

Klimaat van Nederland 2

J. Wieringa en P. J. Rijkoort

Windklimaat van Nederland

met medewerking van:

R. Agterberg

A. Denkema

J. M. Koopstra

B. Oemraw

G. J. Yperlaan

B. Zwart

Staatsuitgeverij, Den Haag 1983

Auteursrecht voorbehouden.

© Staatsuitgeverij 's-Gravenhage 1983.

Behoudens uitzondering door de Wet gesteld mag zonder schriftelijke toestemming van de rechthebbende(n) op het auteursrecht niets uit deze uitgave worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of anderszins, hetgeen ook van toepassing is op de gehele of gedeeltelijke bewerking.

De uitgever is met uitsluiting van ieder ander gerechtigd de door derden verschuldigde vergoedingen van kopiëren, als bedoeld in artikel 17 lid 2, Auteurswet 1912 en in het K.B. van 20 juni 1974 (Stb. 351) ex artikel 16b Auteurswet 1912, te innen en/of daartoe in en buiten rechte op te treden.

Copyright reserved. Subject to the exceptions provided for by law, no part of this publication may be reproduced and/or published in print, by photocopying, on microfilm or in any other way without the written consent of the copyright holder(s); the same applies to whole or partial adaptations. The publisher retains the sole right to collect from third parties fees payable in respect of copying and/or to take legal other action for this purpose.

ISBN 90 12 04466 9

I N H O U D

	Voorwoord	– 7
	Summary	– 9
1	Overzicht	– 13
2	Hoe komen wij aan onze windgegevens?	– 15
2.1	Ontwikkeling van de studie van Nederland's windklimaat	– 15
2.2	Eenheden-keuze en de Beaufort-schaal	– 16
2.3	Gebruikte windmeetapparatuur en bewerkingsmethoden	– 21
2.4	Waarnemingsgeschiedenis van Vlissingen, als voorbeeld	– 25
2.5	Windstations-overzicht en gegevensbestand	– 29
3	De wind nabij de grond in verschillende omstandigheden	– 33
3.1	Ontstaan van de wind op grote schaal	– 33
3.2	Temperatuurinvloed op de wind in de oppervlaktelaag	– 37
3.3	Dagelijkse stabiliteitsvariaties in de wind	– 40
3.4	Invloed van obstakels en terreinruwheid op de wind	– 45
3.5	Wiskundige beschrijvingen van het gemiddelde windprofiel	– 48
3.6	Windvlagen en turbulentie	– 54
3.7	Grootte van de ruweidslengte voor verschillende terreintypen	– 59
3.8	Plaatselijke beschuttingscorrectie en potentiële windsnelheid	– 64
4	Beschrijving van het Nederlandse windklimaat	– 69
4.1	Grootschalige luchtcirculaties en de windseizoenen	– 69
4.2	Jaargemiddelde-berekening en ruweidsskartering	– 73
4.3	Geografische interpolatie van de windsnelheid	– 79
4.4	Jaarlijkse en dagelijkse gang van de wind	– 86
4.5	Zware stormen tussen 1940 en 1980	– 102
4.6	Windhozen, een zeldzaam verschijnsel	– 113
5	Windstatistiek en praktijkproblemen	– 117
5.1	Enige basisbegrippen van de windstatistiek	– 117
5.2	Gauss-verdelingen, spectra en middelingstijden	– 123

5.3	Weibull-frequentieverdelingen voor de gemiddelde wind	129
5.4	Frequenties van extreem hoge windsnelheden	142

Bijlagen 155

A	Tabellen distributieve windfrequentieverdelingen naar richting op vier representatieve windstations (zie onder) voor jaar en zes seizoenen, en op de stations De Bilt, Eelde, Vlissingen en Beek alleen voor het jaar –	159
B	Kaartjes gemiddelde windsnelheid voor zes seizoenen	192
C	Kaartjes Weibull-vormparameter voor zes seizoenen, met gammafunctie-tabel –	196
D	Kaartjes jaarlijkse onderschrijdings- of overschrijdingspercentages van zes windsnelheidsniveaus –	201
E	Kaartjes extreme windsnelheden voor zes terugkeertijden	205
F	Grafieken gemiddelde duur onderschrijding of overschrijding (run-duur) van elf windsnelheidsniveaus voor zomer, winter en jaar op vier representatieve windstations –	209
G	Kaartjes gemiddelde aantallen stormdagen voor jaar en zes seizoenen –	227
H	Tabellen dagelijkse gang van de windsnelheid voor jaar en zes seizoenen op vier representatieve windstations –	238
K	Weibull-grafieken cumulatieve frequentieverdelingen voor dag en nacht afzonderlijk voor jaar en zes seizoenen op vier representatieve windstations –	240

De vier representatieve windstations zijn Lichtschip Texel (voor op zee), Den Helder (voor de kuststrook), Schiphol (voor het polder-laagland) en Eindhoven (voor het binnenland).

Literatuur, referenties en aanvullingen – 249

Symbolenregister – 259

Trefwoordenregister – 261

VOORWOORD

Het doel van dit boek is het bijeenbrengen van basiskennis en gegevens over het Nederlandse windklimaat in een hanteerbaar overzicht. De laatste algemene KNMI-studie over het windklimaat werd door C. Braak gepubliceerd in 1942. Er zijn verschillende redenen om nu een herzien windklimaatboek uit te brengen. Ten eerste zijn in de afgelopen tien jaren de methodieken van windanalyse belangrijk verbeterd. Daartoe heeft het KNMI zelf met behulp van de meetmasten te Vlaardingen en Cabauw een belangrijke bijdrage geleverd, welke tot nu toe echter slechts in rapporten en wetenschappelijke artikelen is vastgelegd. Ten tweede beschikt het KNMI sinds 1978 over een uitgebreid en goed geordend computerbestand van windgegevens. Het is daarom de moeite waard om vele oude windstudies bij de tijd te brengen door toepassing van de nieuwe analyse-methodes op de bijgewerkte gegevens uit het tijdvak 1951-1980.

Om dit boek niet onhanteerbaar te maken, is een keuze gemaakt uit vele mogelijke aandachtsgebieden. Hierbij is voorrang verleend aan algemene presentaties van basismateriaal en aan onderwerpen, waarvoor de bestaande studies dringend aan vernieuwing toe waren — bijvoorbeeld de modellering van de hoogste windsnelheden welke waarschijnlijk zullen voorkomen in de komende vijftig jaar. Wij beseffen dat we in deze studie vele onderwerpen nog niet aan de orde konden stellen, bijvoorbeeld analyses van regionaal windklimaat aan de kust en in het Limburgse heuvelland, of het windklimaat boven 30 m hoogte. Voor deze onderwerpen zullen vervolgpublikaties nodig zijn.

Bij de samenstelling van dit boek werd ons door velen medewerking verleend. In het bijzonder had het boek niet tot stand kunnen komen zonder de werkzaamheden van R. Agterberg inzake de ruwheidskartering, A. Denkema en G. J. Yperlaan inzake de statistische analyses, J. M. Koopstra inzake de computerprogrammering, B. Oemraw inzake de stationsanalyses en B. Zwart inzake de beschrijving van zware stormen. De klimatologische gegevens over windhozen werden verstrekt door H. R. A. Wessels. Nuttig laboratoriumonderzoek van oude windmeters werd uitgevoerd door D. van der Luit. Door de welwillende medewerking van L. M. Malet van het Koninklijk Meteorologisch Instituut te Ukkel, en van G. Jurksch van de Deutsche Wetterdienst te Offenbach am Main, konden wij de windmetingen van enige Belgische en Duitse stations in onze analyses gebruiken. Voor de toestemming tot overname van terreintekeningen uit de Deense Windatlas danken wij E. L. Petersen van het Research Centre Risø te Roskilde.

Voor het kritisch doorlezen van de concept-manuscripten van dit boek zijn wij dank verschuldigd aan T. A. Buishand, A. W. Donker, P. C. T. van der Hoeven, S. Kruizinga, H. J. Krijnen, K. R. Postma, en in het bijzonder aan G. P. Können, A. P. van Ulden en C. A. Velds. Het publikatietijdstip is merkbaar vervroegd door de snelle en verzorgde vermenigvuldiging van interim-materiaal door J. J. Wittebol en zijn medewerkers. Het tekenwerk werd vakkundig verzorgd door R. J. Meijer en M. Latupeirissa. Niet te noemen veel andere KNMI-medewerkers hebben ons werk op andere wijzen gesteund. Wij zijn

erkentelijk voor alle medewerking, die de Staatsuitgeverij heeft verleend bij het verzorgd uitgeven van dit boek.

Een klimaatboek is een resultaat van het betrouwbaar verzamelen van gegevens gedurende vele jaren, en dit boek steunt voor een groot deel op metingen uit de periode 1960-1976. Met grote erkentelijkheid stellen wij hier vast, dat deze gegevens een uitzonderlijk hoog kwaliteitsniveau hebben. Vele KNMI-ers uit die tijd hebben daartoe bijgedragen, onder meer E. P. F. H. Blokhuis inzake de ontwikkeling van hoogwaardige meetinstrumenten, H. ten Kate inzake zorgvuldig beheer van het stationsnetwerk, J. P. M. Woudenberg inzake het bestandsbeheer — en vele, vele anderen. Wij hopen dat zij tevreden zijn over de resultaten van hun jarenlange inspanningen.

J. Wieringa
P. J. Rijkooft

S U M M A R Y

„Windklimaat van Nederland” (Wind climate of the Netherlands) by J. Wieringa and P.J. Rijkooort (Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt, Netherlands). Published by Staatsuitgeverij, Den Haag, Netherlands (1983).

This survey of the Dutch surface wind climate is based on hourly wind station data from the period 1945-1980 from over 40 wind stations and two lightvessels. A review is given of the used instrumentation and the applied evaluation procedures. General physical relations between local wind climate, boundary layer stratification and surface roughness are described. Procedures are given for the analysis of station wind data with due regard to local sheltering and mesoscale terrain effects. Data are presented on the diurnal and annual course of the wind as a function of continentality. The last chapter deals with the statistical evaluation of wind data, e.g. to obtain extreme design wind speeds. Nine appendices, with introductory texts both in Dutch and English, contain maps, tables and graphs describing the behavior of various wind parameters across the Netherlands.

After a very brief introductory first chapter, the second chapter deals with the origin of the available Dutch wind data. Section 2.1 gives a historical review of previous work on the Dutch wind climate. Section 2.2 outlines the units used for wind speed and wind azimuth, and reviews the present state of the Beaufort wind speed classification.

Section 2.3 describes the instrumentation. Until the mid-sixties Dines pressure tube anemometers were used at a number of stations, and cup anemometers with frequency output were introduced from the mid-fifties onwards. Wind observations are not dependable for wind speeds below 2 m/s (for the older cup types 3 m/s). Continuous wind speed records were taken on galvanometric recorders, and continuous azimuth records on Baxendall-type recorders. General quality checks were applied to the extracted hourly averages before archiving.

Section 2.4 shows for one station, as an example, how the location of station anemometers varies in the course of observation history. From sufficiently free-standing locations it is possible to extract a joint homogeneous wind series by transforming all measured speeds to potential wind speeds, i.e. equivalent wind speeds at 10 m height over hypothetical open terrain (Wieringa 1976, 1980). The Beaufort observations from the lightvessels are evaluated by the WMO-CMM scale (Drury, 1970). Section 2.5 reviews the various wind stations used (mapped in figure 2.6), and the reliable station series (over 600 station-years in all) are surveyed in figure 2.7.

Section 3.1 introduces the basic forces influencing atmospheric motion: pressure differences, earth rotation effects and friction. The friction effects are most manifest in the lowest layers, and the remainder of chapter 3 is restricted to the physics of the wind in a surface layer of 60 m height.

Section 3.2 introduces the effect of thermal stratification of the surface layer on wind

variation with height. Section 3.3 shows the consequences of these stratification effects in the diurnal variation of the wind in and above the surface layer. The existence of a nocturnal wind maximum at heights ≥ 100 m is discussed. It is concluded that individual surface wind measurements cannot give good information on wind behavior above 30 m height without adequate knowledge of the local thermal stratification.

Section 3.4 deals with the effects of individual obstacles on the wind in the surface layer. It is concluded, that no generalizable wind information is likely to be obtained nearer to an obstacle than at a horizontal distance of 12 obstacle heights. At greater distance the aggregate obstacle effects can be summarized by an overall surface roughness specification. Given such surface roughness information, section 3.5 lists simple mathematical descriptions of the wind velocity change with height, such as various versions of the logarithmic wind profile, and the less-desirable „power law”.

Section 3.6 reviews the gustiness and turbulence behavior in the surface layer. In figure 3.18 is shown how one can estimate the largest probable gust occurring at a given height over terrain of known roughness. Additionally standard deviation values are discussed.

Section 3.7 considers the various alternative possibilities of determining the terrain roughness: wind profile evaluation, gustiness evaluation, and visual estimation with the aid of a terrain classification. Section 3.8 shows how to transform local average wind speed information to different height and roughness conditions, and in particular how to calculate potential wind speed (Wieringa 1977, 1983). This concludes the review of wind behavior at a single time and place.

Chapter 4 applies the reviewed techniques to a description of the overall wind climate. Section 4.1 shows some large-scale circulation features and their effect on wind in the Netherlands. Due to the annual variations of this circulation, the subdivision of the year into two-month periods is advisable to obtain reasonably homogeneous seasons.

Section 4.2 proceeds towards the seasonal and annual geographical distribution of average potential wind speed. First it is shown how the local 30-year averages were derived from shorter observation series. Next, a map is produced of average surface roughness across the country. Last, section 4.3 describes the geographical interpolation of average station wind speeds by way of a boundary layer model, taking the mapped roughness variations into account (Wieringa 1984). Maps of seasonally averaged potential wind speeds are given in appendix B.

Section 4.4 describes the basic behavior of the average diurnal and annual course of the wind. The chief location difference to be accounted for appears to be the land-sea difference, and the transformation of season-averaged wind at the coastline is shown to be quite sudden. Only minor variations occur as we proceed further inland. The effect of the diurnal course on run duration statistics (appendix F) is noted. The diurnal course of wind speed at four representative stations is tabulated in appendix H.

Section 4.5 describes eight major storms, which occurred in the Netherlands between 1945 and 1980. Appendix G maps the average occurrence of days with speeds above 12, 14 and 16 m/s per season. Section 4.6 gives a brief review of the occurrence frequency of tornadoes in the Netherlands.

Chapter 5 deals with the statistical analysis of wind climate. Section 5.1 introduces and defines basic terminology and shows, why it is necessary to apply analytic smoothing to observed distributions.

Section 5.2 introduces the Gaussian distribution briefly. Some applications are discussed, namely the spectral analysis of the variance of wind speed time series, and estimation of observation uncertainty.

Section 5.3 reviews the application of the Weibull distribution function to frequency distributions of hourly averaged wind speed. This appears to be suitable for medium wind speeds (4-16 m/s). Appendix C gives data on the seasonal geographical variation of the shape factor k for two-parameter Weibull distributions over medium speeds ranges. For analytical fitting of higher speed ranges the data must be subdivided into climatologically homogeneous groups, primarily into day and night (Rijkoort 1983). Appendix K illustrates the seasonal differences of daytime and nighttime distributions of wind at some stations. The compound distribution of all subgroups fits also to high wind speeds.

Section 5.4 discusses the estimation of expected maximal hourly wind speeds for long design periods. The classical approach by Gumbel evaluation of annual maxima appears to lead to inconsistencies when applied to wind climate. A better alternative is found by way of the compound Weibull approach introduced in section 5.3. Appendix E gives maps of design wind speed estimates for return periods between 10 and 500 years.

In appendix A tabulated frequency distributions of hourly potential wind speeds are given, for four representative stations according to season and to azimuth, and for four additional stations according to azimuth only. Summary maps of annual exceedance frequencies are given in appendix D for six wind speeds. For the contents of the remaining appendices see the chapter summaries given above.

1 OVERZICHT

Dit boek behandelt het windklimaat, dus het gemiddeld gedrag van de wind in afhankelijkheid van seizoenen, tijdstip van de dag, omgeving en dergelijke. Methodes om verwachtingen te maken van de wind over een uur of over een dag komen *niet* aan de orde, wel de gemiddelde kans op het optreden van bepaald windgedrag. Voorts gaat het boek niet over gedetailleerde toepassingen van windinformatie; het bevat dus geen beschrijvingen van methodes om de windbelasting op gebouwen of de winbare windenergie te analyseren. Wel kan men, hopen wij, voor dergelijke analyses de benodigde invoergegevens vinden in tekst en bijlagen van dit boek.

Toegankelijkheid voor een zo groot mogelijk gebruikerspubliek is nagestreefd. Aangezien echter ook vaklieden tot dit publiek behoren, is ten behoeve van hen hier en daar vrij diepgaande achtergrondinformatie inzake de wind opgenomen, die enige voorkennis van het vectorbegrip, van differentiaalrekening en van statistische wiskunde vereist. De bijlagen zijn echter bruikbaar zonder deze achtergrondkennis.

De indeling van dit boek is als volgt. In hoofdstuk 2 wordt een korte historie gegeven van de windklimaat-studie in Nederland. Hierna worden enige algemene begrippen behandeld, zoals de gebruikte windsnelheidseenheden. Ook wordt een overzicht gegeven van de beschikbare en gebruikte windgegevens, en van de gebruikte meetmethoden en instrumenten.

Hoofdstuk 3 behandelt de natuurkunde van de wind. Besproken wordt hoe de wind op grote schaal ontstaat uit luchtdruk-verschillen, en vooral hoe plaatselijke omstandigheden inwerken op deze grootschalige wind. Een overzicht wordt gegeven van de invloed van de temperatuuropbouw van de atmosfeer op de wind. Dit temperatuur-effect blijkt te leiden tot karakteristieke windvariaties gedurende het etmaal op verschillende hoogten. Voorts wordt een beschrijving gegeven van de verandering in de windsnelheid met de hoogte in afhankelijkheid van terreinruwheid en van obstakels. Tenslotte wordt de correctie van windmetingen voor terreinstoringen behandeld.

Hoofdstuk 4 behandelt de variatie in ruimte en tijd van het windklimaat in Nederland. Als inleiding dient een kort overzicht van de variaties in de luchtcirculatie op Europese schaal. Hieruit blijkt, dat wij het jaarverloop van het windklimaat beter in zes dan in vier seizoenen kunnen opsplitsen. Op basis van een ruwheidskartering worden overzichtskaarten berekend van de gemiddelde windsnelheid per jaar en per seizoen. Ook de variaties op kleinere ruimtelijke schaal komen aan de orde, zoals kusteffecten. De seizoenafhankelijkheid van de wind wordt samengevat in diagrammen van de dagelijkse en jaarlijkse gang van de wind.

Tenslotte wordt in dit hoofdstuk een verslag gegeven van de belangrijkste stormen in de afgelopen veertig jaar en wordt kort gesproken over windhozen en de waarschijnlijkheid van hun optreden.

Hoofdstuk 5 gaat over de statistische beschrijving van het windklimaat. Nut en gedrag van verschillende soorten windfrequentieverdelingen komen aan de orde, en de mogelijkheden om deze te extrapoleren naar extreme verwachtingswaarden worden geschetst.

In de bijlage worden gegevens gepresenteerd ter aanvulling van overeenkomstige grafieken en kaarten in de tekst (zie samenvatting in de inhoudsopgave).

In de literatuuropgave zijn de verwijzingen uit de gehele tekst alfabetisch volgens auteursnaam geordend. Vervolgens wordt ten behoeve van verdere studie per hoofdstuk enige aanvullende literatuur vermeld.

Achterin is een trefwoordenregister opgenomen, en een lijst van enige symbolen die veel gebruikt worden.

2 HOE KOMEN WIJ AAN ONZE WINDGEGEVENS?

2.1 Ontwikkeling van de studie van Nederland's windklimaat

In 1854 werd het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut opgericht. Reeds eerder was er evenwel aandacht geweest voor de wind in Nederland; zo werden bijvoorbeeld te Halfweg van 1743 tot 1774 systematische windschattingen gedaan. In 1843 werd het weerstation te Den Helder opgericht en in 1853 het weerstation te Vlissingen; beide stations werden kort na hun oprichting voorzien van een registrerende windmeter. Rond de eeuwwisseling kwamen er weerstations in Groningen, Maastricht en De Bilt. Naar aanleiding van de storm van 1916 – die ook aanleiding gaf tot de aanleg van de Afsluitdijk en de droogmaking van de Zuiderzee – werden onder meer te Hoek van Holland, IJmuiden en Vlieland windmeetstations opgericht.

Een algemene overzichtsstudie van het Nederlandse windklimaat werd geschreven door C. Braak in 1929, met een aanvulling in 1942. Deze studie bevatte vele gegevens en is tot nu toe eigenlijk de meest overzichtelijke beschrijving van de wind in Nederland. Typerend voor het toenmalige gebrek aan windmetingen is overigens het feit, dat Braak bij het opstellen van zijn overzichten onder meer gebruik moest maken van gegevens over het scheefgroeien van bomen.

Kort na de tweede wereldoorlog was de stormramp van februari 1953 aanleiding tot intensieve meteorologische studies. Na de storm werden de Deltawerken opgezet; hiervoor werd te Zierikzee een speciale weerdienst gevestigd, die zich moest bezighouden met verwachting van de wind- en golfomstandigheden tijdens waterbouwkundige werkzaamheden. Een aantal belangrijke stormstudies zijn door of ten behoeve van deze Deltadienst verricht.

Een belangrijke ontwikkeling in de vijftiger jaren was de uitbreiding van het aantal windstations en de verbetering van de instrumentatie. Omstreeks 1955 waren er slechts een vijftiental stations, die bovendien grotendeels uitgerust waren met slecht geplaatste windmeters (op gebouwtjes, tussen obstakels) welke vaak niet voorzien waren van continu-registratie. Omstreeks 1965 daarentegen waren er ruim dertig stations, voorzien van vrij opgestelde windmeters welke allen voorzien waren van continu-registratie. In de tussengelegen tien jaar had de instrumentele afdeling van het KNMI gezorgd voor de ontwikkeling en bouw van betrouwbare cup-anemometers en storingsvrije registratiesystemen. De KNMI-afdelingen die het waarnemingsnet beheerden hadden, samen met de Koninklijke Luchtmacht, de keuze en inrichting van nieuwe of beter geplaatste waarnemingsposten met kracht ter hand genomen.

In de jaren zestig werden bovendien vele speciale klimatologische waarnemingsprogramma's uitgevoerd. Vermelding verdienen vooral de meetexpedities ter bestudering van wind- en temperatuurklimaat op kleine schaal, welke in het Deltagebied en het Waddenzeegebied tussen 1964 en 1974 werden uitgevoerd.

In die tijd werd het KNMI steeds vaker gevraagd om informatie over het gedrag van de

atmosfeer tijdens perioden van ernstige luchtverontreiniging. Naar aanleiding hiervan werd toen een begin gemaakt met de systematische studie van het gedrag van wind en temperatuur tot hoogten van een paar honderd meter boven het aardoppervlak. Door anderen waren weliswaar reeds in de jaren vijftig enige metingen verricht op een televisiemast in Lopik en op een radiomast in Noordwijkerhout, maar deze metingen waren noodgedwongen beperkt van aard. Nu echter werden speciale meteorologische meetmasten gebouwd, allereerst een 80 m hoge mast in Vlaardingen die van 1965 tot 1972 in bedrijf was. Vervolgens kwam te Cabauw in 1973 een 213 m hoge meetmast in bedrijf. Met behulp van deze masten kon systematisch onderzoek worden verricht, dat essentieel was voor het begrip van het windgedrag nabij de grond in de zogenaamde grenslaag. In het kader van dit onderzoek zijn door de KNMI-onderzoeksafdeling analysetechnieken ontwikkeld, die ook internationaal een doorbraak waren op het gebied van de toegepaste grenslaagmeteorologie boven niet-ideaal terrein. Dank zij de unieke meetreeksen van de masten konden de ontwikkelde methodes op betrouwbaarheid worden getest, zodat praktische toepassing nu verantwoord is.

Het klimatologisch onderzoekswerk met behulp van deze technieken werd een aantal jaren opgehouden, doordat de klimatologische gegevensbestanden van het KNMI niet hanteerbaar waren in het begin van de zeventiger jaren. Tot 1968 werden alle meetgegevens op ponskaarten geregistreerd, doch bij de invoering van moderne computers bleek het noodzakelijk deze informatie over te brengen op magneetband. Het werd echter aan het KNMI vanuit Den Haag niet toegestaan om deze conversie in eigen beheer te verrichten, aangezien het belang van individuele aandacht bij het verrichten van dit werk destijds sterk werd onderschat. Na de uitbestede conversie-werkzaamheden was het gegevensbestand, zowel ponskaarten als magneetbanden, totaal gedesorganiseerd en moest volledig worden herzien. Deze gedwongen werkzaamheden hadden ook een voordeel: het bestand werd volledig gecontroleerd, en hierbij bleek de intussen aanwezige computer een zeer nuttig hulpmiddel. De controle-werkzaamheden hebben wat de wind betreft ruim 50 manjaren gekost en waren pas in 1978 voltooid, omdat dit werk door aanwezig personeel als een neventaak diende te worden uitgevoerd.

De Klimaatatlas van Nederland was gereed gekomen juist vóórdat om bovengenoemde reden de gegevensbestanden gedurende vele jaren ontoegankelijk werden. Deze atlas bevat voornamelijk uitgebreide gegevens over temperatuur en neerslag in Nederland. Over de wind bevat de atlas betrekkelijk weinig gegevens, terwijl bovendien voor de analyse geen betere methoden beschikbaar waren dan die van de dertiger jaren, zodat het resultaat geen verbetering was ten opzichte van Braak's windklimaatstudie. Voor praktijkadviezen werd daarom gewoonlijk gebruik gemaakt van een serie studies over deelonderwerpen van het Nederlandse windklimaat, welke sinds de vijftiger jaren in ruim 200 interne KNMI-rapporten en tijdschrift-artikelen waren vastgelegd door velen. Vanwege deze rapportage-vorm was deze informatie slecht toegankelijk voor geïnteresseerden buiten het KNMI. Naar wij hopen is dat probleem opgelost door de publikatie van dit windklimaatboek.

2.2 Eenheden-keuze en de Beaufort-schaal

Volgens het Standaard Internationaal (S.I.) eenhedensysteem dienen snelheden, bijvoorbeeld van de wind, te worden opgegeven in eenheden van meters per seconde (m/s). Het gebruik van deze eenheden heeft het grote voordeel dat direct aansluiting wordt gevonden met andere eenheden uit dit systeem, zonder dat andere omrekeningsfactoren nodig zijn dan machten van 10. Het nut hiervan kent iedereen, die wel eens gewerkt heeft met het onoverzichtelijke Angelsaksische eenhedensysteem, met bijvoorbeeld lengematen in inches, feet, yards en drie verschillende soorten mijlen.

Toch wordt in de meteorologische praktijk voor communicatiedoeleinden veel gebruik gemaakt van een niet-metrische snelheidseenheid, de knoop (kt = „knot”). Deze eenheid bedraagt 1 zeemijl (1852 m) per uur, dus 0,515 m/s. De knoop is door vele landen gehandhaafd voor telexgegevensuitwisseling om verschillende redenen. De voornaamste reden is, dat de knoop (*niet* knoop/s!) in de praktijk van zeevaart en luchtvaart nog steeds een veel gebruikte rapporteer-eenheid is, zodat men door notatie in knopen aansluit bij de gewoonten van vele gebruikers en misverstanden voorkomt. Om deze reden werken sommige schrijvers ook wel eens in kilometers per uur ($1 \text{ km/uur} = 0,278 \text{ m/s}$), welke grootheid aansluit bij de ervaring van automobilisten. Een bijkomend argument is, dat men met een eenheid van 0,5 m/s praktisch alle voorkomende stationswindsnelheden in twee telexcode-cijfers kan noteren, omdat gemiddelde windsnelheden die groter zijn dan 50 m/s bijna nooit voorkomen aan het aardoppervlak. Voorts is het zo, dat op routineweerstations de meetnauwkeurigheid van de windsnelheid ongeveer 0,5 m/s bedraagt, in overeenstemming met deze eenheid dus.

Vaak rapporteert men ook windsnelheid in schaaldelen van de *Beaufort-schaal* en noemt dit „windkracht”. Deze schaal is een twaalfdelige klassering, welke afkomstig is uit de zeevaart. Door de Engelse admiraal Beaufort werd in 1838 een schaal opgesteld waarin vermeld stond, hoeveel zeil een groot schip kon voeren bij zwakke bries, storm en orkaan. Door Petersen werd omstreeks 1900 een parallelschaal ingevoerd, waarin de toestand van de zee (golfvorm, schuimontwikkeling enzovoort) werd beschreven in termen van wind. Toen behoefte ontstond om de windkracht op zee in meer exacte grootheden te bepalen, werd in 1906 bij deze Petersen-schaal zo goed mogelijk vastgesteld, welke gemiddelde windsnelheid behoorde bij ieder van de twaalf zeetoestands-klassen. Later heeft men ook „landtoestands-klassen” opgesteld zo goed en zo kwaad als dat ging. De totale serie schalen wordt om historische redenen gewoonlijk „Beaufort-schaal” genoemd.

Aangezien goede meting van windsnelheid op zee tot op de dag van vandaag uitermate moeilijk is, omdat men windmeters op een schip of booreiland zelden of nooit ongestoord kan opstellen, wordt de wind op de meeste schepen nog steeds routinematig geschat door de toestand van de zee aan te geven in de Petersen-schaal. Een ervaren waarnemer kan dit doen op een halve Petersen-klasse nauwkeurig (Verploegh, 1967). Het onderzoek naar het verband tussen zeetoestand en windsnelheid is na 1906 ijverig voortgezet. In 1970 heeft de Commissie Maritieme Meteorologie van de Wereld Meteorologische Organisatie (W.M.O.) de resultaten van deze onderzoeken samengevat in de CMM-schaal (Drury, 1970), een verbeterde serie equivalente windsnelheden voor de twaalf zeetoestandsklassen van Petersen. Bij nader inzien heeft echter de W.M.O. in 1976 besloten om deze schaal niet op te nemen in officiële reglementen, omdat dit in de gebruikerswereld te veel verwarring zou stichten. Zeer vele waarschuwingdiensten, verzekeringsmaatschappijen, offshore-bedrijven en dergelijke gaan over tot bepaalde activiteiten wanneer de windsterkte een bepaalde Beaufort-klasse bereikt. Wanneer men nu aan deze Beaufort-klasse een andere windsnelheid toekent, dan zijn de consequenties voor de praktijk vaak ernstig. Men blijft dus de „oude” klassegrenzen hanteren, zelfs zo dat men de Petersen-klassen van zeetoestand nog steeds routinematig naar windsnelheid vertaalt met de oude equivalenten.

We zitten nu dus eigenlijk met twee Beaufort-schalen. Enerzijds is er de „oude” schaal van 1906, die in de praktijk algemeen gehanteerd wordt, en anderszijds is er de „nieuwe” CMM-schaal, die de juiste omrekening geeft van de Petersen-zeetoestandsklassen naar de wind boven zee. In bijgaande tabellen worden daarom beide schalen vermeld. Bij de tabel van de zeetoestand in Petersen-klassen is de CMM-schaal genoteerd, en in de parallel-tabel zijn de officiële Beaufort-klassen genoteerd, samen met een verkorte omschrijving van de „landtoestand”-klassen. Deze laatste klasse-beschrijvingen zijn ingekort, omdat ze hoofdzakelijk van nut zijn om enig begrip te geven van de kracht van de wind in verschillende klassen. Voor het daadwerkelijk schatten van wind zijn de Beaufort-klassen te land slecht

INTERNATIONALE BEAUFORT-SCHAAL TE LAND

Klassenummer en benaming	Omschrijving zichtbare uitwerking te land (verkort)	Windsnelheid (m/s)
0 Stil	Rook stijgt bijna recht omhoog	0-0,2
1 Zwakke wind	Windrichting herkenbaar aan rookpluimen	0,3-1,5
2 Zwakke wind	Wind merkbaar in het gezicht, bladeren ritselen	1,6-3,3
3 Matige wind	Bladeren en takken bewegen, lichte vlag wappert	3,4-5,4
4 Matige wind	Stof en papier dwarrelen op (boven open terrein?)	5,5-7,9
5 Vrij krachtige wind	Bebladerde takken zwaaien	8,0-10,7
6 Krachtige wind	Wind fluit in draden papalu's moeilijk hanteerbaar	10,8-13,8
7 Harde wind	Gehele bomen bewegen, wind is hinderlijk om tegen in te lopen	13,9-17,1
8 Stormachtig	Takjes breken af, lopen is lastig ook bij wind opzij	17,2-20,7
9 Storm	Schoorsteenkappen en dakpannen worden afgerukt, lichte schade in bossen	20,8-24,4
10 Zware storm	Flinke schade aan gebouwen, bomen worden ontworteld	24,5-28,4
11 Zeer zware storm	Zware schade in steden en bossen	28,5-32,6
12 Orkaan	(komt te land vrijwel nooit voor)	$\geq 32,7$

N.B.: De opgegeven schaal-windsnelheden zijn *gemiddeld* over minstens 10 minuten. Windvlagen kunnen veel hogere snelheden bereiken, maar het is formeel onjuist om deze uit te drukken in de Beaufort-schaal. De veel gehoorde uitspraken van het type „windkracht 7, vlagen tot windkracht 9” zijn strijdig met de gebruikswaarde van de Beaufort-schaalconventie. Bovendien hebben zulke uitspraken weinig praktisch nut, omdat vlagerigheid afhankelijk is van de plaatselijke terreintoestand.

PETERSEN-SCHAAL VOOR WINDSCHATTING TER ZEE

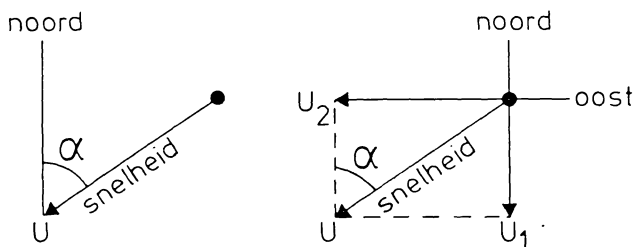
Klasse	Windsnelheid (m/s) volgens CMM-schaal		Zichtbare uitwerking van de wind op het zee-oppervlak
	Range	Gemiddeld	
0	0-1,3	0,8	Spiegelgladde zee
1	1,4-2,7	2,0	Golfjes, de zee ziet er geschubd uit. Schuimvorming heeft niet plaats.
2	2,8-4,5	3,6	Kleine korte golven, beter gevormd. Toppen zijn glasachtig en breken niet.
3	4,6-6,6	5,6	Kleine golven; golftoppen beginnen te breken en het gevormde schuim ziet er glasachtig uit. Soms een schuimkop.
4	6,7-8,9	7,9	Kleine langer wordende golven, vrij veel witte schuimkoppen komen voor.
5	9,0-11,3	10,2	Matige golven van groter lengte. Overal schuimkoppen, soms opwaaiend schuim.
6	11,4-13,8	12,6	Grotere golven ontstaan, brekende koppen doen overal schuimplekken ontstaan. Veelvuldig opwaaiend schuim.
7	13,9-16,4	15,1	Golven worden hoger, schuim van brekers ontwikkelt zich tot schuimstrepen.
8	16,5-19,2	17,8	Matig hoge golven met flinke kamlengte. Toppen waaien af en vormen goed ontwikkelde schuimstrepen.
9	19,3-22,4	20,8	Hoge golven, zware schuimstrepen. Rollers vormen zich, zicht kan worden beïnvloed door verwaaid schuim.
10	22,5-26,0	24,2	Zeer hoge golven, lange overstortende kammen. Schuim wordt door wind zozeer verspreid dat zee wit ziet. Zware overslaande rollers, zicht verminderd door verwaaid schuim.
11	26,1-30,0	28,0	Buitengewoon hoge golven, schepen verliezen elkaar uit 't oog. Randen van golfkammen verwaaien overal, lange schuimstrepen, sterk verminderd zicht.
12	≥ 30,1	(32,2)	Lucht met schuim en verwaaid zeewater gevuld, zee volkomen wit, geen zicht meer op enige afstand.

geschikt, aangezien de wind-effecten daar sterk afhankelijk zijn van de totale omgeving. Bijvoorbeeld, de mate van beweging van boomtakken is bij een bepaalde windsterkte afhankelijk van de hoogte van de boom ten opzichte van de omgeving, de hoeveelheid en nabijheid van andere bomen en obstakels, zelfs ook nog van het type boom.

In dit boek worden overigens de Beaufort-klassen niet daadwerkelijk gehanteerd: tabellen en grafieken worden gegeven in m/s. Men kan deze fijner ingedeelde gegevens desgewenst combineren tot de grove Beaufort-indeling.

Voor berekening van windbelasting op constructies wordt wel eens gewerkt met eenheden van winddruk in plaats van windsnelheids-eenheden. Theoretisch geldt namelijk dat een windsnelheid U op een voorwerp een druk uitoefent, welke de grootte $\frac{1}{2} \rho C_p U^2$ Newton/m² heeft. Hierbij is ρ de luchtdichtheid ($\sim 1,2$ kg/m³, afhankelijk van de luchttemperatuur) en C_p is een overdrachtscoëfficiënt, welke afhankelijk is van de vorm van het voorwerp en gewoonlijk een waarde tussen 1 en 2 heeft. Wegens de onzekerheid in de waarden van ρ en C_p is de winddruk echter ongeschikt als basis-windeenheid. Voor berekeningen van winddruk wordt verwezen naar Van Koten (1970) en Simiu en Scanlan (1978).

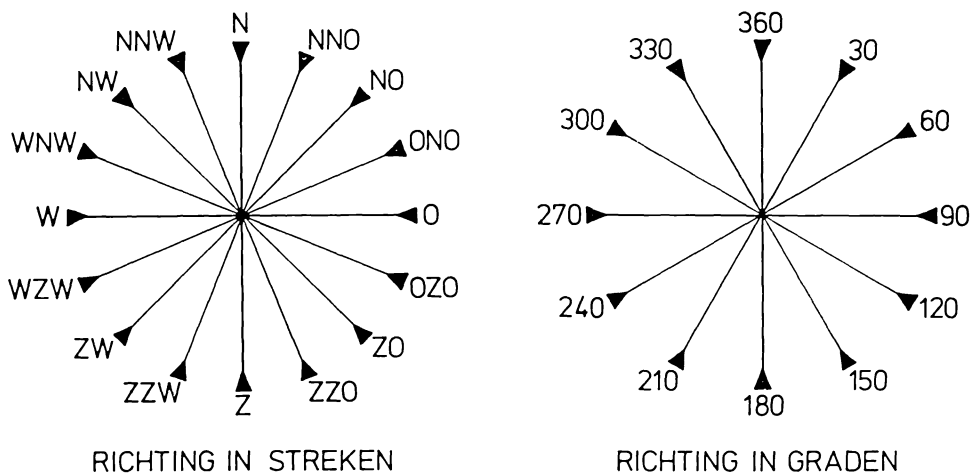
De windrichting wordt in de meteorologie gedefinieerd als de richting waar de wind vandaan komt zie bijvoorbeeld figuur 2.1, waar een luchtstroming van noordoost naar zuidwest als noordoostenwind geldt. Deze benaming is dus tegengesteld aan de benamings-afpraak voor zeestromen, waar men over een zuidelijke stroming spreekt als het water van noord naar zuid stroomt.



Figuur 2.1 Een wind, die van noordoost naar zuidwest waait, wordt een noordoostenwind genoemd. De windrichting (hoek α) wordt bepaald ten opzichte van de noordrichting. Voor middeling van windvectoren is het vaak nuttig om ze te splitsen in twee loodrechte componenten. De componenten van alle vectoren worden gemiddeld, en uit de gemiddelde componenten bepaalt men dan de gemiddelde vector.

De windrichting wordt op stations bepaald ten opzichte van het ware Noorden („kaart-Noorden”) en aan de weerdienst gerapporteerd in 36 eenheden van 10 booggraden. Daarnaast was het tot 1971 gebruikelijk om de gegevens van klimatologische stations, die niet rechtstreeks aan de weerdienst rapporteren, achteraf te analyseren in 16 „streken” (N, NNW, NW enzovoort) van $22\frac{1}{2}$ graad. Soms varieert de windrichting bij zwakke wind zozeer, dat het niet goed mogelijk is om een gemiddelde richting te bepalen; men noemt de wind dan „veranderlijk”.

Bij de analyses in dit boek zijn richtingssectoren van 30 booggraden gebruikt, in overeenstemming met W.M.O.-aanbevelingen. In figuur 2.2 zijn de streken en de gebruikte



Figuur 2.2 Verdeling van de windrichting in streken en graden.

30°-sectoren aangegeven. Bij de omrekening van streken naar 30°-sectoren is rekening gehouden met de gemiddelde verdeling van de wind over de verschillende richtingen. De splitsing van windsnelheidsinformatie naar richtingen is hier verwerkt in de uitgebreide getabelleerde frequentieverdelingen van bijlage A. Daarom is hier afgezien van de gebruikelijke grove presentatie van richtingsinformatie met behulp van een „windroos” (Klimaatatlas van Nederland, 1972). De windrozen in de Klimaatatlas zijn niet gecorrigeerd voor terreinstoringen; door Rijkooit et al. (1977) zijn gecorrigeerde windverdelingen van enige stations gepubliceerd in windroos-vorm.

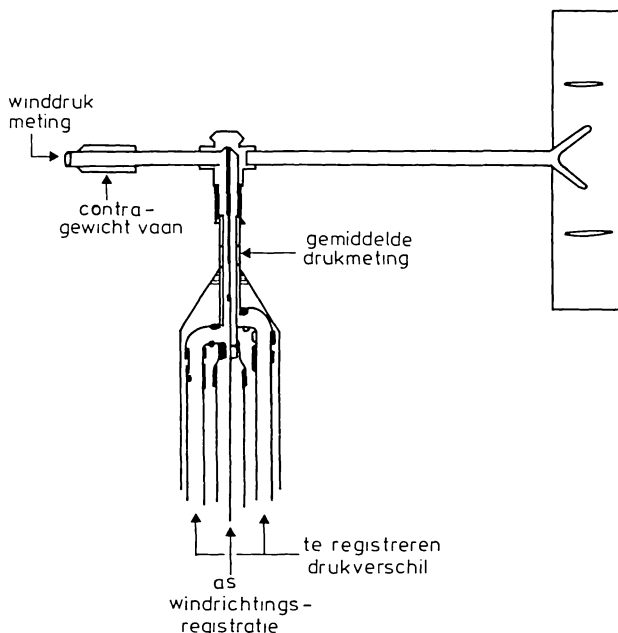
2.3 Gebruikte windmeetapparatuur en bewerkingsmethoden

Deze paragraaf is een noodzakelijke verantwoording van de oorsprong van de gebruikte windmetingen. Hij kan worden overgeslagen door lezers die niet in meettechnieken zijn geïnteresseerd, zonder dat zij daardoor gevaar lopen om veel moeite te hebben met paragraaf 2.4 en de daarna volgende tekst.

Op Nederlandse weerstations wordt op ongeveer 10 m hoogte de windsnelheid gemeten door een *anemometer*, en de windrichting door een *windvaan*. Deze apparaten geven elektrische signalen af, welke worden geregistreerd op een recorder. Uit de registraties worden vervolgens gemiddelden bepaald, bij een continu-registratie soms ook de hoogste pieken en andere karakteristieken van de registratie, zoals het optreden van sprongen. Deze omzetting van een strook-registratie in een reeks analyseerbare cijfers noemt men *uittrekken*. In deze paragraaf wordt een kort overzicht gegeven van de windmeet- en registratie-apparatuur, welke in de periode 1951/1980 in gebruik was, en van de gebruikte methodieken voor uittrekken, inzameling van gegevens en opbouw van een bestand.

Tot het midden van de zestiger jaren is op een aantal stations de Dines-anemometer gebruikt (figuur 2.3). Deze bestaat uit een windvaan, waarbij in de kop een open buis is

Figuur 2.3
Doorsnede van de
Dines-anemometer. Zie
Gold (1936) voor
nadere beschrijving van
de werking en van de
vlotterrecorder die het
drukverschil registreert.

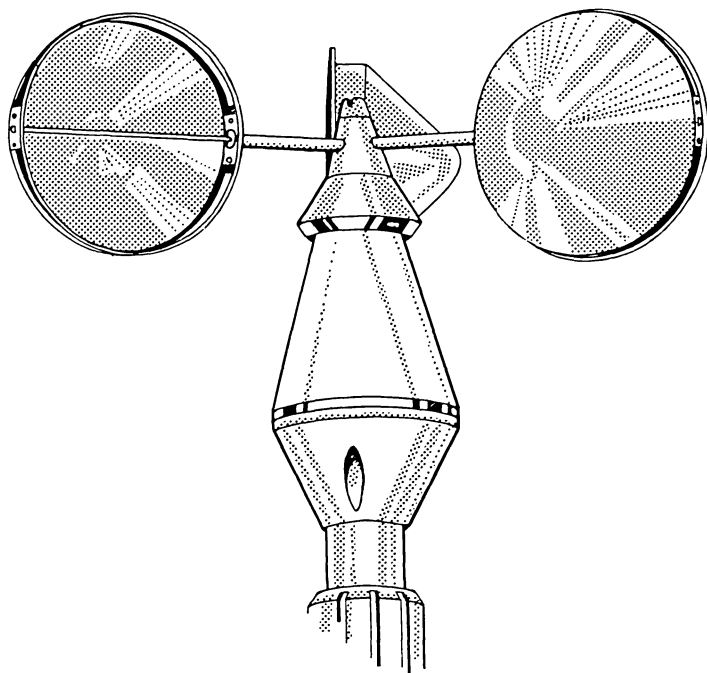


gemonteerd welke de winddruk meet. Omdat de winddruk evenredig is met het kwadraat van de windsnelheid, is de drukbuis gekoppeld aan een registratie-instrument met een parabolisch gevormde vlotter, zodat een strookregistratie wordt verkregen die lineair afhankelijk is van de windsnelheid. Sinds 1950 werd voor deze registratie een registratie-strook gebruikt met een merkwaardige ijkdiscontinuïteit bij 16 m/s. Bij de vooronderzoekingen voor dit boek bleek deze discontinuïteit afkomstig te zijn van een foutief geïnterpreteerde windtunnelproef, en de bestanden werden gecorrigeerd voor deze fout. Overigens is de Dines-anemometer een betrouwbare windmeter, die hoofdzakelijk in onbruik is geraakt omdat aflezing van de registratie op afstand niet goed mogelijk is.

Het huidige standaard-meetinstrument voor windsnelheid is de zogenaamde *cup-anemometer* (soms ook Robinson-anemometer genoemd), die er uitziet als drie pollepels op een stok (figuur 2.4). De draaisnelheid van een dergelijk instrument is ongeveer recht evenredig met de windsnelheid. Vóór 1955 waren deze anemometers uitgevoerd als contact-anemometer: aan de draaiende as was een tandwielserie gekoppeld, die er voor zorgde dat eenmaal per 100 of 1000 omwentelingen een elektrisch contact werd gesloten. Op een papierstrook van een zogenaamde chronograaf werd dan een streepje gezet, en het aantal streepjes was een maat voor de gemiddelde windsnelheid. Een dergelijke registratie heeft drie bezwaren: de informatie op de strook is niet bruikbaar zonder uittrekken, dit uittrekken (uitmeten van de streepjes-afstanden) is een zenuwslopend karwei, en de registratie verschaft geen vlaag-informatie. Daarom werd in de vijftiger jaren overgegaan op montage van een dynamo in de cupanemometer, waardoor een stroom wordt opgewekt die evenredig is met de draaisnelheid. Men kon nu een continu-registratie verkrijgen, welke rechtstreeks afleesbaar was en waaraan de waarnemer bovendien meteen kon zien of de anemometer goed werkte.

Een dynamo heeft twee bezwaren bij het gebruik als draaiingsmeter. Het eerste bezwaar is, dat de door de dynamo geleverde energie wordt onttrokken aan de draaiing — met andere

Figuur 2.4
Moderne KNMI-
cupanemometer.



woorden, de draaiing wordt geremd. Het gevolg hiervan is, dat een dynamo-cupanemometer pas goed werkt bij windsnelheden welke groter zijn dan 3 m/s. Een station met een dynamo-anemometer heeft dus schijnbaar meer windstille dan een overeenkomstig station met een contact-anemometer! Het tweede bezwaar is dat de „permanente” magneet in een dynamo in sterkte afneemt in de loop van de tijd, zodat daarmee de ijking wordt gewijzigd. Een hieraan gekoppeld bezwaar is, dat bij de ijking rekening moet worden gehouden met signaalverlies in de kabel tussen anemometer en recorder.

Beide bezwaren werden opgevangen door van de geleverde wisselstroom niet de stroomsterkte te registreren maar de frequentie, welke ook evenredig is met de draaisnelheid. Deze frequentie wijzigt zich niet tijdens het signaaltransport door de kabel en is niet afhankelijk van de magneetsterkte. Men kan dus ook zwakkere magneten gebruiken, waardoor tevens de *aanloopsnelheid* (de laagste meetbare windsnelheid) van ~ 3 m/s naar ~ 2 m/s kan worden teruggebracht, vergelijkbaar met de meeste contact-anemometers. In de vijftiger jaren werden daarom op het KNMI geschikte frequentiemeters ontwikkeld voor de windstations, zodat omstreeks 1960 op vrijwel alle stations kon worden overgegaan van Dines-anemometers naar cup-anemometers.

Spijtig was evenwel, dat op de militaire vliegvelden kort daarna behoefte werd gevoeld aan een tweede windregistratie in een beschermd onderkomen, en dat de militairen hiertoe de frequentiemeter plaatsten bij de anemometer op het veld in plaats van bij de recorder in het weerdienst-onderkomen. In plaats van een frequentie werd dan een gelijkgericht signaal over twee kabels getransporteerd naar de weerdienst en naar het beschermde onderkomen. Kennelijk is het signaalverlies-probleem niet onderkend, en daarom ook werd compensatie van de kabelverliezen op de meeste stations niet uitgevoerd. Bij onze analyse van de betrokken windgegevens zijn voor de resulterende systematische meetfouten van $\sim 15\%$ alsnog zo goed mogelijk correcties aangebracht.

In de zestiger jaren werden nieuwe cup-anemometers ontwikkeld, die bij draaiing een frequentie afgaven zonder gebruik van een dynamo. Per omwenteling werden minimaal 8 pulsen opgewekt, eerst met behulp van een splotenschijf die draaide tussen een lampje en een fotocel, later met behulp van een viertal magneetjes en een reed-relais. Deze nieuwe anemometers gaven reeds betrouwbare meetresultaten bij windsnelheden van ~ 1 m/s. Tevens werden de zware metalen cup-stellen vervangen door lichtere plastic cups; dit verbeterde de mogelijkheid om kortdurende windvlagen waar te nemen. Als verdere verbetering in de windmeting werd een nieuwe stationswindvaan ontwikkeld met een goede aerodynamische demping (Wieringa, 1967).

Ook werd in de zestiger jaren het onderhoud van de stations systematisch georganiseerd. Terwijl in de vijftiger jaren een windmeter gewoonlijk pas werd vervangen wanneer hij merkbaar kapot was, was aan het eind van de zestiger jaren een inspectieschema in werking. Ieder KNMI-station werd zo mogelijk eens per jaar bezocht door een inspecteur, en de anemometers werden bij dat bezoek gewoonlijk uitgewisseld. Voor en na plaatsing werden de anemometers gecontroleerd in de werkplaats en geijkt in de windtunnel, onder meer op aanloopsnelheid.

Tot 1980 werd de windsnelheid gewoonlijk geregistreerd op een schrijvende recorder; alleen te Schiphol is in 1977 een digitale registratie ingevoerd. De meest gebruikte recorders waren onbetrachtigde galvanometrische pen-schrijvers van het fabrikaat Nieaf of Metrawatt. De responsietijd voor een sinusvormig windsignaal was bij deze recorders omstreeks 0,8 seconde; men kan hieruit afleiden, dat de duur van de geregistreerde maximale windvlagen omstreeks 10 seconden bedraagt. In de zeventiger jaren zijn op een klein aantal stations bekrachtigde recorders geplaatst van het fabrikaat Heath of Kipp. Deze hadden een responsietijd $< 0,1$ seconde, zodat maximum-vlagen van 5 seconden duur nog behoorlijk werden opgetekend.

De registratie van windrichting kan niet met behulp van een potentiometer en een gewone recorder worden verricht, omdat bijvoorbeeld bij gebruik van signaal nul voor 0° (Noord) en maximaal signaal voor 360° (Noord) een noordenwind met kleine richtingsvariaties aanleiding geeft tot voortdurend heen-en-weer zwaaien van de recorderpen over de volle registratiebreedte. Op KNMI-stations wordt de windrichting geregistreerd met een „windzuil”, dat is een cylinder (met een registratiestrook er omheen geplakt) welke via een selsynpositiemotor is gekoppeld aan de windvaan-as. Een schrijfpenn loopt in een dag of week van de boven- naar de onderkant van de cylinder, en kan daarbij de richting optekenen zonder enige onderbreking. Onbetrachtigde windzuilen hebben een registratie-onzekerheid van $\pm 5^\circ$. Omstreeks 1970 werden op vele stations servo-bekrachtigde windzuilen geplaatst, welke een grotere nauwkeurigheid hadden. Voor de militaire vliegvelden werden snelheidsrecorder en windzuil ingebouwd in een gecombineerd registratie-apparaat van het fabrikaat Van Doorn; dit geheel werd vóór plaatsing bij de windtunnel geijkt samen met de bijbehorende cup-anemometer.

Uittrekken van de registraties van windsnelheid en windrichting gebeurde gewoonlijk door het plaatsen van een transparante schaal met haarlijn over de registratie, waarbij met behulp van de haarlijn over een uur of over 10 minuten werd gemiddeld. Een dergelijke werkwijze heeft typisch een uittrek-nauwkeurigheid van $\pm 0,1$ m/s voor de snelheid, respectievelijk $\pm 4^\circ$ voor de richting.

De gegevens van routine-weerdienststations werden uurlijks naar het KNMI verzonden per telex. De registratie van de overige „klimatologische” stations werden maandelijks per post naar het KNMI verzonden en aldaar uitgetrokken. Beide soorten gegevens werden op het KNMI nog aan een controle onderworpen voordat ze werden gearhiveerd — tot 1970 op ponskaart, daarna op magneetband (Patist, 1973). Van de weerdienst-stations waren direct

na waarneming van windsnelheid en windrichting alleen gemiddelden over de laatste 10 minuten in ieder uur beschikbaar, waaraan voor de niet-militaire stations achteraf op het KNMI nog uitgetrokken uurgemiddelden van de windsnelheid werden toegevoegd. Met ingang van 1 januari 1971 werd tevens routinematig de grootste per uur waargenomen windvlaag genoteerd.

In dit boek wordt hoofdzakelijk met uurgemiddelde windgegevens gewerkt, terwijl de gearchiveerde vlaggegevens benut worden voor de analyse van terreinstoringen (zie paragraaf 3.8). De reden voor de keuze van één uniforme middelingsperiode is de afhankelijkheid van statistische eigenschappen van de middelingsperiode. Bijvoorbeeld, de kans op overschrijding van 15 m/s blijkt voor 10-minuut-gemiddelden $\sim 30\%$ groter te zijn dan voor uurgemiddelden (Rijkoort, 1972). Het is om verschillende redenen (zie paragraaf 5.2) aan te raden om een algemene klimatologische statistiek te baseren op uurgemiddelden. Wat er zich binnen een uur afspeelt (bijvoorbeeld windvlagen) kan dan worden geschat met behulp van fysische rekenmodellen (zie paragraaf 3.6).

Voor dit doel is een apart klimatologisch windbestand opgebouwd. Op de meeste niet-klimatologische weerdienst-stations worden alleen gemiddelden genoteerd van windsnelheid en richting gedurende de laatste 10 minuten van ieder uur. Voor dergelijke stations werden uit de getabelleerde waarnemingsgegevens door interpolatie de uurgemiddelden bepaald. Indien we voor de uurgemiddelde windsnelheid de notatie U gebruiken en voor de 10-minuutgemiddelde snelheid u , dan is voor het uur met volgnummer i (dat voorafgaat aan $i.00$ uur M.E.T.) de gebruikte interpolatieformule:

$$U_i = (7/12) u_i + (5/12) u_{i-1}$$

Een vergelijking met behulp van stations, waarvan zowel uurgemiddelden als 10-minuten-gemiddelden beschikbaar waren, toonde dat deze werkwijze voor ons doel voldoende betrouwbaar was.

2.4 Waarnemingsgeschiedenis van Vlissingen, als voorbeeld

Een verantwoording van de waarnemingen van de gebruikte stations is formeel wenselijk. In de windklimaatstudies van Braak wordt een groot deel van de tekst gewijd aan stationsbeschrijvingen, en ook nadien zijn overzichtsstudies van het windmeetnet gepubliceerd (Rijkoort, 1961; Wieringa en Van der Veer, 1974). Het zou echter een dik boek vullen om dit hier voor alle gebruikte stations te doen, en voor de gegevensgebruiker is het slechts indirect van belang. Daarom worden van de belangrijkste windstations de waarnemingsgeschiedenissen gepubliceerd in afzonderlijke interne KNMI-rapporten; voor Schiphol, Leeuwarden, Eindhoven, Den Helder en De Kooy is dit al gebeurd (Oemraw, 1982/1983).

Als voorbeeld wordt hier één station globaal besproken, namelijk Vlissingen. Enerzijds dient dit om aan de hand hiervan een overzicht te geven van de ontwikkeling der waarnemingstechnieken, anderzijds is het een illustratie van de problemen die men heeft bij de beoordeling van de kwaliteit van een windstation.

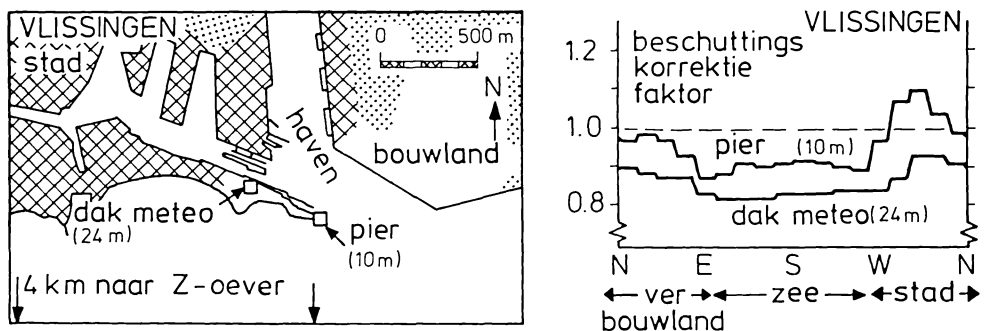
Van de thans werkzame windstations is Vlissingen het oudste, de gepubliceerde uurlijkse windwaarnemingen beginnen in 1859. De door ons gebruikte waarnemingsreeks begint in 1959 — waarom zijn de waarnemingen van de voorafgaande eeuw niet gebruikt? Het antwoord is, dat pas vanaf 1959 de opstellingsplaats voldoet aan ons criterium, dat de storing

van de windmeting door obstakels in de omgeving bekend en corrigeerbaar is. Onder „corrigeerbaar” verstaan we, dat uit de windmeting met voldoende nauwkeurigheid moet kunnen worden afgeleid, wat de wind is in open terrein zonder obstakels. Deze eis wordt gesteld, omdat alleen de wind in homogeen terrein op verantwoorde wijze kan worden omgerekend tot de wind op enige afstand van het windstation.

Correctie van een windmeting is in het algemeen niet uitvoerbaar wanneer de meting te dicht bij een obstakel is verricht, bijvoorbeeld op slechts enige tientallen meters afstand van een huis, of op slechts korte afstand boven het dak van dat huis. Indien de meting is verricht buiten de directe storende invloedssfeer van obstakels, dan is correctie voor de invloed van verderweg liggende obstakels zonder meer mogelijk indien er op het station systematisch vlaagwaarnemingen zijn verricht, omdat de vlagerigheid van de wind groot is wanneer er veel obstakels zijn. Deze correctie van windmeting in een beschutte omgeving tot de hypothetische wind, die in open terrein ter plaatse zou zijn waargenomen, noemen wij *beschuttingscorrectie* (zie paragraaf 3.8). Bij ontbreken van vlaagmetingen kan de beschuttingscorrectie worden geschat, indien de omgeving zeer goed is gedocumenteerd.

Van Vlissingen werden de vóór 1915 verrichte metingen onvoldoende bruikbaar geacht door Braak, die uitsluitend gemiddelden analyseerde. Braak gebruikte wel de registraties na 1915, afkomstig van een zogenaamde Sass-anemograaf; daarvan zijn echter de technische specificaties niet bekend, zodat geen vlaag-analyse mogelijk is. Voor 1915/1927 kunnen we dus de omgevingsstoringen onvoldoende achterhalen. In de periode 1928/1947 was de opstelling van de windmast ontoelaatbaar slecht — bijvoorbeeld, van 1928 tot 1943 was de windmeter zeer sterk gestoord geplaatst, vlak boven een daknok zodat soms zeer grote afwijkingen in de richtings- en snelheidsmeting voorkwamen. In de periode 1947/1958 werden de waarnemingen op Walcheren niet verricht te Vlissingen maar te Souburg — een zeer nabij gelegen vliegveld, maar het windklimaat aldaar wijkt toch belangrijk af van het Vlissingse. Bovendien stond ook te Souburg de windmeter op een gebouw op een relatief te korte mast. Kortom, de kwaliteit van de vóór 1959 verrichte metingen is om steeds andere redenen onvoldoende.

In 1958 werd op het meteo-gebouw, dat aan de ZO-zijde van de stad Vlissingen ligt (zie figuur 2.5) een Dines-anemometer geplaatst op een voldoende hoge mast, 24 m boven de grond. Vanaf dat tijdstip is de meetreeks in principe bruikbaar. Na 1 januari 1960 werden de windmetingen verricht met een cup-anemometer op 10 m hoogte aan het einde van een havenpier (zie figuur 2.5), totdat op 8 maart 1967 de pier werd stukgevaaren door een



Figuur 2.5 Ligging van het windstation Vlissingen in de periode 1959-1980 (links) en de richtingsafhankelijke beschuttings-correctiefactoren voor de beide opstellingen (rechts). Zie Wieringa (1983).

veerpont. Daarom werd tot 2 juli 1968 opnieuw gemeten met een cup-anemometer op het dak van het meteo-gebouw, waarna tot 31 januari 1972 weer op de pier werd gemeten met een gemoderniseerde reedrelais-cup-anemometer. Vanaf die datum tot heden toe is de windmeting afkomstig van het dak van het meteo-gebouw.

Voor de periode 1959/1980 levert Vlissingen dus een serie korte meetreeksen die niet zonder meer gezamenlijk analyseerbaar zijn, onder meer vanwege het grote hoogteverschil van de twee opstellingen en het verschil in afstand tot de stadsbebouwing. Bij analyse blijkt bovendien, dat de stad dermate remmend op de wind werkt, dat in Vlissingen de gemeten windsnelheden uit NW-richting zelden stormkracht bereiken (Ridder, 1972), terwijl in Zeeland toch niet zó veel minder NW-stormen voorkomen dan elders aan de Nederlandse kust.

Beide problemen zijn echter opgelost door het richtings-afhankelijk berekenen van beschuttings-correcties voor Vlissingen uit vlagmetingen, zoals aangegeven rechts in figuur 2.5. Voor NW-winden zijn deze correcties groot om te corrigeren voor de stadsinvloed, en voor Z-winden zijn ze klein om de open-water-ligging te reduceren naar open land. Bovendien is het hoogte-verschil van de twee opstellingen in de correcties verwerkt. Na toepassing van deze correcties blijken de gecorrigeerde windsnelheden inderdaad als één homogene 1959/1980-reeks te kunnen worden geanalyseerd (Wieringa, 1983), en ook blijkt het gecorrigeerde percentage NW-stormen beter overeen te komen met de ervaring.

Verplaatsingen van de windmeetopstelling komen op vele stations voor, maar door toepassing van beschuttingscorrecties blijkt het meestal mogelijk om toch een homogene meetreeks te construeren. Evenwel is dit niet langer mogelijk, wanneer het station verplaatst wordt naar een lokatie met een essentieel ander windklimaat. De twee „Vlissingse” opstellingen hadden gemeen dat ze beiden kust-lokaties waren, en dus was het toelaatbaar om ze te koppelen. De opstelling in Souburg was een lokatie op enige kilometers afstand van de kust en daar heerst reeds een ander windklimaat, met bijvoorbeeld een veel groter dagelijks verschil tussen de hoogste en de laagste voorkomende windsnelheid. Zelfs wanneer de kwaliteit van de Souburgse windmetingen goed was geweest, dan was het toch niet toelaatbaar geweest ze te koppelen met de Vlissingse metingen.

Een tweede voorbeeld van stations-ontwaardiging door verandering van de omgeving geeft het oudste Nederlandse windstation te Den Helder, opgericht in 1843. In 1972 werd ter plaatse de dijkhoogte verdubbeld en mocht het station niet langer gehandhaafd blijven op zijn oorspronkelijke plaats. Hoewel sindsdien windwaarnemingen zijn verricht in het nabijgelegen De Kooy, mogen deze beslist niet beschouwd worden als voortzetting van de waarnemingreeks Den Helder, omdat er een groot verschil in windklimaat is tussen de twee plaatsen.

Een derde voorbeeld is de windmeting te De Bilt. Sinds 1961 is deze verricht op het enige open stuk weiland nabij het KNMI, met aan de Westzijde op vrij nabije afstand veel hoge bomen. Bij Westerstorm was daarom de gemeten wind slechts driekwart van de windsnelheid die in de omgeving op open terrein kon worden waargenomen. Deze situatie was nog nét met moeite corrigeerbaar voor deze beschutting, maar aangezien de Gemeente De Bilt nu een fietspad langs de windmeter gaat aanleggen en daarlangs bomen gaat planten, moet de huidige positie van de Biltse windmeting vanaf 1983 als volstrekt onbruikbaar worden beschouwd.

Dergelijke overmachtssituaties komen regelmatig voor in een dicht bevolkt land als Nederland. Daarom is het uiterst moeilijk de lange waarnemingsreeksen op te bouwen, die nodig zijn om klimatologische analyses van stormfrequenties en extreme windsnelheden te toetsen. Op die stations, waar het KNMI enige invloed op het stationsbeheer heeft, dienen we daarom ons best te doen om de windmeter op de huidige plaats te handhaven zo lang als het



Figuur 2.6 Windstations in het tijdvak 1945-1980, welke gebruikt zijn in deze klimaatstudie.

mogelijk is om de omgeving voldoende open te houden. Minimum-criteria daarvoor worden gegeven in hoofdstuk 3.

2.5 Windstations-overzicht en gegevensbestand

In de analyse-periode 1951-1980 waren er in Nederland totaal 57 windstations, waarvan de meetgegevens gedurende kortere of langere tijd zijn bewerkt en gearchiveerd door het KNMI. Hiervan zijn er in totaal een veertigtal gebruikt voor deze windklimaatstudie. De ligging van deze stations en van een tweetal gebruikte lichtschepen is aangegeven op figuur 2.6. Bovendien werden windmetingen van een drietal stations in België en een drietal stations in de Duitse Bondsrepubliek verkregen door de welwillende medewerking van het Koninklijk Meteorologisch Instituut te Ukkel en de Deutsche Wetterdienst te Offenbach. Ook deze stations zijn aangegeven op figuur 2.6 (Middelkerke ligt aan de Belgische zeekust ten ZW van Oostende, in de richting van de pijl).

Niet alle gegevens waren bruikbaar. Sommige stations leverden in het geheel geen bruikbare gegevens, en van andere stations bleek een deel van de metingen niet aan de kwaliteitseisen te voldoen. Voorwaarden voor opname van gegevens in het geanalyseerde bestand waren:

- (1) Volledigheid van het uurlijkse bestand, afgezien van korte hiaten (minder dan 1 maand) ten gevolge van technische storingen. Van vele meetreeksen konden bijvoorbeeld de jaren vóór 1960 niet worden gebruikt wegens systematisch ontbreken van waarnemingen in de nacht en/of op het weekeinde;
- (2) Aanwezigheid van een strookregistratie, waarop een analyse van de vlagerigheid kon worden verricht. Een dergelijke analyse is namelijk nodig voor de bepaling van storingen van de windmeting door obstakels in de omgeving (zie hoofdstuk 3);
- (3) Voldoende vrije opstelling van de windmast;
- (4) Een waarnemingsreeks van minimaal 4 jaar;
- (5) Een noodzakelijk minimum aan informatie (zie Wieringa, 1983) over de waarnemingsgeschiedenis van het station: onderhoudsrapporten, situatieschetsen, foto's, ijkings, en aanvullende informatie van huidige of voormalige waarnemers.

Stations die slechts gedeeltelijk voldeden aan het bovenstaande zijn soms gebruikt voor interpolatie tussen de goede stations, wanneer de geografische afstand tussen de goede stations te groot was. Met name dient vermeld:

- (1) Gegevens, welke om de drie uur waren gerapporteerd, werden gebruikt van Ramspol en de drie Belgische stations voor hun gehele waarnemingsperiode, en van IJmuiden alleen voor de periode 1953/1954. (N.B.: bij opgaven van reekslengten wordt hier „tot en met” afgekort door een schuine streep);
- (2) Voor de Belgische stations waren geen vlaggegevens geregistreerd in het ter beschikking gestelde bestand. De omgevingsstoringen werden daarom met het oog geschat tijdens een bezoek aan de stations;
- (3) De opstelling op het Belgische station Kleine Brogel was zeer gestoord door bomen, die vrij regelmatig waren geplant. Een schatting van de storing werd verkregen door analyse van parallelmetingen van een in 1981 geplaatste nieuwe windmast. De enige reden om het station niet geheel te schrappen was het ontbreken van betere stations rondom Zuid-Limburg (Düsseldorf ligt eigenlijk te ver weg);
- (4) Van Willemstad werd een reeks van 2 jaar (maart 1975/juli 1977) geanalyseerd, omdat in dat gebied het windklimaat geografische variaties vertoont en de omringende stations vrij ver weg liggen.

Systematische documentatie van de vliegvelden van de Koninklijke Luchtmacht na 1972,

toen het technisch onderhoud van deze stations niet langer door het KNMI werd verzorgd, ontbrak vrijwel geheel. De in voorafgaande jaren opgedane ervaring en enige toevallige bezoeken gaven echter voldoende reden tot vertrouwen in de kwaliteit van de metingen, te meer omdat desgevraagd achteraf alle medewerking werd verleend voor aanvulling van de informatie.

Van de volgende stations zijn de meetreeksen volledig afgekeurd wegens te grote storing van de windmeting door nabije obstakels (zie hoofdstuk 3): Amsterdam-Filiaalinrichting, Flevocentrale, Groningen, Hellevoetsluis, Lichteiland Goeree, Maastricht, Rotterdam-Filiaalinrichting, Souburg en Vliehors. Dit laatste is een interessant geval: op een zandplaat staat een prachtig gelegen windmast die vrijwel nooit wordt gebruikt, terwijl de reguliere metingen afkomstig zijn van een tussen barakken opgesteld mastje. — De meetreeksen van Castricum, Elburg, Noordpolderzijl, Rottegatpolder en Schiermonnikoog zijn om andere redenen niet benut, bijvoorbeeld onvoldoende documentatie.

Van een aantal andere stations konden de metingen niet worden gebruikt omdat het bestand nog niet voldoende verwerkbaar was eind 1981. Deze stations zijn Harlingen, Hoozeveen, Hornhuizen, Huibergat, Schiphol na 1976, en Rotterdam-Geulhaven. Misschien kunnen deze stations in toekomstige windklimaatstudies alsnog worden gebruikt.

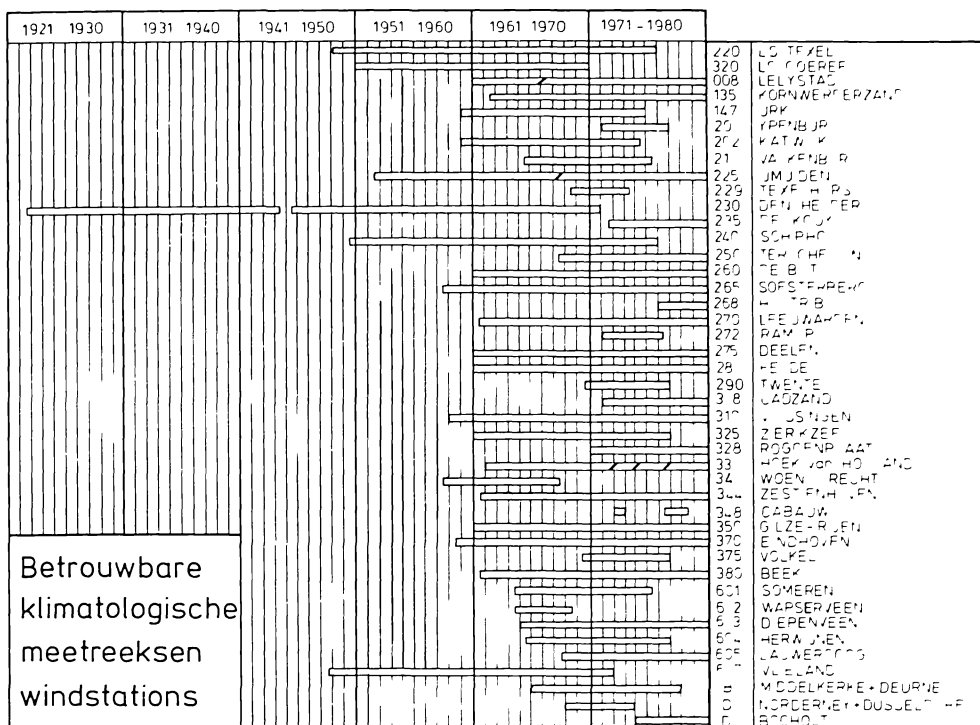
Het onderzoeksstation Cabauw is een speciaal geval: de aanwezigheid van een hoge meteorologische meetmast is reden tot analyse van dit station, ook al zijn hier slechts drie volledige meetjaren beschikbaar (1973, en maart 1977/februari 1979).

Voor de analyse van de wind op open zee nabij de Nederlandse kust hebben wij ons in deze studie beperkt tot de waarnemingsreeksen van de lichtschepen (LS) Texel en Goeree, welke van goede kwaliteit zijn (Bouws, 1978). Deze reeksen bestaan uit zeetoestands-schattingen volgens de Petersen-schaal, welke oorspronkelijk routinematig zijn vertaald in windsnelheid (in knopen) volgens de officiële „oude” Beaufort-schaal. Aangezien het ons bij deze klimaatstudie gaat om de werkelijke windsnelheid boven zee, zijn deze schaalwaarden vertaald naar de „nieuwe” CMM-schaal. Bij deze vertaling is gebruik gemaakt van een empirische omrekening: windsnelheden in knopen volgens de „oude” schaal werden tot de macht 4/5 verheven. Dit geeft tot 0,2 m/s nauwkeurig de „nieuwe” CMM-schaalwaarden in m/s voor windsnelheden tot 22 m/s. Voor hogere snelheden geeft deze omrekening enigszins te lage resultaten, maar bij deze zeer zelden voorkomende snelheden zijn ook andere onzekerheden groot. De CMM-schaal geeft de windsnelheid op 20 m boven zee, en daarom werden de omgerekende snelheden getransformeerd naar 10 m boven zee door vermenigvuldiging met een factor 0,94.

Uurlijkse lichtschip-waarnemingen zijn alleen beschikbaar van LS Texel voor de periode 1966/1976. De eerdere waarnemingen van dit lichtschip en alle waarnemingen van LS Goeree zijn om de drie uur. Dit is voor deze waarnemingen in zoverre aanvaardbaar, dat de toestand van het zeeoppervlak een vrij lange aanpassingstijd heeft, die in de mariene meteorologie vaak op drie uur gesteld wordt. In gevallen, waarbij het wenselijk was om uurlijkse waarnemingen te analyseren, is uitsluitend gebruik gemaakt van LS Texel voor de periode 1966/1976.

Een overzicht van de uiteindelijk bruikbaar bevonden meetreeksen wordt gegeven in figuur 2.7. Op deze overzichtsgrafiek ontbreken de meetreeksen Kleine Brogel (1966/1971) en Willemstad, aangezien deze stations maar nauwelijks als „bruikbaar” kunnen worden betiteld.

In het meetreeks-overzicht zijn voor een paar stations de „balken” door schuine strepen onderbroken. Dit wil zeggen dat deze stations op dat tijdstip een verplaatsing hebben ondergaan naar een lokatie met een essentieel ander windklimaat. Bijvoorbeeld, station



Figuur 2.7 Bruikbare meetreeksen van de gebruikte windstations. Een onderbreking van de „balk” met een schuine streep geeft aan, dat het station verplaatst is naar een lokatie met een essentieel ander windklimaat.

IJmuiden is in 1968 verplaatst van een duinterrein naar het eind van een kilometers lange zeehaven-pier, waar geen kust-klimaat maar een zee-klimaat heerst. Een uitzonderlijk geval is het station Lelystad, waar niet de meetlokatie maar de omgeving drastisch veranderde in 1968 (zie paragraaf 5.1). Het ontbreken van dergelijke schuine strepen bij andere stations in figuur 2.7 betekent, dat eventuele verplaatsingen van die stations van zo’n beperkte aard waren, dat de homogeniteit van de beschuttingsgecorrigeerde meetreeksen niet werd aangetast.

3 DE WIND NABIJ DE GROND IN VERSCHILLENDE OMSTANDIGHEDEN

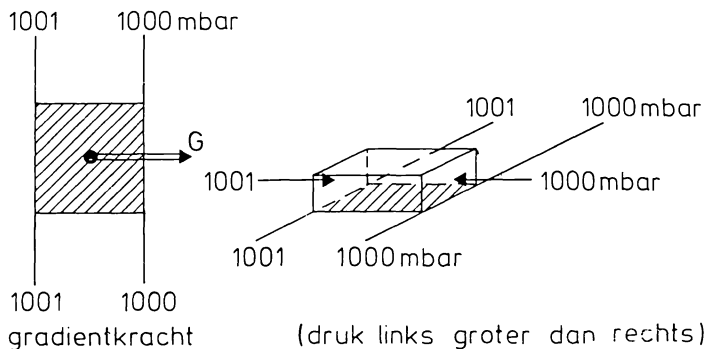
3.1 Ontstaan van de wind op grote schaal

Wind is lucht in beweging. De beweging ontstaat, doordat er op de lucht krachten worden uitgeoefend. De vier belangrijkste mechanismen welke zulke krachten veroorzaken zijn luchtdrukverschillen, de invloed van de draaiing van de aarde, de wrijving aan de grond, en tenslotte ook de centrifugaalkracht.

Luchtdrukverschillen ontstaan in hoofdzaak uit horizontale temperatuurverschillen op allerlei schalen, van tientallen meters tot duizenden kilometers. Koele lucht heeft een grotere massa per volume-eenheid dan warmere lucht. Het is evenwel niet eenvoudig om uit temperatuurverschillen rechtstreeks af te leiden wat de gelijktijdige horizontale drukverschillen zijn, omdat het vaak gebeurt dat de temperatuurverdeling op hoogten van 5 tot 10 km boven de aarde sterk verschilt van de temperatuurverdeling in de luchtlagen nabij de grond. Hoe het ook zij, het resultaat is dat men op aarde vaak gebieden met afmetingen van vele honderden kilometers aantreft, waar de luchtdruk relatief hoog of relatief laag is. Gebieden met lage luchtdruk worden *depressies* genoemd. Een beknopt overzicht van typische verdelingen van dergelijke hogedrukgebieden en lagedrukgebieden wordt gegeven in paragraaf 4.1.

Op weerkaarten wordt de luchtdrukverdeling aangegeven door plaatsen met gelijke luchtdruk te verbinden met lijnen, zogenaamde *isobaren*. In de weerdienst-praktijk wordt de grootte van de luchtdruk aangegeven in millibaren (mbar), een metrische eenheid die $100 \times$ groter is dan de S.I.-eenheid (Pascal). Op zeeniveau is de druk meestal tussen 970 mbar en 1030 mbar. De horizontale verandering van de luchtdruk loodrecht op de isobaren, in mbar per km, noemt men *luchtdrukgradiënt*.

Terwijl op een punt de luchtdruk in alle drie richtingen eenzelfde kracht uitoefent, oefent toch de horizontale drukgradiënt gemiddeld een gerichte horizontale kracht uit op de lucht. Om dit duidelijk te maken is in figuur 3.1 een blokvormig luchtvolume geschetst, dat aan de



Figuur 3.1
Ontstaan van de
luchtdruk-
gradiëntkracht.

rechterkant een luchtdruk van 1000 mbar ondervindt en aan de linkerkant een druk van 1001 mbar. Omdat de totale drukkracht links groter is dan rechts, ondervindt de lucht in de doos als geheel een verschilkracht naar rechts, die we de *gradiëntkracht* noemen. Noemen we de druk P en kiezen wij de x -as in de richting van de drukgradiënt, dan is de grootte van de gradiënt-versnelling G :

$$(3.1) \quad G = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} \text{ ms}^{-2}$$

waarbij ρ de dichtheid van de lucht is (in kg m^{-3} ; men moet bij toepassing van (3.1) de luchtdruk in Pascal noteren!).

De tweede kracht treedt pas op wanneer de lucht eenmaal in beweging is: de aardrotatie gaat dan namelijk die beweging beïnvloeden. Bijvoorbeeld, indien nabij de Noordpool lucht zich verplaatst, dan ziet men van boven af de aarde als het ware onder de bewegende lucht door draaien, tegen de wijzers van de klok in. Gezien vanaf het aardoppervlak krijgt dus de luchtbeweging een schijnbare afwijking met de wijzers van de klok mee. Nabij de Zuidpool krijgt bewegende lucht om dezelfde reden een schijnbare horizontale bewegings-afwijking tegen de wijzers van de klok in, en halverwege aan de evenaar veroorzaakt de aardrotatie geen horizontale afwijking in luchtbewegingen. Kortom, het lijkt alsof op aarde een dwarskracht wordt uitgeoefend op bewegende lucht (niet op stilstaande lucht!). Deze schijnbare dwarskracht ten gevolge van de aardrotatie wordt de horizontale *Coriolis-kracht* genoemd.

Met een exactere analyse kunnen we berekenen, dat de grootte van de Coriolis-kracht evenredig is met de geografische breedtegraad en met de bewegingssnelheid U van de lucht. Wanneer we de breedtegraad aangeven met de hoek ϕ ($+90^\circ$ op de Noordpool, -90° op de Zuidpool) en de draaiingsfrequentie van de aarde ($1/24 \text{ uur}^{-1}$) met ω , dan wordt de grootte van de horizontale Coriolis-versnelling C gegeven door

$$(3.2) \quad C = 2 U \omega \sin \phi \text{ ms}^{-2}$$

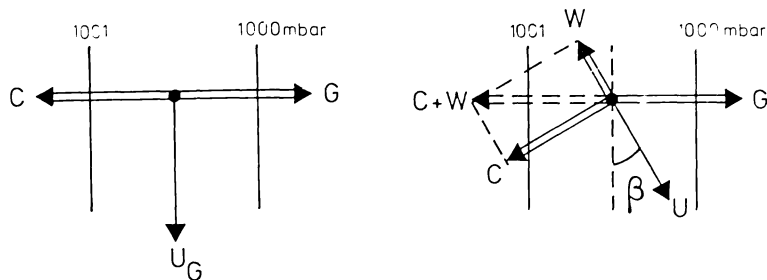
De derde werkende kracht is de *wrijvingskracht*. Ook deze kracht treedt pas op wanneer de lucht beweegt over een oppervlak, en werkt dan de windsnelheid U tegen. De grootte van de wrijvingskracht kan men ongeveer evenredig stellen aan de windsnelheid, waarbij de evenredigheidsconstante (de „wrijvingscoëfficiënt” C_w met dimensie s^{-1}) bepaald wordt door de ruwheid van het oppervlak waarover de lucht stroomt. Men kan de wrijvings-vertraging W als volgt noteren:

$$(3.3) \quad W = C_w U \text{ ms}^{-2}$$

De wrijving is natuurlijk het sterkst vlak bij het aardoppervlak, hetgeen betekent dat de grootte van C_w afneemt met toenemende hoogte.

Bewegende lucht ondervindt dus steeds deze drie krachten. Alle drie kunnen ze van plaats tot plaats wisselen, maar daarbij zijn C en W in grootte en richting gekoppeld aan de uiteindelijk optredende windsnelheid U volgens (3.2) en (3.3). Beiden zijn ze in grootte afhankelijk van U , W is ongeveer tegengesteld gericht aan U , en de Corioliskracht C staat loodrecht op U (op het Noordelijk Halfrond naar rechts).

Bij een constante windsnelheid kunnen we de vector U , zijn richting en grootte dus, afleiden uit het principe dat bij evenwicht op iedere plaats de somvector van de reactieversnellingen C en W tegengesteld gericht moet zijn aan G en dezelfde grootte (lengte)



Figuur 3.2 Ontstaan van de geostrofische wind U uit gradiëntkracht G , Corioliskracht C en wrijvingskracht W (wet van Buys Ballot) op het Noordelijk Halfrond.

moet hebben. Twee mogelijke alternatieven zijn geschetst in figuur 3.2, voortbouwend op de in figuur 3.1 geschetste situatie.

Het linker diagram gaat uit van een verwaarloosbare wrijving W . Hoog in de atmosfeer, ver weg van het ruwe aardoppervlak, is dit ongeveer juist. De gradiëntkracht wordt dan in evenwicht gehouden door de Coriolis-kracht, wanneer de windvector U loodrecht op beiden staat; dit impliceert, dat dan U evenwijdig aan de isobaren is. Hoewel er in deze situatie wel wind is, vindt er toch geen enkele luchtstroming plaats van de hoge druk naar de lage druk. De drukverschillen op aarde zouden dus in principe eeuwig in stand blijven, wanneer er geen wrijving was. Dit verschijnsel is een van de redenen, waarom in de atmosfeer depressies een levensduur van een aantal dagen hebben en niet meteen worden „opgevuld” vanuit hogedrukgebieden. De wind voor dit wrijvingsloze geval hangt dus uitsluitend af van de luchtdrukgradiënt dP/dx en wordt gewoonlijk *geostrofische wind* U_G genoemd.

Het rechter vectordiagram in figuur 3.2 illustreert wat er gebeurt, wanneer er wél wrijving is. G is in evenwicht met de resultante van C en W , en U staat nog steeds loodrecht op C . Ten gevolge hiervan gaat nu de windvector U een hoek β maken met de richting van de isobaren (de geostrofische windrichting) tegen de wijzers van de klok in. De hoek is des te groter naarmate W groter is. Het resultaat van dit krachten spel is dat, hoewel de wind in hoofdzaak de isobaren-richting volgt, hij daarbij toch iets afwijkt in de richting van de lage druk (wet van Buys Ballot, 1857), en wel des te meer naarmate de wrijving groter is. Dus stroomt in dit geval ten gevolge van de wrijving wél enige lucht van hoge naar lage druk, maar niet rechtstreeks, doch in een spiraalbaan rondom de hoge- en lage-drukgebieden. Hierdoor worden depressies uiteindelijk tóch opgevuld vanuit hogedrukgebieden, en wel sneller boven (ruw) land dan boven zee.

Ten opzichte van de geostrofische windrichting is dus de richting van de werkelijke wind gedraaid tegen de wijzers van de klok in. Men zegt dat nu de wind(-richting) *gekrompen* is, omdat de grootte van de hoek (in graden ten opzichte van Noord) is afgenomen. Bijvoorbeeld, wanneer de geostrofische wind uit westelijke richting zou komen (richting 270°), dan kan de echte wind (met wrijving) komen uit westzuidwestelijke richting ($\sim 240^\circ$). Deze kromping is des te groter naarmate de wrijving groter is. Draaiing van de windrichting met de wijzers van de klok mee wordt *ruiming* van de wind genoemd.

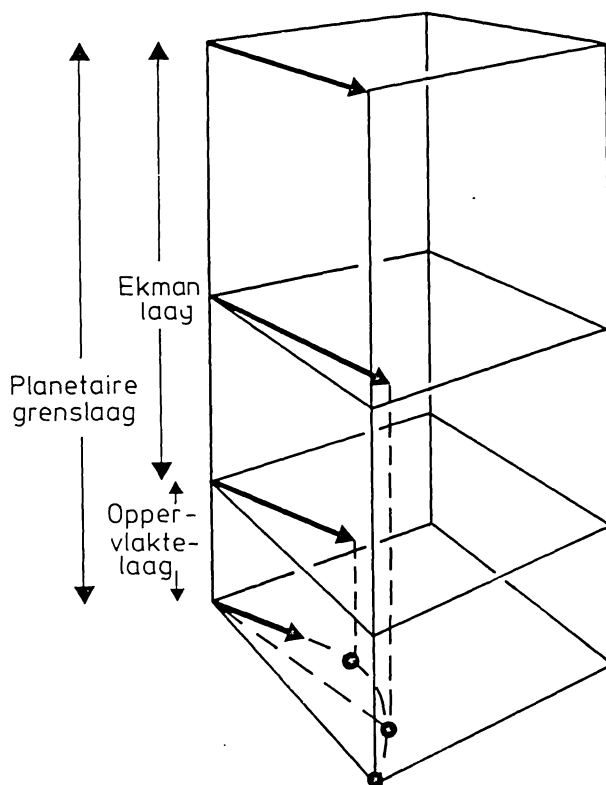
Lucht stroomt dus langzaam op grote schaal van hogedrukgebieden naar lagedrukgebieden in overeenstemming met de wet van Buys Ballot. Omdat dit echter niet rechtstreeks maar in cirkelbanen plaats vindt, treedt er nog een vierde kracht op, namelijk de *middelpuntvliedende*

kracht. Deze veroorzaakt een verschil in de stromingspatronen rondom hoge- en lagedrukgebieden, omdat bij een lagedrukgebied de middelpuntvliedende kracht met de Corioliskracht meewerkt, terwijl bij een hogedrukgebied de twee krachten elkaar tegenwerken.

Dit middelpuntvliedende effect is een van de vele redenen, dat rondom een depressie de luchtdrukgradiënten gewoonlijk veel groter zijn dan om een hogedrukgebied. In het kort: hogedrukgebieden worden veelal gekenmerkt door zwakke winden, terwijl depressies krachtig genoeg kunnen zijn om stormen te veroorzaken. We verwijzen naar standaard-leerboeken over de meteorologie voor een nadere beschouwing over de krachtenevenwichten in een drukveld, de factoren die hierop invloed uitoefenen en de resulterende windvelden.

Zoals gezegd, wordt de wrijvingsinvloed van het aardoppervlak op de atmosferische stroming meer en meer voelbaar, naarmate men lager komt. De meest markante oppervlakte-effecten treden op in de onderste kilometer van de atmosfeer, en we noemen dit de *planetaire grenslaag*. In figuur 3.3 is aangegeven, hoe de windvector zich gedraagt in deze laag.

Op een hoogte van 1000 m tot 1500 m is de wrijvingsinvloed zeer klein en waait de wind bij benadering geostrofisch. Naarmate we lager komen krimpt de wind en wordt hij zwakker, maar de krimping en de afzwakking gebeuren niet over hetzelfde hoogte-interval. Vrijwel alle krimping treedt namelijk op in de laag tussen ~ 1000 m en ~ 60 m, terwijl het overgrote deel van de snelheidsafname gebeurt in de laag tussen 60 m en 0 m. Een voorbeeld: wanneer de



*Figuur 3.3
Verandering van de
windvector met de
hoogte in de planetaire
grenslaag.*

geostrofische wind 20 m/s is, dan is boven zeer ruw terrein op 60 m hoogte de windrichting $\sim 27^\circ$ gekrompen en de windsnelheid afgenomen tot ~ 10 m/s. In de onderste 60 m boven de grond treedt dan nog maar $\sim 3^\circ$ extra krimp op, en de gehele verdere snelheidsafname tot nul toe!

We maken hier kennis met het feit, dat in de planetaire grenslaag het bovenste gedeelte andere eigenschappen heeft dan het benedenste. In de onderste 60 m, de *oppervlaktelaag*, is de windrichting meestal vrijwel constant met de hoogte, en hebben we voornamelijk te maken met een snelheidsvariatie met de hoogte. In de kilometer-hoge laag daarboven, de *Ekman-laag*, hebben we tevens te maken met een ruiming van de windrichting met toenemende hoogte. In dit hoofdstuk bespreken we de algemene eigenschappen van de wind in de planetaire grenslaag, en in het bijzonder van de wind in de oppervlaktelaag op lokale schaal. De klimatologische variatie van de wind op grotere schaal zal verder ter sprake komen in hoofdstuk 4.

3.2 Temperatuurinvloed op de wind in de oppervlaktelaag

Doel van dit hoofdstuk is het begrijpen van het windgedrag door na te gaan, welke factoren van invloed zijn op het doorgeven naar beneden van de grootschalige geostrofische wind. Bij krachtige wind aan de grond zijn de ruwheidseffecten van het terrein de belangrijkste factor, en dit zal in de volgende paragrafen nog aan de orde komen. Bij zwakkere grondwinden is echter de temperatuur-opbouw van de atmosferische grenslaag van minstens evenveel belang.

We gaan er hier van uit, dat aan de bovenkant van de oppervlaktelaag op ~ 60 m hoogte de gemiddelde wind in richting en grootte bekend is, en we bezien dan welke windsnelheden dit in de oppervlaktelaag veroorzaakt. De plaatselijke eigenaardigheden van de wind openbaren zich daarbij in de wijze waarop de gemiddelde windsnelheid toeneemt vanaf de grond tot de gegeven waarde op 60 m. Men noemt dit snelheidsverloop met de hoogte gewoonlijk het *windprofiel*.

Het windprofiel is in hoofdzaak afhankelijk van twee factoren. De eerste factor is de algemene geaardheid van het terrein bovenwinds — zowel plaatselijk als tot vele kilometers verderop, bijvoorbeeld de aanwezigheid van een stad op enige afstand. De tweede factor, die het windprofiel beïnvloedt, is het verloop met de hoogte van de temperatuur in de grenslaag — men noemt dit het *temperatuurprofiel*. Als eerste zullen wij hier de invloed van de verticale thermische opbouw van de oppervlaktelaag op het windprofiel bespreken. De invloed van obstakels en terreinruwheid wordt verderop besproken in paragraaf 3.4.

Afhankelijk van het verloop van de gemiddelde temperatuur in de grenslaag met toenemende hoogte kan de grenslaag zich bevinden in twee alternatieve toestanden, stabiel en onstabiel. Een korte beschrijving daarvan is noodzakelijk voordat we kunnen bespreken, hoe in deze twee gevallen het windprofiel er uitziet. We zullen eerst van beide alternatieven de uitersten beschrijven.

In het ene uiterste geval noemt men de grenslaag *onstabiel*. Het treedt op wanneer het aardoppervlak relatief warm is ten opzichte van de atmosfeer. Dit kan bijvoorbeeld zijn op een zonnige zomerse dag boven onbegroeide grond, maar ook op een voorjaars- of najaarsdag wanneer er koude lucht uit de poolstreken naar ons land wordt aangevoerd. Dan heeft de lucht aan de grond relatief minder massa per volume-eenheid dan de lucht op enige hoogte. Bellen van lichtere warme lucht stijgen dan op van de grond, terwijl koudere en zwaardere lucht afdaalt naar de grond — men noemt dit *convectie*, zweefvliegers noemen het ook wel *thermie!*. Bij deze verticale uitwisseling van luchtbellen wordt tevens de horizontale windsnelheid van die bellen mee uitgewisseld. De doorgave van windsnelheid van grote

hoogte naar beneden is dan maximaal, zodat de wind nabij de grond maar weinig zwakker is dan de wind op grote hoogte.

Het andere uiterste geval noemt men een *stabiele* grenslaag. Deze treedt op wanneer het aardoppervlak erg koud is en de atmosfeer er boven niet zó erg koud. In een heldere winternacht bijvoorbeeld is de lucht op enige meters hoogte wel koud, maar de grond is nog vele graden kouder. De koude lucht aan de grond heeft veel massa per volume-eenheid. Uitwisseling van deze „zware” lucht met hogere niveaus treedt dan nauwelijks op: de zwaardere lucht blijft beneden en de lichtere lucht blijft boven. Ook de verticale uitwisseling van windsnelheid blijft dan achterwege, zodat een krachtige wind op enige honderden meters hoogte kan samengaan met windstilte in de onderste tientallen meters.

De grenslaag kent een tussentoestand, zogenaamde *neutrale* stabiliteit, die erdoor wordt gekenmerkt dat de effecten van verticale warmte-uitwisseling niet belangrijk zijn. Dit kan om twee redenen het geval zijn, door veel bewolking en door hoge windsnelheid. Bij neutrale stabiliteit is het windprofiel niet afhankelijk van de grootte van de verticale warmte-uitwisseling, doch slechts van de terreinruwheid.

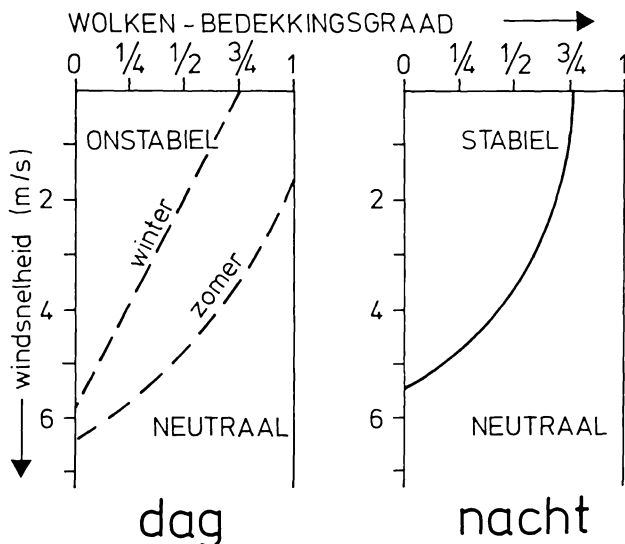
De hoeveelheid bewolking blijkt een belangrijke rol te spelen voor de stabiliteit, en wel omdat die bepaalt hoeveel de grond opwarmt en afkoelt. De thermische aandrijfkraften komen namelijk van onderen, in tegenstelling tot de wind-aandrijving die van boven komt. De opwarming van de grond door de zon en de afkoeling door uitstraling van warmte naar het heelal kunnen alleen effectief plaats vinden, wanneer er niet te veel bewolking is. De lucht zelf ondervindt nauwelijks opwarming en afkoeling ten gevolge van die straling, omdat de atmosfeer in hoge mate doorzichtig is voor zowel de zonnestraling als de terugstraling door het aardoppervlak. Temperatuurveranderingen van de grenslaag zijn daarom hoofdzakelijk het gevolg van opwarming en afkoeling van de ondergrond, waarna de oppervlakte-temperatuur door verticale luchtstromingen wordt doorgegeven aan de luchtlaag erboven.

Bij aanwezigheid van bewolking wordt er dus netto verticaal weinig warmte uitgewisseld. In deze omstandigheden kan het zelfs zo zijn dat de opwaartse en neerwaartse warmtestromen in evenwicht zijn, zodat de netto warmte-uitwisseling nul is; men noemt dit een *adiabatische* grenslaag. Gemiddeld neemt dan de temperatuur iets af met toenemende hoogte, maar niet meer dan $0,6^{\circ}\text{C}$ tot $1,0^{\circ}\text{C}$ per 100 m hoogteverschil, afhankelijk van de vochtigheidsgraad. De adiabatische toestand treedt gedurende korte tijd op 's morgens en 's avonds tijdens de overgang tussen een onstabiele dag en een stabiele nacht, maar wordt ook effectief benaderd bij veel bewolking.

De gemiddelde verandering van de windsnelheid met de hoogte is afhankelijk van de mate, waarin horizontale beweging verticaal wordt uitgewisseld. Deze uitwisseling kan zowel mechanische als thermische oorzaken hebben. We zagen hierboven al dat thermische uitwisseling het sterkst is in een onstabiele atmosfeer. Mechanische verticale uitwisseling treedt op in het geval dat boven ruw terrein de windsnelheid hoog is. Dan wordt door windvlagen de lucht in de onderste tientallen meters intensief dooreen geruimd door bewegingen op zeer kleine en vrij grote schaal — men noemt dit *turbulentie*, veroorzaakt door de wrijving aan de grond. Ook convectie veroorzaakt turbulente bewegingen, zij het van iets grotere afmetingen. De stabiliteit van de grenslaag kan nu gedefinieerd worden als de verhouding tussen thermische en mechanische turbulentie.

Wanneer de thermische effecten verwaarloosbaar zijn ten opzichte van de mechanische wrijvingseffecten, dan spreken we over neutrale stabiliteit. Dit kan ten eerste voorkomen bij relatief geringe thermische turbulentie — dus in het adiabatische geval. Ten tweede kan de stabiliteit effectief neutraal zijn bij relatief grote mechanische turbulentie, dus bij krachtige wind boven ruw terrein.

De vraag is nu: wanneer is de wind zó krachtig, dat de mechanische turbulentie de thermische overheerst, zodat de oppervlaktelaag effectief neutraal is? Omdat de grootte van de thermische turbulentie hoofdzakelijk wordt bepaald door de bewolking (en overdag ook door de zonshoogte) blijkt de praktijkgrens tussen zwakke en krachtige wind bepaalbaar te zijn uit de *bewolkingsgraad* N . Deze bewolkingsgraad, het gedeelte van de hemel dat bewolkt is, wordt uurlijks routinematig op alle weerdienst-stations bepaald. N is dus een grootte die in de praktijk beschikbaar is om de stabiliteitsgraad van de grenslaag te schatten. De gemiddelde zonshoogte overdag kan in ruwe benadering worden bepaald door een splitsing in seizoenen; voor een nauwkeuriger aanpak zijn er astronomische formules (Holtslag en Van Ulden, 1983).



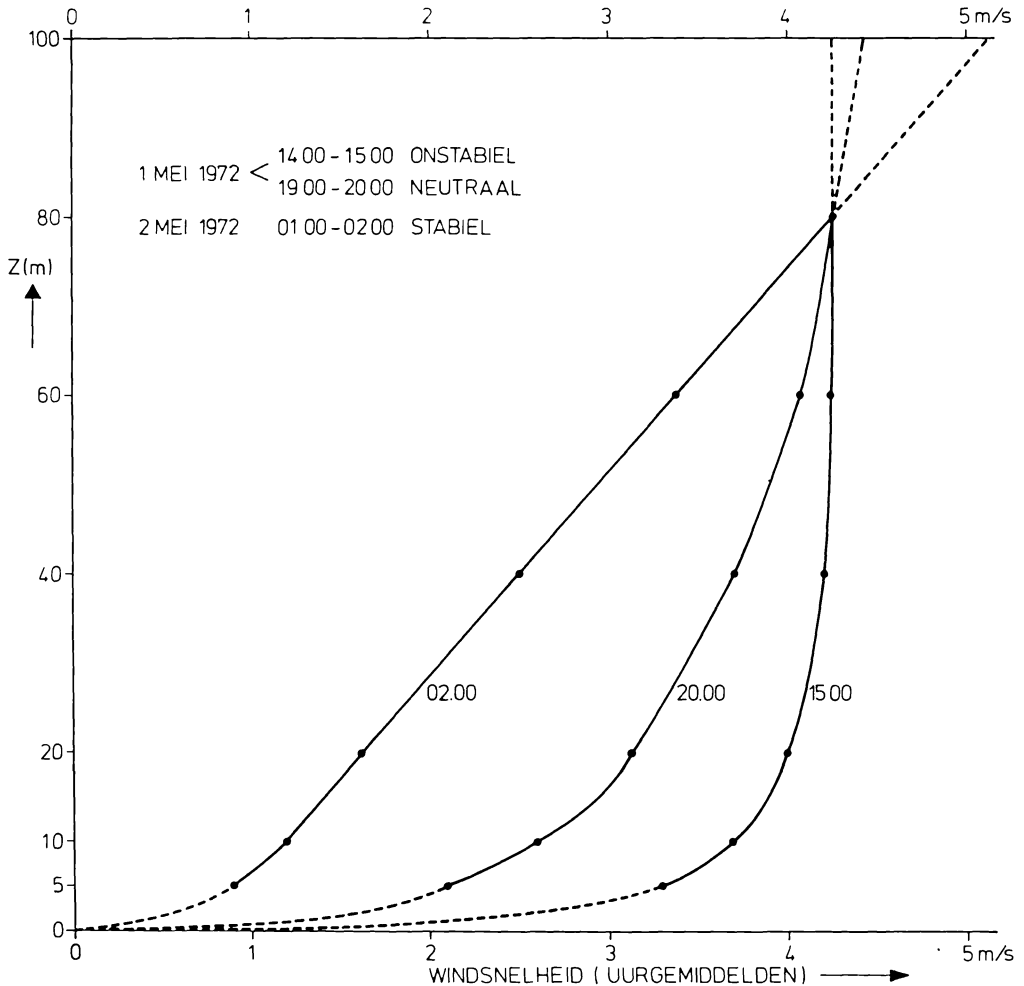
Figuur 3.4
Schematische
samenvatting van de
stabiliteitsklassificatie
volgens Pasquill.

Figuur 3.4 is een grove grafische weergave van de zogenaamde *Pasquill*-stabiliteitsklassificatie, die bij luchtverontreinigingsberekeningen vaak wordt gebruikt (zie KNMI, 1974). De Pasquill-aanpak kan weliswaar nooit een volledige stabiliteitsbepaling geven zonder toevoeging van terrein-informatie, maar voor ons doel is dit toch voldoende. We krijgen uit figuur 3.4 een redelijk idee, hoe laag bij gegeven N de windsnelheid moet zijn om niet-neutrale stabiliteitseffecten op het windprofiel van belang te maken. Het blijkt dat bij gemiddelde windsnelheden $U > 6$ m/s de stabiliteit van de oppervlaktelaag steeds bij benadering neutraal is, althans in de onderste tientallen meters.

Bij de klimatologie van lage windsnelheden is de stabiliteit een belangrijk randgegeven. Het probleem is vaak, dat men alleen beschikt over windgegevens en niet over bijbehorende stabiliteitsinformatie. We kunnen dan echter nuttig gebruik maken van het feit, dat we meestal wel weten wanneer de windmetingen zijn verricht. Een splitsing van de bestudeerde gegevens in nacht en dag en in zomer en winter is essentieel een grove splitsing naar zonshoogte, en vaak is dit bij klimatologische analyse al een nuttige stabiliteitsplitsing.

3.3 Dagelijkse stabiliteitsvariaties in de wind

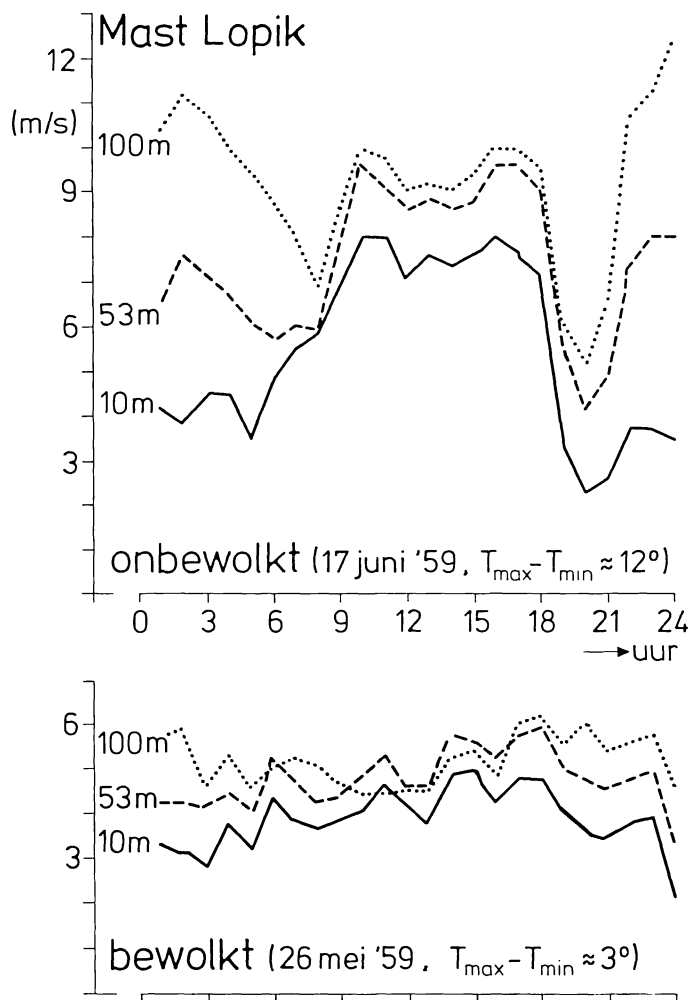
Een mooi voorbeeld van de invloed van de stabiliteit op windprofielen welke gemeten zijn op één enkele plaats, in dit geval de 80 m-mast in Vlaardingen, wordt gegeven in figuur 3.5. Hier was gedurende een etmaal de windsnelheid op 80 m hoogte vrijwel constant. Duidelijk is te zien, dat in het stabiele geval ('s nachts) de windsnelheid op 20 m hoogte slechts 1/3 is van de windsnelheid op 80 m. Daarentegen is in het onstabiele geval (overdag) de windsnelheid op 20 m hoogte maar een paar procent minder dan op 80 m hoogte. Het neutrale geval neemt een tussenpositie in, waarbij in dit geval de wind op 20 m hoogte 4/5 van de wind op 80 m hoogte bedraagt.



Figuur 3.5 Windsnelheidsprofielen te Vlaardingen in verschillende stabiliteits-toestanden van de oppervlaktelaag (zie KNMI, 1974).

Omdat boven land de nachtelijke grenslaag gemiddeld stabiel is en de grenslaag overdag enigszins onstabiel, is in de oppervlaktelaag gemiddeld de wind 's nachts zwakker dan overdag. Men noemt dit de *dagelijkse gang* van de wind. Omdat de stabiliteitsvariëaties sterk zijn op laag niveau, waar de thermische invloed van de grond het grootst is, is het te begrijpen dat de dagelijkse variaties in de gemiddelde wind het grootst zijn aan de grond, zoals in de profielen van figuur 3.5.

Metingen aan masten tonen aan, dat met toenemende hoogte boven de grond de amplitude van de dagelijkse gang niet alleen afneemt, maar dat hij zelfs omkeert (figuur 3.6). Overdag bij weinig bewolking is de grenslaag onstabiel, en de neerwaartse doorgave van wind is dus zeer effectief. De windsnelheid aan de grond is dan relatief hoog, en die bewegingsenergie wordt aangevoerd ten koste van de luchtbeweging op hoger niveau. Daarom is op een zonnige dag op 100 m hoogte de windsnelheid relatief laag, veel lager dan de geostrofische wind. Des nachts is het omgekeerde waar. Bij weinig bewolking is dan de stabiliteit groot en wordt zo



Figuur 3.6
Dagelijkse gang van de
windsnelheid op enige
niveaus in de oude TV-
mast te Lopik
(Rijkooft, 1970).

weinig beweging naar beneden doorgegeven, dat de wind nabij de grond relatief zwak is en de wind op hoog niveau relatief sterk.

In figuur 3.6 is ook te zien, dat bij bewolkt weer de dagelijkse windgang veel beperkter is; ook het verschil in dagelijkse gang tussen 10 m en 100 m hoogte is dan nauwelijks meer aanwezig. Gemiddeld over bewolkte en onbewolkte dagen krijgen we als totaal het effect, dat aan de grond de windsnelheid een dagelijkse gang vertoont met een maximum overdag, en dat op ~ 100 m hoogte ook een dagelijkse gang is met een nachtelijk maximum. Boven zee is het stabiliteitsklimaat en dus het gedrag van de dagelijkse gang anders dan boven land (zie paragraaf 4.4).

De vorm van de dagelijkse gang is niet geheel symmetrisch. Aan de grond op een onbewolkte dag neemt 's morgens de windsnelheid langzaam toe, terwijl hij bij het vallen van de avond vrij snel afneemt. Ook is het nachtelijk minimum vlakker dan het dag-maximum. Evenwel zullen we voor het gemak het gedrag van dagelijkse gangen hier samenvatten door een sinus-kromme zo goed mogelijk aan te passen aan de dagelijkse gang. Op deze manier kunnen we een snelle indruk krijgen van de voornaamste karakteristieken van de dagelijkse gang via de amplitude en het maximum-tijdstip van een dergelijke aangepaste sinus.

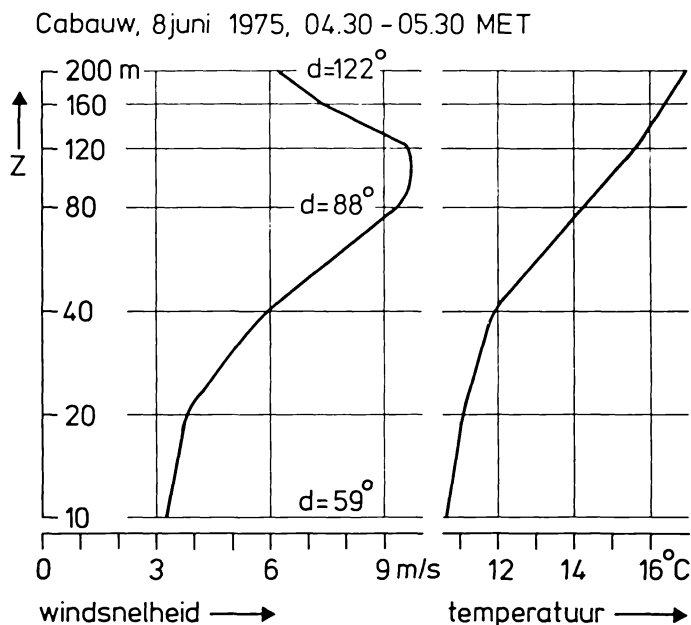
's Nachts boven land vermindert dus de koppeling tussen de wind nabij de grond en de hoger gelegen niveaus, en dit heeft verschillende praktische consequenties. Onder meer bemoeilijkt dit ten eerste de afleiding van een grondwind-klimatologie uit een klimatologie van bijvoorbeeld de grootschalige geostrofische wind. Voor relatief krachtige windsnelheden in de oppervlaktelaag, zeg $U > 6$ m/s, zijn de stabiliteitseffecten gering en is er een duidelijk en relatief eenvoudig verband, maar gedurende meer dan de helft van de tijd is zo'n simpel verband afwezig. Men kan alleen door gelijktijdig gebruik van stabiliteitsgegevens betrouwbare uurwaarden van de werkelijke wind op 100 m hoogte afleiden uit de wind op 10 m hoogte (Holtslag en Van Ulden, 1983).

Een typisch voorbeeld van „vertaalmoeilijkheden” tussen hogere en lagere niveaus is de statistiek van zwakke wind. Te Cabauw is jaargemiddeld gedurende 37° van de tijd de grondwindsnelheid < 3 m/s. Gemiddeld is bij neutrale stabiliteit te Cabauw de windsnelheid op 80 m hoogte anderhalf maal zo groot als op 10 m hoogte. De ondoordachte conclusie zou zijn dat op 80 m hoogte de wind gedurende 37° van de tijd zwakker is dan $4,5$ m/s = $1^{1/2} \times 3$ m/s. In werkelijkheid is op die hoogte slechts gedurende 24% van de tijd de wind zwakker dan 4,5 m/s! De verklaring is, dat een groot gedeelte van de zwakke-wind-uren op 10 m hoogte voorkomen tijdens nachtelijke minima van de dagelijkse gang, en dat deze minima op 80 m hoogte ontbreken.

In een stabiele nacht wordt op 100 m hoogte de luchtbeweging nauwelijks nog afgeremd door de grondruwheid, zodat op die hoogte de windsnelheid toeneemt tot de grootte-orde van de geostrofische wind. Zelfs is het zo, dat de snelheid op die hoogte halverwege de nacht groter kan zijn dan de geostrofische wind, en wel het duidelijkst vlak boven de stabiele oppervlaktelaag. Op die hoogte was de wind overdag het meest geremd, en nu de remming 's nachts wegvalt gaat de beweging „doorschieten” naar supergeostrofische snelheden. Op nog hogere niveaus was de afremming minder en treedt ook minder „doorschieten” op. Het gevolg daarvan is, dat vaak 's nachts op 100 m hoogte de windsnelheid hoger is dan op 200 m hoogte. Men noemt dit het *nachtelijk windextreem*, of ook wel „*low level jet*”. De laatste benaming is niet erg gelukkig gekozen omdat een „jet” iets plaatselijks is, terwijl het nachtelijk windextreem over grote gebieden tegelijk kan optreden.

Het nachtelijk windextreem op hoogten boven 80 m zal het markantst zijn in weersituaties, waarbij weinig bewolking aanwezig is over een groot gebied. In zulke stabiele omstandigheden krimpt dan tevens de gemiddelde windrichting aan de grond zeer sterk ten

Figuur 3.7
Een nachtelijk
windextreem,
waargenomen te
Cabauw.
 d = windrichting.
Geostrofische wind
 $U_g = 8 \text{ m/s}$ met
 $d = 100$



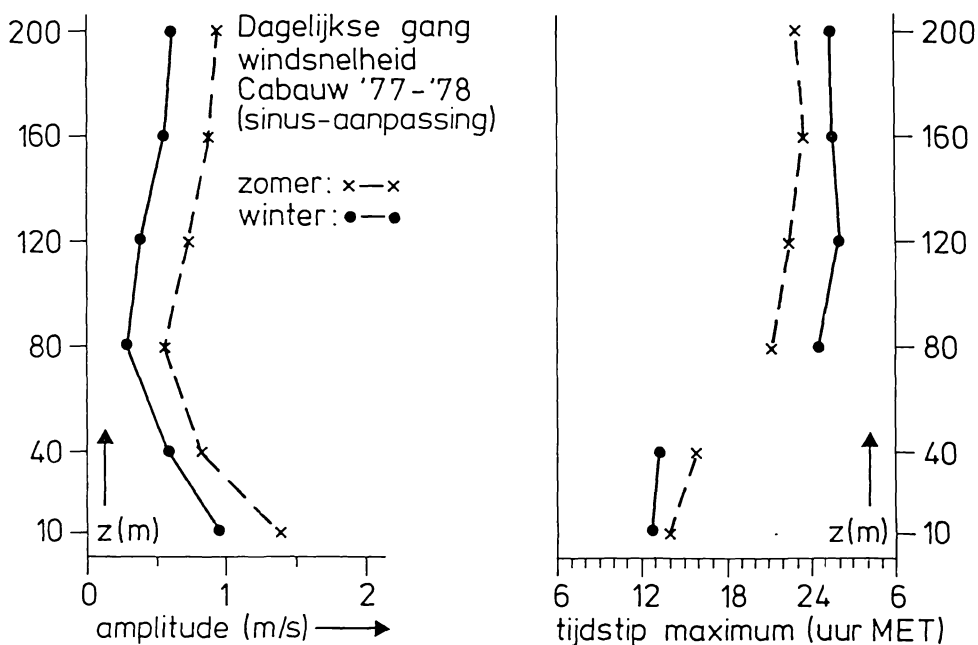
opzichte van de richting van de wind op grotere hoogte: variaties van $\geq 60^\circ$ komen dan veelvuldig voor (zie figuur 3.15).

De variatie van de windvector met toenemende hoogte wordt gewoonlijk *windschering* genoemd, en in een stabiele grenslaag kan deze windschering dus groot zijn. Sterke windschering kan gevaar opleveren voor de luchtvaart, die bij het opstijgen of dalen rekening moet houden met windverschillen tussen 10 m en 100 m hoogte van $\sim 6 \text{ m/s}$ in snelheid en $\sim 60^\circ$ in richting. Ook voor windturbines met grote rotoren kan dit verschijnsel leiden tot een uitermate ongewenste wisselbelasting op de rotorbladen bij iedere omwenteling.

Een voorbeeld van een waargenomen nachtelijk windextreem wordt gegeven in figuur 3.7. Naast het windprofiel wordt hier ook het temperatuurprofiel gegeven, en daarin is te zien dat de temperatuur met de hoogte *toeneemt*. Men noemt zo'n verloop een *temperatuur-inversie*, omdat het gewoonlijk zo is dat de temperatuur een *afname* vertoont bij toenemende hoogte. Bij het optreden van inversies is de grenslaag zeer stabiel. Het windextreem treedt op direct boven het niveau waar de inversie het sterkst is. Tijdens een nacht als deze vormt zich vaak al kort na zonsondergang een inversie, waarvan de hoogte in de loop van de nacht langzaam toeneemt van bijvoorbeeld 50 m tot 150 m. Zodra de inversie is gevormd, begint de wind boven de inversie zich te herstellen van zijn afremming overdag, maar het duurt tot halverwege de nacht voordat hij de geostrofische wind duidelijk overtreft. In de morgen wordt ongeveer een uur na zonsopgang de oppervlaktelaag weer enigszins neutraal-onstabiel, waarop het windextreem in zeer korte tijd verdwijnt.

Een omschrijving van het gemiddeld verloop van de dagelijkse gang met de hoogte wordt gegeven in figuur 3.8. Dit is een samenvatting van de sinusoidaal gemiddelde dagelijkse gang van windmetingen op de meteorologische meetmast te Cabauw op een aantal hoogten. Het is

duidelijk, dat tussen 40 m en 80 m hoogte de dagelijkse gang wisselt van dag-maximum naar nacht-maximum. De hoogte waar deze fase-wisseling optreedt noemt men het *omkeerniveau*, en dit is enigszins afhankelijk van seizoen en ondergrond. Aangezien hier op 80 m hoogte de kleinste amplitude van de dagelijkse gang is waargenomen, ligt te Cabauw het omkeerniveau kennelijk dichter bij 80 m dan bij 40 m. Overigens zijn de waargenomen amplitudes gemiddeld in de zomer groter dan in de winter, gedeeltelijk omdat in de zomer het maximum relatief groot is door meer onstabiliteit en langere daglengte, gedeeltelijk omdat in de winter wat meer bewolking optreedt.



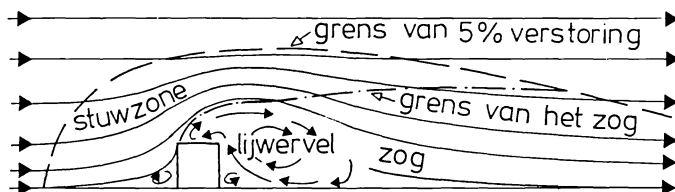
Figuur 3.8 Seizoengemiddelde karakteristieken van de dagelijkse gang van de windsnelheid op verschillende niveaus in de meteorologische meetmast te Cabauw, tijdvak maart 1977 – februari 1978.

Algemeen kunnen we uit het bovenstaande concluderen, dat metingen van de wind nabij de grond niet zonder meer gebruikt mogen worden om de wind te schatten op hoogten van 100 m en meer. In de onderste tientallen meters gedraagt de wind zich nog wel analoog aan de grondwind, maar daarboven kan het mis gaan. Omdat we ons in deze klimaatstudie vrijwel uitsluitend bezig houden met analyses van stationswindmetingen, doen we er goed aan onze interpretaties te beperken tot de onderste tientallen meters, de oppervlaktelaag dus. Bij niet te zwakke wind heeft deze oppervlaktelaag boven land een hoogte van 60 m of meer, van dezelfde grootte-orde als de omkeerhoogte in figuur 3.8. In de rest van dit hoofdstuk zal blijken, dat in die laag een behoorlijke kwantitatieve analyse van stationswindmetingen mogelijk is.

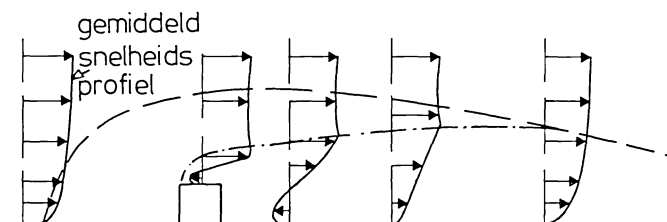
3.4 Invloed van obstakels en terreinruwheid op de wind

We komen nu tot de andere factor die het windprofiel bepaalt, namelijk de effecten van obstakels en van terreinruwheid op kleine en op grote schaal. Laten we beginnen met te bezien wat de invloed van één obstakel is op de wind in de omgeving.

In figuur 3.9 is kwalitatief afgebeeld, hoe de wind stroomt rondom een blokvormig object, bijvoorbeeld een huis dat eenzaam op een open veld staat. Aan de windzijde van het huis (zeilers noemen dat de *loefzijde*) wordt de lucht afgeremd en stroomt erlangs en erover. Omdat boven het huis méér lucht moet passeren in eenzelfde tijd, neemt de snelheid daar toe in vergelijking met de windsnelheid op dezelfde hoogte in het ongestoorde bovenwindse terrein. Benedenwinds van het obstakel, aan de *lijzijde*, komt de lucht van opzij en van bovenaf weer toestromen. Daarbij raakt hij in werveling, zodat direct aan lij van het obstakel de wind zelfs gemiddeld van de „verkeerde” kant komt. Verderweg benedenwinds herstelt de stroming zich langzamerhand, maar toch treedt nog op grote afstand een *zog* op met een windprofiel, dat duidelijk afwijkt van het ongestoorde bovenwindse profiel. (Zie ook Kondo en Naito, 1972, en Meroney, 1982).



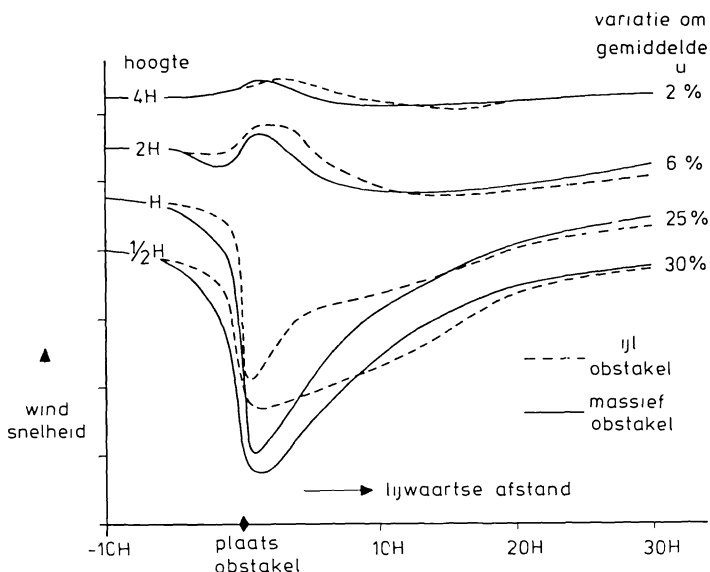
Figuur 3.9
Luchtstroming rondom
een blokvormig obstakel
in een windtunnel. De
bovenste figuur toont
stroomlijnen, de
onderste de vervorming
van het
windsnelheidsprofiel
(zie KNMI, 1974).



Een kwantitatieve beschrijving van obstakeffecten op de wind is in figuur 3.10 gegeven voor een lang obstakel dwars op de windrichting, bijvoorbeeld een muur of een rij bomen. De obstakelwerking op de gemiddelde windsnelheid wordt hier beschreven voor verschillende hoogten z , in afhankelijkheid van de afstand x benedenwinds van het obstakel. Beide grootheden, z en x , worden in dit geval uitgedrukt in eenheden van *obstakelhoogte* H , omdat H grotendeels bepaalt hoe lang het zog is en tot welke hoogte zijn invloed zich uitstrekt.

Uit figuur 3.10 blijkt dat de directe invloed van obstakels in hoofdzaak nabij de grond waarneembaar is op hoogten lager dan $z = 2H$. De sterkste invloed van het obstakel op de wind nabij de grond strekt zich uit tot een gemiddelde benedenwindse afstand van $10H$ tot $15H$, afhankelijk van soort en breedte van het obstakel. We zullen het directe invloedsgebied van obstakels het *zoggebied* van het obstakel noemen; dit is dus ongeveer tweemaal zo hoog als het obstakel en reikt ongeveer tot een afstand $x = 12H$ benedenwinds. Op grotere hoogten is alleen een restant afremming van de gemiddelde stroming waar te nemen, en aan de grond is op een afstand $x \sim 30H$ de zog-invloed vrijwel uitgewerkt.

Figuur 3.10
Verloop van de windsnelheid op verschillende hoogten bij het passeren van de wind over een lang obstakel met hoogte H (muur, rij bomen) dat loodrecht op de windrichting staat (Naar gegevens van Nägeli; zie Van Eimern, 1964).



Er is naast de obstakelhoogte nog een tweede belangrijke obstakeleigenschap, namelijk de *porositeit*. Wanneer bijvoorbeeld het obstakel een enkelvoudige ijle bomenrij is zonder struikgewas er onder, dan stroomt de wind niet alleen over de bomen heen maar ook tussen de stammen door. De luwte aan de lijzijde zal dan niet zo sterk zijn.

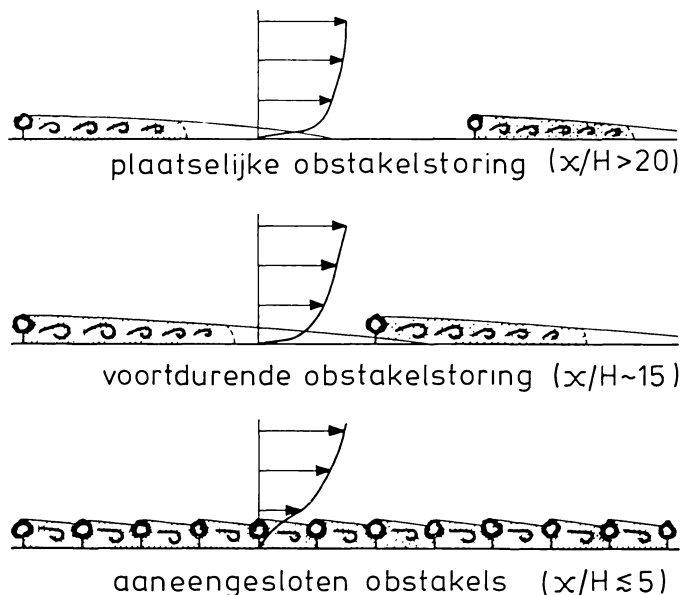
Daarentegen moet men bij een massief obstakel, bijvoorbeeld een muur, er mee rekening houden dat achter het obstakel de lucht naar beneden moet stromen — er heerst daar een onderdruk — zodat ook verderop in het zog de stroming nog enigszins neerwaarts gericht is. Hieruit volgt dat de aanvulling van het snelheidstekort vanuit hogere niveaus achter een massief obstakel effectiever en sneller plaats vindt dan bij een ijler obstakel. Met andere woorden, het zog is relatief langer naarmate het obstakel ijler is. Op waarnemingshoogte $\sim \frac{1}{2} H$ reikt het gebied met minder dan $\sim 80\%$ van de ongestoorde windsnelheid tot $\sim 15 H$ achter een vrij poreus windscherm en tot $\sim 10 H$ achter een gesloten windscherm.

Bij het bezien van de figuren 3.9 en 3.10 dient nog gelet te worden op de sterke variatie in de stroming die achter de obstakels optreedt. Grote lijwervels ontstaan, en daaruit ontstaan ook kleinere werveltjes. Gemiddeld geldt, dat de stroming achter obstakels onbestendiger en variabelere is naarmate hun remmende invloed op de stroming groter is. Met andere woorden, uit de vlagerigheid van de wind achter obstakels kan worden afgeleid in hoeverre de wind daarachter is verzwakt ten opzichte van open terrein.

Nu we een indruk hebben van de invloed van één obstakel op de wind, is de volgende stap het bezien van de invloed van meerdere obstakels tezamen. In figuur 3.11 is aangegeven hoe het windprofiel verandert naarmate het aantal obstakels per terreinoppervlak toeneemt. In het onderste voorbeeld in de figuur zijn er zelfs zoveel obstakels, dat nabij de grond alleen nog maar luwtegebieden en wervels optreden. Men spreekt in dit geval over *gesloten* ruwheid: voorbeelden zijn bossen, steden en dorpen. De stroming nabij de grond, tussen de obstakels, heeft in dat geval nauwelijks nog verband met de gemiddelde windstroming boven de obstakels.

Bij het bezien van de bovenste twee gevallen in figuur 3.11 moet men bedenken, dat zoggebieden reiken tot ~ 12 obstakelhoogten benedenwindse afstand. Men kan dus pas spreken van werkelijke „open ruimte” tussen de obstakels, wanneer x/H minstens 12

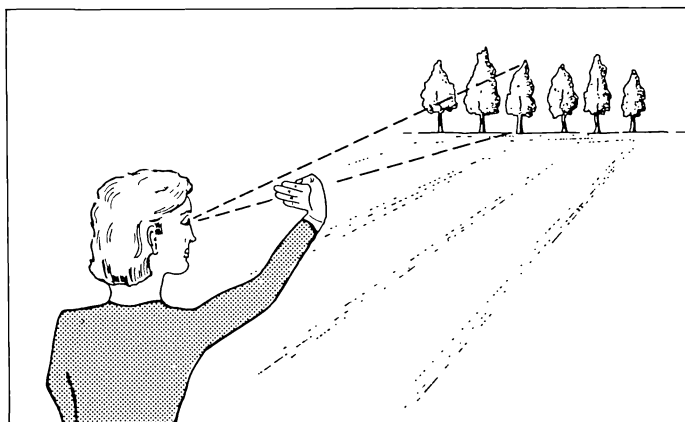
Figuur 3.11
Invloed van de
gemiddelde afstand
tussen obstakels met
hoogte H op het
windprofiel;
 x = gemiddelde afstand
vanaf bovenwinds
obstakel (Wieringa,
1981'.



is voor alle mogelijke windrichtingen. In het geval van de bovenste schets in figuur 3.11, waarin de onderlinge afstand tussen obstakels groter is dan $20 H$, wordt het windprofiel eveneens beïnvloed door de aard van de begroeiing van de grond tussen de plaatselijke obstakels. Dán dus maakt het verschil of de velden begroeid zijn met gras, met lage gewassen zoals aardappels, of met hoge gewassen zoals maïs.

In de praktijk heeft het bovenstaande de consequentie, dat men uit windmetingen in een zoggebed geen algemeen geldende uitspraken over de wind kan doen. In een bebost en bebouwd gebied kan men dus alleen bruikbare windmetingen verrichten op plaatsen, waar de afstand tussen bomen en huizen enige honderden meters bedraagt.

Wil men ter plaatse snel beziën of een gegeven punt voor dergelijke metingen geschikt is, dan kan men dit schatten „met de hand”, zoals aangegeven in figuur 3.12. Hierbij wordt



Figuur 3.12
Schatting van de
relatieve
obstakelafstand x/H
„over de hand”.

gebruik gemaakt van het feit, dat de meeste volwassenen hun eigen vingerbreedte op armslengte afstand zien onder een hoek van ongeveer 2 booggraden. Een afstand tussen onderkant en bovenkant van het obstakel van ongeveer 2 vingerbreedten komt dan overeen met $x/H = 15$, en 3 vingerbreedten met $x/H = 10$. Wanneer het obstakel dus door drie vingers geheel wordt „bedekt”, dan is — althans voor die windrichting — het punt waar men staat bruikbaar voor windmeting op ~ 10 m hoogte.

Een algemene studie van het windklimaat kan zich niet uitstrekken tot de directe omgeving van alle individuele obstakels, maar kan zich anderzijds niet afzijdig houden van hun gezamenlijke invloed op het windgedrag in een gebied. De aangewezen werkwijze is dan, om op voldoende afstand van de obstakels te bepalen welk effect hun gezamenlijke aanwezigheid op de wind heeft. Men spreekt dan over „de invloed van de *ruwheid* van het terrein” en bedoelt daarmee een optelsom van de zogeeffekten van alle obstakels, van grassprietjes tot bomen toe. Pogingen om die optelsom ook daadwerkelijk te maken zijn echter alleen goed uitvoerbaar in eenvoudige „tweedimensionale” terreinsituaties, waarbij de ruwheid bovenwinds een of meer malen op zeer duidelijke wijze verandert en daarbij op iedere afstand dwars op de windrichting constant is (Jackson, 1977; Peterson et al., 1979; Beljaars, 1982). Voor de meeste praktijkgevallen is ruwheidsschatting met behulp van obstakelzoo-optelling tot mislukken gedoemd, omdat het onbegonnen werk is te beslissen welke obstakels nog geheel of gedeeltelijk moeten worden meegerekend, aangenomen dat we weten hoe ze mee te rekenen.

Toch blijkt het mogelijk te zijn om algemene uitspraken te doen over de ruwheid van een terrein, mits men een groot genoeg gebied beziet en daarbij voldoende afstand tot de afzonderlijke obstakels houdt. De procedure is dezelfde als het bekijken van een krantenfoto, die uit losse puntjes is opgebouwd. Bekijkt men de foto met een vergrootglas dan ziet men de losse puntjes, maar op enige afstand kan men beter zeggen dat een bepaald deel van de foto lichtgrijs of donkergrijs is. In het geval van de beoordeling van terreinruwheid kan „kijken” betekenen dat bepaalde gerichte windmetingen en windanalyses worden uitgevoerd, maar ook letterlijk dat men het terrein globaal met het oog probeert te beoordelen. In paragraaf 3.7 volgt nadere informatie hierover.

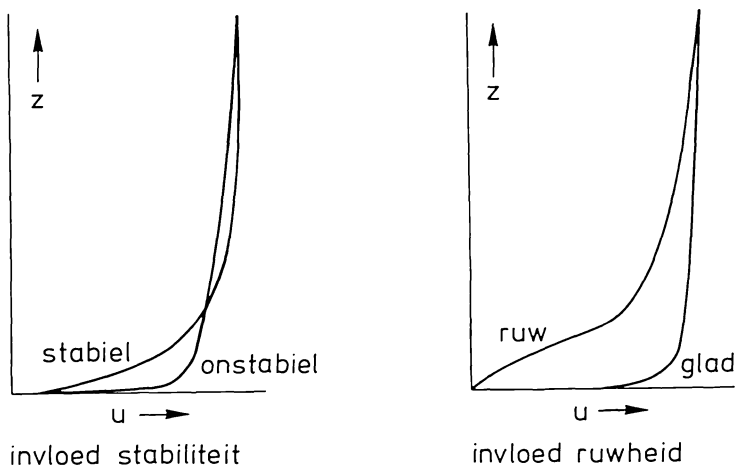
In de rest van dit hoofdstuk zullen we ons van individuele obstakeleffekten verre houden, in meerdere betekenissen van het woord. Er zal alleen nog worden gesproken over de ruwheid van het terrein als geheel, en over de mogelijkheid om die ruwheid te bepalen op zo’n manier dat er bij windanalyses effectief mee kan worden gerekend in een gebied van enige omvang. Levert zo’n windanalyse dan een uitspraak over de verwachte wind in min of meer open terrein, dan kan men natuurlijk wel weer met behulp van figuur 3.10 en dergelijke (Jacobs, 1983) proberen te schatten hoe de plaatselijke wind op korte afstand van een gegeven obstakel is.

3.5 Wiskundige beschrijvingen van het gemiddelde windprofiel

Wanneer op enige hoogte een bepaalde windsnelheid heerst, bepalen stabiliteit en ruwheid tezamen op welke manier deze wind naar beneden wordt doorgegeven. In figuur 3.13 is kwalitatief weergegeven, welke invloeden worden uitgeoefend op het windprofiel door de temperatuurstabiliteit enerzijds en door de ruwheid van het terrein anderzijds.

Met een dergelijke grove samenvatting is in de praktijk echter weinig te doen. Willen we kwantitatief kunnen bepalen hoe het windgedrag is in een bepaalde situatie, dan zullen we allereerst de krommen van figuur 3.13 moeten omschrijven in formules, waarin de windsnelheid als functie van ruwheid en stabiliteit is aangegeven. Daarbij zal het nodig zijn

Figuur 3.13
Invloed van stabiliteit
en terreinruwheid op
het windprofiel.



om zowel ruwheid als stabiliteit — tot nu toe vage termen — nader te omschrijven zó dat ze praktisch te bepalen zijn.

We beginnen met het formuleren van het profiel — de hoogte-afhankelijkheid — van de gemiddelde windsnelheid bij neutrale stabiliteit, en wel om twee redenen. Ten eerste is dit het eenvoudigste geval. Ten tweede is dit de stabiliteit die heerst in het voor de praktijk belangrijke geval dat de windsnelheid hoog is.

Bij neutrale stabiliteit geldt, dat de windsnelheid toeneemt met de logaritme van de hoogte z . In publikaties over windprofielen gebruikt men gewoonlijk de logaritme met basisgetal $e = 2,72$, de zogenaamde „natuurlijke” logaritme (notatie: $\ln$) welke 2,3 maal zo groot is als de logaritme met basisgetal 10 (notatie: $\log$). De formule voor de gemiddelde windsnelheid U_z op hoogte z heeft de volgende vorm:

$$(3.4) \quad U_z = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

Hierbij komen we drie grootheden tegen die nog niet eerder zijn genoemd. Ten eerste is er u_* , de zogenaamde *wrijvingssnelheid*, een maat voor de effectiviteit van de uitwisseling van horizontale windsnelheid van boven naar beneden. Ten tweede is er κ , de zogenaamde *Kármán-constante*, waarvan experimenteel is bepaald dat hij in de atmosfeer de waarde 0,4 heeft. Tenslotte is er z_0 , de zogenaamde *ruwheidslengte*, die een maat is voor de ruwheid van het bovenwindse terrein. Het is *niet* de lengte van de ruwheidselementen, maar een werkgrootte met lengte-dimensie.

Omstreeks 1950 heerste de mening, dat men met een dergelijk „logaritmisch windprofiel” alleen het windgedrag kon beschrijven tot enige meters hoogte boven de grond. Toen men echter de beschikking kreeg over goede experimenten en over goede theoretische analyses (Blackadar en Tennekes, 1968) bleek, dat deze profielformule in allerlei terreinen geldt tot 60 à 100 m hoogte, terwijl hij in ruw terrein juist óngeldig is in de onderste meters vlakbij de grond. Het is dus een uitstekende formule voor de verwerking van stations-windmetingen, die gewoonlijk worden gedaan op een hoogte van ongeveer 10 m in redelijk open terrein.

Bij gebruik van deze logaritmische windprofiel-formule hebben we drie onbekenden: U , u_* en z_0 . Wanneer we er twee weten, kunnen we de derde berekenen. In de praktijk weten we U_z ,

de gemiddelde windsnelheid welke is gemeten op de hoogte z van de stations-anemometer. Wanneer we nu de ruwheidslengte z_o ook kennen, dan kunnen we u_* berekenen. Daarna kunnen we uit de berekende u_* -waarde en de bepaalde z_o -waarde de gemiddelde windsnelheid berekenen op willekeurige hoogte.

Wanneer wij alleen het verloop van de snelheid met de hoogte willen weten, hoeven we de waarde van de wrijvingssnelheid u_* niet te bepalen. Dit wordt duidelijk als we de verhouding van de windsnelheden U_1 en U_2 op twee hoogten z_1 en z_2 berekenen uit formule (3.4):

$$(3.5) \quad \frac{U_1}{U_2} = \frac{\ln(z_1/z_o)}{\ln(z_2/z_o)}$$

De wrijvingssnelheid is in deze formule weggevallen, evenals de Kármán-constante. De ruwheidslengte z_o blijft echter een rol spelen, en deze terreingrootte zullen we dus voor ieder praktijkgeval willen weten — zowel nabij de anemometer als op de plaats waar we de windinformatie willen gebruiken.

De grootte van z_o kan grofweg worden geschat uit de hoogte H van de belangrijkste regelmatig voorkomende obstakels en uit het gedeelte b van het grondoppervlak dat die obstakels gemiddeld bezetten:

$$(3.6) \quad z_o \sim 0,5 b H$$

Hierbij moeten we zien naar het bovenwindse grondoppervlak binnen een richtingssector van 30° tot 45° over een afstand van een paar kilometer. Wanneer dus 10% van dit oppervlak bezet is met boomgaarden van 8 m hoogte, dan is dus $z_o \sim 0,5 \times 0,1 \times 8 = 0,4$ m (zie Lettau, 1969).

Een dergelijke simpele vuistregel kan natuurlijk slechts een grof idee van de ruwheid geven zodra de terreinsituatie enigszins ingewikkeld wordt. In de praktijk blijkt de typische grootte van z_o voor open bouwland ongeveer 0,1 m te zijn, en voor een gebied met zeer veel bomen of huizen is z_o ongeveer 1 m. Verderop zal worden ingegaan op betere schattingmethoden voor de ruwheidslengte.

De logaritmische windprofiel-formule (3.4) is de meest bruikbare beschrijving van het windprofiel in de oppervlaktelaag. Ook andere wiskundige relaties worden evenwel gebruikt voor windstructuurbeschrijving. Iedere profielformule, die een goede beschrijving geeft van de wind in het open veld, zal evenwel onbruikbaar zijn nabij de grond beneden de hoogte van de grootste zeer regelmatig voorkomende obstakels. Anders gezegd, we verwachten niet dat zo'n profielformule nog geldt tussen de aren van een korenveld, en evenmin tussen de bomen van een bos. In het bijzonder bestaat voor de toepassing van het logaritmisch windprofiel de vuistregel, dat de formule het windgedrag niet meer goed beschrijft voor hoogten $z < 20 z_o$.

Een tweede beperking bij het gebruik van windprofielformules is, dat men ze niet mag toepassen in een zogebied. Met andere woorden, de windstructuur op afstand x benedenwinds van een obstakel met hoogte H is hanteerbaar met profielformules zodra $x/H > 12$. Hoewel het duidelijk is dat in het algemeen de aanwezigheid van dichtbijge obstakels (kleine x/H -waarden) leidt tot grote terreinruwheid, bestaat er géén strak verband tussen de waarde van x/H en de plaatselijke z_o -waarde.

In de bespreking van obstakel-effecten hebben we reeds vermeld, dat in gebieden met „gesloten” ruwheid, bijvoorbeeld bossen, het windveld boven de bomen niet veel te maken heeft met de wind tussen de bomen, en dus evenmin met de plaats van de grond onder de bomen. Dit heeft tot gevolg dat men het windprofiel boven de bomen beter kan beschrijven, wanneer men uitgaat van een fictief grondvlak op ongeveer $1/2$ à $3/4$ maal de obstakelhoogte

(Brutsaert, 1975). Men noemt dit uitgangsniveau de *verplaatsingshoogte* d (Eng.: „displacement height”). In een bos of stad is de grootte van d typisch 5 tot 10 m. Bij toepassing van een verplaatsingshoogte wordt de logaritmische profielformule:

$$(3.7) \quad U_z = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z - d}{z_o} \right)$$

Evenals in open terrein, mag men pas gebruik van deze formule maken wanneer men minstens $20z_o$ hoger is dan het referentievlak — en dat is in dit geval $z = d$, niet $z = 0$. Beneden de hoogte $(d + 20z_o)$ is het dus *niet* mogelijk een redelijk betrouwbare uitspraak te doen over de windsnelheid, tenzij men precies beziet hoe een bepaalde plaats gelegen is ten opzichte van de omringende obstakels. Dit geldt bijvoorbeeld voor stedelijke gebieden op hoogten vergelijkbaar met de nokhoogte van de gebouwen. Wil men tóch iets zeggen over de wind op het dak van een stadsgebouw, dan moet men ofwel een ruwe schatting maken op basis van de kennis van obstakel-omstroming (zoals in figuur 3.9), ofwel een windtunnelproef uitvoeren waarbij zowel het gebouw als zijn omgeving wordt nagebootst. Zonder dergelijke informatie kan men evenmin zinnig gebruik maken van windmeters op daken van gebouwen.

Merk op, dat d een andere grootheid is dan het door Braak (1929, 1942) gebruikte „basisvlak”, door hem omschreven als „het vlak, dat overeenkomt met de aardoppervlakte voor het geval, dat het terrein volkomen vlak is en zonder hindernissen”. Braak’s „basisvlak” was dus een mengvorm van de ruwheidslengte (bepaald door obstakeltype en obstakeldichtheid) en de verplaatsingshoogte (bepaald door de obstakelhoogte, indien de obstakeldichtheid zeer groot is). Het sinds 1942 verrichte onderzoek heeft aangetoond dat dergelijke gemengde grootheden om verschillende redenen geen goede beschrijving geven van windprofielen.

In een algemene windklimaat-beschrijving, zoals dit boek, heeft het toepassen van verplaatsingshoogten weinig zin. Bruikbare windstations liggen in redelijk open terrein ($x/H > 12$) met $z = 0$ als referentievlak. Wanneer men echter uit het algemene windveld een schatting wil maken van de wind in een gebied met „gesloten” ruwheid, dan is toepassing van (3.7) soms van nut.

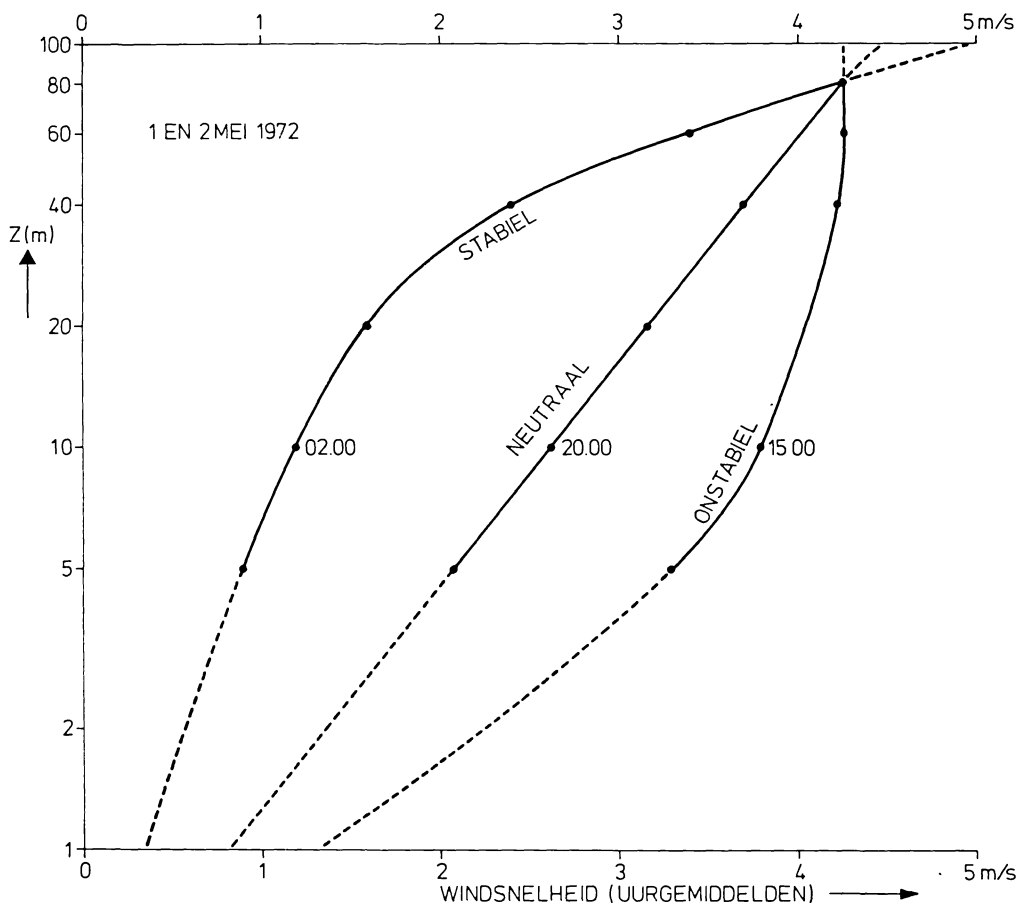
Stabiliteitsinvloeden op het windprofiel in de onderste tientallen meters van de atmosfeer worden pas belangrijk, wanneer de windsnelheid op 10 m hoogte ~ 6 m/s of minder bedraagt. Voor de klimatologie van zwakke en veranderlijke winden is dit dus essentieel, voor stormklimatologie verwaarloosbaar. Uit experimenteel en theoretisch grenslaagonderzoek is gebleken, dat men bij niet-neutrale stabiliteit de logaritmische profiel-formulering kan handhaven, mits men een stabiliteits-afhankelijke correctiefunctie ψ toevoegt. Deze functie is positief in een onstabiele grenslaag en negatief bij een stabiele atmosferische gelaagdheid. De windprofiel-formule krijgt dan de vorm

$$(3.8) \quad U = \frac{U_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z}{z_o} \right) - \psi \right]$$

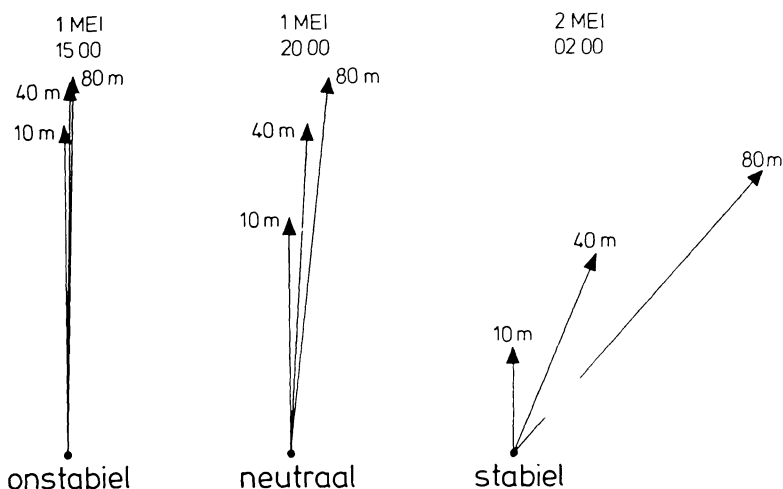
Uit de stabiliteitsbeschrijving in paragraaf 3.2 volgt, dat men ψ kan bepalen uit informatie over de thermische en mechanische verticale uitwisseling. Voor het eerste heeft men ofwel kennis van de verticale variatie van de gemiddelde temperatuur, ofwel informatie over zonshoogte en bewolgingsgraad; voor het tweede moet men iets weten over de windsnelheid en de terreinruwheid. De formule (3.8) is experimenteel en theoretisch goed onderbouwd, maar het heeft in dit kader weinig zin om daarover uit te weiden (zie Nieuwstadt en Van Dop, 1982, Pasquill en Smith, 1983, en aanvullende referenties).

Het is de moeite waard om hier de te Vlaardingen gemeten windprofielen van figuur 3.5 nog eens uit te zetten met een logaritmische hoogteschaal (figuur 3.14). In deze representatie valt nog duidelijker op, hoe sterk de windsnelheid met de hoogte verandert in stabiele situaties, en hoe weinig hoogtevariatie de wind vertoont in onstabiele situaties. Voorts valt op dat voor het neutrale geval het profiel in deze logaritmische representatie lineair is vanaf 5 tot 80 m hoogte, hetgeen betekent dat over dat hoogte-interval het logaritmisch profiel (3.4) geldt.

In het bovenstaande overzicht van windprofiel-gedrag hebben we tot nu toe alleen de windsnelheid behandeld en niet de richting. Dit is ook juist, omdat althans in de onderste 60 m de windrichting in onstabiele en neutrale grenslagen niet meer dan een paar graden ruimt met toenemende hoogte. Een vectorpresentatie van de Vlaardingse profielen (figuur 3.15) toont echter, dat in een stabiele grenslaag ook de windrichting op 80 m hoogte sterk kan



Figuur 3.14 Logaritmische grafiek van de Vlaardingse windsnelheidsprofielen uit figuur 3.5.



Figuur 3.15 Verandering van de windrichting met de hoogte te Vlaardingen in verschillende stabiliteits-toestanden.

afwijken van die op 10 m hoogte. We bespraken dit reeds bij de behandeling van het nachtelijk windextreem boven de oppervlaktelaag in paragraaf 3.3.

Men kan dit aldus interpreteren, dat de eenvoudige logaritmische profielformules (3.4) en (3.8) geldig zijn in de oppervlaktelaag. De hoogte van die oppervlaktelaag bedraagt in een onstabiele of neutrale grenslaag ongeveer 60 tot 100 m, afhankelijk van de terreinruwheid. In stabiele omstandigheden is de hoogte van de oppervlaktelaag echter gering, vaak niet meer dan 30 m.

Boven de oppervlaktelaag moet men de windstructuur beschrijven met formules, die geldig zijn voor de gehele planetaire grenslaag, inclusief de Ekmanlaag dus. Daarbij kan men een logaritmische formulering blijven hanteren voor twee windsnelheids-componenten: een component in de hoofdwindrichting en een dwarscomponent. Men kan op deze manier rekening houden met de ruiming van de wind met toenemende hoogte. Een dergelijke uitgebreide windstructuur-beschrijving is nodig in grootschalige analyses, en zal in paragraaf 4.3 nader ter sprake komen. Zolang men zich echter beperkt tot de oppervlaktelaag (zeg tot 30 à 60 m hoogte) en tot horizontale afstanden van enige kilometers, zolang kan men zich ook beperken tot de eenvoudige bovenstaande formuleringen.

Nog één profielformule verdient vermelding, namelijk de zogenaamde „machtwet”. Dit is geen „wet” in de zin, dat een geldend verband tussen twee natuurgrootheden wordt omschreven, maar gewoonweg een simpele algemeen-wiskundige benadering van een kromme lijn met behulp van een machtsfunctie. Terwijl in werkelijkheid de vorm van het windprofiel sterk afhankelijk is van de terreinruwheid, en bovendien bij lage snelheden of grote hoogten ook de stabiliteit belangrijk is, bevat de „machtwet”-formule slechts de hoogte: er wordt gesteld, dat bij bekendheid van de windsnelheid U_1 op hoogte z_1 de wind op hoogte z_2 volgt uit:

$$(3.9) \quad U_2 = U_1 \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^p$$

Via een omweg kan men de stabiliteit en de terreinruwheid alsnog verrekenen, namelijk door de exponent p te variëren. Hiervoor zijn diverse tabellen en nomogrammen gepubliceerd (bijvoorbeeld Rijkooft, 1968, en Panofsky, 1977). Ten onrechte heerst echter bij sommigen de veronderstelling, dat p „altijd” de waarde $1/7$ heeft of daarvan erg weinig afwijkt. Dit kan ook zonder nomogram weerlegd worden. Uit vergelijking van (3.9) met (3.5) kan men afleiden dat bij neutrale stabiliteit ongeveer geldt:

$$(3.10) \quad \frac{1}{p} \sim \ln \left(\frac{\sqrt{z_1 z_2}}{z_o} \right)$$

Alleen al tengevolge van variaties in terreinruwheid en hoogte kan de exponent p waarden aannemen tussen $1/12$ en $1/3$ — daarnaast varieert p ook nog met de stabiliteit!

De „machtwet” wordt soms gebruikt, wanneer het wiskundig handiger is om met een exponentiële in plaats van een logaritmische formule te werken. Men dient dan echter zorgzaam de waarde van p aan te passen bij de heersende terrein- en stabiliteitsomstandigheden, bijvoorbeeld met behulp van (3.10). Voor eenvoudige windschattingen is het echter altijd verkieslijker om te werken met de logaritmische formule (3.5). Deze heeft dezelfde graad van wiskundige complexiteit als de „machtwet”, en verwerkt bovendien nog de terreininvloed zonder gebruik van tabellen of nomogrammen.

3.6 Windvlagen en turbulentie

Windvlagen zijn op zichzelf een interessant verschijnsel, waarvan de bepaling belangrijk is. Bovendien is reeds opgemerkt dat de vlagerigheid gekoppeld is aan de ruwheid van het terrein, en dat is een reden te meer om het verschijnsel nader te bezien.

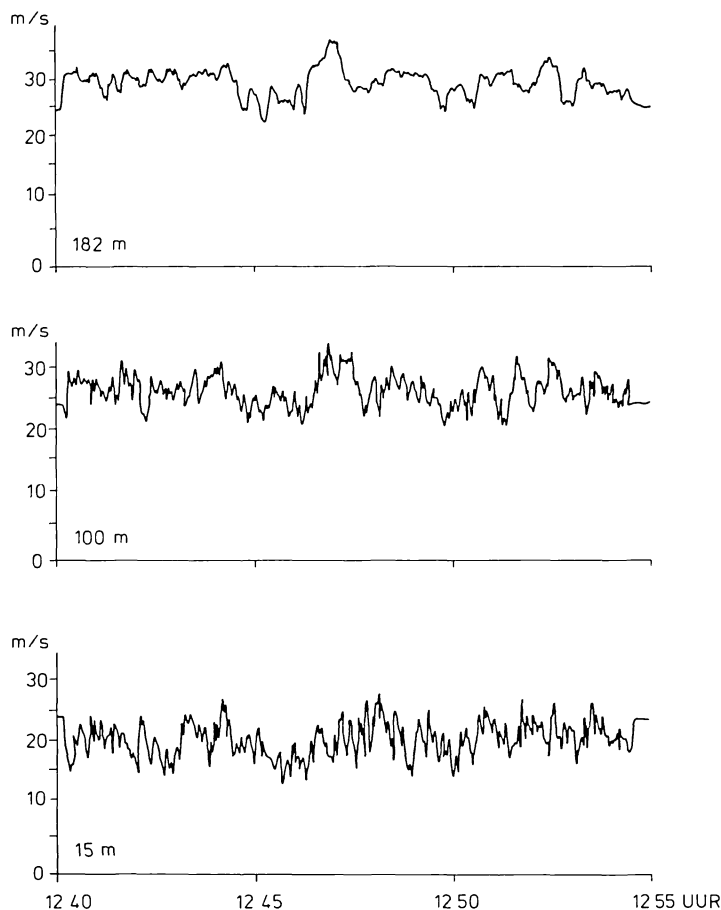
Figuur 3.16 is een mooi voorbeeld, zowel van de vlagerigheid van de wind als van de verandering daarvan met de hoogte. Opmerkelijk is allereerst de onregelmatigheid in de vlagen: zowel hele korte uitschieters van enige seconden als langdurige windvariates met een periode van enige minuten zijn zichtbaar in de metingen. In het algemeen noemt men deze aanwezigheid van variaties op allerlei schaal de *turbulentie* van de wind.

Naarmate we hoger komen, verder weg van de storende grond-ruwheid, blijven hoofdzakelijk de langere variates over. Deze worden namelijk niet veroorzaakt door zog-effecten van obstakels, maar door onstabiliteit van de grenslaag ten tijde van de meting: bellen warme lucht die langzaam opstijgen, of bellen koude lucht die afdalen (convectie). Een voorbeeld van een langzame toename en afname is in figuur 3.16 duidelijk zichtbaar omstreeks 12.47 uur op 100 m en op 182 m, en op 15 m in mindere mate.

In het algemeen blijkt de beschrijving van vlagaverschijnselen beter te gaan in termen van afmetingen dan van duur; dit volgt uit hun ontstaans-mechanismen. Ruwheids-vlagen worden bepaald door de afmetingen van obstakel-zoggen en hebben dus typisch afmetingen van 20 tot 200 m. Convectieve vlagen ontstaan op de schaal van de gehele atmosferische grenslaag, die typisch 1 km hoog is, of op de schaal van de breedte van een grote stapelwolk, ook van de grootte-orde 1 km. De tijd, waarin zo'n vlagstructuur van bepaalde horizontale afmetingen ons passeert, is afhankelijk van de gemiddelde windsnelheid.

Bij de toepassing van vlag-informatie kan men eveneens beter uitgaan van afmetingen dan van duur, wanneer men de kracht wil schatten die een windvlaag uitoefent op een gebouw of een vliegtuig. Men moet hierbij namelijk bedenken, dat het stromingspatroon om het voorwerp zich ongeveer aangepast moet hebben aan de nieuwe hogere windsnelheid, voordat de windsnelheids-verhoging in de vlag volledig in kan werken op het belaste voorwerp. In figuur 3.9 was te zien dat dit stromingspatroon typisch afmetingen heeft van 5 tot 10 maal de

Figuur 3.16
*Turbulente variatie van
 de windsnelheid op
 enige hoogten in de
 oude TV-mast te Lopik
 (28 december 1955).*

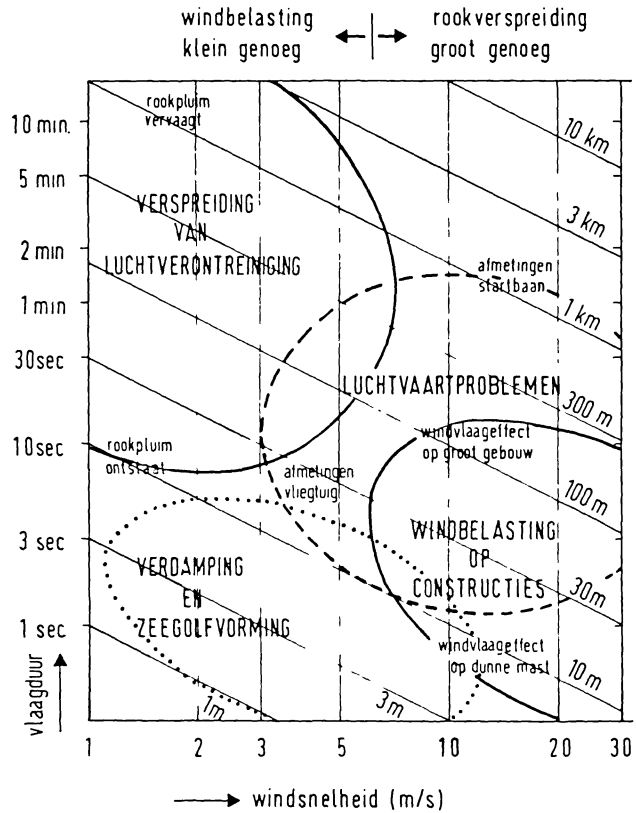


obstakelgrootte. Men kan dan ook concluderen dat voorwerpen zoals antennes, gebouwen of vliegtuigen slechts duidelijke hinder ondervinden van vlagen, die minstens een afmeting hebben van vijfmaal de grootte van het voorwerp. De tijdsduur van zo'n vlag, die afhankelijk is van de gemiddelde windsnelheid, is voor de praktijk onbelangrijk.

De afmetingen van zo'n vlag drukken wij uit in zijn *golf lengte* Ut , dat is het produkt van de vlagduur t en de gemiddelde windsnelheid U . In figuur 3.17 is de relatie tussen vlagduur, gemiddelde windsnelheid en vlaggolflengte (diagonale isolijnen) uitgezet. Tevens zijn hierin voor verschillende praktijktoepassingen de relevante vlaggolflengten aangegeven.

Het is niet altijd zinvol om klimatologische informatie over windvlagen te baseren op de grootste vlagen die op weerstations zijn waargenomen. Hiervoor zijn twee redenen. Ten eerste wordt een belangrijk gedeelte van de op stations waargenomen vlagerigheid bepaald door de plaatselijke obstakels en ruwheid rondom de anemometer van het windstation. Dit is van weinig belang voor de informatie-gebruiker ergens anders, omdat hij te maken heeft met andere bovenwinds aanwezige obstakels op de plaats, waar *hij* de vlagerigheid wil weten. Ten tweede is vlagerigheid een onregelmatig toevals-gebeuren, dat zelfs op het windstation zelf van

Figuur 3.17
Relatie tussen
vlaaggolflengte
(diagonale lijnen),
vlaagduur en
windsnelheid, en
typische
vlaagafmetingen die
voor verschillende
praktijkproblemen van
belang zijn.

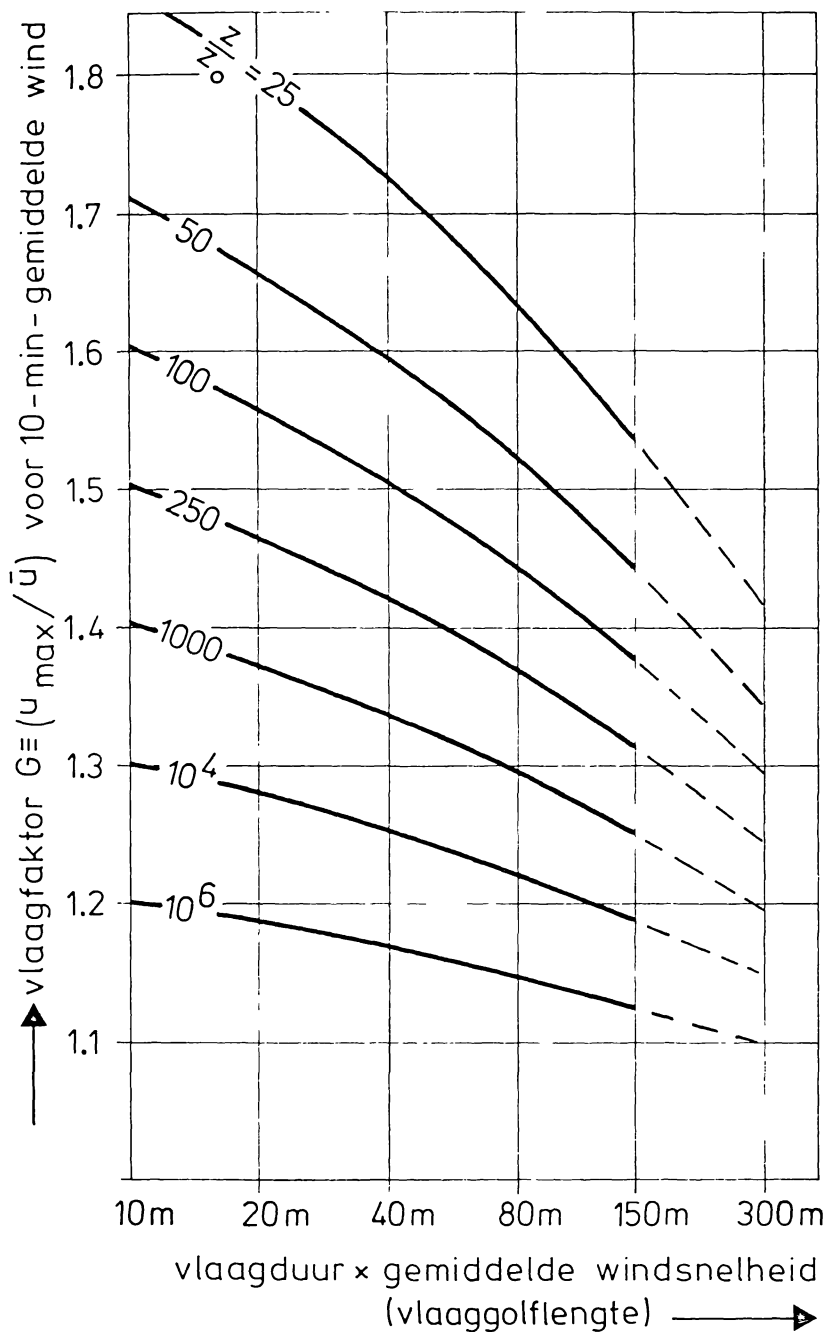


uur tot uur sterk kan afwisselen. Daarom heeft het meer zin te vragen naar de meest waarschijnlijke vlaag dan naar de toevallig gemeten vlaag.

Het blijkt mogelijk om met een grenslaagmeteorologisch model een goede verwachtingswaarde te bepalen van de grootste vlaag, die op een bepaalde plaats met bovenwindse ruwheidslengte z_o zal optreden op een hoogte z . Omdat vlagen ongelijkmatig verdeeld zijn, nemen we als verwachtingswaarde niet de rekenkundig gemiddelde vlaag, maar de zogenaamde *mediane maximale vlaag* (u_{max}), dat is de vlaag met een 50% kans van overschrijding (zie paragraaf 5.1).

Voor toepassing van het vlaagmodel moet men ter plaatse de bovenwindse ruwheid z_o schatten, en opgeven op welke hoogte z men de vlaag wil weten. Ook moet men nog aangeven over welke periode men een vlaagverwachting wil hebben, want voor een vlaag van bepaalde grootte bestaat er in een gegeven situatie meer kans van voorkomen in een uur dan in 10 minuten. In figuur 3.18 ziet men dit model in nomogram-vorm aangegeven. Men dient uit de plaatselijke omstandigheden z/z_o op te geven en krijgt dan voor gegeven vlaaggolflengte Ut een schatting van de *vlaagfactor* G , de verhouding van de mediane maximale vlaagsnelheid u_{max} binnen 10 minuten en de gemiddelde windsnelheid op die plaats en hoogte. De relatie tussen G en de invoerparameters is gegeven door:

$$(3.11) \quad G \equiv \left(\frac{u_{max}}{U} \right)_z = f_T \left(1 + \frac{1,42 + 0,3 \ln [(10^3/Ut) - 4]}{\ln (z/z_o)} \right)$$



Figuur 3.18 Vlaagfactor-waarde als functie van hoogte z , ruwheidslengte z_0 en vlaaggolflengte U_t (Wieringa, 1973). Getrokken lijnen volgens model (3.11), onderbroken lijnen geëxtrapoleerd op basis van experimenten.

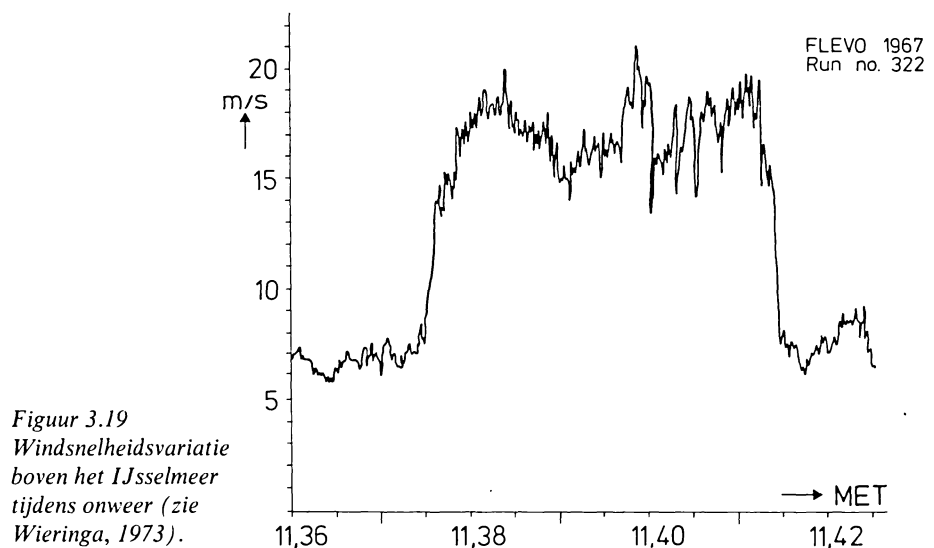
Het feit, dat men voor meetperioden langer dan 10 minuten een grotere kans heeft om een hoge vlag waar te nemen, is niet afhankelijk van de plaatselijke parameters z en z_0 (Wieringa, 1973). Het blijkt dat voor alle situaties de vlagfactor voor een uurperiode 10% groter is dan voor een 10-minuten-periode. De factor f_T verrekent dit feit — dus $f_T = 1,0$ voor 10 minuten en $f_T = 1,1$ voor een uur.

De modelformule (3.11) is ontwikkeld voor „gewone” harde wind, waarbij de stabiliteit dus vrijwel neutraal is en de terreinruwheid de vlagerigheid bepaalt. In Nederland is zo’n situatie inderdaad de overheersende oorzaak van harde windvlagen, zodat de statistiek van windvlagmaxima verkregen kan worden uit de statistiek van windsnelheidsgemiddelden in combinatie met (3.11).

Hierbij wordt echter buiten beschouwing gelaten, dat bij onweer (zeer onstabiele atmosfeer) harde incidentele windstoten kunnen optreden, welke hun oorsprong vinden hoog in de onweerswolk en niets te maken hebben met het terrein of de waarnemingshoogte. Figuur 3.19 geeft een voorbeeld van zo’n situatie: een onweer boven open water, waarbij aan begin en eind snelle grote sprongen in de wind optreden.

Omdat in Nederlandse onweerssituaties de uurgemiddelde windsnelheid zelden hoog is, levert toepassing van het model (3.11) in zo’n geval te lage vlaggschattingen. In Nederland zijn onweersvlagen evenwel zelden of nooit sterker dan 25 m/s, terwijl in gewone stormen gemiddeld eens per jaar vlag-windsnelheden van minstens 30 m/s voorkomen, zowel in het binnenland als aan de kust. Daarom is een schatting van maximale vlagen op basis van een gemiddelde-wind-klimatologie plus een vlagmodel toch verantwoord.

Bij een vlaganalyse wordt niet gewerkt met een gemiddelde maar met een mediane vlagfactor, omdat een mediaan weinig wordt beïnvloed door incidenteel aanwezige onrepresentatief hoge waarden (zie paragraaf 5.1). Er zijn twee redenen, waarom vlagwaarden soms een hogere waarde hebben dan behoort bij de plaatselijke terreintoestand. De eerste reden is al genoemd, namelijk het af en toe voorkomen van relatief sterke onweersvlagen. De tweede reden is dat, in geval van een sterke toe- of afname van de wind in de middelingsperiode, de verhouding tussen maximale vlag en periodegemiddelde



Figuur 3.19
Windsnelheidsvariatie
boven het IJsselmeer
tijdens onweer (zie
Wieringa, 1973).

ten gevolge van deze „trend” onrepresentatief groot zal zijn. Een rekenkundig gemiddelde van alle waargenomen vlagfactoren zou dan een overschatting van de terreinruwheid opleveren, een mediaan geeft een realistischer resultaat.

Wanneer men de vlagerigheid, de turbulentie van de wind in meer detail wil bezien, dan gaat men daarbij gewoonlijk uit van de standaarddeviatie (zie paragraaf 5.1):

$$\sigma_u \equiv \sqrt{(u - U)^2}$$

welke gewoonlijk bepaald wordt uit meetwaarden van ~ 5 seconden over een middelingsperiode van ~ 10 minuten. Evenals de vlagfactor, kan ook de standaarddeviatie bij harde wind worden geschat uit hoogte en bovenwindse terreinruwheid, en wel als volgt:

$$(3.12) \quad \left(\frac{\sigma_u}{U}\right)_z = \frac{1}{\ln(z/z_o)}$$

Ook de standaarddeviatie van de windrichting, σ_d , is afhankelijk van de terreinruwheid, maar hiervoor beschikken we helaas niet over zo'n eenvoudige schatting. Om een indruk te geven van de waarden die σ_d kan aannemen onder verschillende omstandigheden, worden in onderstaande tabel waarden van de standaarddeviaties van snelheid en richting op 10 m hoogte gegeven bij neutrale stabiliteit voor enige terreintypen. (Voor nadere terreinomschrijving zie paragraaf 3.7).

Terreintype	$z_o(\text{m})$	σ_u/U	σ_d	
			$U = 4 \text{ m/s}$	$U = 8 \text{ m/s}$
Open water	0,0002	0,08	3°	2
Open terrein	0,03-0,1	0,16	4°	3°
Ruw terrein	0,1-0,3	0,22	8°	6°
Zeer ruw terrein	0,3-0,7	0,35	15°	12°

De snelheidsafhankelijkheid van σ_d wordt veroorzaakt doordat alleen de standaarddeviatie van de dwarscomponent van de windsnelheid weinig afhankelijk is van de totale windsnelheid. De combinatie van deze snelheidsvariatie in dwarsrichting met een gemiddelde snelheid geeft een kleinere richtingsvariatie, naarmate de gemiddelde snelheid groter is. De stabiliteit heeft een grote invloed op de grootte van σ_d , zozeer dat de breedte van een windrichtingsregistratie vroeger wel gebruikt werd als stabiliteitsparameter (Singer en Smith, 1953; Panofsky et al., 1979; Pasquill en Smith, 1983).

Standaarddeviaties zijn nodig voor sommige toepassingen, zoals de verspreiding van verontreiniging door de wind. Voor de meeste praktijktoepassingen komt men echter al ver met een eenvoudige vlaagschatting.

3.7 Grootte van de ruweidslengte voor verschillende terreintypen

Voor de beschrijving van de wind op een willekeurige plaats, hetzij het gemiddelde profiel hetzij de vlagerigheid, blijkt kennis van de ruweidslengte z_o van het bovenwindse terrein

noodzakelijk te zijn. Uit de eerder gegeven vuistregel (3.6) volgt reeds, dat z_0 niet gewoonweg de hoogte van de begroeiing of de obstakels is (ofwel een percentage daarvan), maar dat ook de soort ruwheidselementen en hun verspreiding over het landschap een rol spelen. Alvorens een preciezere bepaling van z_0 in te voeren zullen we eerst bezien, welke rol de ruwheid speelt in de wisselwerking tussen wind en landschap, en hoe deze wisselwerking in rekening wordt gebracht in de hierboven geformuleerde wind-modellen.

Ruwheid remt. Wanneer men bijvoorbeeld op een draaiend wiel een ruw remblok zet, dan wordt de gemiddelde draaisnelheid verminderd en de bewegingsenergie van de draaiing wordt omgezet in warmte: het remblok wordt heet. Evenzo remt een ruw terrein de gemiddelde windsnelheid af en zet hem om in wervels: de wind wordt variabel, met veel windvlagen. Willen we nu een maat hebben voor de aerodynamische terreinruwheid, voor de remwerking dus, dan hebben we de volgende twee keuzen: ofwel we kijken naar de mate van afremming van de gemiddelde luchtbeweging, ofwel we beschouwen de vlagerigheid die het resultaat is van de remwerking.

Historisch is men begonnen met het eerste. Men ging na, hoeveel de windsnelheid op bijvoorbeeld 2 m hoogte minder was dan op 10 m hoogte, en daaruit bepaalde men de ruwheid. Essentieel is dit dus windprofielanalyse, met toepassing van de logaritmische formules (3.4) en (3.5).

Bij onnadenkende beschouwing van (3.4) kan men het idee krijgen, dat z_0 de hoogte is waarop de windsnelheid nul is. We weten echter dat beneden $\sim 20 z_0$ doortrekken van een logaritmisch windprofiel geen goed beeld meer geeft van het windgedrag daar tussen de ruwheidselementen in, en dat op de hoogte z_0 (gewoonlijk enige decimeters) de gemiddelde luchtstroming beslist nog niet nul is. Uitsluitend formeel-wiskundig is het echter wel juist, dat op een grafiek van U tegen $\ln z$ (zoals figuur 3.14) een neutraal windprofiel tussen ~ 5 m en 60 m hoogte wordt voorgesteld door een rechte lijn, en dat men bij neerwaarts doortrekken van die rechte de ($U = 0$)-as snijdt in het grafiekpunt $z = z_0$. Men kan het ook zo lezen: wanneer de windsnelheid U op bijvoorbeeld 10 m hoogte bekend is, dan wordt de profiel-rechte in de grafiek bepaald door de punten ($U = U_{10}$, $z = 10$) en ($U = 0$, $z = z_0$), maar men mag de rechte niet helemaal doortrekken tot dat tweede punt. — Wanneer men profielanalyse wil gebruiken voor bepaling van de oppervlakteruwheid, betekent dit in de praktijk dat een profielanalyse in ruw terrein tot onjuiste resultaten kan leiden, wanneer men windmetingen van te lage hoogte gebruikt.

Analyse van de vlagerigheid is een tweede mogelijkheid tot een schatting van de grootte van de oppervlakteruwheid. Uitgangspunt van zo'n vlaag-analyse zijn de formules (3.11) en (3.12), die het verband beschrijven tussen enerzijds z/z_0 en anderzijds de vlaagfactor G (voor gegeven vlaaggolflengte) of de genormaliseerde standaarddeviatie $(\sigma_u/U)_z$. De constanten in de verschillende formules zijn zo gekozen, dat boven ideaal homogeen ruw terrein dezelfde z_0 -waarde wordt verkregen uit een profiel-analyse en uit een vlaag-analyse. Theoretisch zou er dus geen verschil moeten zijn.

Praktisch evenwel blijkt een goede profiel-analyse veel moeilijker te verkrijgen dan een goede vlaag-analyse. Om te beginnen vereist een profiel-bepaling de uitvoering van windmeting op minstens drie hoogten. Formeel zou men het met twee kunnen doen, maar bij nadere beschouwing blijken dan kleine windmeetfouten tot grote onzekerheden in de z_0 -analyse te leiden. De meting vereist dus de opstelling van een vrijstaande meetmast, waarin op bijvoorbeeld 5 m, 10 m en 20 m hoogte de wind gemeten wordt, en wel op zijarmen van minstens drie mastdoorsneden lang (om storing van de windmeting door de mast te beperken). Op gewone weerstations zijn dergelijke meetmasten niet aanwezig.

Heeft men een mast geconstrueerd en analyseert men de verrichte profielmetingen, dan

blijkt dat grote experimentele vakbekwaamheid nodig is om z_0 betrouwbaar te bepalen. Gemeten profielen kunnen vertekend worden door stabiliteits-effecten, zodat men een windprofiel niet behoorlijk kan analyseren zonder stabiliteits-informatie, bijvoorbeeld een temperatuurprofiel. Bovendien blijkt de analyse van een windprofiel gevoelig te zijn voor inhomogeniteiten in het terrein en voor langzame toename of afname van de gemiddelde windsnelheid. (Men moet deze problemen ook in gedachten houden, wanneer men uit algemene informatie een windprofiel heeft geschat. In bepaalde omstandigheden kan het werkelijke windprofiel sterk afwijken van het geschatte profiel).

Daarentegen kan een vlaag-analyse van de ruwheid worden uitgevoerd met de metingen van één windmeter. Deze is op weerstations steeds aanwezig, en kan elders zonder veel kosten worden opgesteld omdat een meethoogte van 10 m, boven op een paal zonder zijarmen, voldoende is. Bij de huidige stand van de techniek is dan een vlaagfactor-analyse het eenvoudigst. Wanneer men de windsnelheid continu vastlegt op een strookregistratie-apparaat, dan kan men per tijdvak de hoogste piek (u_{max}) en het gemiddelde uit de strook aflezen. Op Nederlandse weerstations wordt dit routinematig ieder uur gedaan sinds januari 1971. In de nabije toekomst mag men verwachten dat ook de standaarddeviatie per tijdvak routinematig bepaald zal kunnen worden met behulp van elektronische processoren. De analyse van vlaagfactoren of standaarddeviaties blijkt relatief consistente resultaten op te leveren die weinig gevoelig zijn voor inhomogeniteiten, omdat zij integreren over ruimte en tijd.

Om kort te gaan, het is voor alle Nederlandse weerstations mogelijk om de ruwheidslengte van het omringende terrein te bepalen met behulp van een vlaagfactor-analyse. Deze analyses moeten dan worden verricht per richting in sectoren van 20 of 30 graden breedte, omdat vele stations in bepaalde richtingen veel meer obstakels zien dan in andere. Denk bijvoorbeeld aan vliegvelden: om vliegveiligheids-redenen moet daar de windmeter minstens 300 m van de startbaan staan, zodat hij meestal aan één kant beschut wordt door begroeiing of door hangars en stationsgebouwen.

Indien men op een willekeurige plaats informatie wil hebben over het windklimaat, dan is het duidelijk noodzakelijk om de ruwheid van de plaatselijke omgeving enigszins te kennen. Zonder ruwheidsinformatie is namelijk geen goede toepassing mogelijk van klimatologische gegevens, of zelfs van metingen van een nabijgelegen weerstation. Bij gebrek aan plaatselijke windmetingen is experimentele ruwheidsanalyse echter niet mogelijk, dus zal men de ruwheid per richtingssector met het oog moeten schatten.

Een praktische methode voor het verrichten van dergelijke ruwheidsschattingen is de toepassing van een terreinklassificatie, waarbij voor elk terreintype een grove aanduiding van de bijbehorende z_0 -waarde is gegeven. Een terreinklassering met slechts twee of drie klassen is voor dit doel ongeschikt: ten eerste moeten dan te veel sterk verschillende terreintypen worden ondergebracht in één klasse; ten tweede wordt dan het verschil in windklimaat tussen opeenvolgende klassen zo groot, dat voor overgangsgevallen de keuze te zwaar weegt. Een acht-klassige indeling zoals die van Davenport (1960) blijkt in de praktijk goed te kunnen voldoen. De originele versie had wel een bezwaar, namelijk dat de klassen waren gekarakteriseerd in machtwetsexponenten p . Dit geeft een onaanvaardbare onzekerheid, omdat $p = 0,2$ voor een hoogte-interval 2 – 20 m overeenkomt met $z_0 = 0,04$ m, en voor 10 – 300 m dezelfde p overeenkomt met $z_0 = 0,3$ m! Daarom zijn aan Davenport's terreintypen z_0 -waarden toegekend in overeenstemming met de ruwheden, die op de Nederlandse windstations werden bepaald voor de genoemde terreintypen (zie Wieringa, 1980). De aangepaste Davenport-ruwheidsklassificatie wordt op blz. 62 gegeven als tabel.

Bij het beoordelen van de ruwheid van bovenwinds terrein moet men er rekening mee

Visuele beschrijving gewijzigde Davenport-ruwheidsklassen

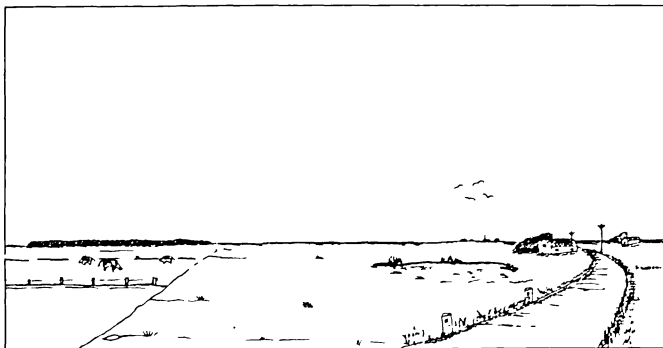
1 — zee: $z_o = 0,0002 \text{ m}$	Open zee of plas, met een vrije strijklengte van tenminste 1 km (ongeacht de hoogte der eventuele golven).
2 — glad: $z_o = 0,005 \text{ m}$	Landoppervlak zonder merkbare obstakels of begroeiing. Bijvoorbeeld wad, strand, ijsvlakte, sneeuwlandschap zonder bomen.
3 — open: $z_o = 0,03 \text{ m}$	Vlak land met alleen oppervlakkige begroeiing (gras) en soms geringe obstakels. Bijvoorbeeld startbanen, weideland zonder windsingels, braakliggend bouwland.
4 — ruwweg open: $z_o = 0,1 \text{ m}$	Bouwland met regelmatig laag gewas, of weideland met sloten die minder dan 20 slootbreedten van elkaar liggen. Verspreide obstakels (lage heggen, enkelvoudige rijen kale bomen, alleenliggende boerderijen) kunnen voorkomen op onderlinge afstanden van minstens $20 \times$ hun eigen hoogte.
5 — ruw: $z_o = 0,25 \text{ m}$	Bouwland met afwisselend hoge en lage gewassen. Grote obstakels (rijen bebladerde bomen, lage boomgaarden enzovoort) met onderlinge afstanden van omstreeks $15 \times$ hun hoogte. Wijngaarden, maisvelden en dergelijke.
6 — zeer ruw: $z_o = 0,5 \text{ m}$	Obstakelgroepen (grote boerenhofsteden, stukken bos en dergelijke) gescheiden door open ruimten van omstreeks $10 \times$ de typische obstakelhoogte. Voorts verspreid struikgewas, jong dicht opeen geplant bos en boomgaardgebieden.
7 — gesloten: $z_o = 1,0 \text{ m}$	Bodem regelmatig en volledig bedekt met vrij grote obstakels, met tussengelegen ruimten niet groter dan een paar obstakelhoogten. Bijvoorbeeld grote bossen, laagbouw in dorpen en kleine steden.
8 — stadskern: $z_o \geq 2 \text{ m}$	Centrum van grote stad met afwisselend laag- en hoogbouw. Ook: bossen met grote oude bomen en veel onregelmatige open plekken.

houden dat een loofboom in de zomer, met bladeren, veel meer invloed op de wind heeft dan dezelfde boom met winters kale takken. Een praktijkvoorbeeld: stel dat men op weideland op een afstand van enige honderden meters een enkele of dubbele rij hoge loofbomen ziet, bijvoorbeeld populieren langs een weg, met daarachter weer weideland. Dan is in de zomer de ruwheidsklasse ongeveer 5 (zie tabel), maar in de winter kan men beter klasse 4 aanhouden. Voor dit doel is de zomer gedefinieerd als de periode van eind april tot eind oktober, wanneer er bladeren aan de bomen zijn. Het effect van bladeren is minder belangrijk wanneer er meer dan drie rijen bomen zijn, omdat dan het totale takkenvolume groot wordt. Ziet men dus bovenwinds geen bomenrij, maar een loofbos (of naaldbos), dan is het seizoen niet erg belangrijk bij de ruwheidsschatting.

Om overeenkomstige redenen vertoont ook de ruwheid van akkers vaak seizoensvariatie. Een wijde kale akker zonder nabije bomen is ruwheidsklasse 3 tot 4, maar dezelfde akker met hoogopgeschoten mais is ruwheidsklasse 5.

Ter illustratie van de terreintypen en de daarbij behorende ruwheidslengten zijn in de figuren 3.20–3.23 enige landschappen getekend. De tekeningen zijn overgenomen uit een in Denemarken gepubliceerde windatlas (Petersen et al. 1981). Evenwel zijn de hier door ons bij de tekeningen vermelde ruwheidswaarden hoger dan de ruwheden in de oorspronkelijke

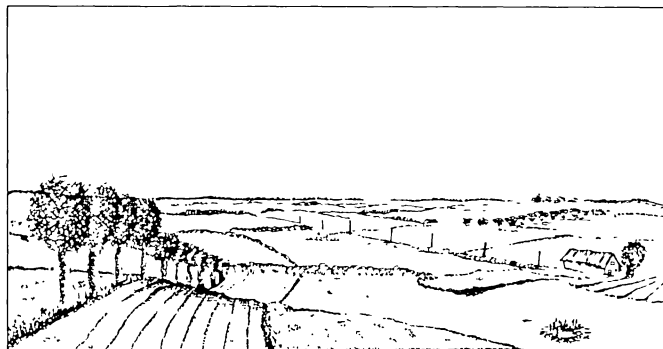
Figuur 3.20
 Zeer open landschap —
 ruwheidsklasse 2 tot 3,
 $z_o \sim 0,01 - 0,03$ m
 (Peterson et al., 1981).



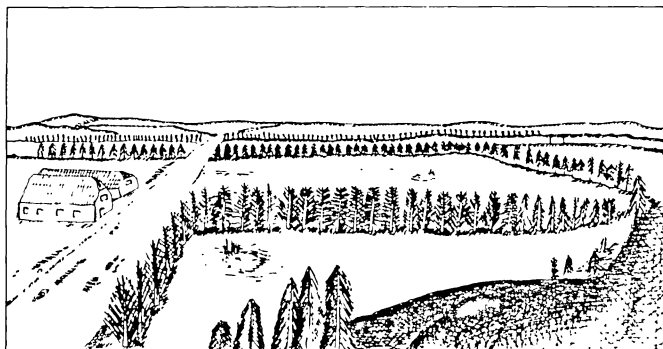
Figuur 3.21
 Tamelijk open
 landschap —
 ruwheidsklasse 3 tot 4,
 $z_o \sim 0,05 - 0,1$ m
 (Petersen et al., 1981).



Figuur 3.22
 Tamelijk ruw landschap
 — ruwheidsklasse 4 tot
 5, $z_o \sim 0,2$ m (Petersen
 et al., 1981).



Figuur 3.23
 Zeer ruw landschap —
 ruwheidsklasse 6,
 $z_o \sim 0,4$ m (Petersen et
 al., 1981).



Deense uitgave. De reden voor het verschil is, dat de ruweheidsklassering van de oorspronkelijke Deense windatlas overgenomen was uit de Deense bouw-windbelastingvoorschriften van omstreeks 1970. Grenslaagexperimenten vóór 1970 waren vrijwel steeds profielmetingen op vrij korte masten in open terrein, en zelfs in een ruwe omgeving werden gewoonlijk open meetterreinen gezocht. Pas na 1970 is onderkend, dat zulke profielmetingen vaak een te lage ruweheidswaarde opleveren in vergelijking met de werkelijke typische ruweheid van de omgeving (Wieringa, 1981). In het kader van Europese samenwerking voor windklimaatbeschrijving werd een meer realistische ruweheidswaardering van de afgebeelde landschappen gemaakt door de Europese deelnemers gezamenlijk, en deze waarden zijn vermeld bij de figuren.

3.8 Plaatselijke beschuttingscorrectie en potentiële windsnelheid

Met de nu beschikbare kennis van de ruweheid kunnen we plaatselijke windprofielen bepalen op iedere plaats, waar we niet rechtstreeks in het zog zitten van een of ander obstakel met hoogte h . Duidelijker gezegd: het hierna volgende rekenwerk is toepasbaar op afstanden $x > 12 H$ vanaf bovenwindse obstakels, dan wel op hoogten $> (d + 20 z_o)$ boven gesloten ruweheid (zie paragraaf 3.4).

We gaan uit van het feit, dat in een bepaald gebied ter grootte van $\sim 5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ eenzelfde gemiddelde windsnelheid heerst op een hoogte van ongeveer 60 m boven de grond (of boven de verplaatsingshoogte d); we zullen dit de *mesowindsnelheid* U_m noemen. Op deze hoogte, aan de top van de oppervlaktelaag, zijn we namelijk hoog genoeg om in de wind niet langer de rechtstreekse invloed te voelen van de zogen van afzonderlijke obstakels of obstakelgroepen, terwijl er anderzijds op die hoogte wel een gemiddeld afremmend effect op de wind overblijft van al die ruweheidselementen. Dit gemiddeld rem-effect noemen we de lokale *effectieve ruweheid* z_o van het bovenwindse terrein, en het is gebleken dat deze met voldoende nauwkeurigheid wordt bepaald door de resultaten van een vlagfactor-analyse of door een schatting met behulp van de Davenport-klassificatie.

Wanneer we in een streek een stationswindmeter op hoogte z_s hebben staan, en we hebben bij de gegeven windrichting de effectieve bovenwindse ruweheid z_{os} bepaald, dan kunnen we de meso-wind U_m op 60 m hoogte bepalen met de logaritmische windprofiel-formule (3.5) uit de ter plaatse gemeten windsnelheid U_s :

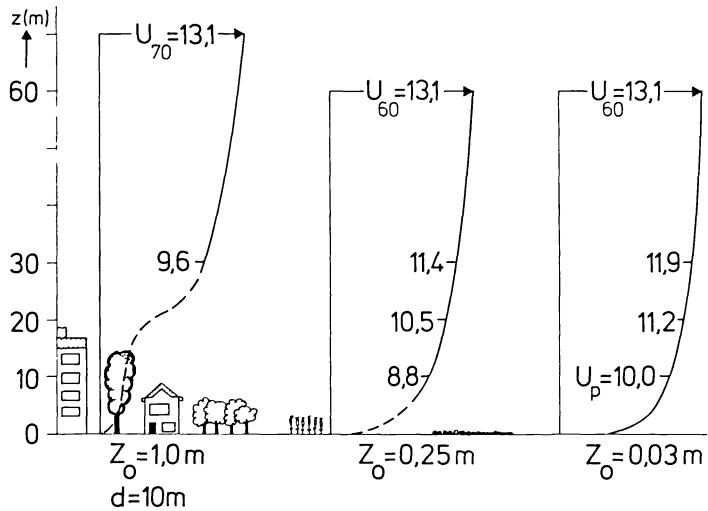
$$U_m = U_s \left(\ln(60/z_{os}) / \ln(z_s/z_{os}) \right)$$

Op een andere plaats in die streek heeft U_m dezelfde waarde, zodat we de wind nabij de grond weer kunnen bepalen uit U_m . Stel dat daar op die referentie-plaats de bovenwindse ruweheid z_{or} bedraagt, dan volgt de windsnelheid U_r aldaar op hoogte z_r uit

$$U_r = U_m \left(\ln(z_r/z_{or}) / \ln(60/z_{or}) \right)$$

In figuur 3.24 is de situatie in beeld gebracht voor drie verschillende terreinsituaties in eenzelfde streek. In dit geval behoort dezelfde mesowind, $U_m = 13,1 \text{ m/s}$, in ruw terrein bij $U_{10} = 8,8 \text{ m/s}$ en in open terrein bij $U_{10} = 10 \text{ m/s}$. Dezelfde drie profielen zijn opnieuw uitgezet in een logaritmische grafiek in figuur 3.25; de dikke profiel-rechten geven het geldigheidsgebied van (3.5) aan ($z > 20 z_o$). — In het geval met gesloten ruweheid ($z_o = 1 \text{ m}$, $d = 10 \text{ m}$) moeten we rekenen vanaf de hoogte $(z - d)$.

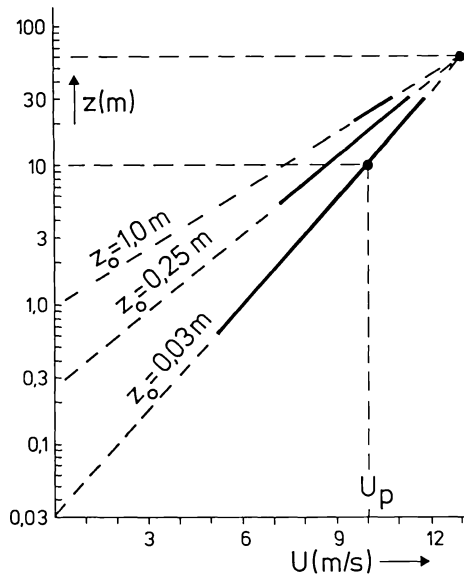
Figuur 3.24
*Windsnelheidsprofielen
 boven verschillende
 terreinruwheden z_o (en
 verplaatsingshoogte d)
 bij een mesoschaal-
 windsnelheid
 $U_m = 13,1 \text{ m/s}$ op
 $\sim 60 \text{ m}$.*



Willen we nu rechtstreeks de stationswind in het ene terrein berekenen uit die in het andere terrein, dan combineren we bovenstaande twee formules; daarbij valt U_m weg:

$$(3.13) \quad U_r = U_s \frac{\ln(z_r/z_{or}) \ln(60/z_{os})}{\ln(60/z_{or}) \ln(z_s/z_{os})}$$

Hiermee hebben we dus de mogelijkheid, om de stationsmeting van windsnelheid U_s te transformeren naar een andere plaats in de omgeving, met inachtnaam van de bovenwindse

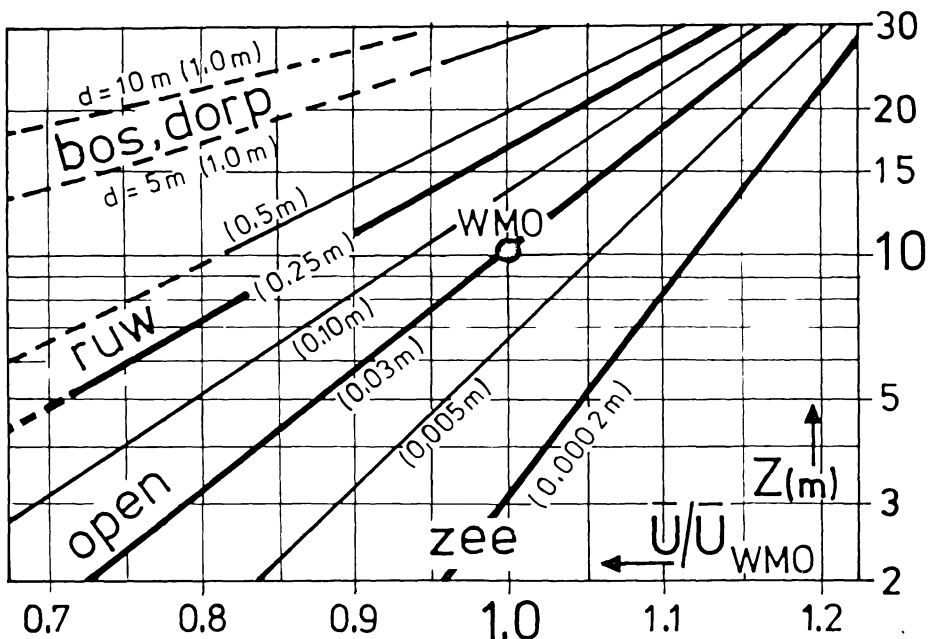


Figuur 3.25
*Logaritmische
 representatie van de
 windprofielen van figuur
 3.24.*

ruwheid op het station en op die andere plaats. We hebben daarbij verrekend in hoeverre beide plaatsen beschut liggen ten opzichte van wind uit de gegeven richting, en noemen formule (3.13) daarom de *beschuttingscorrectie*-formule (Wieringa, 1976).

Bij de afleiding van (3.13) is (3.5) toegepast tot 60 m hoogte. Het werkelijke profiel kan boven 30 m hoogte merkbaar afwijken van het logaritmische. Dit leidt evenwel hier niet tot grote fouten, in zoverre dat de afwijking in de transformatie omhoog naar 60 m wordt gecompenseerd door een tegengestelde afwijking bij de transformatie vanaf 60 m neerwaarts. Deze compensatie werkt echter alleen zolang we op en neer transformeren over vergelijkbare hoogte-intervallen. Indien men uitgaat van een windmeting op 10 tot 15 m hoogte, is het daarom verstandig om de toepassing van (3.13) te beperken tot hoogten lager dan 30 m. Met die beperking blijkt deze beschuttingscorrectie voor $U_s > 3$ m/s behoorlijk betrouwbaar (zie Wieringa, 1980).

Stel nu dat men de windgegevens van een bestaand windstation wil toepassen ergens in de omgeving. Voor de „vertaling” dient men dan zowel rekening te houden met de obstakelstoring rondom de windmeter van het weerstation als met de omgevingsruwheid op de plaats van toepassing. Deze kan anders zijn voor iedere windrichting. Voor de gebruiker — ongeacht of die een plaatselijke klimaatbeschrijving wil maken of gewoon een praktijkprobleem wil oplossen — wordt deze omgevings-verantwoording veel gemakkelijker, wanneer niet langer rekening hoeft te worden gehouden met de toevallige obstakelsituatie rondom de anemometer van het windstation. De gebruiker kan zich dan beperken tot het verrekken van zijn eigen terreinruwheid.



Figuur 3.26 Nomogram voor het transformeren van windsnelheden in de oppervlaktelaag tussen verschillende hoogten en verschillende terrein-ruwheden (Wieringa, 1977).

Dit kan worden bereikt, indien de windstationsmetingen worden genormaliseerd. Bij de normalisering worden de windsnelheden herleid tot een standaardhoogte en een standaardruwheid. Hiervoor is een standaardisering gekozen in overeenstemming met de richtlijn van de Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) voor weerstations, „measurements of wind for synoptic purposes should refer to a height of 10 m in an unobstructed area”. Volgens de Davenport-klassering komt „obstakelvrij terrein” overeen met klasse 3, $z_o = 0,03$ m. Een zelfde ruwheidslengte voor open terrein wordt gehanteerd in bijvoorbeeld het luchtverontreinigings-handboek van Pasquill en Smith (1983).

We normaliseren dus gemeten gemiddelde windsnelheden boven land door ze om te rekenen tot een fictieve windsnelheid, die zou zijn waargenomen op 10 m hoogte, indien het omgevend terrein in die windrichting vlak en open was. Deze fictieve windsnelheid noemen wij de *potentiële windsnelheid* U_p ; het is onder gegeven weersomstandigheden de sterkste windsnelheid die kan voorkomen op 10 m hoogte boven land. Open vlak terrein is immers het minst windremmende terreintype; boven begroeid of bebouwd terrein zal de windsnelheid lager zijn. Men zou U_p ook „WMO-wind” kunnen noemen, omdat deze windsnelheid werkelijk wordt gemeten op een weerstation dat voldoet aan de WMO-richtlijn.

Stel dat de windmeter van een windstation bij een bepaalde windrichting een bovenwindse ruwheidslengte z_{os} ziet, en men meet op hoogte z_s een windsnelheid U_s . Dan kunnen wij deze windsnelheid normaliseren naar de standaardhoogte ($z_r = 10$ m) en standaardruwheid ($z_{or} = 0,03$ m voor open terrein) met behulp van formule (3.13):

$$(3.14) \quad U_p = U_s \left(0,764 \ln(60/z_{os}) / \ln(z_s/z_{os}) \right)$$

De factor 0,764 komt voort uit de z_{or} -factoren in (3.13).

Voor de normalisering op zee hanteren wij als standaardhoogte dezelfde als op land, $z_r = 10$ m. Dit wijkt wel af van de formele Beaufort-referentiehoogte van 20 m, maar het maakt aan de kust een vergelijking van de wind op waarnemingshoogte uitvoerbaar. De door ons gehanteerde zee-standaardruwheid $z_o = 0,0002$ m is gevonden bij vele experimenten (zie Garratt, 1977); de beperkte toename van z_o boven zee met toenemende windsnelheid kan worden verwaarloosd voor ons doel, transformatie van gemiddelde wind. Bij deze zee-standaardruwheid is in (3.14) de constante factor 0,858. Onder gelijke omstandigheden (onder meer dezelfde grootschalige drukgradiënt en neutrale stabiliteit boven zee) volgt hieruit, dat de potentiële wind op zee 12 % sterker is dan op open terrein aan de kust, uitsluitend ten gevolge van ruwheidsverschil. Bij de meeste experimenten wordt een verschil van 20 °, of meer gevonden, omdat de kuststrook niet „open” maar ruw is.

Als samenvatting van formules (3.13) en (3.14) dient het nomogram figuur 3.26, hetgeen een uitgewerkte versie is van figuur 3.25. Hierbij is de genormaliseerde terrein- en hoogtesituatie aangegeven als „WMO”. Een voorbeeld: in het nomogram zien we dat een windmeter, die opgesteld is op 14 m hoogte en die bij de gegeven windrichting bovenwinds ruw terrein heeft ($z_{os} = 0,5$ m), slechts 90 ° van de potentiële windsnelheid waarneemt. In nabijgelegen bouwland (ruwweg open terrein, $z_o = 0,1$ m) ondervindt een windturbine echter op 20 m hoogte 108 ° van de potentiële windsnelheid. Wil men dus de metingen van die windmeter toepassen voor die windturbine, dan zal men bij die windrichting de gemeten gemiddelde windsnelheid moeten vermenigvuldigen met $1,08/0,90 = 1,20$.

Let bij gebruik van het nomogram er op, dat in de gedeelten met onderbroken isolijnen $z < 20 z_o$, zodat daar deze profielmodellering niet meer strikt geldt. Ook de linkerbovenhoek, waar twee keuzen van verplaatsingshoogte d zijn toegepast, kan slechts voor grove windschattingen worden aangewend.

Wanneer men beschikt over een lokaal bruikbare waarde van de potentiële windsnelheid —hetzij genormaliseerde gegevens van een representatief windstation, hetzij een kaart-schatting — dan kan men op het nomogram zonder meer uitgaan van het punt „WMO” voor de schatting van de gemiddelde plaatselijke windsnelheid op een bepaalde hoogte, nadat de bovenwindse ruwheid geschat of bepaald is. Bijvoorbeeld, voor „ruw” bovenwinds terrein (Davenport-klasse 5) zal dan op 10 m hoogte de windsnelheid $0,88 U_p$ bedragen, en op 20 m hoogte is hij $1,05 U_p$.

Wil men op 20 m hoogte bovendien de maximale vlag schatten, dan kan dit met het vlagfactor-model uit paragraaf 3.6. Aangezien voor dit geval $z/z_o = 20/0,25 = 80$, kan men in figuur 3.18 vinden dat de mediane 10-minuten-vlagfactor voor een vlag van 80 m golflengte $\sim 1,47$ zal bedragen. De verwachte maximale vlag in een uur wordt dan $1,1 \times 1,47 \times 1,05 U_p = 1,7 U_p$ voor dit voorbeeld. Aangezien vlagen echter een toevalskarakter hebben, is de onzekerheid van deze vlaagschatting groter dan de onzekerheid in de gemiddelde-schatting.

De windgegevens in de bijlage-tabellen en -kaartjes zijn allen potentiële windsnelheden. Om de hantering daarvan voor willekeurige terreinsituaties en willekeurige hoogten tot 30 m te vergemakkelijken, worden de bijlagen voorafgegaan door een omrekenings-handleiding.

4 BESCHRIJVING VAN HET NEDERLANDSE WINDKLIMAAT

4.1 Grootchalige luchtcirculaties en de windseizoenen

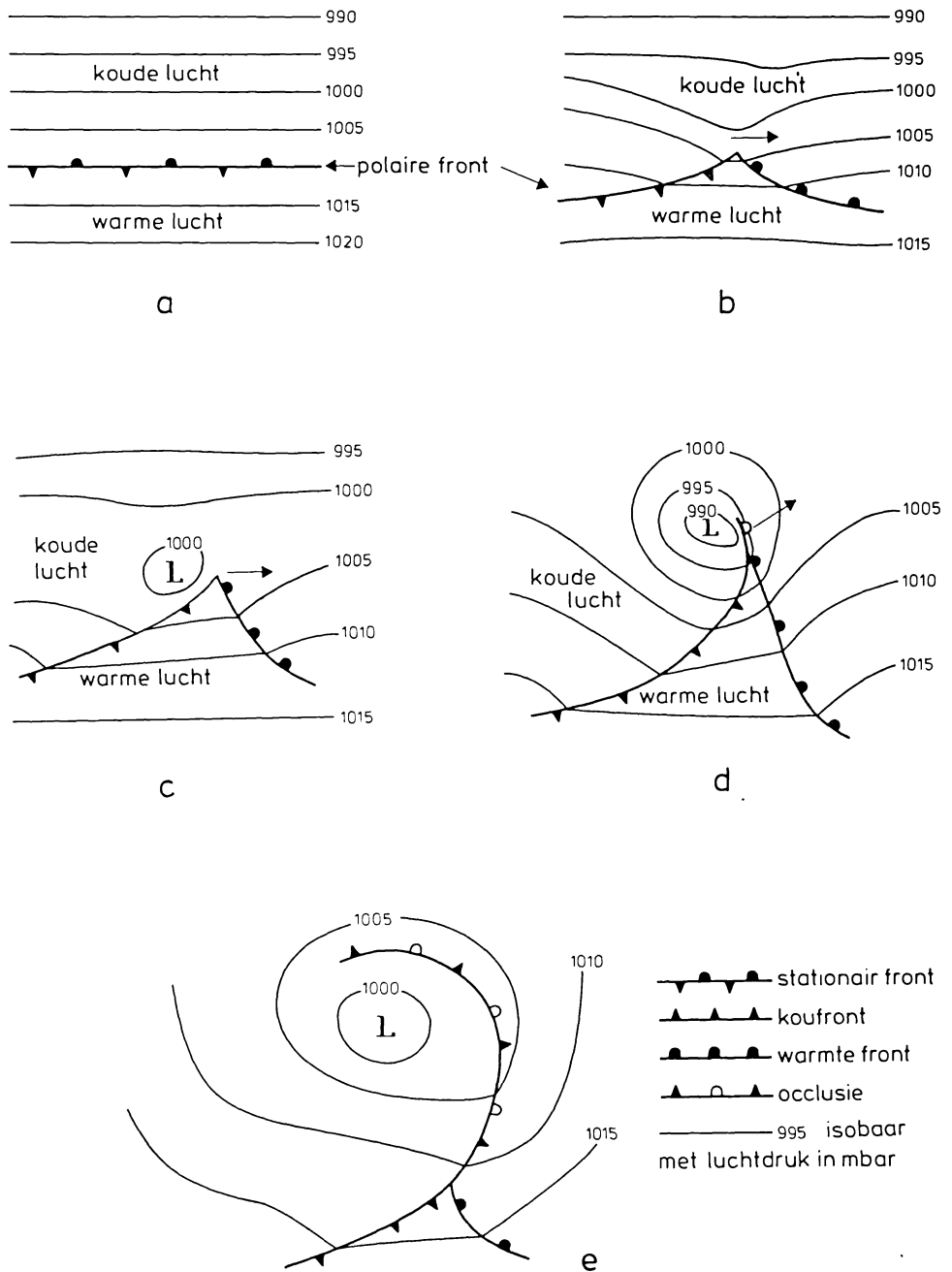
In het voorgaande hoofdstuk bespraken we de mechanismen, die het gedrag van de wind op kleine schaal beheersen. Deze kennis maakt het gemakkelijker om een verantwoorde beschrijving van het Nederlands windklimaat te maken: we kunnen dan bijvoorbeeld op de juiste wijze omgaan met de invloed van de terreingesteldheid op de wind.

Voordat we echter daadwerkelijk goede overzichten kunnen maken van ons windklimaat, moeten we iets meer achtergrondkennis hebben van de luchtstromingen op grote schaal. We zullen ons hier beperken tot twee onderwerpen van praktisch belang: ten eerste het ontstaan en gedrag van depressies en hogedruk-gebieden, en ten tweede de reden waarom wij ons materiaal presenteren in zes seizoenen van twee maanden.

De grootchalige luchtdrukssystemen, die de oorzaak zijn van het optreden van winden met variërende sterkte en richting, zijn in paragraaf 3.1 kort behandeld. Besproken is, dat de grootchalige drukgradiënten de oorzaak zijn van de wind, en dat daarbij de aardrotatie en de ruwheid van het aardoppervlak bepalen welke geostrofische wind U_G optreedt in de vrije atmosfeer boven de Ekmanlaag, dus boven ~ 1 km hoogte. Bovendien blijken de drukgradiënten, en de windsnelheden, rondom een depressie (lagedrukgebied) groter te zijn dan rondom een hogedrukgebied. Voor een weloverwogen beschrijving van het seizoensverloop van de wind is het daarom nuttig om kort te bezien, hoe de gemiddelde verdeling van hoge- en lagedrukgebieden in West-Europa varieert in de loop van het jaar. Aangezien deze verdeling weer afhangt van de luchtdrukverdeling op nog grotere schaal, beginnen we met een beschrijving van de luchtdrukverdeling over de gehele aardbol.

In het algemeen leiden hoge oppervlakte-temperaturen tot relatief geringe luchtdichtheid en daarom in het algemeen tot relatief lage druk in de onderste kilometers van de atmosfeer. Daarom vertoont de oppervlakte-luchtdrukverdeling over de wereldbol een lagedruk-gordel bij de evenaar. Gaande in de richting van de polen vinden we dan een gordel van subtropische hogedruk-gebieden omstreeks 30° N.B. en Z.B., bij de keerkringen — tot deze gordel hoort bijvoorbeeld het Azoren-hoog op de Atlantische Oceaan. Deze subtropische gordel genereert op breedten van 45° tot 60° opnieuw gordels van gemiddeld lagere luchtdruk. De oorzaken van deze gemiddelde globale drukverdeling zullen hier verder niet ter sprake komen.

Omdat lucht uiteindelijk van hoge naar lage luchtdruk stroomt, ontmoeten koude luchtstromen uit de poolstreken en warme luchtstromen uit de subtropen elkaar bij de lagedruk-gordel op 50° breedte. Het schuinstaande scheidsvlak tussen koude en warme lucht wordt een *frontvlak* genoemd, en dit grootchalige frontvlak noemt men het *polaire* frontvlak. Weerkaarten worden getekend voor één bepaald niveau, en geven zo'n frontvlak aan als een frontlijn. Op weerkaarten van het Noordelijk Halfrond is het polaire front meestal duidelijk aanwezig over de volle breedte van de Atlantische Oceaan, en het is voor het Nederlandse weer uiteraard van het grootste belang. Soms treedt op $\sim 70^\circ$ breedte een tweede grootchalig



Figuur 4.1

Ontwikkelingsstadia van een depressie aan het polaire front (zie Postma, 1948): (a), (b) beginnende depressie; (c), (d) volgroeide depressie; (e) occlusie.

front op, het *arktische* front, maar dit is dan veel zwakker en zelden van direct belang voor ons weer.

Fronten blijven zelden lang op dezelfde plaats. We spreken over een *koufront* wanneer de koude lucht opdringt in de richting van de warme lucht, en in het omgekeerde geval van een *warmtefront*. Een belangrijke eigenschap van fronten is, dat zij aanleiding kunnen geven tot de vorming van depressies. Bij een toevallige bocht in het front wordt namelijk de lichtere warme lucht van twee kanten uit omhooggedrukt door de zwaardere koude lucht. De opstijgende warme lucht koelt relatief af door uitzetting, en kan daarom minder waterdamp bevatten. Dan treedt in de warme lucht wolkenvormig op, en bij het condenseren van de waterdamp komt condensatiewarmte vrij, hetgeen het opstijgen verder bevordert. Op een dergelijke wijze — bovenstaande beschrijving is tamelijk schematisch — groeit in de bocht van het front een gebied van opstijgende warme lucht met lage druk aan de grond, vergezeld van wolken en neerslag — kortweg, een depressie.

De groeistadia van zo'n frontale depressie toont figuur 4.1; de eindfase is, dat de depressie afgescheiden raakt van de warme lucht, en dat alleen nog een restant van een front aanwezig is in de hogere luchtlagen (occlusie). Voor het windklimaat is de vierde geschetste fase (d), de volgroeide depressie, het interessantst. De sterkste winden treden op waar de luchtdrukgradiënt het grootst is, dat is waar de isobaren het dichtst bij elkaar liggen, en dit is in het algemeen het geval aan de equatoriale zijde van de depressie zelf. Daarnaast verandert de luchtdrukgradiënt bij de fronten van richting (een knik in de isobaren), en vaak ook van grootte. Soms is aan één zijde van een front de gradiënt zeer groot, zodat bij overtrekken van dat front de wind in korte tijd tot stormkracht toeneemt of plotseling wegvalt.

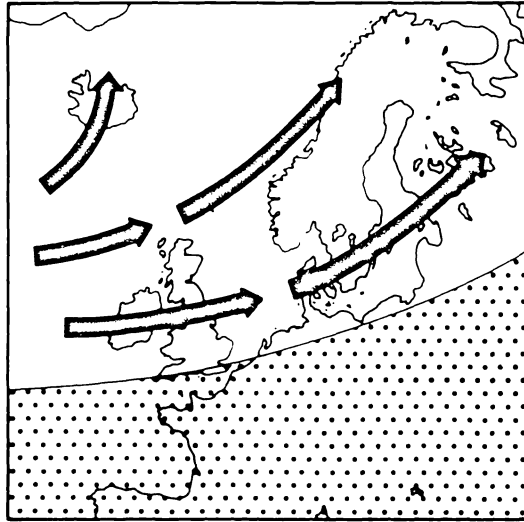
Op de breedte van het polaire front overheersen westelijke winden, en een eenmaal gevormde depressie beweegt zich met deze winden dus meestal oostwaarts. Uiteindelijk verzwakt de depressie ook weer om verschillende redenen: hij kan te ver noordwaarts van het front komen en afgesneden worden van de voedende warme lucht, of hij kan boven droog en koud land komen en daardoor in kracht afnemen, mede door de grotere wrijving boven land. Maar intussen is op de oceaan waarschijnlijk alweer een volgende depressie ontstaan en begonnen aan zijn tocht oostwaarts langs het polaire front.

De circulatie die bij ons heerst, wanneer het polaire front ongeveer op de breedte van Nederland ligt en de ene depressie na de andere over ons hoofd stuurt, noemt men een *westcirculatie*. In figuur 4.2 is het gemiddelde grootschalige circulatiepatroon van dit circulatietype geïllustreerd: de grens tussen de gebieden van hoge druk (gestippeld in de figuur) en lage druk is de gemiddelde positie van het polaire front. De depressies trekken dan bij voorkeur vlak ten noorden van Nederland langs. Aangezien de wind aan de zuidkant van een depressie meestal krachtig is, betekent dit dat het optreden van een westcirculatie in Nederland leidt tot minder weer, soms zelfs storm.

Gemiddeld over het jaar beheerst de westcirculatie ons weer gedurende ongeveer 30% van de tijd, in het bijzonder in de winter. Er zijn echter verschillende grootschalige mechanismen die de westcirculatie hier kunnen afstoppen, en daarvan is de belangrijkste het optreden van een stabiel hogedrukgebied aan de oostzijde van de Atlantische Oceaan. Niet altijd gaat dit gepaard met weinig wind in Nederland. Vaak ontstaat een krachtig hogedrukgebied in de omgeving van Ierland, maar dat kan bij ons leiden tot krachtige noordenwinden. Een hogedrukgebied boven Scandinavië veroorzaakt bij ons oostelijke winden, soms vrij sterke. Gemiddeld zwakke winden treden daarentegen bij ons op, wanneer het hogedrukgebied in onze nabije omgeving ligt, bijvoorbeeld tijdens najaarscirculaties met een hogedrukgebied boven Midden-Europa.

De voorkeursposities van hogedruk-gebieden wisselen systematisch in de loop van een jaar, en daarbij horen typische seizoenafhankelijke atmosferische circulatiepatronen over het gehele

*Figuur 4.2
Schematische weergave
van de west-circulatie in
Europa. De gestippelde
zone bevat het
hogedruk-gebied aan
het aardoppervlak, en
de pijlen zijn typische
banen van depressies.
(KNMI, 1974).*



noordelijk halfrond. Onder meer wordt de circulatie in een seizoen bepaald door de temperatuurverschillen tussen continenten en oceanen, die vertaald kunnen worden in voorkeurposities voor een hogedruk-gebied. Door temperatuurveranderingen in de loop van het jaar wijzigen deze voorkeurposities zich, en dan treedt vaak een sprongsgewijze verandering op in het totale circulatiepatroon rondom een halfrond.

Het is niet onze bedoeling om hier een uitgebreid overzicht te geven van de typische circulatiepatronen in de loop van het jaar — daarover kan men elders lezen (Können et al., 1983; Barry en Perry, 1973; Chang, 1972; Gaskell en Morris, 1979). Er is echter een zeer praktische reden voor onze aandacht voor de algemene atmosferische circulatie: overgangstijdstippen tussen voorkeurencirculaties zijn namelijk voor het windklimaat natuurlijke scheidingen tussen seizoenen.

Klimatologische seizoenen zijn delen van het jaar, waarin het klimaat een grote mate van gelijkvormigheid vertoont. Een seizoen gemiddelde moet redelijk representatief zijn voor zowel het begin als het eind van het seizoen, anders is zo'n gemiddelde slecht bruikbaar en de moeite van het bestuderen nauwelijks waard. Volgens de astronomische kalenders beginnen de seizoenen op 21 december, 21 maart, 22 juni en 21 september, en voor traditionele klimaatbeschrijvingen wordt gebruik gemaakt van seizoenen die beginnen op 1 december, 1 maart, 1 juni en 1 september. Beide „officiële” seizoenindelingen zijn praktisch onbruikbaar voor windklimatologische doeleinden. De officiële lente begint in de buiige en stormachtige periode rond 1 april, maar bevat ook de rustige windzwakke periode van eind mei. De officiële herfst omvat zowel het rustige septemberweer als de novemberstormen!

Er zijn in het jaar twee tijdstippen met zeer gemarkeerde sprongen in de atmosferische circulatie: begin mei en eind oktober. Deze omslagen treden op over het gehele halfrond; in mei bijvoorbeeld begint in Azië het moesson-seizoen. Bij ons is de overgang tussen het depressie-weer van april en het rustige mooie weer van eind mei vaak zeer scherp. Eind oktober ervaren wij een meer geleidelijke overgang van rustig septemberweer naar stormachtig novemberweer. Voor een beschrijving van het windklimaat is daarom de eenvoudigste nuttige onderverdeling van het jaar een splitsing in een zomer- en een winter-

halfjaar. Willen wij in hele maanden denken, dan zijn de beste overgangstijdstippen 1 mei en 1 november.

Voor een verdere onderverdeling van deze halve jaren is een driedeling beter dan een tweedeling. In de zomer is de periode vanaf de hondsdagen, midden juli, tot eind augustus gekenmerkt door een toenemende frequentie van westcirculaties. In de periode daarvoor, mei en juni, is de temperatuur op land hoog doch de zee nog vrij koud, zodat er dan een vrij grote kans op zeewinden bestaat aan de kust. Deze kans is veel kleiner in september en oktober.

Ook in het winterhalfjaar zijn meer dan twee windklimatologische deelperioden te onderscheiden. De periode vanaf eind oktober tot Kerstmis wordt gekenmerkt door westcirculaties en is op de Noordzee de stormachtigste periode van het jaar. Ook de periode van begin maart tot eind april is een winderige periode, waarin boven land de gemiddelde windsnelheden hun jaarmaximum bereiken. De tussengelegen maanden worden onder meer gekenmerkt door een relatief hoog percentage noordoostenwind.

Bij gebruik van zes seizoenen van twee maanden geldt daarom, dat in ieder seizoen het windklimaat een redelijke mate van homogeniteit vertoont. Van jaar tot jaar kunnen de overgangen tussen deze seizoenen natuurlijk wel variëren — bijvoorbeeld de eerste najaarsstormen kunnen zowel begin oktober komen als tot half november uitblijven. Over het algemeen heeft echter het gebruik van seizoengemiddelden zin bij deze seizoenskeuze. Verdere onderverdeling, bijvoorbeeld in twaalf afzonderlijke maanden, zal geen grote homogeniteitsverbetering opleveren, terwijl anderzijds zo'n verdere versnippering van het beperkte materiaal wel tot grotere statistische onzekerheid in de waarden van de gemiddelden leidt.

4.2 Jaargemiddelde-berekening en ruweidskartering

De jaarlijkse variaties in het circulatieverloop op Europese schaal geven een bijbehorende jaarlijkse gang in het windklimaat, die voor geheel Nederland ongeveer hetzelfde is. Toch is er duidelijk verschil in windklimaat tussen de verschillende streken van ons land. Bij het maken van een overzicht van de geografische variaties van ons windklimaat gaan we uit van de beschikbare metingen van windstations, waarvan aan het eind van hoofdstuk 2 een overzicht werd gegeven. Allereerst zullen we het verloop van de gemiddelde windsnelheid in kaart brengen, en daarna zullen we de geografische verschillen in windvariabiliteit bespreken.

We moeten twee middelingsberekeningen uitvoeren, één in de tijd en één in de ruimte. De eerste stap is om voor individuele windstations zo goed mogelijk de gemiddelde potentiële windsnelheid te berekenen over het tijdvak 1951/1980. De tweede stap is het ontwikkelen van een methodiek om het verloop van die gemiddelde wind tussen de stations te bepalen. De windstations liggen in Nederland gemiddeld 30 km tot 40 km uiteen, en er kan veel met de wind gebeuren over zo'n afstand.

Wanneer we ergens de wind slechts één jaar meten, kunnen we uit die metingen geen erg nauwkeurige schatting maken over de windsnelheden die we in de komende tien jaar te verwachten hebben. Het meetjaar kan een jaar geweest zijn met weinig wind, of juist een erg winderig jaar. De betrouwbaarheid van ons materiaal neemt toe naarmate de meetreeks langer wordt, en een periode van drie tot vier jaar is in het algemeen wenselijk om niet te veel last te hebben van de toevallige variaties tussen opeenvolgende jaren. Voor het bepalen van een gemiddelde wind over een niet te kort tijdvak — zeg bijvoorbeeld een seizoen van twee maanden — is zo'n meetreeks ook vaak al redelijk bruikbaar (zie paragraaf 5.2 inzake de bereikbare nauwkeurigheid). Voldoende betrouwbare bepaling van variabiliteiten vereist

evenwel meetreeksen van minstens 12 tot 15 jaar. In de klimatologie is het gebruikelijk om te middelen over een 30-jarige periode, en dat zullen wij voor de gemiddelden ook nastreven.

Een bestudering van het meetreeksoverzicht (figuur 2.7) toont, dat we over geen enkele meetreeks beschikken die het gehele tijdvak 1951/1980 bestrijkt, en dat vele belangrijke stations niet tegelijk actief waren. Bijvoorbeeld, op geografisch-strategische plaatsen liggen de stations Woensdrecht (1959/1967), Twente (1971/1977) en Bocholt (1975/1980). Aangezien we zoveel mogelijk stations willen gebruiken om het geografisch verloop van de wind zo goed mogelijk te beschrijven, is het noodzakelijk om niet-gelijktijdige reeksen vergelijkbaar te maken.

Voor lange meetreeksen is nu voor elk afzonderlijk jaar van de reeks de verhouding bepaald tussen het jaargemiddelde U_j en het gemiddelde U_i van de gehele reeks. Deze verhouding U_j/U_i zullen we hier het *winderigheidsgetal* van een afzonderlijk jaargemiddelde noemen. Deze berekening is uitgevoerd voor 20 reeksen met een lengte van minstens 12 jaar, en voor de jaren van 1946 tot 1980 zijn vervolgens per jaar de winderigheidsgetallen gemiddeld van de stations, die in een gegeven jaar actief waren (Wieringa, 1982). In figuur 4.3 is per jaar dit gemiddeld winderigheidsgetal uitgezet, en is als verticale balk de spreiding van het gemiddelde ($\pm \sigma/\sqrt{n}$) aangegeven. De spreiding kan niet worden gegeven vóór 1949, omdat er toen alleen het station Den Helder was.

Het gemiddelde van de winderigheidsgetallen over de periode 1951/1980 is 1,000 met een onzekerheid $\sigma/\sqrt{n} = 0,003$. Dit betekent dat we uit ieder afzonderlijk meetjaar van een station het 30-jarig stationsgemiddelde kunnen schatten door het jaargemiddelde te delen door het winderigheidsgetal, dat we uit figuur 4.3 kunnen aflezen. Bij een reeks van enige jaren is de totaalafwijking van de grootte-orde 1 %, dus kleiner dan mogelijke meetfouten. Hiermee zijn de korte reeksen vergelijkbaar geworden, althans voor jaargemiddelden.

Figuur 4.3 geeft ons ook een indruk van de variatie van de winderigheid in opeenvolgende jaren: deze blijkt in ons land niet groot te zijn. De standaarddeviatie van de jaargetallen bedraagt 5,5 %, en slechts twee van de dertig jaar hebben jaargemiddelden die meer dan 7 ° afwijken van het 30-jarig gemiddelde. Voorts is het interessant dat het verloop van de winderigheidsgetallen gemiddeld over de 30-jarige reeks per eeuw slechts 4 % bedraagt met een onzekerheid van ± 8 %. Met andere woorden, over deze periode is geen aantoonbare wijziging opgetreden in ons gemiddelde-wind-klimaat.

Met behulp van deze methodiek zijn voor alle stations de 30-jaar-gemiddelde windsnelheden bepaald. Ter controle zijn uit de windsnelheidsfrequentieverdelingen ook de gemiddelde windsnelheden bepaald met behulp van een Weibull-berekening voor het interval 4 – 16 m/s (zie hoofdstuk 5, formule 5.13). De afwijking tussen Weibull-gemiddelde en 30-jarig-gemiddelde was voor reeksen langer dan 3 jaar zelden meer dan 0,1 m/s en nooit meer dan 0,2 m/s. De 30-jarige gemiddelden werden op 0,1 m/s afgerond in de richting van het Weibull-gemiddelde.

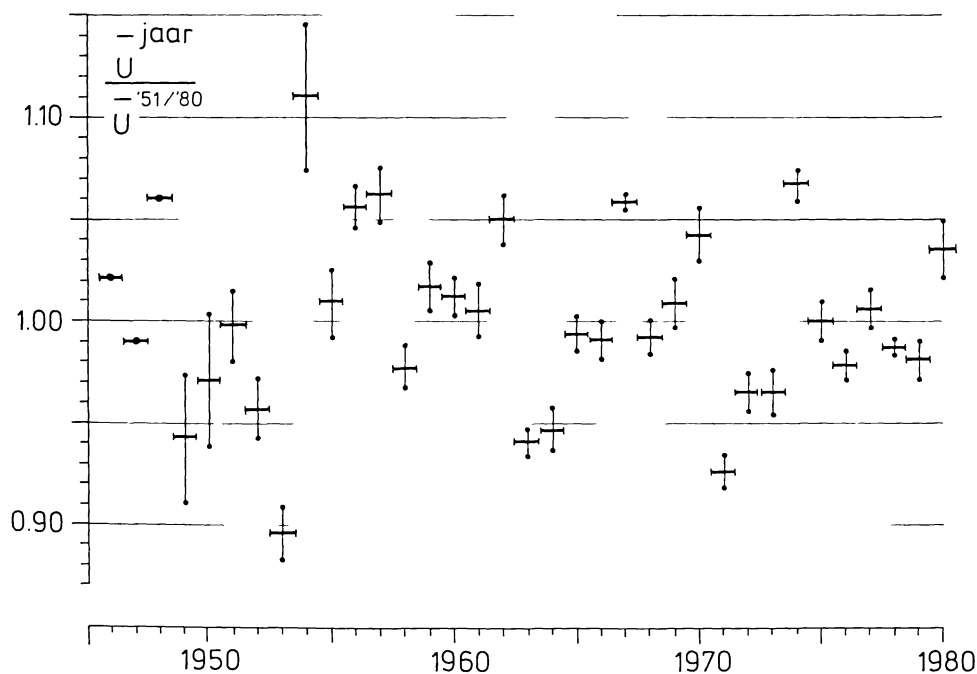
Het resultaat is een zeer betrouwbare serie 30-jaar-gemiddelde windsnelheden voor een veertigtal windstations. Bij berekening van gemiddelden voor de afzonderlijke seizoenen zijn geen aparte analyses met seizoen-winderigheidsgetallen uitgevoerd, aangezien uit de ervaring met de jaargemiddelden werd geconcludeerd dat voor deze deelgemiddelden een Weibull-berekening volgens (5.13) voldoende betrouwbaar was.

Dit brengt ons op het vervolprobleem, namelijk de ruimtelijke interpolatie tussen de stations. Per station beschikken we nu over een gemiddelde potentiële windsnelheid, berekend met behulp van richtingsafhankelijke informatie over de terreinruwheid binnen een straal van enkele kilometers. De toepasbaarheid van deze windinformatie op grotere afstand is evenwel sterk afhankelijk van de homogeniteit van de streek. Als de omgeving weinig variatie vertoont en gemiddeld overal even ruw is (bijvoorbeeld Oost-Brabant), dan blijkt

beschuttingstransformatie volgens (3.13) toepasbaar tot op tientallen kilometers afstand. Is er echter een markante verandering in het landschap, dan kan dit niet. Zo kan bijvoorbeeld de wind van De Bilt, in het bossige gebied van de Utrechtse Heuvelrug, niet met vertrouwen worden getransformeerd naar het Hollandse polderland — bijvoorbeeld naar Cabauw.

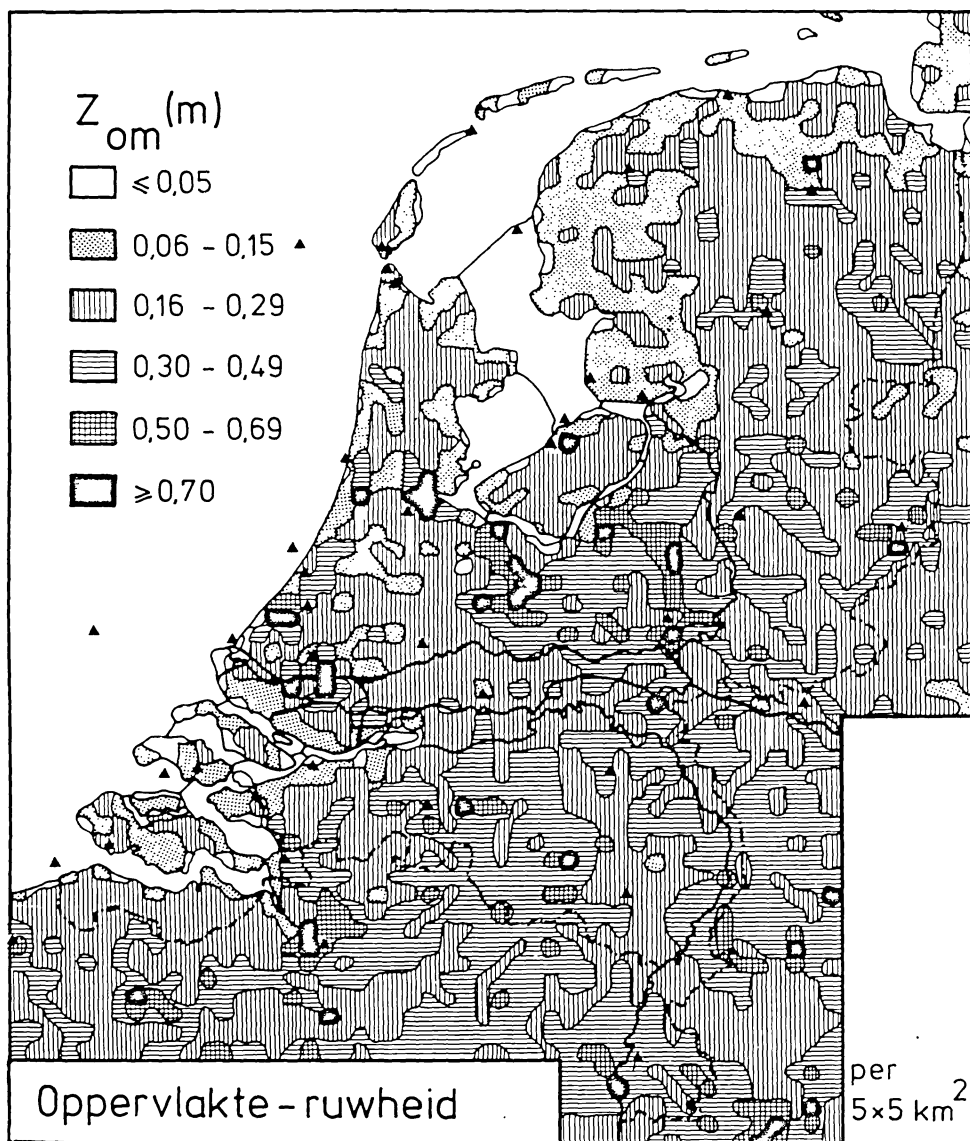
Hier krijgen we te maken met een terreïnvloed op de wind op een grotere schaal dan voorheen, en het is nodig een paar schaaldefinities af te spreken. We hebben in hoofdstuk 3 gesproken over *lokale* schaal, wanneer we te maken hadden met de omgeving van een windmeter (of windturbine, of gebouw) waarvan de ruwheid te bepalen is met een vlaag-analyse — dus de obstakels in de nabijheid, en begroeiing en bebouwing op hoogstens enige kilometers afstand. Daarnaast zullen we hier spreken over *meso*-schaal wanneer we horizontaal middelen over de maximale afstand, waarover een vlaag-analyse nog zinnige informatie oplevert over de terreïnvloed op de wind. Deze afstand blijkt in de praktijk ongeveer 2 tot 5 km te zijn. De mesoschaal-windsnelheid U_m op 60 m hoogte, die wij in paragraaf 3.8 bespraken, kan beschouwd worden als een gemiddelde over een gebied van deze afmetingen.

Een voorbeeld van een situatie, waarin het verschil maakt op welke schaal wij kijken, geeft de windmeting van vliegveld Zestienhoven bij Rotterdam. Daar blijkt de vlaagfactor-bepaalde ruwheid in de richting van Rotterdam-stad een open-terrein-ruwheid te zijn, omdat de nabije omgeving van de windmeter uit startbanen bestaat. In die richting is dus de ruwheid op lokale schaal klein en de ruwheid op mesoschaal groot.



Figuur 4.3 Gemiddelde waarde op Nederlandse windstations van de verhouding tussen de jaargemiddelde windsnelheid en de veeljarig gemiddelde windsnelheid op hetzelfde station. De vertikalen geven de spreiding tussen de stations.

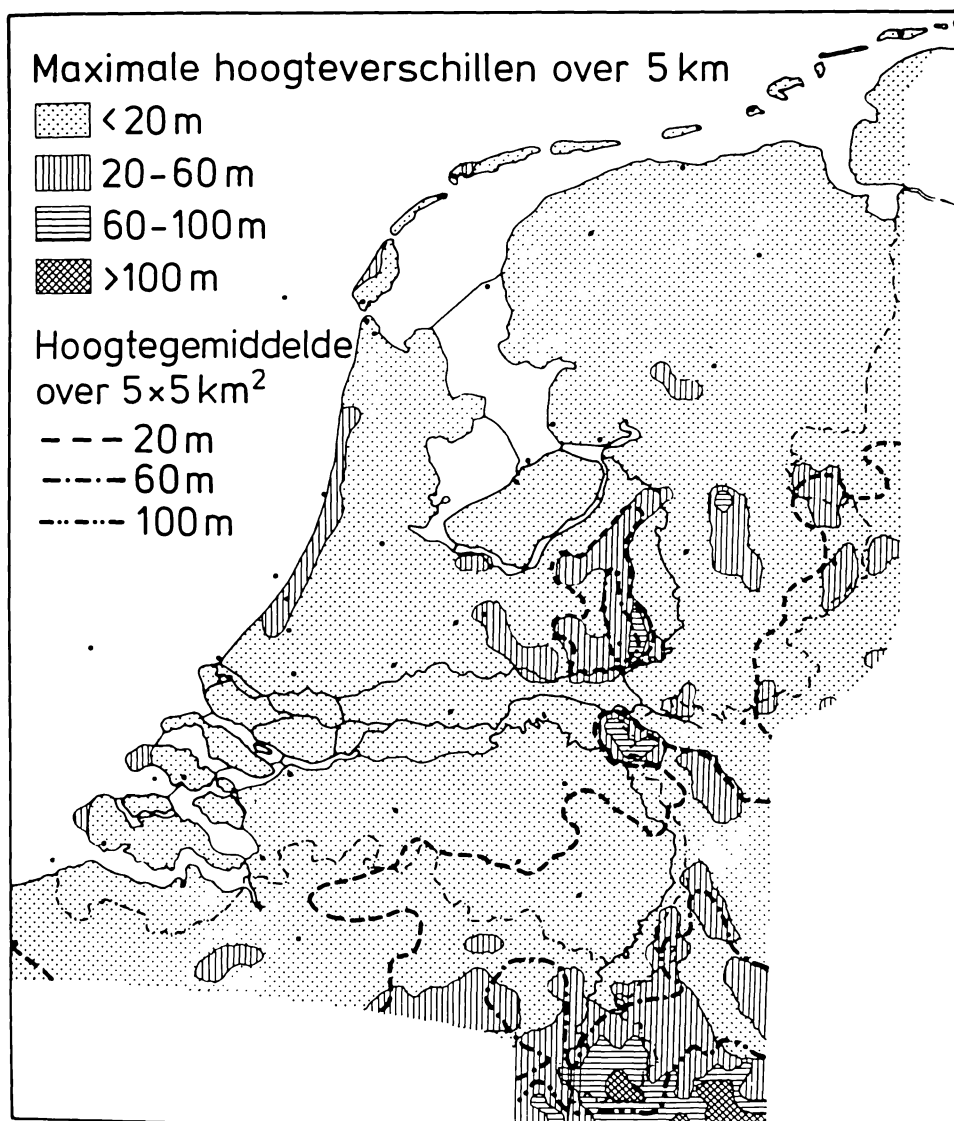
Voor het verkrijgen van hanteerbare informatie over de mesoschaal-ruwheid in Nederland zijn topografische kaarten van schaal 1 : 100000 geanalyseerd per oppervlaktevierkant van $5 \times 5 \text{ km}^2$ („blok”). Deze kaarten stonden onderverdeling in 11 klassen oppervlak toe, van zee tot hoog bos en stadsbebouwing, waarbij aan iedere oppervlakte-klasse een karakteristieke ruwheid kon worden toegekend in overeenstemming met de Davenport-ruwheidsklassificatie (zie tabel in paragraaf 3.7). Per blok is nagegaan welke oppervlakteklassen minstens 10% van het blok karakteriseerden. Vervolgens werden per blok



Figuur 4.4 Oppervlakte-ruwheid per $5 \times 5 \text{ km}^2$ -blok in Nederland.

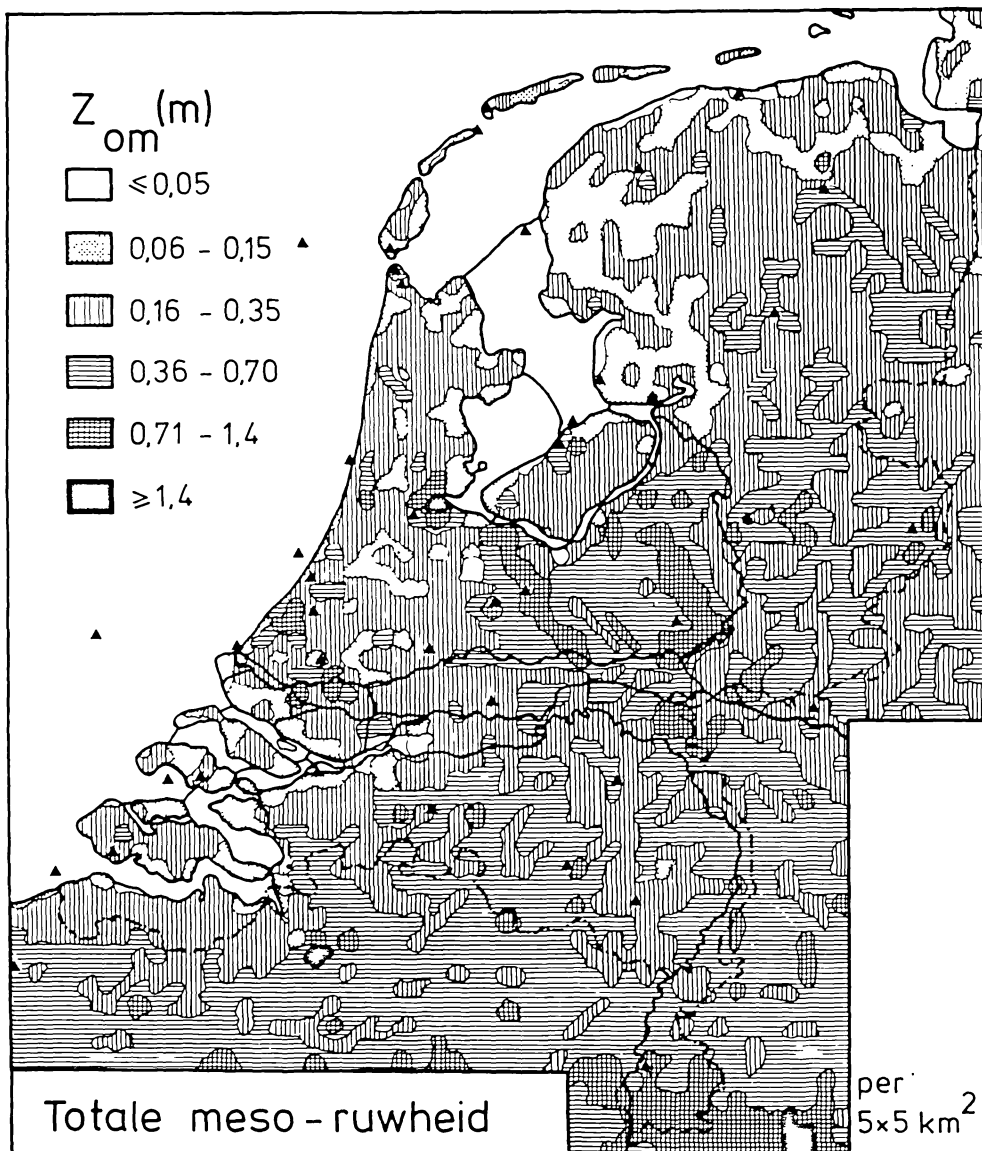
de logaritmen van de ruwheid, gewogen naar oppervlakte-aandeel, harmonisch gemiddeld (zogezegd als „dragkoëfficiënt”; zie Wieringa, 1984) tot een oppervlakte-ruwheidslengte per blok. Figuur 4.4 geeft een overzicht van de verdeling van oppervlakte-ruwheid over Nederland.

Op lokale schaal zou deze verantwoording van begroeiing en bebouwing voldoende zijn, maar op mesoschaal wordt ook de aanwezigheid van heuvels en dalen van belang voor de wisselwerking tussen wind en terrein. Deze hoogtevariatiën vormen belangrijke „extra



Figuur 4.5 Blokgemiddelde hoogten en hoogteverschillen.

obstakels" zodra zij hoger worden dan ~ 10 m. — Met opzet wordt hier gesproken over hoogtevariaties, omdat de gemiddelde hoogte boven zeeniveau niet van belang is op deze schaal. Bijvoorbeeld, een hoogvlakte heeft geen grotere mesoschaal-ruwheid dan een laagvlakte. Eventuele aanwezigheid van hoge bergen op horizontale schalen van tientallen kilometers zou ook nog de invoering van een macroschaal-ruwheid en van de hoogte boven zeeniveau vereisen, maar in Nederland is dat niet aan de orde.



Figuur 4.6 Mesoruwheid z_{om} per $5 \times 5 \text{ km}^2$ -blok ten gevolge van oppervlakte-ruwheid en hoogteverschillen.

Voor de bepaling van hoogtevariatie-effecten in Nederland is bij de kaart-analyse per blok het maximale *terrein-hoogteverschil* dH bepaald, en figuur 4.5 geeft een overzicht van de verdeling van dit verschil over Nederland. In het merendeel van ons land blijkt het blok-hoogteverschil $dH < 20$ m te zijn, hetgeen betekent dat daar de geaccidenteerdheid dH veel onbelangrijker is dan de oppervlakte-ruwheid. Voor de volledigheid bevat figuur 4.5 ook een paar isolijnen van de absolute hoogte H boven zeeniveau, gemiddeld over 5×5 km². Alleen in het uiterste Zuidoosten van ons land en op de Veluwe wordt $H = 20$ m en $dH = 60$ m overschreden, hetgeen eens te meer aantoont hoe plat Nederland is. Daarom is een ruwe schatting van de bijdrage van hoogteverschillen aan de mesoschaal-ruwheid voldoende, behalve misschien in het zuiden van Limburg.

De verkregen dH -waarden werden daarom tot „ruwheidslengten” omgerekend met een in bergachtiger streken wel gebruikte eenvoudige relatie (Smith en Carson, 1977):

$$(4.1) \quad z_o \sim 0,2 (dH)^2 / L$$

met $L = 5$ km. Bijvoorbeeld in de duinstreken blijkt deze hoogteverschil-ruwheid niet geheel verwaarloosbaar. De berekende dH -ruwheden werden harmonisch gesommeerd met de oppervlakte-ruwheid uit figuur 4.4 tot een totale *mesoruwheid* z_{om} . De verkregen waarden van deze mesoruwheid in Nederland zijn samengevat in figuur 4.6.

4.3 Geografische interpolatie van de windsnelheid

Voor een jaar of een seizoen weten we de gemiddelde potentiële windsnelheid van enige tientallen windstations. In paragraaf 3.8 is uiteengezet wat dit inhoudt: we hebben de stationsmetingen met behulp van de richtingsafhankelijke lokale ruwheid z_o omgerekend tot een mesowind U_m op 60 m hoogte, aan de top van de oppervlaktelaag. Deze mesowind is niet langer afhankelijk van de obstakels rondom de stationswindmeter, en is voor de lokale omgeving van het station een goed uitgangspunt voor bepaling van de windsnelheid in de oppervlaktelaag boven willekeurige lokale ruwheid. Uit de berekende mesowindsnelheden hebben we in het bijzonder de potentiële windsnelheid U_p afgeleid, dus de windsnelheid op 10 m hoogte boven open terrein ($z_o = 0,03$ m) met behulp van het logaritmisches windprofiel (3.5), als volgt:

$$(4.2) \quad U_p = \frac{\ln(10/0,03)}{\ln(60/0,03)} U_m = 0,764 U_m, \quad \text{of } U_m = 1,31 U_p$$

Na de analyse van de stations-meetreeksen beschikken we over jaargemiddelde en seizoengemiddelde U_p -waarden per windstation. Essentieel zijn dit dus gemiddelden van de meso-windsnelheid U_m .

De mesowind is goed representatief voor het 5×5 km² blok waarin het station ligt. Echter mag men verwachten dat de waarde van U_m afhankelijk is van het terreintype op grotere schaal. Stel dat in de vrije atmosfeer boven heel Nederland, boven de planetaire grenslaag, de windsnelheid overal dezelfde is. Dan is bijvoorbeeld boven het open gebied van de Loosdrechtse plassen U_m relatief sterker dan boven het nabije Gooi met zijn vele bossen en heuvels. Hier zal worden getoond, dat de verhouding tussen de U_m -waarden boven zulke nabije gebieden kan worden bepaald uit de mesoruwheid z_{om} , die wij in kaart hebben gebracht in figuur 4.6.

In paragraaf 3.1 definieerden we de planetaire grenslaag als de laag, waarin de beïnvloeding

van de grootschalige wind door het aardoppervlak rechtstreeks merkbaar is. De *grenslaaghoogte* h bedraagt gewoonlijk 600 m tot 1200 m. Boven een windstation kan uit $U_m = 1,31 U_p$ de wind op hoogte h worden bepaald met windprofielformules uit de similariteitstheorie (Blackadar en Tennekes, 1968). Deze formules lijken in grote trekken op de logaritmische profielformule (3.4) voor het windprofiel in de oppervlaktelaag, maar er zijn twee essentiële verschillen. Ten eerste moeten we nu rekening houden met de draaiing van de windvector in de planetaire grenslaag. Daarom hebben we nu niet alleen een windprofielformule nodig voor de windsnelheid U in de richting van de wind aan het aardoppervlak, maar ook een formule voor de dwarswindcomponent V . Ten tweede is de mate van draaiing afhankelijk van de grootte van de Coriolis-kracht, en daarom verschijnt in de formules de *Coriolisparameter* $f \equiv 2\omega \sin \phi$ (zie formule 3.2). Op onze breedtegraad ($\phi \sim 52^\circ$) is $f = 0,00011$.

In de planetaire grenslaag is, evenals in de oppervlaktelaag, de vorm van het windprofiel afhankelijk van de turbulente wrijvingssnelheid u_{*} nabij de grond. In de oppervlaktelaag is de u_{*} -waarde gekoppeld aan windsnelheid U en ruwheid z_o via het logaritmisch windprofiel. Voor de analyse van de planetaire grenslaag op mesoschaal gaan we daarbij uit van U_m op 60 m hoogte en van de mesoruwheidslengte z_{om} , en bepalen de meso-wrijvingssnelheid u_{*m} als volgt:

$$(4.3) \quad u_{*m} = \frac{\kappa U_m}{\ln(60/z_{om})} = \frac{1,31 \kappa U_p}{\ln(60/z_{om})}$$

De Blackadar-Tennekes similariteitsformules (4.5) en (4.6) voor de planetaire grenslaag bevatten drie experimentele constanten: de reeds in hoofdstuk 3 gebruikte Kármán-constante κ en twee constanten A en B . De waarden van deze twee laatste constanten zijn enigszins onzeker, omdat er betrekkelijk weinig goede experimentele gegevens over de gehele planetaire grenslaag zijn. We volgen hier in hoofdzaak de analyses van Deacon (1973) en gebruiken de waarden $A = 1,9$ en $B = 4,5$, geldig bij neutrale stabiliteit. Verderop komt nog ter sprake onder welke omstandigheden de toepassing van deze similariteitsformules voor ons doel verantwoord is.

De hoogte h van de grenslaag volgt nu uit

$$(4.4) \quad h = \frac{u_{*m}}{f \exp[A]} = 1300 u_{*m} \quad (m, \text{ voor } \phi = 52^\circ)$$

(zie Wieringa, 1984) waarbij de notatie $\exp[A] \equiv e^A$ is gebruikt. De twee windcomponenten op hoogte h volgen uit

$$(4.5) \quad U_h = \frac{u_{*m}}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{u_{*m}}{z_{om} f} \right) - A \right)$$

$$(4.6) \quad V_h = B \frac{u_{*m}}{\kappa}$$

De totale windsnelheid op hoogte h zullen we hier de *macrowind* S_h noemen; deze is de vectorsom van U_h en V_h :

$$(4.7) \quad S_h = \sqrt{U_h^2 + V_h^2}$$

Deze macrowind, welke we hebben berekend uit de potentiële grondwind en de mesoruwheid, is *niet* noodzakelijk gelijk aan de geostrofische wind G , die in paragraaf 3.1 werd gedefinieerd uit de luchtdrukgradiënt.

De berekening is ook omkeerbaar. Wanneer S_h en z_{om} bekend zijn, dan zijn uit de drie vergelijkingen (4.5) - (4.7) de drie onbekenden U_h , V_h en u_{*m} oplosbaar. Dan volgt bij gegeven z_{om} de mesowind U_m op 60 m hoogte uit de similariteitsformule

$$(4.8) \quad U_{60} = U_h + \frac{u_{*m}}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{60f}{u_{*m}} \right) + A \right)$$

Op 60 m hoogte kan de dwarswindcomponent V worden verwaarloosd, deze bedraagt slechts $\sim 1/15$ van de U -component in de hoofdwindrichting. Hiermee is dus $U_p = 0,76 U_m$ bekend bij gegeven macrowind en mesoruwheid.

De toepassing van de gebruikte similariteitsformules vereist formeel een homogene planetaire grenslaag met neutrale stabiliteit. De homogeniteit heeft zowel betrekking op het terrein als op de horizontale luchtdrukgradiënt. Dit laatste impliceert dat belangrijke horizontale temperatuurgradiënten niet toelaatbaar zijn, omdat deze aanleiding geven tot extra drukgradiënten (zogenaamde „barocliniciteit”). De methodiek zal dus op de kustlijn niet toepasbaar zijn, zowel vanwege de grote verandering in terreintype als vanwege de mogelijkheid van grote temperatuurverschillen tussen land en zee. Boven een $5 \times 5 \text{ km}^2$ blok te land, gekarakteriseerd door de plaatselijke mesoruwheid z_{om} , mogen we deze homogeniteit wel veronderstellen.

De stabiliteit is in een enkel uur zelden neutraal over de gehele hoogte van de planetaire grenslaag. Hieruit volgt, dat we voor de berekening van de wind boven de oppervlaktelaag in één bepaald uur de bovenstaande similariteitsformules niet mogen gebruiken. In plaats daarvan moeten we dan uitgebreidere stabiliteits-afhankelijke similariteitsformules toepassen (zie Nieuwstadt en Van Dop, 1982). Ons doel is echter de doorrekening van gemiddelden over een periode van maanden, en daarbij is het waarschijnlijk dat de gemiddelde stabiliteit bij benadering neutraal is.

Het probleem wordt bovendien minder ernstig wanneer wij een dubbele hoogte-transformatie van de wind uitvoeren. Bij de berekening van S_h uit de gemiddelde U_p -waarde bij een gemiddeld niet-neutrale stabiliteit van de planetaire grenslaag zou een systematische afwijking kunnen optreden. Deze afwijking wordt evenwel opgeheven, wanneer wij op dezelfde wijze weer U_p berekenen uit S_h . Als er op- en neerwaarts wordt getransformeerd langs eenzelfde profielkromme, moet men weer op het oorspronkelijke profielpunt uitkomen. (Om deze zelfde reden levert in de oppervlaktelaag de beschuttingscorrectieformule (3.13) betrouwbare resultaten, ook wanneer de oppervlaktelaag geen neutrale stabiliteit heeft). We concluderen, dat deze similariteitsmethodiek toepasbaar behoort te zijn voor de doorrekening van U_p -maandgemiddelden.

Hiermee hebben we dus een methode om de windmetingen van de windstations om te rekenen tot een verantwoorde jaar- en seizoengemiddelde windkaart van heel Nederland. We kunnen daarbij zowel rekening houden met de verschillen in terreingesteldheid als met de grootschalige klimaatverschillen. Deze laatste kunnen verband houden met verschillen in afstand tot de Noordzee, of met de voorkeurbanen van depressies, of nog andere oorzaken. De uitvoering van de methode gaat in vijf stappen.

De eerste stap is behandeld in hoofdstuk 3: de effecten van de toevallige omgeving van de windmeter, de plaatselijke obstakels en dergelijke, zijn weggewerkt door toepassing van de beschuttingscorrectie (3.13) voor de lokale ruwheid z_o van iedere richting afzonderlijk. We hebben daarmee een mesowindheid U_m verkregen aan de top van de oppervlaktelaag. op 50 m

hoogte, die representatief is voor een blok van $5 \times 5 \text{ km}^2$ rondom het windstation. Voor praktisch gebruik nabij de grond wordt U_m omgerekend naar de sterkste voorkomende windsnelheid op 10 m hoogte, namelijk die boven open terrein, en dit noemen wij de potentiële windsnelheid U_p . Windsnelheden in de buurt van het windstation op willekeurige hoogte boven willekeurig terrein kunnen worden bepaald uit U_p met de beschuttingscorrectieformule (3.13), die samengevat is in de nomogram-figuur 3.26.

De tweede stap is het berekenen van jaar- en seizoengemiddelde waarden van U_p voor de afzonderlijke windstations. De hierbij gevolgde werkwijze is samengevat in de vorige paragraaf.

De derde stap is nu het berekenen van de langperiodiek gemiddelde macrowind S_h aan de top van de planetaire grenslaag boven het windstation. De relevante ruwheid is hierbij de mesoruwheid z_{om} van de lokale stationsomgeving. Hierbij is niet alleen de mesoruwheid van het „stations-blok” gebruikt, maar ook de inesoruwheid van de aangrenzende blokken, dus een totale ruweidsmiddeling over een straal van $\sim 8 \text{ km}$. Bij deze middeling is extra gewicht toegekend aan de ruwheid ten zuidwesten van het station, omdat dat in ons land de voorkeurswindrichting is. De berekening van S_h gebeurt met de similariteitsrekenformules (4.3) - (4.7).

De vierde stap is de bepaling van het gemiddelde macrowindveld in het beschouwde seizoen of jaar over Nederland. De variatie van de macrowind S_h levert het grootschalig onderscheid in windklimaat tussen de verschillende delen van het land. Uit het gemiddelde macrowindveld volgt een S_h -waarde voor ieder $5 \times 5 \text{ km}^2$ -blok in heel Nederland, ook daar waar geen windstations zijn.

De vijfde stap is om per blok met gegeven plaatselijke mesoruwheid (zie figuur 4.6) de lokale seizoen- of jaargemiddelde waarde van U_p te berekenen uit de plaatselijke S_h -waarde met het similariteitsmodel. Dit is dus een omkering van de derde stap.

Van deze stappen zijn de derde en vijfde eenvoudigweg toepassingen van de reeds besproken similariteitsmethodiek. We moeten nog even ingaan op de vierde stap, de geografische middeling van de macrowind.

Voor de bepaling van het macrowindveld zijn 16 windstations gebruikt. De stationsnummers (zie figuur 2.7) zijn 200, 210, 235, 240, 265, 270, 280, 290, 340, 350, 375, 601, 602, 603, 604 en 406 (= Bocht). In een paar berekeningen zijn ook de stations 272 en 344 gebruikt.

Deze stations zijn uitgekozen volgens twee criteria. Ten eerste moest de omgeving binnen 10 km afstand enigszins homogeen zijn — kuststations waren uitgesloten. Ten tweede is een tamelijk gelijkmatige verdeling over het land nagestreefd, om het middelingsresultaat niet te zeer te laten beïnvloeden door de gebieden met relatief veel stations.

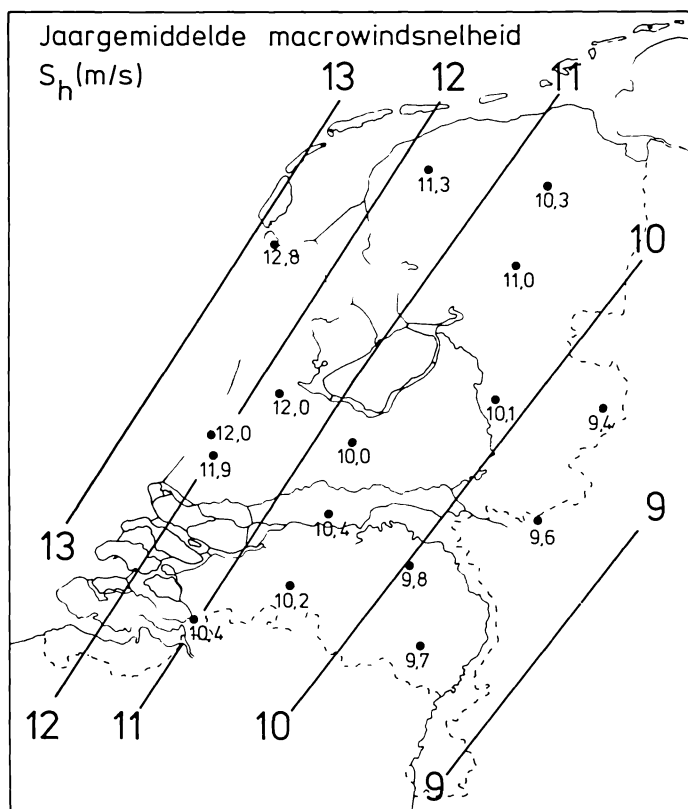
Het macrowindveld bleek met een verrassende regelmaat te variëren over ons land. In het bijzonder bleek, dat in de drie zomerseizoenen er een vrijwel constant verloop van S_h optrad tussen de kust en het binnenland. Een kleinst-kwadratisch gemiddeld vlak benaderde in de zomer vrijwel overal de S_h -waarden van de individuele stations tot $\pm 0,35 \text{ m/s}$. Dit leidt tot een U_p -schattingsonzekerheid van $\pm 0,2 \text{ m/s}$.

De winterseizoenen toonden een iets minder homogeen beeld. Bij toepassing van een vlakke middeling, zoals in de zomer, bleken de stationswaarden van S_h niet beter dan tot $\pm 0,5 \text{ m/s}$ benaderd te kunnen worden. Dit zou een U_p -schattingsonzekerheid opleveren, welke duidelijk groter was dan de bepaling-onzekerheid in de oorspronkelijke stationswaarden van U_p . Een aanvaardbaar resultaat werd verkregen door afzonderlijke middeling van een Westelijke kuststrook van $\sim 50 \text{ km}$ breedte, dus Holland en Zeeland. In deze kuststrook bleek in deze wintermaanden een relatief grote horizontale afname landinwaarts van S_h te bestaan, ongeveer 1 m/s per 20 km . In het binnenland daarentegen

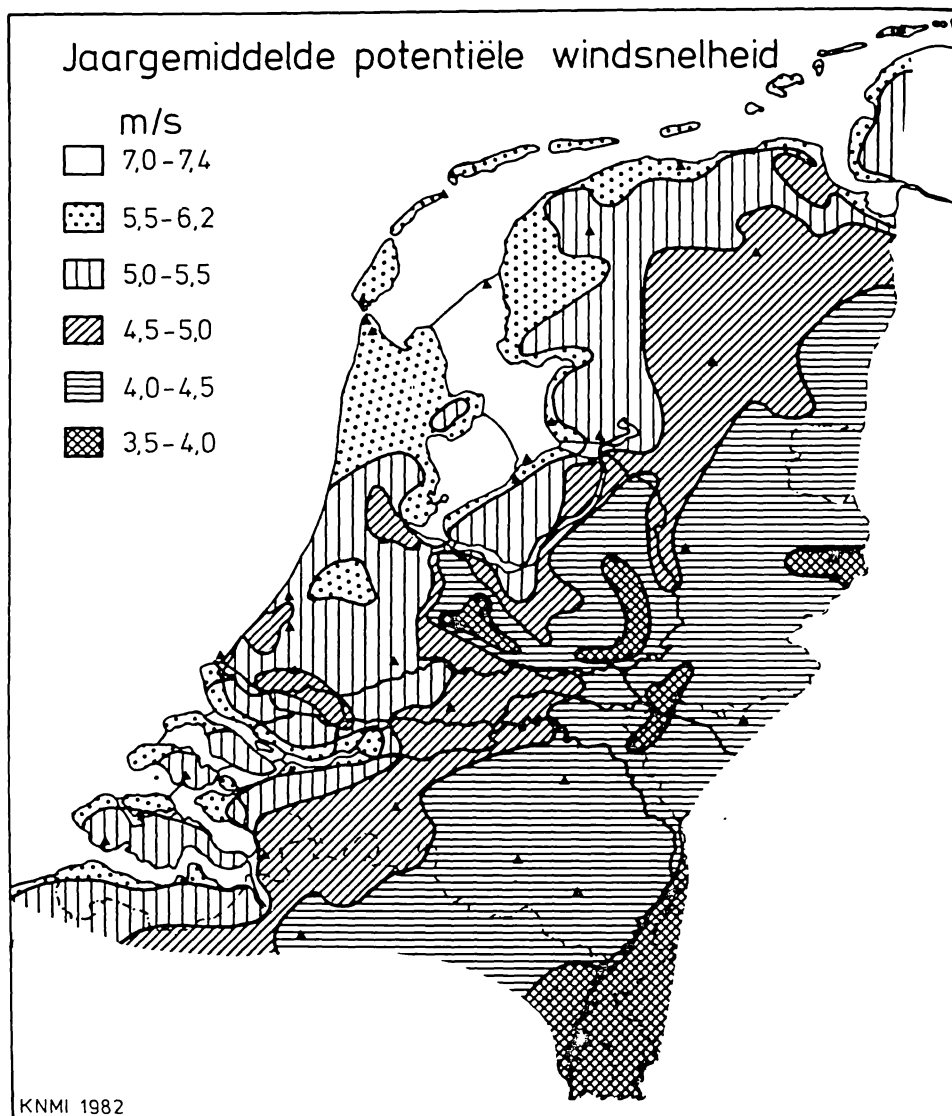
bedroeg de S_h -variatie slechts 1 m/s per 100 km. Bij deze tweedelige middeling konden de stationswaarden van S_h nu wél tot < 0,4 m/s worden benaderd, behalve te Soesterberg. Kennelijk is in de winter op de Utrechtse Heuvelrug door de zeer grote terreinruwheid de S_h -waarde lager dan men gemiddeld zou verwachten op deze afstand van de zee.

Figuur 4.7 geeft het totale jaarbeeld van het macrowindveld, verkregen door sommatie van de S_h -velden van de zes seizoenen. De isolijnen van S_h vertonen nog enigszins het winterse kusteffect, maar vanwege de afvlakkende werking van het homogene zomerse windveld is het totaalbeeld toch regelmatig. Men kan de stations-jaarwaarden van S_h ook binnen de nauwkeurigheidsgrenzen beschrijven met enkelvoudige vlakke middeling. — Terzijde: deze jaarwaarden hebben een gemiddelde van 10,7 m/s, en de gemiddelde absolute afwijking van de individuele stationswaarden hiervan bedraagt 0,9 m/s! Het blijkt voor ons doel beslist niet verantwoord om aan te nemen, dat in Nederland het macrowindveld constant is over het gehele land.

Wil men proberen om de oorzaak van het zomer-winter-verschil in macrowind-klimaat te begrijpen, dan vindt men een aanknopingspunt in het gedrag van depressies. Deze volgen bij voorkeur een baan over een relatief warm gebied, en in de winter komt het daarom niet zo vaak voor dat van zee komende depressies hun baan over land vervolgen naar Midden-Europa. Eerder zijn ze geneigd om ten noorden van Nederland via de Duitse Bocht in de



Figuur 4.7
Jaargemiddelde macro-
windsnelheid S_h op 16
windstations en
isolijnen van het
berekende gemiddelde
macro-windveld.



Figuur 4.8 Jaargemiddelde potentiële windsnelheid U_p in Nederland. Let op de windsprong aan de kustlijn waardoor de windsnelheidsklasse 6,2 – 7,0 m/s ontbreekt.

richting van de Oostzee te trekken. In de winter zal het dus betrekkelijk vaak voorkomen, dat een depressie alleen in de kuststrook aanleiding geeft tot vrij krachtige winden, niet in het binnenland. Omdat het depressiecentrum vaak vlak benoorden Nederland langs trekt, en omdat de winden vlakbij het centrum minder krachtig zijn dan op enige afstand van het centrum, is het ook aanvaardbaar dat de S_h -isolijnen nauwelijks meebuigen met de kustlijn, hoewel men intuïtief dit wel zou verwachten. Het Noordoosten van ons land blijkt een minder uitgesproken kust-windklimaat te hebben dan het Westen.

Het eindresultaat is figuur 4.8, de jaargemiddelde kaart van de potentiële windsnelheid U_p . Deze is afgeleid uit het macrowindveld door per $5 \times 5 \text{ km}^2$ -blok de macrowind te herleiden naar de mesowind U_m met gebruik van de mesoruweheid z_{om} van het blok (zie figuur 4.6). Het blijkt, dat de op individuele stations bepaalde U_p -waarden met dit macro-resultaat overeenstemmen tot op $\pm 0,25 \text{ m/s}$, — niet alleen op de 16 stations waaruit de kaart is berekend, maar ook op de overige stations. Deze afwijking is gedeeltelijk vanwege een $\sim 0,15 \text{ m/s}$ onzekerheid in de stations-gemiddelden, gedeeltelijk vanwege een $\sim 0,2 \text{ m/s}$ onzekerheid in de bepaling van S_h uit het gemiddelde macrowindveld.

Aan de kust blijkt de kaart behoorlijk overeen te stemmen met de stationsmetingen tot op een paar honderd meter van het water af — bijvoorbeeld in Hoek van Holland (tot 1972) en in IJmuiden (tot 1968). Hieruit moeten geen te vergaande conclusies worden getrokken, maar anderzijds is er geen aanleiding om het model in de kuststrook sterk te wantrouwen. Om die reden is aan de Waddeneilanden de windsnelheid toegekend, die de blok-kaart daar gaf voor de paar $5 \times 5 \text{ km}^2$ -blokken welke geheel „binnenslands” lagen. De stations op de kustlijn (Den Helder, Terschelling, Urk, Lauwersoog) meten een windsnelheid die ligt tussen de kuststrook-winden en de open-zee-winden. Terzijde, voor open zee zijn in deze kaart en in de seizoenkaarten de windsnelheden genoteerd, die gemeten werden op de lichtschepen en op de paar stations in open water — Katwijk-paal, Cadzand, Kornwerderzand en Houtrib. Roggenplaat is beschut voor noordwestelijke winden en meet gemiddeld lagere windsnelheden dan die op open zee.

Er zijn enige duidelijk afwijkende stations, namelijk De Bilt, Soesterberg en Zierikzee, die lagere windsnelheden meten dan de kaart aangeeft, en Deelen (op de Veluwe) dat iets hogere snelheden meet. Voor dit laatste is waarschijnlijk de weinig representatieve open ligging van dit vliegveld verantwoordelijk, op een lichte terreinverhoging. Over De Bilt en Soesterberg is hierboven al gesproken, en ook het station Zierikzee was in de meetperiode gelegen in onrepresentatief ruwe omgeving. Wanneer de omgeving van een station erg inhomogeen is, geeft onze aanpak blijkbaar minder betrouwbare resultaten. Afgezien van deze verklaarbare anomalieën, geeft de goede overeenstemming op alle redelijk gelegen stations vertrouwen in de kwaliteit van deze kaart.

Het zuiden van Limburg is geheel buiten de analyse gelaten, en de aldaar in de kaart aangeduide windsnelheden moeten slechts gezien worden als een ruwe aanwijzing van de aldaar te verwachten windsterkte. Beek (vliegveld Zuid-Limburg) meet hogere windsnelheden dan de kaart geeft, maar is ook ongewoon gelegen op een soort tafelberg. Berg- en dal-effecten komen in het Limburgse terrein voor (zie Dawe, 1982) en vallen buiten het bereik van deze analyse. Te eniger tijd zal een aparte studie van het Limburgse windklimaat nodig zijn.

Bij de verkregen interpolatienauwkeurigheid is opdeling van de U_p -kaart in gebieden van $0,5 \text{ m/s}$ breedte verantwoord. Anderzijds moet men niet deze kaart gaan interpoleren tot op $0,1 \text{ m/s}$ nauwkeurig — zó precies weten we het niet. Bij het tekenen van de kaart op basis van de blok- U_p -waarden is hier en daar ook de berekende U_p van enkelvoudige blokjes verwaarloosd, wanneer deze sterk afweek van het omringende gebied.

In bijlage B zijn overeenkomstige kaarten gegeven van de gemiddelde potentiële windsnelheid voor de zes seizoenen.

4.4 Jaarlijkse en dagelijkse gang van de wind

Een goed overzicht van het verloop van de jaar- en seizoen gemiddelde windsnelheid is een noodzakelijke basis van een overzicht van het windklimaat — maar het is beslist niet voldoende. Er zijn vele belangrijke eigenschappen van de wind, die niet sterk gekoppeld zijn aan de gemiddelde windsnelheid. Als voorbeeld kunnen we de windstations Schiphol en Vlissingen vergelijken: deze hebben vrijwel dezelfde jaargemiddelde windsnelheid, maar Vlissingen ligt aan de kust en heeft dus een veel gelijkmatiger windklimaat dan het landstation Schiphol.

In ons klimaatoverzicht beperken we ons tot beschrijving van gemiddelde effecten; in deze paragraaf zullen de belangrijkste gemiddelde variaties van de wind aan de orde komen. Ten eerste is dat de *jaarlijkse gang*, de wisselingen in windklimaat van seizoen tot seizoen. Ten tweede is van belang de *dagelijkse gang*, het gemiddeld verloop van de windsnelheid gedurende het etmaal in verschillende seizoenen. Voorts wordt kort ingegaan op het windklimatologisch verschil tussen land en zee, omdat dit een essentiële rol speelt in zowel dagelijkse als jaarlijkse gang. In ons land zijn de amplituden van deze variaties sterk gekoppeld met de afstand tot de zee. De mate van „binnenlands” gedrag van een plaats noemt men vaak *continentaliteit*.

In aansluiting op de seizoen gemiddelden uit de vorige paragraaf wordt in figuur 4.9 voor een viertal stations gegeven, hoe daar de gemiddelde windsnelheid van maand tot maand verandert in de loop van het jaar. Voor de drie landstations in deze figuur is het verloop van deze jaarlijkse-gang-krommen grotendeels hetzelfde, alleen verschilt het gemiddelde. Het jaarlijks verloop van de grootschalige weercirculatie, dat in paragraaf 4.1 kort besproken werd, levert ons kennelijk in de winter gemiddeld grotere drukgradiënten en sterkere windsnelheden dan in de zomer.

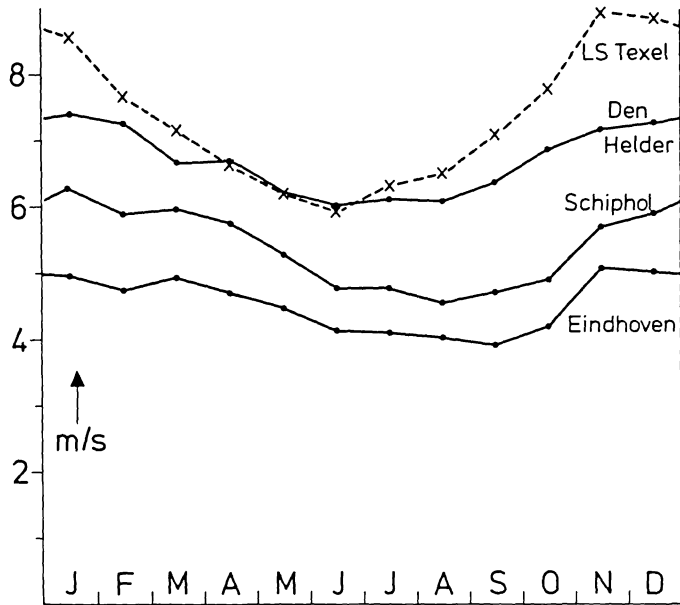
Op Lichtschip Texel evenwel is de amplitude van de jaarlijkse gang, het verschil tussen zomer en winter, veel groter dan op de landstations. De verwachting, dat het op zee gemiddeld harder waait dan boven land omdat het land ruwer is, blijkt in de voorzomer niet juist: de wind op het lichtschip is dan van dezelfde grootte-orde als in het nabijgelegen Den Helder. Aan de andere kant is er 's winters een zeer groot verschil in winderigheid tussen land en zee.

Dit verschijnsel vindt zijn oorzaak in het feit, dat de kracht van de wind nabij het „aard”-oppervlak niet alleen afhangt van de ruwheid, maar ook van de thermische stabiliteit van de atmosferische grenslaag. Wanneer de grenslaag stabiel is — koud onder, warm boven — dan wordt de beweging van de lucht op grote hoogte maar in beperkte mate doorgegeven naar beneden. In een stabiele grenslaag kan het op een paar honderd meter hoogte vele malen harder waaien dan op 10 m hoogte. Daarentegen is er bij een onstabiele grenslaag, boven een warm oppervlak, weinig verschil in de windsnelheden boven en beneden. In paragraaf 3.3 is dit stabiliteits-effect nader besproken.

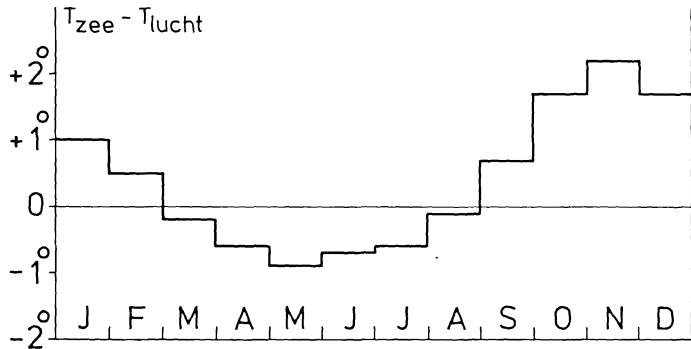
Boven zee nu verandert de temperatuur van de bovenste waterlagen slechts zeer langzaam. Zonnestraling dringt in het water door en verwarmt ook de diepere lagen, en geleiding en turbulente bewegingen in het water zorgen voor een verdeling van inkomende warmte over een vrij dikke laag water. Boven land daarentegen verwarmt de zon overdag alleen de bovenste aardlaagjes, die daardoor snel in temperatuur stijgen. In de nacht is het omgekeerd: dan straalt een landoppervlak warmte uit naar boven en koelt snel af, terwijl de door een wateroppervlak uitgestraalde warmte nageleverd wordt door de diepere waterlagen.

In tegenstelling tot het land is dus de temperatuur van de zee vrij constant in de loop van een etmaal, of zelfs een week. Dit betekent, dat de stabiliteit van de atmosferische grenslaag boven water in hoofdzaak wordt bepaald door de temperatuur van de lucht er boven. Boven

Figuur 4.9
Jaarlijkse gang van de
maandgemiddelde wind
op vier stations.



Figuur 4.10
Jaarlijkse gang van het
temperatuurverschil
tussen lucht en zee op
het lichtschip Haaks,
nabij Den Helder, in het
tijdvak 1910-1940
(Verploegh, 1959).



land zijn door in- en uitstraling in de loop van een etmaal de oppervlaktetemperatuurwisselingen zo groot, dat daar de luchttemperatuur een minder overheersende rol speelt in het stabiliteitsverloop.

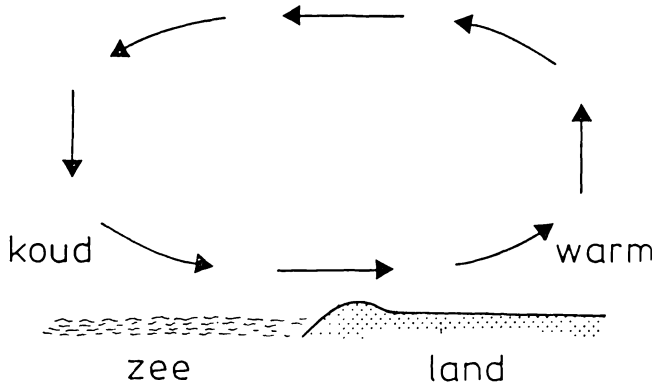
Figuur 4.10 geeft nu de verklaring van de grote jaarlijkse gang van de wind ter zee. In het najaar dalen de luchttemperaturen, maar het zeewater heeft nog zomerse warmte in reserve. Daardoor is dan gemiddeld de lucht veel kouder dan het water, en de grenslaag boven zee is onstabiel. De krachtige najaarswinden op grote hoogte waaien dus nog vrijwel onverminderd vlak boven het zeeoppervlak. De jaarlijkse gang van Lichtschip Texel vertoont in november dan ook een maximum.

Boven land daarentegen is de grond na de zomer snel afgekoeld, en is de stabiliteit veel groter waardoor de najaarswinden minder krachtig zijn boven land. Hierbij voegt zich nog het ruwheidsverschil tussen land en zee, zodat in november een zeer groot verschil in windsterkteniveau optreedt tussen land en zee.

In het voorjaar daarentegen nemen de luchttemperaturen toe, maar is de zee nog winters koud. Gemiddeld is daardoor van maart tot juli de zee kouder dan de lucht er boven, en is de grenslaag erboven stabiel. De windsnelheden boven zee zijn daardoor in verhouding laag. Boven land daarentegen leidt de toename in zonshoogte en daglengte tot hogere oppervlaktetemperaturen, met meer kans op een onstabiele grenslaag overdag. De windsnelheden boven land zijn daardoor in verhouding hoog. Aangezien de grootschalige luchtdrukgradiënten in het winterhalfjaar gemiddeld groter zijn dan in de zomer, komen boven land de hoogste uurgemiddelde windsnelheden voor in de maand maart overdag, wanneer er een redelijke kans bestaat op samengaan van een krachtige macrowind met een onstabiele grenslaag. De etmaalgemiddelde winden boven land hebben een vlak maximum omstreeks januari.

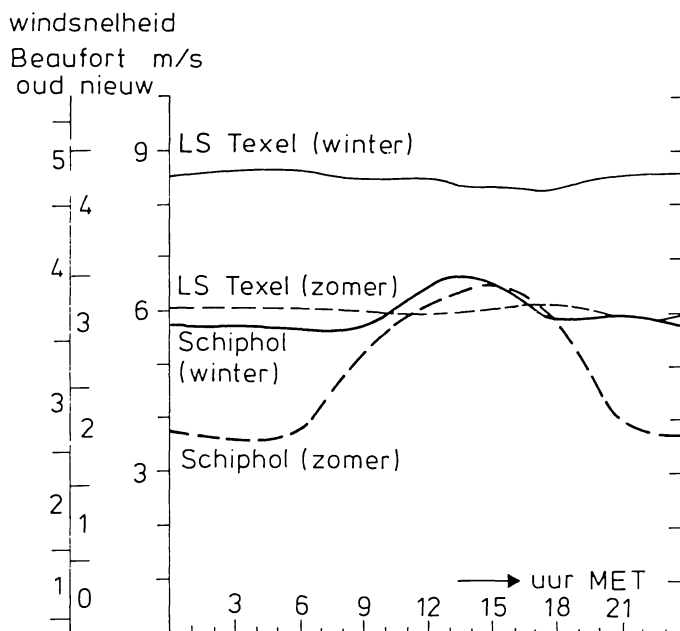
Het voorjaarsminimum in het temperatuurverschil tussen zee en lucht heeft nog een ander gevolg: in dat seizoen is er de grootste kans op *zeewind*. Deze term betekent in dit verband niet gewoon „wind uit zee” of „wind op zee”, maar omschrijft het kleinschalig optreden aan de kust van een plaatselijk opgewekte wind. Deze ontstaat op zonnige voorjaarsdagen ten gevolge van het verschil in luchttemperatuur in de oppervlaktelaag. Boven het zonbestraalde land is de temperatuur in de onderste honderd meter dan vrij hoog in verhouding tot de temperatuur dicht boven het koele zeewater. Boven land zet dus de lucht uit en wordt als het ware opgetild. Wanneer aan de grond de luchtdruk boven land en zee dezelfde is, zal op enige honderden meters hoogte de luchtdruk boven land groter zijn dan boven zee, waardoor op die hoogte de lucht van land naar zee stroomt. Langs het aardoppervlak ontstaat dan een tegengesteld gerichte luchtstroming, van zee naar land dus (zie figuur 4.11). Dit zeewindverschijnsel hebben wij hier zeer vereenvoudigd beschreven; voor betere beschrijvingen wordt onder meer verwezen naar Kamp (1968) en Terpstra (1981).

De sterkte van een zeewind-circulatie is afhankelijk van het temperatuurverschil tussen land en zee. In de tropen kan dit groot zijn, en daar vormen zeewinden een belangrijk deel van ieder kustwindklimaat. In Nederland echter is zelfs in mei het gemiddeld verschil nauwelijks een graad Celsius (figuur 4.10). Aangezien er beperkende voorwaarden zijn voor het optreden van zeewind — bijvoorbeeld geringe bewolking — is het verschijnsel hier betrekkelijk zeldzaam. Terpstra (1981) toont aan, dat in het voorjaar gedurende niet meer dan een vijftal dagen per maand de zeewind overdag voldoende sterk is om merkbaar te zijn. De zeewind kan dan in de loop van de dag ook het binnenland bereiken, en in het bijzonder bij zuidoostelijke wind kan een vrij smal *zeewindfront* optreden, met onder meer duidelijke



Figuur 4.11
Zeewind-
circulatieschema.

Figuur 4.12
*Gemiddelde dagelijkse
gang van de
windsnelheid in zomer
en winter op Schiphol
en op Lichtschip Texel.*
Hier is winter =
november/februari en
zomer = mei/augustus.



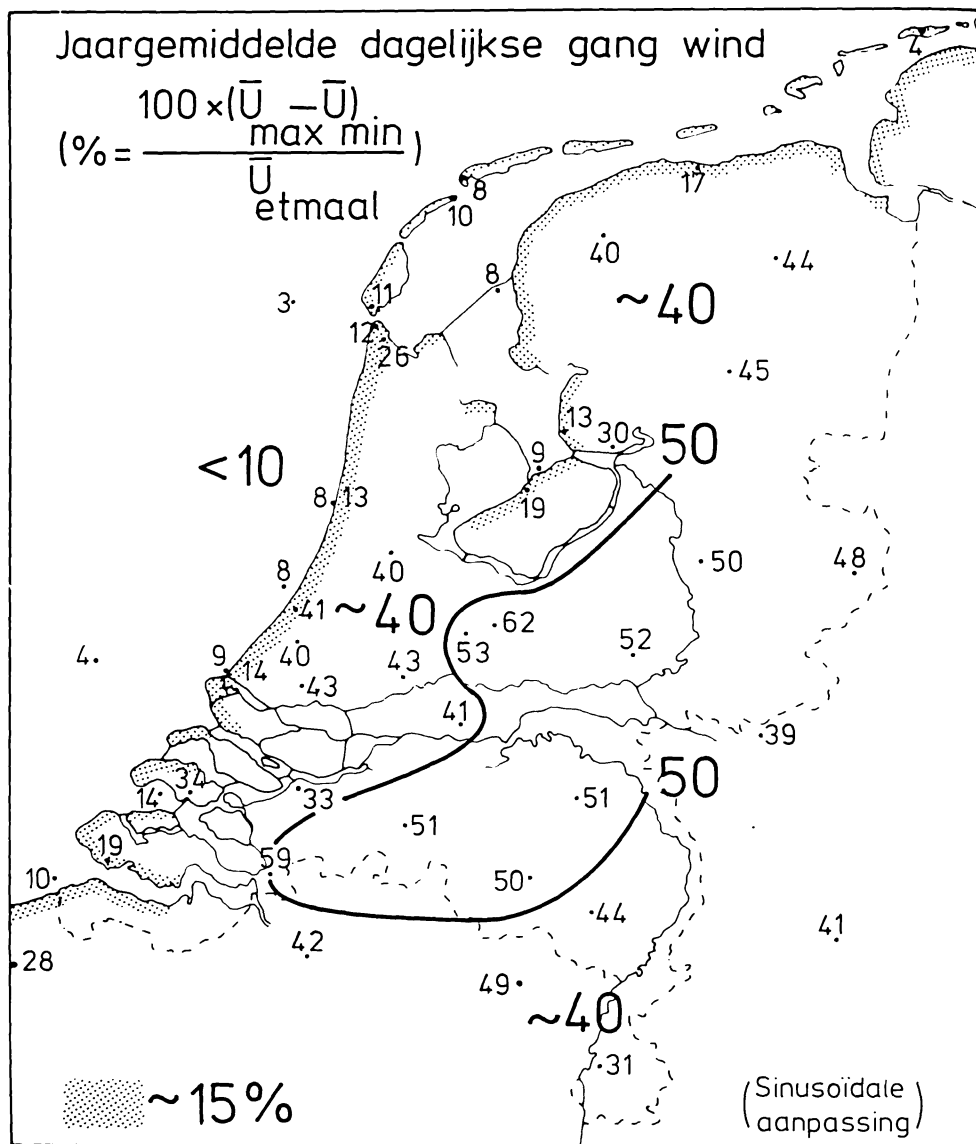
verschillen in windrichting over een afstand van enkele kilometers. Deze frontjes kunnen in de loop van een voorjaarsmiddag enkele tientallen kilometers het binnenland indringen.

In de winter is een groot stadsgebied vaak enige graden warmer dan het omringende platteland. Er kunnen dan rondom de stad kleinschalige circulaties ontstaan van hetzelfde type als de zeewindcirculatie. Deze zijn echter alleen duidelijk merkbaar bij zeer zwakke winden ($< 4 \text{ m/s}$) en dus voor een algemene windklimaatstudie van secundair belang.

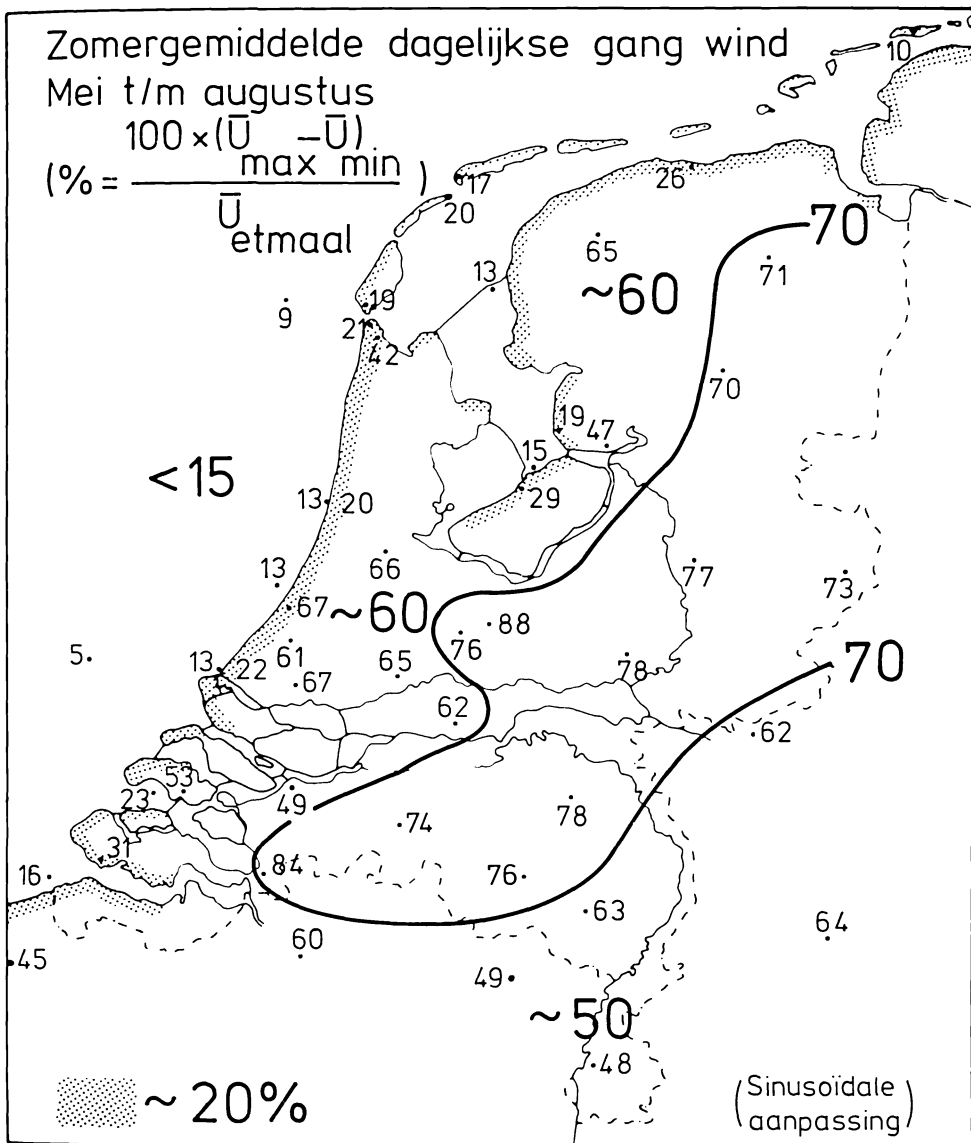
Windvariaties in de loop van een etmaal boven land zijn dus maar zelden een gevolg van zeewindcirculaties — alleen aan de kust op zonnige voorjaarsdagen. Voor het gemiddeld windklimaat is het dagelijks verloop van de grenslaag-stabiliteit van groter belang. We hebben al gezien, dat dit verloop boven zee minimaal is. Boven land daarentegen is er in de zomer een groot gemiddeld stabiliteitsverschil tussen dag en nacht. In de winter is dit verschil kleiner, omdat de zon laag staat en de dagen kort zijn, zodat de grenslaag boven land dan overdag zelden erg onstabiel is.

De gemiddelde dagelijkse gang van de windsnelheid in zomer en winter verloopt daarom zoals in figuur 4.12 is geschetst. Op een landstation zoals Schiphol is de windsnelheid gemiddeld het grootst in het begin van de middag, wanneer de stabiliteit gemiddeld het kleinst is. In paragraaf 3.2 is nader geïllustreerd dat de bewolgingsgraad nog invloed heeft op de grootte van dit verschil. Daarnaast toont figuur 4.12 dat 's winters de gemiddelde amplitude van de dagelijkse gang boven land minder dan de helft van de zomerse amplitude is. Op zee is zowel in de zomer als in de winter nauwelijks een gemiddelde dagelijkse gang in de wind aanwezig.

In de figuren 4.13 en 4.14 is in kaart gebracht, hoe de sinusoidaal gemiddelde amplitude van de dagelijkse gang varieert over Nederland. Daarbij is er van afgezien om de winter-amplituden in kaart te brengen, omdat we uit de jaar- en zomer-kaart kunnen afleiden dat de mate van geografische variatie weinig seizoenafhankelijk is.



Figuur 4.13 Genormaliseerde range van de jaargemiddelde dagelijkse gang van de wind op Nederlandse stations.



Figuur 4.14 Genormaliseerde range van de dagelijkse gang van de wind in de maanden mei t/m augustus op Nederlandse stations.

Het verschil in dagelijkse gang tussen land en zee is duidelijk aanwezig in deze kaarten. Het is evenwel opvallend hoe snel de overgang tussen land en zee plaatsvindt: Valkenburg, Ypenburg en De Kooy hebben al grote amplituden, terwijl deze stations slechts vijf tot tien kilometer van zee verwijderd zijn. In verhouding neemt de amplitude weinig toe verder het binnenland in. Anderzijds is het overduidelijk, dat een windstation nog geen kilometer zeewaarts van de kustlijn hoeft te liggen om al een duidelijk zee-windklimaat te hebben. Dit blijkt onder meer te Cadzand en te Lelystad-Houtrib — maar in het bijzonder te IJmuiden en Hoek van Holland, waar de verplaatsing van de windmeter van een duin-lokatie naar het einde van een havenpier leidde tot essentiële wijzigingen in het gemeten windklimaat.

De sinusoidale middeling van de dagelijkse gang, die we hier hebben toegepast, geeft een vrij juiste benadering van de amplitude van de dagelijkse gang. Voor de fase van de dagelijkse gang, oftewel de tijdstippen van maxima en minima, geeft een sinus-aanpassing een zekere systematische verschuiving omdat de dagelijkse gang asymmetrisch is (figuur 4.12) en een sinus niet. Daarom is er van afgezien om kaarten op te nemen van de maximum-tijdstippen, aangezien de verkregen informatie de detaillering in een kaart niet rechtvaardigt. Betere informatie geven hierover bijvoorbeeld de figuren van Van der Hoeven (1975) over de dagelijkse gang van de windvector in het Deltagebied. Hier volstaan we met vermelding van het feit, dat de maxima van de sinus-aanpassingen van dagelijkse gangen in het binnenland ongeveer een half uur na het middaguur vallen, maar in het laagland ongeveer anderhalf uur na de middag. (Voor de grens tussen laagland en binnenland zie figuur 4.33). Dit systematische verschil van een uur is beslist aanwezig, maar de precieze ligging van de maximum-tijdstippen vereist een nauwkeuriger analyse.

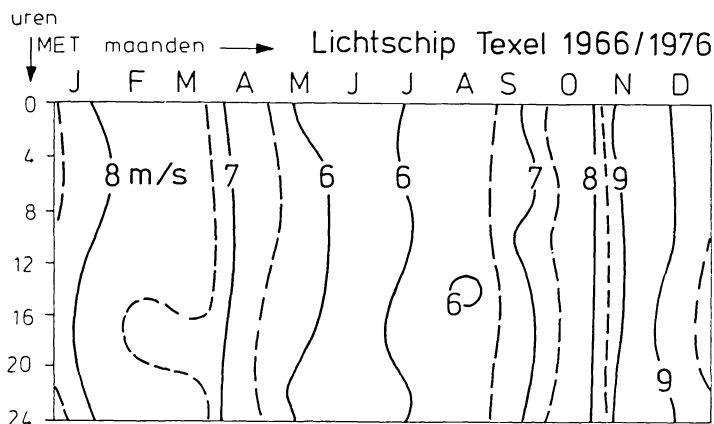
Het is de moeite waard om voor een aantal stations het verloop van de dagelijkse gang over het jaar te bezien. Het blijkt dan dat we in Nederland eigenlijk maar drie typen windklimaat hebben: zeeklimaat, kustklimaat en landklimaat. De signatuur van deze drie typen wordt geïllustreerd in de figuren 4.15-4.17.

In figuur 4.15 (Lichtschip Texel) zien we de typische eigenschappen van het gemiddeld windklimaat op zee. Een dagelijkse gang is nauwelijks merkbaar, en het november-maximum van de jaarlijkse gang is zeer duidelijk aanwezig.

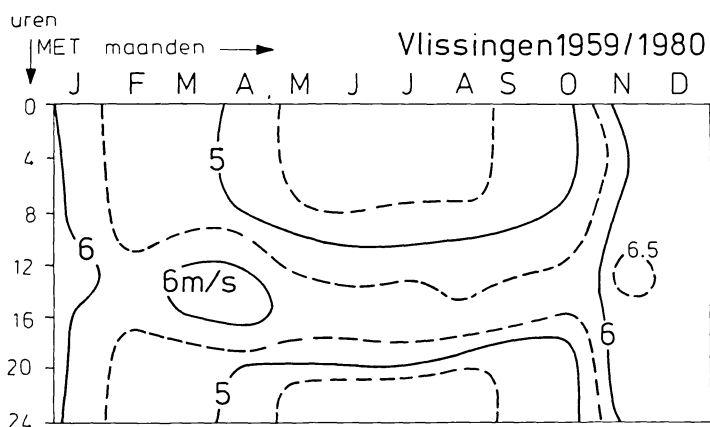
Figuur 4.17 (De Bilt) toont de eigenschappen van het windklimaat op een landstation. In de zomer is een zeer duidelijke dagelijkse gang te zien, maar ook in de winter is deze nog zwak aanwezig. De hoogste windsnelheden van het jaar worden gemiddeld waargenomen overdag in de maanden maart en april, en de reden hiervan is reeds besproken.

Figuur 4.16 (Vlissingen) toont de signatuur van een kustwindklimaat. De dagelijkse gang in de zomer is merkbaar afgevlakt door de nabijheid van de zee, en in de winter is de dagelijkse gang nauwelijks nog merkbaar. Wel is het zo dat de hoogste jaarlijkse windsnelheden overdag in het vroege voorjaar optreden, evenals op de landstations.

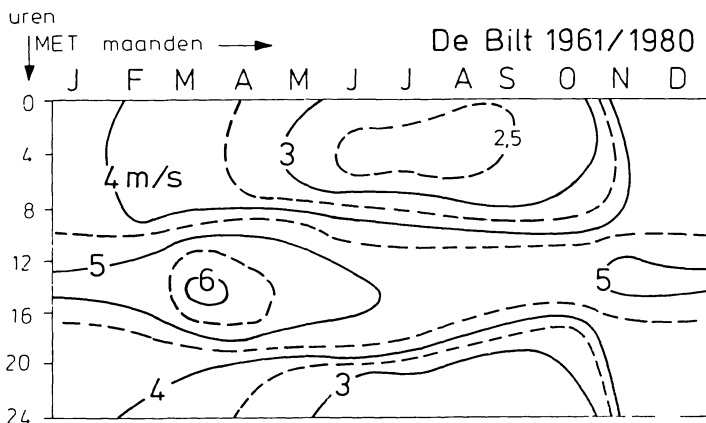
Figuur 4.15
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
Lichtschip Texel*
(53.0 N.B., 4.4°
O.L.).



Figuur 4.16
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
Vlissingen*
(51.5 N.B., 3.6°
O.L.).



Figuur 4.17
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
De Bilt*
(52.1° N.B., 5.2°
O.L.).



Na de definitie van de drie windklimaat-typen wordt een nadere bestudering van de signaturen van een vijftiental andere stations interessant ter verdieping van ons inzicht. Kort zullen we ze per drietal bespreken.

De figuren 4.18-4.20 illustreren duidelijk de overgang van land naar zee. De windmeter op de pier te IJmuiden blijkt in hoofdzaak een zeeklimaat waar te nemen, onder meer het november-maximum, hoewel nog restjes dagelijkse gang in de zomer zichtbaar zijn. Het beeld is geheel anders voor het duinstation te IJmuiden, waar het november-maximum al geheel verdwenen is, al is het maart-dagmaximum nog niet duidelijk. In Valkenburg, nog geen vijf kilometer landinwaarts, heerst al een volledig binnenland-windklimaat.

De figuren 4.21-4.23 (Eelde, Deelen, Eindhoven) zijn allen typische landstations. Eelde en Eindhoven zijn vrijwel verwisselbaar in weerwil van een onderlinge afstand van ~ 200 km.

De figuren 4.24-4.26 (Den Helder, Vlieland, Terschelling) zijn dicht bijeen gelegen kuststations, maar blijken toch niet zo goed verwisselbaar als landstations. In het bijzonder Terschelling, dat sinds 1968 op een grote zandplaat is gelokaliseerd, heeft een signatuur die vergelijkbaar is met IJmuiden-pier, vrijwel zeeklimaat dus. De conclusie is, dat sinds de opheffing van het eerwaarde windstation te Den Helder (zie paragraaf 2.4) er geen windstation in de buurt is dat die meetreeks kan voortzetten — omdat helaas vrijwel tegelijkertijd Vlieland is opgeheven, en Terschelling niet goed vergelijkbaar is.

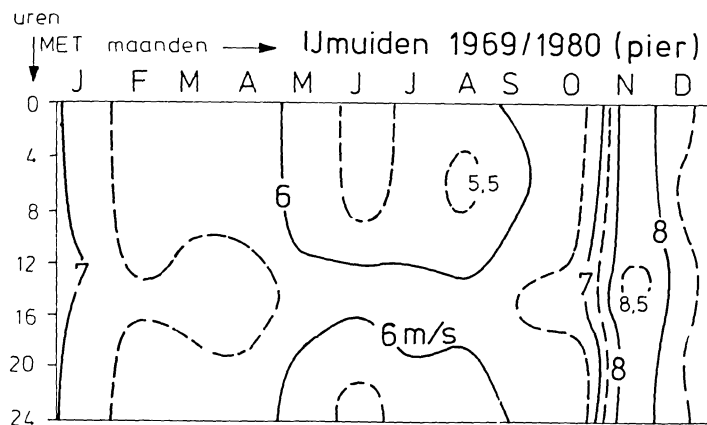
De reeks van Den Helder kan evenmin voortgezet worden door de metingen te De Kooy, enige kilometers landinwaarts. In de figuren 4.27-4.29 is dit station vergeleken met de polderstations Schiphol en Leeuwarden, en het blijkt duidelijk tot dat type te behoren. Alle drie zijn het overduidelijk landstations, hoewel niet zo markant als de eerdere voorbeelden. De Kooy heeft duidelijke dagelijkse gangen en een markant maart-maximum, hoewel merkwaardig genoeg er ook een november-maximum is — hetgeen te Den Helder ontbrak! Opvallend is de rommelige aanblik van het overzicht van De Kooy, veroorzaakt doordat de reeks slechts acht jaar lang is.

De figuren 4.30 en 4.31 geven aan, dat het windklimaat op het IJsselmeer niet voldoende wordt gedocumenteerd door het dijkstation Urk. Het korte reeksje van Lelystad-Houtrib (op een pier) vertoont een veel duidelijker open-water-signatuur, zelfs met een sterk november-maximum. Kennelijk is er in dezen weinig verschil tussen Noordzee en IJsselmeer. Interessant is het om voor Urk een vergelijking te maken met de periode vóór 1941, toen het nog een eiland was en een jaargemiddelde dagelijkse gang had met een nachtelijk maximum (Braak, 1942).

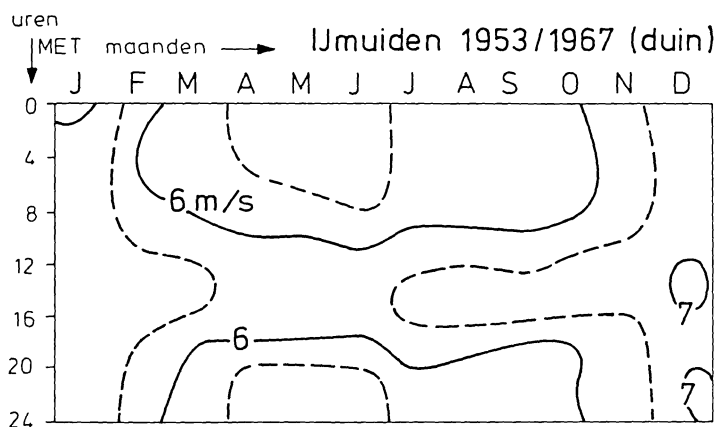
Figuur 4.32 (Beek = vliegveld Zuid-Limburg) stelt ons tenslotte voor een raadsel. Het heeft een kust-signatuur! De merkwaardige ligging van het station, op een soort tafelberg, moet hiervoor verantwoordelijk zijn, maar het is niet duidelijk hoe. Voorlopig moet onze conclusie zijn dat de Ardennen ons nog voor problemen stellen. Het is bijvoorbeeld in het geheel niet zeker of Beek erg representatief is voor Limburg.

Voor een globale beschrijving van de variabiliteit van het windklimaat in ons land blijken we een heel behoorlijk beeld te krijgen door klassificatie in zeeklimaat, kustklimaat, landklimaat en het klimaat van de Ardennen. Over het laatste type hebben we te weinig informatie, maar de andere typen zijn duidelijk herkenbaar. Daarom is voor de windklimaat-documentatie van elk type een representatief windstation uitgekozen met een lange meetreeks — van de landstations twee, om te kunnen nagaan of er nog merkbare verschillen zijn tussen het Hollandse en Friese polderland enerzijds en het continentaler gelegen en ruwere binnenland anderzijds.

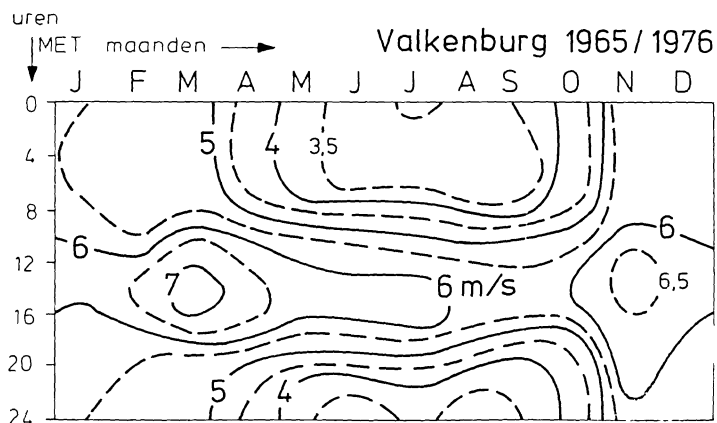
Figuur 4.18
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
IJmuiden-pier
(52.5° N.B., 4.6°
O.L.).*



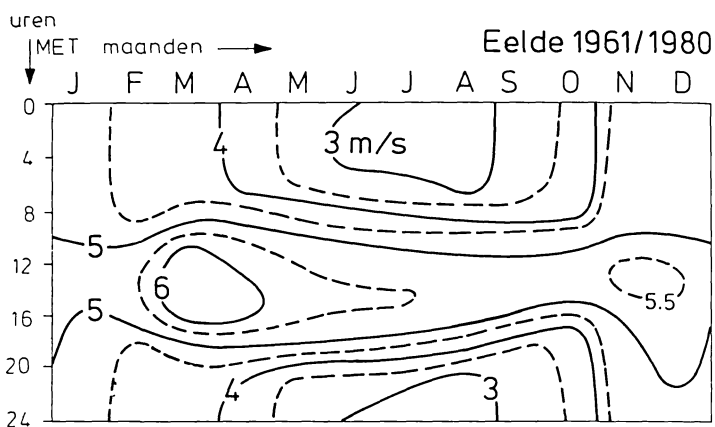
Figuur 4.19
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
IJmuiden-duin
(52.5° N.B., 4.6°
O.L.).*



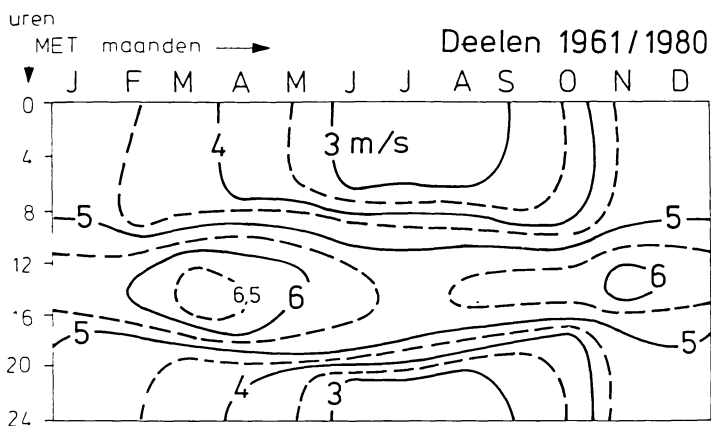
Figuur 4.20
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
Valkenburg
(52.2 N.B., 4.4° O.L.).*



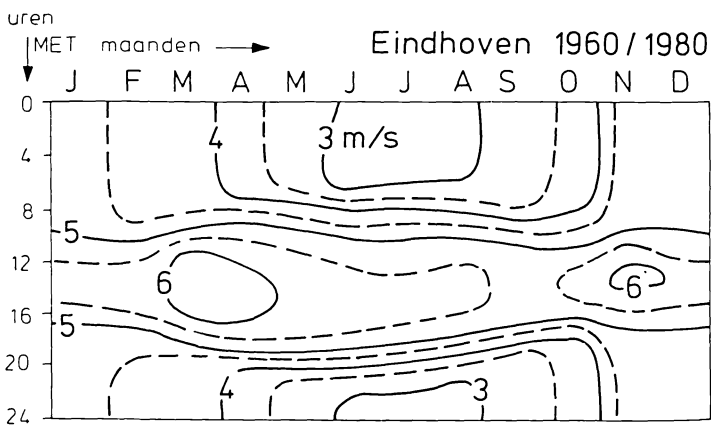
Figuur 4.21
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
Eelde*
(53.1° N.B., 6.6°
O.L.).



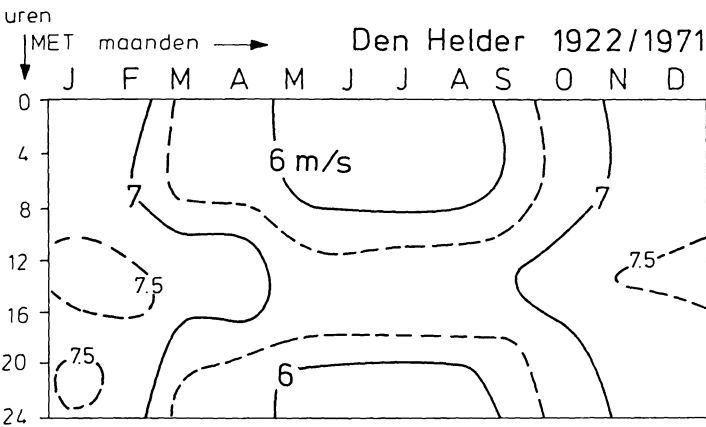
Figuur 4.22
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
Deelen*
(52.1° N.B., 5.9°
O.L.).



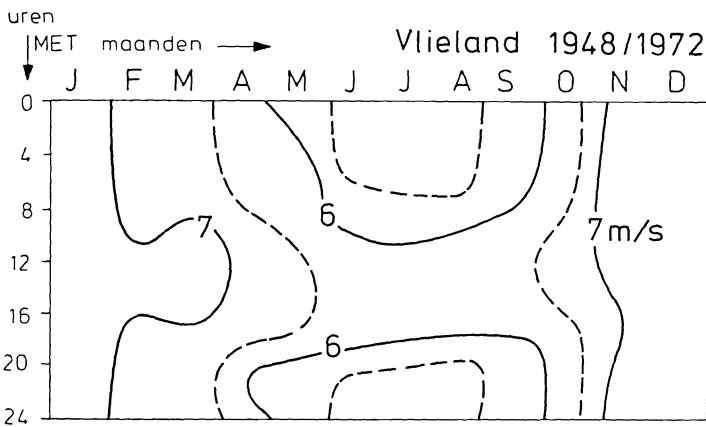
Figuur 4.23
*Jaarverloop van de
dagelijkse gang van de
wind op windstation
Eindhoven*
(51.5° N.B., 5.4°
O.L.).



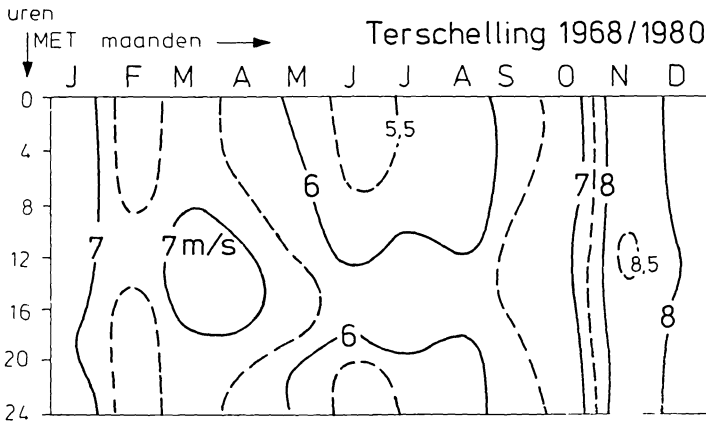
Figuur 4.24
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Den Helder*
 (53.0° N.B., 4.8°
 O.L.).



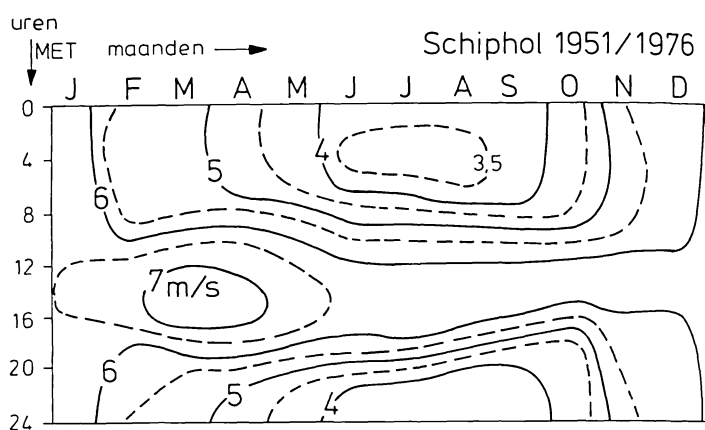
Figuur 4.26
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Terschelling*
 (53.4° N.B., 5.2°
 O.L.).



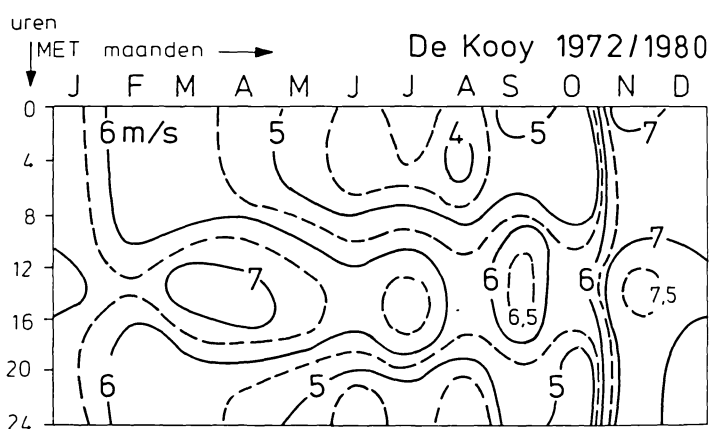
Figuur 4.25
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Vlieland*
 (53.3° N.B., 5.1°
 O.L.).



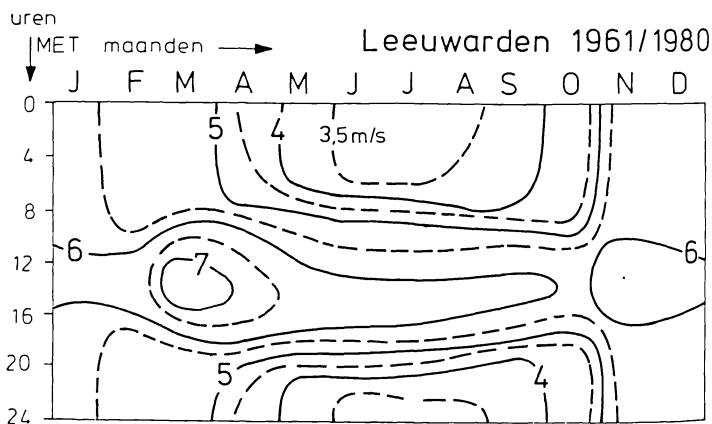
Figuur 4.27
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Schiphol*
 (52.3° N.B., 4.8°
 O.L.).



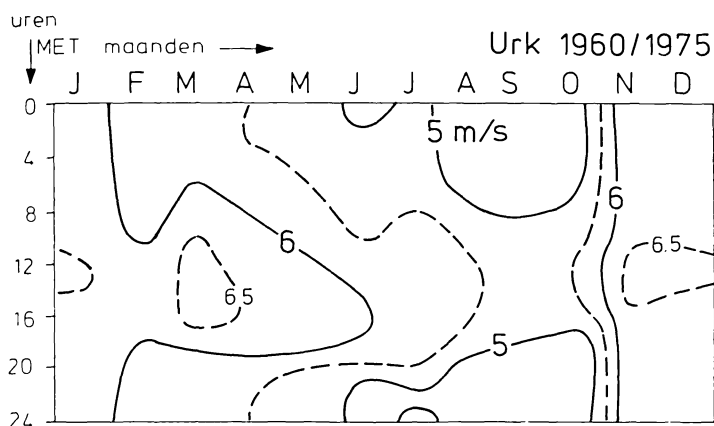
Figuur 4.28
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 De Kooy*
 (52.9° N.B., 4.8°
 O.L.).



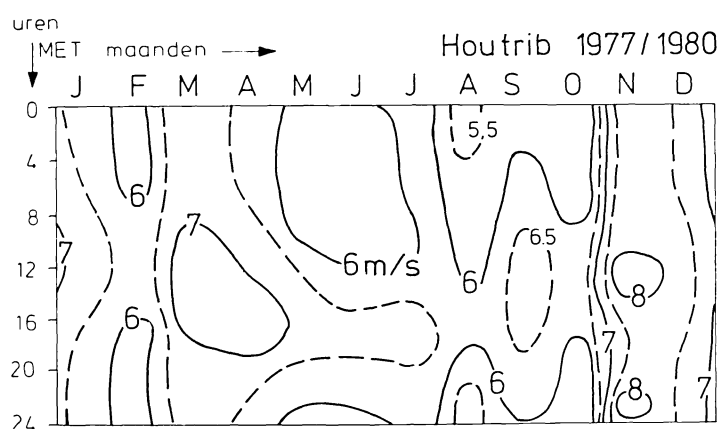
Figuur 4.29
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Leeuwarden*
 (53.2° N.B., 5.8°
 O.L.).



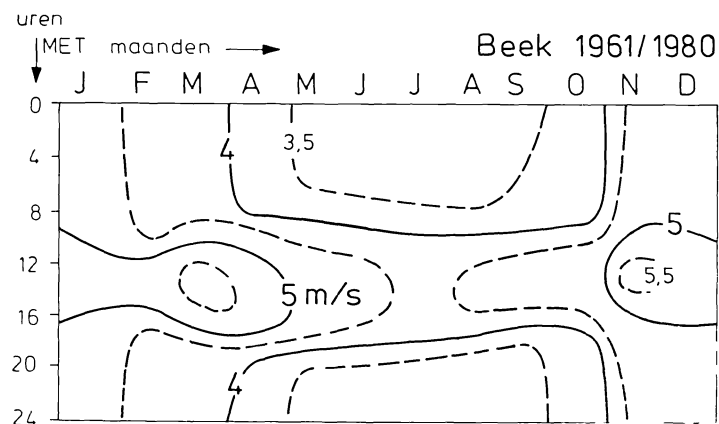
Figuur 4.30
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Urk*
 (52.7 N.B., 5.6
 O.L.).



Figuur 4.31
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Lelystad-Houtrib*
 (52.5 N.B., 5.4
 O.L.).



Figuur 4.32
*Jaarverloop van de
 dagelijkse gang van de
 wind op windstation
 Beek, Z.-Limburg*
 (50.9 N.B., 5.8
 O.L.).

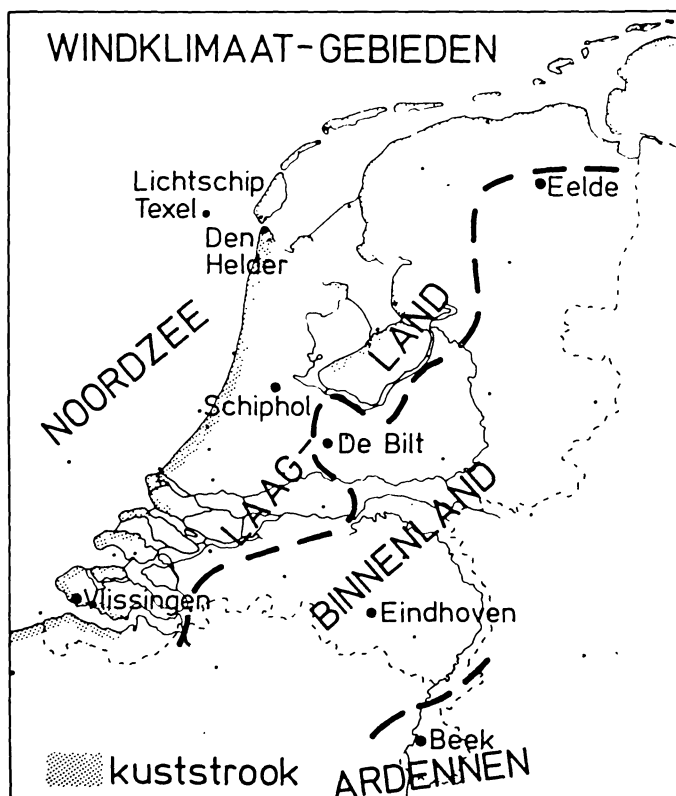


De gekozen stations zijn Lichtschip Texel, Den Helder, Schiphol en Eindhoven. Van deze stations is in de figuren en tabellen van de bijlagen zo volledig mogelijke informatie opgenomen. In figuur 4.33 is aangegeven, voor welke gebieden deze stations representatief worden geacht. Het representativiteitsgebied van Den Helder is het kleinst: een strook van misschien enige kilometers breedte langs de kust. (In een aantal bijlage-kaarten is deze kustzone grijs-gestippeld aangegeven). De grens tussen de laagland- en binnenland-gebieden is gekozen op grond van de dagelijkse-gang-kaarten, figuren 4.13 en 4.14, maar blijkt ook op andere criteria (onder meer gemiddelde windsnelheid) te voldoen.

In oudere windklimaat-studies, bijvoorbeeld die van Braak, is hoofdzakelijk gebruik gemaakt van vijf stations met een lange staat van dienst, te weten Den Helder, Vlissingen, Groningen-Stad (niet Eelde!), De Bilt-Toren (op 37 m hoogte) en Maastricht-Stad (niet Beek!). In figuur 4.33 is duidelijk dat Eelde en De Bilt (ongeacht hun signatuur) zeer dicht bij de scheidslijn tussen laagland en binnenland liggen. Om die reden zijn zij als typisch binnenlandstation psychologisch minder aanvaardbaar dan Eindhoven.

Aan de kust neemt de gemiddelde windsnelheid af van Noord naar Zuid, maar de signatuur van de dagelijkse gang blijft dezelfde. Vergelijkt men bijvoorbeeld figuur 4.16 (Vlissingen) met figuur 4.24 (Den Helder) dan ziet men weinig verschil in beeld, hoewel de jaargemiddelde potentiële windsnelheid in Den Helder 6,7 m/s is en die in Vlissingen slechts 5,3 m/s. Men kan dus klimaatgegevens van Den Helder langs de gehele kustlijn gebruiken, mits men het

*Figuur 4.33
Representativiteits-
gebieden van de
hoofdstations voor de
beschrijving van het
Nederlandse
windklimaat.*



gemiddelde snelheidsniveau aanpast aan het plaatselijk snelheidsniveau volgens de jaargemiddelden-kaart (figuur 4.8). De methodiek van aanpassen is dezelfde als die, welke bij de inleiding van de bijlagen wordt gegeven voor transformatie van potentiële windsnelheden naar willekeurige hoogte boven willekeurig terrein — de transformatiefactor is in dit geval de verhouding van de stations-jaargemiddelden. Een dergelijke aanpassing aan plaatselijke snelheidsniveaus is ook gewenst bij gebruik van gegevens van de landstations Schiphol (jaargemiddelde 5,4 m/s) en Eindhoven (jaargemiddelde 4,5 m/s) elders in het land.

Voor handhaving van minimale continuïteit in de documentatie is van de niet gebruikte „oude hoofdstations” in bijlage A althans een jaargemiddelde frequentieverdeling opgenomen. Van de vier „nieuwe hoofd-windstations” Lichtschip Texel, Den Helder, Schiphol en Eindhoven zijn in de bijlagen ook seizoen-frequentieverdelingen en seizoentabellen van de dagelijkse gang opgenomen. Ook in de grafische bijlagen (dag- en nacht-frequentieverdelingen, en run-grafieken) hebben wij ons beperkt tot deze vier representatieve stations.

De reden van toevoeging van run-grafieken verdient hier nog nader te worden verklaard. Een *run* is een periode waarin aan een statistisch criterium van over- of onderschrijding wordt voldaan. Wanneer bijvoorbeeld gedurende 37 opeenvolgende uren de windsnelheid kleiner dan 4 m/s is geweest, terwijl zowel vóór het eerste uur als ná het 37e uur de windsnelheid hoger was, dan noemen we dit een 37-uur-run met $U < 4$ m/s. De duur van runs is dus een maat voor persistentie van het windklimaat, en is voor sommige praktijkproblemen duidelijk van belang.

Het is nu interessant om in figuur 4.34 te zien dat de aantallen runs te Schiphol met $U_p < 5$ m/s duidelijk een 24-uurs-periodiciteit vertonen. De dagelijkse gang is hieraan schuld. Wanneer aan het eind van de dag de windsnelheid < 5 m/s is, dan is het waarschijnlijk dat gedurende de nacht het zo zal blijven. Het effect is veel minder markant voor $U_p < 3$ m/s, omdat die snelheid veel lager is dan de plaatselijke seizoengemiddelde windsnelheid.

In figuur 4.34 is een distributieve verdeling van run-duur gegeven — dat wil zeggen dat er is uitgezet, hoeveel runs er *precies* een bepaalde duur hadden. Voor praktijktoepassing wil men eerder weten hoeveel runs *minstens* die duur hadden, en telt dus ook de langere runs er bij op. Dan ontstaat een cumulatieve verdeling, die voor het geval van figuur 4.34 gegeven is in figuur 4.35. Hierin is de 24-uur-periode bij $U_p < 5$ m/s niet zo markant, maar nog wel aanwezig. In bijlage F zijn uitsluitend cumulatieve run-grafieken opgenomen.

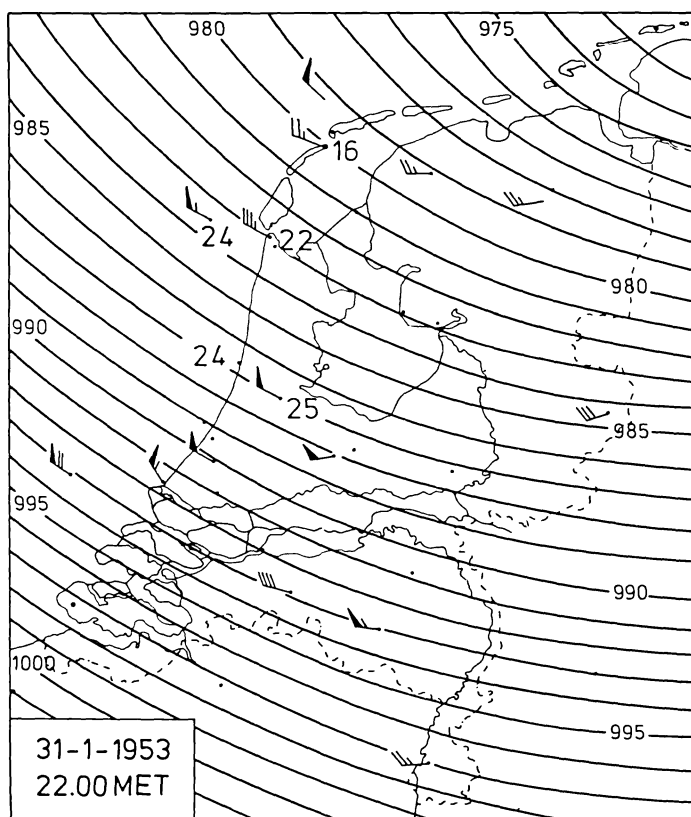
Een laatste opmerking betreft de gehanteerde tijdzone. Weerdienstgegevens voor weersverwachtingen worden altijd opgegeven in Greenwich-tijd, opdat ze steeds wereldwijd vergelijkbaar zijn. Voor klimatologische doeleinden is echter een belangrijker criterium wanneer plaatselijk de overgang tussen dag en nacht valt, en wanneer bijvoorbeeld de grenslaagstabiliteit maximaal is. Strikt gesproken zou men dan dus moeten werken in plaatselijke zonnetijd, maar dat heeft twee bezwaren: theoretisch een te grote onvergelijkbaarheid tussen plaatsen met kleine verschillen in geografische lengtegraad, en praktisch de gebrekkige aansluiting bij de tijdschema's van gebruikers van windinformatie.

Als compromis hebben wij hier de Midden-Europese Tijd (M.E.T.) gebruikt, bijvoorbeeld voor de tabellering van dagelijkse gangen. Het begrip „zomertijd” heeft uitsluitend maatschappelijke waarde en is in deze klimatologische beschrijving *niet* toegepast.

Ook zijn hier uurgemiddelde waarden van de windsnelheid bepaald voor 10-minuten-stations (paragraaf 2.3).

Van enige stormen zijn hieronder overzichtskaartjes opgenomen. Daarin zijn zowel de gemeten als de potentiële windsnelheden vermeld. De potentiële windsnelheden zijn gegeven als onderbroken lijnen van gelijke windsnelheid (isotachen) met bijgeplaatste grote m/s-cijfers. De doorlopende lijnen met kleine mbar-cijfers zijn isobaren. Gemeten windsnelheden (met beschuttings-fouten) zijn genoteerd in de gebruikelijke weerkaarten-„vlaggetjes-code”: vlaggestok in de windrichting, één hele zijstreep per 5 m/s windsnelheid, en een driehoekje voor 5 strepen (= 25 m/s gemeten windsnelheid).

De depressie, die de storm van 7 april 1943 veroorzaakte, volgde de klassieke baan van hoogwater-depressies tot op de Noordzee. Boven de Duitse Bocht kwam in het centrum een laagste luchtdruk van 980 mbar voor. Het stormveld besloeg toen de gehele Noordzee, waarbij de hoogste windsnelheden aan de westkant optraden. Vervolgens trok de depressie



Figuur 4.36 Zware storm op 31 januari 1953. Doorgetrokken lijnen met kleine mbar-cijfers zijn isobaren. Grote individuele cijfers zijn gemiddelde potentiële stationswindsnelheden U_p in m/s. (In 1953 waren er slechts vijf stations met corrigeerbare beschutting, een te klein aantal voor het tekenen van U_p -isotachen).

via Sleeswijk-Holstein naar Polen en werd daar tot een onbelangrijk lagedrukgebied.

In het Nederlandse kustgebied ontstond in de ochtend van 7 april een zware zuidwestelijke storm, die in de loop van de middag ruimde naar noordwest tot noord. De hoogste windsnelheid werd in Den Helder aan het eind van de middag bereikt, namelijk 26 m/s (windkracht 10). Het gehele stormgebeuren speelde zich binnen een etmaal af: vóór middernacht was de storm alweer geluwd.

De storm van 10 januari 1946 was een zuidwesterstorm, veroorzaakt door een depressie met een nogal zuidelijke baan. Deze depressie, die ontstond op 7 januari ten zuiden van Newfoundland, bereikte 9 januari na de middag Ierland en daarna trok het depressiecentrum ten noorden van Ierland in de richting van Noorwegen. Aan de zuidflank van de depressie ontstond een gebied met grote luchtdrukgradiënten, waarin zich boven de Golf van Biscaye en het Kanaal een zuidwesterstorm ontwikkelde. Dit stormgebied deed reeds in de avond van 9 januari in het Nederlandse kustgebied de wind toenemen tot stormkracht uit de richting 180°-220°. Kort na middernacht bereikte de wind zijn grootste kracht: in Den Helder bedroeg toen het uurgemiddelde 24,6 m/s (windkracht 10). Daarna nam de wind tot beneden de stormgrens af en ruimde tevens naar west.

Ook deze storm duurde kort: op 10 januari overdag stormde het al niet meer. Het depressiecentrum was toen al boven de Oostzee aangekomen. Tijdens de storm zelf kwamen in ons land geen winden benoorden west voor.

De storm van 1 maart 1949 was in Nederland westelijk, waarbij de wind later ruimde naar noord zonder veel af te nemen. De depressie die deze storm veroorzaakte had de klassieke hoogwater-depressiebaan bezuiden IJsland naar de Noordzee gevolgd. Op 1 maart omstreeks 01 uur lag het centrum midden op de Noordzee, met een luchtdruk van 980 mbar. Op dat ogenblik stond in het zeegebied ten noordwesten van ons land een zware westerstorm (windkracht 10), terwijl op dat moment in het Nederlandse kustgebied de wind nog slechts hard (windkracht 7) was. Ook hier wakkerde de wind echter spoedig aan, en omstreeks 9 uur in de ochtend werd te Den Helder het maximale uurgemiddelde bereikt, 27,4 m/s (windkracht 10), terwijl te Vlieland 26,8 m/s werd bereikt. Nadat het depressiecentrum via Noord-Duitsland naar Polen was getrokken, ruimde de wind naar noord. Daarbij bleef nog lang de windkracht 8 tot 9, omdat in het depressiecentrum de druk nog lange tijd laag (< 985 mbar) bleef.

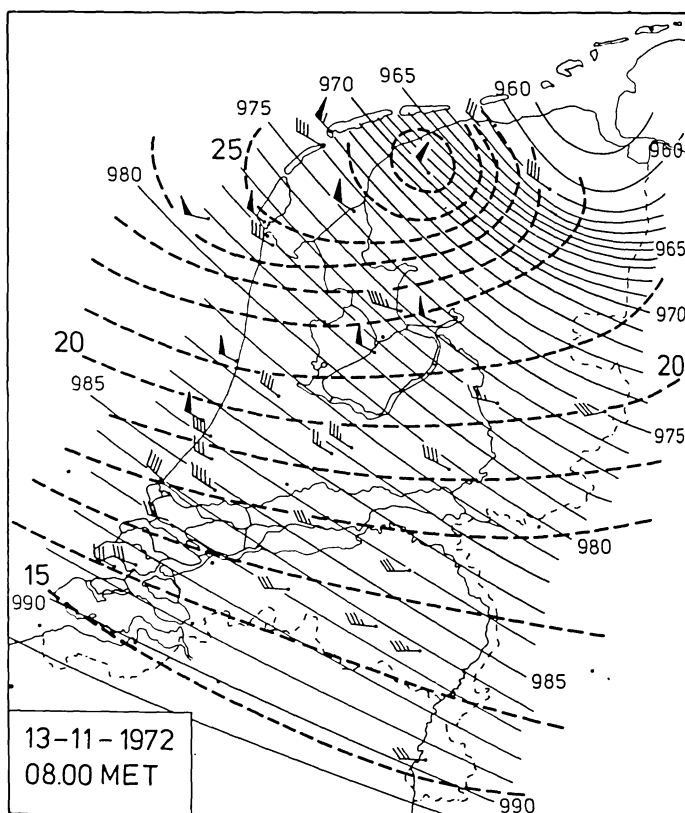
De storm van 31 januari en 1 februari 1953, waarvan het maximum in de nacht optrad — de zogenaamde rampnacht — is in vele publikaties beschreven, waarbij in het bijzonder aandacht wordt besteed aan de gevolgen van de uitzonderlijk hoge stormvloed. Dijkdoorbraken werden gevolgd door uitgebreide overstromingen, die 1850 slachtoffers eisten en 300 000 mensen dakloos maakten. Deze storm was de directe aanleiding tot het opstellen van het Deltaplan, dat onder meer voorzag in afsluiting van enige Zeeuwse en Zuidhollandse zeegaten. Wat betreft windsnelheden neemt deze storm echter geen bijzondere plaats in tussen de hier besproken stormen. De ramp was voornamelijk het gevolg van het lang aanhouden van stormwinden uit ongunstige richting op de Noordzee, dit toevallig in combinatie met springvloed.

De stormdepressie van de rampnacht vormde zich ongeveer 1000 km westelijk van Schotland als afsplitsing van een ten noorden van de Azoren gelegen depressie, en nam dus relatief warme en vochtige lucht mee op weg naar het noordoosten. Deze bijzonderheid, tezamen met het feit dat de depressie op de voet gevolgd werd door een hogedrukgebied, heeft geleid tot grote luchtdrukgradiënten aan de westzijde van het depressiecentrum. Aanvankelijk bewoog de depressie zich noordoostelijk langs de Faroer-eilanden, en hij bereikte het

zeegebied ten noorden van Schotland op 31 januari vroeg in de morgen; de luchtdruk in de depressie was toen gedaald tot 975 mbar. In de morgen van 31 januari boog het depressiecentrum zuidoostwaarts langs de Schotse oostkust, met het gevolg dat daar een orkaan woedde met gemiddelde windsnelheden van 35 m/s (windkracht 12) en windstoten tot 50 m/s (180 km/uur).

In de middag van 31 januari trok de depressietrog de Noordzee over ten noorden van de Waddeneilanden, waarbij het gebied met de dichtst oopenliggende isobaren en de hoogste windsnelheden boven de kust van Zeeland en Zuid-Holland kwam te liggen. Op het kaartje (figuur 4.36) is te zien dat de afstand tussen de isobaren naar het zuiden toe kleiner wordt, en dat de potentiële windsnelheid op Schiphol (25 m/s) belangrijk hoger was dan op Vlieland (16 m/s).

De wind overschreed de stormgrens in het zuidwestelijk kustgebied op 31 januari omstreeks 15 uur. In de loop van de avond van 31 januari nam de wind op LS Goeree snel toe tot windkracht 12, waarna op de lichtschepen Goeree en Terschellingerbank tot 1 februari 10 uur voortdurend windkracht 11 tot 12 werd waargenomen. Aan de Hollandse en Zeeuwse kust nam de gemeten gemiddelde wind in de avond van 31 januari toe tot 26 m/s, te Hoek van Holland om 22 uur zelfs tot 30 m/s (windkracht 11). De hoogste windsnelheden boven land traden op tussen 31 januari 21 uur en 1 februari 12 uur. Omstreeks 08 uur was de wind in het westelijk Waddengebied beneden de stormgrens. Ondanks het feit dat het centrum van de



Figuur 4.37
Zware storm op 13
november 1972.
Doorgetrokken lijnen:
isobaren; onderbroken
lijnen: U_p -isotachen.

depressie op 1 februari over Duitsland naar het zuidoosten trok en daarbij snel in betekenis afnam, bleef op de Noordzee de storm nog lang „doorstaan”. Op LS Goeree kwam de windsnelheid pas beneden de stormgrens op 2 februari om 07 uur. Maar boven land daalde al op 1 februari de gemiddelde windsnelheid geleidelijk en bedroeg in de avond nog slechts ~ 11 m/s.

De duur van de storm (U minstens 21 m/s) was het langst voor het midden van het land: van Vlissingen tot Den Helder bedroeg de duur omstreeks 10 uur. Te Vlieland duurde de storm slechts 4 uur, terwijl in de oostelijke Waddenzee de stormgrens zelfs niet werd bereikt omdat dit gebied lag nabij het depressiecentrum met relatief lage windsnelheden. In het noordoosten van het land was er daarom slechts de gebruikelijke stormschade van afgewaaide dakpannen en omgewaaide bomen.

Op 21 en 23 december 1954 traden twee vrij zware stormen op met slechts twee dagen tussenruimte — een zogenaamde „tweelingstorm”. Dit is niet zó zeldzaam als men zou verwachten wanneer de kansverdeling van stormen geheel willekeurig was. Statistisch onderzoek (Rijkoort en Hemelrijk, 1957) toont aan, dat na een storm de kans op het optreden van een storm ongeveer twee etmalen later groter is dan op een ander willekeurig tijdstip.

De depressies, die deze stormen veroorzaakten, volgden beiden de klassieke baan van „hoogwater-depressies”, zuidoostwaarts de Noordzee op en daarna wegtrekkend in oostelijke richting. De eerste depressie volgde daarbij een iets noordelijker baan dan de tweede. Bij beide depressies ontwikkelde zich over de volle lengte van de Noordzee een zware noordwesterstorm.

Het stormveld van de eerste depressie kwam op de Noordzee aan op 21 december ongeveer midden op de dag. In Den Helder overschreed de wind de stormgrens in de avond omstreeks 20 uur. Kort daarop passeerde een bij de depressie behorend koufront, waarbij gemiddelde windsnelheden van omstreeks 22 m/s werden gemeten. Na het front nam de wind tijdelijk af, doch daarna kwam de trog van de depressie over, zodat de wind opnieuw toenam. Op 22 december om 3 uur werd gemiddeld 23 m/s gemeten en ruimde de wind van west naar noordwest. Hierna nam de wind af en was < 10 m/s op 22 december omstreeks 22 uur.

Intussen was de windrichting weer west geworden, doordat het stormveld van de tweede depressie op de Noordzee was aangekomen. De wind begon weer snel aan te wakkeren en passeerde te Den Helder opnieuw de stormgrens op 23 december 's morgens omstreeks 8 uur. Het bleef stormen tot omstreeks 19 uur, waarbij te Den Helder windsnelheden van 23 m/s werden gemeten. In de avond nam de wind af, maar te Den Helder bleef hij pas na 24 december 3 uur definitief beneden de stormgrens. In de zuidelijke kuststreek was de storm al gaan liggen aan het eind van de middag van 23 december.

Een voor ons land gunstige bijkomstigheid was, dat de treksnelheid van de depressies groter was dan die bij de storm van 1 februari 1953. Daardoor kon het windveld minder lang het Noordzeewater opstuwen. Aan de andere kant was de tijd tussen de twee stormen van de grootte-orde van de schommelperiode van het water in het Noordzeebekken waardoor de tweede depressie, met gelijke windsnelheden als de eerste, aanleiding was tot relatief hogere waterstanden aan de Nederlandse kust. Omdat in het noordelijke kustgebied de maximale opstuwing door de storm samenviel met hoogtij, werden vooral langs de Friese kust zeer hoge waterstanden bereikt — een decimeter hoger dan in 1953. In het zuidwesten evenwel viel bij beide stormen de grootste opstuwing samen met laagtij, zodat te Hoek van Holland de maximale waterstand ongeveer een meter lager was dan in 1953.

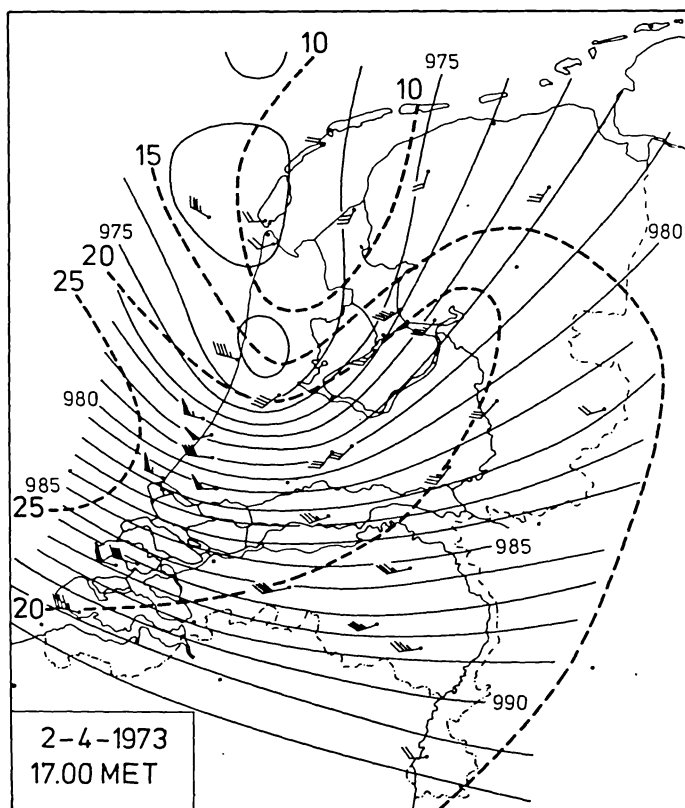
Een storm op 20 januari 1960 werd veroorzaakt door een kleine depressie die, enigszins ongewoon voor een stormdepressie, afkomstig was van een arktisch front. Deze depressie

bereikte via Ierland en Schotland de Noordzee en werd daar opeens actief, waarbij de druk in het centrum tot 968 mbar daalde. Op 20 januari ontwikkelde zich alleen op het midden en zuiden van de Noordzee een zeer zware noordwesterstorm, waarbij boven land ongewoon krachtige windstoten voorkwamen — tot 40 m/s in Den Helder. Nog voor de avond kwam de wind weer beneden de stormgrens.

De depressie, die op 16 februari 1962 bij ons een zware storm veroorzaakte, kwam niet zuidelijker dan Noorwegen! De storm werd echter veroorzaakt door een langgerekte trog boven de noordelijke Noordzee, waarin de luchtdruk tot 958 mbar daalde. In Nederland stak de storm in de morgen van 16 februari op en bereikte in de namiddag zijn maximum, waarna hij geleidelijk afnam. De depressie was intussen nog verder weggetrokken en lag op 17 februari om 01 uur boven Stockholm, maar wel was de druk in het centrum nog verder gedaald tot 950 mbar. Op de Noordzee stormde het dus tot halverwege 17 februari, in totaal ongeveer 36 uur. Dit veroorzaakte een sterke opstuwing van het Noordzeewater in de Duitse Bocht en overstromingen rondom Hamburg. In ons land leden Ameland en Schiermonnikoog schade door de hoge waterstand.

In de nacht en vroege ochtend van 13 november 1972 trok een zeer zware storm in korte tijd over ons land. Aan het begin van het etmaal overschreed de wind de stormgrens in het

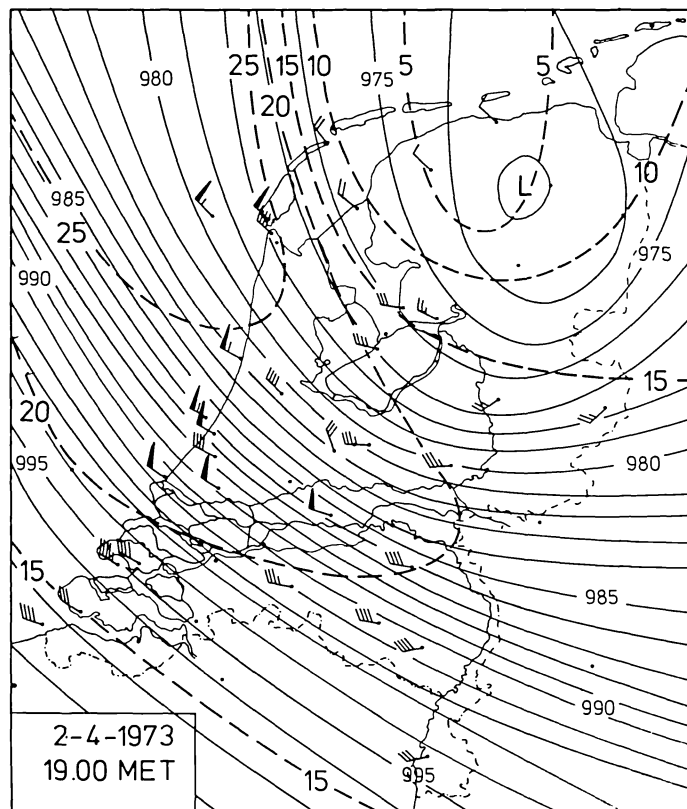
Figuur 4.38
Zware storm op 2 april
1973 (1).
Doorgetrokken lijnen:
isobaren; onderbroken
lijnen: U_p -isotachen.



uiterste zuidwesten van het land, en twaalf uren later was de windsnelheid overal al weer onder deze grens gekomen. In onze omgeving bedroeg de voortbewegingssnelheid van het stormgebied ongeveer 70 km/h. Het stormveld was zeer omvangrijk, zodat niet alleen Nederland, maar ook Zuid-Engeland, Noord-Frankrijk, België, Noord-Duitsland, Denemarken en zelfs Polen erdoor werden getroffen.

De stormdepressie, waarvan het windveld pas ten westen van Ierland een windkracht 9 had, bereikte op 13 november omstreeks 01 uur de Noordzee. Vanaf dat moment daalde de luchtdruk in het centrum bijzonder snel, waardoor ook de windsnelheden sterk toenamen tot op ongebruikelijk grote afstand bezuiden het depressiecentrum. Dit centrum passeerde in de nacht benoorden de Waddeneilanden, en omstreeks 06 uur trok het koufront over waarbij de wind in Nederland van zuidwest naar noordwest ruimde. Daarna passeerde de depressietrog, een smal gebied met grote luchtdrukgradiënt dat een zuidwaartse uitloper van de depressiekern begrenste. Op het kaartje (figuur 4.37) is duidelijk te zien dat de hoogste potentiële windsnelheden optraden in een gebied met zeer kleine afstand tussen de isobaren. De trog passeerde tussen 07 uur en 09 uur over het Waddengebied, Friesland en Groningen, en veroorzaakte daar een zeer zware noordwesterstorm (tot $U_p = 27$ m/s, windkracht 11) op een tijdstip dat in Zeeland de storm al was uitgeraasd.

De meeste stormschade werd aangericht in de bossen: in ons land sneuvelden 4 tot 5 miljoen bomen, meest in de noordelijke provincies. Daar was ook de meeste schade aan



Figuur 4.39
Zware storm op 2 april
1973 (II).
Doorgetrokken lijnen:
isobaren; onderbroken
lijnen: U_p -isotachen.

gebouwen — boerderijen, historische monumenten (f10 miljoen) en vele molens. In Nederland eiste de storm 9 doden: op de Noordzee werden door de KNZHRM 40 schipbreukelingen gered. De duur van de storm was zo kort, dat het Noordzeewater nauwelijks werd opgestuwd, zodat aan de zeeweringen praktisch geen schade werd aangericht.

Op 2 april 1973 trof opnieuw een zeer zware storm ons land. Dit stormveld was in omvang echter zeer veel kleiner dan dat van 13 november 1972; ditmaal werd vrijwel alleen Nederland erdoor geteisterd.

De stormdepressie was over Ierland naar de Noordzee getrokken en nam daar in kracht toe. Op 2 april om 17 uur (zie figuur 4.38) lag het centrum ten noordwesten van Den Helder. Daarna ontstond in de trog nabij IJmuiden een secundaire lagedruk-kern, die al spoedig belangrijker werd dan de originele kern nabij Texel. Het geheel koerste in noordoostelijke richting — de zuidelijke kern via Hoorn en Lemmer naar Delfzijl — waarbij de luchtdruk langzamerhand minder laag werd.

Deze gecompliceerde ontwikkeling van het drukveld hield in, dat het in de loop van 2 april steeds slechts in een klein gebied stormde. Om 17 uur (zie figuur 4.38) stormde het alleen in Zuid-Holland en Zeeland, waar potentiële windsnelheden tot 24 m/s voorkwamen. Tegelijkertijd was er in Noord-Holland en in het noordoosten van het land nauwelijks van enige wind sprake: het KNMI kreeg om 18 uur een telefoon uit Leeuwarden, dat daar de rook uit de schoorsteen recht omhoog steeg! Het gebied met zeer kleine windsnelheden verplaatste zich noordoostwaarts over het IJsselmeer naar Friesland en Groningen, en werd op de voet gevolgd door een zware noordwesterstorm (zie figuur 4.39). De overgang van zwakke wind naar zware storm vond plaats binnen een half uur, op Terschelling zelfs binnen enkele minuten. De windrichting draaide daarbij van zuidwest naar noordwest tot noord.

In het Waddengebied was de hoogste bereikte potentiële uursnelheid 26 m/s, doch de windsnelheid bleef hier slechts kort zo hoog. Op de kaartjes is evenwel te zien, dat boven midden-Nederland geruime tijd een vrij breed trogvormig gebied lag met hoge windsnelheden, dat slechts geleidelijk in intensiteit afnam. Om deze reden werd de meeste schade aangericht in Zuid-Holland, Utrecht, Gelderland en het noordelijk deel van Brabant. Deze zone met een grote luchtdrukgradiënt was echter smal: in Zuid-Limburg overschreed de potentiële uursnelheid de 17 m/s niet, terwijl ook te Eelde nabij Groningen de potentiële uursnelheid beneden 20 m/s bleef.

De aangerichte stormschade was minder omvangrijk dan in november 1972. In Nederland eiste de storm drie doden. Opnieuw werden miljoenen bomen het slachtoffer, vooral in Utrecht en op de Veluwe. De schade aan historische monumenten bedroeg ongeveer f 2½ miljoen. Door de korte duur van de storm bleef de schade aan de zeeweringen beperkt tot enige duinafslag.

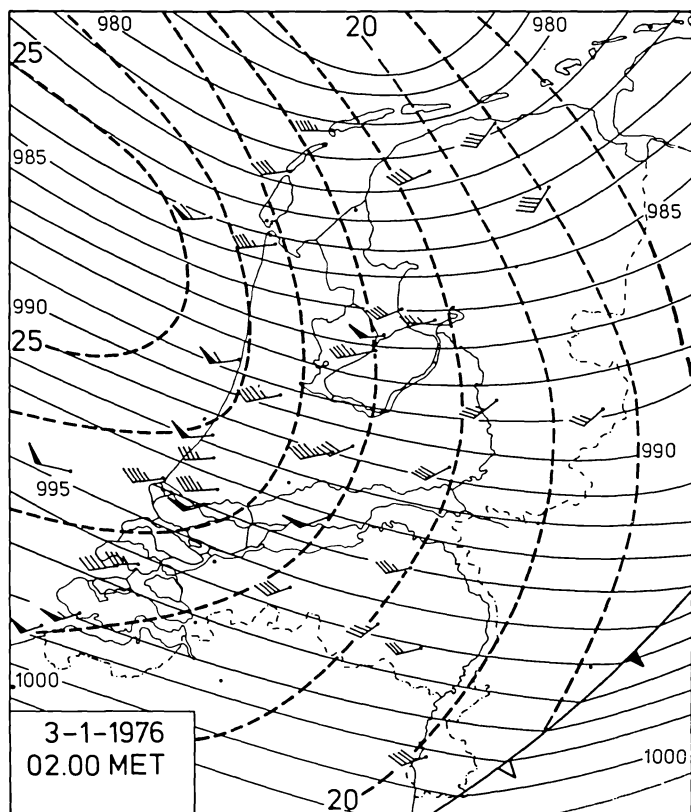
De storm van 3 januari 1976 was op de meeste plaatsen zwaarder dan de stormen van 1972 en 1973, en bovendien was hij langduriger. Hij werd veroorzaakt door een typische „hoogwater-depressie”, die Schotland passeerde op 2 januari omstreeks 19 uur en toen reeds een uitgebreid stormveld had gevormd. Op 3 januari om 01 uur lag het depressiecentrum midden op de Noordzee, en om 07 uur had het stormveld zijn grootste omvang: het omvatte toen vrijwel de hele Noordzee met de kustgebieden. Verder landinwaarts nam de storm snel in kracht af. Na dit tijdstip bleef boven de Noordzee nog ongeveer twintig uur lang een noordwesterstorm van kracht. Tijdens het hoogtepunt van de storm was in het grootste deel van Nederland de windrichting noordwestelijk, in Zeeland en op de Zuidhollandse eilanden echter zuidwestelijk.

Boven land traden de hoogste uurgemiddelde windsnelheden op in de kuststrook (zie figuur

4.40), en wel in Zeeland kort na middernacht van 2 op 3 januari, en noordelijker in de daaropvolgende vier uren. Op Terschelling bereikte de potentiële gemiddelde windsnelheid 27 m/s (windkracht 11). De hoogste waargenomen windstoot, 42 m/s, werd geregistreerd in De Bilt. Doordat aan de westflank van de depressie de luchtdrukverschillen slechts langzaam afnamen, bleef vooral aan de Waddenkust gedurende de gehele verdere dag veel wind staan. Om 09 uur, toen in het zuiden van het land de potentiële wind reeds tot 16 m/s was gedaald, bedroeg deze windsnelheid langs de Waddenkust nog 20 tot 22 m/s. Daarna bleef de wind in het gehele land vrij constant van sterkte en nam pas aan het eind van de middag in kracht af.

De stormschade in de bossen was opnieuw groot. Weliswaar hadden de stormen van 1972 en 1973 vele zwakke bomen geveld, maar dit hield in dat andere percelen nu minder beschermd waren tegen de wind. Ook vele loofbomen moesten het ditmaal ontgelden, dit in tegenstelling tot de beide vorige stormen. In Drente woei ongeveer 10 000 m³ hout omver, en ook in de bossen van Utrecht, Gelderland en Overijssel was de schade groot. Twee mensen kwamen om tijdens de storm, en op de Noordzee kwamen tientallen schepen in moeilijkheden waarbij tenminste drie mensen verdronken. In Zuid-Holland was er uitgebreide glasschade aan de kassen. De meest opmerkelijke stormschade aan een gebouw was het afknappen van de torenspits van de St. Bonifaciuskerk te Leeuwarden.

De langdurige noordwesterstorm stuwde het water van de Noordzee hoog op. De waterstand steeg te Vlissingen tot 3,98 m + NAP (op 1-2-'53: 4,55 m + NAP) en te Delfzijl tot



Figuur 4.40
Zware storm op 3
januari 1976.
Doorgetrokken lijnen:
isobaren; onderbroken
lijnen: U_p -isotachen.

4,40 m + NAP (op 1-2-'53: 3,27 m + NAP). Onder meer sloeg het zeer hoge water een gat in de Vlissingse boulevard, beschadigde dijken in Zeeland en veroorzaakte veel duinafslag.

Het feit, dat in de zeventiger jaren binnen vier jaar drie zware stormen zijn opgetreden, heeft bij velen de vraag doen rijzen of het tegenwoordig meer stormt dan vroeger. Het antwoord hierop luidt, dat daarvoor geen aanwijzingen zijn. In het historisch optreden van zware stormen is weinig regelmaat. Wanneer we ons beperken tot de periode na 1910, dan zijn er gemiddeld per tienjarig tijdvak in ons land drie tot vijf zeer zware stormen in ons land voorgekomen, uitgezonderd in de zestiger jaren toen er slechts twee waren. De zeventiger jaren zijn dus niet uitzonderlijk stormachtig, slechts kwamen de stormen wat kort na elkaar na een tiental jaren met toevallig weinig zware stormen.

Men kan dit vergelijken met een roulette, waarop evenveel zwarte als rode vakjes zitten. Er is dan een kans van 1 op 16 dat men vier keren achtereen een rood vakje treft — doch wanneer men zoiets meemaakt, mag men niet concluderen dat de roulette een overmaat aan rode vakjes bevat. Een antwoord over de kans op het optreden van zware stormen kan slechts door statistische berekeningen worden gegeven, en voor een zeldzaam verschijnsel zoals een zware storm behoeft men een meetreeks van enige honderden jaren om een zinvol onderzoek te doen naar toename of afname van de stormfrequentie in die periode. Met de huidige windmeetreeksen, die nergens ter wereld veel langer zijn dan een halve eeuw, kan men slechts zinvol onderzoeken hoe groot de kans is op een storm met een bepaalde maximale windsnelheid. In het volgend hoofdstuk zal hierop nader worden teruggekomen.

In onderstaande tabel worden de maximale potentiële gemiddelde windsnelheden vermeld, welke tijdens de besproken stormen zijn waargenomen. Voor de stormen vóór 1948 is dit gegeven alleen van Den Helder beschikbaar en daarom in de tekst vermeld in plaats van in de

Maximale potentiële uurgemiddelde windsnelheden tijdens zware stormen

Station nummer naam	1-3 1949	1-2 1953	23-12 1954	20-1 1960	16-2 1962	13-11 1972	2-4 1973	3-1 1976
220 LS Texel	24,9	24,9	24,9	24,2	26,5	25,0	25,7	25,9
225 IJmuiden	—	24,4	21,6	24,2	20,8	23,7	24,4	24,2
230 Den Helder	27,4	25,9	22,2	25,4	22,2	—		
240 Schiphol		26,6	22,8	26,3	24,4	23,7	24,1	23,2
250 Terschelling	—	—	—			24,8	25,4	27,0
260 De Bilt		—	—			20,0	20,6	21,1
270 Leeuwarden		—			21,2	26,8	24,0	24,2
280 Eelde		—	—		19,9	23,4	19,9	24,7
310 Vlissingen			—		21,3	20,9	22,6	24,4
330 Hoek v. Holland			—		23,5	22,3	23,6	22,3
370 Eindhoven	—			—	22,7	18,9	20,2	21,7
380 Zuid-Limburg				—	16,7	19,2	16,8	20,5
607 Vlieland	26,8	24,9	21,5	25,5	22,7	22,8	—	—

tabel. De waargenomen maximale windvlagen zijn sterk afhankelijk van de omgeving van het windstation (zie paragraaf 3.6) en worden hier niet vermeld — daarvoor wordt verwezen naar de betreffende KNMI-rapportage.

In bijlage G zijn kaarten opgenomen met de gemiddelde verdeling van het aantal stormdagen — dagen, waarop een uurgemiddelde windsnelheid van 12, 14 of 16 m/s tenminste eenmaal werd overschreden — per jaar en per seizoen.

4.6 Windhozen, een zeldzaam verschijnsel

In Nederland komen windhozen zo zeldzaam voor, dat het de moeite waard is om een goede definitie ervan te geven ter voorkoming van misverstanden. Volgens de WMO is een windhoos een wervelwind, die de vorm heeft van een slurf of omgekeerde kegel welke afdaalt uit een onweerswolk (internationale naam onweerswolk: cumulonimbus). Velen gebruiken voor zware windhozen ook de Amerikaanse benaming, tornado.

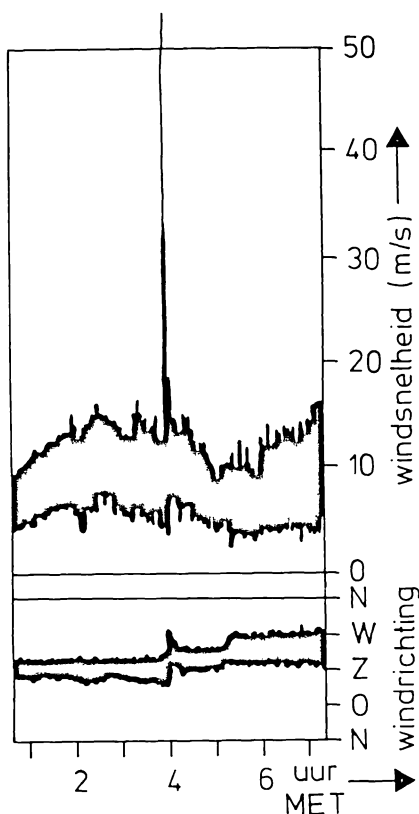
Nu is het zo, dat onweer ook op andere wijze aanleiding kan geven tot vlagen en plotselinge windveranderingen. Het optreden van een windhoos is echter gekoppeld aan de aanwezigheid van zo'n wervel. Deze is meestal zichtbaar als slurf door de aanwezigheid van gecondenseerd water en/of door stof en voorwerpen die vanaf de grond zijn opgewaaid. (Boven open water spreekt men dan ook wel over „waterhozen”). De slurf is hoogstens enkele honderden meters breed, en hij beweegt zich voort met ongeveer de treksnelheid van de onweerswolk — typisch 10 tot 20 m/s. Wanneer een windhoos schade veroorzaakt, gebeurt dit uitsluitend daar waar de wervel (zichtbaar of niet) uit de wolkenbasis de grond nadert.

Een gewone onweersbui gaat vrijwel altijd gepaard met windstoten, die soms zeer hevig kunnen zijn, maar die voelbaar zijn over een gebied dat ongeveer zo breed is als de onweerswolk zelf, typisch enige kilometers. Deze windstoten ontstaan door het „neerstorten” van koude lucht uit de wolk. Dergelijke buienstoten worden soms ook waargenomen op enige afstand van de wolk zelf — er beweegt zich dan een „muur” van plotselinge windtoename voor de wolk uit. Bij het passeren van deze muur voelt men dan een of twee hevige windstoten uit één bepaalde richting, waarna het meestal gedurende het passeren van de onweersbui hard blijft waaien (zie figuur 3.19). Zulke gewone buienstoten overschrijden in Nederland zelden 25 m/s, maar hun plotselinge optreden kan toch aanleiding geven tot windschade. Men moet deze niet verwarren met een windhoos.

Een windhoos is een draaiende kolom lucht, en de windsnelheden in een hoos zijn evenredig met de afstand tot het midden van de slurf tot ongeveer 50 m vanaf dat midden. Daar is de draaisnelheid het grootst, en bij zware windhozen bedraagt deze 50 m/s of meer. Op grotere afstand van het hoosmidden neemt de snelheid weer af. In tegenstelling tot gewone buienstoten gaan windhozen gepaard met het opstijgen van lucht in de hoos, vaak met verticale snelheden van tientallen m/s op enige hoogte. In het midden van de hoos is de luchtdruk belangrijk lager dan in de omgeving, zodat de lucht van opzij wordt aangezogen, daarbij in snelle draaiende beweging komt, en tenslotte omhooggezogen wordt door de onweerswolk. Minnaert (1972) geeft een beeldende beschrijving van het gebeuren bij passage van een windhoos.

De windschade door windhozen kan dus op drie manieren ontstaan. De met hoge snelheid ronddraaiende wind rondom de kern is de oorzaak, dat een windhoos in een bos de bomen in allerlei richtingen omblaast. Verder kunnen voorwerpen met de verticale luchtstroom omhoog getild worden, en bij het vallen schade oplopen of toebrengen. Tenslotte neemt de luchtdruk zo snel af bij het passeren van een hoos, dat de hogere luchtdruk binnen een gebouw zwakke muren en daken naar buiten toe kan drukken, waarna de wind de afbraak voltooit.

Figuur 4.41
Registratie van een
windhoos op Vlieland, 5
november 1948 (ten
Kate, 1948).

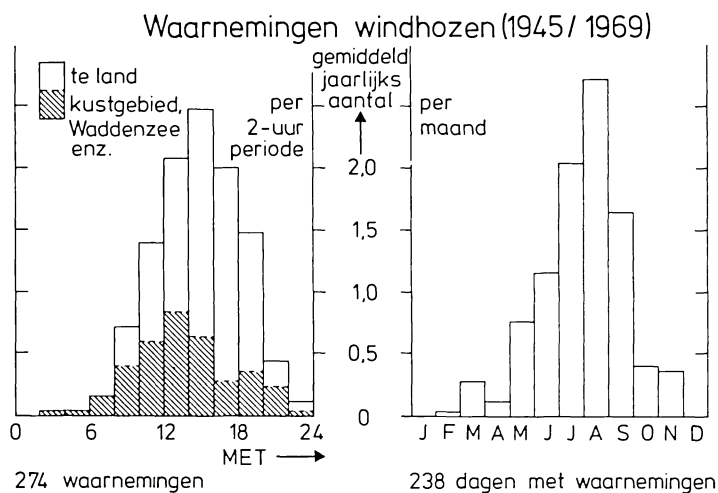


Omdat windhozen zo zelden voorkomen, en omdat zij bij hun optreden slechts merkbaar zijn langs een smalle baan van 2 tot 20 km lengte, kan het voorkomen van windhozen niet worden afgeleid uit stationsmetingen. Toevallig is in Nederland éénmaal een hoos langs een windmeter getrokken, te Vlieland op 5 november 1948; daar werd toen een maximale windsnelheid van 56 m/s opgetekend, buiten de strookschaal maar nog *nét* op de recordertrommel (figuur 4.41). Voor het schatten van de waarschijnlijkheid van hozen moeten we echter afgaan op waarnemingen van ooggetuigen, en daarbij is men dus ervan afhankelijk of er iemand in de buurt is die echt goed waarneemt wat er gebeurt. In sommige delen van het land is het aantal geïnteresseerde waarnemers groter dan elders, en bovendien is in vele streken het uitzicht nogal beperkt. Men is bovendien uit ooggetuige-verslagen lang niet altijd zeker of er een slurf is waargenomen, en vaak ook is het moeilijk om uit eventuele beperkte schade op te maken, of deze veroorzaakt is door een hoos of door een zware buienwindstoot.

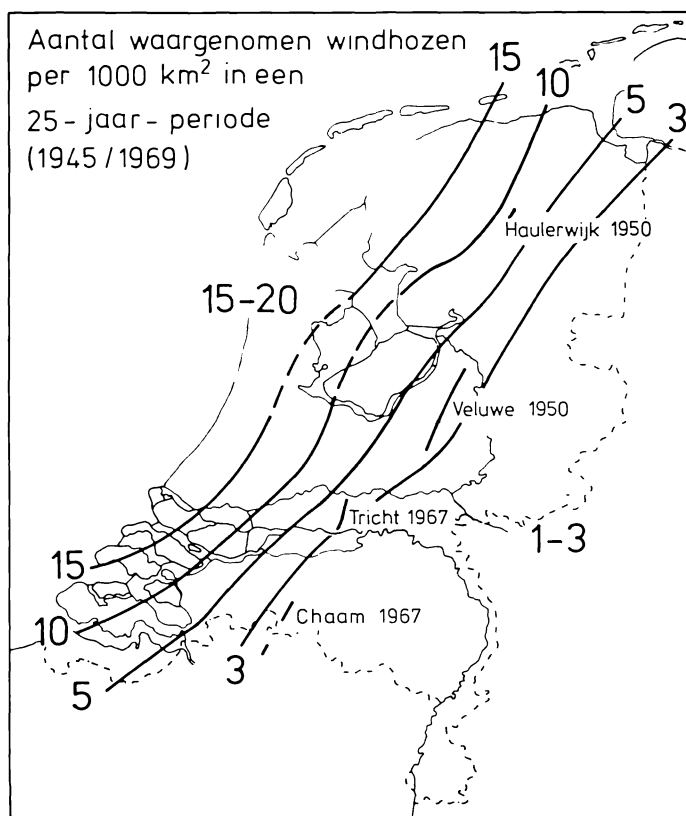
Gemiddeld wordt ongeveer tienmaal per jaar een hoos waargenomen ergens in Nederland. Een groot aantal hiervan worden gezien boven water, bijvoorbeeld op de Waddenzee, waar het zicht goed is en de omstandigheden voor zware onweersbuien gunstig zijn wanneer koude polaire lucht over relatief warm water trekt. De hozen treden boven water dan ook soms in de nanacht op, terwijl boven land de meeste in de warme namiddag optreden (zie figuur 4.42). Hoewel de meeste hozen in de zomer worden waargenomen (zie figuur 4.42), kan ook in de winter bij zeer koude bovenlucht-stromingen een zware onweersbui met hoos ontstaan, zoals te Maartensdijk op 3 januari 1978.

In figuur 4.43 is een globaal overzicht gegeven van het aantal hozen (met slurven), waarvan

Figuur 4.42
Overzicht van op het
KNMI ontvangen
meldingen van
windhoos-
waarnemingen in het
tijdvak 1945/1969.



Figuur 4.43
Geografische verdeling
van windhoos-
waarnemingen.



een waarneming is gemeld in de 25-jaar-periode 1945/1969 per 1000 km². Dit is ongeveer het gebied dat een waarnemer zou kunnen observeren, wanneer rondom de horizon vrij was tot 18 km afstand. De typische duur van de waargenomen hozen was 10 tot 15 minuten.

Hoewel uit deze kaart blijkt, dat in het binnenland minder hozen worden gezien, zijn de weinige werkelijk zware windhozen in Nederland toch in het binnenland voorgekomen. In de beschouwde periode (1945 1980) waren dit:

Veluwe-Haulerwijk 23 augustus 1950

Chaam-Tricht 25 juni 1967

De banen van deze zeer zware hozen zijn eveneens aangegeven in figuur 4.43. In de voorafgaande jaren was een zeer zware hoos met grote schade opgetreden te Neede in juni 1927 — niet te verwarren met de zware onweersschade te Borculo in augustus 1925, waar misschien een hoos optrad welke niet als zodanig herkend kon worden. Men zou dus ruwweg kunnen zeggen, dat een werkelijk zware hoos met belangrijke schade ongeveer eenmaal in de twintig jaar ergens in geheel Nederland voorkomt.

De in figuur 4.43 gedocumenteerde hooswaarnemingen betreffen grotendeels kleinere hozen, waarvan vaak de slurf wel werd waargenomen maar niet de grond bereikte. Een dramatisch voorbeeld buiten de hier vermelde waarnemingsperiode is de windhoos, die op 6 oktober 1981 nabij de Moerdijk verantwoordelijk was voor het neerstorten van een vliegtuig uit een wolk, maar die aan de grond nauwelijks merkbaar was.

Ongeveer twee hozen per jaar richten ergens in Nederland aan de grond enige schade aan over een oppervlak van misschien 1 km². Grofweg kan men hieruit schatten, dat op een willekeurige plaats in Nederland de kans op schade door een kleine windhoos $\sim 5 \times 10^{-5}$ per jaar bedraagt.

5 WINDSTATISTIEK EN PRAKTIJKPROBLEMEN

5.1 Enige basisbegrippen van de windstatistiek

Voor klimatologische toepassingen van windgegevens heeft men maar zelden voldoende aan kennis van de jaargemiddelde windsnelheid op een bepaalde plaats. Voor vele toepassingen van windinformatie, zoals windenergie-onderzoek, wil men weten hoe de uurgemiddelden variëren rondom dit jaargemiddelde en hoe vaak een bepaalde hoge of lage snelheid voorkomt. Voor andere doeleinden wil men weten hoe vaak het voorkomt dat de wind te sterk of te zwak is voor een voorgenomen activiteit. Anders gezegd, men wil de toekomst schatten met behulp van het verleden. Voor dit doel is een doordachte beschrijving van dat verleden nodig, en dat doet men met wiskundige statistiek.

Uitgangspunt is hierbij een reeks waarnemingen — laten we aannemen dat ze van goede kwaliteit zijn. Deze waarnemingen zijn onze *steekproef*, ze vormen een klein deel van de massa van alle waarden die de gemeten grootheid in het verleden heeft aangenomen en in de toekomst nog zal aannemen. We hopen in de eerste plaats dat het „karakter” van de massa in de toekomst hetzelfde zal zijn als dat van de massa in het verleden, en in de tweede plaats dat de eigenschappen van de steekproef redelijk representatief zijn voor die van de totale massa. Alleen dan kunnen we de waarnemingen van het verleden gebruiken om een (vage) schatting van de toekomst te maken. Voor het nagaan van die representativiteit is het tenminste nodig om te controleren, of de steekproef *homogeen* is. Dit wil zeggen, dat een deel van de steekproef ongeveer dezelfde eigenschappen heeft als de gehele steekproef: een overeenkomstig gemiddelde, een vergelijkbare variabiliteit, enzovoort. Wanneer we het begrip homogeniteit toepassen op het verloop van het gemiddelde in de tijd, dan spreken we over stationariteit. Een *stationaire* reeks vertoont geen trend, met het voortschrijden van de tijd verandert het gemiddelde niet systematisch.

Een voorbeeld van een niet-homogene reeks zijn de windmetingen te Lelystad in de periode 1961/1980. Tot 1968 lag Lelystad op een uitspringende landpunt in het IJsselmeer, met aan de westzijde in alle richtingen tientallen kilometers open water. In de winter 1967-1968 werd echter ten zuidwesten van Lelystad een deel van het meer drooggemalen. Daarna had Lelystad in die richting, van waar in ons klimaat de meeste wind komt, uitzicht over de polder Zuidelijk Flevoland. Het is duidelijk dat we over het Lelystadse windklimaat ná 1968 geen goede schatting kunnen maken met behulp van de metingen vóór 1968 — hiervoor is een beschuttingscorrectie ontoereikend. We kunnen wel de afzonderlijke reeksen bestuderen, maar de totaalreeks 1961/1980 is inhomogeen en onbruikbaar.

Klimatologische reeksen bevatten vele duizenden gegevens. Voor betere hanteerbaarheid worden deze gewoonlijk samengevat tot een *frequentieverdeling*: men verdeelt de bestudeerde grootheid in een aantal klassen en turt dan, hoeveel metingen in iedere klasse zitten. Wanneer men de aantallen in de verschillende klassen bovendien normaliseert door deling door het totaal aantal metingen, dan krijgt men een *relatieve frequentieverdeling*. Een grafiek

van een relatieve frequentieverdeling, met de klassen langs de horizontale as en de frequenties verticaal uitgezet, heet een *histogram*.

De keuze van het aantal klassen en hun ligging is belangrijk, omdat men met het maken van een frequentieverdeling een zekere hoeveelheid informatie weggooit. Deelt men bijvoorbeeld windmetingen op in twee klassen, één met $U \geq 5$ m/s en één met $U < 5$ m/s, dan kan men met de twee verkregen getallen erg weinig doen. Anderzijds wordt de frequentieverdeling onnodig onregelmatig wanneer men te veel klassen neemt, waardoor de onvermijdelijke toevallige variaties van de aantallen in de afzonderlijke klassen vergelijkbaar worden met de gemiddelde klasse-inhoud. Een voorbeeld hiervan zagen we reeds bij de grafieken van de jaarlijkse variatie van dagelijkse gangen in paragraaf 4.4: de grafieken van korte meetreeksen (De Kooy, Houtrib) zagen er rommelig uit. Een vuistregel voor de keuze van het aantal klassen is, dat men N onafhankelijke waarnemingen kan onderverdelen in $\sqrt{N}$ klassen. Bijvoorbeeld, wanneer men 20 jaar uurwaarnemingen heeft, dan zal verdeling in ongeveer 400 klassen in de meeste gevallen nog een redelijk regelmatig beeld geven. Als de waarnemingen onderling sterk afhankelijk zijn, moet men minder klassen nemen.

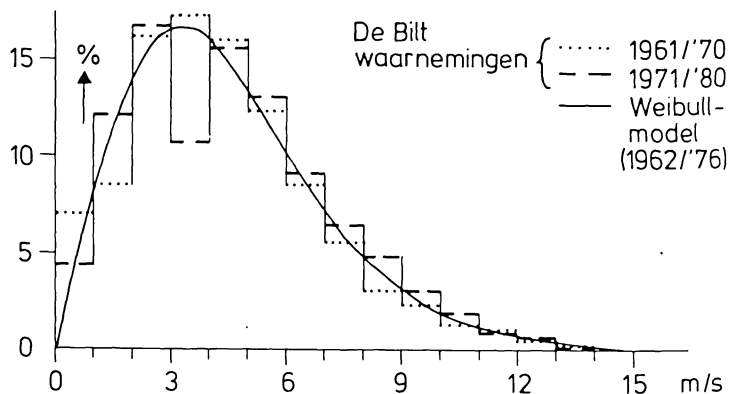
Zelfs wanneer men een goede reeks windwaarnemingen heeft, dan blijken er toch toevalsvariaties in de verdeling van de windsnelheden over de klassen te zitten. Hiervoor zijn allerlei redenen denkbaar:

- systematische meetfouten, bijvoorbeeld een te stroeve anemometer die pas bij 3 m/s begint te draaien, of gebruik van een rechtlijnige ijking voor een windmeter waarvan de draaisnelheid niet precies evenredig is met de windsnelheid;
- waarnemingsfouten, zoals het feit dat sommige waarnemers liever even dan oneven getallen tabelleren (Holzworth 1965, Tuller 1980);
- ongebruikelijk weer in de meetperiode, bijvoorbeeld veel mooi weer met zwakke winden, of juist veel stormen; men zou dit de „echte” toevalsvariaties kunnen noemen.

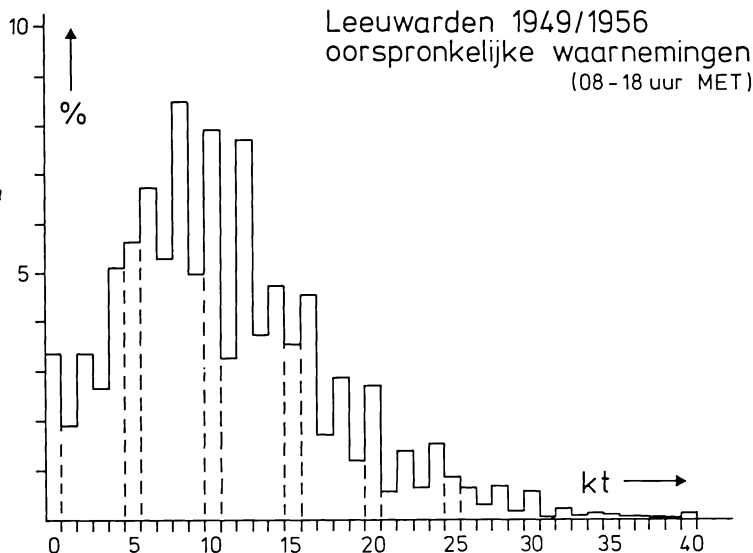
Systematische fouten kunnen alleen worden verwijderd door systematisch onderzoek naar de meetmethodiek. De overige variaties hebben een „random” (willekeurig, toevallig) karakter, ze variëren van meting tot meting en hun gezamenlijk effect zou verwaarloosbaar klein worden als de meetperiode maar lang genoeg was. Daarom is de frequentieverdeling beter representatief voor het waarschijnlijke toekomstig gedrag van de wind, wanneer men hem enigszins afvlakt en de toevallige variaties wegwerkt.

Een voorbeeld ziet men in figuur 5.1, waar frequentieverdelingen van de (potentiële) windsnelheid te De Bilt worden vergeleken voor twee opeenvolgende 10-jaar-perioden. De

*Figuur 5.1
Distributieve
frequentieverdeling van
potentiële windsnelheid
te De Bilt in twee
tienjarige tijdvakken.*



Figuur 5.2
Distributieve frequentie
verdeling van de
oorspronkelijke
windwaarnemingen
(overdag, in hele
knopen) van het station
Leeuwarden voor het
tijdvak 1949/1956.



opstelling is in die tijd niet gewijzigd en de omgeving nauwelijks, maar de wind was in de zestiger jaren toch nét even anders dan in de zeventiger jaren. Wil men dus voor de tachtiger jaren een schatting maken van de frequentieverdeling, dan is de beste oplossing het gebruik van een gemiddelde kromme, zoals in figuur 5.1 is aangegeven. Een tweede voorbeeld van de noodzaak van afvlakking ziet men in figuur 5.2, een illustratie van de onbewuste voorkeur van waarnemers voor het opschrijven van even getallen. Het is niet aannemelijk dat zo'n waargenomen verdeling een juiste weergave is van het windgedrag. Ook hier is een zekere mate van vereffening gewenst.

Indien men een frequentieverdeling in m/s-klassen (een cijferreeks dus) afvlakt met behulp van een geschikte wiskundige functie, dan zijn er nog bijkomende voordelen. De functie zal in het algemeen bestaan uit de windsnelheid, als variabele, en twee of drie per verdeling te bepalen karakter-getallen, die men de *parameters* van de verdelingsfunctie noemt. Met andere woorden, we beschrijven het windgedrag met twee of drie parameters in plaats van met bijvoorbeeld dertig frequentie-cijfers. Dit werkt veel overzichtelijker en sneller: het materiaal is nog beter hanteerbaar.

Bovendien kunnen we met deze analytische functie-samenvatting van de verdeling voortgezette analyses uitvoeren. We kunnen bijvoorbeeld nagaan hoe de waarden van de parameters variëren met tijd en plaats. Vervolgens kunnen we dan voor plaatsen, waar niet is gemeten, frequentieverdelingen schatten door een juiste keuze van de parameterwaarden. Ook kunnen we goed gekozen verdelingsfuncties extrapoleren naar zeer lage of zeer hoge windsnelheden, waarvan we de overschrijdingskans willen bepalen hoewel ze in de waarnemingen slecht vertegenwoordigd zijn.

Kort samengevat: wind-meetreeksen worden gewoonlijk voor gebruik gecomprimeerd tot frequentieverdelingen, en vervolgens wordt aan deze verdelingen een analytische functie aangepast — zowel om af te vlakken als ten behoeve van de hanteerbaarheid. Een praktisch probleem is vaak de keuze van een goede wiskundige functie voor dit doel. Er bestaan geen strakke statistische criteria voor zo'n keuze, en slechts ervaring leidt er toe dat men voor bepaalde gevallen gewoonlijk steeds eenzelfde type verdelingsfunctie hanteert. Voor

windstatistiek zijn de meest toegepaste functietypen de Gauss-verdeling (ook wel de normaal-verdeling genoemd), de Weibull-verdeling en de Gumbel-verdeling.

Tot dusver bespraken we frequentieverdelingen, waarbij per klasse aangegeven wordt hoe groot de waarschijnlijkheid van die klasse is — in fracties (van 0 tot 1), percentages of gewoonweg aantallen. Dit noemt men *distributieve* verdelingen. De wind-frequentieverdelingen in de bijlage zijn gegeven als distributieve verdelingen in aantallen, en wel omdat deze makkelijk te combineren zijn. Wanneer bijvoorbeeld twaalf windrichtingen voor sommige doeleinden te bewerkelijk zijn, dan telt men gewoonweg naburige kolommen bij elkaar op. Dit zou niet zonder meer mogelijk geweest zijn, wanneer iedere kolom afzonderlijk in percentages van 0° tot 100° was opgegeven.

Vaak echter geeft men per klasse aan welk gedeelte van de steekproef groter of kleiner is dan de klasse-bovengrens. In een histogram is dit dus het gehele oppervlak onder de grafiek rechts (of links) van de klasse-bovengrens. Men noemt dit een *cumulatieve* verdeling, en deze wordt vrijwel altijd in fracties of kanspercentages genoteerd. Een praktisch voordeel van een cumulatieve verdeling is, dat men direct overschrijdings- of onderschrijdings-kanspercentages kan aflezen.

Bij een distributieve verdeling is de toevalsvariatie van opeenvolgende klassen zeer goed zichtbaar, zoals bleek in figuur 5.1. Vaak zal echter een negatieve toevalsvariatie in een bepaalde distributieve klasse gevolgd worden door een positieve toevalsvariatie in een volgende klasse. Het resultaat is dat een cumulatieve verdeling een veel regelmatigere verloop vertoont dan de overeenkomstige distributieve verdeling. Daarom wordt voor grafische weergave van frequentieverdelingen vaak de voorkeur gegeven aan de cumulatieve vorm. Als voorbeeld zijn in figuur 5.3 dezelfde twee verdelingen van figuur 5.1 uitgezet in cumulatieve vorm. Uit de cumulatieve grafiek blijkt overduidelijk, dat de verdelingen niet essentieel verschillen, in weerwil van toevalsvariaties van de inhoud van afzonderlijke klassen. Een ander mooi voorbeeld van het verschil tussen distributieve en cumulatieve verdelingsgrafieken tonen de figuren 4.34 en 4.35.

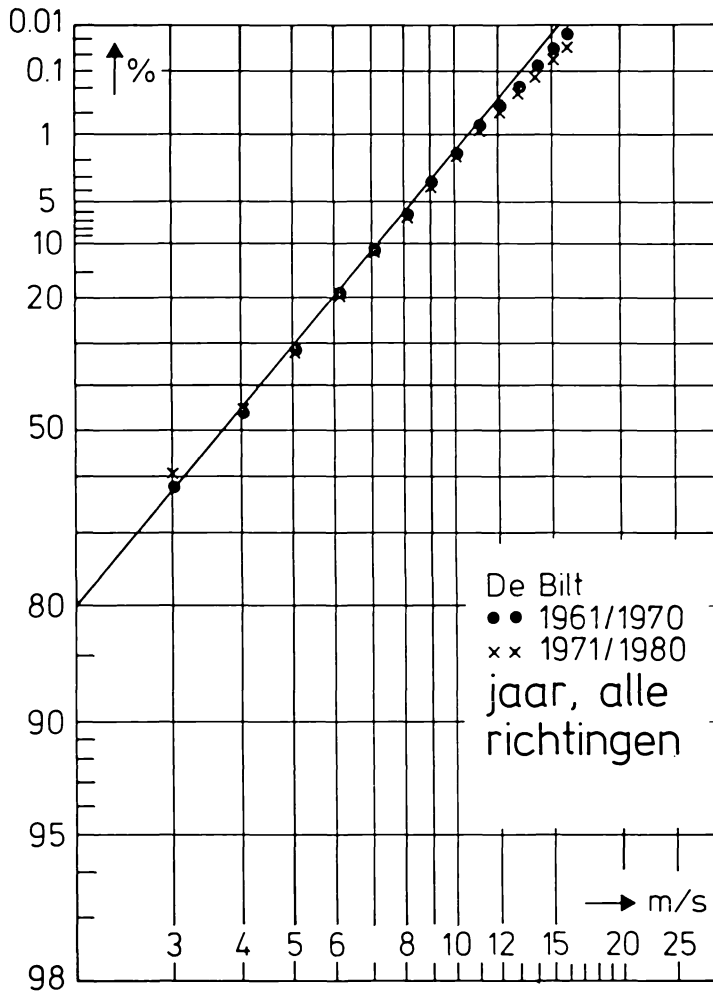
Het grafiekenpapier van figuur 5.3 is geen gewoon millimeter-papier zoals dat van figuur 5.1. Cumulatieve verdelingen worden vaak uitgezet op speciaal papier, zó ontworpen dat een verdelingsfunctie van een bepaald type op dat papier wordt getransformeerd tot een rechte lijn. Men kan dan zien, of een uitgezette verdeling redelijk beschreven wordt door dat type functie, en ook interpolatie en extrapolatie zijn eenvoudig uit te voeren. Het papier van figuur 5.3 transformeert een Weibull-verdelingsfunctie tot een rechte lijn; in paragraaf 5.3 zal dit nog nader worden uitgewerkt.

Stel dat we willekeurig een gegevens-waarde X kiezen — men noemt zo'n X wel *stochastische variabele*. De kans, dat X valt in een bepaalde (distributieve) klasse met klassewaarde x en klassebreedte dx , wordt in statistische formulering geschreven als $P(x \leq X < x + dx)$, waar de notatie P afkomstig is van het woord „probability” = kans. Een andere notatie is: $f(x)dx \equiv P(x \leq X < x + dx)$. Men noemt $f(x)$ gewoonlijk de *kansdichtheid*.

De bijbehorende cumulatieve kans dat $X < x$ wordt dan als volgt genoteerd: $P(X < x) \equiv F(x)$, en deze is dus de integraal van de kansdichtheid:

$$(5.1) \quad F(x) = \int_{-\infty}^x f(y) dy = \frac{\text{aantal gegevens} < x}{\text{totaal aantal gegevens}}$$

Figuur 5.3
Cumulatieve
frequentieverdeling van
potentiële windsnelheid
te De Bilt in dezelfde
tijdvakken als in de
distributieve verdeling
van figuur 5.1.



Dit is dus een onderschrijdings-kans. De bijbehorende kans op overschrijding van x bedraagt $1 - F(x)$. Deze gebruikelijke notaties komen verder ter sprake, wanneer we de distributieve kansdichtheden $f(x)$ of de cumulatieve onderschrijdingskansen $F(x)$ van bepaalde verdelingen zullen proberen te benaderen door analytische verdelingsfuncties, die we dan eveneens als $f(x)$ of $F(x)$ noteren.

Naast frequentieverdelingen zijn er nog eenvoudiger samenvattingen van een reeks windgegevens, namelijk verschillende parameters voor de hoofdwaaarde (waarmee het geheel wordt samengevat) en voor de spreiding om die hoofdwaaarde. Welbekende statistische grootheden, zoals het gemiddelde en de mediaan, zijn in de voorgaande hoofdstukken al toegepast als hoofdwaaarde. Ze kunnen echter ook worden opgevat als samenvatting van de frequentieverdeling, en daarom is een korte herhaling zinvol. We gaan er hierbij van uit, dat we n metingen van een grootheid x hebben verdeeld in N klassen, waarbij voor de klasse met volgnummer i de inhoud (frequentie) n_i metingen is en de relatieve frequentie $f_i = n_i/n$. De bij die klasse behorende x -waarde wordt als x_i genoteerd. De som van alle relatieve frequenties is $\sum_N f_i = 1$.

Als hoofdwaaarde van een serie gegevens nemen we gewoonlijk het *rekenkundig gemiddelde*; dit wordt vaak genoteerd met een streep boven het parameter-symbool. In statistische publikaties wordt ook wel μ als gemiddelde-notatie gebruikt, maar daarmee wordt dan bedoeld het gemiddelde van alle mogelijke waarden van een parameter, niet alleen van de beschikbare waarden. Een strikte definitie van het rekenkundig gemiddelde is:

$$(5.2) \quad \bar{x} \equiv \frac{\sum_n x}{n} = \sum_N f_i x_i$$

Dit gemiddelde is een uitstekende samenvatting van symmetrische verdeelde metingen, waarbij aan beide zijden van het gemiddelde op gegeven afstand ongeveer evenveel metingen aanwezig zijn. De windrichting is hiervan een voorbeeld: wanneer de wind westelijk is, dan zullen bij kortdurende richtingsvariates ongeveer evenveel WNW- als WZW-winden voorkomen.

De windsnelheid is echter een typisch voorbeeld van een grootheid met een scheve verdeling. Wanneer de gemiddelde windsnelheid 4 m/s is, kan het best voorkomen dat een vlag groter dan 8 m/s is, terwijl hij niet kleiner kan zijn dan nul. In hoofdstuk 3 hebben we daarom voor de keuze van de „gemiddelde” vlag niet het rekenkundig gemiddelde genomen, maar de voorkeur gegeven aan de *mediaan*. De mediaan wordt gedefinieerd als de parameterwaarde waarvan de overschrijdingsfrequentie 0,5 is. Met andere woorden, 50% van de waarden zijn groter dan de mediaan. Voor een scheve verdeling is de mediaan vaak beter geschikt als hoofdwaaarde dan het rekenkundig gemiddelde — in het bijzonder wanneer in één richting zeer verre uitschieters voorkomen, zoals bij vlagverdelingen.

Ook de uurgemiddelde snelheid heeft een scheve verdeling. Dit is de belangrijkste reden waarom men voor uitgebreide wind-analyses niet voldoende heeft aan het gemiddelde (plus een spreidings-maat) maar bij voorkeur de gehele frequentieverdeling moet bezien, hetzij via een verdelingsfunctie, hetzij in detail.

Bepaling van de mediaan van een reeks gegevens vereist steeds dat op een of andere manier een frequentieverdeling van de reeks wordt gemaakt. Men kan dit eventueel met een beperkt aantal klassen doen en dan interpoleren (Spiegel, 1961) en bij een beperkt aantal gegevens kan men gewoonweg ordenen en de middelste nemen.

Soms neemt men voor een probleem wel eens als hoofdwaaarde van de verdeling noch het rekenkundig gemiddelde, noch de mediaan, maar de meest waarschijnlijke parameterwaarde — de „top” van de verdeling, *modus* genaamd. Bij windstatistiek doet men dit echter zelden.

Als maat voor de spreiding van metingen rondom hun gemiddelde kan de gemiddelde afwijking, $(x - \bar{x})$, niet dienen omdat hij altijd nul is ten opzichte van een correct berekend gemiddelde. Daarom wordt het kwadraat van de afwijking gemiddeld; dit noemt men de *variantie*:

$$(5.3) \quad \text{var } x \equiv \overline{(x - \mu)^2} = \frac{\sum_n x^2 - \frac{1}{n} (\sum_n x)^2}{(n - 1)}$$

Meestal gebruikt men hiervan de wortel, de *standaarddeviatie* σ_x , omdat deze dezelfde dimensies heeft als het gemiddelde. De standaarddeviatie van windsnelheid is in m/s-eenheden, en daarmee beter vergelijkbaar met het gemiddelde dan de variantie, die in m²/s²-eenheden is.

De reken-definitie van de standaarddeviatie is

$$(5.4) \quad \sigma_x \sim s_x \equiv \sqrt{\frac{\sum_N n_i x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_N n_i x_i \right)^2}{(n-1)}}$$

In de noemer van de uitgewerkte s_x -formules staat geen n maar $(n-1)$, omdat bij de berekening rekening wordt gehouden met het verschil tussen de standaarddeviatie s_x van de steekproef (dus, de beschikbare meetreeks) en de standaarddeviatie σ_x van de totale massa van mogelijke gegevens-waarden. Bij kleine steekproeven is dat belangrijk. In de praktijk wordt dit notatie-verschil heel vaak verwaarloosd, en ook hier zal vaak σ_x worden geschreven terwijl eigenlijk s_x is bedoeld.

Aangezien de bepaling van σ_x vereist dat alle gegevens worden doorgerekend — hetzij individueel, hetzij via klasse-frequenties volgens (5.4) — is σ voor de praktijk wel eens te bewerkelijk. Als eenvoudige spreidingsmaat neemt men daarom ook wel het verschil tussen de grootste en de kleinste voorkomende waarde, de zogenaamde *range*. Echter is er in een reeks gegevens méér kans op een sterk afwijkende waarde naarmate er meer gegevens zijn, en daarom moet men **ALTIJD** bij gebruik van een range een maat opgeven voor de grootte van de steekproef waarbij hij hoort. Bij een steekproefgrootte van ~ 40 getallen bedraagt de range gemiddeld 5σ , en bij ~ 200 getallen is de range ongeveer 6σ . Uit één enkele range kan men σ niet erg nauwkeurig schatten, te meer omdat bij een niet-stationaire steekproef de range groter is dan bij een stationaire.

Bij gebruik van de range voor omschrijving van windvariabiliteit dient men altijd de lengte van de meetperiode te vermelden en de responsiesnelheid van de windmeetapparatuur te bepalen. Uit deze twee grootheden kan dan globaal worden afgeleid, hoe groot voor dit geval de gemiddelde verhouding van range en standaarddeviatie is. Hiervan is gebruik gemaakt bij het vlaagmodel in paragraaf 3.6.

5.2 Gauss-verdelingen, spectra en middelingstijden.

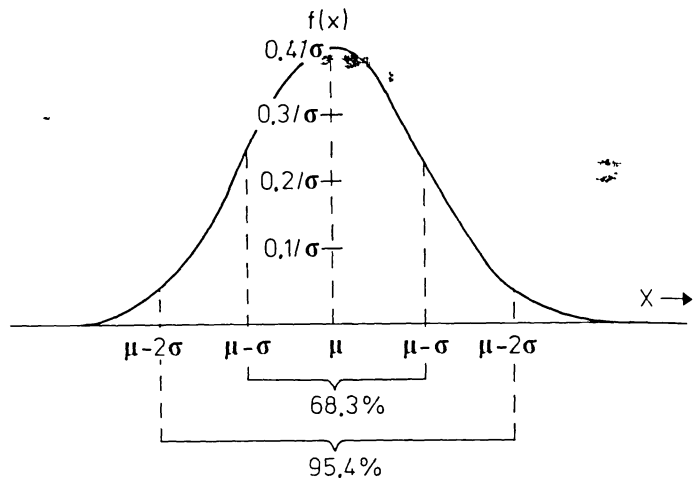
In de statistiek-inleiding is aangetoond, dat het om vele redenen wenselijk is om niet te werken met originele frequentieverdelingen, maar deze af te vlakken met behulp van een geschikt gekozen analytische functie. Als eerste van dergelijke functies komt hier de *Gauss-verdeling* aan de orde, die ook wel *normaalverdeling* wordt genoemd. De bijbehorende analytische functie wordt in de Engelstalige literatuur „error function” genoemd — dit is een aanwijzing voor het soort verdelingen, dat met deze functie goed wordt beschreven, namelijk symmetrische afwijkingen van een gemiddelde.

De distributieve normaalverdeling wordt gegeven door de kansdichtheidsfunctie.

$$(5.5) \quad f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2\right]$$

met gebruik van de notatie $\exp[y] \equiv e^y$. De waarden van μ en σ in deze verdeling kunnen uit de oorspronkelijke frequentieverdeling worden berekend met behulp van (5.2) en (5.4). De vorm van deze verdelingsfunctie wordt gegeven in figuur 5.4: het is een symmetrische „klok”-vorm, met de piek bij $x = \mu$ en lopend van $-\infty$ naar $+\infty$. Het is dus een twee-parameter-verdeling, waarbij μ de plaats van de „klok” aangeeft en σ de breedte. Een vuistregel voor de breedte is, dat slechts 1/3 van de waarden meer dan $\pm\sigma$ afwijkt van het gemiddelde μ , en slechts 5% meer dan $\pm 2\sigma$.

Figuur 5.4
Kansdichtheid $f(x)$
voor de Gauss-
verdeling.



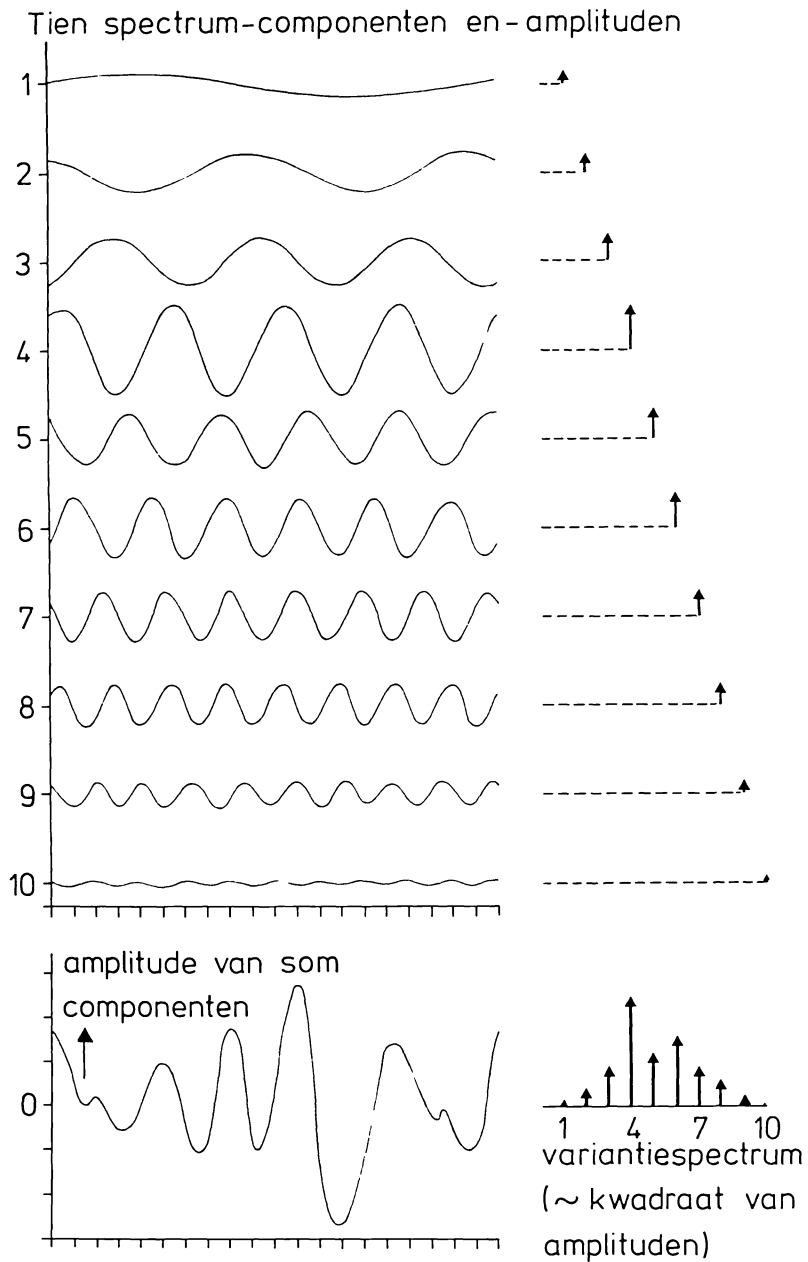
De normaalverdeling is een van de weinige symmetrische verdelingen die in de natuur voorkomen, en dan nog minder dan men gewoonlijk denkt. Wanneer bijvoorbeeld van een gegeven ras appels de afmetingen, de straal r dus, normaal verdeeld zijn rondom een gemiddelde grootte, dan zullen volume en gewicht, die evenredig zijn met r^3 , géén normaalverdeling hebben maar een of andere asymmetrische, scheve verdeling.

In de praktijk is de normaalverdeling van toepassing op verdelingen van afwijkingen, fouten soms, rondom een stabiel gemiddelde. Voorwaarde is hierbij dat de afwijkingen geen enkelvoudige systematische oorzaak hebben, maar het resultaat zijn van vele mogelijke kleine afwijkingen. Als voorbeeld kan men zich indenken dat knikers naar een putje worden gerold, steeds in de juiste richting, over een grond met vele kleine oneffenheden die toevallige afwijkingen naar links of rechts geven. De knikers zullen dan het putje passeren op zijdelingse afstanden r (voor $r=0$ rolt de knikker in het putje). De r -waarden voldoen aan een Gauss-verdeling, waarbij de grootte van σ , afhangt van de mate van oneffenheid van de grond.

In de windstatistiek is de Gauss-verdeling van toepassing op de kortdurende turbulente afwijkingen van de wind rondom een tienminuten- of uur-gemiddelde. In hoofdstuk 3 is aangegeven dat daarbij de grootte van σ bepaald wordt door omgevingsruwheid, hoogte en stabiliteit.

De gemiddelde turbulentiegraad van de wind wordt goed beschreven door de standaarddeviatie van bijvoorbeeld 5-seconde-gemiddelden rondom het uurgemiddelde, maar dit is voor vele doeleinden te grof. Onder meer is het zo, dat de ruwheids-turbulentie typisch bestaat uit vlagen van 5 tot 20 seconden duur, terwijl de convectieve turbulentie in een onstabiele grenslaag vlagen veroorzaakt met perioden van enige minuten. Voor bijvoorbeeld de analyse van luchtverontreinigings-transport wil men soms bestuderen, hoeveel turbulentie van convectieve oorsprong is en hoeveel er mechanisch door ruwheidseffecten is veroorzaakt. Men kan nu afzonderlijke σ -waarden berekenen, enerzijds van 5-seconden-gemiddelden, rondom minuutgemiddelden, anderzijds van minuutgemiddelden rondom 10-minuut-gemiddelden. Dan heeft men dus de standaarddeviatie opgesplitst in de bijdragen van twee verschillende frequentie-banden.

Het resultaat van een dergelijke opsplitsing van de variantie naar frequentie noemt men een *spectrum*. In figuur 5.5 wordt het principe van een dergelijke opsplitsing getoond. Boven in de



Figuur 5.5 Voorbeeld van variantiespectrum-analyse. De amplitudekromme links onder blijkt te kunnen worden opgebouwd uit de tien componenten links boven. Het spectrum rechts onder is een discrete samenvatting van de varianties van de afzonderlijke componenten. De horizontale tijdas is verdeeld in willekeurige gelijke eenheden.

figuur zijn een aantal sinusvormige variaties gegeven met toenemende frequentie en wisselende amplitude — de som van deze tien, onderaan, vertoont een beeld dat vergelijkbaar is met een of andere turbulentie-registratie. De amplitudes van de tien componenten zijn rechts gegeven, en rechts onder staat het spectrum, het kwadraat van de amplitude als functie van de frequentie. Bij windsnelheidsspectra is het kwadraat van de amplitude overigens evenredig met de turbulente bewegingsenergie.

De analyse van de windturbulentie tot een spectrum is niet alleen een fundamentele onderzoeksmethode, maar ook van belang voor de praktijk. Een voorbeeld van de toepassing van spectra is de analyse van gedragingen van constructies, zoals bruggen en masten, in een vlagerige wind. Deze constructies kunnen in trilling geraken met een frequentie, die door de stijfheid van de constructie wordt bepaald. Voor constructeurs is het dus belangrijk om te weten in hoe sterke mate deze frequenties aanwezig zijn in de turbulentie, opdat berekend kan worden of de wind de constructie kan beschadigen door hem in trilling te brengen.

Voor het schatten van een turbulentiespectrum is de variantie of standaarddeviatie van de windsnelheid een noodzakelijk basisgegeven, en over de schatting daarvan zijn in paragraaf 3.6 basisformules vermeld. Een overzicht van het detailgedrag van turbulentie-spectra in de grenslaag zou in dit kader te ver voeren — zie hiervoor de literatuur (onder meer Davenport, 1961, en Jensen en Busch, 1982).

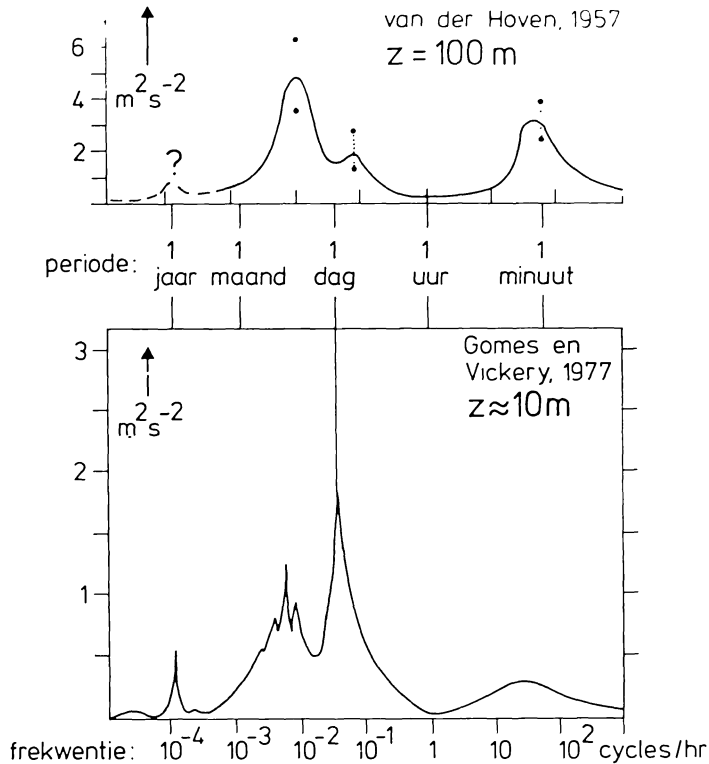
De variatie van de wind over perioden met de grootte-orde van een dag vertoont weinig toevals-karakteristieken: er is een systematische dagelijkse gang (zie hoofdstuk 3 en 4). Een Gauss-verdeling is dan ook niet van toepassing voor windvariaties op deze tijdschaal. Wanneer we echter de tijdschaal veel groter maken, tot jaren toe, dan zijn er zeer veel verschillende variatie-oorzaken naast de dagelijkse gang, zoals het passeren van depressies (tijdschaal enige dagen) en de seizoenverandering in de algemene atmosferische circulatie (tijdschaal enige maanden). Het resultaat is, dat de verdeling van uurgemiddelden van de windsnelheid rondom een 30-jarig gemiddelde toch weer grofweg lijkt op een Gauss-verdeling. In ieder geval heeft het zin om het spectrum van de variantie σ_u^2 te berekenen, om te zien hoe groot het relatieve belang van de verschillende variatie-oorzaken is.

Een dergelijk lange-termijn-spectrum is het eerst berekend door Van der Hoven (1957). Hij maakte daarbij gebruik van een meetreeks, die afkomstig was van het 100m-niveau op een meteorologische mast te Brookhaven nabij New York. Dit Van der Hoven-spectrum is afgebeeld in figuur 5.6, en daarbij moeten een aantal kanttekeningen worden geplaatst. Om te beginnen is het spectrum-deel voor perioden korter dan een uur afkomstig van metingen, welke gedaan werden toen een tropische cycloon Brookhaven passeerde. De hoogte van deze hoogfrequente spectrumpiek is dus overdreven, en niet representatief voor de „echte” verhouding van hoogfrequente en laagfrequente variantie in de wind. Ten tweede ontbreekt een dagelijkse-gang-variantiepiek in dit spectrum, omdat op 100 m hoogte de dagelijkse gang minimaal is (zie hoofdstuk 3). Ten slotte was de meetreeks maar een jaar lang, zodat de mogelijkheid ontbrak om de hoogte van de jaarlijkse-gang-piek te bepalen.

In figuur 5.6 is onder het Van der Hoven-spectrum een tweede spectrum afgebeeld van de veeljarige windvariantie, ditmaal berekend uit windmetingen nabij de grond (Gomes en Vickery, 1977). Men ziet hierbij duidelijk, hoe overheersend de dagelijkse gang op die hoogte is. De turbulentiepiek voor perioden korter dan een uur is hier gemiddeld over vele typische situaties, en dus zijn de afmetingen ten opzichte van het overige spectrum realistischer dan bij Van der Hoven. Bovendien kon in dit geval de hoogte van de jaar-piek worden bepaald uit een 55-jarige meetreeks.

De beide spectra, zowel het eerste op 100 m hoogte als het tweede op 10 m hoogte, komen op twee punten opvallend overeen. Allereerst is er een duidelijke piek met een periode van 3 tot 5 dagen, die kennelijk toe te schrijven is aan de weervariaties op zeer grote schaal:

Figuur 5.6
Veeljarige
windsnelheidsspectra uit
metingen op hoogten
100 m en 10 m.



langstrekken van depressies, en ontwikkeling of afzwakking van hogedruk-gebieden. Het Van der Hoven-spectrum vertoont hier nog een klein piekje met een periode van 12 uur, waarschijnlijk gekoppeld aan zeewindcirculaties. In het spectrum van Gomes en Vickery is een overeenkomstige piek moeilijk te achterhalen omdat hij verdwijnt in de brede dagelijkse-gang-piek.

Een tweede punt van overeenkomst is de afwezigheid van variantie in de wind voor perioden van $\frac{1}{2}$ uur tot 3 uur. Op die tijdschaal zijn er namelijk op onze breedtegraad in de grenslaag nauwelijks variaties in atmosferische verschijnselen, die belangrijke wijzigingen in de kinetische energie zouden kunnen geven. Men noemt dit dal in het lange-termijn-spectrum wel de *spectral gap*, het gat in het windspectrum.

Het bestaan van de „spectral gap” heeft een belangrijke praktische consequentie: het turbulente variantie-deel is fysisch gescheiden van het klimatologische variantie-deel. Daarom zijn uurgemiddelden statistisch betrouwbaarder dan gemiddelden over veel kortere of veel langere perioden. De keuze van een uur als basis-bemonsteringsperiode is dus gunstig voor beschrijving van bijvoorbeeld een dagelijkse gang, omdat op die tijdschaal de toevalsvariantie klein is.

De keuze van middelingstijden voor de beschrijving van atmosferische verschijnselen met veel langere of veel kortere looptijden is helaas niet zo ondubbelzinnig. Op die tijdschalen hebben de gemiddelden een willekeurige onzekerheid, veroorzaakt door verschijnselen met dezelfde tijdschaal als de middelingstijd.

Voor het hoogfrequente turbulente tijdsdomein is door Lumley en Panofsky (1964) en Wyngaard (1973) uitgewerkt, over welke periode T_r (in seconden) men moet middelen om een windsnelheid te bepalen met nauwkeurigheid r (in fracties van 1). Met andere woorden, er is statistisch nagegaan met welke nauwkeurigheid een individuele windvlaag kan worden bepaald. Zoals in hoofdstuk 3 is uiteengezet, wordt op deze schaal het resultaat het best uitgedrukt in een windweg of golflengte (Wieringa, 1980):

$$(5.6) \quad U T_r = \frac{2z}{(r \ln(z/z_o))^2}$$

Voor korte vlagen is dus de onzekerheid r groot. Op 10 m hoogte boven terrein met $z_o = 0,1$ m is voor een 100 m-vlaag (zeg, een 10-sec-vlaag) de bepalingsonnauwkeurigheid 10 %. Anderzijds is voor een 10-minuten-gemiddelde deze onnauwkeurigheid slechts 2 %. De vorm van het spectrum verklaart waarom windgegevensbestanden, die gebaseerd zijn op maximale waargenomen vlagen, essentieel onnauwkeuriger analyse-resultaten geven dan bestanden van uurgemiddelden. Door de invloed van de „spectral gap” is er op 10-minuten-schaal reeds weinig variantie, daarom mag (5.6) niet voor langere duren worden toegepast.

Aan de laagfrequente kant van het spectrum wordt het uitwerken van een algemene relatie tussen middelingstijd en nauwkeurigheid, zoals (5.6), bemoeilijkt door de koppeling tussen opeenvolgende uurgemiddelden. Bovendien toont het lange-termijn-spectrum (figuur 5.6) dat de variabiliteit voor perioden korter dan enige weken dermate groot is, dat de statistische berekening van de nauwkeurigheid van bijvoorbeeld weekgemiddelden geen duidelijke resultaten oplevert. We bereiken pas weer een „spectral gap”, met de bijbehorende statistische stabiliteit, wanneer we gaan middelen over perioden van een maand of langer. Anders gezegd, de verdeling van maandgemiddelde windsnelheden rondom een veeljarig gemiddelde is ongeveer een normaalverdeling.

Vaak wordt de vraag gesteld, hoe nauwkeurig men windparameters kan bepalen wanneer men beschikt over een meetreeks van gegeven lengte, bijvoorbeeld 3 maanden, of 3 jaar. Voor het antwoord hierop kunnen we gebruik maken van een klassieke relatie, geldig voor deeltgemiddelden uit een Gauss-verdeling waarvan het totaalgemiddelde en de standaarddeviatie bekend zijn. De relatie stelt, dat voor steekproeven met grootte n uit deze verdeling de standaarddeviatie van de steekproefgemiddelden wordt gegeven door $\sigma/\sqrt{n}$. In ons geval betekent dit, dat de standaarddeviatie van jaar-gemiddelden een factor $\sqrt{12}$ kleiner zou moeten zijn dan die voor maandgemiddelden. Dit blijkt inderdaad het geval te zijn: ten opzichte van het 30-jaar-gemiddelde vonden we in paragraaf 4.2 voor jaargemiddelden een variatiecoëfficiënt $\sigma_U/\bar{U} = 5,5\%$, en voor de Nederlandse windstations te land vinden we voor maandgemiddelden van lange reeksen een variatiecoëfficiënt $\sigma_U/\bar{U} = 19 \pm 2\%$ ten opzichte van het gemiddelde over de gehele reeks. De relatie blijkt dus te gelden voor maandgemiddelde windsnelheden.

In de onderstaande tabel is uit de variatiecoëfficiënten met behulp van bovenstaande relatie berekend, welk onzekerheidspercentage R geldt voor windsnelheden gemiddeld over een aantal perioden. De percentages definiëren een interval, waarbinnen het werkelijk 30-jaar-gemiddelde kan worden gevonden met kansen van 80 % en 95 %. Wanneer dus uit een jaar windmetingen een gemiddelde windsnelheid van 5,0 m/s wordt bepaald, dan heeft men 80 % kans dat het veeljarig jaargemiddelde ligt tussen $(1 + 0,07) \times 5$ en $(1 - 0,07) \times 5$ m/s.

Middelingstijd	1 mnd	3 mnd	6 mnd	1 jaar	2 jaar	5 jaar
R (80 %)	24 %	14 %	10 %	7,0 %	5,0 %	3,1 %
R (95 %)	37 %	22 %	15 %	11 %	7,6 %	4,8 %

De onzekerheidspercentages R voor wind-variabiliteitsparameters zoals σ zijn groter dan de hier getabelleerde R -waarden voor gemiddelden (zie Lumley en Panofsky, 1964 en Wyngaard, 1973).

Vergelijkt men dit met de nauwkeurigheid van de klimaatkaarten in dit boek, welke 5% tot 10% bedraagt (zie paragraaf 4.3), dan blijkt hieruit dat een plaatselijke meting van minder dan twee jaar duur geen beter resultaat oplevert. Daarnaast is het bestaan van een jaarlijkse gang een tweede, fysische, reden om nooit korter dan een jaar te meten wanneer men een reeks onafhankelijk wil analyseren. Kortere meetreeksen kunnen alleen zinvol worden uitgewerkt in combinatie met gelijktijdige metingen van een naburig windstation, dat een meetreeks van enige jaren heeft.

5.3 Weibull-frequentieverdelingen voor de gemiddelde windsnelheid

Windsnelheden zijn per definitie positief. Dit beperkt de keuze van analytische functies, die bruikbaar zijn voor het beschrijven van een wind-frequentieverdeling. In de praktijk is gebleken dat twee typen verdelingsfuncties redelijk bruikbaar zijn voor windverdelingen.

In de eerste plaats voldoet de logaritme van de windsnelheid matig goed aan een Gaussische verdelingsfunctie. Gaussisch grafiekenpapier is makkelijk verkrijgbaar, en mede daarom wordt deze „lognormaal”-verdeling soms toegepast. Er is echter geen duidelijke fysische reden waarom deze verdeling voor windverdelingen geschikt zou zijn.

De tweede bruikbare functie is de Weibull-verdelingsfunctie. Deze blijkt een windverdeling tussen 4 en 16 m/s vrij goed te kunnen beschrijven. De cumulatieve Weibull-verdeling is gedefinieerd als

$$(5.7) \quad F(U) = 1 - \exp\left(-\left(\frac{U}{a}\right)^k\right)$$

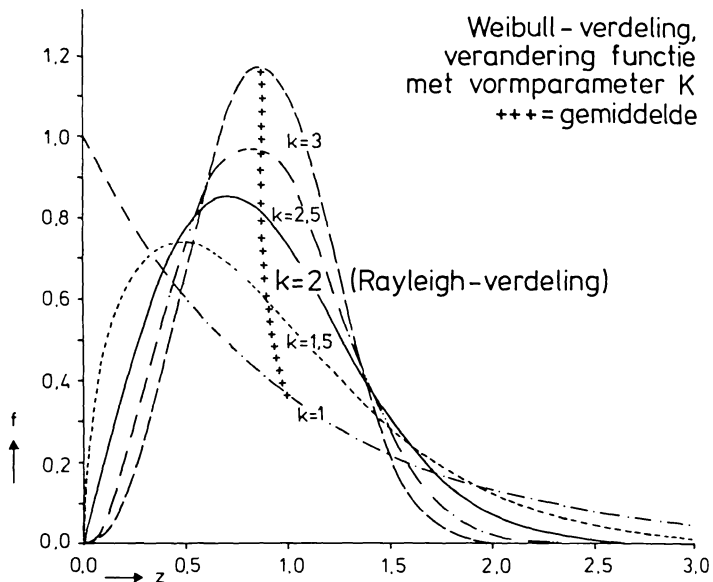
waarbij $F(U)$ hier de kans is, dat de windsnelheid kleiner is dan U . Deze verdelingsfunctie bevat twee variabele parameters. Men noemt de parameter a (met windsnelheids-dimensies) de *schaal-parameter*; naarmate het gemiddeld snelheidsniveau op een plaats groter is, neemt ook a in waarde toe. De *vorm-parameter* k beschrijft de „scheefheid” van de verdelingsfunctie (5.7) en de graad van concentratie van meetwaarden rondom de hoofdwaaarde. Bij deze functieform gaat de kromme door de oorsprong en hoeft de plaats niet bepaald te worden; specificatie van een (derde) nuldoorgangs-parameter U_0 biedt weinig praktisch voordeel.

In het geval van de Weibull-verdeling is er wél enige aanwijzing dat er een fysische reden is waarom deze verdeling het „goed doet”. Om dit af te leiden gaat men uit van de zeer eenvoudige vooronderstelling, dat de wind bestaat uit onafhankelijke noord-zuid en oost-west componenten die elk een symmetrische toevallige variatie rondom nul vertonen, een Gaussverdeling dus. Wanneer men nu de oost-west- en noord-zuid-snelheden optelt tot één snelheidsvector, dan kan worden afgeleid dat de lengte van deze vector een zogenaamde Rayleigh-verdeling heeft, voorgesteld door de formule

$$(5.8) \quad F(U) = 1 - \exp\left(-\left(\frac{U}{\sigma\sqrt{2}}\right)^2\right)$$

waarbij is gesteld dat de standaard-deviatie van de afzonderlijke noord-zuid- en oost-west-componenten dezelfde waarde, σ , heeft. Dit is een Weibull-verdeling met $k = 2$ en $a = \sigma\sqrt{2}$,

Figuur 5.7
 Vorm van een
 distributieve Weibull-
 frequentieverdeling voor
 verschillende waarden
 van de vormparameter.



een één-parameter-verdeling waarin men alleen de schaalfactor a variabel stelt (Davenport, 1968). De vorm van deze Rayleigh-verdeling is steeds dezelfde (figuur 5.7).

In werkelijkheid is de verdeling van de windsnelheid natuurlijk niet in alle richtingen dezelfde, zelfs niet nadat men er een gemiddelde atmosferische stroming van west naar oost heeft afgetrokken. Er zijn variaties ten gevolge van bijvoorbeeld seizoenverschillen, land-zee-effecten en dergelijke. Daarom is de vorm van de verdeling onzeker, en de Weibull-verdeling geeft mogelijkheden om deze vorm te variëren door keuze van de vorm-parameter k . In figuur 5.7 is een overzicht gegeven van de mogelijke verdelings-vormen die door de Weibull-functie worden beschreven. In deze figuur is steeds $a = 1$ aangehouden. We zien dat de Weibull-functie steeds „schever” wordt naarmate k kleiner wordt. Bij k -waarden > 2 wordt hij scherper gepiekt en worden de „staarten” lager, hetgeen betekent dat een functie met grote k -waarde weinig extreem hoge of lage elementen bevat. Voor $k \sim 3,5$ lijkt de functie enigszins op de symmetrische Gauss-kansdichtheidsfunctie.

In de praktijk beschrijft de twee-parameter Weibull-verdeling het middengebied van de windsnelheidsverdeling voldoende nauwkeurig voor de meeste toepassingen. De in onze streken toe te passen k -waarden variëren daarbij tussen 2,5 en 1,5 voor windsnelheden in de onderste tientallen meters. Evenwel is een twee-parameter Weibull-beschrijving onvoldoende precies om betrouwbare extrapolatie mogelijk te maken naar snelheden lager dan 4 m/s of hoger dan 16 m/s. De redenen van deze beperking komen verderop in deze paragraaf nog ter sprake.

Stel dat we een wind-frequentieverdeling hebben, gemeten dan wel geschat, die zo goed mogelijk is omschreven door een goede keuze van de verdelings-parameters a en k . Wat kunnen we dan daarmee doen?

Laten we eerst nog eens het uitgangspunt herhalen. De eenvoudigste formule voor de Weibull-verdeling is die voor de cumulatieve verdeling, dus

$$(5.9) \quad P(U_i < U) \equiv F(U) = 1 - \exp\left(-\left(\frac{U}{a}\right)^k\right)$$

Hieruit volgt direct, dat voor een klasse van windsnelheden, die gelegen zijn tussen U_1 en U_2 , de dimensieloze waarschijnlijkheid wordt gegeven door

$$(5.10) \quad P(U_1 \leq U < U_2) = \exp\left(-\left(\frac{U_1}{a}\right)^k\right) - \exp\left(-\left(\frac{U_2}{a}\right)^k\right)$$

Op deze manier kan men een distributieve verdeling maken in klassen, een histogram dus. De bijbehorende continue distributieve kansdichtheidsfunctie is:

$$(5.11) \quad f(U) = \frac{k}{a} \left(\frac{U}{a}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{U}{a}\right)^k\right)$$

Dit is dus de formule die de functie-krommen in figuur 5.7 beschrijft.

We kunnen uit de Weibull-beschrijving met a en k ook eenvoudig sommige statistische parameters van de verdeling berekenen. Daarbij hebben we voor sommige parameters de zogenaamde gamma-functie $\Gamma(y)$ nodig, welke formeel-wiskundig gedefinieerd wordt door

$$(5.12) \quad \Gamma(y) \equiv \int_0^{\infty} \exp(-x) x^{y-1} dx$$

Deze functie wordt in de praktijk uit handboek-tabellen of uit numerieke benaderingsformules bepaald. Voor ons doel varieert y tussen 1,3 en 3, en een indruk van de bijbehorende gamma-functiewaarden geeft deze tabel:

y	1,0	1,3	1,5	1,7	2,0	2,5	3,0
$\Gamma(y)$	1,000	0,897	0,886	0,909	1,000	1,329	2,000

In bijlage C wordt een volledig functie-tabel en ook een numerieke benaderingsformule van $\Gamma(1+y)$ gegeven (Abramowitz en Stegun, 1965).

Voor een wind-meetreeks, waarvan de frequentieverdeling is samengevat in twee-parameter Weibull-vorm, kunnen we met behulp van de gamma-functie de volgende statistische parameters berekenen:

– het rekenkundig gemiddelde:

$$(5.13) \quad \bar{U} = a\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right)$$

– het gemiddelde van de n^e macht van U :

$$(5.14) \quad \overline{U^n} = a^n \Gamma\left(1 + \frac{n}{k}\right)$$

– de standaard-deviatie:

$$(5.15) \quad \sigma_U = a \left(\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right) \right)^{\frac{1}{2}}$$

Tenslotte kunnen we de mediaan berekenen, zonder gamma-functiegebruik:

$$(5.16) \quad \langle U \rangle = a(\ln 2)^{1/k}$$

Meer basisparameters heeft men zelden nodig. Voor toepassingen gebruikt men soms combinatieparameters. Bijvoorbeeld, de energie-inhoud van de wind is evenredig met de derde macht van de momentane windsnelheid, dus gebruikt men voor windenergie-berekeningen wel eens de „wind energy pattern factor”

$$(5.17) \quad k_E \equiv \overline{U^3}/(\overline{U})^3$$

Uit (5.13) en (5.14) volgt dat k_E alleen afhankelijk is van k . Deze „pattern factor” geeft grofweg aan, in hoeverre men ergens de windenergie onderschat, wanneer men de energie schat uit de derde macht van de plaatselijke jaargemiddelde windsnelheid, in plaats van hem te berekenen uit het jaargemiddelde van de derde machten van de windsnelheden. Bij berekening van k_E door combinatie van (5.13) en (5.14) krijgt men: $k = 1,75 \rightarrow k_E = 2,2$, en $k = 2,0 \rightarrow k_E = 1,9$. Het toepassen van deze factor zorgt dat de schatting de juiste orde van grootte krijgt — maar het blijft slechts een schatting van de totaal aanwezige windenergie. Windturbines werken alleen goed in een bepaald snelheidsgebied (afhankelijk van het type turbine), en de winbare windenergie is dus ook afhankelijk van het percentage tijd dat de windsnelheid in dit werkgebied is.

De eenvoudigste manier om bij een gegeven windverdeling de best passende twee-parameter-Weibullfunctie te vinden — dus de bepaling van a en k — volgt uit een gelineariseerde herschrijving van (5.9):

$$(5.18) \quad \ln(-\ln[1 - F(U)]) = k(\ln U) - k \ln a$$

In woorden uitgedrukt: de „dubbellogaritme” van de kans, dat een bepaalde snelheidsklasse wordt overschreden, is een lineaire functie van de logaritme van de windsnelheid die de bovengrens van de klasse is. We zullen de berekening van a en k via (5.18) de lineariseringsmethode noemen.

Op basis van (5.18) kan men zogenaamd Weibull-grafiekenpapier ontwerpen, met langs de ene as procenten overschrijdingskansen volgens het linkerlid van (5.18), en langs de andere as een logaritmische schaal voor de windsnelheid. Wanneer men hierop een cumulatieve windsnelheidsverdeling uitzet, waarbij men per klassefrequentie als windsnelheid de bovengrens van de klasse neemt, dan zullen de punten op een rechte lijn liggen — voorzover tenminste de verdeling behoorlijk beschreven wordt door een Weibull-functie. De tangens van de hellingshoek van de lijn is dan de vormfactor k . De schaafactor a is grafisch bepaalbaar als de windsnelheid met 63 % overschrijdingskansen, omdat

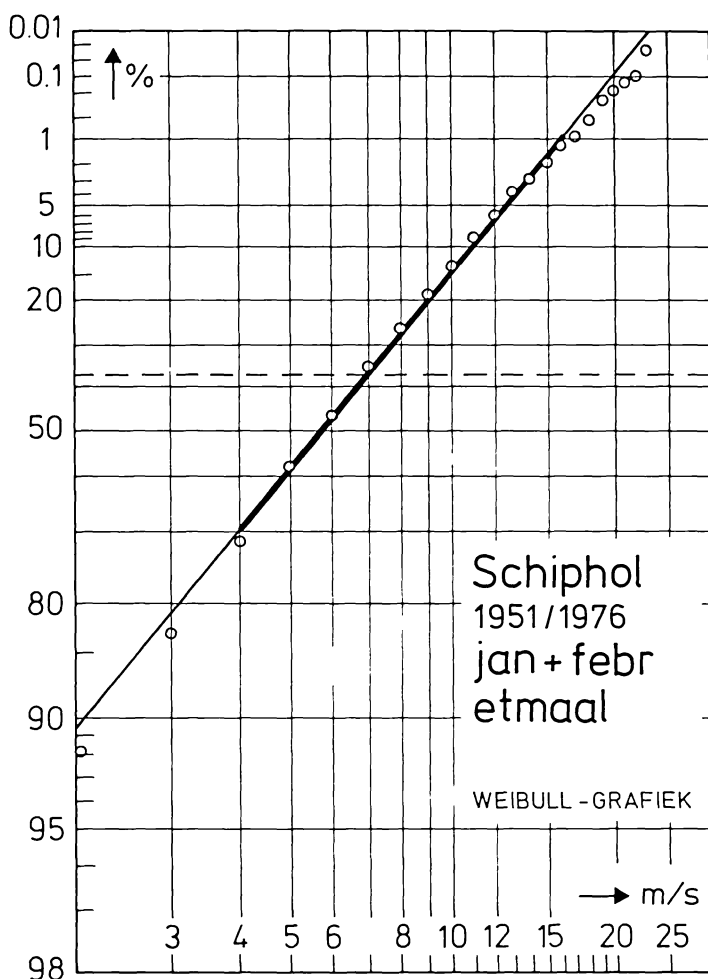
$$(5.19) \quad F(a) = 1 - \exp(-1) = 0,632$$

Deze „grafische” bepalingsmethode van a en k kan ook in algebraïsch-statistische vorm worden benut. Wanneer we de methode der kleinste kwadraten gebruiken om de „beste” rechte lijn te trekken door m punten (x_i, y_i) met $y_i = \ln(-\ln(1 - F(U_i)))$ en $x_i = \ln U_i$, dan volgt hieruit:

$$(5.20) \quad k = \frac{m \sum_m x_i y_i - \sum_m x_i \sum_m y_i}{m \sum_m (x_i^2) - (\sum_m x_i)^2}$$

$$(5.21) \quad k \ln a = \frac{\sum_m (x_i^2) \sum_m y_i - \sum_m x_i \sum_m (x_i y_i)}{m \sum_m (x_i^2) - (\sum_m x_i)^2}$$

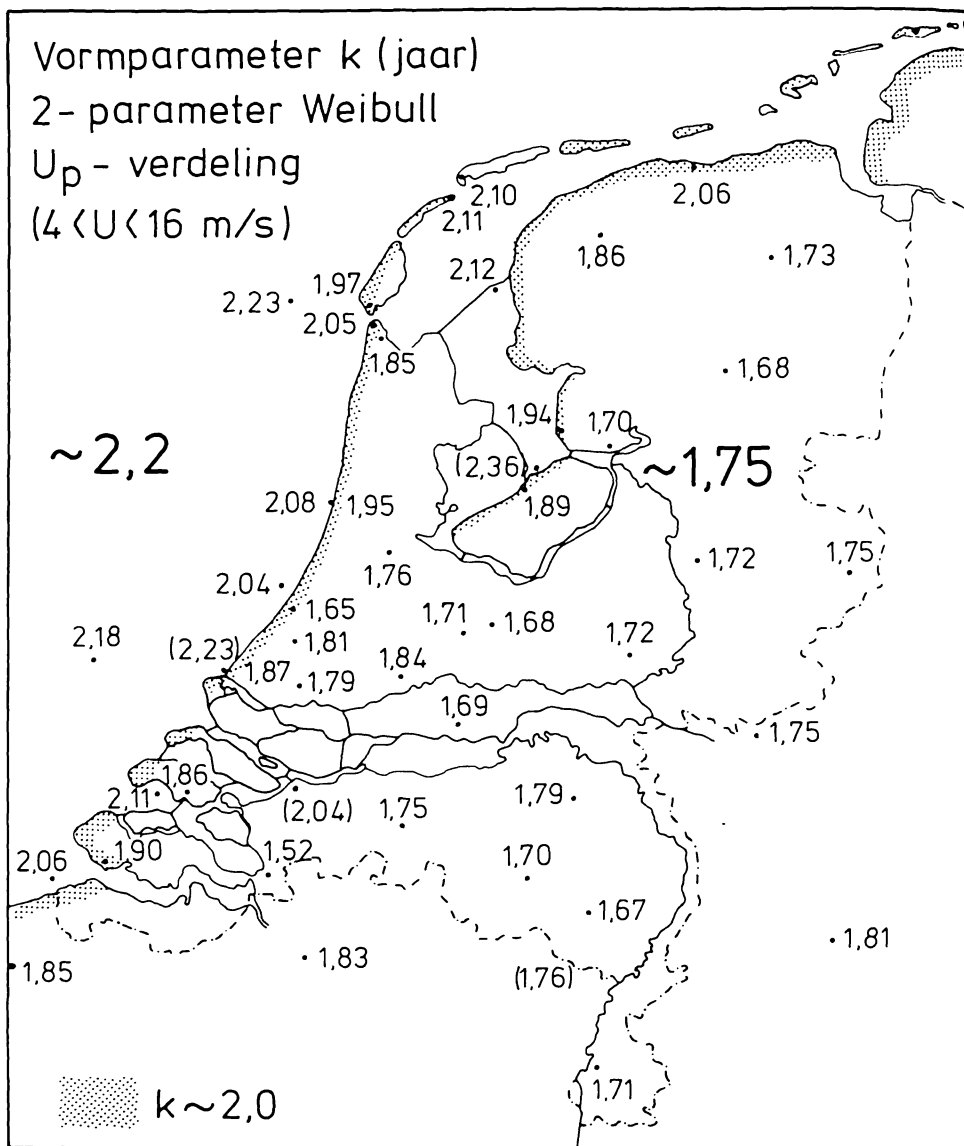
Figuur 5.8
Cumulatieve
frequentieverdeling van
Schiphol voor een
winterseizoen op
Weibull-grafieken-
papier. Langs de
vertikale as staan de
waargenomen over-
schrijdingsfrequenties
($1-F(U)$) van de
horizontaal uitgezette
potentiële uurgemiddelde
windsnelheden.
Voorbeeld: 26.4% van
de windsnelheden was
> 8 m/s. De getrokken
lijn is een kleinst-
kwadratische lineaire
aanpassing aan het
krommedeelte tussen
4 en 16 m/s; het
snijpunt van deze lijn
met de horizontale
onderbroken lijn geeft
een schatting van de
schaalparameter a
volgens formule (5.19).
De vormparameter k
kan worden geschat
door formule (5.18)
toe te passen op enige
punten van de lijn (niet
op meetpunten!).



Zoals reeds gezegd is het aan te raden om bij zo'n berekening geen snelheidsklassen lager dan $4 \leq U < 5$ m/s of hoger dan $15 \leq U < 16$ m/s te betrekken. Dit is zowel bij de grafische als bij de kleinst-kwadratische versie van de lineariserings-methode eenvoudig uitvoerbaar.

Als voorbeeld is in figuur 5.8 een seizoenwindsnelheidsverdeling voor alle richtingen uitgezet voor het windstation Schiphol over de periode 1951/1976 (zie appendix A). Voor het lineaire deel van de verdelingslijn, $4 \leq U < 16$ m/s, vinden we $k = 1,85$ en $a = 6,9$ m/s.

Een tweede eenvoudige methode is toepasbaar, indien van de gehele frequentieverdeling het gemiddelde $\bar{U}$ en de standaarddeviatie σ_U bekend zijn. We kunnen dan namelijk (5.13) en (5.15) hanteren als twee vergelijkingen met onbekenden a en k , en de Weibull-parameters hieruit oplossen. Men noemt dit de methode der momenten. Een praktisch bezwaar van deze momenten-methode is dat de berekening impliciet wordt uitgevoerd voor de gehele frequentieverdeling vanaf 0 m/s tot de hoogste waargenomen snelheid. Daarentegen biedt de



Figuur 5.9 Geografische verdeling van de jaargemiddelde Weibullvormparameter van frequentieverdelingen van uurgemiddelde wind, waargenomen op Nederlandse windstations.

lineariserings-methode juist het voordeel, dat men zich makkelijk kan beperken tot de snelheidsrange waar de twee-parameter Weibull-verdeling goed toepasbaar is.

Er zijn nog andere methoden om a en k te bepalen. De statistisch meest verantwoorde aanpak is de „maximum likelihood”-methode (Kendall en Stuart, 1961; zie Rijkooft, 1983). Evenals de zogenaamde percentielen-methode biedt „maximum likelihood” het voordeel, dat de nauwkeurigheid van het rekenresultaat expliciet bekend wordt, hetgeen voor gedetailleerde studies van frequentieverdelingen nodig is. Voor eenvoudige schattingen zijn de lineariserings-methode (grafisch of kleinst-kwadratisch), en eventueel de momenten-methode, voldoende nauwkeurig (Stevens en Smulders, 1979).

De vormparameter k is de interessantste van de twee Weibull-parameters. In figuur 5.7 bleek, dat hij de relatieve lengte van de staart van de frequentieverdeling bepaalt: wanneer er veel snelheden sterk afwijken van de gemiddelde windsnelheid, dan is k klein. Hieruit volgt onder meer dat k afneemt, wanneer de relatieve amplitude van de dagelijkse gang toeneemt. Op zee, waar praktisch geen dagelijkse gang in de windsnelheid is, zal de k -waarde dus groter zijn dan op land.

Wanneer de middelingsperiode veel kleiner wordt dan een uur, dan zijn er meer extreme waarden, omdat we dan eigenlijk een frequentieverdeling van langgolvige windvlagen hebben. Voor een hypothetisch station waarvan de uurgemiddelde windsnelheid een Rayleigh-verdeling heeft (dus $k = 2$) zal voor 10-minuten-gemiddelden $k \sim 1,9$ gelden, en voor minuutgemiddelden misschien $k \sim 1,7$. Bij zeer korte middelingstijden neemt de vormparameter bovendien gemiddeld nog af wanneer de omgevingsruwheid toeneemt. Anderzijds zal voor dit hypothetisch station de verdeling van 3-uur-gemiddelden minder extreme waarden hebben ($k \sim 2,1$), terwijl voor daggemiddelden de normaalverdeling wordt benaderd ($k \sim 3,5$).

Een overzicht van voorkomende waarden van de vormparameter k wordt in figuur 5.9 gegeven. De k -waarden op deze kaart betreffen de jaar-frequentieverdelingen van uurgemiddelde windsnelheden ($4 \leq U < 16$ m/s) op de windstations. Het valt op dat in het gehele binnenland, tot vlak bij de kust toe, de variatie van k zeer klein is: $k = 1,74 \pm 0,06$ voor 20 stations, nog geen 5% variatie dus! In het binnenland bedraagt de variatie van $U \sim 40\%$, zodat de veel gebruikte vuistregel van Justus en Mikhail (1976), dat k evenredig zou zijn met $\sqrt{U}$, kennelijk onjuist is.

Pas op de werkelijke kuststations (Vlissingen, IJmuiden) vinden we $k > 1,9$, en dan volgt een snelle overgang naar $k = 2,2 \pm 0,1$ op open water (zee of IJsselmeer). Uit de betrekkelijke invariabiliteit van de jaargemiddelde vormparameter kunnen we concluderen, dat een aparte kaart voor de schaalparameter a eigenlijk overbodig is — we kunnen a zonder meer uit de jaargemiddelde windsnelheidskaart $\bar{U}$ afleiden, omdat k slechts een land-zee-variatie heeft. Dit is samengevat in onderstaande tabel, waarbij $a/\bar{U}$ is berekend met behulp van (5.13) — waarbij in deze k -range weinig variatie blijkt te zijn in $\bar{U}/a = \Gamma(1 + 1/k)$.

	land	kust	zee
k	1,75	2,0	2,2
$a/\bar{U}$	1,123	1,128	1,129

Voor de berekening van a uit $\bar{U}$ heeft het geen zin om geografisch verder te detailleren, aangezien de nauwkeurigheid van de gehele aanpak toch beperkt is.

Kort samengevat: indien we ergens een schatting willen maken van de jaargemiddelde frequentieverdeling van uurgemiddelde potentiële wind, dan bepalen we $\bar{U}$ uit de jaargemiddelde windsnelheidskaart en vervolgens a en k via bovenstaande tabel. Met

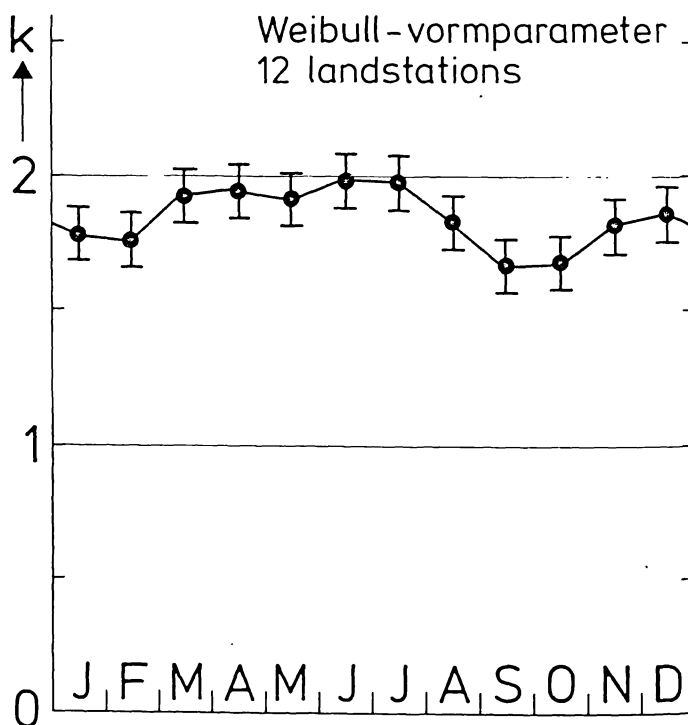
toepassing van (5.9) en (5.10) kunnen we dan de cumulatieve en distributieve windsnelheidsverdeling bepalen. In principe kan dit ook gedaan worden voor tweemaands-seizoenen met behulp van bijlagen B en C, waarin per seizoen kaartjes zijn gegeven van $\bar{U}_p$ en k , met een uitgebreide gammafunctie-tabel. Men moet zich wél realiseren dat deze aanpak slechts redelijk bruikbaar is voor het snelheidsgebied $4 \leq U < 16$ m/s.

We hebben in het bovenstaande heel wat verwaarloosd: de effecten van stabiliteit en de invloed van ruwheid en hoogte. Wat het laatste betreft kan worden gesteld, dat door het gebruik van potentiële windsnelheden is genormaliseerd naar 10 m boven open terrein. Indien we ons even tot open terrein beperken, dan valt te verwachten dat met toenemende hoogte de waarde van de vormparameter ook toeneemt, omdat de amplitude van de dagelijkse gang op 60 m hoogte kleiner is dan op 10 m hoogte. Dit wordt inderdaad waargenomen: te Cabauw bijvoorbeeld varieert de vorm van de twee-parameter Weibullverdeling ($4 \leq U < 16$ m/s) voor jaargemiddelden als volgt met de hoogte:

$z(\text{m})$	10	40	80	120	160	200
k	1,8	2,1	2,4	2,4	2,3	2,2

Het verloop van k is dus tegengesteld aan het verloop van de amplitude van de dagelijkse gang met de hoogte in figuur 3.8.

Een effect van ruwheid op de vorm van de jaar-frequentieverdeling is eveneens aanwezig, maar niet zo groot. In ruw terrein ($z_0 \sim 0,5$ m) is op 10 m hoogte k ongeveer 0,1 kleiner dan in open terrein. Op grotere hoogte zal dit effect nog geringer zijn.

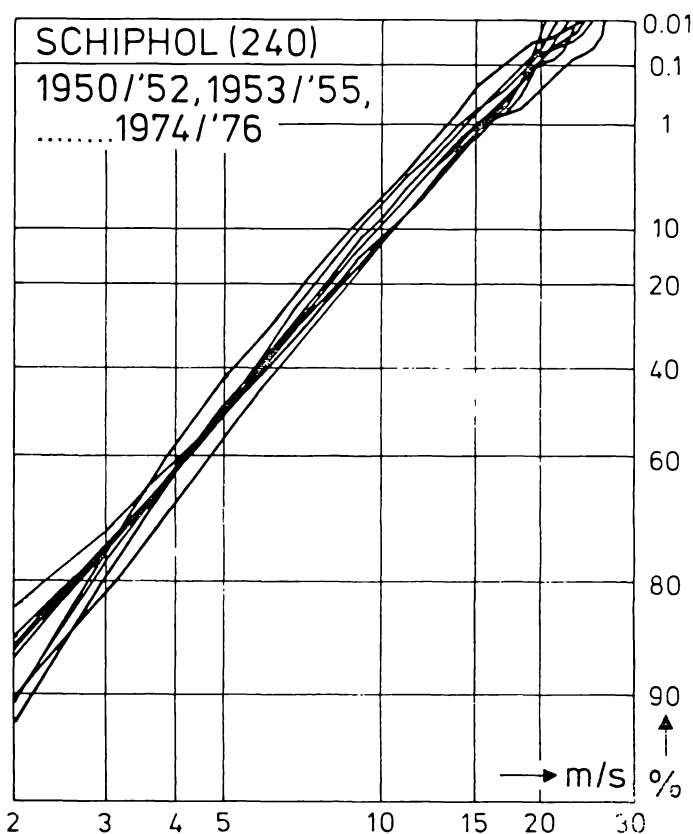


Figuur 5.10
Jaarlijkse gang van de
Weibull-vormparameter
van windfrequentie-
verdelingen op 12
windstations in het
binnenland.

De grootte van stabiliteitseffecten op de vorm van de verdeling van windsnelheidsfrequenties kan in eerste instantie worden gezien door de jaarlijkse gang van k op landstations te bepalen. Op grond van het reeds besproken k -variatiegedrag zouden we verwachten, dat k in de zomer relatief klein is, omdat dan de dagelijkse gang het grootst is. In figuur 5.10 is dit uitgewerkt voor een aantal stations, en het blijkt niet zo eenvoudig te zijn: in de nazomer is k inderdaad klein, maar in de voorzomer is k juist relatief groot. De conclusie is onontkoombaar, dat we voor de analyse van stabiliteitseffecten op de vorm van de frequentieverdeling niet langer voldoende hebben aan het eenvoudige twee-parameter Weibull-model.

We gaan weer even terug naar het uitgangspunt, namelijk de wenselijkheid om de frequentieverdeling van de windsnelheid zo goed mogelijk analytisch te beschrijven. Het is goed om even concreet te zien hoe die frequentieverdeling er in de praktijk uitziet, en hoe variabel hij is. Daarom zijn in figuur 5.11 van Schiphol de cumulatieve windverdelingen uitgezet voor negen opeenvolgende driejaarlijkse perioden.

De bundel krommen valt duidelijk uiteen in drie snelheidsgebieden. Tot nu toe hebben we ons bewust beperkt tot het middeninterval tussen ~ 4 m/s en ~ 15 m/s. In dit gebied zijn de verdelingskrommen vrij goed evenwijdig, met een zijdelingse variatie van $\sim 5\%$ die overeenkomt met de variatie van de jaargemiddelden (zie figuur 4.3). Bovendien zijn ze in dit



Figuur 5.11
Cumulatieve verdeling
van de potentiële wind
te Schiphol in negen
opeenvolgende
driejaarlijkse tijdvakken
(Weibull-
grafiekenpapier).

interval redelijk benaderbaar door een rechte — en dus door een twee-parameter-Weibullverdeling — maar tonen toch een geringe neerwaartse kromming naar rechts. Bij sommige andere stations is deze kromming veel meer uitgesproken dan bij Schiphol (zie bijvoorbeeld figuur 5.16).

Boven 15 m/s treffen we slechts $\sim 1^\circ$ van de waarnemingen aan, hetgeen een belangrijke oorzaak is van het gespreid en rommelig verloop van de 3-jaar-verdelingskrommen aldaar. Voorlopig beperken we ons tot de conclusie dat men uit drie jaar waarnemingen zelfs geen grof bruikbare schatting kan maken van de kans op zeer hoge windsnelheden. In het vervolg komen we hierop nog terug.

In het lage-snelheidsgebied, beneden 4 m/s, zijn bij veel stations de windmetingen onbetrouwbaar, maar Schiphol is altijd een goed onderhouden station geweest. De reden van het onsystematische verloop van de verdelingskrommen aldaar moet dan ook worden gezocht in jaar-tot-jaar variaties van het stabiliteitsklimaat. Hier wreekt zich de inhomogeniteit van het windgegevens-bestand, dat we tot dusver probeerden te beschrijven met één zo eenvoudig mogelijke functie, hetzij de Weibull-functie hetzij een andere vergelijkbare. Men dient zich te realiseren, dat de totale frequentieverdeling afkomstig is uit sterk verschillende seizoenen, dat hij land- en zeewinden bevat, en dat de windprofielen sterk variëren met stabiliteit. Statistisch gezegd, de reeks is zeer inhomogeen.

Een uitweg is te vinden door het windbestand op fysische gronden zo goed mogelijk op te splitsen in redelijk homogene deelreeksen, in de hoop dat deze wel eenvoudig beschrijfbaar zijn. Voor identificatie van de hoofdoorzaken van fysisch-meteorologische variabiliteit kunnen we gebruik maken van figuur 5.6, de veeljarige spectra. We beperken ons hier tot uurgemiddelden en kunnen daarom de hoogfrequente turbulentiepiek buiten beschouwing laten; er blijven dan twee hoofdoorzaken van windvariabiliteit over. Verreweg de belangrijkste blijkt de dagelijkse gang te zijn — deze is verantwoordelijk voor ongeveer 60% van de variantie. Ongeveer 35% van de variantie wordt veroorzaakt door de „synoptische” weersveranderingen op grote schaal, met perioden van twee dagen tot een maand, en de overige 5% komt voor rekening van de jaar-tot-jaar variaties.

De eerste stap in de opsplitsing in homogene deelreeksen is dus de afzonderlijke analyse van dag en nacht. Dit is met een waarnemingsreeks uitvoerbaar door seizoenafhankelijke splitsing naar waarnemingstijd (zie bijlage K). De „synoptische” homogenisering vereist twee splitsingen, namelijk naar seizoen en naar richtingssector.

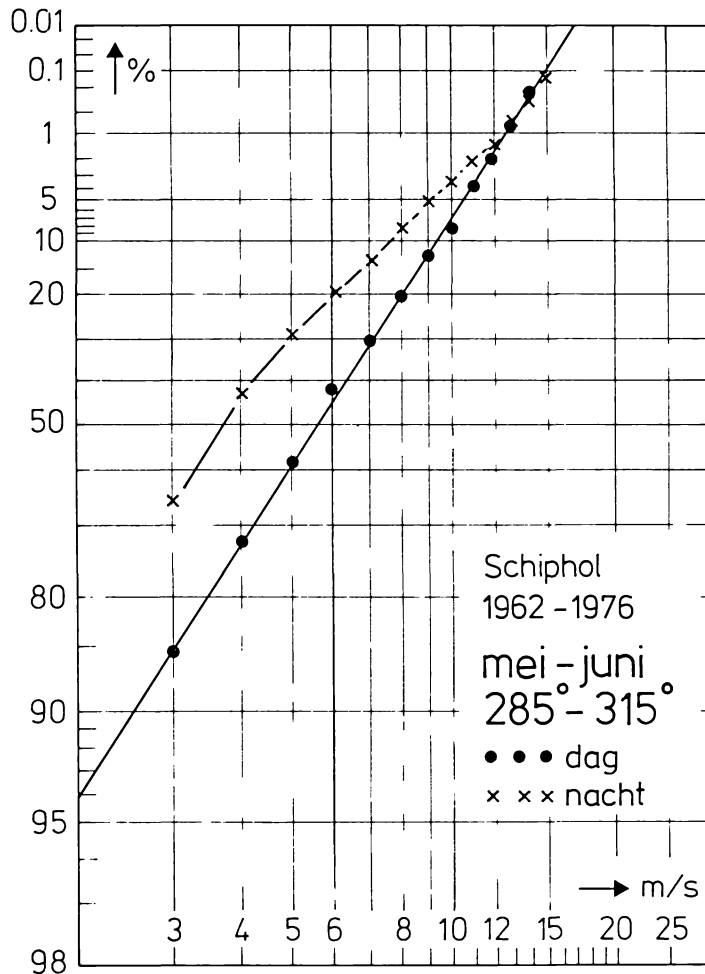
In figuur 5.12 blijkt deze aanpak inderdaad tot resultaten te leiden. Voor één gegeven tweemaands-seizoen en één richtingssector (in dit geval een met zeer veel waarnemingen) blijkt de frequentieverdeling van overdag waargenomen wind over de volledige snelheidsrange te voldoen aan een Weibull-verdelingsfunctie (5.7)! De frequentieverdeling van de nachtelijke waarnemingen voor hetzelfde seizoen en dezelfde richtingssector valt bij hoge snelheden asymptotisch samen met de dagverdeling, maar wijkt daarvan meer en meer af naarmate de windsnelheid lager wordt. Dit is een gevolg van de dagelijkse gang van de wind: zwakke winden komen hoofdzakelijk voor in (stabiele) nachten. Hierdoor kan de verdeling van de nachtelijke windsnelheden niet worden beschreven met een twee-parameter-Weibull-functie.

Empirisch blijkt zulk functiegedrag goed formuleerbaar te zijn door de nacht-verdeling te beschrijven met de verdelingsfunctie

$$(5.22) \quad F_n(U) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{U}{a}\left(1 + \gamma \exp\left(-\frac{U}{5}\right)\right)\right)^k\right]$$

waarbij voor de dag- en nachtverdeling dezelfde waarden van a en k worden gebruikt. De toegevoegde parameter γ noemen we stabiliteitsparameter. Zijn verbondenheid met de

Figuur 5.12
Cumulatieve verdeling
van de wind te Schiphol
voor één seizoen en één
richtingssector
(Weibull-
grafiekenpapier).



dagelijkse gang blijkt uit het feit, dat γ sterk gecorreleerd is met de gemiddelde amplitude van de dagelijkse gang: wanneer we een sinus aanpassen aan die dagelijkse gang, dan is de waarde van γ ongeveer 70 % van de sinus-amplitude.

De introductie van dag-nacht-splitsing betekent, dat de schaal- en vorm-parameters andere waarden aannemen dan bij de twee-parameter Weibull-verdelingen, die we tot dusver bespraken. De k -waarde is de helling van de dag-verdelingsrechte, en deze is steiler dan de verdelingskromme van een etmaalverdeling omdat de zwakke nachtelijke windsnelheden zijn uitgesplitst. Typisch zijn voor deze a - k - γ -verdeling de k -waarden dus $\sim 2,2$ in het binnenland en $\sim 2,5$ op zee. Ook de a -waarden zijn iets groter dan voor een twee parameter-Weibull-verdeling.

Voor een homogene deelreeks blijkt dus inderdaad een goed hanteerbare beschrijving van de frequentieverdeling mogelijk te zijn op basis van de Weibull-verdelingsformule. Hiervoor betalen we een prijs: we hebben voor een station 72 deelreeksen voor 12 richtingssectoren en

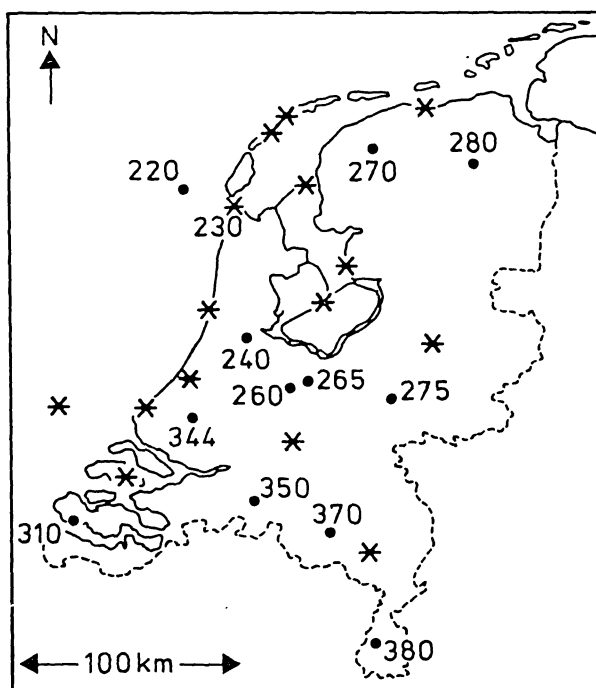
6 seizoenen en elke deelreeks is nog weer in een dag- en een nachtreeks onderverdeeld. We kunnen dan voor elke reeks a , k en γ bepalen, maar moeten tevens nog de grootte van de reeks, de aantallen dag- en nachtmetingen dus, specificeren opdat we de reeksen later weer kunnen combineren. Dit betekent dat we voor elk station 360 verdelings-parameters hebben! Zelfs wanneer we de variatie van de parameters over de 12 richtingssectoren vereffenenen door hun verloop in een harmonische analyse met twee termen samen te vatten, dan nog houden we per station 150 parameters over. Weliswaar hebben we hiermee de mogelijkheid om voor het station door combinatie van de partiële verdelingen een zeer waarheidsgetrouwe beschrijving van een willekeurige deel-verzameling te maken. Toch is zó het geheel moeilijk te hanteren, zelfs met een computer.

We kunnen nu echter zeer nuttig gebruik maken van het feit dat we met potentiële windsnelheden werken. Hierdoor zijn de windgegevens van de stations regionaal representatief en landelijk vergelijkbaar. Bij doorrekening van deze analyse voor 12 windstations, verspreid over het land (zie figuur 5.13) blijken vele parameters landelijk niet meer dan een geringe toevals-variatie te vertonen. Andere parameters kunnen door regressieberekeningen onderling gekoppeld worden binnen het kader van de bereikbare statistische nauwkeurigheid. Met andere woorden, een sterke vereenvoudiging blijkt mogelijk door regionale vergelijking.

Het eindresultaat is, dat er per seizoen 19 variabelen overblijven die voor het gehele land gelden. Daarnaast moeten voor ieder station zes plaatselijke parameters worden gespecificeerd, namelijk:

- a , k en γ , reeds hierboven genoemd;
- χ , een parameter die gekoppeld is aan het tijdstip van het maximum in de jaarlijkse gang ter plaatse;

*Figuur 5.13
Gebruikte windstations
voor de opzet van het
Rijkskoot-Weibull-model
voor windfrequentie-
verdelingen (.) en
windstations waarmee
dit model is getoetst
(*)*

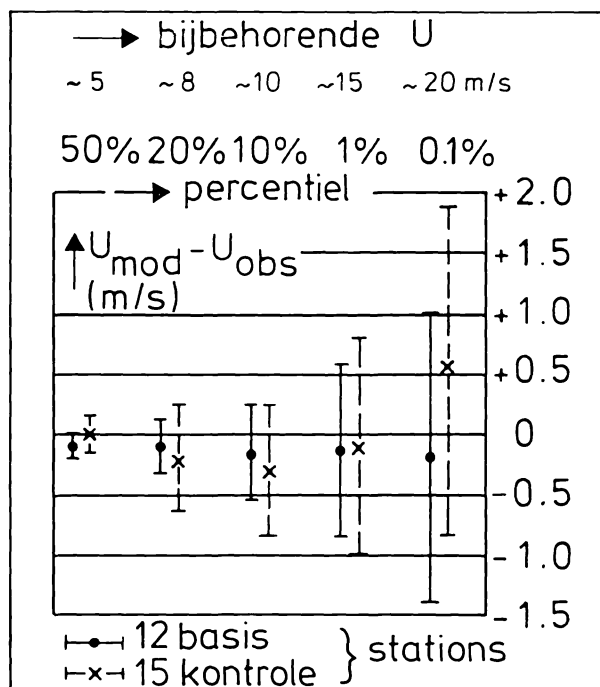


- t_d en t_n , parameters die de plaatselijke richtings-asymmetrie van de windroos overdag en 's nachts specificeren.

Kaartjes van deze parameters en een uitgebreide beschrijving van dit gecombineerde Weibull-model worden gegeven door Rijkooort (1983). De zes plaatselijke parameters variëren over het gehele land langzaam, zodat ze geïnterpoleerd kunnen worden tussen de twaalf basis-modelstations. De geografische variatie van de schaalparameter a is gekoppeld aan de variatie van de gemiddelde potentiële windsnelheid (zie paragraaf 4.3).

De prestaties van het vereffende model zijn gecontroleerd door simulatie van windsnelheidsverdelingen op stations, welke niet waren gebruikt bij de originele parameterberekening. Hiertoe behoeften alleen de zes plaatselijke parameters voor zo'n station te worden bepaald door interpolatie tussen de omringende basisstations. In figuur 5.14 worden zowel de resultaten van zo'n simulatie voor 15 controle-stations als de model-samenvattingen voor de 12 basisstations vergeleken met de waargenomen frequentieverdelingen van die stations. Uit deze vergelijking volgt allereerst, dat het ontwikkelde Rijkooort-Weibull-model de plaatselijke jaar-snelheidsverdeling van de basisstations tot op $\sim 5\%$ nauwkeurig beschrijft zonder merkbare systematische afwijking bij hoge windsnelheden. Ten tweede blijken de gesimuleerde verdelingen op de controle-stations vrijwel even goed overeen te stemmen met de gemeten verdelingen. Met andere woorden, met dit model kan op een willekeurige plaats een bruikbare jaargemiddelde wind-frequentieverdeling worden gesimuleerd zonder één plaatselijke windmeting. Voor partiële verdelingen zal de nauwkeurigheid geringer zijn.

Samenvattend kan worden gesteld, dat dit computermodel voor vrijwel het gehele Nederlandse landgebied windsnelheids-frequentieverdelingen blijkt te kunnen simuleren met redelijke nauwkeurigheid, zowel totaal als voor afzonderlijke seizoenen en/of richtingen. Een



Figuur 5.14
 Toetsing van het
 Rijkooort-Weibull-
 model. Vertikale balken
 geven de $\pm 2\sigma$
 onzekerheidsrange aan
 voor de twee groepen
 van stations. (Zie
 verder tekst).

voorbehoud moet alleen gemaakt worden voor enerzijds het zuiden van Limburg en anderzijds voor de kustlijn. Voor beiden geldt, dat er bijzondere windregimes optreden, en dat ten tijde van het schrijven van dit boek nog moet worden nagegaan in hoeverre deze regimes door het model goed worden weergegeven. Voor de rest van Nederland lijken de resultaten betrouwbaar te zijn.

Gebruikers van windgegevens stellen wisselende nauwkeurigheidseisen aan een frequentieverdeling. Daarvoor zijn nu de volgende alternatieve oplossingen aanwezig:

1) In bijlage A zijn distributieve verdelingen van potentiële windsnelheid per richtingssector gegeven, allereerst van de metingen van vier stations die elk representatief zijn voor een windregiem: voor de zee Lichtschip Texel, voor de kust Den Helder, voor het polder-laagland Schiphol, en voor het binnenland Eindhoven. Van deze vier stations zijn de verdelingen gegeven voor seizoen en jaar, en voor vier aanvullende stations alleen voor het jaar. Men kan hiervan het meest geschikte station kiezen en daarvan de getallen benutten. Minder uitgebreide verdelingen zijn of worden gepubliceerd door het KNMI van sommige andere stations.

2) Men kan voor de gewenste plaats de jaar- of seizoen-gemiddelde potentiële windsnelheid schatten uit de kaartjes in tekst en in bijlage B, en deze combineren met een bijbehorende schatting van de vormparameter k uit bijlage C voor een twee-parameter Weibull-verdeling.

Deze aanpak is eenvoudig hanteerbaar, maar geeft alleen betrouwbare resultaten voor het snelheidsinterval $4 \leq U < 16$ m/s.

3) Men kan door de KNMI-computer een plaatselijke frequentieverdeling laten simuleren met behulp van het Rijkcoort-Weibull-model, wanneer gedetailleerde informatie noodzakelijk is. In het bijzonder is dit van toepassing op problemen die bij zeer lage of zeer hoge windsnelheden voorkomen. Een analyse van het voorkomen van extreem hoge snelheden zal in de rest van dit hoofdstuk ter sprake komen.

Voor lage snelheden is het belangrijkste aspect van deze aanpak de dag-nacht-splitsing. Als aanwijzing voor de mate van dag-nacht-verschil zijn van de vier sub (1) genoemde hoofdstations de dag- en nacht-verdelingen van potentiële wind in bijlage K opgenomen in de vorm van cumulatieve verdelingsgrafieken. Hieruit kan men schatten, of de toepassing van dag-nacht-splitsing voor een bepaald probleem van wezenlijk belang is.

In de bijlage wordt aangegeven, hoe men een verkregen U_p -verdeling kan omrekenen naar andere hoogten dan 10 m en andere ruwheden dan 0,03 m.

5.4 Frequenties van extreem hoge windsnelheden

Tot nu toe is slechts de waarschijnlijkheid van alle mogelijke windsnelheden aan de orde geweest, hetgeen van belang is voor wie de wind routinematig in zijn werk betreft — bijvoorbeeld een molenaar. Anderen echter zijn alleen geïnteresseerd in de grootte van het risico, dat de wind een zekere waarde overschrijdt. Vaak ligt de risicogrens zo hoog, dat de betrokken windsnelheid zelden of nooit op een windstation gemeten is. Ook voor lagere risicogrenzen geldt echter, dat het weinig zin heeft om aantallen overschrijdingen te gaan tellen. Zinniger is het om de overschrijdingskans $P(U > U_{\text{grens}})$ zo goed mogelijk te berekenen.

In de praktijk wordt gewoonlijk gewerkt met de *herhalingstijd* of *terugkeertijd* $T_p = 1/P_j$, waarbij P_j het gemiddeld aantal keren per jaar is dat U_{grens} wordt overschreden. Het gebruik van deze term geeft aanleiding tot gevaarlijke misverstanden, wanneer men zich niet bewust is

van het feit, dat T_p slechts de gemiddelde waarde is van de lengte van het tijdsinterval tussen opeenvolgende overschrijdingen. Na het voorkomen van een overschrijding is er een grote kans, dat nog vóór het verstrijken van T_p opnieuw minstens één overschrijding plaats vindt, en wel 63% kans voor eenmalige overschrijding, 27% kans voor twee overschrijdingen en 8% kans voor 3 overschrijdingen binnen het tijdsinterval T_p !

Bij het kiezen van een terugkeertijd voor een praktijkprobleem is het dan ook aan te raden om uitdrukkelijk te stellen, welke risicofractie r men aanvaardbaar acht voor overschrijding van U_{grens} binnen T_r jaren. De bijbehorende terugkeertijd T_p volgt dan uit de relatie

$$(5.23) \quad 1 - r = \left(1 - \frac{1}{T_p}\right)^{T_r}$$

welke wordt samengevat in de volgende tabel:

Aanvaardbare overschrijdingskans	1%	5%	10%	20%	63%
T_p/T_r	99,5	19,5	9,5	4,5	1,0

Bijvoorbeeld: wanneer men wil weten welke windsnelheid 5% risico heeft om binnen 25 jaar overschreden te worden, dan moet men de windsnelheid bepalen met een „terugkeertijd” $T_p = 19,5 \times 25 = 488$ jaar. Het is wel duidelijk, dat men bij de bepaling van extreemrisico's noodgedwongen verder in de tijd vooruit moet zien dan de langste beschikbare reeks.

Voor de bepaling van overschrijdingskansen over een lang tijdvak is het uitgangspunt een *tijdreeks*, een serie meetwaarden met vaste tijdsintervallen, bijvoorbeeld 20 jaar uurgemiddelden. Schatting van mogelijke extreme meetwaarden wordt in dit kader vertaald als de berekening van verwachte meetwaarden bij gegeven terugkeertijd T_p .

De gebruikelijke methodiek voor dergelijke schattingen is de Gumbel-analyse. Deze methode is veel toegepast op hydrologische problemen, welke gekenmerkt worden door sterke *persistentie*, dat is koppeling tussen opeenvolgende waarden van de tijdreeks. Bijvoorbeeld, wanneer de waterstand van de Rijn nu laag is, is over een maand de waterstand waarschijnlijk ook nog relatief laag. De opeenvolgende meetwaarden zijn dus niet onafhankelijk en dat is een belemmering voor exacte statistische analyse. Daarom werkt de Gumbel-methode met de deelverzameling van de hoogste jaarlijks waargenomen meetwaarden, omdat deze in ieder geval wél onafhankelijk zijn. Bovendien wordt zodoende de hoeveelheid rekenwerk beperkt tot een noodzakelijk minimum.

De kern van de Gumbel-methode is dus het maken van een deelreeks, welke uitsluitend bestaat uit de extreme waarden van opeenvolgende steekproeven uit de hoofdreeks. Een dergelijke deelreeks heeft een eigen verdelingsfunctie, welke niet dezelfde is als die van de hoofdreeks. Fisher en Tippet (1928) hebben statistisch-wiskundig uitgezocht, dat er voor dergelijke deelreeksen van extrema slechts drie limietverdelingen mogelijk zijn. Wanneer de hoofdreeks een verdelingsfunctie van het exponentiële type heeft, bijvoorbeeld de Weibull-verdeling (5.7), dan is de verdelingsfunctie van de extreemreeks

$$(5.24) \quad P(x \leq x_i) = \exp[-\exp[-a(x_i - y)]]$$

Deze dubbel-exponentiële verdelingsfunctie wordt gewoonlijk Gumbel-verdeling genoemd, ook wel Fisher-Tippett-I.

De tweede mogelijke extreem-verdelingsfunctie, Fisher-Tippett-II, is gekenmerkt door het bestaan van een ondergrens voor de extremen. Deze verdeling wordt ook wel Fréchet-verdeling of Cauchy-verdeling genoemd. Voor de karakteristiek van de Fréchet-verdeling

wordt verwezen naar Buishand en Velds (1980) en naar Mayne (1979). De Fisher-Tippett-III-verdeling stelt een bovengrens aan de extremen en wordt, verwarrend genoeg, óók wel eens Weibull-verdeling genoemd. Voor de windstatistiek geeft dit echter geen aanleiding tot misverstanden, omdat daarbij de Fisher-Tippett-III verdeling vrijwel nooit wordt gebruikt.

In de analyse van windextremen wordt hoofdzakelijk de Gumbel-verdeling toegepast. In tropische streken komen grote wervelstormen (tropische cyclonen, hurricanes) voor, welke plaatselijk niet vaker dan eens in de tien of twintig jaar worden waargenomen. Voor de analyse hiervan heeft men ook wel Fisher-Tippett-II extreemverdelingen toegepast.

Toepassing van de Gumbel-verdeling gebeurt in de praktijk vrijwel uitsluitend grafisch. Het gebruikte grafiekenpapier heeft een lineaire verticale schaal voor de meetwaarde (windsnelheid, waterstand) en een horizontale schaal voor de frequentie $P = 1 - 1/T_p$, welke wordt uitgezet als $-\ln(-\ln P)$ opdat de Gumbel-verdeling tot een rechte lijn zal worden getransformeerd. De horizontale frequentie-as op gestandaardiseerd Gumbel-grafiekenpapier is gewoonlijk zowel voorzien van een P -schaal als van een T_p -schaalverdeling voor jaarwaarden. In de grafieken in dit boek is alleen de T_p -schaal gegeven.

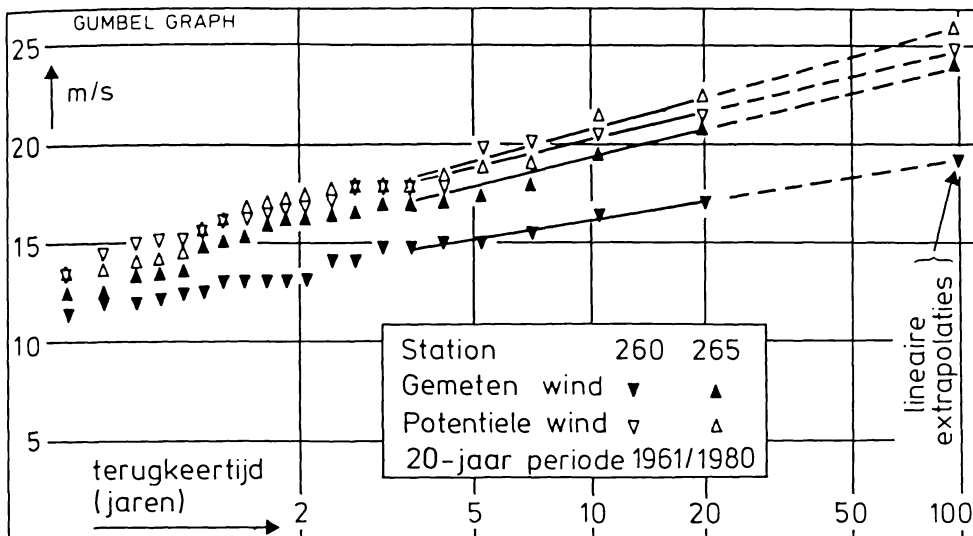
Wanneer men een reeks van n jaarmaxima heeft, dan ordent men deze naar opklimmende grootte: $U_1 < U_2 < \dots < U_n$. De vraag, bij welke frequentiewaarde deze maxima nu moeten worden geplot, is niet geheel triviaal. Gumbel (1958) stelde dat het frequentiebereik $(0,1)$ werd opgedeeld in $(n+1)$ gelijke intervallen, zodat de frequentie van U_k wordt gegeven door $P_k = k/(n+1)$. Bijvoorbeeld, voor het grootste maximum van een 20-jarige reeks is dan $P_k = n/(n+1) = 20/21 = 0,952$. Dit grootste maximum is echter niet de beste schatting voor de meetwaarde met een terugkeertijd T_p van 20 jaar ($1 - 1/T_p = 0,95$). Zo heeft de mediaan van de grootste waarde in een dergelijke reeks een herhalingsstijd van ongeveer 30 jaar in plaats van 20 jaar. Het is daarom aan te bevelen voor het grootste maximum een plotplaats te gebruiken, die hoger is dan de Gumbel-formule aangeeft. De meest ideale plotplaats blijkt enigszins afhankelijk te zijn van de meetwaarde-verdeling (Cunnane, 1978). Voor een windextreem-verdeling blijkt de plotplaats-formule van Benard en Bos-Levenbach (1953)

$$(5.25) \quad P(U_k) = \frac{k - 0,3}{n + 0,4}$$

een goede keuze te zijn. In het vervolg van dit hoofdstuk (behalve in figuur 5.15) is deze plotplaatsformule toegepast.

Als voorbeeld van het gebruik van Gumbel-papier voor windextremen is in figuur 5.15 een vergelijking gemaakt van de maxima uit simultane 20-jaar-reeksen van De Bilt en Soesterberg. Deze stations liggen op slechts 7 km van elkaar in vergelijkbaar terrein en zouden dus ongeveer dezelfde maximum-windsnelheden moeten waarnemen. Evenwel blijkt uit de grafiek dat dit alleen opgaat voor de potentiële windsnelheden, omdat De Bilt aan de westzijde (storm-richting) zeer beschut is. Uit deze figuur concluderen we dus, dat in de verdere extremanalyses alleen potentiële windsnelheden moeten worden gebruikt.

De maxima in de figuur liggen ongeveer op een rechte lijn en dus lijkt, althans voor deze stations, de Gumbel-verdeling redelijk toepasbaar. Wil men deze lijn trekken om hem te kunnen extrapoleren (in de figuur is dat kleinst-kwadratisch gedaan met gebruik van alle punten) dan valt op, dat de richting van de lijn zeer sterk bepaald wordt door de meest rechtse drie punten, de hoogste extrema dus. Nu is het helaas zo, dat de onzekerheid van deze punten ook het grootst is, omdat we bij gebruik van één maximum per jaar maar weinig waarden ter beschikking hebben. Kendall (1959) berekent dat, als men uitgaat van een 30-jarige reeks, voor een snelheidsniveau met een geschatte $T_p = 10$ jaar het 95%-betrouwbaarheidsinterval de grootte 4 jaar $\leq T_p < 50$ jaar heeft!



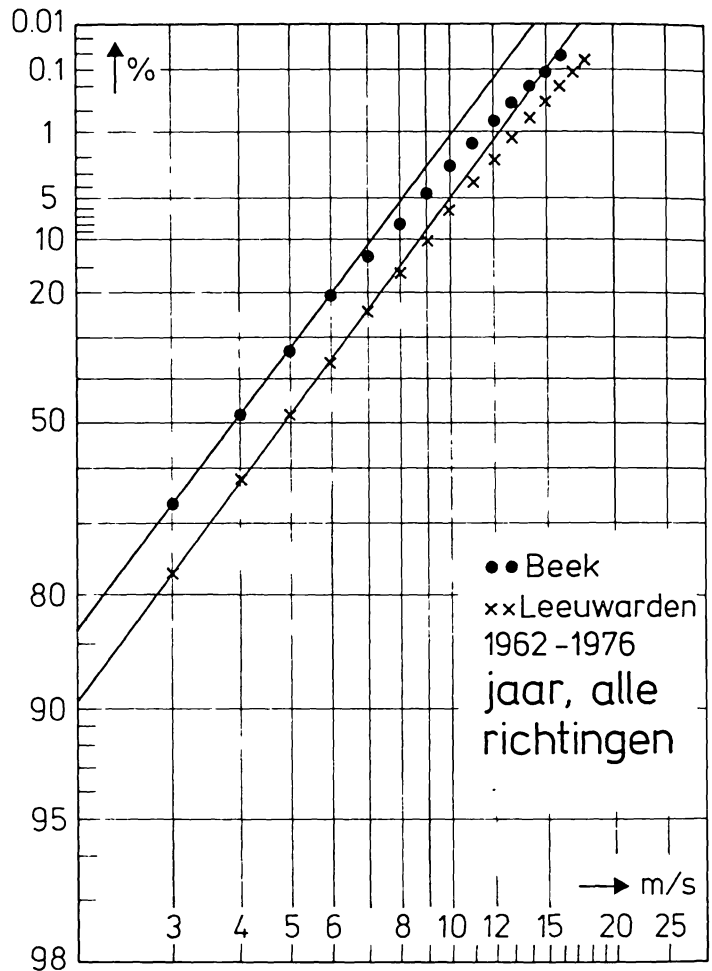
Figuur 5.15 Jaarlijkse extreme uurgemiddelde windsnelheden te De Bilt en Soesterberg, zoals gemeten en na beschuttingscorrectie. (Gumbel-grafiekenpapier).

Het bepalen van extreme windsnelheden door het plotten van maxima in een Gumbel-grafiek, gevolgd door het schatten van de beste rechte door de punten en het lineair extrapoleren van deze rechte, is zeer onbetrouwbaar om verschillende redenen. We hebben er al op gewezen, dat de onbetrouwbaarheid van de hoogste maxima leidt tot een grote onzekerheid in de keuze van de rechte door alle maxima.

Bovendien echter moet men zich afvragen of de Gumbel-verdeling wel geldig is voor windmaxima. Bij bezien van de volledige frequentieverdeling van allerlei windstations valt op, dat deze niet geheel overeenstemmen met een Weibull-verdeling — zie bijvoorbeeld figuur 5.16 voor Leeuwarden en Beek (= vliegveld Zuid-Limburg). In het voorafgaande deel van dit hoofdstuk hebben we weliswaar aangetoond, dat partiële dag-windsnelheidsverdelingen voldoen aan de Weibull-formule — maar dit impliceert, dat de totaalverdeling in het algemeen niet een Weibull-verdeling zal zijn (figuur 5.16). Als de hoofdverdeling niet exponentieel is, is er ook geen mathematische reden om aan te nemen dat de extreemverdeling een Gumbel-verdeling is. Er zijn empirische aanwijzingen, dat de extreemverdeling uiteindelijk de Gumbel-verdeling zou kunnen benaderen, maar dan op een termijn die de lengte van bestaande meetreeksen verre overtreft (Cook, 1982). In dat geval is lineaire aanpassing van extrema aan deze verdeling een puur-wiskundig forceren, waarvan de resultaten niet met de werkelijkheid hoeven overeen te stemmen.

Een duidelijk voorbeeld van gebrek aan overeenstemming met de werkelijkheid geeft figuur 5.17, een Gumbel-grafiek waarin van het station Schiphol de jaarmaxima zijn geplotted tezamen met de maxima van winden uit de westelijke richting. Aangezien er ook wel eens stormen uit noordelijke of zuidelijke richtingen komen, zijn de meeste jaarmaxima hoger dan de corresponderende westelijke maxima. Toch zijn de krachtigste westelijke stormen vergelijkbaar met de jaarmaxima: het hoogste westelijke maximum is het op twee na hoogste jaarmaximum. Bij lineaire extrapolatie heeft dit tot gevolg, dat voor grote terugkeertijden de geschatte westelijke extreem-windsnelheden groter zijn dan de geschatte extreem-

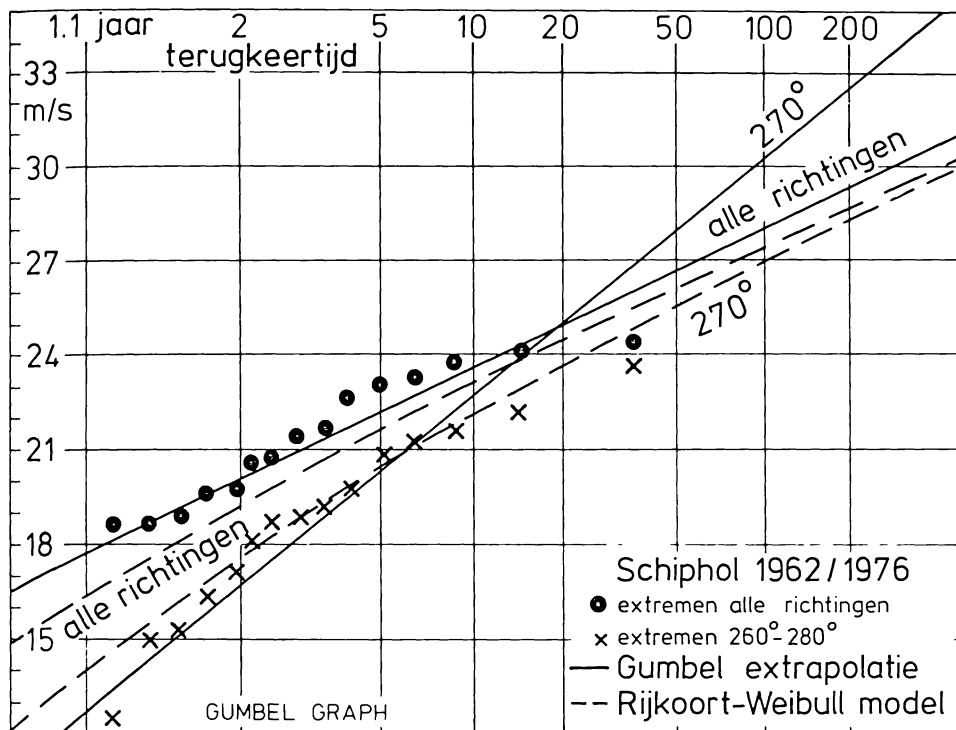
Figuur 5.16
Cumulatieve
frequentieverdelingen
van potentiële
windsnelheid op twee
stations (Weibull-
grafiekenpapier).



windsnelheden voor alle richtingen samen! Dit is natuurlijk onzin. (De onderbroken modelkrommen in de figuur worden verderop nader besproken).

Voor deelreeksen van windextrema blijkt de Gumbel-aanpak in ieder geval niet toepasbaar — en het is niet zo zeker, dat Gumbel-schatting van extremen met grote terugkeertijden uit het gehele bestand dan wél betrouwbaar is.

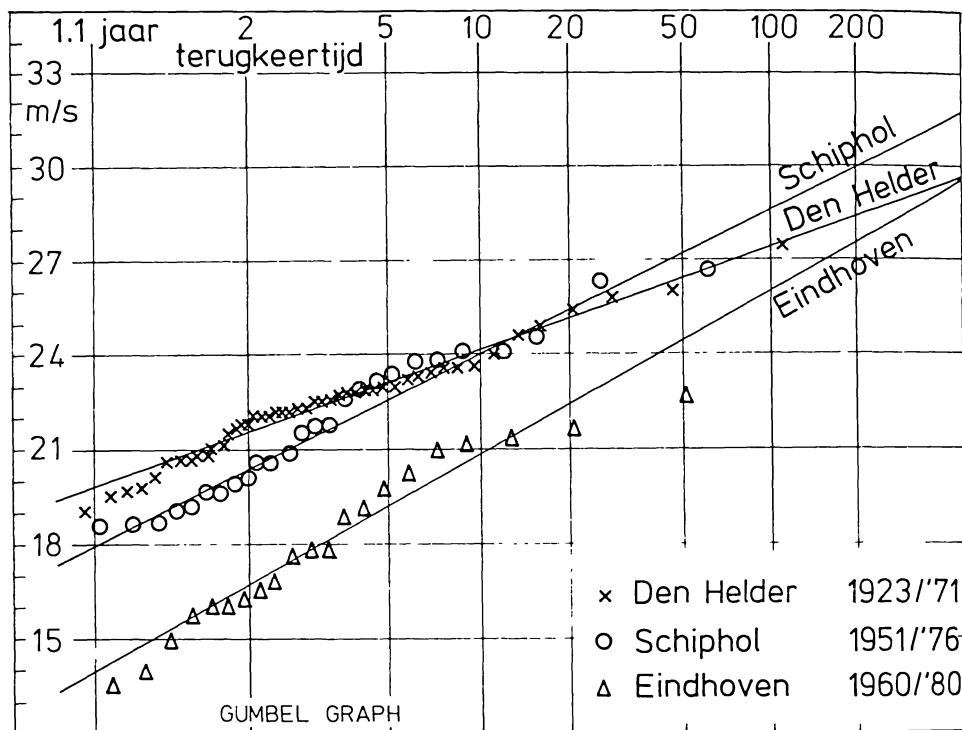
Een ander probleem doemt op wanneer we de windextrema van meerdere stations vergelijken. In figuur 5.18 zien we de extrema van drie goede Nederlandse stations. Het gedrag van Schiphol en Eindhoven is vergelijkbaar en verschilt alleen in niveau, maar de extreemreeks van Den Helder vertoont afwijkingen. Gemiddeld zijn de windsnelheden in Den Helder sterker dan op Schiphol, en ook kleine stormen op zee zijn in Den Helder beter merkbaar. De matige stormen, die verantwoordelijk zijn voor de meeste jaarmaxima, zijn in Den Helder dan ook systematisch hoger dan op Schiphol.



Figuur 5.17 Jaarextremen van uurgemiddelde potentiële windsnelheden te Schiphol voor één richtingssector en voor alle richtingen gezamenlijk, op twee manieren geëxtrapoléerd. (Gumbel-grafiekenpapier).

In het stormen-overzicht van paragraaf 4.5 is echter aangetoond, dat de centra van zware stormen vaak vlak benoorden de Waddeneilanden langs trekken. Aangezien de grootste windsnelheden optreden op enige afstand aan de zuidzijde van het depressiecentrum, betekent dit dat zeer zware stormen in het midden van ons land vaak niet minder krachtig zijn dan in het noordelijk gelegen Den Helder — een goed voorbeeld is de stormramp van februari 1953. De hoogste maxima van Schiphol zijn van dezelfde grootte-orde als die van Den Helder, ook al is uiteindelijk het hoogste maximum in Den Helder waargenomen. Bij lineaire Gumbel-extrapolatie echter heeft deze verdeling van jaarmaxima tot gevolg, dat voor een terugkeertijd van 500 jaar eenzelfde geschat windmaximum wordt gevonden voor Den Helder en Eindhoven! Dit onwaarschijnlijke extrapolatieresultaat is het onvermijdelijke gevolg van het feit, dat bij zwakke stormen in Den Helder de windsnelheden veel hoger zijn dan in Eindhoven, terwijl de verschillen tussen de twee stations minder zijn bij zwaardere stormen.

In dit hoofdstuk is bij de behandeling van de gemiddelde windsnelheidsverdelingen aangetoond dat een goede beschrijving van die verdelingen mogelijk is, wanneer men deelreeksen voor dag en nacht en voor verschillende seizoens- en richtingsgroepen afzonderlijk analyseert. De samengestelde totaalverdeling is betrouwbaar althans tot ~ 20 m/s (zie figuur 5.14). Op deze basis moet ook een verbeterde schatting van extreme windsnelheden mogelijk zijn.



Figuur 5.18 Jaarextremen van uurgemiddelde potentiële windsnelheden op drie windstations (Gumbel-grafiekenpapier).

De gevolgde methode is, dat met behulp van dit Rijkcoort-Weibull-model voor afzonderlijke seizoens- en richtingsgroepen extreme waarden zijn bepaald voor een serie terugkeertijden. Per terugkeertijd kunnen deze deelgroep-extremen worden gecombineerd volgens

$$(5.26) \quad P(U_{\max} \leq U) = \prod_{ij} (F_{\text{dag}}(U))^{d_{ij}} (F_{\text{nacht}}(U))^{n_{ij}}$$

met index i voor richtingssectoren, j voor seizoenen, en gemiddelde jaarlijkse aantallen dagen en nachten d_{ij} , respectievelijk n_{ij} . Bij uitzetten van de combinatie-extremen op een Gumbel-grafiek ontstaat een kromme, die kan worden geëxtrapoleerd voor verwachting van extreme windsnelheden.

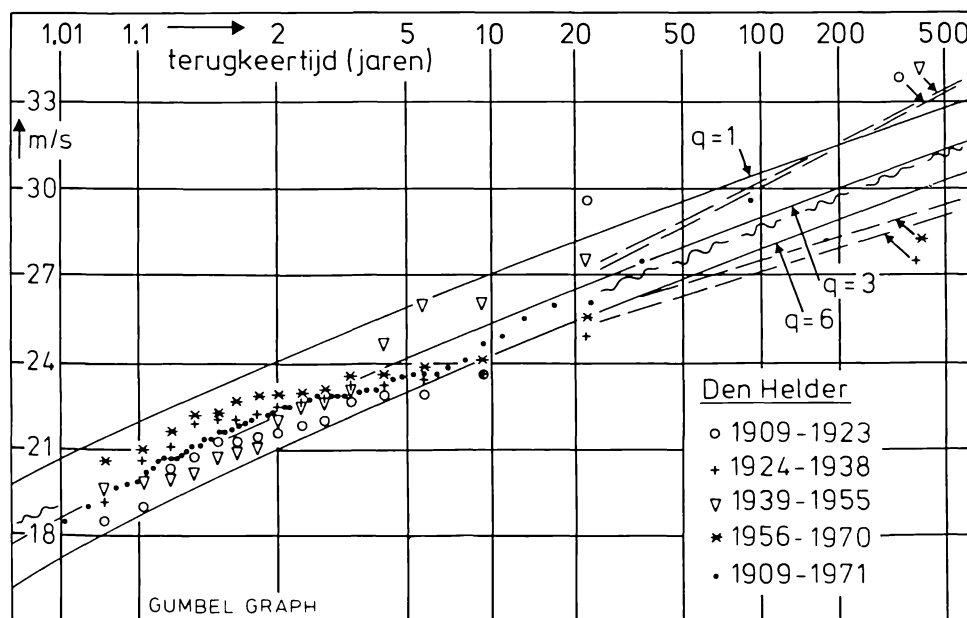
In figuur 5.19 is deze aanpak toegepast op de lange reeks van Den Helder. Interessant is hierbij, dat in het landelijk Rijkcoort-Weibull-model Den Helder geen basisstation is, omdat de meetreeks niet doorloopt tot 1976. De modelfrequenties zijn dus verkregen door interpolatie, en de extreem-schattingskrommen op figuur 5.19 zijn niet afgeleid uit de maxima in de figuur.

Vanwege het persistentie-probleem bevat de figuur meerdere krommen. Formule (5.26) geldt namelijk alleen, wanneer er geen onderlinge afhankelijkheid tussen de opeenvolgende waarnemingen bestaat. Bij uurwaarden van de windsnelheid is er wel een dergelijke afhankelijkheid. Daarom moeten d_{ij} en n_{ij} gedeeld worden door een factor q (> 1) zodanig,

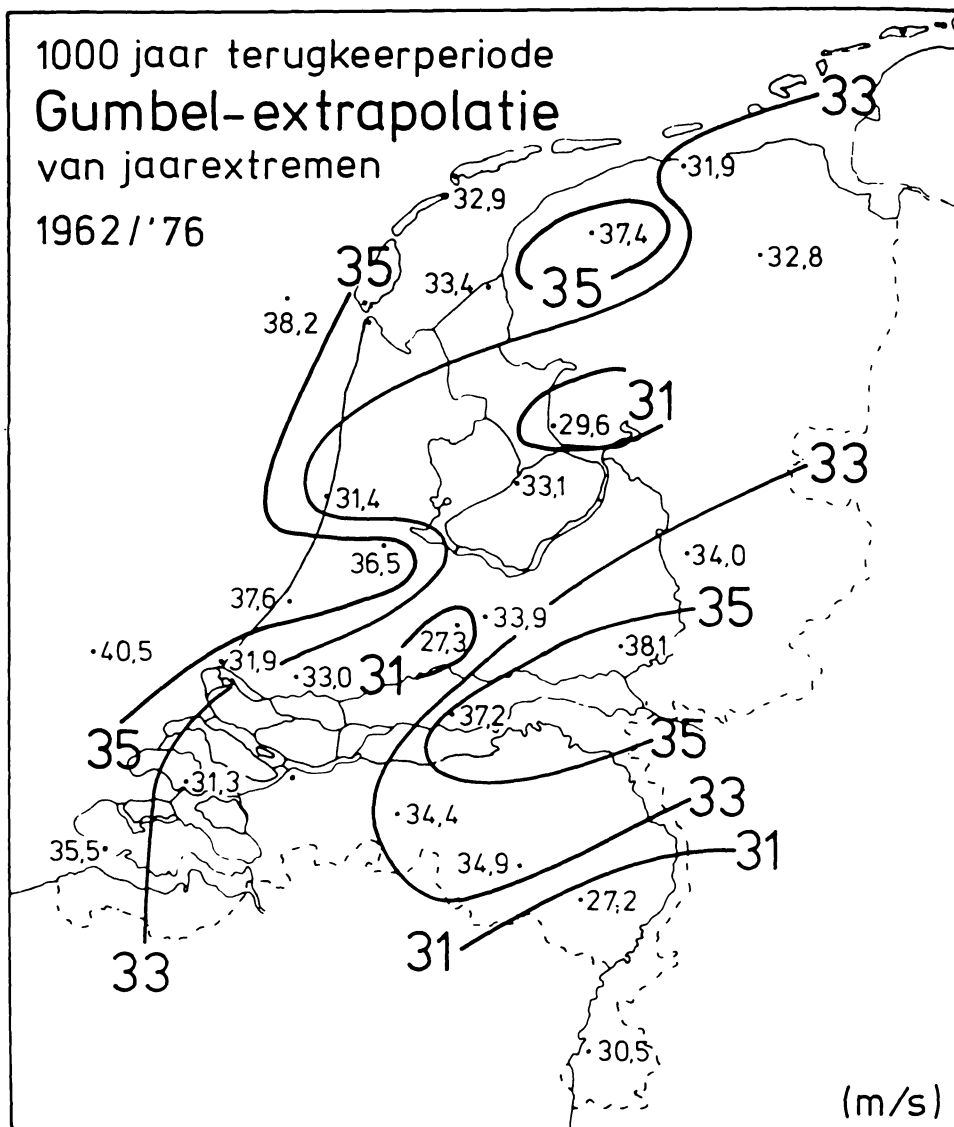
dat als het ware de d_{ij} , respectievelijk n_{ij} , afhankelijke waarnemingen worden gereduceerd tot d_{ij}/q , respectievelijk n_{ij}/q , onafhankelijke waarden. De parameter q geeft dan de mate van persistentie aan. Het probleem is echter, dat van te voren niet bekend is hoe groot q moet zijn. Bovendien is het aannemelijk, dat de persistentie afneemt naarmate men met grotere extremen te maken heeft. In figuur 5.19 zijn daarom naast de persistentie-vrije ($q = 1$)-kromme ook krommen voor $q = 3$ en $q = 6$ getekend. De waarnemingen blijken inderdaad voor grote U -waarden de ($q = 1$)-kromme te benaderen. Dit benaderen gaat echter slechts zeer langzaam, asymptotisch, en zelfs bij vrij grote terugkeertijden dient toch nog een correctie naar beneden te worden toegepast.

Het toegepaste Rijkooort-Weibull-model is gebaseerd op landelijke gegevens uit de 15-jaar-periode 1962/1976. Ter vergelijking van de resultaten met die van een „klassieke” Gumbel-analyse zijn in figuur 5.19 ook Gumbel-extrapolaties aangegeven voor vier 15-jaar-perioden uit de reeks van Den Helder. Deze vier onderbroken lijnen illustreren door hun spreiding duidelijk de mate van onzekerheid van een Gumbel-schatting van windextremen, welke voor dit geval ongeveer 5 m/s bedraagt voor een terugkeertijd van 200 jaar.

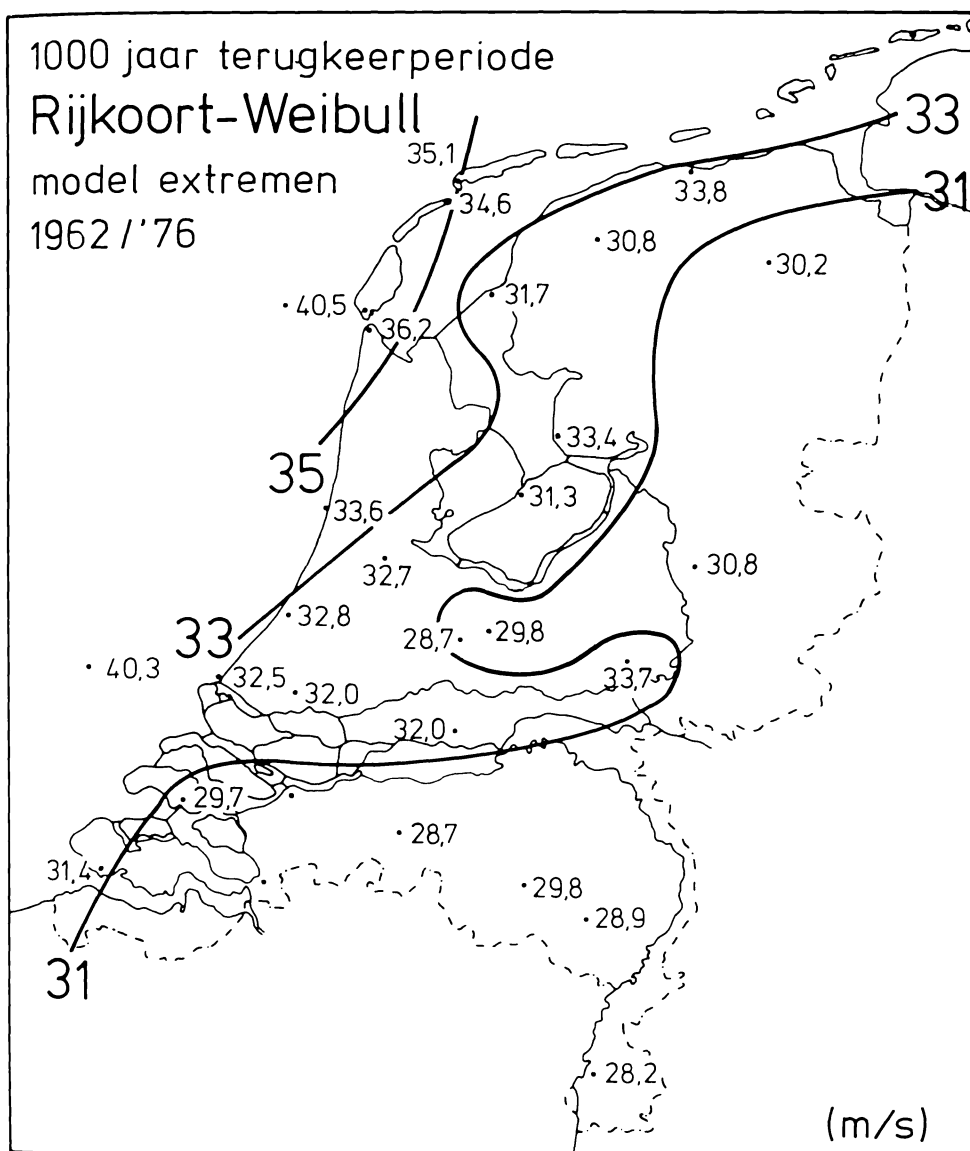
Een precieze schatting van de nauwkeurigheid van de extreme windsnelheden, welke met het Rijkooort-Weibull-model zijn berekend, is moeilijk te maken. Daarvoor zou men namelijk moeten beschikken over enige meetreeksen van vele honderden jaren lengte. Alternatieve modellen, zoals schatting van extremen uit statistische computersimulaties van het langstrekken van numerieke modellen van depressies (Gomes en Vickery, 1978), zijn



Figuur 5.19 Jaarextremen van uurgemiddelde potentiële windsnelheden te Den Helder voor de gehele periode 1909/1943 en 1946/1971 en voor vier 15-jarige deelperioden, vergeleken met Rijkooort-Weibull-modelkrommen (getrokken lijnen) en lineaire Gumbel-extrapolaties (volgens Lieblein-methode; zie Thom, 1966).



Figuur 5.20 Kaart van uurgemiddelde potentiële windsnelheden met een terugkeertijd van 1000 jaar, opgebouwd door lineaire Gumbel-extrapolatie van individuele stations-meetreeksen.



Figuur 5.21 Kaart van uurgemiddelde potentiële windsnelheden met een terugkeertijd van 1000 jaar, berekend met behulp van het Rijkoort-Weibull-model.

voorlopig nog niet ver genoeg ontwikkeld om bruikbaar te zijn als vergelijkingsbasis. Uit vergelijking van modelresultaten met beschikbare werkelijke extremen van reeksen van enige tientallen jaren (overeenkomstig figuur 5.14) kan men globaal schatten, dat voor een terugkeertijd van 200 jaar de onzekerheid ongeveer 2 m/s zal bedragen.

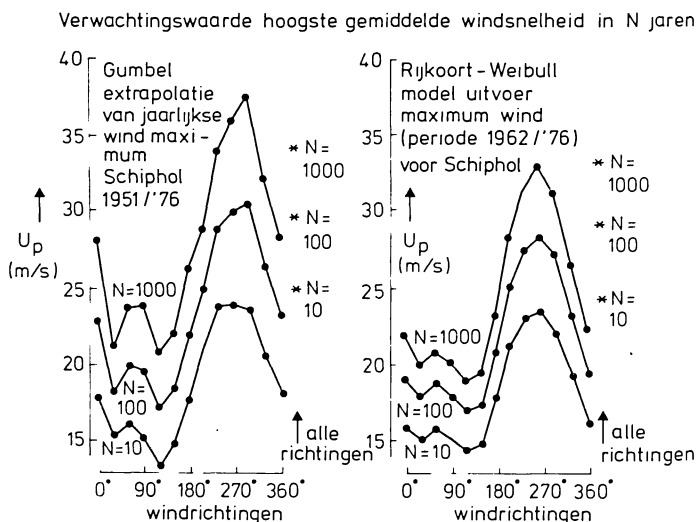
Voor gedetailleerde beschrijving van windextreem-analyse volgens het Rijkooort-Weibull-model — met inbegrip van een uitwerking van het bovengenoemde persistentie-probleem — wordt verwezen naar Rijkooort (1983) en Rijkooort en Wieringa (1983). Hier wordt verder volstaan met het presenteren van een aantal resultaten.

In de figuren 5.20 en 5.21 wordt voor geheel Nederland vergeleken, hoe extreme windsnelheidsschattingen volgens Gumbel en volgens Rijkooort-Weibull van elkaar verschillen. In de Gumbel-kaart valt bijvoorbeeld op, hoe onwaarschijnlijk hoog de windmaxima in het binnenland zijn in vergelijking tot de kust — hetgeen hierboven al ter sprake kwam bij de vergelijking van Eindhoven en Den Helder in figuur 5.18. De stationswind-verhoudingen in die figuur verschillen trouwens nog iets van de verhoudingen in de kaart van figuur 5.20, omdat het andere waarnemingsperioden betreft. Een Gumbel-analyse is zeer gevoelig voor de keuze van waarnemingsperiode!

De model-analyseresultaten in de kaart van figuur 5.21 tonen ook de gunstige invloed van regionale middeling. Zware stormen in Nederland hebben vaak slechts zeer plaatselijk hun grootste kracht, bijvoorbeeld de storm van november 1972 in het noordoosten en die van februari 1953 in het zuidwesten. Het model vereffent deze toevalseffecten.

De variatie van verwachte windsnelheidsextremen met de windrichting wordt in figuur 5.22 gegeven voor Schiphol. Opnieuw is een vergelijking gemaakt tussen Gumbel-modellering en Rijkooort-Weibull-modellering. Voor de Gumbel-extrapolaties van de richtingsextremen valt op dat de extremen voor de westelijke sector hoger liggen dan de rechts aangegeven extremen voor alle richtingen tezamen! Hierboven is reeds de reden hiervan vermeld bij de bespreking van figuur 5.17. (In figuur 5.17 zijn voor de twee meetseries de Rijkooort-Weibull extreemkrommen aangegeven als onderbroken lijnen). Voor de Rijkooort-Weibull richtingsextremen is de vergelijkbaarheid met de totaalextrremen beter.

*Figuur 5.22
Uurgemiddelde
potentiële
windsnelheden, die te
Schiphol gemiddeld eens
in N jaar voorkomen,
voor afzonderlijke
richtingssectoren
berekend met behulp
van Gumbel-
extrapolaties en volgens
het Rijkooort-Weibull-
model.*



In bijlage E worden kaartjes van extreme windsnelheden, geschat volgens het Rijkcoort-Weibull-model, gegeven voor terugkeertijden van 10 tot 500 jaar. Overeenkomstige kaartjes voor twaalf afzonderlijke richtingssectoren van 30° worden door Rijkcoort (1983) gegeven voor $T_p = 50$ jaar.

De bijlagen bevatten daarnaast ook andere informatie over het optreden van winden met stormkracht, namelijk:

- bijlage D: kaartjes met jaarlijkse overschrijdingsfrequenties van 10, 12 en 14 m/s;
- bijlage F: grafieken met frequenties van overschrijding van 12, 14, 16 en 18 m/s gedurende een run van R uren ($2 \text{ uur} \leq R \leq 168 \text{ uur}$) voor het jaar, de zomer en de winter op de stations Lichtschip Texel, Den Helder, Schiphol en Eindhoven (zie paragraaf 4.4 voor commentaar);
- bijlage G: kaartjes met stormdagen, waarop 12, 14 en 16 m/s althans één uur werden overschreden, voor het jaar en voor de 6 seizoenen.

Deze aanvullende informatie betreft dus windsnelheden, welke minder hoog zijn dan de in bijlage E gekarteerde extremen. Anderzijds komen ze vaker voor en zijn dus voor operationele doeleinden vaak van groter praktisch belang.

We moeten ons opnieuw realiseren, dat de rechtstreeks uit tekst of bijlagen berekende gegevens steeds potentiële uurgemiddelde windsnelheden zijn. In paragraaf 3.8 en aan het begin van de bijlagen zijn de methoden vermeld, waarmee we deze resultaten kunnen omrekenen naar andere hoogten ($\leq 30 \text{ m}$), andere terreinruwheden en eventueel naar verwachte windvlagen van gegeven golflengte.

Laten we als voorbeeld nemen, dat we de maximale windvlaag willen weten, die 5% kans heeft om een radarantenne van ruim 15 m doorsnede te beschadigen in de komende 50 jaar; de 20 m hoge antenne is opgesteld nabij Zwolle in ruw terrein. Uit formule (5.19) weten we dat 5% kans binnen 50 jaar overeenkomt met gemiddeld éénmaal in ~ 1000 jaar, en uit figuur 5.21 schatten we dat de verwachte extreme U_p -waarde nabij Zwolle 31 m/s bedraagt. Uit paragraaf 3.6 weten we, dat een schadelijke vlaag een golflengte heeft van minstens vijfmaal de object-afmetingen — zeg hier 80 m. Aan het eind van paragraaf 3.8 berekenden we reeds, dat op 20 m boven ruw terrein de mediane maximale 80 m-vlaag per uur $1,7 U_p$ bedraagt. Het antwoord is dus $1,7 \times 31 = 53 \text{ m/s}$.

BIJLAGEN

De windgegevens in de hier gegeven tabellen en grafieken zijn steeds potentiële uurgemiddelde windsnelheden U_p , geldig voor 10 m hoogte boven open terrein (ter zee: 10 m hoogte boven open water). Voor nadere verklaring zie paragraaf 3.8. Om deze windsnelheden te herleiden naar plaatselijke hoogte z en terreinruwheid, moet men die plaatselijke terreinruwheid voor de gegeven windrichting schatten met behulp van onderstaande terrein-klassificatie, waarover nader commentaar gegeven wordt in paragraaf 3.4 en 3.7.

Klasse	Terreinomschrijving
1	Open zee of meer, vrije strijklengte minstens 5 km
2	Wad of sneeuwvlakte, geen begroeiing of obstakels
3	Weideland of braakliggend bouwland met vrijwel geen obstakels, startbanen van vliegvelden
4	Bouwland met laag gewas, weinig verspreide obstakels op vrij grote onderlinge afstand ($> 20 \times$ obstakelhoogte)
5	Cultuurland met verspreide obstakels (bomenrijen, huizen), heggen, hoge gewassen (bijvoorbeeld mais)
6	Parkland met veel obstakels en weinig open ruimte ($\sim 10 \times$ obstakelhoogte), boomgaardjes, struikgewas
7	Bos, laagbouw, met regelmatige vrij dichte bedekking van obstakels (tussenruimten $\sim$ obstakelhoogte)
8	Stad met hoogbouw (windschatting NIET toepasbaar)

Heeft men de ruwheidsklasse bepaald, dan kan men voor de gegeven toepassingshoogte z met behulp van onderstaande tabel de transformatiefactor U_z/U_p bepalen. De beschikbare potentiële windgegevens moeten nu vermenigvuldigd worden met deze transformatiefactor. Waar in de tabel vraagtekens staan, is geen goede schatting van de wind in dat terrein op die hoogte te maken, omdat vlak boven de ruwheidselementen de windsnelheid te zeer plaatsafhankelijk is. Bij klasse 7 (factoren tussen haakjes) moet men z rekenen vanaf $\sim 2/3 \times$ de gemiddelde obstakelhoogte: Bijvoorbeeld, boven een bos van 10 m hoogte hebben de „20 m“-factoren betrekking op ~ 27 m hoogte boven de grond.

Klasse	Benaming	U_{30}/U_p	U_{20}/U_p	U_{10}/U_p	U_2/U_p	$(u_{max}/U)_{10}$
1	zee	1,24	1,19	1,12	0,96	1,30
2	glad	1,21	1,16	1,06	0,83	1,38
3	open	1,19	1,12	1,00	0,72	1,47
4	ruwweg open	1,17	1,08	0,94	0,61	1,57
5	ruw	1,14	1,05	0,88	?	1,68
6	zeer ruw	1,12	1,01	0,82	?	1,82
7	gesloten	(1,1)	(1,0)	?	?	?

Wil men bijvoorbeeld een U_p -waarde transformeren naar 20 m boven bouwland (ruweidsklasse 4), dan is de transformatiefactor 1,08, dus de windsnelheid is daar gemiddeld 8 % groter dan op 10 m boven open terrein. Wil men een gehele frequentieverdeling transformeren, dan transformeert men de klassegrenzen. Toepassing van een factor 1,08 wil dan zeggen, dat men bijvoorbeeld de klassegrenzen „5,0 – 5,9 m/s” moet lezen als 5,4 – 6,4 m/s om de frequentie-getallen toepasbaar te maken voor een hoogte van 20 m boven ruwweg open terrein.

De meest rechtse kolom in de factor-tabel geeft de vlagfactor op 10 m hoogte voor de maximale vlag van 100 m golflengte, die gemiddeld eenmaal per uur voorkomt. De relevante gemiddelde snelheid is niet U_p , maar de werkelijke snelheid. Is dus $U_p = 10$ m/s, dan is boven ruw terrein (klasse 5) de verwachte maximale vlag $1,68 \times 0,88 \times U_p = 14,8$ m/s. Voor nadere informatie over windvlaggschatting zie paragraaf 3.6.

APPENDICES

The wind speeds in the tables and graphs given here are always hourly averaged potential wind speeds U_p in m/s. Over land these wind speed values refer to 10 m above really open terrain (Wieringa 1976, 1983), and over sea to 10 m above open water. In order to transform these wind data to local height z and local terrain roughness, it is necessary first to estimate that roughness (parameter: z_o) for the appropriate wind direction, using the terrain classification tabulated below (Davenport 1960, Wieringa 1980).

Class	Short terrain description	z_o (m)
1	Open sea, fetch at least 5 km	0,0002
2	Mud flats, snow; no vegetation, no obstacles	0,005
3	Open flat terrain; grass, few isolated obstacles	0,03
4	Low crops; occasional large obstacles, $x/H > 20$	0,10
5	High crops; scattered obstacles, $15 < x/H < 20$	0,25
6	Parkland bushes; numerous obstacles, $x/H \sim 10$	0,5
7	Regular large obstacle coverage (suburb, forest)	(1,0)
8	City centre with high- and low-rise buildings	?

Note: here x is a typical upwind obstacle distance and H the height of the corresponding major obstacles. Class 8 is intractable within the framework of simple boundary layer meteorology, and can better be modeled in a wind tunnel. For class 7, and sometimes for class 6, the local height should refer to an elevated surface level at $\sim 2/3$ of the typical obstacle height (Brutsaert, 1975).

Once the roughness class has been estimated, then for the local application height z one can find the transformation factor U_z/U_p in the second table given above on page 156. Obtained potential wind speed values should be multiplied with this factor in order to obtain the corresponding wind speed estimate in the required application situation. The transformation factor table gives question marks for situations where reliable wind estimation is not possible, because too close to the roughness elements the wind shows strong local variability.

For example, if one wants to transform a U_p -value to 20 m height above agricultural country of roughness class 4, then the transformation factor is 1,08, so on the average the wind speed there exceeds by 8 % the wind at 10 m above open terrain in the same region. In case that one wants to transform an entire frequency distribution, the speed class boundaries should be transformed. Application of a factor 1.08 then implies that the U_p -class „5,0 – 5,9 m/s” should be read as 5,4 – 6,4 m/s in order to make the given class frequencies applicable to a height of 20 m above roughly open terrain with roughness length $z_o \sim 0,1$ m.

The right-hand column in the transformation factor table gives the ratio of the largest expected gust at 10 m height, for a gust wavelength of 100 m, to the average actual wind speed for a one-hour period. Such gust factors can be estimated for other heights z and other

wavelengths Ut from nomogram figure 3.18 for a 10-minute averaging period; hourly gust factors are 10% larger (Wieringa, 1973). For rough terrain (class 5) and $U_p = 10$ m/s one can therefore expect hourly a largest gust of $1,68 \times 0,88 U_p = 14,8$ m/s at 10 m height. The 100 m wavelength for maximum gusts is typical both of the output of average wind instrumentation (Wieringa, 1980) and of the size of gust, which can actually damage structures with typical horizontal dimensions ≤ 20 m.

Distributieve frequentieverdelingen van potentiële uurgemiddelde windsnelheden naar richting.

A.1 Jaar-frequentieverdelingen voor de stations:

L.S. Texel	(53°01'N, 4°22'E)	Eelde	(53°08'N, 6°35'E)
Den Helder	(52°58'N, 4°45'E)	Vlissingen	(51°27'N, 3°36'E)
Schiphol	(52°18'N, 4°46'E)	Eindhoven	(51°27'N, 5°25'E)
De Bilt	(52°06'N, 5°11'E)	Beek, Z.L.	(50°55'N, 5°47'E)

A.2 Verdelingen van Lichtschip Texel (220) voor zes seizoenen.

A.3 Verdelingen van Den Helder (230) voor zes seizoenen.

A.4 Verdelingen van Schiphol (240) voor zes seizoenen.

A.5 Verdelingen van Eindhoven (370) voor zes seizoenen.

De stationsnummers zijn WMO-codenummers voor internationale gegevens-uitwisseling, en worden op de telex voorafgegaan door de cijfers 06.

De kolommen zijn niet genormaliseerd en kunnen dus desgewenst horizontaal gecombineerd worden. Zie paragraaf 5.3 voor commentaar. „Stil” = windstil (alleen laagste snelheidsklasse).

„Variabel” = windrichting niet bepaalbaar (slechts bij zwakke wind).

APPENDIX A: Distributive frequency distributions of hourly averaged potential wind according to 30° azimuth sectors.

A.1 Annual distributions for the eight stations tabulated above. The observation series length is listed above the tables.

A.2 Six seasonal distributions for Lightvessel Texel (stat. nr. 220).

A.3 Six seasonal distributions for Den Helder (stat. nr. 230).

A.4 Six seasonal distributions for Schiphol (stat. nr. 240).

A.5 Six seasonal distributions for Eindhoven (stat. nr. 370).

The station numbers correspond to WMO synoptic data exchange code.

The columns have not been normalized individually and thus are horizontally additive.

„Stil” = calm (only in lowest speed class).

„Variabel” = no wind azimuth determinable (low speed classes only).

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)																
TEXEL -L.S.- (220)			1966 T/M 1976				GEHELE JAAR						OPEN WATER			
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL			
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9		30	58	63	39	49	58	43	55	47	43	51	34	2300	2870
1.0 T/M	1.9		140	129	171	123	158	144	127	158	149	129	128	127	423	2105
2.0 T/M	2.9		280	307	423	203	406	382	317	444	413	369	356	294	61	4357
3.0 T/M	3.9		451	480	774	597	780	668	565	711	728	696	655	526	10	7642
4.0 T/M	4.9		499	509	710	600	793	585	552	674	864	688	710	535		7719
5.0 T/M	5.9		865	887	1351	1192	1398	1081	911	1075	1409	1436	1271	908		13784
6.0 T/M	6.9		855	887	1321	1055	1286	842	769	936	1450	1612	1194	998		13206
7.0 T/M	7.9		958	828	1115	874	1129	752	628	930	1299	1419	1254	957		12141
8.0 T/M	8.9		860	735	808	657	800	521	442	780	1137	1322	1146	863		10112
9.0 T/M	9.9		662	495	458	423	497	359	326	578	818	916	944	671		7147
10.0 T/M	10.9		445	312	173	216	315	185	126	355	530	656	645	499		4455
11.0 T/M	11.9		477	242	106	202	285	124	95	297	550	665	652	504		4200
12.0 T/M	12.9		316	157	60	122	166	85	56	200	419	535	479	351		2950
13.0 T/M	13.9		325	102	57	76	116	67	36	205	394	407	418	305		2509
14.0 T/M	14.9		164	86	31	35	87	28	29	99	224	261	229	150		1424
15.0 T/M	15.9		108	64	33	11	87	17	33	86	184	156	170	144		1093
16.0 T/M	16.9		101	39	15	11	52	15	10	40	121	127	151	131		614
17.0 T/M	17.9		58	15	5.2	13	37		1.0	37	88	117	133	153		658
18.0 T/M	18.9		48	5.2	5.2	18	8.2		1.0	26	35	44	87	111		388
19.0 T/M	19.9		19	7.3	1.0	5.2				9.3	20	18	36	61		176
20.0 T/M	20.9		7.3	4.1						3.1	22	13	11	31		92
21.0 T/M	21.9		5.2	1.0							12	20	15	25		78
22.0 T/M	22.9		8.3	1.0							1.0	4.1	9.3	11		35
23.0 T/M	23.9		6.2									1.0	5.2	4.1		17
24.0 T/M	24.9		6.2					1.0					2.1	5.2		15
25.0 T/M	25.9		5.2										1.0	7.3		13
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			7718	6350	7660	6573	8453	5915	5067	7698	10915	11653	10757	6425	2795	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELTE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

DEN HELDER (230)			1923 T/M 1971				GEHELE JAAR						OPEN TERREIN			
KLASSLN (M/S)			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9		191	165	165	154	117	125	193	245	200	126	135	161	504	2501
1.0 T/M	1.9		287	279	316	306	302	292	322	572	393	279	305	346	86	4087
2.0 T/M	2.9		435	497	473	549	548	546	657	999	558	531	583	522	21	6918
3.0 T/M	3.9		592	741	638	728	866	701	827	1316	755	804	764	583	2.4	9318
4.0 T/M	4.9		715	783	781	876	1024	900	972	1614	1053	1111	977	737	0.5	11544
5.0 T/M	5.9		876	926	854	788	1031	914	805	1345	1223	1311	1036	839		11948
6.0 T/M	6.9		813	755	726	813	1018	792	621	1097	1351	1359	1105	776		11227
7.0 T/M	7.9		803	744	615	689	789	583	384	917	1443	1419	1004	747		10135
8.0 T/M	8.9		742	611	425	565	702	326	275	649	1361	1233	914	651		8456
9.0 T/M	9.9		610	459	348	440	458	229	152	478	1130	975	747	579		6604
10.0 T/M	10.9		505	358	219	369	330	107	72	357	990	778	660	460		5224
11.0 T/M	11.9		416	255	156	280	269	80	47	239	864	646	504	361		4116
12.0 T/M	12.9		280	155	91	198	209	36	20	204	614	425	346	317		2895
13.0 T/M	13.9		191	112	54	125	138	23	9.9	120	448	274	208	177		1681
14.0 T/M	14.9		124	62	32	77	93	14	5.4	80	305	170	161	125		1246
15.0 T/M	15.9		80	40	15	39	52	6.9	3.1	51	206	97	113	60		783
16.0 T/M	16.9		49	30	4.7	24	26	0.9	0.5	34	127	68	66	38		468
17.0 T/M	17.9		27	11	2.1	15	12	0.5	0.7	21	80	43	44	23		276
18.0 T/M	18.9		17	7.6	1.2	7.3	6.1		0.5	16	48	18	27	16		165
19.0 T/M	19.9		9.7	4.7	0.2	3.3	4.5		1.2	7.6	29	8.3	18	7.3		95
20.0 T/M	20.9		5.0	4.0		1.7	2.6		0.5	5.2	16	7.6	11	3.5		57
21.0 T/M	21.9		4.7	1.9			0.7			3.3	7.3	3.1	5.9	2.1		30
22.0 T/M	22.9		2.1	0.7			0.5			2.6	6.9	1.9	2.1	0.2		17
23.0 T/M	23.9		1.2	0.2		0.2				1.4	1.7	0.5	0.2	0.5		5.9
24.0 T/M	24.9		0.9							0.5	0.2	0.7		0.7		3.1
25.0 T/M	25.9		0.2											0.2		0.5
26.0 T/M	26.9		0.5	0.2												0.7
27.0 T/M	27.9		0.2													0.2
28.0 EN	MEER															
TOTALEN			7777	7001	5916	7047	6001	5678	5369	10373	13211	11689	9736	7594	614	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

SCHIPHOL (240)			1951 T/M 1976					GEHELE JAAR					OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	133	143	96	80	107	95	117	164	135	161	145	94	3476	4945	
1.0 T/M	1.9	441	547	388	432	494	508	581	717	529	655	508	383	782	6966	
2.0 T/M	2.9	790	1018	593	815	984	802	974	1320	1106	1192	841	684	151	11267	
3.0 T/M	3.9	938	1065	882	1182	1333	942	1162	1547	1599	1253	1063	836	18	13839	
4.0 T/M	4.9	870	870	856	1317	1356	864	1241	1501	1701	1132	1101	770	3.1	13584	
5.0 T/M	5.9	762	709	820	1100	1009	550	860	1207	1566	1126	1119	742	1.8	11572	
6.0 T/M	6.9	764	659	738	1115	820	455	705	1000	1435	1189	1087	730		10696	
7.0 T/M	7.9	624	415	455	879	519	219	470	728	1131	1226	979	575		8221	
8.0 T/M	8.9	369	263	384	589	293	78	266	517	921	896	772	462		5630	
9.0 T/M	9.9	286	150	214	443	173	48	172	318	677	839	584	400		4306	
10.0 T/M	10.9	172	74	134	292	136	29	96	212	524	699	453	299		3121	
11.0 T/M	11.9	98	44	78	136	57	11	38	130	319	525	315	192		1942	
12.0 T/M	12.9	72	29	36	75	33	3.9	22	75	251	452	260	144		1452	
13.0 T/M	13.9	42	19	13	29	12	0.9	11	37	146	301	173	74		857	
14.0 T/M	14.9	28	4.8	7.0	15	5.7	2.2	2.2	14	82	203	90	43		498	
15.0 T/M	15.9	13	2.2	2.6	11	3.1	1.8	0.4	7.5	56	115	60	25		297	
16.0 T/M	16.9	8.8	1.8	2.2	3.1	0.9		0.9	1.8	29	79	40	27		194	
17.0 T/M	17.9	4.8	0.9		1.3	1.3			4.8	21	83	38	17		172	
18.0 T/M	18.9	2.6	0.9			1.3			3.5	17	50	27	13		115	
19.0 T/M	19.9	1.8	0.9						0.9	7.5	17	14	7.5		50	
20.0 T/M	20.9	1.3						0.4	1.3	15	7.9	2.6			29	
21.0 T/M	21.9	1.3							0.4	5.3	7.0	3.1			17	
22.0 T/M	22.9	0.9							0.4	9.2	1.3	2.2			14	
23.0 T/M	23.9	0.4							0.9	2.2	1.8	0.4			5.7	
24.0 T/M	24.9	1.8							0.4	1.8	0.9	0.9			5.7	
25.0 T/M	25.9									0.4		1.3			1.6	
26.0 T/M	26.9										0.4	2.2			2.6	
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN		6427	6017	5699	8515	7339	4609	6737	9506	12255	12226	9689	6550	4432	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 OCO WAARNEMINGEN)

DE BILT (260)			1961 T/M 1980					GEHELE JAAR					OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	133	80	143	153	205	202	272	213	141	79	80	111	4397	6208	
1.0 T/M	1.9	671	450	991	1115	982	932	1701	1608	1220	932	708	676	2433	14421	
2.0 T/M	2.9	1716	898	1821	1352	1194	969	1850	1697	1825	1518	1366	1558	224	17989	
3.0 T/M	3.9	1039	970	1534	1403	1042	874	1469	1448	2186	1745	1193	1026	25	15954	
4.0 T/M	4.9	1233	625	1711	1224	818	735	1023	1092	1951	1769	1316	1265	1.7	14765	
5.0 T/M	5.9	585	572	1046	842	607	476	719	889	1853	2019	1133	759	1.7	11501	
6.0 T/M	6.9	379	337	663	538	331	301	350	659	1454	1395	982	524		7914	
7.0 T/M	7.9	222	187	264	297	179	94	160	383	780	1185	553	273	0.6	4577	
8.0 T/M	8.9	141	58	163	197	119	51	68	216	654	757	392	170		2987	
9.0 T/M	9.9	72	47	86	86	52	25	22	119	319	521	237	159		1743	
10.0 T/M	10.9	40	11	25	39	11	8.0	9.7	59	264	274	209	55		1006	
11.0 T/M	11.9	25	11	6.8	9.1	3.4	5.1	2.9	19	97	175	80	33		468	
12.0 T/M	12.9	3.4	2.3	5.7	3.4		0.6	0.6	7.4	63	95	58	14		253	
13.0 T/M	13.9	2.9	1.7						2.3	35	37	21	10		110	
14.0 T/M	14.9	1.1							1.1	14	18	12	8.6		55	
15.0 T/M	15.9	1.1								4.0	11	5.1	1.7		23	
16.0 T/M	16.9	1.1								3.4	2.9	3.4			11	
17.0 T/M	17.9									1.1	3.4	1.7	1.7		8.0	
18.0 T/M	18.9	0.6									1.1	0.6	0.6		2.9	
19.0 T/M	19.9	0.6									1.1	1.1			2.9	
20.0 T/M	20.9	0.6										0.6	1.1		2.3	
21.0 T/M	21.9											0.6			0.6	
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN		6269	4250	8459	7259	5543	4673	7647	8414	12864	12539	8353	6646	7083	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELTE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

Bijlage A

EELDE (280)			1961 T/M 1980				GEHELE JAAR				OPEN TERREIN					
KLASSEN (M/S)			330	NOCRD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	90	74	100	114	176	200	167	163	149	155	152	123	1641	3303	
1.0 T/M	1.9	534	452	706	866	1133	1130	962	920	898	1032	910	802	1103	11448	
2.0 T/M	2.9	703	710	1388	1450	1781	1593	1273	1694	1855	1633	1359	998	176	16612	
3.0 T/M	3.9	757	845	1076	1428	1543	1326	1087	1693	2268	1983	1469	939	22	16436	
4.0 T/M	4.9	825	722	845	1207	1336	977	770	1359	2254	1907	1487	943	5.1	14637	
5.0 T/M	5.9	819	602	618	954	1121	783	491	1106	1851	1620	1202	841	1.7	12011	
6.0 T/M	6.9	653	399	383	708	676	387	309	765	1433	1554	1079	730	1.1	9077	
7.0 T/M	7.9	437	189	214	436	383	216	138	536	1023	1229	897	601		6298	
8.0 T/M	8.9	278	93	104	254	197	85	83	305	745	934	610	374		4062	
9.0 T/M	9.9	163	54	65	119	94	52	30	152	521	675	424	255		2603	
10.0 T/M	10.9	90	27	21	50	22	25	19	93	299	462	262	141		1511	
11.0 T/M	11.9	45	9.1	5.1	38	8.0	9.7	2.9	38	170	311	169	69		875	
12.0 T/M	12.9	20	1.7	1.1	10	2.3	5.7		26	115	185	119	48		534	
13.0 T/M	13.9	14	1.7		2.3	1.1			6.8	48	118	76	21		289	
14.0 T/M	14.9	10	1.1						2.3	18	52	43	12		138	
15.0 T/M	15.9	1.7								13	29	24	9.7		78	
16.0 T/M	16.9	0.6						0.6	6.8	15	15	5.1			43	
17.0 T/M	17.9								4.0	5.7	9.1	1.1			20	
18.0 T/M	18.9								0.6	5.1	6.3	0.6			13	
19.0 T/M	19.9	1.7							0.6	1.7	2.9				6.8	
20.0 T/M	20.9									1.7			0.6		2.3	
21.0 T/M	21.9										1.1		0.6		1.7	
22.0 T/M	22.9										0.6				0.6	
23.0 T/M	23.9										0.6		0.6		1.1	
24.0 T/M	24.9										0.6				0.6	
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN		5443	4182	5525	7636	8474	6789	5330	8859	13673	13907	10317	6915	2949	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

VLISSINGEN (310)			1959 T/M 1980				GEHELE JAAR						OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9		145	139	159	171	152	171	161	162	160	200	112	74	740	2544
1.0 T/M	1.9		672	636	855	725	541	483	425	466	481	631	452	332	319	7019
2.0 T/M	2.9		1169	1035	1726	1283	962	893	771	878	981	1110	932	690	70	12498
3.0 T/M	3.9		1138	1150	1715	1744	1056	794	802	959	1162	1199	1376	892	9.3	13998
4.0 T/M	4.9		1021	1201	1577	1327	925	829	897	1234	1534	1261	1483	990	5.2	14284
5.0 T/M	5.9		1040	1164	972	1072	830	519	622	1430	2113	1735	1582	856		13935
6.0 T/M	6.9		659	702	627	854	529	361	392	1009	1830	1472	1258	693	0.5	10386
7.0 T/M	7.9		491	474	442	672	375	222	296	902	1784	1301	1159	656		8773
8.0 T/M	8.9		296	277	231	341	156	86	167	600	1051	1313	859	384		5761
9.0 T/M	9.9		160	122	116	225	110	31	104	439	776	921	576	262		3841
10.0 T/M	10.9		101	68	52	143	72	8.8	37	316	632	811	498	151		2890
11.0 T/M	11.9		60	24	24	45	27	13	18	165	316	466	298	137		1594
12.0 T/M	12.9		21	13	9.3	17	5.2	5.7	12	130	222	366	210	72		1084
13.0 T/M	13.9		11	8.3	2.1	5.7	1.0		8.8	52	131	259	153	36		668
14.0 T/M	14.9		3.1	2.6					1.0	41	73	154	61	21		357
15.0 T/M	15.9		2.6							9.9	26	85	36	10		169
16.0 T/M	16.9		1.6							1.6	13	50	31	5.7		103
17.0 T/M	17.9									4.1	8.3	24	9.9	1.0		48
18.0 T/M	18.9										4.7	13	4.7	2.6		25
19.0 T/M	19.9		0.5									8.8	1.6	0.5		11
20.0 T/M	20.9										1.0	3.1	3.6	1.0		8.8
21.0 T/M	21.9											1.0	1.0			2.1
22.0 T/M	22.9											0.5	0.5			1.0
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9											0.5				0.5
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			6992	7014	8507	8624	5742	4418	4712	8800	13299	13386	11097	6266	1145	100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

EINDHOVEN (370)				1960 T/M 1980				GEHELE JAAR				OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)		330	NOCRD 360	030	060	OCST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M 0.9		78	84	74	50	47	70	133	98	110	72	76	103	6291	7285
1.0 T/M 1.9		573	601	857	620	471	633	802	825	839	741	650	624	1506	9742
2.0 T/M 2.9		723	780	1262	1034	656	1103	1356	1318	1399	1285	1004	832	224	12976
3.0 T/M 3.9		897	936	1499	1515	1026	1385	1402	1266	1960	2109	1393	978	31	16398
4.0 T/M 4.9		770	779	1150	1557	1022	1039	899	1210	1843	2386	1400	905	2.7	14962
5.0 T/M 5.9		590	430	762	1058	784	657	479	726	1570	2307	1120	748	1.1	11232
6.0 T/M 6.9		493	345	477	709	517	344	257	627	1842	2313	1037	795	0.5	9756
7.0 T/M 7.9		347	222	282	658	324	255	134	400	1197	1514	865	450		6647
8.0 T/M 8.9		205	88	121	272	161	79	41	236	911	1191	557	334	0.5	4197
9.0 T/M 9.9		148	50	56	174	92	46	23	132	687	755	435	214		2814
10.0 T/M 10.9		86	33	20	70	27	28	9.2	80	418	464	270	160		1665
11.0 T/M 11.9		48	11	7.6	24	14	7.6	2.7	38	260	278	203	94		989
12.0 T/M 12.9		22	2.7	3.8	11	6.5	6.0	1.6	28	177	147	125	58		590
13.0 T/M 13.9		8.7	1.6	1.1	3.3	2.7	2.7		12	84	78	71	27		292
14.0 T/M 14.9		3.3	1.1		1.1		0.5		5.4	55	64	48	23		202
15.0 T/M 15.9		5.4							1.1	34	28	26	12		106
16.0 T/M 16.9		1.6							1.1	23	8.7	22	9.2		66
17.0 T/M 17.9										17	10	11	3.3		42
18.0 T/M 18.9								0.5	6.0	4.9	7.1	2.2			21
19.0 T/M 19.9										2.2	2.2	3.3	1.6		9.2
20.0 T/M 20.9										2.7	1.1	2.2	1.1		7.1
21.0 T/M 21.9											1.1		0.5		2.7
22.0 T/M 22.9										0.5					0.5
23.0 T/M 23.9															
24.0 T/M 24.9															
25.0 T/M 25.9															
26.0 T/M 26.9															
27.0 T/M 27.9															
28.0 EN MEER															
TOTALEN		5000	4365	6574	7755	5149	5654	5541	7004	13438	15761	9327	6376	8056	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

BEEK (380)			1962 T/M 1980				GEHELE JAAR				OPEN TERREIN					
KLASSEN (M/S)			NOORD				OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL	
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9		138	103	126	156	162	145	156	188	182	138	144	121	1078	
1.0 T/M	1.9		689	668	769	1107	954	879	883	1145	1130	1056	881	650	1121	
2.0 T/M	2.9		842	1012	1379	2169	1606	1109	1211	1949	2645	2037	1480	920	234	
3.0 T/M	3.9		750	961	1320	1785	1357	730	753	2022	2722	2915	1646	807	29	
4.0 T/M	4.9		412	665	1270	1421	965	333	432	1772	3111	2610	1333	700	8.4	
5.0 T/M	5.9		319	359	842	896	639	133	246	1309	2797	2414	990	544	0.6	
6.0 T/M	6.9		192	150	459	547	431	58	143	793	2208	2203	772	339		
7.0 T/M	7.9		82	83	234	262	261	14	81	507	1820	1577	413	177		
8.0 T/M	8.9		52	38	92	134	145	4.2	31	304	1370	1059	288	107		
9.0 T/M	9.9		25	13	37	39	47	3.0	5.4	146	979	737	160	70		
10.0 T/M	10.9		9.6	2.4	11	14	33	0.6	5.4	80	572	360	98	28		
11.0 T/M	11.9		2.4	0.6	5.4	5.4	6.0	1.2	1.2	44	359	184	64	17		
12.0 T/M	12.9		0.6				0.6			14	163	96	31	8.4		
13.0 T/M	13.9		0.6							8.4	117	53	18	6.0		
14.0 T/M	14.9									4.2	62	28	10	1.2		
15.0 T/M	15.9									0.6	28	15	6.6	1.2		
16.0 T/M	16.9									0.6	16	8.4	3.6			
17.0 T/M	17.9										6.6	1.8	3.0			
18.0 T/M	18.9										1.2		0.6			
19.0 T/M	19.9										0.6	0.6				
20.0 T/M	20.9										1.2	2.4				
21.0 T/M	21.9															
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 T/M	MEER															
TOTALEN			3514	4056	6545	8536	6607	3411	3947	10289	20291	17494	8341	4497	2470	100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELTE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

TEXEL -L.S.- (220)		1966 T/M 1976					JANUARI T/M FEBRUARI				OPEN WATER				
KLASSEN (M/S)		330	NOORD		060	OOST	120	150	ZUID	210	240	WEST	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
			360	030		090			180			270			
0.0 T/M 0.9		26	32	45	19	26	45	32	38	26	26	45	38	1872	2269
1.0 T/M 1.9		64	58	96	77	121	153	173	153	211	70	89	115	345	1725
2.0 T/M 2.9		217	185	211	153	243	364	313	447	371	275	288	224	45	3336
3.0 T/M 3.9		409	288	371	288	396	582	479	530	620	390	601	409	13	5374
4.0 T/M 4.9		339	230	249	256	575	652	703	805	703	492	645	262		5911
5.0 T/M 5.9		403	345	390	703	1246	1572	1508	1489	1291	1138	1022	594		11701
6.0 T/M 6.9		396	204	313	498	1291	1374	1834	1578	1425	1329	1106	818		12168
7.0 T/M 7.9		697	351	332	505	1406	1431	1508	1924	1444	1061	1169	876		12704
8.0 T/M 8.9		582	307	403	697	1233	1189	1233	1591	1355	1131	1046	773		11541
9.0 T/M 9.9		556	230	147	601	792	837	799	1054	971	1163	971	786		8908
10.0 T/M 10.9		300	173	141	281	716	454	358	786	690	703	792	403		5796
11.0 T/M 11.9		307	147	134	364	607	383	236	645	773	588	888	428		5502
12.0 T/M 12.9		320	115	70	217	332	230	89	345	575	422	588	268		3572
13.0 T/M 13.9		300	70	115	121	204	326	58	351	518	256	556	262		3138
14.0 T/M 14.9		192	141	58	51	204	89	38	204	224	256	435	179		2071
15.0 T/M 15.9		64	58	89	19	313	89	32	128	153	204	275	134		1559
16.0 T/M 16.9		51	6.4	6.4	32	96	89	13	64	121	179	236	179		1074
17.0 T/M 17.9		32			32	26			102	45	70	179	128		613
18.0 T/M 18.9		26			58	6.4			83	26	13	109	147		467
19.0 T/M 19.9					13				13	19		45	77		166
20.0 T/M 20.9										38	13	6.4	58		115
21.0 T/M 21.9		13								13	6.4	13	58		102
22.0 T/M 22.9		6.4										6.4	19		32
23.0 T/M 23.9		13										13			26
24.0 T/M 24.9		19					6.4					6.4	19		51
25.0 T/M 25.9		32										6.4	38		77
26.0 T/M 26.9															
27.0 T/M 27.9															
28.0 EN MEER															
TOTALEN		5362	2940	3170	4985	9835	9867	9407	12334	11612	9784	11139	7292	2275	100000

TEXEL -L.S.- (220)			1966 T/M 1976						MAART T/M			APRIL			OPEN WATER		
KLASSEN (M/S)			NOORD			OOST			ZUID			WEST			STIL OF VARIABEL		TOTAAL
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300			
0.0	T/M	0.9	31	68	44	50	66	68	50	62	50	19	62	31	2293	2896	
1.0	T/M	1.9	155	106	199	87	186	186	68	149	137	155	124	99	348	2001	
2.0	T/M	2.9	255	305	410	466	541	404	298	510	410	416	360	267	68	4711	
3.0	T/M	3.9	298	317	814	590	839	584	497	851	858	740	578	367	6.2	7340	
4.0	T/M	4.9	590	640	870	634	839	454	566	553	609	609	528	491		7383	
5.0	T/M	5.9	1094	982	1498	1262	1448	628	622	690	1342	1019	1181	1025		12791	
6.0	T/M	6.9	1088	1069	1635	1342	1392	510	510	559	1342	1150	1075	1349		13021	
7.0	T/M	7.9	1094	1156	1398	1361	1318	454	416	534	1386	1361	1019	988		12486	
8.0	T/M	8.9	1187	988	1050	957	1610	416	149	447	895	1330	976	709		10715	
9.0	T/M	9.9	970	522	696	820	970	398	193	317	622	901	789	609		7806	
10.0	T/M	10.9	721	460	286	410	566	249	99	186	479	609	503	516		5084	
11.0	T/M	11.9	914	305	186	516	609	149	62	124	479	553	541	516		4953	
12.0	T/M	12.9	472	218	131	199	342	118	12	87	273	404	329	230		2815	
13.0	T/M	13.9	273	106	137	180	149	31	6.2	37	441	249	373	348		2331	
14.0	T/M	14.9	124	81	68	99	131	50		19	162	174	131	143		1181	
15.0	T/M	15.9	93	37	50	37	93			31	137	56	112	155		802	
16.0	T/M	16.9	112	37	56	19	155			31	81	31	137	112		771	
17.0	T/M	17.9	31	25	12	44	131			6.2	12	68	131	81		541	
18.0	T/M	18.9	99		25	50	19			6.2	12	6.2	37	31		286	
19.0	T/M	19.9	31			19										50	
20.0	T/M	20.9											12			12	
21.0	T/M	21.9	6.2													6.2	
22.0	T/M	22.9	6.2													6.2	
23.0	T/M	23.9	6.2													6.2	
24.0	T/M	24.9	6.2													6.2	
25.0	T/M	25.9															
26.0	T/M	26.9															
27.0	T/M	27.9															
28.0	EN MEER																
TOTAAL			9658	7421	9565	9142	11405	4699	3549	5202	9727	9651	8999	8067	2716	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELTE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

TEXEL -L.S.- (220)			1966 T/M 1976						MEI T/M		JUNI		OPEN WATER			
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL			
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9		43	124	118	75	56	81	56	56	87	75	81	43	2950	3844
1.0 T/M	1.9		224	217	261	217	193	112	193	199	242	193	155	186	553	2944
2.0 T/M	2.9		360	416	652	311	354	503	509	658	671	634	453	366	87	5975
3.0 T/M	3.9		677	789	1230	863	919	714	702	1124	1025	1074	851	646	6.2	10620
4.0 T/M	4.9		727	776	1192	925	1050	571	540	919	1584	944	1068	826		11124
5.0 T/M	5.9		1106	1428	2540	1857	1677	1056	571	1373	2304	1901	1559	1019		18390
6.0 T/M	6.9		1118	1714	2658	1578	1267	478	354	565	2062	2255	1087	901		16036
7.0 T/M	7.9		1000	1149	2199	1186	932	354	149	435	1801	1304	981	727		12217
8.0 T/M	8.9		683	838	1540	888	410	112	87	186	1329	838	627	571		8111
9.0 T/M	9.9		441	584	851	497	99	43	50	180	634	621	416	373		4789
10.0 T/M	10.9		311	255	211	118	50			87	360	397	180	174		2143
11.0 T/M	11.9		161	124	174	37	6.2	6.2		43	497	435	211	143		1838
12.0 T/M	12.9		43	12	43	56	6.2			25	236	186	112	137		657
13.0 T/M	13.9		68			6.2	6.2				130	75	37	37		360
14.0 T/M	14.9		68	6.2							68	43	19	31		236
15.0 T/M	15.9		56	25							56	43	6.2	37		224
16.0 T/M	16.9		12								62	31	6.2	19		130
17.0 T/M	17.9		6.2								12	75		31		124
18.0 T/M	18.9											19		19		37
19.0 T/M	19.9															
20.0 T/M	20.9															
21.0 T/M	21.9															
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			7105	8459	13670	8614	7024	4031	3211	5851	13161	11142	7850	6285	3596	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

TEXEL -L.S.- (220)			1966 T/M 1976					JULI T/M AUGUSTUS				OPEN WATER				
KLASSEN (M/S)			NOORD			OOST			ZUID			WEST		STIL OF VARIABLE		TOTAAL
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9		43	73	116	67	61	49	24	86	55	61	67	18	3349	4071
1.0 T/M	1.9		202	220	306	189	165	128	110	141	61	165	214	183	532	2616
2.0 T/M	2.9		465	513	740	544	501	263	269	324	385	257	544	526	55	5385
3.0 T/M	3.9		556	825	1345	1106	1027	568	410	617	764	941	782	801	18	9761
4.0 T/M	4.9		477	758	1186	990	911	556	312	562	1131	1008	911	642		9443
5.0 T/M	5.9		929	1180	2268	2023	1626	917	312	715	1638	1986	1601	1149		16344
6.0 T/M	6.9		1167	1106	1944	1852	1626	642	318	550	1559	2243	1540	1277		15824
7.0 T/M	7.9		1387	1051	1681	1106	978	391	232	355	1174	1974	1290	1381		13000
8.0 T/M	8.9		1277	850	1021	630	465	232	122	410	1204	1644	1271	1051		10177
9.0 T/M	9.9		727	581	416	238	183	37	86	263	935	733	727	636		5562
10.0 T/M	10.9		581	293	92	67		49	18	98	446	385	373	391		2793
11.0 T/M	11.9		532	128	6.1	37				37	312	471	410	263		2194
12.0 T/M	12.9		220	73	12	18				67	159	281	263	183		1277
13.0 T/M	13.9		232	12		12	6.1			12	165	251	104	104		898
14.0 T/M	14.9		67	6.1						12	37	61	55	73		312
15.0 T/M	15.9		43	18								18	31	43		153
16.0 T/M	16.9		31									12	24	43		110
17.0 T/M	17.9		18									24		37		79
18.0 T/M	18.9															
19.0 T/M	19.9															
20.0 T/M	20.9															
21.0 T/M	21.9															
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0	EN MEER															
TOTAAL			8954	7669	11130	8881	7548	3832	2213	4246	10024	12518	10207	8801	3955	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

TEXEL -L.S.- (220)			1966 T/M 1976				SEPTEMBER T/M		OKTOBER			OPEN WATER			
KLASSEN (M/S)			330	NOORD		OOST		ZUID			WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL
				360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	
0.0 T/M	0.9		25	25	43	25	62	56	56	62	43	56	31	62	2454 3000
1.0 T/M	1.9		162	124	112	112	193	217	162	180	186	149	137	143	553 2429
2.0 T/M	2.9		292	329	348	217	516	534	311	534	460	422	342	273	81 4659
3.0 T/M	3.9		472	404	634	416	975	950	783	658	739	559	627	621	19 7858
4.0 T/M	4.9		578	447	522	609	783	696	646	727	752	671	733	576	7740
5.0 T/M	5.9		901	1012	1012	894	1578	1286	1081	1118	1068	1416	1280	851	13498
6.0 T/M	6.9		634	826	975	764	1292	1131	863	1062	1180	1447	1180	913	12268
7.0 T/M	7.9		721	739	727	782	1348	1155	727	1106	981	1348	1658	845	12137
8.0 T/M	8.9		534	603	422	429	528	745	416	926	944	1391	1304	994	9237
9.0 T/M	9.9		410	391	255	174	373	472	267	708	615	957	1019	584	6224
10.0 T/M	10.9		280	211	130	168	199	168	118	472	360	857	820	615	4398
11.0 T/M	11.9		311	211	68	118	186	87	106	304	447	1062	671	745	4317
12.0 T/M	12.9		280	149	37	87	75	75	99	199	565	863	503	460	3392
13.0 T/M	13.9		348	56	12	37	25	6.2	62	186	578	776	466	528	3081
14.0 T/M	14.9		168	81	19	19			50	149	472	485	242	186	1870
15.0 T/M	15.9		143	124				6.2	87	155	292	236	174	112	1329
16.0 T/M	16.9		149	81					37	62	261	186	81	106	963
17.0 T/M	17.9		75	19						31	205	137	93	199	758
18.0 T/M	18.9		56	19						43	68	75	93	130	485
19.0 T/M	19.9		6.2								19	12	31	68	137
20.0 T/M	20.9		12								19	19	6.2	6.2	62
21.0 T/M	21.9										19	68	6.2	25	118
22.0 T/M	22.9										6.2	12	12	12	43
23.0 T/M	23.9														
24.0 T/M	24.9														
25.0 T/M	25.9														
26.0 T/M	26.9														
27.0 T/M	27.9														
28.0	EN MEER														
TOTALEN			6552	5851	5317	4851	8131	7584	5670	8684	10280	13206	11510	9056	3106 100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

TEXEL -L.S.- (220)			1966 T/M 1976				NOVEMBER T/M				DECEMBER				OPEN WATER	
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL			
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9		12	25	12		19	50	37	25	19	19	19	12	851	1100
1.0 T/M	1.9		31	44	50	56	87	68	56	124	62	37	44	31	205	695
2.0 T/M	2.9		87	87	168	118	273	224	205	193	180	211	155	99	31	2032
3.0 T/M	3.9		292	249	230	298	510	609	522	479	360	460	485	305		4798
4.0 T/M	4.9		280	193	218	168	590	584	553	485	398	392	367	404		4630
5.0 T/M	5.9		746	354	354	385	808	1044	1398	1081	802	1137	970	796		9876
6.0 T/M	6.9		709	379	360	267	845	938	771	1324	1131	1231	1168	721		9845
7.0 T/M	7.9		833	503	323	286	802	752	764	1262	1013	1448	1405	914		10305
8.0 T/M	8.9	1001	808	398	342	572	454	671	1150	1100	1585	1659	1193			10932
9.0 T/M	9.9		870	653	273	218	578	385	578	963	1131	1131	1746	1044		9671
10.0 T/M	10.9		460	479	180	255	379	199	168	516	851	988	1212	895		6582
11.0 T/M	11.9		634	534	68	149	317	131	174	640	802	883	1200	932		6464
12.0 T/M	12.9		566	373	68	162	261	93	137	485	715	1057	1088	827		5830
13.0 T/M	13.9		727	367	81	99	311	50	93	653	541	833	962	553		5289
14.0 T/M	14.9		367	205	44	44	193	31	87	211	385	553	503	292		2915
15.0 T/M	15.9		249	124	62	12	124	6.2	81	205	466	379	429	385		2523
16.0 T/M	16.9		249	112	25	19	68		12	87	205	323	429	329		1858
17.0 T/M	17.9		186	44	19	6.2	68		6.2	87	255	329	398	441		1840
18.0 T/M	18.9		106	12	6.2		25		6.2	25	106	149	286	342		1063
19.0 T/M	19.9		75	44	6.2					44	81	93	143	224		709
20.0 T/M	20.9		31	25					19	75		50	44	124		367
21.0 T/M	21.9		12	6.2							44	44	68	68		242
22.0 T/M	22.9		37	6.2								12	37	37		131
23.0 T/M	23.9		19									6.2	19	25		66
24.0 T/M	24.9		12										6.2	12		31
25.0 T/M	25.9													6.2		6.2
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			8589	5625	3045	2884	6830	5616	6321	10056	10721	13350	14860	11013	1088	100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

DEN HELDER (230)			1923 T/M 1971				JANUARI T/M FEBRUARI				OPEN TERREIN					
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	179	133	120	119	110	122	163	221	179	114	110	151	355	2076	
1.0 T/M	1.9	253	242	259	227	300	299	333	536	360	223	261	271	50	3613	
2.0 T/M	2.9	357	390	349	368	488	582	734	1009	423	369	454	331	8.8	5865	
3.0 T/M	3.9	473	538	394	409	689	738	926	1373	618	620	626	447	2.9	7851	
4.0 T/M	4.9	522	508	461	489	875	867	1166	1767	932	819	797	592	1.5	9800	
5.0 T/M	5.9	593	532	483	501	1015	1124	1078	1553	1065	1049	900	630		10518	
6.0 T/M	6.9	564	394	425	626	1034	1039	951	1358	1225	1091	1020	614		10340	
7.0 T/M	7.9	623	410	412	697	982	907	557	1156	1433	1226	992	656		10050	
8.0 T/M	8.9	611	363	252	565	1042	612	453	957	1417	1007	904	570		8773	
9.0 T/M	9.9	466	251	265	580	733	503	231	713	1264	883	815	593		7296	
10.0 T/M	10.9	365	195	215	560	655	234	103	496	1235	724	746	511		6062	
11.0 T/M	11.9	396	190	164	461	536	196	75	422	1283	667	595	396		5381	
12.0 T/M	12.9	267	161	117	333	491	108	32	400	1026	441	381	341		4095	
13.0 T/M	13.9	214	129	45	230	374	73	8.8	240	657	375	321	242		3109	
14.0 T/M	14.9	110	78	26	148	278	41	2.9	141	523	193	202	204		1941	
15.0 T/M	15.9	91	67	15	50	148	21	4.4	94	385	105	168	103		1251	
16.0 T/M	16.9	57	37	7.3	26	69	2.9	1.5	78	227	66	116	69		756	
17.0 T/M	17.9	44	16	5.9	29	31			50	149	48	98	51		522	
18.0 T/M	18.9	26	13	4.4	16	12			44	94	23	63	23		319	
19.0 T/M	19.9	12	7.3		1.5	10		1.5	25	47	4.4	41	8.8		157	
20.0 T/M	20.9	4.4	7.3		4.4	15		1.5	7.3	22	4.4	28	2.9		97	
21.0 T/M	21.9	8.8	4.4			2.9			10	12	2.9	23			66	
22.0 T/M	22.9	4.4	1.5			2.9			4.4	5.9		7.3			26	
23.0 T/M	23.9	7.3							2.9	4.4		1.5			16	
24.0 T/M	24.9	5.9							2.9				4.4		13	
25.0 T/M	25.9	1.5											1.5		2.9	
26.0 T/M	26.9	1.5													1.5	
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN		6256	4668	4022	6481	9891	7469	6821	12663	14787	10056	9668	6816	418	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELD POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

DEN HELDER (230)			1923 T/M 1971					MAART T/M		APRIL		OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	205	155	179	158	101	85	144	144	172	118	141	174	408	2183	
1.0 T/M	1.9	319	266	379	360	322	256	248	367	381	302	329	353	111	3992	
2.0 T/M	2.9	387	441	562	724	670	472	511	667	609	514	682	581	24	6845	
3.0 T/M	3.9	601	719	804	935	986	649	699	935	764	817	798	606	1.4	9314	
4.0 T/M	4.9	626	714	902	1037	1163	948	939	1120	1009	1138	925	693		11215	
5.0 T/M	5.9	916	865	1137	998	1134	1096	788	919	1282	1313	972	767		12186	
6.0 T/M	6.9	838	740	961	1046	1313	894	603	753	1555	1212	973	687		11575	
7.0 T/M	7.9	731	864	934	925	1049	730	374	586	1624	1191	805	650		10462	
8.0 T/M	8.9	670	790	693	837	850	428	198	414	1544	919	662	562		8567	
9.0 T/M	9.9	568	595	554	630	586	296	92	253	1245	721	548	471		6562	
10.0 T/M	10.9	532	491	390	596	437	176	54	231	946	556	420	410		5240	
11.0 T/M	11.9	416	374	283	448	458	110	31	148	861	455	269	361		4215	
12.0 T/M	12.9	336	226	166	381	326	38	8.5	102	579	287	225	295		2971	
13.0 T/M	13.9	192	169	108	232	188	27	5.7	68	424	162	105	159		1840	
14.0 T/M	14.9	107	127	84	128	134	31	1.4	53	329	85	74	75		1227	
15.0 T/M	15.9	81	60	53	67	81	16	2.8	38	206	50	60	58		768	
16.0 T/M	16.9	61	68	7.1	37	38	2.8		20	85	44	31	27		421	
17.0 T/M	17.9	38	23	2.8	27	17	2.8	1.4	7.1	48	14	20	11		211	
18.0 T/M	18.9	16	18		14	5.7			4.3	28	7.1	10	5.7		105	
19.0 T/M	19.9	17	7.1		11	4.3		1.4	1.4	14	1.4	4.3	2.8		65	
20.0 T/M	20.9	10	1.4						2.8	2.8	1.4				17	
21.0 T/M	21.9	2.8				1.4			1.4	2.8					8.5	
22.0 T/M	22.9	1.4	1.4						1.4						4.3	
23.0 T/M	23.9		1.4										1.4		2.8	
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9	1.4	1.4												2.8	
27.0 T/M	27.9	1.4													1.4	
28.0 T/M	28.9															
TOTAAL		7674	7719	8198	9593	9865	6259	4703	6838	13714	9911	8053	6952	545	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

DEN HELDER (230)			1923 T/M 1971					MEI T/M		JUNI		OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)			330	NOORD		OOST				ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL
			360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300			
0.0 T/M	0.9	227	172	204	199	128	121	141	183	217	139	159	259	503	2651	
1.0 T/M	1.9	403	310	332	354	265	200	225	362	408	347	413	562	111	4293	
2.0 T/M	2.9	631	535	527	685	441	337	385	714	682	706	759	761	27	7190	
3.0 T/M	3.9	858	889	863	1009	806	432	465	1031	890	1042	999	841		10125	
4.0 T/M	4.9	1127	1182	1248	1466	1066	662	506	978	1272	1445	1185	1093		13230	
5.0 T/M	5.9	1278	1583	1469	1306	1266	682	368	683	1435	1486	954	1079		13589	
6.0 T/M	6.9	1210	1327	1311	1262	1062	507	269	483	1496	1642	985	910		12465	
7.0 T/M	7.9	1165	1344	1272	1004	738	311	179	348	1559	1664	734	714		11091	
8.0 T/M	8.9	910	1066	848	758	534	166	94	262	1417	1309	659	541		8566	
9.0 T/M	9.9	718	847	703	527	292	77	54	190	1059	907	379	373		6127	
10.0 T/M	10.9	532	648	369	332	117	31	14	111	923	634	323	251		4265	
11.0 T/M	11.9	354	430	245	247	82	20	1.4	75	625	483	208	142		2913	
12.0 T/M	12.9	187	199	137	134	37	7.0	1.4	45	324	247	86	106		1511	
13.0 T/M	13.9	100	145	72	55	38	6.5	2.8	24	213	128	77	63		930	
14.0 T/M	14.9	65	52	31	27	24	5.6		37	151	65	30	32		514	
15.0 T/M	15.9	46	28	2.8	25	13	1.4	2.8	18	59	42	23	20		280	
16.0 T/M	16.9	17	23	1.4	17	2.8			8.5	32	23	7.0	9.9		139	
17.0 T/M	17.9		2.8	1.4		1.4			2.8	21	13	4.2	1.4		46	
18.0 T/M	18.9		1.4	1.4	1.4					5.6	4.2	2.8	5.6		24	
19.0 T/M	19.9				1.4					5.6	2.8	1.4			11	
20.0 T/M	20.9									5.6	8.5	1.4			15	
21.0 T/M	21.9										2.8				2.8	
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			9828	10784	9639	9408	6912	3569	2707	5556	12601	12339	8049	7767	641	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

DEN HELDER (230)			1923 T/M 1971					JULI T/M AUGUSTUS				OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	276	237	191	188	111	119	241	272	196	154	154	287	649	3274	
1.0 T/M	1.9	358	355	357	373	255	250	261	599	417	336	380	483	92	4518	
2.0 T/M	2.9	554	646	561	657	461	398	468	970	634	768	797	775	37	7722	
3.0 T/M	3.9	738	931	757	941	793	599	579	1206	912	1186	1033	801	6.9	10484	
4.0 T/M	4.9	998	1045	909	1119	977	661	630	1347	1217	1594	1410	923		12829	
5.0 T/M	5.9	1148	1182	945	904	827	614	464	852	1435	1913	1543	1185		13009	
6.0 T/M	6.9	996	894	765	822	658	491	291	595	1505	2008	1542	1082		11648	
7.0 T/M	7.9	912	845	514	565	409	285	217	477	1568	2007	1376	1029		10199	
8.0 T/M	8.9	885	572	403	394	285	115	152	300	1513	1756	1160	817		8355	
9.0 T/M	9.9	702	410	266	228	137	37	75	235	1142	1352	902	713		6199	
10.0 T/M	10.9	539	278	130	151	75	15	27	162	929	986	738	525		4556	
11.0 T/M	11.9	352	145	82	77	19	8.2	23	117	678	754	473	322		3054	
12.0 T/M	12.9	167	60	41	37	9.6		9.6	78	439	488	288	266		1883	
13.0 T/M	13.9	154	37	18	8.2	1.4		8.2	30	237	247	140	121		1001	
14.0 T/M	14.9	103	11	9.6	9.6		1.4	4.1	23	118	152	74	63		568	
15.0 T/M	15.9	37	5.5	4.1		1.4		2.7	8.2	100	91	58	36		343	
16.0 T/M	16.9	19	4.1		1.4	5.5			8.2	53	55	26	19		192	
17.0 T/M	17.9	5.5								27	21	4.1	5.5		64	
18.0 T/M	18.9	8.2	1.4							16	14	2.7	4.1		49	
19.0 T/M	19.9	5.5	1.4							6.9	4.1	4.1	1.4		23	
20.0 T/M	20.9	1.4	1.4							6.9	5.5	6.9			21	
21.0 T/M	21.9										1.4	2.7			4.1	
22.0 T/M	22.9														2.7	
23.0 T/M	23.9										1.4				1.4	
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN		8959	7664	5954	6474	5028	3595	3452	7279	13153	15892	12113	9458	985	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

DEN HELDER (230)				1923 T/M 1971				SEPTEMBER T/M		OKTOBER		OPEN TERREIN					
KLASSEN (M/S)				330	360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	127	142	161	148	124	165	242	282	175	114	135	120	519	2455		
1.0 T/M	1.9	203	250	310	322	384	349	417	714	396	269	226	235	90	4167		
2.0 T/M	2.9	391	562	501	562	684	778	911	1160	512	474	455	434	17	7441		
3.0 T/M	3.9	480	767	638	684	1020	943	1141	1528	721	669	615	481	1.4	9687		
4.0 T/M	4.9	559	739	778	649	1069	1144	1311	2132	1076	993	865	613	1.4	11929		
5.0 T/M	5.9	753	807	709	608	1069	1039	975	1813	1146	1237	989	776		11919		
6.0 T/M	6.9	712	662	555	677	1063	901	645	1339	1281	1259	1099	764		10957		
7.0 T/M	7.9	808	575	343	541	709	551	319	1099	1373	1333	1059	805		9517		
8.0 T/M	8.9	726	462	225	431	561	240	235	696	1153	1259	1136	801		7923		
9.0 T/M	9.9	606	319	169	359	340	98	152	511	1082	1097	992	719		6442		
10.0 T/M	10.9	499	263	102	226	253	33	65	359	942	885	894	649		5174		
11.0 T/M	11.9	514	203	71	157	192	7.1	53	206	835	801	774	517		4327		
12.0 T/M	12.9	333	149	41	90	94	5.7	17	202	591	578	531	446		3079		
13.0 T/M	13.9	242	105	33	68	46		10	108	413	396	252	248		1920		
14.0 T/M	14.9	149	50	8.5	27	8.5	1.4	1.4	83	317	255	211	152		1264		
15.0 T/M	15.9	91	24	5.7	30	1.4			54	169	124	121	107		726		
16.0 T/M	16.9	65	30	2.8	14			1.4	31	118	83	84	36		467		
17.0 T/M	17.9	20	13		2.8			1.4	10	83	57	51	23		259		
18.0 T/M	18.9	21	5.7		4.3				8.5	34	21	33	24		151		
19.0 T/M	19.9	8.5	4.3						2.8	23	18	30	2.8		91		
20.0 T/M	20.9	5.7							8.5	13	11	5.7	2.8		47		
21.0 T/M	21.9	2.8	1.4						2.8	11	5.7	4.3			27		
22.0 T/M	22.9	2.8	1.4						2.8	5.7	4.3	2.8			20		
23.0 T/M	23.9								2.8	4.3	2.8				10		
24.0 T/M	24.9																
25.0 T/M	25.9																
26.0 T/M	26.9																
27.0 T/M	27.9																
28.0	EN MEER																
TOTALEN		7320	6136	4653	5600	7618	6256	6496	12355	12473	11946	10563	7956	629	100000		

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

DEN HELDER (230)			1923 T/M 1971				NOVEMBER T/M		DECEMBER		OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST			ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL			TOTAAL
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	
0.0 T/M	0.9		127	148	129	110	125	139	226	369	258	115	112	92	374
1.0 T/M	1.9		182	249	256	196	289	404	454	851	391	195	219	164	60
2.0 T/M	2.9		277	398	330	287	548	716	948	1477	478	337	339	235	10
3.0 T/M	3.9		390	586	359	373	904	852	1168	1833	615	467	497	310	1.4
4.0 T/M	4.9		437	485	369	467	995	1130	1305	2362	804	646	656	491	
5.0 T/M	5.9		548	559	361	394	877	952	1183	2283	961	838	837	575	
6.0 T/M	6.9		541	490	320	434	992	945	990	2088	1032	905	992	593	
7.0 T/M	7.9		564	407	206	403	868	734	672	1862	1096	1062	985	612	
8.0 T/M	8.9		639	398	122	390	966	410	532	1294	1117	1123	959	606	
9.0 T/M	9.9		592	323	127	327	684	379	314	983	993	869	845	599	
10.0 T/M	10.9		559	266	110	340	464	161	169	794	973	872	841	534	
11.0 T/M	11.9		465	185	92	303	343	147	101	475	924	716	709	430	
12.0 T/M	12.9		393	135	46	226	314	63	51	408	750	509	573	450	
13.0 T/M	13.9		245	94	47	166	196	31	24	258	566	344	359	235	
14.0 T/M	14.9		211	57	34	125	121	7.1	23	147	410	272	381	229	
15.0 T/M	15.9		138	60	10	67	71	4.3	5.7	94	329	174	253	161	
16.0 T/M	16.9		78	18	10	46	55			60	252	137	137	66	
17.0 T/M	17.9		57	10	2.8	31	23		1.4	57	155	104	87	46	
18.0 T/M	18.9		33	5.7	1.4	8.5	17		2.8	43	112	41	53	33	
19.0 T/M	19.9		16	8.5	1.4	5.7	13		4.3	17	81	18	31	28	
20.0 T/M	20.9	8.5	14			5.7	1.4		1.4	13	44	14	26	16	
21.0 T/M	21.9	14	5.7							5.7	18	5.7	5.7	13	
22.0 T/M	22.9	4.3								7.1	27	7.1	2.8	1.4	
23.0 T/M	23.9					1.4				2.8					
24.0 T/M	24.9										1.4	4.3			
25.0 T/M	25.9														
26.0 T/M	26.9														
27.0 T/M	27.9														
28.0 EN MEER															
TOTALEN		6518	4904	2934	4707	8868	7074	8177	17782	12388	9776	9899	6522	445	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

SCHIPHOL (240)			1951 T/M 1976					JANUARI T/M FEBRUARI				OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			330	NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL	
				360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	
0.0 T/M 0.9			100	92	68	43	89	62	87	95	100	105	97	70	2655 3664
1.0 T/M 1.9			387	368	254	370	319	357	392	506	376	422	354	260	492 4856
2.0 T/M 2.9			616	676	397	662	803	830	895	1084	909	990	649	443	54 9009
3.0 T/M 3.9			633	719	589	973	1184	949	1309	1476	1406	1071	825	566	2.7 11705
4.0 T/M 4.9			619	560	657	1398	1490	1122	1644	1665	1666	1065	760	525	13189
5.0 T/M 5.9			535	465	533	1044	1136	808	1360	1357	1663	1052	822	500	11275
6.0 T/M 6.9			568	335	603	1203	1106	806	1390	1301	1430	963	841	587	11132
7.0 T/M 7.9			470	195	403	1095	960	400	892	1190	1119	1049	768	435	8977
8.0 T/M 8.9			300	149	335	762	595	111	560	941	1184	806	846	525	7114
9.0 T/M 9.9			273	119	187	849	260	73	295	708	841	654	711	395	5565
10.0 T/M 10.9			189	62	127	630	341	22	189	425	757	708	616	365	4432
11.0 T/M 11.9			132	57	68	373	214	11	73	249	441	506	487	222	2831
12.0 T/M 12.9			89	49	49	181	146		65	176	316	522	425	138	2155
13.0 T/M 13.9			46	30	19	41	46	2.7	38	65	224	468	295	81	1355
14.0 T/M 14.9			59	11	14	14	19	5.4	5.4	22	119	324	214	54	860
15.0 T/M 15.9			38	2.7	8.1	22	5.4	2.7		8.1	103	197	157	43	587
16.0 T/M 16.9			5.4	5.4	11	2.7	2.7		2.7		65	108	108	46	357
17.0 T/M 17.9			2.7	2.7		2.7	8.1				51	146	119	35	368
18.0 T/M 18.9							8.1				41	89	65	36	241
19.0 T/M 19.9				2.7							11	32	49	8.1	103
20.0 T/M 20.9			5.4								2.7	24	30	2.7	65
21.0 T/M 21.9			2.7								2.7	11	27	5.4	49
22.0 T/M 22.9			5.4								2.7	22	8.1	5.4	43
23.0 T/M 23.9			2.7								5.4	2.7	8.1		19
24.0 T/M 24.9			8.1								2.7	5.4	5.4	5.4	27
25.0 T/M 25.9														8.1	8.1
26.0 T/M 26.9												2.7		14	16
27.0 T/M 27.9															
28.0 EN MEER															
TOTALEN			5069	3899	4321	9666	8731	5562	9196	11286	12838	11543	9268	5378	3204 100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

SCHIPHOL (240)			1951 T/M 1976					MAART T/M		APRIL		OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST			ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL	
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	
0.0 T/M	0.9		113	97	50	39	63	66	105	108	81	113	102	58	2593 3589
1.0 T/M	1.9		436	546	365	331	402	499	418	444	321	447	391	281	675 5556
2.0 T/M	2.9		775	1109	615	604	967	666	788	793	602	793	662	673	118 9384
3.0 T/M	3.9		1222	1287	967	1367	1240	909	843	896	1030	990	870	796	16 12453
4.0 T/M	4.9		1043	1208	1143	1453	1195	841	1135	920	1230	1056	988	738	5.3 12954
5.0 T/M	5.9		951	1017	1232	1440	1111	625	807	830	1101	1017	1004	720	11854
6.0 T/M	6.9		896	1061	1303	1650	1166	583	560	670	1038	1025	883	633	11468
7.0 T/M	7.9		775	743	959	1371	694	265	420	591	788	1069	712	604	8993
8.0 T/M	8.9		552	565	993	1195	523	126	181	347	654	725	594	539	6993
9.0 T/M	9.9		504	310	510	893	363	97	116	218	454	914	512	483	5378
10.0 T/M	10.9		334	166	344	512	265	81	79	100	355	885	415	384	3920
11.0 T/M	11.9		184	150	221	244	95	39	21	116	244	741	263	229	2546
12.0 T/M	12.9		155	84	113	158	37	21		47	263	675	313	171	2036
13.0 T/M	13.9		121	34	32	100	29			55	144	439	152	89	1195
14.0 T/M	14.9		42	13	26	55	16	7.9		13	55	278	53	45	604
15.0 T/M	15.9		26	2.6	5.3	26	13	7.9		18	34	147	34	32	347
16.0 T/M	16.9		21	2.6		16	2.6			2.6	13	142	24	11	234
17.0 T/M	17.9		18			5.3				11	16	121	21	13	205
18.0 T/M	18.9		16	2.6					7.9	11		61	11	2.6	131
19.0 T/M	19.9		2.6								13	39	7.9		63
20.0 T/M	20.9											45	7.9		53
21.0 T/M	21.9		2.6									13	5.3		21
22.0 T/M	22.9											11		2.6	13
23.0 T/M	23.9											5.3			5.3
24.0 T/M	24.9		2.6												2.6
25.0 T/M	25.9											2.6			2.6
26.0 T/M	26.9														
27.0 T/M	27.9														
28.0 EN MEER															
TOTAAL			8191	8399	8877	11660	8181	4855	5475	6187	6446	11775	8023	6502	3407 100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

SCHIPHOL (240)			1951 T/M 1976					MEI T/M		JUNI		OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9		129	168	87	76	87	131	110	144	144	184	160	92	3160	4674
1.0 T/M	1.9		476	541	405	370	381	502	594	678	554	828	665	554	967	7514
2.0 T/M	2.9		972	1146	581	749	783	654	870	1264	1065	1453	1135	904	226	11822
3.0 T/M	3.9		1345	1495	1143	1046	1127	688	946	1214	1340	1563	1579	1211	26	14723
4.0 T/M	4.9		1342	1429	1314	1524	1353	588	715	1051	1348	1366	1608	1069	2.6	14709
5.0 T/M	5.9		1124	1206	1374	1340	1077	402	373	759	1132	1293	1374	1038	2.6	12495
6.0 T/M	6.9		1208	1248	1185	1224	733	310	276	478	943	1413	1182	856		11058
7.0 T/M	7.9		948	812	691	1004	473	166	147	318	652	1392	1075	612		8289
8.0 T/M	8.9		528	502	544	662	221	53	39	197	539	1124	807	436		5651
9.0 T/M	9.9		389	313	373	378	110	32	26	105	276	851	570	389		3812
10.0 T/M	10.9		213	113	142	210	37	16	16	29	223	830	268	255		2351
11.0 T/M	11.9		92	18	71	58	13	5.3	7.9	7.9	79	544	200	126		1222
12.0 T/M	12.9		68	5.3	32	68			5.3	5.3	53	399	95	60		791
13.0 T/M	13.9		16	18	5.3	18			2.6	2.6	26	210	58	21		378
14.0 T/M	14.9		16							11	18	144	32	13		234
15.0 T/M	15.9		2.6								11	89	5.3	16		123
16.0 T/M	16.9		5.3									37	11	5.3		58
17.0 T/M	17.9										2.6	45	2.6			50
18.0 T/M	18.9											21	2.6			24
19.0 T/M	19.9											5.3	5.3			11
20.0 T/M	20.9												5.3			5.3
21.0 T/M	21.9												7.9			7.9
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			8875	9016	7045	8727	6394	3547	4127	6263	8425	13793	10645	7658	4385	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

SCHIPHOL (240)			1951 T/M 1976						JULI T/M AUGUSTUS				OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			NOORD			OOST			ZUID			WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9		189	124	103	88	114	121	134	240	207	243	220	145	4156	6085
1.0 T/M	1.9		574	669	517	509	527	517	631	912	752	920	783	520	1000	8832
2.0 T/M	2.9		1055	1248	858	964	1083	685	874	1618	1455	1760	1321	974	266	14162
3.0 T/M	3.9		1142	1189	1220	1336	1292	760	920	1522	1988	1551	1486	1189	26	15622
4.0 T/M	4.9		1078	982	1044	1440	1192	607	659	1158	1804	1336	1662	1119	5.2	14087
5.0 T/M	5.9		943	763	941	1168	739	279	328	698	1429	1605	1649	1161	5.2	11709
6.0 T/M	6.9		962	641	677	928	414	147	191	486	1391	1804	1478	1119	.	10238
7.0 T/M	7.9		706	349	292	421	129	39	78	380	1044	1794	1347	781		7359
8.0 T/M	8.9		364	145	184	134	44	7.8	36	235	682	1210	951	594		4588
9.0 T/M	9.9		176	44	70	72	13	5.2	28	103	434	972	556	321		2797
10.0 T/M	10.9		80	23	34	39			2.6	41	248	669	455	227		1820
11.0 T/M	11.9		34	2.6	28	23				26	132	517	251	132		1145
12.0 T/M	12.9		18	2.6	2.6	7.8				5.2	75	403	147	72		734
13.0 T/M	13.9		10	2.6	10					2.6	47	222	93	44		432
14.0 T/M	14.9		2.6			2.6					34	119	21	7.8		186
15.0 T/M	15.9										23	65	7.8			96
16.0 T/M	16.9									2.6	13	34	5.2	2.6		57
17.0 T/M	17.9										16	10	7.8	2.6		36
18.0 T/M	18.9										5.2	10				16
19.0 T/M	19.9															
20.0 T/M	20.9															
21.0 T/M	21.9															
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0	EN MEER															
TOTALEN			7333	6185	5981	7134	5547	3169	3682	7431	11779	15245	12443	8411	5459	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

SCHIPHOL (240)			1951 T/M 1976				SEPTEMBER T/M				OKTOBER		OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL			
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9	150	236	173	147	202	108	139	213	176	176	155	126	5036	7038	
1.0 T/M	1.9	439	725	552	604	835	733	843	1032	662	686	483	363	975	8932	
2.0 T/M	2.9	722	1180	701	1067	1316	1127	1300	1813	1529	1145	728	644	142	13414	
3.0 T/M	3.9	701	993	941	1555	1926	1337	1600	2160	2096	1148	922	678	16	16073	
4.0 T/M	4.9	560	533	628	1282	1739	1145	1484	1970	1978	906	801	617	2.6	13648	
5.0 T/M	5.9	502	439	541	898	935	623	914	1689	1873	964	820	536	2.6	10737	
6.0 T/M	6.9	454	339	394	786	683	368	694	1232	1705	1053	1027	546		9282	
7.0 T/M	7.9	378	189	236	489	310	139	381	788	1497	1085	996	454		6944	
8.0 T/M	8.9	223	89	134	252	97	34	223	544	1004	859	746	402		4608	
9.0 T/M	9.9	129	53	68	89	66	16	134	265	883	683	567	326		3279	
10.0 T/M	10.9	100	26	47	50	37	26	63	239	665	552	405	218		2427	
11.0 T/M	11.9	32	13	16	16	11	5.3	29	137	315	316	221	205		1316	
12.0 T/M	12.9	39	16	5.3	11	5.3		13	53	260	315	202	205		1124	
13.0 T/M	13.9	7.9	2.6	2.6	2.6			2.6	29	108	181	108	76		520	
14.0 T/M	14.9	11							7.9	79	95	45	53		289	
15.0 T/M	15.9		2.6						2.6	47	39	29	21		142	
16.0 T/M	16.9	5.3								18	32	5.3	29		89	
17.0 T/M	17.9									13	18	21	7.9		60	
18.0 T/M	18.9							11	5.3		7.9	7.9	5.3		37	
19.0 T/M	19.9	7.9						2.6			5.3	5.3	2.6		24	
20.0 T/M	20.9															
21.0 T/M	21.9	2.6												2.6		5.3
22.0 T/M	22.9										7.9					7.9
23.0 T/M	23.9										2.6					2.6
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			4464	4837	4440	7248	8163	5662	7621	12167	14914	10280	8294	5517	6174	100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

SCHIPHOL (240)	1951 T/M 1976						NOVEMBER T/M DECEMBER				OPEN TERREIN			
	KLASSEN (M/S)		NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL	
	330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M 0.9	116	137	95	84	87	81	123	181	97	142	131	71	3221	4566
1.0 T/M 1.9	331	426	229	405	497	433	604	720	502	620	363	313	573	6014
2.0 T/M 2.9	588	733	394	636	946	830	1114	1335	1043	993	539	454	95	9699
3.0 T/M 3.9	570	694	420	788	1224	1011	1479	2012	1721	1165	686	560	18	12369
4.0 T/M 4.9	565	494	344	807	1172	893	1831	2236	2181	1059	770	541	2.6	12894
5.0 T/M 5.9	507	355	289	709	1064	575	1400	1923	2202	814	1030	483		11352
6.0 T/M 6.9	489	321	263	906	835	528	1145	1850	2102	856	1098	628		11021
7.0 T/M 7.9	462	200	152	906	567	313	920	1119	1687	954	964	557		8801
8.0 T/M 8.9	247	129	116	541	292	139	567	854	1474	644	686	397		6084
9.0 T/M 9.9	250	63	79	394	231	68	439	520	1185	759	591	486		5065
10.0 T/M 10.9	121	55	113	326	144	29	229	449	906	549	565	349		3836
11.0 T/M 11.9	118	26	63	108	13	2.6	100	250	712	523	478	239		2632
12.0 T/M 12.9	63	21	13	26	13	2.6	50	166	544	399	386	218		1902
13.0 T/M 13.9	53	29	11	13		2.6	21	71	328	269	336	131		1285
14.0 T/M 14.9	37	5.3	2.6	21			7.9	34	189	260	181	89		828
15.0 T/M 15.9	13	5.3	2.6	18			2.6	16	118	155	129	42		502
16.0 T/M 16.9	16	2.6	2.6				2.6	5.3	66	123	89	66		378
17.0 T/M 17.9	7.9	2.6						18	29	160	58	45		321
18.0 T/M 18.9		2.6						2.6	39	92	76	32		244
19.0 T/M 19.9		2.6						2.6	21	18	21	34		100
20.0 T/M 20.9	2.6							2.6	5.3	24	5.3	13		53
21.0 T/M 21.9										7.9	2.6	11		21
22.0 T/M 22.9										16		5.3		21
23.0 T/M 23.9										2.6	2.6	2.6		7.9
24.0 T/M 24.9										5.3				5.3
25.0 T/M 25.9														
26.0 T/M 26.9														
27.0 T/M 27.9														
28.0 EN MEER														
TOTAAL	4555	3702	2588	6669	7085	4910	10036	13766	17153	10650	9167	5769	3909	100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELTE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

EINDHOVEN (370)			1960 T/M 1980					JANUARI T/M FEBRUARI				OPEN TERREIN			
KLASSEN (M/S)			NOORD			OOST			ZUID			WEST		STIL OF VARIABEL	TOTAAL
	330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300			
0.0 T/M 0.9	57	87	70	50	60	70	137	80	64	74	57	70	5439	6336	
1.0 T/M 1.9	278	402	663	529	395	746	860	743	572	612	529	522	850	7701	
2.0 T/M 2.9	455	495	991	964	606	1459	1683	1148	994	1004	833	549	44	11225	
3.0 T/M 3.9	529	529	1188	1647	1078	1995	2139	1643	1737	1874	1195	787	3.3	16343	
4.0 T/M 4.9	495	425	907	1747	1168	1814	1523	1606	1821	1955	1104	807		15372	
5.0 T/M 5.9	325	201	746	1463	843	1044	860	994	1543	2122	1017	606		11764	
6.0 T/M 6.9	325	234	512	974	756	509	462	1198	2192	2206	1242	633		11242	
7.0 T/M 7.9	174	117	201	793	405	448	224	723	1369	1406	753	288		6901	
8.0 T/M 8.9	161	64	154	395	301	154	60	412	1024	1175	612	278		4789	
9.0 T/M 9.9	114	54	87	238	221	80	40	248	703	643	455	124		3005	
10.0 T/M 10.9	57	27	30	137	54	80	10	208	448	425	281	107		1864	
11.0 T/M 11.9	30	10	6.7	37	23	6.7	3.3	84	325	308	308	84		1225	
12.0 T/M 12.9	23	10	3.3	27		3.3		74	187	164	171	87		750	
13.0 T/M 13.9	17	10		6.7				27	134	97	131	57		479	
14.0 T/M 14.9	6.7							10	84	110	120	60		392	
15.0 T/M 15.9	3.3							3.3	67	57	60	50		241	
16.0 T/M 16.9	6.7							3.3	33	20	90	37		191	
17.0 T/M 17.9									6.7	17	40	17		80	
18.0 T/M 18.9								3.3	13	10	23	10		60	
19.0 T/M 19.9									3.3	3.3	3.3	3.3		13	
20.0 T/M 20.9									3.3		13			17	
21.0 T/M 21.9									3.3			3.3		6.7	
22.0 T/M 22.9									3.3					3.3	
23.0 T/M 23.9															
24.0 T/M 24.9															
25.0 T/M 25.9															
26.0 T/M 26.9															
27.0 T/M 27.9															
28.0 EN MEER															
TOTALEN	3056	2664	5559	9006	5911	8411	8002	9207	13351	14281	9040	5176	6336	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

EINDHOVEN (370)			1960 T/M 1980					NAART T/M		APRIL		OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)			330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	94	65	72	36	39	81	94	65	55	42	68	65	5081	5858	
1.0 T/M	1.9	556	680	888	455	364	459	735	644	546	660	595	462	1324	8369	
2.0 T/M	2.9	833	966	1285	849	491	839	1155	995	1057	1083	1015	868	218	11654	
3.0 T/M	3.9	999	1145	1799	1470	966	1086	1210	1151	1216	1779	1233	1073	26	15154	
4.0 T/M	4.9	1008	1207	1656	1795	1038	960	839	1034	1373	1913	1363	1021	9.8	15216	
5.0 T/M	5.9	768	722	1135	1402	885	608	426	673	1246	1808	1142	781		11596	
6.0 T/M	6.9	794	712	963	1132	709	420	283	576	1552	1987	1197	1025		11349	
7.0 T/M	7.9	618	332	546	1207	517	286	120	283	989	1408	716	559		7582	
8.0 T/M	8.9	426	224	342	553	221	114	33	169	712	1285	631	442		5152	
9.0 T/M	9.9	332	98	163	423	114	55	26	62	546	764	524	361		3467	
10.0 T/M	10.9	202	81	65	153	59	29	3.3	42	371	511	345	273		2134	
11.0 T/M	11.9	133	49	29	55	55	20		9.8	202	276	189	169		1187	
12.0 T/M	12.9	55	6.5	6.5	23	36	29		9.8	156	117	130	85		654	
13.0 T/M	13.9	16		3.3	6.5	16	16		3.3	68	68	62	39		299	
14.0 T/M	14.9	9.8			3.3					23	20	85	33		172	
15.0 T/M	15.9	9.8								29	13	39	6.5		98	
16.0 T/M	16.9									9.8	3.3	9.8	6.5		29	
17.0 T/M	17.9									3.3	3.3	6.5			13	
18.0 T/M	18.9										3.3		3.3		6.5	
19.0 T/M	19.9											6.5			6.5	
20.0 T/M	20.9													3.3	3.3	
21.0 T/M	21.9															
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 T/M	EN MEER															
TOTALEN		6853	6287	6951	9563	5510	5003	4925	5718	10155	13746	9355	7276	6658	100000	

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

EINDHOVEN (370)			1960 T/M 1980					MEI T/M		JUNI		OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)			330	NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL		
			360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300			
0.0 T/M	0.9		81	72	88	62	55	75	140	75	88	81	78	78	6099	
1.0 T/M	1.9		807	751	927	667	426	546	608	598	976	732	716	764	2173	
2.0 T/M	2.9		1158	1073	1486	1086	550	755	963	1282	1460	1262	1109	1083	468	
3.0 T/M	3.9		1558	1626	2007	1672	934	862	930	979	1877	1815	1552	1269	98	
4.0 T/M	4.9		1285	1360	1727	1844	1044	585	566	927	1633	2157	1584	1190		
5.0 T/M	5.9		989	680	1151	1181	829	429	390	390	1246	1939	1099	1151	3.3	
6.0 T/M	6.9		794	462	540	771	462	312	127	361	1295	1698	680	1015	3.3	
7.0 T/M	7.9		559	514	407	934	420	224	61	221	696	1431	966	608		
8.0 T/M	8.9		280	185	120	309	166	55	20	68	530	865	481	488		
9.0 T/M	9.9		185	98	39	189	88	46	9.8	88	351	592	371	289		
10.0 T/M	10.9		143	52	9.8	55	9.8	29	23	33	146	342	231	205		
11.0 T/M	11.9		59	3.3		29	3.3	9.8	9.8	13	81	127	130	143		
12.0 T/M	12.9		33			6.5	3.3	3.3		6.5	49	59	91	81		
13.0 T/M	13.9		6.5							9.8	16	33	9.8			
14.0 T/M	14.9		3.3							9.6	23	16	13			
15.0 T/M	15.9		20								13	9.8	3.3			
16.0 T/M	16.9		3.3							3.3	3.3		3.3			
17.0 T/M	17.9									3.3	6.5	3.3				
18.0 T/M	18.9															
19.0 T/M	19.9															
20.0 T/M	20.9															
21.0 T/M	21.9															
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			7963	6876	8502	8805	4990	3932	3667	5042	10454	13160	9150	8415	8644	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELTE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

EINDHOVEN (370)		1960 T/M 1980						JULI T/M AUGUSTUS			OPEN TERREIN				
KLASSEN (M/S)		330	NOORD 360	030	060	OOST 090	120	150	ZUID 180	210	240	WEST 270	300	STIL OF VARIABEL	TOTAAL
0.0 T/M	0.9	93	90	64	58	38	58	131	115	166	54	112	160	6567	7706
1.0 T/M	1.9	774	765	1142	624	474	509	682	666	986	970	912	925	2035	11463
2.0 T/M	2.9	922	1053	1626	1326	634	742	950	1190	1757	1664	1430	1286	366	14951
3.0 T/M	3.9	1328	1190	1767	1741	938	867	790	893	2512	2835	2045	1510	35	18452
4.0 T/M	4.9	1222	1046	1213	1562	864	630	490	736	2045	3351	1866	1293	3.2	16321
5.0 T/M	5.9	957	560	528	659	534	298	192	384	1344	2743	1437	1008	3.2	10647
6.0 T/M	6.9	634	365	269	320	282	163	86	304	1056	2541	1069	1187		8276
7.0 T/M	7.9	502	246	202	205	109	102	51	192	774	1597	1085	624		5690
8.0 T/M	8.9	157	19	19	51	35	29	13	70	534	1027	499	438	3.2	2896
9.0 T/M	9.9	173	6.4		3.2	22	3.2	13	42	330	682	353	208		1615
10.0 T/M	10.9	74	3.2		13			3.2	19	118	298	160	195		663
11.0 T/M	11.9	29		3.2	9.6				3.2	99	157	125	32		458
12.0 T/M	12.9	6.4		3.2						58	102	70	38		278
13.0 T/M	13.9	3.2								9.6	35	19	6.4		74
14.0 T/M	14.9									16	19	9.6			45
15.0 T/M	15.9									3.2	9.6	6.4			19
16.0 T/M	16.9									9.6	6.4	3.2			19
17.0 T/M	17.9									6.4					6.4
18.0 T/M	18.9														
19.0 T/M	19.9														
20.0 T/M	20.9														
21.0 T/M	21.9														
22.0 T/M	22.9														
23.0 T/M	23.9														
24.0 T/M	24.9														
25.0 T/M	25.9														
26.0 T/M	26.9														
27.0 T/M	27.9														
28.0	EN MEER														
TOTALEN		6874	5344	6636	6573	3930	3402	3402	4615	11825	16091	11182	6913	9015	100000

DISTRIBUTIEVE FREKVENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

EINDHOVEN (370)			1960 T/M 1980				SEPTEMBER T/M		OKTOBER		OPEN TERREIN					
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL			
			330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300		
0.0 T/M	0.9		117	124	120	66	65	88	195	182	176	120	72	185	8707	
1.0 T/M	1.9		673	631	1025	943	787	966	1197	1330	1109	722	641	605	1747	
2.0 T/M	2.9		553	654	1234	1171	992	1808	1987	1971	1877	1473	800	576	185	
3.0 T/M	3.9		537	615	1311	1460	1347	1906	1675	1532	2501	2160	1109	651	13	
4.0 T/M	4.9		309	364	693	1321	1187	1002	921	1636	2111	2306	1135	589	3.3	
5.0 T/M	5.9		289	228	410	690	839	693	446	907	1617	2215	826	478		
6.0 T/M	6.9		198	111	241	280	407	335	166	598	1968	2290	612	381		
7.0 T/M	7.9		150	68	153	179	205	306	143	485	1197	1555	833	228		
8.0 T/M	8.9		101	9.8	16	26	59	66	52	296	927	1187	478	137		
9.0 T/M	9.9		39	3.3		13	29	29	13	150	758	849	371	81		
10.0 T/M	10.9		23	6.5			6.5	12	9.8	85	556	533	267	75		
11.0 T/M	11.9		16					6.5	3.3	55	296	195	127	39		
12.0 T/M	12.9		3.3						9.8	49	182	88	81	16		
13.0 T/M	13.9		3.3							26	72	59	59	13		
14.0 T/M	14.9			6.5						16	46	68	13	9.8		
15.0 T/M	15.9									3.3	12	23	6.5			
16.0 T/M	16.9									3.3	13		6.5			
17.0 T/M	17.9												3.3			
18.0 T/M	18.9												3.3			
19.0 T/M	19.9											3.3	3.3			
20.0 T/M	20.9															
21.0 T/M	21.9															
22.0 T/M	22.9															
23.0 T/M	23.9															
24.0 T/M	24.9															
25.0 T/M	25.9															
26.0 T/M	26.9															
27.0 T/M	27.9															
28.0 EN MEER																
TOTALEN			2012	2820	5302	6151	5923	7221	6818	9325	15418	15847	7445	4063	10656	100000

DISTRIBUTIEVE FREKWENTIEVERDELING VAN UURGEMIDDELDE POTENTIELE WINDSNELHEID (PER 100 000 WAARNEMINGEN)

EINDHOVEN (370)			1960 T/M 1980				NOVEMBER T/M				DECEMBER				OPEN TERREIN	
KLASSEN (M/S)			NOORD		OOST		ZUID		WEST		STIL OF VARIABEL		TOTAAL			
	330	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300				
0.0 T/M 0.9	23	68	33	26	23	46	101	68	88	62	68	59	5622	6486		
1.0 T/M 1.9	338	371	488	501	377	576	735	969	833	745	501	436	876	7746		
2.0 T/M 2.9	407	426	836	797	660	1031	1415	1317	1233	1207	826	615	55	10625		
3.0 T/M 3.9	413	498	911	1099	898	1617	1701	1412	1903	2173	1210	566	9.8	14409		
4.0 T/M 4.9	283	257	699	1077	836	1269	1080	1337	2072	2605	1334	524		13372		
5.0 T/M 5.9	202	182	602	969	777	885	576	1018	2426	3005	1190	459		12292		
6.0 T/M 6.9	205	182	345	790	498	332	426	745	3012	3152	1431	517		11635		
7.0 T/M 7.9	72	49	182	641	293	169	169	507	2170	1665	833	384		7172		
8.0 T/M 8.9	107	26	78	302	189	59	68	410	1747	1610	641	218		5455		
9.0 T/M 9.9	46	42	52	182	85	65	39	208	1441	999	559	218		3936		
10.0 T/M 10.9	20	26	16	65	33	20	6.5	101	872	677	338	101		2274		
11.0 T/M 11.9	23	6.5	6.5	13	3.3	3.3		65	563	608	342	98		1730		
12.0 T/M 12.9	13		9.8	13				32	429	355	211	42		1106		
13.0 T/M 13.9	6.5		3.3	6.5				20	215	192	127	36		605		
14.0 T/M 14.9				3.3		3.3		6.5	156	142	46	26		384		
15.0 T/M 15.9									91	52	33	16		192		
16.0 T/M 16.9									72	20	26	9.8		127		
17.0 T/M 17.9									81	36	16	3.3		137		
18.0 T/M 18.9									23	16	16			55		
19.0 T/M 19.9									9.8	6.5	6.5	6.5		29		
20.0 T/M 20.9									13	6.5		3.3		23		
21.0 T/M 21.9									3.3	6.5				9.8		
22.0 T/M 22.9																
23.0 T/M 23.9																
24.0 T/M 24.9																
25.0 T/M 25.9																
26.0 T/M 26.9																
27.0 T/M 27.9																
28.0 EN MEER																
TOTAAL	2157	2134	4261	6486	4671	6073	6336	8216	19451	19360	9755	4336	6766	100000		

Bijlage B

Seizoengemiddelde potentiële windsnelheid in Nederland voor zes seizoenen. (Jaargemiddelde kaart = figuur 4.8 in tekst).

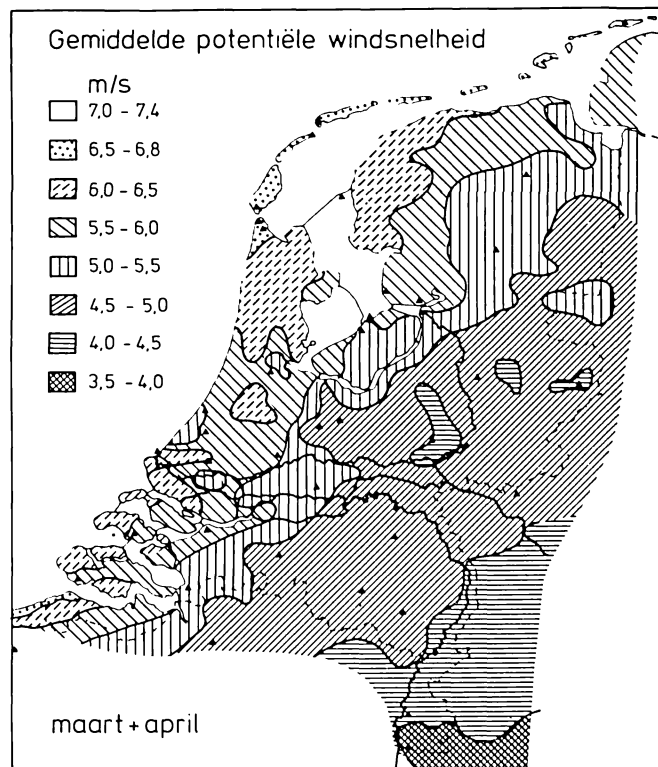
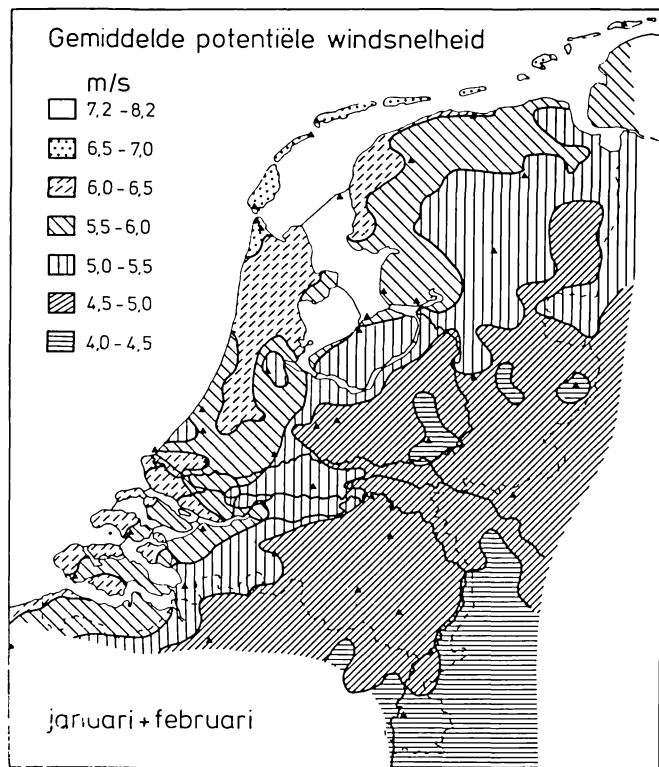
De geografische windsnelheidsverdeling in de kaarten is berekend op een $5 \times 5 \text{ km}^2$ -schaal met het similariteitsmodel uit paragraaf 4.3. Vanwege de windsprong aan de kustlijn ontbreekt telkens een snelheidsinterval tussen de zee-klasse en de hoogste land-klasse. Zie paragraaf 3.8 en paragraaf 4.4 voor achtergrond-informatie hierover.

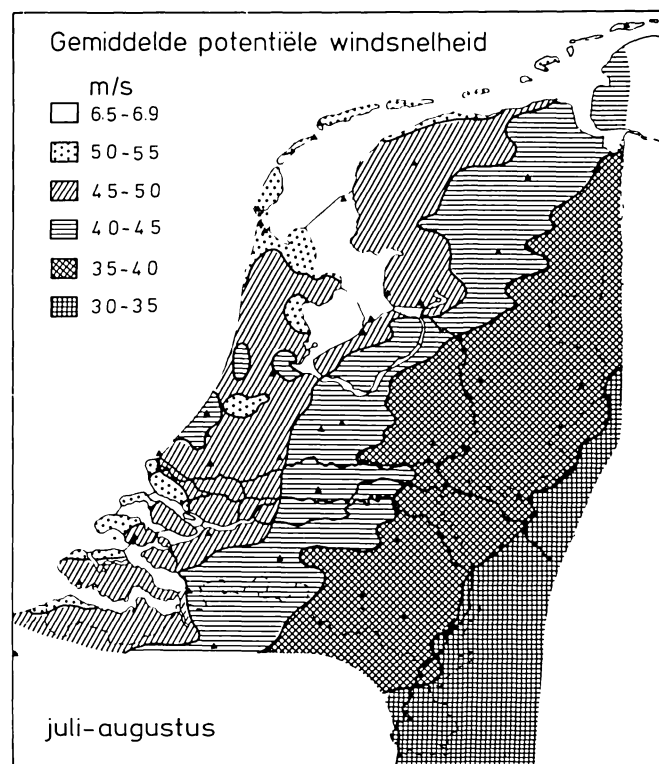
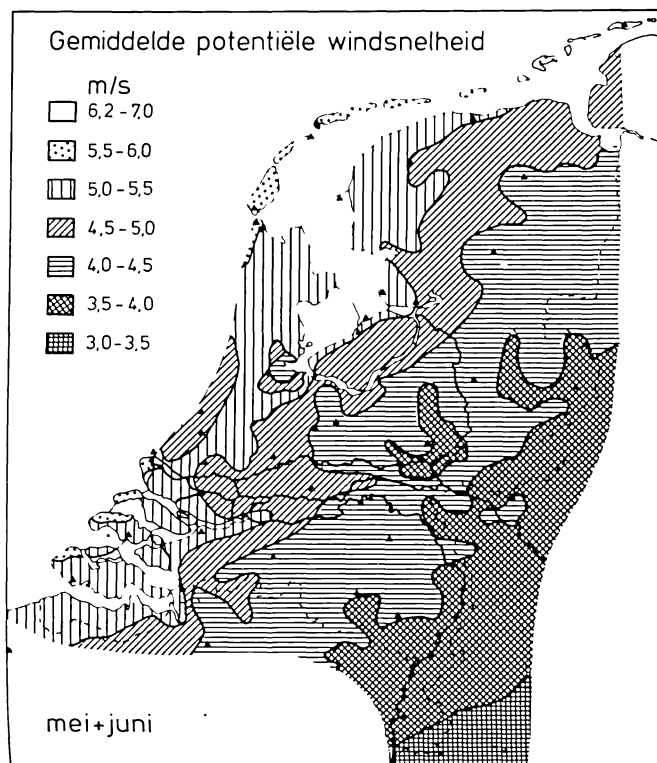
Voor de vergelijkbaarheid is in alle kaartjes dezelfde snelheidsklasse-codering gebruikt; alleen is voor de hoogste landsnelheidsklasse steeds grove stippeling gebruikt vanwege de noodzaak om smalle gebiedjes aan te duiden.

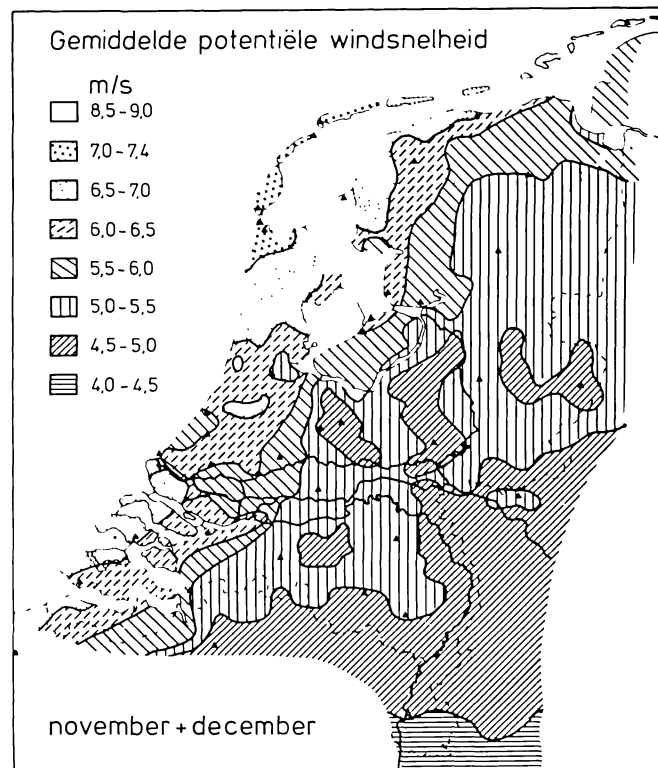
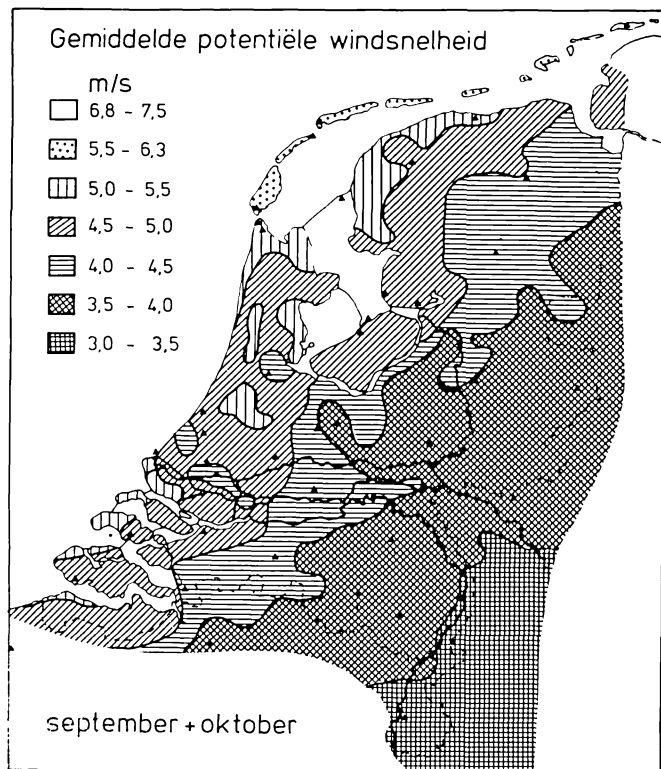
APPENDIX B: *Seasonally averaged potential wind speed in the Netherlands for six two-month seasons. (Annual map = text figure 4.8).*

The geographical distribution of wind speed has been computed by way of a roughness-dependent similarity model (Wieringa, 1982) at a scale of $5 \times 5 \text{ km}^2$. In each map a speed interval is missing between the highest (sea) speed class and the next class, due to the jump in average wind speed at the coast line.

For comparability purposes the same speed class codification is used in all maps, with the exception of the highest speed class on land which is always encoded by big dots, due to the practical necessity to use it in marking narrow areas.







Bijlage C

Weibull-vormparameter k voor seizoen-verdelingen van de uurgemiddelde potentiële windsnelheid op Nederlandse windstations.

De stationswaarden van k zijn berekend met formule (5.20) voor het snelheidsinterval 4 – 16 m/s uit frequentieverdelingen met 1 m/s-klassen. De jaargemiddelde k -kaart is gegeven in de tekst (figuur 5.9). Na de seizoenkaarten volgt een gammafunctie-tabel voor Weibull-berekeningen. (Weibull-grafiekenpapier is desgewenst verkrijgbaar bij Stichting Energie Anders, Postbus 56, Hoek van Holland).

Men kan de gammafunctie $\Gamma(1 + y)$ ook berekenen als volgt:

Voor $0 \leq y \leq 1$:

$$\Gamma(1 + y) = 1 + a_1 y + a_2 y^2 + a_3 y^3 + a_4 y^4 + a_5 y^5$$

met $a_1 = -0,5748646$, $a_2 = 0,9512363$, $a_3 = -0,6998588$, $a_4 = 0,4245549$ en $a_5 = -0,1010678$. Voor y -waarden > 2 dient een recurrentieformule:

$$\Gamma(n + y) = (n - 1 + y)(n - 2 + y) \dots (1 + y)\Gamma(1 + y)$$

Bijvoorbeeld, $\Gamma(5,37) = 4,37 \times 3,37 \times 2,37 \times 1,37 \times \Gamma(1,37)$

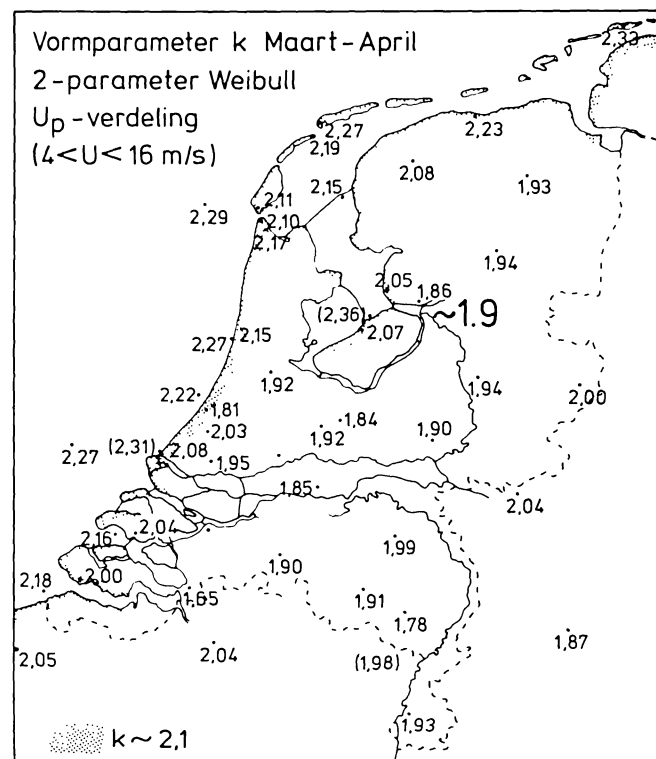
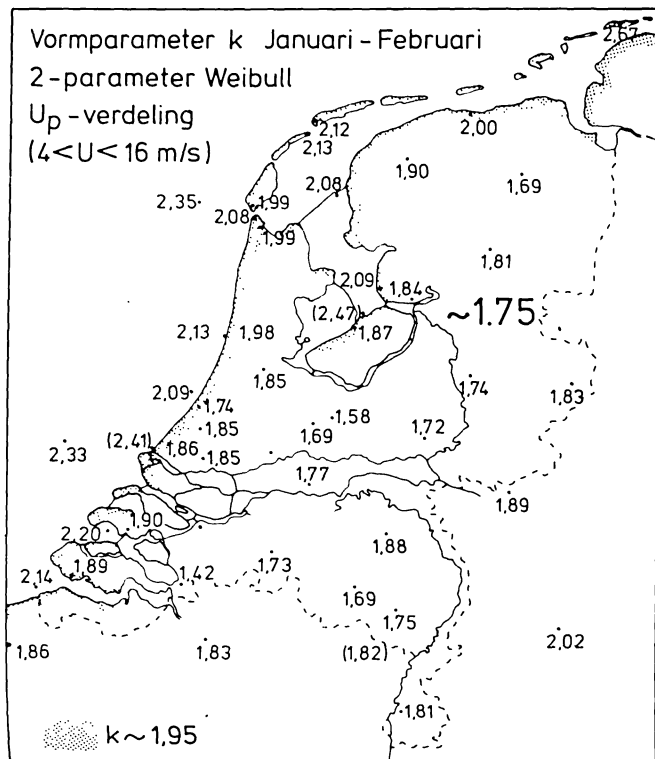
De resultaten zijn nauwkeurig tot in de vijfde decimaal.

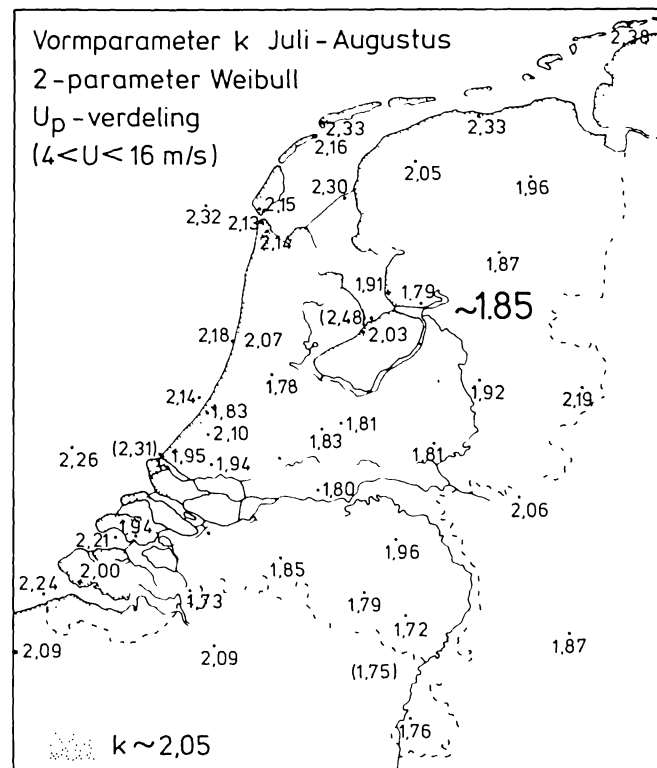
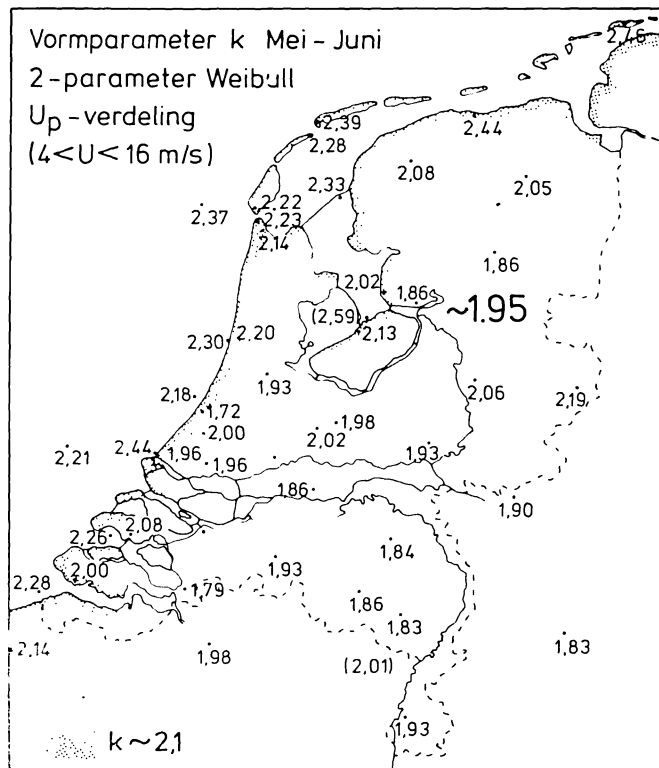
APPENDIX C: *Weibull shape parameter k for distributions of hourly average potential wind speed at wind stations in the Netherlands for six two-month seasons.*

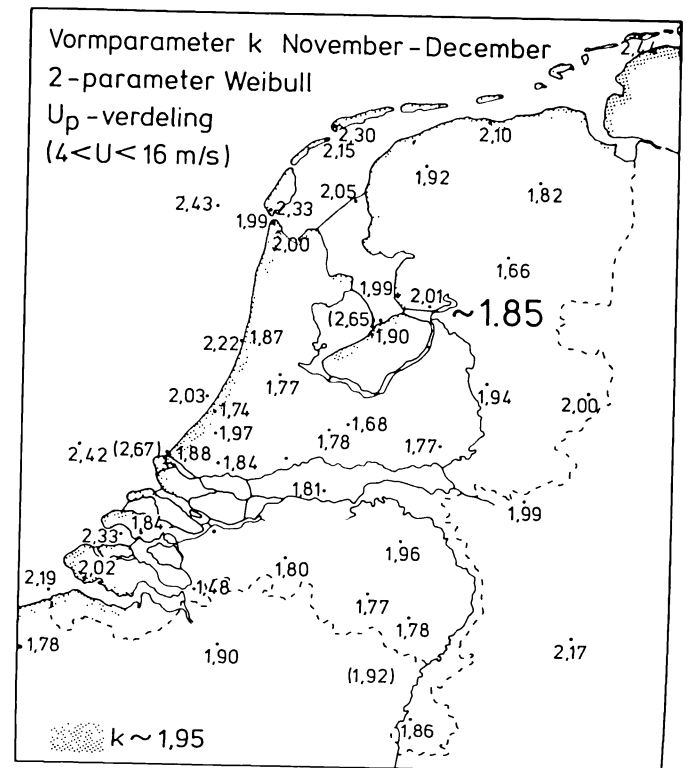
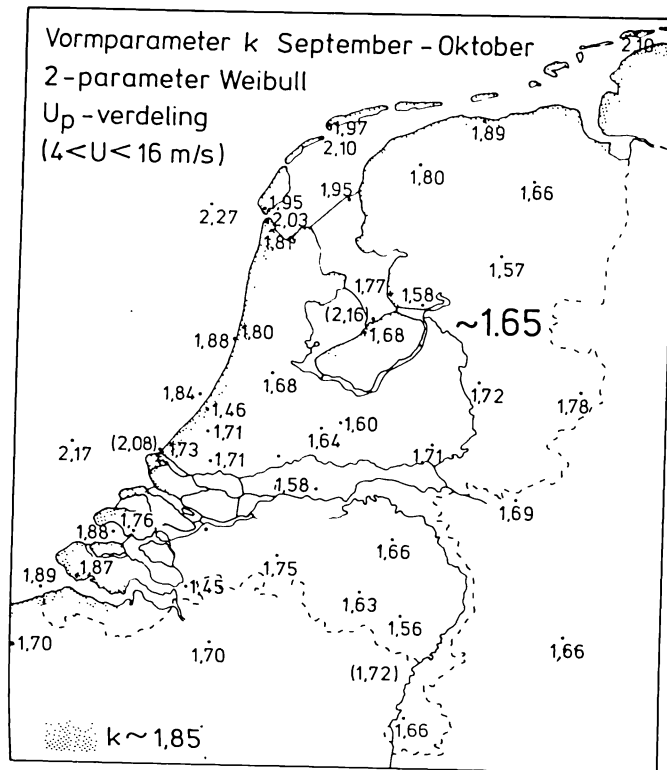
The station values of k have been calculated from wind speed frequency distributions with 1 m/s class width by way of formula (5.20) for the speed interval 4 – 16 m/s. Apart from the seasonal maps given here, an annual k -map is given in the text (figure 5.9).

Additionally a gamma function table is given here for Weibull calculations. Alternatively, the gamma function can be calculated by the formulas given above (Abramowitz and Stegun (1965) p. 255-266) with results which are correct to within the fifth decimal place.

y	$\Gamma(y)$	y	$\Gamma(y)$	y	$\Gamma(y)$	y	$\Gamma(y)$	y	$\Gamma(y)$
1,30	0,897	1,70	0,909	2,10	1,047	2,50	1,329	2,90	1,827
1,31	0,869	1,71	0,911	2,11	1,052	2,51	1,339	2,91	1,844
1,32	0,895	1,72	0,913	2,12	1,057	2,52	1,348	2,92	1,860
1,33	0,893	1,73	0,915	2,13	1,062	2,53	1,358	2,93	1,877
1,34	0,892	1,74	0,917	2,14	1,067	2,54	1,368	2,94	1,894
1,35	0,891	1,75	0,919	2,15	1,073	2,55	1,378	2,95	1,911
1,36	0,890	1,76	0,921	2,16	1,079	2,56	1,388	2,96	1,928
1,37	0,889	1,77	0,924	2,17	1,084	2,57	1,398	2,97	1,946
1,38	0,889	1,78	0,926	2,18	1,090	2,58	1,408	2,98	1,964
1,39	0,888	1,79	0,929	2,19	1,096	2,59	1,419	2,99	1,982
1,40	0,887	1,80	0,931	2,20	1,102	2,60	1,430	3,00	2,000
1,41	0,887	1,81	0,934	2,21	1,108	2,61	1,440	3,01	2,019
1,42	0,886	1,82	0,937	2,22	1,114	2,62	1,451	3,02	2,037
1,43	0,886	1,83	0,940	2,23	1,120	2,63	1,462	3,03	2,057
1,44	0,886	1,84	0,943	2,24	1,127	2,64	1,474	3,04	2,076
1,45	0,886	1,85	0,946	2,25	1,133	2,65	1,485	3,05	2,096
1,46	0,886	1,86	0,949	2,26	1,139	2,66	1,497	3,06	2,115
1,47	0,886	1,87	0,952	2,27	1,146	2,67	1,508	3,07	2,136
1,48	0,886	1,88	0,955	2,28	1,153	2,68	1,520	3,08	2,156
1,49	0,886	1,89	0,958	2,29	1,160	2,69	1,532	3,09	2,177
1,50	0,886	1,90	0,962	2,30	1,167	2,70	1,545	3,10	2,198
1,51	0,887	1,91	0,965	2,31	1,174	2,71	1,557	3,11	2,219
1,52	0,887	1,92	0,969	2,32	1,181	2,72	1,570	3,12	2,240
1,53	0,888	1,93	0,972	2,33	1,188	2,73	1,582	3,13	2,262
1,54	0,888	1,94	0,976	2,34	1,196	2,74	1,595	3,14	2,284
1,55	0,889	1,95	0,980	2,35	1,203	2,75	1,608	3,15	2,307
1,56	0,890	1,96	0,984	2,36	1,211	2,76	1,622	3,16	2,330
1,57	0,891	1,97	0,988	2,37	1,218	2,77	1,635	3,17	2,353
1,58	0,891	1,98	0,992	2,38	1,226	2,78	1,649	3,18	2,376
1,59	0,892	1,99	0,996	2,39	1,234	2,79	1,662	3,19	2,400
1,60	0,894	2,00	1,000	2,40	1,242	2,80	1,676	3,20	2,424
1,61	0,895	2,01	1,004	2,41	1,250	2,81	1,691	3,21	2,448
1,62	0,896	2,02	1,009	2,42	1,259	2,82	1,705	3,22	2,473
1,63	0,897	2,03	1,013	2,43	1,267	2,83	1,720	3,23	2,498
1,64	0,899	2,04	1,018	2,44	1,276	2,84	1,734	3,24	2,523
1,65	0,900	2,05	1,022	2,45	1,284	2,85	1,749	3,25	2,549
1,66	0,902	2,06	1,027	2,46	1,293	2,86	1,765	3,26	2,575
1,67	0,903	2,07	1,032	2,47	1,302	2,87	1,780	3,27	2,602
1,68	0,905	2,08	1,037	2,48	1,311	2,88	1,796	3,28	2,629
1,69	0,907	2,09	1,041	2,49	1,320	2,89	1,811	3,29	2,656
								3,30	2,683







Bijlage D

Jaarpercentages over- of onderschrijding van gegeven windsnelheden.

Van de potentiële uurgemiddelde windsnelheden op de windstations is in kaart gebracht, in procenten per jaar:

- welk percentage kleiner was dan 2, 3 of 4 m/s;
- welk percentage groter was dan 10, 12 of 14 m/s.

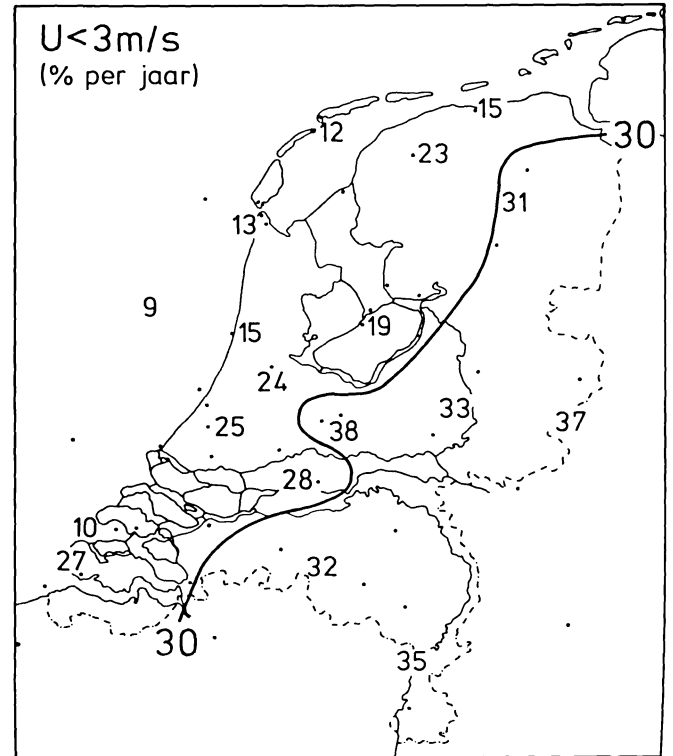
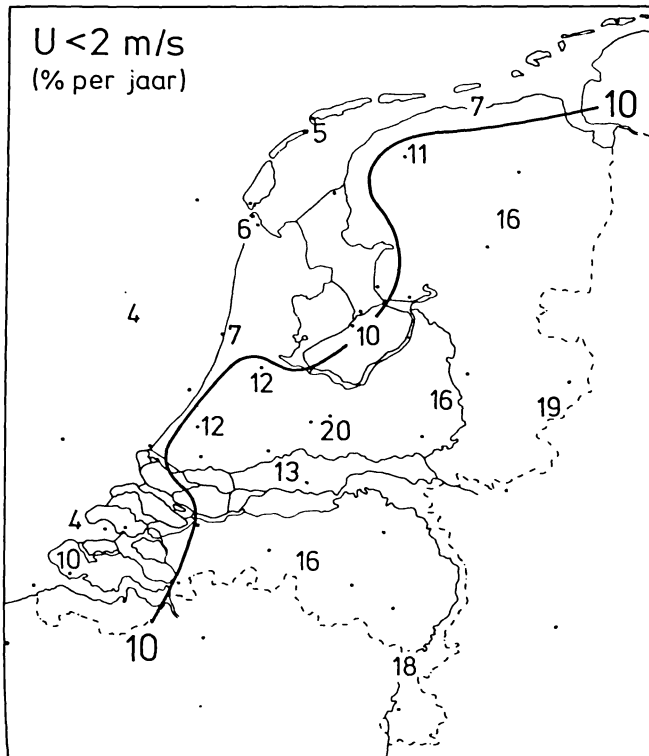
De cijfers hebben betrekking op groepen van twee of drie stations. In de figuren is één isolijn getrokken met de hand als globale richtlijn voor de geografische verdeling van de percentages.

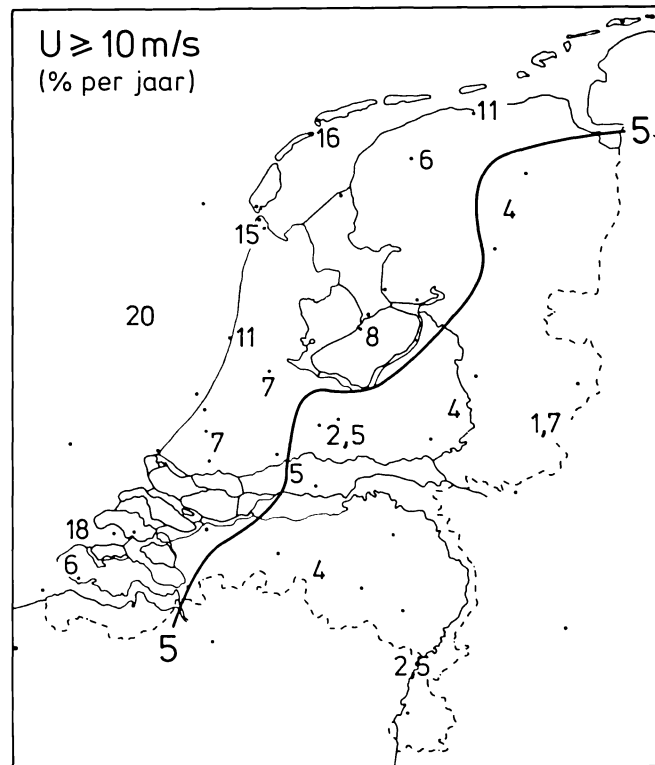
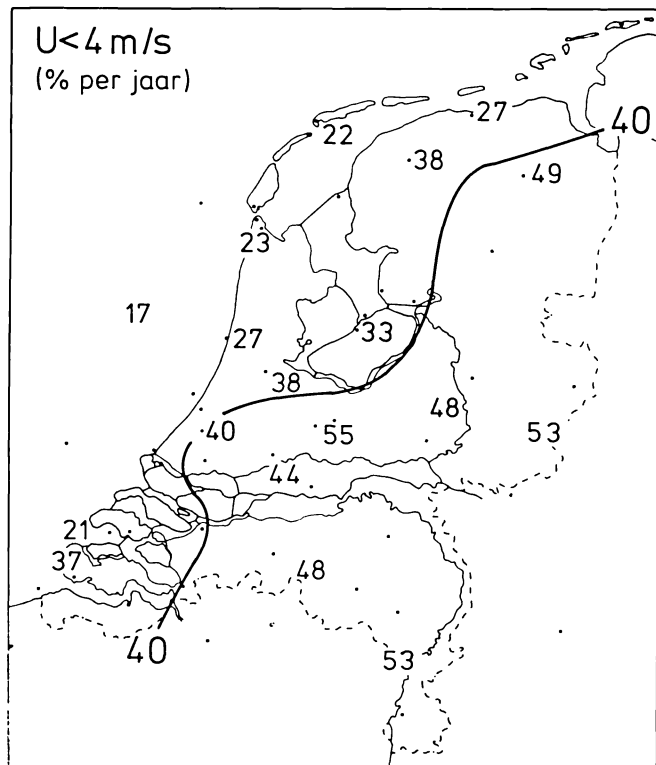
De percentages zijn niet alleen op de waarnemingen gebaseerd, maar ook aangepast aan het Rijkkoord-Weibull-model voor frequentieverdelingen van de wind (zie paragraaf 5.3). Dit is gedaan zowel omdat de metingen bij windsnelheden beneden 3 m/s minder betrouwbaar zijn, als ook omdat de aantallen waarnemingen bij hoge snelheden te beperkt zijn voor stations met korte meetreeksen.

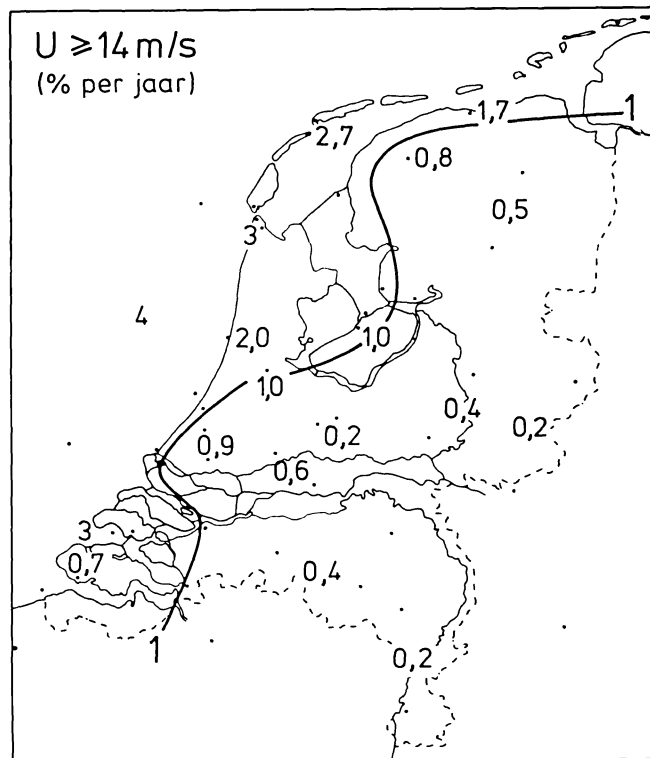
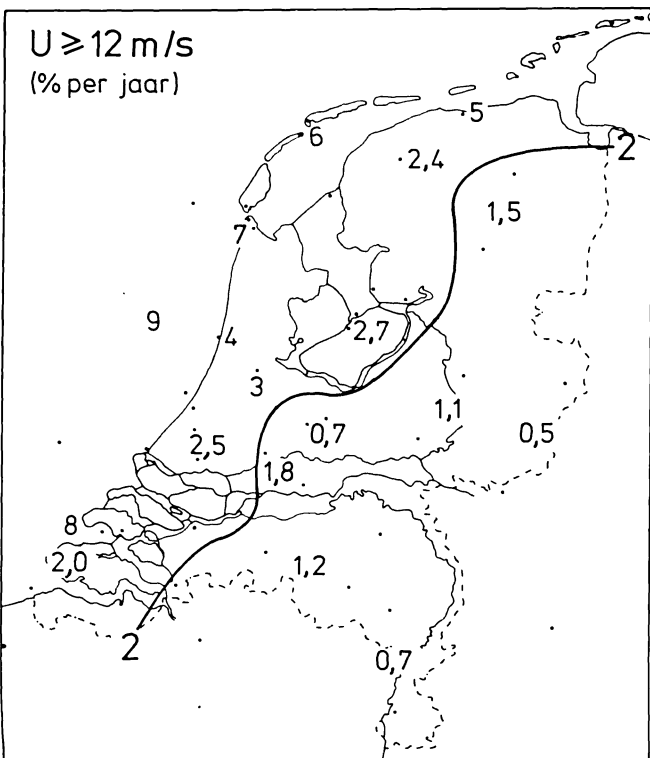
APPENDIX D: Maps of annual exceedance frequencies of six wind speeds.

For the indicated hourly averaged potential wind speeds U_p is mapped the annual percentage of data for which either U_p was less than 2, 3 or 4 m/s, or U_p was equal to or greater than 10, 12 or 14 m/s. The figures in the maps each refer to two or three stations in that region. One isoline has been drawn by hand to facilitate geographical interpretation.

The percentages are primarily based on the station observations, but have been adjusted to frequency distributions calculated by way of the Rijkkoord-Weibull-model (see Rijkkoord, 1983, and Rijkkoord and Wieringa, 1984). The reasons for this adjustment are, that at wind speeds below 3 m/s the anemometry at many stations is not quite reliable, and at high wind speeds the number of data is small for stations with only a limited number of observation years.







Bijlage E

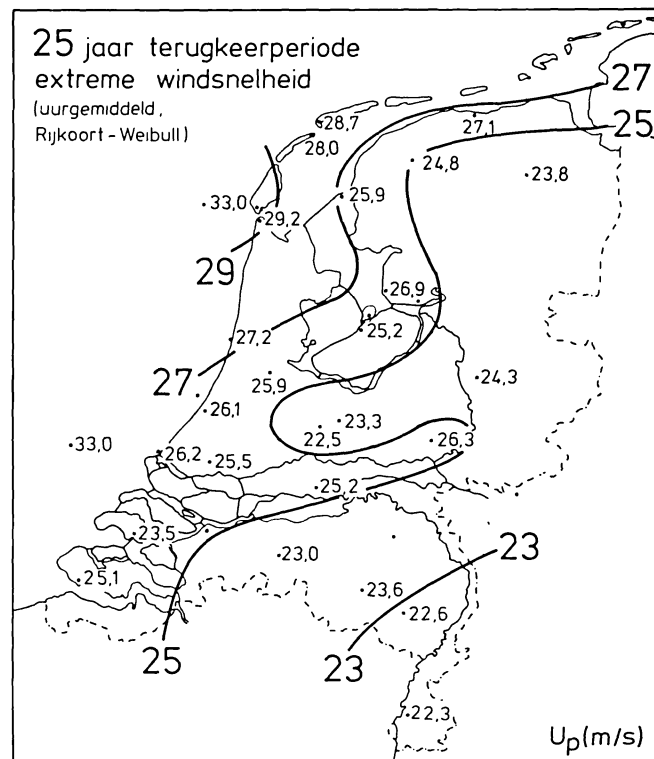
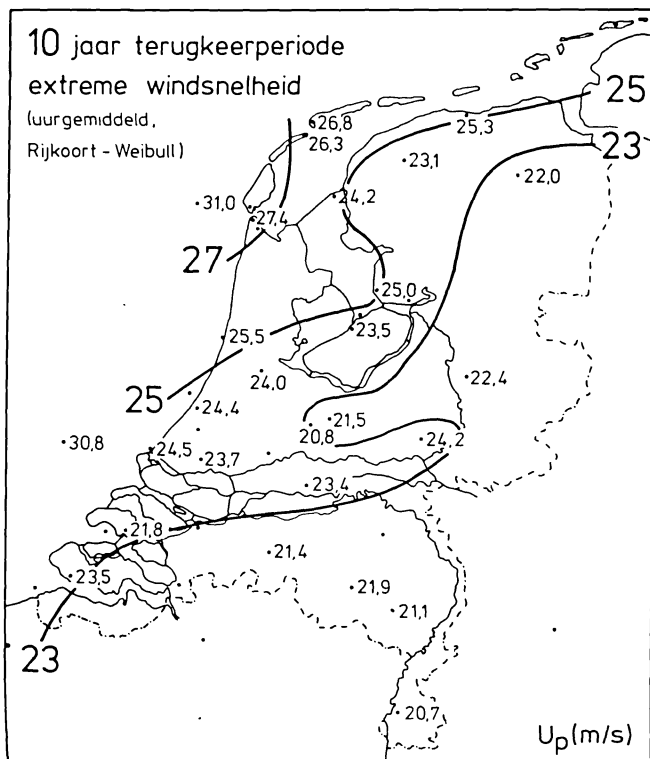
Extreme uurgemiddelde potentiële windsnelheden voor zes terugkeertijden.

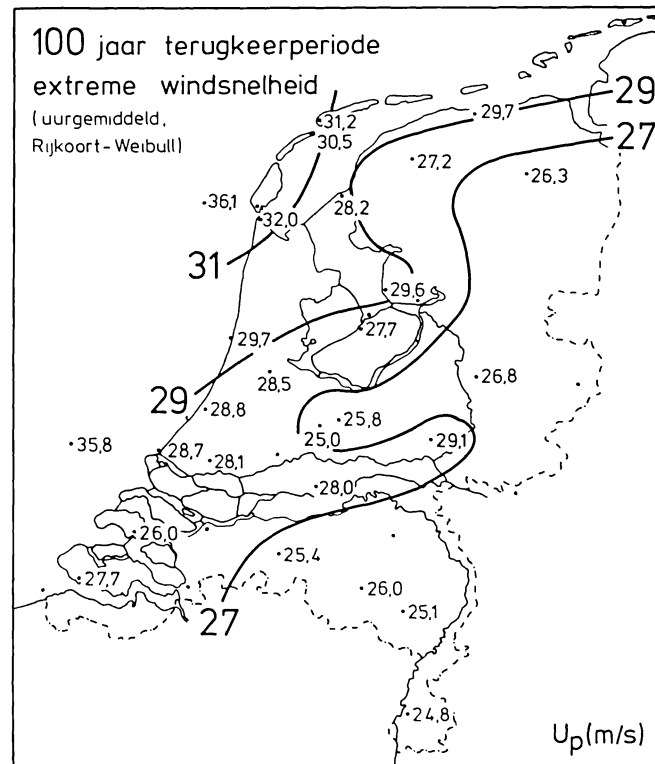
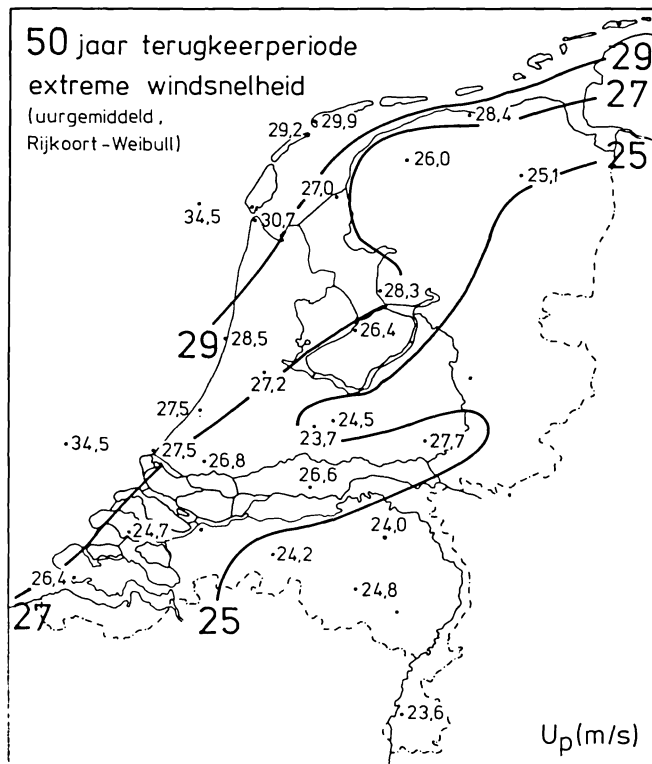
Voor terugkeertijden T_p van 10, 25, 50, 100, 200 en 500 jaar zijn voor de windstations de uurgemiddelde potentiële windsnelheden gegeven, waarvan verwacht wordt dat zij gemiddeld eenmaal voorkomen in deze perioden. De tekst bevat een kaart voor $T_p = 1000$ jaar (figuur 5.21).

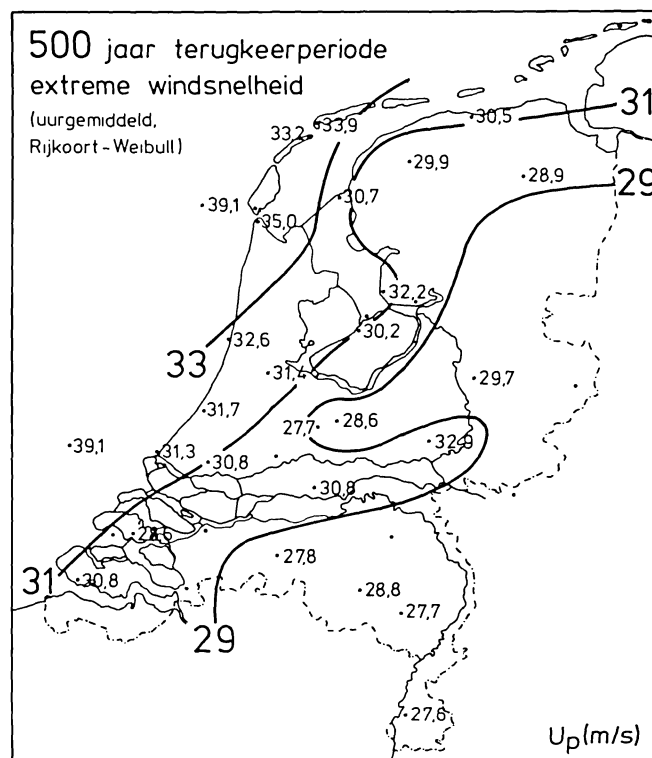
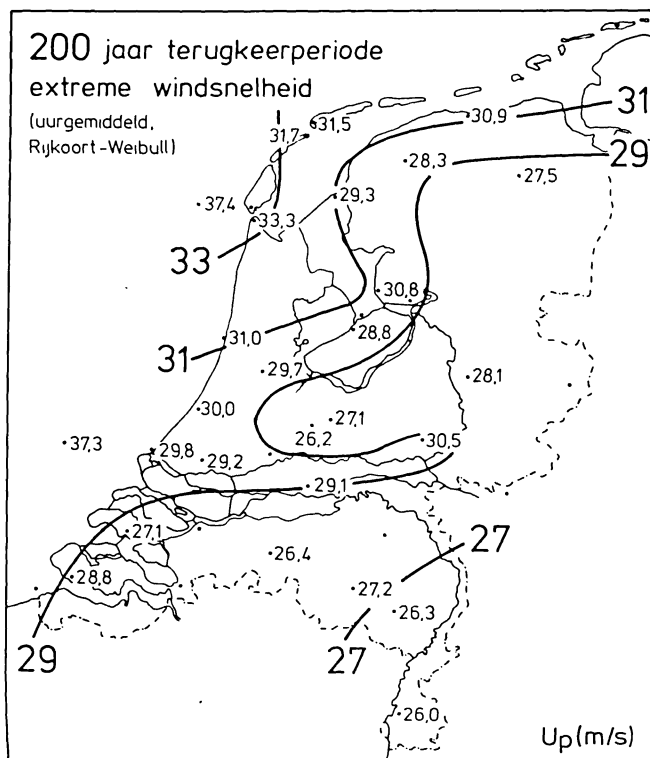
De waarden zijn berekend door extrapolatie van samengestelde frequentieverdelingen van de windsnelheid volgens het Rijkooort-Weibull-model (zie tekst, paragraaf 5.4). Een persistentiecorrectie is toegepast; voor nadere informatie zie Rijkooort (1983). Ter oriëntering zijn enkele globale isolijnen met de hand getrokken. Voor informatie over extreme windsnelheden als functie van de windrichting (analoog aan tekstfiguur 5.22) wordt verwezen naar Rijkooort (1983), waar voor twaalf 30° -richtingssectoren kaarten zijn gegeven van windsnelheden met $T_p = 50$ jaar.

APPENDIX E: *Extreme hourly averaged potential wind speeds for return periods from 10 to 500 years.* ($T_p = 1000$ years: see text figure 5.21).

The mapped potential wind speeds are expected to occur once on the average in N years. They have been calculated by way of extrapolating compound wind speed frequency distributions, which were obtained from the Rijkooort-Weibull-model with application of a persistence correction (see Rijkooort, 1983, and Rijkooort and Wieringa, 1984). Some hand-drawn isolines are included for orientation purposes. For information about extreme wind speeds as a function of azimuth (in analogy to text figure 5.22) it is advised to refer to Rijkooort (1983). In that report maps of wind speeds with an average return period $T_p = 50$ years are given for twelve 30° azimuth sectors.







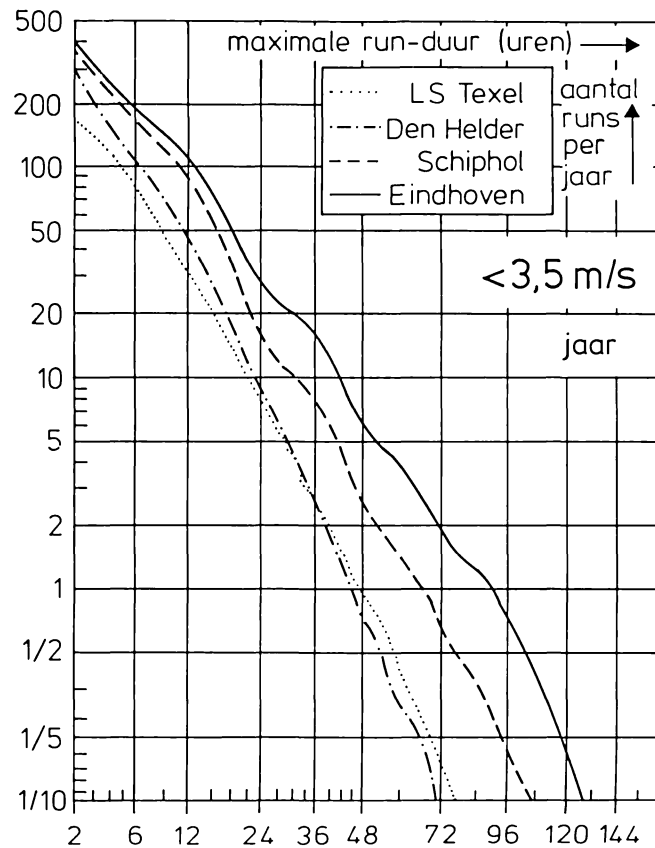
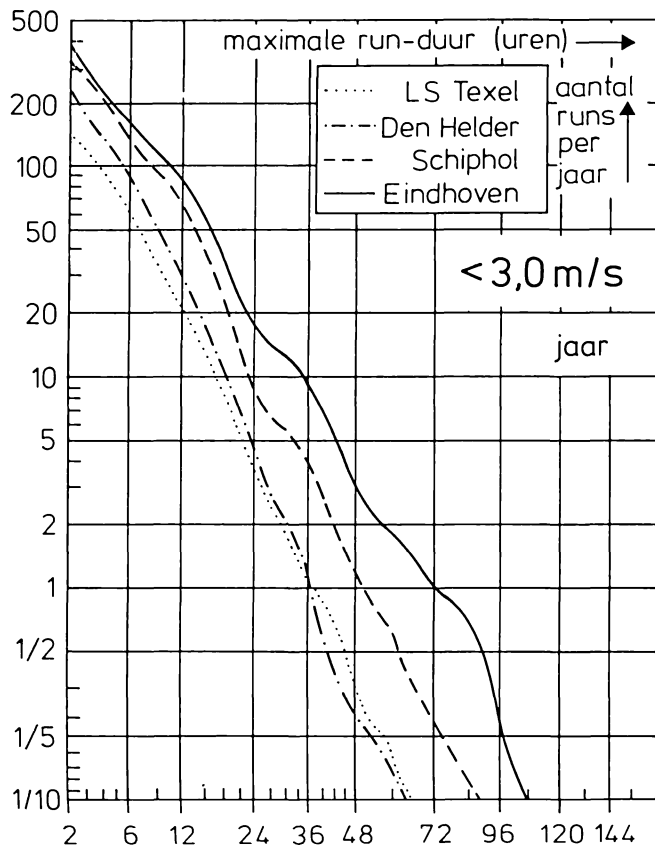
Bijlage F.

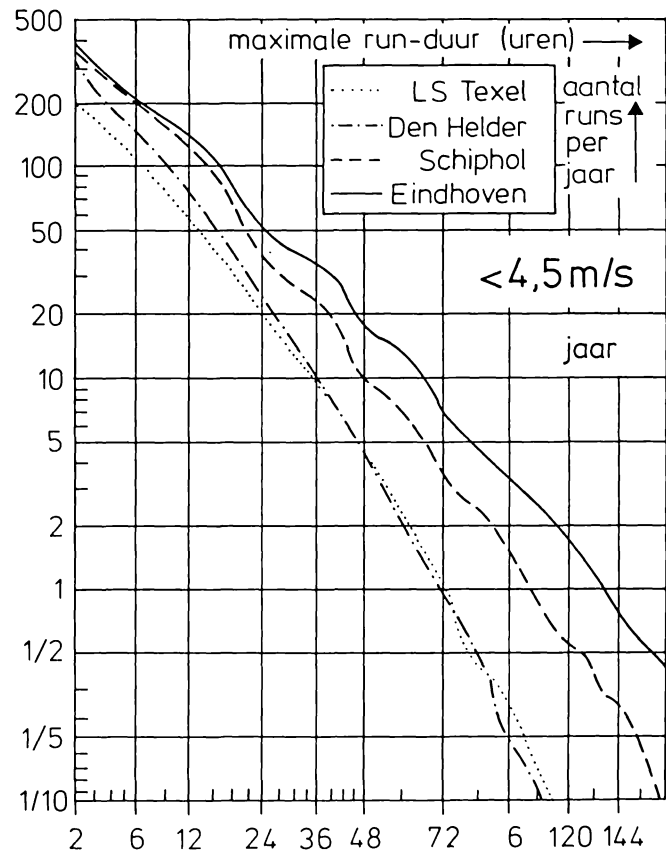
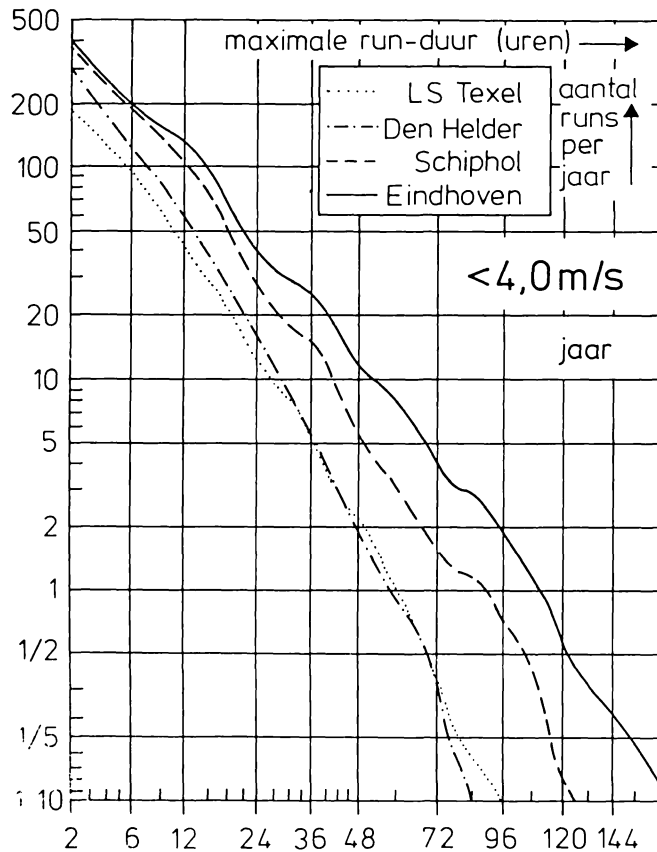
Cumulatieve grafieken van overschrijdingsduur en onderschrijdingsduur voor de potentiële windsnelheid op vier windstations („run-duur”).

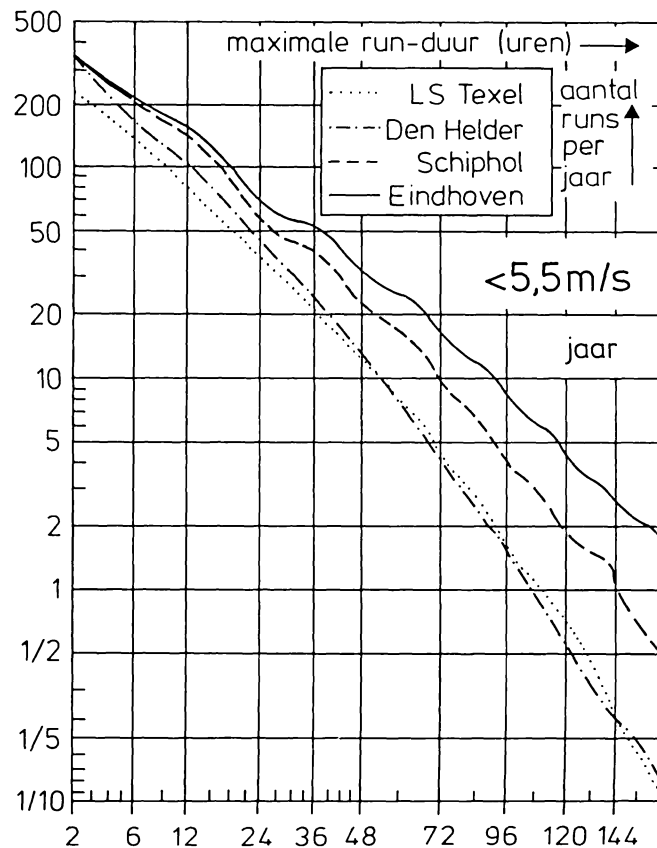
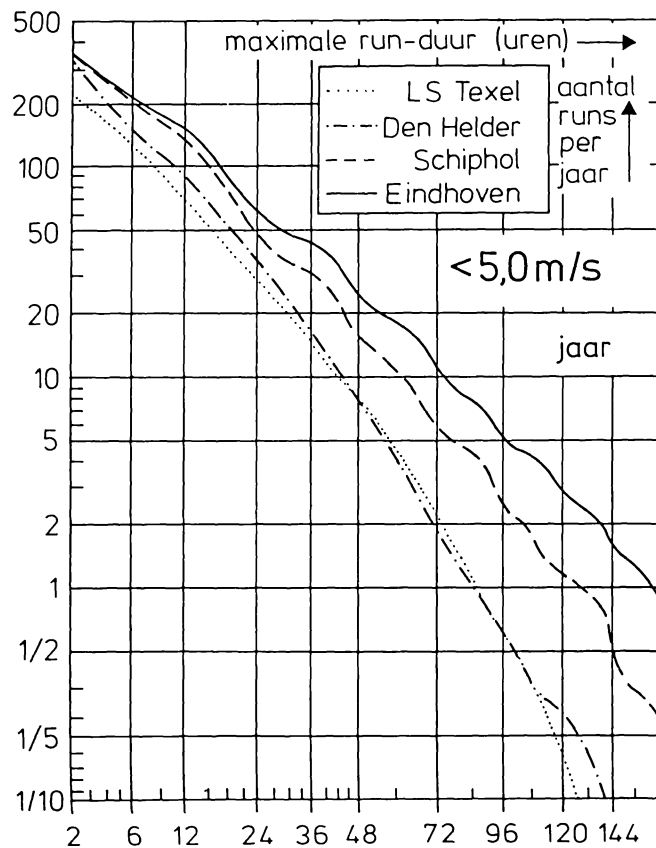
Uit de meetgegevens van de stations is nagegaan, hoe vaak per gemiddeld jaar (of per gemiddeld halfjaar) de uurgemiddelde potentiële windsnelheid op de vier stations langer dan X uur boven of beneden bepaalde windsnelheidsniveaus was. Een run van bijvoorbeeld 8 uur $U > 14$ m/s wil zeggen dat gedurende 8 uur U_p misschien wel hoger, maar nooit lager dan dat snelheidsniveau is geweest. De grafieken zijn dus cumulatief, zoals figuur 4.35 — welke figuur equivalent is aan de distributieve rungrafiek figuur 4.34 (zie commentaar paragraaf 4.4).

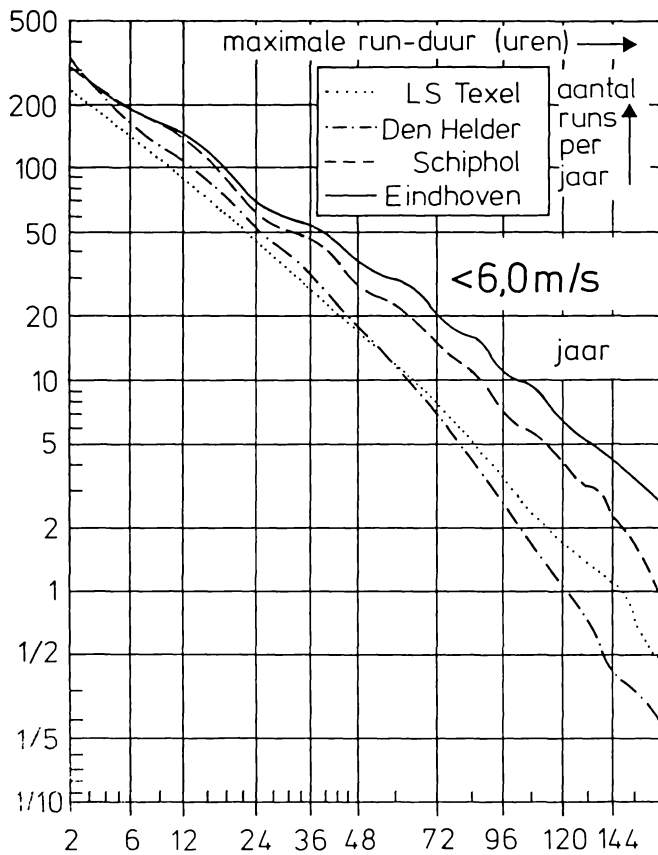
APPENDIX F: *Cumulative run duration graphs of hourly averaged potential wind speed at four stations for summer, winter and year.*

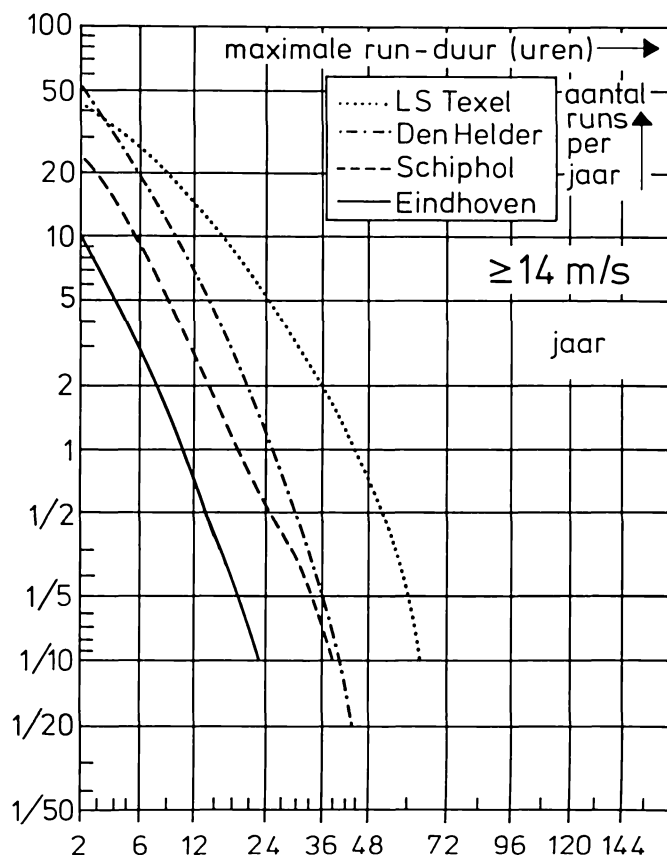
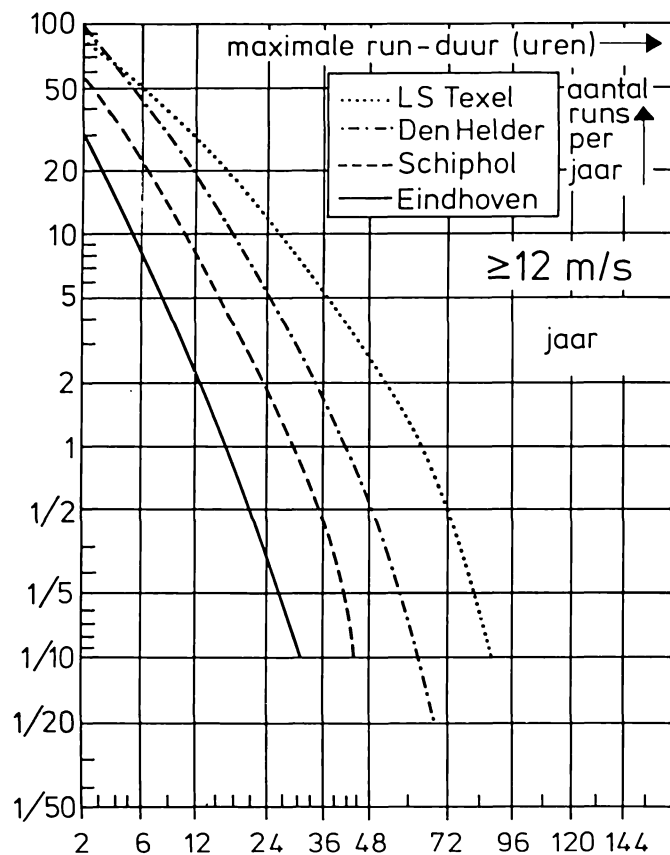
From the station data has been calculated, how often per average year (or summer = May/October, or winter = November/April) the potential wind speed at the said stations stayed below (or above) the graph-defining speed values for a period of *at least* the number of hours indicated horizontally. Compare the text graph figure 4.35 obtained in this fashion with the equivalent distributive graph, figure 4.34, which shows how often the graph-defining speeds were exceeded during *precisely* the indicated number of hours.

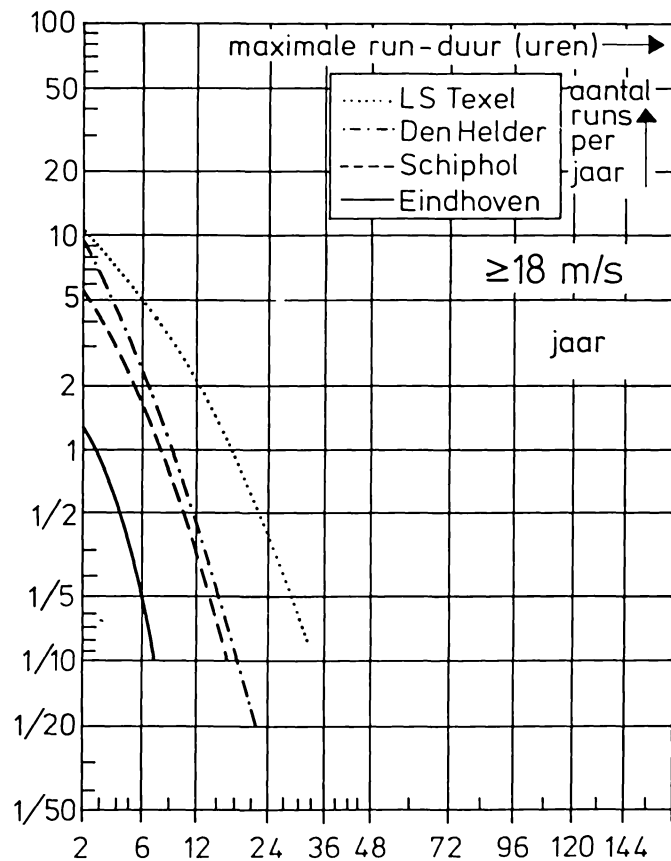
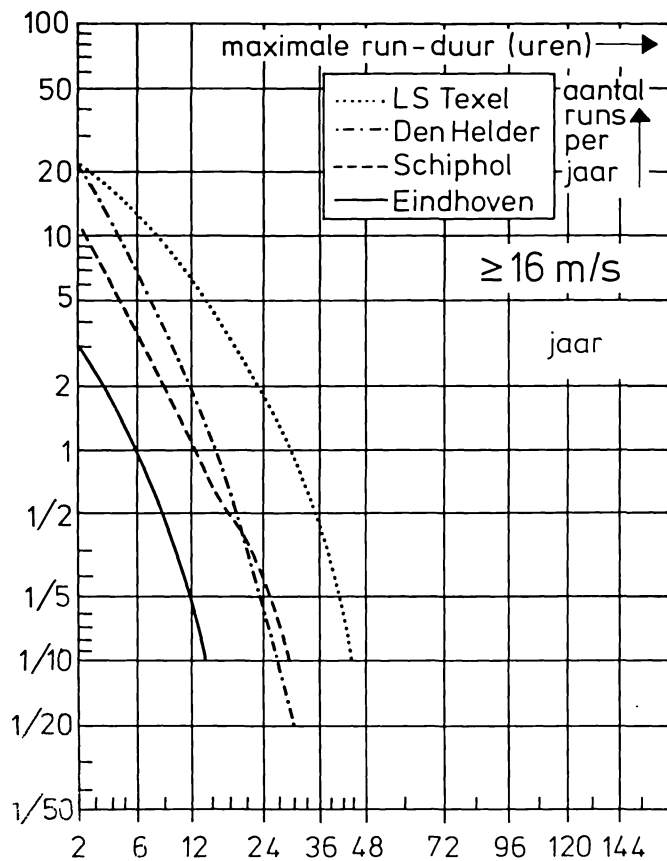


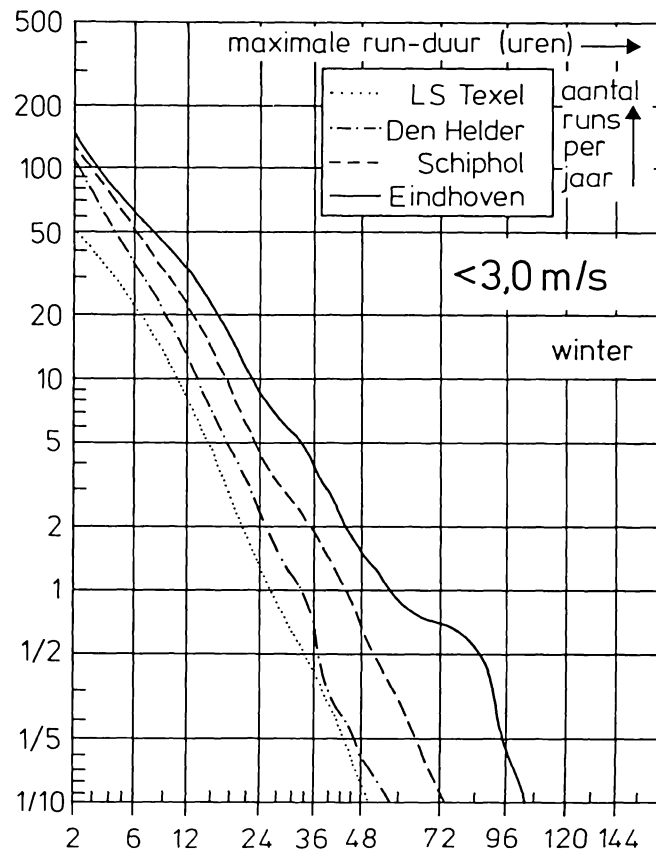
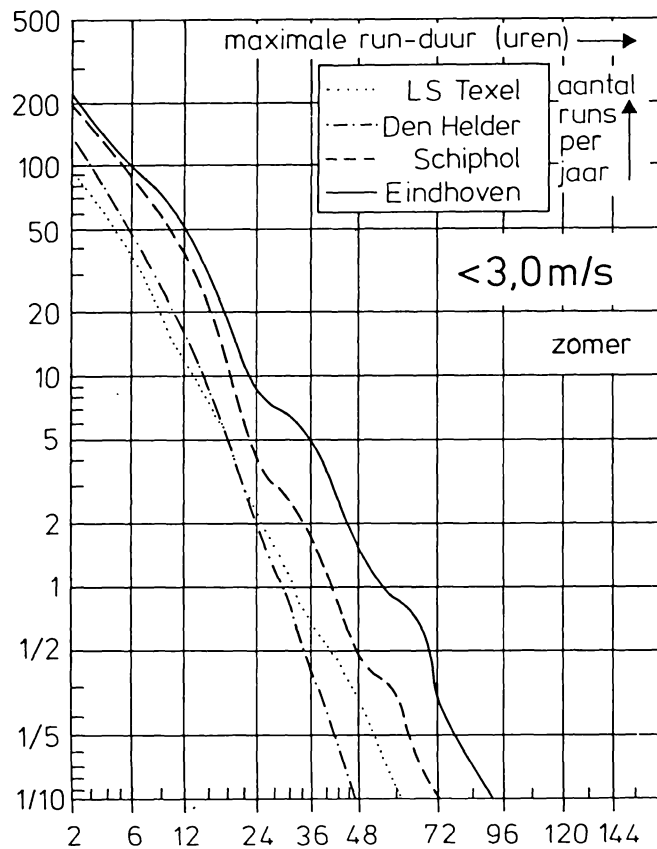


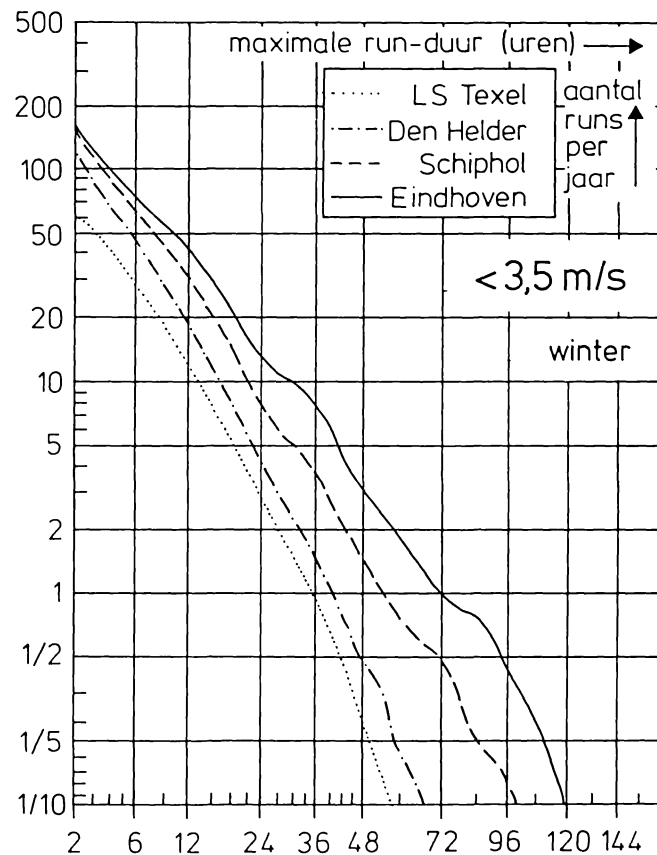
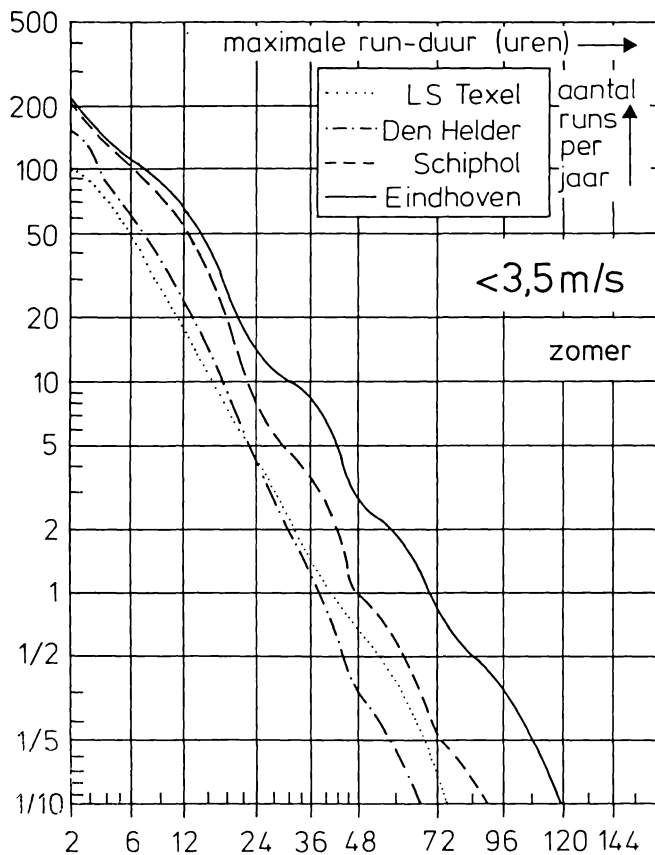


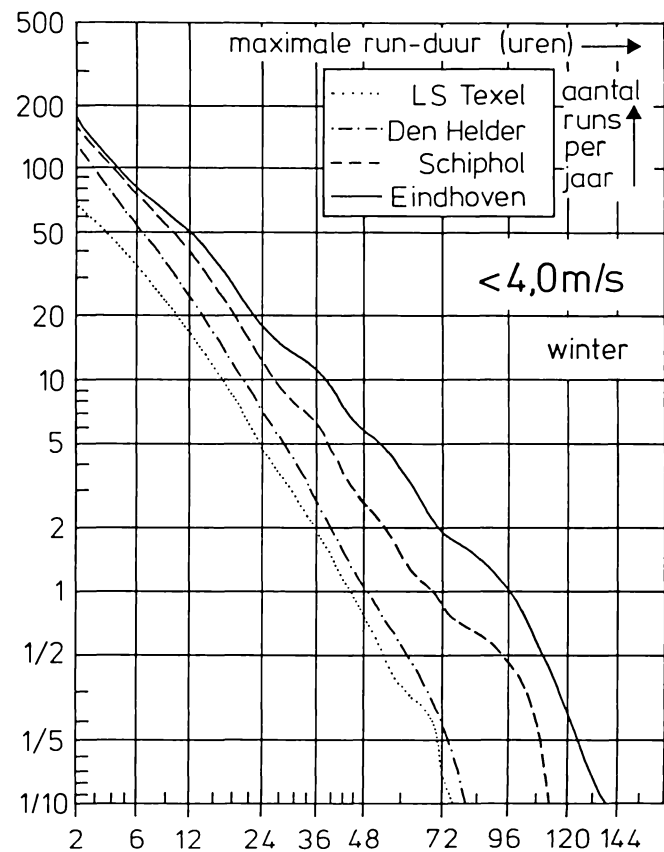
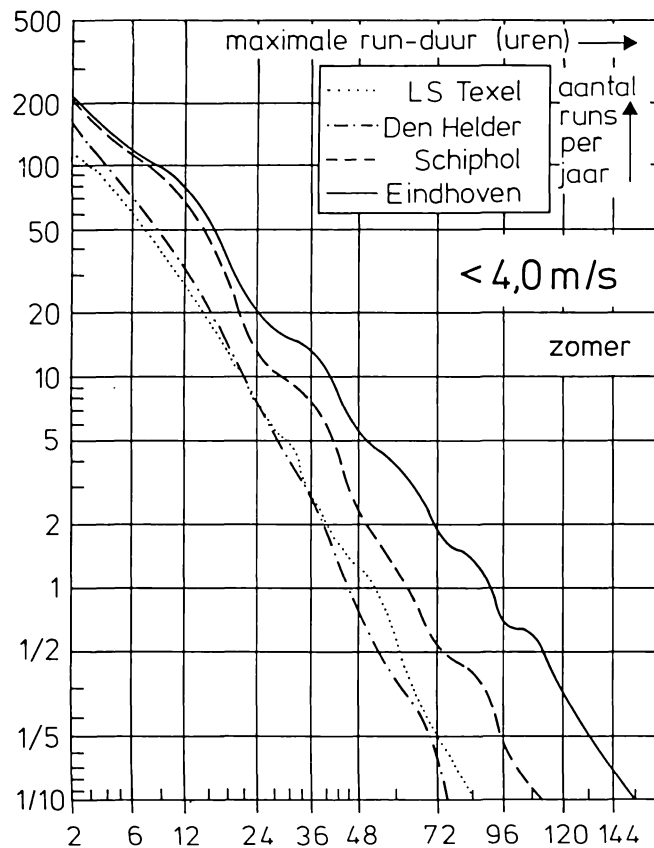


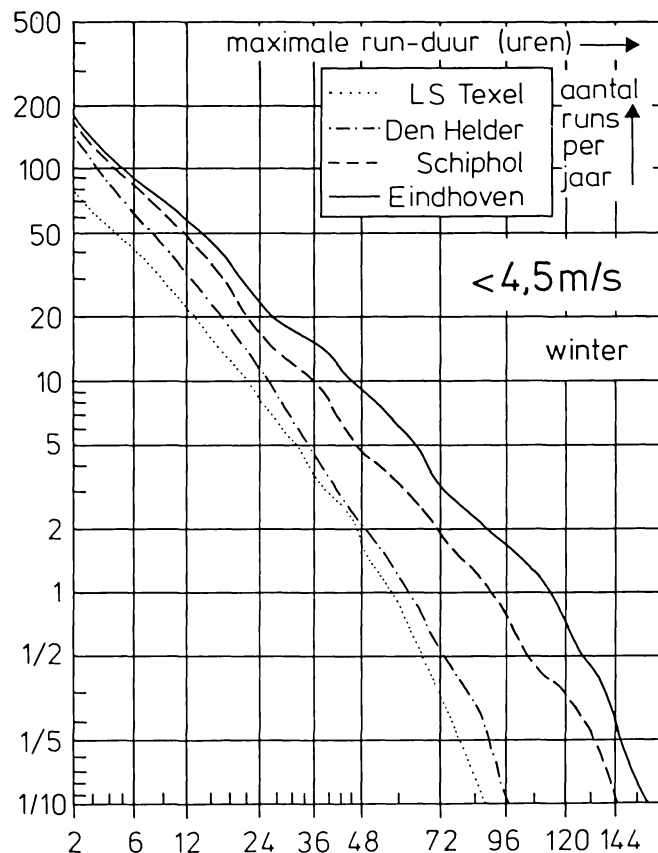
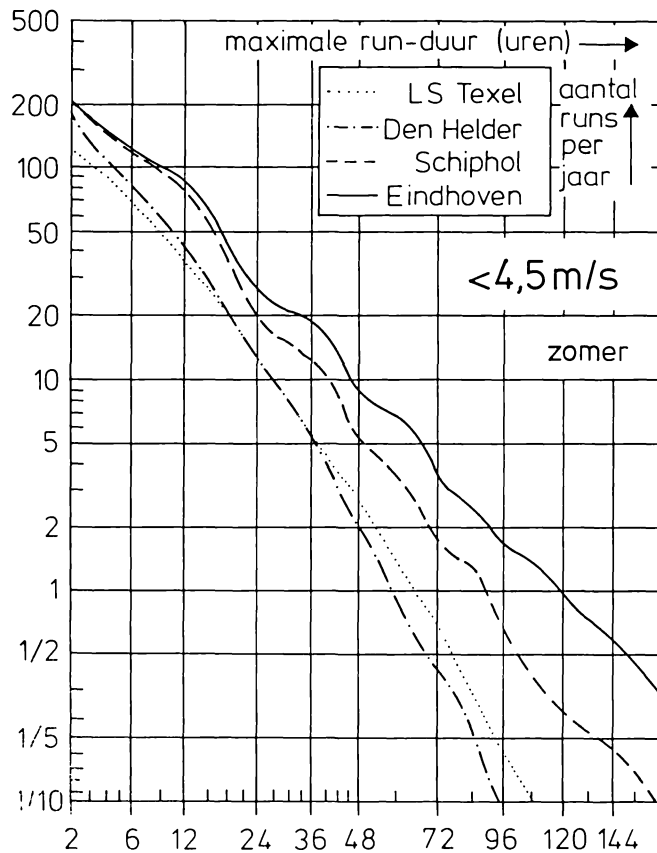


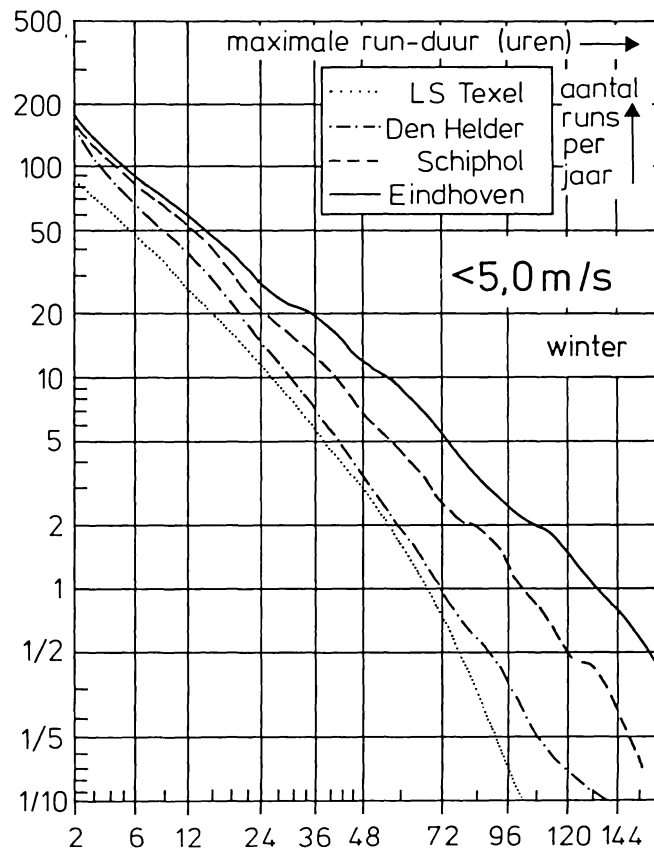
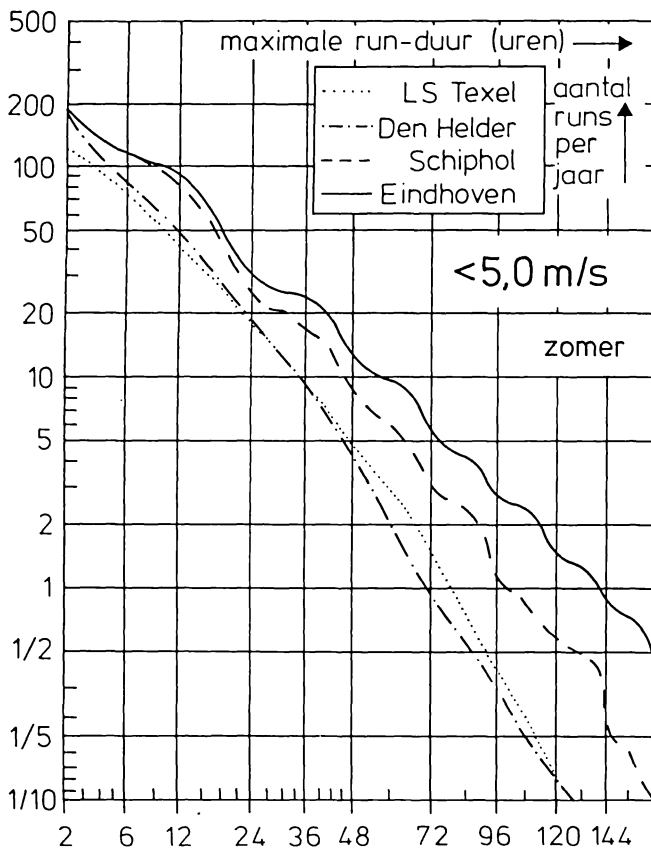


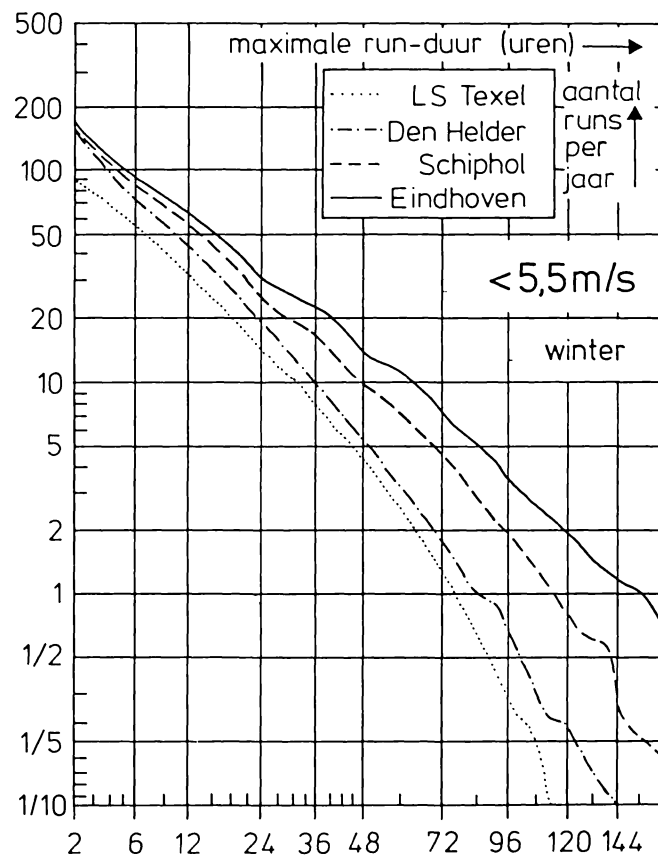
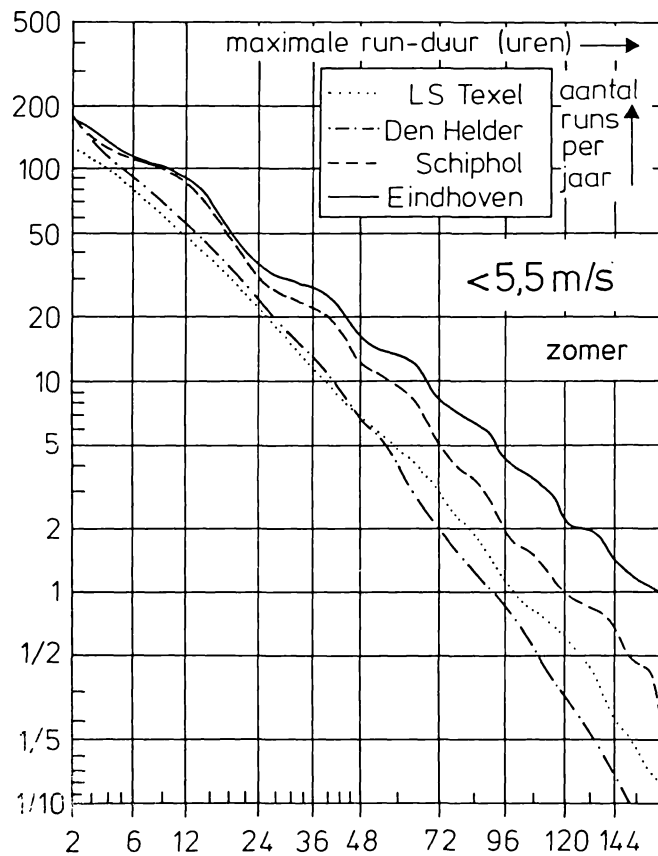


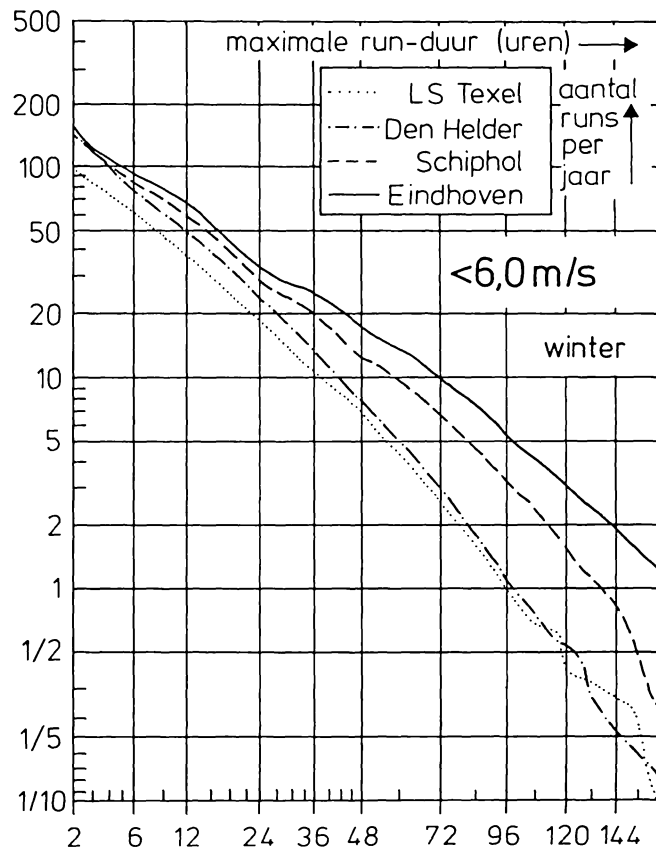
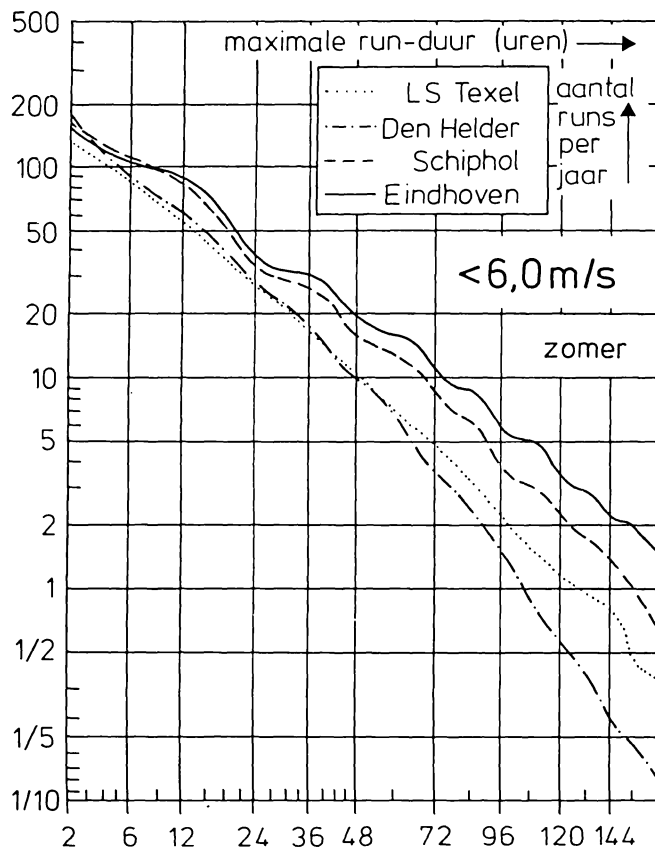


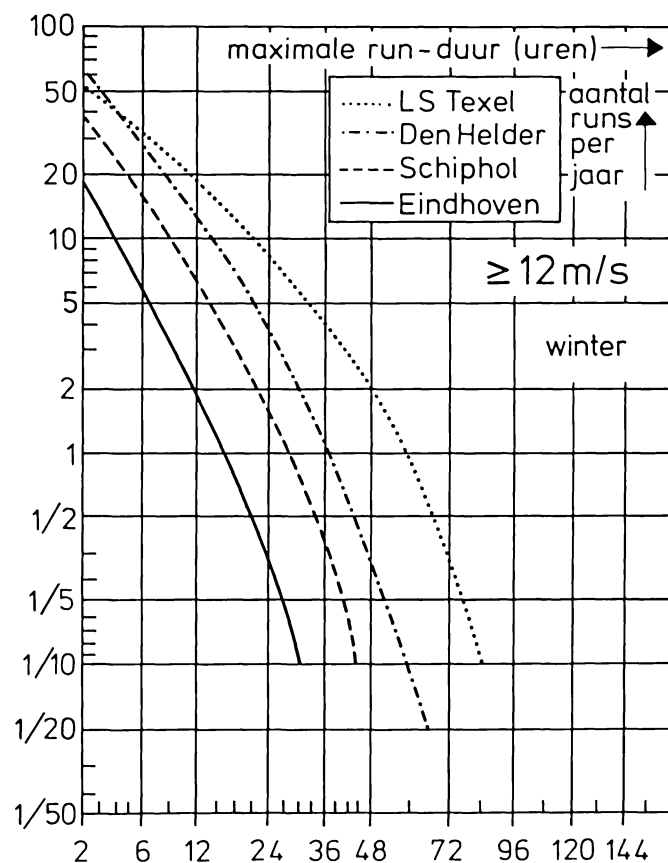
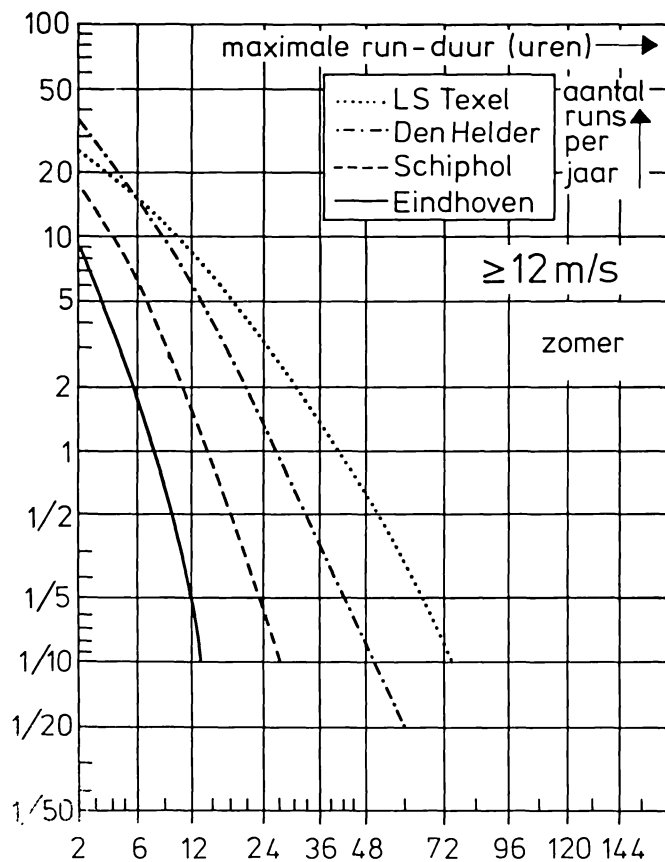


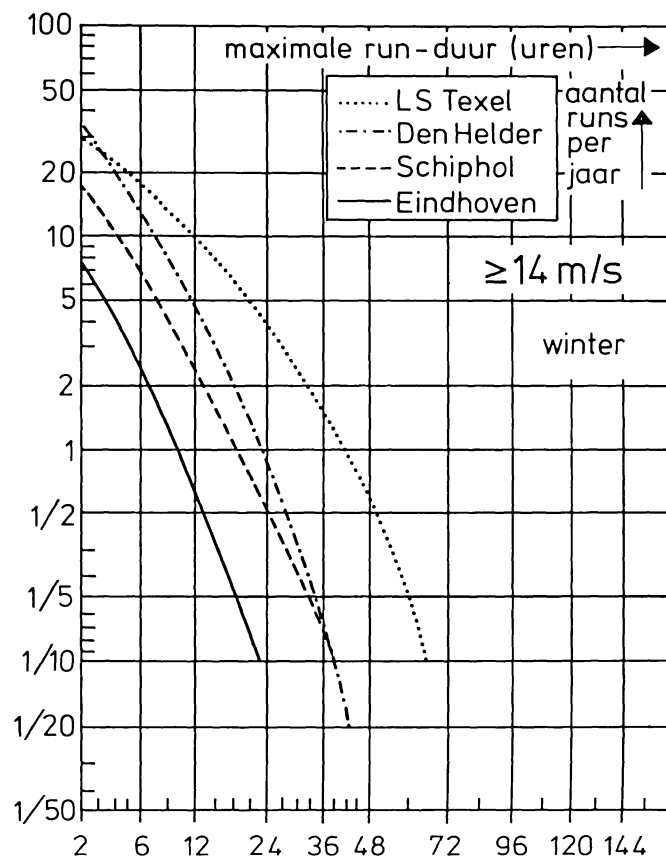
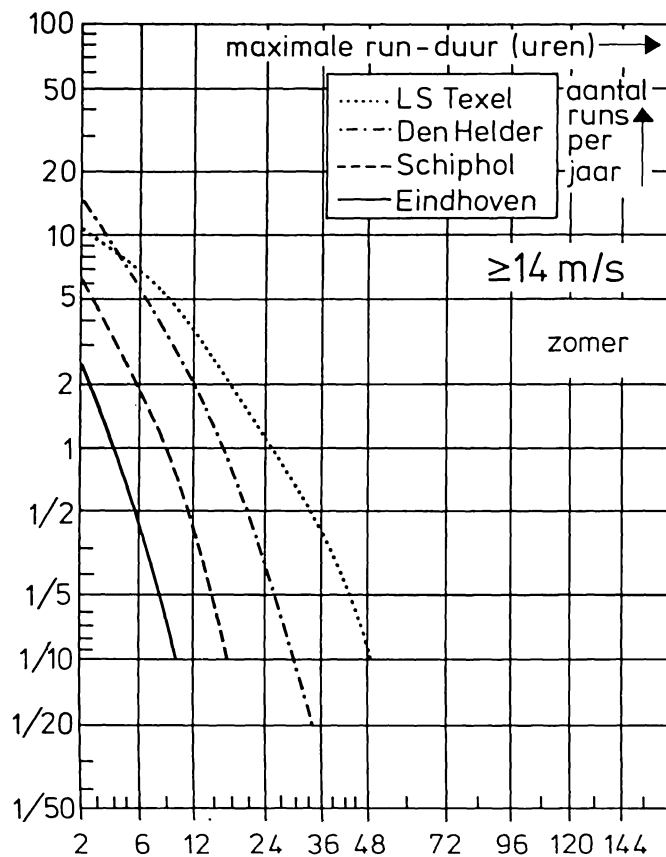


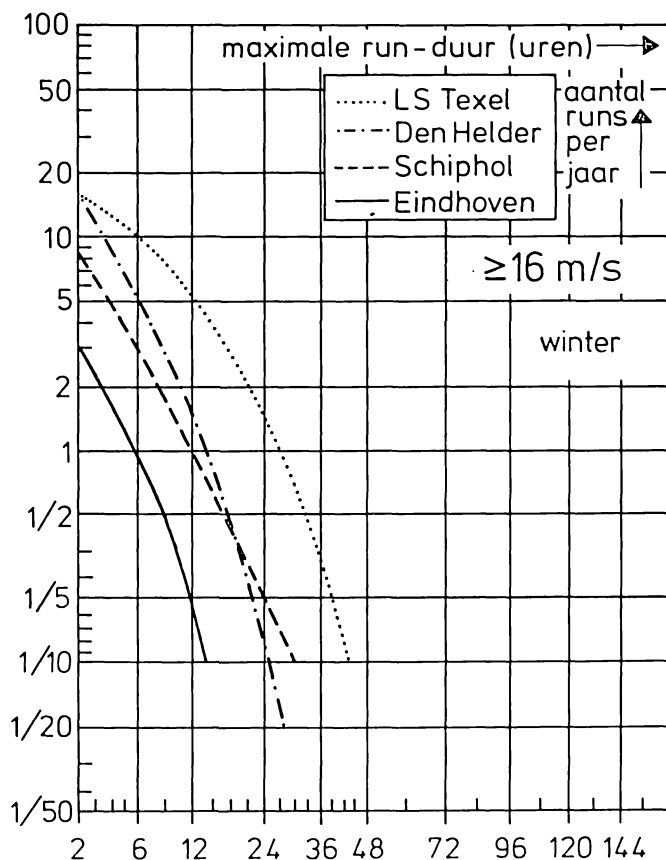
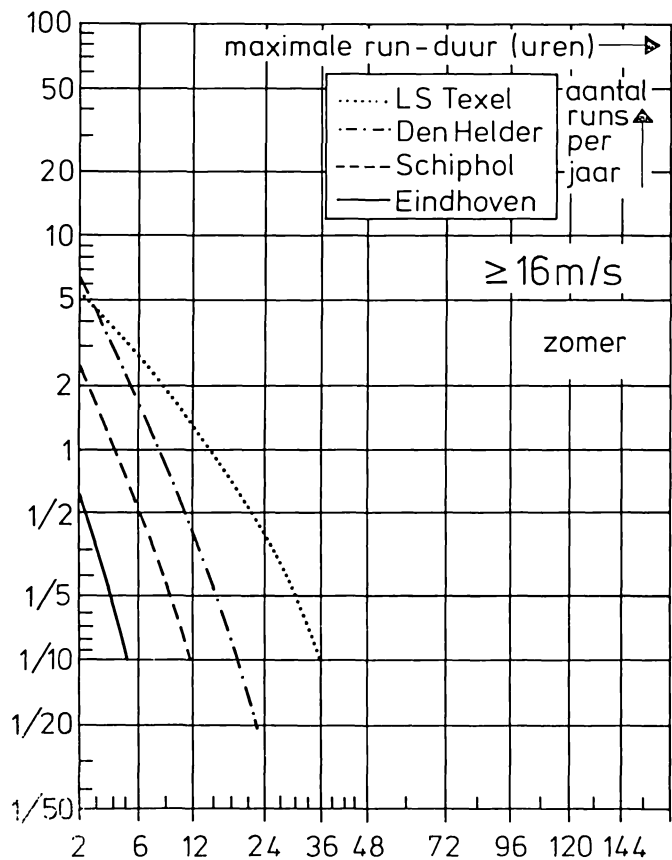


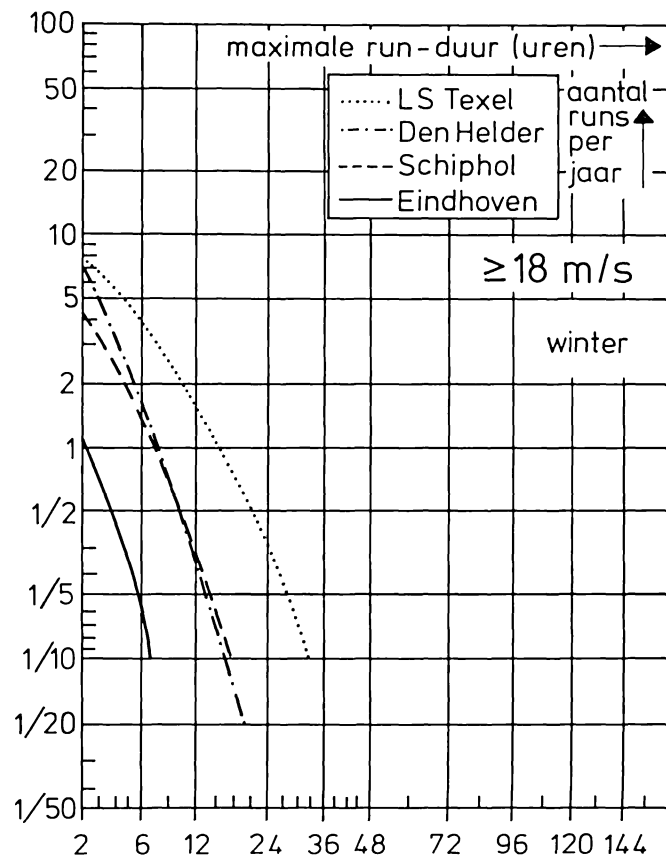
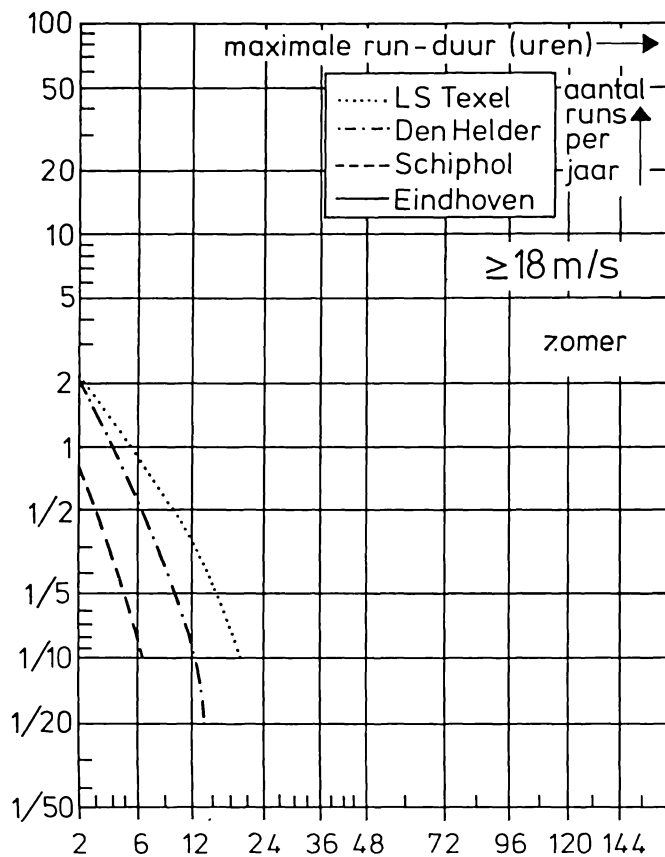












Bijlage G

Gemiddelde aantallen stormdagen per jaar en per seizoen

Een stormdag voor een gegeven windsnelheid is een dag, dat op het beschouwde station de uurgemiddelde windsnelheid minstens gedurende één uur de gegeven waarde heeft bereikt of overschreden. Aantallen stormdagen kunnen alleen met enige betrouwbaarheid bepaald worden uit zéér lange reeksen. Daarom is bijvoorbeeld hier voor LS Texel de volledige reeks 1949/1971 gebruikt, ofschoon daarvan de eerste 17 jaar uit drie-uurlijkse waarden bestaat. Bij seizoenanalyses vermindert het aantal gegevens met een factor 6, zodat daarbij presentatie voor individuele stations niet verantwoord was. Voor de uurgemiddelde potentiële windsnelheid zijn hier gepresenteerd:

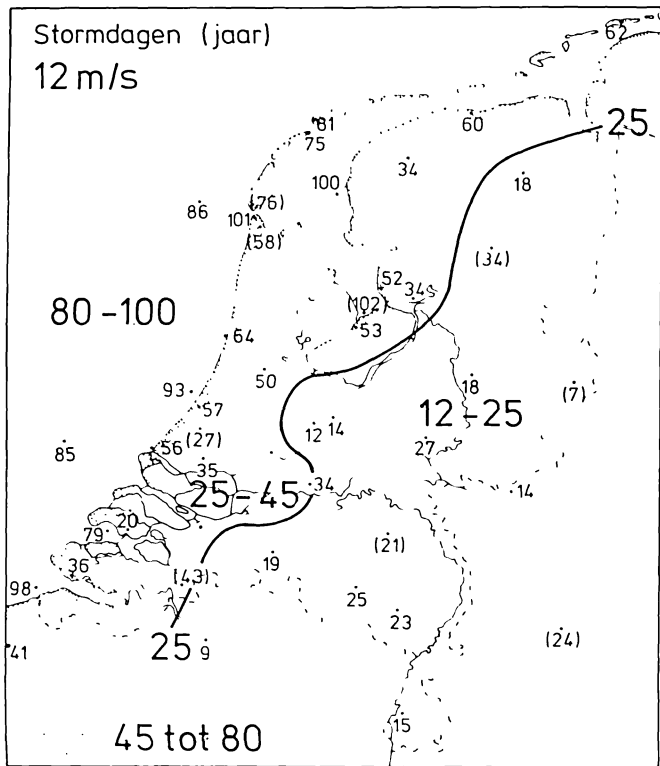
- Drie jaarkaarten met van alle stations het gemiddeld aantal stormdagen per jaar voor U_p -waarden 12, 14 en 16 m/s. Stationscijfers tussen haakjes zijn afkomstig van korte meetreeksen en dus zéér onbetrouwbaar. Eén globale isolijn is getrokken ter oriëntering.
- Seizoengemiddelde kaarten, waarin per windklimaat-gebied de globaal verwachte range van het aantal stormdagen in dat gebied is gegeven, gebaseerd op de (sterk spreidende) stationscijfers in dat gebied. Dit is gedaan voor U_p -waarden 12 en 14 m/s in alle seizoenen, en voor $U_p = 16$ m/s alleen voor twee winterseizoenen — de overige vier seizoenen gaven verwaarloosbare aantallen stormdagen te land voor dit U_p -niveau. Expliciet zijn vermeld de waarden voor Den Helder (1923/1971) om een vergelijking met de stormdagenstudie van Bakker (1964) mogelijk te maken, en ook die van Beek omdat dit het enige (weinig representatieve) windstation is in het Ardennen-windklimaatgebied.

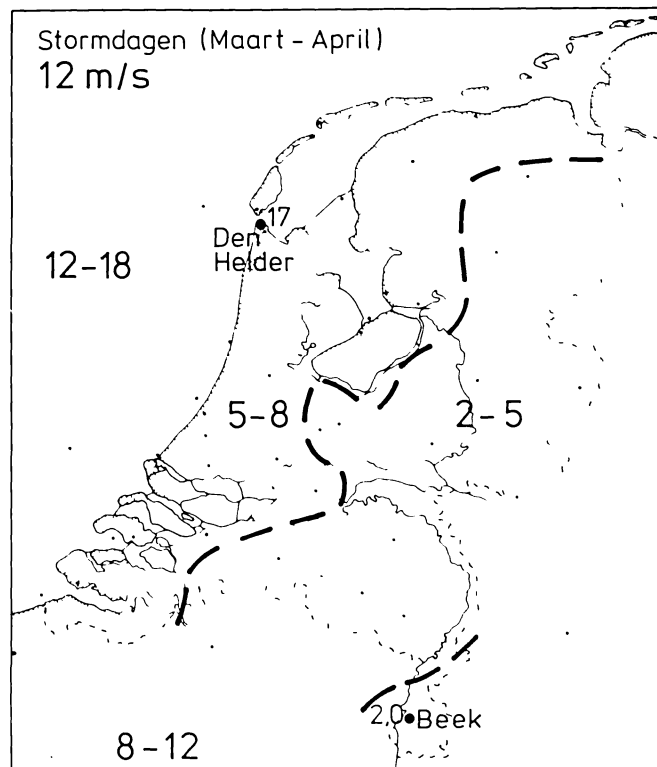
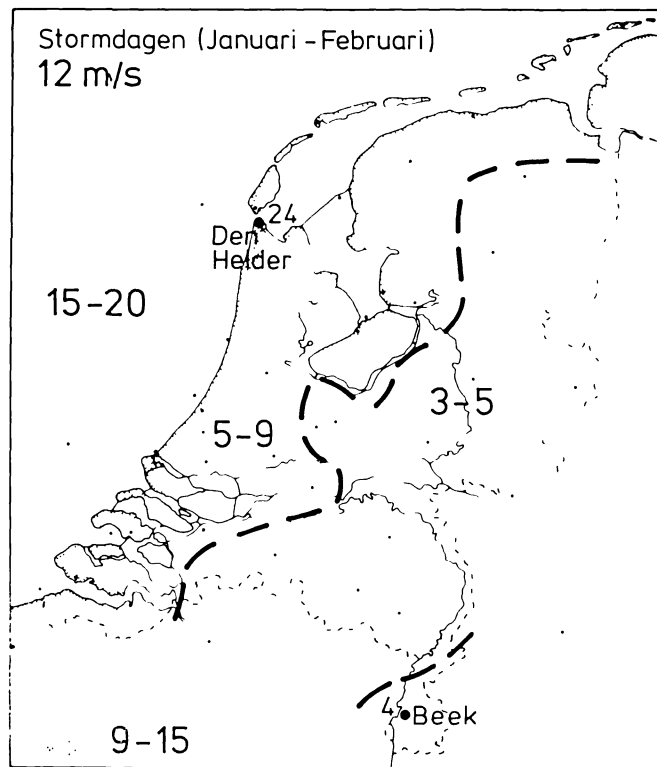
APPENDIX G: *Average number of storm-days per year and per season.*

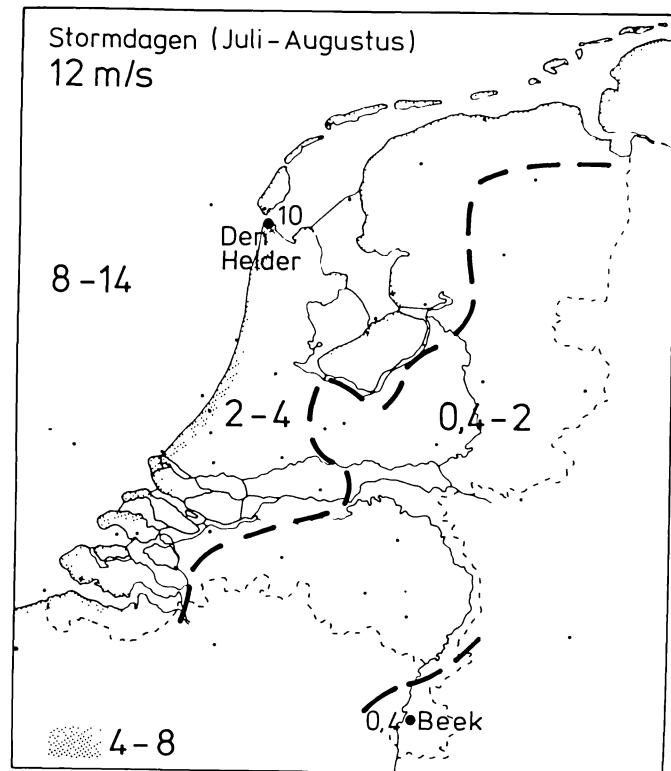
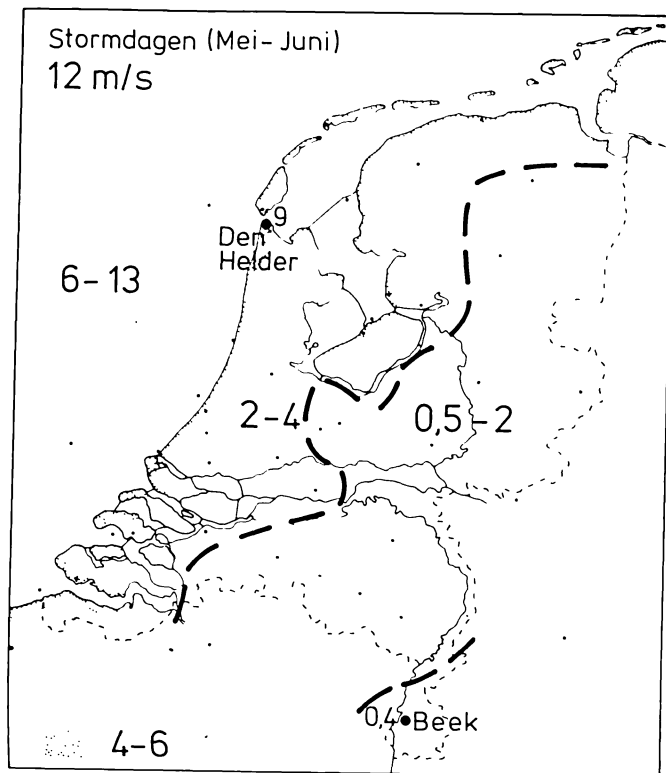
A storm-day for a given wind speed is defined as a day, at which the local hourly average potential wind speed attains or exceeds that given speed for at least one hour. Numbers of storm-days can only be determined with some reliability from very long data series. When analyses are made for two-month seasons, the data amount diminishes by a factor 6, and therefore presentation of individual station figures is not longer warranted. The following maps are given:

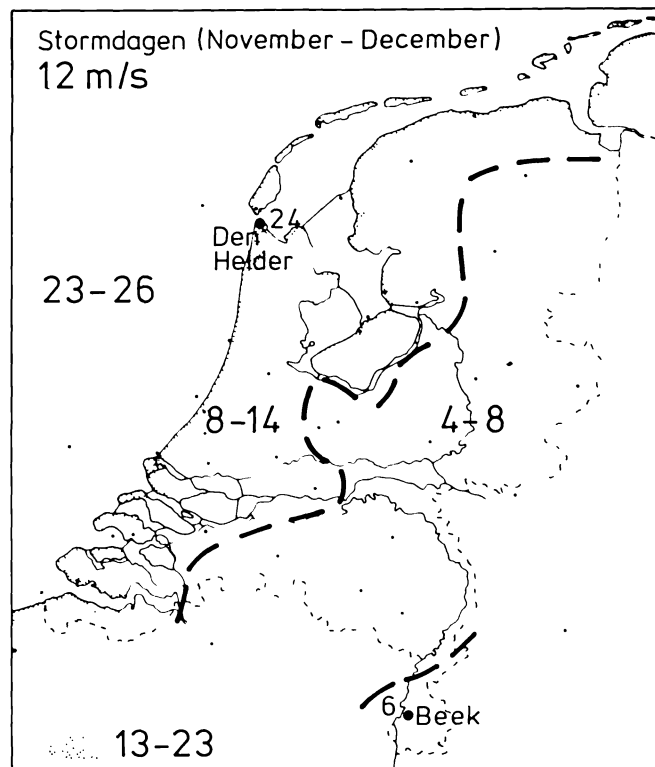
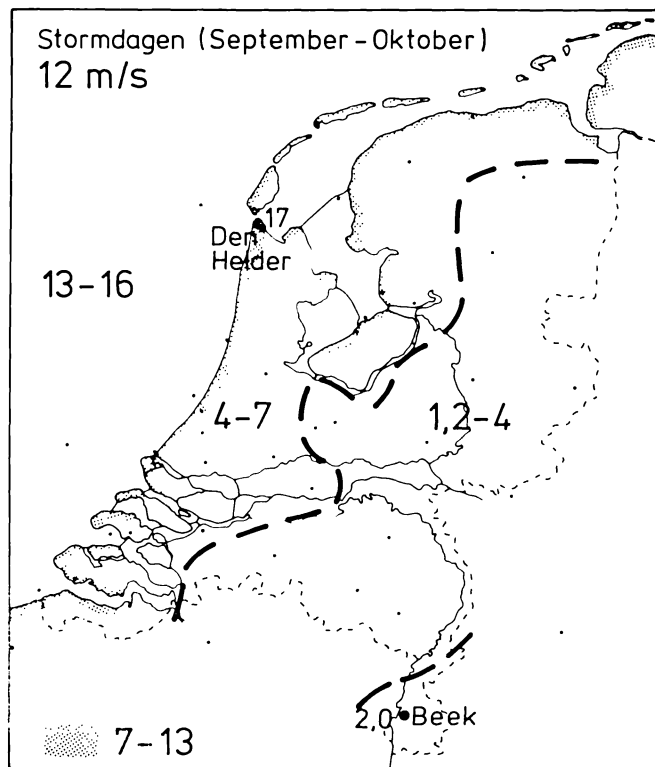
Three maps with the annual number of storm-days for $U_p = 12, 14$ and 16 m/s. Bracketed station figures are very unreliable because the station series is short. One isoline has been drawn by hand for orientation purposes.

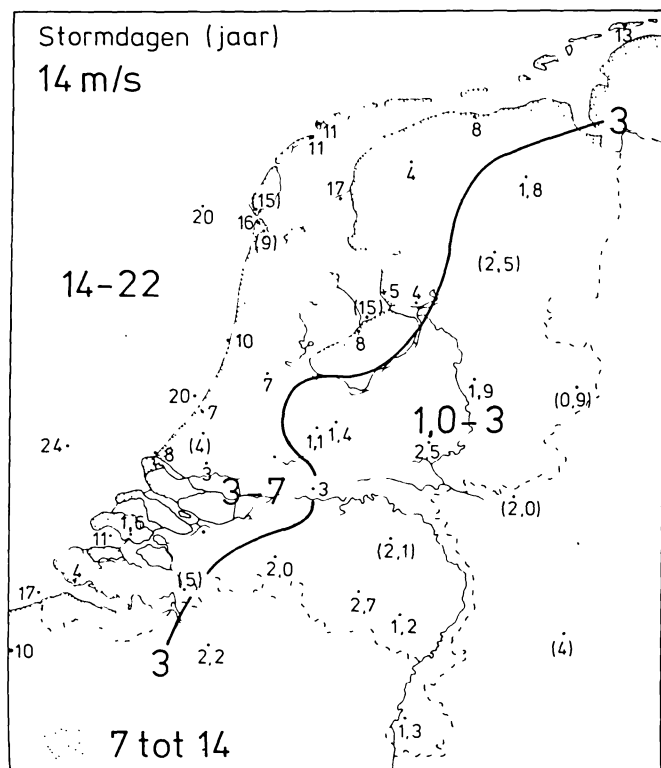
Seasonal storm-day maps, containing the average range of station figures for the climatic regions defined in text figure 4.33. For 12 and 14 m/s maps are given of all seasons, for 16 m/s only of two winter season maps, since the summer figures are negligible at that speed level. The data for the long Den Helder series (1923/1971) are given explicitly to facilitate comparison with a previous storm-day study by Bakker (1964). The data for the rather unrepresentative station Beek, in the South, are also given because it is the only available station in the region of the Ardennen mountains.

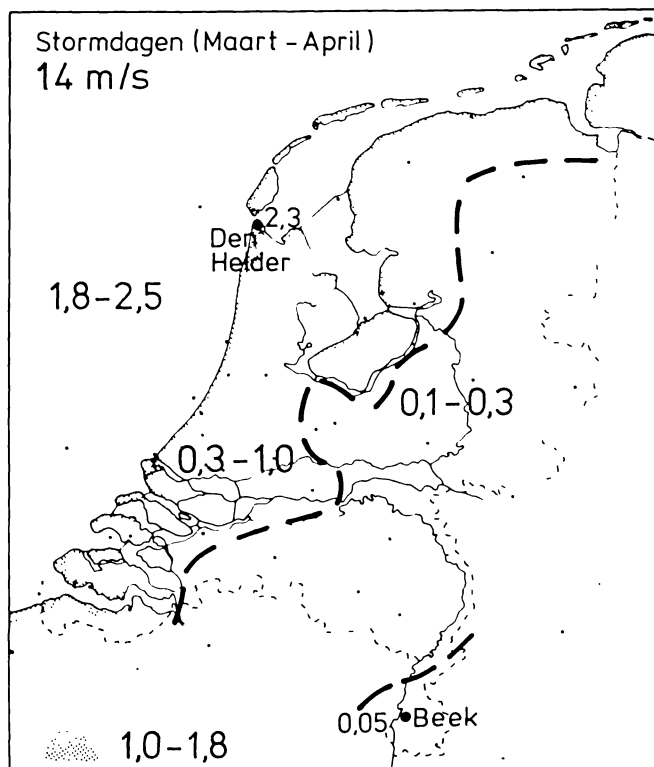
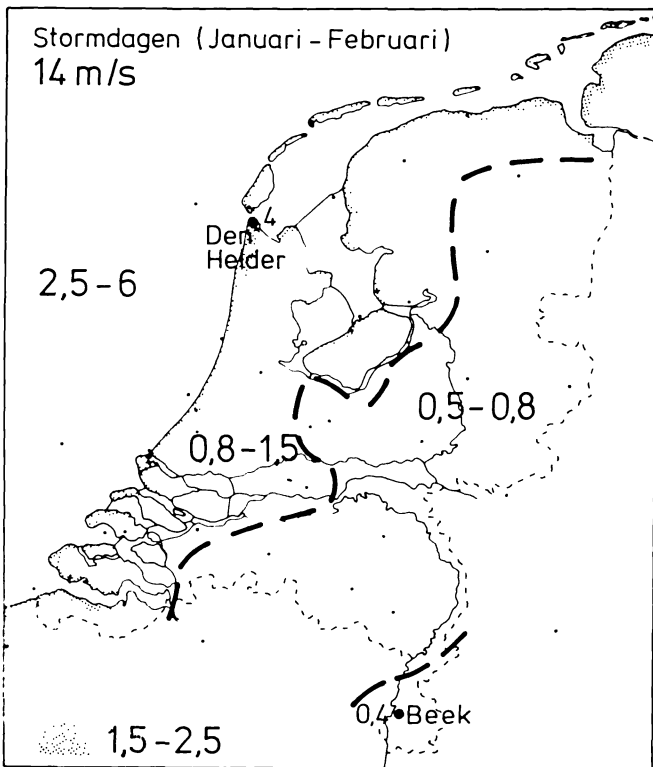


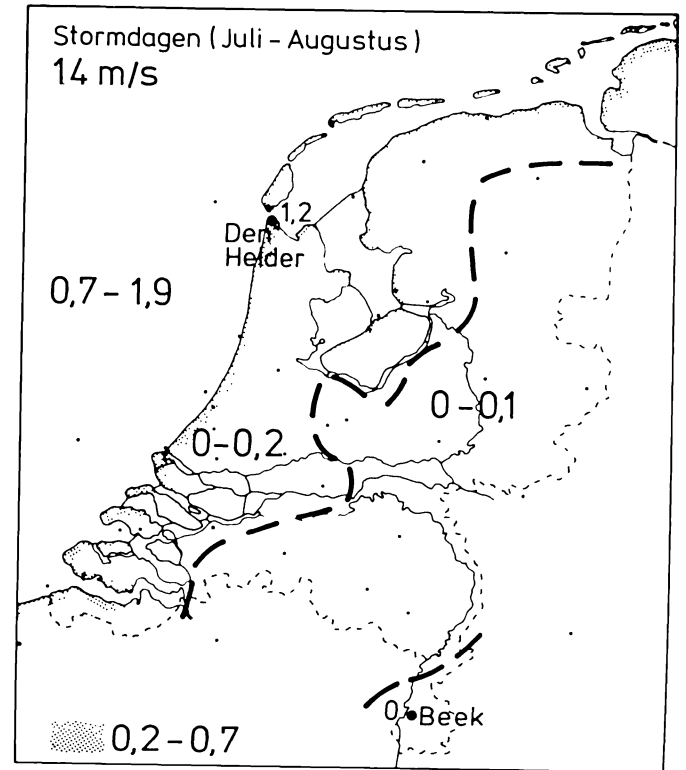
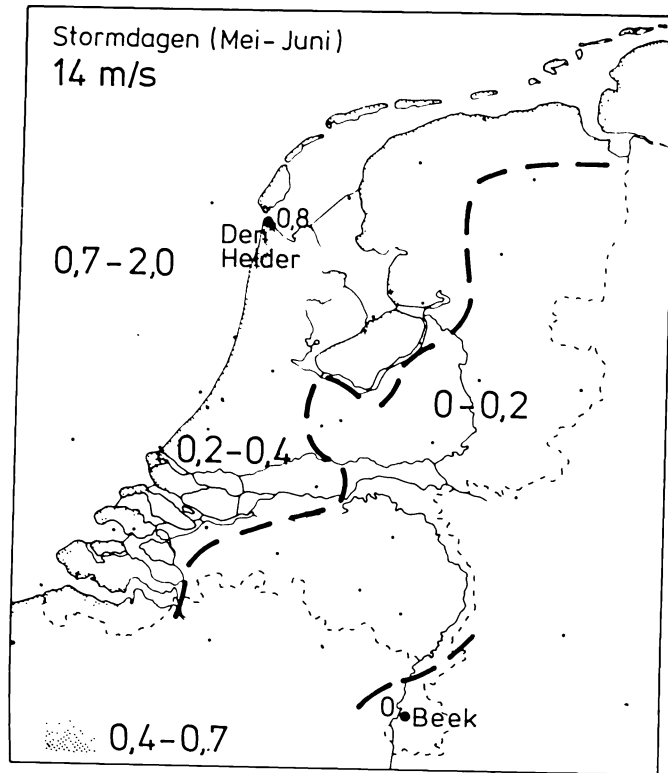


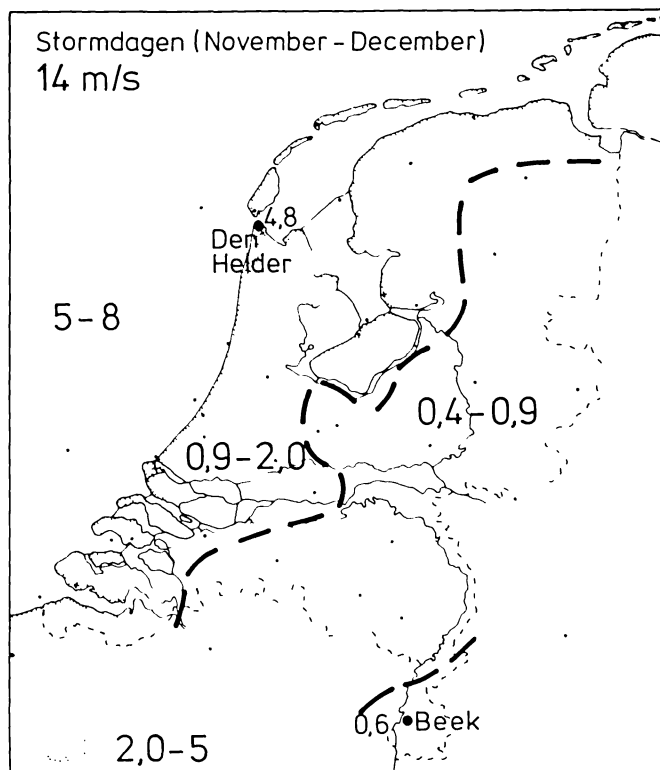
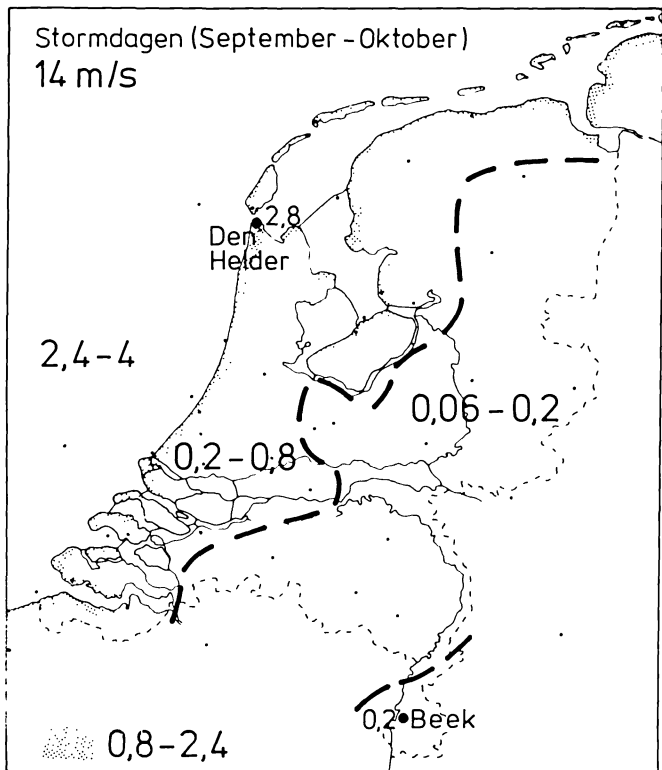


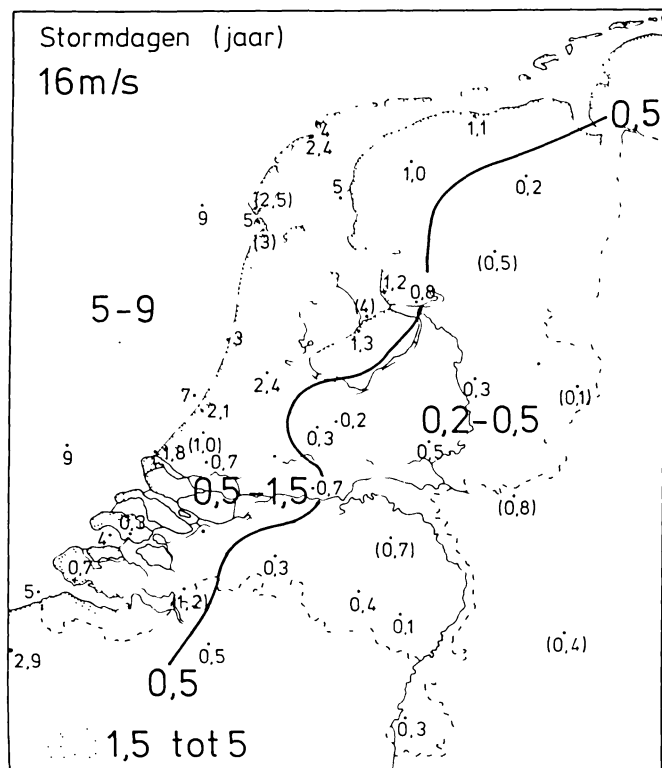


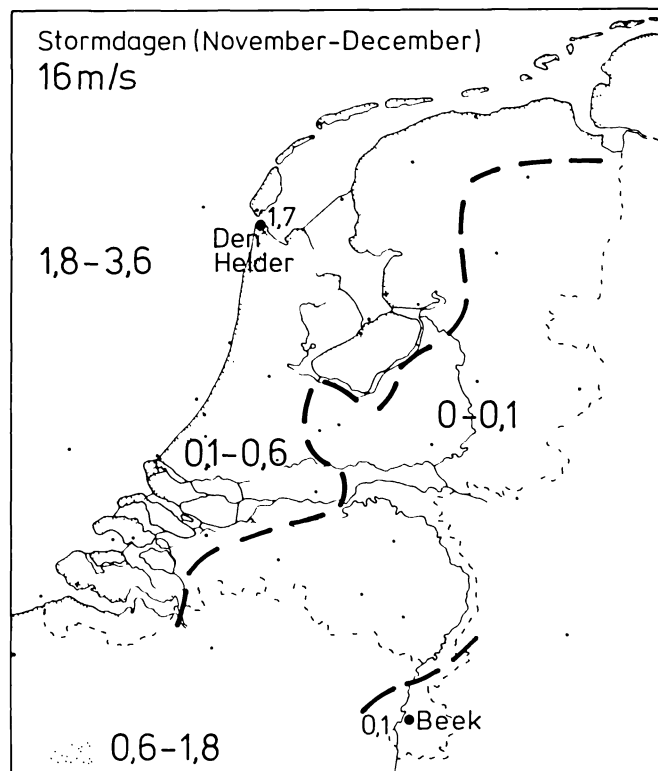
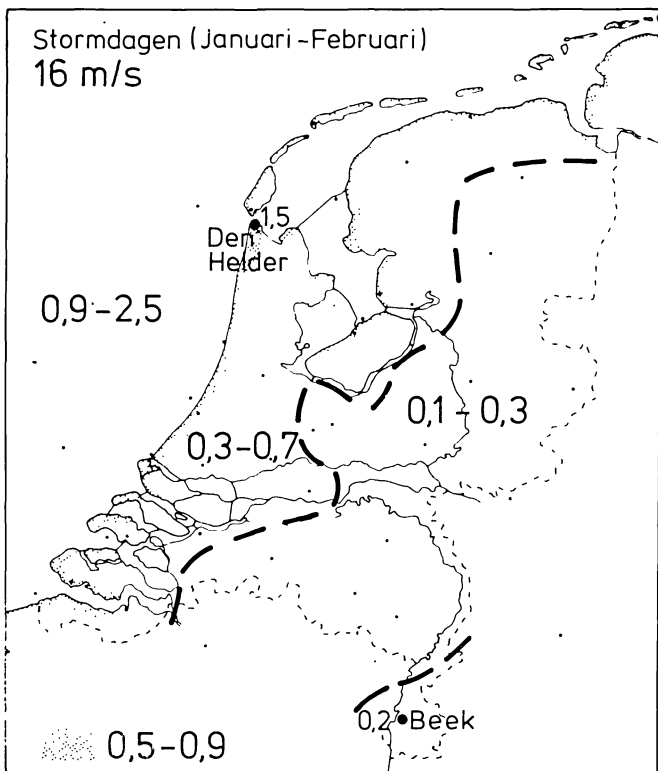












Bijlage H

Dagelijkse gang van de potentiële uurwindsnelheid per seizoen op vier stations. (Diurnal course of hourly averaged potential wind speed for two-month seasons and for the year at four stations).

Lichtschip Texel (1966/1976).

Den Helder (1923/1971)

Uur (MET)	Gehele jaar	Jan. Febr.	Mrt April	Mei Juni	Juli Aug.	Sept. Okt.	Nov. Dec.	Gehele jaar	Jan. Febr.	Mrt April	Mei Juni	Juli Aug.	Sept. Okt.	Nov. Dec.
01	7,30	7,92	7,17	5,81	6,26	7,47	9,17	6,40	7,27	6,34	5,70	5,68	6,36	7,12
02	7,30	7,97	7,22	5,84	6,24	7,42	9,12	6,37	7,20	6,36	5,71	5,68	6,27	7,06
03	7,29	8,01	7,25	5,84	6,21	7,35	9,11	6,36	7,18	6,37	5,71	5,64	6,28	7,06
04	7,32	8,12	7,26	5,86	6,17	7,36	9,16	6,37	7,17	6,35	5,72	5,67	6,28	7,07
05	7,31	8,16	7,26	5,83	6,16	7,36	9,14	6,39	7,17	6,39	5,76	5,69	6,31	7,07
06	7,29	8,14	7,24	5,87	6,13	7,29	9,13	6,40	7,15	6,41	5,77	5,72	6,31	7,10
07	7,28	8,09	7,23	5,91	6,14	7,20	9,15	6,43	7,16	6,45	5,82	5,75	6,36	7,12
08	7,25	7,92	7,28	5,94	6,11	7,19	9,10	6,49	7,16	6,49	5,97	5,82	6,39	7,14
09	7,23	7,82	7,31	5,96	6,07	7,22	9,02	6,61	7,21	6,65	6,11	6,04	6,48	7,19
10	7,26	7,82	7,35	5,93	6,08	7,36	9,03	6,75	7,30	6,86	6,25	6,22	6,71	7,23
11	7,28	7,88	7,35	5,92	6,08	7,43	9,02	6,89	7,39	7,01	6,39	6,39	6,92	7,31
12	7,27	7,91	7,35	5,91	6,06	7,41	9,02	7,01	7,47	7,12	6,51	6,52	7,08	7,41
13	7,27	7,91	7,34	5,95	6,04	7,40	9,04	7,10	7,54	7,23	6,58	6,68	7,13	7,46
14	7,23	7,80	7,30	5,96	6,07	7,33	8,94	7,14	7,60	7,25	6,63	6,76	7,17	7,47
15	7,19	7,72	7,23	5,99	6,12	7,26	8,86	7,13	7,58	7,20	6,68	6,79	7,17	7,41
16	7,20	7,71	7,19	5,98	6,19	7,27	8,89	7,07	7,49	7,14	6,66	6,77	7,08	7,32
17	7,18	7,68	7,12	6,00	6,22	7,24	8,86	6,98	7,43	7,01	6,61	6,69	6,96	7,24
18	7,18	7,63	7,07	6,03	6,29	7,21	8,87	6,87	7,35	6,86	6,52	6,54	6,76	7,24
19	7,20	7,68	7,08	5,99	6,27	7,20	8,98	6,76	7,34	6,69	6,37	6,36	6,59	7,27
20	7,18	7,75	7,06	5,85	6,18	7,17	9,08	6,65	7,35	6,55	6,18	6,12	6,49	7,28
21	7,16	7,83	7,06	5,73	6,11	7,17	9,11	6,55	7,38	6,43	5,94	5,88	6,46	7,26
22	7,16	7,85	7,06	5,63	6,09	7,25	9,13	6,49	7,38	6,39	5,76	5,74	6,46	7,23
23	7,19	7,90	7,07	5,60	6,12	7,33	9,14	6,45	7,39	6,37	5,70	5,70	6,41	7,18
24	7,24	7,92	7,11	5,70	6,20	7,38	9,15	6,43	7,32	6,38	5,71	5,70	6,38	7,16
etmaal	7,24	7,88	7,21	5,88	6,15	7,30	9,05	6,67	7,33	6,68	6,12	6,10	6,62	7,23

*Eindhoven (1960/1980)**Schiphol (1951/1976)*

Uur (MET)	Gehele jaar	Jan. Febr.	Mrt April	Mei Juni	Juli Aug.	Sept. Okt.	Nov. Dec.	Gehele jaar	Jan. Febr.	Mrt April	Mei Juni	Juli Aug.	Sept. Okt.	Nov. Dec.
01	3,77	4,51	3,93	3,16	2,91	3,33	4,79	4,67	5,85	5,03	3,88	3,57	4,09	5,64
02	3,74	4,49	3,92	3,10	2,90	3,33	4,75	4,63	5,79	5,01	3,84	3,51	4,05	5,61
03	3,74	4,51	3,90	3,06	2,90	3,34	4,75	4,61	5,77	4,97	3,81	3,49	4,04	5,63
04	3,74	4,50	3,92	3,04	2,91	3,35	4,76	4,60	5,79	4,93	3,80	3,46	4,02	5,64
05	3,73	4,48	3,91	3,02	2,91	3,36	4,75	4,59	5,79	4,94	3,78	3,46	4,01	5,60
06	3,79	4,52	3,93	3,11	2,98	3,44	4,78	4,61	5,75	4,96	3,84	3,49	4,04	5,59
07	3,92	4,55	3,97	3,47	3,25	3,47	4,80	4,73	5,76	5,03	4,25	3,71	4,05	5,59
08	4,16	4,55	4,23	4,00	3,75	3,62	4,82	4,97	5,72	5,27	4,82	4,23	4,17	5,61
09	4,49	4,60	4,73	4,47	4,26	4,02	4,86	5,29	5,73	5,74	5,24	4,81	4,58	5,63
10	4,87	4,81	5,25	4,85	4,72	4,53	5,07	5,62	5,90	6,19	5,56	5,26	5,10	5,73
11	5,23	5,09	5,67	5,23	5,09	4,93	5,36	5,95	6,18	6,58	5,88	5,60	5,55	5,92
12	5,53	5,39	5,98	5,51	5,36	5,27	5,67	6,25	6,48	6,87	6,15	5,90	5,89	6,20
13	5,72	5,62	6,17	5,68	5,53	5,48	5,86	6,46	6,73	7,09	6,36	6,12	6,10	6,41
14	5,81	5,74	6,29	5,79	5,60	5,56	5,88	6,59	6,88	7,22	6,51	6,27	6,18	6,47
15	5,79	5,73	6,34	5,84	5,64	5,48	5,76	6,60	6,87	7,29	6,58	6,38	6,16	6,34
16	5,67	5,58	6,30	5,83	5,58	5,26	5,50	6,48	6,72	7,25	6,57	6,34	5,95	6,10
17	5,39	5,18	6,08	5,74	5,44	4,79	5,09	6,24	6,42	7,04	6,45	6,17	5,54	5,83
18	5,03	4,83	5,64	5,50	5,19	4,17	4,90	5,91	6,12	6,69	6,19	5,84	4,98	5,67
19	4,63	4,67	4,93	5,06	4,63	3,63	4,88	5,56	5,99	6,14	5,75	5,33	4,48	5,71
20	4,25	4,63	4,35	4,35	3,88	3,43	4,86	5,21	5,95	5,59	5,12	4,60	4,24	5,76
21	4,00	4,62	4,10	3,69	3,29	3,42	4,91	4,93	5,96	5,29	4,44	3,96	4,18	5,77
22	3,88	4,63	4,03	3,34	3,03	3,40	4,88	4,78	5,96	5,15	4,06	3,65	4,17	5,72
23	3,83	4,58	4,02	3,21	2,96	3,39	4,83	4,72	5,94	5,09	3,95	3,58	4,14	5,69
24	3,80	4,55	4,00	3,20	2,92	3,33	4,80	4,70	5,91	5,06	3,92	3,57	4,11	5,68
etmaal	4,52	4,85	4,82	4,30	4,07	4,05	5,05	5,36	6,08	5,85	5,03	4,68	4,74	5,82

Bijlage K

Dag- en nacht-frequentieverdelingen van de potentiële windsnelheid op vier stations voor zes seizoenen en het gehele jaar.

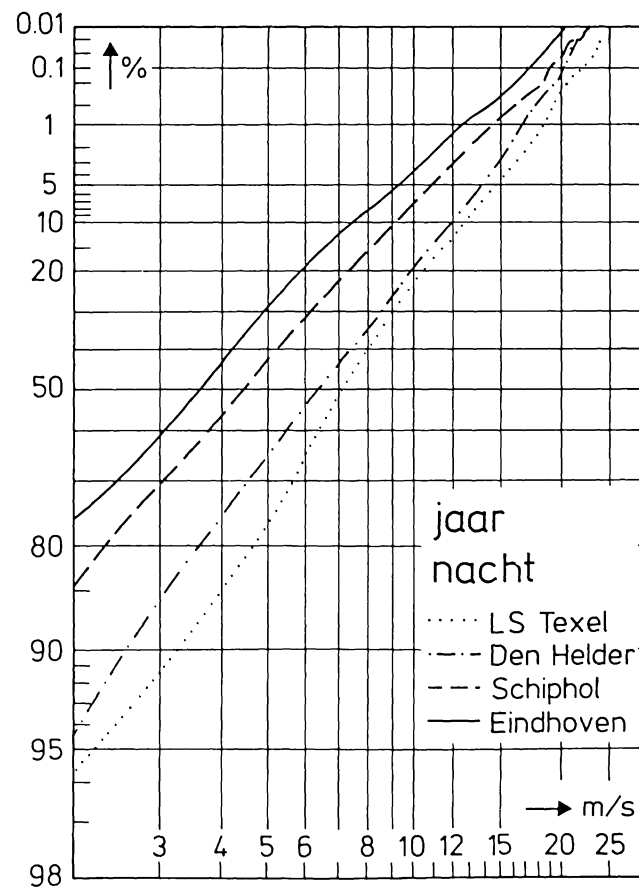
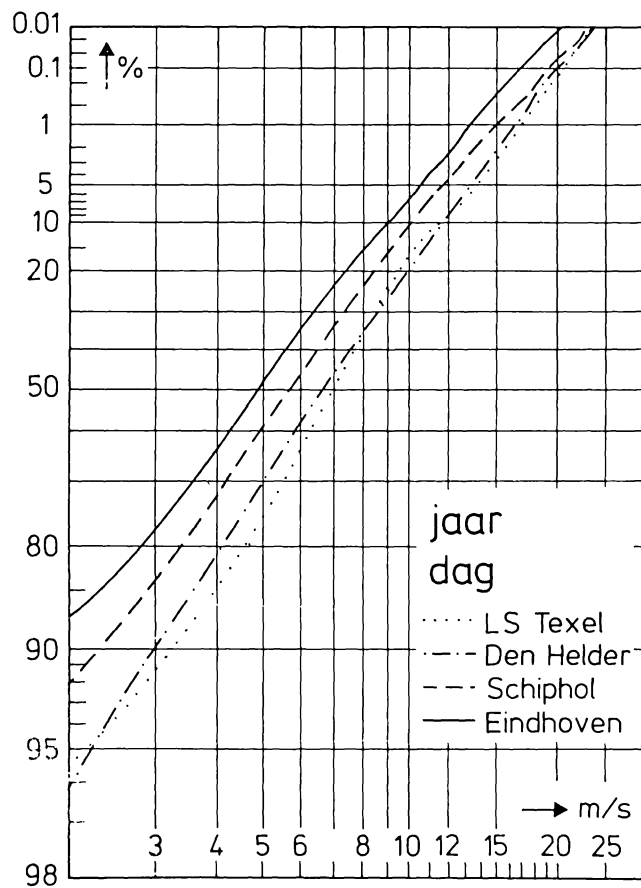
De frequentieverdelingen zijn rechtstreeks afgeleid uit de metingen, zonder model-afvlakking. Ze zijn cumulatief uitgezet op Weibull-grafiekenpapier. Per afzonderlijke maand is de volgende verdeling in dag- en nacht-uren gebruikt:

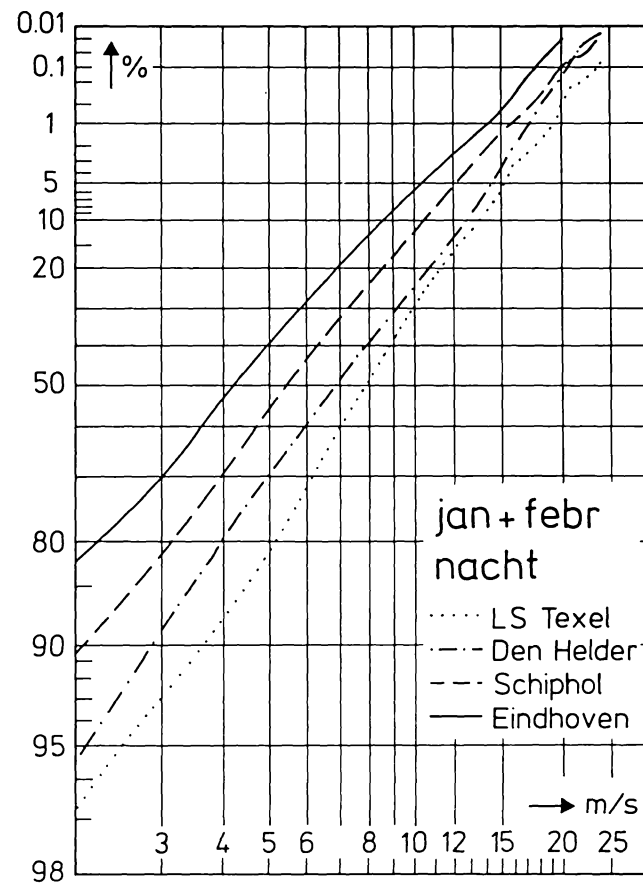
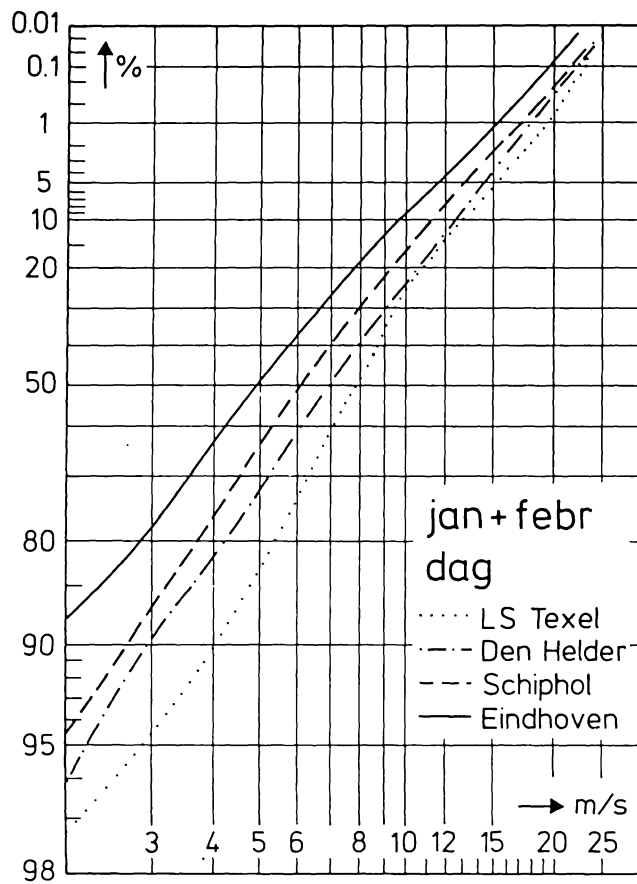
Maand	Dag-uren (MET)	Maand	Dag-uren (MET)
Januari	11/15	Juli	7/19
Februari	10/16	Augustus	7/19
Maart	9/17	September	8/18
April	8/18	Oktober	9/17
Mei	7/19	November	10/15
Juni	6/19	December	11/14

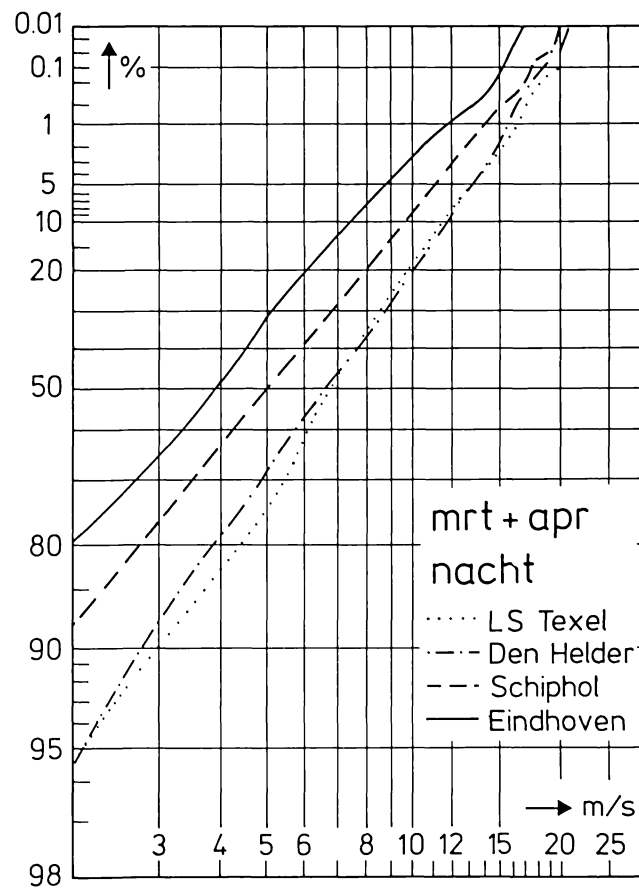
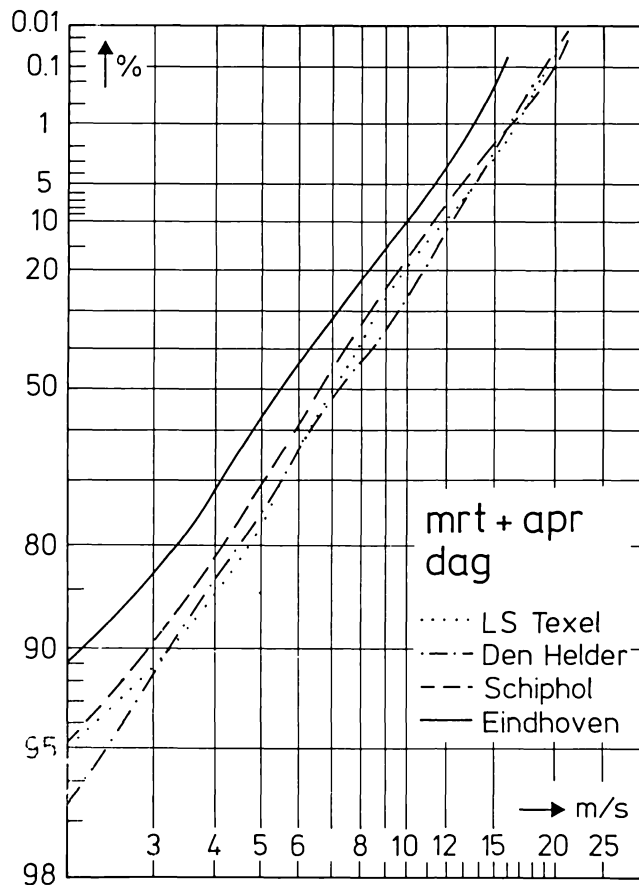
De overige uren zijn nacht-uren; in December dus bijvoorbeeld 15/10. Het overgangscriterium is het omslagtijdstip van de atmosferische stralingsbalans, en dat ligt gemiddeld een uur na zonsopkomst en een uur voor zonsondergang.

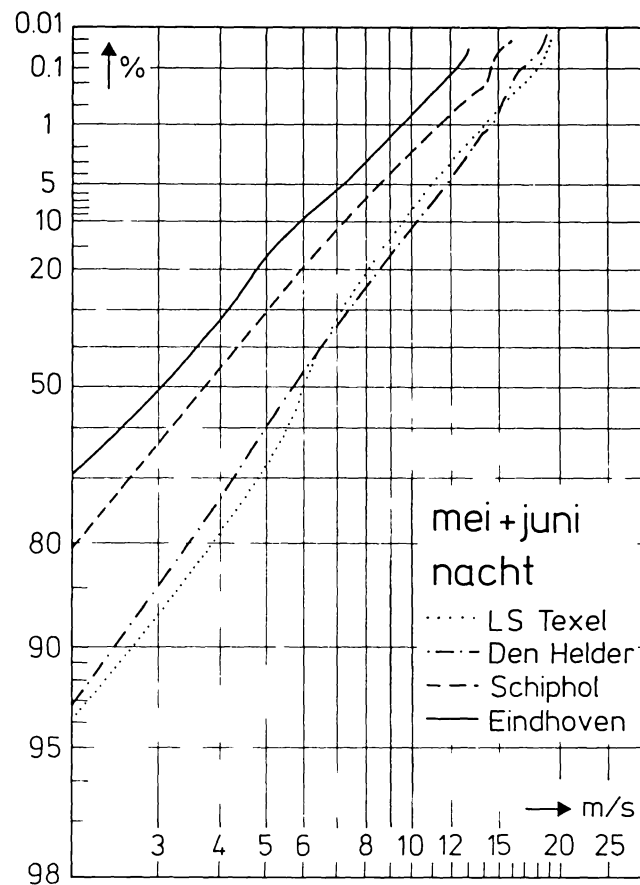
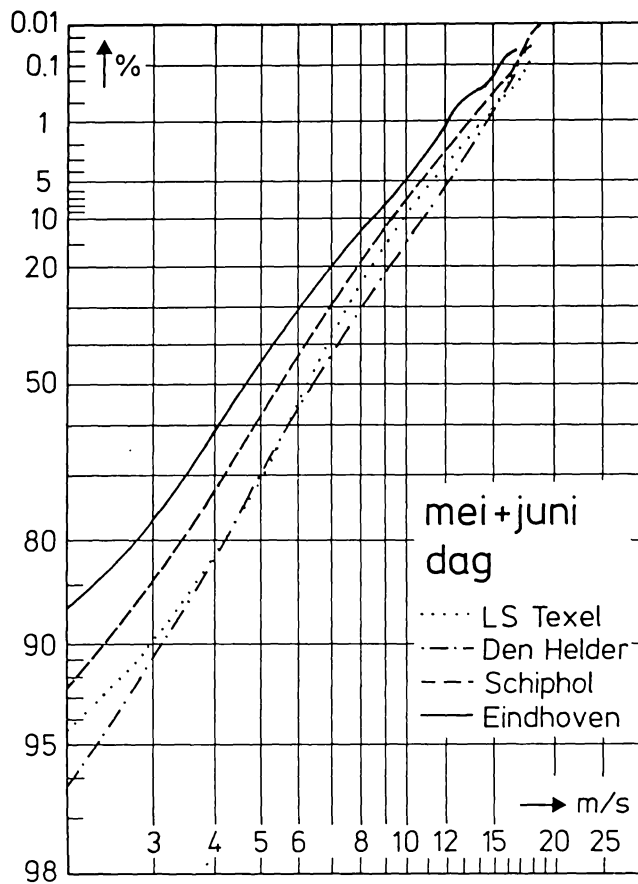
APPENDIX K: Separate frequency distributions for daytime and nighttime hourly potential wind speeds at four stations for the year and for six two-month seasons.

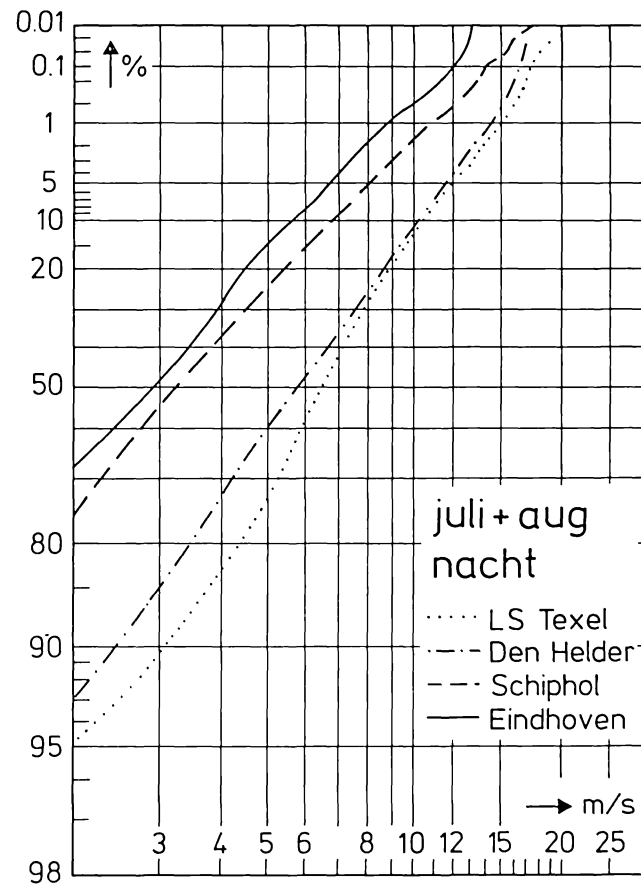
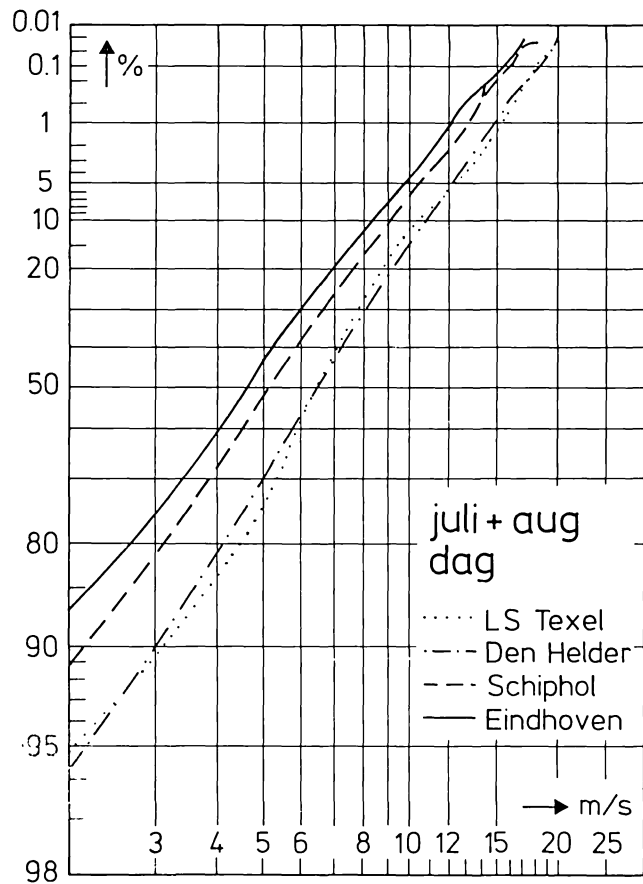
The distribution curves, given on cumulative Weibull graph paper, illustrate exactly the observed distributions without any smoothing. The daytime period is taken approximately from one hour after sunrise till one hour before sunset, since that is the time at which the radiation balance changes sign (Van Ulden and Holtslag, 1983). For each month the used daytime period is tabulated above. The remaining hours are nighttime hours, e.g. in December 15/10.

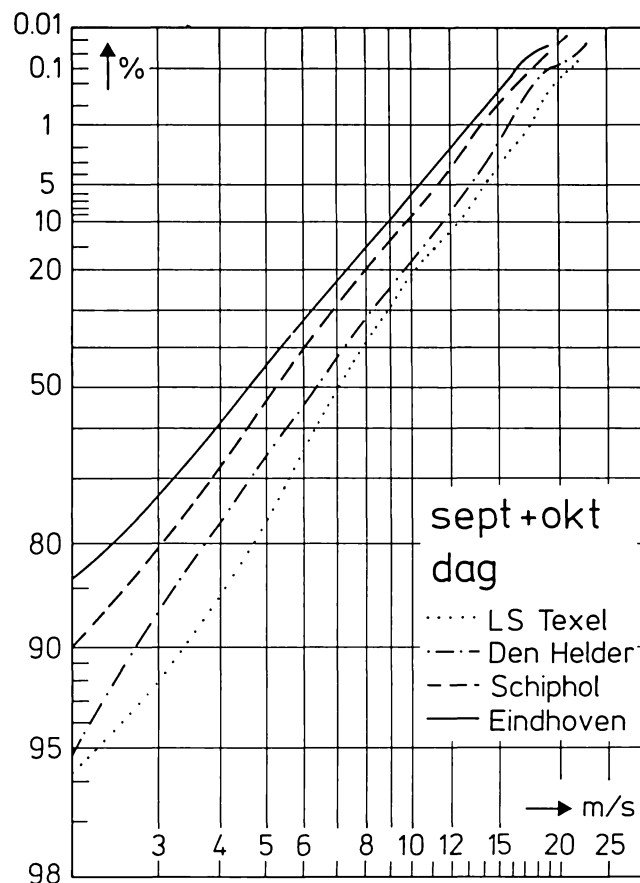
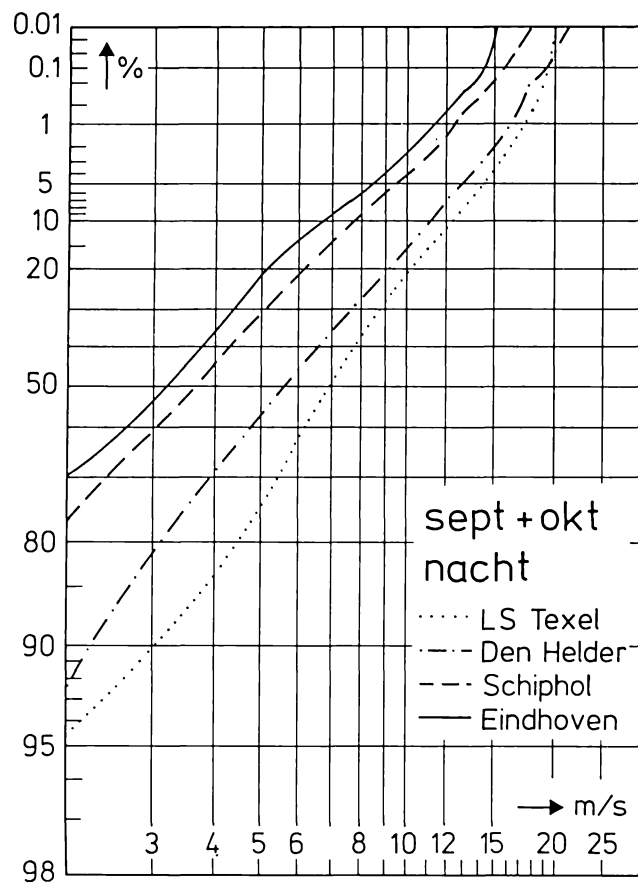


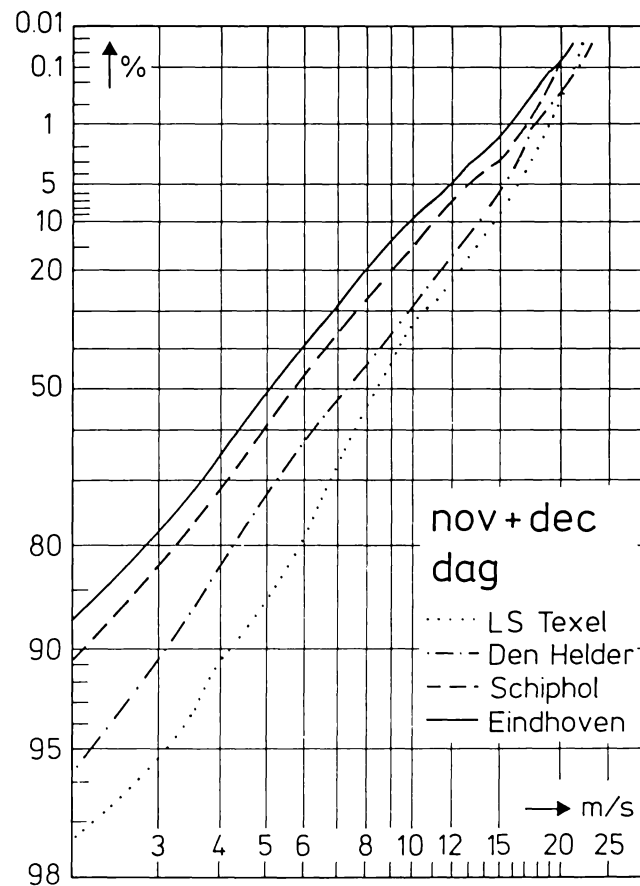
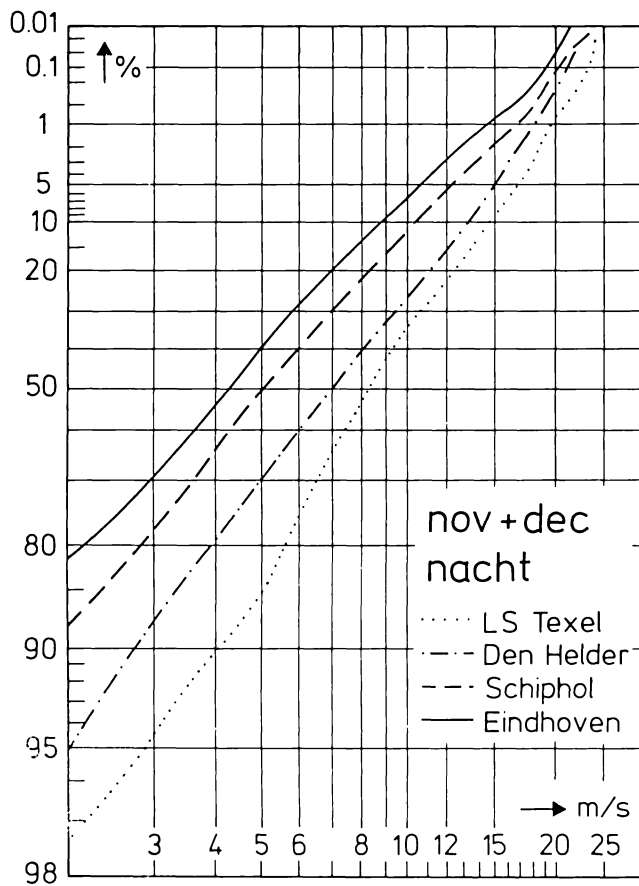












L I T E R A T U U R , R E F E R E N T I E S E N A A N V U L L I N G E N

In de tekst genoemde referenties staan alfabetisch volgens auteursnaam. Voorts wordt per hoofdstuk enige aanvullende literatuur opgegeven per onderwerp.

Afkortingen: KNMI-V- = Kon. Ned. Meteor. Inst. Verslagen

KNMI-W.R. = Kon. Ned. Meteor. Inst. Wetensch. Rapp.

KNMI-T.R. = Kon. Ned. Meteor. Inst. Technisch Rapp.

KNMI-memo = Intern memorandum Kon. Ned. Meteor. Inst.

WMO = World Meteorological Organization (Genève).

Referenties uit tekst, alfabetisch op auteursnaam.

- M. Abramowitz, I. A. Stegun (1965): Handbook of mathematical functions. Uitg. Dover, New York.
- A. C. Bakker (1964): Statistisch onderzoek naar stormen, waargenomen te Den Helder en Hoek van Holland. KNMI-V-147.
- R. G. Barry, A. H. Perry (1973): Synoptic climatology – methods and applications. Uitg. Methuen, London.
- A. C. M. Beljaars (1982): The derivation of fluxes from profiles in perturbed areas. Bound.-Layer Meteor. **24**, 35-55.
- A. Benard, E. C. Bos-Levenbach (1953): The plotting of observations on probability paper. Statistica **7**, 163-173.
- A. K. Blackadar, H. Tennekes (1968): Asymptotic similarity in neutral barotropic planetary boundary layers. J. Atmos. Sci. **25**, 1015-1020.
- E. Bouws (1978): Wind and wave climate in the Netherlands sector of the North Sea between 53° and 54° North latitude. KNMI-W.R. 78-9.
- C. Braak (1929): Het klimaat van Nederland. C. Luchtdrukking. D. Wind. KNMI-Med. Verh. 32.
- C. Braak (1942): Het klimaat van Nederland. D (vervolg). Wind. KNMI-Med. Verh. 46.
- W. Brutsaert (1975): Comments on surface roughness parameters and the height of dense vegetation. J. Meteor. Soc. Japan **53**, 96-97.
- T. A. Buishand, C. A. Velds (1980): Neerslag en verdamping. Uitg. KNMI (Staatsuitgeverij, Den Haag).
- C. H. D. Buys Ballot (1857): Note sur le rapport de l'intensité et de la direction du vent avec les écarts simultanés du baromètre. Comptes Rendus Ac. Sc. **45**, 765-768.

- J. H. Chang (1972): Atmospheric circulation systems and climates. Uitg. Oriental Publ. Comp., Hawaii.
- N. J. Cook (1982): Towards better estimation of extreme winds. *J. Wind Engin. Industr. Aerodyn.* **9**, 295-323.
- C. Cunneane (1978): Unbiased plotting positions – a review. *J. Hydrol.* **37**, 205-222.
- A. G. Davenport (1960): Rationale for determining design wind velocities. *J. Am. Soc. Civ. Engin.* **ST-86**, 39-68.
- A. G. Davenport (1961): The spectrum of horizontal gustiness near the ground in high winds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **87**, 194-211.
- A. G. Davenport (1968): The dependence of wind loads on meteorological parameters. *Proc. 2nd Symp. Wind Effects on Buildings and Structures, Ottawa 1967* (uitg. Univ. Toronto Press) Vol. 1, 19-82.
- A. J. Dawe (1982): A study of a katabatic wind at Brügglen on 27 February 1975. *Meteorol. Mag.* **111**, 1-13.
- E. L. Deacon (1973): Geostrophic drag coefficients. *Boundary-Layer Meteor.* **5**, 321-340.
- J. M. Drury (1970): The Beaufort scale of wind force. WMO-CMM-Rep. 3 on Marine Science Affairs.
- J. van Eimern (editor) (1964): Windbreaks and shelterbelts. WMO Techn. Note No. 59 (WMO-No. 147. TP.70).
- R. A. Fisher, L. H. C. Tippett (1928): Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. *Proc. Cambridge Philos. Soc.* **24**, 180-190.
- J. R. Garratt (1977): Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weath. Rev.* **105**, 915-929.
- T. F. Gaskell, M. Morris (1979): World climate – the weather, the environment and man. Uitg. Thames and Hudson, U.K., 1979.
- E. Gold (1936): Wind in Britain – the Dines anemometer and some notable records during the last 40 years. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **62**, 167-206.
- L. Gomes, B. J. Vickery (1977): On the prediction of extreme wind speeds from the parent distribution. *J. Industr. Aerodyn.* **2**, 21-36.
- L. Gomes, B. J. Vickery (1978): Extreme wind speeds in mixed wind climates. *J. Industr. Aerodyn.* **2**, 331-334.
- E. J. Gumbel (1958): Statistics of extremes. Columbia University Press.
- A. A. M. Holtslag, A. P. van Ulden (1983): A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Clim. Appl. Meteor.* **22**, 517-529.
- G. K. Holzworth (1965): A note on surface wind-speed observations. *Monthly Weather Rev.* **93**, 323-325.
- P. C. T. van der Hoeven (1975): Windmetingen in het Deltagebied. KNMI-W.R. 75-5.
- I. van der Hoven (1957): Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *J. Meteor.* **14**, 160-164.

- P. S. Jackson (1977): Aspects of surface wind behaviour. *Wind Engineering* **1**, 1-14.
- A. F. G. Jacobs (1983): Flow around a line obstacle. Proefschrift Landbouwhogeschool Wageningen.
- N. O. Jensen, N. E. Busch (1982): Atmospheric turbulence. Hoofdstuk 5 (p. 179-231) uit „Engineering meteorology” (editor E. J. Plate, uitg. Elsevier, Amsterdam).
- C. G. Justus, A. Mikhail (1976): Height variation of wind speed and wind speed distribution statistics. *Geophys. Res. Lett.* **3**, 261-264.
- B. M. Kamp (1968): Land- en zeewinden. *De Zee* **89**, 350-357.
- H. ten Kate (1948): De windhoos op Vlieland. *Hemel en Dampkr.* **46**, 216-217.
- G. R. Kendall (1959): Statistical analysis of extreme values. *Proc. Symp. Spillway Design Floods*, Ottawa (Dept. of North. Aff. & Nat. Res., Canada) 54-78.
- M. G. Kendall, A. Stuart (1961): The advanced theory of statistics, Vol. II. (uitg. Griffin, London).
- KNMI (1972): Klimaatatlas van Nederland (editor L. J. L. Deij). Staatsuitgeverij, Den Haag.
- KNMI (1974): Luchtverontreiniging en weer (editor J. A. Wisse). Staatsuitgeverij, Den Haag.
- J. Kondo, G. Naito (1972): Disturbed wind fields around the obstacle in sheared flow near the ground surface. *J. Meteor. Soc. Japan* **50**, 346-354.
- G. J. Können et al. (1983): Het weer in Nederland. Uitg. Thieme, Zutphen.
- H. van Koten (1970): De windbelasting. *De Ingenieur* **82**, B102-B106.
- H. H. Lettau (1969): Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description. *J. Appl. Meteor.* **8**, 828-832.
- J. L. Lumley, H. A. Panofsky (1964): The structure of atmospheric turbulence. Uitg. Wiley/Interscience, New York.
- J. R. Mayne (1979): The estimation of extreme winds. *J. Industr. Aerodyn.* **5**, 109-137.
- R. N. Meroney (1982): Turbulent diffusion near buildings. Hoofdstuk 11 (p. 481-525) uit „Engineering meteorology” (editor E. J. Plate, uitg. Elsevier, Amsterdam).
- M. Minnaert (1972): De natuurkunde van 't vrije veld, Deel 3: Rust en beweging (3e herziene druk). Uitg. Thieme, Zutphen.
- F. T. M. Nieuwstadt, H. van Dop (editors), 1982: Atmospheric turbulence and air pollution. Uitg. Reidel, Dordrecht.
- B. Oemraw (1982): Stationsbeschrijving windwaarneming Schiphol periode 1937-1980 (2e geheel herziene druk). KNMI-T.R. 5 a.
- B. Oemraw (1982): Stationsbeschrijving windwaarneming Leeuwarden (VB) periode 1949-1980. KNMI-T.R.-28.
- B. Oemraw (1982): Stationsbeschrijving windwaarneming Eindhoven (VB) periode 1949-1980, KNMI-T.R.-29

- B. Oemraw (1983): Stationsbeschrijving windwaarneming Den Helder, periode 1843-1972, en De Kooy, periode 1955-1980. KNMI-T.R.-42.
- H. A. Panofsky (1977): Wind structure in strong winds below 150 m. *Wind Engineering* **1**, 91-103.
- H. A. Panofsky, J. M. Vilardo, H. N. Shirer, R. C. Lipschutz, D. E. Larko (1979): Effect of complex terrain on wind fluctuations. *Proc. Am. Meteor. Soc. Conf. Wind Energy Characteristics and Wind Energy Siting*, Portland, Oregon, 91-101.
- F. Pasquill, F. B. Smith (1983): *Atmospheric diffusion* (3rd ed.). Uitg. Horwood, Chichester, U.K.
- A. C. Patist (1973): Verwerking en controle van synoptische en klimatologische weerrapporten. KNMI-V-245.
- E. L. Petersen, I. Troen, S. Frandsen, K. Hedegaard (1981): *Windatlas for Denmark*. Risø National Laboratory (Roskilde, Denemarken) Rep. 428.
- E. W. Peterson, N. O. Jensen, J. Hojstrup (1979): Observations of downwind development of wind speed and variance profiles at Bognaes compared with theory. *Quart. J. Roy. Meteor.* **105**, 521-529.
- K. R. Postma (1948): The formation and the development of occluding cyclones, a study of surface-weather maps. Proefschr. Univ. Utrecht, uitg. Staatsdrukkerij, Den Haag.
- T. B. Ridder (1972): Windrozen voor hoge snelheden. KNMI-V-242.
- P. J. Rijkoort, J. Hemelrijk (1957): The occurrence of „twin” storms from the North West on the Dutch coast. *Statistica Neerl.* **11**, 121-130.
- P. J. Rijkoort (1961): Vergelijking van anemometeropstellingen op de hoofdstations. KNMI-V-86.
- P. J. Rijkoort (1968): The increase of mean wind speed with height in the surface friction layer. KNMI-Med. Verh. 91 (tevens proefschrift Univ. Utrecht).
- P. J. Rijkoort (1970): Wind — een meteorologische grootheid. *De Ingenieur* **82**, B93-B101.
- P. J. Rijkoort (1972): Vergelijkingen van frequentieverdelingen van uurgemiddelden van de windsnelheid met de overeenkomstige verdelingen gebaseerd op 10-minutengemiddelden. KNMI-V-243.
- P. J. Rijkoort, A. Denkema, G. J. Yperlaan (1977): Bijdrage KNMI aan het verslag van de eerste fase van het Nationaal Onderzoek Programma Windenergie. KNMI-V-293.
- P. J. Rijkoort, J. Wieringa (1983): Extreme wind speeds by compound Weibull analysis of exposure-corrected data. (6th Internat. Conf. on Wind Engineering, Australia 1983) *J. Wind Engin. Industr. Aerodyn.* **13**, ter perse.
- P. J. Rijkoort (1983): A compound Weibull model for the description of surface wind velocity distributions. KNMI-W.R. 83-13
- E. Simiu, R. H. Scanlan (1978): *Wind effects on structures — an introduction to wind engineering*. Uitg. Wiley, New York.
- I. A. Singer, M. E. Smith (1953): Relation of gustiness to other meteorological parameters. *J. Meteor.* **10**, 121-126.

- F. B. Smith, D. J. Carson (1977): Some thoughts on the specification of the boundary-layer relevant to numerical modelling. *Bound.-Layer Meteorol.* **12**, 307-330.
- M. R. Spiegel (1961): Theory and problems of statistics. Schaum's Outline Series, uitg. McGraw-Hill, New York.
- M. J. M. Stevens, P. T. Smulders (1979): The estimation of the parameters of the Weibull wind speed distribution for wind energy utilization purposes. *Wind Engineering* **3**, 132-145.
- J. M. Terpstra (1981): Zeewind langs de Hollandse kust, enkele synoptische verwachtingsmethoden. KNMI-W.R. 81-3.
- H. C. S. Thom (1966): Some methods of climatological analysis. WMO Techn. Note **81** (WMO-No. 199. TP.103).
- S. E. Tuller (1980): Even wind speeds on the British Colombia coast. *Atmosphere-Ocean* **18**, 322-328.
- G. Verploegh (1959): Klimatologische gegevens van de Nederlandse lichtschepen over de periode 1910-1940, III: Temperaturen en hydrometeoren; onweer. KNMI-Med.Verh. 67-III.
- G. Verploegh (1967): Observation and analysis of the surface wind over the ocean. KNMI-Med.Verh. 89.
- J. Wieringa (1967): Evaluation and design of wind vanes. *J. Appl. Meteor.* **6**, 1114-1122.
- J. Wieringa (1973): Gust factors over open water and built-up country. *Bound.-Layer Meteor.* **3**, 424-441.
- J. Wieringa, P. J. M. van der Veer (1976): Nederlandse windstations 1971-1974. KNMI-v-278.
- J. Wieringa (1976): An objective exposure correction method for average wind speeds measured at a sheltered location. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **102**, 241-253.
- J. Wieringa (1977): Wind representativity increase due to an exposure correction, obtainable from past analog station wind records. *Proc. TECIMO Conf., WMO Publ. No. 480*, 39-44.
- J. Wieringa (1980): Representativeness of wind observations at airports. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **61**, 962-971.
- J. Wieringa (1981): Estimation of mesoscale and local-scale roughness for atmospheric transport modeling. In „Air pollution modeling and its application” (Proc. NATO/CCMS Conf., Amsterdam 1980; uitg. Plenum, New York) p. 279-296.
- J. Wieringa (1982): Review of wind climate research in the Netherlands. „Wind energy” (editors W. Palz en W. Schnell), *Solar Energy R & D in the European Community Ser. G, Vol. 1* (uitg. Reidel, Dordrecht) 123-127.
- J. Wieringa (1983): Description requirements for assessment of non-ideal windstations – for example Aachen. *J. Wind Eng. Industr. Aerod.* **11**, 121-131.
- J. Wieringa (1984): Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages. *J. Clim. Appl. Meteor.* **23**, ingediend.

- J. C. Wyngaard (1973): On surface-layer turbulence. In „Workshop on Micrometeorology” (editor D. A. Haugen, uitg. Am. Meteor. Soc., Boston) p. 101-149.

Aanvullende literatuur hoofdstuk 2

Windmeters, windstations en meetmasten:

- A. Havinga (1948): Windwaarnemingen in Holland in de 18e eeuw. Nieuwe Verh. Bataafsch Genootsch. Proefondervindelijke Wijsbegeerte, Rotterdam, IIIe reeks 1e deel, I.
- P. J. Rijkoort (1953): De waarnemingen van de windrichting te Vlissingen en de mogelijkheid van foutieve waarnemingen bij de oude opstelling voor november 1929. KNMI-memo R-III-121.
- P. J. Rijkoort, F. H. Schmidt, C. A. Velds, J. Wieringa (1970): A meteorological 80-m tower near Rotterdam. Boundary-Layer Meteorol., 1, 5-17.
- J. Wieringa (1973): Meteorological mast in the Netherlands. Bull. Am. Meteor. Soc. 54, 489-490.
- J. Wieringa (1975): De waarde van windgegevens van Den Helder en Ekofisk, gecontroleerd aan de hand van lichtschip-windwaarnemingen. KNMI-memo MO-75-647.
- J. Wieringa (1975): Inrichting van het KNMI-windmeetnet. KNMI-memo MO-75-652.
- A. Denkema (1976): De herleiding van gemeten stationswindsnelheid naar representatieve open-terrein-windsnelheid, toegepast op een aantal in hoofdzaak langs de kust gelegen stations. KNMI-V-282.
- P. C. T. van der Hoeven (1977): Een eerste verkenning ten behoeve van de samenstelling van een Noordzee-bestand. KNMI-memo MO-77-807.
- A. Bodeux (1977): De windsnelheid en windrichting in België. Kon. Meteor. Inst. Publ. Serie B no. 42.
- W. Benesch, G. Duensing, G. Jurksch, R. Zöllner (1978): Die Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland im Hinblick auf die Nutzung der Windkraft. Berichte Deutscher Wetterdienst 147.
- A. G. M. Driedonks, H. van Dop, W. H. Kohsiek (1978): Meteorological observations on the 213 m mast at Cabauw, in the Netherlands. Preprints 4th Am. Meteorol. Soc. Symp. on Meteorological Observations and Instrumentation, Denver (USA), April 1978, 41-46.
- W. A. A. Monna (1978): Comparative investigations of dynamic properties of some propeller vanes. KNMI-W.R.-78-11.
- J. Wieringa (1980): Het mysterie van de hikkende Dines-windmeter. KNMI-V-356. (Engl. transl. available from Meteor. Office, Bracknell, U.K.)
- J. G. van der Vliet (1981): De invloed van de mast en de uithouders op de windmetingen te Cabauw. KNMI-W.R.-81-4.

- D. van der Luit (1982): Eigenschappen KNMI-windmeters en -recorders omstreeks 1960. KNMI-memo FM-82-2.
- J. Wieringa (1983): Description of wind stations Schiphol, Leeuwarden and Eindhoven for the period 1970-1976. KNMI-memo FM-83-10.

Beaufort-schaalproblemen:

- G. Verploegh (1956): The equivalent velocities for the Beaufort estimates of the wind force at sea. KNMI-Med. Verh. 66.
- L. Otto (1963): Note on the influence of currents upon wind estimates. J. Appl. Meteor. 2, 186-190.
- W. D. Moens (1977): De schaal van Beaufort. Nautisch Techn. Tijdschr. De Zee 6, 259-261.

Aanvullende literatuur hoofdstuk 3

Wind en luchtdruk op grote schaal:

- H. C. Bijvoet (1958): A new overlay for the determination of the surface wind over sea from surface weather charts. KNMI-Med. Verh. 71.
- F. H. Schmidt (1963): Inleiding tot de meteorologie. Aula-Reeks 112, uitg. Spectrum, Utrecht. (meermalen herdrukt)
- G. J. Cats (1977): Berekening van de geowind. KNMI-W.R. 77-2.
- J. A. Dutton (1979): The ceaseless wind. Uitg. McGraw-Hill, New York.

Windgedrag in de oppervlaktelaag:

- R. Geiger (1965): The climate near the ground (4e druk). Uitg. Harvard Univ. Press, U.S.A.; vertaling van „Das Klima der bodennahen Luftschicht“, 4e druk, uitg. Vieweg, Braunschweig 1961.
- J. K. Marshall (1971): Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution. Agric. Meteor. 8, 269-292.
- D. A. Haugen (editor) (1973): Workshop on micrometeorology. Uitg. American Meteorological Society, Boston, USA.
- H. Tennekes (1973): The logarithmic wind profile. J. Atmos. Sci. 30, 234-238.
- F. T. M. Nieuwstadt (1975): Profielen en stabiliteitsklassen. KNMI-W.R. 75-3.
- R. S. Scorer (1978): Environmental aerodynamics. Uitg. Ellis Horwood, Chichester, U. K.
- J. Wieringa (1980): A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. Bound.-Layer Meteor. 18, 411-430. Comments by J. C. Wyngaard et al. and reply by J. Wieringa: Bound.-Layer Meteorol. 22 (1982) 245-255.

- J. Wieringa (1982): KNMI presenteert nieuwe windkaart van Nederland. Techn. Weekblad voor Ing. 17 juli 1982, p. 8.
- A. C. M. Beljaars, P. Schotanus, F. T. M. Nieuwstadt (1983): Surface layer similarity under non-uniform fetch conditions. J. Clim. Appl. Meteor. **22**, ter perse.
- H. Hoogeveen, J. P. van Soest (1983): Mogelijk een molen ? — hulp bij opbrengstberekeningen voor windturbines. Brochure Centrum voor Energiebesparing, Delft.
- P. E. J. Vermeulen, H. Hoogeveen, J. A. Leene (1983): Energieopbrengsten van windturbines — een handboek voor berekeningen. Rapp. TNO-MT, Apeldoorn, ter perse.

Windonderzoek met hoge meetmasten:

- P. J. Rijkoort (1972): De variatie van de windsnelheidsverdeling volgens waarnemingen op 10, 40 en 80 m hoogte aan de meteorologische meetmast te Vlaardingen. KNMI-W.R. 72-4.
- W. R. Raaff (1975): Windmetingen aan de 80 m mast te Vlaardingen in 1967/68. KNMI-W.R. 75-3.
- A. P. van Ulden, J. G. van der Vliet, J. Wieringa (1976): Temperature and wind observations at heights from 2 to 200 m at Cabauw in 1973. KNMI-W.R. 76-7.
- G. J. Cats (1979): Estimation of wind profiles up to a height of 200 m from synoptic observations. KNMI-V-326.
- A. G. M. Driedonks (1980): Het optreden van een nachtelijk windmaximum op lage hoogte. KNMI-V-346.
- C. J. van der Ham (1980): Windmaxima op geringe hoogte in de atmosfeer. Zenit **7**, 380-386.

Aanvullende literatuur hoofdstuk 4

Windklimaatonderzoek Nederland, onder meer van het Deltagebied:

- C. Braak (1931): Plaatselijke verschillen in het voorkomen van stormachtige winden in ons land. Hemel en Dampkr. **29**, 293-296.
- A. Labriijn (1948): Het klimaat van Nederland – temperatuur, neerslag en wind. KNMI-Med. Verh. A-53.
- C. Levert (1952): De invloed van de verdere inpoldering van het IJsselmeer op het aantal uren zonneschijn en de windsterkte. Tijdschr. Kon. Ned. Aandr. Gen. **69**, 329-335.
- G. Verploegh (1958): Klimatologische gegevens van de Nederlandse lichtschepen over de periode 1910-1940, II: Luchtdruk en wind; zeevang. KNMI-Med. Verh. 67-II.
- P. C. T. van der Hoeven (1971): Klimaatonderzoek in het Deltagebied. 6e Rapp. Werkcomm. Klim. Onderz. Deltagebied.
- P. C. T. van der Hoeven, J. P. de Jongh (1973): Interimverslag klimaatveranderingen Deltagebied, Zuidelijk Flevoland and Lauwerszee-gebied. KNMI-memo MO-73-612.

- J. Wieringa (1983): Overzicht van publikaties over het Nederlands windklimaat. KNMI-T.R.-41

Dit laatstgenoemd rapport geeft een zo volledig mogelijk overzicht van alle bekende studies, gepubliceerd en ongepubliceerd. Bij het hanteren daarvan moet men bedenken, dat tot 1980 de studies vrijwel allen gebaseerd waren op metingen zonder terreincorrecties.

Zware stormen:

- H. A. Quarles van Ufford (1953): De stormvloed van 1 februari. Hemel en Dampkr. **51**, 21-28 en 95.
- C. J. van der Ham (1955): Meteorologisch verslag betreffende de stormen van 21 t/m 24 december 1954. KNMI-W.R. 55-003.
- G. Verploegh (1956): Klimatologische gegevens van de Nederlandse lichtschepen over de periode 1910-1940, I: Stormkarakteristieken. KNMI-Med. Verh. 67-I.
- P. J. Rijkoort (1958): Eenling- en tweeling-stormen. Hemel en Dampkr. **56**, 90-97.
- KNMI (1960): Meteorologische en oceanografische aspecten van stormvloeden op de Nederlandse kust. Rapport Deltacommissie „Beschouwingen over stormvloeden en getijbeweging” Deel 2 (Staatsuitgeverij, Den Haag).
- H. C. Bijvoet (1966): Over het ontstaan van zware stormen op gematigde breedte. De Zee **87**, 161-168.
- H. ten Kate, B. Zwart (1973): De storm van 13 november 1972. KNMI-V-248.
- H. ten Kate (1973): De stormen van 13 november 1972 en 2 april 1973. Nautisch Techn. Tijdschr. De Zee **2**, 331-334.
- H. ten Kate, B. Zwart (1974): De storm van 2 april 1973. KNMI-V-256.
- M. S. Shaw, J. S. Hopkins, P. G. F. Caton (1976): The gales of 2 January 1976. Weather **31**, 172-183.
- B. Zwart (1980): De storm van 2-3 januari 1976. KNMI-V-363.
- B. Zwart (1980): De storm van 19-20 april 1980. Weerspiegel **7**, 472-473.
- B. Augustijn, H. A. Buddingh (1981): Stormen aan de Nederlandse kust. KNMI-T.R.-2.

Windhozen:

- E. van Everdingen (1925): De cycloonachtige windhozen van 10 augustus 1925. (Borculo). Hemel en Dampkr. **23**, 305-316.
- C. Schoute (1927): De stormramp van 1 juni 1927. (Neede). Hemel en Dampkr. **25**, 209-219, 241-248 en 293-294.
- H. ten Kate (1950): Windhoos op 23 augustus 1950. Hemel en Dampkr. **48**, 154.
- P. Feteris (1950): Dutch tornadoes. Weather **5**, 287-289 en 432.
- A. Delver (1951): De windhozen van 23 augustus 1950. Hemel en Dampkr. **49**, 121-129 en 148.

- A. Delver (1955): Hozen en hozentheoriën. KNMI Verspreide Opstellen **2**.
- H. R. A. Wessels (1968): De zware windhozen van 25 juni 1967. Hemel en Dampkr. **66**, 155-177.
- H. R. A. Wessels (1976): Windhozen. Zenit **3**, 186-192.
- H. R. A. Wessels (1978): Het noodweer van 3 januari 1978. KNMI-v-308.
- J. F. den Tonkelaar (1980): Het middenschip van de Dom vernietigd door een tornado ? De stormramp van 1 augustus 1674 meteorologisch verklaard. Jaarboek 1980 Oud Utrecht, 95-109.

Aanvullende literatuur hoofdstuk 5

- P. J. Rijkoort (1958): Homogeniteit, betrouwbaarheid en reductie van klimatologische reeksen. KNMI-W.R. 58-3.
- M. L. Wijvekate (1960): Verklarende statistiek. Aula-reeks **39**, uitg. Spectrum, Utrecht. (meermalen herdrukt)
- R. Dorrestein (1962): Statistiek van maximale windsnelheden (uurgemiddelde) per winter- en per zomerhalfjaar waargenomen te Den Helder. KNMI-V-120.
- P. J. Rijkoort (1964): Enkele gegevens omtrent extreme windsnelheden voor een berekening van de maximale windbelasting op gebouwen. KNMI-V-157.
- A. H. Oort, A. Taylor (1969): On the kinetic energy spectrum near the ground. Monthly Weather Rev. **97**, 623-636.
- P. J. Rijkoort (1976): Gemiddelden en standaarddeviaties van vectorgrootheden en hun onderlinge relaties. KNMI-V-281.

SYMBOLENREGISTER

Bij de genoemde symbolen staat tussen vierkante haken [...] het nummer vermeld van de paragraaf, waar het symbool en het bijbehorende begrip wordt geïntroduceerd en besproken. Symbolen die slechts eenmaal worden gebruikt zijn niet allen in onderstaande lijst vermeld. De gebruikte symbolen zijn in hoofdzaak dezelfde symbolen, die men in andere literatuur over het onderwerp gebruikt. Helaas betekent dit dat sommige symbolen (d, p, G) dubbel gebruikt worden. Dit moet dan worden beschouwd als een waarschuwing dat het literatuurgebruik hier tot een zelfde verwarring aanleiding geeft. Waar de literatuur ons de keuze liet, is het dubbelgebruik van symbolen door ons vermeden.

<i>a</i>	Weibull-schaalparameter [5.3]
<i>A</i>	constante (= 1,9) in similariteitsformules voor het windprofiel in de gehele planetaire grenslaag [4.3]
<i>b</i>	bezettingspercentage obstakels [3.5]
<i>B</i>	constante (= 4,5) in similariteitsformules voor het windprofiel in de gehele planetaire grenslaag [4.3]
<i>C</i>	Coriolis-versnelling [3.1]
<i>C_p</i>	overdrachtscoëfficiënt voor winddruk [2.2]
<i>C_w</i>	wrijvingscoëfficiënt voor grootschalige wind [3.1]
<i>d</i>	windrichting [3.3]
<i>d</i>	verplaatsingshoogte windprofiel boven gesloten ruwheid [3.5]
$\exp[y]$	$= e^y$, met $e = 2,7182...$
<i>f</i>	Coriolis-parameter [4.3]
<i>f_T</i>	omrekeningsfactor tussen vlagfactoren voor 10 minuten en andere perioden, bijvoorbeeld een uur [3.6]
<i>G</i>	luchtdrukgradiënt-versnelling [3.1]
<i>G</i>	vlaagfactor (= maximum windvlaag/gemiddelde windsnelheid) [3.6]
<i>h</i>	hoogte planetaire grenslaag [4.3]
<i>H</i>	hoogte van obstakel boven terreinoppervlak [3.4] of van terreinoppervlak boven zeeniveau [4.2]; dH = hoogteverschil
<i>k</i>	Weibull-vormparameter [5.3]
<i>k_E</i>	wind energy pattern factor, voor verbeterde schatting windenergie uit langperiodiek gemiddelde windsnelheid [5.3]
<i>n</i>	aantal
<i>N</i>	bewolkingsgraad [3.3]
<i>p</i>	luchtdruk [3.1]
<i>p</i>	exponent van „machtwet“-windprofiel [3.5]
<i>P</i>	waarschijnlijkheid [5.1]
<i>q</i>	persistentiefactor in berekening extreme windsnelheid [5.4]
<i>r</i>	onzekerheids- of risico-fractie [5.2, 5.4]

R	onzekerheidspercentage [5.2]
S_h	windsnelheid aan top van planetaire grenslaag [4.3]
t	tijdsduur; in het bijzonder: duur windvlaag [3.6]
T	lengte middelingsperiode [5.2]
u	windsnelheid, gemiddeld over een periode korter dan een uur, bijvoorbeeld 10 minuten [2.3] of enige seconden [3.6]
$u_{\max}$	maximale momentane windsnelheid welke wordt geregistreerd in een gegeven periode [3.6]
u_*	wrijvingssnelheid in grenslaag-windprofiel [3.5]
u_{*m}	wrijvingssnelheid op mesoschaal [4.3]
U	windsnelheid gemiddeld over een uur [2.3]
U_G	geostrofische windsnelheid in wrijvingsloze atmosfeer [3.1]
U_m	mesowindsnelheid op 60 m hoogte [3.8]
U_p	potentiële windsnelheid op 10 m hoogte boven (hypothetisch) open terrein [3.8]
U_r	windsnelheid op referentieplaats [3.8]
U_s	door stationsanemometer gemeten windsnelheid [3.8]
Ut	vlaaggolflengte, produkt van vlagduur t en gemiddelde windsnelheid U ter plaatse [3.6]
V	windcomponent dwars op de hoofdwindrichting aan de grond [4.3]
W	wrijvings-vertraging grootschalige wind [3.1]
x	horizontale afstand, in het bijzonder tot obstakel [3.4]
z	hoogte boven grond in m
z_o	ruwheidslengte, parameter voor ruwheidsinvloed op windprofiel [3.5]
z_{om}	ruwheid op mesoschaal [4.2]
z_{or}	bovenwindse ruwheid op referentieplaats [3.8]
z_{os}	bovenwindse ruwheid bij stationsanemometer [3.8]
β	hoek tussen windrichting en isobaren [3.1]
γ	stabiliteitsparameter in Rijkoort-Weibull-model [5.3]
Γ	gamma-functie [5.3]
κ	Kármán-constante ($= 0,4$) in windprofielformules [3.5]
μ	rekenkundig gemiddelde [5.1]
ρ	dichtheid lucht [3.1]
σ	standaarddeviatie [3.6, 5.1]
ϕ	geografische breedtegraad [3.1]
ψ	stabiliteitsfunctie in logaritmisch windprofiel [3.5]
ω	rotatiefrequentie aarde [3.1]

T R E F W O O R D E N - R E G I S T E R

-
- | | |
|------------------------------------|-------------------------------|
| aanloopsnelheid – 23 | gemiddelde – 122, 131 |
| adiabatisch – 38 | geostrofische wind – 35 |
| anemometer – 21 | gesloten ruwheid – 46 |
| arktisch front – 71 | golflengte, laag- – 55 |
| baroklien – 81 | gradiëntkracht – 34 |
| Beaufort-schaal – 17, 30 | grenslaaghoogte – 37, 80 |
| beschuttingscorrectie – 26, 64, 82 | Gumbel-verdeling – 143 |
| bewolkingsgraad – 39 | gust, zie laag |
| Buys Ballot, wet van – 35 | herhalingsstijd – 142 |
| chronograaf – 22 | heuvel-invloed – 77 |
| circulatie – 71 | histogram – 118 |
| continentaliteit – 86 | hogedrukgebied – 33, 69 |
| convectie – 37, 54 | homogeen – 27, 117, 138 |
| Coriolis-versnelling – 34 | hoofdwaarde – 121 |
| cumulatief – 101, 120 | inversie – 41 |
| cumulonimbus – 113 | isobaar – 33 |
| cupanemometer – 22 | isotach – 104 |
| dagelijkse gang – 41, 86, 139, 238 | jaarlijkse gang – 86, 126 |
| Davenport-klassen – 62, 155 | jaarmaxima – 143 |
| depressie – 33, 71 | kansdichtheid – 120 |
| Dines-anemometer – 21 | Kármán-constante – 49 |
| Distributief – 120 | knoop – 17 |
| dragcoëfficiënt – 77 | krimpen – 35 |
| drukgradiënt – 33 | lichtschip – 30 |
| effectieve ruwheid – 64 | likelijkheid, maximum – 135 |
| Ekmanlaag – 37 | loef-, lij-zijde – 45 |
| error-function – 123 | logaritmisch profiel – 49 |
| extreme waarden: | low level jet – 42 |
| – gemiddelden – 205 | luchtdrukgradiënt – 33 |
| – verdelingsfunctie – 143 | machtwet – 53 |
| – vlagen – 56, 153 | macrowind – 80 |
| Fisher-Tippett-verdeling – 143 | maximum likelijkheid – 135 |
| Fréchet-verdeling – 143 | mechanische turbulentie – 38 |
| frequentieband – 124 | mediaan – 58, 122 |
| frequentiemeter – 23 | mediane maximale laag – 56 |
| frequentieverdeling – 117 | meetmasten – 16, 60 |
| front – 69, 88 | meettrekslengte – 29, 73, 128 |
| gammafunctie – 131, 196 | mesoruwheid – 79 |
| Gauss-verdeling – 123 | mesowind – 64, 79 |

middelingsperiode – 25, 128
 middelpuntvliedende kracht – 35
 millibar – 33
 modus – 122
 momentmethode – 133
 nachtelijk windextreem – 42
 neutrale stabiliteit – 38
 normaal-verdeling – 123
 obstakeldichtheid – 50
 obstakelhoogte – 45
 obstakelstoring – 26, 66
 occlusie – 71
 omkeerniveau – 44
 onder-,
 overschrijdingskans – 121, 201
 onstabiele grenslaag – 37
 onweersvlaag – 58, 113
 onzekerheidspercentage – 128
 oppervlaktelaag – 37, 53
 overdrachtscoëfficiënt – 20
 parameter – 119
 Pascal – 33
 Pasquill-klassen – 39
 pattern factor – 132
 persistentie – 143
 planetaire grenslaag – 36
 plotplaats – 144
 polair front – 69
 porositeit – 46
 potentiële wind – 66, 79, 155
 profiel – 37, 49
 random – 118
 range – 123
 Rayleigh-verdeling – 129
 registratie – 21, 24
 rekenkundig gemiddelde – 122
 representatief – 94, 117
 risicofractie – 143
 Robinson-anemometer – 22
 ruimen – 35
 run – 101, 209
 ruwheid – 48, 59, 78
 ruwheidsklasse – 61
 ruwheidslengte – 49, 60
 schaalparameter – 129
 schatting „met de hand” – 47
 scheefheid – 124, 130
 schering – 43
 seizoen – 72
 signatuur – 92
 similariteit – 80
 spectral gap – 127
 spectrum – 124
 spreiding – 121
 stabiele grenslaag – 38
 stabiliteit – 39, 51, 86, 138
 standaarddeviatie – 59, 122
 stationair – 117
 steekproef – 117
 stochastische variabele – 120
 stormdag – 113, 227
 storm – 102, 147
 streek – 20
 synoptisch – 138
 temperatuurinversie – 43
 temperatuurprofiel – 37
 terreinklassificatie – 61
 terreinruwheid – 48, 63
 terreintransformatie – 65, 156
 terugkeertijd – 142
 thermiek – 37
 thermische turbulentie – 38
 tornado – 113
 trog – 102
 turbulentie – 38, 54, 124
 tijdreeks – 143
 tijdzone – 25, 101
 uittrekken – 21, 24
 variabiliteit – 117
 variatiecoëfficiënt – 128
 variantie – 122
 verplaatsingshoogte – 51
 vlaaganalyse – 57, 60
 laagduur – 24, 54
 laagfactor – 56
 laaggolflengte – 55
 vlaggetjescode – 104
 vormparameter – 129, 135, 196
 waterstand – 103, 143
 Weibull-papier – 132, 196
 Weibull-verdeling – 74, 129
 westcirculatie – 71
 winddruk – 20
 windenergie – 132
 winderigheidsgetal – 74
 windhoos – 113
 windklimaattypen – 92
 windkracht – 17
 windprofiel – 37, 49

windrichting	20	wrijvingscoëfficiënt	34
windroos –	21	wrijvingskracht –	34
windschering –	43	wrijvingssnelheid	49, 80
windsnelheidseenheid	17	wrijvingsvertraging	34
windstoot, zie vlaag		zee-ruwheid	67
windvaan –	21	zeewind –	88
windvlaag –	54	zeewindfront –	88
windzuil –	24	zog –	45
W.M.O. –	17, 66	zwakke-wind-periode –	42, 101