

managing director van de Meteo Consult groep.

De Press Association en Meteo Consult werken sinds 1997 samen in de Britse joint venture PA WeatherCentre Ltd., waarin de meteorologische capaciteiten van Meteo Consult gecombineerd worden met de nieuwsvoorziening van The Press Association. PA WeatherCentre is leverancier van weersinformatie en is vooral sterk vertegenwoordigd op de markt voor gladheidverwachtingen en de mediasector.

Harry Otten zegt over de overname: "Ik ben heel blij The Press Association als meerderheidsaandeelhouder bij Meteo Consult te kunnen verwelkomen. Met de betrokkenheid van The Press Association bij ons bedrijf zullen we onze groei op de internationale markten kunnen versnellen. We streven ernaar om een van de

drie grootste weerbedrijven ter wereld te worden."

Paul Potts, Chief Executive en Editor-in-Chief van The Press Association, wordt voorzitter van de Raad van Commissarissen van Meteo Consult. "We werken al een aantal jaren met Meteo Consult samen en weten dat hun capaciteiten ten aanzien van hoogwaardige informatie-diensten prima passen bij onze levering van snelle, eerlijke en juiste informatie. Deze overname onderstreept ons streven om een gediversifieerd informatiebedrijf te worden en te blijven groeien op de internationale markten", aldus Potts.



#### Over The Press Association

The Press Association, opgericht in 1868, is een klantgerichte groep nieuws-, informatie- en communicatie-bedrijven en is de grootste Britse leve-

rancier van realtime nieuws en sportinformatie. Als hét landelijke persbureau voor het Verenigd Koninkrijk en Ierland bevindt The Press Association zich in het centrum van de mediasector. Het bedrijf levert diensten aan alle landelijke en regionale dagbladen, omroeporganisaties, internetuitgevers en uiteenlopende commerciële organisaties.

The Press Association is een besloten vennootschap met 27 aandeelhouders, voornamelijk uitgevers van landelijke en regionale kranten. De grootste aandeelhouders zijn Associated Newspaper Holdings Limited, News International plc, Trinity Mirror plc en United Business Media plc.

Kijk voor meer informatie over The Press Association op [www.pa.press.net](http://www.pa.press.net)

## Recordnacht: mist laat model in de kou staan

GERT-JAN STEENEVELD, BAS VAN DE WIEL EN BERT HOLTSLAG  
(WAGENINGEN UNIVERSITEIT)

De voor Nederland recordkoude nacht van 3 op 4 maart 2005 is niet alleen complex voor modellen vanwege het wegvallen van de wind en het aanwezige sneeuwdek, maar ook door mistvorming. Mistvorming heeft immers een sterke invloed op de stralingshuishouding nabij het aardoppervlak. In deze studie evalueren we een grenslaagmodel met gemeten geostrofische wind als invoer, en we beschouwen de modelgevoeligheid voor het ontstaan van mist en haar dichtheid als functie van onzekere parameters. Eerst bespreken we de modellering van deze nacht met behulp van een controlerun. Vervolgens onderzoeken we de gevoeligheid van het model voor mistvorming voor een aantal geselecteerde (maar onzekere) parameters.

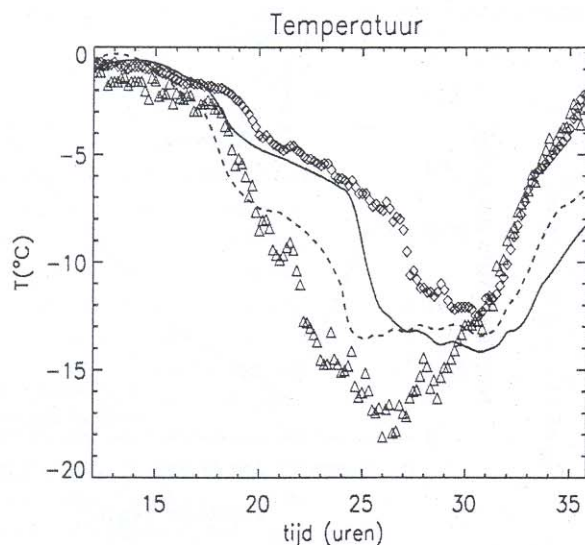
### Processen bij mistvorming

De nacht van 3 op 4 maart 2005 kende een extreme afkoeling waarbij de tempe-

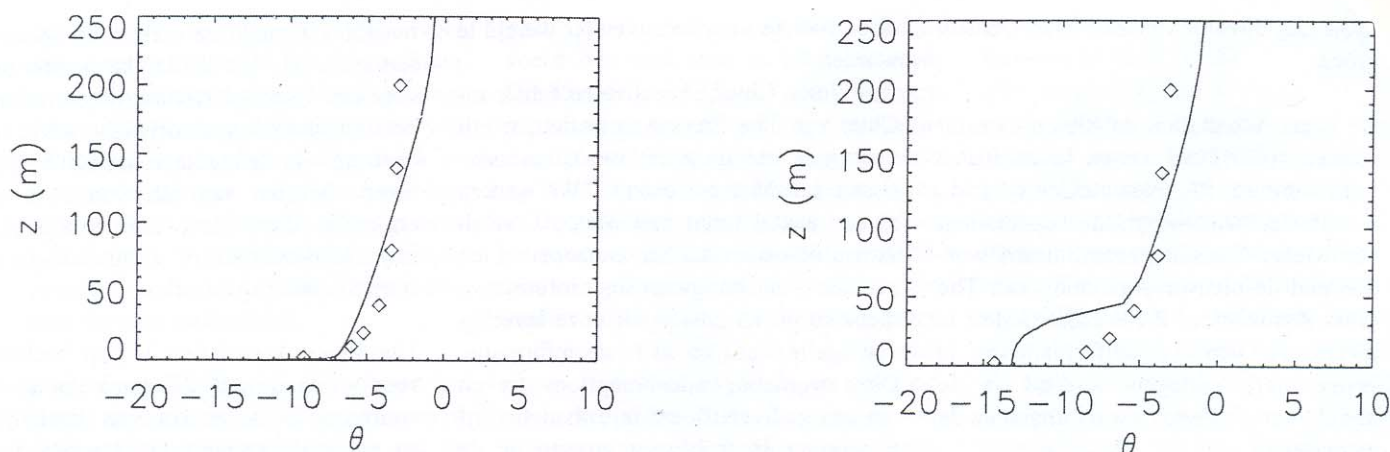
ratuur lokaal daalde tot  $-20^{\circ}\text{C}$  (zie artikel Bosveld et al. in deze Meteorologica). Aanvankelijk was het bewolkt, maar

vanuit het westen klaarde het op door de binnenkomst van een rug van hoge druk. Bovendien viel de wind weg. Neem daarbij het feit dat Nederland grotendeels met een goed isolerende sneeuwlaag was bedekt, en we hebben het ideale recept voor extreme afkoeling. Maar dat is niet het hele verhaal. Een bijkomende complicatie was mistvorming gedurende deze nacht. Dit is een belangrijke component van het weer, vooral voor de veiligheid op de weg en afhandeling van het vliegverkeer.

Modellering van mist (timing en dichtheid) is lastig doordat veel fysische processen een rol spelen. Bij voldoende afkoeling verzadigt de waterdamp in de lucht (eerst aan het aardoppervlak). Afhankelijk van de optische dikte van deze mist wordt de stralingshuishouding van de grenslaag hierdoor anders. De langgolvlige uitstraling van het aardoppervlak vindt na mistvorming niet meer plaats, met de lagere oppervlaktetempe-



Figuur 1. Berekende (gestreepte lijn) en waargenomen ( $\Delta$ ) oppervlakte-temperatuur en berekende (getrokken lijn) en waargenomen ( $\diamond$ ) 10 meter temperatuur. De waarnemingen zijn afkomstig van Cabauw. De tijden zijn vanaf 3 maart 12 UTC.



Figuur 2. Berekende (lijn) en waargenomen ( $\diamond$ ) potentiële temperatuurprofielen voor 4 maart 2005, 0 UTC (links) en 4 maart 3 UTC (rechts). De onderste twee waarnemingen zijn voor 2 m en 10 m hoogte.

ratuur, maar met de (hogere) temperatuur aan de top van de mistlaag. Dit heeft een sterkere afkoeling tot gevolg. Als deze uitstraling doorzet ( $3^\circ\text{C}$  per uur is niet ongewoon), wordt de top van de mistlaag kouder (en dus zwaarder) dan de onderliggende mist. De zwaardere luchtdeeltjes zullen vanuit de top van de mistlaag dalen. Hierdoor ontstaat extra menging, met gevolgen voor de temperatuuropbouw. Deze wordt verzadigd-adiabatisch en de inversie nabij het oppervlak verdwijnt. Het modelleren van deze nacht is een uitdaging omdat alle mogelijke aspecten van de grenslaag en de uitwisseling met het landoppervlak en de sneeuwlaag hierbij moeten worden betrokken.

### Opzet van de modelstudie

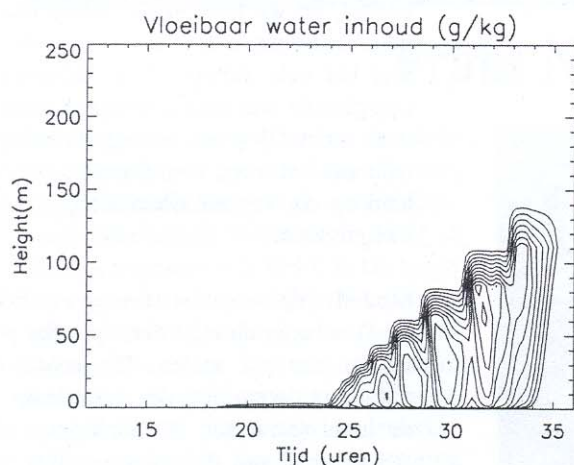
We beschouwen eerst een controlerun met het kolommodel van Duynkerke (1991a, 1999) dat specifiek is ontwikkeld voor het modelleren van nachtelijke grenslagen (zie ook Steeneveld et al.

2005a, b). Als invoer voor dit model gebruiken we de 200 meter wind van Cabauw als geostrofische wind. Inkomende langgolvlige en kortgolvlige stralingcomponenten aan de modeltop (op 1800 meter) worden ontleend aan het RACMO-model (KNMI). We initialiseren het temperatuur- en vochtprofiel met waarnemingen uit de radiosonde van 3 maart 12 UTC in De Bilt en met de waargenomen bodemtemperaturen in Cabauw. Het model is aangepast ten opzichte van het originele model met een bodem van 10 cm sneeuw en daaronder een kleigrond. De exacte dichtheid en dus ook de thermische eigenschappen van de sneeuw zijn onbekend en moeilijk te schatten. Verse sneeuw heeft een lage warmtegeleidingscoëfficiënt, maar deze neemt snel toe bij het ouder worden van de sneeuw (zie artikel van Van den Broeke in deze Meteorologica). We gebruiken hier voor de dichtheid  $\rho = 300 \text{ kg m}^{-3}$  als standaardwaarde. Deze waarde is volgens de literatuur representatief voor

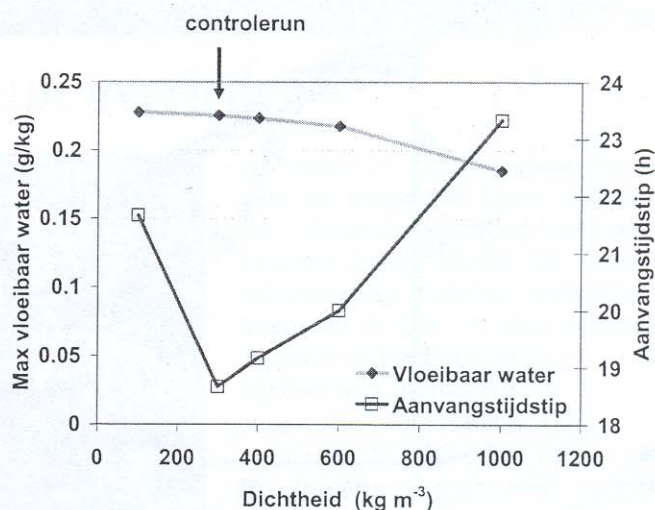
redelijk oude sneeuw.

De modelrun loopt tot 4 maart 2005, 12 UTC, en we zullen vinden dat het model mist voorspelt. De vorming hiervan is echter sterk afhankelijk van de sneeuweigenschappen en de gekozen oppervlakteruwheid. Deze wordt uitgedrukt in de zogenaamde ruwheidslengte ( $z_0$ ) die we in de controlerun op 3 cm hebben gezet. Dit is een compromis tussen de in het algemeen lage ruwheidslengte boven sneeuw en de relatief hoge ruwheidslengte voor de mesoschaal, zoals die voor Cabauw vaak gebruikt wordt. Ter vergelijking: voor een grasveld is  $z_0$  typisch 3–10 cm en voor een bos 1.5 m. Boven de uitgestrekte vlakke sneeuwvlaktes wordt vaak een nog veel kleinere ruwheid gebruikt. We vergelijken modeluitkomsten vervolgens met waarnemingen in Cabauw.

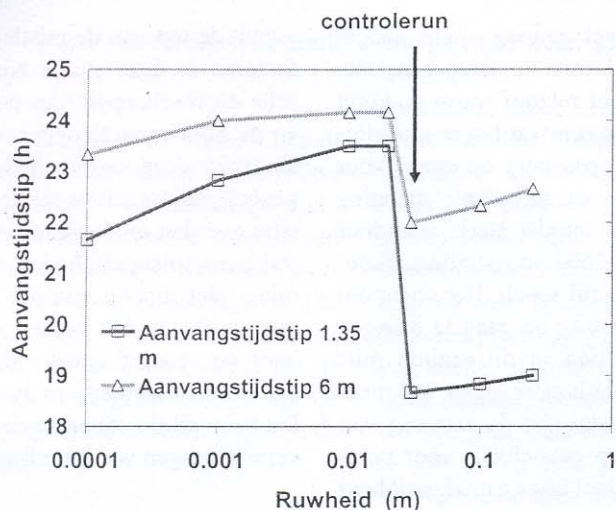
De gekozen ruwheid en sneewdichtheid zijn dus relatief onbekende parameters in



Figuur 3. Tijd-hoogte diagram van de berekende vloeibaar-waterinhoud voor de periode van 3 maart 2005, 12 UTC tot 4 maart 2005, 12 UTC. Contouren zijn getekend om de  $0.02 \text{ g kg}^{-1}$ . De buitenste contour is  $0.02 \text{ g kg}^{-1}$ .



Figuur 4. Berekende en maximale vloeibaar-waterinhoud (linker y-as) en het aanvangstijdstip van de mist op 1.35 m hoogte (rechter y-as) als functie van de gekozen sneewdichtheid, bij een ruwheidslengte van 0.01 m.



Figuur 5. Berekend aanvangstijdstip van de mist op 1.35 m en 6.0 m hoogte als functie van de gekozen ruwheidslengte, bij een sneeuwdichtheid van  $300 \text{ kg m}^{-3}$ .

deze studie. Om de modelgevoeligheid te onderzoeken voor het ontstaan van mist voeren we de volgende experimenten uit.

- I. We variëren de dichtheid  $\rho$  van  $100 \text{ kg m}^{-3}$  tot  $1000 \text{ kg m}^{-3}$  bij gelijkblijvende oppervlakteruwheid van  $z_0 = 0.03 \text{ m}$ .
- II. We variëren de ruwheidslengte van  $0.1 \text{ mm}$  tot  $0.25 \text{ m}$  bij constante dichtheid van  $\rho = 300 \text{ kg m}^{-3}$ .

### Temperatuur en mistvorming

Allereerst bespreken we de controloerun. Figuur 1 laat de waargenomen en berekende 10-meter temperatuur en oppervlaktetemperatuur zien. Model en waarnemingen komen op 10 meter redelijk met elkaar overeen tot 1 UTC (25 uur in het model), het moment dat er goed gemengde mist in het model ontstaat. In Cabauw ontstaat deze mist pas om ongeveer 3 UTC. We zien dat de mistvorming de afkoeling (zowel in model als waarnemingen) versterkt: een plotse temperatuurafname van ongeveer  $4^\circ\text{C}$  in de waarnemingen en enkele graden meer in het model. De door het model berekende temperatuur op 10 meter komt hierdoor lager uit dan de waarnemingen. Deze sterke afkoeling ontstaat aan de top van de mistlaag, en wordt vervolgens efficiënt doorgemengd naar het onderliggende deel van de mistlaag. De oppervlaktetemperatuur wordt goed berekend tot 20 UTC, daarna loopt de koeling in het model achter bij de waarnemingen. Vanaf 0 UTC stijgt de oppervlaktetemperatuur in het model weer. Mistvorming verlaagt de uitstraling bij het oppervlak en dus ook de koeling. Vanaf 3 UTC is de berekende oppervlaktetemperatuur zelfs hoger dan de berekende 10 meter temperatuur. Deze omkering van de stratificatie is op het station Haarweg te Wageningen ook daadwerkelijk waargenomen

om 3.40 UTC (zie [www.met.wau.nl](http://www.met.wau.nl)). In Cabauw blijft de oppervlaktetemperatuur altijd lager dan op 10 meter hoogte. Dit is een teken dat de mistlaag in Cabauw in werkelijkheid niet tot het aardoppervlak is doorgemengd.

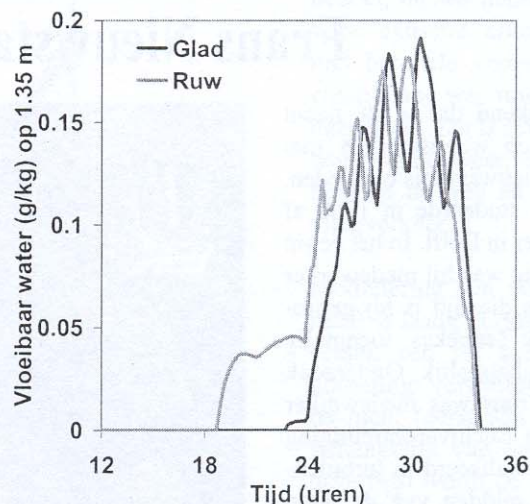
Figuur 2 toont berekende en waargenomen potentiële temperatuurprofielen van 0 UTC (a) en 3 UTC (b). Het model geeft een goede schatting van het temperatuurprofiel om 0 UTC. Om 3 UTC is de 10-meter temperatuur echter veel te laag (ca.  $3.5^\circ\text{C}$ ). Dit betekent dat het model de koeling aan de top van de mistlaag te efficiënt naar het aardoppervlak doormengt. In de Cabauw waarnemingen zien we dat de 2-meter temperatuur geheel ontkoppeld is van de 10-meter temperatuur. De grenslaag is in dit geval enorm dun, en dat vormt een probleem voor het model.

Wat betreft de mist toont figuur 3 de verticale ontwikkeling van de berekende concentratie vloeibaar water. Om 18.45

UTC ontstaat de eerste mist in een dunne laag (ca  $2 \text{ m}$ ). We zien dat om 1 UTC de mist zich over een dikkere laag uitbreidt tot  $110 \text{ meter}$  om 11 UTC. Door de goede doormenging van de mist ontstaat een cellenstructuur. De hoogste vloeibaarwater-inhoud is in het midden van de mistlaag, met maxima van circa  $0.22 \text{ g/kg}$ . Mist is in deze nacht wel waargenomen, maar niet dikker dan ongeveer  $30 \text{ meter}$  in Cabauw en  $10$  à  $15 \text{ meter}$  op het station Haarweg in Wageningen (door een van de auteurs waargenomen vanaf een  $50 \text{ m}$  hoog flatgebouw). We concluderen dat het model een te sterke atmosferische afkoeling en een te dikke mistlaag genereert. De oppervlakteafkoeling wordt daarbij juist onderschat.

### Gevoeligheidsanalyse

We zijn nu toe aan de gevoeligheidsanalyse voor mistvorming. Figuur 4 geeft het aanvangstijdstip van de mist op  $1.35 \text{ meter}$  en de maximale hoeveelheid vloeibaar water in de mist als functie van de dichtheid van de sneeuw. We zien dat bij een toename van de sneeuwdichtheid van  $100$  naar  $300 \text{ kg m}^{-3}$  de mist eerder ontstaat. Voor dichtheden groter dan  $300 \text{ kg m}^{-3}$  geeft toename van de dichtheid juist een later aanvangstijdstip van de mist. De verklaring hiervoor is dat voor  $\rho < 300 \text{ kg m}^{-3}$  de oppervlaktetemperatuur zo snel daalt en het zo stabiel wordt dat alle turbulentie wordt onderdrukt. Hierdoor is er onvoldoende aanvoer van waterdamp van boven naar het oppervlak om mist vroegtijdig te laten ontstaan. Voor  $\rho > 300 \text{ kg m}^{-3}$  zorgt een dichtheidstoename juist voor een minder sterke oppervlaktekoeling. Een ondergrond met hogere dichtheid koelt immers minder sterk af dan een ondergrond met kleinere dichtheid. Nu is de stabiliteit



Figuur 6. Berekend vloeibaar-waterinhoud ( $\text{g/kg}$ ) op  $1.35 \text{ m}$  hoogte voor een ruw ( $z_0 = 0.01 \text{ m}$ ) en een glad ( $z_0 = 1 \text{ mm}$ ) oppervlak.

minder sterk, en de waterdampaanvoer niet meer limiterend. De temperatuur is nu zelf limiterend (niet laag genoeg) voor mistvorming. Het optimum van voldoende koeling bij het oppervlak en voldoende aanvoer van waterdamp ligt bij circa  $300 \text{ kg m}^{-3}$  (bij de gekozen ruwheidslengte). De maximale hoeveelheid vloeibaar water blijkt niet erg gevoelig voor de sneeuwduichtheid.

Even opmerkelijk gedrag vertoont het model als we de ruwheidslengte variëren (figuur 5). Het aanvangstijdstip van de mist neemt toe als we de ruwheidslengte verhogen van  $0.0001 \text{ m}$  naar  $0.001 \text{ m}$  ( $1 \text{ mm}$ ), zowel op het  $1.35 \text{ m}$  niveau als op  $6 \text{ m}$ . De curves van  $1.35 \text{ m}$  en  $6 \text{ m}$  komen dichterbij elkaar te liggen: hogere modelniveaus gaan eerder meedoen met de mistvorming. Bij  $z_0 = 0.01 \text{ m}$  treedt echter een abrupte verandering van het modelgedrag op. Mist ontstaat ineens een stuk eerder, maar blijft beperkt tot een dunne laag, want het verschil in aanvangstijdstip op  $6 \text{ m}$  en  $1.35 \text{ m}$  is nu een stuk groter dan in het regime voor  $z_0 < 0.01 \text{ m}$ .

Hoe kunnen we dit niet-lineaire gedrag verklaren? Bij  $z_0 > 0.01 \text{ m}$  geeft het model meer turbulente menging dan voor  $z_0 < 0.01 \text{ m}$ . Dit betekent dat meer relatief warmere en wat vochtiger lucht van boven naar het oppervlak wordt gebracht, en oppervlaktekoeling wordt geremd. Hoewel de temperatuur dus minder hard

daalt, wordt wel genoeg vocht aangevoerd om snel mist te laten ontstaan. Doordat de lucht relatief warm is, komt mistvorming op een wat hoger modelniveau ( $6 \text{ meter}$ ) pas later op gang. Voor  $z_0 < 0.01 \text{ m}$  is de turbulente menging in de grenslaag minder sterk, waardoor de relatieve invloed van stralingsafkoeling een grotere rol speelt. Het vocht om sneller mistvorming op gang te brengen ontbreekt. Als dan in dit regime mist ontstaat, gaan de hogere lagen wel meedoen. We zien dus dat de aanvang van mistvorming erg gevoelig is voor parameters die niet met hoge nauwkeurigheid bekend zijn.

Een leuk 'bijproduct' van deze simulaties zijn de oscillaties van de vloeibaar waterinhoud (figuur 6). Enerzijds kan dit een model-artefact zijn, waarbij de mistlaag mengt als weer een nieuwe laag verzadigd is geraakt. Anderzijds worden deze oscillaties in mist ook daadwerkelijk waargenomen (o.a. Welch et al., 1986 en Duynkerke, 1991b). Deze kunnen onder andere worden veroorzaakt door fluctuaties in de balans tussen stralingsafkoeling en turbulente menging of door zwaartekrachtsgolven.

## Conclusie

Het modelleren van mist is lastig door de vele processen die een rol spelen en de wisselwerking tussen al deze processen. Het model geeft een te vroege start van de mist en een te sterke menging

vanuit de top van de mistlaag. Onzekere factoren in deze studie zijn de thermische eigenschappen van de sneeuwlaag en de bijbehorende oppervlakteruwheid. Ondanks deze onzekerheden geeft een gevoeligheidsanalyse een leerzame exercitie over het modelgedrag voor extreem stabiele omstandigheden en mistvorming. Het tijdstip van het ontstaan van mist blijkt in het model erg gevoelig voor de relatief onbekende parameters als sneeuwduichtheid en ruwheidslengte. Dit bemoeit robuuste en betrouwbare verwachtingen wat betreft mist.

De auteurs bedanken Fred Bosveld en Erik van Meijgaard (beiden KNMI) voor de Cabauwdata en de RACMO-modeluitvoer.

## Literatuur.

- Duynkerke, P.G., 1991a: Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 324-341.
- Duynkerke, P.G., 1991b: Observation of a quasi-periodic oscillation due to gravity waves in a shallow radiation fog. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 117, 1207-1224.
- Duynkerke, P.G., 1999: Turbulence, radiation and fog in Dutch stable boundary layers. *Bound.-Layer Meteorol.*, 90, 447-477.
- Steenveld, G.J., B.J.H. van de Wiel and A.A.M. Holtslag, 2005a: Modeling the evolution of the atmospheric boundary layer coupled to the land surface for a three day period in CASES-99, conditionally accepted in *J. Atmos. Sci.*
- Steenveld, G.J., B.J.H. van de Wiel and A.A.M. Holtslag, 2005b: Modelling the arctic stable boundary layer and its coupling to the surface, accepted in *Bound.-Layer Meteorol.*
- Welch, R.M., M.G. Ravichandran and S.K. Cox, 1986: Prediction of Quasi-Periodic Oscillations in Radiation Fogs. Part I: Comparison of Simple Similarity Approaches. *J. Atmos. Sci.*, 43, pp. 633-651.