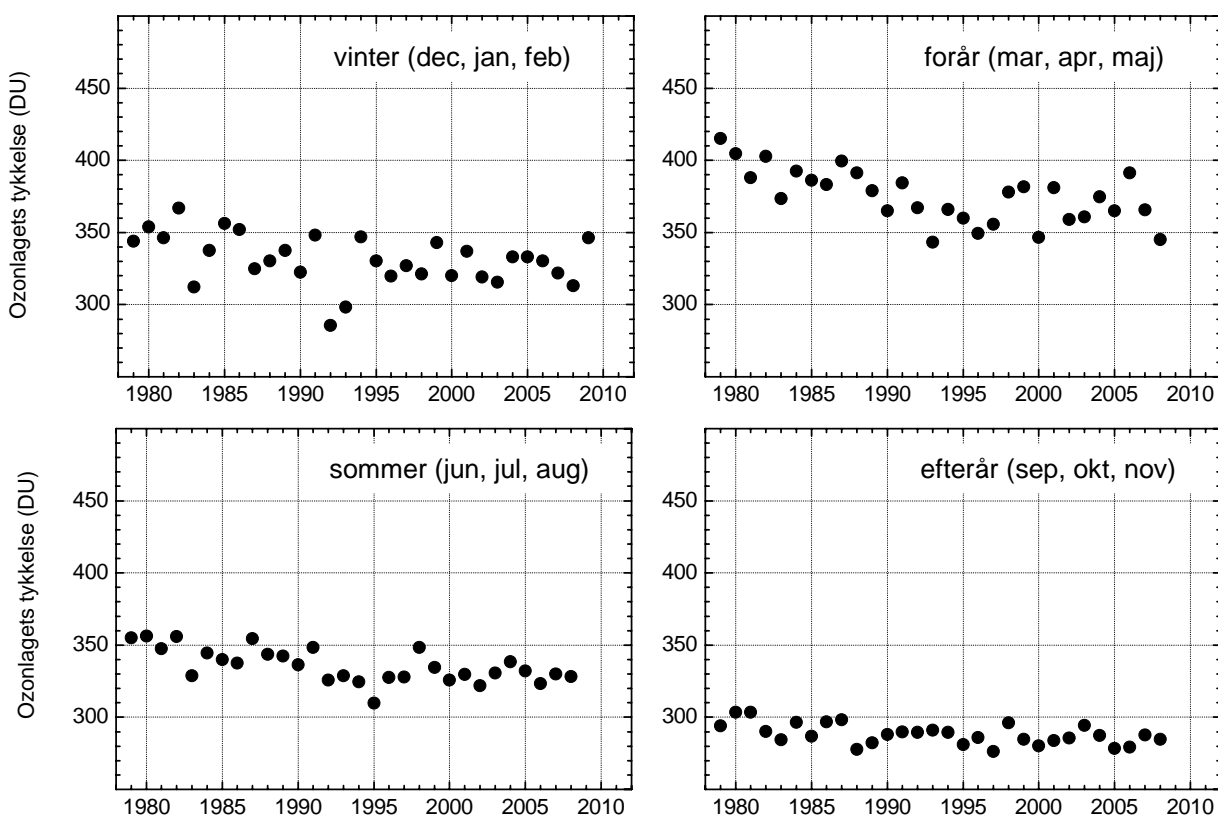
Ozonlagets årlige middeltykkelse over Danmark fremgår af figur 2. Selv om man i meteorologisk sammenhæng oftest anvender klimatiske normaler, der er gennemsnit over 30 år eller mere, anvendes 10-års perioden 1979-1988 i sammenhæng med ozonlaget ofte som reference, fordi der kun få steder i verden er målinger tidligere end 1979. I denne periode var der allerede påbegyndt ozonudtynding, så afvigelser fra denne reference udgør en nedre grænse for udtyndingen af ozonlaget over Danmark og Grønland.



Figur 2. Ozonlagets årlige middeltykkelse over Danmark for perioden 1979-2008. Den gennemsnitlige årlige middelværdi for 10-års perioden 1979-1988 er 344 DU, vist med den stiplede linje. Betragtes alene de sidste 10 års data ses ingen tendens. Data fra før 1993 er data fra NASA's TOMS instrument på Nimbus7-satellitten. Data fra og med 1993 er DMI's målinger i København med et Brewer-instrument.

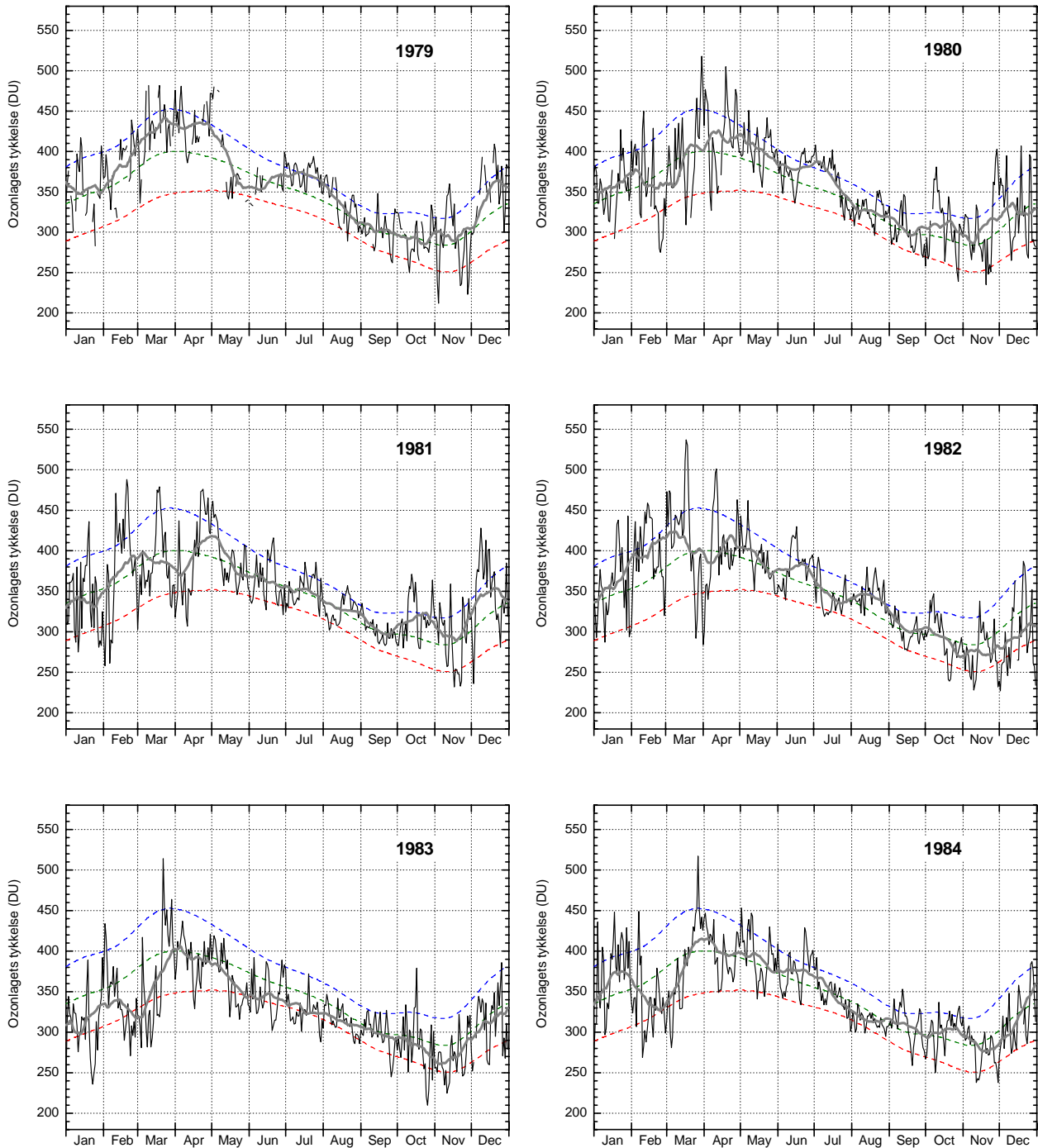
Det er væsentligt at kunne forklare de fysiske årsager til nogle af de store udsving i ozonlagets gennemsnitlige tykkelse. År med store negative udsving i figur 2 er 1983, 1992 og 1993. Det er år efter store vulkanudbrud – El Chichon, Mexico, 1982, og Mt. Pinatubo, Philippinerne, 1991 – hvor udbruddene var så kraftige, at svovludledningen gav mærkbar indflydelse på ozonlaget (forøgede nedbrydningen) i år efter udbruddene. Andre år med mindre negative udsving er 1995, 1996, 1997, 2000 og 2005; alle år med forholdsvis kold arktisk vinterstratosfære, der giver en stor ozonnedbrydning (se kapitel 2 og 3). År med store positive udsving i figur 2 er 1998, 1999 og 2004; alle år med forholdsvis varm arktisk vinterstratosfære, hvilket begrænser ozonnedbrydningen. Ozonnedbrydningen i den arktiske stratosfære i den sene vinter og tidlige forår påvirker ozonlaget på mellembreddegrader, dvs. også over Danmark. Hvis der for eksempel er stor nedbrydning i den arktiske stratosfære i januar-marts, bliver ozonlaget over Danmark tyndere gennem resten af foråret og sommeren og bliver først normalt igen sidst på efteråret.

De sæsonmæssige ændringer af ozonlaget over Danmark er vist i figur 3. Data er middelværdien af de daglige målinger i sæsonerne: vinter (dec., jan., feb.), forår (marts, apr., maj), sommer (juni, juli, aug.) og efterår (sept., okt., nov.). Det ses, at den største udtyndingstendens af ozonlaget er i foråret, mens udtyndingstendensen i sommermånederne størrelsesmæssigt er som den årlige udtyndingstendens (0,3 % pr. år). Man bemærker især de store negative udsving for vinterperioden i årene efter vulkanudbrud (1983, 1992 og 1993).

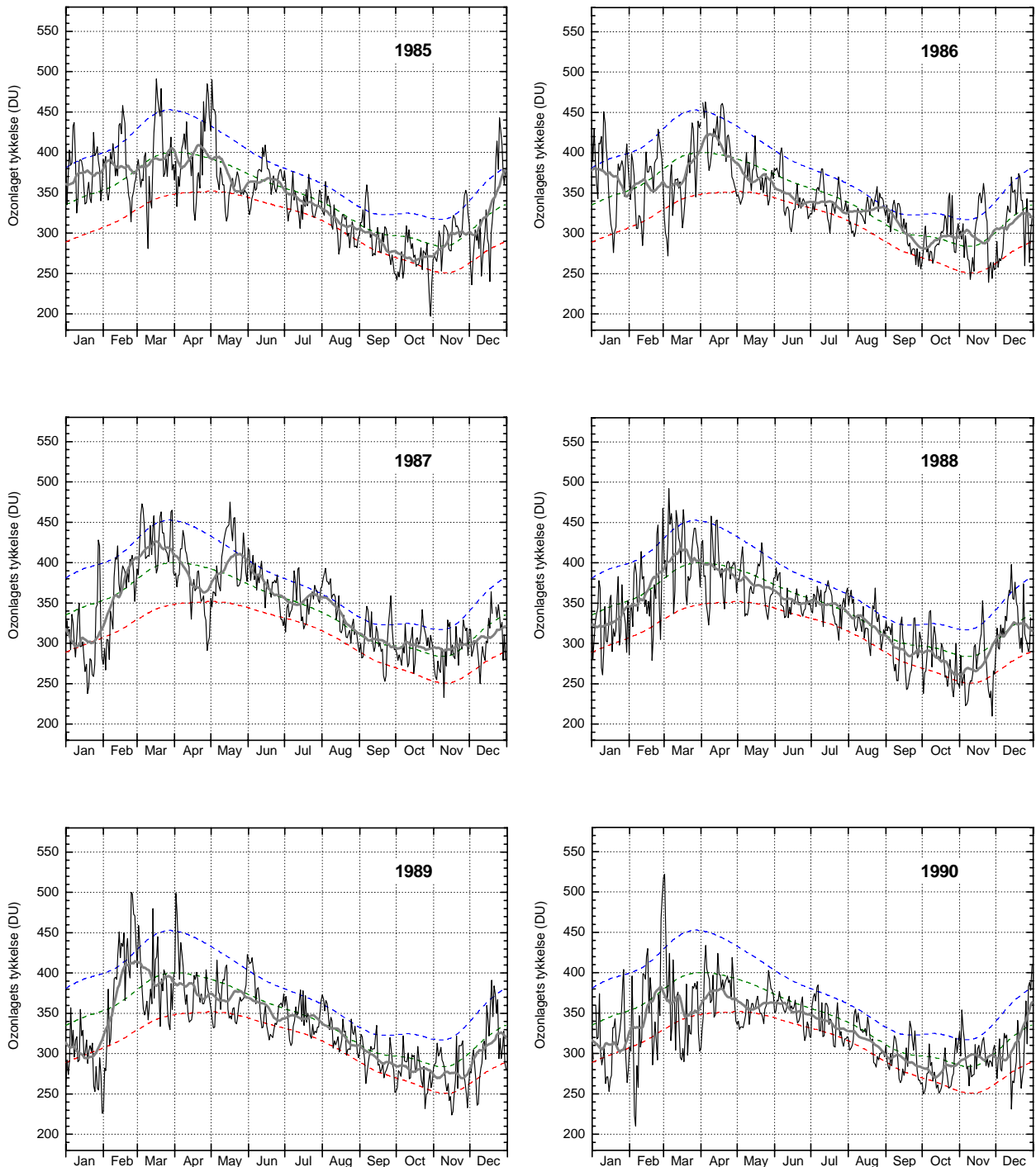


Figur 3. Ozonlagets sæsonmæssige middeltykkelse over Danmark for perioden 1979-2008. Data fra før 1993 er data fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus7- satellitten. Data fra og med 1993 er DMI's målinger i København med et Brewer-instrument.

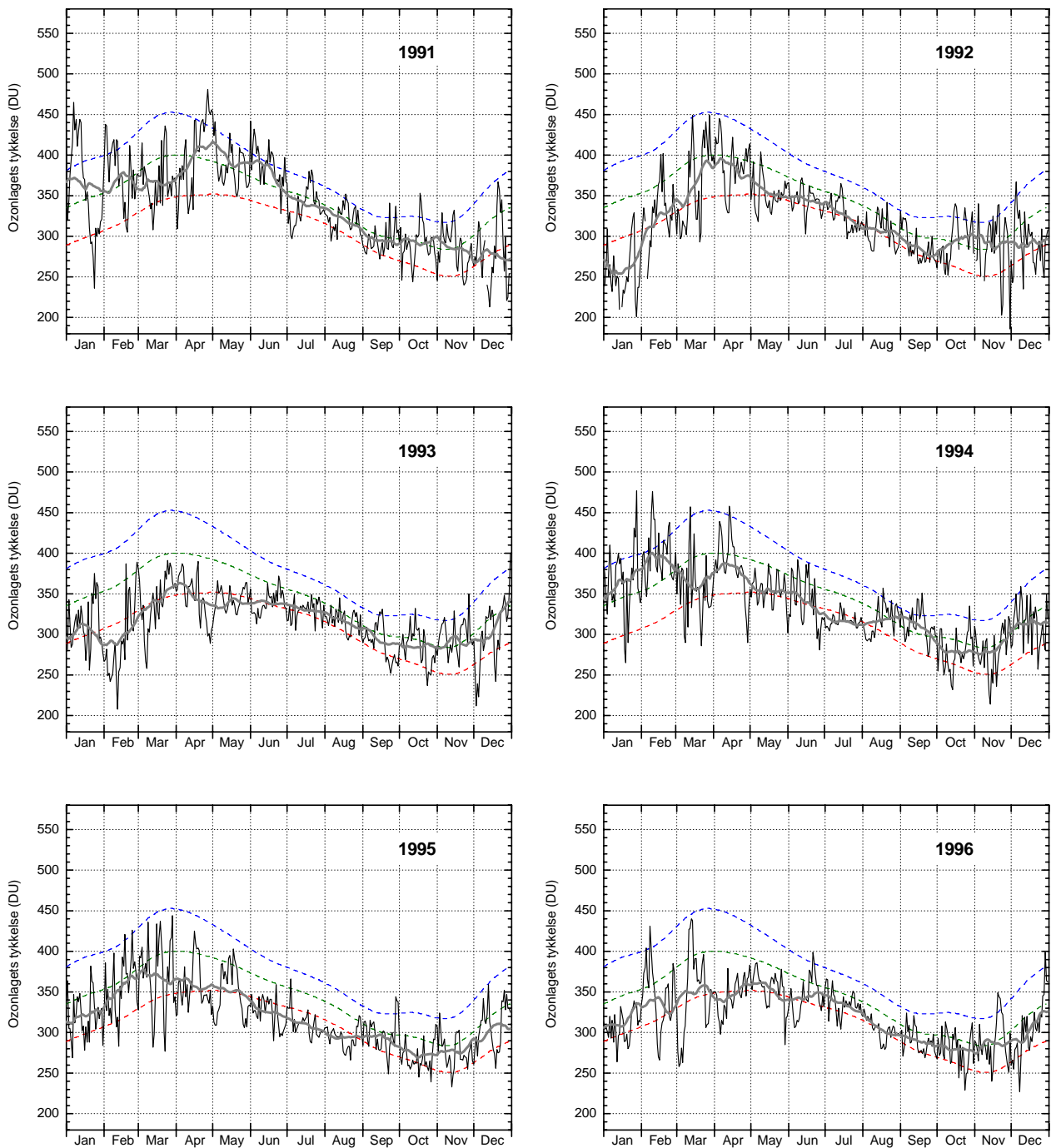
De daglige målinger over Danmark 1979-2008 fremgår af figurene 4 til 8.



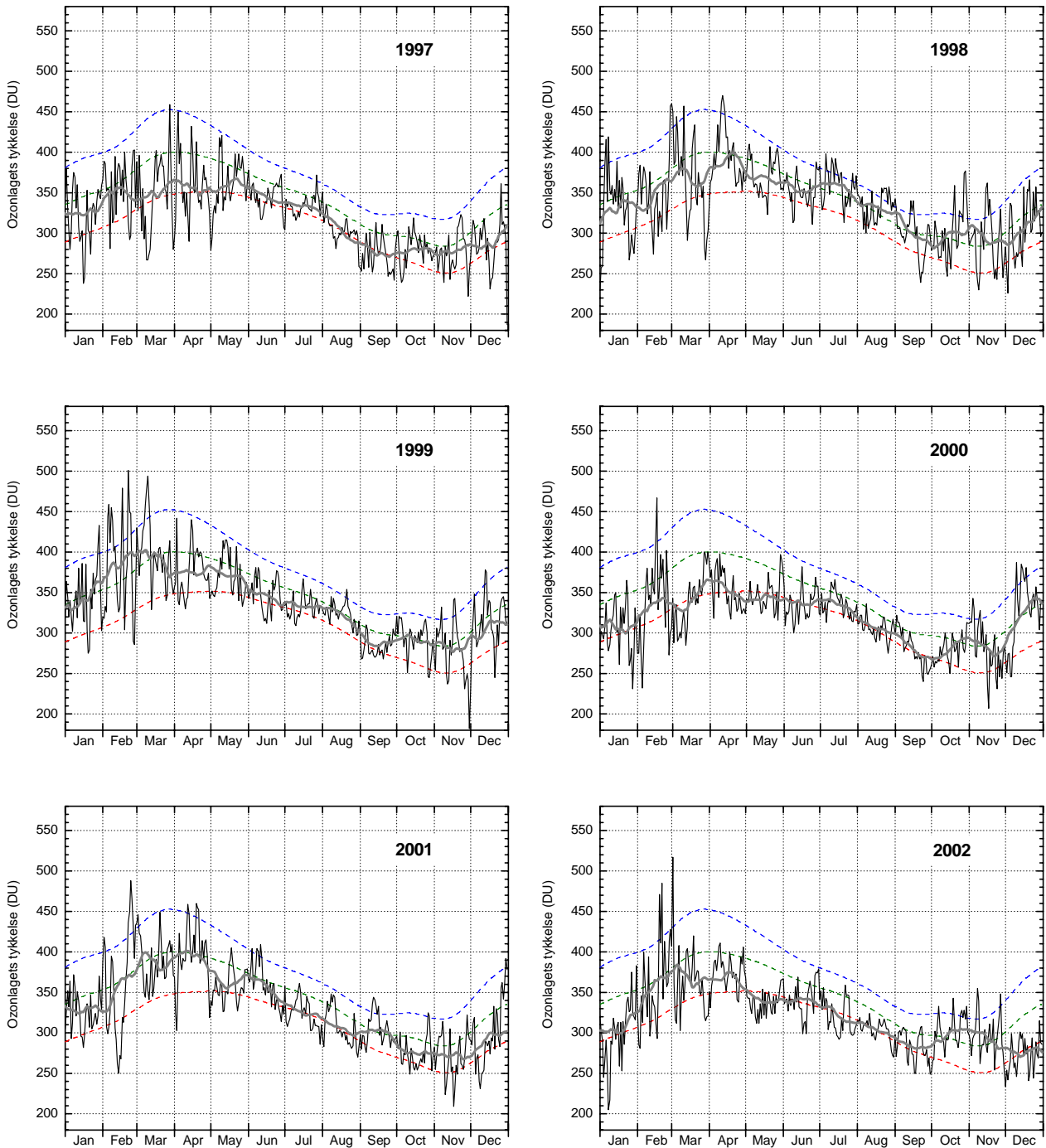
Figur 4. Ozonlagets tykkelse over Danmark 1979-1984. Daglige målinger (tynd, sort linje) er fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus7-satellitten. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger. Nogle kraftige vulkanudbrud fandt sted mellem 28. marts og 4. april 1982 (El Chichon, Mexico). Sandsynligvis skyldes det gennemsnitligt noget tynde ozonlag i 1983 dette vulkanudbrud.



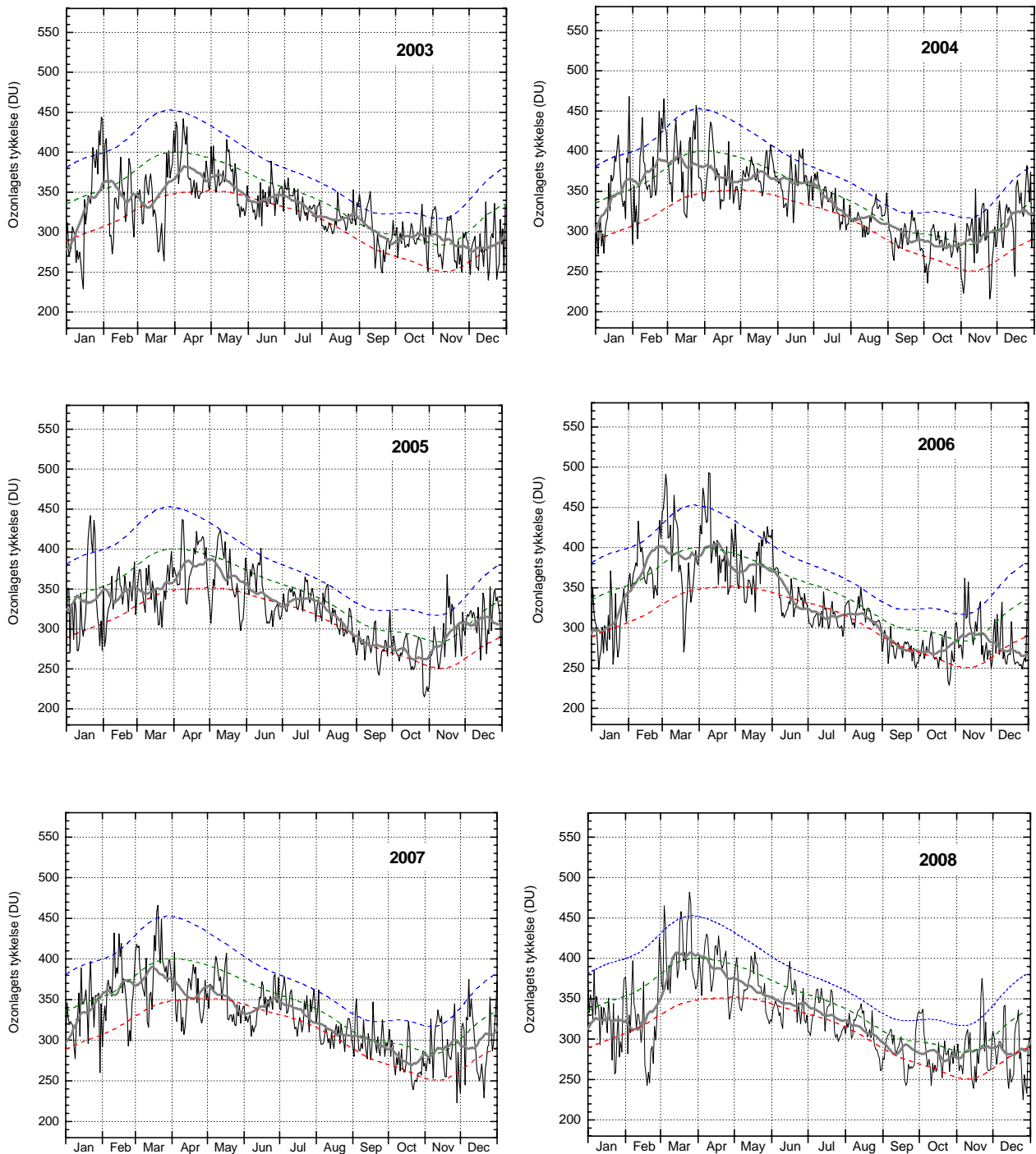
Figur 5. Ozonlagets tykkelse over Danmark 1985-1990. Daglige målinger (tynd, sort linje) er fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus7-satellitten. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger.



Figur 6. Ozonlagets tykkelse over Danmark 1991-1996. Daglige målinger (tynd, sort linje) frem til maj 1992 er fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus7-satellitten, og fra og med juni 1992 DMI's daglige målinger i København. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger. Et kraftigt vulkanudbrud i juni 1991 (Mt. Pinatubo, Filippinerne) påvirker ozonlaget i 1992 og 1993. Forholdsvis stor ozonnedbrydning i den polare stratosfære i vintrene 1991-1992, 1992-1993, 1994-1995 og 1995-1996 sætter sine spor med forholdsvis tyndt ozonlag gennem de efterfølgende somre. I Danmark var sommeren 1995 desuden præget af langvarigt højtryk, hvilket også bidrog til et tyndt ozonlag.



Figur 7. Ozonlagets tykkelse over Danmark 1997-2002. Daglige målinger (tynd, sort linje) er DMI's målinger i København. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger. Forholdsvis stor ozonnedbrydning i den polare stratosfære i vinteren 1999-2000 sætter sine spor med forholdsvis tyndt ozonlag forår og sommer 2000. En forholdsvis varm polar stratosfære i vintrene 1997-1998, 1998-1999, 2000-2001 og 2001-2002 med deraf følgende ringe ozonnedbrydning sætter sine spor i de følgende forår og somre med forholdsvis normalt ozonlag.



Figur 8. Ozonlagets tykkelse over Danmark 2003-2008. Daglige målinger (tynd, sort linje) er DMI's målinger i København. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger. En forholdsvis varm polar stratosfære i vintrene 2002-2003 og (især) 2003-2004 med deraf følgende ringe ozonnedbrydning sætter sine spor i de følgende forår og somre med forholdsvis normalt ozonlag.



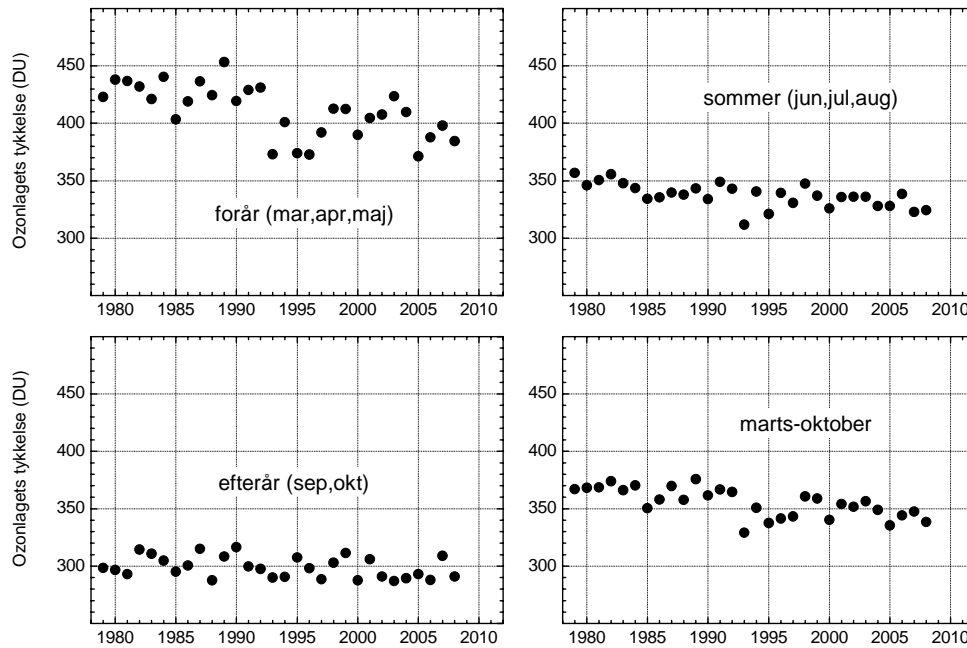
Ozonlaget over Grønland

DMI påbegyndte målinger af ozonlagets tykkelse i Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) og Pituffik (Thule Air Base) i efteråret 1990. I Kangerlussuaq måles ozonlagets tykkelse og UV-strålingen med et Brewer-spektrofotometer (som i København) og i Pituffik måles ozonlagets tykkelse med et SAOZ-spektrometer – et såkaldt UV-Visible, eller DOAS-spektrometer (Differential Optical Absorption Spectrometer). SAOZ-spektrometret i Pituffik måler efter et andet princip end Brewer-spektrometret. Hvor Brewer-spektrometret måler på den direkte solstråling, måler SAOZ-spektrometret på zenitlyset ved solopgang og solnedgang. På grund af polarnatten giver placeringen af SAOZ-spektrometret i Pituffik den fordel, at der kan måles fra tidligt i februar til sent i oktober, samme periode som Brewer-spektrometret kan måle i Kangerlussuaq, fordi sidstnævnte behøver en vis solhøjde før det kan måle. SAOZ-spektrometret er derimod ikke særlig god til målinger, når solen er på himlen hele dagen, hvilket er tilfældet i Pituffik i perioden maj-august. I denne periode måles ozonlagets tykkelse med et Dobson-spektrofotometer, der er placeret i Qaanaaq, ca. 100 km nord for Pituffik.

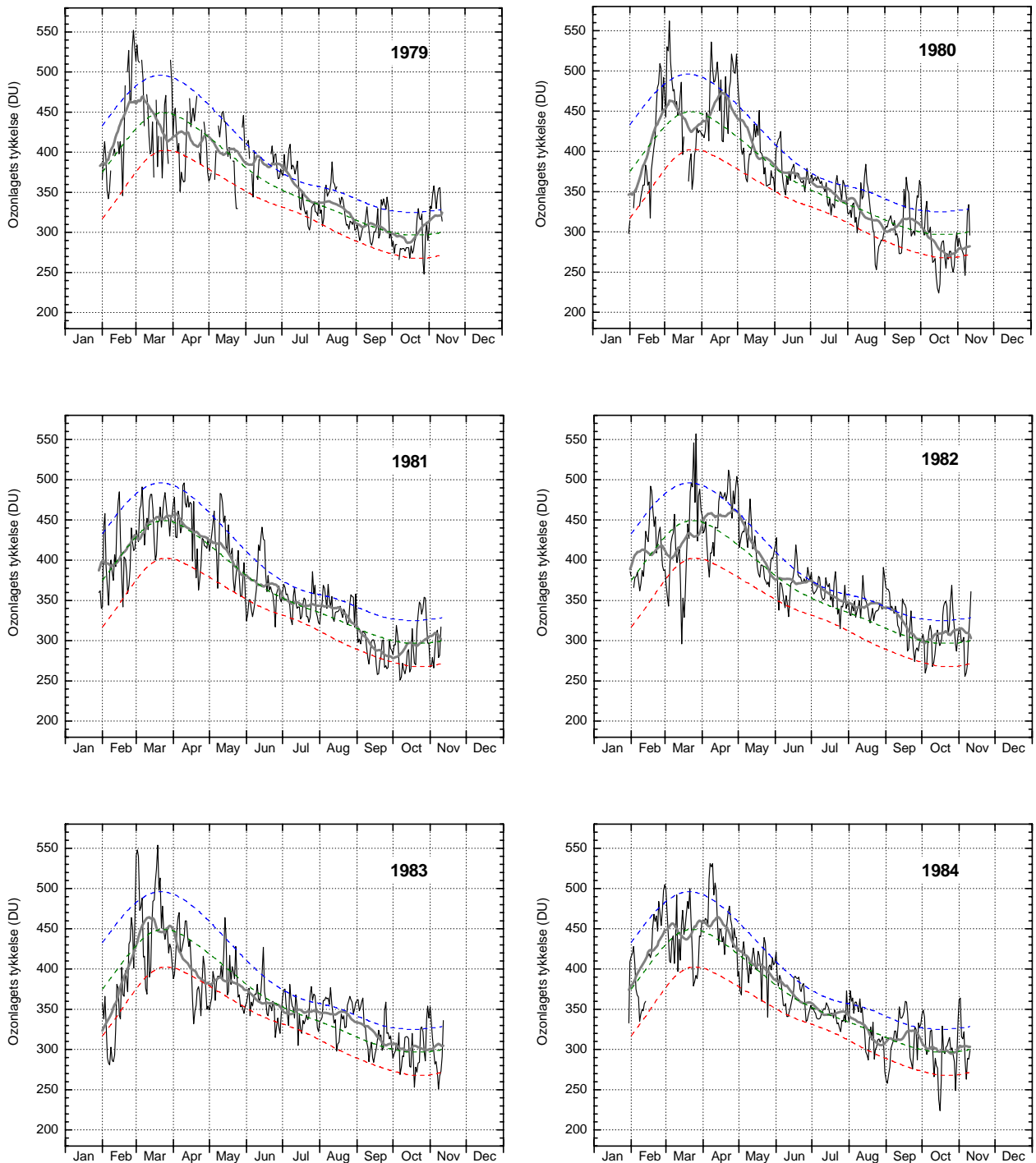
Kangerlussuaq

Brewer-spektrometret i Kangerlussuaq kræver en solhøjde på mere end ca. 8 grader før målingerne er pålidelige, og tilmed skal der være direkte sollys for de laveste solhøjder. Derfor er den størst mulige måleperiode fra omkring 10. februar til omkring 1. november. Der kan således ikke måles i en periode på godt og vel 3 måneder omkring vintersolhverv. Derfor kan der ikke beregnes en årlig gennemsnitlig ozonlagstykkelse. DMI's Brewer-instrument påbegyndte målinger i Kangerlussuaq i september 1990. For fuldstændigheds skyld er på de følgende sider vist data fra 1979, men data frem til og med 1990 er, som for Danmark frem til 1992, NASA's satellitmålinger (TOMS-instrumentet på Nimbus-7 satellitten).

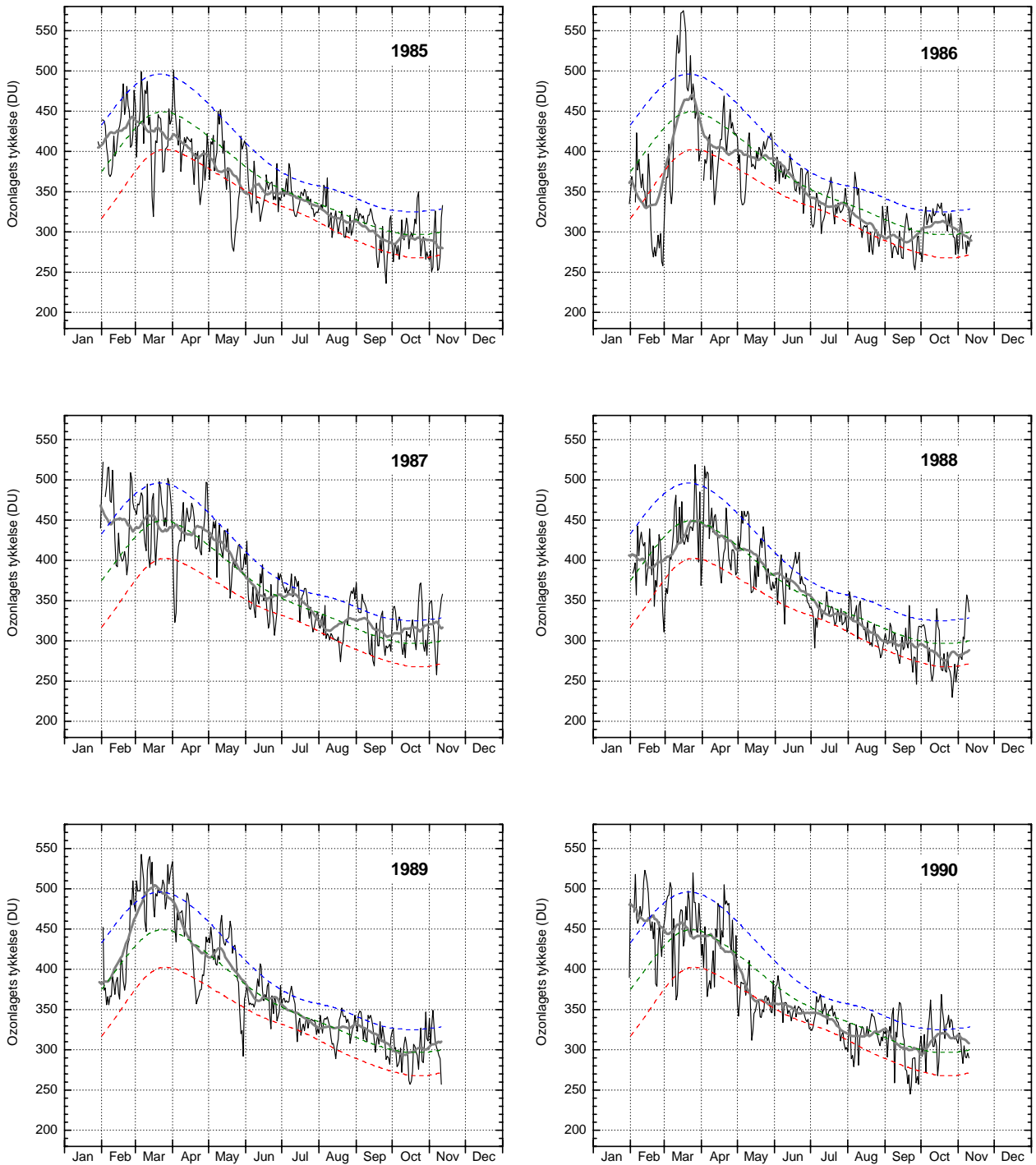
Figur 9 viser ozonlagets middeltykkelse fordelt på 3 sæsoner, hvoraf efteråret kun er 2 måneder, samt for hele måleperioden marts-oktober. Heraf fremgår tydeligt, at forårets ozonlagstykkelse har stor variabilitet. Det skyldes, at den polare hvirvelvind af og til ligger over Kangerlussuaq, og såfremt ozonnedbrydningen heri er stor, får det mærkbar indflydelse på måleværdierne. Det samme er ikke tilfældet for København, idet den polare hvirvelvind kun sjældent kommer så sydligt.



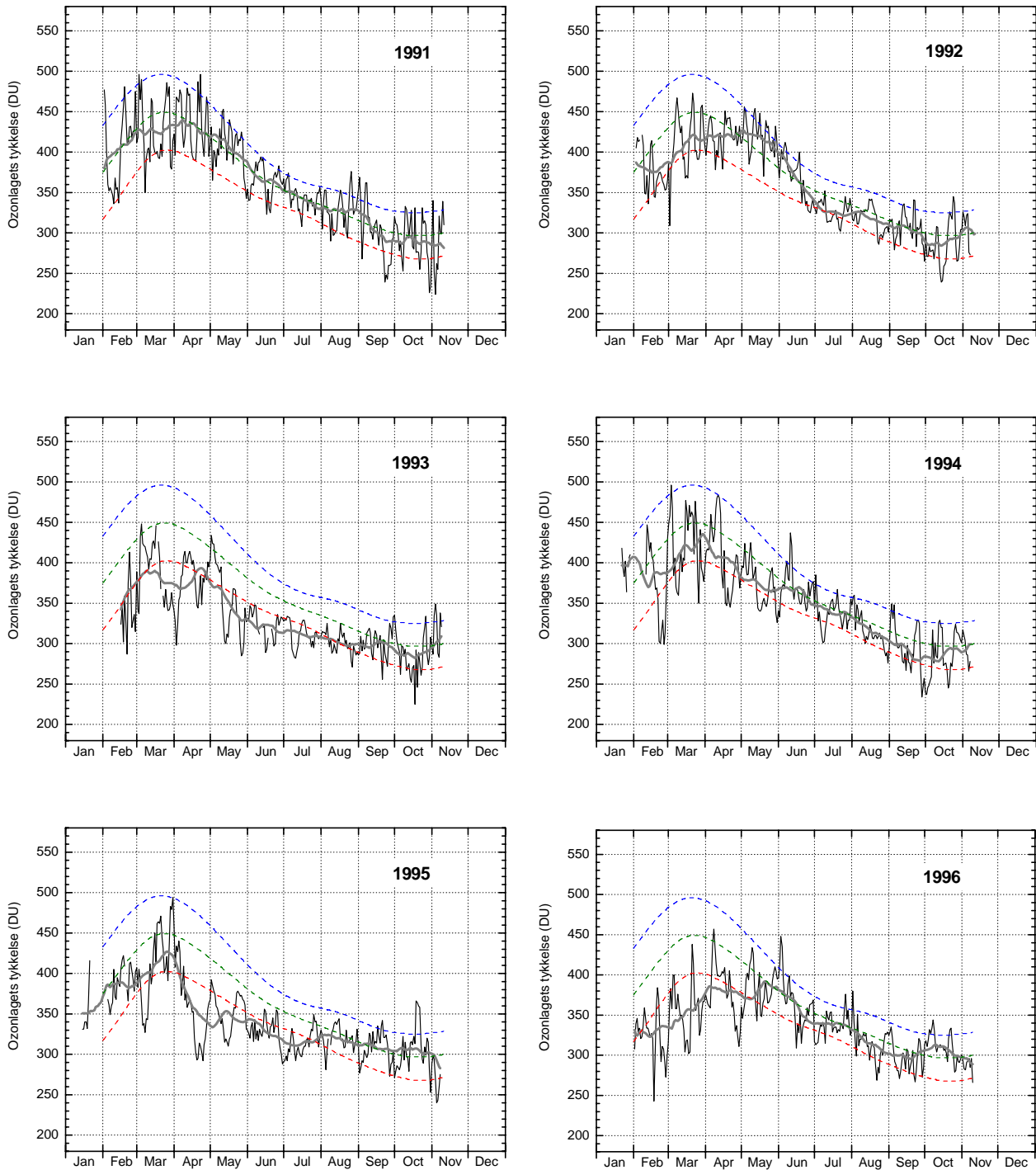
Figur 9. Ozonlagets sæsonmæssige middeltykkelse for Kangerlussuaq for perioden 1979-2008. Der kan kun måles i perioden fra midt i februar til slutningen af oktober. Efterår er derfor begrænset til to måneder, og den årlige middeltykkelse kan ikke bestemmes. En simpel lineær tilpasning af data for perioden 1979-2008 viser en signifikant nedadgående tendens for forår, sommer og hele måleperioden, men ikke for efteråret. Data fra før 1991 er data fra NASA's TOM-instrument på Nimbus7-satellitten, mens data fra og med 1991 er DMI's målinger med et Brewer-instrument.



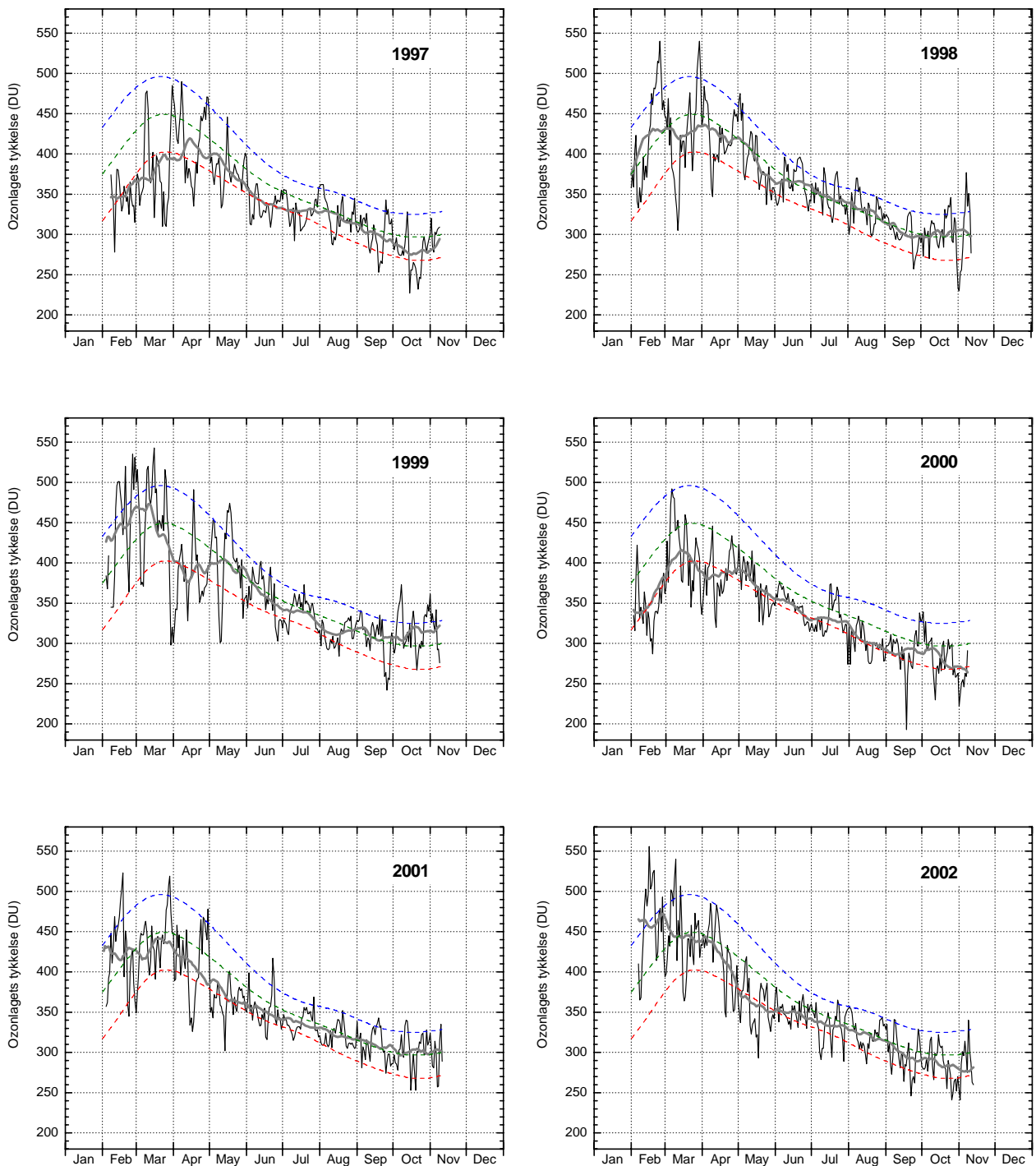
Figur 10. Ozonlagets tykkelse over Kangerlussuaq 1979-1984. Daglige målinger (tynd, sort linje) er fra NASA's TOMS instrument på Nimbus7-satellitten. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger.



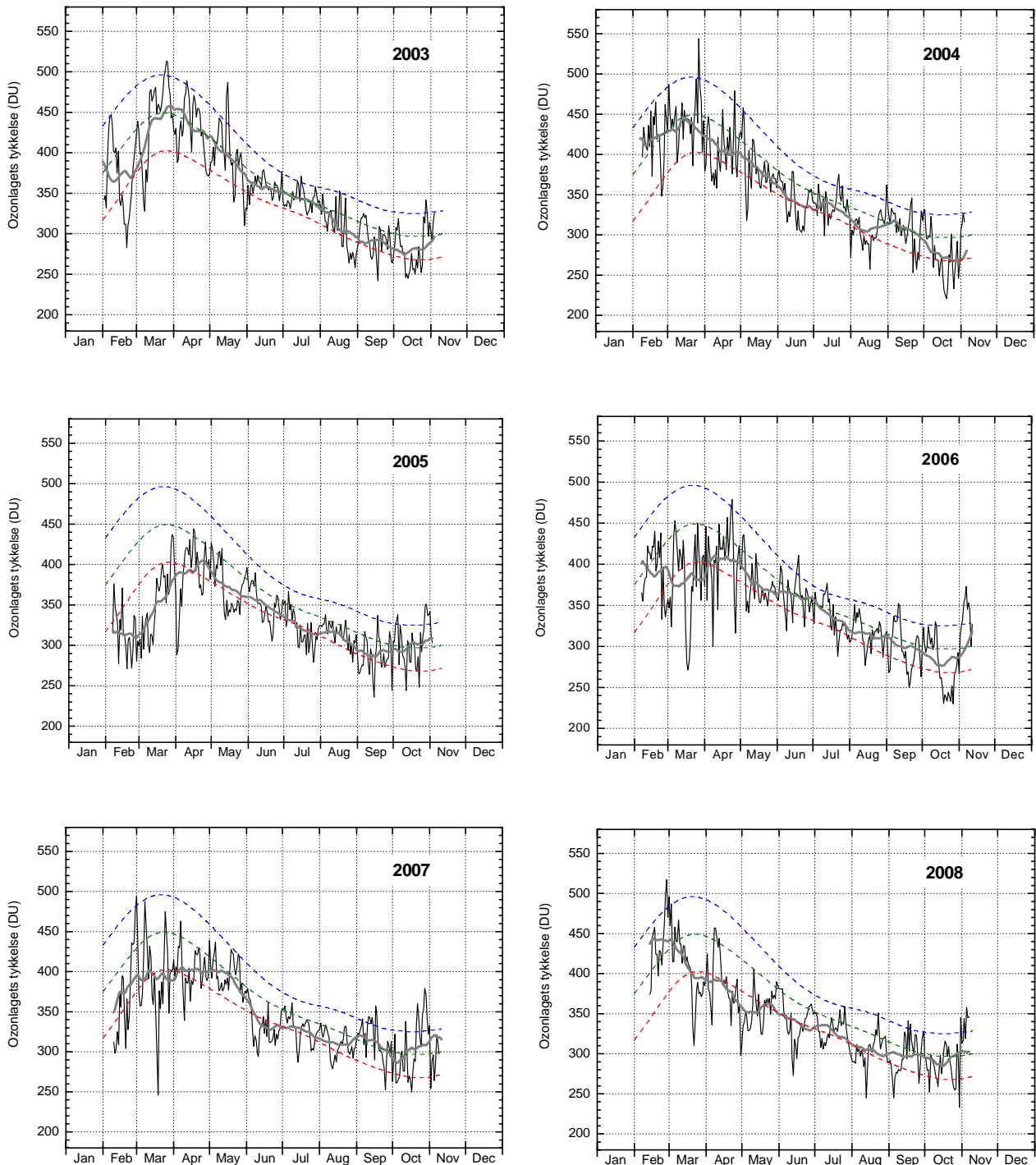
Figur 11. Ozonlagets tykkelse over Kangerlussuaq 1985-1990. Daglige målinger (tynd, sort linje) er fra NASA's TOMS instrument på Nimbus 7 satellitten. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger.



Figur 12. Ozonlagets tykkelse over Kangerlussuaq 1991-1996. Daglige målinger (tynd, sort linje) er DMI's målinger i Kangerlussuaq. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger. Virkningen af et kraftigt vulkanudbrud i juni 1991 (Mt. Pinatubo, Filippinerne) ses i 1992-1993. Forholdsvis stor ozonnedbrydning i den polare stratosfære i vintrene 1991-1992, 1992-1993, 1994-1995 og 1995-1996 sætter sine spor når den polare hvirvelvind er over Kangerlussuaq, hvilket tydeligt ses i februar, marts og april 1996.



Figur 13. Ozonlagets tykkelse over Kangerlussuaq 1997-2002. Daglige målinger (tynd, sort linje) er DMI's målinger i Kangerlussuaq. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger. Forholdsvis stor ozonnedbrydning ses i den polare stratosfære i vinteren 1999-2000, mens en forholdsvis varm polar stratosfære i vintrene 1997-1998, 1998-1999, 2000-2001 og 2001-2002 medfører ringe ozonnedbrydning.

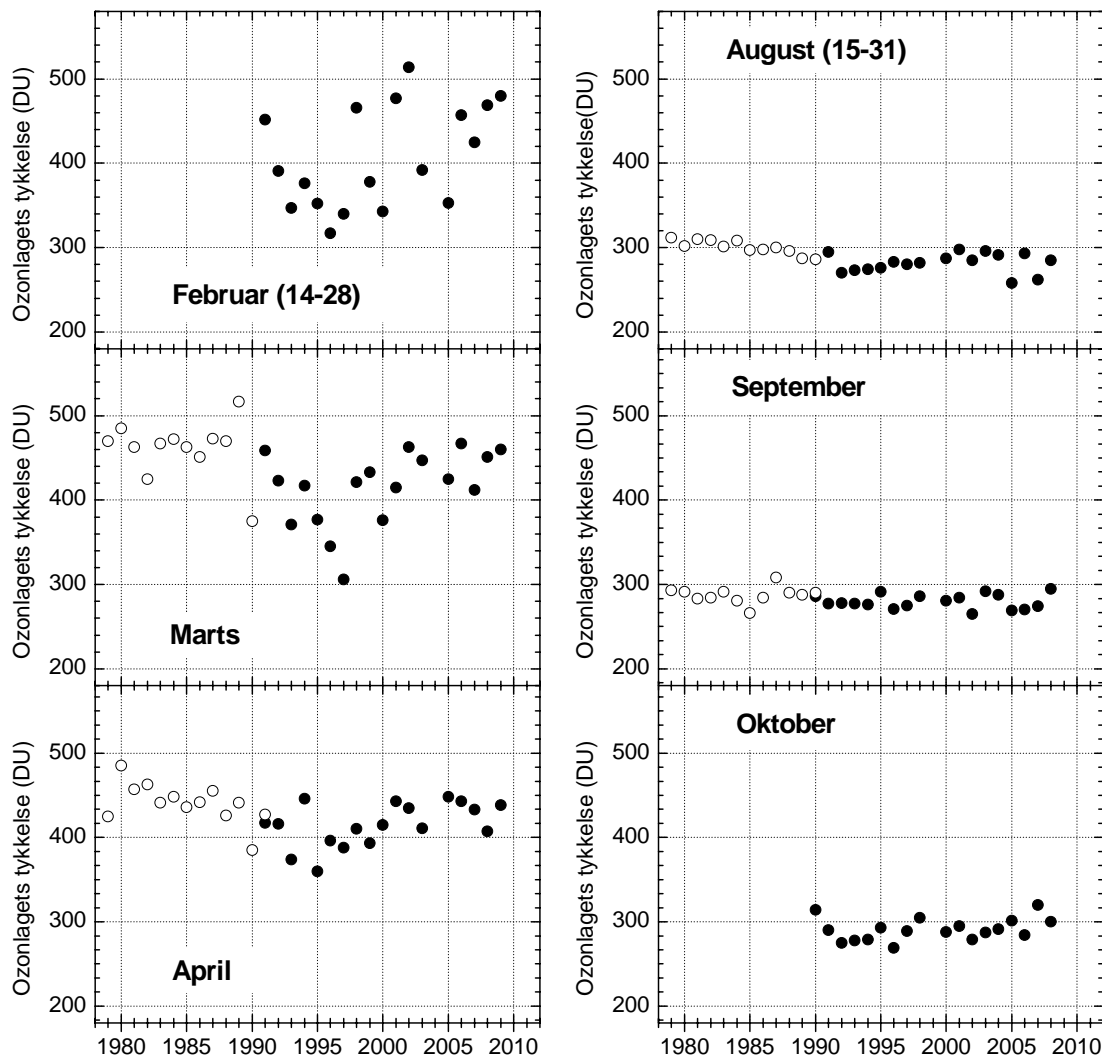


Figur 14. Ozonlagets tykkelse over Kangerlussuaq 2003-2008. Daglige målinger (tynd, sort linje) er DMI's målinger i Kangerlussuaq. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger. En forholdsvis varm polar stratosfære i vintrene 2002-2003 og (især) 2003-2004 medfører ringe ozonnedbrydning.

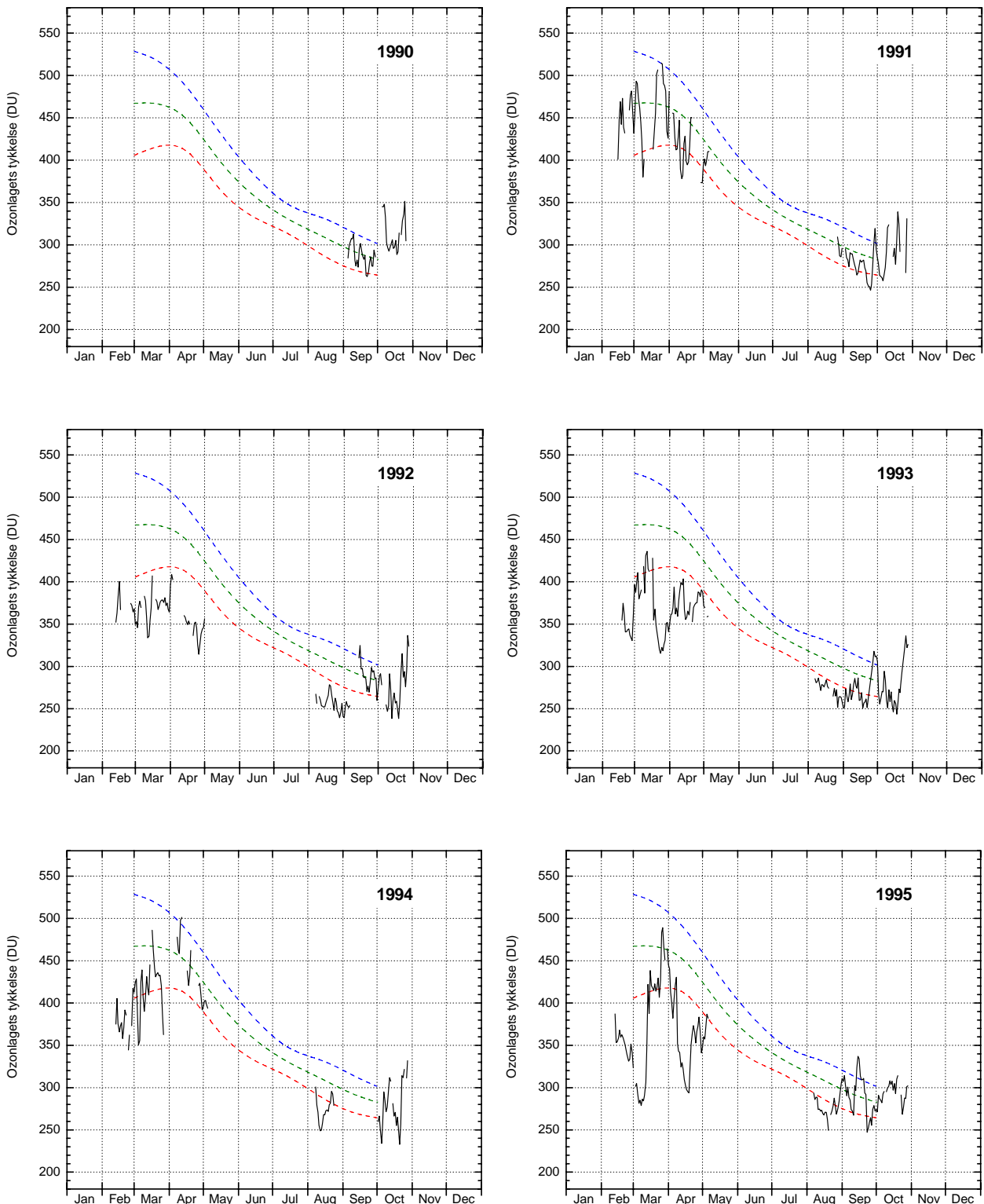
Målinger af ozonlaget over Pituffik

I Pituffik måles ozonlagets tykkelse med et SAOZ-spektrometer, der samtidig måler atmosfærens indhold af NO₂. SAOZ-spektrometeret måler sollyset spredt fra zenit i et spektrum fra det ultraviolette og synlige bølgelængdeområde. Ved hjælp af DOAS-metoden (Differential Optical Absorption Spectroscopy) kan atmosfærens indhold af ozon og NO₂ bestemmes. Pålidelige målinger kan kun opnås omkring solopgang og solnedgang; i Pituffik er det i forårsperioden fra ca. 15. februar til 5. maj og efterårsperioden fra ca. 10. august til 1. november. I sommerperioden er der midnatssol.

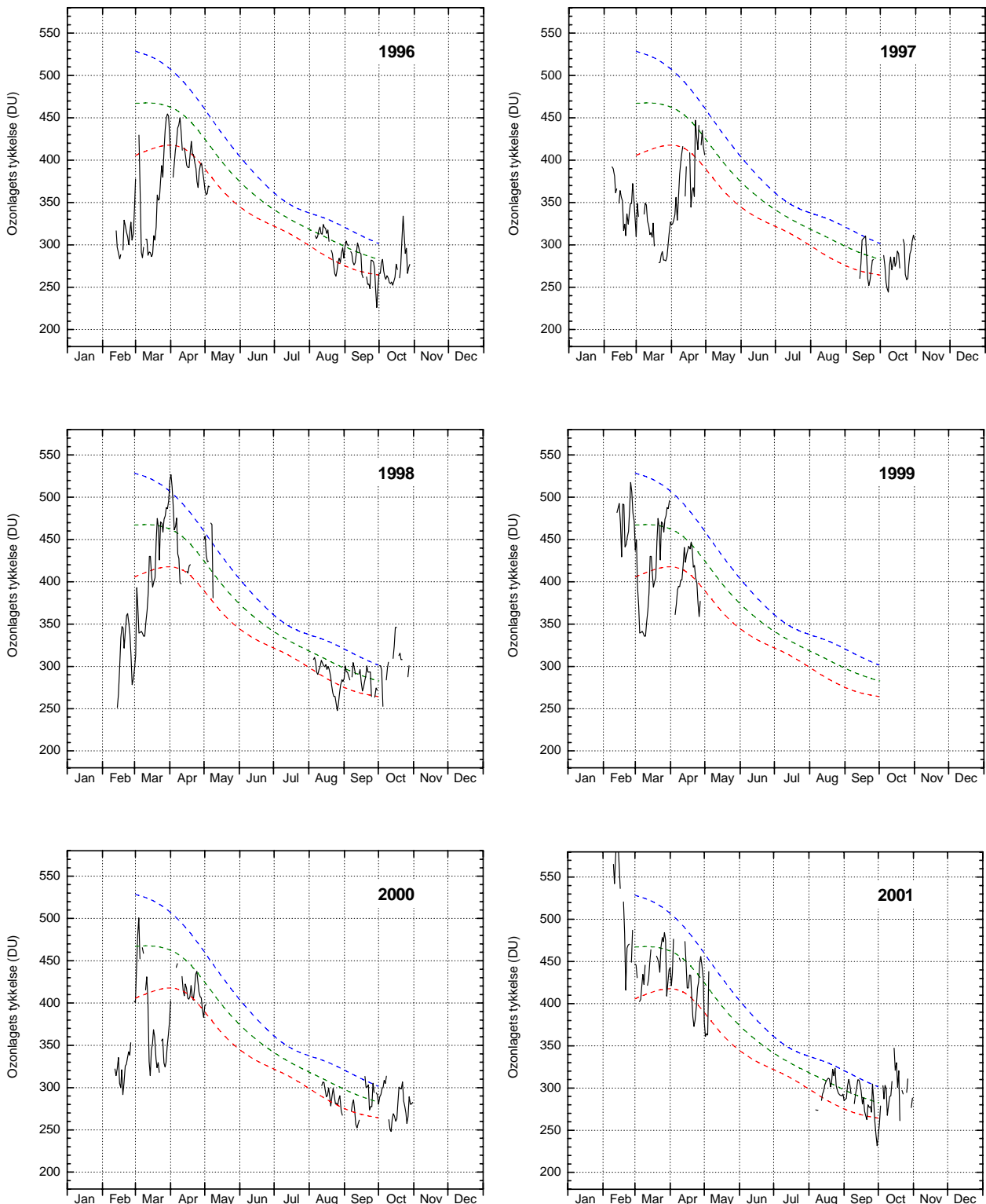
I figur 15 ses de observerede månedsmidler af ozonlaget over Pituffik. For perioden fra 1979 og frem til SAOZ-spektrometeret blev opstillet i efteråret 1990, er vist målinger fra satellitinstrumentet TOMS. TOMS-instrumentet kan ikke måle, når solen står meget lavt. Derfor er der ikke TOMS-målinger i februar og oktober. SAOZ-målinger fra foråret 2004 mangler på grund af instrumentproblemer. Især i forårsmånederne varierer målingerne meget fra år til år i perioden efter 1990. De år, hvor ozonlaget er tyndt, svarer til de år, hvor der har været kraftig kemisk ozonnedbrydning. I figur 16, 17 og 18 er vist de daglige målinger af ozonlagets tykkelse over Pituffik i den periode SAOZ-instrumentet kan måle.



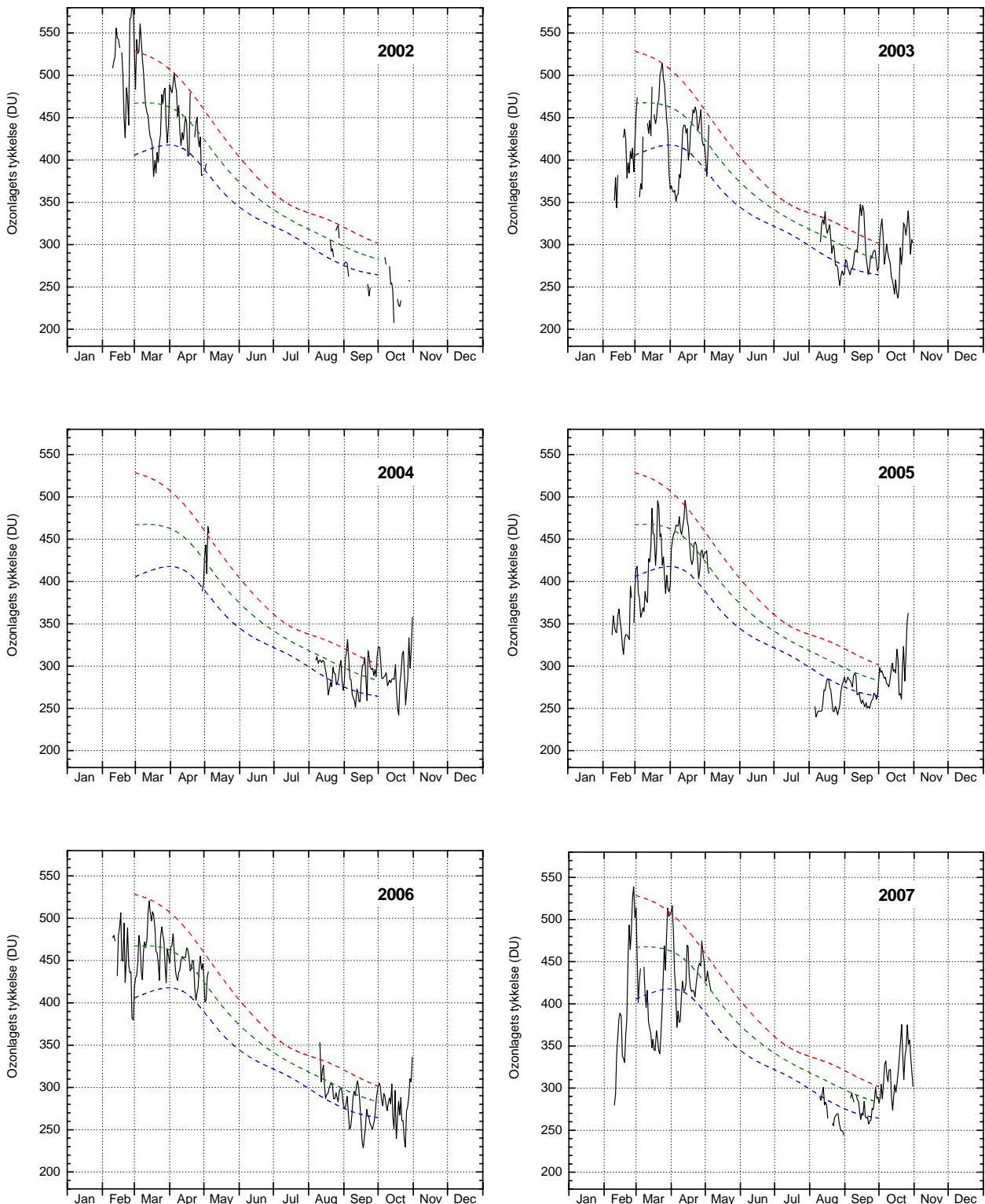
Figur 15. Månedsmidler af ozonlagets tykkelse over Pituffik. Data fra før september 1990 (åbne cirkler) er målinger med NASAS's TOMS-instrument på Nimbus-7 satellitten. Data fra og med september 1990 (fyldte cirkler) er målinger med DMI's SAOZ-instrument.



Figur 16. Ozonlagets tykkelse over Pituffik 1990-1995. Daglige målinger med SAOZ-spektrometeret. Den grønne linje angiver middelværdien af daglige målinger i ti-års perioden 1979-1988 målt med TOMS-instrumentet ombord på Nimbus7-satellitten. De blå og røde stiplede linjer angiver plus og minus en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje.



Figur 17. Ozonlagets tykkelse over Pituffik 1996-2001. Daglige målinger med SAOZ-spektrometeret. Den grønne linje angiver middelværdien af daglige målinger i ti-års perioden 1979-1988 målt med TOMS-instrumentet ombord på Nimbus7-satellitten. De blå og røde stiplede linjer angiver plus og minus en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje.



Figur 18. Ozonlagets tykkelse over Pituffik 2002-2007. Daglige målinger med SAOZ-spektrometeret. Den grønne linje angiver middelværdien af daglige målinger i ti-års perioden 1979-1988 målt med TOMS-instrumentet ombord på Nimbus7-satellitten. De blå og røde stiplede linjer angiver plus og minus en standard afvigelse fra middelværdien. Det betyder, at 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje.



Figur 19. Ozonlagets tykkelse over Pituffik 2008. Daglige målinger med SAOZ-spektrometeret. Den grønne linje angiver middelværdien af daglige målinger i ti-års perioden 1979-1988 målt med TOMS-instrumentet ombord på Nimbus7-satellitten. De blå og røde stiplede linjer angiver plus og minus en standard afvigelse fra middelværdien. Det betyder, at 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje.

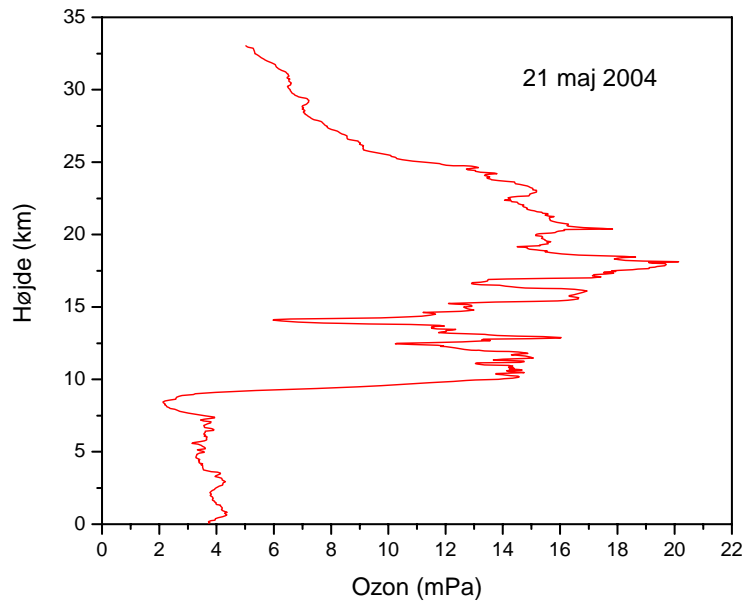
Ozonsonderinger

DMI foretager ugentlige ozonsonderinger i Illoqqortoormiut (Scoresbysund). Endvidere foretages ozonsonderinger i Pituffik (Thule Air Base) på kampagnebasis som del af internationale samarbejder til bestemmelse af arktisk ozonnedbrydning eller satellitvalidering. I særlige tilfælde foretages ozonsonderinger fra København.

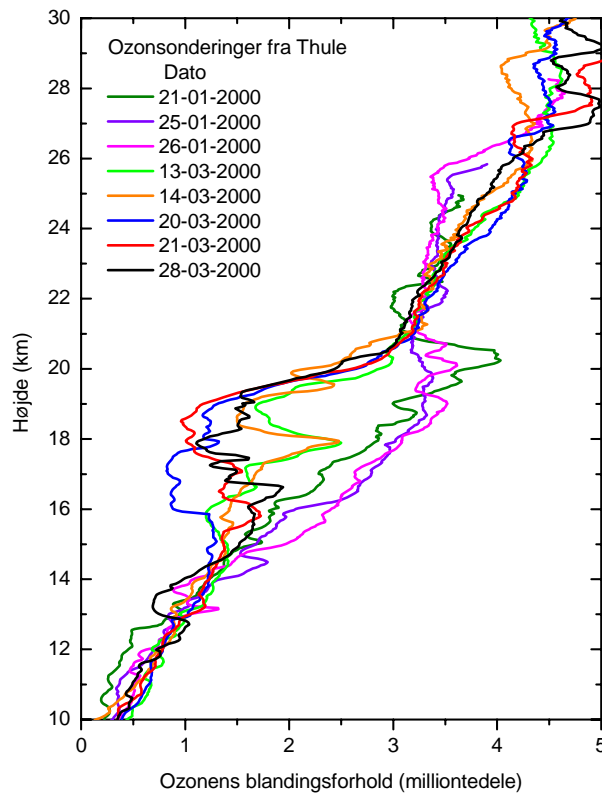
I 2008 blev der foretaget 54 ozonsonderinger i Illoqqortoormiut og 15 i Pituffik.

Ozonsonder er elektro-kemiske sensorer, som opsendes med ballon. Ozonsonderne kan måle ozonprofilen op til ca. 35 kilometers højde. Figur 20 viser en typisk ozonprofil. Med ozonsonderingerne kan man studere, om der sker ændringer af ozonlaget i bestemte højder på grund af forandringer i atmosfærens kemiske sammensætning eller klimaet. Eksempelvis ventes regenerering af ozonlaget pga. udfasning af ozonnedbrydende stoffer først at kunne observeres i den øverste del af ozonprofilen. Arktisk ozonnedbrydning forekommer primært i 15-22 kilometers højde. Figur 21 viser udtyndingen af ozon i løbet af vinteren 1999/2000, hvor ozonnedbrydningen var særlig stor. I vinteren 2005/2006 var stratosfæren relativt varm, så der blev ikke observeret væsentlig ozonnedbrydning. Til gengæld var vinteren 2006/2007 relativt kold med ozonnedbrydning til følge. Figur 22 viser udtyndingen af ozon i løbet af vinteren 2006/2007. DMI's ozonsonderinger indgår i det internationale Match-samarbejde om at overvåge den arktiske ozonnedbrydning. Ved hjælp af ozonsonderingerne i Match-samarbejdet estimeres foreløbigt at ca. 80 DU svarende til omkring 20 % af ozonkolonnen blev nedbrud i Arktis i vinteren 2006/07.

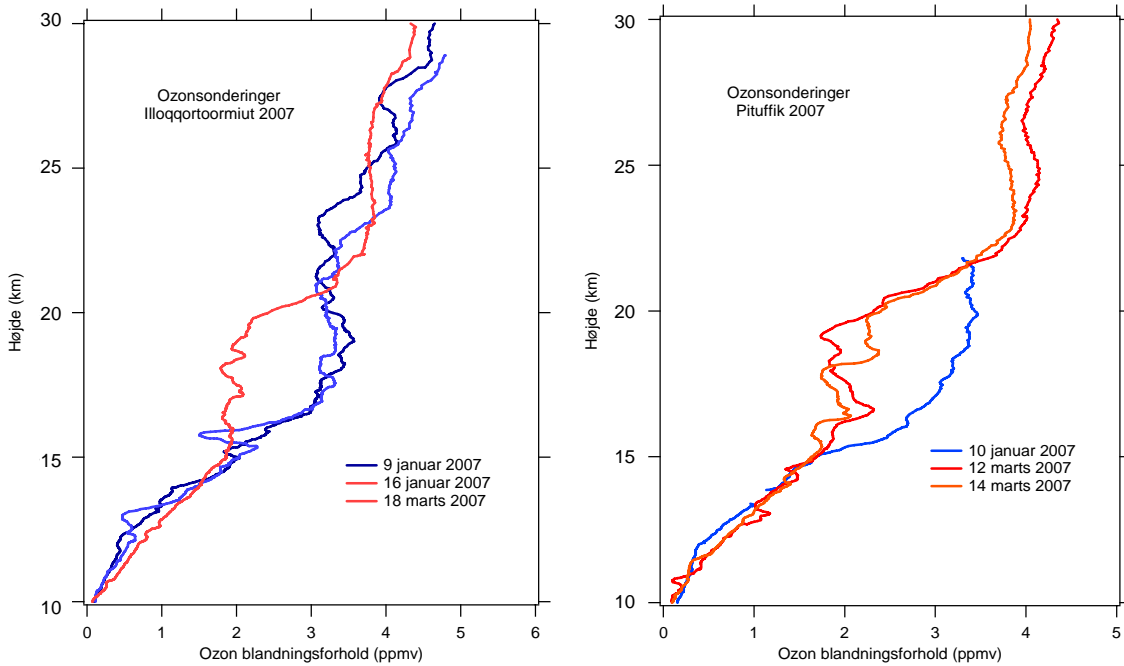
Der er foretaget ozonsonderinger i Illoqqortoormiut siden 1989, dog først på ugentlig basis siden 1992. I Pituffik er der foretaget ozonsonderinger siden 1991. Figur 23 viser en oversigt over ozonsonderingerne i Illoqqortoormiut. Det ses på figuren, at ozonens partialtryk var relativt høj i 2006. Modsat var det relativt lavt i 2007 i intervallet 150-30 hPa (svarende til ca. 15-25 km) og sammenlignelig med værdierne i 2000 og midten af halvfemserne, hvor der var kraftig ozonnedbrydning. Se endvidere figur A1 og A2 i appendiks 1.



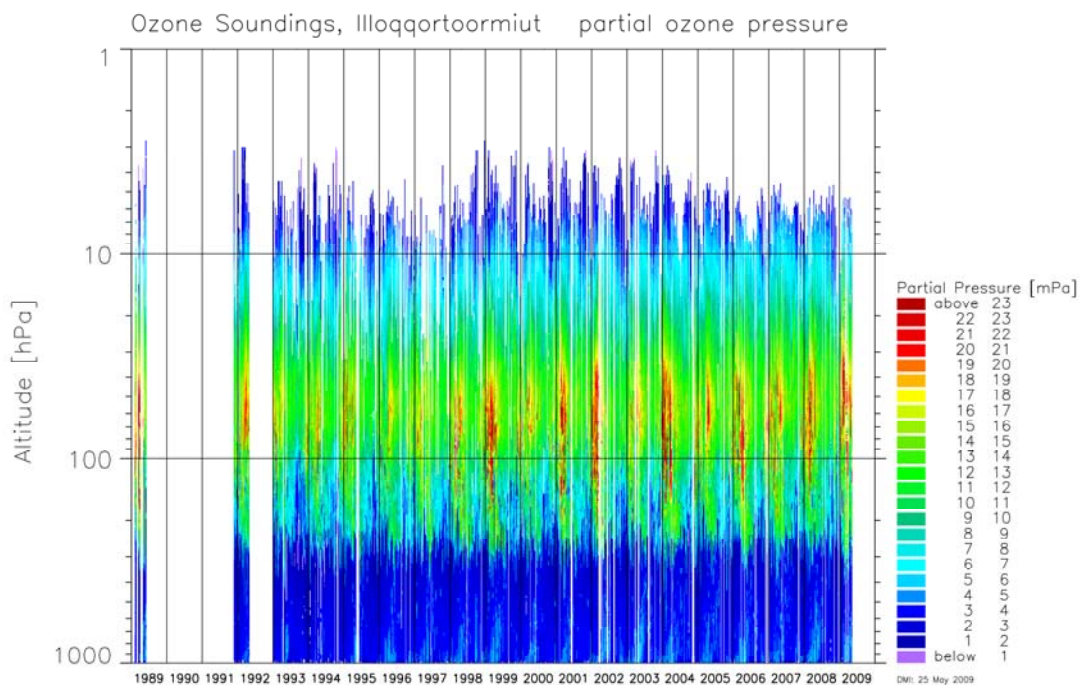
Figur 20. Typisk ozonprofil, målt fra ballon med en elektrokemisk sensor fra Illoqqortoormiut. Figuren viser højdeprofilen af ozonens partialtryk i milli-Pascal.



Figur 21. Ozonens blandingsforhold som funktion af højden fra vinteren 1999/2000 målt med ballonbårne ozonsonder fra Pituffik. En tydelig nedgang ses i ozonkoncentrationen mellem 15 og 22 km's højde, hvor ozonen mere end halveres i februar og marts.



Figur 22. Ozonens blandingsforhold som funktion af højden fra vinteren 2006/2007 målt med ballonbårne ozonsonder fra Illoqqortoormiut og Pituffik. En tydelig nedgang ses i ozonkoncentrationen mellem 15 og 21 km's højde, hvor ozonkoncentrationen falder med mere end en tredjedel i februar og marts.



Figur 23. Oversigt over alle ozonsonderinger i Illoqqortoormiut. Figuren viser ozonens partialtryk som funktion af tid og trykhøjde. Se også figur A1 i appendiks 1.

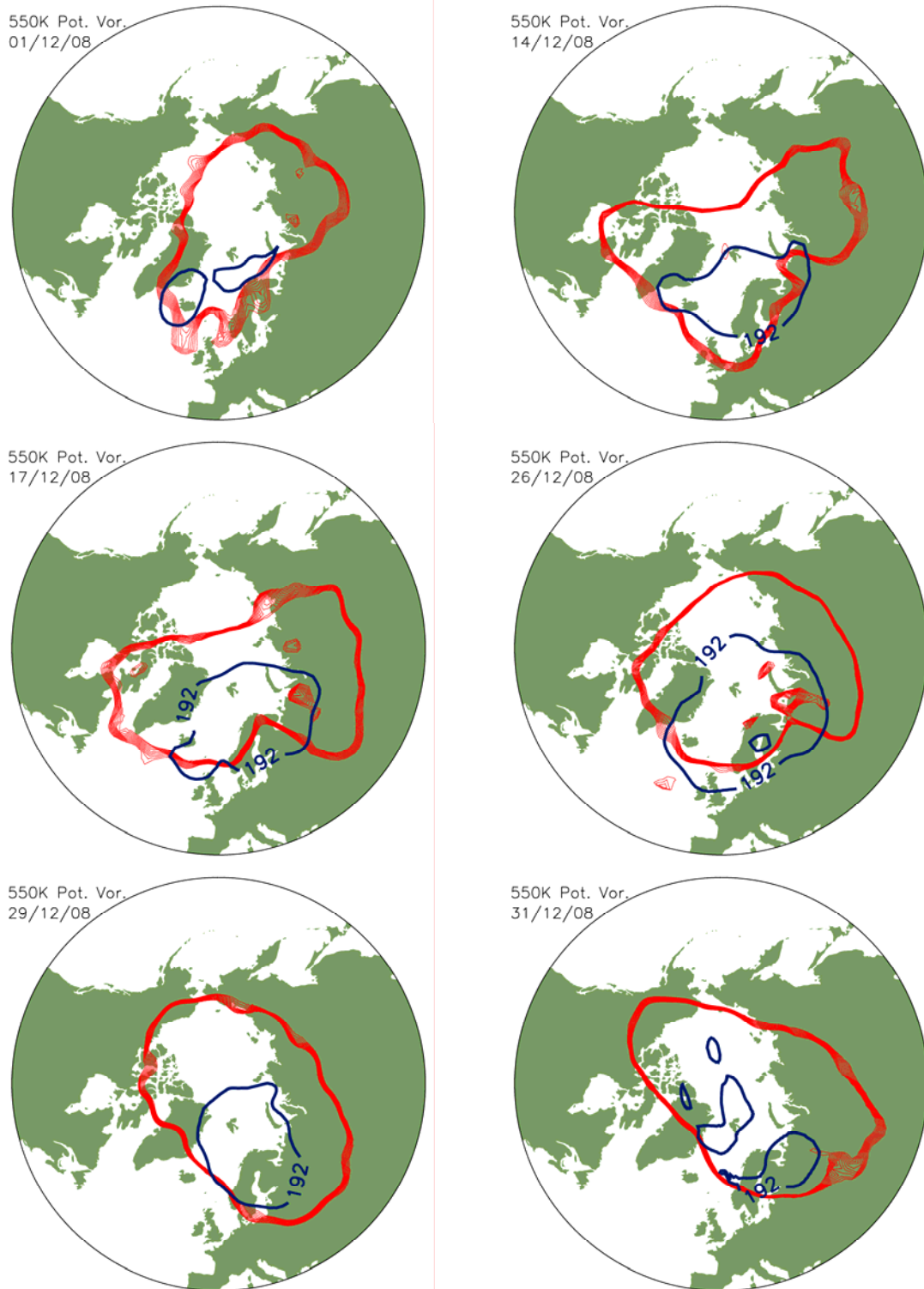
Meteorologiske forhold i den arktiske stratosfære

Almindeligvis skal der mindst være fire betingelser opfyldt, for at der sker en kraftig ozonnedbrydning over polarområderne:

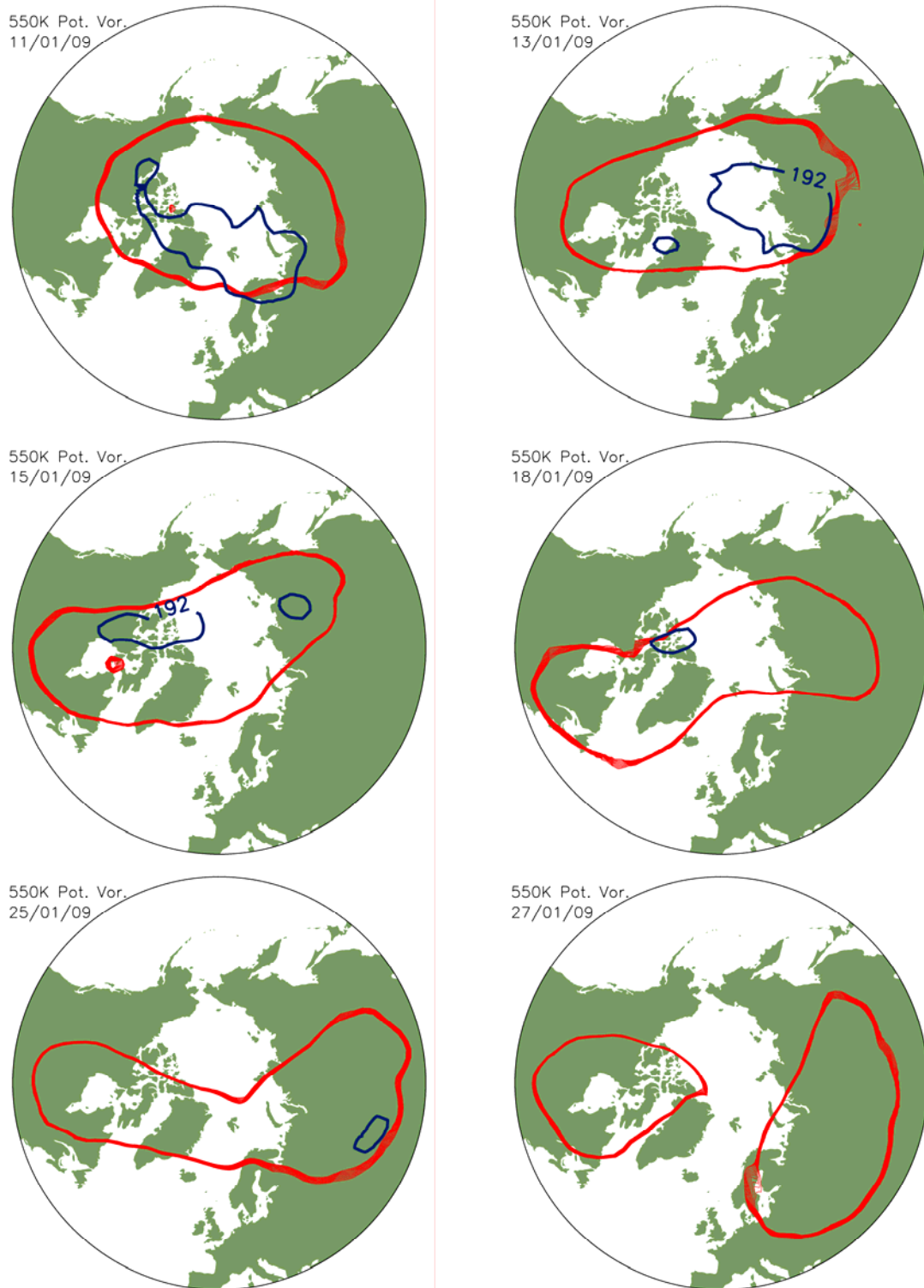
1. Forhøjede koncentrationer af klor- og bromholdige stoffer i atmosfæren. Koncentrationerne er steget pga. tilførsler af menneskeskabte CFC- og HALON-gasser (freon mm.).
2. Lave temperaturer i stratosfæren. Klorforbindelserne er kun ozonnedbrydende, når de omdannes til en kemisk reaktiv form. Dette sker navnlig på overfladen af polar-stratosfæriske skyer (forkortet fra engelsk til PSC'er), som kun dannes ved meget lave temperaturer. Samtidig udvaskes reaktivt nitrogen fra stratosfæren gennem skypartiklernes fald (denitrifikation), hvilket fremmer ozonnedbrydningen.
3. Solløys. De kemisk reaktive klor- og bromforbindelser nedbryder kun ozon under indvirkning af solløys, der vender tilbage til polområderne i det tidlige forår.
4. En isoleret luftmasse. Hver vinter dannes over polarområderne den polare hvirvelvind (vortex): kraftige vinde, der blæser i højder over ca. 15 km rundt om polerne. Vorticitet isolerer de polare luftmasser, der beskyttes mod opblanding med ozonrig luft fra lavere breddegrader.

Udviklingen af grænser for den arktiske vortex gennem vinteren 2008/2009 er vist med røde konturlinjer i Figur 24a-b. Figur 24 a viser vorticitets beliggenhed i en højde på 550 K potentiel temperatur, svarende til ca. 23 km højde. Vorticitet dannes i begyndelse af november og befandt sig den 1. december over det nordlige Atlanterhav mellem Norge og Grønland, stækkende sig over det Arktiske Ocean og det nordlige Sibirien (øverst tv.). De følgende paneler i figuren viser den dynamiske struktur af vorticitet gennem vinteren. I midten af december bevægede kanten af vorticitet sig ind over Danmark, ligesom hele Grønland var dækket af vorticitet. Med blå konturlinjer er vist isothermen for mulig dannelse af polar-stratosfæriske skyer (type 1 PSC'er). PSC-dannelsen startede omkring 1. december, og arealet forøgedes gradvist gennem december måned. Omkring 26. december var stratosfæren over Danmark så kold, at der ligeledes var mulighed for PSC-dannelse her, ligesom de laveste temperaturer tillod dannelse af type 2 PSC'er (iskrystaller) i et mindre område over Skandinavien. I løbet af vinteren er der en tendens til, at de laveste temperaturer trænger ned til lavere højder i stratosfæren. Figur 24 b dækker 2. halvdel af vinteren, og kortene er her tegnet for højden 475 K potentiel temperatur, svarende til ca. 19. højde. I løbet af januar formindskedes området, hvor der var mulighed for dannelse af PSC'er og vorticitet opsplittedes i slutningen af januar gennem varmetilførsel fra lavere breddegrader. Temperaturerne aftog ikke senere i løbet af vinteren, hvilket forhindrede dannelse af PSC'er, hvorfor der heller ikke blev aktiveret klor- og brom til ozonnedbrydende former. Vinteren blev således karakteriseret ved en meget lille kemisk ozonnedbrydning.

Arealet af det område, der dækkes af PSC'ere gennem vintrene 1994-2009 i højdeintervallet 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km, er vist i figurerne 25a-d. Navnlig vintrene 1995, 1996, 1997, 2000, 2005, 2007 og 2008 var meget kolde med udbredt dannelse af PSC'ere og i konsekvens heraf en stor kemisk ozonnedbrydning.



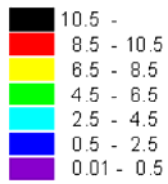
Figur 24 a. Røde konturlinjer viser grænsen for den polare vortex i 550 K potentiel temperaturs højde, svarende til ca. 23 km, i perioden 1. december - 31. december 2008. Blå konturlinjer viser isothermen for dannelse af type 1 polar-stratosfæriske skyer.



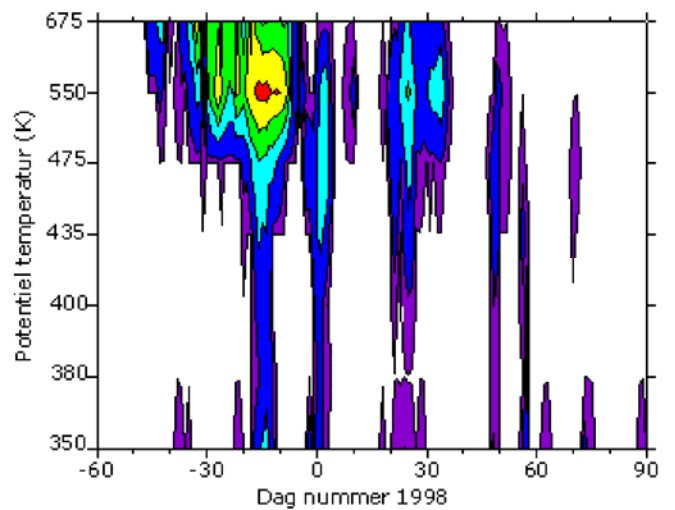
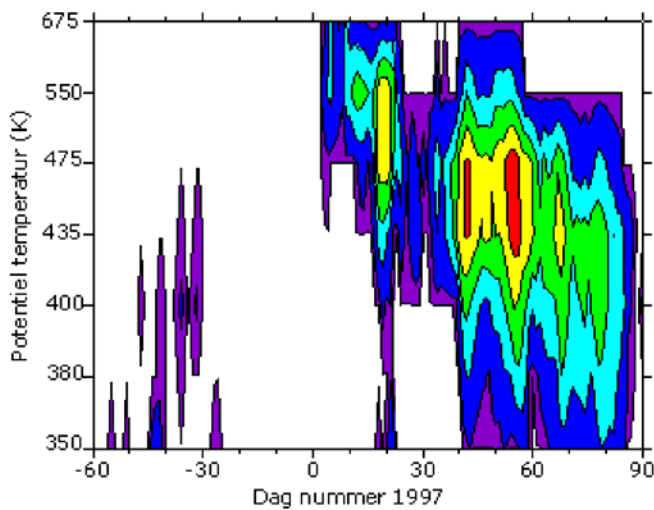
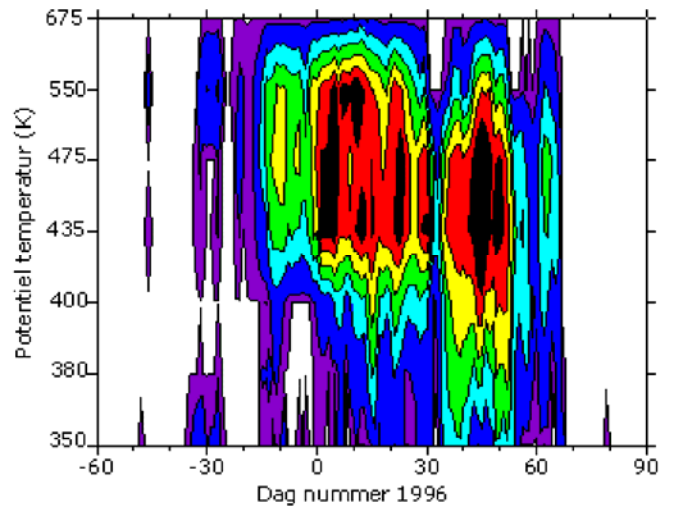
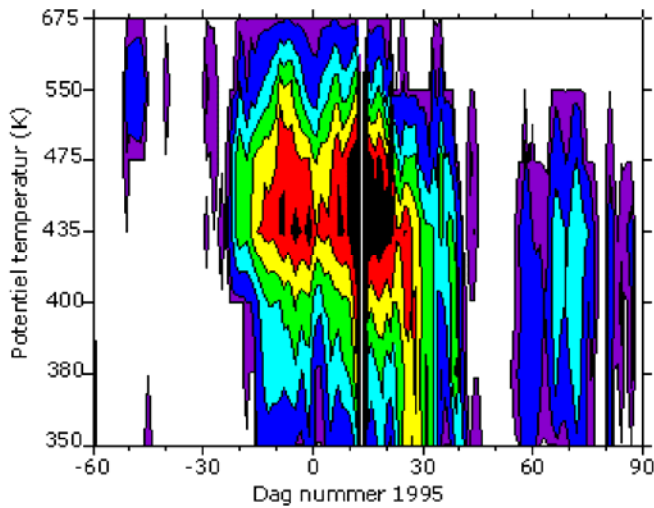
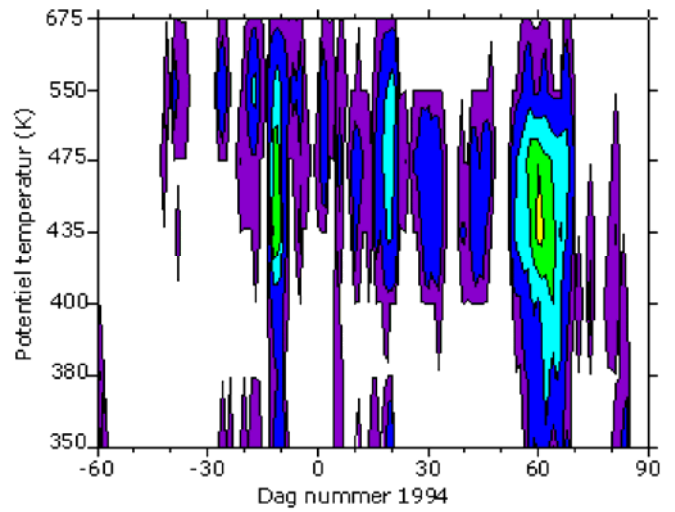
Figur 24 b Røde konturlinjer viser grænsen for den polare vortex i 550 K potentiel temperaturshøjde, svarende til ca. 23 km, i perioden 11. januar - 27. januar 2008. Ydre blå konturlinjer viser isotermerne for dannelse af type 1 polar-stratosfæriske skyer, indre blå kontur for dannelse af type 2 PSC.



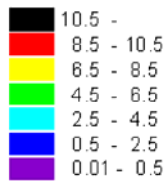
PSC areal (mill. km²)



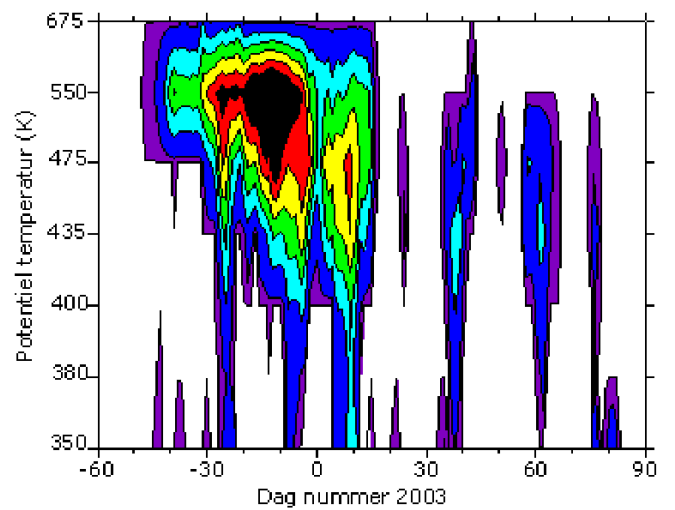
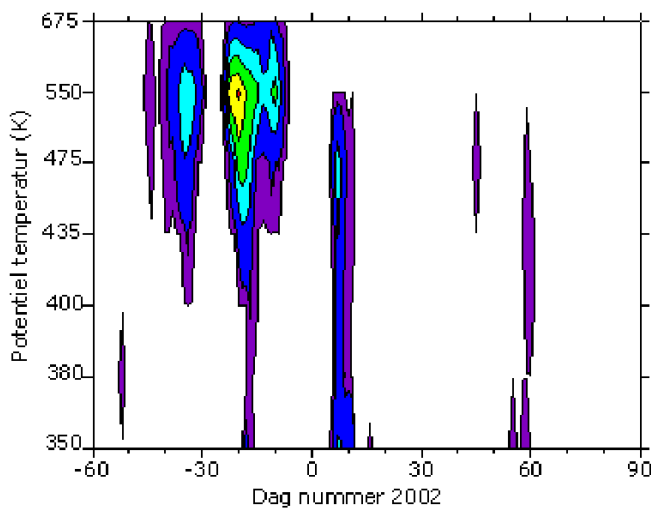
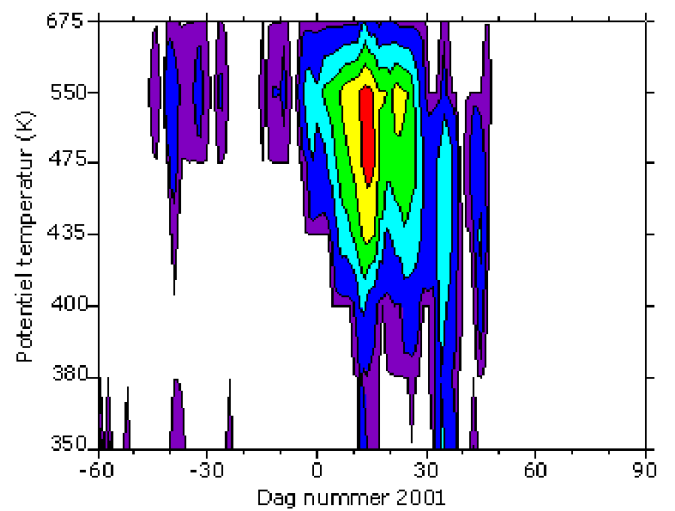
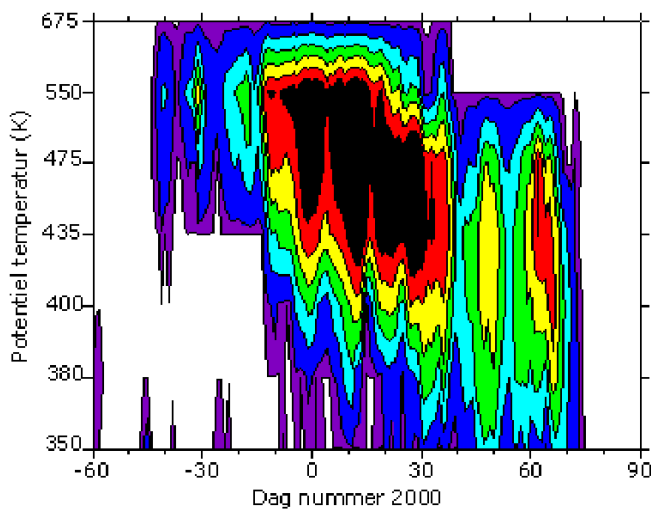
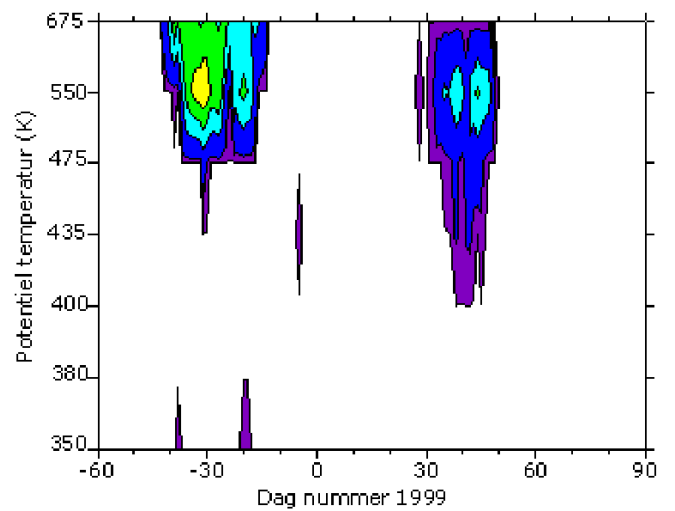
Figur 25a. Areal af den nordlige halvkugle dækket af PSC'ere i højdeinterval 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km gennem vintrene 1994-1998.



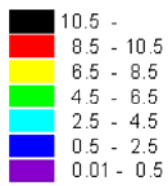
PSC areal (mill. km²)



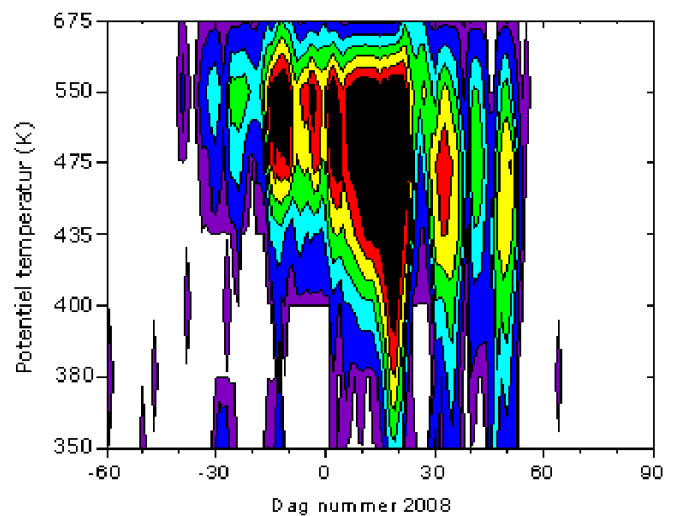
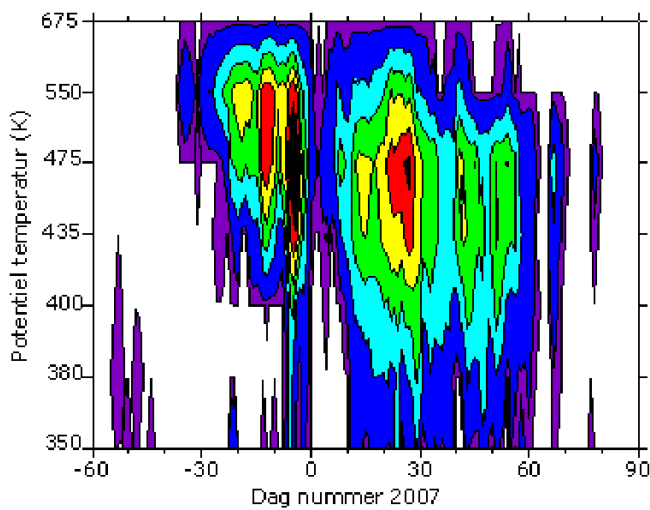
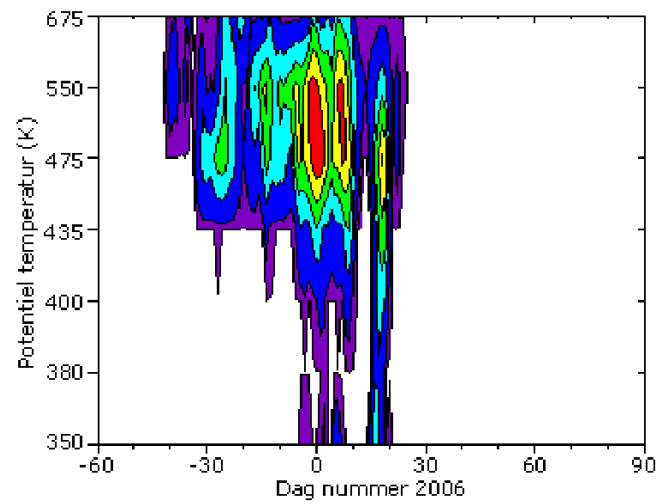
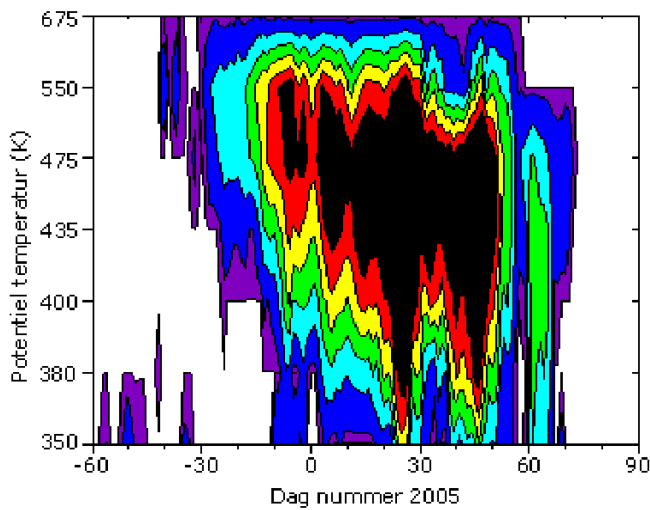
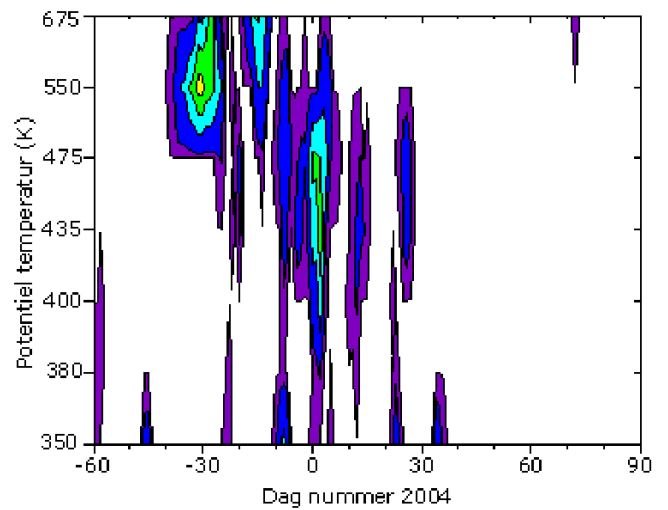
Figur 25b. Areal af den nordlige halvkugle dækket af PSC'ere i højdeinterval 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km gennem vintrene 1999-2003.



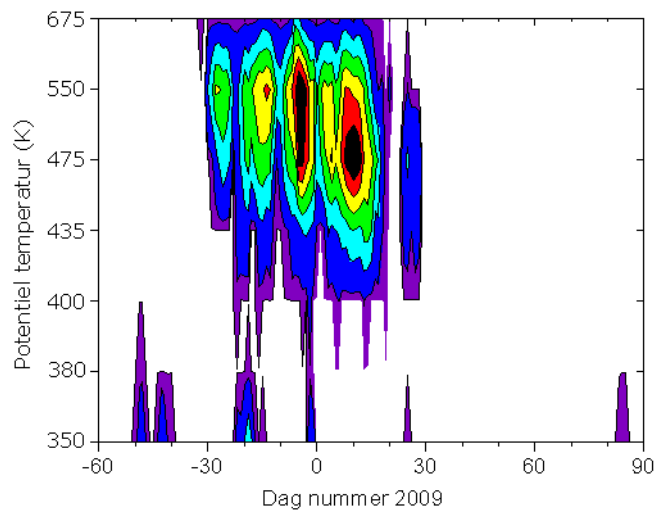
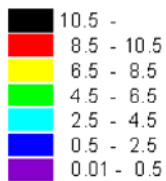
PSC areal (mill. km²)



Figur 25c. Areal af den nordlige halvkugle dækket af PSC'ere i højdeinterval 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km gennem vintrene 2004-2008.

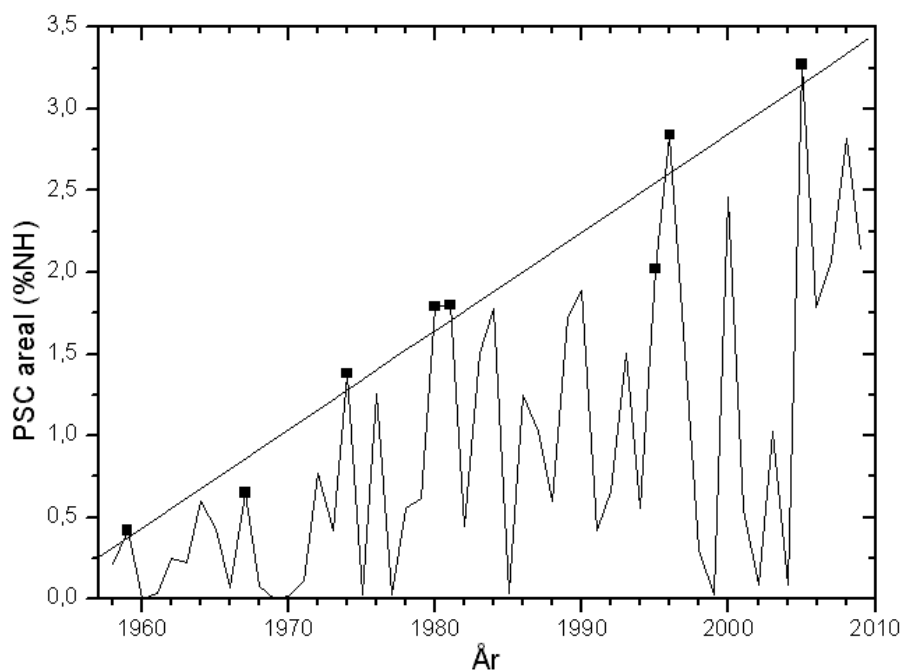


PSC areal (mill. km²)



Figur 25d. Areal af den nordlige halvkugle dækket af PSC'ere i højdeinterval 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km gennem vinteren 2009.

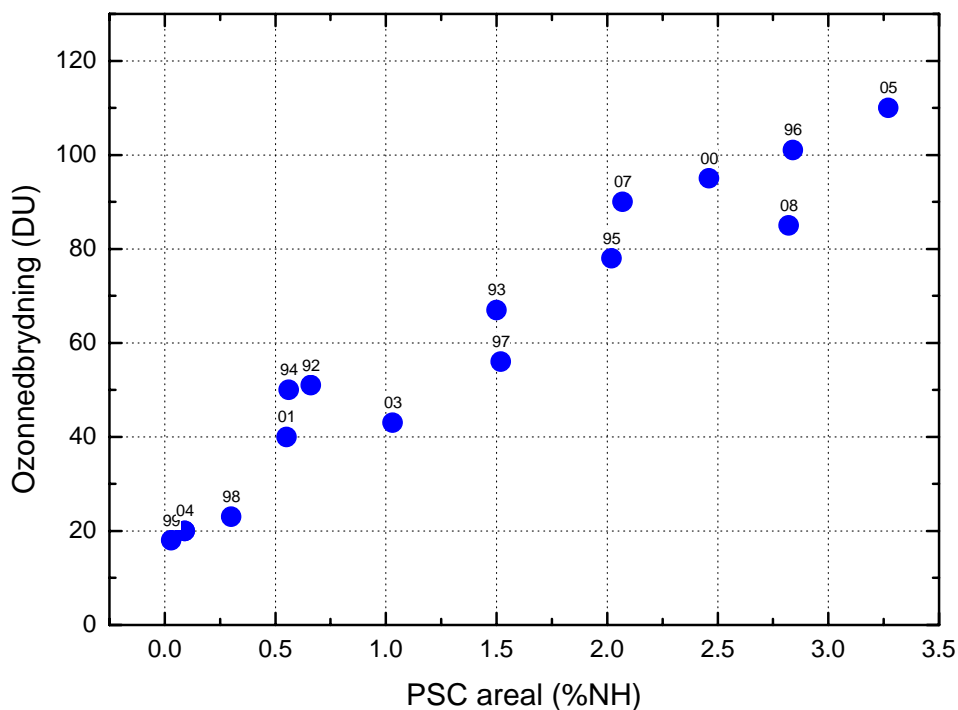
I den arktiske stratosfære sker der af og til en massiv tilførsel af varme fra lavere breddegrader. Det betyder, at der i nogle vintre kun dannes mindre mængder af polar-stratosfæriske skyer (som det var tilfældet i januar 2009). I Figur 26 er vist vinterens gennemsnitlige PSC-areal ved et tryk på 50 hPa (ca. 19 km's højde) siden 1958. Figuren viser hvor stort et geografisk areal, der er dækket af lave temperaturer, hvor PSC'er kan forekomme. PSC-arealet ses at variere kraftigt fra år til år, men de kolde vintre udviser en yderst signifikant stigende tendens mod større PSC-areal. De kolde vintre er med andre ord blevet koldere i den arktiske stratosfære, og det har – alt andet lige – ført til en forøget ozonnedbrydning i disse vintre. Denne afkøling kan bl.a. skyldes drivhuseffekten, der varmer op ved jordoverfladen, men afkøler ozonlaget. Der er dog ingen fyldestgørende videnskabelige forklaringer på den afkølede tendens.



Figur 26. Det gennemsnitlige geografiske areal, dækket af polar-stratosfæriske skyer, i procent af den nordlige halvkugles areal siden 1958. Vintrene med de største PSC-arealer er markeret med kvadrater og danner grundlaget for regressionslinjen.

Mest interessante er de koldeste vintre, hvor der sker kraftig ozonnedbrydning. I Figur 26 er de vintre, der i successive 5-års-intervaller har de største PSC-arealer, fremhævet, og regressionslinjen er beregnet ud fra disse punkter.

Inden for den polare hvirvelvind nedbrydes ozonen kemisk i de tidlige forårsmåned. Når den polare hvirvelvind bryder sammen i slutningen af foråret, standser ozonnedbrydningen, og den ozonfattige luft spredes til middelbreddegraderne. Figur 27 viser den omtrentlige maksimale ozonnedbrydning fra januar til marts i den arktiske hvirvel fra 1992-2008 som funktion af vinterens gennemsnitlige PSC-areal. Den arktiske ozonnedbrydning er bl.a. beregnet på baggrund af DMI's grønlandske ozonsonderinger som led i de internationale Match-kampagner (som dog ikke blev gennemført i 2006 og 2009 pga. forholdsvis høje stratosfæretemperaturer). Målinger fra SAOZ netværket viste imidlertid, at ozonnedbrydningen i 2009 var mindre end 50 DU.



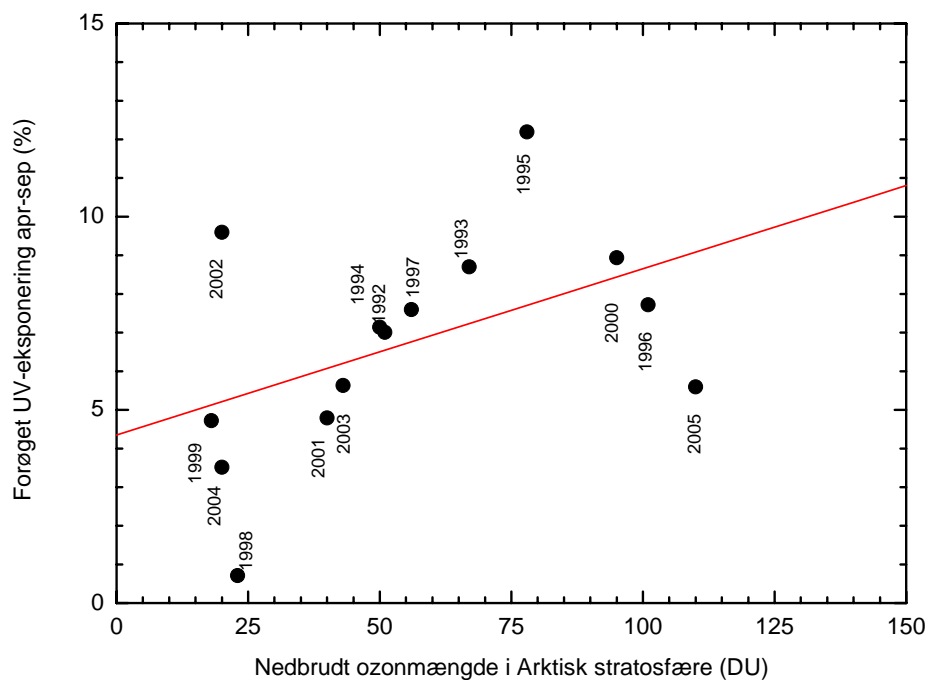
Figur 27. Den maksimale ozonnedbrydning fra januar til marts i den arktiske hvirvel fra 1992-2008 som funktion af vinterens gennemsnitlige PSC-areal. Punktet for 1992 er influeret af store mængder af aerosoller fra Pinatubo vulkanens udbrud i juni 1991.

Figur 27 viser at ozonnedbrydningen i meget høj grad er korreleret med PSC-arealet. Da de koldeste vintre er blevet koldere de sidste 49 år (Figur 26), kan det antages, at der også vil forekomme en større ozonnedbrydning i de koldeste vintre i fremtiden. Imidlertid er mængden af ozonnedbrydende stoffer begyndt at aftage som følge af Montreal-protokollens krav om begrænset produktion (se Appendix 1 og 2).

Ozonedbrydning og UV-stråling

Den skadelige UV-stråling, der rammer jordens overflade, afhænger af flere parametre, hvoraf de vigtigste er: skydække og skytype, solhøjde, ozonlagets tykkelse, jordoverfladens refleksionsevne (albedo) og atmosfærens indhold af aerosoler. Solhøjde og skyer er de vigtigste parametre. Om sommeren er intensiteten af den skadelige UV-stråling ved Ækvator ca. dobbelt så stor som den kan blive i Danmark – her spiller det dog også ind, at ozonlaget over Ækvator er tyndere end over Danmark. Skyer har en mærkbar indflydelse på UV-strålingen: på en dag med overskyet himmel og lavtliggende, regntunge skyer, bliver intensiteten af den skadelige UV-stråling kun 10-20 % af, hvad den ville have været uden skyerne. Omvendt vil intensiteten af den skadelige UV-stråling på en overskyet dag, hvor skyerne er høje, tynde cirrus-skyer, være op mod 90 % af det, den ville være uden skyerne. Hvis der i gennemsnit over en lang årrække ikke er ændringer i skytypeforekomst, skydække, albedo og aerosoler, er det således ozonlagets tykkelse, der er afgørende for ændringer i UV-strålingen.

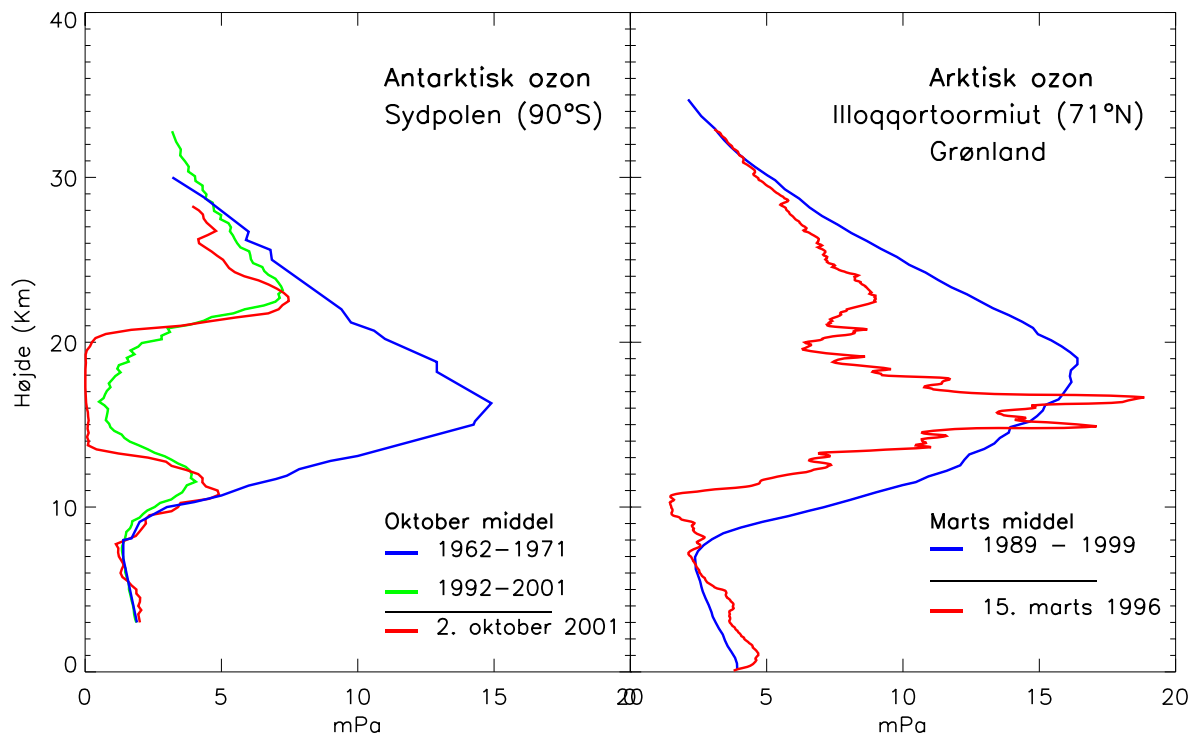
Nedbrydning af ozonlaget i den sene vinter og det tidlige forår i stratosfæren over Arktis forårsager visse år en kraftigt forøget UV-stråling over Grønland (Knudsen et al., 2005). Denne arktiske ozonedbrydning påvirker også senere på året ozonlagets tykkelse over Danmark. I de år, hvor der er stor nedbrydning af ozonlaget over Arktis (jf. Figur 27), bliver ozonlaget i gennemsnit tyndere over Danmark i perioden frem til efteråret. Alt andet lige betyder det, for sådanne år, at UV-strålingen frem til efteråret bliver mere intens end normalt. Effekten skyldes sandsynligvis transportfænomener i stratosfæren. Sammenhængen mellem den nedbrudte ozonmængde over Arktis i perioden januar-marts (Figur 27) og den (totale) forøgede UV-eksponering over Danmark i perioden april-september er vist i Figur 28. En lineær tilpasning (rød linje) viser, at den totale UV-eksponering i april-september forøges med ca. 10 %, hvis der er nedbrudt 100 DU i den arktiske stratosfære perioden januar-marts.



Figur 28. Beregnet sammenhæng mellem den ozonmængde der er nedbrudt i den arktiske stratosfære (14-24 km's højde) i perioden januar-marts og den forøgede UV-eksponering i Danmark i de efterfølgende 5 måneder (april-september). Som referenceniveau er anvendt middelværdien af ozonlagets tykkelse i 10-års perioden 1979-1988 (figur 4 og 5).

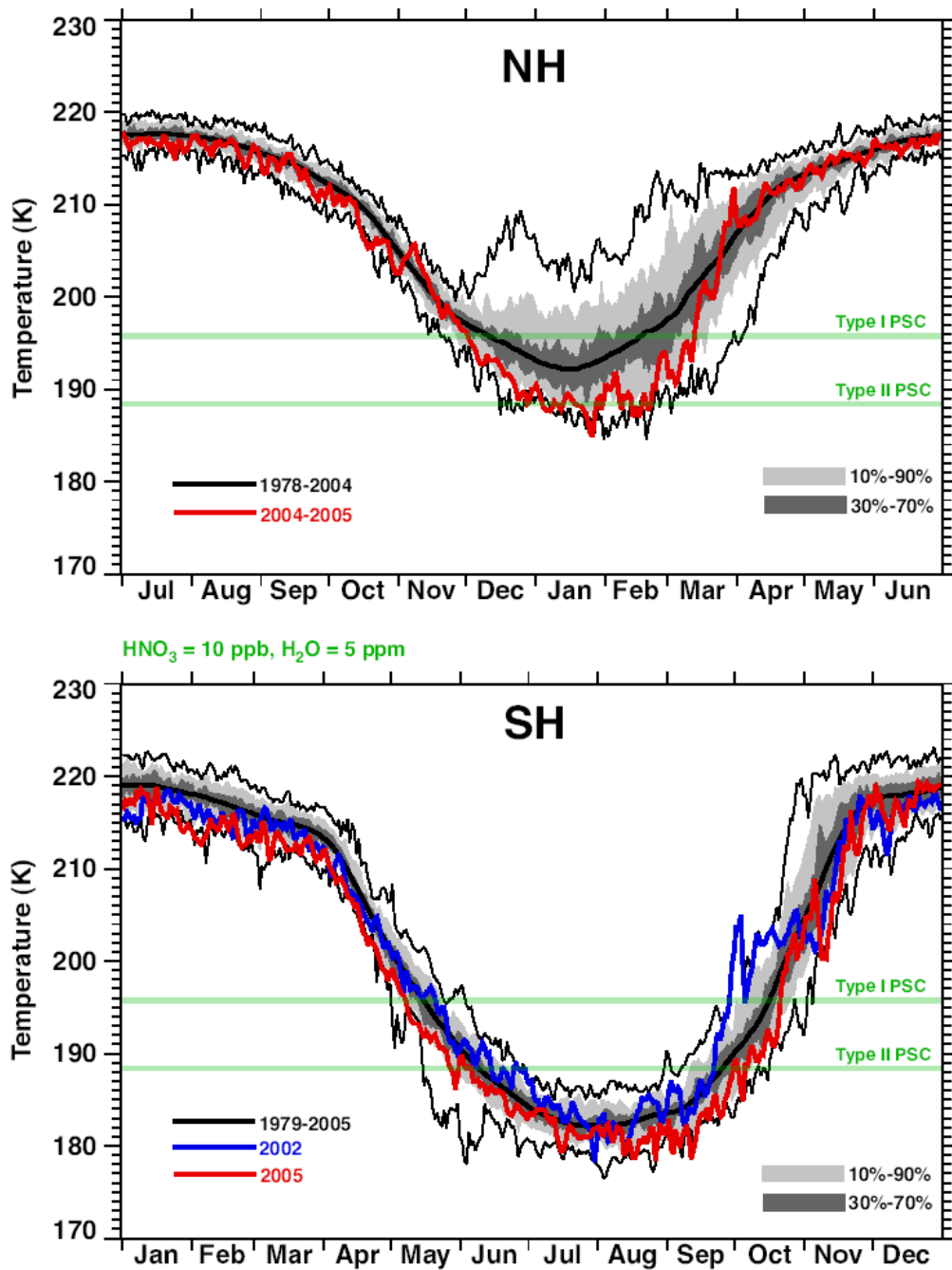
Ozonhullet over Antarktis

Ozonnedbrydning over Antarktis er væsentlig kraftigere end over Arktis, og der opstår hvert år et egentligt ozonhul i september og oktober, hvor ozonen fra ca. 14-20 km's højde er fuldstændig nedbrudt (se Figur 29). I Arktis ser det langt mindre drastisk ud, selv om der visse år er nedbrudt en hel del ozon. I 1999/2000 og 2004/2005 vintrene blev der faktisk nedbrudt helt op til 2/3 af ozonen i et enkelt lag i 19 km's højde.



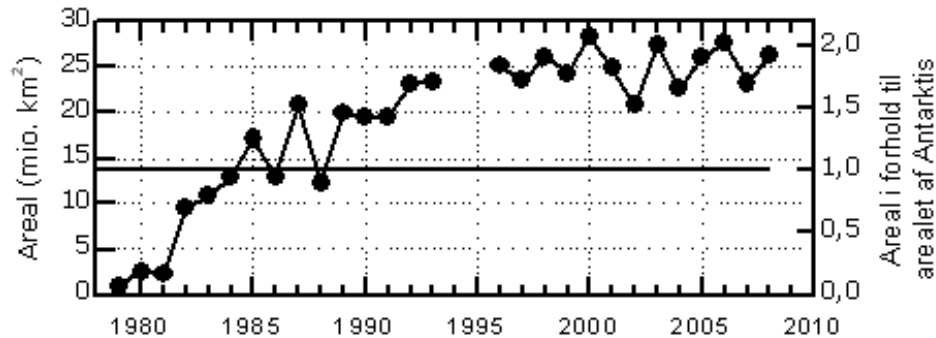
Figur 29. Højdeprofil af ozonnedbrydningen over Antarktis (til venstre) og Arktis (til højre). (WMO Assessment, 2002)

Grunden til den større ozonnedbrydning over Antarktis er, at temperaturerne her er væsentligt lavere end over Arktis. Det skyldes, at der på høje sydlige breddegrader er færre kontinenter og bjerge til at forstyrre cirkulation end på den nordlige halvkugle. Figur 30 viser temperaturer i Arktis og Antarktis. Det ses, at de laveste minimumstemperaturer i Arktis kun af og til når ned på de højeste minimumstemperaturer i Antarktis, og gennemsnitstemperaturerne i Arktis er omtrent 10 grader højere end i Antarktis. Dette betyder, at der dannes langt større mængder af PSC'er over Antarktis, hvilket fører til en langt kraftigere ozonnedbrydning, når sollyset fortrænger vintermørket.



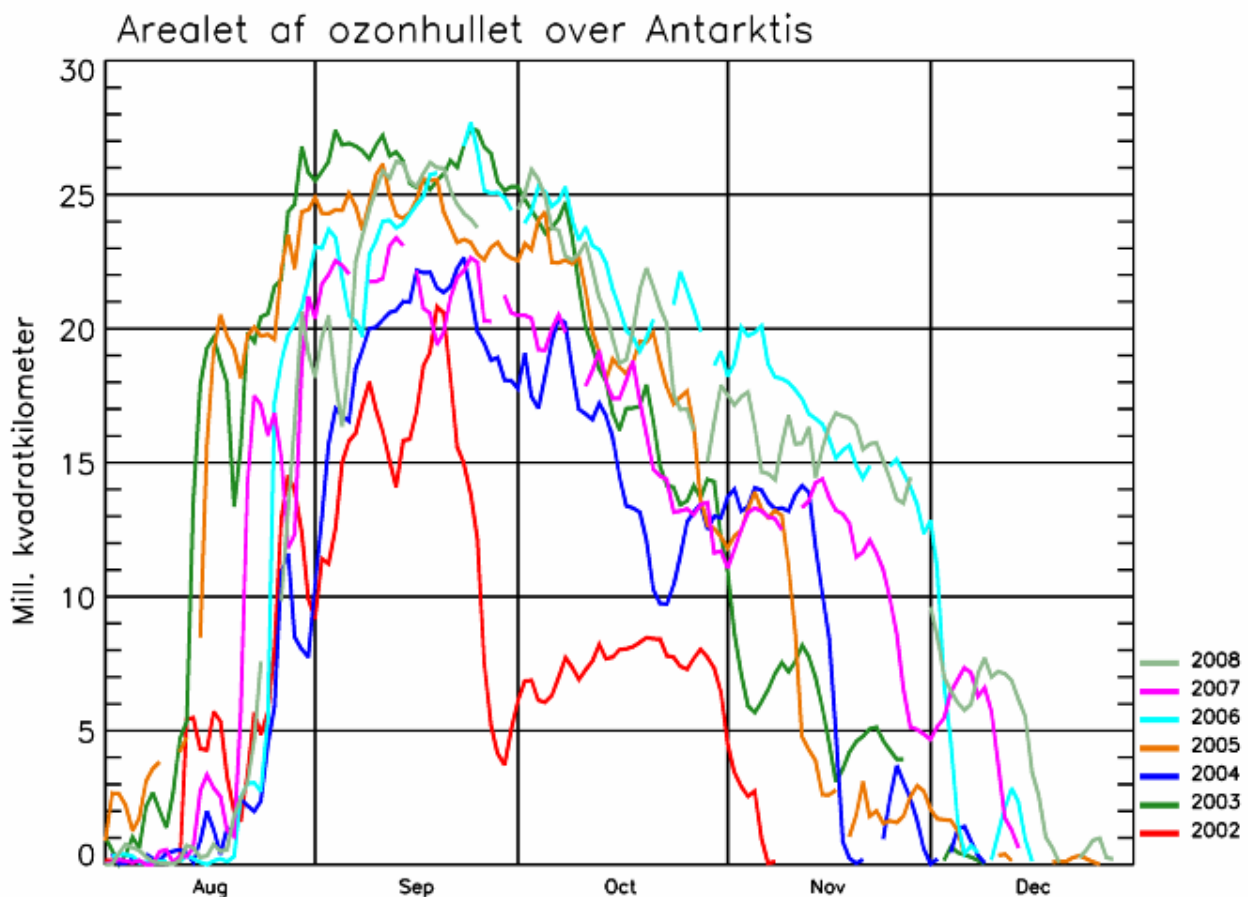
Figur 30. Årlig stratosfærisk temperatur cyklus og variabilitet i Arktis (NH) og Antarktis (SH). De grønne linjer angiver temperaturen, hvorunder PSC'er kan dannes. Den sorte kurve angiver middeltemperatur i perioden 1979-2004 (NH) og 1979-2005 (SH) med angivelse af rekordværdier (tynde sorte kurver). Den røde linje angiver udviklingen i Arktis (2004/2005) og Antarktis (2005) og 2002 (blå). Det grå areal angiver det interval, inden for hvilket procentdelen af observationerne falder. (WMO Assessment, 2007).

Hvordan arealet af ozonhullet over Antarktis har udviklet sig, siden det blev opdaget i 1985, er vist i Figur 31. Ozonhullet defineres her som det område, hvor ozonlagets tykkelse er under 220 DU, dvs. at ca. 1/3 af ozonen er nedbrudt. Det fremgår af figuren, at vi faktisk skal helt tilbage til 1981, for at der ikke fandtes noget ozonhul. I de senere år har ozonhullets areal været jævnt stigende og dækker nu ca. et område, der er dobbelt så stort som det antarktiske kontinent.



Figur 31. Det maksimale areal af det antarktiske ozonhul i perioden 1979-2008.

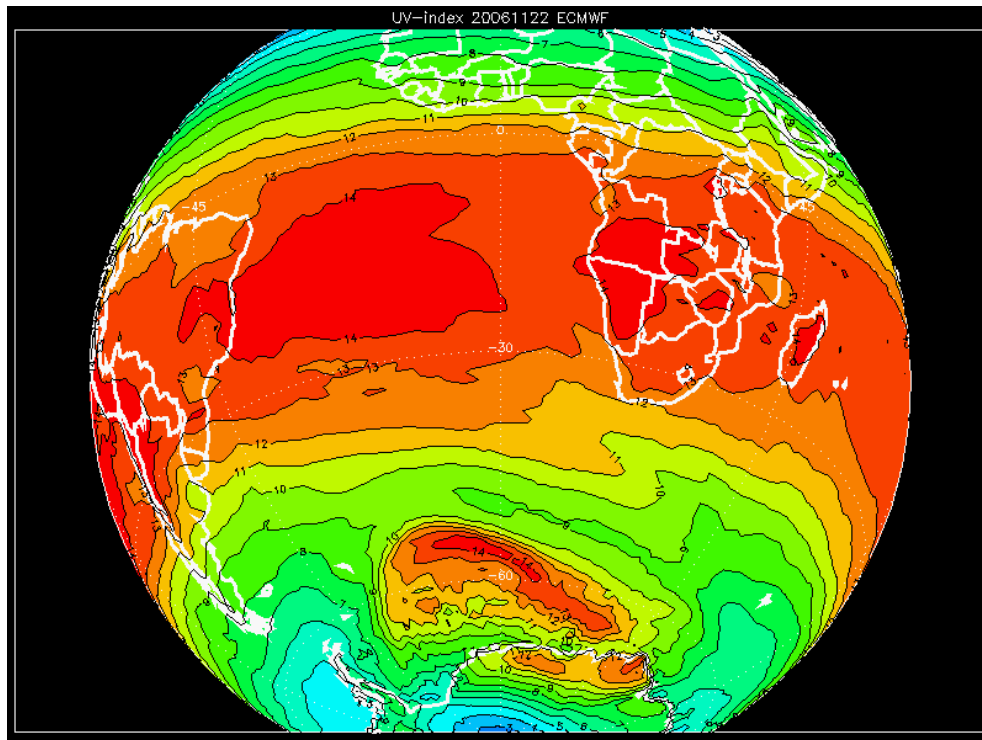
De sidste 7 års udvikling i ozonhullets areal er vist i Figur 32. I 2002 skete der ganske usædvanligt en voldsom opvarmning af Antarktis (se også Figur 30) ligesom det ofte sker i Arktis, og derfor blev ozonhullet ikke af helt samme omfang som normalt. Året efter udviklede der sig igen et rekordstort ozonhul.



Figur 32. Udviklingen i det antarktiske ozonhuls areal de seneste 7 år.

Det antarktiske ozonhul var i det sydpolare forår 2006 rekord stort, og hullet holdt sig stabilt langt ind i foråret efter at solen var kommet højt på himlen. Dette gav anledning til forhøjet UV-niveau. Usædvanligt store mængder ozon blev nedbrudt over Antarktis i september-november. I første halvdel af november måned 2006 var underskuddet af ozon over Antarktis større end de sidste 10 år. Årsagen til den store nedbrydning af ozonlaget skal findes i en kombination af høje koncentrationer af menneskeskabte klor- og brom forbindelser sammen med usædvanligt lave temperaturer i ozonlaget over Antarktis i denne sæson.

Vi var i november 2006 vidne til et massivt fingeraftryk af menneskelig påvirkning af Jordens atmosfære i form af ekstrem ultraviolet stråling på den sydlige halvkugle, forårsaget af det antarktiske ozonhul. Over det sydligste Atlanterhav, mellem Afrika og Sydamerika, kunne DMI beregne et såkaldt UV-index for en skyfri himmel på over 14 (jf. Figur 33). Hvis dette blev oversat til tilsvarende beliggenhed og tidspunkt på året for den nordlige halvkugle, ville det svare til, at vi i det nordlige Danmark i slutningen af maj måned ville have et UV-niveau som over Ækvator.



Figur 33. Beregnede UV-indices over det sydlige Atlanterhav 22. november 2006. Bemærk de kraftigt forhøjede UV-niveauer ved 60°S i forbindelse med det antarktiske ozonhul.



Appendiks 1 – Ozonlaget

Ozon er et molekyle bestående af tre ilt-atomer, og har den kemiske betegnelse O_3 . Selv om atmosfærens indhold af ozon-molekyler er forsvindende i forhold til mængden af ilt- og kvælstofmolekyler, har ozonen afgørende betydning for mange forhold i atmosfæren – samt for liv på jorden. Det meste ozon befinder sig højt over jordoverfladen fra ca. 10 km's højde og op til ca. 30 km's højde. Her har ozon en stor gavnlig virkning, idet den skærmer jordens overflade mod den skadelige ultraviolette stråling fra solen.

Ozon forekommer også ved jordoverfladen som en bestanddel af luftforureningen over og i de fleste store byer. Denne overfladeozon er skadelig, idet den i store koncentrationer kan give slimhindeirritationer og vejrtrækningsproblemer og kan have en negativ indflydelse på plantelivet. I de sidste hundrede år er der sket en fordobling af ozonen ved jordoverfladen over store dele af den nordlige halvkugle, bl.a. på grund af den store vækst i trafikken.

Ozonlaget – og Dobson-enheden

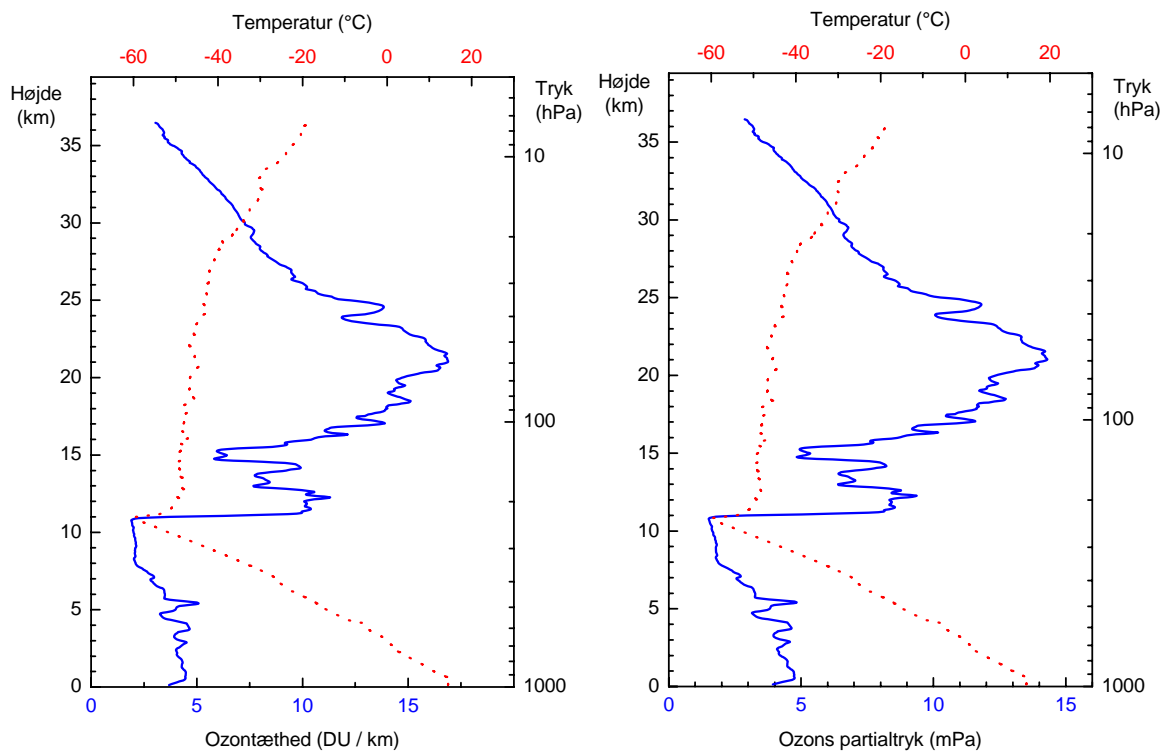
Ozon har en vigtig funktion i atmosfærens strålingsbalance. Ozon absorberer solens UV-stråling og opvarmer herved atmosfæren i 10-85 km's højde. Det har afgørende betydning for jordens klima.

Når vi taler om *ozonlaget*, mener vi ofte den ozon der findes mellem ca. 10 og 25 km's højde. Konkret er det imidlertid det totale indhold af ozonmolekyler i en søjle fra jordoverfladen og til toppen af atmosfæren. I denne sammenhæng kan toppen af atmosfæren sættes til ca. 50 km's højde, fordi ozonbidraget fra større højder er forsvindende. Indholdet af ozon i en sådan luftsøjle kan angives på mange måder, f.eks. ved antallet af ozonmolekyler i en søjle med en bundflade på 1 kvadratmeter. Selv om der er meget få ozonmolekyler i forhold til ilt- og kvælstofmolekyler, indeholder en sådan luftsøjle alligevel et uhyre stort antal ozonmolekyler. Derfor angiver man oftest ozonlagets tykkelse som den tykkelse søjlen ville have, hvis vi kunne flytte al ozonen ned til jordens overflade. Så ville det typisk give en søjletykkelse – eller ozonlagstykkelse – på 2-5 mm, idet ozonen skal presses betydeligt sammen på grund af det større tryk ved jordens overflade. Eller, som det oftest angives, en ozonlagstykkelse på 200-500 **Dobson-enheder** (forkortet DU, efter eng: Dobson Units). Enheden er opkaldt efter den engelske fysiker Gordon Dobson, der var en af pionererne inden for forskning i ozonlaget.

Fordeling i jordens atmosfære

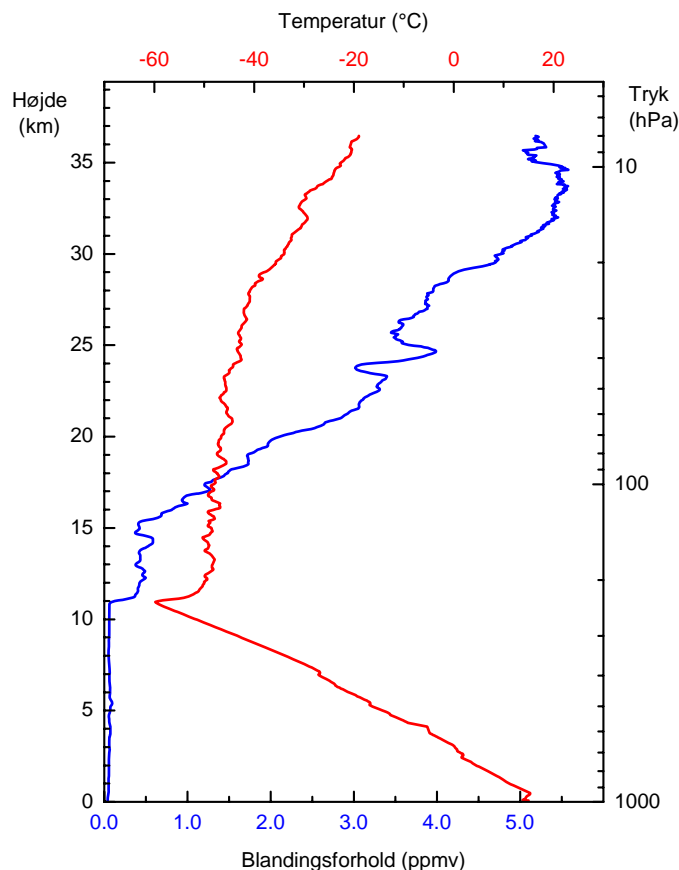
Figur A1 viser en typisk ozonprofil fra Illoqqortoormiut (Scoresbysund). Ozonkoncentrationen bliver målt med en ozonsonde, der sendes op med en ballon.

Den lodrette skala i højre side af figuren viser luftens tryk målt i hPa (hekto-Pascal, det samme som millibar), mens den lodrette skala i venstre side viser højden over jorden i kilometer. Målingen ophører i godt 36 km's højde, fordi ballonen går i stykker. Den fuldtoptrukne blå kurve viser ozonkoncentrationen som funktion af højden over jorden. Op til ca. 11 km's højde er ozonkoncentrationen lav, men over ca. 11 km's højde stiger den brat, og når sin største koncentration i ca. 21 km's højde, hvorefter den aftager med stigende højde. Fra andre typer målinger ved man, at ozonkoncentrationen over 36 km fortsætter med at aftage med stigende højde.



Figur A1. Ozon- og temperaturprofil fra Illoqqortoormiut (Scoresbysund), Grønland, den 13. juli 1994 målt med en ozonsonde. Instrumentet måler ozonkoncentrationen under opstigningen. Koncentrationen kan angives på flere måder: f.eks. som antal ozonmolekyler pr. kubikmeter luft, som antal Dobson-enheder pr. km. (som i figuren til venstre), eller som ozonens partialtryk i mPa (millipascal) (som i figuren til højre). Ozonkoncentrationen er vist med den fuldt optrukne blå kurve, mens temperaturen er vist med den stiplede røde kurve. Skala for ozon er nederst, for temperatur øverst.

Ozonprofilen kan vises på flere måder, hvoraf to er vist i figur A1 ovenfor. Den kunne også vises som antal ozonmolekyler pr. m^3 eller som gram pr. m^3 , hvilket ville give et kurveforløb som i figur A1, med maksimumkoncentration omkring 20-21 km's højde. En anden måde at angive ozonkoncentrationen på, ofte anvendt i modelberegninger, er blandingsforholdet, der angiver, hvor mange ozonmolekyler der findes pr. million molekyler i den omkringliggende luft. Det angives i ppmv – parts per million (volume) – hvor v angiver, at der er tale om en volumenmængde. Hvis ozonprofilen i figur A1 vises som blandingsforhold, bliver udseendet som i figur A2. Bemærk forskellen: såfremt ozonprofilen vises som blandingsforhold (ppmv) forekommer det største blandingsforhold omkring 33-35 km's højde, mens den maksimale ozonkoncentration er omkring 21 km's højde (figur A1), såfremt koncentrationen angives i antal molekyler pr. m^3 , i DU/km eller som partialtryk.



Figur A2. Ozon- og temperaturprofil fra Illoqqortoormiut (Scoresbysund), Grønland, den 13. juli 1994 målt med en ozonsonde. Den samme profil som vist i figur A1, blot med en anden enhed for ozonkoncentrationen. Blandingsforholdet angiver, hvor mange ozonmolekyler der findes for hver million molekyler i den omgivende luft. Skala for ozon er nederst, for temperatur øverst.

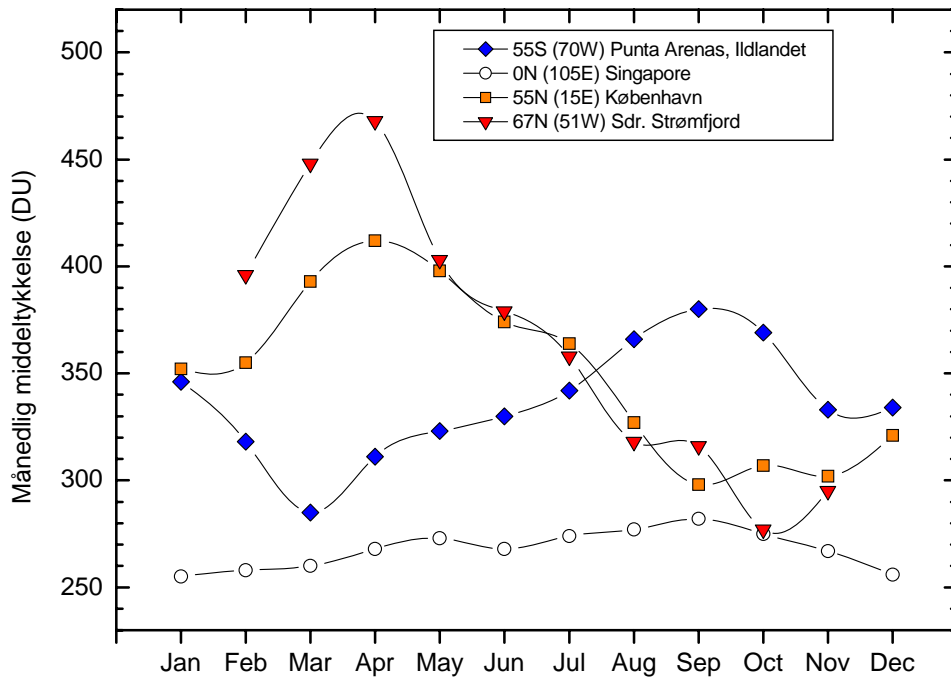
Troposfære, tropopause og stratosfære

Den røde kurve i figur A1 og A2 viser temperaturens forløb op gennem atmosfæren målt samtidigt med ozonen. Ved jordoverfladen er der ca. 10°, og bortset fra en lille temperaturstigning lige over jordoverfladen, falder temperaturen jævnt op til 11 km's højde, hvor den er ca. -60° C. Herover stiger temperaturen med højden. Den nederste del af atmosfæren, op til ca. 11 km's højde i figur A1 og A2, kaldes **troposfæren**. Grænsen ved ca. 11 km's højde, hvor temperaturkurven pludselig knækker, kaldes **tropopausen**. Området over tropopausen kaldes **stratosfæren**, der strækker sig op til ca. 50 km's højde.

Ozondannelse, fordeling og variation

Den energirige UV-stråling fra solen danner hele tiden ozon i atmosfæren. Det er især i 30-50 km's højde, at ozonen dannes, og især over ækvator, hvor solen står højt på himlen og UV-strålingen derfor er særlig intens. UV-strålingen ødelægger imidlertid også ozonen, så den har en forholdsvis kort levetid i 30-50 km's højde. Cirkulationen forholdsvis højt i stratosfæren, fører den dannede ozon væk fra ækvator og i retning mod Nord- og Sydpolen. Under denne bevægelse synker ozonen lænere ned i atmosfæren, hvor UV-strålingen fra solen er svagere, og dermed får ozonen en meget længere levetid. Der sker derfor en ophobning af ozon omkring 20 km's højde, hvor ozonen har en levetid på flere måneder. Den store ozonkoncentration når dog ikke helt ned til jordoverfladen, fordi

tropopausen i ca. 10 km's højde danner en grænse, som den ikke kan passere. Transporten af ozon væk fra kilden ved ækvator går mest mod den nordlige halvkugle, når det er vinter og tidligt forår på den nordlige halvkugle, dvs. i perioden fra november til marts. Fra oktober/november, hvor ozonlaget er tyndest på den nordlige halvkugle, vokser ozonlaget derfor i tykkelse hen til marts-april, hvor det er tykkest. Derefter aftager det igen mod det næste lavpunkt i oktober/november. Den samme **årlige gang** ses på den sydlige halvkugle, blot forskudt med 6 måneder, fordi det her er vinter i juni/juli og sommer i december/januar. Eksempler på ozonlagets årlige gang er vist nedenfor i figur A3.



Figur A3. Den årlige variation af ozonlaget for 4 forskellige geografiske positioner: for Punta Arenas på Ildlandet (sydligste Sydamerika) på 55° sydlig bredde, Singapore ved ækvator, København ved 55° nordlig bredde, og Søndre Strømfjord (Kangerlussuaq) ved 67° grader nordlig bredde. Målingerne er satellitmålinger fra 1980 foretaget af TOMS-instrumentet på NASA's Nimbus-satellit. Bemærk, at der ikke er målinger for januar og december i Kangerlussuaq. Det skyldes, at satellitinstrumentet kræver sollys for at kunne måle, og samtidig, at solen er mere end 5-10 grader over horisonten ved middagstid. Det sidste er ikke tilfældet i Kangerlussuaq i december og januar.

Som det fremgår af figur A3, er der næsten ingen årlig variation ved ækvator (Singapore), mens der på den nordlige halvkugle er en tydelig årlig gang, med et maksimum i foråret og et minimum i efteråret. Jo længere væk fra ækvator, jo større er udsvingene i den årlige gang. På den sydlige halvkugle er årstidsvariationen forskudt med ca. 6 måneder – sammenlign f.eks. den årlige gang for København og Punta Arenas, som har ca. samme breddegrad.

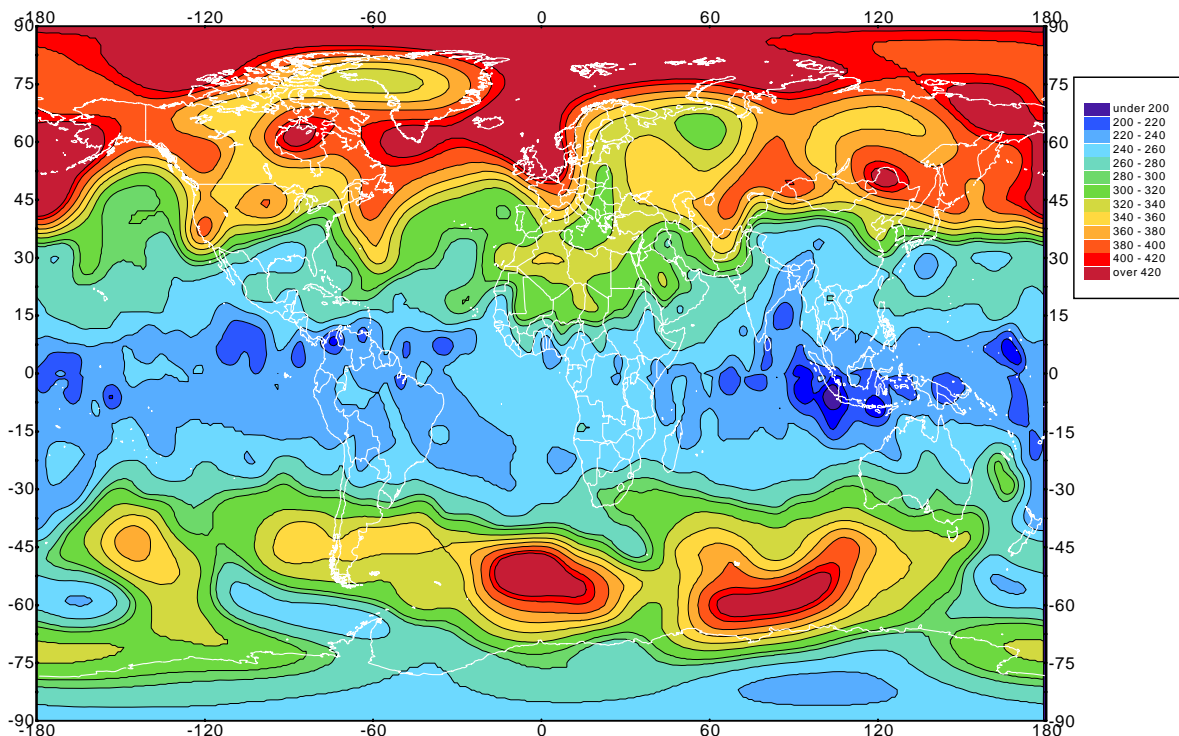
Ud over den årlige gang varierer ozonlaget også over kort tid. Det er den såkaldte dag-til-dag variation, der for det meste skyldes forandringer i troposfæren, dvs. vejrændringer. På dage med godt vejr, hvor der normalt er højtryk, er ozonlaget lidt tyndere end normalt (tyndere i forhold til normalt tryk), mens det er lidt tykkere end normalt i lavtryksvejr, dvs. når der er dårligt vejr.

Dag-til-dag variationerne kan være ganske store, og en dag-til-dag variation på 50 DU er ikke unormalt. Disse kortidsvariationer fremgår f.eks. af figur 4-8.

Måling af ozonlagets tykkelse.

Ozonlagets tykkelse måles ved hjælp af forskellige målemetoder. Flere af de optiske metoder benytter ozonens evne til at absorbere UV-stråling. Det gælder bl.a. de jordbaserede målinger med Dobson- og Brewer-instrumenter (som bl.a. DMI anvender), ozonprofilmålinger med LIDAR (Light Detection And Ranging, et laserbaseret instrument) og målinger med instrumenter fra satellitter. Andre instrumenter benytter ozonens absorption i det synlige spektralområde, og atter andre benytter ozonens absorption i det infrarøde område. De jordbaserede målinger er vigtige, bl.a. fordi de kan videreføre de målinger, der nogle få steder påbegyndtes allerede i 1930'erne, andre steder først senere, i 50'erne og 60'erne. Det giver et langtidsbillede af, hvordan ozonlaget udvikler sig. Desuden er jordbaserede målinger vigtige for validering af satellitmålinger.

Satellitmålinger af ozonlaget er vigtige fordi de kan give et dagligt "billede" af ozonlagets tykkelse over *hele* kloden. Desværre er levetiden for satellitinstrumenter ofte kort. Et af de mest værdifulde datasæt fra et satellitinstrument er målinger fra TOMS-instrumentet (Total Ozone Mapping Spectrometer) på Nimbus7-satellitten. Trods en forventet levetid på 5 år holdt det i 15 år (1978-1993). Dermed har et og samme instrument kunnet give os informationer om ozonlagets daglige tilstand i mere end 10 år, og tilmed i en periode, hvor ozonlaget er blevet tyndere. TOMS-instrumentet er udviklet hos den amerikanske rumfartsorganisation NASA. Andre TOMS-instrumenter har fløjet på andre satellitter, men har kun holdt få år. Andre kendte satellitinstrumenter er f.eks. SBUV (Satellite Backscatter UV) og TOVS (Total Ozone Vertical Sounder, der udnytter ozonens infrarøde absorption). Et eksempel på et "satellitbillede" af ozonlaget den 12. juni 1998 er vist i figur A4, hvor målingerne stammer fra et TOVS-instrument.

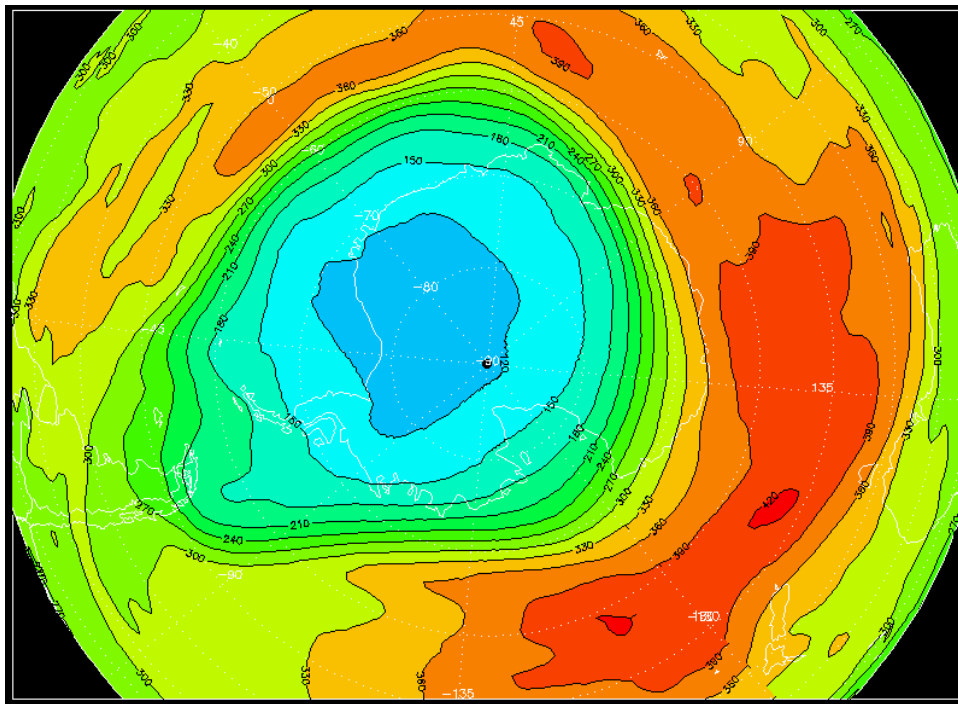


Figur A4. Ozonlaget den 12. juni 1998 målt med et TOVS-instrument. Farverne angiver ozonlagets tykkelse, hvor rødlige farver angiver et tykt ozonlag, mens blå farver angiver et tyndt ozonlag. Der er sommer på den nordlige halvkugle, hvor ozonlaget er forholdsvis tykt, mens der over Antarktis er vinter med et forholdsvis tyndt ozonlag (ozonhullet indtræffer først i september). Bemærk det store bælte omkring ækvator, hvor ozonlaget er forholdsvis tyndt.

Andre satellitinstrumenter, der kan måle andet end blot ozonlagets tykkelse, er værdifulde, fordi de samtidig måler koncentrationen af nogle af de molekyler, der medvirker til ozonlagets nedbrydning. Derved får man indsigt i atmosfærens kemi. Eksempler på sådanne instrumenter er det europæiske GOME-instrument (Global Ozone Monitoring Experiment), der flyver på den europæiske rumfartsorganisation ESA's ERS-2 satellit, det europæiske SCHIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) på ESA's ENVISAT-satellit, OMI (Ozone Monitoring Instrument) på NASA's AURA-satellit og GOME-2 på Eumetsat's Metop.

Ozonedebrydning og ozonhul

Den kraftigste ødelæggelse af ozonlaget finder sted over Antarktis, hvor der hvert år i oktober måned dannes et såkaldt ozonhul. Når vi taler om et ozonhul, mener vi oftest, at ozonedebrydningen er *væsentlig* i forhold til normale udsving eller ændringer i lagets tykkelse, men i praksis betyder det, at ozonlagets tykkelse er mindre end halvdelen af hvad det normalt skulle være. Ozonen nedbrydes imidlertid ikke lige meget i alle højder, men mest i området mellem 15 og 20 km's højde, hvor næsten al ozonen forsvinder over Antarktis, når ozonhullet opstår. Ozonhullet over Antarktis varer typisk i 1-2 måneder. Ozonlagets tykkelse den 7. oktober 2000 over den sydlige halvkugle er vist i figur A5. Ballonmålinger fra Antarktis viser, at det meste af ozonen i 14-20 km's højde er væk (figur 29). I disse højder findes normalt de største ozonkoncentrationer (figur A1).



Figur A5. Ozonhullet over Antarktis den 7. oktober 2000. Data er fra NASA's TOMS-instrument på Earth Probe satellitten. Røde farver viser et tykt ozonlag, blå et tyndt ozonlag, og ozonlagstykkelsen i DU er angivet langs konturlinjerne, med interval på 30 DU. Inden for det centrale blå område – ozonhullet – er ozonlagets tykkelse mindre end 120 DU. Det ses, at en tunge af ozonhullet strækker sig over mod Ildlandet.

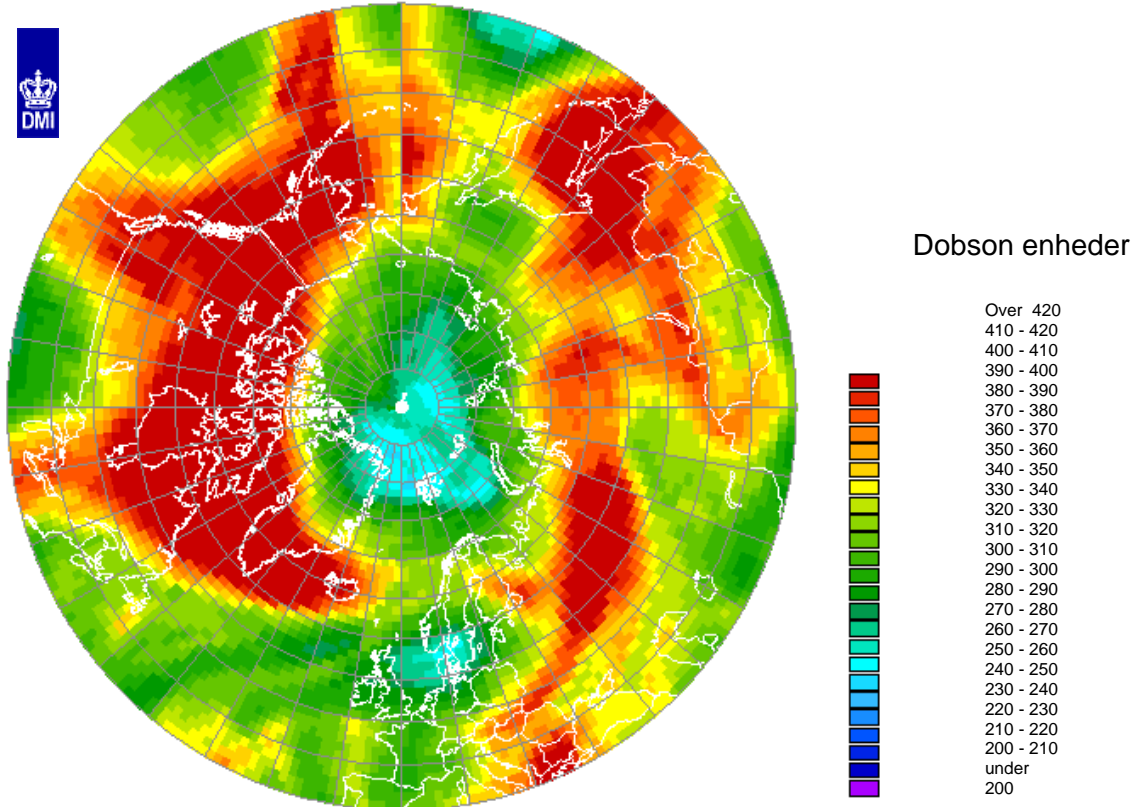


Nedbrydningen af ozonen skyldes klor (Cl) og brom (Br) som naturligt kun forekommer i uhyre små mængder i atmosfæren. Men gennem de seneste 30-40 år er der sket en tilførsel af disse stoffer fra udslippet af CFC-gasser og haloner.

CFC-gasser er kemiske forbindelser, der indeholder klor, mens haloner er stoffer der indeholder brom. CFC står for Cloro-Flouro-Carbon – altså klor, fluor og kulstof – og er en betegnelse for en gruppe af kemiske forbindelser, der indeholder de tre nævnte grundstoffer. Fordi CFC'erne er meget stabile kemiske forbindelser er de i tidens løb blevet brugt til mange formål, f.eks. som drivgas i spraydåser eller til oppustning af isoleringen i køleskabe. Deres store anvendelse har imidlertid også betydet, at der er sluppet store mængder CFC-gasser ud i atmosfæren. Haloner er tilsvarende stabile forbindelser, der bl.a. bruges som brandslukningsmidler. CFC-gassernes og halonernes store kemiske stabilitet betyder også, at de kan vandre op gennem atmosfæren, uden at blive nedbrudt. De kan herved nå op i stratosfæren, hvor de kan spaltes i deres bestanddele af solens UV-stråling.

I stratosfæren er klor det meste af året dog bundet i kemiske forbindelser, der *ikke* har evnen til at nedbryde ozon – den er inaktiv. Klorforbindelserne sætter sig på de skykrystaller, der dannes, når temperaturen kommer under -80°C . Skyerne kaldes polarstratosfæriske skyer (PSC, eng: Polar Stratospheric Clouds). Så lave temperaturer har man især i stratosfæren over Antarktis om vinteren, men af og til også i stratosfæren over Arktis. På overfladen af skypartiklerne kan klorforbindelserne omdannes til kemisk aktive former, der potentielt kan nedbryde store mængder ozon. Skypartiklerne i PSC'erne indeholder salpetersyre, som kommer fra kondensation af reaktivt nitrogen i atmosfæren. Når skypartiklerne pga. af tyngdekraften falder ned, udvaskes ozonlaget for reaktivt nitrogen – en proces der kaldes denitrifikation. Lavere koncentrationer af reaktivt nitrogen bevirker, at de reaktive klorforbindelser får en længere levetid og dermed giver anledning til en større ozonnedbrydning. I det sene efterår og tidlige vinter dannes den såkaldte stratosfæriske polare hvirvelvind (vortex) over såvel Antarktis som Arktis. Det er en kraftig vestenvind der blæser i højder mellem ca. 12 og 25 km, og som i geografisk udstrækning dækker et område svarende til det antarktiske kontinent. Denne hvirvelvind er så kraftig, at luftmasserne indenfor ikke kan opblandes med luftmasserne udenfor: den så at sige holder på sin luft. Normalt ophører denne hvirvelvind sidst på foråret pga. solopvarmning og atmosfæriske bølger. Så længe det er mørkt over Antarktis eller Arktis, og så længe den polare hvirvelvind blæser, så gør klorforbindelserne ikke noget ved ozonen. Men når sollyset efter polarnatten vender tilbage til stratosfæren (i september over Antarktis) aktiveres klorforbindelserne ved sollysets indvirkning og kan hurtigt ødelægge ozonen. Herved dannes ozonhullet, fordi den stratosfæriske hvirvelvind samtidigt forhindrer luften uden for hvirvlen i at trænge ind gennem hvirvlen og blande luften op med mere ozonholdig luft. Ozonindholdet inden for hvirvlen bliver således mindre og mindre, indtil hvirvelvinden ophører. Processen stopper først i november-december (altså i det sene forår over Antarktis), når det bliver varmere, hvirvelvinden ophører, og den ozonfattige luft blandes op med ozonrig luft fra lavere breddegrader.

Der dannes ikke et ozonhul over Arktis af samme dybde og geografiske størrelse som over Antarktis. Det skyldes især, at vintertemperaturerne i 15-20 km's højde ikke er helt så lave som over Antarktis. Dermed dannes der ikke så mange polarstratosfæriske skyer, som er en af forudsætningerne for dannelse af et ozonhul. I nogle vintre er der dog set en betydelig ødelæggelse af ozonlaget over Arktis. F.eks. i 1997, 2000, 2005, 2007 og 2008, hvor der f.eks. fra januar til marts forsvandt op mod 40 % af ozonen mellem 13 og 20 km's højde og i 2005 op mod 70 % i samme højder. Figur A6 viser et "satellitbillede" af ozonlaget den 31. marts 1997 over den nordlige halvkugle – et år med stor ozonnedbrydning over Arktis. På figuren ses områder med meget tyndt ozonlag over Svalbard og det sydlige Skandinavien. Det skyldes en kraftig nedbrydning af ozonlaget over Arktis i perioden januar-marts.



Figur A6. Ozonlaget over den nordlige halvkugle den 31. marts 1997, viser mindre 'huller' i ozonlaget over det nordøstlige Grønland og Svalbard samt over det sydlige Skandinavien.

Den ozonnedbrydning, som vi ser f.eks. over Danmark i forårs månederne, skyldes, at den ozonfattige luft over polerne opblandes med den ozonrige luft uden for den polare hvirvelvind, når denne ophører midt i eller sidst på foråret. Derved bliver ozonlaget på mellembreddegrader også tyndere end normalt for foråret. Desuden kan klor og brom ødelægge en mindre del af ozonen, selvom det ikke er så koldt, at der dannes stratosfæreskyer.

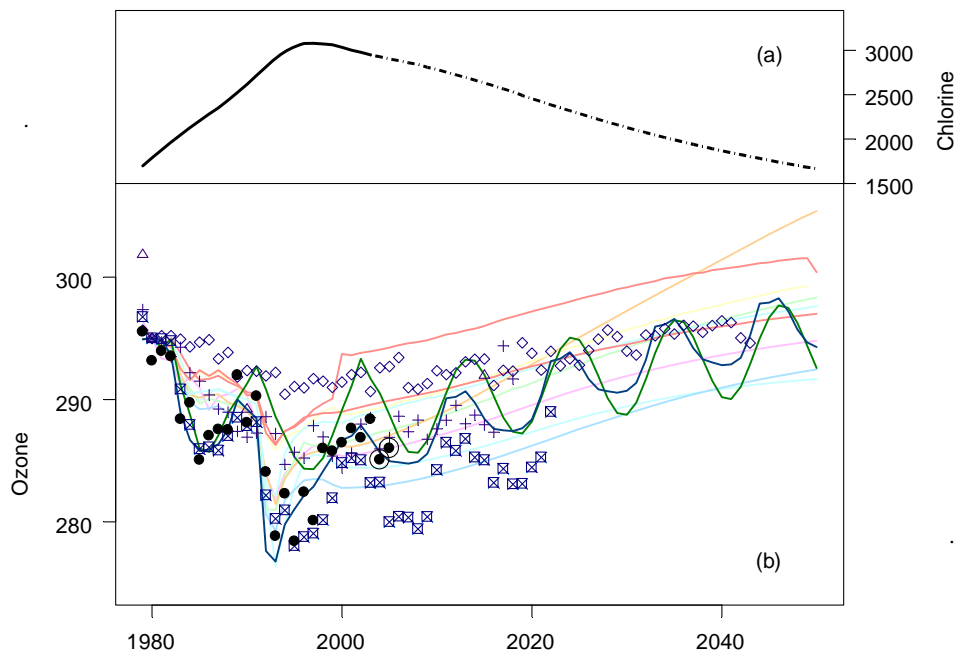
Ozonlaget i fremtiden

Takket være internationale tiltag (Montreal-protokollen med tilføjelser) er udledningerne af mange ozonnedbrydende stoffer blevet begrænset, jf. figur A7 øverst. De første undersøgelser, der viser en stagnerede eller svagt aftagende mængde af ozonnedbrydende stoffer i atmosfæren, er blevet publiceret (Montska, 2003).

Således kan man, alt andet lige, i fremtiden forvente, at ozonlaget vil regenereres. Dette vil dog gå langsomt, da levetiden af mange af de stoffer, der er udledt, er meget lang. Figur A7 nederst viser modelberegninger af udviklingen i ozonlagets tykkelse. Det ses, at der er stor uenighed om, hvor

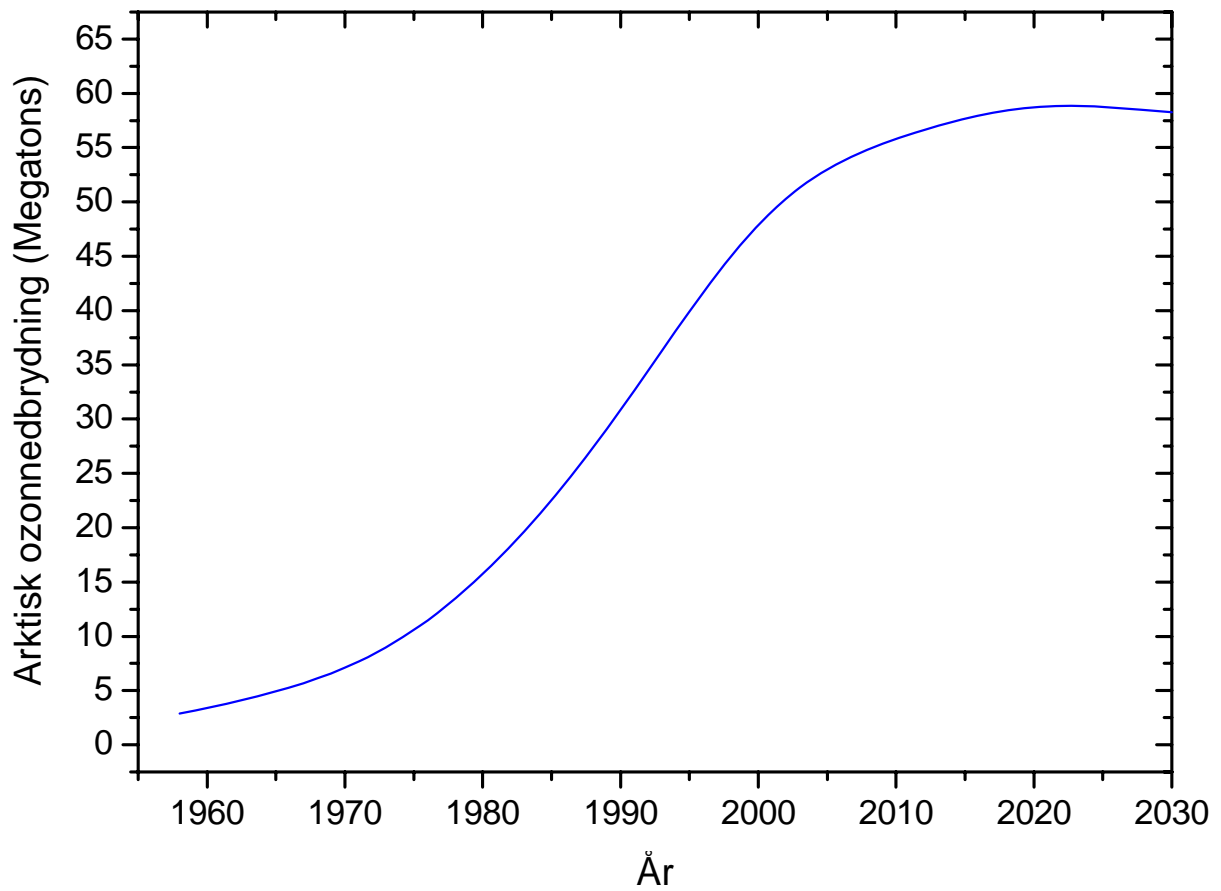
hurtigt en regenerering af ozonlaget vil foregå. Endvidere kan klimaændringer måske resultere i en koldere stratosfære med flere polar-stratosfæriske skyer, hvilket kan udsætte tidspunktet for, hvornår ozonlaget er fuldt genoprettet. Dette er modellerne endnu ikke i stand til at simulere.

Næste skridt er at måle, om begrænsningerne i ozonnedbrydende stoffer reelt har en positiv effekt på ozonlagets tykkelse. På grund af de store naturlige variationer i ozonlaget er dette en kompliceret opgave. Der er dog studier af satellitmålinger, som viser at ozonlaget ikke er blevet tyndere i zonalt middel over det meste af jorden de seneste år (Reinsel et al., 2005, Andersen et al. 2006). Det er endnu for tidligt at afgøre, om dette kan sammenkædes med en stagnering i mængden af ozonnedbrydende stoffer i atmosfæren eller skyldes ændringer i for eksempel transport eller stratosfæretemperatur. Ozonlaget vil regenereres i en klimatisk forandret atmosfære, og vi kan derfor ikke forvente, at det vender tilbage til niveauet før ozonlagets udtynding blev observeret (Weatherhead og Andersen, 2006).



Figur A7. Øverst: Mængden af ozonnedbrydende stoffer som funktion af tiden. Den fuldt optrukne linje baserer sig på målinger, mens den stiplede linje viser den forventede udvikling, hvis Montreal-protokollen med tilføjelser overholdes. Nederst: Modelforudsigelser af fremtidens ozonlag midlet fra 60°S til 60°N. Linjerne viser resultaterne fra to-dimensionelle modeller, symbolerne fra tre-dimensionelle modeller, og de sorte prikker er satellitobservationer. De meget lave værdier omkring 1993 skyldes udbruddet af vulkanen Mount Pinatubo på Filippinerne. Figuren er fra Weatherhead og Andersen, 2006.

Tager man hensyn til det forventede fremtidige fald i mængden af ozonnedbrydende stoffer, kan det antages, at ozonnedbrydningen i de koldeste arktiske vintre øges frem til ca. 2020 for derefter at aftage langsomt, som vist i figur A8 (opdatering af Knudsen et al., 2004). Kurven viser tillige, at der i adskillige årtier frem i tiden i stratosfærisk kolde vintre antagelig vil kunne forekomme kraftig ozonnedbrydning af samme størrelsesorden som de kraftigste ozonnedbrydninger set op gennem 1990'erne.



Figur A8: Forudsigelse af den arktiske ozonnedbrydning i de 20 % koldeste vintre.



Appendiks 2 - Wiener-konventionen og Montreal-protokollen

Politisk reagerede verdenssamfundet i begyndelsen af 1980'erne på den stigende bekymring om nedbrydningen af ozonlaget. Under FN' miljøprogram (United Nations Environmental Programme, UNEP) blev der vedtaget internationale aftaler om beskyttelsen af ozonlaget gennem Wienerkonventionen samt aftaler om forbud mod anvendelse og begrænsning i udslip af klor- og bromholdige gasser gennem den tilhørende Montreal-protokol og dens senere tilføjelser.

Wienerkonventionen af 22. marts 1985 om beskyttelse af ozonlaget blev ratificeret af Danmark 23. september 1988. Bekendtgørelsen om Wienerkonventionen er udstedt af Udenrigsministeriet den 9. august 1990. Konventionen administreres af Miljøministeriet.

Wienerkonventionen indebærer, at der oprettes en konference for parterne (til konventionen). Til videnskabelig støtte for konferencen modtager Udenrigsministeriet invitationer til deltagelse i forberedende møder kaldet Meetings of the Ozone Research Managers of the Parties to the Vienna Convention. Det seneste møde af denne art fandt sted i regi af FN's meteorologiske organisation (World Meteorological Organisation, WMO) i Wien i maj 2008. Gennem Miljøstyrelsen er DMI blevet opfordret til at deltage som Danmarks repræsentant ved dette og alle tidligere møder. Møderne resulterer i en række anbefalinger vedrørende, bl.a. nødvendigheden af fortsat monitorering af ozonlagets tilstand og den ultraviolette stråling, ikke mindst i de Arktiske områder, samt forskning i sammenhæng mellem genopretning af ozonlaget og klimaforandringer, herunder kvantificering af kemiske og dynamiske processer. På det 8. ministermøde for parterne til Wienkonventionen (COP 8) i Doha i Qatar blev den såkaldte Doha deklARATION vedtaget, der bl.a. opfordrer parterne til fortsat monitorering af ozonlaget og vekselvirkningen med klimaforandringerne. Anbefalingerne fra ozone research managers meeting samt Doha-deklARATIONEN fremgår af bilaget bagerst i denne rapport.

I følge Wienerkonventionens artikel 3.1 forpligter parterne sig til at gennemføre forskningsarbejder og videnskabelige vurderinger gennem kompetente internationale organer. De danske forpligtelser er bl.a. foregået gennem den udbyggede ozonforskning ved DMI ved deltagelse i adskillige EU- og nationalt finansierede forskningsprojekter samt medvirken ved udarbejdelse af videnskabelige vurderinger om stratosfærisk ozonnedbrydning i WMO-UNEP- og EU-regi. Seneste tilstandsrapport om ozonlaget er udarbejdet i 2007 (WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 50, 2007).

I Wienerkonventionens artikel 3.2 fremhæves det, at parterne gennem kompetente internationale organer vil fremme fællesprogrammer med henblik på systematiske observationer af udviklingen i ozonlaget. I praksis foregår den danske indsats her gennem DMI's medlemskab af Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC), der understøttes af UNEP og Den Internationale Ozonkommission. DMI har opført og driver observatoriebygninger i Pituffik (Thule) og Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) i Grønland, som udgør arktiske NDACC-stationer, og observationerne herfra, tillige med målinger fra Scoresbysund (NDACC-station) og København, indrapporteres regelmæssigt til NDACC-databasen og til World Ozone and UV Data Center under WMO's Global Atmosphere Watch program. Fra og med 2007 har DMI indgået et samarbejde med Miljøstyrelsen om monitorering af ozon og UV i Grønland. Projektet er registreret under Arktis Råds Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) som et National Implementation Plan Project.



Den til Wiener-konventionen hørende protokol – Montreal-protokollen – er en bindende aftale for parterne om forbud mod produktion og brug af ozonlagnedbrydende stoffer som CFC-, HCFC- og Halon-gasser. Montreal-protokollen blev underskrevet i 1987 og har fået efterfølgende tilføjelser i 1990, 1992, 1997 og 1999. EU og dermed Danmark har indført yderligere begrænsninger, end hvad Montreal-protokollen foreskriver, f.eks. i form af hurtigere afvikling i af de ozonnedbrydende stoffer.

Virkningerne af Montreal-protokollen ses klart i form af stagnerende eller aftagende koncentrationer af ozonnedbrydende stoffer i atmosfæren og repræsenterer således et positivt resultat af internationale aftaler om begrænsninger af et globalt miljøproblem. Dog er CFC- og Halon-gasserne svært nedbrydelige, og der vil derfor gå adskillige årtier, inden koncentrationerne af klor- og bromforbindelser i stratosfæren vil synke til niveauer som i begyndelsen af 1980'erne.

Appendiks 3 - Internationalt samarbejde

DMI udfører stratosfæreforskning med både dansk og international støtte. Således har DMI siden 1990 deltaget i 35 projekter støttet af EU-Kommissionen, og i samme periode er der også hvert år opnået støtte fra danske forskningsfonde. DMI har deltaget i alle større europæisk-amerikanske arktiske ozonforskningskampagner gennem 1990'erne som EASOE, SESAME, THESEO, THESEO-2000/SOLVE, Vintersol og SCOUT-2/AMMA. DMI's stratosfæreobservatorier i Grønland udgør arktiske stationer i NDACC, et verdensomspændende netværk af målestationer udstyret med standardiseret instrumentering af verificeret høj kvalitet til overvågning af stratosfærens tilstand og processerne, der fører til kemisk nedbrydning af ozonlaget, og DMI deltager i NDACC's styregruppe. DMI's forsknings- og monitoringsindsats indgår endvidere som et prioriteret indsatsområde i Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) under Arktisk Råd. DMI deltager endvidere i EUMETSAT Satellite Application Facility on Ozone Monitoring med henblik på udvikling af operationelle UV-index produkter, baseret på satellitmålinger af ozonlaget.

Inden for EU's 6. rammeprogram deltager DMI i det 5-årige integrerede stratosfæreforskningsprojekt (Stratosphere-Climate Links With Emphasis on the UTLS, SCOUT-O3), der startede i 2004. DMI deltager endvidere i det 4-årige integrerede projekt vedrørende fly-effekter på cirrus-dannelse (Quantifying the Climate Impact of Global and European Transport Systems, QUANTIFY), der begyndte i 2005 samt det 4-årige integrerede projekt Global Earth-System Monitoring Using Satellite and In-Situ Data (GEMS) og det 4-årige integrerede projekt Global Earth Observation and Monitoring (GEOMON).

En oversigt over samtlige videnskabelige projekter i DMI's sektion for den mellemste atmosfære kan findes på adressen:

http://www.dmi.dk/eng/index/research_and_development/the_division_fo/projects.htm

Referencer til samtlige videnskabelige publikationer fra DMI's sektion for den mellemste atmosfære kan findes på adressen:

<http://www.dmi.dk/dmi/index/viden/dmi-publikationer/artikler-ozonlaget.htm>



Referencer

- Andersen, S.B., Weatherhead, E.C., Stevermer, A., Austin, J., Brühl, C., Fleming, E.L., de Grandpré, J., Grewe, V., Isaksen, I., Pitari, G., Portmann, R.W., Rognerud, B., Rosenfield, J.E., Smyshlyaev, S., Nagashima, T., Velders, G.J. M., Weisenstein, D.K., Xia, J.: Comparison of recent modeled and observed trends in total column ozone. *J. Geophys. Res.*, Vol. **111**, No. D2, D02303, 10.1029/2005JD006091, 2006.
- Knudsen, B.M., and S.B. Andersen, Longitudinal variation in springtime ozone trends, *Nature*, **413**, 699-700, 2001.
- Knudsen, B.M., N.R.P. Harris, S.B. Andersen, B. Christiansen, N. Larsen, M. Rex, B. Naujokat: Extrapolating future Arctic ozone losses. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 1849-1856, 2004.
- Knudsen, B.M., Jønch-Sørensen, H., Eriksen, P., Johnsen, B.J., and Bodeker, G.E.: UV radiation below an Arctic vortex with severe ozone depletion. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2981-2987, 2005.
- Montzka, S.A., J.H. Butler, B.D. Hall, D.J. Mondeel, and J.W. Elkins: A decline in tropospheric organic bromine. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1826, doi:10.1029/2003GL017745, 2003.
- Newchurch, M.J., E.-S. Yang, D.M. Cunnold, G.C. Reinsel, J.M. Zawodny, and J.M. Russell III: Evidence for slowdown in stratospheric ozone loss: First stage of ozone recovery. *J. Geophys. Res.*, **108**(D16), 4507, doi:10.1029/2003JD003471, 2003.
- Reinsel, G.C., A.J. Miller, E.C. Weatherhead, L.E. Flynn, R.M. Nagatani, G.C. Tiao and D.J. Wuebbles: Trend analysis of total ozone data for turnaround and dynamical contributions. *J. Geophys. Res.*, **110**, D16306, doi:10.1029/2004JD0046662, 2005.
- Rex, M. et al., Arctic winter 2005: Implications for stratospheric ozone loss and climate change, *Geophys. Res. Lett.* **33**, L23808, doi: 10.1029/2006GL026731, 2006.
- Weatherhead, E. C. and S. B. Andersen , The search for signs of Recovery of the Ozone Layer, *Nature*, **441**, 39-45, doi:10.1038/nature04746, 2006.
- WMO, Scientific Assessment of ozone depletion: 2002, World Meteorological Organisation Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 47, 498 pp, Geneva, 2003.
- WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 50, Geneva, 2007.

Tidligere rapporter

Tidligere rapporter fra Danmarks Meteorologiske Institut kan findes på adressen:

<http://www.dmi.dk/dmi/dmi-publikationer.htm>