

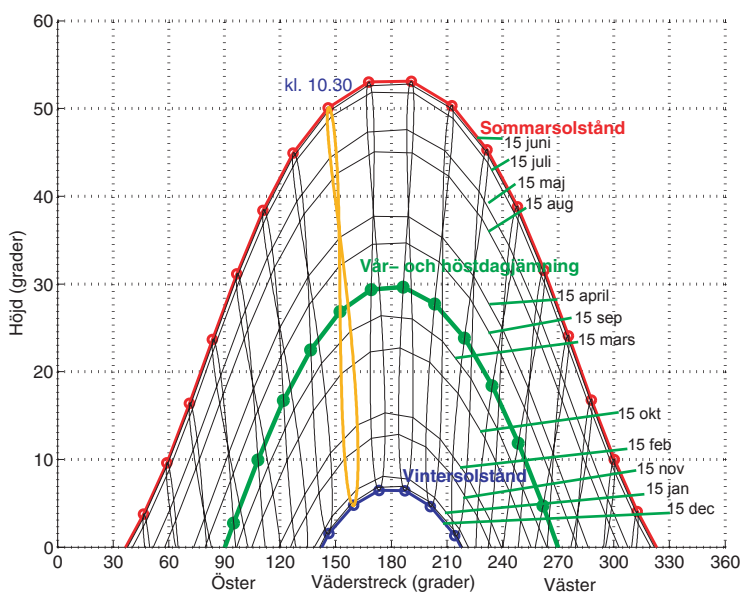
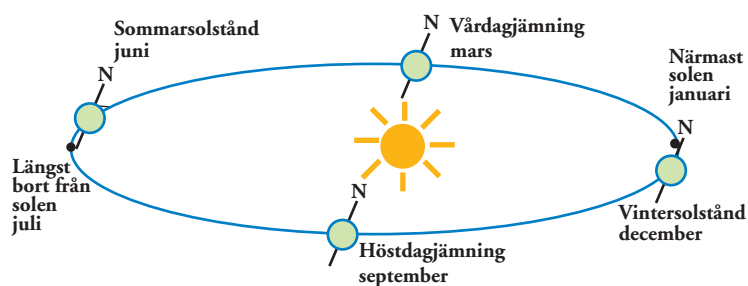


# Solstrålning

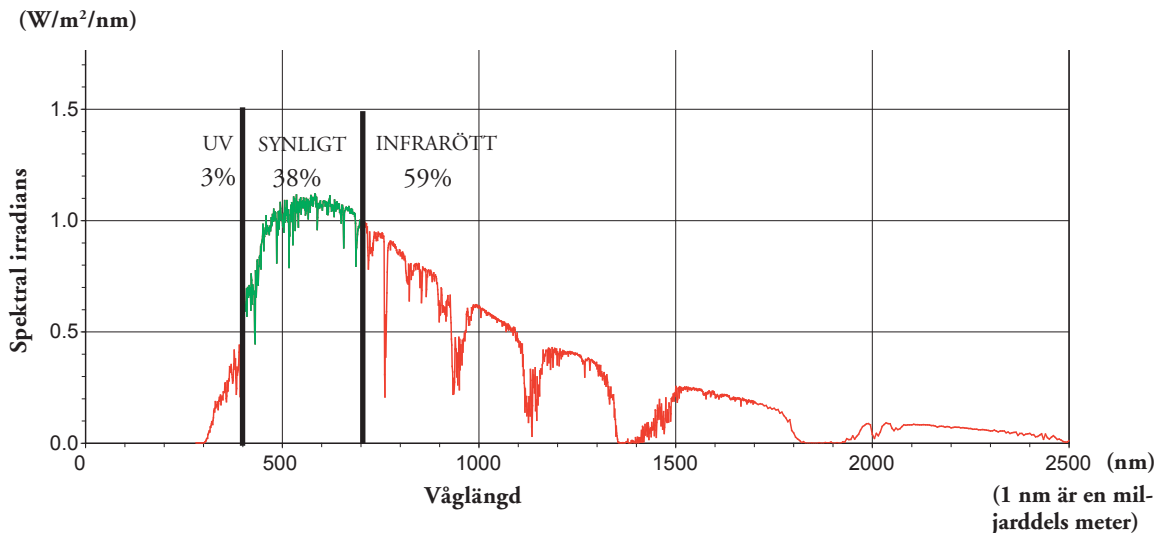
Det är solen som ytterst driver vädret och därmed klimatet. Energin från solen påverkar bl a temperaturen, omsätts till vindar och ingår i växternas fotosyntes. Förutom fakta om solstrålning ges här även lite information kring SMHIs strålningsmätningar och ett modellsystem för att beräkna strålningsdata.

Avståndet mellan solen och jorden varierar med  $\pm 1.5\%$  under året och är i genomsnitt 149.6 miljoner km. På detta avstånd är solstrålningens effekt cirka  $1\,366\text{ W/m}^2$ . Jorden är som närmast solen i början av januari och som längst bort i juli. Det är dock inte detta som ger oss årstidsvariationer utan det beror istället på att jordaxeln lutar mot det plan i vilken jorden rör sig i sin bana runt solen. I Sverige är det vinter när nordpolen är vänd bort från solen, som då står lågt på himlen varvid energin fördelar sig över en större yta.

Solens bana över himlen varierar med årstiden och ser olika ut för olika breddgrader. Den står som högst vid sommarsolståndet och som lägst vid vintersolståndet. Solen går upp rakt i öster två gånger om året, vid vår- och höstdagjämningen. I stora delar av Sverige sker uppgången under sommaren i nordost och på vintern i sydost. Längst i norr har vi extremerna midnattssol och polarnatt (solen under horisonten hela dygnet). Solens läge vid bestämda klockslag (t ex mittpunkten av varje timme) formar under året en figur, analemma, som liknar en utdragen åtta. Detta orsakas av att solens skenbara hastighet över himlen varierar beroende på att jordens hastighet inte är konstant under året och på jordaxelns lutning. Det får till följd att solen inte alltid står i söder exakt klockan tolv, inte ens på vår tidsmeridian  $15^\circ\text{O}$ , en skillnad som kan vara över en kvart. Eftersom jorden roterar åt öster kommer solen att stå i söder tidigare för orter som ligger öster om och senare för orter väster om vår tidsmeridian.



Solens bana (höjd och väderstreck) över himlen vid  $60^\circ\text{N}$  och  $15^\circ\text{O}$  (nära Ludvika) för den 15 i varje månad samt vid vinter- och sommarsolståndet och vid vår- och höstdagjämningen. Kurvan som sammanbinder solens läge vid en speciell tidpunkt under dagen (i detta fall mittpunkten på varje timme) och året bildar en utdragen åtta, som benämns analemma, kl 10.30 är markerad med orange.

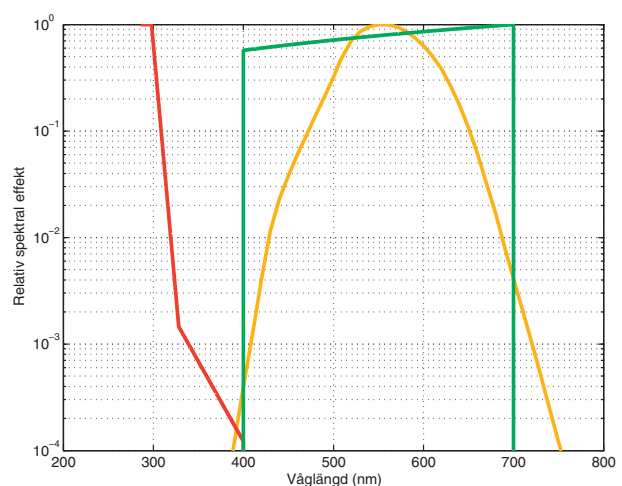
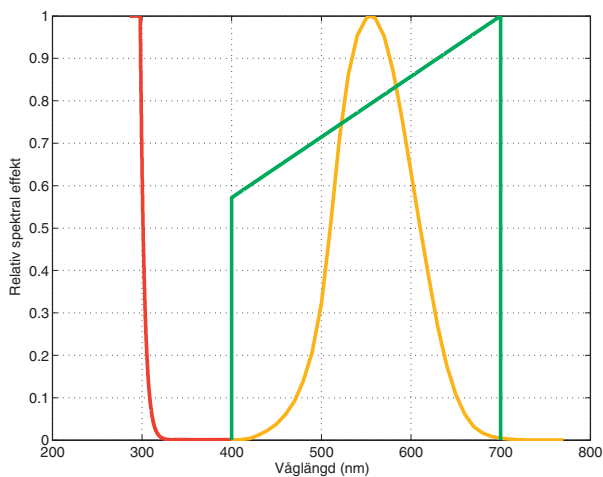


### Spektral fördelning

Solstrålning är elektromagnetisk strålning. Merparten av energin finns i våglängdsområdet 300 till 4000 nm och fördelar sig grovt sett med 8% i den ultravioletta (UV), 48% i den synliga och 44% i den nära infraröda (IR) delen av spektrumet utanför jordatmosfären. Ett exempel på den spektrala fördelningen vid jordytan visas i figuren ovan. Maximum ligger i det synliga området nära 500 nm och andelen UV och synligt ljus är lägre än utanför atmosfären. Jordytan (hav och land) liksom atmosfären (gaser, partiklar och moln) sänder också ut strålning (emission), men då med tyngdpunkten vid längre våglängder. Störst mängd energi ligger då i våglängdsområdet 4000 till 100000 nm och med maximum kring 10000 nm. Inom meteorologin brukar energin inom dessa nästan helt åtskilda våglängdsområden benämnas kortvågsstrålning respektive långvågsstrålning.

Energien i de breda våglängdsområdena kortvågsstrålning och långvågsstrålning är storheter som dominerar i jordens energibalans. Det finns emellertid även processer där strålningens spektrala fördelning är betydelsefull och inte enbart dess energi. Exempelvis blir man inte solbränd av strålning i det synliga och infraröda området, därtill krävs UV-strålning, men även UV-strålningens olika våglängder har varierande förmåga att orsaka solbränna. Hur effektiv strålning med olika våglängd är att orsaka solbränna ges av dess aktionsspektrum, vilket visas med den röda kurvan i figurerna nedan.

Andra effekter som är kraftigt våglängdsberoende är fotosyntesen (grön) och dagsljusseendet (orange). Nedan visas hur effektiva olika våglängder är, relativt den våglängd som ger maximal effekt (=1). Eftersom maximum för solstrålningen ligger på omkring 500 nm så kommer variationen i fotosyntetisk aktiv strålning och i dagsljus (illuminans) att variera ungefär som solstrålningen som helhet. Det är främst när solen står lågt, då spridning och absorption ökar, som variationerna börjar avvika från varandra.



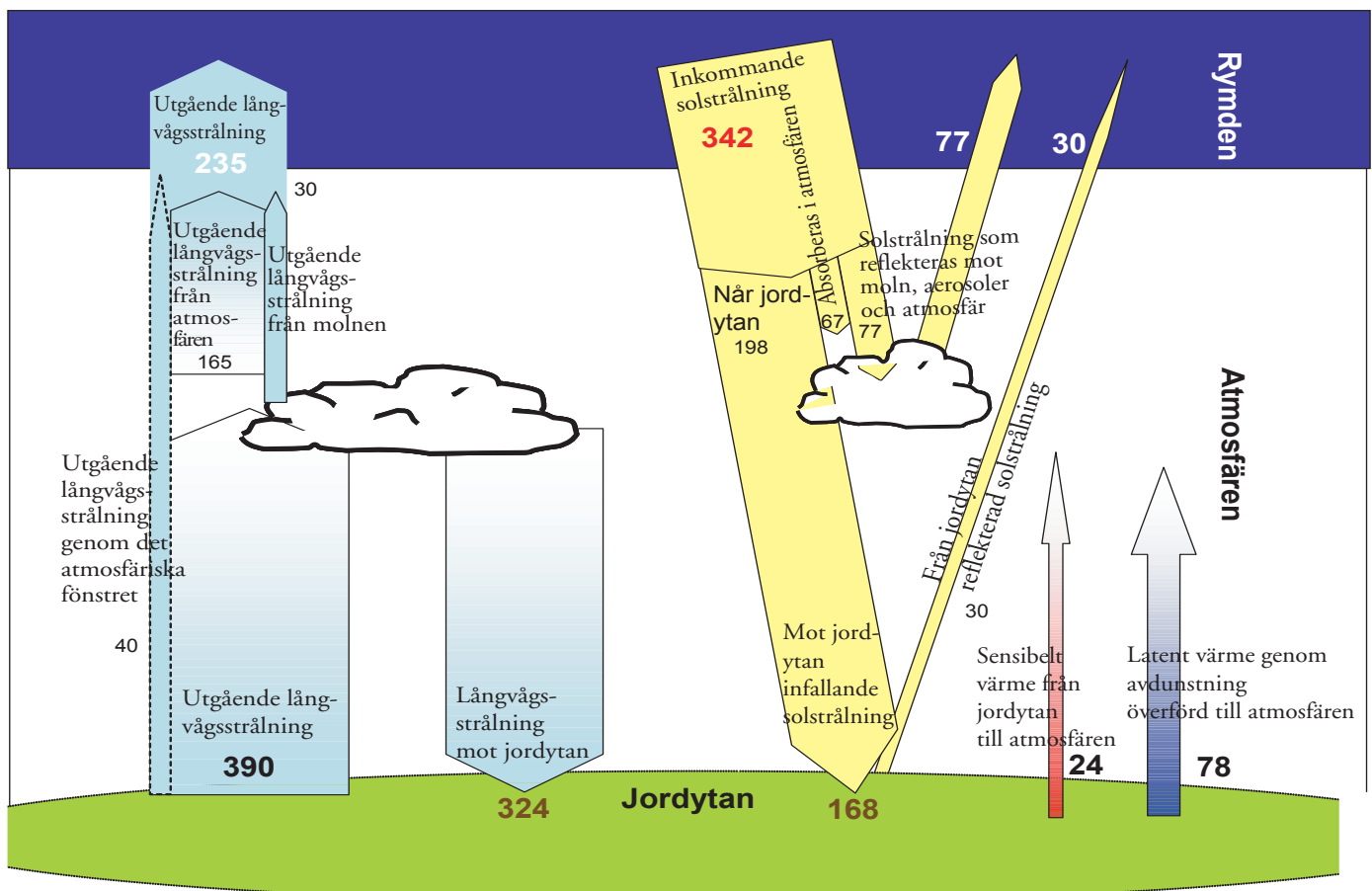
Aktionsspektra för solbränna, erytem (röd), dagsljusseende (orange) och fotosyntes (grön) visar på en relativ skala hur effektivt ljus av olika våglängd är att åstadkomma respektive effekt. Till vänster en linjär och till höger en logaritmisk skala.

## Jordens energibalans

Strålningen växelverkar med atmosfärens gaser, moln, aerosoler (partiklar) och jordyta. Exempelvis absorberas (infångas) en betydande del av energin av gaser såsom vattenånga, koldioxid och ozon. Detta medför en temperaturhöjning, vilket ökar gasens emission (utsändning) av långvågsstrålning som i sin tur sänker temperaturen. Strålning kan även spridas och reflekteras av luftens beståndsdelar (gaser, moln och aerosoler) och av jordytan. Detta tar inte bort strålningen utan förändrar bara dess riktning. Både absorption och spridning är våglängdsberoende. Spridningen i luftmolekyler är mer effektiv ju kortare våglängden är. Detta gör att det blå ljuset sprids kraftigare än det röda varvid himlen blir blå. När solen står lågt har mycket av den blå delen av ljuset spritts och återstoden ger solen en rödare färg än när den står högt. Reflektion av direkt solljus i molndroppar har inte detta våglängdsberoende utan molnen upplevs som vita om inte solljuset självt är färgat tex när solen står lågt. Absorption av strålning i atmosfären är väldigt selektiv. Strålning av vissa våglängder kan absorberas fullständigt medan atmosfären är genomskinlig för andra våglängder.

I den förenklade bilden nedan visas olika energiflöden som ingår i jordens energibalans. Värdena är medelvärdesbildade över hela jorden, över ett år och över två våglängdsområden (solstrålning och långvågsstrålning). Tanken är att ge en uppfattning om storleken av flödena och lite om några faktorer inverkan på flödena. Den primära energin som driver systemet är den inkommande solstrålningen på  $342 \text{ W/m}^2$ . Hela  $198 \text{ W/m}^2$  når jordytan och  $168 \text{ W/m}^2$  av dessa absorberas och värmer på så sätt upp jordytan. Denna värmeenergi återgår till atmosfären i form av långvågsstrålning, används för avdunstning (latent värme) eller överförs som sensibelt värme (luften värms direkt av jordytan).

Flödena för en viss plats i Sverige och vid en speciell tidpunkt skiljer sig naturligtvis kraftigt från dessa medelvärden. Det är enkelt att föreställa sig skillnaden mellan en helt klar och en helt mulen dag eller skillnaden mellan natt och dag. Den globala balansen mellan de olika flödena är emellertid hårfin. Den ökade växthuseffekten på grund av mänskligt genererade utsläpp har gett upphov till en förändring i flödena med  $1\text{-}2 \text{ W/m}^2$ , vilket i sin tur har påverkat den globala temperaturen.



En mycket förenklad beskrivning av jordens energibalans visar de globala medelvärdena ( $\text{W/m}^2$ ). Variationen mellan olika platser är stor liksom variationen under dygnet och under året. Syftet är att ge en känsla för de olika flödenas relativa betydelse och peka på några faktorer som styr energibalansen.

Källa: Kiehl and Trenberth (1997), Earth's Annual Global Mean Energy Budget, Bull. Am. Met. Soc. 78, 197-208.



## Mätningar

SMHI har instrument som mäter solenergin mot en horisontell yta. Storheten kallas globalstrålning som kan delas upp i komponenterna direkt solstrålning och diffus solstrålning. Den senare är den spridda solstrålningen från himlen och molnen. På några platser finns också instrument som följer solen och mäter den direkta solstrålningen (vinkelrätt mot solstrålningen). Dessa och enklare instrument mäter även tiden som den direkta solstrålningen är större än  $120 \text{ W/m}^2$ . Denna tid kallas solskenstid och är ett bra mått på hur vi upplever vädret. En annan typ av instrument mäter långvägsstrålningen från moln och gaser i atmosfären. SMHI gör även mätningar av UV-strålning och totalozon på uppdrag av SSI och Naturvårdsverket. Våra meteorologiska modeller och mätningar ger oss kunskap om vattenångan i atmosfären. Däremot hur mycket partiklar (aerosoler) som finns och hur dessa påverkar solstrålningen är inte lika väl känt. Därför mäter SMHI sedan ett antal år tillbaka strålningen vid ett antal utvalda våglängder för att ta reda på hur mycket solstrålningen reduceras p g a partiklar. Måttet vi erhåller kallas aerosolernas optiska djup, AOD. Det svenska nätet för solstrålning sträcker sig från Katterjåkk i norr till Falsterbo i söder. Vi har jämförbara (homogena) mätningar sedan 1983. Före detta år är osäkerheten i data betydande.



Stationer för mätning av strålning år 2007. Större gröna symboler visar mer välutrustade stationer. Svarta stationer mäter solskenstid och globalstrålning, vid röda mäts totalozon och vid orange endast solskenstid.



Instrument för mätning av direkt solstrålning och AOD hålls riktade mot solen av en solföljare. Andra instrument skuggas av klot för att mäta den diffusa solstrålningen

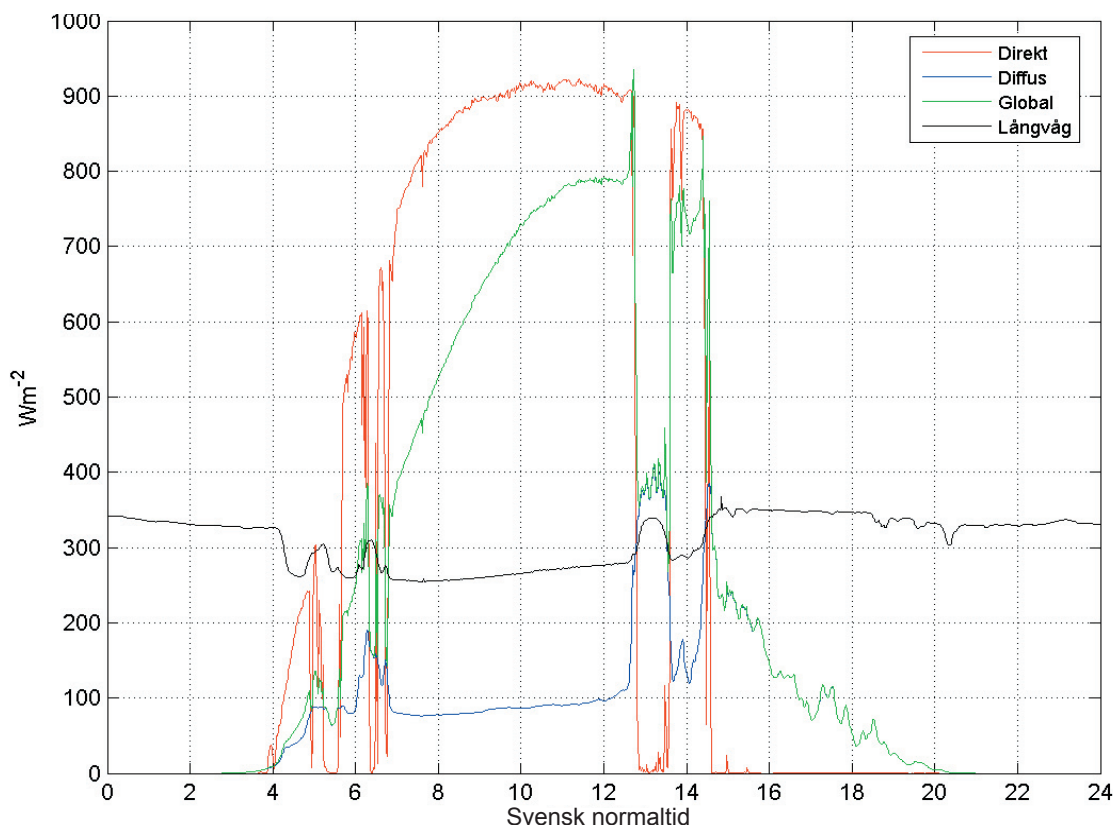


Instrument för mätning av globalstrålning (glaskupoler) och långvägsstrålning (filter). Fläkthus (vita) ser till att frost och dagg inte bildas.

## Solstrålningens variationer under dygnet

Strålning förflyttas med ljusets hastighet och moln med vindens hastighet. Förändringar i mängden solstrålning kan därför ske väldigt snabbt. Som väl är är solens utstrålning väldigt stabil. Sedan noggranna satellitbaserade mätningar inleddes 1978 har variationerna i den totala solstrålningen varit inom några promille från medelvärdet  $1366 \text{ W/m}^2$ . De stora och snabba variationer som vi ser vid jordytan beror framförallt på moln som skuggar solen. Det är inte ovanligt att den direkta solstrålningen ändras från  $900$  till  $0 \text{ W/m}^2$  eller tvärtom på några sekunder. För den långvägiga strålningen är inte variationerna lika dramatiska. Källan till den nedåtriktade långvägsstrålningen är ju atmosfären själv och de moln som finns där. Förändringar på uppemot  $100 \text{ W/m}^2$  kan noteras när ett lågt moln drar förbi på en i övrigt klar himmel. Uppåtriktad långvägsstrålning beror till större delen på markytans temperatur. Förändringar sker därmed i takt med ytans temperatur och är vanligen relativt långsamma, cirka  $1.5\%$  per grad.

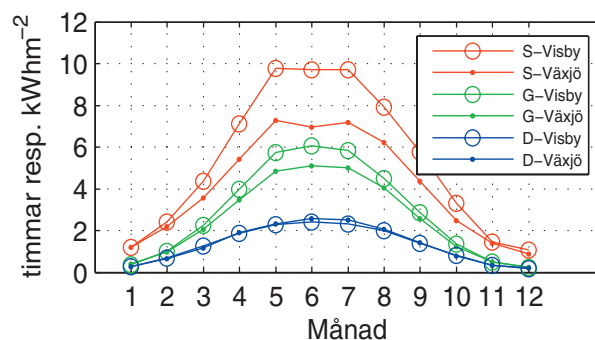
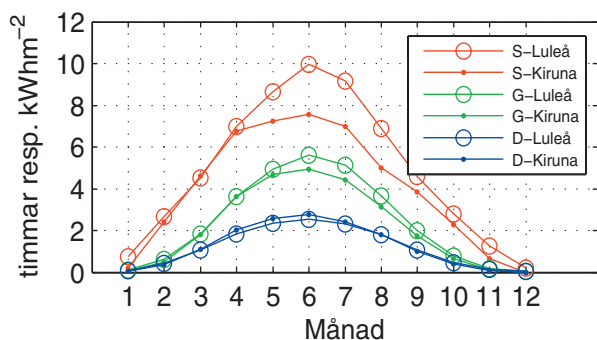
Efter kraftiga vulkanutbrott eller vid höjd frekvens av höga tunna moln ökar den diffusa solstrålningen, vilket kan ha betydelse för t ex växter som inte utsätts för direkt solstrålning utan som normalt lever i skugga.



Strålningens variation minut för minut den 11 maj 2004 vid SMHI i Norrköping. Här ser vi ett exempel på hur strålningen kan variera under ett dygn. Strax före soluppgången (ca kl 4) börjar nattens låga moln ge vika, varvid långvågsstrålningen sjunker och den direkta solstrålningen kan nå marken. Vid kl 13 återkommer låga moln och den inkommande långvågsstrålningen ökar medan den direkta solstrålningen elimineras så snart molnen döljer solen. En liten intressant detalj är det som händer när solen går i moln strax före kl 13. Innan den direkta solstrålningen (röd linje) snabbt faller från 900 W/m<sup>2</sup> ner till noll ökar den diffusa solstrålningen (blå) från knappt 100 W/m<sup>2</sup> till 300-400 W/m<sup>2</sup> under flera minuter. Det som sker är att molnet som närmar sig solen blir alltmer belyst. Starka reflexer bidrar till att öka den diffusa komponenten varvid även globalstrålningen (grön) ökar. Under någon minut innan molnet täcker solen är globalstrålningen högre än den direkta, cirka 920 W/m<sup>2</sup>. Vi har till och med uppmätt många värden högre än 1000 W/m<sup>2</sup> som har uppstått på detta vis. De är emellertid begränsade både i tid och rum.

## Solstrålningens årliga variation

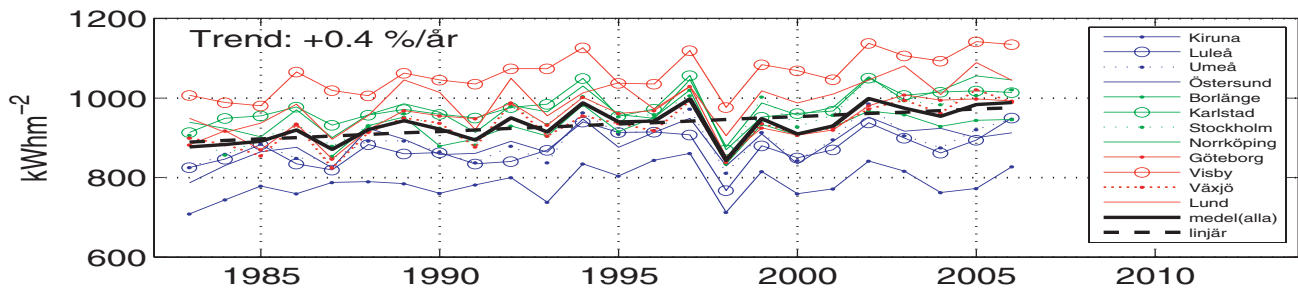
Den årliga variationen av globalstrålning och solskenstid begränsas av hur solhöjden och dygnets längd varierar över året. Under vintern är dagarna korta och solen står mycket lågt. I nordligaste Sverige är solen under horisonten ungefär en månad (polarnatt). Under sommaren råder midnattsol i samma område, då är dagarna långa och solen står betydligt högre. Detta medför att den årliga variationen är stor.



Månadsmedelvärden av solskenstid (röd), global (grön) och diffus solstrålning (blå) för Kiruna, Luleå, Växjö och Visby 1983-2005. Enhet: timmar per dag respektive kWh/m<sup>2</sup> per dygn. I diagrammen ovan med värden för de två nordligaste och de två sydligaste mätplatserna i Sverige finns några spännande detaljer. Exempelvis kan skillnaden i solskenstid vid första anblicken synas liten mellan Luleå och Visby. Men över ett år har Visby 10% mer solskenstid, 10% mer diffus solstrålning och drygt 20% mer globalstrålning än vad Luleå har. Den skillnad som kanske syns tydligast är att det sommartid är mer moln över Norrlands inland än ute vid Bottenviken och mer moln över Smålands inland än ute över Östersjön. Under februari till april är solskenstiden i Kiruna helt i paritet med den i Luleå och Visby och större än den i Växjö trots sitt nordliga läge. Låg molnighet bidrar naturligtvis till ökad solstrålning, och under våren bidrar även snötäcket till att förstärka den diffusa solstrålningen och därmed till ökad globalstrålning i norr, vilket är speciellt märkbart i Kiruna.

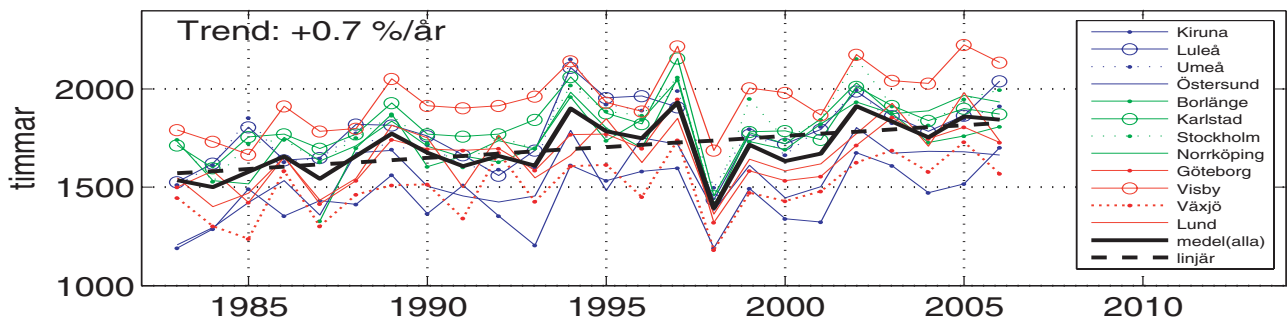
## Solstrålningens variation över flera år

För både solskenstid och globalstrålning är 1997 och 1998 exempel på år med mycket höga respektive mycket låga årsvärden. I grova drag ligger ett solrikt år 10% över och ett solfattigt år 10% under långtidsmedelvärdet för både solskenstid och globalstrålning.



Långtidsvariation av globalstrålning för åren 1983-2006, man kan notera en svagt uppåtgående trend.

Om vi ser till årsvärdena vid våra mätplatser så är globalstrålningen lägst i Kiruna och oftast högst i Visby. Detta beror till stor del på att solen står lägre i norr än i söder och att molnigheten ofta är större inne över land än ute vid havet under sommarhalvåret. Den meteorologiska faktor som betyder mest för variationen är molnigheten. Därutöver inverkar markens reflektionsförmåga (albedo), atmosfärens innehåll av aerosoler och absorberande gaser främst vattenånga och ozon. I Sverige har vi ofta samma molnighet över stora områden. Därför blir variationen mellan olika år likartad över landet. Eftersom merparten av globalstrålningen infaller under sommarhalvåret ger mulna somrar låga årsvärden medan solrika ger höga.



Långtidsvariation av solskenstid 1983-2006

Den årliga variationen i solskenstid visas i figuren för tolv stationer samt för medelvärdet av dessa (fet linje). I allmänhet registreras mest solskenstid i Visby och minst i Kiruna. Man skulle därav kunna förledas att tro att det alltid är mer sol i söder än i norr, men tittar man närmare på data framgår det att så inte är fallet. Om man jämför Luleå med Växjö förstår man att kust respektive inlandsläge är en annan faktor att beakta. Då är det skillnad i molnighet mellan kust och inland som faller utslag vissa år.

Under den period som visas i figurerna ovan har solskenstiden ökat med 0.7% per år och globalstrålningen med 0.4%. Detta är stora ökningar, som även observerats på andra håll, men de måste ställas i relation till de minskningar, som många forskare rapporterat för tidigare år, och som brukar kallas global fördunkling (global dimming). Orsaken är inte helt klarlagd men det finns en hypotes att det skulle ha med molnens albedo att göra även om minskad molnmängd är den enklaste förklaringen.

## Faktorer som påverkar strålningen

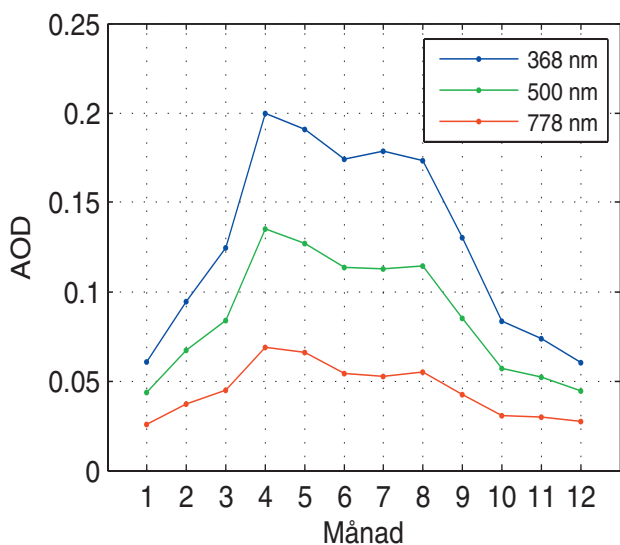
Det finns ett antal meteorologiska faktorer som påverkar strålningsflödena, varav molnen är den viktigaste. De stora variationerna, som vi har visat på tidigare, över flera år och ner till variationer under ett dygn styrs till stor del av variationer i molnen. Det kan vara mängden men också molnens täthet spelar stor roll. Moln som täcker hela himlen, är täta och har stor vertikal utsträckning släpper igenom mindre solstrålning än motsvarande mängd tunna moln. Förutom att hindra solstrålning att nå jordytan är molnen även källor för långvågstrålning. Ju högre temperatur molnen har desto mer långvågstrålning sänder de ut. Sett från jordytan är det molnens undersida som långvågstrålningen kommer ifrån. Ett moln vars undersida ligger lågt har oftast högre temperatur än ett som

ligger högt. Därför kommer det låga, täta och varmare molnet att ge mer långvågsstrålning än ett högre, tunnare och kallare moln. Instrument ombord på satelliter ser molnens översida. Genom att mäta långvågsstrålningen ut mot rymden från satellit kan man i princip bestämma molnöversidans temperatur och därmed avgöra molntoppshöjden.

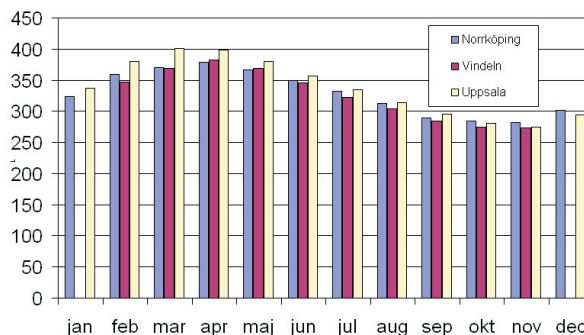
En annan faktor som kraftigt kan inverka på solstrålningen, både lokalt och regionalt, är markytans reflektionsförmåga. Det kallas albedo om man avser alla våglängder, annars spektral reflektans. Ju större mängd solstrålning som reflekteras av en yta desto högre är dess albedo. Det kan anges i procent eller på en skala 0-1. De flesta naturliga ytor har ett albedo mellan 5 och 30% och variationen under dygnet och året är inte så stor. Det finns emellertid ett viktigt undantag och det är snötäckt mark, som har ett albedo på över 60%. På Sveriges breddgrader har vi normalt snötäckt mark under vintern och långt in på våren. När snö är närvarande kan man inte bortse ifrån denna faktor, inte ens för en horisontell yta, som bara ser himlen, eftersom strålning som träffar snöytan reflekteras upp i atmosfären där den sprids och till viss del återkommer. Denna process kan i speciella fall nästan fördubbla den inkommande strålningen jämfört med om det hade varit barmark.

Det finns andra faktorer än moln och snö som styr den årliga variationen. Två av dessa är mängden aerosoler (partiklar) i atmosfären och mängden ozon (ozonskiktets tjocklek). I figurerna nedan visas exempel på hur dessa faktorer varierar under året i genomsnitt över Sverige. Effekten av aerosoler är starkt våglängdsberoende, i allmänhet påverkas kortare våglängder mer än längre. Under vintern är atmosfären ofta klar och fri från stora mängder partiklar. När våren kommer torkar markytan upp och partiklar kan virvlas upp av vinden. När växtsäsongen kommit igång producerar växterna pollen och även insekter bidrar till att skymma solen. I genomsnitt har partiklarna störst inverkan under sommaren och minst under vintern. Ett exempel på ett mer oregelbundet fenomen inträffade år 1991, då vulkanen Pinatubo på Filipinerna hade ett våldsamt utbrott. Stoff och gaser kastades upp i stratosfären till ca 20 km höjd. Där fördes de vidare med vindarna och efter några månader var hela jorden insvept i ett dis. Det tog flera år innan dessa vulkaniska partiklar hade fallit ur atmosfären. Vi kunde se en tydlig inverkan på våra solstrålningsmätningar under ett par år och det skedde även en global minskning i temperaturen.

Ozonskiktet har även det en tydlig årlig cykel, men här ligger maximum under våren och minimum på hösten. Variationerna från dag till dag är stora, vilket inte syns i dessa medelvärden. I figuren till höger nedan kan man jämföra dagens ozonskikt över Norrköping och Vindeln med det som var över Uppsala på 1950- och 1960-talen. Det har skett en liten minskning av ozonskiktets tjocklek under framförallt våren på grund av utsläpp av ozonnedbrytande ämnen. I Sverige utförs dagliga mätningar av ozonskiktstjockleken i Norrköping och Vindeln. Dessa finns tillgängliga via SMHI:s webbsidor.



Genomsnittlig årlig variation i optiskt tjocklek (AOD) pga aerosoler i Norrköping vid tre våglängder



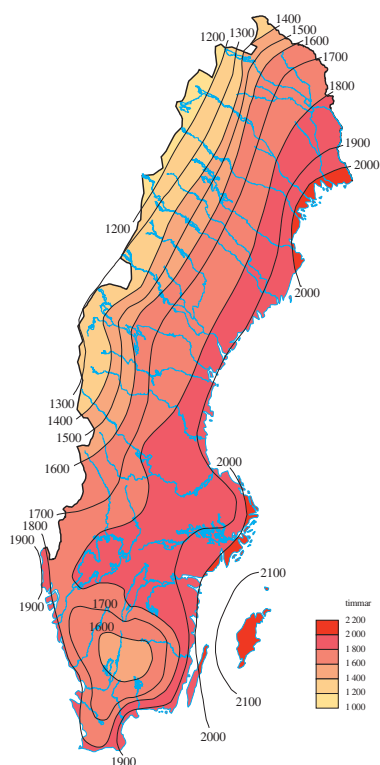
Totalozon (DU) 1991-2005 i Norrköping och Vindeln samt 1951-1966 i Uppsala. När solen står som lägst på vintern är det svårt att mäta totalozon i Vindeln.



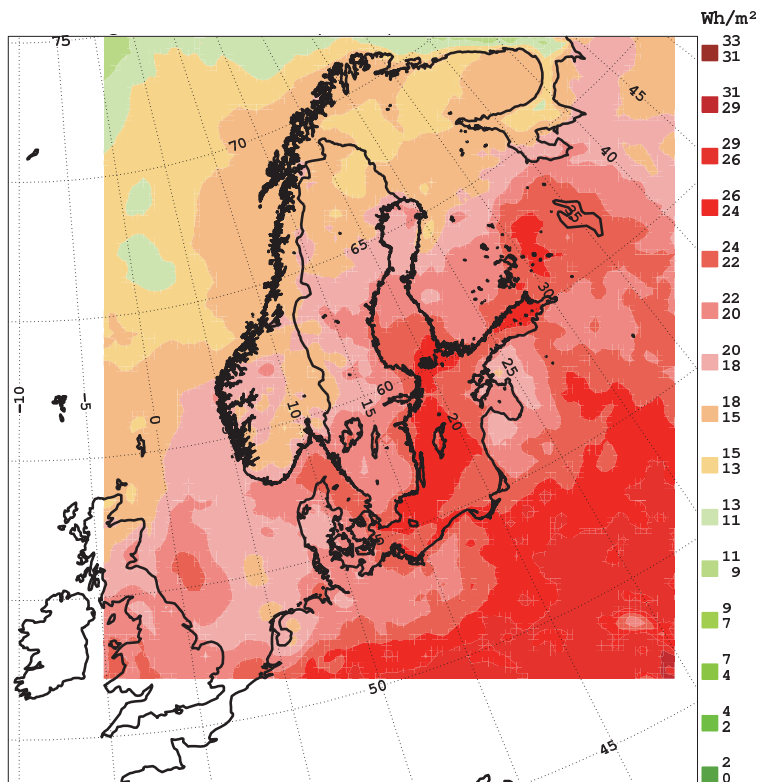
## STRÅNG-modellen

Vårt land är stort till ytan och strålningsnätet är gles. All kartering av strålning baserad på mätningar blir därför tämligen utjämnad. Ett exempel för solskenstid visas nedan till vänster. För att bättre kartlägga den rumsliga variationen har SMHI tillsammans med SSI och Naturvårdsverket tagit fram ett modellsystem för att beräkna yttäckande strålning. Systemet har fått namnet STRÅNG och för varje timme görs beräkningar i ett rutnät över nordvästra Europa (se figur). Varje ruta representerar en yta på 11x11 km. På så sätt får vi information om strålningen mellan våra mätplatser och även ute till havs. Beräkningarna baserar sig på kännedom om bl a molnens, vattenångans och ozonets geografiska fördelning. Under [www.smhi.se/strang](http://www.smhi.se/strang) hittar man dessa modellberäknade data samt kartor över globalstrålning, direkt solstrålning och solskenstid för ett antal år tillbaka fram till och med gårdagen. Dessutom görs beräkningar av den strålning som orsakar solbränna (CIE-viktad UV-strålning) och den strålning som fotosyntesen kan tillgodogöra sig (PAR).

I ett annat projekt har SMHI tagit fram mängden CIE-viktad UV-strålning tillbaka till 1980 för att möjliggöra jämförelser med bl a cancerstatistik. Ett exempel på en månads CIE-viktad UV-strålning visas nedan. Ur de beräknade värdena framträder rumsliga detaljer som vi inte kan se i det gles fördelade stationsnätets data. Skillnaden mellan hav och inland är tydlig. Även de större sjöarna i Europa kan ge upphov till liknande skillnader. Ofta är det högre strålning över Östersjön än motsvarande latituder öster- och västerut. Modeller ger alltså stora fördelar med den yttäckande informationen, men mätningarna har sin styrka i högre tidsupplösning och i kvaliteten.



Solskenstiden för år 2006 (timmar) baserad på mätningar.



Erytemviktad UV-strålning ( $\text{Wh/m}^2$ ) för juli 2005. Det yttre geografiska området används från 1 juni 2006.

## Framtiden

De befintliga mätningarna och modellerna ger en god överblick över solstrålningsklimatet i landet. I framtiden kommer solenergin att utnyttjas mer än idag. För att möta detta behov har vi ökat tidsupplösningen i mätningarna. Modellerna kommer att behöva finslipas och anpassas för att ge mer detaljerade data. En närliggande utmaning är att få ett bättre grepp om den långvågiga strålningens variationer. Med hjälp av de pågående mätningarna av aerosoler, AOD, kommer vi att förstå partiklarnas roll för variationerna i solstrålningen mer i detalj och när nästa större vulkanutbrott inträffar kommer vi dessutom att kunna följa detta bättre än tidigare. För att mer kunskap behöver vi mäta hur komponenterna i energibalansen samverkar och inte minst hur de påverkas i samband med förändringar i klimatet.

För mer information kontakta Weine Josefsson eller Thomas Carlund