

Målt og modellert UV-stråling i Bergen

Masteroppgåve i meteorologi



Ottar Sætre

Februar 2006



Geofysisk institutt

Universitetet i Bergen

Føreord

Gjennom oppgåva har eg hatt eit triveleg samarbeid med fleire personar. Spesiell takk til vegleiaren, Jan Asle Olseth for mykje opplæring både gjennom oppgåva og ulike kurs. Takk også til tre andre. Joachim Reuder har levert modelldata, og gitt faglege vurderingar. Thomas Carlson og Knut Frode Dagestad kom med program og modellkøyringar i starten, og gjorde sitt til å drage arbeidet i gang.

Og til slutt ein takk til Tarjei Breiteig, som las korrektur.

Innhold

1	Innleiing	7
1.1	Oversikt over arbeidet.....	9
2	Strålingsteori	11
2.1	Det elektromagnetiske spektret.....	11
2.2	Solinnstrålinga.....	11
2.2.1	Direkte stråling.....	12
2.2.2	Diffus stråling.....	13
2.3	UV-strålinga og den medisinske verknaden.....	13
2.4	Parametrar som påverkar UV-strålinga.....	17
2.4.1	Sola si høgde.....	17
2.4.2	Skyer.....	18
2.4.3	Ozon.....	18
2.4.4	Turbiditet.....	19
2.4.5	Albedo.....	19
3	Data	21
3.1	Instrument og måleteknikkar.....	21
3.1.1	Stråling.....	21
3.1.2	Ozon.....	22
3.1.3	Skyer.....	22
3.1.4	Nedbør.....	22
3.1.5	Albedo.....	23
3.1.6	Turbiditet.....	23
3.2	Målingar av UV.....	24
3.2.1	Erytemal UV frå Geofysisk institutt.....	24
3.2.2	Erytemal UV frå Statens Strålevern.....	25
3.2.3	Samanlikning mellom UV-biometeret og GUV-instrumentet.....	25
3.2.4	Erytemal UV frå TOMS.....	27
3.3	Målingar av ozon.....	27
3.3.1	TOMS sine målingar av ozon over Bergen og Harestua.....	27
3.3.2	Samanheng mellom TOMS sine ozondata for Bergen og Harestua.....	30
4	Strålingstransportmodellar	33
4.1	SBDART.....	33
4.2	STAR.....	33
4.3	Sensitivitetstest av STAR.....	35
4.4	Samanlikning mellom STAR og SBDART.....	38
5	Resultat og diskusjon	41
5.1	Samanlikning mellom bakke- og satellittmålingar.....	41
5.2	Samanlikning mellom bakkemålingar og modellresultat.....	43
5.2.1	Samanlikningar i klarvær.....	49
5.2.2	Samanlikningar for vilkårlege skymengder.....	52
5.2.3	Samanlikningar for ulike albedo.....	53
5.3	Relativ UV-stråling for ulike skymengder/skytypar.....	56
5.3.1	Relativ UV-stråling for ulike årstider/solhøgder.....	56
5.3.2	Relativ UV-stråling for ulike skymengder.....	60
5.3.3	Relativ UV-stråling for ulike skytypar/skymengder.....	61
6	Samandrag og konklusjon	67
	Referansar	71

1 Innleiing

Sola si stråling spenner over eit vidt spekter av bylgjelengder. Den mest kortbylgja delen kallar vi UV-stråling. Denne er mest energirik per foton, men prosentdelen av den totale energimengda er likevel liten. Når UV-strålinga er så viktig er det fordi ho kan endre kjemiske strukturar, til dømes i menneskehud eller i planteplankton i havet. Dette er viktig for helsa vår og matforsyninga og er både positivt og negativt. Huda produserer D-vitaminer når ho vert utsett for UVB-stråling. Lys hud er til god hjelp her. Sjølv den bleike vintersola i Noreg har nok UV-strålar til at det hjelper når vi berre går utandørs ei stund om dagen.

Om sommaren er det likevel eit problem å ha lys hud. Den som har litt mørkare hud vert mindre brend i elles like tilhøve. Hudfargen til menneska er tilpassa leveforholda ulike stadar på kloden, og gjenspeglar ein balanse mellom behova for å eksponere seg for det positive aspektet ved UV-strålinga og å verne seg mot det negative.

Utandørs aktivitetar utset oss for UV-stråling i større eller mindre grad. Som oftast er dette ikkje noko problem samanlikna med anna vêret byr på, som kulde og regn. I Noreg ser vi lite til sola i periodar. Å overkompensere ved å utsetje seg for mykje sol når ho viser seg er ikkje bra. Det må takast førehaldsreglar slik at ein kan glede seg over sola. Då trengs det nyttige kunnskapar om sola sin verknad.

Grovt kan det seiast at rundt 1. juli, når dagsdosane er størst, kjem halvparten av strålinga med erytemverknad (raudfarging av huda på grunn av at blodkara vert overfylte) på dei fire timane sola står høgast. Mykje kan oppnåast ved å ta pause frå sola midt på dagen. Klede gir godt vern mot UV-strålinga, men ein bør vere merksam på at våte klesfibrar klistrar seg saman og tek mindre plass, slik at solstrålane lettare slepp gjennom (Norsang mfl., 2001). Kosmetisk og optisk industri byr på andre vernemidlar mot UV-strålinga.

Det er ikkje like enkelt for andre livsformer ute i naturen. Mange skapningar er ikkje i stand til å ta andre forholdsreglar mot endring i UV-strålinga enn dei som dei er utstyrte med på førehand. Spesielt utsett er fytoplankton og fiskeegg i vatnet, og unge planter med veksande blad. (www.srrb.noaa.gov/UV).

I samband med svekkinga i stratosfærisk ozon (Chipperfield og Randel, 2003) er det grunn til å tru at UV-strålinga har auka. Sume stader har målingar av UV føregått så lenge at langtidstrendar kan studerast direkte frå målingar (t.d. Herman mfl. 1996, Kerr og Seckmeyer, 2003). Eit anna døme er Norrköping i Sverige, der UV-strålinga er målt frå mars 1983 (Josefsson, 2006). Andre stader er det føreteke rekonstruksjonar der UV-strålinga vert estimert ved statistiske metodar der strålinga er korrelert til slike innputtdata som totalozon, solskinstid og snødjupn (Lindfors mfl., 2003, Trepte og Winkler, 2004 og Lindfors og Vuilleumier, 2005). Atter andre stader er det brukt modellar for strålingstransport til å rekonstruere UV-strålinga, ved hjelp av målte parametrar som innputt. Dette er gjort for to stader i det sørlege Tyskland, Wuerzburg og Hohenpeissenberg (Reuder og Koepke 2005).

I Bergen har vi Geofysisk Institutt sine målingar som starta ved nyttår i 1996 og Statens Strålevern sine (seinare i teksta oftast omtala med instrumentet sitt namn, GUV) som starta i februar same året. Dette er eit mykje kortare tidsrom enn det som det er ynskjeleg å sjå på. Vi ynskjer også å nytte ein modell for strålingstransport til å estimere UV-verdiar. Modellen som er brukt i oppgåva er ein "neural network" modell (sjå kapittel 4.2, side 27) som er tilpassa ("trena opp") på data frå Garmich Partenkirchen, ein stad med eit litt anna klima enn vårt.

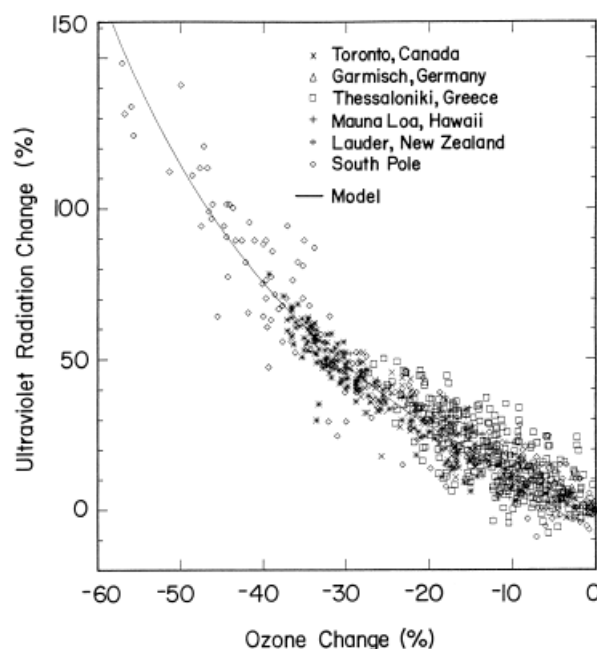
Tidsromet vi har data for er langt nok til at det går an å samanlikne dei målte verdiane med dei modellerte og korrigere modellen slik at han gir truverdige resultat så langt attende i tid som det finst målingar av total ozonmengde. Lengre attover i tida får vi problem. Om målingar av resten av det elektromagnetiske spektret går lengre attende i tida enn UV-målingane er dette til hjelp.

Meteorologisk Institutt har gjort observasjonar av skyer og nedbør langt tilbake i tida, og deira snømålingar gir ein grov peikepinn på albedoen til ulike tider. Vi kjenner lite til korleis lufta i Bergen har utvikla seg. Derfor brukar vi klimatologiske middelveidrar for å beskrive turbiditeten på staden. Veit vi kva slags aerosolar det er i lufta og kor mykje dei påverkar det synlege lyset går det også an å vurdere kor mykje dei endrar UV-strålinga.

Endring i levevanane våre gjer at vi utset oss for sola sine strålar på ein annan måte enn før. Og UV-strålinga har også endra seg, over tidsskalaar som går over tiår. Prosjektet COST 726 (<http://i115srv.vu-wien.ac.at/uv/COST726/Cost726.htm>) skal kartlegge endringar i strålinga, og fire stasjonar i Europa er velde ut for oppfølging. Det er Thessaloniki i Hellas, Arosa/Davos i Sveits, Lindenberg/Potsdam i Tyskland, og Bergen. Det gir god geografisk spreing i nord/sør-retninga. Nokre av plassane har også lange måleseriar bakover i tid, spesielt Arosa/Davos der mengda av ozon har vore målt sidan 1926.

Skyer og ozon har stor effekt på UV-strålinga. Men tynne og/eller spreidde skyer reduserer strålinga lite. Spreidde skyer kan i korte periodar gi ekstra stor UV-stråling fordi dei spreier UV-strålar tilfeldig, slik at nokre stader på bakken får mykje medan andre får lite.

Ei undersøking frå polare, tempererte og subtropiske område på begge halvkulene viser ein klar samanheng mellom ozonreduksjon og auka UV-stråling (Figur 1, WMO, 1998). Denne viser på sin måte ein invers proporsjonalitet mellom dei to storleikane.



Figur 1 Endring i biologisk effektiv UV-stråling som funksjon av endring i ozonmengde (www.srrb.noaa.gov/UV).

Figur 1 viser målte endringar i UV og ozon saman med ei idealline for samsvarande endringar. I utgangspunktet er endringa i UV-stråling typisk 20% større enn endringa i ozonmengde. Men kurven krummar oppover mot venstre, slik at dersom ozonmengda er redusert med 20-25% frå før så vil ein vidare reduksjon av ozonmengda føre til ein dobbelt så stor auke i UV-strålinga, i prosentpoeng rekna frå startnivået.

1.1 Oversikt over arbeidet

I denne oppgåva vil eg samanlikne bakkemålt UV-stråling med satellittbaserte målingar og modellestimerte verdiar. Strålingstransportmodellen som blir brukt til å estimere stråling er ein modell som er utvikla ("trena opp") på data frå Garmich Partenkirchen. Eg ynskjer å finne ut om modellen kan brukast i Bergen, eventuelt om den må korrigerast og i så fall granske kva som skaper avvika.

I Kapittel 2 går eg gjennom strålingsteori, der eg mellom anna diskuterer kva parametar som påverkar UV-strålinga.

I Kapittel 3 presenterer eg alle måledata som blir nytta i oppgåva, fortel om instrumenta og metodane som har vore brukt og uvissa omkring måleverdiane. Dette omfattar for det første bakkemålingar av stråling. Vidare har vi eit satellittinstrument som brukar målingar av stråling til å analysere både stråling og ozonmengde. For andre storleikar som skyer, nedbør og snømengd er det brukt manuelle observasjonar. Ein storleik har vi ikkje målingar av. For atmosfæren sin turbiditet har eg måtta bruke klimatologiske verdiar.

I kapittel 4 undersøker eg korleis UV-strålinga i klart vêr reagerer på dei viktigaste parametranne. Her er modellar den beste kunnskapskjelda fordi dei idealiserer tilhøva omkring. Denne idealiseringa er bygd på det som er tilgjengeleg av teori og observasjon. Eg samanliknar to modellar, og etterpå viser eg kva slags kunnskapar eg kan hente frå den eine av dei. Dette er viktig for arbeidet i Kapittel 5.

Mest arbeid er lagt ned i Kapittel 5 der eg startar med å samanlikne satellittbaserte UV-målingar med målingar frå bakken. Deretter går eg over til å samanlikne bakkemålingane med modellresultata, først ved å foreta ei samanlikning for klart vêr, deretter for ulike skymengder og så for ulik albedo. Hensikta her er m.a. å gjere modellen betre i stand til å lage truverdige rekonstruksjonar av UV-strålinga i Bergen tilbake i tid, dvs. før UV-målingane kom i stand. I siste delen av kapittelet ser eg på korleis ulike parametar som årstider, solhøgder, skymengder og skytypar verkar på UV-strålinga. Desse resultata er dessutan samanlikna med ei tidlegare svensk undersøking.

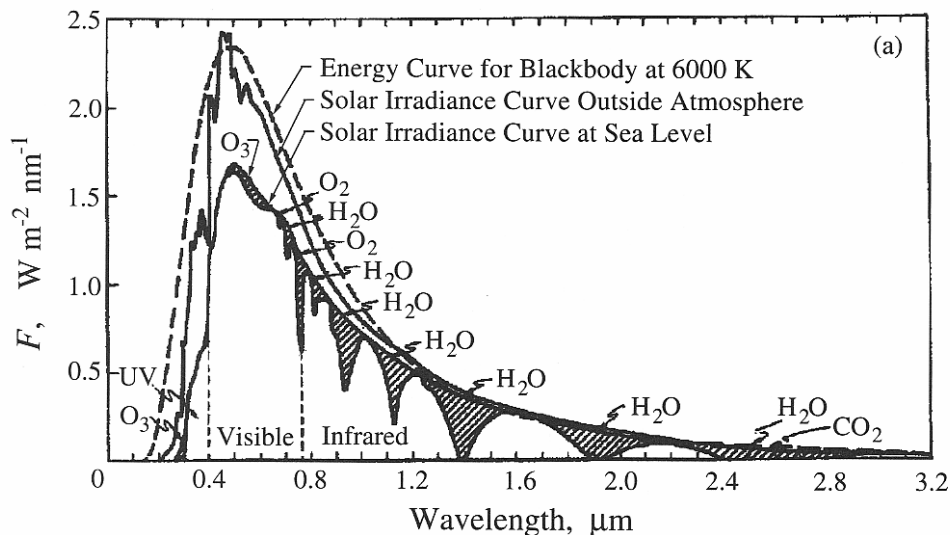
2 Strålingsteori

2.1 Det elektromagnetiske spektret

All materie sender ut elektromagnetisk stråling, og denne strålinga vert sendt ut i eit breitt spektrum. Men det meste av strålinga er konsentrert omkring ein topp etter same prinsippet som vi ser på Figur 2. Bylgjelengda til denne toppen er omvendt proporsjonal med temperaturen til den materien som emitterer. Det fører til at jorda og sola emitterer i svært ulike bylgjelengder. Sola sine strålar er meir kortbylgja.

2.2 Solinnstrålinga

Sola har ein overflatetemperatur på nær 6000K. Dette gjer at den elektromagnetiske strålinga som kjem derifrå er kortbylgja.



Figur 2 Spektral irradians (irradians per bandbreidd) som funksjon av bylgjelengd for:
- Ein svart lekam med sola sin temperatur (øvre, stipla kurve)
- Solstrålinga observert utafor jordatmosfæren (midtre, heiltrekt kurve)
- Middelet av solstrålinga ved havnivå (nedste kurve)
(Figur frå Seinfeld og Pandis, 1998).

Figur 2 viser spektral irradians (effekt per flateining og bylgjelengd) frå sola. X-skalaen har 100 nm som avstand mellom merka. Den stipla linja viser korleis utstrålinga frå ein svart lekam med sola sin temperatur kan arte seg, observert frå den avstanden jorda har. Dette er ein idealisert tilstand som vi ikkje finn ute i naturen. Gassane på sola og på jorda absorberer og emitterer i ulike liner og band. Dei to andre linene på figuren viser det.

Midtre line på Figur 2 viser korleis den aktuelle irradiansen frå sola er ved toppen av atmosfæren. Denne kjem frå området ved overflata. Sidan sola er av gass, og ikkje særleg kompakt i overflate, kjem emisjonen frå ulike nivå med ulik temperatur. Visse gassar absorberer i den korte delen av solspektret. Desse forholda gjer at vi får ein kurve som er uregelmessig til vi kjem bort i den lengste delen av det kortbylgja spektret.

Den nedste lina viser kva som er att når jordatmosfæren har endra irradiansen. Til venstre ser vi at lina er flat i starten. Dette er resultatet av ozongassen sin absorpsjon av UV-stråling. O₃, O₂ og H₂O står for reduksjonen i den mest langbylgja delen av det synlege spektret, dvs. i gult og raudt. Dei store hakka i kurven når vi kjem over i infraraudt er for det meste absorpsjon i vassdamp i breie spektrum.

Innstråling vert målt og namngitt på fleire måtar. Den vanlegaste er globalstråling. Globalstrålinga er den totale effekten av solstrålinga som kjem ned på ei horisontal flate, frå alle romvinklar i ei halvkule over målesensoren. Strålane frå ulike retningar gir effekt på flata som er lik effekten av strålen multiplisert med cosinus til vinkelen den innfallande strålen danner med senit. Formlane 2.1 og 2.2 gir samanhengen mellom dei ulike kategoriane:

$$\text{Global} = \text{Direkte} + \text{Diffus}, \quad (2.1)$$

$$\text{Direkte} = \text{Direkte}_{\text{normal}} \cos(\nu), \quad (2.2)$$

der den første faktoren i 2.2 er effekten normalt på solinnstrålinga og ν er sola sin senitvinkel. Den diffuse strålinga har alle mogelege innfallsvinklar og ikkje ei bestemt vektning.

2.2.1 Direkte stråling

Dette er den delen av solstrålane som har gått strake vegen fram til mottakaren utan spreiding. Eit måleinstrument som måler denne er retta beint mot sola og måler ein svært liten romvinkel for at det skal kome minst mogeleg spreidd stråling inn på instrumentet. Instrumentet måler effekten normalt på solstrålinga. Det er viktigare å vite kor stor direktestrålinga ned på ei horisontal flate er. Denne vert funnen ved å multiplisere effekten på normalflata med cosinus til senitvinkelen til sola (formel 2.2). Ein annan måte er å måle globalstråling og diffus stråling (formel 2.6) (kapittel 2.2.2) og rekne ut direktestrålinga som differansen mellom dei to.

Den direkte nedoverretta irradiansen på ei horisontalflate, F_{dir} , er gitt ved

$$F_{\text{dir}}(\tau, \mu_0, \phi_0) = \mu_0 F_{\infty} e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \quad (2.3)$$

der $\mu_0 = \cos \theta_0$ og θ_0 er sola sin senitvinkel. ϕ_0 er sola sin asimutvinkel og F_{∞} er irradiansen ved toppen av atmosfæren. F og τ er også funksjonar av bylgjelengda til strålinga. Når senitvinkelen vert stor kan vi ikkje lengre bruke $\mu_0 = \cos \theta_0$, då jorda si krumming må takast med i vurderinga (Norsang, 2004).

τ er aerosol optisk djupn (AOD), ein storleik utan dimensjon som gir eit mål på kor tjukt eit medium er med tanke på kor mykje stråling som passerer gjennom. Den kan uttrykkjast ved:

$$\tau(\lambda) = \sum_i \int_{z_0}^{\infty} \sigma_i(\lambda) \eta_i(z) dz, \quad (2.4)$$

der $\eta_i(z)$ er tettheten i høgda z for ein partikkel i . Ekstinksjonsstverrsnittet, $\sigma_i(\lambda)$, er sett saman av to delar,

$$\sigma_i(\lambda) = \sigma_{i(a)} + \sigma_{i(s)}, \quad (2.5)$$

der dei to lekkane er ein absorpsjonsdel og ein spreingsdel. (Carlson, 2005).

2.2.2 Diffus stråling

Stråling som vert spreidd i atmosfæren vert kalla diffus. Den spektrale likninga for diffus stråling kan skrivast slik:

$$\begin{aligned} -\mu \frac{dI(\tau, \theta, \phi)}{d\tau} = & I(\tau, \theta, \phi) \\ & + \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} I(\tau, \theta, \phi, \theta', \phi') d(\cos(\theta')) d\phi' \\ & + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} P(\tau, \theta, \phi, \theta_0, \phi_0) F_\infty e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}, \end{aligned} \quad (2.6)$$

der det er gitt at alle parametrane, unnta θ , ϕ og μ_0 , også er funksjonar av strålinga si bylgjelengde. τ er skildra i 2.2.1, $\tilde{\omega}$ er enkeltspreiingsalbedoen og P er fasefunksjonen. Enkeltspreiingsalbedoen er forholdet mellom optisk djupn for spreing og total optisk djupn. Er absorpsjonen lik null får vi $\tilde{\omega}=1$ og er spreinga lik null får vi $\tilde{\omega}=0$. Teljaren til venstre for likskapsteiknet er endringa i diffus stråling gjennom eit lag $d\tau$. Første lekken på høgre sida er den diffuse strålinga med innfallsvinkel θ og ϕ . Den andre lekken på høgre sida er den diffuse strålinga som vert spreidd inn i bana i laget $d\tau$ frå alle andre vinklar, medan den tredje er direkte stråling frå sola som vert spreidd for første gong inn i den diffuse bana i det same laget. (Carlson, 2005). Som nemnt er spreinga avhengig av bylgjelengda til strålinga. Dette er særst viktig når vi kjem til UV-stråling. Når radien til ein gitt partikkel er i same storleiksorden som bylgjelengda til strålane får vi Rayleigh-spreiing. Då er spreingskoeffisienten til partikkelen proporsjonal med fjerde potens av den inverse av bylgjelengda, gitt slik: $K \propto \lambda^{-4}$. Her betyr det at vanlege luftmolekyllar verkar svært ulikt på ulike bylgjelengder, og at UV-strålane er svært utsette for ei slik spreing, som er retta like mykje framover som bakover og lite til sidene. Når fotona er spreidd nokre gongar kjem den diffuse strålinga frå alle kantar.

2.3 UV-strålinga og den medisinske verknaden

Den delen av den usynlege elektromagnetiske strålinga som ligg nærast fiolett vert kalla UV (Ultra Violet), på norsk ultrafiolett. Denne har kortare bylgjelengd enn den synlege fiolette. UV-spektret er så vidt at ei finare oppdeling vert brukt. Nærast fiolett ligg UV-A, så kjem UV-B. Dernest kjem UV-C og UV stråling med enda kortare bylgjelengder, men desse vert fullstendig absorberte langt oppe i atmosfæren, så dei har lita interesse for det som skjer utandørs på jordoverflata. Også dei bylgjelengdene vi konsentrerer oss om her (UV-A og UV-B) vert utsett for absorpsjon i atmosfæren. Generelt er det slik at dess kortare bylgjelengd dess høgare oppe vert absorpsjonen fullført. Desse bylgjelengdene er i utgangspunktet dei mest

energirike, men på grunn av absorpsjonen har dei likevel liten eller ingen verknad nede på overflata.

Fininndelinga er slik at UV-C ligg mellom 200-280 nm, UV-B er i 280-315(320) nm og UV-A i 315(320)-400 nm. Ein nm (nanometer) er lik 10^{-9} m. Det er usemje om grensa mellom UV-B og UV-A. Innafor medisinen vert 315 nm brukt, og det er god grunn til å halde seg til det, fordi interessa for UV-stråling ofte handlar om medisinske problemstillingar. I dette skriftet held vi oss til denne definisjonen. Men ein skal vere merksam på at den andre grensa vert brukt like ofte.

UV-C vert, som sagt, absorbert høgt oppe i atmosfæren, sjølv til fjells i tropane har denne ingenting å seie. Det som betyr noko for dagleglivet er UV-B og UV-A. Fordi sola emitterer maksimalt omkring 500 nm og mindre dess kortare bylgjelengda er, og fordi atmosfæren absorberer og spreier meir effektivt dess kortare bylgjelengda er, er den spektrale irradiansen frå UV-A mykje større enn den frå UV-B på bakkenivået. Likevel er det UV-B som har gitt største bidraget dersom ein person har vorte solbrend, fordi påverknaden på menneskehuda minkar sterkt med aukande bylgjelengd. Skal vi finne ut kor store verknader strålinga har må vi ha eit vektningsspektrum som gjenspeglar forholdet mellom energimengdene i dei ulike delane av solspektret og dei verknadane vi finn att.

UV-strålinga har stor verknad på dei levande organismane, men desse har i sin tur tilpassingar til strålinga. Vi interesserer oss mest for det som skjer direkte med oss sjølve. Det er slik CIE-vektningsspektret er laga. Dette spekteret viser at sjansen for at eit foton skal endre molekylane i huda minkar eksponensielt i høve til bylgjelengda når vi går frå UV-B og over i UV-A. Dette vektningsspektret er laga med fokus på skadeverknadane til UV-strålinga. Vi må hugse på at denne har positive sider ved at huda kan produsere D-vitaminer som vi elles berre får frå fisk. Det som skjer er at stoffet 7-dehydrokolesterol i huda absorberer UV-strålar med bylgjelengd på 295–320 nm og dannar previtamin D₃, ein forlaupar for D-vitaminet, som vert ferdig danna inne i kroppen ved full kroppstemperatur (www.uio.no/miljoforum/stral/t1/uv_dvita.shtml).

CIE-vektningsspektret er eit mål for mengda av stråling med erytemverknad (McKinlay og Diffey, 1987). Den mest verknadsfulle vert vekta med 1, mindre verknadsfull stråling vert mindre vekta, og stråling utan slik verknad vert vekta med 0. Då får vi irradiansar i milliwatt per kvadratmeter (mW/m^2), og doseverdiar i Joule per kvadratmeter (J/m^2), men dei vanlegaste einingane etter bruk av CIE-spektret (Figur 3) er UV-indeks og MED (Minimum Erythemal Dose).

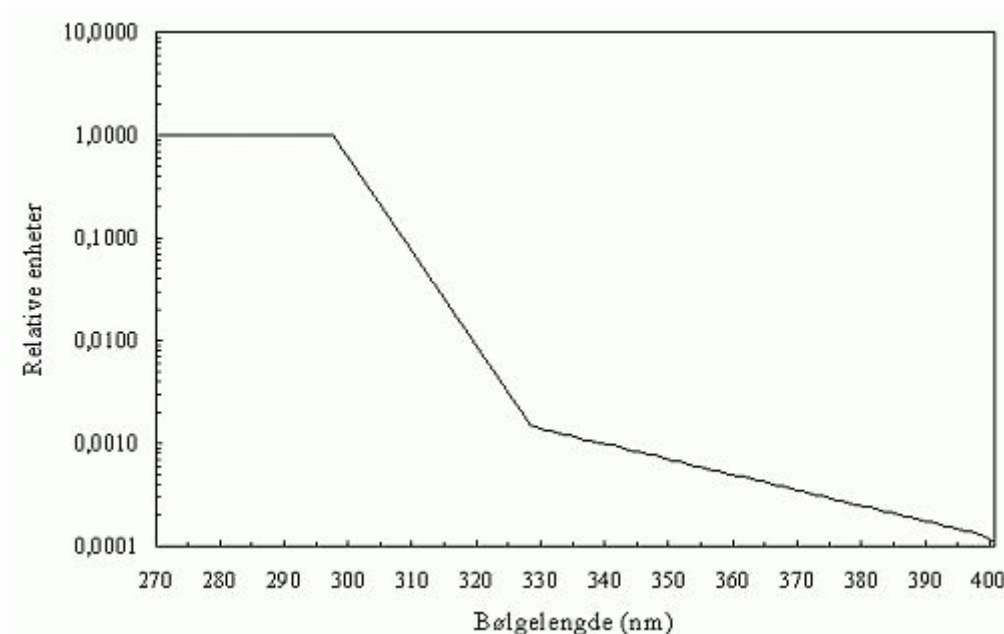
- UV-indeks = 1 tilsvarar ein irradians på $25 \text{ mW}/\text{m}^2$.
- MED er den dosen UV-stråling som må til for å framkalle ein svak raudfarge på bleik og solkjensleg hud, og $1 \text{ MED} = 210 \text{ J}/\text{m}^2$ (i nordiske land). Denne eininga tilsvarar det same som $2 \frac{1}{3}$ UV-time, der 1 UV-time er lik 1 UV-indeks x 1 time.

Oppskrifta for CIE-vektinga ligg i denne formelen:

$$I_{CIE - vekta} = I_1 + I_2 + I_3$$

der

$$\begin{aligned} I_1 &= I_\lambda * 1 && \text{for } 250 \text{ nm} < \lambda < 298 \text{ nm} \\ I_2 &= I_\lambda * 10^{0.094 (298-\lambda)} && \text{for } 298 \text{ nm} < \lambda < 328 \text{ nm} \\ I_3 &= I_\lambda * 10^{0.015 (139-\lambda)} && \text{for } 328 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm} \end{aligned} \quad (2.7)$$

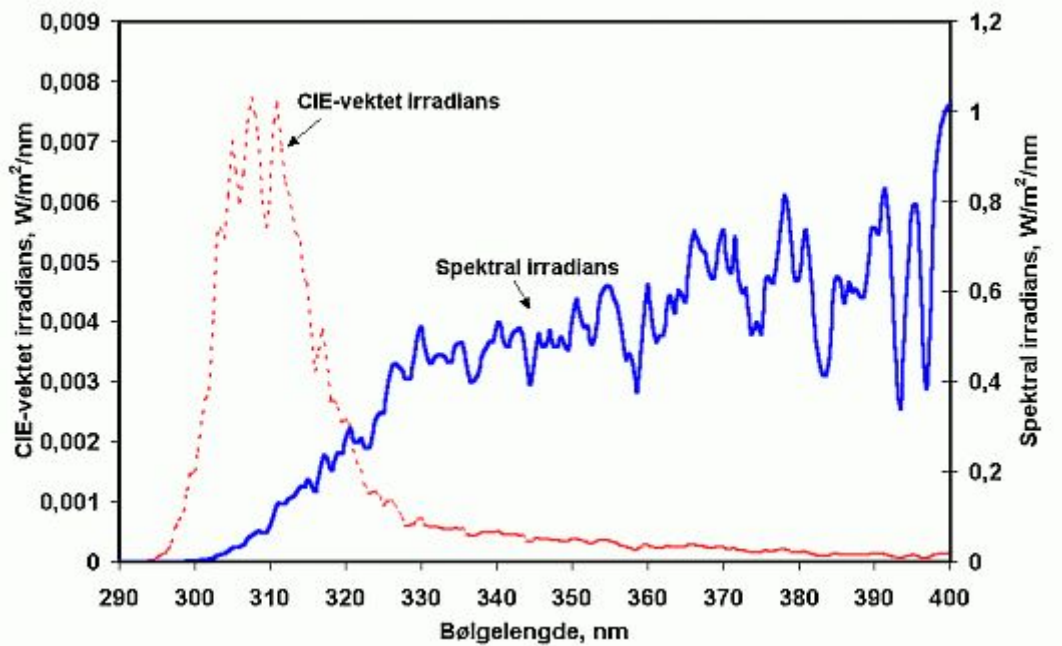


Figur 3 CIE (Den internasjonale lyskommisjonen) sitt referanse-verknadsspektrum for erytem (solforbrenning). Y-skalaen er logaritmisk. Frå heimesida til Statens Strålevern (www.nrpa.no) og likning 2.7.

Figur 3 viser at vektinga minkar eksponensielt når vi går mot større bylgjelengder. Strålinga ved 340 nm er vekta ned til 1/1000 av strålinga ved 295 nm. Det betyr at det må kome tusen gongar meir energi frå eit band rundt 340 nm i forhold til den energien som kjem frå same bandbreidde rundt 295 nm, for at verknaden på huda skal vere den same. Vidare ser vi at reduksjonen i vekting er mindre dramatisk når vi går lengre oppover i UVA-området (streken flatar ut). CIE-spektret er laga etter verknaden på hud. UV-stråling kan også skade auga utan at CIE-spektret seier noko direkte om faren. I det tilfellet spelar underlaget viktigaste rolla. I verste fall kan ein bli mellombels snøblind. Vi skal vere merksame på at opplevd solstråling også på huda kan vere annleis enn målt UV-stråling fordi målingane er føretekte på ei horisontal flate medan vi orienterer oss i ulike retningar.

For å finne kva dei ulike delane av solspektret gjer med huda må det lagast eit verknadsspektrum. Ein multipliserer då irradiansen frå solspektret med CIE-vektingsspektret for kvar bylgjelengd og får eit nytt spektrum som viser den "effektive" strålinga frå strålingskjelda med omsyn på den bestemte medisinske verknaden. (www.nrpa.no).

Effektiv stråling = Målt spektrum x verknadsspektrum



Figur 4 Spektral irradians som funksjon av bylgjelengd for Oslo (59.92°N, 10.75°A) 27. juni 1999 (www.nrpa.no):
- Målte verdier (heiltrekt kurve),
- Etter CIE-vekting (stipla kurve).

Ein ser av Figur 4 at det er stråling i bylgjelengdeområdet 300-325 nm som gir mest erytemverknad. Ei gransking av arealet under den stipla kurven syner at om lag 55% av bidraget her har kome frå UV-B, resten frå UV-A.

UV-B-strålane er meir kjenslege for ozon enn UV-A fordi absorpsjonen er større. Enten det gjeld lengda på vegen gjennom atmosfæren eller det gjeld mengda av ozon så vil begge deler sterkt influere UV-B-strålinga. I tropane er det minst ozon og høgast sol. Der kan den direkte solstrålinga til tider ta vegen loddrett ned gjennom atmosfæren. Då slepp det gjennom så mykje UV-B at denne dominerer mykje over UV-A når det gjeld erytemverknad. I tropane er det relative bidraget frå UV-B større enn i Figur 4, på enda høgare breidder enn Oslo er bidraget frå UV-B helst mindre, fordi der er meir ozon, og fordi direktestrålinga alltid går på skrå, vert UV-B redusert relativt meir samanlikna med UV-A. Det fører til at UV-A kan stå for halvparten av dosen når det gjeld slikt som solforbrenning. Lysaste sommartida står UV-B likevel for størsteparten. Den som set grensa mellom A og B på 320 nm vil likevel seie at UV-B dominerer klart.

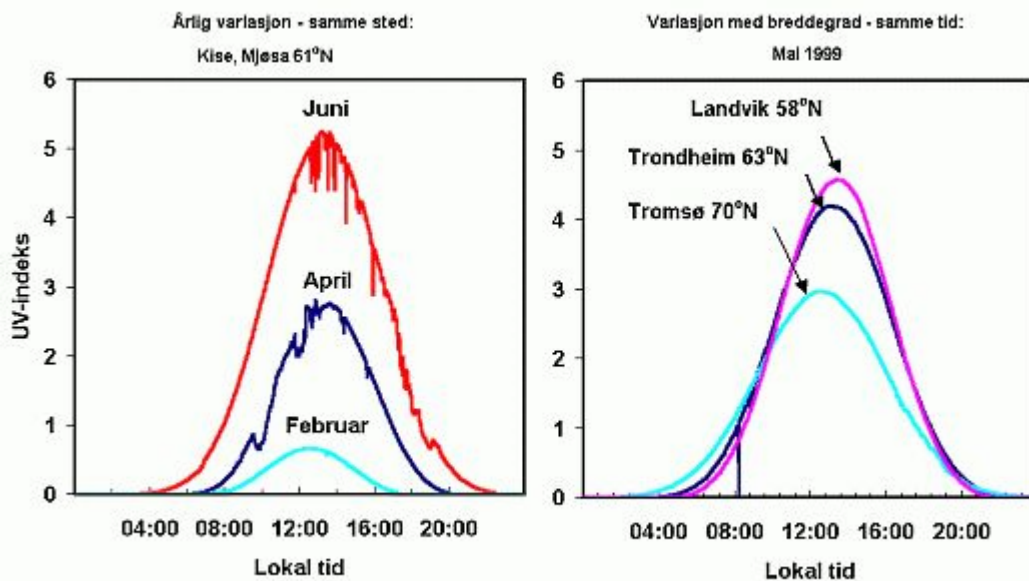
2.4 Parametrar som påverkar UV-strålinga

I denne oppgåva er UV-strålinga modellert ved hjelp av ein strålingstransport modell. Under dette arbeidet er det viktig å vere klar over at det er fleire tilhøve som påverkar UV-strålinga, og fem parametrar er spesielt viktige:

- Solhøgde
- Skyer
- Ozon
- Turbiditet
- Albedo

2.4.1 Sola si høgde

Når sola står lågt på himmelen får strålane lengre veg å gå, og meir av strålinga vert absorbert eller spreidd i atmosfæren. Ei horisontal flate tek også i mot mykje mindre stråling fordi den direkte strålinga kjem inn mot flata i ein skrå vinkel. Desse to verknadane gjer at eit instrument registrerer mykje mindre effekt (i Watt) etter som sola kjem lågare ned på himmelen. Ein person som oppheld seg utandørs må vere merksam på at det kanskje berre er den første verknaden, reduksjonen i direkte stråling målt normalt på innfallsvinkelen, som har betydning for vedkomande si oppleving av strålinga.



Figur 5 Middags UV-indeks i klarvêr for:
Same stad, ulike tider (venstre figur).
Ulike stader, same tid (høgre figur).

Figur 5 (www.nrpa.no) viser på to måtar variasjonar i UV-stråling som er resultat av at sola står i ulik høgde på himmelen.

2.4.2 Skyer

Eit tjukt samanhengande skydekke reduserer gjerne UV-strålinga til ein tredjedel av det som kjem frå ein klar himmel. Denne reduksjonen er mindre enn for den totale solstrålinga (Josefsson og Landelius, 2000). I ekstreme tilfelle er reduksjonen mykje større, kanskje kjem berre 1/10 av strålinga gjennom skydekket. Men verknaden av skyene minkar fort dersom skydekket brotnar opp. Strålane vert reflekterte og spreidde, og finn vegen ned mellom skyene. Ei skymengde på 50% gir ein reduksjon som er langt mindre enn halvparten av den reduksjonen eit 100% skydekke gir. Dette kjem også av ein forsterkingeffekt fordi dess mindre utstrekning skyene har på himmelen, dess mindre vertikal utstrekning har dei gjerne. I lettskya vêr, altså når mengda av skyer er estimert til 1 eller 2 okta (ein til to åttedelar av himmelen), er reduksjonen i stråling uvesentleg. Variabiliteten er større dersom skydekket er variabelt, og i periodar kan UV-strålinga vere større enn under ein blå himmel.

Tynne skyer reduserer UV-strålinga lite. Eit heildekkande lag av slørskyer gir ein reduksjon på 25% (Josefsson og Landelius, 2000, sjå kapittel 5.3.3).

2.4.3 Ozon

Mengda av denne gassen varierer mindre enn dei to parametranne som er nemnde ovanfor. Dermed vert variasjonane i UV-stråling knytte til ozon mindre enn dei variasjonane som er knytte til sola sin posisjon og til skyer. Men i motsetnad til dei to andre finst det eintydige langtidsvariasjonar i ozonmengda. Dette gjer det svært viktig å fylgje med på kva som skjer med denne gassen.

Dei andre parametranne som er nemnde her er lette å observere. Solhøgda og effektane av denne er i tillegg lett å rekne ut. Verknaden av dei er ikkje stort annleis i UV-spektret enn i den synlege delen. Mengda av ozon merkar vi derimot ikkje, og målingar av denne er derfor viktige. Målingar skjer både frå bakken og frå satellitt.

Sidan ozonmengda nettopp påverkar UV-strålinga vert mengda estimert frå satellitt ved å sjå kor mykje stråling det er i ulike bylgjelengder som kjem opp gjennom atmosfæren. Denne strålinga har gått to gongar gjennom heile eller deler av atmosfæren og har vorte utsett for spektrale endringar. Satellittmålingar er påverka av albedoen til underlaget, eventuelt skydekket, og vert estimert ved å måle stråling i tre ulike bylgjelengder. (Kidder og Vonder Haar, 1995). For bakkemålingar av ozonmengde er det nok å måle strålingar i to bandbreidder, der den eine er kjensleg for ozon og den andre ikkje (Stephens, 1984).

Total ozonmengd vert målt i Dobsoneringar (DU). Grunnlaget for dette målet er at ein tenker seg alt ozonet i ei søyle av atmosfæren samla nede ved havnivå. Då er 1 DU ein hundredels millimeter, og talet på DU fortel kor mange hundredels millimeter tjukt dette laget ville vore. 3-4 mm ville vore typisk i Noreg.

Oksygenatoma i atmosfæren er for det meste i vanlege oksygenmolekyllar med formelen O_2 . Det skal mykje energi til for å spalte eit slikt molekyl. Berre ein liten del av fotona i solstrålinga har nok energi til dette. Desse fotona er klassifiserte som ekstrem UV (10-100 nm). Slik oppsplitting i frie oksygenatom skjer det mest av i stratosfæren i tropane. Frie oksygenatom slår seg saman med vanlege oksygenmolekyl og dannar ozon, som seinare vert brote ned, etter dette skjemaet

(www.globalchange.umich.edu/globalchange2/current/lectures/ozone_deplete/ozone_deplete.html):

- 1) $\text{UV-foton} + \text{O}_2 \Rightarrow 2\text{O}$
- 2) $\text{O} + \text{O}_2 + \text{katalysator} \Rightarrow \text{O}_3 + \text{katalysator}$
- 3a) $\text{UV-foton} + \text{O}_3 \Rightarrow \text{O}_2 + \text{O}$
- 3b) $2\text{O}_3 + \text{katalysator} \Rightarrow 3\text{O}_2 + \text{katalysator}$

Som nemnt er det ekstrem UV som står for spaltinga beskriven i første steget. Spaltinga av ozon i tredje føregår på to måtar. Enten ved hjelp av stråling, og då er det UV-B og UV-C som gjer det saman med fjern UV (100-200 nm). Alternativet er at spaltinga skjer ved hjelp av katalysator, naturleg eller menneskeskapt. Dette er uheldig for oss fordi det då ikkje forsvinn eit UV-foton saman med ozonmolekylet.

Ozonet over tropane stig oppover og spreier seg mot polane. Denne transporten føregår heile året, og det fører til at det vert mykje ozon i den lågare stratosfæren på høge nordlege og sørlege breidder. Nedbrytinga av ozonet er nemleg også størst i tropane. Det er dei kortbylgja solstrålane (men ikkje like korte) som står for nedbrytinga også. Det trengs mindre energi til å splitte eit ozonmolekyl i høve til det som skal til for å splitte eit oksygenmolekyl. Det er denne nedbrytingsprosessen som vernar oss mot for mykje UV-stråling. Når eit ozonmolekyl absorberer eit UV-foton forsvinn begge.

2.4.4 Turbiditet

Mykje aerosolar i atmosfæren fører til at sikta vert mindre. Også dei usynlege UV-strålane vert hindra på vegen gjennom lufta. Meir enn for synleg lys tel det for UV-strålane at aerosolane er små. Store maritime partiklar over havet dempar ikkje UV-strålinga meir enn den synlege. Kontinental luft, og enda meir urban luft, gir meir demping i UV-spektret enn i det synlege (sjå kapittel 4.3).

2.4.5 Albedo

Strålinga endrar seg når albedoen i underlaget endrar seg. Når vi talar om albedo tenker vi først og fremst på om det ligg snø eller ikkje. I tillegg varierer albedoen til snø mykje. Turr nysnø er kvit og reflekterer 90% av strålinga både i den synlege delen og i UV-delen av solspektret. På berr mark er det derimot slik at albedoen for UV-stråling er mindre enn albedoen for synleg lys. (Paltridge og Platt, 1976).

Ei kvit snøflate treng likevel ikkje gjere svære utslag på eit instrument som måler stråling, fordi den som vert reflektert oppover må verte reflektert nedover att i luftlaget over for å kome ned på eit instrument som måler globalstråling. Slik refleksjon skjer det mykje av i atmosfæren, men det som kjem ned att er mykje mindre enn det som går opp dersom himmelen er blå. Annleis er det når det ligg skyer i ei anna retning enn sola står. Då ser dei kvite ut fordi dei reflekterer mykje både frå sola og frå snøflata. Mengda av diffus stråling kan vere stor i slike høve.

3 Data

3.1 Instrument og måleteknikker

3.1.1 Stråling

Å måle stråling gir opplysingar av fleire slag. Ulike instrument er tilpassa registreringar av ulike deler av det elektromagnetiske spektret. Strålingsmålingane som eg har nytta i denne oppgåva er:

Satellittmålingar (toms.gsfc.nasa.gov):

- Dagleg middags irradians av Erytemal UV i mWm^{-2}
Frå TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) nyttar eg erytemal UV for Bergen i åra 1998-2000. Eigentleg er målingane gjeldande for ei rute på kartet, som dekker området mellom 60°N og 61°N , og mellom 5°A og 6.25°A .

I tillegg til satellittmålingane har fire bakkeinstrument gitt bidrag her:

Målingar utført av Statens Strålevern (www.nrpa.no):

- Timevis UV-indeks (sjå Kapittel 2.3), og UV dagsdosar i Jm^{-2} .
GUV-541 (Ground based UV Radiometer) frå Biospherical Instruments. Måler bandbreidder på 10 nm med sentrum i 305, 313, 320, 340 og 380 nm. Uvissa i målingane er på $\pm 5\%$. Dette instrumenta vert kalibrert årleg ved at eit referanseinstrument som sirkulerer rundt vert plassert ved sida.

Målingar utført av Geofysisk institutt (Radiation Observations in Bergen, Norway. Radiation Yearbook Nr. 32-40, 1996-2004):

- Timevis UV-irradians i MED/time
Solar Light UV Biometer 501A. Instrumentet har vore kalibrert ein gong i tida 1996-2003 (slutten av 2000), og det har gitt trendar i måleserien, som vi skal sjå i kapittel 3.2.3.
- Timevis globalstråling i Wm^{-2}
Kipp & Zonen CM11.. Uvissa ligg innafor $\pm 2\%$. Når sola står lågt er det spesielle problem knytt til cosinusresponsen som gjer at det då er vanskelegare å gi korrekte verdiar.
- Timevis solskinstid i tidels timar.
Campbell-Stokes solskinstidsregistrator. Fokuserer strålinga slik at det vert registrert brenning på eit papir i instrumentet. Papiret vert jamleg skifta ut, og registrerer ein effekt over ein terskelverdi på $205 \pm 35 \text{ Wm}^{-2}$ som solskin. Instrumentet er lite utsett for endringar i tid og måleserien må reknast som sikker i den forstand at nye og gamle resultat kan samanliknast. Største uvissa er knytt til eventuelle samanlikningar med andre instrument med andre terskelverdiar.

UV-stråling vert målt etter same prinsipp som globalstråling, men berre UV vert registrert i instrumentet. Den vanlegaste måten å framstille UV-stråling er å presentere UV-global. Då

vert UV-strålinga målt slik som globalstråling (s.9), men resten av spektret vert ikkje teke med. I denne oppgåva er det alltid slike verdiar som er brukt.

3.1.2 Ozon

Våre ozondata, som er døgnverdiar, kjem frå TOMS (toms.gsfc.nasa.gov). Måten å måle ozon på liknar måten å måle UV. Tilbakespreidd UV-stråling vert målt for ulike bylgjelengder med ulik absorpsjon. Reflektansen (albedo) til overflata og atmosfæren gir problem. Albedo til overflata vert bestemt ved at det også vert måla tilbakespreidd stråling utanfor UV-spektret i eit spektralområde der ozonabsorpsjonen er neglisjerbar (Kidder og Vonder Haar, 1995). Albedo til atmosfæren er sterkt avhengig av bylgjelengd grunna Rayleigh-spreiinga. Dette vil alltid gi litt uvisse i målingane. Samanlikningar viser at TOMS vurderer ozonmengda lågare enn dei bakkebaserte Dobsoninstrumenta, med ein skilnad på $-6\% \pm 2\%$. (Kidder og Vonder Haar, 1995).

3.1.3 Skyer

Skyene vert observert manuelt (met.no). Observatøren ser på skyene/himmelen med 3 timars mellomrom og estimerer mengda av skyer, dvs. skyene si utstrekning i høve til heile himmelen. Fordi det er praktisk å gå fram slik at ein deler opp skydekket/himmelen ved gjentekne halveringar når ein skal vurdere utstrekninga av dei ulike områda av skyer/himmel vert det brukt okta (åttedelar) som eining, dvs. 2^3 . Sjølv om dette er eininga er det reglar for korleis ein skal rapportere skymengda som gjer at ein ikkje skal oppfatte tala bokstavleg. Til dømes vert 1% skydekke rapportert som 1 okta skymengd, og 99% skydekke som 7 okta.

Til observasjon av skyer høyrer det med mykje meir, både å angi skytypar og mengder vi ser av ulike skylag og høgd opp til skyene. I denne oppgåva har eg brukt total skymengd og ei grovinndeling av skyene i mellomhøge/låge på eine sida, og høge skyer på den andre, med eventuell samla mengd av førstnemnde om skydekket er ei blanding av begge kategoriane.

For å auke datatilfanget tek eg i bruk trappefunksjonen. Dette er ein ikkje-lineær interpolasjonsmåte. Mellom kvar gong då skyene vert observerte går det tre timar. I mellomtida passerer klokka heil time to gongar. Med trappefunksjonen estimerer eg skymengda for den første av dei to til å vere den same som ved siste observasjon, og for den andre estimerer eg same verdi som ved første etterfylgjande observasjon.

3.1.4 Nedbør

Nedbørmålingane (met.no) gjer oss i stand til å seie meir om skydekket enn berre skyobservasjonar gjer. Vi har nedbørmålingar to gongar i døgnet, kl. 6UTC og kl. 18UTC.

Å måle nedbør i sylinderforma kar med sperre mot fordamping gir ganske pålitelege tal sjølv om vind og snø skaper problem. Eg har prøvd å bruke nedbørmengder til å seie noko om når nedbøren har kome, og då får eg treff på dagen, men ikkje på timen. Her er uvisse så stor at vi berre kan seie noko om den statistiske sjansen for at det har vore nedbør på gitte tider. Nedbørdata har slik vore brukt til å vurdere om skyene har vore tjukke eller tynne (sjå kapittel 5.3.3), men dei blir også brukt i ein annan samanheng (sjå neste kapittel, 3.1.5).

3.1.5 Albedo

Albedoen er avhengig av snømengda, som igjen er avhengig av temperatur og nedbør. Meteorologisk institutt måler alt dette. Snømengda på bakken varierer sjeldan fort, derfor er det nok å måle denne ein gong i døgeret (kl. 6UTC). Observatøren ser kor høgt opp på ein målestav snøen når, og rapporterer djupna i cm. I tillegg til djupna måler observatøren snøen si horisontale utstrekning i ein skala frå 1 til 4. (Meteorologiske koder, synop, met.no). Eg brukar snødekke i Bergen (12 moh.) og på Kvamskogen (408 moh.) 32 km i bein line nesten rett aust for Bergen. Der er det meir snø enn i Bergensfjella i same høgd over havet, men variasjonane er ofte korrelerte. Temperaturmålingane og nedbørmålingane i Bergen er tekne med for nokre få vintermånadar for å vurdere lengda av periodar med bar mark opp etter fjellsidene. Den daglege middeltemperaturen seier litt om kva som skjer med snøen, kaldt regn betyr nysnø i høgda, mildt regn set fart på smeltinga.

3.1.6 Turbiditet

Atmosfæren sin turbiditet, som vert uttrykt m.a. ved storleiken optisk djupn τ (kapittel 2.2.1), er eit mål for kor effektivt stråling vert spreidd eller absorbert. Dei ulike delane av solspektret opplever ulik spreining og absorpsjon. Soleis går det ikkje an å gi eit eintydig mål på turbiditeten i lufta. I det synlege spektret kan vi sjå på kor god sikta er, og seie mykje om turbiditeten ut frå dette. Det er også turbiditeten i den synlege delen, oftast ved 550 nm, som vert brukt når vi skal ha eit mål for lufta sin turbiditet. Veit vi kor stor denne djupna er for eit gitt lag av luft kan vi rekne ut kva som skjer med den delen av strålinga som ligg rundt 550 nm når ho går gjennom luftlaget. Går vi til stråling med andre bylgjelengder er den optiske djupna annleis. Kor mykje annleis er avhengig av storleiken på aerosolane (partiklane i lufta). Skal vi rekne ut kor optisk djup lufta er for ei anna bylgjelengd må vi kjenne både den optiske djupna for 550 nm og kva slags aerosolar som dominerer i lufta.

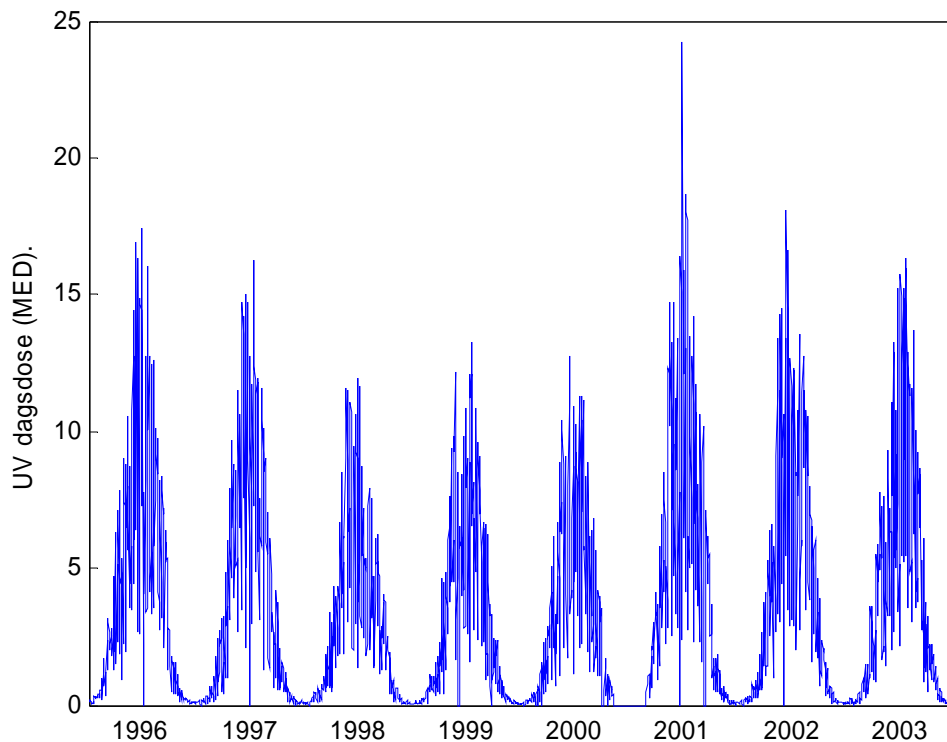
Den optiske djupna (ved 550 nm) aerosolane skaper i atmosfæren varierer ikkje berre med partikkeltalet, men også med vassdampen. Damp i lufta får partiklane til å swelle, og då vert turbiditeten større. Dei aktuelle klimatologiske verdiane av mengda av utfellbart vatn for Bergen er 9-18 mm, høgast i juli-august. Dette gir optiske djupner, τ , på 0.07-0.28 (Olseth og Skartveit, 1989). Vi veit lite om djupna ved aktuelle tider, anna enn at djupna i middel er større om sommaren enn om vinteren.

På det grunnlaget har vi valt å la innputta av atmosfæretype og optisk djupn i modellkøyringa vere konstantar, som verkar rimelege for den aktuelle staden.

3.2 Målinger av UV

3.2.1 Erytemal UV frå Geofysisk Institutt

Ut frå dei timevise målingane frå UV-biometeret i tårnet på GFI-bygningen har vi berekna dagsdosar i MED (Figur 6).

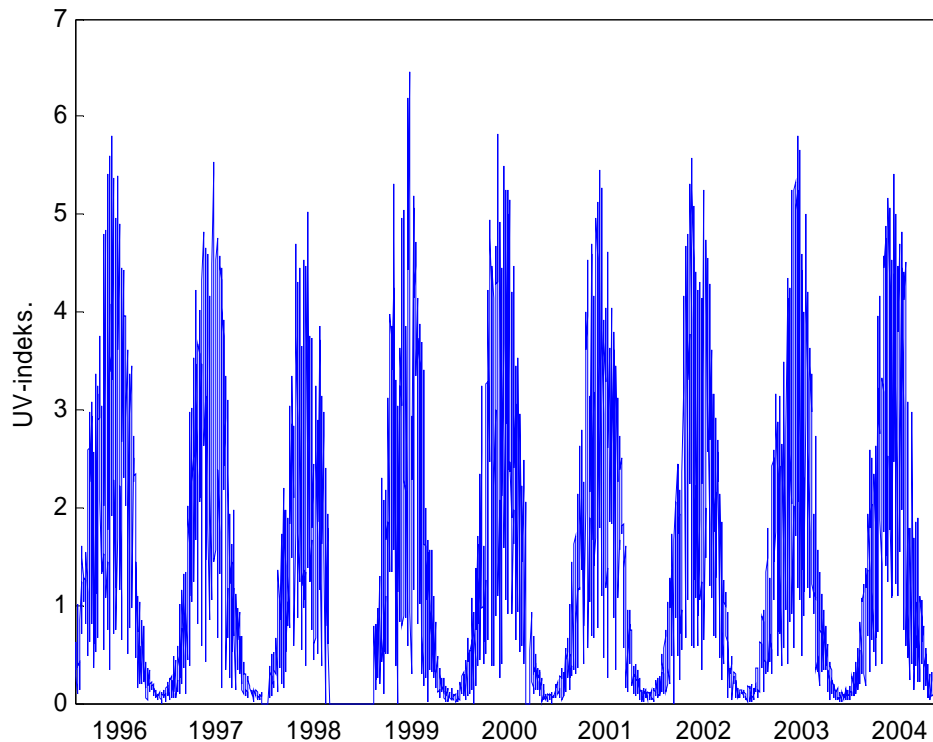


Figur 6 UV dagsdose i perioden 1996-2003 målt med UV-biometeret til Geofysisk Institutt.

Eit langt tomrom på Figur 6 viser at instrumentet har vore fjerna frå tårnet for kalibrering omkring årsskiftet 2000-2001, på ei tid då strålinga har vore lita. Dei loddrette strekane som går ned til x-aksen viser korte brot i serien. Grafen viser minkande trendar både før og etter kalibreringa i 2000, og det ser ut som resultatet av kalibreringa har vore aukande verdiar frå instrumentet sjølv for lik stråling. Det er såleis svært viktig jamt å kalibrere UV-instrument (uvnett.nrpa.no/uv/), noko denne figuren viser.

3.2.2 Erytemal UV frå Statens strålevern

Her har eg målingar frå 1996-2004 henta frå Statens Strålevern (www.nrpa.no). Måleresultata av CIE-vekta irradians er granska på tre ulike måtar: dagsdose, maksimal UV-indeks og timevis UV-indeks. Størst vekt har vore lagt på den siste.

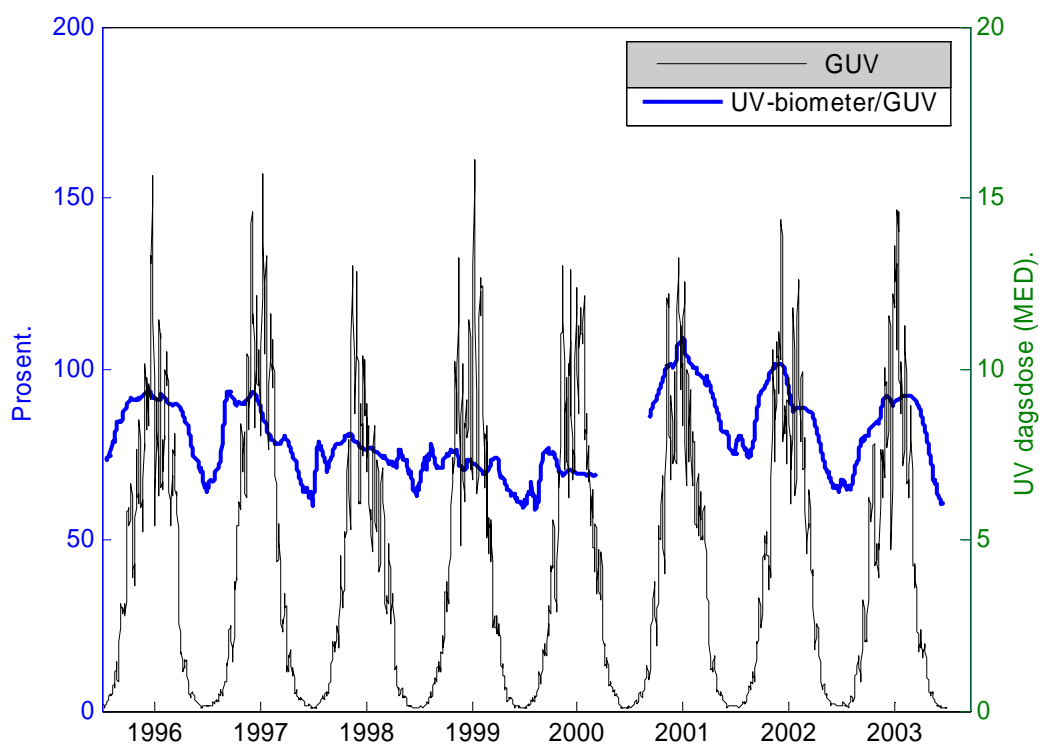


Figur 7 Dagleg UV-indeks kl. 12UTC målt med GUV-instrument i perioden 8. februar 1996 til 31. desember 2004.

Grafen på Figur 7 viser null der det er hol i måleserien. Det finst eit langt hol og fleire korte. Brota er uregelmessige og kjem av tilfeldige problem som har oppstått. I fire av åra (1997, 2001, 2003 og 2004) er serien komplett. Målingane frå GUV viser ikkje nokon trendar. Tidsserien er kort og instrumentet vert kalibrert ofte.

3.2.3 Samanlikning mellom UV-biometeret og GUV-instrumentet

Her har eg teke føre meg dagsdosar sidan eg kan få dette frå begge instrumenta. Dei brukar ulike einingar, men det er enkelt å konvertere målingane til same eining (sjå Kapittel 2.3). Som Figur 7 viser starta måleserien med GUV-instrument i Bergen 8. februar 1996. Sidan har det vore nokre få avbrekk i målingane. For å kunne presentere fullstendige dataseriar har Statens Strålevern laga estimat av dagleg maksimal UV-indeks og av dagsdose der måledata er fråverande. På dette grunnlaget presenterer Statens Strålevern komplette måleseriar tilbake til 1. januar 1996, altså ein måned før instrumentet vart utplassert i Bergen. Estimata er baserte på modellberekningar av klarvêrs UV for aktuell totalozon, i tillegg til aktuell skysvekking av UV basert på målingar av globalstråling på stasjonane. Der data om globalstråling manglar er det valt verdiar som verkar rimelege ut frå andre UV-målingar (uvnett.nrpa.no/uv/). Den utfylte dataserien med dagsdosar for GUV-instrumentet er vist på Figur 8.



Figur 8 Dagsdose frå GUV (tynn kurve, høgre y-akse), og forholdet mellom UV-biometeret og GUV (tjukk kurve, venstre y-akse).

Kurven for GUV på Figur 8 viser eit glidande 7 dagers middel, og er utan trendar i likskap med kurven for middags UV-indeksar på Figur 7. Derimot er der tydelege trendar på den andre grafen, som gir glidande 31 dagers middel for relasjonen mellom dei to. Denne kurven er berre rekna ut der data har vore fullstendige og lett tilgjengelege, slik at det har gått an å lage til eit fullstendig middel av 31 dagar omkring (før og etter) ein gitt dato. Derfor går ikkje den tjukke kurven på Figur 8 heilt til endane (knapt synleg) og der er eit stort gap i kurven frå ein periode med lite data. Då vart instrumentet, som var nytt ved nyttår i 1996, kalibrert. Det går fram av Figur 8 at UV-biometeret til Geofysisk Institutt etterkvart får ein minkande respons på UV-strålinga, og at kalibreringa sette denne responsen attende til startnivå.

Eit anna trekk ved den tjukke kurven på Figur 8 er at vinterverdiane, som speglar UV-biometeret sine vinterverdiar, er ekstra låge, og spriker meir. Her er det tale om relative forhold. Absoluttavvika er sjølvsagt mindre om vinteren. Nettopp det at dosane på mørkaste vinteren er små gjer at målingane vert meir utsette for relative sprik, både i døgnvariasjon og variasjon mellom instrumenta.

3.2.4 Erytemal UV frå TOMS

Satellittmålingane frå TOMS omfattar totalozon og erytemal UV for Bergen i åra 1998-2000. Eigentleg er målingane gjeldande for ei rute på kartet, som dekker området mellom 60°N og 61°N, og mellom 5°A og 6.25°A. UV-stråling er vanskeleg å måle i den mørkaste tida, så der er ein del hol i datasettet for denne tida på året. Der er også eit og anna hol for andre tider.

Eg har også sett på UV-strålinga i eit grid som er 15 gongar så stort som ruta rundt Bergen. Dette gridet dekker området mellom 59°N og 62°N, og mellom 2.5°A og 8.75°A. Gridpunktet i midten har i gjennomsnitt 7% høgare UV-verdiar enn middelet for gridet rundt om. Det er områda rett aust for Bergen, indre fjordstrok på Vestlandet, som trekker ned dette middelet. Skilnaden er tydelegast i april, og minimal om hausten.

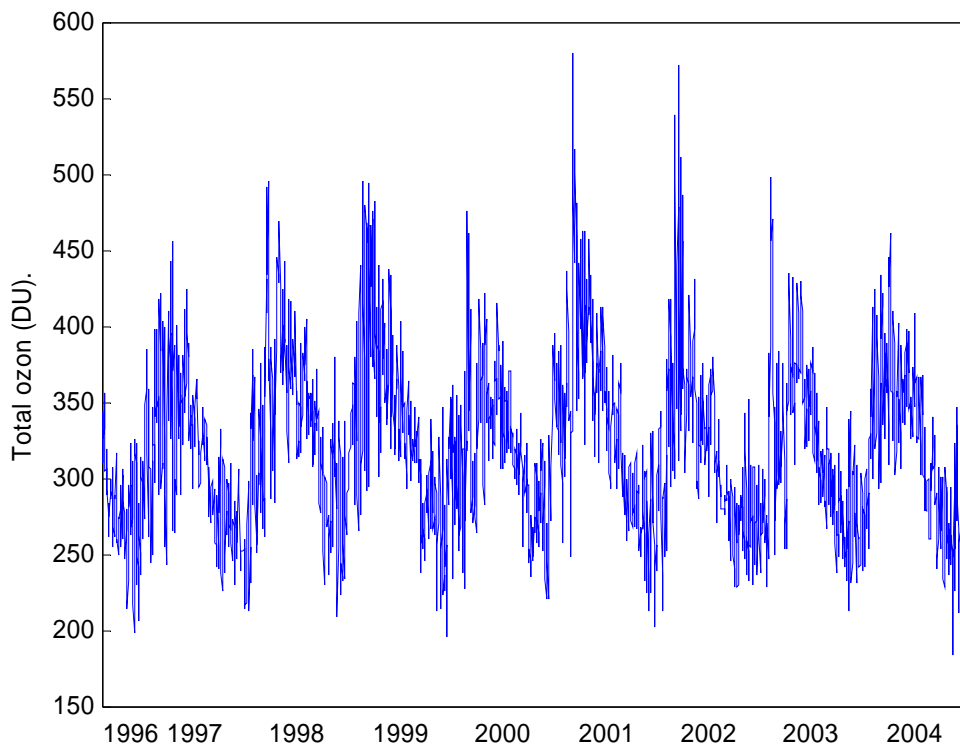
TOMS-målingane er gjort ved middag lokal soltid, når det kan ventast at UV-strålinga er maksimal. Dette treng ikkje vere tilfelle. Det kan godt vere at den maksimale strålinga for dagen er på ei anna tid. Men vi må vente at dei verkeleg høge verdiane relativt til årstid er registrert når maksimal stråling er midt på dagen. Altså bør det vere meir sprik i verdiane til TOMS enn i ein måleserie der det er dagleg maksimal UV-indeks som vert framstilt.

Tre år er lite når eg skal sjå på trendar, og UV-verdiane til TOMS i desse åra viser ikkje slike. TOMS gir vekta irradiansar i milliwatt per kvadratmeter. Elles er data for TOMS og GUV samanlikna i Kapittel 5.1.

3.3 Målingar av ozon

3.3.1 TOMS sine målingar av ozon over Bergen og Harestua

Enda meir enn for UV er det vanskeleg å måle ozonmengder frå satellitt i dei mørkaste månadane. Derfor er der lite data om dette frå desember og januar. Frå resten av året er det stort sett fullstendige målesett. Hola i datasettet gir problem når vi modellerer UV-strålinga. Dette er grunnen til at det er ozonverdiane frå Harestua som er brukte. Der har vi fullstendige data for totalozon frå målingane starta 25. juli 1996 fram til ut 2004.



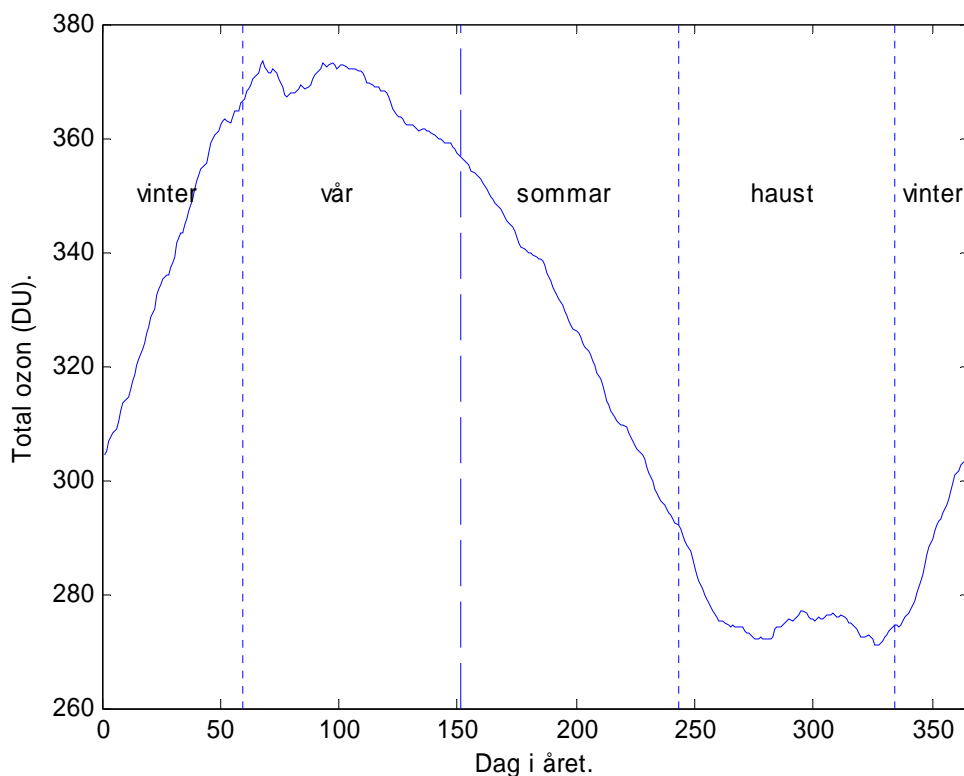
Figur 9 Døgnvis total ozon (DU) over Harestua (60°12'Nord, 10°43'A) målt av TOMS i perioden 25. juli 1996 – 31. desember 2004.

Figur 9 viser at der er regelmessige årlege svvingar i ozonmengda. Døgnvariasjonane kan også vere store, desse er uregelmessige.

Månad	Jan	Feb	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Des
Ozon(DU)	330	390	420	400	390	360	340	320	300	280	300	310

Tabell 1 Klimatologisk middel for 60°N (Robinson, 1966). Årsmiddelet er på 345 DU.

Tabell 1 viser årstidsvariasjonane i ozonmengda. Fordi tabellen er så gammal representerer den ozonnivået frå tider då dei menneskeskapte endringane var til stade i mindre omfang enn seinare. Desse verdiane vil eg samanlikne med målingane for Harestua, som eg derfor lagar middelveidiar av (Figur 10).



Figur 10 Total ozonmengd over Harestua som funksjon av tid på året. Loddrette brotne liner skil mellom årstidene.

Ozonmengdene vist i Figur 10 er rekna ut ved først å nummerere dagane i året og lage eit middel for kvar dag på grunnlag av ozonverdiane i perioden 25. juli 1996 til 31. desember 2004, og deretter lage eit 21 dagars glidande middel ut frå desse verdiane.

Definisjonen av årstider på Figur 10 er vist under, og vert brukt i resten av dokumentet:

- Vinter: desember-februar.
- Vår: mars-mai.
- Sommar: juni-august.
- Haust: september-november.

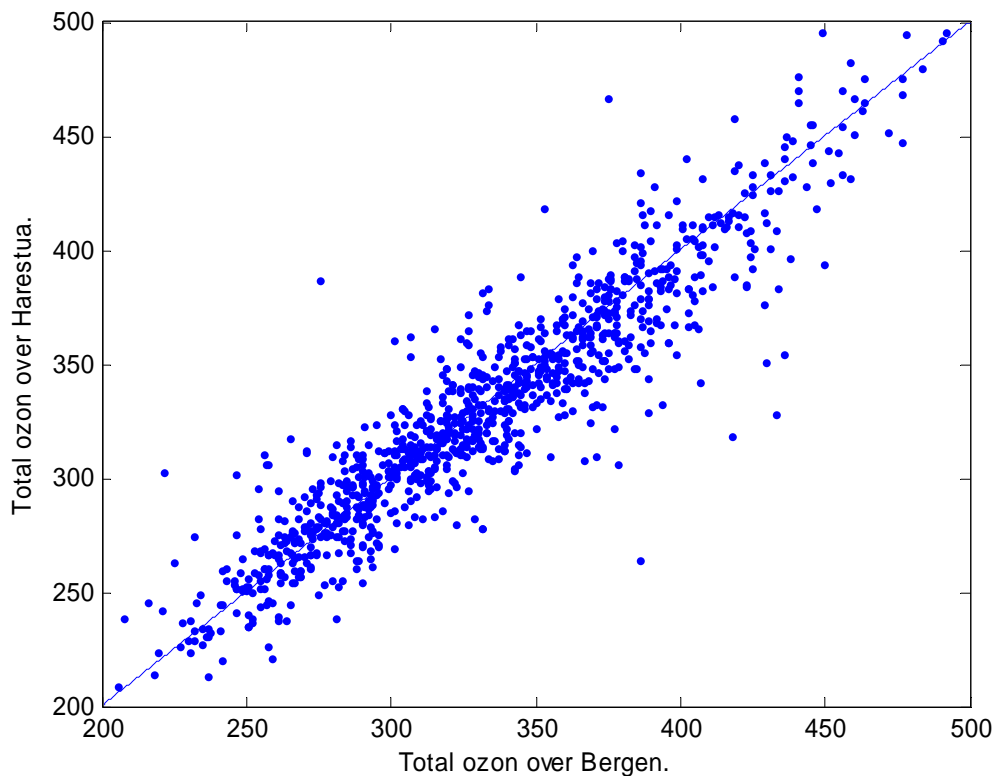
Figur 10 viser kor avhengig ozonmengda er av årstidene. I mars/april er 370 DU det vanlege, i oktober/november er 270 DU det vanlege. Middel for perioden 1997-2004 er på 323 DU. Dette talet ligg 22 DU under det klimatologiske årsmiddelet (Tabell 1). Vi ser at amplituden på grafen er på 50 DU mot 70 DU i Tabell 1. Den mest markante skilnaden finn vi for mars. Dei menneskeskapte ozonnedbrytarane skal etter teorien arbeide mest effektivt straks sola kjem att i Arktis. Det kan forklare kvifor spriket er størst i mars. Grafen på Figur 10 gir uttrykk for ein reduksjon i mengda av ozon, men vi må hugse at vi held oss til målingar for eit punkt (Harestua) og for ein periode på mindre enn ein dekode.

Minste mengda av ozon har vi i oktober-november. Etter det aukar mengda fordi dei nordlege områda har lite eller ikkje noko solstråling som bryt ned ozonet, og utvekslinga mellom Arktis og dei nære tempererte områda er god. I februar-mars byrjar så nedbrytinga, avhengig av breiddegraden. Det kan gå fort når tilhøva er dei rette. Skilnaden mellom dei polnære områda

med mykje ozon på eine sida, og sonen rundt 50-60 grader nord på andre er ekstra stor. Det blir stor variasjon i ozonmengda avhengig av om lufta kjem frå eit område der nedbrytinga har kome i gang eller ikkje. Størst variasjon i ozonmengda har vi i månadene januar til mars. Toppen kjem om våren, oftast i april. Då er nedbrytinga like stor som tilførselen frå tropene. Dei åra toppen kjem tidleg (mars) er han gjerne ekstra høg, og kjem han seint (mai) er han låg. Korttidsvariasjonen er størst i februar-mars og minst i overgangen august-september.

3.3.2 Samanheng mellom TOMS sine ozondata for Bergen og Harestua

Då TOMS data frå Harestua er komplette, vil eg nytte desse i modelleringa av UV-stråling. Her reiser det seg tvil om kor vidt desse målingane er representative for Bergen. Dataserien for Harestua må samanliknast med den ufullstendige serien for Bergen der dette er mogeleg. Sidan eg berre samla data for Bergen frå dei tre åra 1998-2000, og sidan denne serien som nemnt er ufullstendig for den mørke tida på året står eg att med 1016 av 1096 mogelege middagssverdiar som kan samanliknast (Figur 11).



Figur 11 Døgnvise ozonmengder (DU) for Bergen (60.39°N, 5.33°A) plotta mot tilsvarende verdiar for Harestua (60.20°N, 10.72°A). Totalt er 1016 dagar av 1096 mogelege i perioden 1998-2000 med. Målt av TOMS.

Figur 11 viser rimeleg fordeling omkring 1:1-lina. Fordi eg berre har sett på TOMS sine data for Bergen i perioden 1998-2000 er det berre tal frå denne perioden som er brukt til å samanlikne TOMS sine tal for dei to stadane. Der er ein del manglar i datasettet for Bergen. Åtti dagar, nesten alle i den mørkaste tida på året, står utan registrerte ozonverdiar. Tilbake står 1016 dagar med målt totalozon. Det er desse dagane eg har tal frå begge stadane. Datasettet er nesten fullstendig unnateke for den mørke vintertida. Det gjer at spreingsdiagrammet kan reknast som fullstendig for dei tre åra i høve til problemstillinga med å modellere UV-strålinga når ho er stor nok til at også avvika blir store. Korrelasjonen

mellom dei to stadane er på 0.93 for treårsperioden. I mai-august er UV-strålinga størst, og korrelasjonen i desse månadane i dei tre åra er på 0.87. Forholdet mellom dei to (Harestua/Bergen) er på 0.99, i mai-august også 0.99. Harestua har altså litt lågare verdiar enn Bergen, men dette er lite i høve til den uvissa vi må rekne med. Korrelasjonen fortel berre om dei to stasjonane varierer i takt. Meir interessant når det gjeld å avsløre det som kan vere modellerte avvik i verdiane for UV-stråling er det å sjå på andre forhold mellom dei to. På årsbasis har Bergen eit middel på 332 DU, og Harestua har 330. I mai-august er verdiane 348 og 343. Harestua har altså i middel litt mindre ozonverdiar, noko som i modelleringa fører til litt for store UV-verdiar, men skilnadane er små. Dette er godt nok til å modellere klimatologisk verdiar.

Dei daglege avvika er større. Middelet av absoluttverdien til dei daglege skilnadane er 14 DU på årsbasis og 12 DU i mai-august. Desse siste avvika, som utgjer 3-4% av den totale ozonmengda viser at vi må vente klare avvik frå dag til dag i modellen sine UV-verdiar samanlikna med kva vi ville fått om vi brukte ozonmengder for Bergen. For den enkelte dag er altså modellen mindre å lite på.

Dato	Ozon i DU Harestua minus Bergen,.
24.februar 1999.	+91
12.februar 2000.	-100
24.februar 2000.	-106
14.mars 2000.	-122
9.april 2000.	+111

Tabell 2 Dagar med ekstra stor skilnad mellom Bergen og Harestua med omsyn til total ozonmengd.

Fem dagar i perioden 1998-2000 (Tabell 2) peikar seg ut med skilnader på meir enn 85 DU. Alle er i den tida på året då den daglege variasjonen er størst.

4 Strålingstransportmodellar

Her gir eg ei oversikt over dei to modellane for strålingstransport som er nytta i arbeidet:

- SBDART (Ricchiazzi mfl. 1998, www.icesb.ucsb.edu/esrg/pauls_dir).
- STAR (www.meteo.physik.uni-muenchen.de/strahlung/uvrad/Star/starprog.html).

4.1 SBDART

SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer) er ein planparallel numerisk modell som er utvikla for å rekne ut strålingstransport i ulike lag av atmosfæren ned til havnivå for heile spektret frå 250 nm til 100 μm . Det oppstår problem når modellen skal rekne på låge solhøgder, men her er det lagt til ei korrigeringsfaktor som handterer desse med sfærisk geometri. Først og fremst er det klarvêrsstrålinga som vert modellert, men det vert også laga estimat for ulike samanhengande skylag, opp til 5 slike, med høgde, dråperadius, optisk djupn og fase spesifisert. Modellen har seks ulike atmosfæreprofilar med trykk, temperatur, vassdamp og ozonmengder, og fem ulike bakkealbedoar som tilsvarar sjøvatn, ferskvatn, vegetasjon, snødekke og sand.

4.2 STAR

Systems for Transfer of Atmospheric Radiation (STAR) er spesielt utvikla for å estimere den delen av UV-strålinga som kan nå ned til bakken, men gir utrekningar frå 280 nm til 700 nm, altså ikkje berre UV-B og UV-A men også i mykje av det synlege spektret.

Til dette bruk er det utvikla ein spesialmodell med optiske eigenskapar ved atmosfæren, og eit datasett for aerosolar over heile kloden. STAR er til bruk for alle forskarar som arbeider med UV-stråling og denne si betydning for menneske, dyr og planter. Modellen er fri til bruk for ikkje-kommersielle føremål, og dei som har utvikla den er glade for å vite kva andre personar som brukar han finn ut.

STAR vart utvikla for å modellere strålekanta og fotolysefrekvensar i troposfæren. Modellen er basert på matrisekoden til Nakajima og Tanaka (1986) og løyer likninga for strålingstransport ved å bruke metoden for diskrete ordinarar og addisjon. Modellen gir utrekningar for mange atmosfæriske tilstandar. Alle fluksar er separerte i direkte og diffus stråling.

STAR-modellen gir kalkulasjonar for ein kvasi-sfærisk atmosfære beståande av homogene lag over ei reflekterande overflate. Multippel spreining og absorpsjon pga. partiklar og gassar er også teke med. Irradiansen er vekta med tre ulike aksjonsspektra: for erytem, DNA-skader og planteskader. Dette gir tre slag av vekta irradiansar. Ved å bruke anslag om aerosolar, ozon og skyer i eit framtidig klima kan STAR også modellere stråling for scenarium inn i framtida.

Modellen har to versjonar, der STARsci (Ruggaber mfl., 1994) gir klarvêrsutrekningar, og STARneuro (Schwander mfl, 2002) gir berekningar for vilkårlege tilstander i atmosfæren. STARsci gir utrekningar av mange parametarar, vi har berre brukt UV-indeks. Denne har vi brukt den andre versjonen til å rekne vidare på. STARneuro kombinerer modellen for stråling gjennom atmosfæren med teknikken for "neural networks". Strålinga sin gang gjennom atmosfæren er løyst berre for nokre få (7) bylgjelengder, og så vert det fulle spektret

gjenskaft, noko som kraftig reduserer reknetida samanlikna med STARsci. Denne teknikken er ogs a brukt til  a rekne ut global irradians innafor UV-spektret for alle slags skydekke.

N ar vi ikkje har pr ovd  a ”trene opp” STARneuro til vestlandsklimaet heng det saman med at vi ikkje har hatt tilgang p a spektraldata om str alunga, og at vi berre har brukt skymengde som innputt. I Garmisch-Partenkirchen vart det brukt skyobservasjonar som omfatta mengder av skyer i tre ulike niv a, og aerosoldjupn, saman med sola sin posisjon, som variable innputt (Schwander mfl, 2001) til  a rekonstruere UV-str alunga i perioden 1967-2000 (Reuder og Koepke, 2005).

Modellen kjem med utrekningar for ulike niv a i atmosf eren. Eigne datasett for bylgjelengder, spektral albedo og vertikalprofilar av atmosf eren sine bestanddelar er lett  a putte inn av brukaren. Strukturen til modellen gjer det enkelt  a endre datasettet. Det er brukt variable datasett for  a beskrive atmosf eren. Vi har valt desse fem, dei tre f orste er variable og dei to siste konstante:

- Sola sin senitvinkel.
- Ozon fr a TOMS.
- Trykk fr a observasjonar i Bergen (met.no).
- Aerosolar: Aerosol Optisk Djupn (AOD) 0.20 og type ca (vanleg kontinental).
- Bakkealbedo: 0.03.

I tillegg er globalstr alung (Geofysisk Institutt) teke med som variabel for  a modellere UV-str alunga under aktuelt skydekke.

Vi har valt  a sette AOD til 0.20 for Bergen (Olseth og Skartveit, 1989, sj a ogs a Kapittel 3.1.6). Grunngevnaden for  a velje kontinental luft som aerosoltype kjem av at Bergen ikkje er veldig stor (aerosoltype ”urban” representerer st orre byar) og at aerosolar fr a land p averkar UV-str alunga meir enn aerosolar fr a havet. I dei n araste omgjevnaane er det litt meir land enn hav. I v ar problemstilling kan ogs a valet av kontinental luft fungere som ein interpolasjon mellom maritim og urban luft. Bakkealbedo for Bergen er sett til 0.03 (Reuder, pers. medd, 2005).

STAR sine innputt av atmosf eretil ove er baserte p a OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds, Hess mfl, 1998), ein modell som er utvikla p a same instituttet som STAR. OPAC inneheld dei optiske eigenskapane innafor det solare og terrestriske spektret til atmosf erepartiklar som vassdr apar, aerosolar og iskrystallar. H ogdedistribusjonen til partiklane kan varierast, og for aerosolar som endrar storleik avhengig av vassdamp i lufta er det laga ulike verdiar for 8 ulike grader av relativ fukt.

Data for aerosolar er ogs a brukt i GADS (Global Aerosol Data Sets), ein versjon av aerosolklimatologi som gir taldistribusjon, masse per volum og optiske eigenskapar. Mie-teori er brukt til utrekningar mellom 0.25 μm og 40 μm , og grove grid med ulike h ogdeprofilar er laga for heile kloden. Datasettet er hovudsakleg til bruk for klimamodellering.

4.3 Sensitivitetstest av STAR

Eg vil her studere korleis modellane handsamar strålinga når innputta varierer. Både STAR og SBDART modellerer klarvêrsstrålinga ut frå mange variablar, og her har eg teke ut dei viktigaste (Tabell 3) for å sjå kor mykje desse har å seie. Ei forståing av fysikken i klarvêrsstrålinga er viktig når vi i eit seinare kapittel skal diskutere målt stråling. Klarvêrsstrålinga er også av ein slik art at det er lett å sjå samanhangen mellom innputtdata og utverdiane. Det gjer at vi kan stole på modellane. I det fylgjande brukar eg utrekningar av UV frå STAR, men innputta er valde slik at det er lett å hente fram tilsvarande data frå SBDART til samanlikning.

Senitvinkel(°)	0	30	60	70	80	85	
Ozonmengde(DU)	200	250	300	350	400	450	500
Optisk djupn(τ)	0	0.05	0.10	0.20	0.30		
Aerosoltype	mc	mp	cc	ca	ur		

Tabell 3 Variablane som er brukte i sensitivitetstesten.

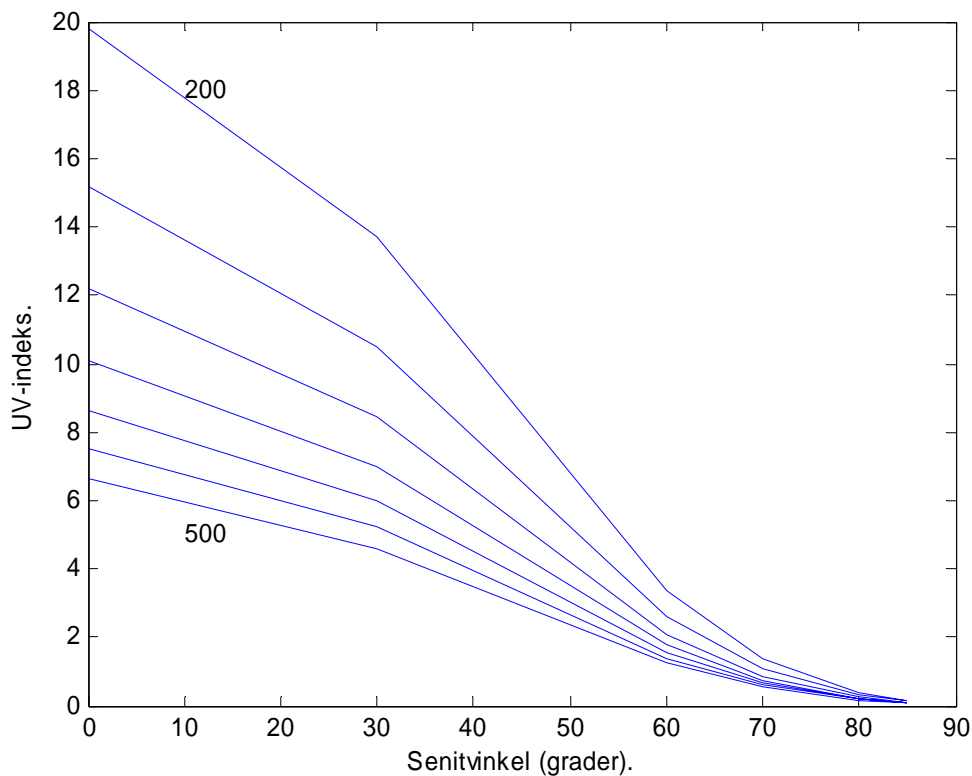
Ordforklaring til Tabell 3

- (mc) (Maritime clean). Rein maritim luft.
- (mp) (Maritime polluted). Ureina maritim luft.
- (cc) (Continental clean). Rein kontinental luft.
- (ca) (Continental average). Gjennomsnittleg (vanleg) kontinental luft.
- (ur) (Urban). Bymessig luft.

Bruk av alle kombinasjonane gir 1050 utverdjar.

I køyringane har eg nytta følgjande konstante verdjar:

- Albedo 0.05. (Typisk vegetasjon).
- Trykk 1000 hPa.
- Høgde 0 moh.
- Djupn grenselag 2.0 km.
- Årstid sommar.



Figur 12 Modellert UV-indeks (STAR) som funksjon av senitvinkel for ulike ozonmengder (200-500 DU, med steg på 50 DU) i rein maritim luft. Den optiske djupna τ er halden konstant på 0.20.

I følge Figur 12 er det tydeleg å sjå korleis strålinga minkar, og minkar fortare, når sola dalar på himmelen.. Mot høgre vert der likevel ei utflating i kurven.

Ein auke i senitvinkelen frå 0° til 30° reduserer UV-indeksen meir enn ein auke i ozonmengde frå 200 DU til 250 DU, og ein auke frå 0° til 60° gir mykje større reduksjon enn ein auke i ozonmengda frå 250 DU til 500 DU. Figur 12 viser at med minkande mengder ozon får vi ein ikkje-lineær auke i UV-indeksen, som også Figur 1 (Kapittel 1) viser. Figur 12 viser at med sola i senit vil ein reduksjon frå 500 DU til 200 DU (ein reduksjon på 60%) føre til ein auke i UV-indeks på over 150%.

Etter senitvinkelen til sola er ozon det som mest påverkar klarvêrsstrålinga av UV. Enkelt kan det seiast at ei halvering av ozonmengda fører til dobling av CIE-vekta UV-stråling. Det gir denne enkle relasjonen:

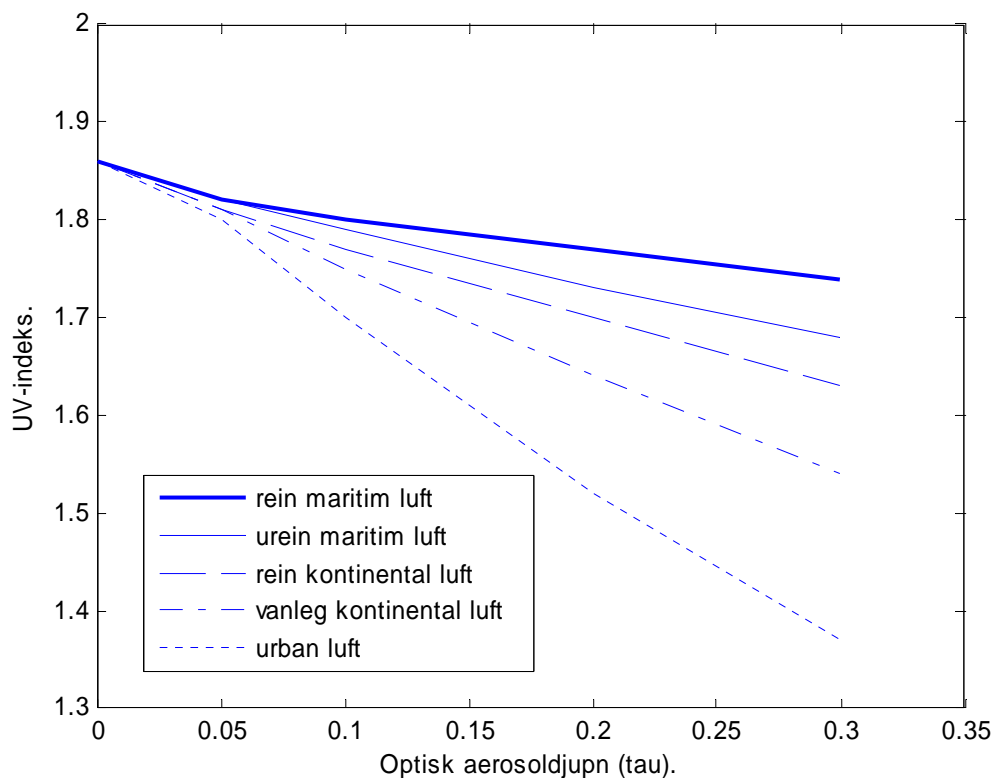
$$\frac{\text{Ozon}_{\text{før}}}{\text{Ozon}_{\text{etter}}} \approx \frac{\text{UV}_{\text{etter}}}{\text{UV}_{\text{før}}}, \quad (4.1)$$

der UV er lik erytemal UV.

Ser ein nærare på dette finn ein at verknaden av ein reduksjon av ozonmengda er minst når sola står lågt og det er mykje ozon i atmosfæren. Då har strålane passert mykje ozon på den skrå ferda gjennom luften, og det som er att er for det meste UV-A som i liten grad spaltar ozon. Ozonvariasjonar har større verknad når sola står høgt på himmelen. Då er det ikkje nok å inverttere ozonverdiane for å finne forholdet mellom UV-verdiane. I dei situasjonane sola står aller høgast i Bergen finn vi ei god tilnærming til det relative forholdet ved å multiplisere ein skilnad med faktoren 1.2 før vi inverterer. Ein uhøgtideleg formel kan framstillast slik:

$$\frac{O}{O+1.2 \delta O} \approx \frac{UV + \delta UV}{UV} \quad (4.2)$$

Storleikane O og UV representerer førverdiane og δO og δUV endringane av ozon og erytemal UV.



Figur 13 UV-indeks plotta mot optisk aerosoldjupn for ulike typar av aerosolar for senitvinkel 60° og ozonmengde 350 DU.

Figur 13 viser forholda når ozonmengda er på 350 DU, noko som er typisk for den lyse årstida i Noreg i seinare år. Senitvinkelen er på 60° , noko som førekjem i Bergen frå sist i mars til midt i september. Her viser det seg at urban luft der djupna $\tau = 0.08$ reduserer UV-indeksen like mykje som rein maritim luft gjer når $\tau = 0.30$. Sidan den siste representerer ein stor optisk djupn må vi konkludere med at type aerosolar er like viktig for UV-indeksen som mengda er. Kontinental luft er mykje meir effektiv på dette området enn maritim luft er, og

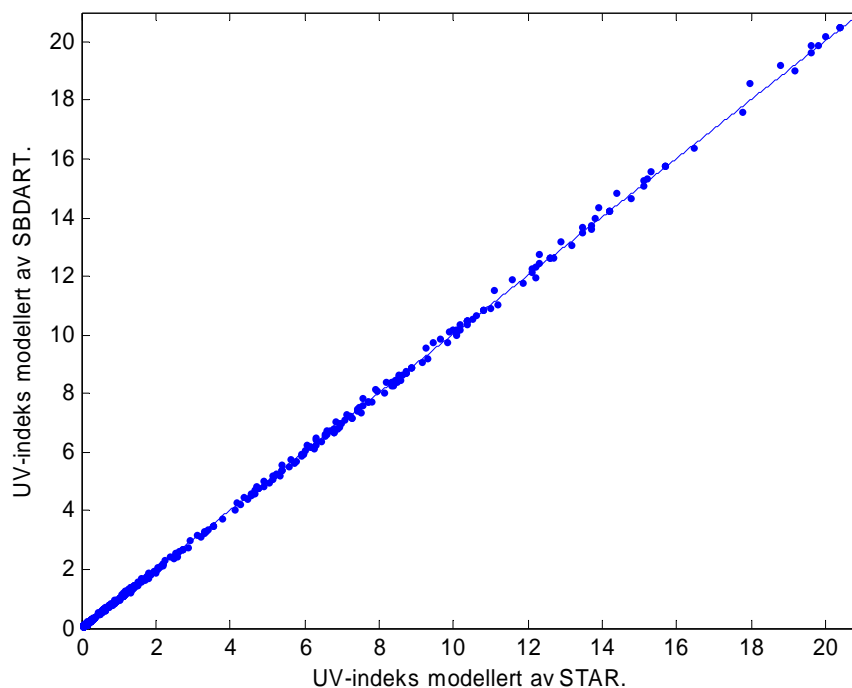
urban luft er enda mykje meir effektiv. Går vi frå heilt rein luft til luft med djupna $\tau = 0.20$ finn vi at rein maritim luft gir ein reduksjon i UV på 6% medan urban luft reduserer UV med 26%. Det er fire gongar så mykje. At maritim eller kontinental luft er rein eller urein fortel ikkje direkte kor mykje aerosolar det er i lufta. Det er parameteren τ som i utgangspunktet skal fortelje dette. Er lufta klassifisert som urein tyder det at der er mykje småpartiklar innblanda, slike som elles ikkje er typiske for den nemnde typa luft, men er meir lik kontinentale eller urbane aerosolar. Vårt val av innputt, vanleg kontinental luft der $\tau = 0.20$, gir her ein reduksjon av UV-indeksen ned til 82% av det han hadde vore utan aerosolar.

Den optiske djupna er definert for det synlege spektret, der småpartiklane har moderat effekt. Desse er meir effektive for kortbylgja stråling (Rayleigh-spreiing) slik at verknaden her vert større enn djupna tilseier.

4.4 Samanlikning mellom STAR og SBDART

Vi har valt data frå SBDART der vassdampmengda er 2 g/cm^2 . For STAR sine data er denne ikkje spesifisert, men truleg er vassdampmengda den same. Dette betyr uansett lite for UV-strålinga. I prøvekøyringa frå SBDART brukte eg fire av dei fem optiske djupnene i Tabell 3 og Figur 13 ($\tau = 0, 0.1, 0.2$ og 0.3), så det er desse som er med i samanlikninga. Eg har valt tre atmosfæretypar. Då er talet på kombinasjonar av ulike parametrar 504. For dei tre atmosfæretypane har vi litt ulik nemning og definisjon frå dei to modellane:

- Maritim rein (STAR) - Maritim (SBDART)
- Kontinental vanleg (STAR) - Kontinental (SBDART)
- Urban (STAR) - Urban (SBDART)



Figur 14 Samanheng mellom UV-indeks frå dei to modellane med mest moglege like innputt. Line for 1 til 1 er også teikna inn.

Når verdiane frå STAR og SBDART vert samanlikna på eit spreingsdiagram lagar punkta nesten ei bein line, som Figur 14 viser. Forholdstalet SBDART / STAR blir **0.9983**. Byter eg ut SBDART sine verdiar i teljaren med verdiane til STAR for urein maritim luft finn eg forholdstalet **0.9903**. Det viser at valet av variabelen ”maritim rein luft” i STAR gir best samsvar med SBDART sine tal. Dette illustrerer også at der ikkje kan sjåast nokon som helst systematisk skilnad mellom dei to når det gjeld tala vi får ut. Dei små skilnadane vi ser er neglisjerbare når vi tenker på at små skilnader i definisjonen av kva dei ulike luftmassane (maritim/kontinental/urban) inneheld fører til større skilnader i tala vi får ut. Korrelasjonen mellom talrekkene frå dei to modellane er på **0.9999**, altså svært god.

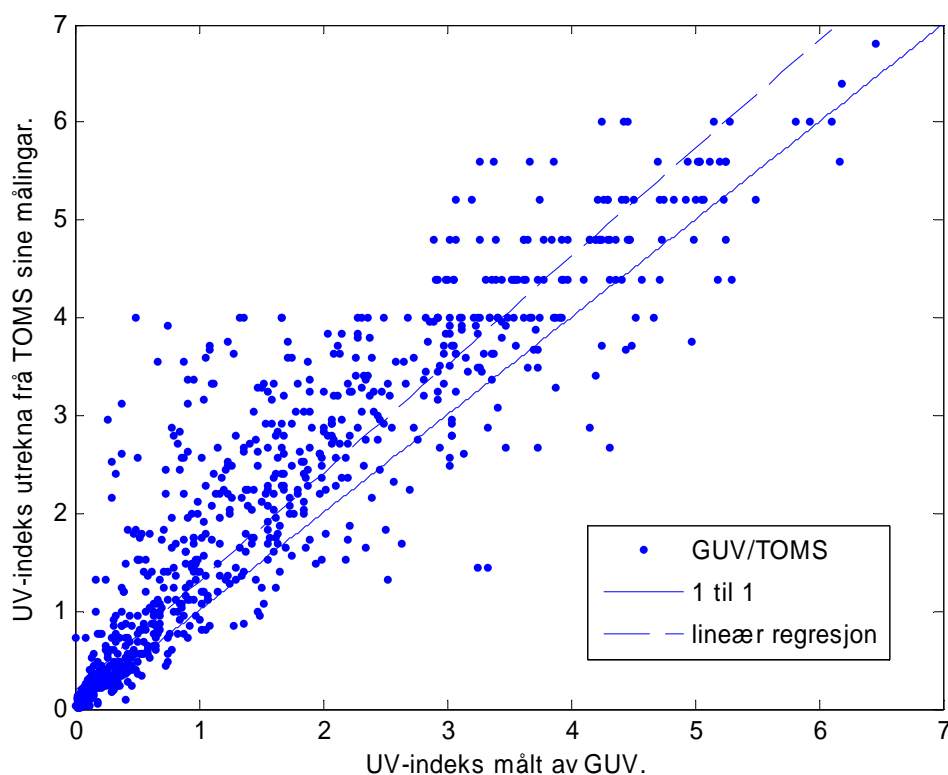
5 Resultat og diskusjon

5.1 Samanlikning mellom bakke- og satellittmålingar

Både GUV og TOMS måler UV-dosar over så korte tidsrom at intensiteten i strålinga kan reknast ut. Skilnaden er at GUV gir UV-indeks som eining for stråleintensiteten, medan TOMS brukar milliwatt per kvadratmeter (mWm^{-2}). I det vidare arbeidet konverterer eg dataa frå TOMS til UV-indeks.

TOMS gir ut sine målingar for å vere gjeldande når sola står i sør lokalt. I Bergen vil det variere litt, men i middel skjer det kl. 11.39UTC. Bergen ligg litt vest i den ruta som inndelinga til TOMS har laga. Midt i denne ruta er tida for når sola står i sør i middel kl. 11.37.30UTC. Truleg held TOMS seg nær dette faste tidspunktet i staden for å følgje med i dei variasjonane som gjer at sola står i sør opp til 15 min før og etter middeltida.

Vi har data frå GUV for kvar heile time. Av dei heile timane vil sola som oftast stå høgast kl. 12UTC (frå slutten av september til tidleg i desember står ho høgare kl. 11UTC). GUV-verdiar kl. 12 UTC er konsekvent brukt i samanlikninga med TOMS-verdiane. Sola går i ei flat bane når ho står i sør. I middel vert det derfor ikkje merkbara skilnader. Avviket i tidspunkt på 22-23 min kan føre til tydelege skilnader når vêret endrar seg raskt.



Figur 15 Samhøyrande daglege UV-indeksar målt av GUV og TOMS midt på dag.

På Figur 15 har eg samanlikna observasjonar frå GUV og TOMS. Verdiane frå GUV er sentrert rundt 12 UTC fordi Bergen ligg berre 5.19 grader aust for Greenwich-meridianen.

Verdiane er midla over heile timar frå kl. 11.30 UTC til kl. 12.30 UTC. I figuren er 860 av 1096 dagar i åra 1998-2000 med i framstillinga.

Grunnen til at TOMS har diskrete verdiar er at målingane derifrå kjem i mWm^{-2} med to gjeldande siffer som er multipliserte med ein tiarpotens. Dette viser att når UV-indeksen kjem over 4 (100 mWm^{-2}).

Det mest påfallande med forholdet mellom dei to måleseriane av UV-intensitet er at verdiane frå TOMS er så mykje større. Forholdet TOMS/GUV er på 1.30. Sidan der er hol i dataserien for 236 dagar, dei fleste i den mørke tida på året, kan det hende at det utrekna forholdet er skeivt. Eg gjorde ei samanlikning der eg sette inn fiktive verdiar der det er tomrom i serien. Desse var basert på UV-verdien på same dato i dei andre åra, og slik fann eg eit forhold nokre få promille høgare. Då godtek eg 1.30 som forholdet mellom dei to måleseriane.

Regresjonslina syner at det relative avviket er størst der GUV måler låg UV-indeks. Dette kjem av at verdiane frå GUV meir enn verdiane frå TOMS vert reduserte av skyer. Ei gransking frå 1995-1997, der dagsdosar er samanlikna, viser eit forhold på 1.16 (Carlson, 2005). Her vart det også vist at dette forholdet aukar når vi går mot lågare breiddegrader (på den nordlege halvkula). Dei to arbeida tek til saman føre seg ein periode på $4 \frac{1}{2}$ år, og vêret desse åra kan ha gitt systematiske skilnader. Uvisse i instrumenta og målemetodane kan ha gitt sine bidrag til skilnaden. Satellitten med TOMS-instrumenta vart flytta opp i ei høgare bane (frå 500 til 739 km) i slutten av 1997. Eg såg på korleis det går med forholdet TOMS/GUV når eg granskar dette månad for månad. Dette er mykje høgare i april enn til andre tider, og i middel ligg det litt høgare i det lyse halvåret (vårjamdøger til haustjamdøger) enn i det mørke. Desse skilnadane, saman med breiddegradsavhengigheita, kan brukast til å argumentere for at TOMS/GUV vert større dess høgare sola står på himmelen og at dette forholdet då må vere høgare i ein dataserie som er bygd på dei tidene der sola står på middagshøgda enn i ein dataserie der alt av sol over horisonten er med. Men indisia er langt frå nok til at det går an å trekke slutningar.

Dei UV-verdiane frå TOMS eg har omtala til no gjeld for eit gridpunkt (ei rute rundt Bergen). Desse har eg også samanlikna med middelet av verdiane frå TOMS for eit grid på 15 ruter med Bergen i midten. Dette gridet dekkjer Vestlandet frå Nord-Rogaland til Nordfjord og går så langt vest at 40% av gridet er hav. Vidare går det litt over vasskiljet austover. Samanlikninga viste at den eine ruta for Bergen får presentert høgare UV-verdiar enn det større gridet rundt, med ein faktor på 1.07 for årssummen. Mest markant er skilnaden for april månad. Av dei 14 gridpunkta omkring er det dei 3 som ligg nærast i aust, dvs. indre fjordstrok, som har dei lågaste UV-verdiane. Her såg eg at TOMS sine verdiar for Bergen ligg høgare enn både TOMS sine eigne verdiar for Vestlandet og GUV sine verdiar for Bergen, og at skilnaden i begge høva er særleg stor for april månad. Då er det grunn til å tvile på nokre av dei høge verdiane TOMS gir for Bergen, og spesielt for april. Denne tida er underlaget ei blanding av bart land, snø og vatn, noko som gir vanskar når albedo skal bestemmast.

Som før nemnt måler GUV på ein bestemt stad, medan TOMS finn eit middel frå eit større område. Variabiliteten til GUV slår begge vegar. Med litt slump kan det hende akkurat på middagstidspunktet at vi får den ekstreme tilstanden der strålinga ligg godt over klarvêrsnivået grunna refleksjon frå skyer. Dette kan til tider kompensere for at GUV har lågare verdiar. Det gjer at dei aller største UV-verdiane er nesten dei same for GUV som for TOMS.

Nokre gongar ligg GUV godt over TOMS. Dei største absoluttskilnadane denne vegen kjem på tider då enten cumulus eller stratus aleine dekker deler av himmelen. Mykje diffus stråling frå slike kan til tider treffe bakken på same staden medan sola samstundes skin frå ein blå himmel mellom skyene. Fleire gongar ligg TOMS høgt over GUV i absoluttverdi av strålinga. Dette førekjem helst når det ligg fleire lag av skyer som til saman dekker det meste av himmelen.

Eg samanlikna også dagleg maksimal UV-indeks frå GUV og middags UV frå TOMS på eit spreingsdiagram (ikkje vist her). Dei ulike føresetnadane gjorde at GUV jamt over fekk større tal enn TOMS. Maksimalverdiane og dei låge verdiane var det liten skilnad på. Dei store avvika i denne samanlikninga kom på lange sommardagar, då maksimal UV-stråling kan kome langt ut frå middag i tid.

5.2 Samanlikning mellom bakkemålingar og modellresultat

Her samanliknar eg bakkemålingane (GUV) med modellresultata (STARneuro) for alle slags skymengder. I denne samanhengen er fjella eit forstyrrende element. Ulriken når opp til 11°, men er smal ved toppen. Når eg set ei nedre grense på 10° for dei timeverdiane eg vil studere nærare vert fjella sin verknad så liten at det kan akseptast (Skartveit og Olseth, 1986). På det meste kan sola stige/dale meir enn 7° på ein time. Målingar frå GUV kan vere eit middel gjennom ein time der sola står frå 6.5° til 13.5° over ei horisontal flate.

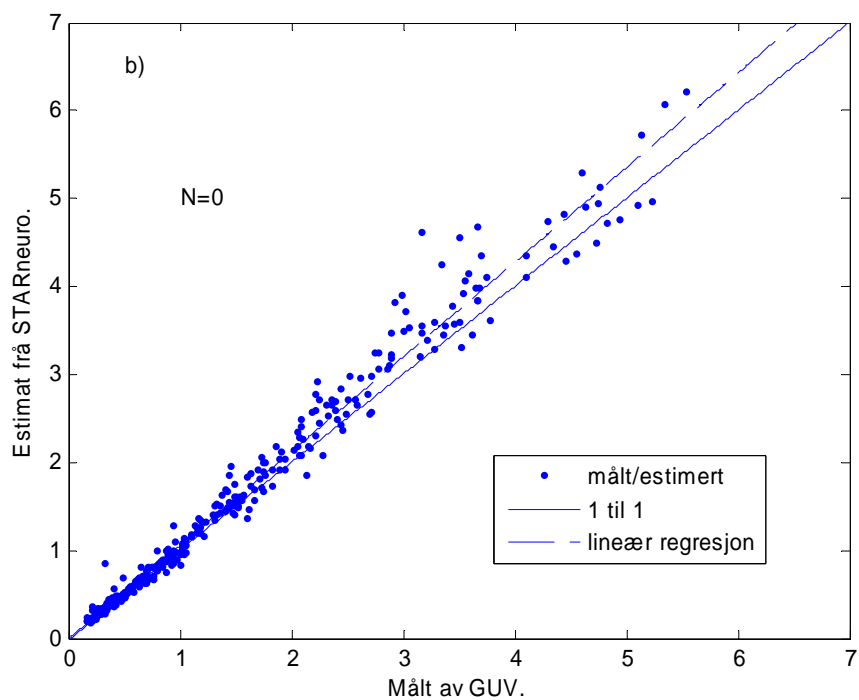
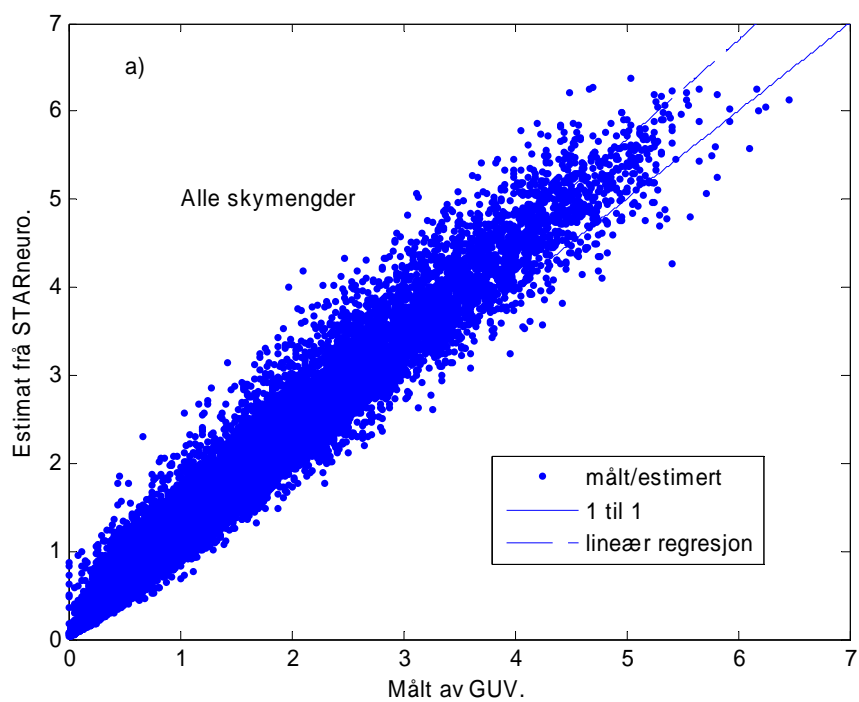
UV-indeksen frå GUV er samanlikna med dei modellerte verdiane frå STAR for perioden 25. juli 1996 til 31. desember 2004. Det vert til saman 3082 dagar. Nokre gongar er der ikkje GUV-målingar, og andre gongar (enda færre) har det ikkje late seg gjere å modellere verdier for STAR fordi globalstrålinga ikkje har vorte målt. Såleis står eg att med 96% av alle timeverdier då sola har stått minst 10° oppe på himmelen.

Dei ti figurane (16 a-j) på dei neste sidene viser korleis avviket mellom GUV og STAR veks med aukande skymengd. Bergen er ein by, ikkje av dei store, men fjella kan stenge lufta inne, og kanskje burde urban luft vere valt som innputt til atmosfæretype. Ei rad punkt oppover langs y-aksen i Figur 16 j (også i 16 a) kjem frå ti timar den 22. september 1999, då GUV-instrumentet hadde unaturleg låge verdier.

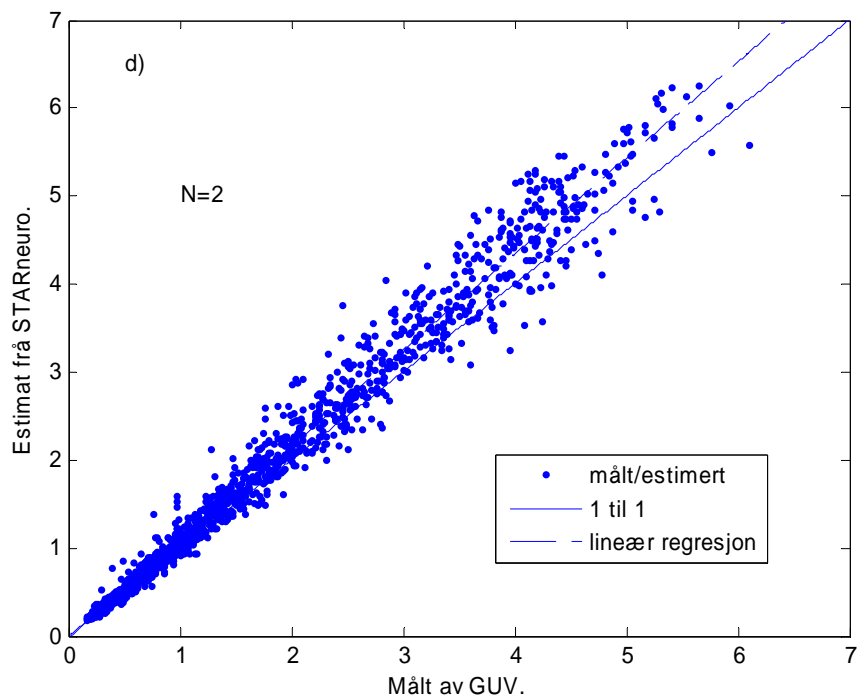
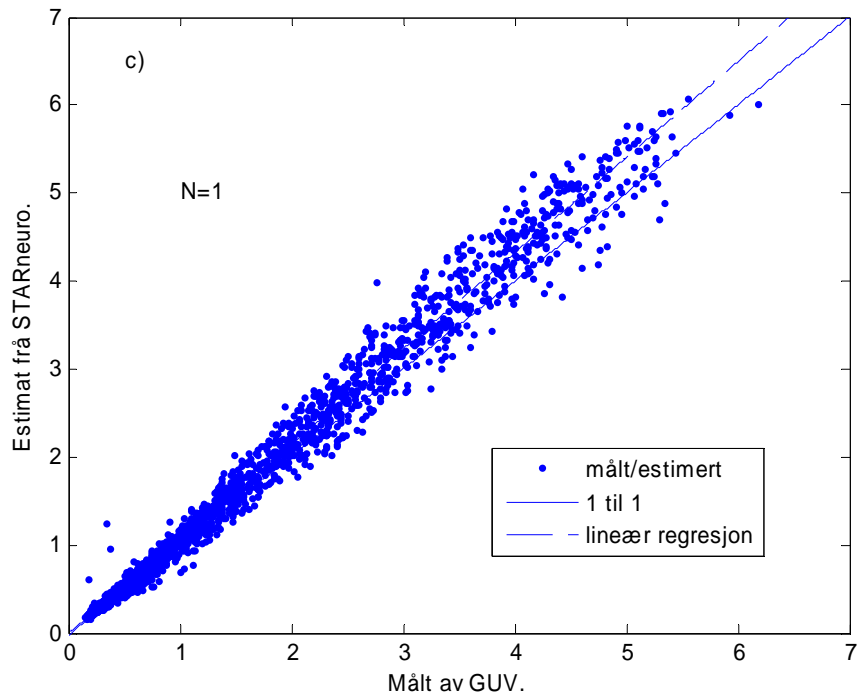
Skymengde	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Målingar	371	1823	1404	1464	1319	1843	3218	5793	7228

Tabell 4 Tal på punkt i kvart plott i Figur 16 a-j.

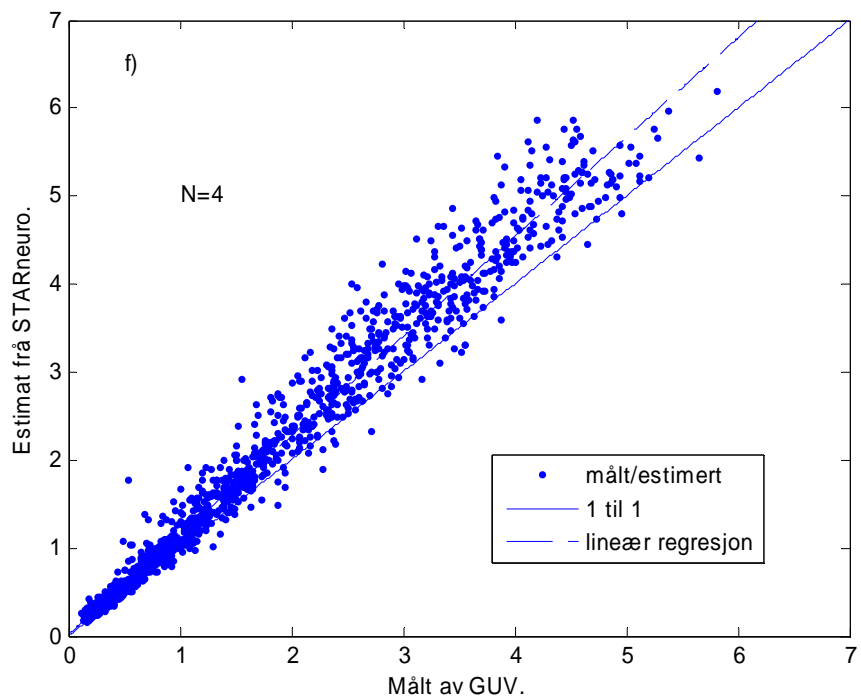
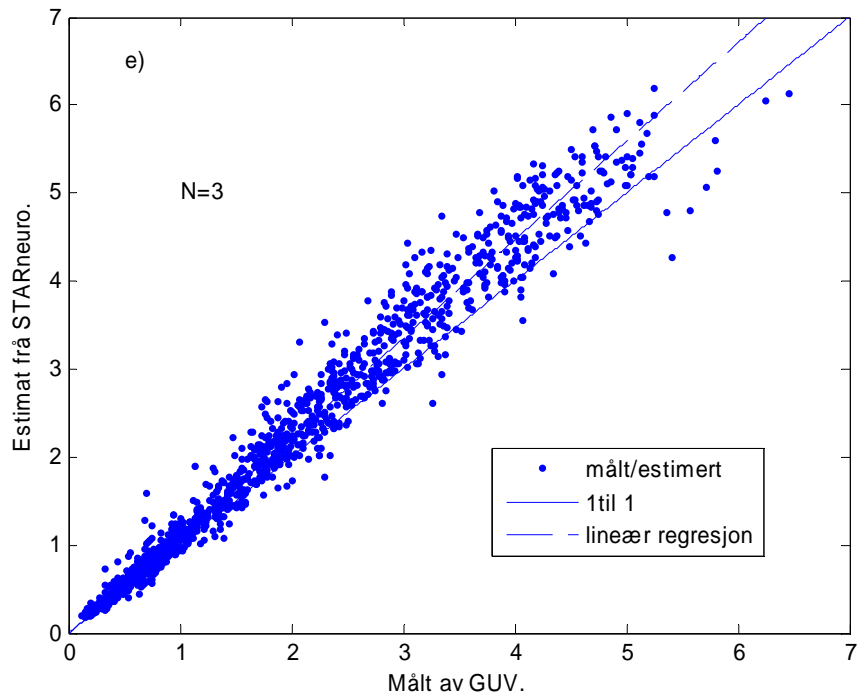
Totalt er 24463 timar med målingar teke med (Tabell 4). Det er 33% av alle timane i perioden på nesten 8 ½ år som er granska her.



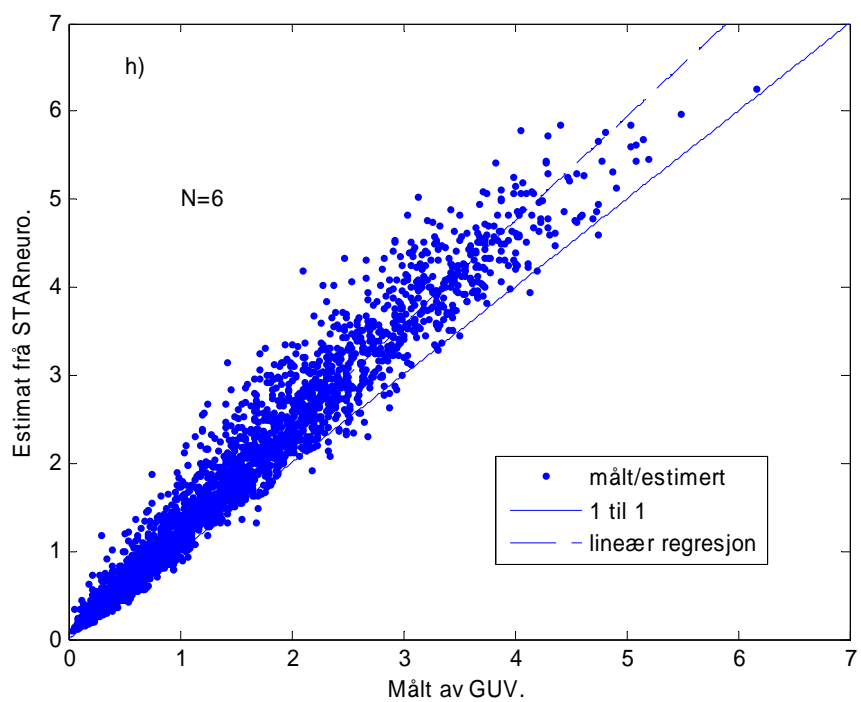
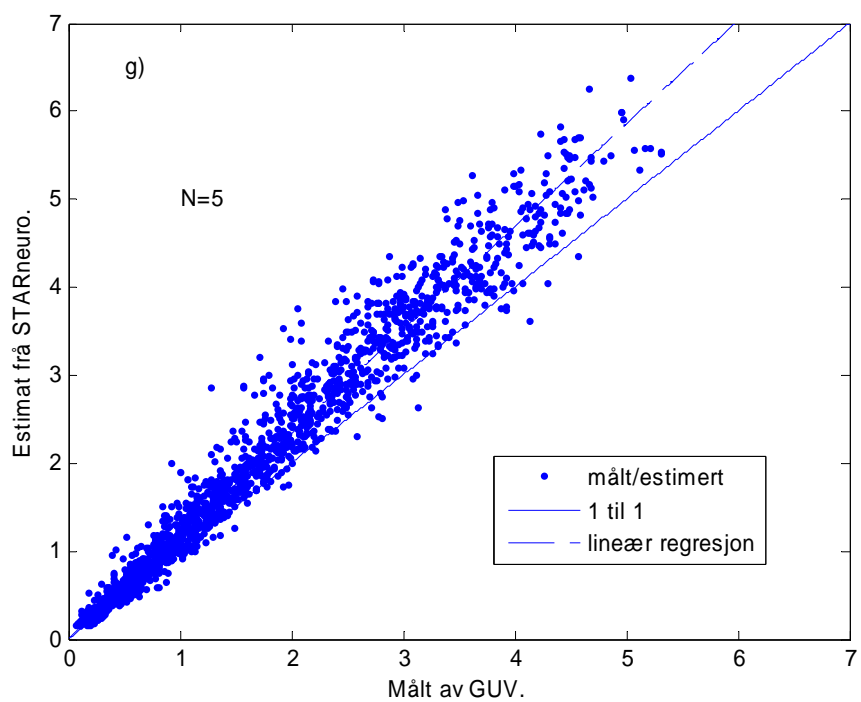
Figur 16 a) og b) Målt (GUV) og estimert (STAR) timevis UV-indeks for Bergen for perioden 1996-2004 for alle skymengder (øvt) og skymengde 0 (nedst). På kvar figur liner for lineær tilpassing (- -) og 1 til 1 (—).



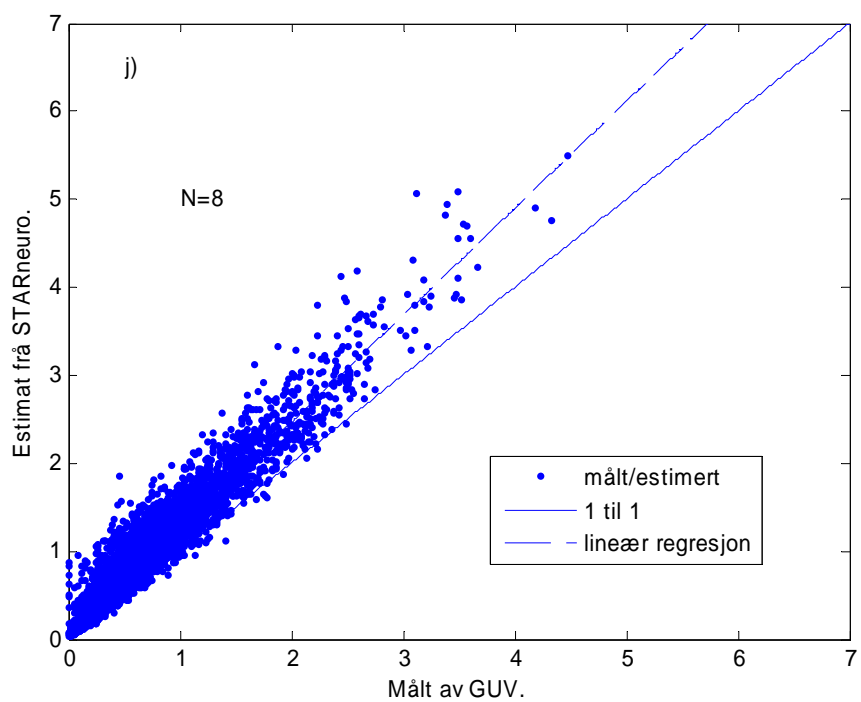
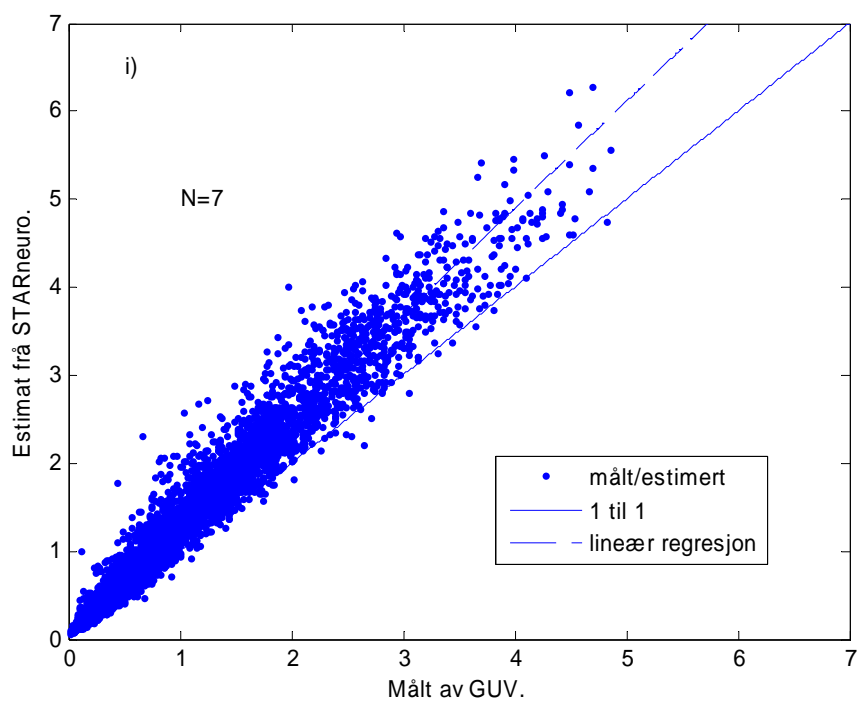
Figur 16 c) og d) Same som a) og b) men for skymengde 1 (øvt) og 2 (nedst).



Figur 16 e) og f) Same som a) og b) men for skymengde 3 (øvt) og 4 (nedst).



Figur 16 g) og h) Same som a) og b) men for skymengde 5 (øvt) og 6 (nedst).



Figur 16 i) og j) Same som a) og b) men for skymengde 7 (øvt) og 8 (nedst).

5.2.1 Samanlikningar i klarvêr

Eit av hovudmåla med dette arbeidet er å modellere UV-strålinga ved bruk av STAR-modellen i Bergen og andre stader med liknande klima slik at resultatata vert truverdige i alle vêrforhold.

Først samanliknar eg klarvêrsestimat frå modell (STAR) med målingar (GUV) i dei klarvêrssituasjonane eg finn for Bergen. Eg ønskjer å undersøkje om der er ein enkel relasjon mellom dei to storleikane, slik at eg på grunnlag av modellestimata i klarvêr, som eg har for ein kvar time i materialet, kan finne eit estimat for den korresponderande klarversverdien frå GUV. Dette vil seinare bli nytta i Kapittel 5.3.

For å finne relasjonen mellom GUV og STAR i klart vêr er det fleire måtar å gå fram på. STAR modellerer klarvêrsstråling for alle tider, medan GUV-instrumenta måler strålinga slik ho er ved aktuelle vêrtilhøve. Problemet er å finne tider då vêret verkeleg er klart eller tilnærma klart slik at det går an å undersøkje kva GUV-instrumenta viser i klart vêr. Når eg har funne kva verdiane frå GUV er på tider som kan godtakast ut frå dei klarvêrskriteria eg set kan eg rekne ut forholdet $GUV_{klar} / STAR_{klar}$ for alle desse tidene. Eg leitar opp klare dagar med ein kombinasjon av manuelle skyobservasjonar og observasjonar av solskinstid på eit instrument.

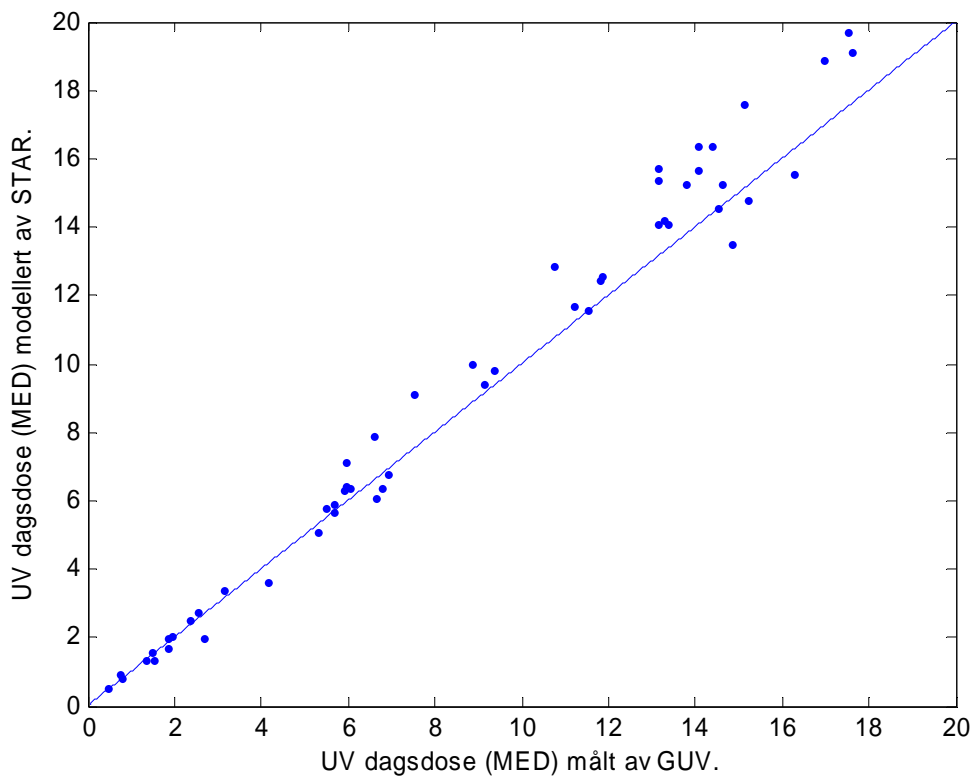
1. Skymengda må ikkje vere større enn 1 okta på noko observasjonstidspunkt når sola står over 0° .
2. Relativ solskinstid må vere minst 95% i tida april-oktober (om sommaren går sola så langt ned mot nordvest at instrumentet har vanskar med å registrere strålinga), og 100% for november-mars..

Skymengder på 1 okta gir ingen nemneverdig reduksjon av UV-strålinga, men eg veit ikkje ut frå dette korleis det har vore dei tre timane mellom observasjonane. Verdiane for relativ solskinstid på si side fortel ikkje noko om det har vore skyer i andre retningar enn der sola står. Dei to observasjonsmåtane utfyller kvarandre. Når sola har skine nesten heile dagen er det truleg at himmelen har vore like klar mellom observasjonane som på observasjonstidene, slik at eg kan ta i bruk trappefunksjonen (Kapittel 3.1.3).

Frå perioden 25. juli 1996 til 31. desember 2004 fann eg 64 klare dagar, men då eg berre vil sjå på tider då sola står over 10° her, vert dette redusert til 53 dagar (Tabell 5).

Periode		Vinter	Vår	Sommar	Haust	Året
Alle solhøgder	Dagar	12	23	11	18	64
	Timar	90	351	184	180	805
Solhøgder > 10°	Dagar	5	23	11	14	53
	Timar	30	285	151	119	585

Tabell 5 Tal på dagar og timeverdiar som ligg bak utrekninga av kvart enkelt tal som er brukt til å konvertere klarvêrsverdiane frå STAR til ein klarvêrsverdi for GUV.

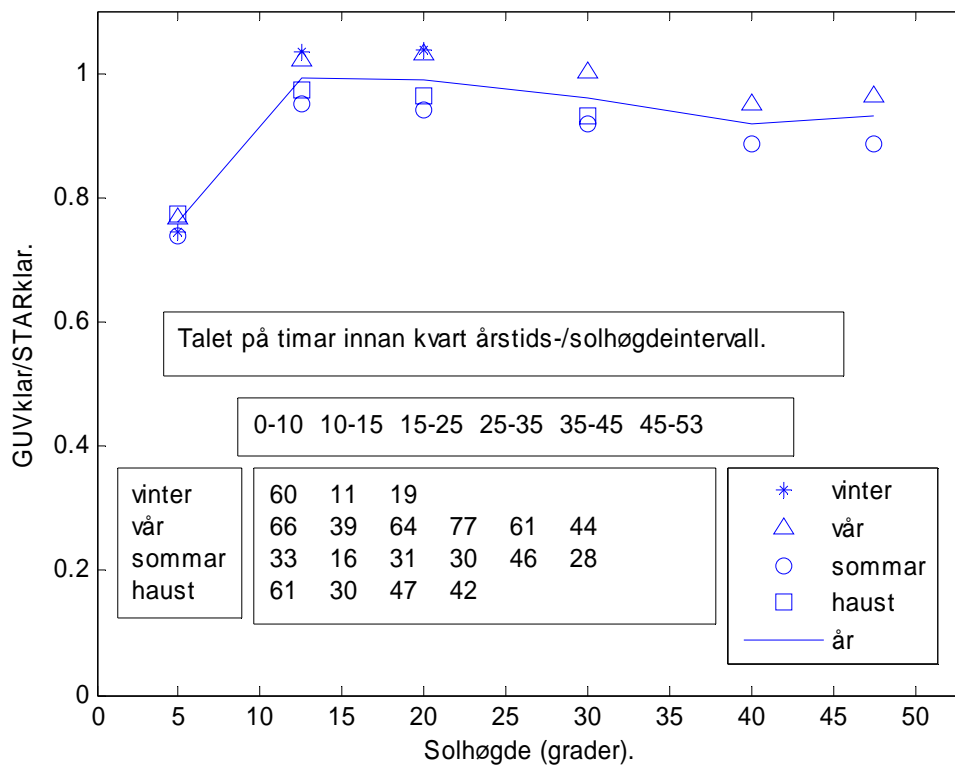


Figur 17 Modellert (STAR) og observert (GUV) UV dagsdose i MED for 53 klare dagar i Bergen i perioden 25. juli 1996- 31. desember 2004.

På Figur 17 ligg dei fleste doseverdiane for STAR over verdiane for GUV. I desse dosane er alle tider med sol over 0° med, slik at fjella verkar inn og gjer sitt til at forholdet mellom STAR og GUV ligg godt over ein. Dette betyr likevel lite når vi ser at dei dagane dette gjer mest på seg, dagane med små dosar, ligg nær lina for 1-til-1. Forholdet mellom dei to seriane er ikkje heilt regelmessig. Eg vil undersøke kva som lagar dei små avvika. Dagsdosane er laga ved å summere opp timevise UV-indeksar og rekne ut. For å få like vilkår i samanlikninga er dette gjort både for GUV og for STARneuro.

Eit spørsmål er om forholdet $GUV_{klar} / STAR_{klar}$ varierer med sola si høgde på himmelen og tida på året? Det er av spesiell interesse å skilje mellom tider der fjella spelar inn og der dei ikkje påverkar direktestrålinga vesentleg. Då får vi denne solhøgdeinndelinga:

- 0-10°. Plotta på 5° .
- 10-15°. Plotta på 12.5° .
- 15-25°. Plotta på 20° .
- 25-35°. Plotta på 30° .
- 35-45°. Plotta på 40° .
- 45-53°. Går opp til det maksimalt mogelege i Bergen. Plotta på 47.5° .



Figur 18 Relasjonen mellom GUV og STAR i klarvêr som funksjon av solhøgde for heile året og for ulike årstider.

Figur 18 viser relasjonen mellom GUV og STAR i klarvêr for dei 64 dagane (Tabell 5) som stetta klarvêrskrava eg sette. Ei gruppeinndeling etter solhøgde syner at forholdet $GUV_{klar}/STAR_{klar}$ ligg godt under 1 for dei under 10° , like under 1 og nesten konstant for dei over. Dei låge og tilfeldige verdiane for dei under 10° kjem av fjella. For vinteren er forholdet litt over 1 for dei over 10° , for våren omkring 1, for hausten litt under, og for sommaren enda lågare, omkring 0.9. Lina som viser forholdet for heile året viser fallande tendens med aukande solhøgde. Den varme årstida, med høgare turbiditet i lufta, dominerer meir og meir når vi går til høgre i figuren. Når eg deler opp i årstider vert dette trekket redusert, men det forsvinn ikkje heilt. Om våren veks turbiditeten frå mars til mai, og om hausten minkar den på same måten. To av dei ni sommardagane er i slutten av august (27.-28.) då lufta er klar og haustleg. Elles er det mykje slump i eit så lite datamateriale.

Årstid	Vinter	Vår	Sommar	Haust
$GUV_{klar}/STAR_{klar}$	1.0358	0.9738	0.8942	0.9436

Tabell 6 Midlare forhold $GUV_{klar} / STAR_{klar}$ for ulike årstider basert på alle timar med solhøgde over 10° .

Ettersom forholdstala for kvar årstid er om lag konstante for solhøgder over 10° , kan middeltala i Tabell 6 nyttast når GUV_{klar} skal bestemmast ut frå $STAR_{klar}$. Her er det viktig å vere klar over at verdiane frå STAR er utrekna med ein konstant turbiditet som innputt. Ved å legge inn årstidsvariasjonen i Tabell 6 bøter eg på verste feilen ved dette.

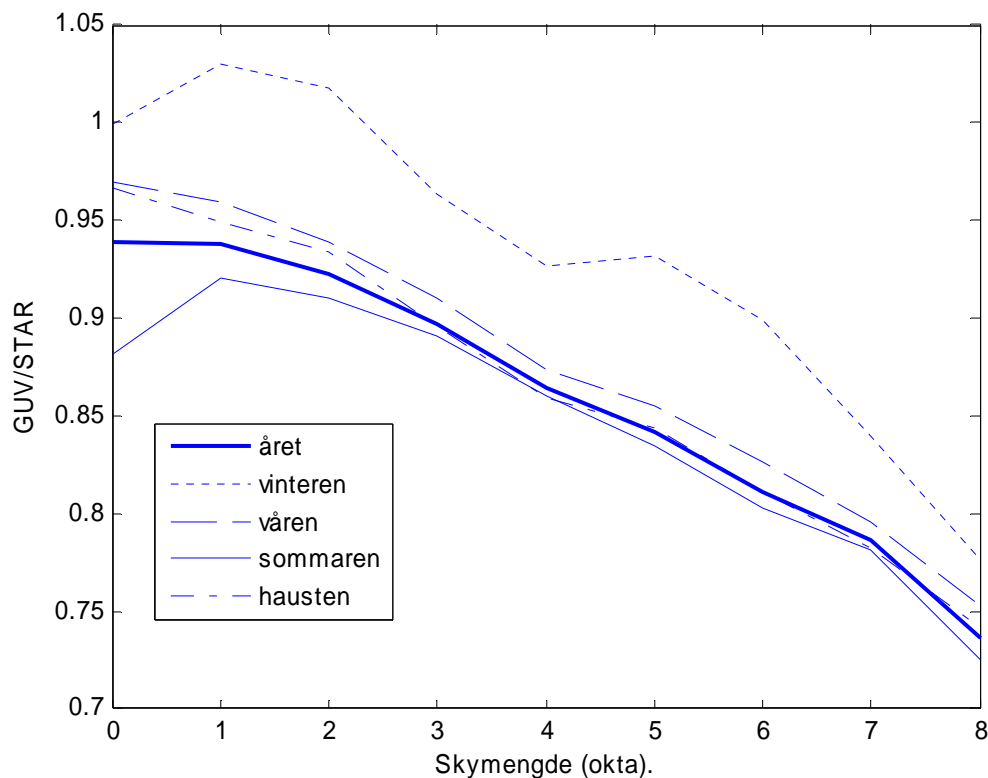
5.2.2 Samanlikningar for vilkårlege skymengder

Eg har no sett på kor godt modellestimat og observasjonar stemmer overeins i klarvêr. For å få oversikt over kor godt samsvaret er under vilkårlege skytilhøve har eg teke omsyn til ulike variablar, som skymengde, årstid og albedo. I arbeidet med å tilpasse modellen STARneuro til Bergen må det eventuelt lagast korreksjonsfaktorar som tek omsyn til desse variablane. Målet er å få STARneuro til å modellere ein verdi tilsvarande verdien for GUV i alle aktuelle situasjonar. Eg grupperer først alle data etter skymengde og årstid:

Skymengde(N)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Vinter	11	93	40	41	46	73	102	260	509
Vår	191	688	526	475	396	613	1082	1738	2506
Sommar	90	762	602	727	661	856	1450	2652	2868
Haust	79	280	236	221	216	301	584	1143	1345

Tabell 7 Talet på timeverdiar som passar inn i kvar enkelt kombinasjon av årstid og skymengde (N) brukt i Figur 19. Totalt tal er 24463 timeverdiar.

For å få timeverdiar til samanlikning må eg ha målingar av UV-stråling (GUV), og dessutan globalstråling (Geofysisk institutt) og skyobservasjonar (met.no) til modelleringa med STARneuro. For dei fleste tidspunkt har eg alt dette.



Figur 19 Relasjonen mellom observasjonar (GUV) og modellestimat (STAR) av UV-stråling i Bergen som funksjon av skymengde til ulike årstider.

Figur 19 viser korleis forholdet mellom målingar og modellestimat endrar seg med skymengde for ulike årstider i Bergen basert på data frå perioden 25. juli 1996 til 31. desember 2004. Merk at i motsetnad til Figur 18, så startar y-aksen her ikkje på 0 men på 0.7.

Vi ser her at målingane (GUV) minkar meir med aukande skymengde enn kva modellestimata (STAR) gjer. Det relative avviket er størst for overskyta vêt. Absoluttavvika er størst for skymengder på 5 og 6 okta, med skilnadar omkring 0.9 på UV-indeksen midt på dag i juni-juli. Modellestimata baserer seg som før sagt på modellen STARneuro som er utvikla ("trena opp") på data frå Garmisch-Partenkirchen i det sørlege Tyskland. Figuren viser såleis at samanhengen mellom UV-stråling, globalstråling og skymengde truleg er ulik dei to stadane.

Ein annan årsak til avvika kan vere at modellen ikkje tek nok omsyn til multippel spreiding i skyer. Den multiple spreinga gir fotona større veglengd og gjer sjansen for absorpsjon i den mest kortbølgja delen større fordi det er ein liten del ozon også i troposfæren (Mayer mfl., 1998). Det kan også tenkast at GUV gir verdiar i skya og overskyta vêt som ikkje stemmer med den fysiske UV-strålinga. Instrumentet vert kalibrert slik at kalibreringsmatrisa skal gi korrekte verdiar i klarvêt. Då er det mogeleg at GUV-verdiane er meir upålitelege dess meir skyer der er på himmelen.

Kurven for vinteren skil seg kraftig frå dei andre. Det er albedoen som gjer dette. Snøen på marka reflekterer strålinga, og med skyer får vi multippel refleksjon mellom skyene og bakken. Ein del av verdiane frå GUV vert derfor større enn dei hadde vore ved elles like forhold om marka hadde vore berr. I utrekningane frå STARneuro har det vore brukt ein fast albedo, som gir undervurdering av UV-strålinga. Lite vinterdata gjer at denne kurven er meir ujamn enn dei andre kurvane.

For $N = 0, 1$ ligg forholdet nær eller litt under 1, som eg har funne før (Kapittel 5.2.1). Verdiane frå STAR er eit produkt av ein klarvêrsverdi med konstant turbiditet som innputt og ein korreksjon for skyer som er konstant for kvar skymengd. Den høge turbiditeten om sommaren kan forklare kvifor forholdet heile vegen er lågast for denne årstida. Det som avgjer om der er ulik respons på skymengda er kor bratte dei ulike kurvane er. Skilnadane her er små. Haustkurven er ein tanke brattare enn vårkurven, noko som kan henge saman med det våte haustvêret på Vestlandet. Vinterkurven er brattast. Det kan forklarast med det milde og fuktige vintervêret i Bergen, som skil seg frå eit turrare klima inne i landet på nordsida av Alpane. Vinteren er ofte kaldare der, og skyene inneheld mindre vatn/iskrystallar.

Skymengde (N)	0	1	2	3	4	5	6	7	8
GUV/STAR (Mars-Nov.)	0.94	0.94	0.92	0.90	0.86	0.84	0.81	0.79	0.74
GUV/STAR (År)	0.94	0.94	0.92	0.90	0.86	0.84	0.81	0.79	0.74

Tabell 8 Forholdet mellom målingar (GUV) og modellestimat (STAR) av UV-stråling for ulike skymengder, for heile året og for perioden mars-november.

Figur 19 viser at skilnaden mellom årstidene er liten, unnateke vinteren. Dette kjem også fram i Tabell 8, der forholdstala for året er dei same som er vist i årskurven i Figur 19. Forholdet GUV / STAR for vår-sommar-haust, då innflytelsen frå snø er liten, ligg på det meste 1 promille under heilårskurven.

5.2.3 Samanlikningar for ulik albedo

Her skal eg sjå nærare på vintertilhøva, då forholdet GUV/STAR er mykje ulikt dei andre årstidene. Albedoen er ein parameter som påverkar verdiane frå GUV medan STAR har konstantar som innputt. I køyringa av STAR-modellen er albedoen sett til 0.03 fordi barmarksalbedoen i UV-spektret er mindre enn den tilsvarande i det synlege spektret

(Paltridge og Platt, 1976). I måleserien til GUV har snøen influert mykje om vinteren. Albedoen er ikkje berre større om vinteren enn andre tider på året. Med dei klimatiske tilhøva i Bergen varierer den meir også. Eg har plukka ut situasjonar som representerer ytterpunktta, med utstrekt snødekke på eine sida, og mykje berr mark på andre.

Framgangsmåten for å finne første ytterpunktet (utstrekt snødekke) er å velje ut vinterdagar med høg albedo ved bruk av snømålingar (sjå kapittel 3.1.5). Når snødjupna er minst 5 cm er det grunn til å vente at snøen ikkje smeltar vekk denne dagen. Og snømengda aukar oppetter fjellsidene. Dermed vil albedoen desse dagane vere klart større enn på det som er typiske vinterdagar i Bergen, snø i fjella og bart i låglandet. I Bergen er det mykje som stikk opp av snøen uansett, bygningar, skog og bratte berg. Albedoen vert derfor ikkje veldig stor.

Det er annleis når marka er berr. Berr mark nede i låglandet kan det vere enten det ligg snø i fjella eller ikkje. Eg har prøvd å finne vintersituasjonar då det har vore bart langt opp i fjellsidene. Her må anslaga vere grove og usikre. Ein enkelt målestasjon, som i tillegg ligg fleire mil borte, seier ikkje så mykje om snøen si utbreiing i dei bynære fjella/åsane.

Metoden for å velje ut timar som skal representere berr mark er heilt annleis enn metoden for å velje ut timar med snødekke. Eg har lagt arbeid i å finne periodar som går over fleire dagar (typisk ei veke eller to). Næraste staden med snøobservasjonar i høgda er på Kvamskogen (sjå s.16). Der er det oftast meir snø enn det er i Bergensfjella i same høgda over havet. Dei snøklede byfjella som påverkar strålinga i Bergen ligg mindre enn 5 km i frå sentrum, og dei viktigaste ligg på austsida av byen. Vi kan rekne at albedo til underlaget påverkar UV-målingane ut til ein radius på 30 km (Reuder, pers. medd. , 2005).

I denne samanhengen har målingar av temperatur og nedbør i Bergen vore eit hjelpemiddel. Sidan situasjonar med berr mark langt opp i høgda ikkje kjem plutselig, men utviklar seg gradvis, og fordi der ikkje er data som direkte fortel om snøtilhøva rundt Bergen måtte observasjonane brukast indirekte.

Framgangsmåten var å byrje med den dagen snøen sist tøya vekk i Bergen, sjå på kor mykje snø der var på Kvamskogen på same tid og så sjå på kor mykje snøen på Kvamskogen minka dei neste dagane. Når snødjupna verkeleg har minka på Kvamskogen kjem dette enten av smelting eller av at snøen sekk i hop utan smelting. Høg temperatur i Bergen dei same dagane tyder på at snøen i dei lågaste fjellsidene rundt byen har smelta vekk. Mildt regn kan vere med på å sette fart i snøsmeltinga, medan kjølig regn gjerne heng saman med nysnø i høgda. Om barmarksperioden varer litt er det grunn til å tru at siste del av perioden har det vore bart i mykje av terrenget rundt Bergen. Som avslutning på ein periode med barmark opp i fjellsidene har eg lagt vekt på å sjå om snøen på Kvamskogen har teke til å vekse att, eller at vêrdata viser kjølig regn eller snø (met.no).

Tre periodar med til saman 40 dagar peika seg ut som barmarksperiodar. Truleg har det i desse vore mest bart under 400 moh, og mest snødekt over.

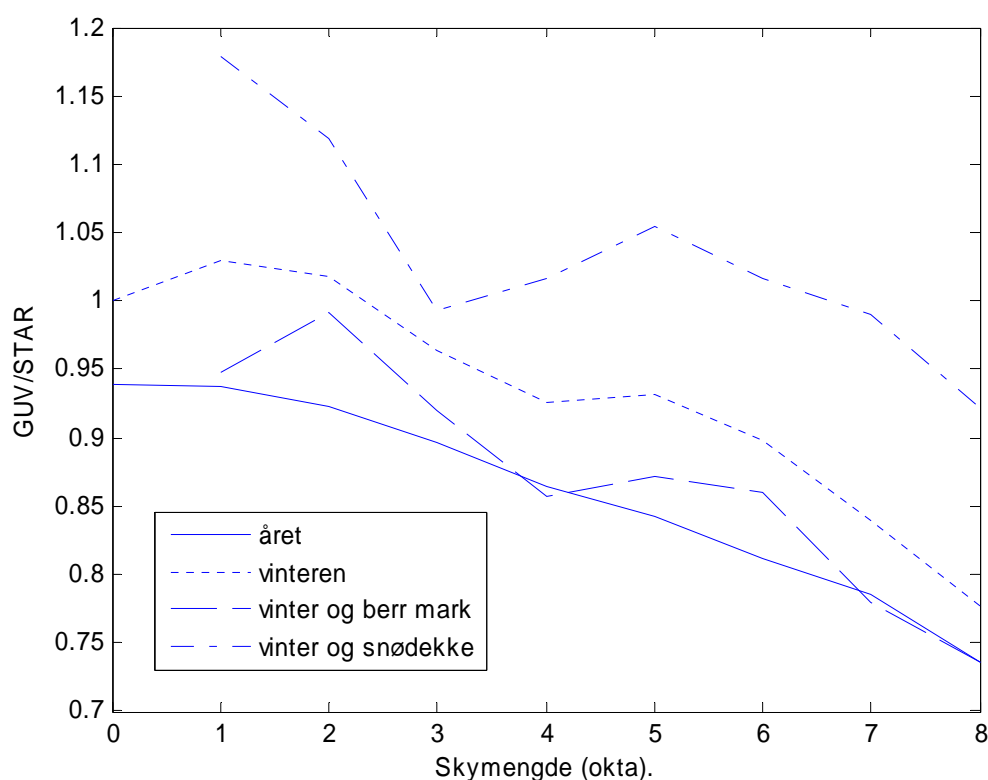
1. 12.-27.februar 1998 (16 dagar). På Kvamskogen minka snøen frå 40 cm i starten ned til berr mark på den siste dagen.
2. 2.-10.februar 2002 (9 dagar). Snødjupna på Kvamskogen minka frå 40 cm i starten, og var på det minste 25 cm, på nest siste dagen.
3. 10.-24.februar 2003 (15 dagar). På Kvamskogen har snøen endra seg lite, starta på 45 cm og så minka og stabilisert seg på 40 cm.

I dei 40 dagane er det til saman 222 timar. Tabell 9 viser korleis desse er fordelte på ulike skymengder. Tabellen viser det same for dagane med snødekke.

N	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Snø		22	8	6	3	16	24	51	72
Bart		17	7	10	12	11	14	36	115

Tabell 9 Talet på timar klassifisert som snødekt og bart for ulike skymengder.

Det går tydeleg fram at eg har hatt lite datatilfang når eg har laga grafar som viser GUV/STAR for ulik albedo. Spesielt er dette tilfelle for delvis skya vår. Figur 20 viser då også at kurvane for berr og snødekt mark er ekstra ujamne.



Figur 20 Relasjonen mellom observert (GUV) og modellert (STAR) UV-stråling som funksjon av skymengde, for ulike tilstander på bakken. Tabell 9 gir talet på timar med snødekt og bart.

På Figur 20 kjem det tydeleg fram korleis albedoen påverkar UV-strålinga. Årskurven er den same som i Figur 19. Få timar med sol over 10° samstundes som det ligg snø, saman med den låge UV-intensiteten, gjer at snøen har liten verknad på årskurven, som derfor ligg nær det vi ventar for berr mark. Før 22.januar står sola under 10° heile dagen. Sist i februar står sola over 10° i sju timar.

På kvite vinterdagar ligg verdiane til GUV mykje høgare enn årskurven, på vinterdagar med mykje berr mark berre so vidt over. I det nemnde datasettet har det alltid vore bart i låglandet, men det har også vore noko snø på fjella. Den generelle vinterkurven (same som i Figur 19)

ligg mellom kurvane for berr og snødekt mark og representerer ein mellomting med omsyn til albedo.

5.3 Relativ UV-stråling for ulike skymengder/skytypar

Eg vil her studere relativ UV-stråling for ulike skymengder/skytypar.

Her er relativ UV-stråling lik:

$$\frac{UV}{UV_{klar}}, \quad (5.1)$$

der UV er UV-stråling ved aktuell skymengde, og UV_{klar} er UV-stråling i klart vêr. UV-strålinga kan enten vere målt eller estimert med ein modell for strålingstransport (t.d. STAR, SBDART). I det følgjande er strålinga målt av GUV-instrumentet.

5.3.1 Relativ UV-stråling for ulike årstider / solhøgder

Eg ønskjer no å sjå på om den relative UV-strålinga er avhengig av sola si høgde på himmelen. Josefsson og Landelius (2000) har undersøkt korleis det går med tilhøvet UV / UV_{klar} når sola si høgde på himmelen varierer. Dei har sett på tilhøva i Norrköping (58.58°N , 16.15°A) frå mars 1983 til desember 1992, ein periode på nesten ti år. Vår måleserie går over knapt $8 \frac{1}{2}$ år.

Dei har laga grupper omkring 10° , 20° , ... 50° og funne liten skilnad. Det einaste tydelege avviket er funne for den lågaste gruppa, der UV / UV_{klar} er høgare enn i dei andre gruppene når det er tala om skymengder på minst 4 okta. Her har dei trekt fram at i denne gruppa er innblandinga av vinter og høg albedo stor.

Når eg ser på tilhøva i Bergen har eg gått vidare og sett på dei einskilde årstidene. Her har eg brukt litt andre definisjonar enn det Josefsson og Landelius truleg har brukt, sjølv om inndelinga er tenkt å vere mest mogleg lik. For kvar årstid har eg denne inndelinga:

1. $0^\circ < S \leq 10^\circ$
2. $10^\circ < S \leq 15^\circ$
3. $15^\circ < S \leq 25^\circ$
4. $25^\circ < S \leq 35^\circ$
5. $35^\circ < S \leq 53^\circ$

Den siste øvre grensa markerer kor høgt sola maksimalt kan stå i Bergen, like under 53° . Med den årstidsinndelinga eg held meg til kan sola maksimalt kome opp til 51.5° om våren, 37.5° om hausten og 22° om vinteren.

Vinter	N=0	N=1	N=2	N=3	N=4	N=5	N=6	N=7	N=8	Sum
<10	59	207	129	118	101	121	317	844	1339	3235
10-15	8	46	24	23	24	32	57	156	309	679
>15	3	47	16	18	22	41	45	104	200	496
Alle	70	300	169	159	147	194	419	1104	1848	4410

Tabell 10

Vår	N=0	N=1	N=2	N=3	N=4	N=5	N=6	N=7	N=8	Sum
<10	70	203	151	84	100	135	234	392	771	2140
10-15	34	104	65	63	49	63	118	209	341	1046
15-25	60	166	137	131	105	152	294	490	783	2318
25-35	50	202	150	126	109	161	295	453	734	2280
>35	47	216	174	155	133	237	375	586	648	2571
Alle	261	891	677	559	496	748	1316	2130	3277	10355

Tabell 11

Sommar	N=0	N=1	N=2	N=3	N=4	N=5	N=6	N=7	N=8	Sum
<10	32	216	151	184	112	160	244	504	744	2347
10-15	13	90	59	75	57	77	125	266	279	1041
15-25	22	174	149	165	126	160	294	550	610	2248
25-35	20	155	127	133	137	173	292	519	581	2137
>35	35	343	267	354	341	446	739	1317	1398	5240
Alle	122	978	753	911	773	1016	1694	3156	3612	13015

Tabell 12

Haust	N=0	N=1	N=2	N=3	N=4	N=5	N=6	N=7	N=8	Sum
<10	37	214	138	120	138	178	300	719	850	2694
10-15	29	63	57	51	52	90	181	345	401	1269
15-25	38	110	99	90	100	137	225	491	573	1863
>25	12	107	80	80	64	74	178	307	371	1273
Alle	116	494	374	341	354	479	884	1862	2195	7099

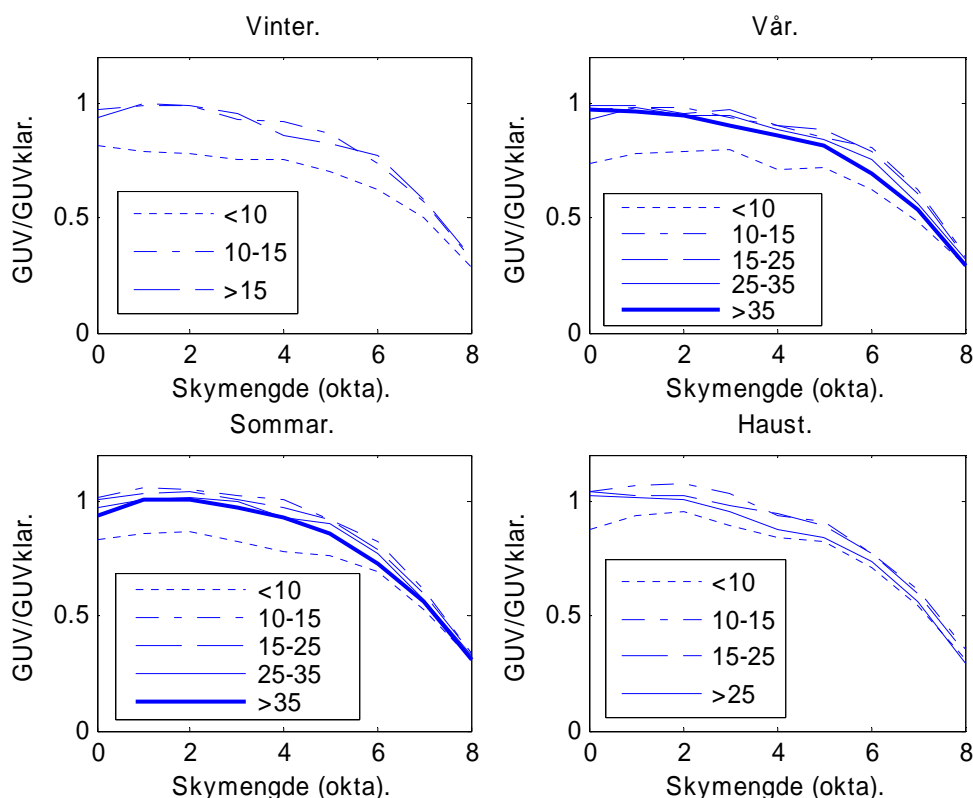
Tabell 13

Tabell 10 – 13 Tal på timeverdiar for kvar gruppe av skymengde (N) og solhøgdeintervall innanfor ulike årstider på Figur 21. Totalt er 34879 timeverdiar med, 24463 ligg over 10°.

Tabellane (10-13), som er laga etter solhøgdeinndelinga på sida før, viser at observasjonsgrunnlaget er spinkelt for alle klarvêrssituasjonar, og dessutan for lettskya og delvis skya vêr om vinteren når sola står over 10 grader.

Alt over 35° vart samla i ei gruppe, både for våren og for sommaren, etter at gransking viste at resultatane vart om lag dei same for begge gruppene om eg sette eit ekstra skilje på 45°. På same måten fann eg at haustsituasjonar med sol over 25° kunne framstillast samla.

Dette resulterer i at eg får 17 skyfunksjonar framstilt på fire plott. Dei er viste på Figur 21:



Figur 21 Observert relativ UV-stråling som funksjon av skymengde for ulike årstider og solhøgdeintervall. Tala i boksane viser til solhøgde i grader.

Det mest karakteristiske avviket i Figur 21 er at skyfunksjonane for kategorien under 10° innafor kvar årstid ligg mykje lågare enn dei andre i klart, lettsky og halvsky vêr. Som før nemnt kjem dette av fjella som til tider tek vekk direktestrålinga. Denne utgjer ein mindre del av totalen når det er mykje skyer. Dermed er det lite av skilnaden i overskyt vêr. GUV_{klar} er utrekna for tider då sola står over 10° .

Dei andre grafane viser små skilnader, men det er eit tydeleg trekk at dess høgare sola står, dess lågare ligg grafen. Mest merkbart er dette for delvis skyt vêr. Frå klart og bort til 5 eller 6 okta ser vi at dei grafane som representerer høg sol gjerne (ikkje alle) går brattare ned, for så å konvergere mot 8 okta. Dette trekket går att på dei tre figurane som viser vår, sommar og haust. Dei to vinterkurvane med sol over 10° ligg om lag i same høgde. Men her er datagrunnlaget lite, og solhøgdeskilnaden liten.

Både om våren og om hausten er det slik at sola står høgast den tida det er varmest og turbiditeten er størst. Dette kan forklare litt av skilnadane vi ser mellom dei grafane som representerer høg sol og dei andre, men ikkje alt. Det kan vere at det førekjem meir tjukke konvektive skyer når sola står høgt på himmelen enn elles. Døgnvariasjonar med omsyn til konvektive skyer kan også forklare kvifor vi finn same fenomenet for sommaren. Også modellresultata frå STAR viser lågare relativ UV for ei høg sol enn for ei låg sol.

Figur 21 viser at for kvar årstid og for solhøgder over 10° (sola lite påverka av fjell) så nærmar dei fire grafane seg kvarandre når skymengda aukar, og i overskya tilhøve er dei ganske like. Skilnadane i prosentpoeng utrekna frå klarvêrsstrålinga er små her. Det betyr at absoluttskilnadane er små.

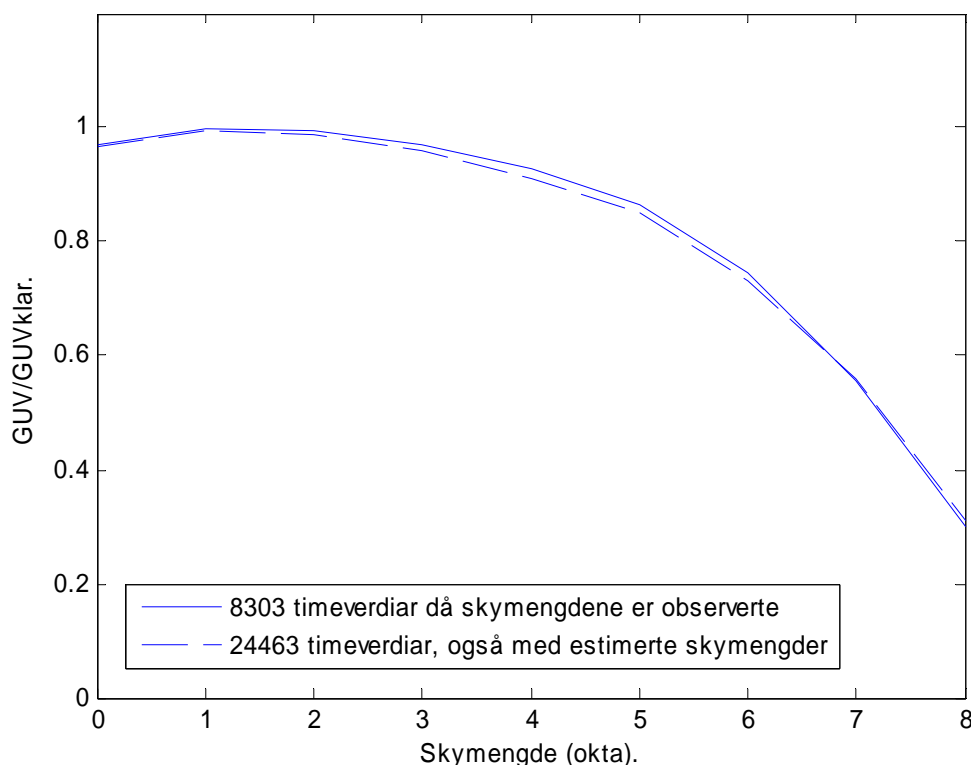
Elles er der liten skilnad mellom årstidene. Alle grafane endar mellom 0.28 og 0.35 for overskya vêr. Fleire av dei ligg lågare på $N = 0$ enn på $N = 1$. Det kan kome av at turbiditeten er større når det er heilt klart vêr (Josefsson og Landelius, 2000).

Eit lite problem dukkar opp når eg lagar grupper etter sola si høgde og etter skymengder på denne måten. Skymengda er ikkje uavhengig av solhøgda. Klart og overskya vêr førekjem statistisk oftast om natta og om vinteren, dvs. på tider då sola står lågt, og førekjem sjeldnare dess høgare sola står på himmelen. Eit brote skydekke med delvis skya eller skya førekjem oftast om dagen i den lyse tida på året. Ved å dele opp i årstider og sette solhøgdeintervalla til 10° er inndelinga vår fin nok til at vi kan seie at kvart punkt på same graf representerer same solhøgde.

Når eg går vidare krev eg at alle timeverdiar skal vere sentrerte om tider då sola står minst 10 grader over horisonten. Resultata over viser at eg då kan sjå vekk frå sola si høgde fordi skilnadane er så små.

5.3.2 Relativ UV-stråling for ulike skymengder

Eg vil her studere korleis relativ UV-stråling endrar seg med skymengde uavhengig av skytypar. Trappefunksjonen til estimering av manglande skymengdedata er forklart før (Kapittel 3.1.3). No skal eg sjå på kva verknad det kan tenkast å ha at denne vert brukt.



Figur 22 Observert relativ UV-stråling som funksjon av skymengde for alle skytypar (C_{tot}) og for solhøgder over 10° :

- For alle timar med observert skymengde (heiltrekt kurve).
- For alle timar med observert og estimert skymengde (stipla kurve).

På Figur 22 er to grafar samanlikna. Den eine har x-aksen inndelt etter reelle skyobservasjonar. På den andre er timeverdiane plasserte på x-aksen ved bruk av trappefunksjonen (Kapittel 3.1.3). Det som kan ventast er at ein graf som ikkje er bygd på "korrekt" skyinformasjon skal gi mindre skilnader, slik at grafen vert mindre bratt. Dette fordi det då for kvar skymengd blandar seg inn verdiar som eigentleg høyrer heime på ei anna skymengd. For 8 okta vil det seie at nokre av verdiane høyrer heime på mindre skymengder (og dermed dreg grafen oppover), for små skymengder blandar det seg inn verdiar som høyrer heime på større skymengder (desse dreg grafen nedover). Figur 22 viser at det i ein viss mon er tilfelle, men at skilnadane er små. Dette viser at å nytte trappefunksjonen (Kapittel 3.1.3) til å estimere skyinformasjonar for dei to timane mellom kvar skyobservasjon kan forsvarast. Det tillet oss å bruke alle målingane frå GUV.

5.3.3 Relativ UV-stråling for ulike skytypar / skymengder

Når eg no også skal sjå på om relativ UV-stråling også er avhengig av skytypen tek eg med alle timeverdiar der sola har stått minst 10° oppe på himmelen. I studiet sitt for Norrköping delte Josefsson og Landelius (2000) inn i to hovudtypar av skyer, der den siste er delt i to undergrupper. Eg la vekt på å få mest mogeleg tilsvarande grupper, og definerer dei slik:

- | | | |
|----|------------|--|
| 1 | C_H | Høge skyer, der berre slike skal vere observerte. |
| 2 | C_{LM} | Låge og/eller mellomhøge skyer skal vere observerte |
| 2a | C_{LMp} | Låge og/eller mellomhøge skyer med nedbør. Dei av C_{LM} som fell på dagar då det har kome minst 2 mm nedbør i tida 6-18UTC. |
| 2b | C_{LMnp} | Låge og/eller mellomhøge skyer utan nedbør. Alle i C_{LM} som fell utanfor C_{LMp} . |

Her er det uvisse omkring måten Josefsson og Landelius (2000) har brukt for å legge gitte vêrsituasjonar til ei av dei tre gruppene. Dei har skrive at den gitte hovudgruppa av skyer skal vere dominerande enten det er dei høge eller dei låge/mellomhøge. Kva som ligg i det er det ikkje lett å seie, men resultatata i vårt arbeid kan gi ein peikepinn tilbake på deira metodar.

Derimot har dei gått grundig inn på måten dei har brukt for å klassifisere gruppa C_{LM} i nedbørførande/ikkje nedbørførande på. Dei har brukt timevise observasjonar som fortel om det er nedbør i lufta eller ikkje, og desse observasjonane er utførte 4 km frå UV-instrumenta. I Bergen måtte eg bruke ein annan metode (punkt 2a). For einskilde tilfelle gir metoden ikkje gode haldepunkt for å seie om det har kome nedbør eller ikkje, men den gir eit statistisk materiale slik at det kan lagast grupper av observasjonar der skyene i dei ulike gruppene i middel har ulike eigenskapar. Det gir ei ekstra uvisse at daglengda varierer gjennom året, og korresponderer dårleg med den 12-timarsperioden eg rettar meg etter.

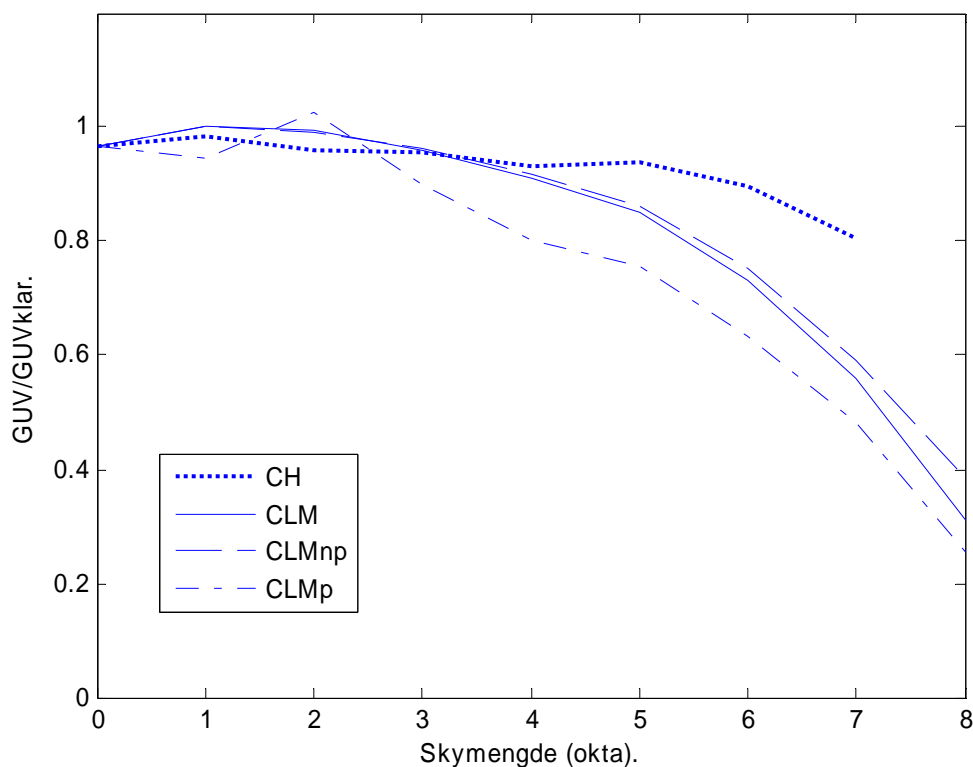
I Bergen er det målt nedbørmengd to gongar i døgnet, på same staden som UV-målingane. Eg vel nedbøren mellom kl. 6 og kl. 18UTC som eit mål på nedbør eller ikkje når eg skal vurdere kva effekt nedbør / ikkje nedbør har på UV-strålinga. Vår metode inneber at alle låge og mellomhøge skyer observert gjennom ein dag skal klassifiserast som nedbørførande om nedbøren denne dagen har vore minst 2 mm, og som ikkje nedbørførande om nedbøren har vore under denne grensa. Grensa vart valt fordi mange dagar har meir nedbør samstundes som nedbørmengda fører til ein markant skilnad frå C_{LM} . Då vil også gruppa C_{LMnp} skilje seg frå C_{LM} .

Eit rimeleg anslag går ut på at i Bergen kjem det nedbør 17% av tida (Grønås, pers. medd, 2005). Når fordelinga av nedbøren gjennom døgnet vert granska viser det seg at for tidsromet april-august i perioden 1996-2004 har om lag halvparten (47%) av nedbøren kome på dagtid (6-18 UTC). Same tida av året er 48% av alle halve døgn med minst 2 mm nedbør på dagtid. Med andre ord, i Bergen regna det like ofte og like mykje på dagen som på natta i den perioden eg studerer her. Gjennom dei same åra er der klart færre dagar med minst 2 mm nedbør i tida april-august (25%) enn resten av året (38%). Prosenten på årsbasis er 32.5. Dette er tida då sola lenge står høgt, så i mitt datamateriale må eg vente at tida med nedbør er mindre enn 17%.

29% av datamaterialet vårt er plassert i C_{LMp} . Det tyder at i C_{LMp} er halvparten av grunnlaget tider med opplett. Omvendt er der eit mindre tal tidspunkt i gruppa C_{LMnp} som har hatt nedbør. Dette talet anslår eg til 2%.

Skymengde	0	1	2	3	4	5	6	7	8	Sum
Klart	311									311
C_H		545	241	123	61	51	39	28	0	1088
C_{LM}		1267	1163	1343	1257	1789	3172	5746	7219	22956
C_{LMnp}		1247	1144	1259	1157	1561	2513	3848	3045	15774
C_{LMp}		20	19	84	100	228	659	1898	4174	7182
Alle	311	1812	1404	1466	1318	1840	3211	5774	7219	24355

Tabell 14 Tal på observasjonstider som er tillagt kvar kombinasjon av skygruppe og skymengde i Figur 23. (Sjå starten av kapittelet for forklaring av dei ulike skygruppene).



Figur 23 Observert relativ UV-stråling som funksjon av skymengde for dei fire ulike skygruppene 1, 2, 2a og 2b (Sjå starten av kapittelet).

Figur 23 viser relativ UV-stråling som funksjon av skymengde for dei fire ulike skygruppene nemnt over, medan talet på observasjonar er vist i Tabell 14. Alle timar då sola står minst 10° høgt er med. Posisjonen for $N = 0$ er sams for alle grafane. Eg har valt å la denne vere slik han kjem fram etter utrekningar og ikkje krevje at verdien skal vere lik 1.

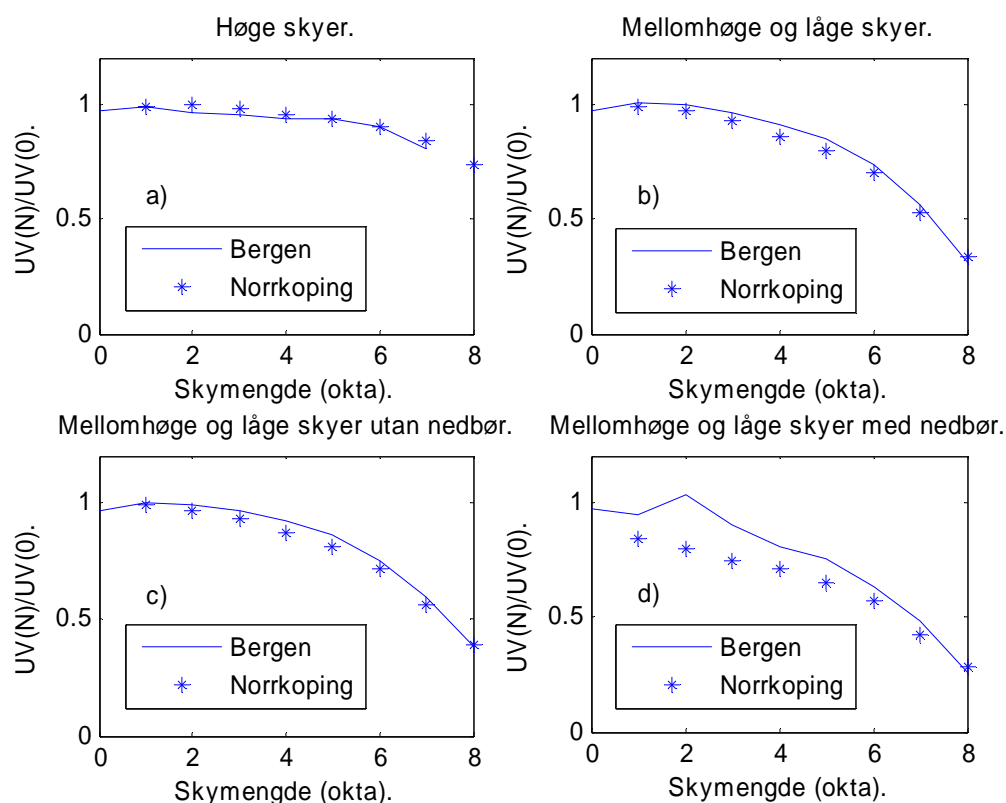
Grafen for C_{LM} på Figur 23 er nokså lik den stipla grafen for C_{tot} på Figur 22 fordi gruppa C_{LM} er 94% av C_{tot} .

Med nedbørobservasjonar berre kvar 12. time vil halvparten av timeverdiane i gruppa C_{LMp} vere situasjonar med opplett. For små skymengder er prosentdelen mykje større, samstundes som det berre er eit lite utval som ligg til grunn. Grafen i Figur 23 er såleis lite å rette seg etter anna enn for skymengder ≥ 5 okta, og då er han litt for høg. Med nedbørmålingar langt oftare ville grafen ligge enda lågare, og skilnaden ville vere markant. Eit anslag tyder på at då ville grafen for C_{LMp} gå ned til omkring 0.18 i staden for til 0.25 (Figur 23).

Eg granska også kva som skjer når eg plottar kurvar for C_{LMp} for dei fire årstidene (figuren er ikkje vist her). Dette gir lite innsikt unnateke for skymengdene 6-8. Der gjekk det fram at reduksjonen av UV-strålinga er størst i denne rekkefølga: vår-sommar-haust-vinter. At den kurven som representerer våren går lengst ned kan tolkast slik at metoden for å klassifisere skyer med nedbør fungerer best her. For dei andre årstidene er det eit større problem at tida sola står over 10° stemmer dårleg overeins med dei 12 timane som går mellom nedbørmålingane.

For $N \leq 5$ utgjer gruppa C_{LMnp} over 85% av C_{LM} og dei to grafane er mykje like. For større skymengder ligg C_{LMnp} over C_{LM} . C_{LM} er ein interpolasjon av dei to andre gruppene, og ligg såleis nærast den som dominerer i tal.

Gruppa C_H er så strengt definert at resultata er verdfulle sjølv om få observasjonstider ligg til grunn (Tabell 14). Kurven for C_H i Figur 23 er mykje flatare enn dei andre kurvane i denne figuren og Figur 22. Det går tydeleg fram at reduksjonen i UV-stråling er mindre når det berre er høge skyer enn elles. Først frå $N = 5$ går det markant nedover, og grafen sluttar på $N = 7$. Uvissa er stor for store skymengder.



Figur 24 a - d) Observert relativ UV-stråling som funksjon av skymengde for ulike undergrupper av skyer for Bergen og for Norrköping (Josefsson og Landelius, 2000). $UV(N)$ er strålinga under aktuell skymengde, $UV(0)$ er estimert klarvårsstråling (ikkje det same som aktuell stråling ved skymengde $N = 0$).

Dei to plotta i Figur 24a ligg ganske nær kvarandre. Skilnadane er innafor uvissa. Større tidsrom og meir datamateriale (fordi det oftare er fråver av lågare skyer), gjer at funksjonen for Norrköping vert glattare og går heilt til åtte okta. Der er relativ UV lik 1 per definisjon. Høge skyer er lite påverka av terrenget under, og dei to byane skil seg neppe mykje her. Det desse plotta viser er at funksjonen krummar svakt nedover. Høge skyer har moderat effekt på UV-strålinga.

For mellomhøge og låge skyer (Figur 24b) er det skilnad mellom dei to byane. Plottet for Norrköping ligg lågare, spesielt for delvis skya vår. Berre på 8 okta ligg Norrköping litt over Bergen. Her er det grunn til å spørje om utvalet er annleis i Norrköping, kanskje med strengare krav til at dei nemnde skyene skal dominere. Denne gruppa er mangfaldig. Det kan vere at ein del av det synlege skydekket er høge skyer. Derfor undersøkte eg ei alternativ inndeling for denne gruppa, nemleg at total skymengde N skal vere lik mengda av låge og mellomhøge skyer, N_H . Denne grafen viste seg å ligge litt lågare, spesielt i området $N = 3-7$ okta (figur for dette er ikkje vist her). For overskya vår er der liten skilnad mellom dei to alternativa. Enten har observatøren berre sett skyer av typen C_{LM} eller så har høge skyer fylt hola mellom desse. I dette tilfellet veit vi at det er to skylag, noko som nesten like effektivt reduserer UV-strålinga som eit enkelt tjukt lag.

Etter å ha sett på skilnadane mellom dei to alternative grafane for C_{LM} for Bergen gjekk eg over til å samanlikna den alternative grafen for Bergen med grafen for Norrköping. Då såg eg at han låg over for 2 til 4 okta, ganske nær for 5 til 7 okta, og markert under for 8 okta. Det kan tyde på at utveljingskriteria som er brukte i den svenske undersøkinga er meir som dette alternativet, og at dei skilnadane som denne figuren viste er dei fysiske skilnadane mellom dei to stadane. Skilnaden for 8 okta kan enkelt forklarast med det regnfulle klimaet i Bergen. At der er høgare relativ UV i Bergen enn i Norrköping for 2 til 4 okta kjem truleg av at skyene over Bergen ikkje ligg tilfeldig spreidd. På sommardagar er det ofte slik at det dannar seg cumuluskyer over land. Det gjer sitt til at der kan vere overvekt av skyer i aust grunna Bergen sin geografiske posisjon (Dagestad, 2005). Samstundes kan sola skine frå ein skyfri posisjon i sør. Av tilfella i Bergen der $N = N_H = 3, 4$ okta er cumulus det dominerande innslaget. Grafane er laga ved at UV-indeksane for kvar time er summerte opp. Då er det sterkast vektning på dei timane sola står i sør om sommaren. For å granske dette nærare såg eg på funksjonen N_{soltid} , som er ein enkel måte å estimere skymengda på, etter oppskrifta:

$$N_{soltid} = 8 (1 - RS) \quad (5.2)$$

der relativ solskinstid (RS) er absolutt solskinstid dividert med maksimalt mogleg solskinstid. Slike data finst for kvar time, og dei tala som er brukte her er sentrerte omkring kvar heile time. Det er gjerne slik at $N_{soltid} < N$ for $N = 2, \dots, 6$ okta, og at denne skilnaden er større dess høgare sola står på himmelen og dess tynnare skyene er. Dermed er det vanskeleg å bruke denne til å seie kor vidt skyene har lege i same området av himmelen som sola eller ikkje. Det viste seg at for dei tilfella som er kommenterte her, nemleg der $N = N_H$, har avviket til N_{soltid} vore størst for $N = 2, 3, 4$ okta. Tabell 15 viser dei midla som er funne for desse tilfella:

N	2	3	4
N_{soltid} (sol over 10°)	1.0	2.1	3.2
N_{soltid} (sol over 30°)	0.7	1.5	2.6

Tabell 15 Observert skymengd (N), saman med estimert skymengd N_{soltid} (likning 5.2) for to ulike solhøgdeintervall.

I Tabell 15 er vist nokre tilfelle der skilnaden mellom skymengd estimert frå relativ solskinstid skil seg kraftig frå observert skymengd N, sjølv om denne i sin tur er lik mengda av låge og mellomhøge skyer N_H . Dette er ein stor skilnad, og gir eit indisium på at skyene verkeleg er ujamnt fordelte.

På Figur 24c ser vi at relativ UV for C_{LMp} er høgare i Bergen enn i Norrköping for alle skymengder bortsett frå for 8 okta. Tilfellet for 8 okta kjem av at Bergen har mange dagar med sønnavind og eit tjukt samanhengande skydekke utan nedbør. Det kan vere tungt vår lenge før nedbøren set inn. Når nedbøren fell på Sørlandet får Bergen gjerne eit tjukt samanhengande skylag utan nedbør.

Grafane for C_{LMp} (Figur 24d) er svært ulike. Som nemnt bør vi ikkje ta grafen for Bergen alvorleg for anna enn $N \geq 5$ okta. Grafen for Bergen ligg over den svenske på 5 og 6 okta og framleis litt over for 7 okta. Noko av skilnadane kjem av ulikskap i metodar. Ein betre utvalsmetode ville truleg ført grafen for Bergen ned til grafen for Norrköping for 7 okta, men neppe for 5 og 6 okta. Kanskje har Norrköping meir av høge konvektive skyer med nedbør

om sommaren? Når vi kjem til 8 okta er grafen lågast i Bergen. Her må regnmengda i Bergen trekkast fram. Mykje av denne kjem frå utstrekke nedbørskyer.

6 Samandrag og konklusjon

I dette arbeidet vart det sett opp følgjande fire deloppgåver:

1. Undersøkje korleis UV-stråling i klarvêr reagerer på ulike parametrar
2. Gjere samanlikningar mellom satellittbaserte og bakkebaserte UV-målingar
3. Undersøkje om ein modell for estimering av UV-stråling under aktuelt skydekke (STAR) kan brukast i Bergen, og eventuelt å lage korreksjonsfaktorar til denne modellen
4. Undersøkje korleis UV-strålinga varierer med skymengd når årstidene, solhøgden og skytypene er ulike. Her har eg ei svensk undersøking (Josefsson og Landelius, 2000) å samanlikne resultatane våre med.

Klarvêrs UV-stråling handlar om å beskrive fysiske prosessar ved strålingstransport i atmosfæren ved hjelp av matematiske funksjonar. Her ligg kunnskapen innebygd i ulike modellar, som viser idealiserte tilhøve. Resultata som modellane gir har mange gongar vore testa mot fysiske målingar. Meininga med denne delen er først og fremst å lære om klarvêrsstråling for å vere betre i stand til å handsame problemstillingane som dukkar opp når målte data skal vurderast. Når ein modell for strålingstransport i atmosfæren får gode innputtdata går det an å gje gode estimat for strålinga i klart vêr. Dei to modellane eg har sett på (SBDART og STAR) gir så like verdiar for UV-strålinga at dei små skilnadane som fins like godt kan kome av ulik definisjon av luftmassane (maritim, kontinental, urban) som av ulikskapar knytte til modellkøyringa. Problemet er at vi ofte ikkje har gode nok data å putte inn.

Største arbeidet har vore lagt ned i tredje deloppgåva (Kapittel 5). Det første eg gjorde her var å sjå på satellittmålingar saman med bakkemålingar. Eg såg at satellittmålingane for ulike gridpunkt på bakken gir markante skilnader for målt stråling. TOMS-instrumentet, som måler frå satellitt, estimerer UV-strålinga ved Bergen til å vere høgare enn i gridpunktane som ligg austafør og som representerer indre strok av Vestlandet. UV-verdiane til gridpunktet ved Bergen ligg i gjennomsnitt 7% over dei tilsvarande utmidla verdiane for eit stort grid (større enn Vestlandet) som består av 15 punkt med Bergen i midten. Satellitten sine estimat for Bergen ligg i middel 30% over bakkemålingane til GUV. Ein tidlegare studie frå perioden juli 1996- desember 1997 har sett dette avviket til 16% (Carlson, 2005). Her må det skytast inn at metodane har vore annleis. Eg har samanlikna middags UV-indeks, medan det i referansen er samanlikna dagsdosar. Periodane er korte, og satellitten med TOMS-instrumentet vart heva frå 500 km til 739 km høgde i desember 1997. Eg har funne indikasjonar på at den relative skilnaden mellom TOMS og GUV aukar med aukande solhøgde. Dette kan vere ei moglege forklaring på noko av skilnaden mellom resultatane i dei to arbeida.

Når TOMS år etter år estimerer UV-strålinga i april for gridpunktet nær Bergen til å vere mykje større enn både TOMS sine egne estimat for "Vestlandsgridet" og GUV sine målingar for Bergen, er det grunn til å drage estimata for gridpunktet ved Bergen i tvil. I april er underlaget ei blanding av bar mark, snø og vatn, og albedo er vanskeleg å bestemme.

Strålingstransportmodellen STAR estimerer både strålinga i klarvêr og under aktuelt skydekke. STAR lagar estimat som er høgare enn GUV-målingane i klart vêr, og enda meir ettersom mengda av skyer aukar. Eg leita fram klarvêrstilhøve som ligg nær nok det ideelle til at UV-målingane frå desse tidene kan brukast til å lage tenkte klarvêrsverdiar for alle tilhøve.

Det er tydeleg at målingane er avhengige av dei parametrane som eg har sett på i andre deloppgåva, dvs. sola sin senitvinkel, mengda av ozon og turbiditeten i lufta.

Medan eg hadde nok data til å handsame dei to første av desse som variable innputt i STAR måtte eg la den tredje vere konstant. Vi valde å la denne vere representert ved ein optisk djupn på 0.20 (Olseth og Skartveit, 1989) i ein vanleg kontinental atmosfære. Bergen er ein by, og ligg nær havet, så valet av atmosfære er ikkje enkelt. Å bruke ein maritim atmosfære som innputt passar best der det er lite land. Bergen ligg mellom fjell, og desse kan halde den urbane lufta på plass slik at Bergen kan minne om byar som er større, spesielt når det er inversjonar i lufta. Å sette atmosfæretypen til å vere ein mellomting mellom urban luft og vanleg kontinental luft ville kanskje ført til at STAR hadde modellert ei klarvêrsstråling som låg nærare måleverdiane frå GUV.

Å halde målte verdiar opp mot dei modellerte gjorde det mogeleg for oss å kompensere for den effekten som gjer at aerosolane svell ut når lufta inneheld meir fukt og dermed lagar årstidsvariasjon i turbiditeten. Eg fekk fram enkle forholdstal mellom målt og estimert stråling i klart vêr for kvar årstid som seier noko om korleis dette verkar på UV-strålinga. Dette er ein erfaringsmessig samanheng som vi ikkje har inkludert i strålingstransportmodellen. Slik har vi gjort turbiditeten til ein årstidsvariabel, men konstant innafor årstidene.

Når eg gjekk over til å sjå korleis modellen handsamar strålinga under ulikt skydekke vart avvika større. Dette kjem av at vi berre har brukt mengd av skyer som innputt i køyringa. I Bergen er det ofte tjukke skyer, gjerne med nedbør, når det er overskya. Dette er markant annleis enn i det meir kontinentale klimaet som modellen er tilpassa i. Modellen gir høgare verdiar enn målingane for alle mengder av skyer. Det kan til dømes kome av at ein større del av det synlege skydekket er høge skyer på den staden der modellen er trena opp (Garmisch-Partenkirchen i det sørlege Tyskland), eller det kan kome av at dei skyene som ligg lågare er tynnare på grunn av det turrare kontinentale klimaet. Det kan også kome av at modellen ikkje tek nok omsyn til den auka absorpsjonen som kjem av at strålinga får auka veglengd på grunn av multippel spreining i skyer (Mayer mfl., 1998). Uansett mengd av skyer er det avvik mellom den UV-strålinga som er modellert og den som er målt. Det relative avviket er størst for overskya tider, medan skilnaden i absoluttverdi er størst når skymengda er 5-6 okta.

I fjerde delen (Kapittel 5.3) er den fysiske verknaden av ulike tilhøve undersøkt. Her hadde eg ei tidlegare undersøking frå Norrköping i Sverige (Josefsson og Landelius, 2000) å samanlikne med. Eg har vektlagt å bruke same metodar som i denne, utan at det heilt har late seg gjere i praksis. Dei ulikskapane som har vorte avdekte mellom desse to undersøkingane er dels knytte til metodar og dels til naturtilhøve. I begge granskingane har det vore eit mål å finne ut kva som hender med relasjonen UV / UV_{klar} når enten sola si høgde på himmelen eller skyene sin tjukkeleik varierer.

Sidan skydekket i Bergen vert observert kvar tredje time er det grunn til å spørje kva eg kan få ut av dei UV-målingane som ligg midt mellom skyobservasjonane. Avstanden i tid kan vere opptil 1 ½ time, noko som gir vanskar om eg vil utgi strålinga på desse tidene som funksjonar av ei viss skymengd. Eg samanlikna to grafar der den eine er basert på reelle observasjonar av skyer og den andre både på observerte og estimerte (ved hjelp av trappefunksjonen) skymengder. Det viste seg at skilnaden mellom dei to grafane var liten. Dette gjer det tillateleg å ta fleire UV-målingar i bruk, noko som trengs fordi UV-strålinga varierer mykje med om skyene tilfeldigvis dekker sola eller ikkje.

Skyene sin påverknad av UV-strålinga er ikkje berre ein funksjon av mengda, men også av tjukna av skyene. Ei enkel oppdeling i høge skyer (som er tynne) på eine sida og mellomhøge og låge skyer (som er tjukkare) på andre sida gir ei grov inndeling etter kor tjukke skyene er. Dei tjukkaste skyene finn vi når det er nedbør i lufta. Dette har eg ikkje klart å tidfeste. Derfor såg eg på nedbørdagar i staden for nedbørtimar. Slik plukka eg ut eit statistisk materiale der timar og skyer med nedbør er langt betre representert enn i totalmaterialet.

Når eg studerte relativ UV-stråling som funksjon av skymengd og skytyper såg eg at dei høge skyene har liten påverknad på UV-strålinga, at påverknaden frå mellomhøge og låge skyer utan nedbør er større, og at den største påverknaden kjem når dei mellomhøge og låge skyene fører nedbør med seg. Dette samsvara godt med den svenske undersøkinga. Denne gav stort sett same resultata med omsyn til høge skyer, medan vi fann visse avvik knytte til dei lågare skyene. Det som då viste seg var at den relative UV-strålinga er lågare i Bergen enn i Norrköping når det er overskya, og spesielt når det kjem nedbør. Det fortel at det ikkje berre regnar ofte i Bergen, intensiteten til nedbørskyene er også større. Før nedbøren kjem inn er det gjerne eit tjukt skyedekke, og når nedbøren fell over Sørlandet kan det vere opplett men grått i Bergen. Dermed får Bergen lågare relativ UV enn Norrköping også i opplett overskya vêr.

Er det derimot lettskya til halvskya er den relative UV-strålinga størst i Bergen. Dette kan kome av at skyene ikkje ligg tilfeldig spreidd. På dagar då sola står høgt på himmelen står skyene helst i aust/nordaust, slik at det vert meir solskin enn mengda av skyer skulle tilseie.

Referansar

Carlson, T., 2005: UV-stråling i Norge. Satellittestimater, modellestimater og bakkemålinger. Hovedfagsoppgave i meteorologi. Geofysisk institutt. Universitetet i Bergen.

Chipperfield, M. P. og W. J. Randel, 2003: Global Ozone: Past and Future, in: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. WMO, Global Ozone and Monitoring Project, Report No. 47, 4.1-4.94.

Dagestad, K. F., 2005: Estimating global radiation at ground level from satellite images. Dr. scient avhandling, Universitetet i Bergen.

Herman, J. R., P. K. Bhartia, J. Ziemke, Z. Ahmad og D. Larko, 1996: UV-B increases (1979-1992) from decreases in total ozone. - Geophys. Res. Lett. 23(16), 2117-2120.

Hess, M., P. Koepke, og I. Schult 1998: Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC, Bull. Am. Met. Soc., 79, 831-844.

Josefsson, W., og T. Landelius, 2000: Effect of clouds on UV irradiance: As estimated from cloud amount, cloud type, precipitation, global radiation and sunshine duration. J. Geophys. Res., Vol.105, No. D4, 4927-4935.

Josefsson, W., 2006: UV-radiation 1983-2003 measured at Norrköping, Sweden. Theor. Appl. Climatol., 83, 59-75.

Kerr, J. B. og G. Seckmeyer, 2003: Surface Ultraviolet Radiation: Past and Future, in: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. - WMO, Global Ozone and Monitoring Project, Report No. 47, 5.1-5.46.

Kidder, S. og Vonder Haar, T., 1995: Satellite Meteorology – An introduction. Academic Press.

Lindfors, A., A. Arola, J. Kaurola, P. Taalas og T. Svenöe, 2003: Long-term erythemal UV doses at Sodankylä estimated using total ozone, sunshine duration, and snow depth. J. Geophys. Res., Vol.108, No. D16, 4518.

Lindfors, A. og L. Vuilleumier, 2005: Erythemal UV at Davos (Switzerland), 1926-2003, estimated using total ozone, sunshine duration, and snow depth, J. Geophys. Res., Vol. 110, D02104.

Mayer, B., A. Kylling, S. Madronich og G. Seckmeyer, 1998: Enhanced absorption of UV radiation due to multiple scattering in clouds: Experimental evidence and theoretical explanation. J. Geophys. Res., Vol. 103, No. D23, 31241-31254.

McKinlay, A. og B. Diffey, 1987: A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin, CIE J, 6, 17-22.

Meteorologiske koder, synop (met.no).

Nakajima, T. og M. Tanaka, 1988: Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* 40(1), 51-69.

NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration) (www.srrb.noaa.gov/UV), US Department of Commerce.

Norsang G., F. Sigernes, Y. Gjessing, L. Kochbach, 2001: A T-shirt UV-radiation experiment in Tibet, *Applied Optics*, sept. 3, 2001. (www.fi.uib.no/AMOS/tshirt/).

Olseth, J.A. og A. Skartveit 1989: Observed and modelled hourly luminous efficacies under arbitrary cloudiness. *Solar Energy*, 42, 221-233.

Paltridge, G.W., og C.M.R. Platt 1976: *Radiative Processes in Meteorology and Climatology, Developments in Atmospheric Science*, 5, Elsevier Scientific Publishing Company.

Radiation Observations in Bergen, Norway: Radiation Yearbook Nr. 32-40 (1996-2004): The Radiation Observatory, University of Bergen.

Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier og D. Sowle (1998): SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. *Bull. Amer. Met. Soc.*, Vol. 79, No. 10, October 1998, 2101-2114. (www.crseo.ucsb.edu/esrg/pauls_dir/i1520-0477-079-10-2101.pdf).

Reuder, J., og P. Koepke, 2005: Reconstruction of UV radiation over southern Germany for the past decades, *Meteorol. Z.*, 14(2), 237-246.

Robinson, N., 1966: *Solar Radiation*. American Elsevier, New York.

Ruggaber, A., R. Dlugi, og T. Nakajima 1994: Modelling radiation quantities and photolysis frequencies in the troposphere, *J. Atmos. Chem.*, 18, 171-210.

SBDART (www.ices.ucsb.edu/esrg/pauls_dir).

Schwander, H., P. Koepke og A. Ruggaber, 1997: Uncertainties in modelled UV-irradiances due to limited accuracy and availability of input data. *J. Geophys. Res.* 102(D8), 9419-9429.

Schwander, H., A. Kaifel, A. Ruggaber og P. Koepke, 2001: Spectral radiative-transfer modeling with minimized computation time by use of neural-network technique, *Appl. Opt.*, 40, 3, 331-335.

Schwander, H., P. Koepke, A. Kaifel, og G. Seckmeyer 2002: Modification of spectral UV irradiance by clouds, *J. Geophys. Res.*, 107(D16), AAC7-1 to AAC7-12.

Seinfeld, J. H. og S.N. Pandis, 1998: *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley & Sons, Inc. New York.

Skartveit, A. og J. A. Olseth, 1986: Modelling slope irradiance at high latitudes. *Solar Energy*, 36, 333-344.

Stephens, G. L., 1984: The Parameterization of Radiation for Numerical Weather Prediction and Climate Models. *Monthly Weather Rev.*, **112**, 826-867.

Total Ozone Mapping Spectrometer, Ozone Processing Team – NASA /GSFC Code 613.3. (toms.gsfc.nasa.gov).

Trepte, S. og P. Winkler, 2004: Reconstruction of erythemal UV irradiance and dose at Hohenpeissenberg (1968- 2001) considering trends of total ozone, cloudiness and turbidity. *Theor. Appl. Climatol.* 77(3/4), 159-171.

University of Michigan, 2001:

(www.globalchange.umich.edu/globalchange2/current/lectures/ozone_deplete/ozone_deplete.html).

World Meteorological Organization (WMO), Scientific Assessment of Ozone Depletion, 1998.