



Parametrisatie van mooi-weer cumulus

een case-studie met een één-kolomsmodel

M.C. van Zanten

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

Technisch rapport; TR-184

De Bilt, 1995

Postbus 201
3730 AE De Bilt
Wilhelminalaan 10
Telefoon 030-220 69 11, telefax 030-221 04 07

Stageverslag in het kader van afstudeeronderzoek van de studie Meteorologie
aan de Universiteit Utrecht

UDC: 551.576.11 (078.7)
ISSN: 0169-1708
ISBN: 90-369-2097-3



Parametrisatie van mooi-weer cumulus: een
case-studie met een één-kolomsmodel.

M.C. van Zanten
oktober 1994 - oktober 1995

Ontdekking

Als je goed om
je heen kijkt
zie je dat alles
gekleurd is

K. Schippers

Samenvatting

Met behulp van een éénkolomsmodel, met opgelegde advectionstermen uit een driedimensionaal model, is een case-studie gemaakt van een dag met ondiep convectieve bewolking. De bestudeerde dag is 20 juni 1993, een zonnige dag met de hemel voor één derde bedekt met mooi-weer-cumulus.

Doel van de case-studie is te onderzoeken of het éénkolomsmodel in staat is bewolgingsparameters en grenslaagprofielen van de desbetreffende dag correct te simuleren in vergelijking met waarnemingen. Hiertoe zijn modelprofielen van de potentiële temperatuur, de specifieke vochtigheid en de horizontale wind vergeleken met radiosondeprofielen uit de Bilt. De wolkenparameters zijn vergeleken met data verzameld in het kader van het TEBEX-project.

De gekozen referentie-instelling is in staat om op een realistische manier de uit de waarnemingen afgeleide profielen te reproduceren. Ook de bewolkingparameters worden juist gesimuleerd in vergelijking met de beschikbare metingen. Om te onderzoeken welke parameters de meeste invloed hebben op de kwaliteit van de simulatie wordt vervolgens een aantal simulaties beschreven waarbij telkens één parameter in de instelling veranderd is. Hieruit blijkt dat een hoge resolutie een belangrijke voorwaarde is voor een juiste simulatie. Correcte waarden voor de oppervlaktefluxen, juiste beginprofielen voor de prognostische variabelen en het elke tijdstap opleggen van de advectionstermen spelen ook een belangrijke rol. De keuze voor één van de stralings- en convectieschema's is minder bepalend voor de simulatie. De simulatie met een lokaal diffusie schema, in plaats van een niet-lokaal diffusieschema zoals in de referentierun, laat zien dat het lokale schema niet voldoet. Indien het model gedraaid wordt met dezelfde instelling als het driedimensionale model blijkt het model niet in staat te zijn om de profielen juist weer te geven.

Voorwoord

Vanaf oktober 1994 heb ik stage gelopen bij de sectie Atmosferisch Onderzoek van de afdeling Klimaat en Seismologie van het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) in De Bilt. De stage vond plaats in het kader van mijn afstudeeronderzoek van de studie Meteorologie aan de Universiteit Utrecht. Onder begeleiding van Dr. E. van Meijgaard en Prof. Dr. A.A.M. Holtslag heb ik met een éénkoloms versie van een numeriek atmosferisch model de ontwikkeling van de grenslaag onderzocht van een dag met ondiep convectieve bewolking. Het verrichten van mijn afstudeerwerk op het KNMI heb ik als zeer leerzaam en plezierig ervaren.

In de eerste plaats wil ik Erik bedanken voor zijn goede begeleiding. Hij was altijd bereid op mijn vragen antwoord te geven en het kritische doorlezen van mijn verslag heb ik erg gewaardeerd. Bert wil ik bedanken voor zijn enthousiasme en begeleiding bij het uitzetten van de grote lijnen van mijn onderzoek. Daan, mijn kamergenoot, wil ik hierbij bedanken als vraagbaak voor kleine en grote problemen op het gebied van mijn onderzoek en het model. André van Lammeren en Aarnout Feijt wil ik bedanken voor het analyseren van de waarnemingen van 20 juni 1993. Zonder hun voorwerk was het voor mij niet mogelijk geweest om de modelresultaten te vergelijken met de metingen. Fred Bosveld wil ik bedanken voor het presenteren van de onderzoeksresultaten op de twintigste General Assembly van de European Geophysical Society (Hamburg, 3-7 april 1995). Mijn collega's op het KNMI wil ik bedanken voor de goede sfeer en de bereidwilligheid om antwoord te geven op allerlei vragen. Van de gesprekken tijdens de koffie, de discussies onder de lunch en de werkoverlegpraatjes heb ik veel opgestoken. Op voetbalgebied heb ik veel geleerd van het wekelijkse voetbaluurtje op maandag. Ik vond het altijd erg gezellig, zelfs als het een beetje regende!

Margreet van Zanten
Utrecht, oktober 1995.

Inhoudsopgave

Inleiding	9
Modelbeschrijving	11
§2.1 Algemene achtergrondinformatie over het RACMO	11
§2.2 Modelbeschrijving	13
Fysische parametrisaties	18
§3.1 Beschrijving diffusieschema's	18
§3.2 Beschrijving van het convectieschema en de aanpassing	20
§3.3 Beschrijving van het condensatieschema	24
De weersituatie op 20 juni 1993	26
§4.1 Beschrijving van het weer	26
§4.2 Meetgegevens	28
Simulatie met de standaardinstelling	32
§5.1 Instelling model	32
§5.2 Beschrijving simulatie standaardrun	33
§5.3 Beschrijving modelfluxen	35
Simulatie met de referentie-instelling	37
§6.1 Referentie-instelling	37
§6.2 Beschrijving van de gesimuleerde bewolking	39
§6.4 Overzicht beschreven simulaties	43
Simulatie met lagere resolutie	45
§7.1 Beschrijving simulatie lage resolutierun	45
§7.2 Invloed hdj-term	46
Simulatie met constante advection	48
§8.1 Beschrijving simulatie advectionrun	48
§8.2 Advection versus fysica	50
Simulatie met startprofiel uit het 3D model	52
§9.1 Beschrijving simulatie 3Drun	52
§9.2 Verklaring bedekkingsgraad	53

Simulatie met oorspronkelijke convectieschema	55
§10.1 Beschrijving simulatie convectierun	55
§10.2 Interactie diffusieschema en convectieschema	56
Simulatie met het lokale diffusieschema	58
§11.1 Beschrijving simulatie diffusierun	58
§11.2 Het lokale diffusieschema	59
Simulatie met berekende fluxen	61
§12.1 Beschrijving simulatie fluxrun	61
§12.2 Gevoeligheidsstudie	63
Simulatie met het ECHAM3 stralingsschema	65
§13.1 Beschrijving stralingsschema's en simulatie stralingsrun	65
§13.2 Koppeling bewolking en straling	67
Conclusies en discussie	69
Referenties	73

Hoofdstuk 1

Inleiding

Voor de huidige generatie atmosferische modellen is het simuleren van de juiste hoeveelheid bewolking, op de juiste hoogte en de juiste tijdstippen een moeilijke zaak. Grootste probleem hierbij vormt de schaal waarop wolkenvorming plaatsvindt; deze is in het algemeen een stuk kleiner dan de resolutie van het rooster van de huidige modellen die meestal ligt in de orde van 100 bij 100 kilometer. Om het effect van wolken op de modelvariabelen in rekening te brengen, moeten de processen die leiden tot wolkenvorming worden geparametriseerd, oftewel worden beschreven in termen van variabelen die het model wel expliciet beschrijft

Goede parametrisatie van de wolkenvorming met als gevolg correcte simulaties van de bewolkingparameters is zeer essentieel. Op de korte tijdschaal vinden we dat terug in een weersverwachting waar een bewolkte dag heel ander weer oplevert dan dezelfde situatie zonder bewolking. Op langere tijdschaal is het effect van bewolking van belang vanwege de sturende werking op de stralingshuishouding van de atmosfeer. Een deel van de onzekerheid over de gevolgen van het broeikaseffect zit in het feit dat weinig bekend is over de wolkenterugkoppeling. Om dit te onderzoeken is een juiste behandeling van wolkenvorming in klimaatmodellen noodzakelijk.

Op veel instituten, waaronder het KNMI, wordt onderzoek gedaan met als doel de parametrisatie van wolkenprocessen te verbeteren. Om de verificatie van modellen met betrekking tot wolkenvorming mogelijk te maken en het verbeteren of opstellen van parametrisaties te vergemakkelijken is op het KNMI het TEBEX-project opgezet (Stammes et al., 1994; Feyt et al., 1994). TEBEX staat voor 'Troposferisch Energiebudget Experiment' en heeft ondermeer tot doel het verzamelen en analyseren van data met betrekking tot wolken. Hiertoe worden in een gebied rond Cabauw zeer intensief verscheidene wolkenparameters gemeten; naast deze grondwaarnemingen wordt ook gewerkt met satellietdata. In van Lammeren en Feijt (1994) worden waarnemingen op 20 juni 1993 geanalyseerd. Deze dag viel in de testfase van het TEBEX-project zodat slechts een beperkte dataset met betrekking tot wolkenparameters beschikbaar is.

In dit onderzoek wordt 20 juni 1993, een dag met bewolking, gesimuleerd met behulp van de éénkoloms versie van het, onder andere op het KNMI ontwikkelde, Regionale Atmosferische Klimaatmodel (RACMO). Doel van deze simulatie is te onderzoeken of

het éénkolommodel, met de advectionstermen opgelegd vanuit het driedimensionale model, de bewolgingsparameters en grenslaagprofielen van de gekozen dag correct kan reproduceren in vergelijking met waarnemingen. Daarnaast zal worden onderzocht in welke mate de kwaliteit van de simulatie door de diverse parameterinstellingen wordt bepaald. Hierbij zal ook worden gekeken naar de interactie tussen de parametrisaties van de diverse fysische processen.

De indeling van dit verslag is als volgt. In het eerste hoofdstuk na deze inleiding wordt het gebruikte model beschreven. Dit wordt gevolgd door een theoretisch hoofdstuk met uitleg over de parametrisaties van convectie, verticale diffusie en condensatie. Daarna volgt een beschrijving van het weer op 20 juni 1993 en een overzicht van de beschikbare meetgegevens. Na deze inleidende hoofdstukken komen de resultaten van het onderzoek aan bod. Allereerst wordt de modeluitvoer van het éénkolommodel in de standaardinstelling (die instelling welke het meest overeenkomt met de instelling van het driedimensionale model) beschreven en vergeleken met radiosondeprofielen uit De Bilt. Vervolgens wordt een referentierun gedefiniëerd waarvan de uitvoer wordt vergeleken met radiosondeprofielen en de overige meetgegevens. Tenslotte worden modelsimulaties gepresenteerd waarin telkens van één van de modelparameter de instelling is veranderd. Dit om het effect van die verandering te kunnen onderzoeken. Een overzicht van deze runs is te vinden in de laatste paragraaf van hoofdstuk 6. Het verslag wordt afgerond met een hoofdstuk met conclusies en discussie, en een lijst van referenties.

Hoofdstuk 2

Modelbeschrijving

Gedurende mijn afstudeeronderzoek heb ik gewerkt met de éénkoloms versie (1D model) van het driedimensionale Regionaal Atmosferisch Klimaat Model (RACMO). In dit hoofdstuk zal ik achtergrondinformatie geven over het 1D en 3D model, de toepassingen van beide modellen beschrijven en uitleg geven over de structuur van het 1D model. Tenslotte zal ik kort aangeven welke invoergegevens uit het 3D model nodig zijn om het 1D model op te starten en welke alternatieven beschikbaar zijn.

§2.1 Algemene achtergrondinformatie over het RACMO

De gemodelleerde processen in een grootschalig circulatiemodel (GCM) kunnen worden opgesplitst in twee componenten: een deel dat de dynamica en een deel dat de fysica beschrijft. Beide onderdelen worden ook wel respectievelijk adiabatische en diabatische component genoemd. Alle diabatische processen hebben bron- of puttermen voor bijvoorbeeld energie, impuls, materie, hetzij intern (bijv condensatie) hetzij extern (stralingsflux aan de top van de atmosfeer en verdamping aan het oppervlak). Advectie en horizontale diffusie worden tot het adiabatische deel gerekend en worden samen in het vervolg dynamische tendensen genoemd.

Aan de hand van de splitsing in een dynamica- en een fysicadeel valt ook een tweedeling te maken in de GCM's: weersverwachtingmodellen en klimaatmodellen. Voor de doorsnee Nederlander is het eerste soort het bekendst en het belangrijkste aangezien operationele meteorologen zwaar steunen op de uitvoer van dergelijke modellen bij het opstellen van de meerdaagse weersverwachting. Het model van het ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) te Reading is een voorbeeld van zo'n weersverwachtingmodel. Doel van deze modellen is het voorspellen van de toestand van de atmosfeer enkele dagen vooruit. Aangezien dynamische processen hiervoor het meest bepalend zijn, is het dynamica onderdeel in de weersverwachtingmodellen het best ontwikkeld. Klimaatmodellen worden gebruikt om onderzoek te doen naar eventuele wijzigingen in het klimaat en om de invloed van allerlei grootheden op het klimaat te bestuderen. Omdat voor lange simulaties een juiste stralingshuishouding essentieel is ligt bij klimaatmodellen de nadruk op de ontwikkeling van het fysicapakket. Het dynamicapakket is meestal gelijk aan dat in de weersverwachtingsmodellen.

Groot nadeel van deze GCM's is de grove resolutie. De reken capaciteit van de huidige supercomputers is niet toereikend om de GCM's te draaien op een resolutie kleiner dan (gemiddeld) 250 bij 250 kilometer. Terwijl voor nauwkeurige voorspellingen van zowel het weer als eventuele klimaatwijzigingen op regionale schaal een aanzienlijk hogere resolutie vereist is. Verder is de parametrisatie (d.w.z. het beschrijven van processen die plaatsvinden op schalen kleiner dan de gebruikte resolutie) van fysische processen (bijv. wolkenvorming) sterk gekoppeld aan de resolutie.

Indien men geïnteresseerd is in een gedetailleerder beeld dan een GCM kan leveren is een regionaal model een bruikbare optie, zowel voor klimaat- als voor weersverwachtingsmodellen. Hierbij wordt op een veel kleiner gebied met een hogere resolutie gewerkt (bijv. 50 bij 50 kilometer) dan in een globaal model. Om het probleem van de randen van een regionaal model op te lossen wordt zo'n model 'genest' in een GCM. Dit houdt in dat de initialisatie en de randvoorwaarden van het regionale model worden geleverd door het globale model. Om een vloeiende overgang tussen de twee modellen aan de rand te garanderen wordt relaxatie toegepast (Christensen en van Meijgaard, 1992).

Het RACMO is een regionaal klimaatmodel dat genest is in het ECHAM3 klimaatmodel uit Hamburg en is in 1992 ontwikkeld door E. van Meijgaard van het KNMI en J.H. Christensen van het DMI. Een bijzonderheid van het RACMO ten opzichte van een standaard klimaatmodel is de combinatie van een geavanceerd fysicapakket uit een klimaatmodel (ECHAM3) met een dynamicapakket uit een regionaal weersverwachtingmodel (HIRLAM). Door de fysica uit het klimaatmodel te combineren met de dynamica uit het weersverwachtingmodel wordt een model verkregen dat in principe geschikt is voor zowel korte runs (ten behoeve van weersverwachtingen) als voor langere runs (klimaat simulaties ten behoeve van onderzoek).

Naast de driedimensionale versie van het RACMO is ook een ééndimensionale versie beschikbaar. Hierbij gaat het om één kolom uit het 3D model, waarbij de dynamische tendensen en beginwaarden van de prognostische variabelen uit het 3D model worden opgelegd. Het 1D model berekent alle fysicaprocessen, omdat voor dergelijke berekeningen één dimensie, in de verticale richting, voldoende is. Het is mogelijk om een simulatie van het 3D model voor een bepaalde kolom exact te reproduceren met het 1D model, aangezien de dynamische tendensen uit het 3D model worden opgelegd en het fysicapakket in het 1D model gelijk is aan het fysicapakket van het 3D model. Alleen voor de waarden van de horizontale snelheid (u en v) kunnen kleine verschillen optreden tussen de simulaties van de twee modellen. Oorzaak hiervan is dat de bere-

kening van de horizontale snelheid in het 3D model op een 'gestaggerd' rooster plaatsvindt, in het 1D model is dit uiteraard niet mogelijk.

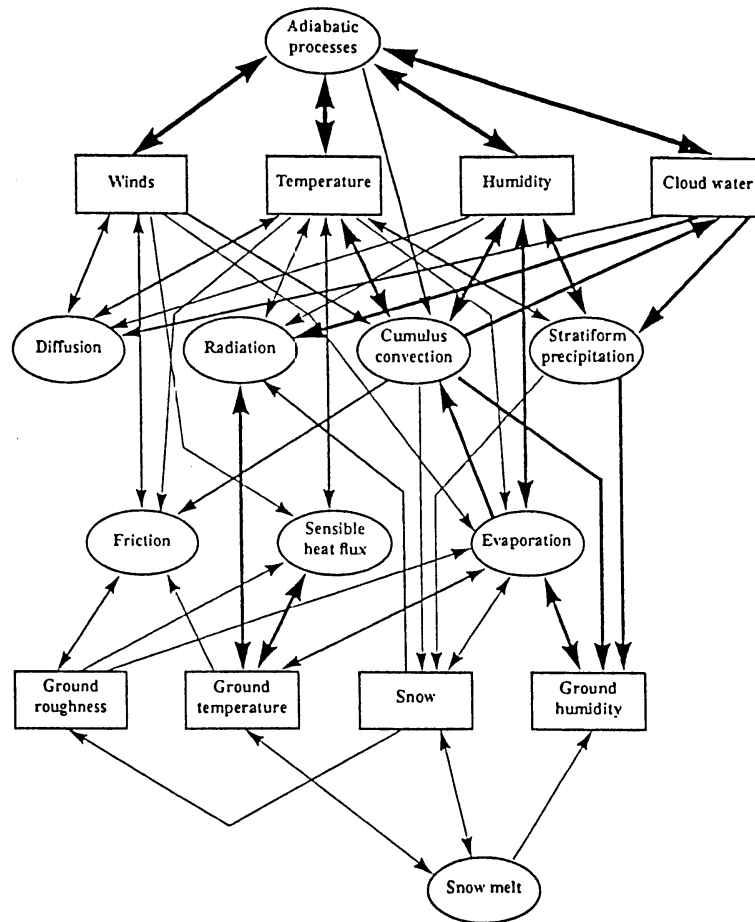
Er zijn een aantal redenen waarom het 1D model, naast het 3D model, gebruikt wordt om onderzoek te doen. Ten eerste is de benodigde rekentijd en geheugencapaciteit van het 1D model in verhouding tot het 3D model een factor 1000 kleiner. Ten tweede bestaat voor het 1D model de mogelijkheid om waarden van bepaalde variabelen (bijv. de oppervlaktefluxen) uit metingen aan het model op te leggen in plaats van deze door het model te laten berekenen. Dit heeft als voordeel dat men meer controle op de modelomgeving kan uitoefenen. Bovendien is het eenvoudig om uitvoer van het 1D model te vergelijken met waarnemingen. Dit alles maakt het model uitermate geschikt om nieuwe parametrisaties uit te testen. Naast de mogelijkheid om efficiënt twee verschillende parametrisaties voor hetzelfde fysische proces onderling te vergelijken is het ook mogelijk om een bepaald proces (bijv. condensatie, straling of neerslag) 'uit te schakelen' om te bestuderen wat de gevolgen daarvan zijn.

§2.2 Modelbeschrijving

In het 1D model wordt gewerkt met zes prognostische variabelen: de windsnelheid in het horizontale vlak (u en v), de temperatuur (T), de hoeveelheid waterdamp (q_v), de hoeveelheid vloeibaar water (q_l) en de oppervlakte druk (p_s).

Het fysicapakket in het model is op te delen in een groot aantal modules waarvan de volgende de belangrijkste zijn: straling, condensatie en verdamping, verticale diffusie, convectie, warmtefluxen en wrijving. In figuur 2.1, op de volgende bladzijde, is een schematische representatie te zien van de fysische processen in het 1D model. Uit het schema blijkt duidelijk dat het in het model gaat om een complex systeem van gekoppelde processen. In het volgende hoofdstuk wordt van de diffusie, convectie en condensatie processen kort uitgelegd hoe ze gemodelleerd zijn. Voor informatie over de overige processen wordt de lezer verwezen naar de handleiding van het ECHAM3 model (Roeckner et al., 1993).

De benodigde invoergegevens om het 1D model te kunnen draaien bestaan uit drie soorten. Ten eerste klimatologische gegevens en oppervlakteparameters, hierbij moet onder andere gedacht worden aan de waarde van de volgende parameters: albedo, ruwheidslengte, oppervlakte temperatuur en hoeveelheid vocht in de grond. De waarden hiervan worden in een apart bestand vastgelegd. Verder moeten de prognostische variabelen een startwaarde meekrijgen. Dit gebeurt door de variabelen op het begin

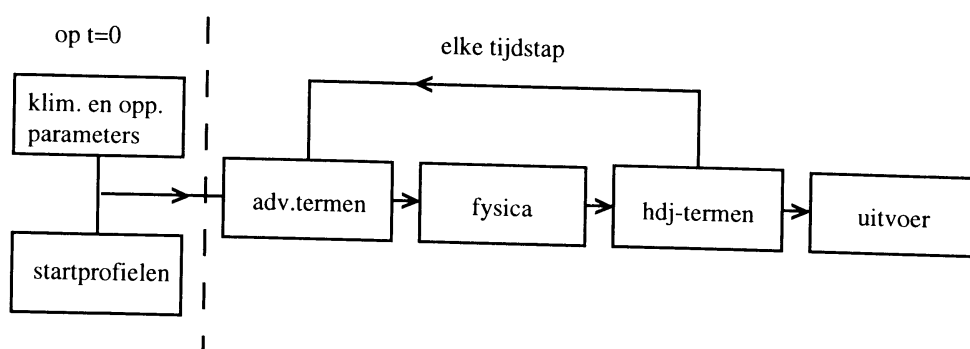


Figuur 2.1 Schematische representatie van de fysische processen in het 1D model, in de ellipsvormige kaders bevinden zich de fysische processen en in de rechthoekige kaders de variabelen. De pijlen geven aan of een bepaald proces invloed heeft op de grootte van de waarde van een variabele, de dikte van de pijl geeft vervolgens aan hoe belangrijk het proces is (Roeckner et al., 1993).

tijdstip het beginprofiel uit het 3D model op te leggen of een op een andere manier verkregen startprofiel (bijvoorbeeld uit radiosondewaarnemingen). Tenslotte moeten voor elke prognostische variabele op elke tijdstap de dynamische tendensen beschikbaar zijn. Deze moeten uit het 3D model worden opgelegd, want het is niet mogelijk de dynamische tendensen uit metingen te bepalen daar de waarnemingen (vooral in de verticaal) te beperkt zijn om de kleine tendensen nauwkeurig te bepalen. Om met het 1D model te kunnen simuleren is het dus noodzakelijk om eerst een run met het 3D model te maken.

De dynamische tendensen zijn te splitsen in twee termen: een dynamicaterm en een horizontale diffusie term ('hdj-term'). De dynamicaterm bestaat uit de advectietermen van de prognostische grootheden, waarbij zowel de verticale als de horizontale advectie wordt meegenomen. De dynamicaterm wordt voor de berekening van de fysische

processen aangeboden aan het 1D model. De hdj-term wordt na de berekening van de fysische processen opgelegd en dient er in het 3D model, naast het modelleren van de horizontale spreiding, voornamelijk voor om te verhinderen dat er numeriek te sterke gradiënten ontstaan die door de gebruikte discretisatietechnieken niet goed worden behandeld. Bovendien wordt er 'implicit adjustment' toegepast op sommige delen van de dynamicavergelijkingen, die in eerste instantie expliciet worden opgelost. In het 1D model is de hdj-term als een soort extra advectieterm te beschouwen; de ruisonderdrukkende toepassing vervalt omdat de term wordt uitgerekend in het 3D model en vervolgens wordt opgelegd. In figuur 2.2 is een diagram te zien van de hierboven beschreven structuur.



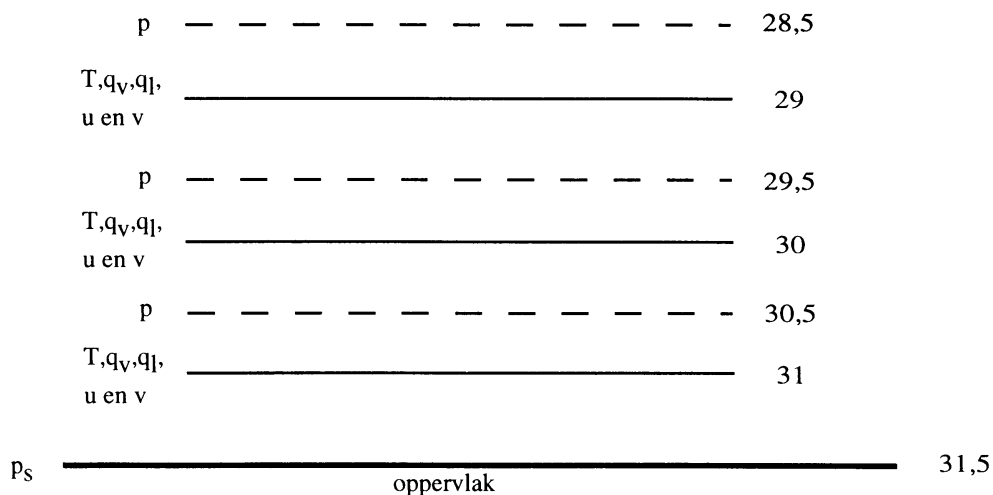
Figuur 2.2 Structuurdiagram 1D model.

Naast deze noodzakelijke invoer is het ook mogelijk om de waarden van variabelen op te leggen in plaats van deze te laten berekenen door het model. Op deze manier kan de invloed van die variabelen op de prognostische variabelen worden gecontroleerd. Om dit te kunnen doen moeten er meetgegevens beschikbaar zijn van de desbetreffende variabele. Voorbeeld van een variabele waarbij dit regelmatig wordt toegepast zijn de oppervlaktefluxen.

De grootte van de gebruikte tijdstap is 300 seconden. Desgewenst kan er voor gekozen worden om bepaalde processen met een lagere frequentie te laten uitrekenen. Voorbeeld hiervan is de stralingsmodule die in de standaardinstelling met een twee uurlijkse frequentie wordt berekend. Ook kan er voor gekozen worden om niet elke tijdstap uitvoer te genereren. Een veel gekozen instelling is een uurlijkse uitvoer van waarden. Voor de variabelen worden dan de instantane waarden genomen, de waarden van de fluxen en de tendensen daarentegen worden over de uitvoerperiode gemiddeld. Cumulatieve variabelen zoals neerslaggegevens worden over de desbetreffende periode opgeteld.

De horizontale resolutie van het model is 50 bij 50 kilometer. De verticale resolutie van het standaardmodel is 19 lagen. Een resolutie van 31 lagen is ook beschikbaar; deze is

het meest in dit verslag gebruikt. In het model met negentien lagen bevindt de onderste laag (#19) zich op 30 meter en de bovenste laag (#1) rond de 32 kilometer. De lagen hiertussen zijn niet lineair verdeeld, de onderste drie kilometer is over zeven lagen verdeeld en de overige 29 kilometer over twaalf. In het model met 31 lagen ligt de onderste laag op zeventien meter, de bovenste laag reikt tot onder in de stratosfeer, rond de zeventien kilometer. In deze resolutie bevinden zich de meeste lagen in de onderste twee kilometer: ongeveer driekwart van alle lagen. De laagdikte ligt rond de 100 tot 150 meter.



Figuur 2.3 *Overzicht van de onderste modellagen en tussenniveaus. De doorgetrokken lijnen staan voor de modellagen en de stippellijnen voor de tussenniveaus.*

De hoogte van de verschillende lagen wordt vastgelegd met behulp van de drukwaarden op de grensvlakken tussen de twee lagen. Deze grensvlakken worden tussenniveaus genoemd. In figuur 2.3 is een overzicht te vinden van de onderste modellagen en halflevels. De waarde van de druk (p) op de tussenniveaus wordt gegeven door de volgende formule:

$$p_{k+1/2} = A_{k+1/2} + B_{k+1/2} * p_s \quad 2.1$$

Met k lopend van nul tot en met het aantal lagen, A en B constanten op de tussenniveaus en p_s de oppervlakedruk. Door voor alle tussenniveaus een waarde voor A en B te kiezen worden de hoogtes van de tussenniveaus vastgelegd. Bij de 31-lagen-versie van het model is de waarde van A nul op elk grensvlak, in dit specifieke geval worden de coördinaten van de grensvlakken σ -coördinaten genoemd. Voor een overzicht van de precieze hoogte per laag verwijs ik naar tabel 2.1 op de volgende bladzijde.

#	hoogte [m]	#	hoogte [m]	#	hoogte [m]
31	17	12	1450	19	33
30	51	11	1606	18	149
29	103	10	1765	17	392
28	172	9	1926	16	801
27	241	8	2091	15	1395
26	311	7	2715	14	2178
25	381	6	3890	13	3152
24	451	5	5238	12	4308
23	522	4	6825	11	5633
22	594	3	8750	10	7108
21	666	2	11282	9	8705
20	738	1	17388	8	10405
19	811			7	12225
18	884			6	14177
17	958			5	16235
16	1032			4	18395
15	1107			3	20823
14	1182			2	24285
13	1296			1	31700

Tabel 2.1 Hoogtes van de lagen in het 31 en 19 lagen model voor deze case-studie. (# staat voor het nummer van de laag)

Hoofdstuk 3

Fysische parametrisaties

In dit hoofdstuk worden de modelbeschrijvingen voor verticale diffusie, convectie en condensatie behandeld. Indien het effect van deze processen op de modelvariabelen meegenomen moet worden is het nodig om deze processen uit te drukken in andere modelvariabelen omdat de schaal waarop de processen plaatsvindt kleiner is dan de grootte van het gebruikte rooster, dit heet fysische parametrisatie. Eerst zullen van verticale diffusie en van convectie twee verschillende methodes van parameteriseren worden aangegeven. In de komende hoofdstukken waarin de diverse runs beschreven worden, zullen deze verschillende parametrisaties naast elkaar worden gezet en vergeleken. Tenslotte zal in de laatste paragraaf de modellering van het condensatie proces worden uitgelegd.

§3.1 Beschrijving diffusieschema's

In deze paragraaf komt de parametrisatie van grenslaagmenging aanbod. Voor dit proces bestaan verscheidene parametrisaties, waaronder een lokaal diffusieschema (Louis 1979) en een niet-lokaal schema (Holtslag en Boville 1993). Lokaal en niet-lokaal verwijzen hier naar de manier waarop de turbulentie in de grenslaag wordt beschreven (zie hieronder).

Verticale diffusie zorgt voor de verticale menging van warmte, vocht en impuls door middel van turbulente processen. Deze verspreiding wordt beschreven door de volgende uitdrukking:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{\rho w' C'}}{\partial z} \quad 3.1$$

waarbij C een behouden grootte is, ρ de dichtheid en $\overline{w' C'}$ de turbulente flux van de desbetreffende grootte. Over deze turbulente flux kan alleen bij benadering iets gezegd worden.

§3.1.1 Het lokale diffusieschema

In het lokale diffusieschema wordt de turbulente flux benaderd door de verticale afgeleide van de desbetreffende grootte maal een diffusiecoëfficiënt K :

$$\overline{w' C'} = -K \frac{\partial C}{\partial z} \quad 3.2$$

Met K gegeven door de volgende uitdrukking:

$$K = l_c^2 S F_c(Ri) \quad 3.3$$

S staat hier voor de lokale verticale windschering en l_c voor een lengteschaal die onder andere afhangt van de hoogte z . $F_c(Ri)$ is een functie die afhangt van het gradiënt Richardsongetal. Alle gebruikte variabelen krijgen voor een zekere z hun lokale waarden, vandaar de naam lokaal diffusieschema. Voor informatie over de uitdrukkingen van S , l_c en $F_c(Ri)$ verwijs ik naar Roeckner et al. (1993).

In stabiele en neutrale grenslagen voldoet het lokale diffusieschema goed. Nadeel van het schema is dat droge convectie, het transport door middel van wervels ter grootte van de grenslaaghoogte, niet goed wordt meegenomen. In situaties waarin deze grootschalige wervels een belangrijke rol spelen, zoals in onstabiele grenslagen, kunnen de profielen van temperatuur en vocht niet correct gesimuleerd worden. Het effect van entrainment wordt eveneens niet meegenomen door het lokale diffusieschema.

§3.1.2 Het niet-lokale diffusieschema

In het niet-lokale schema wordt de invloed van niet-lokaal transport door grote turbulente eddies op het mengproces wel meegenomen door een andere keuze van K en met behulp van een niet-lokale transportterm γ_c :

$$\overline{w'C'} = -K\left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c\right) \quad 3.4$$

De niet-lokale transportterm hangt naast de grenslaaghoogte af van de oppervlakteflux van de desbetreffende grootte en diverse karakteristieke turbulente snelheidsschalen. In stabiele en neutrale grenslagen is γ_c verwaarloosbaar klein en lijkt het niet-lokale sluitingsschema over te gaan in het lokale schema; dit is slechts schijn aangezien K in het niet-lokale schema anders geformuleerd wordt:

$$K = \kappa w z \left(1 - \frac{z}{h}\right)^2 \quad 3.5$$

met κ de von Karman constante, w een karakteristieke turbulente snelheidsschaal, z de hoogte en h de grenslaaghoogte. Boven de grenslaag is K nul en aangezien hetzelfde geldt voor de niet-lokale transportterm wordt de verticale diffusie nul. Omdat alleen de niet-lokale transportterm gebonden is aan de grenslaag en het proces van verticale diffusie op zich ook boven de grenslaag voorkomt is er voor gekozen om in het niet-lokale schema boven de grenslaag de verticale diffusie te laten plaatsvinden door het lokale dif-

fusieschema. In Holtslag et al. (1995) kan over bovenstaand schema gedetailleerdere informatie worden verkregen.

De berekening van de in het model gebruikte grenslaaghoogte h wordt gemaakt met behulp van de volgende uitdrukking:

$$h-z_1 = \frac{Ri_{cr} \{ (u_h - u_1)^2 + (v_h - v_1)^2 + bu_*^2 \}}{(g/\Theta_1) (\Theta_{vh} - \Theta_1)} \quad 3.6$$

met Ri_{cr} het kritische bulk Richardsongetal met in het model de waarde 0.3, u en v de horizontale snelheid (met index h de snelheid op grenslaaghoogte en met index 1 de snelheid op de onderste modellaag), u_* de wrijvingssnelheid, z_1 de hoogte van de eerste modellaag, b een parameter met de waarde 100, g/Θ_1 de 'buoyancy parameter', Θ_{vh} de virtuele temperatuur op grenslaaghoogte en Θ_1 de potentiële temperatuur op de eerste modellaag (Vogelezang en Holtslag, 1996).

§3.2 Beschrijving van het convectieschema en de aanpassing

§3.2.1 Het convectieschema

Onderstaande uitleg over het convectieschema is bedoeld om een korte beschrijving van de parametrisatie van cumulusconvectie te geven, een gedetailleerde beschrijving is te vinden in Tiedtke (1989). Allereerst volgt een uitleg over de basisprincipes van het convectieschema in het algemeen, deze zal gevolgd worden door een specifiekere uitleg voor ondiepe convectie. Tenslotte zullen de aanpassingen van Siebesma en Cuypers (1995) op dit schema worden behandeld.

Convectie is op te delen in droge en natte convectie. De natte convectie wordt geparаметriséerd door het cumulusconvectieschema; droge convectie wordt niet apart gemodelleerd maar wordt bij de parametrisatie van verticale diffusie meegenomen. Het gebruikte natte convectieschema behoort tot de zogenoemde massafluxschema's. Massafluxschema's zijn niet-lokale schema's waarbij menging van lucht plaatsvindt tussen verscheidene modellagen. In het massafluxschema wordt onderscheid gemaakt tussen "wolkenlucht" en "omgevingslucht". In de wolk wordt aangenomen dat de lucht verzadigd is; buiten de wolk -in de omgeving- wordt verondersteld dat de waarden van de diverse variabelen gelijk zijn aan de gemiddelde waarden van de roostercel.

In een onstabiele situatie zal lucht gaan stijgen. In de parametrisatie wordt de massaflux vochtige stijgende lucht vastgelegd door de aanname dat er in de laag onder het 'Lifting

Condensation Level' (LCL, die hoogte waar een, van de oppervlakte omhooggestegen, luchtpakketje verzadigd raakt, oftewel de wolkenbasis) een vochtbalans geldt. Er kan net zoveel vocht omhoogstijgen als er door advectie en verdamping aan de grond wordt aangevoerd onder de wolkenbasis. Tijdens de stijgbeweging vindt er aan de randen van de wolk menging plaats van wolkenlucht met omgevingslucht door entrainment en detrainment. Op het moment dat de lucht niet meer convectief is (deze hoogte wordt gedefiniëerd als wol Kentop) vindt er volledige detrainment plaats van de omhooggestegen lucht: 85% in de laag waar de wol Kentop zich bevindt en 15% in de laag erboven. In de 31-lagen-versie van het model vindt deze volledige detrainment plaats over een dikte van 60 hPa, waarbij de hoeveelheid georganiseerde detrainment exponentieel afneemt.

In de parametrisatie wordt onderscheid gemaakt tussen diepe en ondiepe convectie. Het verschil zit voornamelijk in de aanname die gedaan wordt om de parametrisatie te sluiten. Bij diepe convectie bestaat de vochttoevoer onder de wolkenbasis voor het grootste gedeelte uit horizontale advectie. Bij ondiepe convectie is deze grootschalige aanvoer van vocht (bijna) verwaarloosbaar en wordt de toevoer hoofdzakelijk bepaald door verdamping aan het oppervlak. In de simulaties van 20 juni is de convectie ondiep, zodat de parametrisatie aan de hand van ondiepe convectie nader zal worden toegelicht.

Uitgangspunt voor het convectieschema vormen de advectievergelijkingen voor warmte, vocht en impuls. Onder de aanname dat de stijgbewegingen in de wolken stationair zijn krijgen deze vergelijkingen de volgende vorm:

$$\frac{\partial M_u}{\partial z} = E_u - D_u \quad 3.7$$

$$\frac{\partial M_u s_u}{\partial z} = E_u \bar{s} - D_u s_u + L \rho c_u \quad 3.8$$

$$\frac{\partial (M_u q_u)}{\partial z} = E_u \bar{q}_v - D_u q_{vu} - \bar{\rho} c_u \quad 3.9$$

$$\frac{\partial (M_u l)}{\partial z} = -D_u l + \bar{\rho} c_u - \bar{\rho} G_p \quad 3.10$$

Hierin is M de massaflux, E en D zijn respectievelijk de entrainment en detrainmentsnelheid per eenheidslengte, s de 'dry static energy', L de latente warmte, ρ de dichtheid van de lucht, c de netto hoeveelheid condensatie, q_v de hoeveelheid waterdamp, l de hoeveelheid vloeibaar water, $\bar{\rho} G_p$ de hoeveelheid vloeibaar water omgezet in regendruppels en u en v de horizontale snelheid in respectievelijk de x - en y -richting. De index u geeft aan dat het om fluxen in de opwaartse richting gaat ('updraft') en het middelingsstreepje duidt erop dat de waarde gemiddeld over de rooster cel genomen wordt.

Om deze set van vergelijkingen te kunnen integreren in de verticaal is er informatie nodig over de massaflux door de wolkenbasis en over de entrainment en detrainment van de luchtmassa. Zoals al eerder gezegd, wordt er met betrekking tot de massaflux door de wolkenbasis aangenomen dat er onder de wolkenbasis vochtbalans heerst:

$$[M_u(q_{vu} - \bar{q}_v)]_B = - \int_0^B \left[\vec{v}_h * \nabla \bar{q}_v + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}_v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\bar{\rho} \overline{w'q_v})_{tu}}{\partial z} \right] \bar{\rho} dz \quad 3.11$$

Hierbij is B de hoogte van de wolkenbasis. De eerste twee termen aan de rechterzijde van de vergelijking staan voor de hoeveelheid geadvecteerde waterdamp uit de omgeving (zowel horizontaal als door middel van subsidentie), de derde term betreft de vochttoevoer door verdamping uit de bodem omhooggetransporteerd door middel van turbulente fluxen. Bij ondiepe convectie is de derde term het grootst.

De entrainment en detrainmentsnelheid is te splitsen in twee delen: een georganiseerd en een turbulent deel. Het turbulente deel wordt evenredig aan de opwaartse massaflux genomen:

$$(E_u)_{\text{turbulent}} = \epsilon_u M_u, \quad (D_u)_{\text{turbulent}} = \delta_u M_u \quad 3.12$$

Hierin staan ϵ_u en δ_u respectievelijk voor de entrainment- en detrainmentsnelheid; de waarden hiervan zijn aan elkaar gelijk: $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. De waarden voor ϵ_u en δ_u zijn omgekeerd evenredig met de grootte van de wolkenstraal, waarbij voor elk type convectie een typische wolkenradius wordt bepaald (voor ondiepe convectie is deze typische wolkenradius ongeveer 700 meter) De georganiseerde entrainment wordt gelijkgesteld aan de door advection aangevoerde waterdamp op de hoogte waar de wolken zich bevinden:

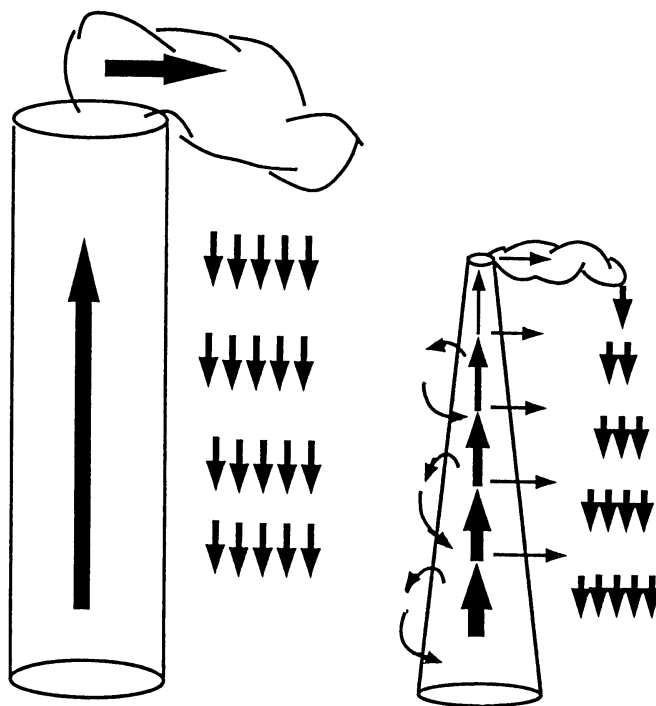
$$(E_u)_{\text{georganiseerd}} = - \frac{\bar{\rho}}{\bar{q}_v} \left[\vec{v}_h * \nabla \bar{q}_v + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}_v}{\partial z} \right] \quad 3.13$$

De georganiseerde detrainment vindt alleen plaats in de laag waar ook de wolken top zich bevindt; plus een klein gedeelte in de laag daarboven. Dit laatste om het effect van 'overshooting cumuli' te representeren. Door deze manier van parametriseren vindt er rond de wolken top een grote uitstroom van omhooggestegen lucht plaats.

§3.2.2 Aanpassing op het convectieschema

Op bovenstaand massafluxschema wordt door Siebesma en Cuypers (1995) en Siebesma en Holtslag (1996) een aanpassing aanbevolen. Vergelijkingsstudies met resultaten van een Large Eddy Simulationmodel suggereren dat de gebruikte waarden voor ϵ_u en

δ_u in typische ondiepe convectie omstandigheden veel te klein zijn. Kort gezegd komt de aanpassing erop neer dat de waarde van ϵ_u en δ_u een factor tien groter worden en dat de entrainment en detrainmentsnelheid niet meer gelijk zijn aan elkaar. Dit houdt in dat er tijdens het opwaartse transport al massa naar buiten lekt terwijl er in het oorspronkelijke schema alleen menging optreedt. Als gevolg vindt aan de top van de wolk een kleinere uitstroom plaats. Figuur 3.1 laat schematisch het verschil zien tussen de oorspronkelijke en de aangepaste versie van het massafluxschema.



Figuur 3.1 Schematische tekening van de verschillen tussen het oorspronkelijke (links) en het aangepaste (rechts) massafluxschema.

Voor deze eenvoudige aanpassing bestaat een fysische interpretatie. Bij gelijke detrainment en entrainmentsnelheden en grote georganiseerde detrainment aan de top wordt één wolkengroote representatief genomen voor het hele wolkenpectrum. Dit is een grove methode. Door de turbulente detrainmentsnelheid groter te maken dan de entrainmentsnelheid worden verscheidene wolkengrootten gerepresenteerd. De kolom stijgende lucht kan namelijk beschouwd worden als een verzameling smallere kolommen van verschillende hoogte. De turbulente entrainment en detrainment van deze smallere kolommen worden weer gelijk aan elkaar gesteld. Omdat de kolommen verschillend van hoogte zijn, vindt bij elke kolom op een andere hoogte de volledige uitstroom naar buiten plaats, zodat als naar het geheel van al deze kolommen samen wordt gekeken er meer detrainment dan entrainment plaatsvindt tijdens het stijgen. Een uitgebreidere beschrijving van bovenstaande aanpassing is te vinden in Siebesma en Holtslag (1996).

§3.3 Beschrijving van het condensatieschema

Voor wolkenvorming zijn de budgetvergelijkingen voor waterdamp (q_v) en vloeibaar water (q_l) belangrijk. Aangezien de meeste bewolking kleiner is in schaal dan de roosterafstand van het model, is wolkenvorming, oftewel condensatie, een proces dat geparametriseerd moet worden. Onderstaande parametrisatie is van de hand van Sundqvist (1978). Hierin wordt een roostercel opgesplitst in een bewolkt deel b en een onbewolkt deel $(1-b)$. De vergelijkingen voor waterdamp en vloeibaar water zijn dan als volgt:

$$\frac{\partial \bar{q}_v}{\partial t} = R(\bar{q}_v) - bC_c - (1-b)C_o + (1-b)E_o \quad 3.14$$

$$\frac{\partial \bar{q}_w}{\partial t} = R(\bar{q}_w) + bC_c + (1-b)C_o - bP_c \quad 3.15$$

met R de transportterm, C de condensatieterm van waterdamp of de verdampingsterm van vloeibaar water in de wolk, E de verdamping van neerslag en P de vorming van neerslag uit vloeibaar water in de wolk. Index c slaat op processen in het bewolkte deel en index o op processen in het onbewolkte deel.

Indien we aannemen dat in een wolk verzadiging geldt ten aanzien van de gemiddelde roostertemperatuur :

$$(q_v)_{\text{wolk}} = q_s(\bar{T}) \quad 3.16$$

terwijl de lucht buiten de wolk per definitie onverzadigd is, geldt voor q_v , gemiddeld over het rooster, het volgende verband:

$$\bar{q}_v = bq_s(\bar{T}) + (1-b)q_0 \quad 3.17$$

waarbij q_0 staat voor de mengverhouding waterdamp buiten de wolk. Bovenstaande vergelijking is om te schrijven naar een verband tussen de relatieve vochtigheid (r) en bewolking (b):

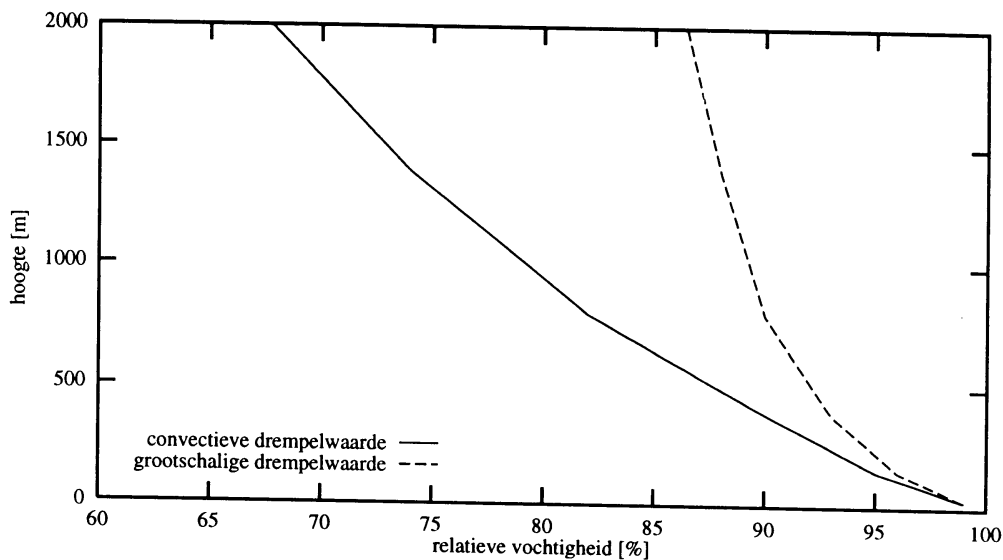
$$b = \frac{r - r_0}{1 - r_0} \quad \text{met } r = \frac{\bar{q}_v}{q_s(\bar{T})} \quad 3.18$$

met r_0 de relatieve vochtigheid in het onbewolkte gedeelte. Bovenstaande set van vergelijkingen wordt gesloten met uitdrukkingen voor zowel C_o als C_c , voor de preciese formulering hiervan verwijs ik naar Roeckner et al. (1993).

De waarde van r kan berekend worden met behulp van q_v en q_s en de waarde van r_0 moet gespecificeerd worden. De waarde van r_0 legt de drempelwaarde vast van de relatieve vochtigheid waarboven bewolking kan ontstaan. In de atmosfeer treedt condensatie op als de relatieve vochtigheid boven de 100% uitkomt, in het model is dit reeds

bij een lagere waarde het geval. Dit valt te begrijpen als men bedenkt dat de waarde voor de relatieve vochtigheid een gemiddelde is voor het hele rooster; 'plaatselijk' kan de relatieve vochtigheid boven de 100% komen zodat condensatie geoorloofd is. Indien de drempelwaarde r_0 is vastgelegd kan met behulp van vergelijking 3.18 worden bepaald hoeveel procent bewolking ontstaat; oftewel voor hoe groot gedeelte van het rooster mag worden aangenomen dat de relatieve vochtigheid boven de 100% uitkomt.

De waarde van r_0 is afhankelijk van de hoogte en de stabiliteit. In stabiele situaties is de drempelwaarde hoger dan in convectieve situaties. In een stabiele situatie zijn de horizontale verschillen in de verspreiding van waterdamp kleiner dan in een convectieve situatie waarin lokaal bekeken grote verschillen kunnen optreden. Door een lagere drempelwaarde wordt in zo'n geval een grotere afwijking van het gemiddelde toegestaan. In figuur 3.2 op de volgende bladzijde zijn de twee drempelwaarden uitgezet als functie van de hoogte. In het model wordt in het massafluxschema beslist of de situatie convectief of grootschalig is.



Figuur 3.2 *Grootschalige en convectieve drempelwaarden.*

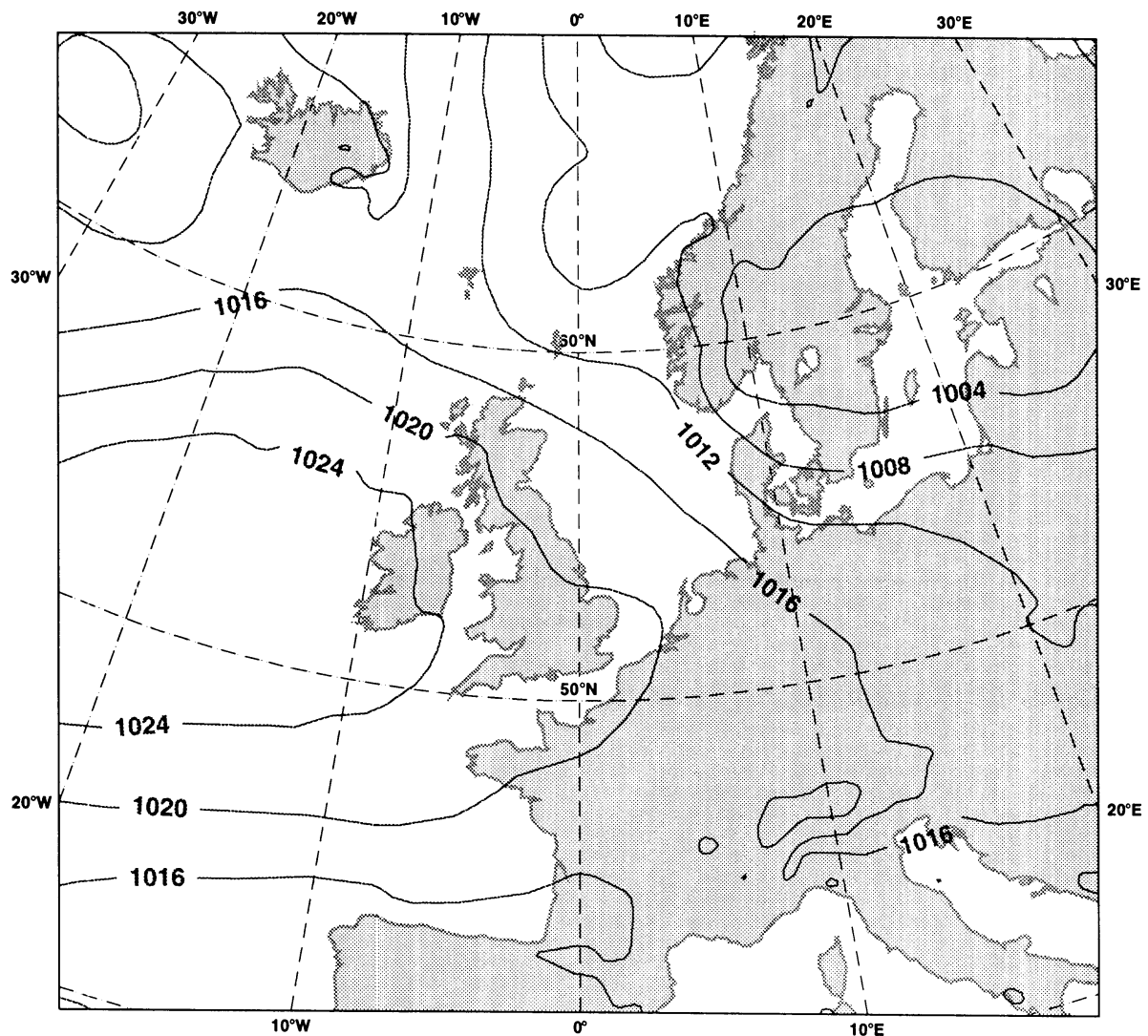
Hoofdstuk 4

De weersituatie op 20 juni 1993

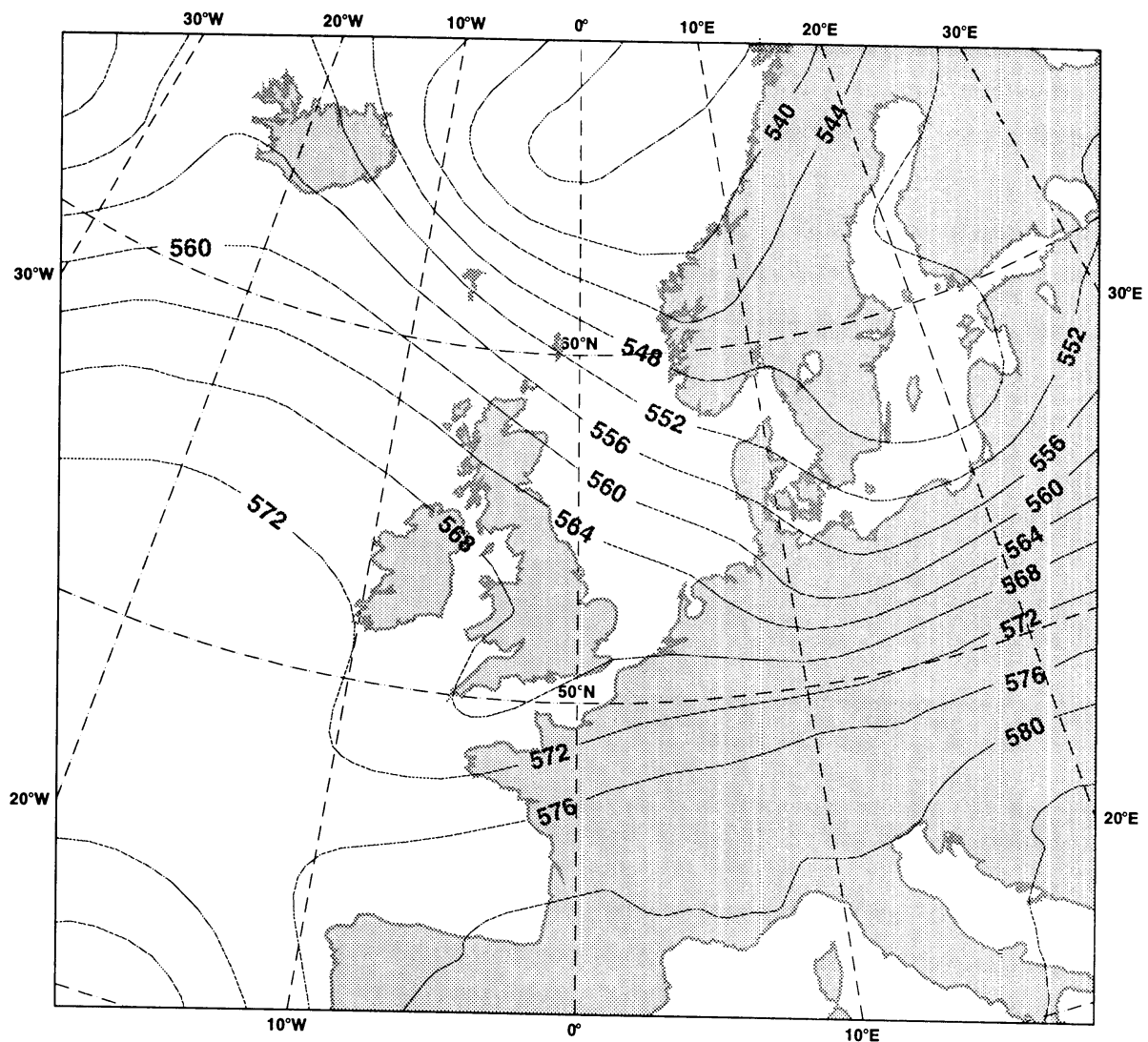
§4.1 Beschrijving van het weer

De naam van het soort bewolking op 20 juni 1993 geeft duidelijk aan hoe het weer op die dag in het kort omschreven kan worden: 'mooi-weer-wolken'.

Zoals in figuur 4.1 op het grondkaartje van 1200 UTC te zien is lag er een hogedrukgebied op de oceaan voor de kust van Ierland. Dit hogedrukgebied zorgde voor een westnoordwesten wind boven Nederland die in de grenslaag koude, vochtige lucht aanvoerde. In figuur 4.2, op de pagina hiernaast, is de hoogte van het 500 hPa vlak te zien.



Figuur 4.1 Grondkaartje met isobaren van 20 juni 1993 om 1200 UTC.

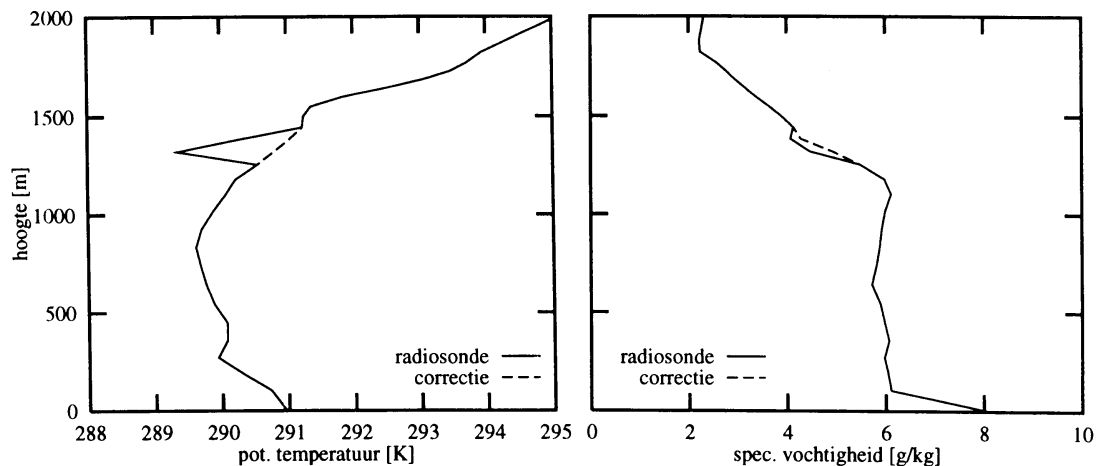


Figuur 4.2 Hoogte van het 500 hPa vlak op 20 juni 1993 om 1200 UTC.

In De Bilt bereikte de maximumtemperatuur op anderhalve meter hoogte een waarde van 19.6° C met een minimumtemperatuur 's nachts van 10.7° C. De windsnelheid was gemiddeld 6 m/s en de gemiddelde relatieve vochtigheidsgraad bedroeg 78%. Overdag was er gemiddeld tussen de 30 en de 40% bewolking.

In figuur 4.3 (op de volgende bladzijde) is het radiosondeprofiel te zien van 20 juni 1993 om 1200 UTC in de Bilt, zowel de specifieke vochtigheid als de potentiële temperatuur zijn uitgezet tegen de hoogte. Niet aangegeven zijn de onzekerheidsmarges in de metingen; deze bedragen enkele tienden Kelvin in de temperatuur en ongeveer 5% in de relatieve vochtigheid, dit levert enkele tienden grammen als fout in de specifieke vochtigheid op. De twee sterk afwijkende meetwaarden in het potentiële temperatuurprofiel op 1322 en 1386 meter zijn fysisch gezien niet realistisch. Ze worden hoogstwaarschijnlijk veroorzaakt door het verdampen van condens op de thermometer na het passeren van bewolking enkele tientallen meters lager. Het feit dat de maximale

relatieve vochtigheid gevonden wordt tussen de 1100 en de 1250 meter bevestigt dit vermoeden. Het radiosondeprofiel wordt hiervoor gecorrigeerd door deze twee meetwaarden niet te gebruiken en lineair te interpoleren tussen de meetpunten er direct boven en onder. Deze correctie in het temperatuurprofiel heeft ook een kleine correctie tot gevolg in de specifieke vochtigheid. In de rest van het verslag zal de modeluitvoer worden vergeleken met de gecorrigeerde profielen.

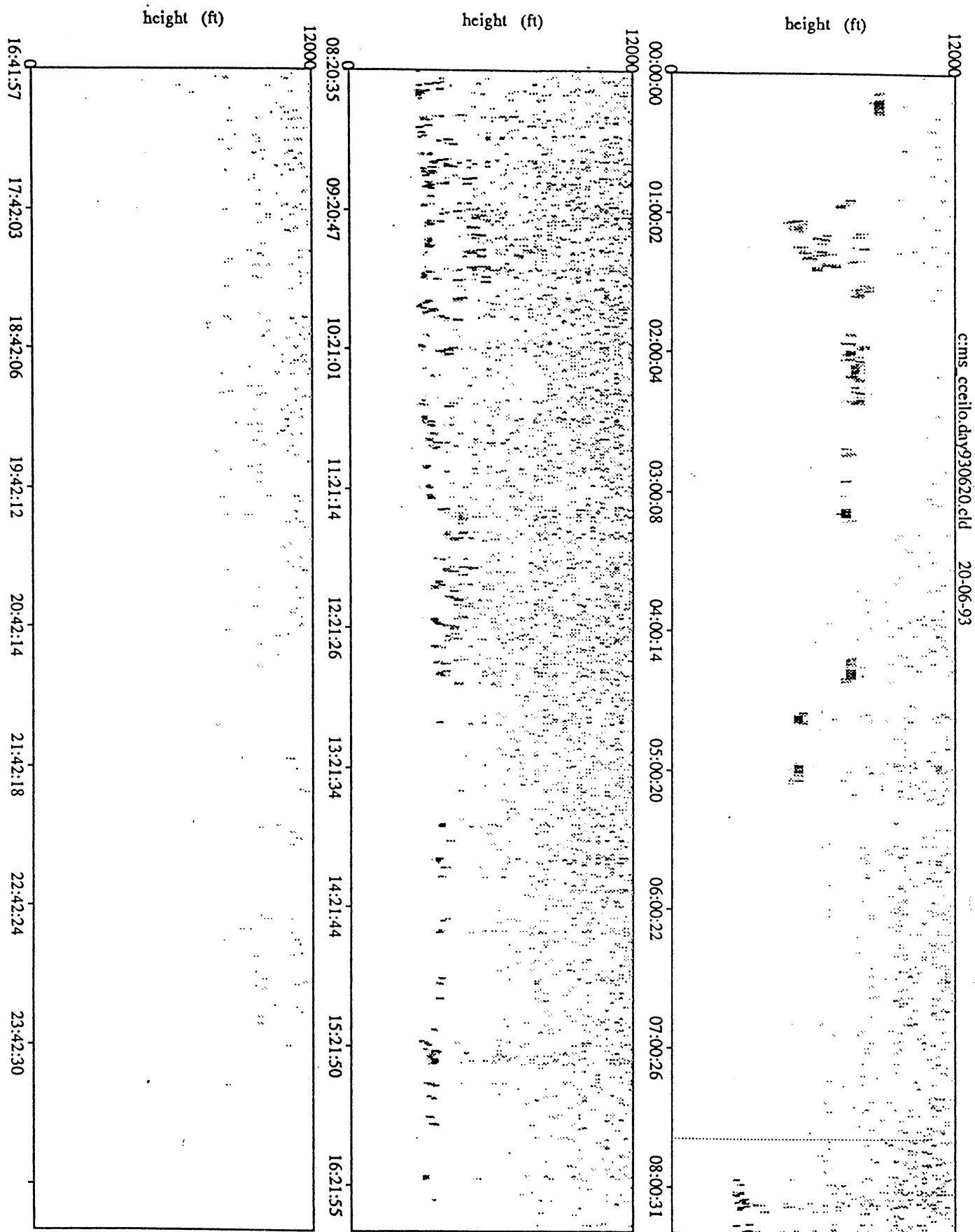


Figuur 4.3 *Radiosondeprofielen plus correctie van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC in De Bilt.*

De radiosonde laat een licht onstabiel profiel zien. Een stabiele laag boven de menglaag belemmert verder transport van vocht omhoog door middel van turbulente wervelingen zodat het vocht zich net onder die stabiele laag ophoopt. De entrainmentzone bevindt zich ruwweg geschat tussen de 1100 en de 1500 meter, wat een grenslaaghoogte oplevert rond de 1300 meter (Driedonks,1981) In deze zone vindt entrainment plaats van drogere lucht. Samen met convectie leidt dat tot een afwisselend proces van condensatie en verdamping van het beschikbare water. Bovenstaande situatie houdt de hele dag stand tot het moment dat de instraling van de zon aan het begin van de avond te laag is geworden om het convectieve proces aan de gang te houden.

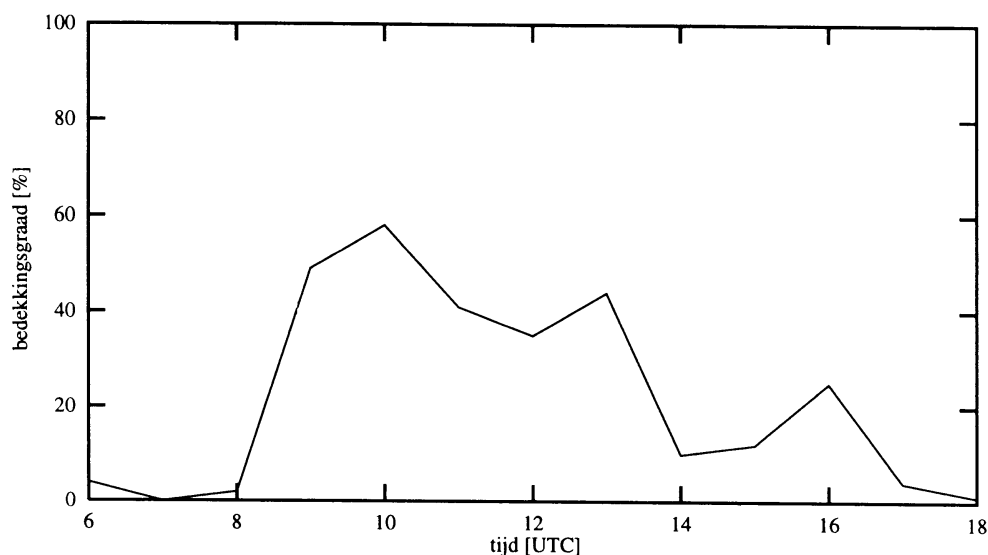
§4.2 Meetgegevens

Naast bovenstaande informatie over de algemene toestand van het weer zijn er extra gegevens beschikbaar met betrekking tot de bewolking. Deze data zijn verzameld en geanalyseerd in het kader van het TEBEX-project. Bij het gebruik van metingen voor de toetsing van modellen moet altijd rekening gehouden worden met een zekere onnauwkeurigheid. Metingen zijn momentane waarden van grootheden op een specifieke lokatie terwijl een model uitspraak doet over de gemiddelde waarde van deze grootheden (Driedonks,1981).



Figuur 4.4 Lidarmeting van 20 juni 1993 te Cabauw, met op de x-as de tijd (in UTC) en op de y-as de hoogte (in ft).

Met behulp van metingen door een ceilometer (een lidarinstrument) is de gemiddelde hoogte van de wolkenbasis bepaald. Deze lag tussen de 1000 en de 1500 meter. In figuur 4.4, op de vorige bladzijde, is de lidarmeting te zien, gemaakt in Cabauw op 20 juni tussen 0000 en 2400 UTC. De donkere vlekjes geven aan dat het door de lidar uitgezonden laserlichtsignaal is gereflecteerd door 'deeltjes' in de lucht, in dit geval wolkendruppeltjes. Door deze meetgegevens van de ceilometer te analyseren kunnen de bedekkingsgraad en de wolkengrootteverdeling worden bepaald. In figuur 4.5 zijn de uurlijkse waarden van de bedekkingsgraad te zien. De maximale hoeveelheid bewolking voor Cabauw was bijna 60%, de gemiddelde bedekkingsgraad overdag is ongeveer 30%. In figuur 4.4 en 4.5 is te zien dat de hoeveelheid bewolking voor 1200 UTC hoger is dan daarna: de convectieve situatie in de morgen stabiliseert gedurende de dag. Dit maakt dat de invloed van laterale advectie 's middags toeneemt.



Figuur 4.5 *Bedekkingsgraad op 20 juni 1993 te Cabauw.*

De meeste wolken waren niet groot van omvang: ruim de helft was 300 meter of kleiner in doorsnede en slechts een enkele wolk (rond de tien procent) was groter dan een kilometer. De synoptische gegevens uit De Bilt laten nagenoeg hetzelfde beeld zien; in tabel 4.1 staan de gegevens uit de synoptische waarnemingen met betrekking tot lage bewolking. In vergelijking met Cabauw ontstaat de bewolking in De Bilt eerder en blijkt de bewolking ook 's middags nadrukkelijker aanwezig. Verder ligt de hoogte van de wolkenbasis in de morgen lager dan in Cabauw.

tijd [UTC]	hoogte[m]	bewolgingsgraad [1/8]	
6.00	600	1	*Cumulus van geringe verticale afmeting en schijnbaar afgeplat. (bij 6.00 uur)
7.00	660	2	
8.00	750	4	
9.00	840	4	*Cumulus van middelgrote of aanzienlijke verticale afmeting, opbollend in de vorm van koepels of torens, al of niet vergezeld van andere Cumuluswolken of van Stratocumulus, alle met dezelfde basishoogte. (bij 7.00 tot en met 17.00 uur)
10.00	960	3	
11.00	1050	3	
12.00	1200	3	
13.00	1260	3	
14.00	1350	3	
15.00	1350	3	
16.00	1350	2	*Stratocumulus gevormd door het uitspreiden van Cumulus; Cumulus wolken dikwijls tegelijkertijd aanwezig. (bij 18.00 uur)
17.00	1350	1	
18.00	1350	1	

Tabel 4.1 *Overzicht van de synoptische gegevens over lage bewolking in De Bilt. Met "hoogte" wordt de hoogte van de wolkenbasis bedoeld. In de laatste kolom staan opmerkingen met betrekking tot de bewolking (letterlijke vertaling van codes gebruikt in het synoptisch rapport).*

Naast lidar-metingen zijn ook metingen met een omhoog gerichte infrarood 'radiometer' beschikbaar. Met deze infrarood radiometer is het mogelijk de stralingstemperatuur van de hemel te meten. Hieruit kan met behulp van de reeds verzamelde gegevens over de bedekkingsgraad de temperatuur van de wolkenbasis worden berekend. Voor 20 juni werd deze temperatuur bepaald op $7.0^{\circ} \text{C} \pm 0.5^{\circ} \text{C}$. Indien deze waarde van de temperatuur wordt uitgezet in het radiosondeprofiel (waarbij de temperatuur is omgerekend naar de potentiële temperatuur), blijkt dat de op die manier bepaalde wolkenhoogte goed overeenstemt met de wolkenhoogte bepaald uit de lidarmeting.

Satellietdata bevestigden het door de grondapparatuur gevonden resultaat. Aangezien de schaal van de bewolking (zowel verticaal als horizontaal) klein was, konden de satellietdata niet bijdragen tot een verfijning van het beeld met betrekking tot de bedekkingsgraad.

Hoofdstuk 5

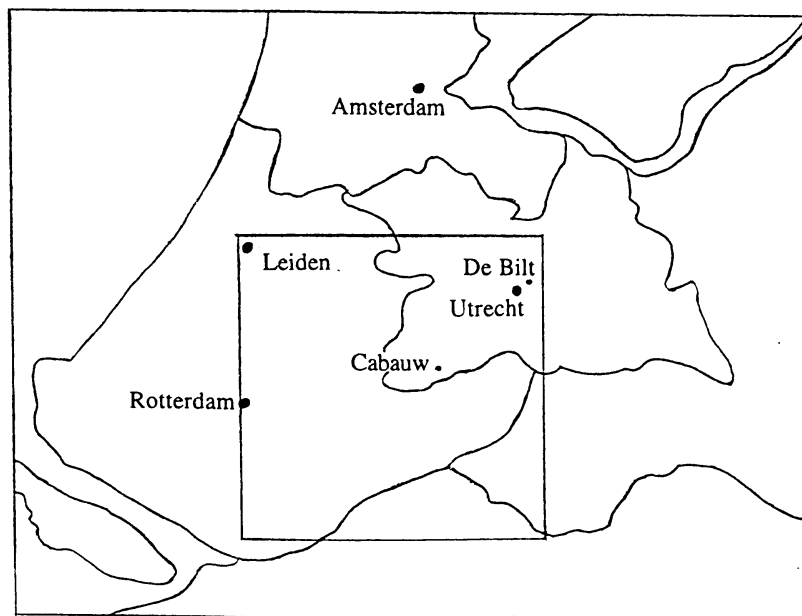
Simulatie met de standaardinstelling

In dit hoofdstuk wordt de uitvoer gepresenteerd van de simulatie met het éénkoloms model in de standaardinstelling ('standaardrun'). Met 'standaardinstelling' wordt de instelling bedoeld die overeenkomt met de instelling waarmee het 3D model gedraaid is. Deze run wordt beschreven om te laten zien wat een simulatie met het huidige drie-dimensionale model voor resultaten geeft zonder het model aan te passen voor de te simuleren dag.

§5.1 Instelling model

Een simulatie door het 3D model moet te reproduceren zijn met het 1D model, aangezien de kolom van het 1D model één kolom uit het 3D model representeert waaraan de beginvoorwaarden en de dynamische tendensen voor de prognostische variabelen uit het 3D model worden opgelegd. Alleen het feit dat u en v 'gestaggerd' zijn verhinderen een exacte reproductie.

Met de gebruikte standaardinstelling is het inderdaad mogelijk om met het 1D model, voor de desbetreffende kolom, de simulatie van 20 juni 1993 door het 3D model nauwkeurig na te bootsen. Door te onderzoeken of het 1D model in de standaardinstelling in staat is om 20 juni 1993 correct te simuleren kan dus tegelijkertijd iets gezegd worden over de geleverde prestaties van het 3D model.

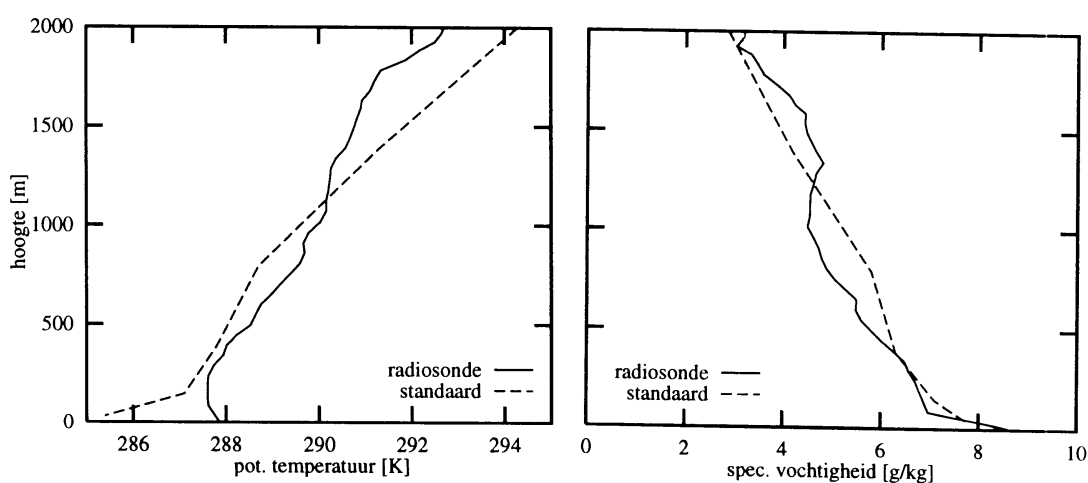


Figuur 5.1 *Locatie van de gebruikte kolom in het 1D model.*

Voordat een beschrijving gegeven zal worden van deze simulatie zal eerst de instelling van het model kort worden beschreven. De verticale resolutie van het 1D model is negentien lagen. Horizontaal beslaat één kolom een gebied van 50 bij 50 kilometer. De lokatie van de gebruikte kolom valt op de vorige bladzijde te zien in figuur 5.1, de exacte coördinaten van het centrum zijn $51^{\circ} 53'$ NB en $4^{\circ} 49'$ OL. De run loopt van 0600 UTC tot 1800 UTC. Er is voor gekozen om alleen overdag te simuleren, daar uit een langere run (van 1200 UTC op 19 juni tot 1800 UTC op 20 juni) bleek dat fouten in de simulatie van de situatie 's nachts een juiste simulatie van de processen overdag belemmerden. De grootte van de tijdstap waarmee wordt gerekend bedraagt 300 seconden. De dynamische tendensen, het startprofiel voor T , q_v , u en v en de startwaarde voor p_s worden opgelegd vanuit het 3D model. Het opleggen van de dynamische tendensen gebeurt elke tijdstap. Als diffusieschema wordt het lokale schema gebruikt en voor het convectieschema wordt het massafluxschema van Tiedtke (1989) toegepast. Het stralingsschema is afkomstig uit het ECHAM3 klimaatmodel. Dit wordt met een tweeuurlijkse frequentie toegepast, met tussentijdse aanpassing aan de veranderingen in de temperatuur en de zonshoogte. Voor een tussentijdse verandering in de bedekkingsgraad wordt niet gecorrigeerd. De oppervlaktefluxen voor de voelbare en latente warmte worden interactief door het model berekend. De waarde voor de albedo is 25% en de ruwheidslengte heeft een waarde van 0.52 meter in deze simulatie.

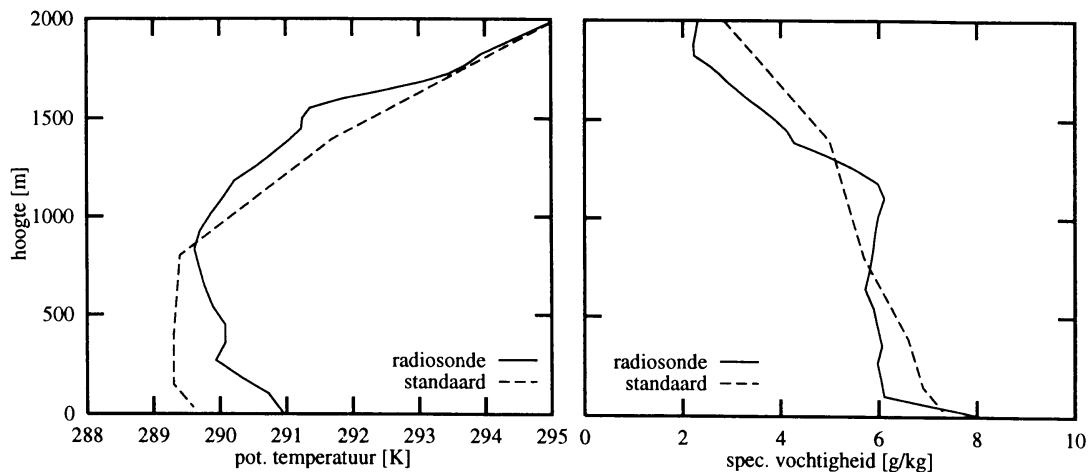
§5.2 Beschrijving simulatie standaardrun

De standaardrun van 20 juni produceert in het geheel geen bewolking. Aan de hand van de beschrijving van de profielen voor de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid in vergelijking met de radiosondeprofielen om 0600 UTC en 1200 UTC uit De Bilt zal worden aangegeven waarom in de simulatie geen wolkenvorming optreedt.



Figuur 5.2 Radiosonde- en standaardrunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 0600 UTC .

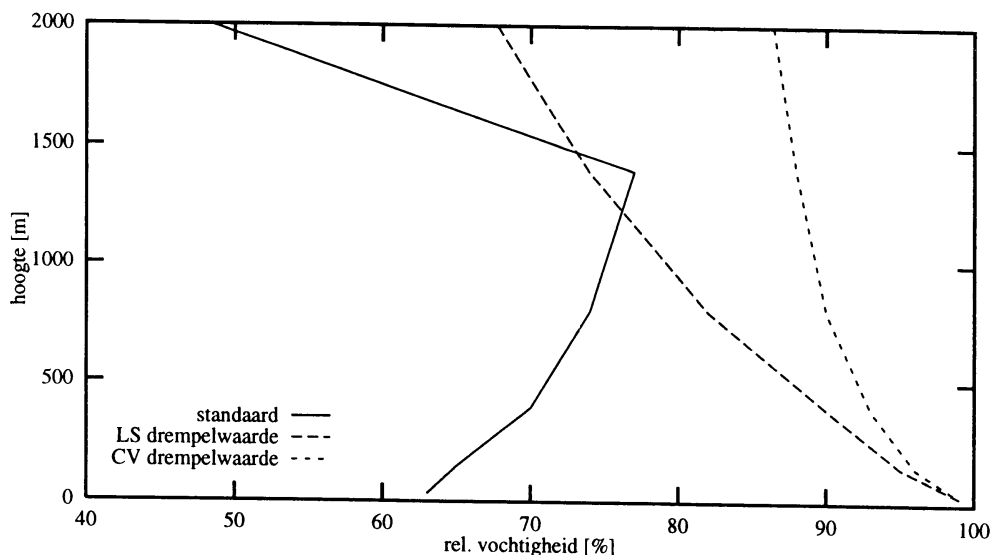
De potentiële temperatuur laat om 0600 UTC een profiel zien dat slechts gedeeltelijk overeenkomt met het beeld van de radiosonde. Onderin is het startprofiel te koud en boven de 1100 meter is het te warm. Het feit dat het startprofiel te koud is heeft ook gevolgen voor de stabiliteit: de radiosonde laat een onstabiele laag zien terwijl de standaardrun in de onderste lagen een stabiele situatie creëert. Het specifieke vochtigheidsprofiel is eveneens te zien in figuur 5.2. Onderin geeft de simulatie vrij goed resultaat, laag 16 is echter te vochtig en daarboven is het berekende profiel te droog.



Figuur 5.3 Radiosonde- en standaardrunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC.

In figuur 5.3 zijn de potentiële temperatuur- en specifieke vochtigheidsprofielen te zien om 1200 UTC. De standaardrun is wederom te koud onderin maar boven de 1600 meter komt de gesimuleerde temperatuur goed overeen met de radiosondemetingen. De gesimuleerde menglaag is in vergelijking met het radiosondeprofiel te ondiep. Het profiel van de specifieke vochtigheid is in de onderste honderden meters te vochtig en vervolgens tussen de 750 en de 1300 meter te droog, daarboven is weer teveel vocht aanwezig. De ophoping van vocht aan de top van de menglaag in het radiosondeprofiel wordt niet gesimuleerd.

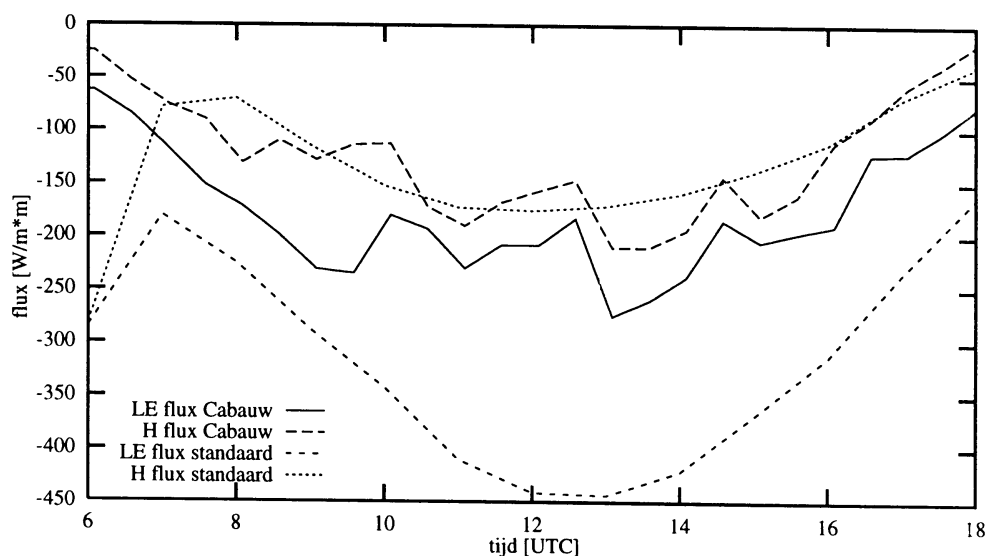
In figuur 5.4 is te zien waarom er op 1200 UTC geen bewolking optreedt in de standaardrun. Tot en met laag 16 is de relatieve vochtigheid te laag om via de convectieve drempelwaarde bewolking te genereren; de hoogte van de eventueel gevormde bewolking zou in dat geval te laag geweest zijn. Op de hoogte waar de relatieve vochtigheid groot genoeg is (laag 15), is de situatie niet convectief meer en geldt de grootschalige drempelwaarde. Voor de overige tijdstippen geldt hetzelfde verhaal: of de relatieve vochtigheid is niet hoog genoeg of de desbetreffende laag is niet convectief.



Figuur 5.4 *Relatieve vochtigheid om 1200 UTC samen met de grootschalige en convectieve drempelwaarde.*

§5.3 Beschrijving modelfluxen

Naast het bestuderen van de profielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid is het ook nuttig om de berekende oppervlaktefluxen in het model te bekijken in vergelijking met waargenomen fluxen. Hiervoor zijn de met de Bowenmethode bepaalde fluxen gekozen. De latente warmte en voelbare warmteflux worden in deze methode met behulp van de bodemwarmteflux, de temperatuur en specifieke vochtigheidsgraad aan het oppervlak uit de netto kortgolvlige straling berekend. Meetgegevens van de benodigde grootheden komen uit de dataset van de meetmast in Cabauw. In figuur 5.5 zijn de modelfluxen en de gemeten fluxen uitgezet voor zowel de latente als de voelbare warmte. Allereerst valt op dat de modelflux voor de latente warmte



Figuur 5.5 *Gemeten en in het model berekende fluxen voor de voelbare en latente warmte.*

veel groter is dan de gemeten flux. Verder is te zien dat de som van de twee fluxen uit het model eveneens groter is dan de som van de gemeten fluxen. Tenslotte valt op dat de startwaarde van de fluxen uit het model te groot zijn. Dit laatste wordt veroorzaakt doordat de berekening van de fluxen in het model worden opgestart met klimatologische waarden voor bepaalde grootheden. Aanpassing aan de situatie van de te simuleren dag vergt enige tijdstappen maar heeft vervolgens geen invloed meer op de verdere berekening. Dat de som van beide fluxen groter is in het model dan bij de metingen is verklaarbaar uit het feit dat de som van de oppervlaktefluxen (afgezien van de bodemwarmteflux) geheel bepaald wordt door de netto straling. Deze is in het model hoger (gemiddeld ongeveer 150 W/m^2) dan bij de metingen zodat het totaal van de beide fluxen ook groter is. De oorzaak waarom de latente warmteflux in het bijzonder te hoog is, is moeilijk te achterhalen, onder meer speelt de waarde van het bodemvocht in de grond een rol. Verder heeft ook de grootte van de ruwheidslengte invloed.

Gevolg van de te hoge latente warmteflux is dat het grenslaagprofiel onderin te vochtig is. Een te lage voelbare warmteflux speelt een rol in een te lage temperatuur in de grenslaag en draagt bij aan de hoogte van de grenslaag zelf. Hoe groter de voelbare warmteflux hoe hoger de grenslaag. Nu legt het model de top van de grenslaag rond de 1150 meter, terwijl 300 meter hoger realistischer is.

Conclusie is dat het model de profielen niet realistisch genoeg simuleert. De gebruikte resolutie in het negentien lagen model is te grof om de gevraagde kenmerken van de profielen te simuleren. Het verhogen van de resolutie is dan ook een belangrijke aanpassing die nodig is om de simulatie te kunnen verbeteren. Verder hebben de waarden van de oppervlaktefluxen verbetering nodig. Juiste orde grootte van de waarden voor deze fluxen zijn belangrijk, aangezien de oppervlaktefluxen een aanzienlijke invloed hebben op de profielen in de grenslaag en op de hoogte van de grenslaag zelf. Onderzocht moet worden in hoeverre het opstarten van het model, met een stabiel profiel dan gemeten, invloed heeft op de profielen later op de dag. Tenslotte moet de rol van de twee mengschema's bekeken worden. In de huidige situatie is het convectieschema nog te hoog actief, terwijl het gebruikte lokale diffusieschema juist niet hoog genoeg doormengt.

Hoofdstuk 6

Simulatie met de referentie-instelling

§6.1 Referentie-instelling

In dit hoofdstuk zal de simulatie worden gedefinieerd en beschreven die als referentie wordt gebruikt voor de overige runs ('referentierun'). De referentierun van 20 juni 1993 wordt verkregen door het éénkolommodel te runnen met de volgende instelling:

- * 31 lagen in de verticaal
- * tijdstapgrootte van 300 seconden
- * voorgeschreven oppervlakte fluxen (uit de Bowenmethode)
- * voorgeschreven, gladgestreken, advectietermen uit het 3D model; zonder horizontale diffusie
- * startprofiel verkregen uit de radiosonde van 20 juni 1993 om 06.00 UTC in de Bilt
- * Morcrette stralingsschema (ECHAM4)
- * niet-lokaal diffusieschema met niet-lokale transportterm (Holtslag en Boville, 1993)
- * aangepaste versie convectieschema van Tiedtke (Siebesma en Cuijpers, 1995)
- * geen (terug)koppeling tussen straling en bewolking
- * albedo van 25% en een ruwheidslengte van 0.2 meter (zoals geldig voor Cabauw en omgeving voor de desbetreffende windrichting)

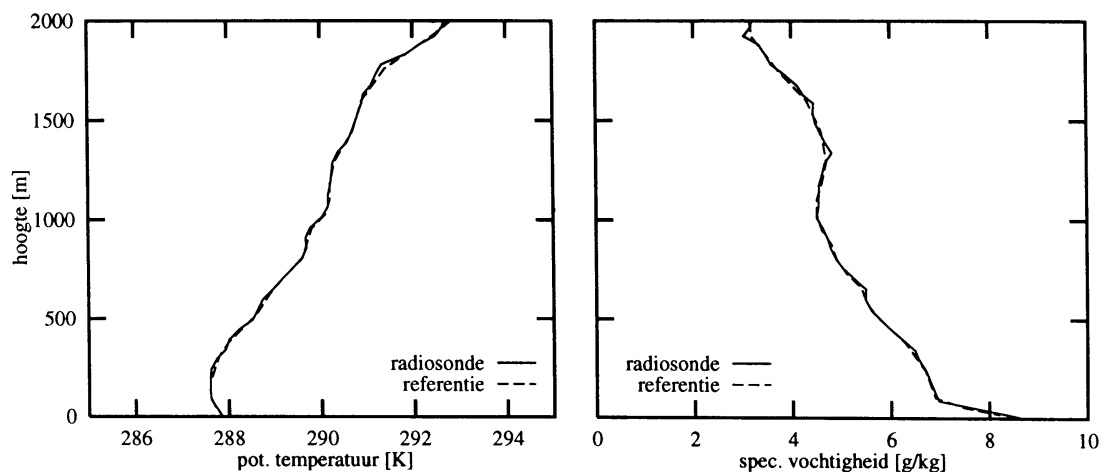
Over het convectieschema en het diffusieschema is een uitleg gegeven in hfdst 3. Over de rest van de referentie-instelling volgt hieronder een beknopte toelichting.

De resolutie in de verticaal beslaat 31 lagen. De onderste laag (#31) ligt op 30 meter en de bovenste laag (#1) reikt tot onderin de stratosfeer, rond de zeventien kilometer. In de onderste twee kilometer, daar waar de grootste detaillering gewenst is, is de resolutie van de lagen het hoogst, de gemiddelde laagdikte is hier ongeveer 100 meter. Voor een overzicht van de hoogtes van de lagen, zie tabel 2.1

De halfuurlijkse waarden van de voorgeschreven fluxen voor de voelbare warmte en de latente warmte worden met behulp van de Bowenmethode bepaald uit de dataset van de meetmast in Cabauw voor 20 juni 1993. De bodemflux wordt niet apart voorgeschreven en krijgt de waarde nul. Aangezien de simulatieperiode slechts twaalf uur bedraagt is de invloed hiervan verwaarloosbaar. De fluxen worden lineair geïnterpoleerd naar vijfminuten-waarden zodat ze elke tijdstap kunnen worden voorgeschreven.

De benodigde advectionstermen voor T , q , u en v worden gehaald uit het 3D model. Het gaat hierbij om de dynamische tendensen zonder horizontale diffusie (hdj-term). In het 31-lagen-model is het namelijk alleen mogelijk de dynamische tendensen vóór de berekeningen van de fysica aan te bieden. Omdat de hdj-term in het 3D model na de berekening van de diverse fysicaonderdelen bepaald wordt en het onwenselijk is om de hdj-term voor het fysicagedeelte op te leggen, is er voor gekozen om de hdj-term in zijn geheel weg te laten. De invloed van het weglaten van deze term wordt bekeken in de simulatie met een lagere resolutie (hfdst 7). De voorgeschreven advectionstermen zijn lineair geïnterpoleerd (met behoud van massa) van 19 naar 31 lagen en vervolgens gladgestreken met behulp van een 'running mean' van een uur, dit laatste is nodig om oscillaties, ontstaan in de tendensen in het 3D model, glad te strijken.

Het model wordt opgestart met beginprofielen voor T , q_v , u en v . De waarden voor deze beginprofielen worden verkregen door lineaire interpolatie (met behoud van massa) van de radiosondeprofielen van 20 juni om 0600 UTC in de Bilt. In figuur 6.1 zijn de radiosonde- en startprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid te zien.



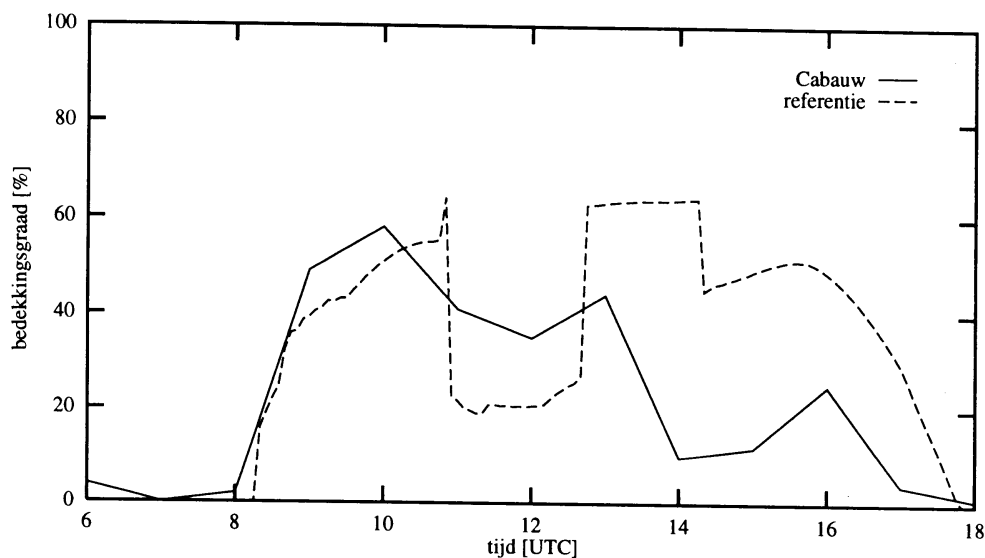
Figuur 6.1 *Radiosonde- en startprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 0600 UTC.*

Als stralingsschema wordt het Morcrette stralingsschema gebruikt (Morcrette, 1989). Dit schema wordt eens per half uur aangeroepen, in de tussenliggende tijdstappen wordt wel elke tijdstap gecorrigeerd voor de veranderde zonshoogte en temperatuur. Deze lagere aanroep frequentie is geoorloofd omdat de totale hoeveelheid ontvangen straling gelijk is aan de ontvangen hoeveelheid bij een frequentie van één tijdstap en omdat de grootste onnauwkeurigheid per tijdstap maximaal twee procent bedraagt. In het 3D model wordt de straling eens in de twee uur uitgerekend.

De koppeling tussen de bewolking en de straling is uitgezet omdat met die koppeling ongewenste effecten bleken op te treden. Nadere uitleg en beschrijving van het probleem volgt in hoofdstuk 13. Fysisch gezien heeft de ontkoppeling een te verwaarlozen invloed omdat de hoeveelheid straling maar twee processen in het model beïnvloedt: de temperatuur in de atmosfeer en de oppervlakte fluxen. De oppervlaktefluxen worden voor 20 juni voorgeschreven en de bijdrage van de totale straling maakt slechts enkele procenten uit van de totale bijdrage van de fysica aan een temperatuurverandering.

§6.2 Beschrijving van de gesimuleerde bewolking

In de referentie-instelling genereert het model bewolking. In figuur 6.2 en 6.3 (op de volgende bladzijde) zijn respectievelijk de hoeveelheid bewolking en de hoogte van de wolkenlaag te zien.

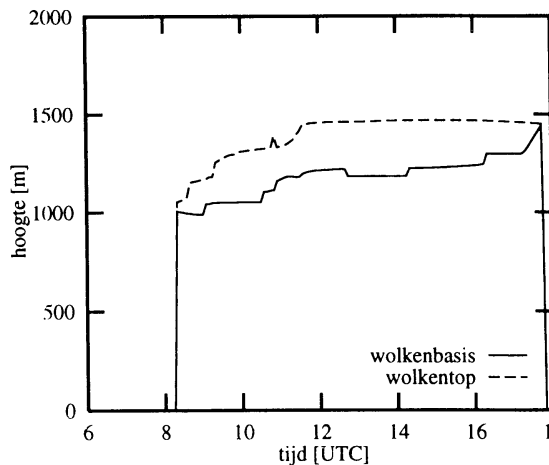


Figuur 6.2 *Bedekkingsgraad.*

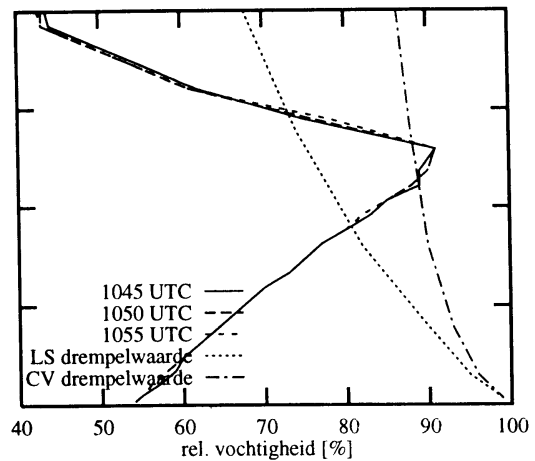
Indien de modelgegevens vergeleken worden met de meetgegevens die beschikbaar zijn uit Cabauw en de Bilt (zie tabel 4.1) blijkt de hoeveelheid bewolking 's morgens correct gesimuleerd te worden. Rond 1200 UTC is de bedekkingsgraad in de simulatie aan de lage kant om vervolgens na 1300 UTC te hoog te zijn. Wel juist gesimuleerd wordt het beeld dat de bewolking 's morgens vroeg ontstaat als de hoeveelheid zonnestraling toeneemt en weer verdwijnt als de instraling te laag is geworden. De gesimuleerde wolkenbasis komt overeen met de uit metingen bepaalde waarde. De wolkendikte komt met een gemiddelde waarde van 250 à 300 meter goed overeen met de waarnemingen.

De plotselinge dalingen in de bedekkingsgraad rond 1100, 1300 en 1400 UTC vindt zijn oorzaak in het condensatieschema. Zoals uitgelegd in §3.3 hangt de drempelwaarde

waarboven condensatie optreedt af van de stabiliteit. Bij een zelfde relatieve vochtigheid wordt in een convectieve situatie meer bewolking gecreëerd dan in een stabiele



Figuur 6.3 Hoogte van de wolkenbasis en wolkentop.



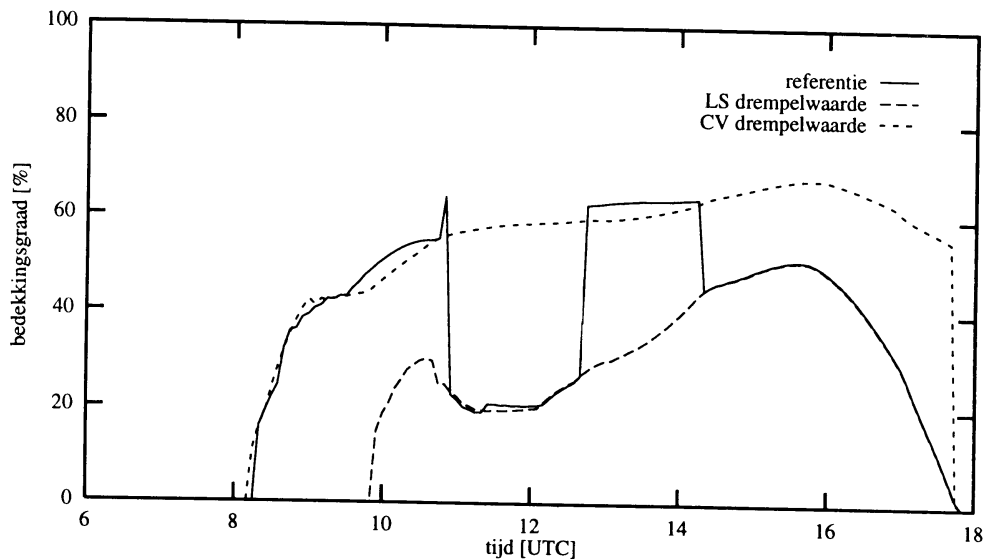
Figuur 6.4 Relatieve vochtigheid op drie opeenvolgende tijdstippen. Te zien is dat de relatieve vochtigheid nauwelijks verandert terwijl de bedekkingsgraad (zie figuur 6.2) een daling vertoont.

situatie. Indien het model van de ene tijdstap op de andere de keuze voor een bepaalde drempelwaarde verandert, heeft dat gevolgen voor de hoeveelheid bewolking. Figuur 6.4 en tabel 6.1 illustreren dit. Te zien is dat de relatieve vochtigheid op drie opeenvolgende tijdstappen in de lagen 13 en 14 nauwelijks verandert. De hoeveelheid bewolking in de lagen verschilt daarentegen behoorlijk. Dit verschil wordt veroorzaakt door de keuze voor de verschillende drempelwaarden.

tijdstap	tijdstip	rel. vochtigheid	bedekkingsgraad	profielkeuze
57	1045	91%	26%	LS
		89%	55%	CV
58	1050	91%	64%	CV
		90%	55%	CV
59	1055	91%	23%	LS
		90%	6%	LS

Tabel 6.1 Overzicht van de gegevens met betrekking tot het condensatieproces. LS in de laatste kolom staat voor grootschalige drempelwaarde en CV voor convectieve drempelwaarde, verder worden de gegevens van laag 13 eerst genoemd en vervolgens die van laag 14.

In figuur 6.5 (op de volgende bladzijde) is de bedekkingsgraad te zien die ontstaat indien de bewolking gevormd wordt via de grootschalige of de convectieve drempelwaarde. Met behulp van deze figuur is te bepalen wanneer in de referentierun de bewolking gevormd wordt door de convectieve of de grootschalige drempelwaarde. Het komt met het lidarbeeld (fig.4.3) overeen dat in de ochtend de bewolking gevormd

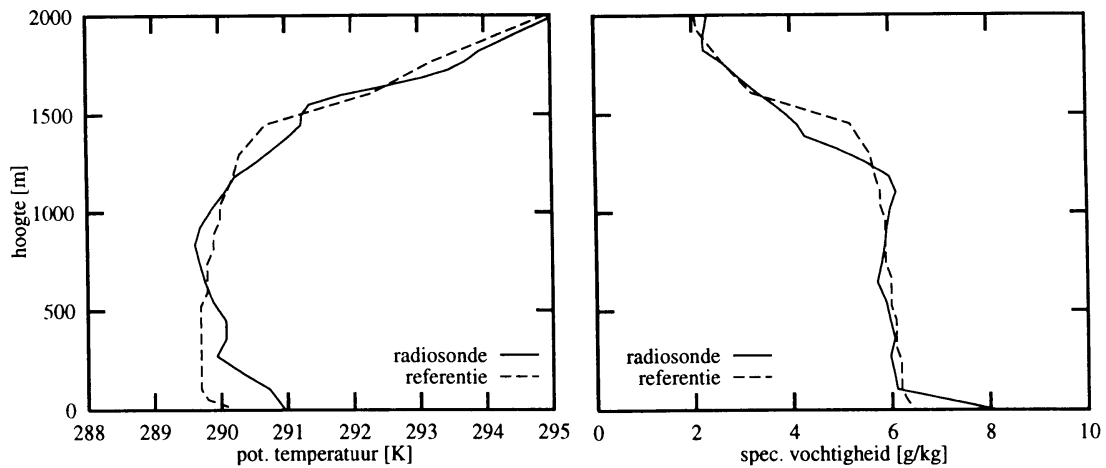


Figuur 6.5 Bedekkingsgraad gevormd via de grootschalige of de convectieve drempelwaarde. Ter vergelijking is de bedekkingsgraad uit de referentierun bijgevoegd.

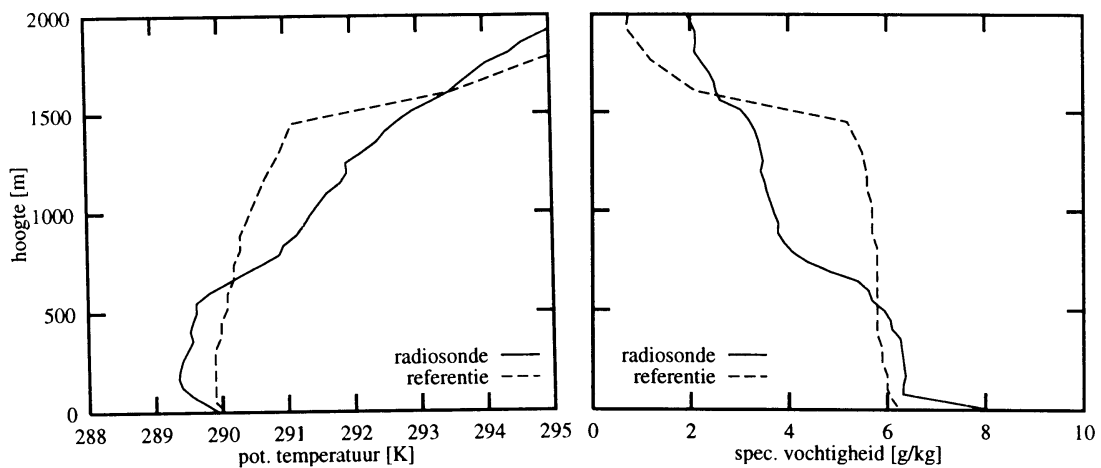
wordt met de convectieve drempelwaarde terwijl aan het eind van de middag hiervoor de grootschalige drempelwaarde gekozen wordt. Overigens is het door de drempelwaarden aan te passen, mogelijk om de hoeveelheid ontstane bewolking te "tunen". Door de convectieve drempelwaarde in deze simulatie te verhogen zal de hoeveelheid gegenereerde bewolking dalen. De correcte hoeveelheid bewolking is echter niet door 'tuning' van de drempelwaarden alleen te verkrijgen. In dat geval zou het condensatieprofiel voor 20 juni 1993 af moeten hangen van de tijd. Correctie van de te hoge bedekkingsgraad moet ook gezocht worden in het verbeteren van de potentiële temperatuur- en specifieke vochtigheidsprofielen op de hoogte waar de bewolking zich bevindt. In figuur 6.6 te zien is dat de profielen op die hoogte te vochtig en te koud zijn, dit leidt beide tot een hogere relatieve vochtigheid.

§6.3 Beschrijving profielen referentierun

In figuur 6.6 (op de volgende bladzijde) staan van zowel de simulatie als de radiosonde het potentiële temperatuur- en specifieke vochtigheidsprofiel van 1200 UTC uitgezet tegen de hoogte. Voor beide profielen geldt dat ze goed overeenkomen met de radiosonde. In de onderste lagen vertonen zowel de specifieke vochtigheid als de potentiële temperatuur enige afwijkingen (respectievelijk 2 g/kg en 1K) in vergelijking met de radiosondeprofielen; de gebruikte parametrisaties zijn nog niet voldoende nauwkeurig genoeg om dergelijke details correct te kunnen simuleren. Verder wordt het vocht en de temperatuur te hoog doorgemengd, dit is voornamelijk goed zichtbaar in het specifieke vochtigheidsprofiel.



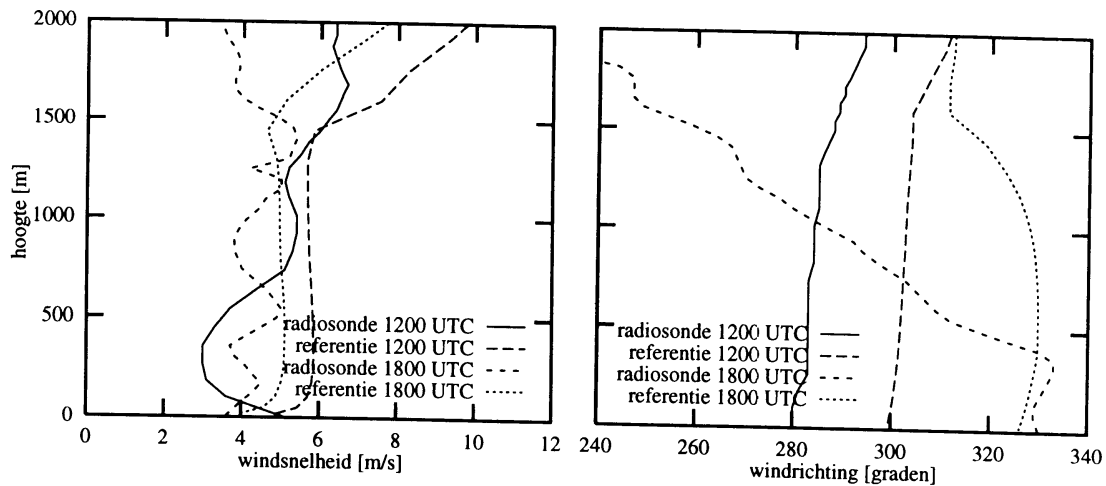
Figuur 6.6 Radiosonde- en referentieprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC.



Figuur 6.7 Radiosonde- en referentieprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1800 UTC.

In figuur 6.7 staan voor 1800 UTC de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid uitgezet tegen de hoogte. Beide gesimuleerde profielen zijn om dezelfde reden niet correct. Het radiosondeprofiel laat een ingezakte grenslaag zien waarbij alleen de onderste 500 meter van het profiel doorgemengd is; het model houdt het opgebouwde profiel in stand. De reden hiervoor moet gezocht worden in de advectietermen aangezien alleen advectie de oorzaak kan zijn van een vroegtijdige afbraak van de bovenste helft van de grenslaag. De hieronder behandelde figuren 6.8 en 6.9 bevestigen dit.

In figuur 6.8 staan voor 1200 en 1800 UTC de windsnelheid uitgezet tegen de hoogte. In beide profielen laat de windsnelheid boven de 1500 meter grote afwijkingen zien ten opzichte van de radiosondeprofielen. Daarnaast wordt om 1200 UTC de windsnelheid, afgezien van de onderste 750 meter, correct gesimuleerd. Om 1800 UTC is de gemid-



Figuur 6.8 Radiosonde- en referentie-profielen van de windsnelheid om 1200 en 1800 UTC.

Figuur 6.9 Radiosonde- en referentie-profielen van de windrichting om 1200 en 1800 UTC.

delde snelheid over het grenslaag profiel beter in overeenstemming met de radiosonde dan om 1200 UTC. Het feit dat er op diverse hoogtes afwijkingen (maximaal 1m/s) zijn tussen de radiosonde en de simulatie is voor een deel te wijten aan het momentane en lokale karakter van de radiosondemeting. In figuur 6.9 staan de windrichtingsprofielen op beide tijdstippen uitgezet tegen de radiosondeprofielen. Om twaalf uur heeft de windrichting in de simulatie een consequente afwijking van 20 graden maar is voor het overige correct. Dit in tegenstelling tot het profiel om 1800 UTC waarvan alleen de onderste 500 meter juist is. Het feit dat boven de 500 meter de wind in het radiosondeprofiel binnen een kilometer 60 graden krimpt verklaart de afbraak van de grenslaag in figuur 6.7 ; kennelijk zijn de eigenschappen met betrekking tot temperatuur en vocht van de uit die hoek geadveteerde lucht anders. Het model faalt om deze verandering in windrichting en advectie te simuleren.

§6.4 Overzicht beschreven simulaties

In de hoofdstukken hierna zal telkens één parameter in de instelling worden aangepast om het effect van deze verandering te onderzoeken. Om overzicht te geven over deze verschillende simulaties staan in tabel 6.2 van alle runs op een rijtje in welk hoofdstuk ze aan de orde komen en hoe de gebruikte instelling eruit ziet. De namen van de runs zoals ze in de tabel staan worden ook gebruikt in de tekst.

naam run	hoofd stk #	# la- gen	advec- tieterm	hdj- term	beginpro- fiel 3	flux 4	convec- tie 5	diffu- sie 6	stra- ling 7
standaardrun	5	19	+ 1	+	3D	B	T	L	E
referentierun	6	31	+	-	R	W	T*	NL	M
l. resolutierun	7	19	+	-	R	W	T*	NL	M
hdj-termrun	7	19	+ 1	+	R	W	T*	NL	M
advectierun	8	31	+ 2	-	R	W	T*	NL	M
dynamicarun	8	31	+	-	R	-	-	-	-
fysicarun	8	31	-	-	R	W	T*	NL	M
3Drun	9	31	+	-	3D	W	T*	NL	M
convectierun	10	31	+	-	R	W	T	NL	M
diffusierun	11	31	+	-	R	W	T*	L	M
fluxrun	12	31	+	-	R	B	T*	NL	M
stralingsrun	13	31	+	-	R	W	T*	NL	E

Tabel 6.2 *Overzicht van de modelinstellingen van de beschreven simulaties.*

1) *de advectionstermen zijn niet gladgestreken*

2) *de advectionstermen zijn constant genomen gedurende de simulatieperiode*

3) *3D = beginprofiel uit het 3D model*

R = radiosondemeting als beginprofiel

4) *B = berekende fluxen*

W = opgelegde fluxen

5) *T = convectieschema van Tiedtke*

T = aangepaste convectieschema*

6) *L = lokaal diffusieschema*

NL = niet-lokaal diffusieschema

7) *E = ECHAM3 stralingsschema*

M = Morcrette stralingsschema

De plussen en de minnen geven respectievelijk aan of de desbetreffende term wel of niet wordt meegenomen.

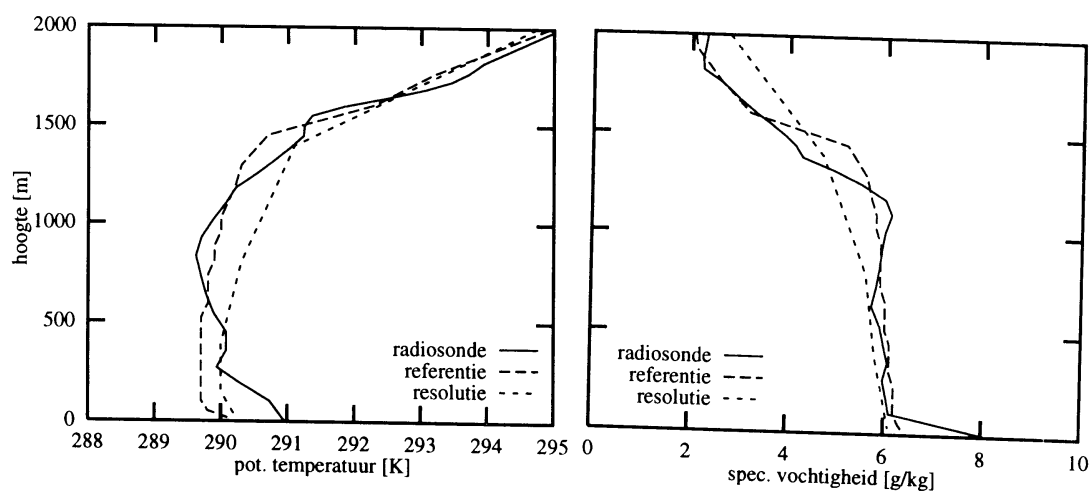
Hoofdstuk 7

Simulatie met lagere resolutie

Om te onderzoeken in hoeverre resolutie een beperkende factor is bij de simulatie van 20 juni 1993, wordt in dit hoofdstuk een run besproken waarbij in vergelijking met de referentierun de resolutie is teruggebracht naar 19 lagen ('lage resolutierun'). Allereerst zullen van deze lage resolutierun de profielen worden besproken. Hieruit zal blijken dat de resolutie een belangrijke rol speelt in het verkrijgen van de juiste simulatie. Vervolgens zullen de resultaten worden gepresenteerd van het onderzoek naar de rol van de hdj -term.

§7.1 Beschrijving simulatie lage resolutierun

De simulatie met de lagere resolutie geeft een slechter resultaat dan de referentierun. In figuur 7.1 staan de specifieke vochtigheid- en de potentiële temperatuurprofielen van de lage resolutierun om 1200 UTC uitgezet tegen de hoogte. Om de vergelijking te vergemakkelijken zijn naast de radiosondeprofielen ook de profielen van de referentie- en de standaardrun in de figuur uitgezet. De potentiële temperatuur is in de grenslaag te hoog



Figuur 7.1 Radiosonde- en lage resolutierunprofiel van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC. Ter vergelijking is het referentieprofiel ook afgebeeld.

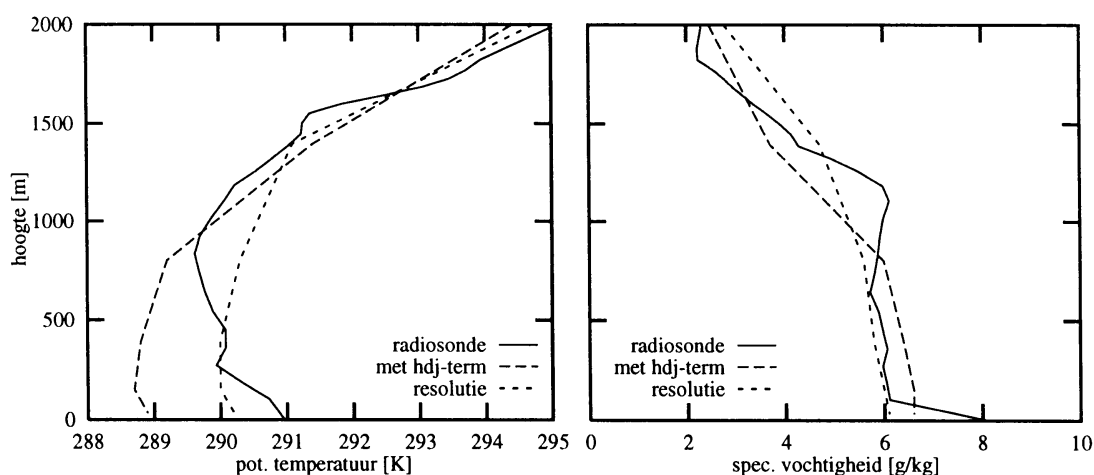
zowel ten opzichte van de referentierun als de radiosonde. De specifieke vochtigheid is ten opzichte van beide lager en vertoont geen ophoping in de bovenste laag van de menglaag. De berekende grenslaaghoogte is vergelijkbaar met die in de referentierun, de grootste afwijking bedraagt 100 meter. In vergelijking met de standaardrun is de simulatie verbeterd. Hieruit kunnen twee dingen geconcludeerd worden. Ten eerste

heeft de resolutieverhoging een positief effect op de simulatie, met name in de detaillering van de profielen. Ten tweede is het falen van de simulatie in de standaardinstelling niet alléén te wijten aan de te grove resolutie.

In de run met lagere resolutie komt geen wolkenvorming voor. Het is echter niet onmogelijk om met negentien lagen op de juiste hoogte bewolking te krijgen. Indien het model gedraaid wordt met de lage resolutie en een dynamische tendens, die bestaat uit een advectieterm die niet is gladgestreken (de *hdj*-term wordt weggelaten), ontstaat er tussen 0945 en 1020 UTC een minimale hoeveelheid bewolking (maximaal vijf procent) op een hoogte rond de 1400 meter. Omstreeks tien uur is de simulatie, waarbij de advectietermen niet zijn gladgestreken, een fractie vochtiger op de desbetreffende hoogte in vergelijking met de lage resolutierun. De temperatuur is op die hoogte tevens kouder zodat de relatieve vochtigheid enkele procenten hoger ligt. Als gevolg is de relatieve vochtigheid hoog genoeg om condensatie via de convectieve drempelwaarde te laten optreden. Weliswaar is de hoeveelheid ontstane bewolking te laag maar de simulatie laat zien dat wolkenvorming op de juiste hoogte in principe mogelijk is.

§7.2 Invloed *hdj*-term

In deze paragraaf zal ik laten zien wat de invloed is van het weglaten van de *hdj*-term op de simulatie. Dit gebeurt door de lage resolutierun, waarbij de advectietermen niet zijn gladgestreken, te vergelijken met een simulatie waarbij bovendien de *hdj*-term wordt opgelegd ('*hdj*-termrun'), zoals dat ook gebeurt in de standaardrun.



Figuur 7.2 Radiosonde- en *hdj*-termrunprofiel van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC. Ter vergelijking is de lagere resolutie run ook afgebeeld.

In figuur 7.2 is te zien dat de specifieke vochtigheid van de *hdj*-termrun in de onderste 1000 meter te hoog is en daarboven te droog. Voor de potentiële temperatuur geldt dat

het profiel kouder is in de onderste vier lagen, het niet goed doormengen van de onderste 1500 meter is hier de oorzaak van. Dit komt omdat de grenslaaghoogte in de simulatie met hdj-term achterblijft bij de grenslaaghoogte in de eerder beschreven lage resolutierun, waarbij de advectionstermen niet zijn gladgestreken. In deze simulatie ligt de maximale grenslaaghoogte rond de 1500 meter terwijl in de hdj-termrun de hoogte van de grenslaag blijft steken rond de 1100 meter.

De volgende verklaring is hiervoor het waarschijnlijkst. De advectionstermen in de simulatie van 20 juni hebben een stabiliserende werking op de profielen in de grenslaag. Door toevoeging van de hdj-term wordt in dit geval de stabiliserende factor groter. Deze versterking zorgt ervoor dat de fysische processen niet meer in staat zijn de temperatuur aan de grond zodanig te verhogen dat een voldoende onstabiel profiel ontstaat om de grenslaaghoogte tot de juiste hoogte ontwikkeld te krijgen.

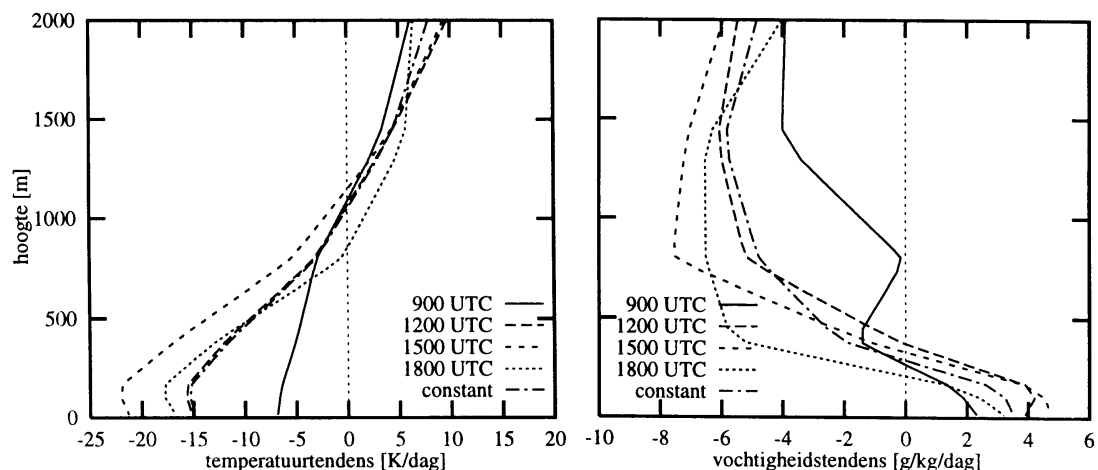
Hoofdstuk 8

Simulatie met constante advection

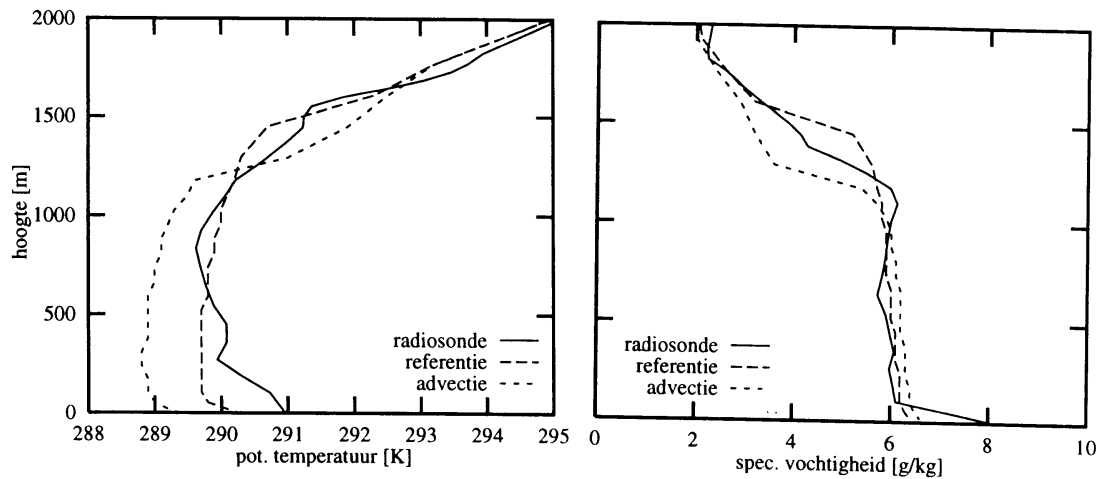
Om te laten zien dat het elke tijdstap opleggen van de advectionstermen meerwaarde heeft boven een run met constant opgelegde advectionstermen zal ik in dit hoofdstuk de referentierun vergelijken met een run waarbij een constante advectionsterm - gemiddeld over twaalf uur- wordt opgelegd ('advectionrun').

§8.1 Beschrijving simulatie advectionrun

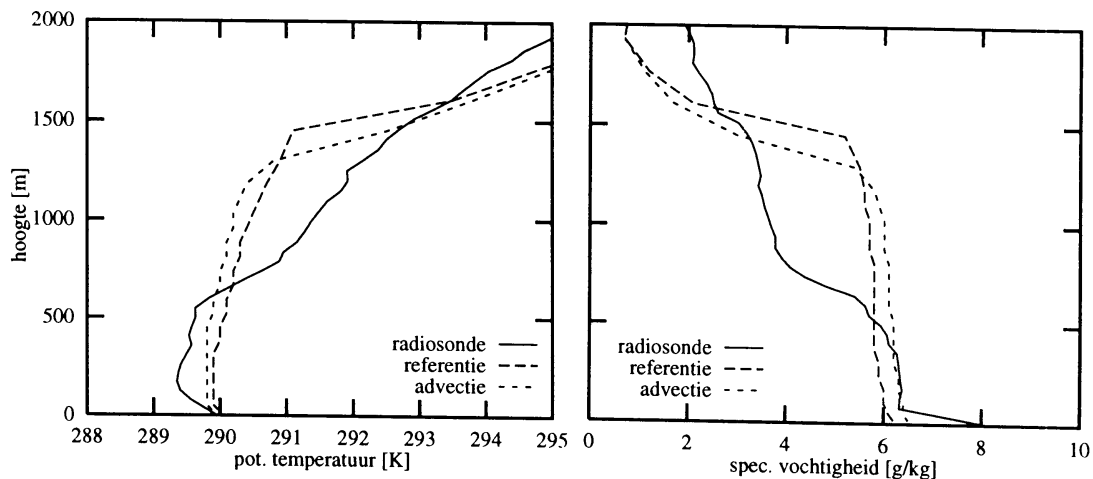
In figuur 8.1 zijn de advectionstermen voor de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid te zien. In beide gevallen lijkt de twaalf-uursgemiddelde advectionsterm op de drie-uursgemiddelde advectionsterm van de referentierun tussen 0900 en 1200 UTC. Laatstgenoemde termen zijn alleen voor de uitvoer over een periode van drie uur gemiddeld, gedurende de simulatie zijn de advectionstermen per tijdstap opgelegd. Vóór het middaguur ondervindt de advectionrun in de onderste kilometer meer advection van koude lucht dan de referentierun, na 1200 UTC is dit juist andersom. Het effect hiervan is terug te vinden in de temperatuurprofielen die hieronder behandeld worden. Bij het vocht liggen de verschillen genuanceerder. Ná twaalf uur wordt in de advectionrun vochtiger lucht aangevoerd dan in de referentierun, behalve in de onderste honderden meters. Daarvoor zit het verschil voornamelijk in de laag tussen de 500 en de 1500 meter. In de advectionrun wordt in deze laag drogere lucht aangevoerd die de grenslaag doet uitdrogen ten opzichte van de referentierun.



Figuur 8.1 Advectionstermen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid voor de referentierun (drieuurlijks gemiddelde waarden) en de advectionrun (twaalfuurs gemiddelde waarden).



Figuur 8.2 Radiosonde- en advectierunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC. Ter vergelijking is ook het referentieprofiel afgebeeld.



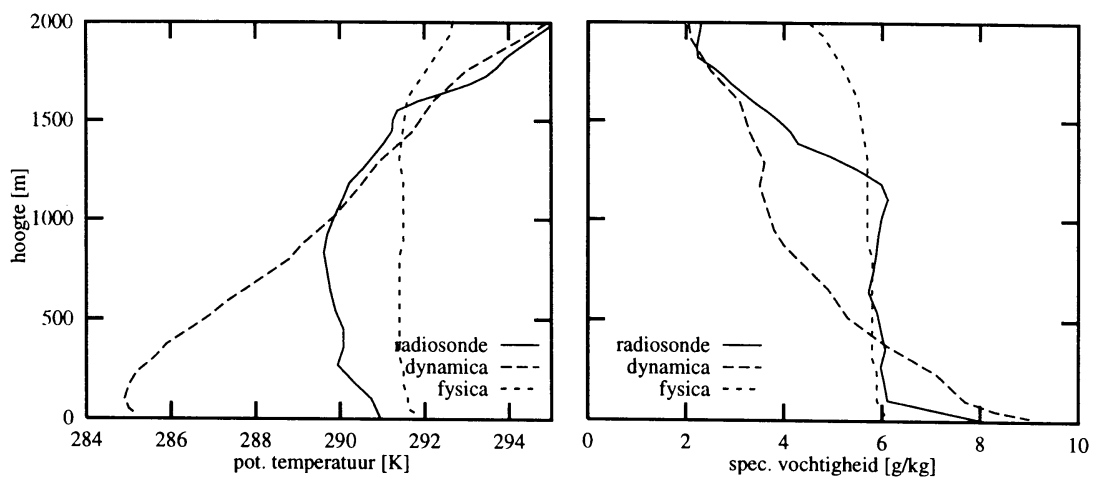
Figuur 8.3 Radiosonde- en advectierunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1800 UTC. Ter vergelijking is ook het referentieprofiel afgebeeld.

In figuur 8.2 en 8.3 zijn de potentiële temperatuur- en specifieke vochtigheidsprofielen uitgezet om 1200 en 1800 UTC. Zowel voor de specifieke vochtigheid als de potentiële temperatuur geldt dat de verschillen in de profielen om 1800 UTC gering zijn. Na twaalf uur simuleren zijn de totaal opgelegde advectietermen hetzelfde; de verschillen in de profielen worden veroorzaakt door de reactie van de diverse fysische processen op de verschillende manier van aanbieden van de advectietermen. In de profielen van 1200 UTC is bij de specifieke vochtigheid te zien dat in de referentierun meer vocht aanwezig is in de onderste 1500 meter dan in de run met constante advection. In het potentiële temperatuurprofiel wordt het verwachte beeld bevestigd dat de run met constante advection een lagere temperatuur heeft in de grenslaag dan de referentierun; ook in vergelijking met het radiosondeprofiel is de temperatuur te laag (ongeveer 1K).

De bewolking en de grenslaaghoogte liggen 150 tot 200 meter lager dan in de referentierun. Dit is ook waar te nemen in de lagere menghoogte in de profielen. Met constante advection ontstaan er gedurende drie periodes bewolking, rond 1000 UTC, rond 1200 UTC en tussen 1400 en 1800 UTC. In totaal is het ongeveer zeven uur bewolkt met een gemiddelde bedekkingsgraad rond de 35%. De relatieve vochtigheid is enkele procenten te laag om tijdens niet convectieve periodes bewolking te vormen via de grootschalige drempelwaarde. Dit is de oorzaak van de niet onafgebroken bewolking overdag.

§8.2 Advection versus fysica

Om de invloed van de opgelegde advection beter te kunnen bestuderen is een simulatie gemaakt waarbij alleen de opgelegde advectionstermen een rol spelen ('dynamicarun'). De advectionstermen worden elke tijdstap opgelegd en alle fysicamodules worden uitgezet. Ter vergelijking is ook een run gemaakt waarbij alleen fysica (in de referentie-instelling) gebruikt wordt en geen advection wordt opgelegd ('fysicarun').



Figuur 8.4 *Dynamicarun- en fysicarunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC. Ter vergelijking is het ook radiosondeprofiel afgebeeld.*

In figuur 8.4 zijn de profielen van de potentiële temperatuur en het vocht te zien om 1200 UTC van zowel de dynamicarun als de fysicarun, het radiosondeprofiel is ter vergelijking bijgevoegd. Ten eerste valt op dat de advection in de onderste 500 meter vochtige lucht aanvoert met daarboven drogere lucht (op 1000 meter twee keer zo droog). Dit geeft een profiel waarbij het vocht in de onderste twee kilometer met ongeveer 4 g/kg per kilometer afneemt. De fysische processen daarentegen mengen de onderste twee kilometer zodanig door dat het vocht gelijkmatig verdeeld wordt. Het profiel van de referentierun is een samenvoeging van deze twee componenten (zie

figuur 6.5). Voor de potentiële temperatuur geldt een soortgelijk verhaal. De advection voert koude lucht aan en heeft een profiel wat nagenoeg lineair is in de onderste twee kilometer (afname van 5 K per kilometer); de fysische processen mengen de onderste twee kilometer door zodat de potentiële temperatuur nagenoeg constant blijft met de hoogte. Niet te zien is in de twee figuren dat de invloed van de fysica boven de vier kilometer te verwaarlozen is, terwijl de invloed van advection zich uitstrekt tot ruim tien kilometer. Dit komt overeen met wat je a priori zou verwachten.

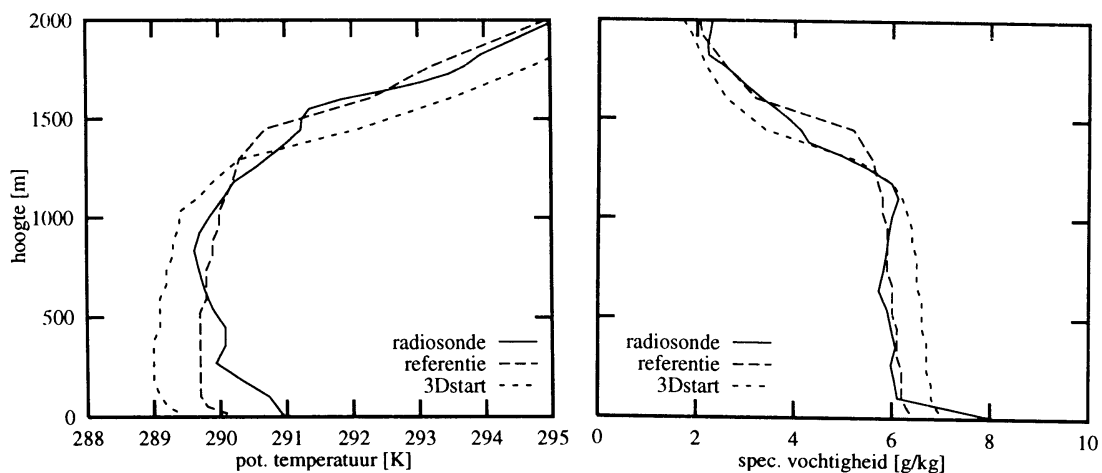
Hoofdstuk 9

Simulatie met startprofiel uit het 3D model.

In deze simulatie ('3Drun') is het model gestart met profielen waarmee het 3D model is geïnitieerd. Deze profielen bestaan uit de Hirlam-analyse voor het geselecteerde roosterpunt op het desbetreffend tijdstip. Getoond zal worden in hoeverre deze alternatieve beginprofielen voor 20 juni 1993 invloed hebben op de profielen op een later tijdstip en wat dit voor consequenties heeft voor de bewolking.

§9.1 Beschrijving simulatie 3Drun

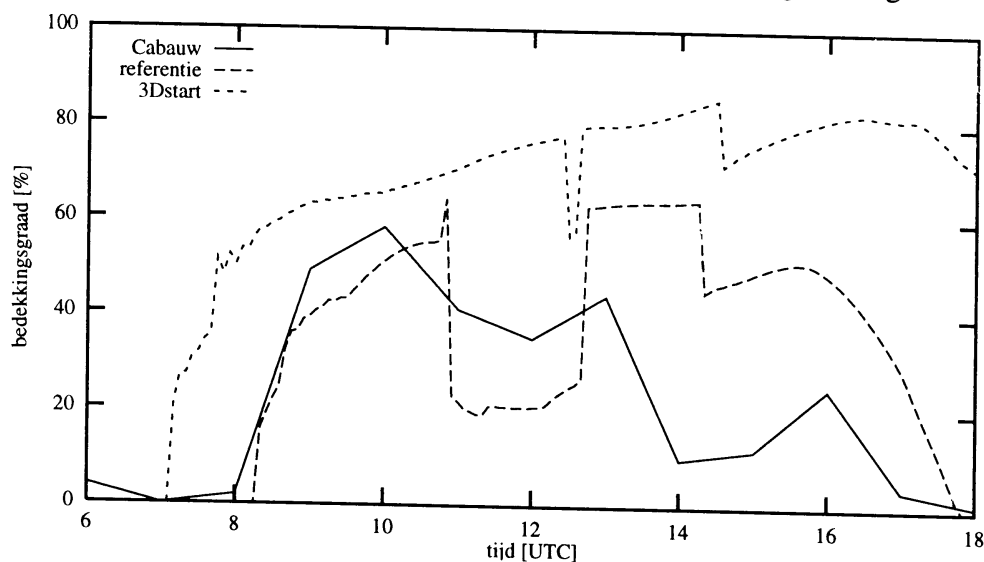
Het belangrijkste verschil tussen het startprofiel uit het 3D model en het radiosonde startprofiel is de stabiliteit. Het radiosondeprofiel is licht onstabiel terwijl het 3Dstartprofiel stabiel is (zie figuur 5.2 en 6.1) Verder is het 3Dstartprofiel kouder in de onderste kilometer en warmer daarboven. Bij het vocht zijn de twee profielen in de onderste 500 meter vergelijkbaar, daarboven treden de verschillen op (maximaal 1 g/kg): tussen 500 en 1250 meter is het 3Dstartprofiel te vochtig en daarboven is het droog. Indien de gemiddelde potentiële temperatuur en specifieke vochtigheid over de onderste twee kilometer wordt berekend, blijken er geen grote verschillen tussen de radiosonde en het model te bestaan. De gemiddelde potentiële temperatuur van de radiosonde is 289.85 K en van het model 290.05 K, voor het vocht gelden respectievelijk 4.99 g/kg en 5.04 g/kg.



Figuur 9.1 Radiosonde- en 3Dstartunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid om 1200 UTC. Ter vergelijking is ook het referentieprofiel afgebeeld.

Het opstarten met een afwijkend beginprofiel heeft grote gevolgen, ondanks het feit dat het potentiële temperatuurprofiel in de 3Drun in drie kwartier van stabiel naar licht onstabiel verandert. In figuur 9.1 is te zien dat het gesimuleerde profiel van 1200 UTC

een halve tot anderhalve graad kouder is in de onderste kilometer van de grenslaag dan de referentierun. Voor het specifieke vochtigheidsprofiel geldt dat deze tot ongeveer een kilometer 0.5 g/kg te vochtig is ten opzichte van de referentierun. Deze verschillen worden voornamelijk veroorzaakt door de lagere grenslaaghoogte (200 meter lager dan in de referentierun), waardoor de temperatuur en het vocht in de 3Drun minder hoog worden doorgemengd. Als gevolg hiervan ligt in de 3Drun de bewolking eveneens op een lagere hoogte dan in de referentierun, namelijk 200 tot 300 meter. Ook na twaalf uur simuleren is het profiel nog steeds te koud en te vochtig in de grenslaag.



Figuur 9.2 Bedekkingsgraad, zowel voor de 3Dstartrun en de referentierun als de meting te Cabauw.

In figuur 9.2 is de bedekkingsgraad gegeven, deze is in vergelijking met de referentiewaarden en de waarnemingen veel te hoog. Verder is opvallend dat de bewolking reeds na één uur ontstaat en niet verdwijnt aan het eind van de dag. Op twee tijdstippen, even na 1200 UTC en vanaf 1400 UTC wordt de bewolking gevormd via de grootschalige drempelwaarde, dit verklaart de lagere waarden in vergelijking met de overige tijdstippen waarop via de convectieve drempelwaarde de bewolking gevormd wordt. De dikte van de gesimuleerde bewolking is met 200 tot 400 meter correct.

§9.2 Verklaring bedekkingsgraad

Voor de te hoge bedekkingsgraad bestaan twee redenen. Het potentiële temperatuurprofiel is in vergelijking met de radiosondemetingen enkele tienden Kelvin kouder, terwijl de twee vochtprofielen nagenoeg identiek zijn. Hierbij kijken we naar de voor de bewolking belangrijke lagen, namelijk tussen de 1000 en de 1400 meter. Dit kleine verschil is deels verantwoordelijk voor de hogere bedekkingsgraad aangezien zij leidt tot (aanzienlijke) verschillen in de relatieve vochtigheid. Deze verschillen

veroorzaken op hun beurt een hogere bedekkingsgraad. In tabel 9.1 is voor laag 16 tot en met 14 de bewolking en de vochtigheidsgraad midden op de dag gegeven voor zowel de radiosonde als het model. Te zien is dat verschillen in relatieve vochtigheid grote verschillen in bedekkingsgraad veroorzaken.

radiosonde			simulatie	
laag	rel. vochtigheid	bedekkingsgraad	rel. vochtigheid	bedekkingsgraad
16	85%	30%	94%	69%
15	90%	55%	95%	76%
14	91%	63%	94%	75%

Tabel 9.1 *Overzicht van de relatieve vochtigheid en bedekkingsgraad voor drie verschillende lagen voor zowel de radiosonde als de simulatie. De bedekkingsgraad voor de radiosonde zijn berekend met behulp van formule 3.18. Alle waarden gelden voor 1200 UTC.*

Indien naar de bedekkingsgraad behorende bij het radiosondeprofiel gekeken wordt, valt op dat ook deze waarden niet overeenkomen met de waarnemingen. Dit geeft aan dat de convectieve drempelwaarde niet de optimale waarde heeft om voor 20 juni 1993 de juiste hoeveelheid bewolking te genereren. Dit beeld bevestigt de resultaten bij de referentierun.

Conclusie is dat starten met de alternatieve profielen in dit geval lang doorwerkt in de simulatie. Belangrijk is om op te merken dat één van de mogelijkheden voor het model om te corrigeren voor de afwijkingen in het start profiel, namelijk door middel van de oppervlaktefluxen, met de gebruikte instelling niet mogelijk is aangezien de fluxen worden opgelegd.

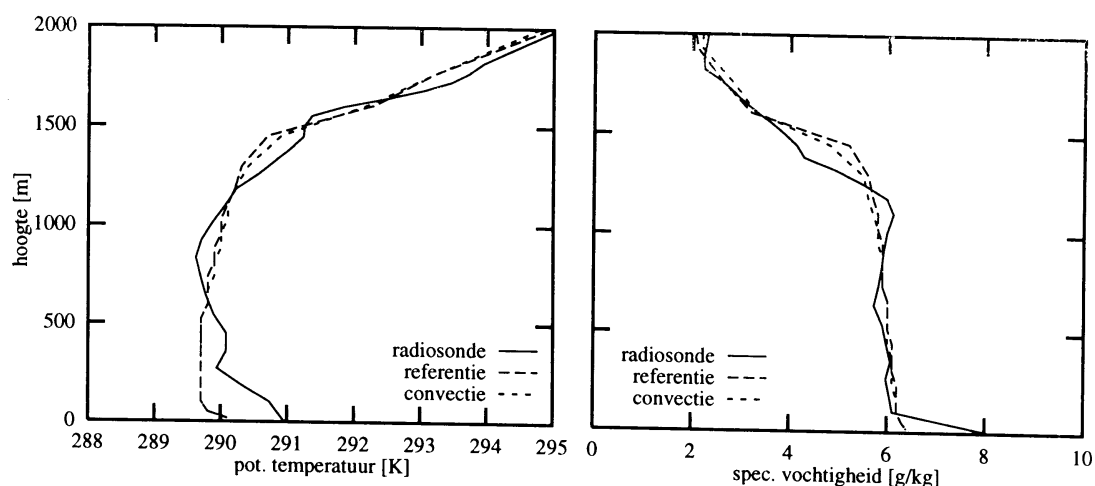
Hoofdstuk 10

Simulatie met oorspronkelijke convectieschema

In deze simulatie ('convectierun') wordt het oorspronkelijke massafluxschema van Tiedtke (1989) gebruikt zonder de aanpassing in de grootte van de entrainment- en detrainmentsnelheid. Wel wordt de aanpassing aan de hogere resolutie met betrekking tot de volledige detrainment toegepast. Zoals zal blijken is het verschil tussen de twee schema's voor 20 juni 1993 klein.

§10.1 Beschrijving simulatie convectierun

In figuur 10.1 staan de profielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid van de convectierun samen met die van de referentierun en de radiosonde. De verschillen tussen de referentierun en de convectierun, voor zowel de temperatuur als het vocht, zijn verwaarloosbaar. Behalve tussen de 1250 en de 1500 meter, op die hoogte is de convectierun een paar tienden graden Kelvin warmer en een paar tienden gram droger. Dit zorgt ervoor dat de profielen dicht bij de radiosonde waarden liggen dan de referentierun.



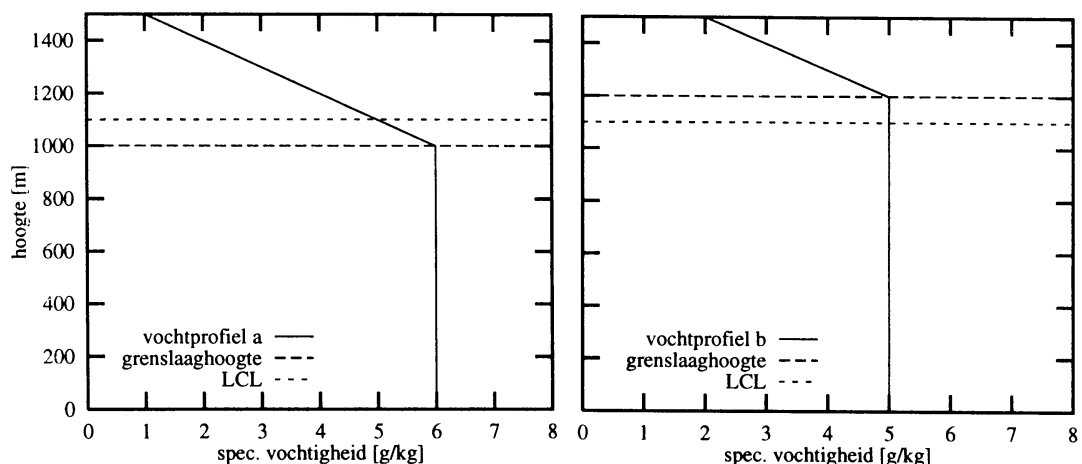
Figuur 10.1 Radiosonde- en convectierunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid van 1200 UTC. Ter vergelijking zijn de referentieprofielen bijgevoegd.

Om 1800 UTC is het verschil tussen de profielen verdwenen. De temperatuurprofielen zijn nagenoeg identiek en de vochtprofielen zijn gelijkvormig met het zeer kleine verschil dat de convectierun over de gehele grenslaaghoogte 0.05 g/kg droger is. De simulaties hebben bijna identieke grenslaaghoogtes, kleine verschillen van maximaal 30 meter daargelaten.

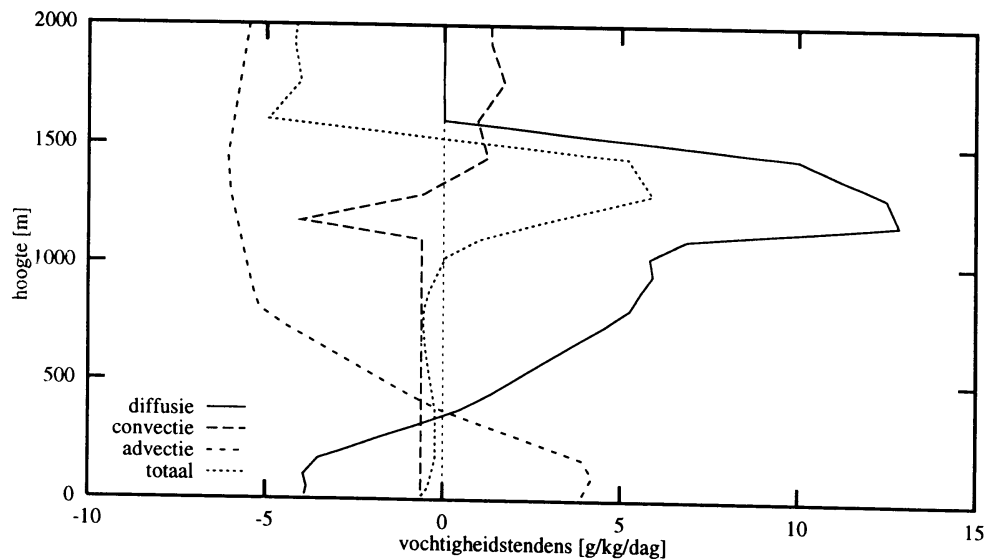
De bewolking in de convectierun zit op dezelfde hoogte als de referentierun. De hoeveelheid bewolking is gedurende de hele periode ongeveer 10 % lager. Tussen 1100 en 1300 UTC is het verschil zelfs het dubbele: in de convectierun is dan slechts enkele procenten bewolking aanwezig. De relatieve vochtigheid is in die periode te laag om via de grootschalige drempelwaarde een substantiële hoeveelheid bewolking te creëren. Dit is ook te zien in het profiel van 1200 UTC, deze is op de desbetreffende hoogte warmer en droger dan de referentierun. De wolkendikte tijdens deze periode is slechts 50 meter of minder, op de overige tijdstippen is de dikte ongeveer 200 meter, gemiddeld 50 meter dunner dan in de referentierun.

§10.2 Interactie diffusieschema en convectieschema

In hoofdstuk 3 is beschreven dat het convectieschema actief is vanaf het LCL en dat het niet-lokale diffusieschema doormengt tot de top van de grenslaag. Indien de grenslaag hoger ligt dan het LCL wordt het convectieschema beïnvloed door het diffusieschema. Omdat in dat geval het verticale diffusieschema er voor zorgt door menging tot boven het LCL, dat de hoeveelheid vocht in de lagen onder het LCL afneemt. Als de grenslaag onder het LCL ligt dan zorgt het verticale diffusieschema slechts voor menging onder het LCL en blijft de vochtbalans onder het LCL gelijk. In figuur 10.2 staan beide situatie schematisch geschetst. Voor beide situaties is de hoeveelheid vocht in de grenslaag hetzelfde maar in geval b wordt het vocht hoger doorgemengd zodat geïntegreerd van de onderste modellaag tot het LCL minder vocht beschikbaar is. Uit vergelijking 3.11 volgt dan direct dat de massaflux ter hoogte van het LCL ook lager is. Dit heeft een minder actief convectieschema tot gevolg. Deze interactie tussen de twee parametrisaties is onafhankelijk van het gebruikte convectieschema.



Figuur 10.2 Voorbeeld waarbij de hoeveelheid vocht in de grenslaag voor situatie a en b gelijk is maar de hoeveelheid vocht onder het LCL niet. Dit heeft via de vochtbalans invloed op de grootte van de convectieve tendens.



Figuur 10.3 De verticale diffusie-, advection- en convectieve tendens voor de specifieke vochtigheid, gemiddeld tussen 9.00 en 12.00 UTC. De totale tendens van de convectierun is eveneens afgebeeld.

In figuur 10.3 staan de drie-uursgemiddelde vochtigheidstendensen voor de convectierun uitgezet als functie van de hoogte. De advectione en de verticale diffusietendensen samen vormen het rechterlid van de vochtbalans (vergelijking 3.11). In figuur 10.3 is te zien dat deze twee termen onder het LCL nagenoeg even groot zijn maar tegengesteld van teken. Als gevolg is de vochtbalans onder het LCL klein, dit leidt tot een kleine convectieve tendens. Het feit dat de verticale diffusie vocht doormengt tot boven de LCL heeft dus in deze situatie een grote relatieve invloed. In hoofdstuk 12 zal een voorbeeld gegeven worden waarbij geen overlap optreedt van de twee parametrisaties; het convectieschema is in dat geval vijf keer zo actief.

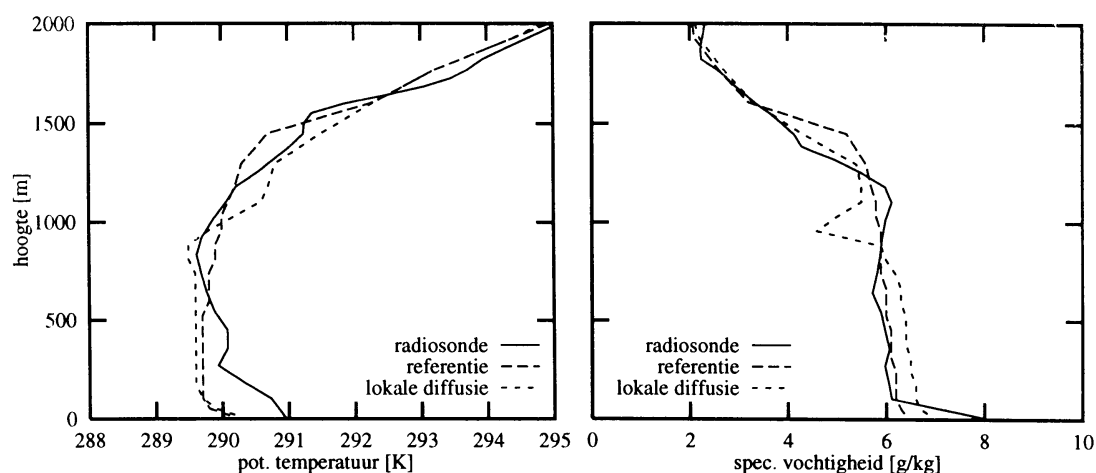
Hoofdstuk 11

Simulatie met het lokale diffusieschema

In deze simulatie ('diffusierun') is het niet-lokale schema vervangen door het lokale diffusieschema. Bij bestudering van de profielen blijkt dat het lokale schema slecht voldoet. De koppeling tussen het lokale diffusieschema en het convectieschema is hier schuldig aan.

§11.1 Beschrijving simulatie diffusierun

In figuur 11.1 staan de potentiële temperatuur- en de specifieke vochtigheidsprofielen om 1200 UTC uitgezet tegen de hoogte samen met de referentierun- en radiosondeprofielen. Te zien is dat de temperatuur minder hoog doormengt dan in de referentierun.



Figuur 11.1 Radiosonde- en lokale diffusieprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid van 1200 UTC. Ter vergelijking zijn de referentieprofielen bijgevoegd.

Hetzelfde beeld vinden we terug om 1800 UTC. Deze lagere menghoogte wordt niet veroorzaakt door een lagere grenslaaghoogte zoals onder andere wel het geval is in de 3Dstarun. De ontwikkeling van grenslaaghoogte is voor de lokale diffusierun de eerste zes uur nagenoeg identiek aan de referentierun. Na 1200 UTC treden kleine verschillen op (maximaal 100 meter) met als belangrijkste een vroegtijdiger afbraak van de grenslaag: reeds om 1600 in plaats van 1700 UTC. Het feit dat voor het lokale diffusieschema de menglaaghoogte geen afhankelijkheid heeft met de grenslaaghoogte komt overeen met de theorie (zie uitdrukking 3.3).

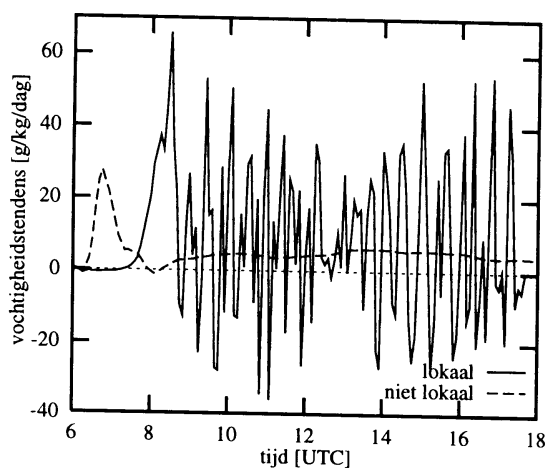
Bij het vocht is duidelijk te zien dat er iets onacceptabel aan de hand is. Net onder 1000 meter neemt de specifieke vochtigheid binnen 75 meter 1,4 g/kg af, om vervolgens

weer toe te nemen. Opvallend is dat afgezien van deze afwijking het profiel geen al te grote verschillen vertoont met zowel het referentie- als het radiosondeprofiel. Om 1800 UTC vertoont het vochtprofiel nog steeds dezelfde afwijking, alleen bevindt deze zich op dat tijdstip 100 meter hoger.

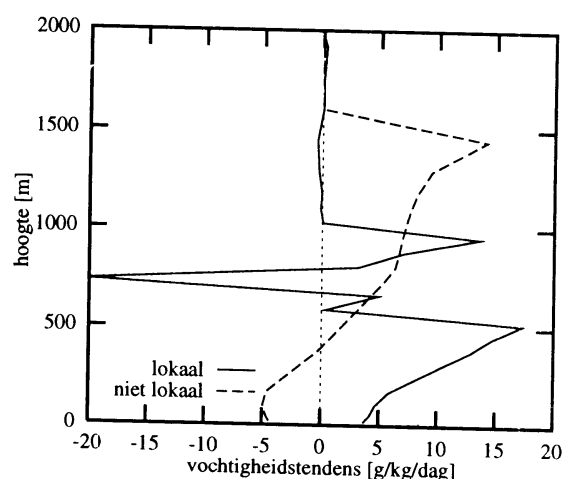
De bewolking in deze diffusierun bedraagt hoogstens 20 % en is alleen aanwezig tussen 09.00 en 1400 UTC gedurende de helft van die tijdperiode. De dikte van de bewolking is maximaal 150 meter en de wolkenbasis ligt rond de 1100 meter (150 tot 200 meter lager dan in de referentierun). De verklaring voor de lagere bedekkingsgraad is te zien in de temperatuur- en vochtprofielen, de lucht op de wolkenhoogte is warmer en droger dan in de referentierun.

§11.2 Het lokale diffusieschema

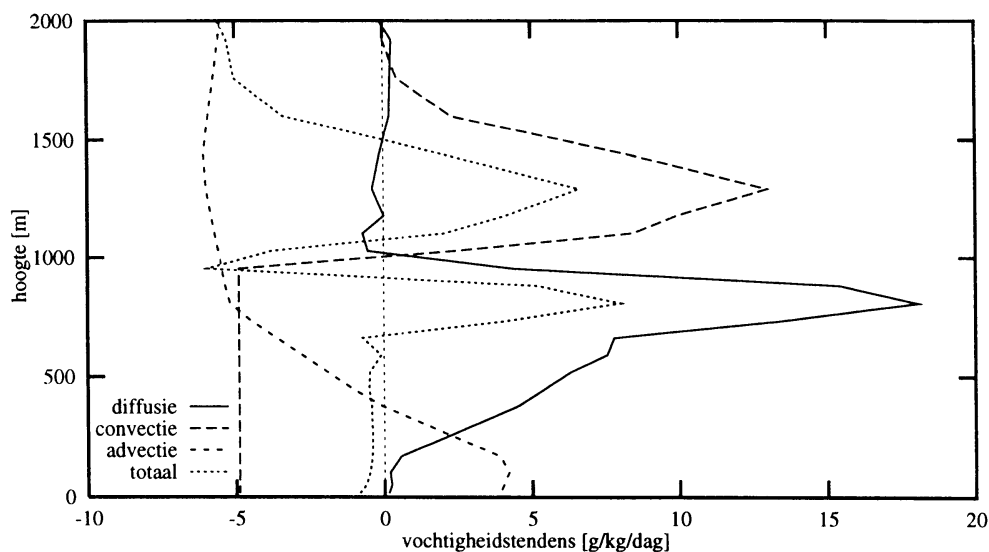
Met betrekking tot het lokale diffusieschema zijn twee dingen belangrijk om te vermelden. Ten eerste het functioneren van het schema in hoge resolutie en ten tweede de koppeling van het schema met het convectieschema. In hoge resolutie zijn de laagdiktes klein. De waarde voor de eddydiffusiecoëfficiënt K wordt lokaal uitgerekend en dunne lagen kunnen op die manier de waarde van K sterk doen variëren per laag en in de tijd. Bij dikkere lagen worden afwijkende waarden eerder uitgemiddeld. In feite geldt dat hoe dunner de lagen hoe lokaler het schema. In figuur 11.2 en 11.3 zijn twee voorbeelden te zien van de grilligheid van het lokale schema in hoge resolutie in de tijd en in de hoogte. De invloed van deze grilligheid op de profielen is moeilijk aan te geven. Hoogstwaarschijnlijk middelt een deel van de grilligheid uit in de tijd (zie figuur 11.4 waar de drie-uursgemiddelde tendens een standaard beeld laat zien).



Figuur 11.2 Vochtigheidstendens in de tijd voor laag 21 voor zowel het lokale als het niet-lokale diffusieschema



Figuur 11.3 Vochtigheidstendens als functie van de hoogte om 1200 UTC voor zowel het lokale als niet-lokale diffusie schema.



Figuur 11.4 De verticale diffusie-, advection- en convectieve tendens voor de specifieke vochtigheid, gemiddeld tussen 9.00 en 12.00 UTC. De totale tendens van de lokale diffusie run is eveneens afgebeeld.

De plotselinge afname van de specifieke vochtigheid in laag 17 valt niet met bovenstaande grilligheid te verklaren. Daarvoor is het nodig om naar alle tendensen te kijken. In figuur 11.4 zijn de drie-uursgemiddelde tendensen te zien voor de specifieke vochtigheid tussen 0900 en 1200 UTC. Voor het overzicht is de totale tendens ook uitgezet. De tendensen in de figuur zijn representatief voor de overige tijdstippen met uitzondering van de laatste drie uur. Te zien is dat het lokale diffusieschema actief is tot de 1000 meter terwijl het convectieschema pas daarboven actief is, de menglaaghoogte ligt lager dan het LCL. Dit maakt dat het lokale diffusieschema en het convectieschema geen overlap hebben op het LCL en zorgt voor een actief convectieschema (vergelijk met figuur 10.3). Het verticale diffusieschema zorgt voor vervochtiging rond de 800 meter terwijl het convectieschema rond de 1250 meter het profiel vochtiger maakt. Daartussen vindt als gevolg uitdroging plaats.

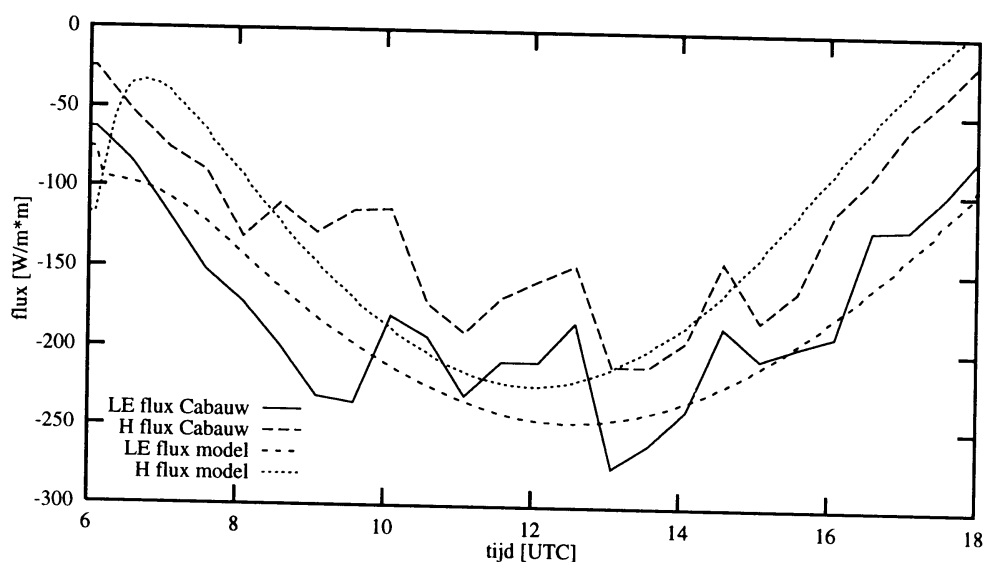
Hoofdstuk 12

Simulatie met berekende fluxen

In de nu volgende simulatie ('fluxrun') zijn de fluxen niet opgelegd vanuit de metingen maar worden zij door het model zelf berekend. Hiermee zal worden aangetoond dat realistische simulaties met berekende fluxen mogelijk zijn indien de berekende fluxen zo goed mogelijk in overeenstemming worden gebracht met de waargenomen fluxen met behulp van 'tuning'. Naast deze run met berekende fluxen zal ook de gevoeligheid voor de grootte van de voelbare en latente warmteflux worden onderzocht.

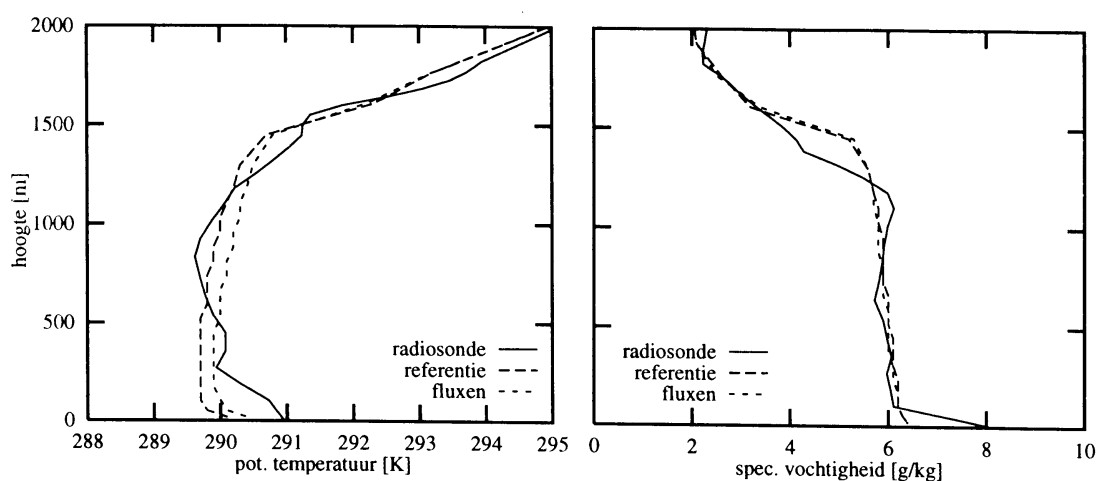
§12.1 Beschrijving simulatie fluxrun

In figuur 12.1 zijn de berekende oppervlaktefluxen uitgezet tegen de gemeten fluxen. Door middel van 'tuning' van de relatieve bodemvochtigheid is getracht de gemeten waarden zo goed mogelijk te benaderen, waarbij rekening is gehouden met het feit dat het model in de gebruikte instelling met een onbewolkte hemel rekent. Dit is de oorzaak van de gladde grafiek van de berekende fluxen tegenover de grillig gepiekte grafiek van de metingen. Gemiddeld zijn de berekende fluxen 1.2 keer zo groot als de gemeten waarden. De verhouding tussen de voelbare en latente warmteflux is wel voor de metingen en berekeningen hetzelfde, namelijk 0.7.



Figuur 12.1 Gemeten en in het model berekende fluxen voor de voelbare en latente warmte.

In figuur 12.2 zijn de specifieke vochtigheid en de potentiële temperatuur uitgezet tegen het radiosondeprofiel en de referentierunprofielen. Het specifieke vochtigheidsprofiel wijkt nauwelijks af van de referentierun maar bij de temperatuur treedt een verschuiving op: in de fluxrun is de potentiële temperatuur in de grenslaag een kwart graad hoger. Aangezien de grenslaaghoogte in de fluxrun na 1200 UTC gemiddeld ongeveer 100 meter hoger ligt dan in de referentierun is het niet verbazingwekkend dat om 1800 zowel het vocht als de temperatuur hoger zijn doorgemengd dan in de referentierun. Ook op dat tijdstip geldt dat bij het specifieke vochtigheidsprofiel de verschillen met de referentierun kleiner zijn dan bij het potentiële temperatuurprofiel.

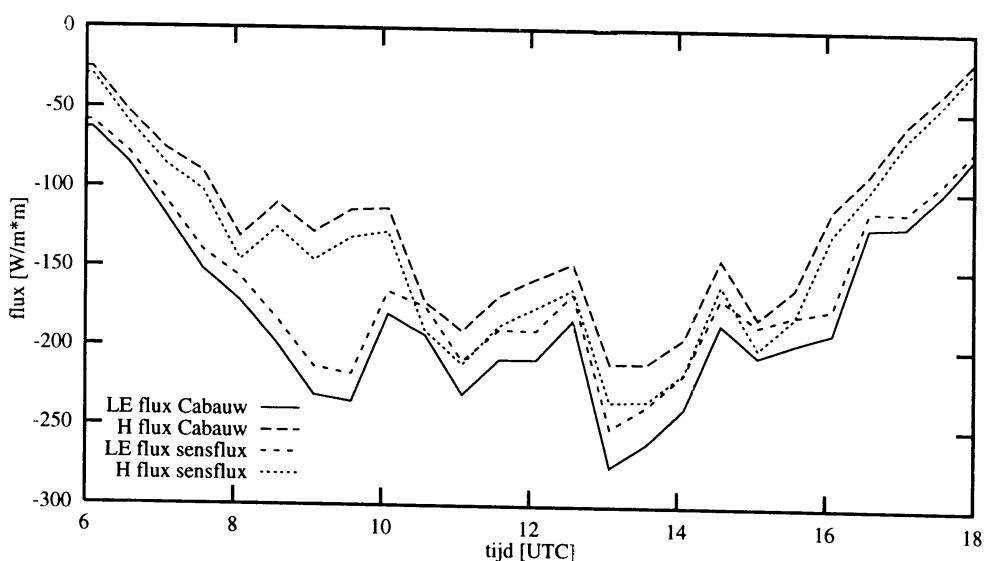


Figuur 12.2 Radiosonde- en fluxrunprofielen van de potentiële temperatuur en de specifieke vochtigheid van 1200 UTC. Ter vergelijking zijn de referentieprofielen bijgevoegd.

De bedekkingsgraad in de fluxrun is veel lager dan de referentierun, alleen tussen 1100 en 1700 is er gemiddeld 15% bewolking. Dit heeft twee redenen. Allereerst is door de hogere temperatuur, maar gelijke specifieke vochtigheid, de relatieve vochtigheid in de fluxrun lager, wat een verlaging van de bedekkingsgraad tot gevolg heeft. Verder speelt de latente warmteflux vanwege zijn invloed op het convectieschema een rol bij de keuze van de drempelwaarde. Deze flux verzorgt namelijk een belangrijke toevoer van de specifieke vochtigheid in de vochtbalans (vergelijking 3.11). Tussen 0900 en 1000 UTC en 1300 en 1400 UTC is in de referentierun de vochttoevoer door verdamping van vocht uit de bodem groot genoeg om convectie te laten optreden, in de fluxrun is de latente warmte flux op dat moment (kennelijk) net te klein. Dit heeft gevolgen voor de bedekkingsgraad omdat nu de hogere grootschalige drempelwaarde wordt gebruikt.

§12.2 Gevoeligheidsstudie

Naast de fluxrun heb ik twee simulaties gemaakt om de gevoeligheid voor de grootte van de oppervlaktefluxen te onderzoeken. Voor beide runs geldt dat de oppervlaktefluxen worden opgelegd vanuit de metingen zoals ook in de referentierun gebeurt. Echter in het ene geval ('sensfluxrun') wordt 5% van de beschikbare energie van de latente warmteflux overgeheveld naar de voelbare warmteflux en in het andere geval ('latfluxrun') precies andersom. De hoeveelheid van beide oppervlaktefluxen samen blijft gelijk. In figuur 12.3 zijn ter illustratie de fluxen van sensfluxrun te zien in vergelijking met de referentierun.

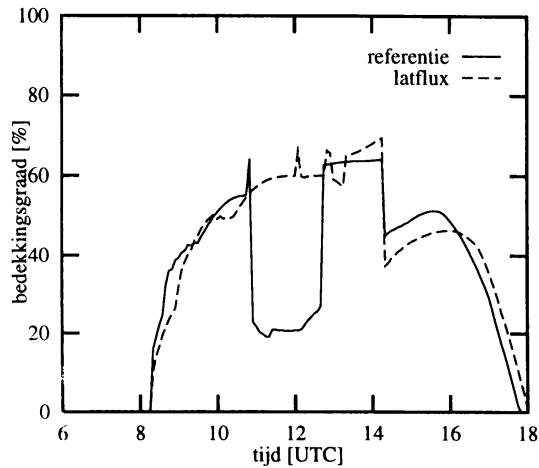


Figuur 12.3 Gemeten fluxen en in de sensfluxrun gebruikte fluxen voor de voelbare en latente warmte. Te zien is dat bij de sensfluxrun 5% van de beschikbare energie is overgeheveld van de latente naar de voelbare warmteflux.

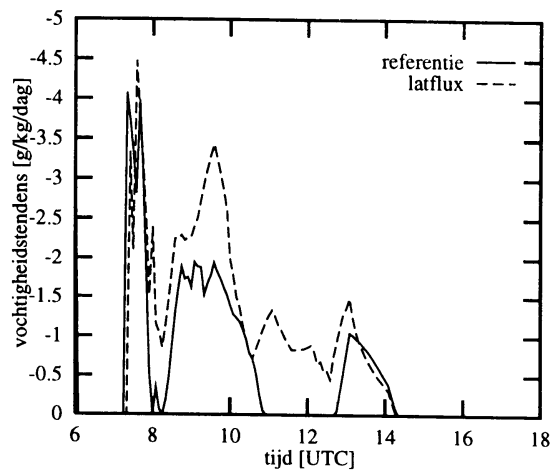
Uit deze twee simulaties is duidelijk de gevoeligheid voor de oppervlaktefluxen af te lezen. De voelbare warmteflux heeft invloed op de hoogte van de grenslaag en op de temperatuur in de grenslaag. Een verhoging van 5% van de voelbare warmteflux zorgt voor een gemiddelde stijging van de grenslaaghoogte met 50 meter en een temperatuurstijging van een halve graad na twaalf uur simuleren. Omdat de latente warmteflux in dezelfde run lager is, is de specifieke vochtigheid na twaalf uur simuleren 0.3 g/kg lager in de grenslaag.

Bovenstaande effecten zijn in de latfluxrun precies tegenovergesteld; een 5% verhoging van de flux voor de latente warmte zorgt voor een temperatuursverlaging van een halve graad na twaalf uur simuleren, de grenslaag is 50 tot 100 meter lager en de specifieke vochtigheid 0.2 g/kg hoger. De hogere verdamping van vocht uit de grond zorgt voor een actiever convectief proces zowel in grootte als in tijdsduur. Naast het feit dat in de

latfluxrun de relatieve vochtigheid enkele procenten hoger is in de grenslaag dan in de referentierun, vanwege de lagere temperatuur én de hogere vochtigheid, is dit actievere convectie schema ook een oorzaak van de hogere bedekkingsgraad. In figuur 12.4 en 12.5 zijn de convectieve tendens van het vocht en de bedekkingsgraad uitgezet voor de referentie- en de latfluxrun. In dit figuur is het verband tussen een actief convectie-schema en hoge bedekkingsgraad duidelijk te zien.



Figuur 12.4 Bedekkingsgraad van de referentie- en de latfluxrun.



Figuur 12.5 Convectieve tendens van de referentie- en de latfluxrun.

Duidelijk is te zien dat een actief convectieschema leidt tot een hogere bedekkingsgraad (bijvoorbeeld tussen 1100 en 1300 UTC).

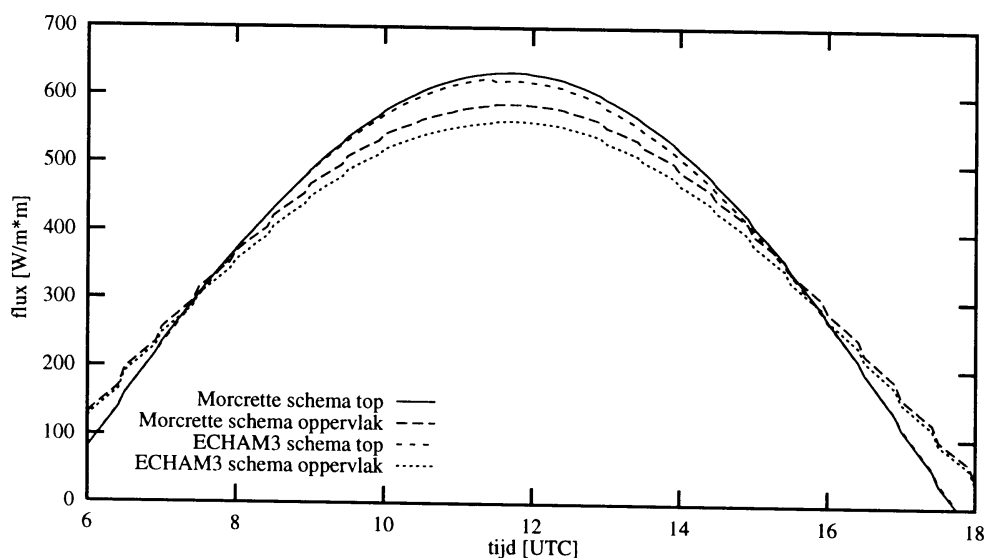
Hoofdstuk 13

Simulatie met het ECHAM3 stralingsschema

Voordat in dit hoofdstuk dieper zal worden ingegaan op de ongewenste effecten die optreden tussen straling en bewolking, zullen eerst de twee stralingsschema's worden vergeleken. Het gaat hierbij om het ECHAM3 schema uit de standaardrun en het stralingsschema van Morcrette die in de referentierun gebruikt wordt. Het voert te ver om beide schema's in dit verslag te behandelen maar de belangrijkste verschillen zal ik kort bespreken. Voor gedetailleerde informatie verwijs ik naar Roeckner et al. (1993) en naar Morcrette (1989).

§13.1 Beschrijving stralingsschema's en simulatie stralingsrun

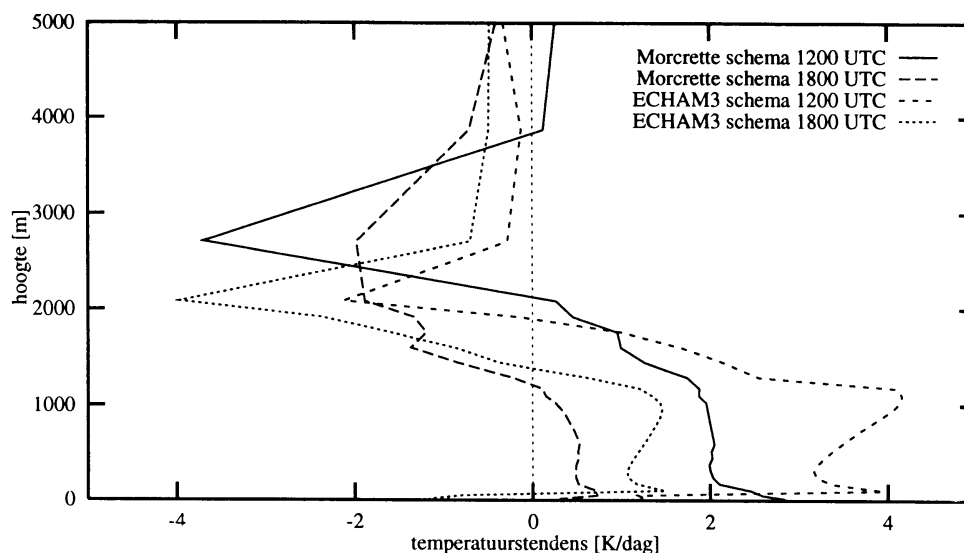
Het Morcrette schema is de recentste van de twee en berust meer op fysica dan het ECHAM3 stralingsschema, dat meer vergelijkingen met empirisch bepaalde coëfficiënten gebruikt. Dit is de zwaarstwegende reden om in de referentie-instelling voor het Morcrette schema te kiezen. Verder is in dit schema het effect van de bewolking op straling geavanceerder geparаметriseerd.



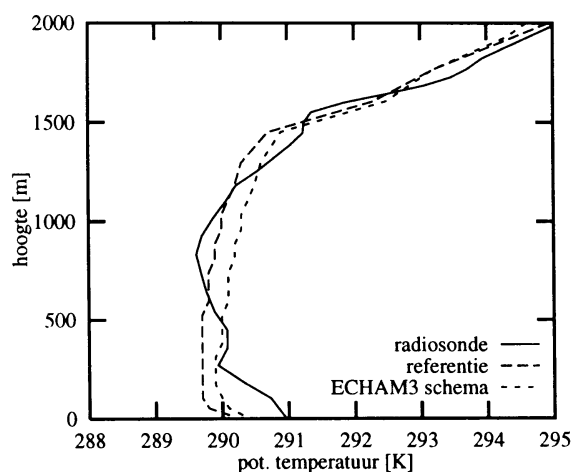
Figuur 13.1 Netto stralingsfluxen aan de top van de atmosfeer en aan het oppervlak, van zowel het Morcrette als het ECHAM3 stralingsschema.

In figuur 13.1 staan de netto stralingsfluxen aan de top van de atmosfeer en aan het oppervlak voor beide schema's uitgezet in de tijd. De verschillen tussen beide schema's worden onder andere veroorzaakt door een verschillende samenstelling van de atmosfeer met betrekking tot de (broeikas)gassen. Het Morcrette schema heeft een hogere netto stralingsflux zowel aan de top van de atmosfeer als aan het oppervlak. Bij

het ECHAM3 schema is echter de stralingsdivergentie groter tussen de top van de atmosfeer en het oppervlak. Dit heeft grotere stralingstendensen tot gevolg die vooral optreden in de grenslaag, dit is te zien in figuur 13.2. Tevens valt te zien dat in het ECHAM3 stralingsschema een discrepantie optreedt tussen de onderste twee model-lagen en de lagen erboven, dit wordt veroorzaakt door de manier waarop de oppervlaktetemperatuur een rol speelt in de koppeling tussen oppervlakte en de eerste modellaag.



Figuur 13.2 Drie-uursgemiddelde stralingstendensen om 1200 en 1800 UTC voor het Morcrette en ECHAM3 stralingsschema.



Figuur 13.3 Radiosonde- en stralingsrunprofielen van de potentiële temperatuur van 1200 UTC. Ter vergelijking is het referentieprofiel bijgevoegd.

Indien we de potentiële temperatuurprofielen bekijken om 1200 en 1800 UTC (voor 1200 UTC zie figuur 13.3) zien we dat laatstgenoemd schema zorgt voor respectievelijk een kwart en een halve graad warmer profiel in de grenslaag. Alleen het stralingsschema verschilt in beide simulaties, de vochtprofielen zijn dan ook identiek. Een kwart graad

hogere temperatuur heeft een verlaging van ongeveer 10% tot gevolg in de bedekkingsgraad. Aangezien het verschil tussen de schema's optreedt rondom het moment dat de zon op zijn hoogst staat, is het niet verwonderlijk dat de potentiële temperatuurprofielen vóór 1200 UTC nog nauwelijks van elkaar verschillen. Ook in de bedekkingsgraad zijn de verschillen tussen de referentierun en de 'stralingsrun' (met het ECHAM3 stralingsschema) voor het middaguur klein.

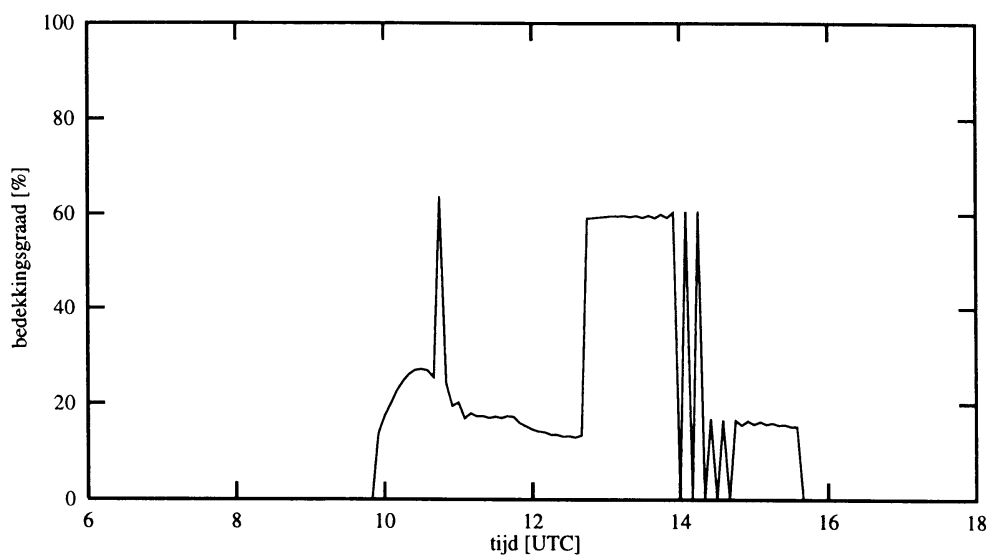
§13.2 Koppeling bewolking en straling

Vervolgens is er een simulatie gemaakt met het model in de referentie-instelling plus een koppeling tussen bewolking en straling. Op de profielen van de specifieke vochtigheid heeft dit geen invloed en op die van de potentiële temperatuur een zeer geringe invloed: om 1200 UTC is de grenslaag 0.05 K warmer dan de referentierun en om 1800 UTC scheelt het 0.2 K. Op de bedekkingsgraad heeft deze koppeling wel invloed, de bewolking lost niet op aan het eind van de dag en vertoont rond 1400 UTC een oscillatie. De hoeveelheid bewolking is vergelijkbaar. Uit het bovenstaande blijkt dat het effect van het uitzetten van de koppeling op de profielen klein is. De keuze om de interactie te verwaarlozen om oscillaties in de bewolking en andere parameters (zoals de temperatuur en de temperatuur tendensen) te vermijden is dus voor deze case-studie acceptabel.

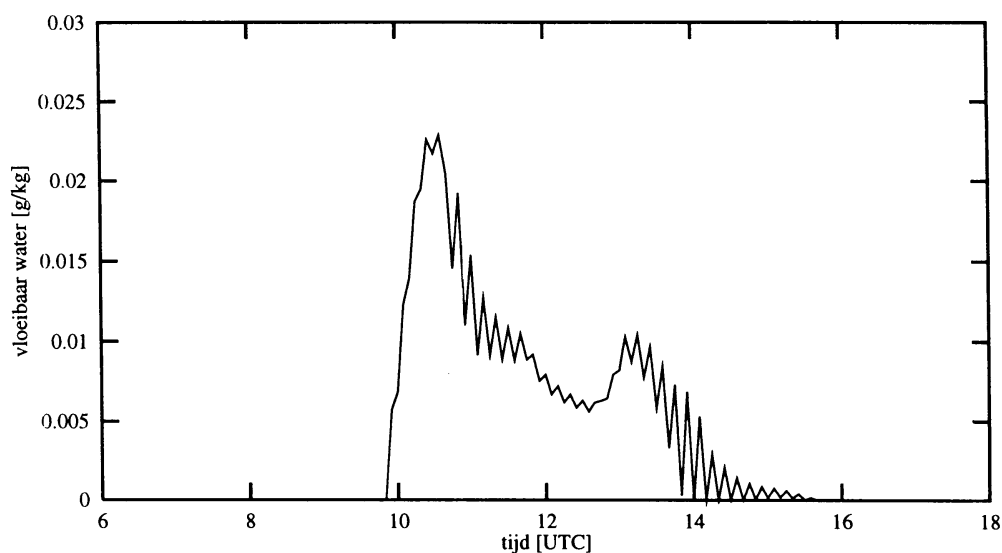
Om het gedrag van de hoeveelheid bewolking te begrijpen is het belangrijk om naast de bedekkingsgraad ook de hoeveelheid vloeibaar water te bestuderen. Zoals te zien is in figuur 13.4 begint de hoeveelheid bewolking (in laag 13) vlak na 1300 UTC zeer licht te oscilleren. Om 1400 UTC vertoont de bedekkingsgraad zeer grote oscillaties waarbij de hoeveelheid bewolking ook nul wordt. Dit ondanks het feit dat de relatieve vochtigheid hoog genoeg is om bewolking te vormen zowel via het grootschalige als via het convectieve profiel. Deze reactie is te begrijpen indien naar de vloeibaar waterinhoud van de dezelfde laag wordt gekeken (figuur 13.5). Deze oscilleert eveneens waarbij een negatieve trend valt waar te nemen. Op het moment dat de vloeibaar waterinhoud nul is wordt in het model de bedekkingsgraad op nul gesteld. Een tijdstap later wordt er weer vloeibaar water gevormd zodat bewolking ook weer wordt toegestaan.

Verklaren waarom de vloeibaar water inhoud oscillerend naar nul daalt is niet eenvoudig. Waarschijnlijk moet de verklaring gezocht worden in het feit dat het stralingsschema de optische dikte van de gesimuleerde bewolking overschat (bijv. omdat de bewolking te dun is of te weinig vloeibaar water bevat) waardoor in de modellen waarin de bewolking zich bevindt zich een te grote stralingstendens ontwikkelt. Ordegrootte van de stralingstendens gevonden bij metingen bij

Cumulusbewolking voor geheel bedekte hemel is ongeveer 10 K/dag, in het model zijn even grote tendensen te vinden terwijl de hoeveelheid bewolking een factor twee kleiner is. Een twee keer zo kleine stralingstendens zou dus logischer zijn. Een grotere stralingstendens zorgt voor een grotere temperatuurstijging en bij een hogere temperatuur verdampt er meer vloeibaar water. Kennelijk is in dit geval de situatie zo gevoelig dat een oscillatie ontstaat.



Figuur 13.4 Bedekkingsgraad in laag 13 voor de referentierun plus een koppeling tussen de straling en bewolking.



Figuur 13.5 Vloeibaar water inhoud in laag 13 voor de referentierun plus een koppeling tussen de straling en bewolking.

Hoofdstuk 14

Conclusies en discussie

De in dit verslag beschreven case-studie heeft als doel te onderzoeken of het éénkolommodel, met opgelegde advectionstermen uit het driedimensionale model, de grenslaagprofielen en bewolgingsparameters correct kan simuleren in vergelijking met waarnemingen. In het algemeen laat het onderzoek zien dat het mogelijk is om met advectionstermen uit het 3D model het éénkolommodel aan te drijven met als doel een realistische case te simuleren. Bovendien bestaat er voor de bestudeerde dag (20 juni 1993) een parameterconfiguratie waarmee de waargenomen profielen en bewolgingsparameters correct kunnen worden gereproduceerd. De simulatie met de referentie-instelling laat dit zien. Weliswaar wordt het vocht te hoog doorgemengd, waardoor de ophoping aan de top van de grenslaag niet perfect gesimuleerd wordt, maar de profielen worden zodanig goed benaderd dat wolkenvorming optreedt. De hoeveelheid gesimuleerde bewolking is aan de hoge kant, maar de wolkenbasishoogte en de dikte van de wolken daarentegen zijn in goede overeenstemming met de waarnemingen. Ook de duur van de bewolking is correct. Het feit dat 's morgens de juiste hoeveelheid bewolking gesimuleerd wordt, geeft aan dat het model in staat is de convectieve situatie voor het middaguur correct te simuleren. Het juist weergeven van de stabielere, minder convectieve situatie na het middaguur levert echter problemen op, aangezien na 1300 UTC de bedekkingsgraad een factor twee te groot is. Dit is onder andere te wijten aan de advectionstermen.

Uit de simulaties waarbij telkens één parameterinstelling veranderd is ten opzichte van de referentierun blijkt dat een *hoge resolutie*, dat wil zeggen 31 in plaats van 19 lagen met de meeste detaillering in de grenslaag, een belangrijke voorwaarde is voor een juiste simulatie. In het algemeen geldt de vraag of een hogere resolutie alleen voor een betere detaillering zorgt of dat de simulatie ook wezenlijk verbetert. Deze case-studie geeft hierop geen duidelijk antwoord. Enerzijds is het te simuleren verschijnsel (namelijk 30 á 40% bewolking met een dikte tussen de 200 en de 300 meter) zeer lokaal, wat een hoge resolutie vereist. Het feit dat de referentierunprofielen duidelijk beter zijn dan de lage resolutierunprofielen ondersteunt dit. Anderzijds is het wél mogelijk om in de 19 lagen versie van het model bewolking te simuleren op de juiste hoogte. De bedekkingsgraad, evenals de geïntegreerde kolom vloeibaar water, is te laag maar misschien is het door 'tuning' mogelijk de geïntegreerde vloeibaar waterkolom op te schroeven tot een correct niveau. De bedekkingsgraad is niet gelijktijdig met de geïntegreerde vloeibaar waterkolom tot een juist niveau te krijgen aangezien in het 19 lagen model de laagdikte

groter is dan de dikte van de wolken. Een juiste bedekkingsgraad heeft dan een te grote hoeveelheid vloeibaar water tot gevolg.

Wat betreft de dynamische tendensen is het duidelijk dat het elke tijdstap opleggen van *advectietermen* beter resultaat geeft dan een constante advectieterm. Het feit dat de invloed van de advectietermen in de middag toeneemt, is eveneens een reden om niet voor een constante advectieterm te kiezen. De advectie van vocht speelt een belangrijke rol in de vochtbalans (vgl. 3.11) en heeft op die manier via het convectieschema indirect invloed op de grootte van de bedekkingsgraad omdat het de keuze van de drempelwaarde beïnvloed. Juiste waarden voor de advectietermen zijn als gevolg belangrijk.

Voor 20 juni 1993 is de simulatie met *horizontale diffusie* (hdj-term) slechter dan zonder hdj-term. Maar zelfs als het resultaat niet negatief beïnvloed wordt door het opleggen van de hdj-term is het toepassen ervan discutabel. In het 3D model heeft de hdj-term onder andere de taak om numerieke ruis te onderdrukken, deze functie kan in het 1D model niet worden uitgeoefend aangezien de waarde van de hdj-term reeds vastligt.

Naast dit specifieke probleem van de hdj-term gelden er voor de *dynamische termen* in zijn algemeenheid twee nadelen. Ten eerste zijn de advectie- en de hdj-termen in het 3D model berekend met de instelling van de standaardrun. Aangezien er interactie bestaat tussen de dynamica- en de fysicaprocessen in het model, mag je aannemen dat bij een andere instelling de dynamische tendensen ook enigszins veranderen. Alhoewel ik niet verwacht dat deze invloed zeer ingrijpend zal zijn, worden in het 1D model dus tendensen opgelegd die zijn berekend met een andere instelling dan de instelling die op dat moment gebruikt wordt. Ten tweede bestaat er geen mogelijkheid om de dynamische tendensen te vergelijken met waarnemingen om de nauwkeurigheid te kunnen toetsen. Bij de fluxen bestaat deze mogelijkheid wel. Hierdoor kan in het geval van 20 juni 1993 slechts geconstateerd worden dat advectie verantwoordelijk is voor de grote afwijkingen in de profielen om 1800 UTC. Correctie van de advectietermen om de profielen te verbeteren is helaas niet mogelijk.

Goede *startprofielen* voor de prognostische variabelen zijn belangrijk. Zelfs indien gemiddelde waarden van profielen elkaar niet veel ontlopen, kunnen stabiliteitsverschillen grote invloed hebben. Uit de 3Dstartrun blijkt dat deze invloed lang door kan werken, in dit geval zelfs tot het einde van de simulatieperiode. Door echter de fluxen voor te schrijven is het model wel een correctiemogelijkheid ontnomen. Indien het de bedoeling is modeluitvoer te vergelijken met radiosondeprofielen, geniet het de voorkeur om het model ook op te starten met een radiosondeprofiel in plaats van een

profiel uit het 3D model, zodat in ieder geval op één tijdstip de profielen aan elkaar gelijk zijn.

Bij de *fluxen* bestaat minder de noodzaak om deze voor te schrijven, aangezien het ook met berekende fluxen goed mogelijk is om juiste profielen te simuleren. Voorwaarde is wel dat de nauwkeurigheid van de berekende fluxen bekeken wordt aan de hand van waarnemingen en dat indien nodig 'tuning' plaatsvindt. Enige marge tussen berekende fluxen en waarnemingen is acceptabel aangezien de onzekerheid in de waarnemingen ongeveer 30 W/m^2 is.

De aanpassing in het *convectieschema* voor de entrainment- en detrainmentcoëfficiënten maakt voor de simulering van 20 juni 1993 nauwelijks verschil. Daarbij speelt een rol dat de convectieve laag slechts enkele honderden meters bedraagt, wat maakt dat het verschil tussen de twee schema's tijdens de simulering klein is. De beschreven beïnvloeding van het convectieschema door het verticale diffusieschema wordt als ongewenst beschouwd. Een mengschema - zoals het lokale diffusieschema- dat niet hoog genoeg mengt om het convectieschema te beïnvloeden levert echter ook niet het gewenste resultaat. Door de massafluxsluiting van het convectieschema onafhankelijk te maken van het mengschema hoopt men de beïnvloeding van het convectieschema door het verticale diffusieschema te voorkomen.

Het *lokale diffusie schema* levert geen acceptabele resultaten op. Enerzijds omdat het niet hoog genoeg doormengt anderzijds omdat door deze lage menging geen goede koppeling bestaat met het convectieschema. Verder blijkt dat het schema de hoge resolutie niet goed aan kan en als gevolg daarvan grillig gedrag vertoont in de tijd en in de verticaal. Op de kwaliteit van de profielen lijkt dit grillige gedrag niet van invloed te zijn, waarschijnlijk omdat de extremen uitmiddelen in de tijd. De referentierun laat zien dat het niet-lokale diffusieschema wel voldoet.

De keuze voor het Morcrette of het ECHAM3 *stralingsschema* is arbitrair indien de profielen als maatstaf genomen worden. Het Morcrette stralingsschema geniet echter de voorkeur omdat het minder op empirie en meer op fysica berust dan het ECHAM3 schema. Bovendien veroorzaakt de interactie tussen de bewolking en de straling in het ECHAM3 stralingsschema gedurende de gehele bewolkingsperiode oscillaties in een groot aantal variabelen.

Zoals al eerder gezegd komt in de standaardrun geen bewolking voor. De *huidige instelling* van het 3D model voldoet dus niet om 20 juni 1993 correct te simuleren. Het zou interessant zijn om het 3D model in de gedefinieerde referentie-instelling te draaien.

Helaas is dat wat betreft het startprofiel en de hoge resolutie niet of niet makkelijk te realiseren.

Tot slot enkele opmerkingen over het gebruikte *condensatieschema*. Zoals uit verschillende hoofdstukken blijkt, voldoet het schema niet op alle punten. Zo is het plotseling wisselen van de ene drempelwaarde naar de andere niet gewenst in verband met de grote verschillen in bedekkingsgraad die dan optreden. Verder is het niet mogelijk, zelfs niet indien gewerkt wordt met slechts één drempelwaarde, om voor 20 juni 1993 het profiel zodanig te tunen dat gedurende de gehele simulatie de gewenste hoeveelheid bewolking gesimuleerd wordt. Sinds de formulering van het condensatieschema in 1978, zijn echter door Sundqvist en anderen reeds verscheidene veranderingen aangebracht in het oorspronkelijke schema, een voorbeeld hiervan is te vinden in Hammarstrand en Sundqvist (1986). Ik denk dat het de moeite waard is om te onderzoeken in hoeverre deze veranderingen in het RACMOmodel tot verbeteringen kunnen leiden.

Referenties

- * Christensen J.H. and Meijgaard E. van, 1992, *On the construction of a regional atmospheric model*.
Technisch rapport TR-147, KNMI De Bilt.
- * Driedonks A.G.M., 1981, *Dynamics of the well-mixed atmospheric boundary layer*.
Wetenschappelijk rapport WR-81-2, KNMI De Bilt.
- * Feijt A.J., Dorland R. van, Lammeren A.C.A.P. van, Meijgaard van E. and Stammes P., 1994, *Cloud-radiation-hydrological interactions: measuring and modeling*.
Wetenschappelijk rapport WR 94-04, KNMI De Bilt.
- * Hammarstrand U. and Sundqvist H, 1986, *Results from prediction of cloudiness with a limited area model*.
Department of Meteorology, University of Stockholm, Report DM-48.
- * Holtslag A.A.M. and Boville B.A., 1993, *Local versus nonlocal boundary layer diffusion in a global climate model*.
Journal of climate, Vol 6, no. 10, p. 1825-1842.
- * Holtslag A.A.M., Meijgaard E. van and Rooij W.C. de, 1995, *A comparison of boundary layer diffusion schemes in unstable conditions over land*.
Boundary Layer Meteorology (in druk).
- * Lammeren A.C.A.P. van and Feijt A.J., 1994, *Cloud detection network in The Netherlands*.
Third international symposium on tropospheric profiling: needs and technologies, Extended abstracts, Vol 2, Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften, Hamburg.
- * Morcrette J.J., 1989, *Description of the radiation scheme in the ECMWF model*.
Technical memorandum, No 165, ECMWF Reading.
- * Pelt P.C. van, 1981, *Codevorm en codes voor de Synop en de Klim*.
Bureau vakopleidingen, KNMI De Bilt, interne publicatie.
- * Roeckner E. and Schlese U. 1985, *January simulation of clouds with a prognostic cloud cover scheme*.
ECMWF Workshop on Cloud cover parametrisation in numerical models, ECMWF, Reading, p. 87-109.
- * Roeckner E. et al., 1993, *The ECHAM3 atmospheric general circulation model*.
Report no 6, Deutsches Klimarechenzentrum, Modelbetreuungsgruppe, Hamburg, revision 2.
- * Rogers R.R., 1979, *A short course in cloud physics*.
Pergamon, Oxford, 2nd edition.

- * Siebesma A.P. and Cuijpers J.W.M., 1995, *Evaluation of parametric assumptions for shallow cumulus convection.*
Journal of the atmospheric sciences, Vol 52 no 6, p. 650-666.
- * Siebesma A.P. and Holtslag A.A.M., 1996, *Evaluation of a mass flux parametrization scheme for shallow cumulus convection.*
Journal of the atmospheric sciences (onder voorwaarde geaccepteerd).
- * Stammes P. Feijt A.J., Lammeren A.C.A.P. van and Prangma G.J., 1994, *Tebex observations of clouds and radiation -potential and limitations.*
Technisch rapport TR-162, KNMI De Bilt.
- * Stull R.B., 1988, *An introduction to boundary layer meteorology.*
Atmospheric Sciences Library, no. 13, Kluwer, Dordrecht.
- * Sundqvist H., 1978, *A parametrization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content.*
Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society, Vol. 104, blz 677-690.
- * Tiedtke M., 1989, *A comprehensive massflux scheme for cumulus parametrization in large scale models.*
Monthly weather review, Vol. 117, no 8, p. 1779-1800.
- * Vogelesang D.H.P. and Holtslag A.A.M., 1996, *Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations.*
Boundary Layer Meteorology (aangeboden).