

Wind en hoge gebouwen

72.011.27:551.55

I. Wind - een meteorologische grootheid

door dr. P. J. Rijkoort, leider van de Speciale Projectgroep Grenslaagmeteorologie, KNMI, De Bilt

Summary: *Wind - a Meteorological Quantity.*

After a general introduction on the cause of wind, the dependence of the wind speed increase with height on surface roughness and atmospheric stability is discussed. For the purpose of wind load calculation on structures this speed increase is often approximated by the p th power of height, where the exponent p varies both with roughness, stability and the height of the layer in question. The last-mentioned variation implies that extrapolations of p above its determination height cannot be depended upon.

Wind gusts are turbulent phenomena of which the statistical frequency distribution can be analyzed in a power spectrum. Generally the wind turbulence decreases with increasing height and stability.

To calculate maximum wind load, extreme values of wind can be analyzed by methods due to *Tippett* and *Gumbel*. In a statistical sense, the results must be preferably given as speed values which have a specified probability to be surpassed in a period of 10 or 50 years, rather than as average return periods. Numerical values are given for various regions in the Netherlands.



Inleiding

Onder invloed van de zonnestraling worden in de atmosfeer hoge- en lage-drukgebieden gevormd; aan de aardoppervlakte stroomt de lucht in principe van hoog naar laag. Er zijn twee factoren die hierop inwerken: ten eerste de aardrotatie, die een schijnkracht loodrecht op de bewegingsrichting veroorzaakt (de zgn. *Corioliskracht*); ten tweede de wrijving aan de aardoppervlakte, die een kracht tegengesteld aan de bewegingsrichting veroorzaakt.

Het gevolg is dat de wind dichtbij het aardoppervlak onder een zekere hoek met de isobaren (lijnen van gelijke luchtdruk) waait. Het effect van de wrijving is uiteraard het grootst in de onderste luchtlaag; het neemt naar boven toe af, daardoor een draaiing van de wind veroorzakend, totdat op enige honderden m hoogte de wind evenwijdig aan de isobaren waait (*gradiënt-wind*). Daar op het noordelijk halfrond de Corioliskracht naar rechts is gericht, ontstaat daar een draaiing met

de wijzers van de klok mee, een 'ruiming' van de wind met toenemende hoogte. Doordat het effect van de wrijving met de hoogte afneemt, is er - naast een draaiing van de richting - een toeneming van de windsnelheid met de hoogte.

De meteorologische eigenschappen van de wind zullen hieronder speciaal met het oog op de windinformatie die de bouwnijverheid nodig heeft worden besproken. Er zal daarbij beperking gelden tot wat in de meteorologie de *atmosferische grenslaag* heet, d.w.z. de laag waarin de invloed van het aardoppervlak nog duidelijk merkbaar is; deze strekt zich tot enkele honderden m boven het aardoppervlak uit.

Toeneming van de windsnelheid met de hoogte in de neutrale atmosfeer

Wij gaan nu de 'grenslaag'-windstroming op kleinere schaal beschouwen. Hierbij zal dan de winddraaiing met de hoogte buiten beschouwing blijven: deze is nl. over de benedenste tientallen m in de regel zeer klein, bijv. tussen 10 en 40 m slechts enkele hoekgraden tot ca. 20° in stabiele situaties. Alleen in bijzondere omstandigheden kunnen grotere richtingsveranderingen optreden.

Er is dus sprake van stroming van de lucht langs een min of meer ruw aardoppervlak. Als grensvoorwaarde moeten wij stellen dat, direct aan dit oppervlak, de snelheid 0 is; er moet

Voordrachten, gehouden tijdens het Symposium op 20 november 1969 in het Instituutgebouw te 's-Gravenhage, georganiseerd door de Afdeling voor Bouw- en Waterbouwkunde met de Sectie voor Utiliteitsbouw, de Afdeling van Bouwkundig Ingenieurs en de Afdeling voor Technisch Wetenschappelijk Onderzoek. Voor de aankondiging zie 'De Ingenieur' 1969, nr. 45, blz. A 728. Zie ook 'De Ingenieur' 1970, nr. 28, blz. B 81.

dus toeneming van de snelheid met de hoogte zijn. De ruwheid veroorzaakt verder onregelmatige bewegingen in de luchtstroming boven het oppervlak, er ontstaan mechanisch-turbulente wervels: er is in de atmosferische grenslaag vrijwel nooit *laminaire* stroming, maar *turbulente* stroming.

Als wij over de turbulente bewegingen heen middelen met een tijdsinterval van 10 minuten of meer, kunnen wij de stroming opgebouwd denken uit over elkaar schuivende lagen. Tussen opeenvolgende lagen moet een zekere spanning aanwezig zijn: de schuifspanning τ ($m \cdot l^{-1} \cdot t^{-2}$). Rekening houdende met

de luchtdichtheid kan dan de schuifspanningsnelheid $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$

worden gedefinieerd. Onder stationaire omstandigheden zullen τ en u_* ten naaste bij onafhankelijk zijn van de hoogte; de vorm van het snelheidsprofiel is in dit geval gemakkelijk af te leiden. Als $u(z)$ de snelheid op de hoogte z voorstelt en z_1 , resp. z_2 , twee verschillende hoogten zijn, dan is $\{u(z_2) - u(z_1)\} / u_*$ een dimensieloze grootte. Deze moet van z_1 en z_2 afhangen

en derhalve - om dimensieloosheid te bereiken - van $\frac{z_1}{z_2}$ of

algemener van een functie $\psi\left(\frac{z_1}{z_2}\right)$.

Nemen wij nu drie hoogten $z_1 < z_2 < z_3$, dan geldt:

$$\psi\left(\frac{z_3}{z_1}\right) = \frac{u(z_3) - u(z_1)}{u_*} = \frac{u(z_3) - u(z_2)}{u_*} + \frac{u(z_2) - u(z_1)}{u_*} =$$

$$\psi\left(\frac{z_3}{z_2}\right) + \psi\left(\frac{z_2}{z_1}\right); \text{ anderzijds is } \psi\left(\frac{z_3}{z_1}\right) = \psi\left(\frac{z_3}{z_2} \cdot \frac{z_2}{z_1}\right).$$

$$\text{Derhalve: } \psi\left(\frac{z_3}{z_2} \cdot \frac{z_2}{z_1}\right) = \psi\left(\frac{z_3}{z_2}\right) + \psi\left(\frac{z_2}{z_1}\right).$$

Een functie met deze eigenschappen is alleen de logaritmische functie; de windsnelheid kan dus als functie van de hoogte bij constante schuifspanning worden voorgesteld door het zgn.

logaritmische windprofiel $u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}$. Hierin is κ een even-

redigheidsconstante, de zgn. constante van *Von Kármán* (numerieke waarde ca. 0,4) en z_0 de ruwheidsparameter. Deze z_0 hangt samen met de ruwheid van het oppervlak, maar is in feite de hoogte tot waarop de windsnelheid nog 0 is en vanwaar de feitelijke toeneming met de hoogte begint.

Vele numerieke waarden van z_0 vindt men in de literatuur en wel in de orde van 1 cm voor zeer vlakke terreinen als woestijnen en sneeuwvlakten, enkele cm voor grasvlakten, tot tientallen cm bij sterke begroeiing en allerlei oneffenheden. Er worden ook waarden opgegeven voor steden en andere gebieden met hoge obstakels (z_0 in de orde van 1 m); aangezien in stadsgebieden τ echter sterk met de hoogte varieert, is het te betwijfelen of het zinvol is boven een stadsgebied met een logaritmisch profiel te werken.

Voor zover de ruwheid bepalend is voor de vorm van het profiel is het wel zo dat, naarmate het oppervlak ruwer is, de uitwisseling tussen lagen op verschillende hoogten groter is en ook het niveau waarop de gradiënt-windsnelheid wordt bereikt hoger ligt; in fig. 1 is dit aangegeven. Tegen de in deze figuur aangegeven profielen zijn echter wel enkele bezwaren in te brengen, zoals bijv. het feit dat de snelheidstoename overal direct bij $z = 0$ begint. Verder is het zo, dat de snelheden beneden het geostrofisch niveau groter kunnen zijn dan de geowind, dit in verband met de draaiing van de windrichting met de hoogte.

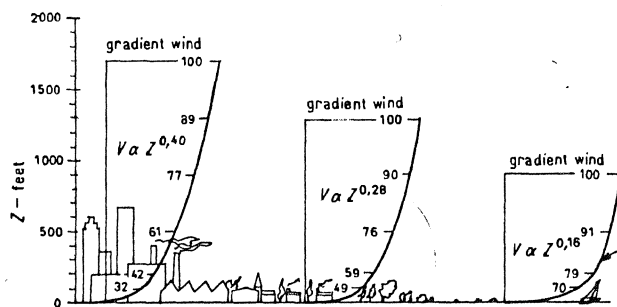


Fig. 1. Profielen van gemiddelde windsnelheid boven terreinen met verschillende ruwheid (overgenomen uit: Symposium: Wind effects on Buildings and Structures, Teddington 1963).

Het profiel in een niet-neutrale atmosfeer

Werkelijk neutrale situaties komen in de atmosfeer vrijwel alleen 's morgens en 's avonds voor. Overdag is er steeds in meerdere of mindere mate instraling van de zon, verwarming van het aardoppervlak en daardoor een omhoog gericht warmte-transport; 's nachts uitstraling en afkoeling en daardoor omhoog gericht warmte-transport. In het eerste geval wordt aan de aanwezige mechanische turbulentie zgn. convectieve turbulentie toegevoegd, in het tweede geval wordt de aanwezige mechanische turbulentie in meerdere of mindere mate onderdrukt; in het eerste geval is de atmosferische grenslaag onstabiel, in het tweede geval stabiel.

De toeneming van de windsnelheid met de hoogte blijkt groot te zijn in stabiele, doch klein in onstabiele situaties. Als windsnelheidsmeetresultaten onder verschillende meteorologische

omstandigheden uitgezet worden tegen $\ln \frac{z}{z_0}$, dan ontstaat een beeld dat er in het ideale geval uitziet als in fig. 2 is weergegeven.

Een theoretische formule, die het verloop van de niet-adiabatische profielen bevredigend weergeeft, is helaas nog niet gevonden. Dit komt vooral omdat het proces in werkelijkheid veel minder monotoon is dan in het bovenstaande werd geschetst. Daardoor is niet te verwachten dat een eventuele theoretische formule voor het algemene geval voor hoogten tot boven enige tientallen m zou kunnen gelden.

In de praktijk kan dus niet met een theoretische formule worden gewerkt; nu is het echter zo, dat reeds lang een empirische formule in gebruik is, nl. de zgn. *machtwet* $u = Az^p$. Het is duidelijk dat deze formule slechts beperkte betekenis kan hebben: als wij het verloop volgens $u = Az^p$ in fig. 2 proberen aan te geven, kan dit niet overal kloppen met de aanwezige lijnen. De formule $u = Az^p$ geeft nl. lijnen die steeds in dezelfde richting zijn gekromd en wel kwalitatief in overeen-

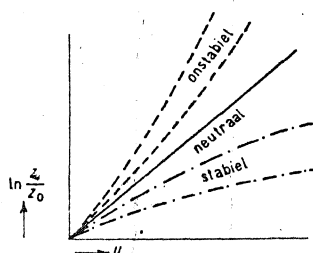


Fig. 2. Windsnelheidsprofielen in stabiele, neutrale en onstabiele situaties.

stemming met de stabiele situaties; in feite kan men dus de machtswet in het onstabiele geval helemaal niet en in het stabiele alleen bij benadering gebruiken.

In de praktijk valt het echter nog wel enigszins mee omdat men voor windbelasting vooral in grote windsnelheden is geïnteresseerd, want naarmate de windsnelheid groter is, is de afwijking van het neutrale profiel kleiner, de fout blijft dan beperkt tot de fout die in het neutrale geval wordt gemaakt. In fig. 3 is te zien hoe – naarmate de snelheid toeneemt – de p -waarden steeds meer beperkt blijven tot een kleine marge, die voor snelheden boven ca. 8 m/s dicht rond de waarde 1/7 ligt (bekend uit de stromingsleer). Het bovenstaande geldt voor de zgn. *wrijvingslaag* (tot ca. 50 m); in hoeverre hierboven de 'machtswet' nog nuttig kan worden gebruikt is in het algemeen niet te zeggen.

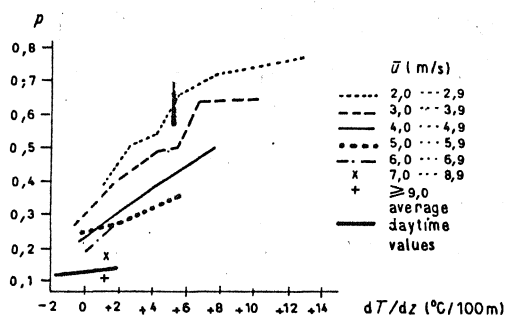


Fig. 3. Lopik 1959: Exponent van de machtswet voor windprofielen.

Het is dus eigenlijk met de machtswet zo gesteld, dat deze alleen bruikbaar is voor die plaats en hoogte waarvoor een p -waarde oorspronkelijk bepaald is; extrapolatie naar andere situaties en andere hoogten blijft altijd een hachelijke zaak. Bij gebrek aan beter is het echter toch nodig er in de praktijk mee te werken. Aangezien er in de bouwwereld toch met veiligheidsmarges wordt gezien, is geen zeer grote nauwkeurigheid vereist, maar de resultaten moeten bepaald wel redelijk zijn; derhalve moet de keuze van een p -waarde met veel zorg geschieden.

Ter toelichting van het voorgaande beschouwen wij enkele gegevens van metingen aan een KNMI-mast van 80 m, opgericht bij Vlaardingen t.b.v. het onderzoek naar de verspreiding van luchtverontreiniging.

De situatie van de maststelling blijkt uit de fig. 4 ... 7. Waarnemingen van wind en temperatuur vinden plaats op de niveaus 10, 20, 40, 60 en 80 m.

In fig. 8 is nu, uit gegevens van deze mast, de gemiddelde variatie van p met de hoogte aangegeven.

Het materiaal is gesplitst in twee richtingsgroepen: W. en N. ($260^\circ \dots 20^\circ$), open terrein, en N.O.-Z.W. ($30^\circ \dots 250^\circ$), stadsgebied; verder zijn de dag- en de nachtwarnemingen afzonderlijk gehouden.

Bij wind over open terrein en overdag is er vrij weinig verschil tussen p -waarden van diverse hoogten; 's nachts is er wel enige variatie: de p -waarde is althans tussen 60 en 80 m groter dan beneden 60 m.

Tussen de p -waarden bij wind uit de richting van de stad (afstand tot het stadsgebied ca. 50 m) en die bij wind over open terrein is een zeer duidelijk verschil. De windsnelheid wordt door het ruwe stadsoppervlak in de onderste niveaus sterk afgeremd. Er blijft achter de stad een windschaduw met betrekkelijk zwakke winden, die blijkbaar tot ca. 60 m hoogte reikt;

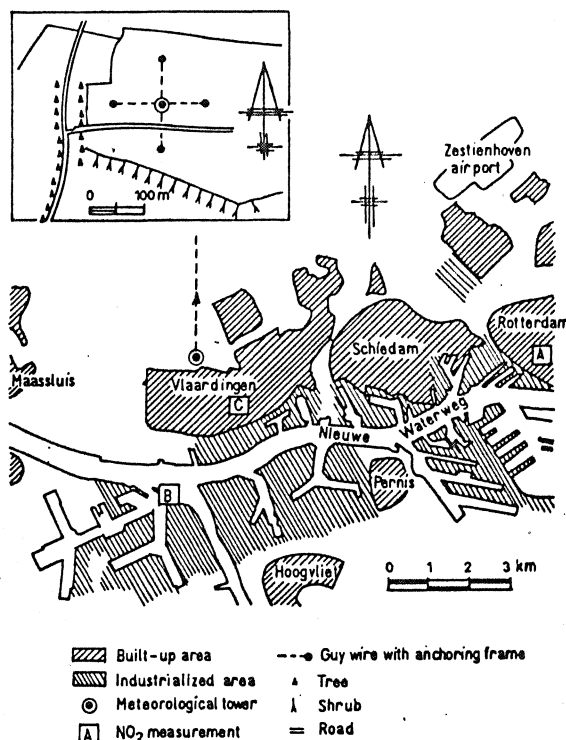


Fig. 4. Schets van het Vlaardingen-gebied en de positie van de 80-m mast.

daarboven kan de wind min of meer ongestoord met grotere snelheid waaien, waardoor over de laag 60 tot 80 m grote p -waarden ontstaan. Dit is zowel 's nachts als overdag het geval.

In het voorgaande is het verschil tussen stabiel en onstabiel (nacht en dag) met de daarbij behorende variatie in het windprofiel genoemd. De mate van stabiliteit hangt samen met de instraling van de zon overdag en de afkoeling 's nachts; groot verschil in een stabiele situatie 's nachts en een onstabiele situatie overdag zal dus grote verschillen in maximumtemperatuur overdag en minimum 's nachts betekenen. De fig. 9 en 10 illustreren dit met het dagelijkse verloop van de windsnelheid op de hoogten 5, 10, 30, 50, 100, 180 m, als waargenomen aan de oude televisiemast van Lopik en een radiomast van het zenderpark Lopik. Af te leiden valt hoe omstreeks acht uur – als het effect van de zonnestraling een rol gaat spelen – de windsnelheden, die in de nacht min of meer sterk met de hoogte toenemen, naar elkaar toekomen door de verticale uitwisseling en daarna tegen de avond weer uiteengaan. De grootte van het effect neemt duidelijk toe met de toenemende dagelijkse gang van de temperatuur; in fig. 9 is $T_{\max} - T_{\min} = 2,5^\circ\text{C}$, in fig. 10 is dit $11,8^\circ\text{C}$.

Ook de machtwetexponent hangt sterk af van de temperatuurgradiënt. Fig. 11 illustreert dit aan de hand van gegevens van de Vlaardingen-mast: een frequentieverdeling van het temperatuurverschil over de laag van 10 tot 40 m, in intervallen van $0,1^\circ\text{C}$. Bij ieder ΔT -interval is de gemiddelde waarde van de machtwetexponent p gegeven; deze waarden nemen duidelijk toe met afneming van ΔT (althans tot aan de matig stabiele situaties).

Turbulentie

In het voorgaande is de term turbulentie reeds genoemd; zowel door mechanische als door thermische effecten is de lucht-

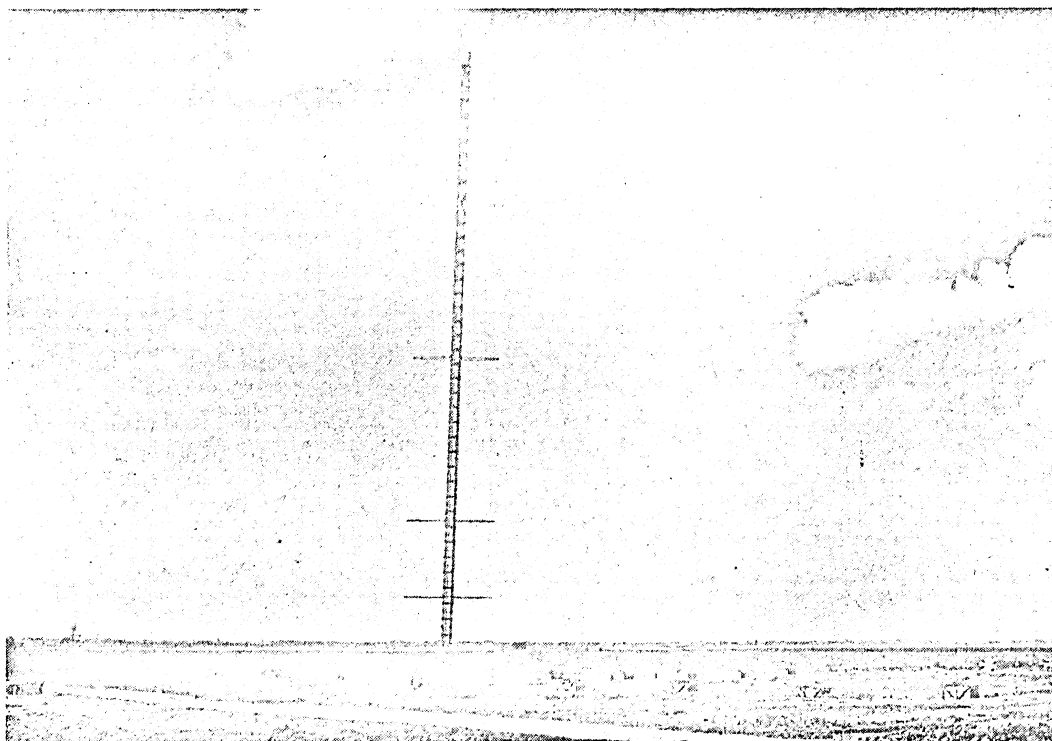


Fig. 5. De 80-m mast, gezien in noordwestelijke richting.

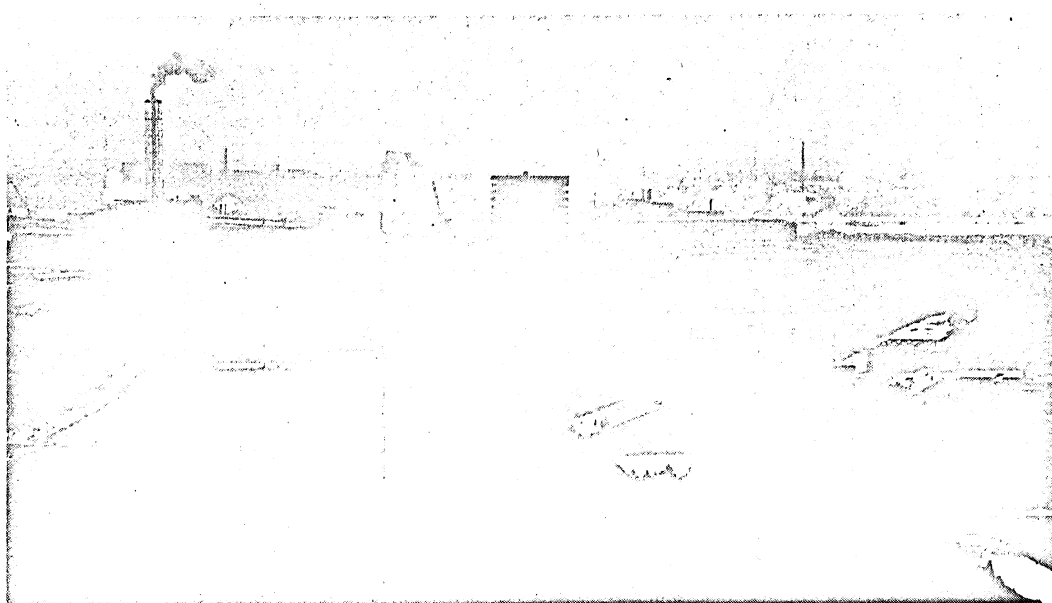


Fig. 6. Blik vanaf de 80-m mast in zuidelijke richting.

stroming niet gelijkmatig (laminair), maar ongelijkmatig (turbulent). *Lumley* en *Panofsky* (The structure of atmospheric turbulence) geven een aantal kenmerken van turbulentie, zoals:

- Turbulentie kan worden opgevat als bestaande uit grote wervels, die in kleinere uiteenvallen en daarbij mechanische energie omzetten in inwendige energie
- Turbulentie is driedimensionaal
- Turbulentie heeft een toevalskarakter
- Turbulentie veroorzaakt diffusie
- Turbulentie is een continu verschijnsel

Het karakter van de turbulentie wordt in de hiervoor genoemde kenmerken duidelijk weergegeven. Hoe ziet nu echter het beeld van turbulente windsnelheid er in een registratie uit? Hiertoe beschouwen wij de fig. 12 en 13: fig. 12 is een registratie met traditionele apparatuur; hierbij wordt alleen de horizontale component van de windsnelheid gemeten ongeacht de windrichting. Fig. 13 geeft de absolute snelheid weer, zoals die met meer geavanceerde apparatuur kan worden gemeten, nl. met de zgn. trivaan, waarmee in principe alle drie componenten van de windvector gemeten kunnen worden.

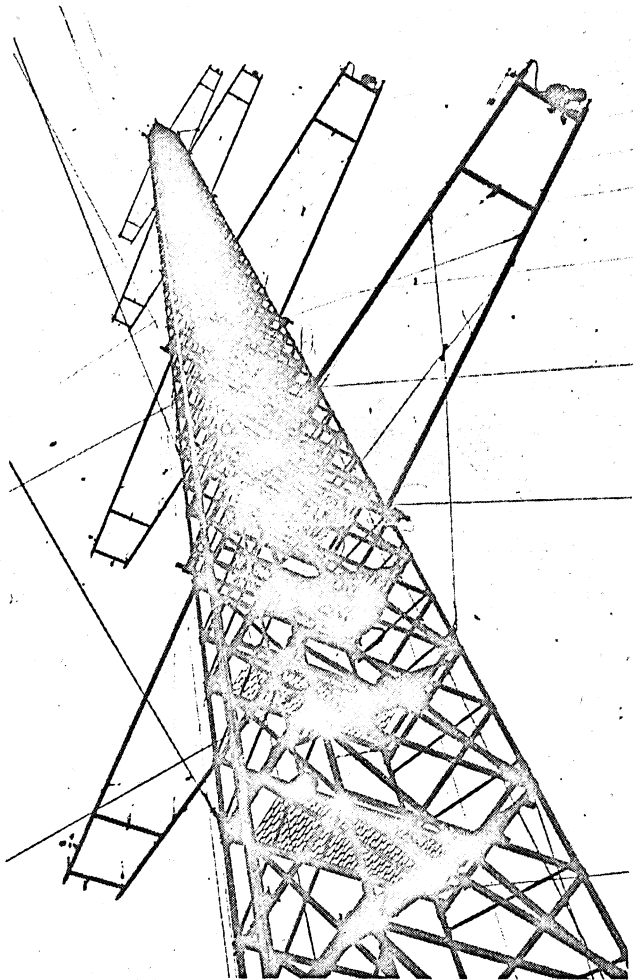


Fig. 7. De 80-m mast met de uithouders voor de instrumenten. De uithouders zijn opklapbaar t.b.v. montage en onderhoud van de instrumenten.

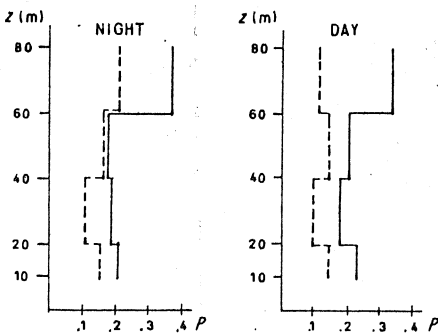


Fig. 8. Vlaardingen 1967-1968: Machtwet-exponent voor afzonderlijke lagen als $\bar{u} > 10$ m/s op 10 m hoogte.

In beide gevallen zien wij onregelmatige fluctuaties rondom een algemeen gemiddelde, waarbij zo ongeveer 5 à 10 meer of minder hoge maxima per minuut voorkomen. In fig. 13 zien wij gedurende enkele minuten een gemiddelde dat veel hoger is dan daarvoor en daarna, een typisch beeld bij een onweersbui; zowel bij het begin als bij het einde treedt hier gedurende 5 à 6 s een versnelling van ruim 2 m/s^2 op.

Hoe kan nu het waargenomen beeld van de turbulente wind worden gequantificeerd, zodat wij numerieke waarden krijgen

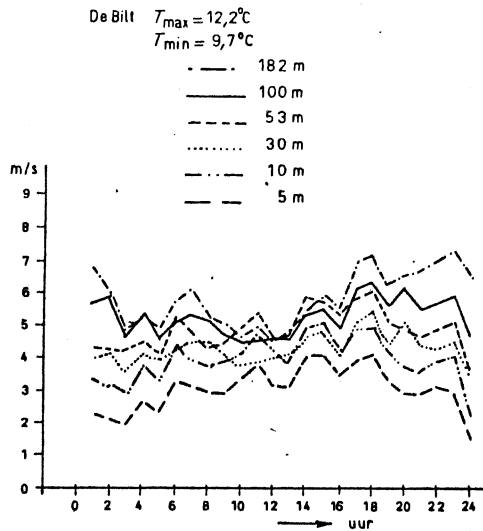


Fig. 9. Dagelijkse gang windsnelheid tussen 5 en 182 m; Lopik 26 mei 1959.

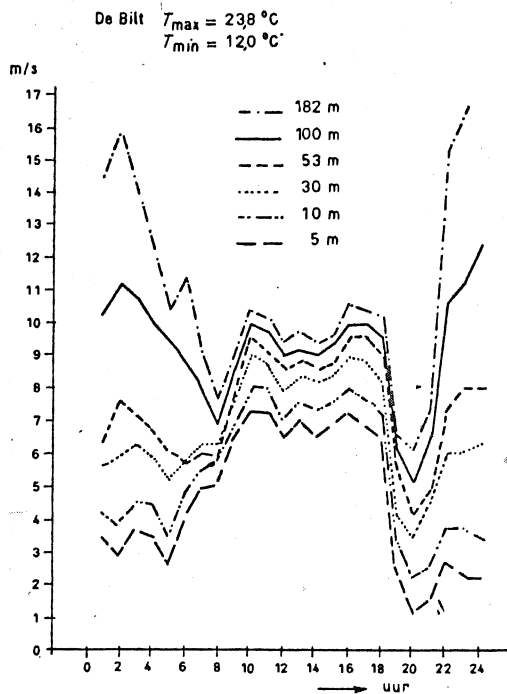


Fig. 10. Dagelijkse gang windsnelheid tussen 5 en 182 m; Lopik 17 juni 1959.

die in de praktijk gebruikt kunnen worden? De eenvoudigste grootte hiervoor is de zgn. *buiigheidsfactor*. Men kan daartoe in een zeker tijdvak (één uur, 10 min, e.d.) hetzij alleen de maximumsnelheid, hetzij het verschil tussen het maximum en het minimum delen door het gemiddelde over dit tijdvak; in het

eerste geval krijgt men de *gustfactor* $G = \frac{u_M}{\bar{u}}$, in het tweede

geval de *relatieve buiigheid* $B = \frac{u_M - u_m}{\bar{u}}$. Het tweede is iets

beter dan het eerste; men heeft dan, behoudens een constante

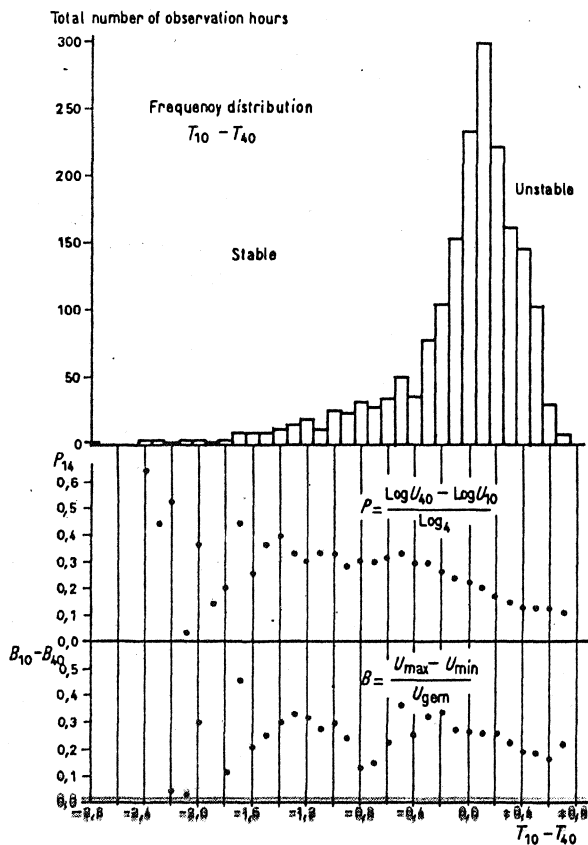


Fig. 11. Vlaardingen, 80-m mast; 1959. Frequentieverdeling van het verschil $T_{10} - T_{40}$ met gemiddelde waarden van de machtwetexponent $p_{1,4}$ en het verschil in relatieve buigtheid $B_{10} - B_{40}$.

factor, een vrij goede schatting van de 'echte' buigtheid, nl. de standaarddeviatie van de fluctuaties rond het gemiddelde. Het kwadraat van deze standaarddeviatie (de variantie) is tevens een maat voor de totale turbulente energie. Het bepalen van de standaarddeviatie kan alleen op redelijke wijze worden uitgevoerd met volledig geautomatiseerde registratieapparatuur (pons- of magneetband), maar niet met de tot nu toe gebruikte registratiestroken met inkt. Het samenstellen van een statistiek van standaarddeviatiewaarden is dus vooreerst nog niet mogelijk; men zal nog met de relatieve buigtheid B moeten werken.

Zoals te verwachten is hangt de mate van turbulentie af van de thermische toestand van de atmosfeer, d.i. van de stabiliteit. In fig. 12 is ook het verschil in relatieve buigtheid tussen de niveaus 10 en 40 m, $\Delta B = B_{10} - B_{40}$, gemiddeld voor iedere groep van $\Delta T = (T_{10} - T_{40})$ -waarden, aangegeven.

In de eerste plaats blijkt dat dit verschil steeds positief is (de buigtheid is dus beneden groter dan boven, wat ook logisch is omdat de buigtheid aan de aardoppervlakte wordt veroorzaakt). Dit is ook te zien in fig. 14 waar overigens niet de buigtheid B , maar de gustfactor G is uitgezet. In deze figuur is ook het verschil te zien tussen wind over een vlak terrein en die over een stadsgebied; de laatste is veel turbulenter door de grotere ruwheid van dat gebied. Het verschil neemt, evenals de machtwetexponent p , toe met toenemende stabiliteit, d.w.z. vanaf $\Delta T = +0,8$ tot ongeveer $\Delta T = -0,4$. Toeneming van het verschil ΔB wil zeggen: sterkere afneming van de buigtheid met de hoogte; het verband met de stabiliteit is natuurlijk evident. Grotere stabiliteit wil zeggen: minder verticale uitwisseling

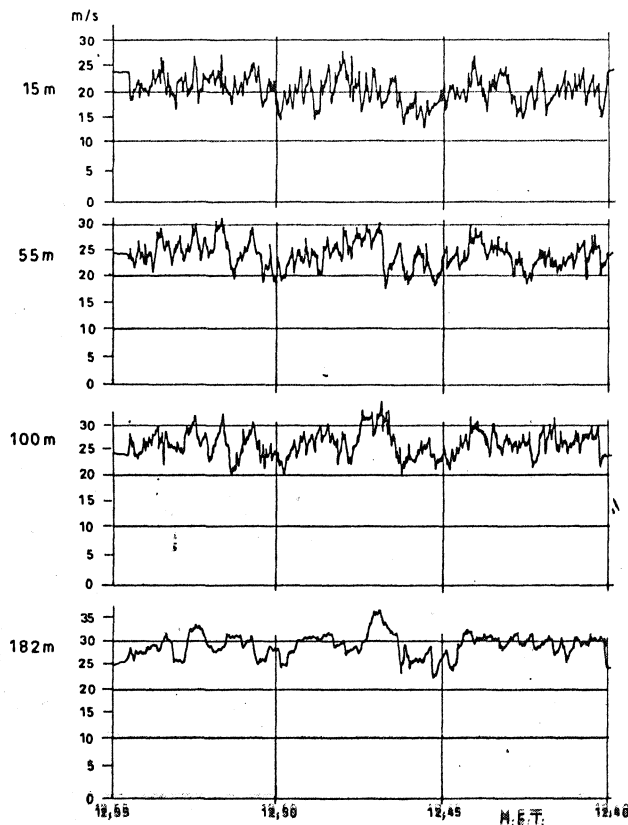


Fig. 12. Windsnelheidsregistratie, Lopik 28 dec. 1955.

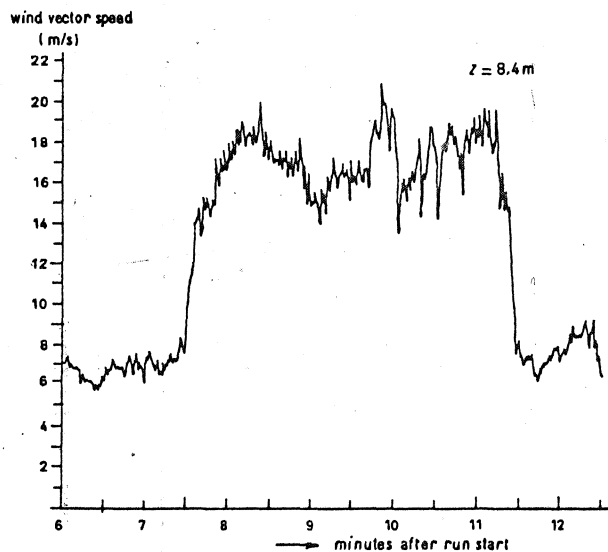


Fig. 13. Windsnelheidsregistratie, Flevomeer 1967.

en dus groter verschil in buigtheid en ook groter verschil in gemiddelde snelheid, ofwel grotere p .

Een gevolg van de buigtheid is ook, dat het verschil maakt of gemiddelden over vijf of tien min of een ander tijdsinterval worden bepaald. In fig. 15 is voor een aantal meteorologische stations in ons land aangegeven, hoe de verhouding tussen het hoogste k -min-gemiddelde in een uur en het uurgemiddelde

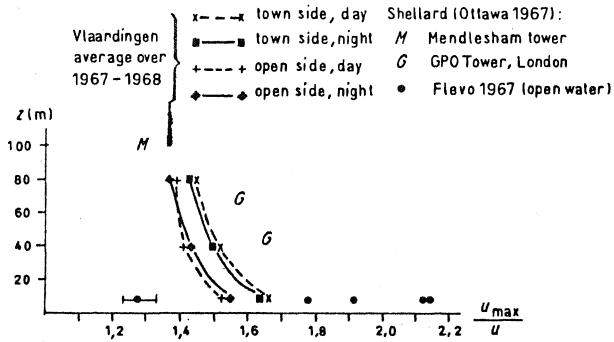


Fig. 14. Gustfactors voor windsnelheden, groter dan 10 m/s op $z = 10$ m hoogte.

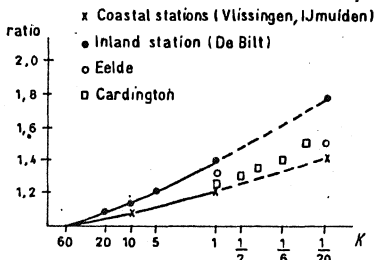


Fig. 15. Verhouding maximale k -min windsnelheid tot bijbehorend uurgemiddelde.

zelf met k varieert. Deze verhouding neemt vanaf 1 voor $k = 60$ toe met afnemende k ; de verhoudingslijn ligt het laagste voor kuststations en ligt hoger naarmate het station meer landinwaarts ligt: een gevolg van de grotere ruwheid van een landoppervlak, vergeleken bij een zeeoppervlak.

Voor de toepassing van turbulentiegegevens in de praktijk en met name voor de dynamische belasting op constructies maakt men meestal gebruik van de zgn. frequentieanalyse; een zeer eenvoudig en duidelijk beeld van wat deze methode inhoudt wordt door fig. 16 gegeven. Deze figuur geeft in de eerste plaats een tiental sinusgolven met toenemende frequenties en variërende amplitudo's te zien; de som van de 10 sinussen geeft een beeld dat vrij aardig overeenkomt met een stukje registratie van een turbulente windcomponent. In het rechtergedeelte van de figuur is aangegeven hoe de amplitudo varieert met de frequentie; dit wordt het *frequentiespectrum* genoemd. Denkt men zich dit proces nu met een continu variërend oneindig groot aantal sinusgolven en neemt men bovendien het kwadraat van de amplitudo, dan krijgt men een beeld van de spectraalanalyse van dergelijke tijdreeksen. Het verloop van het amplitudokwadraat met de frequentie wordt *energiespectrum* genoemd; hiermede wordt aangegeven hoe de totale turbulente energie over de diverse frequentiebanden is verdeeld.

Op één aspect van de frequentieanalyse moet nog gewezen worden. Als in fig. 16 de 10 sinusgolven onderling iets worden verschoven (dus de fasen willekeurig worden veranderd), ontstaat - na optelling - een ander beeld dan hetgeen men nu ziet, een andere realisatie van hetzelfde proces; het energiespectrum blijft hierbij ongewijzigd. M.a.w., het spectrum zegt alleen iets omtrent de frequenties, maar niets omtrent de fasen! Het is mogelijk dat een bepaalde faseverdeling resulteert in een geval, waarbij over een deel van de tijd een bepaalde frequentie met een zeer grote energie voorkomt, terwijl de energie in het geheel toch betrekkelijk gering is.

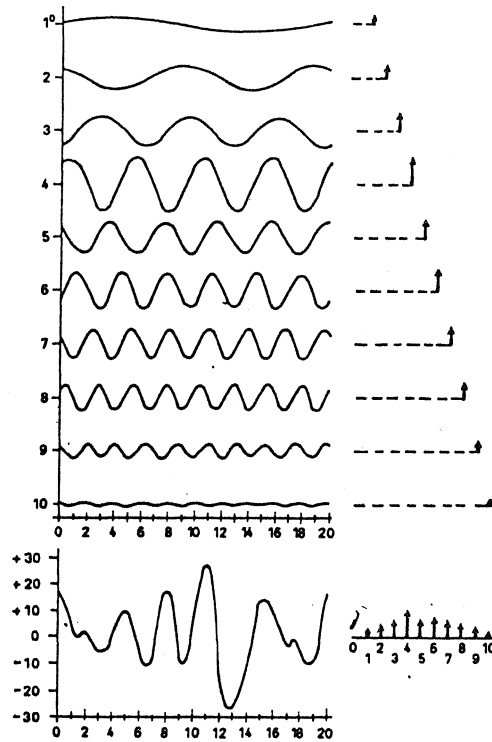


Fig. 16. Illustratie spectraalanalyse van tijdreeksen.

Al geeft het frequentiespectrum dan niet alle informatie die in de oorspronkelijke registratie ligt opgesloten, toch biedt het een zeer belangrijke informatie. In de buitenlandse literatuur zijn gemeten spectra van windcomponenten wel bekend; uit Nederland zijn dergelijke gegevens nog vrijwel niet ter beschikking. Het KNMI hoopt echter over enkele jaren de beschikking te hebben over spectra van de wind, gemeten aan de 80-m mast in Vlaardingen: het is de bedoeling, met deze metingen na te gaan hoe het spectrum aldaar varieert met de hoogte, met de windrichting en met de stabiliteit.

Tenslotte wordt er nog op gewezen, dat bepaling van een spectrum geschiedt uit een eindige registratie van een of andere groetheid (in ons geval dus een windcomponent).

Nu zijn er in de wind - naast de turbulente fluctuaties - ook variaties met langere perioden, zoals bijv. de dagelijkse gang, enz. Men kan dan ook het spectrum tot een gebied van zeer lage frequenties uitbreiden zoals *Van der Hoven* heeft gedaan (zie fig. 17). In deze figuur komen, naast een jaarlijkse gang,

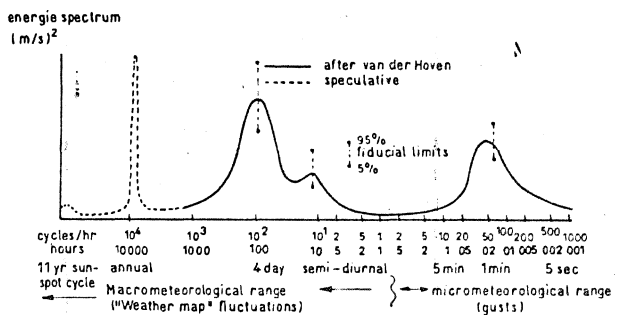


Fig. 17. Spectrum van horizontale windsnelheid nabij de grond voor een uitgebreid frequentiegebied (uit metingen op 100 m hoogte door *van der Hoven* te Brookhaven, N.Y., U.S.A.).

een 4-daagse en een 12-uur-variatie naar voren, niet zozeer een dagelijkse; dit kan echter samenhangen met het feit dat deze figuur voor 100 m hoogte geldt. Overigens berust zij op een betrekkelijk geringe hoeveelheid materiaal, zodat de betrouwbaarheid van het resultaat niet erg groot is. Opvallend zijn de kleine waarden van de energie in het gebied in de buurt van één uur. Hier is een 'gap' aanwezig: een gelukkige omstandigheid!

Eenzijds geven gemiddelden over een tijdsinterval van deze grootte een waarde die goed bruikbaar is voor klimatologisch onderzoek (de turbulente fluctuaties zijn weggemiddeld), anderzijds geeft een registratie van dergelijke lengte het complete turbulentiespectrum voor zover dit althans energetisch van belang is. Meestal neemt men voor de spectraalanalyse reeksen van ongeveer 20 min; dan is er weinig kans op een effect van een langperiodieke fluctuatie, hoewel toch altijd moet worden onderzocht of de registratiereeks inderdaad stationair is.

Klimatologische informatie

In het voorgaande is getracht het karakter van de windsnelheid te beschrijven; in het bijzonder de turbulente aspecten van de wind. In welke vorm kan nu het KNMI gegevens van de wind in Nederland ter beschikking stellen? Dit kan dus op het ogenblik nog niet de turbulentiespectra betreffen, alleen gemiddelde snelheden en de buigtheid.

Wat het gemiddelde betreft gaat het dus om middeling over een tijdvak van een uur of minder. Het kan zijn dat een gemiddelde over 5 of 10 min het meest doeltreffend is voor een bepaald windbelastingprobleem; het is echter zo, dat de klimatologische informatie die over vele jaren is verzameld, hoofdzakelijk uit uurgemiddelden bestaat. Hiervan zijn frequentieverdelingen beschikbaar over de perioden van 30 à 50 jaren, in diverse groeperingen, naar richting, seizoen, enz. Door de synoptische dienst (weersverwachtingen) worden gemiddelden over 10 min bepaald; hiervan zijn slechts betrekkelijk korte reeksen (ca. 20 jaar) beschikbaar. Om enigszins betrouwbare statistische gegevens van de wind te krijgen kan echter beter van de uurwaarden worden uitgegaan; met fig. 15 kan dan een indruk worden verkregen van wat men zou kunnen verwachten als men k -min waarden wil hebben. Dit geldt althans als het gaat om zgn. 'extreme' waarden; deze zijn voor windbelastingproblemen toch wel de belangrijkste grootheden.

De statistische theorie, die gebruikt wordt om deze zeer hoge waarden te bepalen, is de *extreme-waarden-theorie*, waaraan vooral de namen van de statistici *Tippett* en *Gumbel* verbonden zijn. Waar het in deze theorie op neer komt kan aan de hand van fig. 18 worden verduidelijkt: in deze figuur zijn de hoogste waarden uit 150 steekproeven van $N = 10$ normaal verdeelde grootheden uitgezet. Deze 150 waarden voldoen aan een frequentieverdeling die onderaan in de figuur is geschetst. Neemt men uit 15 opeenvolgende groepen van $M = 10$ hoogste waarden weer de hoogste, dan voldoen deze waarden aan een naar rechts verschoven frequentieverdeling, die eveneens onderaan de figuur is aangegeven. Nu kan men voor M ook grotere waarden nemen; alsdan ontstaan frequentieverdelingen die steeds meer naar rechts zijn verschoven. Volgens de theorie hebben deze frequentieverdelingen alle bij benadering dezelfde vorm en wel des te meer naarmate N groter is (in fig. 18 is dit overigens nog niet het geval, omdat $N = 10$).

Neemt men voor de toepassing bijv. de grootste waarde van een grootheid per jaar, dan is aan 'W is groot' wel voldaan. In de uit de verdeling van de grootste jaarwaarden afgeleide

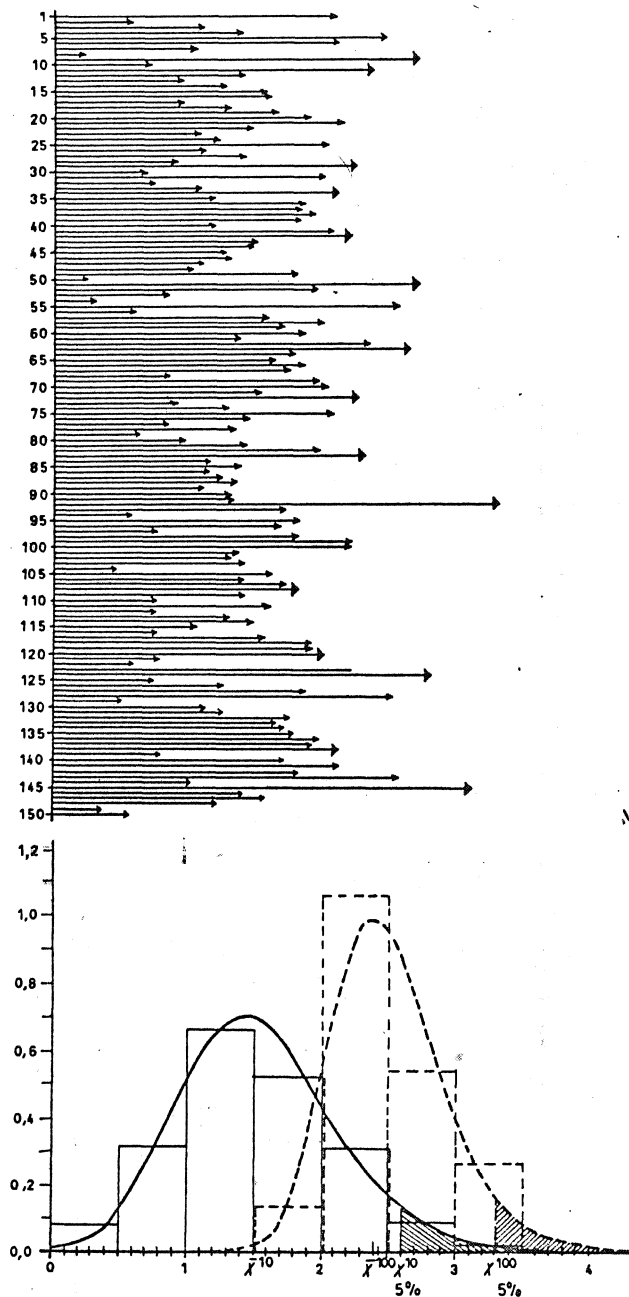


Fig. 18. Extreme waarden uit een normale verdeling.

verdeling voor een bepaalde M -waarde geeft het gemiddelde (\bar{X}^M in fig. 18) een waarde aan, die vaak in de praktijk wordt gebruikt, nl. de waarde die gemiddeld eens per M jaar wordt overschreden; men moet daarbij echter twee woorden goed in aanmerking nemen: *gemiddeld* en *overschreden*.

Gemiddeld houdt in dat, na het optreden van een 'extreme' waarde, het zowel korter als langer dan M jaar kan duren voor weer een extreme waarde optreedt (het kan zelfs het volgende jaar al gebeuren). *Overschreden* wil zeggen dat een 'extreme' waarde ook aanzienlijk hoger dan de opgegeven waarde kan zijn.

Het betekent ook, dat er iets minder dan 50% kans is dat in de komende M jaren de hoogste waarde die werkelijk optreedt

Tabel 1.

| <i>M</i> (a) | <i>De Bilt</i> | | <i>Den Helder</i> | | <i>Groningen</i> | | <i>Vlissingen</i> | | <i>Zuid-Limburg</i> | |
|-----------------|----------------|---------|-------------------|---------|------------------|---------|-------------------|---------|---------------------|---------|
| | \bar{X}^M | X_5^M | \bar{X}^M | X_5^M | \bar{X}^M | X_5^M | \bar{X}^M | X_5^M | \bar{X}^M | X_5^M |
| 10 | 23,2 | 28,6 | 26,6 | 30,7 | 24,2 | 30,0 | 29,8 | 36,3 | 17,5 | 19,3 |
| 50 | 26,8 | 32,3 | 29,3 | 33,4 | 28,1 | 33,8 | 34,1 | 40,7 | 18,7 | 20,6 |
| 100 | 28,4 | 33,9 | 30,5 | 34,6 | 29,7 | 35,5 | 35,9 | 42,5 | 19,2 | 21,1 |

groter is dan \bar{X}^M (minder dan 50% omdat de verdeling scheef is). Aangezien bovenstaande overschrijdingskans vrij onveilig is verdient het aanbeveling om, i.p.v. de gemiddelde waarde, een waarde te nemen die een kleine, bijv. 5% overschrijdingskans heeft (X_5^M in fig. 18); men heeft dan een waarde die in de komende M jaren 5% kans heeft om te worden overschreden. Natuurlijk is het zo dat deze 5%-waarde voor M jaren ook opgevat kan worden als een gemiddelde waarde voor een veel grotere periode; en wel ongeveer 12 M jaren. Hoewel beide formuleringen dus in wezen hetzelfde betekenen, geeft bijv. '5% kans dat iets mis gaat in de komende 50 jaar' duidelijker aan welke risico's men neemt dan 'gemiddeld eens per 600 jaar': het is reëler de uitspraak – met opgave van het risico – te betrekken op de periode waar men in feite voor bouwt, dan alleen een vage onoverzienbare periode te noemen.

Voor een aantal meteorologische stations in ons land zijn 'extreme' waarden volgens de bovengenoemde methode bepaald. Tabel 1 geeft een beperkt aantal van deze waarden (uitvoeriger gegevens zijn bij het KNMI verkrijgbaar).

Uitgaande van deze extreme uurwaarden kan men met behulp van fig. 15 een indruk krijgen van de extreme k -min-gemiddelden.

In het voorgaande is de extreme-waarden-theorie toegepast op de empirische verdeling van grootste jaarwaarden. Indien men de beschikking zou hebben over een theoretische formule om de frequentieverdeling van de windsnelheden te beschrijven, zou men de bepaling van extreme waarden hiermede ook theoretisch kunnen uitvoeren. In de meteorologische literatuur was tot voor kort geen goed bruikbare formule bekend; mogelijkheden blijken nu echter te worden geboden door een verdelingsfunctie die (overigens reeds in 1938) door *W. Weibull* is voorgesteld. De mogelijkheden om van deze formule gebruik te maken worden thans op het KNMI voor Nederlandse om-

standigheden onderzocht en wel in eerste instantie met gegevens van de 80-m mast in Vlaardingen, daarna ook met klimatologisch materiaal over vele jaren.

Slot

Samenvattend kan worden gezegd, dat er in principe zowel gegevens als bewerkingstechnieken beschikbaar zijn om windinformatie te geven t.b.v. de problemen van windbelasting op constructies (en ook voor andere belangrijke problemen, zoals – vooral – luchtverontreiniging), maar bepaald niet in voldoende mate. Dit geldt in het bijzonder voor turbulentiegegevens en voor wind in het algemeen op grote hoogte. Het is daarom bijzonder nuttig dat het KNMI binnenkort de beschikking krijgt over een meteorologische meetmast van 200 m hoogte nabij Lopik.

Een belangrijk punt is tenslotte nog het volgende: de beschikbare meteorologische informatie heeft vrijwel uitsluitend betrekking op min of meer open terreinen buiten steden of dorpen; voor de bouwwereld zijn echter juist metingen nodig die gelden voor stadsgebieden. Nu is dit geen eenvoudige zaak, in verband met het complexe karakter van een stadsgebied; het is niet voldoende om op een enkel punt te meten: er is een meetnet nodig en het kost veel tijd en geld om dit te realiseren. Vandaar dat de meteorologen tot nu toe stadsgebieden veelal voor het uitvoeren van hun metingen hebben gemedan, ook omdat zij in eerste instantie voor de weersverwachting metingen nodig hebben die voor veel grotere gebieden representatief zijn.

Het is thans echter zo, dat er steeds meer behoefte komt aan meteorologische gegevens van stadsgebieden en derhalve ontstaan er overal in de internationale meteorologische wereld plannen om meer aandacht te wijden aan het stadsklimaat.

aan
door

B 107