



Koninklijk Nederlands  
Meteorologisch Instituut  
*Ministerie van Infrastructuur en Milieu*

# Statistiek van extreme gebiedsneerslag in Nederland

Aart Overeem en Adri Buishand

De Bilt, 2012 | Technical report; TR-332



## Statistiek van extreme gebiedsneerslag in Nederland

Versie 1.0

Datum 4 mei 2012  
Status Definitief



# **Statistiek van extreme gebiedsneerslag in Nederland**

**Aart Overeem en Adri Buishand  
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut**



# Samenvatting

Extreme neerslag heeft grote invloed op de maatschappij en kan leiden tot materiële schade en slachtoffers. Daarom zijn betrouwbare statistieken van extreme neerslag van groot belang, met name voor ontwerpdoeleinden in het waterbeheer of evaluatie van extreme neerslag, bijvoorbeeld in verband met schadeclaims. Hiertoe worden de extremen geselecteerd uit lange neerslagreeksen en vervolgens door een statistisch model beschreven. Met zo'n model kan dan worden berekend hoeveel neerslag er minstens bijvoorbeeld binnen een uur gemiddeld eens in de vijftig jaren kan vallen op een bepaalde locatie. Ook kan de kans worden geschat op extreme neerslaghoeveelheden die groter zijn dan tot nu toe gemeten.

Kansverdelingen van extreme neerslag zijn doorgaans afgeleid uit puntmetingen van regenmeternetwerken en gelden voor een locatie. Echter, in het waterbeheer is vaak de extreme gebiedsneerslag van belang. Indien daarvoor de gangbare neerslagstatistieken worden gebruikt treedt een onderschatting op van de herhalingstijd. Daarom is het wenselijk om een statistiek van extreme gebiedsneerslag af te leiden. Extreme gebiedsneerslag over, bijvoorbeeld, stroomgebieden wordt gewoonlijk verkregen door ruimtelijke interpolatie van regenmeterdata. Een betrouwbare schatting van gebiedsneerslag is dan vaak niet goed mogelijk vanwege de lage ruimtelijke dichtheid van regenmeternetwerken, vooral voor korte duren ( $< 1$  dag).

Het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) beschikt over twee weer-radars, ook wel buienradars of neerslagradars genoemd. Door de radardata te corrigeren met regenmeterdata zijn nauwkeurige extreme gebiedsneerslagen verkregen. Het KNMI heeft in samenwerking met de Leerstoelgroep Hydrologie en Kwantitatief Waterbeheer van Wageningen Universiteit een klimatologische radardataset van de periode 1998-2008 opgebouwd en geanalyseerd. Deze bestaat uit neerslagsommen over het gehele landoppervlak van Nederland met een ruimtelijke resolutie van  $2,4$  bij  $2,4$  km<sup>2</sup>, 1 meting per ongeveer 6 km<sup>2</sup>.

De kwaliteit van deze klimatologische radardataset is hoog genoeg voor het afleiden van een statistiek van extreme (gebieds)neerslag. Hierbij wordt de GEV-verdeling ("Generalized Extreme Value distribution") gebruikt om de kansverdeling van het jaarmaximum van de neerslag voor verschillende duren en gebiedsgrootten te beschrijven. Met de kwantielfunctie van de GEV-verdeling kan de neerslaghoeveelheid worden berekend voor een gekozen duur, gebiedsgrootte en herhalingstijd. Het belangrijkste resultaat van dit rapport is dat de extreme gebiedsneerslag in Nederland kan worden berekend voor duren van 15 minuten - 24 uren, gebiedsgrootten van 6 - 1700 km<sup>2</sup> en herhalingstijden van 0,5 - 30 jaren. Ook is het nu mogelijk om de herhalingstijd te berekenen voor een opgetreden extreme gebiedsneerslag, waardoor een landsdekkende kaart van herhalingstijden kan worden gemaakt voor een radarneerslagbeeld. Uitgebreide aandacht wordt geschonken aan verschillen tussen op regenmeterdata en op radardata gebaseerde neerslagstatistieken. Ook zijn tabellen toegevoegd met onzekerheden in de gegeven extreme gebiedsneerslagen.





# Inhoud

1	Inleiding	1
2	Klimatologische radardataset	5
2.1	Werking van weerradar	5
2.2	Fouten in neerslagmeting met radar	5
2.3	Correctie met regenmeterdata	6
3	Methode	11
3.1	Selectie van jaarmaxima	11
3.2	GEV-parameters als een functie van duur en gebiedsgrootte	12
3.3	De bootstrapmethode	13
4	Kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag	15
4.1	Gebiedsregenduurlijnen	15
4.2	Gebiedsreductiefactoren	16
4.3	Tabellen	20
5	Herhalingstijdkarten voor gebiedsneerslag	25
6	Discussie, conclusies en aanbevelingen	27
6.1	Discussie en conclusies	27
6.2	Aanbevelingen	30
A	Afleiding kwantielfunctie	35



# Hoofdstuk 1

---

## Inleiding

Extreme neerslag heeft grote invloed op de maatschappij en kan leiden tot materiële schade en slachtoffers. Daarom zijn betrouwbare statistieken van extreme neerslag van groot belang, met name voor ontwerpdoeleinden in het waterbeheer of evaluatie van extreme neerslag, bijvoorbeeld in verband met schadeclaims. Hiertoe worden de extremen geselecteerd uit lange neerslagreeksen en vervolgens door een statistisch model beschreven. Met zo'n model kan dan worden berekend hoeveel neerslag er minstens bijvoorbeeld binnen een uur gemiddeld eens in de vijftig jaren kan vallen op een bepaalde locatie. Ook kan de kans worden geschat op extreme neerslaghoeveelheden die groter zijn dan tot nu toe gemeten. Zie voor een overzicht en documentatie van gangbare statistieken van extreme neerslag voor Nederland de KNMI-website<sup>1</sup>.

Kansverdelingen van extreme neerslag zijn doorgaans afgeleid uit puntmetingen van regenmeternetwerken en gelden voor een locatie. Echter, in het waterbeheer is vaak de extreme gebiedsneerslag van belang. Indien daarvoor de puntneerslagstatistieken worden gebruikt treedt een onderschatting op van de herhalingstijd. Daarom is het wenselijk om een statistiek van extreme gebiedsneerslag af te leiden, zoals ook wordt aanbevolen in Smits et al. (2004).

Aangezien de hoeveelheid neerslag van plaats tot plaats sterk kan verschillen is het belangrijk om een zo gedetailleerd mogelijk ruimtelijk beeld van de neerslaghoeveelheid te verkrijgen. Dit is maar beperkt mogelijk met de netwerken van regenmeters in Nederland. Zo geeft het KNMI-netwerk van handregenmeters één keer per dag een neerslagsom voor 326 stations in Nederland. Dat komt overeen met gemiddeld slechts 1 meting per 100 km<sup>2</sup>. Van het KNMI-netwerk van automatische regenmeters zijn lange reeksen van uurwaarden van de neerslag beschikbaar, maar dat netwerk is nog minder dicht en geeft slechts 1 meting per 1000 km<sup>2</sup>. Extreme gebiedsneerslag over, bijvoorbeeld, stroomgebieden wordt gewoon-

---

<sup>1</sup><http://www.knmi.nl/klimatologie/onderzoeksgegevens/index.html>

lijk verkregen door ruimtelijke interpolatie van regenmeterdata. Een betrouwbare schatting van gebiedsneerslag is dan vaak niet goed mogelijk vanwege de lage ruimtelijke dichtheid van regenmeternetwerken, vooral voor korte duren (< 1 dag).

Het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) beschikt over twee weerradars, ook wel buienradars of neerslagradars genoemd. Deze staan in De Bilt en in Den Helder en maken elke 5 minuten scans over heel Nederland, waarna vrijwel meteen de neerslagintensiteitsbeelden beschikbaar zijn. Weerradars voorzien in semi-kwantitatieve neerslagschattingen met een hoge ruimtelijke en temporele resolutie. Echter, deze schattingen behoeven regelmatig correctie voor verschillende fouten. De radar meet neerslag indirect en niet aan de grond, maar op enige hoogte boven het aardoppervlak. Het voordeel van regenmeters is dat deze de neerslaghoeveelheid zelf meten en bovendien aan het aardoppervlak. Door de radardata te corrigeren met regenmeterdata kunnen nauwkeurige extreme gebiedsneerslagen worden verkregen.

Het KNMI heeft in samenwerking met de Leerstoelgroep Hydrologie en Kwantitatief Waterbeheer van Wageningen Universiteit een klimatologische radardataset voor de periode 1998-2008 opgebouwd en geanalyseerd, welke een hogere kwaliteit heeft dan de operationele radarneerslagproducten. Deze bestaat uit neerslagsommen over het gehele landoppervlak van Nederland met een ruimtelijke resolutie van 2,4 bij 2,4 km<sup>2</sup>, 1 meting per ongeveer 6 km<sup>2</sup>. Hierbij is gecorrigeerd met data van beide KNMI-regenmeternetwerken. In Overeem et al. (2009b) wordt de afleiding en verificatie van de klimatologische radardataset van 1-uursommen in detail besproken. Overeem et al. (2009a) beschrijft daarnaast ook de correctie van 15-, 30-, 60- en 120-minuutsommen. Populairwetenschappelijke artikelen over de klimatologische radardataset zijn Overeem et al. (2009c, 2010b); Overeem (2010).

Voor dit rapport zijn de gegevens over de periode 1998-2008 gebruikt. De kwaliteit van deze klimatologische radardataset is hoog genoeg voor het afleiden van een statistiek van extreme (gebieds)neerslag voor duren van 15 minuten - 24 uren (Overeem et al., 2009a, 2010a). Het artikel "Extreme value modeling of areal rainfall from weather radar" (Overeem et al., 2010a) vormt de basis voor dit rapport. In dat artikel wordt beschreven hoe de neerslaghoeveelheid kan worden berekend voor een gekozen duur, gebiedsgrootte en herhalingstijd. In dit rapport zijn aanvullende analyses gedaan om het verschil tussen op regenmeterdata en op radardata gebaseerde neerslagstatistieken te kwantificeren en te verklaren. Daarnaast wordt gedemonstreerd hoe een landsdekkende kaart van herhalingstijden kan worden gemaakt voor een radarbeeld met extreme gebiedsneerslag.

Het belangrijkste resultaat van dit rapport is dat de extreme gebiedsneerslag in Nederland kan worden berekend voor duren van 15 minuten - 24 uren, gebiedsgrootten van 6 - 1700 km<sup>2</sup> en herhalingstijden van 0,5 - 30 jaren. Ook is het nu mogelijk om de herhalingstijd te berekenen voor een gemeten extreme gebiedsneerslag.

## Radardatasets van het KNMI

### Operationele radarneerslagproducten

De operationele radarneerslagproducten worden realtime door het KNMI geleverd. Voor het waterbeheer zijn vooral de volgende producten van belang:

- Radarbeelden van reflectiviteit, elke 5 minuten, kan worden omgerekend naar neerslagintensiteit.
- Radarbeelden van 3-uursommen, gecorrigeerd met data van de 32 automatische KNMI-regenmeters, elk uur aangemaakt.
- Radarbeelden van dagsommen van 08.00-08.00 UTC, gecorrigeerd met data van de 326 KNMI-handregenmeters, één keer per dag aangemaakt.

Datalevering kan worden aangevraagd bij het KNMI-Licentiebureau. Archieven van operationele radarneerslagproducten zijn te bestellen bij de KNMI-Klimaatdesk. Sinds 2008 worden gegevens met een ruimtelijke resolutie van 1 km<sup>2</sup> geleverd.

### Klimatologische radardatasets

Klimatologische radardatasets zijn beschikbaar voor de periode 1998-2011 en zijn aangemaakt in het kader van wetenschappelijk onderzoek, met name het promotieonderzoek "Climatology of extreme rainfall from rain gauges and weather radar" (Overeem, 2009). De kwaliteit van de klimatologische radardatasets is beter dan die van de operationele radarneerslagproducten. Dit komt doordat een verbeterde correctiemethode is ontwikkeld waarbij de data van beide KNMI-regenmeternetwerken worden benut. Daarnaast zijn de gebruikte regenmeterdata compleet en gevalideerd (voor de handregenmeterdata geldt dat deze na maximaal drie weken beschikbaar zijn).

De 5-minuutdata en 1-uursommen (klokuursommen) zijn voor iedereen gratis te verkrijgen via een ftp-server (Naam ftp-server: ftp.knmi.nl; gebruikersnaam: rad\_klim; wachtwoord: kojh42358). Ze worden telkens in maart aangevuld met de data van het afgelopen jaar. De volgende datasets zijn beschikbaar:

- 5-minuutsommen, periode 1998-2008, ruimtelijke resolutie van 2,4 km (code NL21).
- 5-minuutsommen, periode 2009-2011, ruimtelijke resolutie van 1 km (code NL25).
- 1-uursommen, periode 1998-2011, ruimtelijke resolutie van 2,4 km (code NL21).
- 1-uursommen, periode 2009-2011, ruimtelijke resolutie van 1 km (code NL25).

De gegevens met code NL25 zijn op grotendeels dezelfde wijze afgeleid als die met code NL21, zie Overeem et al. (2011). Het voordeel van de NL25 data is een databeschikbaarheid van bijna 100%.

De indeling van dit rapport is als volgt:

- Hoofdstuk 2 beschrijft de werking van weerradar, mogelijke fouten in neerslagmeting met radar en de correctie met regenmeterdata die leidt tot een klimatologische radar-dataset.
- Hoofdstuk 3 beschrijft de methode, namelijk, de selectie van jaarmaxima, de beschrijving van de verdeling van deze jaarmaxima en de techniek om de onzekerheden in extreme gebiedsneerslag te berekenen.
- In hoofdstuk 4 worden gebiedsregenduurlijnen en gebiedsreductiefactoren getoond. Ook worden tabellen met neerslagstatistieken en bijbehorende onzekerheden gegeven.
- Hoofdstuk 5 presenteert herhalingstijdkaarten voor de extreme gebiedsneerslag van 12 juli 2011, 10 uur - 13 juli 2011, 10 uur.
- Hoofdstuk 6 bevat een discussie en geeft conclusies en aanbevelingen.

Ten slotte nog een opmerking over het gebruik van de termen neerslag en regen. Formeel omvat neerslag alle vaste en vloeibare deeltjes (hydrometeoren) die het aardoppervlak bereiken, zoals regen, sneeuw en hagel. Regen is de vloeibare neerslag die het aardoppervlak bereikt. Merk op dat de radar vaak reflecties ontvangt van vaste neerslag door de grotere hoogte van de meting. Bij de handregenmeter wordt vaste neerslag gesmolten voordat de regenmeter wordt afgetapt en bij de automatische regenmeter van het KNMI wordt het trechteroppervlak bij lage temperaturen verwarmd waardoor de vaste neerslag toch wordt gemeten. De termen regen en neerslag worden in dit rapport allebei gebruikt, zonder specifiek onderscheid te maken. Verder is een klokuur gedefinieerd als een uurvak dat eindigt op het hele uur, dus een klokuursom is de neerslagsom van bijvoorbeeld acht tot negen uur.

# Hoofdstuk 2

---

## Klimatologische radardataset

In dit hoofdstuk wordt kort ingegaan op de werking van weerradar en mogelijke fouten in neerslagmeting met weerradar. Vervolgens wordt beschreven hoe de klimatologische radardataset is afgeleid door middel van correctie met regenmeterdata.

### 2.1 Werking van weerradar

Een weerradar zendt elektromagnetische golven uit en meet het door neerslag teruggekaatste vermogen. Uit de tijd tussen het uitzenden en ontvangen van een puls wordt de afstand van de neerslag tot de radar berekend. Het ontvangen vermogen wordt omgerekend naar de radarreflectiviteit (formeel: radarreflectiviteitsfactor), waaruit vervolgens de regenintensiteit wordt berekend. De radar meet neerslag dus indirect en bovendien niet aan de grond, maar op enige hoogte boven het aardoppervlak.

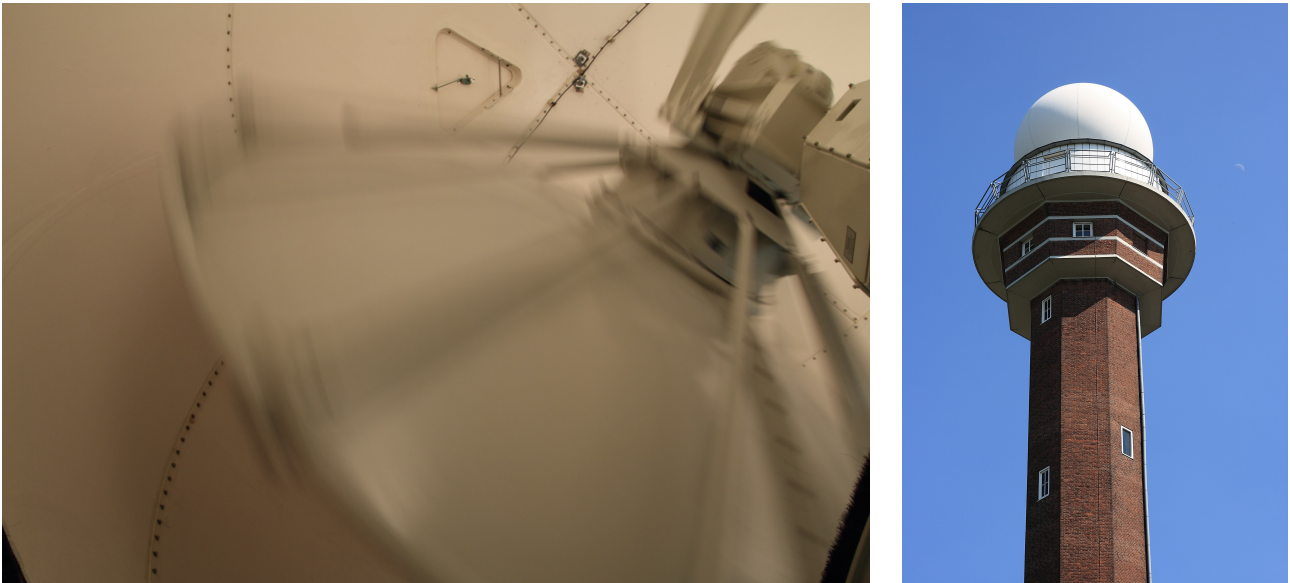
Het KNMI heeft twee identieke SELEX C-band Doppler weerradars: de radar in De Bilt (52,10° NB, 5,18° OL, NAP + 44 m) en de radar in Den Helder (52,96° NB, 4,79° OL, NAP + 51 m). Figuur 2.1 toont de antenneschotel en de toren van de KNMI-weerradar in De Bilt. De radar meet op verschillende hoogten in de atmosfeer door middel van 14 elevatiescans, die elke 5 minuten worden uitgevoerd. Een elevatiescan bestaat uit een volledige omwenteling van de radarantenne bij een bepaalde hoek ten opzichte van het aardoppervlak. De radarreflectiviteiten van vier van deze elevatiescans worden gebruikt om neerslaginformatie te verkrijgen. Voor meer informatie over de werking van weerradar, zie bijvoorbeeld Rinehart (2004). Voor meer achtergrondinformatie over de KNMI-weerradars, zie de KNMI-website<sup>1</sup> en hoofdstuk 1 in Overeem (2009).

### 2.2 Fouten in neerslagmeting met radar

De ongecorrigeerde neerslagschattingen met radar kunnen negatief worden beïnvloed door een aantal foutenbronnen. Zo wordt het radarsignaal verzwakt bij hoge neerslagintensi-

---

<sup>1</sup><http://www.knmi.nl/~beekhuis/>



**Figuur 2.1:** De antenneschotel (links) en de toren (rechts) van de KNMI-weerradar in De Bilt.

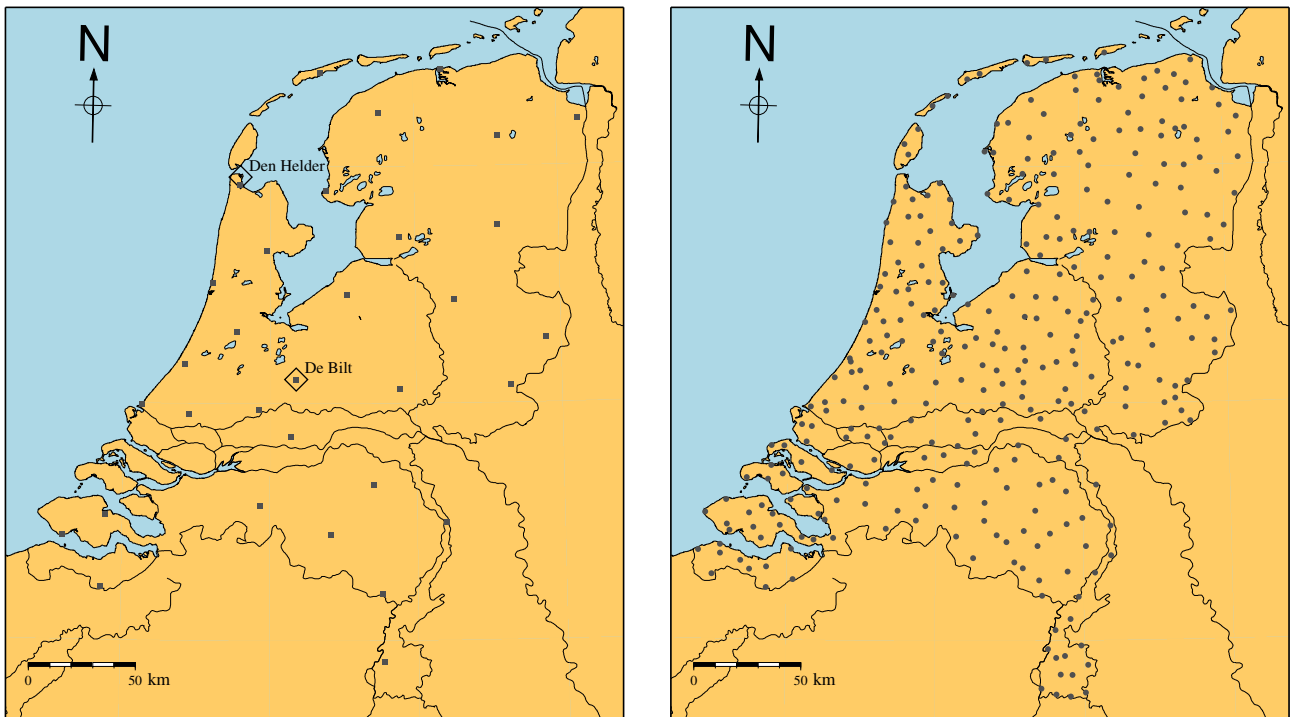
teiten, waardoor de hoeveelheid neerslag wordt onderschat. Verder wordt vooral in de maanden november tot en met maart vaak een te kleine hoeveelheid neerslag gemeten op grotere afstanden van de radar. In deze maanden valt een groot deel van de neerslag uit lage, stratiforme bewolking. Bij een afstand van bijvoorbeeld 150 km bevindt het midden van de radarbundel van de laagste elevatiescan zich op 2 km hoogte boven het aardoppervlak, waardoor (voor een deel) over de neerslag heen wordt gekeken. Een andere oorzaak van fouten is het gebruik van een klimatologische druppelgrootteverdeling die nodig is bij de omrekening van radarreflectiviteit naar neerslagintensiteit. Zie, bijvoorbeeld, Rinehart (2004), Michelson et al. (2005) of Holleman (2006) voor een uitgebreide beschrijving van fouten(bronnen).

### 2.3 Correctie met regenmeterdata

Correctie van radarneerslagbeelden is essentieel om radarneerslagproducten bruikbaar te maken voor kwantitatieve toepassingen. Zoals in veel landen gebruikelijk is, worden daartoe de radarbeelden gecorrigeerd met regenmeterdata. De term correctie suggereert dat de regenmeterdata geen meetfouten bevatten, maar dat is natuurlijk niet zo. Verder verschillen de meetvolumes van beide instrumenten nogal, waardoor per definitie verschillen optreden tussen neerslagmetingen van beide instrumenten. De weerradars meten in een groot volume in de atmosfeer en de regenmeter vangt de neerslag aan de grond op een oppervlak van slechts 2 - 4 dm<sup>2</sup>.

Het KNMI onderhoudt twee regenmeternetwerken: een netwerk van 32 automatische regenmeters ( $\approx 1$  meting per 1000 km<sup>2</sup>) en een netwerk van 326 handregenmeters ( $\approx 1$  meting per 100 km<sup>2</sup>). Figuur 2.2 geeft kaarten van Nederland met de locaties van de regenmeters van beide netwerken. Figuur 2.3 toont foto's van beide regenmeters. Voor meer informa-





**Figuur 2.2:** De linkerkaart geeft de locaties van de 32 automatische regenmeters (vierkanten) en van de 2 KNMI-weerradars (ruiten). De rechterkaart geeft de locaties van de 326 handregenmeters.

tie over de regenmeternetwerken, zie KNMI (2000) en Wauben (2006). Automatische regenmeterdata (1-uursommen) en handregenmeterdata (dagsommen) zijn gebruikt voor de



**Figuur 2.3:** De handregenmeter (links) en de opstelling van de automatische regenmeter met een aarden wal (Engelse opstelling), zoals gebruikt op de meeste locaties (rechts).



**Figuur 2.4:** Toren met de KNMI-radar in De Bilt met op de voorgrond een automatische regenmeter. Het beste van deze twee werelden wordt gecombineerd door radardata met regenmeterdata te corrigeren.

correctie van radarbeelden. Alle gebruikte regenmeterdata zijn gevalideerd.

Bij het corrigeren met regenmeterdata wordt aangenomen dat de regenmeters nauwkeurige puntmetingen geven, terwijl de weerradars semi-kwantitatieve neerslagschattingen leveren. Verder zijn radars in staat om de ruimtelijke structuur van regenval in detail weer te geven, terwijl dit niet kan met het relatief kleine aantal regenmeters. Zo geeft de radar 1 meting per  $6 \text{ km}^2$ , terwijl dit 1 meting per  $100 \text{ km}^2$  voor de handregenmeters of zelfs 1 meting per  $1000 \text{ km}^2$  voor de automatische regenmeters is. Het beste van twee werelden wordt gecombineerd indien de radarneerslagsommen worden gecorrigeerd met regenmeterneerslagsommen (figuur 2.4).

De ongecorrigeerde neerslagaccumulaties van de twee radars worden eerst gecombineerd tot een composiet. Vervolgens wordt het handregenmeternetwerk gebruikt om een ruimtelijke correctie uit te voeren op ongecorrigeerde (ruwe) radardagsommen van 08.00-08.00 UTC. Hierbij wordt voor elke radarpixel van  $2,4$  bij  $2,4 \text{ km}^2$  een aparte correctiefactor berekend

door een afstandsgewogen interpolatie van neerslaghoeveelheden uit handregenmeters te delen door een afstandsgewogen interpolatie van de corresponderende radarneerslaghoeveelheden. Dit leidt tot een glad veld van correctiefactoren. De gecorrigeerde waarde voor een radarpixel die een regenmeter bevat verschilt daardoor in het algemeen van de waarde van die regenmeter.

De automatische regenmeters worden aangewend om de systematische fout of bias in de ruwe radar 1-uursommen te verwijderen. Bij deze correctie wordt een constante factor voor het gehele beeld gebruikt ("mean-field" biascorrectie). Dit betekent dat in een bepaald uur voor elke radarpixel dezelfde correctiefactor wordt toegepast. De uursommen worden vervolgens nog verder gecorrigeerd. Hiertoe worden de uursommen opgeteld tot dagsommen van 08.00-08.00 UTC. De dagsommen die ruimtelijk zijn gecorrigeerd op dagbasis worden vervolgens gedeeld door de dagsommen waaruit alleen de systematische fout is gehaald op uurbasis. Zo wordt voor elke radarpixel een correctiefactor verkregen die wordt toegepast op de 1-uursommen. Worden de 1-uursommen nu opgeteld tot dagsommen, dan zijn die gelijk aan de ruimtelijk gecorrigeerde dagsommen.

Als laatste stap zijn gecorrigeerde 5-minuutradardata afgeleid. Hierbij worden de ruwe 5-minuutdata opgeteld tot ruwe 1-uursommen. Voor elke radarpixel wordt vervolgens een correctiefactor afgeleid door de gecorrigeerde 1-uursom te delen door de ruwe 1-uursom. De ruwe 5-minuutdata worden vermenigvuldigd met deze correctiefactor, zodat gecorrigeerde 5-minuutdata worden verkregen.

De gecorrigeerde 5-minuutdata en 1-uursommen vormen de klimatologische radardataset. Van daaruit zijn 15-, 30-, 60- en 120-minuutsommen voor elke 5 minuten en 4-, 8-, 12-, en 24-uursommen voor elk klokuur afgeleid. De radardataset bedekt het gehele landoppervlak van Nederland ( $\approx 3,55 \times 10^4 \text{ km}^2$ ), heeft een ruimtelijke resolutie van ongeveer  $6 \text{ km}^2$  en een gemiddelde databeschikbaarheid van ongeveer 80% over de 11-jarige periode 1998-2008. In Overeem et al. (2009b) wordt de afleiding en verificatie van de klimatologische radardataset van 1-uursommen uitvoerig besproken. Overeem et al. (2009a) beschrijft daarnaast ook de correctie van 15-, 30-, 60- en 120-minuutsommen. De gebruikte afkorting voor de klimatologische radardataset in deze artikelen is MFBS.



# Hoofdstuk 3

---

## Methode

In dit hoofdstuk wordt de selectie van jaarmaxima van de gebiedsneerslag uit de klimatologische radardataset behandeld. Vervolgens wordt de kansverdeling van deze jaarmaxima beschreven met een GEV-verdeling (“Generalized Extreme Value distribution” of “gegeneraliseerde extreme waarden verdeling”) en worden de GEV-parameters gemodelleerd als functie van de duur en de gebiedsgrootte. Ten slotte wordt de bootstrapmethode beschreven waarmee de onzekerheid in geschatte kwantielen kan worden berekend. Een kwantiel geeft de neerslaghoeveelheid weer die met een bepaalde kans (of gemiddeld eens in de  $T$  jaren) wordt overschreden.

### 3.1 Selectie van jaarmaxima

De klimatologische radardataset geeft de neerslag voor 6190 radarpixels van elk ongeveer  $6 \text{ km}^2$ , die het gehele landoppervlak van Nederland bedekken. Verschuivende jaarmaxima worden geselecteerd voor 8 verschillende duren  $D$  van 15, 30, 60 en 120 minuten en 4, 8, 12 en 24 uren en 9 verschillende gebiedsgrootten  $A$  voor de 11-jarige periode 1998-2008 (72 verschillende combinaties van  $A$  en  $D$ ). De term “verschuivend” geeft aan dat de jaarmaxima worden geselecteerd uit de  $D$ -uursommen van elk klokuur in het jaar, voor  $D = 4 - 24$  uren, of uit de  $D$ -minuutsommen van elke 5 minuten in het jaar, voor  $D = 15 - 120$  minuten. Zo wordt rekening gehouden met het feit dat neerslag die valt in een verschuivend (overlappend) interval, van bijvoorbeeld 60 minuten, vaak hoger is dan die valt in een vast (niet-overlappend) interval, van bijvoorbeeld een klokuur. Jaarmaxima van gebiedsneerslag worden afgeleid voor vierkanten met een zijde van 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15 en 17 radarpixel(s) lang en zijn alleen beschikbaar indien elke pixel in het vierkant boven het landoppervlak van Nederland ligt. Jaarmaxima worden voor alle mogelijke, overlappende vierkanten berekend voor gebieden groter dan een radarpixel van  $6 \text{ km}^2$ . De jaarmaxima zijn nu beschikbaar voor gebiedsgrootten van 6 -  $1700 \text{ km}^2$ .

### 3.2 GEV-parameters als een functie van duur en gebiedsgrootte

De GEV-verdeling wordt vaak gebruikt om de verdeling van jaarmaxima van neerslag te beschrijven, zie voor recente neerslagstatistieken voor Nederland bijvoorbeeld Smits et al. (2004), Buishand & Wijngaard (2007), Overeem et al. (2008) en Buishand et al. (2009). Om betrouwbare schattingen van de parameters van deze verdeling te krijgen zijn lange meetreeksen nodig. In de internationale vakliteratuur wordt vaak een regionale frequentie-analyse toegepast, waarin één of meerdere parameters van de kansverdeling constant worden verondersteld over een gebied. Hierdoor kunnen deze parameters worden geschat op basis van reeksen van meerdere locaties in dat gebied, waardoor hun onzekerheid afneemt. Deze methode is ook gebruikt voor de 11-jarige klimatologische radardataset waarbij verondersteld is dat de drie parameters van de GEV-verdeling constant zijn over Nederland. Regionale verschillen in de kansverdeling van extreme neerslag worden, voor zover ze er zijn, dus verwaarloosd. De drie GEV-parameters kunnen dan geschat worden op basis van de jaarmaxima van alle gebruikte radarpixels.<sup>1</sup> Het grote aantal metingen in de ruimte compenseert dan voor het relatief kleine aantal metingen in de tijd. Hierdoor kunnen neerslaghoeveelheden voor herhalingstijden langer dan de lengte van de dataset toch redelijk betrouwbaar geschat worden.

Voor elke afzonderlijke duur en gebiedsgrootte worden de parameters van de GEV-verdeling geschat met de methode van de grootste aannemelijkheid (“maximum likelihood”). Weinig is bekend over de geschiktheid van de GEV-verdeling voor het modelleren van gebiedsneerslag. Maar aanpassingstoetsen tonen aan dat de GEV-verdelingen adequate beschrijvingen geven van de gebiedsneerslagextremen uit de klimatologische radardataset (Overeem et al., 2010a). De parameters van deze kansverdeling zijn gemodelleerd als functie van duur  $D$  en gebiedsgrootte  $A$ . Ze worden beschreven door de volgende drie semi-empirische modellen:

$$\mu(D, A) = 17,9190D^{0,2245} - 3,5715A^{0,1281} + 0,4265A^{0,1281} \ln D, \quad (3.1)$$

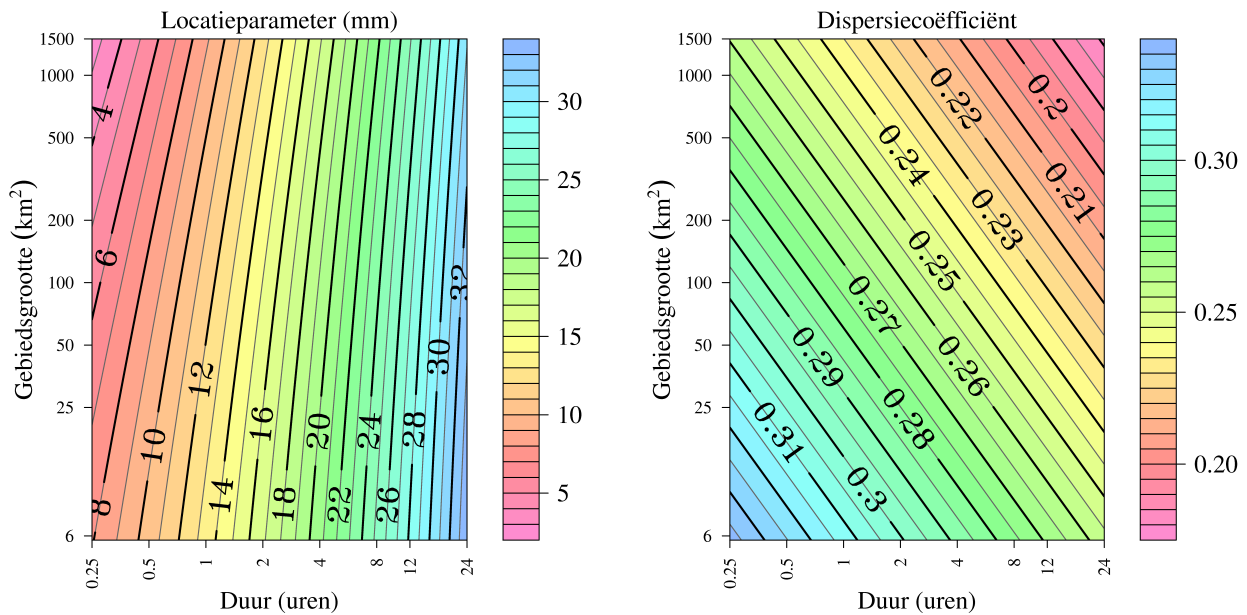
$$\gamma(D, A) = 0,33740 - 0,01768 \ln D - 0,01399 \ln A, \quad (3.2)$$

$$\kappa(A) = -0,20559 + 0,01767 \ln A, \quad (3.3)$$

waarin  $D$  is uitgedrukt in uren en  $A$  in  $\text{km}^2$ ,  $\mu$  is de locatieparameter (mm),  $\gamma$  de dispersiecoëfficiënt (de schaalparameter gedeeld door de locatieparameter van de GEV-verdeling) en  $\kappa$  de vormparameter. Figuur 3.1 geeft de waarde van  $\mu$  en  $\gamma$  als een functie van duur en gebiedsgrootte. De locatieparameter is sterk gerelateerd aan het gemiddelde. Deze neemt toe voor een toenemende duur, omdat de maximale neerslag over een langer tijdsinterval altijd minstens zo groot is als de maximale neerslag over een korter tijdsinterval. Daarnaast neemt de locatieparameter af bij toenemende gebiedsgrootte, vooral bij korte duren. De dispersiecoëfficiënt neemt af voor zowel een toenemende duur als voor een toenemende gebiedsgrootte. Deze afname illustreert dat de variabiliteit van de jaarmaxima relatief gering

<sup>1</sup>Bij een gebiedsgrootte van  $6 \text{ km}^2$  zijn er 6190 jaarmaxima per jaar en dit aantal neemt af tot 1477 voor een gebiedsgrootte van  $1700 \text{ km}^2$ . En het gebruikte landoppervlak daalt van  $3,55 \times 10^4 \text{ km}^2$  naar  $2,55 \times 10^4 \text{ km}^2$ .





**Figuur 3.1:** Locatieparameter  $\mu$  (mm) en dispersiecoëfficiënt  $\gamma$  als functie van duur en gebiedsgrootte.

is bij lange duren en grote gebieden. De vormparameter wordt minder negatief voor een toenemende gebiedsgrootte en is niet afhankelijk van de duur. Deze toename van de vormparameter houdt in dat de rechterstaart van de verdeling korter wordt, waardoor de kans op eenzelfde neerslagextreem afneemt wanneer de gebiedsgrootte toeneemt.

Vervolgens wordt van deze drie relaties gebruikgemaakt in de kwantielfunctie van de GEV-verdeling. In bijlage A wordt met behulp van de relatie van Langbein deze kwantielfunctie zodanig omgewerkt dat de herhalingsstijd  $T$  betrekking heeft op de gemiddelde duur (in jaren) tussen twee opeenvolgende overschrijdingen in de zogenaamde partiële duurreeks. Dit sluit aan bij de neerslagstatistieken van Smits et al. (2004) en Buishand & Wijngaard (2007) voor Nederland. Het voordeel hiervan is dat de kwantielen ook kunnen worden berekend voor herhalingsstijden van 0,5 - 1 jaar. De kwantielfunctie wordt gegeven door:

$$x(T; D, A) = \mu(D, A) + \frac{\mu(D, A)\gamma(D, A)[1 - T^{-\kappa(A)}]}{\kappa(A)}. \quad (3.4)$$

Hier geeft  $x(T; D, A)$  het maximum van de neerslag weer dat gemiddeld eens in de  $T$  jaren wordt overschreden als functie van de duur  $D$  en de gebiedsgrootte  $A$ .

### 3.3 De bootstraphmethode

De hier gevolgde methode van de grootste aannemelijkheid voor het schatten van GEV-parameters houdt geen rekening met de ruimtelijke correlatie van jaarmaxima. Hoewel dit nauwelijks tot systematische fouten in de geschatte kwantielen leidt, moet bij het berekenen van de onzekerheid in geschatte kwantielen de ruimtelijke correlatie wel worden meegenomen, omdat deze anders wordt onderschat. Daarom is een bootstraphmethode toegepast

die wel rekening houdt met de ruimtelijke correlatie. Kern van de bootstrapmethode is dat, in dit geval, 1000 nieuwe sets reeksen van jaarmaxima met dezelfde lengte als de oorspronkelijke reeksen worden gecreëerd door met teruglegging te trekken uit die oorspronkelijke reeksen van jaarmaxima van de periode 1998-2008. Hierbij wordt de ruimtelijke correlatie ingebouwd door alle maxima in een bepaald jaar simultaan te trekken. Voor elk van de 1000 bootstrap sets worden de GEV-parameters opnieuw geschat. Vervolgens worden dan 1000 keer de coëfficiënten geschat van de relaties die de GEV-parameters als functie van duur en gebiedsgrootte beschrijven. Door deze relaties 1000 keer in te vullen in de kwantielfunctie van de GEV-verdeling worden 1000 regenduurlijnen (zie volgende hoofdstuk) afgeleid, voor elke gebiedsgrootte afzonderlijk voor verschillende herhalingstijden. Hierdoor zijn voor elke duur, gebiedsgrootte en herhalingstijd met een tijdstap van 1 minuut, 1000 kwantielen beschikbaar.

In hoofdstuk 4 is de bootstrap toegepast om de 95%-betrouwbaarheidsintervallen van de neerslaghoeveelheden te berekenen voor verschillende duren, gebiedsgrootten en herhalingstijden.



# Hoofdstuk 4

---

## Kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag

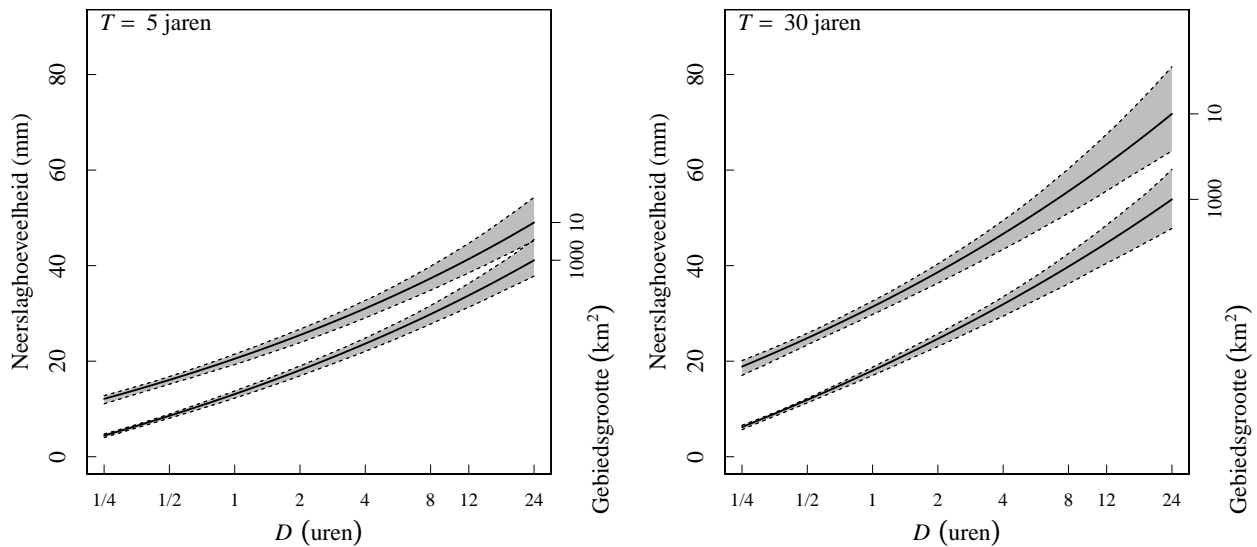
Dit hoofdstuk beschrijft de kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag. Eerst worden gebiedsregenduurlijnen met onzekerheden gegeven en daarna gebiedsreductiefactoren. Ten slotte worden tabellen met extreme neerslaghoeveelheden en bijbehorende onzekerheden gegeven voor verschillende duren, gebiedsgrootten en herhalingstijden.

### 4.1 Gebiedsregenduurlijnen

Een regenduurlijn geeft de neerslaghoeveelheid voor een bepaalde herhalingstijd als functie van de duur. Gebiedsregenduurlijnen worden afgeleid door de vergelijkingen 3.1, 3.2 en 3.3 te substitueren in de kwantielfunctie van de GEV-verdeling. Aldus wordt een wiskundige uitdrukking verkregen voor de  $D$ -uur neerslagsom  $x(T; D, A)$  die gemiddeld eens in de  $T$  jaren wordt overschreden over een gebied van  $A$  km<sup>2</sup>:

$$x(T; D, A) = \mu(D, A) + \frac{\mu(D, A)\gamma(D, A)[1 - T^{-\kappa(A)}]}{\kappa(A)}. \quad (4.1)$$

Deze vergelijking kan worden gebruikt om de regenhoeveelheid in een figuur uit te zetten voor duren van 15 minuten tot 24 uren en gebiedsgrootten van 6 km<sup>2</sup> tot 1700 km<sup>2</sup> voor een gekozen herhalingstijd  $T$ . Figuur 4.1 toont gebiedsregenduurlijnen voor  $T = 5$  en 30 jaren en  $A = 10$  en 1000 km<sup>2</sup>. Indien  $A$  toeneemt van 10 tot 1000 km<sup>2</sup> neemt de regenhoeveelheid sterk af. Dit wordt een “gebiedsreductie-effect” (“areal reduction effect”) genoemd. Verder toont de figuur dat de regenhoeveelheid voor  $T = 30$  jaren en  $A = 1000$  km<sup>2</sup> toeneemt van 6 mm voor  $D = 15$  minuten tot 54 mm voor  $D = 24$  uren. Voor figuur 4.1 worden de met de bootstrapmethode verkregen 1000 kwantielen per tijdstap van 1 minuut gesorteerd in oplopende volgorde. De vijfentwintigste en negenhondervijfenzeventigste waarden worden bepaald om de 95%-betrouwbaarheidsintervallen te verkrijgen van de kwantielen



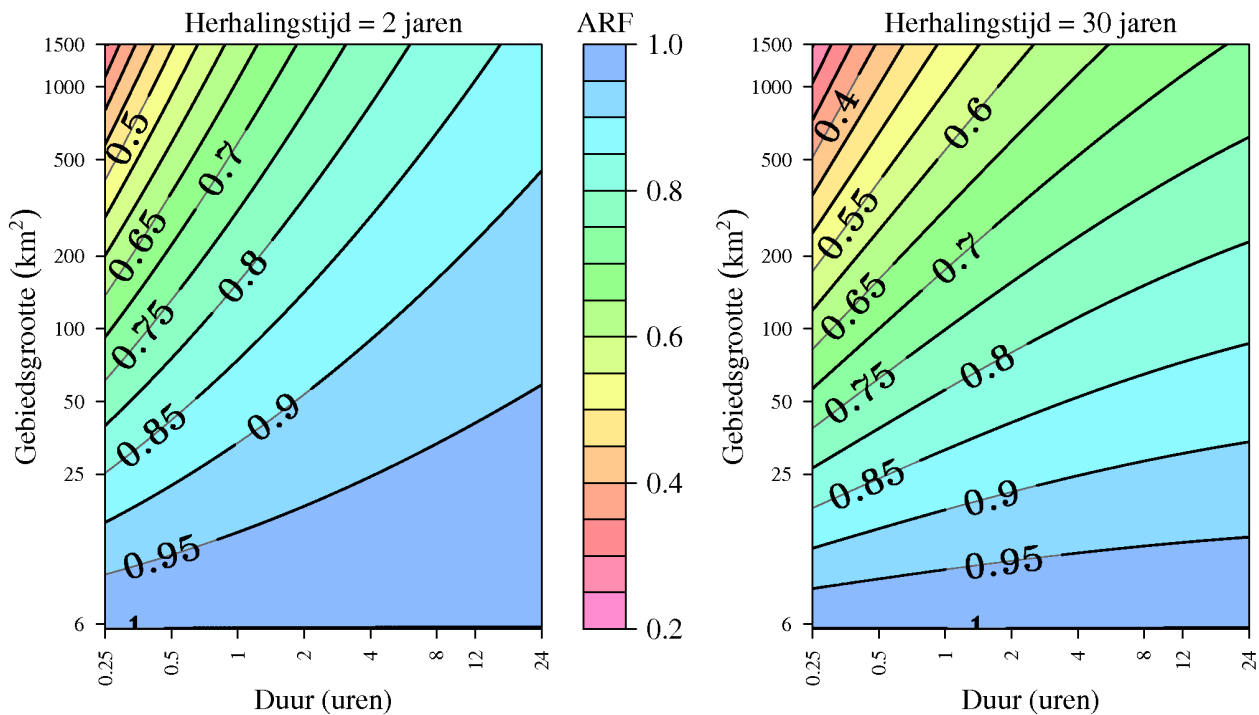
**Figuur 4.1:** Gebiedsregenduurlijnen voor een herhalingsstijd  $T$  van 5 (links) en 30 (rechts) jaren en een gebiedsgrootte van 10 en 1000 km<sup>2</sup> gebaseerd op de klimatologische radar dataset. De streepjeslijnen geven de puntsgewijze 95%-betrouwbaarheidsbanden aan. Merk op dat de duur  $D$  is weergegeven op een logaritmische schaal.

van neerslaghoeveelheden. Deze worden getoond als grijs gearceerde gebieden in figuur 4.1. Onzekerheden worden groot voor lange durren. Zo varieert de breedte van het 95%-betrouwbaarheidsinterval van 3 mm voor  $D = 60$  minuten tot 18 mm voor  $D = 24$  uren indien  $A = 10$  km<sup>2</sup> en  $T = 30$  jaren. Deze toename is relatief groot vergeleken met de toename in de neerslaghoeveelheid, die verandert van 31 naar 72 mm volgens de regenduurlijn.

Het betrouwbaarheidsinterval voor  $A = 1000$  km<sup>2</sup> is smaller dan dat voor  $A = 10$  km<sup>2</sup>, zowel voor  $T = 5$  als  $T = 30$  jaren. De kleinere breedte voor  $A = 1000$  km<sup>2</sup> wordt veroorzaakt door het feit dat de neerslaghoeveelheden voor  $A = 1000$  km<sup>2</sup> kleiner zijn dan de hoeveelheden voor  $A = 10$  km<sup>2</sup> bij eenzelfde duur en herhalingsstijd. Bovendien toont figuur 4.1 aan dat de betrouwbaarheidsintervallen van beide gebiedsgrootten elkaar niet overlappen voor alle of bijna alle durren. Dit betekent dat deze gebiedsregenduurlijnen significant verschillen.

## 4.2 Gebiedsreductiefactoren

Gebiedsreductiefactoren (“areal reduction factors”, “ARFs”) worden gebruikt om kwantielen van puntneerslag om te rekenen naar kwantielen van gebiedsneerslag. Meestal zijn geen dichte regenmeternetwerken beschikbaar om deze ARFs te bepalen. Een aantal studies die gebruik maken van regenmeterdata om ARFs te berekenen zijn NERC (1975), Bell (1976), Omolayo (1993) en Allen & DeGaetano (2005a). Studies die gebruik maken van radar data om ARFs te schatten zijn Durrans et al. (2002), Allen & DeGaetano (2005b) en Lombardo et al. (2006). Gebiedsreductiefactoren worden gedefinieerd als een verhouding van kwan-



**Figuur 4.2:** Gebiedsreductiefactor (areal reduction factor, ARF) voor een herhalingsstijd van 2 jaren (links) en 30 jaren (rechts).

tielen van regenhoeveelheden:

$$\text{ARF}(T; D, A) = \frac{x(T; D, A)}{x(T; D, A_0)}, \quad (4.2)$$

waarin  $A \geq A_0$  en  $A_0$  is gewoonlijk de horizontale ingangsoppervlakte van de regenmeter. De gebiedsgemiddelde regenhoeveelheden worden dan berekend als een (gewogen) gemiddelde van puntregenhoeveelheden. In dit rapport worden op radar gebaseerde gebiedsregenduurlijnen gebruikt om ARFs te berekenen, waarvoor  $A_0 = 6 \text{ km}^2$ . Op radar gebaseerde ARFs kunnen alleen worden afgeleid voor gebiedsgrootten vanaf  $A = 6 \text{ km}^2$ , omdat de radardata een ruimtelijke resolutie van  $6 \text{ km}^2$  hebben en de vergelijkingen 3.1, 3.2 en 3.3 niet geschikt zijn voor extrapolatie naar kleinere gebiedsgrootten.

Figuur 4.2 geeft gebiedsreductiefactoren voor herhalingsstijden van 2 jaren (links) en 30 jaren (rechts). Vooral voor korte duren neemt de gebiedsreductiefactor sterk af met toenemende gebiedsgrootte. Zo is de extreme neerslagsom voor  $1500 \text{ km}^2$  gemiddeld maar ongeveer 30% van die van  $6 \text{ km}^2$  voor een duur van 15 minuten en een herhalingsstijd van 2 jaren. De gebiedsreductie is bij een herhalingsstijd van 30 jaren groter dan bij een herhalingsstijd van 2 jaren, vooral bij de lange duren. De meest extreme 24-uursommen zijn het gevolg van convectieve neerslag (zomerse buien), waarbij over korte afstanden grote verschillen in de neerslaghoeveelheid kunnen voorkomen. De 24-uursom bij een herhalingsstijd van 2

jaren wordt echter vaak bepaald door langdurige regenval over een groot gebied. Voor korte duren is alleen convectieve neerslag van belang voor de gebiedsreductiefactor. Behalve de ruimtelijke spreiding van de neerslaghoeveelheden binnen een bui, speelt bij zeer korte duren ook de tijd waarin een bui over het gebied trekt een rol.

**Tabel 4.1:** Neerslaghoeveelheden (in mm) die gemiddeld eens in de  $T$  jaren worden overschreden, voor duren van 15 minuten tot 24 uren en 5 gebiedsgrootten van 100 - 1500 km<sup>2</sup>, gebaseerd op de 11-jarige radardataset (periode 1998-2008).

$T$ (jaren)	Duur (uren)								Duur (uren)							
	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24
	$A = 50 \text{ km}^2$								$A = 500 \text{ km}^2$							
0,5	5	7	10	13	16	20	23	28	3	6	8	11	15	19	22	28
1	6	9	12	16	20	24	27	33	4	7	10	14	18	23	26	32
2	8	11	14	19	23	28	32	38	5	8	12	16	21	26	30	36
5	10	14	18	23	29	35	39	46	6	10	14	19	25	31	35	42
10	11	16	21	27	33	40	45	53	7	11	16	22	28	35	39	48
20	13	19	25	31	38	46	51	61	8	13	19	25	32	39	44	53
25	14	20	26	33	40	48	53	63	8	13	19	26	33	41	46	55
30	15	20	27	34	41	50	55	65	8	14	20	27	34	42	47	56
	$A = 100 \text{ km}^2$								$A = 1000 \text{ km}^2$							
0,5	5	7	9	12	16	20	23	28	2	5	8	11	15	19	22	27
1	6	8	11	15	19	24	27	33	3	6	9	13	17	22	25	31
2	7	10	14	18	23	28	31	38	4	7	11	15	20	25	29	35
5	9	13	17	22	28	34	38	45	4	9	13	18	24	30	34	41
10	10	15	20	25	32	39	43	51	5	10	15	21	27	34	38	46
20	12	17	23	29	36	44	49	58	6	11	17	23	30	37	42	51
25	12	18	24	31	38	46	51	61	6	12	18	24	31	39	44	52
30	13	18	25	32	39	47	53	62	6	12	18	25	32	40	45	54
	$A = 200 \text{ km}^2$								$A = 1500 \text{ km}^2$							
0,5	4	6	9	12	16	20	22	28	2	5	7	11	14	19	22	27
1	5	8	11	14	19	23	26	32	3	5	9	13	17	22	25	31
2	6	9	13	17	22	27	31	37	3	6	10	15	19	25	28	35
5	7	11	16	21	26	33	37	44	4	8	12	17	23	29	33	40
10	9	13	18	24	30	37	42	50	4	9	14	20	26	33	37	45
20	10	15	21	27	34	42	47	56	5	10	16	22	29	36	41	50
25	10	16	22	29	36	44	49	58	5	10	16	23	30	37	42	51
30	11	17	23	30	37	45	50	60	5	11	17	23	31	38	43	52

**Tabel 4.2:** Neerslaghoeveelheden (in mm) die gemiddeld eens in de  $T$  jaren worden overschreden, voor duren van 15 minuten tot 24 uren en 5 gebiedsgrootten van 100 - 1500 km<sup>2</sup>, zoals verkregen uit neerslagstatistieken op basis van regenmeterdata (Smits et al. (2004), periode 1906-2003,  $D = 4 - 24$  uren; Buishand & Wijngaard (2007), periode 1906-1990,  $D = 0,25 - 2$  uren) en de op radar gebaseerde gebiedsreductiefactoren.

$T$ (jaren)	Duur (uren)								Duur (uren)							
	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24
	$A = 50 \text{ km}^2$								$A = 500 \text{ km}^2$							
0,5	5	7	9	12	15	20	23	28	3	5	8	11	14	19	22	27
1	7	9	13	16	20	23	26	32	4	7	10	14	18	22	25	31
2	9	12	16	19	23	27	30	37	5	9	13	16	21	25	28	35
5	11	15	20	23	28	33	37	44	7	11	16	19	24	29	33	40
10	13	18	23	27	32	37	41	49	8	13	17	22	27	32	37	44
20	15	21	26	30	35	41	46	54	9	15	20	24	29	35	40	48
25	16	22	28	32	37	43	47	56	9	15	21	25	31	36	41	48
30	16	22	28	33	38	43	48	57	9	15	21	26	32	37	41	49
	$A = 100 \text{ km}^2$								$A = 1000 \text{ km}^2$							
0,5	4	7	9	12	15	19	22	28	2	5	7	11	14	18	22	27
1	6	9	12	15	19	23	26	32	3	6	10	13	17	21	24	30
2	8	11	15	18	22	27	30	37	4	8	12	15	20	24	27	34
5	10	14	18	22	27	32	36	43	5	10	14	18	23	28	32	39
10	12	17	21	25	30	35	40	48	6	11	16	20	26	31	35	42
20	13	19	24	29	34	39	44	52	7	13	18	23	28	33	38	46
25	14	20	26	30	35	41	45	53	7	13	19	24	29	34	39	46
30	14	20	26	31	36	41	46	55	7	13	19	24	30	35	39	47
	$A = 200 \text{ km}^2$								$A = 1500 \text{ km}^2$							
0,5	4	6	8	12	15	19	22	28	2	4	7	10	14	18	21	27
1	6	8	11	15	19	22	25	31	3	6	9	13	17	21	24	30
2	7	10	14	17	22	26	29	36	3	7	11	15	19	24	27	34
5	9	13	17	21	26	31	35	41	4	9	13	17	22	27	31	38
10	10	15	20	24	29	34	38	46	5	10	15	20	25	30	34	41
20	11	17	22	27	32	38	42	50	5	11	17	22	27	32	37	44
25	12	18	24	28	33	39	43	51	6	12	18	22	28	33	37	45
30	12	18	24	29	34	39	44	52	6	12	18	23	28	33	38	46

De gebiedsreductiefactoren voor  $T = 2$  jaren komen goed overeen met die in het Flood Studies Report voor het Verenigd Koninkrijk (NERC, 1975). De afname van de ARF met toenemende herhalingstijd bij  $D = 24$  uren is echter sterker dan de afname die Bell (1976) vond voor dagsommen in het Verenigd Koninkrijk. In plaats van de jaarmaxima ging Bell uit van partiële duurreeksen met exponentieel verdeelde pieken. Deze methode houdt geen rekening met een verandering van de vorm van de rechterstaart van de verdeling bij de extremen over een gebied, wat deels de relatief geringe afname van de ARF met toenemende herhalingstijd verklaart. Witter (1984) paste de methode van Bell (1976) toe op de dagsommen van drie rechthoekige gebieden van  $1000 \text{ km}^2$  in Nederland en vond een relatief kleine afname van de ARF met toenemende herhalingstijd.

### 4.3 Tabellen

Vergelijking 4.1 is gebruikt om de neerslaghoeveelheden te berekenen voor 8 uren van 15 minuten tot 24 uren, 5 gebiedsgrootten van  $100 - 1500 \text{ km}^2$  en 8 herhalingstijden van 0,5 - 30 jaren. Deze zijn weergegeven in tabel 4.1. In tabel 4.2 staan de corresponderende op regenmeterdata gebaseerde getallen. Deze zijn verkregen door de op regenmeters gebaseerde neerslaghoeveelheden voor de verschillende herhalingstijden, in Buishand & Wijngaard (2007) voor uren van 15 - 120 minuten en in Smits et al. (2004) voor uren van 4 - 24 uren, te vermenigvuldigen met de op radar gebaseerde gebiedsreductiefactoren.

Voor lange uren en lange herhalingstijden zijn de op radar gebaseerde neerslaghoeveelheden hoger dan die op regenmeterdata zijn gebaseerd. Dit kan oplopen tot maximaal 14% voor  $D = 24$  uren en  $T = 30$  jaren. Dit komt deels doordat het tijdvak 1998-2008 vrij nat was, waarbij vooral het jaar 1998 opvalt met vele hoge dagwaarden van de neerslag. Hierdoor zijn de gebiedsneerslagen uit de radardataset voor lange uren en lange herhalingstijden relatief hoog. De puntneerslagstatistieken van Smits et al. (2004) en Buishand & Wijngaard (2007) zijn juist, respectievelijk, grotendeels of helemaal gebaseerd op gegevens van voor 1998.

Voor korte uren is het verschil tussen op radar en regenmeter gebaseerde neerslagstatistieken klein. Bij de op radar gebaseerde neerslagstatistieken wordt het effect van het relatief natte tijdvak 1998-2008 mogelijk gecompenseerd door resterende fouten in de radardata, zoals uitdoving van het radarsignaal door hoge neerslagintensiteiten en veranderingen in het verticale profiel van radarreflectiviteit. De correctie met regenmeterdata kan hiervoor maar gedeeltelijk compenseren, omdat er weinig regenmeterdata zijn met een tijdsresolutie kleiner dan 1 dag. De neerslaghoeveelheden uit de op regenmeterdata gebaseerde statistieken zijn mogelijk overschat doordat de gebruikte gebiedsreductiefactoren gelden ten opzichte van een radarpixel en niet ten opzichte van een punt. Deze gebiedsreductiefactoren zijn in feite wat te hoog doordat de gebiedsreductie tussen een punt en een radarpixel niet wordt meegenomen. Dit leidt tot een overschatting van de neerslaghoeveelheid (voor langere uren is dit verwaarloosbaar).

**Tabel 4.3:** Vergelijking tussen de neerslaghoeveelheden (in mm) die gemiddeld eens in de  $T$  jaren worden overschreden op basis van radardata ( $A = 6 \text{ km}^2$ ) en op basis van regenmeterdata voor  $T = 0,5$  tot 30 jaren en voor duren van 15 minuten tot 24 uren.

$T$ (jaren)	$A = 6 \text{ km}^2$ , radar Duur (uren)								$A = A_0 \text{ km}^2$ , puntmeting regenmeters Duur (uren)							
	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24
0,5	6	8	11	14	17	21	23	28	6	8	10	13	16	20	23	28
1	8	10	13	17	21	25	28	34	9	11	14	17	21	24	27	33
2	10	13	17	21	25	30	34	40	11	14	18	21	25	29	32	39
5	13	17	21	26	32	38	42	50	15	19	23	26	31	36	40	47
10	15	20	25	31	38	45	50	58	18	23	27	31	36	41	46	54
20	18	24	30	37	44	53	58	68	21	27	32	36	41	47	52	61
25	19	25	32	39	47	55	61	71	22	28	34	38	43	49	54	63
30	20	26	33	40	49	58	63	74	23	29	35	39	45	50	55	65
	Afwijking radar t.o.v. regenmeter															
0,5	0	0	1	1	1	1	0	0								
1	-1	-1	-1	0	0	1	1	1								
2	-1	-1	-1	0	0	1	2	1								
5	-2	-2	-2	0	1	2	2	3								
10	-3	-3	-2	0	2	4	4	4								
20	-3	-3	-2	1	3	6	6	7								
25	-3	-3	-2	1	4	6	7	8								
30	-3	-3	-2	1	4	8	8	9								

Tabel 4.3 geeft de op radardata gebaseerde neerslaghoeveelheden voor een gebiedsgrootte van  $6 \text{ km}^2$ , de op regenmeterdata gebaseerde neerslaghoeveelheden die gelden voor een punt en de verschillen. Overigens zou deze gebiedsgrootte kleiner kunnen zijn dan  $6 \text{ km}^2$ , omdat de radardata zijn gecorrigeerd met puntmetingen van regenmeternetwerken. Waarschijnlijk heeft deze correctie weinig effect op de representatieve gebiedsgrootte van een radarpixel, omdat een glad correctieveld is toegepast in plaats van dat de radardata exact in overeenstemming zijn gebracht met de puntmetingen. Het valt op dat voor kortere duren in combinatie met langere herhalingsstijden voor radar lagere neerslaghoeveelheden worden gevonden. Dit komt voor een deel door de gebiedsreductie tussen een punt en een radarpixel. Ook kan deze onderschatting samenhangen met resterende fouten in de radardata. Daarentegen worden voor langere duren in combinatie met langere herhalingsstijden voor radar hogere neerslaghoeveelheden gevonden. Het gebiedsreductie-effect tussen een punt en  $6 \text{ km}^2$  is dan verwaarloosbaar klein. De reden van de hogere neerslaghoeveelheden is waarschijnlijk de relatief natte periode 1998-2008 waarop de radardataset betrekking heeft. Voor  $D = 24$  uren is de locatieparameter van de GEV-verdeling voor een gebiedsgrootte

van 6 km<sup>2</sup> daardoor iets hoger dan die in Smits et al. (2004) voor puntneerslag. Opvallender is echter het verschil in de waarde van de vormparameter: -0,175 voor de radardata en -0,09 in Smits et al. (2004). De vrij lage waarde voor de radardata is deels het gevolg van de vele extreme dagwaarden in 1998. Dit leidt tot hogere neerslagdagsommen voor lange herhalingsstijden, ongeveer 2 mm (+ 4%) voor  $T$  is 10 jaren en ongeveer 6,5 mm (+ 9%) voor  $T$  is 30 jaren. De neerslaghoeveelheid die gemiddeld eens in de 30 jaren wordt overschreden is voor de radardata ongeveer 9 mm hoger (+ 14%) dan de waarde uit de statistieken gebaseerd op regenmeterdata, wat voor een belangrijk deel het gevolg is van de vrij lage GEV-vormparameter voor de radardata. Vanwege de relatief natte periode 1998-2008 zijn voor  $D = 24$  uren de kwantielen van de op radar gebaseerde gebiedsgemiddelden voor  $A \leq 50$  km<sup>2</sup> vrijwel gelijk aan of groter dan die voor puntneerslagen. De resterende fouten in de radardata, met name voor kortere dueren, en de gedeeltelijk andere meetperiode zorgen dus voor verschillen tussen op radar en op regenmeters gebaseerde neerslagstatistieken.

Het is belangrijk om de onzekerheid van regenduurlijnen te schatten en met deze onzekerheid rekening te houden bij ontwerpdoeleinden in het waterbeheer en bij de analyse van de zeldzaamheid van extreme neerslaggebeurtenissen. De bootstraphmethode is gebruikt om de onzekerheid in de regenduurlijnen ten gevolge van de beperkte lengte van de radardataset te schatten. Dit type onzekerheid wordt ook gegeven in Smits et al. (2004). Deze onzekerheid neemt af als de meetreeks langer wordt. Onzekerheid door de keuze voor de GEV-verdeling of door meetfouten is niet meegenomen en het is moeilijk, zo niet onmogelijk, om deze te berekenen.

Uit tabel 4.4 blijkt dat de onzekerheid, uitgedrukt als het 95%-betrouwbaarheidsinterval, klein is voor korte dueren. Naast het feit dat de neerslaghoeveelheden voor korte dueren lager zijn dan voor lange dueren, komt dit door de vrij zwakke ruimtelijke correlatie van jaarmaxima voor korte dueren, waardoor er meer unieke informatie in de jaarmaxima zit. Het grote aantal waarnemingen in de ruimte compenseert dan sterk voor het kleine aantal waarnemingen in de tijd. Voor lange dueren wordt de onzekerheid groter, omdat de ruimtelijke correlatie van de onderliggende jaarmaxima dan toeneemt. De relatief grootste onzekerheid wordt gevonden voor de grootste gebieden. Deze gebieden vertonen een sterke overlap, waardoor de jaarmaxima erg op elkaar lijken. Hierdoor zit er relatief weinig unieke informatie in de jaarmaxima. Daarnaast is de onzekerheid relatief groot bij lange herhalingsstijden, doordat de meest onzekere parameters van de GEV-verdeling,  $\gamma$  en  $\kappa$ , dan belangrijker worden.

In Overeem et al. (2009a) is de effectieve lengte van de radardataset berekend. Deze varieert van ongeveer 80 - 100 jaren voor een herhalingsstijd  $T$  van, respectievelijk, 10 en 50 jaren voor  $D = 24$  uren tot enkele honderden jaren voor  $D = 15$  minuten voor een gebiedsgrootte van 6 km<sup>2</sup>. De effectieve lengte neemt af met toenemende gebiedsgrootte. Daarom wordt als maximale herhalingsstijd 30 jaren gebruikt. Het wordt aanbevolen om bij langere herhalingsstijden alleen te vermelden dat  $T$  langer of veel langer dan 30 jaren is.



**Tabel 4.4:** De 95%-betrouwbaarheidsintervallen van de neerslaghoeveelheden (mm) die gemiddeld eens in de  $T$  jaren worden overschreden voor duren van 15 minuten tot 24 uren en gebiedsgrootten van 50, 100, 200, 500, 1000 en 1500 km<sup>2</sup>, gebaseerd op radardata.

$T$ (jaren)	Duur (uren)							
	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24
	$A = 50 \text{ km}^2$							
0,5	5-5	7-8	9-10	12-13	16-17	20-21	22-24	27-30
1	6-7	8-9	11-13	15-16	19-20	23-25	26-29	31-35
2	7-8	10-11	14-15	18-19	22-24	27-30	30-34	36-42
5	9-10	13-14	17-19	22-24	27-30	33-37	36-42	43-51
10	10-12	15-17	20-22	25-28	31-35	37-43	41-49	48-59
20	12-14	18-20	23-25	29-32	36-40	43-50	47-56	54-68
25	13-15	19-20	25-27	31-34	37-42	44-52	49-58	56-71
30	13-16	19-21	25-28	32-35	39-44	46-54	50-61	58-74
	$A = 100 \text{ km}^2$							
0,5	4-5	6-7	9-10	12-13	15-17	19-21	22-24	27-30
1	5-6	8-9	11-12	14-16	18-20	23-25	26-28	31-35
2	6-7	10-11	13-14	17-19	21-24	26-29	29-33	35-41
5	8-9	12-13	16-18	21-23	26-29	32-36	35-41	42-50
10	9-11	14-15	19-20	24-26	30-33	36-41	40-47	47-57
20	10-13	16-18	22-24	28-30	34-38	41-47	45-53	52-65
25	11-13	17-19	23-25	29-32	35-40	42-49	47-56	54-68
30	11-14	17-19	24-26	30-33	37-41	44-51	48-58	56-70
	$A = 200 \text{ km}^2$							
0,5	4-4	6-7	9-9	12-13	15-16	19-21	22-24	26-30
1	4-5	7-8	10-11	14-15	18-19	22-24	25-28	30-35
2	5-6	9-10	12-14	16-18	21-23	26-29	29-33	35-40
5	7-8	11-12	15-17	20-22	25-28	30-35	34-39	40-49
10	8-9	13-14	18-19	23-25	28-32	35-40	38-45	45-55
20	9-11	15-16	20-22	26-28	32-36	39-45	43-51	50-63
25	9-11	15-17	21-23	27-30	33-38	40-47	44-53	52-65
30	10-12	16-17	22-23	28-31	34-39	41-48	46-55	53-67

Vervolg van tabel 4.4.

T (jaren)	Duur (uren)							
	0,25	0,5	1	2	4	8	12	24
	$A = 500 \text{ km}^2$							
0,5	3-4	5-6	8-9	11-12	15-16	19-20	21-23	26-29
1	4-4	6-7	9-11	13-14	17-19	22-24	25-27	30-34
2	4-5	8-8	11-12	15-17	20-22	25-28	28-32	34-39
5	5-6	9-10	14-15	18-20	23-26	29-33	32-38	39-47
10	6-7	11-12	16-17	21-23	26-30	33-37	36-43	43-53
20	7-8	12-13	18-19	24-26	30-33	36-42	40-48	47-59
25	7-9	13-14	18-20	24-27	31-35	38-44	42-50	49-61
30	7-9	13-14	19-21	25-28	32-36	39-45	43-51	50-63
	$A = 1000 \text{ km}^2$							
0,5	2-3	5-5	7-8	10-12	14-15	18-20	21-23	26-29
1	3-3	6-6	9-10	12-14	16-18	21-23	24-27	29-34
2	3-4	7-7	10-11	14-16	19-21	24-27	27-31	33-39
5	4-5	8-9	12-14	17-19	22-25	28-32	31-36	38-45
10	5-5	9-10	14-16	19-21	25-28	31-36	35-41	42-51
20	5-6	11-11	16-18	22-24	28-31	34-40	38-46	45-57
25	5-6	11-12	17-18	22-25	29-33	35-41	40-47	47-59
30	6-7	11-12	17-19	23-26	29-34	36-43	40-49	48-60
	$A = 1500 \text{ km}^2$							
0,5	2-2	4-5	7-8	10-11	14-15	18-20	21-23	26-29
1	2-3	5-6	8-9	12-13	16-18	21-23	24-26	29-33
2	3-3	6-7	9-11	14-15	18-20	23-26	27-30	33-38
5	3-4	7-8	11-13	16-18	21-24	27-31	31-35	37-45
10	4-5	8-9	13-15	18-21	24-27	30-35	34-40	41-50
20	4-5	9-10	15-17	21-23	27-30	33-39	37-44	44-55
25	4-5	10-11	15-17	21-24	28-31	34-40	38-46	45-57
30	4-5	10-11	16-18	22-25	28-32	35-41	39-47	46-58

# Hoofdstuk 5

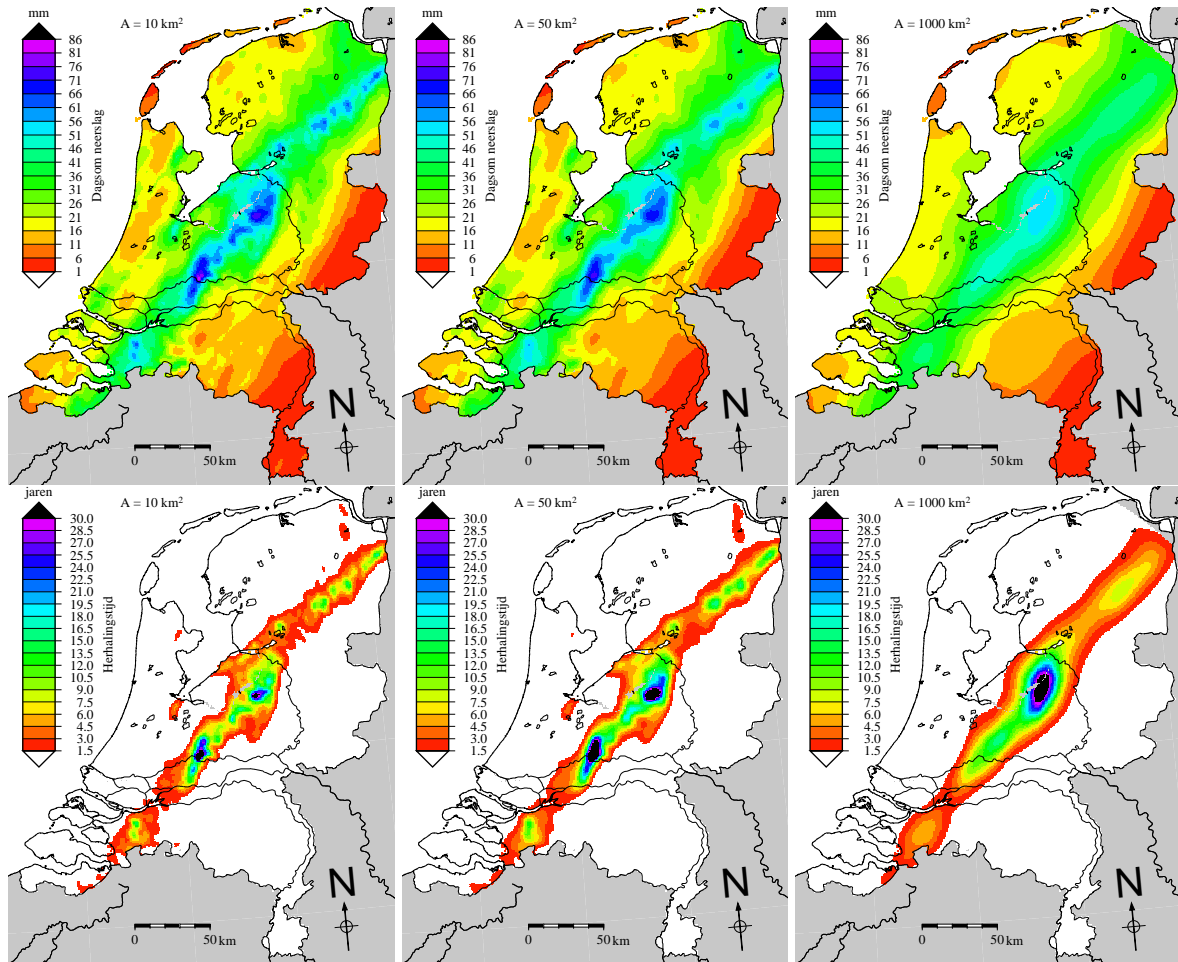
---

## Herhalingstijdkaarten voor gebiedsneerslag

De op radardata gebaseerde kansverdelingen uit hoofdstuk 4 bieden nieuwe mogelijkheden voor de evaluatie van extreme gebiedsneerslag. Een voorbeeld hiervan wordt gegeven in figuur 5.1. In de bovenste helft wordt de neerslagdagsom gegeven van 12 juli 2011, 10 uur - 13 juli 2011, 10 uur voor Nederland op basis van de klimatologische radardataset voor een gebiedsgrootte van 10 (links), 50 (midden) en 1000 (rechts) km<sup>2</sup>. Deze plaatjes zijn verkregen door te starten met het gecorrigeerde radarbeeld met een ruimtelijke resolutie van 1 km<sup>2</sup>. Voor een gebiedsgrootte van bijvoorbeeld 1000 km<sup>2</sup> wordt de gebiedsgemiddelde neerslag dan berekend door de dagsom te middelen over een vierkant van 31 bij 31 radarpixels. De dagsom wordt vervolgens toegekend aan de middelste radarpixel van dat gebied. Op deze wijze wordt voor elke radarpixel in het beeld een gebiedsgemiddelde dagsom berekend. In een brede strook van het zuidwesten naar het noordoosten van het land is die dag meer dan 21 mm regen gevallen voor de verschillende gebiedsgrootten. De meest intense neerslag binnen deze strook leidde op een aantal plaatsen tot wateroverlast. Met de statistiek van extreme gebiedsneerslag kan nu de herhalingstijd worden berekend voor de gebiedsneerslaghoeveelheden in figuur 5.1:

$$T(x; D, A) = \left[ 1 - \frac{\kappa(A)}{\gamma(D, A)} \left( \frac{x(D, A)}{\mu(D, A)} - 1 \right) \right]^{-\frac{1}{\kappa(A)}}, \quad (5.1)$$

waarin  $x(D, A)$  de neerslaghoeveelheid is in mm voor de duur  $D$  in uren en de gebiedsgrootte  $A$  in km<sup>2</sup>. Door de vergelijkingen 3.1, 3.2 en 3.3 te substitueren in vergelijking 5.1 kan de herhalingstijd worden berekend voor duren van 15 minuten tot 24 uren en gebiedsgrootten van 6 - 1700 km<sup>2</sup>. De vergelijking geldt voor herhalingstijden van 0,5 - 30 jaren. Voor langere herhalingstijden wordt aangeraden om alleen te vermelden dat de herhalingstijd langer of veel langer is dan 30 jaren (zie het einde van het vorige hoofdstuk).



**Figuur 5.1:** Neerslagsommen van 12 juli 2011, 10 uur - 13 juli 2011, 10 uur (bovenste helft) en corresponderende herhalingstijden (onderste helft) voor gebiedsgrootten van 10 (links), 50 (midden) en 1000 (rechts)  $\text{km}^2$ .

De onderste helft van figuur 5.1 geeft de corresponderende herhalingstijden van de gebiedsgemiddelde neerslagdagsommen in de bovenste helft. Bij een gebiedsgrootte van  $10 \text{ km}^2$  zijn er twee kleine gebieden waar de herhalingstijd langer is dan 20 jaren. Het oppervlak van deze gebieden neemt wat toe bij een gebiedsgrootte van  $50 \text{ km}^2$ . De neerslaghoeveelheid blijft dan ongeveer hetzelfde, waardoor de gebeurtenissen zeldzamer worden voor deze grotere gebiedsgrootte. Voor de gebiedsgrootte van  $1000 \text{ km}^2$  is er één gebied waarvoor de herhalingstijd langer dan 20 jaren is. De herhalingstijd vertoont bij deze gebiedsgrootte een vrij glad verloop over Nederland vanwege de sterke overlap van de  $1000 \text{ km}^2$  gebieden. Deze figuren demonstreren dat de waarde van de herhalingstijd en de gebieden met de meest extreme neerslag nogal kunnen variëren voor verschillende gebiedsgrootten. Elke individuele gebeurtenis heeft zo weer zijn eigen karakteristieken.

# Hoofdstuk 6

---

## Discussie, conclusies en aanbevelingen

### 6.1 Discussie en conclusies

Regenmeternetwerken hebben doorgaans een te lage dichtheid om betrouwbare kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag af te leiden voor duren korter dan een dag. Een 11-jarige klimatologische radardataset van neerslaghoeveelheden is gebruikt om kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag af te leiden voor Nederland. Dit is gebaseerd op Overeem et al. (2010a). Gecorrigeerde weerradardata zijn geschikt om kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag af te leiden, die kunnen worden gebruikt voor ontwerpdoeleinden in het waterbeheer en verificatie van weer- en klimaatmodellen. Hierdoor is het nu mogelijk om met één vergelijking de extreme gebiedsneerslag te berekenen voor duren van 15 minuten - 24 uren, gebiedsgrootten van 6 - 1700 km<sup>2</sup> en herhalingstijden van 0,5 - 30 jaren. Andersom kan met één vergelijking de herhalingstijd voor een gegeven duur en gebiedsgrootte worden berekend voor radarneerslagsommen. Hierdoor is dit rapport nuttig voor de evaluatie van extreme gebiedsneerslag of voor het opstellen van criteria van extreem of gevaarlijk weer.

Gebruik van een andere radardataset waarvan de kwaliteit afwijkt van die van de klimatologische radardataset kan tot fouten leiden in de gevonden herhalingstijden. Zo kan de kwaliteit van het operationele KNMI-radarneerslagproduct van dagsommen al iets minder zijn vanwege de andere correctiemethode, het niet beschikbaar zijn van alle regenmeterdata of het ontbreken van de validatie van regenmeterdata. Het operationele KNMI-radarneerslagproduct van 3-uursommen heeft doorgaans een duidelijk mindere kwaliteit, omdat maar data van 32 regenmeters beschikbaar zijn voor het uitvoeren van een correctie. Hierdoor kan alleen een kwalitatieve schatting van de herhalingstijd worden gemaakt. Het verdient daarom aanbeveling om radardata te gebruiken die in ieder geval zijn gecorrigeerd met data van het KNMI-handregenmeternetwerk.

Het klimaat wordt doorgaans gedefinieerd als het gemiddelde weer over 30 jaren. De kans-

verdelingen van extreme gebiedsneerslag in Nederland zijn afgeleid op basis van radardata over de periode 1998-2008. Een dataset van 11 jaren kan minder representatief zijn voor het klimaat, doordat individuele jaren een vrij grote invloed kunnen hebben. De relatief korte dataset voor dit soort toepassingen zorgt ook voor vrij grote onzekerheden in de kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag voor lange duren, lange herhalingstijden of grote gebieden. Mede hierom is als maximale herhalingstijd 30 jaren gekozen. Het verdient aanbeveling om langere herhalingstijden alleen de kwalificatie “herhalingstijd (veel) groter dan 30 jaren” te geven. Door de relatief korte dataset is ook de gebiedsreductiefactor ARF vrij onzeker bij een herhalingstijd van 30 jaren. Dit wordt vooral veroorzaakt door de onzekerheid van de vormparameter van de GEV-verdeling en de verandering van deze parameter als functie van de gebiedsgrootte. Behalve meer neerslagdata, kan stochastische simulatie het inzicht in de verandering van de vormparameter als gevolg van het middelen over een gebied verbeteren. Het stochastische gedrag van extremen over een gebied (“spatial extremes”) is een onderwerp dat zich de laatste jaren sterk heeft ontwikkeld in de wiskundige statistiek.

Overeem et al. (2009a) regionaliseren extreme gebiedsneerslag op basis van de klimatologische radardataset met een gebiedsgrootte van 6 km<sup>2</sup>. Ze leiden regionale regenduurlijnen af voor een gebiedsgrootte van 6 km<sup>2</sup> voor een regio van ongeveer 700 km<sup>2</sup>. Hieruit blijkt dat de onzekerheden behoorlijk groot worden. Aangezien deze onzekerheden relatief groter worden voor een toenemende gebiedsgrootte, is het op dit moment niet verantwoord om de extreme gebiedsneerslag in dit rapport te regionaliseren. Overigens lijken de regionale verschillen in extreme neerslag in Nederland relatief klein. Volgens Buishand et al. (2009) zijn de neerslagstatistieken voor duren van 1 - 9 dagen van De Bilt representatief voor een groot deel van het land, hoewel voor verschillende delen de extreme neerslaghoeveelheden van De Bilt moeten worden vermenigvuldigd met een correctiefactor die varieert van 0,93 tot 1,14.

De gemiddelde databeschikbaarheid is ongeveer 80% en dat kan resulteren in lagere jaarmaxima. Echter, de databeschikbaarheid is hoger van juni tot september, 90%, en in die periode zijn de meeste jaarmaxima waargenomen voor een gebiedsgrootte van 6 km<sup>2</sup> (Overeem et al., 2009a). Bovendien toont een theoretische studie aan dat 10% missende data slechts een kleine invloed heeft op de grootte van de GEV-parameters (zie appendix C in Overeem (2009)).

Kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag voor duren korter dan 15 minuten zijn niet gegeven. Het blijkt dat voor de kleinste tijdstap van 5 minuten de waarden soms onrealistisch hoog kunnen zijn. Dit zal ook samenhangen met beperkingen van de correctie met regenmeterdata. Immers, slechts 32 regenmeters meten continu en de correctie op dagbasis met 326 regenmeters is niet representatief voor zo'n korte duur. Bovendien zijn de 5-minuutdata van de radar slechts gebaseerd op 1 scan per 5 minuten, waardoor ze minder representatief kunnen zijn voor wat er gedurende die 5 minuten is gevallen. De scan is

dus een momentopname en geen geïntegreerde waarde over die 5 minuten. Door bovengenoemde factoren neemt de kwaliteit van de radardataset gemiddeld af voor afnemende duren. Voor 5 minuten is de kwaliteit onvoldoende om een extreme neerslagstatistiek af te leiden. Voor kwantitatieve toepassingen is het dan ook verstandig om de data te accumuleren tot minimaal 15-minuutsommen.

De huidige neerslagstatistieken uit binnen- en buitenland geven doorgaans de kans op extreme neerslag op een vaste locatie. Echter, dezelfde hoeveelheid zal veel vaker ergens in een gebied worden overschreden dan op een vaste locatie in dat gebied. De kans op extreme neerslag op een willekeurige locatie in een gebied, bijvoorbeeld ergens in Nederland, is dus groter dan de gebruikelijke neerslagstatistieken aangeven. Overeem et al. (2009b) geven een aanzet voor het gebruik van radardata om de kans op neerslag ergens in Nederland te berekenen. Zij vinden dat een dagsom van 08.00 - 08.00 UTC van 100 mm of meer gemiddeld 28 keer per jaar wordt gemeten in de 6190 radarpixels van 6 km<sup>2</sup> in de periode 1998-2007. Dit terwijl deze hoeveelheid gemiddeld slechts eens in de honderden jaren wordt overschreden in een vast gebied van 6 km<sup>2</sup>. Dit soort informatie kan dus verklaren waarom extreme neerslaghoeveelheden met herhalingstijden van enkele tientallen jaren diverse keren per jaar door regenwaarnemers in Nederland worden gemeten. Om kansverdelingen van de extreme neerslag op een willekeurige locatie of op een willekeurig gebied in Nederland af te leiden is een veel langere radardataset nodig.

Hoewel de afgeleide kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag nu al waardevol zijn, is voor korte duren wel enige onderschatting gevonden van de neerslaghoeveelheid voor een gebiedsgrootte van 6 km<sup>2</sup> ten opzichte van die gebaseerd op puntmetingen van regenmeter-netwerken van dezelfde periode (Overeem et al., 2009a). Dit komt waarschijnlijk door resterende fouten in de radardataset, doordat maar weinig regenmeterwaarnemingen met een hoge temporele resolutie beschikbaar zijn voor correctie van radardata. Verder kan dit tot op zekere hoogte worden toegeschreven aan een gebiedsreductie-effect. Vanaf 2008 zijn de data van alle 14 elevatiescans opgeslagen en is de ruimtelijke resolutie bovendien verhoogd naar 1 km<sup>2</sup>, dichterbij het meetvolume van een regenmeter. Hierdoor wordt het mogelijk om de kwaliteit van de radardata voor met name korte duren te verbeteren door fysische correcties. Door puntmetingen over dezelfde periode te analyseren als de radardata is het dan misschien haalbaar relaties als 3.1, 3.2 en 3.3 op te stellen voor alle gebiedsgrootten ( $A > 0$  km<sup>2</sup>). Ook het corrigeren van radardata met data van commerciële microgolfstraalverbindingen of een upgrade van de weerradars kan tot kwaliteitsverbeteringen leiden. Tevens kan het combineren van radarbeelden van Belgische en Duitse radars met die van de Nederlandse radars de kwaliteit verhogen. Data van microgolfstraalverbindingen zijn pas vanaf 2011 op grote schaal beschikbaar en een upgrade van de radar zal op zijn vroegst in 2015 plaatsvinden. Vaak is nog veel aanvullend onderzoek nodig, ook voor het operationeel maken van een verbeterd radarneerslagproduct.

## 6.2 Aanbevelingen

In dit rapport wordt veel informatie gegeven over de kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag in Nederland. In de toekomst zijn verbeteringen mogelijk door verbeterde radar-data en langere meetreeksen. Hierbij is vooral de factor tijd van belang. Des te langer de reeksen, des te kleiner de onzekerheden in de extreme gebiedsneerslagstatistieken. Daarom worden de volgende aanbevelingen gedaan:

- Herhaal de analyse in dit rapport als een minstens 10 jaren langere dataset beschikbaar is. Hierdoor reduceren de onzekerheden in neerslagschattingen (bij 10 jaren met ongeveer 30%). Bijkomend voordeel is dat de geschatte kwantielen van de extremen dan ook representatiever zijn voor het huidige klimaat en minder gevoelig voor extreme gebeurtenissen in individuele jaren. Een aandachtspunt is dat de kwaliteit van de radar-data in de loop van de tijd kan verbeteren. Hierdoor kunnen inhomogeniteiten in de reeksen ontstaan, die de analyse bemoeilijken. Men zou er dan voor kunnen kiezen om alleen de verbeterde radar-data te gebruiken. Dit vereist echter wel het opbouwen van lange reeksen, voordat deze geschikt zijn voor het afleiden van betrouwbare kansverdelingen van extreme gebiedsneerslag. Op het moment van schrijven zal het nog lang duren voordat bijvoorbeeld een 10-jarige radardataset beschikbaar komt met een verbeterde kwaliteit.
- Voor dagsommen is het nu reeds mogelijk meer betrouwbare schattingen van de extreme gebiedsneerslag en de gebiedsreductiefactor voor lange herhalingstijden te verkrijgen op basis van een uitgebreid bestand van dagaftappingen van handregenmeters. Een beperking hierbij is dat gemiddeld ongeveer 1 regenmeter per 150 km<sup>2</sup> beschikbaar is over de periode 1951-2009.

## Dankwoord

Wij bedanken Jules Beersma (KNMI) voor zijn waardevolle commentaar op een concept van dit rapport.



# Bibliografie

- Allen, R. J. & A. T. DeGaetano: 2005a, Areal reduction factors for two eastern United States regions with high rain-gauge density. *Journal of Hydrologic Engineering*, **10**, 327–335, doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2005)10:4(327).
- 2005b, Considerations for the use of radar-derived precipitation estimates in determining return intervals for extreme areal precipitation amounts. *Journal of Hydrology*, **315**, 203–219, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.03.028.
- Bell, F. C.: 1976, *The Areal Reduction Factor in Rainfall Frequency Estimation*. Report no. 35, Institute of Hydrology, Wallingford.
- Beran, M. A. & M. J. Nozdryn-Plotnicki: 1977, Estimation of low return period floods. *Hydrological Sciences Bulletin*, **XXII**, 275–282.
- Buishand, T. A., R. Jilderda, & J. B. Wijngaard: 2009, *Regionale verschillen in extreme neerslag*. Scientific report WR-2009-01, KNMI, De Bilt, [www.knmi.nl/bibliotheek/knmipubWR/WR2009-01.pdf](http://www.knmi.nl/bibliotheek/knmipubWR/WR2009-01.pdf).
- Buishand, T. A. & C. A. Velds: 1980, *Neerslag en Verdamping*. KNMI, De Bilt, [http://www.knmi.nl/bibliotheek/knmipubDIV/Neerslag\\_en.verdamping.pdf](http://www.knmi.nl/bibliotheek/knmipubDIV/Neerslag_en.verdamping.pdf).
- Buishand, T. A. & J. B. Wijngaard: 2007, *Statistiek van extreme neerslag voor korte neerslagduren*. Technical report TR-295, KNMI, De Bilt, [www.knmi.nl/publications/fulltexts/tr295.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/tr295.pdf).
- Durrans, S. R., L. T. Julian, & M. Yekta: 2002, Estimation of depth-area relationships using radar-rainfall data. *Journal of Hydrologic Engineering*, **7**, 356 – 367, doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:5(356).
- Holleman, I.: 2006, *Bias adjustment of radar-based 3-hour precipitation accumulations*. Technical report TR-290, KNMI, De Bilt, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/tr\\_3houraccu.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/tr_3houraccu.pdf).
- KNMI: 2000, Precipitation. In: Handbook for the Meteorological Observation, blz. 91-110, KNMI, De Bilt. <http://www.knmi.nl/samenw/hawa/download.html>.
- Langbein, W. B.: 1949, *Annual floods and the partial-duration flood series*. *Transactions American Geophysical Union*, **30**, 870–881.

- Lombardo, F., F. Napolitano, & F. Russo: 2006, On the use of radar reflectivity for estimation of the areal reduction factor. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **6**, 377–386.
- Michelson, D., T. Einfalt, I. Holleman, U. Gjertsen, K. Friedrich, G. Haase, M. Lindskog, & A. Jurczyk, eds.: 2005, *COST Action 717: Weather Radar Data Quality in Europe: Quality Control and Characterisation - Review*. Publ. of Report EUR 21955EU, Publications Office (Brussels).
- NERC: 1975, *Flood Studies Report*. Natural Environment Research Council, London.
- Omolayo, A. S.: 1993, On the transposition of areal reduction factors for rainfall frequency estimation. *Journal of Hydrology*, **145**, 191–205.
- Overeem, A.: 2009, *Climatology of extreme rainfall from rain gauges and weather radar*. Proefschrift Wageningen Universiteit, <http://edepot.wur.nl/14584>.
- 2010, Buienradar brengt kans op extreme regenval in kaart. *Het Weer Magazine*, **11**, 4, 31–33, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/weer\\_04\\_3133.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/weer_04_3133.pdf).
- Overeem, A., T. A. Buishand, & I. Holleman: 2008, Rainfall depth-duration-frequency curves and their uncertainties. *Journal of Hydrology*, **348**, 124–134, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.09.044.
- 2009a, Extreme rainfall analysis and estimation of depth-duration-frequency curves using weather radar. *Water Resources Research*, **45**, W10424, doi:10.1029/2009WR007869.
- Overeem, A., T. A. Buishand, I. Holleman, & R. Uijlenhoet: 2010a, Extreme value modeling of areal rainfall from weather radar. *Water Resources Research*, **46**, W09514, doi:10.1029/2009WR008517.
- Overeem, A., I. Holleman, & T. A. Buishand: 2009b, Derivation of a 10-year radar-based climatology of rainfall. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 1448–1463, doi:10.1175/2009JAMC1954.1.
- 2009c, Neerslagklimatologie uit weerradar. *H2O*, **42**, 8, 31–33, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/h2o\\_neerslagklimatologie\\_radar.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/h2o_neerslagklimatologie_radar.pdf).
- 2010b, Extreme rainfall climatology from weather radar. In: KNMI Triennial Scientific Report 2007-2009, blz. 44-49, KNMI, De Bilt. [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/triennial\\_2010\\_overeem.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/triennial_2010_overeem.pdf).
- Overeem, A., H. Leijnse, & R. Uijlenhoet: 2011, Measuring urban rainfall using microwave links from commercial cellular communication networks. *Water Resources Research*, **47**, W12505, doi:10.1029/2010WR010350.
- Rinehart, R. E.: 2004, *Radar for Meteorologists*. Rinehart Publications, fourth edition.

- Smits, I., J. B. Wijngaard, R. P. Versteeg, & M. Kok: 2004, *Statistiek van extreme neerslag in Nederland*. STOWA publicatie 2004-26, STOWA, Utrecht, <http://edepot.wur.nl/118831>.
- Wauben, W.: 2006, *KNMI Contribution to the WMO Laboratory Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges*. Technical report TR-287, KNMI, De Bilt, <http://www.knmi.nl/~wauben>.
- Witter, J. V.: 1984, *Heterogeneity of Dutch rainfall*. Proefschrift Landbouwhogeschool Wageningen, Wageningen.



# Bijlage A

---

## Afleiding kwantielfunctie

De kwantielfunctie van de GEV-verdeling voor jaarmaxima wordt gegeven door (Overeem et al., 2010a):

$$x(T_{\text{jmax}}; D, A) = \mu(D, A) + \frac{\mu(D, A)\gamma(D, A) \left\{ 1 - [-\ln(1 - T_{\text{jmax}}^{-1})]^{\kappa(A)} \right\}}{\kappa(A)} \text{ voor } \kappa \neq 0. \quad (\text{A.1})$$

Hier geeft  $x(T_{\text{jmax}}; D, A)$  het jaarmaximum van de neerslag weer dat gemiddeld eens in de  $T_{\text{jmax}}$  jaren wordt overschreden als functie van de duur  $D$  en de gebiedsgrootte  $A$ . Deze herhalingsstijd heeft betrekking op een tijdsinterval tussen twee jaarmaxima.  $T_{\text{jmax}}$  is altijd groter dan 1 jaar. De gemiddelde herhalingsstijd  $T$  tussen twee overschrijdingen van een bepaald niveau in de partiële duurreeks is kleiner dan  $T_{\text{jmax}}$ , omdat in een jaar meer dan één overschrijding van dat niveau kan plaatsvinden. Tussen  $T$  en  $T_{\text{jmax}}$  vindt Langbein (1949) de volgende relatie, zie ook Buishand & Velds (1980):

$$T_{\text{jmax}} = \frac{1}{1 - \exp\left(-\frac{1}{T}\right)}. \quad (\text{A.2})$$

Beran & Nozdryn-Plotnicki (1977) laten zien dat vergelijking A.2 geldig is als het aantal overschrijdingen in een jaar een Poisson-verdeling volgt. Bij neerslaghoeveelheden voor korte duren is hieraan voldaan als opeenvolgende extreme gebeurtenissen onafhankelijk zijn, wat men nastreeft bij het construeren van de partiële duurreeks.

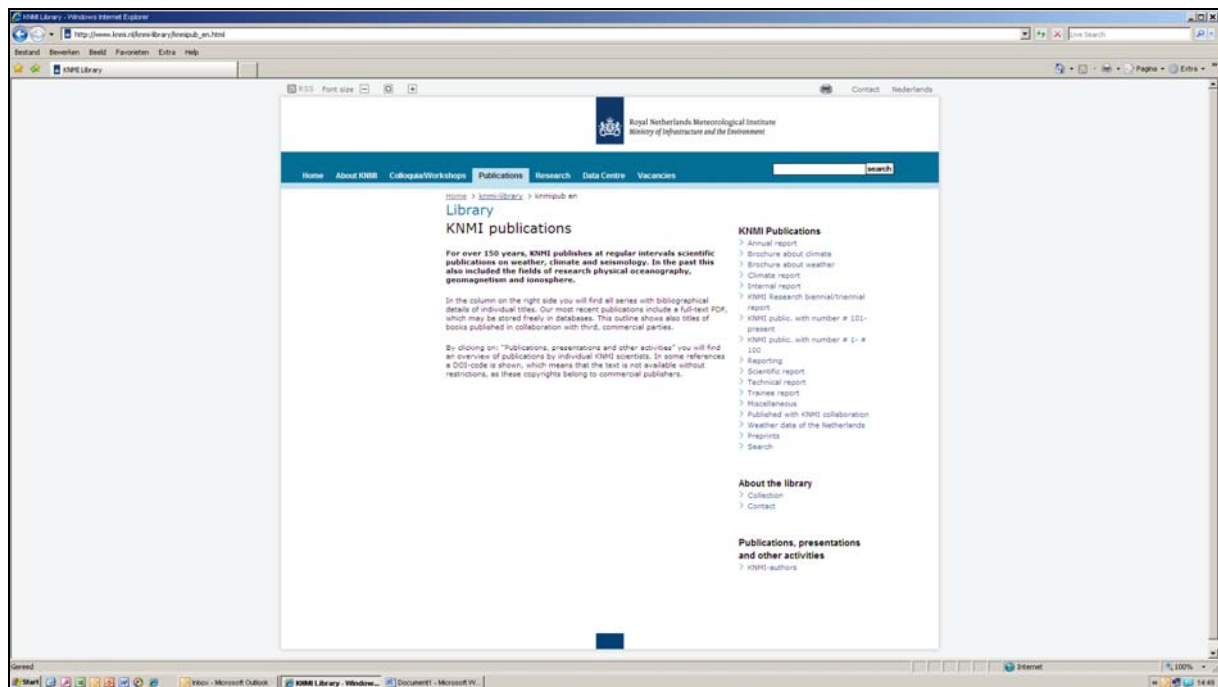
Substitutie van vergelijking A.2 in vergelijking A.1 geeft ten slotte:

$$x(T; D, A) = \mu(D, A) + \frac{\mu(D, A)\gamma(D, A)[1 - T^{-\kappa(A)}]}{\kappa(A)} \text{ voor } \kappa \neq 0. \quad (\text{A.3})$$



A complete list of all KNMI -publications (1854 – present) can be found on our website

[www.knmi.nl/knmi-library/knmipub\\_en.html](http://www.knmi.nl/knmi-library/knmipub_en.html)



The most recent reports are available as a PDF on this site.

