

Klimaat van Nederland I

T. A. Buishand en C. A. Velds

Neerslag en verdamping

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

© Auteursrecht voorbehouden.

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en of openbaar gemaakt door middel van druk, fotocopie, microfilm of op welke wijze dan ook, zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van het K.N.M.I.

No part of this book may be reproduced in any form, by print, photoprint, microfilm, or any other means without written permission of the Royal Netherlands Meteorological Institute.

I N H O U D

	Voorwoord	8
	Summary	9
1	Inleiding	15
2	Vorming van neerslag	18
2.1	Thermodynamica en verticale bewegingen van droge en natte lucht	18
2.1.1	Droge lucht	18
2.1.2	Natte lucht	19
2.2	Wolkenvorming en het ontstaan van neerslag	23
2.2.1	Vorming van wolkendruppels	23
2.2.2	Wolken	25
2.2.3	Vorming van neerslag –	27
2.2.4	Soorten neerslag	28
2.2.5	Druppelgrootteverdeling van de neerslag	29
2.3	Meting van neerslag met behulp van radar	31
2.4	Dynamische aspecten van het ontstaan van wolken en neerslag	33
2.4.1	Convectieve bewolking	34
2.4.2	Luchtsoorten en fronten	36
2.4.3	Orografische effecten	38
2.4.4	Invloed van de zee op de neerslagverdeling	38
2.4.5	Stadseffecten op de neerslag	39
3	Neerslaggegevens	41
3.1	Neerslagmetingen in Nederland	41
3.1.1	Het waarnemingsnet	41
3.1.2	Het gebruikte instrumentarium	42
3.2	Fouten bij neerslagmetingen	44
3.2.1	De invloed van de wind op de neerslagmeting	45
3.2.2	Overige fouten	47

3.3	De betrouwbaarheid van de gegevens	48
3.4	De beschikbaarheid van de gegevens	49
4	De bepaling van de verdamping	50
4.1	Algemene meetmethoden	50
4.1.1	De waterbalans	50
4.1.2	Fysische methoden	51
4.2	De verdamping van open water	55
4.2.1	De methode van Penman	56
4.2.2	Het model van Keijman	57
4.2.3	De formules van Priestley-Taylor	62
4.3	De verdamping van begroeide oppervlakken	62
4.3.1	De verdamping van een nat gewasoppervlak	62
4.3.2	De formules van Monteith-Rijtema	63
4.3.3	Het verschil tussen de potentiële en de werkelijke verdamping	64
4.3.4	De verdamping van bossen	66
4.4	Slotopmerkingen	68
5	Verdampingsgegevens	70
5.1	De berekening van de nettostraling	70
5.2	De windfunctie	72
5.3	Bijzonderheden over de invoergegevens	73
5.4	De betrouwbaarheid van de gegevens	75
6	Verdeling van neerslag en verdamping naar plaats en in tijd	78
6.1	Verdeling van de neerslag naar plaats en in tijd	78
6.2	Plaatselijke verschillen in de openwaterverdamping	85
6.3	Plaatselijke verschillen in het potentiële netto neerslagoverschot	86
7	Frequentieverdelingen	88
7.1	Frequentieverdelingen van neerslagsommen	88
7.1.1	Empirische frequenties	88
7.1.2	Stochastische variabelen	90
7.1.3	Scheefheid	92
7.1.4	Persistentie	94
7.1.5	Samenvatting	95

7.2	Frequentieverdelingen van sommatiecurven	95
7.2.1	Frequentieverdelingen voor De Bilt	96
7.2.2	Plaatselijke verschillen	99
7.2.3	Slotopmerkingen	103
8	Extreme neerslaghoeveelheden	104
8.1	Theoretische achtergronden	104
8.1.1	Analyse van extreme neerslaghoeveelheden	104
8.1.2	De kansverdeling van extremen	107
8.1.3	Het schatten van de parameters	110
8.1.4	De keuze van het beginpunt van het tijdsinterval	111
8.2	De extremen voor lange tijdsintervallen	111
8.2.1	De extremen voor De Bilt	112
8.2.2	Plaatselijke verschillen	114
8.3	De extremen voor korte tijdsintervallen	115
9	Gebiedsneerslag	119
9.1	Inleiding	119
9.2	De benadering van de gebiedsneerslag door een net van regenmeters	121
9.2.1	Inleiding	121
9.2.2	De correlatie tussen neerslagmetingen op verschillende stations	124
9.2.3	De nauwkeurigheid van de benadering	128
9.2.4	Slotopmerkingen	131
9.3	De gebiedsreductiefactor	131
	Bijlagen	136
A	Stationsbeschrijvingen	136
A1	Bijzonderheden over zelfregistrerende regenmeters in De Bilt	136
A2	Stations met langjarige reeksen van dagsommen van de neerslag	137
A3	Stations met langjarige reeksen van maandsommen van de Penmanverdamping	144
B	Maandsommen en jaarsommen van enkele langjarige reeksen	148
C	Zware buien	167
	Literatuur	184
	Trefwoordenregister	203

V O O R W O O R D

De neerslag en de verdamping vormen twee belangrijke schakels in de hydrologische kringloop. Sinds de vorige eeuw onderhoudt het KNMI een net van regenwaarnemingen, waardoor men thans de beschikking heeft over zeer veel neerslaggegevens. Met betrekking tot de verdamping wordt momenteel door het KNMI uitgebreid wetenschappelijk onderzoek verricht en worden ten behoeve van de praktijk zogenaamde Penmangetallen gepubliceerd. Het omvangrijke cijfermateriaal, dat in de loop der jaren bijeengebracht is, zou in principe door velen zeer nuttig gebruikt kunnen worden. Helaas blijkt maar al te vaak dat men niet goed op de hoogte is van wat er nu beschikbaar is of dat men de gegevens onjuist interpreteert. Het doel van dit boek is het verstandig gebruik van neerslaggegevens en verdampingsgetallen te bevorderen. Hiertoe wordt het neerslag- en verdampingsklimaat van Nederland uitgebreid behandeld, waarbij veel aandacht wordt geschonken aan fysische achtergronden. Daarnaast wordt vrij uitvoerig ingegaan op het meetnet en de beschikbare gegevens.

Dit boek is in de eerste plaats bedoeld voor degenen die vanwege hun beroep met neerslag- of verdampingsvraagstukken geconfronteerd worden. Daarnaast kan het van nut zijn voor een ieder die geïnteresseerd is in het neerslag- en verdampingsklimaat van Nederland. Wel is voor het lezen van deze publikatie enige kennis van de wiskunde (differentiaal- en integraalrekening) vereist.

Bij de samenstelling van dit boek werd van vele kanten medewerking verleend. Tijdens het uitvoeren van de nodige berekeningen was de steun van de heren A. Denkema en G. J. Yperlaan voor ons onmisbaar. Voor het kritisch doorlezen van een aantal hoofdstukken in conceptfase zijn wij dank verschuldigd aan de heren prof. dr. ir. W. H. van der Molen, dr. ir. M. A. J. van Montfort (beiden Landbouwhogeschool, Wageningen) en dr. ir. Ph. Th. Stol (ICW, Wageningen) en aan onze collega's drs. H. A. R. de Bruin, drs. J. Q. Keijman, drs. H. J. Krijnen, W. N. Lablans, H. J. Menick, dr. P. J. Rijkoort en ir. H. R. A. Wessels. Voorts zijn wij al degenen erkentelijk die hetzij door het vervaardigen van de figuren hetzij door het verwerken van de tekst hebben bijgedragen tot de totstandkoming van dit boek.

De Bilt, april 1980

T. A. Buishand

C. A. Velds

S U M M A R Y

In this book both physical and statistical aspects of rainfall and evapotranspiration are discussed. Because of the rather broad scope of the book the various chapters deal with quite different subjects. These subjects are summarized below. Emphasis is put here on available rainfall and evaporation data and characteristics of the climate in the Netherlands.

Physics of clouds and precipitation (Chapter 2)

The formation of clouds and precipitation is introduced on an elementary level. The condensation process is discussed rather broadly and the droplet-size distribution in clouds and in precipitation is emphasized. Special attention is paid to the measurement of rainfall by radar because of its growing practical interest. A short section is devoted to special forms of precipitation, such as snow, hail, drizzle and rain.

Some meteorological aspects of the formation of clouds and precipitation are treated. Showers due to local heating and convergence are dealt with; attention is paid to the various kinds of clouds and precipitation associated with frontal situations. Also orographic, coastal and urban effects on precipitation are discussed.

The rain gauge network and available rainfall data (Chapter 3)

Rainfall observations in the Netherlands started in the first half of the eighteenth century. In the beginning the number of rain gauges was very small, but nowadays there is a network of about 315 stations (about 1 station per 100 km²), where rain gauges are read daily. During the first decade of this century a standard gauge was introduced. This gauge had an orifice of 400 cm² and had its rim at a height of 1.50 m. About 1950 the height of the gauge was lowered to 0.40 m to reduce the wind error. Since 1962 a new type of rain gauge has been introduced with an orifice of 200 cm². The old type and the new type are shown in Figure 3.1 and Figure 3.2 respectively.

There are about 15 stations with a self-recording instrument. Only for the main station in De Bilt there is a long record of continuous rainfall. At this moment different kinds of instruments are in use. Figure 3.3 shows an instrument with mechanical registration, whereas in Figure 3.4 a newer type with remote registration is given. In the near future these instruments will be replaced by a new standard recording gauge (Figure 3.5).

Most daily and monthly rainfall data have been published in year books of the Royal Netherlands Meteorological Institute. Daily rainfall data of all stations are available on magnetic tape from 1951 onwards. For the period before 1951 only the data of 24 selected stations were put on magnetic tape. The geographical location of these stations is given in Figure A1. For self-recording gauges the amount and duration of precipitation in time

intervals of one hour have been put on magnetic tape.

With respect to the quality of the data the following remarks can be made. Before about 1905 only very little is known on both the type of the rain gauge used and the general situation of the rainfall station. For many old records the mean values are too low. Shortly after World War II the quality of the rainfall data was markedly improved due to extensive quality control of the data and regular inspection of the stations.

The estimation of evapotranspiration (Chapter 4)

Various methods to determine evaporation (water balance, evaporation pan, energy budget) are discussed and the derivation of Penman's equation for the open water evaporation E_o is given. The quantity E_o is compared with the evaporation of an isothermal lake. Subjects like potential evapotranspiration and actual evapotranspiration are dealt with.

Available evapotranspiration data (Chapter 5)

For 15 places in the Netherlands the bulletins of the Royal Netherlands Meteorological Institute give monthly values of the open water evaporation E_o . Also the values for the first ten days, the second ten days and the remainder of the month are given. It should be noted that the constants in the empirical equation for the long-wave radiation differ somewhat from those of Penman. Moreover the 8, 14 and 19 hour (local time) averages of temperature and humidity are used instead of the diurnal averages. This last fact leads to an overestimation of E_o by about 10 per cent.

Since 1978 E_o has been calculated only for stations which have measurements of sunshine, wind speed, temperature and humidity. For stations which do not have measurements of these four quantities E_o is obtained by spatial interpolation of calculated E_o -values from nearby stations. Before 1978 missing data of input variables were supplemented by spatial interpolation.

For the open water evaporation, E_o , there are 12 long-term records (starting in 1911) available in the Netherlands. The geographical location of the stations to which these records refer are given in Figure A2. No records are available for the potential evapotranspiration. The mean values of the potential rainfall surplus in this book are based on rainfall minus $0.8 E_o$. The factor 0.8 is a reasonable value for grass with a height of 10 cm during the summer season.

Regional and seasonal differences in rainfall and evaporation (Chapter 6)

In a flat country like the Netherlands local differences in precipitation amounts are relatively small. The mean annual amount ranges from about 700 to 950 mm (Figure 6.1). However, mean annual amounts over 850 mm are only found in two small areas where there are some orographic influences.

There is a rather strong seasonal variation in the mean rainfall amount, as can be seen from the monthly means in Figure 6.2. The driest months in the Netherlands are February, March and April. Stations in the east and southeast, like Winterswijk and Gemert, have large mean values in July and August due to convective rainfall caused by the high surface temperatures in these months. For coastal stations (West-Terschelling and to some less extent Hoofddorp)

the mean values in the late spring and early summer are relatively small because the formation of showers is suppressed by the relatively cold sea. However, coastal stations have large rainfall amounts in autumn. The large rainfall amounts in this season are a consequence of showers originating over a relatively warm sea surface.

The open water evaporation E_o also exhibits some regional differences. The mean annual value for E_o ranges from 650 to 767 mm (Table 6.4). The largest values are found along the west coast, which is a consequence of the higher wind speeds and the longer duration of sunshine.

Because of the large evapotranspiration in summer there usually is a rainfall deficit in this season. Coastal stations have the largest mean potential rainfall deficits because of their relatively low summer rainfall and high potential evapotranspiration. This potential rainfall deficit refers only to meteorological factors. When dealing with actual rainfall deficits, factors like soil and hydrological properties (the amount of available soil moisture and the groundwater table) are more relevant than small regional differences in mean potential rainfall deficits.

Frequency distributions (Chapter 7)

An elementary introduction to the theory of frequency distributions is given with applications to histograms of annual, monthly and daily amounts. The effect of skewness and persistence is briefly discussed.

A rather detailed discussion is given of the frequency distribution of

- the cumulative rainfall amount after 1 October (this quantity gives an indication of the rainfall surplus during the winter season),
- the cumulative rainfall amount after 1 April (gives the distribution during the summer season),
- the cumulative rainfall surplus (rainfall minus potential evapotranspiration) after 1 April (this quantity gives an indication of the rainfall deficit during the summer season).

For De Bilt (1911-1975) these frequency distributions are given in Fig. 7.6, 7.7 and 7.8, respectively. The curves were obtained by fitting a normal distribution to either the original data (Fig. 7.8) or the square roots of the data (Fig. 7.6 and 7.7).

A rough method to obtain the frequency distribution of the cumulative rainfall amount for an arbitrary place X in the Netherlands is to multiply the rainfall amounts at the various frequencies of De Bilt by the ratio of the mean seasonal rainfall amounts at place X and De Bilt. Therefore figures of the mean rainfall amount in the winter season (October-March) and in the summer season (April-September) are given (Fig. 7.11 and 7.12, respectively). For the potential rainfall surplus this method can not be followed. To derive the potential rainfall surplus at a certain frequency for an arbitrary place X a representative value of the potential evapotranspiration should be subtracted from the corresponding frequency of the cumulative rainfall amount at that place. Values of the potential evapotranspiration to be used at the various frequencies are given in Figure 7.13.

Example. Consider the period 1 April-15 September. Let for some station the 10%_o-point of the rainfall amount in that period be 235 mm (this is a somewhat drier station as De Bilt). From Figure 7.13 it follows that at the 10%_o-point the potential evapotranspiration is about 465 mm. Then for the 10%_o-point of the potential rainfall surplus one obtains
 $235 - 465 = -230$ mm.

The values in Figure 7.13 are not valid for coastal stations. For these stations the values in Figure 7.13 should be augmented by about 5 to 10%_o (for instance, proportional to the mean open water evaporation, given in Table 6.4).

Extreme rainfall amounts (Chapter 8)

Special attention is given to the discrimination between the return period in the partial duration series (T_p) and the return period in the extreme value series (T_e). The Gumbel (Type I) distribution is introduced as a model for annual and seasonal maxima. Also a short discussion is given on the use of Type II and Type III distributions.

For the rainfall series of De Bilt (1906-1977) extreme values for durations of 5 minutes up to 10 days are given. Continuous registrations of the self-recording rain gauge were used to determine the extreme values up to durations of 120 minutes; the extreme values for durations of 4 hours and longer were based on overlapping hourly amounts.

For the longer durations a discrimination was made between the annual maxima (Fig. 8.4), the maxima in the winter season (Fig. 8.5) and the maxima in the summer season (Fig. 8.6). At a certain return period there is a linear relationship between the logarithm of the rainfall amount and the logarithm of the duration.

For the shorter durations only the annual maxima are given (Fig. 8.8). For these durations the following relation holds between the intensity I at a certain return period and the duration D

$$I = \frac{a}{(D + b)^n},$$

where a , b and n are constants.

For the extreme values in De Bilt the constant b can be taken equal to 4 minutes; the other constants vary with return period. The straight lines in Figure 8.8 are based on this relation. In the Netherlands local differences in the magnitude of extreme values are relatively small. For the longer durations the rainfall amounts at a certain frequency vary roughly with the mean (seasonal) rainfall amount. The figures for the mean annual amount (Figure 6.1), the mean winter amount (Figure 7.11) and the mean summer amount (Figure 7.12) can be used to derive the extreme values for other places from those of De Bilt. For the shorter durations it is very difficult to say something about regional differences in the Netherlands because of the sparse amount of data. There is a nice correspondence between the rainfall intensities at De Bilt, Ukkel (Belgium) and British rainfall stations (with an average annual amount between 600 and 800 mm) occurring once in 5 years (Figure 8.10).

Areal rainfall (Chapter 9)

The cross correlation function is introduced as a measure for the interrelationship between records of neighbouring rainfall stations. In summer the correlation coefficient decays much faster with distance than in winter (Figure 9.7). Further the correlation function is somewhat anisotropic (the slowest decays are found in the direction SW-NE). The use of correlation coefficients for the evaluation of the density of rain gauge networks is extensively discussed. Some attention is paid to the areal reduction of point rainfall extremes. In practice areal extremes are derived from point rainfall extremes through multiplication by an areal reduction factor (ARF). The influence of the size of the area, the duration and the return period on the ARF are dealt with. Further possible differences between the ARF's for annual and seasonal maxima are briefly discussed.

Long-term records of rainfall and evaporation (Appendices A and B)

In Appendix A a short description is given of the station history of the 24 selected records for which daily data are available on magnetic tape. Also some comments are given on the homogeneity of the records. The same is done for the 12 long-term records of Penman's open water evaporation.

In Appendix B monthly and annual data of rainfall (Tables B3-B7) and the open water evaporation (Tables B8-B12) are given for the stations

- Leeuwarden (53°13'N, 5°45'E),
- Hoofddorp (52°19'N, 4°42'E),
- De Bilt (52°06'N, 5°11'E),
- Winterswijk (51°58'N, 6°43'E),
- Gemert (51°33'N, 5°41'E).

The original rainfall series of Leeuwarden is not homogeneous due to the poor position of the gauge during the period 1 September 1920-14 September 1935 and to the fact that since June 1974 the official data are obtained from a self-recording gauge with the height of the rim at 0.90 m. The data for the first period were multiplied by a factor 1.05; for the data from the self-recording gauge the correction factor was: 1.06 (June-August), 1.10 (September-November, March-May) or 1.14 (December-February). The evaporation series of Hoofddorp was obtained by interpolation of records from nearby stations.

Heavy showers (Appendix C)

For 10 showers in De Bilt the rainfall amounts are given in time intervals of 5 minutes. The selected showers are those with the highest 15-minute maxima in the 1906-1977 record.

Details are given on the synoptic situation and the rainfall distribution over the Netherlands on the days that these showers occurred.

1 INLEIDING

Kennis van neerslag en verdamping is in Nederland van oudsher van belang geweest in verband met de waterhuishouding. Reeds in de vorige eeuw werden op grote schaal metingen van neerslag en verdamping verricht met het oog op het waterbeheer. Daarnaast bestond er een zuiver wetenschappelijke belangstelling van klimatologen en geografen. Deze groep hield zich bezig met het beschrijven van verschillen naar plaats en in de tijd en zo mogelijk werd getracht deze verschillen op grond van natuurkundige kennis te verklaren. De belangstelling voor de neerslag heeft niet alleen geleid tot een groot aantal waarnemingsreeksen, maar ook tot een aantal publikaties over het neerslagklimaat in Nederland.

De oudste neerslagbeschrijving van Nederland is die van Engelenburg (1891). Deze auteur gaf een vrij uitvoerige beschrijving van plaatselijke verschillen op grond van gemiddelde maandelijkse hoeveelheden, maar ging niet in op de natuurkundige oorzaken ervan. Daarnaast werd enige aandacht geschonken aan de variabiliteit van de maandsommen. Een meer uitgebreide publikatie over het neerslagklimaat in Nederland verscheen een twintigtal jaren later van de hand van Hartman (1913). De grotere omvang van deze publikatie werd enerzijds veroorzaakt door een uitbreiding van het aantal waarnemingsstations, anderzijds door het opnemen van enige nieuwe kenmerken (gemiddeld aantal neerslagdagen, aantal dagsommen ≥ 20 mm). Bovendien ging Hartman in op de invloed van de zee en de orografie als oorzaak van plaatselijke verschillen.

Een grote populariteit heeft een tweedelige publikatie van Braak (1933, 1934) genoten. Het werk van Braak bevat in de eerste plaats de neerslagkarakteristieken, die ook in het boek van Hartman waren opgenomen. Daarnaast beschikte Braak over enige reeksen van zelfregistrerende regenmeters waardoor hij in kon gaan op onderwerpen als neerslagduur en de dagelijkse gang van de neerslag. Bovendien werd enige aandacht geschonken aan de neerslaghoeveelheid in afhankelijkheid van de windrichting. Het werk van Braak vormt eigenlijk de meest recente algemene beschrijving van het neerslagklimaat in Nederland. In 1954 verscheen weliswaar een boek van Levert met betrekking tot regens, maar dit boek is eigenlijk niets meer dan een nadere uitwerking en statistische analyse van enkele gegevens van zelfregistrerende regenmeters. Daarnaast publiceerde Timmerman in 1963 een boek waarin plaatselijke verschillen in de neerslag bij verschillende windrichtingen worden beschreven en verklaard.

Met betrekking tot de verdamping in Nederland verscheen in 1936 een uitgebreide publikatie van Braak. Deze publikatie was gebaseerd op gegevens van een twintigtal verdampingsbakken. Sinds het begin van de vijftiger jaren is bij verdampingsberekeningen de methode van Penman in gebruik gekomen. Bij deze methode worden gegevens van de zonneschijn, de windsnelheid, de temperatuur en de relatieve vochtigheid van de lucht gecombineerd tot een verdampingsgetal, de zogenaamde Penmanverdamping of openwaterverdamping. Een

uitgebreide studie over de grootte van de openwaterverdamping in verschillende delen van Nederland werd in 1957 gepubliceerd door Kramer. Een voortzetting van het werk van Kramer is een publikatie van De Bruin (1979).

In dit boek wordt zowel het neerslagklimaat als het verdampingsklimaat van Nederland behandeld. De reden dat deze twee onderwerpen in één deel zijn verenigd is dat voor vele toepassingen zowel gegevens van de neerslag als de verdamping benodigd zijn. Met betrekking tot het onderwerp neerslag is sterk afgeweken van voorgaande publikaties. In tegenstelling tot de publikaties van Braak en Hartman is een inleidend hoofdstuk over de neerslagvorming opgenomen en wordt veel aandacht geschonken aan de waarde die men aan de gegevens kan hechten. Tevens wordt de theorie van de extreme waarden behandeld en wordt vrij uitvoerig ingegaan op de vraag in hoeverre neerslagmetingen op een bepaald punt representatief zijn voor de neerslag op een bepaald gebied.

In hoofdstuk 2 komen de fysisch-meteorologische aspecten van het verschijnsel neerslag aan de orde. Behandeld worden processen als wolkenvorming en het ontstaan van neerslag. Tevens wordt ingegaan op de invloed van de orografie, de zee en de verstedelijking op de neerslagverdeling in Nederland. Dit hoofdstuk is in de eerste plaats opgenomen om plaatselijke verschillen, verschillen tussen de seizoenen en gebiedseffecten beter te kunnen begrijpen. Daarnaast kan de inhoud nuttig zijn om de discussie tussen gebruikers van neerslagcijfers en meteorologen te vergemakkelijken. Met het oog op dit laatste wordt uitvoerig stilgestaan bij het principe van de buienradar, daar de belangstelling voor het meten van de neerslag met radar groeiende is.

Hoofdstuk 3 geeft een beschrijving van het meetnet. Aangegeven wordt hoe dit meetnet zich in de loop der jaren heeft ontwikkeld. Daarna wordt ingegaan op fouten bij de neerslagmeting en de betrouwbaarheid van de gegevens. Tevens wordt aangegeven hoe de verschillende neerslagdata beschikbaar zijn (jaar- en regenboeken, magneetbanden).

In de hoofdstukken 4 en 5 wordt de verdamping behandeld op vrijwel analoge wijze als de neerslag in de hoofdstukken 2 en 3. In hoofdstuk 4 worden enige algemene meetmethoden ter bepaling van de verdamping besproken en wordt ingegaan op de theoretische achtergronden zoals de afleiding van de Penmanformule en modificaties ervan. In hoofdstuk 5 wordt aangegeven hoe de door het KNMI gepubliceerde cijfers van de Penmanverdamping verkregen zijn. De behandeling van de Penmanverdamping vertoont veel overeenkomst met hetgeen De Bruin (1979) hierover gepubliceerd heeft.

De verschillen van de neerslag naar plaats en in de tijd komen in hoofdstuk 6 aan de orde. Dit onderwerp vormde eigenlijk het hoofdthema in de publikaties van Hartman en Braak. Door weglating van onder andere zeer uitvoerige tabellen is het mogelijk gebleken de neerslagverdeling in Nederland op veel beknoptere wijze te beschrijven. Bij de verklaring van de neerslagverdeling in Nederland wordt zoveel mogelijk teruggegrepen naar de theorie in hoofdstuk 2. In het tweede gedeelte van hoofdstuk 6 komen plaatselijke verschillen en het seizoenverloop van de Penmanverdamping en van het potentiële neerslagoverschot aan de orde.

In de hoofdstukken 7, 8 en 9 komen meer specialistische onderwerpen ter sprake. In tegenstelling tot voorgaande hoofdstukken wordt bij deze hoofdstukken uitvoerig gebruik gemaakt van de wiskundige statistiek. Hoofdstuk 7 geeft een inleiding tot de theorie van de frequentieverdelingen met toepassingen op de kansverdeling van neerslagsommen voor verschillende duren. Tevens wordt aandacht besteed aan de frequentieverdeling van het potentiële neerslagoverschot gedurende het zomerhalfjaar. In hoofdstuk 8 wordt ingegaan op de kansverdeling van extremen voor duren van 5 minuten tot 10 dagen. Bij de behandeling van de theorie van de extremen zijn statistische details zoveel mogelijk vermeden. Slechts die zaken komen aan de orde, die nodig zijn om de figuren met extremen voor verschillende

duren en herhalingstijden op juiste wijze te kunnen interpreteren. Hierbij is getracht zoveel mogelijk aan te sluiten bij de behandeling van de theorie van de extreme waarden in de Engelstalige hydrologische handboeken. In hoofdstuk 9 komen enige onderwerpen aan de orde die samenhangen met de herleiding van neerslagwaarnemingen op een punt tot de neerslag over een gebied.

Hoewel de frequentieverdelingen in de hoofdstukken 7 en 8 nuttige informatie geven over de kans van optreden van bepaalde verschijnselen, zijn zij slechts zeer beperkt toepasbaar als de tijdsvolgorde waarin de verschijnselen zich voordoen een essentiële rol speelt. Sinds de introductie van de computer is een toenemende behoefte aan de oorspronkelijke neerslag- en verdampingscijfers ontstaan om deze te gebruiken als invoer voor wiskundige modellen. Het is echter niet mogelijk om in een boek van beperkte omvang uitgebreide tabellen met originele gegevens op te nemen. Een uitzondering hierop zijn de maandsommen van een vijftal stations in bijlage B en de zware buien in bijlage C. Deze laatste kunnen bijvoorbeeld gebruikt worden als invoer bij een wiskundig model voor rioleringen.

Bij de uitvoerige literatuurlijst van dit boek is een literatuuroverzicht opgenomen. In dit overzicht worden voor elk hoofdstuk afzonderlijk enige korte opmerkingen gegeven met betrekking tot de literatuur over de onderwerpen, die in het bewuste hoofdstuk worden behandeld.

2 VORMING VAN NEERSLAG

Onder neerslag wordt officieel verstaan (WMO, 1966) een verzameling van waterdeeltjes, zowel vloeibaar als vast, in kristalvorm of amorf, die uit een wolk of groep van wolken valt en de grond bereikt.

Ofschoon neerslag een normaal verschijnsel is, is de hoeveelheid water in de atmosfeer slechts klein. Terwijl stikstof in een gewichtspercentage van 75,5% voorkomt, zuurstof 23,1% en argon 1,3%, ligt de variabele waterdampconcentratie tussen 0 en ongeveer 3% met een jaargemiddelde voor De Bilt van 0,6%. De waterdamp komt in de atmosfeer doordat water van het aardoppervlak verdampt onder invloed van door de zonnestraling toegevoerde warmte.

De totale watervoorraad op aarde bedraagt ongeveer $1380 \cdot 10^6 \text{ km}^3$. Hiervan bevindt zich circa $1350 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in de wereldzeeën en $28 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in het pool- en gletscherijs. In de atmosfeer is slechts 14000 km^3 van de watervoorraad aanwezig, dus maar 0,001%!

De totale neerslag op aarde bedraagt per jaar 474000 km^3 , ofwel 1300 km^3 per dag. Dit betekent dat het water in de atmosfeer zich gemiddeld iedere 11 dagen ververst.

Hoewel water dus maar in een geringe hoeveelheid in de atmosfeer aanwezig is, speelt het een grote rol in de energiehuishouding van de dampkring. Dit komt behalve door de korte verblijftijd, door de bijzondere fysische eigenschappen van water en het feit dat het in alle drie aggregatietoestanden kan voorkomen.

Na een inleiding over stabiliteit en vochtigheid komen in dit hoofdstuk de fysische aspecten van wolken- en neerslagvorming aan de orde. In het laatste deel worden de dynamische aspecten besproken, waarbij de nadruk zal vallen op de Nederlandse omstandigheden.

2.1 Thermodynamica en verticale bewegingen van droge en natte lucht

2.1.1 Droge lucht

Onder droge lucht wordt lucht verstaan die geen waterdamp bevat.

De luchtdruk neemt, zoals bekend, met toenemende hoogte af. Wanneer een hoeveelheid lucht stijgt, zal de druk daarin afnemen en het volume groter worden. Voor deze uitzetting is energie nodig. Daar lucht een slechte warmtegeleider is, kan worden aangenomen dat er geen warmteuitwisseling is tussen de stijgende luchtbel en de omringende lucht. Met andere woorden, de stijgende luchtbel moet de voor het uitzetten benodigde energie zelf leveren en koelt daardoor af. Evenzo zal een dalende hoeveelheid lucht warmer worden.

Een droge luchtbel zal bij stijging per 100 m 1 K afkoelen en bij daling 1 K warmer worden. Deze wetmatigheid kan worden afgeleid uit de eerste hoofdwet van de thermodynamica en de hydrostatische grondvergelijking, zie bijv. McIntosh and Thom (1969) of Rogers (1978). De verticale temperatuurgradiënt $dT/dz = -1\text{K}/100 \text{ m}$ wordt de droog-adiabatische temperatuurgradiënt Γ_d genoemd; droog omdat de genoemde waarde alleen voor droge lucht

geldt en adiabatisch omdat wordt aangenomen dat er geen warmteuitwisseling is tussen de bewegende lucht en de omringende atmosfeer.

De droog-adiabatische temperatuurgradiënt is een maat voor de stabiliteit van een luchtlag met betrekking tot verticale bewegingen. Als na een kleine verticale beweging een luchtdeeltje een kracht ondervindt, die het naar zijn uitgangspositie wil doen terugkeren, is de laag stabiel van opbouw. Als daarentegen het luchtdeeltje na een verticale verplaatsing onderhevig is aan een kracht in de richting van die verplaatsing, wordt de laag onstabiel genoemd.

Of een luchtlag stabiel of onstabiel is, hangt af van de actuele waarde van de verticale temperatuurgradiënt. De droog-adiabatische temperatuurgradiënt $dT/dz = \Gamma_d$ is hierbij de grens tussen onstabiel en stabiel en geeft een neutrale of indifferente opbouw van die luchtlag aan.

Wanneer een deeltje met temperatuur T op hoogte z over een afstand Δz stijgt, koelt het daarbij droog-adiabatisch af en wordt de temperatuur $T + \Gamma_d \Delta z$. Is de werkelijk gemeten temperatuurgradiënt $dT/dz = \Gamma$, dan is de temperatuur van de omgevingslucht op het niveau $z + \Delta z$ gelijk aan $T + \Gamma \Delta z$. Het verschil in temperatuur tussen het droog-adiabatisch stijgende luchtdeeltje en de omgeving bedraagt op hoogte $z + \Delta z$ dus $\Delta z(\Gamma_d - \Gamma)$. Als dit temperatuurverschil positief is, is het deeltje warmer dan de omgeving, dus lichter en ondervindt het een resulterende kracht naar boven. De luchtlag is dus onstabiel als $\Gamma_d - \Gamma > 0$ of $\Gamma < \Gamma_d$ of $\Gamma < -0,01$ K/m. Indien $\Delta z(\Gamma_d - \Gamma) < 0$, is het deeltje kouder en dus zwaarder dan zijn omgeving; er is een resulterende kracht naar beneden, die het deeltje naar zijn uitgangsniveau wil doen terugkeren. De luchtlag is stabiel voor $\Gamma_d - \Gamma < 0$ of $\Gamma > \Gamma_d$ of $\Gamma > -0,01$ K/m.

Samengevat kan dus worden gesteld dat wanneer de actuele temperatuurgradiënt in een bepaalde atmosferische laag dT/dz kleiner is dan $-0,01$ K/m, dus dat de temperatuur met meer dan 1 K afneemt per 100 m stijging, die laag onstabiel van opbouw is voor droge lucht. In een onstabiele laag worden verticale bewegingen gestimuleerd. Is de actuele temperatuurgradiënt groter dan $-0,01$ K/m, dan is de laag stabiel van opbouw voor droge lucht: verticale bewegingen worden gedempt. Een laag waarin $dT/dz = 0$ (isotherme laag) of waarin $dT/dz > 0$ (inversie, de temperatuur neemt met de hoogte toe) is dus ook stabiel.

2.1.2 Natte lucht

Lucht die een hoeveelheid waterdamp bevat noemt men vochtige lucht. Onder natte lucht wordt verstaan lucht die bij de heersende temperatuur verzadigd is met waterdamp en bovendien nog waterdruppels en/of ijsdeeltjes bevat. Bij verticale bewegingen van vochtige en natte lucht moeten de thermodynamische effecten die samenhangen met de verandering van aggregatietoestand (verdamping, condensatie, sublimatie) in rekening worden gebracht. Zoals in 2.1.1 is afgeleid, zal een pakketje droge lucht bij stijging droog-adiabatisch afkoelen. Bevat de lucht waterdamp, dan zal op een gegeven moment de maximale waterdampdruk worden bereikt, de luchtbel raakt oververzadigd en een deel van de waterdamp zal condenseren. Bij condensatie komt warmte vrij, die weer aan de stijgende luchtbel ten goede komt, zodat de temperatuurafneming minder is dan 1 K per 100 meter. Hoe groot de afkoeling per 100 m stijging is, hangt af van de temperatuur. Hoe hoger de temperatuur van de stijgende luchtbel hoe meer waterdamp die per m^3 kan bevatten en hoe meer waterdamp er kan condenseren. Uit tabel 2.1 is af te lezen dat verzadigde lucht van 30°C bij 100 m stijging slechts 0,36 K afkoelt.

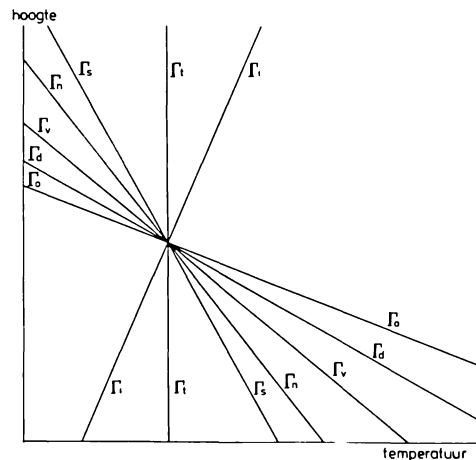
Bij het dalen van een pakketje natte lucht zal dit warmer worden en zal een deel van de aanwezige waterdruppels en/of ijsdeeltjes verdampen. De energie die hiervoor nodig is wordt aan de dalende luchtbel zelf onttrokken. De temperatuurtoename zal dan minder zijn dan 1 K/100 m.

Tabel 2.1 Nat-adiabatisch temperatuurverval in een stijgende luchtbel als functie van de temperatuur (naar Linke und Baur, 1970).

$T (^{\circ}\text{C})$	Temperatuur-daling per 100 m stijging	$T (^{\circ}\text{C})$	Temperatuur-daling per 100 m stijging
-45	0,97	-5	0,71
-40	0,96	0	0,64
-35	0,94	+5	0,59
-30	0,93	+10	0,53
-25	0,89	+15	0,47
-20	0,85	+20	0,43
-15	0,81	+25	0,39
-10	0,76	+30	0,36

De beschouwingen over de stabiliteit van natte lucht zijn analoog aan die voor droge lucht, indien men in plaats van de droogadiabaat Γ_d een natadiabaat Γ_n beschouwt die steiler staat, zie figuur 2.1. Als de actuele temperatuurgradiënt $\Gamma < \Gamma_n$, is de luchtlaag onstabiel voor nat-adiabatische processen. Als $\Gamma > \Gamma_n$, is de luchtlaag stabiel voor natte lucht en als $\Gamma = \Gamma_n$, is de luchtlaag neutraal (indifferent) voor natte lucht.

Figuur 2.1
Stabiliteitscriteria voor een luchtlaag uitgezet in een temperatuur-hoogte diagram.



Wanneer $\Gamma < \Gamma_d < \Gamma_n$, is de luchtlaag onstabiel voor droge lucht zowel als voor natte lucht.

Dit wordt aangeduid met de term absolute onstabiel, Γ_o in figuur 2.1.

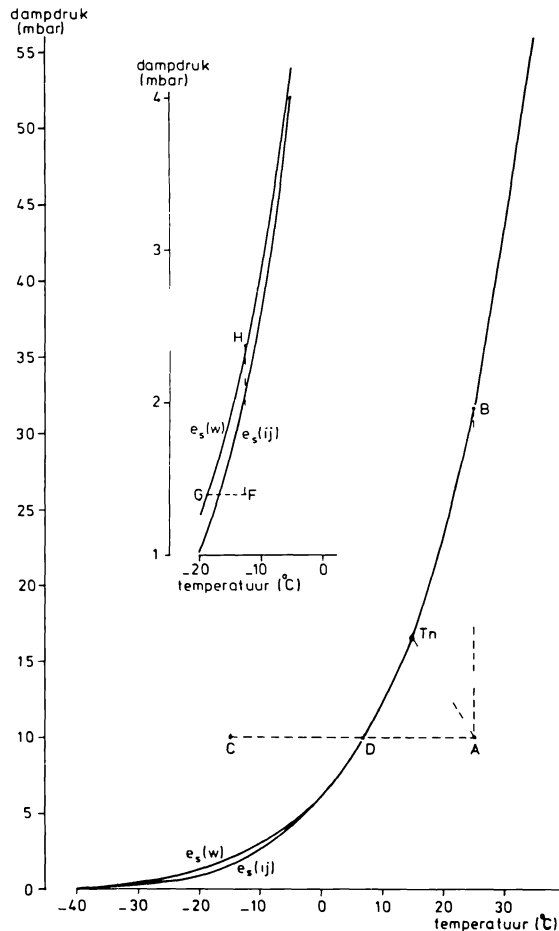
Wanneer $\Gamma > \Gamma_n > \Gamma_d$, is de luchtlaag stabiel voor droge en natte lucht. Men spreekt dan van absolute stabiliteit, Γ_s in figuur 2.1. Voorbeelden hiervan zijn de isotherme temperatuurgradiënt $\Gamma_i = 0$ en de inversie $\Gamma_i > 0$.

Wanneer in een luchtlaag $\Gamma_d < \Gamma < \Gamma_n$, is deze laag stabiel voor droge lucht, maar onstabiel voor natte lucht, Γ_v in figuur 2.1. Een dergelijke laag wordt voorwaardelijk onstabiel

genoemd. Deze toestand is van groot belang voor de vorming van wolken.
De stijgende bewegingen worden convectieve bewegingen genoemd, of korter, convectie.

Dampspanning en andere vochtigheidsindicatoren. Het waterdampgehalte van de lucht kan worden uitgedrukt in de dampspanning of de dampdruk e , de kracht die door de waterdampmoleculen wordt uitgeoefend loodrecht op de eenheid van oppervlakte. De waterdampdruk maakt deel uit van de totale luchtdruk volgens de wet van Dalton, die zegt dat de totale druk van een mengsel van gassen gelijk is aan de som van de drukken van elk der gassen afzonderlijk. De dampdruk wordt evenals de totale luchtdruk gegeven in mbar of pascal, waarbij $1 \text{ Pa} = 1 \text{ Nm}^{-2} = 1 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2} = 0,01 \text{ mbar}$. Men kan de dampdruk in een afgesloten hoeveelheid lucht bij gelijkblijvende temperatuur verhogen door waterdamp toe te voegen. Wanneer dan een bepaalde dampdruk wordt bereikt, heeft verdere toevoeging van waterdamp geen dampdrukverhoging meer tot gevolg, maar zal condensatie optreden. De lucht is dan verzadigd met waterdamp. De maximale dampdruk die zo bereikt wordt heet de verzadigings- of evenwichtsdampdruk e_s . Wanneer de temperatuur van de lucht, waarin de dampdruk zijn evenwicht e_s heeft bereikt, wordt

Figuur 2.2
Verzadigingsdampdruk e_s als functie van de temperatuur. Hierin is $e_s(w)$ de verzadigingsdampdruk boven onderkoeld water en $e_s(ij)$ de verzadigingsdampdruk boven ijs.



verhoogd, zal het aanwezige water verdampen en wordt de lucht weer onverzadigd. Het blijkt dat de verzadigingsdampdruk e_s afhankelijk is van de temperatuur T en wel zo, dat e_s toeneemt met toenemende T . Dit is te zien in figuur 2.2 waarin de verzadigingsdampdruk e_s is uitgezet als functie van de temperatuur. Een punt onder de kromme (A) geeft een toestand weer waarin de lucht onverzadigd is. De punten op de kromme (B, D) geven toestanden weer waarin de lucht juist verzadigd is met waterdamp. Oververzadigde lucht en lucht die naast waterdamp ook vloeibaar water bevat worden weergegeven door punten boven de kromme (zoals C).

In figuur 2.2 valt op dat de verzadigingsdampdruk progressief toeneemt met toenemende temperatuur – van 5 °C tot 15 °C met 8,2 mbar, van 20 °C tot 30 °C met ruim 19 mbar – en dat bij temperaturen onder 0 °C e_s boven onderkoeld water $e_s(w)$ groter is dan e_s boven ijs $e_s(ij)$.

Uitgaande van onverzadigde lucht (A) kan verzadiging worden bereikt door waterdamp toe te voegen bij gelijkblijvende temperatuur (A-B) of door de temperatuur te verlagen bij gelijkblijvende dampdruk (A-D). In het laatste geval wordt de dauwpuntstemperatuur (of het dauwpunt) bereikt, die is gedefinieerd als de temperatuur waartoe een hoeveelheid lucht moet worden afgekoeld om bij constante druk en dampdruk verzadiging te laten optreden. Zo geeft punt D het dauwpunt aan van de uitgangstoestand A. Maar niet alleen van A, maar van alle punten die op de rechte AD liggen. Het dauwpunt alleen is dus niet genoeg om de toestand van de lucht geheel te beschrijven. Als tweede gegeven kan men naast het dauwpunt T_d de temperatuur van de uitgangstoestand geven (in figuur 2.2 de temperatuur behorend bij punt A = 25 °C).

Een tweede manier om de toestand van de lucht te beschrijven is met behulp van de dampdruk $e(A)$, de temperatuur van A en de bij die temperatuur behorende verzadigde dampspanning $e_s(A)$. In figuur 2.2 wordt $e_s(A)$ gegeven door het punt B. De verhouding tussen e en e_s wordt de relatieve vochtigheid h genoemd. In formule

$$h = e/e_s$$

waarbij e_s altijd ten opzichte van water wordt genomen.

De relatieve vochtigheid wordt meestal uitgedrukt in procenten, in het voorbeeld van punt A is h gelijk aan $(10/31,6) \times 100\% = 32\%$.

Een derde methode om de vochtigheid van de lucht aan te geven is met behulp van de natte-boltemperatuur T_n . Dit is de temperatuur die een hoeveelheid lucht verkrijgt door er, adiabatisch, zoveel water in te laten verdampen, dat de lucht verzadigd wordt. De natte-boltemperatuur kan in de praktijk zeer eenvoudig worden gemeten met een thermometer waarvan het reservoir is omgeven door een nat katoenen lapje. Voor het verdampen van het water uit het lapje is warmte nodig. Deze warmte wordt aan het systeem zelf onttrokken, waardoor de natte bol en de erlangs stromende lucht afkoelen. Vergelijk hiermee bijvoorbeeld de afkoeling die men voelt bij het verdampen van water uit natte kleding op een warme dag. Een ander voorbeeld is neerslag die uit een wolk valt. In de onverzadigde lucht onder de wolk zal de neerslag gedeeltelijk verdampen en de omgevingslucht afkoelen, die daardoor geneigd zal zijn te dalen (zie 2.4.1).

Er stelt zich bij de natte-bolthermometer een evenwicht in tussen het waterdamptransport E' van de natte bol naar de langsstromende lucht en het warmtetransport H' van de langsstromende lucht naar de natte bol. De met behulp van een ventilatiesysteem langs de natte bol gevoerde luchtdeeltjes zullen ten gevolge van dit waterdamptransport verzadigd

raken. De hoeveelheid waterdamp, die hiervoor gedurende de meettijd nodig is, is evenredig met het verschil in dampspanning bij de natte bol $e_s(T_n)$ en de dampspanning van de langsstromende luchtdeeltjes e . In formule

$$E' = c_1 \{e_s(T_n) - e\} \text{ kg}$$

waarin c_1 een evenredigheidsconstante is in kg mbar^{-1} .

De voor deze verdamping benodigde hoeveelheid warmte is

$$LE' = Lc_1 \{e_s(T_n) - e\} \text{ joule}$$

waarin L de verdampingswarmte voor water is ($= 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$).

De hoeveelheid warmte die gedurende de meettijd aan de langsstromende luchtdeeltjes wordt onttrokken is evenredig met het temperatuurverschil tussen de natte bol T_n en de lucht T . In formule

$$H' = c_2 (T - T_n) \text{ joule}$$

waarin c_2 een evenredigheidsconstante is in J K^{-1} .

In de evenwichtstoestand is $H' = LE'$, zodat

$$(2.1) \quad e_s(T_n) - e = \frac{c_2}{Lc_1} (T - T_n) = \gamma (T - T_n)$$

waarin γ de psychrometerconstante is, die op zee-niveau $0,65 \text{ mbar K}^{-1}$ bedraagt.

In figuur 2.2 kan de T_n behorende bij de situatie A worden gevonden door op te merken dat bij de natte bol de dampspanning is toegenomen en de temperatuur ten opzichte van A is gedaald. De natte-boltemperatuur T_n ligt hoger dan T_d , maar lager dan de temperatuur van A. Zij wordt gevonden door uit A een lijn te trekken onder een helling van $0,65 \text{ mbar K}^{-1}$. Het verschil tussen de temperaturen afgelezen op de droge-bolthermometer T en op de natte-bolthermometer T_n is nu een maat voor de vochtigheid van de lucht. Als $e_s(T_n)$ uit figuur 2.2 wordt afgelezen, zijn alle termen bekend om e met behulp van vergelijking (2.1), die de psychrometerformule wordt genoemd, te berekenen. Men maakt hierbij meestal gebruik van een z.g. psychrometertabel, zie bijv. Hafkenscheid (1978).

Een vochtigheidsindicator, ten slotte, die bij de beschouwingen over verdamping (zie 4.1.2) aan de orde komt, is de specifieke vochtigheid q . Dit is het aantal kg waterdamp per kg vochtige lucht. Uit de ideale gaswet en de wet van Dalton kan het volgende verband worden afgeleid tussen de specifieke vochtigheid q en de dampdruk e

$$q = 0,622 e/p$$

waarbij p de totale luchtdruk is in mbar.

2.2 Wolkenvorming en het ontstaan van neerslag

2.2.1 Vorming van wolkendruppels

Als de dampdruk van waterdamp door toevoeging van waterdamp of afkoeling groter wordt dan de verzadigingsdampdruk, kan condensatie optreden. Dit geschiedt alleen als de

watermoleculen zich op een of ander voorwerp kunnen afzetten. Indien er in de atmosfeer geen deeltjes of voorwerpen zouden zijn, dan kon de condensatie pas bij een grote overschrijding van de verzadigingsdampdruk optreden. Dit effect wordt oververzadiging genoemd; in volkomen schone lucht kan de relatieve vochtigheid oplopen tot 300 à 400% voordat condensatie optreedt.

De verzadigingsdampdruk is behalve van de temperatuur (zie figuur 2.2) ook nog afhankelijk van de volgende factoren.

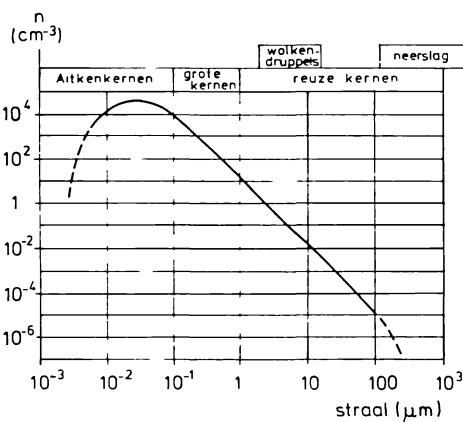
a. De vorm van het wateroppervlak. De dampspanning wordt bepaald door het aantal moleculen dat per oppervlakte- en tijdeenheid het wateroppervlak verlaat. Bij een bolstaand oppervlak zijn er minder watermoleculen binnen de attractiesfeer van het watermolecuul, dat uit het oppervlak wil verdampen, dan bij een vlak wateroppervlak. Hierdoor kunnen bij een bol oppervlak de moleculen het oppervlak gemakkelijker verlaten, wat tot gevolg heeft dat de maximale dampspanning groter kan zijn dan bij een vlak wateroppervlak. Daarentegen is bij een hol oppervlak de maximale dampspanning kleiner. Dit effect wordt het Kelvin-effect genoemd.

b. De zuiverheid van het water. Wanneer in het water stoffen zijn opgelost, wordt de evenwichtsdampdruk boven het wateroppervlak verlaagd. Als de molaire concentratie van de opgeloste stof a is, d.w.z. a moleculen in $(100-a)$ moleculen water, dan zullen er in de oppervlaktelaag $(100-a)$ moleculen water zitten vergeleken bij 100 moleculen in zuiver water. Met andere woorden, de verdampingssnelheid en de evenwichtsdampdruk zijn een factor $(100-a)/100$ lager dan boven zuiver water. Dit heet het effect van Raoult.

Bij het condenseren van druppeltjes onzuiver water, zoals die meestal in de atmosfeer voorkomen, treden de effecten van Kelvin en Raoult tegelijk op. Dit heeft tot gevolg dat ondanks de kromming van de druppel toch condensatie kan optreden bij relatieve vochtigheden, die de 100% nauwelijks overschrijden.

In de atmosfeer treedt condensatie op, omdat er altijd condensatiekernen aanwezig zijn: niet-gasvormige, al dan niet hygroscopische deeltjes, aerosolen genaamd. Figuur 2.3 geeft een indruk van het aantal deeltjes n boven land in afhankelijkheid van de straal r . Verticaal is $n(r)$ op een logaritmische schaal uitgezet. Over een groot bereik van afmetingen is $n(r)$ evenredig met r^{-3} . Zo'n verdeling wordt een Junge-verdeling genoemd.

Figuur 2.3
Het aantal aerosol-deeltjes n per cm^3 in de lucht boven land als functie van de straal. Tevens zijn de afmetingen van wolken- en regendruppels aangegeven.



De deeltjes met een straal van 10^{-3} tot 10^{-1} μm , de Aitkenkernen, worden door natuurlijke en kunstmatige processen in de atmosfeer gebracht. Ze komen daardoor overal voor, in

concentraties van 10 tot 100/cm³ boven zee, van enkele duizenden per cm³ in schone landelijke gebieden tot meer dan een miljoen per cm³ boven industriegebieden en steden. Aangezien deze deeltjes pas condensatie kunnen veroorzaken boven een relatieve vochtigheid van 101%, is hun betekenis voor de wolkenvorming klein.

Grote kernen met afmetingen van 0,1 tot 1 µm en reuzekernen met afmetingen groter dan 1 µm zijn al actief als condensatiekern beneden 101% relatieve vochtigheid. Het kunnen zeezout-aerosolen zijn met afmetingen > 1 µm, resten van vulkaanuitbarstingen, of andere door de mens of de natuur in de atmosfeer gebrachte deeltjes. Een belangrijke condensatiekern met een afmeting van 0,1 tot 1 µm is ammoniumsulfaat, (NH₄)₂SO₄, dat in de atmosfeer wordt gevormd uit ammoniak, waterdamp, zuurstof en zwaveldioxyde. Bij temperaturen beneden 0°C kan waterdamp zowel via de vloeibare fase als rechtstreeks in ijs overgaan (sublimeren). Het blijkt dat zuiver water vloeibaar kan blijven als de temperatuur tot onder het vriespunt zakt. Men spreekt dan van onderkoeld water. Kleine druppels kunnen gemakkelijker onderkoeld worden dan grotere. Pas bij zeer lage temperaturen – soms wel –40°C – treedt tenslotte spontane bevrozing op. Meestal bevriezen de druppels eerder door de aanwezigheid van zogenaamde vrieskernen. Hoe beter de moleculaire structuur van de vrieskernen overeenkomt met de structuur van ijs, hoe groter de kans dat al bij vrij hoge temperatuur de bevrozing zal beginnen.

Vrieskernen kunnen kaolien zijn, minerale kleideeltjes van 0,1-4 µm diameter met concentraties van 10⁻³ tot 10⁻⁴/cm³ of meteorietenstof, al zijn de meningen over de laatste als vrieskern verdeeld. Zilverjodide (AgI) is een zeer effectieve vrieskern, die al bij een temperatuur van –4°C een druppeltje kan doen bevriezen. De natuurlijke concentraties aan vrieskernen (10⁻³ tot 10⁻¹ per cm³) liggen veel lager dan de concentraties van condensatiekernen.

Met behulp van figuur 2.2 kan nu de wolkenvorming bij temperaturen beneden 0°C worden afgeleid. Wanneer in de atmosfeer de waterdampdruk langzaam toeneemt (F-H) of de temperatuur langzaam afneemt (F-G) en er voldoende vrieskernen en condensatiekernen aanwezig zijn, dan zal wanneer de waterdampdruk e gelijk is geworden aan e_s (ij) sublimatie kunnen optreden. Er vormt zich dan een ijswolk. Neemt het waterdampgehalte nog verder toe, dan zal wanneer e gelijk is geworden aan e_s (w) condensatie optreden. Er vormt zich dan een wolk bestaande uit onderkoelde waterdruppeltjes.

Een wolk waarin zich zowel ijskristalletjes als onderkoelde waterdruppels hebben gevormd wordt een gemengde wolk genoemd. Wolkendruppels en ijskristallen noemt men tezamen wolkelementen.

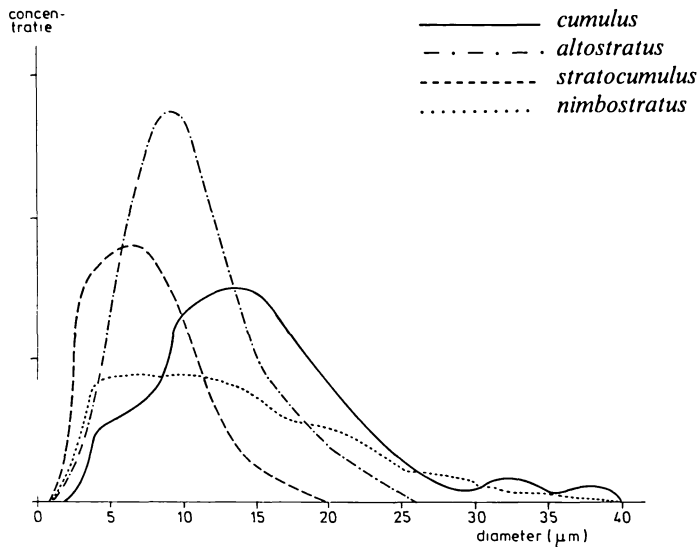
Het aantal gevormde wolkelementen en de verdeling van hun afmetingen hangen af van de aantallen condensatie- en vrieskernen van verschillende afmetingen, van de maximaal bereikte oververzadiging en van de snelheid waarmee de relatieve vochtigheid toeneemt. In figuur 2.4 zijn voorbeelden van de verdeling van wolkendruppeldiameters gegeven in een viertal wolkengeslachten.

2.2.2 Wolken

In Nederland bedraagt de gemiddelde bedekkingsgraad van de hemel door wolken ongeveer 65%. Een wolk is een door condensatie of sublimatie gevormde zichtbare verzameling kleine water- en/of ijsdeeltjes in de atmosfeer boven het aardoppervlak. Het aantal wolkelementen varieert van 50-100 per cm³ boven de oceanen tot 200-500 per cm³ boven land.

De vloeibaar-waterinhoud van een wolk is het gewicht van de totale hoeveelheid wolkelementen per m³. De vloeibaar-waterinhoud van stratuswolken en mist bedraagt 0,1-0,5 g/m³, van cumuli ongeveer 0,5 g/m³ met pieken tot 1 g/m³ en van cumulonimbi doorgaans meer dan 0,5 g/m³.

Figuur 2.4
Druppelspectra in enige wolkengeslachten (zie Diem, 1948).



De wolken kunnen worden ingedeeld naar hun vorm en naar de hoogte waarop ze worden aangetroffen. Wat het laatste betreft, men maakt hierbij onderscheid tussen drie hoogten, ook wel etages genoemd:

- Grote hoogte, de hoogste etage, 5-13 km. Hierin vindt men de met cirrus (Ci) verwante wolken cirrostratus (Cs) en cirrocumulus (Cc).
- Middelbare hoogte, de middenetage, 2-7 km. Hierin treft men de wolken aan met het voorvoegsel „alto”, nl. altostratus (As) en altocumulus (Ac).

Tabel 2.2 Indeling van de wolkengeslachten naar vorm en hoogte.

		lage hoogte 0-2 km	middelbare hoogte 2-7 km	grote hoogte 5-13 km
gelaagde wolken	geïsoleerd	stratus-flarden		cirrus
	egaal	stratus	altostratus	cirrostratus
wolken met een golf- of schollenstructuur		stratocumulus	altocumulus	cirrocumulus
verticaal ontwikkelde, meestal geïsoleerde wolken		cumulus		
		cumulonimbus		

c. Lage hoogte, de lage etage, 0-2 km. Hierin horen stratus (St), stratocumulus (Sc), cumulus (Cu) en cumulonimbus (Cb). De laatstgenoemde twee strekken zich doorgaans verticaal ook in de hogere etages uit.

In tabel 2.2 is dit nog eens samengevat; een uitgebreide beschrijving van wolkengeslachten, -soorten en -variëteiten met kleurenfoto's is te vinden in de Wolkenatlas (KNMI, 1966).

2.2.3 Vorming van neerslag

Uit figuur 2.4 blijkt dat de diameter van wolkendruppeltjes ligt in de orde van 5-20 μm . Deze druppeltjes zijn te klein om met voldoende snelheid te vallen; bovendien zouden ze in de vaak droge lucht onder de wolken verdampen.

Neerslag die het aardoppervlak bereikt heeft een diameter van 0,1 mm (motregen) tot enige millimeters (grote regendruppels). Dat betekent dat een neerslagdruppel moet zijn ontstaan uit ongeveer een miljoen wolkendruppeltjes. Welke processen leiden ertoe dat wolkendruppels zo aangroeien dat ze het neerslagstadium bereiken? Het ontstaan van neerslag is een gevolg van het feit dat in een wolk altijd gelijktijdig grote en kleine druppeltjes (zie figuur 2.4) of grote en kleine ijsdeeltjes aanwezig zijn.

Het coalescentieproces. Grote druppels vallen met een grotere snelheid dan kleine druppels, zie tabel 2.3. Hierdoor kunnen grotere druppels kleinere inhalen, ermee samenvloeien en zo aangroeien. Als de weg door de wolk lang genoeg is (in de orde van 1 kilometer) en de concentratie aan vloeibaar water voldoende groot, kan de druppel tenslotte groot genoeg worden om als regendruppel door de wolkenbasis heen te vallen. Dit heet het coalescentieproces.

Tabel 2.3 Valsnelheden van waterdruppels.

Diameter druppel	Valsnelheid cm/s	Diameter druppel	Valsnelheid cm/s	Diameter druppel	Valsnelheid cm s
2 μm	0,012	80 μm	19,15	1,4 mm	517
4 μm	0,048	0,1 mm	27	1,6 mm	565
6 μm	0,108	0,2 mm	72	1,8 mm	609
8 μm	0,192	0,4 mm	162	2,0 mm	649
10 μm	0,299	0,6 mm	247	3,0 mm	806
20 μm	1,197	0,8 mm	327	4,0 mm	883
40 μm	4,788	1,0 mm	403	5,0 mm	909
60 μm	10,77	1,2 mm	464		

Een voorwaarde voor het op gang komen van het coalescentieproces is dat er druppels met een diameter van 30 μm of groter aanwezig moeten zijn. Die grote druppels kunnen ontstaan door condensatie aan grote kernen, bijvoorbeeld zeezoutkernen uit de oceanen. Er is gebleken dat behalve zeezoutdruppels ook zeer grote hygroscopische condensatiekernen die uit de industrie afkomstig zijn een rol kunnen spelen. Teneinde uit dergelijke „warme” wolken neerslag te krijgen, moet de wolk wel minstens 1500 m dik zijn en de temperatuur van de wolkenbasis tenminste 8 °C zijn.

Het Findeisen-Bergeronproces. In de meeste gevallen speelt op gematigde breedten echter het Findeisen-Bergeronproces de belangrijkste rol bij het ontstaan van neerslag.

In 2.2.1 is het bestaan van gemengde wolken genoemd, waarin ijs en onderkoeld water naast elkaar voorkomen. Bij een temperatuur lager dan -23°C zijn de wolken overwegend ijswolken, doch tussen -23°C en 0°C bestaan de wolken grotendeels uit onderkoelde waterdruppels met een veel kleiner aantal ijskristallen.

Zoals uit figuur 2.2 blijkt, is bij eenzelfde temperatuur de verzadigingsdampdruk boven onderkoeld water groter dan boven ijs. Daardoor zal in gemengde wolken transport van waterdamp optreden uit de omgeving van het waterdruppeltje naar die van het ijskristalletje. De waterdruppels verdampen en de waterdamp sublimeert op de ijskristallen, die langzaam aangroeien. Het verschil $e_s(w) - e_s(ij)$ is het grootst bij -12°C , reden waarom dit zogenaamde Findeisen-Bergeronproces het beste geschiedt bij die temperatuur. Zo kunnen ijskristallen in 20 minuten groeien tot 1 mm diameter. De valsnelheid van de ijskristallen wordt bij voortgaande sublimatie steeds groter; ze kunnen tijdens de val ook nog onderkoelde waterdruppels en kleinere ijsdeeltjes invangen. De zo gegroeide ijskristallen klonteren bij een temperatuur van enkele graden onder het vriespunt tot sneeuwvlokken samen. Het Findeisen-Bergeronproces kan dus slechts plaatsvinden in wolken, die zich verticaal uitstrekken tot een hoogte waar de temperatuur veel lager is dan 0°C .

Neerslag bij verschillende wolkentypen. De manier waarop de neerslag zich op aarde manifesteert is onder andere afhankelijk van de vorm van de bewolking: gelaagde, stratiforme bewolking waarin weinig verticale bewegingen voorkomen of verticaal zeer uitgestrekte cumuliforme bewolking met heftige verticale bewegingen. Dit hangt weer samen met de mate van stabiliteit (zie 2.1.2).

In stratiforme bewolking (St-As) zijn de verticale snelheden niet meer dan enkele centimeters per seconde. De wolken hebben een geringe waterinhoud. De intensiteit van de neerslag is veelal licht of matig; de regen- of sneeuwval kan langdurig zijn en over een groot gebied uitgestrekt.

Wanneer de hoogten van de wolken onder het 0°C -niveau blijven, valt er slechts motregen uit: het aangroeien van de druppels moet helemaal volgens het coalescentieproces geschieden. Als een stratocumulusdek van 1000 m dikte enkele uren bestaat, wordt de kans groter dat er een groot verschil in wolkendruppelafmetingen ontstaat: er kan dan een dichte motregen vallen. Neerslag met een grote intensiteit uit stratiforme bewolking blijkt alleen te vallen als de toppen tot ver boven het 0°C -niveau reiken en door de aanwezigheid van vrieskernen het Findeisen-Bergeronproces kan optreden.

De neerslag uit cumuliforme bewolking is over het algemeen van grotere intensiteit en kortere duur dan die uit stratiforme wolken. Er kunnen in de wolk verticale snelheden van tientallen meters per seconde optreden. De wolken hebben een grote waterinhoud. Dit soort bewolking heeft in het neerslagstadium een grote verticale uitgestrektheid, doch bestaat maar kort. De individuele cumuli en cumulonimbi hebben een levensduur van één tot twee uur. Convectieve bewolkingsgebieden zijn opgebouwd uit gebieden met stijgende en gebieden met compenserende dalende bewegingen. Deze cellen zijn kenmerkend voor convectieve omstandigheden. Dikwijls bestaat het wolkengebied uit een aantal cellen in verschillende ontwikkelingsstadia (zie 2.4.1) en is het moeilijk een individuele cel te identificeren. Het is echter gemakkelijk de buien cel als elementaire eenheid van een buienstructuur te beschouwen.

2.2.4 Soorten neerslag

In 2.2.3 is gesteld dat vrijwel alle neerslag op gematigde breedten begint als sneeuw. Wanneer de temperatuur beneden de wolk overal onder het vriespunt ligt, bereikt de sneeuw als zodanig het aardoppervlak.

Indien er onder de wolk lagen zijn, die warmer zijn dan 0°C, smelten de sneeuwvlokken tijdens hun val en veranderen ze in regendruppels. Ligt het 0°C-niveau dicht boven het aardoppervlak, dan heeft de sneeuw te weinig tijd om te smelten en is *natte sneeuw* het gevolg. Komen er onder de laag met een temperatuur boven 0°C weer koudere lagen voor, dan bevriezen de regendruppels weer tot ijskristalletjes (ijsregen) of worden ze onderkoeld. Indien de onderkoelde regen bevriest aan het aardoppervlak, spreekt men van *ijzel*. Deze laatste naam wordt ook gegeven aan het verschijnsel dat niet-onderkoelde regen bevriest als hij op bevroren grond valt.

Wanneer de onderkoelde mistdruppels door de wind tegen bomen en andere voorwerpen worden afgezet en daarop bevroren, heet dit *ruige rijp*.

Waterdamp kan aan het aardoppervlak ook condenseren aan voorwerpen of op de bodem.

Gebeurt dit boven het vriespunt, dan noemt men het *dauw*, onder het vriespunt *rijp*.

Motregen is gedefinieerd als regen bestaande uit zeer talrijke, fijne waterdruppeltjes met een diameter van minder dan 0,5 mm en een intensiteit kleiner dan 1 mm per uur. Hij valt meestal uit stratiforme bewolking.

Regen is neerslag van druppels met een diameter groter dan ca. 0,5 mm. Het aantal druppels per volume-eenheid is minder groot dan bij motregen.

Sneeuw bestaat uit vertakte ijskristallen in hexagonale vorm, die bij temperaturen boven -5°C dikwijls tot vlokken samenklonteren. Bij strenge vorst zijn de sneeuwvlokken klein, *poedersneeuw*.

Motsneeuw bestaat uit zachte en/of brosse, geheel ondoorzichtige witte korreltjes van min of meer langwerpige vorm; in één of meer richtingen zijn deze korreltjes kleiner dan 2 mm in doorsnede. Ze springen niet op wanneer ze op de grond vallen. Ze vallen uit stratus of mist. *Korrelsnneeuw* bestaat uit ronde, ondoorzichtige witte korreltjes met een doorsnede van 2-5 mm, die bros zijn, opspringen en breken als ze op een harde ondergrond vallen. Korrelsnneeuw valt gewoonlijk in buien, tezamen met sneeuw of regen bij temperaturen rond het vriespunt. *Korrelhagel* heeft eveneens een doorsnede van 5 mm of minder, doch het deeltje bestaat uit een kern van korrelsnneeuw overdekt met een halfdoorzichtig laagje ijs.

Ijsregen bestaat uit min of meer harde, niet brosse, ronde deeltjes, die gedeeltelijk uit helder ijs bestaan, met een doorsnede van 5 mm of minder.

Hagel, tenslotte, heeft een doorsnede van 5 mm of meer, is geheel doorzichtig of samengesteld uit afwisselend heldere en ondoorzichtige ijslaagjes. Hij valt uit cumulonimbi in buien. Sterke verticale bewegingen zijn essentieel voor de vorming van hagel. De meeste hagel begint in de wolk als een klein ijskristal dat door een omgeving van kleine, sterk onderkoelde wolkendruppels valt. Het water bevriest aan het oppervlak van het ijskristal, dat tijdens het vallen draait. Zo ontstaat bolvormige hagel. Bij snelle bevroering ontstaat matglasachtig ijs, bij langzame bevroering doorzichtig ijs. Door de afwisselend dalende en stijgende bewegingen en de grote verticale uitgestrektheid van een cumulonimbus kan een hagelsteen lang in de wolk blijven en tenslotte zo ver groeien dat hij als een grote brok ijs op de grond komt. Aangezien bij hoge temperatuur gemakkelijk een grote voorwaardelijke onstabiele toestand ontstaat, is hagel vooral een verschijnsel van het warme jaargetijde. Daar hagelstenen tot 5 à 7 cm kunnen groeien, is het mogelijk dat ze kilometers vallen door lucht met temperaturen boven het vriespunt zonder te smelten. Zo kunnen ze de grond vrijwel intact bereiken, ook al is daar de temperatuur 20°C of hoger.

2.2.5 Druppelgrootteverdeling van de neerslag

Een druppelspectrum geeft aan hoeveel druppels van een bepaald diameterinterval per volume-eenheid lucht aanwezig zijn. De vorm van het druppelspectrum is variabel in tijd en ruimte, maar vertoont altijd een snelle afname van de concentratie bij diameters groter dan 1 mm. Bij druppels met een diameter van 3 mm is de oppervlaktespanning niet sterk genoeg

meer om de druppel bij elkaar te houden. Bij nog grotere diameter wordt de druppel onstabiel en breekt hij in kleinere druppels.

Er bestaan in de literatuur verschillende empirische benaderingsformules om het druppelspectrum van de neerslag weer te geven. In deze formules komen één of meer parameters voor.

Marshall and Palmer (1948) geven een negatief-exponentiële vorm voor het druppelspectrum

$$(2.2) \quad n_x = N_0 \exp(-\Lambda x)$$

met $n_x dx$: het aantal druppels per eenheid van volume met diameter tussen x en $x + dx$ in cm^{-3} ,
 N_0 : een constante parameter, die de geëxtrapoleerde waarde van n_x voor $x = 0$ geeft, $N_0 = 0,08 \text{ cm}^{-4}$,
 Λ : een schaafactor in cm^{-1} ,
 x : de diameter van de druppel in cm.

Volgens Marshall en Palmer is Λ alleen van de neerslagintensiteit afhankelijk

$$(2.3) \quad \Lambda = 41 I^{-0.21} \text{ cm}^{-1}$$

waarin I de neerslagintensiteit is in mm/uur.

De druppelverdeling van Best (1950) wordt meestal in de volgende vorm gegeven

$$(2.4) \quad 1 - F_x = \exp(-x/x_a)^v$$

met F_x : de fractie van de vloeibaar-waterinhoud, die aanwezig is in de vorm van druppels met een diameter kleiner dan x ,
 x_a : een schaafactor in cm,
 v : een dimensieloze parameter, die waarden kan aannemen tussen 1 en 6.

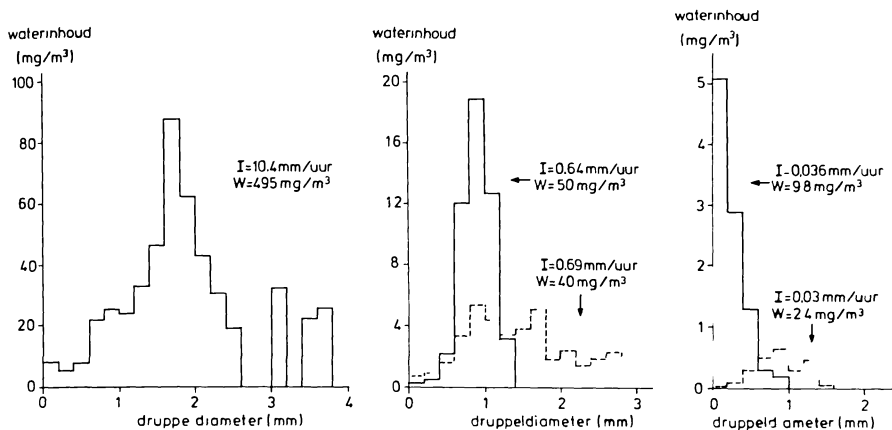
De schaafactor x_a is afhankelijk van de neerslagintensiteit. Best vond hiervoor

$$(2.5) \quad x_a = 1,30 I^{0.232} \text{ mm}$$

waarbij x_a in mm is uitgedrukt en I in mm/uur.

Wessels (1972) heeft een groot aantal metingen verricht van het druppelspectrum van de neerslag te De Bilt en deze vergeleken met de formule van Best. Hij vond, wanneer alle verrichte waarnemingen tezamen werden beschouwd, $x_a = 1,21 I^{0.21}$, waarbij 90% van de waarnemingen lag tussen $x_a = 0,88 I^{0.21}$ en $x_a = 1,77 I^{0.21}$. Er is dus een aanzienlijke spreiding. Deze komt tot uiting in figuur 2.5, welke is overgenomen uit Wessels (1972) en waarin de waterinhoud staat uitgezet als functie van de druppelgrootte voor een geval met hoge regenintensiteit, twee gevallen met een intensiteit van ongeveer 0,7 mm/uur en twee gevallen van lichte regen.

Wessels vond geen aanwijzingen dat de waarden van de constanten in (2.5) afhankelijk waren van het type neerslag, van een synoptische classificatie, van de stabiliteit, van de hoogte van het 0°C-niveau, van de relatieve vochtigheid of de windsnelheid.



Figuur 2.5 Drupplspectra in regen gemeten te De Bilt, waaronder enige contrasterende spectra bij ongeveer gelijke regenintensiteiten I.

2.3 Meting van neerslag met behulp van radar

De toepassing van radar voor het meten van neerslag berust op het verschijnsel dat de door een radarzender uitgezonden elektromagnetische energie wordt verstrooid en ten dele teruggekaatst door neerslagelementen.

Een radarinstallatie bestaat uit een krachtige zender met een vermogen van 10-1000 kW, die de elektromagnetische energie uitzendt in de vorm van zeer kortdurende (10^{-6} s) golfvormige stoten, zogenaamde pulsen, een zeer gevoelige ontvanger die de teruggekaatste energie opneemt met behulp van een richtbare antenne en een of meer beeldschermen om de echo's van de doelen zichtbaar te maken. Op het KNMI wordt als beeldscherm een Plan Position Indicator scherm gebruikt. Dit is een cirkelvormig beeldscherm dat fungeert als een soort landkaart met de positie van de radar in het middelpunt. Als de radarbundel 360° in het horizontale vlak wordt rondgedraaid, verschijnt een beeld waarbij alle echo's in hun positie ten opzichte van de radar – afstand en richting ten opzichte van het noorden – worden getoond. Aangezien de echo's voldoende lang nagloeien, verschijnt een volledig beeld van de waarnemingen rondom, zie figuur 2.6.

Een pulsduur van 10^{-6} s komt overeen met een pulslengte van 300 m. Dit betekent dat de voorkant van de golf al op 300 m afstand is, voordat de hele puls uit de zender vertrokken is. Daar men de echo pas kan meten als de hele puls vertrokken is, betekent dit dat de minimumafstand waarop nog echo's waargenomen kunnen worden $\frac{1}{2} \cdot 300 \text{ m} = 150 \text{ m}$ is. De maximale afstand waarvan nog echo's kunnen worden waargenomen wordt bepaald door het pulsinterval, de tijd tussen de begintijdstippen van twee opvolgende pulsen. Bedraagt het pulsinterval bijv. 10^{-3} s, dan kan een puls in die tijd maximaal 300 km afleggen; dit betekent dat vanaf een „doel” op maximaal 150 km afstand een teruggekaatste puls de ontvanger nog juist kan bereiken voordat de volgende puls onderweg is. Het bereik van de radar is dan 150 km.

Het tijdsinterval tussen het uitzenden van de puls en de ontvangst van het teruggekaatste signaal bepaalt de afstand van de echo; de hoogte (elevatie) en richting (azimuth) van het echoproducerend neerslagelement worden afgelezen van de stand van de gerichte antenne. Het bereik van de radar wordt verder beperkt door de kromming van het aardoppervlak; een

Figuur 2.6
Opname van de buien-
radar te De Bilt op 19
juli 1966, 17.14 uur.
Duidelijk zijn twee
buienlijnen te zien.



horizontaal uitgezonden puls komt daardoor steeds hoger boven de grond, op 100 km afstand ongeveer 800 m. Een bundel met een openingshoek van 1° heeft op die afstand een doorsnede van ruim 1500 m. Dit betekent dat op 100 km afstand twee doelen tenminste 1500 m van elkaar verwijderd moeten zijn, wil men deze als afzonderlijke echo's waarnemen.

De golflengte van de radar ligt in het cm-gebied. De meest gebruikte golflengten zijn 10 cm (S-band), 5,7 cm (C-band) en 3,2 cm (X-band).

De radarvergelijking kan als volgt worden geschreven (zie bijv. De Bruin (1977a) voor een afleiding)

$$(2.6) \quad P_r = \frac{C P_t A l}{s^2 \lambda^4} f^2(N) Z$$

met P_r : de teruggekaatste energie in W,
 C : een constante (ongeveer 50),
 P_t : de uitgezonden energie in W,
 A : de effectieve antenne-oppervlakte in m²,
 l : de pulslengte in m,
 s : de afstand van radar tot doel in m,
 λ : de golflengte van de radar in m,
 $f(N)$: een dimensieloze functie van de brekingsindex N ,
 $f^2(N)$ is 0,93 voor waterdruppels en 0,20 voor ijsdeeltjes,
 Z : de radarreflectieparameter in m³, die afhankelijk is van het aantal neerslagelementen per volume-eenheid.

De radarreflectieparameter is als volgt afhankelijk van het aantal neerslagelementen

$$(2.7) \quad Z = \int_0^{\infty} n_x x^6 dx.$$

Voor n_x kan bijv. het druppelspectrum van Marshall and Palmer (1948) worden genomen. Invullen van (2.2) en (2.3) in (2.7) levert dan na integratie

$$Z = 296 I^{1.47} \text{ mm}^6/\text{m}^3$$

met I in mm/uur.

In het algemeen kan men zeggen

$$(2.8) \quad Z = BI^\beta$$

waarbij B en β afhankelijk zijn van de soort neerslag. De meest gebruikte waarden van B en β zijn respectievelijk

$$B = 200 \quad \text{en} \quad \beta = 1,6.$$

B neemt af met toenemend aantal kleine druppels en neemt toe met toenemende convectie. Wil men vergelijking (2.8) gebruiken voor kwantitatieve doeleinden, het meten van de neerslagintensiteit I uit radarwaarnemingen, dan moet vergelijking (2.8) geijkt worden met behulp van een dicht meetnet van regenmeters, zie bijv. Attmannspacher (1977) of Harrold (1977).

Wessels (1972) heeft een verband tussen Z en I afgeleid uit gemeten druppelspectra te De Bilt. Hij vond $Z = 260 I^{1.43}$, waarbij 90% van de waarnemingen lag tussen $Z = 120 I^{1.43}$ en $Z = 530 I^{1.43}$. Door de grote spreiding kan bij een gemeten Z de I slechts tot op 50° nauwkeurig worden bepaald.

Nadere beschouwing van de vergelijkingen (2.6) en (2.7). Het aantal wolkendruppeltjes n_x is ongeveer $10^8/\text{m}^3$ (zie 2.2.2) met een diameter van 10^{-5} m (zie figuur 2.4). Dit betekent dat Z in (2.7) is 10^{-22} m^3 .

Voor neerslag geldt een aantal van $100/\text{m}^3$ met een diameter van 10^{-3} m. Hiervoor wordt Z met behulp van vergelijking (2.7) 10^{-16} m^3 .

Uit vergelijking (2.6) is Z op te lossen als

$$Z = \frac{P_r}{P_t} \frac{1}{C^2(N)} \frac{s^2 \lambda^4}{A l} = \frac{P_r}{P_t} \frac{s^2 \lambda^4}{46,5 A l}.$$

Wanneer hierin realistische waarden worden ingevuld $P_r = 10^{-13}$ W, $P_t = 10^5$ W, $A = 1,5 \text{ m}^2$ en $l = 10^3$ m, vindt men als minimale waarde van Z waarvoor de teruggekaatste energie P_r nog te meten is: $1,4 \cdot 10^{-23} s^2 \lambda^4 \text{ m}^3$. Zelfs voor het grootste bereik $s = 100$ km en de grote golflengte $\lambda = 10$ cm blijft Z met $1,4 \cdot 10^{-17} \text{ m}^3$ onder de Z voor regendruppels. Alleen voor kleine afstanden ($s \approx 1$ km) en de 3-cm radar komt de Z onder de Z van wolkendruppels. Bij de normale buienradar heeft men dus geen last van reflectie door wolken, met andere woorden alleen neerslaggebieden worden gedetecteerd.

2.4 Dynamische aspecten van het ontstaan van wolken en neerslag

In 2.2 is uiteengezet onder welke omstandigheden waterdamp in de atmosfeer kan condenseren tot wolkendruppels en hoe hieruit neerslag kan ontstaan. In deze paragraaf zal

worden uiteengezet welke meteorologische processen tot verzadiging leiden. Hierbij kunnen worden onderscheiden:

- a. Adiabatische processen die overheersen bij stijgende bewegingen. Dit gebeurt bijvoorbeeld in depressies, in een onstabiele atmosfeer (2.4.1), bij frontvlakken (2.4.2) en als de lucht door een berg tot snelle opstijging wordt gedwongen (2.4.3).
- b. Isobare processen, waarbij de horizontale beweging overheerst, zoals de advection van warme lucht over een koud oppervlak of van koude lucht over een warm oppervlak (2.4.4).

2.4.1 Convectieve bewolking

Hier zal het ontstaan van convectieve bewolking worden besproken door convergentie en onstabieleit.

Convergentie is de toestroming van lucht naar een centraal punt. Dit treedt bijvoorbeeld op in een lagedrukgebied (depressie) waar de lucht uit streken met hogere luchtdruk naar toestroomt. De toestromende lucht kan slechts naar boven uitwijken. Convergentie leidt dus tot convectie. De convectie geeft weer aanleiding tot afkoeling en een meestal uitgestrekt wolkenstelsel. De soort bewolking in een depressiegebied is afhankelijk van de stabiliteit van de lucht.

Onstabieleit. Op warme zonnige dagen zullen door de onstabiele opbouw van de atmosfeer in de onderste lagen luchtbellen kunnen opstijgen (thermiek). Deze stijging gebeurt echter niet onmiddellijk na het onstabiel worden van die lagen. Het blijkt dat grote „luchtbellen” als het ware aan het aardoppervlak plakken totdat het temperatuurverschil van de bel met de omgevende lucht één of meer graden Celsius is geworden. Pas dan laten ze los, zodat er een plotselinge stijgende beweging over een groot gebied plaatsvindt.

De kracht die de luchtbellen omhoog doet bewegen is evenredig met het volume van de luchtbel, dus met r^3 als r de straal van de luchtbel voorstelt. Bij het stijgen ondervindt de bel wrijving van de omgevingslucht en mengt hij voortdurend met die lucht. Deze processen, waardoor de bel aan stijgkracht verliest, zijn evenredig met het buitenoppervlak van de bel, dus met r^2 . Een te kleine luchtbel zal niet kunnen stijgen doordat de wrijvings- en mengingsverliezen relatief van te grote betekenis zijn. Slechts grote luchtbellen met een doorsnede van enige tientallen meters zullen over grote afstanden kunnen stijgen. Verder geldt hoe groter de onstabieleit hoe kleiner de luchtbellen die nog kunnen opstijgen. Bij het bereiken van het condensatieniveau ontstaan druppeltjes in de thermiekbels en kan die door de vrijgekomen condensatiewarmte nog aan stijgkracht winnen.

Wanneer de lucht boven het condensatieniveau stabiel is, vormen zich slechts kleine cumuluswolken. Deze mooi-weer cumuli zijn vaak kenmerkend voor het weersverloop op mooie zomerdagen. In de loop van de ochtend ontstaat de bewolking, tegen de avond neemt de convectie weer af, de stabiliteit neemt toe en de wolken lossen op.

Is de atmosfeer boven het condensatieniveau (voorwaardelijk) onstabiel, dan kan de luchtbel doorstijgen. Bevindt zich op enige hoogte een temperatuurinversie, dan zullen de verticale afmetingen van de wolk beperkt blijven. De convectieve bewolking kan dan door de wind onder de inversie tot een stratocumulusdek worden uitgespreid.

Is het temperatuurverloop in de atmosfeer tot op grote hoogte voorwaardelijk onstabiel, dan ontwikkelt zich een cumulonimbus (zie bijlage C, bui 6-7 juni 1961). Hierbij zijn drie stadia te onderscheiden.

- a. Het *cumulusstadium* met meest stijgende bewegingen en een duur van 10-15 minuten. De stijgsnelheid neemt toe met de hoogte en de wolk ontwikkelt zich snel tot boven het 0°C -niveau. Inmiddels hebben zich druppels en sneeuwvlokken in de wolk opgehoopt. De geaccumuleerde hoeveelheid water kan zo groot worden dat de zwaarste druppels, tegen de

stijgende beweging in, door de wolkenbasis naar beneden vallen. Ze zullen daar in de onverzadigde lucht onder de wolk geheel of gedeeltelijk verdampen. De daardoor afgekoelde lucht is zwaarder geworden dan zijn omgeving en zal geneigd zijn te dalen. Daarbij sleuren de regendruppels de omgevingslucht ook nog eens mee omlaag.

b. In het *volwassen stadium*, dat ongeveer 15-30 minuten duurt, bestaan dalende en stijgende bewegingen naast elkaar. In de top van de wolk blijken vaak ijskristallen te ontstaan door het bevriezen van omhooggevoerde waterdruppels. Door dit bevriezen komt stollingswarmte vrij waardoor de stijgkracht van de wolk nog meer toeneemt. Hoog in de wolk wordt de ijsvorming zo massaal, dat de bovenzijde een vezelachtig voorkomen krijgt, in de vorm van een „aanbeeld”. Het ontstaan van het aanbeeld valt vaak samen met het vallen van de eerste neerslag op de grond. Deze daalstroom interfereert met de convectie. De laatste verdwijnt en daarmee is de oorzaak van de stijgende stromen weggenomen. De ontwikkeling komt daarmee in het laatste stadium.

c. Het *oplossingsstadium* van ongeveer 30 minuten. De neerslagintensiteit neemt af. De dalende bewegingen worden minder sterk en sterven daarna geheel uit. De Cb is overgegaan in Ac en Ci.

Deze beschrijving van de ontwikkeling en oplossing van een enkele Cb (Byers and Braham, 1949) is sterk geschematiseerd. In werkelijkheid zijn er vaak groepen cumuliforme wolken, alle in verschillende stadia van ontwikkeling. Daardoor kan de neerslagintensiteit aan de grond zeer verschillend zijn, zowel in tijd als plaats. Meestal heeft het begin van de bui (begin van het volwassen stadium) de grootste intensiteit, hetgeen door Levert (1958) bevestigd is door statistisch onderzoek van pluviograafgegevens van De Bilt. Uit de gegevens in bijlage C blijkt eenzelfde voorkeur.

Wanneer de koude daalstroom tijdens het volwassen stadium de grond bereikt, spreidt hij zich daar horizontaal uit en schuift onder de warme lucht in de omgeving van de bui. De warme lucht wordt tot stijgen gedwongen waardoor nieuwe buien kunnen ontstaan. Het afsterven van de ene cel kan dan de groei van een of meer andere inleiden. Als gevolg van deze tendens is de levensduur van een groep buiencellen veel langer dan die van een enkele Cb. De neerslag kan dan zeer langdurig zijn. De nieuwe cellen ontwikkelen zich bij voorkeur aan de zijzijde van een oude cel. Dit betekent dat het buiengebied met de gemiddelde wind meedrijft. De buien, die binnen een meer of minder uniforme luchtmassa tengevolge van onstabieleit ontstaan, worden *luchtmassabuien* genoemd (zie bijlage C, bui 6-7 juni 1961).

Buien kunnen ook 's zomers ontstaan, als een koufront een gebied met een onstabiele (of nagenoeg onstabiele) temperatuurophbouw binnentrekt. Het koufront doet dan door optilling cumulonimbi ontstaan (zie 2.4.2) en de koude daalstroom van de zo gevormde buien geeft daarna aanleiding tot weer nieuwe buien. Uiteindelijk kan zo een *buienlijn* tot stand komen, die soms op meer dan 100 km afstand aan het oorspronkelijke front voorafgaat. Dit wordt met de Engelse term „squall-line” aangeduid.

Het schema van de ontwikkeling en oplossing van een individuele Cb wordt verstoord door het windveld. Gedurende het bestaan van de bui zorgt de wind voor enige verplaatsing van het hele systeem. Nu vertoont het windveld soms grote vectoriële verschillen met de hoogte. De windsnelheid neemt doorgaans met de hoogte toe en ook de windrichting kan verschillen: men spreekt in beide gevallen van windschering. De kans dat opeenvolgende thermiekbellen elkaar versterken wordt nu geringer en gevormde wolken zullen gemakkelijk verwaaien. In gevallen met sterke windschering kan men zich echter voorstellen dat een buienwolk enigszins met de wind mee overheelt. Hierdoor kan een situatie ontstaan waarbij de neerslag niet meer op dezelfde plaats valt waar de warme lucht opstijgt. Stijg- en daalstromen komen gescheiden te liggen met het gevolg dat de daalstroom de opstijging van de warme lucht niet meer hindert. De oorzaak van het afsterven van de bui is daarmee weggenomen. Dergelijke buien kunnen dan soms uren lang blijven bestaan (zie bijlage C, bui 3-4 juli 1952). De afgelegde weg

van deze zware trekkende buien kan wel honderden kilometers zijn. Door de daalstromen wordt de kinetische energie van de hoge windsnelheid op grote hoogte naar beneden gevoerd. De buien gaan dan gepaard met zware windstoten.

2.4.2 Luchtsoorten en fronten

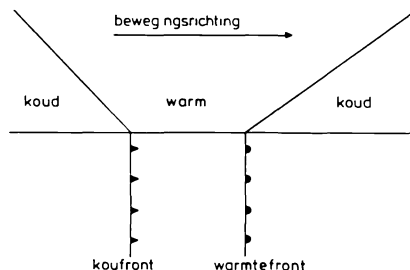
Het wisselende karakter van het weer in Nederland hangt samen met het feit dat in de luchtstroming achtereenvolgens luchtsoorten van verschillende oorsprong worden aangevoerd. Een luchtsoort is een grote hoeveelheid lucht, die in ieder horizontaal vlak in zekere mate homogeen is wat betreft temperatuur en vochtigheid. De horizontale afmetingen van een luchtsoort zijn in de orde van 1000 km of meer en de verticale afmetingen variëren van enkele honderden meters tot 10 km of meer.

Het grensvlak tussen twee luchtsoorten fungeert als een overgangszone voor de eigenschappen van deze luchtsoorten; de overgangszone wordt frontale zone genoemd, als de overgang bijzonder scherp is frontvlak. De snijlijn van een frontvlak met een horizontaal vlak heet front. De frontvlakken kunnen met snelheden van 15-60 km/uur met de luchtsoorten meetrokken in de luchtstroming.

Komt men na het passeren van een front van de warme lucht in de koude lucht, dan is er een koufront gepasseerd, komt men van een koude in een warme luchtsoort terecht, dan trok er een warmtefront over. Een front dat zich niet of nauwelijks beweegt wordt een stationair of quasi-stationair front genoemd.

Door de grotere soortelijke massa stroomt de koude lucht als een wig onder de warme lucht, zodat het frontvlak scheef gaat staan onder een helling van 1 : 50 à 1 : 500. Zie figuur 2.7, waarin voor de duidelijkheid de verticale schaal veel groter is dan de horizontale. De helling van het frontvlak is niet constant, maar is afhankelijk van de breedtegraad waarop het front ligt en van het verschil in temperatuur en windsnelheid in de door het front gescheiden luchtsoorten.

*Figuur 2.7
Schematische verticale
doorsnede van een kou-
frontvlak en een warm-
tefrontvlak.
In het onderste deel
van de figuur is
aangegeven hoe de
denkbeeldige snijlijnen
van de frontvlakken
met het aardoppervlak
in weerkaarten worden
getekend.*

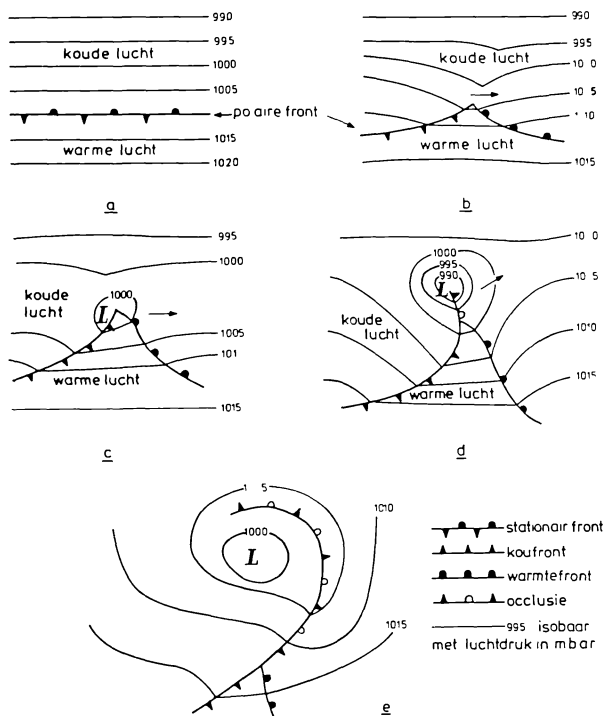


Bovenstaande uiteenzetting over luchtsoorten en fronten geeft een ideaal beeld weer. In werkelijkheid kan de situatie hiervan sterk afwijken. Om de neerslagverschijnselen bij fronten te kunnen beschrijven, is het noodzakelijk het ideale beeld nog even vast te houden. Op basis van de gemiddelde luchtdrukverdeling op aarde kan men o.a. de volgende luchtsoorten onderscheiden: tropische lucht, die ontstaan is in de sub-tropen en polaire lucht, die zijn eigenschappen heeft gekregen op gematigde breedten. De grenslijn tussen de warme tropische lucht en de koelere polaire lucht wordt het polaire front genoemd. 's Winters ligt het polaire front ongeveer op de hoogte van de Golf van Biscaye, 's zomers ongeveer boven de Britse Eilanden.

Door verschijnselen waarop in het kader van dit boek niet kan worden ingegaan kunnen in het polaire front golven ontstaan (fig. 2.8), die vergezeld gaan van grote luchtdrukdalingen. Er ontstaat zo een depressie. De golf verplaatst zich met de gemiddelde luchtstroming van west naar oost (zie figuur 2.8 b). Door de knik in het front is warme lucht naar het noorden gestroomd en is er ten zuidoosten van de depressie een warmtefront gekomen en ten zuidwesten van de depressie een koufront. Dit gehele systeem beweegt naar het oosten (zie figuur 2.8 c). Een waarnemer ziet dus eerst een warmtefront overkomen, waarna hij in de warme lucht komt, de z.g. warme sector, en daarna een koufront. Het koufront loopt sneller en zal het warmtefront inhalen. Het warmtefront wordt opgetild door het koufront, een proces dat occluderen wordt genoemd. Vanuit de depressie loopt er dan een geoccludeerd front, kortweg occlusie (zie figuur 2.8 d). Het occlusieproces gaat zover door, dat het warmtefront tenslotte niet meer aan het aardoppervlak terug te vinden is. De depressie vult op (figuur 2.8 e).

Figuur 2.8

Ontstaan van een golf in het stationaire polaire front, de uitdieping van een depressie L en het verloop van kou- en warmtefront.



Uit deze sterk geschematiseerde beschrijving blijkt in elk geval dat bij een koufront de warme lucht wordt opgetild door de wig van koude lucht, bij een warmtefront de warme lucht opstroomt tegen het langzaam bewegende warmtefrontvlak en bij een occlusie het hele warmtefront wordt opgetild. In alle gevallen treden er dus stijgende bewegingen op. Bij een warmtefront zijn de verticale stijgsnelheden van de warme lucht lager dan in convectieve omstandigheden, enige cm/s. Niettemin zal de lucht bij stijging adiabatisch afkoelen en op een zeker moment het condensatieniveau bereiken. Dit betekent dat aan het frontvlak bewolking zal ontstaan. De warme lucht heeft vaak een hoge relatieve vochtigheid, zodat het condensatieniveau laag ligt: de wolkenbasis kan op 300 m of lager ontstaan. Welk soort bewolking wordt gevormd hangt af van de stabiliteit van de luchtlaag boven het

condensatieniveau. Is deze stabiel en blijft hij bij het opglijden stabiel, dan wordt er stratiforme bewolking gevormd, meestal een altostratus-nimbostratus systeem, dat aan de bovenkant nog een cirrus-cirrostratus scherm vertoont en aan de onderzijde stratus. Het hele systeem reikt hoog genoeg om neerslag te geven van gelijkmatige intensiteit en lange duur. Is de lucht boven het condensatieniveau onstabiel, wat o.a. kan gebeuren door advectie (toevoer) van koude lucht in de hogere luchtlagen, of wordt ze door het opglijden onstabiel, dan kunnen ook cumuliforme wolken ontstaan. In het altostratus-nimbostratus systeem zitten dan – vaak voor het oog verborgen – cumuli en cumulonimbi. De langdurige neerslag heeft dan een afwisselend karakter: matige, lichte en soms zware neerslag wisselen elkaar af. Na de passage van een warmtefront is het aardoppervlak in de warme sector nog relatief koud ten opzichte van de warme lucht. De opbouw van de atmosfeer is dan stabiel, hetgeen meestal gepaard gaat met slecht zicht en lage stratus waaruit motregen kan vallen. Een onderzoek van Shaw (1962) in Noord-Engeland heeft aangetoond dat het percentage van de jaarsom aan neerslag dat gedurende de aanwezigheid van de warme sector valt toch nog 9-16% kan bedragen.

Ook bij een koufrontvlak en een occlusie wordt de warme lucht gedwongen tegen de koude op te lopen met in principe dezelfde verschijnselen als bij een warmtefront. Door de in het algemeen steilere helling van het koufrontvlak wordt de neerslag in een smallere strook geproduceerd. De hogere treksnelheid van het koufront en de steilere helling betekenen dat de opgliding krachtig geschiedt met onstabiele verschijnselen als gevolg. De neerslag valt uit cumuliforme bewolking en heeft een buig karakter (frontale buien). De neerslagzone is in het algemeen 100 km breed of minder. Na de passage van een koufront geeft het relatief nog warme aardoppervlak ten opzichte van de koude lucht aanleiding tot onstabiele verschijnselen: goed zicht en cumuliforme bewolking, die geruime tijd na de frontpassage nog aanleiding kan geven tot buien.

2.4.3 Orografische effecten

Obstakels zoals heuvels en bergen veroorzaken een geforceerde opstijging van de lucht. Hierbij treedt weer een adiabatische temperatuurdaling op, met wolkenvorming als het condensatieniveau wordt overschreden. Daarbij valt dan aan de loefzijde (windzijde) van de bergen neerslag. Dit orografische effect is duidelijk te vinden bij bergketens, die loodrecht op de overheersende windrichting staan zoals het Scandinavisch hoogland, maar ook bij de Vogezen, de Ardennen en Sauerland. Aan de lijzijde heeft de lucht een lage relatieve vochtigheid gekregen, de wind waait daar droog en schraal het dal in. Een orografisch effect is ook te verwachten bij kleine eilanden en de Hollandse duinenrij.

In Nederland is enige invloed van de orografie op de neerslagverdeling terug te vinden (zie 2.4.4 en 6.1). Timmerman (1963) heeft dagsommen van de neerslag voor het tijdvak 1901-1953 ingedeeld naar overheersende windrichting. Hij vond dat de gemiddelde dagsom in Maastricht bij zuidenwind ongeveer 0,6 mm minder is dan in Helmond. Ondanks de geringe betrouwbaarheid van Maastricht als neerslagstation (zie bijlage A2) mag men dit verschil reëel achten als bijeffect van de Eifel en de Ardennen. Bij noordenwind wordt de neerslag op de heuvels van Zuid-Limburg juist gestimuleerd.

Met een eenvoudig model van condensatie ten gevolge van stijgende bewegingen toonde Timmerman (1963) aan dat ook de heuvels van de Veluwe, in Utrecht en in Overijssel, waar de hoogteverschillen ongeveer 70 m over 10 km afstand bedragen, aanleiding kunnen geven tot een extra neerslag van ongeveer 1 mm per dag.

2.4.4 Invloed van de zee op de neerslagverdeling

Door de aanwezigheid van de Noordzee kunnen ook isobare processen een rol spelen bij het ontstaan van convectieve bewolking, zoals in de zomer als vochtige, tamelijk warme lucht

over zee naar land wordt gevoerd. Het zeewater is dan nog koud en koelt de onderste luchtlagen af. Boven land, waar de temperatuur hoog is, zullen de onderste luchtlagen snel verwarmd worden, hetgeen onstabiliteit tot gevolg heeft.

's Winters kan met noordenwind koude lucht uit de poolstreken worden aangevoerd. Het Noordzeewater is dan nog tamelijk warm waardoor de temperatuur van de onderste luchtlagen toeneemt. Er ontstaat daar convectie met cumuliforme bewolking, die buien tot gevolg kunnen hebben. Deze buien kunnen het land binnendrijven. Omdat het koude aardoppervlak de lucht van onderen weer afkoelt, zal verder landinwaarts de stabiliteit toenemen en aan de convectie een einde komen. De buien blijven beperkt tot de kuststrook. In tegenstelling tot de temperatuur boven het aardoppervlak is die boven zee niet aan grote schommelingen tussen dag en nacht onderhevig. Dit betekent dat 's nachts de lucht vlak boven zee relatief warm is ten opzichte van de lucht op iets grotere hoogte. Dit komt tot uiting in de grotere buienactiviteit 's nachts, waarbij de buien de kuststreken kunnen binnendringen (zie ook 6.1).

Daarnaast speelt ook het verschil in oppervlakteruwheid van de zee en het land een rol. In Nederland geven de duinen daarbij nog een extra orografisch effect. Bergeron (1949) veronderstelde dat de duinen een staande golf in de luchtstroming veroorzaken en dat het patroon van verticale bewegingen in de neerslagcijfers moet zijn terug te vinden met maxima op verschillende afstanden van de kust. Het eerste maximum in de kuststrook zou kunnen worden toegeschreven aan de convergentie ten gevolge van de toeneming in ruwheid van zee naar land. De theorie van Bergeron met betrekking tot het tweede en volgende maximum is voor Nederland moeilijk te bewijzen, omdat hier de afwisseling van wateroppervlak - landoppervlak in de volgorde Noordzee - land - IJsselmeer - land een verstorende rol kan spelen.

Boer and Feteris (1969) vonden dat buien boven Zeeland bij voorkeur speciale banen volgen. In de zomer traden bij winden parallel aan de kust hoge buienfrequenties op in evenwijdige banen op 8, 16 en 40 km van de kust. Zij vermoedden dat dit samenhangt met de zeewindcirculatie die in de zomer optreedt, waarbij op enige afstand van de kust opwaartse bewegingen ontstaan.

Ook hebben zij een onderzoek ingesteld naar de invloed van het getij in de Zeeuwse wateren voor de afdammingen in het kader van het Deltaplan op de verdeling van buien (Boer and Feteris, 1970). Bij vloed stroomde het koude zeewater de inhammen binnen en lagen de kernen van de buien overwegend boven het land van Zeeuws-Vlaanderen en Noord-Brabant. Bij eb kwamen de platen boven water en kon de zon het laagwater beter verwarmen. Dit leidde ertoe dat de buien zich makkelijker boven de zeearmen konden ontwikkelen. Hier speelt dus het temperatuurverschil van het oppervlak een grotere rol dan het ruwheidsverschil.

Stromen die minder breed zijn dan de Zeeuwse wateren, zoals de grote rivieren, zullen geen merkbare invloed hebben op de neerslagverdeling. De bewering dat buien voor rivieren blijven hangen berust dan ook in veel gevallen op gezichtsbedrog.

2.4.5 Stadseffecten op de neerslag

Reeds lang is bekend dat steden en grote industrieën van invloed zijn op het klimaat op kleine schaal. De invloed van een stad op de neerslag kan worden verklaard met vier mogelijke oorzaken:

- a. De thermische convectie ten gevolge van de hogere temperaturen in de stad dan in de omgeving (warmte-eiland effect).
- b. De verhoogde turbulentie door de grotere oppervlakteruwheid.
- c. De toevoeging van waterdamp door industrie en de verandering in de verdamping bij verharde oppervlakken.

d. De produktie van condensatie- en vrieskernen van een bepaald type.

In de meeste publikaties heeft men zich van klimatologisch-statistische technieken bediend om een effect aan te tonen. In enkele gevallen werden studies gemaakt van aparte buien (Atkinson, 1977; Changnon et al., 1977).

Er is onderzoek gepleegd naar de invloed van een stad op de over een lange tijd gemiddelde neerslag, op het aantal regendagen, het aantal onweersdagen, het aantal hageldagen, het aantal sneeuwdagen, het aantal dagen met grote neerslag, op de dagelijkse en wekelijkse gang, op de trend over een groot aantal jaren en op de uitgestrektheid van zware buien.

Een onderzoek naar het stadseffect op de neerslag kan door allerlei factoren worden bemoeilijkt, zoals veranderingen in de opstelling van regenmeters, te weinig waarnemingspunten en de simultane invloed van orografie en land-zee-effecten.

In steden waar een stadseffect op de neerslag is gevonden, lag de jaargemiddelde neerslag in het effectgebied 5° (Wenen, Chicago) tot 16° (Berlijn, New York) hoger dan in de omgeving (Oke, 1974). Daarnaast zijn er steden zoals Detroit, Turijn en Toronto waar geen stadseffect is gevonden. La Porte (een stadje 50 km ZO van Chicago) vormt een geval op zichzelf. De daar door Changnon (1968) gevonden anomalie van een 30% grotere jaargemiddelde neerslag, 63° meer onweersdagen in de zomer en 246% meer hageldagen is door andere auteurs geweten aan waarnemingsfouten, opstellingsfouten of klimaat-schommelingen.

In het algemeen is een stadseffect op de neerslag groter bij hevige neerslag: bij dagsommen < 5 mm geeft het stadseffect een verhoging van minder dan 10%, bij hoeveelheden > 25 mm dag ligt dat effect bij 30 tot 90° (Changnon, 1978).

Bij grondige analyses van het stadseffect op de neerslag is in het algemeen gevonden dat het effect het grootst is in onstabiele situaties (bij buienlijnen, koufronten en luchtmassabuien).

De extra convectie door de warmte-emissie van een stad of industriegebied veroorzaakt dan een grotere hoeveelheid neerslag aan de lijzijde (Atkinson, 1977).

Uit een publikatie van Buishand (1979) kan voorzichtig worden geconcludeerd dat steden als Rotterdam en Amsterdam ook enige invloed hebben op de neerslag.

3 N E E R S L A G - G E G E V E N S

3.1 Neerslagmetingen in Nederland

De neerslag wordt momenteel in Nederland op een groot aantal plaatsen gemeten. Daarbij wordt een belangrijke bijdrage geleverd door het KNMI. In deze paragraaf worden achtereenvolgens het net van meetstations en de gebruikte instrumenten beschreven.

3.1.1 Het waarnemingsnet

In Nederland vinden neerslagmetingen plaats sinds het begin van de 18e eeuw. De oudste waarnemingsreeks is die van Cruquius te Delft (1715-1725). Tot de tweede helft van de 19e eeuw was het aantal plaatsen waar de neerslag gemeten werd zeer gering. Bovendien hebben de meeste waarnemingsreeksen uit die tijd slechts een beperkte lengte. Een uitzondering hierop zijn de waarnemingen te Zwanenburg (tussen Amsterdam en Haarlem) waar in het tijdvak 1735-1861 de neerslag vrijwel zonder onderbreking werd gemeten.

In 1848 begonnen Buys Ballot en Krecke een meteorologisch observatorium te Utrecht, waaruit in 1854 het KNMI voortkwam. In de eerste jaren beschikte men slechts over ongeveer 20 neerslagstations. Over een periode van 100 jaar werd het meetnet geleidelijk uitgebreid tot ongeveer 340 stations in het begin van de vijftiger jaren. Daarna is het aantal stations iets gedaald. Tegenwoordig bestaat het KNMI-net uit ongeveer 315 stations. Daarnaast beschikt de Rijkswaterstaat over ongeveer 50 meetposten in het zuiden en in het oosten van het land. Dit net, met relatief korte waarnemingsreeksen, wordt binnenkort opgeheven. Een aantal meetposten zal daarbij worden opgenomen in het KNMI-net.

Op het grootste gedeelte van de KNMI-stations wordt uitsluitend éénmaal per dag de neerslag gemeten door een corps van vrijwillige waarnemers. Daarnaast heeft men termijn- en hoofdstations waar naast de neerslag ook andere elementen worden gemeten.

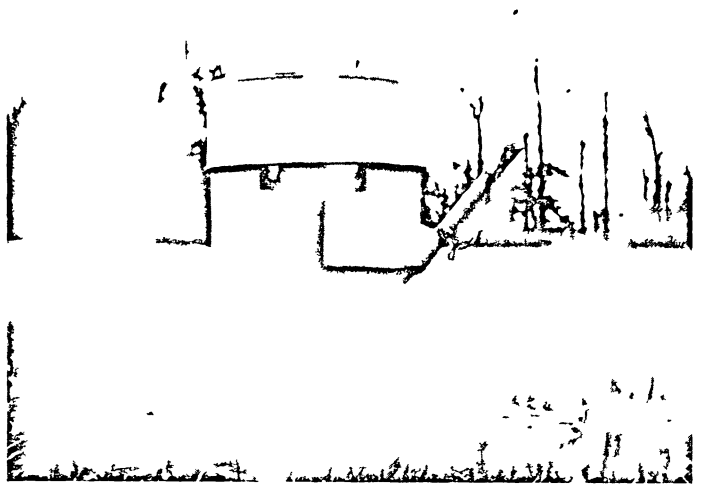
Op de termijnstations werden aanvankelijk driemaal per dag waarnemingen gedaan van onder andere neerslag, temperatuur en vochtigheid. Met ingang van 1971 worden op deze stations de neerslagmetingen slechts éénmaal per dag gedaan. Het aantal termijnstations bedraagt thans ongeveer 35. Termijnstations zullen in de nabije toekomst klimatologische stations genoemd worden.

De hoofdstations zijn de klimatologische stations waaraan uurlijkse gegevens van vele grootheden ontleend worden. De traditionele hoofdstations waren Utrecht/De Bilt, Den Helder, Vlissingen, Groningen/Eelde en Maastricht/Beek. Slechts het station De Bilt beschikte vanaf 1897 over een continue registratie van de neerslag; de vier andere hoofdstations werden pas omstreeks 1957 van een zelfregistrerende regenmeter voorzien. Op 1 januari 1971 vond er een versmelting plaats van het klimatologische en het synoptische meetnet, waardoor het aantal hoofdstations aanzienlijk is uitgebreid. Tegenwoordig heeft men ongeveer 15 hoofdstations waarvan de meeste over een zelfregistrerende regenmeter beschikken.

3.1.2 Het gebruikte instrumentarium

Aanvankelijk was er een zeer grote variatie in het type regenmeter en ook in de opstellingshoogte. In 1903 werd een standaardregenmeter ingevoerd waarvan de bovenrand zich 1,50 m boven het maaiveld bevond. Een afbeelding van deze regenmeter is gegeven in figuur 3.1. De neerslag wordt opgevangen in een trechtervormig vat en van daaruit door een pijpje naar een daaronder gelegen verzamelbak gevoerd. Een dergelijke constructie is noodzakelijk om verdamping van de opgevangen neerslag tegen te gaan. Het aftappen geschiedde door het instrument om zijn as te kantelen. De opvangtrechter had een opening van 400 cm^2 . Dit houdt in dat bij 1 mm regen 40 cm^3 (ml) water opgevangen wordt.

Figuur 3.1
Oude standaardregen-
meter (opening 400
cm²) op 40 cm hoogte.
Tijdelijke opstelling De
Bilt, 2 april 1980.

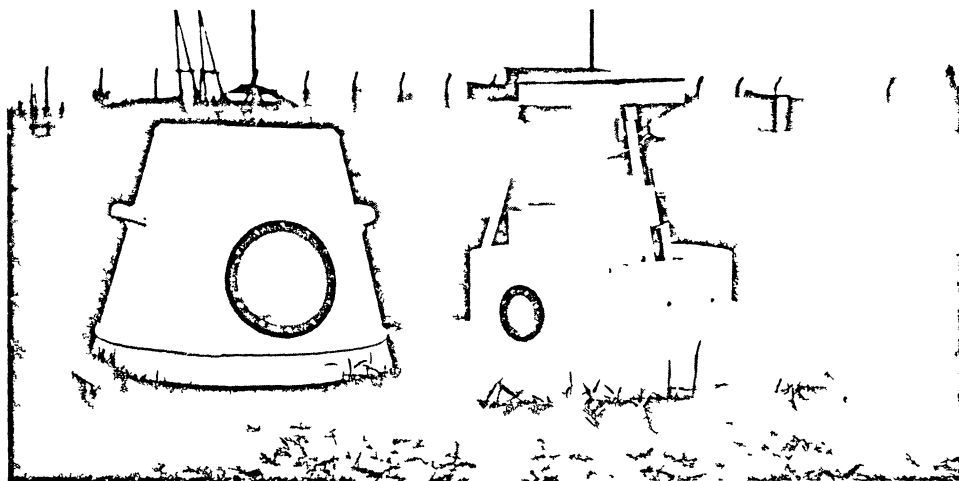
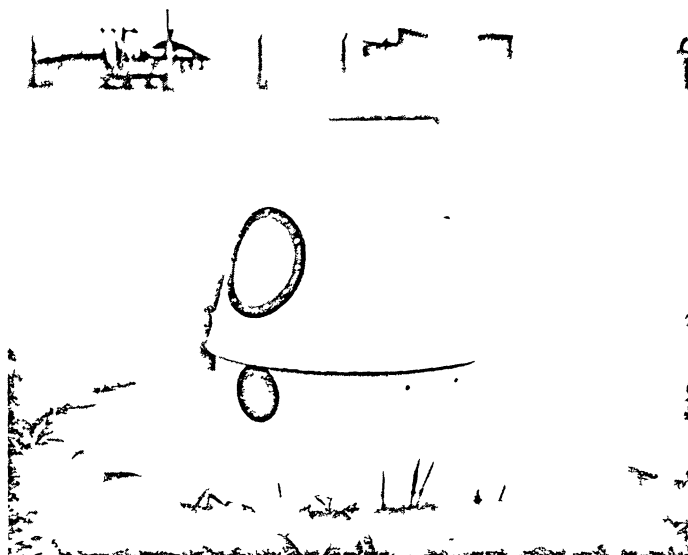


Figuur 3.2
Huidige standaardre-
genmeter (opening 200
cm²) te De Bilt, 2 april
1980.



Neerslaghoeveelheden van 0,1 mm zijn daarom nog redelijk nauwkeurig af te lezen. Naar aanleiding van een onderzoek van Braak naar de grootte van de windfout (zie 3.2.1) werd in het tijdvak 1946-1955 de opstellingshoogte van het instrument verlaagd tot 40 cm. Bij deze opstellingshoogte was het echter niet mogelijk de regenmeter door kanteling af te tappen. Dit en enige andere bezwaren hebben geleid tot de invoering van een nieuw model (zie figuur 3.2). Het nieuwe type heeft een diepere opvangtrechter met een opening van 200 cm². Bij neerslaghoeveelheden groter dan 110 mm (komt zeer zelden voor) moet men een tussentijdse aftapping doen daar anders de regenmeter overloopt. De bovenrand van de trechter bevindt zich op 40 cm boven het maaiveld. Sinds 1962 wordt het oude type geleidelijk door dit nieuwe model vervangen. Thans is op vrijwel alle stations het nieuwe type aanwezig.

*Figuur 3.3
Pluviograaf te De Bilt,
2 april 1980 (type
Hauer (1951), fabri-
kaat Van Doorn). Op
de onderste foto is de
trommel met registra-
tiestrook te zien. Rechts
daarvan bevindt zich
onder de opvangtrechter
een verwarmingslamp.*



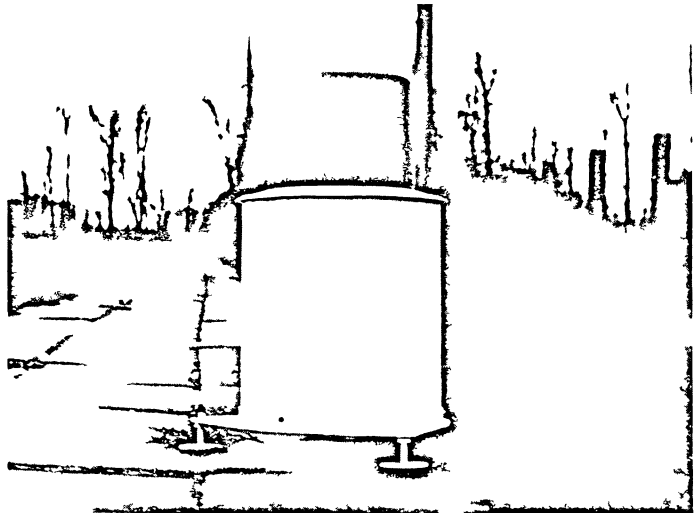
Bij continue registratie van de neerslag wordt gebruik gemaakt van een pluviograaf of van een elektrische regenmeter met registratie op afstand.

Een afbeelding van een pluviograaf is gegeven in figuur 3.3. De opvangopening heeft een oppervlakte van 400 cm^2 en bevindt zich 40 cm boven de grond. In de verzamelbak bevindt zich een vlotter waaraan een pen bevestigd is. De neerslag wordt op een strook geregistreerd die om een ronddraaiende trommel is gespannen. De verzamelbak wordt na elke 10 mm neerslag automatisch door een hevelsysteem geleegd.

In De Bilt zijn voor 1954 andere typen pluviografen in gebruik geweest, zie bijlage A1.

Bij de pluviograaf moet men elke dag de registratiestrook vernieuwen. Dit leverde vooral bij sommige vliegvelden bezwaren op, daar men startbanen oversteken moest om bij het instrument te komen. In het begin van de zeventiger jaren werd op de meeste vliegvelden een elektrische regenmeter geïntroduceerd, waarbij de neerslag op een op afstand gelegen recorder wordt geregistreerd. Een afbeelding van een elektrische regenmeter is gegeven in figuur 3.4. De opvangopening van dit instrument heeft een oppervlakte van 200 cm^2 en bevindt zich 40 cm boven het maaiveld. De vlotterkamer wordt geleegd door middel van elektrisch bediende kleppen. Op vliegvelden van de Koninklijke Luchtmacht wordt echter een elektrische regenmeter van een afwijkend type gebruikt (zie de beschrijving van de stationsgeschiedenis van Leeuwarden in bijlage A2).

*Figuur 3.4
Elektrische regenmeter.
Dit type is momenteel
op de burgervliegvelden
in gebruik. Tijdelijke
opstelling te De Bilt, 2
april 1980.*

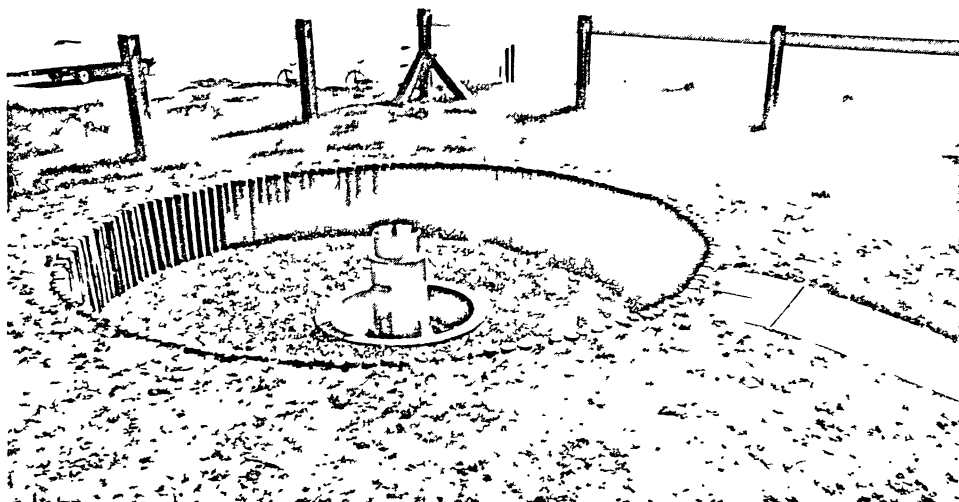


Momenteel bestaat dus de situatie dat bij continue registratie verschillende typen instrumenten in gebruik zijn. Dit is een weinig bevredigende toestand. Op korte termijn wordt daarom een nieuw standaardinstrument ingevoerd. Hierbij is gekozen voor een elektrische regenmeter met registratie op afstand en een opvangopening van 400 cm^2 (zie figuur 3.5).

3.2 Fouten bij neerslagmetingen

Ogenscheinlijk lijkt het meten van neerslag een eenvoudige zaak. Vele fouten kunnen echter gemaakt worden waardoor de gemeten neerslag aanzienlijk kan afwijken van de werkelijke neerslag. De belangrijkste foutenbron wordt gevormd door de invloed van de wind. Daarnaast zijn er nog andere fouten zoals een verdampingsfout, een bevochtigingsfout,

waarnemingsfouten en fouten door het inspatten en het uitspatten van regendruppels. Op het windeffect zal eerst enigszins uitvoerig worden ingegaan. Daarna komen de overige fouten aan de orde.



Figuur 3.5 Nieuwe elektrische regenmeter in Engelse opstelling (toekomstige standaardopstelling voor continue registratie van de neerslag). Proefopstelling te Vlissingen, 13 april 1980.

3.2.1 De invloed van de wind op de neerslagmeting

Een regenmeter werkt als een storend element op de luchtbeweging. Dit leidt tot een verhoging van de turbulentie van de lucht in de omgeving van het instrument waardoor een deel van de neerslag die in de opvangtrechter zou komen er overheen geblazen wordt. Bovendien kunnen allerlei obstakels in de omgeving van de regenmeter de luchtbeweging rond het instrument beïnvloeden en daardoor de op te vangen hoeveelheid neerslag. Aanzienlijke tekorten kunnen optreden bij hoge windsnelheden. Daar de windsnelheid toeneemt met de hoogte zal de fout groter zijn naarmate het instrument hoger staat opgesteld. Daarnaast speelt de grootte van de druppels een belangrijke rol. Bij grote (zware) druppels is het effect veel geringer dan bij kleine (lichte) druppels. Grote windfouten komen voor bij motregen en vooral bij sneeuw.

In wezen heeft men geen last van de windfout als de rand van de opvangtrechter zich op maaiveldshoogte bevindt. De kosten van onderhoud en inrichting van dergelijke grondregenmeters zijn echter aanzienlijk hoger dan die van de thans in gebruik zijnde opstellingen. Bovendien zijn grondregenmeters slecht toe te passen in gebieden met hoge grondwaterstanden. Wel wordt in Nederland op sommige stations (waaronder de hoofdstations Eelde, De Kooy, Vlissingen, Beek en Zierikzee) gebruik gemaakt van de zogenaamde Engelse opstelling (zie figuur 3.5). Bij deze opstelling is de regenmeter omgeven door een aarden wal met een binnendiameter van 3 m. De hoogte van de aarden wal is dezelfde als die van de regenmeter (40 cm).

In de nabije toekomst zal het aantal stations met een Engelse opstelling sterk worden uitgebreid. Het ligt in de bedoeling om bij alle stations met zelfregistrerende apparatuur de Engelse opstelling te introduceren.

Naar de grootte van de windfout is en wordt nog veel onderzoek verricht. Een vrij uitvoerig onderzoek op verschillende plaatsen in Nederland werd uitgevoerd door Braak (1945). Bij dit onderzoek werden de regenhoeveelheden van grondregenmeters vergeleken met regenmeters op 0,40 en 1,50 m hoogte. Tevens werd onderzocht in hoeverre het windeffect gereduceerd kon worden door het plaatsen van een hek om de regenmeter, door een windscherm en door de Engelse opstelling. In latere jaren zijn nog op een aantal plaatsen regenmeters op verschillende hoogten met elkaar vergeleken. Een onderzoek naar verschillen tussen de grondregenmeter en de standaardregenmeter is uitgevoerd door Dekker (1979). In de tabellen 3.1 en 3.2 zijn enkele resultaten uit de onderzoeken van Braak en Dekker samengevat. Uit de tabellen blijkt dat er sterke plaatselijke verschillen zijn en dat er een duidelijke seizoenbeweging is.

Tabel 3.1 Verschillen tussen de neerslaghoeveelheden gemeten met een regenmeter op 0,40 m en een regenmeter op 1,50 m. Het verschil is uitgedrukt als percentage van de hoeveelheid in de meter op 0,40 m.

Plaats	Tijdvak	Aantal maanden	Procentueel verschil			
			dec-feb	mrt-mei	jun-aug	sep-nov
Dirksland	1940-1944	41	13,6	9,4	8,6	10,3
Castricum	1941-1944	42	1,7	0,7	1,4	1,5
Leiduin	1941-1944	34	6,5	2,5	4,2	4,0
De Bilt	1943-1945	23	2,4	2,0	1,2	1,4

Tabel 3.2 Verschillen tussen de neerslaghoeveelheden gemeten met een grondregenmeter en een regenmeter op 0,40 m. Het verschil is uitgedrukt als percentage van de hoeveelheid in de grondregenmeter.

Plaats	Tijdvak	Aantal maanden	Procentueel verschil			
			dec-feb	mrt-mei	jun-aug	sep-nov
Dirksland	1940-1944	41	10,6	9,5	6,6	6,7
Castricum	1941-1944	42	7,8	5,6	3,5	4,8
Leiduin	1941-1944	34	5,9	8,8	3,4	4,0
De Bilt	1943-1945	23	4,5	3,1	2,1	2,2
	1972-1975	43	7,6	6,1	3,2	4,8
Noordsleen	1973-1976	35	4,1	3,5	2,1	2,3
Eibergen	1972-1976	46	5,6	2,7	2,7	2,4

Daar de windsnelheid in het kustgebied groter is dan in het binnenland treft men de grootste windfouten bij kuststations aan. Bij het station Dirksland (Overflakkee), waarbij tijdens het onderzoek de regenmeters nauwelijks tegen de wind beschut waren, komen verschillen van meer dan 10% voor bij regenmeters op verschillende hoogten. Bij goed beschutte kuststations (Castricum, Leiduin) is het effect veel geringer en eigenlijk niet veel groter dan bij landstations.

In de zomer zijn de verschillen kleiner dan in de winter. Dit wordt enerzijds veroorzaakt door de lagere windsnelheden in de zomer, anderzijds door de druppelgrootteverdeling (in de zomer meer convectieve neerslag met in het algemeen grotere druppels, zie 6.1). Uit de tabellen blijkt dat in de winter de procentuele verschillen ongeveer tweemaal zo groot zijn als in de zomer. Een uitzondering vormt het station Dirksland, waarbij het verschil tussen winter en zomer relatief gering is. Braak schrijft dit toe aan de geringe begroeiing bij dit station. Bij neerslagstations omgeven door bomen en dergelijke neemt in het groeiseizoen de beschutting toe waardoor het seizoeneffect in de windfout versterkt wordt.

Merkwaardig zijn de verschillende resultaten in De Bilt voor de twee onderzochte tijdvakken. Enigszins afwijkend gedraagt zich ook het station Leiduin. Voor dit station is in de lente het percentage in tabel 3.1 enigszins aan de lage kant en in tabel 3.2 is het percentage vrij hoog. Dit zou door een te kleine neerslaghoeveelheid in de regenmeter op 0,40 m kunnen komen. Uit de tabellen blijkt voorts dat in het algemeen door de verlaging van de opstellingshoogte van 1,50 m tot 0,40 m de windfout ongeveer gehalveerd is.

3.2.2 Overige fouten

Naast de in de vorige paragraaf genoemde windfout is er een aantal fouten van hoofdzakelijk instrumentele aard waarvan de grootte bij een goede constructie van het instrumentarium gering is. Hieronder vallen de verdampingsfout, de bevochtigingsfout en fouten door het inspatten en het uitspatten van regendruppels.

Doordat de opgevangen neerslag via een pijpje wordt afgevoerd naar een verzamelbak is het verdampingsverlies te verwaarlozen. Een bevochtigingsfout ontstaat enerzijds doordat de eerste regendruppels die op de droge trechter vallen niet naar de verzamelbak worden afgevoerd. Daarnaast zal bij het uitschenken van de inhoud van de verzamelbak in een maatglas een kleine hoeveelheid water aan de wand van de verzamelbak blijven kleven. De bevochtigingsfout is gering, mits het trechteroppervlak en de binnenwand van de verzamelbak niet geverfd worden. Het gevaar voor aanzienlijke verliezen door het uitspatten van regendruppels bestaat bij ondiepe opvangtrechters. Fouten door het inspatten van regendruppels komen voor bij zeer lage opstellingen. Bij grondregenmeters treft men dan ook speciale voorzieningen aan om het inspatten van regendruppels tegen te gaan.

Een apart probleem vormt het meten van neerslag bij sneeuw en vorst. Vanaf de oprichting van het KNMI was het gebruikelijk in deze situatie de regenmeter langzaam te ontdooien en vervolgens de hoeveelheid smeltwater te meten. Zelfregistrerende apparatuur is voorzien van een verwarmingselement, dat geregeld wordt door een thermostaat, die ingesteld is op $+2^{\circ}\text{C}$. Een regenmeter is geenszins een ideaal instrument om sneeuw te meten. Naast een grote windfout bestaat het gevaar voor het instuiven (bij een lage opstelling) en het uitstuiven van sneeuw. Sinds 1954 vinden op alle neerslagstations metingen van het sneeuwdek plaats. Bij vers gevallen sneeuw levert 1 cm ongeveer een hoeveelheid smeltwater op die overeenkomt met 1 mm regen. Na verloop van tijd klinkt de sneeuw echter in waardoor 1 cm sneeuwdek gelijkwaardig kan zijn aan 2 tot 3 mm regen, zie bijvoorbeeld Jackson (1977). Dit vormt natuurlijk een probleem bij de interpretatie van de dikte van een sneeuwdek. Bovendien moet men achter de betrouwbaarheid van deze waarnemingen vooralsnog een vraagteken zetten. Regenmetingen met pluviografen zijn meestal met grotere fouten behept dan die met een gewone regenmeter. Neerslag gevallen tijdens het periodiek legen wordt niet geregistreerd.

Door het verwarmingselement wordt een verdampingsfout geïntroduceerd en de windfout is groter door de ongunstige aërodynamische vorm. Zo vonden Colenbrander en Stol (1970) voor een pluviograaf in de winter een tekort van 8 à 9° ten opzichte van een standaard-regenmeter; in de zomer bedroeg het verschil 2 à 3°. Bij het KNMI is het gebruikelijk door de pluviograaf geregistreerde neerslag zodanig te corrigeren dat de totale hoeveelheid overeenkomt met de hoeveelheid die met de gewone regenmeter afgetapt is. De registraties met elektrische regenmeters worden echter in beperkte mate achteraf gecorrigeerd. Ten slotte heeft men nog te maken met een groot aantal mogelijke waarnemingsfouten. In principe moet de waarnemer elke dag (tegenwoordig om 8 uur GMT) de regenmeter aftappen. Het gebeurt wel eens dat door omstandigheden de regenmeter niet op de juiste tijd wordt afgetapt of dat deze op een bepaalde dag helemaal niet wordt afgetapt. In het laatste geval tapt men dan op de volgende dag de neerslag over twee (of meer) dagen af. De waarnemer is verplicht dit op zijn regenkaart aan te tekenen. De neerslaghoeveelheid moet genoteerd worden op de dag van aftapping en niet op de vorige dag ook al was de neerslag toen gevallen. Het komt voor dat de neerslag per ongeluk bij een verkeerde datum wordt genoteerd. Achteraf worden dit soort waarnemingsfouten tegenwoordig zo goed mogelijk gecorrigeerd, zie 3.4.

3.3 De betrouwbaarheid van de gegevens

Hoewel de neerslagmetingen in de 18e eeuw en in het begin van de 19e eeuw gedaan werden door vooraanstaande beoefenaren van de wetenschap zijn deze gegevens voor hedendaags onderzoek niet zonder meer bruikbaar. In de eerste plaats was het windeffect onbekend. Regenmeters waren vaak zeer hoog opgesteld „om toch vooral de druppels in vrije val” op te vangen. Zo was bij de regenmeter te Zwanenburg de hoogte van de bovenrand ongeveer 3 meter. Daarnaast was er geen algemeen voorschrift voor het meten van vaste neerslag. Gemiddelde waarden van gemeten neerslaghoeveelheden uit vroegere tijden kunnen daarom aanzienlijk afwijken van het hedendaags gemiddelde. Voor de reeks van Zwanenburg vermenigvuldigde Labrijn (1945) alle getallen met een factor 1,11 waardoor het gemiddelde enigszins overeenkwam met het gemiddelde van de latere waarnemingen in het nabijgelegen Hoofddorp.

In de beginjaren van het KNMI was het reeds voorschrift dat vaste neerslag gesmolten moest worden. Ook was het windeffect bekend. Als opstellingshoogte werd ongeveer 1 m aanbevolen. Hiervan is echter soms sterk afgeweken.

In het eerste decennium van de 20e eeuw werd het meetnet grondig gereorganiseerd (met onder andere een standaardisatie van het instrumentarium). Deze reorganisatie betekende een aanzienlijke verbetering van de kwaliteit van het meetnet. Voor vele stations blijken de gemeten waarden in het tijdvak voor de reorganisatie te laag te zijn. De oorzaken hiervan zijn echter vaak niet te achterhalen daar veelal niets van de opstelling en het gebruikte instrument bekend is.

Van een geregelde inspectie was aanvankelijk geen sprake. Sporadisch werd eens een station bezocht. Toen in de dertiger jaren Braak alle stations inspecteerde kwamen daarbij vele gebrekkige opstellingen aan het licht. Sinds 1953 is een speciale functionaris met de inspectie van de stations belast. De neerslagstations worden thans regelmatig bezocht. De bevindingen bij de inspectie worden in een stationsarchief vastgelegd. In dit archief zijn tevens situatieschetsen en foto's van de regenmeteropstelling aanwezig.

In het algemeen kan men zeggen dat vroegere neerslagwaarnemingen minder betrouwbaar zijn dan de hedendaagse. Vooral sinds het begin van de vijftiger jaren is de kwaliteit van de waarnemingen aanzienlijk verbeterd. Bij langjarige reeksen is de situatie van de regenmeter

vaak vele malen gewijzigd. Vaak komt bij dit soort reeksen wel een tijdvak voor waarin de opstelling minder gunstig was. Hierdoor kunnen langjarige reeksen soms sterk inhomogeen zijn. Op de homogeniteit van 24 geselecteerde langjarige reeksen wordt nader ingegaan in bijlage A2.

3.4 De beschikbaarheid van de gegevens

Een hoofdstuk over neerslaggegevens kan niet volledig zijn zonder enige woorden over de beschikbaarheid van de gegevens. Vele neerslaggegevens zijn in de jaar- en regenboeken van het KNMI te vinden. Daarnaast worden tegenwoordig alle gegevens op magneetband vastgelegd en staat ook een groot gedeelte van het vroegere databestand op tape. Dag- en maandsommen van voor 1932 zijn vrijwel allemaal in de jaarboeken te vinden. Vanaf 1932 worden speciale regenboeken uitgegeven waarin de dagelijkse waarnemingen van alle stations zijn opgenomen (behalve voor de jaren 1946-1952, waarin wegens bezuinigingen een aantal stations niet werd opgenomen). Tegenwoordig verschijnt er een regenmaandboek waarin dag-, decade- en maandsommen zijn vermeld. De twaalf samengebundelde maandoverzichten met een opsomming van de jaartotalen vormen thans het jaarboek regenwaarnemingen.

Bij het raadplegen van regenwaarnemingen uit de boeken is echter enige voorzichtigheid geboden. Vroeger werden de waarnemingen eigenlijk zonder controle in het jaarboek overgenomen. Meerdaagse sommen werden niet gesplitst, de dagsommen staan soms bij een verkeerde datum vermeld en verloren gegane waarnemingen zijn als nullen opgenomen. Sinds 1946 vindt een controle plaats op twijfelachtige waarnemingen. Deze worden dan gecorrigeerd, vaak na voorafgaand contact met de waarnemer. Pas sinds 1963 worden ontbrekende waarnemingen zo goed mogelijk ingeschat en worden meerdaagse sommen evenredig aan de dagtotalen van een naburig station verdeeld.

De dagsommen van alle stations vanaf 1951 zijn op magneetband vastgelegd. Van het tijdvak voor 1951 staan alleen de dagsommen van 24 geselecteerde stations op magneetband. Deze 24 stations zijn vermeld in bijlage A. Tevens zijn in deze bijlage enige bijzonderheden over de stations vermeld. Voordat de gegevens op magneetband geschreven zijn, heeft een controle op twijfelachtige waarnemingen plaatsgevonden en zijn meerdaagse sommen gesplitst. De cijfers op magneetband kunnen daardoor verschillen van die in de jaar- en regenboeken. Neerslagwaarnemingen over tijdsperioden kleiner dan een dag zijn slechts in zeer beperkte mate in jaarboeken te vinden. Alleen de uursommen van De Bilt werden in het tijdvak voor 1932 in de jaarboeken opgenomen. De neerslaggegevens van hoofd- en termijnstations zijn echter wel op magneetbanden opgeslagen. Momenteel wordt er naar gestreefd deze magneetbanden toegankelijk te maken. Van de informatie van zelfregistrerende apparatuur wordt per uurvak de neerslaghoeveelheid en de regenduur vermeld.

Naast boeken met basisgegevens bestaan er ook boeken met frequentietabellen. Door middel van deze tabellen kan men snel een inzicht krijgen in de variatie van de neerslaghoeveelheid. Voor duren van een dag en langer zijn er frequentietabellen van de 24 geselecteerde stations, zie KNMI (1956-1965). Voor De Bilt zijn er ook tabellen waarbij een uurvak als basistijdseenheid dient, zie KNMI (1966). Voor een beperkt aantal jaren bestaan er voor dit station ook frequentietabellen voor duren van 5 tot 660 minuten, zie KNMI (1968).

4 DE BEPALING VAN DE VERDAMPING

Het grootste gedeelte van de neerslag die in Nederland valt verdampt. Om de grootte van de verdamping enigszins nauwkeurig te bepalen, zijn meer geavanceerde technieken nodig dan bij de neerslag. Er zijn dan ook verschillende sterk uiteenlopende methoden in gebruik om de verdamping te meten. Op deze methoden wordt nader ingegaan in 4.1. Daarna wordt in 4.2 een aantal technieken besproken voor de berekening van de verdamping van een wateroppervlak uit standaardmeteorologische gegevens. Ten slotte wordt in 4.3 de verdamping van begroeide oppervlakken behandeld.

4.1 Algemene meetmethoden

In de eerste helft van de achttiende eeuw werd reeds regelmatig de „uitwaseming” gemeten (o.a. te Leiden en Zwanenburg). Op voorschrift van Van Musschenbroek (een geneesheer en praktisch fysicus) werden de metingen verricht met een vierkante loden bak, die van tijd tot tijd tot een bepaalde merkstreep met water werd gevuld. Daar tevens de hoeveelheid neerslag werd gemeten, was het verlies door verdamping te berekenen. Metingen met behulp van dergelijke verdampingsbakken vormden de ruggegraat van de publikatie van Braak (1936) over het verdampingsklimaat van Nederland.

De verdamping uit een pan kan sterk verschillen van de verdamping van zijn omgeving. Bovendien blijken verschillende verdampingsspannen grote onderlinge verschillen in meetuitkomsten te geven (zie hoofdstuk 5).

4.1.1 De waterbalans

Een klassieke methode om de verdamping te verkrijgen is met behulp van de waterbalans van een stroomgebied of een polder. Voor een polder kan de waterbalans de volgende vorm hebben:

$$\begin{aligned} \text{neerslag} + \text{kwel} + \text{inlaat} &= \\ &= \text{verdamping} + \text{lozing} + \text{bergingsveranderingen}. \end{aligned}$$

Kwel ontstaat door peilverschillen tussen de polder en het omringende gebied. De grootte van de kwel wordt sterk bepaald door de bouw van de ondergrond. Bergingsveranderingen zijn een gevolg van het feit dat de hoeveelheid water in de polder (bodemvocht, grondwater en open water) niet constant is. Over lange tijdvakken (een jaar of een aantal jaren) zijn de bergingsveranderingen meestal verwaarloosbaar.

De berekening van de verdamping met behulp van de waterbalans is slechts zinvol indien men de verschillende termen voldoende nauwkeurig kan bepalen en dat is helaas meestal niet het geval. Het meest uitgebreide onderzoek van een waterbalans heeft in Nederland plaatsgevonden in de Rottegatpolder (een poldertje met een oppervlakte van ruim 80 ha, 10 km ten noordoosten van Groningen in de gemeente Ten Boer), zie bijv. Deij et al. (1955).

Gedurende het tijdvak 1947-1972 werden de verschillende termen van de waterbalans hier zeer zorgvuldig bepaald. De kwel bleek verwaarloosbaar, terwijl alleen in droge zomers (1947, 1959) een geringe hoeveelheid water werd ingelaten. De belangrijkste termen van de waterbalans waren derhalve de neerslag, de verdamping en de lozing. Daar de neerslag en de lozing met de nodige zorg waren bepaald, werden redelijk nauwkeurige waarden voor de verdamping verkregen.

Een unieke studie van de waterbalans heeft in 1967 plaatsgevonden in het zogenaamde Flevomeer (Koopmans, 1968). Dit meer was in september 1966 ontstaan, toen de bouw van de dijk van de polder Zuidelijk Flevoland zo ver was gevorderd dat er geen verbinding meer bestond met het IJsselmeer. De studie van de waterbalans vond plaats voordat met de bemaling van Zuidelijk Flevoland werd begonnen. De belangrijkste termen in de waterbalans waren de neerslag en de verdamping. De berekende verdamping uit de waterbalans bleek redelijk overeen te komen met de berekende verdamping volgens een aantal fysische methoden (Keijman and Koopmans, 1973).

Voor de bepaling van de verdamping van begroeide oppervlakken is veel gebruik gemaakt van zogenaamde lysimeters. Een lysimeter is een geïsoleerd gedeelte van de bodem waarvoor de verdamping uit de waterbalans wordt bepaald. Men onderscheidt weegbare en niet-weegbare lysimeters. Bij weegbare lysimeters kunnen bergingsveranderingen eenvoudig door weging worden bepaald. Hoewel lysimeters reeds in de vorige eeuw gebruikt werden (Oude Wetering), is vooral in de eerste twee decennia na de tweede wereldoorlog hier intensief mee gewerkt. Een zeer langjarig lysimeteronderzoek (van 1942 t/m 1971) heeft plaatsgevonden in de duinen bij Castricum. Hier werden verschillende duinvegetaties vergeleken. De lysimeters bestonden uit bakken van gewapend beton met een lengte en breedte van 25 m en een diepte van 2,5 m. Op de resultaten van dit onderzoek wordt nader ingegaan in 4.3.4.

4.1.2 Fysische methoden

Verdamping, of het verticale transport van waterdamp, wordt veroorzaakt door verschillen in waterdampconcentratie. In het geval van moleculaire diffusie is de getransporteerde hoeveelheid evenredig met de concentratiegradiënt volgens

$$(4.1) \quad E = -D \frac{dC}{dz}$$

waarin E : het waterdamptransport per tijdseenheid
en per oppervlakte-eenheid in $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$,
 D : de moleculaire diffusiecoëfficiënt in m^2s^{-1} ,
 C : de waterdampconcentratie in kg m^{-3} ,
 z : de verticale coördinaat in m.

Het minteken geeft aan dat het waterdamptransport tegengesteld is gericht aan de gradiënt. De waarde van D wordt in hoofdzaak bepaald door de moleculaire eigenschappen van de gasen en door de luchtdruk en de temperatuur.

Voor de concentratie C kan men schrijven

$$(4.2) \quad C = \rho q$$

met ρ : de dichtheid van vochtige lucht in kg m^{-3} ,
 q : de specifieke vochtigheid (zie 2.1.2) in
 $\text{kg waterdamp per kg vochtige lucht}$.

Hierdoor gaat (4.1) over in

$$(4.3) \quad E = -\rho D \frac{dq}{dz}.$$

Moleculaire diffusie van waterdamp is alleen van belang in stilstaande lucht en binnen een gewas. In stromende lucht treedt naast de moleculaire diffusie turbulente diffusie op. De luchtstroming in de atmosfeer is turbulent of wervelend en kan worden voorgesteld als te zijn opgebouwd uit een groot aantal wervels (Eng.: „eddies”) van verschillende grootte, die met de gemiddelde wind worden meegevoerd. De aanwezige waterdamp wordt dan door de wervels verplaatst waardoor de diffusie sterk wordt verhoogd. De moleculaire diffusie is in de atmosfeer dan ook te verwaarlozen ten opzichte van de turbulente diffusie. Het turbulente transport van waterdamp kan ook evenredig worden verondersteld met de waterdampgradiënt volgens

$$(4.4) \quad E = -\rho K_E \frac{dq}{dz}$$

met K_E de turbulente diffusiecoëfficiënt of eddy-coëfficiënt voor waterdamp in lucht in m^2s^{-1} .

Zoals reeds gesteld, is K_E veel groter dan D , maar bovendien is K_E sterk afhankelijk van de mate van turbulentie, dat wil zeggen van de stabiliteit van de atmosfeer en van de windsnelheid.

In de fysica wordt de getransporteerde hoeveelheid waterdamp per tijdseenheid en per oppervlakte-eenheid de waterdampstroomdichtheid genoemd. Formeel wordt deze uitgedrukt in $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Voor praktisch gebruik echter wordt E meestal in mm/dag of mm/maand gegeven en wordt kortweg aangeduid als verdamping. Als omrekeningsfactor heeft men: $1 \text{ kg m}^{-2}\text{s}^{-1} = 86400 \text{ mm/dag}$ of $2,6 \cdot 10^6 \text{ mm/maand}$.

Profielmethoden. Bij profielmethoden of aerodynamische methoden wordt E afgeleid uit het verloop van de dampspanning, de temperatuur en de windsnelheid met de hoogte. Uit het verticale dampspanningsprofiel volgt de gradiënt van de specifieke vochtigheid; voor de bepaling van K_E moet men ook het verticale temperatuur- en windsnelheidsprofiel in de beschouwing betrekken.

Voor een wateroppervlak en een landoppervlak met niet te hoge begroeiing volgt K_E uit de windsnelheid u , een ruwheidsparemeter die de aard van het oppervlak karakteriseert, en een stabiliteitsparemeter.

Als ruwheidsparemeter wordt vaak de ruwheidslengte z_0 genomen. Bij een wateroppervlak wordt deze beïnvloed door de windsnelheid (golven); bij een begroeid oppervlak hangt z_0 van de hoogte van de begroeiing af. In theorie kan men z_0 uit het verloop van de windsnelheid met de hoogte afleiden. Voor praktische doeleinden verdient het echter de voorkeur de ruwheidslengte met een onafhankelijke methode te bepalen. In dat geval hoeft men voor de bepaling van E de windsnelheid slechts op één hoogte te meten.

Als maat voor de stabiliteit van de atmosfeer wordt veel gebruik gemaakt van de Monin-Obukhovlengte L_M (De Bruin en Kohsiek, 1979). Voor de bepaling van L_M is het nodig het verticale temperatuurprofiel te meten. Meestal volstaat men met metingen van de temperatuur op twee verschillende hoogten.

Bij een gegeven ruwheidslengte z_0 is het dus mogelijk E met behulp van (4.4) te bepalen uit metingen van de temperatuur en dampspanning op twee verschillende hoogten en de windsnelheid op één hoogte. Er zijn echter vele varianten op deze profielmethode mogelijk.

De energiebalansmethode. De energiebalans aan het aardoppervlak heeft de volgende gedaante

$$(4.5) \quad Q^* = G + LE + H$$

met Q^* : de nettostraling,
 G : de hoeveelheid warmte die door het aardoppervlak wordt opgenomen (de bodemwarmtestroom),
 LE : de hoeveelheid warmte die gebruikt wordt voor verdamping (latente warmte). L is de verdampingswarmte $\approx 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$,
 H : de hoeveelheid voelbare warmte die aan de atmosfeer wordt afgegeven.

Alle termen zijn hier opgevat als energiestroomdichtheden, uitgedrukt in W m^{-2} , en kleine termen als de fotosynthese zijn verwaarloosd.

Daar vergelijking (4.5) de energiebalans geeft van het aardoppervlak, hoeft men niet met horizontale luchtbewegingen (advectie) rekening te houden. In geval van advectie verandert wel de grootte van de termen H en LE , maar de vorm van vergelijking (4.5) blijft dezelfde. Advectie is onder andere belangrijk bij een oase (aanvoer van warme, droge woestijnlucht) en bij de overgang van land naar een wateroppervlak. Een verdampingspan is een speciaal voorbeeld van het laatste geval. Bij lysimeters moet men altijd zorgen voor een zo goed mogelijke continuïteit met de omgeving om advectie te kunnen verwaarlozen (bij voorkeur hetzelfde gewas in en om de lysimeter met dezelfde vochtvoorziening).

De *nettostraling* wordt bepaald uit de stralingsbalans aan het aardoppervlak volgens

$$(4.6) \quad Q^* = K + L = K^{\downarrow} - K^{\uparrow} + L^{\downarrow} - L^{\uparrow} \text{ Wm}^{-2}$$

met K : de kortgolvlige component van de nettostraling, bestaande uit een inkomende ($K^{\downarrow}$) en een uitgaande ($K^{\uparrow}$) component,
 L : als K , maar dan voor de langgolvlige component;
 L is altijd negatief.

Hier wordt onder kortgolvlige straling verstaan de elektromagnetische straling met een golflengte tussen $0,15$ en $4,0 \mu\text{m}$. Langgolvlige straling heeft golflengten in het infrarode gebied tussen $4,0 \mu\text{m}$ en ongeveer $50 \mu\text{m}$.

De inkomende kortgolvlige straling of globale straling is afkomstig van de zon en bereikt het aardoppervlak hetzij direct, hetzij via verstrooiing. Ze bestaat voor 45° uit zichtbaar licht ($0,4-0,74 \mu\text{m}$). Een gedeelte (de term $K^{\downarrow}$) wordt door het aardoppervlak gereflecteerd.

Voor de kortgolvlige component van de nettostraling geldt derhalve

$$(4.7) \quad K = (1 - r)K^{\downarrow} \text{ Wm}^{-2}$$

waarbij r de reflectiecoëfficiënt (albedo) is.

De grootte van r is afhankelijk van de aard van het oppervlak (zie 4.3.1).

Door het aardoppervlak wordt langgolvlige straling geëmitteerd. Daar de aarde als een zwarte straler kan worden opgevat, geldt voor de uitgaande langgolvlige straling

$$(4.8) \quad L^{\uparrow} = \sigma T_0^4 \text{ Wm}^{-2}$$

met σ : de Stephan-Boltzmann constante $= 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$,
 T_0 : de oppervlaktetemperatuur in K.

De inkomende langgolvlige straling is afkomstig van de wolken en van gassen zoals

waterdamp, ozon en kooldioxide. Er zijn empirische relaties die L^1 geven als functie van de dampspanning en de bewolking, zie 5.1.

Het verticale transport van *voelbare warmte* H is evenredig met de verticale temperatuurgradiënt dT/dz . Deze afhankelijkheid kan analoog aan die voor waterdamp (4.4) worden geschreven als

$$(4.9) \quad H = -\rho c_p K_H dT/dz$$

waarin c_p : de specifieke warmte voor vochtige lucht bij constante druk in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$,
 K_H : de turbulente diffusiecoëfficiënt voor warmte in m^2s^{-1} .

Uit experimenten is gebleken dat $K_H \approx K_E$. Nu kunnen K_H en K_E worden geëlimineerd door gebruik te maken van de Bowen-verhouding $\beta = H/LE$. Uit (4.4) en (4.9) volgt door deling

$$(4.10) \quad \beta = \frac{H}{LE} = \frac{c_p dT}{L dq}.$$

Gebruikt men in plaats van de specifieke vochtigheid de dampspanning, dan kan voor de Bowen-verhouding worden afgeleid

$$\beta = \gamma \frac{dT}{de}$$

waarin γ : de psychrometerconstante, zie vergelijking (2.1).

Uit (4.5) en (4.10) volgt nu

$$(4.11) \quad E = \frac{Q^* - G}{L(1 + \beta)}.$$

De verdamping kan dus worden bepaald uit Q^* , G en β . De eerste twee grootheden kunnen direct worden gemeten, terwijl de Bowen-verhouding kan worden berekend uit metingen van de temperatuur en de dampspanning op twee hoogten vlak boven het aardoppervlak. In tegenstelling tot vele andere methoden heeft men echter geen metingen van de windsnelheid nodig.

Bij de metingen op het Flevomeer bleek een redelijke overeenkomst te bestaan tussen de verdamping volgens de energiebalans en volgens de waterbalans. De methode van de energiebalans wordt momenteel toegepast op het energiebalansterrein van het KNMI in Cabauw voor de bepaling van de verdamping van kort gras op kleigrond, zie De Bruin en Koksiek (1977).

Andere methoden. Er bestaat een combinatie van de profielmethode en de energiebalansmethode. Hierbij wordt H analoog aan de profielmethode bepaald met behulp van (4.9) door K_H te berekenen uit de windsnelheid, een ruwheidsparameter en een stabiliteitsparameter. De waterdampstroomdichtheid E wordt echter bepaald uit de vergelijking van de energiebalans (4.5). Het voordeel van deze methode is dat men de dampspanning niet hoeft te meten. Een dergelijke combinatiemethode is door Stricker and Brutsaert (1978) toegepast voor de bepaling van de verdamping van grasland in het Hupselse Beekgebied (Oost-Gelderland).

De benodigde metingen voor de hierboven behandelde methoden zijn samengevat in tabel 4.1. Hierin is bij de profielmethode slechts één geval gegeven.

Ten slotte kan nog de *eddy-correlatiemethode* worden genoemd. Bij deze methode, die zich

Tabel 4.1 Benodigde metingen voor de bepaling van de verdamping volgens een profielmethode, de energiebalansmethode en de methode Stricker-Brutsaert. Een x geeft aan dat op één niveau hoeft te worden gemeten, xx dat op twee niveaus (profiel) gemeten moet worden.

	Q^*, G	Tempera- tuur	Damp- spanning	Wind	Ruwheid z_0
Profiel		xx	xx	x	x
Energiebalans	x	xx	xx		
Stricker- Brutsaert	x	xx		x	x

nog in het onderzoekstadium bevindt, worden de grootheden in een turbulent stromend medium weergegeven door een gemiddelde waarde en een turbulente, kortdurende, fluctuatie daarop gesuperponeerd. Het turbulente verticale transport van waterdamp wordt hier beschreven door (Rose, 1966)

$$E = \bar{\rho} \overline{w'q'}.$$

Hierin is w' de turbulente fluctuatie van de verticale component van de wind en q' de gelijktijdig optredende fluctuatie in de specifieke vochtigheid. De methode vereist snelregistrerende meetapparatuur voor de windsnelheid en voor een of andere vochtigheidsparameter.

Voor operationele doeleinden zijn de hierboven behandelde methoden nog niet toepasbaar, daar op de verschillende meteorologische stations de nodige metingen niet worden verricht. Er bestaan echter verschillende technieken om de verdamping te bepalen uit een aantal meteorologische grootheden, die op alle hoofdstations en ook veel termijnstations worden gemeten (zie 4.2 en 4.3). De invloed van de stabiliteit is bij deze technieken meestal gering en wordt gewoonlijk buiten beschouwing gelaten.

4.2 De verdamping van open water

In 1948 publiceerde Penman een methode om de verdamping te bepalen uit gegevens over de zonneshijnduur, de windsnelheid, de temperatuur en de relatieve vochtigheid, waarbij deze grootheden slechts op één hoogte bekend hoefden te zijn. In Nederland beschikt men thans over een redelijk aantal stations waarvoor deze basisgegevens routinematig worden verkregen. Tegenwoordig vormt de methode van Penman dan ook in de praktijk de basis voor verdampingsberekeningen. Er zijn in de loop der jaren tal van modificaties en uitbreidingen van de formule van Penman voorgesteld om de toepasbaarheid te verruimen. Eén zo'n uitbreiding is die van Edinger et al. (1968) en Keijman (1974) voor de bepaling van

watertemperaturen en de verdamping van meren. Deze uitbreiding zal hier als het model van Keijman worden aangeduid.

De methode van Penman en het model van Keijman zullen hier achtereenvolgens worden behandeld. Daarna zal enige aandacht worden geschonken aan een empirische formule van Priestley-Taylor, die in feite een vereenvoudiging is van de Penmanformule.

4.2.1 De methode van Penman

Uitgegaan wordt van een wateroppervlak, waarbij de warmte-opslag G in het water mag worden verwaarloosd (dit is het geval bij een ondiep meer). De verdamping van een dergelijk oppervlak wordt openwaterverdamping of Penmanverdamping genoemd en zal worden aangeduid als E_o . De energiebalans (4.5) heeft nu de gedaante

$$(4.12) \quad Q^* = LE_o + H.$$

Hoewel men Q^* direct kan meten, kan men ook door empirische relaties een gemiddelde waarde hiervoor afleiden uit de zonneshijnduur, de temperatuur en de dampspanning (zie 5.1).

Bij de bepaling van de latente en voelbare warmtestroom wordt uitgegaan van de temperatuur en de dampspanning op de volgende niveaus:

- het wateroppervlak met temperatuur T_0 en verzadigde dampspanning $e_s(T_0)$,
- de meethoogte met temperatuur T_2 en dampspanning e_2 .

De index 2 is hier gebruikt omdat enkele empirische constanten in de Penmanformule slechts gelden bij waarnemingen op 2 m hoogte (dit is ongeveer de hoogte van de thermometers in de thermometerhut).

De stroomdichtheden voor latente en voelbare warmte worden geschreven als

$$(4.13) \quad LE_o = f(u)\{e_s(T_0) - e_2\}$$

$$(4.14) \quad H = \gamma f(u)\{T_0 - T_2\}$$

waarbij $f(u)$ voor de windfunctie staat.

Door deze functie wordt de invloed van de windsnelheid u in rekening gebracht.

Bij gegeven Q^* , T_2 , e_2 en u vormen (4.12), (4.13) en (4.14) een stelsel van drie vergelijkingen met drie onbekenden, namelijk H , E_o en T_0 . Door in (4.13) de term $e_s(T_0)$ te benaderen door

$$(4.15) \quad e_s(T_0) \approx e_s(T_2) + s(T_0 - T_2)$$

met $s = de_s(T)/dT$ bij $T = T_2$, krijgt men een lineair stelsel dat analytisch oplosbaar is. Voor de latente warmte wordt dan gevonden

$$(4.16) \quad LE_o = \frac{sQ^* + \gamma LE_a}{s + \gamma}$$

waarbij E_a is gedefinieerd door

$$(4.17) \quad E_a = \frac{f(u)}{L} \{e_s(T_2) - e_2\}.$$

De grootheid E_a geeft de verdamping aan van een wateroppervlak met dezelfde temperatuur als de lucht en wordt daarom de isotherme verdamping genoemd. In het geval dat $E_o = E_a$ is er geen stroom van voelbare warmte en dus $Q^* = LE_a$.

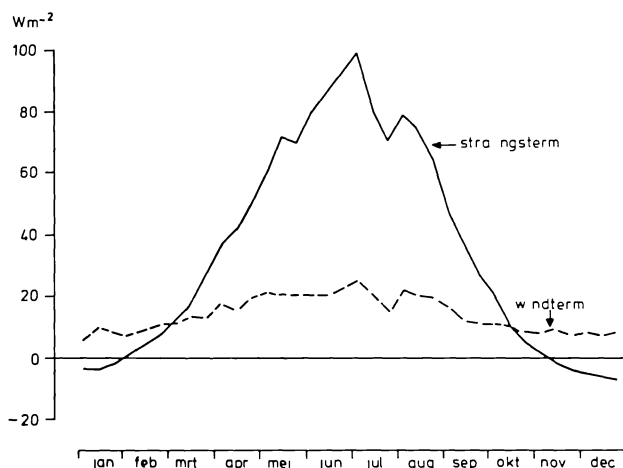
Daar we tot nu toe met energiestroomdichtheden hebben gewerkt, heeft vergelijking (4.16) betrekking op de hoeveelheid waterdamp per oppervlakte-eenheid en per tijdseenheid op een

bepaald tijdstip t_0 . In het algemeen zal men echter geïnteresseerd zijn in de verdamping gemiddeld over 24 uur of langer. De verdamping over een dergelijk interval kan in principe worden verkregen door (4.16) toe te passen op een groot aantal tijdstippen $t_0, t_1, t_2, \dots$ binnen dat interval. Door de berekende E_o -waarden te middelen krijgt men een gemiddelde verdamping voor het beschouwde interval.

In de praktijk wordt echter de gemiddelde verdamping niet op deze wijze bepaald, maar past men (4.16) slechts éénmaal toe op gemiddelden van basisgegevens als temperatuur, relatieve vochtigheid en windsnelheid voor het beschouwde interval. Doordat vergelijking (4.16) niet lineair is in deze basisgegevens, krijgt men op deze wijze een verdampingsgetal, dat enigszins afwijkt van het verdampingsgetal, dat uit het middelen van momentane waarden van E_o volgt. De afwijkingen zijn echter gering.

De formule van Penman (4.16) bestaat uit een stralingsterm $sQ^*/(s + \gamma)$ en een term $\gamma LE_a/(s + \gamma)$, die hoofdzakelijk bepaald wordt door de windsnelheid en het verzadigingsdeficit $e_s(T_2) - e_2$. Deze laatste term zal hier als windterm worden aangeduid. Voor Nederlandse omstandigheden is voor een wateroppervlak gedurende de zomermaanden de stralingsterm gemiddeld ongeveer driemaal zo groot als de windterm, zie figuur 4.1. De stralingsterm vertoont een sterke jaarlijkse gang, die een gevolg is van de jaarlijkse gang van de kortgolfige zonnestraling. In de wintermaanden is de stralingsterm gemiddeld negatief en dit kan tot gevolg hebben dat men soms negatieve waarden voor E_o krijgt (zie de getallen in bijlage B). De gemiddelde grootte van de windterm is gedurende het hele jaar vrijwel dezelfde.

Figuur 4.1
Jaarlijkse gang van de stralingsterm en de windterm in de Penmanformule voor de openwaterverdamping, naar De Bruin (1979). De curven geven de decadegemiddelden van De Bilt voor het tijdvak 1971-1976.



Voor de zomermaanden is er een sterke samenhang tussen E_o en de globale straling $K^{\downarrow}$. Makkink (1957, 1960) nam hiervoor het volgende rechte lijnige verband

$$(4.18) \quad LE_o = c_1 \frac{s}{s + \gamma} K^{\downarrow} + c_2.$$

Op grond van de maandgemiddelden van langjarige reeksen van T_2 en E_o te De Bilt en $K^{\downarrow}$ te Wageningen vond hij $c_1 = 0,98$ en $c_2 = -8 \text{ Wm}^{-2}$.

4.2.2 Het model van Keijman

Bij de afleiding van de openwaterverdamping E_o was de bodemwarmtestroom G verwaarloosd. Bij een meer van enige diepte is dit niet zonder meer toegestaan. Een

aanzienlijk deel van de inkomende stralingsenergie wordt in het voorjaar gebruikt voor verwarming van het water (G positief), terwijl bij afkoeling van het water in het najaar veel energie vrijkomt (G negatief) in de vorm van latente en voelbare warmte. Bij een meer waarin het water goed gemengd is, zodat temperatuurverschillen in het water verwaarloosbaar zijn (een isotherm meer), geldt

$$(4.19) \quad G = \rho_w c d \frac{dT_w}{dt} \text{ W m}^{-2}$$

met ρ_w : de dichtheid van het water in kg m^{-3} ,
 c : de soortelijke warmte van water
 $\approx 4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$,
 d : de waterdiepte in m,
 T_w : de watertemperatuur in K,
 t : de tijd in s.

Hierbij is verondersteld dat het warmtetransport van het water naar de onderliggende bodem verwaarloosbaar is.

Beschikt men nu over metingen van T_w , dan kan de grootte van G uit (4.19) worden berekend. De grootte van de verdamping E_o kan dan met behulp van (4.16) worden verkregen door in deze formule Q^* te vervangen door $Q^* - G$.

In bepaalde gevallen is het echter ook betrekkelijk eenvoudig de verdamping te bepalen zonder metingen van de watertemperatuur. In het onderstaande wordt het model van Keijman (1974) behandeld, dat van toepassing is op isotherme meren. Het model is afgeleid om de verdamping van een meer te bepalen met behulp van standaardweergegevens. Het is eigenlijk een uitbreiding van de methode van Penman in die zin dat de warmtecapaciteit van het water in de beschouwing is betrokken. Naast een uitbreiding van de methode van Penman is het model van Keijman ook een verbetering (althans in de zomermaanden), daar de grootte van de langgolvlige straling zorgvuldiger wordt behandeld.

Uit vergelijking (4.8) blijkt dat de langgolvlige straling wordt bepaald door de temperatuur T_o van het oppervlak. Hierdoor is ook de nettostraling Q^* afhankelijk van de temperatuur van het oppervlak. Bij de methode van Penman wordt deze temperatuurafhankelijkheid verwaarloosd, terwijl in het model van Keijman een redelijke benadering wordt ingevoerd en wel als volgt.

Laat $L_n^\uparrow$ de uitgaande langgolvlige straling zijn, indien de oppervlaktetemperatuur gelijk zou zijn aan de natte-boltemperatuur T_n op 2 m hoogte. De nettostraling bij deze oppervlaktetemperatuur zal worden aangeduid als Q_n^* . Uit de stralingsbalans (4.6) volgt nu

$$Q^* + L^\uparrow = Q_n^* + L_n^\uparrow (= K^\downarrow - K^\uparrow + L^\uparrow)$$

of

$$(4.20) \quad Q^* = Q_n^* + L_n^\uparrow - L^\uparrow = Q_n^* + \sigma T_n^4 - \sigma T_o^4.$$

Daar bij benadering geldt

$$T_o^4 \approx T_n^4 + 4 T_n^3 (T_o - T_n)$$

gaat (4.20) over in

$$(4.21) \quad Q^* \approx Q_n^* - 4 \sigma T_n^3 (T_o - T_n).$$

De natte-boltemperatuur T_n wordt gemeten, terwijl de grootte van Q_n^* uit de zonneshijnduur,

de temperatuur en de dampspanning geschat kan worden (zie 5.1). De onbekende oppervlaktetemperatuur T_0 zit slechts lineair in deze relatie, waardoor het mogelijk blijft analytische oplossingen voor T_0 , E en H te verkrijgen. Evenals bij de methode van Penman worden voor deze drie onbekende grootheden drie vergelijkingen opgesteld, namelijk de vergelijking van de energiebalans en de vergelijkingen voor de latente en voelbare warmtestroomdichtheid.

Als vochtigheidsindicator wordt de natte-boltemperatuur T_n gebruikt in plaats van de dampspanning e_2 . Het verband tussen deze twee vochtigheidsindicatoren wordt gegeven door de psychrometervergelijking (zie 2.1.2)

$$e_2 = e_s(T_n) - \gamma(T_2 - T_n).$$

Substitutie in (4.13) geeft voor de stroom van latente warmte

$$LE = f(u) \{e_s(T_0) - e_s(T_n) + \gamma(T_2 - T_n)\}.$$

Maakt men nu weer gebruik van de benadering (4.15) met T_n in plaats van T_2 , dan krijgt men

$$(4.22) \quad LE = sf(u)(T_0 - T_n) + \gamma f(u)(T_2 - T_n).$$

Substitutie van (4.14), (4.21) en (4.22) in de vergelijking voor de energiebalans (4.5) geeft voor de bodemwarmtestroom G

$$(4.23) \quad G = Q_n^* + \{4\sigma T_n^3 + f(u)(s + \gamma)\}(T_n - T_0).$$

Wordt nu een warmte-uitwisselingscoëfficiënt K gedefinieerd door

$$(4.24) \quad K = 4\sigma T_n^3 + f(u)(s + \gamma)$$

en de evenwichtstemperatuur T_e door

$$(4.25) \quad T_e = T_n + Q_n^*/K,$$

dan gaat (4.23) over in

$$(4.26) \quad G = K(T_e - T_0).$$

Is de evenwichtstemperatuur T_e groter dan de oppervlaktetemperatuur T_0 , dan is G positief en zal de watertemperatuur stijgen, is T_e kleiner dan T_0 , dan is G negatief en zal het meer afkoelen. In beide gevallen wordt het verschil tussen T_e en T_0 kleiner. Door de wisselende meteorologische situatie varieert T_e voortdurend; de watertemperatuur zal deze veranderingen zo goed mogelijk trachten te volgen.

Als $T_e = T_0$, dan is $G = 0$. Is bovendien $Q_n^* = 0$, dan wordt $T_0 = T_n$ en hebben we de situatie van de natte-bolthermometer (zie 2.1.2).

Bij een isotherm meer is $T_w = T_0$. Uit (4.19) en (4.26) volgt nu

$$(4.27) \quad \frac{dT_w}{dt} + \frac{T_w}{\tau} = \frac{T_e}{\tau}$$

waarbij de „tijdconstante” τ is gedefinieerd door

$$(4.28) \quad \tau = \frac{\rho_w c d}{K}.$$

Voor het IJsselmeer met een diepte van 3 m is τ gemiddeld ongeveer zes dagen. Bij een dieper

meer is τ groter (neemt lineair met de diepte toe). Hoe groter τ , hoe trager de watertemperatuur reageert op veranderingen in de meteorologische situatie.

De evenwichtstemperatuur T_e vertoont een sterke jaarlijkse gang met een maximum tegen het einde van juni. De watertemperatuur T_w volgt deze jaarlijkse gang met een vertraging van ongeveer τ dagen.

Vergelijking (4.27) stelt een lineaire differentiaalvergelijking van de eerste orde voor. Het valt buiten het bestek van dit boek uitvoerig op de oplossing hiervan in te gaan. Bij tijdstappen Δt van één dag of een aantal dagen kan men volstaan met de volgende benaderende oplossing van deze vergelijking (Keijman, 1974)

$$(4.29) \quad T_{w1} = \bar{T}_e + (T_{w0} - \bar{T}_e)e^{-\Delta t / \tau}$$

met T_{w0} : de watertemperatuur op tijdstip t_0 ,
 T_{w1} : de watertemperatuur op tijdstip $t_1 = t_0 + \Delta t$,
 $\bar{T}_e$: de gemiddelde evenwichtstemperatuur in het tijdsinterval (t_0, t_1) .

$\bar{T}_e$ en τ volgen uit meteorologische basisgegevens als de droge- en natte-boltemperatuur, de windsnelheid en de zonneschijnduur. Voor de bepaling van T_{w1} heeft men nog een waarde voor T_{w0} nodig. Is deze niet gemeten, dan kan men bijvoorbeeld hiervoor de evenwichtstemperatuur op tijdstip t_0 nemen. Heeft men T_{w1} berekend, dan kan met behulp van (4.29) de watertemperatuur T_{w2} op $t_2 = t_1 + \Delta t$ worden bepaald, enz. De invloed van de beginschatting neemt exponentieel met de tijd af en is verdwenen als $t_i - t_0$ groot is ten opzichte van τ .

Vergelijking (4.29) geeft de oplossing van (4.27) weer voor het geval dat τ en T_e constant zijn. Deze aanname is voor τ redelijk, maar niet voor T_e , daar deze een sterke dagelijkse gang vertoont (de nettostraling Q_n^* in (4.25) is immers sterk afhankelijk van het tijdstip van de dag). Men kan deze dagelijkse gang benaderen door een sinuslijn. De oplossing van (4.27) wordt dan gegeven door (4.29) met in het rechterlid nog een sinusterm waarvan de amplitude echter veel kleiner is dan die van T_e . Werkte men met tijdstappen van één dag of enkele dagen, dan kiest men bij voorkeur $t_0, t_1, t_2, \dots$ op die tijdstippen van de dag waarvoor de sinusterm nul is (De Bruin, 1980b). Bij zijn berekeningen van de energiebalans voor het Flevomeer gebruikte Keijman (1974) de watertemperatuur om 12 uur 's nachts.

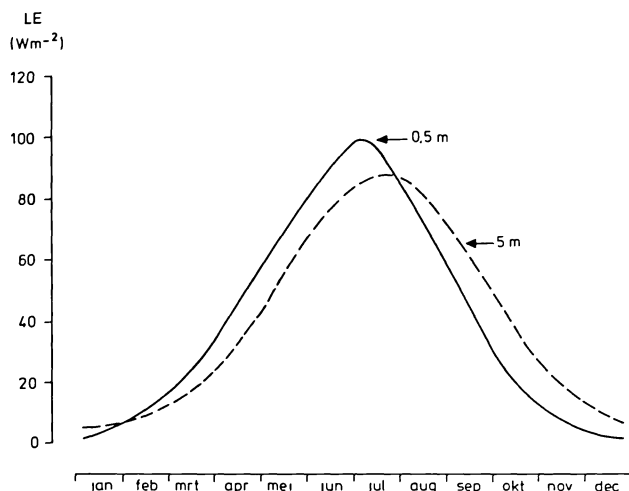
Heeft men de watertemperatuur berekend, dan volgt de verdamping uit

$$LE = f(u) \{ e_s(\bar{T}_w) - e_2 \}$$

met $\bar{T}_w = (T_{w0} + T_{w1})/2, (T_{w1} + T_{w2})/2$, enz.

In figuur 4.2 is de jaarlijkse gang van LE gegeven voor twee meren van verschillende diepte. Bij het meer met een diepte van 0,5 m is de warmte-opslag in het water gering en komt de verdamping vrijwel overeen met E_o . In het voorjaar is de verdamping van een meer van 5 m diepte kleiner dan E_o , daar een deel van de inkomende stralingsenergie wordt gebruikt voor verwarming van het water; in het najaar is echter de verdamping van een dergelijk meer groter dan E_o .

Figuur 4.2
Jaarlijkse gang van de stroomdichtheid van latente warmte LE voor twee isotherme meren met een waterdiepte van resp. 0,5 m en 5 m, naar De Bruin en Kohsiek (1979). De gegeven waarden berusten op meteorologische gegevens van De Bilt voor het tijdvak 1971-1976.



Representativiteit van meteostations. Bij de toepassing van het model van Keijman heeft men een aantal meteorologische basisgegevens nodig. De waarde van een bepaald basisgegeven kan boven het meer aanzienlijk verschillen van die boven het omringende land, vooral als men met grote meren te maken heeft. Meteorologische gegevens van een landstation zijn daardoor beperkt bruikbaar voor de bepaling van de verdamping van een meer. Bij het onderzoek naar de verdamping van het Flevomeer had men de beschikking over

- een station in het midden van het meer,
- een station langs het Oostvaardersdiep, dat aan de ene zijde door het Flevomeer begrensd werd en aan de andere zijde door het IJsselmeer,
- een aantal omringende landstations, namelijk Knarhaven (aan de dijk van Harderwijk naar Lelystad), Nijkerk en Huizen.

De stations onder a en b zijn representatief voor de meteorologische omstandigheden boven het wateroppervlak. In hoeverre de omringende landstations hiervoor representatief zijn hangt af van de windrichting.

Keijman (1974) vergeleek de berekende latente warmtestroom voor de basisgegevens van

- het station Oostvaardersdiep,
 - de stations Knarhaven en Huizen, waarbij steeds het station aan de lijzijde van het meer in beschouwing werd genomen (de wind kwam in dit geval dus steeds van het meer af),
 - de stations Knarhaven en Huizen, maar nu voor het station aan de loefzijde van het meer.
- In de gevallen a en b werden nagenoeg dezelfde uitkomsten verkregen; de uitkomsten onder c verschilden hiervan.

Langs de rand van een meer kan de verdamping aanzienlijk verschillen van die ergens in het midden. De gemiddelde verdamping per vierkante meter wordt daardoor afhankelijk van de oppervlakte van het meer (bij een klein meer is de rand relatief belangrijk). Dit effect kan in het model van Keijman worden ingebouwd door in de windfunctie $f(u)$ de oppervlakte A op te nemen, zie 5.2.

Uitbreidingen van het model van Keijman. Fraedrich und Behlau (1977) behandelen de situatie van een meer, waarbij water wordt toegevoerd met een andere temperatuur (bijvoorbeeld toestroming van water in een reservoir). In dit geval wordt (4.27) uitgebreid met een term, die afhankelijk is van de verschillende watertemperaturen en van de gemiddelde verblijftijd van het water in het meer. Ingewikkelder is de situatie bij een zeearm waar men met een

periodieke getijdenstroming te maken heeft (De Jong en Keijman, 1971). Er is dan voortdurend een temperatuurgradiënt in de lengterichting van de zeearm. In bovenstaande modellen is de watertemperatuur langs de verticaal steeds dezelfde. Aan deze voorwaarde is voldaan indien er voldoende turbulente menging in het water is. Turbulentie kan bijvoorbeeld worden veroorzaakt door golven, die weer een gevolg zijn van de wind over het water. Bij diepe meren (bijv. 15 m) treedt in de zomer altijd een temperatuursprong op, tenzij het water kunstmatig wordt gemengd. Een model voor watertemperaturen van een meer met een temperatuursprong wordt gegeven door Verhagen (1977).

4.2.3 De formule van Priestley-Taylor

De grootte van de verdamping van een wateroppervlak wordt in sterke mate bepaald door $Q^* - G$. Op grond hiervan namen Priestley and Taylor (1972) de verdamping recht evenredig met de eerste term van de Penmanvergelijking

$$(4.30) \quad LE = \alpha \frac{s}{s + \gamma} (Q^* - G).$$

Uit verdampingsmetingen boven de oceaan en boven verzadigde landoppervlakken vonden zij voor de coëfficiënt α een gemiddelde waarde van 1,26. Deze waarde is door diverse onderzoekers bevestigd. De Bruin and Keijman (1979) leidden uit metingen boven het Flevomeer af, dat α een duidelijke dagelijkse gang heeft met een minimum in de vroege ochtend en een maximum in de late namiddag. Op grond van etmaalgemiddelden bleek $\alpha = 1,26$ redelijk te voldoen voor de maanden mei t/m september, terwijl voor april en oktober α ongeveer 1,50 bedroeg. Voor de wintermaanden is de bruikbaarheid van de formule van Priestley-Taylor vooralsnog niet getoetst.

4.3 De verdamping van begroeide oppervlakken

Het verdampingsproces van begroeide oppervlakken verschilt van dat van open water. Planten nemen door hun wortelstelsel water op uit de bodem. Dit water wordt in vloeibare fase naar de bladeren getransporteerd waar het in dampvorm wordt afgevoerd naar de atmosfeer. De diffusie van waterdamp vindt hoofdzakelijk plaats via de huidmondjes (stomata). Deze verdamping via de plant wordt transpiratie genoemd. Daarnaast kan men te maken hebben met verdamping vanaf het bodemoppervlak of rechtstreeks vanaf het bladoppervlak. Deze verdamping wordt aangeduid als evaporatie. De som van transpiratie en evaporatie wordt evapotranspiratie genoemd.

In tegenstelling tot een meer is bij een begroeid oppervlak de bodemwarmtestroom G gering. Voor praktische toepassingen mag men G verwaarlozen. Vindt de verdamping uitsluitend vanaf het oppervlak plaats, dan kan deze rechtstreeks met de Penmanformule worden berekend; in geval van verdamping via de huidmondjes van de plant moet men vaak een extra weerstand voor het transport van waterdamp opnemen.

4.3.1 De verdamping van een nat gewasoppervlak

Bij een van buiten nat gewas vindt de verdamping plaats direct vanaf het bladoppervlak. De grootte van de verdamping E_{nat} verschilt van de openwaterverdamping E_o doordat

- de reflectiecoëfficiënt r voor een gewas groter is dan voor open water,
- de ruwheid van een gewasoppervlak niet hetzelfde is als die van open water.

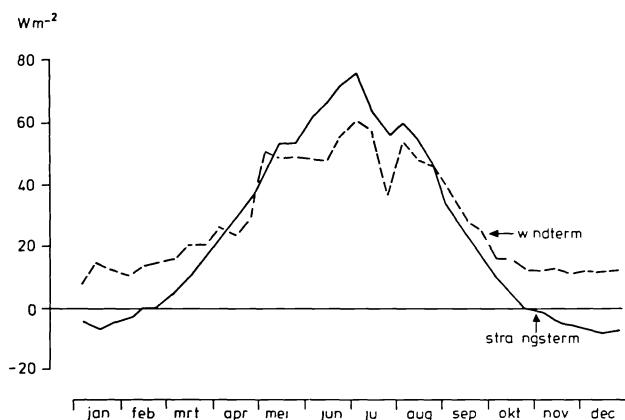
Bij open water is de albedo sterk afhankelijk van de invalshoek van de straling. Bij een invalshoek van 40 tot 90 graden met de horizontaal bedraagt de reflectiecoëfficiënt ongeveer 2%; bij een hoek van 10 graden ongeveer 25%. Daarnaast is de albedo nog enigszins

afhankelijk van de bewolking en de helderheid van het water. Gemiddeld is de albedo voor een wateroppervlak ongeveer 6%. Voor een landoppervlak bedraagt de reflectiecoëfficiënt gewoonlijk 10 tot 25%, afhankelijk van het type begroeiing. Een lage albedo treft men aan bij naaldbossen; voor grasland bedraagt de albedo ongeveer 20%.

Bij een bepaalde windsnelheid is de turbulentie boven een ruw oppervlak heviger dan boven een glad oppervlak. De windfunctie $f(u)$ hangt dan ook af van de aard van het oppervlak en wel zodanig dat $f(u)$ groter is naarmate het oppervlak ruwer is. Bij begroeide oppervlakken neemt de ruwheid toe met de hoogte van de begroeiing. Met uitzondering van zeer korte gewassen is een begroeid oppervlak veel ruwer dan een wateroppervlak.

De grootte van E_{nat} kan uit de formule van Penman (4.16) worden afgeleid. Door de grotere reflectie is de stralingsterm kleiner dan bij de openwaterverdamping, terwijl de windterm door de grotere ruwheid hoger is. Voor grasland, met een hoogte van 10 cm in het groeiseizoen, is de stralingsterm in de zomer gemiddeld ongeveer gelijk aan de windterm (fig. 4.3). Bij hogere gewassen is gedurende het hele jaar de windterm meestal groter dan de stralingsterm.

Figuur 4.3
Jaarlijkse gang van de stralingsterm en de windterm in de Penmanformule voor een van buiten nat grasoppervlak, naar De Bruin en Koksiek (1979). De curven geven de decadegemiddelden van De Bilt voor het tijdvak 1971-1976.



Bij een niet te hoog gewas kan men E_{nat} in de zomermaanden vaak redelijk benaderen met de formule van Priestley-Taylor. Voor hoge gewassen is de toepasbaarheid van deze formule twijfelachtig, daar de grootte van de verdamping voor een belangrijk deel wordt verklaard door de windterm.

4.3.2 De formule van Monteith-Rijtema

Bij verdamping door transpiratie ondervindt het transport van waterdamp een extra weerstand bij het bladoppervlak. Hiervoor kan men schrijven

$$(4.31) \quad e_s(T_0) - e_0 = R_c E$$

met R_c : een weerstandsterm (de stomatale weerstand),
 $e_s(T_0)$: de dampspanning in de intercellulaire holten van de huidmondjes. Deze mag men gelijkstellen aan de verzadigde dampspanning bij de bladtemperatuur T_0 ,
 e_0 : de dampspanning aan de buitenzijde van het blad.

Het transport van waterdamp nabij het bladoppervlak geschiedt hoofdzakelijk door moleculaire diffusie. De grootte van de weerstandsterm R_c hangt af van de openingstoestand van de huidmondjes. Deze wordt bepaald door de inkomende kortgolvlige straling (vooral het

zichtbare deel ervan) en de vochttoestand van de bladeren, die onder andere afhankelijk is van de vochttoestand van de bodem. Bij te weinig licht of een te geringe vochtvoorziening sluiten de huidmondjes zich en neemt R_c toe.

Voor het transport van waterdamp van het gewasoppervlak naar het referentieniveau van 2 m geldt analoog aan (4.13)

$$(4.32) \quad e_0 - e_2 = LE/f(u).$$

Uit optelling van (4.31) en (4.32) volgt nu

$$(4.33) \quad LE = \frac{f(u)}{1 + f(u)R_c/L} \{e_s(T_0) - e_2\}.$$

Naast deze vergelijking voor de latente warmtestroom heeft men vergelijking (4.12) voor de energiebalans en vergelijking (4.14) voor de stroom van voelbare warmte. Analoog aan de methode van Penman krijgt men, na toepassing van de benadering (4.15), voor de latente warmtestroom

$$(4.34) \quad LE = \frac{sQ^* + \gamma LE_a}{s + \gamma\{1 + f(u)R_c/L\}}$$

waarbij de isotherme verdamping E_a wordt gegeven door (4.17). Deze uitbreiding van de Penmanformule wordt wel de formule van Monteith-Rijtema genoemd. Als $R_c = 0$, gaat (4.34) over in de gewone Penmanformule en heeft men de verdamping van een nat gewas.

4.3.3 Het verschil tussen de potentiële en de werkelijke verdamping

Voor praktische doeleinden wordt veel gebruik gemaakt van het begrip potentiële verdamping. Er bestaan echter verschillende definities voor de potentiële verdamping. Vaak verstaat men hieronder de verdamping van een, van buiten droog, gesloten gewas dat optimaal van water is voorzien. In het geval van potentiële verdamping treedt geen verhoging van de weerstandsterm R_c op ten gevolge van de vochttoestand van de bodem. Bij kort gras wordt R_c wel verwaarloosd (Rijtema, 1965), zodat dan de potentiële verdamping gelijk is aan E_{nat} .

Soms laat men de voorwaarde, dat het gewas gesloten moet zijn, weg. Bij onvolledige bodembedekking heeft men naast transpiratie ook nog te maken met evaporatie van de grond. Hoewel de verdamping van een nat grondoppervlak is te vergelijken met die van een nat gewas, is de verdamping van droge grond in het algemeen veel geringer dan die van een plant. Dit heeft tot gevolg dat de verdamping van een gewas groter is naarmate het de grond meer bedekt. De onvolledige bedekking van de grond wordt soms in rekening gebracht via de weerstand R_c . Deze stelt dan niet meer een stomatale weerstand voor, maar een soort schijnbare diffusieweerstand.

De potentiële verdamping is in de praktijk het uitgangspunt bij de bepaling van de waterbehoefte van gewassen. Deze kan in principe met behulp van (4.34) worden bepaald. In de praktijk wordt echter vaak gebruik gemaakt van een empirische methode van Penman, die uitgaat van

$$(4.35) \quad E_{pot} = f E_o$$

waarbij de factor f afhankelijk is van het gewas en meestal ook van het seizoen. Op grond van lysimeterproeven vond Penman (1948) voor kort gras

$$\begin{aligned} f &= 0,8 \text{ (mei-augustus),} \\ f &= 0,7 \text{ (september-oktober, maart-april),} \\ f &= 0,6 \text{ (november-februari).} \end{aligned}$$

Het feit dat f kleiner is dan 1 kan men toeschrijven aan de hogere albedo van een grasoppervlak. Aan de nauwkeurigheid van deze getallen mag men niet te veel waarde hechten. Vooral de kleinere f -waarden tijdens de winterperiode zijn twijfelachtig, daar in deze periode de inkomende straling gering is, waardoor het verschil in albedo niet meer relevant is. Daarnaast moet men bij toepassing van deze f -waarden op de door het KNMI gepubliceerde E_o -waarden rekening houden met het feit dat bij deze E_o -waarden de invoergegevens op een andere wijze zijn verwerkt dan bij de Penmanmethode gebruikelijk is (zie hoofdstuk 5). Bij hogere gewassen dan gras is f groter dan 0,8 door de grotere ruwheid van het oppervlak. Voor een graangewas moet men bijvoorbeeld ongeveer $f = 0,9$ aanhouden als men de E_o -

Tabel 4.2 Waarden voor f (volgens Hellings, 1979) voor de berekening van de potentiële verdamping van de belangrijkste akkerbouwgewassen en gras uit de openwaterverdamping. De bovenste cijfers zijn gemiddelden over de totale beregeningsperiode, de onderste zijn per periode uitgesplitst.

Gewas	apr	mei	jun	jul	aug	sep
Zomer- tarwe			0,88			
		0,7	0,9	0,7		
Haver			0,86			
		0,7	0,9			
Zomer- gerst			0,9			
		0,7	0,9	0,7		
Erwten			0,88			
		0,5	0,7	0,9	0,7	
Aard- appelen				0,86		
		0,5	0,7	0,9	0,7	
Bieten				0,91		
			0,4	0,6	0,9	
Gras			0,82			
			0,8			

waarden van het KNMI gebruikt. Tijdens het afrijpen is f echter kleiner; ook bij een jong gewas is f gering (onvolledige bedekking van de bodem). Door Hellings (1979) is voor een aantal periodiek beregende gewassen het verband tussen de verdamping en de door het KNMI gepubliceerde openwaterverdamping E_o onderzocht. De resultaten van dit onderzoek zijn samengevat in tabel 4.2.

Bij de bepaling van de factor f in (4.35) wordt in de regel geen onderscheid gemaakt tussen het al dan niet droog zijn van het gewas. De verschillen tussen de evaporatie van een nat gewas en de transpiratie van een naar buiten droog gewas, dat goed van water is voorzien, kunnen aanzienlijk zijn. Bij bossen is bijvoorbeeld, ook bij optimale vochtvoorziening, de weerstandsterm R_c groot, zodat feitelijk E_{pot} veel kleiner is dan E_{nat} . Voor bossen is echter de empirische relatie (4.35) weinig zinvol. Hierop zal nader worden ingegaan in 4.3.4.

Doordat de vochtvoorziening van de bodem niet altijd optimaal is, zal de werkelijke verdamping van een bepaald gebied verschillen van de potentiële verdamping. De verschillen zijn groter naarmate de vochtvoorziening van de gewassen meer te wensen overlaat. Technieken als de waterbalans, profielmethoden en de energiebalansmethode geven altijd de werkelijke verdamping. Daarnaast kan deze met de formule van Monteith-Rijtema berekend worden door de weerstandsterm R_c te koppelen aan de vochttoestand van de bodem. Deze weerstandsterm wordt groter (en de verdamping dus kleiner) naarmate de voor de plant beschikbare hoeveelheid bodemvocht afneemt. De formule van Monteith-Rijtema is toegepast in een computermodel voor de grondwaterstroming en de verdamping in de Gelderse Achterhoek. Een overzicht van de in dit model gebruikte relaties voor de weerstandsterm R_c wordt gegeven door Van Bakel (1979).

Het aantrekkelijke van de formule van Monteith-Rijtema is dat men zowel de verdamping voor de bestaande toestand kan bepalen als voor een denkbeeldige situatie met een bepaalde ingreep in de waterhuishouding (peilverlaging, grondwateronttrekking). Hoewel er ruwe methoden bestaan om de verdamping uitsluitend uit standaardmeteorologische gegevens af te leiden (Brutsaert and Stricker, 1979), kan hiermee slechts de verdamping in de bestaande toestand worden berekend. In tegenstelling tot de formule van Monteith-Rijtema zijn dit soort methoden niet geschikt voor hydrologische modellen, die tot doel hebben de consequenties van bepaalde waterhuishoudkundige maatregelen door te rekenen. Naast de formule van Monteith-Rijtema bestaan er in de hydrologische praktijk talrijke andere technieken om de verdamping te berekenen uit meteorologische gegevens en de vochttoestand van de bodem. De behandeling van deze technieken valt echter buiten het bestek van dit boek.

4.3.4 De verdamping van bossen

Hoewel in Nederland veel verdampingsonderzoek is verricht met betrekking tot grasland en enige akkerbouwgewassen, is betrekkelijk weinig bekend over de verdamping van bossen. Bij bossen zijn heel andere fysische processen relevant dan bij landbouwgewassen. Hierover zullen in deze paragraaf enige opmerkingen worden gemaakt, waarbij sterk de nadruk wordt gelegd op experimentele resultaten, die hoofdzakelijk betrekking hebben op naaldbossen. Bij een bos zal een gedeelte van de neerslag op het bladerdek terechtkomen en (na enige vertraging) de bodem bereiken of op het bladerdek achterblijven, de zogenaamde interceptie. Deze kan worden gedefinieerd als het verschil in hoeveelheid neerslag, die per oppervlakte- en tijdseenheid de bodem bereikt bij het niet aanwezig zijn van het bos in vergelijking met het wel aanwezig zijn van het bos. De interceptie is afhankelijk van de neerslaghoeveelheid en -intensiteit, van de windsnelheid en van het type begroeiing. De grote ruwheid van een bos veroorzaakt een sterk turbulente stroming waardoor de verdamping van de interceptieneerslag zeer efficiënt geschiedt.

Naast deze directe verdamping vanaf het oppervlak vindt ook verdamping plaats door transpiratie. Door de grote ruwheid van het oppervlak is de windterm groot ten opzichte van de stralingsterm. Daar ook bij optimale vochtvoorziening van de bomen R_c veel groter is dan $L/f(u)$, wordt de windterm bij benadering

$$\frac{\gamma\{e_s(T_2) - e_2\}}{(s + \gamma)/f(u) + \gamma R_c/L} \approx \frac{L}{R_c} \{e_s(T_2) - e_2\}.$$

De transpiratie wordt dus hoofdzakelijk bepaald door de stomatale weerstand R_c en het verzadigingsdeficit van de lucht.

In de voorgaande formules werd de index 2 gebruikt, daar bij het oorspronkelijke Penmanconcept wordt uitgegaan van metingen van de temperatuur, de relatieve vochtigheid en de windsnelheid op 2 m hoogte. Bij de bepaling van de verdamping van bossen moet men in principe uitgaan van het verzadigingsdeficit van de lucht vlak boven de bomen.

In Groot-Brittannië zijn uitgebreide metingen verricht aan de verdamping van bossen, waarbij verschil is gemaakt tussen een gebied met weinig neerslag (Thetford in Norfolk, met een gemiddelde jaarsom van de neerslag van ongeveer 700 mm en vergelijkbaar met Nederlandse omstandigheden) en een gebied met veel neerslag (Plynlimon in Wales, met een gemiddelde jaarsom van meer dan 2000 mm).

In het Thetford-project wordt de verdamping van een dennenbos bepaald met behulp van de energiebalansmethode (4.11). Het bleek dat, wanneer de stomatale weerstand de verdamping bepaalt, slechts 40° van de netto-stralingsenergie Q^* wordt gebruikt voor transpiratie (Gash and Stewart, 1975). Wanneer de boomkruinen na regenval nat waren en de stomatale weerstand gelijk aan nul gesteld kon worden, was voor de verdamping 30° meer energie nodig dan door Q^* werd geleverd. De extra benodigde energie werd aan de lucht boven het bos onttrokken, die daardoor afkoelde (Stewart, 1977). Over een jaar gemiddeld compenseerde de grotere interceptie de geringe transpiratie van het naaldbos, zodat het gemiddelde waterverlies van naaldbos ongeveer gelijk was aan dat van grasland in hetzelfde gebied (Gash and Stewart, 1977).

In het hooggelegen proefgebied met sparren in Plynlimon, waar meer neerslag valt, zijn de boomkruinen gedurende een langere periode per jaar nat, waardoor de verdamping van de interceptieneerslag overweegt. De totale jaarlijkse evapotranspiratie is daar ongeveer tweemaal zo groot als die van grasland (Calder, 1977).

In Nederland is de verdamping van bossen onderzocht met behulp van vier lysimeters in de duinen bij Castricum (Keijman en Schipper, 1978; Ter Hoeve, 1978). Lysimeter 1 bestond uit kale duingrond, lysimeter 2 had een natuurlijke duinvegetatie van helm, kruipwilg en duindoorn, lysimeter 3 een loofhout- en lysimeter 4 een naaldboutvegetatie. De waterbalans ziet er voor deze lysimeters als volgt uit:

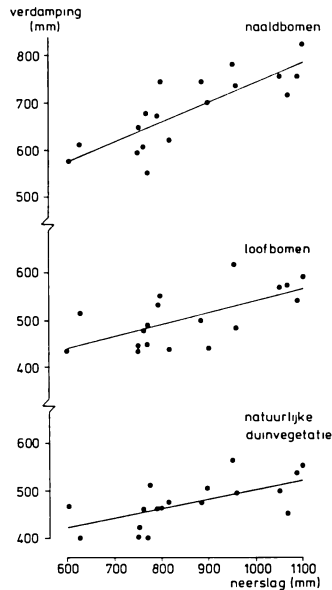
$$\text{neerslag} = \text{verdamping} + \text{drainafvoer} + \text{verandering van de vochtinhoud.}$$

Over een tijdvak van een jaar is de laatste term verwaarloosbaar, zodat de verdamping volgt uit het verschil van de neerslag en de drainafvoer.

Voor de natuurlijke duinvegetatie, het loofhout en het naaldbout zijn in figuur 4.4 de jaarsommen van de verdamping vergeleken met de jaarsommen van de neerslag. De gemiddelde jaarlijkse verdamping van de met naaldbomen begroeide lysimeter bedraagt bijna

Figuur 4.4

Jaarlijkse verdamping van enkele lysimeters te Castricum in relatie tot de jaarsom van de neerslag voor het tijdvak maart 1953-februari 1971.



700 mm, terwijl voor het loofhout en de natuurlijke duinvegetatie een gemiddelde verdamping gevonden wordt van ongeveer 500 mm per jaar. Er is echter een zwak verband tussen de verdamping en de neerslag en wel zodanig dat in natte jaren de verdamping hoog is. Hierbij moet men bij de naaldbomen vooral denken aan een toename van de interceptie in natte jaren en niet aan een afname van de verdamping ten gevolge van vochttekorten in de bodem tijdens droge jaren. In natte jaren is de gemiddelde verdamping van de naaldbosvegetatie ongeveer 750 mm en dit is ongeveer gelijk aan de gemiddelde jaarsom van E_o (zie tabel 6.4). Het is echter niet juist een evenredigheid tussen E_o en de verdamping van een naaldbos te veronderstellen. De grootte van E_o wordt immers voor een belangrijk deel door de nettostraling bepaald: daarentegen is bij een naaldbos de interceptie (en dus ook de neerslag) belangrijk en is de transpiratie slechts in beperkte mate afhankelijk van de nettostraling.

4.4 Slotopmerkingen

In de voorgaande paragrafen stond de methode van Penman centraal voor de berekening van de verdamping uit een aantal meteorologische gegevens. Daarbij werden enige uitbreidingen van de originele Penmanformule besproken zoals het model van Keijman voor de verdamping van meren en de formule van Monteith-Rijtema voor de verdamping van begroeide oppervlakken.

Volgens het originele Penmanconcept wordt uit meteorologische gegevens een openwaterverdamping E_o berekend, die vervolgens door vermenigvuldiging met een bepaalde factor kan worden omgerekend tot een potentiële gewasverdamping. Daar door het KNMI voor een aantal plaatsen de openwaterverdamping E_o gepubliceerd wordt (zie hoofdstuk 5), kan men betrekkelijk eenvoudig een waarde voor de potentiële verdamping van die plaatsen berekenen. Een beter gefundeerd verdampingsgetal kan worden verkregen door met de formule van Monteith-Rijtema de potentiële verdamping direct te berekenen uit de

meteorologische invoergegevens. Daar men steeds terug moet vallen op de basisgegevens, is de berekening van dit verdampingsgetal tijdrovender.

De potentiële verdamping vormt het uitgangspunt bij vele hydrologische berekeningen. Belangrijk is bij dit soort berekeningen het verschil tussen de neerslag en de potentiële verdamping. Van dit verschil zullen in de navolgende hoofdstukken enige statistische gegevens worden vermeld. Hierbij is de potentiële verdamping gelijkgesteld aan $0,8 E_o$. Bij gebruik van de E_o -waarden, die door het KNMI worden gepubliceerd, is deze grootte ongeveer de potentiële verdamping van een grasvegetatie van 10 cm hoogte gedurende het zomerhalfjaar (De Bruin, 1979). Voor gevallen dat f verschilt van 0,8 kan men soms op eenvoudige wijze de in de volgende hoofdstukken gepubliceerde statistische gegevens modificeren.

5 VERDAMPINGS - GEGEVENS

Hoewel er in Nederland reeds meer dan twee eeuwen verdampingsmetingen worden verricht, zijn oude gegevens helaas weinig betrouwbaar. Zo vond Braak (1936) bij verdampingsbakken verschillen van meer dan een factor twee voor de gemiddelde verdamping op sommige plaatsen. Het was in die tijd ook niet mogelijk bepaalde klimatologische verschillen in de grootte van de verdamping te onderkennen.

Pas na de tweede wereldoorlog is de kennis omtrent de grootte van de verdamping sterk gegroeid. Dit was enerzijds te danken aan een dieper theoretisch inzicht in het verdampingsproces, anderzijds aan een groot aantal proefopstellingen (lysimeters, hydrologische proefgebieden). Daarbij heeft de toepassing van de methode van Penman tot enige nieuwe inzichten geleid.

In 1957 publiceerde Kramer een wetenschappelijke verhandeling over de grootte van de openwaterverdamping E_o voor verschillende delen van Nederland. Deze publikatie was gebaseerd op berekeningen van E_o voor het tijdvak 1933-1953 (met uitzondering van het jaar 1940) voor 12 stations verspreid over Nederland, zie figuur A2 van bijlage A. Sinds 1956 wordt in het maandelijks overzicht der weersgesteldheid de grootte van E_o vermeld.

Aanvankelijk werden maandsommen volgens Penman gegeven alleen voor de toenmalige vijf hoofdstations. Later werd het „verdampingsnet” uitgebreid tot 15 stations en werd E_o per decade berekend. Daarnaast worden etmaalwaarden van E_o via de radio verstrekt van de stations De Kooy, De Bilt, Eelde, Vlissingen en Beek.

Voor de 12 reeksen die Kramer publiceerde zijn later alle maandsommen van E_o berekend vanaf 1911. Het verder terugrekenen in de tijd stuit op moeilijkheden, daar metingen van de zonneshijnduur pas omstreeks 1900 werden ingevoerd. Hoewel deze 12 reeksen zeker niet als ideaal mogen worden beschouwd, is hun betrouwbaarheid veel groter dan die van cijfers van verdampingsbakken. Daar momenteel voor praktische doeleinden de Penmangetallen redelijk bruikbaar zijn, zal in dit hoofdstuk uitvoerig worden ingegaan op de wijze waarop de door het KNMI gepubliceerde getallen zijn verkregen.

Eerst wordt in 5.1 en 5.2 een aantal empirische formules behandeld die bij verdampingsberekeningen worden gebruikt, namelijk een vergelijking voor de nettostraling en empirische windfuncties. In 5.3 zal worden aangegeven waaraan de verschillende invoergegevens bij de Penmanformule zijn ontleend en ten slotte wordt in 5.4 ingegaan op de betrouwbaarheid van de gegevens. De hier gegeven beschrijving van de wijze waarop de Penmancijfers tot stand zijn gekomen is voor een deel ontleend aan een recente publikatie van De Bruin (1979).

5.1 De berekening van de nettostraling

De nettostraling bestaat uit een kortgolvlige en een langgolvlige component. De verschillende componenten van de stralingsbalans werden reeds in 4.1.2 behandeld. In deze paragraaf

zullen enkele relaties voor de berekening van de kortgolvlige en langgolvlige component van de nettostraling worden besproken.

De kortgolvlige straling. De inkomende kortgolvlige straling kan worden geschat uit de zonneshijnduur volgens

$$(5.1) \quad K^{\downarrow} = R_A(a + bn/N)$$

met R_A : de zonnestraling op een horizontaal vlak
aan de rand van de atmosfeer,
 n : het aantal uren zonneshijns,
 N : het aantal mogelijke uren zonneshijns
(n/N is de relatieve zonneshijnduur).

Voor de constanten a en b worden in de literatuur verschillende waarden genoemd. Blijkens een mondelinge mededeling van Penman geldt voor Zuid-Engeland $a = 0,2$ en $b = 0,48$ (Kramer, 1957). Deze waarden worden ook door het KNMI toegepast.

Vergelijking (5.1) geeft aan welk gedeelte van de stralingsenergie aan de rand van de atmosfeer (R_A) het aardoppervlak bereikt. De kortgolvlige straling is sterk afhankelijk van de bewolking. Het effect van de bewolking op de inkomende kortgolvlige straling wordt door de zonneshijnduur in rekening gebracht.

R_A is afhankelijk van de geografische ligging en de tijd in het jaar. Deze grootte is in tabelvorm gegeven, maar kan ook met een computerprogramma worden verkregen (De Bruin, 1977c). De kortgolvlige component van de nettostraling volgt nu uit vergelijking (4.7), waarbij de reflectiecoëfficiënt r gelijk genomen is aan 0,06. Dit is in feite een soort gemiddelde waarde voor de albedo, zie 4.3.1.

De langgolvlige straling. Bij afwezigheid van de bewolking kan de inkomende langgolvlige straling worden geschat met de relatie van Brunt

$$L_{br}^{\downarrow} = \sigma T_2^4(c + d\sqrt{e_2})$$

waarbij c en d empirische constanten zijn.

Voor de langgolvlige component van de nettostraling gaat Penman uit van

$$(5.2) \quad L = (L_{br}^{\downarrow} - \sigma T_2^4) \{p + (1 - p)n/N\}$$

waarbij p een empirische constante is.

De term tussen accolades geeft het effect van de bewolking aan. De correctie voor de bewolking wordt hier dus ook toegepast op de uitgaande langgolvlige straling. Dit is in feite onjuist, daar deze component slechts door de oppervlaktetemperatuur wordt bepaald (Keijman, 1974). Daarnaast wordt bij de uitgaande langgolvlige straling uitgegaan van de gemeten luchttemperatuur T_2 in plaats van de oppervlaktetemperatuur T_0 . In principe zou men hiervoor een correctie moeten aanbrengen analoog aan verg. (4.21) bij het model van Keijman.

Ondanks de hierboven genoemde onjuistheden blijkt (5.2) in de praktijk redelijk te voldoen. Voor de diverse constanten worden de volgende waarden gebruikt: $c = 0,53$,
 $d = 0,067 \text{ mbar}^{-\frac{1}{2}}$ en $p = 0,2$.

De nettostraling. Als uiteindelijke formule voor de nettostraling krijgt men nu

$$(5.3) \quad Q^* = 0,94 R_A(0,2 + 0,48 n/N) - \sigma T_2^4(0,47 - 0,067\sqrt{e_2})(0,2 + 0,8 n/N)$$

waarbij e_2 uitgedrukt moet worden in mbar.

De empirische constanten in deze formule wijken enigszins af van die, welke door Penman oorspronkelijk gebruikt zijn. Het effect hiervan op de uiteindelijke uitkomsten van E_o is echter gering.

Bij de verstrekking van Penmangetallen via de radio moet echter van bovenstaande procedure worden afgeweken, daar metingen van de zonneshijnduur niet meteen beschikbaar zijn voor computerverwerking. De inkomende kortgolvlige straling K^1 wordt daarom direct aan metingen ontleend, terwijl in de empirische vergelijking voor de langgolvlige component de invloed van de bewolking wordt gerelateerd aan de bewolkingsgraad m (men vervangt hiertoe de relatieve zonneshijnduur n/N door $1 - m$). De uiteindelijke formule voor de nettostraling wordt in dit geval

$$(5.4) \quad Q^* = 0,94 K^1 - \sigma T_2^4(0,47 - 0,067\sqrt{e_2})(1 - 0,8 m).$$

5.2 De windfunctie

Hoewel er theoretische windfuncties bestaan, wordt in de praktijk meestal gebruik gemaakt van formules, die langs empirische weg zijn verkregen. Deze formules zijn toepasbaar indien men met gemiddelden (bijvoorbeeld over een dag of een decade) werkt; voor de bepaling van momentane waarden van de verdamping zijn ze beperkt toepasbaar, daar ze geen rekening houden met de stabiliteit van de atmosfeer.

Penman (1956) kwam op grond van verdampingsgegevens van Lake Hefner (Oklahoma) op de windfunctie

$$(5.5) \quad f(u) = 3,7 + 4,0 u_2 \text{ Wm}^{-2}\text{mbar}^{-1}$$

waarbij u_2 voor de windsnelheid (in m/s) staat op 2 m hoogte. Deze windfunctie wordt ook door het KNMI toegepast.

Hoewel de door Penman gegeven windfunctie vrij algemeen wordt gebruikt om E_o te berekenen, is het niet aan te bevelen deze functie te gebruiken bij de bepaling van de verdamping van meren. Op grond van meer gedetailleerd onderzoek kwam Sweers (1976) tot de relatie

$$(5.6) \quad f(u) = \left(\frac{5}{A}\right)^{0,05} (3,6 + 2,7 u_2) \text{ Wm}^{-2}\text{mbar}^{-1}$$

waarbij A de representatieve oppervlakte (in km^2) is van het meer. Bij een regelmatig gevormd meer is A de werkelijke oppervlakte, terwijl bij kanalen, rivieren en langgerekte meren A gelijk kan worden genomen aan het kwadraat van de breedte. Een enigszins moeilijk geval is het Flevomeer, daar dit meer zelf door een meer omgeven was. Sweers (1976) stelde het representatieve oppervlak van dit meer gelijk aan 800 km^2 ; een waarde die ligt tussen de werkelijke oppervlakte (460 km^2) en die van het IJsselmeer (1800 km^2 in 1967). De windfunctie voor het Flevomeer wordt nu

$$f(u) = 2,8 + 2,1 u_2 \text{ Wm}^{-2}\text{mbar}^{-1}.$$

Deze windfunctie komt redelijk overeen met de windfunctie die Keijman gebruikte, maar geeft veel kleinere uitkomsten dan de windfunctie van Penman.

Vergelijking (5.6) is slechts toepasbaar indien de windsnelheid ergens boven het midden van het meer gemeten wordt. Wordt bij de verdampingsberekening van een meer de gemeten windsnelheid boven land gebruikt, dan beveelt Sweers (1976) aan

$$f(u) = 4,4 + 1,82 u_{10} W m^{-2} mbar^{-1}$$

waarbij u_{10} de windsnelheid is (in m/s) op de gebruikelijke meethoogte van 10 m. Deze windfunctie is afkomstig uit een onderzoek van McMillan (1973) naar de energiebalans van een meer in Wales.

5.3 Bijzonderheden over de invoergegevens

Voor de bepaling van de grootte van de verdamping volgens Penman zijn vier invoergegevens nodig, te weten: de zonneshijnduur, de windsnelheid, de temperatuur en de relatieve vochtigheid. In deze paragraaf worden enige bijzonderheden vermeld over de wijze waarop deze invoergegevens in de loop der jaren zijn verkregen. Hierbij wordt slechts aangegeven welke methoden algemeen in gebruik zijn geweest. Meer specifieke dingen over bepaalde reeksen zijn vermeld in bijlage A3.

Sinds 1 januari 1978 wordt E_o slechts berekend voor die stations waarvoor alle vier invoergegevens ter plaatse worden gemeten. Op plaatsen waar men niet over alle invoergegevens beschikt, wordt E_o ingeschat door middel van kaartjes waarop alle berekende E_o -waarden zijn geplott. Voor 1 januari 1978 werden echter ontbrekende waarden van de invoergegevens ingeschat, indien deze niet ter plaatse werden gemeten.

Naast ontbrekende gegevens is er ook nog een probleem aangaande de waarnemingstijden. Op de zogenaamde termijnstations werden tot 1 januari 1971 de temperatuur en de relatieve vochtigheid slechts driemaal daags gemeten en wel om 8, 14 en 19 uur Nederlandse tijd. Het gemiddelde van deze drie waarnemingen werd gebruikt in de formule van Penman. Helaas zijn de verschillende empirische coëfficiënten in deze formule gebaseerd op het etmaalgemiddelde van temperatuur en relatieve vochtigheid in plaats van op overdaggemiddelden. Door het gebruik van overdaggemiddelden van temperatuur en relatieve vochtigheid krijgt men een E_o -waarde, die ongeveer 10% te hoog is (Rijtema en Ryhiner, 1968; Van Boheemen, 1977). Met ingang van 1 januari 1971 worden op de meeste termijnstations de temperatuur en de relatieve vochtigheid continu geregistreerd. Hoewel toen wel de mogelijkheid bestond het concept van Penman op de juiste wijze toe te passen is dit niet gedaan, om inhomogeniteiten in de reeksen te vermijden.

Toch werd om technische redenen de berekeningsmethode in 1971 gewijzigd. De procedure loopt tegenwoordig als volgt. Uit etmaalgemiddelden van de invoergegevens wordt de Penmanverdamping op de juiste wijze berekend. Daarna wordt bij de berekende verdamping een bedrag opgeteld, afhankelijk van het station en de tijd in het jaar (De Bruin, 1979). De correctie is zodanig dat de uitkomst overeenstemt met het Penmangetal, berekend met overdaggemiddelden van de temperatuur en de relatieve vochtigheid.

De Penmangetallen, die via de radio worden verstrekt, zijn daarentegen wel op etmaalgemiddelden van de temperatuur en de relatieve vochtigheid gebaseerd. Deze komen toch redelijk overeen met de Penmangetallen, die in het maandelijks overzicht der

weersgesteldheid worden gepubliceerd, wat hoofdzakelijk een gevolg is van de verschillende wijzen waarop de kortgolfige component van de nettostraling wordt verkregen (De Bruin en Lablans, 1980). Momenteel wordt overwogen in de toekomst alle Penmangetallen te berekenen uit de etmaalgemiddelden van de temperatuur en de relatieve vochtigheid.

De zonneshijnduur. De metingen worden verricht met een zonneshijnautograaf van het type Campbell-Stokes. Deze bestaat uit een glazen bol, die werkt als een brandglas. Bij zonneshijnduur wordt een brandspoor gevormd op een daarvoor bestemde papierstrook. De totale zonneshijnduur volgt uit de lengte van het brandspoor. Deze duur wordt beïnvloed door het type bol en de soort papier die men gebruikt. Aanvankelijk was hierin geen uniformiteit, wat tot gevolg had dat het gepubliceerde cijfermateriaal sterk inhomogeen was (Braak, 1937). Daarnaast kunnen bij het aflezen van zonneshijnstroken vrij grote verschillen ontstaan, indien men dit door verschillende personen laat doen. Om verschillen in persoonlijke interpretatie te reduceren, werden in 1955 verscherpte instructies ingevoerd (Levert, 1962).

Aanvankelijk werd de zonneshijnduur slechts gemeten op de toenmalige hoofdstations Den Helder, Groningen, De Bilt, Vlissingen en Maastricht. Pas na de tweede wereldoorlog is het net van zonneshijnstations sterk uitgebreid. Voor plaatsen, die niet over metingen van de zonneshijnduur beschikten, werd deze ingeschat door middel van kaartjes waarop alle gemeten zonneshijnduurgegevens waren geplot. Met ingang van 1 januari 1978 is het inschatten van zonneshijnduurgegevens ten behoeve van verdampingsberekeningen komen te vervallen.

De windsnelheid. In de windfunctie van Penman, verg. (5.5), wordt de windsnelheid op 2 m hoogte gebruikt. Kramer (1957) leidde deze windsnelheid af uit metingen op de toren te De Bilt. De gemeten windsnelheid werd herleid tot een windsnelheid op 2 m hoogte door vermenigvuldiging met een factor, die enigszins van de windsnelheid afhing (deze factor bedroeg meestal ongeveer 0,67). Voor andere plaatsen in Nederland werd de windsnelheid verondersteld evenredig te zijn met de windsnelheid in De Bilt. Zo werd voor Den Helder de windsnelheid steeds gelijk genomen aan 1,7 (november-april) of 1,8 (mei-oktober) maal de windsnelheid te De Bilt, ondanks het feit dat in Den Helder de windsnelheid ter plaatse werd gemeten.

De hierboven beschreven methode van Kramer is toegepast bij de bepaling van de Penmancijfers voor het tijdvak 1911-1953. Sinds 1954 dienen de ter plaatse gemeten windsnelheden als basis voor de berekening van E_o . Op de meeste stations is als hoogte voor het meten van de windsnelheid de internationale standaardhoogte van 10 m aangehouden. Door vermenigvuldiging met een factor 0,75 wordt de gemeten windsnelheid op 10 m hoogte herleid tot een windsnelheid op 2 m (Kramer, 1957; De Bruin, 1979). Voor stations, die niet over metingen van de windsnelheid beschikten, werd in het tijdvak 1954-1977 een waarde ingeschat door middel van interpolatie. Hierbij werd gebruik gemaakt van kaartjes waarop de windsnelheden van alle stations van het klimatologische net waren geplot.

De temperatuur. Aanvankelijk werd voor de berekening van de Penmanverdamping gebruik gemaakt van metingen met een kwikthermometer op 8, 14 en 19 uur Nederlandse tijd (de zogenaamde termijnuren). Met ingang van 1 januari 1971 wordt behalve op de hoofdstations ook op de termijnstations de temperatuur continu geregistreerd. Bij termijnstations geschiedt dit met behulp van een thermograaf, die tweemaal per dag vergeleken wordt met een kwikthermometer. Doen zich systematische afwijkingen voor, dan worden de registraties van de thermograaf gecorrigeerd. Hoofdstations hebben tegenwoordig de beschikking over elektrische thermometers.

Om stralingsfouten tegen te gaan worden thermometers en thermografen in een thermometerhut geplaatst. Als standaardmodel geldt de Stevenson-hut. De hoogte van de thermometers bedroeg aanvankelijk meestal 2,20 m; omstreeks 1960 werd deze hoogte verlaagd tot ongeveer 1,50 m. Hoewel de thermometers in de hut tegen straling beschermd zijn, kan op zonnige, windstille dagen in de zomer de temperatuur toch nog een paar graden te hoog worden. Bij heldere nachten kan door uitstraling de temperatuur ongeveer één graad te laag worden. Dit soort stralingsfouten kan men tegengaan door de hut te ventileren. Bij de hoofdstations heeft men tegenwoordig de beschikking over een thermometerhut, die kunstmatig geventileerd wordt, zie bijlage A3. Het ligt in de bedoeling in de nabije toekomst alle thermometerhutten kunstmatig te ventileren.

De luchtvochtigheid. De relatieve vochtigheid kan worden berekend uit de natte- en droge-boltemperatuur (zie 2.1.2), maar kan ook rechtstreeks continu worden gemeten met behulp van een haarhygrograaf of een elektrische haarhygrometer. De apparatuur voor het bepalen van de luchtvochtigheid is opgesteld in de thermometerhut. Voor goede metingen is het noodzakelijk de hut kunstmatig te ventileren.

Aanvankelijk werd de relatieve vochtigheid ontleend aan de metingen van de natte- en droge-boltemperatuur op de termijnuren. Met ingang van 1 januari 1971 wordt bij de termijnstations de relatieve vochtigheid ontleend aan de stroken van een haarhygrograaf. Deze hygrograaf wordt tweemaal per dag vergeleken met een natte- en droge-bolthermometer en eventueel gecorrigeerd. Elektrische haarhygrometers bij hoofdstations worden minder frequent gecontroleerd.

5.4 De betrouwbaarheid van de gegevens

Hoewel de methode van Penman vrij algemeen in de praktijk gebruikt wordt, moet men zich realiseren dat aan deze methode veel fouten kleven. In deze paragraaf wordt een opsomming gegeven van foutenbronnen, die echter geenszins volledig is.

Het model van Penman houdt slechts rekening met verticale energiestromen, wat een redelijk uitgangspunt is indien men te maken heeft met uitgestrekte, tamelijk homogene oppervlakken. De bodemwarmtestroom G wordt verwaarloosd en de termen van de stralingsbalans worden met behulp van een empirische formule verkregen. Dit kan leiden tot systematische fouten in de grootte van de nettostraling Q^* van ongeveer 10% gedurende de zomer (De Bruin en Kohsiek, 1979). In de andere seizoenen zijn de fouten zelfs relatief nog iets groter. Ook kan men kritiek hebben op de windfunctie, die door Penman wordt gebruikt. Daarnaast werd er in 4.2.1 al op gewezen dat decade- of maandgemiddelden van een aantal meteorologische grootheden gebruikt worden in een formule, die is afgeleid voor momentane waarden.

Een ander probleem is, in hoeverre de waarnemingen op een bepaald klimatologisch station representatief zijn voor de plaats waar men de verdamping wil weten. Metingen van temperatuur, relatieve vochtigheid en windsnelheid in een stad zijn zeker niet representatief voor deze grootheden ergens op het platteland of midden in een bos. Het is vooralsnog niet duidelijk in hoeverre de empirische relatie $E_{pot} = 0,8 E_o$ in zeer droge jaren opgaat, wanneer E_o wordt ontleend aan metingen van een klimatologisch station, waarvan het terreinoppervlak in meer of mindere mate uitgedroogd is (de mate van uitdroging van het oppervlak beïnvloedt grootheden als de temperatuur en de luchtvochtigheid en dus ook E_o). Naast bepaalde aannamen in de Penmanformule en de representativiteit van de meetstations speelt de nauwkeurigheid waarmee de verschillende invoergegevens worden verkregen een rol bij de beoordeling van de bruikbaarheid van berekende verdampingsgetallen. Bij de

zonneshijnduur, de temperatuur en de relatieve vochtigheid zijn er bepaalde afleesfouten, terwijl bij de windsnelheid ook de herleiding tot een hoogte van 2 m onzeker is. Door dit soort fouten wordt in de verdampingsgetallen een bepaalde toevallige fout en mogelijk ook een systematische fout geïntroduceerd. Als maat voor de grootte van toevallige fouten wordt vaak de standaardafwijking gehanteerd (voor een juiste interpretatie van dit begrip, zie 7.1.2 en 9.2.1). De standaardafwijking kan worden uitgedrukt als percentage van het gemiddelde. Voor de toevallige fout in E_o vond Rijkooft (1960) een standaardafwijking van ongeveer 5% voor de zomer en ongeveer 10% voor de winter. Deze getallen gelden slechts indien alle vier invoergegevens ter plaatse worden gemeten. Bij interpolatie van E_o of van invoergegevens krijgt men een soort gemiddelde van de meetfouten van naburige stations, die een kleinere standaardafwijking heeft dan de meetfouten zelf. Daartegenover staat echter een interpolatiefout, waarvan de grootte sterk afhankelijk is van de onderlinge ligging van de verschillende meetpunten.

De invloed van systematische veranderingen van de basisgegevens. Door verandering van meetmethoden, wijziging van meetopstelling of de nabije omgeving van de instrumenten en verplaatsing van stations kunnen systematische veranderingen ontstaan in één of meer invoergegevens. Hierdoor kunnen langjarige reeksen van E_o min of meer inhomogeen zijn. Men kan in principe nagaan hoe bepaalde systematische veranderingen doorwerken op het uiteindelijke verdampingsgetal (gevoeligheidsanalyse).

De *zonneshijnduur* komt uitsluitend voor in de stralingsterm. Daar er in de zomer een redelijk verband bestaat tussen E_o en de inkomende kortgolvlige straling (formule van Makkink, zie 4.2.1), zou men verwachten dat E_o zeer gevoelig is voor de zonneshijnduur, daar deze de grootte van de inkomende kortgolvlige straling bepaalt. Dit blijkt echter nogal mee te vallen.

Een te hoge waarde voor de zonneshijnduur heeft tot gevolg dat men een te hoge waarde berekent voor de kortgolvlige component K van de nettostraling en een te lage waarde voor de langgolvlige component L (wordt sterker negatief). Door dit tegengestelde effect wordt de invloed van fouten in de zonneshijnduur afgezwakt. Fouten in de zonneshijnduur werken in het zomerhalfjaar ook anders door dan in het winterhalfjaar. In de zomer overheerst het effect op de kortgolvlige straling, waardoor te hoge waarden voor de zonneshijnduur ook aanleiding geven tot te hoge waarden voor Q^* en E_o . In de winter is de grootte van de kortgolvlige straling te verwaarlozen en leiden te hoge waarden voor de zonneshijnduur tot te lage waarden voor Q^* en E_o . Op de jaarsom van de Penmanverdamping is het effect van fouten in de zonneshijnduur daarom meestal gering; alleen zeer grote fouten werken enigszins door.

Een ander aspect is dat een fout van $x\%$ in de zonneshijnduur een kleinere procentuele fout in de grootte van K of L tot gevolg heeft. Dit vloeit voort uit de wijze waarop de zonneshijnduur in de vergelijkingen (5.1) en (5.2) voorkomt. In Nederland bedraagt de gemiddelde zonneshijnduur in de zomer ongeveer 40%, zodat $b n/N$ in verg. (5.1) gemiddeld ongeveer 0,20 is. Dit is even groot als de constante a in deze vergelijking, wat tot gevolg heeft dat een relatieve fout in de zonneshijnduur van $x\%$ aanleiding geeft tot een relatieve fout van $\frac{1}{2} x\%$ in de inkomende kortgolvlige straling. Iets dergelijks geldt ook, zij het in mindere mate, voor de langgolvlige straling.

De *windsnelheid* komt alleen voor in de windterm. Daar deze term meestal klein is (zie figuur 4.1) werken fouten in de windsnelheid slechts in beperkte mate door op het uiteindelijke resultaat. Ook fouten in metingen van de *temperatuur* hebben slechts geringe invloed op de berekende waarde van E_o .

Inhomogeniteiten in cijferreeksen van E_o kunnen soms geheel of ten dele worden toegeschreven aan systematische veranderingen in de grootte van de *relatieve vochtigheid*

(Hoorn, Maastricht-Beek, zie bijlage A3). Dit kan als volgt worden verklaard. Vergelijking (4.17) voor de isotherme verdamping kan worden geschreven als

$$E_a = \frac{f(u)}{L} e_s(T_2)(1 - h_2)$$

waarbij h_2 de relatieve vochtigheid op 2 m hoogte is.

Hiervoor wordt bij toepassing van de Penmanformule in Nederland een overdaggemiddelde gebruikt (zie 5.3). Dit overdaggemiddelde bedraagt in de zomer gemiddeld ruim 75°. De term $1 - h_2$ is daarom gemiddeld ongeveer 0,25.

Bij ongeventileerde thermometerhutten is een systematische fout Δh van 0,05 of iets meer mogelijk. De relatieve fout in de term $1 - h_2$ is dan gemiddeld 20% of iets meer, zodat men een vrij grote fout in de windterm krijgt. Hoewel bij de openwaterverdamping E_o de windterm klein is, werkt deze vrij grote fout toch nog wel enigszins door op het uiteindelijke verdampingsgetal. Past men de methode van Penman toe bij de verdamping van ruwe oppervlakken, dan wordt de windterm belangrijker (zie 4.3) en is het resultaat zeer gevoelig voor fouten in de relatieve vochtigheid (Howard and Lloyd, 1979; Van Bakel, 1979).

6 VERDELING VAN NEERSLAG EN VERDAMPING NAAR PLAATS EN IN TIJD

In dit hoofdstuk wordt een beschrijving van neerslag en verdamping in Nederland gegeven op grond van gemiddelden. In 6.1 worden plaatselijke verschillen beschreven op basis van maand- en jaargemiddelden van verschillende stations. Hierbij wordt uitvoerig aandacht besteed aan orografische effecten en aan de invloed van de zee op de neerslagverdeling. Tevens wordt de neerslagverdeling bij verschillende windrichtingen behandeld en komen mogelijke geleidelijke en periodieke veranderingen in het neerslagklimaat van Nederland ter sprake. Plaatselijke verschillen in de Penmanverdamping komen in 6.2 aan de orde en tenslotte wordt in 6.3 ingegaan op verschillen in het potentiële neerslagoverschot.

6.1 Verdeling van de neerslag naar plaats en in tijd

In de klimatologie wordt veel van normaalwaarden of, kortweg, normalen gebruik gemaakt om het klimaat op een bepaalde plaats te karakteriseren. Een normaal is de gemiddelde waarde van een bepaalde grootheid (bijvoorbeeld de maximumtemperatuur in juli of de neerslagsom in april) over het meest recente 30-jarige tijdvak beginnend met een jaar dat eindigt op een cijfer 1. In dit geval is de referentieperiode voor een gemiddelde dus het tijdvak 1941-1970. Helaas is het niet altijd mogelijk een normaal te geven daar soms de reeksen niet voldoende lang zijn. Dit is bijvoorbeeld het geval als men op verschillende plaatsen neerslaghoeveelheden bij verschillende synoptische omstandigheden wil vergelijken. Daartegenover staat dat het soms wenselijk is om over een langer tijdvak dan 30 jaar te middelen. Neerslag is namelijk sterk variabel in de tijd en de normaal kan daardoor sterk afwijken van gemiddelden over andere 30-jarige tijdvakken, Jagannathan et al. (1967). Een normaal van bijvoorbeeld een julisom vertoont relatief meer fluctuaties dan de normaal van een jaarsom. Wil men neerslagsommen over korte duren (maand of decade) onderling vergelijken dan is het aan te bevelen om het gemiddelde over een langer tijdvak dan 30 jaar te bepalen.

De gemiddelde jaarlijkse neerslaghoeveelheid. In figuur 6.1 is de gemiddelde jaarsom voor het tijdvak 1941-1970 gegeven. Uit de figuur leest men af dat het jaargemiddelde varieert van ruim 700 tot 950 mm. Met nadruk zij erop gewezen dat het hier gemeten neerslaghoeveelheden betreft. Tengevolge van meetfouten (zie 3.2) zijn de werkelijke neerslaghoeveelheden iets hoger dan in figuur 6.1 is aangegeven. Het grootste gedeelte van de neerslag valt in de vorm van regen; slechts ongeveer 3% in de vorm van sneeuw. De natste plaatsen in Nederland zijn de Veluwe en de omgeving van Vaals. Betrekkelijk nat zijn verder het Drentse plateau en het oosten van Friesland, de heuvels van Overijssel, de Utrechtse heuvelrug en gebieden achter de Hollandse duinen. De droogste delen van Nederland zijn de Groningse Waddenkust, delen van de IJsselmeerkust, de Zeeuwse en Zuidhollandse eilanden, het oosten van Brabant en het noorden en midden van Limburg.

Figuur 6.1
Gemiddelde jaarsom
(normaal) voor het
tijdvak 1941-1970.



Opvallend is dat de hoogste jaargemiddelden voorkomen in de hoger gelegen delen van Nederland. Dit is het gevolg van de invloed van het reliëf op de neerslagverdeling (zie 2.4.3). Een grote gradiënt wordt gevonden in Zuid-Limburg, waar de gemiddelde jaarsom in zuidelijke richting sterk toeneemt. In de Belgische Ardennen wordt op sommige plaatsen een gemiddelde jaarsom van 1400 mm gevonden. Naast het reliëf heeft vooral de zee een belangrijke invloed op de neerslagverdeling in Nederland. Op de invloed van de zee zal nader worden ingegaan bij de behandeling van de jaarlijkse en de dagelijkse gang van de neerslag.

De gemiddelde neerslaghoeveelheid bij verschillende windrichtingen. In tabel 6.1 zijn voor De Bilt (1906-1960) de gemiddelde neerslaghoeveelheden bij verschillende windrichtingen gegeven. Uit de tabel blijkt dat een groot gedeelte van de neerslag valt bij windrichtingen tussen zuid en west. Dit wordt enerzijds veroorzaakt door het feit dat deze windrichtingen het meeste voorkomen, anderzijds doordat de kans op neerslag bij deze windrichtingen het grootste is. Bij opstellingen van regenmeters moet men daarom uiterst kritisch zijn over de situatie in de zuidwesthoek van het instrument.

Naast een splitsing naar windrichtingen is in tabel 6.1 een tweede splitsing gemaakt naar windsnelheden (gemeten op de toren van het instituut). De windsnelheid is van invloed op de hoek van inval van de neerslag. Voor De Bilt maken de regendruppels op regenmeterhoogte (40 cm) gemiddeld een hoek van 28 graden met de verticaal (Stalenhoef, 1980). Bij een

Tabel 6.1 Percentage van de neerslaghoeveelheid bij verschillende windrichtingen en windsnelheden (gemeten op ongeveer 38 m hoogte) op grond van uurlijkse gegevens te De Bilt (1906-1960).

Windrichting	Ongeacht windsnelheid	Windsnelheid (m/s)			
		0,1-3,9	4,0-7,9	8,0-11,9	≥ 12,0
N	6,4	2,5	3,1	0,7	0,1
NO	5,0	2,4	2,2	0,3	0,0
O	4,1	2,2	1,7	0,2	0,0
ZO	8,5	2,3	4,2	1,8	0,2
Z	18,7	3,6	8,6	5,1	1,4
ZW	27,5	5,5	14,3	6,2	1,4
W	18,2	4,6	9,8	3,1	0,7
NW	11,0	3,6	5,4	1,6	0,4
Rest	0,5				
	99,9	26,7	49,3	19,0	4,2

gemeten windsnelheid op de toren van 8 m s bedraagt de gemiddelde hoek van inval ongeveer 45 graden.

De hierboven vermelde getallen zijn verkregen met behulp van scheef opgestelde regenmeters. Deze getallen voor de hoek met de verticaal kunnen als volgt ruwweg geverifieerd worden. De gemiddelde druppeldiameter van de neerslag bedraagt 1 à 2 mm (vergelijk figuur 2.5). Bij deze druppeldiameter behoort een valsnelheid van ongeveer 5 m/s (tabel 2.3). Voor de horizontale snelheid van de regendruppel op 40 cm moet men de windsnelheid op ongeveer 2 m hoogte aanhouden (Levert, 1959). Deze kan worden verkregen door de gemeten windsnelheid op de toren met een factor 0,67 te vermenigvuldigen (zie 5.3). Gemiddeld bedraagt bij neerslag de gemeten windsnelheid op de toren ruim 5 m/s. De tangens van de hoek met de verticaal is dan $0,67 \times 5/5 = 0,67$. Dit levert een hoek van ongeveer 34 graden op, in redelijke overeenstemming met het resultaat van Stalenhoef.

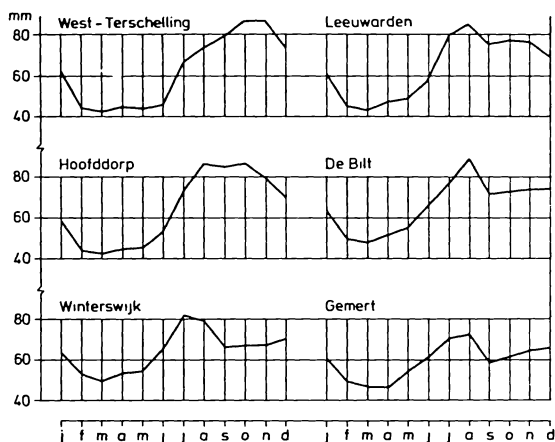
Een soortgelijke techniek kan ook toegepast worden om de snelheid van een trein te schatten uit de hoek van regenstrepen op de ruit, zie Minnaert (1972, par. 150). In dit geval wordt de horizontale verplaatsing van de druppel op de ruit voornamelijk door de snelheid van de trein bepaald.

Bij een kuststation krijgt men andere getallen, voornamelijk door de hogere windsnelheden.

Het databestand is echter nog niet voldoende toegankelijk om een analoge tabel als 6.1 voor een kuststation te geven.

De jaarlijkse gang van de neerslag. Figuur 6.2 geeft voor een zestal stations de gemiddelde maandsom voor het tijdvak 1911-1975. Van deze zes stations is West-Terschelling een typisch kuststation met de grootste neerslaghoeveelheden in het najaar (september-november). Voor de meeste plaatsen in Nederland is echter augustus de natste maand; in Winterswijk blijkt juli de regenrijkste maand te zijn. Hoge juli- en augustushoeveelheden zijn kenmerkend voor een landstation en zijn een gevolg van de sterke verwarming van het land (en dus grote kans op convectie, zie 2.4.1) in deze maanden. De droogste maanden zijn de maanden februari, maart en april. In deze maanden zijn ook de plaatselijke verschillen in Nederland gering. In het voorjaar en in de vroege zomer is de zee koud ten opzichte van het land. De lucht is dan boven zee meestal stabiel en dan boven land wat tot gevolg heeft dat boven zee minder vaak buien voorkomen. Kuststations zijn daarom vooral in de maanden mei en juni relatief droog. Daarentegen is in de herfst de zee warm ten opzichte van het land. Het grootste

*Figuur 6.2
Gemiddelde maandsom-
men voor het tijdvak
1911-1975.*



Tabel 6.2 Percentage van de totale neerslaghoeveelheid gevallen in de vorm van buien voor het tijdvak 1971-1978.

Station	dec-feb	mrt-mei	jun-aug	sep-nov
Den Helder/De Kooy	22	23	40	40
Leeuwarden	23	31	50	37
Eelde	21	34	49	36
De Bilt	24	33	49	34
Deelen	19	33	52	34
Volkel	23	39	51	28
Beek (Limburg)	18	26	48	23

temperatuurverschil wordt gevonden in de maand oktober. In de herfst komen dan ook de meeste buien aan de kust voor. Bij stations aan of nabij de kust (West-Terschelling, Hoofddorp) worden dan ook hoge maandgemiddelden in het najaar gevonden. Naast het verschil in temperatuur speelt ook het verschil in ruwheid tussen de zee en het land een rol (zie 2.4.4).

Door de jaarlijkse gang in de temperatuur vertoont het aandeel van de convectieve neerslag in de totale neerslaghoeveelheid een duidelijke seizoenbeweging. In tabel 6.2 is voor de verschillende seizoenen het percentage van de convectieve neerslag gegeven voor een aantal stations. In de koude wintermaanden valt slechts 20% van de totale neerslaghoeveelheid in de vorm van buien, terwijl in de zomermaanden ongeveer de helft als bui valt. Voor een station vlak bij de kust (Den Helder/De Kooy) is het aandeel van convectieve neerslag in de zomer echter aanzienlijk lager. Daarentegen neemt in de herfst het percentage van de convectieve neerslag af met toenemende afstand tot de kust.

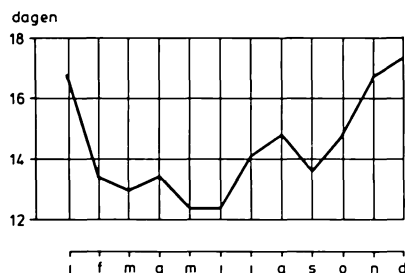
Een deel van de getallen in tabel 6.2 berust op 6-uurlijkse gegevens van de neerslag. De neerslaghoeveelheid werd als convectief geclassificeerd wanneer in het 6-uurvak een ww-cijfer 25, 26, 27, 29 of ≥ 80 voorkwam (dit zijn de codecijfers voor de weersgesteldheid die op buiige neerslag betrekking hebben). Voor de stations Den Helder/De Kooy, Eelde, De Bilt en Beek waren echter ook uurgijfers van de neerslag beschikbaar. Op grond van deze uurgijfers bleek dat het aandeel van de convectieve neerslag gemiddeld 7 à 8% lager lag dan op grond van 6-uur cijfers. Bij stations die niet over uurgijfers van de neerslag beschikten werden de percentages op grond van 6-uurwaarden herleid tot percentages voor uurwaarden.

De getallen in tabel 6.2 geven slechts ruw de orde van grootte van het aandeel van de convectieve neerslag aan. Dat Beek in alle seizoenen een lager percentage convectieve neerslag heeft dan Volkel is mogelijk een gevolg van individuele beoordelingsverschillen tussen waarnemers.

Voor plaatsen met een duidelijk orografisch effect is het aandeel van buien in de zomer vermoedelijk iets hoger dan 50%. Voor Saint-Hubert in de Belgische Ardennen (gemiddelde jaarsom ongeveer 1100 mm) vond Bodeux (1974) dat in de zomer bijna 80% van de neerslag in buien viel. Bij de hoge winterneerslagsommen in de Ardennen vindt men daarentegen geen uitzonderlijk hoog aandeel van de convectieve neerslag.

Het aantal natte dagen. Met uitzondering van een smalle kustzone vallen de grootste neerslaghoeveelheden in de zomermaanden. Door het grote aandeel van buien in de zomer zijn echter ook de neerslagintensiteiten hoger zodat toch nog de totale neerslagduur in de

Figuur 6.3
Gemiddeld aantal dagen per maand met een neerslaghoeveelheid van minstens 0,3 mm voor De Bilt (1911-1975).



zomer geringer is dan in de winter. Daarnaast is in de zomer ook het aantal dagen waarop neerslag geregistreerd wordt geringer dan in de winter, zie figuur 6.3. In deze figuur is voor De Bilt het gemiddelde aantal dagen per maand aangegeven, waarop een neerslaghoeveelheid van minstens 0,3 mm werd geregistreerd. Hierbij is een grens van 0,3 mm aangehouden daar kleinere hoeveelheden ook een gevolg kunnen zijn van mist of dauw. De jaarlijkse gang in het aantal natte dagen is slechts gering. Gemiddeld wordt op ongeveer 15 dagen per maand (dus ongeveer de helft) neerslag geregistreerd. Met behulp van pluviograafstroken kan worden vastgesteld dat in Nederland gemiddeld ongeveer 7% van de tijd neerslag valt.

De dagelijkse gang van de neerslag. Door de dagelijkse gang van de temperatuur is er ook een dagelijkse gang in de neerslag. Er bestaat echter een verschil tussen kuststations en landstations, zie tabel 6.3. Bij een landstation vallen gemiddeld de grootste hoeveelheden in de late namiddag en vroege avond. Boven land is de onstabiliteit in de namiddag het grootste daar dan de temperatuur het hoogste is. De grootste onstabiliteit boven zee vindt men echter in de nacht, wanneer het zeewater relatief warm is ten opzichte van de lucht er boven (zie 2.4.4). Nabij de kust treft men dan ook relatief hoge neerslaghoeveelheden in de vroege ochtenduren aan. Het verschil in de gemiddelde neerslaghoeveelheid op verschillende uren van de dag is aan de kust echter gering en veel minder duidelijk dan in het binnenland.

Tabel 6.3 Percentage van de gemiddelde dagsom voor verschillende 4-uurlijkse perioden voor het tijdvak 1959-1978.

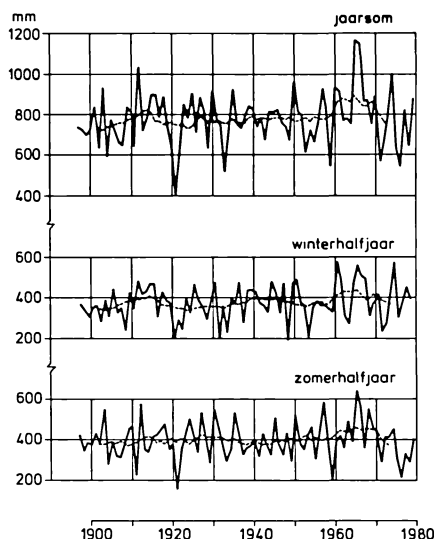
Station	4-uurlijks tijdvak					
	0-4	4-8	8-12	12-16	16-20	20-24
Vlissingen	15,9	17,5	16,5	16,7	17,5	16,0
De Bilt	14,9	17,3	15,6	17,7	18,5	16,0
Beek (Limburg)	15,6	15,4	14,7	17,9	21,1	15,3

De cijfers in tabel 6.3 berusten op uurlijkse gegevens van pluviografen. In 1971 is bij de tijdregistratie op de pluviograafstroken overgegaan van Nederlandse tijd op GMT (loopt 20 minuten achter op de Nederlandse tijd). Bij de bepaling van de gemiddelde neerslag voor het 4-uurlijkse tijdvak van 0-4 uur is voor 1971 de neerslagsom van 0-4 uur Nederlandse tijd gebruikt; na 1971 de neerslagsom van 0-4 uur GMT. Hetzelfde geldt ook voor de andere 4-uurlijkse tijdvakken.

Geleidelijke en periodieke veranderingen in het neerslagklimaat. De geologische en bodemkundige ontstaanswijze van Nederland is nauw verbonden met langjarige klimaatschommelingen (ijstijden). Daarnaast wordt door menselijke ingrepen het klimaat enigszins beïnvloed (bijv. door inpolderingen, bebossing, verstedelijking en industrialisatie, zie 2.4.5). Dit roept bij velen de vraag op, of er niet een bepaald systematisch verloop in het

neerslagklimaat te onderkennen is. Een praktische consequentie van een geleidelijke klimaatverandering is dat gemiddelden en frequentieverdelingen, die op historisch waarnemingsmateriaal berusten, niet representatief zijn voor het heden en de toekomst. In figuur 6.4 zijn voor de waarnemingsreeks van De Bilt de jaarsommen en de neerslaghoeveelheden voor het winterhalfjaar (oktober-maart) en het zomerhalfjaar (april-september) gegeven. Soortgelijke figuren voor de neerslagsommen van Winterswijk zijn gegeven door Stol (1978). Uit figuur 6.4 blijkt dat de neerslaghoeveelheden in de opeenvolgende jaren sterk kunnen verschillen. Zo variëren de jaarsommen tussen 388 en 1160 mm. Het is daarbij wel opvallend dat de twee hoogste jaarsommen voorgekomen zijn in twee opeenvolgende kalenderjaren (1965 en 1966).

*Figuur 6.4
Neerslaghoeveelheden
voor De Bilt (1897-
1979). Het winterhalf-
jaar is hier het tijdvak
oktober-maart en het
zomerhalfjaar omvat de
maanden april t/m sep-
tember. De neerslag-
hoeveelheden zijn door
een getrokken lijn met
elkaar verbonden. De
gestreepte lijn geeft het
11-jarig voortschrijdend
gemiddelde. (Het 11-jar-
rig gemiddelde in 1930
is het gemiddelde over
de jaren 1925 t/m
1935).*



Het 11-jarig gemiddelde van de neerslagsommen vertoont relatief geringe fluctuaties. Er is ook geen duidelijke systematische verandering te onderkennen. Wel zijn de zestiger jaren opvallend nat. Dit geldt zowel voor het winterhalfjaar als het zomerhalfjaar. De natte zestiger jaren zijn voornamelijk toe te schrijven aan de algemene circulatie in dat tijdvak. Andere invloeden als een geleidelijke groei van de stad Utrecht spelen slechts een zeer bescheiden rol (anders zouden immers ook de vijftiger en zeventiger jaren relatief nat moeten zijn). Naast beschouwingen over geleidelijke veranderingen in langjarige gemiddelden bestaan er ook vele speculaties over periodiciteiten in klimatologische reeksen. Tabony (1979) onderzocht met behulp van de zogenaamde spectraalanalyse vier langjarige neerslagreeksen in Engeland en Wales op periodiciteiten. De onderzochte reeksen hadden een gemiddelde lengte van ruim 200 jaar. Een soortgelijk onderzoek werd door Olberg (1979) verricht op de Baurreeks (1851-1976). Deze neerslagreeks bestaat uit gemiddelde maandwaarden van 14 Duitse neerslagstations ten westen van de Oder. Beide onderzoeken geven een zwakke indicatie voor een 2-jarige en een 5-jarige cyclus. Samenvattend kan gezegd worden, dat ondanks het vele onderzoek naar trends en periodiciteiten in klimaatreeksen helaas niets te zeggen is over de vraag of het klimaat in West-Europa in de komende jaren natter of droger zal zijn dan in de afgelopen jaren.

6.2 Plaatselijke verschillen in de openwaterverdamping

In tabel 6.4 is voor een aantal stations de gemiddelde Penmanverdamping (E_o) gegeven. In dit geval is voor de normaalperiode 1941-1970 gekozen daar de meeste reeksen over dit tijdvak redelijk homogeen zijn (zie bijlage A3). Hoewel de waarnemingen in Beek later zijn aangevangen dan in 1941 kon het gemiddelde over 1953-1970 van dit station eenvoudig herleid worden tot een gemiddelde voor het tijdvak 1941-1970 door vergelijking met de gemiddelden van het station Gemert over deze twee tijdvakken.

Tabel 6.4 Gemiddelden (normalen) van de Penmanverdamping (E_o) voor het tijdvak 1941-1970. De gemiddelden zijn gegeven in millimeters.

Station	Jaarsom	Winterhalfjaar (oktober-maart)	Zomerhalfjaar (april-september)
Den Helder	767	143	625
Naaldwijk	752	122	631
Vlissingen	736	125	610
Hoorn	712	107	605
Oudenbosch	708	105	603
Rottum/Joure/ Leeuwarden	672	98	574
De Bilt	673	97	575
Wijster/Witte- veen/Dedemsvaart	655	93	562
Winterswijk	650	95	555
Gemert	686	106	580
Beek (Limburg)	672	107	565

Behalve het feit dat de gemiddelde Penmanverdamping in het zomerhalfjaar ongeveer $6 \times$ zo groot is als in het winterhalfjaar, valt onmiddellijk op dat de gemiddelde Penmanverdamping afneemt met toenemende afstand tot de kust. Dit kusteffect is een gevolg van het feit dat de gemiddelde grootte van de meeste invoergegevens in de formule van Penman afhangt van de afstand tot de kust.

Langs de kust heeft men hogere windsnelheden en ook is de luchtvochtigheid iets hoger dan in het binnenland. Daarnaast blijkt uit de klimaatatlas (KNMI, 1972) dat de gemiddelde zonneshijnduur afneemt van west naar oost. De invloed van de zonneshijnduur en de windsnelheid overtreft ruimschoots de invloed van de luchtvochtigheid, zodat langs de kust de hoogste waarden voor E_o worden gevonden.

Hoewel de gemiddelde temperatuur en de gemiddelde zonneshijnduur een geringe toename vertonen van noord naar zuid is dit effect niet in de verdampingsgetallen in tabel 6.4 terug te vinden. De vrij hoge waarden van de Penmanverdamping in het zuiden van ons land in de klimaatatlas berusten hoofdzakelijk op de waarnemingsreeks van Maastricht. Door de overgang van Maastricht naar Beek is dit effect echter verdwenen (vergelijk bijlage A3). Evenals bij de neerslag is er ook bij de verdamping sprake van een orografisch effect daar

temperatuur, vochtigheid en windsnelheid van de hoogte afhankelijk zijn. In Nederland is dit effect nauwelijks merkbaar door de geringe hoogteverschillen. Daarentegen moet men in het buitenland vaak terdege rekening houden met de hoogte-afhankelijkheid van de verdamping ofschoon deze meestal geringer is dan het orografisch effect op de neerslag.

6.3 Plaatselijke verschillen in het potentiële netto neerslagoverschot

Door de geringe verdamping in de winter is er een neerslagoverschot tijdens dit seizoen. In de zomer wordt echter in de meeste jaren de neerslag door de potentiële verdamping (hier gedefinieerd als $0,8 E_0$) overtroffen. Reeds in april is de gemiddelde potentiële verdamping groter dan de gemiddelde neerslag. Vanaf omstreeks 1 april ontstaat daarom in de gemiddelde situatie een potentieel neerslagtekort (dus een negatief neerslagoverschot). In tabel 6.5 is voor een aantal stations het gemiddelde potentiële neerslagoverschot (neerslag – potentiële verdamping) gegeven voor de tijdvakken 1-30 april, 1 april-31 mei, ..., 1 april-31 december.

Tabel 6.5 Gemiddeld potentieel neerslagoverschot (in mm) voor het tijdvak 1941-1970.

Station	Gemiddeld potentieel neerslagoverschot vanaf 1 april op								
	1 mei	1 jun	1 jul	1 aug	1 sep	1 okt	1 nov	1 dec	1 jan
Den Helder	-18	-65	-126	-159	-162	-144	-90	-17	49
Hoorn	-15	-55	-108	-130	-112	-82	-27	48	114
De Bilt	-10	-43	-76	-89	-62	-42	6	73	149
Winterswijk	-10	-35	-67	-69	-49	-30	12	75	145
Wijster/Witte- veen Dedemsvaart	-9	-37	-62	-65	-41	-20	26	93	163
Gemert	-19	-51	-87	-106	-101	-93	-27	48	114

Voor de meeste stations bereikt het gemiddelde cumulatieve potentiële neerslagtekort omstreeks 1 augustus zijn maximum waarde. Er zijn echter enige plaatselijke verschillen. De grootste potentiële neerslagtekorten treft men bij kuststations aan. Dit is enerzijds een gevolg van de grotere potentiële verdamping langs de kust, anderzijds zijn langs de kust de neerslaghoeveelheden in de zomer kleiner dan in het binnenland. Hoewel in een gemiddeld jaar bij de meeste landstations het cumulatieve potentiële neerslagoverschot in de loop van oktober weer positief wordt, is dit voor Den Helder pas in december het geval.

Bij landstations worden regionale verschillen in het potentiële neerslagoverschot voornamelijk bepaald door plaatselijke verschillen in de neerslaghoeveelheden. De grote gemiddelde potentiële neerslagtekorten in Gemert zijn hoofdzakelijk een gevolg van de relatief lage neerslaghoeveelheden bij dit station. De geringste potentiële neerslagtekorten in Nederland vindt men op plaatsen met een hoge zomerneerslagsom (Veluwe, omgeving van Vaals). Helaas zijn voor deze plaatsen geen reeksen van de potentiële verdamping beschikbaar. Met nadruk wordt erop gewezen dat het bovenstaande betrekking heeft op het potentiële

neerslagoverschot, waarbij voor de potentiële verdamping $0,8 E_o$ is genomen. De hier gegeven potentiële neerslagtekorten worden volledig bepaald door meteorologische factoren. De werkelijke vochttekorten in een bepaald gebied zijn mede afhankelijk van de aard van de begroeiing, bodemkundige en hydrologische eigenschappen. Het valt echter buiten het bestek van dit boek om hierop nader in te gaan.

7 FREQUENTIE - VERDELINGEN

In het voorgaande hoofdstuk werden gemiddelden van neerslag en verdamping gegeven. Helaas is het gemiddelde een waarde die niet elke dag voorkomt. Vooral voor de neerslag kunnen de hoeveelheden soms zeer sterk afwijken van de gemiddelde waarde. Zo kan een dagsom het gemiddelde vele malen overtreffen.

Een methode om snel een indruk te krijgen van de variabiliteit van een meteorologische grootte is het maken van frequentieverdelingen. In dit hoofdstuk zullen voorbeelden van frequentieverdelingen worden gegeven. In 7.1 zal worden ingegaan op frequentieverdelingen van neerslagsommen, terwijl in 7.2 frequentieverdelingen van cumulatieve neerslagsommen en het potentiële neerslagoverschot vanaf een bepaalde datum worden gegeven. Deze laatste frequentieverdelingen zijn zeer geschikt om snel een indruk te krijgen van de verdeling van neerslagtekorten tijdens het groeiseizoen of van neerslagoverschotten tijdens het winterseizoen.

7.1 Frequentieverdelingen van neerslagsommen

Bij de beschrijving van het meetnet in hoofdstuk 3 werd opgemerkt dat vele cijfers in de vorm van frequentietabellen aanwezig zijn. Deze frequentietabellen vormen een schat aan gegevens waarvan veelal nuttig gebruik kan worden gemaakt bij het oplossen van praktische problemen. Jammer genoeg treden er bij de interpretatie van deze tabellen wel eens moeilijkheden op. Het komt helaas voor dat men op grond van frequentieverdelingen uitspraken doet, die niet gerechtvaardigd zijn. Om frequentieverdelingen meer zinvol te kunnen interpreteren worden in deze paragraaf enige begrippen uit de wiskundige statistiek geïntroduceerd. Deze begrippen worden toegepast op frequentieverdelingen van jaar-, maand- en dagsommen. Aan het einde van deze paragraaf zal ook op enige beperkingen van het gebruik van frequentieverdelingen worden ingegaan.

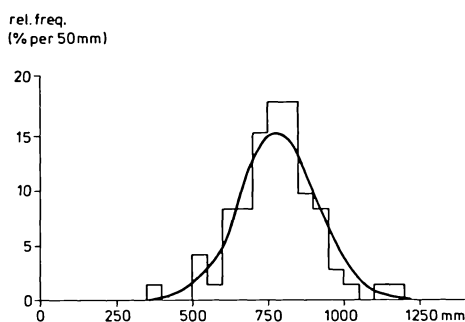
7.1.1 Empirische frequenties

In deze paragraaf zal de frequentieverdeling van de kalenderjaarsommen in De Bilt worden behandeld. De jaarsommen van De Bilt zijn gegeven in bijlage B. Voor het tijdvak 1906-1977 zijn de jaarsommen verwerkt tot een frequentietabel (tabel 7.1). De *frequentie* geeft het aantal malen aan dat een neerslagsom in een bepaalde klasse valt. Deelt men de frequenties door het totale aantal waarnemingen (hier 72) dan krijgt men de *relatieve frequenties*. Grafisch worden deze relatieve frequenties weergegeven in een *histogram*, zie figuur 7.1. Uit de figuur blijkt dat de meeste jaarsommen in de middelste klassen vallen, terwijl zeer kleine of zeer grote waarden slechts weinig voorkomen. Tevens blijkt het verloop van de relatieve frequenties in de verschillende klassen enigszins onregelmatig te zijn. Dit wordt veroorzaakt door het geringe aantal waarnemingen. Bij een voldoende groot aantal waarnemingen zullen de relatieve frequenties volgens een bepaalde vloeiende curve verlopen. De curve in figuur 7.1 berust op de zogenaamde normale verdeling. Deze kansverdeling zal worden behandeld in 7.1.2.

Tabel 7.1 Frequentietabel van de jaarsommen van de neerslag te De Bilt (1906-1977).

Klassegrenzen (in mm)	Frequentie	Relatieve frequentie
350-399	1	0,01
400-449	0	0
450-499	0	0
500-549	3	0,04
550-599	1	0,01
600-649	6	0,08
650-699	6	0,08
700-749	11	0,15
750-799	13	0,18
800-849	13	0,18
850-899	7	0,10
900-949	6	0,08
950-999	2	0,03
1000-1049	1	0,01
1050-1099	0	0
1100-1149	1	0,01
1150-1199	1	0,01
≥ 1200	0	0

Figuur 7.1
Relatieve frequenties
van jaarsommen te De
Bilt (1906-1977).



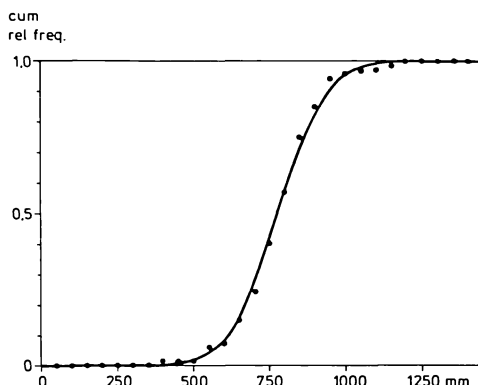
De steekproefverdelingsfunctie. Naast relatieve frequenties wordt in de praktijk vaak gebruik gemaakt van cumulatieve relatieve frequenties. Hiertoe definieert men de steekproefverdelingsfunctie (Eng.: „empirical distribution function”)

$$(7.1) \quad F_n(x) = \frac{\text{aantal waarnemingen} \leq x}{\text{totaal aantal waarnemingen } n}.$$

Merk op dat $F_n(x) = 0$ als x kleiner is dan de kleinste waarneming en dat $F_n(x) = 1$ als x groter is dan (of gelijk is aan) de grootste waarneming. In figuur 7.2 is de

steekproefverdelingsfunctie van de jaarsommen van De Bilt gegeven voor $x = 50, 100, 150, \dots, 1450$ mm. Evenals bij het histogram is hier een vloeiende curve getrokken, die berust op een normale verdeling. Uit de figuur kan men bijvoorbeeld aflezen dat er een kans is van ongeveer 25% dat de jaarsom minder dan 700 mm bedraagt. In plaats van $F_n(x)$ wordt ook wel $1 - F_n(x)$ getabelleerd. Deze functie geeft de empirische kans aan dat een bepaalde waarde van x overschreden wordt.

Figuur 7.2
Cumulatieve relatieve frequenties van jaarsommen te De Bilt (1906-1977).



7.1.2 Stochastische variabelen

Voor de jaarsom van de neerslag te De Bilt zijn verschillende uitkomsten mogelijk, elk met een bepaalde kans. Variabelen die een reeks van mogelijke waarden met bepaalde kansen kunnen aannemen worden kansvariabelen, stochastische variabelen of stochasten genoemd. Ter onderscheiding van gewone variabelen als x en y , worden stochastische variabelen onderstreept: $\underline{x}$ en $\underline{y}$.

De kans dat de stochastische variabele $\underline{x}$ kleiner is dan het getal a wordt aangeduid als $P(\underline{x} < a)$. Hierin staat de hoofdletter P voor het Engelse „probability” (= kans). Op analoge wijze kan men kansen definiëren als $P(\underline{x} \geq b)$, $P(a < \underline{x} \leq b)$, enz.

Er zijn verschillende functies waarmee men het gedrag van een stochastische variabele kan karakteriseren. Eén zo'n functie is de verdelingsfunctie (ook wel cumulatieve verdelingsfunctie)

$$(7.2) \quad F(x) = P(\underline{x} \leq x).$$

De verdelingsfunctie is een monotoon niet afnemende functie in x , die waarden aanneemt tussen 0 en 1. Een voorbeeld van een verdelingsfunctie is de vloeiende curve in figuur 7.2.

Een andere functie is de *kansdichtheid* $f(x)$. Deze is de afgeleide van de verdelingsfunctie. Er geldt dus

$$(7.3) \quad F(x) = \int_{-\infty}^x f(t) dt.$$

Voor $x \rightarrow \infty$ gaat (7.3) over in

$$(7.4) \quad F(\infty) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) dt = P(\underline{x} \leq \infty) = 1.$$

De totale oppervlakte onder de kansdichtheidscurve is dus gelijk aan 1 en de kansdichtheid

geeft aan hoe de kansmassa over de verschillende waarden van x is uitgesmeerd. Een voorbeeld van een kansdichtheid wordt gegeven door de vloeiende curve in figuur 7.1.

De verwachting. De verwachting of het populatiegemiddelde geeft het zwaartepunt van de kansmassa aan. In het algemeen volgt de verwachting uit

$$(7.5) \quad E(\underline{x}) = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx.$$

Het symbool E staat hier voor „expected value”. Voor de verwachting $E(\underline{x})$ wordt ook wel het symbool μ gebruikt.

De variantie en de standaardafwijking. De variantie is de gemiddelde kwadratische afwijking van het populatiegemiddelde. Dit kan in een formule worden aangegeven als

$$(7.6) \quad \text{var } \underline{x} = E(\underline{x} - \mu)^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu)^2 f(x) dx.$$

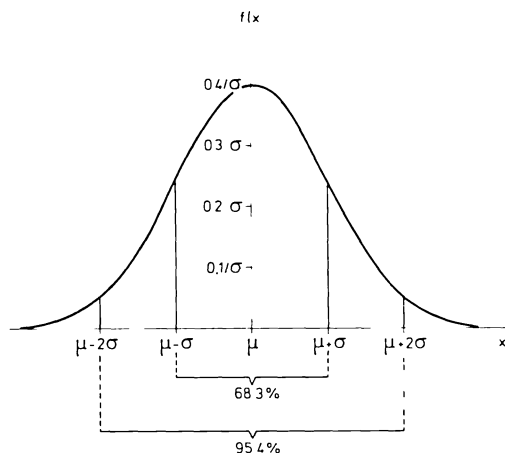
De variantie van een stochastische variabele wordt vaak met het symbool σ^2 aangeduid. De wortel uit de variantie wordt de standaardafwijking of standaarddeviatie genoemd. De variantie en de standaardafwijking zijn een maat voor de breedte van de kansmassa. Is σ klein, dan liggen vrijwel alle waarden dicht bij μ ; bij een grote σ zullen de waarnemingen sterk gespreid zijn.

De normale verdeling. De meest gebruikte kansverdeling is de normale verdeling of de verdeling van Gauss. Deze kan worden gekarakteriseerd door zijn kansdichtheid

$$(7.7) \quad f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^2 \right\}.$$

De parameters μ en σ geven hier de verwachting en de standaardafwijking aan. De kansdichtheid heeft de vorm van een klok, zie figuur 7.3. Daar $f(x)$ symmetrisch is ten opzichte van $x = \mu$, wordt de normale verdeling een symmetrische kansverdeling genoemd. Voor de normale verdeling kan worden aangetoond dat gemiddeld 68,3% van alle waarden tussen $\mu - \sigma$ en $\mu + \sigma$ ligt en dat 95,4% tussen $\mu - 2\sigma$ en $\mu + 2\sigma$ ligt.

Figuur 7.3
Kansdichtheid $f(x)$
voor de normale
verdeling.



Steekproefschattingen. In de praktijk is de kansverdeling van de te beschouwen populatie onbekend. Meestal heeft men slechts een aantal waarnemingen $x_1, x_2, \dots, x_n$ ter beschikking waarmee men moet trachten onbekende parameters zo goed mogelijk te schatten. De verwachting μ wordt gewoonlijk geschat door het rekenkundig gemiddelde

$$(7.8) \quad \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

en de variantie σ^2 kan geschat worden door de steekproefvariantie

$$(7.9) \quad s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2.$$

De vierkantswortel s van (7.9) wordt de steekproefstandaardafwijking genoemd. Toepassing van (7.8) en (7.9) geeft voor de jaarsommen in De Bilt (1906-1977): $\bar{x} = 778$ mm en $s = 132$ mm.

Een functie van de waarnemingen waarmee een bepaalde onbekende parameter geschat wordt, noemt men in de wiskundige statistiek een *schatter* voor die parameter. Het gemiddelde $\bar{x}$ is dus een schatter voor de verwachting μ . Evenzo is de steekproefverdelingsfunctie $F_n(x)$ een schatter voor de verdelingsfunctie $F(x)$ en kan het histogram worden opgevat als een schatter voor de kansdichtheid.

Toepassing van de normale verdeling op jaarsommen. In 7.1.1 werd gevonden dat de kansverdeling van de jaarsommen te De Bilt redelijk door een normale verdeling kan worden beschreven. Dit geldt algemeen voor jaarsommen van de neerslag, zie Buishand (1977a). Uit figuur 6.1 blijkt dat het gemiddelde van plaats tot plaats vrij aanzienlijk kan verschillen. Minder aan lokale verschillen onderhevig is de zogenaamde variatiecoëfficiënt

$$(7.10) \quad c_v = s/\bar{x}.$$

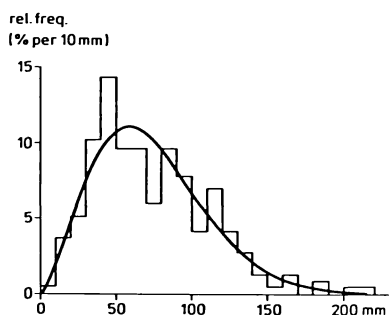
Voor de jaarsommen in De Bilt wordt gevonden $c_v = 132/778 \approx 0,17$. Dit getal geldt ruwweg voor alle plaatsen in Nederland.

Stel dat men nu een punt heeft waarvoor de gemiddelde jaarsom 900 mm bedraagt (Zuid-Limburg). De standaardafwijking voor dat station bedraagt dan $s = 0,17 \times 900 = 153$ mm. Op grond van de normale verdeling komt men tot de conclusie dat 95% van de jaarsommen gelegen is tussen $900 - 2 \times 153 = 594$ mm en $900 + 2 \times 153 = 1206$ mm. Op deze wijze kan men voor alle plaatsen in Nederland uitspraken doen over de kansverdeling voor de jaarsommen.

7.1.3 Scheefheid

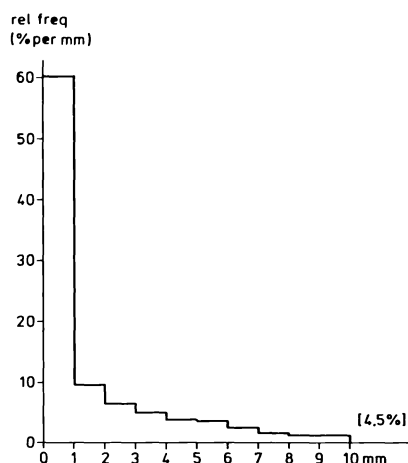
In figuur 7.4 wordt een histogram van 30-daagse neerslagsommen gedurende het

Figuur 7.4
Relatieve frequenties
van 30-daagse sommen
in het zomerseizoen
(juni-augustus) voor
De Bilt (1906-1977).



zomerseizoenen gegeven. Het begin van een 30-daagse periode is hier steeds 1 juni, 1 juli of 1 augustus. Evenals in figuur 7.1 is hier de empirische verdeling door een vloeiende kromme benaderd. In tegenstelling tot de verdeling van jaarsommen is de verdeling van 30-daagse sommen niet symmetrisch. Men spreekt in dit geval van een scheve kansverdeling. De asymmetrie van de verdeling van de neerslagsommen neemt toe als het tijdsinterval waarop de neerslagsom betrekking heeft kleiner wordt. Extreem scheef is bijvoorbeeld de verdeling van dagsommen, zie figuur 7.5. Voor meer dan de helft van het aantal dagen is de gemeten neerslagsom gelegen tussen 0 en 1 mm, terwijl in ongeveer 4,5% van het aantal dagen 10 mm of meer wordt afgetapt.

Figuur 7.5
Relatieve frequenties van 1-daagse sommen in het winterseizoen (december-februari) voor De Bilt (1906-1977). De relatieve frequenties zijn alleen gegeven voor neerslaghoeveelheden kleiner dan 10 mm. Het percentage van het aantal dagen met een neerslagsom van 10 mm of meer bedraagt 4,5.



Een indruk van de scheefheid van een verdeling kan men krijgen door de mediaan en de verwachting te vergelijken. De mediaan geeft het 50%-punt van de verdeling aan. Dit is dus de waarde van x waarvoor $F(x) = 0,5$. Voor symmetrische verdelingen, zoals de normale verdeling, is de mediaan gelijk aan de verwachting. Bij asymmetrische verdelingen verschilt de mediaan van de verwachting. Zo is voor de dagsommen van de neerslag in figuur 7.5 de mediaan ongeveer gelijk aan 0 mm (ongeveer de helft van het aantal dagen is droog), terwijl het gemiddelde ongeveer 2 mm bedraagt. Bij maandsommen zijn de verschillen tussen het gemiddelde en de mediaan relatief geringer. Voor de maandsommen in figuur 7.4 bedraagt de mediaan 66,4 mm, terwijl voor het gemiddelde 73,8 mm wordt gevonden.

Ook voor scheve kansverdelingen gelden de vergelijkingen (7.5) en (7.6) voor de verwachting en de variantie. En ook kan men met behulp van (7.8) en (7.9) schattingen voor deze parameters verkrijgen. Het is echter niet zo dat 95% van de waarnemingen tussen $\mu - 2\sigma$ en $\mu + 2\sigma$ is gelegen. Voor het doen van kansuitspraken is kennis van μ en σ niet voldoende. Men heeft ook nog informatie nodig over het type kansverdeling.

In de loop der jaren zijn er vele theoretische kansverdelingen gebruikt om de frequentieverdelingen van neerslagsommen te kunnen beschrijven. Het nomogram van Visser (1955) berust op een modificatie van de normale verdeling. De Boer (1956, 1957) ging uit van een gemodificeerde Poisson-verdeling en van de Goodrich-verdeling. Voor duren van minstens 30 dagen bleek de gemodificeerde Poisson-verdeling goed te voldoen (De Boer, 1959), terwijl voor duren van 1 dag tot 30 dagen een redelijke

aanpassing met behulp van de Goodrich-verdeling werd verkregen (De Boer, 1965). Van Montfort (1968) vergeleek de aanpassing van een aantal typen verdelingen van duren van 1, 2, 3 en 5 dagen. Vergeleken werden onder andere de negatief binomiale verdeling, de gamma verdeling en de lognormale verdeling. Bij duren van 1 en 2 dagen is de aanpassing meestal onbevredigend vanwege het grote aantal nullen. Dit kan ondervangen worden door de verdeling bij nul af te knotten (Van Montfort, 1966, 1968).

7.1.4 Persistentie

In 7.1.1 werd voor De Bilt gevonden dat de kans op een jaarsom kleiner dan 700 mm ongeveer 25% was. Hoe groot is nu de kans dat de neerslagsom in drie opeenvolgende kalenderjaren steeds kleiner is dan 700 mm?

Laat x_1 , x_2 , x_3 staan voor de neerslagsommen in de opeenvolgende jaren. Dan geldt

$$\begin{aligned}(7.11) \quad P(x_1 \leq 700, x_2 \leq 700, x_3 \leq 700) &= \\ &= P(x_1 \leq 700) \times P(x_2 \leq 700) \times P(x_3 \leq 700) = \\ &= 0,25^3 \approx 0,016.\end{aligned}$$

Hierbij is gebruik gemaakt van de produktregel van kansen. Deze regel mag echter alleen worden toegepast als de variabelen x_1 , x_2 en x_3 onderling onafhankelijk zijn. Voor opeenvolgende neerslagsommen over lange duren (decade, maand, jaar) is dit een redelijke veronderstelling. Bij korte duren en bij neerslagsommen van elkaar overlappende intervallen treedt echter afhankelijkheid op. Men spreekt dan van persistentie.

Persistentie heeft enerzijds te maken met de snelheid waarmee het weer verandert, maar kan anderzijds kunstmatig worden geïntroduceerd. Bijvoorbeeld als de neerslag gedurende een bui wordt afgetapt, zal de neerslaghoeveelheid van die bui in tweeën worden gedeeld. Door dit verschijnsel kan een deel van de afhankelijkheid van opeenvolgende etmaalsommen worden verklaard. Daarnaast wordt persistentie geïntroduceerd bij het werken met neerslagsommen van elkaar overlappende intervallen. Dit kan als volgt worden ingezien.

Laat de neerslaghoeveelheid op 10 opeenvolgende dagen zijn

5-8-1-4-0-0-0-80-9-2 mm,

dan is de hoeveelheid voor overlappende 2-daagse perioden

13-9-5-4-0-0-80-89-11 mm.

De neerslagsommen van twee opeenvolgende 2-daagse perioden zijn nu afhankelijk doordat ze steeds de neerslagsom van één dag gemeenschappelijk hebben. Zo komt de 8 mm van de tweede dag zowel voor in de 13 mm van de eerste 2-daagse periode als in de 9 mm van de tweede 2-daagse periode.

Het werken met overlappende intervallen geeft vaak aanleiding tot verwarring. Er bestaat namelijk een groot gevaar voor dubbeltelling. Zo zijn er in het bovenstaande voorbeeld twee 2-daagse intervallen met neerslaghoeveelheden van resp. 80 en 89 mm. Deze zijn echter het gevolg van dezelfde uitzonderlijke 1-daagse neerslagsom van 80 mm.

Persistentie leidt tot beperkingen voor de toepasbaarheid van frequentieverdelingen. Bij figuur 7.5 werd opgemerkt dat voor De Bilt in 4,5% van alle dagen gedurende het winterseizoen de neerslaghoeveelheid 10 mm of meer bedraagt. Dit is de kans dat op bijvoorbeeld 16 januari minstens 10 mm neerslag valt. De kans dat in een bepaalde januari-maand een dagsom van 10 mm of meer voorkomt is echter groter. Men beschouwt immers in

dit geval 31 dagen en bekijkt of op één of meer dagen een neerslaghoeveelheid van minstens 10 mm is gevallen. De gevraagde kans is eenvoudig af te leiden uit de oorspronkelijke gegevens. Van de 72 januari-maanden in het tijdvak 1906-1977 blijken er 48 te zijn waarop één of meer dagen met minstens 10 mm neerslag voorkomen. De gevraagde kans is derhalve $48/72 = 2/3$. Deze kans kan niet op elementaire wijze uit de frequentieverdeling in figuur 7.5 worden afgeleid, daar wegens persistentie de produktregel van kansen niet mag worden toegepast.

Het persistentie-effect kan worden omzeild met behulp van de theorie van de extreme waarden. Zo werd in het bovenstaande voorbeeld in feite niets anders afgeleid dan de kans dat de grootste dagsom in een januari-maand groter is dan 10 mm. Bij 2-daagse sommen wordt dubbel telling vermeden daar slechts de grootste waarde (in het bovenstaande voorbeeld 89 mm) in beschouwing wordt genomen. De theorie van de extreme waarden zal in hoofdstuk 8 worden behandeld.

7.1.5 Samenvatting

In de voorgaande paragrafen werden enige begrippen uit de wiskundige statistiek geïntroduceerd. Aandacht werd besteed aan de toepassing van deze begrippen op de kansverdeling van neerslagsommen.

De verdeling van jaarsommen kan door een normale verdeling worden benaderd. Op grond hiervan kan men door kennis van gemiddelde en standaardafwijking uitspraken doen over de variabiliteit van jaarsommen.

Voor kortere tijdsduren (maand, dag) blijkt de kansverdeling van de neerslagsommen niet symmetrisch te zijn. De scheefheid neemt toe naarmate het tijdsinterval waarop de neerslagsom betrekking heeft korter wordt.

De meest ernstige beperking voor toepassing van frequentieverdelingen wordt veroorzaakt door het persistentie-effect. Persistentie treedt op bij korte dur en bij neerslagsommen over tijdsintervallen die elkaar overlappen. Het persistentie-effect kan worden omzeild door uit te gaan van extreme waarden.

7.2 Frequentieverdelingen van sommatiecurven

Uit de gemiddelden van neerslag en potentiële verdamping in hoofdstuk 6 blijkt dat er in de winter een potentieel neerslagoverschot is, terwijl in de zomer meestal van een potentieel neerslagtekort sprake is. Van praktisch belang is te weten hoe de kansverdeling van het neerslagoverschot, resp. neerslagtekort er op een bepaald tijdstip uitziet. Voor het winterhalfjaar (oktober-maart) kan men de cumulatieve neerslagsom vanaf 1 oktober als indicator nemen voor de grootte van het neerslagoverschot. Op basis van maandsommen kan deze cumulatieve neerslagsom worden geschreven als

$$(7.12) \quad S_k = \sum_{i=1}^k x_i, \quad k = 1, \dots, 6$$

met x_1 = neerslagsom in oktober,
 x_2 = neerslagsom in november, enz.

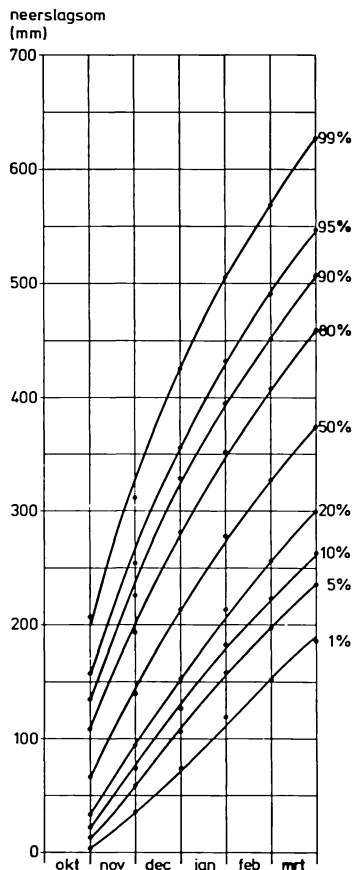
S_1 is dus de neerslagsom in oktober, S_2 is de totale neerslagsom in het tijdvak oktober-november, enz. Voor het zomerhalfjaar (april-september) kan men kijken naar de frequentieverdeling van de cumulatieve neerslagsom vanaf 1 april of naar het cumulatieve potentiële neerslagoverschot vanaf 1 april. In het eerste geval is x_1 in (7.12) de neerslagsom in april, x_2 is de neerslagsom in mei, enz. In het tweede geval wordt van de neerslagsom de potentiële verdamping ($0,8 E_o$) afgetrokken.

In 7.2.1 zullen frequentieverdelingen van de partiële sommen S_k voor het station De Bilt (1911-1975) worden behandeld, terwijl in 7.2.2 uitvoerig wordt ingegaan op plaatselijke verschillen. Hierbij zal worden aangegeven hoe men de curven voor De Bilt moet wijzigen om deze voor andere plaatsen toepasbaar te maken.

7.2.1 Frequentieverdelingen voor De Bilt

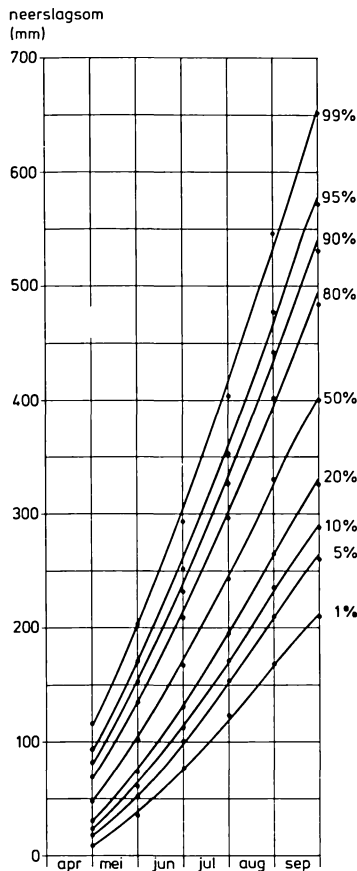
In de figuren 7.6, 7.7 en 7.8 zijn de frequentieverdelingen gegeven voor resp. de neerslagsom vanaf 1 oktober, de neerslagsom vanaf 1 april en het potentiële neerslagoverschot vanaf 1 april. Frequentieverdelingen voor het zomerhalfjaar zijn ook gegeven door De Bruin (1979). De frequentieverdelingen in de figuren 7.7 en 7.8 zijn op een iets andere wijze geconstrueerd en wijken daardoor enigszins af van die gegeven door De Bruin. De verschillen zijn echter zeer gering.

Figuur 7.6
Lijnen van gelijke cumulatieve frequentie van de totale neerslaghoeveelheid in De Bilt, gerekend vanaf 1 oktober.



Uit figuur 7.6 leest men bijvoorbeeld af dat het 95%-punt van de neerslagsom in het tijdvak 1 oktober-31 januari (= S_4) ongeveer 430 mm bedraagt. Dit is de neerslaghoeveelheid die voor dat tijdvak gemiddeld eens in de 20 jaar wordt overschreden.

Figuur 7.7
Lijnen van gelijke cumulatieve frequentie van de totale neerslaghoeveelheid in De Bilt, gerekend vanaf 1 april.



Uit figuur 7.8 blijkt dat in zeer natte zomers het potentiële neerslagoverschot vanaf 1 april vrijwel altijd positief is (de 90%-lijn loopt bijvoorbeeld geheel boven de horizontale as). In normale en droge zomers treedt er altijd een potentieel neerslagtekort op. De 50%-lijn bereikt evenals het gemiddelde (tabel 6.5) zijn minimumwaarde omstreeks 1 augustus. Dat wil zeggen, dat in een gemiddeld jaar de neerslag na deze datum de potentiële verdamping gaat overtreffen. In een droge zomer wordt echter het minimum later bereikt; in zeer droge zomers zelfs pas omstreeks eind september.

Nadere bijzonderheden over de constructie van de curven. Het tijdvak 1911-1975 bevat 65 volledige zomerhalfjaren en 64 volledige winterhalfjaren. Voor een bepaalde deelperiode in het winterhalfjaar (bijv. oktober-februari) beschikt men dus over 64 neerslagsommen, terwijl men voor elke deelperiode in het zomerhalfjaar steeds 65 waarnemingen heeft. De waarnemingen van een bepaalde deelperiode werden gerangschikt naar niet afnemende volgorde $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$. Een bekende stelling uit de statistiek is dat

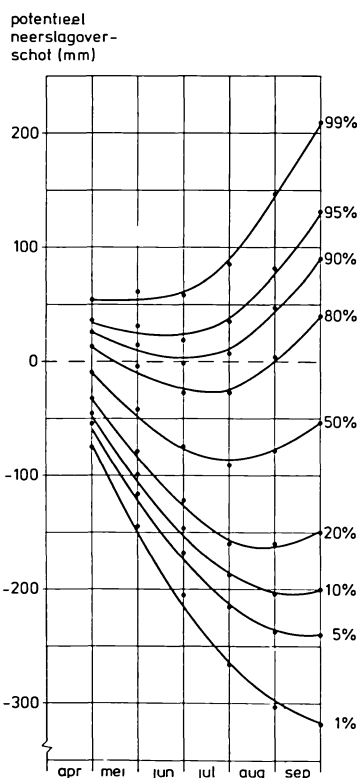
$$(7.13) \quad E\{F(\underline{x}_i)\} = i/(n + 1), \quad i = 1, \dots, n$$

waarbij F de verdelingsfunctie van een willekeurige waarneming is.

De juistheid van deze stelling kan als volgt aannemelijk worden gemaakt. De n waarnemingen delen de totale frequentie op in $n + 1$ intervallen (n.l. $[0, F(x_1)]$, $[F(x_1), F(x_2)]$, $\dots$, $[F(x_n), 1]$), die gemiddeld even lang zijn. De gemiddelde lengte van elk frequentie-interval tussen twee waarnemingen is derhalve $1/(n + 1)$. Tussen 0 en $F(x_i)$ liggen i van dergelijke frequentie-intervallen waarvoor de gemiddelde totale lengte $i/(n + 1)$ bedraagt.

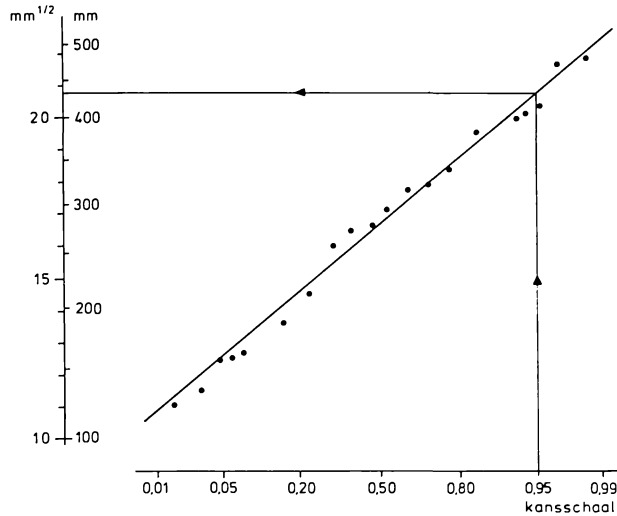
De waarde $i/(n + 1)$ geeft een empirische cumulatieve frequentie bij x_i . Zet men x_i en $i/(n + 1)$ tegen elkaar uit, dan krijgt men een kromme die ongeveer dezelfde vorm heeft als de verdelingsfunctie $F(x)$. Voor vele typen verdelingen bestaat er zogenaamd waarschijnlijkheidspapier. Hierbij is de as waarlangs men de frequenties uitzet zodanig getransformeerd dat het verband tussen x_i en $i/(n + 1)$ nagenoeg een rechte lijn oplevert als de waarnemingen uit de verdeling afkomstig zijn waarvoor het waarschijnlijkheidspapier is geconstrueerd. Als voorbeeld zijn in figuur 7.9 de wortels van de neerslagsommen voor de deelperiode 1 oktober-31 januari op normaal waarschijnlijkheidspapier uitgezet. De punten liggen vrijwel op een rechte lijn, waaruit mag worden geconcludeerd dat de wortels van de neerslagsommen bij benadering normaal verdeeld zijn. De procentpunten voor het tijdvak 1 oktober-31 januari kunnen direct uit figuur 7.9 worden afgelezen. Als voorbeeld is aangegeven hoe het reeds eerder vermelde 95° -punt van 430 mm werd verkregen.

Figuur 7.8
Lijnen van gelijke cumulatieve frequentie van het potentiële neerslagoverschot in De Bilt, gerekend vanaf 1 april.



Figuur 7.9

Neerslagsommen te De Bilt (oktober 1911-januari 1975) voor het 4-maandelijke tijdvak 1 oktober-31 januari, uitgezet op normaal waarschijnlijkheidspapier. De rechter schaalverdeling van de verticale as geldt voor de neerslaghoeveelheid, de linker schaalverdeling voor de wortel van de neerslaghoeveelheid.



Ook voor andere deelperioden (zowel in het winterhalfjaar als in het zomerhalfjaar) werden de wortels van de neerslagsommen op normaal waarschijnlijkheidspapier uitgezet; bij het potentiële neerslagoverschot werden echter de werkelijke waarden uitgezet tegen $i(n+1)$. Door het werken met waarschijnlijkheidspapier worden onregelmatigheden in de empirische frequenties gladgestreken. Bovendien is het geoorloofd een geringe extrapolatie toe te passen.

7.2.2 Plaatselijke verschillen

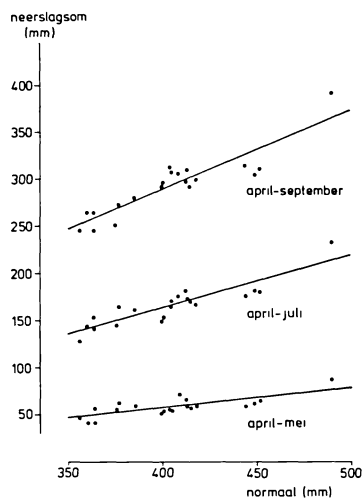
De frequentieverdelingen in de figuren 7.6 t/m 7.8 hebben betrekking op het station De Bilt. Door lokale verschillen zijn deze frequentieverdelingen voor sommige plaatsen in Nederland minder goed toepasbaar. Dit geldt vooral voor de curven van het potentiële neerslagoverschot in figuur 7.8. In deze paragraaf zal nader op de plaatselijke verschillen worden ingegaan en worden aangegeven hoe men de figuren 7.6 t/m 7.8 kan modifieren voor toepassingen in een willekeurige andere plaats in Nederland.

Plaatselijke verschillen bij frequentieverdelingen van cumulatieve neerslaghoeveelheden. Met betrekking tot de frequentieverdelingen van de neerslaghoeveelheden kan men in het algemeen stellen dat op plaatsen met een hoge gemiddelde neerslaghoeveelheid ook de procentpunten hoog zijn. Dit wordt geïllustreerd in figuur 7.10 waar voor een aantal plaatsen het 10%-punt voor drie verschillende deelperioden van het zomerhalfjaar is uitgezet tegen de normaal (gemiddelde voor het tijdvak 1941-1970). Ook voor andere procentpunten (zowel voor het winterhalfjaar als voor het zomerhalfjaar) gelden dergelijke verbanden. Als zeer ruwe benadering kan men een bepaald procentpunt op plaats X als volgt afleiden uit het overeenkomende procentpunt van De Bilt (gegeven in de figuren 7.6 en 7.7)

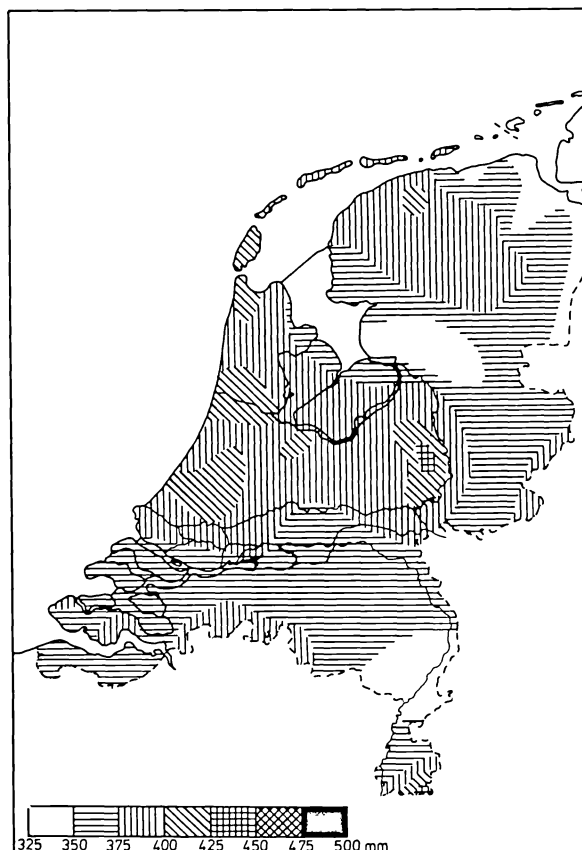
$$(7.14) \quad H_X = \frac{N_X}{N_B} H_B$$

met H_B, H_X : procentpunten voor resp. De Bilt en plaats X,
 N_B, N_X : normalen voor resp. De Bilt en plaats X.

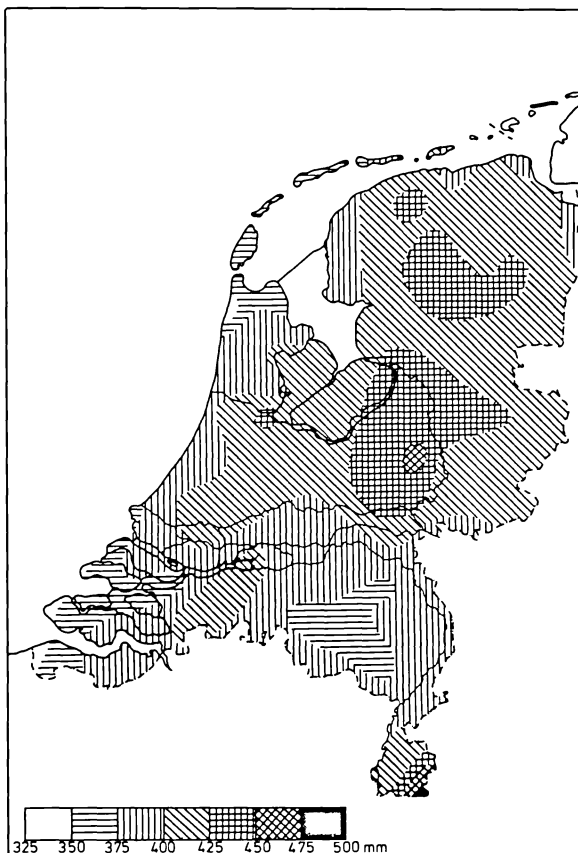
Figuur 7.10
Het 10 %-punt van de neerslaghoeveelheid van drie deelperioden van het zomerhalfjaar als functie van het gemiddelde (normaal) van het zomerhalfjaar. De figuur is gebaseerd op neerslagreeksen voor het tijdvak 1941-1970.



Figuur 7.11
Gemiddelde neerslaghoeveelheid (normaal) voor het winterhalfjaar (oktober-maart), berekend voor het tijdvak 1941-1970.



*Figuur 7.12
Gemiddelde neerslag-
hoeveelheid (normaal)
voor het zomerhalfjaar
(april-september), be-
rekend voor het tijdvak
1941-1970.*



De normalen zijn gegeven in figuur 7.11 voor het winterhalfjaar en in figuur 7.12 voor het zomerhalfjaar. Voor de duidelijkheid wordt hier vermeld dat de normalen voor De Bilt resp. $N_B = 391$ mm (winterhalfjaar) en $N_B = 418$ mm (zomerhalfjaar) bedragen.
Voorbeeld. Stel dat men in de omgeving van Eindhoven het 10%-punt wil weten van de neerslaghoeveelheid voor de deelperiode 1 april-15 september. Deze neerslaghoeveelheid wordt gemiddeld negen maal in de tien jaar overschreden. Uit figuur 7.12 leest men af dat de normaal voor het zomerhalfjaar ongeveer 370 mm bedraagt. Voor het 10%-punt te De Bilt wordt in figuur 7.7 afgelezen $H_B \approx 265$ mm. Voor het 10%-punt in de omgeving van Eindhoven volgt nu $H_X \approx 370 \times 265/418 \approx 235$ mm.

Plaatselijke verschillen bij frequentieverdelingen van het potentiële neerslagoverschot. In figuur 7.8 ziet men dat omstreeks 31 augustus het 80%-punt van het potentiële neerslagoverschot te De Bilt ongeveer 0 mm bedraagt. Zou men nu ervan uitgaan dat de procentpunten evenredig zijn aan een normaal, dan zou men krijgen dat overal het 80%-punt omstreeks 31 augustus gelijk is aan 0 mm. Echter op plaatsen die natter of droger zijn dan De Bilt mag men verwachten dat het 80%-punt omstreeks 31 augustus van nul zal verschillen. Het is daarom noodzakelijk bij het potentiële neerslagoverschot een andere procedure toe te passen dan bij de neerslaghoeveelheden om de curven van De Bilt te herleiden tot die van andere plaatsen. Gelukkig kan men de procentpunten P_X van het potentiële neerslagoverschot voor een

bepaalde plaats X direct afleiden uit de overeenkomende procentpunten N_X van de neerslaghoeveelheid in het zomerhalfjaar volgens

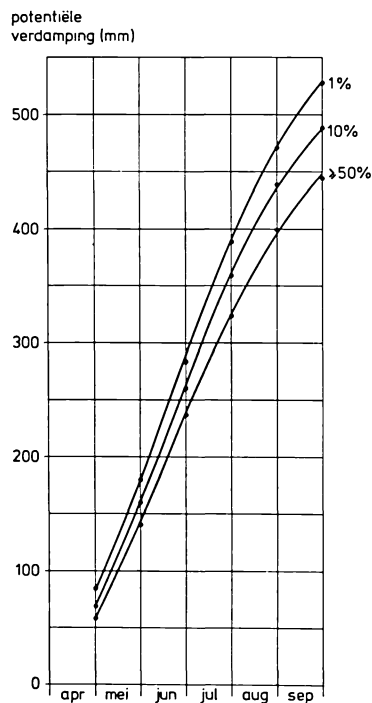
$$(7.15) \quad P_X = N_X - V_X$$

waarbij V_X voor de potentiële verdamping op plaats X staat.

De enige moeilijkheid is hier dat men een waarde voor V_X nodig heeft. Hoewel de potentiële verdamping voor een bepaald tijdvak van jaar tot jaar veel minder spreiding vertoont dan de neerslag, is het echter niet geoorloofd V_X gelijk te nemen aan de gemiddelde potentiële verdamping. In droge jaren is de potentiële verdamping namelijk aanzienlijk hoger dan in normale jaren of natte jaren. Voor De Bilt wordt dit geïllustreerd in figuur 7.13. Deze figuur is verkregen door de overeenkomstige procentpunten in de figuren 7.7 en 7.8 van elkaar af te trekken. Zo is de 1%-lijn het verschil tussen de 1%-lijn van de neerslag (figuur 7.7) en de 1%-lijn van het potentiële neerslagoverschot (figuur 7.8). Deze lijn geeft dus de potentiële verdamping in een zeer droog jaar aan. Tegen het einde van het zomerhalfjaar is de potentiële verdamping in een dergelijk droog jaar 70 à 80 mm hoger dan die in een normaal of nat jaar.

Hoewel er een negatieve correlatie bestaat tussen de potentiële verdamping en de neerslaghoeveelheid, mag men niet het 10%-punt van het potentiële neerslagoverschot gelijkstellen aan het verschil tussen het 10%-punt van de neerslag en het 90%-punt van de potentiële verdamping. Men krijgt dan een iets te lage waarde voor het potentiële neerslagoverschot (men trekt namelijk een te hoge waarde af voor de potentiële verdamping).

Figuur 7.13
Potentiële verdamping te De Bilt bij verschillende procentpunten van de neerslag in het zomerhalfjaar. De 10%-lijn geeft de potentiële verdamping aan die behoort bij de 10%-lijn voor de zomerneerslag in figuur 7.7.



In het bovenstaande voorbeeld werd voor de omgeving van Eindhoven afgeleid dat het 10%-punt van de neerslaghoeveelheid in de deelperiode 1 april-15 september ongeveer 235 mm bedroeg. Er bestaan geen grote verschillen tussen de potentiële verdamping te Eindhoven en De Bilt, zodat we mogen stellen dat $V_X = V_B$. Uit figuur 7.13 leest men nu af $V_B \approx 465$ mm, zodat we krijgen $P_X = 235 - 465 = -230$ mm. Hoewel de potentiële verdamping in de omgeving van Eindhoven weinig verschilt van die te De Bilt, is dit bijvoorbeeld niet waar voor plaatsen langs de kust (zie 6.2). Voor dergelijke plaatsen is het aan te bevelen de potentiële verdamping in figuur 7.13 te wijzigen evenredig aan de gemiddelde potentiële verdamping van het zomerhalfjaar.

Voorbeeld. Uit figuur 7.12 leest men af dat voor het zomerhalfjaar de gemiddelde neerslaghoeveelheid te Den Helder ongeveer even hoog is als die in de omgeving van Eindhoven. Het 10%-punt N_X van de neerslag in de deelperiode 1 april-15 september is derhalve ook ongeveer 235 mm. De gemiddelde potentiële verdamping van het zomerhalfjaar is in Den Helder echter ongeveer 8,5% hoger dan die in De Bilt (zie 6.2). We nemen daarom $V_X = 1,085 \times 465 = 505$ mm, zodat $P_X \approx 235 - 505 = -270$ mm. Door de geringere neerslag en de hogere verdamping is het 10%-punt van het potentiële neerslagoverschot in Den Helder bijna 70 mm lager dan dat in De Bilt. De gevonden waarde $P_X = -270$ mm komt redelijk overeen met de -283 mm die men krijgt door in de publikatie van De Bruin (1979) het 10%-punt van 31 augustus en 30 september van Den Helder te middelen.

7.2.3 Slotopmerkingen

Bij de bepaling van de frequentieverdelingen van het potentiële neerslagoverschot was de potentiële verdamping gelijkgesteld aan $0,8 E_o$. De hierboven beschreven methode om een representatieve waarde voor de potentiële verdamping van Den Helder af te leiden uit die van De Bilt kan ook binnen bepaalde grenzen gebruikt worden om de frequentieverdelingen in figuur 7.8 te modificeren voor het geval de factor f in (4.35) verschilt van 0,8. Bijvoorbeeld voor De Bilt leest men uit deze figuur af dat het 50%-punt van het potentiële neerslagoverschot voor het tijdvak 1 april-31 augustus ongeveer -80 mm bedraagt. Uit figuur 7.13 volgt nu $V_B = 400$ mm. Deze waarde geldt voor het 50%-punt en het geval dat $f = 0,8$. Indien $f = 0,9$, moet men echter $V_B = 400 \times 0,9/0,8 = 450$ mm nemen. Het 50%-punt van het potentiële neerslagoverschot is dan 50 mm lager en bedraagt ongeveer -130 mm.

Een nadeel van de frequentieverdelingen in de figuren 7.6, 7.7 en 7.8 kan zijn dat de begindatum steeds 1 oktober of 1 april is. In principe is het mogelijk uit deze frequentieverdelingen de frequentieverdeling van cumulatieve hoeveelheden vanaf een andere (latere) aanvangsdatum af te leiden. Deze begindatum is echter wel steeds vast. Met betrekking tot het potentiële neerslagoverschot is een aantal methoden in gebruik, waarbij het deeltijdvak van jaar tot jaar verschilt. Zo beschouwen Van Boheemen en De Wilde (1979) het maximum neerslagtekort in een willekeurig deeltijdvak van het groeiseizoen en zijn door Van Eyden (1960) frequentieverdelingen gepubliceerd van het maximale neerslagtekort in een tijdvak van bepaalde duur, dat willekeurig in het groeiseizoen gelegen kan zijn.

8 EXTREME NEERSLAG - HOEEVEELHEDEN

Bij vragen betreffende wateroverlast gaat de belangstelling veelal uit naar neerslaghoeveelheden met een geringe kans van optreden. Vaak is men voor een bepaalde duur (bijvoorbeeld 15 minuten of 1 dag) geïnteresseerd in de neerslaghoeveelheid, die gemiddeld eens per T jaar wordt overschreden. De grootte T wordt de herhalingsstijd genoemd (Eng.: „return period”).

In dit hoofdstuk zullen voor duren van 5 minuten tot 10 dagen de neerslaghoeveelheden bij verschillende waarden van T worden gegeven. Om deze gegevens enigszins juist te kunnen interpreteren is enige kennis van de theorie van de extreme waarden noodzakelijk. Daarom zullen eerst enige veel gebruikte begrippen besproken worden.

8.1 Theoretische achtergronden

8.1.1 Analyse van extreme neerslaghoeveelheden

In de hydrologische praktijk zijn twee verschillende methoden in gebruik voor het analyseren van extreme waarden. Het gevolg hiervan is echter ook dat men bij een bepaalde neerslagsom twee verschillende herhalingsstijden kan opgeven. Dit geeft vaak aanleiding tot verwarring over het begrip herhalingsstijd. Daarom zal hier enigszins uitvoerig op dit onderscheid worden ingegaan.

De partial duration series. Een „partial duration series” ontstaat door van de oorspronkelijke reeks alleen de neerslaghoeveelheden boven een bepaalde waarde (het basisniveau) te noteren. Zo kan men bijvoorbeeld in een reeks van uursommen alle neerslaghoeveelheden kleiner dan 8 mm weglaten. De hoogte van het basisniveau wordt meestal zodanig gekozen dat men gemiddeld enige overschrijdingen per jaar heeft. Het voordeel van de „partial duration series” is dat men deze veelal als een reeks van onafhankelijke waarnemingen mag opvatten. De extremen van de „partial duration series” zijn dezelfde als die van de oorspronkelijke reeks.

Hoewel men bij neerslagreeksen als het basisniveau niet te laag is meestal een reeks van nagenoeg onafhankelijke waarnemingen krijgt, lukt dit bij vele andere tijdreeksen niet. Bijvoorbeeld bij een reeks van dagafvoeren van de Rijn zullen de dagen met afvoeren boven het basisniveau in groepjes bij elkaar liggen. Dit wordt veroorzaakt door de sterke afhankelijkheid tussen de afvoeren op opeenvolgende dagen. Men neemt daarom voor een periode met hoge afvoeren slechts de dag met het grootste debiet op in de „partial duration series”. Om dezelfde redenen wordt bij neerslagsommen over bijv. 5 minuten slechts de grootste 5-minuten hoeveelheid in een bui in beschouwing genomen.

De extreme value series. De „extreme value series” ontstaat door voor elk jaar (of een bepaald seizoen) slechts de grootste neerslagsom te noteren. Heeft men een reeks van bijv. 50 jaren dagsommen van de neerslag dan bestaat de „extreme value series” uit 50 waarnemingen van de maximale dagsommen in de afzonderlijke jaren. Men verliest hier wel informatie. Heeft men bijv. in een jaar drie dagen met extreem hoge neerslag dan wordt slechts de dag met de hoogste neerslag opgenomen. De andere twee dagen blijven buiten beschouwing ondanks het feit dat de neerslaghoeveelheid op die dagen groter kan zijn dan de maximale dagsom in andere jaren.

De herhalingstijd. De herhalingstijd geeft de gemiddelde lengte van het tijdsinterval aan tussen twee opeenvolgende gebeurtenissen van een bepaald verschijnsel. Soms wordt ook de betere benaming gemiddelde herhalingstijd gebruikt. De herhalingstijd wordt gewoonlijk in jaren uitgedrukt. Een gebeurtenis met een herhalingstijd van 5 jaar komt in een reeks van 100 jaren gemiddeld 20 maal voor. Voor bepaalde praktische toepassingen is het soms aan te bevelen niet het gehele kalenderjaar in ogenschouw te nemen, doch alleen het zomerseizoen of het winterseizoen. Zou men alleen het zomerhalfjaar in beschouwing nemen, dan betekent een herhalingstijd van 10 jaar dat de betreffende gebeurtenis gemiddeld eens in de 10 zomerhalfjaren voorkomt.

Men moet echter onderscheid maken tussen de herhalingstijd T_p in de „partial duration series” en de herhalingstijd T_e in de „extreme value series”. Bij een bepaalde neerslaghoeveelheid zijn de waarden voor T_p en T_e niet dezelfde. Dit zal worden toegelicht aan de hand van de reeks van uursommen van De Bilt voor het tijdvak 1906-1977.

De reeks heeft een lengte van 72 jaren. Na enig onderzoek blijkt dat er 72 uurvakken zijn waarvoor de neerslagsom $\geq 12,5$ mm is. Zowel in de oorspronkelijke reeks als in de „partial duration series” wordt deze hoeveelheid gemiddeld eens per jaar ($T_p = 1$ jaar) overschreden. Het aantal uurvakken met een neerslagsom van minstens 12,5 mm blijkt als volgt over de jaren te zijn verdeeld:

aantal $\geq 12,5$ mm	0	1	2	3	4	≥ 5
aantal jaren	28	24	13	6	1	0

Slechts in $72 - 28 = 44$ van de 72 jaren komt het voor dat het 12,5 mm niveau overschreden wordt. Met andere woorden in 44 jaren is de maximale uursom minstens 12,5 mm. De herhalingstijd T_e wordt derhalve geschat als $72/44 = 1,64$ jaren.

De relatie van Langbein. Tussen de twee herhalingstijden T_p en T_e vond Langbein (1949) de volgende benaderingsformule

$$(8.1) \quad T_e \approx 1/(1 - e^{-1/T_p}).$$

Voor grote waarden van T_p gaat (8.1) over in

$$(8.2) \quad T_e \approx T_p + \frac{1}{2}.$$

In tabel 8.1 is voor enige waarden van T_p de bijbehorende waarde van T_e gegeven. Uit de tabel volgt dat de benadering (8.2) bij betrekkelijk lage waarden van T_p al redelijk voldoet. De waarde $T_e = 1,58$ bij $T_p = 1$ is in goede overeenstemming met de gevonden waarde 1,64 voor de uursommen van De Bilt.

Als T_p nadert tot 0 in (8.1) dan nadert T_e tot 1. Uit tabel 8.1 blijkt dat de ondergrens van T_e reeds vrij dicht benaderd wordt als $T_p = 0,2$. Voor praktische doeleinden is dit vaak de grens tot waar de relatie (8.1) toepasbaar is. Hierop zal verder worden ingegaan bij de behandeling van de kansverdeling van de extremen in 8.1.2.

Tabel 8.1 Het verband tussen de herhalingsjijd T_p in de „partial duration series” en de herhalingsjijd T_e in de „extreme value series” volgens de vergelijking van Langbein (8.1).

T_p (jaren)	T_e (jaren)
0,2	1,007
0,5	1,16
1,0	1,58
1,45	2,00
2,0	2,54
5,0	5,52
10	10,5
20	20,5
50	50,5
100	100,5

Bijzonderheden over de afleiding van (8.1). Het aantal waarnemingen in een „partial duration series” varieert van jaar tot jaar. Stel dat men gemiddeld m waarnemingen per jaar heeft. Bij de afleiding van (8.1) gaat Langbein (1949) uit van een jaar dat m waarnemingen bevat. Deze waarnemingen zullen worden aangeduid als $z_1, z_2, \dots, z_m$. Verondersteld wordt dat de waarnemingen onafhankelijk zijn en bovendien dezelfde kansverdeling hebben. Aan deze veronderstelling is voor de „partial duration series” meestal redelijk voldaan, vooral als het basisniveau voldoende hoog ligt.

Laat $\varepsilon(h)$ het gemiddelde aantal malen per jaar zijn dat het niveau h wordt overschreden. Kennelijk geldt dan

$$(8.3) \quad T_p = 1/\varepsilon(h).$$

Verder is de kans dat een bepaalde z_i de waarde h overschrijdt gelijk aan

$$P(z_i > h) = \varepsilon(h)/m$$

en de kans dat dit niveau niet wordt overschreden is

$$(8.4) \quad P(z_i \leq h) = 1 - \varepsilon(h)/m.$$

Laat $\underline{x}$ nu het jaarmaximum zijn. Dan is

$$(8.5) \quad T_e = 1/P(\underline{x} > h) = 1/\{1 - F(h)\}$$

waarbij $F(h) = P(\underline{x} \leq h)$ de verdelingsfunctie van $\underline{x}$ is.

De bewering $\underline{x} \leq h$ is equivalent met de bewering dat alle z_i 's het niveau h niet overschrijden. Dus geldt

$$\begin{aligned} F(h) &= P(\underline{x} \leq h) = P(z_1 \leq h, z_2 \leq h, \dots, z_m \leq h) = \\ &= P(z_1 \leq h) \times P(z_2 \leq h) \times \dots \times P(z_m \leq h) \end{aligned}$$

(produktregel van kansen bij onafhankelijke waarnemingen, zie 7.1.4). Substitutie van (8.4) geeft nu

$$(8.6) \quad F(h) = \{1 - \varepsilon(h)/m\}^m.$$

Is m groot ten opzichte van $\varepsilon(h)$ dan mag het rechterlid in (8.6) benaderd worden door $e^{-\varepsilon(h)}$, zodat men krijgt

$$(8.7) \quad F(h) \approx e^{-\varepsilon(h)}.$$

Vergelijking (8.5) gaat dan over in

$$(8.8) \quad T_e \approx 1/\{1 - e^{-\varepsilon(h)}\}.$$

Substitutie van (8.3) in (8.8) leidt tot (8.1).

Bij het bewijs is uitgegaan van een gemiddeld jaar met m waarnemingen. Het is echter correcter om een stochastisch aantal waarnemingen per jaar te nemen. Dit bemoeilijkt de bewijsvoering, maar leidt tot hetzelfde resultaat. Men kan aantonen dat (8.1) exact geldt, indien het aantal waarnemingen per jaar een Poisson verdeling volgt, zie Beran and Nozdryn-Plotnicki (1977).

8.1.2 De kansverdeling van extremen

Voor de „extreme value series” zijn enkele theoretische asymptotische kansverdelingen afgeleid. Deze kansverdeling kan slechts drie verschillende vormen aannemen. Het meest gebruikt is de Type I— of Gumbelverdeling. Deze verdeling zal eerst enigszins uitvoerig worden besproken. Daarna zal ingegaan worden op de Type II en Type III verdelingen.

De Gumbelverdeling. Laat x de grootste waarde zijn uit een reeks van m waarnemingen. Deze variabele heeft een Gumbelverdeling als

$$(8.9) \quad F(x) = P(x \leq x) = \exp(-e^{-y})$$

$$\text{met} \quad y = \alpha(x - u).$$

Men noemt y de gestandaardiseerde variabele (Eng.: „reduced variate”).

Substitueert men (8.9) in het rechterlid van (8.5) dan krijgt men

$$(8.10) \quad T_e = 1/\{1 - \exp(-e^{-y})\}.$$

Vergelijkt men (8.7) en (8.9) dan ziet men dat $\varepsilon(x) \approx e^{-y}$. Uit (8.3) volgt nu

$$(8.11) \quad T_p \approx e^y.$$

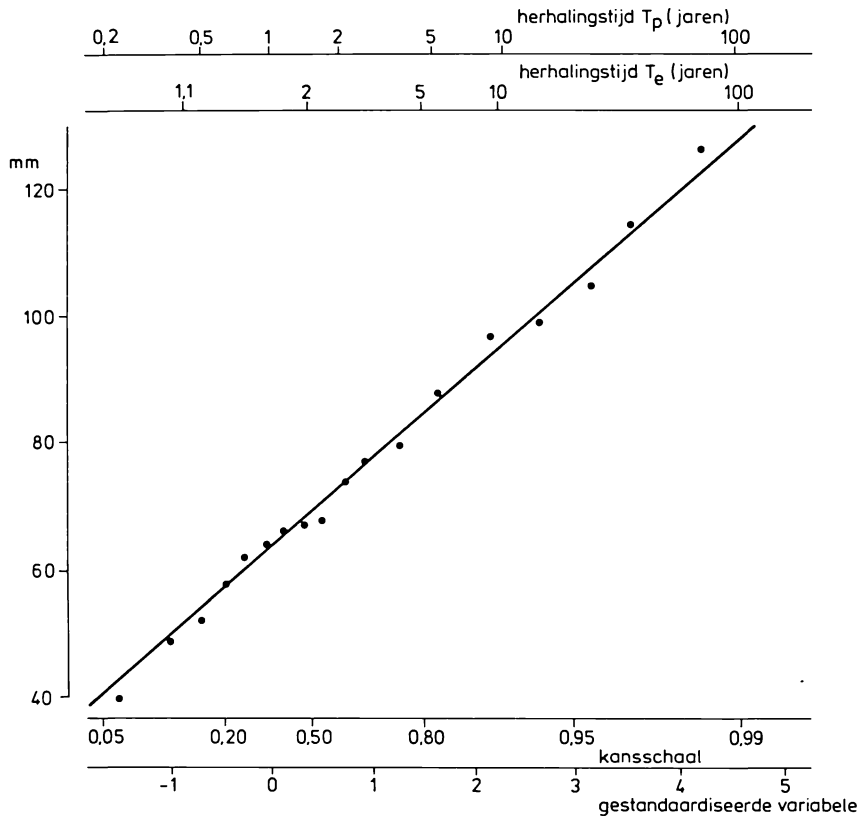
Merk op dat voor $T_p = 1$ geldt $y \approx 0$ en dus ook $x \approx u$. De parameter u geeft derhalve de neerslaghoeveelheid aan, die gemiddeld eens per jaar in de „partial duration series” overschreden wordt.

In de praktijk wordt vaak van zogenaamd Gumbelpapier gebruik gemaakt. Hierbij gaat men op dezelfde manier te werk als bij normaal waarschijnlijkheidspapier (zie 7.2.1). Heeft men een reeks van n jaarmaxima, dan worden deze maxima gerangschikt naar niet afnemende volgorde $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$. In 7.2.1 werd aannemelijk gemaakt dat $E\{F(x_i)\} = i/(n+1)$. Substitueert men deze waarde in het linkerlid van (8.9) dan krijgt men

$$(8.12) \quad y = \alpha(x_i - u) \approx -\ln\left(-\ln \frac{i}{n+1}\right).$$

Men zet nu x_i uit tegen $-\ln\{-\ln\{i/(n+1)\}\}$. De punten liggen dan nagenoeg op een rechte lijn als de waarnemingen aan de Gumbelverdeling voldoen.

Een voorbeeld is gegeven in figuur 8.1. De neerslaghoeveelheden staan hier langs de verticale as; de horizontale as geeft de empirische cumulatieve frequentie $i/(n+1)$. Tevens zijn langs deze as de gestandaardiseerde variabele y en de herhalingstijden T_e en T_p gegeven. De waarden voor y , T_e en T_p volgen resp. uit (8.12), (8.10) en (8.11). De punten liggen nagenoeg op een rechte lijn. Merk verder op dat bij herhalingstijden groter dan 5 jaar het weinig uitmaakt of men T_p of T_e gebruikt.



Figuur 8.1 Jaarextremen van 7-daagse sommen van De Bilt (1906-1977) uitgezet op Gumbelpapier.

De Type II en Type III verdelingen. Bij de Gumbelverdeling gold voor de gestandaardiseerde variabele $y = \alpha(x - u)$. Een meer algemene vorm voor y is (Jenkinson, 1955)

$$(8.13) \quad y = -\frac{1}{k} \ln\{1 - k\alpha(x - u)\}.$$

Het type verdeling hangt nu af van het teken van k . Men onderscheidt drie typen:

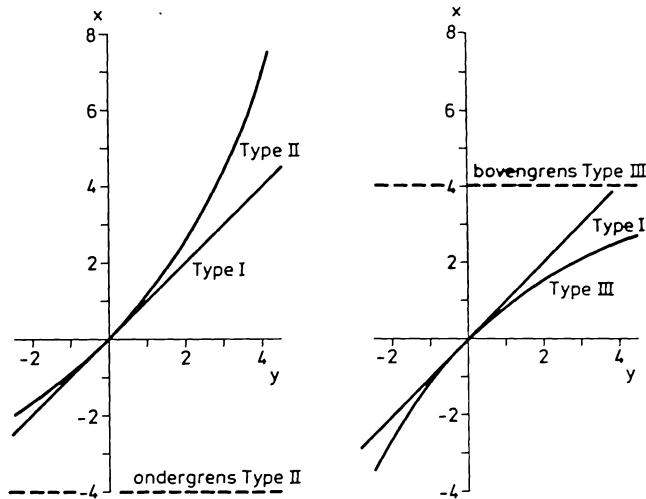
Type I (Gumbelverdeling) waarvoor $k = 0$,

Type II (Cauchy-type) waarvoor $k < 0$,

Type III (Weibull-verdeling) waarvoor $k > 0$.

Figuur 8.2

Het verband tussen de gemeten variabele x en de gestandaardiseerde variabele y bij Type I, II en III extremen. De waarden voor de parameters in vergelijking (8.13) zijn $u = 0$, $\alpha = 1$, $k = -0,25$ (Type II) en $u = 0$, $\alpha = 1$, $k = 0,25$ (Type III).



In figuur 8.2 is voor de verschillende typen het verband tussen x en y gegeven (vergelijk dit met Gumbelpapier). Bij de Type II verdeling is er een ondergrens voor de kleinste extremen: bij de Type III verdeling zijn de extremen naar boven begrensd. Dit laatste type komt voor bij variabelen, die naar boven begrensd zijn (denk aan grondwaterstanden). Hoewel men bij neerslagreeksen van een maximaal mogelijke hoeveelheid kan spreken, komt bij deze reeksen de Type III verdeling in de praktijk echter nauwelijks voor. Belangwekkend is hier vaak de vraag of men met een Type I of Type II verdeling te maken heeft. Dit onderscheid is belangrijk bij grote herhalings tijden. Immers uit figuur 8.2 volgt dat de veronderstelling van een Type II verdeling dan tot grotere neerslaghoeveelheden leidt dan die van de Gumbelverdeling.

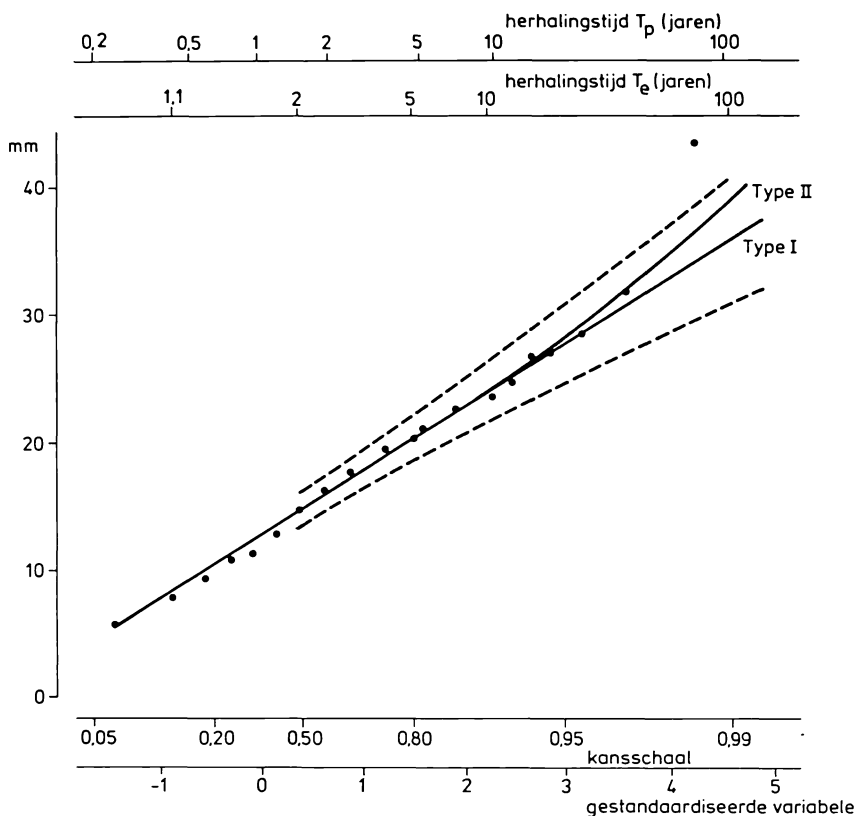
Het komt wel eens voor dat het grootste jaarmaximum x_n zich enigszins afwijkend gedraagt t.o.v. de andere jaarmaxima. Dit doet zich onder andere voor bij de reeks van uursommen van De Bilt (1906-1977). In figuur 8.3 zijn de jaarmaxima van deze reeks op Gumbelpapier uitgezet. Hier blijkt de grootste uursom (13 juni 1953) een duidelijke uitschieter te zijn. Aan de reeks van jaarmaxima zijn een Type I en een Type II verdeling aangepast. Hierbij is gebruik gemaakt van de methode van de grootste aannemelijkheid (zie volgende paragraaf). Uit figuur 8.3 blijkt dat de vorm van de theoretische curven weinig door de ene uitschieter wordt beïnvloed. De curve van de Type II verdeling ligt nog binnen het 95%-betrouwbaarheidsinterval voor de Type I verdeling. Een uitschieter geeft daarom nog geen aanleiding om een Type II verdeling te veronderstellen.

Bij de bepaling van de neerslaghoeveelheid bij een bepaalde herhalings tijd heeft men te maken met twee onzekerheden. In de eerste plaats bestaat er een onzekerheid over het type verdeling. In het voorbeeld van figuur 8.3 krijgt men met een Type I verdeling $x = 35,5$ mm bij $T_e = 100$ jaar; voor de Type II verdeling is $x = 38,5$ mm bij die herhalings tijd. Daarnaast bestaan er, gegeven het type verdeling, nog bepaalde betrouwbaarheidsgrenzen waartussen de neerslaghoeveelheid bij een bepaalde herhalings tijd kan liggen. In het voorbeeld van figuur 8.3 ligt onder de veronderstelling van de Gumbelverdeling de neerslaghoeveelheid bij $T_e = 100$ jaar met 95% betrouwbaarheid tussen 30,8 mm en 40,1 mm.

Bij grote herhalings tijden is het interval van mogelijke x -waarden dus vrij groot.

Extrapolaties buiten het gebied van de waarnemingen zijn dan ook uiterst speculatief. Hoewel hier de nadruk gevallen is op neerslaghoeveelheden bij grote herhalings tijden geldt dit ook

voor neerslaghoeveelheden bij kleine herhalingsstijden. Uit de figuren 8.1 en 8.3 ziet men dat de Gumbelrechte nog redelijk voldoet bij $T_p = 0,2$ jaar. Verder doortrekken van de Gumbelrechte naar links leidt al vrij snel tot negatieve neerslaghoeveelheden (in het voorbeeld van figuur 8.3 treden negatieve waarden op als $T_p < 0,08$ jaar). Om neerslaghoeveelheden bij kleine herhalingsstijden nauwkeurig te schatten is het noodzakelijk om een „partial duration series” te construeren.



Figuur 8.3 Jaarextremen van uursommen van De Bilt (1906-1977) uitgezet op Gumbelpapier. De onderbroken lijnen geven de 95%-betrouwbaarheidsbanden bij de Type I verdeling.

8.1.3 Het schatten van de parameters

De Gumbelverdeling heeft twee onbekende parameters u en α ; bij een Type II en een Type III verdeling heeft men drie parameters u , α en k . Schattingen voor deze parameters moeten op één of andere manier aan de steekproef $x_1, \dots, x_n$ worden ontleend. In deze paragraaf zal een aantal opmerkingen gemaakt worden over enkele veel gebruikte methoden.

Vaak worden in de praktijk schattingen voor de parameters van de Gumbelverdeling verkregen met behulp van waarschijnlijkheidspapier. Men past dan op het oog of door middel van de kleinste kwadratenmethode een rechte lijn aan. Schattingen voor de parameters volgen dan uit het niveau en de helling van de lijn. Het bezwaar van deze methode is echter dat men aan de grootste waarden te veel gewicht toekent. In het geval van uitschieters (figuur 8.3)

krijgt men dan zeer slechte schattingen voor de parameters. Een betere methode is de methode van de grootste aannemelijkheid (Eng.: „maximum likelihood”). Deze methode wordt onder andere beschreven door Van Montfort (1966, 1969).

Voor kleine n is de methode van de grootste aannemelijkheid echter niet geschikt. Het verdient dan de voorkeur om de zogenaamde nauwkeurigst zuivere lineaire schatters (Eng.: „BLUE = best linear unbiased estimate”) voor u en α te gebruiken. Deze berusten in feite op een kleinste kwadratenmethode met gewichten, zie Mann et al. (1974). Een alternatief kan de methode van Kimball (1956) zijn. Beide methoden worden ook beschreven door Van Montfort (1969) en Sneyers (1975). Een betrekkelijk eenvoudige en goede methode om neerslaghoeveelheden bij verschillende herhalingstijden te bepalen wordt beschreven door Jenkinson (1975). De methode van Jenkinson is gebaseerd op de gemiddelden tussen de kwartielen. In tegenstelling tot de methode van de grootste aannemelijkheid is deze methode betrekkelijk eenvoudig met de hand uit te voeren. De methode van de grootste aannemelijkheid voor Type II en III verdelingen wordt behandeld door Jenkinson (1969, 1975) en Otten and Van Montfort (1980). Men kan echter ook voor deze typen op eenvoudige wijze goede schattingen van de neerslaghoeveelheden bij verschillende herhalingstijden verkrijgen uit de gemiddelden tussen de kwartielen (Jenkinson, 1975).

8.1.4 De keuze van het beginpunt van het tijdsinterval

In de voorgaande paragrafen werd uitvoerig ingegaan op de reeks van uursommen van De Bilt. Deze reeks bestaat uit de neerslaghoeveelheden voor de opeenvolgende klokuren. Het jaarmaximum is dan ook een maximale klokuursom.

In het algemeen zal echter het tijdsinterval met de maximale 60-minuten som in twee opeenvolgende klokuurvakken liggen. De maximale 60-minuten som kan daardoor aanzienlijk groter zijn dan de maximale klokuursom. In het Engelse „Flood Studies Report” (NERC, 1975b) wordt als gemiddelde verhouding tussen deze twee maxima de waarde 1,15 gegeven. Dit getal is gebaseerd op neerslaghoeveelheden bij een herhalingstijd van 5 jaar voor 50 verschillende stations.

Eenzelfde vergelijking kan men maken tussen de maximale 24-uursom beginnend op een willekeurig tijdstip en de maximale dagsom, die 's morgens wordt afgetapt. In het Engelse „Flood Studies Report” (NERC, 1975b) wordt hiervoor een gemiddelde verhouding van 1,11 gegeven. Dit getal wijkt weinig af van de waarden 1,13 en 1,15, gegeven door resp. Hershfield (1961) en Harihara Ayyar and Tripathi (1973).

Tenzij anders vermeld wordt hebben de extremen in de volgende paragraaf steeds betrekking op tijdsintervallen met een willekeurig begintijdstip. Hiertoe is voor duren van 120 minuten en korter gewerkt met pluviograafstroken. Voor langere duren is van uursommen gebruik gemaakt. Hierbij is gewerkt met een zo groot mogelijke overlapping, waardoor de maxima slechts weinig verschillen van de maxima op een willekeurig tijdstip.

8.2 De extremen voor lange tijdsintervallen

In deze paragraaf worden de extremen voor duren van ongeveer 1 dag tot 10 dagen behandeld. Voor deze duren blijkt er bij een bepaalde herhalingstijd een vrijwel lineair

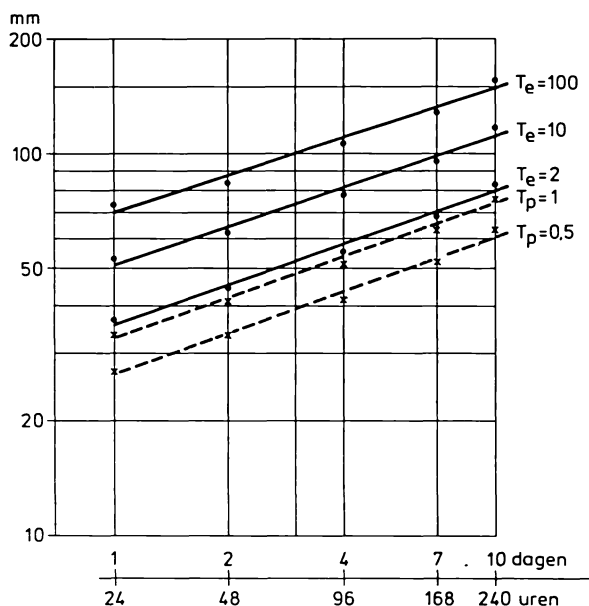
verband te bestaan tussen de neerslaghoeveelheid en de duur op dubbellogaritmisch papier. In 8.2.1 zullen de extremen van De Bilt voor het tijdvak 1906-1977 worden behandeld. Daarna zal in 8.2.2 worden ingegaan op plaatselijke verschillen.

8.2.1 De extremen voor De Bilt

In figuur 8.4 zijn de jaarextremen van De Bilt (1906-1977) gegeven. De neerslaghoeveelheden bij een bepaalde herhalingsstijd berusten op aangepaste Gumbelverdelingen.

De parameters werden geschat met de methode van de grootste aannemelijkheid. De neerslaghoeveelheid bij $T_p = 0,5$ jaar is echter het gemiddelde van de kleinste 18 jaarmaxima (vergelijk Jenkinson, 1975).

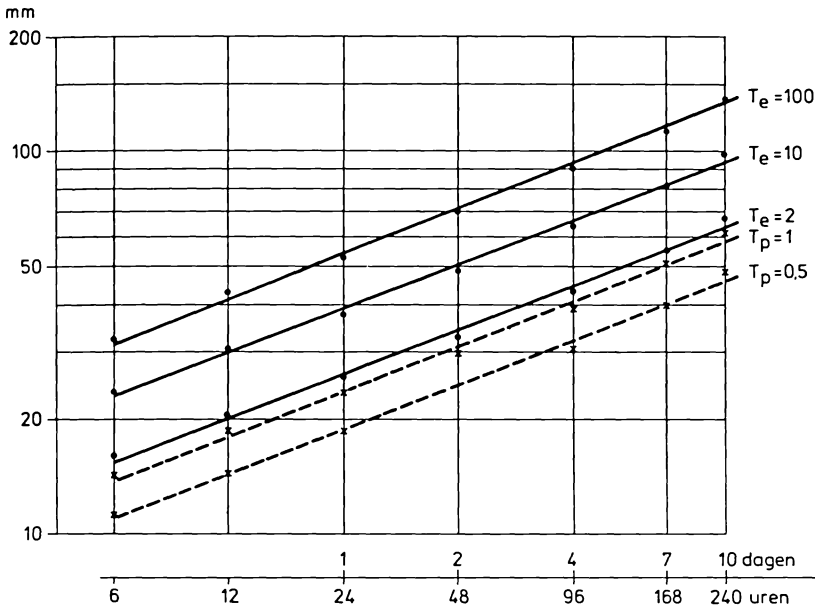
*Figuur 8.4
Jaarextremen van De Bilt (1906-1977) voor
duren van 24 uren tot
10 dagen. De
herhalingsstijden T_p en
 T_e zijn uitgedrukt in
jaren.*



Bij een duur van 24 uur treedt het jaarmaximum in 56 van de 72 gevallen (78%) in het zomerhalfjaar (april-september) op. Dit percentage neemt bij langere dururen af. Voor 10-daagse sommen valt nog slechts 54% van de jaarextremen in het zomerhalfjaar. Hoewel er dus een voorkeur bestaat voor grote neerslagsommen in de zomer treden de hoogste afvoeren meestal in de winter op. Dit komt omdat door de hoge grondwaterstanden en de hoge vochtigheid van de bovengrond in de winter slechts weinig water meer in de grond geborgen kan worden. Jaarextremen geven daarom niet altijd een juiste indicatie voor hoge afvoeren. Daarom zijn in de figuren 8.5 en 8.6 de winter- en zomerextremen afzonderlijk gegeven. De neerslaghoeveelheden bij een bepaalde herhalingsstijd zijn hier op dezelfde wijze verkregen als bij de jaarextremen.

Een bepaalde extreme neerslagsom wordt tot het zomerhalfjaar gerekend als minstens de helft van het bijbehorende tijdsinterval in het tijdvak april-september ligt. Dus van een maximale 10-daagse som moeten dan minstens 120 uurvakken in dit tijdvak liggen.

Ook wordt nog tot het zomerhalfjaar een 10-daags interval gerekend waarvan 60 uurvakken in maart liggen en 60 uurvakken in april. Alle andere 10-daagse intervallen worden bij het winterhalfjaar gerekend.



Figuur 8.5 Winterextremen van De Bilt (1906-1977) voor duran van 6 uren tot 10 dagen. Het winterseizoen is hier het tijdvak oktober-maart. De herhalings tijden T_p en T_e zijn uitgedrukt in jaren.

Voor winterextremen blijkt het rechtlijnig verband op dubbellogaritmisch papier ook voor duran van 6 uur tot 24 uur goed te voldoen. Bij zomer- en jaarextremen mag men dit verband voor duran kleiner dan 24 uur niet toepassen.

De lijnen in de figuren 8.4, 8.5 en 8.6 lopen nagenoeg evenwijdig. Dit kan als volgt verklaard worden. Uit (8.11) en (8.2) volgt

$$x = u + \frac{1}{\alpha} y \approx u + \frac{1}{\alpha} \ln T_p \approx u + \frac{1}{\alpha} \ln(T_e - \frac{1}{2})$$

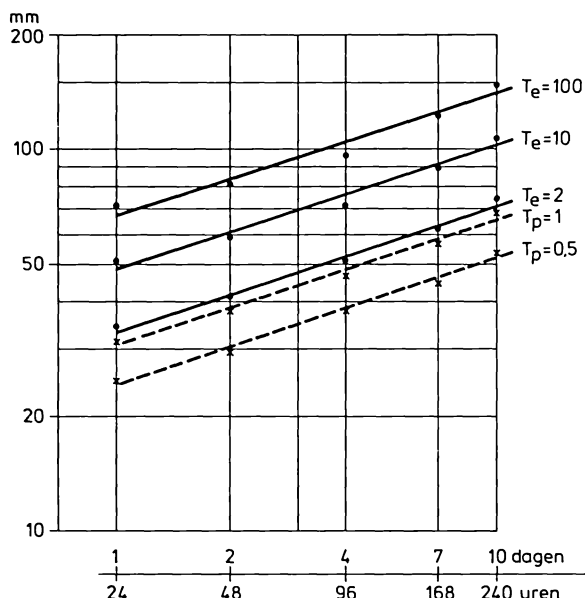
of

$$(8.14) \quad x/u \approx 1 + c \ln T_p \approx 1 + c \ln(T_e - \frac{1}{2})$$

waarbij $c = 1/(\alpha u)$.

Het blijkt nu dat c voor de verschillende duran nagenoeg dezelfde waarde heeft. Voor jaarextremen geldt $c \approx 0,23$, voor zomerextremen $c \approx 0,26$ en voor winterextremen $c \approx 0,28$. Laat x_1 en x_2 de neerslaghoeveelheden zijn bij resp. $T_p = T_1$ en $T_p = T_2$ (of $T_e = T_1$ en $T_e = T_2$). Uit (8.14) volgt nu dat $\ln(x_1/u)$ en $\ln(x_2/u)$ slechts van T_1 en T_2 afhangen en niet van de duur. En dus is ook $\ln x_2 - \ln x_1 = \ln(x_2/u) - \ln(x_1/u)$ niet afhankelijk van de duur. Hieruit volgt weer dat de lijnen evenwijdig moeten lopen.

Figuur 8.6
Zomerextremen van De Bilt (1906-1977) voor
duren van 24 uren tot
10 dagen. Het zomer-
seizoen is hier het tijd-
vak april-september. De
herhalings tijden T_p en
 T_e zijn uitgedrukt in
jaren.



Vergelijking (8.14) kan ook gebruikt worden om de neerslaghoeveelheden bij een bepaalde herhalings tijd te schatten. Men bedenke hierbij dat de parameter u overeenkomt met de hoeveelheid bij $T_p = 1$ jaar. Bijvoorbeeld voor winterextremen wordt vergelijking (8.14)

$$x/u \approx 1 + 0,28 \ln T_p \approx 1 + 0,28 \ln(T_e - \frac{1}{2}).$$

Uit figuur 8.5 wordt voor 24-uursommen afgelezen $u = 24$ mm. Voor $T_e = 100$ jaar krijgt men dan

$$x \approx 24(1 + 0,28 \ln 99,5) = 54,9 \text{ mm.}$$

Dit is in redelijke overeenstemming met hetgeen men uit figuur 8.5 afleest.

8.2.2 Plaatselijke verschillen

De figuren 8.4, 8.5 en 8.6 hebben betrekking op de reeks van De Bilt. Voor andere plaatsen in Nederland kunnen de neerslaghoeveelheden bij een bepaalde herhalings tijd enigszins verschillen van die voor De Bilt. In het algemeen kan men stellen dat op plaatsen waar veel neerslag valt ook de extremen hoog zijn. Een voorbeeld wordt gegeven in figuur 8.7 waar jaarmaxima van dagsommen van een aantal stations (waaronder Vaals) vergeleken zijn met het jaargemiddelde. De figuur is gebaseerd op reeksen van dagsommen voor het tijdvak 1920-1974.

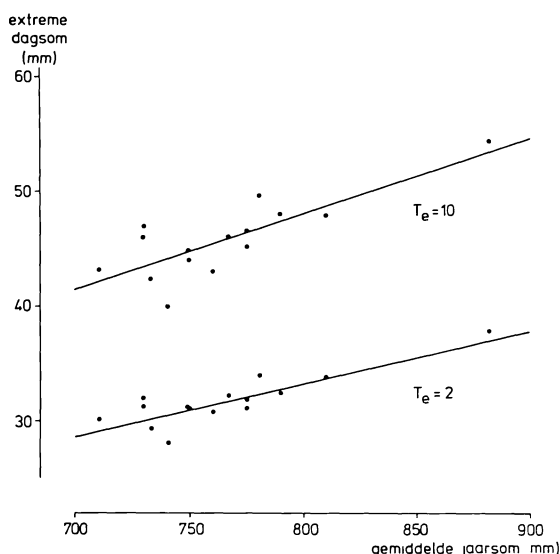
Evenals bij de procentpunten van cumulatieve neerslaghoeveelheden (zie 7.2.2) geldt ruwweg dat de extremen evenredig zijn aan de normalen. De neerslagsom bij een bepaalde herhalings tijd voor plaats X volgt dan uit die voor De Bilt volgens

$$(8.15) \quad E_X = \frac{N_X}{N_B} E_B$$

met E_B, E_X : extreme waarde voor resp. De Bilt en plaats X,
 N_B, N_X : normalen voor resp. De Bilt en plaats X.

Figuur 8.7

Jaarmaxima van dagsommen als functie van de gemiddelde jaarsom. De herhalings-tijd T_e is uitgedrukt in jaren. De figuur is gebaseerd op neerslagreeksen voor het tijdvak 1920-1974 van de volgende stations: West-Terschelling, Leeuwarden, Groningen, Dwingeloo, Hoorn, Hoofddorp, Scheveningen, De Bilt, Putten, Winterswijk, Vlissingen, Axel, Oudenbosch, Helmond en Vaals.



De normalen van De Bilt zijn resp. $N_B = 809$ mm (jaarsom), $N_B = 391$ mm (winterhalfjaar) en $N_B = 418$ mm (zomerhalfjaar). De normalen voor andere plaatsen in Nederland kunnen worden afgelezen uit figuur 6.1 (jaarsom), figuur 7.11 (winterhalfjaar) en figuur 7.12 (zomerhalfjaar).

Voorbeeld. Stel dat men voor een plaats in de omgeving van Middelburg de 24-uursom wil weten die gemiddeld eens in de 10 jaar in het zomerhalfjaar wordt overschreden ($T_e = 10$ jaar). Uit figuur 7.12 leest men af dat de normaal voor het zomerhalfjaar ongeveer 370 mm bedraagt. Voor de extreme 24-uursom te De Bilt leest men in figuur 8.6 af $E_B = 50$ mm. Voor de extreme neerslagsom in de omgeving van Middelburg volgt nu $E_X = 370 \times 50/418 \approx 44$ mm.

8.3 De extremen voor korte tijdsintervallen

Informatie over neerslaghoeveelheden met een bepaalde kans van optreden bij korte durren wordt voor Nederland gegeven door Braak (1933), Talsma (1969) en Van den Herik en Kooistra (1973). De laatste twee publikaties hebben betrekking op slechts 12 waarnemingsjaren van het station De Bilt. Braak (1933) combineerde waarnemingscijfers van verschillende stations om zodoende een lange reeks te verkrijgen (de zogenaamde stationjarenmethode). De door Braak gevonden extremen zijn door Levert (1954, figuur 39 op blz. 135) in een grafiek samengevat. In deze paragraaf worden de extremen van De Bilt (1906-1977) behandeld voor durren van 5 minuten tot 48 uren. De getallen liggen in dezelfde orde van grootte als bij bovengenoemde publikaties, hoewel soms afwijkingen van meer dan 20% optreden.

Bij korte tijdsintervallen werkt men vaak met intensiteiten in plaats van met hoeveelheden. De intensiteit verkrijgt men door de neerslaghoeveelheid te delen door de duur van het tijdvak waarin deze gevallen is. Vaak blijkt er bij een bepaalde herhalings-tijd het volgende verband tussen de intensiteit I en de duur D te bestaan

$$(8.16a) \quad I = \frac{a}{(D + b)^n}$$

of

$$(8.16b) \quad \log I = \log a - n \log (D + b).$$

Hierin zijn a , b en n constanten. In principe zijn deze afhankelijk van de plaats van het neerslagstation en van de herhalingstijd. Bell (1969) merkt echter op dat b en n gewoonlijk slechts weinig afhangen van de herhalingstijd.

Voor neerslagstations in Engeland met een jaarsom tussen de 600 en 800 mm werd bij $T_e = 5$ jaar gevonden (NERC, 1975b)

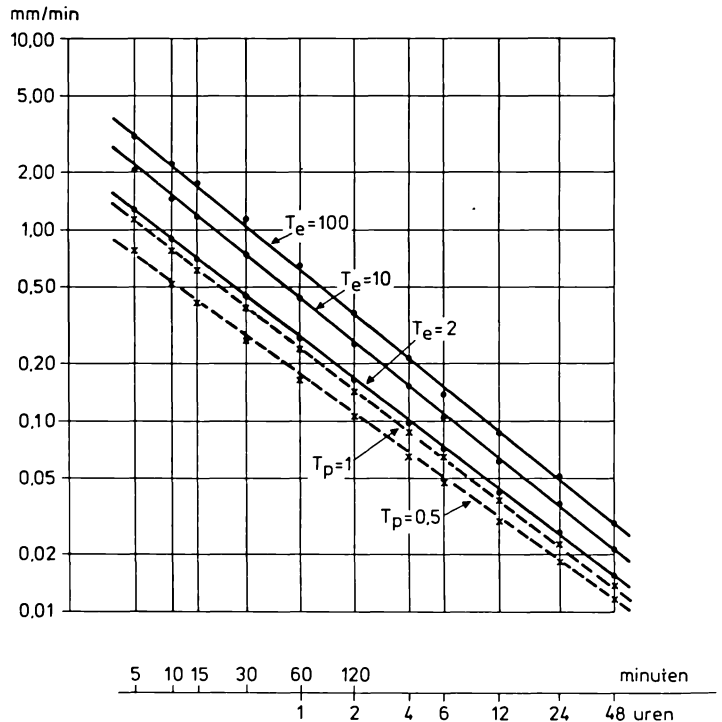
$$(8.17) \quad I = \frac{165}{(1 + 15D)^{0.75}}.$$

met I in mm/uur en D in uren.

Deze relatie blijkt goed te voldoen voor duren van 1 minuut tot 48 uren.

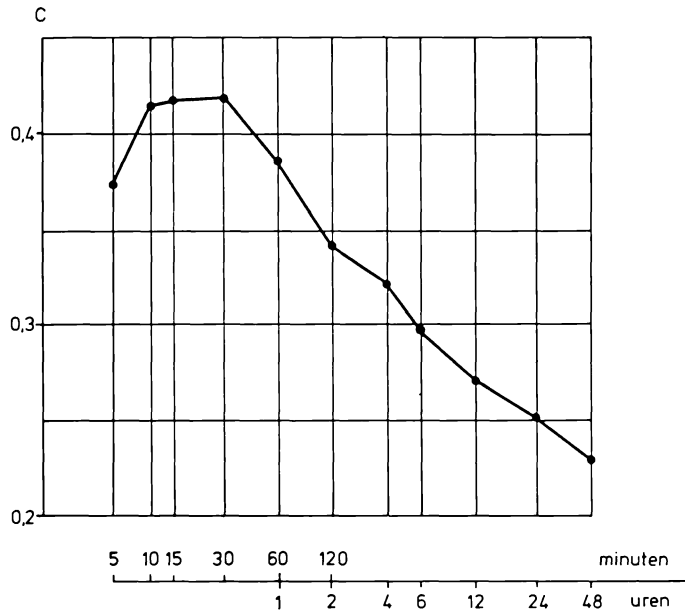
In figuur 8.8 zijn voor De Bilt de jaarextremen gegeven voor duren van 5 minuten tot 48 uren. Hierbij is verticaal de intensiteit uitgezet en horizontaal de duur; de schalen zijn logaritmisch (de constante b in (8.16) is hier in overeenstemming met (8.17) gelijk genomen aan 4 minuten). Evenals bij de extremen voor lange tijdsintervallen werd ook hier gebruik gemaakt van de Gumbelverdeling om de neerslagintensiteit bij een bepaalde herhalingstijd te bepalen.

Figuur 8.8
Extreme neerslagintensiteiten voor De Bilt (1906-1977) voor duren van 5 minuten tot 48 uren. De herhalings-tijden T_p en T_e zijn uitgedrukt in jaren.



In dit geval lopen de lijnen bij de verschillende herhalingstijden niet helemaal evenwijdig. Dit komt omdat c in vergelijking (8.14) sterk van de duur afhankelijk is, zie figuur 8.9. Een gevolg hiervan is ook dat de parameter n in (8.16) afhankelijk is van de herhalingstijd. Deze parameter neemt toe als T_p (of T_e) groter wordt.

Figuur 8.9
Het verband tussen de parameter c in vergelijking (8.14) en de duur.



Figuur 8.8 kan worden gebruikt om de intensiteiten bij verschillende dur en herhalingstijden af te lezen. Een iets nauwkeuriger antwoord kan worden verkregen met behulp van vergelijking (8.14). De parameter c in deze vergelijking kan uit figuur 8.9 worden afgelezen. Voor de parameter u geldt

$$(8.18) \quad u = \frac{5,74}{(D + 4)^{0,76}}$$

met D in minuten en u in mm/min.

Bijvoorbeeld voor een duur van 15 minuten krijgt men $u = 0,61$ mm min (= 102 liter/sec-ha). Dit is de 15-minutenintensiteit die gemiddeld eens per jaar wordt overschreden (het z.g. Reinhold-getal). Uit figuur 8.9 volgt $c = 0,42$, zodat voor $T_p = 0,2$ jaar geldt

$$I \approx 0,61(1 + 0,42 \ln 0,2) = 0,20 \text{ mm/min.}$$

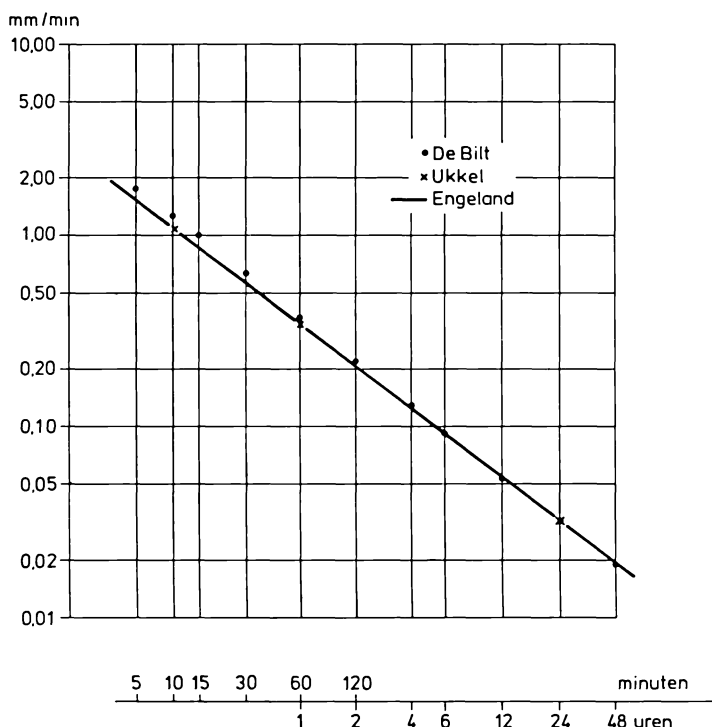
Dit is de 15-minutenintensiteit die gemiddeld 5 maal per jaar wordt overschreden. De neerslagintensiteit bij $T_p = 0,2$ jaar is ongeveer de ondergrens tot waar men (8.14) mag toepassen (zie de opmerkingen hierover in 8.1.2).

Plaatselijke verschillen. Men kan zich afvragen in hoeverre de extremen van De Bilt representatief zijn voor andere delen van Nederland. Plaatselijke verschillen bij extremen voor korte dur en zijn veel moeilijker vast te stellen dan bij extremen voor lange dur en daar het waarnemingsmateriaal veel beperkter is. Voor België komt Sneyers (1977) tot de conclusie dat ook voor korte dur en de jaarextrem en ruwweg evenredig zijn met het jaargemiddelde. Deze

conclusie is gebaseerd op vergelijkingen tussen 16 stations verspreid over België voor het tijdvak 1967-1974.

Een vergelijking tussen extreme neerslagintensiteiten van langjarige reeksen met ongeveer hetzelfde jaargemiddelde als De Bilt laat weinig onderlinge verschillen zien, zie figuur 8.10.

*Figuur 8.10
Neerslagintensiteiten
bij $T_e = 5$ jaar voor
Engeland, Ukkel
(1938-1972) en De Bilt
(1906-1977).*



Het verband tussen de neerslagintensiteit en de duur voor de Engelse stations is gegeven door vergelijking (8.17). De jaarmaxima van de neerslagintensiteit te Ukkel zijn ontleend aan een publikatie van Sneyers (1977).

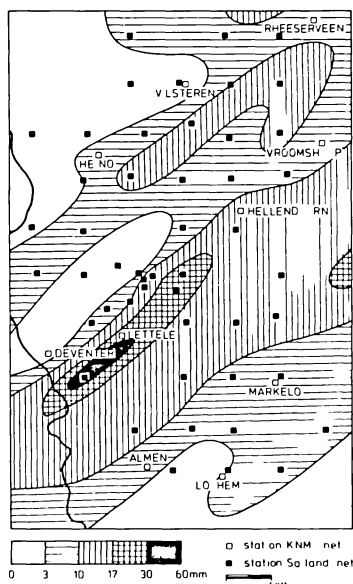
Slechts voor zeer korte duren blijken de getallen van De Bilt enigszins hoger te zijn dan die voor Ukkel en de Engelse stations. Een aannemelijke fysische verklaring hiervoor is er niet. Weliswaar heeft het klimaat in Engeland een iets meer maritiem karakter, maar dit geldt niet voor Ukkel. Eerder zal men moeten denken aan instrumentele verschillen. Aan metingen met zelfregistrerende apparatuur kleven namelijk vele fouten. Verschillende instrumenten kunnen daardoor aanleiding geven tot aanzienlijke verschillen. Bovendien zijn voor zeer korte duren de neerslagintensiteiten vaak moeilijk uit de pluviograafstroken af te leiden, zie bijlage A1. Daarnaast zijn de hier gevonden verschillen echter op grond van toevalsfluctuaties nog redelijk mogelijk. Zo is voor De Bilt de standaardafwijking ongeveer 5% van het gemiddelde. Er is dus weinig statistische evidentie voor verschillen tussen de reeksen van De Bilt, Ukkel en die van de Engelse stations.

9 GEBIEDSNEERSLAG

9.1 Inleiding

In hoofdstuk 3 werd opgemerkt dat men in Nederland over ruim 300 stations beschikt waarop dagelijks de neerslaghoeveelheid wordt afgetapt. Dit komt er op neer dat men gemiddeld ongeveer één regenstation per 100 km² heeft. In hoeverre de afgetapte hoeveelheid neerslag nu representatief is voor het omringende gebied van de regenmeter hangt af van de meteorologische situatie. Bij de passage van een warmtefront heeft men veelal te maken met een regenzone, die zich over enkele honderden kilometers uitstrekt. Daar de neerslagintensiteit in een dergelijke regenzone vrij uniform is, zal de regenmeter redelijk representatief zijn voor de omgeving in zo'n situatie. Daartegenover staat echter dat buiencellen vaak een omvang hebben van enkele vierkante kilometers. Op dagen van buiige neerslag kunnen daardoor grote plaatselijke verschillen optreden en kan de neerslag op enige afstand van de regenmeter sterk verschillen van de afgetapte hoeveelheid. Een voorbeeld van een dergelijke situatie wordt gegeven in figuur 9.1. Dit voorbeeld is ontleend aan het hydrologisch onderzoek in Salland, waar men in die tijd over een dicht netwerk van regenmeters beschikte (De Bruin, 1973). In dit geval kwamen verschillen van ongeveer 30 mm voor over een afstand van enkele kilometers (omgeving van Deventer).

Figuur 9.1
Ruimtelijke verdeling
van afgetapte dagsom-
men in Salland op 6
augustus 1971.



Het feit dat neerslag slechts op een beperkt aantal plaatsen wordt waargenomen leidt tot een aantal praktische problemen. Bijvoorbeeld, op welke wijze en hoe nauwkeurig kan men de neerslaghoeveelheid bepalen op een punt waar men niet over een regenmeter beschikt? Het meest eenvoudige is de neerslaghoeveelheid op zo'n punt gelijk te stellen aan de afgetapte hoeveelheid op het dichtstbijgelegen station. Dit is echter niet de meest nauwkeurige methode en het is daarom aan te bevelen de neerslagsom te schatten door interpolatie van de waarnemingen op een aantal nabijgelegen stations, zie Kruizinga en Yperlaan (1976, 1978). Hierbij kan men uitgaan van een gewogen gemiddelde

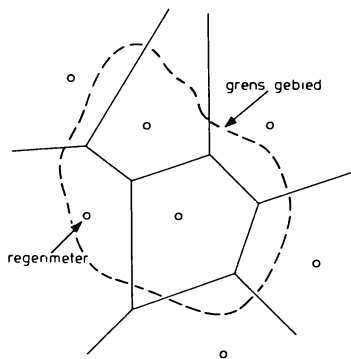
$$(9.1) \quad \hat{p} = \sum_{i=1}^N a_i p_i^*$$

waarbij $\hat{p}$ de geschatte neerslagsom is op een bepaald punt X en de p_i^* 's de gemeten neerslagsommen zijn op de omringende stations.

Het verdient aanbeveling de gewichten a_i af te laten hangen van de afstand van het waarnemingsstation tot het punt X. Een redelijke methode is de gewichten omgekeerd evenredig aan deze afstand te kiezen. Een verdere verfijning is de volledige onderlinge ligging van de regenstations in beschouwing te nemen en de gewichten af te laten hangen van statistische eigenschappen van de neerslag. Dit is het geval bij de zogenaamde optimum interpolatiemethode (Gandin, 1970; De Bruin, 1975) en de in Frankrijk ontwikkelde techniek „krigeage” (Eng.: „kriging”). Deze laatste techniek is echter sterk verwant aan de optimum interpolatiemethode. Hoewel optimum interpolatietechnieken vanuit theoretisch oogpunt interessant zijn, blijken zij in de praktijk meestal niet essentieel beter dan technieken die uitgaan van gewichten, die alleen van de onderlinge afstand afhangen, zie Kruizinga en Yperlaan (1976, 1978).

Een andere vraag, die veel door hydrologen wordt gesteld, is hoe men de gebiedsneerslag uit een aantal puntwaarnemingen moet schatten. De meest eenvoudige methode is het gebiedsgemiddelde gelijk te stellen aan het rekenkundige gemiddelde van neerslagwaarnemingen van stations, die in of nabij het gebied zijn gelegen. Iets ingewikkelder is de zogenaamde *Thiessen-methode* waarbij wordt uitgegaan van een gewogen gemiddelde van de waargenomen neerslaghoeveelheden op de verschillende stations. Het gewicht van een bepaald neerslagstation is hierbij evenredig aan de oppervlakte van de *Thiessen-polygoon* (voor zover deze binnen het gebied is gelegen). Dit is een veelhoek, die de verzameling van punten aangeeft waarvoor het neerslagstation het dichtstbijzijnde waarnemingspunt is, zie figuur 9.2. Er bestaan computerprogramma's om de Thiessen-gewichten te bepalen, zie

*Figuur 9.2
Neerslagnetwerk met
Thiessen-polygonen. De
zijden van de polygonen
zijn de middelloodlijnen
op de verbindingslijnen
tussen de waarnemings-
stations.*



Diskin (1969, 1970). Een zeer bewerkelijke methode is de *isohyetenmethode*. Een isohyeet is een lijn die punten met gelijke neerslaghoeveelheden aangeeft. Het gebiedsgemiddelde wordt bepaald uit de oppervlakten tussen de verschillende isohyeten. Naast deze drie klassieke methoden om de gebiedsneerslag te bepalen is sinds de intrede van de computer een aantal nieuwe technieken ontwikkeld. Deze methoden berusten er veelal op dat men met behulp van de kleinste kwadratenmethode een bepaald oppervlak door de waarnemingspunten tracht aan te passen, zie bijvoorbeeld Edwards (1972), Shaw and Lynn (1972) en Thorpe et al. (1979). Hoewel er tegenwoordig een groot aantal methoden bestaat om het gebiedsgemiddelde te bepalen, is onder Nederlandse omstandigheden het rekenkundige gemiddelde van een aantal stations aan te bevelen. Zo vinden Colenbrander en Stol (1970) voor het Leerinkbeekgebied (Gelderse Achterhoek) slechts geringe verschillen tussen het rekenkundige gemiddelde en het meer bewerkelijke Thiessen-gemiddelde. Alleen indien men te maken heeft met zeer onregelmatige meetnetten of grote systematische plaatselijke verschillen (bergachtige gebieden) is een meer geavanceerde methode aan te bevelen om het gebiedsgemiddelde te bepalen.

Naast de vraag hoe men het gebiedsgemiddelde moet bepalen is het belangrijk te weten hoe nauwkeurig de benadering is. Hierop zal in paragraaf 9.2 uitvoerig worden ingegaan. Een heel ander probleem komt in paragraaf 9.3 aan de orde. In deze paragraaf zal worden aangegeven hoe men de extreme waarden voor puntwaarnemingen in hoofdstuk 8 kan herleiden tot gebiedsextremen.

9.2 De benadering van de gebiedsneerslag door een net van regenmeters

9.2.1 Inleiding

In de vorige paragraaf werden enige methoden behandeld om de gemiddelde neerslaghoeveelheid in een bepaald gebied te schatten uit de gemeten neerslagsommen op een aantal stations, die in of nabij het desbetreffende gebied zijn gelegen. Een vraag hierbij kan zijn, hoeveel stations men in beschouwing moet nemen om het gebiedsgemiddelde met een bepaalde nauwkeurigheid te benaderen. Of, hoe nauwkeurig kan een gebiedsgemiddelde worden bepaald met het bestaande meetnet?

Het probleem kan als volgt worden omschreven. Stel dat men in een bepaald gebied S de gemiddelde neerslaghoeveelheid wil schatten uit waarnemingen van N regenstations. Laat p_i^* de gemeten neerslaghoeveelheid zijn op het i e station. De werkelijke neerslaghoeveelheid in een punt met coördinaten x en y zal worden aangeduid als $p(x, y)$. Dan wordt het gebiedsgemiddelde gegeven door de dubbele integraal

$$(9.2) \quad g = \frac{1}{A} \iint_S p(x, y) dx dy$$

waarbij A de oppervlakte van S is.

Als benadering voor dit gebiedsgemiddelde kan men bijvoorbeeld nemen

$$(9.3) \quad \bar{p}^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N p_i^*.$$

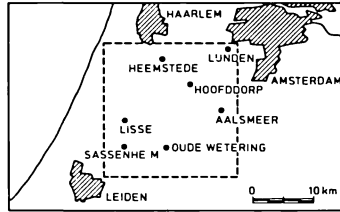
Een veel gebruikte maat voor de onnauwkeurigheid van de benadering is

$$(9.4) \quad F^2 = E(\bar{p}^* - g)^2$$

waarbij E voor de verwachting (zie 7.1.2) staat.

F^2 is dus het gemiddelde kwadratisch verschil tussen het werkelijke en het berekende gemiddelde. De fout F hangt af van statistische eigenschappen van de neerslag, de grootte en de vorm van het gebied S , de stationsdichtheid en meet- en waarnemingsfouten. Al deze factoren spelen een rol bij de beantwoording van vragen met betrekking tot de nauwkeurigheid waarmee het gebiedsgemiddelde kan worden geschat.

*Figuur 9.3
Ligging neerslagstations in een deelgebied in de provincies Noord- en Zuid-Holland.*



Een eerste indruk van de nauwkeurigheid van benaderingen van gebiedsgemiddelden kan op eenvoudige wijze langs empirische weg worden verkregen. In figuur 9.3 is een klein gebied in de provincies Noord- en Zuid-Holland gegeven, waarin 7 regenstations zijn gelegen. Stel nu dat men wil weten hoe goed de gebiedsneerslag benaderd kan worden door de neerslagsom te Hoofddorp. Daar men de werkelijke gebiedsneerslag niet kent, zal in eerste instantie g in formule (9.4) worden vervangen door het gemiddelde van de 7 stations (inclusief Hoofddorp). Laat p_1^* de gemeten neerslaghoeveelheid te Hoofddorp zijn, dan krijgen we

$$F^2 = E\left(p_1^* - \frac{1}{7} \sum_{i=1}^7 p_i^*\right)^2.$$

Stel nu dat voor een bepaald tijdvak de neerslag op alle stations gemeten is. De waarnemingsreeksen voor dat tijdvak zullen worden aangeduid als $p_i^*(t)$, $i = 1, \dots, 7$; $t = 1, \dots, n$. Uit deze waarnemingsreeksen kan de volgende verschillenreeks worden gevormd

$$(9.5) \quad v(t) = p_1^*(t) - \frac{1}{7} \sum_{i=1}^7 p_i^*(t).$$

Een schatting voor de gemiddelde kwadratische fout is nu

$$(9.6) \quad \hat{F}^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n v^2(t).$$

Bij de neerslagstations in figuur 9.3 zijn de plaatselijke verschillen gering. Hierdoor zal het gemiddelde van de $v(t)$ -reeks bij benadering gelijk aan nul zijn, zodat de grootte $\hat{F}^2$ vrijwel overeenkomt met de steekproefvariantie.

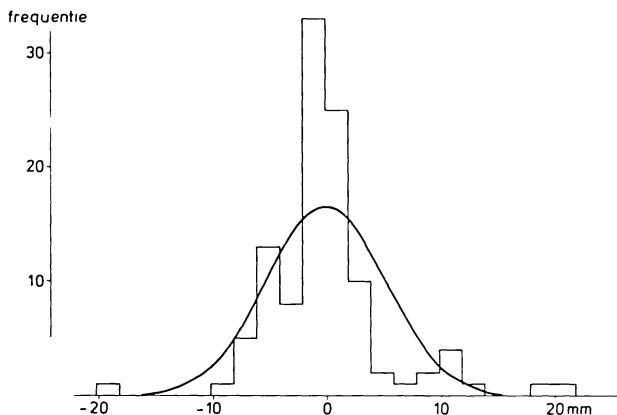
Voor decadesommen in het zomerseizoen (juni-augustus) van het tijdvak 1958-1969 wordt gevonden $\hat{F} = 5,2$ mm. Een frequentieverdeling van de verschillen $v(t)$ is gegeven in figuur 9.4. In deze figuur is tevens door een vloeiende kromme de frequentieverdeling aangegeven voor het geval dat de verschillen aan een normale verdeling gehoorzamen met standaardafwijking $F = 5,2$ mm. Hoewel de kansverdeling van de verschillen symmetrisch is, wijkt deze toch enigszins van een normale verdeling af. Er zijn in feite te veel zeer grote verschillen, maar ook te veel zeer kleine verschillen (Duits: „Überhohe Wölbung”; Eng.: „leptokurtic”). In dit voorbeeld wijkt ruim 5% van de $v(t)$ waarden meer dan $2\hat{F}$ (≈ 10 mm) van nul af. Dit aantal komt redelijk overeen met hetgeen men op grond van een normale verdeling mag verwachten. Hoewel de verdeling niet normaal is, mag men in de praktijk vaak aannemen dat ongeveer 5% van de afwijkingen $v(t)$ meer dan $2\hat{F}$ van nul zal verschillen, zie O’Connell et al. (1978). Maar voor andere procentpunten is de overeenkomst met de normale verdeling

minder goed. Zo is het aantal waarden dat minder dan $\hat{F}$ van 0 verschilt aanzienlijk groter dan 67% (in dit voorbeeld 77%).

De verdeling van de afwijkingen $v(t)$ gaat sterker van een normale verdeling verschillen indien de duur waarop de neerslagsom betrekking heeft kleiner wordt. Neemt men in plaats van decadesommen dagsommen, dan krijgt men de frequentieverdeling in figuur 9.5. Bij deze figuur zijn alleen die dagen in beschouwing genomen waarvoor op de 7 stations de totale neerslagsom meer dan 2 mm bedroeg. De kansverdeling wijkt hier sterk van een normale

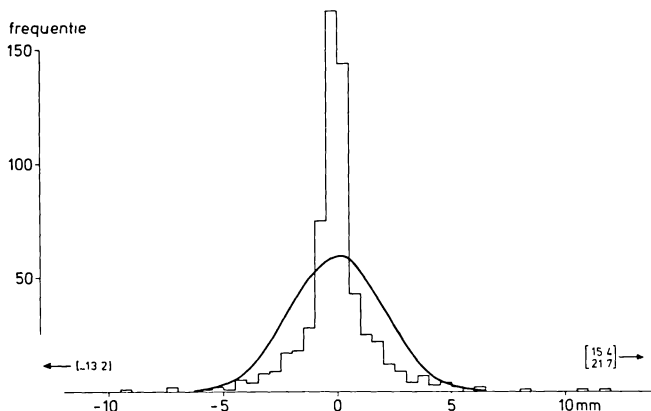
Figuur 9.4

Frequentieverdeling van verschillen tussen de decadesom van Hoofddorp en de gemiddelde decadesom van alle stations in het deelgebied gegeven in figuur 9.3. De frequentieverdeling heeft betrekking op de maanden juni t/m augustus van het tijdvak 1958-1969 (totaal 108 decaden). De decadesom van Hoofddorp is gemiddeld 0,2 mm lager dan de gemiddelde decadesom van de andere stations.



Figuur 9.5

Frequentieverdeling van verschillen tussen de dagsom van Hoofddorp en de gemiddelde dagsom van alle stations in het deelgebied gegeven in figuur 9.3. De frequentieverdeling heeft betrekking op de maanden juni t/m augustus van het tijdvak 1958-1969. Alleen die dagen, waarvoor de totale neerslagsom van de zeven stations in het deelgebied meer dan 2 mm bedroeg, zijn in beschouwing genomen. Dit is het geval geweest op 621 van de 1104 dagen in het tijdvak.



verdeling af. Toch is ook in dit geval het aantal waarnemingen dat meer dan $2\hat{\sigma}$ van nul verschilt ongeveer 5%!

In dit voorbeeld werd aangenomen dat het gebiedsgemiddelde g redelijk overeenkwam met het gemiddelde van de 7 stations. Deze aanname is echter niet noodzakelijk. Het is namelijk mogelijk (9.4) uit te drukken in de variantie van de puntnerslagsommen en enkele parameters die de onderlinge samenhang tussen de neerslagsommen op verschillende meetpunten aangeven. Alvorens hierop in te gaan, zal eerst de correlatie tussen neerslagreeksen op verschillende stations als functie van de onderlinge afstand tussen de stations worden behandeld.

9.2.2 De correlatie tussen neerslagmetingen op verschillende stations

De covariantie tussen twee stochastische variabelen x en y wordt gedefinieerd door

$$(9.7) \quad \text{cov}(x, y) = E(x - \mu_x)(y - \mu_y).$$

Merk op dat $\text{cov}(x, x) = \sigma_x^2$, de variantie van x . Deelt men de covariantie door de standaardafwijkingen van x en y dan krijgt men de correlatiecoëfficiënt

$$(9.8) \quad \text{corr}(x, y) = \text{cov}(x, y) / (\sigma_x \sigma_y).$$

Bestaat er een lineair verband tussen x en y , dan is de correlatiecoëfficiënt $+1$ of -1 . Als bijvoorbeeld geldt dat $\text{corr}(x, y) = 1$. Zijn de variabelen x en y stochastisch onafhankelijk, dan is de correlatiecoëfficiënt gelijk aan 0.

Stel nu dat men over een reeks van n gelijktijdige waarnemingen beschikt $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$, dan wordt de correlatiecoëfficiënt geschat door

$$(9.9) \quad r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) / \sqrt{s_x s_y}$$

waarbij s_x en s_y resp. voor de steekproefstandaardafwijkingen van x en y staan.

In het geval van neerslagstatistiek is de correlatiecoëfficiënt tussen neerslagreeksen in het algemeen dicht bij 1. Dit is te wijten aan de onderlinge afstand tussen de stations gering is. Bij toenemende afstand tussen de stations wordt de correlatiecoëfficiënt kleiner. Een veel gebruikte methode voor de correlatiecoëfficiënt tussen gemeten neerslaghoeveelheden op twee verschillende plaatsen is

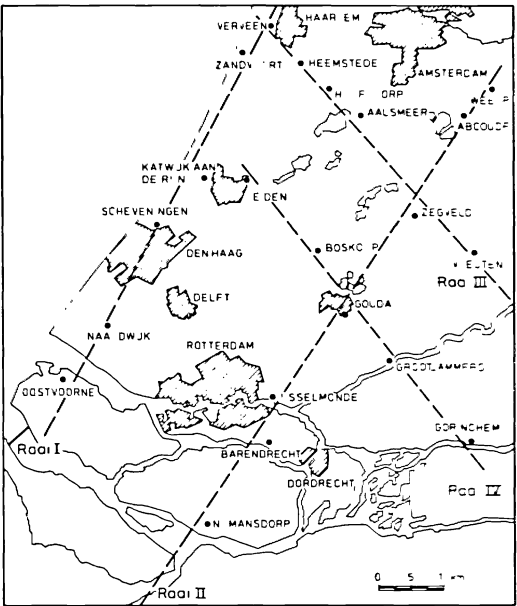
$$(9.10) \quad \text{corr}(P^*, P^*) = \rho_{P^*P^*}$$

waarbij P^* voor de onderzochte afstand staat.

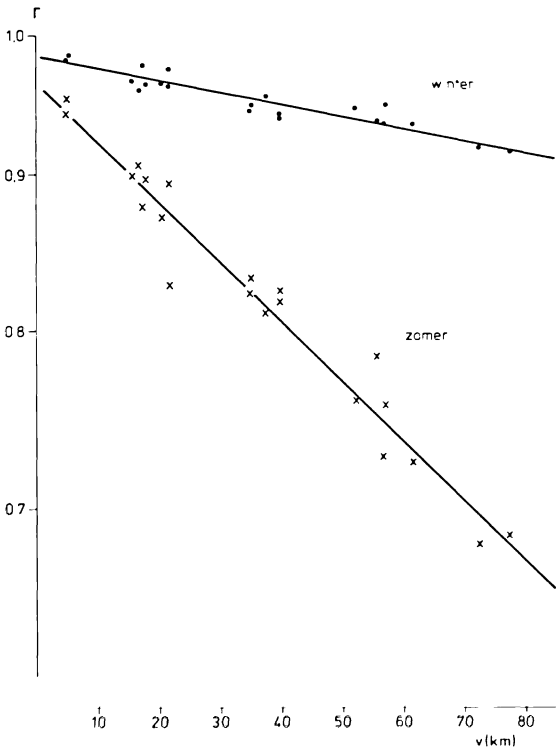
De correlatiecoëfficiënt neemt toe dus exponentieel met de afstand af. Als u maar wilt, nadert de correlatiecoëfficiënt $\rho_{P^*P^*}$ de waarde 1 aan. Het is bekend dat $\rho_{P^*P^*}$ in de praktijk kan verschillen van verscheidene

Op het verband tussen de correlatiecoëfficiënt en de onderlinge afstand van de stations zal men nader worden ingegaan aan de hand van de eerder besproken reeks van neerslagstatistiek in het westen van Nederland voor het tijdvak 1958-1967. Een overzicht van de ligging van de neerslagstations waarvoor correlatiecoëfficiënten zijn berekend is gegeven in figuur 9.1. Hierin zijn vier plaatsen getekend waarvoor officieel gegevens zijn aan de kust en twee in het land. Dit is gedaan om te onderzoeken of het verband tussen de correlatiecoëfficiënt en de afstand anders is dan dat het is in de landstationsgemeenschap.

Figuur 9.6
Ligging van geselecteerde neerslagstations voor correlatieberekeningen.



Figuur 9.7
Het verband tussen de correlatiecoëfficiënt r en de afstand v voor decadesommen van stations in Raai IV (zie figuur 9.6). De winterperiode heeft hier betrekking op het tijdvak december-februari en de zomer op het tijdvak juni-augustus.



In figuur 9.7 is voor decadesommen in Raai IV het verband tussen de correlatiecoëfficiënt en de afstand gegeven. Voor de correlatiecoëfficiënt is in deze figuur een logaritmische schaal gebruikt, voor de afstand een lineaire schaal. Als aan verg. (9.10) is voldaan, moeten de punten vrijwel op een rechte lijn liggen. Uit de figuur blijkt dat dit inderdaad het geval is. In de wintermaanden blijken de correlatiecoëfficiënten veel groter dan in de zomermaanden. Dit komt doordat in de winter de meeste neerslag samenhangt met fronten die zich over grote gebieden uitstrekken. In de zomer valt een belangrijk deel van de neerslag in plaatselijke convectieve buien.

Voor de decadesommen zijn in tabel 9.1 schattingen voor de parameter l gegeven. Deze schattingen zijn verkregen door lineaire regressie van $\ln r$ op v .

Tabel 9.1 Schattingen voor de parameter l in het model (9.10) voor decadesommen van de neerslag. De ligging van de Raaien I, II, III en IV is aangegeven in figuur 9.6.

	l (km)			
Seizoen	I	II	III	IV
dec-feb	773	1144	486	644
mrt-mei	518	764	358	436
jun-aug	252	223	174	192
sep-nov	646	676	357	369

Uit tabel 9.1 blijkt in de eerste plaats dat er een duidelijke seizoeninvloed is. De grootste waarden van l worden in het winterseizoen gevonden. Dat wil zeggen, dat in de winter de correlatiecoëfficiënt slechts zeer langzaam afneemt met de afstand, zie figuur 9.7. In de tweede plaats bestaan er verschillen in l voor de verschillende raaien. Immers, voor raaien evenwijdig aan de kust worden hogere waarden gevonden dan voor raaien loodrecht op de kust. Een dergelijk gebied wordt anisotroop genoemd. Bij nadere uitwerking van vergelijkingen als (9.4) mag de anisotropie echter vaak worden verwaarloosd, vgl. O'Connell et al. (1977).

De anisotropie hangt samen met bepaalde voorkeursrichtingen voor regenzones en buien. Zware buien trekken vaak in noordoostelijke richting over ons land. Het komt dan ook vaak voor dat de grootste neerslaghoeveelheden worden gevonden in stroken, die van zuidwest naar noordoost lopen, zie bijlage C. Voor het zomerseizoen is het dan ook niet verwonderlijk dat de hoogste correlatiecoëfficiënten in deze richting worden gevonden. Een dergelijke anisotropie werd ook gevonden bij neerslagsommen in East-Anglia, zie O'Connell et al. (1977).

Bij de bepaling van een gebiedsgemiddelde wordt echter over alle richtingen gemiddeld. Neemt men nu aan dat het gebied isotroop is, dan zullen bij bepaalde richtingen de correlaties te hoog worden verondersteld, terwijl in andere richtingen deze te laag worden

verondersteld. Men kan dit vergelijken met het volgende. De oppervlakte van een cirkel met straal a is πa^2 . Een ellips waarvan de halve lengten van de assen resp. $\frac{2}{3}a$ en $\frac{4}{3}a$ zijn heeft een oppervlakte van $\frac{8}{3}\pi a^2$. Hoewel de lengten van de assen hier een factor 2 verschillen, wijkt de oppervlakte slechts ongeveer 10% af van die van een cirkel met straal a .

Tabel 9.2 Schattingen van de parameters in het model (9.10). De gegeven schattingen zijn rekenkundige gemiddelden van de afzonderlijke schattingen voor de vier raaien in figuur 9.6.

Seizoen	Decadesommen		Maandsommen	
	ρ_0	l (km)	ρ_0	l (km)
dec-feb	0,991	762	0,994	1297
mrt-mei	0,967	514	0,956	366
jun-aug	0,953	210	0,959	269
sep-nov	0,963	512	0,969	580

Voor decade- en maandsommen zijn in tabel 9.2 schattingen voor de parameters in vergelijking (9.10) gegeven. Hierbij is uitgegaan van de rekenkundige gemiddelden van de afzonderlijke schattingen voor de vier raaien. Uit de tabel blijkt dat de geschatte waarden voor de parameter ρ_0 kleiner zijn dan 1. Voor dit verschijnsel zijn twee mogelijke verklaringen te geven. Enerzijds kan men denken aan de invloed van meet- en waarnemingsfouten, anderzijds aan bepaalde microschaaleffecten, die tot gevolg kunnen hebben dat vergelijking (9.10) niet geldig hoeft te zijn voor kleine waarden van v .

Door meet- en waarnemingsfouten wijkt de gemeten neerslagsom p_i^* op punt $X_i = (x_i, y_i)$ af van de werkelijke neerslagsom $p(x_i, y_i)$. Per definitie is weliswaar

$$\text{corr}\{p(x_i, y_i), p(x_j, y_j)\} = 1$$

als de afstand tussen de twee punten X_i en X_j tot nul nadert. Maar tengevolge van meet- en waarnemingsfouten is echter

$$\text{corr}\{p_i^*, p_j^*\} < 1.$$

De correlatiecoëfficiënt zal sterker van 1 gaan verschillen naarmate de meet- en waarnemingsfouten groter zijn.

Bij durven van een decade of een maand is de invloed van instrumentele fouten e.d. op de geschatte correlatiecoëfficiënten gering, zie De Bruin (1975). Wel kunnen waarnemingsfouten de grootte van de correlatiecoëfficiënten sterk beïnvloeden. Zo bleek bij een studie met betrekking tot de interpolatie van puntneerslagen in Oost-Gelderland (De Bruin, 1975) dat correlatiecoëfficiënten tussen stations met weinig onbetrouwbare waarnemingen aanzienlijk hoger waren dan die tussen stations met veel onbetrouwbare waarnemingen.

Op de neerslaggegevens waarop tabel 9.2 berust, heeft echter een intensieve kwaliteitscontrole

plaatsgevonden, waardoor de meeste waarnemingsfouten zijn opgespoord en gecorrigeerd. Bovendien kunnen meet- en waarnemingsfouten de duidelijke seizoenafhankelijkheid van ρ_0 (in de zomer kleiner dan in de winter) niet verklaren. De belangrijkste oorzaak voor ρ_0 -waarden kleiner dan 1 moet daarom niet gezocht worden in meet- en waarnemingsfouten.

De onderlinge afstand van de stations in figuur 9.6 varieert ruwweg van 5 tot 80 km. Voor deze afstanden blijkt (9.10) redelijk te voldoen, zie figuur 9.7. Het is echter niet zo dat men (9.10) ook zo maar mag toepassen voor andere waarden van v . Kagan (1972a) wijst erop dat voor kleine waarden van v de correlatiecoëfficiënten sneller dalen met de afstand dan op grond van (9.10) mag worden verwacht. Dit is vooral het geval in het zomerseizoen waarin een belangrijk aandeel van de totale neerslaghoeveelheid afkomstig is uit buien. Gaat men nu (9.10) extrapoleren voor waarden van v kleiner dan 5 km, dan krijgt men te lage waarden voor de correlatiecoëfficiënt. De gegeven waarden voor ρ_0 zijn dan ook zeker geen reële waarden voor de correlatiecoëfficiënt voor het geval dat de onderlinge afstand tussen de meetstations tot nul nadert.

Voor decadesommen blijken de getallen in tabel 9.2 redelijk overeen te komen met die gegeven door De Bruin (1975, 1977b) voor de Gelderse Achterhoek. Het is daarom geoorloofd de getallen in deze tabel ook toe te passen voor andere delen van Nederland.

9.2.3 De nauwkeurigheid van de benadering

In de vorige paragraaf werd aannemelijk gemaakt dat bij een goede controle op het waarnemingsnet meet- en waarnemingsfouten slechts in geringe mate de grootte van de geschatte correlatiecoëfficiënten beïnvloeden. Daarom zal in deze paragraaf worden uitgegaan van de veronderstelling dat meetfouten afwezig zijn, dus

$$(9.11) \quad p_i^* = p(x_i, y_i).$$

Verondersteld wordt verder dat de statistische eigenschappen van plaats tot plaats hetzelfde zijn, zodat

$$(9.12) \quad \text{var } p_i^* = \text{var } p(x_i, y_i) = \sigma^2$$

onafhankelijk van i . Een dergelijk gebied wordt een homogeen gebied genoemd.

Gebleken is, dat voor niet te kleine afstanden het verband tussen de correlatiecoëfficiënt en de onderlinge afstand beschreven kan worden door (9.10). Voor de fout F in verg. (9.4) kan in dat geval worden afgeleid dat

$$(9.13) \quad F^2 \approx \frac{\sigma^2}{N} \left\{ 1 - \rho_0 + \frac{0,24 \rho_0}{l} \sqrt{\frac{A}{N}} \right\}$$

mits de N regenmeters gelijkmatig over het gebied zijn verspreid. Daar (9.10) bij kleine waarden van v te lage waarden voor de correlatiecoëfficiënt geeft, mag men (9.13) niet voor te dichte netwerken of te kleine gebieden (kleiner dan 50 km²) toepassen.

Enige bijzonderheden over de afleiding van (9.13). De afleiding van (9.13) is verre van eenvoudig. Hier zullen slechts de voornaamste stappen in de afleiding worden toegelicht, daar zij het inzicht in de gegeven benadering vergroten.

Beschouw een vierkant gebied en veronderstel dat in het midden van dit gebied een regenmeter staat opgesteld. Laat voor een bepaalde tijdsperiode p_1 de neerslaghoeveelheid zijn in het punt waarin de regenmeter staat opgesteld. Men kan aantonen dat bij benadering geldt

$$(9.14) \quad E(p_1 - \bar{g})^2 / \sigma^2 \approx 1 - \rho_0 + 0,2438 \rho_0 a / l - 0,0140 \rho_0 a^3 / l^3$$

waarbij a de lengte van de zijde van het vierkant is.

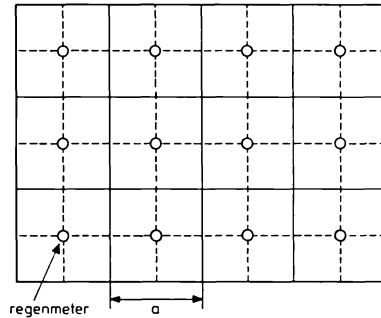
Een afleiding van (9.14) wordt gegeven door Kagan (1965). De coëfficiënten in (9.14) wijken echter enigszins af van die gegeven door Kagan. De verschillen zijn het gevolg van enkele kleine benaderingsfouten. In wezen zijn de coëfficiënten in (9.14) volledig analytisch te bepalen. Voor het uitrekenen van de benodigde integralen, zie Ghosh (1951) en Bras and Rodríguez-Iturbe (1976).

Strikt genomen mag men (9.14) slechts toepassen indien a niet te groot is ten opzichte van l . Voor Nederlandse omstandigheden houdt dit geen wezenlijke beperking in, daar uit tabel 9.2 blijkt dat l minstens 200 km is.

De term $1 - \rho_0 + 0,2438 \rho_0 a/l$ in het rechter lid van (9.14) geeft de grootte van de fout aan indien de correlatiecoëfficiënt lineair met de afstand afneemt. Het niet-lineaire gedrag van de correlatiefunctie komt tot uitdrukking in de laatste term van (9.14). Deze term is echter zeer klein, zodat men zowel voor de lineaire als de exponentiële correlatiefunctie mag stellen

$$(9.15) \quad E(\bar{p} - \bar{g})^2 \approx \sigma^2 \{1 - \rho_0 + 0,24 \rho_0 a/l\}.$$

Figuur 9.8
Regenmeters in een vierkant netwerk.



Beschouw nu een gebied waarin N regenmeters staan. Verondersteld wordt dat men het gebied in N vierkante deelgebiedjes kan opdelen met in het midden van elk deelgebiedje een regenmeter, zie figuur 9.8. Voor het gebiedsgemiddelde $\bar{g}$ kan men dan schrijven

$$\bar{g} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N g_i$$

waarbij g_i de gemiddelde neerslaghoeveelheid is voor het i e deelgebiedje.

Voor $E(\bar{p} - \bar{g})^2$ krijgt men nu

$$(9.16) \quad E(\bar{p} - \bar{g})^2 = E\left\{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - \bar{g}_i)\right\}^2 = \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N E(p_i - \bar{g}_i)^2 + \\ + \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^N E(p_i - \bar{g}_i)(p_j - \bar{g}_j).$$

De covariantietermen zijn echter verwaarloosbaar klein. Zo geldt bijvoorbeeld voor twee aangrenzende vierkantjes

$$E(p_i - \bar{g}_i)(p_j - \bar{g}_j) \approx -0,0013 \sigma^2 \rho_0 a/l$$

waarbij a de lengte van een deelgebiedje is.

Verg. (9.16) gaat daarom over in

$$(9.17) \quad E(\bar{p} - \bar{g})^2 \approx \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N E(p_i - g_i)^2 \approx \frac{\sigma^2}{N} \left\{ 1 - \rho_0 + \frac{0,24 \rho_0 a}{l} \right\}.$$

Nu is de oppervlakte van het gehele gebied $A = Na^2$. Substitutie van $a = \sqrt{A/N}$ in (9.17) leidt tot (9.13).

Hoewel de afleiding van (9.13) slechts is geschetst voor een netwerk van vierkantjes, blijkt deze vergelijking ook voor andere gevallen redelijke oplossingen te geven. Voorwaarde is wel dat de regenmeters gelijkmatig over het gebied verspreid liggen. Is dit niet het geval, dan is de fout groter dan hetgeen men met behulp van (9.13) berekent.

Toepassing van (9.13). Voor decade- en maandsommen werden schattingen van de parameters ρ_0 en l gegeven in tabel 9.2. Een onbekende parameter in (9.13) is nog de variantie σ^2 . Deze kan als volgt worden verkregen. Voor tijdsintervallen in de orde van een decade of een maand geldt bij benadering voor de variatiecoëfficiënt van k -daagse sommen

$$(9.18) \quad c_v = \sigma/\mu \approx 2,7/\sqrt{k}.$$

De grootte van de verwachting μ kan worden afgeleid uit figuur 6.2. Voor maandsommen in de zomer leest men af dat voor Hoofddorp het gemiddelde ongeveer 70 mm bedraagt. De gemiddelde decadesom is derhalve 23 mm. Voor de standaardafwijking van de decadesom volgt nu uit (9.18)

$$\sigma \approx 23 \times 2,7/\sqrt{10} \approx 20 \text{ mm}.$$

Het deelgebied in figuur 9.3 heeft een oppervlakte van $20 \times 20 = 400 \text{ km}^2$. Benadert men het gebiedsgemiddelde door de neerslagsom te Hoofddorp, dan volgt uit (9.13) voor de gemiddelde kwadratische fout

$$F^2 \approx 20^2 \left(1 - 0,953 + \frac{0,24 \times 0,953}{210} \sqrt{400} \right) \approx 5,2^2 \text{ mm}^2,$$

in overeenstemming met de waarde die in de inleiding werd gevonden.

Bij twee regenmeters wordt voor de fout gevonden $F = 3,5 \text{ mm}$ en bij drie regenmeters $F = 2,8 \text{ mm}$. Hierbij dienen de regenmeters wel zodanig te zijn geplaatst dat aan de veronderstellingen waarop (9.13) berust redelijk is voldaan (d.w.z. niet vlak langs de rand van het gebied of dicht bij elkaar). Bij twee of drie regenmeters is de fout F aanzienlijk kleiner dan bij één regenmeter. Bovendien gaat de verdeling van de afwijkingen ten opzichte van het gebiedsgemiddelde meer op een normale verdeling lijken doordat zeer grote uitschieters niet meer voorkomen.

In figuur 9.4 komen uitschieters voor van ongeveer 20 mm. Vergelijkt men nu het gemiddelde van de stations Hoofddorp en Oude Wetering met het gemiddelde van alle stations in het deelgebied, dan bedragen de grootste afwijkingen ongeveer 10 mm.

In het bovenstaande voorbeeld viel de nadruk op het zomerseizoen. In de winter is de fout kleiner door de sterkere samenhang tussen de neerslagreeksen van naburige stations. Zo wordt voor decadesommen voor het deelgebied in figuur 9.3 gevonden $F = 2,0 \text{ mm}$, indien het gemiddelde door de neerslagsom op één station benaderd wordt. In het zomerseizoen heeft men ongeveer zes stations nodig om dezelfde nauwkeurigheid te bereiken.

9.2.4 Slotopmerkingen

Vergelijking (9.13) kan worden toegepast bij rekenkundige gemiddelden. Incidenteel kan deze formule op vrij eenvoudige wijze worden uitgebreid voor het geval men met gewogen (Thiessen) gemiddelden werkt. Het is echter altijd mogelijk de fout F door middel van numerieke integratie te bepalen, zie O'Connell et al. (1978) en Jones et al. (1979). Van de termen tussen accolades in (9.13) hangt slechts de laatste term af van de dichtheid van het meetnet. Voor de waarden van ρ_0 en l gegeven in tabel 9.2 is deze term echter kleiner dan de term $1 - \rho_0$ bij de in Nederland voorkomende netwerken. De berekende waarde van F is daardoor erg gevoelig voor de waarde van $1 - \rho_0$. Helaas wordt de grootte van $1 - \rho_0$ erg onnauwkeurig geschat, waardoor ook de berekende waarden van F weinig betrouwbaar zijn.

De benadering (9.11) was gebaseerd op het gegeven dat meet- en waarnemingsfouten de grootte van geschatte correlatiecoëfficiënten weinig beïnvloeden. Er is echter een aantal systematische meetfouten (windfout, bevochtigingsfout), die bij duren van een decade of een maand nauwelijks een rol spelen bij schattingen van correlatiecoëfficiënten, maar wel degelijk van invloed zijn op de fout F . Een betere benadering dan (9.11) is

$$(9.19) \quad p_i^* = \alpha p(x_i, y_i)$$

waarbij de coëfficiënt α gewoonlijk kleiner is dan 1 (systematische fouten leiden er meestal toe dat de gemeten neerslaghoeveelheid lager is dan de werkelijke neerslaghoeveelheid).

Het is mogelijk, uitgaande van (9.19), op analoge wijze als bij vergelijking (9.13) een formule voor F op te stellen, waarin systematische meetfouten verwerkt zijn. Dit leidt echter tot een weinig doorzichtige formule en is daarom achterwege gelaten. Als alternatief kan men de reeksen eerst voor systematische fouten zo goed mogelijk trachten te corrigeren.

De in de voorbeelden behandelde fout van decadesommen is een zogenaamde onvoorwaardelijke fout. Ze zegt iets over de mogelijke verschillen tussen de benaderde en de werkelijke gebiedsneerslag voor een willekeurig tijdvak van een bepaalde duur. Bij het voorbeeld van de dagsommen in figuur 9.5 is sprake van een voorwaardelijke fout. Als voorwaarde was immers gesteld dat de totale neerslaghoeveelheid in het deelgebied meer dan 2 mm moest bedragen. Men kan ook andere voorwaarden kiezen. Zo zou men bijvoorbeeld alleen die dagen in beschouwing kunnen nemen waarvoor de neerslag hoofdzakelijk in de vorm van buien valt.

Bij dagsommen kan men vele mogelijke voorwaarden kiezen. De waarde van F hangt sterk van de gestelde voorwaarde af. Dit is één van de voornaamste redenen waarom de nauwkeurigheid van gebiedsgemiddelden voor dagsommen niet nader is behandeld. Een andere reden is dat men bij dagsommen met kansverdelingen te maken krijgt, die sterk van de normale verdeling afwijken. Dit geeft problemen bij het schatten van correlatiecoëfficiënten en bij de interpretatie van de fout F .

9.3 De gebiedsreductiefactor

De extreme waarden, die in hoofdstuk 8 gegeven zijn, hebben betrekking op de neerslagsom op één punt. Voor vele toepassingen zijn echter niet puntneerslagen maar gebiedsgemiddelden van belang. Bij niet te kleine herhalings tijden zijn extremen van gebiedsgemiddelden echter kleiner dan die van puntneerslagen. Extremen van gebiedsgemiddelden worden gewoonlijk uit extremen van puntneerslagen afgeleid met behulp van de gebiedsreductiefactor (Eng.: „areal reduction factor”). Deze wordt gedefinieerd door

$$ARF = x_g / x_p$$

met x_p : puntneerslagsom bij een gegeven duur D en herhalingstijd T ,
 x_g : gebiedsgemiddelde bij dezelfde duur en herhalingstijd.

De ARF hangt af van de oppervlakte A en de vorm van het gebied, de duur D en de herhalingstijd T . Daarnaast zijn er ook nog seizoeninvloeden.

Op grond van Nederlandse gegevens kan men de ARF alleen bepalen voor duren van een dag en langer. Dit is een gevolg van het feit dat men in Nederland nooit heeft beschikt over een dicht netwerk van zelfregistrerende regenmeters. Wel zijn in het buitenland soms dergelijke netwerken operationeel geweest. De ARF-waarden in deze paragraaf zijn ontleend aan de buitenlandse literatuur.

Eerst zal de ARF als functie van de duur en de oppervlakte worden behandeld. Daarna zal de invloed van de herhalingstijd worden besproken en ten slotte zal worden ingegaan op seizoeninvloeden.

De ARF als functie van de oppervlakte en de duur. Stel dat men een bepaald gebied heeft met N regenmeters gedurende een periode van n jaren. Een veel gebruikte methode (U.S. Weather Bureau, 1957-1960) om de ARF voor een bepaalde duur te bepalen is de volgende.

- Bepaal voor elk jaar het grootste gebiedsgemiddelde voor de aangegeven duur. Laat $x_g(1)$ de grootste waarde zijn in jaar 1; $x_g(2)$ de grootste waarde in jaar 2, enz.
- Bepaal het gemiddelde jaarmaximum voor de gebiedsneerslag:

$$\bar{x}_g = \sum_{i=1}^n x_g(i) / n.$$

- Bepaal voor regenmeter 1 voor elk jaar de grootste neerslagsom bij de aangegeven duur. Noem de jaarmaxima $x_{p1}(1)$, $x_{p1}(2)$, ..., $x_{p1}(n)$.
- Bepaal de gemiddelde extreme waarde voor regenmeter 1:

$$\bar{x}_{p1} = \sum_{i=1}^n x_{p1}(i) / n.$$

- Bepaal op analoge wijze de gemiddelde jaarmaxima $\bar{x}_{p2}$, ..., $\bar{x}_{pN}$ voor de andere regenmeters
- Bepaal het gemiddelde puntextreem:

$$\bar{x}_p = \sum_{j=1}^N \bar{x}_{pj} / N.$$

- Bepaal de gebiedsreductiefactor

$$ARF = \bar{x}_g / \bar{x}_p.$$

Een kleine variant op deze methode is toegepast in het Engelse „Flood Studies Report”

NERC, 1975b. Bij de bepaling van de gebiedsreductiefactor wordt gewoonlijk uitgegaan van gebieden waarvoor de lengte-breedteverhouding ongeveer een is.

De gebiedsreductiefactoren in het Engelse „Flood Studies Report” kunnen redelijk worden benaderd met de formule

$$9.20 \quad 1 - ARF = 0.24 A^{-0.23} D^{-0.22}$$

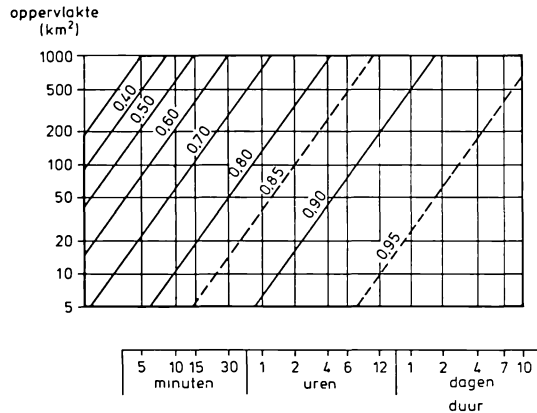
met A de oppervlakte in km^2 ,
 D de duur in minuten

Een meer ingewikkelde uitdrukking dan (9.20) wordt gegeven door Keers and Wescott (1977). Het is echter de vraag of meer ingewikkelde uitdrukkingen gerechtvaardigd zijn, gezien de geringe nauwkeurigheid waarmee waarden voor de ARF worden verkregen. Drukt men de duur in uren uit in plaats van in minuten, dan krijgt men

$$(9.21) \quad 1 - \text{ARF} = 0,066 A^{0,23} D^{-0,32}.$$

Merk op dat $\text{ARF} = 1$ als $A = 0$ (puntneerslag) of als $D \rightarrow \infty$. Daar deze vergelijking langs empirische weg is verkregen, mag men deze slechts gebruiken voor het waardengebied van A en D waarvoor de formule is afgeleid. Isolijnen van de ARF voor toelaatbare waarden van A en D zijn gegeven in figuur 9.9.

Figuur 9.9
De gebiedsreductiefactor ARF als functie van de oppervlakte en de duur. De isolijnen zijn gebaseerd op de vergelijkingen (9.20) en (9.21).



Ondanks grote klimatologische verschillen tussen de Verenigde Staten en het Verenigd Koninkrijk blijken de ARF-waarden voor beide landen redelijk overeen te komen, vooral bij durven van een dag of langer. Bovendien zijn noch in de Verenigde Staten noch in het Verenigd Koninkrijk regionale verschillen in ARF-waarden aangetoond. Men maakt daarom geen grote fout door de ARF-waarden in het Engelse „Flood Studies Report” ook in Nederland toe te passen.

De ARF als functie van de herhalingstijd. De hierboven gegeven waarden voor de ARF zijn afgeleid uit de gemiddelden van de jaarlijkse puntmaxima en de jaarlijkse gebiedsmaxima. Voor de Gumbelverdeling kan worden afgeleid dat de herhalingstijd van het gemiddelde jaarmaximum ongeveer $T_e = 2,3$ jaar is. Bij andere herhalingstijden zou men in principe andere waarden voor de ARF kunnen krijgen.

Jaarmaxima van de neerslag hebben een enigszins scheve kansverdeling. Het gemiddelde verschilt daarom ook van de mediaan, zie 7.1.3. De herhalingstijd van de mediaan is $T_e = 2$ jaar; de herhalingstijd van het gemiddelde is iets groter.

In hoeverre de ARF afhangt van de herhalingstijd is onderzocht door Bell (1976). Voor dagsommen bestudeerde Bell negen cirkelvormige gebieden met een oppervlakte van 1000 km^2 . De resultaten van het onderzoek van Bell zijn gegeven in tabel 9.3. Er zijn aanzienlijke verschillen tussen de verschillende gebieden. Dit wordt hoofdzakelijk veroorzaakt door de grote standaardafwijking van de ARF en niet door regionale verschillen. Uit de tabel

kan worden afgeleid dat de ARF kleiner wordt naarmate de herhalingsjijd groter wordt. Voor duren van één uur en twee uren vond Bell een soortgelijk verloop van de ARF. De spreiding is bij dergelijke korte duren echter nog veel groter.

Tabel 9.3 Gebiedsreductiefactor ARF voor dagsommen als functie van de herhalingsjijd, naar Bell (1976). De getallen voor de ARF hebben betrekking op cirkelvormige gebieden met een oppervlakte van 1000 km². Deze gebieden zijn gelegen in verschillende delen van het Verenigd Koninkrijk.

Nummer gebied	$T_p = 2$ jaar	$T_p = 5$ jaar	$T_p = 10$ jaar	$T_p = 20$ jaar
1	0,95	0,93	0,92	0,91
2	0,95	0,92	0,90	0,89
3	0,89	0,89	0,89	0,89
4	0,90	0,90	0,90	0,90
5	0,95	0,88	0,86	0,82
6	0,90	0,88	0,86	0,85
7	0,93	0,87	0,86	0,82
8	0,86	0,85	0,84	0,84
9	0,89	0,84	0,81	0,80
Gemiddelde	0,91	0,88	0,87	0,86

De seizoenafhankelijkheid van de ARF. Tot zover is alleen gesproken over de gebiedsreductiefactor van jaarextremen. De gegeven waarden voor de ARF kan men dus gebruiken om de extremen van puntneerslagen in de figuren 8.4 en 8.8 te herleiden tot gebiedsextremen. Bij korte duren komen de jaarmaxima vrijwel uitsluitend voor in het zomerhalfjaar en komt de ARF voor de zomerextremen nagenoeg overeen met de ARF voor de jaarextremen. Naarmate de duur langer wordt, komen jaarmaxima steeds meer voor in het winterhalfjaar, zie 8.2.1. Daarbij vertonen jaarmaxima van gebiedsneerslagen meer voorkeur voor het winterhalfjaar dan jaarmaxima van puntneerslagen. Een voorbeeld hiervan wordt gegeven in tabel 9.4. Deze tabel geeft de dagsommen van de neerslagstations van het deelgebied in figuur 9.3 voor twee dagen in 1961 waarop uitzonderlijk hoge neerslaghoeveelheden zijn gevallen. Op 29 september 1961 passeerde een koufront uit het westen. De passage van het front ging gepaard met buien en onweer. De opgevangen neerslaghoeveelheden vertoonden sterke plaatselijke verschillen. Op 18 oktober 1961 was sprake van een stormdepressie, waarvan de kern zich van Schotland naar Sleeswijk-Holstein verplaatste. Dit leidde tot langdurige neerslag met geringe plaatselijke verschillen. Nu behoort 29 september tot het zomerhalfjaar en 18 oktober tot het winterhalfjaar. Hoewel de grootste gebiedsneerslag in het winterhalfjaar is gevallen, komt bij een aantal stations de grootste puntneerslagsom voor in het zomerhalfjaar. Doordat jaarmaxima soms ook in het winterhalfjaar voorkomen, zijn er verschillen tussen de ARF van de zomerextremen en de ARF van de jaarextremen. Voor praktische toepassingen zijn deze verschillen echter niet relevant.

Tabel 9.4 Gevallen neerslaghoeveelheden (in mm) bij een aantal dicht bij elkaar gelegen stations op twee dagen in 1961 met extreme neerslag. Een x geeft aan dat de neerslaghoeveelheid het jaarmaximum is van het bewuste kalenderjaar.

Station	29 sep 1961	18 okt 1961
Heemstede	51,0 x	26,0
Sassenheim	41,1 x	30,3
Lijnden	19,5	30,2 x
Hoofddorp	31,7	37,7 x
Oude Wetering	14,6	36,0 x
Lisse	42,2 x	38,9
Aalsmeer	14,9	37,7 x
Gemiddelde	30,7	33,8 x

Hoewel men de ARF-waarden in figuur 9.9 ook mag toepassen voor zomerextremen, geldt dit niet voor winterextremen. In 9.2.2 werd aangetoond dat in de winter de correlatiecoëfficiënt veel langzamer afneemt met de afstand dan in de zomer. Men mag daarom verwachten dat in de winter de ARF minder van 1 verschilt dan in de zomer. Dat dit inderdaad zo is, blijkt uit het volgende voorbeeld.

Voor het deelgebied in figuur 9.3 ($A = 400 \text{ km}^2$) krijgt men met behulp van (9.21) voor dagsommen $\text{ARF} = 0,91$. Uit de neerslaggegevens voor het tijdvak 1958-1969 volgt voor het winterhalfjaar $\text{ARF} = 0,98$ en voor het zomerhalfjaar $\text{ARF} = 0,92$. De laatste waarde komt redelijk overeen met hetgeen uit (9.21) wordt gevonden. Voor het winterhalfjaar is de ARF echter veel groter en verschilt nauwelijks van 1. Het is daarom aan te bevelen voor gebieden kleiner dan 1000 km^2 bij de puntextremen van het winterhalfjaar in figuur 8.5 helemaal geen gebiedsreductiefactor toe te passen om gebiedsextremen te verkrijgen.

BIJLAGEN

A Stationsbeschrijvingen

In deze bijlage zijn van een aantal meteorologische stations bijzonderheden over de geschiedenis van de waarnemingen vermeld. Tevens worden opmerkingen gemaakt over de betrouwbaarheid van de waarnemingen en de homogeniteit van de reeksen. Het onderzoek naar de homogeniteit van langjarige klimatologische reeksen ondervond vele problemen, waarbij tal van statistische overwegingen een rol speelden. Hoewel het onderzoek nog niet is afgerond, is het in dit stadium wel mogelijk de meeste grote inhomogeniteiten aan te geven. Over de oorzaak van gevonden inhomogeniteiten is in enkele gevallen niets bekend. Bij neerslagreeksen wordt dit veelal veroorzaakt door de geringe informatie over de meetopstelling en de situatie van het waarnemingsterrein in vroegere jaren. Bij reeksen van de Penmanverdamping moet nog een nader onderzoek plaatsvinden naar de homogeniteit van de reeksen van de invoergegevens.

In A1 wordt informatie gegeven over zelfregistrerende regenmeters, die in De Bilt in gebruik zijn geweest. In A2 worden neerslagwaarnemingen behandeld van stations waarvoor langjarige reeksen van dagsommen op magneetband beschikbaar zijn. Het betreft hier de 24 geselecteerde stations waarvoor frequentieverdelingen van k -daagse sommen zijn uitgegeven. Tenslotte worden in A3 bijzonderheden vermeld over 12 langjarige reeksen van de Penmanverdamping.

A1 Bijzonderheden over zelfregistrerende regenmeters in De Bilt

In de Bilt zijn in de loop der jaren verschillende typen zelfregistrerende regenmeters in gebruik geweest. Een overzicht van de gebruikte typen is gegeven in tabel A1.

Bij de pluviograaf volgens het „tuimelbakjes-type” wordt het gewicht van de opgevangen neerslag in het verzamelbakje continu geregistreerd. Na elke 10 mm neerslag kantelt het verzamelbakje om en keert de pen terug naar de nulstand.

Bij de pluviograaf volgens het „vlotter-type” wordt de stand van een vlotter geregistreerd, die zich in de verzamelbak bevindt. Door middel van een hevelsysteem wordt de verzamelbak na elke 10 mm neerslag geleegd.

De oudste pluviograafwaarnemingen zijn weinig betrouwbaar. De door Olland vervaardigde zelfregistrerende regenmeter werd in september 1903 buiten gebruik gesteld daar de verschillen met de gewone regenmeter vaak zeer groot waren. De omgebouwde pluviograaf werd in oktober 1916 weer in gebruik genomen en was behoudens een kleine onderbreking (veroorzaakt door een defect aan het verwarmingssysteem) tot juni 1954 in bedrijf.

Uit de tabel leest men af dat een waarnemingsinterval van 1 uur overeenkomt met 12 of 16 mm op de registreerstrook. Bij het bepalen van regenintensiteiten voor duren van 5 minuten heeft men dus te maken met afstanden van ongeveer 1 mm op de registreerstrook. Door deze korte afstand is het vaak zeer moeilijk om de regenintensiteit voor korte duren vast te stellen.

Tabel A1 Overzicht van typen pluviografen in De Bilt.

Type	Tijdvak(ken)	1 mm regen	1 uur
		op papierstrook	
1. Tuimelbakje (Olland)	t/m 6-9-1903 13-10-1916 t/m 26-11-1952 3-12-1952 t/m 15- 6-1954	7,5 mm 7,5 7,5	12 mm 12 12
2. Vlotter (Hellmann)	7- 9-1903 t/m 12-10-1916	7,8	16
3. Vlotter (Hauer)	27-11-1952 t/m 2-12-1952 16- 6-1954 t/m 31-12-1954 vanaf 1-1-1955	7,5 7,5 7,5	12 12 16

In april 1945 werden geen waarnemingen verricht. Aanvulling van de ontbrekende waarnemingen heeft niet plaatsgevonden.

Hoewel bij het meten van neerslag met zelfregistrerende regenmeters veel fouten gemaakt kunnen worden zijn er vanaf 1906 geen duidelijke aanwijzingen voor inhomogeniteiten in de reeks van De Bilt.

A2 Stations met langjarige reeksen van dagsommen van de neerslag

De frequentieboeken van de 24 geselecteerde stations hebben betrekking op het tijdvak voor 1954. De dagsommen waarop de frequentietabellen berusten zijn op magneetband vastgelegd (CODE2X tape). Daar de neerslagsommen van alle stations vanaf 1951 op magneetband (REGEN tape) staan kan men dus voor de 24 stations op vrij eenvoudige wijze over complete reeksen van dagsommen beschikken.

De ligging van de stations is gegeven in figuur A1. In tabel A2 is aangegeven wanneer de verlaging van de opstellingshoogte van 1,50 m naar 0,40 m heeft plaatsgevonden. Door deze verlaging van de opstellingshoogte zijn de reeksen in principe niet homogeen (zie 3.2.1). Enige indruk van de grootte van de hierdoor veroorzaakte inhomogeniteit kan men verkrijgen uit de factoren, die Braak toepaste om het gemiddelde van de waarnemingen voor het tijdvak 1891-1930 (hoogte regenmeter $\pm 1,50$ m) te herleiden tot gemiddelden, die zouden gelden indien de waarnemingen met een grondregenmeter waren gedaan (zie tabel A2). Door zijn inspectiebezoeken had Braak een redelijke indruk van de terreinsituatie van de verschillende stations, waardoor hij mede op grond van zijn onderzoeken een ruwe indruk had van de grootte van het windeffect. Om de gemiddelde gemeten neerslaghoeveelheid met een regenmeter op 1,50 m te herleiden tot een gemiddelde voor een regenmeter op 0,40 m is echter een kleinere factor nodig dan die door Braak gegeven. Uit de tabellen 3.1 en 3.2 blijkt dat bij verlaging van 1,50 m naar 0,40 m de windfout ongeveer gehalveerd wordt. Behalve voor enkele weinig beschutte kuststations is de grootte van de inhomogeniteit veroorzaakt door de verlaging van de opstellingshoogte dus zeer gering.

*Figuur A1
Ligging van 24 geselecteerde stations met langjarige neerslagwaarnemingen.*



In tabel A2 zijn tevens nog bijzonderheden vermeld over aangevulde waarden. Een aangevulde waarde kan zijn oorsprong vinden in een meerdaagse som of een ontbrekende waarde. Dit laatste kan een gevolg zijn van een onderbreking van de waarnemingen op een station (bijvoorbeeld bij het overlijden van een waarnemer), maar het kan ook gebeuren dat de waarneming verloren is gegaan.

Op de CODE2X tape zijn aangevulde waarden veelal een gevolg van onderbrekingen van de waarnemingen. Alle ontbrekende waarden zijn aangevuld. De data waarvoor waarnemingen zijn aangevuld staan vermeld in de frequentieboeken. Bij de REGEN tape zijn ontbrekende waarden niet aangevuld, indien de onderbreking langer dan 10 dagen heeft geduurd. Dit soort onderbrekingen komt voor bij de stations West-Terschelling, Ter Apel, Heerde, Denekamp, Arnhem, Kerkwerpe, Helmond en Roermond. Bij de meeste gevallen betreft het hier één of twee onderbrekingen van een maand; bij Heerde, Denekamp en Kerkwerpe gaat het echter om langere onderbrekingen.

Als aanvulling van een ontbrekende waarde werd vroeger meestal de neerslagsom van een nabijgelegen station genomen; tegenwoordig neemt men een gewogen gemiddelde van omliggende stations. Bij de CODE2X tape is het aanvullen van ontbrekende waarden en het splitsen van meerdaagse sommen minder zorgvuldig geschied dan bij de REGEN tape. Daarnaast zijn de gegevens op de CODE2X tape nooit uitvoerig gecontroleerd. Deze tape is daarom slechts in beperkte mate bruikbaar als men stations onderling wil vergelijken.

Tabel A2 Bijzonderheden over 24 geselecteerde stations met langjarige neerslagwaarnemingen. De factor f geeft de door Braak aanbevolen correctie aan om de gemiddelde neerslagsommen voor het tijdvak 1891-1930 te corrigeren voor het windeffect.

Station	Datum verlaging 1,50 naar 0,40 m	f	Percentage aangevulde waarden		
			CODE2X tape	REGEN tape (1951-1979)	
				Ontbrekend	Meerdaagse som
Den Helder/ De Kooy	feb 1946	1,09	3,9	0,0	0,0
West-Terschelling	aug 1953*	1,05	7,3	0,4	3,0
Lemmer	apr 1946	1,04	8,2	0,1	0,1
Leeuwarden	feb 1950	1,04	1,6	0,0	0,0
Groningen	jan 1946	1,05	0,2	0,1	1,0
Ter Apel	jan 1946	1,05	2,3	0,3	1,8
Hoorn	nov 1946	1,06	1,0	0,0	0,0
Dwingeloo	feb 1946	—	1,9	0,7	4,3
Heerde	jan 1946	1,03	4,0	0,2	2,8
Denekamp	mei 1948	1,03	4,9	1,5	6,7
Hoofddorp	mrt 1947	1,05	2,7	0,1	1,0
Scheveningen	jan 1946	1,09	0,8	0,0	0,1
Utrecht	apr 1948	1,07	0,8	2,5	2,9
Arnhem	jan 1946	1,04	2,8	0,2	1,0
Putten	apr 1950	1,03	3,3	1,3	3,1
Winterswijk	jan 1946	1,04	2,4	0,0	0,1
Vlissingen	okt 1947	1,08	0,8	0,0	0,0
Kerkwerpe	jul 1946	1,12	3,7	0,2	0,4
Axel	mrt 1951*	1,04	0,0	0,0	0,3
Heusden	—	1,04	2,5	—	—
Oudenbosch	okt 1945	1,04	0,2	0,1	0,4
Helmond	mei 1947	1,04	2,1	0,5	0,6
Roermond	jun 1947	1,03	4,9	0,7	5,4
Maastricht	jul 1951	1,03	0,1	0,1	0,0

* Verlaging is in twee fasen geschied (zie beschrijvingen per station).

Veel meerdaagse sommen en voor een deel ook ontbrekende waarnemingen wijzen meestal op minder zorgvuldige waarnemers. Uit ervaring is bekend dat minder betrouwbare waarnemers kleine neerslaghoeveelheden veelal als nullen noteren. Hierdoor komt het bij langjarige reeksen vaak voor dat in een bepaald tijdvak het aantal natte dagen verdacht laag is. Een homogeniteitsonderzoek met betrekking tot het aantal natte dagen heeft als resultaat gegeven dat alleen de reeksen van Den Helder, Leeuwarden, Utrecht, Arnhem, Axel en Oudenbosch over de gehele meetperiode redelijk homogeen zijn. Hierbij is een dag als nat opgevat indien

de gemeten neerslaghoeveelheid minstens 0,3 mm bedroeg (kleinere hoeveelheden kunnen ook het gevolg zijn van dauw of mist). Sterk inhomogeen zijn de reeksen van Lemmer en Putten.

Beschrijvingen per station

Den Helder/De Kooy De waarnemingen in Den Helder vingen aan op 1 augustus 1843. Vermoedelijk bevond de rand van de regenmeter zich aanvankelijk op 2,30 m boven het maaiveld; vanaf 1 juli 1896 op 1,50 m. Tot het einde van de 19e eeuw werd gemeten met een instrument waarvan de oppervlakte 1 m² bedroeg. Bij de verlaging van de opstellingshoogte naar 0,40 m werd de regenmeter in de Engelse opstelling geplaatst.

Verplaatsingen deden zich voor in mei 1909 en juni 1916. Op 1 augustus 1972 werden de waarnemingen in Den Helder beëindigd en voortgezet in De Kooy. Voor het tijdvak maart 1958-juli 1972 bestaan er echter gelijktijdige waarnemingen. Uit een vergelijking van deze waarnemingen is gebleken dat de gemiddelde neerslaghoeveelheid in De Kooy ongeveer 4% hoger is dan in Den Helder.

Het gemiddelde voor het tijdvak 1905-1935 is laag (639 mm; normaal 758 mm). Er zijn geen duidelijke oorzaken voor deze inhomogeniteit aan te wijzen.

West-Terschelling De oudste waarnemingen zijn van het regenstation Terschelling. Het station West-Terschelling werd opgericht op 1 maart 1885.

Over de aanvankelijke opstelling en het gebruikte instrument is niets bekend. In december 1946 werd de hoogte van de regenmeter gebracht op 0,50 m; de verlaging naar 0,40 m vond plaats in augustus 1953. Het station werd verplaatst in januari 1938, januari en november 1946 en februari 1965. Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten.

Lemmer De reeks van Lemmer bestaat uit waarnemingen van het regenstation Lemmer (1 maart 1879-juli 1941) en het regenstation Tacoziyl (vanaf augustus 1941). Voor het tijdvak februari 1926-juli 1941 zijn er gelijktijdige waarnemingen, die aanzienlijke verschillen geven (het jaargemiddelde van het station Tacoziyl is ongeveer 75 mm lager).

De reeks is sterk inhomogeen en van geringe kwaliteit.

Leeuwarden Aanvankelijk was Leeuwarden een termijnstation. Volgens de termijn tabellen was van januari 1894 t/m oktober 1900 de hoogte van de rand van de regenmeter 1,48 m; daarna 1,50 m. Het termijnstation werd in 1920 opgeheven, maar de regenwaarnemingen werden voortgezet bij het gebouw van de Provinciale Waterstaat. Vanaf 28 november 1950 vinden de waarnemingen plaats op de vliegbasis Leeuwarden. Sinds 1 juni 1974 worden de dagsommen van Leeuwarden ontleend aan metingen met een elektrische regenmeter (type Hellmann, fabrikaat Thiess), waarvan de rand zich 90 cm boven het maaiveld bevindt. Hoewel er ook dagelijkse aftappingen met een gewone regenmeter op 40 cm hoogte worden verricht zijn de gegevens van de elektrische regenmeter hierop niet gecorrigeerd.

De regenmeter bij het gebouw van de Provinciale Waterstaat was sterk ingesloten door bomen en gebouwen. Op 14 september 1935 werd naar aanleiding van een inspectiebezoek de regenmeter drie meter verplaatst om een zo gunstig mogelijke opstelling te verkrijgen. Uit een vergelijking met de stations Makkum en Sint-Annaparochie voor de tijdvakken 1911-1919 en 1921-1930 blijkt dat het jaargemiddelde van Leeuwarden voor het laatste tijdvak ongeveer 40 mm te laag is.

Voor het tijdvak juni 1974-oktober 1977 zijn de waarnemingen van de gewone regenmeter verloren gegaan. Vergelijkt men de metingen van de elektrische regenmeter met die van de gewone regenmeter voor het tijdvak november 1977-februari 1980, dan blijkt het tekort van de elektrische regenmeter 12% te zijn in het winterhalfjaar en 8% in het zomerhalfjaar.

Groningen De oudste waarnemingen in Groningen dateren uit maart 1839. De waarnemingen werden verricht in de Hortus; sedert 12 oktober 1850 bij het Academiegebouw. De rand van de regenmeter bevond zich vermoedelijk op 1,30 m boven het maaiveld. Sinds 1906 werden de waarnemingen verricht in de tuin van het fysisch laboratorium (op ongeveer 2 km afstand van het Academiegebouw). Het hoofdstation Groningen werd op 1 februari 1952 opgeheven. Wel werden temperatuur- en regenwaarnemingen door het Nieuwsblad van het Noorden voortgezet (Pelleboer, 1977). Het officiële regenstation van het KNMI bevond zich sinds februari 1952 elders in Groningen en werd in juni 1968 naar de gemeente Haren verplaatst. Daar de waarnemingen voor 1906 minder betrouwbaar bleken, werden deze niet in het frequentieboek van de *k*-daagse sommen opgenomen. Voor het tijdvak 1952-1976 blijkt het jaargemiddelde van de KNMI-reeks ongeveer 50 mm hoger te zijn dan het jaargemiddelde van de reeks die door Pelleboer gepubliceerd is.

Ter Apel Over de aanvankelijke opstelling en het gebruikte instrument is niets bekend. Het station werd verplaatst in mei 1922, oktober 1962 en november 1966. Daarnaast werd de regenmeter vele malen over korte afstand verplaatst (november 1916, mei 1935, september 1951, februari 1953, september 1957). Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten.

Hoorn Aanvankelijk was Hoorn een regenstation. Van de situatie van het waarnemingsterrein is niets bekend. In december 1904 werd op het terrein van het landbouwproefstation een termijnstation opgericht. Van november 1946 tot september 1948 werden de waarnemingen tijdelijk verricht op een terrein van het slachthuis. De neerslagsommen van het regenstation zijn vermoedelijk te laag. Het gemiddelde voor het tijdvak 1884-1904 is 618 mm (normaal 786 mm). Er zijn geen aanwijzingen voor inhomogeniteiten in de reeks van het termijnstation Hoorn.

Dwingeloo Er bestaan waarnemingen voor het tijdvak oktober 1891-juni 1893. Een continue reeks van waarnemingen is echter in oktober 1911 begonnen. Het station werd in oktober 1955 verplaatst. Hoewel de waarnemingen van 1911 tot 1955 steeds op hetzelfde terrein werden verricht is de omgeving enige malen gewijzigd. Uit een vergelijking met omringende stations (Appelscha, Frederiksoord) voor het tijdvak 1912-1945 blijkt dat het jaargemiddelde voor het tijdvak tot 1925 ongeveer 70 mm te laag is. De oorzaak van deze inhomogeniteit is niet bekend.

Heerde De waarnemingen in Heerde vingen aan op 1 september 1892. Van 30 november 1950 tot 17 april 1952 werden de waarnemingen onderbroken. Na deze onderbreking werden de waarnemingen op een andere plaats voortgezet. Het station werd bovendien nog verplaatst in juli 1927, juni 1936, november 1953 en september 1970. Ondanks de vele verplaatsingen zijn er geen duidelijke aanwijzingen voor inhomogeniteiten.

- Denekamp** De waarnemingen in Denekamp vingen aan op 1 september 1904. Van de aanvankelijke situatie van het waarnemingsterrein is niets bekend. Het station werd verplaatst in mei 1922, september 1954, mei 1960 en augustus 1973. Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten.
- Hoofddorp** De waarnemingen in Hoofddorp vingen aan in februari 1861. De regenmeter had een vierkante opvangtrechter met een oppervlakte van 400 cm². De hoogte van de rand bedroeg 1,55 m. De standaardregenmeter werd ingevoerd in oktober 1907. Het station werd verplaatst in oktober 1913, januari 1961 en januari 1973. Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten.
- Scheveningen** Over de aanvankelijke opstelling en het gebruikte instrument is niets bekend. Sinds mei 1905 staat de regenmeter op het terrein van de Duinwaterleiding Scheveningen opgesteld. Bij de verlaging van de opstellingshoogte naar 0,40 m werd de regenmeter in de Engelse opstelling geplaatst. De neerslagreeks blijkt niet homogeen te zijn. Vooral het gemiddelde voor het tijdvak 1877-1906 is laag (660 mm; normaal 795 mm). Er zijn echter geen duidelijke oorzaken voor deze inhomogeniteit aan te wijzen.
- Utrecht** De reeks bestaat uit waarnemingen van het vroegere hoofd-observatorium Sonnenborgh (januari 1849-december 1898) en uit waarnemingen van het regenstation Utrecht (september 1919-juli 1959). De hoogte van de rand van de regenmeter bedroeg aanvankelijk 1 m. Vanaf 1883 tot december 1895 bevond de rand zich op een hoogte van 15,10 m; sinds december 1895 op 1,50 m. Ondanks de abnormale opstelling tegen het einde van de vorige eeuw blijkt er geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten te zijn.
- Arnhem** De gegevens van het tijdvak maart 1867-maart 1880 zijn gegevens van het regenstation Velp. Er zijn geen bijzonderheden bekend over het gebruikte instrument en de situatie van het waarnemingsterrein. De waarnemingen te Arnhem vingen aan op 6 juni 1906. De regenmeter bevond zich op een open terrein aan de haven; de hoogte van de rand bedroeg ongeveer 2,5 à 3,0 m. Een aanmerkelijke verbetering van de opstelling vond plaats bij een verplaatsing in januari 1926. Uit een vergelijking met omringende stations (Wageningen, Oranje Nassau Oord, Doetinchem) voor het tijdvak 1907-1945 blijkt dat het jaargemiddelde van de metingen aan de haven voor het tijdvak tot 1926 ongeveer 70 mm te laag is. De waarnemingen voor het tijdvak januari 1951-juni 1952 zijn onbetrouwbaar door enige lekkage van de regenmeter. Betrouwbare naburige regenstations zijn Oosterbeek en Velp.
- Putten** De waarnemingen in Putten vingen aan op 1 maart 1867. In het stationsarchief is geen informatie bekend over de situatie van het waarnemingsterrein voor mei 1949. De reeks is inhomogeen en van matige kwaliteit.
- Winterswijk** De waarnemingen in Winterswijk vingen aan op 1 juli 1880. Volgens de jaarboeken van het KNMI was de hoogte van de rand van de regenmeter aanvankelijk 1,50 m. Van 1901 tot juli 1904 was de hoogte van de regenmeter echter tijdelijk 2,20 m. Het station werd verplaatst in januari 1904, september 1907, april 1923, maart 1940 en april 1977. Van 30 september 1944 tot 21 april 1945 werden de waarnemingen tijdelijk in Meddo verricht. Er zijn geen aanwijzingen voor inhomogeniteiten in de reeks.

- Vlissingen** De waarnemingen in Vlissingen vingen aan op 4 januari 1855. Gedurende lange tijd stond de regenmeter op het dak van het observatorium (ongeveer 8 tot 10 m boven de grond). In november 1905 werd er een regenmeter geplaatst op 1,50 m hoogte. Uit een vergelijkend onderzoek van een jaar bleek dat de regenmeter op het dak ongeveer 20% te weinig neerslag opving. Bij de verlaging van de opstellingshoogte naar 0,40 m werd de regenmeter in de Engelse opstelling geplaatst. Van 15 augustus 1947 t/m 30 april 1958 werden de waarnemingen in West-Souburg verricht. Andere verplaatsingen deden zich voor in januari 1928, november 1929 of januari 1930, november 1943 en augustus 1945. Van 27 april 1961-12 oktober 1961 werden de waarnemingen tijdelijk op een ander terrein verricht. De regenmeter bevond zich gedurende deze korte periode niet in de Engelse opstelling. Wegens de abnormale opstelling werden de cijfers van voor november 1905 niet in het frequentieboek van de *k*-daagse sommen opgenomen. Uit een vergelijking met omringende stations (Sint-Kruis, Ossensisse, Kapelle, Krabbendijke, Noordgouwe, Haamstede en Brouwershaven) voor de tijdvakken 1912-1927 en 1930-1941 blijkt dat het jaargemiddelde voor het laatste tijdvak ongeveer 50 mm te laag is. Deze inhomogeniteit is vermoedelijk veroorzaakt door één van de verplaatsingen in het tijdvak 1928-1930. Het feit dat de waarnemingen tijdelijk in West-Souburg verricht werden heeft slechts geringe invloed op de homogeniteit van de reeks.
- Kerkwerve** Over de aanvankelijke opstelling en het gebruikte instrument is niets bekend. Vanaf juni 1902 werd gemeten met de standaard-regenmeter. In december 1936 werd de regenmeter op een meer beschutte plaats opgesteld. Het station werd verplaatst in maart 1959. Het gemiddelde voor het tijdvak 1879-1909 is laag (625 mm; normaal 724 mm). Daarnaast heeft vermoedelijk de verplaatsing in 1959 tot een geringe afname van de opgevangen neerslaghoeveelheid geleid.
- Axel** Van de aanvankelijke situatie van het waarnemingsterrein is niets bekend. In januari 1909 werd de regenmeter verplaatst en vanaf die datum zijn situatieschetsen in het stationsarchief aanwezig. Het station werd verplaatst in maart 1946. Hoewel in 1946 verzocht was de regenmeter op 0,40 m te plaatsen bleek bij een inspectiebezoek in 1951 de hoogte van de rand 1,0 m te zijn. Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten.
- Heusden** Over de aanvankelijke opstelling en het gebruikte instrument is niets bekend. Het stationsarchief vermeldt dat de regenmeter verplaatst werd in november 1910, augustus 1919, juni 1933 en juli 1934. Er zijn geen aanwijzingen voor inhomogeniteiten in de reeks.
- Oudenbosch** Aanvankelijk was Oudenbosch een regenstation, sinds 1893 een termijnstation. In de beginperiode varieerde de hoogte van de regenmeter van 0,95 tot 1,20 m. De standaardregenmeter met een opstellingshoogte van 1,50 m werd in december 1904 ingevoerd. Het station werd verplaatst in juni 1966. In september 1904 werd de regenmeter over korte afstand verplaatst, daar bij een inspectiebezoek bleek dat de meter te dicht bij een reeks bomen stond. Vanwege deze minder gunstige opstelling zijn de waarnemingen in het tijdvak 1893-1904 onbetrouwbaar. Er zijn geen duidelijke aanwijzingen voor andere inhomogeniteiten in de reeks.

Helmond In Helmond werden tijdelijk waarnemingen verricht gedurende het tijdvak januari 1869-juli 1872. Over de opstelling en het gebruikte instrument is niets bekend. Een continue reeks van waarnemingen begon in maart 1880. Het station werd verplaatst in februari 1946 en mei 1974. Het gemiddelde voor het tijdvak 1946-1974 is vermoedelijk te laag door de minder gunstige opstelling.

Roermond Over de aanvankelijke opstelling en het gebruikte instrument is niets bekend. Het station werd verplaatst in mei 1957, april 1971, april 1972 en vermoedelijk ook in januari 1902. Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten.

Maastricht De neerslagreeks van Maastricht bestaat uit gegevens van drie stations: hoofdstation aan de Helmstraat (mei 1852-1946), regenstation nr. 972 (1947-1951) en het termijnstation Caberg (vanaf 1952). Op het hoofdstation werd lange tijd met twee regenmeters gemeten: één regenmeter in de tuin en één regenmeter op het dak (later op de toren). De rand van de regenmeter in de tuin stond aanvankelijk op 2 m, vanaf mei 1904 op 1,5 m. De regenmetingen in de tuin werden tussen 1916 en 1930 beëindigd. De regenmetingen op het dak (hoogte 14,7 m) vingen aan in augustus 1868. Sinds mei 1904 was de regenmeter op een toren geplaatst (vermoedelijke hoogte 29,6 m). Bij de opheffing van het hoofdstation Maastricht (31 december 1952) werden de regenmetingen op de toren beëindigd. Het regenstation 972 functioneerde van 28 november 1946 tot 11 november 1956. Het station werd in november 1948 verplaatst. Regenwaarnemingen op het termijnstation Caberg vingen aan op 1 juli 1951. Bij het samenstellen van het frequentieboek van *k*-daagse sommen werd zoveel mogelijk gebruik gemaakt van de regenmeter met de laagste opstellingshoogte. Desondanks is de reeks sterk inhomogeen. Voor het tijdvak 1853-1903 is het jaargemiddelde van de regenmeter in de tuin slechts 584 mm. Uit een vergelijking met een regenkaart van België stelde Hartman (1913) vast dat het jaargemiddelde voor Maastricht ongeveer 675 mm moest zijn (het 1947-1977 gemiddelde is 754 mm). Voor het tijdvak 1930-1946 (en mogelijk ook een deel van het tijdvak 1916-1929) bestaat de neerslagreeks uit gegevens die op de toren gemeten zijn. Een vergelijking tussen deze neerslagcijfers en de gegevens van het regenstation 972 is mogelijk voor het tijdvak 1946-1952. Het jaargemiddelde van het regenstation blijkt 116 mm hoger te zijn. Er blijken geen grote verschillen te zijn tussen het regenstation 972 en het termijnstation Caberg.

A3 Stations met langjarige reeksen van maandsommen van de Penmanverdamping

In Nederland beschikken we thans over 12 langjarige reeksen van de berekende openwaterverdamping. Elke reeks begint in 1911 en kan opgebouwd zijn uit gegevens van verschillende stations. De stations waarop de reeksen betrekking hebben zijn gegeven in figuur A2.

In hoofdstuk 5 werd uiteengezet hoe de verschillende invoergegevens voor de berekening van de Penmanverdamping verkregen werden. Hieronder volgt een opsomming van enkele bijzonderheden van de meetstations waaraan deze gegevens ontleend zijn. Daar de reeksen van de Penmanverdamping in 1911 beginnen, zijn geen bijzonderheden vermeld over het tijdvak voor 1911. Een deel van de beschrijvingen is overgenomen uit een publikatie van De Bruin (1979).

Figuur A2
Ligging van de stations
waarop de 12 langjarige
reeksen van Penman's
openwaterverdamping
betrekking hebben.



Beschrijvingen per station

Den Helder/De Kooy De reeks is opgebouwd uit gegevens van Den Helder (1911-juli 1972) en De Kooy (vanaf augustus 1972).

De natte- en droge-boltemperatuur werden aanvankelijk in een ongeventileerde hut gemeten; sinds maart 1948 in een geventileerde hut. De hoogte van de thermometers werd in november 1961 verlaagd tot 1,50 m. In maart 1966 werd een nieuw model hut met krachtiger ventilatiemotor in gebruik genomen.

De zonneshijnduurgegevens werden gecorrigeerd als aangegeven door Braak (1937).

Met ingang van 1954 worden de windgegevens aan het station zelf ontleend. In Den Helder werd de windsnelheid gemeten met een Dines-pitot-anemometer (hoogte 14 m), terwijl in De Kooy van een cupanemometer (hoogte 10 m) gebruik werd gemaakt.

In tegenstelling tot de neerslag bestaan er aanzienlijke verschillen in de berekende Penmanverdamping tussen Den Helder en De Kooy. Zo was in het extreem droge jaar 1976 de jaarsom van de Penmanverdamping van De Kooy lager dan de normaal van Den Helder, terwijl voor andere stations in Nederland de Penmanverdamping in 1976 duidelijk hoger was dan de normaal.

Leeuwarden/Akkrum/ Rottum/Joure/ Leeuwarden	De reeks is verkregen uit gegevens van de volgende stations	
	Leeuwarden	van 1-1-1911 t/m 31- 5-1920
	Akkrum	van 1-7-1920 t/m 26- 3-1937
	Rottum	van 27-3-1937 t/m 10- 5-1948
	Joure	van 11-5-1948 t/m 31-12-1960
	Leeuwarden (vliegbasis)	vanaf 1-1-1961.

De Penmanverdamping van juni 1920 is een aangevulde waarde. Het station Akkrum werd in mei 1927 verplaatst.

De natte- en droge-boltemperatuur werden aanvankelijk gemeten in een ongeventileerde hut, waarin de thermometers zich 2,20 m boven maaiveld bevonden. Op de vliegbasis Leeuwarden werden de natte- en droge-boltemperatuur gemeten in een geventileerde hut. De hoogte van de thermometers bedroeg hier 1,50 m. In december 1971 werd op de vliegbasis Leeuwarden een nieuw terrein in gebruik genomen. Op dit terrein wordt de temperatuur met een weerstandsthermometer gemeten en de relatieve vochtigheid met een elektrische haarhygrometer.

Sinds de overgang naar de vliegbasis Leeuwarden worden gegevens van de wind en van de zonneshijnduur ter plaatse verkregen. De wind wordt gemeten met een cupanemometer op een 10 m hoge mast. In april 1967 en december 1971 werden op een andere plaats nieuwe meetmasten in gebruik genomen.

Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten in de reeks.

Groningen/Eelde	De reeks is opgebouwd uit gegevens van Groningen (1911-januari 1952) en Eelde (vanaf februari 1952).
-----------------	--

Aanvankelijk werden natte- en droge-boltemperatuur gemeten in een ongeventileerde hut. Sinds maart 1948 wordt de hut kunstmatig geventileerd. In juli 1959 werd de hoogte van de thermometers verlaagd van 2,20 m naar 1,50 m. Thans wordt de relatieve vochtigheid ontleend aan metingen met een elektrische haarhygrometer.

Met ingang van 1954 worden de windgegevens aan het station zelf ontleend. Tot juli 1956 werd de windsnelheid op een toren (hoogte 14,8 m) gemeten met een Dines-pitot-anemometer. Vanaf juli 1956 wordt gebruik gemaakt van een cupanemometer. De hoogte van de meetmast bedroeg 10 m met uitzondering van het tijdvak augustus 1960-mei 1966 toen de meetmast 12 m hoog was. In maart 1973 werd een nieuw terrein met nieuwe apparatuur in gebruik genomen.

De reeks Groningen-Eelde is niet homogeen. Voor het zomerhalfjaar is de gemiddelde berekende Penmanverdamping voor Eelde ongeveer 45 mm lager dan die voor Groningen. De juiste oorzaken hiervan zijn nog onduidelijk.

Hoorn	De natte- en droge-boltemperatuur worden gemeten in een ongeventileerde hut. Tot mei 1961 bevonden de thermometers zich op 2,20 m boven het maaiveld; daarna op 1,50 m.
-------	---

De reeks van Hoorn is niet homogeen. In april 1932 bleek dat de opgegeven waarden van de relatieve vochtigheid ongeveer 5% te hoog waren. De berekende verdampingscijfers voor het tijdvak 1911-april 1932 zijn dan ook te laag.

Avereest/Den Hulst/ Wijster/Witteveen/ Dedemsvaart	De reeks is verkregen uit gegevens van de volgende stations	
	Avereest	van 1- 1-1911 t/m 30- 9-1924
	Den Hulst	van 1-10-1924 t/m 31- 3-1928
	Wijster	van 1- 4-1928 t/m 31-12-1949
	Witteveen	van 1- 1-1950 t/m 31-12-1960
	Dedemsvaart	vanaf 1-1-1961.

Het station Dedemsvaart werd in juni 1971 verplaatst.

De natte- en droge-boltemperatuur worden gemeten in een ongeventileerde hut. De verandering van meethoogte van 2,20 m naar 1,50 m vond plaats in mei 1961.

Sinds januari 1961 wordt de zonneshijn ter plaatse (Dedemsvaart) gemeten. Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten in de reeks.

Katwijk/Naaldwijk/ Hoek van Holland	De reeks is verkregen uit gegevens van de volgende stations
	Katwijk aan de Rijn van 1- 1-1911 t/m 31-12-1927
	Naaldwijk (Zuidweg) van 29- 1-1928 t/m 30- 9-1964
	Naaldwijk (Galgeweg) van 1-10-1964 t/m 31-12-1976
	Hoek van Holland (Molenpad) vanaf 1-1-1977.

De Penmanverdamping van januari 1928 is een aangevulde waarde.

De natte- en droge-boltemperatuur worden gemeten in een ongeventileerde hut. De verandering van meethoogte van 2,20 m naar 1,50 m vond plaats in december 1961.

De reeks is niet homogeen. Voor het zomerhalfjaar is het gemiddelde van het tijdvak 1911-1920 ruim 50 mm lager dan het gemiddelde van het tijdvak 1921-1975. De juiste oorzaak hiervan is nog niet duidelijk.

De Bilt Tot september 1950 is een thermometerhut van afwijkend model in gebruik geweest. In september 1950 werd het standaardtype hut in gebruik genomen. Deze hut werd kunstmatig geventileerd. De verlaging van de thermometers van 2,20 m naar 1,50 m vond plaats in juni 1961. Met ingang van januari 1971 wordt de relatieve vochtigheid ontleend aan metingen met een elektrische haarhygrometer.

De windsnelheid werd gemeten met een cupanemometer. Deze was tot januari 1953 geplaatst op een toren van open constructie (hoogte 37,6 m) en van januari 1953 tot januari 1961 op een gesloten toren (hoogte 38,0 m). Vanaf januari 1961 worden de metingen boven een nabijgelegen terrein op 10 m hoogte uitgevoerd.

Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten in de reeks.

Winterswijk De temperatuur en relatieve vochtigheid worden gemeten in een ongeventileerde hut. De verandering van meethoogte van 2,20 m naar 1,50 m vond plaats in mei 1961. Vanaf juli 1952 wordt elders in Winterswijk (dus niet op het terrein van de thermometerhut) de zonneshijnduur gemeten. De windsnelheid wordt op dit station niet gemeten. Met ingang van 1954 wordt dit gegeven ontleend aan het naburige Bocholt (Duitsland). Voor verplaatsingen van het station geldt hetzelfde als bij de neerslag. Er zijn geen aanwijzingen voor inhomogeniteiten in de reeks.

Vlissingen Tot januari 1930 was een thermometerhut van afwijkend model in gebruik. De hoogte van de thermometers in deze hut bedroeg 2,40 m. In januari 1930 werd bij een verandering van waarnemingsterrein de hut vervangen door het standaardmodel, waarin de thermometers zich op 2,20 m bevonden. Van 15 augustus 1947-30 april 1958 werden de waarnemingen in West-Souburg verricht. Vanaf 1948 wordt de thermometerhut kunstmatig geventileerd. Sinds de hervatting van de metingen te Vlissingen in mei 1958 bevinden de thermometers zich op 1,50 m. Andere verplaatsingen van de thermometerhut deden zich voor in november 1943 en augustus 1945. Van 27 april 1961-12 oktober 1961 was de thermometerhut tijdelijk op een ander terrein geplaatst.

Met ingang van 1954 worden de windgegevens aan het station zelf ontleend. In West-Souburg

werd de windsnelheid gemeten met een Dines-pitotanomometer op een hoogte van 9 m. Te Vlissingen werd de windsnelheid met een cupanemometer gemeten. Van mei 1958-december 1959, van maart 1967-juli 1968 en vanaf februari 1972 werden de waarnemingen op het meteogebouw (hoogte 24 m) verricht. Gedurende de tijdvakken januari 1960-maart 1967 en juli 1968-januari 1972 vonden de waarnemingen aan de havendam (hoogte 10 m) plaats. Er is enige evidentie voor inhomogeniteiten in de reeks van Vlissingen. Het is vooralsnog niet duidelijk hoe deze inhomogeniteiten samenhangen met veranderingen van de meetopstelling.

Oudenbosch De natte- en droge-boltemperatuur worden gemeten in een ongeventileerde hut. De hoogte van de thermometers bedroeg aanvankelijk 1,60 m; sinds september 1946 echter 2,20 m. De verlaging van 2,20 m naar 1,50 m vond plaats in juni 1961. In april 1946 werd de thermometerhut op een meer open terrein geplaatst. Het station werd verplaatst in juni 1966. De berekende waarden voor het tijdvak 1911-1927 zijn vermoedelijk iets te laag doordat de metingen van de natte-boltemperatuur niet geheel correct waren.

Gemert De natte- en droge-boltemperatuur worden gemeten in een ongeventileerde hut. De verandering van meethoogte van 2,20 m naar 1,50 m vond plaats in april 1961. Sinds juli 1952 is het station uitgerust met een zonnenschijnautograaf. Het station werd verplaatst in november 1914, maart 1931 en juli 1949. Er is geen duidelijke statistische evidentie voor inhomogeniteiten in de reeks.

Maastricht/Beek De reeks is opgebouwd uit gegevens van het vroegere hoofdstation Maastricht en van het huidige hoofdstation Beek. De overgang van Maastricht naar Beek vond plaats op 1 januari 1953. De metingen van de zonnenschijnduur in Maastricht werden echter reeds in mei 1946 beëindigd en in Beek voortgezet. De thermometerhut in Maastricht bevond zich op ongeveer 20 m boven de grond. Aanvankelijk werden in Beek de natte- en droge-boltemperatuur gemeten in een ongeventileerde hut. Sinds oktober 1947 wordt de hut kunstmatig geventileerd. De verlaging van de hoogte van de thermometers van 2,20 m naar 1,50 m vond plaats in april 1961. Thans wordt de relatieve vochtigheid ontleend aan metingen met een elektrische haarhygrometer. Met ingang van 1954 worden de windgegevens aan het station zelf ontleend. Van augustus 1950 tot augustus 1961 werd de windsnelheid op de verkeerstoren (hoogte 12,5 m) gemeten met een Dines-pitotanomometer. Vanaf augustus 1961 wordt gebruik gemaakt van een cupanemometer op een 10 m-mast. De reeks Maastricht/Beek is niet homogeen. Zo heeft de overgang van Maastricht naar Beek een vrij grote inhomogeniteit tot gevolg gehad. Uit gelijktijdige metingen te Maastricht en Beek gedurende het tijdvak 1946-1952 blijkt dat de relatieve vochtigheid in Beek gedurende het zomerhalfjaar gemiddeld ongeveer 5% hoger is dan die in Maastricht. De berekende waarden van de Penmanverdamping zijn voor Beek dan ook aanzienlijk lager.

B Maandsommen en jaarsommen van enkele langjarige reeksen

Het is gebruikelijk om langjarige reeksen op overzichtelijke wijze in de vorm van maand- en jaarsommen (of gemiddelden) te publiceren. In 1945 publiceerde Labrijn de neerslagreeksen van Zwanenburg/Hoofddorp (1735-1944) en in 1948 publiceerde dezelfde auteur de

neerslagreeksen van de hoofdstations Utrecht/De Bilt (december 1848-1947), Den Helder (augustus 1843-1947) en Groningen (september 1839-1947). De reeksen van de andere hoofdstations (Maastricht en Vlissingen) werden niet opgenomen daar deze sterk inhomogeen bleken te zijn. De door Labrijn gepubliceerde reeksen worden door de Sectie Voorlichting van de Klimatologische Dienst up-to-date gehouden.

In 1957 publiceerde Kramer voor de 12 stations in figuur A2 reeksen van de Penmanverdamping voor het tijdvak 1933-1953 (met uitzondering van het jaar 1940). Later werden deze reeksen uitgebreid voor het gehele tijdvak vanaf 1911. Voor het tijdvak 1911-1975 werden door De Bruin (1979) reeksen van de neerslag en van de Penmanverdamping gepubliceerd voor de stations Den Helder, De Bilt, Winterswijk, Oudenbosch, Gemert en Avereest/Den Hulst/Wijster/Witteveen/Dedemsvaart.

Over de homogeniteit van de gepubliceerde reeksen kan het volgende opgemerkt worden. Labrijn heeft vermoedelijk een zeer ruwe homogeniteitscontrole uitgevoerd met als resultaat dat reeksen die sterk inhomogeen bleken te zijn niet gepubliceerd werden. Kramer (1957) vermeldde niets over de homogeniteit van de reeksen, terwijl De Bruin (1979) slechts die stations uit figuur A2 opnam waarvoor zowel de neerslagreeks als de reeks van de Penmanverdamping redelijk homogeen waren.

In deze bijlage worden maand- en jaarsommen van de neerslag en van de Penmanverdamping gegeven van de volgende stations: Leeuwarden, Hoofddorp, De Bilt, Winterswijk en Gemert. De bronnen waaraan de verschillende reeksen werden ontleend zijn gegeven in tabel B1.

Tabel B1 Herkomst van neerslag- en verdampingscijfers in de tabellen B3 t/m B12.

Station	Neerslagreeks	Verdampingsreeks
Leeuwarden	1876-1950 CODE2X tape 1951-1977 REGEN tape vanaf 1978 MOW*	Sectie Voorlichting Klimatologische Dienst (Leeuwarden Akkrum Rottum Joure/Leeuwarden)
Hoofddorp	1861-1944 Labrijn (1945) vanaf 1945 Sectie Voorlichting Klimatologische Dienst	zie tekst en tabel B2
De Bilt	1897-1910 Labrijn (1948) 1911-1975 De Bruin (1979) vanaf 1976 MOW*	1911-1975 De Bruin (1979) vanaf 1976 MOW*
Winterswijk	1880-1910 CODE2X tape 1911-1975 De Bruin (1979) vanaf 1976 MOW*	1911-1975 De Bruin (1979) vanaf 1976 MOW*
Gemert	1904-1910 Jaarboeken 1911-1975 De Bruin (1979) vanaf 1976 MOW*	1911-1975 De Bruin (1979) vanaf 1976 MOW*

* Maandelijks overzicht der weersgesteldheid.

Hierbij zijn soms kleine correcties aangebracht (gevallen waarin het totaal van de twaalf maandsommen anders dan door afrondingen afweek van de jaarsom). Daar het station Hoofddorp slechts een regenstation is moest de reeks van de Penmanverdamping uit reeksen van naburige stations worden afgeleid. Hierbij werd tot 1932 gebruik gemaakt van maandcijfers van Den Helder en De Bilt; daarna van cijfers van de meer nabijgelegen stations Hoorn en Naaldwijk. De keuze van de stations werd in 1932 gewijzigd om inhomogeniteiten in de reeks te vermijden, zie A3. De gewichten waarmee de verdampingscijfers van de verschillende stations zijn vermenigvuldigd om de Penmanverdamping te Hoofddorp te verkrijgen zijn gegeven in tabel B2. Deze gewichten werden afgeleid uit kaartjes van de gemiddelde Penmanverdamping voor het tijdvak 1941-1970. De kaartjes werden vervaardigd op grond van de verdampingscijfers van de stations in figuur A2 (met uitzondering van Groningen/Eelde en Maastricht/Beek).

Tabel B2 Gewichtsfactoren waarmee de Penmancijfers van Den Helder en De Bilt of Hoorn en Naaldwijk zijn vermenigvuldigd om de Penmanverdamping van Hoofddorp te verkrijgen. Zo is bijvoorbeeld de Penmanverdamping voor september 1960 gelijk aan $0,8 \times \text{verdamping Hoorn} + 0,2 \times \text{verdamping Naaldwijk}$.

	Tijdvak 1911-april 1932		Tijdvak mei 1932-1977	
	Maand	Den Helder	De Bilt	Hoorn Naaldwijk
jan	0,3	0,7	0,8	0,2
feb	0,2	0,8	0,7	0,3
mrt	0,2	0,8	0,7	0,3
apr	0,5	0,5	0,5	0,5
mei	0,8	0,2	0,5	0,5
jun	0,8	0,2	0,7	0,3
jul	0,6	0,4	0,7	0,3
aug	0,6	0,4	0,7	0,3
sep	0,5	0,5	0,8	0,2
okt	0,3	0,7	0,8	0,2
nov	0,3	0,7	0,8	0,2
dec	0,3	0,7	0,8	0,1

De originele neerslagreeks van Leeuwarden is niet homogeen, zie A2. Voor het tijdvak september 1920-14 september 1935 werden de neerslagcijfers van Leeuwarden met een factor 1,05 vermenigvuldigd. Vanaf 1 juni 1974 werden de volgende correctiefactoren toegepast: 1,06 (juni-augustus), 1,10 (september-november, maart-mei) en 1,14 (december-februari). Deze correcties werden echter niet toegepast bij aangevulde waarden. Naast de reeks van Leeuwarden zijn er geringe aanwijzingen voor inhomogeniteiten in de neerslagreeks van Gemert. De oorzaak hiervan is echter niet duidelijk zodat correctie achterwege moest blijven.

TABEL B3 LEEUWARDEN (1876-1979)
 MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE NEERSLAG IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1876	28	89	112	46	13	49	35	77	175	53	76	85	837
1877	130	104	71	31	52	47	53	204	69	105	83	79	1027
1878	75	19	87	58	50	56	33	114	66	83	166	83	890
1879	19	52	27	86	48	76	110	120	39	67	94	28	764
1880	27	39	40	28	10	86	70	30	89	132	91	82	725
1881	42	39	71	8	54	48	65	116	39	82	46	71	679
1882	37	55	53	70	29	123	152	134	95	80	105	43	975
1883	53	41	52	3	34	22	96	59	60	78	106	83	687
1884	85	31	27	31	55	20	103	40	51	62	59	70	632
1885	50	79	16	17	87	15	12	74	99	178	57	33	718
1886	99	24	50	38	48	67	90	46	51	69	84	125	790
1887	16	13	28	26	50	4	48	69	101	127	39	67	586
1888	32	35	59	51	43	45	130	76	57	78	59	58	723
1889	25	69	44	23	75	39	119	130	106	76	66	46	818
1890	60	8	39	31	42	55	100	121	34	120	79	6	694
1891	50	9	39	48	77	21	76	162	53	50	48	86	719
1892	83	32	31	22	47	116	86	102	81	137	38	86	860
1893	38	92	27	5	26	15	80	61	146	89	84	74	738
1894	46	64	58	23	21	112	153	140	68	101	65	92	943
1895	53	23	53	24	37	45	107	61	24	131	82	77	715
1896	25	13	75	38	15	26	44	109	135	121	39	53	692
1897	39	36	79	62	97	36	33	164	68	52	47	63	777
1898	36	87	65	31	81	40	90	77	16	57	82	65	726
1899	72	47	23	55	83	5	45	25	176	61	49	40	682
1900	66	93	14	35	14	82	35	140	70	122	26	67	763
1901	37	28	78	67	15	73	56	98	33	79	100	75	738
1902	75	16	40	78	88	30	78	100	59	48	40	51	702
1903	67	24	69	111	35	86	101	111	109	166	80	35	994
1904	45	87	30	32	72	48	63	34	20	46	79	61	615
1905	43	32	69	51	25	80	22	118	31	133	43	35	681
1906	104	66	44	42	50	47	85	68	37	56	98	89	786
1907	52	43	51	46	57	117	34	29	18	90	59	82	679
1908	50	54	56	48	60	52	83	62	49	11	49	45	618
1909	43	41	58	61	24	39	94	127	76	79	63	115	818
1910	112	73	30	52	53	95	99	38	49	10	108	53	771
1911	39	51	70	26	24	62	20	25	63	144	60	60	645
1912	42	42	76	22	20	117	55	146	70	91	112	74	867
1913	50	30	63	18	41	89	97	28	52	36	59	73	636
1914	24	24	96	35	39	67	110	40	87	46	84	105	755
1915	122	53	55	34	72	55	114	116	64	23	94	133	933
1916	57	75	34	52	56	77	32	86	40	60	57	73	698
1917	31	6	38	56	16	49	98	146	53	198	49	65	806
1918	79	46	20	32	17	35	53	74	152	76	33	102	720
1919	61	49	56	55	22	63	92	54	51	82	59	90	733
1920	70	40	20	80	52	29	141	100	56	12	7	51	658
1921	87	7	26	20	33	36	13	60	37	19	76	59	473
1922	47	50	60	41	16	91	80	108	67	52	59	45	716
1923	55	51	30	33	135	53	72	121	114	100	73	64	901
1924	26	26	49	59	34	23	60	110	69	75	16	47	594
1925	47	73	48	50	67	37	44	34	103	74	76	99	752
1926	83	57	24	49	83	46	46	75	79	65	51	53	711
1927	46	32	51	79	49	92	53	114	75	60	61	35	747
1928	85	47	15	37	68	67	35	77	23	77	135	52	718

TABEL B3 (VERVOLG)

(NEERSLAG LEEUWARDEN)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1929	31	13	9	60	33	34	34	60	41	86	77	91	569
1930	38	15	33	31	39	30	176	107	96	105	119	46	835
1931	75	81	18	66	44	31	110	134	59	43	17	48	726
1932	54	7	22	84	94	7	112	29	92	142	42	25	710
1933	17	43	59	19	29	94	53	57	45	73	43	12	544
1934	55	15	68	44	32	48	107	45	51	82	67	68	682
1935	64	62	27	77	76	90	29	32	132	91	52	100	832
1936	90	66	13	37	36	24	153	42	95	86	91	59	792
1937	70	89	77	55	24	75	61	77	57	18	60	56	717
1938	90	44	22	24	59	39	56	79	65	135	61	73	748
1939	96	25	52	51	8	35	93	52	54	134	96	42	737
1940	23	28	71	36	28	28	123	91	93	53	103	112	787
1941	36	47	45	25	32	3	61	162	24	160	35	64	692
1942	44	15	14	39	53	32	125	82	82	138	62	64	751
1943	78	52	20	35	40	88	22	113	38	36	101	51	675
1944	66	36	41	31	41	68	39	23	107	57	172	67	747
1945	56	67	22	54	101	53	61	86	37	51	50	78	714
1946	43	99	42	10	50	85	59	64	119	86	70	29	756
1947	27	14	90	46	14	71	85	50	58	11	126	70	663
1948	132	41	18	32	57	78	60	98	46	39	24	55	678
1949	45	25	34	63	64	27	39	80	49	76	103	94	698
1950	39	88	23	60	49	62	109	107	149	39	116	63	903
1951	85	53	73	73	53	62	69	103	67	7	133	56	833
1952	69	39	60	26	25	60	90	117	98	79	105	90	858
1953	27	62	38	64	48	130	98	141	60	16	30	33	745
1954	62	32	58	13	29	53	137	138	104	98	87	87	896
1955	56	49	39	21	60	67	40	47	84	119	28	77	687
1956	129	34	30	23	50	40	81	170	38	102	58	60	814
1957	51	87	53	14	30	22	114	149	158	65	102	46	891
1958	75	63	32	35	64	47	107	93	114	62	40	83	815
1959	102	6	44	40	16	50	51	47	4	96	56	61	572
1960	57	56	37	21	27	42	158	151	53	135	119	92	950
1961	94	83	34	71	32	51	91	105	92	121	47	116	937
1962	92	51	31	71	43	33	62	65	88	59	39	78	714
1963	13	13	43	47	57	35	56	117	83	66	94	16	639
1964	28	22	40	59	50	91	68	79	59	107	37	94	735
1965	85	21	49	106	76	69	105	65	62	20	76	149	882
1966	53	69	45	77	24	103	89	72	66	82	126	163	968
1967	65	63	61	52	88	36	45	67	97	130	86	96	886
1968	77	22	39	40	111	83	90	83	184	97	73	27	925
1969	44	53	47	63	58	50	56	163	36	35	92	41	736
1970	29	95	45	98	21	16	139	48	80	69	109	49	798
1971	68	42	46	17	44	73	51	96	32	60	76	28	634
1972	23	29	34	65	67	77	112	49	57	29	103	24	668
1973	20	65	23	37	54	43	76	37	98	106	102	87	749
1974	66	30	29	6	37	58	81	48	117	130	108	112	819
1975	98	25	39	79	50	52	37	28	63	50	111	50	682
1976	127	32	18	7	51	27	32	31	62	30	59	78	554
1977	60	99	29	67	37	50	51	66	24	63	170	37	754
1978	77	11	91	28	21	71	49	71	132	48	49	83	731
1979	44	29	88	57	79	88	64	61	73	56	106	144	890

TABEL B4 HOOFDDORP (1861-1979)
 MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE NEERSLAG IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1861		42	85	48	48	108	61	80	81	10	125	26	
1862	62	11	46	40	27	93	71	95	55	107	38	75	720
1863	64	31	36	22	24	44	32	102	119	39	51	73	637
1864	19	31	71	15	49	59	28	77	100	44	51	19	563
1865	100	56	52	6	35	42	105	113	6	167	65	12	759
1866	61	93	39	54	32	75	137	80	123	26	140	104	964
1867	120	55	27	55	42	71	154	69	85	144	37	56	916
1868	52	46	81	39	16	16	16	82	17	105	52	102	624
1869	57	86	51	51	104	70	31	96	81	134	132	69	961
1870	50	12	43	28	32	18	49	164	56	182	62	94	789
1871	23	24	16	62	26	72	96	25	54	126	38	66	630
1872	71	32	65	33	68	56	80	107	190	149	87	112	1050
1873	57	30	20	39	42	31	60	124	154	130	27	22	738
1874	63	32	74	22	60	21	32	114	96	58	112	69	752
1875	54	37	28	41	39	62	144	81	78	50	143	30	789
1876	18	77	111	61	21	44	27	93	177	31	74	62	794
1877	123	101	77	37	46	28	61	193	84	87	72	82	990
1878	61	28	79	59	57	41	39	93	71	110	187	65	890
1879	41	65	16	61	31	85	131	107	57	75	53	22	743
1880	32	28	43	26	9	114	92	21	111	95	86	108	767
1881	27	51	81	30	72	67	58	149	78	76	44	100	832
1882	40	44	68	58	36	139	85	121	76	80	99	86	932
1883	54	41	48	9	63	49	112	50	99	103	71	75	775
1884	74	38	35	20	50	30	78	68	67	91	52	70	673
1885	44	70	31	9	83	26	7	58	92	220	51	34	725
1886	87	14	32	24	60	63	99	56	34	88	71	102	730
1887	26	14	38	33	65	20	16	68	112	108	47	75	622
1888	24	31	98	43	23	47	125	97	33	87	42	57	706
1889	15	51	41	50	39	16	119	211	107	73	57	48	827
1890	78	3	42	61	38	51	103	129	41	139	112	4	800
1891	60	10	50	28	72	95	131	121	38	62	44	81	790
1892	63	28	39	23	24	116	35	82	136	173	59	68	846
1893	50	90	20	1	26	27	64	58	132	92	72	64	695
1894	51	50	41	27	38	71	121	133	66	79	57	91	825
1895	74	17	67	25	28	53	85	118	26	112	78	90	772
1896	46	6	48	23	10	39	43	91	152	141	43	50	691
1897	25	37	66	66	44	105	29	150	136	45	53	88	846
1898	46	71	54	43	115	61	72	80	20	70	94	82	808
1899	59	43	28	81	48	9	73	18	138	76	40	70	683
1900	68	71	33	28	45	102	37	79	42	144	36	75	761
1901	36	43	44	68	26	71	94	99	78	96	86	87	828
1902	39	30	39	46	81	50	60	118	35	50	30	64	644
1903	40	27	65	129	52	105	91	81	99	157	89	23	959
1904	59	64	43	13	73	65	46	53	36	43	74	74	641
1905	40	31	60	58	42	83	52	131	46	173	56	35	808
1906	112	62	49	18	79	37	44	118	24	91	76	98	808
1907	36	42	47	44	75	74	17	55	15	74	49	70	599
1908	49	71	60	26	38	47	61	109	68	5	70	43	647
1909	23	19	55	68	34	65	75	107	69	92	37	100	745
1910	47	39	28	58	41	31	134	37	61	24	119	65	684
1911	27	28	56	23	25	73	20	9	40	143	70	62	575
1912	40	44	64	25	40	70	59	185	97	71	104	63	862
1913	50	27	42	21	52	100	71	20	24	66	70	67	611

TABEL B4 (VERVOLG)

(NEERSLAG HOOFDDORP)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1914	53	30	113	32	37	65	74	30	113	43	67	109	767
1915	107	77	62	35	68	41	117	81	70	39	129	116	943
1916	63	65	73	58	42	96	14	126	68	77	55	80	818
1917	25	7	32	40	11	26	81	145	46	167	50	53	682
1918	69	39	34	32	24	33	90	45	174	111	47	90	787
1919	55	58	66	61	20	51	131	58	68	125	64	93	850
1920	81	32	18	68	86	34	112	102	35	15	11	63	659
1921	96	9	27	22	21	54	10	48	35	34	42	44	442
1922	63	64	49	65	17	60	80	61	115	12	70	46	702
1923	36	43	28	34	105	53	47	94	152	115	90	86	883
1924	39	22	34	40	60	29	75	169	77	112	22	59	738
1925	44	58	49	56	85	49	49	68	164	88	89	122	922
1926	56	45	19	44	63	73	60	78	83	124	58	43	745
1927	37	38	50	69	22	130	44	148	134	44	88	73	876
1928	87	45	26	44	65	44	50	83	62	90	132	55	783
1929	20	2	10	33	14	38	33	61	56	137	80	79	562
1930	27	19	22	22	35	31	130	147	115	138	121	58	865
1931	61	72	32	64	67	50	85	81	64	37	23	29	665
1932	43	5	28	78	69	14	69	9	98	226	38	11	688
1933	19	36	46	13	66	43	67	32	33	87	49	6	496
1934	54	6	54	35	24	37	30	51	58	98	56	69	573
1935	50	56	25	68	53	106	18	74	139	83	61	92	827
1936	72	50	10	38	20	48	103	48	102	82	85	49	706
1937	82	89	75	71	50	63	76	68	98	19	67	45	804
1938	105	29	31	30	38	24	69	97	71	125	58	84	761
1939	105	24	63	42	36	33	83	43	100	141	133	36	841
1940	25	34	81	81	27	56	115	53	83	34	146	105	840
1941	18	40	78	28	34	14	21	117	21	199	36	80	686
1942	49	13	18	14	48	42	174	59	106	115	80	86	803
1943	104	32	10	33	37	75	14	135	44	20	118	40	661
1944	73	25	28	27	49	53	63	26	124	87	208	95	858
1945	52	60	17	28	97	32	44	85	99	48	40	60	661
1946	37	141	26	19	25	88	72	93	106	70	84	29	790
1947	17	25	76	30	31	48	72	53	63	8	119	78	620
1948	122	40	19	48	31	69	54	105	42	45	23	52	649
1949	40	25	27	70	49	5	21	46	75	106	104	81	648
1950	30	75	29	69	37	56	116	102	142	48	127	90	921
1951	84	58	86	64	38	61	37	143	73	12	130	55	841
1952	67	52	56	22	24	58	54	71	134	120	124	92	874
1953	12	64	13	49	28	80	47	121	69	6	28	46	563
1954	46	46	57	12	26	98	160	127	75	104	70	66	887
1955	63	36	27	19	76	41	43	65	108	170	15	63	726
1956	124	16	22	43	30	54	96	186	46	103	47	49	816
1957	38	86	56	14	56	18	142	154	146	53	50	51	864
1958	112	95	45	47	52	33	77	91	119	72	36	81	859
1959	105	6	50	81	18	13	81	41	5	85	51	79	614
1960	79	43	17	26	29	32	99	144	46	141	137	99	892
1961	130	61	34	49	27	49	106	105	101	162	56	122	1002
1962	87	42	51	71	61	16	88	90	112	74	45	92	830
1963	18	11	63	45	79	76	72	120	82	71	102	22	761
1964	13	29	36	47	24	92	56	133	114	127	52	78	801
1965	72	16	40	67	91	60	133	81	109	20	91	151	929
1966	47	65	72	76	27	84	120	84	47	79	135	160	998
1967	55	65	49	48	66	19	22	70	92	139	116	117	857

TABEL B4 (VERVOLG)

(NEERSLAG HOOFDDORP)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1968	73	38	32	34	76	68	82	88	118	91	36	56	792
1969	62	61	57	73	55	42	44	167	10	22	121	42	756
1970	40	99	43	72	11	26	142	46	76	126	91	60	830
1971	64	45	39	18	51	82	31	47	26	27	71	28	528
1972	22	44	26	55	63	59	96	118	46	44	85	20	677
1973	28	69	14	50	60	53	102	56	120	117	98	71	838
1974	59	44	52	10	28	66	80	50	131	185	123	119	947
1975	110	26	77	54	20	45	28	27	107	23	113	45	675
1976	107	19	29	6	22	35	43	16	117	50	50	97	590
1977	92	85	45	68	32	42	35	96	9	85	196	48	832
1978	71	30	69	34	27	82	80	45	72	51	55	91	706
1979	66	49	101	75	114	95	33	44	30	33	120	175	935

TABEL B5 DE BILT (1897-1979)
MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE NEERSLAG IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1897	19	39	72	75	42	70	32	108	94	50	41	91	733
1898	43	91	48	47	80	76	83	52	11	51	70	72	724
1899	79	44	24	87	86	7	56	15	135	68	33	58	691
1900	66	54	23	44	50	82	59	126	15	98	28	80	724
1901	47	28	70	85	33	48	89	69	110	78	61	100	818
1902	44	34	46	36	76	24	80	111	43	42	32	64	631
1903	42	34	67	126	57	89	80	94	104	120	85	28	926
1904	59	58	37	21	66	71	23	62	41	43	60	54	596
1905	32	37	77	52	36	65	78	117	48	145	59	29	776
1906	112	50	52	27	92	48	60	61	34	56	60	72	724
1907	38	48	54	40	65	95	32	50	36	73	42	86	660
1908	53	55	42	33	58	67	73	105	36	26	58	37	644
1909	22	36	63	93	38	39	88	136	61	99	42	114	831
1910	60	74	34	70	45	78	101	69	70	20	111	87	818
1911	29	44	54	29	24	108	21	16	34	114	93	76	641
1912	62	54	81	39	62	123	42	221	99	65	83	97	1027
1913	74	31	66	20	87	111	98	18	18	47	70	80	719
1914	62	31	139	40	43	53	86	38	81	38	60	115	785
1915	107	87	58	43	78	53	96	96	46	20	97	110	891
1916	75	78	85	80	67	112	32	100	39	93	51	82	895
1917	49	6	27	52	18	95	63	193	37	156	50	37	782
1918	105	48	26	32	19	51	135	52	189	75	47	106	884
1919	50	40	66	65	22	46	129	48	40	63	58	115	742
1920	84	40	19	88	61	26	99	115	27	11	14	57	641
1921	75	11	31	29	20	45	11	30	21	25	33	57	388
1922	59	69	51	69	10	50	83	52	99	11	51	48	651
1923	48	54	34	30	127	34	58	102	73	122	85	74	841
1924	47	27	41	46	70	36	83	149	119	76	27	59	778
1925	62	54	46	55	78	36	51	88	121	73	65	171	899
1926	76	53	27	37	73	41	63	45	72	119	64	40	711
1927	52	58	52	83	24	147	58	118	101	42	76	65	875
1928	88	55	24	45	58	77	42	121	42	71	130	61	814
1929	18	8	7	44	36	45	53	70	36	147	74	92	630
1930	28	16	26	24	45	73	192	100	117	102	142	47	911

TABEL B5 (VERVOLG)

(NEERSLAG DE BILT)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1931	84	77	23	59	98	85	123	75	34	40	37	36	771
1932	50	7	29	89	47	40	93	37	101	194	40	18	744
1933	25	41	45	19	62	55	38	55	61	62	41	6	511
1934	52	11	57	43	69	41	46	109	43	100	45	94	711
1935	56	69	36	96	92	132	35	44	138	86	45	89	917
1936	72	53	16	52	21	53	123	62	110	63	78	48	750
1937	99	103	84	60	44	46	46	52	82	15	45	52	727
1938	107	33	25	36	34	34	90	111	63	115	74	61	783
1939	94	27	62	65	63	15	94	41	94	105	136	44	839
1940	41	33	80	67	16	59	115	56	85	27	139	102	821
1941	33	47	81	34	40	17	38	172	20	149	28	78	736
1942	67	30	26	26	63	48	167	90	39	106	53	65	780
1943	76	49	14	35	40	126	25	111	27	32	88	47	670
1944	89	32	36	33	43	64	84	9	92	68	183	76	808
1945	56	69	23	64	130	40	55	139	86	45	45	55	805
1946	41	174	66	16	31	86	57	83	104	65	60	36	817
1947	31	21	109	47	56	53	76	45	50	27	129	108	752
1948	142	45	19	55	57	82	82	127	33	26	25	43	736
1949	38	26	29	67	43	16	32	62	77	68	110	100	668
1950	39	414	34	76	71	61	94	113	104	26	131	88	950
1951	87	65	89	79	48	39	42	119	64	13	113	52	810
1952	85	50	61	32	18	47	98	86	76	68	89	85	792
1953	24	77	15	56	28	114	56	141	29	6	17	44	607
1954	55	45	37	19	25	95	120	116	88	94	57	66	818
1955	57	43	32	26	81	50	40	45	67	125	15	80	660
1956	108	23	31	35	31	62	127	129	39	79	43	44	752
1957	45	91	59	17	65	35	107	150	209	51	41	55	924
1958	111	73	33	53	66	64	80	87	82	72	30	78	829
1959	101	5	61	78	16	28	43	33	3	63	45	65	539
1960	74	47	27	30	50	58	81	140	42	175	120	84	928
1961	101	54	39	67	31	92	91	81	64	89	62	142	912
1962	95	51	49	81	67	21	69	72	54	82	30	95	765
1963	25	16	62	48	69	73	47	168	89	68	101	12	777
1964	18	33	37	54	35	101	44	86	66	132	55	88	748
1965	108	21	60	108	104	97	143	114	78	20	103	205	1160
1966	56	96	79	73	35	139	183	88	50	52	120	172	1143
1967	54	55	56	50	52	49	20	93	90	88	119	129	856
1968	80	34	41	33	91	108	85	116	116	87	48	26	863
1969	45	52	48	74	85	42	46	200	10	21	85	41	748
1970	52	115	58	92	29	55	132	25	85	107	99	60	909
1971	55	42	49	20	89	94	24	40	24	19	71	34	561
1972	41	32	32	62	82	68	101	60	39	34	85	22	658
1973	26	78	21	66	108	33	66	64	77	101	74	67	781
1974	61	31	62	10	54	87	84	79	140	143	118	128	997
1975	82	23	73	62	34	86	25	41	66	13	98	27	630
1976	108	17	37	10	25	53	43	16	64	43	39	87	542
1977	71	96	41	62	60	39	63	97	11	54	172	48	814
1978	66	25	81	38	25	68	66	39	55	42	32	107	644
1979	58	57	98	80	120	93	33	58	28	42	78	129	873

TABEL B6 WINTERSWIJK (1880-1979)
 MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE NEERSLAG IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1880							84	53	60	150	117	142	
1881	5	62	111	19	55	48	77	130	53	50	54	71	733
1882	47	49	64	54	65	126	83	133	117	54	103	79	973
1883	45	35	20	1	24	34	138	57	62	65	71	54	606
1884	98	32	27	18	78	63	97	50	51	75	45	118	751
1885	38	62	21	23	89	81	19	64	75	126	50	35	681
1886	83	21	35	29	48	78	73	71	31	83	64	43	658
1887	5	11	37	21	64	39	48	56	56	57	39	73	505
1888	32	25	76	43	27	44	196	55	26	75	75	36	708
1889	22	59	41	24	107	40	128	97	91	50	46	61	768
1890	96	1	37	65	79	60	139	156	7	95	113	2	851
1891	38	11	71	85	42	104	141	96	34	43	32	94	788
1892	65	42	41	25	45	63	53	54	108	68	34	67	664
1893	36	62	35	0	21	28	115	16	100	92	69	39	614
1894	47	90	42	44	50	108	185	106	53	61	47	83	917
1895	63	18	68	55	58	65	66	81	22	98	81	82	757
1896	48	12	88	45	19	73	54	94	133	89	52	59	764
1897	45	47	84	52	64	35	57	110	74	47	33	72	721
1898	35	110	63	43	123	88	85	51	16	47	29	80	770
1899	106	37	22	96	117	22	89	5	150	44	38	51	776
1900	75	73	11	43	35	110	91	147	17	104	22	75	802
1901	35	33	81	78	17	56	36	49	99	96	73	98	748
1902	84	19	55	27	99	49	86	103	57	52	23	78	732
1903	45	58	72	97	85	47	118	132	108	104	99	23	986
1904	70	70	52	28	46	38	11	29	24	47	70	44	529
1905	39	38	91	53	33	121	67	95	55	128	42	34	794
1906	99	36	60	26	92	54	98	51	51	67	77	60	771
1907	39	60	54	21	35	84	61	60	12	66	53	73	617
1908	46	56	48	59	54	77	90	144	40	4	55	31	703
1909	26	57	53	60	22	49	91	83	93	87	47	116	783
1910	49	77	15	54	57	87	196	48	79	15	77	66	819
1911	23	48	60	27	44	43	33	5	23	72	60	62	502
1912	65	47	87	22	36	98	25	121	52	62	83	84	783
1913	63	24	81	28	37	112	79	32	51	61	72	79	720
1914	52	40	121	48	87	76	49	45	92	62	52	82	803
1915	114	55	60	43	42	20	89	90	38	21	58	109	737
1916	76	76	52	73	48	86	63	63	38	62	51	95	783
1917	48	7	34	42	41	101	79	128	47	133	48	48	756
1918	94	52	21	22	37	77	84	86	119	47	33	103	776
1919	38	24	71	57	16	68	76	34	54	38	81	152	710
1920	112	45	25	57	48	35	87	79	44	18	12	46	607
1921	99	20	37	28	19	36	12	35	29	29	35	72	450
1922	62	58	45	59	18	31	81	53	91	82	69	57	707
1923	62	64	33	25	145	39	72	90	57	139	55	51	831
1924	22	26	31	74	96	51	123	153	120	67	26	40	827
1925	90	72	66	58	71	47	106	27	97	60	60	135	887
1926	98	90	38	26	127	86	89	66	53	143	104	49	968
1927	58	46	53	91	37	129	110	137	74	31	55	55	876
1928	96	67	17	55	49	69	60	130	13	84	123	67	830
1929	10	7	9	42	33	78	52	53	52	162	64	97	660
1930	53	26	42	46	60	54	101	115	77	89	139	50	852
1931	114	71	22	68	42	50	119	108	27	38	41	39	739

TABEL B6 (VERVOLG)

(NEERSLAG WINTERSWIJK)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1932	60	13	32	110	79	38	81	55	104	162	48	22	802
1933	19	43	35	20	70	95	76	24	44	49	30	11	516
1934	62	14	57	67	49	61	98	87	40	86	32	90	743
1935	55	79	31	92	22	78	54	69	154	77	47	57	816
1936	76	73	18	128	17	75	119	57	125	70	77	71	905
1937	76	137	61	78	33	122	53	45	86	11	20	42	763
1938	121	40	36	36	26	35	87	69	29	114	68	59	720
1939	94	34	71	76	21	48	111	53	69	94	132	36	836
1940	13	33	115	56	27	86	119	58	73	29	135	103	847
1941	37	37	96	21	37	16	31	205	25	131	35	78	746
1942	31	17	29	34	57	36	133	52	49	80	52	43	613
1943	61	47	22	47	38	62	26	119	49	29	82	30	611
1944	106	41	48	30	44	107	81	34	52	76	153	48	820
1945	40	77	25	49	121	34	72	146	57	50	34	53	757
1946	41	223	41	15	49	76	74	73	86	63	49	34	823
1947	34	24	87	64	36	58	51	36	56	17	124	124	709
1948	120	67	23	46	65	75	99	80	63	36	26	32	733
1949	32	34	53	41	49	49	65	83	85	52	74	87	704
1950	39	122	24	89	53	66	97	58	104	34	107	63	856
1951	97	63	65	78	88	44	43	82	66	12	118	80	836
1952	90	38	56	19	33	65	96	98	58	59	95	72	779
1953	22	64	9	40	26	91	90	78	36	12	11	52	530
1954	59	38	56	25	43	63	193	131	59	99	73	75	914
1955	66	50	42	37	88	48	38	63	79	78	33	93	715
1956	85	20	47	36	32	91	163	107	69	95	41	52	837
1957	57	108	71	10	61	38	80	84	198	40	36	50	833
1958	101	82	25	49	81	65	108	95	56	91	30	81	863
1959	71	5	47	32	17	48	48	53	6	46	33	61	468
1960	70	40	24	33	50	33	113	155	69	110	128	120	945
1961	110	93	48	84	51	81	104	87	54	122	72	111	1016
1962	100	71	47	80	85	16	57	88	78	36	25	92	777
1963	19	18	70	46	53	92	46	111	72	61	102	17	707
1964	20	38	32	43	40	57	33	63	66	77	59	63	590
1965	111	22	43	117	80	103	146	67	48	23	102	184	1045
1966	57	115	85	67	51	121	159	130	29	87	108	181	1189
1967	47	57	65	50	62	52	66	76	90	71	81	89	805
1968	82	22	56	13	86	104	60	108	124	72	55	19	801
1969	41	44	55	89	81	53	60	166	16	16	68	31	719
1970	37	118	77	113	74	32	141	42	74	123	78	56	963
1971	50	36	35	29	47	140	36	43	39	27	68	36	586
1972	23	22	44	103	81	69	111	56	64	12	73	24	682
1973	25	76	32	81	71	41	81	19	63	89	66	74	718
1974	72	34	47	5	72	53	70	66	126	105	95	136	881
1975	81	23	71	51	37	51	77	37	77	26	78	36	645
1976	124	22	27	9	51	34	35	13	37	37	51	61	501
1977	64	63	41	59	82	93	48	108	5	29	115	48	755
1978	50	26	90	24	42	94	55	54	67	22	20	114	658
1979	48	48	83	55	92	52	40	73	33	23	68	85	699

TABEL B7 GEMERT (1904-1979)
MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE NEERSLAG IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1904	52	36	61	14	38	42	16	18	33	33	45	67	453
1905	28	23	74	56	22	107	150	86	42	112	46	25	771
1906	79	34	51	13	82	59	73	55	30	40	58	63	636
1907	29	35	34	20	49	88	44	63	38	81	63	49	596
1908	50	81	45	44	75	66	165	76	66	3	57	44	771
1909	20	62	50	55	44	57	101	85	53	80	52	95	752
1910	52	73	26	42	47	56	117	57	86	10	92	72	730
1911	33	40	65	28	29	56	17	5	30	88	55	84	529
1912	93	50	77	19	80	89	29	138	60	50	62	99	846
1913	55	23	83	24	91	70	62	27	48	62	65	75	685
1914	53	31	124	36	59	57	73	31	98	58	58	64	740
1915	96	67	51	44	30	38	81	115	31	58	70	116	794
1916	71	69	89	60	39	86	49	67	36	63	45	76	751
1917	56	10	27	41	42	89	94	145	19	94	47	29	691
1918	80	42	18	36	21	55	96	50	80	95	33	114	720
1919	40	34	71	65	24	54	118	44	47	33	62	119	711
1920	95	37	16	65	51	26	61	71	37	17	11	44	530
1921	73	9	20	20	37	22	13	31	19	34	26	50	354
1922	58	72	42	63	11	57	80	80	106	26	46	41	682
1923	53	62	41	27	112	53	24	91	58	136	64	65	787
1924	39	24	35	70	94	37	86	110	76	74	38	42	724
1925	102	52	52	45	71	39	67	49	129	85	51	113	856
1926	64	75	36	32	92	65	62	64	41	132	65	44	772
1927	40	62	46	74	33	144	96	77	85	27	57	65	805
1928	69	51	25	45	48	52	45	95	10	69	125	62	695
1929	20	8	4	43	8	43	50	38	29	142	58	78	519
1930	31	24	33	48	53	51	141	132	97	93	133	42	878
1931	99	72	27	59	73	52	54	95	23	29	35	28	645
1932	36	8	28	111	49	23	65	38	114	152	31	14	669
1933	18	37	37	14	95	67	56	29	66	38	54	12	524
1934	58	11	41	52	53	80	35	50	43	80	34	98	635
1935	54	65	33	82	31	153	19	50	100	75	37	52	750
1936	64	65	22	56	48	50	138	30	81	64	77	41	734
1937	86	130	69	55	34	57	40	64	63	13	37	61	710
1938	100	30	22	32	59	31	48	131	28	55	67	64	665
1939	75	27	53	51	36	16	69	59	60	88	143	46	722
1940	32	37	81	62	16	64	117	37	60	38	162	91	797
1941	39	41	98	15	53	67	34	116	28	83	45	67	685
1942	46	32	30	29	82	43	116	45	61	53	37	53	628
1943	74	43	12	42	62	95	52	71	57	29	72	42	652
1944	86	33	33	20	32	88	103	37	68	92	125	77	795
1945	55	71	18	56	85	33	43	109	52	43	37	57	659
1946	39	186	64	17	60	53	84	110	60	68	47	40	827
1947	32	28	106	46	67	59	41	31	41	9	88	75	623
1948	143	54	15	82	57	73	95	75	51	26	31	41	742
1949	28	20	39	34	63	27	11	58	45	44	83	89	540
1950	32	81	17	55	43	54	87	59	123	27	108	71	757
1951	83	40	84	79	100	42	56	98	68	10	97	54	811
1952	86	37	44	13	30	49	102	89	62	57	89	77	734
1953	14	62	9	32	21	100	75	75	29	7	9	48	480
1954	63	40	45	23	48	82	115	133	48	86	58	66	806
1955	58	68	37	21	82	44	14	78	64	62	22	60	610
1956	93	25	43	28	42	83	96	109	57	68	51	46	740

TABEL B7 (VERVOLG)

(NEERSLAG GEMERT)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1957	34	114	56	5	47	34	75	98	170	38	35	36	742
1958	85	90	19	60	74	41	89	48	58	57	32	80	734
1959	89	4	67	45	9	19	28	38	4	41	28	54	425
1960	86	33	21	25	51	57	122	119	67	168	112	103	963
1961	92	73	38	76	51	100	97	53	71	87	67	92	898
1962	70	55	60	68	71	20	82	67	55	38	21	96	704
1963	20	18	48	49	47	105	24	74	43	52	97	11	587
1964	23	28	38	43	20	66	39	42	46	85	75	73	579
1965	97	25	40	83	58	84	150	81	61	17	85	177	958
1966	43	93	86	76	61	132	96	48	23	80	113	153	1004
1967	37	53	47	38	82	31	42	107	54	59	87	81	719
1968	85	29	39	7	82	100	49	135	101	64	35	35	760
1969	36	67	64	75	57	45	40	192	9	13	60	42	700
1970	40	138	93	73	22	38	115	22	53	114	62	45	815
1971	44	31	46	29	81	101	41	51	27	27	89	25	592
1972	30	23	30	53	96	61	90	74	50	17	67	20	611
1973	21	61	19	77	78	48	74	20	43	74	56	61	632
1974	57	54	68	23	28	48	90	64	106	107	108	124	877
1975	67	33	88	49	20	84	102	27	64	24	85	24	667
1976	84	18	28	6	42	24	36	26	68	38	74	63	507
1977	79	52	37	65	53	60	28	150	5	27	155	41	752
1978	46	23	100	29	65	100	73	50	59	63	24	110	742
1979	61	61	111	46	85	40	31	69	50	31	82	133	799

TABEL B8 LEEUWARDEN (1911-1979)

MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE PENMANVERDAMPING IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1911	3	20	35	71	114	119	130	114	68	34	13	4	727
1912	6	15	41	88	95	104	110	69	51	28	12	9	629
1913	7	19	43	82	95	106	92	85	59	28	13	10	641
1914	7	19	39	91	106	108	117	103	70	24	9	6	698
1915	6	16	32	77	113	134	113	86	61	21	11	8	681
1916	13	21	32	82	105	101	95	83	56	32	11	3	634
1917	7	12	36	62	130	147	122	91	60	27	11	2	707
1918	2	14	38	56	117	121	115	87	60	23	7	2	643
1919	4	11	35	63	134	116	81	87	63	22	9	4	629
1920	17	29	49	72	119	136	109	81	52	31	9	2	706
1921	6	14	42	84	123	120	128	103	59	29	5	3	717
1922	9	15	33	74	125	115	107	88	52	26	6	1	651
1923	-1	14	37	76	78	84	130	89	56	22	5	2	593
1924	2	12	33	54	99	112	120	79	57	27	7	-1	602
1925	4	19	35	73	124	127	138	83	57	25	6	3	695
1926	4	14	47	71	101	118	126	98	60	28	11	2	681
1927	4	15	38	67	107	112	109	100	61	29	6	0	649
1928	3	21	40	80	108	133	133	100	67	29	14	2	728
1929	2	15	31	67	124	112	134	103	75	28	11	11	715
1930	7	14	39	71	99	193	121	109	56	30	11	0	750
1931	3	12	39	69	98	127	112	99	54	28	9	2	652
1932	3	16	43	64	91	125	116	105	60	30	9	-2	660
1933	3	18	50	66	101	128	124	109	69	28	7	1	704
1934	4	15	41	76	111	125	130	101	73	28	6	2	711

TABEL B8 (VERVOLG)

(PENMANVERDAMPING LEEUWARDEN)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1935	3	23	41	66	117	124	126	112	64	32	10	5	724
1936	6	16	37	58	100	135	113	90	58	27	9	4	654
1937	9	15	30	51	108	105	100	90	58	30	6	2	604
1938	5	19	45	71	112	127	113	103	61	30	10	6	703
1939	4	16	39	72	114	148	117	106	64	27	11	2	720
1940	2	13	34	69	119	139	111	87	61	26	11	2	674
1941	2	13	34	72	102	141	139	89	61	27	9	2	693
1942	3	12	32	97	109	117	109	106	63	26	6	2	683
1943	9	17	47	36	136	117	134	96	62	25	7	0	685
1944	8	19	39	75	116	115	106	116	61	25	10	-1	690
1945	4	14	43	69	99	123	128	81	61	30	7	5	664
1946	7	18	33	88	117	115	121	89	60	24	7	3	682
1947	2	16	33	79	126	142	148	141	78	29	11	2	809
1948	3	25	42	86	116	123	114	84	60	24	6	6	690
1949	8	19	41	87	99	112	109	96	63	27	7	6	673
1950	6	20	36	74	92	136	114	99	52	28	7	3	669
1951	6	17	39	71	105	124	108	93	63	32	10	2	670
1952	8	15	39	81	112	118	117	89	27	24	6	1	636
1953	2	15	33	75	103	113	120	98	67	21	8	4	660
1954	11	20	31	72	119	118	105	82	62	28	11	8	667
1955	6	17	37	68	103	116	122	103	66	26	6	3	673
1956	5	13	41	64	111	101	98	88	55	24	8	3	613
1957	3	13	37	87	101	143	114	90	52	24	8	0	673
1958	2	15	30	63	92	107	112	85	67	24	4	0	603
1959	2	10	36	78	121	150	139	101	70	38	5	4	754
1960	3	12	35	74	102	130	108	73	49	20	12	4	623
1961	2	15	41	62	103	121	109	91	59	32	10	3	648
1962	5	20	30	65	89	126	94	90	62	28	8	2	619
1963	2	7	36	68	92	126	118	84	60	26	14	-2	631
1964	2	17	35	71	130	120	115	99	71	25	8	4	697
1965	3	17	41	64	92	109	104	100	57	28	11	4	630
1966	4	15	35	55	118	124	105	100	60	25	8	7	656
1967	4	23	51	78	108	113	124	90	57	41	11	8	708
1968	6	16	52	83	89	120	113	86	53	25	8	3	654
1969	5	13	37	78	91	126	110	105	70	29	19	2	685
1970	5	13	38	60	110	158	113	104	68	38	19	7	733
1971	7	19	40	68	119	113	132	96	62	37	15	5	713
1972	6	10	52	66	102	114	109	89	52	27	8	2	637
1973	4	12	38	67	97	130	111	101	54	22	14	3	653
1974	3	15	39	73	99	123	105	96	52	18	7	8	638
1975	6	11	34	54	92	125	116	122	57	24	4	3	648
1976	7	11	41	73	106	148	140	111	50	24	7	2	720
1977	1	11	41	64	113	93	107	73	52	26	14	3	598
1978	6	11	37	62	95	118	106	85	60	28	8	2	618
1979	1	9	37	62	99	113	104	84	60	30	5	4	608

TABEL B9 HOOFDDORP (1911-1979)

MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE PENMANVERDAMPING IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1911	3	19	38	75	121	134	148	129	79	35	16	6	803
1912	5	15	41	93	101	121	131	83	55	28	13	9	695
1913	7	22	47	87	104	112	102	95	65	30	16	12	699

TABEL B9 (VERVOLG)

(PENMANVERDAMPING HOOFDDORP)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1914	6	23	41	91	115	114	126	111	81	26	12	11	757
1915	10	19	37	77	148	127	120	95	66	23	10	10	742
1916	12	21	36	83	108	105	98	93	63	37	15	4	675
1917	7	12	37	65	125	148	129	100	67	36	14	3	743
1918	7	20	44	59	124	134	123	95	73	25	7	4	715
1919	5	10	37	63	141	123	87	101	73	25	9	7	681
1920	10	22	47	66	116	144	115	90	53	32	12	3	710
1921	13	16	48	85	128	130	140	113	73	35	10	7	798
1922	8	17	40	80	131	123	114	95	61	30	11	6	716
1923	7	15	41	86	89	96	134	111	67	34	11	3	694
1924	4	18	43	62	102	123	123	88	67	32	10	3	675
1925	7	24	40	80	120	129	132	89	62	31	7	2	723
1926	4	16	50	75	105	116	124	98	67	31	14	5	705
1927	7	16	43	72	113	113	107	103	69	32	10	2	687
1928	8	26	48	82	107	135	135	96	75	33	18	3	766
1929	4	18	35	70	122	122	140	109	77	32	14	14	757
1930	9	18	43	74	98	145	119	113	64	33	16	0	732
1931	7	14	47	74	95	126	117	105	63	32	11	6	697
1932	4	20	48	71	92	128	114	109	65	30	11	1	693
1933	2	19	50	71	102	132	132	115	71	29	5	-1	727
1934	3	14	35	77	107	131	134	101	75	33	6	3	719
1935	3	24	43	65	118	126	133	110	69	37	13	5	746
1936	6	14	38	66	112	133	114	95	59	31	11	5	684
1937	6	21	33	50	106	121	103	94	58	32	6	0	630
1938	6	20	45	72	112	132	113	107	66	37	14	5	729
1939	5	17	39	82	112	146	118	108	68	27	11	1	734
1940	1	12	37	72	122	136	112	92	67	30	14	2	697
1941	2	13	35	77	104	148	146	90	61	29	8	4	717
1942	3	14	30	111	115	127	112	111	65	33	8	-1	728
1943	6	19	46	91	132	115	131	96	60	24	9	-1	728
1944	9	19	41	76	120	114	107	119	68	28	14	2	717
1945	5	14	41	73	104	131	133	85	57	31	6	3	683
1946	6	22	34	92	122	122	134	95	65	30	12	4	738
1947	2	13	34	88	128	148	153	150	88	35	20	6	865
1948	9	25	44	88	123	135	124	101	71	35	12	7	774
1949	9	21	44	96	105	128	128	113	71	35	13	10	773
1950	6	26	44	84	102	150	122	106	61	34	13	2	750
1951	6	16	40	80	106	129	118	95	57	32	16	6	701
1952	9	15	37	90	118	121	127	98	60	29	8	2	714
1953	3	15	32	81	110	113	129	108	71	24	12	1	699
1954	9	14	31	82	122	119	109	87	68	29	13	5	688
1955	6	19	37	71	104	123	128	107	66	28	8	5	702
1956	9	13	40	69	114	105	101	95	57	29	11	4	647
1957	5	16	42	86	114	158	128	103	57	27	13	3	752
1958	4	20	36	75	100	117	124	90	71	27	5	2	671
1959	6	10	39	85	133	160	157	116	84	46	6	6	848
1960	7	18	39	78	103	141	114	85	58	24	14	5	686
1961	5	19	46	66	116	131	116	101	59	33	11	5	708
1962	7	28	34	68	96	135	99	104	65	30	9	5	680
1963	4	10	39	75	98	125	122	88	62	30	17	-2	668
1964	1	19	34	72	125	127	122	104	77	29	11	7	728
1965	9	19	41	66	106	115	108	102	57	30	13	8	674
1966	6	17	42	59	125	122	111	106	63	25	12	10	698
1967	6	25	56	83	115	121	135	99	56	41	9	9	755

TABEL B9 (VERVOLG)

(PENMANVERDAMPING HOOFDDORP)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1968	8	18	53	87	99	121	121	91	62	29	10	5	704
1969	7	16	39	88	105	131	117	112	71	33	25	3	747
1970	2	18	41	71	113	160	118	104	71	35	20	7	760
1971	4	20	42	72	116	114	133	102	65	38	15	6	727
1972	7	14	56	79	112	115	116	98	57	33	19	7	713
1973	6	19	46	76	113	140	122	112	64	27	20	7	752
1974	12	24	41	87	111	129	121	107	64	30	19	20	765
1975	20	16	41	63	113	138	128	133	71	32	12	9	776
1976	23	17	51	86	125	157	152	122	58	32	14	6	843
1977	5	18	48	74	127	102	128	84	60	30	23	7	706
1978	11	13	45	70	99	120	106	87	63	25	10	5	654
1979	4	11	42	65	99	113	107	84	64	28	12	14	643

TABEL B10 DE BILT (1911-1979)

MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE PENMANVERDAMPING IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1911	1	17	38	76	118	123	140	121	70	31	11	4	750
1912	2	15	40	94	92	112	129	73	47	25	9	5	643
1913	5	21	47	87	96	103	94	85	59	27	11	5	640
1914	3	22	41	90	105	111	119	103	71	23	9	7	704
1915	7	18	37	77	114	129	111	85	59	20	7	7	671
1916	9	19	36	83	108	95	98	91	56	32	11	2	640
1917	4	12	37	65	131	142	123	91	60	30	11	-1	705
1918	5	20	44	60	120	125	119	88	64	21	5	2	673
1919	3	10	36	62	140	119	82	97	64	21	7	5	646
1920	7	22	46	64	109	134	106	78	50	30	11	2	659
1921	9	15	47	85	116	120	138	106	68	32	8	5	749
1922	5	17	39	76	131	125	105	85	52	26	9	4	674
1923	5	15	41	84	81	90	130	101	59	28	7	0	641
1924	3	17	43	65	109	125	114	77	59	28	7	1	648
1925	4	22	38	78	117	127	127	79	53	27	4	1	677
1926	3	16	48	75	95	104	120	91	59	25	12	2	650
1927	5	15	43	69	113	106	103	96	59	27	7	0	643
1928	7	25	48	78	101	127	134	99	67	29	14	1	730
1929	3	17	36	68	124	116	132	101	71	25	9	11	713
1930	8	17	43	74	91	145	107	101	55	28	13	-1	681
1931	5	13	45	73	105	119	113	94	54	28	11	3	663
1932	3	19	47	66	92	124	110	109	60	25	9	0	664
1933	0	19	54	68	101	127	131	108	67	26	5	-1	705
1934	3	16	39	84	104	136	133	96	73	29	7	4	724
1935	2	24	46	63	113	126	131	102	62	30	13	5	717
1936	7	15	40	63	110	132	107	93	56	29	8	3	663
1937	6	20	33	50	107	118	102	93	56	29	5	1	620
1938	5	22	46	68	105	126	102	92	60	28	11	3	668
1939	6	16	39	79	109	144	112	99	62	24	11	0	701
1940	-1	13	39	73	116	136	99	87	57	27	11	1	658
1941	3	13	37	75	98	136	139	78	59	25	8	2	673
1942	0	9	34	110	108	123	105	101	63	26	6	1	686
1943	4	16	49	89	129	108	128	94	56	24	7	-3	701
1944	8	20	41	81	111	111	102	115	62	25	11	0	687

TABEL B10 (VERVOLG)

(PENMANVERDAMPING DE BILT)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1945	2	16	43	75	105	134	130	86	59	30	8	4	692
1946	6	20	37	89	119	114	128	85	59	26	11	1	695
1947	2	13	34	85	117	140	149	145	80	30	13	3	811
1948	6	26	49	86	114	120	113	92	61	28	6	4	705
1949	4	18	44	90	101	123	132	105	68	31	8	7	731
1950	1	22	42	77	101	145	112	99	51	30	10	-1	689
1951	4	17	41	78	108	124	112	82	61	32	14	3	676
1952	4	14	39	89	117	120	117	88	57	27	7	0	679
1953	1	15	39	84	116	112	121	105	68	24	11	1	697
1954	7	14	39	86	124	113	98	85	58	30	16	8	678
1955	7	19	38	80	103	123	124	103	60	25	8	5	695
1956	5	11	47	67	109	100	98	85	56	25	11	7	621
1957	5	17	46	83	104	147	118	91	50	25	12	3	701
1958	5	18	38	73	97	110	115	89	66	28	6	1	646
1959	2	10	43	77	132	153	148	105	85	46	9	7	817
1960	6	18	43	81	104	138	101	83	55	24	12	4	669
1961	3	17	38	65	97	119	96	83	53	25	6	1	603
1962	3	19	31	67	76	109	90	89	56	23	5	1	569
1963	0	10	37	68	88	119	109	71	53	22	12	-3	586
1964	0	17	37	68	120	119	111	91	64	22	8	3	660
1965	4	14	37	60	97	110	96	89	50	26	7	2	592
1966	2	14	32	58	114	116	95	92	53	23	7	3	609
1967	2	20	42	74	107	110	127	89	49	32	6	1	659
1968	1	14	46	80	85	104	121	83	50	24	8	0	616
1969	7	13	39	84	96	128	115	98	66	27	14	-1	686
1970	2	15	33	57	105	151	103	100	61	28	11	-1	665
1971	6	17	41	73	118	111	128	94	63	31	10	3	695
1972	4	14	54	71	103	106	109	91	55	31	8	4	650
1973	3	12	43	68	107	136	114	112	61	24	9	2	691
1974	5	17	42	86	103	120	106	98	54	21	9	8	669
1975	8	16	38	71	103	130	128	131	66	25	4	2	722
1976	11	14	44	81	117	154	141	119	55	28	10	0	774
1977	0	15	47	67	119	99	118	79	56	26	12	4	642
1978	4	13	43	70	95	114	104	83	55	24	6	3	614
1979	1	10	42	66	100	109	103	83	60	28	6	6	614

TABEL B11 WINTERSWIJK (1911-1979)

MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE PENMANVERDAMPING IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1911	-1	15	39	74	111	114	131	116	68	29	11	6	713
1912	4	16	40	86	94	108	111	69	44	25	8	8	613
1913	8	23	46	83	94	102	90	83	56	26	10	3	624
1914	4	22	38	88	101	106	116	98	67	22	8	9	679
1915	5	18	32	75	116	137	110	81	58	19	7	7	665
1916	6	19	33	79	109	98	95	86	54	31	11	4	625
1917	-3	11	34	61	132	141	120	93	62	26	9	0	686
1918	4	19	43	56	117	114	114	86	59	22	6	2	642
1919	5	12	34	61	132	120	83	96	66	20	7	4	640
1920	7	22	47	65	109	129	109	81	50	30	12	3	664
1921	7	13	48	84	115	122	131	104	66	32	7	4	733

TABEL B11 (VERVOLG)

(PENMANVERDAMPING WINTERSWIJK)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1922	5	16	26	71	132	122	108	89	53	23	8	5	658
1923	3	15	40	80	84	83	126	99	57	29	6	0	622
1924	5	14	41	61	110	119	113	76	58	26	6	2	631
1925	4	21	34	70	121	123	123	81	50	27	4	2	660
1926	5	14	42	75	94	99	117	88	59	22	13	1	629
1927	5	15	40	64	113	104	101	90	56	27	6	0	621
1928	6	21	46	74	102	122	134	92	63	26	10	-1	695
1929	1	13	34	67	125	111	125	103	68	24	11	9	691
1930	8	12	40	70	92	145	105	99	51	26	10	-1	657
1931	3	12	40	68	108	127	111	90	50	25	11	10	655
1932	3	14	43	63	93	116	110	103	56	25	8	-2	632
1933	3	15	53	65	93	116	121	103	62	25	5	-2	659
1934	2	15	35	82	106	126	130	89	68	28	6	3	690
1935	1	21	42	62	112	125	127	98	61	30	13	4	696
1936	6	13	38	55	105	131	105	91	54	25	8	3	634
1937	6	7	30	50	110	112	99	85	53	30	5	1	588
1938	4	18	43	67	104	128	105	95	60	27	9	3	663
1939	7	16	38	74	107	142	108	91	51	21	11	0	666
1940	2	14	34	67	109	126	101	83	54	25	9	-2	622
1941	2	12	33	66	93	131	129	73	56	23	7	1	626
1942	0	10	33	93	96	114	100	100	60	32	5	3	646
1943	5	15	45	83	122	95	126	92	55	24	5	-2	665
1944	3	13	32	72	104	100	89	111	56	22	7	-3	606
1945	0	14	37	66	102	131	124	70	56	26	5	3	634
1946	6	13	31	80	109	104	114	81	57	23	9	2	629
1947	2	11	33	76	108	129	138	130	72	28	9	2	738
1948	7	19	44	79	108	110	102	87	56	25	8	3	648
1949	3	16	40	86	99	109	120	99	59	28	7	4	670
1950	1	20	40	69	101	140	113	102	50	29	11	3	679
1951	7	18	39	73	101	118	113	85	61	30	14	2	661
1952	6	13	38	85	107	116	112	92	48	27	7	1	652
1953	2	13	37	83	114	110	108	100	68	25	11	2	673
1954	7	19	41	83	126	106	87	80	58	30	12	6	655
1955	8	18	36	75	105	126	123	100	59	24	6	3	683
1956	7	11	48	60	110	89	89	76	53	21	8	5	577
1957	4	15	43	78	104	141	114	90	47	24	13	4	677
1958	7	21	34	70	101	104	109	89	64	25	6	4	634
1959	2	10	41	74	119	149	149	104	80	42	10	8	788
1960	6	17	43	80	106	126	93	73	50	21	13	6	634
1961	8	19	41	59	91	121	97	86	57	27	7	3	616
1962	7	20	29	69	80	118	91	87	56	23	7	0	587
1963	3	10	37	71	91	122	115	73	55	25	15	-2	615
1964	1	19	39	73	121	131	123	99	69	24	8	5	712
1965	7	15	39	59	99	113	89	88	54	29	10	4	606
1966	5	17	35	62	119	115	94	92	54	24	7	6	630
1967	5	25	46	77	106	104	122	87	53	35	9	3	672
1968	3	15	47	94	87	106	114	80	52	23	7	2	630
1969	6	12	38	80	96	110	118	92	61	26	14	1	654
1970	2	13	31	52	98	140	97	93	62	25	14	0	627
1971	6	14	40	73	118	104	127	98	58	30	7	2	677
1972	4	15	53	66	98	102	106	85	49	26	7	5	616
1973	2	11	40	60	100	131	110	109	58	22	10	2	655
1974	9	17	42	85	100	115	100	95	59	20	13	9	664
1975	12	15	39	62	102	122	122	124	65	23	6	3	695

TABEL B11 (VERVOLG)

(PENMANVERDAMPING WINTERSWIJK)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1976	8	15	46	82	120	150	141	114	54	26	8	1	765
1977	2	15	48	67	118	98	106	77	52	26	14	5	628
1978	3	12	39	69	93	108	101	78	51	23	7	0	584
1979	1	8	39	64	104	104	93	79	59	30	5	5	591

TABEL B12 GEMERT (1911-1979)
MAAND EN JAARSOMMEN VAN DE PENMANVERDAMPING IN MM

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1911	0	14	34	75	109	108	137	119	71	27	11	3	708
1912	1	11	39	94	89	109	112	70	43	25	8	6	607
1913	5	19	43	78	94	98	87	80	56	26	10	3	599
1914	2	20	36	86	100	104	112	112	66	21	8	9	676
1915	6	18	35	78	116	133	111	81	59	18	7	8	670
1916	8	20	36	81	112	91	95	88	53	30	12	2	628
1917	2	11	35	64	131	142	114	89	67	26	10	1	692
1918	4	18	44	55	119	117	114	88	62	21	4	3	649
1919	5	12	34	63	137	123	83	99	65	20	8	6	655
1920	8	22	47	68	110	125	108	80	50	30	10	1	659
1921	9	13	52	85	118	121	139	107	71	31	7	6	759
1922	5	16	38	71	135	122	101	86	47	23	8	6	658
1923	5	14	41	82	83	84	131	101	59	28	7	1	636
1924	3	15	41	62	115	121	111	76	56	26	7	1	634
1925	4	22	36	66	115	121	118	79	49	27	5	2	644
1926	3	16	45	72	85	97	113	90	60	22	12	2	617
1927	5	15	41	68	117	101	105	91	53	27	6	-2	627
1928	7	21	44	73	99	123	137	95	66	25	12	1	703
1929	2	14	37	68	126	111	127	102	71	23	10	8	699
1930	1	12	41	76	92	145	102	98	52	25	11	-1	654
1931	4	13	43	69	106	126	116	87	52	25	8	2	651
1932	3	15	42	60	95	120	112	110	56	25	8	0	646
1933	-2	17	53	68	93	122	126	110	66	26	-1	-1	677
1934	3	15	38	85	104	128	132	94	70	27	5	3	704
1935	1	21	43	67	111	126	134	103	61	30	15	5	717
1936	9	14	41	60	108	128	99	95	54	27	11	5	651
1937	7	20	33	51	107	118	105	88	53	28	6	3	619
1938	7	20	46	67	103	131	109	91	59	28	12	3	676
1939	8	19	41	79	108	144	112	97	57	22	11	1	699
1940	2	13	41	70	115	134	101	87	58	25	11	2	659
1941	3	15	36	74	95	130	130	74	59	22	8	3	649
1942	2	12	35	100	104	124	103	104	62	26	7	5	684
1943	5	18	45	90	123	101	127	93	55	22	5	-1	683
1944	7	15	36	78	113	106	93	112	55	21	10	1	647
1945	4	18	41	70	103	132	132	76	58	30	8	6	678
1946	6	19	34	79	98	103	120	78	56	25	14	7	639
1947	3	14	36	83	113	136	140	141	75	29	12	5	787
1948	6	22	50	84	110	117	107	93	57	26	8	3	683
1949	8	21	47	96	104	122	136	104	69	29	9	7	752
1950	2	24	43	75	105	146	115	103	51	29	13	2	708
1951	7	19	42	78	101	121	118	88	60	29	14	3	680
1952	6	14	40	91	112	119	119	92	52	28	8	2	683

TABEL B12 (VERVOLG)

(PENMANVERDAMPING GEMERT)

	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEC	JAAR
1953	2	16	40	86	116	110	116	105	69	24	12	3	699
1954	8	15	44	86	128	116	96	83	60	32	14	9	691
1955	8	18	41	82	103	125	125	102	59	29	8	6	706
1956	8	11	49	67	107	96	96	84	55	25	10	9	617
1957	8	19	47	85	115	145	118	97	52	26	16	7	735
1958	7	21	38	77	103	114	114	93	70	28	6	4	675
1959	4	12	46	83	136	150	158	107	93	50	11	10	860
1960	8	19	44	84	106	134	99	81	56	25	11	3	670
1961	8	19	42	62	99	121	104	92	60	29	6	5	647
1962	8	22	32	69	83	127	91	89	59	23	8	4	615
1963	4	11	42	71	95	124	115	76	57	27	17	-1	638
1964	1	17	40	74	123	127	124	101	71	24	8	4	714
1965	6	15	42	61	104	113	93	92	56	29	12	6	629
1966	4	17	34	61	121	117	96	101	61	25	10	8	655
1967	5	27	53	81	117	110	132	95	57	38	9	3	727
1968	6	15	52	96	96	114	115	81	57	26	9	3	670
1969	9	14	39	89	104	128	118	96	64	30	18	3	712
1970	4	16	34	57	107	147	105	98	65	30	16	1	680
1971	6	16	42	75	116	103	133	105	58	32	8	1	695
1972	6	14	57	73	101	108	110	92	52	29	9	5	656
1973	3	13	41	66	108	138	118	116	61	25	12	5	706
1974	10	19	40	88	108	122	110	99	62	22	13	13	706
1975	13	16	37	64	111	124	125	120	66	25	7	4	712
1976	12	16	49	84	124	155	146	123	55	30	9	2	805
1977	3	16	51	75	120	124	119	80	55	29	17	5	694
1978	8	14	44	72	95	115	103	85	54	24	7	3	624
1979	1	11	46	70	107	111	103	85	61	34	8	10	647

C Zwarte buien

In deze bijlage wordt voor 10 buien in De Bilt het neerslagverloop in tijdsintervallen van 5 minuten gegeven (zie de tabellen C2 t/m C11). De geselecteerde buien zijn de buien met de grootste 15-minutenintensiteit in het tijdvak 1906-1977. De grootste hoeveelheid in 15 minuten gemeten in deze buien varieert van 18,5 tot 23,5 mm. Ook voor andere duran zijn de intensiteiten van deze buien hoog. De maximale 5-minutensom varieert van 7,2 tot 14,8 mm en de maximale 60-minutensom van 19,3 tot 44,9 mm.

De hier gegeven buien zijn geschikt om als ontwerpbiuen te dienen in gevallen dat vrij zelden voorkomende neerslagintensiteiten over korte duran (5 tot 30 minuten) maatgevend zijn. Daar slechts 10 buien gegeven zijn voor een tijdvak van 72 jaar, moet men hierbij denken aan gebeurtenissen met een herhalingstijd van 10 jaar of langer.

In tabel C1 zijn de data vermeld waarop de geselecteerde buien zijn gevallen. De buien zijn in deze tabel gerangschikt naar de duur waarin 90% van de totale neerslaghoeveelheid gevallen is. De totale neerslaghoeveelheid heeft hierbij betrekking op een tijdsinterval, dat aan beide zijden begrensd is door een neerslagloze periode van minstens één uur.

De tijdsduur, waarin 90% van de totale neerslag gevallen is loopt sterk uiteen. Relatief korte duran treft men aan bij sneltrekkende buien, die veelal met koufronten samenhangen. De langere duran kunnen het gevolg zijn van een zeer geringe treksnelheid (juni 1961) of van een aantal opeenvolgende buiencellen, die niet of nagenoeg niet door een neerslagloze periode gescheiden worden (het meest duidelijk is dit te zien bij de buien van juli 1966 en juli 1952).

Tabel C1 Overzicht van geselecteerde buien. De kolommen in deze tabel geven de tijdsduur *D* waarin 90% van de totale neerslaghoeveelheid gevallen is, de trekrichting (een trekrichting van 90 graden geeft een bui aan, die van oost naar west over ons land getrokken is) en een indicatie voor hagel. Van veel hagel is hier gesproken indien minstens 10 hagelberichten binnengekomen waren.

	<i>D</i> (min)	Trekrichting (graden)	Hagel
2 aug 1967	13	210	weinig
4 aug 1963	14	180	geen
18 jun 1917	22	240	veel
19 jul 1919	26	220	veel
14 jun 1931	29	220	veel
15, 16 aug 1953	45	210	weinig
6, 7 jun 1961	58	bijna stationair	veel
7, 8 jun 1910	96	90	veel
19 jul 1966	171	90	veel
3, 4 jul 1952	405	220	veel

In tabel C1 is tevens de trekrichting van de buien aangegeven. Opvallend is dat verreweg de meeste buien ongeveer in noordoostelijke richting over ons land getrokken zijn. Daarnaast zijn er twee buien die van oost naar west over ons land trokken.

In alle gevallen gingen de buien gepaard met onweer. Het aantal onweersmeldingen varieerde van ongeveer 100 tot ruim 200. Naast onweer was vaak sprake van hagel, zie tabel C1.

De geselecteerde buien zijn ongelijkmatig verdeeld over het tijdvak 1906-1977. Uit tabel C1 blijkt dat er vier in de zestiger jaren zijn gevallen en dat is evenveel als het aantal in het tijdvak 1906-1950. Verder komen de 10 buien alleen voor in de maanden juni, juli of augustus.

In figuur C1 is een overzicht gegeven van het neerslagverloop bij de 10 geselecteerde buien.

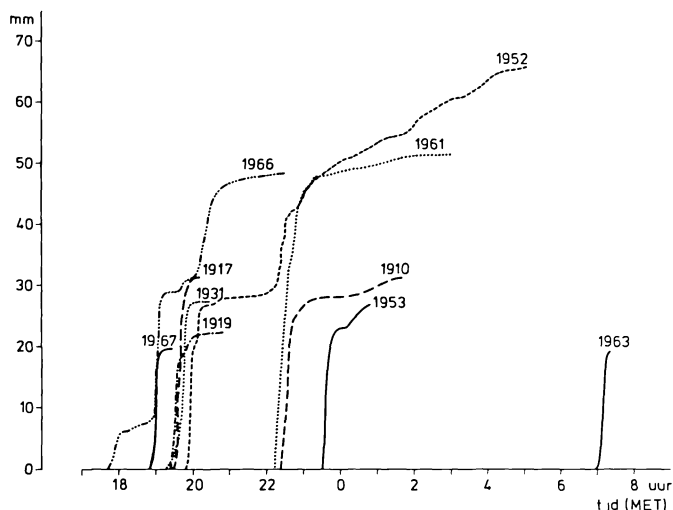
De meeste buien zijn gevallen in de vroege avond. Opvallend is bovendien dat steeds de grootste neerslaghoeveelheden in het begin van de bui gevallen zijn. Dit verschijnsel hangt samen met de verandering van neerslagintensiteit tijdens het volwassen stadium van cumulonimbuswolken (zie 2.4.1).

Een verhaal over zware buien zou echter onvolledig zijn zonder een beschrijving van de meteorologische ontstaanswijze en de plaatselijke verdeling van de neerslaghoeveelheden. Van sommige van de hier gepubliceerde buien kan immers met recht gesteld worden dat zij behoren tot de meest spectaculaire buien van deze eeuw. In deze bijlage zal het meest uitvoerig worden ingegaan op een uitzonderlijk zware bui in juli 1952 en op de buien in de zestiger jaren. De laatste buien zijn gekozen omdat deze zich enerzijds bijzonder goed lenen voor een beschrijving, anderzijds doordat van deze buien meer gegevens over de meteorologische situatie aanwezig zijn dan van buien in vroegere tijden. De volgorde waarin de buien behandeld worden is dezelfde als die in tabel C1.

Bij de beschrijving van de buien kon vaak nuttig gebruik gemaakt worden van vroegere

beschrijvingen in de zogenaamde onweersboeken, zie KNMI (1880-1965). Daarnaast werden zowel synoptische als klimatologische gegevens geraadpleegd. De tijden werden hierbij herleid tot Midden Europese tijd (MET). Dit is de huidige wintertijd.

*Figuur C1
Het neerslagverloop
van de 10 geselecteerde
buien. De curven geven
het verloop van de gecumuleerde
neerslaghoeveelheid aan tijdens de
bui. Het eindpunt van
de curve geeft de totale
neerslaghoeveelheid in
de bui aan (zie tekst).*

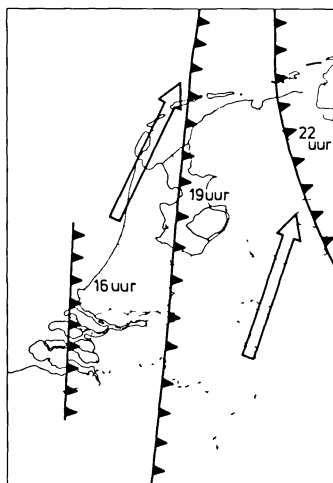


De bui op 2 augustus 1967

Hoewel de bui op deze dag een zeer hoge intensiteit had is hij ook van zeer korte duur geweest. De bui hing samen met een koufront dat in de loop van de middag en avond van west naar oost over ons land trok. In figuur C2 is de positie van het front aangegeven op de tijden 16, 19 en 22 uur. De passage van het koufront ging gepaard met buien en onweer. Hagel werd alleen in De Bilt gemeld.

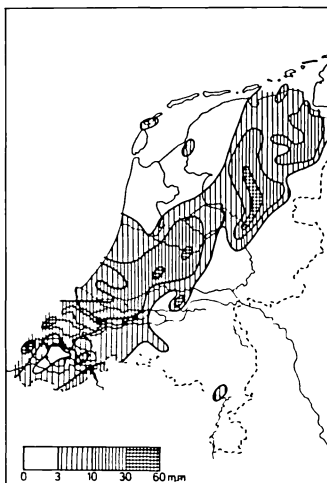
De windsnelheid op 3 km hoogte bedroeg 50 à 60 km per uur. Deze windsnelheid is een redelijke maat voor de treksnelheid van de bui. Kenmerkend voor buien met hoge treksnelheden is dat plaatsen met de grootste neerslaghoeveelheden in bepaalde stroken

*Figuur C2
Positie van het koufront
boven Nederland op 2
augustus 1967 om 16,
19 en 22 uur. De grote
pijlen geven de richting
aan van de stroming op
3 km hoogte.*



liggen. In dit geval werden de hoogste neerslaghoeveelheden afgetapt in een brede strook over Vlissingen en Groningen, zie figuur C3. De oriëntatie van deze strook hangt samen met de zuidwestelijke stroming in de bovenlucht.

*Figuur C3
Ruimtelijke verdeling
over Nederland van de
neerslaghoeveelheden
afgetapt op 3 augustus
1967.*

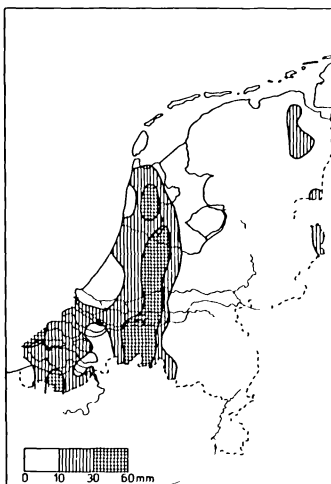


De eerste buien in Zeeland werden omstreeks 16 uur waargenomen. Het front passeerde De Bilt omstreeks 19 uur. Naast hevige neerslag vond een sterke temperatuurdaling plaats van ongeveer 25 °C tot 17 °C. In Eelde werd nog onweer gemeld tussen 21 en 22 uur. Door de grote neerslaghoeveelheden in korte tijd ontstond plaatselijk wateroverlast. In Utrecht liepen ettelijke kelders vol en er ontstonden kleine kettingbotsingen. Op het verkeersplein Oudenrijn lag het verkeer stil. In Meppel kwamen enige straten blank te staan, maar verder was er in deze stad weinig schade.

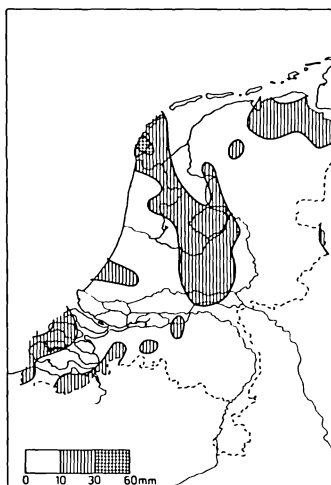
De bui op 4 augustus 1963

De oorzaak van deze bui is een kleine depressie geweest waarvan de kern rond het middaguur van de 3e augustus boven het Kanaal lag. In de loop van de 3e en 4e augustus trok deze depressie over de Noordzee naar het noorden. De passage van de depressie ging in de ochtend van de 4e augustus gepaard met zware buien, voornamelijk in het westen van ons land. Om 7 uur werd onweer gemeld op de synoptische stations Zestienhoven, Ypenburg, Valkenburg, De Bilt en Soesterberg. Drie uur later werden onweersbuien gemeld in Den Helder en op het lichtschip Texel, terwijl op het vliegveld Deelen sprake was van buien zonder onweer. Het tijdstip van aftapping van de gewone regenmeter valt precies tussen deze twee tijdstippen. Op 4 augustus werden de grootste neerslaghoeveelheden gemeten in een zone over Breda en Amsterdam, die zich uitstreckte tot in de Wieringermeer, zie figuur C4. De grootste neerslaghoeveelheid werd afgetapt in Vleuten (58,9 mm). De oriëntatie van de strook met de hoogste neerslagintensiteiten hangt samen met de zuidelijke stroming in de bovenlucht. De volgende dag werden grote neerslaghoeveelheden gemeten in een gebied grenzend aan deze zone, zie figuur C5. Door het tijdstip van aftapping is deze bui dus in tweeën gesplitst. Het is echter niet zo dat de dagsommen in de figuren C4 en C5 uitsluitend afkomstig zijn van de zware bui in de ochtend van de 4e augustus. Zo zijn de grote neerslaghoeveelheden in Zeeland in figuur C4 afkomstig uit een voorgaande depressie, die op 3 augustus over de Noordzee naar het noorden trok. De hoge dagsommen in figuur C5 voor deze provincie zijn een gevolg van een latere onweersstoring.

*Figuur C4
Ruimtelijke verdeling
over Nederland van de
neerslaghoeveelheden
afgetapt op 4 augustus
1963.*



*Figuur C5
Ruimtelijke verdeling
over Nederland van de
neerslaghoeveelheden
afgetapt op 5 augustus
1963.*



De bui op 18 juni 1917

Het onweer in de namiddag en de avond van de 18e juni trok in oost-noordoostelijke richting over ons land. Vanuit Vlissingen bereikte de onweersstoring ongeveer gelijktijdig Den Helder, De Bilt en Maastricht en kwam daarna sterk verzwakt in Groningen aan.

De grootste neerslaghoeveelheden vielen in een strook over Limburg en de Peel, in een strook over Zeeuws-Vlaanderen en Midden-Brabant en in de omgeving van Utrecht en 't Gooi.

Daarentegen viel in de drie noordelijke provincies geen neerslag. De grootste neerslaghoeveelheid werd afgetapt in Venray (44,0 mm).

De bui op 19 juli 1919

Nadat in de dagen voor 19 juli de luchtdruk in ons land was gestegen, wat met droogte en stijgende temperaturen gepaard was gegaan, trok op 19 juli een depressie uit het westen over ons land. Voor de depressie werd met zwakke oostelijke wind nog warme lucht aangevoerd,

zodat in De Bilt de temperatuur tot 28 °C opliep. Bij het overtrekken van de depressie draaide de wind naar zuidwest. De passage ging gepaard met hevige buien en onweer. In De Bilt daalde de temperatuur binnen 3 uur van 28 °C naar 17 °C. Hiermee kwam meteen een einde aan de korte periode met warm zomerweer. De dagen volgend op de 19e juli waren betrekkelijk koel en regenachtig.

De buien zijn van zuidwest naar noordoost over ons land getrokken met een snelheid van 30 à 35 km per uur. Deze snelheid is aanzienlijk minder dan die bij de bui van 2 augustus 1967. De neerslagverdeling over Nederland was vrij grillig. De grootste hoeveelheid werd afgetapt in Dwingeloo (37,5 mm).

De bui op 14 juni 1931

De bui viel in de vroege avond tijdens de passage van een koufront. Dit koufront hing samen met een depressie, die van zuid naar noord langs ons land trok. Het warmtefront behorende bij deze depressie had in de loop van de ochtend van de 14e juni aanleiding gegeven tot grote temperatuurverschillen binnen ons land. Zo meldde Maastricht om 9.30 uur een temperatuur van 24 °C, terwijl in Groningen de temperatuur slechts 16 °C bedroeg.

De grootste neerslaghoeveelheden vielen in een strook over de Zeeuwse en Zuidhollandse eilanden, de provincie Utrecht, de kop van Overijssel en Drenthe. De oriëntatie van deze strook hangt samen met de zuidwestelijke stroming in de hogere luchtlagen.

Neerslaghoeveelheden groter dan 20 mm werden op 15 juni afgetapt in Bussum (21,0 mm), De Bilt (30,2 mm), Groot-Ammers (22,0 mm) en Oostvoorne (32,0 mm).

De bui in de nacht van 15 op 16 augustus 1953

Een onweersdepressie, die zich boven Frankrijk ontwikkeld had, trok in de nacht van 15 op 16 augustus langs onze westkust. Het eerste weerlicht werd omstreeks 21 uur gemeld boven de Zeeuwse eilanden en in Zuid-Limburg, terwijl omstreeks 2 uur 's nachts het onweer Friesland en Groningen had bereikt. In De Bilt barstte het onweer kort voor middernacht los. De bui duurde ruim een uur, waarvan de eerste 20 minuten zeer hevig waren.

De grootste neerslaghoeveelheden werden gemeten in een zone over Midden-Brabant en de provincie Utrecht. In Nieuwendijk (Land van Heusden en Altena) werd de grootste dagsom (30,7 mm) op 16 augustus afgetapt. Ten oosten van de lijn Eindhoven-Deventer-Emden werden slechts geringe neerslaghoeveelheden geregistreerd.

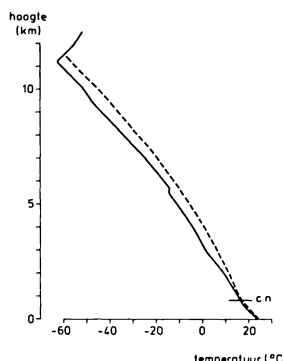
De bui in de nacht van 6 op 7 juni 1961

In tegenstelling tot de trekkende buien in de voorgaande (en ook volgende) gevallen is de bui in de nacht van 6 op 7 juni een typisch voorbeeld van een luchtmassabui (2.4.1). Hoewel er een zwak lagedrukgebied aanwezig was moeten de verticale bewegingen voornamelijk worden toegeschreven aan de temperatuuropbouw van de lucht. Deze bui leent zich daarom bijzonder goed om enige punten over het ontstaan van convectieve bewolking in een (voorwaardelijk) onstabiele atmosfeer (zie 2.4.1) nader toe te lichten. Daarnaast zullen enige bijzonderheden over de bui worden vermeld, zoals de neerslagverdeling over Nederland en extreme intensiteiten.

Het temperatuur-hoogtediagram. In figuur C6 is voor De Bilt (6 juni, 13 uur) het verloop van de temperatuur met de hoogte gegeven. De temperatuur aan de grond bedraagt ongeveer 24 °C. Tot een hoogte van 11,2 km neemt de temperatuur geleidelijk af tot -63 °C; daarna neemt de temperatuur weer toe. Een dergelijke verandering van de verticale temperatuurgradiënt op ongeveer 10 km hoogte vindt men altijd terug op gematigde breedten. De onderste laag van de atmosfeer waarin de temperatuur geleidelijk afneemt met de hoogte wordt de troposfeer genoemd. Daarboven bevindt zich de stratosfeer waar de

Figuur C6

Verloop van de temperatuur met de hoogte (getrokken lijn) in De Bilt op 6 juni 1961 om 13 uur. De onderbroken lijn geeft het temperatuurverloop van een deeltje dat adiabatisch stijgt. Het condensatieniveau is aangegeven met c.n.



temperatuur aanvankelijk niet verandert met de hoogte of iets toeneemt. De overgang van troposfeer naar stratosfeer wordt tropopauze genoemd.

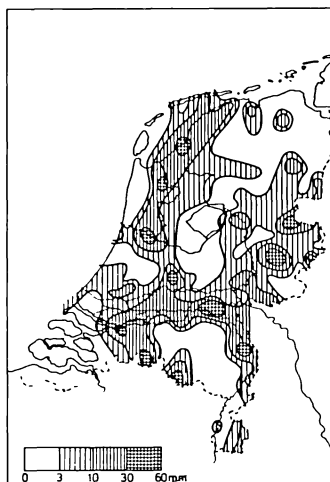
In het voorbeeld in figuur C6 is de lucht in de onderste lagen voorwaardelijk onstabiel (in de onderste 600 m zelfs absoluut onstabiel) van opbouw. Een deeltje nabij de grond kan gemakkelijk opstijgen tot een hoogte van ruim 11 km (gestreepte lijn in figuur C6). Tijdens het opstijgen koelt het deeltje af en op zekere hoogte zal condensatie van waterdamp plaatsvinden. In dit geval zijn de temperatuur en vochtigheid zodanig dat de eerste waterdruppeltjes zich vormen op ongeveer 800 m hoogte. Daar de droog-adiabatische temperatuurgradiënt 0,01 kelvin/m bedraagt (2.1.1) is het deeltje op deze hoogte 8 graden afgekoeld. Vanaf het condensatieniveau kan het deeltje verzadigd adiabatisch opstijgen tot ruim 11 km. De temperatuurafname bedraagt aanvankelijk slechts ongeveer 5 graden per km, maar loopt uiteindelijk op tot ruim 9,5 graad per km door de lage temperaturen op grote hoogte (zie ook 2.1.2).

Bij een temperatuuropbouw als in figuur C6 kan zich in principe een cumulonimbus ontwikkelen die zich ruwweg uitstrekt vanaf het condensatieniveau tot een hoogte van 11 km. Op 5 en 6 juni werden inderdaad voor de toppen van de buienwolken waarden van 9 tot 12 km opgegeven. Veel hoger kunnen buienwolken ook niet komen vanwege de stabiele opbouw van de stratosfeer. Wel kunnen door de aanwezigheid van stabiele lagen (bijvoorbeeld lagen met een temperatuurinversie) in de lagere niveaus de toppen van de wolken aanzienlijk lager liggen dan 11 km (zie ook 2.4.1).

Enige bijzonderheden over de buien op 6 juni. De eerste buien vormden zich kort na het middaguur in het oosten van ons land. Tussen 16 en 17 uur ontwikkelden de zwaarste buien zich boven Noord-Limburg, waarbij grote hagelstenen vielen. In de avond en daaropvolgende nacht breidde de buienactiviteit zich naar het westen uit. Even na 20 uur werd zware hagelval gemeld uit Arnhem en omgeving. De buien trokken zeer langzaam verder, daar de wind bijna was weggevallen. De verdeling van de neerslaghoeveelheden over Nederland is dan ook veel grilliger dan die bij de sneltrekkende buien in figuur C3 t/m figuur C5. Uit figuur C7 blijkt dat er verspreid over het land enige plaatsen zijn met zeer hoge neerslagsommen, die vrijwel direct grenzen aan gebieden met weinig of geen neerslag.

In De Bilt zette de regenval zeer abrupt in om 22.08 uur. Veertig minuten later was er 41 mm gevallen. Bij deze bui is niet de maximale intensiteit uitzonderlijk (hoogste 5-minutensom is 7,2 mm) maar het feit dat een gemiddelde intensiteit van 1 mm/min gedurende 40 minuten aanhield. Uit figuur 8.8 is af te lezen dat hierbij een herhalings tijd T_e van meer dan 100 jaar behoort (150 à 250 jaar). De bui is ook beschreven door Levert (1961).

*Figuur C7
Ruimtelijke verdeling
over Nederland van de
neerslaghoeveelheden
afgetapt op 7 juni 1961.*



De buien in de nacht van 7 op 8 juni 1910

In de nacht van 7 op 8 juni trok een aantal buien in westelijke richting over het zuiden van ons land. Ten noorden van de lijn Alkmaar-Emmen viel geen neerslag. De gebieden met de grootste neerslagintensiteit lagen in oost-west georiënteerde stroken. Neerslaghoeveelheden groter dan 20 mm werden op 8 juni afgetapt in Weert (25,0 mm), Amerongen (27,5 mm) en De Bilt (31,3 mm).

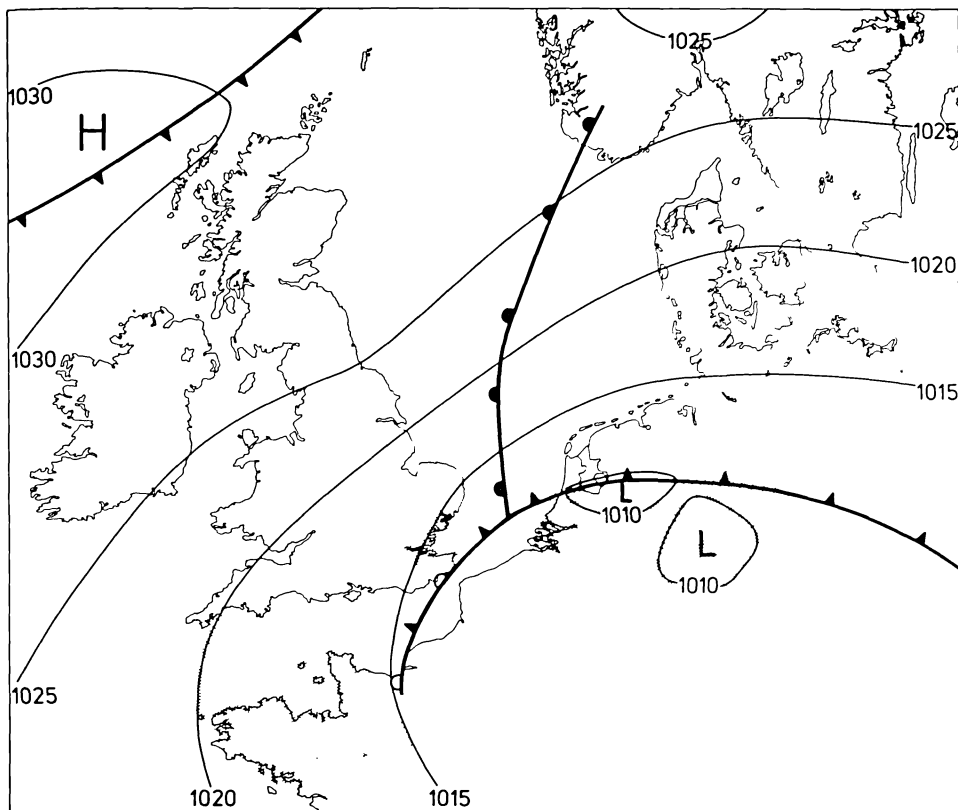
De buien op 19 juli 1966

Op deze dag was in delen van de provincies Overijssel, Gelderland, Utrecht, Noord- en Zuid-Holland sprake van een noodweersituatie. Niet alleen werden uitzonderlijk hoge neerslaghoeveelheden gemeten, maar op sommige plaatsen ontstond ook veel stormschade door windhozen. Deze buien zullen hier vrij uitvoerig worden besproken. Eerst wordt een beknopte beschrijving gegeven van de meteorologische situatie. Daarna zal worden ingegaan op de verdeling van de neerslag en tenslotte zal een beschrijving worden gegeven van de gevolgen die deze buien hebben gehad.

Meteorologische situatie. In de nacht van 18 op 19 juli breidde een depressiegebied dat boven de Alpen lag zich in de richting van ons land uit. In de oostelijke stroming tussen dit lagedrukgebied en een hogedrukgebied boven Scandinavië werd warme en vochtige lucht meegevoerd, hetgeen in de nacht al met flinke regenval gepaard ging.

De kern van de depressie die om 1 uur (19 juli) nog boven München lag trok in snel tempo via West-Duitsland naar Nederland. Omstreeks 19 uur lag hij ongeveer boven het midden van ons land (zie figuur C8). Tezamen met het erbij behorende koufront dat in noordelijke richting over ons land trok, gaf dit aanleiding tot zware onweersbuien en veel neerslag. In de avond en nacht van 19 juli trok de storing verder over ons land naar West-Frankrijk weg.

Neerslagverdeling. Bij de hoeveelheden neerslag die op 19 juli 's morgens werden afgetapt, werd een maximum van 66,2 mm in Almelo gevonden. In Twente werd ook op andere punten nog meer dan 30 mm genoteerd. In Gelderland, Utrecht en delen van Noord- en Zuid-Holland bedroeg de neerslaghoeveelheid meer dan 10 mm. In de kop van Noord-



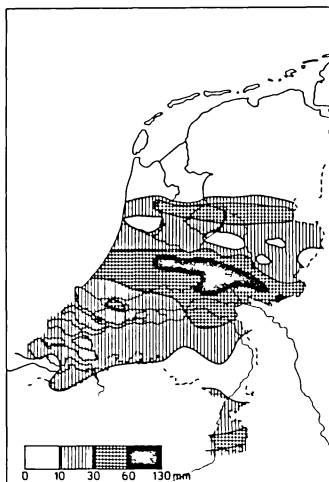
Figuur C8 Overzichtskaart (grondkaart) van de weersgesteldheid op 19 juli 1966 om 19 uur. De letter L staat voor een lagedrukgebied en de letter H voor een hogedrukgebied. De getrokken lijnen zijn isobaren met de luchtdruk in mbar. Gebieden met neerslag zijn gestippeld. Voor de betekenis van de verschillende fronten zie de figuren 2.7 en 2.8.

Holland, langs de kust van Friesland en op de Waddeneilanden bleef het vrijwel droog. Elders werd minder dan 10 mm afgetapt. Deze neerslag moet in verband worden gebracht met het overtrekken van het warmtefront.

De depressie en het koufront gaven aanleiding tot neerslag en buien die eveneens vooral het midden van het land troffen. Zoals uit figuur C9 blijkt, zijn er drie banden van neerslagsommen groter dan 30 mm die van oost naar west lopen, de noordelijkste over Overijssel en oostelijk Flevoland naar Hoorn, de middelste over de Gelderse Achterhoek, de Veluwe en Utrecht naar Zuid-Holland en een zuidelijke over Zuid-Limburg. Op de buienradar te De Bilt waren de noordelijkste twee buienlijnen duidelijk te onderscheiden, zie figuur 2.6. De foto geeft een opname om 17.14 uur. De buienlijn boven Zuid-Limburg wordt bevestigd door waarnemingen in de Belgische provincie Limburg waar eveneens hoeveelheden van meer dan 30 mm werden afgetapt.

De grootste neerslaghoeveelheden werden op 20 juli afgetapt in Veenendaal (109,3 mm), Loenen aan de Vecht (92,8 mm) en Hilversum (82,0 mm).

*Figuur C9
Ruimtelijke verdeling
over Nederland van de
neerslaghoeveelheden
afgetapt op 20 juli
1966.*



Bij het tekenen van de isohyetenkaart (figuur C9) werd ook gebruik gemaakt van gegevens van het dichte regenmeternetwerk in de Gelderse Achterhoek, zoals die zijn gepubliceerd door Colenbrander en Verstraate (1967).

Gevolgen van het noodweer. Niet alleen de buien gaven aanleiding tot overlast, maar ook de windhozen die er mee gepaard gingen. Windhozen werden waargenomen tussen Katwijk en Noordwijk, in Epe en Diepenveen. In Epe werd schade aangericht aan kermisattracties op een feestterrein. Twee boerderijen werden beschadigd en veel bomen moesten het ontgelden bij de windhoos die over Diepenveen trok.

Hagelstenen met een diameter van 3,5-4,5 cm vielen bij Barneveld en Ede.

Door het noodweer werden duizenden kampeersers op terreinen in de provincie Utrecht en op de zuidelijke Veluwezoom verjaagd. In Nijmegen werd een fietspad over een lengte van 10 m weggeslagen, een gat achterlatend van één tot anderhalve meter diep. De Baaksebeek trad bij Lichtenvoorde door de overvloedige regenval buiten haar oevers met als gevolg dat in een aantal straten 20 cm water kwam te staan. Ook in Arnhem, Wageningen en Hoorn kwamen straten onder water te staan.

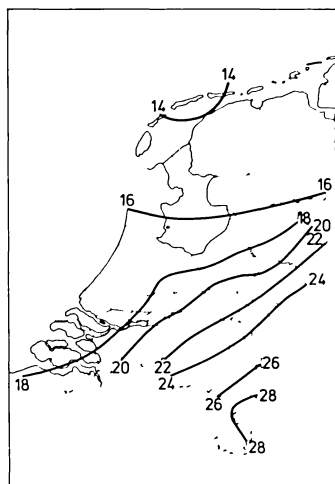
De bui in de nacht van 3 op 4 juli 1952

Deze bui wordt gekenmerkt door extreem hoge neerslaghoeveelheden over heel Nederland. Vrijwel overal werd op 4 juli meer dan 10 mm afgetapt, terwijl op 5 stations nabij het Hollandsch Diep en de Biesbosch meer dan 100 mm werd geregistreerd. De grootste dagsom (123,7 mm) werd in Steenbergen gemeten. Een merkwaardig feit is dat deze bui is voorgekomen bij koud somber weer met een matige tot vrij krachtige wind tussen noord en noordoost.

De meteorologische situatie, die tot deze uitzonderlijk zware bui heeft geleid, is enigszins gecompliceerd. Een belangrijke rol speelt een koufront dat rond het middaguur van de 2e juli boven de Britse Eilanden lag. Aanvankelijk verplaatste dit front zich vrij snel in oostelijke richting. In de vroege ochtend van de 3e juli werd de Nederlandse kust gepasseerd, doch in de loop van de dag stagneerde het front boven ons land. Dit gaf aanleiding tot vrij grote temperatuurverschillen binnen Nederland. Zo laten de middagtemperaturen in figuur C10 een verschil van ongeveer 14 graden zien tussen de Waddenkust en Zuid-Limburg.

Figuur C10

Isoliijnen van de temperatuur (in °C) op 3 juli 1952 om 14.40 uur. De temperaturen hebben betrekking op metingen in een thermometerhut.



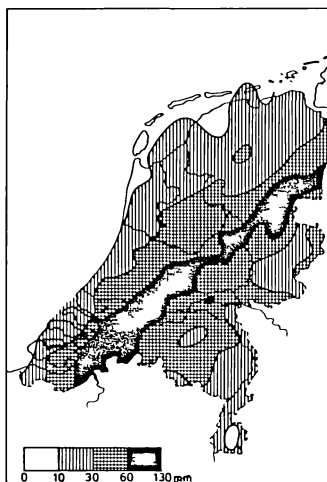
De middagtemperatuur in De Bilt bedroeg 18 à 19 graden bij een vrij krachtige noordoosten wind. Op 1500 m was er echter weinig wind, terwijl op ongeveer 5500 m de wind zuidwestelijk was met snelheden van 100 tot 140 km per uur.

De omkering van de windrichting met de hoogte moet men zich ruwweg als volgt voorstellen. In de koele lucht was de druk aan de grond hoger dan de druk in de warme lucht. Koude lucht is echter zwaarder dan warme lucht, wat tot gevolg heeft dat de druk sneller met de hoogte afneemt. De hoge druk aan de grond in de koude lucht kan daardoor samengaan met een lage druk in de hogere luchtlagen. De omkering van drukverschillen leidt ook tot een verandering van windrichtingen.

Door de noordoostelijke wind werd vanuit de Noordzee laaghangende bewolking aangevoerd. Hierdoor had het weer in een groot deel van Nederland een koel en somber karakter, alleen in Zuid-Limburg bleef het tot vroeg in de avond vrijwel onbewolkt. Onder de invloed van de zuidwestelijke stroming in de bovenlucht kon een onweersgebied boven Noordwest-Frankrijk tegen de avond ons land bereiken. De eerste buien drongen omstreeks 16.30 uur Zeeland binnen. Daarna breidde het onweer zich over geheel Nederland en een deel van Noordwest-Duitsland uit. In De Bilt ving de regen tegen 20 uur aan en duurde tot in de vroege morgenuren van de 4e juli. In een tijdspanne van bijna 10 uur werd 66,1 mm neerslag geregistreerd. Details over extreme neerslagintensiteiten zijn gegeven door Levert (1952).

Neerslagverdeling. In figuur C11 zijn de afgetapte hoeveelheden in de ochtend van de 4e juli gegeven. De isohyeten zijn van zuidwest naar noordoost georiënteerd. De gebieden met de grootste neerslaghoeveelheden zijn nabij de 18 graden isotherm in figuur C10 gelegen. Naast deze buienlijn is een klein gedeelte van een tweede buienlijn in het oosten van Twente te zien. In Enschede werd op 4 juli 40,0 mm afgetapt, terwijl in Gronau, aan de andere zijde van de grens, 66,4 mm werd gemeten. De grootste dagsom (88,6 mm) in de tweede buienlijn werd afgetapt in Lingen (25 km ten noordoosten van Denekamp). Hier werd in de vroege ochtend van de 4e juli in een tijdspanne van iets meer dan 3 uur (namelijk van 2.48-6.05 uur) een neerslaghoeveelheid van 71,4 mm geregistreerd!

*Figuur C11
Ruimtelijke verdeling
over Nederland van de
neerslaghoeveelheden
afgetapt op 4 juli 1952.*



Nadere bijzonderheden. Reeds aangegeven werd dat op de 3e juli een front boven Nederland aanwezig was met grote temperatuurverschillen. Dit front was vrijwel stationair. De warme lucht aan de zuidoostzijde van het front was enigszins onstabiel van opbouw. Mede door de opglidende beweging van deze lucht tegen het frontvlak konden zich grote cumulonimbi ontwikkelen. De zwaarste buien vielen dan ook nabij het front.

Aanvankelijk was de treksnelheid vrij hoog (ongeveer 60 km per uur) door de krachtige stroming in de hogere luchtlagen. Het strakke isohyetenpatroon is een gevolg hiervan. In de loop van de nacht nam echter de windsnelheid in de hogere luchtlagen af. Op 3 juli om 20 uur bedroeg in Emden de windsnelheid op 5500 m nog ongeveer 70 km per uur, terwijl op 4 juli om 2 uur de windsnelheid op deze hoogte nog slechts 40-45 km per uur bedroeg. Mede doordat de stroming in de hogere luchtlagen tegengesteld was aan die op de grond moet de treksnelheid in het latere gedeelte van de bui gering geweest zijn.

De verandering van treksnelheid is min of meer uit het neerslagverloop in De Bilt af te lezen (figuur C1). Het eerste gedeelte van de bui (omstreeks 20 uur) was kort en hevig. Daarentegen was het tweede gedeelte van de bui (na 22 uur) van uitzonderlijk lange duur, kenmerkend voor langzaam trekkende buien. Door de grote verticale windsnelheidsgradiënt kon de bui zich lang in stand houden (zie 2.4.1).

Naast langdurig onweer werden sommige plaatsen door zware hagelbuien getroffen. De hagel viel voornamelijk in het zuidelijk deel van het land en wel in en nabij het gebied met de grootste neerslaghoeveelheden.

Tabel C2 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt op 2 augustus 1967. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
2-8-15 uur			1	5	1								7
16 uur													0
17 uur													0
18 uur										1	35	38	74
19 uur	114	7	1										122

Tabel C3 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt op 4 augustus 1963. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
4-8- 4 uur			1										1
5 uur													0
6 uur												2	2
7 uur	3	47	83	52	6								191
8 uur							1	1	1	1	1		5
9 uur										1			1
17 uur												8	8
18 uur	5	1		1					1				8
19 uur													0
20 uur			1					1	1	2	1	2	8
21 uur	1		1										2
22 uur													0
23 uur					1								1

Tabel C4 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt op 18 juni 1917. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
18-6-18 uur				1									1
19 uur						17	65	119	51	41	15	3	311
20 uur	1	1											2

Tabel C5 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt op 19, 20 en 21 juli 1919. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
19-7-19 uur						43	90	52	3	4	20	4	216
20 uur	1	1								1			3
20-7- 1 uur							1		1		1		3
2 uur				1									1
3 uur						1		1	1	1	1	1	6
4 uur		1		1	1		1		1				5
5 uur	1		1			1		1		1	1	2	8
6 uur	1	1		1	1	1	1		3	9	6	6	30
7 uur	3	1											4
14 uur						2	1						3
17 uur												1	1
18 uur		1	1			2	1	1				1	7
19 uur		1								1			2
20 uur				1						1	4	3	9
21 uur	2	3	2	1						1	1		10
22 uur	4	2	2								1	1	10
23 uur		1		1	1	1	1	1	1	2	1		10
21-7- 0 uur										1			1
1 uur		1									1		2
2 uur				1	1	1		1	1	2	2	2	11
3 uur	2	1	1	1	1					1	1	1	9
4 uur	1	1	2	1	1	1	1	1	1	3	4	1	18
5 uur	1	2	1	2	2	1	1	2	1		1		14
6 uur	1	1								1			3

Tabel C6 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt in de nacht van 14 op 15 juni 1931. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
14-6-19 uur			1	7	5	14	24	33	82	84	20	1	271
20 uur					1								1
15-6- 3 uur							3	1	4	9	3	2	24
4 uur	4	2											6

Tabel C7 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt in de nacht van 15 op 16 augustus 1953. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
15-8-23 uur							91	87	28	16	5	4	231
16-8- 0 uur	2	1	7	5	5	9	4	3	1				37

Tabel C8 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt in de nacht van 6 op 7 juni 1961. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
6-6-22 uur		1	37	68	71	71	63	29	34	47	18	14	453
23 uur	9	3	7	5	2		1		2	2	2	1	34
7-6- 0 uur	1	1				1	1		1	2	1	2	10
1 uur	2	1	2	1	1	2	1	1	1		1	1	14
2 uur			1				1				1		3

Tabel C9 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt in de nacht van 7 op 8 juni 1910. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
7-6-22 uur					11	70	81	65	23	4	4	11	269
23 uur	4	3	1	1						1	2	2	14
8-6- 0 uur	1	2	1	1	1	2	1	1	2	1	2	3	18
1 uur	2	2	2	2	2	1		1					12

Tabel C10 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt op 18 en 19 juli 1966. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
18-7-17 uur											1		1
18 uur													0
19 uur											1		1
20 uur							1			1		1	3
21 uur								1		1	1		3
22 uur	1	1	1	1		3	1	2		1			11
23 uur	1	2	2	2			2						9
19-7- 0 uur				1	1	1							3
1 uur						1	2	1	9	16	11	4	44
2 uur	6	4	5	4	3	2	2	2	2	2	1	4	37
3 uur	2	2	3	2	1	1	2	2	1	1	1		18
4 uur		1					4	8	5	2	2	5	27
5 uur	3		1										4
17 uur										2	12	9	23
18 uur	28	9	2	1		3	1	1	1	1	1	1	49
19 uur	3	23	84	99	6	4	1		1		7	6	234
20 uur	2	4	5	26	10	24	28	26	13	8	5	4	155
21 uur	4	3	4	1	1			1	1	1	1		17
22 uur	1				1	1							3

Tabel C11 Neerslaghoeveelheden in tijdsintervallen van 5 minuten te De Bilt in de nacht van 3 op 4 juli 1952. De neerslaghoeveelheden zijn gegeven in tienden van millimeters.

Tijd	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	Som
3-7-19 uur											2	68	70
20 uur	127	2	50	12	4	2	1	1	3	3	3	2	210
21 uur	1	1	1							1	2	2	8
22 uur	3	1	5	26	28	31	25	13	2	2	12	16	164
23 uur	9	5	4	6	2	3	3	3	3	5	4	4	51
4-7- 0 uur	2	2	1	3	2	2	3	2	2	3	3	3	28
1 uur	3	3	3	1	2	1	2	1	2	4	4	3	29
2 uur	8	8	3	4	2	2	4	6	3	1	1	1	43
3 uur	1	1	1	1	2	3	1	3	2	7	4	5	31
4 uur	5	4	3	2	1	1	1	1	2	2	2		24
5 uur		2	1										3

L I T E R A T U U R

1 Inleiding

- Braak, C. (1933). Het klimaat van Nederland. A (vervolg). Neerslag. Eerste gedeelte. KNMI Meded. en Verhand. **34a**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Braak, C. (1934). Het klimaat van Nederland. A (vervolg). Neerslag. Tweede gedeelte. KNMI Meded. en Verhand. **34b**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Braak, C. (1936). Het klimaat van Nederland. E. Verdamping. KNMI Meded. en Verhand. **39**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Bruin, H. A. R. de (1979). Neerslag, openwaterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland. Frequentieverdelingen in het groeiseizoen. KNMI Wetensch. Rapport **WR 79-4**, De Bilt.
- Engelenburg, E. (1891). Hyetographie van Nederland. Natuurkundige Verhandelingen der Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam, deel **XXIX**.
- Hartman, C. M. A. (1913). Het klimaat van Nederland. A. Neerslag. KNMI Meded. en Verhand. **15**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Kramer, C. (1957). Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. KNMI Meded. en Verhand. **70**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.
- Levert, C. (1954). Regens, een statistische studie. KNMI Meded. en Verhand. **62**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.
- Timmerman, H. (1963). The influence of topography and orography on the precipitation patterns in the Netherlands. KNMI Meded. en Verhand. **80**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.

2 Vorming van neerslag

Een goed leerboek voor wie zich in de meteorologie in het algemeen wil verdiepen is Schmidt (1976). Veel interessante informatie op het gebied van de neerslag is te vinden in het tweede deel van de serie van Minnaert (1970) over de natuurkunde van het vrije veld. Bijzonder goede en duidelijke inleidingen in de meteorologie in de Engelse taal zijn McIntosh and Thom (1969), Cole (1975) en Battan (1979). Een goed studieboek is dat van Byers (1974). De fysische en meteorologische aspecten van wolken en neerslag worden behandeld in Mason

(1975) en Rogers (1978). In het boek van Mason wordt ook aandacht geschonken aan onweer en het kunstmatig verwekken van neerslag, terwijl Rogers een hoofdstuk aan de buienradar wijdt. Standaardwerken op het gebied van wolken en neerslagvorming zijn de boeken van Pruppacher and Klett (1978) en Mason (1971).

Neerslag als schakel in de hydrologische kringloop wordt behandeld in studieboeken over hydrometeorologie zoals Bruce and Clark (1966) en Wiesner (1970).

Neerslag als klimatologisch verschijnsel in de verschillende klimaatgebieden van de wereld komt aan de orde in Lockwood (1974). In dit werk komen vrij veel meetresultaten voor, die een indruk geven van de neerslagverdeling op aarde.

- Atkinson, B. W. (1977). Urban effects on precipitation: an investigation of London's influence on the severe storm in August 1975. Occasional Paper 8, Department of Geography, Queen Mary College, London.
- Attmannspacher, W. (1977). Areal precipitation measured by radar. In: Versl. en Meded. 23. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, Den Haag, pp. 55-69.
- Battan, L. J. (1979). Fundamentals of meteorology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Bergeron, T. (1949). The coastal orographic maxima of precipitation in autumn and winter. *Tellus* 1(3), 15-32.
- Best, A. C. (1950). The size distribution of raindrops. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society* 76, 16-36.
- Boer, J. H. and P. J. Feteris (1969). The influence of the sea on the distribution of lightning and rain over a coastal area. *Annalen der Meteorologie (Neue Folge)* 4, 109-111.
- Boer, J. H. and P. J. Feteris (1970). The influence of tides in sea inlets on the distribution of showers and thunderstorms over the southwestern part of the Netherlands. In: Preprints Second National Conference on Weather Modification, American Meteorological Society, Santa Barbara, California, 6-9 April 1970, pp. 258-261.
- Bruce, J. P. and R. H. Clark (1966). Introduction to hydrometeorology. Pergamon Press Ltd., Oxford.
- Bruin, H. A. R. de (1977a). The principles of measurement of precipitation with radar: a short introduction. In: Versl. en Meded. 23. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, Den Haag, pp. 47-54.
- Buishand, T. A. (1979). Urbanization and changes in precipitation, a statistical approach. *Journal of Hydrology* 40, 365-375.
- Byers, H. R. and R. R. Braham (1949). The thunderstorm. U.S. Weather Bureau, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Byers, H. R. (1974). General meteorology, 4th edition. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Changnon, S. A. (1968). The La Porte weather anomaly – fact or fiction? *Bulletin American Meteorological Society* 49, 4-11.
- Changnon, S. A. (1978). Urban effects on severe local storms at St. Louis. *Journal of Applied Meteorology* 17, 578-586.
- Changnon, S. A., F. A. Huff, P. T. Schickedanz and J. L. Vogel (1977). Weather anomalies and impacts. *Bulletin* 62, Illinois State Water Survey, Urbana.

- Cole, F. W. (1975). Introduction to meteorology, 2nd edition. John Wiley & Sons, London.
- Diem, M. (1948). Messungen der Grösse von Wolkenelementen II. Meteorologische Rundschau **1**, 261-273.
- Hafkenscheid, L. M. (1978). Hoe bepaalt men de vochtigheid van de lucht? Zenith **5** (1), 18-23.
- Harrold, T. W. (1977). Measurement of rainfall by radar in the United Kingdom. In: Versl. en Meded. **23**. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, Den Haag, pp. 70-79.
- KNMI (1966). Wolkenatlas. KNMI Publicatie **121b**, Staatsdrukkerij, 's-Gravenhage (herdruk in voorbereiding).
- Levert, C. (1958). De morfologie van een regen. Hemel en Dampkring **56**, 183-193.
- Linke, F. und F. Baur (1970). Meteorologisches Taschenbuch. II. Band, 2. verbesserte Auflage. Akademische Verlagsgesellschaft Geist & Portig K.-G., Leipzig.
- Lockwood, J. G. (1974). World climatology, an environmental approach. Edward Arnold (Publishers) Ltd., London.
- Marshall, J. S. and W. M. Palmer (1948). The distribution of raindrops with size. Journal of Meteorology **5**, 165-166.
- Mason, B. J. (1971). The physics of clouds. Clarendon Press, Oxford.
- Mason, B. J. (1975). Clouds, rain and rainmaking, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- McIntosh, D. H. and A. S. Thom (1969). Essentials of meteorology. Wykeham Publications, London.
- Minnaert, M. (1970). De natuurkunde van 't vrije veld. Deel 2: Geluid, warmte, elektriciteit, 3e druk. N.V. W. J. Thieme & Cie, Zutphen.
- Oke, T. (1974). Review of urban climatology 1968-1973. WMO Technical Note **134**, World Meteorological Organization, Geneva.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett (1978). Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Rogers, R. R. (1978). A short course in cloud physics, 2nd edition. Pergamon Press Ltd., Oxford.
- Schmidt, F. H. (1976). Inleiding tot de meteorologie, 5e druk. Aulareeks **112**, Het Spectrum, Utrecht.
- Shaw, E. M. (1962). An analysis of the origins of precipitation in Northern England, 1956-1960. Quarterly Journal Royal Meteorological Society **88**, 539-547.
- Timmerman, H. (1963). The influence of topography and orography on the precipitation patterns in the Netherlands. KNMI Meded. en Verhand. **80**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.
- Wessels, H. R. A. (1972). Metingen van regendruppels te De Bilt. KNMI Wetensch. Rapport WR 72-6, De Bilt.
- Wiesner, C. J. (1970). Hydrometeorology. Chapman and Hall Ltd., London.
- WMO (1966). International meteorological vocabulary. WMO Publication **182 TP 91**, World Meteorological Organization, Geneva.

3 Neerslaggegevens

Informatie over neerslagmetingen en neerslaggegevens uit de periode voor de oprichting van het KNMI is te vinden in de dissertatie van Labrijn (1945). Een beschouwing over de kwaliteit en de homogeniteit van de Zwanenburg/Hoofddorp reeks wordt gegeven door Buishand (1977a). De neerslagmetingen door het KNMI worden beschreven door Deij (1968). Een uitvoerige bibliografie over het meten van neerslag is uitgegeven door de World Meteorological Organization, zie WMO (1973). Een bekend overzichtsartikel over de nauwkeurigheid van neerslagmetingen is dat van Rodda (1971). Vergelijkingen van neerslagmetingen in Nederland met verschillende typen regenmeters of regenmeters op verschillende hoogten zijn te vinden in Braak (1945), De Zeeuw (1963), Colenbrander en Stol (1970), Dekker (1979) en Denkema (1980).

- Braak, C. (1945). Invloed van den wind op regenwaarnemingen. KNMI Meded. en Verhand. 48, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Buishand, T. A. (1977a). Stochastic modelling of daily rainfall sequences. Meded. Landbouwhogeschool 77-3, H. Veenman & Zonen B.V., Wageningen.
- Colenbrander, H. J. en Ph. Th. Stol (1970). Neerslag en neerslagverdeling naar plaats en tijd. Deelrapport 5 in: Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied. Tweede interimrapport werkgroep I, Comm. ter Bestudering van de Waterbehoefte van de Gelderse Landbouwgronden, Provincie Gelderland, Arnhem, pp. 98-108.
- Deij, L. J. L. (1968). Enige opmerkingen over de neerslagmeting en de neerslagverdeling naar tijd en plaats in ons land. In: Versl. en Meded. 14. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 71-85.
- Dekker, C. G. (1979). Een onderzoek naar de grootte van de systematische windfout van de standaardregenmeter. KNMI Verslagen V 318, De Bilt.
- Denkema, A. (1980). Resultaten van vergelijkende metingen met diverse typen regenmeters in het tijdvak december 1971 – januari 1975 te De Bilt. KNMI Verslagen V 342, De Bilt.
- Hauer, A. (1951). A new recording rain gauge. Journal of Scientific Instruments 28, 84-85.
- Jackson, M. C. (1977). A method of estimating the probability of occurrence of snow water equivalents in the United Kingdom. Hydrological Sciences Bulletin XXII, 127-142.
- KNMI (1956-1965). Frequenties van k -daagse neerslagsommen op Nederlandse stations. KNMI Publicatie 140-1, 140-2, ..., 140-24, 140-25A, 140-25B, De Bilt.
- KNMI (1966). Frequentieverdeling van de hoeveelheden en duren van de neerslag in m -uurlijkse tijdvakken ($m = 1-36$) te De Bilt (1931-1960). KNMI Publicatie 146, De Bilt.
- KNMI (1968). Detailanalyse van pluviogrammen. A. Frequentieverdelingen van de hoeveelheden neerslag in tijdvakken van 5 tot 660 minuten, De Bilt, 1928, 1933, 1951-1960. KNMI Publicatie 147, De Bilt.
- Labrijn, A. (1945). Het klimaat van Nederland gedurende de

laatste twee en een halve eeuw. KNMI Meded. en Verhand. **49**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.

- Rodda, J. C. (1971). The precipitation measurement paradox – the instrument accuracy problem. Reports on WMO/IHD projects, Report **16**, World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO (1973). Annotated bibliography on precipitation measurement instruments. Reports on WMO/IHD Projects, Report **17**, World Meteorological Organization, Geneva.
- Zeeuw, J. W. de (1963). Over de werkelijkheidsbenadering van gemeten neerslagen. Landbouwkundig Tijdschrift **75**, 815-832.

4 De bepaling van de verdamping

5 Verdampingsgegevens

De meest uitvoerige beschrijving van het verdampingsonderzoek in de Rottegatpolder is te vinden in een aantal verslagen van de Werkcommissie voor Verdampingsonderzoek (1947-1967). Deze verslagen hebben echter een beperkte verspreiding. Meer algemeen bekend is een publikatie van Deij et al. (1955). Een profielmethode ter bepaling van de verdamping in de Rottegatpolder wordt nader beschreven door Deij (1960) en Keijman (1960, 1963). Door Colenbrander (1970) is een vrij uitvoerig onderzoek verricht naar de bepaling van de verdamping uit de waterbalans van stroomgebieden in Oost-Gelderland.

Een goede indruk van het lysimeteronderzoek kan worden verkregen uit een drietal publikaties over de lysimeters in Nederland, zie Wind (1958, 1960) en Rijtema en Ryhiner (1968). In de oudste van deze publikaties wordt een uitvoerige beschrijving gegeven van alle lysimeters die kort na de oorlog operationeel waren. Een beknopt overzicht van lysimeteropstellingen in Nederland met een uitgebreide literatuurlijst wordt gegeven door Makkink (1959).

De waterbalans van het Flevomeer wordt uitvoerig besproken door Koopmans (1968). Methoden om de verdamping van het Flevomeer te berekenen uit meteorologische gegevens worden behandeld door Keijman (1971, 1974), Keijman and Koopmans (1973), De Bruin (1978a) en De Bruin and Keijman (1979).

Een elementaire uiteenzetting van een aantal fysische methoden ter bepaling van de verdamping wordt gegeven door Rose (1966). Meer informatie is te vinden in de boeken van Sellers (1965) en Monteith (1973) en in een tweetal overzichtsartikelen van de World Meteorological Organization, zie Gangopadhyaya et al. (1966) en Hounam (1971). Een indruk van berekeningsmethoden ter bepaling van de verdamping van landbouwgewassen kan worden verkregen uit de proefschriften van Rijtema (1965) en Feddes (1971) en uit een artikel van Van Bakel (1979).

- Bakel, P. J. T. van (1979). Verdamping in relatie tot bodem en gewas. In: Verdamping en gewasproductie. Basisrapport ten behoeve van de Comm. Bestudering Waterhuishouding Gelderland, Arnhem.
- Boheemen, P. J. M. van (1977). Verschillen tussen drie berekeningswijzen van de openwaterverdamping. ICW Nota **956**, Wageningen.
- Braak, C. (1936). Het klimaat van Nederland. E. Verdamping. KNMI Meded. en Verhand. **39**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.

- Braak, C. (1937). Het klimaat van Nederland. F. Zonneschijn en bewolking. KNMI Meded. en Verhand. **40**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Bruin, H. A. R. de (1977c). Een computerprogramma voor het berekenen van de inkomende straling aan de rand van de atmosfeer per dag door een horizontaal oppervlak. KNMI Verslagen V **294**, De Bilt.
- Bruin, H. A. R. de (1978a). A simple model for shallow lake evaporation. *Journal of Applied Meteorology* **17**, 1132-1134.
- Bruin, H. A. R. de (1979). Neerslag, openwaterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland. Frequentieverdelingen in het groeiseizoen. KNMI Wetensch. Rapport WR **79-4**, De Bilt.
- Bruin, H. A. R. de (1980b). Temperature and energy balance of a water reservoir determined from standard weather data. To be published.
- Bruin, H. A. R. de and J. Q. Keijman (1979). The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology* **18**, 898-903.
- Bruin, H. A. R. de en W. Kohsiek (1977). De verdamping uit gras op kleigrond in de zomer van 1976 vergeleken met de Penman-formule. KNMI Wetensch. Rapport WR **77-10**, De Bilt.
 - Bruin, H. A. R. de en W. Kohsiek (1979). Toepassingen van de Penman formule. In: Verdamping en gewasproductie. Basisrapport ten behoeve van de Comm. Bestudering Waterhuishouding Gelderland, Arnhem. Ook verschenen als KNMI Wetensch. Rapport WR **79-3**, De Bilt.
- Bruin, H. A. R. de en W. N. Lablans (1980). Een test van een nieuwe berekeningswijze van de open-water verdamping volgens Penman ten behoeve van snelle voorlichting omtrent de verdamping. KNMI Verslagen V **357**, De Bilt.
- Brutsaert, W. and H. Stricker (1979). An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research* **15**, 443-450.
- Calder, I. R. (1977). A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, Central Wales. *Journal of Hydrology* **33**, 247-265.
- Colenbrander, H. J. (1970). Waterbalansstudies in kleine stroomgebieden. Deelrapport **11** in: Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied. Tweede interimrapport werkgroep I, Comm. ter Bestudering van de Waterbehoefte van de Gelderse Landbouwgronden, Provincie Gelderland, Arnhem, pp. 209-229.
- Deij, L. J. L. (1960). Algemene beschouwing over het probleem van de verdamping. In: Versl. en Meded. **4**. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 13-30.
- Deij, L. J. L., S. B. Hooghoudt, J. H. M. Latour, P. K. Peerlkamp en A. H. Stam (1955). Het verdampingsonderzoek in de Rottegatpolder gedurende de jaren 1947 tot en met 1952. In: Versl. en Meded. **2**. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 209-254.
- Edinger, J. E., D. W. Duttweiler and J. C. Geyer (1968). The

response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research* **4**, 1137-1143.

- Feddes, R. A. (1971). Water, heat and crop growth. Meded. Landbouwhogeschool **71-12**, H. Veenman & Zonen B.V., Wageningen.
- Fraedrich, K. und A. Behlau (1977). Ein einfaches Modell zur Abschätzung der Energiebilanz eines Wasserreservoirs. *Annalen der Meteorologie (Neue Folge)* **12**, 134-137.
- Gangopadhyaya, M., G. E. Harbeck Jr., T. J. Nordenson, M. H. Omar and V. A. Uryvaev (1966). Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. WMO Technical Note **83**, World Meteorological Organization, Geneva.
- Gash, J. H. C. and J. B. Stewart (1975). The average surface resistance of a pine forest derived from Bowen ratio measurements. *Boundary-Layer Meteorology* **8**, 453-464.
- Gash, J. H. C. and J. B. Stewart (1977). The evaporation from Thetford forest during 1975. *Journal of Hydrology* **35**, 385-396.
- Hellings, A. J. (1979). Bepaling van het beregeningstijdstip. In: *Beregeningsonderzoek in de akkerbouw*. Directie Landbouwkundig Onderzoek, Wageningen, pp. 27-35.
- Hoeve, J. ter (1978). Nadere gegevens over de relatie tussen neerslag en neerslagoverschot in bosgebieden. *H₂O* **11**, 364-368.
- Hounam, C. E. (1971). Problems of evaporation assessment in the water balance. Reports on WMO/IHD projects, Report **13**, World Meteorological Organization, Geneva.
- Howard, K. W. F. and J. W. Lloyd (1979). The sensitivity of parameters in the Penman evaporation equations and direct recharge balance. *Journal of Hydrology* **41**, 329-344.
- Jong, H. de en J. Q. Keijman (1971). Temperatuurveranderingen in het Haringvliet ten gevolge van de afsluiting. KNMI Wetensch. Rapport **WR 71-4**, De Bilt.
- Keijman, J. Q. (1960). A test of the aerodynamic method for the determination of evaporation. In: *IASH Publication 53* (Commission of Land Erosion), pp. 451-456.
- Keijman, J. Q. (1963). Instruments for the determination of the vertical transport of water vapour. An analysis of the results obtained by this method. In: *Proceedings General Assembly of Berkeley, Committee for evaporation*. IASH Publication **62**, pp. 232-236.
- Keijman, J. Q. (1971). Vergelijking van enige methoden ter bepaling van de verdamping uit een meer (Flevomeer 1967). KNMI Wetensch. Rapport **WR 71-2**, De Bilt.
- Keijman, J. Q. (1974). The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data. *Boundary-Layer Meteorology* **7**, 399-407.
- Keijman, J. Q. and R. W. R. Koopmans (1973). A comparison of several methods of estimating the evaporation of Lake Flevo. In: *Hydrology of Lakes. Proceedings of the Helsinki symposium*. IAHS Publication **109**, pp. 225-232.
- Keijman, J. Q. en W. Schipper (1978). *Waterhuishouding*

lysimeters Castricum 1967. Een vergelijking van de verdamping berekend uit de waterbalans met de verdamping volgens Penman. KNMI Wetensch. Rapport WR 78-5, De Bilt.

Koopmans, R. W. R. (1968). De verdamping van open water, resultaten van een waterbalansstudie in zuidelijk Flevoland. Nota B 68-1, Afd. Waterloopkunde, Dienst der Zuiderzeewerken, Den Haag.

Kramer, C. (1957). Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. KNMI Meded. en Verhand. 70, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.

Levert, C. (1962). Über die Auswertung der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B 11, 135-137.

Makkink, G. F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. Journal of the Institution of Water Engineers 11, 277-288.

- Makkink, G. F. (1959). Lysimeters in the Netherlands. In: Symposium of Hannoversch-Münden, Volume II: Lysimeters. IASH Publication 49, pp. 5-12.

Makkink, G. F. (1960). De verdamping uit vegetaties in verband met de formule van Penman. In: Versl. en Meded. 4. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 90-115.

McMillan, W. (1973). Cooling from open water surfaces. Final report, Part 1: Lake Trawsfynydd cooling investigation. Scientific Services Department, CEGB, Manchester (No NW/SSD/RR/1204/73).

Monteith, J. L. (1973). Principles of environmental physics. Edward Arnold (Publishers) Ltd., London.

Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings Royal Society London, Series A 193, 120-145.

- Penman, H. L. (1956). Evaporation: an introductory survey. Netherlands Journal of Agricultural Science 4, 9-29.
- Priestley, C. H. B. and R. J. Taylor (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review 100, 81-92.
- Rijkoort, P. J. (1960). De onzekerheid in de verdamping van een vrij wateroppervlak berekend volgens de methode van Penman als gevolg van onnauwkeurigheden in de basisgegevens. In: Versl. en Meded. 4. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 46-59.
- Rijtema, P. E. (1965). An analysis of actual evapotranspiration. Agricultural Research Reports 659, Pudoc, Wageningen.
- Rijtema, P. E. en A. H. Ryhiner (1968). De lysimeters in Nederland (III). Aspecten van verdamping en resultaten van verdampingsonderzoek. In: Versl. en Meded. 14. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 86-149.
- Rose, C. W. (1966). Agricultural physics. Pergamon Press Ltd., Oxford.

- Sellers, W. D. (1965). *Physical Climatology*. The University of Chicago Press, Chicago.
- Stewart, J. B. (1977). Evaporation from the wet canopy of a pine forest. *Water Resources Research* **13**, 915-921.
- Stricker, H. and W. Brutsaert (1978). Actual evapotranspiration over a summer period in the „Hupsel Catchment“. *Journal of Hydrology* **39**, 139-157.
 - Smeets, H. E. (1976). A nomogram to estimate the heat-exchange coefficient of the air-water interface as a function of wind speed and temperature: a critical survey of some literature. *Journal of Hydrology* **30**, 375-401.
 - Verhagen, J. H. G. (1977). Een model voor thermische stratificatie bij variabele weersomstandigheden. *H₂O* **10**, 207-210.
 - Werkcommissie voor Verdampingsonderzoek (1947-1967). Verslagen inzake het verdampingsonderzoek (17 delen). Dienst Waterhuishouding, Rijkswaterstaat, 's-Gravenhage.
 - Wind, R. Hzn. (1958). The lysimeters in the Netherlands. Description of the lysimeters with a review of the records to 1954. In: *Versl. en Meded. 3. Comm. Hydrol. Onderz. TNO*, 's-Gravenhage, pp. 165-228.
 - Wind, R. Hzn. (1960). De lysimeters in Nederland (II). Uitkomsten van de bewerking der gezamenlijke gegevens. In: *Versl. en Meded. 4. Comm. Hydrol. Onderz. TNO*, 's-Gravenhage, pp. 205-271.

6 Verdeling van neerslag en verdamping naar plaats en in de tijd

De klimaatatlas van Nederland (KNMI, 1972) bevat kaarten van jaar- en maandgemiddelden van de neerslaghoeveelheden, het aantal dagen met een neerslaghoeveelheid van minstens 1 mm en van minstens 10 mm, de openwaterverdamping volgens de formule van Penman en het potentiële neerslagoverschot. Voor het kalenderjaar is ook het gemiddelde aantal dagen met een neerslaghoeveelheid van minstens 0,3 mm gegeven. De gemiddelden in de klimaatatlas zijn gebaseerd op de normaalperiode 1931-1960.

Jaar- en maandgemiddelden van de neerslaghoeveelheden in het stroomgebied van de Rijn worden gegeven in het Rijnrapport (CHR, ongedateerd). In dit rapport wordt tevens de grootte van de potentiële verdamping in het stroomgebied van de Rijn behandeld. Een studie van de neerslagverdeling in het Duitse Leistein Plateau wordt gegeven door Böttcher (1941). Hierin wordt vrij uitvoerig ingegaan op de invloeden van onder andere de Eifel, Sauerland en het Rothaargebergte op de neerslag. Een uitvoerige behandeling van het neerslagklimaat van West-Duitsland met kaarten van de normaalperiode 1931-1960 is te vinden in het eerste deel van een recente klimaatatlas (Schirmer und Vent-Schmidt, 1979).

Normalen (maand- en jaargemiddelden) van de neerslag in België worden gegeven door Dupriez et Sneyers (1978, 1979). De potentiële verdamping in België wordt behandeld door Bultot et Dupriez (1974). In deze publikatie worden ook van een aantal stations de maandsommen van de openwaterverdamping gegeven. De data van deze publikatie hebben betrekking op een relatief kort tijdvak, namelijk 1967-1972.

- Bodeux, A. (1974). De belangrijkste kenmerken van de neerslag te Koksijde, Melsbroek en Saint-Hubert. Referentieperiode:

- 1952-1972. Miscellanea Serie B **29**, Koninklijk Meteorologisch Instituut van België, Brussel.
- Böttcher, W. (1941). Die Niederschläge im rheinischen Schiefergebirge. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande. Veröffentlichungen des Geographischen Instituts der Universität Bonn. Herausgegeben von Carl Troll. Dritte Reihe-Heft 5. Kommissionsverlag von Ludwig Röhrscheid, Bonn.
- Bultot, F. et G. L. Dupriez (1974). L'évapotranspiration potentielle des bassins hydrographiques en Belgique. Publications Série A **85**, Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles.
 - CHR. Le bassin du Rhin. Monographie hydrologique, Commission Internationale de l'Hydrologie du Bassin du Rhin. Z. pl., ca. 1978, 3 delen.
 - Dupriez, G. L. et R. Sneyers (1978). Les normales du réseau pluviométrique belge. Publications Série A **101**, Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles.
 - Dupriez, G. L. et R. Sneyers (1979). Les nouvelles cartes pluviométriques de la Belgique. Publications Série A **103**, Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles.
 - Jagannathan, P., R. Arlery, H. ten Kate and M. V. Zavarina (1967). A note on climatological normals. WMO Technical Note **84**, World Meteorological Organization, Geneva.
 - KNMI (1972). Klimaatatlas van Nederland. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
 - Levert, C. (1959). Some problems concerning the „three-dimensional location“ of a rain. KNMI Wetensch. Rapport WR **59-2** (III-228), De Bilt.
 - Minnaert, M. (1972). De natuurkunde van 't vrije veld. Deel 3: Rust en beweging, 3e druk. N.V. W. J. Thieme & Cie, Zutphen.
 - Olberg, M. (1979). Zeitliche Änderungen im spektralen Verhalten der Zeitreihe Monatssummen des Niederschlags nach Baur. Időjárás (Journal of the Hungarian Meteorological Service) **108**, 70-78.
 - Schirmer, H. und V. Vent-Schmidt (1979). Das Klima der Bundesrepublik Deutschland. Lieferung 1: mittlere Niederschlagshöhen für Monate und Jahr. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
 - Stalenhoef, A. H. C. (1980). Resultaten van metingen met scheve regenmeters. Te verschijnen als KNMI Wetensch. Rapport.
 - Stol, Ph. Th. (1978). Frequenties van droge zomers en natte winters. Neerslag maand- en seizoensommen te Winterswijk van 1914-1977. Cultuurtechnisch Tijdschrift **17**, 260-267.
 - Tabony, R. C. (1979). A spectral and filter analysis of long period rainfall records in England and Wales. The Meteorological Magazine **108**, 97-118.
 - Timmerman, H. (1963). The influence of topography and orography on the precipitation patterns in the Netherlands. KNMI Meded. en Verhand. **80**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage

7 Frequentieverdelingen

Een elementaire inleiding tot de wiskundige statistiek is het boek van Wijvekate (1979). Daarnaast worden de beginselen van de kansrekening en de statistiek uitgebreid behandeld in de boeken van Bolle et al. (1973a, 1973b, 1974). Voor degenen die zich wat verder willen verdiepen in dit vakgebied zijn de boeken van De Jonge (1963, 1964) aan te bevelen. Deze boeken geven een uitvoerig overzicht van klassieke statistische technieken met hun toepassingen zonder al te veel op de wiskundige achtergrond in te gaan. Een uitstekend overzicht van statistische technieken in de hydrologie wordt gegeven in hoofdstuk 8 van Ven te Chow (1964). Een goed inleidend werk in de theorie van de statistiek is het boek van Mood et al. (1974). De theorie van kansverdelingen wordt uitvoerig behandeld door Kendall and Stuart (1969).

Toepassingen van de wiskundige statistiek op de kansverdeling van neerslagsommen in Nederland worden gegeven door Visser (1955), De Boer (1956, 1957, 1959, 1965), Van Montfort (1966, 1968) en Stol (1970). De kansverdeling van de neerslag te Gent wordt beschreven door Dingens et al. (1966) en Dingens and Steyaert (1971a, 1971b). Voor het lezen van deze artikelen over frequentieverdelingen is enig statistisch niveau vereist.

De persistentie van neerslagreeksen in Nederland wordt behandeld door Levert (1954, 1955, 1960) en De Bruin (1980a). Daarnaast zijn beschouwingen over de persistentie van neerslagreeksen te vinden in literatuur over stochastische neerslagmodellen, zie bijvoorbeeld Buishand (1977a). Evenals voor het lezen van literatuur over frequentieverdelingen is ook hier een redelijke kennis van de wiskundige statistiek noodzakelijk.

Een uitvoerige behandeling van de verdeling van het potentiële neerslagoverschot voor het station Gemert (1933-1953) wordt gegeven door Stol (1960). Voor het tijdvak 1911-1975 worden door De Bruin (1979) voor het zomerhalfjaar frequentieverdelingen gegeven van gesommeerde neerslaghoeveelheden en van het potentiële neerslagoverschot van de reeksen Den Helder De Kooy, De Bilt, Winterswijk, Oudenbosch, Gemert en Avereest/Den Hulst/Wijster Witteveen Dedemsvaart.

- Boer, H. J. de (1956). De cumulatieve frequentieverdelingen van k -daagse neerslagsommen van Hoofddorp. KNMI Wetensch. Rapport wr 56-004 (III-186), De Bilt.
- Boer, H. J. de (1957). De cumulatieve frequentieverdelingen van k -daagse neerslagsommen van Winterswijk. KNMI Wetensch. Rapport wr 57-007 (III-202), De Bilt.
- Boer, H. J. de (1959). On the cumulative frequency distributions of k -day period amounts of precipitation for any station in the Netherlands, while $k \geq 30$. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B 9, 244-253.
- Boer, H. J. de (1965). Een mogelijkheid tot een mathematische voorstelling van cumulatieve frequentieverdelingen van k -daagse neerslagsommen, waarbij k kleiner of gelijk 30 is. KNMI Verslagen V 168 (RIII-294), De Bilt.
- Boheemen, P. J. M. van en J. G. S. de Wilde (1979). De watervoorziening van land- en tuinbouw in het droge jaar 1976. Regionale Studies 15, ICW, Wageningen.
- Bolle, E. A. W., F. Göbel en J. M. H. Lenoir (1973a). Beschrijvende statistiek, 2e druk. Kluwer, Deventer.
- Bolle, E. A. W., F. Göbel en J. M. H. Lenoir (1973b). Kansrekening, 2e druk. Kluwer, Deventer.

- Bolle, E. A. W., J. M. H. Lenoir en J. N. M. van Loon (1974). Wiskundige statistiek. Kluwer, Deventer.
- Bruin, H. A. R. de (1979). Neerslag, openwaterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland. Frequentieverdelingen in het groeiseizoen. KNMI Wetensch. Rapport WR 79-4, De Bilt.
- Bruin, H. A. R. de (1980a). A stochastic description of wet and dry spells in terms of an effective number of days. *Journal of Hydrology* **45**, 91-99.
- Buishand, T. A. (1977a). Stochastic modelling of daily rainfall sequences. *Meded. Landbouwhogeschool* **77-3**, H. Veenman & Zonen B.V., Wageningen.
- Dingens, P., W. Moerdijk en H. Steyaert (1966). De distributie van de dagelijkse neerslag te Gent. *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift* **48**, 103-140.
- Dingens, P. and H. Steyaert (1971a). A truncated square-root-normal distribution applied to monthly precipitation totals for Ghent (Belgium). *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* **XVI** (2.6/1971), 79-85.
- Dingens, P. and H. Steyaert (1971b). Distribution for *k*-day rainfall totals. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* **XVI** (3.9/1971), 19-24.
- Eyden, W. A. A. van (1960). Onderzoekingen betreffende de waterbehoefte als functie van de neerslag en de verdamping, alsmede van het verbruik en gebruik van de vochtvoorraad in de bodem. In: *Versl. en Meded.* **4**. *Comm. Hydrol. Onderz.* TNO, 's-Gravenhage, pp. 176-205.
- Jonge, H. de (1963). Inleiding tot de medische statistiek. Deel 1: Fundamentele begrippen en technieken, verdelingsvrije methoden, 2e druk. Verhandeling **XLI** van het Nederlands Instituut voor Praeventieve Geneeskunde, Leiden.
- Jonge, H. de (1964). Inleiding tot de medische statistiek. Deel 2: Klassieke methoden, 2e druk. Verhandeling **XLVIII** van het Nederlands Instituut voor Praeventieve Geneeskunde, Leiden.
- Kendall, M. G. and A. D. Stuart (1969). *The advanced theory of statistics*. Three-volume edition, Volume 1: *Distribution Theory*, 3rd edition. Charles Griffin & Company Ltd., London.
- Levert, C. (1954). The persistence of daily rainfall and the reliability of estimates of the probability distribution of rainfalls in periods of different lengths. *Geophysica* **1**, 180-194.
- Levert, C. (1955). De persistentie van de dagelijkse hoeveelheid neerslag. KNMI Wetensch. Rapport WR 55-004 (III-150), De Bilt.
- Levert, C. (1960). Twee statistische modellen van persistentie in klimatologische tijdreeksen. KNMI Wetensch. Rapport WR 60-4 (III-251), De Bilt.
- Montfort, M. A. J. van (1966). Statistische beschouwingen over neerslag en afvoer. II. Veenman & Zonen N.V., Wageningen.
- Montfort, M. A. J. van (1968). Enige statistische opmerkingen over neerslag en afvoer. In: *Versl. en Meded.* **14**. *Comm. Hydrol. Onderz.* TNO, 's-Gravenhage, pp. 25-40.
- Mood, A. M., F. A. Graybill and D. C. Boes (1974). *Introduction*

to the theory of statistics, 3rd edition (international student edition). McGraw-Hill Book Company, New York and Kōgakusha Company, Tokyo.

- Stol, Ph. Th. (1960). Een frequentie-onderzoek naar verschillen tussen neerslag en verdamping. In: Versl. en Meded. 4. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 159-175.
- Stol, Ph. Th. (1970). Het vergelijken van empirische frequentieverdelingen met een toepassing op reeksen neerslaggegevens uit de Gelderse Achterhoek. Cultuurtechnisch Tijdschrift 9, 171-184.
- Ven te Chow (1964). Handbook of applied hydrology. A compendium of water-resources technology. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Visser, W. C. (1955). Een nomogram voor de verdeling van de regenval. In: Versl. en Meded. 2. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, 's-Gravenhage, pp. 50-70.
- Wijvekate, M. L. (1979). Verklarende statistiek, 16e druk. Aulareeks 39, Het Spectrum, Utrecht.

8 Extreme neerslaghoeveelheden

Vergelijkingen tussen de herhalingstijden in de „partial duration series” en de „extreme value series” worden gegeven door Langbein (1949), Ven te Chow (1950) en Beran and Nozdryn-Plotnicki (1977). Andere waarschijnlijkheidstechnische aspecten bij het begrip herhalingstijd worden behandeld door Stol (1971/72). Een vergelijking tussen de nauwkeurigheid van schattingen gebaseerd op de „partial duration series” en de „extreme value series” wordt gegeven door Cunnane (1973) en Taesombut and Yevjevich (1978).

Het klassieke werk over extremen is het boek van Gumbel (1958). Recenter zijn een overzichtsartikel van Jenkinson (1969) en het zeer uitvoerige overzicht in deel I van het Engelse Flood Studies Report (NERC, 1975a). Voor statistisch geïnteresseerden is het boek van Mann et al. (1974) aan te bevelen. Dit boek bevat vele moderne beschouwingen over de theorie van de extreme waarden.

Statistische toetsen op het type verdeling van de extreme waarden worden behandeld door Van Montfort (1970), Van Montfort and Otten (1978) en Otten and Van Montfort (1978). Op neerslagcijfers in Nederland is de Gumbelverdeling onder andere toegepast door Van Montfort (1966), Stol (1971), Van den Herik en Kooistra (1973) en Kruizinga (1977). Voor dagsommen met een herhalingstijd T_e van 5, 10 en 30 jaar zijn kaartjes gegeven in de klimaatatlas van Nederland (KNMI, 1972) voor de maanden februari, april, juni, augustus, oktober en december. Deze kaartjes berusten op de gegevens van 24 stations voor het tijdvak 1901-1969. Een uitvoerige toepassing van de theorie van de extreme waarden op neerslaggegevens in het Verenigd Koninkrijk wordt gegeven in deel II van het Engelse Flood Studies Report (NERC, 1975b). Informatie met betrekking tot extremen in België is te vinden in een tweetal publikaties van Sneyers (1977, 1979).

- Bell, F. C. (1969). Generalized rainfall-duration-frequency relationships. Journal of the Hydraulics Division, Proceedings American Society of Civil Engineers 95, 311-327.
- Beran, M. A. and M. J. Nozdryn-Plotnicki (1977). Estimation of low return period floods. Hydrological Sciences Bulletin XXII, 275-282.

- Braak, C. (1933). Het klimaat van Nederland. A (vervolg). Neerslag. Eerste gedeelte. KNMI Meded. en Verhand. **34a**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Cunnane, C. (1973). A particular comparison of annual maxima and partial duration series methods of flood frequency prediction. *Journal of Hydrology* **18**, 257-271.
- Gumbel, E. J. (1958). *Statistics of extremes*. Columbia University Press, New York.
- Harihara Ayyar, P. S. and N. Tripathi (1973). Relationship of the clock-hour to 60-min and the observational day to 1440-min rainfall. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics* **24**, 279-282.
- Herik, A. G. van den en M. T. Kooistra (1973). 5 minuten regens. Grontmij, De Bilt.
- Hershfield, D. M. (1961). Rainfall frequency atlas of the United States for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years. Weather Bureau Technical Papers **40**, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Jenkinson, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society* **81**, 158-171.
- Jenkinson, A. F. (1969). Statistics of extremes. Chapter 5 in: Estimation of maximum floods. WMO Technical Note **98**, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 183-227.
- Jenkinson, A. F. (1975). Extreme value analysis in meteorology. In: Preprints Fourth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences, American Meteorological Society, Tallahassee, Florida, 18-21 November 1975, pp. 83-89.
- Kimball, F. (1956). The bias in certain estimates of the parameters of the extreme value distribution. *Annals of Mathematical Statistics* **27**, 758-767.
- KNMI (1972). *Klimaatatlas van Nederland*. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
- Kruizinga, S. (1977). Statistische analyse van de uurtotale neerslag geregistreerd op de stations De Bilt, Den Helder, Vlissingen, Eelde en Beek in de periode 1961 t m 1970. KNMI Verslagen V **288**, De Bilt.
- Langbein, W. B. (1949). Annual floods and the partial-duration flood series. *Transactions American Geophysical Union* **30**, 879-881.
- Levert, C. (1954). Regens, een statistische studie. KNMI Meded. en Verhand. **62**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.
- Mann, N. R., R. E. Schafer and N. D. Singpurwalla (1974). *Methods for statistical analysis of reliability and life data*. John Wiley & Sons, New York.
- Montfort, M. A. J. van (1966). Statistische beschouwingen over neerslag en afvoer. H. Veenman & Zonen N.V., Wageningen.
- Montfort, M. A. J. van (1969). Inleiding over de verdeling van extremen. *Statistica Neerlandica* **23**, 97-111.
- Montfort, M. A. J. van (1970). On testing that the distribution of

- extremes is of Type I when Type II is the alternative. *Journal of Hydrology* **11**, 421-427.
- Montfort, M. A. J. van and A. Otten (1978). On testing a shape parameter in the presence of a location and a scale parameter. *Mathematische Operationsforschung und Statistik, Series Statistics* **9**, 91-104.
 - NERC (1975a). Flood Studies Report. Volume I: Hydrological studies. National Environment Research Council, London.
 - NERC (1975b). Flood Studies Report. Volume II: Meteorological studies. National Environment Research Council, London.
 - Otten, A. and M. A. J. van Montfort (1978). The power of two tests on the type of distributions of extremes. *Journal of Hydrology* **37**, 195-199.
 - Otten, A. and M. A. J. van Montfort (1980). Maximum-likelihood estimation of the general extreme-value distribution parameters. *Journal of Hydrology* **47**, 187-192.
 - Sneyers, R. (1975). Sur l'analyse statistique des séries d'observations. Note Technique OMM **143**, Organisation Météorologique Mondiale, Genève.
 - Sneyers, R. (1977). L'intensité maximale des précipitations en Belgique. Publications Série B **86**, Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles.
 - Sneyers, R. (1979). L'intensité et la durée maximales des précipitations en Belgique. Publications Série B **99**, Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles.
 - Stol, Ph. Th. (1971). On the decomposition of the extreme value distribution of daily rainfall depths and the derivation of probabilities of compound events. *Journal of Hydrology* **11**, 181-196.
 - Stol, Ph. Th. (1971/72). Een beschouwing over de frequentie van weerkere van hydrologische gebeurtenissen. *Cultuurtechnisch Tijdschrift* **11**, 168-185.
 - Taesombut, V. and V. Yevjevich (1978). Use of partial flood series for estimating distribution of maximum annual flood peak. Colorado State University, Hydrology Paper **97**, Fort Collins, Colorado.
 - Talsma, A. (1969). Het bepalen van regenduurlijnen voor perioden van 5 tot 90 minuten. *H₂O* **2**, 316-319.
 - Ven te Chow (1950). Discussion of „annual floods and the partial duration flood series” by W. B. Langbein. *Transactions American Geophysical Union* **31**, 939-940.

9 Gebiedsneerslag

Een uitvoerige behandeling van de optimum interpolatiemethode wordt gegeven door Gandin (1970). De toepassing van deze methode op neerslaggegevens in Nederland wordt behandeld door De Bruin (1975) en door Kruizinga en Yperlaan (1976, 1978). Een duidelijke uiteenzetting van de „kriging” techniek met toepassingen in de meteorologie wordt gegeven door Delfiner (1973). Beknoper maar met toepassingen in de hydrologie zijn de artikelen van

Delfiner and Delhomme (1975) en Delhomme (1978).

De methode van de Thiessen-polygonen dateert uit 1911, zie Thiessen (1911). Edwards (1972) gaat uitvoerig in op het gebruik van (orthogonale) veeltermen en dubbele Fourierreeksen om gebiedsgemiddelden te bepalen. Een nadere beschouwing over dubbele Fourierreeksen wordt gegeven door Thorpe et al. (1979). Shaw and Lynn (1972) behandelen het gebruik van „bi-cubic splines” en „multiquadric surfaces” (ellipsoïden, hyperboloïden en paraboloiden) om de gebiedsneerslag te benaderen. Een nadere vergelijking tussen „multiquadric surfaces” wordt gegeven door Lee et al. (1974).

Een uitvoerige behandeling over de nauwkeurigheid van geschatte gebiedsneerslagen wordt gegeven in het artikel van Kagan (1965). De belangrijkste resultaten van dit onderzoek zijn samengevat in het „Casebook on hydrological network design practice”, zie Kagan (1972b). Sterk theoretisch van aard zijn de studies verricht aan het Massachusetts Institute of Technology, zie Bras and Rodríguez-Iturbe (1975, 1976). Meer praktisch gericht is een onderzoek naar de gewenste dichtheid van het netwerk van regenmeters in het Verenigd Koninkrijk, zie O’Connell et al. (1977, 1978, 1979) en Jones et al. (1979). Hierbij komt zowel optimum interpolatie als de nauwkeurigheid van gebiedsneerslagen ter sprake. Evaluaties van regenmeternetwerken in Nederland worden gegeven door Colenbrander en Stol (1970), Stol (1972) en De Bruin (1977b, 1978b).

Gebiedsreductiefactoren van gemiddelde jaarmaxima van puntneerslagsommen worden gegeven door het U.S. Weather Bureau (1957-1960) voor de Verenigde Staten en in deel II van het Flood Studies Report (NERC, 1975b) voor het Verenigd Koninkrijk. Algemene beschouwingen over de gebiedsreductie van puntneerslagsommen worden gegeven door Holland (1967), Rodríguez-Iturbe and Mejía (1974), Bell (1976), Buishand (1977b) en Frederick et al. (1977).

- Bell, F. C. (1976). The areal reduction factor in rainfall frequency estimation. Report 35, Institute of Hydrology, Wallingford Oxon.
- Bras, R. L. and I. Rodríguez-Iturbe (1975). Rainfall-runoff as spatial stochastic processes: Data collection and synthesis. Report 196, Ralph M. Parsons Laboratory, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass.
- Bras, R. L. and I. Rodríguez-Iturbe (1976). Evaluation of mean square error involved in approximating the areal average of a rainfall event by a discrete summation. *Water Resources Research* 12, 181-184.
- Bruin, H. A. R. de (1973). Gegevens betreffende neerslag en verdamping verzameld in Salland, gedurende 1970-1972 ten behoeve van de Werkgroep Hydrologisch Onderzoek Overijssel. KNMI Wetensch. Rapport WR 73-4, De Bilt.
- Bruin, H. A. R. de (1975). Over het interpoleren van de neerslaghoogte. KNMI Wetensch. Rapport WR 75-2, De Bilt.
- Bruin, H. A. R. de (1977b). The accuracy of measuring areal precipitation with a rain gauge network. In: Versl. en Meded. 23. Comm. Hydrol. Onderz. TNO, Den Haag, pp. 17-46.
- Bruin, H. A. R. de (1978b). De optimale dichtheid van een (hydro) meteorologisch netwerk. In: Opzet en gebruik van een meetnet ten behoeve van het waterbeheer. Rapport 5, Bureau Post Academisch Onderwijs en Laboratorium voor Hydraulica en Afvoerhydrologie, Landbouwhogeschool Wageningen, pp. 56-70.

- Buishand, T. A. (1977b). De variantie van de gebiedsneerslag als functie van puntneerslagen en hun onderlinge samenhang. Meded. Landbouwhogeschool 77-10, H. Veenman & Zonen B.V., Wageningen.
- Colenbrander, H. J. en Ph. Th. Stol (1970). Neerslag en neerslagverdeling naar plaats en tijd. Deelrapport 5 in: Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied. Tweede interimrapport werkgroep I, Comm. ter Bestudering van de Waterbehoefte van de Gelderse Landbouwgronden, Provincie Gelderland, Arnhem, pp. 98-108.
- O'Connell, P. E., M. A. Beran, R. J. Gurney, D. A. Jones and R. J. Moore (1977). Methods for evaluating the U.K. raingauge network. Report 40, Institute of Hydrology, Wallingford Oxon.
- O'Connell, P. E., R. J. Gurney, D. A. Jones, J. B. Miller, C. A. Nicholass and M. R. Senior (1978). Rationalization of the Wessex Water Authority raingauge network. Report 51, Institute of Hydrology, Wallingford Oxon.
- O'Connell, P. E., R. J. Gurney, D. A. Jones, J. B. Miller, C. A. Nicholass and M. R. Senior (1979). A case study of rationalization of a rain gage network in southwest England. Water Resources Research 15, 1813-1822.
- Delfiner, P. (1973). Analyse objective du géopotentiel et du vent géostrophique par krigeage universel. La Météorologie, Série V (25), 1-57.
- Delfiner, P. and J. P. Delhomme (1975). Optimum interpolation by kriging. In: Display and analysis of spatial data, Ed. by J. C. Davis and M. J. McCullagh, John Wiley & Sons, New York.
- Delhomme, J. P. (1978). Kriging in the hydrosociences. Advances in Water Resources 1, 251-266.
- Diskin, M. H. (1969). Thiessen coefficients by a Monte Carlo procedure. Journal of Hydrology 8, 323-335.
- Diskin, M. H. (1970). On the computer evaluation of Thiessen weights. Journal of Hydrology 11, 69-78.
- Edwards, K. A. (1972). Estimating areal rainfall by fitting surfaces to irregularly spaced data. In: Distribution of precipitation in mountainous areas, Volume II. WMO Publication 326, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 565-587.
- Frederick, R. H., V. A. Myers and E. P. Auciello (1977). Storm depth-area relations from digitized radar returns. Water Resources Research 13, 675-679.
- Gandin, L. S. (1970). The planning of meteorological station networks. WMO Technical Note 111, World Meteorological Organization, Geneva.
- Ghosh, B. (1951). Random distances within a rectangle and between two rectangles. Bulletin of the Calcutta Mathematical Society 43, 17-24.
- Holland, D. J. (1967). The Cardington rainfall experiment. The Meteorological Magazine 96, 193-202.
- Jones, D. A., R. J. Gurney and P. E. O'Connell (1979). Network design using optimal estimation procedures. Water Resources

Research **15**, 1801-1812.

Kagan, R. L. (1965). O totchnosti opriedjelienia sriednej po ploschtchadi po dannym totchjetchnych izmierijenij. Trudy Glavnoi Geofizicheskoi Observatorii Leningrad **175**, 117-131.

Kagan, R. L. (1972a). Precipitation-statistical principles. In: Casebook on hydrological network design practice, I-1.1. WMO Publication **324**, World Meteorological Organization, Geneva.

Kagan, R. L. (1972b). Planning the spatial distribution of hydrometeorological stations to meet an error criterion. In: Casebook on hydrological network design practice, III-1.2. WMO Publication **324**, World Meteorological Organization, Geneva.

Keers, J. F. and P. Wescott (1977). A computer-based model for design rainfall in the United Kingdom. Meteorological Office Scientific Paper **36**, Her Majesty's Stationary Office, London.

Kruizinga, S. en G. J. Yperlaan (1976). Ruimtelijke interpolatie van de dagtotalen van de neerslag. Een experimentele benadering. KNMI Wetensch. Rapport WR **76-4**, De Bilt.

Kruizinga, S. and G. J. Yperlaan (1978). Spatial interpolation of daily totals of rainfall. Journal of Hydrology **36**, 65-73.

Lee, P. S., P. P. Lynn and E. M. Shaw (1974). Comparison of multiquadric surfaces for the estimation of areal rainfall. Hydrological Sciences Bulletin **XIX**, 301-317.

NERC (1975b). Flood Studies Report. Volume II: Meteorological studies. National Environment Research Council, London.

Rodríguez-Iturbe, I. and J. M. Mejía (1974). On the transformation of point rainfall to areal rainfall. Water Resources Research **10**, 729-735.

Shaw, E. M. and P. P. Lynn (1972). Areal rainfall evaluation using two surface fitting techniques. Hydrological Sciences Bulletin **XVII**, 419-433.

— Stol, Ph. Th. (1972). The relative efficiency of the density of rain-gauge networks. Journal of Hydrology **15**, 193-208.

— Thiessen, A. H. (1911). Precipitation for large areas. Monthly Weather Review **39**, 1082-1084.

— Thorpe, W. R., C. W. Rose and R. W. Simpson (1979). Areal interpolation of rainfall with a double Fourier series. Journal of Hydrology **42**, 171-177.

— U.S. Weather Bureau (1957-1960). Rainfall Intensity-Frequency Regime, 5 parts. Weather Bureau Technical Papers **29**, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.

Bijlagen A, B en C

— Braak, C. (1937). Het klimaat van Nederland. F. Zonneschijn en bewolking. KNMI Meded. en Verhand. **40**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.

— Bruin, H. A. R. de (1979). Neerslag, openwaterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland. Frequentieverdelingen in het groeiseizoen. KNMI Wetensch. Rapport WR **79-4**, De Bilt.

- Colenbrander, H. J. en J. M. I. Verstraate (1967). Zomerimpressie. Het grillige gedrag van een zomerse regenbui. Tijdschrift Koninklijke Nederlandse Heidemij **87**, 95-114.
- Hartman, C. M. A. (1913). Het klimaat van Nederland. A. Neerslag. KNMI Meded. en Verhand. **15**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
 - KNMI (1880-1965). Onweders, optische verschijnselen, enz. in Nederland 1880-1965. KNMI Publikatie **81**, De Bilt (niet verder verschenen).
 - Kramer, C. (1957). Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. KNMI Meded. en Verhand. **70**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.
 - Labrijn, A. (1945). Het klimaat van Nederland gedurende de laatste twee en een halve eeuw. KNMI Meded. en Verhand. **49**, Rijksuitgeverij, 's-Gravenhage.
 - Labrijn, A. (1948). Het klimaat van Nederland. Temperatuur, neerslag en wind. KNMI Meded. en Verhand. **53**, Staatsdrukkerij- en uitgeverijbedrijf, 's-Gravenhage.
 - Levert, C. (1952). De zware slagregens op 3-VII-1952 's avonds. Hemel en Dampkring **50**, 154.
 - Levert, C. (1961). Een zeer langdurige en zeer zware regen. Hemel en Dampkring **59**, 140.
 - Pelleboer, J. H. (1977). Extremen in Noord-Nederland. Nieuwsblad van het Noorden, Groningen.

TREFWOORDENREGISTER

A

aanbeeld 35
adiabatisch, droog- 18-19, 173
 , nat- 20, 173
advectie 38, 53
aerodynamische methode, zie profielmethode
aerosolen 24-25
afhankelijkheid 94, 104
Aitkenkernen 24
albedo 53, 62-63, 65, 71
altocumulus 26
altostratus 26
anisotropie 126-127
areal reduction factor, zie
 gebiedsreductiefactor
azimuth 31

B

betrouwbaarheidsinterval 109-110
bevochtigingsfout 47, 131
bewolking, cumuliform 28, 38
 , stratiform 28, 38
bodemwarmtestroom 53, 57, 59, 62
Bowen-verhouding 54
buiencel 28, 35, 119
buienlijn 32, 35, 175, 177
buienradar, zie radar

C

Cauchy type, zie Type II verdeling
cirrocumulus 26
cirrostratus 26
cirrus 26
coalescentieproces 27

condensatie 19, 21, 23-25
condensatiekernen 24-25, 40
condensatieniveau 34, 37-38, 173
convectie 21, 34
convergentie 34, 39
correlatiecoëfficiënt 124-129, 131
covariantie 124
cumulatieve verdelingsfunctie, zie
 verdelingsfunctie
cumulonimbus 26-28, 34-35, 173
cumulus 26-28, 34

D

dagelijkse gang 83
Dalton, wet van 21
dampdruk, definitie 21
 , evenwichts- 21-22, 24, 28, 56
 , maximale, zie dampdruk, evenwichts-
 , verzadigings-, idem
dampspanning, zie dampdruk
dauw 29, 83, 140
dauwpuntstemperatuur 22
depressie 34, 37, 170-172, 174
diffusie, moleculaire 51-52, 63
 , turbulente 52
druppelspectrum 29-31, 33

E

eddies, zie wervels
eddy-correlatiemethode 54-55
elevatie 31
energiebalans 53-56, 66
energiehuishouding 18
energiestroomdichtheid 53, 56
Engelse opstelling 45

etages (wolken) 26-27
evaporatie 62, 64, 66
evapotranspiratie 62, 67
evenwichtstemperatuur 59-60
extreme value series 105-107

F

Findeisen-Bergeronproces 28
frequentie 88
frequentie, cumulatieve relatieve 89-90
 , relatieve 88-89
frequentietabel 49, 88-89
frequentieverdelingen
 – van cumulatieve neerslagsommen 95-101
 van dagsommen 93-94
 van het potentiële neerslagoverschot 95-99, 101-103
 van jaarsommen 88-90
 van maandsommen 92-93
front 36
 , kou- 36-38, 167
 –, polair 36-37
 , stationair 36-37
 , warmte- 36-38, 119
frontale zone 36
frontvlak 36

G

Gauss, verdeling van, zie normale verdeling
gebiedsreductiefactor
 van jaarextremen 131-134
 – van winterextremen 134-135
 van zomerextremen 134-135
gemiddelde, gewogen 120
 , rekenkundig 92, 120-121
 , Thiessen- 120-121
gestandaardiseerde variabele 107-109
golflengte 32-33, 53
Gumbelpapier 107-110
Gumbelverdeling 107-111

H

hagel 29, 168
herhalingsstijd 104-106, 108-110, 133-134, 167

histogram 88, 92
homogeen gebied 128
hoofdstation 41, 74-75, 149

I

ijsregen 29
ijswolk 25, 28
ijzel 29
indifferent, zie neutraal
intensiteit 30-31, 33, 82, 115-118, 136, 167, 173
interceptie 66-68
inversie 19-20
isohyeet 121, 176-177

J

jaarextremen, zie jaarmaximum
jaarlijkse gang, zie seizoenafhankelijkheid
jaarmaximum 107-110, 112-118, 132-135
Junge-verdeling 24

K

kansdichtheid 90-92
kansvariabele, zie stochastische variabele
Keijman, model van 57-62
Kelvin-effect 24
klimaatveranderingen, geleidelijke 83-84
 , periodieke 83-84
klimatologisch station, zie termijnstation
korrelhagel 29
korrelsneeuw 29

L

Langbein, relatie van 105-106
lucht, droge 18-19
 , natte 19-21
 , oververzadigde 19, 22, 24
 , vochtige 19
luchtdruk 18, 21
luchtmassabui 35, 172
luchtsoort 36
lysimeter 51, 53, 67-68

M

mediaan 93
meetfout 44-48, 75-76, 122, 127-128, 131
moleculaire diffusiecoëfficiënt 51
Monteith-Rijtema, formule van 63-64, 66
motregen 27-29
motsneeuw 29

N

natte-boltemperatuur 22-23, 58-59, 75
natte-bolthermometer 22-23, 59
neerslag, bij verschillende windrichtingen 79-80
 , definitie 18
neerslagintensiteit, zie intensiteit
neerslagklimaat 15-16
neerslagoverschot, potentieel 86-87, 95-99, 101-103
neerslagtekort, potentieel 86-87, 95, 97
neutraal 19-20
normalen 78-79, 85, 99-101
normale verdeling 88-92, 122-124

O

occluderen 37
occlusie 37-38
onstabiel 19-20, 34, 38, 83
 , voorwaardelijk 20, 34, 172-173
onstabieliteit, absolute 20, 173
onweer 168
openwaterverdamping 15, 56-57, 62-63, 70-77, 85-86, 144-150
optimum interpolatiemethode 120
orografisch effect 38-39, 79, 82, 85-86
oververzadiging, zie lucht, oververzadigde

P

partial duration series 104-107, 110
Penmanverdamping, zie
 openwaterverdamping
persistentie 94-95
plaatselijke verschillen
 bij de gemiddelde neerslag 15, 78-83, 100-101

 bij de openwaterverdamping 85-86
 bij extreme waarden 114-115, 117-118
 bij frequentieverdelingen 99-103
 bij het potentiële neerslagoverschot 86-87
pluviograaf, zie regenmeter, zelfregistrerende
poedersneeuw 29
populatiegemiddelde, zie verwachting
Priestley-Taylor, formule van 62-63
produktregel van kansen 94-95, 106-107
profielmethode 52, 54-55, 66
psychrometerconstante 23, 54
psychrometerformule 23, 59
psychrometertabel 23

R

radar 31-33, 175
radarreflectieparameter 32-33
radarvergelijking 32
Raoult, effect van 24
reduced variate, zie gestandaardiseerde
 variabele
reflectiecoëfficiënt, zie albedo
regen 29
regenintensiteit, zie intensiteit
regenmeter, elektrische 44-45, 48
 , grond- 45-47
 , standaard- 42
 , zelfregistrerende 41, 43-45, 47-48, 136-137
Reinhold-getal 117
reliëf, invloed van het, zie orografisch effect
rijp 29
ruige rijp 29
ruweheidslengte 52, 55

S

schatter 92
scheve kansverdeling 92-93
seizoenafhankelijkheid
 van de gebiedsreductiefactor 134-135
 van de neerslag 81-83
 van de openwaterverdamping 85
 van het potentiële neerslagoverschot 86
sneeuw 28-29, 47, 78
 , natte 29
sneeuwdek 47

squall-line 35
 stabiel 19-20, 34, 38, 173
 stabiliteit 19-20, 52
 , absolute 20
 stadseffect 39-40
 standaardafwijking 91-92, 130
 standaarddeviatie, zie standaardafwijking
 stationjarenmethode 115
 steekproefstandaardafwijking 92
 steekproefverdelingsfunctie 89-90, 92
 stochast, zie stochastische variabele
 stochastische variabele 90
 straling, globale 53, 57
 , kortgolvlige 53, 71-72
 , langgolvlige 53, 58, 71
 , netto- 53, 58, 70-72, 75
 stralingsbalans 53
 stralingsterm 57, 63, 67, 76
 stratocumulus 26-28, 34
 stratosfeer 172-173
 stratus 26-27
 sublimatie 19, 25, 28
 symmetrische kansverdeling 91

T

temperatuur (bij
 verdampingsberekeningen) 73-76
 temperatuurgradiënt, verticale 18-19, 172-173
 temperatuur-hoogtediagram 20, 172-173
 termijnstation 41, 73-75
 thermiek 34
 thermometerhut 75, 77
 Thiessen-polygoon 120
 transpiratie 62-64, 66-68
 trekrichting 168
 treksnelheid 169, 178
 tropopauze 173
 troposfeer 172-173
 turbulente diffusiecoëfficiënt 52, 54
 Type I verdeling, zie Gumbelverdeling
 Type II verdeling 107-111
 Type III verdeling 107-111

V

valsnelheid 27, 80
 variantie 91, 130
 variatiecoëfficiënt 92, 130

verdamping, isotherme 56, 77
 , potentiële 64-66, 86, 95, 97, 102-103
 , van begroeide oppervlakken 62-68
 , van bossen 66-68
 , van meren 57-62, 72-73
 verdampingsbak 15, 50, 53, 70
 verdampingsfout 47-48
 verdampingsklimaat 16, 50
 verdampingswarmte 23, 53
 verdelingsfunctie 90, 92
 verwachting 91-93
 vloeibaar-waterinhoud 25
 vochtigheid, relatieve 22, 24, 73-77
 -, specifieke 23, 51-52, 54
 vrieskernen 25, 40

W

waarnemingsfout 48, 122, 127-128
 waarschijnlijkheidspapier 98-99, 107-108, 110-111
 warme sector 37-38
 warmte, latente 53, 56
 , voelbare 53-54, 56
 warmte-eiland 39
 warmte-uitwisselingscoëfficiënt 59
 water, onderkoeld 21-22, 25, 28
 waterbalans 50-51, 54, 66-67
 waterdampconcentratie 18, 51
 waterdampstroomdichtheid 52
 watervoorraad 18
 Weibull-verdeling, zie Type III verdeling
 wervels 52
 windfout 45-48, 131, 137, 139
 windfunctie 56, 63, 72-73
 windschering 35
 windsnelheid 47, 56, 72-74, 76, 79-80, 85
 windterm 57, 63, 67, 76-77
 winterextremen 112-114, 135
 wolk, definitie 25
 , gemengde 25, 28
 , warme 27
 wolkenelementen 25

Z

zeewindcirculatie 39
 zomerextremen 112-114, 134-135
 zonneschijnautograaf 74
 zonneschijnduur 70-72, 74, 76, 85