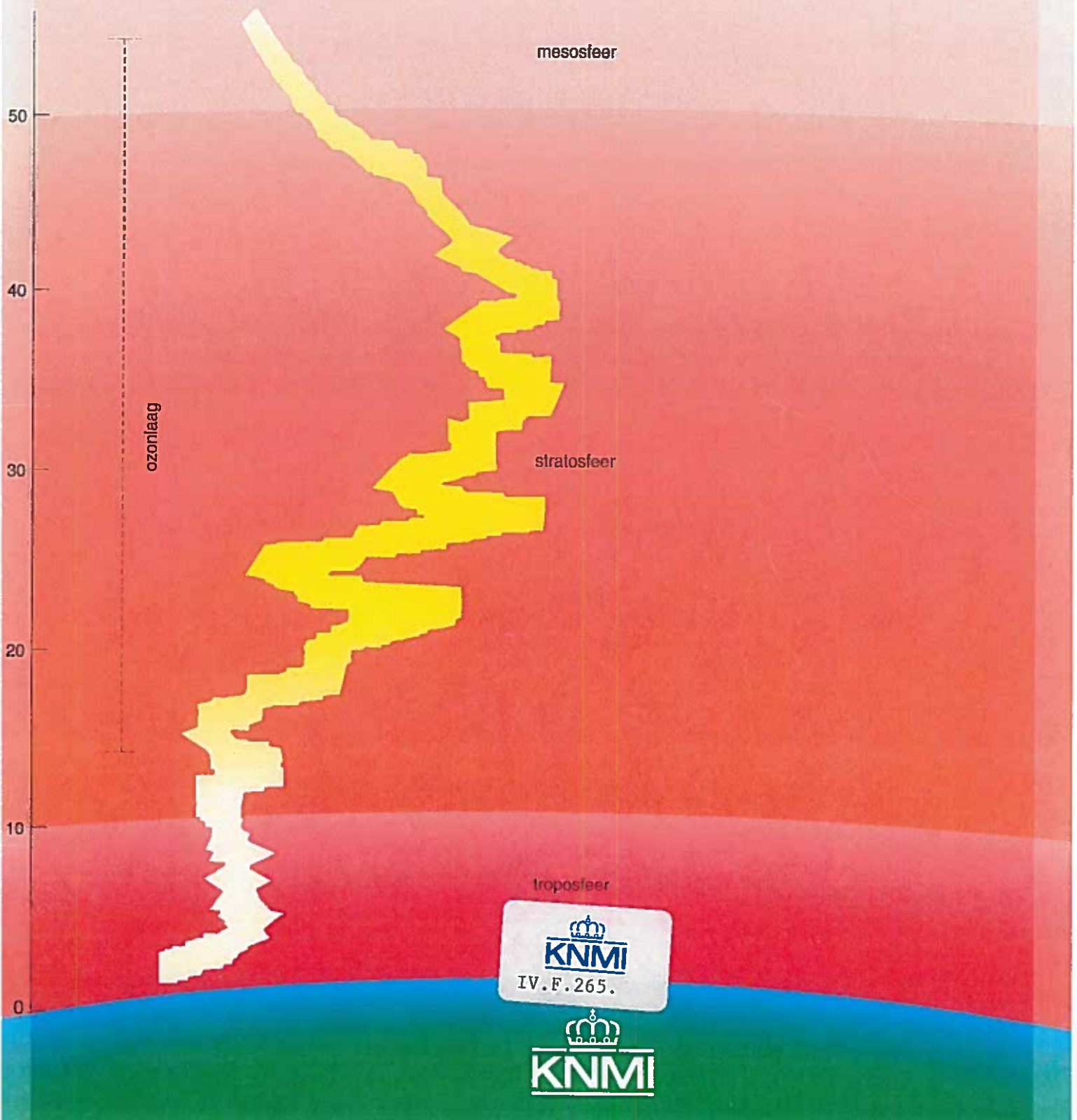


De toestand van het klimaat en van de ozonlaag in Nederland



Inhoud

Voorwoord 3

Samenvatting en conclusies:
de toestand van het klimaat
en van de ozonlaag in Nederland 5

1. Inleiding 6

2. Ontwikkelingen in de temperatuur 9

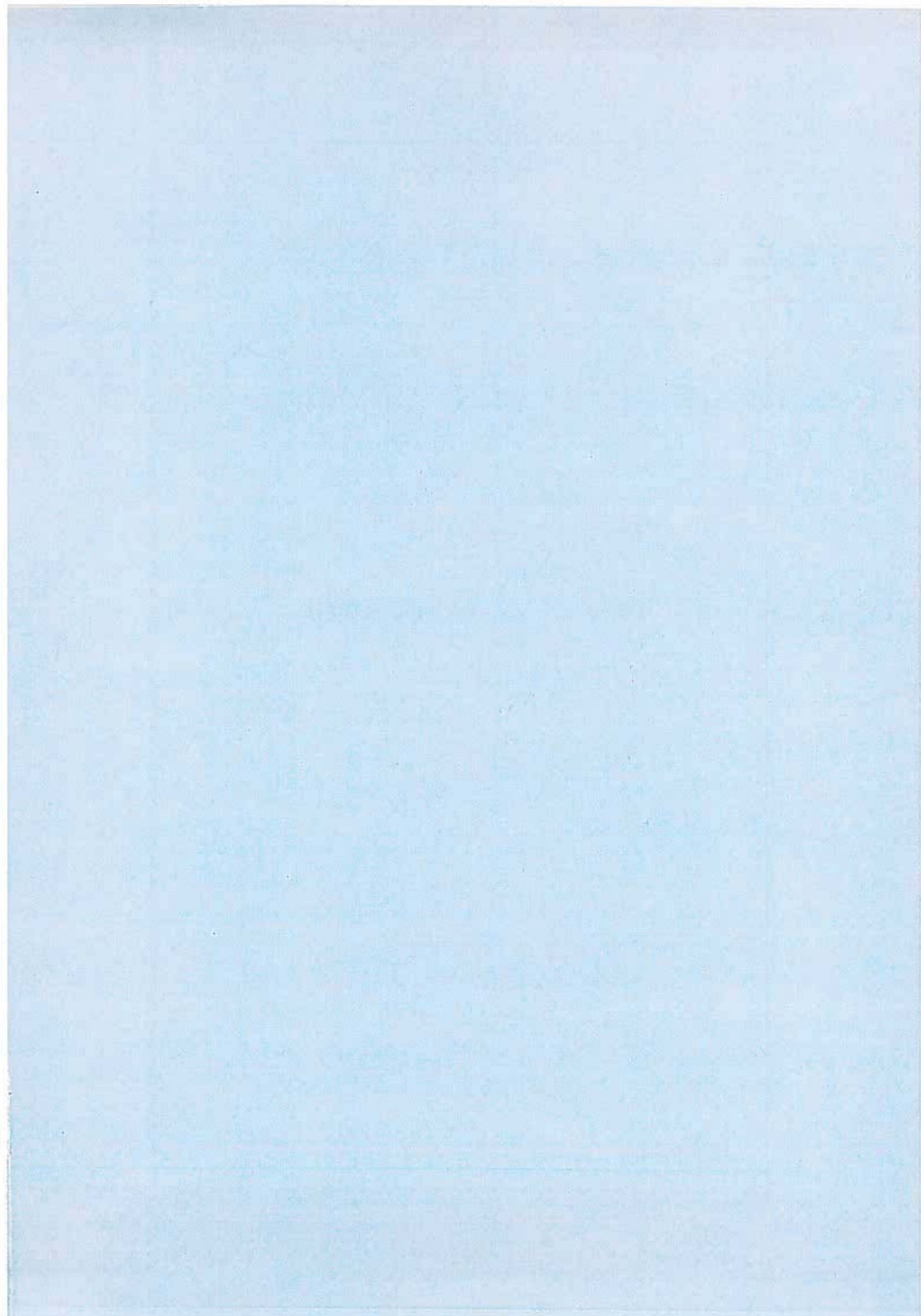
3. Neerslag en droogte 13

4. Ontwikkelingen in het windklimaat 15

5. Veranderingen in de ozonlaag 17


IV.F.265.





Voorwoord

Het broeikaseffect bestaat, daar is geen twijfel over. Tezamen met de ozonlaag, die ons beschermt tegen schadelijke straling van de zon, vormt het zelfs een essentiële voorwaarde voor het leven op aarde. Door menselijk handelen verandert de samenstelling van de atmosfeer. Het broeikaseffect wordt daardoor versterkt en de ozonlaag afgebroken. Het leefklimaat op aarde zal dan ook veranderen.

De gevolgen voor het Nederlands klimaat van een versterkt broeikaseffect zijn onzeker. Bovendien denkt men verschillend over de ernst van klimaatverandering. Sommigen zijn van mening dat de Nederlandse samenleving niet erg klimaatgevoelig is. Dat mag misschien juist zijn voor temperatuurstijgingen, maar het omgaan met de gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging of een veranderde zoetwater aanvoer levert wel problemen op. Door afbraak van de ozonlaag zal meer ultra-violette zonnestraling het aardoppervlak bereiken. Dit kan schadelijke gevolgen hebben voor levende organismen.

Het is daarom belangrijk het klimaat en de ozonlaag zorgvuldig in de gaten te houden. Hoe veranderen ze van nature en welke veranderingen zijn het gevolg van menselijke activiteiten; wat weten we zeker en wat is onzeker; welke signalen vangen we nu op en wat moeten of kunnen we daarmee. Antwoord op dergelijke vragen is nodig als we voor ingrijpende maatregelen staan.

De huidige maatschappelijke en politieke discussie gaat daar ook over. Het besef dat de mensheid niet meer alleen regionaal en lokaal het eigen leefklimaat beïnvloedt, maar nu ook op mondiale schaal, speelt daarbij een grote rol.

Ook internationaal wordt dit onderkend: het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) van de Verenigde Naties heeft in zijn rapporten de kennis over het broeikaseffect in beeld gebracht. Zij zal dit ook in de toekomst blijven doen. De Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) rapporteert elke twee jaar over de toestand van de ozonlaag.

Dit rapport bouwt daarop voort; gegeven de mondiale ontwikkelingen wordt de toestand bezien van het klimaat en de ozonlaag in Nederland. Voor wat betreft het klimaat beperken we ons tot enkele parameters: temperatuur, neerslag en wind.

De beperkte voorspelbaarheid van het klimaatsysteem geeft het probleem een extra dimensie. Het Nederlands klimaat zou in de komende eeuw een onverwachte wending kunnen nemen. Zekerheid over de gevolgen van een versterking van het broeikaseffect is nu niet, en wellicht nooit, te geven. Onderzoek is nodig om de eigenschappen van het klimaatsysteem beter te leren kennen en de gevoeligheid van ons klimaat voor verstoringen te bepalen.

Het KNMI neemt de dreiging zeer serieus. Deze rapportage wordt daarom periodiek herhaald. Veranderingen in het klimaat en de ozonlaag kunnen dan tijdig gesignaleerd worden.

Dr. H.M. Fijnaut
Hoofddirecteur van het KNMI

Samenvatting en conclusies

Het Intergovernmental Panel on Climate Change van de Verenigde Naties heeft in 1990 en 1992 verslag gedaan van de kennis die er nu is over het natuurlijke broeikas effect en de versterking daarvan door menselijke activiteiten. Het heeft vervolgens conclusies geformuleerd over de gevolgen van die versterking voor ons klimaat. Deze conclusies worden voor een deel hier herhaald. Het KNMI onderschrijft deze conclusies en breidt ze uit naar de situatie in Nederland.

1. Wereldwijd is de temperatuur de afgelopen eeuw toegenomen.

Wij hebben geen reden aan dit gegeven te twijfelen. Met het IPCC zijn we echter van mening dat de ontwikkeling in de temperatuur van de afgelopen eeuw niet met zekerheid toe is te schrijven aan het versterkte broeikas effect. De toch nog beperkte kennis en de natuurlijke variabiliteit van het klimaat zijn de belangrijkste oorzaken daarvan.

2. De kans dat de mondiale temperatuur verder toeneemt is groot.

De verstoring van het klimaatstelsel door het Broeikas effect gaat gestaag door. Het staat fysisch vast dat dit wereldwijd tot hogere temperaturen moet leiden. Uit de toename van de concentratie van broeikasgassen in de atmosfeer is een toename van de stralingsforcering te berekenen. Voor de nabije toekomst, begin volgende eeuw, zal dit vrij zeker leiden tot een temperatuurstijging op aarde met tenminste 1 °C. Deze stijging kan tegenwerkt worden door koelende effecten, bijvoorbeeld door stijging van de hoeveelheid aerosolen in de atmosfeer. Die effecten hebben een veel kortere tijdschaal dan het Broeikas effect, een structureel tegenwicht kan het daarom niet zijn.

3. In Nederland is de temperatuur de afgelopen jaren abnormaal hoog geweest.

Vanaf het eind van de vorige eeuw tot in de jaren zeventig schommelde de jaargemiddelde temperatuur constant rond een gemiddelde van 9.1 °C. Vier van de vijf laatste jaren wijken daar significant vanaf. Het gaat hier dus om een uitzonderlijk verschijnsel: het is onwaarschijnlijk dat de natuurlijke variabiliteit van een niet-veranderend klimaat zo'n groep van warme jaren teweegbrengt. Er lijkt dus sprake van een klimaatverandering, passend in het beeld van een temperatuurstijging door het Broeikas effect. Het kan echter ook een natuurlijke

klimaat schommeling zijn. Reden om de temperatuur in De Bilt de komende jaren zorgvuldig te volgen.

4. Het wind- en neerslagklimaat in Nederland vertonen geen tekenen van systematische verandering.

Zowel voor de wind als voor de neerslag geldt dat het verloop van jaar op jaar veel grilliger is dan dat van de temperatuur. Het is daarom moeilijker om systematische veranderingen in het wind- en neerslagklimaat vast te stellen. Vast staat dat de abnormaal hoge temperaturen van de afgelopen jaren niet gepaard zijn gegaan met overeenkomstig grote afwijkingen in wind en regen. Ook uit klimaatmodellen is het nog niet absoluut duidelijk in welke richting wind- en neerslagklimaat veranderen als de temperatuur toeneemt.

5. De ozonlaag wordt door chloor en broom afkomstig uit CFK's en Halonen aangetast, in het bijzonder boven Antarctica.

Het KNMI heeft geen reden aan deze bevinding, van onder meer de WMO, te twijfelen. De voorgenomen maatregelen, vastgelegd in het Montreal Protocol en de aanscherpingen daarvan, bieden op termijn echter wel uitzicht op een volledig herstel van de ozonlaag. Nieuw punt van zorg is dat de wederzijdse beïnvloeding van het Broeikas effect en de ozonhuishouding onvoldoende bekend is.

6. De dikte van de ozonlaag boven Nederland varieert sterk.

Er zijn korte perioden met extra ozonvermindering waargenomen. Deze konden direct in verband worden gebracht met uitzonderlijke weersomstandigheden. Er is ook een lange-termijn trend. Over de periode 1978-1990 is boven het Noordelijk Halfrond, ook boven onze breedte, een statistisch significante afname van de totale hoeveelheid ozon geconstateerd van enkele procenten. Er is echter nog geen toename van de hoeveelheid UV-B straling op zeeniveau gemeten.

7. Waakzaamheid is geboden.

De potentiële gevolgen van het Broeikas effect, de invloed van CFK's en Halonen op de ozonlaag en het abnormale gedrag van de temperatuur in Nederland in de afgelopen jaren, roepen tot zorgvuldige waarneming en analyse van weer, klimaat en ozonlaag.

1 Inleiding

Het klimaatsysteem.

Ons aardse klimaatsysteem is een complex en dynamisch systeem. Voortdurend vindt uitwisseling van stoffen en energie plaats tussen de onderdelen van het systeem: atmosfeer, oceaan, land, ijs en biosfeer. Water verdampt en veroorzaakt regen of sneeuw; de circulatie van oceaan en atmosfeer transporteert energie van evenaar naar pool; leven ontstaat en vergaat en heeft een diepgaande, grotendeels nog onbekende, invloed op klimaatprocessen. Dit alles wordt mogelijk gemaakt door de energie van de zon die onze aarde bereikt. Uiteindelijk staat het klimaatsysteem deze energie ook weer af. Voor een heel klein deel vastgelegd in fossiel biologisch materiaal, maar grotendeels uitgestraald in de vorm van warmte en infrarode straling.

Mede onder invloed van biologische processen heeft onze dampkring een unieke samenstelling, vergeleken met andere levenloze planeten. Onze dampkring bestaat vrijwel volledig uit stikstof en zuurstof met een zeer geringe hoeveelheid andere gassen zoals kooldioxyde (CO_2), waterdamp, lachgas (N_2O) en ozon (O_3). Het zijn juist deze sporengassen, de zogenaamde broeikasgassen, die voor de stralings- en energiehuishouding van het klimaatsysteem van groot belang zijn. Zij hebben de eigenschap infrarode straling te kunnen absorberen, waardoor meer energie aan het klimaatsysteem beschikbaar komt. Dit is het natuurlijke broeikas-effect dat er voor zorgt dat onze aarde bewoonbaar is.

Het broeikas-effect.

De laatste 150 jaar neemt de concentratie toe van broeikasgassen in de atmosfeer, vooral door de verbranding van fossiele brandstoffen. Daardoor wordt een groter deel van de door de aarde uitgezonden infrarode warmtestraling geabsorbeerd. Dit betekent dat extra energie in het klimaatsysteem wordt vastgehouden: de stralingsforcering neemt toe.

Dit door mensen veroorzaakte -antropogene- broeikas-effect is een verstoring van het natuurlijke broeikas-effect. Gewoonlijk, en ook in dit rapport, wordt het antropogene broeikas-effect het "Broeikas-effect" genoemd.

Er is nauwelijks discussie over de grootte van zowel het natuurlijke als het antropogene broeikas-effect. De infrarode absorberende eigenschappen van de broeikasgassen zijn vrij nauwkeurig bekend. Ook de orde van grootte van de belangrijkste natuurlijke verstoringen, zoals variaties in de hoeveelheid binnenkomende zonnestraling en vulkaanuitbarstingen, is vrij zeker. Vergeleken met deze natuurlijke verstoringen is de verstoring van het natuurlijke broeikas-effect door de mens aanzienlijk.

Aan de andere kant zijn er ook verstoringen door menselijke activiteiten die het Broeikas-effect weer deels compenseren. Zo neemt, met name op het dichtbevolkte Noordelijk Halfrond, door stof- en zwaveluitstoot de concentratie toe van druppeltjes zwavelzuur en vaste deeltjes in de atmosfeer. Hierdoor wordt meer zonlicht rechtstreeks teruggekaatst.

De afbraak van de ozonlaag.

Ozon vinden we voornamelijk in de stratosfeer, geconcentreerd in een laag tussen 14 en 40 km hoogte: de ozonlaag. Het heeft een bijzondere eigenschap: het absorbeert de voor het leven zo schadelijke overmaat aan ultraviolette straling van de zon.

De laatste jaren wordt een zorgelijk grote afbraak van ozon in de ozonlaag gemeten. Het ozongat dat elk jaar weer in oktober en november boven het Zuidpoolgebied optreedt spreekt het meest tot de verbeelding. Ook op gematigde breedten wordt echter een geleidelijke afbraak van de ozonlaag waargenomen. CFK's en Halonen, gassen die van nature niet in de atmosfeer voorkomen zijn hier met name schuld aan.



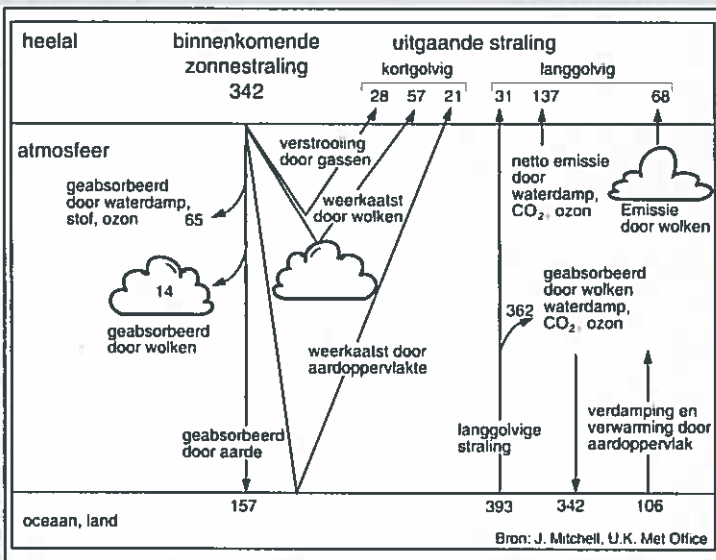
De stralingsbalans van het klimaatsysteem.

Het klimaatsysteem ontvangt straling van de zon. Deze straling is kortgolvig (voornamelijk zichtbaar licht en ultraviolet) en bedraagt aan de rand van de atmosfeer 342 W/m^2 .

Van deze kortgolvige straling wordt 106 W/m^2 (ca. 31%) direct teruggekaatst naar de ruimte. Het klimaatsysteem absorbeert dus de overblijvende 236 W/m^2 (ca. 69%) waarvan 79 W/m^2 aan de atmosfeer ten goede komt en de overige 157 W/m^2 door het aardoppervlak wordt opgenomen.

Het klimaatsysteem zendt zelf weer 236 W/m^2 naar het heelal in de vorm van infrarode straling, maar het aardoppervlak zendt veel meer infrarode straling uit, en wel 393 W/m^2 . De atmosfeer houdt dus zo'n 157 W/m^2 vast, voor een klein deel door wolken, voor het grootste deel door gassen als kooldioxyde, waterdamp en ozon die de eigenschap hebben infrarode straling te absorberen. Dit is het natuurlijk broeikas effect.

Afgezien van de absorptie van zonnestraling is het broeikas effect daarmee de belangrijkste energiebron van ons klimaatsysteem.



De stralingsbalans van de atmosfeer in W/m^2 .

De stralingsbalans aan het aardoppervlak is ogenschijnlijk niet in evenwicht. Tegenover opname van 157 W/m^2 aan zonnestraling staat 393 W/m^2 aan uitgaande infrarode straling en nog eens 106 W/m^2 door verdamping en directe verwarming van de atmosfeer. Het tekort wordt gecompenseerd door infrarode straling die door de gassen en wolken weer naar de aarde worden teruggekaatst.

Door toename van de concentratie van broeikasgassen komt meer energie voor het klimaatsysteem beschikbaar. Verdubbeling van de kooldioxyde concentratie geeft 4 W/m^2 extra. Geschat wordt dat alle broeikasgas-emissies tezamen tot nu toe het broeikas effect met 2.5 W/m^2 hebben versterkt. De industriële uitstoot van zwavelverbindingen, voornamelijk op het Noordelijk Halfrond, leidt tot de vorming van aerosolen. Deze hebben een koelend effect dat op het Noordelijk Halfrond wordt geschat op 1 W/m^2 , maar de regionale variatie is erg groot. Op het Zuidelijk Halfrond is deze koeling verwaarloosbaar.

Die gassen dragen ook bij aan het Broeikas effect. Het Broeikas effect en de afbraak van de ozonlaag staan alleen daardoor al niet los van elkaar.

Onlangs is ontdekt dat er meer, en complexe, verbanden tussen beide effecten zijn. Zo is gevonden dat de afbraak van de ozonlaag in de lage stratosfeer het Broeikas effect deels compenseert. Omgekeerd zou de afkoeling van de stratosfeer het ontstaan van een ozongat boven het Noordelijk Halfrond kunnen bevorderen.

Gevolgen voor het mondiale klimaat.

Wat doet het klimaatsysteem nu met die verstoring van de energiebalans? De eenvoudigste manier om het evenwicht te herstellen is een temperatuurverhoging van het aardoppervlak. Bij verdubbeling van de kooldioxydeconcentratie zou die temperatuur met ruim 1°C moeten toenemen.

Maar zó eenvoudig is het niet.

Terugkoppelingen in het complexe klimaatsysteem kunnen voor een verzwakking of versterking van de temperatuuroptima zorgen. Een bekend voorbeeld is de waterdamp terugkoppeling. Door de temperatuurverhoging neemt de verdamping toe en stijgt de waterdampconcentratie in de atmosfeer. Waterdamp is een broeikasgas, zodat het broeikas effect nog verder wordt versterkt. Dit is een positieve terugkoppeling.

Er zijn ook voorbeelden bekend van negatieve, het broeikas effect tegenwerkende, terugkoppelingen. Bovendien wordt vermoed dat nog niet alle terugkoppelmingsmechanismen bekend zijn, vooral die waarbij de biosfeer is betrokken.

Niettemin zijn er goede redenen om aan te nemen dat de mondiale temperatuur door de terugkoppelingen in het klimaatsysteem verder zal toenemen.

De toename van de mondiale temperatuur is overigens niet de enige, en welhaast zeker ook niet de belangrijkste klimaatgrootte die bij het Broeikas effect een rol speelt. De snelheid waarmee de temperatuur verandert heeft potentieel veel ernstiger gevolgen. Daarnaast zullen ook zeespiegelstijging, veranderingen in het wind- en neerslagklimaat, en vooral ook regionale klimaatveranderingen -die sterk van de mondiale

Is het klimaat voorspelbaar?

Atmosfeer, oceaan, continenten, ijsmassa's en biosfeer vormen samen het klimaatsysteem. Elk van deze componenten is een dynamisch systeem dat een complex gedrag vertoont, d.w.z. dat ze door hun aard zeer gevoelig kunnen reageren op kleine versturende impulsen. Het klimaat ontstaat als gevolg van een continue wisselwerking tussen deze componenten. De aard van deze wisselwerking is eveneens complex en voor een belangrijk deel nog onbekend. Ook de evolutiemogelijkheden van een dergelijk systeem zijn grotendeels onbekend.

Waarnemingen van het klimaatsysteem laten variaties zien op allerlei tijdschalen. Variaties van één tot enkele dagen worden veroorzaakt door het turbulente gedrag van de atmosfeer. Variaties op een termijn van maanden tot jaren zijn mede het gevolg van de oceanen met hun enorme warmtecapaciteit. Het complexe karakter van het systeem beperkt de voorspelbaarheid van deze variaties op een heel fundamentele wijze. Door een kleine verstoring kan het klimaat een heel andere wending nemen. Een voorbeeld is de kleine ijstijd die tussen 1500 en 1800 ook in ons land veel koude winters bracht. Dit was waarschijnlijk een natuurlijke en onvoorspelbare klimaatvariatie.

De zon is de drijvende kracht achter het klimaatsysteem. We kunnen uitrekenen hoe de zonne-energie die de aarde bereikt, op lange tijdschalen van tien- tot honderdduizenden jaren varieert. Er blijkt een duidelijk verband te bestaan tussen deze variaties en het optreden van ijstijden. Hoewel de precieze keten van oorzaak en gevolg nog niet duidelijk is, lijkt het ontstaan en verdwijnen van ijstijden tot op zekere hoogte voorspelbaar.

Niet alles is onvoorspelbaar in het klimaatsysteem!

Of klimaatveranderingen veroorzaakt door het Broeikaseffect voorspelbaar zijn, weten we niet. We hebben goede redenen om aan te nemen dat de wereldwijd gemiddelde temperatuur en de zeespiegel zullen stijgen. Maar hoe het klimaat in een gebied ter grootte van West-Europa zal veranderen weten we niet. Op grond van het gedrag van simpele dynamische systemen kunnen we wel iets zeggen. Zo lijkt het onwaarschijnlijk dat het overal gelijkmatig warmer wordt. Het lijkt veeleer aannemelijk dat warme weertypen wat vaker zullen voorkomen en koude wat minder. Dat betekent dat we ook in een broeikasklimaat nog koude winters kunnen verwachten.

Maar het is ook denkbaar dat het, terwijl het gemiddeld over de aarde warmer wordt, in Nederland gemiddeld juist kouder wordt. Bijvoorbeeld doordat 's winters weertypen met oostenwind vaker voorkomen, of, wat veel dramatischer zou zijn, doordat op de lange duur de Golfstroom een andere koers gaat volgen en geen warm water meer naar West-Europa transporteert.

Verder onderzoek is nodig om de eigenschappen van complexe systemen beter te leren begrijpen en om de gevoeligheid van ons klimaat voor verstoringen te bepalen. Omdat we nu niet en misschien wel nooit kunnen voorspellen hoe het klimaat van West-Europa door het broeikaseffect zal veranderen, zit er voorlopig niets anders op dan het klimaat zorgvuldig te bewaken en de vinger aan de pols te houden.

veranderingen kunnen verschillen- een grote invloed hebben op de natuur en de samenleving.

Het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*.

Het IPCC -opgericht door de Verenigde Naties- heeft alle relevante kennis, feiten en onzekerheden, verzameld en op grond daarvan samengevat wat we over het klimaat van de volgende eeuw kunnen zeggen.

Het IPCC komt onder meer tot de conclusie dat het Broeikaseffect zeker zal leiden tot een wereldwijde temperatuurstijging in de onderste laag van de atmosfeer, de troposfeer. Daarentegen zal in de hogere atmosfeer, de stratosfeer, de temperatuur juist dalen. Bij ongewijzigd beleid zal de temperatuurstijging aan het aardoppervlak, rond het jaar 2025 ongeveer 1 °C zijn ten opzichte van de huidige temperatuur. Tegen het einde van de volgende eeuw wordt de stijging geschat op zo'n 3 °C met een onzekerheidsmarge tussen 2 °C en 5 °C. Zo'n snelle temperatuurstijging heeft de aarde de laatste 10.000 jaar niet meegemaakt. Ook de neerslag en verdamping zullen wereldwijd toenemen.

Het IPCC stelt ook vast dat er over regionale klimaatveranderingen, in gebieden ter grootte van bijvoorbeeld West-Europa, nog veel grotere onzekerheden bestaan. Over een klimaatverandering in Noordwest-Europa, waaronder ook Nederland valt, is niets met zekerheid te zeggen.

Er zijn wel aanwijzingen dat de temperatuurstijging in Zuid-Europa en het centrale deel van Noord-Amerika groter zal zijn dan wereldwijd gemiddeld, gepaard gaand met minder neerslag in de zomer. Meer dan vage aanwijzingen zijn dit echter niet.

* Het IPCC heeft zijn bevindingen neergelegd in twee rapporten:
- Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, J.T. Houghton et al., Cambridge University Press, 1990.

- Climate Change 1992: The Supplementary Report to The IPCC Scientific Assessment, J.T. Houghton et al., Cambridge University Press, 1992

2 Ontwikkelingen in de temperatuur

Veranderingen in de temperatuur aan het aardoppervlak worden, direct of indirect, ingeluid door veranderingen in de stralingsforcering. Dat kan een opwarming zijn, zoals het effect van de broeikasgassen, maar ook afkoeling treedt op. Met name aerosolen kunnen een koelend effect hebben.

Invloed van aerosolen.

Aerosolen in de stratosfeer zijn voornamelijk van vulkanische oorsprong. Na elke grote vulkaanuitbarsting, zoals recent de Pinatubo, is er dan ook een forse toename van de aerosolinhoud van de stratosfeer zichtbaar. Ook letterlijk omdat het tot prachtig gekleurde zonsopkomsten en -ondergangen kan leiden. Er wordt dan netto meer straling van de zon weerkaatst, waardoor minder energie aan het klimaatsysteem ten goede komt. Dit heeft een koelend effect op het aardoppervlak, wat kan leiden tot een daling van de temperatuur

Wat zijn aerosolen?

Aerosolen zijn microscopisch kleine deeltjes -zoals zwaveloxiden, roet en vulkaanstof die in de atmosfeer zweven. De deeltjes zijn in de orde van 0.01-1µm groot. Zij zijn te klein om door de zwaartekracht uit de atmosfeer verwijderd te worden en verspreiden zich zoals een gas. De aerosolen in de stratosfeer zijn voornamelijk van natuurlijke oorsprong. In de troposfeer is de mens een belangrijke bron, bijvoorbeeld door de uitstoot van de industrie en het verkeer.

In de stratosfeer verdwijnen de aerosolen alleen door uitwisseling met de daaronder gelegen troposfeer. Dit gaat maar langzaam, zodat zij ruimschoots de tijd krijgen om zich over de hele aarde te verspreiden. De verblijftijd in de stratosfeer ligt in de orde van enkele jaren.

In de troposfeer is de verblijftijd in het algemeen slechts enkele dagen. Daar zijn namelijk wel efficiënte verwijderingsprocessen. Regen is met name effectief.

Aerosolen hebben zowel een directe als een indirecte invloed op de stralingshuishouding en daarmee op de temperatuur op aarde. De directe effecten van aerosolen zijn een gevolg van het absorberen, reflecteren en verstrooien van straling.

Indirect kunnen aerosolen gevolgen hebben voor de bewolking. Zowel het aantal druppeltjes in een wolk kan toenemen, wat de stralingseigenschappen van de wolk beïnvloedt, als de hoeveelheid bewolking.

Hoe de aerosolen uiteindelijk uitwerken op de temperatuur aan het aardoppervlak, is situatie-afhankelijk. Het netto effect kan zowel een opwarming zijn als een afkoeling.

met enkele tienden van graden, over een periode van enkele jaren.

Aerosolen in de troposfeer kunnen zowel van natuurlijke als van antropogene herkomst zijn. In sterk geïndustrialiseerde gebieden overheerst de antropogene aerosoluitstoot.

Het effect op de stralingsbalans is niet zonder meer

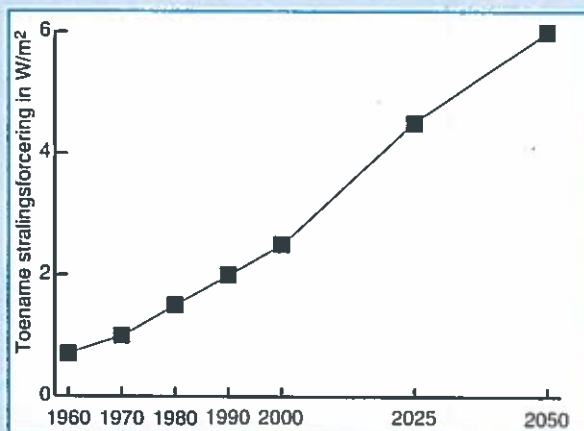
in te schatten. Er treden op lokale en regionale schaal zowel warmende als koelende effecten op. In Nederland kan het negatief, koelend, effect op de stralingsbalans oplopen tot meer dan 5 W/m². Gewoonlijk is het directe, lokale effect hiervan op de temperatuur klein. In Nederland wordt de temperatuur voornamelijk bepaald door de aanvoer van warme of koude lucht, respectievelijk uit subtropische en polaire streken.

Een toename van de temperatuur als gevolg van het Broeikaseffect kan deels teniet worden gedaan door een koelend effect van de aerosolen. Het is echter gevaarlijk hierop te vertrouwen als middel om de gevolgen van het Broeikaseffect tegen te gaan. Bij een daling van de aerosolemissies kan het koelend effect binnen enkele jaren sterk afnemen. Omdat aerosolen veel sneller uit de atmosfeer verdwijnen dan broeikasgassen, zal dan zelfs bij gelijkblijvende concentratie van broeikasgassen toch de temperatuur stijgen. Bovendien zijn antropogene aerosolen voornamelijk het gevolg van zwaveluitstoot. Een overmaat aan aerosolen vormt daarom op zich ook een milieuprobleem.

Veranderingen in de stralingsbalans.

Door het IPCC zijn de resultaten gepubliceerd van onderzoek naar veranderingen in de stralingsbalans. De ontwikkeling van de stralingsforcering neemt daarbij een centrale plaats in.

In figuur 1 is de toename van de stralingsforcering gegeven ten opzichte van de toestand in 1765, dus voor de industriële revolutie. De stralingsforcering is tot 1990 berekend aan de hand van de waargenomen



Figuur 1. Toename van antropogene stralingsforcering (W/m²) ten opzichte van 1765 (IPCC 1992).

De uitbarsting van de Pinatubo.

Grote stofwolken afkomstig van de Pinatubo op de Filippijnen strekten zich in juni 1991 uit tot een hoogte van 40 km in de atmosfeer. Naar schatting 20 tot 30 megaton aerosolen, voornamelijk druppeltjes geconcentreerd zwavelzuur, werden in de stratosfeer gebracht. De grootste vulkaanuitbarsting eerder deze eeuw, El Chichon (Mexico, 1982) brachten naar schatting minder dan half zoveel aerosolen in de atmosfeer.

Drie maanden na de uitbarsting was de concentratie deeltjes in de stratosfeer een factor 10 gestegen. Een half jaar na de uitbarsting was het materiaal wereldwijd verspreid.

Verwacht wordt dat de uitbarsting een meetbaar koelend effect heeft op de temperatuur aan het aardoppervlak. Ook wordt een effect verwacht op de ozonlaag. Chemische reacties kunnen tot gevolg hebben dat de ozonconcentratie daar met enkele procenten daalt.

De oliebranden in Koeweit.

Aan het eind van de Golfoorlog in 1991 stond een groot aantal olie- en gasbronnen in Koeweit in brand. Door de ongecontroleerde verbranding kwamen grote hoeveelheden aerosolen, voor een belangrijk deel bestaand uit roet, in de atmosfeer terecht.

De hoeveelheid CO₂ die in 1991 door de verbranding vrijkwam is geschat op ca. 1% van de totale wereldwijde emissie door de verbranding van fossiele brandstoffen in dat jaar.

Er is door de oliebranden betrekkelijk weinig roet in de stratosfeer terecht gekomen, het meeste bleef in de lagere luchtlagen. Daar bleken de deeltjes goede condensatiekernen, zodat ze snel uitregenden: de verblijftijd van de deeltjes in de atmosfeer was slechts enkele dagen. De verspreiding van de aerosolen in de atmosfeer bleef daardoor beperkt tot een gebied van ruwweg 1000 km rond de branden.

Ook de gevolgen voor het klimaat zijn daardoor beperkt gebleven tot het Golfgebied. Direct onder de roetpluim, die zich uitstrekte tot op enkele honderden kilometers van de branden, is een maximale temperatuurdaling van 8 °C gemeten aan het aardoppervlak. Invloed op het weer op grotere afstand kon niet worden aangetoond.



concentratie van broeikasgassen, na 1990 is het verloop aangehouden volgens het "Business-as-usual" scenario van het IPCC. De getallen zijn gecorrigeerd voor een negatief -koelend- aerosoleffect van 0,5 W/m².

We zien dat in 1970 de veranderingen in de stralingsforcering ten opzichte van het pré-industriële niveau 1 W/m² was. Dit is vergelijkbaar met de natuurlijke variaties in stralingsforcering in het verleden. Het is dan ook niet verwonderlijk dat er nog geen significante invloed van het Broeikaseffect op het klimaat is gevonden.

Uit figuur 1 kunnen we ook aflezen dat de antropogene stralingsforcering zeer snel aan het toenemen is. In 1990 was deze forcering ten opzichte van 1765 al verdubbeld tot 2 W/m². Een dergelijke stralingsforcering leidt, bij voorzichtige schatting, tot een temperatuurstijging aan het aardoppervlak van tenminste 1 °C.

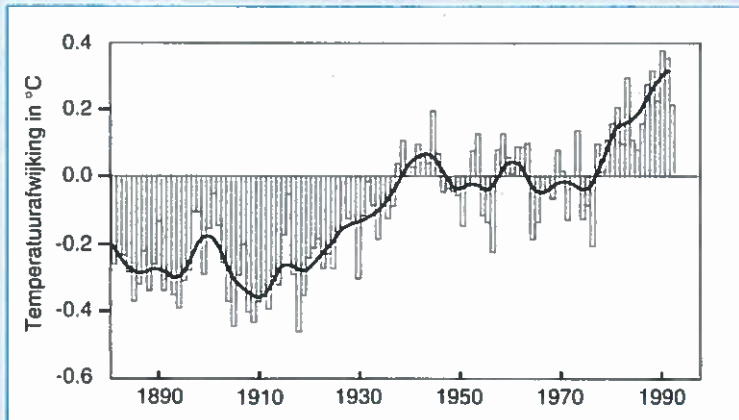
Die stijging zal niet meteen optreden.

Het klimaat in de onderste laag van de atmosfeer -de troposfeer- reageert namelijk met enige vertraging op een verandering in de stralingshuishouding. Oorzaak is de sterke warmte-uitwisseling tussen de troposfeer en de oceanen, waardoor de troposfeer pas opwarmt als de oppervlaktetemperatuur van de oceanen begint op te lopen. Door de grote warmtecapaciteit van de oceanen gaat dit maar langzaam. De temperaturen van de bovenste laag van de oceaan en van de troposfeer ijlen zo'n 20 jaar na op een verandering in de stralingsforcering. Dit betekent dat de stralingsforcering van 1990 pas effect heeft op de mondiale temperatuur in de eerste decennia van de volgende eeuw.

De mondiaal gemiddelde temperatuur.

Het IPCC concludeert dat over de afgelopen 100 jaar de mondiale temperatuurstijging $0,45 \pm 0,15$ °C was. Deze conclusie is gebaseerd op een zorgvuldige analyse van historische en recente waarnemingen van de temperatuur.

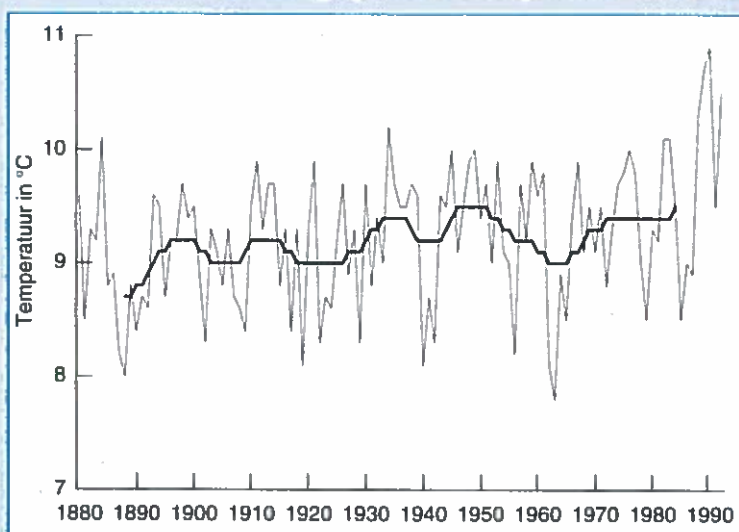
De stijgende trend in de waargenomen temperatuur valt geheel binnen de natuurlijke variabiliteit. Op basis van de waargenomen concentratie van broeikasgassen



Figuur 2.
Trend in de mondiale jaargemiddelde temperatuur sinds 1880. (IPCC, 1992)
Aangegeven is de afwijking in een bepaald jaar ten opzichte van het gemiddelde temperatuur over de periode 1951-1980.

voor de periode van 1880 tot ca. 1970, wordt met klimaatmodellen geen stijgende trend in de temperatuur berekend. Het IPCC concludeert dan ook dat het niet mogelijk is om de stijging van de mondiale temperatuur met zekerheid geheel of gedeeltelijk aan het Broeikaseffect toe te schrijven. Overigens kan evenmin ontkend worden dat het Broeikaseffect wel degelijk een belangrijke bijdrage aan de temperatuurstijging heeft geleverd. Het IPCC stelt zelfs dat een nog grotere broeikasverwarming door de natuurlijke variabiliteit ongedaan gemaakt kan zijn.

De toename van de stralingsforcering in de periode 1970 - 1990 is gelijk aan die in de periode 1765 - 1970.



Figuur 3.
Verloop van de jaargemiddelde temperatuur in De Bilt sinds 1880 (KNMI, 1993).

Op basis daarvan en gegeven de vertraging door de oceanen, kan rond 2010, ten opzichte van 1990, nog eens een temperatuurstijging in de orde van 0,5 °C verwacht worden. Een dergelijke stijging over een zo korte periode begint boven de natuurlijke variabiliteit uit te stijgen. Temperatuurstijging als gevolg van antropogene stralingsforcering zou derhalve in het begin van de volgende eeuw meetbaar moeten zijn.

De temperatuur in Nederland.

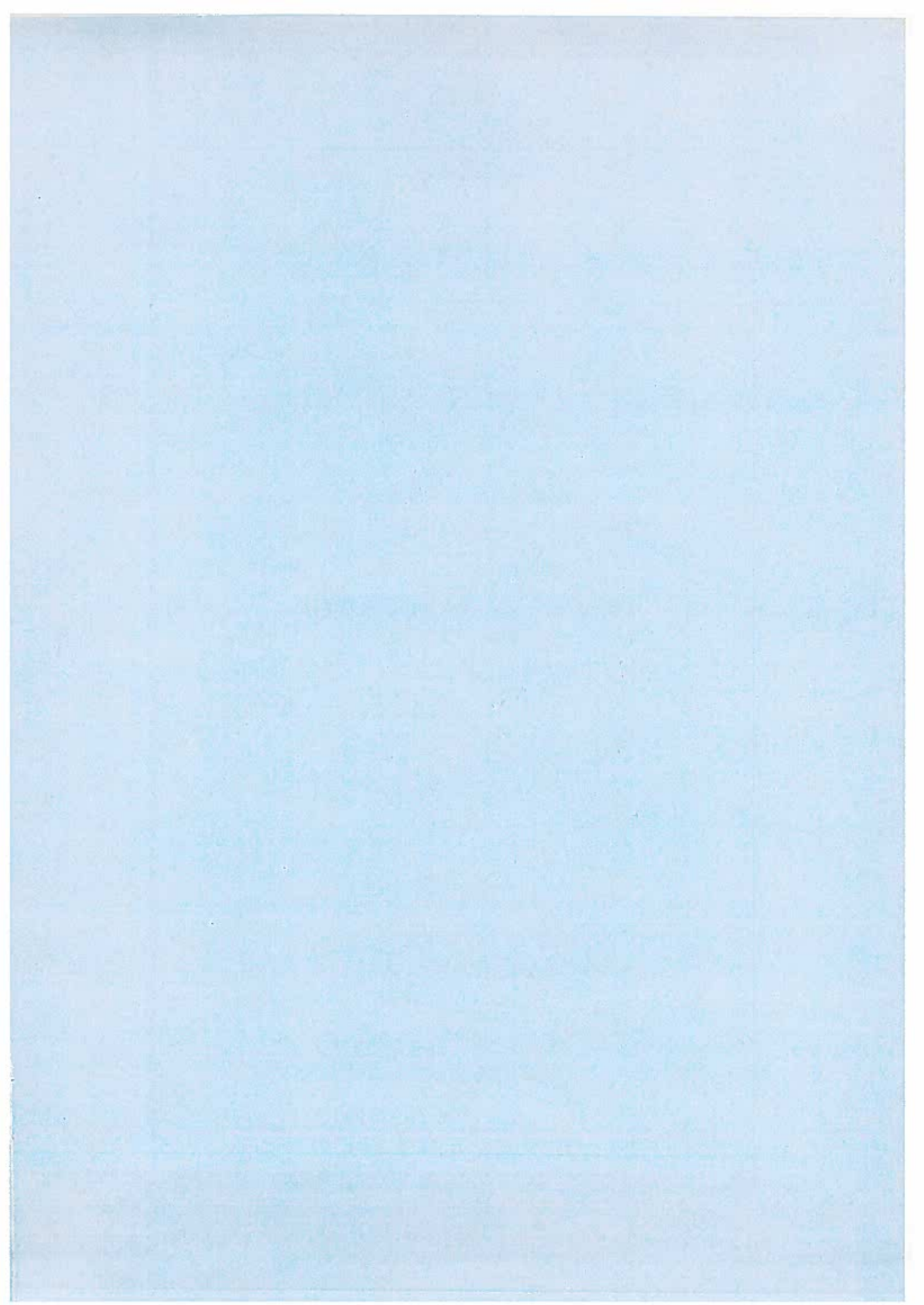
Vanaf het eind van de vorige eeuw tot in de jaren zeventig van deze eeuw schommelde de gemiddelde temperatuur rond een constante waarde van 9,1 °C. Opvallend is echter dat de temperatuur in de vijf meest recente jaren aanzienlijk boven deze waarde lag. De gemiddelde temperatuur over de laatste 5 jaar in De Bilt bedroeg zelfs 10,4 °C, een afwijking van 1,3 °C.

jaar	1988	1989	1990	1991	1992
temperatuur in °C	10,3	10,7	10,9	9,5	10,5

Gemiddelde jaartemperatuur in De Bilt (KNMI, 1993).

Het feit dat de vier warmste jaren van deze eeuw in de laatste vijf jaar liggen wijst op een systematisch verloop of een zekere samenhang tussen de opeenvolgende jaartemperaturen. De recente warme jaren passen in het beeld van een temperatuurstijging door het Broeikaseffect. Ze kunnen echter ook een gevolg zijn van een (tijdelijke) klimaatschommeling.

In het algemeen zijn de jaar op jaar fluctuaties in de reeks van een enkel meetpunt aanzienlijk groter dan die in de wereldgemiddelde temperatuur. Zo zijn er in De Bilt bijvoorbeeld verschillen van ruim 1 °C tussen de gemiddelde temperaturen in twee opeenvolgende jaren, terwijl de verschillen met het wereldgemiddelde van de temperatuur tot enkele tienden van graden beperkt blijven. De reeks van een enkel meetpunt is daardoor minder geschikt om een eventueel Broeikas-effect aan te tonen. Daarom ook is het voorbarig om de recente hoge jaartemperaturen in De Bilt aan het Broeikaseffect toe te schrijven. Wel is het reden de temperatuur in De Bilt de komende jaren met extra aandacht te volgen.



3 Neerslag en droogte

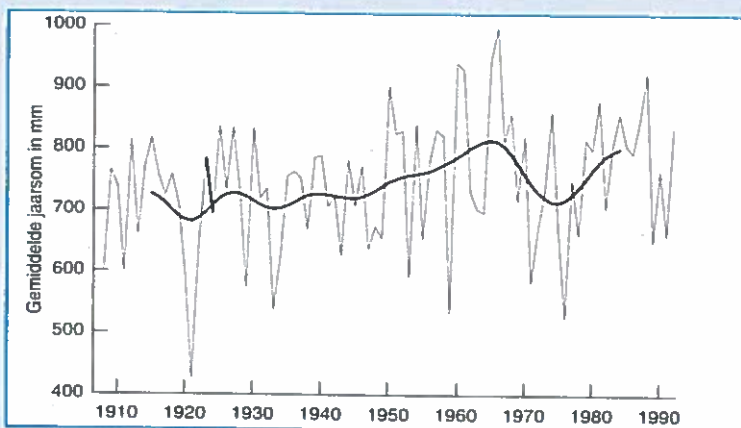
De klimaatmodellen laten bij een verdubbeling van de CO₂-concentratie in de atmosfeer een toename van 3 tot 15% zien in de hoeveelheid neerslag over de aarde. Deze toename hangt samen met toenemende verdamping en een grotere waterinhoud van de atmosfeer bij hogere temperaturen.

De veranderingen in de wereldgemiddelde neerslag, die met de verschillende mondiale klimaatmodellen voorspeld worden, lopen al sterk uiteen. De verschillen worden echter nog groter als wij de neerslag over een bepaald land of gebied beschouwen. In sommige regio's is voor een aantal maanden of zelfs het gehele jaar een afname in de neerslag mogelijk.

Zo zal volgens een aantal modellen op de gematigde breedten door het Broeikas-effect gedurende de zomer minder neerslag vallen over grote delen van het vasteland. Andere modellen laten juist een toename in de zomerneerslag over die gebieden zien.

Veranderingen in de neerslag.

Neerslag wordt gekenmerkt door een sterke natuurlijke variabiliteit. In Nederland valt in een nat jaar ongeveer tweemaal zoveel neerslag als in een droog jaar. In aride en semi-aride gebieden (Sahel) is de jaar op jaar variabiliteit nog groter. Hierdoor is het vaak niet mogelijk om systematische veranderingen in de neerslag tengevolge van menselijke ingrepen te onderkennen. Een ander probleem is dat neerslag een moeilijk te meten element is. Veel lange meetreeksen zijn niet homogeen tengevolge van veranderingen in meetopstellingen en het waarnemingsterrein. In Nederland



Figuur 4. Gemiddelde jaarsommen van de neerslag in Nederland van 12 geselecteerde stations voor het tijdvak 1907 - 1991. De dikke vloeiende lijn geeft het voortschrijdend gewogen gemiddelde van 20 jaar weer (KNMI, 1993).

werd de meetmethode in het eerste decennium van deze eeuw gestandaardiseerd. Dit heeft geleid tot een sterke verbetering van de neerslagmetingen.

Uit figuur 4 blijkt dat voor de eerste helft van deze eeuw het jaargemiddelde in Nederland iets meer dan 700 mm bedroeg. In de jaren zestig viel ongeveer 10% meer neerslag, terwijl ook de jaren tachtig relatief nat waren.

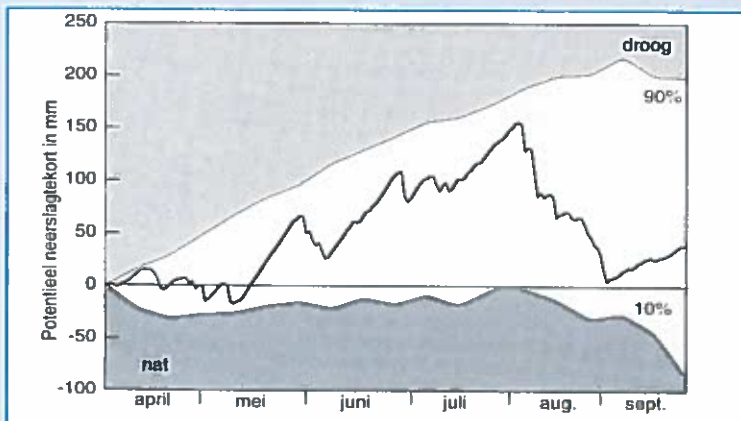
Het voorkomen van deze natte perioden wil nog niet zeggen dat de gemiddelde neerslag in de komende jaren ook daadwerkelijk hoger zal zijn dan in de eerste helft van deze eeuw. Wel wijst dit verschijnsel erop dat de jaarwaarden van de neerslag in opeenvolgende jaren niet los van elkaar staan.

De veranderingen in de gemiddelde temperatuur gedurende deze eeuw zijn veel te klein om de langjarige fluctuaties in de neerslag te verklaren. Men moet eerder denken aan schommelingen in de atmosferische circulatie. Relatief natte perioden worden gekenmerkt door veel frontpassages. De ongewone langjarige fluctuaties in de neerslag moeten dus toch vrijwel uitsluitend worden toegeschreven aan de natuurlijke variabiliteit.

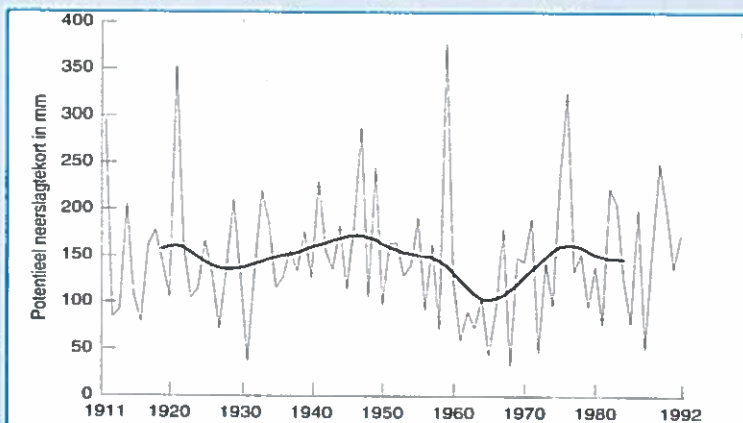
De langjarige fluctuaties in Nederland zijn klein ten opzichte van die in de Sahel, waar sinds het einde van de jaren zestig de gemiddelde neerslaghoeveelheid met ongeveer 40% is afgenomen. De droogte in de Sahel is waarschijnlijk hoofdzakelijk het gevolg van natuurlijke variaties. Berekeningen met klimaatmodellen laten zien dat ontbossing, overbeweiding en andere vormen van slecht landgebruik de sterke afname in de neerslag niet kunnen verklaren.

Het optreden van droogte.

Droogte wordt niet alleen door de neerslag bepaald, maar ook door de verdamping. In tegenstelling tot de neerslag hangt de verdamping sterk af van de aard van het oppervlak. De verdamping boven een stad verschilt bijvoorbeeld van die van bossen en landbouwgebieden. Bij weinig neerslag en onvoldoende aanvoer van water ontstaan vochttekorten in de bodem. Planten reageren hierop door de huidmondjes te sluiten waardoor de verdamping gereduceerd wordt. Men maakt daarom bij begroeide oppervlakken onderscheid tussen de werkelijke en de potentiële verdamping. De potentiële verdamping is de verdamping die plaats zou vinden als de begroeiing optimaal van water is voorzien. Bij vochttekorten in de bodem is deze groter dan de



Figuur 5. Doorlopend potentieel neerslagtekort voor De Bilt gedurende het groeiseizoen van 1992 (dikke lijn). De dunne lijnen geven percentielen weer; voor elke datum geldt steeds dat het potentieel neerslagtekort in 90% van de jaren onder de 90%-lijn ligt en in 10% van de jaren onder de 10%-lijn (KNMI, 1993).



Figuur 6. Grootste potentieel neerslagtekorten gedurende de groeiseizoenen van 1911 t/m 1992 op basis van meteorologische gegevens van De Bilt. Evenals in figuur 4 geeft de dikke vloeiende lijn het voortschrijdend gewogen gemiddelde van 20 jaar weer (KNMI, 1993).

werkelijke verdamping. De grootte van de potentiële verdamping wordt bepaald door meteorologische factoren en hangt tevens af van de aard van de begroeiing. Het verschil tussen potentiële verdamping en neerslag (potentieel neerslagtekort) bepaalt de hoeveelheid water die men kunstmatig moet aanvoeren via beregning of irrigatie. Voor landbouwkundige doeleinden wordt in Nederland de droogtegraad van een jaar gerelateerd aan het grootste potentiële neerslagtekort binnen het groeiseizoen. Meestal kijkt men naar de potentiële verdamping van grasland. Als groeiseizoen wordt dan de periode april t/m september aangehouden.

Figuur 5 geeft voor De Bilt het doorlopende potentiële neerslagtekort gedurende het groeiseizoen van 1992. De waarde 105 mm bij 30 juni geeft bijvoorbeeld aan dat de potentiële verdamping in de periode 1 april t/m 30 juni 105 mm groter was dan de neerslag. Bij een stijgend verloop van de lijn overtreft de potentiële verdamping dus de neerslag. In de periode 10 mei - 10 augustus steeg het potentiële neerslagtekort met 170 mm. Voor De Bilt is dit de periode met het grootste potentiële neerslagtekort binnen het groeiseizoen van 1992.

In figuur 6 zijn de maximale tekorten voor de groeiseizoenen van 1911 t/m 1992 gegeven. Uit de figuur blijkt dat het tekort van 170 mm in 1992 dicht bij het gemiddelde voor De Bilt ligt. In de beruchte droge zomers van 1921, 1959 en 1976 was er een potentieel neerslagtekort van meer dan 300 mm. In de jaren zestig waren de potentiële neerslagtekorten relatief gering. Een aantal natte zomers in deze periode hebben een belangrijke bijdrage geleverd tot de relatief hoge jaarwaarden in figuur 4. Voor het tijdvak 1911 - 1992 is er geen duidelijke systematische trend te onderkennen in het verloop van het grootste potentiële neerslagtekort binnen het groeiseizoen.

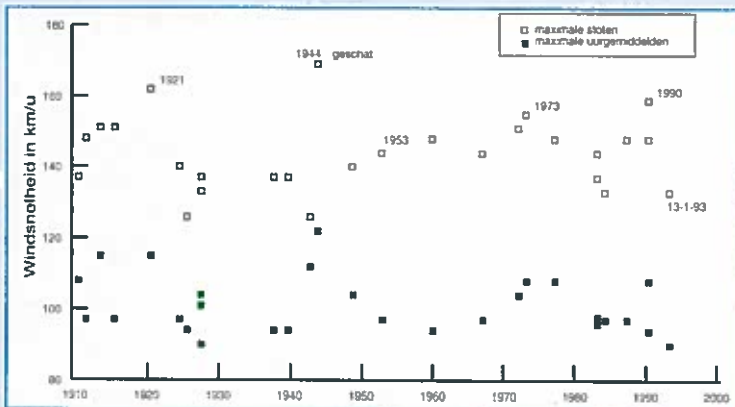
Een toename van de temperatuur heeft een hogere potentiële verdamping tot gevolg. Het is echter onduidelijk in hoeverre het Broeikas effect tot meer droogte zal leiden. Er valt immers nog weinig te zeggen over de grootte van de veranderingen in de neerslag. Zo zagen we reeds dat de resultaten van de klimaatmodellen geen uitsluitel geven over de vraag of er nu meer of minder neerslag zal vallen in de zomer. Een ander punt is dat het CO_2 -gehalte in de atmosfeer de openingstoestand van de huidmondjes direct beïnvloedt. Bij een hogere CO_2 -concentratie wordt verdroging tegengegaan doordat planten dan efficiënter gebruik kunnen maken van water. Het effect van de temperatuur op de potentiële verdamping wordt daardoor deels teniet gedaan.

4 Ontwikkelingen in het windklimaat

Bij een verdubbeling van de CO_2 -concentratie in de atmosfeer, zal de depressie activiteit volgens het klimaatmodel van het Meteorological Office (U.K.), voor het Noordelijk Halfrond een toename tonen ten noorden van de 45ste breedtegraad en een afname ten zuiden ervan. Dit komt het duidelijkst naar voren op de Grote Oceaan en op de Atlantische Oceaan bij de oostkust van Noord-Amerika. Aangezien bij het tegenwoordige klimaat de depressie-activiteit zich in hoofdzaak afspeelt ten noorden van de 45ste breedtegraad zou dit voor Nederland een toename van de gemiddelde wind betekenen.

Maar ook indien het windklimaat niet verandert en de sterkte en frequentie van stormen dezelfde blijft, zullen door de gestage zeespiegelrijzing (thans 20 cm per eeuw, terwijl voor de komende honderd jaar rekening wordt gehouden met 60 cm), de stormvloed, die het huidige grenspeil overschrijden, frequenter voorkomen. Een stormvloed zoals die van 1953, die volgens de toen geldende maatstaven eens in de 300 jaar kon optreden, zou dan eens in de 50 tot 100 jaar kunnen voorkomen zonder dat er iets aan het stormregime zou zijn veranderd.

Hoewel de modellen dus aanwijzingen geven voor een grotere depressie-activiteit, is dit tot heden in het windregime boven Nederland niet aan te tonen. Dit geldt zowel voor de gemiddelde windsnelheid als voor het voorkomen van zware stormen.

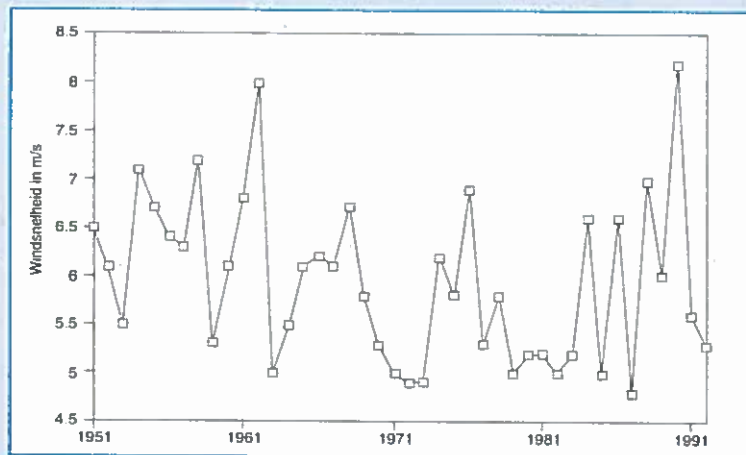


Figuur 8. Gemiddelde en maximale windsnelheid, gemeten bij zware stormen in het tijdvak 1910-1993 (KNMI, 1993).

Voor de constatering van een trend in de windsnelheid kan gekeken worden naar de gemiddelde windsnelheid en naar de uitersten (zware stormen met de bijbehorende windstoten). De gemiddelde windsnelheid laat zowel voor Schiphol als voor Vlissingen in de laatste veertig jaar een zwak dalende trend zien. Deze trend is niet significant. Het aantal zware stormen, gedefinieerd als stormen met een uurgemiddelde windsnelheid van tenminste windkracht 10 (24,5 m/s of 89 km/h), voorgekomen op een willekeurig landstation in Nederland, is aan sterke fluctuaties onderhevig. Ondergebracht in tienjarige tijdvakken vanaf 1911 zijn de aantallen resp. 4, 6, 2, 3, 2, 1, 3 en 6 (t/m 1990). De reeks getallen beantwoordt aan een toevalsverdeling. Evenmin als de gemiddelde windsnelheid vertoont de windkracht van de zware stormen in deze eeuw veranderingen. De stormen van nu zijn even zwaar als in de rest van de achter ons liggende eeuw.

Depressies, die in onze omgeving zware stormen veroorzaakten, hebben de laatste jaren wel lagere kern-drukken te zien gegeven zonder dat dit tot hogere windsnelheden aanleiding gaf. De lagere kern-drukken zijn overeenstemmig met een Duits onderzoek aan kern-diepten van depressies boven de Atlantische Oceaan.

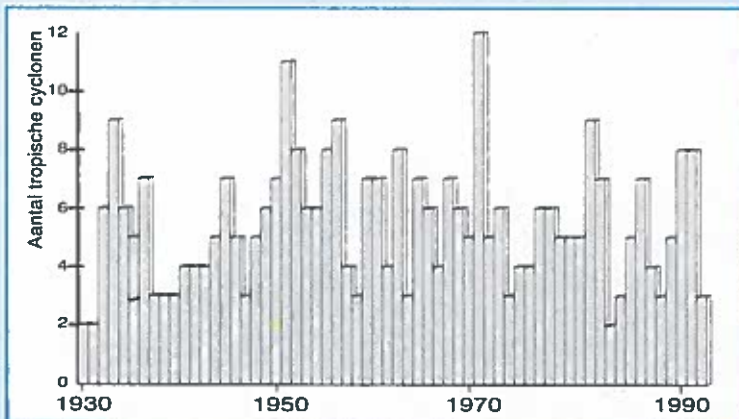
Een lagere kern-druk impliceert echter geen hogere windsnelheid, omdat die grootte wordt bepaald door luchtdrukverschillen. De luchtdrukverschillen bij kleine, ondiepere depressies kunnen groter zijn dan die bij zeer diepe depressies, omdat de laatste een zeer omvangrijk gebied bestrijken. Toch is het iets dat in relatie tot de abnormaal hoge temperatuur van de laatste 5 jaar aandacht verdient.



Figuur 7. Potentiële windsnelheid op de luchthaven Schiphol voor het tijdvak 1951-1992. Onder de potentiële wind wordt verstaan de windsnelheid op 10 m hoogte omgerekend naar volledig open terrein (KNMI, 1993).

Met het toekomstige windregime houdt de vraag verband of het aantal tropische cyclonen op de Atlantische Oceaan in aantal en/of intensiteit zal gaan toenemen en of het mogelijk is dat ze in de toekomst ook de Westeuropese kusten kunnen bereiken. Aangezien het ontstaan van tropische cyclonen nog steeds niet helemaal begrepen wordt, moeten in dit opzicht conclusies, getrokken uit experimenten met algemene circulatie modellen met een verdubbelde CO_2 -gehalte van de atmosfeer, met grote voorzichtigheid worden gehanteerd. De huidige klimaatmodellen hebben bovendien moeite met het simuleren van kleinschalige details, zoals tropische cyclonen met een diameter van slechts een paar honderd kilometer. Sommige modellen geven een verdubbeling van het aantal dagen waarop zich tropische storingen vormen, waaruit eventueel tropische cyclonen kunnen ontstaan. Het is echter niet realistisch dit te vertalen naar een toename van het aantal en de kracht van tropische cyclonen.

Op de Atlantische Oceaan is het aantal tropische cyclonen dat zich gemiddeld per jaar voordoet 5 à 6. De aantallen vertonen grote schommelingen van jaar tot jaar.



Figuur 9. Aantallen tropische cyclonen op de Noordelijke Atlantische Oceaan voor het tijdvak 1930-1991 (KNMI, 1993).

In de aantallen doet zich vanaf 1930 geen trend voor. In de laatste vijf jaar hebben sommige tropische cyclonen een intensiteit gehaald van 4 of 5 op de Amerikaanse schaal voor de sterkte van cyclonen: Gilbert (1988), Hugo (1989) en Andrew (1992). Andrew



en Gilbert haalden de intensiteit 5. Vijf is de hoogste intensiteit op de schaal en komt overeen met een gemiddelde windsnelheid groter dan 250 km/u. Volgens de Amerikanen komt een zo hoge intensiteit bij een tropische cycloon slechts eenmaal in de honderd jaar voor. Een aantal van twee binnen vijf jaar is statistisch gezien hoogst onwaarschijnlijk.

Geen van deze zeer gevaarlijke cyclonen is de richting van Europa opgegaan. Tropische cyclonen kunnen zich uitsluitend handhaven boven warm zeewater van tenminste 26°C. De kans dat tropische cyclonen nog in hun actieve stadium (gemiddelde windkracht 12 dit is meer dan 117 km/u) Europa bereiken is uiterst klein. In de tweede helft van deze eeuw wisten er slechts twee de Westeuropese kust te bereiken: Debbie in september 1961 (westkust van Ierland en Schotland) en Hortense in oktober 1984 (noordkust van Spanje en de Golf van Biskaje). Beide cyclonen volgden op hun weg over de Atlantische Oceaan een uiterst zuidelijke baan en waren bij het bereiken van Europa in het laatste stadium van hun activiteit.

5 Veranderingen in de ozonlaag

Ozon (O_3) wordt gemaakt van zuurstof (O_2), onder invloed van ultraviolette straling (UV-C). Deze straling kan niet doordringen tot de lagere luchtlagen, zodat de productie van ozon plaatsvindt in de ozonlaag hoog in de atmosfeer.

Ozon wordt afgebroken door een andere component van de binnenkomende ultraviolette straling (UV-B) en chemische reacties met allerlei sporegassen. Daarvan is de afbraak door chloor en broom berucht. Deze elementen komen voornamelijk vrij uit CFK's en Halonen.

Het zal duidelijk zijn dat door de antropogene toename van chloor- en broomverbindingen de ozonafbraak groter wordt. Die kan daardoor, tijdelijk en lokaal, oplopen tot zo'n 1 à 2% per dag. Bij toename van de hoeveelheid stofdeeltjes in de stratosfeer, bijvoorbeeld door zware vulkaanuitbarstingen, wordt dit nog eens versterkt.

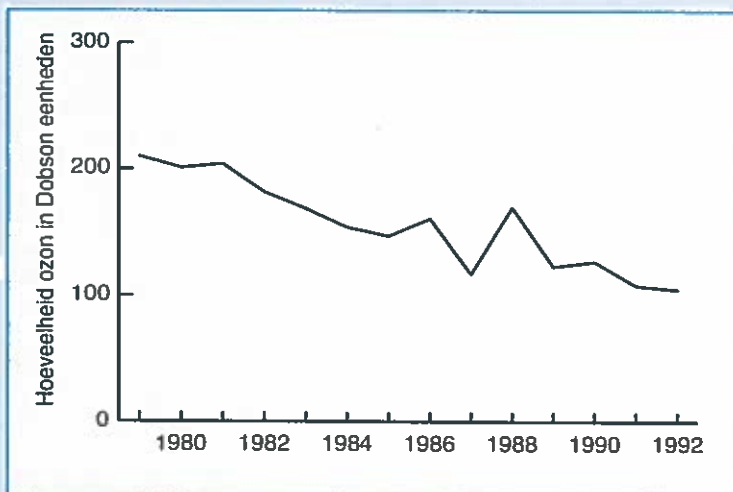
Het ozongat boven de Zuidpool.

Boven de Zuidpool doet zich in de winter door natuurlijke oorzaken een bijzondere situatie voor. Er is dan weinig zonnestraling en dus staat zowel de vorming als de afbraak van ozon op een laag pitje. Daar komt bij dat er een afgesloten luchtcirculatie ontstaat. De aanvoer van warme, ozonrijke lucht uit tropische streken wordt daarvoor geblokkeerd en het wordt er zeer koud.

Aan het einde van de winter is de situatie kritiek voor de ozonlaag. Door de kou ont-

staan er wolken in de stratosfeer. Die werken als katalysator voor de omzetting van chloor en broom naar een actieve vorm. In de lente neemt vervolgens de hoeveelheid zonnestraling toe, die ervoor zorgt dat de actieve chloor en broom ook daadwerkelijk ozon afbreken.

Het resultaat is een snelle afbraak van ozon, waardoor een lage ozonconcentratie ontstaat boven de Zuidpool. Dit is een tijdelijk verschijnsel. Na verloop van tijd stijgt de temperatuur weer en verdwijnen de stratosferische wolken. Bij het oplossen van die wolken komen stikstofverbindingen vrij die chloor en broom in zogenaamde reservoirverbindingen vastleggen. Zij zijn dan niet meer beschikbaar voor de afbraak van ozon. Bovendien wordt het afgesloten circulatiesysteem doorbroken en wordt er weer ozonrijke lucht uit de tropen aangevoerd.



Figuur 10. Laagste hoeveelheid ozon boven de Zuidpool in de afgelopen jaren (KNMI 1993).

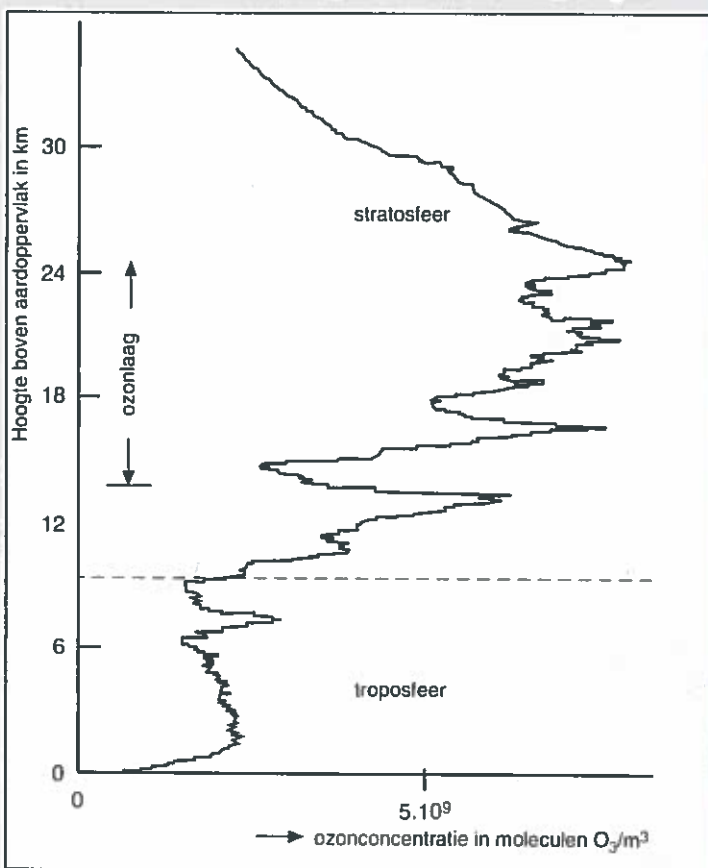


Sinds 1978 wordt de hoeveelheid ozon in de stratosfeer gemeten met de 'Total Ozone Mapping Spectrometer' (TOMS), een instrument in de NIMBUS-7 satelliet. Met dit instrument werden, aan het eind van de Antarctische winter (oktober - begin november), zeer lage waarden gemeten voor de hoeveelheid ozon boven de Zuidpool.

In 1991 werd een laagste waarde voor de hoeveelheid ozon gemeten, die meer dan 50% lager was dan de laagste waarde in 1978. Ook in 1992 was het ozongat boven de Zuidpool weer groter en "dieper" dan ooit. In het dieptepunt was de hoeveelheid ozon 60%

Ozonmeting in Nederland.

Boven Nederland wordt sinds kort door het KNMI het verloop van de concentratie ozon bepaald in de troposfeer en de stratosfeer. Dit gebeurt met een ozonsonde die onderaan een grote weerballon wordt gehangen.



Verloop ozonconcentratie in de troposfeer en de stratosfeer (KNMI, 1993).

In de figuur is een voorbeeld van een ozonmeting gegeven. De concentratie ozon blijkt sterk te variëren met de hoogte. Duidelijk is te zien dat in de troposfeer relatief weinig ozon aanwezig is: ca 10% van de totale hoeveelheid. Verreweg de meeste ozon, ca 90%, bevindt zich in de stratosfeer. Opvallend zijn de diepe inhammen onderin de stratosfeer. Dit kan een gevolg zijn van de passage van een depressie, waardoor troposferische, ozonarme lucht bovenop stratosferische, ozonrijke lucht terecht is gekomen.

In berichten over ozonafbraak wordt gewoonlijk gerefereerd aan de totale hoeveelheid ozon boven een bepaalde plaats. Deze wordt uitgedrukt in Dobson eenheden en verkregen door de gemeten concentratie over de hoogte te integreren.

minder dan normaal. Ook de omvang nam fors toe: op 5 oktober 1992 zijn record lage waarden voor de hoeveelheid gemeten boven de bewoonde punt van Zuid-Amerika.

Door dit gat in de ozonlaag is op het Zuidelijk Halfrond een toename van 100% gemeten van de hoe-

veelheid UV-B straling. De hoeveelheid straling was daardoor boven de Zuidpool in de lente groter dan hartje zomer.

Het ozongat boven de Zuidpool is een direct gevolg van de toename van CFK's en Halonen in de atmosfeer.

Systematische veranderingen in de productie of het transport van ozon zijn niet waargenomen. Het is vrijwel zeker dat het ozongat in 1992 versterkt werd door stof afkomstig uit de vulkaan "Pinatubo".

De ozonconcentratie boven het Noordelijk Halfrond.

De verdunning van de ozonlaag die tot nog toe wordt waargenomen boven het Noordelijk Halfrond, is minder dan op het Zuidelijk Halfrond. Uit satellietmetingen en waarnemingen vanaf de grond, is over een periode van tien jaar een vermindering van enkele procenten geconstateerd in de hoeveelheid ozon.

Belgische en Noorse meetreeksen vertonen echter geen significante neerwaartse trend. Wel waren in de winter van 1992 boven West-Europa de maandgemiddelde ozonwaarden 10 tot 20% lager dan het langjarig gemiddelde. Boven Brussel bijvoorbeeld was de totale hoeveelheid ozon in januari 1992 18% lager dan het gemiddelde, in 1993 was die afwijking 14%.

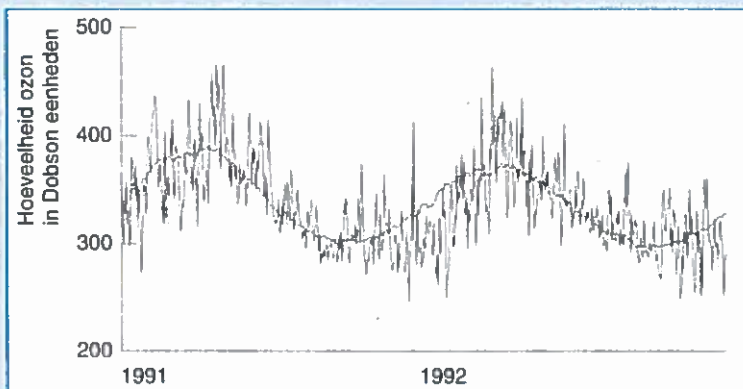
Deze lage waarden worden deels verklaard door een krachtig hogedrukgebied dat zich in die periode langdurig boven West-Europa bevond en de toevoer van ozonrijke lucht verhinderde. Ook heeft het verleden aangetoond dat er na grote vulkaanuitbarstingen, zoals ook de Pinatubo, gedurende een aantal winters boven Europa lage ozonwaarden optreden.

Het bijna hermetisch afgesloten luchtsysteem dat in de winter boven de Zuidpool ontstaat, wordt niet waargenomen boven de Noordpool. De verstoring van de atmosferische stromingen door obstakels als bergruggen en land-zee overgangen is daarvoor te groot. Daardoor blijft er voortdurend aanvoer van warme lucht vanuit lagere breedten en worden de temperaturen niet laag genoeg om op grote schaal stratosferische wolken te vormen. Er treedt daardoor geen ozongat op boven de Noordpool.

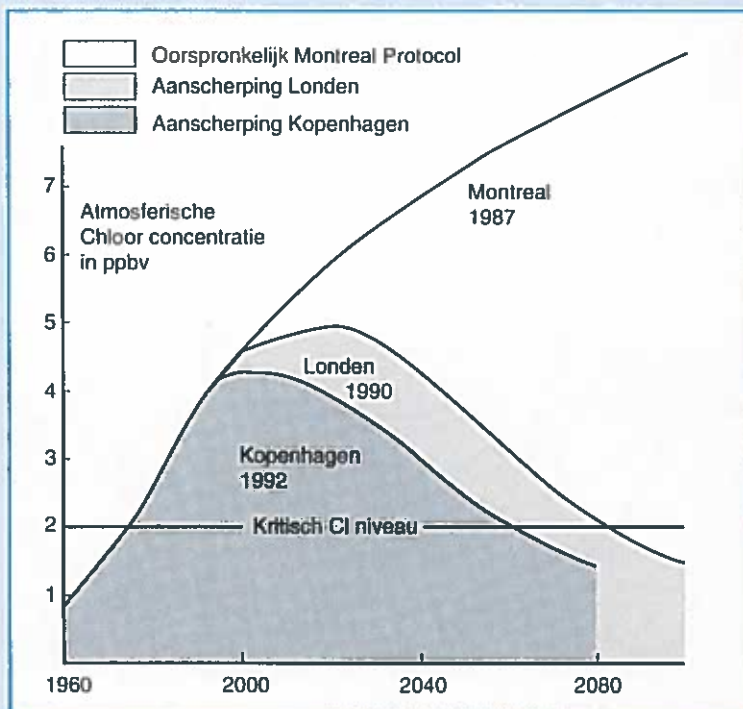
Uit berekeningen met klimaatmodellen is echter gebleken dat de temperatuur van de lage stratosfeer zal dalen als gevolg van het Broeikaseffect.

Deze daling is zodanig groot dat er meer stratosferische wolken ontstaan. In de toekomst zou daardoor ook boven het Noordelijk Halfrond een ozongat kunnen ontstaan.

Tot voor kort werd in ons land de totale hoeveelheid ozon niet gemeten. De waarden uit figuur 11 zijn dan ook gebaseerd op satellietwaarnemingen. Deze gegevens zijn evenwel niet zonder meer geschikt om langjarige trends te bepalen. Moeilijkheden bij het ijken van



Figuur 11. Hoeveelheid ozon boven Nederland in Dobson eenheden (KNMI, 1993).



Figuur 12. Gemeten concentratie van chloor in de atmosfeer en verwachting voor ontwikkeling gegeven de mondiale afspraken (WMO, 1992).

de satellietapparatuur liggen daaraan ten grondslag. Figuur 11 geeft het verloop van de hoeveelheid ozon boven Nederland in de jaren 1991 en 1992. Ook is het verloop van de gemiddelde hoeveelheid boven het gehele Noordelijk Halfrond gegeven. Deze waarden stemmen gemiddeld goed overeen.

Er treden ook verschillen op: in januari 1992 bijvoorbeeld, was de gemiddelde waarde boven Nederland beduidend lager. Het eerder genoemde hogedrukgebied verhinderde toen de aanvoer van ozonrijke lucht boven Nederland.

Er blijkt ook een sterke natuurlijke seizoensvariatie: in de herfst is er daardoor gemiddeld een kwart minder ozon dan in het voorjaar. Ook blijkt er een grote variatie van dag tot dag. Een verschil van enkele procenten, tot meer dan 10%, is heel gewoon. De oorzaak is het wisselende circulatiepatroon in de atmosfeer, dus de afwisselende aanvoer van ozonrijke en ozonarme lucht. Over een heel jaar gezien kan, geheel door natuurlijke oorzaken, de hoeveelheid ozon op een plaats een factor twee verschillen.

In tegenstelling tot de situatie op het Zuidelijk Halfrond is er boven West-Europa nog geen toename gemeten van de hoeveelheid UV-B straling op zeeniveau. Dit kan samenhangen met de toename van de hoeveelheid ozon in de onderste luchtlagen en het vuiler worden van de lucht in het algemeen. Het eerste effect leidt tot meer absorptie van UV-B straling, het tweede tot meer reflectie.

Het Montreal protocol.

Het effect van CFK's en Halonen op de afbraak van ozon heeft ertoe geleid dat in internationaal verband doelen zijn gesteld om de uitstoot van die gassen te stoppen. In 1987 is daartoe het Montreal Protocol opgesteld, waar ook Nederland zich aan heeft gebonden. De doelstellingen in het Montreal Protocol zijn aangescherpt in Londen (1990) en recent nog in Kopenhagen (1992). Daar is afgesproken de productie van CFK's in 1996 geheel te stoppen.

In figuur 12 zijn de effecten daarvan gegeven op de concentratie van chloor in de atmosfeer. Door de voorgenomen produktiestop in 1996 zal de chloorconcentratie in 2060 beneden het kritieke niveau dalen in plaats van pas na 2080, een winst van 20 jaar.

Colofon

Vormgeving
Studio KNMI

Fotografie
KNMI, Peter-Paul Hattinga Verschure en NOAA

Lithografie en druk
Drukkerij van de Ridder bv, Nijkerk

Bij de voorkant: opbouw van de atmosfeer en het
verloop van de ozonconcentratie (in geel aangegeven)

© KNMI
De Bilt, maart 1993