

# **UV-stråling i Norge**

## **Satellittestimater, modellestimater og bakkemålinger**

**Hovedfagsoppgave i meteorologi**



**Thomas Carlson**

**Juni 2005**



**Geofysisk Institutt  
Universitetet i Bergen**



## Forord

Først vil jeg rette en stor takk til veilederen min, Jan Asle Olseth, for at jeg har fått jobbe med en interessant og god oppgave. Han har bidratt med gode råd og bra veiledning underveis. I tillegg må jeg si takk til Knut-Frode Dagestad for god hjelp med modellen.

Jeg må også takke medstudentene mine på Odd for noen trivelige og sosiale år. Det har vært mange gode diskusjoner, både faglige og ikke minst lite faglige. Takket være fotballinteressen til Frank, Vidar, Frode og ikke minst Roar, har det vært fint å komme på ”jobb” om mandagen. En stor takk rettes til de som gjorde det beste de kunne med en heller dårlig kaffetrakter.

Takk for meg!

Thomas



# Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon .....	1
2	Ultrafiolett stråling .....	3
2.1	Ozonlagets betydning .....	4
3	Strålingstransport gjennom atmosfæren .....	7
3.1	Direkte stråling .....	7
3.2	Diffus stråling .....	8
3.3	CIE vektingsfunksjon .....	11
4	Det norske UV-nettverket .....	13
4.1	Måleinstrumentene .....	14
4.2	Referanseinstrumenter .....	15
5	Satellittmålinger .....	17
5.1	Kalibrering .....	18
6	Satel-Light .....	23
7	Strålingstransportmodellen .....	27
7.1	Sensitivitetstester for ulike parametere .....	28
8	Validering av TOMS ozon data .....	33
9	Resultater og diskusjon .....	35
9.1	Spredningsdiagrammer for stasjonene .....	36
9.1.1	Trondheim .....	37
9.1.2	Kise .....	39
9.1.3	Bergen .....	41
9.1.4	Oslo .....	42
9.1.5	Landvik .....	44
9.2	Satellittestimater mot bakkemålinger .....	45
9.2.1	Midling av satellittdata .....	51
9.3	Modellestimater mot bakkemålinger .....	55
9.4	Modellestimater mot satellittestimater .....	61
10	Videre diskusjon .....	63
10.1	Solskinntid, skydekkefordeling og bakkeinstrumenter .....	63
10.2	Årsaker til feilestimering fra satellitt og modell .....	65
11	Oppsummering og konklusjon .....	69
	Referanser .....	73



## 1 Introduksjon

Etter at ozonhullet over Antarktis ble oppdaget i 1985 har både satellitter og bakkeinstrumenter blitt brukt til å måle ozonmengde i atmosfæren og ultrafiolett (UV) stråling på bakken. I de senere år er vi blitt mer oppmerksom på skader som solbrenthet, hudkreft og raskere aldring av huden forårsaket av soling. Det har samtidig økt interessen for den økende UV-mengden på nordlige breddegrader grunnet minkende ozonmengde i atmosfæren og viktigheten av å overvåke den. Bakkeinstrumenter er plassert mange steder i verden, men i hovedsak i nærheten av større byer og i de vestlige landene. Bakkeinstrumentene måler irradiansen ved bakken direkte, men det negative er at de måler over et veldig begrenset område og tettheten av slike instrumenter på bakken er for liten. Nettverket av bakkebaserte instrumenter er langt fra nok til å gi et globalt bilde av UV-stråling og er så godt som ikke-eksisterende over havområdene. Satellittestimater er derfor en svært viktig del av overvåkingen av ozonmengde og UV-stråling over store deler av verden.

Jeg skal i denne oppgaven blant annet sammenligne satellittdata fra EP/TOMS (Earth Probe/Total Ozone Mapping Spectrometer), heretter kalt satellitten, og bakkemålinger fra 5 ulike steder i Norge for å se hvor gode UV-estimater fra satellitten er ved breddegrader så langt nord som fra 58°N til 63°N. Ved å sammenligne satellittestimater med bakkemålinger kan en anslå hvor gode satellittestimatene er på tilsvarende breddegrader i områder hvor det ikke er plassert bakkeinstrumenter. Satellitten måler ikke ozonmengde eller UV-stråling på bakken, men beregner stråling og ozonmengde ved hjelp av differansen mellom innkommende irradians fra solen og reflektert irradians fra bakken og atmosfæren. Dessverre har satellittmålingene en dårlig oppløsning både i rom (opptil 100 X 50 km) og tid (én måling i døgnet). Satellitten har derimot mulighet til å gjøre estimeringer globalt og er dermed et nødvendig supplement til de stasjonære bakkeinstrumentene.

De døgnvise ozonverdiene fra satellitten bruker jeg som inputparametre i en modell til estimering av strålingstransport gjennom en planparallell atmosfære, SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer). Modellen beregner klarværs irradians og sammen med en skyindeks hentet fra Satel-Light prosjektet beregnes halvtimes UV-verdier ved aktuelle skyforhold ved de samme posisjonene der bakkeinstrumentene er lokalisert. Modellestimatene av UV sammenlignes senere mot både bakkemålinger og satellittestimater av UV.

Statens Strålevern har et nettverk på syv stasjoner i Norge, der de registrerer UV-stråling mellom Landvik (58°N) i sør og til Ny-Ålesund (79°N) i nord. Dette nettverket har vært operativt siden 1996. EP/TOMS startet sine målinger i slutten av juli 1996 og er pr. april 2005 fortsatt i drift. Jeg har valgt å arbeide med bakke- og satellittdata fra perioden august 1996 til desember 1997 i denne oppgaven.

Satellitten registrerer svært få UV-målinger ved de to nordligste stasjonene, Tromsø (69°N) og Ny-Ålesund. Samtidig gir ikke den geostasjonære METEOSAT satellitten, som Satel-Light henter sine data fra, skyindeks nord for 64°N i Norge. De to nordligste stasjonene blir derfor ikke vektlagt i denne oppgaven. Bortsett fra en verifisering av EP/TOMS-satellitten sine ozondata mot ozonmålinger gjort med bakkeinstrumenter i Tromsø blir oppgaven konsentrert rundt de 5 sørligste stasjonene Trondheim (63°), Kise (60°), Bergen (60°), Oslo (59°) og Landvik.

I sammenligningene mellom satellittdata, modellestimater og bakkemålinger gjøres et skille avhengig av skydekke. Det beregnes MBD (Mean Bias Deviation) og RMSD (Root Mean Square Deviation) mellom de ulike datasettene for antatt klare, delvis skyete og helt overskyete dager utfra forholdet mellom en beregnet maksimal solskinnstid (Olseth et al. 1995) og målt solskinnstid på den enkelte stasjon. Målet er å se om satellitten og modellen håndterer ulike skyforhold like godt, eller om det er systematiske forskjeller mellom de ulike datasettene for stasjonene.

I kapittel 2 gis en generell innføring i UV-stråling og ozonlaget som er det viktigste skjoldet mot UV-strålingen. Kapittel 3 gir en teoretisk forklaring på strålingstransport gjennom atmosfæren og hvordan det biologiske virkningsspekteret for erytem UV påvirker effekten av UV-stråling. I de neste 4 kapitlene presenteres det norske UV-nettverket, satellitten, Satel-Light prosjektet og modellen som er brukt. I kapittel åtte valideres ozondata fra satellitten og i kapittel ni fremstilles resultater og valg som er tatt underveis sammen med en diskusjon. Grunner til feilestimering diskuteres i kapittel 10 og til slutt blir et sammendrag og en konklusjon gitt i kapittel 11.



## 2 Ultrafiolett stråling

Som en naturlig del av solens utstråling finner vi den ultrafiolette (UV) strålingen. Solen emitterer stråling med alle bølgelengder fra kortere enn 0,01 nm (nanometer –  $10^{-9}$  m) til bølgelengder på flere hundre metre. Ca 6 % av denne strålingen ligger innenfor UV-spekteret som er fra 10 nm til 400 nm (Gelsor 2004). Det er først og fremst ozon ( $O_3$ ), nitrogen ( $N_2$ ) og oksygen ( $O_2$ ) som absorberer UV-strålingen og vi deler opp UV-spekteret i ulike deler avhengig av bølgelengden:

**Ekstrem UV:** Dette er den strålingen med kortest bølgelengder, 10-100 nm. Denne strålingen blir absorbert og spredd allerede i termosfæren, i hovedsak av  $N_2$  og  $O_2$ , og når dermed aldri ned til bakkenivå.

**Fjern UV:** Bølgelengder mellom 100 nm og 200 nm, som heller ikke når ned til bakken.  $O_2$  absorberer denne strålingen i mesosfæren og stratosfæren.

UV-stråling omtalt i dagligtale omfatter et bølgelengdeintervall hvor verken den ekstreme eller fjerne UV-strålingen er medregnet. Inndelingen av UV-stråling er da gitt som:

**UV-C:** UV-stråling med bølgelengder kortere enn 290 nm vil ikke kunne nå ned til bakken. Siden denne strålingen har bølgelengder mellom 200 nm og 280 nm vil det aller meste bli absorbert av ozon og oksygen, og ikke noe vil kunne nå bakkenivå.

**UV-B:** Strålingen i bølgeområdet 280-320 nm er sterkt avhengig av ozonmengden i stratosfæren. Ozon absorberer deler av strålingen i dette området og bare 10 % - 30 % av denne strålingen vil nå bakken (NRPA 2005).

**UV-A:** Det meste av strålingen mellom 320 nm og 400 nm blir mindre svekket av ozon og vil kunne nå bakken. Strålingen kan bli spredd eller absorbert i skyer og av aerosoler i atmosfæren men mesteparten vil kunne nå ned til bakken.

UV-strålingen som når jorden varierer kraftig fra dag til dag. De store variasjonene skyldes i hovedsak varierende skydekke men også varierende ozonmengde spiller en stor rolle. Et tykt skydekke kan dempe UV-strålingen med mer enn 95 %. På den andre siden kan et delvis skydekke bidra med refleksjoner fra skyer og gi et UV-nivå som er mer enn 10 % høyere enn klarværsnivået (Braathen et al. 1998). Hvis en har skyfritt rundt solen vil en få direkte stråling fra solen som i klarvær, mens skyer ved strategiske posisjoner rundt vil kunne reflektere

stråling til det samme området. Dermed vil den diffuse strålingskomponenten øke og kunne skape en totalstråling som er høyere enn i klarvær. Dette kan også skje i et område med fersk snø som gjerne kan reflektere så mye som 94 % av den innfallende UV-strålingen.

I motsetning til ozon har effekten fra skyer vært antatt å være tilnærmet uavhengig av bølgelengden og dempet UVA- og UVB-stråling i like stor grad (Webb 1992). Det viser seg imidlertid at siden skyens refleksjon i sammenheng med andre bølgelengdeavhengige prosesser i atmosfæren skaper en bølgelengdeavhengighet når skyer er tilstede også i UV-spekteret. Fotoner reflekteres opp i atmosfæren fra skyene hvor de blir spredt ned igjen. Så bølgelengdeavhengigheten er et resultat av skyens refleksjon og Rayleigh spredning i atmosfærelag over skytoppene (Kylling et al. 1997).

## **2.1 Ozonlagets betydning**

Ozon er en gass som absorberer og hindrer deler av UV-strålingen i å nå bakken. Omtrent 90 % av ozonet finner vi i den delen av atmosfæren som omtales for ozonlaget, mellom 10 km og 50 km over bakken. Resten fordeler seg fra bakkenivå til toppen av atmosfæren. Som beskrevet tidligere blir all stråling med bølgelengder kortere enn 290 nm absorbert i ozonlaget eller høyere oppe i atmosfæren. Det er først og fremst UVC- og UVB-strålingen ozonlaget beskytter oss mot.

Selv om denne type stråling er skadelig for livet på jorden er ikke all UV-stråling negativ.

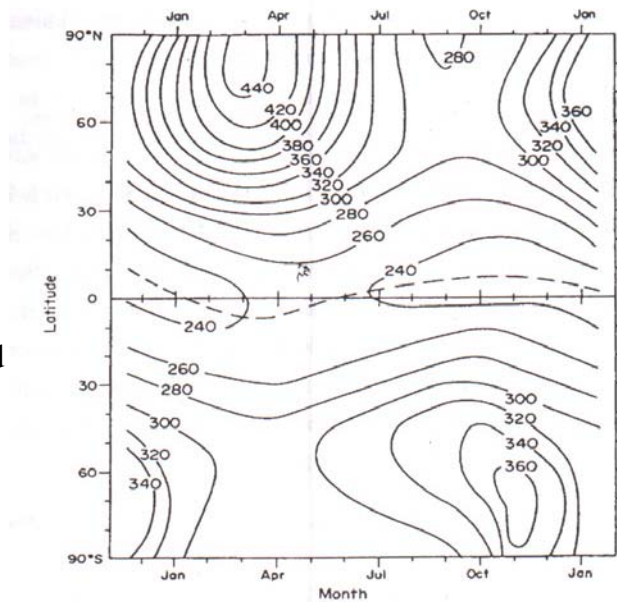
UV-stråling ved kortere bølgelengder, rundt 200 nm, bidrar til å produsere ozon.

Oksygenmolekyler absorberer UV-stråling og splittes i to atomer. Ett fritt atom kombineres så med et oksygenmolekyl og danner et ozonmolekyl. Siden solstrålingen er sterkest ved ekvator vil det bli dannet mest ozon her. Ozonet blir så transportert mot polene av stratosfæriske forstyrrelser. Ozonmengden er summen av ozonkonsentrasjonen mellom bakken og toppen av atmosfæren. Figur 2.1 viser sesong- og breddegradsvariasjoner av ozonmengden. Selv om det dannes mest ozon ved lavere breddegrader vil mye av det gjenværende ozonet bli brutt ned av sterk solstråling med lengre bølgelengder og dermed skape et relativt tynt ozonlag på lave breddegrader. I sub-polare strøk er vanligvis ozonmengden størst. Her er ikke solstrålingen sterk nok til å bryte ned så mye av ozonet og dessuten får disse områdene stadig tilførsel av ozon fra breddegrader lengre sør (nord) på den nordlige (sørlige) halvkule. I området rundt polene vil ozonmengden minke betraktelig om vinteren siden det ikke er nok sollys til å

produsere ozon og nedbrytningen er sterkere enn tilsiget fra sør (nord) på den nordlige (sørlige) halvkule.

Rundt 60°N vil det være mest ozon om våren og minst ozon tidlig på høsten. Dette skyldes først og fremst at solstrålingen om våren ikke har rukket å bryte ned mye av ozonet, mens om høsten har sommerens solskinn brutt ned mye av ozonet og tilsiget er ikke stort nok fra ekvator til å opprettholde konsentrasjonen. I løpet av vinteren vil ozonlaget styrkes siden solstrålingen er lav på denne årstiden. Tilsiget blir dermed større enn nedbrytningen og vil øke ozonkonsentrasjonen på våre

breddegrader. Over våre områder vil variasjonen i ozonmengden være stor på en kort tidsskala. Utslaget i daglig variasjon kan være like stor som årsvariasjonen. Dette kommer av at transporten av ozon, ikke produksjonen, er utslagsgivende på høye breddegrader (Thorsen 2001).



**Figur 2.1: Ozonutbredelse skissert over breddegrader og måneder. Verdier gitt i Dobson Units (Gelsor 2004).**



### 3 Strålingstransport gjennom atmosfæren

UV-stråling fra solen endres gjennom absorpsjon og spredningsprosesser fra gasser og partikler på vei gjennom atmosfæren, hvor absorpsjonsprosessene er de viktigste. De mest effektive absorpsjonsdelene er nitrogen og oksygen i den øverste delen av atmosfæren og ozon i mesos- og stratosfæren. I tillegg bidrar aerosoler og skyer i troposfæren til en økt absorpsjon og spredning før strålingen når bakkenivå.

Solens irradians ved bakken eller en gitt høyde over bakken kan beregnes ved hjelp av ligninger som skisserer strålingstransporten gjennom atmosfæren. UV-strålingen dekomponeres i en direkte og en diffus komponent. Hvor stor del av strålingen som er direkte og diffus avhenger av den optiske tykkelsen på atmosfæren som i stor grad bestemmes av skydekke og aerosolmengde. Molekylær spredning er mest effektiv ved korte bølgelengder og det gjør den svært sterk i UV området. Det fører til at den diffuse komponenten av strålingen er stor og kan i enkelte tilfeller være større enn den direkte komponenten også i klarvær. Spredningen fra aerosoler er svakt avhengig av bølgelengden, mens spredning i skyer blir tilnærmet uavhengig av bølgelengden grunnet multippel spredning.

#### 3.1 Direkte stråling

Den direkte nedoverrettede irradiansen,  $F_{dir}$ , er gitt ved

$$F_{dir}(\tau, \mu_0, \phi_0) = \mu_0 F_\infty e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}, \quad (3.1)$$

hvor  $\mu_0 = \cos \theta_0$  og  $\theta_0$  er solens senitvinkel.  $\phi_0$  er solens asimutvinkel og  $F_\infty$  er irradians ved toppen av atmosfæren. Det er underforstått at  $F$  og  $\tau$  også er funksjoner av bølgelengden. Ved store senitvinkler er ikke lenger  $\mu_0 = \cos \theta_0$ , da jordens krumning også må taes med i betraktningen (Gelsor 2004).

$\tau$  er optisk tykkelse, en dimensjonsløs størrelse som gir et mål på hvor tykt et medium er med tanke på hvor mye stråling som passerer gjennom det.

$$\tau(\lambda) = \sum_i \int_{z_0}^{\infty} \sigma_i(\lambda) \eta_i(z) dz, \quad (3.2)$$

hvor  $\eta_i(z)$  er tettheten i høyde  $z$  for en partikkel  $i$ . Ekstinksjonstverrsnittet,  $\sigma_i(\lambda)$ , består av to deler,

$$\sigma_i(\lambda) = \sigma_{i(a)} + \sigma_{i(s)}, \quad (3.3)$$

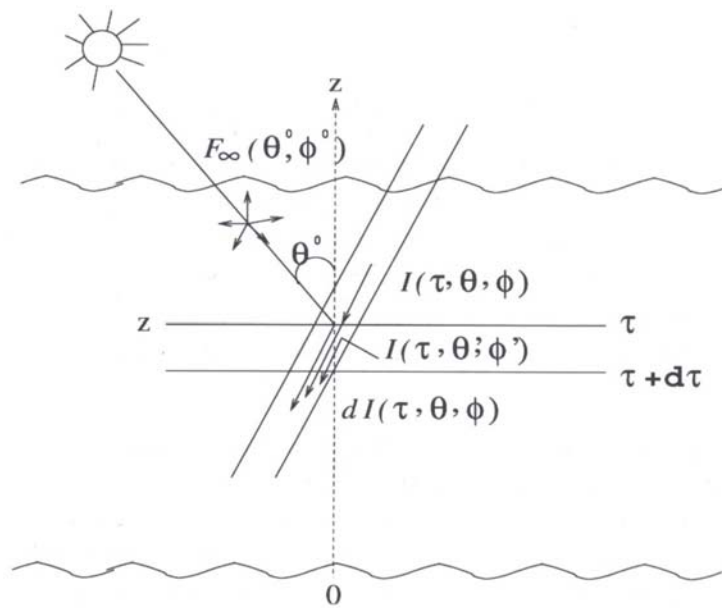
der de to leddene beskriver en absorpsjonsdel og en spredningsdel.

### 3.2 Diffus stråling

Stråling som blir spredd i atmosfæren kalles diffus stråling. Strålingstransporten er skissert i figur 3.1 og den spektrale ligningen for diffus stråling kan skrives slik:

$$\begin{aligned} -\mu \frac{dI(\tau, \theta, \phi)}{d\tau} = & -I(\tau, \theta, \phi) \\ & + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} I(\tau, \theta', \phi') P(\tau, \theta, \phi, \theta', \phi') d(\cos(\theta')) d\phi' \\ & + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} P(\tau, \theta, \phi, \theta_0, \phi_0) F_\infty e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}, \end{aligned} \quad (3.4)$$

hvor det er underforstått at alle parametere, utenom  $\theta$ ,  $\phi$  og  $\mu_0$ , også er funksjoner av bølgelengden.  $\tau$  er optisk tykkelse,  $\tilde{\omega}$  er single scattering albedo og  $P$  er fasefunksjonen. Single scattering albedo er definert som forholdet mellom sprednings optisk tykkelse og summen av spredning og absorberende optisk tykkelse.  $\tilde{\omega}$  er da lik 1 for et ikke-absorberende medium og 0 hvis ikke noe av strålingen blir spredd. Leddet til venstre for likhetstegnet i 3.4 er forandring av diffus stråling gjennom et lag  $d\tau$ . Første ledd på høyre side er den diffuse strålingen med innfallsvinkel  $\theta$  og  $\phi$ . Det andre leddet er diffus stråling som blir spredd inn i banen i laget  $d\tau$  fra alle andre vinkler, mens det tredje er direkte stråling fra solen som blir spredd for første gang inn i den diffuse banen i det samme laget.



Figur 3.1: Skjematisk forklaring på den diffuse strålingstransportligningen (3.4). Bildet viser variasjon av diffus radian,  $dI(\tau, \theta, \phi)$ , etter å ha passert gjennom et medium med dybde  $d\tau$ .  $d\tau$  er angitt som svekkelsen av den diffuse radiansen ( $I(\tau, \theta, \phi)$ ), bidraget fra den spredte direkte strålingen ( $F_\infty(\tau, \theta_0, \phi_0)$ ) og bidraget fra diffus radians fra alle andre retninger ( $I(\tau, \theta', \phi')$ ) (Gelsor 2004).

Fasefunksjonen gir et bilde av hvordan den angulære distribusjonen av spredningen skjer. Frekvensavhengigheten er først og fremst viktig i en skyfri atmosfære. Det viser seg at de fleste skyer er optisk tykke,  $\tau > 5$  (Stephens 1984), og fasefunksjonen sin avhengighet av bølgelengde er derfor ikke så viktig siden den multiple spredningen i skyen ser ut til å jevne ut toppene. En parameter som ofte brukes i en skyet atmosfære er asymmetriparameteren:

$$a = \frac{1}{2} \int_{-1}^{+1} P(\tau, \theta, \theta', \phi') \mu d\mu, \quad (3.5)$$

som varierer fra  $-1$  ved fullstendig tilbakespredning, via  $0$  ved isotrop spredning, til  $+1$  ved fullstendig forover spredning. Den brukes jevnlig i analytiske formler for å approksimere fasefunksjonen. Bortsett fra når det er iskrystaller i skyene varierer asymmetriparameteren lite. Typisk verdier for  $a$  i et lavere skyedekke er mellom  $0,75$  og  $0,9$  (Stephens 1984).

Hvis en antar en plan parallell atmosfære som samtidig er ikke-homogen vertikalt og der er en reflekterende overflate, kan (3.4) skrives,

$$\begin{aligned}
-\mu \frac{dI(\tau, \theta, \phi)}{d\tau} = & -I(\tau, \theta, \phi) \\
& + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{2} \int_{-1}^{+1} I(\tau, \theta', \phi') P(\tau, \theta, \phi, \theta', \phi') d(\cos(\theta')) \\
& + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} P(\tau, \theta, \phi, \theta_0, \phi_0) F_{\infty} e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \\
& + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} \rho_s(\theta, \phi, \theta_0, \phi_0) P(\tau, \theta, \phi, -\theta_0, -\phi_0) F_{\infty} e^{-\frac{2\tau_a - \tau}{\mu_0}}, \tag{3.6}
\end{aligned}$$

hvor det siste leddet i ligningen beskriver tilskudd fra direkte stråling som er reflektert fra bakken, opp igjen til høyden  $\tau + d\tau$  og derfra spredt tilbake inn i den diffuse banen.  $\rho_s(\theta, \phi, \theta_0, \phi_0)$  er bakkerefleksjonen som er en funksjon av solens posisjon og refleksjonsvinkelen fra overflaten.

Med en antatt planparallell atmosfære kan atmosfæren tilnærmet deles i en serie horisontale lag hvor hvert lag kan ha ulike optiske egenskaper. Hvert lag blir derimot antatt å være homogent og analytiske løsninger kan dermed oppnås for hvert enkelt lag.

Denne ligningen er svært komplisert å løse, men det finnes flere måter å tilnærme seg løsningen på. Metoden DISORT er en av de mest brukte. Den ble først utviklet av Chandrasekhar (1960). Den viste seg å være for komplisert og inneholdt feil slik at den var lite brukbar. Den har senere blitt videre utviklet av Stamnes et al. (1988) og brukes bl.a. i modellen SBDART. Metoden er basert på å utvide fasefunksjonen i en rekke av  $2N$  Legendre polynomer;

$$P(\tau, \theta, \phi, \theta', \phi') = \sum_{m=0}^N \sum_{l=m}^N \omega_l^m P_l^m(\tau, \theta) P_l^m(\tau, \theta') \cos(m(\phi - \phi')) \tag{3.7}$$

og utvider den diffuse radiansen i Fourier cosinus serier;

$$I(\tau, \theta, \phi) = I^0(\tau, \theta) + \sum_{m=1}^{2N-1} I^m \cos(m(\phi^0 - \phi)) \tag{3.8}$$

For videre utledninger vises det til Chandrasekhar (1960) og Stamnes et al. (1988).



### 3.3 CIE vektingsfunksjon.

Ozon absorberer deler av solstrålingen i UV-området. Men den absorberer ikke jevnt i hele bølgelengdespekteret. All stråling med bølgelengder kortere enn 290 nm blir absorbert fullstendig før det når jordens overflate, mens absorpsjonen fra ozon avtar gradvis med økende bølgelengde og blir ubetydelig for bølgelengder lengre enn 340 nm.

Et virkningsspekter for en viss biologisk effekt angir et mål på hvor effektiv de ulike bølgelengdene er for den spesifikke effekten. Virkningsspekteret som gjelder for erytem UV, som skaper bruning eller solforbrenning i huden, er CIE (Commision Internationale de l'Éclairage) virkningsspekteret. Dette er implementert i satellitalgoritmen og er også lagt til grunn i estimeringene fra modellen og bakkemålingene.

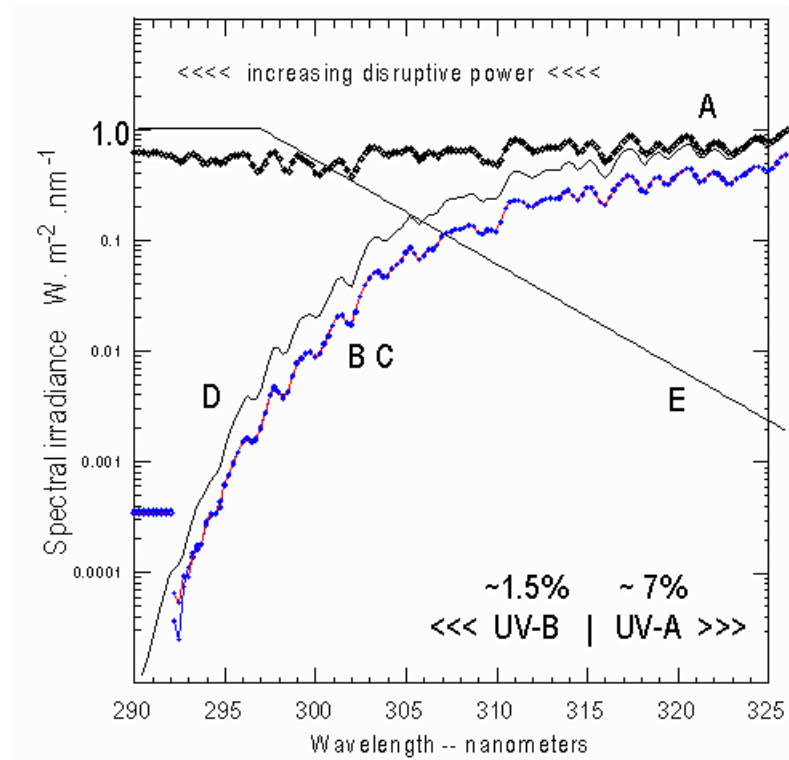
Vektingsfunksjonen  $E(\lambda)$  avhenger av bølgelengden  $\lambda$  som:

$$\begin{aligned} E(\lambda) &= 1 && \text{når } 250 \text{ nm} < \lambda < 298 \text{ nm}, \\ E(\lambda) &= 10^{0.094(298-\lambda)} && \text{når } 298 \text{ nm} < \lambda < 328 \text{ nm}, \\ E(\lambda) &= 10^{0.015(139-\lambda)} && \text{når } 328 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm}, \end{aligned} \quad (3.9)$$

For mer informasjon se McKinlay og Diffey (1987).

Figur 3.2 viser flere spektre i UVA- og UVB-bølgelengdeområdet. Den tykke svarte kurven (A) viser den spektrale irradiansen fra solen utenfor atmosfæren. Den røde og blå grafen (B og C) er spektrale målinger gjort på bakkenivå midt på dagen for to klare dager i midten av juni. Den tynne svarte kurven (D) er et estimert strålingsspekter hvor irradiansen i A er redusert bare på grunnlag av den gjennomsnittlige ozonverdien for de to dagene. D er konsekvent høyere enn bakkemålingene, B og C, og det skyldes i hovedsak at også andre komponenter i atmosfæren svekker den innkommende solstrålingen som ikke er tatt med her. Grafen E viser det biologiske virkningsspekteret og er en dimensjonsløs parameter. Figur 3.2 og ligning 3.9 viser at for stråling med bølgelengder kortere enn 298 nm er CIE-vektingsfunksjonen lik 1, mens CIE-vektingsfunksjonen avtar raskt med økende bølgelengder. Selv om UVA-strålingen om sommeren er mye sterkere enn UVB-strålingen, gjør CIE-vektingen at UVA-strålingen bare utgjør ca 20 % av den totale erytemeffekten på våre breddegrader (Bredholt et al. 2000).

Vektfaktoren faller fra 1,0 ved korte UVB bølgelengder til nesten  $10^{-4}$  for de lengste UVA bølgelengdene ned mot 400 nm.

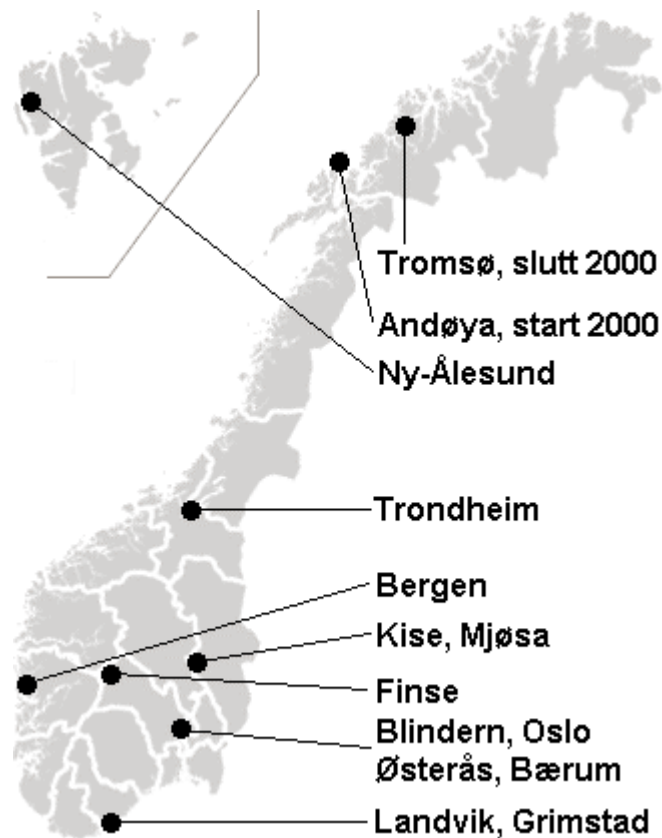


**Figur 3.2:** Spektral irradians som funksjon av bølgelengde i UVA- og UVB-bølgelengdeområdet. A er innstråling fra solen ved utkanten av atmosfæren, mens B og C er irradiansen målt på bakken for to klare dager i midten av juni. D er en estimert bakkeverdi basert bare på verdiene fra A og en reduksjon fra den gjennomsnittlige ozonmengden for de to dagene. E er CIE-vektet virkningsspektrum gitt av ligning (3.9) (dimensjonsløs). Pilene øverst i bildet viser en økende skadelig virkning ved lavere bølgelengder (The Green Lane 2003)

## 4 Det norske UV-nettverket

Det norske UV-nettverket har i sin nåværende form eksistert siden 1996 og består av 7 stasjoner som skal dekke mest mulig av landet vårt. De er plassert ved Grimstad (58°N), Universitet i Oslo (60°N), Universitetet i Bergen (60°N), Kise (61°N), Universitetet i Trondheim (63°N), Universitetet i Tromsø (70°N) og Ny-Ålesund på Svalbard (79°N). Norsk Institutt for Luftforskning (NILU) har ansvaret for driften av instrumentene i Oslo, Tromsø og Ny-Ålesund, mens Statens Strålevern (NRPA) har ansvaret for resten.

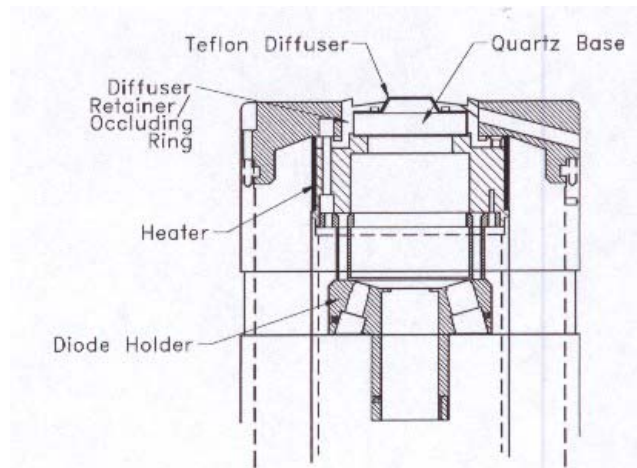
Målingene på stasjonene er automatiserte. De utføres hvert minutt, lagres på lokale datamaskiner og bearbejdes av NRPA og NILU.



Figur 4.1: Oversiktskart over stasjonene i Norge (NRPA 2005).

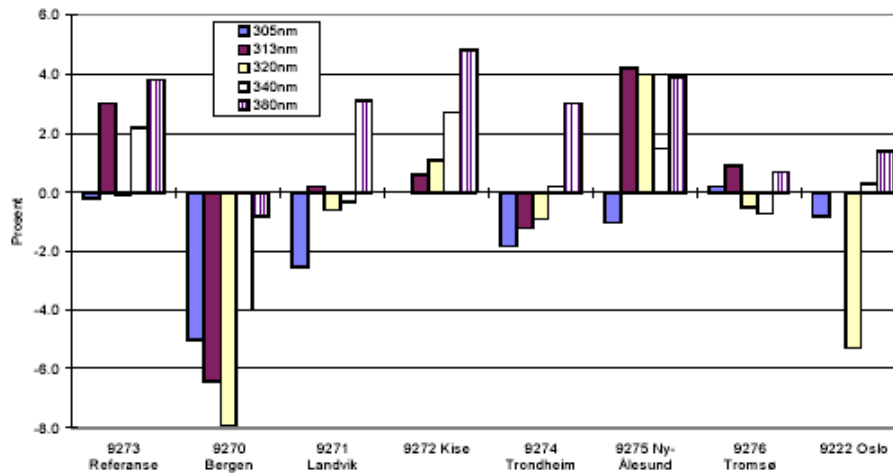
## 4.1 Måleinstrumentene

De syv instrumentene som er plassert på målestasjonene er like og er av type GUV (Ground-based Ultraviolet Radiometer) 541 fra Biospherical Instruments (figur 4.2). GUV 541, senere kalt bakkeinstrumentet, er et flerkanals filterradiometer som måler irradians ved 5 bølglengdeintervaller i UV-området. Båndbredden på kanalene er ca 10 nm med sentrum ved 305 nm, 313 nm, 320 nm, 340 nm og 380 nm (Biospherical Instruments 1998).



Figur 4.2: Tverrsnitt av et GUV radiometer (Biospherical Instruments 1998).

Selv om instrumentene, bortsett fra det på Blindern (UiO, 1994), er kjøpt inn samtidig og er fra samme produsent, er det relativt stor variasjon i følsomheten til de ulike instrumentene. Som figur 4.3 viser er det drift og forandringer i alle de ulike instrumentenes følsomhet på flere av kanalene i løpet av halvannet år. Instrumentet plassert i Bergen avviker mest med 8 prosent drift på en av kanalene fra instrumentene ble kjøpt inn til slutten av 1997 (Hannevik et al. 1998). Det viser at de årlige kalibreringene er svært viktig. Med bare én årlig kalibrering mot referanseinstrumentet er det en usikkerhet i målingene fra de ulike stasjonene. Siden det også er drift i referanseinstrumentet vil det være en usikkerhet i de enkelte stasjonenes data også etter at korrigeringer er gjort. Men siden en slik drift er relativt lett å spore, vil slike feil kunne korrigeres slik at tidsseriene ikke inneholder for store avvik.



Figur 4.3: Drift for hver kanal for samtlige instrumentet fra mai 1995 til juni/juli 1997, basert på fabrikkens årlige recalibrering av referanseinstrumentet og årlige sammenligningsmålinger med referanseinstrumentet (Hannevik et al. 1998).

I tillegg til mulig drift i instrumentet kan målingene påvirkes av eksterne ting som smuss og temperaturforandringer. Det antas derfor en usikkerhet i de daglige UV-dosene på 5 % (Johnsen et al. 2002).

## 4.2 Referanseinstrumenter

I tillegg til de syv bakkeinstrumentene finnes et åttende tilsvarende instrument som kun brukes som referanseinstrument. Over tid endres nemlig instrumentets følsomhet og det er da viktig både med årlige kalibreringer og sammenligninger ellers i året. Referanseinstrumentet er på flere internasjonale sammenligninger hvert år og kalibreres hver vår. Om sommeren sirkulerer det rundt på de ulike stasjonene slik at instrumentfeil kan korrigeres uten å få avbrudd i tidsseriene.

I tillegg til referanseinstrumentet brukes også et spektralradiometer til korreksjon av GUV-instrumentene. Instrumentet er en dobbeltgitter monokromator, Bentham DM 150, som måler spektral irradians over et bølgeområde på 1 nm. Det måler stråling i området 290 nm til 450 nm og har i tillegg et roterende skygebånd som kan skygge for solen og da kun måle den diffuse strålingen.

På samme måte som GUV-referanseinstrumentet blir også Bentham radiometeret testet og kalibrert årlig.



## 5 Satellittmålinger

TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) er et instrument som måler innfallende solstråling og reflektert stråling fra jorden ved seks ulike bølgelengder. Instrumentet er en enkel monokromator med spalteåpninger på 1nm. TOMS er festet til en satellitt, Earth Probe (EP), som ble skutt opp 2. juli 1996 i 500 kilometers høyde i en solsynkron polar bane med en inklinasjonsvinkel på 98°. EP/TOMS omtales i senere kapitler bare som satellitten.

Opprinnelig skulle disse målingene utfylle målingene fra et annet instrument, ADEOS TOMS, som gjorde tilsvarende målinger i 800 kilometers høyde men med dårligere oppløsning.

EP/TOMS startet sine målinger 25. juli 1996. Grunnet skade på ADEOS TOMS ble EP/TOMS i perioden 4-12 desember 1997 hevet til 739 kilometers høyde hvor den i dag fortsatt er i drift. Fra disse målingene blir ozonmengden i atmosfæren og UV-stråling ved bakken estimert.

TOMS skanner vinkelrett i forhold til sin bane, fra 51 grader til venstre til 51 grader til høyre med 3 graders intervall. Den gjør 35 målinger før den returnerer til utgangspunktet, uten å gjøre målinger på tilbakeveien. En måleperiode varer 8 sekunder. For hver av de 35 registreringene gjøres to målinger for hver bølgelengde. Dette blir gjort for å minimere feil i estimert ozonmengde grunnet ulikt måleområde. TOMS sitt øyeblikksbilde har en utstrekning på 3 ganger 3 grader og det gir et stort målefeltareal for instrumentet ved de ulike bølgelengdene. Måleområdet blir vesentlig større ved de ytterste målepunktene enn målingene gjort normalt på jorden. Normalt på jorden måler TOMS over et område på 26 X 26 km, mens den i sitt ytterste synsområde dekker et område på 60 X 33 km. Etter at satellitten ble hevet økte synsområdet til 38 X 38 km normalt på jorden og 99 X 52 km ved ytterste område.

Dette TOMS instrumentet skiller seg fra de to foregående, Nimbus-7 (1978-1993) og Meteor-3 (1991-1994), ved at det har ulike bølgelengder ved to av kanalene. I stedet for 340 nm og 380 nm som ble brukt tidligere, blir det i den nye versjonen målt med 308,6 nm og 322,3 nm. Grunnen til dette er at 308 nm målingene er mindre utsatt for kalibreringsfeil og 322 nm gir bedre ozonestimater ved høyere breddegrader. I tillegg til disse to kanalene gjør instrumentet målinger på følgende bølgelengder: 313,5 nm, 317,5 nm, 331,2 nm og 360,4 nm. Hver kanal har en spalteåpning på 1 nm, med sentrum i de oppgitte verdiene. Det biologiske virkningsspekteret som er implementert til å beregne erytem UV-stråling ved

bakken er det som er regnet som standard av Commission Internationale de l'Eclairage (CIE) og forklart i kapittel 3.3.

TOMS måler ikke ozonmengden i atmosfæren direkte, men bruker en strålingsmodell som er en funksjon av ozonmengde, breddegrad, synsfelt og bakkealbedo for å beregne en teoretisk reflektert radians fra jorden. Ved å sammenligne en teoretisk og målt radians kan en finne hvilken ozonmengde algoritmen for instrumentet trenger for å gi samme radians som den instrumentet har målt.

Et problem ved tidligere instrumenter har vært at sensitiviteten til instrumentet svekkes over tid og kan gi feilmålinger hvis det ikke kalibreres jevnlig. Platen som reflekterer irradiansen fra solen og inn i instrumentet vil miste noe av sin refleksjonsevne over tid og målingene blir da unøyaktige hvis dette ikke tas i betraktning. På EP/TOMS er det bygget inn tre slike plater som utsettes for sollys med forskjellig tidsintervall. Platene er montert sammen i et triangel og kan roteres. Dermed kan platene, kalt 'Referance', 'Working' og 'Cover', jevnlig roteres i posisjon til solen og instrumentet. 'Referance' platen blir utsatt for en liten del sollys hver femte uke, 'Working' platen en gang i uken, mens 'Cover' platen blir eksponert for solen resten av tiden. På denne måten kan svekkelsen av platens refleksjonsevne beregnes og en mer riktig irradians måles.

## 5.1 Kalibrering

Den målte radiansen fra jorden og irradiansen fra solen kan sees på hver for seg.

Den reflekterte radiansen som blir registrert av instrumentet,  $I_m(t)$ , ved et tidspunkt ( $t$ ) beregnes slik:

$$I_m(t) = C_r k_r G_r f_{inst}(t), \quad (5.1)$$

hvor

$C_r$  = digitale tellinger gjort mot jorden

$k_r$  = radians kalibreringskonstant

$G_r$  = korreksjonsfaktor som bestemmer lineariteten i instrumentet

$f_{inst}$  = korreksjon for instrumentforandringer



Den registrerte irradiansen fra solen,  $F_m(t)$ , ved et tidspunkt (t) blir beregnet slik:

$$F_m(t) = C_i k_i G_i f_{inst}(t) / g \rho(t), \quad (5.2)$$

hvor

$C_i$  = digitale tellinger gjort av irradiansen fra solen

$k_i$  = irradians kalibreringskonstant

$G_i$  = korreksjonsfaktor som bestemmer lineariteten i instrumentet

$\rho(t)$  = refleksjonsplatens refleksivitet

$g$  = relativ angulær korreksjon for platens refleksivitet

EP/TOMS bruker den normaliserte radiansen,  $I_m/F_m$ , til å beregne ozonmengden. Slik at  $f_{inst}$  ikke påvirker beregningen. Den viktigste variabelen for tidsavhengig kalibrering er da refleksjonsevnen til cover platen som reflekterer sollyset inn i instrumentet. Fra oppskyting i 1996 til slutten av 1997 var refleksjonen redusert med bare 1,0 % for 308 nm kanalen og 0,7 % for 360 nm, med en usikkerhet på 0,1%. I stedet for å bruke separate verdier for  $k_r$  og  $k_i$ , brukes en kombinert kalibreringskonstant  $K$ , kalt albedo kalibreringskonstanten, som er forholdet mellom  $k_r$  og  $k_i$ .

Vi står da igjen med en normalisert radians:

$$\frac{I_m}{F_m} = \frac{C_r}{C_i} K \frac{G_r}{G_i} g \rho(t) \quad (5.3)$$

Bølgelengde (nm)	Albedo kalibreringskonstant (str <sup>-1</sup> )
308,60	0,087
313,50	0,088
317,50	0,089
322,30	0,088
331,20	0,091
360,40	0,094

Tabell 5.1: Kalibreringskonstant for de ulike bølgelengdene, beregnet før oppskyting.

Strålingen vil bli delvis absorbert og spredt når den går gjennom atmosfæren. Intensiteten ( $I$ ) er tilnærmet:  $I \propto \exp(-n\alpha)$ , der  $n$  er antall bestander som kan absorbere strålingen og  $\alpha$  angir absorpsjonseffektiviteten til den enkelte.

For å kunne beregne radiansen og irradiansen må følgende verdier være kjente:

- Absorpsjonskoeffisientene for ozon som en funksjon av temperatur for de ulike bølgelengdene.
- Rayleigh sprednings koeffisienter om er proporsjonal med  $1/\lambda^4$ .
- Temperaturprofilen i atmosfæren.
- Ozonprofilen i atmosfæren.
- Solens senitvinkel.
- Satellittens senitvinkel.
- Vinkelen mellom solens innstråling og planet EP/TOMS skanner over.
- Lufttrykket på bakken.

EP/TOMS måler ikke monokromatisk radians. Det måles med et intervall på ca 0,05nm over spalteåpningene. Det integreres da over alle bølgelengdene det er målt med slik at den normaliserte radiansen,  $I/F$ , blir:

$$A(\lambda_0) = \frac{\int A(\lambda)F(\lambda)S(\lambda)d\lambda}{\int F(\lambda)S(\lambda)d\lambda}, \quad (5.4)$$

hvor

$$A(\lambda) = \frac{I(\lambda)}{F(\lambda)} \text{ ved bølgelengde } \lambda,$$

$$F(\lambda) = \text{solar fluks ved bølgelengde } \lambda,$$

$$I(\lambda) = \text{radiansen fra jorden ved bølgelengde } \lambda,$$

$$S(\lambda) = \text{instrumentets responsfunksjon ved bølgelengde } \lambda.$$

For å kunne beregne radiansen fra et område må høyden og reflektansen fra overflaten være kjent. I denne algoritmen er det antatt at refleksjon fra jorden og atmosfærene kun skjer fra to steder; et skydekke eller bakken. Det er ikke tatt hensyn til en eventuell tilbakespredning fra atmosfæren. Bakkealbedo er satt til 0,08, mens den for skyer er 0,8. For å bestemme skydekket over et område blir bakke- og skyradiansen sammenlignet mot den målte radiansen og en skyfaktor,  $f$ , beregnes:

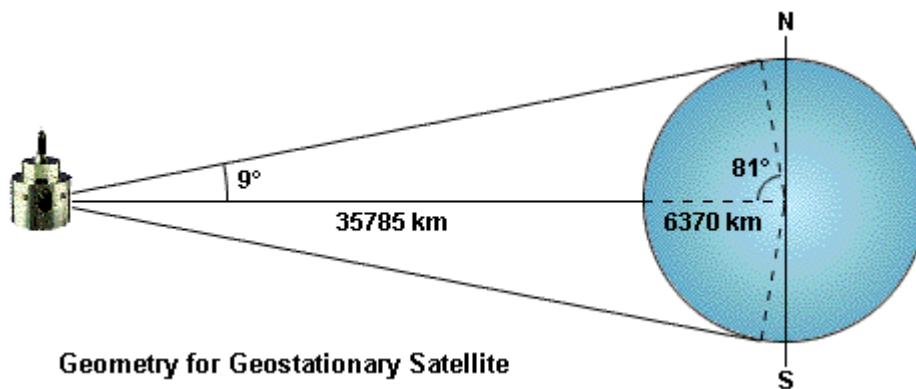
$$f = \frac{I_{\text{målt}} - I_{\text{bakke}}}{I_{\text{sky}} - I_{\text{bakke}}} \quad (5.5)$$

Denne er gyldig så lenge bakken ikke er snø eller isdekket. Hvis det er sannsynlig at det er snø vil  $f$  reduseres siden det da blir en økende refleksivitet fra bakken og radiansen fra bakken blir beregnet på en annen måte enn i (5.1).



## 6 Satel-Light

Satel-Light var et EU-finansiert prosjekt der solstrålingsmålinger for hele Europa ble estimert og lagret i en database. Dataene baserer seg på bilder fra en geostasjonær satellitt kalt METEOSAT som står over 0°-meridianen og ved ekvator i en høyde på 35785 km over bakken. Det er i hovedsak en satellitt som skal gi data for operasjonell meteorologi til de landene som omfattes av European Space Agency (ESA), der Norge er et av 15 land.



Figur 6.1: Maksimalt område METEOSAT kan se fra sin posisjon over ekvator.

METEOSAT gjør målinger i tre spektrale bånd: Infrarødt (10,5 - 12,5  $\mu\text{m}$ ), vanndamp (5,7 - 7,1  $\mu\text{m}$ ) og det synlige spekteret (0,5 - 0,9  $\mu\text{m}$ ). Det var det synlige strålingspekteret Satel-Light hentet sine data fra.

Ideelt sett kan METEOSAT se i en vinkel som tilsvarer 81° utfra fotpunktet til satellitten på jorden. Da vil satellitten ligge akkurat i horisonten ved 81°N (figur 6.1). Siden jorden ikke er en perfekt kule og overflaten ikke er jevn vil det gjøre målinger ved så høye breddegrader vanskelig. Satel-Light gir derfor ut data maksimalt nordover eller sørover til 68°.

METEOSAT produserer et bilde fra nord til sør hvert 30. minutt. Satel-Light data som dekker det sentrale Europa er delt inn i 1280 X 760 gridpunkter i lengde- og breddegrader.

I denne oppgaven brukes skyindeks fra METEOSAT til å modifisere den modellerte klarværs UV-strålingen fra strålingstransportmodellen SBDART (kapittel 7). Global horisontal irradians estimeres direkte fra METEOSAT for hvert gridpunkt ved hjelp av Heliosat-metoden foreslått av Cano et al. (1986). Metoden ble senere modifisert av Beyer et al. (1996) og igjen av Satel-Light. I Heliosat-metoden antas det at albedo fra en skyet atmosfære er større enn på en havoverflate eller land så lenge det ikke er snødekke. Da vil en økning i

albedo være tegn på en skyet atmosfære. For å få en riktig estimert radian,  $C$ , fra hvert gridpunkt må en ta hensyn til solhøyden. Albedo,  $\rho$ , fra et piksel blir da:

$$\rho = \frac{C - C_0}{I}, \quad (6.1)$$

hvor  $C_0$  er summen av et avvik fra instrumentet og effekter fra refleksjon av solstråling fra atmosfæren og  $I$  er den globale irradiansen fra solen.

$\rho$  blir deretter brukt til å beregne skyindeks,  $n$ , ved følgende formel:

$$n = \frac{\rho - \rho_g}{\rho_c - \rho_g}, \quad (6.2)$$

hvor  $\rho_g$  er albedo på bakken og er lik den albedo som er den laveste målt i løpet av en måned.  $\rho_c$  er albedo for et kompakt skylag. Selv om skyindeksen vanligvis varierer mellom 0,0 og 1,0 hender det at skyindeksen får verdier utenfor denne skalaen.

Et forhold mellom en klarværsindeks,  $k_g$ , og skyindeks,  $n$ , kan gis som (Fontoynt et al. 1998):

$$k_g = 1,20 \quad \text{for } n \leq -0,2, \quad (6.2a)$$

$$k_g = 1 - n \quad \text{for } -0,2 \leq n \leq 0,8, \quad (6.2b)$$

$$k_g = (31 - 55n + 25n^2) / 15 \quad \text{for } 0,8 \leq n \leq 1,1, \quad (6.2c)$$

$$k_g = 0,05 \quad \text{For } n \geq 1,1. \quad (6.2d)$$

$k_g$  er definert som forholdet mellom aktuell global irradians,  $H_g$ , og en gjennomsnittlig skyfri global irradians,  $H_0$ :

$$k_g = \frac{H_g}{H_0}. \quad (6.3)$$

Siden skyindeksen bare oppdateres hver halve time blir resultatene for hvert enkelt gridpunkt midlet over flere punkter. Skyfaktoren over et gridpunkt kan være forskjellig fra en observatørs posisjon på bakken til satellittens estimerte skyfaktor. Skyindeksen er derfor ikke et direkte mål for transmittansen gjennom et skylag, men en generell svekkingsfaktor av klarværstråling sett fra satellitten. På grunn av stadig bevegelse av skydekket får en de beste resultatene ved å midle over 3 X 5 gridpunkter i bredde- og lengdegrad. Oppløsningen av bildet blir ytterligere redusert en gang til slik at sluttproduktet for skydekket over Europa

dekkes av 640 X 380 gridpunkter i lengde- og breddegradretning. Ved 64°N vil et gridpunkt da dekke ca 5 km i lengderetning og 16 km i bredderetning (Satel-Light 2004).

Klarværsindeksen fra Satel-Light er i utgangspunktet utarbeidet som en svekkingsfaktor for globalstråling gjennom en skyet atmosfære. Siden den nå blir brukt i estimering av UV-stråling gjennom det samme skydekket, må en da anta at skyer har samme innvirkning på UV-stråling som for globalstråling, noe som ikke er tilfelle (Josefsson og Landelius 2000).





## 7 Strålingstransportmodellen

SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer) er en numerisk strålingsmodell som beregner stråling i bølgelengdeområdet fra 250 nm til 100  $\mu\text{m}$  i jordens atmosfære og på bakken. Det forklares her kort om bakgrunnen for denne modellen og hvilke muligheter den har. Strålingsteori og algoritmen brukt i modellen er forklart mer inngående i kapittel 3. I senere kapitler omtales SBDART bare som modellen.

SBDART er en planparallell modell. Maksimalt kan det angis 50 vertikale lag og 20 ulike strålingsstrømmer. Algoritmene for strålingstransporten er integrert med DISORT (Discret Ordinate Radiative Transfer) (Stamnes et al. 1988), som er en stabil metode for å håndtere strålingstransport i en vertikal inhomogen atmosfære. En ulempe med denne metoden er at DISORT tilnærmer jordoverflaten som et plan. Det kan føre til store feil når solstråling ved lavere solhøyder skal estimeres. I modellen er det lagt til en korrigering som håndterer den direkte strålingen med sfærisk geometri ved lave solhøyder. Forsøk har vist at denne tilnærmingen gir et godt nok estimat for solhøyder helt ned mot 0 grader når den brukes sammen med den planparallele modellen (Dahlback og Stamnes 1991).

I tillegg til DISORT, er flere andre atmosfæremodeller med lav oppløsning implementert inn i modellen sammen med resultat for spredning av lys gjennom vanndråper og iskrystaller ved hjelp av Mie teori.

Tidligere modeller har vært hemmet av at datamaskiner ikke har vært kraftige eller hurtige nok til å behandle så mye data som en slik strålingsmodell gjør. Det ble kompensert for med å gjøre forenklinger både når det gjaldt atmosfæreprofiler og ikke minst hvordan strålingen ble estimert gjennom ulike skytyper. Grunnet matematiske begrensninger, ble skyens egenskaper dårlig gjengitt. Det var f.eks. umulig å se hvilken innvirkning dråpestørrelse hadde på strålingen gjennom skyer siden en ikke kunne angi dråpestørrelser i skyen. Etter som datamaskinene ble kraftigere gikk modellene fra enkle tostrøms algoritmer til multistrøms algoritmer, som gjorde estimeringen mer nøyaktig. Men fremdeles var egenskapene til skyene lite forbedret.

SBDART er en videreutvikling av tidligere modeller og skal kunne gi en bedre modellering av strålingstransport gjennom en skyet atmosfære. Opptil 5 lag med skyer er mulig i SBDART. Hvert lag spesifiseres med høyde, dråperadius, optisk tykkelse og fase. Den er ikke utviklet for å kunne estimere stråling i delvis skyete forhold.

I tillegg til fullversjonen er det laget en internetversjon (Earth Space Research Group 2005) med et forenklet brukergrensesnitt. Modellen er utformet slik at de fleste parametere er angitt med en standardverdi. Det gjør at en kan kjøre modellen uten store forkunnskaper. Fullversjonen gir større mulighet til å variere variablene enn internetversjonen, men ved bruk av standardverdier er versjonene like og gir likt resultat.

SBDART har bl.a. seks ulike atmosfæreprofiler som gir vertikale profiler av trykk, temperatur, vanndamp og ozonmengder. SBDART har fem ulike bakkealbdoer som tilsvarer sjøvann, ferskvann, vegetasjon, snødekke og sand. Hvilke partikler som er i luften kan også være viktig for innstråling til bakken. Aerosolmengde og type varierer ganske mye. Det finnes dessverre lite dokumentasjon på hvordan aerosolmengdene varierer ulike steder i verden og aerosolmengde regnes derfor som en stor usikkerhet i estimeringene.

SBDART beregner strålingseffekter i øvre og nedre lag av atmosfæren. I det atmosfæriske grenselaget er det fire forhåndsbestemte aerosolmodeller som kalles Rural, Urban, Oceanic og Tropospheric. De skal tilsvare atmosfæreprofiler over landbruks-, by- og havområder mens tropospheric-profilet gir et profil som tilsier at det ikke eksisterer et lavere grenselag. Aerosolmodellene har ulike egenskaper med ekstinksjonskoeffisienter, single-scattering albedo og asymmetrifaktorer som varierer med bølgelengden. Det er mulig å både forandre de eksisterende verdiene og legge til nye klimagasser for å se på innvirkningen fra ulike komponenter i atmosfæren.

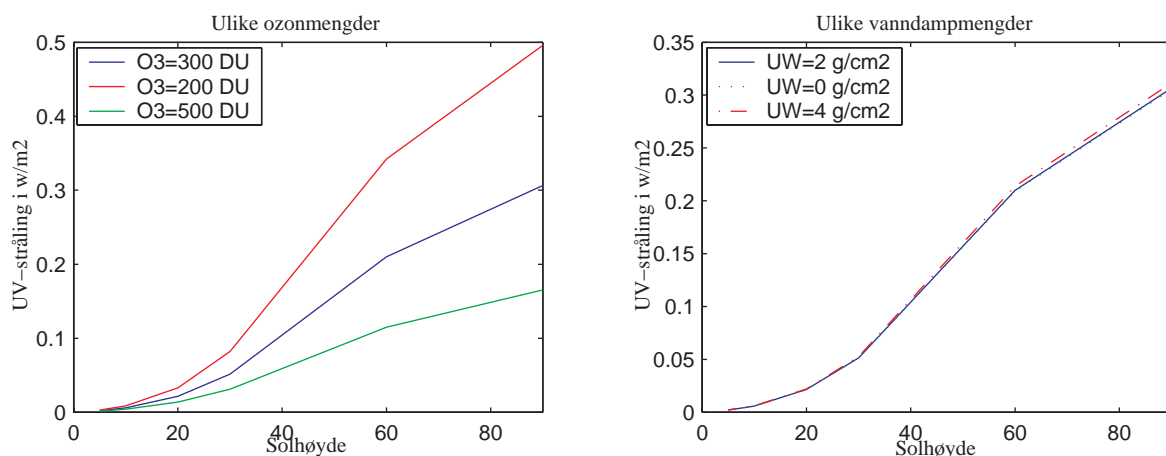
### **7.1 Sensitivitetstester for ulike parametere**

De mange komponentene i atmosfæren påvirker innfallende UV-stråling ulikt, men det blir for omfattende å se på hvordan alle påvirker strålingen. Skydekke og ozonmengde er de viktigste faktorene som påvirker UV strålingen ved bakken. Men siden modellen kun er kjørt for klarvær testes ikke modellen for skysensitivitet. Bakkestasjonene har ulikt klima og kanskje også ulike atmosfæreprofiler. Det er derfor kjørt sensitivitetstester for fire forskjellige parametre ved forskjellige solhøyder hvor alle parametre unntatt én er holdt konstant. Modellen er testet for sensitivitet mot varierende ozonmengde, vanndampmengde, ulike aerosolprofiler og vertikal optisk tykkelse av aerosolene i grenselaget med verdier gitt i tabell 7.1. De skraverete feltene i tabellen indikerer standardverdiene som ble brukt når den ene parameteren ble variert. Modellen er kjørt med et standard oppsett i en subarktisk

sommeratmosfære (Ricchiuzzi 1998) og testresultatene er vist grafisk i figurene 7.2.1 og 7.2.2.

**Tabell 7.1: Verdier for parametre som er variert i modellen. De skraverte feltene er standardverdier i modellen når den ene parameteren er variert i sensitivitetstestene.**

Atmosfæreprofil	Sub-Arctic summer					
	5	10	20	30	60	90
Solhøyde (grader)						
Ozon (Dobson Units)	200		300		500	
Vanndampmengde(g/m <sup>2</sup> )	0,0		2,0		4,0	
Aerosolprofil	Rural		Urban		Oceanic	
Aerosol optisk tykkelse	0,0		0,1		0,3	

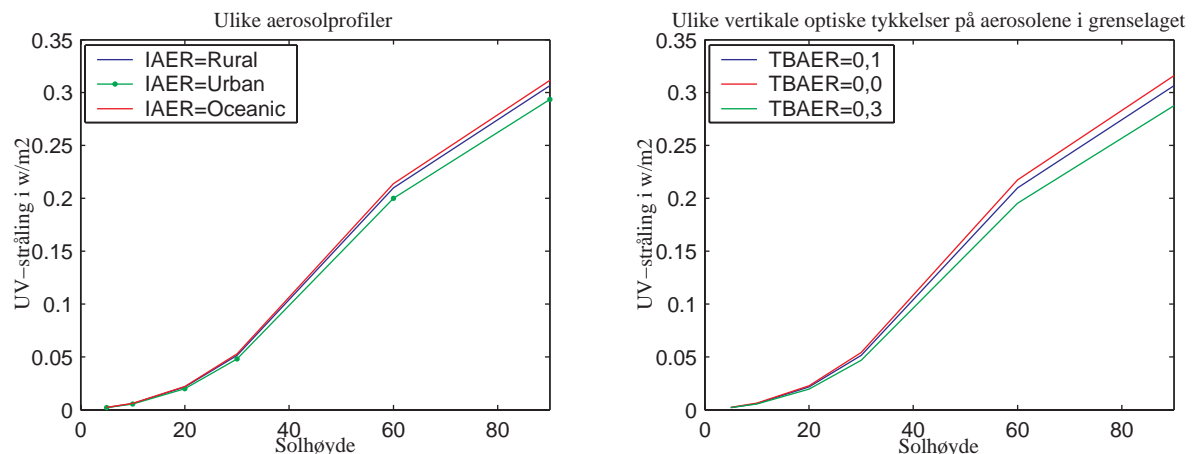


**Figur 7.2.1: Modellert CIE-vektet UV-stråling som funksjon av solhøyde for varierende ozonmengde (venstre) og vanndampmengde (høyre). Andre variabler har sine standardverdier som gitt i tabell 7.1.**

Ved å variere ozonmengden gir lite ozon naturlig nok mest stråling til bakken. Ved å minske ozonmengden fra 300 til 200 DU (Dobson Units) og holde alle andre variabler konstante i modellen vil det bidra til en økning i UV-strålingen mellom 40 % og 63 % avhengig av solhøyden. Ved å minske ozonmengden øker den relative forskjellen mellom UV-målingene med økende solhøyde. En høyere ozonverdi vil ikke dempe UV-strålingen i like stor grad ved lave solhøyder. En metningseffekt av UV-absorpsjon fra ozon oppnås grunnet lengre absorpsjonsvei for fotonene ved lave solhøyder. Den høyere ozonverdien blir derfor ikke så avgjørende som ved høye solhøyder hvor veien er kortere (Olseth 2005). Ved å øke ozonmengden fra standardverdien på 300 DU til en høy verdi på 500 DU, vil det relative

forholdet i UV-stråling minke med mellom 38 % og 46 % avhengig av solhøyden. Dette stemmer godt overens med tidligere resultater som viser at et 1,0 % tynnere ozonlag, gir ca 1,0-1,2 % økning i UV-stråling bakkenivå (Dahlback og Saastad 1994). Ozonverdier på 500 DU er i overkant høyt. Månedsmiddelet for Oslo i april i 1997 var 410 DU. Månedsmiddelet i mars 1997 over Ny-Ålesund var nærmere 430 DU med noen få daglige verdier som overskred 450 DU (Braathen et al. 1998).

Ved å variere vanddampmengden (høyre i figur 7.2.1) ser en at denne parameteren ikke gir særlig utslag på strålingen i UV-området. Økt konsentrasjon av vanddamp gir en svak økning i UV-strålingen, men den er så svak at den er neglisjerbar.  $4 \text{ g/cm}^2$  er urealistisk høy konsentrasjon på våre breddegrader. Det er likevel en viktig faktor for solstråling ved lengre bølgelengder og vanddamp er en aktiv drivhusgass som ved økte konsentrasjoner bidrar til videre global oppvarming.



**Figur 7.2.2: Modellert CIE-vektet UV-stråling som funksjon av solhøyde for varierende aerosolprofil (venstre) og vertikal optisk tykkelse for aerosolene (høyre). Andre variabler har sine standardverdier som gitt i tabell 7.1.**

En ser av bildet til venstre i figur 7.2.2 at det urbane profilet, som skal tilsvare en atmosfære i og rundt byene, er den profilen som hindrer mest av UV-strålingen å nå bakken. Ved høye solhøyder gir den maritime (oceanic) og landlige (rural) profilen henholdsvis rundt 6 og 4 % mer UV-stråling ved bakken. Ved lave solhøyder øker forskjellene til henholdsvis 10 og 8 %. En ser samme tendensen i bildet til høyre. Når den vertikale optiske tykkelsen på aerosolene i grenselaget øker, dempes UV-strålingen ved bakken. Ved å øke den optiske tykkelsen fra 0,0 til 0,3 dempes UV-strålingen mellom 9 og 12 % fra høye til lave solhøyder. For mer

inngående profilanalyse vises det til modelldokumentasjon og brukermanualer for SBDART (Ricchiazzi et al. 1998).

Arbeidet til Krotkov et al. (1998) viser at en av de største usikkerhetene ved å estimere UV-stråling ved bakken fra satellitter i snø/isfrie områder er aerosoler. Bortsett fra rundt de store byene er det liten eller ingen dokumentasjon på aerosolprofiler i atmosfæren.

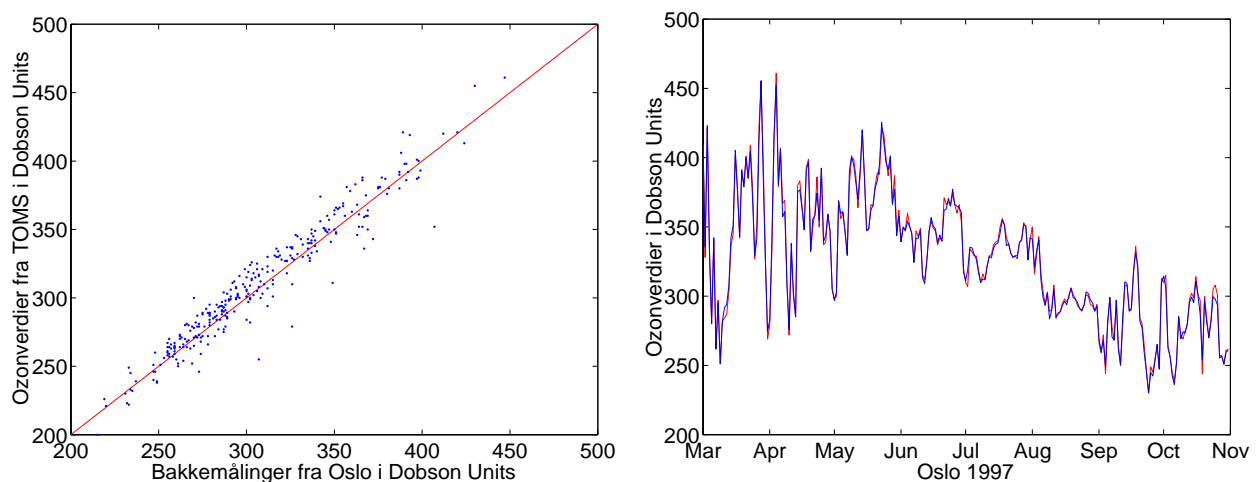
Ikke-absorberende aerosoler som sulfater og maritime partikler har liten effekt på UV-strålingen ved bakken. Reduksjonen i direkte stråling forårsaket av aerosolekstinksjon blir kompensert for med en økende diffus stråling grunnet spredning fra de ikke-absorberende aerosolene. Reduksjonen i stråling på bakkenivå er først og fremst forårsaket av absorberende aerosoler som røyk, sotpartikler og forurenset luft fra byer og industriområder.

I tillegg til disse spesifikke parametrene er modellen kjørt med 3 ulike atmosfæreprofiler sammen med ozondata og solhøyder for Bergen høsten 1996. Hensikten var å se om det ga store ulikheter for beregnet UV-stråling ved bruk av mid-latitude sommer eller mid-latitude winter profilene i forhold til standardprofilet, som er subarktisk sommeratmosfæreprofil. Forskjellen mellom de ulike profilene var minimale og alle kjøringene i resultatdelen i kapittel 9 er derfor kjørt med en subarktisk sommeratmosfære.



## 8 Validering av TOMS ozon data

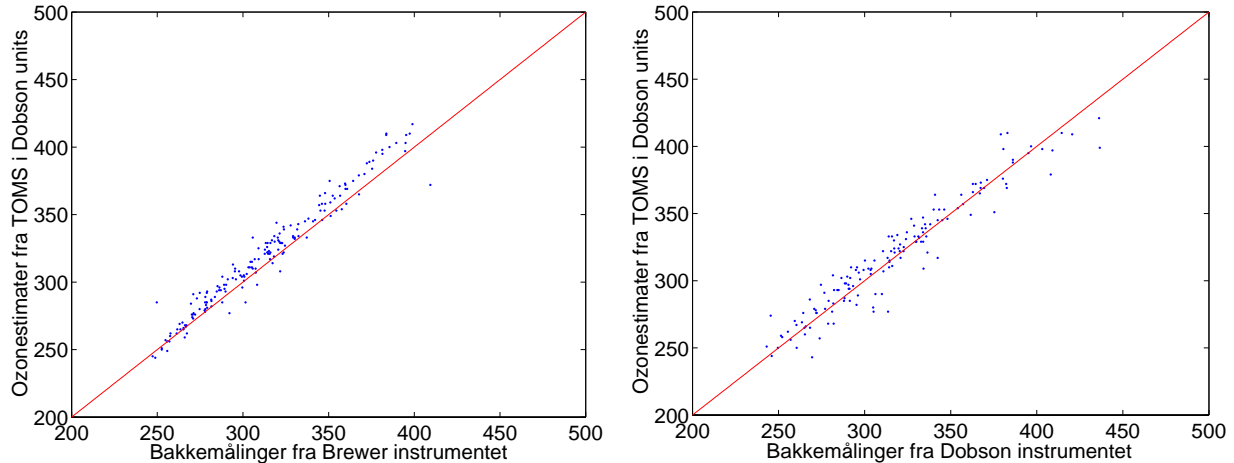
Døgnvise ozonverdier er hentet fra satellitten og brukt som inputparameter i modellen til estimering av klarværs UV-stråling. Ozonverdiene er testet mot bakkemålinger gjort i Oslo og Tromsø for å se om det er store avvik mellom satellittestimater og døgnvise ozonmålinger gjort med bakkeinstrumenter. Det er manglende dagsverdier både i bakkemålinger og satellittdata som gjør at det ikke finnes komplette tidsserier for den perioden som det her arbeides med. I figurene 8.1 (venstre side) og 8.2 er alle dager hvor både satellitten og bakkeinstrumentet har registrerte ozonverdier plottet mot hverandre. Det er ikke tatt hensyn til eventuelle skydekker, snødekke på bakken eller tid på året.



**Figur 8.1:** Venstre: Satellittestimater (TOMS) plottet mot bakkemålinger av total ozon for Oslo i perioden august 1996 til desember 1997. Den røde linjen indikerer forholdet 1:1 mellom datasettene. Høyre: satellittestimater av total ozon plottet fra mars til november i 1997 for et enkelt gridpunkt over Oslo (blått) og en midlet verdi for 9 gridpunkt rundt Oslo(rødt).

Venstre side i figur 8.1 viser et spredningsplott mellom døgnvise ozonestimater fra satellitten og bakkemålinger i perioden august 1996- desember 1997. Totalt var 317 dager tilgjengelig for begge instrumentene i denne perioden. Bakkeinstrumentet som er brukt er et Dobson spektrometer (Komhyr 1990). Satellittdata for Oslo er hentet i gridpunktet mellom 59°N og 60°N og mellom 10°Ø og 11,25°Ø. Figuren viser en overestimering fra satellitten i forhold til bakkemålingene med en MBD på +1,1 %. Det er en moderat spredning i dataene rundt 1:1 linjen i figuren med en RMSD på 3,9 %. For å sjekke om satellittverdien i det gridpunktet som er valgt for Oslo er representativ for området, ble det gjort en midling over ni gridpunkt med Oslo-gridpunktet i sentrum. En middelvei for Oslo området sammen med gridpunktene øst, vest, nord, sør, nordøst, sørøst, sørvest og nordvest for Oslo ble beregnet og en grafisk

fremstilling over satellittens ozonverdier for dag 60 til 300 i 1997 er vist til høyre i figur 8.1. Den viser minimale forskjeller mellom målinger gjort i ett gridpunkt (blå linje), og en midling over 9 gridpunkt (rød linje). Midlingen over 9 gridpunkt gir bare 0,13 % høyere ozonverdi enn verdier for det enkle gridpunktet.



**Figur 8.2:** Venstre: Satellitestimater (TOMS) plottet mot bakkemålinger av total ozon over Tromsø gjort med et Brewer instrument i perioden august 1996 til desember 1997. Høyre: Tilsvarende satellitestimater plottet mot bakkemålinger gjort samme sted med et Dobson instrument. Den røde linjen indikerer forholdet 1:1 mellom de ulike datasettene.

Figur 8.2 viser et spredningsplott mellom satellitestimater, hentet i gridpunktet mellom  $69^{\circ}\text{N}$  og  $70^{\circ}\text{N}$  og mellom  $18,75^{\circ}\text{Ø}$  og  $20^{\circ}\text{Ø}$ , og bakkemålinger gjort i Tromsø med et Brewer instrument (venstre) og med et Dobson instrument (høyre). Både for Brewer og Dobson er totalt 178 dager tilgjengelig for sammenligninger. Også her overestimerer satellitten i forhold til bakkeinstrumentene. Mot Brewer instrumentet er MBD på +2,2 % og har en RMSD på 3,5 %. Mot Dobson instrumentet er MBD lavere, med bare +0.45 %, mens RMSD derimot er høyere med 5,9 %.

Selv om ozonmålingene stemmer godt overens med målte bakkeverdier er det likevel en del usikkerhet i dataene fra satellitten og bakkeinstrumentene. Krotkov et al. (1998) viste at sensitiviteten til instrumentene er en funksjon av solhøyden ved korte bølgelengder. Satellitestimater og bakkeinstrumenter gav 1-3 % feilmargen ved 310 nm, mens feilen økte med kortere bølgelengder og gav 10-15 % feilmargen ved 295 nm. Grunnen til dette er at ved lave solhøyder vil de fleste fotoner som når bakken være et resultat av at de er spredt i midtre del av stratosfæren og deretter passerer gjennom ozonlaget i den korteste veien til bakken. Dette kalles Umkehr effekten (Mateer 1965).



## 9 Resultater og diskusjon

Utgangspunktet for oppgaven var å sammenligne satellittbaserte og modellbaserte CIE-vektede UV-estimater mot bakkemålingene for alle syv stasjonene i det norske UV-nettverket. Satellitten ga gode ozonestimater for Tromsø, men ga ikke UV-estimater ved så høye breddegrader. METEOSAT, som Satel-Light henter dataene sine fra, produserer ikke skyindekser nord for 64°N i Norge. Uten skyindeks til å dempe klarværsestimatene fra modellen for Tromsø og Ny-Ålesund gjør det en sammenligning mot bakkemålinger vanskelig. Sammenligninger er derfor gjort ved de fem sørligste stasjonene, Trondheim, Kise, Bergen, Oslo og Landvik.

Modellen er kjørt med standardverdier i en subarktisk sommeratmosfære med en bakkealbbedo på 0,05. Bølgelengdespekteret er mellom 290 nm og 400 nm med intervall på 1nm og er CIE-vektet. Sammen med ozondata fra TOMS-satellitten, senitvinkel og asimutvinkel fra Satel-Light beregner modellen klarværsirradians ved bakken hver halve time. Ved å korrigere klarværsverdien med en klarværs skyindeks fra Satel-Light (6.2a-d) beregnes verdier for reel CIE-vektet UV-stråling med aktuelt skydekke ved bakken over det samme området som satellitten og bakkestasjonene måler i. Halvtimesverdiene fra modellen er deretter summert opp til en døgnverdi som kan sammenlignes mot bakkemålingene og satellittestimatene.

For alle stasjoner er det brukt døgnvise data i perioden august 1996 og ut 1997. Siden en snødekt flate kan ha tilsvarende refleksjon som fra skytopper, har satellitter store problemer med å skille de to flatene fra hverandre. En klar dag vil da kunne bli registrert som skyet hvis bakken er snødekt. For å unngå eventuelle dager med snødekke er derfor månedene desember-februar utelatt i beregning av MBD og RMSD. Fra satellitten brukes UV-estimater til sammenligning mot bakkemålingene og ozondata brukes som en inputparameter i strålingsmodellen. Siden satellitten har mangler i begge disse datasettene, men ikke nødvendigvis for de samme dagene, varierer antall dager for de ulike plottene og beregningene i de følgende underkapitlene.

I de videre underkapitlene presenteres sammenligninger mellom de tre datasettene og hvilke valg som er gjort i forbindelse med resultatene. Kapittel 9.1 gir spredningsdiagrammer mellom de ulike datasettene. Kapitlene 9.2-9.4 presenterer sammenligninger mellom satellittestimater og bakkemålinger, modellestimater og bakkemålinger og mellom

modellestimater mot bakkemålinger mer inngående og hvilke valg som er gjort i presentasjonen av resultatene.

### **9.1 Spredningsdiagrammer for stasjonene**

I underkapitlene 9.1.1 - 9.1.5 er det fremstilt spredningsdiagrammer mellom daglige satellittestimater og bakkemålinger, modellestimater og bakkemålinger og mellom modell- og satellittestimater for hver stasjon. I tillegg er det angitt hvor mange dager som det er gjort beregninger med og hvor stor relativ MBD (Mean Bias Deviation) og RMSD (Root Mean Square Deviation) er mellom de involverte datasettene. I spredningsdiagrammene er alle tilgjengelige verdier plottet, mens vintermånedene, desember-februar, er utelatt i beregningene av MBD og RMSD.

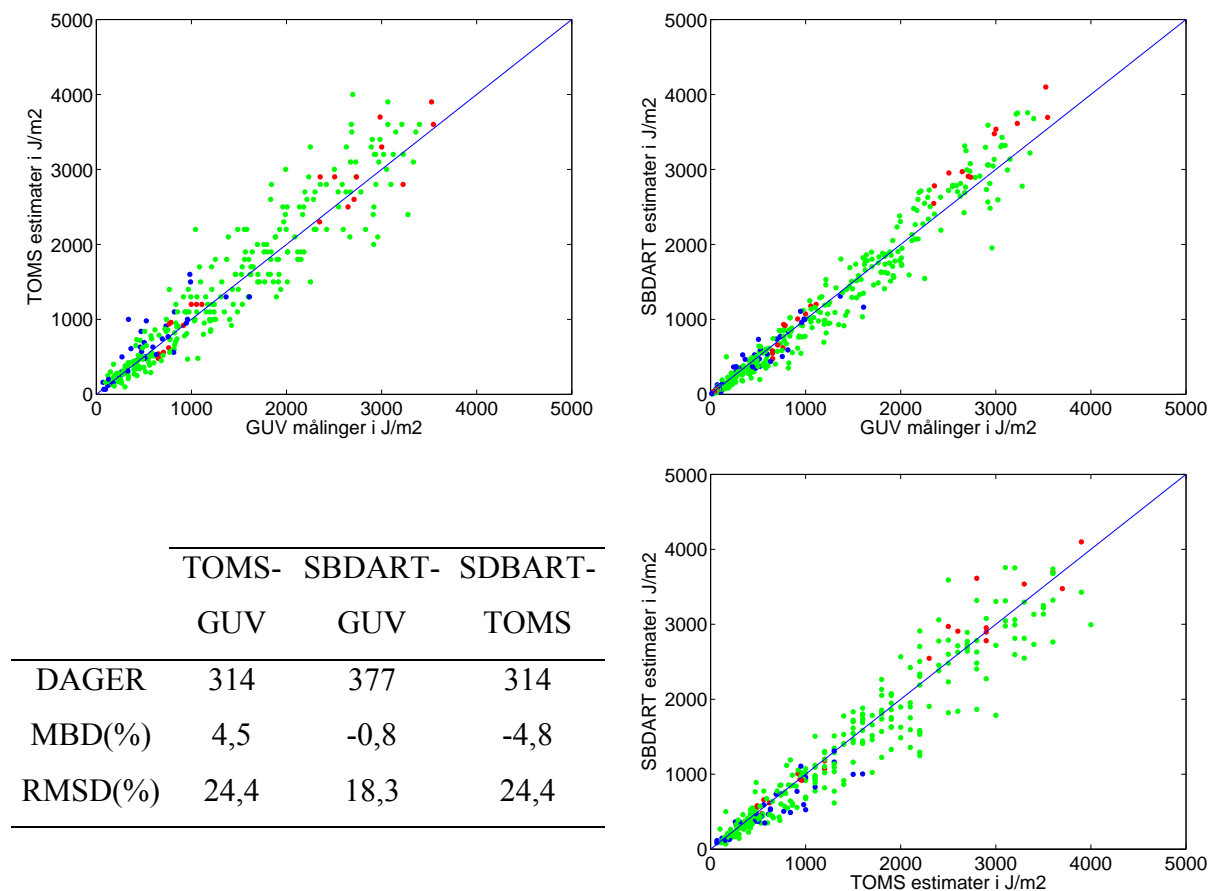
De ulike fargekodene i figurene, blå, grønn og rød, viser dager som er antatt å være helt overskyete, delvis skyete og klare. Skydekkefordelingen er gjort ved å sammenligne målt solskinnstid mot en beregnet maksimal solskinnstid (Olseth et al. 1995) for et område nær bakkeinstrumentet. Solskinnstiden er i Bergen registrert med en Campbell-Stokes solregistrator, mens det på de andre stasjonene er brukt et instrument fra Kipp & Zonen kalt CSD 1. Den maksimale solskinnstiden er utarbeidet ved hjelp av horisontpanorama fra Planteforsk. Ved å beregne solposisjonen hvert minutt og benytte de målte horisontpanoramaene blir maksimal solskinnstid beregnet. Sammenligningen mellom den reelle og maksimale solskinnstiden viste at for alle stasjonene unntatt Bergen, som har prosentvis solskinnstid tilgjengelig, overskred solskinnstiden til tider den maksimale timeverdien. Timeverdiene ble derfor redusert for hver stasjon slik at det høyeste prosentvise avviket ble redusert til 100 % solskinnstid. Dette presiseres nærmere for den enkelte stasjon i underkapitlene 9.1.1 - 9.1.5. Horisontpanoramaene er utarbeidet på sommerstid. I tillegg til potensielle permanente nyere hindringer, som bygninger etc, som forandrer horisonten for bakkeinstrumentet, kan også sesongavhengige hindringer være en feilkilde i estimert solskinnstid. Et løvtre vil f. eks. være en effektiv skygge i blomstringstiden, mens den vil være mer transparent i vinterhalvåret. Det kan føre til at den reelle solskinnstiden overskrider den maksimale på visse dager i løpet av året.

Bortsett fra stasjonen i Oslo hvor solskinnstid ikke var tilgjengelig, ble dagene inndelt slik at når solskinnstiden var 0 % av den maksimale, ble dagen vurdert som helt overskyet. Hvis solskinnstiden var mellom 0 % og 90 % av den maksimale, ble dagen vurdert som delvis skyet. Ved solskinnstid over 90 % av det maksimale, ble dagen regnet som klar. For noen av

stasjonene var ikke solskinnstiden målt ved samme sted som bakkeinstrumentet, men det presiseres senere for hver enkelt stasjon.

### 9.1.1 Trondheim

Bakkeinstrumentet er plassert på Fysisk institutt ved Universitetet i Trondheim. Skyindeks og solhøyde er hentet fra Satel-Light databasen for Trondheim (63°25'N 10°25'Ø) og satellittdata er hentet i gridpunktet sentrert mellom breddegradene 63°N og 64°N og lengdegradene 10°Ø og 11,25°Ø.



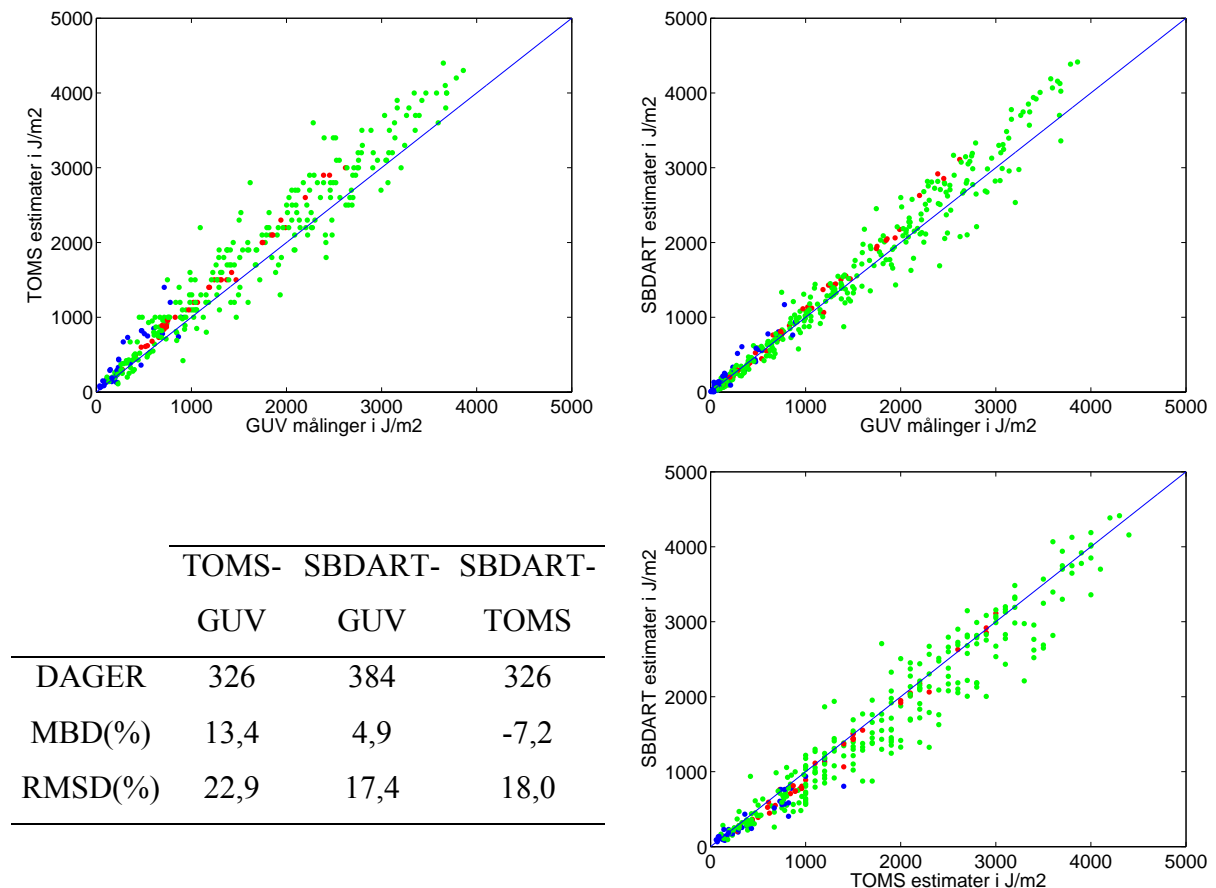
**Figur 9.1.1: Daglige CIE-vektede UV-estimer og UV-målinger for Trondheim i perioden august 1996- desember 1997. Oppe til venstre: UV-estimer fra satellitten (TOMS) plottet mot bakkemålinger (GUV). Oppe til høyre: UV-estimer fra modellen (SBDART) plottet mot bakkemålinger. Nede til høyre: Modellestimer plottet mot satellittestimer. Nede til venstre: Verdier for relativ MBD og RMSD mellom datasettene i de ulike diagrammene. De ulike fargekodene viser dager som var antatt å være helt overskyete (blå), delvis skyete (grønn) og klare (rød). 1:1-linje er også indikert.**

Inndelingen i klare, delvis skyete og helt overskyete dager, er gjort ved hjelp av solskinnssdata fra en stasjon som er plassert på Kvithamar (63.49°N 10.87°Ø), ca 20 km fra

bakkeinstrumentet. Det kan derfor være en forskjell i skydekket over bakkeinstrumentet og stasjonen som måler solskinnstid. Maksimal solskinnstid er også beregnet for Kvithamar. Når aktuell solskinnstid ble sammenlignet med den beregnede maksimale solskinnstiden var det tre dager i 1996 og fem dager i 1997 som overskred den maksimale solskinnstiden. I 1996 viste dag 316 109,8 % av maksimal solskinnstid mens det i 1997 var dag 323 som hadde den høyeste overskridelsen med 106,3 % solskinnstid. Overskridelsene skjer om våren og utover høsten. Solskinnstiden ble redusert slik at den høyeste verdien for hvert av årene ble 100% solskinnstid og alle andre dager redusert tilsvarende. Det ga en skydekkefordeling vist i figur 9.1.1 og i tabellene i kapitlene 9.2 og 9.3.

### 9.1.2 Kise

Målestasjonen på Kise er plassert på Planteforsk, avdeling Kise (60°46'N 10°50'Ø, 140 m.o.h.) og ligger ved Mjøsa, i Ringsaker Kommune. Skyindeks og solhøyde er hentet fra Satel-Light databasen ved posisjonen 60°46' N og 10° 48' Ø. Satellittdata er hentet fra gridpunktet sentrert mellom lengdegradene 60°N og 61°N og lengdegradene 10°Ø og 11,25°Ø.



**Figur 9.1.2: Daglige CIE-vektede UV-estimer og UV-målinger for Kise i perioden august 1996-desember 1997. Oppe til venstre: UV-estimer fra satellitten (TOMS) plottet mot bakkemålinger (GUV). Oppe til høyre: UV-estimer fra modellen (SBDART) plottet mot bakkemålinger. Nede til høyre: Modellestimer plottet mot satellittestimer. Nede til venstre: Verdier for relativ MBD og RMSD mellom datasettene i de ulike diagrammene. De ulike fargekodene viser dager som var antatt å være helt overskyete (blå), delvis skyete (grønn) og klare (rød). 1:1-linjen er indikert.**

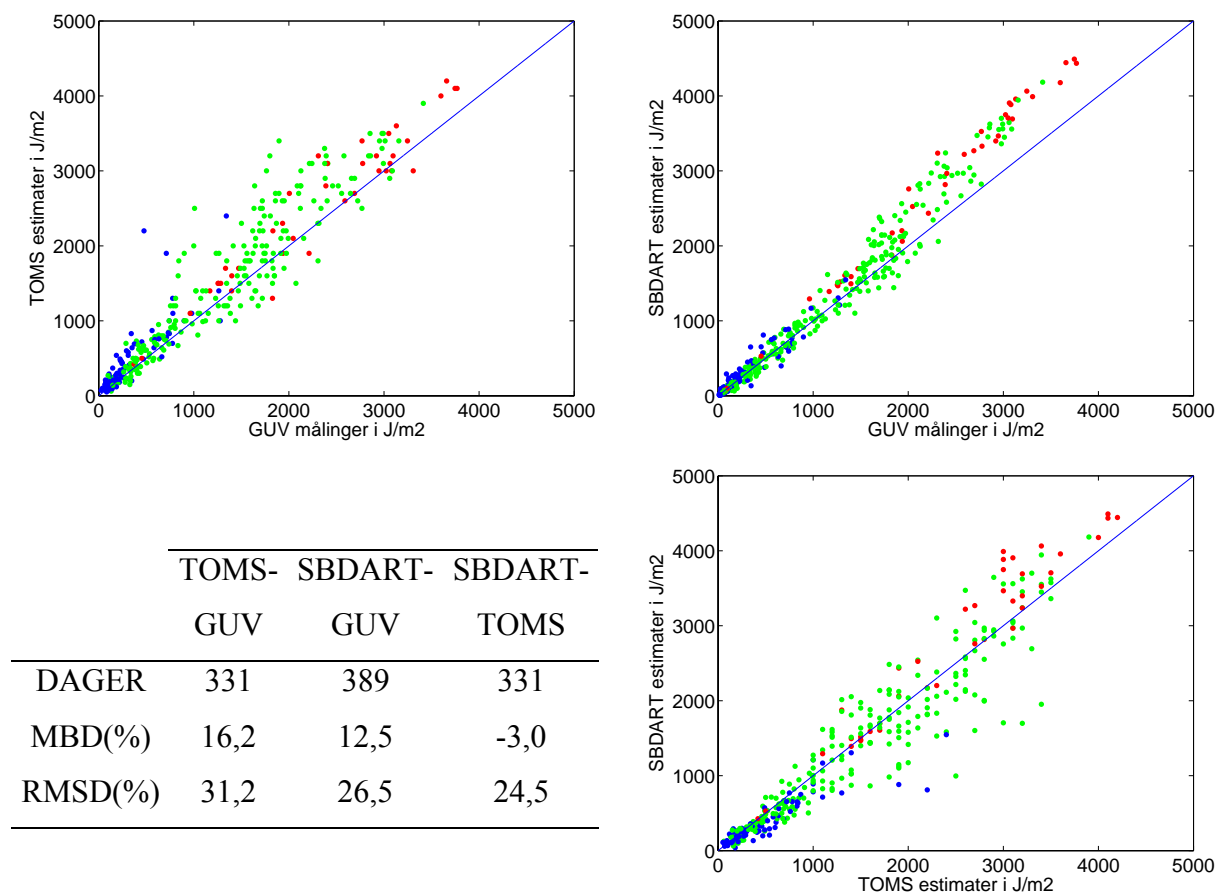
I tidsperioden er fem dager, to i 1996 og tre i 1997, utelatt av datasettene grunnet manglende solskinnstid. Solskinnstiden er målt ved samme plassering som bakkeinstrumentet. Ved sammenligningen av reell og estimert maksimal solskinnstid var målt solskinnstid 10 dager i 1996 og 22 dager i 1997 lengre enn den maksimale solskinnstiden. Vintermånedene er utelatt fra disse antallene. Høyeste overskridelse i 1997 var dag 307 med 125,9 % av maksimal

solskinnstid. Det ble ansett for å være alt for høyt og dag 62 med 111,6 % solskinnstid ble brukt til å redusere solskinnstidene i 1997. Maksimalverdien dette året ble manuelt redusert til 100 %. I 1996 var ikke overskridelsene like store og dag 283 dette året ga 105,8 % solskinnstid og ble brukt som referanse for nedskalering. Dette ga en skydekkefordeling vist i figur 9.1.2 og i tabellene i kapitlene 9.2 og 9.3.

I følge tabell 9.2.1 er gjennomsnittsverdien av bakkemålingene for de delvis skyete dagene for Kise høyere enn for de klare. Som for Kvithamar skjer overskridelsene av solskinnstid først og fremst om våren og utover høsten. Nedskaleringen vil kunne gi en skjev fordeling av klare og delvis skyete dager siden færre dager vil overskride 90 % solskinnstid om sommeren og dermed bli klassifisert som klare dager. Etter nedskaleringen er det registrert 36 klare dager ved denne stasjonen i sammenligningene med satellittestimatene (39 for modellestimatene). Klare sommerdager som havner i gruppen for delvis skyete dager vil derfor kunne heve middelverdien for denne gruppen. Diskusjonen rundt antall klare, delvis skyete og overskyete dager blir tatt grundigere i kapittel 10.1

### 9.1.3 Bergen

Bakkeinstrumentet er plassert på Geofysisk institutt ved Universitetet i Bergen. Skyindeks og solhøyde er hentet fra Satel-Light databasen for Bergen ( $60^{\circ}23'N$ ,  $5^{\circ}19'Ø$ ). Satellittdata er hentet i gridpunktet sentrert mellom breddegradene  $59,5^{\circ}N$  og  $60,5^{\circ}N$  og lengdegradene  $5^{\circ}Ø$  og  $6,25^{\circ}Ø$ . Her foreligger det prosentvise solskinnstider, så skydekkefordelingen er her korrekt og ikke korrigert eller nedskalert på noen måte. Skydekkefordelingen er vist i figur 9.1.3 nedenfor og i tabellene i kapitlene 9.2 og 9.3.

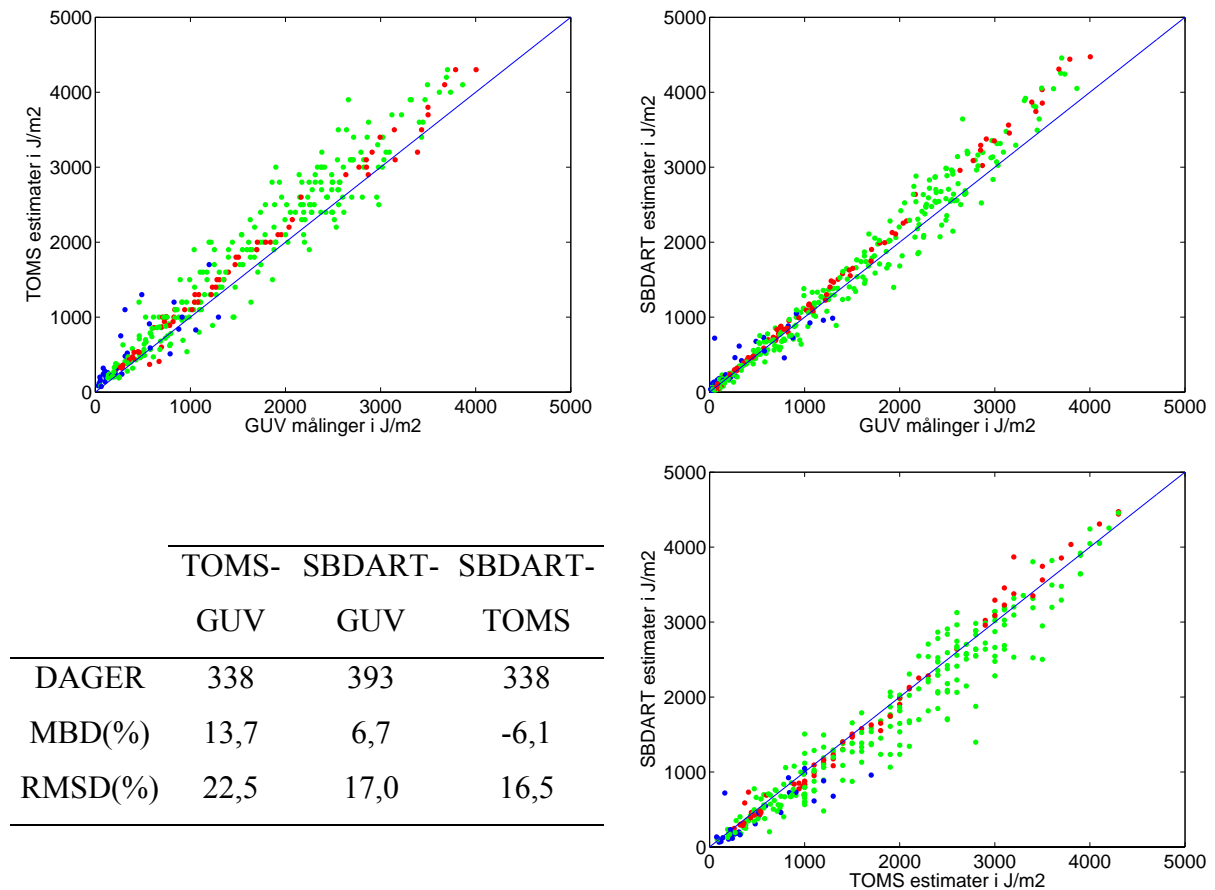


**Figur 9.1.3: Daglige CIE-vektede UV-estimer og UV-målinger for Bergen i perioden august 1996-desember 1997. Oppe til venstre: UV-estimer fra satellitten (TOMS) plottet mot bakkemålinger (GUV). Oppe til høyre: UV-estimer fra modellen (SBDART) plottet mot bakkemålinger. Nede til høyre: Modellestimer plottet mot satellittestimer. Nede til venstre: Verdier for relativ MBD og RMSD mellom datasettene i de ulike diagrammene. De ulike fargekodene viser dager som var antatt å være helt overskyete (blå), delvis skyete (grønn) og klare (rød). 1:1-linjen er indikert.**

### 9.1.4 Oslo

Bakkeinstrumentet er plassert på Fysisk institutt ved Universitetet i Oslo. Skyindeks og solhøyde er hentet fra Satel-Light databasen for Oslo (59°55'N 10°45'Ø). Satellittdata er hentet i gridpunktet sentrert mellom breddegradene 59°N og 60°N og lengdegradene 10°Ø og 11,25°Ø. Det var ikke tilgjengelig solskinnstid fra bakkestasjoner i Oslo.

Skydekkefordelingen ble derfor gjort med utgangspunkt i en stasjon ved Landbrukshøyskolen på Ås ca. 40 km sør for Oslo.



**Figur 9.1.4:** Daglige CIE-vektede UV-estimater og UV-målinger for Oslo i perioden august 1996-desember 1997. Oppe til venstre: UV-estimater fra satellitten (TOMS) plottet mot bakkemålinger (GUV). Oppe til høyre: UV-estimater fra modellen (SBDART) plottet mot bakkemålinger. Nede til høyre: Modellestimater plottet mot satellittestimater. Nede til venstre: Verdier for relativ MBD og RMSD mellom datasettene i de ulike diagrammene. De ulike fargekodene viser dager som var antatt å være helt overskyete (blå), delvis skyete (grønn) og klare (rød). 1:1-linjen er indikert.

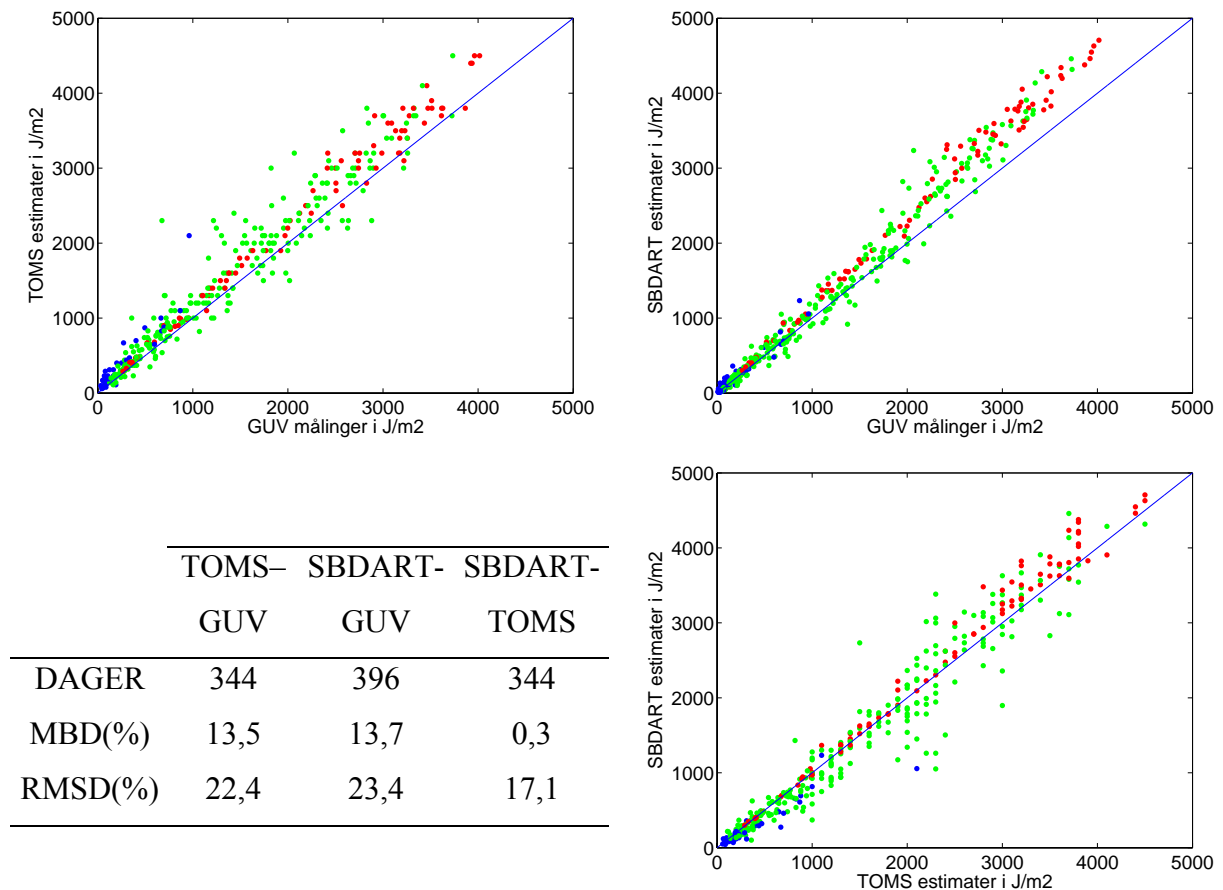
Stasjonen på Ås måler ikke solskinnstid, men registrerer globalstråling for hele døgnet og det er derfor problematisk å finne hvilke dager som er overskyete og klare. Ved å finne forholdet mellom målt globalstråling og estimert maksimal globalstråling (Olseth et al. 1995) ble dagene som ga det høyeste forholdet antatt å være klare. Det er likevel stor usikkerhet i



denne fordelingen siden det ikke var mulig å avgjøre om det var et tynt skydekke hele solskinnperioden eller om skydekket var skiftende med klare og overskyete perioder. Forholdet mellom den reelle og maksimale globalstrålingsverdien overskred 1,0 ved 57 dager i løpet av tidsperioden hvor vintermånedene er utelatt. Strålingsforholdet ble derfor redusert 10 % slik at bare 15 dager overskred den estimerte maksimale strålingsverdien. Fordi prosentvis solskinnstid ikke var tilgjengelig, ble skydekkefordelingen valgt manuelt. På dager hvor forholdstallet mellom reell og maksimal globalstråling ikke overskred 0.24 ble dagen antatt å være helt overskyet. Hvis tallet var høyere enn 0.88 ble dagen antatt å være klar. Det ga en skydekkefordeling hvor antall klare dager ble litt færre enn på Landvik, som var stasjonen med flest klare dager, og færre overskyete dager enn i Bergen, som var stasjonen med flest overskyete dager. Skydekkefordelingen er vist i figur 9.1.4 og i tabellene i kapitlene 9.2 og 9.3. Også for Oslo ble gjennomsnittsverdien til bakkemålingene for de antatt klare dagene lavere enn for de delvis skyete dagene, men her er skydekkefordelingen svært usikker fordi den er basert på globalstråling og ikke direkte solskinnstid.

### 9.1.5 Landvik

Den sørligste målestasjonen i UV-nettverket i Norge er plassert hos Planteforsk Apelsvoll forskningscenter i Landvik (58°20'N 8°31'Ø), ved Grimstad. Skyindeks og solhøyde fra Satel-Light databasen er hentet for posisjonen 58°19'N og 8°31'Ø. Satellittdata er hentet i gridpunktet sentrert mellom breddegradene 58°N og 59°N og lengdegradene 7,5°Ø og 8,75°Ø.



**Figur 9.1.5: Daglige CIE-vektede UV-estimer og UV-målinger for Landvik i perioden august 1996- desember 1997. Oppe til venstre: UV-estimer fra satellitten (TOMS) plottet mot bakkemålinger (GUV). Oppe til høyre: UV-estimer fra modellen (SBDART) plottet mot bakkemålinger. Nede til høyre: Modellestimer plottet mot satellittestimer. Nede til venstre: Verdier for relativ MBD og RMSD mellom datasettene i de ulike diagrammene. De ulike fargekodene viser dager som var antatt å være helt overskyete (blå), delvis skyete (grønn) og klare (rød). 1:1-linjen er indikert.**

Skydekkefordelingen ga også her overskridelse i forhold til den maksimale solskinnstiden. Ni dager overskred den maksimale solskinnstiden i 1996 mens hele 51 dager gjorde det i 1997. Maksimal solskinnstid i 1996 var 106,7 %, mens den i 1997 var 108,6 %. Overskridelsene skjer gjennom hele året og alle verdier ble tilsvarende redusert slik at maksimal solskinnstid

ble 100 % for den høyeste overskridelsen hvert år. Selv om svært mange dager overskred den maksimale solskinnstiden er ikke antall klare dager blitt lavt etter at nedskaleringen er gjort. 85 klare dager er registrert ved denne stasjonen, som er det høyeste antallet av de fem stasjonene.

## 9.2 Satellittestimater mot bakkemålinger

Satellitten gir færre observasjoner ved høyere breddegrader og det gjenspeiler seg i tabell 9.2.1 som angir relativ og absolutt MBD og RMSD mellom daglige satellittestimater og bakkemålinger for ulike skyforhold ved den enkelte stasjon. Ut fra de maksimalt 397 dagene i tidsperioden varierer tilgjengelige dager mellom 344 (Landvik) og 314 (Trondheim), hvor antall tilgjengelige dager minker med økende breddegrad.

Fordi satellitten har en nær polar bane med en inklinasjonsvinkel på  $98^\circ$ , burde kvaliteten på estimatene først og fremst være avhengig av hvilke lengdegrader den målte over. Ettersom satellitten gjør målinger ut til  $51^\circ$  i forhold til banen sin, vil en økende synsvinkel gjøre måleområdet til satellitten større og målingene mindre nøyaktige. Det er likevel en solhøydeavhengighet i satellittinstrumentet når det estimerer UV-stråling som både kan dempe eller forsterke de eksisterende forskjellene mellom satellittestimater og bakkemålinger. Denne solhøydefaktoren er også merkbar på lavere breddegrader (McKenzie et al. 2001), i tillegg til at satellittestimatene blir merkbart dårligere med solhøyder lavere enn  $6^\circ$  (McPeters et al. 1998). Generelt antas det en feilmargin i daglige UV-estimerer fra satellitten på  $\pm 12\%$  (McKenzie et al. 2001). Satellitten gir sannsynligvis for dårlige UV-estimerer ved  $69^\circ\text{N}$  og gridpunktet over Tromsø har derfor ikke registrerte verdier i databasen. Antall registrerte dager fra satellitten minker med økende breddegrad. Satellitten gir 30 færre dager med UV-estimerer og 19 færre dager med ozonestimater over Trondheim enn over Landvik og det er tydelig at det er en breddegradavhengighet i satellittinstrumentet. En dårlig kvalitet på ozonverdier med økende breddegrad er ikke så markant. Som vist i figur 8.2 ga satellitten over Tromsø gode ozonestimater, selv om det ikke var UV-estimerer tilgjengelig for det samme gridpunktet.

Selv om antall dager med registrerte UV-estimerer blir færre med økende breddegrader blir ikke kvaliteten på de registrerte dagene i forhold til bakkemålingene dårligere ved de nordligere stasjonene. Snarere tvert imot; det er ved den nordligste stasjonen, Trondheim, at

satellitten gir de beste overensstemmelsene mot daglige bakkemålinger. Overestimeringen fra satellitten minker med økende breddegrader, noe som er vist i flere tidligere arbeid. Estimerer gjort fra den tidligere Nimbus7/TOMS indikerer en overestimering fra satellitten i San Diego, USA (32°N) på nærmere 25 % (Kalliskota et al. 2000). McKenzie et. al.(2001) viste en svakere overestimering for EP/TOMS over Thessaloniki, Hellas (40°N) og Toronto, Canada (43°N) i forhold til bakkemålinger på rundt 22 % og 15 %, noe som indikerer en svakere overestimering ved høyere breddegrader.

**Tabell 9.2.1: MBD og RMSD mellom CIE-vektede UV-satellittestimater og bakkemålinger ved ulike skyforhold for de 5 stasjonene. MBD og RMSD vises både som relativt avvik og som avvik i J/m<sup>2</sup>.**

**Bakkegjennomsnittet (GUV MIDL.) og antall dager er vist for de ulike skydekkene ved hver stasjon.**

STASJON	SKYER	DAGER	GUV(J/M <sup>2</sup> ) MIDL.	MBD (J/M <sup>2</sup> )	RMSD (J/M <sup>2</sup> )	MBD (%)	RMSD (%)
TR.HEIM	KLART	22	1847,0	85,3	276,6	4,6	15,0
	DELVIS	257	1390,7	51,4	337,7	3,7	24,3
	OVERSKYET	35	537,8	101,5	233,9	18,9	43,5
	TOTAL	314	1327,6	59,4	323,7	4,5	24,4
KISE	KLART	36	1214,7	196,2	226,9	16,4	18,7
	DELVIS	257	1652,2	203,2	334,2	12,3	21,8
	OVERSKYET	33	319,7	139,0	168,1	43,5	68,5
	TOTALT	326	1469,0	196,2	335,7	13,4	22,9
BERGEN	KLART	41	2293,3	221,8	355,7	9,7	15,5
	DELVIS	222	1346,1	211,4	417,8	15,7	31,0
	OVERSKYET	68	372,9	170,3	335,2	45,7	89,9
	TOTAL	331	1263,4	204,3	394,8	16,2	31,2
OSLO	KLART	69	1513,6	166,8	216,3	11,0	14,3
	DELVIS	239	1614,1	222,3	366,1	13,8	22,7
	OVERSKYET	30	385,9	145,1	289,1	37,6	74,9
	TOTAL	338	1484,6	204,1	334,3	13,7	22,5
LANDVIK	KLART	85	2173,4	237,8	307,1	10,9	14,1
	DELVIS	225	1426,3	192,7	355,4	13,5	24,9
	OVERSKYET	34	254,4	166,5	256,0	65,5	100,6
	TOTALT	344	1495,1	201,3	335,3	13,5	22,4

Satellittens minkende overestimering gir best overensstemmelse med bakkeinstrumentet over Trondheim med en MBD på 4,5 %. De andre stasjonene har, som vist i tabell 9.2.1, en MBD på over 13% når en ser for alle dagene samlet. For Trondheim er tilnærmingen mot bakkeinstrumentet svært bra for de antatt klare og delvis skyete dagene med en MBD på lave

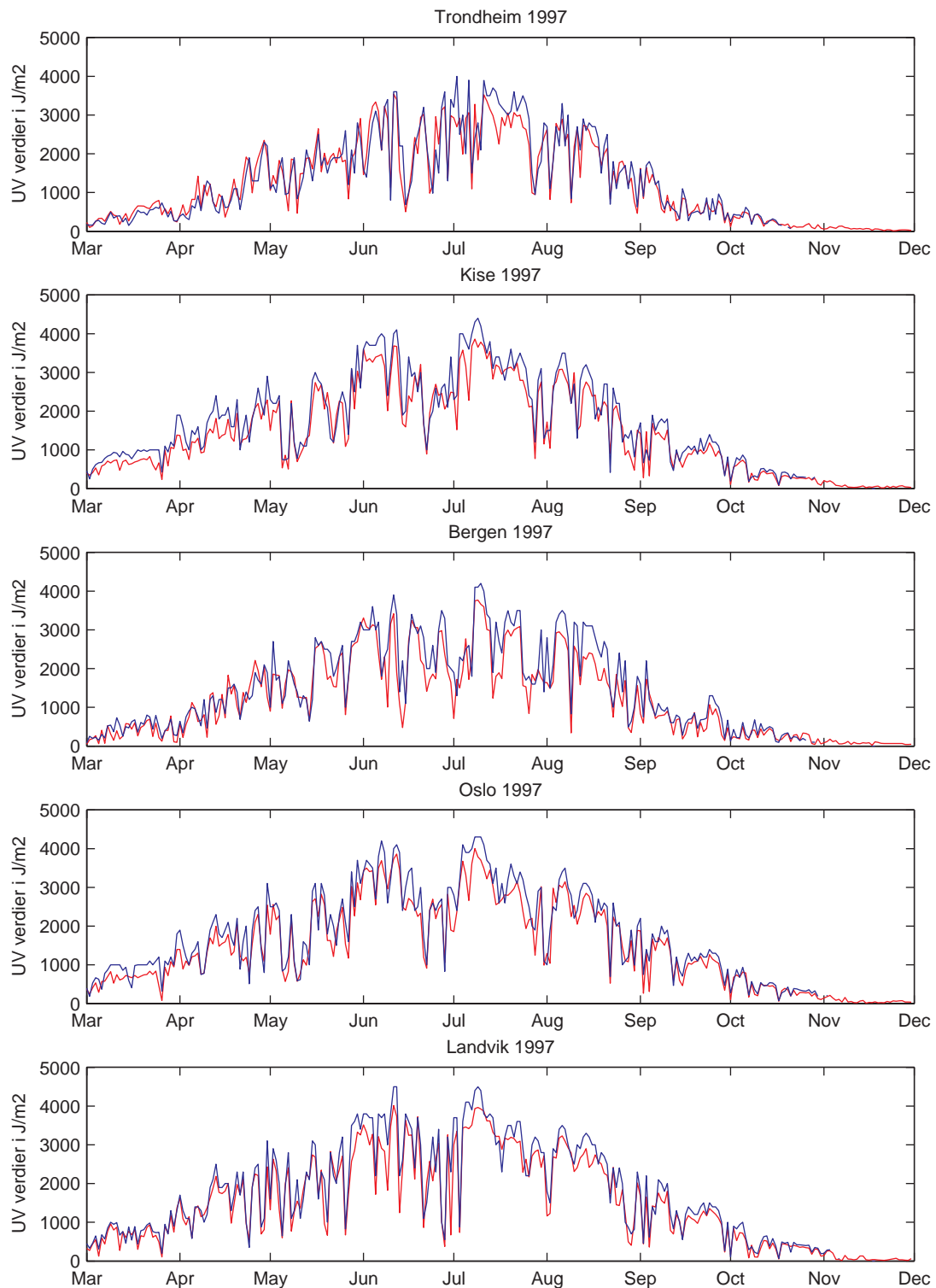
4,6% og 3,7%. Det er under skyete forhold at satellitten gir dårligst tilnærming mot bakkeinstrumentet, men også her er verdiene ved Trondheim vesentlig bedre enn for de sørligere stasjonene.

RMSD mellom satellitten og bakkeinstrumentet som er angitt for stasjonene i tabell 9.2.1 gir et bilde på spredningen i avvik mellom de to aktuelle måleseriene. For alle dagene samlet er det ikke så stor variasjon mellom stasjonene. Bergen har høyeste verdi med en RMSD på 31,2 %, mens Landvik har den laveste med 22,4 %. Det er først og fremst for de skyete dagene at de relative RMSD verdiene er veldig høye. Landvik, som har det laveste relative avviket uavhengig av skyforhold, har den høyeste verdien for skyete dager med over 100 %. Men selv om det er her det høyeste relative avviket ligger, er absoluttfeilen lavere enn for de andre skyforholdene siden mindre stråling vanligvis blir registrert på skyete dager enn på klare eller delvis skyete dager.

I figur 9.2.1 er daglige verdier for satellitten (blå kurve) og bakkeinstrumentet (rød kurve) plottet fra mars til november i 1997 for de ulike stasjonene. Om sommeren og høsten viser bildene for de enkelte stasjonene ganske like tendenser. En overestimering fra satellitten er tydelig om sommeren, mens det er lite som skiller de to tidsseriene senere om høsten. Men som figur 9.2.2 viser, er forholdstallet mellom satellittestimater og bakkemålinger høyere om høsten og den relative overestimeringen fra satellitten er større da. Tidlig på året viser de fire sørligste stasjonene en svak overestimering fra satellitten, mens Trondheim skiller seg ut med en tydelig underestimering fra satellitten. Månedene i 1996 er ikke tatt med i figur 9.2.1 da tilsvarende resultater ikke avvok fra det som er vist i figurene for 1997.

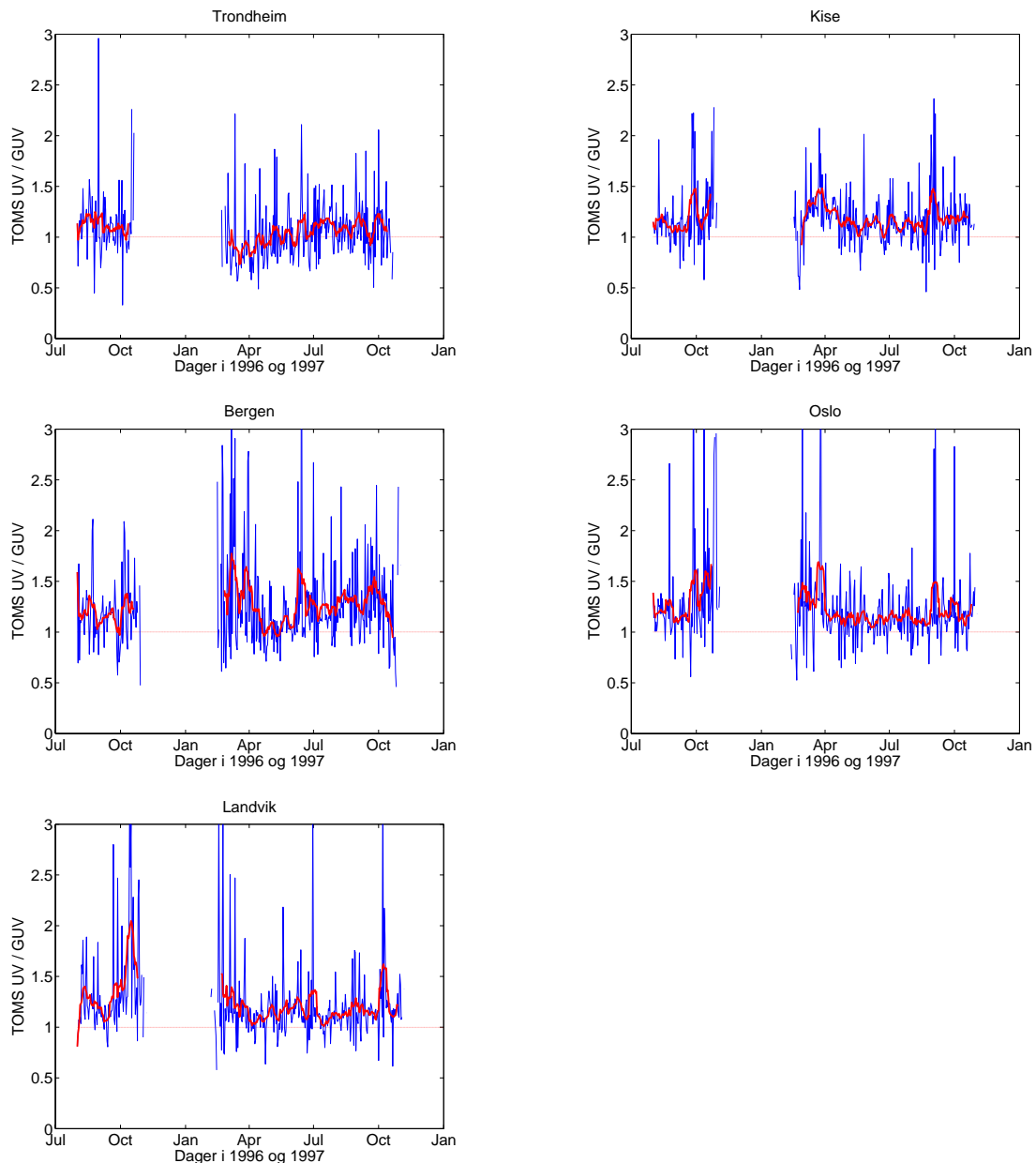
I figur 9.2.2 er forholdet mellom satellittestimater og bakkemålinger plottet for hver av stasjonene i tidsperioden hvor satellitten hadde registrerte verdier. Den blå grafen i hvert enkelt bilde viser forholdet mellom dagsverdiene, mens den røde tykke grafen er et 11-dagers glidende middel over den samme tidsperioden. Nøyaktigheten for en enkelt dags UV-estimat fra satellitten er mer tilfeldig på grunn av den dårlige geografiske oppløsningen og ettersom det bare gjøres ett estimat i døgnet for hvert gridpunkt. Når sammenligninger gjøres mellom UV-estimater fra satellitt og bakkemålinger, bør satellittestimatene midles over minst en uke for å unngå effektene av skiftende skydekke, aerosolmengde og ozonvariasjoner (Herman et al. 1999). Forholdet mellom dagsverdiene varierer mye gjennom året og 11-dagersmiddelet gjør forskjellene mindre og gjør det lettere å se en eventuell sesongvariasjon. For de fire

sørligste stasjonene og spesielt for Bergen og Kise er det en tydelig sesongvariasjon med et høyere forholdstall om våren og høsten enn om sommeren.



**Figur 9.2.1: Døgnverdier for CIE-vektede UV-satellittestimater (blå) og bakkemålinger (rød) for Trondheim, Kise, Bergen, Oslo og Landvik fra mars til november i 1997.**

Satellitten gir derfor i gjennomsnitt best overensstemmelse mot bakkemålingene i sommersesongen og dårligere tidlig og sent på året. Bildet fra Trondheim i figur 9.2.2 tidlig på året i 1997 viser derimot en motsatt tendens enn de andre stasjonene. Middelverdiene over Trondheim viser at satellitten gir lavere verdier enn bakkeinstrumentet tidlig på året.



**Figur 9.2.2:** Forhold mellom daglige CIE-vektede UV-satellittestimater og bakkemålinger for Trondheim, Kise, Bergen, Oslo og Landvik. Den blå grafen viser daglig forhold, mens den tykke røde er en glidende 11-dagers gjennomsnittsverdi. Den tynne røde viser forholdet 1:1. Bildene for Bergen, Oslo og Landvik er kuttet ved høye forholdstall, men ingen verdier overskred 4,5.

Forholdstallet stiger gradvis utover året og satellitten gir i gjennomsnitt høyere verdier enn bakkemålingene for hele tidsperioden. Men sesongvariasjonen som er tydelig ved de fire sørlige stasjonene er ikke fremtredende ved Trondheim.

At satellitten gir en bedre overensstemmelse med bakkemålingene om sommeren, når solen står høyere enn om våren og høsten, er motstridende med antagelsen om at det er en solhøydeavhengighet i satellittinstrumentet. Men sesongvariasjonene er ikke så sterke og breddegradavhengigheten i instrumentet er likevel tydelig når hele tidsperioden blir tatt i betraktning. Estimatenes er som sagt dårligere ved lavere solhøyder og det fører til de dårligere overensstemmelsene om våren og høsten enn om sommeren grunnet lavere solhøyde og kortere solskinnstid.

Som figur 9.2.1 viser, er det ganske godt samsvar mellom de daglige satellittestimatene og bakkemålingene. De høye korrelasjonskoeffisientene,  $r$ , i tabell 9.2.2 viser en klar signifikant lineær sammenheng mellom satellittestimatene og bakkemålingene for alle skyforhold. I beregningene for  $r$  er vintermånedene, desember-februar, utelatt av datasettet slik at tidsseriene er identisk med det som er brukt i utarbeidelsen av tabell 9.2.1.

**Tabell 9.2.2: Korrelasjonskoeffisienter mellom daglige CIE-vektede UV-satellittestimater og bakkemålinger i perioden august 1996-november 1997. Desember 1996, januar og februar 1997 er utelatt fra tidsseriene.**

Stasjon	Korrelasjonskoeffisient, $r$			
	Alle skyforhold	Klarvær	Delvis skyet	Skyet
Trondheim	0,95	0,98	0,94	0,85
Kise	0,97	0,99	0,96	0,90
Bergen	0,95	0,96	0,93	0,80
Oslo	0,97	0,99	0,97	0,81
Landvik	0,97	0,99	0,96	0,93

Korrelasjonskoeffisienten er høyest for de klare dagene og svekkes litt med økende skymengde for de delvis skyete og helt overskyete dagene. Korrelasjonen mellom satellittestimatene og bakkemålingene er signifikante for alle stasjoner og skyforhold. Korrelasjonen ser ikke ut til å ha en tilsvarende breddegradavhengighet som med overstimeringen for satellitten. San Diego (149 registrerte dager) viser en  $r$  lik 0,97

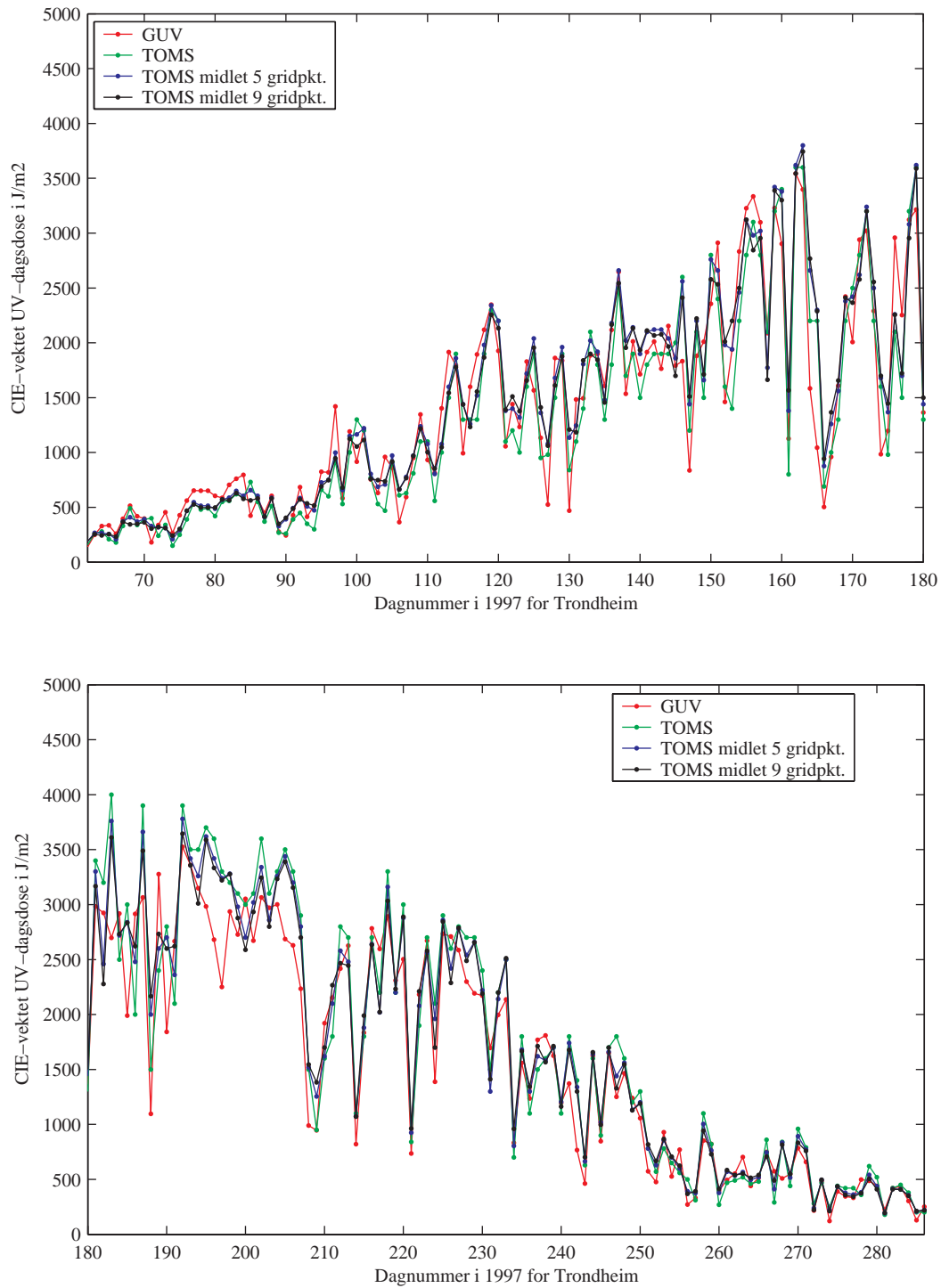


(Kalliskota et al. 2000), det samme som ved Thessaloniki (661 dager) og Toronto (940 dager) (McKenzie et al. 2001).

### 9.2.1 Midling av satellittdata

Satellitten gjør én beregning for hvert måleområde i løpet av et døgn og beregner utfra det en døgnverdi for hvert enkelt gridpunkt på 1 breddegrad X 1,25 lengdegrader. Skydekket kan variere kraftig over et område i løpet av et døgn. Skyer er den viktigste faktoren i estimering av UV-stråling gjennom atmosfæren og det er da naturlig å anta at skydekket ikke blir godt nok parameterisert med bare én måling i døgnet. Hvis en antar at skydekket varierer i løpet av dagen vil en midling over flere gridpunkter kanskje gi en bedre gjennomsnittlig skydekkefordeling og dermed gi en bedre overensstemmelse mot bakkemålingene. Figur 9.2.3 viser 3 ulike CIE-vektede UV-satellittestimater vist sammen med tilsvarende bakkemålinger fra Trondheim mellom dag 62 og 285 i 1997. Den røde kurven er daglige bakkemålinger, den grønne er satellittestimater fra det enkle Trondheimsgridpunktet. Den blå og svarte kurven er midlinger gjort over 4 og 8 gridpunkter i tillegg til gridpunktet over Trondheim. Ved midlingen over fem gridpunkter er gridpunktene nord, sør, øst og vest også tatt med. For midlingen over 9 gridpunkt er i tillegg gridpunktene nordøst, sørøst, sørvest og nordvest tatt med i midlingsområdet. Alle gridpunktene er vektlagt likt, slik at det blir et gjennomsnitt over ett større område. En midling over 5 gridpunkter vil estimere et felles område på ca. 34400km<sup>2</sup> mens flaten over 9 gridpunkter vil være på ca. 62000km<sup>2</sup>. Bare midlingene over Trondheim er vist her som eksempler, mens midlingene for de andre stasjonene ga relativt like resultater.

Relativ MBD og RMSD mellom de midlete estimatene for fem og ni gridpunkter og bakkemålingene for hver stasjon er vist i tabell 9.2.3 og 9.2.4 sammen med gjennomsnittsverdien av bakkemålingene ved ulike de skyforholdene. Bare dager hvor det var registrert satellittverdier i alle 5 eller 9 gridpunktene det ble midlet over er tatt med i beregningene. Det er derfor færre registrerte dager fra satellitten for de midlete områdene enn for bare det enkle gridpunktet ved bakkeinstrumentet. Skydekkefordelingen i tabellene 9.2.3 og 9.2.4 er den samme som er brukt for det enkle gridpunktet ved den enkelte stasjon for de ulike dagene.



**Figur 9.2.3: CIE-vektede UV-dagsdoser for Trondheim, dag 62-285 i 1997. Den røde grafen viser bakkemålinger, den grønne er satellittdata for gridpunktet over Trondheim, den blå er satellittdata midlet over 5 gridpunkter, mens den svarte viser satellittdata midlet over 9 gridpunkter.**

**Tabell 9.2.3: Relativ MBD og RMSD mellom daglige CIE-vektede UV-satellittestimater midlet over 5 gridpunkter og bakkemålinger. Bakkegjennomsnittet (GUV MIDL.) og antall dager er gitt for de ulike skyforholdene ved de fem stasjonene.**

STASJON	SKYDEKKE	DAGER	GUV(J/M <sup>2</sup> ) MIDL.	MBD(%)	RMSD(%)
TRONDHEIM	KLART	22	1847,0	4,6	12,7
	DELVIS SKYET	254	1405,3	5,9	21,4
	OVERSKYET	32	578,0	36,4	51,6
	TOTAL	308	1350,9	7,1	22,5
KISE	KLART	36	1214,7	11,5	14,8
	DELVIS SKYET	253	1674,6	9,5	18,0
	OVERSKYET	32	325,2	49,8	73,4
	TOTALT	321	1488,5	10,5	19,1
BERGEN	KLART	41	2293,3	9,0	13,5
	DELVIS SKYET	219	1361,4	17,4	27,3
	OVERSKYET	66	382,2	52,2	91,1
	TOTAL	326	1280,4	17,6	28,1
OSLO	KLART	68	1531,7	11,1	13,4
	DELVIS SKYET	234	1645,5	13,2	20,3
	OVERSKYET	29	396,4	45,7	65,6
	TOTAL	331	1512,6	13,5	20,2
LANDVIK	KLART	84	2196,1	8,6	13,1
	DELVIS SKYET	224	1431,7	12,3	24,1
	OVERSKYET	30	276,8	82,7	111,5
	TOTALT	338	1519,1	12,1	21,6

I klarværsituasjoner førte en midling til at overestimeringen fra satellitten i forhold til bakkemålingene minket. En midling over 9 gridpunkter ga bedre tilnærming mot bakkemålingene enn midlingen over 5 gridpunkter. For de delvis skyete dagene var en midling gunstig for Kise, Oslo og Landvik, mens det forverret satellittestimatene over Trondheim og Bergen i forhold til bakkemålingene. Også her var midlingen over 9 gridpunkter den beste for de tre stasjonene det var gunstig for. For de skyete dagene ga en midling dårligere estimater mot alle bakkestasjonene enn det enkle gridpunktet over stasjonene.

**Tabell 9.2.4: Relativ MBD og RMSD mellom daglige CIE-vektede UV-satellittestimater midlet over 9 gridpunkter og bakkemålinger. Bakkegjennomsnittet ( $J/m^2$ ) og antall dager er gitt for de ulike skyforholdene ved de fem stasjonene.**

STASJON	SKYDEKKE	DAGER	GUV( $J/M^2$ ) MIDL.	MBD(%)	RMSD(%)
TRONDHEIM	KLART	22	1847,0	2,4	12,5
	DELVIS SKYET	251	1490,0	5,2	20,8
	OVERSKYET	32	578,0	42,2	57,6
	TOTAL	305	1361,6	6,6	21,7
KISE	KLART	36	1214,7	9,4	14,2
	DELVIS SKYET	251	1685,8	8,0	17,2
	OVERSKYET	30	343,1	53,4	78,7
	TOTALT	317	1505,3	9,1	18,4
BERGEN	KLART	41	2293,3	8,2	12,9
	DELVIS SKYET	218	1366,3	17,8	26,7
	OVERSKYET	64	389,8	56,6	92,0
	TOTAL	323	1290,5	18,0	27,5
OSLO	KLART	67	1551,4	10,4	12,8
	DELVIS SKYET	234	1645,5	12,3	19,8
	OVERSKYET	29	396,4	53,2	73,0
	TOTAL	330	1516,6	12,8	19,9
LANDVIK	KLART	83	2218,5	7,2	12,5
	DELVIS SKYET	223	1437,7	12,0	25,0
	OVERSKYET	30	276,8	93,2	127,4
	TOTALT	336	1626,9	11,6	22,3

Ved å midle satellittdataene over større områder ble overensstemmelsen mot bakkemålingene bedre i klarvær. En årsak er at når det midles over det store området er muligheten større for at satellitten registrerer skyer. Siden skydekket over det midlete området her er antatt å være lik det over det enkle gridpunktet over bakkeinstrumentet, kan satellitten ha registrert et område som skyet og dermed estimere lavere bakkestråling enn i et klart gridpunkt.

Midlingen over ett eller flere skyete gridpunkter vil da gi en lavere gjennomsnittsverdi og minke overestimeringen som er vist for satellitten for de klare dagene. For de skyete dagene blir det motsatt. Muligheten for at det blir registrert klare gridpunkter rundt det enkle skyete gridpunktet over bakkeinstrumentet øker med økende midlingsområde. Klare gridpunkter vil øke strålingsgjennomsnittet i antatt overskyete områder og dermed øke den allerede eksisterende overestimeringen fra satellitten i det enkle gridpunktet. Det gjør en midling for de skyete områdene dårligere enn for det enkle gridpunktet over bakkeinstrumentet. For de

delvis skyete dagene er det lite som skiller det enkle gridpunktet fra de midlete områdene. Relativ MBD mellom satellittestimatene og bakkemålingene forandrer seg mindre enn 3 % med å bruke de midlete områdene. For Trondheim og Bergen gir en midling litt større avvik mellom satellittestimatene og bakkemålingene enn hva som var tilfellet for det enkle gridpunktet. For de resterende stasjonene gir midlingen litt mindre avvik. Når det midles over 5 og 9 gridpunkter minker også antall dager som det gjøres gjennomsnitt av. Det er da vanskelig å avgjøre om små forandringer i feilestimatene skyldes skydekket i det utvidete området eller at enkelte dager som har falt vekk har vært avgjørende for ulikhetene.

Spredningen mellom datasettene blir også mindre for de midlete områdene for alle skyforhold. En sammenligning av tabellene 9.2.1- 9.2.4 viser at en midling på de overskyete dagene gir en høyere RMSD mellom datasettene, men bedringen for de klare og delvis skyete dagene gjør at det samlet blir en positiv effekt av midlingen, selv om den er relativt liten.

### 9.3 *Modellestimater mot bakkemålinger*

Ettersom satellitten som sagt kan gi ozonestimater i gridpunkter hvor den ikke gir UV-estimater, vil derfor flere daglige modellverdier være tilgjengelig for sammenligning mot bakkemålingene. For den sørligste stasjonen mangler bare én av de 397 dagene, mens det for den nordligste stasjonen mangler 20 dager.

Tabell 9.3.1 viser MBD og RMSD som relativ og absolutt verdi mellom daglige modellestimater og bakkemålinger ved ulike skyforhold for de ulike stasjonene. Som i tilfellene med satellitten overestimerer også modellen i de fleste tilfellene i forhold til bakkemålingene og da spesielt i klarvær hvor modellen gir dårligere estimater enn satellitten i forhold til bakkemålingene over Trondheim, Bergen og Landvik. Også i Trondheim, hvor modellen i gjennomsnitt underestimerer svakt for hele tidsperioden, er det en klar overestimering på de klare dagene. Den relative MBD-verdien for de klare dagene er ikke alltid størst for de ulike stasjonene, men vist i  $J/m^2$  er den høyest for alle stasjonene fordi det normalt forekommer mest stråling på disse dagene. Det tydelig at modellen gir for høye klarværsestimater som også vil påvirke estimatene for de skyete og delvis skyete dagene.

Som tabell 9.3.1 viser, samsvarer modellestimatene mye bedre med bakkemålingene enn satellittestimatene for de skyete dagene hvor MBD-verdien faller kraftig for alle stasjonene i

forhold til satellittens verdier i tabell 9.2.1. En viktig grunn til dette er nok de oftere oppdaterte halvtimes skyindeksene fra Satel-Light. Selv om bruken av skyindeksen (ligning 6.2a-d) ikke er utarbeidet for UV-stråling gir den likevel en oppdatert indikasjon på hvor mye skyer det er i et område og er brukt som en demping av klarværsstrålingen.

**Tabell 9.3.1: MBD og RMSD mellom CIE-vektede UV-modellestimater og bakkemålinger ved ulike skyforhold for de 5 stasjonene. MBD og RMSD vises både som relativt avvik og som avvik i  $J/m^2$ . Bakkegjennomsnittet (GUV MIDL.) og antall dager er vist for de ulike skydekkene ved hver stasjon.**

STASJON	SKYER	DAGER	GUV( $J/M^2$ ) MIDL.	MBD ( $J/M^2$ )	RMSD ( $J/M^2$ )	MBD (%)	RMSD (%)
TR.HEIM	KLART	26	1573,3	153,5	261,2	9,8	16,6
	DELVIS	295	1224,7	-22,3	214,8	-1,8	17,5
	SKYET	56	365,5	-13,9	102,6	-3,2	28,1
	TOTAL	377	1121,1	-8,6	206,0	-0,8	18,3
KISE	KLART	39	1139,0	114,0	182,8	10,0	16,0
	DELVIS	281	1520,9	63,0	254,0	4,1	16,1
	SKYET	64	192,3	27,9	72,8	14,5	42,8
	TOTALT	384	1260,7	62,3	219,9	4,9	17,4
BERGEN	KLART	52	1826,0	371,9	477,8	20,4	26,2
	DELVIS	247	1221,3	125,2	356,5	10,3	22,2
	SKYET	90	289,0	30,5	100,5	10,2	33,7
	TOTAL	389	1088,5	136,3	288,1	12,5	26,5
OSLO	KLART	80	1320,6	143,2	218,4	10,8	16,5
	DELVIS	270	1438,6	75,1	228,5	5,4	15,9
	SKYET	43	282,9	29,3	153,8	10,4	54,4
	TOTAL	393	1288,1	86,0	219,44	6,7	17,0
LANDVIK	KLART	86	2149,4	375,2	441,4	17,5	20,5
	DELVIS	247	1310,6	148,5	284,6	11,3	21,7
	SKYET	63	156,4	34,4	63,5	22,0	46,8
	TOTALT	396	1309,1	179,6	306,1	13,7	23,4

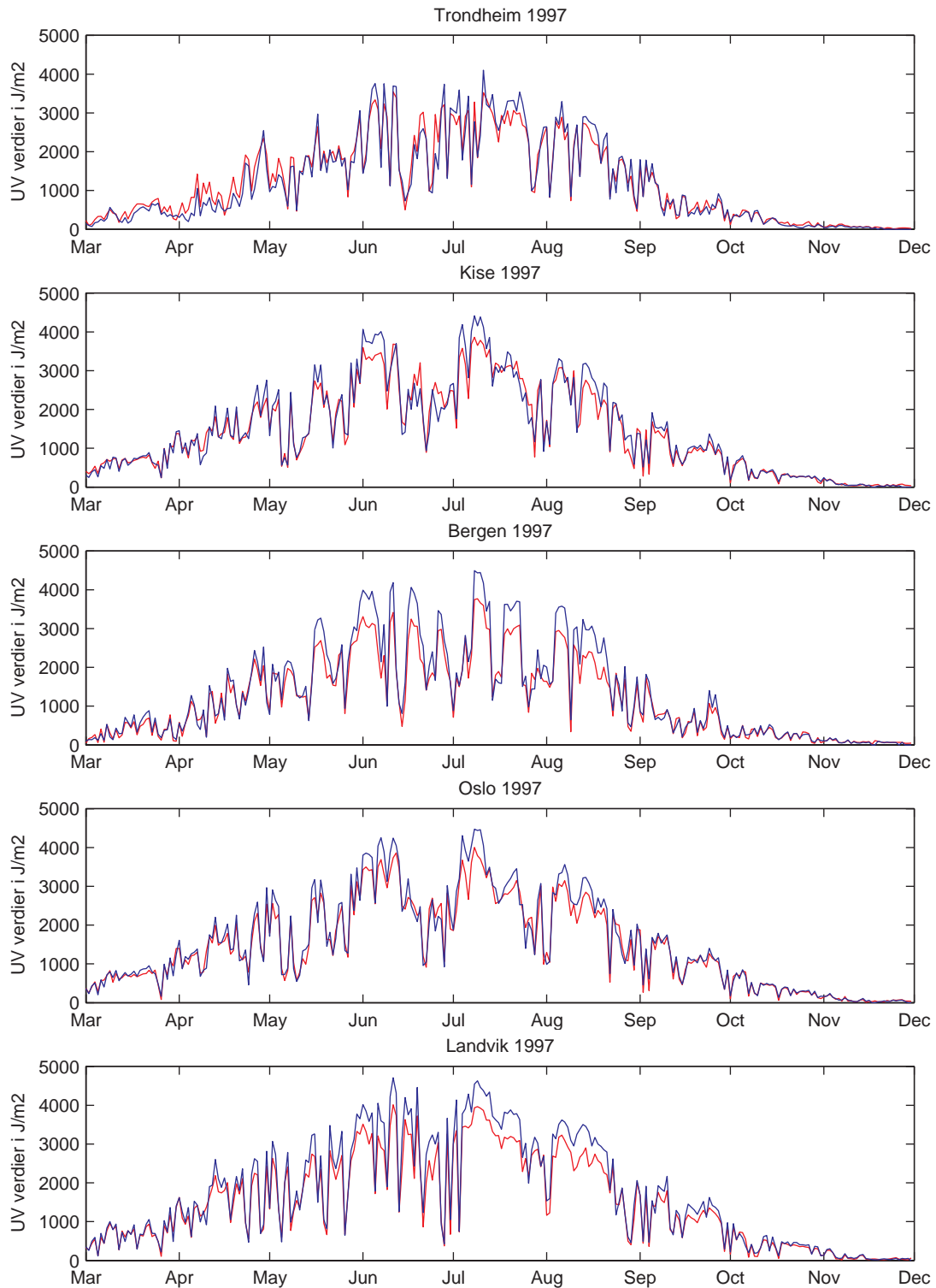
Ser en bort fra Bergen er det for de delvis skyete dagene at modellestimatene gir best samsvar mot bakkemålingene. For Bergen, som er stasjonen med flest overskyete dager, er det på de helt overskyete dagene at modellestimatene gir best overensstemmelse mot bakkemålingene med en MBD på +10,2 %. Det er vesentlig lavere enn for satellitten, hvor MBD mot bakkemålingene er på hele 45,7 %.

Bortsett fra på Landvik gir modellen en bedre overensstemmelse mot bakkeinstrumentene enn satellitten når en ser alle dagene samlet.

Det er viktig å påpeke at skyindeksen, som er brukt som dempingsfaktor av klarværstråling i modellen, er utarbeidet med tanke på globalstråling. Derfor er den ikke nødvendigvis riktig for UV-spekteret. Skyer demper nemlig UV-stråling vesentlig mindre enn globalstråling (Josefsson og Landelius 2000). Svekkningen av UV-strålingen gjennom et skylag kan være opptil 40 % mindre enn svekkningen av globalstrålingen. Dempingen er avhengig av skymengde og type. Den største dempingen skjer gjennom et helt dekkende skylag av tykke skyer i lav eller middels høyde som det kommer nedbør fra. For høye skylag, som generelt er tynnere, er det liten forskjell i svekkningen av UV- og globalstråling (Josefsson og Landelius 2000). Fordi bruken av ligning 6.2a-d fører til for sterk svekking av den estimerte UV-strålingen gjennom skyer, kan det være en medvirkende årsak til at modellen har en mye lavere overestimering i forhold til bakkemålingene enn satellittene i skyet vær. I Trondheim, hvor modellen underestimerer, ville en skyindeks tilpasset UV-stråling nok ført til at modellen også overestimerte for de delvis skyete og helt overskyete dagene. Skyindeksen svekker UV-innstrålingen for mye og gir dermed et lavere estimat enn det ville blitt med en skyindeks tilpasset UV-spekteret. Det er tydelig at modellen har en generell overestimering i klarvær som det blir kompensert for med en for kraftig svekking fra skyer.

Spredningen mellom modellestimatene og bakkemålingene ved de ulike stasjonene er relativt stabil med RMSD verdier mellom 17 % og 26,5 %, også vist i tabell 9.3.1. Den relative spredningen er størst i de skyete tilfellene, mens den er litt lavere for de delvis skyete og klare dagene. Fordi det forekommer mindre stråling på de overskyete dagene er den absolutte spredningsverdien minst på de skyete dagene og økende med minkende skydekke. Det er ikke tilfellet for Kise og Oslo hvor den er høyest på delvis skyete dager, men det har nok en årsak i skydekkefordelingen som ga de delvis skyete dagene høyere gjennomsnittsstråling enn de klare dagene.

I figur 9.3.1 er daglige modellestimater (blå kurve) og bakkeverdier (rød kurve) plottet for perioden mars til november 1997. Som i figur 9.2.1 med satellittestimater, viser figuren også her en tydelig overestimering fra modellen om sommeren for alle stasjonene. Tidlig på året er det lite som skiller modellestimater og bakkemålingene ved de fire sørlige stasjonene. Som med satellittene skiller også Trondheim seg ut her, hvor modellen tydelig underestimerer i forhold til bakkemålingene tidlig på året. Selv om modellen gjennomsnittlig for tidsperioden i 1996 og 1997 har en svak underestimering over Trondheim som vist i tabell 9.3.1, er den

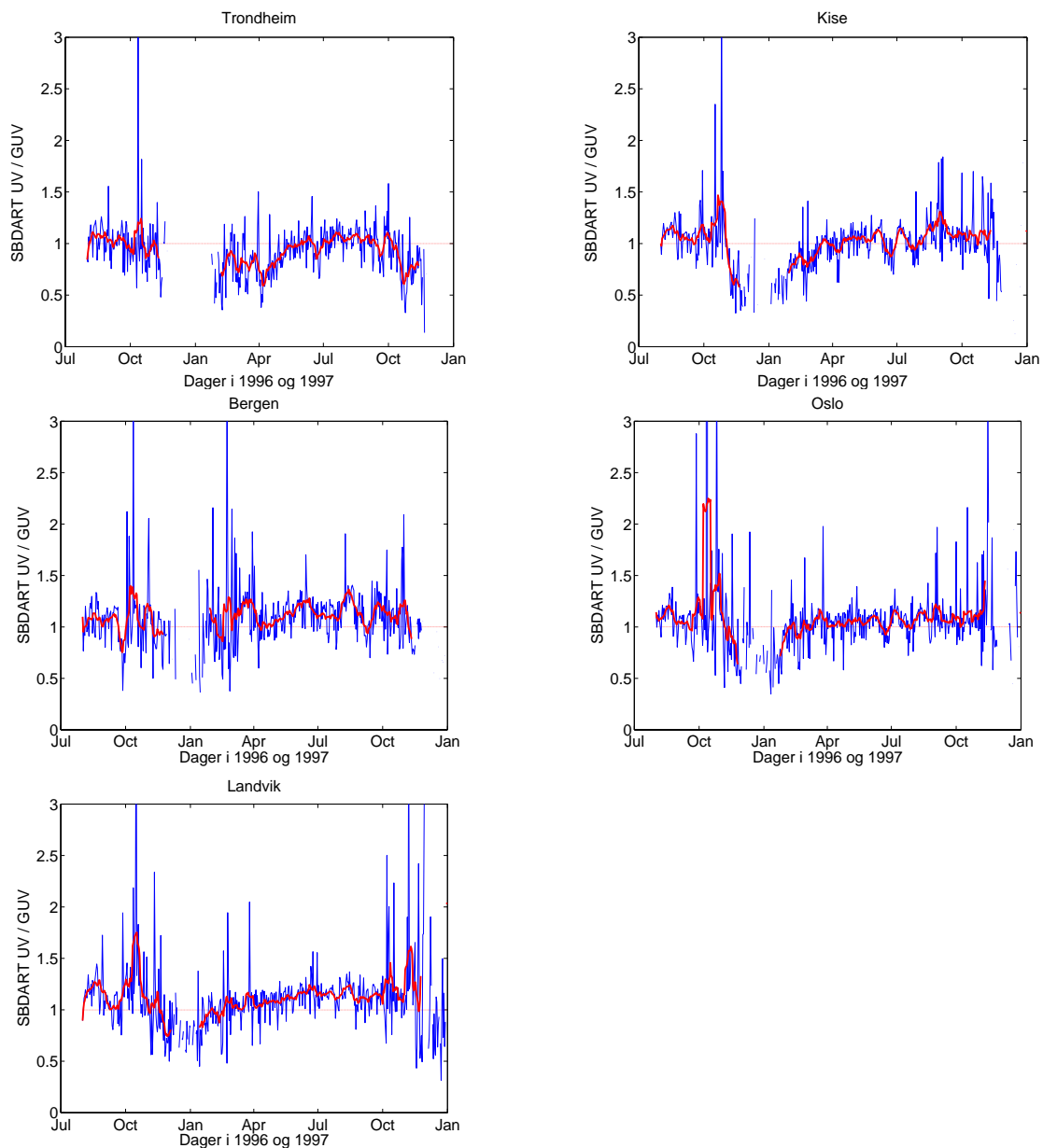


**Figur 9.3.1: Døgnverdier for CIE-vektede UV-modellestimer (blå) og bakkemålinger (rød) for Trondheim, Kise, Bergen, Oslo og Landvik fra mars til november i 1997.**

desidert størst i perioden mars-mai 1997 med en relativ MBD på -12,9 %. I sommerperioden, juni-august i 1997, overestimerer modellen for Trondheim med 3,1 %. Sammen med overestimeringen for de klare dagene vist i tabell 9.3.1 drar dette gjennomsnittet opp ved



Trondheim slik at den totale underestimeringen til modellen ikke blir større enn  $-0.8\%$  i forhold til bakkemålingene for hele tidsperioden i 1996 og 1997.



**Figur 9.3.2:** Forhold mellom daglige CIE-vektede UV-modellestimer og bakkemålinger for Trondheim, Kise, Bergen, Oslo og Landvik. Den blå grafen viser daglig forhold, mens den tykke røde er en glidende 11-dagers gjennomsnittsverdi. Den tynne røde linjen viser forholdet 1:1.

Tidlig og sent på året viser figur 9.3.1 liten forskjell mellom modellverdier og målte bakkeverdier for stasjonene. Men siden det er snakk om lave UV-verdier blir forholdet mellom daglige modellestimer og bakkemålinger likevel svært varierende på disse tidene av året, som vist i figur 9.3.2. Her er forholdet mellom modellestimer og bakkemålinger plottet

for hver av stasjonene i tidsperioden hvor modellen hadde registrerte verdier. Som i figur 9.2.2 viser den blå grafen i hvert enkelt bilde forholdet mellom dagsverdiene, mens den røde tykke grafen er et 11-dagers glidende middel over den samme tidsperioden.

I motsetning til i figur 9.2.2 med satellittestimater, viser ikke modellestimatenes sammenligninger mot bakkemålingene en tilsvarende sesongvariasjon i overensstemmelsene mellom datasettene for alle stasjonene. Om våren viser 11-dagers middelet en svak underestimering fra modellen, mens den i sommersesongen og utover høsten gir et ganske jevnt forholdstall i overkant av 1,0 for de fire sørligste stasjonene. Det er ikke en markant økning i forholdstallet på visse tider av året i 1997 som var tilfellet med satellittestimatene i figur 9.2.2. Trondheim er den eneste av stasjonene som har et sesongvariert forholdstall med en svært kraftig underestimering av modellen om våren og sent på høsten. Også Kise har en kraftig underestimering fra modellen de første månedene i 1997, men det avtar kraftig frem til april hvor forholdet etter da for det meste holder seg over 1,0 som er tilfellet ved de sørligere stasjonene. For Trondheim sin del vedvarer underestimeringen til juni.

Som figur 9.3.1 viser er det ganske godt samsvar mellom modellestimatene og bakkemålingene. Korrelasjonskoeffisienten,  $r$ , i tabell 9.3.2 viser som i tilfellet var mellom satellittestimatene og bakkemålingene, at det også her er en signifikant lineær sammenheng mellom modellestimater og bakkemålinger. Vintermånedene, desember-februar, er også her utelatt av datasettet, slik at tidsseriene brukt til å beregne  $r$  er identisk med det som er brukt i tabell 9.3.1.

**Tabell 9.3.2: Korrelasjonskoeffisienter mellom daglige CIE-vektede UV-modellestimater og bakkemålinger i perioden august 1996-november 1997. Desember 1996, januar og februar 1997 er utelatt fra tidsseriene.**

Stasjon	Korrelasjonskoeffisient, r			
	Alle skyforhold	Klarvær	Delvis skyet	Skyet
Trondheim	0,98	0,99	0,98	0,96
Kise	0,98	0,99	0,98	0,96
Bergen	0,99	0,99	0,98	0,95
Oslo	0,99	0,99	0,99	0,90
Landvik	0,99	0,99	0,99	0,97

Korrelasjonen er best for de klare dagene og svekkes litt for de delvis skyete og helt overskyete dagene men den fortsatt svært god. Korrelasjonen mellom satellittestimatene og bakkemålingene er signifikante for alle stasjoner og skyforhold.

#### **9.4 Modellestimater mot satellittestimater**

Ettersom satellitten ga færre daglige UV-estimer enn ozonestimater, ble antall dagsverdier fra modellen derfor redusert til satellitten sitt antall når de to datasettene her blir sammenlignet. Det er utarbeidet relativ og absolutt MBD og RMSD mellom de to datasettene, hvor en positiv MBD indikerer gjennomsnittelig høyere modellestimater enn satellittestimatene. Tabell 9.4.1 viser at modellen i snitt ga lavere dagsverdier for alle stasjonene bortsett fra Landvik som har et svakt høyere gjennomsnitt enn satellitten. Enkelte andre unntak er det i tillegg, som ikke er vist her. For Trondheim hadde modellen en gjennomsnittsverdi som var 5,1 % høyere enn satellitten på de klare dagene. Det samme gjaldt de klare dagene i Bergen (10,0 %) og ved Landvik (5,9 %). Landvik er stasjonen med flest klare dager og overestimeringen i klarvær gjør dermed at den totale MBD mellom modellen og satellitten som eneste stasjon blir positiv på 0,3 %. Modellen ga lavere gjennomsnittlige UV-verdier enn satellitten ved delvis skyete og overskyete forhold for alle stasjonene. Som i kap.9.2 og kap.9.3 er det for de skyete dagene de relative ulikhetene mellom de to datasettene er størst.

Tabell 9.4.1: MBD og RMSD mellom CIE-vektede modell- og satellittestimater for de 5 stasjonene. MBD og RMSD vises både som relativt avvik (%) og som avvik i  $J/m^2$  og antall dager som er regnet med.

STASJON	DAGER	MBD( $J/M^2$ )	MBD(%)	RMSD( $J/M^2$ )	RMSD(%)
TRONDHEIM	314	-66,0	-4,8	294,0	21,2
KISE	326	-120,6	-7,2	299,3	18,0
BERGEN	331	-43,6	-3,0	359,1	24,5
OSLO	338	-103,4	-6,1	278,5	16,5
LANDVIK	344	5,8	0,3	290,2	17,1

## 10 Videre diskusjon

### 10.1 Solskinnstid, skydekkefordeling og bakkeinstrumenter

Målingene av solskinnstider ved Trondheim og Oslo er ikke gjort samme sted som bakkemålingene av UV, noe som fører til en geografisk usikkerhet i skydekkefordelingen ved stasjonene. I tillegg er maksimale solskinnstider, unntatt for Bergen, ikke nøyaktig ettersom alle stasjoner overskred den maksimale solskinnstiden på enkelte dager. For Trondheim og Kise tyder tidspunktene for overskridelsene av maksimal solskinnstid på at det er en sesongavhengig hindring, fordi alle overskridelsene utelukkende skjer om våren eller på høsten. Horisontpanoramaene, utarbeidet av Planteforsk, er i hovedsak gjort med tanke på blomstring og vekstvilkår. Det gjør at større planter og løvtrær vil kunne være en del av horisonten i blomstringstiden, mens de er ganske transparente for solstråling resten av året. Når horisonten da forandres utenfor blomstringsperioden og avviker mer fra den beregnede horisonten, vil solskinnstiden kunne øke grunnet færre hindringer for måleinstrumentet og derfor overskride maksimal solskinnstid. Nedskaleringen som er gjort av prosentvis solskinnstid vil kunne føre til at færre dager vil overskride grensen for klarvær og antall klare dager bli for få. Dette er en sannsynlig årsak til at det etter nedskaleringen på Kvithamar for Trondheim og på Kise er registrert for få klare dager. På Landvik derimot, hvor 60 dager overskred den maksimale solskinnstiden, skjer overskridelsene gjennom hele året. Her er imidlertid ikke overskridelsene av solskinnstid like stor som ved Kvithamar og Kise. Her er nok permanente feil i horisontpanoramaet årsaken til overskridelsene. Måleinstrumentet kan ha blitt flyttet og panoramaet ikke være korrigert tilsvarende. En annen årsak kan være unøyaktigheter i horisontpanoramaet. De er utarbeidet med horisonthøyde ved hver tiende asimutvinkel og antatt en lineær horisontlinje mellom hver høyderegrering (Olseth et al. 1995). Mindre hindringer som ikke blir registrert i horisontpanoramaet, kan dermed skygge for måleinstrumentet og gi en kortere reell maksimal solskinnstid enn den beregnede. At Trondheim og Kise i løpet av halvannet år ikke har mer enn 22 og 36 klare dager, som vist i tabell 9.2.1, virker for lavt. Spesielt Kise, som har et relativt tørrere klima enn de andre kystnære stasjonene (Hannevik et al. 1998), burde ha vesentlig flere klare dager enn det som kommer frem her. Kanskje burde nedskaleringene av målt solskinnstid ikke vært gjort ved de stasjonene hvor det antas en sesongavhengighet i horisontpanoramaet. Det ville bl.a. gitt Kvithamar 54 klare dager, mens Kise ville fått registrert 77 klare dager. Det stemmer mye bedre med de registrerte penværsdager fra met.no i tabell 10.1. Tabellen viser penværsdager

registrert ved nærmeste bemannede meteorologiske stasjon til bakkeinstrumentene (met.no 2005). Værnes er nærmeste bemannede meteorologiske stasjon til Trondheim og er plassert på flyplassen ca 30 km øst for bakkeinstrumentet og ca 10 km øst for Kvithamar, hvor solskinnstidene er registrert. Gardermoen og Rena er nærmeste meteorologiske stasjoner til Kise og henholdsvis 45 km sør og 71 km nordøst for bakkeinstrumentet. Torungen fyr ligger 17 km nordøst for Landvik mens de to stasjonene i Bergen og Oslo er plassert samme sted som bakkeinstrumentene. Skydekket som registreres ved de meteorologiske stasjonene graderes fra 0/8 ved skyfritt til 8/8 ved helt overskyet. Summen av skydekkene klokken 6, 12 og 18 UTC kan ikke overskride 9/24 og ikke mer enn 4/8 av himmelen skal være dekket av skyer ved noen av tidspunktene for at dagen skal karakteriseres som en penværtdag. Som tabell 10.1 viser er det registrert 60 penværtdager i tidsperioden på Værnes, 75 på Gardermoen og hele 99 dager på Rena. Det er dermed grunn til å tro at skydekkefordelingen for de klare og delvis skyete dagene på Kvithamar og Kise ikke er god nok og antall klare dager er for få.

**Tabell 10.1: Penværtdager registrert på stasjoner i nærheten av bakkeinstrumentene mellom august 1996 og desember 1997 (Klima, met.no).**

Stasjon	Antall penværtdager
Gardermoen	75
Rena	99
Oslo – Blindern	80 (ikke data fra juni 1997)
Torungen fyr	149
Bergen – Florida	64
Værnes	60

For Oslo og Landvik er nok skydekkefordelingene mer riktige selv om Torungen fyr viser vesentlig flere penværtdager enn Landvik har klare dager (85, se tabell 9.2.1). En penværtdag vil ikke nødvendigvis si at dagen har vært klar mye av tiden ifølge bakkeinstrumentet. De skyene som har vært der kan ha skygget for solen deler av tiden og redusert solskinnstiden på måleinstrumentet. Dagen kan derfor ha blitt registrert som delvis skyet i kapittel 9 og samtidig som penværtdag hos met.no.

Selv om satellittestimater og modellestimater blir sammenlignet opp mot bakkemålinger vil ikke det nødvendigvis si at bakkemålingene er de mest korrekte. Derfor er uttrykket MBD (Mean Bias Deviation) og ikke MBE (Mean Bias Error) brukt i sammenligningene av de ulike datasettene, der MBD gir et gjennomsnittlig avvik mellom to datasett. Satellittestimatene kan

ha en daglig feilmargin på +/-12 % (McKenzie et al. 2001). Sammen med usikkerheten i bakkeinstrumentet på rundt fem prosent, vil de to feilmarginene kunne kansellere eller forsterke hverandre. Selv om instrumentene kalibreres hvert år det fortsatt en generell usikkerhet i instrumentets måleresultater i tillegg til den eventuelle driften på de ulike kanalene. Over Bergen hvor satellittestimaterne har den høyeste MBD på 16 % i forhold til bakkemålingene, vil feilmarginen til satellitten og bakkeinstrumentets feilmargin kunne kansellere hverandre.

Som figur 4.3 viste var det drift også i referanseinstrumentet i løpet av halvannet år. Nå er nok ikke feilen på et tidspunkt så stor når de andre bakkeinstrumentene kalibreres mot det, ettersom referanseinstrumentet kalibreres hver tredje måned. Men figuren viser at alle instrumentene åpenbart kan drifte både i positiv og negativ retning i løpet av en lengre tidsperiode, noe som påvirker bakkeinstrumentenes usikkerhet.

## **10.2 Årsaker til feilestimering fra satellitt og modell**

Fordi både satellitten og modellen overestimerer i forhold til bakkemålingene er den første antagelsen gjerne at ozonmengden, som er lik for satellitten og modellen i begge algoritmene, var for lav. En høyere ozonverdi ville redusert UV-strålingen ved bakken og dermed tilnærmet seg bakkemålingene bedre og da spesielt i klarværsituasjoner. Det er også på breddegrader rundt 60° at ozonvariasjonen er størst (Herman et al. 1999). Siden TOMS bare estimerer én ozonverdi i døgnet for hvert piksel og ozonmengden kan forandre seg opptil 20 % i denne tidsperioden, vil det være en viss usikkerhet i en slik verdi. Men tester i kapittel 8 viste at ozonmengden stemte veldig godt overens med målte ozonverdier både i Tromsø og Oslo. Det er derfor lite trolig at ozonmengden er en viktig årsak til overestimeringen.

I overskyet og delvis skyet vær vil de største usikkerhetene i estimeringen av stråling ved bakken først og fremst knytte seg til skymengdene registrert av satellitten og skyindeksen fra Satel-Light. Det er også på de skyete dagene at satellitten gir dårligst resultat i forhold til bakkemålingene. Selv om satellittene registrerer skyer og reflektansen fra skytoppene, er det likevel en stor usikkerhet i hva den optiske tykkelsen i skyen er og følgelig hvordan strålingen blir spredt og absorbert i skyen. Modellen som bruker skyindeks fra Satel-Light estimerer stråling for skyete og delvis skyete dager vesentlig bedre enn satellitten gjør. Det er ganske naturlig siden Satel-Light får halvtimes skyindekser fra METEOSAT, mens TOMS-satellitten kun har én daglig måling å estimere utfra. Men som nevnt i kapittel 9.3 estimerer modellen

kun klarværsverdier og skyindeksen fra Satel-Light tilpasset globalstråling er brukt til å modifisere denne. I skyet og delvis skyet vær er modellresultatene mer et tilfeldig resultat av for kraftig klarværestimering og for kraftig svekking fra skyindeksen enn en riktig estimering fra modell og riktig svekkingsfaktor. Det er likevel viktig med stadige oppdaterte skyforhold fordi skydekket kan forandre seg kraftig i løpet av en dag. Dette er en stor ulempe for solsynkrone satellitter som bare får én daglig måling i hvert gridpunkt.

Optisk tykkelse er sannsynligvis den viktigste parameteren for å kunne fastslå betingelsene for strålingstransporten i skyer (Stephens 1984). De optiske egenskapene i skyene er vanskelig å estimere når en ikke kjenner dråpekonsentrasjonen i skyene og eventuelle andre partikler i tillegg til vannet. Vannmengden i en sky er vesentlig for strålingsgjennomtrengningen. Holmøy (1991) antyder en nesten halvering av UVB-irradians på bakken etter å ha endret skyvannmengden fra  $50 \text{ g/m}^2$  til  $800 \text{ g/m}^2$ . En optisk tykkere sky vil øke spredningen i skyen og dermed øke den reelle absorpsjonsveien til den gjennomtrengende strålingen. Ved kortere bølgelengder, som UV-spekteret, vil den reelle absorpsjonsveien grunnet multippel spredning kunne tidoble seg i forhold til den opprinnelige veilengden.

I følge Mie teori vil de korteste bølgelengdene bli mest spredd i et skylag (Stephens 1984). Den økte absorpsjonsveien vil da også kunne føre til en økt absorpsjon fra ozon i skyen og ytterligere svekke den kortere UV-strålingen (Mayer et al. 1998).

Et annet problem med observasjoner av skydekke både fra satellitter og bakke er overlappende skydekke. Satellittene antar et vertikalt homogent skydekke og estimerer strålingen ved bakken med det som utgangspunkt. Bare det skylaget som er nærmest observasjonskilden vil bli registrert. For satellitten sin del vil den da bare kunne se det høyeste skylaget og dermed overse et eventuelt lavere og kanskje tykkere skylag nærmere bakken. Men også for en observatør på bakken er det vanskelig å skille de eventuelle overlappende skylagene.

For å få bedre utnyttelse av satellittestimatene trengs det modeller og instrumenter med en bedre geografisk oppløsning samtidig som at de trenger en bedre fysisk tilnærming av skydekke, aerosoler og bakkeeffekter (McKenzie et al. 2001).

Sammen med vannmengden i skyen er aerosolmengden en stor usikkerhet i estimeringen av stråling ved bakken. En svakhet i satellittestimatene er antagelsen om at all reflektert stråling



enten kommer fra et skylag eller fra bakken. Det taes ikke hensyn til at noe av den reflekterte strålingen kommer fra aerosoler i atmosfæren og dermed aldri når helt ned til bakken før den reflekteres. En slik effekt vil føre til at den effektive refleksjonshøyden heves fra bakkenivå og følgelig vil kunne gi en overestimering av UV-stråling ved bakken..

Aerosolmengden og aerosoltype er ganske forskjellig fra et forurenset bymiljø til øde naturområder langt fra bebyggelse og industri. Bortsett fra i og rundt enkelte store byer er det dessverre lite eller ingen dokumentasjon på aerosolprofiler i grenselaget. Det er hos de absorberende aerosolene de største usikkerhetene ligger. Krotkov et. al (1998) sitt arbeid indikerer at det kan være opptil 50 % reduksjon i UV-strålingen ved bakken ved høye konsentrasjoner av absorberende aerosoler. Satellitten har først og fremst problemer med ”å se” svakt absorberende aerosoler og aerosoler som ligger veldig nært bakken, som ofte er tilfellet i byområder.

Tester med modellen indikerer også en markant reduksjon i UV-stråling på bakken når den vertikale tykkelsen på aerosolene i grenselaget øker og den urbane aerosolprofilen benyttes. Men testresultatene fra kapittel 7.1 gir ikke like stor reduksjon i modellen som Krotkov et al. (1998) antyder. En mer spesifikk aerosolprofil i hvert geografiske område implementert i modellen ville kanskje gitt et annet og sikrere resultat enn når standardprofiler blir benyttet slik som her.

I tillegg til at aerosoler alene kan absorbere og spre stråling kan de også ha stor innvirkning på mikroprosessene i skyer og drastisk forandre skydråpefordelingen og følgelig den optiske tykkelsen i skyen. Absorberende aerosoler kan redusere reflektansen i en sky med en faktor på nærmere 2 og satellitten vil dermed overestimere UV-strålingen på bakken (McKenzie et al. 2001).



## 11 Oppsummering og konklusjon

Denne oppgaven har i hovedsak vært todelt. Den ene delen bestod i å sammenligne døgnvise CIE-vektede UV-estimater fra EP/TOMS-satellitten i perioden august 1996-desember 1997 med bakkemålinger gjort ved fem stasjoner mellom 58°N og 63°N som er en del av det norske UV-nettverket. I den andre delen ble døgnvise ozonverdier fra samme satellitt brukt som en inputparameter i den spektrale strålingstransportmodellen SBDART. Sammen med halvtimes skyindekser fra Satel-Light databasen ble CIE-vektet UV-stråling estimert hver halve time ved de samme stasjonene med aktuelle skyforhold. Verdiene ble summert og døgnvise estimater ble deretter sammenlignet mot bakkemålingene og satellittestimatene i den samme tidsperioden.

Målet var å se om satellitten og modellen kunne estimere tilfredstillende verdier i forhold til bakkemålingene ved så høye breddegrader. Modellestimatene var avhengig av en skyindeks fra den geostasjonære satellitten METEOSAT som i utgangpunktet var utarbeidet for global stråling. Det var derfor også et poeng å se hvordan dempingsgraden fra skyindeksen innvirket på UV-stråling. Sammenligningene mellom de ulike datasettene ble gjort for ulike skyforhold for å se om det var systematiske forskjeller for hvor gode modell- og satellittestimatene var ved klare, delvis skyete og helt overskyete dager i forhold til bakkemålingene.

Satellitten ga tilfredstillende resultater for de fire sørligste stasjonene med en gjennomsnittlig relativ overestimering mellom 13 % og 16 % uavhengig av skydekke. Resultatene herfra samsvarer godt med tilsvarende arbeid ved lavere breddegrader (Kalliskota et al. 2000; McKenzie et al. 2001). Selv om satellitten ga færre målinger med økende breddegrader, var det ved den nordligste stasjonen, Trondheim, at den ga den beste overensstemmelsen mot bakkemålingene, med en relativ overestimering på bare 4,5 %. Den antatte solhøydeavhengigheten i satellittinstrumentet blir også tydelig med en minkende overestimering ved høyere breddegrader. Samtidig er det en svakere sesongbetont variasjon i estimatene hvor satellitten gir bedre overensstemmelse med bakkemålingene om sommeren enn om våren og høsten. Det er motstridende med tanke på solhøydeavhengigheten, men ser en på estimatene over hele tidsperioden er det en tydelig breddegradavhengighet i satellittinstrumentet sammenlignet med resultater fra lavere breddegrader.

Det er tydelige systematiske forskjeller i kvaliteten på de daglige UV-estimatene fra satellitten ved ulike skyforhold. Satellitten gjør svært dårlige tilnærminger mot bakkemålingene på skyete dager, hvor området over Landvik har det høyeste relative avviket på over 65 %. Men fordi en overskyet dag i de fleste tilfeller gir lav stråling til bakken blir ikke den absolutte feilen så stor som i de delvis skyete og klare dagene. Det er for de klare dagene at satellitten gir den beste relative overensstemmelsen mot bakkemålingene på mellom 10 % og 11 % ved de tre sørligste stasjonene.

Også spredningen av UV-estimatene ser ut til å ha en skydekkeavhengighet. Den relative spredningen øker med økende skydekke og ved Landvik er RMSD-verdien over 100 % for overskyete dager. Det er generelt lave UV-verdier på helt overskyete dager så den absolutte spredningen er høyest på de delvis skyete dagene.

En midling av satellittestimatene for 5 og 9 gridpunkter rundt en stasjon ga mindre overestimering, hvor midlingen over 9 gridpunkter var i best overensstemmelse med bakkemålingene ved alle stasjonene. De bedre resultatene skyldes nok først og fremst at det registreres skyer i noen av de midlete gridpunktene som demper den registrerte overestimeringen i klare gridpunkter og er ikke et resultat av at satellitten gjør bedre UV-estimerer i enkelte gridpunkter. En midling på de skyete dagene førte til dårligere overensstemmelse med bakkemålingene og det skyldes nok at satellitten registrerer klare gridpunkter rundt det skyete gridpunktet over den enkelte stasjon og forsterker overestimeringen fra satellitten.

Modellestimatene viser en bedre overensstemmelse med bakkemålingene enn satellitten for hele tidsperioden ved alle stasjoner utenom Landvik, som er svakt dårligere enn satellittens estimerer. Modellen overestimerer kraftig for de klare dagene og har for disse dagene dårligere overensstemmelse mot bakkemålingene enn satellitten ved tre av fem stasjoner. Modellen gir først og fremst vesentlig bedre resultater for de overskyete dagene. Det har nok en årsak i skyindeksen som er brukt. Det er vist at globalstråling blir vesentlig mer svekket gjennom en skyet atmosfære enn UV-stråling. Klarværsestimatene fra modellen blir for kraftig svekket og det har gitt en bedre tilnærming mot bakkemålingene på de skyete og delvis skyete dagene hvor satellitten overestimerer ganske kraftig. Modellens for høye klarværstråling blir kompensert for av en for kraftig demping av skyindeksen.

Ser en utelukkende på resultatene, gir de daglige modellestimatene en bedre overensstemmelse mot bakkemålingene enn satellittestimatene gjør. Men det er mer et resultat av to overestimeringer fra klarværsstrålingen i modellen og skyindeksen fra Satel-Light som kansellerer hverandre, enn pålitelige modellresultater med gode betingelser.

I fremtidige arbeider ville det nok være nyttig å bruke en skyindeks tilpasset UV-stråling. Da unngås den for kraftige svekkelsen av klarværestimater fra modellen, selv om det i dette tilfellet viste seg å være positivt. Løsningen er da heller å tilpasse modellen slik at den ikke overestimerer så kraftig i klarvær.

Nedskaleringen av skydekkefordelingen som var gjort på grunnlag av maksimal solskinnstid viste seg dårlig ved stasjoner hvor overskridelsen av solskinnstid var sesongbetont. Det vil i mange tilfeller kunne føre til at klare dager sommerstid vil bli feilaktig bli registrert som delvis skyete, som tilfellet ble ved Kise. Her ville nok det vært bedre å la alle dager som overskred 90 % av maksimal solskinnstid bli ansett for å være klare og ikke nedskalere solskinnstidene. En overskridelse på rundt 5 % av maksimal solskinnstid som på Landvik gjennom hele året, er en usikkerhet en må kunne godta når horisontpanoramaene ikke er helt nøyaktige. Her førte ikke en nedskalering til store feil i fordelingen av klare og delvis skyete dager.

Hovedårsaken til at satellittestimatene fra EP/TOMS ikke er gode nok skyldes først og fremst den dårlige oppløsningen i tid og rom. Med bare én verdi som estimeres i døgnet for et område som dekker opptil 99 km X 52 km vil en ikke kunne få fullgode estimater. Da trengs det instrumenter med en vesentlig bedre oppløsning, i tillegg til modeller som gir en bedre fysisk tilnærming av skydekke, aerosoler og bakkeeffekter. Men det er likevel et nødvendig verktøy siden det ikke er praktisk mulig å dekke alle områder med bakkeinstrumenter.

Modellen, SBDART, er kjørt med et standard oppsett som førte til en overestimering av UV-stråling i klarvær. En bedre informasjon om atmosfærens mange komponenter implementert i modellen, ville kunne gi mer pålitelige klarværestimater. Sammen med en skyindeks tilpasset UV-stråling, vil det kunne gi bedre estimater av UV-stråling på bakken ved aktuelle skyforhold.



## Referanser

- Beyer, H. G., C. Costanzo og D. Heinemann (1996). "Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images." Solar Energy **56**(3): 207-212.
- Biospherical Instruments (1998). "GUV Data Processing and Quality Control Procedures."
- Bredholt, K., M. Hannevik og B. Johnsen (2000). "Ultrafiolett stråling, sol og solarier."
- Braathen, G. O., A. Dahlback, T. Svenøe og G. H. Hansen (1998). Overvåking av ozonlaget, Årsrapport 1997, NILU.
- Cano, D., J. M. Monget, M. Albuissou, H. Guillard, N. Regas og L. Wald (1986). "A Method for the Determination of the Global Solar-Radiation from Meteorological Satellite Data." Solar Energy **37**(1): 31-39.
- Chandrasekhar, S. (1960). Radiative transfer. New York, Dover Publications, INC.
- Dahlback, A. og K. Stamnes (1991). "A New Spherical Model for Computing the Radiation-Field Available for Photolysis and Heating at Twilight." Planetary and Space Science **39**(5): 671-683.
- Dahlback, A. og O. W. Saastad (1994). Ozonlaget og UV-stråling, NILU. **2005**.
- Earth Space Research Group (2005). SBDART- Tool for Computing Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. SBDART, Earth Space Research Group, University of California at Santa Barbara: Plane-parallell Radiative Transfer Modell.
- Fontoynt, M., D. Dumortier, D. Heinemann, A. Hammer, J. A. Olseth, A. Skartveit, P. Ineichen, C. Reise, J. Page, L. Roche, H. G. Beyer og L. Wald (1998). "SATELLIGHT: A www Server which Provides High Quality Daylight and Solar Radiation Data for Western and Central Europe."
- Gelsor, N. (2004). Studies on Solar Ultraviolet Radiation and Ozone over the Tibetan Plateau, University of Bergen, Norway.
- Hannevik, M., B. Johnsen, O. Mikkelsen og G. Saxebøl (1998). "Måling av ultrafiolett stråling i Norge. Årsrapport for 1996 og 1997."
- Herman, J. R., N. Krotkov, E. Celarier, D. Larko og G. Labow (1999). "Distribution of UV radiation at the Earth's surface from TOMS-measured UV-backscattered radiances." Journal of Geophysical Research-Atmospheres **104**(D10): 12059-12076.
- Holmøy, R. I. (1991). Modellering av UVB-stråling ved bakken, Universitetet i Bergen.
- Johnsen, B., O. Mikkelsen, M. Hannevik, L. T. Nilsen, G. Saxebøl og K. G. Blaasaas (2002). "The Norwegian UV-monitoring program. Period 1995/96 to 2001." StrålevernRapport 2002:4.

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." Journal of Geophysical Research-Atmospheres **105**(D4): 4927-4935.

Kalliskota, S., J. Kaurola, P. Taalas, J. R. Herman, E. A. Celarier og N. A. Krotkov (2000). "Comparison of daily UV doses estimated from Nimbus 7/TOMS measurements and ground-based spectroradiometric data." Journal of Geophysical Research-Atmospheres **105**(D4): 5059-5067.

Komhyr, W. D. (1990). "Operations handbook - Ozone observations with a Dobson spectrometer." WMO Global Research Monitoring Project(Report no.6).

Krotkov, N. A., P. K. Bhartia, J. R. Herman, V. Fioletov og J. Kerr (1998). "Satellite estimation of spectral surface UV irradiance in the presence of tropospheric aerosols - 1. Cloud-free case." Journal of Geophysical Research-Atmospheres **103**(D8): 8779-8793.

Kylling, A., A. Albold og G. Seckmeyer (1997). "Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the UV-range: Physical interpretation." Geophysical Research Letters **24**(4): 397-400.

Mateer, C., L. (1965). "On the information content of Umkehr observations." J. Atmos. Sci(22): 370-381.

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." Journal of Geophysical Research-Atmospheres **103**(D23): 31241-31254.

McKenzie, R. L., G. Seckmeyer, A. F. Bais, J. B. Kerr og S. Madronich (2001). "Satellite retrievals of erythemal UV dose compared with ground-based measurements at northern and southern midlatitudes." Journal of Geophysical Research-Atmospheres **106**(D20): 24051-24062.

McKinlay, A. F. og B. L. Diffey (1987). "A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin, in Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations."

McPeters, R. D., A. J. Bhartia og J. R. Herman (1998). "Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer(TOMS) Data Products User's Guide."

met.no (2005). Registrerte penværsdager ved meteorologiske stasjoner fra august 1996 til desember 1997.

NRPA (2005). Oversiktskart over UV-nettverket i Norge. NRPA, NRPA.

NRPA (2005). "UV-stråling." <http://uv.nrpa.no>.

Olseth, J. A. (2005). Metningseffekt fra ozon ved lave solhøyder.

Olseth, J. A., A. Skartveit og H. Zou (1995). "Spatially continuous mapping of solar resources in a complex high latitude topography." Solar Energy **55**(6): 475-485.



Ricchiazzi, P. (1998). Input documentation for SBDART, Institute for Computational Earth System Science  
University of California: Default configuration of input for SBDART.

Ricchiazzi, P., S. R. Yang, C. Gautier og D. Soble (1998). "SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere." Bulletin of the American Meteorological Society **79**(10): 2101-2114.

Satel-Light (2004). Satel-Light Advanced User Guide. **2005**.

Stamnes, K., S. C. Tsay, W. Wiscombe og K. Jayaweera (1988). "Numerically Stable Algorithm for Discrete-Ordinate-Method Radiative-Transfer in Multiple-Scattering and Emitting Layered Media." Applied Optics **27**(12): 2502-2509.

Stephens, G. L. (1984). "The Parameterization of Radiation for Numerical Weather Prediction and Climate Models." MONTHLY WEATHER REVIEW.

The Green Lane (2003). UV index definition, Green Lane.

Thorsen, T. A. (2001). Luftforurensning - MIL5311  
Stratosfærens ozonlag. M.-m. v. U. i. Oslo. **2005**.

Webb, A. R. (1992). "Spectral Measurements of Solar Ultraviolet-B Radiation in Southeast England." Journal of Applied Meteorology **31**(2): 212-216.