Het belang van directe waarnemingen van langgolvige straling

HET BIJZONDERE WEERVERSCHIJNSEL OP 7 APRIL 2003

HENK DE BRUIN EN HUUG VAN DEN DOOL

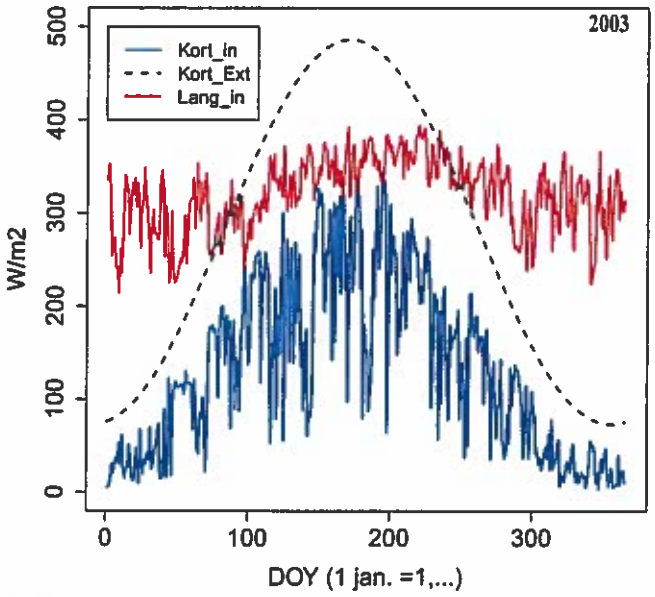
Elektromagnetische (EM) straling die het aardoppervlak bereikt kan gezien worden als de 'motor' van veel micrometeorologische verschijnselen vlakbij de grond. Het belang van de EM-straling afkomstig van de zon is algemeen bekend, mede omdat menselijke zintuigen deze straling direct kunnen waarnemen. In goede benadering is de zon een zwarte straler (zie kader) met een temperatuur van 5700 K die EM-straling uitzendt met golflengten tussen 0.2 - 4 μm met een maximum rondom 0.5 micron. Niet direct waarneembaar voor de mens is de EM-straling die de atmosfeer naar beneden uitzendt. Hier gaat het om golflengten tussen ca. 4 -100 μm, dus is er nauwelijks een spectrale overlap met zonnestraling. Daarom spreken we in het nu volgende over de inkomende kortgolvige straling, K↓, afkomstig van de zon, en van de inkomende langgolvige straling, L↓, afkomstig van de atmosfeer. Ons artikel is bedoeld om de langgolvige straling eens een keer in het zonnetje te zetten.

Broeikaseffect

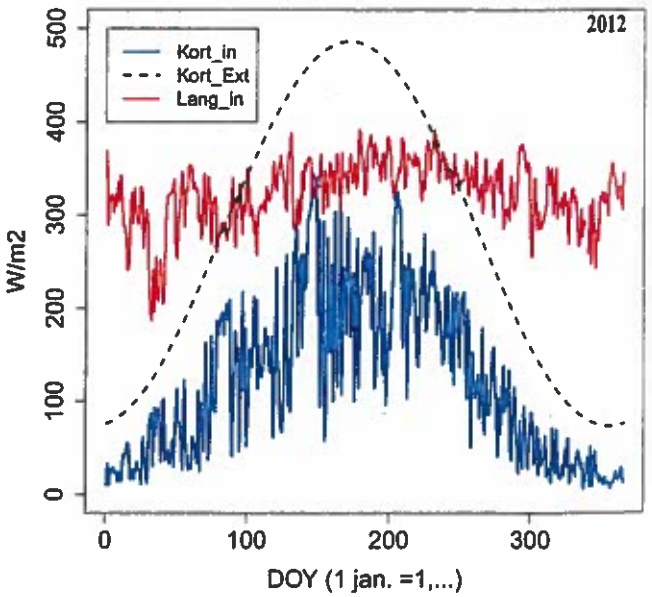
In essentie hebben we het over het verschijnsel dat in de volksmond het broeikaseffect is gaan heten. Deze terminologie is misleidend want een broeikas beïnvloedt in hoofdzaak de turbulente uitwisseling tussen het te beschermen gewas en de atmosfeer, en zijn werking is slechts gedeeltelijk gebaseerd op het feit dat de afdekkende glasplaat kortgolvige straling doorlaat en langgolvige straling absorbeert. De glasplaat gaat daarom naar alle kanten toe zelf langgolvige straling uitzenden en verwarmt daardoor extra het gewas in de broeikas. In de atmosfeer spelen de zogeheten broeikasgassen de rol van de glasplaat van de broeikas. De belangrijkste broeikasgassen zijn waterdamp, koolstofdioxide, ozon en methaan. Deze gassen absorberen bij verschillende golflengten langgolvige straling en zenden zelf in alle richtingen langgolvige straling uit wegens de wet van Kirchhoff, afhankelijk van hun temperatuur en hun absorptiecoëfficiënt (zie kader).

We beperken ons hier tot de inkomende langgolvige straling aan het aardoppervlak. Deze blijkt hoofdzakelijk (maar niet altijd) afkomstig te zijn van, zeg, de onderste 200 m van de atmosfeer (Moene en van Dam, 2014). De broeikasgassen absorberen weinig tot niet in het zogeheten atmosferisch venster, rondom 10 micron. Daarom ontvangt het aardoppervlak bijna geen langgolvige straling van broeikasgassen in dit atmosferische venster. Wolken bestaan uit water- en ijsdeeltjes die zwart zijn in het langgolvige gebied zodat wolken zich in het atmosferisch venster voor het aardoppervlak als een zwarte straler voordoen met een temperatuur van de wolkenbasis. Omdat deze basis meestal hoger is dan 200 m, bereikt alleen de langgolvige straling van wolken in het atmosferische venster het aardoppervlak, want de rest wordt grotendeels door de tussenliggende broeikasgassen geabsorbeerd.

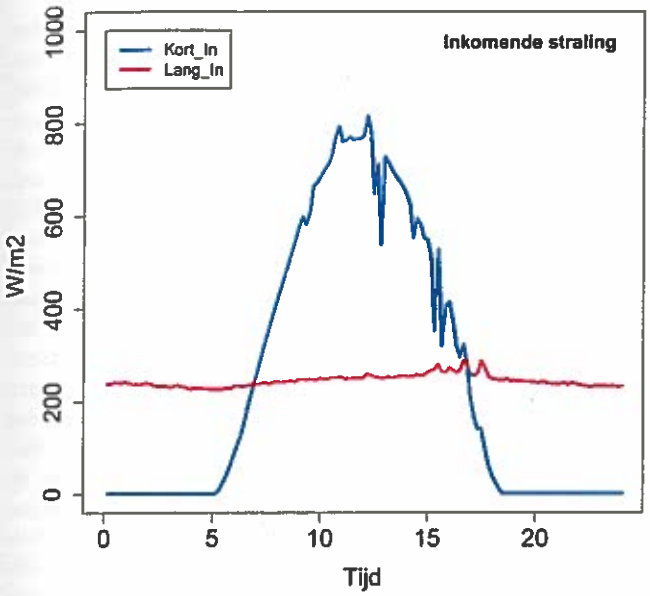
Kort samengevat: buiten het atmosferische venster ontvangt het aardoppervlak langgolvige straling afkomstig van broeikasgassen uit ruwweg de onderste paar honderd meter en van langgolvige straling afkomstig van wolken alleen in



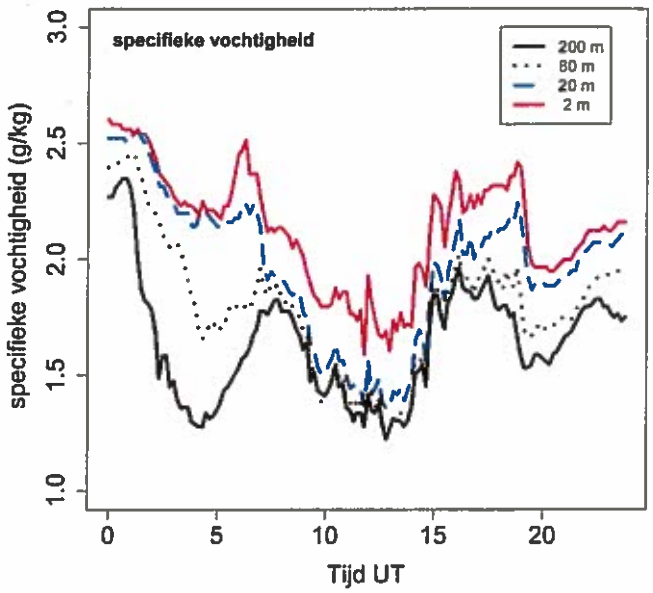
Figuur 1. Gemeten inkomende kort- en langgolvige straling K↓ (blauw) en L↓ (rood) met de inkomende kortgolvige straling aan de top van de atmosfeer (stippellijn): etmaalgemiddelden, Cabauw, 2003. Op 7 april (DOY=97) was K↓ > L↓, een weerrecord! DOY betekent Day Of Year, waarin 1 staat voor 1 januari.



Figuur 2. Als Figuur 1, maar dan voor 2012.



Figuur 3. Gemeten inkomende kort (blauw) en langgolvige (rood) straling, 10-min waarden, Cabauw, 7 april 2003.



Figuur 4. Gemeten specifieke vochtigheid langs de 200 m mast te Cabauw op 7 april 2003.

het atmosferisch venster. Effecten van aërosolen en stof vergeten we hier even.

Directe metingen

Pas in de laatste 15 jaar zijn sensoren beschikbaar gekomen waarmee de langgolvige straling nauwkeurig kan worden gemeten. Voor zover wij weten wordt in Nederland L↓ alleen operationeel gemeten op twee locaties, namelijk te Cabauw bij de KNMI 200 m meetmast en op het meetveld van de Wageningen Universiteit te Wageningen. Deze metingen startten op beide locaties omstreeks 2001. Het doel van dit artikel is het belang van langgolvige straling te laten zien aan de hand van directe metingen te Cabauw. Deze werden geëxtraheerd uit de CESAR database. Wij gebruikten de 10-minuten datareeks die op kwaliteit is gecontroleerd en waarin ontbrekende waarden zijn aangevuld. Zodoende analyseerden we een aaneensluitende meetreeks voor 2001 t/m 2012. Voor details zie [1].

Jaarlijkse gang

Om een indruk te krijgen van de grootte van de inkomende stralingstermen zijn in Figuren 1 en 2 de etmaalgemiddelde waarden K↓ en L↓ weergegeven voor twee jaren, namelijk voor het relatief warme en zonnige jaar 2003 en voor 2012. In februari van het laatste jaar kwam een periode voor met bijna-Elfstedenweer. Te zien is dat op de meeste dagen de etmaalgemiddelden van K↓ (veel) kleiner zijn dan die van L↓, zeker buiten de zomermaanden. Een groot deel van het jaar is L↓ zelfs groter dan de inkomende kortgolvige straling aan de rand van de atmosfeer. Dit hangt hoofdzakelijk samen met het feit dat 's nachts K↓ nul is terwijl L↓ 's nacht slechts weinig afwijkt van zijn waarde overdag. In de winter is K↓ klein door de lage zonnestand en de korte daglengte. Gemiddeld over een jaar ontvangt het aardoppervlak op onze gematigde breedte aanzienlijk meer straling van de atmosfeer dan van de zon. In 2003 was K↓ = 132 en L↓ = 320 Wm^{-2} en in 2012 was K↓ = 121 en L↓ = 322 W m^{-2}. Het zal buiten het vakgebied vrijwel onbekend zijn dat het onzichtbare en onvoelbare infrarood 'zonnetje' ons meer energie geeft dan de bijna mythische zon.

Slechts op een enkele dag is K↓ groter is dan L↓. Uiteraard is de kans daarop het grootst op zonnige dagen rondom 21 juni wanneer de zon het hoogst staat en de daglengte maximaal is.

De auteurs hebben al eens eerder gewerkt aan de jaarlijkse gang in K↓ en L↓ in onze regio, namelijk aan het oppervlak van de zuidelijke Noordzee over de periode 1982-2010, zie hun Figuur 1 en Tabel 1 in Van den Dool en De Bruin (2012).

Het weerrecord van 7 april 2003

Op 7 april 2003 was het etmaalgemiddelde in K↓ groter dan die in L↓. Sinds het begin van de metingen was dit nog nooit zo vroeg in het jaar waargenomen. Omdat het zo vroeg in het jaar is hebben we te maken met een uitzonderlijk weerrecord. Dat dit de voorpagina's van de ochtendkranten niet haalde komt uiteraard door de onbekendheid met langgolvige straling, mede omdat metingen van L↓ nauwelijks nog in de moderne weerkamers beschikbaar zijn.

Waarom was op deze dag L↓ zo klein? Hiervoor tonen we eerst Figuur 3 waarin de dagelijkse gang geplot is van zowel K↓ als L↓ (10-minuutwaarden). Te zien is dat het een overwegend wolkenloze dag was. K↓ bereikt een maximum van ca. 813 Wm^{-2}. Dat is 84% van de maximale straling aan de rand van de atmosfeer. Normaal is dat ca. 75%. Dit toont aan dat de atmosfeer die dag uitzonderlijk transparant was voor kortgolvige straling. Het etmaalgemiddelde van K↓ kwam uit op 250 Wm^{-2}. De daglengte was ongeveer 12.5 uur. L↓ varieerde weinig over het etmaal rondom het gemiddelde van 240 Wm^{-2}, met enkele kleine uitschieters naar boven ten gevolge van enige bewolking. Gemiddeld was L↓ = 240 Wm^{-2} en dat is dus erg laag. De belangrijkste reden hiervoor was het feit dat de lucht bijzonder droog was, zie Figuur 4, waarin is weergeven de specifieke vochtigheid q gemeten langs de 200 m mast op verschillende hoogtes en Figuur 5, waarin de gemeten relatieve vochtigheid op 2 m hoogte is geplot. Alle waarden zijn kleiner dan 2.5 g/kg en opvallend is dat tussen, zeg, 8 en 15 uur de luchtlaag tot 200 m alleen maar droger wordt. Dit verschijnsel wordt veroorzaakt door het groeien van de atmosferische grenslaag, waardoor droge lucht die zich boven de grenslaag bevindt wordt ingevangen (de Bruin et al. 1993) en doorgemengd.

In de literatuur wordt de inkomende langgolvige straling vaak beschreven in termen van de effectieve emissiecoëfficiënt van de atmosfeer ε_{atm} (zie kader). Brunt (1932) vond dat ε_{atm} hoofdzakelijk varieert door waterdampveranderingen. De invloed van CO_2 en O_3 zit verborgen in een modelconstante. Op deze manier worden temperatuur- en waterdampeffecten gescheiden beschreven.

Om een toepassing van directe langgolvige stralingsmetingen te illustreren voor vorstschadewaarschuwingen, berekenen wij voor deze dag tevens uit de gemeten in- en uitgaande langgolvige straling de oppervlaktetemperatuur, T_s (zie kader).

De verschillende resultaten hebben we in Figuur 5 geplot, namelijk de luchttemperatuur (T_a), T_s, de relatieve vochtigheid RV en ε_{atm}. Te zien is dat het aan de grond 5 graden heeft gevroren en dat de relatieve vochtigheid daalde tot 30%. Verder was ε_{atm} ca. 75% . Normaal is dat boven de 80%. Indien in de toekomst dit soort gegevens direct in een dicht netwerk online beschikbaar komen, kunnen meteorologen nauwkeuriger fruittelers adviseren om al dan niet hun sproeiinstallatie te gebruiken ter bescherming van fruitbloesem tegen vorstschade.

Het weerextreem van 28 juni 2011

In de periode 2002-2011 was het maximum van de etmaalgemiddelde inkomende langgolvige straling 406 Wm^{-2}. Dat gebeurde op 28 juni 2011. Dit was een wisselend bewolkte dag, de gemiddelde temperatuur was 24.2 ^{0}C, de relatieve vochtigheid 78% en effectieve emissiecoëfficiënt van de atmosfeer was ε_{atm} = 0.92. Dit is dus aanzienlijk hoger dan de waarde op 7 april 2003.

Het bijna Elfstedenweer in 2012

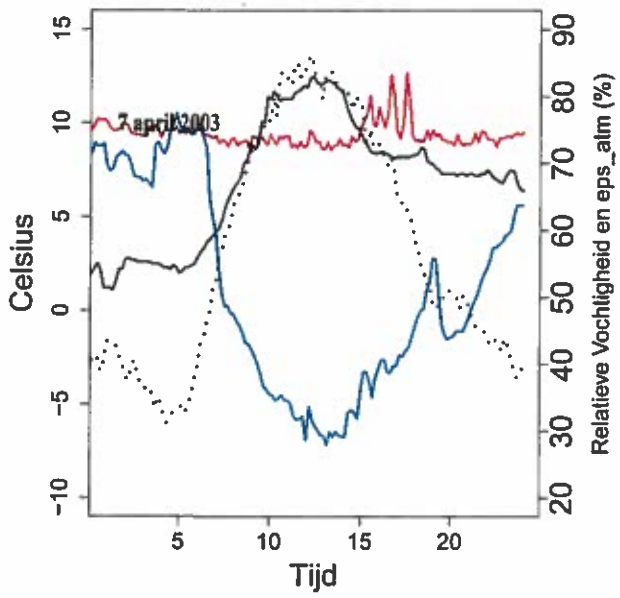
In februari 2012 vroor het zo hard dat in Nederland de Elfstedentochtkoorts uitbrak. Uiteindelijk bedierf sneeuwval de pret. Het belang van langgolvige straling voor de aangroei van ijs illustreren we hier door de waargenomen L↓ in de nacht van 6 op 7 februari te beschouwen. Deze was toen ongeveer 200 W m^{-2}, een erg lage waarde. Stel dat de ijsgroei net was begonnen. Dan verschilt de temperatuur van de bovenkant van het ijs weinig van die aan de onderkant, en die is weer gelijk is aan het vriespunt van water. IJs is zwart in het infrarood, dus kunnen we de uitgaande langgolvige straling berekenen. Bij 0 ^{0}C bedraagt deze 315 Wm^{-2}. Het netto stralingsverlies was dus in deze nacht ongeveer 115 Wm^{-2}. Zo wordt warmte onttrokken aan het ijs-water-systeem en kan de stollingswarmte die vrijkomt bij ijsaangroei worden afgevoerd. De bijdrage aan ijsgroei ten gevolge het netto stralingsverlies van 115 Wm^{-2} gedurende 14 uur in de desbetreffende nacht berekenden we aldus op 1.5 cm, rekening houdend met het gegeven dat er al een ijslaag aanwezig was. Het ijsoppervlak is warmer dan de luchttemperatuur en afgifte van voelbare warmte aan de atmosfeer droeg ook bij aan de ijsaangroei, maar de bijdrage van stralingsverlies domineerde. Voor een Elfstedentocht met weinig deelnemers is een ijsdikte van 5-7 cm voldoende. Echter, voor een Elfstedentocht met 18000 deelnemers én meer dan een half miljoen toeschouwers is tenminste 15 cm vereist. Zou men het deelnemersaantal terugbrengen tot die van de eerste 5 tochten dan was er in 2012 zeker een Elfstedentocht verreden. IJsaangroei door langgolvig stralingsverlies was dan al voldoende geweest.

Verschil oppervlakte- en luchttemperatuur

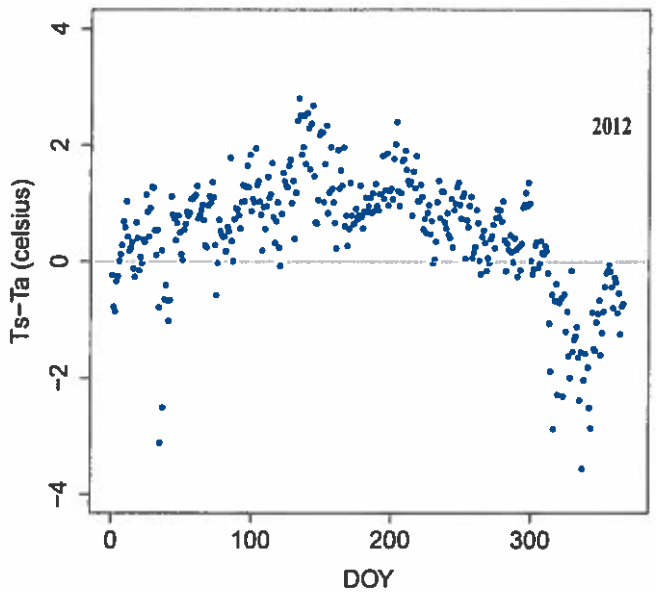
Vaak wordt aangenomen dat gemiddeld over 24 uur de oppervlaktetemperatuur, T_s, ongeveer gelijk is aan die van de luchttemperatuur T_a. Waarnemingen van in- en uitgaande langgolvige straling stellen ons in staat dit te onderzoeken (zie kader). Voor 2012 hebben we het verschil tussen de berekende oppervlakte- en de gemeten luchttemperatuur geplot in Figuur 6. Op de meeste dagen verschillen T_a en T_s niet meer dan 2 graden. Op veel dagen is T_s groter dan T_a. Gemiddeld over het jaar was T_s 10.7 ^{0}C , bijna een halve graad hoger dan T_a. Dit ondanks enkele periodes in de winter waarin T_a veel groter was dan T_s.

Trends en modellen

Wij hebben niet gepoogd een trend in de gemeten inkomende straling te onderzoeken die het gevolg zou kunnen zijn van de toename van antropogene broeikasgasconcentraties. Dit vereist correcties voor verschillende factoren, zoals effecten van waterdamp. Philpona et al. (2008) deden dat voor verschillende datasets in Zwitserland en Duitsland. Zij rapporteerden een trend van ca. 0.35 Wm^{-2} /decade in de gemeten L↓ ten gevolge van de toename van antropogene broeikasgasconcentraties. Zo toonden zij via directe metingen het versterkte broeikaseffect aan. Maar de gemeten trend is klein en komt in de buurt van de meetnauwkeurigheid. Dus we wachten nog wat jaren tot de reeks 2001 – 2025 zo'n analyse toestaat.



Figuur 5. Dagelijkse gang van de luchttemperatuur (zwart), de oppervlaktemperatuur (zwart gestippeld), de relatieve vochtigheid (blauw) en effectieve emissiecoëfficiënt ε_{atm} van de atmosfeer (rood), Cabauw, 7 april 2003.



Figuur 6. Verschil tussen berekende oppervlaktetemperatuur Ts en gemeten luchttemperatuur op 2m voor 2012.

Langgolvige straling wordt in huidige weersverwachtingmodellen uiteraard ook beschreven. Dan worden alle stralingsprocessen in de gehele atmosfeer beschouwd, bijvoorbeeld om koeling door divergentie van langgolvige straling te kunnen berekenen. Deze hangt samen met de verticale profielen van temperatuur en concentraties van de broeikasgassen, vooral het variabele water. Zulke stralingsberekeningen vereisen relatief veel rekentijd. Voor het ECMWF model verwijzen we naar website [2]. Op NCEP heeft men lang de stralingssubroutines infrequent aangeroepen, d.w.z. dat niet op iedere tijdstap (minuten) van het model straling wordt berekend, maar slechts eens in het uur of zelfs om de drie uur. Ook worden berekeningen vereenvoudigd ter wille van de snelheid. Krasnopolsky et al. (2008) reduceerden de rekentijd aanzienlijk door toepassing van een neuraal netwerk. Wel moet het neuraal netwerk opnieuw worden berekend bij kleine weersveranderingen.

Volgens de wetten van Planck en Kirchhoff is de straling uitgezonden door een willekeurig 'lichaam' uitgedrukt in Wm^{-2} per eenheid van golflengte te schrijven als

$$M(T,\lambda) = \varepsilon_\lambda F_p(T,\lambda) \qquad (1)$$

Hierin is F_p de formule van Planck en is ε_λ de emissiecoëfficiënt bij golflengte λ. Volgens Kirchhoff is deze gelijk aan de absorptiecoëfficiënt (α_λ) bij golflengte λ. De broeikasgassen in de atmosfeer hebben verschillende absorptiebanden in het infrarood en deze zenden daardoor volgens vergelijking (1) infrarode straling uit. Voor zwarte lichamen is per definitie $\varepsilon_\lambda = \alpha_\lambda = 1$ voor alle golflengten. Wolken en ijs zijn in eerste benadering zwart in het infrarood. Voor gras blijkt $\varepsilon_\lambda = \alpha_\lambda = 0.98$ voor alle golflengten. We noemen deze kortweg ε_g. Daarom kunnen we de uitgaande langgolvige straling van gras schrijven als $L\uparrow = \varepsilon_g \sigma T_s^4$ waarin σ de Stephan-Boltzman constante is en T_s de oppervlaktemperatuur in K.
Omdat ε_g kleiner is dan 1 wordt de fractie $(1-\varepsilon_g)$ van de inkomende langgolvige straling door het gras gereflecteerd. De gemeten uitgaande langgolvige straling bevat dus ook dit gereflecteerde deel. De oppervlaktetemperatuur ('*skin temperature*') kan dan aldus uit langgolvige stralingsmetingen worden berekend:

$$T_s = \left[\frac{L\uparrow_g - (1-\varepsilon_g)L\downarrow_g}{\varepsilon_g \sigma}\right]^{\frac{1}{4}} \qquad (2)$$

waarin $L\uparrow_g$ en $L\downarrow_g$ en de gemeten uit- en inkomende langgolvige straling zijn. Voor de atmosfeer kan men een effectieve emissiecoëfficiënt (ε_{atm}) gebruiken door de inkomende langgolvige straling te schrijven als:

$$L\downarrow = \varepsilon_{atm} \sigma T_a^4 \qquad (3)$$

waarin T_a (in Kelvin) de luchttemperatuur op 2m hoogte is.

In het klimaatdebat gaat het in essentie om de veranderingen in langgolvige straling ten gevolge van toename van antropogene broeikasgassen. Dan zijn nauwkeurige modelberekeningen essentieel. In een recente studie vergelijken Ma et al. (2014) modelberekeningen van L↓ met grondwaarnemingen, dit in het kader het *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5)*. Zij testen 44 *General Circulation Models (GCMs)*. Alle modellen geven een positieve trend in L↓ variërend tussen 1.00 en 1.95 met een gemiddelde van 1.54 Wm^{-2}/decade, wat overeenkomt met andere schattingen. Deze trend is inclusief de bijdrage van toename van waterdamp ten gevolge van opwarming. Helaas wordt ook geconcludeerd dat "*CMIP5 GCMs are still poor in producing monthly anomalies of L↓*". Omdat het bij het versterkt broeikaseffect essentieel gaat om veranderingen in langgolvige straling werpen de bevindingen van Ma et al. (2014) de vraag op of de huidige klimaatmodellen nauwkeurig genoeg zijn om klimaatverandering als functie van de tijd van het jaar ten gevolge van antropogene toename van broeikasgassen te voorspellen. Deze kritiek betreft niet voorspellingen gemiddeld over een jaar.

Discussie en slotopmerkingen

Dit artikel is bedoeld om aandacht te besteden aan de inkomende langgolvige straling L↓. We hebben laten zien dat deze stralingsterm gemiddeld over het jaar veel groter is dan de inkomende zonnestraling. Op 7 april 2003 deed zich een uitzonderlijk weerverschijnsel voor. Toen was heel vroeg in het jaar de gemeten inkomende kortgolvige straling groter dan L↓. Voor deze dag hebben we laten zien dat vorst aan de grond uit directe metingen van de langgolvige straling kan worden aangetoond. Dit is van belang bij verwachtingen voor vorstschade aan landbouwgewassen. Uit waarnemingen uit begin februari 2012 hebben we laten zien dat ijsaangroei ten gevolge van netto verlies van langgolvige straling voldoende was om een Elfstedentocht te houden, mits het aantal deelnemers beperkt zou worden tot die van de eerste vijf tochten. Verder hebben we laten zien dat de etmaalgemiddelde oppervlaktetemperatuur in het algemeen niet meer dan 2 graden verschilt van de luchttemperatuur en dat deze gemiddeld over een jaar ongeveer gelijk zijn. Echter in 2012 bleek de oppervlaktetemperatuur 0.5 graad hoger te zijn dan de luchttemperatuur.
Met verschillende voorbeelden hebben we het belang van directe langgolvige stralingsmetingen aangetoond. We pleiten dan ook voor uitbreiding van het langgolvige stralingsnetwerk en om het meten van langgolvige stralingsfluxen als standaard te introduceren. Deze waarnemingen zouden kunnen bijdragen tot verbetering de beschrijving van L↓ in klimaatmodellen.

Dankwoord

De auteurs danken Fred Bosveld van het KNMI voor het verstrekken van nadere informatie omtrent de CESAR database.

Literatuur

De Bruin, H.A.R., W. Kohsiek, B.J.J.M. van den Hurk, 1993: A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. Boundary-Layer Meteorology, 63, 231-257.

Ma, Q., K. Wang, M. Wild, 2014: Evaluations of atmospheric downward longwave radiation from 44 coupled general circulation models of CMIP5, J. Geophys. Res. Atmos., 119, 4486–4497, doi:10.1002/2013JD021427.

Moene, A., J. van Dam, 2014: Transport in the Atmosphere-Vegetation Soil Continuum, Cambridge Univ. Press, 436 pp.

V. M. Krasnopolsky, M.S. Fox-Rabinovitz, A.A. Belochitski, 2008: Decadal climate simulations using accurate and fast neural network emulation of full, long- and short wave, radiation.", Monthly Weather Review, 136, 3683–3695

Philpona et al., 2008: How declining aerosols and rising greenhouse gases forced rapid warming in Europe since the 1980s, Geophys. Res. Let., 36, L02806, doi:10.1029/2008GL036350

Van den Dool H., H. de Bruin, 2012: Hoe diep is de Noordzee? Zenit (april 2012), 9-14.

Websites

[1] http://www.cesar-database.nl/ShowCategories.do

[2] http://nwmstest.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY25r1/Physics/Physics-03-3.html