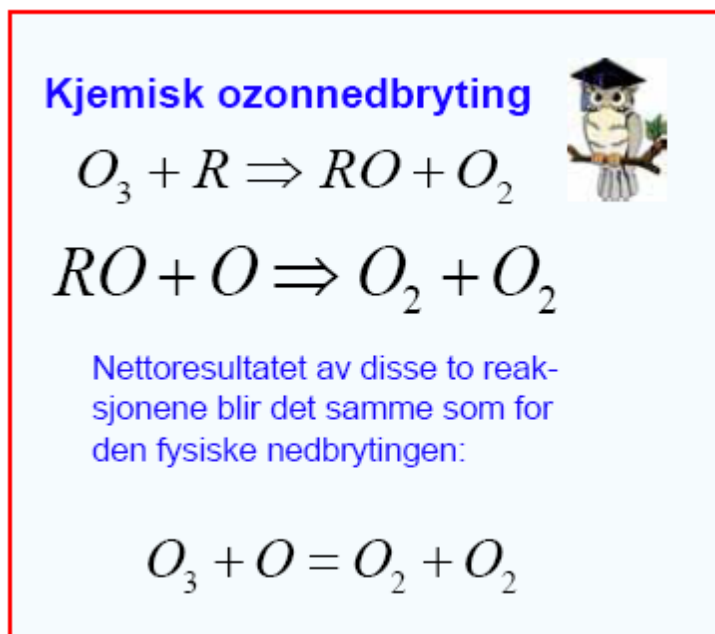


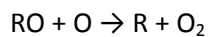
## Tillegg til læreboka ” Solstråling: Sol – Ozon – Helse”

### del av pensum i FYS1010

Det er en trykkfeil i ”Solstråling: Sol – Ozon – Helse”. På side 47 står følgende:



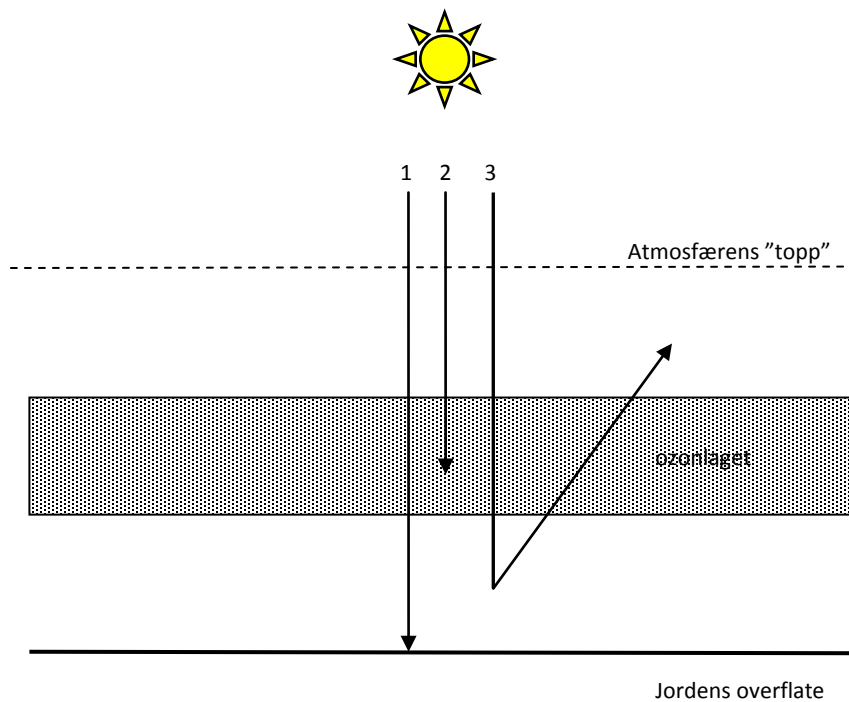
Den andre reaksjonen i figuren over ( $RO + O \rightarrow O_2 + O_2$ ) er feil og skal være:



Da blir også nettoresultatet (tredje reaksjon i figuren over) korrekt:  $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$

I de påfølgende sider skal vi se nærmere på hvordan UV-stråling fra sola påvirkes av atmosfæren, hvordan ozon måles, og en oppdatering av ozonlagets utvikling (trender).

## Solstråling gjennom atmosfæren



**Figur 1:** Skjematisk illustrasjon av hvordan atmosfæren påvirker UV-stråling fra sola. Her er det antatt at sola står i senit, dvs at strålingen fra sola faller loddrett på atmosfæren. Ozonlaget er her illustrert som et begrenset lag (som er en sterk forenkling; i virkeligheten er ozonet fordelt ujevnt med høyden, se læreboka). 1: stråling som går uhindret gjennom atmosfæren, 2: Stråling som absorberes av ozon, 3: Spredning.

Vi skal se på hvordan intensiteten av solstrålingen ved jordens overflate påvirkes av atmosfæren. Vi antar at det er skyfritt og at sola står i senit, dvs at solstrålingen faller loddrett på atmosfæren. Noe av solstrålingen vil gå uhindret gjennom atmosfæren, noe vil absorberes av ozon og noe vil spres av luftmolekyler, skyer og aerosoler. (Aerosoler er partikler i atmosfæren som er små men allikevel mye større enn luftmolekyler og stammer fra ulike kilder som vulkanutbrudd, fra jordoverflaten og menneskeskapt forurensning). Spredning innebærer at solstrålene endrer retning når det treffer et luftmolekyl, skypartikkel eller en aerosol-partikkel. Noe av den spredte strålingen sendes tilbake til verdensrommet og noe vil nå jordoverflaten. Spredning er illustrert i figur 1 (prosess nr 3). En stråle kan spres en eller flere ganger. Atmosfæretettheten er størst ved bakken og varierer omtrent eksponentielt med høyden, dessuten befinner de fleste aerosoler seg i troposfæren (dvs under ca 10 km høyde). Det meste av spredningen foregår derfor i troposfæren. Solstrålingen som når jordoverflaten kan deles inn i to komponenter: 1) stråling som går uhindret gjennom atmosfæren (direkte solstråling) og 2) spredt stråling (diffus stråling). I overskyet vær er kun diffus stråling tilstede. Den diffuse strålingen er komplisert å beregne og vi skal ikke gå nærmere inn på dette her. Direkte stråling, derimot, kan vi relativt enkelt beregne. Intensiteten,  $I_\lambda$ , av den direkte solstrålingen ved jordens overflate (dvs strålingen som passerer uhindret gjennom atmosfæren) beskrives ved Beers lov:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\alpha_\lambda x - \beta_\lambda - \delta_\lambda} \quad (1)$$

Beer's lov har vi sett på tidligere i forbindelse med gamma-stråling som går gjennom et medium. I Beers's lov er:

- $I_0$  Intensiteten utenfor atmosfæren
- $\alpha$  absorpsjonskoeffisienten for ozonmengde på 1 DU (enhet  $\text{DU}^{-1}$ )
- $x$  Ozonmengden i DU
- $\beta$  spredningskoeffisienten for alle atmosfæremolekylene (Rayleighspredning)
- $\delta$  spredningskoeffisienten for aerosoler (Mie-spredning)

Bølgelengdesymbolet  $\lambda$  i Beer's lov er tatt med fordi størrelsene generelt er bølgelengdeavhengig.

$\alpha$  er sterkt bølgelengdeavhengig og er stor i UVB området, liten i UVA og for synlig lys (se absorpsjonsspekteret for ozon side 22 i *Solstråling-Ozon-helse*). Merk at  $\alpha \cdot x$  i Beers lov betyr at intensiteten avtar med økende ozonmengde,  $x$ .

Spredningskoeffisienten for luftmolekyler,  $\beta$ , varierer som  $\lambda^{-4}$  (Rayleigh-spredning). Rayleigh-spredning er derfor størst i UVB-området.  $\delta$  er normalt liten, men kan være betydelig i forurensete strøk, i disig vær og når sola er dekket av skyer.

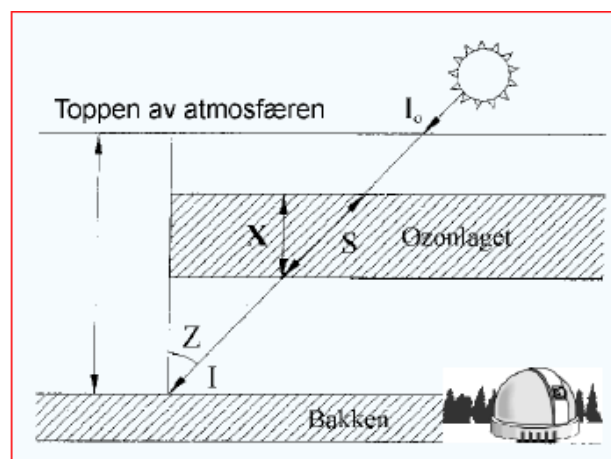
Spredningskoeffisienten for aerosoler,  $\delta$ , er tilnærmet bølgelengdeuavhengig. Denne typen spredning kalles Mie-spredning.

Sola står selvfølgelig generelt ikke i senit og (1) må derfor korrigeres for skrått innfall som illustrert i figur 2. Den direkte solstrålingen vil nå gå gjennom mer ozon enn for loddrett innfall. Veilengden,  $S$ , gjennom ozonlaget for skrått innfall er

$$S = x / \cos Z$$

$Z$  kalles senitvinkelen og er vinkelen mellom vertikallinjen og retningen til sola.  $S$  vil øke når sola synker på himmelen ( $Z$  øker). Beer's lov for skrått innfall blir dermed:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} e^{-(\alpha_{\lambda} x + \beta_{\lambda} + \delta_{\lambda}) / \cos Z} \quad (2)$$



Figur 2: Geometrien for skrått innfall.

## Ozonmålinger

Den mest nøyaktige måling av atmosfærisk ozon får man ved å måle intensiteten av direkte solstråling. En måler intensiteten ved to bølgelengder,  $\lambda_1$  og  $\lambda_2$ , hvor absorpsjonskoeffisientene  $\alpha_1$  og  $\alpha_2$  er litt forskjellige. Forholdet mellom intensitetene blir ved bruk av Beers lov:

$$\frac{I_{\lambda_1}}{I_{\lambda_2}} = \frac{I_{0\lambda_1}}{I_{0\lambda_2}} e^{[(\alpha_{\lambda_2} - \alpha_{\lambda_1})x + (\beta_{\lambda_2} - \beta_{\lambda_1}) + (\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1})] / \cos Z} \quad (3)$$

Siden spredningskoeffisienten for aerosoler er tilnærmet bølgelengdeuavhengig kan vi sette

$$\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1} \approx 0$$

Når intensitetsforholdet,  $I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ , er målt, er bare ozonmengden  $x$  ukjent og vi kan regne ut ozonmengden ved å bruke (3). ( $I_{0\lambda_1}/I_{0\lambda_2}$ ,  $\alpha_{\lambda_1}$ ,  $\alpha_{\lambda_2}$ ,  $\beta_{\lambda_1}$ ,  $\beta_{\lambda_2}$  er kjent fra laboratoriemålinger og instrumentkalibrering). Instrumenter som gjør bruk av denne teknikken er Dobson-instrumentet og Brewer-instrumentet som er beskrevet i læreboka "Sol-ozon-helse". I praksis bruker man fire bølgelengder i stedet for kun to, det gir enda bedre nøyaktighet enn med bare to bølgelengder.

I overskyet vær er ikke direkte solstråling tilgjengelig og vi må benytte andre metoder. Da måler man i stedet intensiteten av det spredte lyset (diffus stråling). Den målte intensiteten av diffus stråling følger ikke Beers lov og er betraktelig mer komplisert å beregne. Vi skal ikke gå nærmere inn på dette her, men bare nevne at ozonmålingene blir av god kvalitet hvis skydekket ikke er for tykt.

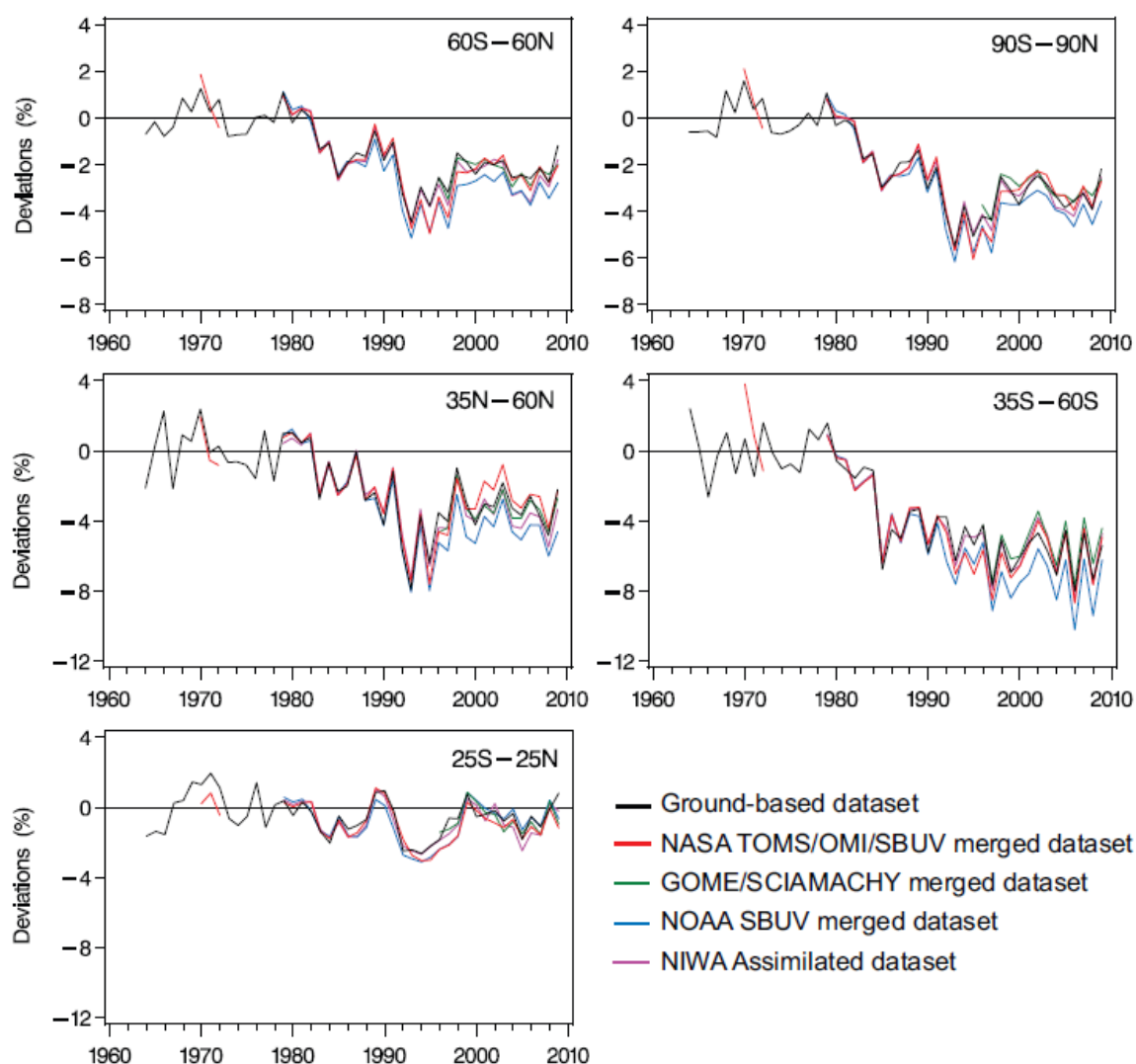
## Ozonmålinger med satellitter

De fleste bakke-instrumenter (Dobson og Brewer) er utplassert på den nordlige halvkule ved midlere og høye breddegrader. I Norge har vi to stasjoner som benytter Brewer-instrumenter, ett ved Fysisk institutt på Blindern og ett på Andøya i Nordland. Begge disse er med i det globale nettverk for måling av ozonmengden i atmosfæren. Dekningen av bakke-instrumenter globalt er mangelfull, blant annet i tropiske strøk. Derfor er ozonmålinger med satellitter som gir god global dekning svært nyttig. Satellitt-instrumentene kalibreres mot bakke-stasjoner og analyse-metodene som i dag benyttes gir god kvalitet på ozonmålingene. Det mest nøyaktige satellitt-instrumentet i dag er OMI (Ozone Monitoring Instrument) om bord i Aura-satellitten som ble skutt opp i 2004. I læreboka er det nevnt en del satellitt-instrumenter (side 34). Ingen av disse er lengre i drift.

Satellitt-instrumentet måler UV-stråling fra sola som er spredt tilbake mot satellitt-instrumentet fra forskjellige høyder i atmosfæren. Den målte intensiteten vil variere med ozon-mengden i atmosfæren. Ved å benytte avanserte modeller som beskriver hvordan UV-strålingen fra sola spres og absorberes i forskjellige høyder i atmosfæren kan man beregne ozonmengden fra målte intensiteter.

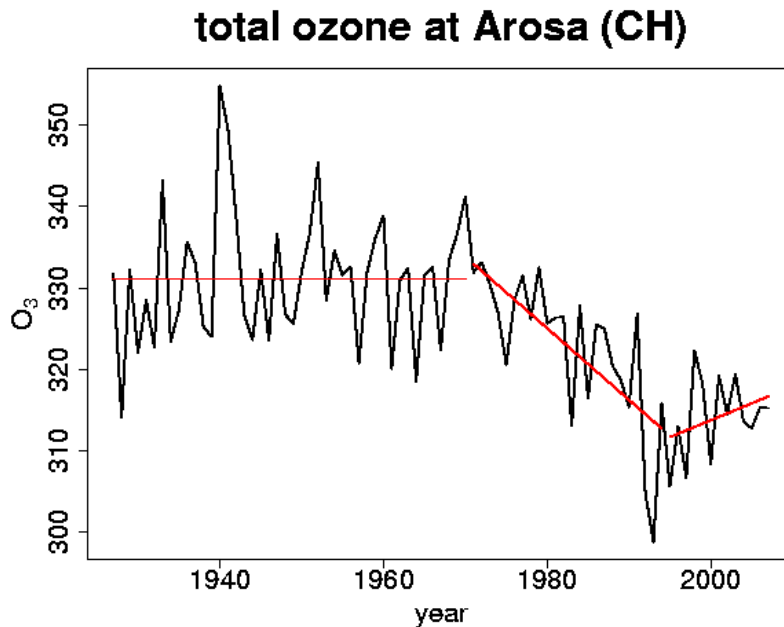
### Langtidsvariasjoner av ozonlaget. Oppdatering.

Nylig foretok en internasjonal gruppe en grundig analyse av hvordan ozonlaget har utviklet seg globalt siden 1964. Figur 3 viser hvordan årsmiddelet av ozonmengden har endret seg i ulike breddegradsbånd i perioden 1964 til 2009. Resultatene er basert på en analyse av tilgjengelig måledata (bakkeinstrumenter og satellittinstrumenter). Vi ser at det har vært en nedgang fra omkring 1980 til omkring 1995 (bortsett fra i tropene). Fra 1995 og frem til i dag har det ikke vært store endringer. For 35°N til 60°N er nedgangen fra 1980 til i dag ca 3%. Tropiske områder viser ingen endring i ozonlaget. Generelt er endringen størst ved høye breddegrader.



**Figur 3:** Endring i ozonlaget for forskjellige breddegradbånd i perioden 1964-2009. Resultatene er basert på en statistisk analyse av måledata fra tilgjengelige bakkestasjoner og satellittinstrumenter. (Hentet fra Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, WMO report 53)

Figur 4 viser resultater fra den lengste tidsserien for en enkelt bakkestasjon som finnes. Målingene som er fra stasjonen Arosa i Sveits viser hvordan årsmiddelet har variert i perioden 1926 til 2006. Figuren viser en relativt stabil periode til omkring 1975 og deretter en nedgang på ca 3% til omkring 1995. Deretter ser det ut til at nedgangen har stanset.



**Figur 4:** Årsmiddel av ozonmengden over Arosa, Sveits, i perioden 1926-2006. Arosa er den bakkestasjonen som har den lengste sammenhengende tidsserie i verden. (<http://www.iac.ethz.ch/en/research/chemie/tpeter/totozon.html>)

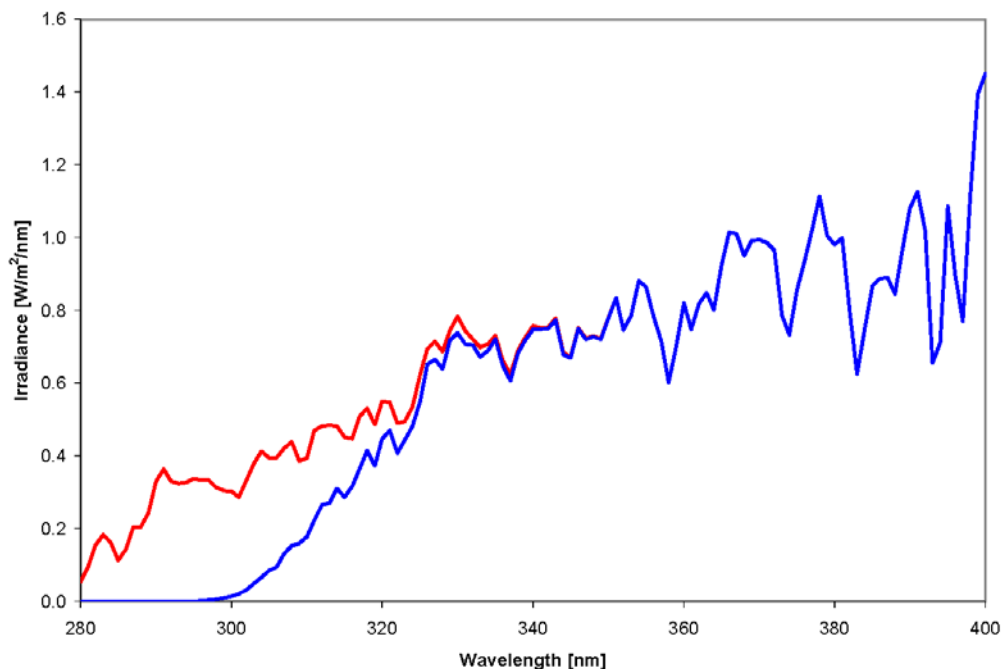
Ozonlagsutviklingen for Arosa over tid er i overensstemmelse med resultatene som er vist i figur 3. Analyse av ozonmålingene i Oslo for perioden 1978-1997 viser en nedgang på 5.8% for hele året og 8.4% om våren. Siden 1998 har det heller ikke i Oslo vært endringer av betydning for hele året sett under ett. At nedgangen i Oslo har vært større enn i Arosa, skyldes at Oslo ligger mye lenger nord enn Arosa. Som nevnt tidligere er nedgangen størst ved høye breddegrader. Nedgangen er størst vinter og vår.

### UV-spekter og ozon

Når solstråling går gjennom atmosfæren vil noe gå uhindret ned til bakken (direkte stråling), noe blir spredt, og noe bli absorbert. Den absolutt viktigste absorberende gassen i UV-området er ozon. Absorpsjonsegenskapene til ozon varierer sterkt med bølgelengden (se absorpsjonsspekteret for ozon side 22 i *Solstråling-Ozon-helse*). For UVC (200-280 nm) er absorpsjonen så sterk at ingenting når jordoverflaten, selv med et kraftig svekket ozonlag. For UVB (280-315 nm) er absorpsjonen svakere slik at UVB når jordoverflaten. UVB strålingen ved jordoverflaten varierer med ozonmengden i atmosfæren. I UVA-området (315-400nm) er absorpsjonen svak og varierende

ozonmengde påvirker praktisk talt ikke intensiteten av UVA. Ozon absorberer også noe i det synlige bølgelengdeområdet (400-700 nm), men mye svakere enn i UVB-området.

Hvordan ozon i atmosfæren absorberer UV-stråling er illustrert i figur 5. Den blå kurven viser UV-spekteret ved jordens overflate for sola i senit og skyfrie forhold og normal ozonmengde (300 DU). Den røde kurven viser hvordan UV-spekteret ville vært hvis atmosfæren ikke inneholdt noe som helst ozon. Atmosfære uten ozon er fullstendig urealistisk, men det viser hvilken effekt ozon i atmosfæren påvirker UV-strålingen ved bakkenivå. Legg merke til at ozon absorberer all UVC-stråling, i UVB avtar absorpsjonen med økende bølgelengde. For bølgelengder over omkring 340 nm er den røde og blå kurven praktisk talt sammenfallende som betyr at ozon ikke absorberer her.



**Figur 5:** Effekten av atmosfærisk ozon på UV-spekter fra sola ved jordens overflate. Den blå kurven viser spektrum for en realistisk ozonmengde (300 DU). Den røde kurven viser hvordan spekteret ville sett ut i det totalt urealistiske tilfelle uten noe som helst ozon i atmosfæren(0 DU). Spektrene er beregnet med modell for diffus og direkte stråling, sola i senit og klarværsforhold.

## Faktorer som påvirker variasjoner i UV-intensiteten ved jordens overflate

Det er en rekke faktorer som påvirker hvordan intensiteten varierer ved jordens overflate. Vi skal nevne de viktigste.

- 1) Solas senitvinkel, Z. Når sola synker på himmelen vil den direkte solstrålingen gå stadig lengre vei gjennom atmosfæren (se Figur 2). Dette betyr at absorpsjonen av UVB stråling som går gjennom ozonlaget øker med synkende sol. UVA vil også avta, men mye mindre enn UVB. UVA avtar med synkende sol fordi Rayleigh-spredningen øker (strålingen går gjennom mer atmosfære fordi gangveien øker).
- 2) Skyer. Spredningen i skyer er meget effektiv, men er sterkt avhengig av skytykkelsen. Tynne skyer demper UV-strålingen med omkring 5% . Ekstremt tykke skyer kan dempe UV-strålingen med opptil 99%. Skyeffekten på UV-stråling varierer derfor mye. Skyer kan faktisk også føre til at UV-strålingen øker sammenlignet med skyfrie forhold. Dette kan inntreffe i delvis skyet vær hvor solskiven ikke er dekket av skyer, mens en sky står nær solskiven. Dermed vil den direkte solstrålingen være som i skyfrie forhold, mens den diffuse strålingen vil øke pga av spredning i skyen mot bakken ("refleksjon"). Denne effekten kan gi en økning i UV-strålingen på opptil 20-30%. Effekten av skyer på UV-strålingen ved bakken er som vi skjønner svært komplisert.
- 3) Ozonmengde. Som nevnt tidligere varierer UVB med ozonmengden i atmosfæren, mens UVA påvirkes lite. Den samlede biologiske virkning av UVB og UVA på en rekke organismer, for eksempel solbrenthet hos mennesker, kan beskrives med en UV-indeks (se "sol-ozon-helse", kapittel 10). Hvis ozonmengden reduseres med 1% vil UV-indeksen øke med ca 1%. Hvis ozonmengden halveres vil UV-indeksen mer enn dobles. Hvis ozonmengden reduseres med 4% får vi samme økning i UV-indeksen som hvis vi forflytter oss 1 breddegrad syddover (dvs 110 km) uten ozonendring. Ved høye breddegrader (for eksempel Oslo) varierer ozonmengden ofte mye fra dag til dag, dette gjelder særlig vinter/vår. 20% endring fra en dag til den neste observeres ofte. Enkelte ganger har vi observert at ozonmengden har blitt doblet eller halvert i løpet av få dager. Dette betyr at UV-indeksen kan variere mye i løpet av kort tid på grunn av ozonvariasjoner

UV-indeksen i Syd-Norge er midtsommers midt på dagen 5-6 ved klarvær, ved Middelhavet midtsommers omkring 10 og ved ekvatorstrøk opp til 14. Disse forskjellene i UV-indeks skyldes hovedsakelig at sola står høyere på himmelen når breddegraden avtar. Men at ozonmengden avtar når man beveger seg mot lavere breddegrader spiller også en viktig rolle. De høyeste UV-indeks som er målt er omkring 20 (Mauna Loa, Hawaii, 3700m høyde og i Tibet i ca 4000m høyde).

- 4) Refleksjon ved jordoverflaten. Som kjent reflekterer snø solstråling mer enn bar bakke. Refleksjonsevnen beskrives med *albedo*. Albedo defineres som forholdet mellom reflektert stråling og innkommende stråling. Albedo for bar bakke (for eksempel gress, jord) er

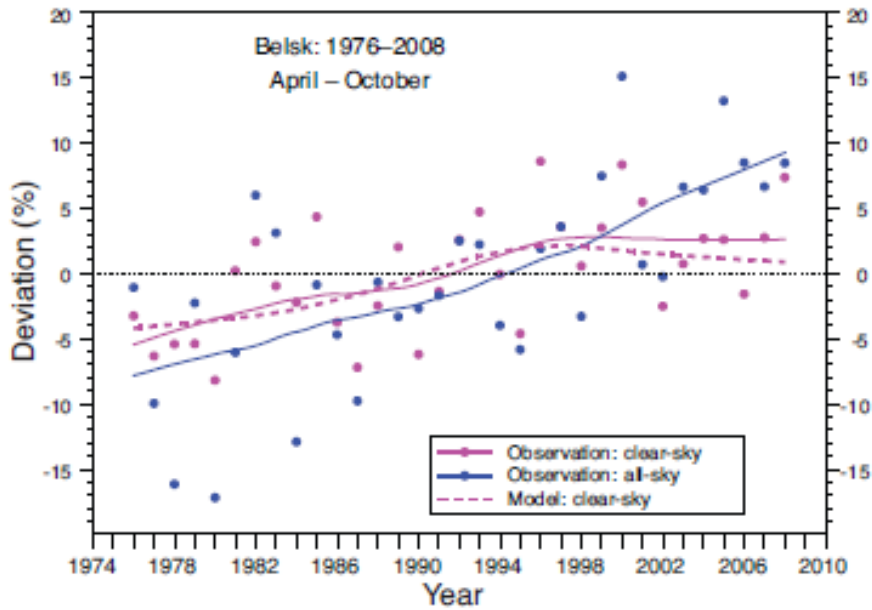


omkring 5%. Albedo for ren ny-snø er omkring 80%, mens gammel snø har en god del lavere albedo. Vann har albedo omkring 5%, dvs som for bar bakke.

- 5) Aerosoler. Som nevnt tidligere er aerosoler partikler i atmosfæren som stammer fra naturlige og menneske-skapte kilder (f.eks. virvlet opp fra bakken, havet, finkornet sand fra ørkener, forbrenning av fossilt materiale). I Oslo er det vanligvis svært lite aerosoler i atmosfæren, mens i en del bystrøk, bl.a. i mellom-Europa, kan aerosol-innholdet i atmosfæren være betydelig hvor UV-indeksen tidvis er redusert med mer enn 30%.
- 6) Høyde. UV-stråling fra sola vil normalt øke med høyden fordi atmosfæremengden over oss avtar (mindre absorpsjon og mindre spredning). For klarvær, ren atmosfære (lite aerosoler) og bar bakke vil UV-indeksen øke med omkring 5% for hver 1000m. Hvis det er snøfritt i lavlandet mens det er snødekke i høyden, vil økningen per 1000 m selvfølgelig være høyere.

### Langtidsvariasjoner

Selv om ozonmengden endrer seg med tiden betyr ikke det nødvendigvis at UV-nivået endrer seg, fordi andre faktorer som skyer og aerosoler også er av betydning for langtidsendringer. Et sted der for eksempel ozonmengden går ned over en bestemt tidsperiode samtidig som skydekket øker over den samme perioden, vil kunne observere at UV-nivået ikke endrer seg. På den andre siden vil et sted kunne observere en sterk økning i UV-nivået hvis både ozonmengden går ned samtidig som skymengden avtar. Det finnes internasjonalt svært få stasjoner med tidsserier som er lengre en omkring 20 år. Stasjonen Belsk i Polen er et unntak og har en av de lengste tidsseriene i verden. Målingene her startet i 1976. Figur 7 viser hvordan UVI-nivået har endret seg i perioden 1976 - 2008. Den blå kurven viser endringen for alle værforhold. Vi ser at det har vært en økning gjennom hele tidsperioden (også etter at ozonlaget stabiliserte seg midt på 1990-tallet). For hele tidsperioden er økning på ca 15%. Den røde kurven viser endringene kun ved klarværsforhold. Her var det en økning til midt på 1990-tallet og deretter ingen endring. Dette er i overensstemmelse med ozonendringene som er registrert for hele tidsperioden. Økningen i det registrerte UV-nivået for alle værforhold (blå kurve) fra midt på 1990-tallet til i dag skyldes sannsynligvis en avtagende tendens i skymengde.



**Figur 7:** Langtidsendringer i UV-nivået (UV-indeks) målt i Belsk, Polen, i perioden 1976-2008. Punktene er avvik i månedsmiddel fra langtidsmiddelet. Den blå kurven viser endringen for alle værforhold, mens den røde kurven viser endringen kun for klarværsforhold. Den stiplede kurven er basert på modellberegninger for klarværsforhold. (Hentet fra Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, WMO report 53)

### UV- og ozonmålinger i Norge

Ozonmålinger fra 1979 og UV-indeks-målinger fra 1995 ved Fysisk institutt, UiO, finnes på <http://tid.uio.no/plasma/ozone/>

UV-målinger fra 9 stasjoner i Norge, fra Landvik på sørlandet til Ny-Ålesund på Svalbard finnes på <http://www.nrpa.no/uvnett/> (**merk:** web-adressen som står på side 113 i Sol-ozon-helse er gal.)